第2大陸

河合研志^{***} 土屋卓久^{***} 丸山茂徳^{*}

The Second Continent

Kenji KAWAI^{*,**}, Taku TSUCHIYA^{***} and Shigenori MARUYAMA^{*}

Abstract

Recent progress in our understanding of the consuming plate boundary indicates the ubiquitous occurrence of tectonic erosion of the hanging wall of the continental margin, sediment-trapped subduction, and direct subduction of immature oceanic arcs into deep mantle. Geological studies have estimated the volume of subducted tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) materials to about seven times the surface total volume of continental crust. To reveal the fate of subducted crusts and how they recycle within the Earth, we studied high-pressure densities and elastic properties of TTG by means of the first principles computation method and compared them to those of peridotite. We found that TTG is gravitationally stable and its seismic velocities are remarkably faster than peridotite in the depth range from 300 to 800 km, especially from 300 to 670 km. We, therefore, propose SiO₂-rich second continents in the mantle transition zone, which used to form the TTG crust on the Earth's surface. Our proposed model may provide reasonable explanations of seismological observations such as the splitting of the 670 km discontinuity and seismic scatterers in the uppermost part of the lower mantle. The difference in seismic velocities between PREM model and experimental results in the lower part of the transition zone can be explained by 25 volumetric% of TTG, which would correspond to about six times the present volume of the continental crust. Formation and dynamics of those second continents would have controlled the Earth's thermal history over geologic time.

Key words : granite, subduction, second continent, density, first-principle calculation, identification of TTG crust in the mantle, tectonic erosion

キーワード : 花崗岩, 沈み込み, 第2大陸, 密度, 第一原理計算, マントル中のTTGの特定, 構造浸食

I. はじめに

大陸地殻は地球表層の1/3を占めている。大陸地殻(平均35 kmの厚さ)は花崗岩を主体として約15-20 km厚の上部地殻と下部の塩基性地殻

(15-20 kmの厚み)からなると考えられてきた。花崗岩地殻はプレート収束場でつくられる。例えば、現在の東北日本でみられる火山フロントをつくる島弧火山がその主体で、マグマは太平洋プレートから脱水する水を主体とする揮発性成分が

* 東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻

** バリ地球物理研究所

*** 愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター

* Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, 152-8551, Japan

** Institut de Physique du Globe de Paris, 1 rue Jussieu, 75238 Paris cedex 05, France

*** Geodynamics Research Center, Ehime University, Matsuyama, 790-8577, Tokyo

島弧マントルを部分融解させて玄武岩質マグマとなり、さらにそれが分化、あるいはその熱で下部地殻のざくろ石角閃岩を部分融解させて酸性マグマをつくると考えられている。

酸性マグマは固化すると密度約 2.8 g/cm^3 の岩石になるが、その密度はマントルの平均値 (3.5 g/cm^3) に比べて小さいので、地球表層でつくられると永遠に表層に集積して一方的に増加し、地表を覆うだけであると伝統的に考えられてきた。ところが、近年、大陸地殻には減少するメカニズムがあり、少なくとも現在の表層の大陸の体積の数倍がマントル内部に沈み込み、地表から失われたと考えられる証拠が増えている。

沈み込む海洋プレートが地表の大陸地殻を構造的に破壊、浸食して、マントルに運ぶメカニズムとその量の見積もり (山本, 2010)、陸上の造山帯の地質から、過去の構造浸食の時刻とその量を定量的に復元する手法 (鈴木ほか, 2010)、日本列島の過去の構造浸食 (中間ほか, 2010)、構造浸食のメカニズムと脱水流体の役割 (山本, 2010)、さらに地球史を通じて、マントル深部に運ばれた大陸地殻物質の量の推定、および、それらが果たすマントル対流のメカニズムと固体地球の熱進化 (千秋ほか, 2010) などが、この特集号に含まれている。

本論文は、(1) 沈み込んだ大陸地殻物質がマントルのどこまで沈み込めるのか、(2) それらが上部マントルの最深部に一方的に集積しうなのか、すなわち、第2大陸の存在の可能性、さらに (3) もし、そうであるならば、地球には深度が異なる大陸があり、それらが水平運動を行い、マントルダイナミクスを支配しているのか、について議論する。第一原理電子状態計算の結果に基づいて、これらの可能性を論じ、そのメカニズムを提唱する。

II. 沈み込む大陸地殻物質

1) 沈み込むメカニズム

花崗岩質な大陸地殻物質をマントルに還流することができるのは沈み込み帯においてのみである。現在の海洋プレート沈み込み帯では、島

弧火成作用により大陸地殻を生産する (例えば, Tatsumi *et al.*, 1983; Rudnick and Fountain, 1995)。同時に、堆積物の沈み込み、構造的浸食による上盤側地殻の破壊と沈み込み、島弧そのものの沈み込みの3つの様式によって花崗岩物質をマントルに引きずり込んでいる (Clift and Vannucchi, 2004; von Huene and Scholl, 1991; Yamamoto *et al.*, 2009a, b)。海溝軸において屈曲した海洋スラブ表層に生じた窪地 (地溝帯) を埋める堆積体がスラブと一体化してマントルに沈み込むメカニズムは理解しやすい。そこでここでは残る二つのメカニズムについて説明をする。

1-1) 構造浸食

大陸地殻物質が、プレート収束場で構造浸食され、マントル深部にスラブとともに運ばれつつあることにはじめて気づいたのは海洋物理学者であった。Scholl や von Huene たち (例えば, Scholl *et al.*, 1980) は、海上に浮かぶ船から強い音波を海底に発射して反射されてくる波を解析し、島弧-海溝間隙の断面図を作成した。彼らは1960年代から環太平洋地域で系統的に解析を進め、その集大成というべき成果と解釈を行った (Scholl and von Huene, 2007)。

1970-1980年ごろまで、多くの地質学者や海洋地球物理学者は、海洋プレートの沈み込みによって、海溝堆積物である砂岩・泥岩の互層からなるタービダイトと呼ばれる堆積岩が付加体となって、陸側プレートの最先端に付加するメカニズムに強い関心をもった。付加のプロセスで海洋プレート物質である深海堆積物やその下位の中央海嶺玄武岩、ホットスポット火山岩や珊瑚礁石灰岩が付加体のなかにとり込まれる。そのプロセスの研究は、それまでの地向斜造山論に置き換わるプレート造山論の構築の上で決定的に重要な課題であった。こういう理由で、付加体の研究は世界に浸透した。

ところが、1980年代の後半頃になると、環太平洋の海溝陸側斜面では付加体の形成以上に構造浸食が卓越している事実が海洋地球物理学者の興味を引いた。構造浸食とは、陸側プレートの最先端が、スラブの最先端の力学破壊によって、上盤

図 1 地表から花崗岩質物質がマンテル深部へ運ばれるメカニズム。(Part I の表紙を修正)

Fig. 1 Schematic image of mechanism by which granite is transported from the Earth's surface to the deep mantle.

側プレートの下面が大小のブロックに破壊細分化されて、それらが沈み込むスラブと一体化して、マンテル深部に沈み込むことである。von Huene and Scholl (1991) や Clift and Hartley (2007) は、このプロセスで失われる大陸地殻物質の量を定量的に見積もり、 $5 \text{ km}^3/\text{yr}$ の数字を導いた。この値は沈み込み帯で生産される大陸地殻の量とほぼ同じであるとした（詳しくは、山本, 2010 参照）。つまり、大陸は成長していない。

これらの研究は、過去 2 億年間の環太平洋プレート沈み込み帯の現象である。それ以前の地球史のなかで一体どれだけの大陸地殻物質がマンテルへ沈み込んだのか、また、そのメカニズム、さらには量についての議論はされなかった。もちろん、それらが現在地球内部のどこに滞留したのかの議論はされたことがない。

詳細は鈴木ほか (2010) と千秋ほか (2010) に詳しく解説されているので省くが、本質は以下

の通りである。陸側プレートの最先端部が沈み込むスラブの水平応力によって破壊され、ブロック化すると、それらはスラブの直上に堆積するが、それらはスラブと一体化してマンテルへと沈み込むはずである。そのためにはスラブの脱水分解反応によって放出される流体がブロック間のマトリックスを再結晶化させて、相互を強く接着するとともに、これらはまた下位のスラブと強く接着されなければならない。そして、構造浸食によってブロック化した岩塊がスラブとともに運ばれるためには、新たなプレート境界かスラブの上位に発達しなければならない。つまり、スラブと上盤側のプレートの間の力学境界は蛇紋岩帯となる (図 1)。

次に構造浸食の規模について述べる。構造浸食で破壊される陸側プレートは海溝から、かつての火山フロントまでの 150 km に達する領域に及ぶことがある (鈴木ほか, 2010)。つまり、構造浸

食の時期には、ベニオフ面が時間とともに海溝から陸側に移動して、海溝-火山フロントの領域を完全に破壊して、表層とモホ面を結ぶ斜めの断面境界が新たなベニオフ面、すなわち、プレート間境界へと発展する。この境界直上のマントルは加水によって蛇紋岩化、膨張し、著しい粘性の低下が起きるために、その面が新しいプレート間境界となる。こうして、このプレート間境界の下位に、構造岩塊を接着したスラブが沈み込む（図1）。

磯崎ほか（2011）と鈴木ほか（2010）は、日本列島の陸上地質に基づいて、蛇紋岩帯と高压変成帯の場所が過去の構造浸食の指標地質体になると提唱している。中間ほか（2010）は約1億年間隔で採取した砂岩層中のジルコン年代頻度分布パターンに基づいて、構造浸食の時期を特定する方法論を提示している。それらをあわせて、鈴木ほか（2010）は、過去5億年間のプレート沈み込みによって現在の日本列島の地殻（100%）の5倍（500%）がつくられたが400%が構造浸食によってマントル深部に運ばれたと提案している。

1-2) 海洋内島弧の直接沈み込み

島弧が島弧の下に直接的に沈み込む場合、沈み込むスラブの上の島弧は付加せず、ほぼ100%マントルに沈み込む（Yamamoto *et al.*, 2009a）。

その理由を考える。巨大な海洋スラブの表層にある細い島弧が巨大質量をもつスラブ全体のなかで占める割合（これが有効浮力になる）はきわめて小さい。そのために島弧はスラブと一体化して沈み込む。ただし、島弧地殻とスラブの接着力が十分に大きくなければ剥がれることもありうる。この接着力を見積もるのは困難である。しかし、地質学的な経験則から、例えば伊豆弧の沈み込みの歴史1700万年の結果から、島弧地殻の付加は、島弧表層部でしか起きていないので、地殻の厚さ30 km程度の島弧沈み込みでは、浮力より接着力が優勢であったと思われる。（Yamamoto *et al.*, 2009a, b）。

山本（2010）は伊豆・マリアナ島弧や九州南部の南海トラフから沈み込む、死滅した島弧の

九州-パラオ、奄美海台、沖大東海嶺、大東海嶺（以上すべて古島弧）の、合計5本の海洋内島弧のすべてが西南日本島弧の下に沈みこんでいること、さらに、これらすべての島弧において上盤側の大陸プレートに付加している証拠がほとんどないことを示した。そして、東北大学のグループの地震学的証拠と組み合わせ、島弧地殻のほぼ100%の沈み込みを示した（Yamamoto *et al.*, 2009a, b）。

2) 沈み込む物質の種類

海洋内島弧地殻は表層の安山岩、デイサイト、流紋岩、深部の花崗岩、さらに下部地殻の角閃岩（±ざくろ石）で構成されていた。表層を被覆する火山岩や火山砕屑物を除くほかの岩石が構造浸食によってマントルに運ばれる場合、ほとんどすべて粘土化することなく、そのまま、マントルへと沈み込む。したがってマントルウェッジに交代作用を与えることはない。

陸側プレート最先端の地質体は過去の造山帯構成要素からできている。構造浸食によってマントルへ運びさらされる物質は堆積岩、火成岩や変成岩など多種多様な岩石群からなる。詳しく述べると、広義の花崗岩、それらが風化浸食堆積してできた砂岩や泥岩、それらが広域変成作用を受けてできた変成岩（数%以下）、無視できる程度の少量だが海洋プレート構成岩（チャート、海洋地殻構成物質など）なども含まれる。これらに加えて、海溝堆積物である砂岩・泥岩の互層堆積体がマントルに沈み込む岩石群である。これらがマントルに運ばれる岩石群であるが、これらを浸食以前の岩石に戻して、構成要素に大別すると、花崗岩質物質がほぼ95%以上を占めることになる。つまり、構造浸食によってマントルへ運ばれる岩石の主体は花崗岩となる。

さて、花崗岩は地質時代を通じて化学的性質が変化してきた。花崗岩は、カリ長石、斜長石、石英の3種類の鉱物の量比で細分されるが、太古代にはカリ長石は非常に少ない。27億年前になってはじめてカリ長石に富むA-タイプの花崗岩が出現する。ただし、量的には非常に少なく無視できる。そこで、現在までにマントル内部に沈み

込んだ花崗岩を代表させて、マントル深度での密度を推定するために、化学組成を近似的に tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) として、さらに、曹長石 (Albite) が 12.5 mol %, 石英 (Quartz) が 87.5 mol % として花崗岩を近似して扱い、マントルでの密度および弾性的性質を議論する (Komabayashi *et al.*, 2009)。

3) 沈み込みに伴う交代作用

構造岩塊の質量は、海溝堆積物に比べて量的には多いかもしれない。沈み込む海溝堆積物は脱水分解作用によって脱水流体に溶け込みやすい元素を中心に島弧マントルの交代作用の原因となる (中村・岩森, 2010)。これまで、スラブとともに海溝から沈み込む堆積物の量は少量だと考えられてきたが、これまでの推定値よりもさらに一桁以上多いとなると、地球化学的交代作用はこれまでに以上に大きな効果をもつと期待される。しかし、現実的には構造岩塊は表面積の小ささが原因で流体とほとんど反応しないだろう。風雨による風化・浸食・運搬によって大陸表層がミクロンサイズの微粒子に碎かれると表面積が大きくなって、水と十分化学反応を起こして粘土化するのに比べて、構造浸食によって碎かれたブロックは、巨大なために表面積が小さく、ゆえに粘土化しにくいので、マントルに運ばれる過程で元素の移動を伴う交代作用は進まないと思われる (図 1)。

4) マントルに沈み込んだ TTG の量

花崗岩質物質が地球史を通じてマントルへ沈み込んだ量はいったいどれだけだろうか。これを推定する方法はいくつかある。例えば、現在、マントルに沈み込む大陸地殻物質の量、 $5 \text{ km}^3/\text{yr}$ の比率 (Clift and Hartley, 2007) が過去 40 億年継続したとすると、地表の大陸地殻総量の約 3 倍に達する。さらに海洋内島弧地殻の直接的な沈み込み量 (山本, 2010) を加味すると、その量は多くなるはずである。ただし、現在の沈み込み率が過去も同じであった根拠はない。それゆえ、独立した別の推定法が必要である。

西太平洋地域には、海洋プレートが密集し、20 枚前後のマイクロプレートが集まり、それらのプレート境界では 3 種類のプレート境界過程

が進行している。プレート収束境界では海洋プレートの沈み込みによって島弧地殻が生まれている。西太平洋地域の海洋プレートが占める面積は地表の 4% にすぎないが、その海洋プレートの上にかんりの量の大陸地殻が過去 1 億年以内の沈み込みでつくられている。地球史前半の 20 億年間、地表すべてが西太平洋と同じ海洋プレートで覆われていたならば、海洋内島弧として形成、蓄積された島弧地殻の総量は、現在の表層大陸の体積の約 8 倍になる (Rino, 2007)。海洋内島弧は島弧の平行衝突の場合を除き、通常の沈み込みではほぼすべての島弧がマントルへ沈み込む。西太平洋地域の大陸地殻生成量の比率を地球史前半の 20 億年に外挿して得られる数字はほぼ 7-8 倍になるが、これらはほとんどがマントルに沈み込んだと推定される。太古代のマントルの温度は顕生代のそれよりも約 $150\text{--}200^\circ\text{C}$ 高かった (Komiya, 2004) ので、実際の島弧地殻の生成量はさらに多かったであろう。

III. 沈み込んだ TTG 物質の物性

さて、ここからが本論文の主題である。表層の海洋物理学的研究と陸上地質学は、大陸地殻物質が、マントルへと大量に運ばれたことを示唆している。それらは一体どこまで沈み込んだのか、マントル最深部まで沈み、そこで一方的に堆積するのであろうか。その場合、これまでに、どれだけの量が堆積岩として集積しているのであろうか。そして、その量と場所を特定できる手法はあるだろうか。

過去の実験例によると、 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 曹長石は、2-3 GPa, 1300 K で、 $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ヒスイ輝石と SiO_2 クオーツに分解を起こす (Birch and LeComte, 1960)。さらに $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ヒスイ輝石は、約 23 GPa, 1300-1500 K の条件下において、 SiO_2 スティショバイトとカルシウムフェライト (CF) 型 NaAlSiO_4 相へと

の分解反応を起こす (Liu, 1978; Yagi *et al.*, 1994)。

のちに, Akaogi *et al.* (2002) は, NaAlSiO_4 ネフェリンおよび CF 型相, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ヒスイ輝石, および NaAlO_2 相の熱力学特性を実験的に調べ, 過去の実験結果と調和する温度圧力条件下でのヒスイ輝石の分解反応を確認した。これら高压相平衡の研究に対して, 地震学的な解釈を行う上で重要である弾性特性およびその圧力依存性についての研究はいまだになされていない。そのため, 本研究では第一原理電子状態計算を行い, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ヒスイ輝石の安定性および, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ 系の高圧下における弾性特性を調べた。

本研究で行った計算は, 固体物理学や量子化学の分野では著名である, いわゆる密度汎関数理論 (Hohenberg and Kohn, 1964; Kohn and Sham, 1965) に基づくものである。電子の交換相関ポテンシャルに対しては, 弾性特性については局所密度近似 (LDA; Local Density Approximation) (Ceperley and Alder, 1980; Perdew and Zunger, 1981) を, 高压相平衡については, 密度勾配補正 (GGA; Generalized Gradient Approximation) を適用した。また効率よくしかも高精度で結晶の電子状態を求めることが可能である平面波基底法, および擬ポテンシャル法を適用した。これらの手法の有効性は著者らのこれまでの研究により十分に確認されている (Tsuchiya *et al.*, 2004a; Tsuchiya *et al.*, 2005)。本研究で計算したヒスイ輝石, CF 型相, およびスティショバイトの結晶構造について, 定圧減衰分子動力学法を用いて, 各圧力において全構造自由度の構造緩和をおこない, 安定構造を得た。単斜晶 (独立な弾性定数は 13 個) のヒスイ輝石および, 斜方晶 (独立な弾性定数は 9 個) の CF 型相とスティショバイトの弾性定数は, 応力と歪みのフックの法則から計算した (Karki *et al.*, 2001; Tsuchiya *et al.*, 2004b)。この際, 応力と歪みの線形性が十分に成り立つことを確認した上で, ± 0.01 の微小歪みを与えた。

ヒスイ輝石と CF 型相は, それぞれ $C2/c$ および $Pbnm$ の空間群の結晶構造をもつ (図 2)。ヒスイ輝石は c 軸に平行なケイ酸塩 SiO_4 4 面体鎖によってつながっている 8 面体配位のアルミニ

ウムと 8 配位のナトリウムの平行なシート状の構造からなる (Prewitt and Burnham, 1966)。CF 型相は, 8 面体鎖によってつくられる穴の 8 配位にナトリウムイオンをもち, M1O_6 と M2O_6 の 8 面体が c 軸に平行に稜を共有する二重の鎖を形づくる構造をもつことが報告されている (Yamada *et al.*, 1983)。単位格子中の M1 および M2 サイトに対する Al と Si のありうるすべての配置を調べた結果, 図 2a に示されているように a 軸に沿って Al と Si が交互に配置する構造がもっとも安定であることがわかった。この陽イオン配置はいわゆるアルミニウム排除則の観点からも理解できる。

ヒスイ輝石, CF 型相およびスティショバイトの圧縮曲線を図 2b に示す。それらのゼロ圧力における弾性定数およびその圧力微分を 3 次の Birch-Murnaghan 状態方程式に最小自乗法を用いてフィッティングをして求めた (表 1)。ヒスイ輝石およびスティショバイトに対して, 計算結果は実験値とのよい一致をみた (Ross *et al.*, 1990; Hemley *et al.*, 1994; Zhao *et al.*, 1997; Akaogi *et al.*, 2002)。一方で, CF 型相に対しては, 実験値との一致は相対的に低下したが, Akaogi *et al.* (2002) の報告にあるように, その圧縮曲線は実験的にはまだ正確には制約されているわけではない。

これまで実験的にヒスイ輝石が CF 型相とスティショバイトへと分解することが報告されているので (式 1), まず, 私たちはヒスイ輝石と CF 型相とスティショバイトとの混合物のエンタルピーの釣り合いを調べることによって, 高压下でのヒスイ輝石の熱力学的安定限界を調べた (図 2c)。ヒスイ輝石のエンタルピーは 18 GPa で CF 型相とスティショバイトのエンタルピーの和よりも大きくなり, その圧力でヒスイ輝石の分解相転移が起こることがわかった。この計算では温度効果を導入していない (すなわち $T = 0$ K) が, 反応境界が正のクラペイロンスロープをもつ (Akaogi *et al.*, 2002) ことを考慮すれば, 本計算結果は実験結果と非常に調和的である。そして, 3.1 ± 1.0 MPa/K のクラペイロンスロープ

図 2 (a) $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ヒスイ輝石および NaAlSiO_4 CF 型相の結晶構造. 黄, 淡い青, 濃い青, 赤の球はそれぞれ Na, Al, Si, O 原子を示している. (b) LDA を用いて計算された圧縮曲線. 三角はヒスイ輝石 (赤: Zhao *et al.*, 1997) およびスティショバイト (緑: Ross *et al.*, 1990; Hemley *et al.*, 1994) の実験結果を示している. CF 型相については, Akaogi *et al.* (2002) によって提案されている 3 次の Birch-Murnaghan 状態方程式を用いた (青点線). (c) GGA を用いて計算したヒスイ輝石に対する CF 型相とスティショバイトの混合物の相対エンタルピー.

Fig. 2 (a) Crystal structures of $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ jadeite and NaAlSiO_4 CF-type phase. Yellow, light blue, dark blue and red spheres are Na, Al, Si, and O atoms, respectively. (b) Volumes calculated within LDA (bold lines). Triangles indicate experimental results for jadeite (red) (Zhao *et al.*, 1997) and stishovite (green) (Ross *et al.*, 1990; Hemley *et al.*, 1994). Experimental volumes of the CF-type phase are computed using a third order Birch-Murnaghan equation of state with parameters proposed by Akaogi *et al.* (2002) (blue dotted line). (c) The enthalpy difference of the CF-type phase and stishovite mixture relative to the jadeite calculated based on the GGA.

表 1 LDA を用いて得られたヒスイ輝石, CF 型相およびステイショバ
イトの状態方程式のパラメータ. 比較のため室温における実験値
も示す.

Table 1 Equation of state parameters for jadeite, CF-type phase and
stishovite calculated within LDA at the static temperature.
Experimental values at room temperature are also shown for
comparison.

	V_0 (cm ³ /mol)	K_0 (GPa)	K'_0
Jadeite (calc)	59.3	133.2	3.7
Jadeite (exp)	60.4 ^a	125 ^b	5 ^b
CF-type (calc)	35.3	196.5	4.5
CF-type (exp)	36.3 ^c	240 ^d	4 ^d
Stishovite (calc)	14.0	310.8	4.7
Stishovite (exp)	14.0 ^e	291 ^e	4.29 ^e

^a Robie and Hemingway (1995).

^b Zhao *et al.* (1997).

^c Akaogi *et al.* (2002).

^d assumed by Akaogi *et al.* (2002).

^e Andraut *et al.* (1998).

(Akaogi *et al.*, 2002) の値と沈み込むスラブの温度 1500 K を考慮に入れば, その分解反応は 22.5 ± 1.5 GPa, すなわち 660 km 不連続面に非常に近い 638 ± 30 km の深さで起こることとなる。

図 3 には 0 から 50 GPa までのヒスイ輝石, CF 型相, およびステイショバイトの弾性定数の圧力依存性を示す。またゼロ圧力での値を表 2 に示す。ゼロ圧力においてヒスイ輝石の計算結果はブリルアン散乱法による実験値 (Kandelin and Weidner, 1988) と非常によく一致することが確認できる。正方晶のステイショバイト (独立な弾性定数は 6 個) は, これまでの研究にあるように 40–50 GPa の間で正方剪断弾性安定条件, $(C_{11} - C_{12})/2 > 0$ を破る (Karki *et al.*, 1997)。これにより, ステイショバイトは斜方晶の CaCl_2 型相 (独立な弾性定数は 9 個) へと強弾性転移を起こす。

計算した弾性定数のヒル平均をとることにより, 等方多結晶体に対する体積弾性率, 剛性率, P 波, S 波速度およびバルク音速の圧力依存性を求めた (図 4a, b)。ゼロ圧力におけるそれらの値は, Kandelin and Weidner (1988) のものと

よい一致をみる。次に, これらの結果を用いてヒル平均をとることにより, CF 型相とステイショバイトの混合物の速度および密度を求めた。CF 型相とステイショバイトはそれぞれ 13.8%, 18.3% だけ密度がヒスイ輝石よりも大きいので, ヒスイ輝石の分解反応により, 混合物はヒスイ輝石よりも密度が 15.1% 増加する。そして, 混合物はヒスイ輝石よりも P 波 (+17.3%), S 波 (+25.0%), バルク音速 (+12.0%) の速度増加が生じることがわかった。

次に, TTG の密度および速度を求めた。約 300 km の深さでコーズ石がステイショバイトに相転移を起こして以降, TTG の組成はヒスイ輝石とステイショバイトが 1 : 8 のモル比で近似できる (Komabayashi *et al.*, 2009)。そして, 約 640 km の深さにおいてヒスイ輝石が分解反応を起こし, CF 型相とステイショバイトが 1 : 9 のモル比となる。そこで, 分解反応前後の TTG の密度および速度を求め (図 5), それらを比較したところ, 約 600 km の深さで TTG 中のヒスイ輝石の分解反応により, 密度 (+4.4%), P 波 (+6.1%), S 波速度 (+8.3%) の増加が起こるという結果が得られた。

図 3 弾性定数の圧力依存性. (a-c) はそれぞれヒスイ輝石の縦方向, 非対角および剪断弾性定数. 中抜きの丸および四角は, Kandelin and Weidner (1988) の 0 GPa における実験結果を示す. (d-f) は, CF 型相. (g-i) はスティショバイト (ただし, 50 GPa は CaCl_2 型相).

Fig. 3 Elastic constants as a function of pressure. (a-c) show longitudinal, off-diagonal, and shear elastic constants for monoclinic jadeite, respectively. Open circles and squares indicate experimental results at 0 GPa of Kandelin and Weidner (1988). (d-f) show the same groups for orthorhombic CF-type phase. (g-i) show the same groups for stishovite (or CaCl_2 at 50 GPa).

表 2 ヒスイ輝石および CF 型相の 0 GPa における弾性定数 (C_{ij}) および体積 (B)・剛性率 (G).

Table 2 Elastic constants (C_{ij}), aggregate bulk (B) and shear (G) moduli of jadeite and CF-type phase at 0 GPa.

	Jadeite (calc)	Jadeite (exp) ^a	CF-type
C_{11} (GPa)	262.7	274	364.55
C_{22}	255.75	253	353.65
C_{33}	285.1	282	508.9
C_{44}	90.85	88	124.2
C_{55}	59.45	65	151.25
C_{66}	93.6	94	125.75
C_{12}	89.3	94	85.8
C_{13}	62.85	71	105.55
C_{23}	78.95	82	92.4
C_{15}	15.85	4	—
C_{25}	16.7	14	—
C_{35}	16.65	28	—
C_{46}	10.9	13	—
B	141.0	144.8	196.6
G	85.4	85.8	141.5
V_P (km/s)	8.64	8.82	9.79
V_s	5.01	50.8	5.93
V_ϕ	6.43	6.59	6.99

^a Kandelin and Weidner (1988).

次に密度および地震波速度について橄欖岩との比較を行った。橄欖岩中の主要鉱物はよく知られているように 15–20 GPa の圧力範囲はウォズリアイト、20–23.5 GPa ではリングウッドイト相であり、23.5 GPa (約 660 km の深さ) でペロプスカイトとフェロペリクレスに分解反応を起こす。今回は簡単のため橄欖岩を橄欖石で近似し、Fe を 10 mol% 含むものとした。弾性特性への Fe の固溶効果には、Tsuchiya and Tsuchiya (2006) を用いた。また、ペロプスカイトとフェロペリクレス間の分配係数は約 0.3 とした (つまり、ペロプスカイトには 5 mol%, フェロペリクレスには 15 mol% の鉄が分配されるとした)。da Silva *et al.* (1997) の橄欖石、Kiefer *et al.* (2001) のウォズリアイト、Kiefer *et al.* (1997) のリングウッドイト、Tsuchiya *et al.* (2004b) により報告されたペロプスカイトの弾性特性を用いた。ウォズリアイト–リングウッドイト相転移 (深さ 520 km) に伴う P 波および S 波の速度不連続は

それぞれ +1.9% および +2.4% となる。また、ポストスピネル相転移 (深さ 660 km) に伴う P 波および S 波の速度不連続はそれぞれ +5.9% および +13.2% となる。

次に、橄欖岩と TTG の密度を比較する。マントル遷移層においては TTG の方が重い、約 28 GPa (深さ 750 km) において密度の逆転が起こることがわかる。TTG は 300 から 750 km の深さにおいて、重力的に安定となる。そのため、300 km まで TTG が沈み込んだ場合、重力的にこの領域に捕捉される。そのため、TTG がこの深さ領域に存在している場合の橄欖岩との地震波速度の比較を行う。P 波および S 波の速度は、15–20 GPa では 8.2%, 12.3%, 23.5–28 GPa では、5%, 1.8%, TTG の方が橄欖岩の速度よりも速い。また、TTG が 28 GPa において滞留している場合、28 GPa (深さ 750 km) における P 波および S 波速度不連続は、それぞれ −6.2%, −4.4% となる。

図 4 (a) 0-50 GPa の圧力範囲におけるヒスイ輝石, CF 型相およびスティショバイトの体積および剪断定数. 中抜き丸は Kandelin and Weidner (1988) の 0 GPa における実験結果を示す. (b) ヒスイ輝石, CF 型相およびスティショバイトの P, S 波速度, バルク音速および密度. (c) ヒスイ輝石および CF 型相とスティショバイト混合物の速度および密度.

Fig. 4 (a) Aggregate bulk and shear moduli of jadeite, CF-type phase and stishovite in the pressure range from 0 to 50 GPa. Open circles indicate experimental results for jadeite at 0 GPa of Kandelin and Weidner (1988). (b) Longitudinal, bulk and shear wave velocities and densities of jadeite, CF-type phase, and stishovite. (c) Velocities and densities of jadeite and an assemblage of CF-type phase and stishovite.

図 5 橄欖岩と TTG の密度 (a) および速度 (b) の圧力依存性.

Fig. 5 Densities (a) and velocities (b) of peridotite and TTG.

IV. 議 論

本章では前章の計算結果に基づき、マントル深度に存在する岩石種、① TTG, ② スラブマントル, ③ 初生マントル, ④ MORB 地殻の密度と比較して、沈み込んだ TTG の運命と、そのダイナミクスを議論する。

下部マントルにおける CMB までの高圧下での密度の変化については Kawai *et al.* (2009) ですでに報告し、マントルダイナミクスへの応用の議論を行った。当時の密度計算は下部マントルにおいてのみ計算を行い、上部マントルについては, Irifune *et al.* (1994) と Komabayashi *et al.* (2009) のゼロ圧力密度を引用したにすぎなかった。そこで、本論文では、遷移層圧力下における TTG 花崗岩の密度を求めるために第一原理計算を行った。ここでは、マントルと花崗岩の密度の第一原理計算の結果 (図 5a) に基づいて、第 2 大陸の存在の可能性を議論する。

1) 密度計算から予想されること

密度計算の結果はマントル ($F_0 = 90$ のカンラン石で近似) に比べて花崗岩は深度 300 km (コーズ石-スティショバイト転移深度) で非常に大きな密度差 (約 3.0 から 4.2 g/cm³) が生じるので、300 km 深度で、マントルの密度 3.7 と交差する。橄欖岩は、 α 相から β 相, γ 相, さらに $P_v + F_p$ 相へと、それぞれ、410 km, 520 km, 660 km 深度で相転移するので、不連続的に密度のジャンプが起きる。その結果、花崗岩とマントルの間の密度差は 660 km 深度でほとんどなくなる。両者の密度差は、下部マントルに入るとわずかだが圧力勾配が違うので、計算上の交差が 750 km 深度で起きるが、橄欖岩と花崗岩の組成の近似をしているので、750 km 深度が有意の意味をもつことはないだろう。ここでは、300–660 km 深度で、花崗岩が橄欖岩よりも大きな密度をもつことが重要な結論である。

密度計算から予測できることは、花崗岩地殻は深度 300 km まで沈み込むと、相転移効果が効いて、スラブに負の浮力が働く。周囲やスラブのマントルよりも密度が大きくなるからである。

1500 K で花崗岩は 640 km 深度でも密度のジャンプが起きる。密度が 4.3 から 4.5 g/cm³ まで上昇する。そのため、300 km 深度で負の浮力の原因となった花崗岩は、スラブから剥離しやすくなるが、さらに 640 km 深度でマントルやスラブ橄欖岩に対して、さらに大きな密度差を生じるために、スラブから効果的に剥離しやすくなるだろう。スラブが海洋地殻や花崗岩地殻をマントル遷移層深部まで運ぶとすれば、花崗岩は遷移層の底に一方向的に集積するだろう。

一方、スラブと一体化した海洋地殻は下部マントルに入ると、マントルよりも重くなるが、花崗岩は下部マントル深度ではつねにマントルや海洋地殻よりも軽いために、下部マントルには沈みこめない。ただしスラブと剥離しなければ、ある程度は沈み込めるだろう。

2) どうやって剥がれるか

問題は、スラブから花崗岩地殻が剥がれるかどうかである。効率よく剥がれるならば、マントルに沈み込んだ花崗岩質地殻は、マントル遷移層最下部の 520–660 km 深度に集積するだろう。そして、重力的に安定化し、対流に抵抗し、時間とともに安定な層を形成するだろう。

もう一つの課題は剥がれるメカニズムである。唐戸 (2000) は、マントル遷移層の P, S 波の速度が他のマントルとは異なることの説明として、遷移層に MORB がスラブから剥がれて集積している可能性を議論した。スラブから MORB が剥がれる機構は、複雑だが、相転移が起きる深度でスラブが屈曲するかどうかは重要である。スラブが屈曲すると、海洋地殻とスラブ橄欖岩の境界面に沿って剥がれやすくなる。薄い板よりも、厚くて棒状のもの (島弧) がさらに剥がれやすいだろう。唐戸の考察では、現在の MORB 地殻のように薄くて (6 km の玄武岩と 60–100 km の溶け残り橄欖岩で構成されるスラブ) 板状のものが、剥がれるかどうかの境界値であることを示している。それを考慮すれば、花崗岩地殻は MORB 地殻に比べて遥かに剥がれやすい。

粘性率の効果 (Karato, 1997) について議論する。この場合、遷移層のなかに流体がどれだけ存

在するかで結果は重大な影響を受けるだろう。流体があれば、物質分離は容易になる。次が質量（大きさ）の効果である。大きいほど、浮力差は大きくなるので剥がれやすい。したがって、花崗岩は上部マントル最深部に一方的に沈積するだろう。

3) どこで剥がれるのか？

1980年代の前半に広域変成岩中からコーズ石が発見され、地表の大陸地殻物質がマントル深度の100 kmまで沈み込むことが判明し、地質学者に衝撃を与えた。超高压変成岩の研究は、その後、地球上の多くの変成帯で進み、現在、世界の20を超える広域変成帯からみつまっている。その最高深度は、約7 GPa（地下200 km深度）である。この事実は、地下200 km程度までであれば、花崗岩質岩石は条件が揃うと地表に逆戻りできるが、この深度を超えると、とりわけステイショバイトが安定化する300 km深度以深では地表に戻れないことを示唆している。すなわち、300 km深度を突破すると、花崗岩はスラブの負の浮力を生む最大の岩石種となるので、上昇が困難になる。

4) 再び上昇するか、熔融するか、一方的に溜まるのか？

300 km深度で生じるマントルとの大きな密度差によって、遷移層の内部や下部マントルからの強い上昇流が遷移層の花崗岩層を巻き込んでも、粘性が十分小さければ、花崗岩質物質は容易には上昇することができない。また、流体が存在しなければ、花崗岩質物質の融点は高く、そのために、遷移層の現実的な温度（1000–1500℃）ではマグマとして再熔融することができない。仮に流体の存在下でマグマとなっても、メルトの密度は周囲のマントルよりも大きく、上昇できない可能性が大きい。かくして、花崗岩物質は一方的に遷移層最下部に集積するだろう。

以上が、主として密度から予測しう花崗岩の挙動であるが、花崗岩にはU、K、Thなどの最重要な放射性発熱元素が濃集している。その結果、花崗岩質岩体が大きく成長すると、自己発熱効果が大きく、その直上のマントル遷移層の含水

マントルを温めて、含水 β 相、 γ 相カンラン石を部分熔融させうる。

5) 花崗岩の同定方法と第2大陸の存在可能性

海溝で現在進行中の大規模構造浸食、地質学的過去から推定されたマントル深部の花崗岩の体積推定（約7–8倍の体積）（Rino, 2007）、および本研究の花崗岩の密度計算から、沈み込んだ花崗岩質地殻が、マントル遷移層、とりわけ最深部に選択的に蓄積している可能性が大きいことが判明した。

それでは、地震波を利用して、マントル深部の花崗岩の存在を検証しうかどうかを以下に議論する。マントルの平均組成の代表的なものとして、パイロライト（pyrolite）モデルがある。上部マントルではそのモデルによる地震波速度がPREM（Dziewonski and Anderson, 1981）などに代表される地震波速度モデルとよい一致をみることができ、遷移層下部においてはそれらと速度およびその深さに対する勾配において食い違うことがよく知られている（例えば、Irifune *et al.*, 2008; Cobden *et al.*, 2008）。本研究では弾性率の温度効果については調べていないので、速度の絶対値およびその勾配については比較することができない。これらは、将来の課題である。

そこでここでは、Irifune *et al.* (2008) によって得られた pyrolite モデルのP波およびS波速度のPREMからの食い違いをデータとして、遷移層下部における花崗岩の量を推定する。マントルを pyrolite と仮定して、花崗岩の体積分率によって、それらの食い違いを説明する。その結果、図6に示されるように、花崗岩の体積が25%を占めるときに、P波およびS波の両者の食い違いに対して、非常によい一致をみる。この結果は温度の効果を取り入れていないおおざっぱな推定であるので定量的にはいくつかの誤差を含んでいる。Irifune *et al.* (2008) では、この食い違いを、スタグナントスラブによる400 Kの温度低下もしくはハルツバージャイトであると解釈した。しかし、前者はマントル全域の遷移層下部において、400 Kもの温度低下は考えにくく、後者はハルツバージャイトがマントルよりも軽いため、

図 6 遷移層下部におけるマントル平均組成からの P 波および S 波速度の食い違い。緑の点は、TTG の体積の割合を示す。赤い点は Irifune *et al.* (2008) と PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) の違いを示す。

Fig. 6 Difference of P and S wave velocities from the mantle average composition in the depth range from 520 to 670 km. The green dots indicate the volumetric% of TTG. The red dot indicates the difference between the experimental results of Irifune *et al.* (2008) and the PREM model (Dziewonski and Anderson, 1981).

遷移層下部に選択的に滞留するとは考えにくい。

さて、仮にマントル遷移層深部の 520–660 km の 140 km の厚さの部分に 1/4 の量が花崗岩物質で占められているとすると、その総量は大陸を構成する花崗岩質な上・中部地殻の約 6 倍（全大陸地殻の体積の 3 倍）となる。この数字は Rino (2007) の推定値に近い。実際は以下に議論するように、下部マントル最上部にも花崗岩質物質が漂移しているとみなされるので、さらに多い可能性がある。ただし、この見積もりには正確な温度圧力の効果を見逃しているため、より詳細な議論

にはそれらの効果を考慮すべきである。

おもに環太平洋において、660 km の地震波不連続面の分裂が、Deuss and Woodhouse (2001) によって報告されている。これは、マントルのポストスピネル相転移に加えて、沈み込むスラブにおける花崗岩中のヒスイ輝石の分解反応によるものとも解釈できる。遷移層下部の温度は 1800 K 程度と推測されるが、その場合、マントルのポストスピネル相転移とヒスイ輝石の分解反応の相転移圧は非常に近くなる。しかし、ヒスイ輝石の分解反応の正の勾配とポストスピネル相転移の大きな負の勾配を考慮すると、環太平洋のような沈み込み帯のある冷たい場所ではそれらの相転移圧の深度は地震波で観測できるほど離れる可能性がある。それが、Deuss and Woodhouse (2001) らによって観測されている 660 km の地震波不連続面の分裂の由来であろう。

Kaneshima (2009) は環太平洋地域の海溝深部の下部マントルの上部、800–1000 km の深さで、地震波散乱体を観測し、それを漂移する海洋地殻（ガーネタイト）であると解釈した。しかし、沈み込む過程での部分融解または変成作用における脱水により SiO_2 成分を失う。そのため、海洋地殻の SiO_2 相はモードで 1 割に満たず、その地震波散乱体を海洋地殻と解釈するには無理があるだろう。その実態は花崗岩岩体である可能性がある。

6) 第 2 大陸の離合集散とマントルダイナミクス

さて、以上の議論から、マントル遷移層下部に、地表の大陸地殻の約 6 倍の花崗岩質地殻が横たわっている可能性がある（図 7）。もし、これが正しいならば、これまで明快な説明を与えることができなかった以下の課題が説明可能になる。

アジア東部のマントル遷移層には、長大なスタグナントスラブが観察されて久しい (Fukao *et al.*, 1992)。滞留スラブの原因として、660 km 直上に厚く横たわる花崗岩質地殻が存在すると、それがクッションとなり、スラブの侵入を受け止めるのでスラブ滞留の原因となる。もし、そこに厚い花崗岩質物質が欠損する場合にはスラブが貫通

図 7 第 1, 第 2 大陸の分布図. Maruyama *et al.* (2007) の Fig. 7 を部分的に修正加筆した. 第 2 大陸は, Huang and Zhao (2006) の P 波トモグラフィーとプレート沈み込みの歴史を参考にして模式的に図示した. 下図は, 上図の断面線 XY を沿ったものである. 第 2 大陸はアジア大陸の下に最も大量に分布し (Huang and Zhao, 2006), 一部は下部マントル最上部にもみられる. アジア東部では滞留スラブの直下にもあり, 東縁では日本列島の直下で二つに分裂している. 一方, アフリカ大陸の下では, 660 km 深度以浅に選択的に分布する. プレーートの沈み込みによって大陸地殻の構造浸食が進み, あるいは島弧の直接的な沈み込みによって TTG が上部マントル最下部に集積して第 2 大陸を発達させる. その変動が活発に進行中のアジア直下では, 一部は上部マントル最上部まで TTG が運ばれ, 一部は崩落するスラブから剥離して上昇する途上のものがある.

Fig. 7 Schematic illustration of the regional distribution of First and Second Continents of the Earth, which was partly modified after Fig. 7 of Maruyama *et al.* (2007). Second Continents are compiled from P-wave mantle tomography of Huang and Zhao (2006) and subduction history of the Earth during the past 200 Ma. The lower figure is a cross section of the Earth along the line XY in the upper figure. Second continents could occur predominantly under Asia. Under the eastern margin of Asia it is underlain by the stagnant slab. The eastern part is locally separated into two by the penetrating slab. On the contrary, under Africa, second continents occur selectively above 660 km depth, presumably due to the absence of subduction underneath since 540 Ma. Plate subduction causes tectonic erosion at the trench to transport TTG materials into the mantle transition zone as well as direct arc subduction. These transport processes developed the Second Continents over geologic time.

しやすくなる。逆に、下部マントルから侵入するブルームはもし、花崗岩質物質が存在すれば、大きな密度差のために、ブルームの上昇を助ける。アフリカ大陸直下でこのモデルは検証しうるだろう。

また花崗岩物質は放射性物質を多く含むので、超大陸の直下では、沈み込み集積した花崗岩地殻の発熱によって、超大陸の分裂を促進するブルームの発生に貢献するのかもしれない。また、第三紀以降、東アジアの三角地帯 (Maruyama *et al.*, 2007) が異常に活性化した原因も、東アジア直下に沈み込んだ花崗岩物質に原因をもとめることができるのかもしれない。マントルの上部に熱源があると、核からの熱拡散が非効率になり、地球の熱史にも重大な影響を与える。それは地球磁場の歴史にも影響を与えたに違いない。

謝 辞

本研究を進める上で、愛媛大学の土屋 旬博士、入船徹男教授、丹下慶範助教、出倉春彦博士、東京工業大学の山本伸次博士、廣瀬 敬教授、および千葉工業大学の千秋博紀博士に多くの有益なコメントをいただきました。また、SPRING-8の肥後祐司博士に弾性波速度の実験データをいただきました。本研究遂行に際して、日本学術振興会から特別研究員奨励費および優秀若手研究者海外派遣事業、そして愛媛大学グローバル COE から援助を得ました。ここで謝意を示します。

文 献

- Akaogi, M., Tanaka, A., Kobayashi, M., Fukushima, N. and Suzuki, T. (2002): High-pressure transformations in NaAlSiO₄ and thermodynamic properties of jadeite, nepheline, and calcium ferrite-type phase. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **130**, 49–58.
- Andrault, D., Fiquet, G., Guyot, F. and Hanfland, M. (1998): Pressure-induced Landau-type transition in stishovite. *Science*, **282**, 720–724.
- Birch, F. and LeCompte, P. (1960): Temperature-pressure plane for albite composition. *American Journal of Science*, **258**, 209–217.
- Ceperley, D. and Alder, B. (1980): Ground state of the electron gas by a stochastic method. *Physical Review Letters*, **45**, 566–569.
- Clift, P.D. and Hartley, A.J. (2007): Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology*, **35**, 503–506.
- Clift, P.D. 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.
- Cobden, L., Goes, S., Cammarano, F. and Connolly, J.A.D. (2008): Thermochemical interpretation of one-dimensional seismic reference models for the upper mantle: Evidence for bias due to heterogeneity. *Geophysical Journal International*, **175**, 627–648.
- da Silva, C., Stixrude, L. and Wentzcovitch, R.M. (1997): Elastic constants and anisotropy of forsterite at high pressure. *Geophysical Research Letters*, **24**, 1963–1966.
- Deuss, A. and Woodhouse, J.H. (2001): Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle. *Science*, **294**, 354–357.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981): Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. and Nenbai, M. (1992): Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 4809–4822.
- Hemley, R.J., Prewitt, C.T. and Kingma, K.J. (1994): High-pressure behavior of silica. in *Reviews of Mineralogy* edited by Heaney, P., Gibbs, G.V. and Prewitt, C.T., 41–81.
- Hohenberg, P. and Kohn, W. (1964): Inhomogeneous electron gas. *Physical Review B*, **136**, 864–871.
- Huang, J. and Zhao, D. (2006): High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09305, doi:10.1029/2005JB004066.
- Irifune, T., Ringwood, A.E. and Hibberson, W.O. (1994): Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: An experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 351–368.
- Irifune, T., Higo, Y., Inoue, T., Kono, Y., Ohfuji, H. and Funakoshi, K. (2008): Sound velocities of majorite garnet and the composition of the mantle transition region. *Nature*, **451**, 814–817.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一 (2011): 活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史—日本列島形成史アップデート2010—. 地学雑誌, in press.
- [Isozaki, Y., Maruyama, S., Nakama, T., Yamamoto, S. and Yanai, S. (2011): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, in press.]
- Kandelin, J. and Weidner, D.J. (1988): The single-crystal elastic properties of jadeite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **50**, 251–260.
- Kaneshima, S. (2009): Seismic scatterers at the shallowest lower mantle beneath subducted slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 304–315.

- Karato, S. (1997): On the separation of crustal component from subducted oceanic lithosphere near the 660 km discontinuity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **99**, 103-111.
- 唐戸俊一郎 (2000): レオロジーと地球科学. 東京大学出版会. [Karato, S. (2000): *Rheology and Dynamics of the Solid Earth*. University of Tokyo Press.]
- Karki, B.B., Stixrude, L. and Crain, J. (1997): Ab initio elasticity of three high-pressure polymorphs of silica. *Geophysical Research Letters*, **24**, 3269-3272.
- Karki, B.B., Stixrude, L. and Wentzcovitch, R.M. (2001): High-pressure elastic properties of major materials of Earth's mantle from first principles. *Reviews of Geophysics*, **39**, 507-534.
- Kawai, K., Tsuchiya, T., Tsuchiya, J. and Maruyama, S. (2009): Lost primordial continents. *Gondwana Research*, **16**, 581-586.
- Kiefer, B., Stixrude, L. and Wentzcovitch, R.M. (1997): Calculations of elastic constants of Mg_2SiO_4 at high pressures. *Geophysical Research Letters*, **24**, 2841-2844.
- Kiefer, B., Stixrude, L., Hafner, J. and Kresse G. (2001): First principle calculation of the elastic behavior of wadsleyite at high pressures. *American Mineralogist*, **86**, 1387-1395.
- Kohn, W. and Sham, L.J. (1965): Self-consistent equations including exchange and correlation effects. *Physical Review A*, **140**, 1133-1138.
- Komabayashi, T., Maruyama, S. and Rino, S., (2009): A speculation on the structure of the D'' layer: The growth of anti-crust at the core-mantle boundary through the subduction history of the Earth. *Gondwana Research*, **15**, 342-353.
- Komiya, T. (2004): Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 333-367.
- Liu, L.G. (1978): High-pressure phase transformations of albite, jadeite and nepheline. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 438-444.
- 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 Research*, **11**, 7-37.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤 茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳 (2010): 日本列島の古地理学—碎屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷—. 地学雑誌, **119**, 1161-1172. [Nakama, T., Hirata, T., Otoh, S., Aoki, K., Yanai, S. and Maruyama, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1161-1172.]
- 中村仁美・岩森 光 (2010): スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成. 地学雑誌, **119**, 1054-1062. [Nakamura, H. and Iwamori, H. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1054-1062.]
- Perdew, J.P. and Zunger, A. (1981): Self-interaction correction to densityfunctional approximations for many-electron systems. *Physical Review B*, **23**, 5048-5079.
- Perdew, J.P., Burke, K. and Ernzerhof, M. (1996): Generalized gradient approximation made simple. *Physical Review Letters*, **77**, 3865-3868.
- Prewitt, C.T. and Burnham, C.W. (1966): The crystal structure of jadeite, $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. *American Mineralogist*, **51**, 956-957.
- Rino, S. (2007): *Major Episodic Growth of Continental Crust Determined from Zircon Ages of River Sands over the World*. PhD Thesis, Tokyo Institute of Technology.
- Robie, R.A. and Hemingway, B.S. (1995): Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 Pa) pressure and at higher temperatures. *USGS Geological Survey Bulletin*, **2131**, 461.
- Ross, N.L., Shu, J.F., Hazen, R.M. and Gasparik, T. (1990): High-pressure crystal chemistry of stishovite. *American Mineralogist*, **75**, 739-747.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D. (1995): Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, **33**, 267-310.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. (2007): Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. in *4-D Framework of Continental Crust* edited by Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. and Martinez-Catalan, J.R., *Geological Society of America Memoir*, **200**, 9-32.
- Scholl, D.W., von Huene, R., Vallier, T.L. and Howell, D.G. (1980): Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, **8**, 564-568.
- 千秋博紀・丸山茂徳・李野修士 (2010): マントル熱進化モデルの新展開. 地学雑誌, **119**, 1215-1227. [Senshu, H., Maruyama, S. and Rino, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1215-1227.]
- 鈴木和恵・丸山茂徳・山本伸次・大森聡一 (2010): 日本列島の大陸地殻は成長したのか?—5つの日本が生まれ, 4つの日本が沈み込み消失した—. 地学雑誌, **119**, 1173-1196. [Suzuki, K., Maruyama, S., Yamamoto, S. and Omori, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1173-1196.]
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I. (1983): Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 5815-5825.
- Tsuchiya, J., Tsuchiya, T. and Wentzcovitch, R.M. (2005): Transition from the $\text{Rh}_2\text{O}_3(\text{II})$ -to- CaIrO_3

- structure and the high-pressure-temperature phase diagram of alumina. *Physical Review B*, **72**, 020103 (R).
- Tsuchiya, T. and Tsuchiya, J. (2006): Effect of impurity on the elasticity of perovskite and postperovskite: Velocity contrast across the postperovskite transition in (Mg, Fe, Al) (Si, Al)O₃. *Geophysical Research Letters*, **33**, L12S04, doi:10.1029/2006GL025706.
- Tsuchiya, T., Tsuchiya, J., Umemoto, K. and Wentzcovitch, R.M. (2004a): Phase transition in MgSiO₃ perovskite in the Earth's lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 241–248.
- Tsuchiya, T., Tsuchiya, J., Umemoto, K. and Wentzcovitch, R.M. (2004b): Elasticity of post-perovskite MgSiO₃. *Geophysical Research Letters*, **31**, L14603 doi:10.1029/2004GL020278.
- 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.
- Yagi, A., Suzuki, T. and Akaogi, M. (1994): High-pressure transitions in the system KAlSi₃O₈-NaAlSi₃O₈. *Physics and Chemistry of Minerals*, **21**, 12–17.
- Yamada, H., Matsui, Y. and Ito, E. (1983): Crystal-chemical characterization of NaAlSiO₄ with the CaFe₂O₄ structure. *Mineralogical Magazine*, **47**, 177–181.
- 山本伸次 (2010): 構造浸食作用—太平洋型造山運動論と大陸成長モデルへの新視点—. 地学雑誌, **119**, 963–998. [Yamamoto, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 963–998.]
- Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S. and Maruyama, S. (2009a): Granite subduction: Arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction. *Gondwana Research*, **15**, 443–453.
- Yamamoto, S., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Maruyama, S. (2009b): Izu-Bonin arc subduction under the Honshu island, Japan: Evidence from geological and seismological aspect. *Gondwana Research*, **15**, 572–580.
- Zhao, Y., Von Dreele, R.B., Shankland, T.J., Weidner, D.J., Zhang, J., Wang, Y. and Gasparik, T. (1997): Thermoelastic equation of state of jadeite NaAlSi₂O₆: An energy-dispersive Rietveld refinement study of low symmetry and multiple phases diffraction. *Geophysical Research Letters*, **24**, 5–8.

(2010 年 7 月 12 日受付, 2010 年 10 月 17 日受理)