

伊豆東方線沿いの活断層帯

金 幸隆*・吉田明夫*・小林昭夫*²

Proposal of Active Fault Zone along the Izu-Toho Tectonic Line

by

Haeng Yoong KIM*, Akio YOSHIDA* and Akio KOBAYASHI*²

Abstract

Having scrutinized topography of the seabed in the region of southeast-off Izu Peninsula, we found out that inclines submarine reverse faults to the west along the Izu-Toho Tectonic Line (ITTL). The ITTL proposed by Okayama (1968), is the boundary that divides the colliding Izu crustal block from the subducting seabed of Sagami Bay. This indicates that the ITTL is an active tectonic line. In this research we used the bathymetric data with 500m mesh and 10m or 100m contours published by Hydrographic and Oceanographic Department. We suggest that shortening of the distance between the southern tip of the Izu Peninsula and Shikine-jima and Nii-jima after the 2011 Tohoku-oki earthquake may be related to the existence of the submarine faults.

1. はじめに

フィリピン海プレート北東縁では、同プレートに乗る伊豆弧の前弧域の地殻および背弧域の地殻が、それぞれ伊豆半島東側の相模湾と、西側の駿河湾から、陸のプレートの下に沈み込んでいる(図1)。また伊豆半島の北の外縁では、伊豆弧の地殻が陸のプレートに衝突していると考えられている(杉村, 1972)。これらのプレートの収束速度は、おおよそ3 cm/年と見積もられ(Seno, 1977)、また伊豆半島や周辺の海域は火山フロントの直上にあることから、地震活動や火山活動が活発である。

とくに相模トラフ沿いと駿河トラフ沿いのプレート境界では、M8クラスの巨大地震の発生が繰り返されてきた。相模トラフでは、1703年の元禄型関東地震と1923年の大正型関東地震の巨大地震が知られており、地震で隆起したとみられる主に海岸段丘面の年代から、元禄型地震の周期は約2300年、大正型地震の周期は200～400年と推定されている(地震調査委員会, 2004)。また想定東海地震の発生が危惧されている駿河トラフからその西方の熊野灘の南海トラフでは、歴史地震の記録から東南海地震、南海地震が約90～150年の間隔で発生してきたことが知られている(中央防災会議, 2001)。

伊豆半島では、活断層を震源として1974年に伊豆半島沖地震(M6.9)、また1930年に北伊豆地震(M7.3)が発生している。北伊豆地震の際には、伊豆半島北部の

ほぼ中央部を南北に延びる長さ約35 kmの丹那断層に沿って、最大約2.2 mの左横ずれ地震断層が出現した。地震観測によっても、また地殻変動観測によっても、丹那断層が震源断層であったことは確実である。丹那断層はトレンチ調査によって、発生周期や活動度が明らかにされている。

しかしながら、伊豆半島沖地震の震源断層の情報は十分でない。気象庁震源は半島南端の石廊崎沖南南東のところに決められているが、石廊崎から北西方向へ延びる長さ約5.5 kmの石廊崎断層に沿って地震断層が出現した(図1)。震源断層とこの地震断層との関係については未解明であり、地震を起こした活断層の周期や位置は特定できていない。

伊豆半島沖地震以後、伊豆半島とその東側海域で地震活動が活発になり、1976年河津の地震(M5.4)、1978年伊豆大島近海の地震(M7.0)が発生したほか、伊豆半島東方沖では1970年代末から生じていた群発的な地震活動の中で1980年にM6.7の地震、1998年にM5.5の地震、また、2006年にもM5.8の地震が発生している。

歴史記録によれば、1293年に鎌倉で約2万人の犠牲者を伴う災害が記録されている。このほかに相模湾沿岸の津波災害として、鎌倉時代以後、元禄地震までに6回(1241年、1257年、1408年、1433年、1498年、1605年)認められる。江戸時代には、またM6.5～7クラスの、

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

*² 気象研究所 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1

論文, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第44巻, 9-16, 2012

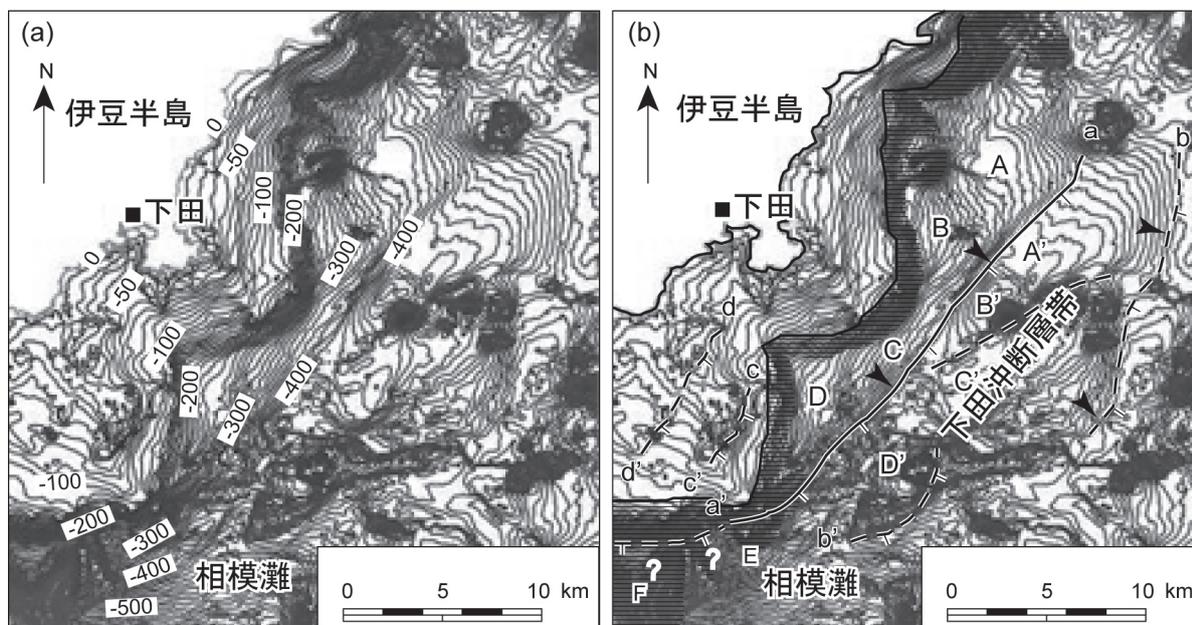


図2 伊豆下田沖の海底地形と海底活断層。(a) 海底の地形図は、日本水路協会の M7001 Ver. 2.2 (2012) 関東南部。等深線間隔は 10 m。(b) 推定される下田沖断層帯の位置。ケバの向きは断層崖の向きを表わし、矢印は撓曲崖の撓みの方向を示す。破線は、推定される活断層のトレース。網掛け部は、大陸棚斜面を表わす。A ~ D は、複数段の海底扇状地面の分類を示す。E と F は、高度の不連続が現れた尾根の位置。本図の範囲は、図 1 を参照。

Fig. 2. Topographic map of the off Izu-Shimoda sea and location of estimated marine active faults. (a) Data of the seabed topography is from the shape file of bathymetric chart contained in M7001 Ver. 2.2 South Kanto (2012) by Japan Hydrographic Association. Contour interval is 10 m. (b) Surface trace of the estimated active faults on the seabed. Fluffs added to the black line show orientation of the fault scarp and arrows show direction of the deflection of the flexure scarp. Broken line is the trace of the inferred active fault. Shade zone indicates the continental slope. A to D shows classification of a flight of submarine fan surfaces. E and F show location of the ridge where height discontinuity is observed. Area of this map is shown in Fig. 1.

豆地塊を高角度で切り裂く西相模湾断裂が初島東沖から北北西方向に延びているという仮説を提唱した。しかし、この西相模湾断裂は海上保安庁水路部が実施したマルチチャンネル音波探査では見つかっていない(加藤・ほか, 1983; 本座, 1984; Kato, 1987; 大河内, 1990、岩淵, 1991)。ただし、この調査は、大河内(1990)が指摘するように、解像度に課題があって、そのために海底活断層が見逃されている可能性もある。活断層研究会(1980; 1991)は、こうした音波探査記録と縮尺 10 万分の 1 の海底地形図を用いた海底地形の判読から、伊豆東方線の北部の初島沖から伊東沖にかけてと、南部の伊豆海脚の東縁に縦ずれ断層を図示している。

3. 伊豆東方線沿いの活断層

伊豆下田沖から南伊豆沖の海底地形図(等深線間隔 10 m)と地形画像(500 m メッシュ)を用いた海底地形の分析から、伊豆東方線に沿って西傾斜の逆断層が分布

していることが明らかになった。ここでは、伊豆下田東方沖の海底扇状地および大陸棚に推定された北北東—南南西走向の活断層を下田沖断層帯と呼び、伊豆海脚東縁と南伊豆南方沖および南伊豆南東沖にそれぞれ推定された活断層とともに、合せて南伊豆沖断層帯と呼ぶことにする。以下に、これらの活断層帯の地形的特徴について記載する。

3.1. 伊豆下田沖

伊豆下田沖の水深約 200 ~ 400 m の海底には、扇状地性の地形面が分布する(図 2)。海底のこの扇状地は、海岸から約 2 ~ 10 km 沖合の大陸棚斜面の脚部に発達し、南東に向かって広がっている。扇状地は侵食されて地形的に複数段に分かれているので、それらを北から A、B、C、D の 4 面に区分した。

これらの扇状地には、北東—南西走向の西側上がりの撓曲崖が認められ、隆起側の扇状地は南東に向かって

撓んでいる（図2）。このことから西傾斜の逆断層の存在が推定され、本研究ではこの逆断層を下田沖断層と呼ぶ。撓曲崖の総延長は約26 kmである。ただし北端部は伊豆東方の単成火山群地帯になり、海底地形図では断層の位置を追跡するのが難しい。また南端部には、南向きの大陸棚斜面の尾根（E、F）に高度の不連続が認められ、南向きの大陸棚斜面は後述する南伊豆断層帯の断層境界になっている可能性がある。火山群地帯と尾根の高度不連続部を含めると、断層長は上述した長さよりも少し長くなる。

扇状地A、B、C、Dは、それぞれ系統的に縦ずれ変位を受けており、隆起側のAに対応する低下側の扇状地はA'で、崖の高さはおおよそ20 mである。またB、C、Dに対応する低下側の扇状地面は、B'、C'、D'であり、侵食や別の小断層によって切られている可能性がある。とくにD'では、地形が開析されており、変位の向きと量を正確に見積もるためには、本研究で用いた地形データよりも詳細なものが必要とされる。

下田沖断層は極めて明瞭であるが、この断層トレースからさらに東方の扇状地面A'、C'、D'でも、ほぼ同じ変動様式の撓曲崖が見える。また下田南方沖の大陸棚にも、撓曲崖やバルジ状の褶曲が認められる。このことから下田沖断層帯は複数の海底活断層から構成されていることが示唆される。

3.2. 南伊豆沖

等水深線の間隔100 mの地形図と500 mメッシュの陰影図に基づき、南伊豆沖の地形を判読した（図3a、b、c、d）。その結果、伊豆半島南部の南伊豆南方・南東沖の海底には、三つの走向の活断層が認められた。それらは、①伊豆海脚の東縁に沿って北東—南西走向に分布する西傾斜の逆断層、②伊豆半島南部から銭洲海嶺まで北北東—南南西方向に延びる西傾斜の逆断層、および③利島から伊豆海脚にかけて、新島、式根島、神津島の西方沖を北東—南西方向に分布する褶曲性の逆断層である。本研究ではこれらを①伊豆海脚東縁断層、②南伊豆南方沖断層、③南伊豆南東沖断層と呼び、合わせて南伊豆沖断層帯と称する（図3d）。なお音波探査と海底地形図の分析から、伊豆海脚の東縁では西側隆起の活断層が活断層図に示されている（活断層研究会，1980;1991、米倉，1984）。活断層の判読においては、10 m間隔の等水深線と海上保安庁による150 mメッシュの陰影図も参考にした。

伊豆海脚東縁断層：

南伊豆の南方沖合約10 kmの大陸棚の縁辺では、伊豆

海脚が大陸棚斜面から南南西に約40 km張り出している（図3）。東西の幅は最大約22 kmであり、水深は500～1800 mである。海脚は台地状の地形を呈し、東縁は東落ちの急崖となっている。活断層研究会（1980；1991）と米倉（1984）は、この急崖に東落ちの縦ずれ断層を活断層図に図示しており、本研究ではこの活断層を伊豆海脚東縁断層と呼ぶ（図3d）。

伊豆海脚東縁の断層崖は、前述した岡山（1968）によって示された伊豆東方線の南部を構成する（図1：A-A'）。崖の高さは、北部で約100 m、南部では約1,500 mに達し、北に向かって低くなっている。また海脚の脚部（水深800～3,500 m）には海底谷が認められ、崖麓には崖垂性の扇状地が形成されている（図3c）。地形が崩れており、活断層が崖のどこを通過するのか、断層の位置を特定することは容易ではない。

しかしながら、伊豆海脚の変形は明瞭であり、崖の背面の勾配は駿河トラフに向かって6%～12%あり、背面は西に向かって急傾斜している（図3d）。伊豆海脚の上を東西に横断するマルチチャンネル音波探査記録[80-B]（Kato, 1987）によれば、非対称な形状の背斜構造が現れ、伊豆海脚東縁の急崖付近では反射面が東に向かって急傾斜、崖の背面では西に向かって相対的に緩傾斜している。以上のことから、伊豆海脚東縁断層は西傾斜の逆断層であり、伊豆海脚は断層関連褶曲に伴って傾動を受けたと推察される。

南伊豆南方沖断層：

南伊豆の大陸棚斜面の脚部から銭洲海嶺にかけて、北北東—南南西走向に約40 km以上、西傾斜の逆断層が海底斜面を切っている（図3d）。

伊豆海脚と銭洲海嶺の間（幅約40 km）の海底（水深約400 m～3,500 m）は、駿河トラフに向かって南西に向かって傾斜する海底斜面が広がる（図3a、b）。水系図に目を向けると、新島・式根島の西方沖の海底斜面には複数の浅い谷が西南方向に伸びている（図3c）。これらの浅い谷の向きは海底斜面の傾斜の向きのトレンドに調和しているが、途中で谷は海底斜面を横切る北北東—南南西方向の谷によって絶たれている。海底斜面の浅い谷は、この横谷に集まり、谷線の中央付近（地点C）から一筋の谷となって駿河トラフに向かって流出している（図3c）。

この横谷の西岸には、海底斜面に逆向きで東落ちの崖が分布する（図3d）。海底斜面を横切る谷の谷壁は、水流の影響を受けているが、伊豆半島の南伊豆沖から銭洲海嶺の北斜面まで比較的にニアに延びている。崖の隆起側には、北北東—南南西に延びる背斜状の高まりが認

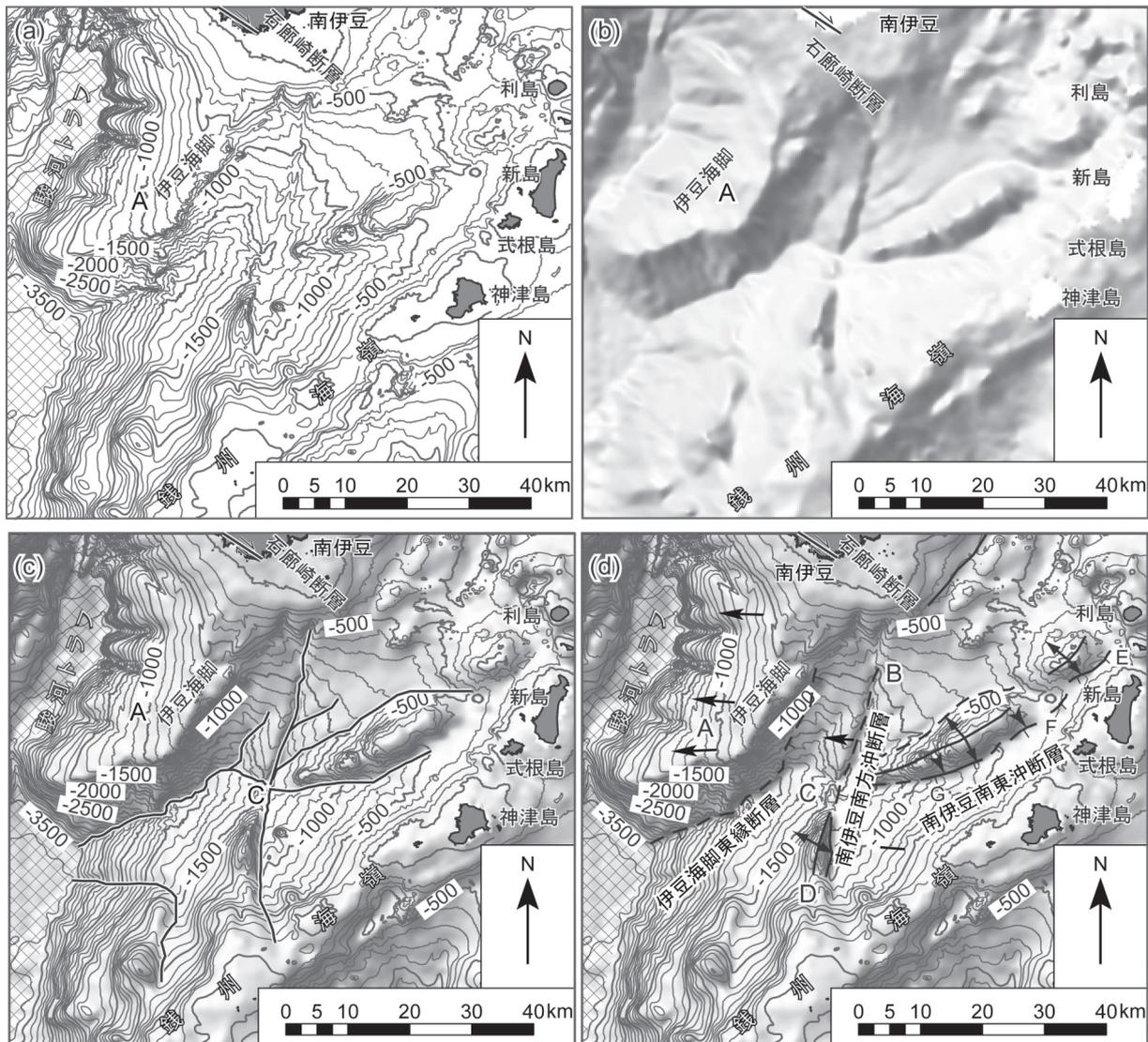


図3 南伊豆沖の地形と推定される海底活断層。(a) 海底地形図。M7001 Ver. 2.2 関東南部 (2012) を使用。等水深線の間隔は 100 m。(b) 陰影図。海洋情報センターによる 500 m メッシュの水深データを使用。(c) 伊豆海脚と銭州海嶺の間に推定される水系。(d) 南伊豆沖断層帯 (伊豆海脚東縁断層、南伊豆南方沖断層、南伊豆南東方沖断層) の推定位置。断層の凡例については、図 2 のキャプションを参照。

Fig. 3. Topographic map of the off Minami-Izu sea and distribution of active faults inferred from deformation of the seabed. (a) Seabed topographic map from 'M7001 Ver. 2.2 South Kanto (2012)' by Japan Hydrographic Association. Interval of the bathymetric contour is 100 m. (b) Shade map based on the digital bathymetric model with 500 m mesh 'MGD77' by Japan Oceanographic Data Center. (c) Drainage system in the area between Izu spur and Zenisu ridge inferred from the maps of (a) and (b). (d) Location of inferred marine active faults. Area of the maps is shown in Fig. 1.

められ、活断層研究会 (1980 ; 1991) と米倉 (1984) は地点 B と C の間と C と D の間にそれぞれ背斜軸を図示している。図 3 の海底地形図に基づく、崖の高さは地点 B と C の間と C と D の間で、それぞれ 100 m 以上および 300m 以上あり、褶曲帯の幅は最大約 8 km と推定される。背斜構造の西翼の幅は東翼よりも広く、海底地形は東に向かって急傾斜および西に向かって緩傾斜した

非対称な背斜を呈している。

谷の流出口付近 (地点 C) の谷底では、新期の海底段丘面が形成されており、その海底段丘面には海底斜面に対して逆向きの低崖が形成されている (図 3d)。谷底に形成された海底段丘面は、東方に向かって撓み下がっている。以上のことから、南伊豆沖断層帯は西傾斜の逆断層であると推定する。上述した浅い谷の流路は、逆断層

運動に伴う東落ちの断層崖の形成によって、閉塞されたものと推察される。なお活断層研究会（1980:1991）は、上述した横谷の東岸に西落ちの縦ずれ断層を図示しているが、本研究では横谷の西岸に背斜状の変形が認められることから、横谷の形成に関わる主断層は西傾斜の逆断層（東落ちの縦ずれ断層）であることを提起する。

南伊豆南東沖断層：

南伊豆と新島、式根島、神津島を乗せている銭洲海嶺の間の海底斜面には、北東-南西走向に背斜状の海嶺の高まりが認められる（図 3d）。背斜山稜の高さは、最大約 400 m と推定される。背斜は、利島の南西沖から南西に向かって分布し、南端は南伊豆南方沖断層まで認められる。E と F には、背斜山稜を先行的に横切る海底谷が認められ（図 3c、d）、10 m 等深線図をみると、その谷底に海底段丘面が見てとれる。これらの段丘面には、北西側隆起の撓曲崖が形成されており、海底は南東に向かって撓み下がっている。また G 地点では、東翼斜面に東に撓む段丘面が認められる。以上のことから、西傾斜の逆断層が北東—南西走向に分布し、この活断層の活動の累積によって南伊豆沖に背斜山稜が形成されたものと判断される。

4. 最近の伊豆諸島付近の地殻変動

2011 年東北地方太平洋沖地震は、日本列島全域にわたって顕著な地殻変動を引き起こし、箱根や伊豆半島東方沖では、それに伴って群発的な地震活動が誘発された。ここでは、上述の伊豆東方線沿いの活断層帯を挟んだ伊豆半島南端と伊豆七島を結ぶ海域の最近の地殻変動について判読する。

図 4 は、国土地理院による GNSS 観測データを使用して、伊豆半島南端の南伊豆 2 と銭洲海嶺の新島、式根島、神津島 1 を結ぶ基線、これらの島と東方の三宅島 4 を結ぶ基線、それに南伊豆 2 と三宅島 4 を結ぶ基線の基線長の変化を示したものである。これらの基線長の変化は、すべて長期的に短縮変動を示しており、伊豆半島を乗せる地塊と伊豆七島との間の海域に構造線の存在が示唆されていた（例えば、小林・吉田、2007）。ここでは、2011 年東北地方太平洋沖地震後の変動に注目する。

伊豆東方線の下田沖断層帯と南伊豆沖断層帯は、南伊豆と式根島、新島、神津島を結ぶ基線の中間に分布している。注目されるのは、南伊豆とこれらの島の間の地震時及びその後の基線長の短縮変動が、これらの島と東方の三宅島を結ぶ基線長の短縮に比べて、明瞭であることである（図 4）。南伊豆とこれらの島の間の基線長はこれらの島と三宅島の間の基線長に比べて若干長いとはい

え、変化量の比は基線の長さの比よりも大きい。

2011 年東北地方太平洋沖地震後の余効的な地殻変動では、伊豆半島を含めて、中部から西日本の地殻が東から東北東へ変位している。その変位量は中部地方で高緯度ほど大きい傾向が見えているが、一方で、経度が大きいほど（東ほど）変位も大きいので、上述の南伊豆と式根島、新島、神津島を結ぶ基線長に見られる短縮は、東北地方太平洋沖地震の影響のみによるものとは、直ぐには言えないように思われる。

とくに、三宅島と新島、三宅島と式根島の間ではほとんど短縮が見えていないことに注意したい。著者らは GNSS 観測による南伊豆と新島、式根島、神津島の最近の短縮変動が、直ちに前節で述べた南伊豆沖の活断層に関係しているとは言えないものの、少なくとも、逆断層の変動様式の傾向と調和していることを、ここで指摘しておきたいと思う。いずれにしても、活断層の長期的な変動様式と GNSS 観測による短期的な変動を比較するには、三宅島や神津島などの火山の影響も含めて、より詳細な解析とデータの蓄積が必要である。今後の地殻変動を活断層の存在を念頭において注意深く見ていきたい。

5. 伊豆東方線活断層帯の意義

伊豆半島とその周辺は、伊豆弧の衝突・沈み込み帯の中心に位置することから、そのテクトニクスに関して、これまで様々な議論がなされてきた。その中で、岡山（1968）の提唱した伊豆東方線は、沈み込みと衝突の境界問題を解明する上で重要な鍵をになうものであるが、その実態に関する議論はあまりなされておらず、変動様式の情報も少ない。

石橋（1988）は、伊豆北部の相模湾の西部に南北性の「西相模湾断裂」が存在するという仮説を提示し、初島付近から北方に向かって伊豆弧のスラブが断裂し、西側の地塊が隆起している可能性を示唆した。しかし西相模湾断裂の地学的証拠は十分に解明されていない。小山（1995）は西相模湾断裂を受け、伊豆弧の北部について、「真鶴マイクロプレート」説を考えた。真鶴マイクロプレート説では、伊豆弧の中で西相模湾断裂と丹那断層および伊豆東方単成火山群で囲まれた領域がマイクロプレートとなっており、伊豆東方単成火山群で地殻が南北に開くことによるこのマイクロプレートの運きに伴って丹那断層は左横ずれトランスフォーム断層として活動しているとするものである。吉田・他（2011）は、丹那断層と相模トラフの間で「真鶴ブロック」が浮揚性沈み込みをしていると考えている。以上のように、伊豆半島北部では様々な変動様式が考えられている。

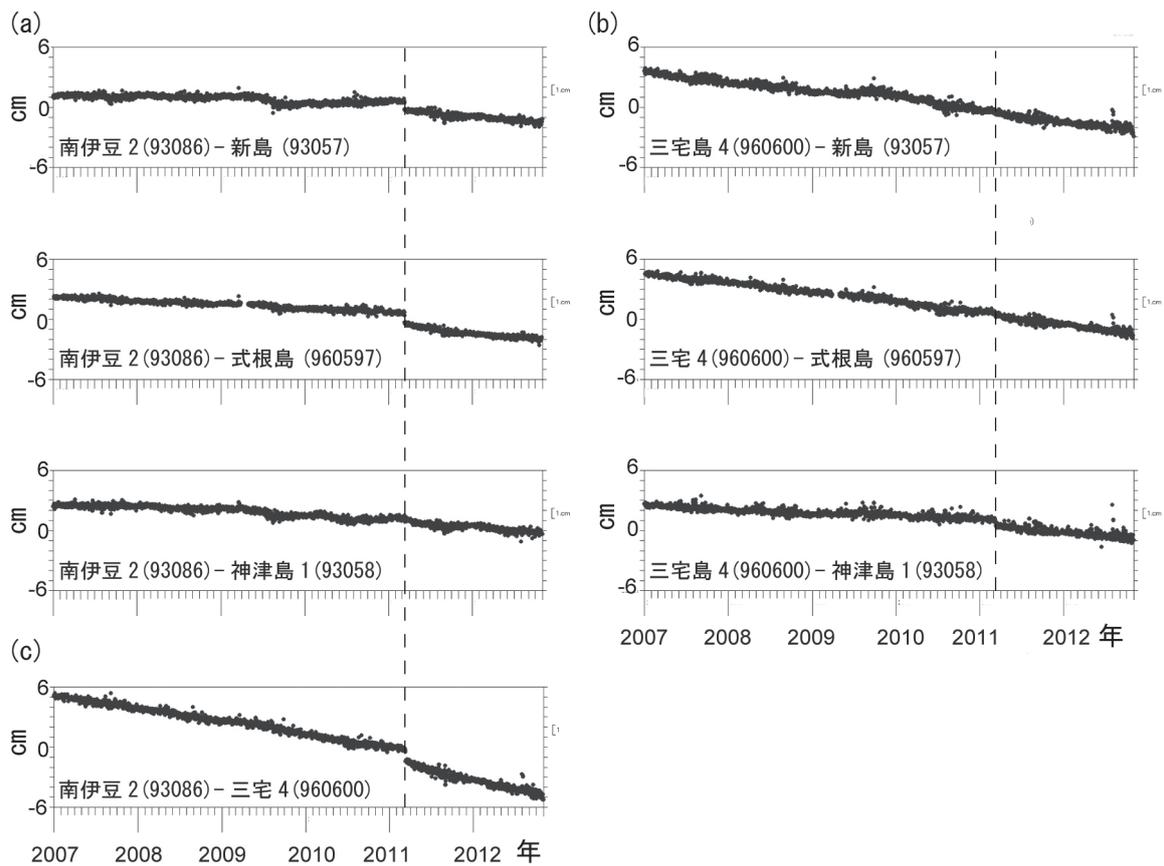


図4 GNSS 基線長の距離の変化 (2007年～2012年)。国土地理院による。

Fig. 4. Change in base line lengths between Minami-Izu and Niizima, Shikinezima and Kozushima, and that between Miyakezima and these islands as well as Minami-Izu and Miyakezima, observed by Global Navigation Satellite Systems (GNSS) .

また Taira et al. (1998) は、伊豆・丹沢の衝突史を考察し、伊豆弧衝突のブロック境界として、伊豆東方線にスラスト断層を想定している。Seno (2005) は、伊豆半島の上部地殻と下部地殻は剥がれて、伊豆半島・銭州海嶺の下にほぼ水平な逆断層が存在しているとする「デタッチメント仮説」を唱えているが、伊豆東方線については触れていない。

本短報では、伊豆半島南東方の海底地形の変動様式から、伊豆東方線沿いに西傾斜の逆断層が分布することを示し、それらが新期の地形を切る伊豆東方線活断層帯であることを提示した (図2、図3)。伊豆下田の沖積層の調査によって、完新世に海岸が隆起していると見なされ (例えば、太田・他, 1984)、また第四紀に海底が隆起して、伊豆半島が形成されたことが地質構造の調査からも推定されている (例えば、Taira et al., 1998 ; 青池, 1999)。本研究で提唱した伊豆東方線活断層帯は、伊豆半島の形成に関わっていると推察される。

GNSS 観測によって伊豆半島を乗せる地塊が、フィリピン海プレートの主体とは別の、時計回りの回転運動

をしていることが明らかにされている (Sagiya, 1999)。しかし、その地塊の東側の境界がどこにあり、そこでどのような動きをしているかについては、いまなお、ほとんど解明が進んでいない (例えば、Nishimura, 2011)。本短報で提示した伊豆東方線活断層帯 (下田沖断層帯と南伊豆沖断層帯) は、その境界の有力な候補とみることができる。

伊豆半島南東方の海底に、海底活断層が存在しているという事実は、相模湾で発生する被害地震の想定においても極めて重要な意義を持つと考えられる。

6. 結論

伊豆半島の沖合に、伊豆半島と相模湾の海底を分ける伊豆東方線が存在していることが推定されていた。しかしながら、その構造線の実態についての情報は少なかった。本研究では、海底地形データを詳細に判読し、伊豆下田と南伊豆の沖合の海底に、北北東—南南西方向に延びる西傾斜の海底逆断層帯 (下田沖断層帯と南伊豆沖断層帯) が分布していることを明らかにした。これらの

逆断層は、新期の海底扇状地や海底谷を切っている可能性があり、活断層であると推察された。本研究は、これらの活断層を伊豆東方線活断層帯と称する。GNSS 観測データでは、南伊豆と新島・式根島・神津島の間で、2011 年東北地方太平洋沖地震後に短縮変動が見られ、それは南伊豆沖の海域に推定した伊豆東方線活断層帯の変動様式と調和的である。

謝辞

匿名査読者（二名）のご指摘により、本稿の内容が大きく改善された。温泉地学研究所の萬年一剛氏、原田昌武氏、小田原 啓氏、行竹洋平氏、および神奈川県立生命の星・地球博物館の平田大二氏から有益な助言を頂いた。

参考文献

- 青池 寛 (1999) 伊豆衝突帯の構造発達, 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), 9, 111-151.
- 中央防災会議 (2001) 東海地震に関する調査会報告, 1-9.
- 本座栄一 (1984) 相模・駿河トラフにおける沈み込み形態, 第四紀研究, 23, 77-81.
- 石橋克彦 (1977) 東海地方に予想される大地震の再検討 — 駿河湾地震の可能性 —, 地震予知連絡会会報, 17, 126-132.
- 石橋克彦 (1988) “神奈川県西部地震”と地震予知 II, 科学, 58, 771-780.
- 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.
- Kato, S. (1987) Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga, and Sagami troughs, Marine Geodesy, 11, 251-268.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983) 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 20, 1-24.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層. 分布図と資料, 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, p336.
- 小林昭夫・吉田明夫 (2007) 2000 年伊豆イベント後の伊豆諸島間の距離変化とそのテクトニックな意義, 地球惑星科学連合 2007 年春期大会.
- 小山真人 (1995) 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, 地学雑誌, 104, 45-68.
- Nishimura, T. (2011) Back-arc spreading of the northern Izu-Ogasawara (Bonin) Islands are clarified by GPS data, Tectonophysics, 512, 60-67.
- 岡山俊雄 (1962) 日本の地形構造と地質構造の関係, 地理学論文集 — 辻村太郎先生古稀記念, 50-69.
- 岡山俊雄 (1968) フォッサマグナに関連した地形, 日本地質学会第 75 年秋季学術大会総会討論会資料 — フォッサマグナー, 243-252.
- 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, 458-467.
- 太田陽子・石橋克彦・松島 義章・松田時彦・三好眞澄・鹿島 薫・松原彰子 (1984) 掘削調査にもとづく伊豆半島南部における完新世相対的海水準変化, 第四紀研究, 25, 203-223.
- Sagiya, T. (1999) Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, Geophys. Res. Lett., 26, 2315-2318.
- Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, Tectonophysics, 42, 209-226.
- Seno, T. (2005) Izu detachment hypothesis: A proposal of a unique cause for the Miyak-Kozu event and the Tokai slow event, Earth Planets Space, 57, 925-934.
- 杉村 新 (1972) 日本付近におけるプレート境界, 科学, 42, 192-202.
- Taira, A., Saito, S., Aoiike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A. (1998) Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for the continental crust formation, The Island Arc, 7, 395-407.
- 東海沖活断層研究会 (1999) 東海沖の海底活断層, 東京大学出版会, p151.
- Yonekura, N. (1983) Active Deformations of the continental margin along the Nankai and Suruga troughs, southwest Japan, Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 7, 19-71.
- 米倉伸之 (1984), 駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形, 第四紀研究, 23, 83-90.
- 吉田明夫・原田昌武・小田原啓 (2011) 箱根火山の東傾斜と丹那断層, 地学雑誌, 120, 646-653.
- 地震調査委員会 (2004) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/sagami.pdf, 31p.