

プレート運動と大陸移動の原動力－再考

Driving forces of plate motion and continental drift: Revisited

吉田晶樹*

Masaki Yoshida*

2015年6月15日受付.

2015年8月26日受理.

* 国立研究開発法人海洋研究開発機構 地球深部
ダイナミクス研究分野

Department of Deep Earth Structure and Dynamics Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Natsushima-cho 2-15, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

Corresponding author: M. Yoshida,
myoshida@jamstec.go.jp

Abstract

The establishment of the theory of plate tectonics at the end of the 1960s provoked quantitative discussions regarding the forces acting on lithospheric plates. Subsequent studies during the early- to mid-1970s considered plate motions as rigid rotations on a spherical surface. A theoretical analysis based only on tectonic information from the Earth's surface revealed that a candidate for the primal driving force of plate motion was “slab pull”, which may be balanced almost completely by “slab resistance”. However, because plate interiors of the real Earth have finite effective viscosity and are part of the cold thermal boundary layers involved in mantle convection, they should move with an element of internal deformation rather than perfectly rigid motion. A recent numerical simulation of 3-D spherical mantle convection revealed that the breakup of Pangea, subsequent continental drift, and the present-day continental distribution, could be achieved by planetary-scale mantle flow. Large-scale lateral mantle flow is inferred to have originated from a high-temperature anomaly region beneath Pangea due to a supercontinental thermal insulation effect, rather than by mantle upwelling flow from a “superplume”, and subduction of cold boundary layers is inferred to have spontaneously developed in the North Tethys Ocean during the early stages of the breakup of Pangea. The present results, combined with other numerical simulation results and seismological evidence from a recent sub-seafloor structure survey, indicate that the “(continental) mantle drag force”, enhanced by mantle flow beneath the continental/oceanic plates, could be the primal driving force of plate motion and continental drift. This possibility raises new questions about whether the slab-pull force or mantle-drag force is the primal driving force for plate motion and continental drift.

Keywords: plate motion, continental drift, mantle convection, driving force, resistance force, numerical simulation

緒 論

プレート運動や大陸移動の原動力を正しく理解することはマントルの大規模な熱・物質循環のメカニズムを深く理解する上で重要である。なぜなら、地球の体積の約83%以上を占めるマントルの熱・組成対流運動は地球史を通じて地球表層運動の駆動力として重要な役割を果たし、また地球表層運動の歴史も地球内部の構造やダイナミクスの進化に重要な影響を及ぼしてきたと考えられるからである(例えば, Condie, 2011)。

海洋プレートと大陸プレートの運動の原動力を理解する上で、基本となる情報は、それらのプレートとその直下のマントルとの相対運動である(上田, 1989; 瀬野, 2001; Ghosh and Holt, 2012) (Fig. 1a)。もしマントルの流れの速度がプレートの運動速度よりも大きければ、プレートの底面をマントルの流れが引きずる力、つまり、マントル曳力はプレート

運動にとって見かけ上、推進力として働き、マントルの流れの速度がプレート運動速度よりも小さければ逆に抵抗力として働く。なお、本論では以下、原動力という用語は、ほとんどの場合、「プレート運動の原動力」、「大陸移動の原動力」というように一般にプレートと大陸を動かす力の意味で使う。そして、プレート運動を減速させる力である抵抗力の対語として、プレートを加速させる力を推進力と呼ぶことにする。したがって、本論で使われる原動力と推進力は同義と考えて良い。

プレート運動の速度は今や人工衛星による観測で正確に分かっているが、プレート直下のマントルの運動速度は実測できない。そこで、プレート運動の原動力に関して地表で観測される最も有力な観測情報は、多くの場合、地震のメカニズムから求められるプレート内応力場、つまり、偏差応力の絶対値、および、主応力軸の方向とそれから導かれる圧縮場か伸張場か横ずれ場かを区別する断層の種類となる。逆に、応

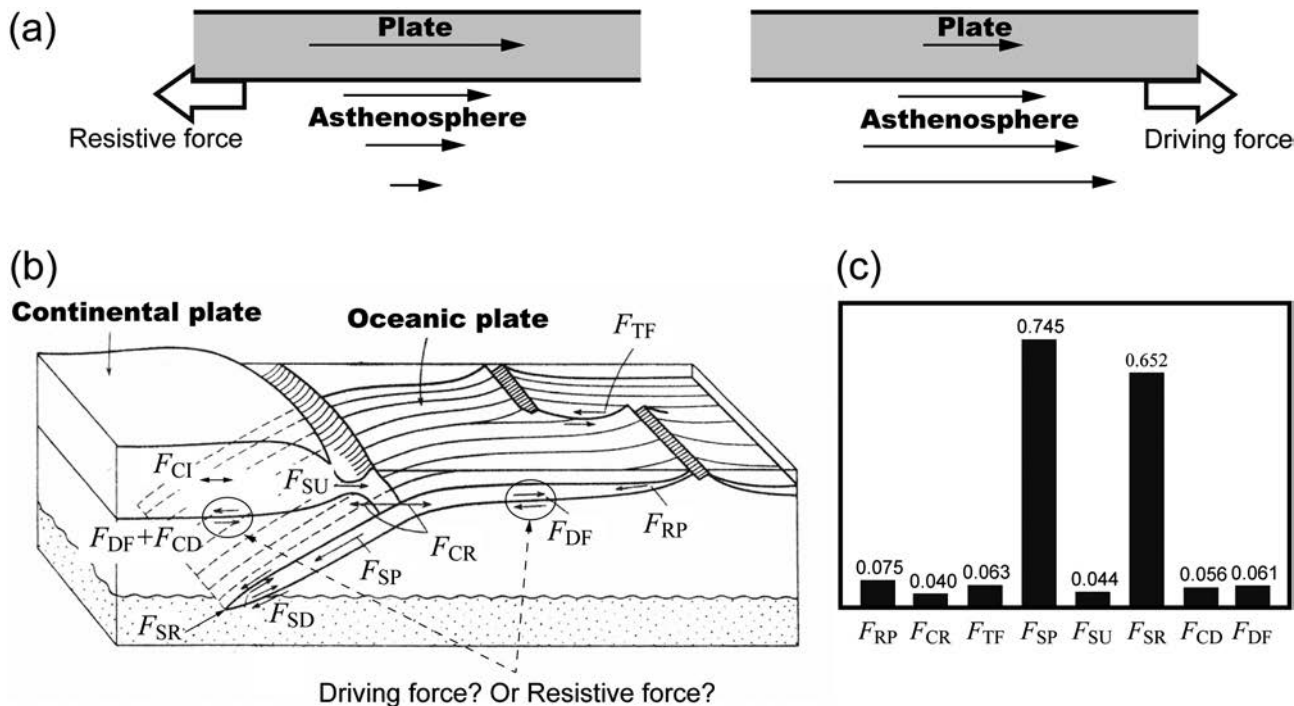


Fig. 1. (a) Illustration of the relationship between plate motion velocity and asthenospheric flow velocity. (b) Various forces acting on continental and oceanic plates (Uyeda, 1989). (c) The relative magnitude of each force estimated by torque balance (data from Forsyth and Uyeda, 1975). The slab pull force is nearly balanced by the slab resistance force.

力場のその場観測によって、断層の種類から応力場を推定することもある。しかし、地震はプレート境界付近に集中するので、プレート内部の応力場のデータ量はほぼ皆無である。ましてや、安定な大陸内部では衝突帯を除きテクトニクスの大規模変動に起因するような大地震がほとんど起きず、また応力場のその場観測もほとんど行われていないのが現状である (Heidbach et al., 2008)。

また、仮にプレート内部の応力場のデータが揃ったとしても、それからは直接的にマントル曳力がプレート運動の推進力になっているのか抵抗力になっているのかは簡単に分かるものではない。なぜなら、例えば、リッジ押し力(後述)は一般にプレートに圧縮場を与えるが、マントル曳力が推進力として働く場合は、プレートをさらに圧縮させる効果があり、一方、マントル曳力が抵抗力として働く場合も、リッジ押し力を打ち消すような力でなければ、やはりプレート内応力は圧縮場になるからである。

したがって、プレート内応力場以外の情報でプレート運動や大陸移動の原動力を探るしかない。近年、地球深部探査の技術向上に伴う地殻、プレート、最上部マントルの大規模地下構造探査の進展やコンピューターの性能や数値計算技術の向上に伴う高解像度のマントル対流数値シミュレーションの進展などによって、プレート運動や大陸移動の原動力が再検討されようとしている (吉田, 2015)。

本論では、固体地球科学の最も重要な問題の一つであるプレート運動と大陸移動の原動力について、その研究史と最先端の状況と知見を解説し、それらの原動力について再検討し

てみたい。

プレートに働くさまざまな力： プレート境界力とマントル曳力

プレートテクトニクス理論が1960年代後半に確立されたあと、プレートに働くさまざまな力が分類され、それぞれの力の大きさについて定量的な議論が行われるようになったのは、1970年代半ばになってからである。このような研究は、プレート運動を球面上の剛体的な回転運動として扱うことで可能であった。その中でも金字塔とされる論文は Forsyth and Uyeda (1975) である。この論文では、プレートに働く力を8種類のカーリッジ押し力(F_{RP})、スラブ引っ張り力(F_{SP})、スラブ抵抗力(F_{SR})、マントル曳力(F_{DF})、大陸プレート下マントル曳力(F_{CD})、衝突抵抗力(F_{CR})、海溝吸込み力(F_{SU})、トランスフォーム断層抵抗力(F_{TF})に分類した (Fig. 1b)。このほかに、沈み込むプレートの側面に働くマントル曳力(F_{SD})と、大陸プレートには、厚さや密度構造の不均一による内部力(F_{CI} ; 後出)も考えられる (瀬野, 2001)。

ここで、 F_{DF} 、 F_{CD} 、 F_{SD} 、 F_{CI} を除く力は、プレート境界の水平移動を介して生じる力やプレート境界で沈み込んだ海洋プレート内部にかかる力なので、本論では以下、プレート境界力と呼ぶことにする。また、大陸プレート下マントル曳力というのは、著者が便宜的に作った言葉であるので聞き慣れないかもしれないが (Forsyth and Uyeda, 1975 では、単に“Continental drag”と書かれている)、大陸プレートの底

面をマントル対流が引きずる力のことである。Forsyth and Uyeda(1975)では、大陸プレートと海洋プレートの厚さが異なるので、それらのプレートの直下でのマントルの粘性率に違いがあり、その結果マントル曳力の大きさにも違いがある可能性を考えて、大陸プレート下では海洋プレート下にかかるマントル曳力(F_{DF})に F_{CD} が加わる、つまり、 $F_{DF} + F_{CD}$ としている(Fig. 1b)。

まず、これらのプレートにかかる力の相対的な大きさを定性的に知るために、Forsyth and Uyeda(1975)は、地球上の各プレートの運動速度と、(1)プレートの総面積、(2)大陸が占める面積、(3)プレートを囲む海嶺、海溝、トランスフォーム断層の長さとの関係を調べた。これによってまず分かったことは、プレートの運動速度とプレートの面積には相関がないということである。もし、マントル曳力の総和がプレート運動の抵抗力として働くとなると、マントル曳力はプレートの面積に比例するので、一番面積の大きい太平洋プレートは最も抵抗を受けて、その速度は一番小さくなるはずである。しかしながら、実際には、太平洋プレートは、プレートの面積がずっと小さいココスプレートやナスカプレートとほぼ同じ速度で動いている。したがって、マントル曳力がプレート運動の抵抗力として働いているとは考えにくい。

つまり、マントル曳力は、プレート運動にとって推進力として働いているか、抵抗力として働いているかどちらにしても他のプレート境界力よりも有意に小さいということが考えられる。あるいは、プレートとその下のマントル(アセノスフェア)が力学的に結合しているか、逆に、完全にそれらが独立して運動している可能性もある。その場合は、推進力としても抵抗力としても働かない。

もし、プレートとアセノスフェアが力学的に独立している場合は、プレートの面積の大きさに関わらず、プレートの底面にかかるマントル曳力の寄与は限りなく小さくなるので、プレートの運動速度とプレートの面積には相関がないことを説明できる。ただ、プレートとアセノスフェアの間に、お互いの運動を独立させるような特別な低粘性層があることは地震学的、あるいは、鉱物物理学的の研究から確認されていない(唐戸, 2011)。Karato(2012)は、リソスフェアとアセノスフェアの間に水に豊富なガプロ層の存在を指摘しており、この層が独立させる可能性が考えられるが、その厚さはおそらくせいぜい数キロメートル程度と非常に薄く、プレートとアセノスフェアの力学的結合の程度にどの程度影響を及ぼすかどうかは不明である。

一方、プレートとアセノスフェアが力学的に結合しているという考え方は直感的にもっともらしい。なぜなら、プレートはもともとマントルが冷却してできた高粘性の熱境界層であるから、それらが結合して移動していると考えるのは自然なことである。後で解説するように、Conrad and Lithgow-Bertelloni(2006)は、現在の大陸リソスフェアの分布を考慮した三次元全球殻内のマントル対流の定常速度場シミュレーション(後出)で、プレートとその下のマントルは力学的に結合しており、特に厚い根をもつ大陸プレートを駆動させている力はマントル曳力であることを示した。また、低

粘性のアセノスフェアの存在は、リソスフェア表面の応力状態、つまり剪断応力の方向と大きさにほとんど影響を与えないことも示した。これは、アセノスフェアの粘性率にかかわらず、アセノスフェアの下のマントルの流れの方向がプレート運動の方向を規定していることを意味する。

スラブ引っ張り力とリッジ押し力

プレート境界力のうち、どれが重要であるかを定性的に見積もる材料が、プレート引っ張り力(F_{SP})、リッジ押し力(F_{RP})、トランスフォーム断層抵抗力(F_{TF})の大きさとプレートの運動速度との関係である(Forsyth and Uyeda, 1975)。プレートの運動速度とそのプレートが持つ海嶺やトランスフォーム断層の長さには明らかに相関がない。一方、プレートの運動速度と海溝の長さとは相関がある。つまり、長い海溝を持っているプレートほどプレートの運動速度が大きい。したがって、プレート境界力の中で最も重要なのは F_{SP} で、 F_{RP} と F_{TF} はそれよりずっと小さい。

次に、Forsyth and Uyeda(1975)は、各プレートに働くトルクの和がゼロになるという、いわゆるトルクバランスの原理に基づいて、各力の相対的な大きさを理論的・定量的に導いた。それによると、スラブ引っ張り力とスラブ抵抗力は他の力を一桁ほど圧倒しており、プレート運動の原動力が確かにスラブ引っ張り力であること、また、そのスラブ引っ張り力はスラブ抵抗力とほぼ釣り合っている可能性があることを示した(Fig. 1c)。したがって、必ずしもスラブ引っ張り力がプレート運動の主要な原動力と強く示唆しているわけではないことに注意する必要がある。また、マントル曳力(F_{DF} 、 F_{CD})は推進力として働いていても抵抗力として働いていてもその力はスラブ引っ張り力に比べて小さいことも示した。スラブ引っ張り力(F_{SP})とリッジ押し力(F_{RP})の絶対値は流体力学に基づく熱対流の理論モデル(Turcotte and Schubert, 1982)から、そのオーダーを見積もることができ、 F_{SP} は $\sim 3 \times 10^{13} \text{ N m}^{-1}$ 、 F_{RP} は $\sim 4 \times 10^{12} \text{ N m}^{-1}$ となる。つまり、Forsyth and Uyeda(1975)の解析結果と調和するように、リッジ押し力の大きさはスラブ引っ張り力より一桁程度小さい。

プレート運動の原動力：これまでの知見

2000年前後になると、プレート運動を地球上の剛体運動として扱うのではなく、プレート運動の原動力をダイナミックな問題として捉え、前章で解説したように、プレート運動の原動力がスラブ引っ張り力でマントル曳力は小さい(Forsyth and Uyeda, 1975)とする、それまでの常識に疑問を呈する動きが出てきた(Seno and Yamanaka, 1998; 瀬野, 2001)。彼らは、観測されるプレート内応力に主眼点を置き、活動的大陸縁、つまり、大陸プレートの下に海洋プレートが沈み込んでいる状態で、スラブ引っ張り力(F_{SP})、"実効リッジ押し力"(F_{RP}' ; プレートの底面全体にわたって働くマントル曳力を積分した力をリッジ押し力に加えた力)、衝突抵抗力(F_{CR})の三つのプレート境界力について、 $F_{CR} = F_{RP}' + \cos\theta \cdot F_{SP}$ という関係式を用いて議論を行った。ここで、 θ

はプレートの沈み込みの角度で、 F_{CR} は沈み込み帯で一般に逆断層が卓越していることから $F_{CR} < 0$ (海溝から離れる向きに正)、また、海洋プレート内では一般に圧縮場が卓越していること (Wiens and Stein, 1985) から $F_{RP}' > 0$ (海溝に向かう向きに正) とした。

これを Fig. 2 で示した活動的大陸縁のモデルに当てはめると、 F_{SP} が正 (つまり、沈み込むスラブが傾く方向に伸張力が働く; ダウンディップ・テンション) で絶対値が大きい場合 (10^{13} N m^{-1} のオーダー) (Fig. 2a, 2b) か、負 (スラブが傾く方向に圧縮力が働く; ダウンディップ・コンプレッション) で絶対値が大きい場合 (10^{13} N m^{-1} のオーダー) (Fig. 2c, 2d) か、スラブが傾く方向に力がニュートラルで絶対値が小さい場合 (10^{12} N m^{-1} のオーダー) (Fig. 2e, 2f) かによって、 F_{CR} と F_{RP}' のオーダーが場合分けできる。ただし、スラブ浅部の応力状態は地域によって多様であるので (例えば, Seno and Yamanaka, 1998; Seno and Yoshida, 2004), Fig. 2 の六つのパターンのうち、実際の地球でどの場合が一般的な状態なのかは、ここでは断定できない。

しかし、次の三つの点が一般的に言える。(1) スラブ浅部がダウンディップ・テンションの場合 (Fig. 2a, 2b)、大陸プレートの下面には、海溝に向かうマントル曳力が働くはずであり、それは積極的なマントルの流れによって生み出されている (Fig. 2a, 2b)。このとき、そのマントル曳力は大陸プレートにとって推進力として働く。後述のようにナスカプレートと南米プレートとの関係は Fig. 2b のケースに相当する。(2) スラブ浅部がダウンディップ・コンプレッションの場合 (Fig. 2c, 2d)、海洋プレートの下面には、海溝に向かうマントル曳力が働くはずであり、それはやはり積極的なマントルの流れによって生み出されている (Fig. 2c, 2d)。このとき、そのマントル曳力は海洋プレートにとって推進力として働く。(3) スラブ浅部の応力の絶対値が小さい場合、海洋プレートと大陸プレートがそれぞれに及ぼし合う衝突境界力は釣り合い、両プレートの下のマントルの流れに関係なく静的な状態になる。

特に、スラブ引っ張り力とスラブ抵抗力がほぼ釣り合っており、スラブ内の応力状態がニュートラルである ($F_{SP} \sim 0$) と仮定すると、 $F_{CR} = F_{RP}' + \cos\theta \cdot F_{SP}$ の式から、 F_{RP}' と F_{CR} は同じオーダーになり、 F_{RP}' が 10^{13} N m^{-1} のオーダーの場合は、両プレートの下に積極的なマントルの流れがあり (Fig. 2f)、 F_{RP}' が 10^{12} N m^{-1} のオーダーの場合は、前章の Forsyth and Uyeda (1975) のトルクバランスの原理を用いた解析から導かれる状態と同じで、両プレートの下の積極的なマントルの流れは存在しないことになる。

プレート運動の原動力：モデル研究からの最新の知見

1990 年代に入り、地震学やマントルダイナミクス、同位体地球化学などによる研究でマントル対流の大規模な熱・物質循環が次第に明らかになり、地球内部の構造やダイナミクスへの理解は格段に進展した。しかし最近までは、プレート運動の原動力はプレートテクトニクスの大きな研究テーマとして取り扱われることはなく、プレートテクトニクスがいつ

開始されたのか、そしてそれが現在までどのような進化を辿ってきたのか、なぜ、地球型惑星の中で地球だけにそれが存在するのか、またプレート運動に似た表層運動はどのような地球物理学的条件のもとで発現するのかということに興味に向いていたと思われる (例えば, Lowman, 2011; Korenaga, 2013 のレビュー)。

そこで、Adam and Vidal (2010, 2011) は、太平洋プレートの運動に注目してプレートとアセノスフェアとの力学的結合に関係する重要な報告をした。従来の研究 (例えば, Parsons and Sclater, 1977; Stein and Stein, 1992) では、太平洋プレートの年代 (τ) に沿って水深 (w) をプロットすると、ある年代までの若いプレートの上では、 w は τ の平方根に比例するが、ある年代よりプレートが古くなると水深が一定の深さに漸近する、いわゆるプレートのフラットニング現象が見られる (例えば, 瀬野, 2001 のレビュー)。一方、Adam and Vidal (2010, 2011) は、太平洋プレートの運動方向に沿って水深をプロットすると、古い年代のプレートの上でも水深は海嶺からの距離の平方根に比例し、フラットニング現象は見られないと結論付けた。彼女らは、その理由として、粘性率が低いアセノスフェアの流れは、粘性率が高いプレートとマントルの間に挟まれたクエット流で近似でき、それが海洋プレート全体を積極的に駆動しているからとしている (Adam and Vidal, 2011 の Fig. 2)。この結果はプレートの運動方向と水深という第一級の地球科学的観測事実に基づいてプレートとアセノスフェアとの力学的結合関係を初めて議論したものである。つい最近、Adam et al. (2015) は、全マントル S 波トモグラフィーモデル (Ritsema et al., 2011) を用いた定常速度場シミュレーション (後出) を実施した結果、全世界の主要な海洋プレートの海底地形の振幅や特徴をほぼ正確に再現でき、上記の Adam and Vidal (2010, 2011) の結論を補強した結果となった。

前述の Forsyth and Uyeda (1975) の解析では、地球内部の構造やダイナミクスがほとんど何も理解されていなかった時代に、プレート運動を球面上の剛体的な回転運動として扱うしかなかった。しかし実際にはプレートは有限 (10^{24} から 10^{26} Pa s のオーダー) の粘性率 (例えば, Gordon et al., 2000) を持つので、完全な剛体運動をしているのではなく、内部変形をしながら運動しているはずである。その証拠に実際の地球のプレートには粘性率が高く変形 (歪速度) が比較的小さいプレート内部と、粘性率が低く変形が大きい拡散プレート境界と呼ばれる領域が存在する (Kreemer et al., 2003)。

前述の Conrad and Lithgow-Bertelloni (2006) が行ったようなマントル対流の流れ (定常速度場) を支配する保存則 (質量保存式と運動量保存式) に基づく定常速度場シミュレーションでは、ある時代 (例えば現在) の、その“瞬間”のマントルの速度場が求まる。また、それらの保存則に加えてマントル対流の熱輸送の時間発展を記述するエネルギー保存式を加えた、いわゆるマントル対流の数値シミュレーションでは、ある時間間隔ごとのマントルの流れと熱移動の時間変化が求まる。

Ghosh and Holt (2012) と Ghosh et al. (2013) は三次元

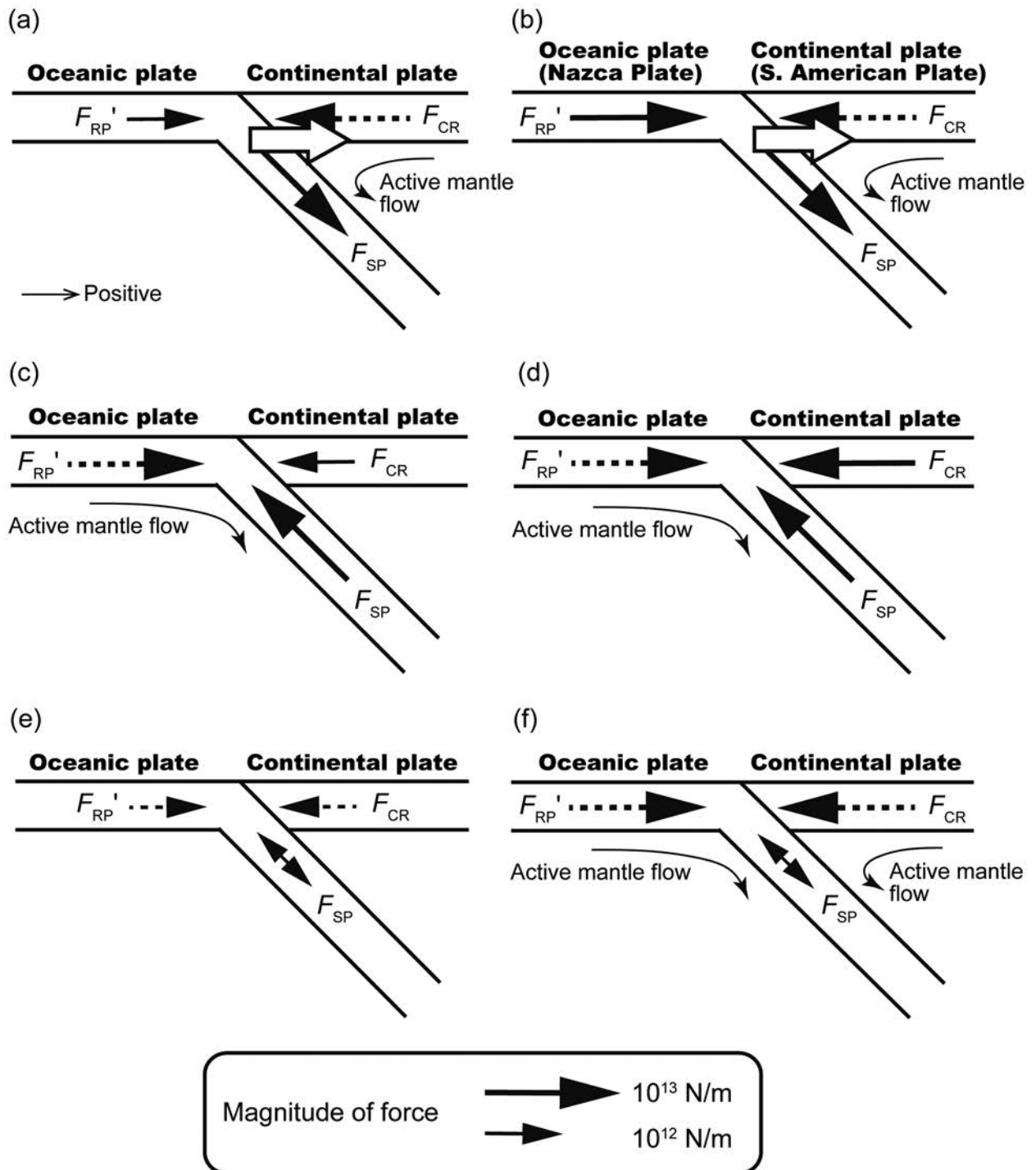


Fig. 2. Relationships among the slab pull force (F_{SP}), the “effective ridge push force” (F_{RP}'), and the collision force (F_{CR}), based on Seno (2001). (a–b) Cases in which F_{SP} is positive and large; (c–d) cases in which F_{SP} is negative and large; (e–f) cases in which F_{SP} is small. The lengths of arrows are relative to the magnitude of each force. If the magnitudes of the forces denoted by solid lines are known, then the magnitudes of unknown forces, denoted by dotted lines, can be estimated. Thick white arrows in (a) and (b) indicate the eastward component of the slab pull force toward the continental plate (i.e., South American plate).

全球殻モデルを用いてマンテル対流の定常速度場を半解析的計算で求め、リソスフェア、クラトン、大陸のキール(テクトスフェア)、プレート境界の粘性率をパラメーターとして与えた上で、現在の地球のプレート運動を再現する“最適モ

デル”を決めた。そのモデルから計算されるプレート運動速度(表面速度)とリソスフェア(標準的な厚さ 100 km としている)の底面の剪断応力の方向を比較した結果、ほとんどの地域下でマンテルの流れがプレート運動にとって推進力とし

て働いているが、北アメリカの西部、南アメリカの北部、南アフリカなど限られた地域下では抵抗力として働いていることが分かった。このように、マンツルの流れがプレート運動にとって推進力として働いているのか抵抗力として働いているのかは地域性があるようである。モデルの計算解像度の制限から、この結果が実際の地球のプレート運動の原動力をどの程度精度良く表現しているのかは不明である。しかし、彼女らの最も重要と思われる結果は、粘性率が高い沈み込むスラブと表層のプレートとの力学的な結合がプレート運動の再現にとって重要であるという、これまでの定常速度場シミュレーションの結果(例えば、Zhong and Davies, 1999)とは異なり、半解析的な手法により多くのモデルを計算すれば、粘性率が高い沈み込むスラブをモデルに考慮しなくても現在の地球のプレート運動が再現できる最適モデルが見つかるという点である。

プレート運動の原動力：観測研究からの最新の知見

最近まで、地球物理学的観測手法を用いてプレート運動の駆動力を明示的に議論した研究はなかったが、地震学的データの解析手法の発展や地下構造探査技術の発達により目覚ましい研究成果が発表されるようになった。本章ではその代表的な二つの成果を紹介し、プレート運動の原動力について議論する。

Eaton and Frederiksen(2007)は、プレート復元モデルから得られたアメリカ東海岸のグレート・メテオ・ホットスポットの軌跡の年代と表層の火山の岩石年代がずれていることに注目し、この付近の北米プレートはプレート運動よりも大きいマンツルの流れの速度によって西方に駆動されていることを明らかにした。この西側の流れは観測される地震波のS波偏光異方性から推定される流れの方向と一致するようである。

つい最近、Kodaira et al.(2014)は、北海道南東沖の太平洋プレート上において、最新の地下構造探査システム、および海底地震計を用いて地殻と上部マンツルの大規模構造調査を実施した結果を報告した(小平・藤江, 2015のレビューも参照のこと)。それによると、約1億2000万年前に存在していたイザナギプレートと現在の太平洋プレートの拡大軸下付近で、プレートがマンツル対流によって駆動されて移動していることを証明する“すじ”のような構造があることを発見した。海洋地殻下部からモホ面まで、中央海嶺から離れる方向に20°から25°で傾斜した地震学的不連続面が約2.5 km間隔で伸びており、この構造は、リーデル剪断の特徴と考えられるらしい。リーデル剪断とは、岩石の変形実験から地表に現れる地震断層までといった物体の規模に関わらず、剪断応力が与えられた場合に剪断変形がその応力が働く方向と斜行した方向に一定間隔で発生するものである(例えば、Tchalenko, 1970)。もし、この発見された不連続面がリーデル剪断だとすると、海洋地殻下部を最上部マンツルが中央海嶺から離れる方向に引きずった力が働いたことを意味する。

また、もう一つ重要な観測結果は、最上部マンツルでは地震波の伝播速度がプレート運動方向とそれに直交する方向で

8.5%から9.8%程度異なることである。この地震波伝播速度の異方性は地殻直下のマンツルが流れていたことを意味する。一般にマンツルが流れる方向の地震波の伝播速度が速くなり、それと直交する方向は相対的に遅くなることから、この探査で確認された地震波速度の異方性は、プレートが生成された中央海嶺近傍でマンツル最上部がプレート運動に沿った方向に流れていたことを意味する。リーデル剪断構造の証拠だけだと、果たしてプレートを駆動するほどの大きな流れが海嶺の近傍で生まれるのかどうかという疑問が残るが、これに地震波速度の異方性の証拠が合わさると、プレート運動に沿った大きなアセノスフェアの流れがあったという考えを強く裏付けるものになる。今後、さまざまな場所の海底下で同じ観測結果が得られれば、プレート運動がマンツルの流れによって駆動されているという考えをより強固なものにするであろう。前述のGhosh and Holt(2012)のマンツル対流の定常速度場シミュレーションから得られた結果を見ると、確かに海嶺付近では、概してマンツルの流れはプレート運動に対して推進力を果たしているようにも見える(Ghosh and Holt, 2012のFig. 1Bと4D)。

前章で紹介したさまざまな数値シミュレーション結果と本章で紹介した地球物理学的観測結果を総合すると、これまで常識とされてきたスラブ引っ張り力に加えて、マンツル対流に伴うマンツル曳力もプレート運動の原動力(推進力)として寄与している可能性がある。

超大陸の分裂の原動力：能動的分裂と受動的分裂

前章まで扱ってきた海洋プレートの原動力の議論に加え、大陸移動の原動力に関してはさらに追加の考察が必要となる。その理由は基本的にはそれぞれのプレートの厚さの違いと、それによるマンツル内部の熱の排出効率の違いに由来する。

大陸プレートと海洋プレートの特徴は以下の点で大きく異なる。一つは、大陸プレートはテクトスフェアも含めて200~350 kmの厚さを持つことである(例えば、Gung et al., 2003)。これにより、大陸プレートは場所によってはアセノスフェアよりも粘性率の高い上部マンツルまで突っ込んでいく。ここで、上部マンツルとはアセノスフェアと深さ410 kmの地震学的不連続面を上面とするマンツル遷移層との間に挟まれた層を指すが、その平均的な粘性率は 10^{21} Pa sで、海洋プレート直下のアセノスフェアの粘性率(10^{18} ~ 10^{20} Pa s)よりも一桁から三桁大きい。大陸プレートの運動速度が代表的な海洋プレート、つまり、太平洋、ココス、ナスカの各プレートの運動速度よりも有意に小さいのは、大陸プレートの底の一部が固い上部マンツルに突きだしているためであろう。

また、もう一つの特徴として、大陸プレートには、厚さや密度構造の不均一による内部力(Fig. 1bの F_{cl})、簡単に言えば、重力によって山脈や山地を平にしようとする力も働いている。しかし、その力はスラブ引っ張り力に比べて一桁以上小さいので(瀬野, 2001)、原動力を論ずる際には、この力は無視して良い。したがって、大陸プレートにかかる力につ

いても、これまで議論してきた海洋プレートと同様にプレート境界力と大陸下マントル曳力で分ければ良いはずである (Fig. 1b).

そこで本章では、大陸移動の原動力について考えたいが、これについては、超大陸を分裂させる原動力と、分裂した大陸を移動させる原動力の二つに分けて考えた方が良さだろう。

まず、超大陸を分裂させる原動力は、そのメカニズムの観点から二つの考え方がある (木村, 1997). 一つのメカニズムは、マントル対流の上昇流 (あるいは、マントルブルーム) によって、超大陸内部に伸張応力が働いて分裂するという考えである。このメカニズムは能動的分裂と呼ばれる (マントルブルームの視点から“能動的”という意味)。もう一つのメカニズムは、超大陸を囲む地球上の全プレートが押し合いへし合いする相互運動によって生まれるプレート境界力 (前出) が原因となって、超大陸内部に伸張応力が働いて分裂が起こるという考え方である。具体的には、超大陸の縁で海洋プレートが広範囲に沈み込んでいる場合、その海洋プレートが超大陸から後退 (海溝後退) すると、その後退した部分を埋めるように超大陸が海溝側に吸い込まれる力 (Fig. 1b の F_{SU}) が働くことが考えられる。この場合、超大陸の下に、必ずしもマントルブルームが存在する必要はなく、仮に存在するとしても、マントルブルームは超大陸分裂を二次的に後押しする役目を果たすのだろう。このメカニズムは受動的分裂と呼ばれる。

この二つのメカニズムは、マントルブルームの上昇が先 (能動的分裂) か、超大陸分裂が起こるのが先 (受動的分裂) かの違いであるが、超大陸内部には、かつて大陸同士が衝突した場所である縫合帯 (スーチャーゾーン) が存在し、その部分は力学的に弱い場合がある (ただし、高圧変成帯や火成岩体の存在により、強くなっている部分もあることに注意する)。どちらのメカニズムにおいても、超大陸の分裂は、その破壊されやすい縫合帯から優先的に起こることがあるかもしれないが、現在進行している東アフリカのグレート・リフト・バレーでの大陸分裂は、必ずしも縫合帯に沿っているわけではないので一概には言えない。

パンゲアの分裂に関しては、地質学的証拠から約 2 億年前から 1 億年前にかけてホットスポットブルームが断続的に上昇し、段階的に分裂が始まったと言われているので (Storey, 1995)、能動的分裂が主要なメカニズムだったのかも知れない。約 7 億 5000 万年前に分裂した超大陸ロディニアも現在の太平洋下にあった大規模なマントル上昇流が分裂の原因だったとする地質学的証拠もあるらしい (例えば、Li et al., 2008)。ただ、必ずしも能動的分裂が主要なメカニズムであると断定できる決定的な地質学的・地球物理学的証拠はまだなく、実際の地球の超大陸分裂では二つのメカニズムが複合的に起こったと、現状では考えてよいかもしれない。

大陸移動の原動力：概念モデル

次に分裂した大陸を移動させる原動力について考えたい。

イギリスの地質学者であったアーサー・ホームズは、アルフレッド・ウェグナーが提唱した大陸移動説 (Wegener, 1912, 1915) を説明するために、1928 年に初めてマントル対流説を提唱した (Holmes, 1931, 1944)。このマントル対流説は、当時マントルを対流させる原動力がよく理解されていなかったため大きな支持は得られなかった。しかし、時を経て 1960 年初頭になり、アメリカ人の地球物理学者であったロバート・シンクレア・ディーツと地質学者であったハリー・ハモンド・ヘスにより海洋底拡大説が提唱されると、大陸移動説が評価されるようになった (Dietz, 1961; Hess, 1962)。特に、Hess (1962) は、「マントル対流が表面に達すると、融けた物質がしみ出し、中央海嶺と新しい海洋地殻を形成した。一方、マグマはしみ出し続け、古い海底は中央海嶺を境に左右へ押し出されていく。対流の下降部では古くて冷えた海底が沈み、マントル層に再び引きずり込まれる。そこが海溝である」と考えた。

1980 年代後半から 1990 年代前半に登場したグローバル地震波トモグラフィーによるマントルの地震波速度異常構造から、地表の海嶺の分布は、単純にマントル対流セルの上昇域と一致しないことが示された (例えば、Dziewonski and Woodhouse, 1987; Fukao, 1992)。これはヘスによるマントル対流のイメージと異なるが、彼の考えで重要なことはプレートテクトニクス理論の確立よりも一足先に、大陸移動の原動力がマントルの大規模な熱循環であったことを示唆したことだろう。

マントル対流が大陸移動にとって主要な原動力 (推進力) の役割を果たしているという考えは少なくともグローバル地震波トモグラフィーの登場以前からあった。地質学的・地球物理学的証拠に基づく概念モデルを用いて、それを最も強く主張したのは、ウォルター・アルバレッツが提唱した “continental undertow model” であろう (Alvarez, 1982, 1990, 2001)。彼のモデルでは、下部マントルのマントル対流は地球全体で見れば、4 つほどの大きな対流セルに分かれ、厚いテクトスフェアを持つ大陸プレートの移動はその直下のマントルの流れによって駆動されている (Alvarez, 1982) (Fig. 3)。このような最上部マントルの水平方向に大規模な流れは、その上のプレートを積極的に駆動し、特に、オーストラリア・南極不連続 (AAD) は太平洋側の流れとインド洋側のマントルの流れがぶつかる場所で起きていること (Alvarez, 1990)、太平洋からカリブ海に抜けるマントルの流れによって、カリブ海周辺で観測される S 波偏光異方性の特徴を説明できること (Alvarez, 2001) などを示した。Alvarez (2010) はさらに、Torsvik et al. (2008) のグローバルプレート運動モデルから得られる 8000 万年前以降の詳細な大陸移動の軌跡に基づいて、アルプス、ザグロス、ヒマラヤの各山脈を形成したヌビア、アラビア、インドの各大陸プレートのユーラシアプレートへの衝突が大陸の下に積極的なマントルの流れによって説明できるとし、マントルに沈み込むスラブが各大陸から分離した後の大陸同士の衝突、およびその後の北上は、スラブ引っ張り力では説明できないとした。

前述のように、大陸移動の原動力に関して地表で観測され

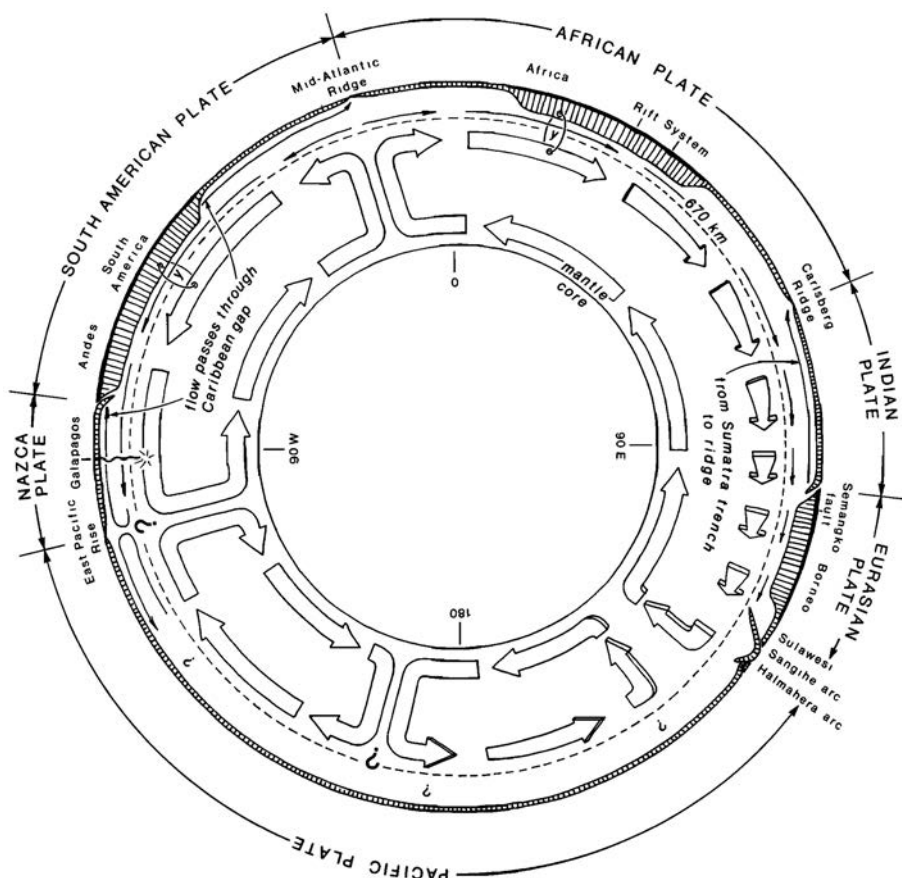


Fig. 3. Sketch illustrating mantle convection patterns based on the “continental undertow model” (Alvarez et al., 1982). The arrows in the lowermost part of the upper mantle show the mantle flow under the asthenosphere, which is mechanically coupled with the mantle flow in the lower mantle. The arrows in the uppermost part of the upper mantle show the return flow in the asthenosphere. “y” means that the mantle flow in the uppermost part of the lower mantle drives the thick continental plates (reproduced with permission from John Wiley and Sons).

る最も有力な観測情報は、プレート内応力場であるが、基本的にプレート内部の応力場のデータ量は皆無に等しい。そのような限られた情報の中で、瀬野(2001)は、地球上で最も典型的な活動的大陸縁で、西岸にナスカプレートの沈み込みを持ち、応力場のデータが比較的多く存在する南米大陸に注目して、南米プレートの原動力を詳細に議論した(Fig. 2a, 2b)。南米大陸では、アンデス山脈の高地では、東西方向の正断層が観察されるが、アンデス山脈の東側の麓やブラジル高原では、東西方向の逆断層と横ずれ断層が卓越し、東から西に向かって圧縮されている傾向がある(Heidbach et al., 2008)。南米大陸にはナスカプレートの沈み込みによって、 10^{13} N m^{-1} のオーダーを持つスラブ引っ張り力の東向き成分が働いている(瀬野, 2001) (Fig. 2bの白抜き矢印)。その結果、この力と釣り合うように大陸の下に西向きマンタル曳力が働いていることが導かれ、マンタル曳力は南米大陸を圧縮させるほどの推進力として働いていることになる。

プレート運動の実現：モデル研究からのこれまでの知見

1990年代前半になると、コンピュータの性能と数値計算技術の向上に伴い、マンタルの粘性率の温度依存性を考慮したマンタル対流の数値シミュレーション研究が加速し、地球のプレート運動に似た表層運動を再現できる地球物理学的条件がかなり絞られた(例えば、Bercovici et al., 2000; Tackley, 2000aのレビュー)。マンタルの粘性率の温度依存

性を考慮すると、マンタル対流の上部熱境界層が低温であるために粘性率が高くなり、自然に地球のリソスフェアに似た“蓋”ができる。蓋が形成される条件は地表面と蓋の下のマンタルとの粘性率比が3桁から4桁以上と設定した場合である(例えば、Yoshida and Kageyama, 2006)。次に、実際の地球のプレート運動に似た表層運動を起こすためには、プレート境界、つまり高粘性の蓋を“破壊”させて低粘性領域を作り、破壊された“断片”(プレート)が自由に運動できるようにする必要がある。プレートを破壊させるためのレオロジーは物性的には完全に理解されていないが、数値モデリングを行う上で便宜的なさまざまなモデルが提唱されており(例えば、Trompert and Hansen, 1989; Tackley, 2000b)、基本的には、蓋のある部分の応力(偏差応力、つまり蓋の“破壊強度”に相当)が一定の閾値(降伏応力)に達すると、その応力の値を超えないようにしてその部分の粘性率を下げるようにすれば良い(以下、簡単に降伏レオロジーと呼ぶ)。Tackley(2000b)の三次元箱型モデルのマンタル対流の数値シミュレーションによると、実際の地球のプレートのように、マンタルの厚さよりも大きい水平スケールを持つ蓋の断片が形成される降伏応力の値は100 MPa程度で非常に狭い範囲に限られる。これより値がずっと小さいと(例えば、10 MPa程度)、ガラスが粉々に割れるがごとく、破壊が進行しすぎて、蓋の断片の水平スケールはマンタルの厚さよりも小さくなってしまふ。これは、三次元全球殻モデルでも同じである

ようで(van Heck and Tackley, 2008; Yoshida, 2008; Foley and Becker, 2009), 現在のところ, これ以上の特段に新しい知見はないように思える。

大陸移動の実現とその原動力： モデル研究からのこれまでの知見

マントル対流の数値シミュレーションで大陸移動を実現する研究は前章で紹介したプレート運動の実現モデルの開発とは別々に取り組みられてきた。三次元全球殻モデルを用いて大陸移動を実現した初めての研究は, Phillips and Bunge (2005, 2007)である。彼らは, “超大陸”を模した変形しない円盤状の“蓋”(この蓋は小円で囲まれた領域で有限の厚さは持たない, 「議論」の章の説明も参照のこと)の下の流れから, 時間ステップ毎にトルクバランスを計算し, 蓋の運動方向と速度を決め, 大陸を移動させるというシミュレーション結果を発表した。

Phillips and Bunge(2005)は, 熱源が下面加熱のみか内部加熱のみ, また, 粘性率が一定の場合と, 下部マントルと上部マントルとの粘性率比が 30 倍の場合(下部マントルの方が粘性率が高い)の条件の下で, 超大陸の移動の様子とマントル対流の温度構造の時間変化を観察した。その結果, 下部マントルと上部マントルとの粘性率比が 30 倍のモデルでは, マントル対流の温度構造は球面調和関数の次数 1 が卓越する構造(以下, degree-1 構造と呼ぶ)になり, 超大陸は約 10 億年間で地球の対蹠点を行ったり来たりする周期的な運動をすることが分かった。下部マントルの粘性率を高くすることは, マントル対流の活発さの指標となるレイリー数を低くすることと同じなので, 対流パターンはより長波長構造になることと, 超大陸の直下がマントルの放射性熱源により高温になる効果(熱遮蔽効果, あるいは毛布効果)(Anderson, 1982; 木村, 1997)によって高温になることの両方の要因が相まって degree-1 構造になる。このとき, 超大陸の移動の自由度がもっとも大きくなり, 地球の反対側の低温領域に向かって移動するという運動を繰り返すようである。一方, 熱源が内部加熱のみで粘性率が一定という地球マントルと最もかけ離れた条件下では, マントル対流の温度構造は概ね 12 次以下の短波長構造が卓越し, このとき超大陸は 30 億年経過してもほとんど移動しない。これは, 超大陸下のマントルにおける流れのトルクの総和がほぼゼロになるためである。

続いて, Phillips and Bunge(2007)は, 同じ計算手法を用いて, 三つの大きな大陸がある場合と六つの小さな大陸がある場合, さらに, コアからの加熱がない場合とある場合に分けてシミュレーションを行った(Fig. 4)。それぞれの大陸の全て, あるいは, ほぼ全てが一カ所に集まったタイミングを“超大陸”が形成されたとしている。三つの大きな大陸があるモデルでは, コアからの加熱を考慮しない場合には大陸の離合集散(超大陸サイクル)の時間周期は規則的であるが, 実際の地球のようにコアからの加熱を考慮した場合には, コア・マントル境界から発生する上昇ブルームにより超大陸サイクルの時間周期が不規則になることが分かった。また, 小

さい大陸が多く存在する場合には必然的に超大陸ができるタイミングも時間が掛かることが分かった。実際の地球マントルでは地殻全熱流量の約 10~35% の熱量が外核からマントルに流入している(Lay, 2008)。彼らのシミュレーション結果が示すように, 実際の地球で起こってきた超大陸サイクルの時間周期も決して規則的ではなかったのかもしれない。

Phillips and Bunge(2005, 2007)のモデルでは, マントルの粘性率の温度依存性は考慮されていないことに注意したい。そのため, 表層の温度境界層はプレートのように固くなっていない。したがって, 彼らの結果は, 高粘性のスラブが表層のプレートを引っ張る力がなくてもマントルの熱対流運動だけが大陸を駆動させるのに十分な力を持っていることを示唆している。これは前述の Ghosh and Holt(2012)の結果と調和的であるように思える。

このように, 大陸が最も移動しやすい条件はマントル対流の温度構造ができるだけ長波長構造の場合であり, その長波長構造が生まれるきっかけとなるのは紛れもなく超大陸の熱遮蔽効果による超大陸直下の高温異常領域の形成である。

大陸移動の実現とその原動力： モデル研究からの最新の知見

前章のモデルでは, 大陸は剛体的な高粘性の“蓋”のようにモデル化されてきた。大陸はマントル対流システムとは力学的にほぼ独立した領域であるので, 第一近似的にはこれでよいが, 大陸地殻は本来, 地球史を通じてマントル物質の融解と化学分化により生成され, 物理的には, 物質拡散がほぼゼロの流体の集合体である。しかし, 巨視的な移流方程式をそのまま計算格子に乗せて離散化して解くと原理的に数値拡散が起こり, 時間を進めていくと, その人工的な拡散現象により保存されるべき量が保存されなくなる問題がある。そこで, 追跡粒子法と呼ばれる手法で大陸を大量の粒子の集合体として扱い, その粒子の移動を精度良く解くことで, 有限の厚さを持つ大陸が変形しながら移動できる三次元マントル対流モデルが 2010 年前後から発表された(Rolf et al., 2012; Yoshida, 2010)。これらのモデルでは, マントルの粘性率の温度依存性と降伏レオロジー(前述)が考慮され, 現実の地球の状態により近付いたが, 依然, 大陸は非常に簡単な形状をしていたため, 実際の地球における大陸移動の原動力について議論できなかった。

超大陸パンゲアは約 2 億年前に分裂を開始したが(Storey, 1995; Seton et al., 2012), パンゲアが分裂し, 現在の地球の六大陸が形成される過程で顕著なイベントの一つは, パンゲアの南半分を構成していた Gondwana 大陸の一部であったインド亜大陸がテチス海を高速で北上し, 約 4000 万年前までにユーラシアプレートに衝突し, 現在もなお北上を続けていることである。この衝突によってかつてはテチス海の下に存在した場所が隆起し, ヒマラヤ・チベット山塊が形成され, 周辺の地震活動や地殻変動を引き起こしている。一方で, インド亜大陸の衝突によって生じたヒマラヤ・チベット山塊の隆起は, アジアモンスーン気候の成立に寄与し, 新第

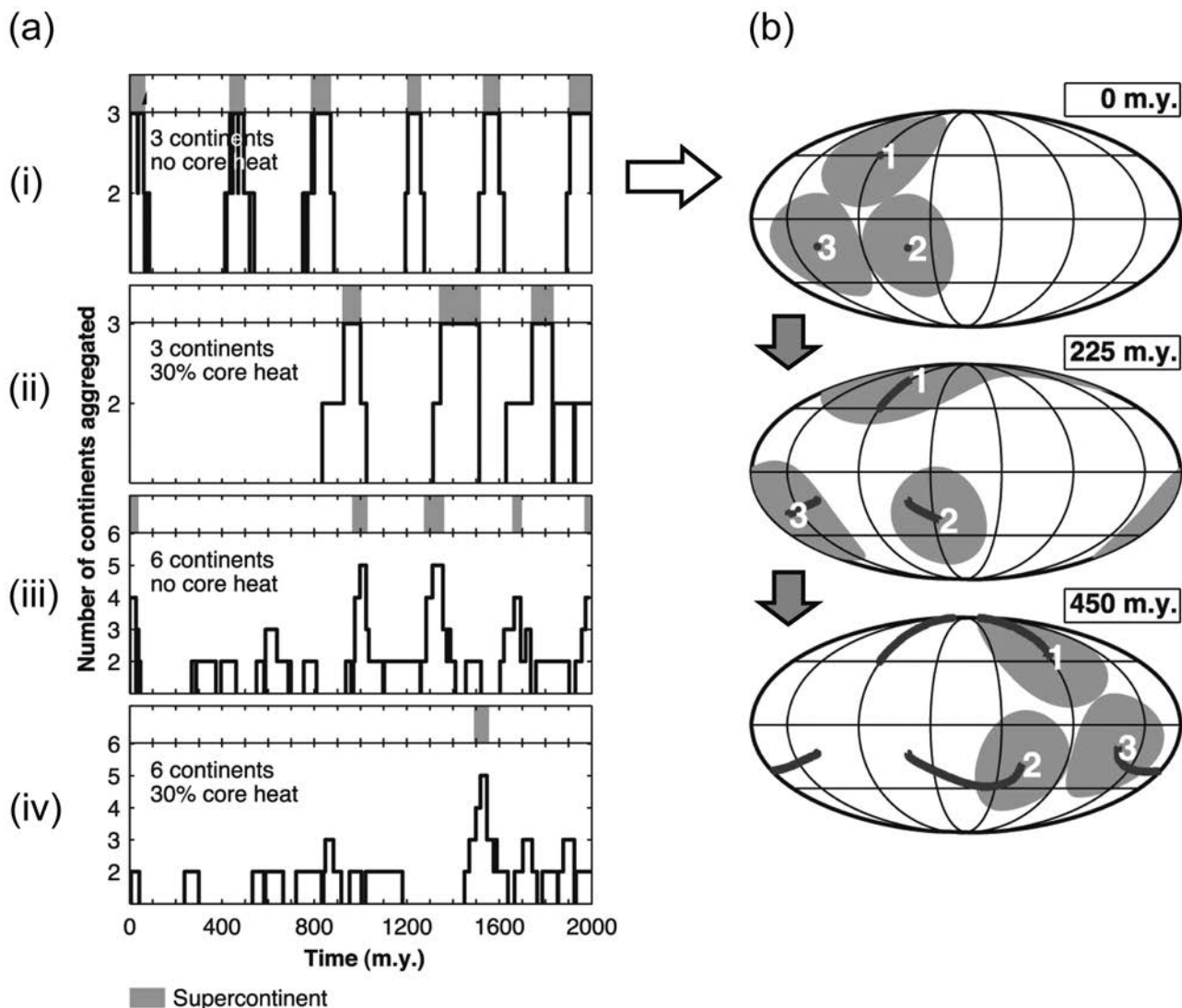


Fig. 4. Results of numerical simulations of mantle convection in a 3-D spherical shell considering “rigid” continents (Phillips and Bunge, 2007). (a) Number of aggregated continents with elapsed time. The gray rectangles show the ages at which each continent gathers to form a “supercontinent”. Here, it is assumed that the supercontinent is formed in the models when the number of aggregated continents is three (in the case of three large continents) or greater than four (in the case of six small continents). The models shown comprise (i) three continents and no heat flow from the core; (ii) three continents and a basal heat flow ratio of 30%; (iii) six continents and no heat flow from the core; (iv) six continents and a basal heat flow ratio of 30%. (b) The behavior of continental drift for model (i) (reproduced with permission from The Geological Society of America).

三紀以降の地球規模の寒冷化をもたらしている(例えば, 安成, 2013). 一方, インド亜大陸がユーラシアプレートに衝突した後は, マントルに沈み込んでいたプレートが断裂し, 現在もマントル深部を落下していると考えられる. 最近の全マントル P 波トモグラフィー (Fukao and Obayashi, 2013) で画像化されたマントルの地震波速度異常構造によると, このスラブに由来すると思われる地震波高速度異常領域が, インド亜大陸の下のマントル深部, 少なくとも深さ約 1500 km まで存在することが確認されている. このように現在の地球の活動に多大な影響を与えているインド亜大陸の北上は, 現代地球科学において重大な関心事であるが, その原因は未だ説明されていなかった.

そこで最近, Yoshida and Hamano (2015) は精密な古地磁気学的データ (Seton et al., 2012) によって復元された 2 億年前の超大陸パンゲアの形状データと, 実際のマントルの物性パラメーターを考慮した三次元全球殻内のマントル対流の大規模数値シミュレーションを実施し, 2 億年前から現在までの大陸移動の様子を調べた. 2 億年前におけるマントル対流の温度場の初期条件は, パンゲア直下の上部マントルには, 前述の超大陸の熱遮蔽効果を考慮し, 海洋下のマントルよりも温度が 200°C 高い「毛布効果領域 (Thermal blanket effect region)」(以下, TBE 領域) を, 下部マントル全体には, 全マントル S 波トモグラフィーモデル (Ritsema et al., 2011) から推定した温度異常構造を組み込んだ. したがって,

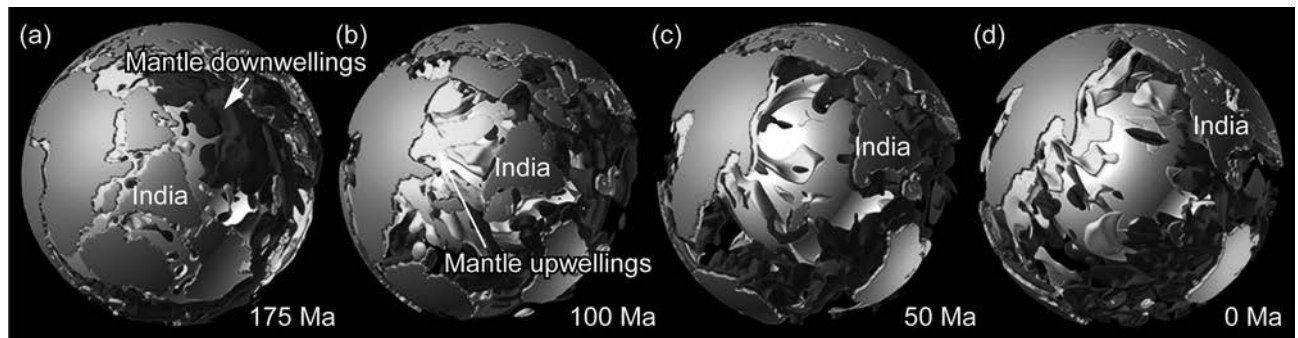


Fig. 5. Time sequences of thermal structures in the mantle obtained from a numerical simulation of mantle convection with the supercontinent Pangea (Yoshida and Hamano, 2015). The panels show the conditions at (a) 175, (b) 100, (c) 50, and (d) 0 Ma (the present day). The dark gray (light gray) isosurfaces show the regions with temperatures of 100°C less (greater) than the averaged mantle temperature at each depth. Positions of the continents are represented by gray regions at the surface.

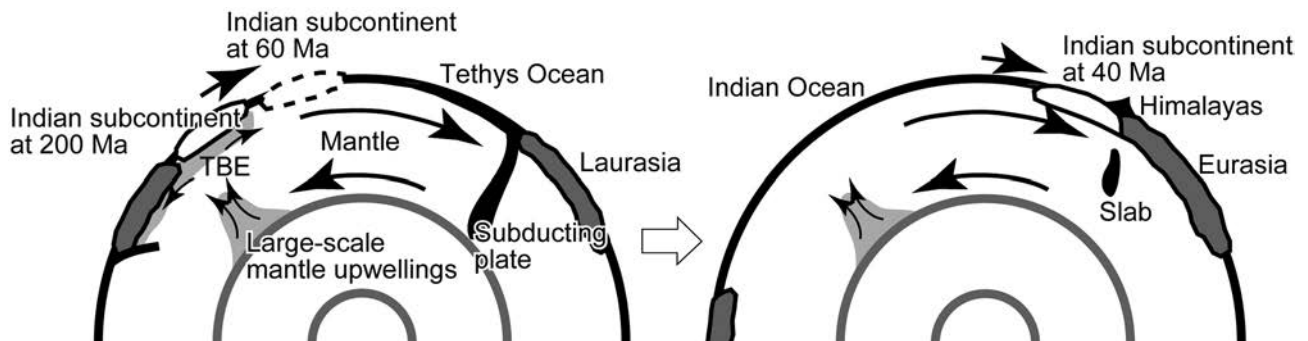


Fig. 6. Illustration of the mechanism of high-speed northward drift of the Indian subcontinent. The “TBE” in the left panel shows a thermal blanket effect region under the supercontinent Pangea (modified after Yoshida, 2015).

下部マントルには、CMB(コア・マントル境界)上の大規模な低速度異常領域、つまり高温異常領域が含まれている(その他のモデルの詳細は、Yoshida and Hamano, 2015 を参照のこと)。

彼らが、大陸とマントルとの粘性率比、パンゲア直下の温度異常の値など、さまざまなパラメーターを変化させて系統的な数値シミュレーションを実施した結果、大陸と海洋マントルとの粘性率の比が 10^3 程度の場合に、実際の地球の時間スケールで、大西洋の拡大やインド亜大陸の高速北進とユーラシア大陸への衝突など、パンゲア分裂後の地球表層の大イベントが再現され、計算開始から2億年後に、現在の地球に近い大陸配置が再現された(Fig. 5)。一方、粘性率比が 10^4 程度より大きい場合では、実際の地球の時間スケールで大陸移動は起こらなかった。これは、粘性率比が大きいほど、大陸内の水平速度の鉛直勾配がゼロに近付き、大陸が変形しにくくなるからである(「議論」の章も参照のこと)。

また、パンゲア分裂後の大陸移動、特に、パンゲアの一部であったインド亜大陸の高速北進の主要な原動力はパンゲア分裂直後からテチス海北部のローラシア大陸の縁に自発的に発達する低温熱境界層のマントル深部への沈み込み(マントル下降流)がきっかけであることが明らかになった。パンゲア分裂後の各大陸を継続的に駆動させる大規模なマントル

の流れは、その沈み込み、および、パンゲア直下に設置したTBE領域から海洋下のマントルへ向かう水平方向の流れと、CMB上の大規模な高温異常領域からのマントルの上昇流によって形成される(Fig. 6)。

もう一つ重要な結果は、TBE領域は考慮せずに、CMB上の大規模な高温異常領域のみを考慮したモデルでは、実際の地球の時間スケールで現在の地球に近い大陸配置は再現されなかったことである。したがって、パンゲアの分裂の直接的原因は、マントル深部からの積極的な上昇ブルームではなく、パンゲア直下の高温異常領域の形成であると言える。

彼らのシミュレーション結果を用いて、大陸の地表面と大陸直下のマントルの流れ場を詳しく解析すると、場所によるが、大局的には大陸移動の速度よりも大陸直下のマントルの流れの速度が大きいことが分かる(Fig. 7)。このことは、少なくとも実際の地球に似た大陸移動が再現できる地球物理学的条件を満足したモデルでは、大陸直下のマントルの流れが有意に大陸移動の原動力(推進力)になっており、大陸移動の主要な原動力がスラブ引っ張り力だけではなく、マントル曳力も大きな役割を果たしている可能性があることを意味する。約4000万年前までにユーラシア大陸に衝突したインド亜大陸を乗せたインドプレートが沈み込み帯を失った後、現

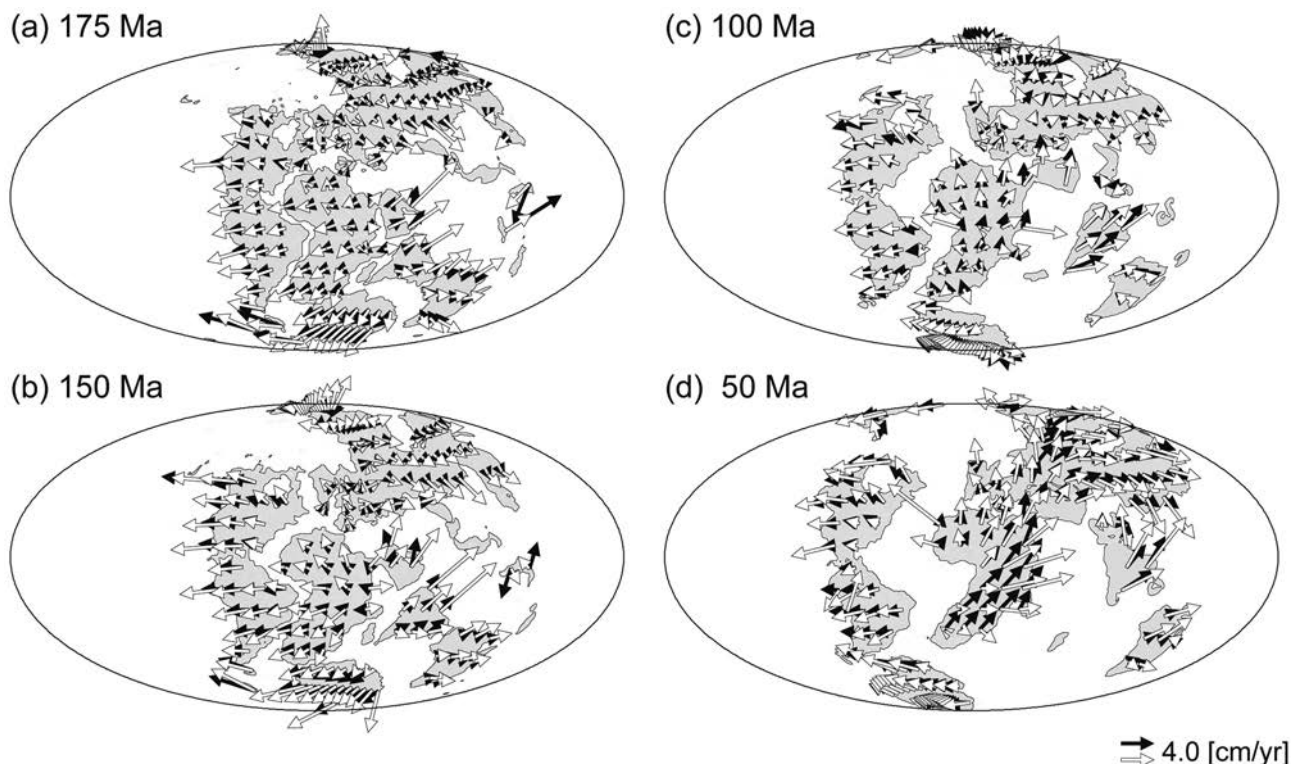


Fig. 7. Time sequences of the velocity fields at the surfaces of the continents (black arrows) and at depths of 302 km beneath the continents (white arrows). Data were obtained from a numerical simulation by Yoshida and Hamano (2015). The panels show the conditions at (a) 175, (b) 150, (c) 100, and (d) 50 Ma (as in Fig. 5). The velocity of mantle flow beneath the continents is generally higher than that of continental drift.

在もなお北上を続けていることは、マントル曳力が大陸移動の原動力になっている証拠である。

Yoshida and Hamano (2015) のモデルでは、マントルの粘性率の温度依存性を考慮すると表層の熱境界層の粘性率が高くなり、実際の地球のプレート運動のような表層運動が起きなかったことに注意したい。前述の通り、プレート運動を実現するためにはプレート境界の存在が必要であるが、そのためには同時に降伏レオロジー(前出)を考慮し、非常に限られた降伏応力の値を探索する必要がある。適切なマントル対流の温度場の初期条件と適切な降伏応力の値が揃えば、Yoshida and Hamano (2015) のような実際のパンゲアの形を考慮したモデルでも実際の地球の時間のスケールで大陸移動は起こりうるはずである(例えば、Yoshida, 2014)。いずれにしても、数値シミュレーションの結果からは、実際の地球のプレートテクトニクスは非常に限られた地球物理学的条件の下で実現されているように思える。

議 論

1. プレート運動と大陸移動の原動力の再検討

地球内部の構造やダイナミクスがほとんど何も分かっていなかった1970年代半ばに、地球表層のテクトニックな情報だけからプレートにかかるさまざまな力が定量的に議論され、スラブ引っ張り力が他の力と比較して圧倒的に大きいことが示された(Forsyth and Uyeda, 1975)。今世紀に入る

と、プレートの沈み込みのダイナミクスに関する数値シミュレーション研究の成果が相次いで発表され、スラブ引っ張り力がプレートを積極的に駆動していることを示唆する多くの結果もある(例えば、Gerya, 2011 のレビュー)。ただ、前述の通り、Forsyth and Uyeda (1975) の結果は、スラブ引っ張り力とスラブ抵抗力がほぼ釣り合っていることを意味しており、必ずしも、スラブ引っ張り力がプレート運動の主要な原動力と強く言っているわけではない。最近の地震波トモグラフィによるマントルのP波速度異常モデルによると、実際の地球では、沈み込むプレートのほとんどは深さ660 kmの地震学的不連続面付近から深さ1000 km付近の間で一旦停滞して水平方向に横たわっているよう見え、プレートの先端は高粘性の下部マントルから大きな抵抗を受けているかも知れない(Fukao and Obayashi, 2013)。なお、そのようなスタグナントスラブは、深さ660 kmの負のクラペイロン勾配を持つ相境界面の凸凹がもたらす水平密度変化(例えば、Fukao et al., 2009)ではなく、おそらく、相境界面を挟んだ粘性率の急激な増加が原因で形成されるのだろう(Yoshioka and Naganoda, 2010; Yoshida, 2013)。

一方で、マントル対流が大陸プレートを積極的に駆動しているという考えもあったが(Alvarez, 1982, 1990)、それを明示的に説明あるいは証明する地球物理学的観測研究や数値シミュレーション研究は最近まであまり存在しなかった。本論で紹介した大規模地下構造探査の結果や大陸を考慮したマ

ントル対流の数値シミュレーションの結果により、プレート運動と大陸移動の主要な原動力の考え方を今後再検討する必要があるかも知れない。

もし、マントル曳力がプレート運動や大陸移動の原動力になっているとすると、スラブ引っ張り力とどちらが大きいかという新たな難題が固体地球科学に生まれる。また、大陸プレートは場所により厚いテクトスフェアを持つので、大陸の側面にかかるマントルからの力(ここでは、新たに“マントル押し力”と名付けよう)も無視できないだろう。しかし、移動する大陸直下のマントルの流れの速度が大陸の移動速度よりも大きい環境下では、マントル押し力も原動力(推進力)として働いていると考えて良いかもしれない。

2. マントル対流数値シミュレーションの現状での課題

本論では、マントル対流の数値シミュレーションの結果を中心にプレート運動の原動力を議論した。しかし、マントル対流の数値シミュレーションの大きな問題点は、設定したマントルのレオロジーが適切であるかどうかである。最近の鉱物物理学を持ってしても、マントルを構成する岩石のレオロジーは未だよく理解されていないため、一つの問題に対して非常に多くのモデルを計算し、いわば逆問題的に、プレート運動や地形、ジオイド、重力といった測地学的情報、また、地震学、固体地球化学、鉱物物理学からもたらされる情報により推定されるマントルの内部構造を説明するモデルを探索する作業が必要となる。

特に、三次元全球殻マントル対流モデルによるプレート運動の実現は、あと一歩というところまで近付いてきたが(例えば、Yoshida and Santosh, 2011)、より現実に近い数値モデルの構築は著者の今後の大きな課題である。最近では、地球の表層の上部を架空の低粘性層で覆い、実際の地球の表面のような地形の凸凹を作る自由表面を考慮することにより、その凸凹が生み出す力学的な水平不均質によってプレートが自発的に片側沈み込みを起こすマントル対流モデルも考案されている(Cramer et al., 2012)。しかし、彼らの結果を見る限り、実際の地球のようにプレート境界で完全に閉じられたプレートを実現する条件を探索することは非常に困難であるようだ。ただ、彼らの結果に限らず、数値シミュレーションで実現されるプレートは基本的にはマントル中に沈み込むプレートに引っ張られて動き、プレート直下のマントルの流れによるマントル曳力が推進力になっているのか抵抗力になっているのかはプレートの下のマントル対流の形態やマントル深部からの上昇ブルームの有無に依存するのではないだろうか。また、マントル内には沈み込むスラブに対応する帰還流が存在する(例えば、Gerya, 2011 のレビュー)。地球上のあるプレートの下ではプレート運動と反対方向に流れて、別のプレートの下では同じ方向に流れているかもしれないが、その帰還流が及ぶ範囲は沈み込み帯近傍の限定された領域に限られるようである(Yoshida, 2013)。

プレート運動が適切に実現される最適モデルが見つければ、理想的には、Forsyth and Uyeda(1975)が分類したプレートにかかるさまざまな力の絶対値と方向をシミュレーション結果から実測できればよいが、前述の通り、実際の地

球に似たプレート運動を実現できる地球物理学的条件は非常に限られているので、その段階に辿り着くにはまだ相当な時間が掛かりそうだ。しかしながら、以下に議論するように、プレート運動と大陸移動の原動力を深く理解し、再検討することは、幾つかの重要な地球内部ダイナミクスの問題を解決するための手がかりになりそうなので、議論を避けて通ることはできない。

3. 大陸移動を実現する鍵

マントル対流の数値シミュレーションモデルから推定される大陸移動の原動力を、Forsyth and Uyeda(1975)の解析結果と比較して議論するとき、注意を要することがある。それは、前者は大陸プレートを完全な剛体として扱っており、後者は粘性流体として扱っていることである。マントル対流の数値シミュレーションでは、大陸とマントルとの粘性率比を 10^3 程度としたときに大陸がマントル対流と適度に力学的に独立し、大陸がマントル対流に攪拌されずに地質学的時間スケールにわたって安定に存在し続けることが分かっており(Lenardic and Moresi, 1999; Yoshida, 2012)、実際にYoshida and Hamano(2015)の結果でも実際の地球に近い大陸配置が再現された。これより粘性率比が小さいと、特に面積の大きな大陸はマントル対流の力によって水平方向に大きく引き延ばされてしまう。逆に粘性率比を 10^3 より大きくするほど、大陸はマントル対流とほぼ完全に力学的に独立し、大陸はほとんど変形せず、また、その移動速度が遅くなり現在の地球の大陸配置に近づくのに時間がかかる。前述のように、大陸移動を実現するためには大陸内の水平速度の鉛直勾配がある程度必要であるが、言い換えれば、大陸を剛体として扱うのではなく、粘性流体として扱い変形を許すことが実際の地球に近い大陸移動を起こす鍵となるということである。

それにも関わらず、Fig. 4 で示した Phillips and Bunge(2007)のモデルは大陸を“剛体的”に扱っているのにも関わらず、大陸移動が起こっている。彼らのモデルでは大陸に有限の厚さを持たせているのではなく、大陸の運動を地表面の速度境界条件として扱い、大陸の下のマントルの流れからトルクを計算し、その総和が最小になるような大陸の運動の速度と方向を時間ステップ毎に決定している。したがって、大陸下の流れが見かけ上、“海洋下”のマントルよりも遅くなれば熱遮蔽効果により大陸下のマントルは高温になる。その高温領域が大陸下から海洋下に向かう水平方向の流れとマントルの degree-1 の温度構造を生み出し、それが大陸移動の原動力になるという仕組みなのだろう。

4. より現実的な大陸移動の実現に向けて

三次元マントル対流の数値シミュレーションでは、低粘性のアセノスフェアが存在する場合、実際の地球のような局所的なプレートの発散・収束境界が形成しやすいこと、また、より広い降伏応力の値の範囲でプレート運動に似た表層運動が再現されることを主張する報告がある(例えば、van Heck and Tackley, 2008)。しかし、既に解説したとおり、アセノスフェアの粘性率が上部マントルの粘性率より 1 桁か 2 桁低い程度では、著者の経験からしても、プレートとその下のマ

ントルを力学的に独立させるような効果はないようである (Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2006). リソスフェアとアセノスフェアの境界にさらに粘性率の低い層があればそれらの層の力学的結合力の程度に影響を与えるかも知れない. Karato (2012) が示唆しているような水に豊富なガプロ層がリソスフェアとアセノスフェアの間にどの程度広く広がっているのか、また実際の厚さを直接的に観測することは、それらの力学的結合の程度に関する議論に重要な役割を果たすだろう. ただ、そのような、せいぜい数キロメートル程度の非常に薄い低粘性層が実際に存在していたとしても、それを三次元全球殻のマントル対流数値シミュレーションモデルに組み込むためには、計算機能力のさらなる向上に期待しなければならない. 現在著者らが行っている、スーパーコンピュータを用いた世界最高解像度クラスの三次元全球殻モデルにおいても、深さ方向の解像度は 20 km 程度であるので、この問題はまずは超高解像度での計算が可能な二次元モデルで確かめる必要があろう.

現在の地球の大陸配置をより正確に再現するためには、パンゲア時代のマントルのより詳細な温度構造を特定しなければならない. 具体的には、シミュレーションの初期条件となる温度場、例えばパンゲアの縁で沈み込む低温のプレートの分布などを試行錯誤的に探っていく作業が必要である. ここで、マントル対流の数値シミュレーションでは、温度場だけを与えればそれに釣り合う定常速度場が求まるので、速度場の初期条件は必要ないことに注意したい. したがって、もし、現在の地球の表層運動がほぼ完全に再現されれば、初期条件として設定した温度場が正しいことになり、その結果、過去のマントルの内部構造が特定できたことになる.

5. 超大陸サイクルが支配する地球システム

超大陸サイクルはマントル対流の振る舞いと密接な関係があり、地球の歴史において地球表層環境や生命進化にも多大な影響を及ぼしてきたとされる (例えば, Condie, 2011). 最新の地質学的知見では、約 18 億年前に形成されたコロンビア (ネーナ)、約 10 億年前のロディニア、約 3 億年前のパンゲアというように、7 億年から 8 億年周期で地球上に超大陸が形成され、原生代初期や太古代後期にも超大陸が存在していた可能性も指摘されている (例えば, Meert, 2012). 地球史を通じた超大陸サイクルの過程で大陸移動の主要な原動力が常にマントル対流によるものであったかは、今後、数値シミュレーションによって調べられなければならない.

ただ、これまで解説した通り、パンゲアに限っては、その分裂と、その後の大陸移動の主要な原動力が、超大陸の熱遮蔽効果による超大陸直下のマントルの高温異常領域に由来するマントルの流れであるらしい. このことは、マントル深部からの巨大な上昇ブルーム (いわゆる、スーパーブルーム) が超大陸分裂と大陸移動の原動力となったことを示唆するシミュレーションモデル (Zhong et al., 2007) や地質学的証拠から提案されている概念モデル (Maruyama et al., 2007; Li et al., 2008) とは一線を画し、最近提唱されている“トップダウン半球ダイナミクス仮説” (Iwamori and Nakamura, 2015) によるモデルと調和的であると著者は考える. この仮

説は、簡単に言えば、マントルの組成の東西半球構造と内核の地震波速度の東西半球構造のパターンが類似していることから、超大陸サイクルが全地球ダイナミクスを支配しているというものであるが、本論で解説した研究結果からの視点では、超大陸サイクルに加え、最上部マントルのダイナミクスに起因する熱と物質の流れがマントル全体の対流運動を規定し、ひいては、内核の対流運動までを支配している可能性があると言える.

結 論

本論で紹介したさまざまな地球理学的観測結果と数値シミュレーション結果を総合的に捉えと、以下の結論が導かれる.

1. プレート運動と大陸移動の原動力 (推進力) は、従来から考えられていたスラブ引っ張り力だけではなく、マントル曳力も大きな役割を果たしている可能性がある.
2. 特に、パンゲアの分裂の直接的原因は、マントル深部からの巨大な上昇ブルームよりも、超大陸の熱遮蔽効果によるマントルの高温異常領域の形成と考えられる.
3. マントル曳力がプレート運動の原動力に大きな役割を果たしている場合、スラブ引っ張り力とマントル曳力のどちらが大きいのかという新たな難題が固体地球科学に生まれる.

謝 辞

小木曾 哲博士と編集委員の両名の丁寧な査読と多くの建設的なコメントは本論を改善する上で大変有益でした. ここに記して深く感謝します. 大陸移動の原動力に関する浜野洋三博士との議論と、トップダウン半球ダイナミクスに関する岩森 光博士との議論は、本論を執筆する上で有益でした. また、Kodaira et al. (2014) の成果をより詳しく理解して本論で解説する上で、海洋研究開発機構の 2014 年 3 月 31 日付けプレスリリース (http://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20140331/) の内容は大いに役立ちました. 本論で解説した研究成果の一部は日本学術振興会科学研究費補助金・基盤研究 (B) (課題番号: 23340132)、挑戦的萌芽研究 (課題番号: 26610144) によって援助されました.

文 献

- Adam, C., King, S. D., Vidal, V., Rabinowicz, M., Jalobeanu, A. and Yoshida, M., 2015, Variation of the subsidence parameters, effective thermal conductivity, and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **426**, 130–142.
- Adam, C. and Vidal, V., 2010, Mantle flow drives the subsidence of oceanic plates. *Science*, **328**, 83–85.
- Adam, C. and Vidal, V., 2011, Response to comment on “Mantle flow drives the subsidence of oceanic plates”. *Science*, **331**, 1011.
- Anderson, D. L., 1982, Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, **297**, 391–393.
- Alvarez, W., 1982, Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of

- plate tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 6697–6710.
- Alvarez, W., 1990, Geologic evidence for the plate-driving mechanism: The continental undertow hypothesis and the Australian-Antarctic discordance. *Tectonics*, **9**, 1213–1220.
- Alvarez, W., 2001, Eastbound sublithosphere mantle flow through the Caribbean gap and its relevance to the continental undertow hypothesis. *Terra Nova*, **13**, 333–337.
- Alvarez, W., 2010, Protracted continental collisions argue for continental plates driven by basal traction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**, 434–442.
- Bercovici, D., Ricard, Y. and Richards, M. A., 2000, The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A Primer. In Richards, M. A., Gordon R. G. and van der Hilst, R. D., eds., *The History and Dynamics of Global Plate Motions*, Geophys. Monograph Series, Amer. Geophys. Union, Washington D. C., USA, 5–46.
- Condie, K. C., 2011, *Earth as an Evolving Planetary System*, 2nd ed. Academic Press, Amsterdam, Netherlands, 574p.
- Conrad, C. P. and Lithgow-Bertelloni C., 2006, Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05312.
- Cramer, F., Tackley, P. J., Meilick, I., Gerya T. V. and Kaus, B. J. P., 2012, A free plate surface and weak oceanic crust produce single-sided subduction on Earth. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L03306.
- Dietz, 1961, Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, **190**, 854–857.
- Dziewonski, A. M. and Woodhouse, J. H., 1987, Global images of the Earth's interior. *Science*, **236**, 37–48.
- Eaton, D. W. and Frederiksen, A., 2007, Seismic evidence for convection-driven motion of the North American plate. *Nature*, **446**, 428–431.
- Foley, B. J. and Becker T. W., 2009, Generation of plate-like behavior and mantle heterogeneity from a spherical, viscoplastic convection model. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q08001.
- Forsyth, D. and Uyeda S., 1975, On the relative importance of the driving forces of plate tectonics. *Geophys. Jour. R. Astron. Soc.*, **43**, 163–200.
- Fukao, Y., 1992, Seismic tomogram of the Earth's mantle: geodynamic implications. *Science*, **258**, 625–630.
- Fukao, Y. and Obayashi, M., 2013, Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Jour. Geophys. Res.*, **118**, 5920–5938.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T. and Deep Slab Project Group, 2009, Stagnant slab: A review. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **37**, 19–46.
- Gerya, T., 2011, Future directions in subduction modeling. *Jour. Geodyn.*, **52**, 344–378.
- Ghosh, A., and Holt, W. E., 2012, Plate motions and stresses from global dynamic models. *Science*, **335**, 838–843.
- Ghosh, A., Holt W. E. and Wen, L., 2013, Predicting the lithospheric stress field and plate motions by joint modeling of lithosphere and mantle dynamics. *Jour. Geophys. Res.*, **118**, 346–368.
- Gordon, R. G., 2000, Diffuse oceanic plate boundaries: strain rates, vertically averaged rheology, and comparisons with narrow plate boundaries and stable plate interiors. In Richards, M. A., Gordon, R., van der Hilst, R. D. eds., *The History and Dynamics of Global Plate Motions*, Geophys. Monograph Series, Amer. Geophys. Union, Washington D. C., 143–159.
- Gung, Y., Panning, M. and Romanowicz, B., Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*, **422**, 707–711.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfel, D. and Müller, B., 2008, *The World Stress Map Database Release 2008*. doi: 10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Hess, H. H., 1962, History of ocean basins. In Engel, A. E. J., James, H. L. and Leonard, B. F. eds., *Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Buddington*, Geological Society of America, 599–620.
- Holmes, A., 1931, Radioactivity and earth movements. *Geol. Soc. Glasgow Trans.*, **18**, 559–606.
- Holmes, A., 1944, *Principles of Physical Geology*. Thomas Nelson and Sons, London, U. K., 532p.
- Iwamori, H. and Nakamura, H., 2015, Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics. *Gondwana Res.*, **27**, 1131–1152.
- 唐戸俊一郎 (Karato, S.), 2011, 現代地球科学入門シリーズ 14: 地球物質のレオロジーとダイナミクス (*Introduction to Modern Earth Science Series, Part 14: Rheology and Dynamics of Earth's Materials*). 共立出版 (Kyoritsu Shuppan. Co.), 245p.
- Karato, S., 2012, On the origin of the asthenosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 95–103, 321–322.
- 木村 学 (Kimura, G.), 1997, テクトニクスと造山運動. 平 朝彦・鹿園直建・広井美邦・木村 学・徐 垣編, 岩波講座地球惑星科学 9: 地殻の進化 (*Iwanami Koza, Earth and Planetary Science, Part 9: Evolution of the Crust*). 岩波書店 (Iwanami Shoten), 187–276.
- 小平秀一・藤江 剛 (Kodaira, S. and Fujie, G.), 2015, 北西太平洋での海洋地殻・マントル構造探索—新しい知見とその意義—, 地学雑 (*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **124**, 321–332.
- 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 centre. *Nature Geosci.*, **7**, 371–375.
- Korenaga, J., 2013, Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: Theories and observations. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **41**, 117–151.
- Kreemer, C., Holt, W. E. and Haines, A. J., 2003, An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophys. Jour. Intern.*, **154**, 8–34.
- Lay, T., Hernlund, J. and Buffett, B. A., 2008, Core-mantle heat flow. *Nature Geosci.*, **1**, 25–32.
- Lenardic, A. and Moresi, L.-N., 1999, Some thoughts on the stability of cratonic lithosphere: Effects of buoyancy and viscosity. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 12747–12758.
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., Waele, B. D., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. and Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res.*, **160**, 179–210.
- Lowman, J. P., 2011, Mantle convection models featuring plate tectonic behavior: An overview of methods and progress. *Tectonophysics*, **510**, 1–16.
- Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D., 2007, Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *Gondwana Res.*, **11**, 7–37.
- Meert, J. G., 2012, What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Res.*, **21**, 987–993.
- Parsons, B. and Sclater, J. G., 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 803–827.
- Phillips, B. R. and Bunge, H.-P., 2005, Heterogeneity and time dependence in 3D spherical mantle convection models with continental drift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **233**, 121–135.
- Phillips, B. R. and Bunge, H.-P., 2007, Supercontinent cycles disrupted by strong mantle plumes. *Geology*, **35**, 847–850.
- Ritsema, J., Deuss, A., 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. *Geophys. Jour. Intern.*, **184**, 1223–1236.

- Rolf, T., Coltice, N. and Tackley P. J., 2012, Linking continental drift, plate tectonics and the thermal state of the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **351–352**, 134–146.
- 瀬野徹三 (Seno, T.), 2001, 続 プレートテクトニクスの基礎 (*Fundamentals of Plate Tectonics II*). 朝倉書店 (Asakura Publ.), 162p.
- Seno, T. and Yamanaka, Y., 1998, Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3227–3230.
- Seno, T. and Yoshida, M., 2004, Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur?. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **141**, 183–206.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. and Chandler, M., 2012, Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci. Rev.*, **113**, 212–270.
- Stein, C. A. and Stein, S., 1992, A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, **359**, 123–129.
- Storey, B. C., 1995, The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland. *Nature*, **377**, 301–308.
- Tackley, P. J., 2000a, Mantle convection and plate tectonics: Towards an integrated physical and chemical theory. *Science*, **288**, 2002–2007.
- Tackley, P. J., 2000b, Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations 2. Strain weakening and asthenosphere. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**, doi: 10.1029/2000GC000043.
- Tchalenko, J. S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1625–1640.
- Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B. and Gaina, C., 2008, Global plate motion frames: Toward a unified model. *Rev. Geophys.*, **46**, doi: 10.1029/2007RG000227.
- Trompert, R. and Hansen, U., 1998, Mantle convection simulations with rheologies that generate plate-like behaviour. *Nature*, **395**, 686–689.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley, New York, USA, 450p.
- 上田誠也 (Uyeda, S.), 1989, プレートテクトニクス (*Plate Tectonics*). 岩波書店 (Iwanami Shoten), 268p.
- van Heck, H. J. and Tackley, P. J., 2008, Planforms of self-consistently generated plates in 3D spherical geometry. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19312.
- Wegener, A., 1912, Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau*, **3**, 276–292.
- Wegener, A., 1915, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1st edition, 1915; 2nd edition, 1920, 3rd edition, 4th revised edition, 1929; 5th edition, revised by Wegener, K., 1936. (Wegener, A., 1924, *The Origin of Continents and Oceans*. Translated from the 3rd edition by Skerl, S. G. A., Methuen and Company, London, UK.)
- Wiens, D. A., and Stein, S., 1985, Implications of oceanic intra-plate seismicity for plate stresses, driving forces and rheology. *Tectonophysics*, **116**, 143–162.
- 安成哲三 (Yasunari T.), 2013, 「ヒマラヤの上昇と人類の進化」再考—第三紀末から第四紀におけるテクトニクス・気候生態系・人類進化をめぐって—. ヒマラヤ学誌 (*Himalayan Study Monographs*), **14**, 19–38.
- Yoshida, M., 2008, Mantle convection with longest-wavelength thermal heterogeneity in a 3-D spherical model: Degree one or two?, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L23302.
- Yoshida, M., 2010, Preliminary three-dimensional model of mantle convection with deformable, mobile continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **295**, 205–218.
- Yoshida, M., 2012, Dynamic role of the rheological contrast between cratonic and oceanic lithospheres in the longevity of cratonic lithosphere: A three-dimensional numerical study, *Tectonophysics*, **532–535**, 156–166.
- Yoshida, M., 2013, The role of harzburgite layers in the morphology of subducting plates and the behavior of oceanic crustal layers. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 5387–5392.
- Yoshida, M., 2014, Effects of various lithospheric yield stresses and different mantle-heating modes on the breakup of the Pangea supercontinent. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3060–3067.
- 吉田晶樹 (Yoshida, M.), 2015, 大陸とプレートを動かす力とは何か—大陸移動説“完成”から 100 年目で分かっていること. 科学 (*Kagaku*), **85**, 692–704.
- Yoshida, M. and Hamano, Y., 2015, Pangea breakup and northward drift of the Indian subcontinent reproduced by a numerical model of mantle convection. *Sci. Rep.*, **5**, 8407.
- Yoshida, M. and Kageyama, A., 2006, Low-degree mantle convection with strongly temperature- and depth-dependent viscosity in a three-dimensional spherical shell. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B03412.
- Yoshida, M. and Santosh, M., 2011, Supercontinents, mantle dynamics and plate tectonics: A perspective based on conceptual vs. numerical models. *Earth-Sci. Rev.*, **105**, 1–24.
- Yoshioka, S. and Naganoda, A., 2010, Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**, 321–329.
- Zhong, S., Davies, G. F., 1999, Effects of plate and slab viscosities on the geoid. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**, 487–496.
- Zhong, S. J., Zhang, N., Li, Z.-X., Roberts, J. H., 2007, Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 551–564.

著者プロフィール



吉田晶樹 海洋研究開発機構地球深部ダイナミクス研究分野 主任研究員。03 年 東京大学大学院理学系研究科博士後期課程修了 (博士 (理学))。03 年 海洋科学技術センター研究員。06 年 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター研究員。10 年から現職。11～12 年 東京大学客員准教授。研究内容：地球惑星内部物理学。特に、数値シミュレーションによるマントルダイナミクスの解明。本総説では原稿執筆に関わる全ての作業を担当。E-mail : myoshida@jamstec.go.jp. URL : <http://yoshida-geophysics.jp/>.

(要 旨)

吉田晶樹, 2015, プレート運動と大陸移動の原動力ー再考. 地質雑, **121**, 429–445.
(Yoshida, M., 2015, Driving forces of plate motion and continental drift: Revisited. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **121**, 429–445.)

プレートテクトニクス理論確立後の 1970 年代半ばに, プレートに働くさまざまな力が分類され, それらの大きさについて定量的な議論が行われるようになった. この議論はプレート運動を球面上の剛体的な回転運動として扱うことで可能であり, 地表のテクトニクな情報のみを用いた理論解析の結果, スラブ引っ張り力がプレート運動の主要な原動力の候補とされてきた. しかし実際のプレートは有限の粘性率を持つので, 完全な剛体運動をするのではなく, 内部変形をしながら運動しているはずである. 最近のマントル対流の数値シミュレーション結果や大規模地下構造探査による地震学的証拠から, プレート直下のマントルの流れが生み出すマントル曳力もプレート運動や大陸移動の主要な原動力となり得ることが明らかになってきた. その場合, プレート運動や大陸移動の原動力として, スラブ引っ張り力とマントル曳力のどちらが大きいのかという新たな難題が生まれる.