西相模湾断裂の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス

小 山 真 人*

Reevaluation of the West Sagami Bay Fracture and Seismotectonics in and around the Northwestern Sagami Bay, Japan

Masato KOYAMA*

Abstract

A multi-disciplinary synthesis was made on the tectonics and seismotectonics in the north-western Sagami Bay and adjacent areas, where the plate boundary between the Izu-Bonin and Northeast Japan arcs passes and historical $M7-8$ inter- and intraplate earthquakes frequently have occurred.

In a convergent boundary between plates, a displacement between plates is usually accommodated along a broad belt of active imbricated thrusts and folds, which develop in a wedge of an overriding plate. In such a situation, we can easily identify two kinds of plate boundaries: a deformation front and a subduction entrance. The deformation front is a line connecting the thrusts or folds nearest to a trench/trough axis. The subduction entrance is a line connecting the edges of trench/trough filling coarse deposits, which cover a surface of a subducting plate. In Sagami Bay, the deformation front in the overriding Northeast Japan arc is estimated to be located along the northern and eastern edges of the Sagami Basin, while the subduction entrance of the subducting Izu-Bonin arc is estimated to be located along the southern edge of the Basin.

Many geomorphological, geological, geophysical observations need and support the existence of the West Sagami Bay Fracture (WSBF), an intraplate propagating fracture between the Izu-Bonin outer and inner arcs, proposed by Ishibashi (1988), whereas these observations require slight modification of the estimated geometry around the WSBF. Frequent dike intrusions in the Higashi Izu monogenetic volcano field cause spreading of the upper crust and probably move the Manazuru "microplate" (MNZ) to the NNE direction against the Izu block. The Tanna-Hirayama tectonic line is proposed as a transform fault, which accommodates the relative movement between the MNZ and the Izu block. In the MNZ hypothesis, the Kozu-Matsuda fault, located to the northeast of the Izu Peninsula, is interpreted as a deformation front between the overriding Northeast Japan arc and the MNZ, which is buoyantly subducting beneath the Oiso Hill and Tanzawa Mountains. The proposed new geometry around the WSBF and the hypothesis of the MNZ can explain (1) the crustal structure and tectonic features around the Kozu-Matsuda fault, (2) tectonic implication of the "Oiso-type" earthquakes, which are expected to displace the Kozu-Matsuda fault periodically, and (3) the rapid upheaval of the Tanzawa Mountains since 1 Ma.

* 静岡大学教育学部地学教室

* Faculty of Education, Shizuoka University

I. はじめに

伊豆・小笠原弧と東北日本弧との間のプレート境界が通過する相模湾北西部(図1)は、1923年関東地震に代表される $M 8$ クラスの地震の発生場であり、また1853年嘉永小田原地震のような $M 7$ クラスの地震が繰り返し発生する場としても知られている。この地域の海底には複雑な活構造が存在し、周辺陸上にも国府津-松田断層に代表される数多くの活断層が分布する。これらの活構造や地震の発生メカニズムをテクトニクスの視点から統一的に理解することは重要な意味をもつ。

主として地震時の地殻変動データから1923年関東地震の震源断層運動を推定した研究が数多くなされている(Kanamori, 1971; Ando, 1971, 1974; Matsu'ura *et al.*, 1980など)。石橋(1977, 1980)は、これらの関東地震の震源断層モデルがいずれも初島における地震性隆起をうまく説明できないことを指摘し、震源断層の副断層として相模湾北西部海底に西相模湾断層を推定した。また、石橋(1985)は、少なくとも過去300年間にわたる小田原における歴史上の被害地震($M 7$ 級)がほぼ70年おきに繰り返し起きてきた史実を指摘し、西相模湾断層がこの地震の震源断層も兼ねていると考えた。さらに、石橋(1988)は西相模湾断層のテクトニクス像を再検討し、それが伊豆弧内部に生じた新生プレート沈み込み境界でなく、伊豆・小笠原弧の外弧/内弧間のプレート内断裂(西相模湾断裂 West Sagami Bay Fracture, 以下WSBF)であるとの考えに改めた。これに対し、松田(1993)は、相模トラフ断層から真鶴海丘南縁断層を経て西相模湾断層へと鉤型に連なるスラストが1923年関東地震を発生させたと考え、このスラストによって初島の地震性隆起を説明できると考えた。

小田原周辺で繰り返される $M 7$ 級地震の発生メカニズムについては、西相模湾断層(またはWSBF)以外の発生源を考えるモデルも提案されている。松田(1985)は、1923年関東地震が国府津-松田断層を変位させなかったことを指摘し、国府津-松田断層を周期的に変位させる別の地震

(大礫型地震)があると考え、その地震の再来周期をおよそ170年と見積もった。山崎(1985)およびYamazaki(1992)も大礫型地震の存在を認めたが、地形地質データからその再来周期を2,300年以上と推定した。これらに対し石橋(1992)は、大礫型地震を関東地震と独立した地震として考える必要性を認めていない。

以上のように、相模湾北西部とその周辺地域で発生する $M 7 \sim 8$ 級地震のテクトニクスの解釈は研究者間で意見が食い違っている。石橋(1988)のWSBFとそれがもたらす小田原付近の被害地震発生仮説は、プレート幾何学とプレート運動、中新世以来の本州弧-伊豆・小笠原弧衝突帯の発達史、歴史地震、海底地形などの広範なデータにもとづく魅力的な考えである。しかしながら、この仮説には他の研究者による批判が少なくない(たとえば、萩原, 1993)。本論では、相模湾北西部とその周辺地域で明らかになっている広域地質構造・第四紀地殻変動・第四紀火山活動史の特徴をもとに、応力場・地殻構造・地震分布などのデータを加味することによって、相模湾北西部の地震テクトニクスに関する考察を試みる。本論では、まずこの地域の地震テクトニクスを考える上で避けることのできない問題として、本州弧-伊豆・小笠原弧衝突帯におけるプレート境界の位置の問題について触れる。次に、石橋(1988)のWSBFモデルの良否について再検討をおこない、その問題点を改良した新しいモデルを提案する。なお、本論で扱うようなプレート境界部に限定しない、より広域的な伊豆・小笠原弧火山弧北端部全体の現在および第四紀後期テクトニクスの議論については、小山(1994)を参照されたい。

II. プレート境界の位置の問題

相模湾北西部をふくむ伊豆・小笠原弧北端部の地震テクトニクスの議論においては、フィリピン海プレート(以下PHS)と本州側のプレートとの境界がどこを通過するかという問題を避けて通ることができない。PHSの東縁をなす伊豆・小笠原弧の北端部は、活動的火山弧であるがゆえの浮揚性(buoyancy)をもつため、本州弧に衝突

していると考えられている。このことが問題を複雑化し、この地域のプレート境界の位置・形状・性質に関する研究者間の議論がいまだに続いている。

1) 従来の研究

伊豆・小笠原弧北端部における PHS 北縁境界の位置を初めて議論した杉村 (1972) は、境界が通る場所として駿河湾北端の田子ノ浦と足柄平野を流れる酒匂川とをなめらかに結ぶ構造線 (田子ノ浦・酒匂川線) を推定し、箱根火山北方の活断層として知られる神縄断層 (図 1) を田子ノ浦・酒匂川線の一部と考えた。

しかし、その後神縄断層は数多くの横ずれ断層群 (塩沢断層系, 中津川断層系) によって分断されていることがわかり (たとえば, 狩野ほか, 1984; Ito *et al.*, 1989), 少なくとも現在の神縄断層はプレート相対運動を解消する単一の境界でないことが明確になった。このような事実から, 石橋 (1977, 1980) は, 伊豆半島北縁のプレート境界ではすでにプレート収束運動がおとろえ, 現在は西相模湾断層で収束が始まっており, 西相模湾断層と駿河トラフの間は伊豆半島南部を通る幅をもった右横ずれ断層帯 (伊豆トランスフォームベルト) によってプレート相対運動が解消されていると考えた。また, Tada and Sakata (1977) および多田 (1977) は, 1923 年関東地震時の地殻変動にもとづいて, 現在のプレート境界としては熱海と沼津を結ぶ構造線 (熱海-沼津構造線) を考えた方がよいと主張した。

これらの考えに対し, 中村・島崎 (1981), 島崎ほか (1981) および Nakamura *et al.* (1984) は, プレート沈み込み境界を高い精度でみる場合には物質境界と力学境界という 2 種類の概念 (図 2-A) が必要であるとし, PHS 北縁境界においては, 駿河トラフから黄瀬川低地・箱根火山北縁・足柄平野を通して相模トラフに続く線が物質境界, 物質境界の本州側をとりまく活断層の集中帯を力学境界と考え, 西相模湾断層をプレート内部の副次的な断層として扱った。

プレート物質境界/力学境界の考え方は, その後の本州弧-伊豆・小笠原弧衝突帯のテクトニク

ス研究に大きな影響をあたえたが, 中村らの考えたプレート境界の場所自体にはさまざまな反論が提出されている。沈み込み境界としての西相模湾断層の考え方を撤回し, あらたに PHS 内断裂という WSBF の考え方を採用した石橋 (1988) は, 相模湾におけるプレート物質境界の位置を, 中村らの考える相模トラフ軸よりもさらに南に考えた。また, 大河内 (1990) と松田 (1993) は, 相模トラフ断層から真鶴海丘南縁断層につらなる構造線に関東地震の主スリップを起こすプレート力学境界断層とみなし, 力学境界の南縁をやはり中村らより南に考えた。

2) 変形フロントと沈み込み口

プレートの物質境界/力学境界は, 沈み込み帯一般の地震テクトニクスを考える上での重要な概念である。しかし, 衝突帯のような特殊な場所に適用するためには定義自体に問題点がないわけではなく, 誤解も生じている。ここでは, 中村らのプレート物質境界/力学境界の定義を再確認した上で問題点を指摘し, 物質境界/力学境界の考え方を改良した新たな概念 (変形フロント/沈み込み口) の提案をおこなう。

プレートの物質境界/力学境界は, 伊豆・小笠原弧北端部周辺のプレート沈み込み帯における高精度・高分解能の観測データを統一的に説明するために導入された概念である (中村・島崎, 1981; 島崎ほか, 1981; Nakamura *et al.*, 1984)。彼らのプレート物質境界/力学境界の定義はそれぞれ次のようなものである (図 2-A)。

プレート物質境界: 沈み込む海側プレート上面が, 海溝 (またはトラフ) 内において陸源物質 (つまり沈み込まれる側のプレート起源物質) で覆われ始める場所。言い換えれば, 海溝内における陸源堆積物分布の海側末端であり, 便宜的には海溝またはトラフ最深部を結ぶ線 (= 海溝軸またはトラフ軸) にあたる。

プレート力学境界: プレート相対運動による変形が集中する場所。物質境界近傍における陸側プレートは未固結堆積物で占められるため, 脆性的な変形ができない。一方, 物質境界からやや陸側に隔たった場所では陸側プレートの強度が増すた

図 1 相模湾北西部およびその周辺地域のテクニクス特徴と解釈
等高線の間隔は 500 m で、補助的に 100 m の等高線も示した。等深線の間隔は 200 m。
AP: 足柄平野, HS: 初島。

活断層研究会 (1991), 狩野ほか (1984), Yamazaki (1992), 大河内 (1990) に従って主要活断層を太実線で示した。KN: 神縄断層, SZ: 塩沢断層系 (図上の北東-南西方向の断層群), NK: 中津川断層系 (図上の北西-南東方向の断層群), NM: 北松田断層, KM: 国府津-松田断層, HY: 平山断層, TN: 丹那断層, WSB: 海底活断層としての狭義の西相模湾断層, MN: 真鶴海丘南縁断層。

陰影をつけた領域 (HIMVF) が東伊豆単成火山地域であり、黒丸は火口の位置、太直線が噴火割れ目を示す (小山, 1993)。白丸は東伊豆沖海底火山群 (葉室ほか, 1980) の火口位置。THTL: 丹那-平山構造線 (小山, 1993)。砂目領域 OIS は大礫型地震の推定震源域。白矢印 PHS-NEJ は、東北日本弧に対するフィリピン海プレートに対する真鶴「マイクロプレート」の相対運動方向。白矢印 MNZ-PHS は、フィリピン海プレートに対する真鶴「マイクロプレート」の相対運動方向。プレート間の変形フロント、沈み込み口、トランスフォーム断層の解釈も示した。

実線 A-A', B-B', C-C' は、図 7 と図 9 に示した断面図の位置。破線 E, F, G は、それぞれ図 8, 図 3, 図 5 の地震波探査断面図の位置。Line A, B, C と点 P, Q, R, S, T は本文参照。

図2 Nakamura *et al.* (1984) の物質境界・力学境界 (A) と本論の変形フロント・沈み込み口 (B) との比較 (説明は本文参照)

め、プレート相対運動による脆性的な変形はここに集中し、力学境界を形成する。力学境界は、地下深部の低角のプレート境界断層から分岐して地表へと向かう高角の逆断層群とそれとともなう活褶曲帯として認識できる。

力学境界は一本の直線ではなく幅をもつ帯であるため、**力学境界域**という呼び方がむしろ適当である。実際に、Nakamura *et al.* (1984) は「mechanical boundary zone」という言葉を使っている。このように力学境界域は幅をもつ帯として定義されたにもかかわらず、研究者によってはこの認識が希薄であり、単一のプレート境界断層の意味として誤用されることがある。また、力学境界域の実体は活構造の集中帯であるため、どこからどこまでを集中帯として認識するかが研究者の主観によって異なる。力学境界域内の活構造の集中度は陸側に向かって徐々に下がる場合が多く、力学境界域は明瞭な境界をもつ帯として地図上に表現しにくい。

このような誤解や欠点を解消するために、ここ

では力学境界域に代えて**変形フロント** (deformation front) という概念の使用を提案する (図2-B)。力学境界域を構成する活構造群は、物質境界からある距離を隔てた場所から分布が始まるため、地表においてこの活構造群分布の始まる場所を連ねた線を引くことができる。この線を変形フロントとして定義する。変形フロントは、力学境界域の海側の境界線に等しい。活断層分布図 (活断層研究会, 1991) や地震波探査断面図 (Kato, 1987; 岩淵ほか, 1991; 笠原ほか, 1991; 加藤ほか, 1993など) から読みとった相模湾における変形フロントの位置を図1に示す。後述するように真鶴海丘南縁断層は、伊豆外弧の沈み込みにともなう東北日本弧側の変形フロントの一部とみることができる。

力学境界域と同様に、物質境界の定義にも欠点がある。物質境界は、プレート境界部の地表を覆う堆積物を、その供給元となったプレート別に区分した境界である。よって、地滑りや重力流による表層の未固結物質の移動によっても境界の位置が変動しうる表面的な境界であるため、物質境界の厳密な位置自体にさほど重要なテクトニクス上の意味はない。また、海側プレートの表層が遠洋性堆積物によってひろく覆われる通常の沈み込み帯においては、「海側プレート上面が陸源物質で覆われ始める場所」としての物質境界の認識は容易であろうが、沈み込むプレート上に陸域と火山弧が存在し大量の堆積物がプレート境界域へと供給される伊豆・小笠原弧北端部においては、事情は複雑である。相模トラフ (図1の相模海盆) を横断する地震波探査断面図 (図3) をみると、沈み込む側の伊豆・小笠原弧表層にも大量の堆積物が存在する上、トラフ底は堆積物によって埋積され、トラフを充填する堆積物のどこまでが本州弧起源でどこまでが伊豆・小笠原弧起源であるかを明瞭に読みとることはできない。よって、便宜上トラフ最深部を物質境界にとるほかはなく、そのような境界位置のテクトニクス上の意味は希薄である。そもそも、海溝/トラフ充填堆積物はテクトニクスの意味の等しいひとつの構造単位であり、その中に境界を引くこと自体に意味があるとは思

図 3 相模湾における反射法地震探査断面図の例 (笠原ほか, 1991)
断面図の位置は図 1 の破線 F. S と D は、それぞれ沈み込み口、変形フロントと解釈した場所。

えない。

以上のことから、テクトニクス上の意味がより明確な、物質境界に代わる新しい概念を採用するほうがよいと考える。ここでは、海溝/トラフ充填堆積物全体がひとつの構造単位であることを重視し、海溝/トラフ充填堆積物の海側末端（つまり沈み込む側のプレート表面が海溝/トラフ充填堆積物に覆われ始める場所）として沈み込み口 (subduction entrance) を定義する (図 2-B)。一般に海溝/トラフ充填堆積物は、未変形の明瞭な反射面をもつこと、海溝/トラフ軸から離れるにしたがって厚さを急激に減じて尖滅すること、下位の地層ほどプレートの沈み込む方向に向かって大きく傾斜すること (中村・玉木, 1984) などの特徴から、地震波探査断面図からの判読が容易である。変形フロントと同様に、これまで得られている地震波探査断面図から読みとった相模湾における沈み込み口の位置を図 1 に示す。

III. 西相模湾断裂の根拠

1) 石橋 (1988) の主張

石橋 (1988) は、伊豆・小笠原弧北端部を、火山フロント上で暖められ浮揚性となっている伊豆内弧と、容易に沈み込みをおこなうことのできる伊豆外弧とに区分し、伊豆外弧/内弧間にプレート内断裂である WSBF の存在を主張した。そし

て、断裂の存在理由として、

(1) 伊豆外弧は相模トラフ付近から関東平野下に沈み込んでおり、微小地震によってスラブの位置・形状が推定されている (たとえば, Ishida, 1991)。これに対し、微小地震によるスラブの観測ができない伊豆内弧は、中新世以来の本州弧-伊豆・小笠原弧衝突帯の発達史から考えれば、浮揚性沈み込みの結果丹沢山地下にアンダープレートしているとみるのが自然である。よって、伊豆外弧スラブと伊豆内弧との間を切り離す鉋状断層の存在が要請される。

(2) 地質データにもとづけば、伊豆内弧プロパーの地層群が地表に露出する北限は箱根火山のカルデラ内である。これに対し、伊豆外弧スラブの沈み込み口は相模トラフ軸でなく、より南方の相模海盆南縁と考えられるため、箱根火山と相模海盆南縁を結ぶ位置に伊豆外弧/内弧を切り離す鉋状断層の存在が要請される。

という 2 点を主張し、図 4 のような WSBF の位置と形状を考えた。また、伊豆外弧スラブの沈み込み口を相模海盆南縁に考えることの証拠として、

(3) 相模海盆北部には 5 km を超える厚さの堆積物層が存在するため (たとえば, Kato, 1987)、伊豆外弧スラブの沈み込み口の位置は、幾何学的に考えて少なくとも相模トラフ最深部よりも南方に考えざるを得ないこと、

(4) 1923年関東地震の破壊の出発点が国府津-松田断層北西端付近の25 km 深にあること(浜田, 1987)から、やはり伊豆外弧スラブの沈み込み口は相模トラフ最深部よりも南方に位置すると考えた方がよいこと、

(5) 伊豆半島東方沖の群発地震活動が、伊豆外弧スラブの沈み込みにもなうプレートの曲りによる応力集中の結果として解釈できること、を挙げた。なお、石橋は「海側プレートが陸側プレートの下へ姿を消し始める場所」の意味で、プレート沈み込み口という言葉を使用している。石橋の示した相模湾における伊豆外弧スラブの沈み込み口の位置(図4)は、本論の定義によるプレート沈み込み口の位置(図1)とほぼ同じである。また、海側プレートが陸側プレート下へ姿を消し始める結果として海側プレート上面がトラフ充填堆積物に覆われ始めるのであるから、定義上から考えても本論のプレート沈み込み口を石橋のものと同義とみて問題ないだろう。

また、石橋(1988)は、図4のWSBFの推定位置に実際に大きな断裂構造が存在する証拠として、

(6) 相模海盆西端には連続的な地形急変線が存在し、それに沿う深海生物群集や高熱流量が観測されていること、

(7) WSBFの上盤側直近に位置する初島が、最近6,000年間に大きく隆起していること(石橋ほか, 1982)、

(8) 1923年関東地震後の水準点変動が、WSBFの地表投影上と推定される小田原西方の早川河口付近で食い違うこと(Scholz and Kato, 1978)、を挙げた。

以上をまとめると、石橋(1988)は、周辺のプレート幾何学とテクトニクスからの要請(項目1~2)としてWSBFの存在を主張し、相模海盆南縁に伊豆外弧スラブの沈み込み口が存在する状況証拠を挙げ(項目3~5)、断裂そのものの存在の根拠も述べている(項目6~8)。これらの石橋(1988)の主張の多くが妥当と考えられることをここで示そう。

2) 沈み込み口の位置

まず、石橋(1988)の主張する項目(2)の妥当性をさらなる証拠を挙げて示す。伊豆半島においては、地質図と地質記載(たとえば、小山, 1986, 1988)からわかるように、起源の異なる地塊同士の境界と解釈できるような大きな構造不連続はみられない。このような構造不連続が存在するのは、伊豆地塊を構成する火山岩類が更新世前期の厚いトラフ充填堆積物(足柄層群)と神縄断層付近の断層集中帯とを隔てて丹沢地塊の地層群と接する箱根火山北縁地域である。この地域の構造不連続は、伊豆地塊の北縁をとりまくような分布を見せる重力異常の凹部(Satomura, 1989など)からも示唆される。よって、本州弧下への伊豆内弧の沈み込み口を箱根火山の北縁とみるのは妥当と考えられる。先に述べたように、Tada and Sakata (1977)と多田(1977)は伊豆・小笠原弧と本州弧の接するプレート境界として熱海-沼津構造線を考えたが、この構造線は、すでに松田(1993)によっても指摘されたように、上述の地質学的事実や活断層分布(星野ほか, 1978など)と折り合わない。

伊豆外弧の沈み込み口が相模トラフ最深部ではなく、より南方の相模海盆南縁と考える根拠は、石橋(1988)が指摘した項目(3)と(4)の他に、

(9) 相模海盆の南側における伊豆外弧上の地形等高線と重力異常の等値線は、相模トラフ軸と斜交する東西性の走向をもつ。もし、相模トラフ軸が伊豆外弧の沈み込み口であれば、沈み込みにもなうプレートの曲りを考慮すると、この付近の地形や重力異常の等高線・等値線はトラフ軸と平行な北西-南東方向になるべきである。よって、相模トラフ軸に沿った沈み込み口を考えるよりも、相模海盆南縁に東西性走向をもつ沈み込みを考える方が自然である。

(10) 伊豆大島周辺の上部地殻内の地震のP軸(たとえば、堀, 1989)、1986年伊豆大島割れ目噴火にとまなう地震・地割れ・水準変動(山岡ほか, 1988; 遠藤ほか, 1988など)、海底部分もふくめた伊豆大島火山の側火山配列は、いずれも伊豆大島の北西側と南東側とで分布方位が系統的に異な

図5 屈折法地震探査による相模湾の地殻構造 (西澤ほか, 1990)

上図: 海底地震計 (OBS) 設置点および測線。測線の位置は、図1上にも破線Gとして示した。

下図: 上図の AB 測線における地震波速度構造 (単位 km/s)。

っている。このことは、伊豆大島南東側から北西側にかけての伊豆外弧沈み込み口の走向変化にともなって地殻応力方位も変化し、伊豆大島の北西側の相模海盆南縁においては南北性に近い伸張応力方位 (つまり東西走向をもつ沈み込み口と調和的) になっているとして説明できる。

という2点が、すでに Koyama and Umino (1991) によって指摘されている。さらに別の新たな証拠として、

(11) 相模湾域における地殻構造、

をここで挙げる。最近相模湾でおこなわれた屈折法地震探査の結果が、相模海盆南縁付近から北方

へと傾き下っていく伊豆外弧の上面をみごとにとらえている (西澤ほか, 1990, 1991: 図5)。伊豆半島付近における上部地殻を代表する層の地震波速度は、ごく表層を除けば5.3~6.0 km/s であることがわかっているから (Asano *et al.*, 1982, 1985; Yoshii *et al.*, 1985), 図5の5.6~6.0 km/s 層を伊豆外弧の上部地殻と考えるのは自然である。5.6~6.0 km/s 層が傾き下がり始めている場所は、相模トラフ軸にあたる地点9ではなく、石橋 (1988) や Koyama and Umino (1991) が伊豆外弧の沈み込み口と考えた相模海盆南縁の地点13付近である。

3) 東伊豆地域のテクトニクスとの関連

前述したように石橋 (1988) は、WSBF 存在の証拠の項目 (5) として、伊豆半島東方沖の群発地震活動が沈み込み口付近にもたらされる応力集中の結果として解釈できること、を挙げた。しかしながら、その後伊豆半島東方沖の群発地震活動はマグマ貫入と密接に関連して生じていることが明らかになったため、WSBF の存在と東伊豆地域の地殻活動との関係については再考察が必要である。

Tada and Hashimoto (1991) は、相模トラフ沿いの沈み込みにともなうプレートの曲りによって生じる張力による開口割れ目の形成が、伊豆半島東方沖の群発地震活動の原因となる岩脈貫入を引き起こすと考えた。しかしながら、東伊豆地域で発生する地震の発震機構のほとんどは、P軸方位が北西-南東の横ずれ断層型であり、また東伊豆地域に分布する活断層にも横ずれ型が多いため、東伊豆地域が北東-南西方向の引張場によって支配されていると単純に考えるのは困難である (Koyama and Umino, 1991; 小山, 1993)。また、伊豆半島東半部における第四紀積算上下変動のパターンは、北西-南東方向の圧縮変形によってもたらされたものとしてよく説明できる (Koyama and Umino, 1991)。さらに、もしWSBF が存在するならば、東伊豆地域は沈み込む伊豆外弧スラブとは断ち切られた格好になり、プレートの曲りの影響は受けにくくなるはずである。

図 6 Koyama and Umino (1991) による伊豆・小笠原弧北端部のモデル

西相模湾断裂 (WSBF) の存在によって支えの失われた北東方 (白矢印の方向) に向けて、東伊豆地域の上部地殻が岩脈貫入と構造回転によって拡大していると考えた。本論のモデル (図 1) は、この Koyama and Umino (1991) のモデルに修正を加えたものである。

東伊豆地域のテクトニクスを考える上で特筆すべきは、火山フロント付近においては稀にしか存在しない独立単成火山群 (中村, 1986) に分類される東伊豆単成火山群の存在である。独立単成火山群は、側方拡大に対する制約の弱い地殻内に生じると考えられている。東伊豆地域は基本的には本州弧-伊豆・小笠原弧の衝突の影響による圧縮変形の場合であるが、WSBF の南方伝播によって側方制約が取り除かれた結果、北東方への地殻の抜け出し (張力による単純な伸張でないことに注意) が可能となり、開口割れ目が開きやすくなった結果独立単成火山群が生じたと考えられる (Koyama and Umino, 1991; 小山, 1993: 図 6)。つまり、上述した項目 (5) をここで、

(5) 火山フロント付近においては稀な独立単成火山群の存在を説明するために、WSBF の存在が要請される、と書き改め、WSBF のひとつの傍証と考えることにする。

IV. 西相模湾断裂の問題点と新しいモデルの提案

以上述べてきたような数々の証拠や要請により、WSBF というプレート内鉋状断層が存在すること自体は、かなり確からしいものと思われる。しかしながら、

(1) WSBF の存在を示す証拠や、断層を必要とする背景が、地球物理学的な側面から地形・地

質学的な側面まで多岐にたわる（地質学的側面だけをとっても本州弧-伊豆・小笠原弧の相互作用に関する中新世以来の地史を理解する必要がある）ため、それらが十分理解されていない、

(2) WSBF のプレート幾何学が複雑であり、3 次元的形態や運動像などが把握しにくい、

という主に 2 つの理由から、WSBF 説はその本質を誤解されることが多いように見える。また、石橋（1988）の提案した WSBF の位置・形状（図 4）に対する否定的な観測結果も報告されてきている。以下、これらの点について議論し、WSBF 付近のプレート幾何学や周辺地域のテクトニクスに関する新しい提案をおこなう。

1) 真鶴海丘南縁断層の問題

最近、相模海盆の北端にある真鶴海丘の南縁に逆断層（真鶴海丘南縁断層：図 1 の MN）があるという調査結果が報告され（大河内，1990），相模トラフ断層-真鶴海丘南縁断層-西相模湾断層をつらねた断層線が 1923 年関東地震を引き起こしたメガスラストの地表に達した部分であるという考えが提案されている（松田，1993）。仮にこの考え方が正しいとすれば、関東地震時の初島隆起は WSBF の考えを導入しなくても説明できる（松田，1993；萩原，1993）。しかしながら、この考え方を採用する場合には、前章で述べた WSBF の存在を支持する数々の観測事実や小田原地震および東伊豆単成火山群のテクトニクス像に対し、石橋（1988）や本論とは別の合理的な説明が与えられなければならないが、そのような総合的なモデルは提示されていない。

真鶴海丘南縁断層の存在は、石橋（1988）の主張する WSBF のプレート幾何学と一見矛盾するように見えるため、真鶴海丘南縁断層の発見によって WSBF 自体が否定されたという批判を聞くことがある。しかしながら、この批判は妥当でない。石橋（1988）は、伊豆外弧の沈み込み口を相模海盆南縁に考え、国府津-松田断層や相模トラフ陸側斜面にある海底活断層群を、地下にある一枚のメガスラストから分岐して地表に達した覆瓦スラストと考えた。そして、国府津-松田断層の変位がおとろえる傾向にあることから、足柄平

野の南方沖に新たな若い覆瓦スラストの存在を予想した。真鶴海丘南縁断層は、石橋の予想したこのような若い覆瓦スラストのひとつと考えて矛盾しない。松田が重視する相模トラフ断層-真鶴海丘南縁断層は、石橋（1988）や本論の考えによれば、付加体のもっとも海側に生じた覆瓦スラスト（つまり変形フロント）ということになる。図 4 下図において伊豆大島の北側から北方に傾き下がつている面は伊豆外弧スラブ上面の形状（図 5 の 5.6~6.0 km/s 層の上面にあたる）を表わしたものであり、伊豆大島の北側の点線は沈み込み口の位置を示している点に注意すべきである。よって、真鶴海丘南縁断層の存在自体は、WSBF の存在を否定する意味をもたない。

2) 西相模湾断裂周辺のプレート幾何学の再検討

石橋（1988）による WSBF の提唱以降、断裂の存在を証明すべく数多くの測地・地球物理学的探査が、石橋の推定した断裂上端の地表投影線（図 1 の Line A）をまたぐ陸域と海域の両方でなされた（長谷川ほか，1991；岩淵ほか，1991；笠原・山水，1992；加藤ほか，1993；多田，1993 など）。しかしながら、この断裂上端の地表投影線に沿う構造上の不連続ははまだ明確に実証されていない。その理由のひとつは、石橋（1988）も指摘しているように、WSBF の上端が、伊豆外弧スラブ上面の沈み込みとともに北方に向かって深度を増すためと考えられる。このことは、石橋（1988）に適切な図がないこともあって十分理解されていないようなので、図化して説明を試みる（図 7）。

図 7 は、石橋（1988）によって提唱された WSBF 付近のプレート幾何学を 3 つの断面図で表わしたものである（断面線の位置は図 1 参照）。WSBF 面の傾斜は、垂直または西に急傾斜という石橋説に従って、ここでは 80° 西傾斜とした。図において、伊豆外弧は浮揚性の伊豆内弧を置きざりにして、北方へと傾き下がつていく。このため、WSBF 面上の相対変位が生じるのは伊豆外弧と伊豆内弧が直接接している部分（図で陰影をつけて「西相模湾断裂」とした部分）であり、この部分の上端は小田原付近（断面 C-C'）では深

図7 石橋(1988)の考えにもとづく西相模湾断層周辺のプレート構造
点線部はトラフ充填堆積物。V印部は箱根火山起源の火山性堆積物。各断面図の位置は図1参照。

度12 km 付近にある。このため断层面上の変位は地表にほとんど波及せず、断裂直上の地表部分には活断層などの構造不連続は現われにくい。

しかしながら、図7からわかるように、WSBFの上端より上の部分においては伊豆内弧の上部地殻が東北日本弧と直接接しているわけであるから、構成物質の種類や密度差による地震波速度などの物性のコントラストは観測にかかってもよいのではないだろうか。また石橋(1988)は、伊豆弧と本州弧の衝突の影響によって、伊豆半島付近における伊豆内弧/東北日本弧間の相対運動は小さいと考えている。しかし、この両者間の相対運動は正確に見積もられておらず、それを無視できるほど小さいとする根拠は今のところない。仮に伊豆

半島付近での伊豆内弧/東北日本弧間の相対運動の大きさが無視できないとすれば、図7の伊豆内弧/東北日本弧間にも多少の相対変位が予想されるため、それに起因する断裂等の構造不連続が地表付近の観測にかかってもおかしくないだろう。

最近おこなわれた足柄平野を横断するいくつかの屈折法および反射法地震探査断面図には、箱根火山地域から大磯丘陵下へなめらかに傾き下がる基盤岩層がとらえられている(長谷川ほか, 1991; 笠原・山水, 1992: 図8)。また、重力探査の結果もこの構造を支持している(大久保ほか, 1992)。以上の結果は、図7のモデルとは折り合わないように見える。WSBF 付近のプレート幾何学、とくに伊豆内弧地殻の形状は、本当に石橋の推定した通りでよいのだろうか。

ここでは、石橋(1988)によって推定されたWSBF 付近のプレート幾何学の代案となる、もうひとつの作業仮説を提案する(図9)。石橋(1988)のモデルにおいては、WSBF 面とその地表への延長がほぼ垂直(やや西下がり)とされているため、図1のLine A 付近に伊豆内弧上面の東端が位置することになる(図7)。これに対し、ここでは伊豆内弧上面の東端をLine A 付近ではなく、Line B と考える。図1においてLine A~C に囲まれた三角形の領域は、凹凸の激しい急斜面地形をなすことや、伊豆半島陸域と同様な起伏の激しい磁気異常パターンをもつこと(地質調査所, 1980: 図10)から、伊豆内弧起源の火山岩類の基盤をもつと考える方が自然である。そう考えた場合、Line A より東側にもかなり伊豆内弧がせり出していることになり、図7の断面図では説明困難である。Line B は伊豆半島東方沖の陸棚斜面と相模海盆との間の地形急変線に沿っており、ここを境として磁気異常のパターンも異なり(図10)、図9のように伊豆内弧上面の東端を仮定してもおかしくない。

図9をみてわかるように、Line A をWSBF 上端の地表投影、Line B を伊豆内弧上面の東端と考えると、WSBF 面は西下がりで傾斜角が45°程度になる。かつて石橋は西相模湾断層を西傾斜30°程度の低角の逆断層と考えていた(石橋,

図 8 反射法地震探査による足柄平野の地殻構造探査の例 (笠原・山水, 1992)
測線の位置は、図 1 の破線 E.

図 9 本論による西相模湾断層周辺の推定プレート構造

点線部はトラフ充填堆積物。V印部は箱根火山起源の火山性堆積物。各断面図の位置は図 1 参照。足柄平野の構造については、笠原・山水 (1992), 長谷川ほか (1991), ESG Working Group (1989) の地震探査断面図を参考に描いた。

1985; Ishibashi, 1985)。しかし、その後西相模湾断層の性格をプレート内断層である WSBF として考え直すことにともない、幾何学的な要請から WSBF 面を垂直または高角西傾斜と考え改めた (石橋, 1988)。1923 年関東地震後の水準点変動は小田原付近で明瞭な不連続性を示し (Scholz and Kato, 1978), WSBF 上端が石橋の推定する小田原付近の直下であり、かつ断層面が高角であることを示唆している (石橋, 1988)。また、1703 年元禄関東地震を除く 3 つの地震 (1633 年寛永小田原地震, 1853 年嘉永小田原地震, 1923 年関東地震) の津波の数値実験は、やはり石橋の推定する位置に高角の断層があることを支持し、低角の断層面は適当でないという結果を示した (相田, 1993)。以上のことから、本論では WSBF 面を一応高角と考え、WSBF 上端と地表との間の伊豆内弧地殻/東北日本弧境界面のみがせり出して低角となっていると考える (図 9)。

図 9 の考えに従えば、Line A と Line B に挟まれた部分では伊豆外弧・伊豆内弧・東北日本弧の 3 地殻が折り重なる構造となり、大磯丘陵や丹沢山地下へ伊豆内弧が沈み込んでいることになる。伊豆内弧は火山弧であるがゆえの浮揚性を備えるために、沈み込んだ伊豆内弧地殻は丹沢山地下にアンダープレートし (第 V 章で後述)、関東平野下に沈み込んだ伊豆外弧のような地震性スラブを形成しないと考えられる。東北日本弧下への伊豆内弧の沈み込み口は図 1 の Line C となり、伊

図 10 相模湾北西部における磁気異常分布（地質調査所，1980）

図 1 の Line A および B の位置を破線で示した．

伊豆内弧の沈み込みに対する東北日本弧側の変形フロントが北松田断層と国府津-松田断層（図 1 の NM, KM）およびその南東延長を結ぶ線，トラフ充填堆積物が足柄平野およびその沖合を埋める堆積物ということになる。一方，相模海盆の南縁（図 1 の P, Q を結ぶ線）が東北日本弧に対する伊豆外弧の沈み込み口，相模海盆の北縁～東縁（図 1 の R と真鶴海丘南縁断層 MN を結ぶ線）が伊豆外弧の沈み込みにともなう変形フロントということになる。足柄平野を横断する地震探査断面図（図 8）に表われた箱根火山地域から大磯丘陵下へなめらかに傾き下がる基盤岩層は，東北日本弧下へ沈み込む伊豆内弧地殻の上面と考えることができ，図 9 の幾何学を支持している。

図 9 のような地殻構造であるとするなら，Line A に沿う構造上の不連続が観測にかかりにくいのも不思議ではない。伊豆内弧/外弧間の断裂

（WSBF）は北に行くほど深度を増すから，WSBF 自体を観測しにくいことは石橋（1988）が述べている通りであるが，伊豆内弧/東北日本弧間の境界面も Line A よりずっと東側にあるから，Line A 沿いに構造不連続が観測されないのはむしろ当然である。WSBF で生じた変位の一部は伊豆内弧中を通して地表にまで波及し，何らかの活構造を Line A 付近の地表近くにもたらしめている可能性も考えられるが，伊豆内弧は火山岩類を主体とするゆえに構造が見えにくいことと，石橋（1988）の言うように WSBF 自体の北方への深度の増大にともなう地表への波及の程度も小さくなるだろうから，小田原付近では WSBF 変位にともなう地表付近の変形構造を観測しにくいと予想される。WSBF に関する従来の構造探査は，単に WSBF 上端の地表投影という意味しかない Line A 付近に集中し過ぎた傾向がある。

今後の探査は、図9のような構造の有無も念頭においてなされるべきである。

3) 真鶴「マイクロプレート」

Koyama and Umino (1991) の考えを発展させた小山 (1993) は、東伊豆単成火山地域における過去15万年間の平均地殻拡大速度をほぼ0.5~1.5 cm/年と見積り、この地殻拡大によって生じた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: 図1の THTL) を考えた。小山 (1993) のモデルに従えば、東伊豆単成火山地域、丹那-平山構造線、Line B、Line C の4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弧と独立に運動することになる。このマイクロプレートを、真鶴「マイクロプレート」(以下 MNZ) と呼ぶことにする。

東伊豆単成火山群の岩脈貫入にともなう地殻拡大のおおよぶ範囲はおおよそ15 km 以浅の上部地殻に限られるとみられるから (Koyama and Umino, 1991; 小山, 1993), MNZ は上部地殻のみをふくみ、下部地殻や上部マントルをふくむ通常のプレートとは厚さが異なる。また、MNZ は数多くの断層によって分断され、分断されたブロックのそれぞれが構造回転を被り、相模海盆側に抜け出した (あるいは抜け出しつつある) と考えられるため (Koyama and Umino, 1991), MNZ 全体を通常の剛体プレートとみなしてよいかという問題もあるが、ここではその運動に対しては剛体プレートとしての第1次近似が成り立つと仮定して話を進める。なお、MNZ 上部地殻内のみに限定されたこの抜け出しによって、前節で述べた伊豆内弧地殻/東北日本弧境界面のせり出し (図9) が生じたと考えられる。

東伊豆単成火山群の噴火開始は 0.15 Ma、丹那盆地付近の丹那断層の垂直変位が顕著になったのはおおよそ0.1 Ma である (小山, 1993)。また、国府津-松田断層の垂直変位開始時期は 0.3 Ma 頃、国府津-松田断層の北西方の松田山地域が北松田断層の活動にともなって急激に隆起を始めたのは 0.15~0.1 Ma である (Yamazaki, 1992)。MNZ をとりまくこれらの地域の地殻活動が活発

化した時期がほぼ同じ (0.3~0.1 Ma) であることは、MNZ の存在と運動を裏づけるひとつの証拠と考えられる。

MNZ の運動方向と速度を推定してみよう。伊豆半島付近において、東北日本弧 (以下 NEJ) に対する PHS=伊豆弧の運動方向は N 35° W、速度は3.1 cm/年である (Seno *et al.*, 1993: 図11)。伊豆弧に対する MNZ の運動方向をもっともよく反映しているのは、伊豆弧/MNZ 間のトランスフォーム断層と考えられる丹那-平山構造線の走向であろう (図1)。丹那-平山構造線は場所によって走向が多少異なるが、ここでは全体的な平均走向 (N 10° E) をとることとする。また、東伊豆単成火山地域の拡大速度 (0.5~1.5 cm/年、ここでは仮に1 cm/年とする) が伊豆弧に対する MNZ の相対速度に相当する。図11-A のプレート相対運動収支により、NEJ に対する MNZ の相対運動ベクトルが N 24° W、3.9 cm/年と求められる。

ところが、伊豆半島周辺は衝突帯にあたるため、プレート収束運動による変形が各地に分散することによってこの付近の伊豆弧 (伊豆地塊)/NEJ 間の相対速度は PHS/NEJ 間の相対運動速度 (3.1 cm/年) よりも小さい可能性が大きい。実際に、富士山から箱根北方にかけての陸域においては NEJ 側の変形フロントがどこを通過するかは明瞭でない (図1)。伊豆半島の南方海域、たとえば伊豆大島から銭州に至る海嶺の南東縁において、伊豆弧の収束運動の一部が解消され始めている可能性も現状では否定できない。銭州海嶺の南東縁では実際に第四紀における逆断層運動の証拠が発見されている (Lallemant *et al.*, 1989 など)。ただし、銭州海嶺南東縁の断裂は伊豆弧の衝突と無関係とする見方もある: 新妻ほか, 1992)。仮にこのような収束運動の分散によって伊豆地塊/NEJ 間の相対速度が PHS/NEJ 間の速度の半分程度 (1.5 cm/年) になっているとしたら、NEJ に対する MNZ の相対運動ベクトルは N 16° W、2.4 cm/年となる (図11-B)。いずれにしても、MNZ は NEJ に対し、伊豆弧本体と比べてやや東よりの相対運動方向をもつと推定される。

WSBF は PHS 内断裂であるとされ、断裂面上では左横ずれ成分をもつ逆断層型の震源断層運動が予想されている (石橋, 1988)。MNZ の存在を考える場合には、この震源断層運動像は再考されるべきである。しかし、先に述べたように、MNZ として伊豆内弧から独立して運動しているのは上部地殻のみと考えられ、それ以深に存在する WSBF 面のかかなりの部分は MNZ の動きとは無関係と思われる。よって、WSBF 面上で発生する地震の発震機構を考える時は、とりあえず MNZ を考慮に入れなくてよいだろう。

WSBF 面で発生する地震のメカニズムは、伊豆内弧が PHS (すなわち伊豆外弧) および NEJ に対しどのような相対運動ベクトルをもっているかによって異なる。伊豆内弧が PHS 上にほぼ固定されている場合、WSBF は純粋なプレート内断裂となり、WSBF 面上に期待される変位は、沈み込む伊豆外弧と取り残される伊豆内弧間の落差を作る垂直成分のみとなる。これに対し、伊豆内弧と本州側プレートとの衝突の影響によって伊豆内弧が NEJ 側にほぼ固定された状態になっている場合は、WSBF 面で PHS (=伊豆外弧)/NEJ 間の相対運動が解消され、WSBF 面上に期待される震源断層運動は石橋 (1988) が予想した通りの左横ずれ成分をもつ逆断層運動になると考えられる。

大竹 (1993) は、石橋 (1988) の提唱する WSBF 面において PHS と本州側プレートとの相対運動の一部が解消されている場合には、幾何学的要請によって、その相対運動の方向は WSBF 面上端の走向とほぼ同じ $N 15^{\circ} W$ 程度でなければならないことを示した。そして、この方向と実際の PHS/NEJ 間の相対運動方向 $N 35^{\circ} W$ との差は、NEJ に対する伊豆地塊の約 1 cm/年 の西方移動によって生じているとの考えを示した (図11-C の IZU-NEJ-PHS 間の関係)。この考えと定性的に調和する測地測量結果が得られている。1988~1989年の2年間の GPS 測量によって、伊豆半島南部の下田観測点が山梨県塩山に対して 3 cm/年 の速度で $N 105^{\circ} W$ 方向に移動したとの結果が得られている (Shimada and Bock, 1992)。

図 11 フィリピン海プレート (または伊豆地塊)、東北日本弧、真鶴「マイクロプレート」間のプレート相対運動収支

PHS: フィリピン海プレート, NEJ: 東北日本弧, MNZ: 真鶴「マイクロプレート」, IZU: 伊豆地塊。

A: PHS に対する伊豆地塊の独立な運動を考えない場合。B: NEJ に対する伊豆地塊の北西運動の相対速度が PHS の相対速度より小さい場合。C: NEJ に対して PHS とは独立に伊豆地塊が西進する場合。詳細は本文参照。

また、1975年以来的の精密三角測量の結果から求めた駿河湾西岸に対する伊豆半島南部の岩科観測点の相対運動ベクトルは、 $N 98^{\circ} W$ に 1.5 cm/年 である (橋本, 1992)。両観測結果ともに狭い時間窓でみた測地学的変動に過ぎないため、プレート相対運動を反映しているかどうかは不明であるが、衝突の影響によって伊豆地塊が PHS 本体と異なる運動ベクトルをもつ可能性は十分あり得るだろ

う。

NEJ に対して伊豆地塊が西方移動する場合には、幾何学的にみて国府津-松田断層が正断層になると予想される。しかしながら、実際の国府津-松田断層は逆断層であり、かつ断層の周辺やその北西の松田山地域は次章で述べるように最近10~20万年間に強い圧縮変形を被ったことが知られている (Yamazaki, 1992)。つまり、NEJ に対する伊豆地塊の西方移動という大竹 (1993) の考えは、地質学的事実と矛盾する。

しかしながら、ここで MNZ 仮説を導入すれば、この矛盾をある程度解決できるかもしれない (図11-C)。NEJ に対し伊豆地塊が西方に1 cm/年で進むとする。図11-A, B と同じく、伊豆地塊に対する MNZ の相対運動を $N 10^{\circ} E$ に1 cm/年おくと、NEJ に対し MNZ は $N 39^{\circ} W$ の方角に1.3 cm/年で進むことになる。国府津-松田断層の走向は $N 40^{\circ} W$ であるから、MNZ/伊豆地塊間の相対速度が少なくとも1 cm/年あれば、国府津-松田断層は正断層にならなくて済む。しかし、次章で述べるように国府津-松田断層の変位には明瞭な逆断層成分が要請されるから、NEJ に対する伊豆地塊の西方移動が本当だとすれば、MNZ/伊豆地塊間の速度は1 cm/年よりある程度大きい必要がある。

V. 議 論

以上述べてきた WSBF 付近のプレート幾何学に関する新しい提案と真鶴「マイクロプレート」仮説によって、これまで未解決であった (1) 国府津-松田断層周辺のテクトニクス、(2) 大磯型地震の意味、(3) 丹沢山地の隆起および丹沢地震、の3つの問題を新たな視点から検討することができる。このことを以下に述べる。

1) 国府津-松田断層周辺のテクトニクス

かつて Nakamura *et al.* (1984) は、相模トラフ地域における PHS のユーラシアプレートに対する相対運動方向 ($N 50^{\circ} W$: Minster and Jordan (1979) のプレート運動モデルにもとづく) が国府津-松田断層の走向 ($N 40^{\circ} W$) より西に振れていることから、国府津-松田断層とその南

東方延長の相模トラフ断層が西落ちの正断層として生じた可能性を指摘した。しかしながら、このことは国府津-松田断層が右横ずれ成分をもつ逆断層であることを示す地形・地質学的な調査結果 (Ito *et al.*, 1989; Yamazaki, 1992 など) や、逆断層であることを支持する構造探査結果 (笠原・山水, 1992)、重力異常の解析結果 (大久保ほか, 1992) と矛盾する。その後、グローバルなプレート運動モデルの改訂や東北日本弧がユーラシアプレートと別プレートに属することの判明にともない、PHS の運動モデルも改訂されているので (Seno *et al.*, 1993)、国府津-松田断層周辺のテクトニクスを再考察する必要がある。

MNZ の存在を考えない場合、Seno *et al.* (1993) の PHS 運動モデルにもとづく東北日本弧に対する PHS の相対運動方向 ($N 35^{\circ} W$) と、国府津-松田断層の走向 ($N 40^{\circ} W$) との差はわずか 5° である。PHS のプレート回転極の推定精度を考えた場合に 5° の差は有意とは考えられないから、国府津-松田断層が正断層成分をもつか逆断層成分をもつかは微妙であり、わずかなプレート運動のゆらぎによって左右されてしまう。逆断層の証拠を示す地形・地質・構造探査データから考えて、国府津-松田断層周辺における PHS の相対運動方向は、国府津-松田断層の走向よりもある程度北向きであるべきである。

山崎 (1985) および石橋 (1988, 1992) は、国府津-松田断層を、PHS の沈み込みにともなって東北日本弧前縁に生じた付加体内部に発達する覆瓦スラストのひとつであると考えた。しかしながら、覆瓦スラストは通常プレート収束方向と直角に近い角度をなすものが多いので、PHS の相対運動方向に近い国府津-松田断層の走向には奇異な感じを受ける。大磯丘陵は伊豆地塊の突入にともなって時計回りに 50° 程度回転したことが明らかになっているが、この回転時期は $0.6 \sim 0.9$ Ma である (Koyama and Kitazato, 1989)。これに対し、前述したように国府津-松田断層の変位開始時期はこれよりずっと後の 0.3 Ma であるので、国府津-松田断層自体が回転した結果、現在の走向をもつようになったと考えるには無理がある。

真鶴「マイクロプレート」仮説に従い、かつ NEJ に対する伊豆地塊の西方移動 (図11-C の場合) を考えなければ、国府津-松田断層付近での東北日本に対する MNZ の相対運動方向は $N 24^{\circ} W$ よりも北向きとなり (図11-A, B), 国府津-松田断層と 16° 以上の角度をもって斜交し、国府津-松田断層は安定な逆断層成分をもち得る。Shimazaki and Nakamura (1981) に従えば、プレート収束方向とプレート収束によって上盤側プレートが受ける歪みの方位との間には

$$(1+\sigma)\tan\phi = -1/\tan 2\theta$$

の関係がある。ここで σ はプレートを弾性体と考えた場合のポアソン比、 ϕ はプレート収束方向、 θ は上盤プレート内の最大圧縮歪の方位 (ϕ および θ はプレート境界の走向に対し反時計回りに測った角度) である。ポアソン比を Shimazaki and Nakamura (1981) と同様に 0.25 として、MNZ-NEJ 相対運動方向が $N 24^{\circ} W$ の時の国府津-松田断層の北東側の地塊が受ける最大圧縮歪の方位を計算すると $N 17^{\circ} E$ となり、国府津-松田断層の走向 ($N 40^{\circ} W$) と 57° の角度をなして斜交する。この歪方位ならば、国府津-松田断層を覆瓦スラストのひとつと考えてもさほど矛盾はないだろう。

以上のことから、国府津-松田断層が明瞭な逆断層成分をもつこと、プレート上盤内に生じた覆瓦スラストのひとつとみなされることは、MNZ 仮説の導入によってよりよく説明できる。

2) 大礫型地震の意味

1923年関東地震が国府津-松田断層を変位させなかったことに着目した松田 (1985) は、国府津-松田断層に周期的変位をもたらす別の地震 (大礫型地震) があると考えた。大礫型地震のテクトニクス的意味づけは、研究者によってやや異なる。松田 (1993) は、相模トラフ断層から分岐して覆瓦状に重なる 2つのスラスト (国府津-松田断層とその延長からなる神縄-国府津・松田断層帯、および真鶴海丘南縁断層) が PHS/東北日本弧間のプレート間境界断層をなしていると考え、神縄-国府津・松田断層帯が変位する地震のひとつとして大礫型地震を考えた (後述)。山崎 (1993)

は、地表に見えている活断層が大礫型地震を起こすのではなく、足柄平野の下から北東へ傾き下がる低角のプレート間境界断層が大礫型地震を起こし、その境界断層にともなう覆瓦スラストとして国府津-松田断層が生じたと考えた。石橋 (1992) も、プレート間境界断層から分岐した覆瓦スラストのひとつとして国府津-松田断層をとらえたが、200から300年間隔で繰り返す関東地震の4回に1回が国府津-松田断層に変位を与えたとすれば断層変位を説明できるとし、関東地震の震源断層面より北西側にさらに別の (大礫型地震を引き起こすための) プレート間境界断層面を考える必要はないとしている。

すでに述べたように、真鶴「マイクロプレート」仮説に従えば、東北日本弧下への伊豆内弧北東部 (すなわち MNZ) の沈み込みにともなう変形フロントとして北松田断層、国府津-松田断層、およびその南東延長を連ねた線を考えることになる (図1)。この変形フロントは、地下にあるメガスラスト (MNZ/東北日本弧間のプレート相対運動を解消する断層) から派生する覆瓦スラストのひとつである。このメガスラストが大礫型地震を引き起こし、結果として国府津-松田断層を変位させると考えることができる。これまで大礫型地震は、東北日本弧に対する PHS の沈み込みにともなって生じる地震であると考えられてきたが、本論では、MNZ という別プレートが東北日本弧下へ沈み込むことによって大礫型地震を引き起こすという新しい視点を提案する。MNZ 仮説にもとづくプレート幾何学から推定した大礫型地震のメガスラストの領域を、図1に砂目で示した。

3) 丹沢山地の隆起および「丹沢地震」の問題

真鶴「マイクロプレート」仮説を用いれば、これまで説明の困難であった丹沢山地における大きな第四紀隆起速度の原因を、新たな視点から考えることができる。

丹沢・関東山地/関東平野間のほぼ南北直線状の地形急変線である八王子線 (貝塚, 1984) は、基盤高度および第四紀上下変動量の急変線であることもわかっており (貝塚, 1987), ブーゲー異常図 (河野・古瀬, 1989) においても明瞭なコン

トラストを見せている。しかし、八王子線に沿う明瞭な活断層は見つかっておらず、そのテクトニックな意味は必ずしも明確と言えなかった。貝塚(1984)は、PHS が現在よりも北向きに運動していた鮮新世～更新世前期頃に、伊豆内弧と伊豆外弧の浮揚性の差によって PHS 内に鈎状断層が生じ、軽い伊豆内弧の沈み込みの影響で八王子線が生じたと考えた。そして、その後 PHS の運動方向が北西進に変わった更新世前期～中期(1～0.5 Ma)以降に、鈎状断層の活動が止んだと考えた。

しかしながら、丹沢・関東山地は2 Ma 以降現在に至るまで隆起し続けており、とくに過去100万年間の丹沢山地の隆起速度は3～4 mm/年と著しい(貝塚, 1987の第5図)。しかも、1923年関東地震の際に丹沢山地が顕著な沈降域であったことを考えると、関東地震による沈降分を補って余る隆起がより長期的に起きている必要がある。また、現時点において丹沢山地は伊豆地塊の北北東方に位置するため、東北日本弧に対して北北西方向に進む伊豆地塊の衝突によって隆起を続けているとは考えにくい。

石橋(1988)のWSBFは、浮揚性の差が伊豆内弧/外弧間の断層をつくると考える点で、貝塚(1984)の考えた伊豆内弧/外弧間の鈎状断層と本質的に同じものである。つまり、貝塚(1984)が活動を止めたと考えた鈎状断層が現在もWSBFとして生き続けていることになる。しかしながら、石橋(1988)のWSBFの幾何学(図7)を考えると、浮揚性の伊豆内弧が関東・丹沢山地下にアンダープレートするのは図1のLine Aより西側であり、丹沢山地の大半の下には伊豆内弧地殻が存在しないことになるため、浮揚性地殻のアンダープレートによる丹沢山地東縁のシャープな地形と構造の落差や丹沢山地全体の隆起の説明は困難である。

石橋(1988)の代案となる図9のプレート幾何学に従えば、沈み込んだ浮揚性伊豆内弧の東端(図1のSとTを結ぶ破線)は丹沢山地の東縁とほぼ一致する。よって、丹沢山地下にアンダープレートした伊豆内弧の浮揚性が丹沢山地全体を隆起させ、その東端における浮揚性の差が基盤構造

落差をもたらした結果、撓曲崖として丹沢山地東縁の地形急変線が形成したと考えることができる。すでに石橋(1988)が指摘したように、丹沢・関東山地下の地殻が30～40 kmと日本でもっとも厚いもの(Ashiya *et al.*, 1987; Furumoto *et al.*, 1989; 石田, 1991)、浮揚性地殻のアンダープレートという考え方に有利である。

松田(1993)は、神縄断層、国府津-松田断層、およびその南東方延長の海底活断層をひとつの断層帯(神縄-国府津・松田断層帯)としてとらえ、この断層帯が松田(1985)の考えた大磯型地震を包含する「丹沢地震」を発生して丹沢山地を隆起させている可能性を示した。しかしながら、神縄断層の主活動期は1.0～0.4 Maの間であり、その地表トレースはすでに別の多数の横ずれ断層(塩沢断層系と中津川断層系: 図1)によって細断され、現在ではもはやスラスト変位を起こしていないことが知られている(Ito *et al.*, 1989)。神縄断層以外でそれに匹敵するような長大なスラストの存在は知られていない。よって、松田(1993)の考えた神縄-国府津・松田断層帯のうちの神縄断層部分が、現在もスラスト型の地震を発生させているかどうかは疑わしい。丹沢山地に地震性隆起を起こし得る地震は、前章で述べた丹沢山地東部下に震源域が推定される大磯型地震であろう。この地震によってもたらされる地震性隆起が、前述した浮揚性地殻のアンダープレートと相まって丹沢山地の長期的な隆起を生じさせていると考えることができる。

丹沢山地へ伊豆内弧の沈み込みの存否について問題点がひとつ残っている。先に述べたようにMNZの運動が活発化した時期は0.3～0.1 Maであるため、丹沢山地が少なくとも過去100万年間を通じて伊豆内弧の沈み込みが原因で隆起してきたとすると、矛盾が生じる。本州に対するPHSの相対運動方向は、過去においてより北向きであったと考えられているから(Nakamura *et al.*, 1984; 貝塚, 1984など)、かつて沈み込んだ伊豆内弧地殻が現在の丹沢山地下に存在すると考えることもできる。しかし、遅くとも更新世前期～中期までにはPHSの運動方向は現在と同じ

方向に変化したと考えられているから、それ以後丹沢山地下への伊豆内弧の沈み込みはいったん途絶えたとみるのが自然である。ところが、丹沢山地の隆起は1 Ma 以降むしろ加速したように見えるから(貝塚, 1987), 隆起を加速・継続させる何らかのメカニズムが必要である。PHS と独立した MNZ の運動による伊豆内弧の沈み込みはその有力候補であるが、前述したように 0.3 Ma 以前は東伊豆単成火山地域の拡大にともなう MNZ の運動は期待できないから、もし 0.3 Ma 以前にも丹沢山地下に浮揚性地殻が沈み込んでいたとするなら、東伊豆単成火山地域とは異なる地殻拡大域が伊豆内弧のどこかに必要である。

現時点で確かな証拠は得られていないが、現在のところこのような拡大域の候補として2つが考えられる。ひとつは箱根の古期外輪山山体内に数多く観察できる北西-南東方向の平行岩脈群(Kuno, 1964)であり、箱根火山の噴火史から考えて年代はおそらく0.4~0.2 Ma 頃である。Kuno (1964) は、箱根カルデラ南東壁に露出する200枚余りの岩脈群によって、箱根火山全体が北東-南西方向に650 m 拡大したと考えている。岩脈のすべてが地表付近に達しているとは限らないから、拡大量はさらに大きかったかもしれない。もうひとつは、東伊豆単成火山地域の北方にあたる湯河原~熱海地域の山中に点々と分布するデイサイト質溶岩ないし溶岩ドーム群(久野(1952)の「輝石石英安山岩質小噴出岩体」)であり、0.6~0.4 Ma のフィッシュトラック年代が得られている(鈴木, 1970)。Koyama and Umino (1991) は、この小火山群が東伊豆単成火山群と同様に地殻拡大を反映した独立単成火山群である可能性を指摘した。以上の両者ともに現状では地質・年代データが乏しく、地殻拡大量の正確な見積りは困難であるが、その年代範囲から言って東伊豆単成火山群成立以前に伊豆内弧地殻の拡大を担っていた可能性を否定できない。

なお、関東山地や甲府盆地・八ヶ岳の下にも沈み込んだ非震性の PHS スラブが存在するという考え方があり(たとえば, Nakamura *et al.*, 1984; 瀬野, 1984), それを裏づけると解釈され

ている変換波の観測結果も得られている(Iidaka *et al.*, 1991)。これが本当なら、伊豆内弧もスラブをともなった通常の沈み込みをしていることになり、丹沢山地下への伊豆内弧地殻のアンダープレートという考え方と矛盾することになる。しかしながら、地震波のインバージョンによって求められた地震波速度構造(Ishida and Hasemi, 1988; Lees and Ukawa, 1992)からは、そのような非震性スラブの存在は認めがたい(関東平野下の伊豆外弧スラブは明瞭に認められる)。また、火山岩のストロンチウム同位体比も伊豆半島北西方の非震性 PHS スラブの存在を支持しない(Notsu *et al.*, 1987)。伊豆弧-本州弧衝突帯においては、衝突・付加した浮揚性地殻からマントルのみが切り離されて沈み込む現象(デラミネーション)が起きているとみられているから(石橋, 1988), Iidaka *et al.* (1991) の観測結果は沈み込む PHS マントル上面をみている可能性もある。ちなみにインド-ヒマラヤ衝突帯では、多くの研究者がヒマラヤ山脈-チベット高原下の地殻からマントルが剝離する現象の存在を信じている(たとえば, Willett and Beaumont, 1994)。

VI. おわりに

本論においては、以下のことを証拠や実例を挙げて提案・主張した。

1. 高精度の観測データのもとでプレート沈み込み境界をみる場合、プレート境界は従来の力学境界/物質境界の概念(Nakamura *et al.*, 1984)を改良した「変形フロント」と「沈み込み口」という2つの概念でとらえた方がよい。

2. 西相模湾断裂に関する石橋(1988)の主張の多くは妥当と考えられるが、石橋(1988)の提案した西相模湾断裂周辺のプレート幾何学はやや修正されるべきである。

3. 東伊豆単成火山地域を地殻拡大域としてとらえた場合、伊豆地塊北東部の上部地殻は真鶴「マイクロプレート」として伊豆地塊に対し北北東方に移動していると考えられる。

4. 新たに提案した西相模湾断裂周辺のプレート幾何学と真鶴「マイクロプレート」の考え方を

用いることにより、これまで未解決であった国府津-松田断層周辺のテクトニクス、大磯型地震、丹沢山地の大きな隆起速度の問題を新たな視点から見直すことができる。

東伊豆単成火山地域の拡大速度の見積り(0.5~1.5 cm/年: 小山, 1993) は不十分な歴史記録に頼っているため、真鶴「マイクロプレート」が他の伊豆地塊に対して本当に無視できない相対速度をもつかどうかは、筆者自身が疑問を感じる面もある。本論では、真鶴「マイクロプレート」が伊豆地塊に対する大きな相対速度(1 cm/年)を確かに有すると仮定した場合に、どのような論理的帰結が得られ、どのような観測事実が説明可能かを思考実験した。

また、この思考実験の最中に痛切に感じたのは、プレート間の短期的相対運動を考える上で、今現在の伊豆地塊はフィリピン海プレートと東北日本弧のどちらに属するのか、あるいは衝突の影響によって独立したマイクロプレートとして運動しているのか、という問題が未解決のままになっていることである。この問題に対する確固たる答が得られない限り、相模湾北西部や伊豆地塊周辺の地震テクトニクスの議論にはいつも不確定性がつきまとう。この問題は、言いかえれば伊豆・小笠原弧-本州弧衝突帯において、プレート収束運動がどのように分散しているかを知ることにはかならない。この問題は、通常的地形・地質学や測地学的手法からの解決が難しい。

この問題解決のひとつの決め手になるのは、遠方の固定点に対する観測点の移動量を正確に求められる VLBI や GPS などの新しい測地測量法であろう。これらの手法による観測を高密度の観測網のもとで長期間継続することによって、伊豆地塊や真鶴「マイクロプレート」の精密な運動ベクトルを求める必要がある。この種の新しい技術を、従来の測地・地球物理・地形・地質学的調査手法と密接に連携させて進めることによって、伊豆・小笠原弧北端部の地震テクトニクス研究はより進展するだろう。

謝 辞

本論文の内容は、松田時彦、石橋克彦、山崎晴雄、徳山英一、岩淵 洋、多田 堯氏らとの議論をつうじて深められました。また、本論文の改善にあたって石橋克彦および匿名査読者両氏のコメントが役立ちました。ここに記して感謝します。

文 献

- 相田 勇 (1993): 相模湾北西部に起こった歴史津波とその波源数値モデル. 地学雑誌, **102**, 427-436.
- Ando, M. (1971): A fault-origin model of the Great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **49**, 19-32.
- Ando, M. (1974): Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake. *J. Phys. Earth*, **22**, 263-277.
- 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.
- Asano, S., Wada, K., Yoshii, T., Hayakawa, M., Misawa, Y., Moriya, T., Kanazawa, T., Murakami, H., Suzuki, F., Kubota, R. and Suyehiro, K. (1985): Crustal structure in the northern part of the Philippine Sea plate as derived from seismic observations of Hatoyama-off Izu Peninsula explosions. *J. Phys. Earth*, **33**, 173-189.
- Ashiya, K., Asano, S., Yoshii, T., Ishida, M. and Nishiki, T. (1987): Simultaneous determination of the three-dimensional crustal structure and hypocenters beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *Tectonophys.*, **140**, 13-27.
- 地質調査所 (1980): 相模灘-伊豆諸島海域空中磁気図.
- 遠藤秀典・釜井俊孝・角井朝昭 (1988): 伊豆大島におけるインバール線式伸縮計による観測結果. 火山, 第2集, **33**, S 179-S 188.
- EGS Working Group (1989): Underground structure beneath the Ashigara Valley, Japan. *Proceedings of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 199-206.
- Furumoto, M., Kunitomo, T. and Inoue, H. (1989): Depth contour maps of the discontinuity surfaces of the crust in and around the South Fossa Magna. *Modern Geol.*, **14**, 35-46.
- 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.
- 浜田信生 (1987): 1923年関東地震の震源の深さについて. 験震時報, **50**, 1-6.
- 葉室和親・荒牧重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎 (1980): 東伊豆沖海底火山群——その1——. 東京大学地震研

- 究所彙報, 55, 259-297.
- 長谷川 功・伊東公介・佐藤隆司・渡辺史朗・駒沢正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舍利行・杉原光彦 (1991): 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造. 日本地震学会講演予稿集 1991, No. 2, p. 214.
- 橋本 学 (1992): 日本列島の歪場. 月刊地球, 号外 No. 4, 39-45.
- 堀 貞喜 (1989): 最近の伊豆半島周辺の地震活動. 国立防災センター研報, No. 43, 127-167.
- 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.
- Iidaka, T., Mizoue, M., Nakamura, I., Tsukuda, T., Sakai, K., Kobayashi, M., Haneda, T. and Hashimoto, S. (1991): The upper boundary of the Philippine Sea plate beneath the western Kanto region estimated from S-P and P-S converted waves. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **66**, 333-349.
- 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. 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 (1985): 小田原付近の大地震発生の可能性. 月刊地球, 7, 420-426.
- Ishibashi, K. (1985): Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake. *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 319-344.
- 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 (1994): 大地動乱の時代——地震学者は警告する——. 岩波書店, 138 p.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1982): 相模湾西部, 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動. 地震, **35**, 195-212.
- Ishida, M. (1991): Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, **96**, 489-513.
- 石田瑞穂 (1991): 現在の地震活動からみた地震地体構造. 萩原尊禮編: 日本列島の地震——地震工学と地震地体構造. 鹿島出版会, 57-85.
- Ishida, M. and Hasemi, A. H. (1988): Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2076-2094.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba, T. (1989): Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, **160**, 305-326.
- 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, **3**, 39-51.
- 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.
- 貝塚爽平 (1987): 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**, 51-68.
- Kanamori, H. (1971): Faulting of the Great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **49**, 13-18.
- 狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達朗・米澤 宏・染野 誠 (1984): 丹沢南部・大磯丘陵における中期更新世以降の断層活動. 第四紀研究, **23**, 137-143.
- 笠原敬司・山水史生 (1992): 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震予知連絡会報, No. 47, 173-177.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・黒田 徹・高橋明久 (1991): 伊豆半島東方沖地震火山活動域の地震波反射断面. 月刊地球, **13**, 145-153.
- Kato, S. (1987): Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs. *Marine Geol.*, **11**, 251-268.
- 加藤 茂・岩淵 洋・浅田 昭・加藤幸弘・菊池真一・穀田昇一・楠 勝浩・渡辺一樹 (1993): 相模湾の地殻構造と変動地形. 地学雑誌, **102**, 399-406.
- 活断層研究会編 (1991): 新編 日本の活断層——分布図と資料. 東京大学出版会, 437 p.
- 河野芳輝・古瀬慶博 (1989): 100万分の1日本列島重力異常図. 東京大学出版会.
- 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 (1993): 伊豆半島の火山とテクトニクス. 科学, **63**, 312-321.
- 小山真人 (1994): 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. 地学雑誌, **103**, 576-590.
- Koyama, M. and Kitazato, H. (1989): Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise rotation in the Oiso Hills: A possible record of interaction between the Philippine Sea plate and northeast Japan. In Hillhouse, J. W. ed.: *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. Geophys. Monogr., 50, American Geophysical Union, Washington, 249-265.
- 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.
- 久野 久 (1952): 7万5千分の1地質図幅「熱海」および説明書. 地質調査所.

- Kuno, H. (1964): Dike swarm in Hakone Volcano. *Bull. Volcanol.*, **27**, 53-59.
- Lallemant, S., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X. and Rangin, C. (1989): Zenisu Ridge: A deep intraoceanic thrust related to subduction, off south-west Japan. *Tectonophysics*, **160**, 151-174.
- Lees, J. M. and Ukawa, M. (1992): The South Fossa Magna, Japan, revealed by high-resolution P- and S-wave travel time tomography. *Tectonophysics*, **207**, 377-396.
- 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.
- Matsu'ura, M., Iwasaki, T., Suzuki, Y. and Sato, R. (1980): Static and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake. *J. Phys. Earth*, **28**, 119-143.
- Minster, J. B. and Jordan, T. H. (1979): Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates. *EOS*, **60**, p. 958.
- 中村一明 (1986): 火山とプレートテクトニクス. 火山, 第2集, **30**, S1-S16.
- 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.
- 中村一明・玉木賢策 (1984): プレート運動速度と海溝ウェッジの構造. 科学, **54**, 570-571.
- Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. (1984): Subduction, bending, and eduction. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. Geol. France*, **26**, 221-243.
- 新妻信明・徐垣・Dresser, D. (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.
- 西澤あずさ・日野亮太・海宝由佳・富田尚志・金澤敏彦・岩崎貴哉・小平秀一・塩原肇・島村英紀・馬場久紀・飯倉茂弘 (1990): 海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造. 日本地震学会講演予稿集1990, No. 2, p. 79.
- 西澤あずさ・金澤敏彦・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). 日本地震学会講演予稿集 1991, No. 2, p. 217.
- Notsu, K., Aramaki, S., Oshima, O. and Kobayashi, Y. (1987): Two overlapping plates subducting beneath central Japan as revealed by strontium isotope data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 195-207.
- 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.
- 大久保修平・長沢工・平賀士郎・田島広一・萩原幸男 (1992): 南関東活断層の重力調査 (I)——国府津—松田断層——. 東京大学地震研究所彙報, **67**, 325-359.
- 大竹政和 (1993): 神奈川県西部に想定される地震の断層破壊様式と発生確率. 地学雑誌, **102**, 463-470.
- Satomura, M. (1989): Bouguer gravity anomalies in the South Fossa Magna, central Japan. *Modern Geol.*, **14**, 47-67.
- Scholz, C. H. and Kato, T. (1978): The behavior of a convergent plate boundary: Crustal deformation in the South Kanto District, Japan. *J. Geophys. Res.*, **83**, 783-797.
- 瀬野徹三 (1984): 概論: 関東平野下のプレート——その形態と運動——. 月刊地球, **7**, 66-72.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A. E. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- Shimada, S. and Bock, Y. (1992): Crustal deformation measurements in central Japan determined by a global positioning system fixed-point network. *J. Geophys. Res.*, **97**, 12437-12455.
- Shimazaki, K. and Nakamura, K. (1981): Quantitative relation between orientations of plate convergence and principal strain axis in the overriding plate. *J. Geod. Soc. Japan*, **27**, 329-332.
- 島崎邦彦・中村一明・米倉伸之 (1981): 駿河トラフと相模トラフ——測地的・地形学的変動とプレート運動——. 月刊地球, **3**, 455-463.
- 杉村新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 鈴木正男 (1970): フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第II報)——本州中部, 伊豆諸島産出の黒曜石について——. 第四紀研究, **9**, 1-6.
- 多田堯 (1977): 熱海—沼津構造線の提唱. 地震, **30**, 374-377.
- 多田堯 (1993): 神奈川県西部地方の地殻変動とその地学的意味. 地学雑誌, **102**, 418-426.
- Tada, T. and Hashimoto, M. (1991): Anomalous crustal deformation in the northeastern Izu Peninsula and its tectonic significance—Tension crack model—. *J. Phys. Earth*, **39**, 197-218.
- 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.
- Willett, S. D. and Beaumont, C. (1994): Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, **369**, 642-645.
- 山岡耕春・渡辺秀文・坂下至功 (1988): 1986年伊豆大島噴火前後の地震活動. 火山, 第2集, **33**, S91-S101.
- 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.

Yoshii, T., Asano, S., Kubota, S., Sasaki, Y., Okada, H., Masuda, T., Moriya, T. and Murakami, H.

(1985) : Crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion seismic observations 2. Ito-Matsuzaki profile. *J. Phys. Earth*, **33**, 435-451.

(1994年9月16日受付, 1994年11月21日受理)