

21. 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈

地震研究所 茂木清夫

(昭和 52 年 8 月 5 日受理)

1. まえがき

国土地理院 (1977) による測量及び驗潮結果によると、最近御前崎の沈降速度が増加している。東海地方は大地震発生の可能性のある地域として注目されているので、この変化が狭い意味での大地震の前兆的变化であるかどうかは重要な問題である。また駿河湾の東側に位置する伊豆半島で最近著しい隆起や群発地震活動が認められているので、この異常活動が何を意味するのであるかも検討を要する問題である。本論文は、これらの最近の変動を含めた、伊豆・東海地域の地殻活動を統一的に理解することを試みたものである。

東海地方で大地震発生の可能性が言われるようになった一つのきっかけは、著者 (MOGI 1970) が原田・井沢 (1969) による全国の水平変動図で、伊豆半島から御前崎にかけての東海地方の一等三角点が内陸側に大きく変位していて大地震による海溝側への変位を経験していないようにみえることから、海溝型の大震災発生の可能性を指摘したことにある。その後、藤田 (1974) は測量の誤差を考慮すると、この陸側への変位の有意性に疑問があるとしたが、佐藤 (1977) の再検討の結果では同地域が陸側に 1 m 以上変位していることは確かなようである。さらに駿河湾一帯に顕著な西北西-東南東の水平圧縮歪みがみられること、駿河湾西岸が沈下し続けていること (佐藤, 1977; 檀原, 1968) など、同地域に Subduction zone 特有の歪みの蓄積が進行していることが認められている。

さらに過去の南海トラフ沿いの大震災の起こり方からも同地域は空白域となっており、大地震発生のある所であると言える。1854 年の東海地震については、最近見出された史料から、駿河湾西岸一帯で 1 m 以上の隆起があったことが明らかになり、震源域は駿河湾の奥まで達していたものと推定される (羽鳥, 1976; 石橋, 1976a)。萩原 (1970) による震度分布もそのことを示している。石橋 (1976a) は次の大地震は駿河トラフに沿って湾奥まで達する低角逆断層型であるとして、モデルを作っている。ANDO (1971)、関谷・徳永 (1974)、青木 (1977) らは遠州灘や伊豆半島の沖合などでの大地震発生の可能性も述べている。なお、東海地域における大地震発生の可能性についての総合的な報告として地震予知連絡会東海部会報告 (1977) がある。

伊豆半島では、1974 年 5 月 9 日その南端で M 6.9 の伊豆半島沖地震が起こった。その後 1975 年 10 月頃から遠笠山付近での群発地震の活動が活発となり (地震研究所, 1976)、1976 年のはじめに実施した水準測量によってごく最近伊豆半島東部の一帯が最大 15 cm に達する隆起をしていることが判明した (国土地理院, 1976)。1930 年の伊東群発地震とその地域の著しい隆起に引き続いて北伊豆地震 (M 7.0) が起こった例もあり、また同地域が上に述べた駿河湾に隣接していることなどを考慮して、各機関によるかなり集中的な

各種観測調査が行われてきている。

その後、隆起はわずかに西方に拡大した他はほぼ停滞し、地震活動も1976年8月18日の河津地震(M 5.4)の発生など若干の変化をみせながら次第に沈静に向いつつあるやみえる。なお、伊豆半島東部の異常活動の詳細については高橋・垣見(1977)、津村(1977)の総合的な報告がある。

本論文では、伊豆・東海地域のこれらの最近の活動を統一的に理解するための一つのモデルを提出し、このモデルに基づいて、この地域に次に起こるかもしれないM 8前後の大地震の震源域は御前崎周辺で、駿河湾の奥には達しない可能性が大きいことなどについて述べる。このモデルが近い将来実施される測量や観測によって検討されることを期待する。

2. 最近の活動の要約

伊豆・東海地域の近年の活動経過を要約すると次のようになる。

(1) 1923年の関東地震、1930年の北伊豆地震及び1944年の東南海地震以降、伊豆半島から東海地域にかけての最大の事件は1974年の伊豆半島沖地震である。第1図にこれらの大地震の震源域及びフィリピン海プレートとユーラシアプレートとの境界の概略を示した。関東地震の震源域はANDO(1971)、東南海地震のそれは佐藤(1975)によるも

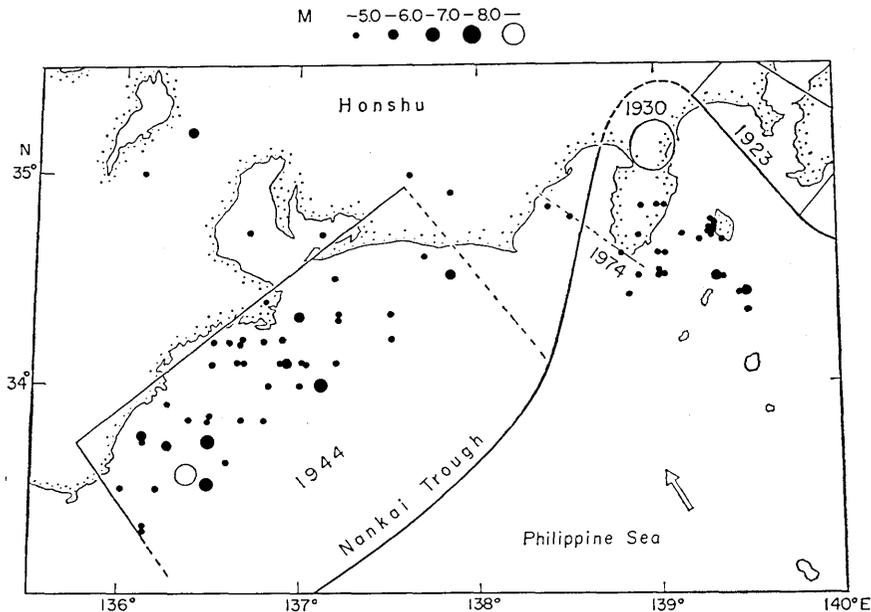


Fig. 1. Recent seismic activity in the southern Kanto-Izu-Tokai area. Source regions of the 1923 Kanto earthquake (ANDO, 1974), the 1944 Tonankai earthquake (SATO, 1975) and the 1930 Kita-Izu earthquake are shown together with the fault at the 1974 Izu-hanto-oki earthquake. Solid circles show aftershocks (10 days after the main shock) of the 1944 Tonankai earthquake (SEKIYA and TOKUNAGA, 1974). Solid thick curve delineates the plate boundary between Eurasia and Philippine sea plates.

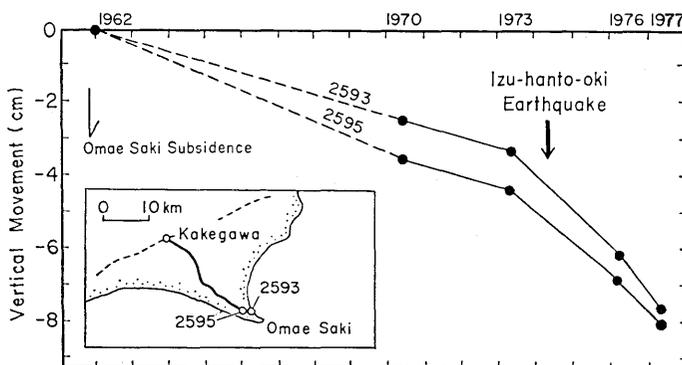


Fig. 2A. Relative vertical movement at Omae Saki obtained by levelling survey (GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE, 1977). Kakegawa is fixed. Thick arrow shows the time of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake.

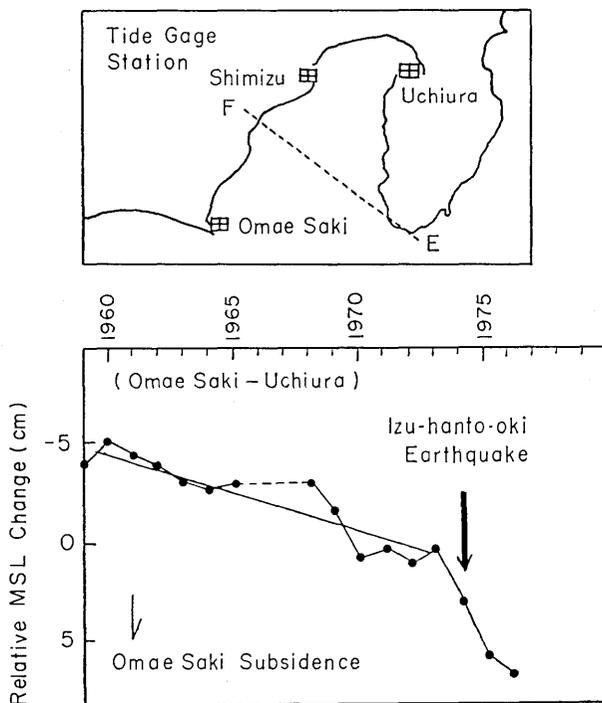


Fig. 2B. Relative mean sea level change at Omae Saki tidal station compared to Uchiura in the northeastern coast of the Suruga bay (GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE, 1977). Thick arrow shows the time of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake.

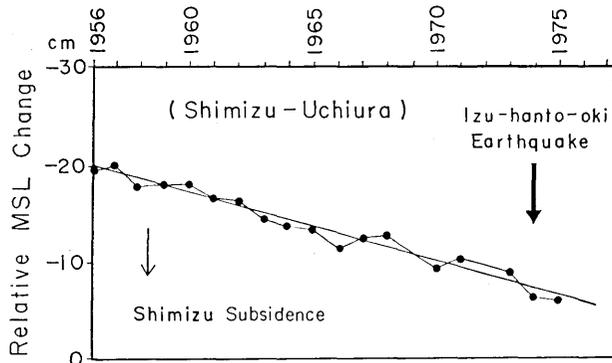


Fig. 2 C. Relative mean sea level change at Shimizu tidal station compared to Uchiura (SATO, 1977). Thick arrow shows the time of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake.

のである。黒丸印は関谷・徳永 (1974) による東南海地震後 10 日間に起こった地震で、伊豆半島及びその東南方でも広く発生していることが注目される (白丸は本震)。この図には 1974 年の伊豆半島沖地震の地震断層及びその延長線も示されている。これについては後で詳しく論ずる。

(2) 駿河湾の西岸は沈降を続け、又、駿河湾をまたぐ東海地域一帯で西北西—東南東の水平圧縮ひずみが進行しているが (檀原, 1968; 佐藤, 1977), 特に御前崎では 1974 年頃から沈降速度が増大したとみられる (国土地理院, 1977)。第 2 図 A は掛川を基準とした御前崎の水準点の上下変動, 第 2 図 B は御前崎と内浦の験潮所の年平均潮位差を示したものであるが、いずれも 1974 年以降御前崎の沈下速度が増加したことを示唆している。一方第 2 図 C は清水と内浦の年平均潮位差を示したものであるが、1956 年以来清水の沈降はほぼ直線的に進行しており、1974 年以降特に沈降速度が加速された傾向はみられない。

(3) 水準測量によると 1969 年と 1976 年の間に伊豆半島東部で異常隆起が認められ、冷川峠付近では 15 cm に達した。この隆起が上記期間のいつ起こったかは、第 3 図の伊東と油壺の潮位差の変化曲線から推定できる。それによると 1975 年初め頃から約 1 年間に除々に起こったことが分る (国土地理院, 1976b)。遠笠山周辺の群発地震は 1975 年の 8 月中旬に始まり、10 月に急増して以後漸減した (津村, 1977)。第 3 図に伊豆半島沖地震及び遠笠山の群発地震のピークを太い矢印で示したが、伊豆半島東部の隆起は伊豆半島沖地震の数ヶ月後に始まったこと、群発地震活動はさらに数ヶ月遅れて起こり出したことが分る。群発地震は伊豆半島東岸の北川やさらに東方の海底でも起こっている。伊豆半島東部の隆起域と群発地震発生域は大体一致し、この地域は伊豆半島全域を通じて最近数万年に最も火山活動が活発であったところである (荒牧, 1976)。

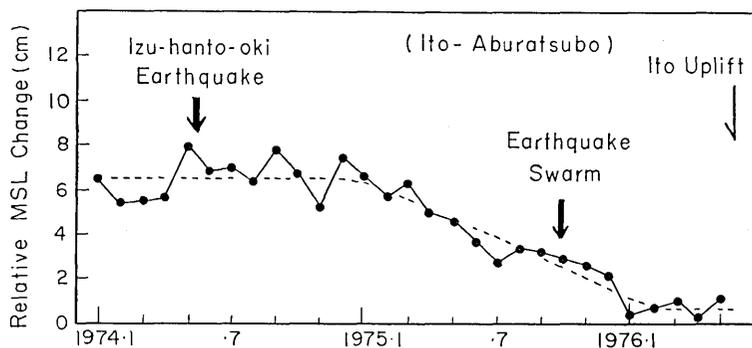


Fig. 3. Relative mean sea level change at Ito tidal station in the eastern coast of the Izu peninsula compared to Aburatsubo in the Miura peninsula (GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE, 1976). Thick arrows show the 1974 Izu-hanto-oki earthquake and the earthquake swarm in the eastern part of the Izu peninsula.

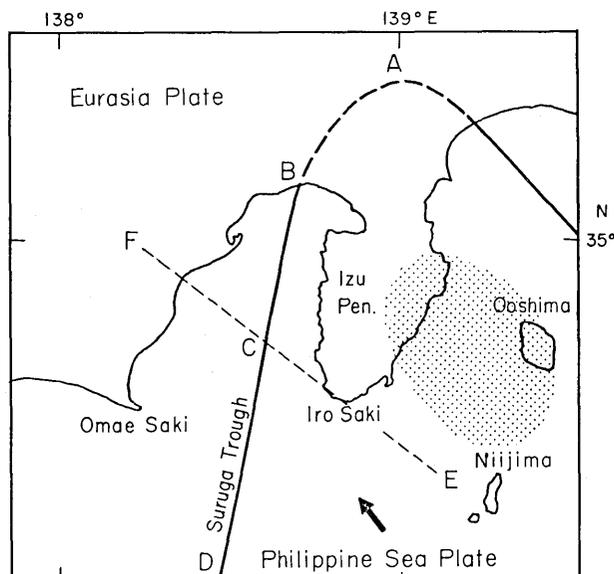


Fig. 4. Tectonic structure in the Izu-Tokai district. Thick curve (ABCD) shows the plate boundary between Eurasia and Philippine sea plates. Broken line EF is the extension of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake fault. Dotted area shows a volcanic (probably anomalous) region. Thick arrow: relative motion vector of Philippine sea plate.

3. 1974年伊豆半島沖地震断層を通る活構造線(帯)の可能性

1974年5月9日の伊豆半島沖地震では石廊崎を通る北西方向の活断層の明瞭な運動が認められ(松田, 山科, 1974; 村井, 金子, 1974), また余震分布(余震共同観測班, 1975)や発震機構の研究(京大防災研, 1974)から, この地震はほぼN55°Wの右横ずれの断層

運動によって起こったと考えられている。石橋 (1976b) は、これを駿河トラフと伊豆東方線の間のトランスフォーム的な断層運動であろうと述べているが、これが駿河トラフに達していることを示す資料は示していない。プレート境界に達していない石廊崎断層が単に変位したことだけでは、冒頭に述べた御前崎の変動は説明できない。また、高柳、山川 (1976) は伊豆半島内に分布するほぼ同方向、同センスの断層群の一つとしてとらえ、このようなモザイク運動によって伊豆半島は西方に曲げられつつあると考えている。

著者はここで、1974年の地震断層を重視し、それを通る一大活構造線(帯)が存在する可能性について述べたい。ここで想定される構造線は駿河トラフを横切ってその西側に延びるものであり、南東方向はおそらく、新島付近にまで達しているものである。第4図はこのような構造線を考えに入れて、この地域の構造を模式的に示したものである。フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界は ABCD であり、上に述べた構造線は EF である。駿河トラフ BD と EF の交点を C とする。次に活構造線 EF の存在を示唆するいくつかの事実を指摘する。

(A) 海底地形

第5図Aに水路部 (1976) による海底地形と 1974年の伊豆半島沖地震の地震断層及び

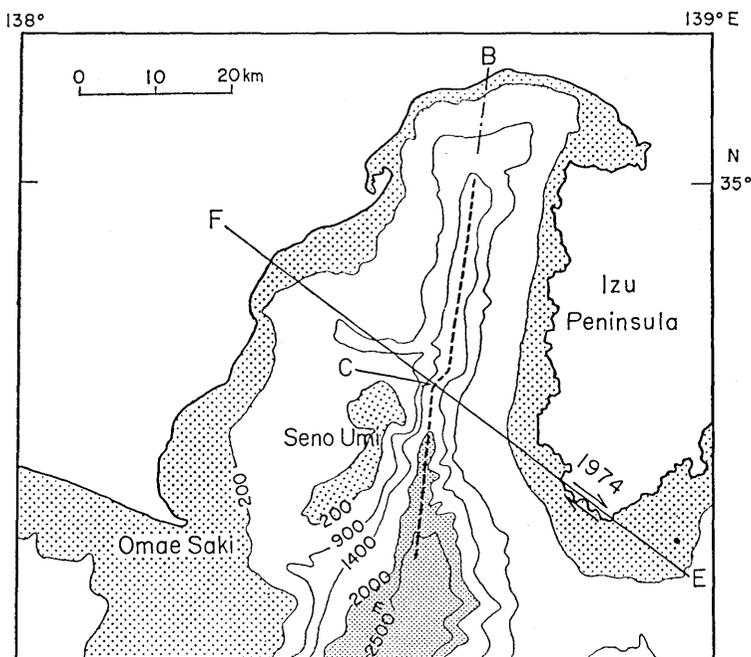


Fig. 5A. Bathymetric chart in the Suruga Bay (from HYDROGRAPHIC DEPARTMENT, M. S. A., JAPAN, 1976). Broken curve line shows the axis of Suruga trough. Solid line EF is the extension of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake fault. Note right lateral displacements at the 1974 earthquake fault and also, at C of the axis of the Suruga trough.

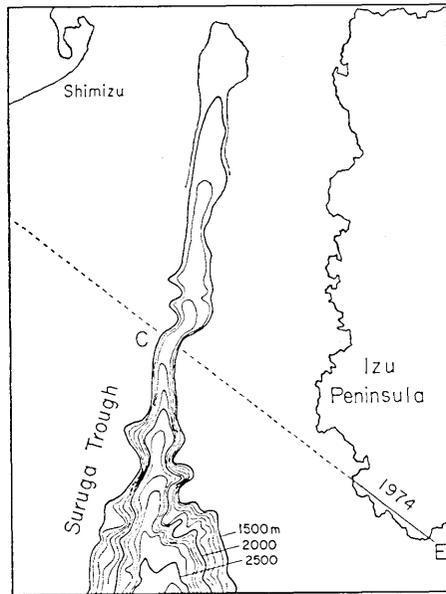


Fig. 5B. Bathymetric chart along the axis of Suruga trough (from HYDROGRAPHIC DEPARTMENT, M. S. A., JAPAN, 1976). The 1974 Izu-hanto-oki earthquake fault and its extension are shown.

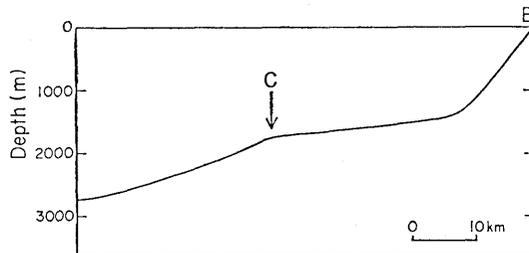


Fig. 5C. Depth of the Suruga Bay along the trough axis. B: the northern coast of the bay, C: the intersection of the trough axis and the proposed tectonic line EF.

その延長線 EF を示した。ここで注目すべき点を列挙すると次の通りである。

- (i) 駿河湾の海溝軸を破線で示したが、C 点付近で、1974 年の地震の変位と同じ右ずれ方向へ約 2 km のくいちがいがみられる。C 点の北側でも南側でも海溝軸はほとんど直線であるので、このくいちがいは明瞭である。なお、海溝軸の近傍の海底地形図(水路部, 1976)を第 5 図 B に示してある。このような南海トラフにおける海溝軸のくいちがいは、他に、九州パラオ海嶺や天竜海底谷などの重要な構造線などとの交点で指摘されている(茂木, 1970)。
- (ii) 第 5 図 C に海溝軸に沿う深さの変化を示したが、C 点を境に北側 (BC) はほぼ一

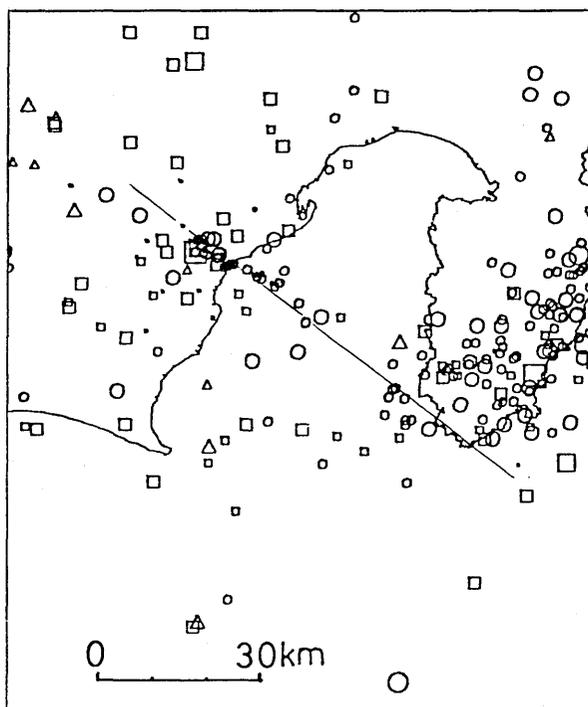


Fig. 6. Spatial distribution of microearthquakes in the Izu-Tokai district during the period from Oct. 1975 to Oct. 1976 (after OOIDA *et al.*, 1977). Solid line shows the proposed tectonic line EF.

定のゆるい勾配であるが南側 (CD) は急に深度を増している。

(iii) トラフの西側の海底地形をみると、EF 線の北側は単調であるが、南側は石花海堆とその東側斜面の急崖など、活発な Subduction の特徴を示している。さらに海深 900 m の等深線 (第 5 図 A) に注目すると、深い所 (石花海海盆) がほぼ EF 線に沿って西の方にのびている。

以上の海底地形にみられる特徴は、EF の北側に比べて南側の Subduction の速度が大きいこと、EF はその境界線であると同時に、さらに駿河トラフを横ぎって西にのびていることを示唆する。

(B) 地震活動

上に述べたように海底地形から 1974 年の地震断層線の西方への延長線上に活構造線を示唆する特徴がみられたので、この線上で地震活動の異常があればこの構造線についての重要な裏付けとなると思われる。第 6 図は大井田ら (1977) によって得られた 1975 年 10 月から 1976 年 10 月までの微小地震の分布を示したものであるが、EF 線の駿河湾西岸に至る線に沿ってほぼ線状に震央が配列しているように見える。大井田らはこの線状配列に注目し、それを境にして北側では静穏であるが南側では微小地震活動が活発なことを指摘している。1976 年 10 月に M4 程度の有感地震がこの地域に発生したが、その余震は

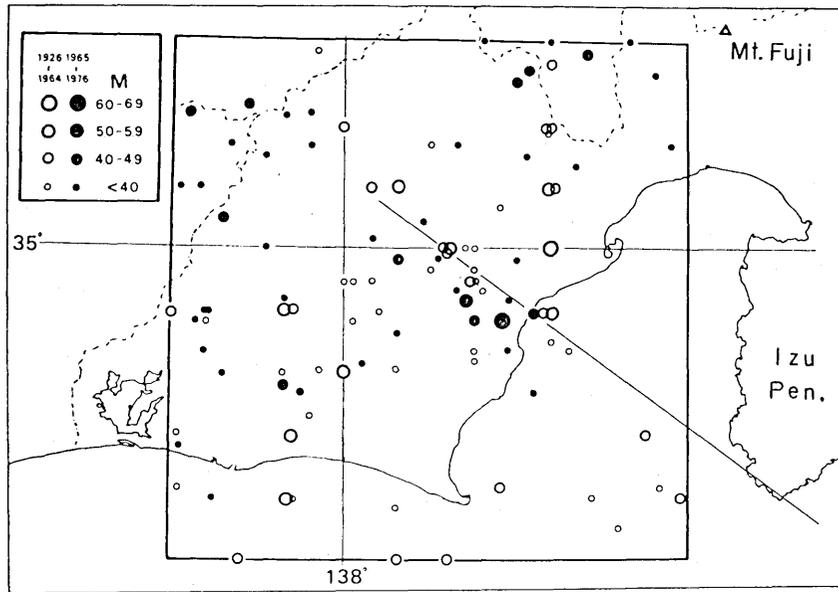


Fig. 7. Spatial distribution of moderate earthquakes in the Tokai district during the period from 1926 to 1976 (after JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1977). Solid line shows the line EF.

ほぼ EF に沿う線上に配列し、余震域の長さは M 6.5 以上に相当する 17-18 km にも達した。このような異常は EF 線が一つの活構造線（帯）とすれば理解できる。もっとも、1974 年の伊豆半島沖地震の直後は全般的に静かで、このような集中もみられなかったようである。

次にもっと長期間の比較的大きい地震の活動ではどうであろうか。大井田ら (1977) は 1961 年以降の気象庁のデータについても言及し、静岡付近が定常的に活動が高いことを指摘している。第 7 図は 1926 年以来のほぼ 50 年間の地震の分布である (気象庁, 1977)。これに EF 線を記入してあるが、やはりその線に沿う带状地域に地震が比較的密集していることが注目される。黒丸は 1965 年以後の地震である。1965 年 4 月の M 6.1 の静岡地震もちょうどこの線に沿って起こった。なお、静岡付近の地震の発震機構は、1965 年の静岡地震も含めて南北主圧力で、ここで提唱された活構造線 EF の運動と調和的であるが、1976 年 10 月の地震 (M ~ 4) は東西主圧力であった (大井田, 他, 1977)。これは、1974 年の伊豆半島沖地震による効果である可能性も考えられ、さらに検討したい。(このような見方をするならば、第 1 図にみられる 1944 年の東南海地震後 10 日間以内に駿河湾内で起こった二つの地震も EF 線に沿っているといえるかもしれない。) このように地震活動は EF が駿河トラフをすぎて西に延びていることを強く示唆している。

1974 年の伊豆半島沖地震直後、これに誘発されたと思われる地震群が新島付近で発生したが、その活動の消長が伊豆半島沖地震の余震活動の消長とよく対応していることが注目された (笠原, 他, 1974)。EF を南東の方に延長するとちょうど新島近くを通ることか

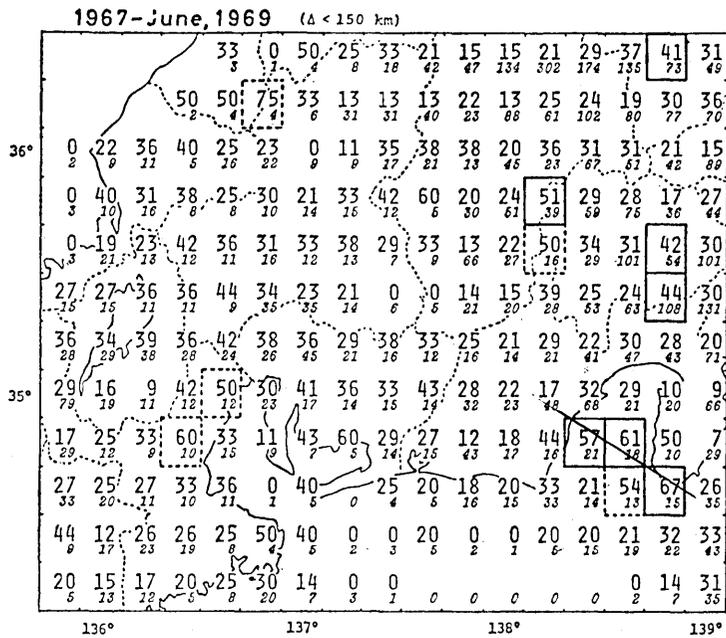


Fig. 8. Distribution of low velocity regions in the central part of Honshu. The numerals indicate the ratio (in %) of the number of paths with $O-C > 0.4$ sec to the total number of paths crossing the area of $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. Small italic numerals indicate the total number of paths (after Utsu, 1975). Solid line: EF.

らこの構造線が新島付近まで達していると考えると理解しやすい。

(C) その他

衣笠 (1976) によると、1974 年の伊豆半島沖地震の地震断層が著しい余効的な運動を継続している。このような著しいすべり運動の継続は、EF 線が一大活構造線であるという考えと調和的である。また宇津 (1975) が 1967 年から 1974 年の間の資料について地震波 (P 波) の速度の小さい地域を求めているが、EF 線に沿うブロックで速度が異常に低いという結果を得ている。その一例を第 8 図に示した。この低速度地域はここで提唱した活構造線と関係があるかもしれない。

以上、海底地形や地震活動度などによると、EF が駿河トラフを横切る活構造線である可能性は高いと言ってよいであろう。それでは駿河湾の西側の陸地域に活断層があるかどうか気がなるところであるが、これまでのところ明瞭な活断層の存在は確認されていない。しかし、地質図 (たとえば地質調査所, 1974) によると安部川から岡部にかけて、北西-南東方向の構造の不連続線が目立っている。特に、大井川扇状地の北東縁の山地との境界は EF 方向の直線的な境界になっている。構造線 EF が海溝を遠ざかると共に変動度を次第に減じ、或いは枝分かれして鮮明でなくなることも考えられる。陸上の地形、地質、その他の調査による構造線 EF の検討は今後の課題である。

ここで提唱した活構造線 EF は簡単のために一つの直線としたが、現実には多少幅をも

った構造帯である可能性が大きい。その理由は：(1) 一本の石廊崎断層の変位量（地形にみられる積算変位量は右ずれで0.2~0.3 km）は海溝軸の大きなくいちがいは説明できない。(2) 実際 1974 年の地震の時も石廊崎断層に並行した断層群も地震時に変位した（松田，山科，1974）。(3) EF 線と伊豆半島南端部の海岸線との方向の一致が著しい。このことは石廊崎断層は半島地塊の南端部を限る構造帯のうちの陸上部の一断層であることを示唆する。従って，石廊崎断層は伊豆半島南部では最も著しい活断層であるが，類似の断層が伊豆半島南端沖に隣接して並行している可能性がある。

また，ここでは幾何学的な直線性をもった構造線を想定したが，多少彎曲したりしているであろうことは言うまでもない。従って，EF が駿河湾西岸のどこにくるかについては多少の幅をもって考えるべきであろう。

4. 最近の地殻活動の解釈

前節で述べた活構造線を考慮したプレート運動の立場から，最近の伊豆・東海地方の地殻活動の推移を次のように解釈することができる。第9図 I，II，IIIに各時期の活動の概念図を示した。

I 1974 年の伊豆半島沖地震前のフィリピン海プレートの運動速度を矢印で示してある。EF を第3節に述べた理由により一つの構造線と考え，BC 間の斜め下への変位速度は CD 間の変位速度よりも小さいと考える。A 点での変位速度が小さいこと，西方の南海トラフでは大きいことを考えれば一般的傾向として是認されるものであろう。単に扇形に南の方が大きいというのではなく，C 点でやや不連続的に変化すると考える。しかし，この段階では CD 部分の変位速度は伊豆半島の延長部分の拘束を受けて，CD 部分の本来の変位速度よりも小さい状態にある。

II BC 間と CD 間の変位の差の蓄積が限界に達して 1974 年の伊豆半島沖地震が起こった。（なぜ余震域が駿河トラフまで達しなかったかは今後の問題であるが，EF 線沿いに陸地で地震活動が高いのに海底下で低いという傾向があり，物性の違いを示唆するようにもみえる。）この右横ずれ地震断層の運動があり，CE 間のロックがはずれたために，CD 部分については伊豆半島側からの拘束がなくなって，本来のもぐりこみ速度になる。そのため御前崎の沈下速度は増加する（第2図 A，B）。しかし，EF の北側にある清水の沈下速度は 1974 年の地震後も目ぼしい変化を示さない（第2図 C）。このような著しい御前崎の沈下速度の増加は，活構造線 EF を想定すれば，よく説明できる。CD 部分のもぐりこみ速度の増大によって，フィリピン海プレート北部全域で若干の変位速度の増加があったと推定される。特に CD に沿うもぐりこみ速度の増加は，この地域（御前崎周辺）の歪み蓄積の速度を増大させた。線の南の御前崎をふくむプレートの部分で微小地震活動がやや高くなったのはその反映であろう。

III 伊豆半島南部の若干の rebound 及びフィリピン海プレート北部の北西方向への変位速度の加速は伊豆半島東部を含むその東南域の圧縮をもたらした。特に伊豆半島東部は比較的新しい火山が多数分布する特殊な地域で，圧縮変形が集中し，徐々に隆起が進行したものと推定される。従って，この隆起は 1974 年の伊豆半島沖地震の効果によるものであるが，少し時間的遅れがあるのは，この地域一帯が火山帯であるためにその流動的挙動

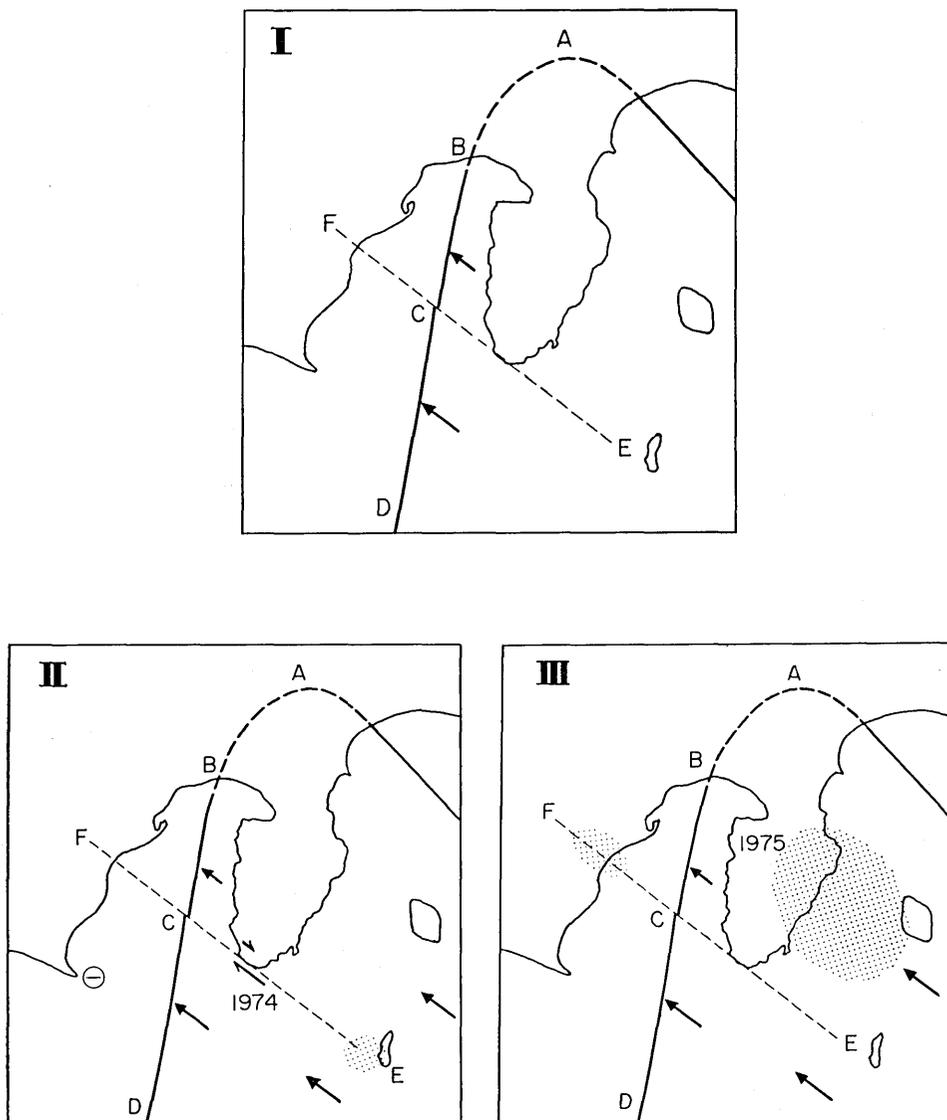


Fig. 9. I. Plate motion in the stationary stage before the 1974 Izu-hanto-oki earthquake. Rate of subduction along CD is higher than BC.

II. 1974 Izu-hanto-oki earthquake occurred along EF. Rate of subduction along CD increased, and so the rate of subsidence at Omae Saki increased. Aftershocks in a broad sense occurred near Niishima which is located at the southeastern extension.

III. By the increase of subduction rate in the northern Philippine sea plate, compressive strain in the dotted area in the eastern Izu peninsula and its adjacent area increases gradually. Anomalous upheaval at Izu peninsula and earthquake swarms in the area occurred as a result of the 1974 earthquake.

を反映しているものであろう。なお、群発地震が隆起の途中で発生しはじめ活発化したのが規模は小さいものである。伊豆半島と大島の間ではさらに活発な群発地震が起こっているが同じような活動であろうと考えられる。1944年の東南海地震の広義の余震が伊豆半島東部からその南東沖に多数発生したが（第1図）、このことはこの地域が火山帯であるための力学的異常性を示唆している。

以上の説明では、トラフはロックされたままもぐりこみ運動を続け、このロックがはずれた時にスラストタイプの大地震となると考えている。また、このモデルでは地殻活動の原動力としてフィリピン海プレート全体のおよそ北西方向の運動を考えている。言い換えると局所的な応力分布やその再配分ではなく、広域的なプレート運動を重視している。

5. まとめと考察

以上の議論の結果及びそれから推測されることをまとめると次のようになる。

(1) 1974年の伊豆半島沖地震の地震断層を通り、大略北西—南東方向の一大活構造線（プレートのさげ目）がある可能性がある。このもぐりこみプレート内のさげ目〔fingering (CARR *et al.*, 1974)〕は上にかさなるプレートにも伝播しているとみられる。これは石廊崎から駿河トラフを通過して安部川近くに達するものでこの構造線を境にして南側は北側に比べてトラフでのもぐりこみ速度が大きい。近年の伊豆半島・東海地域の地殻活動はこ

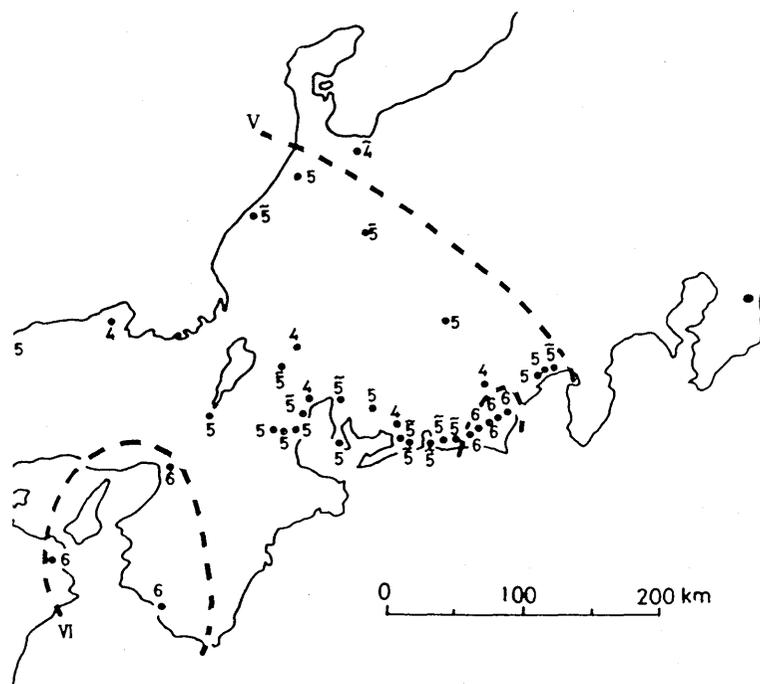


Fig. 10. Distribution of seismic intensity of the Hoei earthquake of 1707 (after HAGIWARA, 1974). Note relatively low seismic intensity along the northern coast of the Suruga Bay.

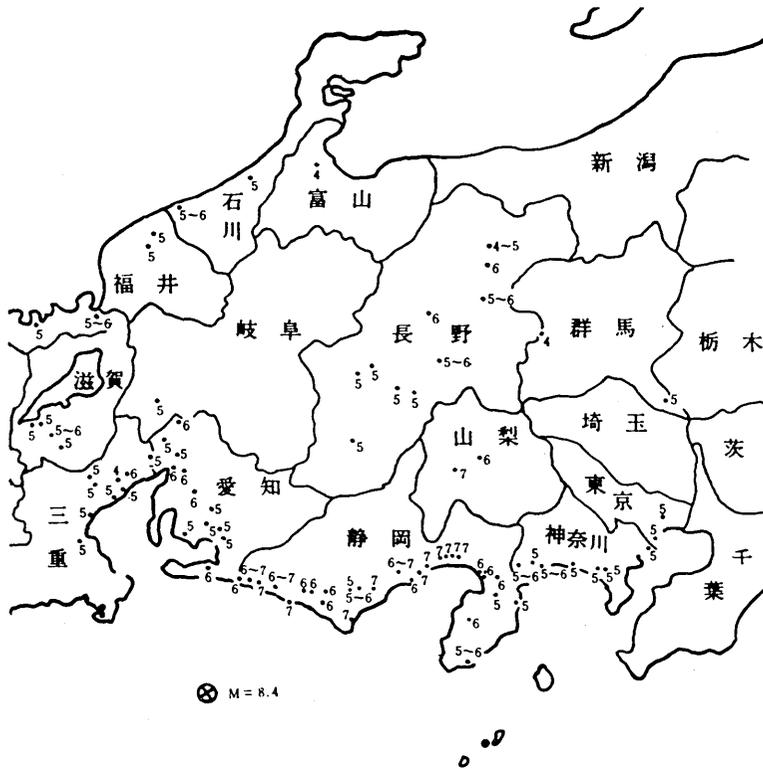


Fig. 11. Distribution of seismic intensity of the Tokai earthquake of 1854 (after HAGIWARA, 1970). Note high seismic intensity along the northwestern coast of the Suruga Bay.

の活構造線の活動或はその効果として理解できる。

(2) 1974年頃から御前崎の沈降速度が増加したのは、トラフ沿いの大地震の直接的な前駆的変形の進行とみるよりは、上述の活構造線に起こった1974年伊豆半島沖地震による効果としてのもぐりこみ速度の増加として理解するのが自然である。

(3) 1944年の東南海地震の東縁と活構造線EFの間の地域で歪みが増加しており、ここでは1974年の地震の発生の結果大地震の危険性は若干増加した。EFより北の駿河湾での歪みの蓄積はこれに比較して小さい可能性が高い。もっとも、EFの南側で発生した破壊が北に延びることもないとはいえない。

第10図と第11図は萩原(1970, 1974)による1707年の宝永地震及び1854年の安政東海地震の震度分布である。1854年の安政地震の場合は駿河湾の湾奥まで震度7となっており、その後の羽鳥(1976)や石橋(1976a)の結果を合わせて考えると地震断層は湾奥まで達していた可能性が強い。一方、1707年の宝永地震の場合は御前崎一帯が震度6であるのに対して湾奥ではやや震度が低く震度5程度となっている。湾奥の方が、海溝軸からの距離が小さいことを考えれば、これは地震断層が湾奥まで達していなかったとす

れば理解できる。しかも、この図で震度6と5の境界がEF線と大体一致することは興味深い。その後発表された宇佐美(1977)の震度分布でも大勢は同じである。前節までの議論を考慮すると、南海トラフ沿いの大地震はEF線の南側で頻繁に繰り返す、その一部が湾奥まで達するものと推定される。1854年の東海地震では湾奥まで破壊が起こったと思われるから、次の大地震では奥に達しない可能性が大きい。

本論文で述べた作業仮説の立場からは、活構造線EFを確認することは、伊豆・東海地域のテクトニクスや大地震発生の子測を進める上で極めて重要である。海底地形の精査、海底構造の調査、陸上の地形・地質の調査、地震の発震機構の検討などを、上述の観点から進めることが必要であり、また、水準測量や辺長測量による地殻変形の把握が必要なことはもちろん、地震観測点や地殻変動観測点をEF線周辺に適当に配置して観測を続けることも重要である。

謝 辞

本論文を草するにあたっては、多くの方々の熱心な御討論や貴重な示唆をいただいた。特に、萩原尊礼先生からは宝永地震の震度分布との関係について重要な御指摘を頂いた。また、中村一明助教授には原稿を通読していただき、多くの有益な御助言を頂いた。これらの方々に心から御礼申し上げます。

(追記) 本論文の印刷中、1978年1月14日伊豆大島西方海域に震央をもつ伊豆大島近海地震が発生した。校正にあたっては原文のままとし、手を加えない。今回の地震も1974年伊豆半島沖地震の発生によって活発化した同地方の一連の活動であると思われる。特に第9図Ⅲで、1974年の地震の結果大島から伊豆半島東部にかけて圧縮歪みが増大した地域として砂目で図示された地域で今回の地震(本震)が発生している。

文 献

- ANDO, M., 1974, A fault origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 19-32.
- 青木治三, 1977, 東海地方に於る大地震の可能性, 地震予知シンポジウム(1976), 56-68.
- 荒牧重雄, 1976, 東伊豆地域の火山活動のアセスメント, 地震予知連絡会報, **16**, 92-94.
- CARR, M. J., R. E. STOBER and C. L. DRAKE, 1974, The segmented nature of some continental margins, C. A. BURK and C. L. DRAKE (editors), *The geology of continental margins*, 105-114, Springer-Verlag, Berlin.
- 檀原 毅, 1968, 日本における過去60年間の上下変動IV. 中部地方, 測地学会誌, **13**, 66-74.
- 藤田尚美, 1973, 関東・中部地方における水平変動ベクトル, 地震予知連絡会報, **10**, 64-67.
- 萩原尊礼, 1970, 1854年の東海地震の震度分布について, 地震予知連絡会報, **3**, 51-52.
- 萩原尊礼, 1974, 1854年の安政南海地震及び1707年の宝永地震の震度分布について, 地震予知連絡会報, **12**, 143-145.
- 原田健久・井沢信雄, 1969, 日本の地殻の水平変動(多固定点による解), 測地学会誌, **14**, 101-105.
- 羽鳥徳太郎, 1976, 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録, 地震研究所彙報, **51**, 13-28.
- 石橋克彦, 1976a, 東海地域に予想される大地震の再検討, 地震学会秋季大会講演予稿集, 30-33.
- 石橋克彦, 1976b, 「伊豆東方線—西相模湾断層」と伊豆隆起の解釈, 地震学会秋季大会講演予稿集, 29.

- 海上保安庁水路部, 1976, 石廊崎至室戸岬海底地形図.
- 笠原順三・足沢定之・南雲昭三郎, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の余震観測報告—新島観測点—, 地震研究所速報, 14号, 69-76.
- 衣笠善博, 1976, 1974年伊豆半島沖地震と石廊崎地震断層, 地質学論集, 12号, 139-149.
- 気象庁, 1977, 駿河湾及び東海沖の地震活動について, 地震予知連絡会報, 17, 105-108.
- 国土地理院, 1976, 伊豆半島中部の地殻変動, 地震予知連絡会報, 16, 82-87.
- 国土地理院, 1977, 東海地方の地殻変動, 第37回地震予知連絡会資料.
- 京都大学防災研究所, 1974, 1974年南伊豆地震の発生機構, 地震予知連絡会報, 12, 101-106.
- 松田時彦・山科健一郎, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, 地震研究所速報, 14号, 135-158.
- 茂木昭夫, 1970, フィリピン海 of 海底地形, 地学雑誌, 79, 5号, 1-23.
- MOGI, K., 1970, Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 413-430.
- 村井 勇・金子史朗, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, 特に活断層及び小構造との関係, 地震研究所速報, 14号, 159-203.
- 大井田徹・山崎文人・飯塚 進・加藤 治・久保田隆二・清水 猛・杉井 茂・竹内一郎・野上清春・堀口寿彦, 1977, 駿河湾及びその周辺の微小地震活動 (その2), 地震学会春季大会講演予稿集, 34.
- SATO, H., 1975, Vertical crustal deformation accompanied Tonankai earthquake, 1944, *Bull. Geograph. Survey Inst.*, 21, Part 1, 10-18.
- 佐藤 裕, 1977, 測地測量による東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会地域部会報告, 1, 19-27.
- 関谷 溥・徳永規一, 1974, 遠州灘周辺の地震活動について, 地震予知連絡会報, 11, 96-102.
- 高橋 博・垣見俊弘, 1977, 伊豆半島東部の異常地殻活動, 地質ニュース, No. 270, 1-15.
- 高柳明夫・山川宜男, 1976, 伊豆半島周辺のテクトニクス, 地震学会秋季大会講演予稿集, 28.
- 東京大学地震研究所 (地震移動観測室・地震活動研究部門), 1976, 伊豆半島北東部の群発地震, 地震予知連絡会報, 15, 91-93.
- 津村建四朗, 1977, 伊豆半島の異常地殻活動と地震予知, 地震予知研究シンポジウム (1976), 46-55.
- 宇佐美龍夫, 1977, 静岡県を中心とした宝水・安政両地震, 地震予知連絡会報, 17, 84-88.
- 宇津徳治, 1975, 地震に先駆するP波速度変化地域の検出, 地震, II, 28, 435-448.
- 余震共同観測班, 1975, 伊豆半島沖地震とその余震の観測, 地震予知連絡会報, 13, 54-58.
- 地震予知連絡会東海部会, 1977, 東海部会報告, 地震予知連絡会地域部会報告, 1, 1-43.

21. *An Interpretation of the Recent Tectonic Activity
in the Izu-Tokai District.*

By Kiyoo MOGI,

Earthquake Research Institute.

Since 1970, it has been discussed that the Tokai district including the Suruga trough may be a potential region of a great shallow earthquake of thrust type, based on the seismicity and the crustal movement in this district. The 1974 Izu-hanto-oki earthquake of M 6.9 is the largest event which occurred in this district since the 1944 Tonankai earthquake. Following the 1974 earthquake, the eastern part of the Izu peninsula became tectonically active. Very recently, based on levelling survey and ocean tide-gage observation, the Geographical Survey Institute found that the rate of subsidence of Omae Saki located in the continental side of the Suruga trough increased appreciably since 1974. If the increase of rate of subsidence corresponds to a precursor of a great earthquake, it may be expected that the great earthquake will occur in the near future. In this paper, an interpretation of the recent tectonic activity including this increase of rate of subsidence is presented.

First, the existence of an active tectonic line (NW-SE) through the right lateral strike-slip fault in the 1974 Izu-hanto-oki earthquake is proposed. This tectonic line extends to the west coast of Suruga bay, passing through the trough. The existence of this tectonic line is strongly suggested by the submarine topography, including the right lateral displacement of the trough axis along the tectonic line, and high seismic activity along the tectonic line. The occurrence of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake and the recent tectonic activity in the Izu-Tokai district are discussed, from the standpoint of the plate tectonics related to the northern Philippine sea plate with the above mentioned active tectonic line.

The result suggests that (1) the increase of rate of subsidence at Omae Saki does not correspond to the precursor of a great earthquake, but was caused by the right lateral strike-slip of the above-mentioned active tectonic line at the time of the 1974 Izu-hanto-oki earthquake; (2) the rate of strain accumulation in the southwestern part of the Suruga (-Nankai) trough increased by the occurrence of the 1974 earthquake, but the rate of strain accumulation in the northern part of the Suruga trough has not changed. The above-mentioned tectonic line is a boundary between them; (3) the recurrence time of breaking along the trough is different for the northern and the southern parts of the Suruga trough; (4) the anomalous activity in the eastern part of the Izu peninsula following to the 1974 earthquake is also understood as a effect of the 1974 earthquake.