地球型惑星内部物理学の最近の進展

小 河 正 基*

Recent Advances in Geophysical Studies of the Interior of Terrestrial Planets

Masaki OGAWA*

[Received 26 May, 2014; Accepted 25 December, 2014]

Abstract

Great advances on observational studies of terrestrial planets including our own Earth since the 1990s suggest that we should fundamentally revise our view on the evolution of planetary interiors. It has been implicitly assumed that the mantle of a terrestrial planet evolves quasi-statically due to heat extraction by mantle convection. Tomographic studies on the Earth's mantle together with geologic studies, however, show that the overturn time of mantle convection is on the order of a billion years, which is comparable to the age of the Earth. So the evolution of the Earth's mantle is a dynamic process and the quasi-static model of mantle evolution is no longer tenable. Images of terrestrial planets recently sent from spacecraft suggest that the evolution of terrestrial planets depends systematically on their size, and that the evolution of the Earth should be understood in the context of this systematic relationship. The finding of super-Earths implies that we must figure a way to infer the evolution of these planets from limited information, such as the planetary mass, radius, and the composition of the atmosphere, on the basis of studies on terrestrial planets in our solar system. Geologic studies on Archean continents older than 2.5 billion years show that the tectonic regime of early Earth is qualitatively different from that of modern Earth, so the magmatism-mantle convection system in the Earth must have experienced a regime-transition at some point in its history. More dynamically oriented models of mantle evolution would be useful for predicting how the Earth's mantle evolved at its earliest stages on the basis of observations of other celestial bodies such as the Moon, where the old surface is still preserved. Further refinement of seismic studies on the Earth's interior combined with studies on the properties of mantle materials under high pressures are crucial to improve our understanding of the history of the Earth's interior.

Key words : planetary evolution, mantle dynamics, comparative planetology, seismic tomography, magma ocean

キーワード : 惑星進化, マントルダイナミクス, 比較惑星学, 地震波トモグラフィー, マグマオーシャン

I. はじめに

1980年代までの地球内部進化の研究は、地震波を用いた地球内部の球対称構造の解明、高圧下

でのマントル物質の物性の研究に基づくこの球対称構造の解釈、地球化学的手法によるマントルの化学組成や同位体組成の推定、地球内部の進化の要と期待された地球形成期のマグマオーシャンの

* 東京大学大学院総合文化研究科

* Graduate School of Arts and Sciences, University of Tokyo, Tokyo, 153-8902, Japan

モデリングなど起源の異なる分野を横断して行われていた。しかしこれらの研究により得られたさまざまな地球内部進化モデルを検証する決め手となる現実の地球の観測データは不足しており、また異分野間の交流も十分には機能せず、研究はこう着状態に陥っていた。さらに、地球の進化は宇宙でただ1回しか起こらなかった地球固有の現象だとすると、その研究は現象を記載する段階より先へは進めないのではないかとという危惧があった。しかしこの状況は、月や火星などの地球型惑星の人工衛星による探査や、地震波トモグラフィーによる地球内部三次元構造の研究、系外惑星系の発見、高压下での岩石物性の理解、および地質学的手法による太古代から現在までの地球史研究の急速な進展により、1990年代以降根本的に変貌した。惑星探査により、地球型惑星の進化の定性的特徴とその惑星のサイズとの間には顕著な相関があることが明らかになりつつある。これらの発見は、従来不可能と考えられていた、比較的簡単な物理モデルを用いた地球型惑星一般の内部進化の理解が可能であることを示唆している。また、最近の太陽系外惑星系の発見は、半径、質量、大気組成など限られた情報からその惑星の進化を推定する手段を開発することの必要性を示した。さらに、地震波トモグラフィーにより明らかになった地球のマントルのグローバルなスケールでの三次元不均質構造に基づく研究により、プレート運動に伴うマントル対流は数十億年という長い時間スケールで起こっていることが明らかになった。これは、近年地質学的に明らかにされた地球史の概要とあいまって、「地球はその冷却の結果『準』静的に進化した」という1980年代までの地球進化に対する考え方の根本的な変革を迫る発見であった。本稿では、これらの地球型惑星内部の研究の近年の急速な進展について概観する。

II. 1980年代までの地球観

1) マントル進化モデル

1980年代までの地球内部物理学においては、一方で地震波を用いて地球の球対称構造を明らか

にし、他方で高压下での岩石の地震波速度や密度を測定し、この二つのデータをつきあわせることにより地球内部の状態や進化を解明することを目指すという“Elasticity and constitution of the Earth's interior” (Birch, 1952) で論じられた方向で研究が進んだ。その一つの到達点で、Dziewonski and Anderson (1981) による地震波速度構造 PREM (Preliminary Reference Earth Model) の提唱であった (図 1a 参照)。この一連の研究においてとくに注目を集めたのが、Birch (1952) の C 層 (現在の定義では遷移層) である。遷移層における地震波速度分布から、ここで深さとともに結晶の相転移や化学組成の変化があるのではないかと推測され、さらに深発地震が 700 km 以深では起こらないという観測事実とあいまって、Birch (1952) では、地球形成期にマントルは大規模に分化し組成の異なる B 層 (上部マントル) と D 層 (下部マントル) に分かれ、その間に位置する C 層 (遷移層) を通してのマントル対流の流れは妨げられてきたとする仮説が一つの可能性として示唆された。この仮説で主張されたように C 層でマントルの化学組成は変化しているのか、あるいはマントルは組成的には均質で C 層は単なる相転移がいくつか起こっているだけの層なのかを検証することは、これ以降の高压下での岩石物性とマントルの地震波速度構造の研究の一つの主要課題となった。後に、遷移層の地震波不連続面 (とくに 660 km 不連続面) は相転移によって引き起こされていることが高压下でのかんらん石の相図の研究から明らかにされ (例えば, Ito and Takahashi, 1989), 必ずしも組成的境界とは限らないことが示された。しかし、とくに深発地震の震源分布を根拠に、深さ 660 km での相境界は同時に組成境界でもありマントル対流は二層対流として起こっているとする説はこの後も主張され続けた。

二層対流モデルはとくに地球化学者の間で広く支持された (例えば Hofmann (1997) のレビューを参照)。これは、海洋地殻を構成する海嶺玄武岩 (Mid Ocean Ridge Basalt または MORB) とホットスポットの玄武岩 (Ocean Island Basalt

(a) Preliminary Reference Earth Model

(Dziewonski & Anderson, 1981)

(b) Geochemical reservoirs

(Hofmann, 1997)

(c) models of mantle structure

(Hofmann, 1997)

(Hofmann & White, 1982)

図 1 (a) 地球内部の球対称地震波速度・密度構造 PREM. (b) 海嶺玄武岩 (MORB) と代表的なホットスポット (ハワイ, トリスタン, ツブアイ) における海洋島玄武岩 (OIB) および大陸地殻中の元素の存在度. (c) 1980 年代当時考えられていたマンツルのモデル. 左は 2 層対流を仮定したモデルの例, 右は全マンツル対流を仮定したモデルの例. (Elsevier および Nature Pub. Group より許可を得て転載)
図 1-6: カラー図は J-STAGE で公開している本論文の電子ファイルを参照.

Fig. 1 (a) PREM: A spherically symmetric seismic model of the Earth's interior. (b) Elemental abundance pattern observed for mid-ocean ridge basalt (MORB) and ocean island basalt (OIB) sampled at Hawaii, Tristan, and Tubuai. (c) Some examples of the models of the Earth's mantle proposed in the 1980s. Mantle convection is assumed to occur as a layered convection (left) or as a whole mantle convection (right). (Reproduced with permission by Elsevier and Nature Pub. Group.)

Figs. 1-6: For interpretation of the references to color in the captions of these figures, the reader is referred to the web version of this article.

または OIB) の分析から、マントルには少なくとも二つの組成的に異なる領域(リザーバー)があることが推測されていたからである。すなわち、MORB の源(おそらく最上部マントル)は始原的な隕石と比べて不適合元素(incompatible elements; 岩石が部分熔融した場合マグマに濃集する性質をもった元素)に欠乏しているのに対し、OIB の源(おそらくマントル深部)にはこのような欠乏を示す証拠はみられない(図 1b 参照)。二層対流モデルに従い、上部マントル・遷移層は欠乏リザーバー、下部マントルは非欠乏リザーバーであり、ホットスポットの火山活動を引き起こすブルームは下部マントルから浮上してくるとするとこれらの観測事実はうまく説明される(図 1c に当時考えられていた二層モデルの例を示す)。

これに対し付録 1 の 2) 節で解説したパラメーター化対流モデルを用いたマントルの熱収支の計算からは、二層モデルでは下部マントルから対流により効率よく熱を地球外に放出することができず、放射性元素による発熱のため現在下部マントルは大規模に融けていないといけなはずであることが指摘され、マントル対流は一層対流であると強く主張された(例えば, Spohn and Schubert, 1982)。この一層対流モデルでは、MORB と OIB の違いは例えば図 1c のように説明された(Hofmann and White, 1982)。すなわち、沈み込んだ海洋地殻がコア・マントル境界(Core-Mantle Boundary または CMB)上に溜まり非欠乏リザーバーを形成し、地球史を通じてそこから間欠的に大規模なブルームが浮上しTECTONIC な活動を活性化する一方、地殻を生み出した残りのマントルが欠乏リザーバーとなるというものである。

このように、一層モデルか二層モデルかという議論は、どちらも決定的証拠を提示することができず膠着状態に陥っていた。

2) マグマオーシャンと地球進化

観測からマントル対流は一層か二層かを解明することを目的とした研究と並行して、本当に Birch (1952) に示唆されたように「地球形成期

にマントルは大規模に分化した」のかどうかを解明するための研究も行われた。ここで注目されたのが、月の探査に基づく研究から生まれたマグマオーシャンという概念である(例えば, Warren, 1985)。月ではその地殻を構成する岩石の分析から、形成期に隕石の集積や巨大隕石の衝突の際解放される重力エネルギーの一部を使って内部は高温になり大規模に融けたとされているが、同様なことは地球でも起こり、このとき内部はコアとマントルに分離したと考えられた(例えば, Stevenson, 1981)。二層モデルの立場からは、このときマグマオーシャンのなかでさらに固相とマグマの分離が起き、マントルは遷移層をはさんで上下に分化したと考えられた(例えば, Anderson, 1989)。逆に、もし一層モデルを支持するなら、なぜこのときマントルは大規模に分化しなかったのかを明らかにすることが重要な課題となる。

日本でも二層モデルの考えに沿って地球進化の研究を押し進めようとする流れがあった(島津, 1967)。Abe and Matsui (1986) などによるマグマオーシャンからの脱ガスによる大気・海洋の形成モデルの構築、Ohtani (1985) などのマグマオーシャンでのマントルの大規模な分化に関する研究などがその例である。そしてこのとき、(1) 高压下での岩石の融解実験(例えば, Ohtani, 1987)、(2) マグマオーシャンにおける固相・マグマ分離とその結果形成されると期待されるマントルの組成的成層構造の解明を目指した数値モデリング(例えば, Abe, 1993)、(3) 現在マントルは上下に分かれているかどうかを解明することを目的とした地震学的研究、および(4) マントルが化学成層している可能性を考慮した 45 億年間にわたる進化の数値シミュレーションが試みられた。また、(5) 地球形成期に分化した大気海洋、マントル、コアはその後独立に進化したのではなく、お互い相互作用をしながら今日まで進化したのであるという考え方(多圏相互作用)が打ち出され(島津, 1967)、この方向での研究も模索された。このように、マグマオーシャンはマントル進化の要となる重要なプロセスであると考えられた。

3) マントルダイナミクス

以上の地球内部構造に立脚した地球進化の研究と並んで、地球のテクトニックな活動をつかさどるマントル対流の研究も進められていた。マントル対流という概念は、放射性元素の壊変により地球内部で生じた熱をどのようにして外界に放出するかという問題を考察する過程で“Radioactivity and Earth movements”のなかでHolmes (1931)により導入され、大陸移動やさまざまなテクトニックな活動を引き起こす原動力として議論された。付録1の2)節に解説したように、熱対流はマントルの粘性率がある臨界値より低くなったときに起こる。当時マントルの粘性率はあまり正確には知られていなかったが、それでもこの臨界値よりは十分低いと考えられていた。この考えは後にpost glacial reboundの解析によるマントルの粘性率の見積もりによって裏付けられた(Haskell, 1937)。

このマントル対流という概念は1960年代末までにプレートテクトニクスという形に整備され、具体的にプレート運動のパターンも岩石磁気学と岩石の放射年代測定技術の発達により解明されていった。1970年代に入るとマントルダイナミクスの研究は、海底の年齢と深さや熱流量との関係測定しプレートテクトニクスの考えに基づきこれらの観測量を定量的に説明したり、マントルの粘性率をより正確に測定したりするという問題に関心の中心を移していった。この研究の一連の流れについては例えばDavies (2011)を参照されたい(プレートの理解に関しては、付録1の1)節にいくつかのコメントをした)。プレートテクトニクスは、マントル全体にわたって起こるマントル対流という観測の困難な現象のうち地表面付近の流れのみをとりだし、剛体の板の運動という簡単に観測による制約の可能な運動でモデル化し、造山運動や火山活動など現在の地球のテクトニックな活動の大枠を説明することに成功したという点で優れたモデルであった。しかし当時はコンピュータの性能に問題があり、このプレートテクトニクスを出発点としてそれを包含するマントル対流全体のモデルを構築するという試みは将

来の課題として残された(例えば, McKenzie, *et al.*, 1974)。

4) 課題

マントル対流のモデリングの困難さは、マントルの進化の研究にとって深刻な問題であった。マントルの進化は、マントルのダイナミクスすなわちマグマオーシャンも含めた火成活動によるマントルの分化と火成活動およびマントル対流による熱物質輸送の結果起こるが、上述の通りそのモデリングは当時困難であった。また、地震波トモグラフィや惑星探査のデータが限られていたこの時代には、たとえモデリングが実行できたとしても、その結果を観測から検証することも不可能であった。このため、地球の進化の研究ではマントルのダイナミクスは無視され、一層対流か二層対流の仮定の下でマントルやコアの熱収支をパラメーター化対流という手法を用いて推定するという研究がなされた(例えば, Davies, 1980; Spohn and Schubert, 1982; Stevenson, 2003)。このパラメーター化対流では、付録1の2)節で解説するようにマントルの平均の温度や粘性率からマントル対流による熱輸送量が見積もられるが、この手法が使えるためには、対流の時間スケールが地球の進化の時間スケールより十分短く、地球の進化にもかかわらずつねに対流がその時々平均温度や粘性率に対応する定常状態に達している必要がある。しかし現実には、この定常状態の仮定が成り立ち、マントル進化が定常状態のゆっくりとした変遷、あるいは熱力学で用いられる「準」静的変化という考え方で理解できるかどうかは決して自明のことではない。また、仮にマントル対流が定常状態になっていたとしても、マントルの平均温度に対応するマントル対流や火成活動の起こり方を明らかにしない限り、マントルの熱史が地球のテクトニクス史にどのような変化を引き起こすかを予測することはできない。マントル対流のパラメーター化モデルからダイナミクス・モデルへの発展は、地球の内部進化とテクトニクス史の研究において必要不可欠なステップであった。

マグマオーシャンの研究も深刻な問題を抱えていた。マグマオーシャンによるマントル分化(も

し起これば)の過程をモデリングにより研究する上で重要な点は、この時期に形成されたマンツルの構造が部分的にせよ現在も保存されており観測によるモデルの検証が可能なことである。もし、Birch (1952) が推定したようにマンツルが遷移層を境として二層に分化したというモデルを立てるなら、その後のマンツル対流が二層対流として起こっているか、少なくとも現在のマンツルの構造のどこかに地球形成期に形成された構造が反映されている必要がある。同様のことは、例えば後に Labrosse *et al.* (2007) や Lee *et al.* (2010) などで提案されたような、マグマオーシャンによる組成的に高密度な生成物がコア・マンツル境界 (CMB) 上に蓄積されたというモデルについてもいえる。このマグマオーシャンのモデルは検証可能かどうかという問題は、1990 年代以降の固体地球物理学の発展を理解する上で重要な意味をもつ (III 章 3-3 節参照)。

さらにこの当時の地球進化の研究では、研究そのものの意義についても疑問が投げかけられていた。それは、もし地球の進化が宇宙のなかでただ 1 回きりの特殊な現象だとしたら、その研究はただ過去に起こった出来事を記載するだけに終わってしまうのではないかというものである。とくに問題なのは、いくらモデルを立てて地球の進化を理解しようとしても、ただ 1 回きりの現象に対して立てたモデルを検証することができるのかという点である。地球科学では、地球という非常に複雑な系を扱うため、完全に物理法則のみに基づく第一原理的なモデルの構築は不可能であり、そこには、必然的に現象論的な要素が入ってきてしまう。ところが、現象論とは単に直感的に「自然現象のからくりはこうなっているのではないか」と思ったことを数式の形で明示的に表現し整理したにすぎず、モデル自体のなかにはその正当性を証明する根拠は何もない。観測によるモデルの検証は、地球進化の理解にとって必要不可欠である。(この点に関しては熊沢 (2002) を参照。) この問題に答えるための一つの有力な手段は比較惑星学である。われわれの太陽系にはさまざまな進化の経路をたどった地球型惑星がある。単一の

モデルを用いて、地球も含めたこれらの惑星の進化をパラメーターの違いにより統一的に予言し惑星探査によりその予言を検証できるなら、地球の進化も、その枠組みのなかで理解できる可能性がでてくる。実際以下の III 章 1) 節に述べるように、惑星の固有磁場の有無を手がかりとして水星・火星・金星・地球のコアとマンツルの熱進化を単一のパラメーター化対流モデルの枠組みのなかで説明しようとした試みもあったが (Steven-son *et al.*, 1983), 固有磁場だけでは、熱史モデルを検証するには不十分であった。

III. 1990-2000 年代の固体地球惑星物理学

以上述べたように 1980 年代中頃の地球の進化の研究は、(1) マグマオーシャンにより形成されたと期待される初期マンツルの構造の実証的解明の困難さ、(2) 「準」静的なマンツル進化という概念の正当性に対する疑問、(3) プレートテクトニクスを超えるマンツルダイナミクスのモデルを構築することの困難さ、(4) 「宇宙で 1 回しか起こらなかった」地球のマンツル進化の研究を記載科学の段階から前へ進めることの困難さという問題を抱えていた。ところが、1990 年代に入り大量のデータが地球科学の分野に流れ込み、この状況は一変した。以下に、この時代に発達した惑星探査や地震波トモグラフィー、系外惑星系の発見、地質学の発展が地球の進化の理解をどのように変貌させたのかを論ずる。

1) 惑星探査と比較惑星学の意義

この時期に惑星探査が大きく発展し、図 2 に示すように月・水星・火星および金星の地形・火成活動・地殻の厚さが明らかにされ、地球型惑星の活動や歴史と惑星のサイズの間には簡単な相関があることが示された。この相関は地球型惑星の進化を理解する上で重要な手がかりとなる。

月の地殻は基本的にはマグマオーシャンにより形成されたと考えられている (Warren, 1985)。その表面には大量のクレーターがあり、クレーターの下では地殻は薄い (Wieczorek *et al.*, 2013)。その後、海を形成した火成活動が起こったが、そのピークは 30 億年以上前で、以降急速に減衰し

20 億年前頃には終息に向かった（図 2a-3）。この玄武岩からなる海は Procellarum-KREEP terrain (PKT) と呼ばれるカリウム (K), 希土類元素 (REE), リン (P) に富む地域に集中して分布しており, このことは, 月の活動には強い地域性があったことを示している（例えば, Wiczorek and Phillips, 2000）。

同様の特徴は水星でもみられる。水星の火成活動についてはまだよくわかっていないが, スムーズ平原と呼ばれる地域（その少なくとも 2/3 は火成活動起源と推定されている）は図 2b-3 に示したように分布しており, この分布にも強い地域性がみられる (Head *et al.*, 2011; Denevi *et al.*, 2013)。このスムーズ平原の形成年代をクレター年代学から決めるのはかなり無理があるが, あえて見積もるとやはりそのピークは 30 億年以上前で, それ以降水星の火成活動は一部を除き急速に衰えたと推定されている。

火星も, 月・水星と基本的には同様の進化の歴史をたどった。南北両半球の標高の明瞭な二分性（ダイコトミー）も含め (Andrew-Hanna *et al.*, 2008) その大まかな地形はやはり隕石衝突により形成された。地殻もクレターの下で薄い。火成活動の地域性もみられ, 図 2c-3 の白丸で囲われたタルシスとエリジウムのプルーム型火山を中心に起こっている。ただし, 火成活動の地域性は月ほど顕著ではなくやや広がりをもっているようである。その活動度は 35 億年以上前をピークに以降は急速に衰え一部を除き現在は停止している（例えば Grott *et al.* (2013) のレビュー参照のこと）。

下部マントルをもたないかもったとしても非常に薄い月・水星および火星に比べ, 発達した下部マントルをもつ金星の表面はまったく異なる様相を呈する（図 2d）。表面の 80% は火山平原であり, 他方, それ以前に形成されたテスラテレンと呼ばれる地殻の激しい変形によって特徴づけられる地域も広範囲に分布している。クレター密度から火山平原の年齢は平均でおよそ 5 億年と見積もられ, 惑星形成期の地殻は少なくとも表面からみる限り残っていない。火山平原の上には, 数千

km におよびリソスフェアに割れ目を入れて噴火する楯状火山やコロナと呼ばれる直径 200–300 km ほどの円形の割れ目から溶岩を噴出する火山が分布している (Bindshadler *et al.*, 1992, コロナの分布に関しては図 2d-1 の黒点参照)。これらの火山はプルーム起源と考えられている。プレートテクトニクスは起こっていない (Nimmo and McKenzie, 1998)。

質量と半径はほぼ同じだが水の海を有する点で金星と異なる地球の活動は, 見た目は金星と大きく異なるようであるが, 金星同様巨大火成岩岩石区 (Large Igneous Provinces) と呼ばれる大規模なプルーム起源の火山活動が起こり, リソスフェアが割れるという点は類似している。違うのは形成された割れ目がしばしば拡大して海嶺となり, プレートテクトニクスが起こっている点である。地球の活動史については, 膨大な量の地質学的研究があるが, それについては以下の III 章 4) 節を参照されたい。

地球で現在もプレートやプルームにより活発な火成活動が起こっていることも考えあわせると, 図 2 は, 火成活動が局在化し初期に減衰した小型の惑星（月・水星）と地表面全体に分布する火成活動が現在も続いている大型の惑星（地球・金星）の二つのグループに分けられ, 火星はその中間に位置することを示唆している。このような惑星サイズと活動史の相関は, 地球型惑星のマントル進化は物理法則に基づき比較的簡単なモデルを用いて包括的に理解可能であり, またそのようなモデルは検証可能であることを示唆している。惑星探査の進展に伴い, 個々の惑星の歴史を個別に記載するのではなく, 物理モデルに基づいてすべての惑星の進化を統一的に理解することが可能となりつつある。

表面地形や火成活動と比べると惑星磁場には謎が多い。地球は少なくとも 35 億年前から現在まで磁場は存在し続けたし（例えば, Shcherbakova *et al.*, 2014), 水星にも現在磁場はあるが (Anderson *et al.*, 2014), サイズが水星と地球の中間の火星では磁場は初期にあっただけで現在は消失している（図 3）。金星にも現在磁場は存在しない。

(1) Topography

(a) the Moon

(b) Mercury

(c) Mars

(d) Venus

(2) Crustal thickness

(3) The history of activity

(a) Mars

(b) the Earth

(Acuna *et al.*, 1999) (Shcherbakova *et al.*, 2014)

図 3 火星と地球の磁場の測定結果. (a)人工衛星によって測定された火星の地殻の残留磁化による磁場の分布. (b) 古地磁気学的に推定された地球の過去の双極子磁場の強さの年代に対するプロット. (aはAAASより許可を得て転載. bはShcherbakova *et al.* (2014)のFigure 9より転載)

Fig. 3 Magnetic fields observed on Mars and the Earth. The color in (a) shows the distribution of the crustal magnetic field observed on Mars. (b) Inferred paleointensity of the magnetic field of the Earth plotted against age. (a is reproduced with permission by AAAS, while b is reproduced from Figure 9 of Shcherbakova *et al.* (2014).

木星の衛星のガニメデには磁場はあるが、半径と平均密度（約 2 g/cc）がほぼ等しいカリストには存在しない（Connerney, 2007）。惑星磁場の有無は惑星深部の熱史を反映しており、内惑星については簡単な熱史モデルから惑星サイズの違いによりこの磁場の違いを統一的に説明しようとした試みもある（Stevenson *et al.*, 1983）。とくに月と地球に関しては、マントルダイナミクスに踏み込んでコアのエネルギーとエントロピー収支を見積もり、惑星の磁場を理解しようとする試

みもあるが（例えば, Laneuville *et al.*, 2014; Nakagawa and Tackley, 2014）、いまだ惑星磁場の挙動からマントル深部やコアの歴史を解明するまでには至っていない（Nimmo, 2007; Lay *et al.*, 2008）。

2) 系外惑星系の発見

1990 年代に入ると、宇宙望遠鏡を用いた高精度の観測によりわれわれの太陽系同様中心星の周りを惑星が回っている系外惑星系が数多く発見されるようになった。この系外惑星系の発見は、

図 2 各惑星における (1) 表面地形, (2) 重力から推定した地殻の厚さ, (3) クレーター年代学と一部放射年代測定に基づいた火成活動の歴史. a-3 の色は海の玄武岩の推定年齢（明るい色ほど若い年代を表す）、b-3 で白い部分はスムーズ平原と呼ばれる比較的若い溶岩で覆われた滑らかな表面の分布、c-3 で白の矢印はホットスポット火山の位置、d-3 で黒はテスラテレンと呼ばれる比較的古い領域を示す。それ以外の領域は最近数億年ほどの間に噴出した溶岩で覆われた火山平原で占められている。（a-1, a-2, b-1, b-2, c-1, c-2 は AAAS, a-3, c-3, d-3 は Elsevier, b-3, d-1, d-2 は John Wiley & Sons Tr. より許可を得て転載）

Fig. 2 Topography (1), crustal thickness inferred from gravity anomaly (2), and history of magmatism (3) for several terrestrial planets. The color in a-3 indicates the age of Mare basalt (lighter color for younger age); while in b-3 indicates the distribution of smooth plains covered by relatively young lava; arrows in c-3 indicate the locations of hot spot volcanoes; the black in d-3 shows the locations of tessera terrains superposed on the map of the surface age of the volcanic plain. (Reproduced with permission by AAAS (a-1, a-2, b-1, b-2, c-1, c-2), Elsevier (a-3, c-3, d-3), and John Wiley & Sons Tr. (b-3, d-1, d-2).)

惑星形成過程を再考する契機となった。

数多くの系外惑星系でみつかった注目すべき観測事実の一つに、中心星に非常に近いところに存在する木星型の惑星（いわゆるホットジュピター、例えば Udrey and Santos (2007) を参照）があげられる。従来の太陽系形成過程のモデルでは、原始太陽系星雲のなかで惑星は現在の公転軌道の周りに存在する微惑星やガスが集積することで形成されたと考えられていた。とくに、水素、ヘリウムや水を多く含む木星型・海王星型惑星やその氷衛星は、氷が固体として存在できるほど中心星から遠い領域（いわゆる snow line または雪線より外側）でのみ形成されたと考えられていた。このため、現在雪線より内側にある地球はその形成期に生命にとって不可欠な水や炭素などの揮発性の高い物質をどのようにして獲得したのかを明らかにすることは一つの大きな課題であった。例えば“late veneer”モデルでは、地球はいったん45億年前にできてから後になって、雪線より外側の物質が降り注いで水を獲得したのではないかと示唆されてきた（例えば、Albarede, 2009）。しかし、ホットジュピターの存在は、本来雪線より外側にあったはずの物質でもしばしば中心星の近傍まで二次的に移動することを示しており、従来の太陽系形成の標準モデルとされた考えは再考を要することが明らかになった（Morbidelli *et al.*, 2012）。水の存在は、その惑星における生命の存在だけでなく、プレートテクトニクスが働くためにも必要であると考えられており（例えば、Nimmo and McKenzie, 1998）、地球内部の進化を理解する上でも重要な問題である。

系外惑星系の発見は、系内地球型惑星の進化の研究においてこれまでとは異なる視点からの問題を提起しているという意味でも重要である。系外地球型惑星は地球から遠いため、これらの惑星に関して観測から得られると期待できる情報は、せいぜい質量、半径、中心星からの距離、大気組成、固有磁場の有無および惑星アルベドに限られる。この限られた情報だけでは、系外地球型惑星内部の進化を解明するには不十分である。この問題に対する唯一の解決策は、われわれの太陽系内

の惑星探査によって得られる豊富なデータを基礎とし、表層環境や磁場など系外惑星でも観測可能な現象の発展も含む惑星進化モデルを構築し、系外惑星系に外挿することであろう。惑星の表層環境や表層における炭素などの物質循環が火成活動の歴史を色濃く反映しているということは、これまでも議論されてきた（例えば、Kasting and Catling, 2003; Fasset and Head, 2011）。しかし、今われわれが手にしているほとんどの太陽系内惑星の内部進化モデルでは、マントルは単独にそれだけで進化するものとして扱われている。マントルと表層環境やコアとのカップリングを扱ったモデルの構築はようやくはじまったばかりである。多圏相互作用の研究は、系外惑星の進化を理解する上でも必要不可欠である。

3) 地震波トモグラフィー

1990年代に固体惑星地球科学に大量のデータを提供した3番目の情報源は地震波トモグラフィーである。この節ではトモグラフィーが地球の理解にもたらした変革について論ずる。

3-1) マントル進化という概念

トモグラフィーの研究により得られる3次元地震波速度分布と過去の沈み込み帯の位置との比較から得られた重要な知見は、プレート運動に伴う対流に乗ってマントル物質が一巡する時間（以下循環時間と呼ぶ）は地球の年齢に対して無視できないくらい長く、十億年をはるかに超えるということである。例えば図4a, bでは、CMB直上のS波速度の速い領域は2-3億年前の沈み込み帯の分布と非常によく対応している。より若い年代の沈み込み帯の位置とより浅いマントルにおける地震波速度の速い領域（図4c参照）との間にも同様の対応関係が知られている（Bunge *et al.*, 1998; van der Meer *et al.*, 2010）。この対応関係は、この地震波速度の速い領域の物質はかつて沈み込んだスラブであり、海溝で沈み込んだ低温のスラブは3億年経ってもまだ「スラブの墓場」と呼ばれるCMB直上の領域にとどまっているということを示している（例えば、Richards and Engbreton, 1992）。プレートが海嶺で誕生し海溝までたどりつくのにかかる時間を加えると、海嶺で

(a) S-wave tomography just above the CMB

(Ritsema *et al.*, 2011)

(b) the location of subduction zones in the past

(Steinberger and Torsvik, 2012)

(c) the fate of subducted slabs

P 波 478 - 551 km

893 - 991 km

(Fukao and Obayashi, 2013)

S 波

450 km

1050 km

(Auer *et al.*, 2014)

図 4 (a) コア・マンツル境界 (CMB) 直上の S 波不均質構造と (b) 1 億 5 千万年前から 3 億年前までの沈み込み帯の位置のプロット. (c) 図に示した深さでの P 波 (上段) と S 波 (下段) トモグラフィーの例. (a は Ritsema *et al.* (2011) の Figure 11 より転載. b, c は John Wiley & Sons Tr. より許可を得て転載)

Fig. 4 Example of S-wave tomographic pattern just above the core-mantle boundary (CMB) (a), and history of locations of subduction zones during the period from 300 Ma to 150 Ma (b). (c) Examples of P-wave (the upper panels) and S-wave (lower panels) tomographic patterns at several depths. (a is taken from Figure 11 of Ritsema *et al.* (2011), and b and c are reproduced with permission by John Wiley & Sons Tr.)

生まれたプレートが自分の浮力で積極的に移動し CMB まで到達するのに 4 億年程度の時間がかかることになる。これに対して、この反流はマンツルが沈み込むスラブに押しのけられることで受動

的に起こるので、4 億年より遥かに長い時間を要する。したがってプレート運動に伴う対流の循環時間は 10 億年を大きく超え、地球の年齢と同程度と見積もられる。この見積もりは、循環時間＝

マンツルの質量/1年あたり沈み込むスラブの質量 = 30 億年程度 (Davies, 2011) という見積もりと整合的である。

この長い循環時間は II 章 4) 節に解説した「準」静的マンツル進化モデルの大前提を否定するものである。今から 30 億年前といえは、まだ現存する大陸の安定部分 (クラトン) の大半が形成されるより前の時代であり、その時代以降地球上で起こったすべての出来事は、マンツル内を物質が一巡する「わずか」の時間内に起こったことを意味する。このことから、地球の進化とは、マンツル対流の流れのパターンの時間変化にすぎないという見方も示唆されている。

しかし、本当にそうなのであろうか。以下の III 章 4) 節に解説するように、1980 年代以降飛躍的に発展した地質学的研究は、太古代から原生代にかけて地球のテクトニクスは大きく変化しておりこの時期に地球は質的に進化したことを明瞭に示している。この変化は、II 章に述べたマンツルの「準」静的冷却モデルでも、マンツル対流のパターンの単純な時間変化でも説明できない。このマンツルのダイナミックな挙動の質的变化の本質を III 章 1) 節に触れた地球型惑星の進化の一般的な枠組みのなかで理解することは、地球の進化の研究におけるもっとも重要な課題の一つである。

3-2) 大規模 S 波低速度域

図 4 でスラブの墓場とともに顕著にみられるマンツル深部の構造の特徴は、アフリカと南太平洋下の CMB 直上に分布する差し渡し数千 km の大規模 S 波低速度域 (Large Low Shear Velocity Province) である。この深さでの地震波速度構造の解釈はポストペロフカイト相転移の存在 (Hirose, 2005) のため単純ではないが、地震波速度が遅いことはこの地域が周囲のマンツルよりおそらく高温であることを意味する。もし下部マンツル深部が組成的に均質であるとする、このような大規模な高温領域は熱膨張による大きな浮力のため CMB 付近には安定に存在できないと考えられるため (Davies, 2011)、大規模 S 波低速度域の存在は予想外のものであった。

組成的に均質なマンツルという仮定を維持した上でこの大規模 S 波低速度域を説明するため、Schubert *et al.* (2004) はこの領域は CMB から浮上する「古典的な」円筒状の細いブルームの集合体 (plume cluster) であるというモデルを提案した。また Schubert *et al.* (2009) は、CMB を通しての熱流量が従来の見積もりより大きい 16 TW 程度であれば、プレート運動の影響により観測されるような高温領域が数値モデルのなかで再現できると結論している (従来の見積もりは 2 TW 程度であり、これは「古典的」な円筒状の高温ブルームがコアから受けとった熱をホットスポットで放出する率としてその地形やジオイドから見積もられた値である (Sleep, 1990)。これに対し Tackley *et al.* (1994) では、後述のフラッシングにより大規模 S 波低速度域が形成されると示唆した。しかし、大規模 S 波低速度域直上のジオイド異常や表面地形の高まり具合 (ダイナミックトポグラフィ) のパターンは、マンツルが組成的に均質な場合にトモグラフィの結果から期待されるパターンと整合的ではなく、また期待されるダイナミックトポグラフィの振幅は観測値を大きく超えることが知られている (Schubert *et al.*, 2001 の Ch. 5.5)。P 波、S 波不均質構造や重力異常・地形のデータを総合的に解析した研究 (Simmons *et al.*, 2010) やアフリカの下の大規模 S 波低速度域と周囲のマンツルとの境界での地震波速度の急峻な変化 (Ni *et al.*, 2005) から、下部マンツル深部は組成的不均質であると示唆されている。

以上のように大規模 S 波低速度域は周りより組成的に密度が高くしかも高温の物質からなるという説が提案されてきたが (例えば, Davies, 2011)、この組成的に高密度な領域の実体としてもっとも広く受け入れられているのは、マンツルに還流した海洋地殻がマンツルから分離し CMB 上に蓄積してできた「玄武岩溜まり」であるという図 1c の Hofmann and White (1982) のモデルを出発点にした考えである。マンツル対流の数値シミュレーションからもそのような玄武岩溜まりを形成できることが示されている (Christensen

and Hofmann, 1994; Ogawa, 2003a, 2014; Xie and Tackley, 2004; Davies, 2011)。ただし、大規模 S 波低速度域の直上に多く分布しこの領域を源とすると考えられているホットスポットの玄武岩の分析からは、ここに溜まっている物質は、沈み込んだ海洋地殻以外にも大陸起源の堆積物などさまざまな起源の物質を含む複雑な混合物であることが示されている (Hofmann, 1997; van Keken *et al.*, 2002)。また, Labrosse *et al.* (2007) や Lee *et al.* (2010) はマグマオーシャンや地球史初期の火成活動で生成された組成的に高密度な物質が現在でも蓄積していると示唆している。Nakagawa and Tackley (2014) は、この初期生成物がコアを覆うことでコアを保温しその冷却速度を小さくしたときのみ、地球磁場が太古代から存在し続けたという観測事実と整合的なコアとマントルの熱史が得られることを数値シミュレーションにより示唆した。

3-3) スラブと 660 km 地震波不連続面

地震波トモグラフィーの発達により、1980 年代まで議論されていた「マントル対流は全マントル対流として起こっているのか二層対流として起こっているのか」という問題を実証的に議論することが可能となった。この問題は、スラブはほとんどの沈み込み帯の下で 660 km 地震波不連続面を突抜け下部マントルに入っており、単純な二層対流モデルは誤りであるという形で決着がついた (例えば, Fukao *et al.*, 2001; Fukao and Obayashi, 2013, 図 4c 参照)。

しかし同時に、スラブは CMB までまっすぐ沈み込んでいるわけではなく、多くの場合深さ 500-1000 km の範囲で横たわっていることも示された (Fukao *et al.*, 2001)。この「スタグナント・スラブ」の原因の解明は 1990 年代のマントルダイナミクスの研究の一つの課題となった。

まず注目されたのは、660 km 不連続面の原因であるポストスピネル転移である。この相転移は、負のクラウジウス・クラペイロン勾配 γ をもつため対流の流れに対する障害となり、とくに $|\gamma|$ がある範囲内にあるとき、対流の流れを脈動させる (Christensen and Yuen, 1985)。Ma-

chetel and Weber (1991) は当時高圧実験から推定されていた γ の値を用いた数値シミュレーションにより、この脈動 (あるいはフラッシング) の結果マントル下降流は一時的に 660 km 不連続面の上に溜まる可能性のあることを示した。Honda *et al.* (1993), Nakakuki *et al.* (1994), Yanagisawa *et al.* (2010) は、この相転移の効果を詳しく調べた。さらにこのフラッシングは、マントル全体に及ぶ大規模な湧昇流 (スーパーブルーム) を引き起こし、超大陸パンゲアを分裂させる原因にもなったと示唆された (例えば, 丸山・磯崎, 1998)。しかし, Tackley *et al.* (1994) は、3 次元球殻におけるマントル対流の数値シミュレーションにより、フラッシングはローカルな現象でありマントル全体で同期することではなく、超大陸分裂のようなグローバルな現象の原因であるとは考えられないと結論した。さらに, Christensen (1996) は、海溝の位置が時間とともに移動するときには、スラブは 660 km 不連続面近傍で複雑な形になり、とくに海溝が後退するときはスタグナント・スラブが生じること、したがってスタグナント・スラブとフラッシングは別の現象であることを、沈み込むスラブを再現したマントル対流の数値モデリングで示した。

この海溝の後退の効果は、 γ の値によらず現実の地球でみられるように下部マントルの粘性率が上部マントルの粘性率より高いとき (例えば, Mitrović and Forte, 1997) 顕著に現れる。実際スラブの沈降速度をみると、上部マントルではプレート速度程度の速さ (およそ 5 cm/yr) であるが、下部マントルでは、それより遅い 1 cm/yr 程度と見積もられている (Richards *et al.*, 2007; van der Meer *et al.*, 2010)。この沈降速度の違いのつじつまをあわせるには、スラブは遷移層のあたりでだぶつく必要があり、それがスタグナント・スラブという形で現れたのであろうと推察される。

現在マントル対流は一層対流として起こっているという結果は、初期地球のマグマオーシャンの研究にとって深刻な問題を突きつけている。マントル全体にわたって起こる対流攪拌のため、II 章 2) 節で紹介した二層マントルモデルで考えら

れているように地球形成期にマグマオーシャンによってマントルが 660 km 不連続面を境に上下に分化したとしても、現在のマントルの構造からはその分化の様子をうかがい知ることは困難である。またスラブが CMB まで沈んでいるため、下部マントル深部も攪拌されている可能性が高く、例えば Labrosse *et al.* (2007) で想定されているようにマグマオーシャンでの生成物がこの境界の上に蓄積していたとしても現在まで残っているかどうか自明のことではない (Li *et al.*, 2014, Nakagawa and Tackley, 2014)。一層対流というトモグラフィの結果は、マグマオーシャンについてどのようなモデルを立てるにせよ現在のマントルの構造からはそのモデルの検証は困難であることを示唆しており、今後マグマオーシャンの研究をどのように進めるか、注意深く再考する必要があることを意味している。

4) 地球のテクトニクス史

全地球史の解明は地質学という学問分野の最終目標である。地球惑星物理学者といえども、地球の進化を研究するにあたっては背景として地質学から得られる最低限の知見を理解することが必要不可欠である。しかし、地球史の研究内容は膨大であり、その理解は困難を極める。ここでは近年の研究成果のなかでとくに地球の内部進化と関わりの深い (1) 原生代 (25-5.4 億年前) 以降の大陸成長、(2) 太古代から原生代初期にかけての大陸の構造進化と (3) 巨大火成岩岩石区に関する最近の研究成果の概要に触れるにとどめる。

4-1) 原生代以降の大陸成長と構造浸食

図 5a に示されているように、現存する大陸の大半は、原生代以降古い大陸同士が衝突したとき、それらに挟まれてできた造山帯の地殻が既存の大陸に付け加わることで成長してきたとされる (Windley, 1995)。しかし、これは一見奇妙な話である。大陸衝突とはすでにある大陸が合体することであって、このときに新たな大陸地殻が形成されるわけではない。図の環太平洋地域をみてもわかる通り、大陸地殻の純増は、その前の海洋底沈み込みの期間に島弧火山活動により大陸縁で起こる。それにもかかわらず、過去をさかのぼると

大陸衝突時に形成された造山帯以外、新たに付け加わった大陸地殻は現在ほとんどみつからない。ここで鍵となるのは構造浸食である (von Huene and Scholl, 1991)。島弧火山活動で新たに生まれた大陸地殻は、できたはしからヤスリで削られるように沈み込むスラブに削られマントルに還流しているらしい。現在その速度は、15 億年で現存する大陸すべてをマントルに還流させる程度と見積もられている (Clift and Vannucchi, 2004)。しかし、大陸が衝突すると、衝突直前にできた大陸地殻はこの構造浸食を受ける間もなく沈み込み帯自体が消滅するため、新たに付加した大陸地殻として保存され大陸成長に寄与することになる。

この構造浸食は地球の進化を理解する上で重要な意義をもつ。それは、現在の大陸をみてある特定の時代以前に形成された大陸の面積を求めても (Rino *et al.*, 2008)、それはその時代実際にあった大陸の面積とは異なるということである。このことは、地球内部の進化を考える上でも注意すべき点である。大陸地殻は平均的なマントル物質や海洋地殻と比べて遥かに多くの放射性元素を含み、もし還流すれば、マントルの熱源として重要な役割を果たす。ニュートリノ測定などの新しい技術を用いて、現在マントルに放射性元素がどれほどあるかを推定することは重要な意味をもつ (例えば, Šrámek *et al.*, 2013)。

4-2) クラトンの形成

地球のテクトニクス史のなかでとくに重要な出来事は、25 億年前の太古代・原生代境界前後に起きた安定大陸 (クラトン) の出現である (例えば, Windley, 1995)。今日われわれが目にする重要な大陸塊は、クラトンと呼ばれるテクトニックに不活発な地域と、プレート境界に接していまだに成長している地域に分かれる。大陸がこうに分かれたのは太古代・原生代境界の頃からであり、それ以前はクラトンといえるような地域は存在しなかったことが地質学の分野で古くから認識されていた。このクラトン化の実体を、カナダ盾状地を中心としたクラトンの詳しい調査と膨大な数の文献のレビューにより明らかにしたのが Hoff-

図 5 (a) 大陸の成長史. (b) カナダ盾状地の詳細な調査から明らかになった 27 億年前頃の大陸地殻形成過程の模式図. (c) 1 億 4 千万年前から 1 億 2 千万年前にかけての南太平洋地域のプレートテクトニクス歴史. (a, c は Elsevier より許可を得て転載)

Fig. 5 (a) History of continental growth. (b) Illustration of the process of craton formation at around 2.7 Ga inferred from detailed observations of the Canadian shield. (c) Inferred history of plate tectonics from 140 Ma to 120 Ma in the south Pacific area. (a and c are reproduced with permission by Elsevier.)

man の “United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia” (1988) および “Precambrian geology and tectonic history of North America” (1989) である (図 5b)。それによると、この地域ではまず太古代の末 (27 億年前頃) に当時の島弧が何本もプレート運動により衝突合体し、その島弧の東がスベリオル地域などいくつかの小ぶりの大陸となった。さらにその後 20 億年前頃にこれらの小ぶりの大陸が多数衝突合体することにより北米中核のクラトンが形成された。つまり、太古代の末にはすでにプレートテクトニクスは機能しており、その結果起こる島弧で形成された大陸片の衝突合体によってクラトンが形成されたことが明らかになった。

このクラトン化以前の太古代のテクトニクスについては、de Wit and Hart (1993) や Komiya *et al.* (1999) がおのおの異なる視点から議論している。太古代初期当ても大陸衝突や付加体が存在したことから、何らかの形でプレートテクトニクスは機能していたと考えられている。しかし、現存する当時の大陸も沈み込み帯の痕跡もすべて断片的で、大陸片の空間スケールは 100 km 程度しかなく、沈み込み帯は近くに今日的な大きな大陸が存在しない環境下にあったことが示唆されている。このことから、この時代にはまだ大きな大陸は存在せず地球は無秩序な運動をする無数の小さなプレートに覆われており、それらが、太古代・原生代境界の頃に大きく成長し、現代型のプレートテクトニクスへ移り変わったというモデルが提案された。太古代・原生代のテクトニクスの様式変化は地球の進化の本質的な要素である。

4-3) 巨大火成岩岩石区

大陸の構造発達史と並んで地球の進化を理解する上で重要なのが、しばしばホットスポットに続く海山列の先頭に位置する巨大火成岩岩石区である (例えば、Eldholm and Coffin, 2000)。その典型例がおよそ 1 億 2 千万年前のオントン・ジャワ海台である (図 5c で OJP と記された太平洋プレートとフェニックスプレートの境界付近に形成された海台参照)。この海台はブルーム起源の火

成活動により形成されたと考えられているが、ハワイなどの通常のホットスポットの火山活動と比べて遥かに規模が大きく、しかもこの火成活動により図に示したようにフェニックスプレートはいくつかの小さなプレートの断片に分裂した (Seton *et al.*, 2012)。同様の巨大火成岩岩石区活動は地球史を通じて起こっており (Ernst and Buchan, 2002)、超大陸分裂などプレートの分裂を引き起こしてきた (Windley, 1995)。その活動は地域ごとにある期間に集中して起こる傾向があるが、とくに地球全体で同期してあるとき一斉に活動するという強い証拠はみられない (Ernst and Buchan, 2002)。

この巨大火成岩岩石区活動を引き起こした「ブルーム」の正体についてはいまだ定説がない。もっとも広く支持されているモデルは「ブルームの頭」である (Richards *et al.*, 1989)。一般に均質な流体層をその下側の境界 (地球では CMB) から加熱し高温ブルームを発生させると、その先端には後続の茎の部分に比べて直径の大きな頭が発達する。この大きな頭の部分が地表面まで浮上して引き起こしたのが巨大火成岩岩石区であり、それに続く茎の部分が巨大火成岩岩石区につらなるホットスポット活動を起こすというのがこのモデルである。しかし III 章 3-2) 節で論じたように、地球のマントルはグローバルなスケールで組成的に不均質である可能性が高い。頭と茎のある漫画的なブルームが不均質なマントルのなかで形成されその形を維持したまま地表まで浮上できるのか疑問であるし、またこの“ブルーム”の実体が地球史を通じて不変であったと思う理由もない。次に提唱されたのは、III 章 3-3) 節に解説した深さ 660 km で起こるポストスピネル相転移が引き起こすフラッシングによって巨大火成岩岩石区が形成されたという説である (丸山・磯崎, 1998)。しかし、この説は前述の通りスタグナント・スラブのイメージと矛盾する。筆者は、大規模な火成岩岩石区の起源はマントルの組成的不均質性と密接に関係していると考えている。実際、火成活動により不均質になったマントルでは、深さ 700 km 前後で起こるガーネット・ペロプスカイ

ト転移や下部マントルにおける状態方程式の影響 (Ogawa, 2014; Tan and Gurnis, 2007) で間欠的にブルームが形成されることがあり、これが大規模な火成活動を引き起こすことは十分考えられる。(以下の IV 章も参照。)

OJP のブルーム活動によるフェニックスプレートの分裂は、それ自体の興味だけでなく、初期地球の活動を理解する上でも重要に思われる。なぜなら IV 章で論じるように、この活動に類似した、しかしより大規模なブルーム活動が地球史の初期にはもっと頻繁に起こったことがマントル進化の数値モデリングから期待されるからである。図 5c から類推すると、そのような頻繁なブルーム活動の下では全地球的にプレートは小さな断片に分裂すると期待され、これが III 章 4-2) 節に述べた太古代の無秩序なプレートテクトニクスの原因となった可能性が考えられる。OJP のブルーム活動の詳細は地球史初期のテクトニクス究明のための手がかりを与えてくれると期待される。

5) 高圧物性と惑星内部構造・ダイナミクス

鉱物の高圧下での相転移や弾性定数を解明し地球内部の構造を理解するという Birch (1952) にはじまる研究路線は、1990 年代以降も継承された。660 km 不連続面がポストスピネル転移に起因することを示した Ito and Takahashi (1989) や、この不連続面の直下で起こるガーネット・ペロフスカイト転移を解明した Ringwood and Irfune (1988) や Hirose (2002), マントル最下部で起こるポストペロフスカイト転移と D'' 層を比較した Tsuchiya *et al.* (2004), Hirose (2005), Ohta *et al.* (2008), Grocholski *et al.* (2012), 下部マントルの圧力下での鉱物の弾性定数を測定し PREM の地震波速度と比較することで下部マントルの化学組成を推定した Murakami *et al.* (2012) などがあげられる。また、マントル物質の溶融関係の解明や内核・外核境界の圧力での鉄の融点の測定に基づく地球内部の温度の推定 (例えば, Boehler, 1993; Litasov and Ohtani, 2002; Tateno *et al.*, 2010; Nomura *et al.*, 2014) も行われてきた。

地震波速度や密度の分布などの地球の静的構造の理解を目的とした研究と比べて困難な問題を抱えているのが、II 章 2) 節で述べたマグマオーシャンの理解を目的とした高圧下での鉱物の融解に関する研究である。マグマオーシャンのなかで特定の鉱物とその周りのマグマとの間の元素の分配を実験的に決めることは可能である (例えば, Litasov and Ohtani, 2009)。しかし II 章 4) 節に述べたように、このことと、マグマオーシャンが冷却する過程で地球全体としてどのような組成のマグマが生成されマグマオーシャンが冷却固化した直後にマントルはどのような姿になったのかを推定することは別の問題である。この目的のためには、高圧下での元素の分配のデータとマグマオーシャンにおける対流や固液分離の現象論的モデルを組み合わせた研究が必要であるが、III 章 3-3) 節でも触れたように、そのようなモデルは観測による検証が必須であるにもかかわらず、現時点でその見通しはない。この困難な問題に立ち向かうには、マグマオーシャンは本当に惑星内部進化の要なのか、要だとすると何を明らかにすべきなのかという、そもそもの研究の大目標を改めて検討し直す必要がある。

マントルのダイナミクスに関連する岩石の力学特性の研究についても同様のことがいえる。温度・圧力・結晶粒径・水の含有量や応力を与えれば実験室でのデータに基づきマントル深部にある個々の鉱物の実効粘性率を推定することは可能である (例えば, Karato and Wu, 1993)。しかし、これらのパラメーターのマントルでの値を観測から制約することは困難である。しかも、マントル対流の挙動はプレートテクトニクスの有無などリソスフェアの力学特性によって強く影響されており、その力学特性を決めるのは、比較的低温・低圧で起こる破壊や摩擦という空間スケールや雰囲気や応力履歴に強く依存し室内実験だけでは制約しきれない岩石の挙動である。粘性率の圧力依存性など流動特性の詳細がマントルダイナミクスに与える影響を調べた数値モデリング (例えば, Bunge *et al.*, 1996) や最新の惑星探査の結果もふまえて、惑星内部進化を理解するためにはどの

力学特性をどこまで明らかにすればよいのかをもっと具体的に検討することが求められている。以下のⅤ章で述べるように、地球史研究と比較惑星学の発達により、そのような再検討の機会が訪れつつあるようにみえる。

Ⅳ. 惑星内部進化と火成活動・ マントル対流系の相転移

第Ⅲ章で述べたように1990年代以降地球も含めた地球型惑星内部進化のさまざまな側面が明らかになり、「なぜ惑星ごとにその活動の様子はこれほどにも質的に異なるのか、なぜ時代とともにこの様子は非可逆的に変遷したのか」という素朴な疑問は以前にも増して強まっている。しかし、従来のパラメーター化対流モデルを用いた惑星進化の研究（例えば、Stevenson *et al.*, 1983）は、その目的を惑星のエネルギー収支など惑星進化を定量的に見積もることに限定し、付録1の2)節に解説した大胆に簡略化された方程式の上に成り立っており、惑星の長期間にわたる不可逆な質的変遷史を支配する素過程を捉えるには簡単すぎるが多い。また、われわれは地球も含めて惑星全般の進化に関して、モデルと比べるべき定量的データをほとんど手にしていない。以下に、マントル進化と水の問題を一つの具体例としてとりあげ、この問題を論ずる。

マントルに何らかの理由で水が注入されるとマントル深部の実効粘性率は下がり、対流の速度や熱輸送効率は多少なりともその影響を受けるであろう。従来の「準」静的マントル進化モデル（McGovern and Schubert, 1989; Korenaga, 2013）では、水の注入はマントル対流を活性化し地球の熱史において決定的な役割を演じたと論じている。しかし、ここで用いられている「準」静的モデルはそもそも前提が間違っていることがすでにトモグラフィから示されているということはさておいたとしても（Ⅲ章3-1)節参照）、このような定量的な議論がはたして必要なのであろうか。マントルの平均温度や含水率は、現在の地球についてさえ正確には知られておらず、これらの量の過去の値については制約できるという見通し

すらない。いくらモデリングによりマントルの平均温度や含水率の歴史を定量的に予言してもそれを確かめることは困難である。さらにこれらの研究では、マントル対流やプレートテクトニクスは熱を輸送する単なる媒体として扱われており、Ⅲ章1)節で述べた惑星ごとの「顔つき」の違いや、Ⅲ章4)節に述べた非可逆的に起こる地球のプレートテクトニクスの質的な進化と比較するにはあまりにも抽象化されすぎている。明らかに1990年代以降蓄積されたさまざまなデータは地球型惑星の進化に対して強い制約を与えているはずであるにもかかわらず、プレートテクトニクスや火成活動を具体的な形で明示的にモデル化していない従来の物理モデルの枠のなかでマントル進化を考えようとする限り、これらのデータを活用するすべはない。

惑星の質的進化を理解しようとするとき参考になるのは、力学系の理論で知られている分岐（bifurcation）という現象である。これは、非線形力学系では、系を特徴づけるパラメーター（惑星進化モデルでは惑星サイズ・内部熱源の強さやマントルの粘性率など）を連続的に変化させたとき、ある閾値を超えると系の挙動が質的に変化する、すなわち別の相に相転移することがあるというものである。例えば、水を箱のなかに入れ、この箱を上面から冷やし下面から暖めて上面と下面の温度差を増していくと、温度差がある閾値を超えたとき、それまで静止していた水が熱対流をはじめ。すなわち、水は「静止している」という相から「熱対流している」という相に相転移する。このことをヒントにして、筆者は可能な限り物理法則に忠実に従って書き下されたマントル対流と火成活動の方程式系にどのような質的特徴をもった相が存在するのかを解明し、惑星の長期間に及ぶ進化を、火成活動・マントル対流系が力学系として経験する非可逆な相転移の歴史として理解するという試みを続けてきた。

この一連の試みのなかから得られた火星・金星・地球の内部進化モデルの概要は以下の通りである（詳しいことは小河（2014）を参照されたい）。金星や地球といった下部マントルの発達

(a) the earlier stage

(Ogawa, 2014)

図 6 Ogawa (2014) で得られた、火成活動・マンテル対流系の (a) 地球史初期および (b) 後期に出現する相。左の図下の段でカラーは温度分布、等値線はマグマの分布 (2% 間隔) を表す。上の段は地表面に沿っての水平速度分布 U_{srfc} を表す。右向きの流れが正で数字は cm/yr 単位。 (b) では海嶺火成活動によって隔てられた 2 枚のプレートが動いている様子がみえる。右の図でカラーは組成分布を表し、青が玄武岩、オレンジがその残渣のハルツバージャイトを表す。

Fig. 6 Regimes of magmatism-mantle convection system at the earlier (a) and later (b) stages of the Earth's mantle evolution observed in numerical models of Ogawa (2014). The panels in the column to the left show distributions of temperature and magma (lower panels) as well as horizontal velocity along the surface boundary (upper panels). Unit of surface velocity is cm/yr, and the contour interval for the plot of magma-distribution is 2%. Note that there are two moving plates separated by a ridge in (b). The panels in the right column show the compositional distribution. Blue represents basalts, and orange represents harzburgite.

した惑星のマンテルでは、その 45 億年の歴史のなかで火成活動・マンテル対流系に相転移が起こり、それに応じてマンテルは 2 段階で進化した。初期段階では、ガーネット・ペロフスカイト転移の効果 (Ringwood and Irifune, 1988) によりマンテル対流は脈動し、そのピーク時には激しい火成活動が起きる (バースト)。とくに地球では、このバーストによりプレートは無秩序な運動をする。しかし、放射性元素による内部発熱量がある閾値を割ると、バーストは治まり地球のプレート運動も含めてマンテル対流はより定常的になる (図 6 参照)。これに対して、火星ではそのような相転移はなく、マンテルは惑星形成期に形づく

られた化学的成層構造の対流による攪拌・均質化のプロセスとして進化した。初期にはブルームによる火成活動が活発だが、この火成活動はマンテルを放射性元素に枯渇させ、火成活動自体を早期に減衰させた。これらの定性的特徴は III 章にまとめた火星・金星および地球の観測データと比較し検証することが可能である。また、このモデルに基づき地球の進化を理解するためには将来どのような惑星探査を行うべきか指針を与えることもできる。もう一つ大事なことは、この見方に従うと、惑星が火成活動・マンテル対流系のどの相に属するかさえわかればその惑星の「顔つき」を説明できるので、マンテル物質の力学特性や放射性

元素の量など観測や実験から制約することの困難な量をそれほど正確に知らなくても惑星進化を理解できる可能性があることである。例えば、地球内部の放射性元素の量は、地球物理学的手法で見積もった場合（例えば、Schubert *et al.*, 2001）と、地球化学的手法で見積もった場合（例えば、McDonough and Sun, 1995）で大きな隔たりがあり、この差はマンツルの熱史の定量的な見積もりには重大な影響を及ぼす。しかし、III 章 4-2）節に述べた太古代から原生代へのテクトニックな進化を図 6 に示したような形で理解しようとするなら、どちらの放射性元素の量の見積もりを用いても同じ結論が得られる（Ogawa, 2014）。同様のことは、III 章 5）節で述べた岩石物性の研究において現実的な目標設定をする上でも起こることが期待される。

V. 研究の将来

III 章で論じたように、1990 年代以降大量の情報が固体地球惑星科学分野に流入し、地球やその他の惑星の進化の概念を大きく転換させる原動力となってきた。この新しい概念の下で今後さらに地球型惑星の進化の研究を発展させるためには、さらにどのような情報が必要とされるのか、二つの例に即して論ずることにする。

1) 地球内部構造

III 章で述べたように、地震波トモグラフィーをきっかけとしてマンツル進化の理解は「準」静的なものからよりダイナミックものへと転換し、それに応じて IV 章で概説したようにモデリングの質も変革を迫られている。今後さらに観測に裏付けられたマンツル進化のモデルを確立するためには、トモグラフィーのイメージの物理的意味をより明確にし、得られたイメージから客観的にマンツルの化学組成や温度分布を推定することが求められる。では、現在のトモグラフィーはどのような目的に適しているのでしょうか。以下にいくつかの問題点をあげる。

まず問題となるのは、トモグラフィーの研究で速度偏差を算出する際に基準状態として用いられる PREM 等の球対称モデルがどのような物理

的・化学的状态を示しているのかがはっきりしないという点である。PREM の提唱当時は、マンツルに大きな水平不均質構造があることは一般には認識されておらず、マンツル物質は実際このモデルで示された地震波速度と密度をもっていると多くの研究者は考えていた。この認識は 1990 年代以降の下部マンツル物質の化学組成の推定などの研究でも引き継がれ、高压下での鉱物の弾性定数の測定と Brown and Shankland (1981) 等により断熱温度分布として推定されたマンツルの平均的な温度に基づいて、球対称モデルの地震波速度と適合する下部マンツルの組成が推定されてきた（例えば、Murakami *et al.*, 2012）。しかし、実際にはマンツルの地震波速度はトモグラフィーで示されたようにグローバルに 1-5% 程度の振幅で水平方向に不均質でありまた異方性もあるため、正確に球対称モデルで示された地震波速度や密度をもつ物質はマンツル内にあまり広く分布していない。また、マンツル対流の循環時間が地球の年齢と同程度であることを考えると（III 章 3-1）節参照）、マンツル内の温度分布が断熱曲線に沿っていると思う理由もない。とくに、下部マンツル深部の大きな部分を占めるスラブの墓場の温度は断熱曲線よりかなり低いはずである（図 6 参照）。球対称モデルに示される地震波速度や密度分布がどのようなマンツルの温度・組成分布に対応するのか決して自明ではないし、そのような意味のよくわからない基準状態からのずれとしてトモグラフィーの図を描くと、その図からマンツルの温度・組成分布を読み解く際に混乱を引き起こす。例えば上部マンツルを代表する化学組成やポテンシャル温度を一つ選び、断熱線に沿って深部にもっていったときに期待される地震波速度を実験的に求め、意味の明確なこの基準状態からのずれとしてトモグラフィーの図を描くことでこの問題は解消できないであろうか。

次に、P 波・S 波両方のトモグラフィーや、重力異常・表面地形のデータを用いたマンツルの密度構造の推定の信頼度の問題がある。S 波トモグラフィーのパターンは、CMB 近辺では研究者間で収束しつつあるようにみえるが、地表面から下

部マントル中部までの範囲では不一致はかなり大きい（例えば, Auer *et al.* (2014) の Figure 9, 10 を参照）。また不均質の振幅については, 比較的良好にみえている CMB 付近ですら研究者間での不一致が2倍程度もある。P波トモグラフィーに関しては, 沈み込むスラブの形はかなりの信頼度でみえているが (Fukao and Obayashi, 2013), それ以外の部分では研究者間で意見はいまだ収束しているようにはみえない（例えば, Young *et al.*, 2013 の Figure 15）。また, 表面地形や重力異常からマントルの密度不均質性を制約しようとする, 大陸地殻や III 章 4-3) 節に述べた巨大火成岩岩石区の活動による複雑なプレートテクトニクスの歴史などがつくりだす表面地形や内部構造の効果を差し引かなければならず, 信頼度を確保するのは困難である (Forte, 2007)。マントルの温度や化学組成分布を推定できるところまで, 地球内部の構造は明らかになっているとはいいがたい。

もう一つの問題は, トモグラフィーのイメージの作成の際に用いられるカラーパレットの振幅の選択である。一般に, この振幅は深さによらず一定にするか, さもなければトモグラフィーのイメージがきれいにみえるように選ばれている。しかし, このイメージをどのように認知するかはカラーパレットの選択に強く依存するため, しっかりした物理的根拠のある選択をしない限りトモグラフィーの解釈の客観性を担保することはむづかしい。例えば S 波速度の温度依存性の強さは深さ 660 km あたりを境に深くなるに従いほぼ半分に落ちるが (例えば, Stixrude and Lithgow-Bertelloni, 2012), このことが下部マントル最上部で沈み込んだスラブをみえにくくしている一つの要因となっている。また下部マントル深部の大規模 S 波低速域の広がりや形もカラーパレットの選択により大きく変わる。より地球科学的に意味のあるカラーパレットとして, 決められた温度変化 (例えば 500 K) に対応する各深さでの P 波 S 波速度の変化量をフルスケールとして用いるというような, もっと物理的に意味をもった選択を試すことは価値があるのではないであろうか。

地震波トモグラフィーにより信頼度の高い情報を掘り起こし続けることは地球惑星内部の実証的研究の将来にとって本質的に重要な意味をもつ。

2) マグマオーシャンと比較惑星学

II 章に論じたように, マグマオーシャンは地球内部進化の要であり, このときにマントルは大規模に物質分化し, 後のマントル進化を運命づけたと長らく期待されてきた。しかし, 現実の地球では, このマグマオーシャンの痕跡はコアの存在以外ほとんどみられない (Carlson *et al.*, 2014)。なぜこうもマグマオーシャンの記録が残っていないのかを解明することは, 地球史の研究における最重要課題の一つである。ここで問題となるのは, 初期地球に関する観測データを十分に得ることの困難さである。30 億年以上前の地球を記録している古い大陸は現在では断片的にしか残っておらず, 40 億年以上前の地球となるとその直接の情報源は冥王代 (40 億年以上前の時代) からわずかに生き残ったジルコンという鉱物に限られる。ジルコンの小さな結晶の粒の同位体分析だけから当時のマントルの全体像を復元して (Watson and Harrison, 2005) マグマオーシャンの問題に実証的に答えようとするのは困難を極める。もっと広範囲の景色がみえる情報源が必要である。この情報源として, III 章 1) 節に概観した地球型惑星間のモデルを介した比較が考えられる。

マグマオーシャンの研究にもっとも適した惑星 (衛星) は月である。月の高地やさまざまな種類の玄武岩にはマグマオーシャンの痕跡が刻まれている (Elkins-Tanton, 2012)。また, 地震探査の結果に基づき月のマントルは現在も化学成層している可能性が示唆されており, その起源はマグマオーシャンに求められている (Sohl and Schubert, 2007)。このマグマオーシャンに強く支配された月のマントル進化はそれ自体の興味以外に, 地球の初期進化を解明する上でも手がかりになると期待され, 従来から研究されてきた。III 章 1) 節に概観した比較惑星学と IV 章に論じたマントル進化のモデリングの発展により, この研究方針は今まで以上に現実味をおびてきた。従来この研究方針の一番の障害は, 月と地球の顔

つきがあまりにも違うため月から何をどう外挿すると地球になるのか見当がつかなかったことにあ
る。しかし、今や IV 章に論じたように、惑星の「顔つき」の違いを、惑星サイズの違いからくる
火成活動・マントル対流系が属する相の違いとして理解する道が開けつつある。幸いにも、この二
つの惑星の間には火星という中間的なサイズの惑星が存在し、火星進化と地球進化の間をつなぐモ
デルはすでに構築されている (小河, 2014)。月
におけるマグマオーシャンのマントル進化への効
果を探索とモデルにより明らかにし、中継点と
しての火星の (今後期待される) 探索データもみな
ながら、外挿により地球の進化に対するマグマオー
シャンの効果を推定するという研究方法は現実味
をおびつつある。

VI. 結 論

1990 年代から 2000 年代にかけて惑星探索や
地震波トモグラフィーなどの手法により大量の情
報が地球惑星内部物理学の分野に流入し、これが
地球やその他の惑星の内部進化に対する理解の革
新をもたらした。惑星探索は、地球のテクトニク
ス史の研究により明らかにされた地球の進化を地
球型惑星全般の進化の一例として捉えることを可
能にし、地震波トモグラフィーは高压物性の知識
とあいまって地球のマントル不均質構造の本質を
明らかにしつつある。さらに、系外惑星の発見は
多圏相互作用の重要性を再認識させた。従来の簡
単な熱史モデルに代わる「火成活動・マントル対
流系の相転移」という考えに基づいたマントル進
化のモデルは、火星や地球など「顔つき」の大き
く異なる惑星を比較する手段を提供し、また、惑
星内部の放射性元素量や岩石の力学特性など高い
精度での見積もりが困難な研究に、現実的な目標
設定を与えると期待される。今後さらに広範囲に
わたる高信頼度の惑星探索やトモグラフィーの
データと高压物性の知識を組み合わせることで、地
球型惑星内部進化の統一的理解が達成できると期
待される。

謝 辞

草稿の段階で磯崎行雄氏にコメントをいただきました。また、ロバート・ゲラー、本多 了の両氏と匿名の
査読者にもコメントをいただきました。感謝します。

文 献

- Abe, Y. (1993): Thermal evolution and chemical differentiation of the terrestrial magma ocean, in "Evolution of the Earth and Planets". *Geophysical Monograph*, **74**, IUGG Volume 14, IUGG and AGU, 41-54.
- Abe, Y. and Matsui, T. (1986): Early evolution of the Earth: Accretion, atmosphere formation, and thermal history. *Journal of Geophysical Research*, **91**, E291-E302.
- Acuna, M.H., Connerney, J.E.P., Ness, N.F., Lin, R.P., Mitchell, D., Carlson, C.W., McFadden, J., Anderson, K.A., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P. and Cloutier, P. (1999): Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science*, **284**, 790-793.
- Albarede, F. (2009): Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications. *Nature*, **461**, 1227-1233.
- Anderson, B.J., Johnson, C.L., Korth, H., Purucker, M.E., Winslow, R.M., Slavin, J.A., Solomon, S.C., McNutt, R.L.Jr., Raines, J.M. and Zurbuchen, T.H. (2014): The global magnetic field of Mercury from MESSENGER Orbital Observations. *Science*, **333**, 1859-1862.
- Anderson, D.L. (1989): *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, UK.
- Andrew-Hanna, J.C., Zuber, M.T. and Banerdt, W.B. (2008): The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy. *Nature*, **453**, 1212-1215.
- Araki, H., Tazawa, S., Noda, H., Ishihara, Y., Goossens, S., Sasaki, S., Kawano, N., Kamiya, I., Otake, H., Oberst, J. and Shum, C. (2009): Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT Laser altimetry. *Science*, **323**, 897-900.
- Auer, L., Boschi, L., Becker, T.W., Nissen-Meyer, T. and Giardini, D. (2014): *Savani*: A variable resolution whole-mantle model of anisotropic shear velocity variations based on multiple data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, 3006-3034, doi:10.1002/2013JB010773.
- Bercovici, D. (2003): The generation of plate tectonics from mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, **205**, 107-121.
- Bindshadler, D.L., Schubert, G. and Kaula, W.M. (1992): Coldspots and hotspots: Global tectonics and mantle dynamics of Venus. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 13495-13532.
- Birch, F. (1952): Elasticity and constitution of the Earth's interior. *Journal of Geophysical Research*,

57, 227–286.

- Bjornes, E.E., Hansen, V.L., James, B. and Swenson, J.B. (2012): Equilibrium resurfacing of Venus: Results from new Monte Carlo modeling and implications for Venus surface histories. *Icarus*, **217**, 451–461.
- Boehler, R. (1993): Temperature in the Earth's core from melting-point measurements of iron at high static pressure. *Nature*, **363**, 534–536.
- Brown, J.M. and Shankland, T.J. (1981): Thermodynamics parameters in the Earth as determined from seismic profiles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **66**, 579–596.
- Bunge, H.-P., Richards, M.A. and Baumgardner, J.R. (1996): Effect of depth-dependent viscosity on the planform of mantle convection. *Nature*, **379**, 436–438.
- Bunge, H.-P., Richards, M.A., Lithgow-Bertelloni, C., Baumgardner, J.R., Grand, S.P. and Romanowicz, B.A. (1998): Time scales and heterogeneous structure in geodynamic Earth models. *Science*, **280**, 91–95.
- Carlson, R.W., Garnero, E., Harrison, T.M., Li, J., Manga, M., McDonough, W.F., Mukhopadhyay, S., Romanowicz, B., Rubie, D., Williams, Q. and Zhong, S. (2014): How did early Earth become our modern world?. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **42**, 151–178.
- Christensen, U.R. (1996): The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **140**, 27–39.
- Christensen, U.R. and Hofmann, A.W. (1994): Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 19867–19884.
- Christensen, U.R. and Yuen, D.A. (1985): Layered convection induced by phase transitions. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 10291–10300.
- Clift, P. and Vannucchi, P. (2004): Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Connerney, J.E.P. (2007): Planetary magnetism. in *Planets and Moons* edited by Spohn, T., *Treatise on Geophysics*, **10**, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 243–280.
- Davies, G.F. (1980): Thermal histories of convective Earth models and constraints on radiogenic heat production in the Earth. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 2517–2530.
- Davies, G.F. (2011): *Mantle Convection for Geologists*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Denevi, B.W., Ernst, C.M., Meyer, H.M., Robinson, M.S., Murchie, S.L., Whitten, J.L., Head, J.W., Waters, T.R., Solomon, S.C., Ostrach, L.R., Chapman, C.R., Byrne, P.K., Klimczak, C. and Peplowski, P.N. (2013): The distribution and origin of smooth plains on Mercury. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 891–907, doi:10.1002/jgre.20075.
- de Wit, M.J. and Hart, R.A. (1993): Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, **30**, 309–335.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981): Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356.
- Eldholm, O. and Coffin, M.F. (2000): Large igneous provinces and plate tectonics. in *The History and Dynamics of Global Plate Motions* edited by Richards, M.A., Gordon, R.G. and van der Hilst, R.D., *Geophysical Monograph* **121**, American Geophysical Union, Washington DC, USA, 309–326.
- Elkins-Tanton, L.T. (2012): Magma oceans in the inner solar system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **40**, 113–139.
- Ernst, R.E. and Buchan, K.L. (2002): Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: Evidence from large igneous provinces. *Journal of Geodynamics*, **34**, 309–342.
- Fassett, C.I. and Head, J.W. (2011): Sequence and timing of conditions on early Mars. *Icarus*, **211**, 1204–1214.
- Forte, A.M. (2007): Constraints on seismic models from other disciplines-implications for mantle dynamics and composition. in *Seismology and Structure of the Earth* edited by Romanowicz, B. and Dziewonski, A., *Treatise on Geophysics*, **1**, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 805–858.
- Fukao, Y. and Obayashi, M. (2013): Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 291–323, doi:10.1002/2013JB010466.
- Fukao, Y., Widiyantoro, S. and Obayashi, M. (2001): Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Review of Geophysics*, **39**, 291–323.
- Grocholski, B., Catalli, K., Shim, S.H. and Prakapenka, V. (2012): Mineralogical effects on the detectability of the postperovskite boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**, 2275–2279.
- Grott, M., Baratoux, D., Hauber, E., Sautter, V., Mustard, J., Gasnault, O., Ruff, S.W., Karato, S.-I., Debaille, V., Knapmeyer, M., Sohl, F., Van Hoolst, T., Breuer, D., Morschhauser, A. and Toplis, M.J. (2013): Long-term evolution of the Martian crust-mantle system. *Space Science Reviews*, **174**, 49–111.
- Gurnis, M., Hall, C. and Lavie, L. (2004): Evolving force balance during incipient subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, Q07001, doi: 10.1029/2003GC000681.
- Haskell, N.A. (1937): The viscosity of the asthenosphere. *American Journal of Science*, **33**, 22–28.

- Head, J.W., Chapman, C.R., Strom, R.G., Fassett, C.I., Denevi, B.W., Blewett, D.T., Ernst, C.M., Watters, T.R., Solomon, S.C., Murchie, S.L., Prockter, L.M., Chabot, N.L., Gillis-Davis, J.J., Whitten, J.L., Goudge, T.A., Baker, D.M.H., Hurwitz, D.M., Ostrach, L.R., Xiao, Z., Merline, W.J., Kerber, L., Dickson, J.L., Oberst, J., Byrne, P.K., Klimczak, C. and Nittler, L.R. (2011): Flood volcanism in the northern high latitudes of Mercury revealed by MESSENGER. *Science*, **333**, 1853–1856.
- Hirose, K. (2002): Phase transitions in pyrolytic mantle around 670-km depth: Implications for upwelling of plumes from the lower mantle. *Journal of Geophysical Research*, **107**, ECV3-1-ECV3-13, doi:10.1029/2001JB000597.
- Hirose, K. (2005): Postperovskite phase transition and its geophysical implications. *Review of Geophysics*, **44**, RG3001, doi:10.1029/2005RG000186.
- Hoffman, P.F. (1988): United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16**, 543–603.
- Hoffman, P.F. (1989): Precambrian geology and tectonic history of North America. in *The Geology of North America—An overview* edited by Bally, A.W. and Palmer, A.R.; The Geology of North America, vol. A, Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 447–512.
- Hoffman, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out?. *Science*, **252**, 1409–1412.
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219–229.
- Hofmann, A.W. and White, W.M. (1982): Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 421–436.
- Holmes, A. (1931): Radioactivity and Earth movements. *Transactions of Geological Society of Glasgow*, **XVIII**, PT. III, 559–606.
- Honda, S., Balachander, S., Yuen, D.A. and Reuteler, D. (1993): Three-dimensional mantle instabilities of mantle convection with multiple phase transitions. *Science*, **259**, 1308–1311.
- Ito, E. and Takahashi, E. (1989): Postspinel transformations in the system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 and some geophysical implications. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 10637–10646.
- James, P.B., Zuber, M.T. and Phillips, R.J. (2013): Crustal thickness and support of topography on Venus. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 859–875, doi:10.1029/2012JE004237.
- Johnson, C.L. and Richards, M.A. (2003): A conceptual model for the relationship between coronae and large-scale mantle dynamics on Venus. *Journal of Geophysical Research*, **108** (E6), 5058, doi:10.1029/2002JE001962.
- Karato, S. and Wu, P. (1993): Rheology of the upper mantle: A synthesis. *Science*, **260**, 771–778.
- Kasting, J.F. and Catling, D. (2003): Evolution of a habitable planet. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, **41**, 429–463.
- Kodaira, S., Fujie, G., Yamashita, M., Sato, T., Takahashi, T. and Takahashi, N. (2014): Seismological evidence of mantle flow driving plate motions at a palaeo-spreading center. *Nature Geoscience*, **7**, doi:10.1038/NGEO2121.
- Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M. and Okamoto, K. (1999): Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, Southern West Greenland. *Journal of Geology*, **107**, 515–554.
- Korenaga, J. (2013): Initiation and Evolution of plate tectonics on Earth: Theories and observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **41**, 117–151.
- 熊沢峰夫 (2002): 全地球史解説計画とは何か。熊沢峰夫・丸山茂徳編：ブルームテクトニクスと全地球史解説。岩波書店，22–29。[Kumazawa, M. (2002): What is the Earth's history decoding project?, in *Plume Tectonics and the Earth's History Decoding Project (Purumu Tekutonikusu To Zen Chikyushi Kaidoku)* edited by Kumazawa, M. and Maruyama, S., Iwanami Shoten, 22–29. (in Japanese)*]
- Labrosse, S., Hernlund, J.W. and Coltice, N. (2007): A crystallizing dense magma ocean at the base of the Earth's mantle. *Nature*, **450**, 866–869.
- Laneuville, M., Wiekzorek, M.A., Breuer, D., Aubert, J., Morard, G. and Ruckriemen, T. (2014): A long-lived lunar dynamo powered by core crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **401**, 251–260.
- Lay, T., Hernlund, J. and Buffett, B.A. (2008): Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience*, **1**, 25–32.
- Lee, C.-T.A., Luffi, P., Hoink, T., Li, J., Dasgupta, R. and Hurnlund, J. (2010): Upside-down differentiation and generation of a 'primordial' lower mantle. *Nature*, **463**, 930–933.
- Li, Y., Deschamps, F. and Tackley, P.J. (2014): The stability and structure of primordial reservoirs in the lower mantle: Insights from models of thermochemical convection in three-dimensional spherical geometry. *Geophysical Journal International*, **199**, 914–930.
- Litasov, K. and Ohtani, E. (2002): Phase relations and melt compositions in CMAS-pyrolite- H_2O system up to 25 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **134**, 105–127.
- Litasov, K. and Ohtani, E. (2009): Solidus and phase relations of carbonated peridotite in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-CO}_2$ to the lower mantle depths. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **177**, 46–58.
- Machetel, P. and Weber, P. (1991): Intermittent lay-

- ered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km. *Nature*, **350**, 55–57.
- 丸山茂徳・磯崎行雄 (1998): 生命と地球の歴史. 岩波書店. [Maruyama, S. and Isozaki, Y. (1998): *The History of Life and the Earth (Seimei To Chikyu No Rekishi)*. Iwanami Shoten. (in Japanese)*]
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223–253.
- McGovern, P.J. and Schubert, G. (1989): Thermal evolution of the Earth: Effects of volatile exchange between atmosphere and interior. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**, 27–37.
- McKenzie, D.P., Roberts, J.M. and Weiss, N.O. (1974): Convection in the earth's mantle: Towards a numerical simulation. *Journal of Fluid Mechanics*, **62**, 465–538.
- Mitrovica, J.X. and Forte, A.M. (1997): Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 2751–2769.
- Morbidelli, A., Lunine, J.I., O'Brien, D.P., Raymond, S.N. and Walsh, K.J. (2012): Building terrestrial planets. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **40**, 251–275.
- Moresi, L. and Solomatov, V. (1998): Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic style of the Earth and Venus. *Geophysical Journal International*, **133**, 669–682.
- Morota, T., Haruyama, J., Ohtake, M., Matsunaga, T., Honda, C., Yokota, Y., Kimura, J., Ogawa, Y., Hirata, N., Demura, H., Iwasaki, A., Sugihara, T., Saiki, K., Nakamura, R., Kobayashi, S., Ishihara, Y., Takeda, H. and Hiesinger, H. (2011): Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**, 255–266.
- Murakami, M., Ohishi, Y., Hirao, N. and Hirose, K. (2012): A perovskitic lower mantle inferred from high-pressure, high-temperature sound velocity data. *Nature*, **485**, 90–94.
- Nakagawa, T. and Tackley, P. (2014): Influence of combined primordial layering and recycled MORB on the coupled thermal evolution of Earth's mantle and core. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **15**, 619–633, doi:10.1002/2013GC005128.
- Nakakuki, T., Sato, H. and Fujimoto, H. (1994): Interaction of the upwelling plume with the phase and chemical boundary at the 670 km discontinuity: Effects of temperature-dependent viscosity. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 369–384.
- Ni, S., Helmberger, D.V. and Tromp, J. (2005): Three-dimensional structure of the African superplume from waveform modelling. *Geophysical Journal International*, **161**, 283–294.
- Nimmo, F. (2007): Energetics of the core. in *Core Dynamics* edited by Olson, P., *Treatise on Geophysics*, **8**, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 31–66.
- Nimmo, F. and McKenzie, D. (1998): Volcanism and tectonics on Venus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **26**, 23–51.
- Nomura, R., Hirose, K., Uesugi, K., Ohishi, Y., Tsuchiyama, A., Miyake, A. and Ueno, Y. (2014): Low core-mantle boundary temperature inferred from the solidus of pyrolite. *Science*, **343**, 522–525.
- Ogawa, M. (2003a): Chemical stratification in a two-dimensional convecting mantle with magmatism and moving plates. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2561, doi:10.1029/2002JB002205.
- Ogawa, M. (2003b): Plate-like regime of a numerically modeled thermal convection in a fluid with temperature-, pressure-, and stress-history- dependent viscosity. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B2), 2067, doi:10.1029/2000JB000069.
- Ogawa, M. (2014): Two-stage evolution of the Earth's mantle inferred from numerical simulation of coupled magmatism-mantle convection system with tectonic plates. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **119**, 2462–2486, doi:10.1002/2013JB010315.
- 小河正基 (2014): 地球型惑星の内部進化: 火星からスーパー地球まで. 日本物理学会誌, **69**, 860–869. [Ogawa, M. (2014): The mantle evolution in terrestrial planets: From Mars to super-Earths. *Butsuri (Nihon Butsuri Gakkaishi)*, **69**, 860–869. (in Japanese with English abstract)]
- Ohta, K., Hirose, K., Lay, T., Sata, N. and Ohishi, Y. (2008): Phase transitions in pyrolite and MORB at lowermost mantle conditions: Implications for a MORB-rich pile above the core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, **267**, 107–117.
- Ohtani, E. (1985): The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **38**, 70–80.
- Ohtani, E. (1987): Ultrahigh-pressure melting of a model chondritic mantle and pyrolite compositions. in *High-pressure Research in Mineral Physics* edited by Manghnani, M.H. and Syono, Y., Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Japan, 87–93.
- Richards, M. and Engebretson, D.C. (1992): Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, **355**, 437–440.
- Richards, M.A., Duncan, R.A. and Courtillot, V.E. (1989): Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails. *Science*, **246**, 103–107.
- Richards, S., Lister, G. and Kennett, B. (2007): A slab in depth: Three-dimensional geometry and evolution of the Indo-Australian plate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**, Q12003, doi:10.1029/2007GC001657.
- Ringwood, A.E. and Irifune, T. (1988): Nature of the 650-km seismic discontinuity: Implications for mantle dynamics and differentiation. *Nature*, **331**, 131–136.

- Rino, S., Kona, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D. (2008): The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, **14**, 51–72.
- Ritsema, J., Deuss, D., van Heijst, H.J. and Woodhouse, J.H. (2011): S40RTS: A degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International*, **184**, 1223–1236.
- Robbins, S.J., Di Achille, G. and Hynek, B.M. (2011): The volcanic history of Mars: High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes. *Icarus*, **211**, 1179–1203.
- Schubert, G., Turcotte, D.L. and Olson, P. (2001): *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Schubert, G., Masters, G., Olson, P. and Tackley, P. (2004): Superplumes or plume clusters?. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 147–162.
- Schuberth, B.S.A., Bunge, H.-P., Steinle-Neuman, C., Moder, C. and Oeser, J. (2009): Thermal versus elastic heterogeneity in high-resolution mantle circulation models with pyrolite composition: High plume excess temperatures in the lowermost mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **10**, Q01W01, doi:10.1029/2008GC002235.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maush, S. and Chandler, M. (2012): Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, **113**, 212–270.
- Shcherbakova, V.V., Shcherbakov, V.P., Zhidkov, G.V. and Lubinina, N.V. (2014): Paleointensity determinations on rocks from Paleoproterozoic dykes from the Kaapvaal Craton (South Africa). *Geophysical Journal International*, **197**, 1371–1381.
- 島津康男 (1967): 地球の進化. 岩波書店. [Shimazu, Y. (1967): *Evolution of the Earth (Chikyu No Shinka)*. Iwanami Shoten. (in Japanese)*]
- Simmons, N.A., Forte, A.M., Boschi, L. and Grand, S.P. (2010): GyPSuM: A joint tomographic model of mantle density and seismic wave speeds. *Journal of Geophysical Research*, **115**, B12310, doi:10.1029/2010JB007631.
- Sleep, N.H. (1990): Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 6715–6736.
- Smith, D.E., Zuber, M.T., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Hauck II, S.A., Lemoine, F.G., Mazarico, E., Neumann, G.A., Peale, S.J., Margot, J.-L., Johnson, C.L., Torrence, M.H., Perry, M.E., Rowlands, D.D., Goossens, S., Head, J.W. and Taylor, A.H. (2012): Gravity field and internal structure of Mercury from MESSENGER. *Science*, **336**, 214–217.
- Sohl, F. and Schubert, G. (2007): Interior structure, composition, and mineralogy of the terrestrial planets. in *Planets and Moons* edited by Spohn, T., *Treatise on Geophysics*, **10**, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 27–68.
- Solomon, S.C., Aharonson, O., Aurnou, J.M., Banerdt, W.B., Carr, M.H., Dombard, A.J., Frey, H.V., Golombek, M.P., Hauck II, S.A., Head III, J.W., Jakosky, B.M., Johnson, C.L., McGovern, P.J., Neumann, G.A., Phillips, R.J., Smith, D.E. and Zuber, M.T. (2005): New perspective on ancient Mars. *Science*, **307**, 1214–1220.
- Spohn, T. and Schubert, G. (1982): Modes of mantle convection and the removal of heat from the Earth's interior. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 4682–4696.
- Šrámek, O., McDonough, W.F., Kite, E.S., Lekić, V., Dye, S.T. and Zhong, S. (2013): Geophysical and geochemical constraints on geoneutrino fluxes from Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **361**, 356–366.
- Steinberger, B. and Torsvik, T.H. (2012): A geodynamic model of plumes from the margins of Large Low Shear Velocity Provinces. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13**, Q01W09, doi:10.1029/2011GC003808.
- Stern, R.J. (2004): Subduction initiation: Spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, **226**, 275–292.
- Stevenson, D.J. (1981): Models of the Earth's core. *Science*, **214**, 611–619.
- Stevenson, D.J. (2003): Styles of mantle convection and their influence on planetary evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**, 99–111.
- Stevenson, D.J., Spohn, T. and Schubert, G. (1983): Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets. *Icarus*, **54**, 466–489.
- Stixrude, L. and Lithgow-Bertelloni, C. (2012): Geophysics of chemical heterogeneity in the mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **40**, 569–595.
- Tackley, P.J., Stevenson, D.J., Glatmaier, G.A. and Schubert, G. (1994): Effects of multiple phase transitions in a three-dimensional spherical model of convection in Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 15877–15901.
- Tan, E. and Gurnis, M. (2007): Compressible thermochemical convection and application to lower mantle structures. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B06304, doi:10.1029/2006JB004505.
- Tateno, S., Hirose, K., Ohishi, Y. and Tatsumi, Y. (2010): The structure of iron in the Earth's inner core. *Science*, **330**, 359–361.
- Tsuchiya, T., Tsuchiya, J., Umemoto, K. and Wentzcovitch, R.M. (2004): Phase transition in MgSiO₃ perovskite in the Earth's lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 241–248.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. (2002): *Geodynamics*,

- 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 472p.
- Udrey, S. and Santos, N.C. (2007): Statistical properties of exoplanets. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, **45**, 397–439.
- van der Meer, D.G., Spakman, W., van Hinsbergen, D.J.J., Amaru, M.L. and Torsvik, T.H. (2010): Towards absolute plate motions constrained by lower mantle slab remnants. *Nature Geoscience*, **3**, 36–40, doi:10.1038/NGEO708.
- van Keken, P.E., Hauri, E.H. and Ballentine, C.J. (2002): Mantle mixing: The generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **30**, 493–525.
- von Huene, R. and Scholl, D.W. (1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, **29**, 279–316.
- Warren, P.H. (1985): The magma ocean concept and lunar evolution. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **13**, 201–240.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M. (2005): Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, **308**, 841–844.
- Wieczorek, M.A. and Phillips, R.J. (2000): The “Procellarum KREEP Terrane”: Implications for mare volcanism and lunar evolution. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 20413–20430.
- Wieczorek, M.A., Neumann, G.A., Nimmo, F., Kiefer, W.S., Taylor, G.J., Melosh, H.J., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Andrews-Hanna, J.C., Asmar, S.W., Konopliv, A.S., Lemoine, F.G., Smith, D.E., Watkins, M.M., Williams, J.G. and Zuber, M.T. (2013): The crust of the Moon as seen by GRAIL. *Science*, **339**, 671–675.
- Windley, B.F. (1995): *The Evolving Continents*, 3rd ed. John Wiley & Sons, Chichester, U.K.
- Xie, S. and Tackley, P.J. (2004): Evolution of U-Pb and Sm-Nd systems in numerical models of mantle convection and plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B11204, doi:10.1029/2004JB003176.
- Yanagisawa, T., Yamagishi, Y., Hamano, Y. and Stegman, D.R. (2010): Mechanism for generating stagnant slabs in 3-D spherical mantle convection models at Earth-like conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **183**, 341–352.
- Young, M.K., Tkalčić, H., Bodin, T. and Sambridge, M. (2013): Global P wave tomography of Earth's lowermost mantle from partition modeling. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **118**, 5467–5486, doi:10.1002/jgrb.50391.
- Zuber, M.T., Smith, D.E., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Neumann, G.A., Hauck II, S.A., Peale, S.J., Barnouin, O.S., Head, J.W., Johnson, C.L., Lemoine, F.G., Mazarico, E., Sun, X., Torrence, M.H., Freed, A.M., Klimczak, C., Margot, J.-L., Oberst, J., Perry, M.E., McNutt Jr., R.L., Balcerski, J.A., Michel, N., Talpe, M.J. and Yang, D. (2012): Topography of the northern hemisphere of Mercury from MESSENGER Laser Altimetry. *Science*, **336**, 217–220.
- * Title etc. translated by M.S.

付録 1 マントル対流の性質

Appendix 1 The nature of mantle convection

地球のプレート運動を含むマントル対流に関する議論には、いくつかの混乱がある。この付録は、この混乱について論ずる。

1) プレートテクトニクス

地球にみられるプレート運動は熱対流の一部であるが、このことがいくつかの誤解を生んでいる。

一つ目は沈み込みの開始の問題である（例えば、Stern, 2004）。現在地球上では、活動縁辺に囲まれた太平洋は収縮し、その分、非活動縁辺に囲まれた大西洋が拡大している。この運動が続くと 2 億年ほどで活動縁辺は地球上から消えてしまいプレートテクトニクスは停止してしまうのではないかと危惧される。似たような状況は過去にも例えば超大陸ロディニアが分裂した後などに出現したはずであるが（例えば、Hoffman, 1991）、実際にはプレートテクトニクスは機能し続けた。このことから、現在の大西洋両岸のような非活動縁辺でもプレートは十分古くなって重くなると自重で自然に割れて新たな沈み込み帯が形成されるのではないかと期待されてきた。これはプレートも熱対流するマントルの一部なのだから、地表面から冷やされて密度が上昇すると自然に沈み込むはずであるという直感からでてきた考えであるが（例えば、Moresi and Solomatov, 1998）、事実とは異なる。プレートの破壊強度は自重に耐えられるくらい十分高い（例えば、Gurnis *et al.*, 2004）、またそうでないと現実の地球でみられるような安定したプレート運動は起こらない（Ogawa, 2003b, 2014）。そもそも、今のプレート運動が続くといずれ地球上から活動縁辺がすべて消えてしまうというのは杞憂である。現在、北米プレートと南米プレートの運動はほぼ平行であるが、それでもわずかに相対的に運動しており、しわ寄せの来た中央アメリカ近辺の収束域で複雑なテクトニクスが出現している。今後この 2 枚のプレートが太平洋側に拡大し、これらのプレート間の相対運動の

ポール（カリブ海の東の縁近辺に位置する）からプレートの太平洋側の縁までの“腕”の長さが長くなると、プレート間の収束速度は大きくなり、歪みの集中により収束域にはプレートを破壊し新たな沈み込み帯を形成するに十分なほど高いテクトニックな応力が発生するはずである。

二つ目は、プレート運動は能動的か受動的かという議論である。プレートとはもともと、岩石の流動特性の強い温度依存性のため地表面に沿った温度の低い領域で岩石が破壊による以外ほとんど変形しなくなること（Karato and Wu, 1993）を考慮して、この領域のマントル対流のパターンを簡便に表現するために仮想的に導入されたものであった。しかし、この強い流動特性の温度依存性を考慮した熱対流の数値シミュレーションにより、実際に地表面付近にはプレートと呼べる剛体の板のように振る舞う領域が現れ、したがってプレートとは仮想的なものではなく実体のあるものであることが後に示された（例えば、Bercovici (2003) のレビュー参照）。したがって、プレートはスラブが沈降する際に解放される重力エネルギーを使って動いているのか、それともプレートの下のマントルの対流運動に伴い解放される重力エネルギーを使って動いているのかどちらか、と問うことには意味がある。しかし、さまざまな深さでのトモグラフィーの図をみると、スラブの解放する重力エネルギーの方が遥かに大きいのはほとんど自明である。地震学的には、アセノスフェアの方がプレートより速く動いていることを示唆する観測データもあるが（Kodaira *et al.*, 2014）、同様の速度分布は Ogawa (2014) のモデルでも観察される。このアセノスフェアの速い流れは、プレートの厚さが海嶺から遠ざかるに従い増加するため、プレートの底は斜面となっており、そこをリソスフェアから冷やされ負の浮力をもったアセノスフェアの流体があくまで受動的に滑り降りることにより生じたものである。プレート自身

は、沈み込み帯での強い摩擦抵抗のためスラブによる引っ張りにも関わらずそれほど速い速度では動けない。

2) 熱対流

今日の地球のマントル対流は熱対流としてよく近似される（ここでは、簡単のため粘性率などの力学的性質が圧力や温度などによらず一定の流体の熱対流を扱う）。熱対流とは、上面（地球では地表面）に沿って冷やされた流体が熱収縮のため高密度となりその負の浮力のためブルーム（雫のようなもの）として沈降し、もし下面（地球では例えばコア・マントル境界）から加熱されているならそこで暖められ熱膨張し低密度になった流体がブルームとして浮上するという現象である。マントルのような高粘性流体の熱対流は、以下で定義されるレイリー数 Ra というたった一つのパラメーターによって特徴づけられる。

$$Ra = (d/d_p)^3, d_p = (\eta\kappa/\Delta\rho g)^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 d はマントルの深さ、 η は岩石の粘性率、 κ は熱拡散率、 $\Delta\rho$ は熱膨張による密度変化、 g は重力加速度である。 d_p は対流に特徴的な長さのスケールであり、以下のような物理的意味をもっている。いま半径 r の球形のブルームを考えると、このブルームがその熱拡散時間 r^2/κ の間にストークス沈降で移動する距離は $\ell \approx (\Delta\rho g r^2/\eta)$ (r^2/κ) である。ブルームというものが存在できるためにはこの距離がブルームそのものの大きさ r より十分大きい必要がある。この条件から $r \gg d_p$ が導かれる。経験的にはブルームの大きさは $10d_p$ 程度である。レイリー数とは「マントルがブルームに対してどれだけ大きいか」を表す指標である。熱対流が起こるためには、対流層はブルームを納めるのに十分な深さがないといけない ($d > 10d_p$)。したがって Ra がおよそ 1000 程度の臨界値を超えることが、熱対流が起こるための条件となる。

レイリー数が臨界レイリー数の近辺にあるときは、ブルームサイズと対流層の深さは同程度であるため、ブルームの間隔も対流層の深さと同程度となり、ブルームは対流層のなかで整然と並ぶ。

これが、レイリー数が低いとき対流のパターンが時間に依存せず定常となる理由である。しかし、レイリー数が臨界値を大きく超え、ブルームサイズが対流層の深さより遥かに小さくなると、ブルームは対流層のなかを漂流し対流のパターンは無秩序になる。例えば、お風呂の熱対流を考えると、水のブルームサイズは (1) 式から 1 mm 程度と計算され、水深 50 cm の風呂のなかを無秩序に漂う（お風呂のレイリー数は 10^{11} である）。地球ではブルームの大きさは 100 km 程度と見積もられ、対流のパターンは強い時間依存性を示すことが期待される。ちなみにマグマオーシャンなどマグマ中の熱対流のブルームは 1 cm 程度の大きさである。

次に、レイリー数が臨界値レイリー数より十分大きいときの対流による熱輸送効率に関する経験式を導く。対流層の上面にそって流体は熱伝導で冷やされるため、鉛直方向に大きな温度勾配が生じる。この温度勾配の大きな層を熱的境界層と呼ぶが、その厚さもブルームと同様 $10d_p$ 程度である（熱的境界層における流れは境界の影響を受けるため、厳密にはその厚さはブルームサイズとは異なるが、どちらも熱拡散とストークス沈降の競争で決まるという点は共通しており、今問題にしているような次元解析程度の議論では結局ブルームサイズと同程度となる）。したがって k を熱伝導率、 ΔT を対流層の深いところと上面の温度差として熱流量は

$$k \frac{\Delta T}{10d_p} = Nu \cdot k \frac{\Delta T}{d} \quad \text{ただし, } Nu = 0.1Ra^{1/3} \quad (2)$$

となる。ここで Nu はヌッセルト数と呼ばれ、対流の熱輸送効率を表す。このヌッセルト数とレイリー数の関係式のみに着目し、流れのパターンを無視した対流のモデルのことをよくパラメーター化対流モデル (parameterized convection model) と呼ぶ。レイリー数が高くなると対流による熱輸送効率は上がる。(2) 式をもっと定量的に正確にした式は、例えば Davies (1980) や Spohn and Schubert (1982) に代表される「準」

静的マントル進化モデルの計算において中心的な役割を果たした。

パラメーター化対流モデルは、II 章 1) 節でも触れたようにとくに計算機の性能が充分ではなくマントル対流のシミュレーションが困難であった時代にマントル進化に対する制約を与えたという意味で地球科学の研究において重要な役割を果たしてきた。しかしすべてのモデルと同様、このモデルについてもその適用限界には注意が必要である。一般にレイリー数が上がると、対流による熱輸送効率が上がり、対流のパターンが無秩序になることから、レイリー数が高いということは対流が激しいということを意味すると思われるが、これは拡大解釈であり誤解を招きやすい。風呂を放置するとその高いレイリー数にもかかわらず、さめた湯は沈降し底に溜まる。沈降の途中で「激しい熱対流」により周りのまだ熱い湯と混ざることではない。この問題では、「激しい」という言葉が対流による攪拌が活発であるという意味に使われているが、高レイリー数から予測される高い熱輸送の効率は、必ずしも強い対流攪拌の効果を意味するとは限らない。対流の「激しさ」を論ずるときには、「激しさ」という言葉で物理的に何を意味するのかを明確に定義し、その都度レイリー数との関係を検討する必要がある。

この問題に関連して、パラメーター化対流モデ

ルにおける対流の激しさの指標としての流速の見積もりには注意が必要である。しばしばパラメーター化対流モデルで用いられる流速を与える式

$$V = 0.27Ra^{2/3} (\kappa/d) \quad (3)$$

(Turcotte and Schubert, 2002) は、レイリー数を上げると対流は速く（激しく）なると言っている。しかし、ここにお風呂の数値 ($Ra = 10^{11}$, $\kappa = 1.4 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec}$, $d = 0.5 \text{ m}$) を代入すると流速は 1.5 m/sec になってしまう。この不合理さは、パラメーター化対流モデルでは対流パターンを適当に仮定していることに起因する（詳細は Turcotte and Schubert (2002) を参照されたい）。一般にパラメーター化対流モデルでは対流のパターンを予言することができないため仮定せざるをえず、対流の速さを一意に見積もることはできない。このことは、マントルダイナミクスの研究に混乱を引き起こしている。例えば、Christensen and Hofmann (1994) の数値シミュレーションでは、(3) 式と同様の式を用いてプレート速度を見積もり、初期地球ではマントルが高温・低粘性でレイリー数が高くプレート運動が速かったためマントルは激しく攪拌され、沈み込んだ海洋地殻は CMB 上に蓄積しにくかったと結論されているが、この結論は再考を要する。