

伊豆・小笠原弧北域および 伊豆衝突帯の構造発達史

徳山 英一¹⁾・森田 澄人²⁾・徐 垣³⁾・芦 寿一郎⁴⁾・倉本 真一⁵⁾

I. はじめに

伊豆・小笠原弧は少なくとも50Ma以降に新たに形成された海洋性島弧と考えられている。伊豆・小笠原弧の北端は、遅くとも15Ma前(Soh, 1986)には本州弧と衝突し、衝突による変形は時代と共に南へと波及し、現在まで継続していると考えられる。衝突帯で認められる収束の形態は島弧内の熱的構造により異なって表現される。つまり、火山フロントより海溝側の熱的に冷たい前弧域が沈み込む場合、大洋プレートの沈み込みとほぼ類似した形態が認められる。しかし、火山フロントから背弧域の暖かい地殻が沈み込む場合、島弧地殻の多重短縮が発達する。その結果、伊豆・小笠原弧と本州弧間のプレート収束域には多数のスラストが存在し、これらが収束量を分担して賄っている。沈み込みの力学境界としての現在最も南端で活動するのは、銭洲海嶺の南縁から神津島、新島を經由して相模トラフにいたるラインと考えられている(Taira *et al.*, 1989)。このラインより南の伊豆・小笠原弧の中軸域では、以北とは異なり、活動的なリフトが発達している。このリフトはおおよそ2.4Ma前から形成されはじめ、現在までその運動は継続している(Taylor, Fujioka, *et al.*, 1990 & 1992)。

今回、最新音波探査データを用いて本海域の構造図、およびアイソパックマップ(伊豆・小笠原弧のみ)を作成し、これに基づき、6Ma以降の伊豆・小笠原弧北域および伊豆衝突帯の構造発達史を再検討した。

II. 伊豆・小笠原弧北域の海底地形・地殻構造の特徴

今回検討する伊豆・小笠原弧北域は、その北限が銭洲海嶺南縁から神津島、新島を經由して相模トラフにいたるラインで、その南限は北緯30°線に至る。検討した海域は島弧を横断するように、前弧域、島弧中軸域、背弧域を含んでいる(第1図)。

前弧域は、水深約4,000m付近に位置する海溝斜面傾斜変換点によって、緩傾斜の上部斜面と急傾斜の下部斜面に区分される。このうち、下部斜面は、北緯31°以北と以南でその地形的特徴が異なっている。北緯31°以北では、斜面中段に平坦面が分布する。とりわけ、北緯31°以北の平坦面には孤立した小規模な海山が転々と分布している。この海山はサーペンティンダイアピルと解釈されている。一方、北緯31°以南では、このような平坦面はなく、急斜面の斜面が連続して発達している。

下部斜面の幅は北緯31°以北で約40-50kmであるのにたいして、北緯31°以南では25km程度である。上部斜面も北緯31°を境界にして地形の差が認められる。つまり、北緯31°以北では連続した斜面が発達するのにたいして、北緯31°以南では平坦部が下部斜面との境界近傍に認められる。上部斜面には傾斜にほぼ直交した多くの海底谷が発達しているが、その下流は下部斜面の平坦部で終焉する。

海溝に近い下部斜面の下段には、太平洋プレートの沈み込みに伴う活逆断層が顕著に発達する。

1) 東京大学海洋研究所:〒164-8639 東京都中野区南台1-15-1
2) 地質調査所 資源エネルギー地質部
3) 海洋科学技術センター:〒237-0061 横須賀市夏島町2-15
4) 東京大学理学部:〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1
5) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 伊豆・小笠原弧, リフト, 単成火山, 雁行海山列, 衝突帯

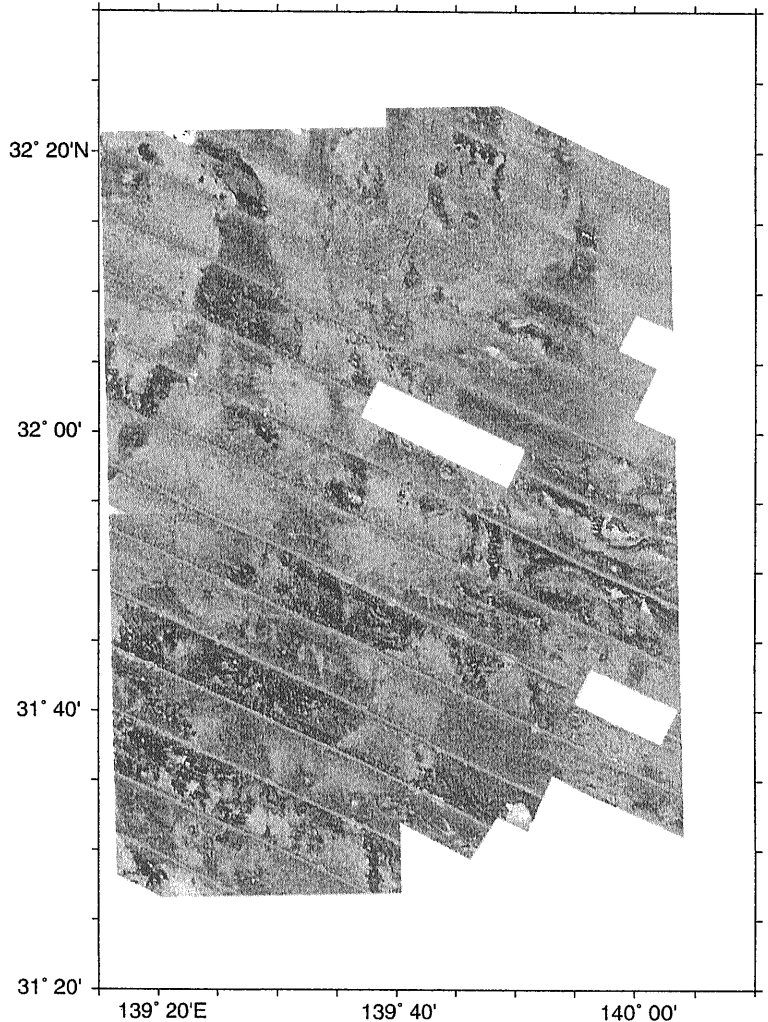
長大な一本の断層ではなく、少なくとも4つの小断層(セグメント)に区分出来る。それぞれの断層(セグメント)の長さは、50kmから160kmである。断層セグメント間の東西方向のオフセットは最大25kmに達するものも見られる。

一方、前弧側との境界に発達する正断層は、N-SからN10°W走向に連続する。しかし、この境界をなす断層は背弧側に発達する境界正断層と比較して、東西方向のオフセットが少ない傾向が見て取れるものの、その一部が活火山により覆われているため、海底の地形やイメージからだけではその形態・分布を詳しく知ることは出来ない。

中軸域の内部にはN-SからN10°W方向に伸びた多数の正断層が発達している(第1図、第2図)。特に、中軸域の東縁に沿って分布する小規模凹地内部には、表層堆積層にまで変形を与える正断層が多数存在する。また、小規模凹地内には極めて多くの小海丘も認められる。これらの小海丘は全てが単成火山からなり、あるものは正断層上に沿って配列している。

このことから、小海丘の形成には正断層活動つまり伸長テクトニクスと密接な関係があるものと推測される。

上述したような中軸内で発達する正断層の特徴から、以下のような断層発達史が推定される。小規模凹地地形は大規模リフト地形の内部に発達することから、大規模リフト構造と同時期か、それよりも遅れて形成されたものと判断される。もしそうであるならば、小規模凹地地形内に発達するN-SからN10°Wの走向をもつ断層群、さらに同じ走向を持つ前弧側との境界を形成する断層は、最も新しい断層群と考えられる。一方、中軸部と背弧側との境界を形成するN-SからN10°Eの走向を持つ正断層と整合的な断層群は現在リフト内で認められ



第2図 イザナギによって取得された伊豆・小笠原弧北域の海底音響画像。

ない。従って、中軸部と背弧側との境界を形成する断層がN-SからN10°W方向の正断層群により変位を被った明らかな証拠はないものの、N-SからN10°Eの走向を持つ正断層の活動時期は、N-SからN10°Wの走向をもつ正断層群の活動時期よりも古いものと考えられる。すなわち、背弧側に発達するN-SからN10°Eの走向の正断層がデタッチメントフォールトとして最初に活動することによりリフトの西端が形成され、その後東縁に代表される走向がN-SからN10°Wの正断層群および、小規模凹地が形成されたものと判断される。

このようなリフト構造を持つ島弧中軸域を北に延ばし、地形等からその北端を明確に定義することは極めて困難である。しかし、東西を境する正断

層、さらに島弧中軸域内に発達する正断層群(御蔵海盆内に発達する正断層群はほぼ北端に相当する)の分布等から、島弧中軸域の北端を仮に帯として考えると、銭洲の南縁の急斜面から、神津島/新島の南を通り、新島海底谷を經由して房総海底崖に至るものと推定される。

背弧域

背弧域は南北に連続する一連の海嶺地形を示すのではなく、杉型のエシェロン状に配列した複数の雁行海山列から構成されている。Morita (1998)によると、このような雁行海山列は伊豆・小笠原弧北端の銭洲海嶺(北緯34°近傍)から、伊豆・小笠原島弧を北東-南西に横切って分布するSofu-gan Tectonic Line(北緯27°-28°)までの海域で、合計で12列の存在が認められる。海山列の伸張方向はおおむねN60°-80°Eであるが、Sofu-gan Tectonic Line近傍では北へと伸張方向が変化し、N45°Eとなる。

本調査海域に分布する雁行海山列の延長は、中軸域との境界断層を越え、その東端は一般的には中軸域まで達する。また、その連続が火山フロント上に配列する活火山まで連続するものもある。雁行海山列を構成する海山はN60°-70°Wの方向に伸張した山体を示し、また、伸張方向と同じ走向を持つ横ズレ断層が発達している。背弧域の東側では中軸域で顕著に発達する単成火山が分布する。

III. 伊豆・小笠原弧衝突帯の海底地形・地殻構造とその特徴

伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突による変動域は陸域を含む広範囲におよぶが、本章ではこのうち駿河トラフ、伊豆半島沖から駿河湾、さらに房総半島沖の海域を対象として取りあげる(第1図)。

駿河トラフ

駿河トラフの東側斜面では、伊豆半島西岸から連続する大陸斜面が一様に発達しており、地形的段差や不連続、さらに斜面海盆といった地形は認められない。さらに、海底音響イメージや音波探査記録によれば、斜面に沿って堆積層が一様に覆い被さっている(東海沖海底活断層研究会, 1999)。トラフ南域の東斜面では、潜水調査により伊豆半

島に分布する火山体と類似する火山体が観察されていることから(新妻 他, 1992)、斜面を覆う未固結堆積物の下の岩石は伊豆半島を構成する岩石と類似すると推察される。

他方、トラフの西側斜面では多数の逆断層が認められる。トラフ軸と西側斜面との境界には約N10°Eの走向を持つ逆断層が発達する。トラフ底のウエッジ状堆積物はこの逆断層により西側斜面に付加されたものである。潜水調査によって採取された堆積物を分析したところ、堆積物の地質年代は0.82-0.91Maであった(新妻 他, 1992)。従って、断層は少なくとも0.82-0.91Ma以前には既に動きだし、現在までその運動は継続しているものと推測される。斜面域に発達する逆断層の走向は、トラフ軸との境界に発達する逆断層と比較してN20-25°Eとやや東にその走向が変化し、南海トラフの陸側斜面に発達する断層の走向に近い値を示す。斜面の頂部付近には、石花海北堆、石花海南堆および金洲ノ瀬といった隆起帯が位置している。さらに、石花海北堆、石花海南堆の背後には石花海海盆と呼ばれる、水深800m前後の北北東-南南西方向に伸びた海盆が位置する。

以上述べたような地形的特徴から判断すると、伊豆・小笠原海嶺の衝突域の西翼ではフィリピン海プレートおよび本州弧にわたり広範囲に多重地殻短縮が認められるが(東海沖海底活断層研究会, 1999)、駿河トラフの大局的な構造は南海トラフでみられるような海溝内側斜面のそれに類似している。つまり、逆断層が発達する斜面は海溝斜面に、隆起帯は海溝斜面傾斜変換点に、さらに、石花海海盆は前弧海盆に相当すると考えられる。

相模トラフ北西部

相模トラフの北西部は相模湾内に位置している。トラフ軸の北東斜面は数個の海丘・堆が北西-南東に直線的に並ぶことで特徴づけられる。また、マルチチャンネル音波探査記録からトラフ軸部から斜面にかけ、逆断層と褶曲構造が発達することから(徳山・徐, 1988)、トラフの北東斜面が圧縮場にあることを暗示している。さらに、OBSを用いた屈折探査地殻断面はフィリピン海プレート側の地殻が東に傾斜しており、デコルマを境にプレートの境界部で地殻構造に不連続が認められる(西沢 他, 1991)。

以上の観測事実から、トラフ東斜面に北西-南東の逆断層が存在し、フィリピン海プレートがトラフ軸北東の東北日本弧の下に現在アンダースラストしているものと結論づけることが出来る。

一方、相模トラフ軸の西側斜面は、太平洋プレートが沈み込むことで生じた火山前線が位置する。この前線上に大島火山および石手海丘をはじめとする多数の活火山が分布し、トラフ西縁を境している。従って、西側斜面の地形や地質構造の様子は、付加体から構成されるトラフの東側斜面とはたいへん異なったものとなっている。興味深い特徴として、トラフの西側斜面では線的な配列が発達する。例えば、イザナギ海底音響画像に映し出された真鶴海丘以南の西側斜面では、その中腹にほぼ南北に延びた直線的なりニアメントが認められる(徳山他, 1991)。このリニアメントに沿ってシロウリガイのコロニーが分布することが潜水調査等により明かにされている。また、単成火山も線上に沿って配列している。これら直線的な構造が全て活断層の存在を示すものではないが、その多くは高角横ズレ断層の存在を示唆し、リニアメントに沿うシロウリガイのコロニーおよび単成火山の存在はそれぞれ、断層に沿った湧水活動とマグマの上昇に起因した現象と解釈されている。

火山前線から西側の地域に塑性体モデルを仮定した場合、北北西方向に圧縮力を加えたときに生じるすべり線は伊豆半島沖の海域で北北東、その変位は左横ズレになる(溝上, 1987)。このことから相模トラフ西側斜面に分布する断層は、左横ズレであることが示唆される。

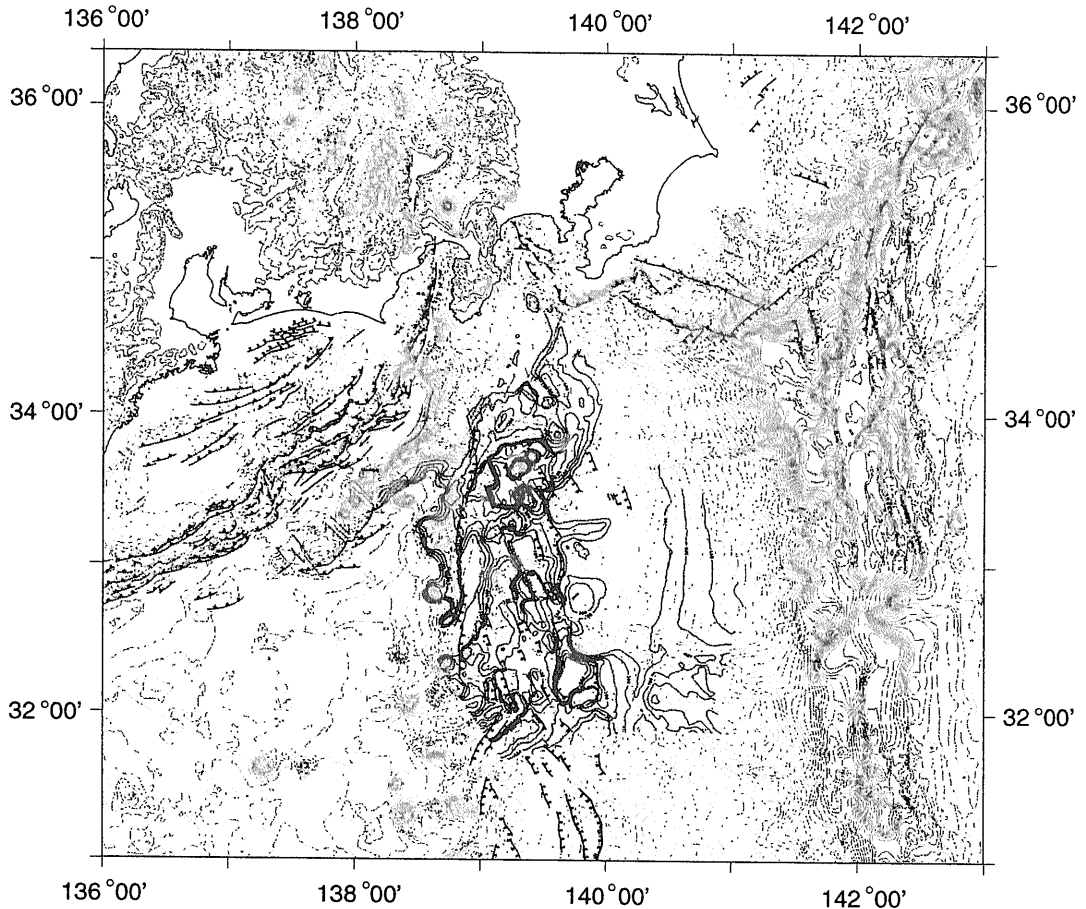
一方、伊豆半島からトラフ軸に向かって東に突出した地形をもつ真鶴海丘の南縁では、北に傾斜する逆断層がマルチチャンネル音波探査記録から認められている(岩淵 他, 1991)。同様に、OBSを用いた屈折探査地殻断面も逆断層の存在を支持している(西沢 他, 1991)。

以上から、相模トラフ北西部ではトラフ東斜面に発達する北西-南東の逆断層が大きくその走向を変え、トラフ軸を横切り真鶴海丘南縁に連続するものと考えられる。さらにその延長は再び走向を北北東-南南西へと大きく変え、併せて断層運動も垂直変位から水平変位へと変化するものと理解される(大河内, 1990)。

房総半島南端沖の相模トラフ

相模湾から離れ、房総半島南端沖の相模トラフを眺めてみると、勝浦海盆までの相模トラフの北北東側斜面の複雑で急峻な地形に目が奪われる。このあたりの急斜面は相模トラフに堆積した堆積物が付加した付加体堆積物からなると考えられており、東北東-西南西方向に発達した幾つかの逆断層が認められる。急斜面の沖側では、それまで一つであった相模トラフの軸部が安房海底谷と房総海底崖と二つに分かれる。比較的平坦な安房海底谷とは異なり、房総海底崖はその流路が蛇行しており(Soh *et al.*, 1990)、その北側にはトラフと平行する勝浦海底谷が発達する。房総海底崖は基本的には断層によってできた断層崖であり、音波探査の地殻断面記録によれば房総海底崖に沿って逆断層成分をもつ変位が認められた(徳山・徐, 1988)。この断層によって、海底崖の南南西側のブロック、つまり伊豆・小笠原弧は房総半島の下に沈み込み、一方北北西の側のブロックは南南西側に向かって衝上している。その結果、房総海底崖の背後に凹地ができ、堆積盆が形成されている。さらに、房総海底崖から約35km北北東に分布する勝浦海底地溝から勝浦海底谷に沿っても同様な西北西-東南東の走向を持つ活断層が認められる。両断層のこのような直線的な形態や変位の様式から、西北西-東南東走向の横ズレ成分をもつ逆断層が想定される。断層の水平変位のセンスは、勝浦海底谷の流路の変位から右横ズレと解釈されている(Lallemant *et al.*, 1996)。また、GPSのデータも右横ズレ成分を含む断層を支持している。このような地殻変動はさらに北東側へと続き(海底音響イメージには同方向に幾筋ものリニアメントが認められる)、その北縁は銚子沖に位置する隆起帯北縁部と考えられる。右横ズレ成分を持つ複数の逆断層が、房総海底崖の北方に広範囲に認められる原因は、伊豆・小笠原弧が房総海底崖を境界として房総半島の下にほぼ北西の方向に斜めに沈み込んでおり、それにともない房総半島側のブロックが西北西に引きずられているためと解釈することが出来る。伊豆・小笠原弧の衝突・沈み込みに伴う変動は少なくとも銚子沖周辺まで波及していると考えられる。

一方、房総海底崖や鴨川海底谷とは異なり、相模トラフの軸域をなす安房海底谷に沿った地域で



第3図 伊豆・小笠原海嶺北域におけるCN12a以降の堆積物のアイソパックマップ。

は、際だった地殻変動の痕は海底地形には残されていない。また、新たな付加プリズムの形成も認められない(徳山・徐, 1988)。これらの地形さらに地殻構造の特徴は、安房海底谷(房総海底崖南方)が現在非活動的であることを示している。本州弧と伊豆・小笠原弧の境界は相模トラフから房総海底崖に移動したものと推測される。

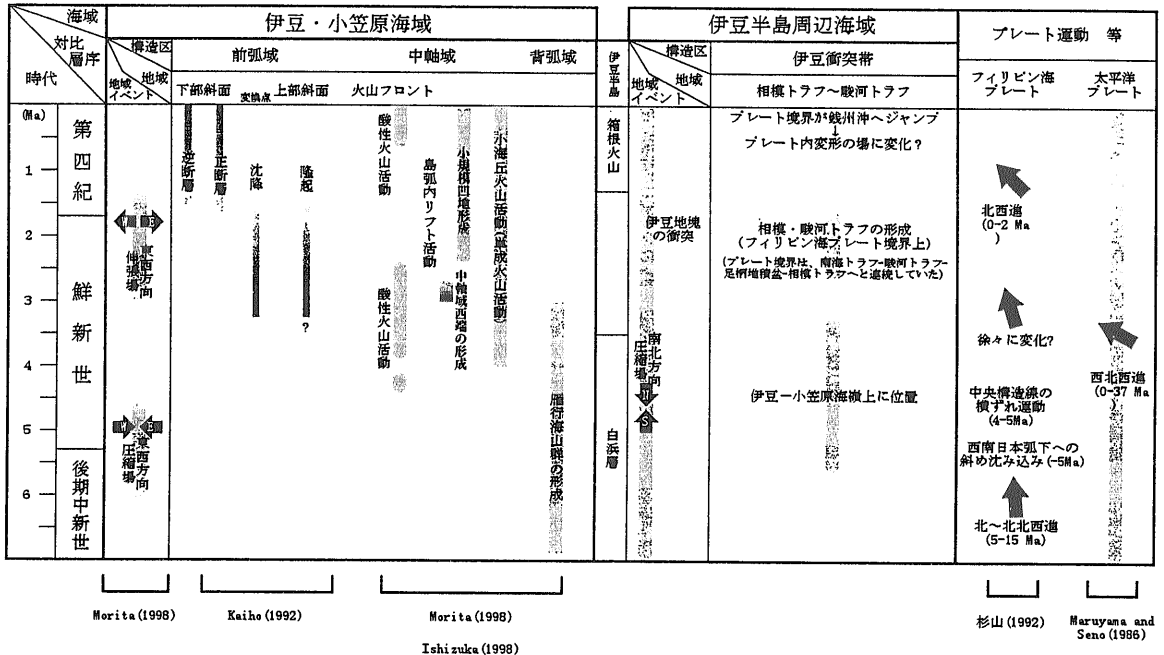
上記の断層以外に相模トラフの本州弧側では北東-南西の走向を持つ正断層が発達する。相模トラフの東端は海溝3重点にあたるが、そこでは太平洋プレートが東北日本マイクロプレート(本州弧)およびフィリピン海プレートの下に、またフィリピン海プレートは東北日本マイクロプレートの下に沈み込んでいる。そのために、海溝3重点周辺海域は現在極めて活発な沈降域である。正断層の発達はこの沈降運動に起因する変動と解釈される。

IV. 伊豆・小笠原弧北域においてイベントとして抽出した音響反射面とアイソパックマップ

国際深海掘削計画(ODP) Leg 126の結果によれば(Kaiho, 1992), CN14aの堆積物(0.5-1.7Ma)と、その下位の地層の間には時代のギャップが認められる。下位の地層はCN12c,d(1.85-2.3Ma), CN12a(2.5-3.3Ma)と比較的時間ギャップの短いものから、CN3-4(前期中新世後期)まで大きく欠ける場合もある。本海域の最も大きなテクトニック・イベントはリフト地形の形成である。その開始がV章で述べるように3.0Ma以降と考えられていることから、ここではCN12a以降の堆積物のアイソパックマップを作成した(第3図)。

その結果、本海域では火山フロントに位置する島弧型火山体の近傍、雁行海山体、リフト内小海

第1表 伊豆・小笠原海嶺北域の構造発達史.



丘, さらに, 島弧中央部の大規模に削剥を被った海域を除き, CN14a以降の堆積物が広範囲に亘って分布していることが判明した. また, 層厚の厚い海域は, 前弧域では火山フロント近傍, 島弧中軸域では小規模凹地と西縁近傍である.

現在島弧中軸域に分布する表層堆積物のほとんどは火山フロントから供給されており, しかも小規模凹地が主たる堆積の場の中心である. この堆積環境は小規模凹地形成後変化がないものと推定される. しかし, 今回作成したアイソパックマップから, 島弧中軸域の西縁近傍に厚い堆積物が分布することは, 小規模凹地形成以前に島弧中軸域の西縁近傍が堆積の場の中心であったことを示唆している. このことは次章で述べるように, N-SからN10°Eの走向を持つデタッチメントフォールトが, 3.0-2.4Maの期間に島弧中軸の西縁で形成されたことを支持している.

V. 6.0Ma以降の伊豆・小笠原島弧における火成活動とテクトニクスの変遷史

II章の結果, およびODPの掘削, さらに多くの海底岩石採取の結果から, 伊豆・小笠原島弧の火成

活動とテクトニクスの変遷史を3つのステージに区分することが出来る(第1表).

1) 6.0-3.0Ma(雁行海山列形成ステージ)

現在の背弧域に相当する海域で, 雁行海山列を形成する火成活動が活発である. この火成活動は活動域が極めて広範囲であり, 火山フロントに集中する現在の島弧型火成活動とはその分布様式が異なることが特徴である. また, 岩石学的特徴からも現在の島弧型火成活動とは区別されると考えられている(Morita, 1998). 雁行海山列を構成する海山の年代は40Ar/39Ar法を用いて決定されている(Ishizuka, 1998). その結果によれば海山の年代は17Ma-3.0Maの範囲を示すことから, 雁行海山列の形成は3.0Maに終了したものと判断される. また, 約4Ma以降には背弧域において小海丘の火成活動が認められる. 一方, 火山フロントでは顕著な火成活動は認められない.

広域応力場は雁行海山列を構成する火山体の伸張方向から, $\sigma_{Hmax} = \sigma_1$, またその方向はN60-70°Wと見積もることが出来る(Morita, 1998). ところで, 前述したように小海丘火成活動は伸長応力場で特徴的に認められると推測されることから, 4Maには応力場の変移が既に開始され

たのかもしれない。

2) 3.0-2.4Ma (初期リフト地形形成ステージ)

雁行海山火成活動が終焉し、島弧型火成活動が現在の火山フロント近傍で開始される。つまり、大規模火山体を形成する火山活動域が狭くなり、現在の火山フロント近傍に限られる。小海丘を形成する単成火山活動は島弧中軸域および背弧域の一部で継続したと推察される。

広域応力場はステージ1)から変化し、 $\sigma_{Hmax} = \sigma_2$ 、また σ_{Hmin} の方向は $N80^\circ W$ となった。その結果島弧中軸域に、東傾斜の卓越したN-Sから $N10^\circ E$ の走向を持つデタッチメントフォールト(リフトゾーンの西縁)が形成された。これが初期リフト地形と考えられる。

3) 2.4-0.0Ma (小規模凹地の形成ステージ)

極度に発泡した玄武岩(ODPで掘削された)で特徴づけられる火成活動が、リフト内の東縁に分布する小規模凹地で活発となる。小規模凹地の形成開始は、発泡した玄武岩の最も古い年代が2.4Maであることから、少なくとも2.4Maであると考えられる。火成活動の時空間分布は南北に連続する小規模凹地内で一斉に発生するものではなく、セグメント化した分布を持つものと推測される。また、本火成活動の岩石学的特徴は島弧型火成活動ではなく、背弧海盆型火成活動である点である(Taylor, Fujioka, *et al.*, 1990 & 1992)。つまり、リフト内小規模凹地の火成活動は背弧海盆を形成する火成活動と極めて類似している。恐らくこのステージは、小海丘火成活動のみで特徴づけられるリフト形成のイニシエーション・ステージから一段階進んだステージと考えられる。

一方、小海丘を形成する単成火山活動は島弧中軸域のリフト全域で依然として活発である。さらに、火山フロントでは島弧型火成活動(バイモーダル型)が活発であり、多量の火山性碎屑物が火山フロントから島弧中軸域のリフトゾーンおよび前弧域に運搬された。

広域応力場は $\sigma_{Hmax} = \sigma_2$ とステージ2)と同じであるが、 σ_{Hmin} は $N80^\circ W$ から $N80^\circ - 90^\circ E$ へとわずかではあるが変化し、リフトゾーンの東縁および小規模凹地が形成された。

VI. 伊豆・小笠原弧衝突帯のテクトニクス

伊豆・小笠原弧衝突帯は火山前線近傍の湾曲構造と火山前線背弧側の多重地殻短縮で特徴づけられる。地殻短縮をになう大構造線(海域中心)として以下の3つを挙げることが出来る。3つの構造線は房総半島南端の相模トラフより東側では房総海底崖に収斂するが、西側ではそれぞれ異なった分布を示す。それらは北から1)駿河トラフ-伊豆半島北部-北西相模トラフ-房総半島南端の相模トラフ-房総海底崖、2)南海トラフ-石廊海底谷-伊豆半島東縁-北西相模トラフ-房総半島南端沖の相模トラフ-房総海底崖、3)銭洲海嶺の南縁-神津島・新島ライン-房総半島南端沖の相模トラフ-房総海底崖である。

南海トラフ、銭洲海嶺の南縁、駿河トラフ、北西相模トラフ、そして房総半島南端沖の相模トラフでは本州弧側の斜面で地殻短縮による変形が顕著に見られ、逆断層が発達している。石廊海底谷、伊豆半島東縁、神津島・新島ラインは伊豆・小笠原弧内に発達する横ズレ断層(左横ズレ?)、また、房総海底崖は横ズレ成分をもつ逆断層と考えられる。

1)から3)までの構造線は活動度は別にして現在でも動きうる活構造である。しかし、活動の開始時期が異なるものと推察される。南海トラフ、北西相模トラフは少なくともほぼ3Ma以降に活動的になったものと判断される(南海トラフ;本誌前号の南海トラフを参照、北西相模トラフ;徳山・徐, 1988; Soh *et al.*, 1999)。駿河トラフの活動開始についても南海トラフの沈み込みと連動しているものと考えられることから、恐らく3Ma以降であろう。一方、銭洲海嶺の南縁に発達する逆断層は最も新しく、その活動は約1Maに開始されたものと考えられている(東海沖海底活断層研究会, 1999)。銭洲南縁の逆断層から連続する神津島・新島ライン、さらに東方に位置する房総半島南端の相模トラフ、および房総海底崖における変動開始時期を特定できるに足るデータは得られていない。しかし、構造の延長性から推測して銭洲海嶺南縁における活動開始とそれほど年代の差はないと推測される。中間に位置する石廊海底谷、伊豆半島東縁に関してもその活動開始時期を示唆するデータは皆無である。仮

に火山フロントから背弧側では多重地殻短縮は暫時南方へとその活動域を移動するとすれば、石廊海底谷、伊豆半島東縁の活動開始時期は3Ma-1Maまでの間と考えられる。ところで、安房海底谷(房総海底崖南方の相模トラフ)は現在ではほぼ活動を終了しているものと考えられるが、その活動の終息開始時期はやはり3Ma-1Maであろう。今回提案された3つの構造線の分布、および活動履歴から、本州弧と伊豆・小笠原弧の衝突境界の移動様式は火山フロントより海溝側と背弧側で顕著な違いが認められた。すなわち、火山フロントより背弧側では銭洲海嶺南縁で見られるように、変形前線は海側に移動する。しかし、火山フロントより海溝側では、安房海底谷から北方の房総海底崖に沈み込みの境界が移動することから、変形前線は陸側に移動する。このような違いを説明する数値モデルは提案されていないが、沈み込む伊豆・小笠原弧の温度構造が沈み込み境界のダイナミクスを支配しているものと推測される。

VII. あとがき

本小論は日本周辺海域の地質構造マッピングの一環で実施した作業の成果のうちで伊豆・小笠原弧および伊豆衝突帯をまとめたものである。本マッピング作業の一部は核燃料サイクル開発機構のプロジェクトのもとに実施された。

参考文献

- Ishizuka, O. (1998) : Temporal and spatial variation of volcanism and related hydrothermal activity in the back-arc region of the Izu-Ogasawara Arc, Dissertation of doctoral thesis, Univ. Tokyo.
- 岩淵 洋, 加藤幸弘, 浜本文隆, 近藤 忠, 進林一彦 (1991) : 相模湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査, 海洋調査技術, 6, 39-52.
- Kaiho, K. (1992) : Eocene to Quaternary benthic foraminifera and paleobathymetry of the Izu-Bonin Arc, Leg 125 and 126. In Taylor, B., Fujioka, K., *et al.*, 1992, Proc. ODP, Sci, Results, 126, 285-310, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 溝上 恵 (1987) : 1986年伊豆大島噴火と広域地震活動, 月刊地球, 8, 467-475.
- Morita, S. (1998) : Structural and volcanic evolution of the northern Izu-Bonin Arc, Dissertation of doctoral thesis, University of Tokyo.
- 新妻信明, 徐 垣, D.Dresser (1992) : 伊豆ゴージにおけるプレート境界の「しんかい6500」潜航調査, 第8回しんかいシンポジウム報告書, 海洋科学技術センター, 135-144.
- 西沢あずさ, 金沢敏彦, 岩崎貴哉, 島村英紀 (1991) : 海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造 (2), 地震学会講演予稿集, No2, 217.
- 大河内直彦 (1990) : 相模湾の活構造とテクトニクス, 地学雑誌, 99, 458-470.
- Lallemant, S.J., LePichon, X., Thoue, F., Henry, P. and Saito, S. (1996) : Shear partitioning near the Central Japan triple junction: The 1923 Great Kanto Earthquake revisited, Part I. Geophys. Jour. Int., v. 126, p.871-881.
- Soh, W. (1986) : Reconstruction of Fujikawa Group, central Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., SEr. Geol. Mineral., 52, 1-68.
- Soh *et al.* (1990) : Morphology and development of a deep-sea meandering canyon (Boso canyon) on an active plate margin, Sagami Trough, Japan Marine Geol. 91, 27-241.
- Soh *et al.* (1999) : Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara Basin and adjacent Tanzawa Mountains. The Island Arc. 7 : 330-341.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) : Accretion Tectonics and Evolution of apan. in The Evolution of the Pacific Ocean Matgins, edited by Z. Ben-Avraham, Oxford University Press, New York, 100-123.
- Taylor, B., Fujioka, K., *et al.* (1990) : Proc. ODP, Init. Repts., 126: TX (Ocean Drilling Program).
- Taylor, B., Fujioka, K., *et al.* (1992) : Proc. ODP, Sci, Results, 126: TX (Ocean Drilling Program).
- 東海沖海底活断層研究会編 (1999) : 東海沖の活断層, 東京大学出版会, pp174.
- 徳山英一, 徐 垣 (1988) : 相模トラフはいつ形成されたか, 月刊地球, v. 10, 630-637.
- 徳山英一, 山本富士夫, 芦 寿一郎, 八木下晃司, 徐 垣, 植木俊明, 平 朝彦 (1991) : IZANAGIによる相模湾・駿河湾の音響画像.

TOKUYAMA Hidekazu, MORITA Sumito, SOH Wonn, ASHI Juichiro, KURAMOTO Shin'ichi (1999) : Tectonic development of northern Izu-Ogasawara Arc and Izu collision zone.

< 受付 : 1999年9月1日 >