

## プレートの沈み込み開始と火山弧創成モデル

石塚 治\*

(2015年10月4日受付, 2015年12月25日受理)

### Subduction Initiation and Arc Formation

Osamu ISHIZUKA\*

How subduction begins and its consequences for global tectonics remain one of the essential outstanding problems of plate tectonics. Two different endmember mechanisms for subduction initiation have been hypothesized: spontaneous, and induced (or forced). Numerical models suggest that subduction initiation is induced by externally forced compression along a preexisting discontinuity in an oceanic plate such as a fracture zone or transform faults. However, it has been pointed out that spontaneous subduction must have occurred at some points in Earth's history to initiate plate tectonics, and recent numerical models demonstrated that lateral thermal/compositional buoyancy contrast along plate discontinuity or within lithosphere can cause spontaneous subduction initiation.

Recent geological and geophysical surveys in the Izu-Bonin-Mariana fore-arc have revealed igneous processes in the initial stages of subduction. The oldest magmatism after subduction initiation generated MORB-like fore-arc basalts, which was associated with seafloor spreading caused by onset of sinking of slab into mantle. Then boninitic magmatism followed by tholeiitic to calc-alkaline arc lavas collectively makes up the extrusive sequence of the fore-arc crust. This magmatic evolution from initial basaltic magmatism to establishment of normal arc magmatism took several million years.

Fore-arc stratigraphy observed in the Izu-Bonin-Mariana arc shares some of the key geologic and petrologic characteristics with many supra-subduction zone ophiolite, which implies that fore-arc crustal section produced in the initial stage of oceanic island arc formation could correspond to in-situ section of supra-subduction zone ophiolite prior to obduction.

Recent ocean drilling projects targeting initial stage of the Izu-Bonin-Mariana arc inception revealed that subduction initiation to form the Izu-Bonin-Mariana arc took place spontaneously. The drilling results also revealed that the whole arc was established on the ocean crust produced associated with subduction initiation.

**Key words:** oceanic plate, subduction initiation, fore-arc, ophiolite, seafloor spreading

#### 1. はじめに

沈み込み帯はいかにして形成されるのか。これはプレートテクトニクス理論における第一級の問題であり続けている。1960年代後半にプレートテクトニクスの概念が提唱され、多くの地質現象がこれにより説明されている。その中で最も重要なプロセスの一つが、沈み込み帯においてプレートが他のプレートの下に沈み込む現象である。沈み込み帯における様々な地質現象、たとえば島弧火山活動や、海溝型地震の発生については、これまで膨大な研究が行われ、その特徴や成因が明らかにされてきた。しかしながら、そもそもいつ、どのようにそれ

ぞれの沈み込み帯が形成されたのか、については、極めて限られた知識しか得られていない。これは、プレート沈み込み開始という現象が過渡的なプロセスで、現行過程を観察することが困難であることによる。

このテーマに取り組むための最良の方法の一つは、島弧形成最初期の火山噴出物の層序及びその時期に形成された地殻断面が保存されている地域を調査することである (Stern *et al.*, 2012)。そのような場所の一つが、海洋性島弧の前弧域である。例えば伊豆小笠原弧では、小笠原諸島に代表される、現在の火山フロントと伊豆小笠原海溝の間の地域に相当する。この地域では、島弧最初期以

\* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7  
産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門  
Geological Survey of Japan, AIST, Central 7 1-1-1 Higashi,

Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan.

e-mail: o-ishizuka@aist.go.jp

降の火山活動のオーバーラップがなく、沈み込み開始から島弧創成にいたる時期のマグマ活動の記録が保存されている。近年この地域においてドレッジによる岩石採取や潜水船による海底観察が実施され、初期島弧の火山噴出物層序と、これに基づくこの時期のマグマ活動の変遷を議論できるようになりつつある (Ishizuka *et al.*, 2006, 2011)。またこの時期に形成された島弧地殻構造についても、地震探査によりその地震波速度構造が明らかにされつつある (Takahashi *et al.*, 2009; Kodaira *et al.*, 2010)。これら調査観測結果に基づき、これまで提唱されてきた概念的な沈み込み開始モデルや数値シミュレーションによるモデルの検証と高度化も進展している。本稿ではこれらの現状を概観し、今後の課題も抽出する。

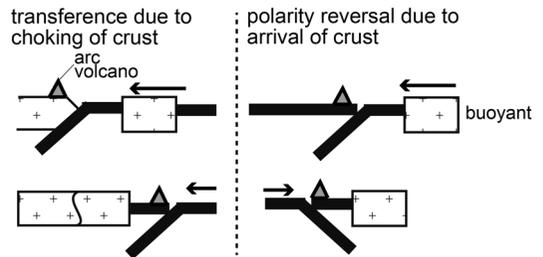
## 2. プレート沈み込み開始モデル

プレートテクトニクス理論において、プレートを生産する中央海嶺系の形成に比べて、新たな海溝を作る、すなわち新たにプレートの沈み込みを開始させることはより困難であるという指摘がされた (例えば McKenzie, 1977)。これは沈み込み開始の際の2枚のプレート間の摩擦力や、プレートを曲げる際に必要な大きな弾性力に打ち勝つ力を与える必要があると考えられるためである (McKenzie, 1977)。しかしながら同時に、現在の地球上の沈み込み帯の約半分は新生代に形成されたものであり、形成された環境もかつての断裂帯やトランスフォーム断層、拡大軸、沈み込み帯と多様であり、プレートの沈み込み開始に必要な力は通常みられるプレートの進化過程の中で得られるとする主張もされている (Gurnis *et al.*, 2004)。現在に至るまで、様々な沈み込み開始モデルが提案されているが、明確な決着を見ていない。

沈み込み開始モデルはそのメカニズムによって大きく2つに分けられる (Stern, 2004)。強制的沈み込みモデルと自発的沈み込みモデルである (Fig. 1)。

強制的な沈み込み開始は (Fig. 1A)、当該プレートに大きな外力が働くことにより沈み込みが開始される場合である。例えば海台等の沈み込みにより一旦停止した沈み込み帯や、プレート運動方向の変化によりプレート境界やデタッチメント断層等でこのメカニズムによって沈み込みが開始され得ると考えられる (例えば Stern, 2004; Maffione *et al.*, 2015)。数値シミュレーションにより、Toth and Gurnis (1998) や Doin and Henry (2001) らは、既存の断層帯等を利用して通常想定される程度のプレートにかかる力で沈み込みが開始されるとした。Hall *et al.* (2003) や Gurnis *et al.* (2004) では、100–150 km 程度プレートが沈み込めば、その後は継続的にプレート沈み込みが維持されうること、沈み込みが開始される際、上盤

### (A) induced subduction initiation



### (B) spontaneous subduction initiation

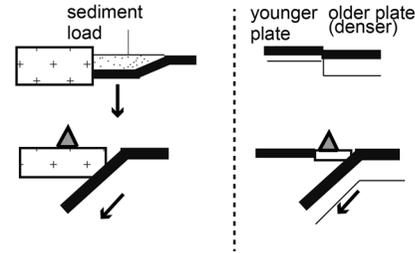


Fig. 1. Conceptual models for subduction initiation (after Stern, 2004). The models can be classified into 2 groups based on types of trigger for subduction initiation: (A) induced and (B) spontaneous.

側のプレートが一旦急速に上昇、その後伸張場に転じ沈降することを数値シミュレーションにより論じた。

一方自発的な沈み込み開始モデルの場合 (Fig. 1B)、主たる沈み込み開始要因は、古く、冷却により密度を増した海洋リソスフェアのマンテルに対する重力不安定とする例は多い (例えば Matsumoto and Tomoda, 1983; Gurnis, 1992)。この場合、断裂帯、トランスフォーム断層、非活動的縁辺域 (passive margin) 等で沈み込みが開始しうると考えられる (例えば Stern, 2004)。最初の自発的沈み込みの二次元モデルは Matsumoto and Tomoda (1983) により提出された。彼らは、四国海盆の海洋リソスフェアとユーラシアプレートの大陸リソスフェア間の密度差が南海トラフでの沈み込み開始に寄与したことを示唆している。

数値シミュレーションにより、既存の断層帯において、その幅と深さが条件を満たせば、外力が加わらなくても自発的にプレート沈み込みが開始される可能性が示されている (例えば Gerya *et al.*, 2008; Nikolaeva *et al.*, 2008)。さらに Regenauer-Lieb *et al.* (2001) では、非活動的大陸縁辺域で海洋リソスフェアへの堆積物の堆積による荷重と海洋リソスフェアが含水しているという条件下で自発的沈み込みが開始しうると示した。一方 Nikolaeva *et al.* (2010) では、組成上枯渇して比重の軽い大陸下のリ

ソスフェアが何らかの原因（マントルプリュームの上昇等）により温度上昇、薄化した場合、沈み込み開始の条件が整うとし、これまで重要視されていた海洋プレートの年代は副次的な要因であるとした。このため、非活動的縁辺域では、形成後比較的早い時期（形成後2,000万年程度）に沈み込み開始が起きなければ、極めて発生が困難とした。自発的沈み込み開始の場合、強制的な沈み込み開始モデルで予測された上盤側での圧縮場の出現と急速な上昇は必ずしも起きず、当初より伸張場での海底拡大が起きる可能性が指摘されている (Nikolaeva *et al.*, 2008; Zhu *et al.*, 2009; Gerya, 2010)。

最近提案されたモデルとして、マントルプリュームの上昇による沈み込み開始がある (Whattam and Stern, 2015)。これは、カリブ海地域での島弧形成についての地質学的データに基づく概念的なモデルで、上昇したプリュームと海洋リソスフェア間の密度差により、プリュームヘッドとリソスフェアの境界に沿って沈み込みが開始するとするものである。このモデルを支持する数値シミュレーション結果も公表され、この沈み込み開始メカニズムが、プレートテクトニクス成立以前のプレート沈み込み開始過程に適用できる可能性を指摘している (Gerya *et al.*, 2015)。

### 3. 海洋性島弧における研究の進展

#### 3-1 地殻層序

伊豆小笠原マリアナ弧や、トンガ弧等海洋性島弧の前弧域の島々には、それぞれの島弧でそれまで知られている最も古い時期の地質、火山噴出物の記録が露出していることが知られていた (例えば、Reagan and Meijer, 1984; Duncan *et al.*, 1985; Umino, 1985)。このため、これらの島々と海溝の間の海溝陸側斜面に、島弧形成初期の地質、火山噴出物の記録が保存、露出している可能性があった。すでに1980年代にBloomerらによりドレッジによる岩石試料採取が、マリアナとトンガの前弧域で実施された (Bloomer, 1983; Bloomer and Fisher, 1987)。その結果、ボニナイトやその他火山岩類に加え、ガプロやマントルかんらん岩が採取された。年代決定ができなかったことや、層序関係が不明であったため、その島弧形成過程の中での位置づけは不明であった。しかし、採取された岩石種の類似性から、いわゆる *supra-subduction zone ophiolite* (Pearce *et al.*, 1984) の層序に対応する可能性が指摘された (例えば Bloomer and Fisher, 1987; Bloomer and Hawkins, 1987)。Supra-subduction zone ophiolite 層序の特徴は、海洋地殻層序（さらにその下位のマントルかんらん岩）とその上位に初期島弧火山噴出物がのる、というものである。さらに Stern and Bloomer (1992) では、

前弧域の層序とカリフォルニアのジュラ紀のオフィオライト層序の比較から、島弧形成最初期に起きた火成活動とその当時のテクトニクスに関する概念的なモデルを提案した。そのモデルで重要なポイントは、1) 沈み込み開始時に上盤側のプレートで海底拡大が起きた可能性がある、2) 現在の島弧におけるマグマティズムに比べてより枯渇したマントルが融解してマグマが生産された（たとえばボニナイト）、3) 現在の島弧の幅より広い範囲でマグマの生産が起きていた可能性がある、等である。これらは、その後の研究により検証されている。一方オフィオライト層序については、個々のオフィオライトについてその成因や形成されたテクトニクスについて議論が続いており、三重会合点に関わる中央海嶺系で生産された海洋地殻層序を起源とするもの等、沈み込み開始プロセスとは関係しないオフィオライトも存在するとされている (例えばチリの Taitao ophiolite: Sturm *et al.*, 2000; Dilek and Furnes, 2014)。オフィオライト層序を使用して島弧形成初期のプロセスを研究するには、慎重な検討が必要であることに変わりがない。

今世紀に入り、伊豆小笠原前弧域及びマリアナ前弧域で主に日米の研究者により、新たな調査が提案、実施された。これらの地域で、地形調査、ドレッジによる試料採取に引き続き有人及び無人潜水船により露頭観察、試料採取が行われた。これにより、初めて前弧地殻層序が確立された (Fig. 2: Ishizuka *et al.*, 2006, 2011, 2014a; Reagan *et al.*, 2010, 2013)。ここで明らかになった前弧地域の地殻層序は、マントルかんらん岩上にガプロ、シート状岩脈群、玄武岩の枕状溶岩 (fore-arc basalt, FAB)、ボニナイト系列の溶岩、そして次第に現在の島弧火山岩に近い火山岩類がのる、というものであり、後述のようにキプロスの Troodos 等 *supra-subduction zone ophiolite* の層序と類似点が多い (Fig. 2)。ここで特に重要な成果は、1) 小笠原諸島やマリアナの島々に露出している火山岩類よりも下位でしかも下部地殻直上に位置する玄武岩類を確認したこと、2) 前弧地殻層序が確かに一部のオフィオライト層序に極めて類似していることが明らかになった (Fig. 2)。すなわち海底拡大が起きていたことを強く示唆するシート状岩脈群と玄武岩溶岩の上位にボニナイトに代表される初期島弧火山岩類が産すること、3) 2,000 km 以上離れている伊豆小笠原前弧とマリアナ前弧で基本的に同じ層序が得られたこと、である。この結果により、プレート沈み込み開始時に、陸上に露出しているボニナイトマグマの活動より前に、上盤側（潜り込まれる側のプレート）で海底拡大とそれに伴う玄武岩の活動が起きていたことが明らかになった。

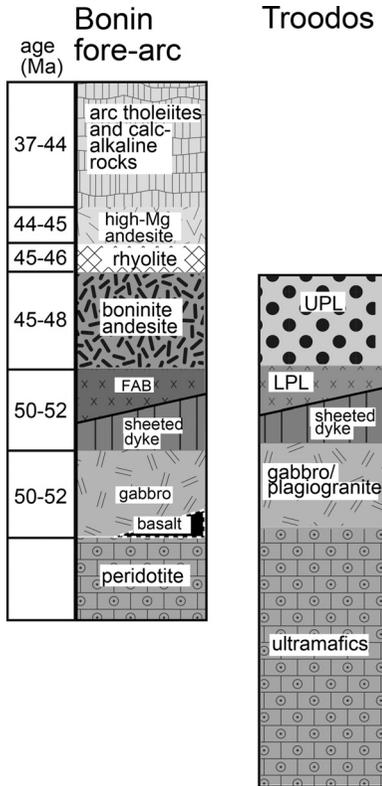


Fig. 2. Schematic columnar stratigraphic section of the Izu-Bonin fore-arc in comparison with Troodos ophiolite in Cyprus (modified from Ishizuka *et al.*, 2011, 2014 a). FAB; fore-arc basalt; LPL: Lower Pillow Lava; UPL: Upper Pillow Lava. The fore-arc stratigraphy shows remarkable similarity to stratigraphy of supra-subduction zone ophiolite section. Even though there are differences in detail (e.g., there seems to be no lavas free from subduction component in Troodos), overall stratigraphy and petrography of igneous rocks are remarkably similar, *i.e.*, early arc volcanics including boninite overlying basaltic crust produced by sea-floor spreading. Fore-arc crustal section produced in the initial stage of oceanic island arc formation could correspond to in-situ section of supra-subduction zone ophiolite prior to obduction.

### 3-2 岩石

プレート沈み込み開始直後に、海底拡大に伴って活動した玄武岩マグマ (fore-arc basalt) はユニークな特徴を持つ。主成分組成では、ソレアイト系列でかつ低カリウムの玄武岩に分類される。一方微量元素組成には、この玄武岩より後に活動した火山岩類に共通する特徴、すなわち中央海嶺玄武岩の組成 (N-MORB: Sun and McDonough, 1989) と比較して LIL (large-ion-lithophile) 元素に富む特徴

がほとんど認められない (Fig. 3)。これは、この時期の玄武岩に沈み込むスラブ由来の物質の寄与がないためと解釈される (Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011, 2014 a)。またこの玄武岩を中央海嶺玄武岩やフィリピン海の海洋地殻を構成する玄武岩と区別する特徴として低い Ti/V を持つことが指摘された (Fig. 3: Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011)。これは、マグマ生成に寄与したマントルがより枯渇したものであったか、より酸化的な状態でマグマが生成された可能性を示している (Reagan *et al.*, 2010)。また同位体組成も、フィリピン海地域の海洋地殻を形成したアセノスフェリックマントルとは明確に異なる (Ishizuka *et al.*, 2011)。玄武岩マグマ生成の主要因としては、新たにプレートが沈み込みを開始することによるマントルの反流 (上昇流) による減圧融解が考えられている (Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011; Stern *et al.*, 2012 等)。この場合、安定したプレートの沈み込みの状況下ではマグマ形成に寄与しない、より枯渇したマントルも溶融した可能性が指摘されている (Reagan *et al.*, 2010)。

玄武岩の上位に位置するボニナイト溶岩については、海洋性島弧やオフィオライト層序での観察結果から、島弧形成の最初期に特徴的に活動したマグマであると見なされることが多かった。しかし、トンガ弧で現在ボニナイトマグマを噴出している活動中の海底火山が発見されるなどして (Cooper *et al.*, 2010 他)、条件さえ満たされれば、島弧最初期以外でも生産されることが明らかになり、ボニナイトマグマが島弧初期に活動したことの意味については再検討されている。Umino *et al.* (2015) では、ボニナイト由来の Cr スピネル中のメルト包有物に未分化なメルトが捕獲・保持されていると考え、詳細な検討を行った。高 Si および低 Si ボニナイトはそれぞれハルツバージャイト及びレールゾライトの融解実験で生成されたメルトと近い組成を示し、Si に富んだボニナイトほど高枯渇度のソースマントルの融解で生じたと考えられる (Falloon and Danyushevsky, 2000; Hirose and Kawamoto, 1995)。Umino *et al.* (2015) では、初生的ボニナイトマグマと考えられるメルト包有物についてハルツバージャイトと共存可能な温度圧力条件を推定したところ、高 Si ボニナイトで 1,415–1,428°C, 0.74–0.96 GPa, 低 Si ボニナイトで 1,343–1,347°C, 0.54–0.59 GPa であった。これらの初生マグマの MgO 量からマントルポテンシャル温度  $T_p$  を計算したところ、高 Si ボニナイトは 1,430–1,450°C、低 Si ボニナイトは 1,400°C であり、特に前者はプリューム起源マントルと同程度 (Herzberg and Gazel, 2009) であることを示した。高 Si ボニナイトのソースマントルとしては、前弧域蛇紋岩海山から採取されているハルツ

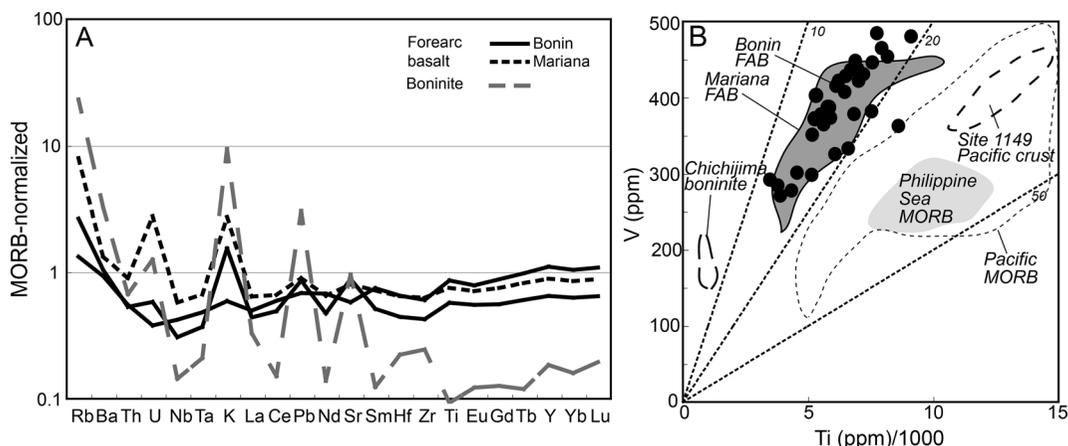


Fig. 3. (A) N-MORB (Sun and McDonough, 1989) -normalized incompatible trace element patterns for fresh glasses of basalts associated with seafloor spreading at subduction initiation (fore-arc basalts, FAB) from the Bonin and Mariana fore-arcs (modified from Ishizuka *et al.*, 2011). Example of a boninite is also shown (data sources: Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011). (B) V-Ti systematics for volcanic rocks from the Izu-Bonin-Mariana fore-arc. Data sources for fore-arc basalts and boninite are the same as in Fig. 3 A. For other data sources, see Ishizuka *et al.* (2014b).

バージャイト (Parkinson *et al.*, 1998) からその存在が示唆されているもともと存在していた高枯渇度マントルが、低 Si ポニナイトのソースとしては、ポニナイトマグマの活動に先立つ玄武岩マグマを生産した溶け残りかんらん岩として矛盾ないとした。高枯渇度マントルは、沈み込み開始に伴う周囲のマントルの上昇とともに断熱上昇し、さらにスラブ由来流体が付加されることにより、島弧最初期の一時期にのみ溶融、ポニナイトマグマが形成されたとした。

### 3-3 タイムスケール

プレート沈み込み開始に伴う火成活動時期、継続期間について、伊豆小笠原弧においては、前弧域の地殻層序に含まれる火成岩の年代測定により明らかになった。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定により、最初期の海底拡大に伴う玄武岩マグマの活動は約 5,200 万年前に開始したことが明らかになった (Ishizuka *et al.*, 2011)。ガブロについては、ジルコンの U-Pb 年代測定により玄武岩と同時期に形成されたことがわかった。その後約 400 万年程度経過してから (約 4,800 万年前) ポニナイトマグマの活動が始まり、さらに 300-400 万年後により現在の島弧の特徴に近いソレイト及びカルクアルカリ系列のマグマの活動が始まったという島弧最初期の火成活動の時間変遷が明らかになった (Ishizuka *et al.*, 2006, 2011; Kanayama *et al.*, 2012, 2014)。すなわち、プレート沈み込みは約 5,200 万年前から少しそれより前に開始し、その後 700-800 万年間の間に、海底拡大に伴うマグマ生成から、沈み込むプレ-

ートから放出される物質がマグマ生成に寄与する、より現在の島弧に近いマグマ生成環境へと変化したことが明らかになった。また伊豆小笠原弧とマリアナ弧で沈み込み開始に伴う玄武岩マグマの活動は同時期に起きていたことが明らかになり (Ishizuka *et al.*, 2011; Reagan *et al.*, 2013)、約 3,000 km にわたる沈み込み帯がほぼ同時期に形成されたと考えられている。

### 3-4 他の初期島弧地殻層序との関連

伊豆小笠原弧とマリアナ弧で明らかになったプレート沈み込み開始直後に形成された島弧地殻層序は、海底拡大に伴って形成された、海洋地殻の特徴を持つ地殻の上に初期島弧火山噴出物がのるという点においてキプロスの Troodos ophiolite のような、いわゆる supra-subduction zone ophiolite に類似する (Fig. 2)。これは、オフィオライト層序の中には、初期島弧地殻がその後の構造運動により、衝上、露出したものがある可能性を強く示唆する (Ishizuka *et al.*, 2014 a)。

一方でトンガ弧前弧域でもドレッジによりマントルかんらん岩、ガブロ、玄武岩、ポニナイト等伊豆小笠原マリアナ前弧域の火山岩類が採取されている。火成岩について  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定及びジルコンの U-Pb 年代決定を行った Meffre *et al.* (2012) は、この地域でも沈み込み開始時期は伊豆小笠原マリアナ弧とほぼ同じ 5,200 万年前頃の可能性を指摘しており、現在の西太平洋縁辺部に相当する地域で沈み込みがほぼ同時期に始まった可能性がある (Fig. 4)。西太平洋縁辺域では、トンガ以外にア

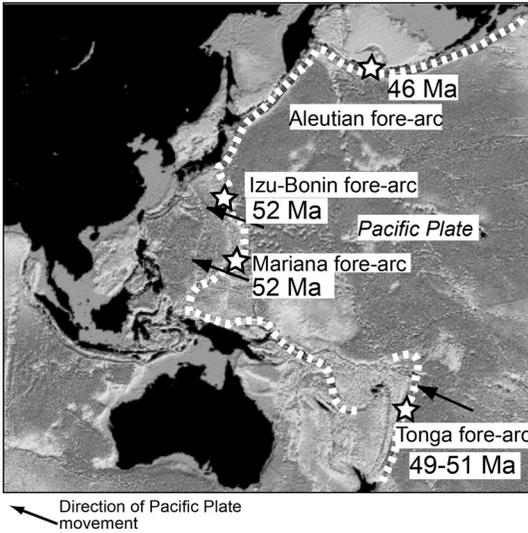


Fig. 4. Oldest ages of volcanic rocks reported from island arcs along the Western Pacific margin. Data sources: Aleutian fore-arc: Jicha *et al.* (2006), Izu-Bonin and Mariana fore-arcs: Ishizuka *et al.* (2011), Tonga fore-arc: Meffre *et al.* (2012).

リューシャン弧前弧域でも約 4,600 万年前まで遡る火山岩が報告されており (Jicha *et al.*, 2006), その時期以前の沈み込み開始を示唆している (Fig. 4). しかし Meffre *et al.* (2012) は、玄武岩類の成因については、沈み込み開始時の海底拡大により形成されたものではなく、背弧拡大の結果形成された海洋地殻が沈み込み方向の反転により前弧域に取り残されたものである可能性が高いとした。今後潜水調査等により地殻層序の確立が行われれば、トンガ前弧域の成り立ちも明らかになると考えられるが、海洋性島弧前弧地殻の成因については調査研究がなされている地域は限られている。今後の調査の進展により、前弧地殻の成因の理解と、沈み込み開始プロセスに関する新たな知見が得られることが期待される。

### 3-5 地殻構造

プレート沈み込み開始時の海底拡大に伴う地殻の形成は、前弧域を縦断する側線により実施された地殻構造探査の結果からも支持される (Fig. 5: Kodaira *et al.*, 2010). 聳島列島及び父島列島の東側の地域では、潜航調査により玄武岩やボニナイトが分布していることが明らかになっているが、その地域では、海洋地殻類似の薄い地殻 (7-8 km 程度) しか存在しないことが明らかになった (Fig. 5). 一方母島周辺の、より若い約 4,400 万年前以降の時代の島弧火山岩類が分布する地域では、約 20 km 程度の厚さを持ち、地震波速度構造も現在の島弧のものに

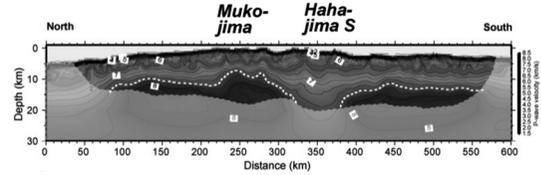


Fig. 5. Seismic velocity structure of Izu-Bonin fore-arc (after Kodaira *et al.*, 2010).

類似する (Fig. 5). このことは、沈み込み開始直後の玄武岩やボニナイトが活動していた時期には、上盤側のプレートに伸張場が発生、海底拡大が起きていたことを強く示唆する (Kodaira *et al.*, 2010). さらに母島周辺海域で地殻が厚いことは、ボニナイトマグマの活動終了後、約 4,400-4,500 万年前以降の島弧火山活動により急速に地殻が成長した (母島周辺では漸新世以降の火山活動は知られていない) ことを示すと解釈された (Kodaira *et al.*, 2010).

このように、沈み込み開始期に海底拡大が起きていたことは、地質学的な観察のみならず地殻構造からも支持される。

### 3-6 伊豆小笠原マリアナ弧でのモデル

島弧形成最初期の火山噴出物の層序の概略が明らかになり、この時期のマグマ活動の変遷を議論できるようになった。これまで提案されてきた、概念的あるいは数値シミュレーション等によるプレート沈み込みモデルを改訂することにより、現段階で、最も多くの観察事実を説明できる島弧創成モデルとして以下のようなモデルが提案されている (Fig. 6: Ishizuka *et al.*, 2006, 2011; Kanayama *et al.*, 2014), (1) 約 5,200 万年前に、接していた時代の異なる 2 枚のプレートのうち、古くて密度の大きいプレートが若くて密度の小さいプレートの下に潜り込む。これが沈み込みの開始に相当し、潜り込まれたプレート上で伸張場が発生し、海底拡大がおきる。加えて、プレートの沈降に伴うマンテルの反流としての上昇流に伴い、減圧融解によるマグマ生成がおきて、中央海嶺玄武岩に類似の特徴を持つ (すなわち沈み込むスラブ由来物質の影響を全く、あるいはほとんど持たない) 玄武岩の活動が起きた。(2) 引き続いて、4,400-4,800 万年前の期間、スラブの沈み込みに起因する反流によるマンテルの上昇と、沈み込み始めたプレートの脱水、融解がおき、通常の島弧マグマより浅所であつより高温でボニナイト質マグマが生成される。(3) プレートの沈み込みとマンテルウェッジでのマンテルの対流が次第に安定し、通常の島弧火山活動へ漸移していく (4,400 万年前以降)。この過程でマグマの生成はより海溝から遠い地域 (またより深

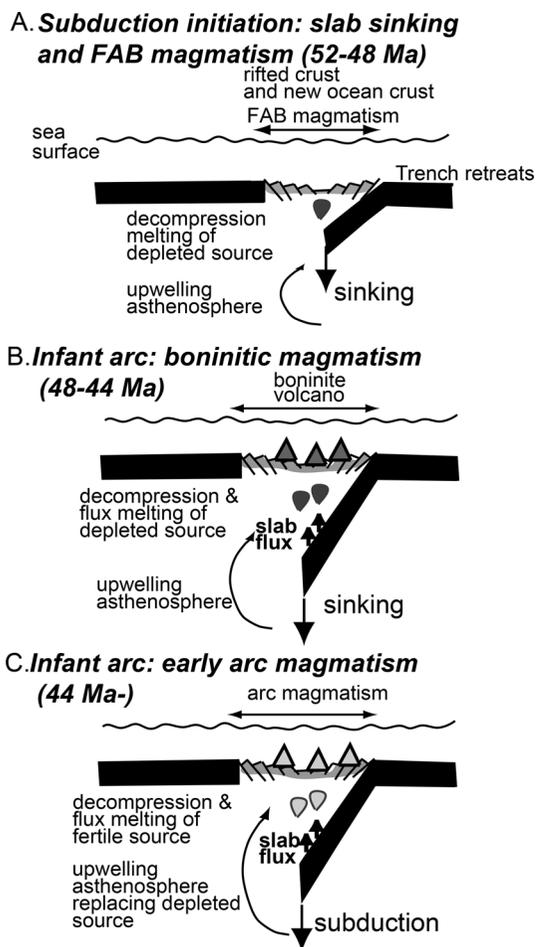


Fig. 6. Summary of model showing the processes at subduction initiation (modified after Ishizuka *et al.*, 2006, 2014b). The Bonin Ridge fore-arc basalt can be regarded as a product of decompression melting of depleted MORB mantle which has experienced melt extraction, and more depleted than the source for the backarc basin basalts in the Philippine Sea area. This melting is supposed to have been caused by extension associated with slab sinking and associated counterflow of asthenospheric mantle. These basalts have no or limited contribution of material from the slab if any, because sinking slab has not reached the depth where material released from slab can reach the melting region. On the other hand, all boninites have significant concentrations of slab-derived components such as water and LIL-elements. This implies that about 2-4 million years (m.y.) is required for fluid/melt released from subducting slab to start causing flux melting of depleted harzburgitic mantle. Another about 4 m.y. appears to be required for normal tholeiitic to calcalkaline arc magmatism to occur after boninitic magmatism. Thus, about 7-8 m.y. is required after subduction initiation for mantle flow to cease upwelling and to be dragged downward by the slab to 100-150 km, the range of depths for slabs beneath arc volcanic fronts.

い位置)で起きるようになった。

(1)のプレート沈み込み開始時の状況については、関与したプレートの特定等解決すべき問題が残されている。このモデルはあくまで伊豆小笠原マリアナ弧での研究結果に基づくものであり、今後このモデルの他の島弧への適用の可否が検討されてくことが望まれる。

### 3-7 検証へ向けて

上述のモデルは、前弧域の陸上及び海底の露頭観察、試料採取、地殻構造探査に基づき構築されたものである。特に海底の露頭は断片的であり、火山活動の高時間分解能での変遷は明らかではない。また地殻構造に関しても海溝近傍は大深度であるため使用可能な地震計は限られ、詳細なデータは必ずしも得られていない。さらにこれまで得られているデータの多くは、現在の前弧域に限られ、沈み込み開始期の火山活動、構造運動の広がり、空間的なバリエーション等不明な点が多い。

このため、プレート沈み込み開始モデルの検証を目指

してIODP(国際深海掘削計画)による掘削提案がなされ、2014年に掘削が実現した。掘削は1)伊豆小笠原前弧域(IODP Exp. 352: Expedition 352 Scientists, 2015)、2)奄美三角海盆(IODP Exp. 351: Arculus *et al.*, 2015)の2カ所で行われた。Exp. 352では前述の沈み込み開始直後の海底拡大に伴い活動した玄武岩溶岩とボニナイト溶岩のそれぞれについて連続セクションの回収に成功し、分析が進められている。一方Exp. 351で掘削が行われた奄美三角海盆は古伊豆小笠原マリアナ弧の背弧域に相当する。ここでの掘削により、前弧で確認されているプレート沈み込み開始に伴う玄武岩類の活動が背弧側にまで及んでいたこと、また強制的沈み込み開始モデルで予測されているような上盤側の急激な上昇を記録した堆積物は存在せず、伊豆小笠原マリアナ弧の沈み込み開始は自発的に開始された可能性が高いことなどが明らかになった(Arculus *et al.*, 2015)。今後採取試料の分析により、島弧最初期における火成活動、地質環境の変遷の詳

細が解明され、沈み込み開始モデルが検証されることが期待される。

#### 4. 今後に向けて

以上プレート沈み込み開始と火山弧創成モデルの概観と、特に伊豆小笠原マリアナ弧での最近10年程度での研究の進展を紹介してきた。今後取り組むべき課題について個人的には、1) プレート沈み込み開始がおきたテクトニックセッティングの復元、2) 他の島弧にも適用可能な普遍的なモデルの構築と検証、3) 沈み込み開始プロセスの多様性の検討、といった点が挙げられると思う。これには、世界の他の島弧、特に海洋性島弧において島弧最初期の地殻、火山層序が解明されると同時に、それらの知見とプレート復元モデルをフィードバックさせながら、プレート沈み込み開始にいたったテクトニックなプロセスを解明していく必要がある。さらに島弧創成プロセスを記録している可能性が指摘されているオフィオライト層序について、海洋性島弧の層序に記録されている火成活動史との共通点、相違点を明確にすることで、沈み込み開始時の地殻、マントルの物理化学条件の共通点や多様性の理解につながることを期待される。

#### 謝 辞

谷健一郎、海野 進、金山恭子、針金由美子、坂本泉、森下知晃の各氏には日頃から多くのコメントや議論をしていただいた。査読者の道林克禎氏、匿名査読者の方及び編集担当の前野 深氏から、本論文の改訂にあたり有益なコメントをいただいた。ここで紹介した一部の研究には学術振興会科学研究費補助金基盤研究(B)課題番号25287133(代表:石塚 治)を使用した。ここに記して感謝申し上げる。

#### 引用文献

- Arculus, R. J., Ishizuka, O., Bogus, K. A., Gurnis, M., Hickey-Vargas, R., Aljehdali, M. H., Bandini-Maeder, A. N., Barth, A. P., Brandl, P. A., Drab, L., do Monte Guerra, R., Hamada, M., Jiang, F., Kanayama, K., Kender, S., Kusano, Y., Li, H., Loudin, L. C., Maffione, M., Marsaglia, K. M., McCarthy, A., Meffre, S., Morris, A., Neuhaus, M., Savov, I. P., Sena, C., Tepley III, F. J., van der Land, C., Yogodzinski, G. M. and Zhang, Z. (2015) A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Nature Geoscience*, **8**, 728-733, doi: 10.1038/NGEO2515.
- Bloomer, S. H. (1983) Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench: implications for its structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7411-7428.
- Bloomer, S. H. and Fisher, R. L. (1987) Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench-a nonaccreting plate boundary. *J. Geol.*, **95**, 469-495.
- Bloomer, S. H. and Hawkins, J. W. (1987) Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contrib. Mineral. Petr.*, **97**, 361-377.
- Cooper, L. B., Plank, T., Arculus, R. J., Hauri, E. H., Hall, P. S. and Parman, S. W. (2010) High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *J. Geophys. Res.*, **115**, B10206, doi: 10.1029/2009JB006367.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2014) Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**, 93-100.
- Doin, M.-P. and Henry, P. (2001) Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics*, **342**, 163-191.
- Duncan, R. A., Valuer, T. and Falvey, D. A. (1985) Volcanic episodes at 'Eua Tonga. In *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs—Tonga Region* (Scholl, D. W. and Valuer, T. L. eds), 281-290, Circum-Pac. Council. Energy Miner. Resour., Earth Sci. Ser., 2.
- Expedition 352 Scientists (2015) Izu-Bonin-Mariana fore arc: Testing subduction initiation and ophiolite models by drilling the outer Izu-Bonin-Mariana fore arc. *International Ocean Discovery Program Preliminary Report*, **352**, <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.pr.352.2015>.
- Falloon, T. J. and Danyushevsky, L. V. (2000) Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H<sub>2</sub>O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *J. Petrol.*, **41**, 257-283.
- Gerya, T. V., Connolly, J. A. D. and Yuen, D. A. (2008) Why is terrestrial subduction onesided?. *Geology*, **36**, 43-46.
- Gerya, T. V. (2010) **Introduction to Numerical Geodynamic Modelling**. Cambridge, University Press, 345 p.
- Gerya, T. V., Stern R. J., Baes, M., Sobolev, S. V. and Whattam, S. A. (2015) Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. *Nature*, **527**, 221-225.
- Gurnis, M. (1992) Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, **255**, 1556-1558.
- Gurnis, M., Hall, C. and Lavier, L. (2004) Evolving force balance during incipient subduction. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **5**, Q07001, doi: 10.1029/2003GC000681.
- Hall, C. E., Gurnis, M., Sdrolias, M., Lavier, L. L. and Muller, R. D. (2003) Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fractures zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 15-30.
- Herzberg, C. and Gazel, E. (2009) Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes. *Nature*, **458**, 619-622, doi: 10.1038/nature07857.
- Hirose, K. and Kawamoto, T. (1995) Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 463-473.
- Ishizuka, O., Kimura, J. I., Li, Y.-B., Stern, R. J., Reagan, M. K., Taylor, R. N., Ohara, Y., Bloomer, S. H., Ishii, T., Hargrove III, U. S. and Haraguchi, S. (2006) Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: new age,

- chemical and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 385–401.
- Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M. K., Kanayama, K., Umino, S., Harigane, Y., Sakamoto, I., Miyajima, Y., Yuasa, M. and Dunkley, D. J. (2011) The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **306**, 229–240.
- Ishizuka, O., Tani, K. and Reagan, M. K. (2014 a) Izu-Bonin-Mariana fore-arc crust as a modern ophiolite analogue. *Elements*, **10**, 115–120, doi: 10.2113/gselements.10.2.115.
- Ishizuka, O., Umino, S., Taylor, R. N. and Kanayama, K. (2014b) Evidence for hydrothermal activity in the earliest stages of intraoceanic arc formation: implication to ophiolite-hosted hydrothermal activity. *Econ. Geol.*, **109**, 2159–2177.
- Jicha, B., Scholl, D. W., Singer, B. S., Yagodinski, G. M. and Kay, S. M. (2006) Revised age of Aleutian Island Arc formation implies high rate of magma production. *Geology*, **34**, 661–664.
- Kanayama, K., Umino, S. and Ishizuka, O. (2012) Eocene volcanism during the incipient stage of Izu–Ogasawara Arc: Geology and petrology of the Mukojima Island Group, the Ogasawara Islands. *Isl. Arc*, **21**, 288–316, doi: 10.1111/iar.12000.
- Kanayama, K., Umino, S. and Ishizuka, O. (2014) Shallow submarine volcano group in the early stage of island arc development: Geology and petrology of small islands south off Hahajima main island, the Ogasawara Islands: *J. Asian Earth Sci.*, **85**, 1–25.
- Kodaira, S., Noguchi, N., Takahashi, N., Ishizuka, O. and Kaneda, Y. (2010) Evolution from fore-arc oceanic crust to island arc crust: A seismic study along the Izu-Bonin fore arc. *J. Geophys. Res.*, **115**, B09102, doi: 10.1029/2009JB006968.
- Maffione, M., Thieulot, C., van Hinsbergen, D. J. J., Morris, A., Plumper, O. and Spakman, W. (2015) Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **16**, 1753–1770, doi: 10.1002/2015GC005746.
- Matsumoto, T. and Tomoda, Y. (1983) Numerical-simulation of the initiation of subduction at the fracture-zone. *J. Phys. Earth*, **31**, 183–194.
- McKenzie, D. P. (1977) The initiation of trenches: A finite amplitude instability. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* (Talwani, M. and Pitman, W. C. eds), 57–61, Maurice Ewing Ser., 1, AGU, Washington, D. C.
- Meffre, S., Falloon, T. J., Crawford, T. J., Hoernle, K., Hauff, F., Duncan, R. A., Bloomer, S. H. and Wright, D. J. (2012) Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **13**, Q12003, doi: 10.1029/2012GC004335.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V. and Connolly, J. A. D. (2008) Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs. *Phys. Earth Planet. Int.*, **171**, 336–356.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V. and Marques, F. O. (2010) Subduction initiation at passive margins: numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, **115**, B03406, doi: 10.1029/2009JB006549.
- Parkinson, I. J., Hawkesworth, C. J. and Cohen, A. S. (1998) Ancient mantle in a modern arc: Osmium isotopes in Izu-Bonin-Mariana forearc peridotites. *Science*, **281**, 2011–2013, doi: 10.1126/science.281.5385.2011.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Lon. Sp. Pub.*, **16**, 77–94.
- Reagan, M. K. and Meijer, A. (1984) Geology and geochemistry of early arc volcanic rocks from Guam. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 701–713.
- Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S. H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B. B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J. I., Peate, D. W., Rowe, M. C. and Woods, M. (2010) Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu–Bonin–Mariana system. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **11**, Q03X12, doi: 10.1029/2009GC002871.
- Reagan, M. K., McClelland, W. C., Girard, G., Goff, K. R., Peate, D. W., Ohara, Y. and Stern, R. J. (2013) The geology of the southern Mariana fore-arc crust: Implications for the scale of Eocene volcanism in the western Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **380**, 41–51.
- Regenauer-Lieb, K., Yuen, D. A. and Branlund, J. (2001) The initiation of subduction: critically by addition of water? *Science*, **294**, 578–580.
- Stern, R. J. (2004) Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **226**, 275–292.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1992) Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu–Bonin–Mariana and Jurassic California Arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 1621–1636.
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y. and Whattam, S. (2012) To understand subduction initiation, study forearc crust: to understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, **4**, 469–483.
- Sturm, M. E., Klein, E. M., Karsten, J. L. and Karson, J. A. (2000) Evidence for subduction-related contamination of the mantle beneath the southern Chile Ridge: Implications for ambiguous ophiolite compositions. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.*, **349**, 13–20.
- Sun, S. -S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *Geol. Soc. Lon. Sp. Pub.*, **42**, 313–345.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tatsumi, T., Yamashita, M., Sato, T., Kaiho, Y., Miura, S., No, T., Takizawa, K. and Kaneda, Y. (2009) Structural variations of arc crusts and rifted margins in the southern Izu–Ogasawara arc–back arc system. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q09X08, doi: 10.1029/2008GC002146.
- Toth, J. and Gurnis, M. (1998) Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones. *J. Geophys. Res.*, **103**, 18053–18067.
- Umino, S. (1985) Volcanic geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands). *J. Geol. Soc. Japan*, **91**, 505–523.

- Umino, S., Kitamura, K., Kanayama, K., Tamura, A., Sakamoto, N., Ishizuka, O. and Arai, S. (2015) Thermal and chemical evolution of the subarc mantle revealed by spinel-hosted melt inclusions in boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago. *Geology*, **43**, 151–154, doi: 10.1130/G36191.1.
- Whattam, S. A. and Stern, R. J. (2015) Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Res.*, **27**, 38–63.
- Zhu, G., Gerya, T. V., Yuen, D. A., Honda, S., Yoshida, T. and Connolly, J. A. D. (2009) 3D dynamics of hydrous thermal-chemical plumes in oceanic subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q11006, doi: 10.1029/2009GC002625.

(編集担当 前野 深)