伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス

谷口英嗣* 小川勇二郎** 徐垣***

Tectonic Development of the Izu Arc and Paleo-Izu Arc

Hidetsugu TANIGUCHI*, Yujiro OGAWA** and Wonn SOH***

Abstract

The Izu-Ogasawara (Bonin) arc is along the eastern boundary of the Philippine Sea plate, where the Pacific plate is subducted from east. It is one of the typical intra-oceanic island arcs, and consists of the following units from the oceanic side; the "forearc ophiolite", forearc made of volcanic island arc of old age, active island arc volcanics, rift ("back-arc depression"), and back arc basin with several inactive volcanics. On land in the southern Kanto to the Southern Fossa Magna regions and surroundings, there are many lines of evidence for the ancient relicts of the Paleo-Izu materials and other oceanic materials, which have been accreted by various ways since Oligocene.

Before the accretion of island arc materials, ophiolitic rocks, composed chiefly of MORB with alkali basalt and harzburgite, were jammed within the terrigenous accretionary complex in the Shimanto belt. These rocks might be the obducted materials from the Pacific side. After that abundant volcanic island arc suites have been accreted to Honshu, sometimes mixed with Honshu-derived terrigenous materials, sometimes island arc materials only. The Fossa Magna might be formed between the stages of ophiolite obduction and island arc commencement, around 17 MaBP. Several accretionary prisms composed of the Izu forearc materials are developed in the present Miura-Boso Peninsulas. The volcanic arc materials, consisting remarkably of ash or lapilli fall deposits near the volcanic front, were offscraped and accreted to the Honshu arc side on the Sagami Trough. This reflects a particular tectonics around the trench-trench-trench triple junction off the Boso Peninsula, which arrived at around the present position at about 17 MaBP.

I. はじめに

伊豆一小笠原弧は現在、関東地方の南部から南へフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境

界部に発達している。この地域に関する海底地形の調査、音響探査による地質構造の解明、地震の発震機構からの沈み込みスラブの形態の推定、熱水の循環機構の解明等が活発になされるようにな

* 日本大学文理学部応用地学教室

** 九州大学理学部地球惑星科学教室

*** 静岡大学理学部地球科学教室

* Department of Earth Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University

** Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kyushu University

*** Institute of Geosciences, Faculty of Science, Shizuoka University

り、それらに基づく形成過程についての考察も行なわれつつある（例えば ODP Leg 126: Taylor, Fujioka *et al.*, 1990）。本論でははじめに、伊豆一小笠原弧、マリアナ弧で観察された現在の海洋域に見られるオフィオライトとその発達モデル、及び島弧、背弧海盆ないしリフトの発達過程とそのモデルについての代表的なものについて簡単にレビューする。続いて、現在伊豆一小笠原弧の北の延長上にあたる陸上に分布する地層の観察結果を検討し、先のモデルとの関連性を含めて、古伊豆一小笠原弧のテクトニクスについて考察する。なお、これらの議論は全般的には谷口が、三浦一房総半島、瀬戸川帯に関する部分には小川が加わり、第IV章についてはそれに徐が加わって行なわれたものである。

II. 伊豆一小笠原弧の発達

1) 伊豆一小笠原弧域に見られるオフィオライトの発達

オフィオライトについてはそのテクトニックな形成場や変形場あるいは起源についての議論がなされてきている（例えば地学雑誌 98 巻）。特に近年、海底の詳細な調査が進み、伊豆一小笠原海域、マリアナ海域の島弧前縁域に、玄武岩、ドレライト、ハンレイ岩等の玄武岩質岩類とともに、ハルツバージャイト、ダナイト、ボニナイト等が発見された。これらの岩石組み合わせは沈み込み帯で形成されたオフィオライトであると考えられ、それまでのオフィオライトと区別され *forearc ophiolite* (Ishii, 1985), あるいは *Island arc ophiolite* (Bloomer and Hawkins, 1983; Bloomer, 1983) と呼ばれた。これらと同様と考えられるものは他にトンガ海溝域、中米海溝域、ヤップ海溝域等にも産することが知られている。前川ほか (1989) はそれらの産状や岩石種の特徴、形成モデルについて検討した。それによると、*forearc ophiolite* には成層構造を有するタイプと、もともと成層していたものが破碎され蛇紋岩化が進んだタイプとの二つのタイプがあり、各タイプには島弧性の火山岩類に類似する岩石以外に中米海溝域のように海山や海洋地殻など複数の供給源を持つものも認

められる。特に後者のタイプの形成機構は、蛇紋岩ダイアピルによる可能性等があることが彼らによって指摘されたが、当時の段階では蛇紋岩ダイアピルから直接得られた試料が少なく、形成機構については結論に達していない。しかし、実験岩石学の知識からは (Tatsumi, 1989), ハルツバージャイトを含む蛇紋岩類やボニナイトの存在はマントルウェッジの加熱と水の供給を必要とする。従って、比較的若くて熱い縁海等を形成するプレート、あるいは海嶺の沈み込み等があれば *forearc ophiolite* の形成も可能である。ODP (Ocean Drilling Program) Leg 125 でマリアナ海域前弧の蛇紋岩ダイアピルと考えられる地域で直接掘削が行なわれ、ボニナイトから MORB 的岩石までが破碎された蛇紋岩中にブロックとして含まれる、先の蛇紋岩ダイアピルのタイプが認められた (Shipboard Scientific Party Leg 125, 1990)。

2) マリアナ弧及びフィリピン海盆域に見られるリフトの形成と島弧の発達

島弧の背弧側に縁海が形成されている地域は世界中にいくつか知られているが、特にマリアナ弧及びフィリピン海盆地域では岩石が採取された地質学的位置と化学組成との関係について比較的良く研究されている。例えばその中で、縁海と考えられている西フィリピン海盆でも DSDP の Site 447 で採取された玄武岩は最も MORB に近いとされ (Wood *et al.*, 1980), Site 291 と Site 292 のそれは IAT (*Island Arc Tholeiite*) に近いと考えられた (Sato and Tohara, 1984)。このように、縁海を構成する岩石には、島弧性の岩石から MORB 的岩石までを産し、かなりバリエーションがあるようである。

一方、縁海の発達段階の初期にあたるリフト形成は、もともと IAT が分布する場所で開始し、リフトの発達に従って岩石の性質が MORB に近いものへと変化して行くという発達過程が、いくつかの縁海地域で認められる (Saunders and Tarnay, 1984)。このようなリフトの発達をより詳細に検討すると、リフトの拡大速度は位置によって異なるため、リフトが広がって行く先端部分には依然として IAT の性質の岩石が産しているとい

うことが考えられる。Stern *et al.* (1984) はこのような例として、伊豆一小笠原弧上で南から硫黄島へ向かいリフト形成が進行して行くモデルを示した。さらに Stern *et al.* (1988), Bloomer *et al.* (1989), Lin *et al.* (1989) はマリアナ弧から火山列島弧にかけてのリフト内に分布する岩石の特徴と地形的特徴を検討した。その結果、拡大するリフトの拡大率が一番大きい地域では普通の海洋内島弧に見られる低K含有量の IAT が産するが、拡大率の小さいリフトの先端拡大部分は LIL 元素に富み、HFS 元素に枯渇する特異なアルカリ岩 (Shoshonite) を生ずるという観察事実を得た。彼らは微量元素組成から、この岩石は IAT とはマグマの起源ないし発達過程が異なるもので、それはマリアナ弧が火山列島弧に対して伝播性拡大 (Propagating rift) したことによって形成された特異なマグマからできたものであると解釈した。

伊豆一小笠原弧はいくつかの島弧が南北に海嶺状に連なり、生成年齢が 40, 30, 10, 4.2Ma を中心とするピークを持つ岩石から構成されている。そのうち 4 Ma 以前のものはいずれも小笠原海嶺上に分布する島々の年代である。その中で例外的に 6 Ma という年代値が新黒瀬海嶺から得られている (湯浅, 1988)。また伊豆弧の七島—硫黄島海嶺 (現在の火山フロントにあたる) の背弧には背弧凹地の存在が知られており、これは拡大を開始しつつあるリフトにあたりと考えられている (玉木ほか, 1981; 藤岡, 1988)。島弧の火山フロントを南北に縦断する方向では、北端の伊豆大島から南へ嬬婦岩に至る間は低アルカリソレイト、西之島から南硫黄島へ至る間は高アルカリソレイトが分布する (Yuasa, 1985)。特に嬬婦岩近くには LIL 元素の濃集などによって特徴づけられる、T ないし P-MORB とされるものや、比較的アルカリに富む岩石の存在が知られている (池田・湯浅, 1988)。湯浅ほか (1988) は、嬬婦岩構造線付近にはリフト構造が見られることや、嬬婦岩構造線挟む東西で、熱流量がそれぞれ 100mW/m^2 以上と 50mW/m^2 以下の地域に分かれること (山崎, 1989) から、嬬婦岩構造線を“小笠原古

リフト”の西縁と考え、その対になる東壁を小笠原海嶺の西端の断層崖と考えた。これらの構造や火山岩の年代測定値から、湯浅ほか (1988) は嬬婦岩構造線付近には、かつての島弧上に新しい島弧火成活動 (あるいはリフトの形成) が開始されつつある様子を推定した。谷口・小川 (1989) は初期の伊豆一小笠原弧の発達は、Stern *et al.* (1988), Bloomer *et al.* (1989), Lin *et al.* (1989) の伝播性拡大によるリフトの形成モデルを基に、40Ma に形成されたボニナイトをはじめとする初期島弧に新たな島弧が火成活動を開始し、それに引き続く 40, 30, 10, 4, 2Ma の各火成活動のピーク時に episodic に同様なメカニズムが繰り返されたという解釈を示した。

III. “環伊豆地塊”と葉山—嶺岡構造帯の発達

現在の伊豆半島の周囲に分布する古第三系 (瀬戸川帯, 小仏帯南帯) 及び新第三系 (西八代層群, 楡形山層群) には、ブロック状ないしレンズ状の超苦鉄質岩類, 玄武岩, ドレライト, ハンレイ岩等の苦鉄質岩類をはじめ、チャート, 石灰岩等の産出が知られ、これらは総称して“環伊豆地塊”と呼ばれている (荒井・石田, 1987; 石田ほか, 1988)。またそれらの東方延長部にあたる三浦—房総半島に分布する葉山—嶺岡構造帯の始新統から漸新統は、これらとほぼ同じ岩相, 産状を示す。これらの地域に共通する特徴は、①岩相組み合わせにオフィオライト構成岩種の組み合わせとほぼ同じ組み合わせが見られる (分断されたオフィオライト (Dismembered ophiolite)), ②それらは第三紀という比較的若い時代のものである、③その分布域が伊豆一小笠原弧の北方延長部と本州弧とに挟まれた位置にあたる (大陸縁辺部島弧と海洋内島弧), ④それらを覆う地層は伊豆一小笠原弧の前弧の堆積物と本州弧の堆積物である、⑤それらは TTT タイプの海溝三重点を含むプレート境界近傍に位置する、等であり、他の地域のオフィオライトの産状に比べて特異である (小川・谷口, 1987)。以下には主にそれぞれの地域に見られる火成岩類やそれらの形成年代の特徴についてまとめ、“環伊豆地塊”及び葉山—嶺岡構造帯周辺の

表 1 南部フォッサマグナから三浦・房総半島にかけての層序とそこに産出する火山岩類の種類

Table 1 Stratigraphy and volcanic rocks of the southern Fossa Magna and the Miura-Boso area

時代	Blow	Ma	掛川	富士川下流	巨摩	富士川上流	御坂	丹沢	伊豆	三浦・房総
第四紀 鮮新世 中世 新世 漸新世 始新世	前期	N 23 N 22	1					足柄層群	宇佐美	下総層群
		N 21 N 20 N 19 N 18	2					白浜層群	白浜層群	上総層群
	後期	N 17	5	浜石岳 A. Ca B. Th		富士川層群		愛川層群	白浜層群	三浦層群
	中期	N 16	8	小河内	桃ノ木層群	西八代層群	市門層群	丹沢層群	湯ヶ島層群	保田層群
	前期	N 10 N 9	10		A. Ca	B. A	A. Ca D. Th B. A	古関層群	A. Ca	A. Ca
	後期	N 8 N 7	14	大崩層群	D. A A. A B. A D					
		N 6 N 5	15							
			17							
			24	瀬戸川層群						

主として島津(1984)を基に加筆

B: 玄武岩 A: 安山岩 D: デイサイト A: アルカリ岩系 Ca: カルクアルカリ岩系 Th: ソレアイト系

テクトニクス上の意味について若干の考察をする。

1) 伊豆半島地域

ここには仁科層群から湯ヶ島層群、白浜層群にかけて、火山噴出物が各時代ごとに大量に噴出している。これらの層序・構造・火成活動史は小山・高橋(1989)により議論されている。それによると、①最初期の仁科層群の火山岩には高MgOでかつアルカリにやや富むもの(高橋ほか, 1986, 1987)がある。②湯ヶ島層群にはカルクアルカリ岩系列の岩石が圧倒的に多くなっている。③白浜層群ではソレアイト系列が初期に噴出し、ついでカルクアルカリ岩系列のものになっている(島津, 1984; 松本ほか, 1985)。④これらはすべて島弧起源の岩石類と考えられる。⑤伊豆半島のどの地域も最古の地層は20~17Maより古いものはない。

2) 南部フォッサマグナ地域

南部フォッサマグナとは一般的には糸魚川-静岡構造線以東、小仏層群南限の断層以南をさす。これらの地層は火山噴出物を主とする地層や、陸源性の砂岩泥岩互層から成る。これらの地層のう

ち、富士川流域に分布する地層の層序・地質構造の詳細は松田による一連の研究(松田, 1958, 1961)やそれ以降の層序についての研究により明らかにされた。その後、徐(1985), Soh(1986)により堆積場と堆積過程の詳細が明らかにされ、富士川層群中部層の形成時はそこがチャンネルにあたり、より北東側に分布する物質がその充填堆積物となっていたことが明らかにされた。南部フォッサマグナ地域内の地層の形成年代に着目すると(表1), 地層の下限はどれも一貫して17~18Ma付近に集中するという特徴が見られる(谷口・小川, 1989)。富士川層群、西八代層群より古い時代の地層の分布は、南部フォッサマグナ地域よりも西方では古第三系と考えられている瀬戸川層群と中新世前期の大井川層群が、同東方では葉山一嶺岡帯に分布する地層がこれにあたる。17~20Ma以降に堆積した地層には、碎屑物質を主とする本州弧起源物質が多く含まれるようになる。

火成岩類については、島津(1984)及び島津・石丸(1987)による富士川流域の西八代層群・富士川層群、巨摩山地の楢形山層群に分布する火山

岩の分析結果がある。それによるとこの地域には、少量のアルカリ岩系列岩を含むソレアイト系列の岩石類が比較的古い時代の地層に多く分布している。また中期中新世以降は、この地域の岩石はほとんどがカルクアルカリ系列の岩石で構成され、わずかにアルカリ岩系列の岩石が産することが明らかになっている。島津(1984)、島津・石丸(1987)ではこれらの岩石の起源は主として島弧のソレアイトとその分化物と考えられ、東西方向の火山岩系列の帯状分布が認められるとしている。富士川流域に分布する地層の堆積時には、堆積岩層中に火成岩類の巨礫が含まれることから、その西側に切り立った火成岩類を含む崖の存在が推定されている(Soh, 1986, 1989)。西八代層群芦川層の高萩玄武岩は枕状構造を有する無斑晶質な低～中K系列の低カルカリソレアイト、高アルミナ玄武岩、アルカリ質玄武岩系列岩を産し、中には $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1.0$ の高マグネシア玄武岩をも産する。高橋(1989)によるとこれらは非島弧的であるがNbの負の異常を示すことから、島弧から縁海へ変わって行くテクトニックなセッティングにあったものと考えられている。

“環伊豆地塊”の西端地域の瀬戸川帯には、後に述べる葉山一嶺岡構造帯と同様な超苦鉄質岩類、玄武岩、ドレライト、ハンレイ岩等の苦鉄質岩類をはじめ、チャート、石灰岩等が含まれる(Naka, 1985, 1988; Osozawa, 1988; 杉山・下川, 1990)。Naka(1985, 1988)によると、瀬戸川帯中部付近では堆積岩は粒度の揃った細粒岩(コンターライト)と粒度がまちまちで、しかも比較的粒径の大きな土石流タイプのものから成り、石灰岩等は直接玄武岩類と接していることなどの産状の特徴が見出された。また苦鉄質岩類の化学分析からは、全岩化学組成ではアルカリ元素に富み、造岩鉱物にはチタンオーゾナイト、ケルスースタイト、アルカリ長石などが含まれアルカリ岩の特徴を示す岩体が分布することも示された。彼は岩相層序の変化と岩石の特徴、岩体の分布規模は、頂上に珊瑚礁を載せた海山の特徴や規模に類似することから、それらは沈み込む海山の断片と考えた。坂本(1991)瀬戸川帯南部の千葉山周辺の岩体には

数cm～数100cm 大のブロックとそれらを取り巻く基質層とが識別されるものと、数100m以上側方に連続するスラブとして存在するものとの認めた。これらにはブロック状のものは海山のアルカリ岩の特徴が、スラブ状のものにはMORB的な特徴が化学組成の上からも示され、産状と化学組成との対応関係があることも示された(坂本, 1991)。杉山・下川(1990)は産状や化石を基にした層序関係から、当地域には複数の衝上体から成る付加体の存在を示した。また、衝上体基底部及び内部にそれぞれ付随する石灰岩や泥岩の化石から求めた48Maと15Maの互いに年代値の異なる苦鉄質岩類を見出した。15Maの苦鉄質岩類は海山の小規模なものが付加したものと考えた。

我々の微量元素をも含めた化学分析からも、瀬戸川帯の岩体はMORBとホットスポットのアルカリ岩とに分けられることが確認された(小川・谷口, 1989)。また南部フォッサマグナの南西部に接する地域に分布する高草山のアルカリ岩は、海洋島のアルカリ岩とみなされている(島津, 1984)。

3) 小仏帯南帯地域

比較的小規模な(30m以下)蛇紋岩体が小仏層群の地質構造にはほぼ調和的に定置している(荒井・石田, 1987)。場所によりやや産状が異なるが、岩体と周囲の地層との境界は断層粘土で取り囲まれているものや、岩体が角礫化し、鏡面で取り囲まれたブロックと粉碎された蛇紋岩との混合物となっているものがある。荒井・石田(1987)によると超苦鉄質岩類に含まれるスピネルは、Crに比較的富むスピネルであり、それと同時にCaに富む斜長石を晶出させていることから、それらの原岩がかなり低圧(5kb～10kb)の上部マントル物質に由来していると考えられ、またかんらん岩類の角閃石の組成が連続的に変化することから、当地域の蛇紋岩は上部マントル物質に大量の水がもたらされ冷却されて形成されたと考えられた。また、化学分析からはピクライト玄武岩はホットスポットに関連したプレート内マグマ活動の産物と考えられている(石田ほか, 1990)。

4) 三浦一房総半島地域

南部フォッサマグナの 東方延長部に あたる三浦一房総半島地域には、超苦鉄質岩類を伴った始新世の苦鉄質岩類やチャート、石灰岩、珪質な頁岩が分布し、それらの一部は砂岩や泥岩を基質とした礫として分布している（兼平, 1976; 小川・谷口, 1987; 谷口・小川, 1990）。このうちのあるものは元来オフィオライト層序を形成していたが、その後何らかの作用で分断し剪断を受け、いわゆるオフィオライトメランジュを形成したと考えられた（小川・谷口, 1987; Ogawa and Taniguchi, 1988; Ogawa *et al.*, 1989; 谷口・小川, 1990）。このオフィオライトに含まれる苦鉄質岩類の産状・造岩鉱物種・化学組成が、小川・谷口 (1987, 1989) や谷口・小川 (1990) によって詳しく調べられた。それによると三浦半島に産する火成岩類は、①どれも小規模な（2~10m 程度）ブロックである。②各ブロックがそれらの基質となっている葉山層群中に断片的に断層破砕帯中にまたはその近くに転石として産するか、葉山層群と他の地層群との境界の断層帯内に産する。③超苦鉄質岩に伴って産することはまれで、葉山層群中出现する比較的大きな蛇紋岩体の内部にも玄武岩は見出されていない、等の特徴を持つ。

ブロックの構成岩種には斑晶にチタンオーゾナイト、ケルスタイト、アルカリ長石を含み、その他イルメナイト、スフェーン、アパタイトなど、チタンやリンを多く含む鉱物から成るドレライトや、“環伊豆地塊”に共通して出現するピクライト玄武岩、急冷組織を有する玄武岩がある。全岩の主要元素化学組成から三浦半島のブロックはどれもアルカリ岩の性質を示す。また、高沢・平野 (1977) の残留輝石の $\text{FeOt} (= \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ と、 Al_2O_3 との関係をもとに岩系をアルカリ岩と非アルカリ岩に区分する給源マグマ系列の推定は、三浦半島に産する岩石はどれも、彼等の区分による $\text{FeOt}-\text{Al}_2\text{O}_3$ ダイアグラム上では右上がりのトレンドを示し、アルカリ岩タイプであることが示された。これらの岩石の全岩微量元素及び R-EE 存在度を、コンドライトのそれ (Schmitt *et al.*, 1964; Anders and Ebihara, 1982) で規格化したパターンで見ると、三浦半島産の岩石と一

部の嶺岡帯産の岩石では LREE に富み HREE になるに従って存在度が小さくなる傾向を示す。この傾向は海洋島のアルカリ岩のパターンである。嶺岡帯にはその他に LREE にやや枯渇し HREE になるに従って水平なパターンを示す MORB タイプのパターンを示すものがある。これらは、Ba には富み Nb には枯渇する島弧起源の岩石に見られるパターンとは異なり、どれも Nb に富むパターンを示すことから、各ブロックは島弧起源のマグマに由来するとは考えにくい。以上から、三浦半島産のブロックはアルカリ岩系列の玄武岩でしかもホットスポット起源であると結論づけられた。

さらに、谷口・小川 (1990) は先に述べた三浦半島のブロックを構成しているドレライトブロックは、Shipboard Scientific Party Leg58 (1980) が記載した、泥質岩に進入している玄武岩質のシルの一部が全岩化学組成でも TiO_2 や P_2O_5 を多く含む特徴を有し、酷似している試料であると考えた。このシルは Klein and Kobayashi (1980) により四国海盆を作った MORB とは区別され、MORB の噴出より後期の、14~12Ma 頃の off-ridge の火成活動によって形成されたと考えられた。

次に、三浦半島に産するピクライト玄武岩を“環伊豆地塊”産のものと比較した結果を以下に述べる。三浦半島産のそれは SiO_2 量が 44.48wt% 含み、これは“環伊豆地塊”に相当すると考えられる嶺岡山地に産するもの（田崎, 1975）より高く、小仏に産するものの値（石田ほか, 1988）に近い。また、ピクライト玄武岩中のカンラン石は $\text{Fo}_{85.7-87.8}$ の範囲であり、嶺岡帯のそのカンラン石は Fo_{91-93} （田崎, 1975）、小仏帯のそれは Fo_{89-90} （石田ほか, 1988）、瀬戸川帯では Fo_{93-95} （Sameshima, 1960）であり、これらと同様または類似の範囲の組成を持つ。クロムスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比は 0.642~0.719 の範囲で、スピネルを包有するカンラン石の Fo 値とスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}/\text{Al})$ 比には大きなバラツキは見られない。 $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比と $\text{TiO}_2\text{wt}\%$ との関係は先に石田ほか (1988) で報告された嶺岡帯、

図 1 環伊豆地塊、葉山—嶺岡帯に産するピクリット玄武岩～かんらん石玄武岩中のクロムスピネルのコアの $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 原子比と TiO_2 重量% の関係と各テクトニックな形成場

石田ほか (1990) の図に三浦半島のデータを加筆。

Fig. 1 $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ VS. TiO_2 diagram of picritic basalt in the Circum-Izu Massif and Hayama-Mineoka belt

小仏帯中の岩石と同じ位置にプロットされる。しかもこの値は石田ほか (1988) によれば、ハワイの玄武岩の値ともほとんど一致する (図 1)。三浦半島産の二つのブロックは K-Ar 法及び Ar-Ar 年代測定法により、約 37Ma と約 36Ma という年代が得られている。これらはどれもほぼ漸新世の年代を示す。その他の試料では 50~30Ma (Kaneoka *et al.*, 1981) が得られている。三浦半島産の一つのブロックの Sr の同位体比は 0.70390 を示し (倉沢・石川, 1985), この値は WPB の領域内にある。一方、房総半島の嶺岡帯に産する苦鉄質火成岩類の大部分は、規模が数 m 大から 200~300m 大のブロックまであり、多くの場合、超苦鉄質岩を基質として産し (小川・谷口, 1987), 三浦半島産のブロックとは産状が異なる。しかも嶺岡帯中に産する MORB タイプのソレライト質玄武岩の絶対年代は約 50~40 Ma (Kaneoka *et al.*, 1981) で、三浦半島のホットスポット起源のアルカリ岩ブロックの値よりやや古い。

以上から谷口・小川 (1990) は三浦半島に分布する玄武岩質岩類のブロックは、房総半島の嶺岡帯に普通に見られる MORB タイプの玄武岩とはタイプの異なる岩石と考えた。そして、これらのアルカリ玄武岩質ブロックは、形成年代値を考慮すると、嶺岡帯の主部を構成する MORB タイプの玄武岩形成 (50~40Ma 頃) 後 (38~36Ma), MORB タイプの岩石を形成した ridge から離れた位置 (off-ridge) の海洋底に噴出したホットスポット起源の岩石であると考えた。

嶺岡帯の内部及び周辺には、中～酸性の島弧由来の火山性の砕屑物だけから成り、大陸由来の砕屑粒子をほとんど含まない下部中新統葉山・保田層群が広く分布する。葉山・保田層群の上位に降下軽石または軽石流堆積物が分布し、これは中期中新統の矢部層群 (立石層あるいは荒島層と呼ばれることもある) と呼ばれる (木村, 1976)。本層群は嶺岡帯の構造を不整合で覆うが、葉山・保田層群とは整合的である。さらに嶺岡帯中のオ

図 2 50-40Ma 頃のプレート復元モデル図

O.F.B.: 大洋底玄武岩, O.R.B.: オフリッジ玄武岩, T.F.: トランスフォーム断層

Fig. 2 Reconstructed plate model at 50-40Ma

O.F.B.: Ocean Floor Basalt, O.R.B.: Off Ridge Basalt, T.F.: Transform Fault

フィオライト由来物質は中部中新統の佐久間層群堆積中 (17Ma 頃) 以降から主に出現する。

以上のことから谷口・小川 (1990) は嶺岡帯のオフィオリティックな岩体の搬入機構について、小川・谷口 (1987), Ogawa and Taniguchi (1988) の三重点周辺のテクトニクスの議論を基に、Tonouchi and Kobayashi (1983) による房総半島の南部の重力や地磁気異常から、スラブが南へ傾き下る分布をしているシミュレーションモデルと、嶺岡帯の周辺の中部中新統の数層準に、嶺岡帯に見られるオフィオリティックなブロックや、その上のチャート、石灰岩などとまったく同じ岩石から成る碎屑物や、オリストストローム的

な堆積物の分布が見られること (Ogawa, 1983; Ogawa *et al.*, 1985) 等から、これら玄武岩岩体の起源は“嶺岡プレート” (小川・谷口, 1987; Ogawa and Taniguchi, 1988) のものだと考えた。そのプレートが伊豆弧の下に大部分沈み込んだ後にも、その一部が太平洋プレートの西側の三重点周辺に三角状に残っていて、それが中新世のある時期に北西に向かって本州弧側へオブダクトしたことにより、そのプレートを構成する岩体 (堆積岩, 玄武岩類, 超苦鉄質岩類など) が現在の場所へエンプレイスメントしたのではないかと考えた。“環伊豆地塊”は、中期中新世に大洋底のオブダクションが現在の伊豆弧の北方に生じ、

20~17Ma

図 3 20-17Ma 頃のプレート復原モデル図
 嶺岡プレートのユーラシアプレートへのオブダクションがあった。
 Fig. 3 Reconstructed plate model at 20-17Ma
 Mineoka plate was obducted to the Eurasian plate.
 WPT: Within Plate Tholeiite, WPA: Within Plate Alkali

オフィオリティック岩体とともにその碎屑物が周辺にもたらされたことを示唆するものと考えられる(図2, 3)。

一方, 中期中新世直前の17Ma 頃に現在の広義の南部フォッサマグナ地域で開始されたリフトの形成, 初期島弧性火成活動は「嶺岡プレート」のような比較的若くて熱いプレートの沈み込みによって開始され, 伊豆半島の仁科層群に見られる高MgO 岩や西八代層群に見られる高萩玄武岩のような縁海性岩石を形成したとも解釈されよう(図4)。

ただし, これらの地域が西フィリピン海上にあった島弧であったとも解釈される。西フィリピン海東部には太平洋プレートの沈み込みにより島弧が形成されていたと考えられる。このようなセッティングは現在のフィリピン海プレート上の伊豆一小笠原弧とのそれと共通である。しかも葉

山一嶺岡帯及び瀬戸川帯にはハルツバージャイト等の島弧起源を示す超苦鉄質岩類が分布することから, 西フィリピン海上にあった島弧が本州弧側へ衝突付加したとも解釈される。これらの議論は, 今後のより具体的なデーターの提示によらねばならない。

IV. 中新世後期の地層から 推定される 島弧 発達モデル

三浦半島の上部中新統から鮮新統は, スコリアやパミスを含む火山礫層や白色からピンク色の火山灰層を挟在し, 火山性ガラスを半分以上含む半遠洋性泥岩から構成されている。

本章では, このような岩相上の特徴を持つ後期中新世から前期鮮新世の三浦層群三崎層とその西の大磯地域から東の房総半島地域にかけて分布する三崎層相当層中のある種の火山礫層に着目し,

15 Ma ~

図 4 15Ma 頃のプレート復元モデル図
伊豆弧側の本州弧への伝播性拡大が起こっている。
ただし、図ではその点をやや強調してある。
▲：リフト内にある火山。

Fig. 4 Reconstructed plate model at 15Ma
The rift of the Izu arc propagated to the Honshu arc. ▲: Volcano in rift.

その形成、堆積当時のテクトニクスについて述べる。

1) 三浦層群三崎層とその構成物質

三浦層群三崎層は、三浦半島中部から南部にかけて、葉山一嶺岡隆起帯以南に主に分布する (Ogawa *et al.*, 1985)。これらの地層は火山ガラスや火山性碎屑物を多く含む半遠洋性泥岩とその間に挟まれるスコリアやパミスから成る火山礫との互層から成る。

火山噴出物の層には級化層理が発達しているが、それらの中には、底部の粗粒部の粒子の配列に明瞭なオリエンテーションは認められず、側方への移動によって形成されたタービダイトとはやや趣の異なるものがある。粗粒な火山噴出物は下位の泥岩層にめり込み、それらの構成物質には径10cm大のパン皮状火山弾が、また他のある幾つかの層には平均5mm、最大1cm大の火山豆石が観察

される。前者は互いに独立なスパッターが集まり、成層し、なかには顕著な火山弾の物質を、後者は噴煙柱内で形成されたような同心円状の火山豆石と正六面体で気泡が少ない急冷火山ガラスを含んでいる。これらの特徴はそれぞれストロンボリアンタイプとスルツェアンタイプの火山の噴火様式の産物のそれと類似する降下火山碎屑物であることを示す (Soh *et al.*, 1989)。火山礫の層厚や出現頻度も半島の西側程厚く、高い。三浦半島よりさらに東に位置する房総半島にも三崎層相当層が分布し、そこに挟まれる火山礫層の粒径は小さく、しかもタービダイトによって形成された層が主である。

これらの特徴は当時の三崎層の堆積場がそれより西方に位置した給源火口に非常に近いこと、それより東の地域は重力流によって運搬された火山礫がたまる、より深い環境にあったことを示唆している。

2) 火山礫層構成物質の岩石学的特徴

三崎層の降下火山礫の組織には斑晶が目立つタイプとガラス質なタイプの二種が観察される。これらはどれも低アルカリソレライト系列の玄武岩及び玄武岩質安山岩である (図5)。三崎層の火山礫層に含まれる火山弾の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体組成比は、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703505\pm0.000023(2\sigma)$ である。伊豆一小笠原弧に知られるその比は0.7033~0.7039の範囲であり (Notsu, 1983; Notsu *et al.*, 1983)、三崎層のこの値は伊豆一小笠原弧で得られた値の範囲内にある。

これらの特徴は三崎層の降下火山礫が火山フロント付近で形成されたことを示唆している。

3) 火山噴出物の起源

三崎層に含まれる火山礫は降下火砕物の特徴を有し、それらは当時の三崎層の堆積場がそれより西方に位置した給源火口に非常に近いこと、それより東では、重力流によって運搬された火山礫がたまる、より深い環境にあったことを示す。また、火山礫の全岩化学組成はこれらが火山フロント付近で形成されたことを示している。

三崎層の火山礫の全岩化学組成には組成変化のトレンド (例えば、図5の中段) が見られ、それ

図 5 三崎層とその相当層の全岩化学組成の SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 - Al_2O_3 , K_2O - TiO_2 図

Misaki : 三崎層中の火山礫, Oiso : 大磯層中の火山礫, Oshima : 伊豆大島 1986 年噴火噴出物 (藤井ほか, 1988), IMV : 東伊豆単成火山群の噴火噴出物 (Hamuro, 1985)

Fig. 5 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 - Al_2O_3 , K_2O - TiO_2 variation diagrams of the Misaki Formation and its correlatives

Misaki : Volcanic lapilli in the Misaki Formation, Oiso : Volcanic lapilli in the Oiso Formation, Oshima : Ejecta of 1986 Izu-Oshima eruption (Fujii *et al.*, 1988), IMV : Ejecta of Izu Monogenic Volcano (Hamuro, 1985)

は現在伊豆大島に見られる火山礫のそれと良く似た傾向である。一方、三崎層と同時代で葉山—嶺岡帯の南部に位置する、三崎層より西の大磯の大磯層の降下火山礫は、三崎層に分布するそれよりアルカリ含有量が高く、しかも Al_2O_3 含有量も高いという特徴を持つソレライト系列の岩石から成る (図 5)。このような特徴は、現在の東伊豆単成火山群に代表される高アルミ玄武岩のそれに類似する。三崎層と伊豆大島、大磯層と東伊豆単成火山群それぞれとの化学組成上の類似対応関係は K_2O に対する TiO_2 の関係にも見られる。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比はこれらが海洋内島弧である現在の伊豆—小笠原弧の値の範囲内にあり、東北日本弧のその値とは異なる。

房総半島の葉山—嶺岡構造帯以南では、三崎層の南東延長部に分布する火山礫層 (西岬層及び石堂層) は先の三崎層より粒度も細かく、三崎層と同様な低アルカリソレライトとそれに高アルミ玄武岩類の混ざった火山砕屑物から構成されており、それらは三崎層より遠方に到達するタービダイトにより形成されたものと考えられる (Ogawa *et al.*, 1985; 谷口ほか, 1991)。

以上のことは、①中新世後期の三崎層とその相当層の堆積時には、当時の島弧には岩石系列の帯状配列が既に存在し、しかもそれらは現在の伊豆—小笠原弧のような海洋内島弧であり、本州弧からは離れた場所にあった。②各層の堆積場は、三崎層が火山フロントすぐ近くの前弧海盆、大磯層は火山フロントよりやや背弧側、房総半島の三崎層相当層 (西岬層及び石堂層) は火山フロントより遠方の前弧海盆ないし陸側斜面の上部から中部の斜面上の海盆に位置していたと考えられる (図 6)。

すでに報告したように (徐・谷口, 1988; 谷口ほか, 1991; Soh *et al.*, 1991), ここに予想した火山体本体は火山弾や火山豆石の粒径から見積ると三崎層の堆積場より数 km 以内に火口が存在していたと考えられる。しかし、現在、三崎層の西側にはその様な火山の存在は確認されていない。おそらくこの様な火山は伊豆弧の北上に伴って、相模トラフに沈み込んでしまったのであろう。

図 6 三崎層相当層の堆積場の復原

“OISO”, “MIURA”, “BOSO”: 5 Ma 当時のそれぞれの堆積場を現在の火山フロントに対応させたときの位置。LTH: 低アルカリソレイト岩系列, HAB: 高アルミナ玄武岩系列

Fig. 6 Reconstruction of sedimentary basin at 5Ma

“OISO”, “MIURA”, “BOSO”: sedimentary basins at 5Ma were projected to present volcanic Front, LTH: Low Alkali Tholeiite, HAB: High Alumina Basalt

また現在分布の知られる三崎層相当層は、伊豆弧の北上に伴いそれらが本州弧側へ付加した付加体であると考えられる (Ogawa *et al.*, 1985)。

V. 古伊豆一小笠原弧のテクトニクス

以上のように、現在のところ伊豆半島の周囲に分布する火成岩類から考えると、17Ma より以前の苦鉄質岩類や超苦鉄質岩類は“嶺岡プレート”の本州弧側へのオブダクションによってもたらされ、残りのプレートの沈み込みによってその上盤側(伊豆弧)上にリフトの形成が始まったと考えられる。それに引き続き、これらのリフトが載るフィリピン海プレートの北進によってこの古伊豆弧が本州弧側へ付加されて行ったものと考えられる。

伊豆一小笠原弧の形成テクトニクスについては、Seno and Maruyama (1984) によるフィリピン海の発達から見たモデルをはじめとする様々なモデルが提唱されている。以下には小川・谷口

(1987), Ogawa and Taniguchi (1988), 谷口・小川 (1990) に基づき、主に三浦一房総半島のテクトニクスを中心に、伊豆弧についてのテクトニックモデルを示すことにする。

1) 50-40Ma

本州弧の南には太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込み、そこにかつての伊豆一小笠原弧が形成された。房総半島に分布する玄武岩類は K-Ar 法や Ar-Ar 法によって、50-40Ma 頃に形成されたことが明らかにされ、化学組成はそれらの大部分が MORB 起源である事を示す。これより嶺岡帯に分布する玄武岩類はかつての海洋底を構成していた玄武岩類であると考えられる。当時のプレート配置について考察すると、本州弧付近にあった太平洋プレートは、ジュラ紀後期から白亜紀にかけて形成されたものであるので、それより若い形成年代の嶺岡帯の玄武岩類とは異なる。従って、嶺岡帯に分布する玄武岩類がかつて

の海洋底であったとすると、太平洋プレートに比べはるかに若いプレートの存在が必要となる。そこで我々は、Seno and Maruyama (1984) や Seno (1984) の示した北ニューギニアプレートと対を成す古第三紀のプレートの存在を仮定しそれを“嶺岡プレート”と呼んだ(図2)。

一方、この時代の伊豆一小笠原弧では小笠原諸島のポニナイトを噴出する火成活動が起こっており、その背弧側では Central Basin Ridge が拡大を始め、そこに West Philippine basin と East Philippine basin を形成した(図2)。これら西フィリピン海の玄武岩には、MORB 的なものから IAT 的なものまでが含まれている。

2) 30-20Ma

この時期には太平洋プレートの沈み込みによって、その背弧には四国海盆が新たに形成され始めた。当時の海溝三重点は四国海盆の拡大に伴って九州から現在の房総沖にやってきたものと考えられる(Seno and Maruyama, 1984)。一方、本州弧に対しての嶺岡プレートや太平洋プレートの沈み込みによりその境界部では付加体が形成されていたであろう。当時の四万十付加体がこの境界部にあたる可能性がある。

3) 20-17Ma

前述の様に、この時期に嶺岡プレート周辺は火成活動に変化が起きたと考えられる。三重点は東進し、また北ニューギニアプレートは、伊豆一小笠原弧の下に沈み込んだ。また、日本海溝に沿って嶺岡プレートと太平洋プレートも沈み込みつつあった。しかし、三重点が房総沖に落ち着くとそこに嶺岡プレートが三角形に残ったと考えられる(図3)。この時はまだ南部フォッサマグナは形成されていない。嶺岡プレートの西方へのオブダクションが起こり、伊豆弧の周辺では、伊豆弧の前面に堆積している前弧の堆積物に火山性の堆積物が圧倒的に多く含まれてくる。四国海盆上では拡大軸の沖合いで新たな火成活動(Off-ridge volcanism)が起こり、アルカリに富む特徴的なドレライトや玄武岩のシルが形成された(Klein and Kobayashi, 1980; 谷口・小川, 1989)。その後、嶺岡プレートの沈み込みの開始によってそ

の背弧側にリフトが形成された。これがその後の南部フォッサマグナの基盤となっていった。

4) 15-5Ma

伊豆一小笠原弧の本州弧への衝突が起こっていた時期にあたり、まさに南部フォッサマグナが形成されていた時期にあたる。オブダクションを完了した嶺岡プレートは分断され破片となり、さらにそれらがストライクスリップによって引きずられ、現在の嶺岡帯分布域で見られるような配置が形成された。一方、四国海盆上に新たに形成されたリフトは、日本海の拡大開始によってせり出してきた本州弧に対しては伝播性拡大を行なうリフトとなった。その間プレートの移動によって本州弧近くにおいて島弧火成活動が次々にオーバープリントされつつ、前弧には火山碎屑物を主とする堆積物が堆積し、トラフには陸源性の碎屑物を堆積して行ったものと考えられる。この島弧火成活動により、南部フォッサマグナ地域が形成されたのであろう(図4)。当時のこのリフトは既に本州弧に近い地域にあったと考えられるので、本州弧からの堆積物の供給もあったと考えられる。現在の南部フォッサマグナ地域の富士川地域に分布する堆積岩にはこのような起源の堆積物が含まれる。

5) 5-0Ma

伊豆一小笠原弧には現在見られるような火山の帯状配列が形成され、それらがフィリピン海プレートの北上に伴って本州弧へ付加して行った。その一部が現在の三浦一房総半島の南部となった。

6) 他の地域との関連性

東北日本弧の同時代層(16-14Ma)にもグラーベン構造を示し、背弧海盆玄武岩と島弧の中間的な化学組成を示す膨大な噴出量の玄武岩類が産している(土谷, 1988)。この地層の存在は日本海は単独に拡大を行っていたのではなく、東北日本弧、南部フォッサマグナ、伊豆弧でのリフティングと重なって起こっていたことを示すものとも言える。ただし、伊豆弧側に見られる葉山一保田層に相当する地層が嶺岡帯周辺にしか存在しないことは、それらが嶺岡プレートのオブダクションと海溝三重点と関係があったことを物語っているものと考えられる。

V. おわりに

ここで述べた内容はまだ検証の必要があるものも含まれている。それらは今後の縁海の岩石の研究の進展とともに同時に解決して行くべきと考えられる。今後、島弧の発達を考える上でも伊豆-小笠原弧のリフト、西フィリピン海盆の拡大とそれに引き続く四国海盆の形成、発達についてのより詳細なデータの収集と考察も必要である。

謝 辞

本論をまとめる機会を与えて下さった東京大学海洋研究所(現、海洋神学技術センター)の藤岡換太郎氏、意見をいただいたアジア航測(当時日本大学文理学部)の千葉達朗氏に謝意を表する。

文 献

- Anders, E. and Ebihara, M. (1982): Solar-system abundances of the element. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **46**, 2363-2380.
- 荒井章司・石田 高 (1987): 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質。他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較。岩鉱, **82**, 336-344.
- Bloomer, S. H. (1983): Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana trench: Implications for its structure and evolution. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, 7411-7428.
- Bloomer, S. H. and Hawkins, J. W. (1983): Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: An island arc ophiolite. In Hayes, D. E. ed.: Tectonic and Geologic Evolution of southeast Asian Seas and Islands, Pt. 2. *Geophys. Monogr.*, **27**, 294-317.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. and Geschwind, C. H. (1989): Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 4469-4496.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小沢一仁・川辺禎久・福岡孝昭 (1988): 伊豆大島火山1986年噴火噴出物の岩石学的特徴。火山, 第2集, **33**, S234-S254.
- 藤岡換太郎 (1988): 伊豆, 小笠原弧北部の Nascent Rift について。火山, 第2集, **33**, p. 353.
- Hamuro, K. (1985): Petrology of the Higashi-Izu Monogenic Volcano Group. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 335-400.
- 池田保夫・湯浅真人 (1988): 伊豆-小笠原弧の背弧凹地玄武岩の地球化学。地質学会95年学術大会講演要旨, p. 227.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子 (1988): 山梨県大月市初狩町の小仏層群からピクライト玄武岩の産出。岩鉱, **83**, 43-50.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子 (1990): 瀬戸川帯北部の変成ピクライト玄武岩類。地質学雑誌, **96**, 181-191.
- Ishii, T. (1985): Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara paleoland"—"forearc ophiolite". In Nasu, N. et al. eds.: *Formation of Active Ocean Margins*. Terra Pub. Co., 307-342.
- 兼平慶一郎 (1976): 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状。地質学論集, **13**, 43-50.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Tonouchi, S., Furuta, T., Nakamura, Y. and Hirana, M. (1981): Pre-neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. *Abs. IAVCEI Symp. Tokyo and Hakone*, p. 166.
- 木村政昭 (1976): 南関東周辺 の 地質構造。奈須紀辛編: 海洋地質。東京大学出版会, 155-181.
- 小山真人・高橋正樹 (1989): 伊豆半島の層序・変動史・火成活動史。東京大学海洋研究所シンポジウム講演要旨, 11-15.
- Klein, G. DeV. and Kobayashi, K. (1980): Geological summary of the North Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results. *Init. Repts. DSDP*, **58**, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 951-961.
- 倉沢 一・石川秀雄 (1985): 南関東第三紀火山岩類の化学組成とストロンチウム同位体比。岩鉱, **80**, 437-450.
- Lin, P. N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989): Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 4497-4514.
- 前川寛和・勝瑞雅也・石井輝秋 (1989): 前弧 オフィオライト。地学雑誌, **98**, 241-251.
- 松田時彦 (1958): 富士川流域北部第三系の褶曲形成史。地質学雑誌, **64**, 325-345.
- 松田時彦 (1961): 富士川谷新第三系の地質。地質学雑誌, **67**, 79-96.
- 松本 良・片山哲哉・飯島 東 (1985): 伊豆半島南部下田周辺の地質の再検討——堆積盆の変遷, 火成活動と熱水変質作用——。地質学雑誌, **91**, 43-63.
- Naka, J. (1985): Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex. In Nasu, N. et al. eds.: *Formation of active ocean margins*. Terra Pub. Co., 747-773.
- Naka, J. (1988): Volcanostratigraphic sequence of greenstones in the Setogawa Terrane, central Japan. *Mordian Geology*, **12**, 243-282.
- Notsu, K. (1983): Strontium isotope composition in volcanic rocks from the northeast Japan arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 531-548.

- Notsu, K., Isshiki, N. and Hirano, M. (1983): Comprehensive strontium isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Izu-Ogasawara arc. *Geochem. Jour.*, **17**, 289-302.
- Ogawa, Y. (1983): Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area—Neogene accretion and island arc assemblages in the northeastern corner of the Philippine Sea Plate. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds.: *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra Pub. Co., 245-260.
- 小川勇二郎・谷口英嗣 (1987): 前弧のオフィオリティック・メランジェと嶺岡帯の形成. 九州大学理学部研究報告地質学, **15**, 1-23.
- Ogawa, Y. and Taniguchi, H. (1988): Geology and tectonics of the Miura-Boso Peninsulas and the adjacent area. *Modern Geol.*, **12**, 147-168.
- Ogawa, Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H. and Naka, J. (1985): Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349-379.
- Ogawa, Y., Seno, T., Tokuyama, H., Akiyoshi, H., Fujioka, K. and Taniguchi, H. (1989): Structure and development of the Sagami Trough and off-Boso Triple junction. *Tectonophysics*, **160**, 135-150.
- Osozawa, S. (1988): Accretionary process of the tertiary Setogawa and Mineoka Groups, Southwest Japan. *Jour. Geol.*, **96**, 199-208.
- 坂本隆之 (1991): 化学組成からみた付加体中の緑色岩類の起源——瀬戸川帯, 滝沢衝上体の例——. 投稿準備中.
- Sameshima, T. (1960): Picrite basalt dikes in the palaeogene formation in Central Japan. *Rept. Liberal Art Sci. Fac. Shizuoka Univ., Sec. Nat. Sci.*, **3**, 77-80.
- Sato, H. and Tohara, T. (1985): Geochemical characteristics of back-arc basin basalt. In Natsu, N. et al. eds.: *Formation of active ocean margins*. Terra Pub. Co., 399-410.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. eds.: *Marginal basin geology*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 59-76.
- Schmitt, R. A., Smith, R.H. and Olehy, D. A. (1964): Rare earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter-II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 67-86.
- Seno, T. (1984): Was there a North New Guinea Plate? *Geol. Surv. Japan Rept.*, **263**, 29-42.
- Seno, T. and Maruyama, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- 島津光夫 (1984): 南部フォッサマグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題. 地質学論集, **24**, 233-249.
- 島津光夫・石丸一男 (1987): 山梨県, 巨摩山地東部の新第三紀火山岩類. 岩鉱, **82**, 382-394.
- Shipboard Scientific Party Leg 58 (1980): Site 444, Shikoku basin. *Init. Repts. DSDP*, **58**, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 219-282.
- Shipboard Scientific Party Leg 125 (1990): Site 778, 779. In Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B. et al.: *Proc. ODP, Init. Repts.*, **125**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 97-145.
- 徐 垣 (1985): 富士川層群身延層中にみられる古海底チャネル堆積相とその形成過程. 地質学雑誌, **91**, 87-107.
- Soh, W. (1986): Reconstruction of Fujikawa trough in Mio-Pliocene age and its geotectonic implication. *Memor. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, **52**, 1-68.
- Soh, W. (1989): Coarse clast dominant submarine debrite, the Mio-Pliocene Fujikawa group, central Japan. In Taira, A. and Masuda, F. eds.: *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Pub. Co., 495-510.
- 徐 垣・谷口英嗣 (1988): 本州弧に付加した古伊豆-小笠原弧. 月刊地球, **10**, 611-615.
- Soh, W., Pickering, K. T., Taira, A. and Tokuyama, H. (1991): Basin evolution in the arc-arc Izu collision zone, Mio-Pliocene Miura group, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 317-330.
- Soh, W., Taira, A., Ogawa, Y., Taniguchi, H., Pickering, K. T. and Stow, D. A. V. (1989): Submarine depositional processes for volcanoclastic sediments in the Mio-Pliocene Misaki formation, Miura Group, Central Japan. In Taira, A. and Masuda, F. eds.: *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Pub. Co., 619-630.
- Stern, R. J., Smoot, N. C. and Rubin, M. (1984): Unzipping of the Volcano arc, Japan. *Tectonophysics*, **102**, 153-174.
- Stern, R. J., Lin, P.-N., Bloomer, S. H., Ito, E. and Morris, J. (1988): LIL- and LREE-enriched magmatism in Mariana Arc Seamounts: Effect of propagating back-arc extension. *Geology*, **16**, 426-430.
- 杉山雄一・下川浩一 (1990): 清水地域の地質. 地域地質研究報告 (五万分の一地質図幅), 地質調査所, 103 p.
- 高橋正樹 (1989): マグマ活動からみたフォッサマグナ地域の18~12Ma 期のテクトニクス. 月刊地球, **11**, 544-551.
- 高橋正樹・中山芳美・小山真人・荒牧重雄 (1986): 伊豆半島新第三紀火山岩類主化学組成の時間的变化. 地質学会93年学術大会講演要旨, p. 388.
- 高橋正樹・中山芳美・荒牧重雄・小山真人 (1987): 伊豆半島前期中新世仁科層群中にみられる高 Mg 安山岩・玄武岩について, 日本火山学会1987年春期大会予稿集, p. 29.

- 高沢耕一・平野英雄 (1977): Ca-輝石中の Al_2O_3 量と母岩のマグマ系との関係. 地質学雑誌, **83**, 583-594.
- 玉木賢策・井上英二・湯浅真人・棚橋 学・本座栄一 (1981): 小笠原弧の第四紀背弧拡大活動の可能性について, 月刊地球, **3**, 421-431.
- 谷口英嗣・小川勇二郎 (1989): 伊豆-小笠原弧・マリアナ弧の発達と日本海形成頃の南部フォッサマグナ. 月刊地球, **11**, 552-559.
- 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.
- 谷口英嗣・徐 垣・小川勇二郎 (1991): 三崎層に含まれる火山岩類の起源とそのテクトニクス. 月刊地球, **13**, 31-34.
- Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zone. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 4697-4707.
- Taylor, B., Fujioka, K. *et al.*, (1990): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **126**. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1002p.
- 田崎耕市 (1975): 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. 地質学雑誌, **81**, 399-406.
- 田崎耕市・猪俣道也 (1980): 嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレイト玄武岩類. 地質学雑誌, **86**, 643-671.
- Tonouchi, S. and Kobayashi, K. (1983): Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolitic suites and surrounding rocks in south-central Honshu, Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds.: *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra. Pub. Co., 261-288.
- 土谷信之 (1988): 秋田-山形油田地帯付近における中新世中期玄武岩類の分布と化学組成, 地質学雑誌, **94**, 591-608.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Marsh, N. G., Tarney, J. and Treuil, M. (1980): Major and trace variations in basalts from the north Philippine sea drilled during Deep Sea Drilling Project Leg 58: A comparative study of Back Arc Basin Basalts with lava series from Japan and Mid Ocean Ridge. *DSDP Init. Repts.*, **58**, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 873-894.
- 山崎俊嗣 (1989): スミスリフトおよび 嬬婦岩構造線付近の熱流量・磁気異常. 東京大学海洋研究所シンポジウム講演要旨, 21-23.
- Yuasa, M. (1985): Sofugan Tectonic Line, a new tectonic boundary separating northern and southern part of the Ogasawara (Bonin) Arc, northwest Pacific. In Nasu, N. *et al.* eds.: *Formation of active ocean margins*. Terra Pub. Co., 483-496.
- 湯浅真人 (1998): 200万年前を境にした伊豆・小笠原弧の火成活動の変化, 月刊地球, **10**, 592-596.
- 湯浅真人・村上文敏 (1985): 伊豆-小笠原弧の地形・地質と嬬婦岩構造線. 地学雑誌, **94**, 115-134.
- 湯浅真人・内海 茂・西村 昭・柴田 賢 (1988): 伊豆・小笠原弧の火山フロントに隣接する前弧側海山の K-Ar 年代. 日本火山学会1988年秋期大会予稿集, p. 63.
- (1991年2月18日受付, 1991年6月17日受理)