伊豆・小笠原火山弧北端部における現在および 第四紀後期のテクトニクス

小 山 真 人*

Late Quaternary-Present Tectonics in the Northernmost Area of the Izu-Bonin Volcanic Arc

Masato KOYAMA*

Abstract

Izu Peninsula and adjacent areas, which are located on the northern tip of the Izu-Bonin volcanic arc, are characterized by intense crustal movements and volcanic activity. Many geomorphological, geological, and geophysical data were collected from this area and various tectonic models were proposed to explain them systematically. These tectonic models can be classified into two categories: models 1 and 2. While model 1 regards the area as a single tectonic province, model 2 proposes two or more tectonic provinces, which are bounded by tectonic lines. Models 1 and 2 can be classified into models 1A and 1B, models 2A, 2B, 2C, and 2D, respectively. Model 1A hypothesizes an anticlinal bend of the Philippine Sea plate, which is being generated by the subductions along the Suruga and Sagami troughs. Model 1B emphasizes the crustal stress field generated by the collision of the Izu-Bonin volcanic arc with Japan arc and the slab-pull force along the Sagami trough. Since there are many local tectonic features that cannot be explained by model 1A or 1B, models 2A-2D were proposed. Model 2A divides the study area into two tectonic provinces: the northern province of compressive deformation by conjugate faults and the southern province of right-lateral shearing deformation. Model 2B divides the area into the eastern and western provinces, which are defined by sharp contrasts in the geologic structure, seismicity, crustal stress field, crustal movements, focal mechanisms of earthquakes, paleomagnetic directions, and volcanic activity. Many observations support the validity of the model 2B tectonic provinces. Model 2C introduces the hypothesis that the Izu-Bonin arc is being fractured into the inner and outer arcs because of a contrast in buoyancy. The existence of the estimated model 2C fracture, West Sagami Bay Fracture, is still under debate. Model 2D regards the Higashi-Izu monogenetic volcano field, located in the eastern Izu Peninsula, as a field of crustal spreading. Model 2D proposes a key to understanding a sharp contrast in tectonic features between the eastern and western provinces of model 2B as well as the complex geometry of the Philippine Sea slab beneath the Japan arc.

* 静岡大学教育学部地学教室

* Faculty of Education, Shizuoka University

I. はじめに

伊豆・小笠原弧の北端部にある伊豆半島とその周辺陸域・海域は、プレート境界の近傍に位置する活発な地殻活動・火山活動の場として知られている。伊豆・小笠原弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクスは、伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突（あるいは浮揚性沈み込み）、ならびに駿河・相模両トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みという2つの現象の重畳によって大枠が支配されているとみられている（たとえば、Nakamura *et al.*, 1984; Ukawa, 1991）。しかし、詳細なプレート幾何学や力学的状態、および具体的な個々の地学現象の位置づけについては、これまで数多くのモデルが提唱され、研究者間の議論がつづけられている。

本論では、伊豆・小笠原弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクスを統一的に説明しようとしたモデルのうち、プレートテクトニクスの枠組みの中で十分な考察と吟味がなされているものについて分類を行ない、各モデルの特徴と問題点の総括を試みる。このような作業・考察を通じて伊豆・小笠原弧北端部のテクトニクスに関する理解を深めることが、この地域に生じる火山・地震をはじめとする様々な地学現象の原因を知り、さらには将来予測をするための基礎となるであろう。

II. 研究史

プレートテクトニクスを念頭においた伊豆・小笠原弧北端部のテクトニクスの研究は、杉村(1972)に始まると言ってよい。杉村の研究は、フィリピン海プレートと本州側のプレートの境界が陸上のどこを通過するかという問題に主眼がおかれた。そこには、伊豆・小笠原弧が本州弧を「北西方に押している」という認識が呈示されているが、「衝突」という言葉はみられない。伊豆地塊と本州の相互作用を衝突(collision)という言葉で初めて表現したのは、Matsuda (1978)である。その後、伊豆・小笠原弧北端部のテクトニクスに関する研究は、およそ1 Maにおきた伊豆・

小笠原弧と本州弧の衝突過程に主眼をおいた地質学的研究と、伊豆・小笠原弧北端部の現在の状態をどう理解するかという総合的・学際的研究に二極分化していく。本論は、この後者をあつかう。

1974年伊豆半島沖地震を発端とする伊豆周辺の地殻活動の高まりの中で、伊豆・小笠原弧北端部の現在の状態をどう理解するかという問題が関心をよび、エポックメイキングな討論会「伊豆半島の変形と応力場」が1979年8月に行なわれた。その成果は、月刊地球1980年2月号「伊豆半島のテクトニクス」としてまとめられている。そこでは、プレートの曲りによって伊豆周辺のテクトニクスを総合的に理解しようとする中村(1980)、岩脈法によって伊豆半島を東と西の応力区に分けた中野ほか(1980)、伊豆周辺を北部の衝突帯と南部のトランスフォームベルトとに分けた石橋(1980)、伊豆・小笠原弧北部を外弧と内弧とに分けて考える貝塚(1980)など、のちの重要なモデルの原型となる考え方が登場ないしは強調されている。

プレートの曲りを重視した中村(1980)のモデルは、その後中村・島崎(1981)を経て、Nakamura *et al.* (1984)のモデルへと集大成されていく。また、中野ほか(1980)の考え方は、小林(1980)、塚原・池田(1983)などへ継承される一方、石橋(1980)の考え方の基本はIda(1991)などに継承された。また、貝塚(1980)の考え方は貝塚(1984)に集大成され、さらに伊豆内弧と外弧の裂け目として西相模湾断裂を導入した石橋(1988)によって精密化させられた。

1980年代以降には様々な調査や観測の精度が高まり、プレートの曲りよりも衝突現象のつくる応力場を重視するUkawa(1991)のモデルや、火山活動の歴史と特徴、上部地殻の構造、プレート幾何学に関する考察を加えたKoyama and Umino(1991)、小山(1993)、山岡ほか(1994)などのモデルが登場している。

III. モデルの分類

これまで提案された伊豆・小笠原弧北端部全体をあつかうテクトニックモデルは、

モデル1：伊豆・小笠原弧北端部を基本的には

単一の構造区 (tectonic province) とみなし、内部に大きな構造境界を考えないモデル

モデル 2 : 伊豆・小笠原弧北端部を複数の構造区の集合体とみなし、構造区ごとにやや異なるテクトニクスを考えるモデル

の 2 つに大きく区分できる (表 1)。

これらのうち、同じモデル 1 に属するモデルの中にも、対照的な 2 つの考え方があある。すなわち、

モデル 1 A : 相模・駿河両トラフでの沈み込みとそれにともなうプレートの曲りによる張力を重視するモデル (plate bending モデル) (Nakamura *et al.*, 1984)

モデル 1 B : 伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突による圧縮力と、相模トラフから沈み込むプレートのスラブプルによる張力とがあいまってテクトニクスを支配するとみるモデル (collision-slab pull モデル) (Ukawa, 1991)

の 2 種類である。

また、モデル 2 に属するモデル中にも、

モデル 2 A : 伊豆半島の北部 (北東部) と南部 (南西部) で異なる構造区を考えるモデル (石橋, 1977, 1980 ; Somerville, 1978 ; Ida, 1991 など)

モデル 2 B : 伊豆半島を北北東-南南西に縦断する構造線の東西で異なる構造区を考えるモデル (中野ほか, 1980 ; 小林, 1980 ; 塚原・池田, 1983 ; 星野, 1984 ; Tsukahara and Ikeda, 1987 ; Kikawa *et al.*, 1989 ; Koyama and Umino, 1991)

モデル 2 C : 伊豆・小笠原弧北端部を伊豆内弧と伊豆外弧の 2 つの構造区に分けて考えるモデル (貝塚, 1984 ; 石橋, 1988 ; Koyama and Umino, 1991 ; 小山, 1993)

モデル 2 D : 東伊豆単成火山地域を地殻の拡大域、丹那断層とその北方延長を地殻拡大にともなうトランスフォーム断層としてとらえ、伊豆半島北東部を含む一帯を一種のマイクロプレートとして考えるモデル (小山, 1993 ; 山岡ほか, 1994)

の 4 種類がある (表 1)。Koyama and Umino (1991) はモデル 2 B と 2 C、小山 (1993) はモデ

ル 2 C と 2 D を組み合わせたモデルを考えている。

なお、上記には含めていないが、伊豆・小笠原弧北端部のうち、とくに大地震の発生のあるその北縁の境界部を主としてあつかい、境界の場所や地震テクトニクスを考察したモデルもいくつか存在する (多田, 1977 ; Tada and Sakata, 1977 ; 松田, 1985, 1993 ; 山崎, 1985, 1993 ; 大河内, 1990 ; 石橋, 1992 など)。

このように伊豆・小笠原弧北端部のテクトニクスを統一的に説明しようとしたモデルは多い。しかし、すべてのモデルが共通のデータの上に立脚し、同程度の精度の議論を行なっているわけではなく、重視するデータの種類や、どの程度細かな構造・特徴まで説明しようとするかが異なっている (表 1)。同じモデルとして分類された中でも、個々のモデルの精密さや細部の様相・考え方には幅がある。

IV. 各モデルの特徴と問題点

1) モデル 1

モデル 1 は、伊豆・小笠原弧北端部において上部地殻内でおきる地震の P 軸 (あるいは T 軸) 方位が扇型の分布をもつこと (図 1, 2) に代表される様々な観測事実を、単一の構造区を用いたモデルによって統一的に説明したものである。

モデル 1 A は、相模・駿河両トラフでのプレート沈み込みが伊豆・小笠原弧北端部にプレートの曲りをもたらし、それに起因するトラフ軸と直交する方向の引張力が最小主応力軸方位の扇型分布を発生させた と考える (Nakamura *et al.*, 1984 : 図 1)。そして、このプレートの曲りに起因する引張場に、伊豆地塊と本州の衝突による北西-南東方向の圧縮力が重畳した結果、中間主応力軸が垂直となり、伊豆・小笠原弧北端部を支配する横ずれ断層型の応力場が形成されたと説明している。

Ukawa (1991) は、駿河トラフ近傍のフィリピン海プレート内部に南北性の P 軸をもつ逆断層型の地震が生じていることを見出した。このような地震は駿河トラフでの沈み込みに起因するプレートの曲りとは不調和であり、モデル 1 A ではう

表 1 伊豆・小笠原弧北端部における現在および第四紀後期の
テクトニクスに関する主要なモデル

分類	モデル	主なよりどころとするデータ	モデルの特徴
1A	Nakamura <i>et al.</i> , 1984	発震機構, 地形, 地質, 震源分布, 活 断層, 測地データ, スラブ幾何学	プレートの曲り
1B	Ukawa, 1991	発震機構, スラブ幾何学, モデル計算	衝突とスラブプル
2A	石橋, 1977, 1980	活断層, 最近の主な地震, 海底地形, 関東地震の震源断層モデル	伊豆トランス フォームベルト
2A	Somerville, 1978	活断層, 最近の主な地震, 測地データ, プレート運動収支計算	衝突と伊豆地塊の 内部変形
2A	Ida, 1991	活断層, 応力場, 最近の主な地殻活動, モデル計算	衝突から沈み込み 帯への漸移
2B	中野ほか 1980 ; 小林, 1980	岩脈法・側火山分布・発震機構・活断 層による応力方位	tectonic stress province
2B	塚原・池田, 1983 ; Tsukahara and Ikeda, 1987	現場応力測定・発震機構・活断層・側 火山分布による応力方位	地殻応力区
2B	Kikawa <i>et al.</i> , 1989	第四紀火山の古地磁気	伊豆半島の differential tilting
2C	貝塚, 1984	地形, 鮮新～更新世の地史, 第四紀地 殻変動, 火山分布, スラブ幾何学, 活 断層	伊豆内弧パー・外 弧パー
2C	石橋, 1988	関東地震時の上下変動, 関東地震の震 源断層モデル, スラブ幾何学, 海底地 形地質, 歴史地震, 中新世以来の地史	西相模湾断裂
2B +2C	Koyama and Umino, 1991	地形, 地質構造, 地殻構造, 応力方位, 第四紀地殻変動, 古地磁気, 活断層, 震源分布, 火山分布, 火山活動の性質	西相模湾断裂, block rotation, volcanotectonic province
2C +2D	小山, 1993	地形, 地質構造, 地殻構造, 応力方位, 第四紀地殻変動, 古地磁気, 活断層, 震源分布, 火山分布, 火山活動の性質	西相模湾断裂, block rotation, 東 伊豆地殻拡大域, マイクロプレート ト, 丹那—平山ト ランスフォーム断 層
2D	山岡ほか, 1994	スラブ幾何学, プレート運動収支, 測 地データ, 震源分布, 活断層, 火山分 布, 火山活動の性質	東伊豆—伊豆大島 地殻拡大域, 丹那 —平山トランスフ ォーム断層

左からモデルの分類記号, 各モデルが主なよりどころとしたデータの種類, キーワードで表
したモデルの特徴. 詳細は本文参照.

図 1 Nakamura *et al.* (1984) による伊豆・小笠原弧北端部のモデル (モデル 1A)
駿河・相模両トラフ下への沈み込みにともなうプレートの曲りが、テクトニクスを支配していると考えた。上部地殻内地震のT軸方位と、それらをなめらかに結ぶ応力軌跡の解釈が示されている。白矢印はユーラシアプレート (EUR) に対するフィリピン海プレート (PHS) の相対運動方向。

まく説明できない。また、本州に対するフィリピン海プレートの進行方向を考えると、相模トラフ軸でのプレート相対運動はほとんど横ずれ成分と考えられるため、沈み込みに先立つプレートの曲りは累積しにくく緩和しやすいと考えられる。よって、たとえプレートの曲りが生じたとしても、それに起因する引張場が現在も持続しているかどうか疑問である (Ukawa, 1991)。

Ukawa (1991) は、簡単な力学計算にもとづき、伊豆地塊北縁でおきる本州との衝突に起因する圧縮応力場が、相模トラフから沈み込むプレートのスラブプル力とあいまって、現在みられる応力軸の扇型分布をつくり得ることを示した (モデル 1B: 図2)。モデル 1B に従えば、駿河トラフ近傍のフィリピン海プレート内部に生じる南北性のP軸をもつ逆断層型地震は、伊豆地塊と本州との衝突に起因する地震として説明できる。また、スラブプルによる引張力を採用することによって、プレートの曲りという現象を無理に考えなくてもよいことが示されたわけである。

モデル 1A・1B は、伊豆・小笠原弧北端部全体を大局的に支配するテクトニクスを知ろうとす

図 2 伊豆半島周辺で起きる地震の発震機構と Ukawa (1991) による解釈 (モデル 1B)
左図: Ukawa (1991) による上部地殻内地震のP軸方位と発震機構 (□: 横ずれ断層型, △: 正断層型, ●: 逆断層型)。P軸方位をなめらかに結ぶ応力軌跡の解釈が放射状の実線で示されている。陰影をつけていない部分のデータが、フィリピン海プレート内の応力状態を表すと考えられている。
右図: 左図応力軌跡の解釈 (Ukawa, 1991)。伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突による圧縮力と、相模トラフから沈み込むプレートのスラブプル力を重視している。

図4 駿河湾とその周辺における震源分布 (Ukawa *et al.*, 1988)
1980~1986年の間に生じた 30 km より浅いもの。茂木 (1977) の唱えた
断裂線の位置を実線で示した。

ている。かつてこの「伊豆東方線」が、駿河トラフスラストとともに二重のスラスト構造をなすプレート力学境界断層として重視されたことがあった (石橋, 1977; 藤井, 1977など)。しかし, 断層地形が不明瞭なこと, スラストの存在を裏づける地震活動が知られていないこと, 1978年伊豆大島近海地震の震源断層が伊豆東方線と交差すること, 当初は伊豆東方線沿いのクリープに起因するとの考えもあった伊豆半島東部の地殻隆起が火山活動起源であることが明確になったことなどから, 1980年代以降に提唱されたほとんどのモデルは伊豆東方線の存在を重視していない。

モデル2A の難点は, 現実の地質データをはじめとする多くの観測事実と調和的でない点である。モデル2A において伊豆半島南部を支配するとされる右横ずれ型の shearing が, 実際に駿河トラフ軸付近まで達している証拠は見つかっていない。Ukawa (1991) によれば, 駿河湾海域のフィリピン海プレート内部で生じる地震の発震機構は南北ないしは北東-南西のP軸方位をもつ逆断層あるいは横ずれ断層型であり (図2左), モデル2A から期待される北西-南東のP軸方位をもつ横ずれ断層型とは異なる。また, 次節で述べ

るように1974年伊豆半島沖地震や1978年伊豆大島近海地震の余震分布は, モデル2B の唱える伊豆半島を縦断する構造線付近が北西限となっている。

茂木 (1977) は, 石廊崎断層から駿河トラフを横断して静岡西方に達するフィリピン海プレート内断裂を推定し, その存在の主な証拠として断裂線に沿う線状の震源分布, 駿河トラフ軸および静岡側トラフ斜面の地形, の2つを挙げた。このうち震源分布については, その後増えたデータから, 茂木の推定した断裂線付近を境にした駿河湾海域の地震活動度の差が指摘されている (Ukawa *et al.*, 1988: 図4)。断裂線北側の低い地震活動度は, 駿河トラフ軸に直交する方向の圧縮応力の増加にともなうフィリピン海プレート内の差応力の低下が原因とされ (Ukawa, 1991), 断裂の存在を直接反映するものではない。また, 茂木 (1977) が断裂存在の証拠として指摘した駿河トラフ軸地形の屈曲は, 伊豆側トラフ斜面上にある隆起帯が駿河トラフ下へ沈み込むことによって作られた狭窄部 (石花海ゴージ) であることが深海潜水艇を用いた地質調査によってわかっている (小山ほか, 1992)。また, 茂木 (1977) の指摘した駿河トラフ静岡側斜面の南北の地形差も, この隆起帯の沈

み込みに起因するものとして説明可能である。石花海ゴージ付近の駿河トラフ伊豆側斜面上に広く分布する第四紀の石灰質砂岩層は、全体が西方のトラフ軸に向かって緩やかに傾斜しており、大きな断裂構造の存在は認められていない（小山ほか、1992）。

恒石・杉山（1978）は、静岡市西方の第三系高草山層群の分布に右横ずれ変位を与えている断層を発見し、それが茂木の提唱した断裂線上にあることから断裂を反映した断層と考え、「駿豆断層」と命名した。しかし、その後の詳細な地質調査によって、問題の断層はまわりの褶曲構造と調和的な分布を示す局所的な断層であり、主要な活動時期も鮮新世末～更新世初期と古いことが判明している（杉山ほか、1982）。

かりに、モデル2Aから期待されるような伊豆半島南部における右横ずれ型の shearing が過去数十万年にわたってつづいてきたとしたら、shearing にともなう歪を解消する断層の累積右横ずれ変位は相当量になると考えられる。しかし、それを支持する地形・地質学的事実はこれまで見つかっていない。たとえば、石廊崎断層に沿う変位は地質図表現としては無視できるほど小さいことがよく知られている（Yamada, 1977; 狩野, 1983）。伊豆半島南部の主な活断層の変動地形から推定された活動度は $0.01 \sim 0.1 \text{ cm/年}$ であり（星野ほか、1977）、伊豆半島周縁のプレート力学境界域を構成する入山瀬断層や国府津-松田断層などの主要活断層の活動度（ $0.2 \sim 0.8 \text{ cm/年}$ ：Yamazaki, 1992）より一桁小さい。伊豆半島の地質図（小山, 1988）からも、大きな右横ずれ断層が伊豆半島中部～南西部地域を北西-南東方向に横切っている証拠を認めることはできない。たとえば、次節で述べる湯ヶ島-松崎構造線の一部をなす門野断層は、松崎町南部から天城峠西方まで 13 km にわたって追跡できる直線的なトレースをもつ。

以上のことから、伊豆半島南部から駿河トラフ軸付近にかけての地域を右横ずれ型の shearing が支配する場とみるモデル2Aの考え方には、納得できない点が多い。なお、モデル2Aに属す

図5 モデル2Bの例

Tsukahara and Ikeda (1987) による伊豆・小笠原弧北端部の構造区分。短実線は水平最大圧縮軸方位。現場応力測定（○）・岩脈または火山配列（△）・地震の発震機構（●）・活断層（無印）のそれぞれのデータから求めたもの。応力方位の急変線（灰色太実線）を構造区境界と考えた。データの出典は塚原・池田（1983）を参照。

るモデルのうち、石橋（1977, 1980）のモデルはその後撤回され、西相模湾断裂の概念を導入した石橋（1988）のモデル（モデル2C）となっている。

3) モデル2B

モデル2Bに分類されるモデルは、伊豆半島内における地殻応力方位をはじめとする様々な観測データの地域的不連続性を説明するために提唱された。中野ほか（1980）は伊豆半島に分布する岩脈の方位から、塚原・池田（1983）、星野（1984）、Tsukahara and Ikeda（1987）は現場応力測定・活断層の走向などから、伊豆半島を北北東-南南西に縦断する地殻応力方位の急変線を見出し、その線を境として伊豆半島を2つの構造区に区分した（図5）。Kikawa *et al.* (1989) は、第四紀火山の古地磁気偏角が上述の構造線付近を境として伊豆半島の西部と東部で系統的に異なることを見出し、2つの構造区の存在を支持した。Koyama and Umino (1991) も地質データからほぼ同じ位置に構造線を推定し、そこを境とする地殻構造・地殻応力方位・地震活動度・古地磁気方向・火山活動の性質などの違いから伊豆半島を

図 6 伊豆・小笠原弧北端部の地形・地質・地球物理学的特徴と構造区分 (モデル 2B+2C)
 Koyama and Umino (1991) の図を簡略化したもの。東伊豆単成火山群の噴火割れ目の位置については、その後の知見を加えて修正してある。伊豆・小笠原弧北端部を西伊豆 (W-Izu)・東伊豆 (E-Izu)・大島・銭洲 (Oshima-Zenisu) の 3 構造区に分けた。WSBF: 西相模湾断裂。TF: 丹那断層。KF: 門野断層。HTTL, TYTL, YMTL は本文参照。白矢印は、東北日本に対するフィリピン海プレートの相対運動方向。等深線の間隔は 250m。

2つの構造区に分けた (図6)。

これらモデル 2B の主張する構造区境界の存否は、モデル 2B や後述のモデル 2D の是非にかかわる根本的な問題であるので、ここでやや詳しく述べる。構造区境界の存在の根拠として考えられている観察事実および解釈を以下に列挙する。

地殻応力方位: 伊豆半島においては、上部地殻内でおきる地震の P 軸方位や現場応力測定などのデータから求まる地殻応力方位が西半部 (水平最

大圧縮軸方位がほぼ南北) と東半部 (水平最大圧縮軸方位がほぼ北西-南東~北北西-南南東) とで系統的に異なる (図 2 左, 図 5)。この応力方位の変化については、ほぼ連続的に扇型を描くように変化するという見方 (モデル 1: 図 1, 2) と、半島をほぼ北北東-南南西に縦断する境界を境として不連続的に変わるとする見方 (モデル 2B: 図 5) とがあるが、データの豊富な塚原・池田 (1983) や Tsukahara and Ikeda (1987) から判

断して、不連続的に変化するとみる方が自然であるように思う。

地質構造：伊豆半島内（箱根火山地域までを含めて）には、起源の異なる異質な地質体同士が接している例（たとえば、伊豆地塊の北縁で丹沢山地の火山岩類と足柄層群とが神縄断層で接するような例）はなく、伊豆・小笠原火山弧起源の物質のみが分布する（小山, 1986, 1988）。しかしながら、伊豆半島内には活断層を含む数多くの断層が存在する。Koyama and Umino (1991) は、伊豆半島内に3列の断層密集帯を認識し、それぞれ平山-棚場構造線 (HTTL), 棚場-湯ヶ島構造線 (TYTL), 湯ヶ島-松崎構造線 (YMTL) と呼んだ（図6）。HTTL, TYTL, YMTL の3つの構造線は全体として伊豆地塊をほぼ北北東-南南西に分断しており、モデル2B の唱える東伊豆/西伊豆構造区境界の位置とほぼ一致する。

活断層・発震機構：伊豆半島内に分布する活断層のほとんどは水平方向の変位が卓越する横ずれ型であるが、モデル2B の西伊豆構造区に含まれる半島の西半部には正断層も存在する（星野ほか, 1978; 図6）。一方、上部地殻内でおきる地震の発震機構は、伊豆半島およびその周辺海域の全域において横ずれ型が卓越しているが、西伊豆構造区とその沖合の駿河湾海域には逆断層型も存在する（Ukawa, 1991: 図2左）。

地震活動度：ここ60~70年間の伊豆半島とその周辺における地震分布をみると、地震活動度はモデル2B の西伊豆構造区で低く、東伊豆構造区で高いことが明瞭である（たとえば、吉田, 1985: 図7）。

地殻構造：屈折法地震探査によって明らかにされた伊豆半島の地震波速度構造（Asano *et al.*, 1982）をみると、東伊豆/西伊豆構造区境界の一部にあたる HTTL を横切る三島-下田測線の修善寺付近に大きな不連続がみられ、HTTL 付近より北側に存在する 5.0 km/s 層が南側には存在しないことがわかる。また、この付近より北側にある 6.1 km/s 層には認められない垂直方向の地震波速度勾配が、南側にある 5.5 km/s 層には認められるという（Asano *et al.*, 1982）。

図7 伊豆半島とその周辺における地震分布
1926~1982年の期間内の深さ 40 km 以浅のもの。
（吉田, 1985）

測地学的変動：伊豆半島の主として東部において、現在までの総隆起量が多い場所で40cm に達する隆起が1975年以来つづいている（たとえば、石井, 1989, 1992）。この隆起が進行している地域は、ほぼ東伊豆構造区内部だけに限られるように見える。とくに、1980年頃までの測地測量結果をみると、隆起域の西端はちょうど修善寺付近における東伊豆/西伊豆構造区境界の位置に一致するように見える（Tada and Asano, 1983; 小山, 1988; Koyama and Umino, 1991）。

最近の主な地震の特徴：1978年伊豆大島近海地震の余震は、本震の震源域である伊豆大島西方海域から出発して伊豆半島内部を北西に向かって分布を広げ、東伊豆/西伊豆構造区境界の一部にあたる YMTL 付近に達した後、YMTL に沿って南西方向に分布を広げたように見える（津村ほか, 1978: 図8）。1974年伊豆半島沖地震の余震分布

図 8 1978年伊豆大島近海地震の余震分布の時空変化 (津村ほか, 1978)

- A : 1月14日 12:24~13:29
(星印は1月14日, 12:24の本震の震央)
B : 1月14日 13:30~16:59
C : 1月15日 07:31~23:59
D : 1月18日~31日

も、その北西端は YMTL 付近に限られており、それを越えて北西方の駿河トラフ軸付近へは広がっていない (石橋ほか, 1975)。

古地磁気：伊豆半島の第四紀火山 (時代的には 1.5~0.4Ma) の古地磁気偏角が、東伊豆/西伊豆

構造区間で系統的に異なることが知られている (Kikawa *et al.*, 1989 ; Koyama and Umino, 1991)。西伊豆構造区内の古地磁気偏角がやや時計回り方向の異常を示すのに対し、東伊豆構造区内の古地磁気偏角の多くは顕著な反時計回り方向の異常を示し、両者の境界は東伊豆/西伊豆構造区境界に一致するように見える。このことは、東伊豆構造区と西伊豆構造区が最近数十万年間に異なる構造運動を被ったことを強く示唆している。

Kikawa *et al.* (1989) は、東伊豆/西伊豆構造区間の古地磁気偏角異常の系統的な差を、伊豆半島の differential tilting (西伊豆構造区の西方~南西方への傾動、および東伊豆構造区の東方~南東方への傾動) によって説明した。これに対し、Koyama and Umino (1991) は、Kikawa *et al.* (1989) の示した東伊豆構造区の傾動角は第四紀の積算上下変動のパターンや地質構造と矛盾することを示し、東伊豆構造区内における反時計回りの block rotation の存在を主張した。

火山活動の性質：火山には複成火山と単成火山があり、さらに単成火山には複成火山体の一部をなすものと、単成火山だけで火山群をなすもの (独立単成火山群) がある (中村, 1986)。同じ火道を何回も使用する複成火山は、地殻の側方拡大が容易でないテクトニクス場に生じ、噴火のたびに新しい割れ目火道を開く (つまり、新たな割れ目火道の幅分だけ地殻を伸張させる)。独立単成火山群は、地殻の側方拡大が容易なテクトニクス場に生じると考えられている。

独立単成火山群である東伊豆単成火山群は15万年前頃から噴火を開始し、その分布は東伊豆構造区内にほぼ限られる (Koyama and Umino, 1991 ; 小山, 1993 : 図6)。これに対し、大島から銭洲にかけての海域には伊豆大島、新島、神津島などの複成の活火山が多く分布する。このことから、大島から銭洲にかけての海域を東伊豆構造区と異なる volcanotectonic province (大島-銭洲構造区) とみなし、東伊豆構造区を地殻の側方拡大の容易な場、大島-銭洲構造区を側方制約の大きな場とみなすことができる (Koyama and Umino, 1991)。なお、西伊豆構造区には更新世後期

モデル 2B が主張する東伊豆/西伊豆構造区分のテクトニックな意味は何であろうか？ 塚原・池田 (1983) や Kikawa *et al.* (1989) は、駿河トラフ下への沈み込み直前に生じるプレートの曲りによって東伊豆/西伊豆構造区境界で応力方位が急変すると考えた。しかし、この考え方で地質構造や地震活動の差まで説明するのは難しい。Koyama and Umino (1991) は、モデル 2C の考え方を取り入れることによって、東伊豆構造区を側方拡大テクトニクス場としてとらえ、西伊豆構造区との違いを説明した。

4) モデル 2C

伊豆半島内の構造区分に注目したモデル 2A・2B とはやや異なり、モデル 2C は伊豆・小笠原弧の外弧と内弧の性質の違いに注目する。モデル 2C は、伊豆・小笠原弧を、活動的火山弧であるゆえの浮揚性を備えた伊豆内弧と、容易に沈み込み可能な伊豆外弧との 2 つの構造区に分けることが重要と考える (図 9)。この考え方は、もともと Kaizuka (1975) や貝塚 (1984) によって主として伊豆・小笠原弧北部と関東地方の大地形を説明するために提案されたものである。石橋 (1988) は、神奈川県西部においておよそ 70 年ごとに繰り返す M 級の地震 (神奈川県西部地震) のテクニクスを説明するため、石橋 (1980) の西相模湾スラストの概念を貝塚 (1984) の考えと組み合わせで修正し、伊豆外弧/内弧間のプレート内断裂としての西相模湾断裂を提唱した。

Koyama and Umino (1991) も、東伊豆構造区のテクトニクスや東伊豆単成火山群の存在を説明するために、西相模湾断裂の存在とその役割の重要性を主張した。西相模湾断裂を含むプレート

図 9 モデル 2 C の例

石橋 (1988) による伊豆・小笠原弧北端部のモデルの図を簡略化したもの。伊豆・小笠原弧北端部を関東平野下に沈み込む外弧と、丹沢山地下にアンダープレートする内弧に分けて考え、両者の間に生じるプレート内断裂として西相模湾断裂 (図の斜線部) を考えた。矢印 PHS は、東北日本に対するフィリピン海プレートとの相対運動方向。

幾何学を考えた場合、断裂の上盤側にあたる伊豆半島北東部の上部地殻にとっては、北東側に拡大するための障害が伊豆外弧の沈み込みによってある程度取り払われた状況になっている（図9，10）。また、前節で述べた東伊豆構造区における反時計回りの block rotation をおこなうためには、上部地殻内に低角の滑り面の存在が必要である。以上のようなプレート幾何学と滑り面の存在がマグマ貫入にともなう北東方への地殻の側方拡大を容易にし、東伊豆単成火山群を成立させたと考えるのが Koyama and Umino (1991) のモデルである。

海底地形、歴史地震、相模湾西部海域の地殻応力方位と地殻構造、周辺テクトニクスからの要請などを考えると、断裂の正確な位置や形状は別として、西相模湾断裂の存在そのものはかなり確からしいと思われる（小山，1992）。しかし、断裂の存在を疑う研究者も多い（たとえば、萩原，1993）。

5) モデル 2D

モデル 2D は、モデル 2B の東伊豆/西伊豆構造区境界の北半分を重視し、東伊豆地域における地殻拡大に結びつける考え方である。Koyama and Umino (1991) の考えを引き継いだ小山 (1993) は、東伊豆単成火山群の噴火史から東伊

図 10 モデル 2 D の例

小山 (1993) による伊豆・小笠原弧北端部のモデル。東伊豆単成火山地域 (陰影をつけた領域) を地殻拡大域としてとらえ、その拡大運動を解消するトランスフォーム境界として丹那-平山構造線を考えた。WSBF: 西相模湾断裂。矢印 PHS-NEJ は、東北日本に対するフィリピン海プレートの相対運動方向。

豆構造区における過去15万年間の平均地殻拡大速度をほぼ $0.5 \sim 1.5 \text{ cm/年}$ と見積り、この地殻拡大によって生じる歪を解消する一種のトランスフォーム断層として、丹那断層とその延長からなる構造帯 (丹那-平山構造線: Koyama and Umino (1991) の HTTL に相当) を位置づけた (図 10)。小山 (1993) のモデルにしたがえば、東伊豆単成火山地域、丹那-平山構造線、西相模湾断裂、国府津-松田断層の四者に囲まれる伊豆地塊北東部が、一種のマイクロプレートとして他の伊豆地塊に対し北北東進することになる。吉田 (1993) も小山 (1993) と類似したモデルを考えているが、西相模湾断裂を重視していない点異なる。

山岡ほか (1994) のモデルは、小山 (1993) のモデルの一部をさらに発展させ、中部地方下のフィリピン海プレートスラブの形状までも説明

しようとした野心的なモデルである。山岡ほか (1994) は、東伊豆単成火山地域から伊豆大島火山までをひとつの連続的な地殻拡大域としてとらえ、この拡大域が第四紀後期を通じて南東方に伝播 (propagate) してきたと考えた。そして、この伝播性拡大によって生じた地殻の裂け目が富士山下のフィリピン海プレートスラブの欠如と、愛知県下のスラブの重複をつくったと説明した。

V. ま と め

以上、伊豆・小笠原弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクスの一統的理解を試みたモデルを整理・紹介し、問題点の指摘と議論を行なった。要点を以下に述べる。

1. これまで提案された伊豆・小笠原弧北端部のテクトニックモデルは、伊豆・小笠原弧北端部を単一構造区とみなすモデル (モデル 1)、複数

の構造区の集合体とみなし構造区ごとにやや異なるテクトニクスを考えるモデル (モデル 2), の 2 つに大きく区分できる。

2. モデル 1 の中には, 相模・駿河両トラフでの沈み込みにともなうプレートの曲りを重視するモデル (モデル 1 A), 伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突による圧縮力と相模トラフ下に沈み込んだプレートのスラブプル力を重視するモデル (モデル 1 B), の 2 種類がある。

3. モデル 2 の中には, 伊豆半島の北部と南部で異なる構造区を考えるモデル (モデル 2 A), 伊豆半島を北北東-南南西に縦断する構造線の東西で異なる構造区を考えるモデル (モデル 2 B), 伊豆・小笠原弧北端部を伊豆内弧と伊豆外弧の 2 つの構造区に分けるモデル (モデル 2 C), 東伊豆単成火山地域を地殻拡大域, 丹那断層とその延長を地殻拡大にともなうトランスフォーム断層としてとらえるモデル (モデル 2 D), の 4 種類がある。

4. モデル 2 A は, 調和的でない観測事実が多い点でやや問題があると思われる。構造区分としては, モデル 2 B のものがより確からしい。モデル 2 C は西相模湾断裂を重視した立場をとるが, 断裂の存在そのものの是非・位置・形状に関しては様々な議論がある。東伊豆構造区内の地殻拡大という新たな発想にもとづくモデル 2 D は, 今後の発展の可能性を秘めている。

西相模湾断裂の是非の議論や神奈川県西部地震のテクトニクスに関する筆者の見解については, 紙数の関係から機会をあらためて述べる。

謝 辞

石橋克彦および匿名査読者の両氏からいただいたコメントは, 本論文の改善に大いに役立ちました。ここに記して感謝します。

文 献

- Asano, S., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Suzuki, S., Masuda, T., Murakami, H., Nishide, N. and Inatani, H. (1982): Crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion seismic observations 1. Mishima-Shimoda profile. *J. Phys. Earth*, **30**, 367-387.
- 藤井陽一郎 (1977): 1930年および1976年前後の伊豆東方線の活動. 地震 **2**, **30**, 389-400.
- 萩原幸男 (1993): 「神奈川県西部地震」研究の現状と展望. 地学雑誌, **102**, 337-340.
- 星野一男 (1984): 応力場, 活断層と南部フォッサマグナのネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 117-128.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦 (1977): 伊豆半島南部の活断層について. 地質調査所特別報告, No. 6, 73-82.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦 (1978): 伊豆半島活断層図. 構造図 4, 地質調査所.
- Ida, Y. (1991): Interpretation of seismic and volcanic activities in the Izu block in relation to collision tectonics. *J. Phys. Earth*, **39**, 421-440.
- 石橋克彦 (1977): 「西相模湾地震」の可能性と東海地震との関連. 地震予知連絡会東海部会編: 地震予知連絡会東海部会資料. 建設省国土地理院, 53-68.
- 石橋克彦 (1980): 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス. 月刊地球, **2**, 110-119.
- 石橋克彦 (1988): 「神奈川県西部地震」と地震予知 I, II. 科学, **58**, 537-547; 771-780.
- 石橋克彦 (1992): 「大磯型地震」と相模トラフ巨大地震 (試論). 月刊地球, 号外 No. 5, 73-77.
- 石橋克彦・末広 潔・稲谷栄己・松崎孝文・浅田 敏 (1975): 1974年伊豆半島沖地震の超高感度余震観測. 土 隆一編: 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告. 昭和49年度文部省科学研究費自然災害特別研究報告書, 21-26.
- 石井 紘 (1989): 最近の伊豆半島の隆起について (1980-1988). 東京大学地震研究所彙報, **64**, 313-324.
- 石井 紘 (1992): 伊東沖海底噴火前後の伊豆半島の特徴的上下変動. 東京大学地震研究所彙報, **67**, 67-77.
- Kaizuka, S. (1975): A tectonic model for morphology of arc-trench systems, especially for the echelon ridges and mid-arc faults. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **45**, 9-28.
- 貝塚爽平 (1980): 伊豆バーと千島外弧バーの第四紀変動図. 月刊地球, **2**, 155-156.
- 貝塚爽平 (1984): 南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程. 第四紀研究, **23**, 55-70.
- 狩野謙一 (1983): 安山岩質海底火山の浅部構造——伊豆半島南端部の新第三系白浜層群に見られる例——. 静岡大学地球科学研究報告, **8**, 9-37.
- 笠原敬司 (1985): プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式. 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.
- Kikawa, E., Koyama, M. and Kinoshita, H. (1989): Paleomagnetism of Quaternary volcanics in the Izu Peninsula and adjacent areas, Japan, and its tectonic significance. *J. Geomag. Geoelectr.*, **41**, 175-201.
- 小林洋二 (1980): “Tectonic Stress Province” の存在について. 月刊地球, **2**, 569-572.
- 小山真人 (1986): 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. 月刊地球, **8**, 743-752.

- 小山真人 (1988): 伊豆半島の過去と現在. 荒牧重雄・新妻信明編: 陸上学術ボーリング候補地集 I. 陸上学術ボーリングワーキンググループ, 1-32.
- 小山真人 (1992): 西相模湾断裂の再検討と八王子構造線の成因. 地球惑星科学関連学会1992年合同大会共通セッション・シンポジウム予稿集, p. 344.
- 小山真人 (1993): 伊豆半島の火山とテクトニクス. 科学, **63**, 312-321.
- Koyama, M. and Umino, S. (1991): Why does the Higashi-Izu monogenetic volcano group exist in the Izu Peninsula? : Relationships between late Quaternary volcanism and tectonics on the northern tip of the Izu-Bonin arc. *J. Phys. Earth*, **39**, 391-420.
- 小山真人・新妻信明・狩野謙一・高木圭介・内村竜一・吉田智治・唐沢 譲・田邊裕高 (1992): 駿河トラフ伊豆側斜面の地質とテクトニクス——「しんかい2000」第579潜航の成果——. 海洋科学技術センター試験研究報告, 第8回「しんかい」研究シンポジウム特集, 145-161.
- Matsuda, T. (1978): Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna. Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, S 409-S 421.
- 松田時彦 (1985): 大磯型地震について. 月刊地球, **7**, 472-477.
- 松田時彦 (1993): 相模湾北西部地域の地震テクトニクス. 地学雑誌, **102**, 354-364.
- 茂木清夫 (1977): 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈. 東京大学地震研究所彙報, **52**, 315-331.
- 中村一明 (1980): 伊豆のテクトニクスとプレートの曲り. 月刊地球, **2**, 94-102.
- 中村一明 (1986): 火山とプレートテクトニクス. 火山, 第2集, **30**, S 1-S 16.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981): 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. (1984): Subduction, bending, and extension Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. Geol. France*, **26**, 221-243.
- 中野佳昭・杉田 理・井口博夫・小林洋二 (1980): 岩脈群からみた伊豆半島のテクトニクス. 月刊地球, **2**, 103-109.
- 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.
- Somerville, P. (1978): The accommodation of plate collision by deformation in the Izu block, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **53**, 629-648.
- 杉村 新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本 亨・秦 光男 (1982): 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所.
- 多田 堯 (1977): 熱海—沼津構造線の提唱. 地震 **2**, **30**, 374-377.
- Tada, T. and Asano, S. (1983): Anomalous crustal uplift and crustal structure in the Matsushiro and the Izu Peninsula earthquake swarm regions. *Tectonophysics*, **97**, 241-250.
- Tada, T. and Sakata, S. (1977): On a fault model of the 1923 Great Kanto earthquake and its geotectonic implication. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **22**, 103-120.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1983): 関東・東海地域の地殻応力. 地震 **2**, **36**, 571-586.
- Tsukahara, H. and Ikeda, R. (1987): Hydraulic fracturing stress measurements and in-situ stress field in the Kanto-Tokai area, Japan. *Tectonophysics*, **135**, 329-345.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義 (1978): 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動. 東京大学地震研究所彙報, **53**, 675-706.
- 恒石幸正・杉山雄一 (1978): 駿河トラフを横断する駿豆断層. 地震予知連絡会会報, **20**, 138-141.
- Ukawa, M. (1991): Collision and fan-shaped compressional stress pattern around the Izu block at the northern edge of the Philippine Sea plate. *J. Geophys. Res.*, **96**, 713-728.
- Ukawa, M., Eguchi, T. and Fujinawa, Y. (1988): Seismic activity in the subducting Philippine Sea plate along the Suruga trough revealed by OBS observation. *J. Phys. Earth*, **36**, 69-87.
- Yamada, E. (1977): Stratigraphy and geological structure of the Neogene formations, southeastern part of the Izu Peninsula, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **28**, 711-733.
- 山岡耕春・大井田 徹・山崎文人 (1994): 伊豆周辺の地殻活動と中部東海地域に沈み込んだフィリピン海プレートの形状. 地学雑誌, **103**, 567-575.
- 山崎晴雄 (1985): 足柄平野の地質と地殻変動. 月刊地球, **7**, 466-472.
- Yamazaki, H. (1992): Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **43**, 603-657.
- 山崎晴雄 (1993): 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地学雑誌, **102**, 365-373.
- 吉田明夫 (1985): 伊豆半島及びその周辺海域の地震活動にみられる非重畳性と移動性. 地震 **2**, **38**, 125-136.
- 吉田明夫 (1993): 神奈川県西部およびその周辺の地震活動とテクトニクス. 地学雑誌, **102**, 407-417.

(1994年6月13日受付, 1994年7月18日受理)