地球史を通じた大陸の成長パターンとその変遷

沢田 輝* 磯崎 行雄* 丸山 茂徳**

Pattern of Continental Growth and Its Secular Change

Hikaru SAWADA*, Yukio ISOZAKI* and Shigenori MARUYAMA**

[Received 14 February, 2018; Accepted 13 June, 2018]

Abstract

The extensive occurrence of a felsic continental crust is one of the unique features of the Earth. The growth history of the continental crust has been a key issue in understanding the origin and evolution of the Earth. In particular, recent geological studies indicate that subduction of the continental crust into the mantle has been greater than previously imagined. The current understanding of the growth of continents and the differentiation of the crust and the mantle of the Earth is reviewed based on a detrital zircon geochronology. One of the most important achievements arises from the analysis of the age structure of individual continents and secular changes over time. The new detrital zircon geochronology suggests that the sizes of the continents have changed over time, which has been an important factor in the growth of the continents. Large continents, such as the modern examples, can preserve older crusts in their interiors, which are separated from active continental margins. Conversely, in the early Earth, continents were probably formed by the amalgamation of small fragments of crust, such as oceanic island arcs. It is speculated that the smallness of the continents was the most significant cause of the poor preservation of Hadean and Archean crusts, despite putative expected active crustal production. Consequently, the recycling of the continental crust occurred in great magnitudes during the early Earth's history. The large-scale subduction of felsic crust represents one of the most important aspects in studies of the early Earth.

Key words : continental growth, detrital zircon, age structure of continents, continental anatomy
キーワード : 大陸成長, 碎屑性ジルコン, 大陸年代構成, 大陸内部構造

I. はじめに

花崗岩類からなる大陸地殻はおもに沈み込み帯火成活動で形成され, その大規模な存在は岩石惑星のなかでも地球の個性的な特徴である。図 1A に現在の大陸地殻の年代区分図 (Maruyama *et*

al., 2007) を示す。太古代 (4.0–2.5 Ga) 地殻の岩石の分布は狭く, いずれも大陸中心部に位置し, それらの縁辺に若い地殻が順次成長したパターンは古くからよく知られていた (Hoffman, 1988 など)。2000 年以降の放射年代データを加味した各年代の地殻分布面積の推定によると, 2.3

* 東京大学広域科学専攻

** 東京工業大学地球生命研究所

* Department of Earth Science and Astronomy, the University of Tokyo, Tokyo, 153-8902, Japan

** Earth-Life Science Institute, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, 152-8551, Japan

図 1 A. 現在の大陸の年代区分図 (Maruyama *et al.*, 2007 より改変). B. これまでに提案された代表的な大陸地殻成長曲線 (赤線: F1978: Fyfe, 1978; A1981: Armstrong, 1981; 緑線: M&T1982: McLennan and Taylor, 1982; M&B1994: McCulloch and Bennett, 1994; B+2010: Belousova *et al.*, 2010; D+2012: Dhumie *et al.*, 2012) と、放射年代データに基づき現在の大陸年代構成を読みとり単純に累積した曲線 (黒線: Hurley and Rand, 1969; Utsunomiya *et al.*, 2007; Rino *et al.*, 2008). 図示したすべての大陸年代構成の曲線では、現在の大陸内には地球史前半の古い地殻が少ない. しかし、大陸地殻成長曲線の形状は互いに大きく異なる. 大別すると、(1) 初期地球に大量の大陸地殻が形成され、後の時代には地殻の再循環/再利用の影響が大きかったとする研究 (赤線) と、(2) 再循環/再利用の影響は限定的であったとする研究 (緑線) がある.

Fig. 1 A. Geotectonic map of the modern continents (modified after Maruyama *et al.*, 2007). B. Representative growth curves of the continental crust previously proposed (F1978: Fyfe, 1978; A1981: Armstrong, 1981; M&T1982: McLennan and Taylor, 1982; M&B1994: McCulloch and Bennett, 1994; B+2010: Belousova *et al.*, 2010; D+2012: Dhumie *et al.*, 2012). Black lines in this diagram show the age structure of the modern continents based on geochronological data (Hurley and Rand, 1969; Utsunomiya *et al.*, 2007; Rino *et al.*, 2008). The curves of the age structure commonly indicate that the ancient crust is rare in modern continents. On the other hand, the growth curves of the continental crust differ largely between studies, considering the great effects of crustal recycling/reworking throughout the Earth's history (red lines) and the limited effects of crustal recycling/reworking (green lines).

Ga 以前の大陸地殻が占める面積は全体の 20% 以下にすぎず、3.0 Ga 以前のものに至って 1% 以下である (Utsunomiya *et al.*, 2007; Rino *et al.*, 2008; 図 1B)。

いったんできた大陸地殻岩石が再溶融、変成作用、あるいは堆積作用を通して二次的に若い岩石につくり変えられること (地殻の再利用, crustal reworking) や、地殻が再度マントルへ沈み込むこと (地殻の再循環, crustal recycling) がある。このような過程の程度の見積もりは容易ではないため、地球史を通した大陸地殻の増加過程について、これまで多様な「大陸地殻成長曲線」が提案されてきた (図 1B)。

そのなかに、地球全体の熱史という視点から現

在のマントルや地殻の岩石の化学組成と Pb, Sr, Nd 同位体比の経年変化に基づき考察した大陸地殻成長モデルがある (Fyfe, 1978; Armstrong, 1981)。これらのモデルでは、地球史には地球内部が高温であったために表層では急速に地殻形成が進んだが、それら初期地殻は後に大規模な再利用や再循環により消失したと想定された。すなわち、大陸地殻は冥王代や太古代初期の間に急増し、後の時代の再循環の卓越により一方的に総量が減る、もしくは再循環と新規の形成が拮抗し総量は増減しなかったというモデルである (図 1B)。

これに対し、マントル岩石より小さな比重をもつ大陸地殻はマントルへ再循環しないという前提のもと、時間とともに大陸地殻総量が増加した

とするモデルが提案された（例えば、McLennan and Taylor, 1982; Allègre, 1982）。これらモデルの大陸地殻成長曲線は、前述の初期地球に急成長したとするモデルのものよりも、現在の大陸年代構成の累積曲線に近い形になる（図 1B）。大陸地殻成長曲線は、より新しい地球化学的データに基づきいくらか改定されたが、基本的には似た形の曲線が踏襲されてきた。

ところが近年の地質学的研究から、大量の大陸地殻物質が海洋プレートとともにマントルへ沈み込んでいることが明らかになり、理解の変更が必要となった。現世のプレート沈み込み帯での構造侵食や堆積物沈み込み、また島弧自体の沈み込みなど、花崗岩質物質のマントルへの沈み込みが実証された（von Huene and Lallemand, 1990; von Huene and Scholl, 1991; Yamamoto *et al.*, 2009）。大陸地殻の増減は現世の沈み込み帯では均衡しているか、あるいは減少が上回るという推定さえなされている（Clift *et al.*, 2009; Scholl and von Huene, 2007, 2009; Stern and Scholl, 2010; 山本, 2010; Isozaki *et al.*, 2010）。おそらく冥王代・太古代のプレート沈み込み帯でも、既存の大陸地殻物質が地表から大量に消失した可能性が高い（Azuma *et al.*, 2017）。その場合、地球史を通しての大陸地殻消長の正確な復元には、大陸地殻のマントルへの再循環の評価が不可欠である。

21 世紀に入り、ジルコンの U-Pb 年代測定および同位体分析が大量の試料に対して行われ、大陸地殻成長の研究は大きく転換した。冥王代は地層・岩石記録が未発見の地質時代と定義されているが、西オーストラリア・イルガルン地塊の約 3.0 Ga のジャックヒルズ礫岩から産する最古ジルコンの年代は 4.37 Ga まで遡る（Wilde *et al.*, 2001; Holden *et al.*, 2009; Isozaki *et al.*, 2018 など）。最初期の地球においても珪長質火成活動が起きており、大陸地殻がつくられていた可能性が高い（Harrison *et al.*, 2008; Harrison, 2009）。このように地質記録がきわめてまれな時代でも、より若い年代の堆積岩中に残された碎屑性ジルコンの探索により、大陸地殻形成やその再循環/再

利用の程度をある程度復元できると期待される。

これまでに世界各地の太古代から現世に至るさまざまな年代の碎屑岩および川砂に含まれる碎屑性ジルコンが大量に年代測定されている。それらのコンパイルにより、太古代から顕生代にかけて複数の際立ったジルコン年代ピークが示された（Condie *et al.*, 2009; Belousova *et al.*, 2010; Roberts and Spencer, 2015）。これらのピーク年代はあたかも超大陸の年代と一致するように見える（Rino *et al.*, 2008; Condie *et al.*, 2009; Hawkesworth *et al.*, 2009; 図 2）が、みかけの一致の意味は自明ではない。一般にこのようなコンパイルでは、用いるデータ数を増やすことで局所的偏りが減少すると漫然と期待されている。しかし、碎屑岩の堆積年代を区別せずに全データを単に合算したのでは、実際に起きた年代ごとの細かな増減が互いに重なりあい、大陸地殻消長の詳細が隠れてしまうという障害がある。

この問題克服のため、世界各地の砂岩から得られた碎屑性ジルコン年代のデータを堆積年代により細分し、各年代での累積曲線を求めるという新視点の整理が試みられた（Sawada *et al.*, 2018）。本稿は、その成果である太古代から現在までの大陸年代構成の経年変化を紹介し、それをもとに最新の大陸地殻消長史を概説する。

II. 大陸地殻成長の議論とプレート沈み込み

大陸地殻の形成と消失はプレート沈み込みの様式の変化と密接に関係する。地層、岩石、鉱物など、地質記録からプレート沈み込み開始時期に言及した近年の研究を図 3 にまとめた。世界各地の太古代地塊の地質は、遅くとも 3.0-2.5 Ga には疑いなくプレート沈み込みとそれに伴う陸塊の衝突・合体が起きたことを明示する（Hoffman, 1989）。とくに、地震波を用いた北米スベリオール地塊の地下構造探査（NATMAP・Lithoprobe）によって、低角断層で区切られた多数の陸塊が 3.0-2.5 Ga の間に付加した痕跡が明瞭に観察されている（Percival *et al.*, 2006）。しかし、3.0 Ga 以前の地質体はさらに細かく断片化されており、プレート沈み込みの有無について見解が別れ

図 2 代表的な碎屑性ジルコン年代コンパイルの研究の比較。A. Rino *et al.* (2008) による現世河川の河口で採集した川砂中の碎屑性ジルコンのみの年代頻度分布。B. Condie *et al.* (2009) による世界各地のさまざまな年代の砂岩および川砂のなかの碎屑性ジルコン年代頻度分布。C. Belousova *et al.* (2010) による碎屑性ジルコン年代分布の比較。C のなかの青線は Belousova らによって作成されたジルコン年代コンパイル。緑線は Campbell and Allen (2008) による世界 40 か所の川砂ジルコン年代分布のコンパイル。そして赤線は上記 2 つにその他のデータ (褐色の線) を加えたすべてのデータを統合したコンパイルをおのお示す。コンパイル手法の違いによって、いずれもピーク位置はおおよそ一致するが、ピークの高さや細かなピークの有無は大きく異なる。

Fig. 2 Comparison of representative data of detrital zircon ages. A. Age pattern of detrital zircon collected from a modern river mouth (Rino *et al.*, 2008). B. Compilation of detrital zircons from clastic rocks with various depositional ages between Archean and Phanerozoic (Condie *et al.*, 2009). C. Comparison of detrital zircon age patterns by Belousova *et al.* (2010). Among those studies, age peak positions are roughly the same, but the heights of peaks and details of minor peaks largely differ.

ている。

例えば、ジルコン U-Pb-Hf 同位体 (Dhuime *et al.*, 2012; Naeraa *et al.*, 2012), 火成岩類の Rb/Sr 比 (Dhuime *et al.*, 2015), 泥質岩の全岩組成 (Tang *et al.*, 2016; Greber *et al.*, 2017) 等の地球化学的な指標を用いて、大陸地殻の平均組成は 3.5–3.0 Ga を境に苦鉄質から珪長質へ急激に変化したと推定された (図 3)。地殻組成の変化が起きた理由として、3.5–3.0 Ga 以前にはプレート沈み込みがまったく起きなかった、または間欠的にしか起きなかったからであるという説明がある。この場合、初期地球でプレート沈み込みを阻害した物理的要因として、おもに以下の 2 つがあげられている。(1) 厚い玄武岩質地殻をもつ冥王代・太古代の海洋プレートはマントルに対し浮

力を得て沈み込みにくかった (Davies, 1992), あるいは、(2) マグマ・オーシャン固化時に液相濃集元素に枯渇したかんらん岩からなるきわめて強度の高く沈み込めないプレートが表層に停滞した (Davaille and Jaupart, 1993; Solomatov, 1995)。マントル内へ沈み込めずに地表を覆い続けるプレートは、停滞蓋 (stagnant-lid) と称される。地表が停滞蓋に覆われていた状況下での花崗岩類の形成メカニズムとして、(1) プルームにより生じた玄武岩質マグマの結晶分化、またはプルームのもたらす再加熱による既存の玄武岩類の部分溶融 (Campbell and Hill, 1988; Reimink *et al.*, 2014; Kamber, 2015), あるいは (2) 数億年周期の間欠的な停滞蓋の沈み込み (O'Neill *et al.*, 2007; Bédard, 2018) という解釈が提案されてい

図 3 プレート沈み込み開始年代を制限するとされている地質学的・地球化学的証拠。プレート沈み込み開始の推定は冥王代から太古代にかけてのさまざまな時代に分かれている。最古の推定は 4.3 Ga (Harrison, 2009), 最若のものは 0.85 Ga (Hamilton, 2011) だが, 多くの研究は 3.5–3.0 Ga 近辺にはじまったと主張している。

Fig. 3 Geological and geochemical studies interpreted as evidence for the beginning of plate subduction. Among studies, interpretations of the beginning vary widely between 4.3 Ga (Harrison, 2009) and 0.85 Ga (Hamilton, 2011).

る。

しかし, 上述の沈み込み阻害要因の見積もりは問題点が多い。厚い玄武岩質地殻をもつ海洋プレートは, 実際には高温のマントル内でスラブ溶融が進んで珪長質成分が減り, さらにエクログャイトに変成し高密度化するため, プレート沈み込みを阻害せずむしろ促進しうる (Komiya *et al.*, 2002, 2004; Komiya, 2004) 点は重要である。また, 枯渇したかんらん岩からなる停滞蓋に対して想定されている強度は, 現実的なプレート強度より約 3–10 倍過大に見積もられている (Ogawa, 2014; Maruyama *et al.*, 2018)。また, マグマ・オーシャン固化時に停滞蓋があったとしても, 直後数億年間の隕石重爆撃により複数のプレートに分割されてしまうと推定される (Marchi *et al.*, 2014; Shibaike *et al.*, 2016; Maruyama *et al.*, 2018)。したがって, 冥王代の海洋形成後にはプ

レート沈み込みが開始したと考えた方が妥当である。

一方で 1990 年以降, 日本の研究グループは西オーストラリアやグリーンランドの 3.0 Ga 以前の太古代成岩体中に, 海洋プレート層序と地層の水平短縮 (duplex) 構造をもつ付加体を識別してきた (Maruyama *et al.*, 1991; Ohta *et al.*, 1996; Kiyokawa and Taira, 1998; Komiya *et al.*, 1999; Kitajima *et al.*, 2001; Maruyama and Komiya, 2011)。顕生代付加体に比較できる最古のものは約 4.0 Ga まで遡る (Komiya *et al.*, 2015, 2017; Shimojo *et al.*, 2016)。これら地質記録は, 少なくとも約 4 Ga 頃にはプレート沈み込みが起きていたことを示す。さらに, そのなかに含まれる MORB 起源緑色岩の火成岩岩石学的解析から, 太古代上部マントルは現在より 200°C 程度高温であったと推定された (Komiya *et al.*,

2002, 2004; Komiya, 2004)。また、太古代沈み込み帯の地温勾配は、現在よりも大きかったことも変成岩岩石学的に示された (Hayashi *et al.*, 2000; Arai *et al.*, 2015)。これらの物証に基づき、大きな温度勾配のプレート沈み込みに伴うスラブ溶融によって太古代の間に大陸地殻は急激に形成され、後にそれらの再循環・再利用が起きたと結論された (Komiya, 2011)。

冥王代・太古代のプレート沈み込みは、巨大な大陸プレート下に厚い海洋プレートが沈み込む現代型プレートテクトニクスとは異なっていたと考えられている。冥王代・太古代には幅数千 km に及ぶ現代のような大陸プレートは存在せず、海洋プレート同士の沈み込みにより海洋性島弧のような小さい大陸地殻ができたと考えられている (Hoffman, 1989; de Wit and Hart, 1993; Ernst, 2007)。太古代前期の花崗岩・緑色岩体における地質学的・地球化学的特徴から、沈み込み帯、背弧海盆、そしてプルーム起源の海台が複雑な関係で共存したことを示唆する (例えば, Wyman, 1999; Jenner *et al.*, 2009; Wyman and Kerrich, 2010)。その後、太古代後半までの間に複数の海洋性島弧が合体し、徐々に大陸ができたと推測されている (Hoffman, 1989; Yamamoto *et al.*, 2009; Santosh *et al.*, 2009)。

上述した 3.5–3.0 Ga 以前には珪長質地殻が少なく苦鉄質地殻が大半を占めていたとする地球化学的データについても、大陸地殻の形態の違いという観点から見直す必要がある。例えば、現在の伊豆マリアナ弧では海面上にわずかな火山島が露出するのみだが、海底下には厚さ 10 km 以上の花崗岩質大陸地殻が広範に存在する (Suyehiro *et al.*, 1996)。海洋性島弧のような大陸地殻が大半であった太古代においても、同様に小規模な花崗岩類の岩体は海面上に露出していなかったと推測される。

従来大陸地殻成長史の議論は、暗に大陸地殻を単一の貯留槽 (reservoir) として扱っていた。今後は大陸の形態の変遷により注目する必要がある。以下では「大陸地殻形成」と「大陸成長」を分けて考察するため、「数億年単位で地表に存在

し続ける花崗岩類からなる陸塊」を大陸として表記する。その上で本稿は大陸成長を制約する上で重要な鍵となる大陸年代構成の経年変化について議論する。

III. 新展開-大陸年代構成の経年変化

1) 碎屑性ジルコン年代分布と大陸年代構成

碎屑性ジルコン年代分布は堆積岩形成時の後背地の大陸地殻岩石の年代構成を反映する。Rino *et al.* (2004, 2008) は現世の主要な大陸上の主要河川の河口において採集した川砂中の碎屑性ジルコン年代を多数測定し、それらのコンパイルから現在の平均的な大陸年代構成を示した (図 1B)。

Sawada *et al.* (2018) は、この手法を先カンブリア代の砂岩中の碎屑性ジルコンに適用することで大陸年代構成の経年変化を示した。以下にその方法を略説する。まず、同時代の砂岩の発達する年代として、太古代後期 (2.9, および 2.6 Ga), そして原生代 (2.3, 1.0, および 0.6 Ga) の 5 つの時代に注目した。地域的な偏りを少なくするために、受動的大陸縁辺やリフト帯の堆積場で形成された砂岩の碎屑性ジルコン年代分布を用いた。そのような堆積場は大河川の河口となっており、碎屑性ジルコンは陸塊中の広範囲の岩石の年代構成を反映する。一方、島弧など活動的大陸縁の若い大陸地殻に由来するジルコンは含まれない。Rino *et al.* (2008) による現在の大陸年代構成の推定結果も同様に、活動的大陸縁の若い大陸地殻は含んでいない。そのため、以降の議論では碎屑性ジルコン年代のコンパイル結果は比較的長期間安定に存在する大陸塊の年代構成を示すのみとし、海洋性島弧なども含めた地表すべての大陸地殻の年代構成から区別して扱う。コンパイルの計算自体は単純で、おのおのの地域から得られる碎屑性ジルコン年代頻度分布を平均した。

加えて本稿では、Sawada *et al.* (2018) と同様の手法を用いて、さらに 3.8 および 3.4 Ga の大陸年代構成も推定した。世界的に 3.0 Ga 以前の地質体にはほとんど碎屑岩が含まれておらず、大河川の河口で堆積した砂岩か否かは定かでない。実際、3.4 Ga の碎屑性ジルコン年代コン

パイルには3地域のデータ (Kemp *et al.*, 2015; Grosch *et al.*, 2011; Bolhar *et al.*, 2017), および 3.8 Ga のものは2地域のデータ (Nutman and Collerson, 1991; Nutman *et al.*, 2009) しか用いていない。したがって、それら2時代の推定は若い時代の結果よりも不確実性が大きい点に注意が必要である。

このようにして推定された現在から太古代まで遡った大陸年代構成の経年変化を図4に示す。太古代前半の3.8–3.4 Ga, 太古代後半から原生代初期の2.9–2.3 Ga と原生代後半から現在の1.0–0 Ga と3つの年代幅の間において、大陸年代構成に大きな違いがみられる。3.8–3.4 Ga は年代構成の幅が約2億年程度で他の時代と比べてきわめて狭い。2.9–2.3 Ga の3つの年代は年代構成の幅が約10億年でほぼ一定である。一方、1.0–0 Ga にかけては、年代構成を示す曲線が互いに交差しながらも徐々にその幅は広がり、現在の大陸は約30億年分の地殻を保持している。

2) 大陸年代構成の経年変化から読み解く大陸消長

年代構成の変化を決定する主要因として「大陸の正味の増加/減少量」と「地殻の保存バイアス」があげられる。「正味の増加/減少量」は大陸地殻の形成と消失の両方を考慮して大陸がどのくらい増減したかを意味し、増加・一定・減少の3つの可能性がある。「地殻の保存バイアス」は地殻の年齢によって保存されやすさにバイアスのかかることを意味する。現在の大陸内部構造をみると、大陸地殻の形成と消失がともに沈み込み帯で起き、他方で古い地殻は縁辺から離れた安定地塊として存在する (図1A)。ある程度以上の大きさの大陸では、古い地殻の方が若い地殻よりも保存されやすいが想定される。

この2つの要因に着目し、図4の年代構成が示唆する大陸消長史は以下になる。まず3.8–3.4 Ga は年代構成を示す曲線の幅が約2億年程度であったが、2.9 Ga には約6億年となり、大陸年代構成の多様性が3倍程度増えた。これは3.4–2.9 Ga の間にある程度の大きさの大陸が出現したことを示唆する。続く2.9–2.3 Ga の間、

図4 大陸年代構成の経年変化。それぞれの曲線は、現世 (0 Ga), 0.6, 1.0, 2.3, 2.6, 2.9, 3.4 および 3.8 Ga の年代ごとの碎屑性ジルコン年代分布の累積曲線を示す。そのなかで0 Gaの大陸年代構成は Rino *et al.* (2008), 0.6, 1.0, 2.3, 2.6, 2.9 Ga のものは Sawada *et al.* (2018) に基づく復元。そして3.4と3.8 Gaの大陸年代構成は、本稿で同様の手法によりコンパイルをして復元した。世界的にみて3 Ga以前の堆積岩は産地また産出量が限られ、データ数がきわめて少ない。他の年代のデータと区別するため、推定された大陸年代構成の不確実性をもつことを考慮して点線で表した。太古代初期の3.8, 3.4 Gaの曲線はきわめて急傾斜だが、太古代中頃から原生代初期の頃の曲線はいずれもやや緩やかになり、1.0 Gaから現在にかけてのものはすべてさらに緩やかな曲線に大幅に変化している点に注目されたい。

Fig. 4 Secular changes in age structure of continents. Each curve shows cumulative curves of age structure at 0, 0.6, 1.0, 2.3, 2.6, 2.9, 3.4, and 3.8 Ga. The curve of 0 Ga is reconstructed from data in Rino *et al.* (2008), those of 0.6, 1.0, 2.3, 2.6, and 2.9 Ga are calculated by Sawada *et al.* (2018), and those of 3.4 and 3.8 Ga are calculated in this study using the same method as Sawada *et al.* (2018). Curves of 3.4 and 3.8 Ga are shown by dotted lines to indicate uncertainty because sandstone before 3 Ga is quite rare.

年代構成曲線の形は6億年間ほぼ一定で、幅は10億年程度しかなく、現在の大陸年代構成の幅と比べると約1/3である。このことは、2.9–2.3 Gaの間は大陸体積の増加と減少がほぼ均衡し、比較的短い時間で次々と若い地殻に置き換えられ、大陸体積の総量はあまり増えなかったことを

意味する。一方、2.3 Ga と 1.0 Ga を比べると、後者の大陸の方が格段に幅広い年代の地殻を保持している。つまり古い地殻を保持する一方で新しい地殻が付け加わったことが示唆され、2.3–1.0 Ga の間に大陸体積が実質的に増加したと判断される。

1.0 Ga から 0.6 Ga を経て現代までの年代構成をみると、その曲線は互いに交差しながらも徐々に幅広くなっている。1.0 Ga と 0.6 Ga の大陸年代構成曲線が現世の曲線よりも下側にプロットされるのは、一見奇妙である。しかし、一度消えた古い大陸地殻が後の年代に復活したわけではなく、大陸全体に対して若い地殻の占める割合が減少したことによって古い地殻の占める割合が相対的に増加したようにみえることを考慮しなければならない。このことは、大陸のなかにあっても若い地殻が選択的に削剥されたことに注目する必要があるということの意味する。

これらの議論をもとにした大陸成長曲線、すなわち地球表面に存在した大陸塊の体積の推移を図 5 に示す。1.0 および 0.6 Ga の曲線がどの年代でも 0 Ga のものの下側にプロットされないように、それらを縦軸方向に拡大して示している。すると、1.0 Ga に現在の大陸体積の 1.5 倍、0.6

Ga には 1.3 倍の大陸体積が存在したことを意味する。これより前の年代には特定の大陸体積量の直接的な根拠はないが、2.3–1.0 Ga に急増、2.9–2.3 Ga はほとんど変化せず、まとまった大きさの大陸は 3.4–2.9 Ga の間に出現しそれ以前には存在しない、という点を踏まえて大陸成長曲線が引かれている。

IV. 大陸サイズと大陸消長の変遷

前章で碎屑性ジルコン年代から推定した大陸成長曲線と年代ごとの大陸サイズの推定に重要な地質記録を比較することで、より具体的な大陸消長の変遷を考察する。

1) 大陸サイズを制約する地質記録

まず、おのおのの時代における平均的な大陸サイズを制約する上で重要な地質記録を時間軸に沿って概説する。

西オーストラリア・ナリヤー岩体産の冥王代ジルコンの Hf 同位体分析の結果は、地球形成時である 4.5 Ga に地殻がきわめて大規模にマントルから分離したことを記録している (Harrison *et al.*, 2005, 2008)。それら最初期の地殻は、後のプレート沈み込みに伴う地殻再循環・再利用により破壊され、現在の地表にはまとまった地質体とし

図 5 大陸年代構成の経年変化に基づき推定された大陸体積の成長（橙色の点線、詳細は本文を参照）。縦軸は大陸塊の総体積を示す。ここでは海洋性島弧のような微小な大陸地殻の体積は含めない。推定されたおのおのの時代の大陸総量にあわせて各時代の大陸年代構成の曲線を鉛直方向に伸縮させたものをあわせて示す。

Fig. 5 Estimated growth of continental volume on the basis of the compilation of detrital zircon age spectra. The vertical axis shows the volume of continents, which are sufficiently exposed to have mature sedimentary rocks, excluding small fragments of the continental crust such as oceanic island arcs. In addition, this diagram shows the age structure of continents in each period stretched vertically to fit the volume of continents.

ては残っていない (Santosh *et al.*, 2017; Azuma *et al.*, 2017)。

冥王代ジルコンの酸素同位体比は、4.2 Ga 頃には地球表層に海洋が出現し、プレート沈み込みによる花崗岩類形成が開始したと考えられる (Harrison, 2009; Maruyama and Ebisuzaki, 2017)。前述の通り、プレート沈み込み開始直後の冥王代後期から太古代前期には、現在の西太平洋のような小さい海洋性プレートと海洋性島弧が多数存在したと考えられる (de Wit and Hart, 1993; Hoffman, 1989; Ernst, 2007)。それら島弧の大半は海洋プレートとともにマントルへ沈み込んでしまったが、互いに平行に衝突した複数の島弧は沈み込みを免れて合体し、徐々により大きな萌芽の大陸へ成長した (Yamamoto *et al.*, 2009; Santosh *et al.*, 2009)。

萌芽の大陸の出現は、クォーツァイト (変成した石英質砂岩) が産出しはじめる 3.2–3.0 Ga 頃であると考えられる (Ronov, 1964; Rogers, 1996)。後背地に花崗岩質基盤の露出域をもち、石英の濃集度の高い川砂が形成されている現世の場として、南米大陸オリノコ川の例 (Johnson *et al.*, 1991) を参照すると、1つの萌芽の大陸は最低 600 km 四方以上の露出面積をもっていたと推定される。このサイズは、現在保存されている太古代安定地塊が数個合体したものに当たる。太古代中盤以降の緑色岩体中にはリフト帯や受動的大陸縁辺の痕跡が多数あり、これらの萌芽の大陸は単調に成長するのみならず、分裂と合体を繰り返したと考えられる (Bleeker, 2003; Ernst, 2007)。

萌芽の大陸は約 2.0 Ga 頃から合体を繰り返し、最終的に 1.8 Ga 頃にはじめて現在に匹敵する数千 km サイズの大陸が現れた (Hoffman, 1988)。このうち北米大陸北部を核とする大陸塊は、ヌナ Nuna と命名された (Hoffman, 1988)。最近、古地理復元や合体の時期が改定されコロンビア Columbia と呼ぶ研究者もいる (Rogers and Santosh, 2003; Meert, 2012)。ヌナ大陸はきわめて安定な大陸塊であつたらしく、形成後 8 億年以上にわたって分裂しなかった。散発的にブルーム活動が起きた際には、放射状岩脈や A タイプ

花崗岩の形成をもたらすのみで大陸分裂には至らなかった (例えば, Brown, 2007; Gladkochub *et al.*, 2010)。また、北米大陸南西部の Yavapai–Mazathal 造山帯には、ヌナ大陸縁辺に多数の島弧が合体して大陸体積が増加したことが記録されている (例えば, Geraldès *et al.*, 2001; Whitmeyer and Karlstrom, 2007; Korsch *et al.*, 2011)。

1.0 Ga 以降、幅数千 km に及ぶ巨大な大陸プレートの下に、同様に数千 km の幅をもつ海洋プレートが沈み込む現代型のプレートテクトニクスがはじまった (Stern, 2005; Brown and Johnson, 2018; 図 2)。太古代や原生代初期の地殻は大陸内部の安定地塊として保存され、大陸縁辺は顕生代や原生代後期の相対的に若い地殻のみで構成されている (図 1A)。世界各地で採集された川砂中の碎屑性ジルコンの Hf 同位体比は、1.0 Ga 以降の大陸地殻の多くはそれ以前の中期原生代の初生的地殻の再利用によって形成されたことを示している (Iizuka *et al.*, 2010, 2013; Roberts, 2012)。つまり、大陸地殻の再利用・再循環は比較的若い中期原生代以降の大陸地殻を選択的に巻き込んだことを示しており、観察される大陸内部構造と調和的である。

2) 大陸消長パターンの変遷

碎屑性ジルコン年代の示す大陸年代構成の変化を地質記録から推察される個々の大陸サイズの変化と比較すると、大陸サイズが大陸消長を律速しているようにみえる。これまでの議論に基づき、地球史を通した大陸消長パターンの変遷を 5 つのステージに分けて略述する (図 6)。

2-1) ステージ 1 *ca.* 4.5–4.2 Ga 地球形成と原始地殻

マグマ・オーシャン固化によりできた原始地殻で地表が覆われた時代である。このステージの原始地殻は地質記録に残っておらず、本稿で扱う碎屑性ジルコン年代による議論は次のステージからになる。

2-2) ステージ 2 4.2–3.2 Ga プレート沈み込み開始と海洋性島弧の形成と消失

海洋プレート同士の沈み込みが開始し、それらの収束境界に沿って海洋性島弧のような細長い小

図 6 各時代の大陸内部構造（年代分布）を示す模式図。左側に個々の大陸の平面図と断面を示し、右側に地球全体の様子を示す。単一の大陸塊の体積が増加するにしたがって、古期地殻が沈み込み帯から離れた大陸中央部に保存されやすくなる。

Fig. 6 Schematic images of continental anatomy throughout the history of the Earth in map view and in profile, and corresponding world map view. As the volume of each continental block grew, preservation potential of ancient crusts in the continental interior far from active subduction zones became larger than before.

陸が多数形成された (図 6A)。それら小陸を構成していた大陸地殻の大半は活発な構造侵食や島弧沈み込みにより形成後短い期間でマントルへ沈み込み消失した。結果として、小陸はいずれも形成後 2 億年程度以下と若い地殻で構成され (図 4)、古い地殻はほとんど保存されなかった。

2-3) ステージ 3 3.2-1.8 Ga 島弧合体による萌芽的大陸形成

複数の島弧や小陸塊の合体により太古代中盤にはより大きな 600 km 四方以上のサイズの萌芽的大陸が生まれた (図 6B)。萌芽的大陸には平均で 8 億年間程度の地殻が保存されていた (図 4)。萌芽的大陸は依然として現在の大陸より小さく、またリフト活動や背弧海盆拡大によって分裂しさらに小さくなることもあった。そのため、萌芽的大陸の縁辺を構成する大陸地殻は現在の大陸よりも速いペースで次々と若い地殻に置き換わった (Sawada *et al.*, 2016, 2018)。

2-4) ステージ 4 1.8-1.0 Ga 安定した大陸と多数の海洋性島弧

2.0-1.8 Ga の萌芽的大陸合体により、現在の大陸に匹敵する数千 km サイズの安定した大陸がいくつか形成された (図 6C)。当時のマントルは現在より 100°C 近く高温で太古代のそれに匹敵する状態にあった (Komiya, 2004; Herzberg *et al.*, 2010) ため、安定した大陸以外の海洋部分は太古代と同様に無数の小さな海洋プレートに覆われていたであろう。安定し分裂しない大陸の縁辺に次々と海洋性島弧や小陸塊が付加する一方、古期地殻は安定地塊として大陸内部に保存された。結果として、このステージの間に現在の大陸体積の 1.5 倍に至る効率的な大陸成長が起きた (図 5)。

2-5) ステージ 5 1.0-0 Ga 現代型プレートテクトニクスと大陸の離散集合

いずれも数千 km に及ぶ大陸プレートと海洋プレートが生じ、現代型プレートテクトニクスが稼働している。1 つ前のステージ 4 までは大量にあった小さな海洋プレートとその上の海洋性島弧の分布は激減し、現在では西太平洋やカリブ海等に限定されている (図 1A)。このステージの間、おもにステージ 4 の地殻の再循環によって大陸

体積の総量は減少している (図 5)。

3) 大陸サイズ増加と古期地殻の選択的保存

上記の議論から、大陸のサイズと成長の関係について次の 2 点が示唆される。(1) プレート沈み込みで形成された大陸地殻の大半は、構造侵食などで形成後間もなくマントルへ沈み込むため、大陸体積の純増には単なる大陸地殻形成だけでは不十分で、相対的に古い地殻を効率的に保存する必要がある。(2) 島弧や陸塊の合体により大陸サイズがある程度まで増大すると、相対的に古い地殻が内部に偏って分布する大陸内部構造が生じる。単一の大陸塊内の構成地殻の年代が不均質になると、大陸縁辺での二次的消失は相対的に若い地殻に対して選択的に起きる。古期大陸地殻が活発な地殻の再循環/再利用の起きる沈み込み帯から隔離された陸塊内部に封印されることで、効率的に大陸体積が成長する。

これらの考察をもとに、1) 節で触れた碎屑性ジルコンの年代ピークと超大陸の年代との対応 (図 2) は、超大陸形成時に島弧地殻が一時的に効率よく保存された結果であると考えられる。超大陸形成時には、大陸塊同士の衝突のみならず、それに先行して大陸間の島弧を複数巻き込む (Gass, 1981)。過去の具体例として、ユーラシアとインドの衝突に巻き込まれたコヒスタン島弧 (Tahirikheli, 1979; Yoshida *et al.*, 1996; Burg, 2011)、中央アジア造山帯内の複数の地塊 (Sengör *et al.*, 1993; Jahn *et al.*, 2000; Windley *et al.*, 2007; Kröner *et al.*, 2010)、イギリス/アイルランドおよびカナダ東部の複数の先中生代テレン (Windley, 1995; 丸山ほか, 2011) 等がある。また、現在の西太平洋地域に多数存在する海洋性島弧の一部は、やがてユーラシア、オーストラリア、そして北米大陸間の衝突に巻き込まれ、実質的な大陸成長へ寄与すると予想される。このような大陸塊同士の衝突に伴う島弧地殻の大量保存の時期を除けば、大半の大陸地殻は長くても数億年程度で沈み込みに伴う再循環に巻き込まれ、地表から消える運命をもっていると考えられる。

4) 沈み込んだ大陸地殻物質のゆくえ

本稿は大量の大陸地殻の沈み込みを想定した新

しい大陸地殻消長史をまとめた (図7)。第一原理計算によると、花崗岩質物質は深さ 400–800 km 付近でマントルかんらん岩より高密度に相転移する (Kawai *et al.*, 2009)。高压下での花崗岩質物質の弾性的性質は、遷移層近辺に地震波散乱体として観測される不均質部分のものとほぼ一致する (Kawai *et al.*, 2013; Zhao *et al.*, 2017)。これらの理由から、沈み込んだ大陸地殻物質はマントル遷移層付近に滞留する特徴的な岩塊を成していると推定され、地表の大陸地殻と区別する意味で“第2大陸”と呼ばれている (Kawai *et al.*, 2009)。

一方、マントル内での岩石間の化学反応および流動による機械的混合により、花崗岩質物質がかんらん岩に同化し、液相濃集元素に富むかんらん岩となる過程も推測される。冥王代から太古代にかけて大量に形成された大陸地殻の鏡像として、液相濃集元素に枯渇したマントル岩石が大量に生じたはずである。それらの枯渇したマントル岩石は、後に沈み込んだ大陸地殻と二次的に同化することで、再び枯渇前の組成に再肥沃化していくと考えられる。現在の地表の大陸体積は、地球史を通じて起きたマントルからの分化と再同化の間の差分であると理解される (図7)。この解釈は、未分化の肥沃なマントルが時間とともに地殻と枯渇したマントルに徐々に分化したとする従来主流であった解釈 (例えば, McLennan and Taylor, 1982) とは、大きく異なる点が注目される。

V. おわりに

従来大陸地殻成長史の研究は、大陸地殻をマントルから徐々にかつ不可逆的に分化・累積した1つの集塊とみなして、岩石に記録された地球化学的データを解釈することを中心に進められてきた。これに対して、本稿では大陸地殻の存在形態と再循環との関係に注目し、個々の大陸サイズの増大と大陸内部構造の変遷に基づく新しい解釈を紹介した。

さらなる大陸成長史の理解の発展として、太古代・原生代の個々の大陸サイズを定量的に見積もる必要がある。砂岩の全岩組成や構成鉱物

図7 大陸地殻の形成と消失、および大陸体積の経年変化 (Sawada *et al.*, 2018 より改変)。A: 大陸地殻の新規形成量および沈み込み量の経年変化の模式図。冥王代から太古代初期の大陸地殻の形成および沈み込みは3 Ga 以降に比べて遥かに活発だったことに留意する必要がある。B: A 図に示す大陸地殻の形成と沈み込みの差分にあたる各時代の残存大陸地殻の経年変化 (= 図5に示した大陸体積の変化)。大陸地殻の形成自体は地球史初期に活発であるが、同時に大陸地殻の消失も活発であったため、大陸体積は原生代後半に最大となっている。このように大陸地殻の生産と大陸体積の増加を分けて考えた大陸成長曲線は、従来のモデルの曲線と比較して大きく異なる形状である。

Fig. 7 Schematic diagram of reconstructed volume of the continental crust over time (modified from Sawada *et al.*, 2018). A: Secular changes in total volume of newly produced and subducted continental crust. Note that both formation and removal of the continental crust were extremely active during the Hadean and early-middle Archean with respect to post-3.0 Ga ages. B: Secular changes of residue between production and subduction of the continental crust (= secular changes of volume of continents in Fig. 5). The greatest volume of continents was in the late Proterozoic, because not only production but also subduction of the continental crust was active in the early Earth. The new curve based on distinguishing the production of the continental crust and growth of continental volume is totally different from those previously proposed.

量比は、後背地の構成岩石が侵食・堆積に至るまでの陸上での淘汰過程を反映するため、それらの情報を用いた大陸サイズの推定が期待される。一方、大陸地殻沈み込みによるマントル再肥沃化の歴史を実証する必要もある。一部の初期太古代苦鉄質岩の全岩 Hf 同位体比分析により、マントルの early depleted reservoir (EDR; 初期枯渇貯留槽) が提唱された (Jackson *et al.*, 2010; Hoffmann *et al.*, 2011; Jellinek and Jackson, 2015)。本議論を踏まえると、EDR は冥王代・太古代の大陸地殻形成時のマントル岩石の残存物であると推測される。マントル化学進化と大陸成長は裏表の関係にある重要課題であり、両者を結びつけた検討が固体地球の分化とその変遷を紐解く次のステップとなるだろう。

謝 辞

匿名の査読者の方々からいただいたコメントは建設的で本稿の改善に大変役立った。東京大学宇宙地球部会、東京工業大学地球惑星科学専攻、ならびに地球生命研究所の皆様、とくに澤木祐介博士、上野雄一郎教授からさまざまな視点から大陸成長について議論していただいた。なお、本研究は科研費 (No. 26106005, 17J07214) の助成を受けて行われた。

文 献

- Allègre, C.J. (1982): Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, **81**, 109–132.
- Arai, T., Omori, S., Komiya, T. and Maruyama, S. (2015): Intermediate P/T-type regional metamorphism of the Isua Supracrustal Belt, southern west Greenland: The oldest Pacific-type orogenic belt?. *Tectonophysics*, **662**, 22–39.
- Armstrong, R. (1981): Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **301**, 443–472.
- Azuma, S., Yamamoto, S., Ichikawa, H. and Maruyama, S. (2017): Why primordial continents were recycled to the deep: Role of subduction erosion. *Geoscience Frontiers*, **8**, 337–346.
- Bédard, J.H. (2018): Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmatogenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*, **9**, 19–49.
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y. and Pearson, N.J. (2010): The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**, 457–466.
- Bleeker, W. (2003): The late Archean record: A puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*, **71**, 99–134.
- Bolhar, R., Hofmann, A., Kemp, A.I., Whitehouse, M.J., Wind, S. and Kamber, B.S. (2017): Juvenile crust formation in the Zimbabwe Craton deduced from the O-Hf isotopic record of 3.8–3.1 Ga detrital zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **215**, 432–446.
- Brown, M. (2007): Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *International Geology Review*, **49**, 193–234.
- Brown, M. and Johnson, T. (2018): Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. *American Mineralogist*, **103**, 181–196.
- Burg, J.P. (2011): The Asia-Kohistan-India collision: Review and discussion. in *Arc-Continent Collision* edited by Brown, D. and Ryan, P.D., Springer, 273–309.
- Campbell, I.H. and Allen, C.M. (2008): Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen. *Nature Geoscience*, **1**, 554–558.
- Campbell, I.H. and Hill, R.I. (1988): A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 11–25.
- Clift, P.D., Vannucchi, P. and Morgan, J.P. (2009): Crustal redistribution, crust-mantle recycling and Phanerozoic evolution of the continental crust. *Earth-Science Reviews*, **97**, 80–104.
- Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L. and Sircombe, K.N. (2009): Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, **15**, 228–242.
- Davaille, A. and Jaupart, C. (1993): Transient high-Rayleigh-number thermal convection with large viscosity variations. *Journal of Fluid Mechanics*, **253**, 141–166.
- Davies, G.F. (1992): On the emergence of plate tectonics. *Geology*, **20**, 963–966.
- de Wit, M.J. and Hart, R.A. (1993): Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, **30**, 309–335.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A. and Storey, C.D. (2012): A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**, 1334–1336.
- Dhuime, B., Wuestefeld, A. and Hawkesworth, C.J. (2015): Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago. *Nature Geoscience*, **8**, 552–555.
- Ernst, W.G. (2007): Speculations on evolution of the terrestrial lithosphere-asthenosphere system—

- plumes and plates. *Gondwana Research*, **11**, 38–49.
- Fyfe, W.S. (1978): The evolution of the Earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics?. *Chemical Geology*, **23**, 89–114.
- Gass, I.G. (1981): Chapter 15 Pan-African (Upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian–Nubian shield. *Developments in Precambrian Geology*, **4**, 387–405.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W. and Babinski, M., (2001): Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, **111**, 91–128.
- Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., Wingate, M.T.D., Mazukabzov, A.M., Pisarevsky, S.A., Sklyarov, E.V. and Stanevich, A.M. (2010): A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent. *American Journal of Science*, **310**, 812–825.
- Greber, N.D., Dauphas, N., Bekker, A., Ptáček, M.P., Bindeman, I.N. and Hofmann, A. (2017): Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago. *Science*, **357**, 1271–1274.
- Grosch, E.G., Kosler, J., McLoughlin, N., Drost, K., Slama, J. and Pedersen, R.B. (2011): Paleoproterozoic detrital zircon ages from the earliest tectonic basin in the Barberton Greenstone Belt, Kaapvaal craton, South Africa. *Precambrian Research*, **191**, 85–99.
- Hamilton, W.B. (2011): Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, **123**, 1–20.
- Harrison, T.M. (2009): The Hadean crust: Evidence from > 4 Ga zircons. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **37**, 479–505.
- Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Müller, W., Albareda, F., Holden, P. and Mojzsis, S.J. (2005): Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, **310**, 1947–1950.
- Harrison, T.M., Schmitt, A.K., McCulloch, M.T. and Lovera, O.M. (2008): Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, $\delta 18$ O, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, **268**, 476–486.
- Hawkesworth, C., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C. and Dhuime, B. (2009): Geochemistry: A matter of preservation. *Science*, **323**, 49–50.
- Hayashi, M., Komiya, T., Nakamura, Y. and Maruyama, S. (2000): Archean regional metamorphism of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: Implications for a driving force for Archean plate tectonics. *International Geology Review*, **42**, 1055–1115.
- Herzberg, C., Condie, K. and Korenaga, J. (2010): Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, **292**, 79–88.
- 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., Geological Society of America, 447–512.
- Hoffmann, J.E., Münker, C., Polat, A., Rosing, M.T. and Schulz, T. (2011): The origin of decoupled Hf–Nd isotope compositions in Eoarchean rocks from southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**, 6610–6628.
- Holden, P., Lanc, P., Ireland, T.R., Harrison, T.M., Foster, J.J. and Bruce, Z. (2009): Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: The first 100,000 grains. *International Journal of Mass Spectrometry*, **286**, 53–63.
- Hurley, P.M. and Rand, J.R. (1969): Pre-drift continental nuclei. *Science*, **164**, 1229–1242.
- Iizuka, T., Komiya, T., Rino, S., Maruyama, S. and Hirata, T. (2010): Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**, 2450–2472.
- Iizuka, T., Campbell, I.H., Allen, C.M., Gill, J.B., Maruyama, S. and Makoka, F. (2013): Evolution of the African continental crust as recorded by U–Pb, Lu–Hf and O isotopes in detrital zircons from modern rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **107**, 96–120.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S. (2010): New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **18**, 82–105.
- Isozaki, Y., Yamamoto, S., Sakata, S., Obayashi, H., Hirata, T., Otori, K., Maebayashi, T., Takeshima, S., Ebisuzaki, T. and Maruyama, S. (2018): High-reliability zircon separation for hunting the oldest material on Earth: An automatic zircon separator with image-processing/microtweezers-manipulating system and double-step dating. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1073–1083.
- Jackson, M.G., Carlson, R.W., Kurz, M.D., Kempton, P.D., Francis, D. and Blusztajn, J. (2010): Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature*, **466**, 853.
- Jahn, B.M., Wu, F. and Chen, B. (2000): Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, **23**, 82–92.
- Jellinek, A.M. and Jackson, M.G. (2015): Connections between the bulk composition, geodynamics and

- habitability of Earth. *Nature Geoscience*, **8**, 587–593.
- Jenner, F.E., Bennett, V.C., Nutman, A.P., Friend, C.R., Norman, M.D. and Yaxley, G. (2009): Evidence for subduction at 3.8 Ga: geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt. *Chemical Geology*, **261**, 83–98.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F. and Lundberg, N. (1991): Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, **103**, 1622–1647.
- Kamber, B.S. (2015): The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archaean, into the Proterozoic. *Precambrian Research*, **258**, 48–82.
- Kawai, K., Tsuchiya, T., Tsuchiya, J. and Maruyama, S. (2009): Lost primordial continents. *Gondwana Research*, **16**, 581–586.
- Kawai, K., Yamamoto, S., Tsuchiya, T. and Maruyama, S. (2013): The second continent: Existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone. *Geoscience Frontiers*, **4**, 1–6.
- Kemp, A.I., Hickman, A.H., Kirkland, C.L. and Vervoort, J.D. (2015): Hf isotopes in detrital and inherited zircons of the Pilbara Craton provide no evidence for Hadean continents. *Precambrian Research*, **261**, 112–126.
- Kitajima, K., Maruyama, S., Utsunomiya, S. and Liou, J.G. (2001): Seafloor hydrothermal alteration at an Archaean mid-ocean ridge. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 583–599.
- Kiyokawa, S. and Taira, A. (1998): The Cleaverville Group in the West Pilbara coastal granitoid-greenstone terrain of Western Australia: An example of a Mid-Archaean immature oceanic island-arc succession. *Precambrian Research*, **88**, 109–142.
- 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.
- Komiya, T. (2011): Continental recycling and true continental growth. *Russian Geology and Geophysics*, **52**, 1516–1529.
- 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.
- Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T. and Yurimoto, H. (2002): Petrology and geochemistry of MORB and OIB in the mid-Archaean North Pole region, Pilbara craton, Western Australia: Implications for the composition and temperature of the upper mantle at 3.5 Ga. *International Geology Review*, **44**, 988–1016.
- Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Yurimoto, H. and Nohda, S. (2004): Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: Implications for the composition and temperature of early Archaean upper mantle. *Island Arc*, **13**, 47–72.
- Komiya, T., Yamamoto, S., Aoki, S., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Tashiro, T., Koshida, K., Shimojo, M., Aoki, K. and Collerson, K.D. (2015): Geology of the Eoarchean, > 3.95 Ga, Nulliak supracrustal rocks in the Saglek Block, northern Labrador, Canada: The oldest geological evidence for plate tectonics. *Tectonophysics*, **662**, 40–66.
- Komiya, T., Yamamoto, S., Aoki, S., Koshida, K., Shimojo, M., Sawaki, Y. and Ishikawa, A. (2017): A prolonged granitoid formation in Saglek Block, Labrador: Zonal growth and crustal reworking of continental crust in the Eoarchean. *Geoscience Frontiers*, **8**, 355–385.
- Korsch, R.J., Kositsin, N. and Champion, D.C. (2011): Australian island arcs through time: Geodynamic implications for the Archaean and Proterozoic. *Gondwana Research*, **19**, 716–734.
- Kröner, A., Lehmann, J., Schulmann, K., Demoux, A., Lexa, O., Tomurhuu, D., Štípská, P., Liu, D. and Wingate, M.T. (2010): Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion. *American Journal of Science*, **7**, 523–574.
- Marchi, S., Bottke, W.F., Elkins-Tanton, L.T., Bierhaus, M., Wuennemann, K., Morbidelli, A. and Kring, D.A. (2014): Widespread mixing and burial of Earth's Hadean crust by asteroid impacts. *Nature*, **511**, 578.
- Maruyama, S. and Ebisuzaki, T. (2017): Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL. *Geoscience Frontiers*, **8**, 253–274.
- Maruyama, S. and Komiya, T. (2011): The oldest pillow lavas, 3.8–3.7 Ga from the Isua Supracrustal belt, SW Greenland: Plate Tectonics had already begun by 3.8 Ga. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **120**, 869–876.
- Maruyama, S., Masuda, S. and Appel, P.W.U. (1991): The oldest accretionary complex on the Earth, Isua, Greenland. *Geological Society of America Abstracts*, **23**, 429–430.
- Maruyama, S., Yuen, D.A. and Windley, B.F. (2007): Dynamics of plumes and superplumes through time. in *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* edited by Yuen, D.A., Maruyama, S., Karato, S.-i. and Windley, B.F., Springer, 441–502.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志・Windley, B.F. (2011): 太平洋型造山帯. 地学雑誌, **120**, 115–223.
- [Maruyama, S., Ohmori, S., Chiaki, H., Kawai, K. and Windley, B.F. (2011): Pacific-type orogens: New concepts and variations in space and time from

- present to past. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **120**, 115–223. (in Japanese with English abstract)]
- Maruyama, S., Santosh, M. and Azuma, S. (2018): Initiation of plate tectonics in the Hadean: Eclogitization triggered by the ABEL Bombardment. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1033–1048.
- McCulloch, M.T. and Bennett, V.C. (1994): Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 4717–4738.
- McLennan, S.M. and Taylor, S.R. (1982): Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *Journal of Geology*, **90**, 347–361.
- Meert, J.G. (2012): What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, **21**, 987–993.
- Naeraa, T., Scherstén, A., Rosing, M.T., Kemp, A.I.S., Hoffmann, J.E., Kokfelt, T.F. and Whitehouse, M.J. (2012): Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 Gyr ago. *Nature*, **485**, 627.
- Nutman, A.P. and Collerson, K.D. (1991): Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton. *Geology*, **19**, 791–794.
- Nutman, A.P., Friend, C.R. and Paxton, S. (2009): Detrital zircon sedimentary provenance ages for the Eoarchean Isua supracrustal belt southern West Greenland: Juxtaposition of an imbricated ca. 3700 Ma juvenile arc against an older complex with 3920–3760 Ma components. *Precambrian Research*, **172**, 212–233.
- 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.
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y. and Kato, Y. (1996): Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean mid-oceanic ridge basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara craton, Western Australia. *Lithos*, **37**, 199–221.
- O'Neill, C., Lenardic, A., Moresi, L., Torsvik, T.H. and Lee, C.T. (2007): Episodic precambrian subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **262**, 552–562.
- Percival, J.A., Sanborn-Barrie, M., Skulski, T., Stott, G.M., Helmstaedt, H. and White, D.J. (2006): Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**, 1085–1117.
- Reimink, J.R., Chacko, T., Stern, R.A. and Heaman, L.M. (2014): Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting. *Nature Geoscience*, **7**, 529–533.
- Rino, S., Komiya, T., Windley, B. F., Katayama, I., Motoki, A. and Hirata, T. (2004): Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; Implications for mantle overturns in the Early Precambrian. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 369–394.
- Rino, S., Kon, 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.
- Roberts, N.M. (2012): Increased loss of continental crust during supercontinent amalgamation. *Gondwana Research*, **21**, 994–1000.
- Roberts, N.M. and Spencer, C.J. (2015): The zircon archive of continent formation through time. *Geological Society, London, Special Publications*, **389**, 197–225.
- Rogers, J.J. (1996): A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104**, 91–107.
- Rogers, J.J., and Santosh, M. (2003): Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, **6**, 357–368.
- Ronov, A.B. (1964): Common tendencies in the chemical evolution of the Earth's crust, ocean and atmosphere. *Geochemistry International USSR*, **1**, 713–737.
- Santosh, M., Maruyama, S. and Yamamoto, S. (2009): The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, **15**, 324–341.
- Santosh, M., Arai, T. and Maruyama, S. (2017): Hadean Earth and primordial continents: The cradle of prebiotic life. *Geoscience Frontiers*, **8**, 309–327.
- Sawada, H., Maruyama, S., Sakata, S. and Hirata, T. (2016): Detrital zircon geochronology by LA-ICP-MS of the Neoproterozoic Manjeri Formation in the Archean Zimbabwe craton—the disappearance of Eoarchean crust by 2.7 Ga?. *Journal of African Earth Sciences*, **113**, 1–11.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Sakata, S., Hirata, T. and Maruyama, S. (2018): Secular change in lifetime of granitic crust and the continental growth: A new view from detrital zircon ages of sandstones. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1099–1115.
- 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. *Geological Society of America Memoirs*, **200**, 9–32.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. (2009): Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (non-collisional) and collisional (suturing) orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, **318**, 105–125.
- Sengör, A., Natal'in, B. and Burtman, V. (1993): Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic

- crustal growth in Eurasia. *Nature*, 299–307.
- Shibaike, Y., Sasaki, T. and Ida, S. (2016): Excavation and melting of the Hadean continental crust by Late Heavy Bombardment. *Icarus*, **266**, 189–203.
- Shimojo, M., Yamamoto, S., Sakata, S., Yokoyama, T.D., Maki, K., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Aoki, K., Aoki, S., Koshida, K. and Tashiro, T. (2016): Occurrence and geochronology of the Eoarchean, ~ 3.9 Ga, Iqaluk Gneiss in the Saglék Block, northern Labrador, Canada: Evidence for the oldest supra-crustal rocks in the world. *Precambrian Research*, **278**, 218–243.
- Solomatov, V.S. (1995): Scaling of temperature- and stress-dependent viscosity convection. *Physics of Fluids*, **7**, 266–274.
- Stern, R.J. (2005): Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, **33**, 557–560.
- Stern, R.J. and Scholl, D.W. (2010): Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Review*, **52**, 1–31.
- Suyehrio, K., Takahashi, N., Arie, Y. and Yokoi, Y. (1996): Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, **272**, 390.
- Tahirkheli, R.K. (1979): Geology of Kohistan and adjoining Eurasian and Indo-Pakistan continents, Pakistan. *Geological Bulletin of University Peshawar*, **11**(1), 1–30.
- Tang, M., Chen, K. and Rudnick, R.L. (2016): Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, **351**, 372–375.
- Utsunomiya, A., Ota, T., Windley, B.F., Suzuki, N., Uchio, Y., Munekata, K. and Maruyama, S. (2007): History of the Pacific superplume: Implications for Pacific paleogeography since the Late Proterozoic. in *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* edited by Yuen, D.A., Maruyama, S., Karato, S.-i. and Windley, B.F., Springer, 363–408.
- von Huene, R. and Lallemand, S. (1990): Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 704–720.
- 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.
- Whitmeyer, S.J. and Karlstrom, K.E. (2007): Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, **3**, 220–259.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H. and Graham, C.M. (2001): Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175–178.
- Windley, B.F. (1995): *The Evolving Continents, Third Edition*. Wiley and Sons, 526p.
- Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kroener, A. and Badarch, G. (2007): Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society of London*, **164**, 31–47.
- Wyman, D.A. (1999): A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: Evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, **97**, 27–42.
- Wyman, D. and Kerrich, R. (2010): Mantle plume-volcanic arc interaction: Consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **47**, 565–589.
- 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): Tectonic erosion: New perspectives on Pacific-type Orogeny and continental growth models. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 963–998. (in Japanese with English abstract)]
- Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S. and Maruyama, S. (2009): Granite subduction: Arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction. *Gondwana Research*, **15**, 443–453.
- Yoshida, M., Zaman, H. and Ahmad, M.N. (1996): Paleopositions of Kohistan Arc and surrounding terranes since Cretaceous time: The paleomagnetic constraints. *Proceedings of Geoscience Colloquium, Geoscience Laboratory Project, Islamabad, Pakistan*, **15**, 83–101.
- Zhao, D., Isozaki, Y. and Maruyama, S. (2017): Seismic imaging of the Asian orogens and subduction zones. *Journal of Asian Earth Sciences*, **145**, 349–367.