

伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成

田村 芳彦*

Formation of Continental Crust at the Izu-Honshu Collision Zone

Yoshihiko TAMURA*

Abstract

The tectonic setting of arc-arc collision and arc accretion in the Izu-collision zone is similar to that of the Archean orogenic belts (e.g., Taira *et al.*, 1992). Understanding the petrological processes of granite formation in the Izu-collision zone, where geodynamic information is not modified by polyphase deformation and metamorphism, may contribute to an understanding of ancient orogenic belts, especially those related to collisional settings. The Pacific plate began subducting the Philippine Sea plate about 50 million years ago to produce the currently active Izu-Bonin-Mariana (IBM) arc. The collision between the northern IBM arc system and the Honshu arc of the Eurasia plate has been occurring since the middle Miocene (*ca.* 15 Ma) as a consequence of the northwestward migration of the Philippine Sea plate (e.g., Yamazaki *et al.*, 2010). Neogene granite plutons are widely exhumed by tectonic uplifts associated with arc collision. Seismic imaging suggests that most of the present Izu-Bonin arc crust was created in the Eo-Oligocene (Kodaira *et al.*, 2008; Kodaira *et al.*, 2010). However, remnants of this older crust have not been found in the Izu collision zone. Tamura *et al.* (2010) integrated new geochemical results with recent geophysical imaging of the arc and concluded that Miocene plutonic rocks in the Izu collision zone are from the Eocene-Oligocene middle crust, which was partially melted, remobilized, and rejuvenated during the collision. Moreover, (1) the mafic arc lower crust is missing at the collision zone (Kitamura *et al.*, 2003) and (2) the aseismic Philippine Sea plate, which is subducted at depths of 130–140 km without evidence of a tear or other gap, has been detected even beneath areas 120 km NW of the collision zone (Nakajima *et al.*, 2009). These lines of evidence suggest that the down-dragged middle crust would partially melt and coalesce in the upper plate, but the mafic (high in iron and magnesium) lower crust would not melt and subduct into the deep mantle, resulting in delamination and separation of the middle crust from the lower crust. Both processes are inevitable at the collision and are necessary to yield continental crust. Thus, it is suggested that collisional orogeny plays an important role in the genesis of continental crust.

Key words : Izu-Bonin-Mariana arc, subduction zone, seismic image, tonalite, arc crust

キーワード : 伊豆小笠原マリアナ弧, 沈み込み帯, 地震波構造, トーナライト, 島弧地殻

* 独立行政法人海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域

* Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, 237-0061, Japan

本稿は2010年6月18日に行われた地学クラブ講演会講演に基づき総説としてまとめた。

I. はじめに

McBirney (2006) の 20 年ぶりに出された教科書 *Igneous Petrology* 第三版に以下のような文章がある。“—many geologists shared the view that we had already learned essentially everything there was to know about igneous rocks—. Now, twenty years later, many of the theories that seemed so secure are the subject of lively debate.” 現在活発に議論されている「古くて新しい火成岩の問題」のひとつが大陸地殻である。大陸地殻は著しい化学組成の多様性をもち、太陽系では地球に固有の物質である。よって大陸地殻の成因は地球の理解にとって本質的なものの一つである。また、従来より大陸地殻の平均組成を求める試みが数多くなされている (Rudnick and Gao (2003) にそのレビューがある)。微量元素においてはそれぞれの推定値にかなりのバリエーションがある。しかし、大陸地殻が 60 wt% SiO₂ 前後の安山岩質の平均組成をもつことについては、すべての研究者が一致している。つまり、安山岩マグマの活動および/または花崗岩 (流紋岩) と玄武岩マグマのバイモーダルな活動は大陸地殻そのものの成因にとって重要な役割をもつ。Taylor (1967) は大陸地殻の平均組成が安山岩 (カルクアルカリ安山岩) であること、カルクアルカリ安山岩マグマが沈み込み帯の火山に特徴的であることから、大陸地殻が沈み込み帯の火山活動で生じると論じた。彼は沈み込み帯のマントルウェッジの部分融解により安山岩質の初生マグマが発生すると考えていた (Taylor and White, 1965)。久城育夫もエンスタタイト (頑火輝石) が含水下では 3 GPa までかんらん石とメルトに不調和融解すること (Kushiro *et al.*, 1968)、および単純な系 (forsterite-diopside-silica, forsterite-nepheline-silica, forsterite-CaAl₂SiO₆-silica) において forsterite の安定領域が含水下で拡大すること (Kushiro, 1972) など高温高压融解実験の結果から、島弧の含水マントルウェッジの部分融解により安山岩組成のマグマが発生すると考えた。Kushiro (1990) はさらに多様な初

生マグマが島弧の下で生産されると考え、地殻の進化を論じた。

一方、とくに海洋性島弧のマントルウェッジで生じる初生マグマは玄武岩であるというパラダイムが存在する。島弧 (伊豆小笠原マリアナ弧) の玄武岩マグマから出発して伊豆小笠原マリアナ弧の安山岩質の中部地殻を生成するモデルが Tatsumi *et al.* (2008) により発表された。これは近年の地震波速度構造による島弧地殻構造研究 (Kodaira *et al.*, 2007a; Takahashi *et al.*, 2007, 2008) と岩石学的モデルを組み合わせた説得力のある仮説である。

このように、「安山岩マグマおよび安山岩質の中部地殻の成因」はこれまでいろいろと議論されてきたが、研究者の間でコンセンサスが得られているとは言い難い。その大きな理由の一つは、沈み込み帯のマグマが結晶分化作用等により著しく初生マグマから分化していることにある。ところが、われわれは最近、マリアナ弧の海底火山 NW Rota-1 で、かなり未分化な溶岩を採取した。これらの溶岩を分析・解析して、この火山に二つの初生玄武岩マグマが存在していることを見いだした (Tamura *et al.*, 2011)。今後は、沈み込み帯の火山における初生マグマの多様性を再検討することが期待される。一つの火山の直下のマントルウェッジでは、二つの玄武岩マグマが普遍的に発生するのか、初生マグマは二つで十分なのか、という検討であり、さらに、安山岩質の初生マグマは存在しないのか、というような再検討も必要であろう。

本論文では、大陸地殻形成に必要なもう一つの難題を議論する。島弧の地震波速度構造 (Kodaira *et al.*, 2007a, b; Takahashi *et al.*, 1998, 2007, 2008) は島弧地殻に厳として安山岩質の中部地殻が存在することを示している。しかし、安山岩質の中部地殻を形成しただけではまだ大陸地殻の生成とはいえない。下記に示すように、全地殻の平均組成を安山岩組成にし、真の大陸地殻を形成するためには、島弧地殻から上部地殻、中部地殻を抽出・集積し、かつ下部地殻をとり除くという最後の仕上げが必要なのである。本論文では、伊

豆弧と本州弧の衝突帯で安山岩質の中部地殻が部分融解して付加・集積される一方、マフィックな下部地殻がマントルへと沈み込んでいることを示す。つまり、下部地殻の強制排除が衝突帯で起こっていることを示し、衝突帯の大陸地殻生成に対する意義を議論したい。

II. 島弧下部地殻の強制排除または デラミネーションの必要性

公表されている大陸地殻の平均組成推定値と伊豆小笠原マリアナ (IBM) 弧の島弧地殻平均組成推定値を比較する (表 1)。大陸地殻の平均組成は Rudnick and Gao (2003) によってコンパイルされ、議論されたものである。大陸地殻の平均組成は SiO_2 量が 60% 前後の安山岩であるというのはほぼ確実な事実であろう (Rudnick, 1995)。一方, Taira *et al.* (1998) および Tatsumi *et al.* (2008) によって示された IBM 弧の地殻は大陸地殻に比較して SiO_2 量が 6 wt% から 12 wt% 低く, アルカリ元素に乏しく, Al_2O_3 , FeO , MgO , および CaO に富んでいる。さらに Tatsumi *et al.* (2008) により明瞭に示されたように IBM 弧のモホ面はマグマ由来の地殻物質とマントルかんらん岩の境界ではない。IBM 弧のモホ面は初期玄武岩地殻の溶け残り (restite) と残存玄武岩質地殻の境界にある地震波反射面であり, 地震波速度は 6.8–7.2 から 7.4–7.7 km/s にジャンプする。この IBM モホ面下の低速度の上部マントル ($V_p = 7.4\text{--}7.7$ km/s) は, 大陸地殻直下にはない。大陸地殻の下の上部マントルの地震波の平均 P 波速度は 8.07 km/s でありモホ面は物質的に大陸地殻とマントルかんらん岩の境界を示している可能性が大きい (Christensen and Mooney, 1995)。一方, IBM 弧のモホ面下の低速度の上部マントル部分は物質的には地殻成分である。この部分を地殻成分として含めると, IBM 弧の組成は, 平均大陸地殻組成からさらにマフィックな組成へとずれる。Tatsumi *et al.* (2008) は島弧地殻から restite (反大陸地殻) をとり除くことにより大陸地殻へと進化すると論じている。

Taira *et al.* (1998) は, 伊豆弧の全島弧地殻

の組成は 54 wt% SiO_2 であるが, 下部地殻を除くと 60 wt% SiO_2 となり, 上部地殻と中部地殻は大陸地殻の組成に近いと結論している。よって, 少なくとも主要元素において島弧地殻から大陸地殻に進化するためには, IBM 弧の地殻から何らかの方法で restite および下部地殻までもとり除く必要がある。Tatsumi *et al.* (2008) は IBM 弧の地温勾配を仮定し, 想定される地殻の鉱物組み合わせを求め, V_p と密度を計算した。その結果, 下部地殻は斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, ホルンブレンドおよび少量の石英からなり, ガーネットは存在しない (Tatsumi *et al.*, 2008)。下部地殻の密度は上部マントルより低く, 安定した成層構造にあり, 普通の場合では下部地殻が上・中部地殻からデラミネーションを起こしてマントルにリサイクルされる可能性はない。

どうすれば島弧地殻から下部地殻を引きはがし, 大陸地殻に進化させることができるだろうか。地球表層でメカニカルに強制的に働く力はプレート運動以外には考えられない。プレート運動は大陸の集積と分散を繰り返し, その結果, 数多くの衝突帯を形成した。「島弧-島弧または島弧-大陸の衝突が島弧の上部地殻と中部地殻を集積し, 下部地殻の強制排除を引き起こしている」というのがわれわれの結論である。そこへ到達するために, 伊豆小笠原マリアナ弧の地殻とその生成年代を考察し, これらの地殻が伊豆弧と本州弧の衝突帯においてどのような挙動を示すかを観察してみよう。

III. 伊豆小笠原マリアナ弧の 地殻とその生成年代

太平洋プレートがフィリピン海プレートへと沈み込むことにより, 活発な火成活動が引き起こされ, 火山島と海底火山からなる全長 2800 km の伊豆小笠原マリアナ弧 (IBM 弧) が形成された (Stern *et al.*, 2003)。第四紀の伊豆弧は玄武岩質マグマと流紋岩質マグマのバイモーダルな火成活動で知られている (Tamura and Tatsumi, 2002)。これらのバイモーダルなマグマが IBM 弧の地殻の成長に貢献していることは間違いない。一方,

表 1 大陸地殻と伊豆小笠原マリアナ弧の地殻の平均化学組成の比較。大陸地殻の平均化学組成は Rudnick and Gao (2003) より、伊豆小笠原マリアナ弧の地殻の平均化学組成は Tatsumi *et al.* (2008) および Taira *et al.* (1998) より。

Table 1 Compositional estimates of bulk continental crust after Rudnick and Gao (2003) and the bulk Izu-Bonin-Mariana arc crust by Tatsumi *et al.* (2008) and Taira *et al.* (1998).

	Taylor (1964)	Ronov & Yaroshevsky (1967)	Holland & Lambert (1972)	Smithson (1978)	Weaver & Tarney (1984)	Shaw <i>et al.</i> (1986)	Christensen & Mooney (1995)	Rudnick & Fountain (1995)
SiO ₂	60.4	62.2	62.8	63.7	63.9	64.5	62.4	60.1
TiO ₂	1.0	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.9	0.7
Al ₂ O ₃	15.6	15.7	15.7	16.0	16.3	15.1	14.9	16.1
FeO*	7.3	6.3	5.5	5.3	5.0	5.7	6.9	6.7
MnO	0.12	0.10	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.11
MgO	3.9	3.1	3.2	2.8	2.8	3.2	3.1	4.5
CaO	5.8	5.7	6.0	4.7	4.8	4.8	5.8	6.5
Na ₂ O	3.2	3.1	3.4	4.0	4.2	3.4	3.6	3.3
K ₂ O	2.5	2.9	2.3	2.7	2.1	2.4	2.1	1.9
P ₂ O ₅	0.24		0.20		0.19	0.14	0.20	0.20
Mg#	48.78	46.73	50.91	48.50	49.95	50.02	44.47	54.49
	Wedepohl (1995)	Gao <i>et al.</i> (1998)	Taylor & McLennan (1985, 1995)	Rudnick & Gao (2003)	North Izu Tatsumi <i>et al.</i> (2008)	West Mariana Tatsumi <i>et al.</i> (2008)	Mariana Tatsumi <i>et al.</i> (2008)	North Izu Taira <i>et al.</i> (1998)
SiO ₂	62.8	64.2	57.1	60.6	52.3	54.1	53.3	54.0
TiO ₂	0.7	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
Al ₂ O ₃	15.4	14.1	15.9	15.9	18.9	18.7	18.7	16.2
FeO*	5.7	6.8	9.1	6.7	9.4	8.8	9.1	9.2
MnO	0.10	0.12	0.18	0.10				
MgO	3.8	3.5	5.3	4.7	5.3	4.8	5.0	6.1
CaO	5.6	4.9	7.4	6.4	11.0	10.2	10.6	9.0
Na ₂ O	3.3	3.1	3.1	3.1	2.0	2.3	2.2	2.4
K ₂ O	2.7	2.3	1.3	1.8	0.3	0.3	0.3	0.4
P ₂ O ₅		0.18		0.13				
Mg#	54.30	47.85	50.94	55.31	50.12	49.30	49.48	54.18

IBM 弧が誕生してから約 5000 万年が経過している (Ishizuka *et al.*, 2006; Reagan *et al.*, 2010)。30–15 Ma には背弧海盆が拡大し、四国海盆やパレスベラ海盆が形成された。実は IBM 弧の地殻の大部分は、背弧海盆拡大以前の始新世から漸新世に形成されたと考えられている。以下にその証拠を述べよう。

1) IBM 弧の前弧域の地殻

ある地域の島弧地殻は沈み込みの開始時期 (始

新世) より、その地域の海底および地表の火山岩の最後の噴出までの間に形成されたものであろう。マンツルの部分融解で生じた最初のマグマ (初生マグマ) はマンツルから地表に噴出する間に、温度および圧力の低下により大量の結晶を晶出する。初期の地殻はもともとあった海洋地殻に加え、地表に噴出した島弧マグマからとり去られた結晶の集積岩 (ガブロ等) やさらに地表に噴出しなかった深成岩体で形成されていると考えられ

る。IBM 前弧域においては始新世から漸新世の火山岩が海溝に沿って広く長く分布している (Ishizuka *et al.*, 2006; Kodaira *et al.*, 2010; Reagan *et al.*, 2010)。始新世のボニナイトを産する小笠原諸島および小笠原海嶺は小笠原前弧の一部である (Ishizuka *et al.*, 2006)。南部マリアナのグアム南西の海底はマリアナ弧の前弧域であるが、小笠原前弧と同様に始新世-漸新世のボニナイト、玄武岩類、ガブロ等を産出する (Reagan *et al.*, 2010) 伊豆弧の前弧域においては国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Program (ODP) sites 787, 792, 793) により大量の漸新世の火山砕せつ岩類 (タービダイト) が採取されている (His-cott and Gill, 1992; Gill *et al.*, 1994)。さらに、Taylor (1992) は、Frontal arc high (現在の火山フロントの約 50 km 東側に南北に連なる前弧域の地形的な高まり) が始新世-漸新世の火山フロントを形成していた火山であると論じている。これら前弧域の火山岩は一部のボニナイトを除いてほぼすべてが分化した岩石である。始新世-漸新世の火山活動が伊豆弧の前弧域の地殻の成長に大きな役割を演じたことを示唆している。

2) 地磁気異常と地震波速度構造からみた IBM 弧の火山フロントと背弧域の地殻

Yamazaki and Yuasa (1998) は伊豆弧で南北に連なる三列の長周期地磁気異常を見いだした。東側の列は漸新世の火山フロントである Frontal arc high (Taylor, 1992) に沿っている。西側の列は漸新世の九州パラオ海嶺にある。真ん中の列は東経 139°の現在の背弧火山列を南北に切って並んでいる。Yamazaki and Yuasa (1998) によるとこれらの地磁気異常の列は漸新世の火山体および中部地殻・下部地殻に存在する火山の深部のマフィックな深成岩体の存在を示唆している。

Kodaira *et al.* (2007a, b, 2008) により北部伊豆小笠原弧の地殻構造およびその 3 次元的な広がり が明らかになった。興味深いことは Yamazaki and Yuasa (1998) に対応するような始新世-漸新世の地殻の広がりである (Kodaira *et al.*, 2008)。背弧側の地殻の厚さは 80 km から 100 km の周期をもって変動しており、地殻の厚い部分は

Yamazaki and Yuasa (1998) の地磁気異常と一致する。よって背弧側の地殻の骨格は漸新世に形成されたと考えられる。また火山フロントと背弧側の両者の地殻構造は平均地震波速度や 6.0-6.8 km/s の P 波速度をもつ中部地殻 (安山岩組成の地殻) の厚さが 80 km から 100 km の周期をもって変動している。さらに、火山フロントと背弧側の地殻は、そう婦岩構造線の方に沿って動かすとジグソーパズルのように一致する (Kodaira *et al.*, 2008)。よって現在の伊豆弧の前弧、火山フロントおよび背弧側の地殻の大部分は四国海盆拡大前の始新世-漸新世にすでに形成されていたと考えることができる (Kodaira *et al.*, 2010)。

3) IBM 弧の中部地殻のプロープとしての第四紀流紋岩

北部伊豆小笠原弧は玄武岩マグマと流紋岩マグマのバイモーダルな火成活動で特徴づけられる (Tamura and Tatsumi, 2002)。さらに伊豆弧の第四紀流紋岩マグマは化学組成により R1, R2 および R3 の三種のタイプに分けることができる (Tamura *et al.*, 2009)。これら三種の流紋岩は系統的に化学組成が異なり、かつ火山の形態 (火山島、海底カルデラ) と地殻構造と流紋岩の組成に密接な関係がある。R1 流紋岩は玄武岩マグマを主体とする火山島から噴出し、これらの玄武岩主体の火山は厚い中部地殻をもつ。流紋岩質海底カルデラは R2 流紋岩を噴出し、これらの流紋岩火山は薄い中部地殻をもつ。R3 流紋岩はリフトの玄武岩に伴って噴出する。R1 流紋岩と R2 流紋岩、つまり玄武岩主体の火山と流紋岩主体の火山は火山フロントに沿って交互に出現し、それに伴って中部地殻の厚さは周期的に変動する (Kodaira *et al.*, 2007a)。微量元素比や Sr-Nd-Pb 同位体比において検討すると、R1 流紋岩は共存する第四紀玄武岩と類似点をもつ。一方、R2 流紋岩は第四紀の玄武岩マグマではなくて、漸新世の玄武岩に類似する組成をもつ。Tamura *et al.* (2009) は、以下のように考えた。玄武岩主体の火山 (火山島) の直下の熱いマントルウェッジにおいて玄武岩マグマが生成する。この玄武岩マグマが地殻内において側方移動して、火山島間の漸

新世の中部地殻を部分融解する。その結果、火山島間では漸新世の特徴をもつ R2 流紋岩マグマを生じた。また流紋岩を生じた中部地殻は下部地殻物質に変化するため、火山島間では中部地殻は減少する。また、この結論が正しければ、流紋岩主体の火山（海底カルデラ）の直下のマントルウェッジは融解していないことになる。Obana *et al.* (2010) は伊豆弧の火山フロントに沿った島弧縦断方向のマントルウェッジにおける地震波速度構造を求めた。その結果、玄武岩主体の火山である青ヶ島とスミス島直下において S 波の低速度異常がみられたが、その間にある明神海丘、明神礁ではマントルウェッジの S 波速度異常はみられなかった。これは Tamura *et al.* (2009) の結論と整合的である。

第四紀の流紋岩は中部地殻のプロープとなっていると考えられる。伊豆弧には多くの海底カルデラが存在し、R2 流紋岩を噴出している。この事実は、漸新世の中部地殻が広く伊豆弧の火山フロントに分布していることを示唆しており、Kodaira *et al.* (2008) の地殻構造とも整合的である。

IV. 伊豆弧-本州弧衝突帯の地質

図 1a には伊豆弧-本州弧衝突帯の簡略化した地質図を示してある (Aoike, 2001; Tamura *et al.*, 2010)。伊豆弧と本州弧の衝突は約 15 Ma の中期中新世にはじまったと考えられている (例えば, Amano, 1991; Takahashi and Saito, 1999)。フィリピン海プレートの古地磁気学データを再検討した Yamazaki *et al.* (2010) によっても 15 Ma 以降にプレートの東西方向の動きはほとんどなく、南海トラフに沿って本州弧の下に沈み込んでいたことが示された。伊豆弧を擁するフィリピン海プレートの沈み込みは 15 Ma 以降継続している。フィリピン海プレートは衝突帯の北西部においても断裂やギャップがなく連続しており、その先端部は 130-140 km の深さに到達している (Nakajima *et al.*, 2009)。このフィリピン海プレートの下には伊豆小笠原海溝および日本海溝から沈み込んだ太平洋プレートが広がっている (図

1a)。衝突帯の 120 km 北に位置する浅間火山は本州弧へのフィリピン海プレートの沈み込みによって形成された島弧火山といえるであろう。その意味では衝突帯は依然として沈み込み帯の一部である。

図 1b は衝突帯の拡大した図である。甲府花崗岩体 (KGC) および丹沢岩体は衝突帯を特徴づける深成岩体である。これらは衝突により島弧地殻の深部が露出したものであるといわれている (例えば, Kawate and Arima, 1998)。甲府花崗岩体は白亜紀から古第三紀の四万十層群に貫入し、丹沢岩体は 15 Ma 以降の付加帯に貫入している。甲府岩体および丹沢岩体の両者において年代値のバリエーションは大きい。甲府岩体は伊豆衝突帯において最大の深成岩体である。甲府岩体からの K-Ar 年代は 15.7-7.4 Ma を示す (河野・植田, 1966; 柴田ほか, 1984; Saito and Kato, 1996; Saito *et al.*, 1997)。高感度高解像イオンマイクロプローブ (SHRIMP) によるジルコンのウラン-鉛年代は 16.8 から 10.6 Ma を示す (Saito *et al.*, 2007)。同様に、丹沢岩体からの K-Ar 年代、Ar-Ar 年代、ジルコンのフィッシュントラック年代およびジルコンのウラン-鉛年代はいずれも大きなバリエーションを示す (図 2) (例えば, Tani *et al.*, 2010; Yamada and Tagami, 2008)。これらの深成岩体はそれぞれ多くの小岩体から形成されている。フィリピン海プレートの衝突に伴い、衝突帯の狭い地域に何百万年もかけて小規模な深成岩体 (マグマ) が次々と貫入して現在の甲府岩体および丹沢岩体を形成したと考えられる。

Kitamura *et al.* (2003) は丹沢深成岩体の主要構成岩石であるトーナライトと小規模に露出するガブロ類 (輝石ホルンブレンドガブロ, ホルンブレンドガブロ, 石英ガブロ) の超音波 V_p および V_s 速度を高圧下において測定し、それらを北部伊豆弧の地殻の地震波速度 (Takahashi *et al.*, 1998) と比較した。その結果、トーナライトが中部地殻、丹沢のガブロ類が下部地殻の上部に相当することを示した。一方、 V_p 速度からは丹沢岩体において伊豆弧の下部地殻に相当する岩石が見いだせなかった (Kitamura *et al.*, 2003)。こ

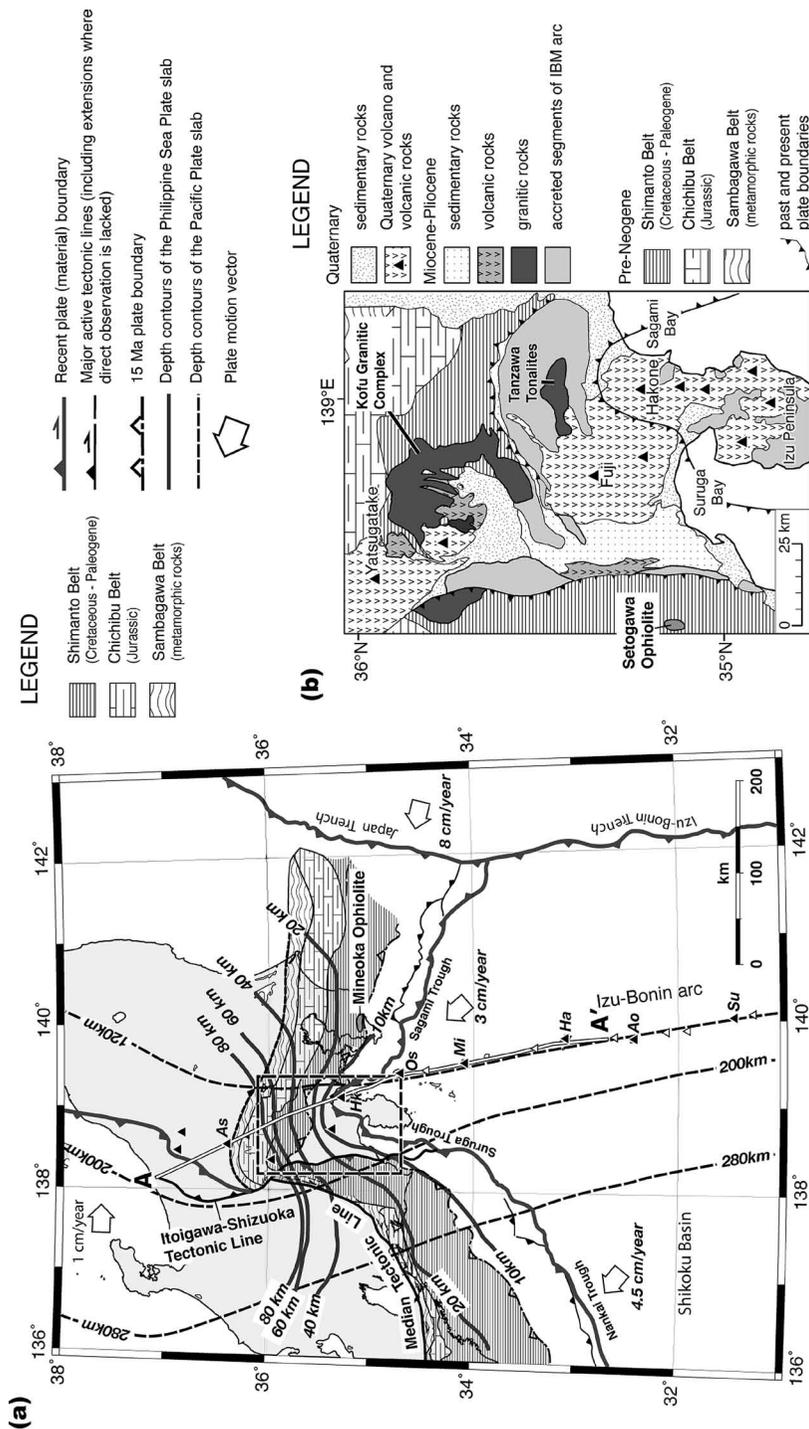


図 1 (a) 伊豆弧と本州弧の衝突帯の地質構造。中央構造線およびその南に配列する三波川帯、秩父帯、四万十帯が伊豆弧の衝突により屈曲している。太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの等深度線はそれぞれ点線とグレーの線で表されている (Nakajima *et al.*, 2009)。長方形の点線の枠内に甲府花崗岩体と丹沢岩体が露出する。これらの貫入岩体は白亜紀から第三紀の付加帯 (四万十帯) および 15 Ma 以降の付加帯に貫入する。房総半島の四万十帯のなかに嶺岡オフィオライトが産する。(b) 衝突帯のより詳細な地質。甲府花崗岩体、丹沢岩体、第四紀の火山、瀬戸川オフィオライト等を示している。Tamura *et al.* (2010) より。Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

Fig. 1 (a) Geological map of the collision zone between the Honshu and Izu-Bonin arcs. Collision between these arcs results in the northward convex structure of the Median Tectonic Line (MTL) and the Sambagawa, Chichibu and Shimanto Belts. Iso-depth contours of the Pacific plate (dashed lines) and the Philippine Sea plate (gray lines) slabs estimated by Nakajima *et al.* (2009). (b) A more detailed geological map of the collision zone, and enlargement of the dashed rectangle in (a), showing the locations of the Kofu Granitic Complex (KGC), Tanzawa tonalites, Quaternary volcanoes, and Setogawa Ophiolite. From Tamura *et al.* (2010). Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

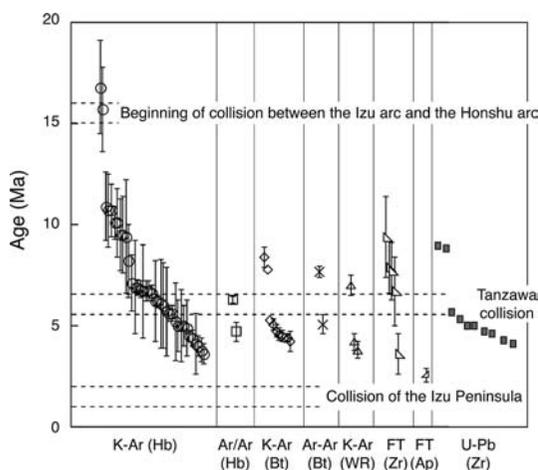


図 2 丹沢岩体の放射年代。Yamada and Tagami (2008) に追加。いずれの放射年代も丹沢地塊の衝突時期およびそれに前後する幅広い年代を示す。年代値は河野・植田 (1966), 佐藤ほか (1986), Ito *et al.* (1989), 佐藤ほか (1990), Saito *et al.* (1991), Saito (1993) および Tani *et al.* (2010)。

Fig. 2 Reported radiometric ages of the Tanzawa Tonalite Complex, modified from Yamada and Tagami (2008). The ages are from Kawano and Ueda (1966), Sato *et al.* (1986), Ito *et al.* (1989), Sato *et al.* (1990), Saito *et al.* (1991), Saito (1993), and Tani *et al.* (2010).

これは興味深い事実である。前述のように Taira *et al.* (1998) は伊豆弧の下部地殻をとり除くことによって大陸地殻の組成に近づくという議論をした。丹沢岩体はまさに、何らかの方法で下部地殻をとり除かれた伊豆島弧の地殻である。つまり丹沢岩体の生成そのものが島弧地殻から大陸地殻への進化を解明する鍵となることを示唆している。丹沢岩体よりもシリカ成分の多い(珪長質である)甲府花崗岩体においても同様なことがいえるであろう。

V. 衝突帯の年代ジレンマ

伊豆小笠原マリアナ弧の地殻を伊豆弧-本州弧衝突帯の地質と見比べてみると不思議なことに気がつく。前述したように IBM 弧の地殻の大部分は始新世から漸新世にかけて形成された。その一方で伊豆弧-本州弧の衝突帯においてこの年代を

もつものは非常に限られている。一つは房総半島の南部に産する嶺岡オフィオライトである。このオフィオライトには深海性の泥質堆積岩, ソレイト質の枕状溶岩, およびドレアイト, アルカリ玄武岩, カルクアルカリ質の閃緑岩からガブロ質岩石および蛇紋岩化したかんらん岩を含んでいる。年代は 40 Ma から 20 Ma におよぶ (Hirano *et al.*, 2003)。三浦半島にも始新世 (37 Ma, K-Ar 年代) のアルカリ玄武岩が産する (谷口・小川, 1990)。瀬戸川オフィオライトは衝突帯西部の四万十層群の中に位置し, 蛇紋岩, ピクライトから高マグネシア安山岩までさまざまな岩石を産する (Arai, 1991; Ishiwatari, 1991; 白木ほか, 2005)。これまでは伊豆弧起源とは考えられてはいなかった嶺岡-瀬戸川オフィオライトは, 実は始新世-漸新世の伊豆弧の上部地殻を形成していた可能性がある。今後は四万十層群のなかに伊豆弧起源のものがより多く見だされていくかもしれない。

伊豆弧の中部地殻を形成していたと考えられてきた甲府花崗岩体, 丹沢岩体は始新世-漸新世ではなく, 衝突時期と相前後した中新世の年代をもつ (図 2)。年代的に若すぎるから, これらの岩体は伊豆弧の中部地殻起源ではなかったのか。このように考えるのは早計であろう。なぜなら, 伊豆弧の中部地殻は, フィリピン海プレートの北方への移動に伴い, 本州弧の下へと引きずり込まれる。このままではマントルへとリサイクルされる運命にある。中部地殻を形成していた岩石が地表へと出現するためには再融解 (部分融解) し, 下部地殻から離れてリモービライズ (remobilize) する必要がある。甲府花崗岩体, 丹沢岩体の前述した年代はこれらの岩体の貫入年代である。またこれらの岩体は一つのブロックとして貫入しているのではなく, 何百万年もかけていくつもの小規模な岩体として上昇し, 現在の大きな岩体を形成している (例えば Saito *et al.*, 2007 の Fig. 14 を参照)。これらの花崗岩体の年代はリモービライズした年代ではないだろうか。そうであれば, 源岩が伊豆弧の中部地殻を形成していた可能性は大きい。一方, Nakajima and Arima (1998) は玄

武岩地殻のアナテキシスによって丹沢岩体の形成を論じている。彼らの議論とこの議論は相反するものではなく、玄武岩地殻のアナテキシスによってオリジナルな中部地殻が生成する可能性は大きい (Tatsumi *et al.*, 2008)。そのオリジナルな中部地殻を形成していた岩石が再融解して現在の甲府花崗岩体、丹沢岩体が形成されたというのが本論文の主旨である。

図3は Shukuno *et al.* (2006) の丹沢岩体のトーナライト (62 wt% SiO₂) の融解実験の結果を示している。丹沢のトーナライトは 900°C から 1000°C の温度で 20-40% の流紋岩質のメルトと結晶の混合物となる。メルトが分離して上昇すれば流紋岩質の火山岩もしくは貫入岩体となり、もしメルトと結晶が分離しなければ安山岩質の部分融解体として全体がリモビライズし、ダイアピルとして上昇するであろう。実際、丹沢岩体においても甲府花崗岩体においても流紋岩質から安山岩質の深成岩体が存在する (Kawate and Arima, 1998; Saito *et al.*, 2007)。

再融解した岩体が融解前のオリジナルな年代を保持している可能性はほとんどない。オリジナルな年代はホルンブレンド、黒雲母、ジルコン等の鉱物に記録されている。図3から明らかなように 900°C を超えると、ホルンブレンド、黒雲母はすべて分解する。さらに、図4は Watson and Harrison (1983) のジルコンの飽和/溶解温度とそれに接するメルトの Zr 量と組成の関係を示している。伊豆小笠原弧の流紋岩の組成範囲も示してある。伊豆小笠原マリアナ弧の火山岩の特徴は概して Zr 含有量が低いことである。流紋岩でも 200 ppm に満たない。また伊豆弧の流紋岩は中部地殻の部分融解液であると考えられる (Tamura *et al.*, 2009)。よってアナテキシスがおこり、岩体が 850°C を超えた場合、オリジナルな岩体の保持していたジルコンはすべて流紋岩質の部分融解液に溶けて消失する可能性が大きい。また、丹沢岩体の場合、図2から明らかなことはジルコンの U-Pb 年代とホルンブレンドの Ar-Ar 年代および黒雲母の K-Ar 年代はほぼ一致している。ホルンブレンド、黒雲母の年代情報とジルコンのもつ

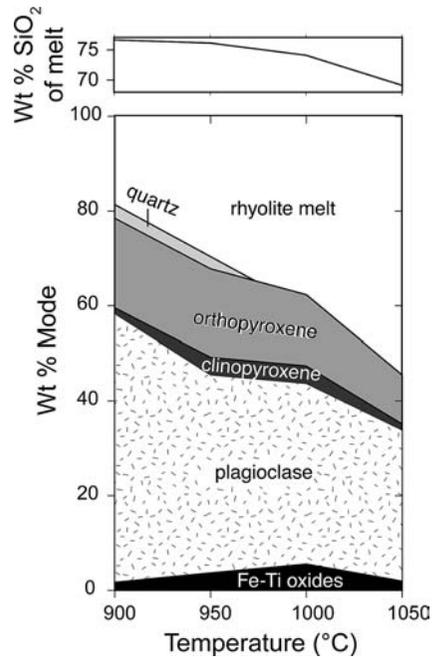


図3 3 kbar における安山岩質丹沢トーナライトの融解実験の結果 (Shukuno *et al.*, 2006)。丹沢岩体で量的に最も多いトーナライトは SiO₂ 量が約 60% である (Kawate and Arima, 1998)。900-1000°C で部分融解により結晶 (斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱, ±石英) と 20-40 wt% の流紋岩質メルトの混合体となる。900°C を超えると含水鉱物 (ホルンブレンド, 黒雲母) およびジルコンは分解する。Copyright (2006) Elsevier. Reproduced with permission from Elsevier.

Fig. 3 Weight fraction of phases in andesitic Tanzawa tonalite melting experiments at 3 kbar by Shukuno *et al.* (2006). The most voluminous rocks in the Tanzawa suite comprise tonalites with ~60 wt% SiO₂ (Kawate and Arima, 1998). The weight fraction of the melts increases continuously with increasing temperature, from 19% at 900°C, ~40% at 1000°C to 55% at 1050°C. The melts are in equilibrium with plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and magnetite at >950°C. Quartz appears <950°C. Copyright (2006) Elsevier. Reproduced with permission from Elsevier.

年代情報は同一のものである。

ジルコンはマグマから分離されると驚くべき安定な鉱物であり、またアナテキシス温度が低い S type の花崗岩のジルコンからは過去の記録が多

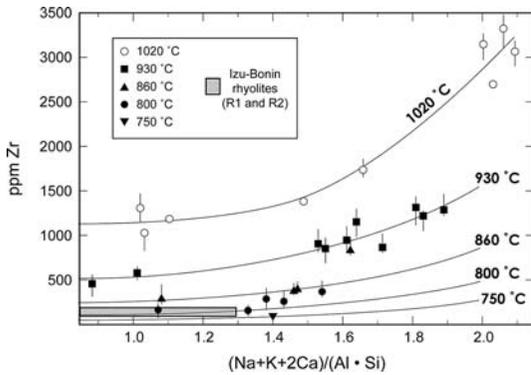


図 4 ジルコンの飽和/溶解実験の結果 (Watson and Harrison, 1983). 長方形で示した範囲は伊豆小笠原弧の流紋岩の Zr 量と M の範囲. 伊豆小笠原弧の流紋岩は中部地殻の部分融解液であると考えられる (Tamura *et al.*, 2009). Zr 含有量の少ない伊豆弧の中部地殻が 900-1000°C で融解した場合, すべてのジルコンは消費される可能性が大きい.

Fig. 4 Results of hydrothermal zircon saturation/solubility experiments at temperatures of 1020, 930, 860 and 750°C after Watson and Harrison (1983). The residual zirconium concentration in glass following zircon crystallization is plotted here against a measure of melt basicity, the cation ratio $M = (Na + K + 2Ca)/(Al \times Si)$. Error bars shown are at the level of $\pm 2\sigma$. The rectangle shows a range of Izu-Bonin rhyolites, which seem to be anatexis melts of the Izu-Bonin arc middle crust (Tamura *et al.*, 2009).

く読み取られている (Watson and Harrison, 1983)。しかし, IBM 弧のマグマのような高温 (900-1000°C) で Zr 含有量の少ない流紋岩質のマグマはジルコンの飽和温度をはるかに超え, マグマに接触するジルコンをすべて消費し, オリジナルな年代情報のすべて消失する可能性がある (Watson and Harrison, 1983)。丹沢岩体が伊豆弧の中部地殻がリモービライズしたものであれば, 丹沢岩体のホルンブレンド, 黒雲母, ジルコンは再溶融したメルトから晶出したと考えるのが妥当であろう。

唯一オリジナルな年代を示す可能性があるのは全岩の Rb-Sr アイソクロンである。部分融解液 (流紋岩メルト) が分離してしまったのでは, もちろん年代はリセットされてしまう。しかし, 全

岩が部分融解してメルトが分離せず, よって Rb と Sr の分別が起こらないまま, 全体がダイアピルとしてリモービライズしたのであれば Rb-Sr アイソクロンが使えるはずである。Saito *et al.* (2007) には甲府花崗岩体 (KGC) の膨大な量の Sr 同位体比が示されている。彼らは KGC をいくつかのグループに分け, それぞれのグループの親マグマに Sr 同位体比のバリエーションがあったこと, およびそのバリエーションは伊豆弧の下部地殻の部分融解で生じたマグマが四万十層群の堆積物をさまざまな程度とり込んだ結果である, との議論をしている。一方, Tamura *et al.* (2010) では, 「KGC は漸新世以前に形成されたプロトリスが中新世に部分融解することによって生じた」という新しい仮説を提出した。KGC の K-Ar 年代およびジルコンの U-Pb 年代は前述のように中新世である。よって KGC の Sr 同位体比でアイソクロンの予測が働くかどうかを議論するのが興味深いと考える。

図 5 は KGC および四万十層群の堆積物の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ をプロットしたものである。明瞭なことは (1) KGC のトレンドが Rb/Sr の低いものと高いもので異なるトレンドを示すこと, および (2) 四万十層群の堆積岩の影響はとくにこの図からは見いだせないことである。Rb/Sr 値の高いものは KGC のなかで高シリカ花崗岩と呼ばれているものである。衝突時期に部分融解し分離した流紋岩質メルトと考えるとどうであろうか。図 5b でみられるように高シリカ花崗岩は傾きの緩いトレンドをなす。もしこれをアイソクロンと見なすならば, 伊豆弧の本州弧への衝突時期を示唆しているのかもしれない。一方, Rb/Sr 値の低いものはシリカの低い花崗閃緑岩組成のものである。高シリカ花崗岩より明瞭に大きな傾きをもつ。もちろん大きなばらつきをもつため, これらが漸新世のアイソクロンを形成しているというのは適切ではないだろう。Saito *et al.* (2007) はこのトレンドをアイソクロンと見なさず, 不均質な mixing line に多少の分化が加わったものと考えている。しかし, 個人の意見としては, 前述した「全岩が部分融解してメルトが分離

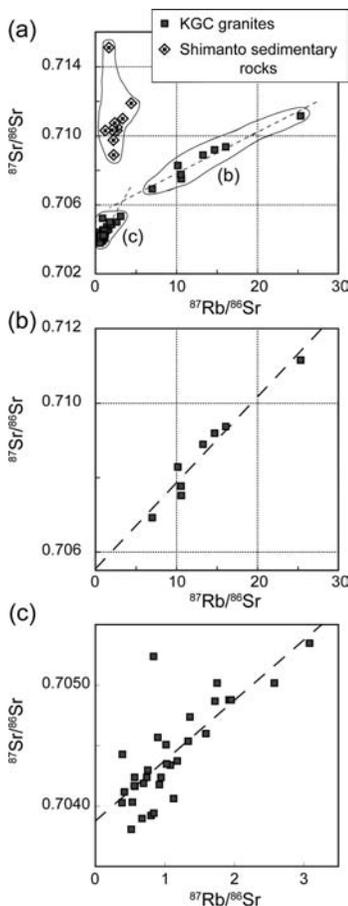


図 5 (a) 甲府花崗岩体 (KGC) の花崗岩類およびその基盤岩 (四万十層群の堆積岩) の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 図. KGC は (b) と (c) の二つのトレンドからなるように見える. データは Saito *et al.* (2007) より. (b) KGC のなかの高シリカ花崗岩の示すトレンド. (c) KGC の花崗閃緑岩類の示すトレンド.

Fig. 5 (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ of granites of Kofu Granitic Complex (KGC) and sedimentary rocks of the Shimanto Belt, into which the KGC intruded. Data from Saito *et al.* (2007). There are two trends (b and c) of KGC granites, and the latter is steeper than the former in this diagram. (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ of high-silica granites of KGC. (c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ of granodiorites of KGC.

せず、全体がダイアピルとしてリモービライズしたのであれば Rb-Sr アイソクロンが使えるはずである」という予測を大きく裏切っていないよう

にみえる。今後、衝突帯においては、このようないわゆる擬似アイソクロンも議論する価値があると考えられる。いずれにしても、再融解したプロトリスのオリジナルな年代を求めることは岩石の失われた記憶をとり戻すことである。その方法を見いだすことは今後期待される、意義あるかつエキサイティングな仕事のひとつであろう。

VI. 衝突帯の深成岩体は始新世-漸新世の火山岩に似ている

衝突帯の深成岩体の化学組成は岩体の示す年代 (中新世) の伊豆弧の火山岩とは系統的に異なる組成をもつ。例えば丹沢岩体のトーナライト類の組成は伊豆弧の中新世-第四紀の火山岩に比べて系統的に TiO_2 や FeO^* が低く、 Al_2O_3 が高い。これは Tamura and Tatsumi (2002) で伊豆弧の火山岩のデータを蓄積・編集しているときにすでに気付いていたのであるが、その理由がわからなかった。よってその時点では議論できなかった。

深成岩体は冷却の途中で結晶と流紋岩メルトが分離したり、結晶が集積してよりマフィックな組成を形成したりする。これらの深成岩に特有な組成の特徴を除くため、マフィック (低シリカ) なものとシリシク (高シリカ) なものを省き、シリカが 55-65% の安山岩質の組成において深成岩と火山岩とを比較するのが妥当であると考えられる。また、Kawate and Arima (1998) が示したように、丹沢岩体の主要部はこの範囲の組成を示す。

Tamura *et al.* (2010) は中新世・鮮新世・第四紀の伊豆弧の火山岩、始新世・漸新世の伊豆小笠原マリアナ弧の火山岩および衝突帯の深成岩体の組成 (主要元素, 微量元素, 微量元素比, Sr-Nd 同位体比) を比較した。その結果、衝突帯の深成岩類は伊豆小笠原マリアナ弧の始新世・漸新世の火山岩に類似した組成をもつという結論に至った。詳細はその論文をみていただければいいが、ここでは簡略にその結果を示す。図 6 は主要元素 (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^*), Mg 値, 希土類元素の比 (La/Sm , Dy/Yb , Ce/Yb) を比較したものである。主要元素のシリカダイアグラムは

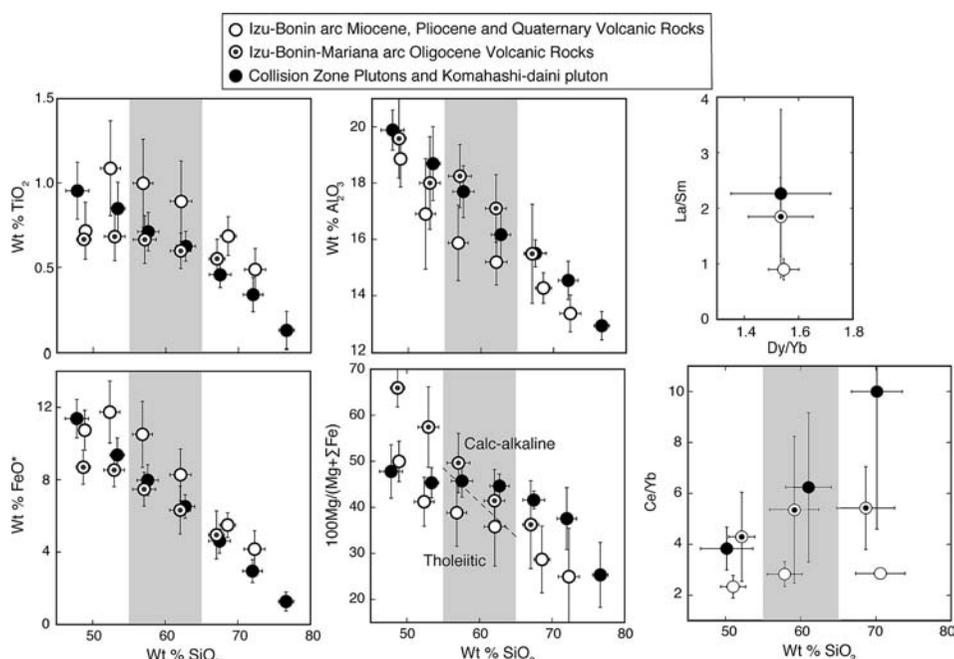


図 6 三つのグループの岩石（中新世・鮮新世・第四紀の火山岩，始新世・漸新世の火山岩および深成岩体）の統計的評価と比較。それぞれの点は平均と標準偏差を示す。とくにグレイで示す安山岩の組成において，漸新世の火山岩と深成岩体が主要元素量，Mg 値および希土類元素パターンにおいて類似した組成をもつことがわかる。La/Sm-Dy/Yb 図においても同様である。Tamura *et al.* (2010) より。Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

Fig. 6 Statistical assessments of three groups of rocks (Miocene, Pliocene, Quaternary volcanic rocks, Eocene, Oligocene volcanic rocks and plutons) and comparisons (Tamura *et al.*, 2010). Each point in the diagrams shows an average \pm one standard deviations calculated for seven ranges of wt% SiO₂ for TiO₂, Al₂O₃, FeO* and 100 Mg/(Mg + Σ Fe) diagrams and for three ranges of SiO₂ for Ce/Yb diagram. Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

シリカ幅 5%で，つまり 45-50, 50-55, 55-60, 60-65, 65-70, 70-75, 75-80 wt% SiO₂ 間のそれぞれの値の平均と標準偏差を求めてプロットしている。Ce/Yb はシリカ幅 10%でそれぞれプロットしている。また，SiO₂ が 55-65%の範囲をグレイで示している。とくに安山岩組成で比較すると始新世・漸新世の火山岩と衝突帯の深成岩類の両者が近似した値をもつことがあきらかであろう。一方，これらは中新世・鮮新世・第四紀の火山岩と系統的に異なる値をもつ。以上の結果より，衝突帯の深成岩類は伊豆小笠原マリアナ弧の漸新世の中部地殻が再融解してリモビライズし，ダイアピルとなって次々と地表に出現したものである，と結論された (Tamura *et al.*, 2010)。

Tani *et al.* (2010) は丹沢岩体および甲府花崗岩体の両者において全岩およびジルコンのもつ Th/Nb 比が大きなバリエーションをもつことを示した。図 7 は Tani *et al.* (2010) でしめされた丹沢岩体および甲府岩体などの衝突帯花崗岩類の全岩の Th/Nb を漸新世の火山岩と比較したものである。両者において Th/Nb は同様に高くまた変動幅が大きい。一般に始新世・漸新世の火山岩は微量元素や同位体比で大きいバリエーションをもつが，それらは地域的なものではなく，その時代のマグマ源の不均質性にその原因があると考えられる。始新世・漸新世におけるマグマ源の不均質性が衝突帯の深成岩類に反映されていると考えるのが妥当であろう。

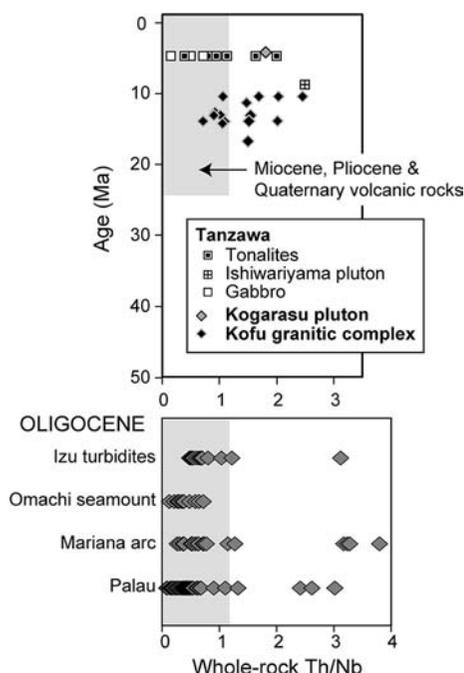


図 7 伊豆弧衝突帯の花崗岩類の Th/Nb 値と年代の関係。漸新世の火山岩類の Th/Nb 値と比較する。衝突帯の花崗岩類も漸新世の火山岩類も Th/Nb 値の変動が大きく、かつ一部は高い値をもつ。一方、中新世・鮮新世・第四紀の火山岩は変動も少なく Th/Nb 値も系統的に低い。花崗岩類のデータは Kawate and Arima (1998), Saito *et al.* (2007) および Tani *et al.* (2010) より。漸新世・中新世・鮮新世・第四紀の火山岩のデータは Gill *et al.* (1994), Tamura *et al.* (2010), Reagan *et al.* (2008) および Hawkins and Ishizuka (2009) より。

Fig. 7 Whole-rock Th/Nb versus age plot of Izu collision zone granitoids, which are compared to Oligocene whole-rock Th/Nb ratios of volcanic rocks. Granitoids data are from Kawate and Arima (1998), Saito *et al.* (2007) and Tani *et al.* (2010). Oligocene Izu-Bonin turbidites, Omachi seamount, Mariana arc, and Palau are from Gill *et al.* (1994), Tamura *et al.* (2010), Reagan *et al.* (2008) and Hawkins and Ishizuka (2009), respectively.

VII. 衝突帯における大陸地殻の生成

図 8 は本州弧と伊豆弧の衝突帯の断面を描いたものである (Tamura *et al.*, 2010)。Aoike (2001) の原図に Kodaira *et al.* (2007a) の伊豆弧の地

殻構造を加え、Nakajima *et al.* (2009) から沈み込むフィリピン海プレートの本州弧の下に延長してある。伊豆弧の玄武岩質マグマの卓越する火山島 (大島, 三宅島, 八丈島など) の直下のマントルにはマグマ源となるマントル (マントルダイアピルまたはホットフィンガー) が存在するが、火山島間に産する流紋岩質カルデラの地下にはマグマ源マントルは存在しない (Tamura *et al.*, 2002, 2009; Obana *et al.*, 2010)。伊豆弧と本州弧の衝突帯は高温であることがいくつかの点から指摘できる。(1) 通常の沈み込み帯では冷たい海洋プレートが沈み込んでいる。しかし、この衝突帯においては火山を有する熱い伊豆弧の地殻が本州弧に沈み込んでいる。(2) 玄武岩質火山の間の中部地殻も側方に移動する玄武岩マグマによって加熱され部分融解する温度に達している (Tamura *et al.*, 2009)。(3) 衝突帯の延長に位置する浅間火山はフィリピン海プレートの沈み込みによって生じている火山でありその地下のマントルは通常の火山フロント下のマントルウェッジの温度と同等であろう (約 1300°C)。このようにすでに加熱され部分融解をおこしている、または融解温度に近い中部地殻が、熱いマントルウェッジに引きずり込まれているのが衝突帯である。このプレートが本州弧の下に入った時点でプレートの地殻部分の温度は容易に 900°C を超えるであろう。この時点で前述したように安山岩質中部地殻は 20% 以上の部分融解をおこす。一方、下位のマフィックな下部地殻はほとんど溶けない。中部地殻は部分融解したダイアピルとして次々と下部地殻から剥がれ、浮力によって上昇し、本州弧の地殻および付加帯の地殻へと貫入していく。一方、下部地殻は本州弧の下に沈み込んでいく。これがまさに、島弧地殻から下部地殻を引き剥がし大陸地殻を生成するメカニズムであると考えられる。

VIII. 結 び

伊豆弧の衝突帯には伊豆弧で形成された中部地殻を源岩とする深成岩体が露出している。しかし、それは部分融解を受け、オリジナルな年代情報を消失し、あるものはメルトと分離し、あるも

Honshu Arc ————— Izu-Bonin Arc

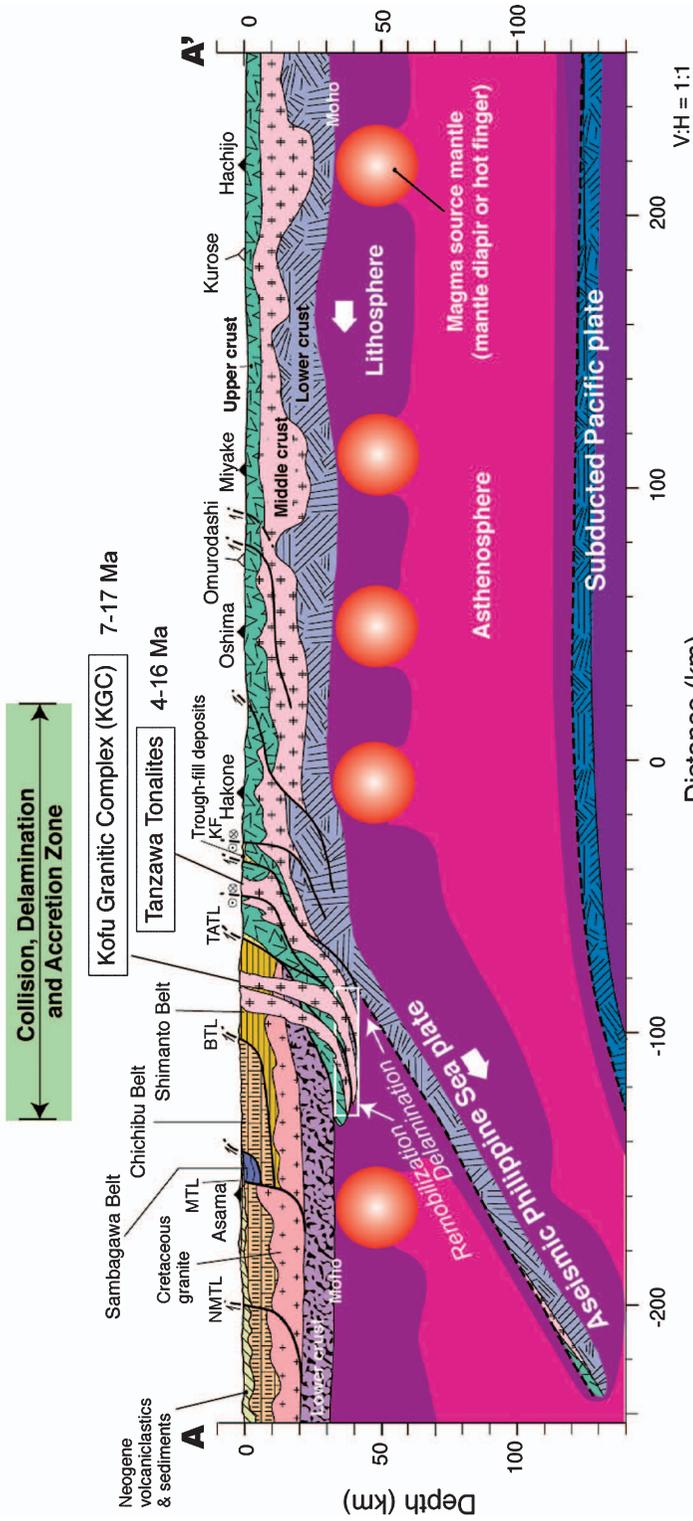


図 8 伊豆弧と本州弧の衝突帯の概略図 (Tamura *et al.*, 2010). 図 1 の A-A' 断面。伊豆弧の地殻構造は Kodaira *et al.* (2007a) より、衝突帯においては中部地殻の付加と下部地殻のテラミシオンがおこっている。甲府花崗岩体と丹沢岩体はこの衝突帯に付加された中部地殻である。伊豆弧の中部地殻の大部分は始新世-漸新世に形成された (Kodaira *et al.*, 2008)。伊豆弧の地殻はプレートとともに本州弧の下に引きずり込まれる。もともと伊豆弧の下で融点温度近くまで加熱されていた中部地殻は本州弧の下 (深さ 40-50 km, 温度 900-1000°C) で大規模に部分融解し、ダイアピルとして徐々に下部地殻から剥がれて上昇する。Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

Fig. 8 Schematic cross-section of the Izu-Bonin arc and the Honshu arc along the A-A' profile in Fig. 1 (Tamura *et al.*, 2010). The Kofu Granitic Complex (KGC) and the Tanzawa tonalites were emplaced during the Miocene within the zone of collision, delamination, and accretion between the two arcs. Crustal structure of the Izu-Bonin arc after Kodaira *et al.* (2007a). Most parts of the middle crust of the Izu-Bonin arc were produced in Eocene-Oligocene times (Kodaira *et al.*, 2008). The middle crust in the collision zone was dragged to mantle depths (40-50 km) and temperatures (900-1000°C). The resulting partial melting resulted in remobilization and delamination of the middle crust from the lower crust of the Philippine Sea plate. For further details, see Tamura *et al.* (2010). Copyright (2010) Oxford University Press. Reproduced with permission from Oxford University Press.

のは結晶が集結して、変形上昇して衝突帯に定置したものである。原形をとどめないほど料理された、「もと鳥弧中部地殻構成岩」といえるだろう。地殻の地震波速度構造やマグマの化学組成およびモデル計算からわれわれは確実に鳥弧の中部地殻の輪郭をとらえたといえる。しかし同時に、多くの部分は仮説であり、中部地殻そのものの実態はみえない。惑星探査を進める人類が、まだ地下数 km の中部地殻の実態を知らないのである。鳥弧中部地殻が、地球の成因、大陸地殻の成因に大きな役割を演じたことが明らかであるならば、中部地殻の実態解明は急務である。海底下数 km を掘削する技術をすでに人類は手にしており、それを実現するのが統合国際深海掘削計画 (IODP) である。大陸地殻の成因はサイエンスの最先端の解明を目指す IODP の目的とも一致する。現在、日本がリーダーシップをとって地球深部探査船「ちきゅう」をもちいて中部地殻を掘削しようというプロジェクト (Project IBM) が進んでいる (Tatsumi and Stern, 2006)。伊豆弧の中部地殻掘削へと邁進することは確実にわれわれの進むべき道のひとつであり、その成果は地球科学にとってパラダイムシフトを引き起こす成果をもたらすに違いない。

謝 辞

査読者の中島 隆博士と編集委員の下司信夫博士から本論文を改善するのに有益なご指摘をいただいた。巽 好幸博士、有馬 眞教授からは有益なご助言をいただいた。石塚 治博士、小平秀一博士、高橋成実博士とはエキサイティングな議論をしていただいた。本論文を書く機会を与えていただいた吉田鎮男教授と地学クラブの皆様に感謝します。

文 献

- Amano, K. (1991): Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315-329.
- Aoike, K. (2001): *Geology of the Tanzawa, Misaka and Koma Districts, Central Japan—Tectonic Evolution of the Izu Collision Zone—*. PhD Thesis, University of Tokyo.
- Arai, S. (1991): The circum-Izu massif peridotite, central Japan as back-arc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. in *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* edited by Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R., Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, 801-816.
- Christensen, N.I. and Mooney, W.D. (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 9761-9788.
- Gao, S., Luo, T.-C., Zhang, B.-R., Zhang, H.-F., Han, Y., Zhao, Z.-D. and Hu, Y.-K. (1998): Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1959-1975.
- Gill, J.B., Hiscott, R.N. and Vidal Ph. (1994): Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. *Lithos*, **33**, 135-168.
- Hawkins, J. and Ishizuka, O. (2009): Petrologic evolution of Palau, a nascent island arc. *Island Arc*, **18**, 599-641.
- Hirano, N., Ogawa, Y., Saito, K., Yoshida, T., Sato, H. and Taniguchi, H. (2003): Multi-stage evolution of the Tertiary Mineoka ophiolite at Boso TTT triple junction in the NW Pacific as revealed by new geochemical and age constraints. in *Ophiolites in Earth History* edited by Dilek, Y. and Robinson, P.T., *Geological Society, London, Special Publications*, **218**, 279-298.
- Hiscott, R.N. and Gill, J.B. (1992): Major and trace element geochemistry of Oligocene to Quaternary volcanoclastic sands and sandstones from the Izu-Bonin arc. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Taylor, B., Fujioka, K., et al., **126**, 467-485.
- Holland, J.G. and Lambert, R.S.J. (1972): Major element chemical composition of shields and the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **36**, 673-683.
- Ishiwatari, A. (1991): Ophiolites in the Japanese island: Typical segment of the circum-Pacific multiple ophiolite belts. *Episode*, **14**, 274-279.
- 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 and Planetary Science Letters*, **250**, 385-401.
- Ito, H., Sorkhabi, R.B., Tagami, T. and Nishimura, S. (1989): Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan: New evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, **166**, 331-344.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) — 西南日本の花崗岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 191-211. [Kawano, Y. and Ueda, Y. (1966): *Journal of the Japanese Association of Min-*

- eralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **56**, 191-211.]
- Kawate, S. and Arima, M. (1998): Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: Exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**, 342-358.
- Kitamura, K., Ishikawa, M. and Arima, M. (2003): Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: Constraints from high-pressure measurements of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan. *Tectonophysics*, **371**, 213-221.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Ito, A., Tamura, Y., Tatsumi, Y. and Kaneda, Y. (2007a): Seismological evidence for variable growth of crust along the Izu intraoceanic arc. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B05104, doi:10.1029/2006JB004593.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y. and Kaneda, Y. (2007b): New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc. *Geology*, **35**, 1031-1034.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Yamashita, M., No, T. and Kaneda, Y. (2008): Seismic imaging of a possible paleoarc in the Izu-Bonin intraoceanic arc and its implications for arc evolution processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, doi:10.1029/2008GC002073.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, **115**, B09102, doi:10.1029/2009JB006968.
- Kushiro, I. (1972): Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology*, **13**, 311-334.
- Kushiro, I. (1990): Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15929-15939.
- Kushiro, I., Yoder, H.S. and Nishikawa, M. (1968): Effect of water on the melting of enstatite. *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 1685-1692.
- McBirney, A.R. (2006): *Igneous Petrology Third Edition*. Jones and Bartlett Publishers, 550p.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009): Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Nakajima, K. and Arima, M. (1998): Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**, 359-373.
- Obana, K., Kamiya, S., Kodaira, S., Suetsugu, D., Takahashi, N., Takahashi, T. and Tamura, Y. (2010): Along-arc variation in seismic velocity structure related to variable growth of arc crust in northern Izu-Bonin intraoceanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**, doi:10.1029/2010GC003146.
- Reagan, M.K., Hanan, B.B., Heizler, M.T., Hartman, B.S. and Hickey-Vargas, R. (2008): Petrogenesis of volcanic rocks from Saipan and Rota, Mariana Islands, and implications for the evolution of nascent island arcs. *Journal of Petrology*, **49**, 441-464.
- 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. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**, doi:10.1029/2009GC002871.
- Ronov, A.B. and Yaroshevsky, A.A. (1967): Chemical structure of the Earth's crust. *Geokhimiya*, **11**, 1285-1309.
- Rudnick, R.L. (1995): Making continental crust. *Nature*, **378**, 571-578.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M. (1995): Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, **33**, 267-309.
- Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003): Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1-64.
- Saito, K. (1993): ⁴⁰Ar-³⁹Ar studies on some Tanazawa Tonalite samples. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 261-272.
- Saito, K. and Kato, K. (1996): A high density sampling K-Ar dating of the Kinpu-San plutonic body and the initiation of the Philippine Sea plate subduction. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **48**, 233-246.
- Saito, K., Otomo, I. and Takai, T. (1991): K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magna, central Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **43**, 921-935.
- Saito, K., Kato, K. and Sugi, S. (1997): K-Ar dating studies of Ashigawa and Tokuwana granodiorite bodies and plutonic geochronology in the South Fossa Magna, central Japan. *Island Arc*, **6**, 158-167.
- Saito, S., Arima, M., Nakajima, T., Misawa, K. and Kimura, J-I. (2007): Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, Central Japan. *Journal of Petrology*, **48**, 1761-1791.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (1986): 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代. 地質学雑誌, **92**, 439-446. [Sato, K., Shibata, K. and Uchiumi, S. (1986): *Journal of the Geological Society of Japan*, **92**, 439-446.]
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢 (1990): アパタイトのフィックション・トラック年代からみた丹沢岩体の冷

- 却史と丹沢山地の変成作用。地質学雑誌, **96**, 69-72. [Sato, K., Suzuki, M. and Shibata, K. (1990): *Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 69-72.]
- Shaw, D.M., Cramer, J.J., Higgins, M.D. and Truscott, M.G. (1986): Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the Earth. in *The Nature of the Lower Continental Crust* edited by Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J. and Wedepohl, K.H., *Geological Society, London, Special Publications*, **24**, 257-282.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二 (1984): 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩の K-Ar 年代。地質調査所月報, **35**, 19-24. [Shibata, K., Kato, Y. and Mimura, K. (1984): *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **35**, 19-24.]
- 白木敬一・大橋不三雄・和田憲明・伊藤純一・小野秀史 (2005): 静岡県, 瀬戸川オフィオライトのボニナイト様岩とメイメチャイト。名古屋地学, **67**, 25-38. [Shiraki, K., Ohashi, F., Wada, N., Ito, J. and Ono, H. (2005): *Nagoya Journal of Space & Earth Sciences*, **67**, 25-38.]
- Shukuno, H., Tamura, Y., Tani, K., Chang, Q., Suzuki, T. and Fiske, R.S. (2006): Origin of silicic magmas and the compositional gap at Sumisu submarine caldera, Izu-Bonin arc, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **156**, 187-216.
- Smithson, S.B. (1978): Modeling continental crust-structural and chemical constraints. *Geophysical Research Letters*, **5**, 749-752.
- Stern, R.J., Fouch, M.J. and Klempere, S.L. (2003): An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory. in *Inside the Subduction Factory* edited by Eiler, J., *AGU, Washington, DC, United States, Geophysical Monograph*, **138**, 175-222.
- Taira, A., Pickering, K.T., Windley, B.F. and Soh, W. (1992): Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics*, **11**, 1224-1244.
- Taira, A., Saito, S., Aoike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A. (1998): Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *Island Arc*, **7**, 395-407.
- Takahashi, M. and Saito, K. (1999): Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan: Reply. *Island Arc*, **8**, 117-123.
- Takahashi, N., Suyehiro, K. and Shinohara, M. (1998): Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc. *Island Arc*, **7**, 383-394.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klempere, S., Tatsumi, Y., Kaneda, Y. and Suyehiro K. (2007): Structure and evolution of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana oceanic island arc crust. *Geology*, **35**, 203-206.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tatsumi, Y., Kaneda, Y. and Suyehiro, K. (2008): Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 1. Seismic constraint on crust and mantle structure of the Mariana arc-back-arc system. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B01104, doi:10.1029/2007JB005020.
- Tamura, Y. and Tatsumi, Y. (2002): Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: An example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Petrology*, **43**, 1029-1047.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002): Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **197**, 105-116.
- Tamura, Y., Gill, J.B., Tollstrup, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Miyazaki, T., Takahashi, T., Hirahara, Y., Kodaira, S., Ishizuka, O., Suzuki, T., Kido, Y., Fiske, R.S. and Tatsumi, T. (2009): Silicic magmas in the Izu-Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology*, **50**, 685-723.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Aoike, K., Kawate, S., Kawabata, H., Chang, Q., Saito, S., Tatsumi, Y., Arima, M., Takahashi, M., Kanamaru, T., Kodaira, S. and Fiske, R.S. (2010): Missing Oligocene crust of the Izu-Bonin arc: Consumed or rejuvenated during collision? *Journal of Petrology*, **51**, 823-846.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Stern, R.J., Shukuno, H., Kawabata, H., Embley, R.W., Hirahara, Y., Chang, Q., Kimura, J.-I., Tatsumi, Y., Nunokawa, A. and Bloomer, S.H. (2011): Two primary basalt magma types from Northwest Rota-1 volcano, Mariana arc, and its mantle diapir or mantle wedge plume. *Journal of Petrology*, **52**, 1143-1183.
- Tani, K., Dunkley, D.J., Kimura, J.-I., Wysoczanski, R.J., Yamada, K. and Tatsumi, Y. (2010): Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan. *Geology*, **38**, 215-218.
- 谷口英嗣・小川勇二郎 (1990): 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義。地質学雑誌, **96**, 101-116. [Taniguchi, H. and Ogawa, Y. (1990): *Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 101-116.]
- Tatsumi, Y. and Stern, R.J. (2006): Manufacturing continental crust in the subduction factory. *Oceanography*, **19**, 104-112.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S. and Kogiso, T. (2008): Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B02203, doi:10.1029/2007JB005121.
- Taylor, B. (1992): Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Taylor, B., Fujioka, K. et al., **126**,

- 627-651.
- Taylor, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust- a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1273-1285.
- Taylor, S.R. (1967): The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, **4**, 17-34.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33**, 241-265.
- Taylor, S.R. and White, A.J.R. (1965): Geochemistry of andesites and the growth of continents. *Nature*, **208**, 271-273.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M. (1983): Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**, 295-304.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. (1984): Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**, 575-577.
- Wedepohl, H. (1995): The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 1217-1239.
- Yamada, K. and Tagami, T. (2008): Postcollisional exhumation history of the Tanzawa Tonalite Complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B03402, doi:10.1029/2007JB005368.
- Yamazaki, T. and Yuasa, M. (1998): Possible Miocene rifting of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc deduced from magnetic anomalies. *Island Arc*, **7**, 374-382.
- Yamazaki, T., Takahashi, M., Iryu, Y., Sato, T., Oda, M., Takayanagi, H., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, N. and Ooka, T. (2010): Philippine Sea Plate motion since the Eocene estimated from paleomagnetism of seafloor drill cores and gravity cores. *Earth, Planets and Space*, **62**, 495-502.
- (2010年11月18日受付, 2011年4月18日受理)