

1974年伊豆半島沖地震と石廊崎地震断層

衣笠善博*

1. ま え が き

1974年5月9日午前8時33分ごろ伊豆半島南端部を中心とする地域で強い地震を感じた。この地震は「伊豆半島沖地震」と名づけられ、地震後さまざまな調査が行なわれた。そのなかでも地表調査で岩盤を切る地震断層が見い出されたことによって多くの人の注目を集めた。この地震断層は前もってリニアメントが記載されていた場所に一致した。地震断層の変位のセンスは発震機構から求められたものとよく一致し、余震の分布は地震断層とその延長部に集中した。またこの地震断層は明瞭な余効的運動をとまなっていることが明らかにされた。

「断層と地震」のシンポジウムにあたり、なにがしかの役割をはたすことを期待し、公表された文献と筆者が共同研究者とともにやってきた調査・観測の結果にもとづいて、伊豆半島沖地震と石廊崎地震断層に関するこれらの事象を紹介した。小論ではシンポジウムでの内容に、その後公表になったいくつかの文献をつけくわえた。

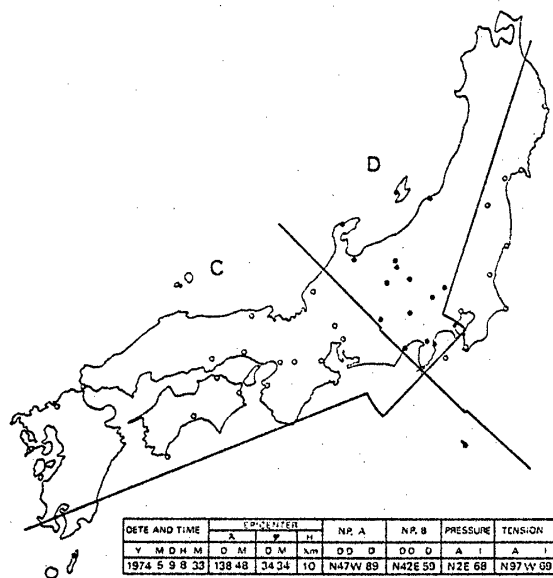
シンポジウムおよびこの論集への執筆にあたって大阪市立大学藤田和夫氏、神戸大学杉村新氏からは終始あたたかいはげましをいただいた。新潟大学植村武氏、横浜国立大学太田陽子氏、東京大学地震研究所中村一明氏、京都大学田中豊氏からは貴重なご意見をいただいた。石廊崎断層の調査は地質調査所垣見俊弘氏、宮沢芳紀氏と共同で行なっており、小論の内容も両氏に負うところが大きい。これらの方々に厚くお礼申しあげる。

2. 伊豆半島沖地震とその余震

震源は気象庁の定常観測網によって東経138°48′、北緯34°34′、深さ10kmで、マグニチュードは6.9と決定された(気象庁地震課・地震活動検測センター, 1974)。その後余震活動の共同観測が行なわれ、各観測点のstation correctionが求められ、本震の震源が再決定された。それによると震源は東経138°47′57″、北緯34°37′57″、深さ9kmである**(余震共同観測班, 1975)。いずれの値をとるにしても、震央は後述するNW-SE

方向に伸びた余震域のほぼ中央に位置する。

本震の発震機構は気象庁の観測網のデーターを使って解析されたもの(気象庁地震課・地震活動検測センター, 1974. 第1図参照), WWSSNのデーターによるもの(牧, 1974), 気象庁とWWSSNの両方によるもの(京大防災研究所地震予知計測部門), 気象庁, NOAA, 微小地震観測所のデーターを使ったもの(牧, 1974)などが発表された。



第1図 1974年5月9日伊豆半島沖地震の震央と初動の押し引き分布。白丸とCは compression, 黒丸とDは dilatation を示す(気象庁地震課・地震活動検測センター, 1974)。

互いに多少の差違はあるが、N47°~52°Wの走向で北傾斜75°~90°と、N38°~52°Eの走向で49°~72°北傾斜の2つの nodal plane が求められる四象限型であり、主圧力軸はほぼ南北である。

伊豆半島周辺に起きた地震の発震機構の解析は ICHIKAWA (1970, 1971), 牧 (1974) によってなされているが、牧によると、この地域での発震機構はほとんどすべて横ずれ型(四象限型)であり、主圧力軸の向きから、南北のものと、北西-南東のものに大別される。前者は伊豆半島とその北西延長部に、後者は相模湾~伊豆諸島北部地域に震源をもつ地震に見られる。

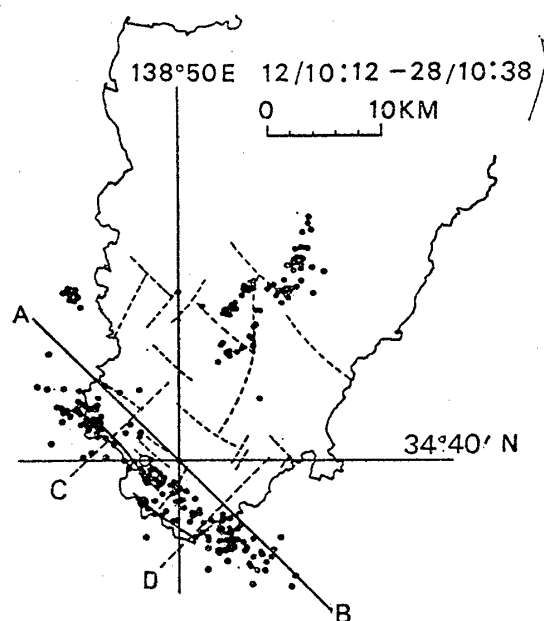
前述のように、今回の地震の主圧力軸はほぼ南北であ

* 地質調査所地質部

** 畑 (HATA) 観測点の走時が異常に遅れているので、これを除いて求められた値。畑を含めた場合の震央は第2図の白丸の位置となる。

り、主圧力軸の方向による分類では前者にあたり、伊豆半島で今まで求められた発震機構と異なるものではない。

余震の観測は多くの機関によって行なわれた。第2図は共同観測班によって決定された余震の分布である。図から明らかなように、余震は石廊崎を通過して NW-SE 方向に伸びた分布をする一群と、天城山周辺の一群に分けられる。



第2図 余震分布。5月12日10時12分から5月28日10時38分の間に起きた余震。大きな黒丸および白丸は推定された本震の震央（余震共同観測班，1975）。

石廊崎周辺の一群は、精度よく震源が決定できるようになった5月12日以後図の余震域の南端部と北端部に集中していたが、その後中央部の余震活動も次第に活発になり、全域が埋められ、NW-SE 方向に伸びた分布をとった。

初動の重ね合わせによる押し引きの分布は本震の発震機構と同様の南北圧縮を示す（余震共同観測班，1975）。

本震直後からの余震活動の推移は地震研究所の定常観測網によってとらえられた。それによると、9日中は前述の石廊崎周辺のグループがほとんどであり、10日に松崎東方にやや目立った活動があり、その後11日の午後8時頃から天城山周辺の活動が急激に活発になった。さらにこの天城の活発化と期を同じくし、それまで順調に減少していた石廊崎周辺の活動が再び活発化した（中村ほか，1974）。天城山周辺の地震の初動の重ね合わせによる押し引きの分布は石廊崎周辺の余震のそれとほぼ同じである（余震共同観測班，1975）。

このように石廊崎周辺の余震活動と天城山周辺の地震活動には密接な関係があるが、天城周辺の活動を、伊豆半島沖地震の直接の余震とする見方や、まったく別の原因による群発地震が偶然重なったとする見方よりも、共役な断層の活動とする見方（石橋・山科，1975；木股・宮島，1974）や、本震の活動によって隣接地域に歪変化や応力集中が生じ、これが解放されることによる地震活動（余震共同観測班，1975；唐鎌ほか，1974）と考えられている。

南雲ら（1974）は本震直後の余震の輻射パターンに二種類あることを見出した。それによると、余震のなかに P 波の立ちあがり鋭く、P 波と S 波の振幅がほぼ同程度の余震と、P 波の立ちあがりあまり鋭くなく、振幅も S 波の $\frac{1}{4}$ 程度と小さい余震がある。このような、一連の余震の中での輻射パターンの変化の原因として、共役な断層の活動を考えるのが妥当であるとされている。

余震域の広がりから断層* の大きさを $25 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ と仮定し、その中央から破壊が始まった bilateral faulting とすれば、モーメントは $1.1 \times 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ 、平均変位 1 m 、応力低下 57 bar が求められ、理論波形と観測波形がよい一致を示す（京大防災研究所地震予知計測部門，1974）。

3. 地震断層

地震断層**は石廊崎部落の東海岸から、大規模な崖崩れで多くの死傷者を出した中木部落の東を経て、入間部落への伸びる石廊崎（主）断層***がもっとも顕著である。

入間から北へは、富戸の浜の東方では北落ち $15 \sim 25 \text{ cm}$ で右横ずれの明瞭な断層変位が認められており（垣見・衣笠，1975），さらに吉田部落の道路でも断層の延長を思わせる地割れが認められている（村井・金子，1974）ことから、この断層は方向を変えることなく、北西へ延びていると考えらる。

当初石廊崎（主）断層は入間部落の西で方向を変え、三坂富士へ延びると考えられた（村井，1974；垣見，1974-a, b；松田・山科，1974）が、富戸の浜への延長が明らかにされたので、三坂富士へ延びる部分は、主断層からの分枝とし、村井・金子（1974）に従って、入間断層と呼ぶのが妥当であると考えらる。

石廊崎付近では主断層に平行して、北側と南側にやや顕著な副断層、すなわち、石廊崎北断層と石廊崎南断層

* 地震学でいう断層 (seismic fault)

** earthquake fault, earthquake surface fault.

*** 断層名は主として垣見・衣笠（1975）に従う。

(松田・山科, 1974) が生じた。

さらに子浦でも小規模な右横ずれ断層が認められており(村井, 1974), 松田・山科(1974)は子浦断層と呼んだ。

石廊崎(主)断層は, 前述の富戸の浜から, 石廊崎東海岸まで, 少なくとも 6 km の延長をもち, その南東は海中に没する。平均的な走向は $N52^{\circ}W$ で, 個々の露頭での走向はこの平均走向に対し $\pm 20^{\circ}$ 程度の範囲でばらつく。傾斜は $51^{\circ}NE \sim 77^{\circ}SW$ の範囲にあり, 概して垂直に近い急傾斜を示す露頭が多い(第1表参照)。

この平均的な走向・傾斜は, 前述の発震機構の解析から求められた nodal plane のうち, NW-SE の面の走

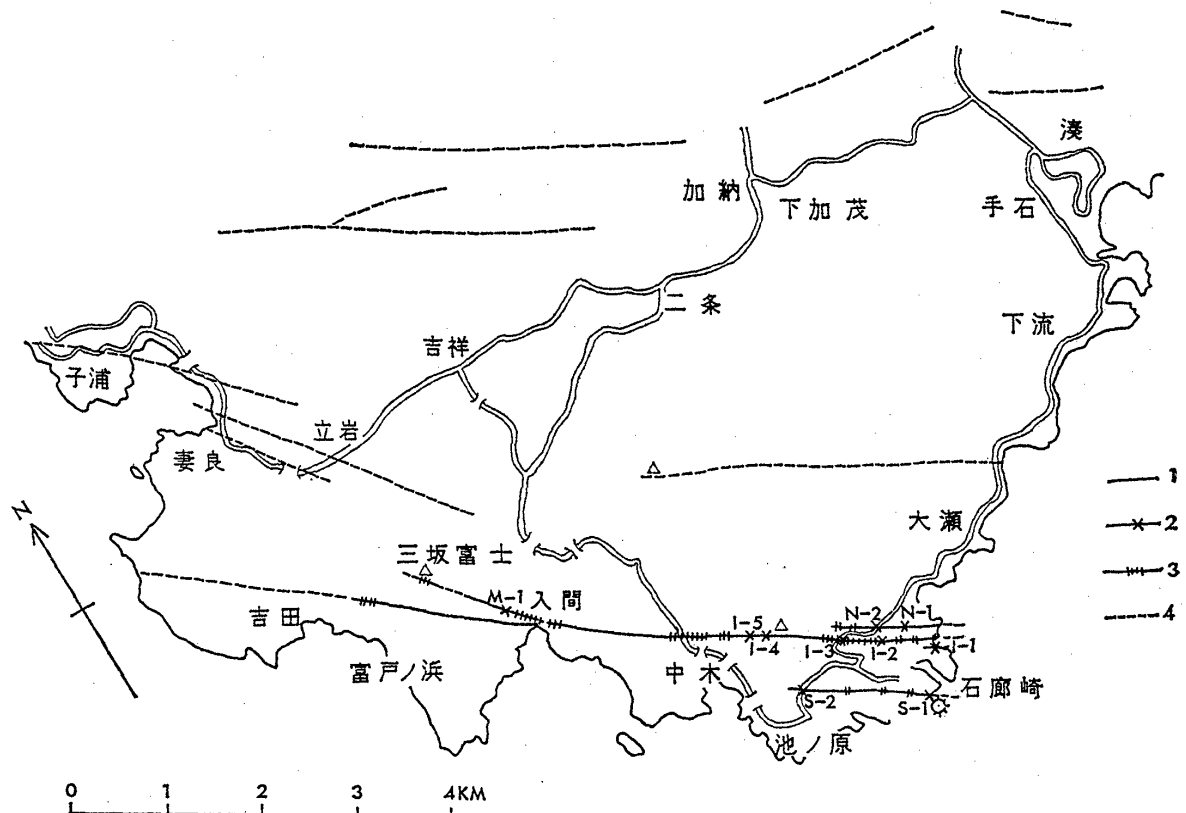
向・傾斜, すなわち, 走向 $N47^{\circ} \sim N52^{\circ}W$, 傾斜 $75^{\circ} \sim 90^{\circ}NE$ とよく一致する。またこれらが余震域の伸びの方向(天城山周辺を除く)ともよく一致することは第2図からも明らかである。

個々の露頭での変位は第1表に示すようにおおそ右ずれ成分2に対して北下がり成分が1であり, 断層は垂直成分を持った右横ずれ断層といえる。

断層が岩盤を切る露頭では, 断層面はきわめて平滑であり, 露頭面での形状は直線状である。また大規模な破砕帯や shear zone をともなうことはなく, 多くの場合数 mm $\sim$ 2 cm 程度の厚さの粘土フィルムをはさんでいる。

第1表 地震断層の諸元。露頭の記載は岩盤を切る露頭に限る

露頭番号	位置	走向・傾斜	変位量 (cm)	条線の方向 ・プランジ	断層面の性質・その他
石廊崎(主)断層。平均走向 $N52^{\circ}W$, 延長 6 km (東海岸から富戸の浜北東まで)					
I-1	石廊崎東方海岸	$N80^{\circ}W, 51^{\circ}NW$	右ずれ10~15 北下がり?	ほぼ水平	シャープな面, わずかにカーブ 主断層とはつながらない?
I-2	石廊崎部落東部	$N76^{\circ}W, 80^{\circ}SW$	右ずれ 32 北下がり 13	SE, $25^{\circ} \pm$	平滑な面, 1 cm $\pm$ の粘土をはさむ 条線は「へ」の字形に屈曲
I-3	石廊崎部落北西端	$N52^{\circ}W, 85^{\circ}S \sim$ 垂直	右ずれ 40 北下がり 15	SE, $30^{\circ} \pm$	シャープな面, わずかにカーブ 2~3 cm, の粘土をはさむ。岩石は強風化
I-4	石廊崎一中木間の山道, 峠	$N53^{\circ}W, 82^{\circ}NE$	右ずれ42~45 北下がり 17		平滑な面, 数 mm の粘土をはさむ 両盤の岩質異なる
I-5	石廊崎一中木間の山道, 峠の北西	$N36^{\circ}W, 77^{\circ}SW$	右ずれ ? 北下がり 20	SE, 28°	平滑な面, 2 cm $\pm$ の粘土をはさむ 下盤側は崩落
入間断層。平均走向 $N40^{\circ}W$, 延長 1.4 km (入間から三坂富士まで)					
M-1	入間北西部, 三嶋神社西	$N46^{\circ}W, 73^{\circ}SW$	右ずれ 42 北下がり 24	SE, $28^{\circ} \sim 30^{\circ}$	平滑な面, 1~3 cm の粘土をはさむ 周辺に小断層多い(NNW-SSE)
石廊崎北断層。平均走向 $N65^{\circ}W$, 延長 1.1 km (東海岸より石廊崎一北西山地まで)					
N-1	石廊崎バス停一東海岸の山道, 峠	$N55^{\circ}W, 80^{\circ}NE$	右ずれ10~12 北下がり 3	SE, 15°	平滑な面, 3~4 mm の粘土をはさむ 両盤の岩質異なる
N-2	石廊崎国民宿舎北西	$N74^{\circ}W, 83^{\circ}SW$	右ずれ 10 北下がり 5 $\pm$	SE, $10^{\circ}?$	平滑な面, 開口 7 cm (急傾斜地のため地震後に開口?)
石廊崎南断層。平均走向 $N60^{\circ}W$, 延長 1.2 km (東海岸より池の原まで)					
S-1	石廊崎測候所東の入江, 最奥部	$N65^{\circ}W, 87^{\circ}SW$	?		平滑な面, 崩壊のため変位量不明
S-2	石廊崎一中木間の県道の切り通し(池の原東方)	$N54^{\circ}W, 80^{\circ} \sim 77^{\circ}SW$	右ずれ 10~ 北下がり ?		シャープな面, わずかにカーブ



第3図 地震断層と活断層の位置図. 1:地震断層の軌跡, 2:同, 岩盤を切る露頭. 露頭番号は第1表のそれと同一, 3:地割れなど地表に変位の認められたところ, 4:村井・金子 (1973) が示した活断層.

この粘土フィルムの上に断層の動きを示す条線が観察された. 石廊崎部落東の民家の裏の露頭 (第1表 I-2, 第3図 I-2 地点) では「へ」の字型に屈曲した条線が見られた. 断層の変位のセンスは右ずれ北下がりであるから, この条線の屈曲から, 断層ははじめのうちより水平に近い変位をし, その後垂直成分を増したとも考えられる. この露頭での平均的な条線のプランジは南東へ 25° である. 石廊崎部落北西端近くの露頭 (第1表 I-3 第3図 I-3 地点) では, 条線は直線的で南東へ 30° プランジしている. 条線の南東へ $25^\circ \sim 30^\circ$ のプランジは, 断層の変位が右ずれ北下がりであり, その比がおおよそ 2:1 であることと矛盾しない.

断層が道路や畑地を通る場合は雁行性の亀裂帯となっていた. 個々の亀裂の走向の多くは, 断層の一般的な走向よりも北に偏しており, 「杉形」の雁行をしている.

第3図 I-1, I-2, M-1 などの地点では, 地震断層として変位した部分のごく近くに, これと平行する断層～割れ目があるにもかかわらず, それらは今回の地震では変位をしていない. 今回の地震断層の出現は, 断層の両盤の岩質の差異から, 既存の断層の再活動であるに

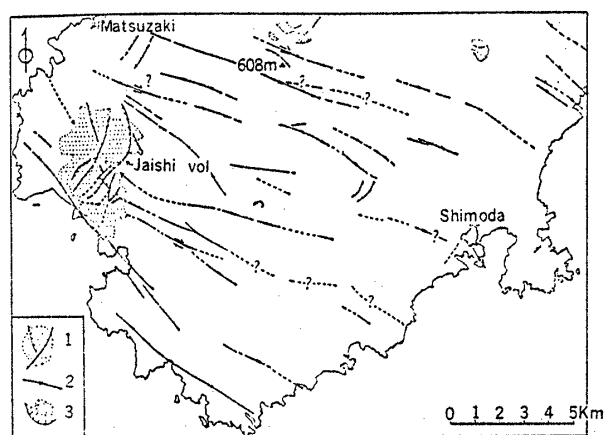
違いないが, 近くにある平行でほとんど同様の性質とも見られる断層とのいかなる差異によって, 地震断層として変位する断層と, 変位しない断層に分かれたのかは明らかでない.

4. 活断層

村井・金子 (1973) は伊豆半島南部において地形学的な面から活断層の検討を行ない「伊豆半島南部では NW ないし WNW 方向の著しい地形上の直線状構造が見られ, 一部は活断層と考えられる. これらの直線状構造にそって, 一部に山稜や水系の系統的屈曲が認められ, 低断層崖や小地溝が発達しており, 比較的最近に活動したことは明らかである」とのべ, 活断層分布図を示した (第4図). 石廊崎 (主) 断層はこの図で, 石廊崎一入間一吉田間に NW-SE 方向に引かれたリニアメントに一致した.

地震後, 彼らは伊豆半島全域にわたる活断層の分布を明らかにするとともに, 石廊崎 (主) 断層* について詳細な地形学的検討を行なった. 主要な山稜の offset は

* 村井・金子 (1974) は, 地形学的な証拠から石廊崎から入間を経て吉田へのびる活断層を石廊崎断層とよび, そのうちで地震で変位した石廊崎一入間のあいだを石廊崎地震断層と呼んでいる.



第4図 村井・金子(1973)が地震に先立って示した南伊豆の活断層. 1: 蛇石火山を切る新らしい conjugate fault system, 2: lineament, 3: 崩壊地と堆積物. 矢印は活断層にそう strike-slip

200~300 m (右ずれ)に達し、水系が断層を北東側から南西側へ横切の場合、断層の北東側で水系の幅が埋谷堆積によって広がっている。また断層の傾斜は地表面での trace の形から見て、直立ないし北東へ急斜していると考えられる(村井・金子, 1974)。これらのことは、この活断層の変位が右ずれ・北下がりであることを示し、地震断層の走向・傾斜や変位のセンスと調和する。

松田(1975)はこの活断層の運動による谷の屈曲量から、平均変位速度 $0.1 \sim 1 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ 、固有地震規模 $M = 6.9 \pm$ 、地震周期 1,000年±を求めた。

南伊豆には上述のように NW ないし WNW 方向の活断層～リニアメントの発達がいちじるしいが、これと共役をなすと思われる NNE-SSW 方向のものも知られている。蛇石火山を切る断層(村井・金子, 1973; 星野ほか1975)は垂直変位が卓越する活断層であるが、松崎東方約 3 km のところを NNE-SSW に走る門野断層は左ずれの変位地形が明瞭であり、松崎西方、南方にも左ずれの変位地形をもつ活断層が認められている(星野ほか, 1975)。

地震断層からはなれていながら、余震活動が活発であった天城山付近にも NNE-SSW の活断層が推定されている(石橋・山科, 1975)。

伊豆半島北部には走向が NNE ないし N-S で左ずれの活断層(丹那断層)と WNW-ESE の右ずれ活断層(姫ノ湯断層など)があり、共役をなしている。この点では半島南部と同様であるが、南部では石廊崎断層に見られるように右ずれの断層が主であるのに対し、北部では左ずれの丹那断層が主役をなしている。このことは活断層の活動の地域性という面で興味深い。

5. 段丘変形

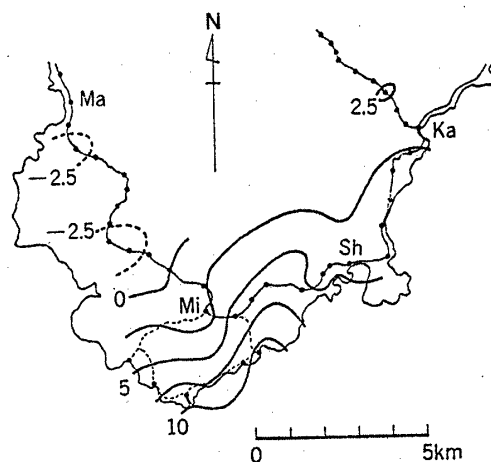
伊豆半島南部の海成段丘は、坂本・磯部(1975)の調査によると、低位面から爪木崎面 ($20 \text{ m} \pm$)、須崎面 I ($40 \sim 50 \text{ m}$)、須崎面 II ($60 \sim 80 \text{ m}$)、上ノ山面 ($100 \text{ m} \pm$) に分けられる。坂本らは須崎面を南関東の多摩面に相当すると考え、この須崎面の高度分布を図示し、傾動や曲隆を示すほどに高度差がないことから、更新世中期以降、南関東や東海地方に比べて伊豆半島南部は相対的に安定であったとのべている。

伊豆半島全域についても、YOSHIKAWA *et al.* (1973)によると、段丘面は全般的に南東に高く、北西に低い傾向が認められるが、その傾動量はごくわずかである。

安藤の調査* によると、西南日本太平洋岸の 12.5×14^4 年の面(下末吉面相当の面)は一般に $1.2 \sim 5.6 \times 10^{-8}/\text{年}$ の傾動速度で北西～北北西に傾いているのに比べて、伊豆半島では北北西に $0.3 \times 10^{-8}/\text{年}$ と傾動速度はいちじるしく小さい。

縄文海進時に形成された段丘面の高さは、杉村(1972)によると、場所によって $4 \text{ m} \sim 8 \text{ m}$ となるが、半島全体としてみれば、傾動を示すほどの系統的な高さの差はなく、他地域に比べて安定しているといえる。

段丘面の傾動との関連で興味深いのは、地震時の上下変動である。檀原(1975)は国土地理院の水準測量の結果(国土地理院測地部, 1975)と、地震研究所測地移動観測班(1975)による南伊豆町南部の漁港水準点および下田検潮所付属水準点の測量結果を使って、伊豆半島南端部をも含めた地震にともなう上下変動を求め、地震にともなう北西への傾動を生じたことを明らかにした(第5図)。



第5図 地震に伴った上下変動. 単位 cm. (檀原, 1975).

* 杉村(1972)による安藤の未公表資料

しかしながら、この上下変動の分布は地震断層の垂直成分が南西上がり、北東下がりであったこととは不調和であり、dislocation theory による断層モデルから期待される上下変動もこの北西下がり傾向を説明しそうもない。

6. 地 質 構 造

伊豆半島はグリーンタフ地域に属し、新第三紀以来活発な火山活動が続いた地域であり、第四紀に入っても多くの火山の活動の場となっている。

基盤を構成する岩石は、地表で見られるものに限って言えば、大きく湯ヶ島層群（中新世前期）と、その上位の白浜層群（中新世中期）に分けられてる。前者は火山性堆積物を主とし、いわゆるグリーンタフ変質を受けた地層であり、後者は火山性堆積物と、連続性に乏しい碎屑岩類からなる。このような事情に加えて、局所的な熱水変質を受けていることや、半島北部では第四紀の火山におおわれていることが地質構造の解析を困難にしていた。

湯ヶ島層群は半島中部から北部にかけて分布しており、長谷（1975）の調査によると、この湯ヶ島層群の褶曲構造は NE-SW 方向の軸をもっており、半島北部ではこの褶曲軸の方向はより N-S に近くなり、南部のものほど NE-SW 方向に開く。

半島北部にはこの N-S に近い褶曲軸と平行する断層が見られる。1930年の北伊豆地震で活動した丹那断層もその一つであり、基盤の褶曲構造と深いかかわりあいをもつ断層と考えられる。

半島中部から南部にかけては、主として上位の白浜層群が広く分布するが、前述の褶曲作用はこの白浜層群にもおよんでおり、NW-SE 方向の胴切断層が発達している。これらの構造は垣見・衣笠・木村（1973）の構造図にも明らかに示されている。

半島南部で観察される小断層のうちもっとも優勢なのはこの NW-SE 方向の胴切断層と平行する断層であり、次いで N-S に近い走向の小断層が発達している（村井・金子，1974）。

半島南端の石廊崎周辺では安山岩の火山角礫岩を主とする白浜層群が広く分布する。角（1958）はこれを二分し、下位を石室崎安山岩類、上位を須崎安山岩類とした。これらの安山岩類は水中溶岩の種々の岩相をなし、一部には pillow に似た岩塊を含むことがある（三村・小野・衣笠，1975）。石廊崎周辺での地層の走向は NW-SE 方向で SW にゆるく傾斜する。

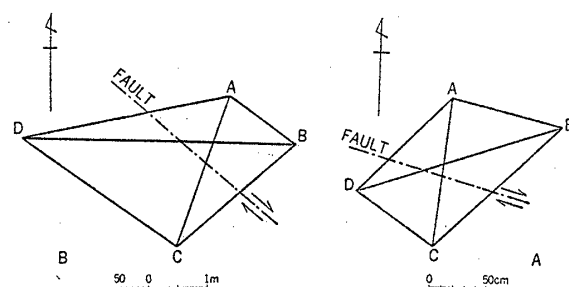
白浜層群は上にのべたように岩相変化がはげしく連続

性に乏しいため、石廊崎断層の“地質断層”としての評価は困難ではあるが、石廊崎周辺では断層の両側の岩相の差から 100 m を超す北落ちの変位も考えられている（垣見・衣笠，1975）。鈴木（1975）は石廊崎断層の走向にそう急傾斜帯を想定し、基盤ブロックの境界をここに求めたが、これを支持する現象を筆者は見つけることができなかった。

石廊崎の西方約 1 km のところにはアルカリ橄欖石玄武岩の溶岩とその碎屑物の噴石丘が記載されている（角・前田，1974）。

7. 地震断層の余効的運動

伊豆半島沖地震と石廊崎断層にとって注目されるべき特徴の一つに地震断層が明瞭な余効的運動を続けていることが明らかにされたことがあげられよう。余効的運動は前述の石廊崎（主）断層上の 2 カ所に設けられた一辺が 1~5 m の長さの四角形測点網で測定された（第 6 図）。



第 6 図 余効的運動測定のための測点網の図形。
A および B はそれぞれ第 3 図 I-2、
I-3 地点に設置された。

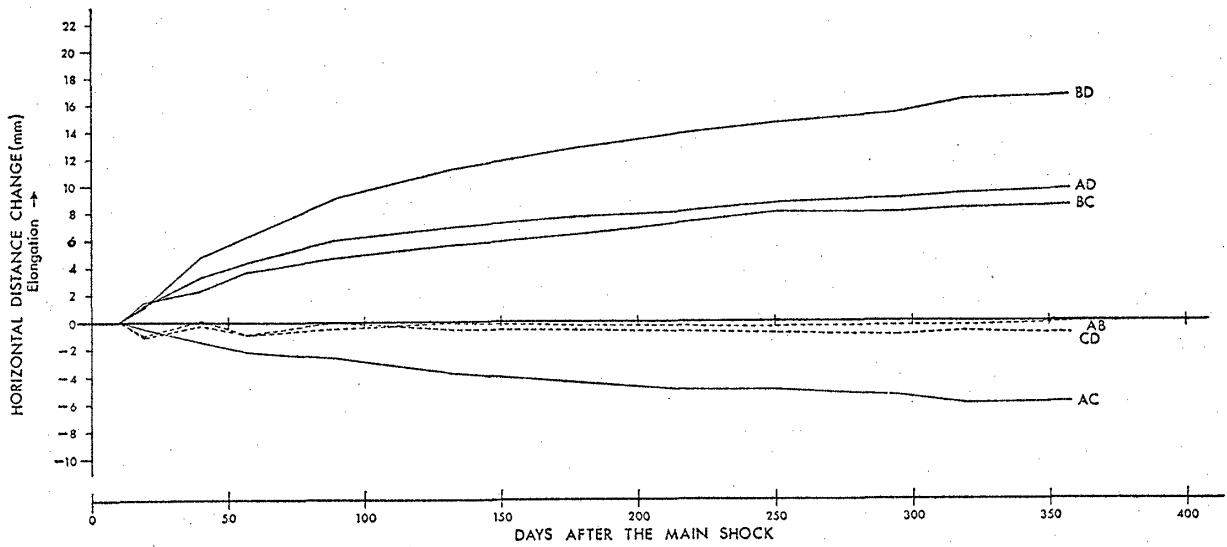
四角形の 4 つの角にあたる点に真鍮またはステンレス製の指標を直接岩盤にうめ込み、対角線を含む 6 辺を鋼製基線尺（測定の初期はよく検定されたハガネ巻尺）を用いて測定した。高低差はステンレス製の標尺を用い自動レベルで求めた。

測定値に温度補正を加え、岩崎の示した方法* によって網平均を行なった。網平均を行なう前の角の閉合差を 2' 以内におさめるようにつとめ、いちじるしくこれをこえるときには再測した。網平均による補正値はもっとも長い辺で 0.2 mm 以内である。

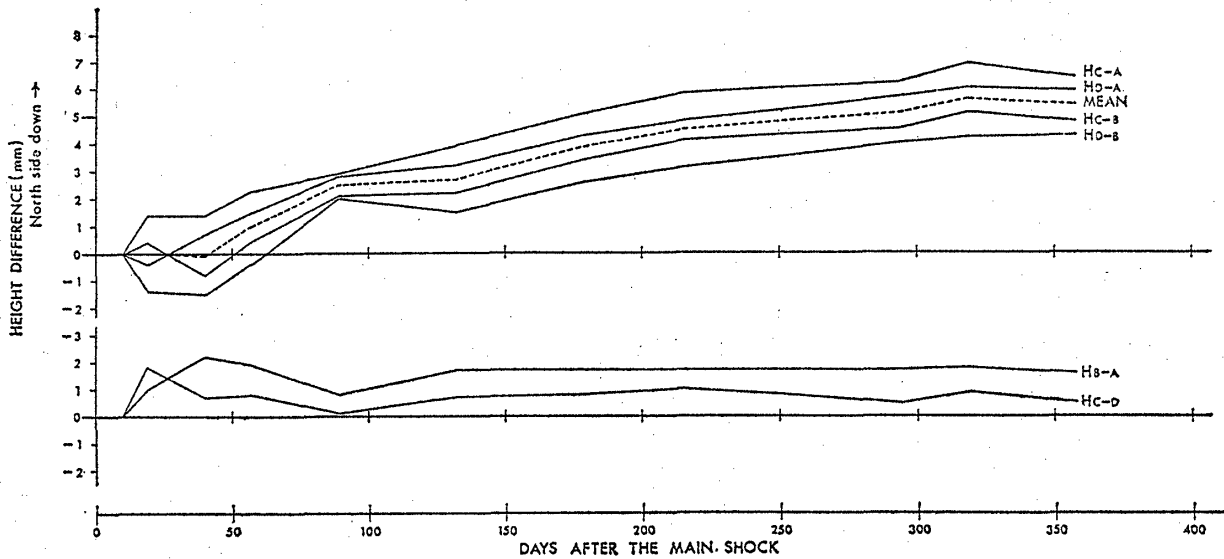
測定結果の一部を第 7~10 図に示す**。第 7 図は石廊崎部落東部の測点網 A（第 6 図）における水平辺長の変化を示す。この図のなかで断層をまたがない測線 AB と CD の辺長の変化を点線で示したが、これらは変化

* 具体的な計算式は鈴木（1974）によって引用され、公表されている。

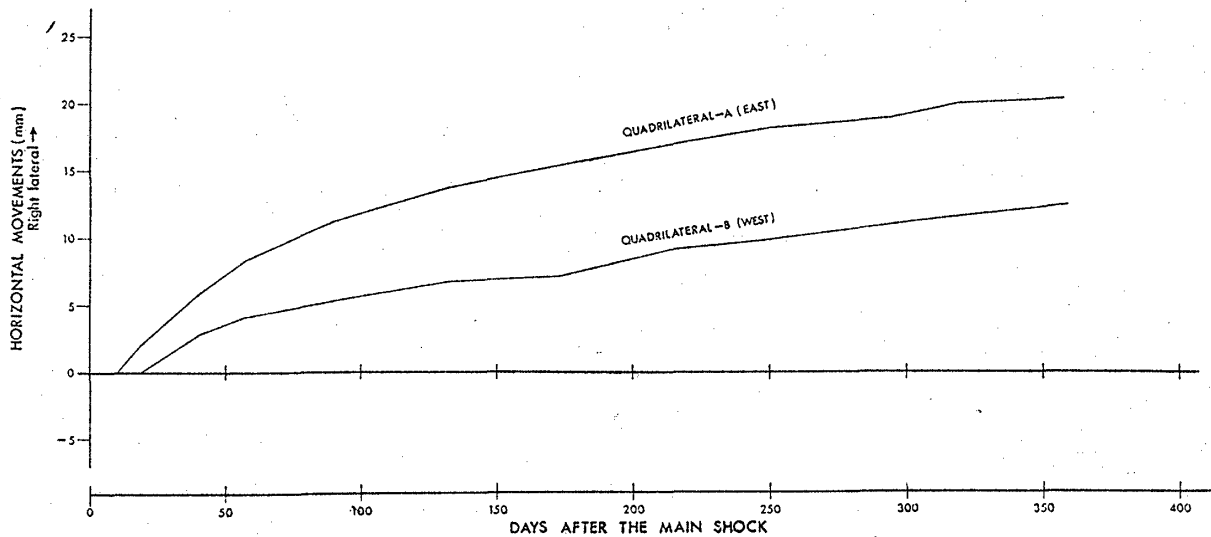
** 小論では主として測点網 A についてのべる。測点網 B を含む全体の結果は宮沢・衣笠（1975）によって公表されている。



第7図 測点網Aにおける辺長の変化。5月19日を基準とした値。



第8図 測点網Aにおける2測点間の高度差の変化。5月19日を基準とした値。



第9図 断層にそって水平移動量の変化。A, B はそれぞれ5月19日, 28日を基準。

量も小さく、その変化の様子も地震後の経過日数に依存しない。

断層の走向と鋭角（断層の走向から時計回りに計て）をなす辺 AC は縮み、鈍角をなす BD, AD, AC の3辺は伸びている。そして伸びあるいは縮みの量は地震後の経過日数の増加とともに増加している。このような辺長の変化は断層の右ずれの変位によって説明される。

第8図に測点間の高さの差の変化を示す。図の下半は差を求めた2測点間が断層をはさまない場合であり、上半が断層をはさむ場合の変化を北下がりの方を正にとってあらわした。辺長の場合と同様に、断層をはさまない場合の変化量は小さく、また日数に依存しない。断層をはさむ場合の変化は、断層が地震後も北下がりの変位を続けていることを示している。地震後約1年間でその量は5.4 mm（測点網 A）～1.7 mm（測点網 B）である。

水平辺長の変化から断層にそう水平変位量を求めることができる（算出方法は宮沢・衣笠・垣見、1975による）。A・B 両測点網での水平変位量の推移を第9図に示す。両測点網とも右ずれの変位をつづけており、地震後約1年間で20 mm（測点網 A）～12 mm（B）変位している。

垂直・水平変位量と断層面の傾斜角から断層の実移動が求められる。第10図に測点網Aでの断層面上における実移動の軌跡を示す。図の右上は地震時の断層の変位と断層面上に刻まれた条線を示す。実移動の軌跡には多少の凹凸があるが、移動のセンスは地震時の変位と同じである。条線が大きく曲がっており、地震時の変位が直線状の変位でなかったとも考えられることから、地震時の変位と地震後の余効的変位はよく一致しているといえよう。

やや広域的な地殻変動は、静岡大学・地震研究所・国土地理院によって調査がなされた。これは国土地理院が設置した「南伊豆放射基線」を光波測距儀を使って基線

長の変化を測定することによって行なわれた。

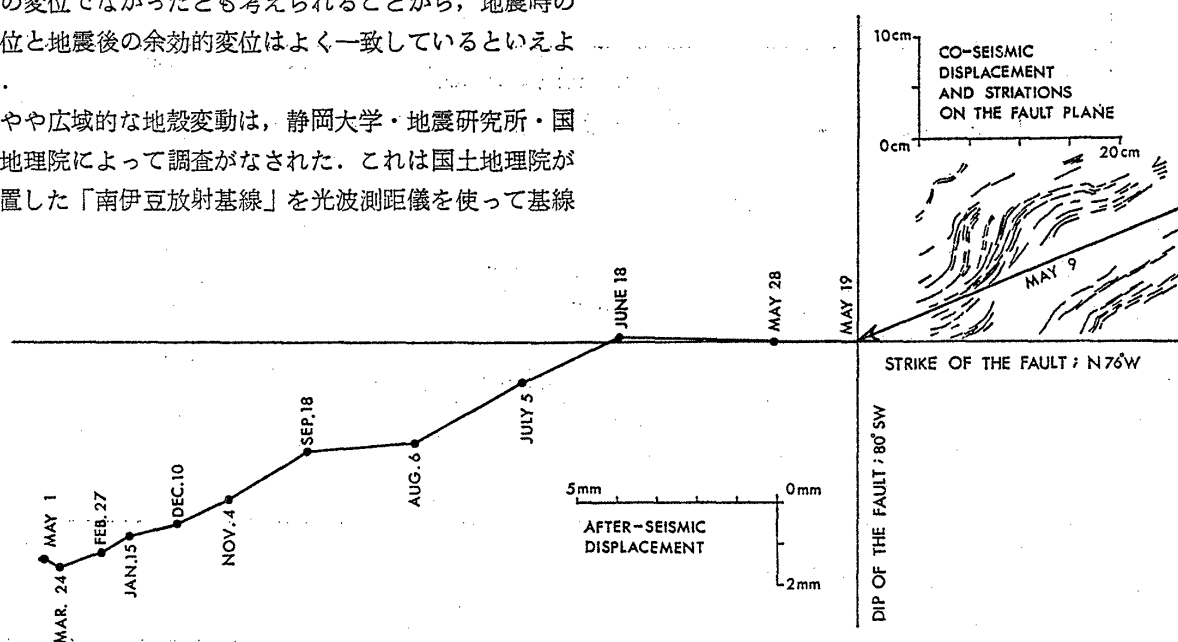
測定は1973年2月、74年6月、75年2月の3回行なわれ、その結果、地震を含む期間（73年2月～74年6月）に伸びた辺はその後（74年6月～75年2月）も伸び、縮んだ辺はその後にも縮んでいることが明らかにされた（国土地理院地殻調査部、1975）。この基線長の変化の持つ意味については何ものべられていないが、伸縮のセンスが地震を含む期間とその後の期間で同じであるという点で興味深い。

8. 地震性地殻変動の phase と余効的運動

地震に起因する地殻変動は地震性地殻変動と呼ばれる。MESHERIKOV (1968) はこれを、地震前後の定常状態を含めて、 α (steady state), β (pre-earthquake shift), γ (earthquake shift) の3つに区別した。LENSSEN (1971) は γ に引きつづいて δ (post-earthquake shift) が存在することをのべた。FUJITA and FUJII (1973) はさらに、 β を β_1 (state of dilatancy), β_2 (unstable state) に区別し、 γ を $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ に分けそれぞれを pre-seismic slip, co-seismic slip, post-seismic slip と呼んだ。また彼らは δ を transient state と呼んだ。

これらとは別に NASON (1969) は地震後も引きつづく地震断層の変位を after-slip と呼んだ。この after-slip は、その定義にしたがえば、FUJITA らの $\gamma_3 + \delta$ に相当する。また小論でのべた石廊崎断層の余効的運動もこの after-slip である。

FUJITA らは実例をあげておらず、それぞれの phase



第10図 石廊崎断層の実移動（測点網 A）。断層面上に投影した本震にともなう実移動（右上）と余効的な実移動（左下）。右上のスケッチは断層面上で観察された条線。

での地殻変動の様子は明らかではない。石廊崎断層の after-slip の中で r_3 と δ が区別できるのであろうか、また δ と α の区別は何によってなされるのであろうか。

衣笠 (1975) は石廊崎断層の after-slip のうち水平変位の推移を

$$S = a_0 + a_1 \log T \quad \dots\dots\dots(1)$$

(S : 水平変位量, T : 地震後の経過日数)

で近似した。そして同時に経過日数がおおよそ60日以後についてはこの式はよくあてはまるが、それ以前では実測値の方がやや大きくなることをのべた。

この初期における実測値との差は、近似式を

$$S = a_0 + a_1 \log T + a_2 1/T \quad \dots\dots\dots(2)$$

とすることによってうめられる (第3項を $1/T$ にしたことには物理的意味はない)。

近似式として (2) 式を用いることによって、見かけ上、地震の直後には急激に after-slip が進行し、その後は (石廊崎断層の場合は約60日) で第3項は無視し得るほどに小さくなる。さらに日数が経過すると、多少の T の増加は S にほとんどひびかず、 S は見かけ上一定値ないしは T の増加とともにわずかに増加するような定常状態が期待される。したがって Fujita らの r_3 , δ , α は見かけ上の区別であり、地震後の断層の運動は、上にのべたような一つの式で近似される一連の運動であるとも考えられる。

しかし筆者らが測定を開始したときはすでに地震後10日も過ぎており、地震直後のデータを欠いていることや、その後の測定もわずか1年と短いため、これ以上の議論はさしひかえるべきであろう。

地震予知という面では β を適格にとらえることが不可欠であるが、そのためには α はもちろんのこと、地震性地殻変動の全体像を得る必要がある。この点において、after-slip の測定は単なる“地震の後始末”ではなく、積極的な意義があると考えたい。

9. む す び

シンポジウムおよびこの小論を準備するにあたってできる限りの文献に目を通し、紹介するようにつとめたが、力およびそれがかねなかつた部分がある。たとえば strain step に関する笠原ら (1974) の研究は地質学にとっても重要な情報をもたらしたし、山崎 (1974) の地電流の結果は地震予知の上から重要視されるべきであろう。

さらに小論では、与えられたスペースの関係から、地盤災害については扱わなかったが、地震予知の最終的な

目標が地盤災害の軽減にあるとしたら、これこそを最初に取りあげるべきであったかも知れない。地盤災害を含めた総合的な災害調査が地震の直後間髪を入れずに静岡大学によって行なわれ、地元住民の必要以上の不安を軽減し、災害復旧に指針を与えた。またわれわれの調査にも大いに参考となった。小論では直接引用することができなかったが、このような機敏で当を得た調査には敬意をはらいたい。

地震に関する研究は大きな地震のたびに段階的に進歩をしてきた。このことは1880年の横浜地震を契機に日本地震学会が設立され、1891年の濃尾地震によって震災予防調査会ができ、それは1923年関東大地震によって地震研究所へと発展した例を見るまでもないであろう。

今回の伊豆半島沖地震によってどのような進歩がもたらされるかを予測することは筆者の力のおよぶところではないが、ここにのべてきたように、今回の地震が地震断層をともしない、地震学的な現象と断層の動き、さらに地質構造とのあいだにかなり明確な関連があったことが特徴としてあげられる。そしてこのことは地震に関する研究の発展にとって一つの手がかりになるのではないかと思われる。

文 献

- 檀原 毅 (1975), 伊豆半島南部の上下変動. 地震予知連絡会会報, vol. 14, p. 69-72
- Fujita, N. and Fujii, Y. (1973), Detailed phases of seismic crustal movement. *Jour. Geodetic Soc. Japan*, vol. 19, p. 55-56.
- 長谷絃和 (1975), 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書-1, 2), ① 地質および地質構造全般について. 科学技術庁 (印刷中).
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦・小出 仁 (1975), 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書-2, 4), 南伊豆の活断層について. 科学技術庁 (印刷中).
- 石橋克彦・山科健一郎 (1975), 1974年伊豆半島沖地震の本震主断層と共役な活断層の活動. 地震 (投稿中).
- ICHIKAWA, M. (1970), Seismic activities at the junction of Izu-Mariana and southwestern Honshu arcs. *Geophysical Magazine*, vol. 35, p. 55-69.
- (1971), Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solution obtained, 1926-1968. *Geophysical Magazine*, vol. 35, p. 207-274.
- 地震研究所測地移動観測班 (1975), 1974年伊豆半島沖地震に伴う伊豆半島南端の地殻の上下変動. 地震予知連絡会会報, vol. 13, p. 64-66.
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭 (1973), 50万分の1後期新生代地質構造図「東京」. 地質調査所.
- 垣見俊弘 (1974a), 1974年伊豆半島沖地震と地震断層. 測量, vol. 24, no. 9, p. 4-9.

- 垣見俊弘 (1974b), 伊豆半島沖地震はどのように起こったか. 国土と教育, no. 28, p. 14-19.
- 垣見俊弘・衣笠善博 (1975), 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書-2, 2), 地震断層の精密調査. 科学技術庁 (印刷中).
- 唐鎌郁夫・津村建四朗・高橋正義・荻野 泉・酒井 要 (1974), 1974年伊豆半島沖地震の余震観測-伊豆半島下賀茂, 松崎および奥野における観測速報-1. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 55-67.
- 笠原慶一・高橋辰利・島津 孝・若杉忠雄・岡田義光・渡辺 茂 (1974), 地殻歪から見た1974年伊豆半島沖地震. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 109-114.
- 木股文昭・宮島力雄 (1974), 伊豆半島沖地震 (74.5.9) の初期の余震活動. 地震学会講演予稿集, no. 2, p. 8.
- 衣笠善博 (1975), 1974年伊豆半島沖地震と石廊崎断層. 地質学会第82年学術大会講演要旨集, p. 28-29.
- 気象庁地震課・地震活動検測センター (1974), 1974年伊豆半島沖地震について. 地震予知連絡会会報, vol. 12, p. 52-55.
- 国土地理院地殻調査部 (1975), 1974年伊豆半島沖地震発生後の地殻変動. 地震予知連絡会会報, vol. 14, p. 66-68.
- 国土地理院測地部 (1975), 1974年伊豆半島沖地震の上下変動. 地震予知連絡会会報, vol. 13, p. 69-74.
- 京都大学防災研究所地震予知計測部門 (1974), 1974年南伊豆地震の発生機構. 地震予知連絡会会報, vol. 12, p. 101-105.
- LENSEN, G.J. (1971), Phase, nature and rates of earth deformation. *Roy. Soc. New Zeal., Bull.*, vol. 9, p. 97-105.
- 牧 正 (1974), 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 23-36.
- 松田時彦・山科健一郎 (1974), 1974年伊豆半島沖地震の地震断層. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 135-158.
- (1975), 活断層としての石廊崎断層系の評価. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p. 121-125.
- MESHERIKOV, J.A. (1968), Recent crustal movements in seismic region: geodetic and geomorphic data. *Tectonophysics*, vol. 6, p. 29-39.
- 三村弘二・小野晃司・衣笠善博 (1975), 南伊豆石廊崎の水中溶岩について. 1975年火山学会講演.
- 宮沢芳紀・衣笠善博・垣見俊弘 (1975), 1974年伊豆半島沖地震による断層の余効的運動 (第2報). 地震予知連絡会会報, vol. 13, p. 59-63.
- 宮沢芳紀・衣笠善博 (1975), 1974年伊豆半島地震に関する特別研究報告書-2, 6), 地震断層の余効的運動. 科学技術庁 (印刷中).
- 村井 勇・金子史朗 (1973), 南関東のネオテクトニクス・ノート. 関東大地震50周年論文集, p. 125-145.
- (1974), 伊豆半島沖地震と地震断層の発見. 国立公園, no. 295, p. 1-5.
- ・金子史朗 (1974), 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 159-203.
- 南雲昭三郎・大内 徹・笠原順三・是沢定之 (1974), 1974年伊豆半島沖地震, 本震直後の余震活動. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 45-53.
- NASON, R.D. (1969), Continuing fault movement after earthquakes. *Amer. Geophys. Union Trans.*, vol. 50, p. 252.
- 中村 功・辻浦 賢・津村建四朗 (1974), 堂平微小地震観測網による1974年伊豆半島沖地震の余震観測. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 37-43.
- 坂本 享・磯部一洋 (1975), 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書-2.1), ②段丘変形 (第四紀の変動) について. 科学技術庁 (印刷中).
- 杉村 新 (1972), 日本付近におけるプレートの境界. 科学, vol. 42, p. 192-202.
- 角 清愛 (1958), 5万分の1地質図幅「種子元島」および同説明書. 地質調査所.
- 角 清愛・前田憲二郎 (1974), 伊豆半島南端部で発見されたアルカリ橄欖石玄武岩. 地質学雑誌, vol. 80, p. 137-140.
- 鈴木尉元 (1975), 日本の地震. 157p., 築地書館, 東京.
- 鈴木芳朗 (1974), 新小型光波測距儀による実験. 測量, vol. 24, p. 20-25.
- 山崎良雄 (1974), 岩石変形と電気伝導度変化 (第六報) - 1974年伊豆半島沖地震に伴う油壺の大地比抵抗変化-1. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 121-133.
- YOSHIKAWA, T. et al. (1973), Quaternary tectonic movement in the southern part of the Fossa Magna region, central Japan. *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, Part II*. Geological Survey of Japan, p. 130-134.
- 余震共同観測班 (1975), 伊豆半島沖地震とその余震観測. 地震予知連絡会会報, vol. 13, p. 54-58.

The Izu-Hanto-oki Earthquake of 1974 and Irozaki Earthquake Fault

Yoshihiro KINUGASA

(Abstract)

The Off Izu Peninsula (Izu-Hanto-oki) earthquake of May 9, 1974, of which magnitude was 6.9, occurred at southern tip of the Izu Peninsula, central Japan, accompanied with surface faults. The most distinct fault, named Irozaki fault, runs from Irozaki village to Yoshida village in NW-SE direction displaying right-lateral strike-slip (up to 45 cm) with vertical component (north-side down, up to 25 cm).

Before the earthquake occurred, topographical study had revealed many active faults at southern part of Izu Peninsula. The Irozaki fault coincides with one of these active faults in its locality and sense of displacement.

The major parts of aftershocks were distributed in the elliptical area stretched in NW-SE direction. This direction, NW-SE, was also obtained as the strike of

one of the nodal planes by P-wave first motion analysis.

After-seismic movements of the Irozaki fault were surveyed at two small quadrilaterals. During one year since the earthquake occurred, lateral displacements along the fault have attained to 20 mm (at quadrilateral A) and 12 mm (at B), in amounts, while vertical displacements have attained 5.4 mm and 1.7 mm, respectively. The sense of these displacement is concordant with that at the time of the mainshock. The relation between the after-seismic displacements (S) and the time after the mainshock (T) is shown as follows approximately;

$$S = a_0 + a_1 \log T + a_2 1/T.$$

Many research studies on these phenomena by various organizations and staffs are summarized in this paper.