

地質調査所特別報告 第6号

1974年伊豆半島沖地震調査報告

地質調査所

昭和52年3月

551. 24:550. 34(521. 61)

地質調査所特別報告 第6号

所長 小林 勇

1974年伊豆半島沖地震調査報告

垣見 俊弘・橋本 知昌・星野 一男  
衣笠 善博・小玉喜三郎・松田 時彦  
三梨 昂・宮沢 芳紀・鈴木 尉元・矢島 敏彦



## 目 次

### 1974年伊豆半島沖地震に関する地質学的調査

…………… 垣見俊弘・衣笠善博・鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂

1. はじめに……………	1
2. 地震時に生じた断裂の分類……………	1
3. 地震断層概説……………	2
4. 断層に伴う地変の記録……………	4
5. 地震断層の測量……………	15
6. 地震断層の地質学的規模および小断層との関係……………	19
7. 地震および測地データと地震断層との関連……………	23
8. 地震断層に関するまとめ……………	28
付 地震被害についての覚え書き……………	29
文 献……………	33
Abstract……………	35

### 伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構

…………… 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・矢島敏彦

1. まえがき……………	53
2. 地 質……………	53
2.1 地質概説……………	53
2.2 層 序……………	54
2.3 地質構造……………	57
3. 伊豆半島南部の地質構造と伊豆半島沖地震との関係……………	58
3.1 伊豆半島南部の地質構造……………	58
3.2 伊豆半島沖地震に際しての断層運動と地震活動……………	60
4. ま と め……………	63
文 献……………	64
Abstract……………	65

### 伊豆半島南部の活断層について…………… 星野一男・橋本知昌・松田時彦

1. 緒 言……………	73
2. 活断層の識別・分類……………	73
3. 活断層の記載……………	74
3.1 確実な活断層……………	74
3.2 やや確実な活断層……………	75
3.3 推定活断層……………	75
4. 考 察……………	75
文 献……………	77
Abstract……………	77

### 伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について…………… 星野一男

1. まえがき……………	83
--------------	----

2. 南部海岸	83
2.1 古期断層系	83
2.2 新期断層系	88
3. 中部山地	91
3.1 諸坪峠	91
3.2 大鍋越	91
3.3 南部海岸との対応	92
4. 考察	92
4.1 古期断層系	92
4.2 新期断層系	93
4.3 地震断層と古期・新期断層系との関連	95
5. 結論	98
文献	99
Abstract	100

石廊崎断層の余効的運動 ..... 宮沢芳紀・衣笠善博

1. まえがき	105
2. 測定点における地震断層の記述	105
3. 測定方法	107
4. 測定結果	112
5. まとめ	115
補遺	116
文献	117
Abstract	118

## 1974年伊豆半島沖地震に関する地質学的調査

垣見 俊弘\*・衣笠 善博\*・鈴木 尉元\*\*

小玉 喜三郎\*\*・三梨 昂\*\*

### 1. はじめに

1974年5月9日、伊豆半島南端部にマグニチュード6.9の地震—1974年伊豆半島沖地震—が発生した。この地震は、震源の浅い、いわゆる直下型地震の典型として注目され、理・工学両面にわたるさまざまな調査がなされた。被害のなかでは、死・行方不明者27名の大惨事をおこした中木地区の崩壊をはじめとする各種の斜面崩壊と、断層付近の地盤災害が特徴的であった。地質学的には、明瞭な地震断層の出現がもっとも注目され、多くの報告が相ついだ（巻末文献表参照）。

筆者らも、地震直後から翌年3月までの間に、短期間づつながらしばしば現地を訪れた。垣見は地震直後（1974年5月）に地震断層をはじめ災害全般の概査を行った。翌6月、鈴木・小玉・三梨は地震断層を観測するとともに、要所において断層周辺の測量を行った。垣見・衣笠も、断層の余効的運動の測定のかたわら、断層の概査を続けた。翌年3月には約半月間、垣見・衣笠は改めて地震断層およびその周辺の地変の追跡調査を、鈴木・小玉は余震域を含むやや広範囲にわたる地質構造調査を行った。これらの一部はおりにふれて報告してきた（垣見ほか、1974；垣見、1974 a, b；衣笠、1976；通商産業省工業技術院地質調査所、1975など）が、いずれも速報的あるいは要約的なものであった。

そこで、この報告においては、上記の調査記録を整理しなおすとともに、足りない点を文献で補いつつ、地震によって生じた地変、とくに地震断層の全体像を改めて報告することとした。原稿は主として垣見が作成した。なお、本稿のなかで断層の発生機構や地震との関係で若干の議論を行った部分については、垣見が責任を負うものであることをお断りしておきたい。

野外調査にあたっては、南伊豆町建設課長菊地春吉氏はじめ役場の方々、および稲葉幸雄・渡辺武雄氏はじめ地元の方々には多大の御協力を戴いた。地震研究所の松田時彦氏には断層の情報について、地質調査所の山田管三氏には伊豆半島南部の地質について、同所小野晃司氏には火砕岩類について、それぞれ多くの御教示を受けた。同所正井義郎氏には地震直後に撮影した写真の提供を、同所宮沢芳紀氏には測量の指導と製図の援助を、芝浦工業大学の学生諸氏には測量の援助を受けた。これらの方々に厚く御礼申上げる。

### 2. 地震時に生じた断層の分類

地震時に生じた断裂性地変のうち、地すべりや盛土・表層の不安定によらず、“起震力”を直接・間接に反映していると思われるものを、便宜上次のタイプに分け、次章以下に記載する。

a 型：岩盤露頭に断層変位の現われたもの—地震断層の直接的表現。

a' 型：岩盤ではないが、かたく締った表層に変位が認められ、直下の（岩盤の）断層変位をほぼ忠実に反映しているもの。

b 型：表層の開口した地割れであるが、割れ目に沿う変位と配列に規則性があり、その直下の a の存在ならびにその変位のセンスや規模が推定されるもの。

\* 環境地質部

\*\* 燃料部

c型：岩盤露頭に認められる開口した裂か。面に沿う変位は認められないか、あってもごく僅かなもの。

d型：表層の開口した地割れ。変位の見られる場合もあるが、連続性や配列の規則性に乏しいもの。

このうち、a, a' および b を地震断層として記載した。c および d は地震断層には含めない。

a と a' の面の走向は NW, 例外なく右ずれを示し、断層の平均方向と偏倚することがあるが、偏倚の方向は一定せず、偏倚の角度もあまり大きくはない。これに対して b の走向は、地震断層の平均走向に対してつねに右まわりに偏倚し、20°以上斜交することが多く、かつほとんどつねに三型に雁行配列している。

### 3. 地震断層概説

伊豆半島沖地震に際して出現した断層は、とくに岩盤の断層露頭が数多く観察されることで特徴的である。いずれの露頭も右ずれ変位を示し、かつ大部分は北側落ちの垂直変位成分を有する。これらの露頭の位置を第1図に示す。このうち、南伊豆町石廊崎東海岸から中木北方を通り、入間に抜けるものももっとも規模が大きい。これを石廊崎(地震)断層と呼ぶ。石廊崎断層は、すでに村井・金子(1973)に指摘されていた明瞭な活断層地形に沿って生じたが、入間付近から西方では、明瞭な断層変位はこの活断層地形からは外れて、三坂富士付近まで認められた。この部分を入間断層と呼ぶ。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が生じた。

これらの断層の岩盤露頭(a型およびa'型の一部)の諸元を整理して第1表に示す。

このほか、東子浦の神社の境内を横切って、右ずれ約2cmの微小変位を示すb型の亀裂線があり、子浦断層(松田・山科, 1974)と名付けられている。一般方向はN80°Wで100mほど続く。この断層は他の地震断層のように既存断層が再活動した部分のほかに、今回の地震であらたに生じた部分もある。

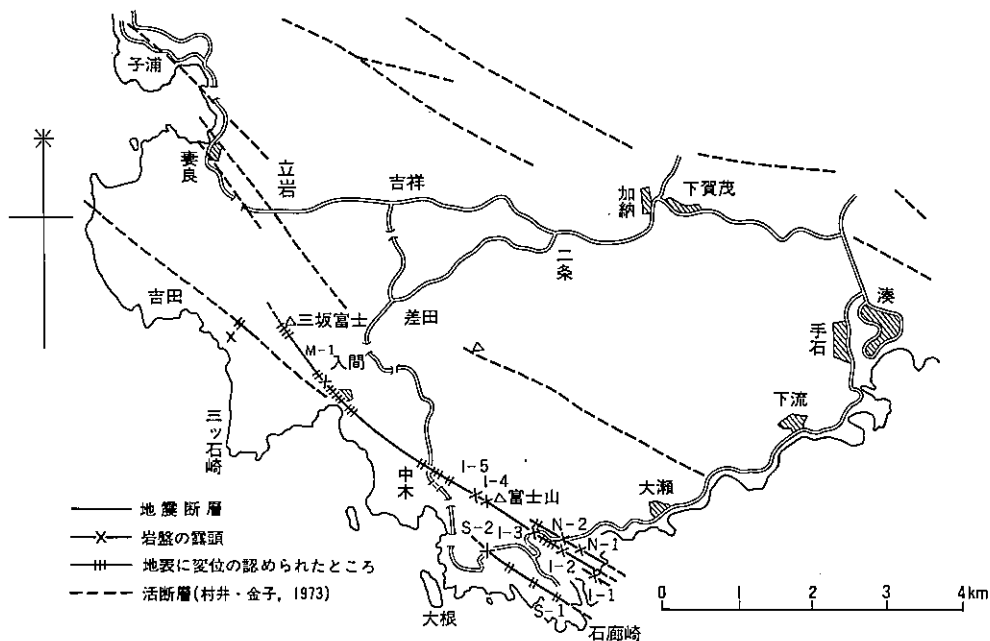


Fig. 1. Earthquake faults (solid lines) and their exposures (symbols) associated with the Izu-Hanto-oki earthquake of 1974, and active faults (broken lines) topographically recognized after MURAI & KANEKO (1973).

Table 1. List of fault planes exposed on bed rock.

第1図 の位置	位 置	岩	石	走向・傾斜	変 位 (cm)	条線 の方向 プランジ	備 考
石廊崎(主)断層, 平均方向 N56°W, 延長 4 km (黄海岸から入間まで)							
I-1	石廊崎東方海岸, 石廊崎集落からの小径が海岸へ達した地点より約50m南の海食崖	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩) 新鮮	安山岩火山角礫岩	N80°W, 51°NE	右ずれ10~15 北下り? (正?)	ほぼ水平	面はわずかにカーブ, シャーブ, 約5 m北側に N25°W, 58°NEの断層面, 1~2 cm 右ずれ, 主断層とはつながらない
I-2	石廊崎集落東部, 稲葉幸雄氏宅裏の崖	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩) 新鮮	安山岩火山角礫岩	N76°W, 80°SW	右ずれ32 北下り13 (逆)	SE, 25°±	面は平滑, 1 cm ± のしめつた粘土をはさむ, 条線はへの字型に屈曲, 断層両側の岩質大差なし
I-3	石廊崎集落西北端, 渡辺武雄氏所有納屋裏の崖	変質安山岩, 強風化して 軟質	変質安山岩, 強風化して 軟質	N52°W, 85°S~ 垂直	右ずれ40 北下り15 (逆)	SE, 30°±	面はシャーブ, わずかに曲る. 2~3 cm の粘土をはさむ, 断層両側の岩質大差なし
I-4	石廊崎一中木間山道の峠	北側: 安山岩火山角礫岩 南側: 安山岩凝灰角礫岩	安山岩火山角礫岩 安山岩凝灰角礫岩	N53°W, 82°NE	右ずれ42~45 北下り17 (正)		面は平滑, 数mmの粘土をはさむ, 断層両側の岩質異なる
I-5	石廊崎一中木間山道の峠より250m北西小径せい	安山岩凝灰角礫岩, 風化	安山岩凝灰角礫岩, 風化	N36°W, 77°SW	右ずれ? 北下り20+ (逆)	SE, 28°	面は平滑, 2 cm ± の粘土をはさむ, 下盤側崩落して不明
入間断層, 平均方向 N40°W, 延長 1.4 km (入間から三坂富士まで)							
M-1	入間西部, 三嶋神社西方約100mの東南物産所有宅造地平面と崖	石英安山岩質凝灰岩	石英安山岩質凝灰岩	N46°W, 73°NE	右ずれ42 北下り24 (正)	SE, 28 ~30°	面は平滑, 1~3 cm の粘土をはさむ, 周辺に小断層多く, そのうち2本 N16°W50°NE, N8°W53°NEは右ずれ2~3 cm 変位
石廊崎北断層, 平均方向 N65°W, 延長 1.1 km (東海岸より石廊崎西北方山地まで)							
N-1	石廊崎入口バス停 (国民宿舎) より東方海岸へ通ずる山道の峠, 加藤等一氏所有地	安山岩火山角礫岩 変質, 風化軟質	安山岩火山角礫岩 変質, 風化軟質	N55°W, 80°NE	右ずれ10~12 北下り3 (正)	SE, 15°	面は平滑, 3~4 mm の粘土つく. 断層両側の岩質異なる.
N-2	石廊崎入口国民宿舎北西, 鈴木定男氏宅の急傾斜地	安山岩凝灰角礫岩, 風化 軟質	安山岩凝灰角礫岩, 風化 軟質	N74°W, 83°SW	右ずれ10+ 北下り5 ± (逆)	SE, 10°?	面は平滑, 開口 7 cm (地形的原因?) により地震後に開口した. 断層両側の岩質大差なし
石廊崎南断層, 平均方向 N60°W, 延長 1.2 km (黄海岸より池の原まで)							
S-1	石廊崎測候所東側の入江 (くちのいせ) 最奥部の海食崖	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩)	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩)	N65°W, 87°SW	?		面は平滑, 崩壊のため変位量不明
S-2	石廊崎一中木間峠道, 切り通し, (池の原東方)	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩)	安山岩火山角礫岩 (水中礫岩)	N54°W, 80°~77°SW	右ずれ10- 北下り? (逆?)		面はシャーブ, わずかに曲る. 断層両側の岩質に大差なし



石廊崎主断層は入間付近から西方では不明瞭となり、入間からはやや北方向きを転じた入間断層へと“乗り換え”てしまったと考えられている(垣見, 1974 a, 村井・金子, 1974)。しかし筆者らはその後の調査で入間・吉田間の山中(第1図×地点)で北落ちを示すb型の地割れを見出した。この地割れの位置は村井・金子(1973)の示す活断層地形の位置と一致している。このことからみて、石廊崎断層プロパーの少なくとも一部がここまで変位したことは確実と思われる。しかしそれより以西では変位した証拠は見られない。

入間断層はその南東端の入間部落内(第1図M-1)で最大の右ずれ・北落ちの変位を示し、ここから北西方の山地にb型の地割れとして点々と続き三坂富士西肩部まで達する。三坂富士では、今回出現した地震断層の一般傾向と異なり南西側落ち(松田・山科, 1974によれば約20 cm)の変位を示すことが知られた。

石廊崎付近で石廊崎主断層を並走する2条の副断層—石廊崎北断層と石廊崎南断層—はいずれも延長約1 km 強、右ずれ変位量約10 cm とたがいによく似ているのみか、断層面の産状は主断層ともよく似ており石廊崎断層のミニチュアとも見なすことができる。大縮尺の空中写真では両断層とも不明瞭ではあるが、ひと続きの断層地形として追跡でき、過去にしばしば活動したことを示している。

石廊崎部落東方の海岸の崖では、地震時に約15 cm 右ずれ変位した断層の露頭(a型, 1表参照)は、主断層の直接の延長部にはなく、そこから約150m南側の崖に見出されている。直接の延長部の崖ではc型の開口した亀裂は認められるものの、横ずれ変位をした証拠がない。また、石廊崎主断層の露頭(aおよびb型)は活断層地形の中央谷部からやや外れた、北または南の斜面部に見られることが多い。これらのことから、石廊崎断層は一枚の断層面から成るのではなく、数多くの平行した中小の断層群から成っていて、今回の地震時には地域ごとにそのなかのひとつが大きな変位を受け持ったと考えられる。

#### 4. 断層に伴う地変の記録

##### 石廊崎地区の石廊崎断層

石廊崎断層は、石廊崎の集落の密集している北西—南東方向の谷に沿う至るところでb型の亀裂として現われたほか、その東端部と西端部では岩盤を切るa型の露頭をあらわした。

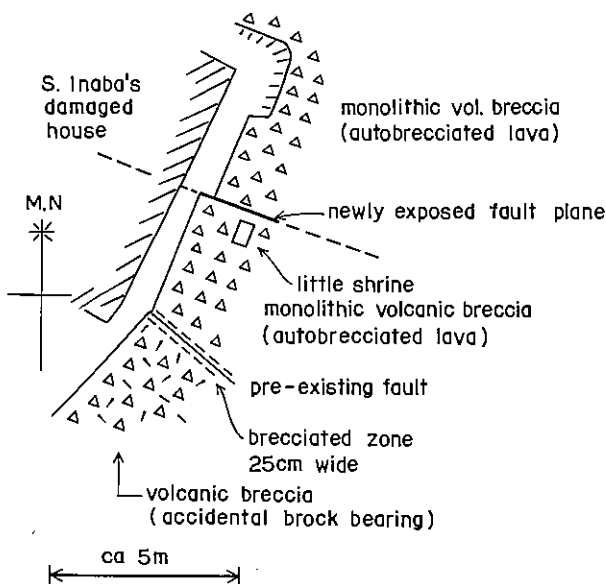


Fig. 2. Sketch map showing an outcrop of the Irozaki fault at loc. I-2.

集落の東端稲葉幸雄氏宅の裏では(第1, 3図I-2)(Plate 1-1~4)人工的に切り取られた高さ約2.5mの垂直の崖面を横切り、南側の岩盤が相対的に西へせり出して断層面を見せたほか、その崖の上にあるベンチ状のせまい平面部で北側落ちの垂直変位を示し、さらにその奥で小祠のある天然の崖へと続いていた。この崖は風化をほとんどうけていない堅硬な安山岩の火山角礫岩(水中熔岩)からなる。変位はN76°W, 80°SWの既存断層に沿ってあらわれ、右ずれ32cm, 北下り13cm, 見かけ上は高角度の逆断層である。断層面はきわめて平滑であり、1~2cmのしめった粘土をはさむほかは、破碎された証拠は見られなかった。稲葉氏の話では、この粘土も地震前からあったということで、既存断層によって作られていたことは明瞭である。この粘土フィルムの北側(上盤側)と岩盤の境界部が今回変位しており、その面上に複雑な条線が生じた。地面より約1mの人工崖の部分と、その奥の小祠北側の崖における条線の北側からの(Plate 1-4, Plate 2-1)に示す。この条線からみると、断層ははじめ水平かわずかに南下り右ずれに、次いで大きく北下り右ずれに変位したらしい。

この断層の累積変位量は不明であるが、両盤の岩質がほぼ同じなことから、破碎帯を伴わないことから、それほど大きく変位していないと思われる。この断層より約3.5m南側に(第2図参照), N40°W, 75~80°Sのシャープな断層面が見え、25cmの角礫帯と2cm内外の粘土を伴っているが、今回活動した形跡はない。この断層は破碎帯を有すること、両盤の角礫岩の岩質が若干違う(南側の岩塊には脱ガラス化して白っぽくなった安山岩が含まれている)ことからみて、今回変位した断層よりも総変位量は大きいという印象を受けた。

なお、この地震断層は明瞭な断層谷部より約50m北の山地に生じている。稲葉氏宅の裏山は急傾斜面をなすが、地震断層およびその南側の断層の影響と思われるわずかな凹部が裏山に認められる。この凹部の付近に不完全に雁行配列したb型亀裂が認められた。

稲葉氏宅裏から東方へ、断層はS70°E方向で海岸へ向う谷の北斜面を通過して、石廊崎集落の約150m東で谷の北側支沢の入口付近(第3図loc.1)にあらわれる。松田・山科(1974)はこの島に生じたb型の亀裂を詳しく記載している。筆者らが同年9月頃訪れたときは修復されて観察できなかったが、そのすぐ西側の本谷の北側山腹に深い亀裂を観察することができた。

この断層谷の東方延長は、東海岸にみられる小入江の北側(loc.2付近)に現われることが期待される。ここは安山岩質火山角礫岩からなる凹凸に富む海食崖で、凹部の1カ所は数mにわたり岩石露頭が見えず、断層の存在が推定されたが、今回の地震で変位したと思われる証拠は見られなかった。この付近には、N13°W, 71°NE, 3~10cmの剪断帯をもつかなり平面的な断層や、N-S, 60°Eでかなり不規則な伸長裂かが観察される。その北部の海食崖は大きく崩れて新しい露頭面が広く見られ、そこには走向N40~80°W, 傾斜70~90°の不規則なc型の開放クラックが10本ほどみられた。クラックの幅は2~3cmでおそらく今回の地震で新しく開いたと考えられる。

東海岸における明瞭な断層露頭(a型)は、前記小入江の南約100mの海食崖(第1, 3図I-1)で見られる。断層面はN74°W, 51°NEで約25mの崖の上下でかすかにカーブしているが、断層面はきわめてシャープで平滑である。両側のやや不規則な面をなす岩盤の上盤側が10~15cmとび出して、右ずれ変位を現わしている(Plate 2-2)。垂直変位成分は適当な基準線がなく不明である。面上にはかすかながらほぼ水平の条線がみられた。この断層の約5m北側に、N25°W, 58°NEでややカーブした小断層が見られ、これも上盤側が手前にわずかにとび出しているところから、1~3cmの右ずれ変位が生じたと推定される。この断層は崖の途中で不規則な割れ目となり、約10m上方で消滅している。この2断層間とその周辺には、これらに平行な開放クラック(c型の亀裂)が数多く見られる。

ここから南方約150m間の海食崖(loc.3)には、走向NW方向の断層が数多くみられる。やや大規模なものは、①N80°W, 80°NEやや波打った面上に条線がみられ、そのブランチはNWへ10°, ②N65°W, 73°NE, 面全体やや不規則であるが、面上の条線はきわめて明瞭でほぼ水平, ③N60°W, 80°SW, 幅2m内外の凹地状をなし、垂直の岩脈(幅2.3~2.5m)に4~5m右ずれオフセットを与えている, ④N58°W, 75°NE, 1.5mのルーズな破碎帯を伴う、などである。これらは今回変位した形跡がないが、周辺には断層と準平行で連続性のわるい開放クラック(c型)が数多く認められ、その一部は断層面の新

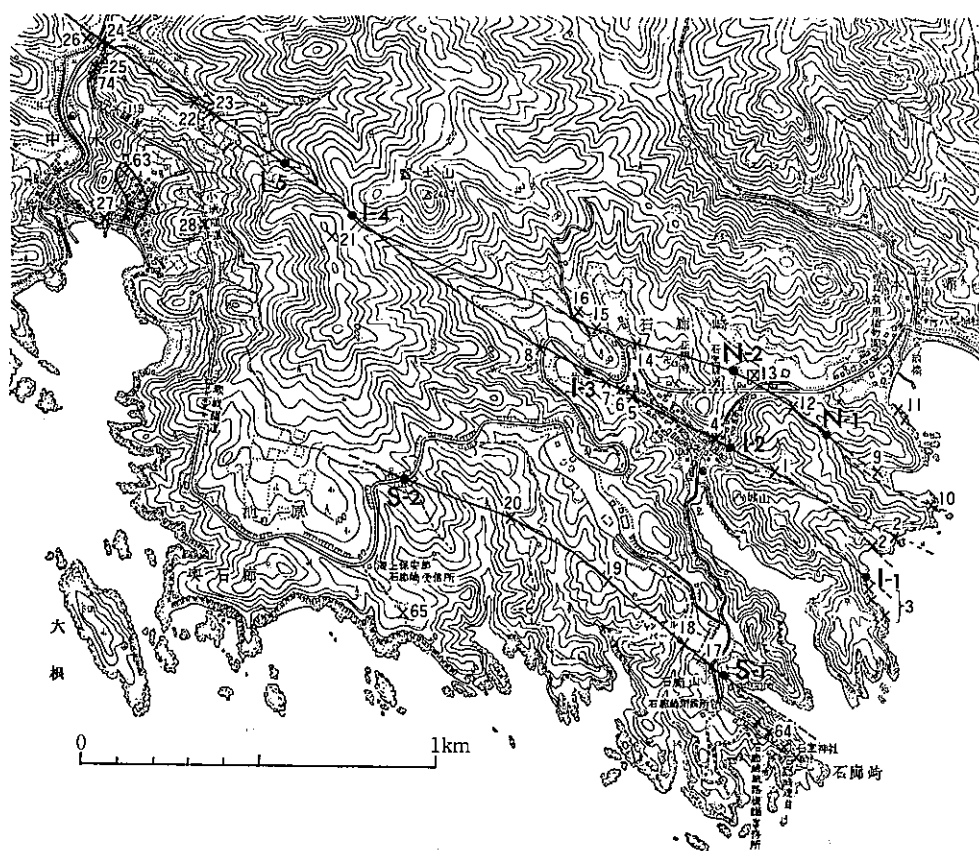


Fig. 3. Detailed locality map in and around Irozaki and Nakagi villages. Topographic map is published by Minami-Izu town office.

鮮さから今回裂けた疑いもある。

石廊崎断層は、石廊崎集落の西北端部でも a 型の露頭を現わした (第 3 図 I-3)。渡辺武雄氏所有の農具小屋の裏手の人工崖 (高さ 2 m) とその上のベンチのみかん畠で (Plate 2-3, 4, 5) 赤褐色に変質した軟弱な凝灰角礫岩の岩盤の北側の部分が相対的に東側にせり出して、断層面を見せている。崖面が平面状でないため幾分誤差はあるが、右ずれ量約 40 cm、北下り 15 cm の変位を示す。断層面は  $N52^{\circ}W$ ,  $88^{\circ}\sim 90^{\circ}S$  で、かすかにカーブしているが、滑らかな平面状をなしている。1.5~4 cm の断層粘土をもつ既存断層が再活動したもので、粘土面上に SE 方向へ  $25^{\circ}$ 内外プランジしたかすかな条線が認められた (Plate 2-5)。西側のベンチ状の畠は土壌化した凝灰角礫岩からなり、変位はあらわれたが断層面は見えなかった。

断層面はさらにその西側の鈴木幸一氏の家の真下を通った。同氏宅を新築するためにとりこわされたとき、コンクリート土台が右落ち、北下りに変位しているのが測量により確かめられた (後出第 9 図)。

なお、同氏宅裏 (北側) の崖には、今回変位した断層と方向性、産状の酷似した断層面が露出している (Plate 3-1)。

石廊崎集落の東端 (稲葉氏宅) と西端 (渡辺氏物置) の a 型露頭の間をほぼ直線状に結ぶ地帯のうえの道路、家の床下、庭先などには、至るところに b 型の亀裂があらわれた。そのいくつかを写真に示す。Plate 3-2, 3, 4 は石廊崎港に至る舗装されたバス道路 (loc. 4) を横切り約 3 m の間隔で認められた



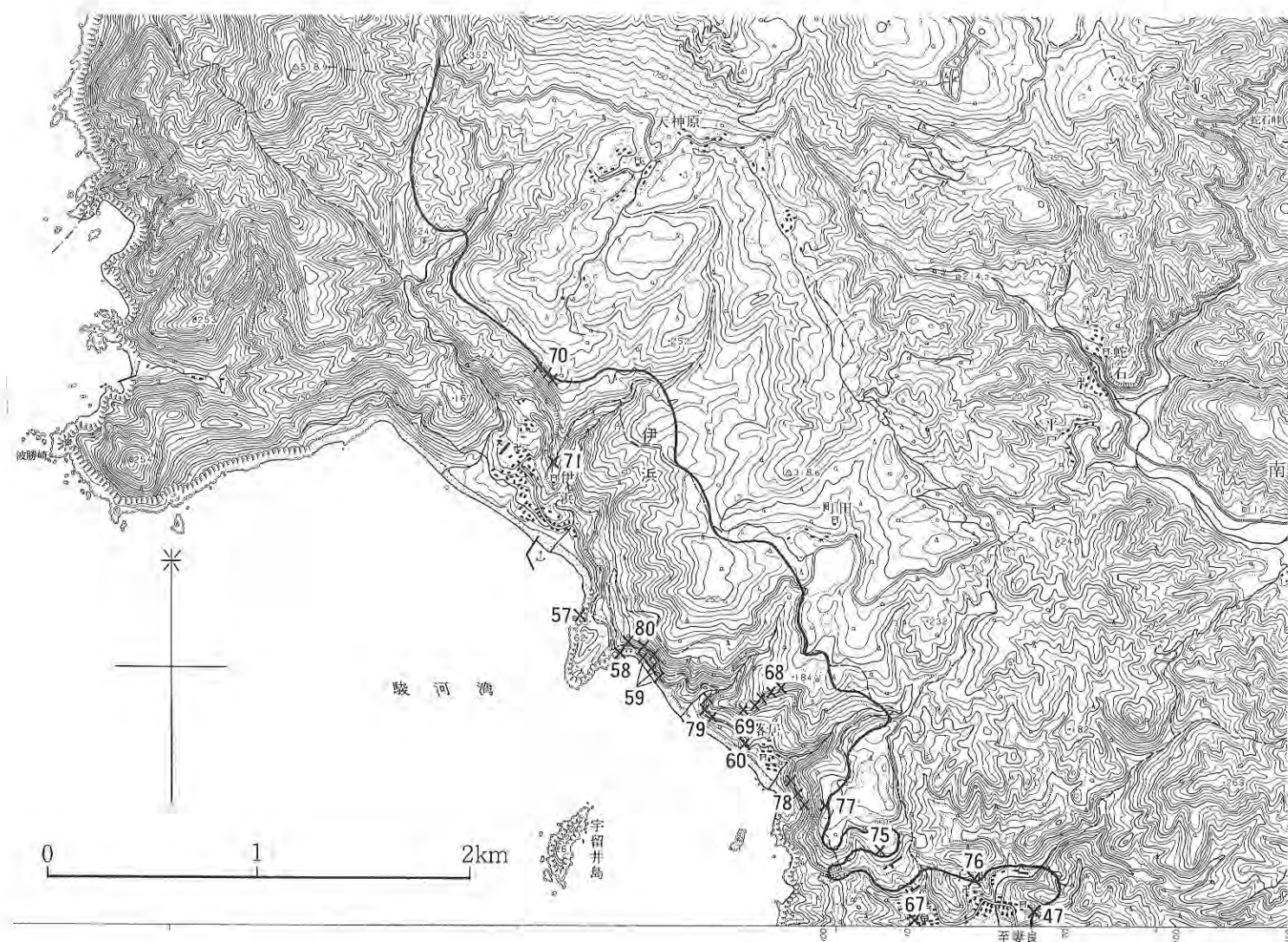
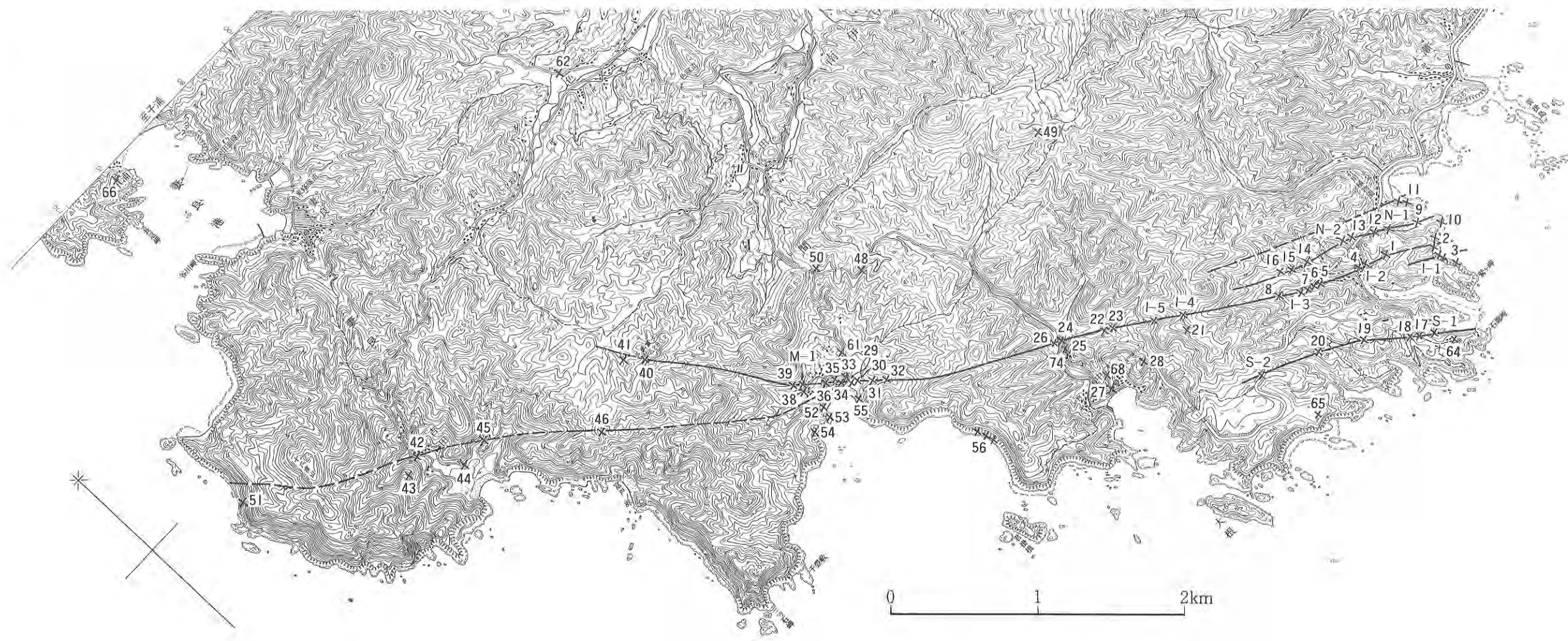


Fig. 4. General locality map. Topographic map is published by Geographical Survey Institute.

2条の亀裂で、走向は  $N30^{\circ}W$  でいずれも右ずれ約 7 cm であるが垂直変位は認められなかった。垂直変位はおそらく地面との間のすき間によって解消されてしまったのであろう。Plate 3-5, 6 はもっとも被害の大きかった渡辺よね子氏宅 (loc. 5) の床下に数条認められた b 型亀裂の一部である。亀裂は  $N40^{\circ}W$  方向に雁行して並び幅 15 ~ 20 cm 開口し、例外なく NE 側落ちで最大 8 cm に達している。家の東側のコンクリート土台は右ずれ、北落ち 10 数 cm 変位させられ、庭先にも b 型亀裂が認められた (Plate 4-1, 2)。その後同氏宅が撤去された跡の土台・縁石は第 8 図のように、約 40 cm の右ずれ、約 20 cm の北落ち変位を示している。Plate 4-3 は断層の上にある厚いコンクリート道路 (loc. 6) の破壊を示す。Plate 4-4, 5 は loc. 7 付近の島のうねに現われた b 型の亀裂で、走向は  $N$  約  $35^{\circ}W$ 、約 25 cm の右ずれ変位を示す。このような亀裂が断続しつつ西方に至り、渡辺武雄氏の物置裏の前記 a 型露頭まで続く (Plate 5-1)。

石廊崎集落の西端鈴木幸一氏宅から沢ざいに西方約 100 m で、この沢を横切る県道がカーブした地点に達する。この道路の山側の小露頭 loc. 8 は地震時に崩壊しその土砂が道路を蔽った。ここは変質がすすんで雑色を呈する軟かい安山岩 (岩脈?) からなり、そこに走向  $EW$ 、 $85^{\circ}N$  および  $N80^{\circ}W$ 、 $88^{\circ}N$  の断層面 (落差不明) およびほぼ同方向の幅 1 m 内外の破碎帯が見られ、その前の舗装道路に大きな亀裂帯が幅 2 m にわたり認められた。村井・金子 (1974) はこの断層がわずかにずれているのを認めているが、筆者らはその証拠を見出せなかった。この露頭の直上部の斜面の表土には亀裂などの異常がまったくなく、これよりも北寄り、石廊崎から入る大沢の右岸より斜面に亀裂が著しいことからみて、断層はこの露頭と沢の中間付近を通ったと推定される。

#### 石廊崎地区の副断層とその周辺の地変

石廊崎地区には、主断層の他にこれと平行する 2 条の小規模ながら明瞭な副断層が生じた。以下にこれを記載する。

石廊崎北断層のもっとも明瞭な a 型露頭は、第 1 図 N-1 の地点、川崎市の加藤等一氏所有の造成地に現われた。ここは、石廊崎入口バスセンターから南東方へ海岸に至る山道の峠付近にあたる。両側の岩石は安山岩凝灰角礫岩からなり、弱変質してマトリックスは赤褐色を呈し、かつ風化して岩塊の一部は“クサレ礫”となっている。粗く削られた人工崖面と、風化岩石を削って平坦にならされた宅造地に  $N55^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$  のシャープで平滑な断層面が見られる。断層面は 3 ~ 4 mm の粘土をはさみ、かつ、0.5 ~ 1 cm 開口していた。粘土面につけられた断層条線は南東へ  $15 \sim 14^{\circ}$  ブランジしていた。崖面から右ずれ変位量 10 ~ 12 cm、平坦面から北落ち変位量 2 ~ 3 cm (みかけ上正断層) が認められた (Plate 5-2, 3)。この断層は既存断層が再動したもので、断層両側の岩質の違いから露頭の高さ (7 m 以上) を越える垂直変位が推定される。数 mm の粘土を伴うシャープで平滑な断層面の産状は、石廊崎断層 (第 1 図 I-2) の露頭とよく似ている。

なお、峠の切通しの北側の崖面にも、今回変位しなかったが、これと産状のよく似た断層が認められた。その走向は  $N35^{\circ}W$ 、傾斜は  $75^{\circ}NE$  であった。

上述の地震断層露頭から東側では、宅造地を直線状に横切った断層は、石積の法面を破壊し山道に不明瞭な亀裂を伴いながら東側の沢に入るらしい。筆者等は観察できなかったが、この沢が海浜に達したところ (loc. 9) では、沢の中央部の土壌に擾乱があるところから、地震断層はこの沢を通り入江に達したと推定されている (松田・仁科, 1974 による)。しかし、既存の大規模な地質断層は、これより南側に平行してその右岸側の斜面を通るらしい。入江両側の岩石はともに流理構造を呈する淡灰色の安山岩熔岩からなり、断層をへだてた南側は暗灰色の安山岩火山角礫岩からなる。断層は入江の南側の海岸の崖 (loc. 10) に  $NW$  方向の凹地 (風険) を形成している。入江より北側の本瀬に至る海岸の崖には至るところに崩壊・落石が生じた。ここでは安山岩熔岩および火山角礫岩のなかに、シャープな切断面をもつ小断層が発達している (loc. 11 付近)。それらの方向は  $N65^{\circ}$ 、垂直;  $EW$ 、 $70^{\circ}N$ ;  $N55^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$ ;  $N40^{\circ}W$ 、 $75^{\circ}NE$  など、ほかにほぼ水平の条線のついている断層面も認められた。そのなかのあるものは、ほぼ南北性の開放性クラックに切られていた。これはいずれも今回の地震で活動した形跡は認められな

かった。

前記の峠付近の a 型露頭から北西方へ、地震断層は、県道へ至る山道の南西側の切り通しすれすれのところをほぼ山道ぞいに通つたらしい。山道のなかでも県道寄りの部分 (loc. 12) には、N35°W 方向で雁行する b 型亀裂が数条認められた。県道ではこの山道入口の付近から西側の舗装道路や側溝およびその北の旧道に亀裂が生じていた。その北西のバス停レストハウス (loc. 13) の北西隅と北東隅のコンクリート床面および柱下部に顕著な亀裂が生じていた。

石廊崎北断層の第 2 の a 型断層露頭は、第 1 図 N-2、石廊崎入口バス停から北西へ入る谷の右岸、鈴木定男氏宅北の東面する小崖に見られた。N75°W、83°S の断層面上に SE 方向に約 10° の断層条線がかすかに認められた (Plate 5-4)。北側の岩盤が相対的に手前に張り出していることから、右横ずれ 10~15 cm と判定された。また北側数 cm の低下が推定されたが、適当な基準面がなく正確な量は不明である。断層面はきわめて平滑であった。両盤が約 7 cm 開口していたが、この開口は地震直後に観察したところではほとんど認められなかったという。断層の北側は最大 15 cm の岩塊を含む安山岩の凝灰角礫岩、南側は同質だが細礫からなる凝灰角礫岩で、数 m 以上の変位量をもつ既存断層である。

この露頭から西へつづく斜面には数 10 m にわたり浅い溝状の凹部が認められ断層線をあらわしている。この WNW 方向の延長部は正眼寺付近を通ると推定されるが、正眼寺の北にある古い火葬場の建物が全壊していたものの、その付近には断層の通過を示す地変は発見できなかった。

さらにその WNW 方向の延長部にあたる、loc. 14 には a 型露頭が見られる。庭材等の棄て場になっている平地をかこんでカギ型 (∩ の字型) に屈曲した小崖があり、その一番奥の崖の屈折した地点に数 10 cm の破碎帯を伴う N80°W でほぼ垂直の断層がある。南面する北側の崖面がほぼ断層の走向にちかい。北側の崖は多種類の岩塊を含む雑色の凝灰角礫岩、南側の崖は水中熔岩らしい単一の岩塊からなる安山岩火山角礫岩であることから、落差のかなり大きい断層と考えられる。この断層の上をおおう Talus がくずれ、その上の地表の草地には b 型の亀裂が生じていた。なおこの断層の数 m 南に N75°W、82°N、1.5 cm の断層粘土を伴うシャープな断層面が見られたが、その上をおおう Talus には異常は認められなかった。

この断層の延長部では、県道から北に分れる別荘開発用のコンクリート道路に亀裂をあらわしたほか、loc. 15 の地点では風化した岩石露頭に N55°W 方向の a' 型亀裂を生じ、その前面の砂利道と緩傾斜の草地ならびに西方の林の中 (loc. 16) に雁行する b 型亀裂を多数生じていることにより明瞭に追跡できる。この付近での平均の走向は N70°W である。

石廊崎南断層の岩盤露頭 (a 型) の 1 つは、東端の石廊崎測候所北東の入江の最奥部、高さ約 20 m に達する海食崖 (第 1 図 S-1) にあらわれている。走向 N65°W、傾斜約 85°S でかすかにうねったシャープな断層を見せており、右ずれであることが判定できるものの、北側の盤が崩壊して変位量の測定はできなかった。この断層は入江の南側の絶壁すれすれのところを南東方へ走って海へ入る。

陸側では灯台へ至る道路に b 型の雁行する亀裂が生じ、ジャングルパーク食堂 (loc. 17) とその西の機械室のタイルまたはコンクリートの床および食堂—機械室間の地面には NW 方向の長くのびた亀裂が生じていた。さらにその北西の大温室の南西面のほぼ中央 (loc. 18) のコンクリート壁と土台および北西面のやや南寄りの壁と窓枠に開口亀裂や屈曲が生じ、さらにその西側の地面には b 型の亀裂が生じていた。

石廊崎南断層のもう一つの岩盤露頭は中木—石廊崎の中間の県道カッテンイング (第 1 図 S-2) に現われた。断層は道路の両側の安山岩の火山角礫岩 (水中自破碎熔岩) を切って、北側では N48°W、80°SW、南側では N40°W、77°SW の断層面を見せている (Plate 6-1~3)。北側と南側を結ぶ断層線の平均方位は N55°W で、道路を斜断して明瞭な亀裂が生じていた。断層面はわずかにカーブしたシャープな断面を示し、薄い粘土をはさむほかに 10 cm 内外の破碎帯が見られる。道路の側溝の喰い違いから右ずれ約 10 cm で、わずかに北下りと判断されるが垂直変位量は測定不能であった。既存の断層であることは明白であるが、両盤の岩質に変化がなく、累積変位量は不明である。

大縮尺 (1/5,000~10,000) の空中写真ではこの露頭と海岸の露頭を結び、ほぼ直線状のリニアメント



として追跡される<sup>1)</sup>。筆者らは見ていないが、松田・仁科(1974)によれば、loc. 19 および loc. 20の尾根上の小径の地面に右ずれ性に雁行したb型亀裂が認められている。

#### 中木地区の石廊崎断層と周辺の地変

石廊崎から中木へ抜ける山道の峠、富士山(標高240m)の西方50mの地点(第1図I-4)に、a'型の断層露頭があらわれた。ここでは硬くふみ固められた表土に、N53°W, 82°NEを示す平滑な断層面が出現した。ここを境に、南側が角閃石安山岩、北が黒色輝石安山岩の凝灰角礫岩であることからかなり大規模な既存断層が再活動したと考えられる。垂直変位は北側おち17cm(見かけ上正断層)、走向ずれは不明であったが、松田・山科(1974)によると切断されて分離した草の根から右ずれ40~43cmと推定されている。

峠の北西側約15mの間は、北斜面の風化した安山岩凝灰角礫岩にN42°~50°W, 86°~90°NEで厚さ1cmの粘土でおおわれた平滑な断層面が観察されたが、北側の岩盤が大きく崩壊しているため変位の判定はできなかった。

また峠の西方約70mのところから南方へ連なる尾根(loc. 21)には、N30°~35°W方向で、NE側が30~50cm落下した、長さ15~30m、幅10~30cmの開口した大規模な地割れ(d型)が2条認められた。

この峠から北西へ下る沢の南側の斜面には点々とb型、まれにa'型の断層を観察することができる。第1図I-5では、風化した安山岩凝灰角礫岩にN36°W, SW77°の平滑な断層面があらわれた。厚さ2cmの粘土を伴い、その上にSEへ28°ブランチした条線を認めた。北側が20cm以上落下したことは確実であったが北側の盤が崩壊したため正確な変位量は不明である。この断層のトレースは15m以上追跡できた。

ここから地震断層は沢の本流を外れて山中に入り、loc. 22の地点付近で本流に近づく。ここは本流より15m南側の北向き斜面で、N48°W, 87°NEの平滑な面が表土にあらわれている。北側の地面がずり落ちかつ50~70cm開口していた(Plate 6-4)。落差はみかけ上約50cmであるが、北側の盤が斜面ぞいにずり落ちたとも考えられるので、実際の落差はこれより少ないであろう。これより東側ではN45°~58°W方向でほぼ垂直なa'型断層面が、地震後北側の盤が崩壊したために、長さ数10mにわたり壁状をなして露出した(loc. 23)。この付近から西側では沢の南岸ぞいの小径の南側にそってb型の地割れが点々と続く。この地割れ群は県道の走る本流との合流点の手前約100m付近(第3図23)では小径の北側に移り、北下り15~20cmの落差を示していた。

この沢と本流の合流点付近は、県道が中木と石廊崎方向へ分岐する点の10~20m南にあたる(loc. 24)その付近の道路、コンクリート電柱、石積護岸等の被害は著しい。分岐点から約10~20mの間は、道路にほぼ直交するN35°~45°方向の亀裂が数多く生じ、ここに地震断層が発生したらしいが、地震の6日後に筆者が訪れた時は応急修理がなされて変位の推定などはできなかった。この地点から約100mの中木へ至る県道の東側のコンクリート擁壁には、約10m間隔で7~8カ所の垂直の継目があるがそれらがことごとく右ずれのセンスで5~10cmずつずれていた。これは断層近傍の剪断力を反映しているかもしれない。

断層から約50m南側の石廊崎へ通ずる道路の東側(loc. 25)には、Plate 6-5のようなc型のクラックが岩盤に生じていた。地震前から存在していたと考えられるが、破面の新鮮なところからみて地震時に最大約5cm開いたと思われる。この付近から中木隧道までの間の県道の被害はきわめて著しいが、その原因は主として盛土部分の崩壊および上方からの崖くずれによるものである(後出Plate 15-1~3参照)。

県道の西側、中木へ至る川の右岸、小旅館のある平地(loc. 26)にもb型の亀裂の跡が認められた。そのすぐ西側を北から下りてくる小尾根上に建設中の新しい道路には、N約70°W方向で幅30cm以上開口した亀裂が認められた。ここから断層は北西方向の小沢ぞいに入間方面へ向う。小沢の中ではその北岸にb型と思われる亀裂をとところどころに見たが、変位を推定できる証拠は見えない。

1) 筆者は石廊崎南断層を2条の別々な断層として表わしたこと(垣見, 1974 a, b など)があったが、これは地形図(南伊豆町発行1万分の1)に入れた県道の屈曲の位置が実際と著しく違っていたための誤謬であった。

死者27名という惨事をひきおこした中木東部集落の斜面崩壊については後述するが、崩壊地点から約350mはなれた石廊崎断層以外に、この付近に断層が活動した証拠はない。崩壊が発生した尾根の東斜面の中腹に尾根ぞいに走る小規模の層面断層があり、その露頭は海岸道路北の崖で観察できる (loc. 27) (Plate 7-1). N22°E, 62°NW, 1~5 cmの断層粘土をはさむ平滑な面で、粘土のほかに0~15 cmのレンズ状の剪断帯を伴っている。この断層は面が開口しており今回の地震で活動したといわれている(徳山, 1974)。おそらく既存断層の部分がc型のクラックとして開口したらしいが、本来の意味での再活動(ずれを伴う)をした形跡はない。

小城隧道の南入口より約60m付近 (loc. 28) には、N66°W, 75°SWの開離した平滑な断層面が軽石凝灰岩に見られた。断層にそってコンクリート吹付けが割れ一部脱落した跡をみるとわずかに(1 cm以内)変位した形跡がある。この位置には空中写真でも同方向の凹地が認められている。

#### 入間地区の入間断層

石廊崎断層の変位を示す露頭は、入間集落の東端部を流れる川の河口部の両岸に現れた。loc. 29においては、左岸の低いコンクリート護岸壁が北端部で破壊され、その東部の平坦な草地にN30°~40°Wの雁行する数条のb型亀裂が明瞭にあらわれた。亀裂のうちの1条は、約2mの比高を示す沖積段丘崖(第5図 loc. 30)をPlate 7-2のように切断していた。段丘崖がもともとスムーズに連続していたとすれば、この亀裂による右ずれ変位量は約40 cm、北側落ち5~10 cmと推定される。空中写真によると活断層地形はこの位置から南東の沢に延びており、この沢のなかの第4図 loc. 31, 32などにb型の亀裂を認めた。そのうちの1つは、松田・仁科(1974)および村井・金子(1974)によると右横ずれ30~40 cm、北側落ち15 cmの変位が知られているが、筆者らは確認できなかった。

石廊崎東海岸からこの沢の出口までは、地震断層の活動を表わす地変は顕著な活断層地形(石廊崎断層)と一致している。しかし、ここから以西では地震断層を表わす地変の平均方向はN45°Wへと変わり、石廊崎活断層の方向(N70°W)とは一致しなくなる。入間以西の地震断層は入間断層(村井・金子, 1974)と呼ばれている。以下は入間断層についての記載である。

河口部の右岸(loc. 33)では、数mのコンクリート護岸部が数mおきにたてに開口亀裂が5~6条入り異常に著しく破壊された。loc. 34では入間集落の南東を限る道路を横切ってわずかに右ずれを示す亀裂が数条認められた。

入間地区では、今回の地震による家屋の被害率ももっとも著しかったが、被害の性質は他地区のそれとは異なり、軟弱な厚い砂質地盤が地震時に支持力を失ったために生じたものである。家屋密集区域のある台地は標高17m前後で、淘汰のよい中~細粒砂が15m以上もあり、南伊豆の海岸沿い集落では他に類を見ない。土地の人の話では、台地を構成する砂は江戸時代の天津波によって陸上にもたらされ、その後海岸から吹き寄せる強風のため風成砂がこの上に積成して砂丘状の地形を呈していたものを、さらに大正13年の大火の後で自然の凹凸を切り盛り造成し平坦にしたものであるという。入間断層はこの台地をNW-SE方向に横切っているはずであるが、断層変位のセンスを直接反映した亀裂は、前記東南端の道路を除き見出されなかった。集落の西側をめぐる道路崩壊の著しかった点(loc. 36)と集落のなかで地盤の開口亀裂がもっとも大きかった点(同じく loc. 35)は、入間断層のほぼ直上にあたると思われる。

入間集落の西側を流れる観音寺川より西北側の畠では、ふたたびb型の亀裂が点々と続き、三島神社入口の西方約50mで道路(loc. 37)にNW方向の亀裂を生じ、その北側の草におおわれた小露頭のなかでN40°W, 77°NEのシャープな断層面(あきらかに右ずれを示すが正確な変位量の測定不能)が認められた。さらにその北西では、南向きの斜面を切りとって造成した清水市の東南物産欄所有の宅造地(第1, 5図M-1)にa型の断層露頭が現われた(第6図, Plate 7-3, 4)。断層は一色層(鈴木ほか, 1977)の軽石凝灰岩からなる人工崖と宅地平面の両方を切ってN45°W, 73~75°NWのシャープな連続した断層面を見せていた(Plate 7-5)。

横ずれ成分は側溝のくいちがいから右ずれ40~42 cm、垂直ずれ成分は平坦な宅地面から北側落ち20



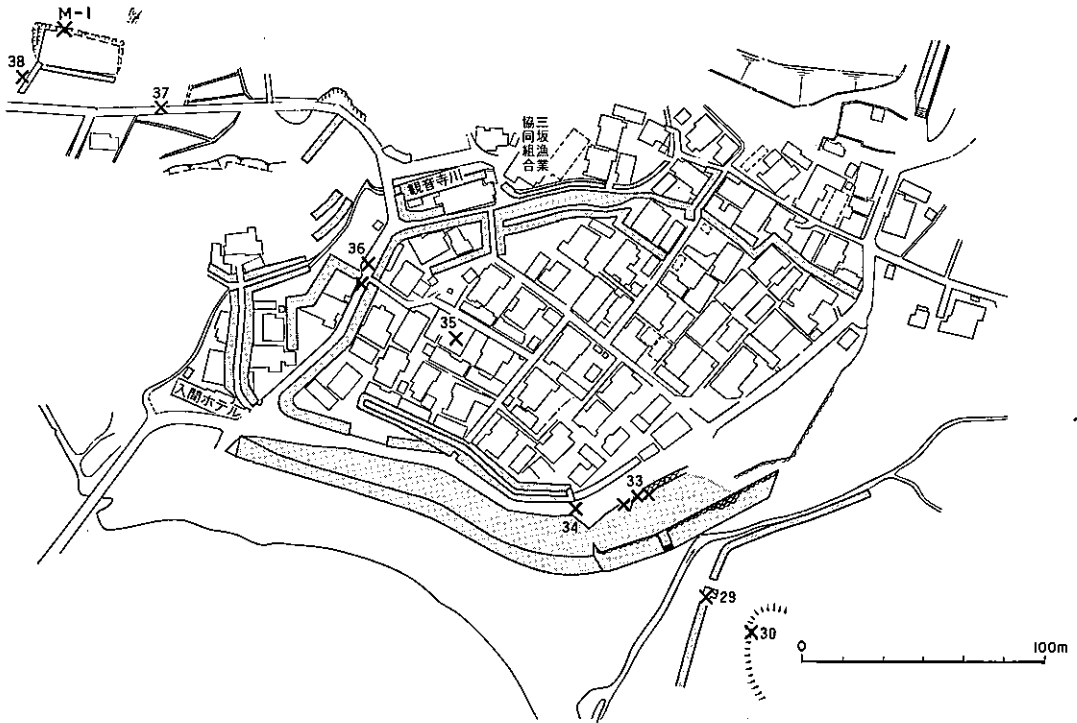


Fig. 5. Detailed map of the Iruma village.

~24 cm の正断層の変位が認められた。断層の上盤側（北東側）では幅数 10 cm にわたり凝灰岩の層理が乱れているが、破砕作用は著しくはない。下盤側では破砕された形跡はみられなかった。崖面で見られる上盤側のオーバーハングした断層には粘土のつかない岩石面もきわめて平坦で、そこに SE ~ 28° プランジした直線状で明瞭な条線が観察された (Plate 8-1)。この断層は既存の断層の再活動であることもあり、前述の条線が今回の活動で生じたという確証はかならずしも得ていない。しかし、第 7 図に示したように、条線の方向は地震時の運動 (net slip) とよく一致している。

この宅地面を正確に測量した図を第 10 図（後出）に示す。地震以前の面がほぼ平坦であったと考えられるので、第 10 図のコンターは地震後の変形を比較的忠実に現わしていると見られる。この図で断層付近の変位量ももっとも大きく、断層から離れるにつれ漸減していくように見えるのは興味ぶかい。ただし断層の南東部（コンターの書いていないところ）は明らかに埋立て部であるので、走向ぞいの変位量の変化は埋立ての影響とも思われる。

この断層の下盤側は、角閃石に富む石英英安山岩質の無淘汰の軽石凝灰岩で、軽石流堆積物と考えられる。軽石は発泡が不良で、少量の本質岩塊（径 1 ~ 2 cm, 最大 3 cm）を含む。上盤側（北東側）は同質の凝灰岩、凝灰質砂岩でラミナが発達している。この上盤側の人工崖面には、落差数 cm ~ 50 cm の既存小断層が数多く発達している (Plate 8-2)。いずれも今回活動した証拠はない。大部分は地震断層と垂直変位のセンスが同じ北東側落ちの正断層であるが、これと共役をなす南西落ちの小断層も 2, 3 みられる。断層面の産状や方向性からみて、地震断層はこれらの小断層と同時期に発生した Master fault と考えられる。地震断層をも含めたこれら共役断層の平均面をステレオ投影すると第 15 図のようになるので、これらの小断層は、すくなくとも発生した時期にはほぼ純粋な傾斜ずれ断層であったと考えられる。地震断層の落差はこの中でも群を抜いて大きい、それでも周辺地域の地質分布から判断すると、せいぜい 30 m 程度と見積られるに過ぎず、1.4 km に及ぶ入間断層の長さから見ると大きいとはいえない。

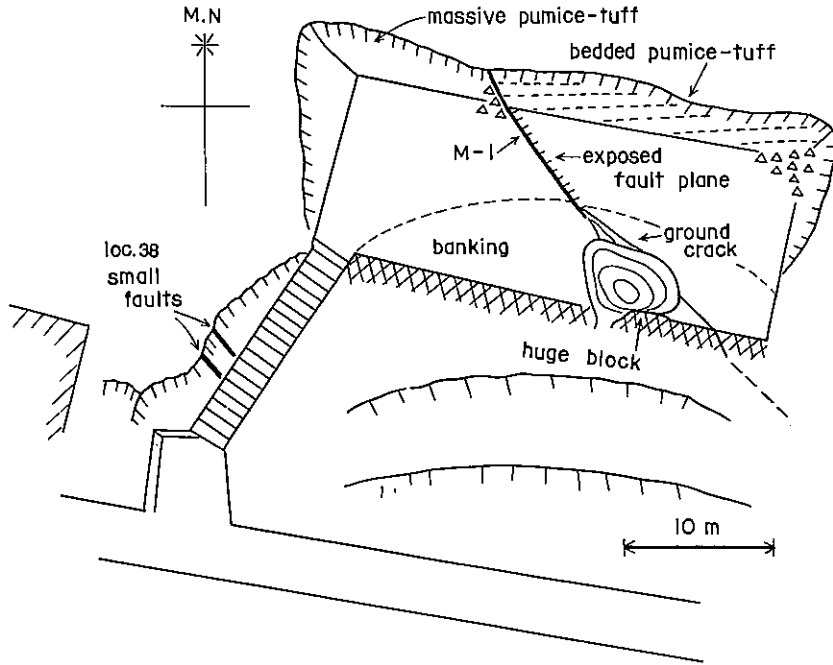


Fig. 6. Sketch map of the residential lot at loc. M-1 where the Iruma fault pass through.

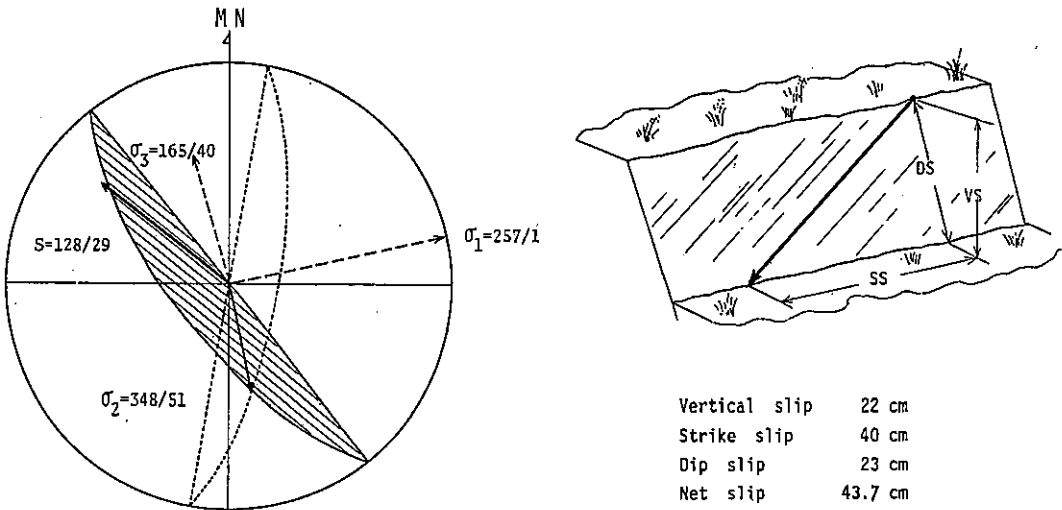


Fig. 7. Net slip and its components of the Iruma fault.  
 $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  represent the maximum, intermediate and minimum tensional principal stresses respectively, and s represent direction of net slip.

この断層のある宅造地へ登る階段西側（第5，6図 loc. 38 参照）では，軽石凝灰岩の互いに約3 m はなれた2カ所に，小さな断層のa型露頭が現われ，コンクリート階段を破壊し右ずれに変位させた (Plate 8-3). 北(上)の断層はN8°W, 53°E, 右ずれ3~5 cm, 南(下)の断層はN15°W, 50°E, 右ずれ2~3 cmで，いずれもシャープで平滑な断層面を見せていた。傾斜した露頭にあらわれたため逆断

層（北上り）の様相を呈するが純粹の右走向ずれだけでもこのような見掛けとなり得るので垂直変位量は不明であった。この両断層は局所的に生じた副断層と思われる。

地震断層の跡は、宅造地のある斜面に沿って北東へ追跡することができる。宅造地から約 100m 西側、地震によって細長く崩壊した急斜面の道路からの比高約20mの付近（第4図 loc.39）は、その上・下部にくらべてやや緩やかでせまい畠となっているが、そこに N65°W 方向で幅約 20 cm の開いた連続する b 型亀裂が認められた。北側の斜面が約 15 ~ 20 cm 低下したと推定される。

入間断層の北西の末端部は、三坂富士(280.2m)の頂上から西方約40mの（第4図 loc.40）、東西性の尾根の急傾斜部と緩傾斜部の境目のところに現われた。ここでは平均方向は N20°W で、幅 15 ~ 20cm の開口した亀裂(Plare 8-4)が、“波長”1 m ぐらいのジグザク型をなして尾根の南方へ 100m以上、北方へ20m以上にわたって途切れることなく続いている。締った表土にきわめて急傾斜(80°以上東傾斜のところが多い)のわりあい平滑な破断面が認められた。断層の分類では a' 型と b 型の間タイプと考えられる。両側の地表面の高度差は尾根の付近で東側上り最高 25 cm、平均約 20 cm あって、ここだけは地震断層の垂直変位の一般的傾向と反対である。ただしこの変位は、斜面がずり下るセンスと一致するから、実際の変位よりは誇張されている疑いがある。尾根の北西斜面では、この長大な亀裂と三型に雁行した走向ほぼ NS で数m続く開口亀裂が認められる。これがおそらく入間断層の北端部であろう。このすぐ北側には広大なゴルフ場があるが、そのなかには地変は認められなかったという。松田・山科(1974)によると上記の最北端部の b 型亀裂には、草の根によって数 cm の右ずれ変位を認めている。筆者らが調査した時期（翌年 3 月）には横ずれを現わす直接の証拠は得られなかった。

なお、ゴルフ場建設作業員の話によると、三坂富士西北方約 200m の北斜面の松林中 (loc.41) に、N5°E 方向で幅約 20 cm 程の開口した亀裂(d 型?)が断続しつつ約50m ぐらい続いていたという。調査した時点（翌年 3 月）には埋めたてられて平均的な方向と長さを確認したのみで、変位の有無についてはわからなかった。

#### 入間—吉田間の石廊崎断層付近の地変

空中写真に断層が明瞭にあらわれている石廊崎（活）断層（村井・金子，1974）は、入間南東の河口部（第4図29）から海岸線ぞいに N70°W 方向へ延び、入間南西に注ぐ沢の左股を通り吉田方面へ向っている。しかし、人間地区においては今回の地震で石廊崎断層が変位した証拠は見られなかった。

後述するように、入間の海岸には石廊崎断層と斜交する走向 NS ~ NNW の開口性の断裂が発達しているが、その中の一部 (loc.53) は片側の岩盤が脱落して新鮮な断裂面を見せており、地震時に開口した (c 型亀裂)かとも思われる。

石廊崎活断層の西方延長は吉田の集落付近を通るが、ここでも明らかな断層変位の証拠は認められなかった。集落へ連結する自動車道路が活断層と交わる付近 (loc.42) では、厚さ約 10 cm のコンクリート舗装が幅約 1 m にわたり道路を横断して亀裂を生じモザイク状に破壊されていた (Plate 8-5)。土地の人の話では、本震の最中には道路のこの部分が一時的に数 10 cm も盛り上り、地震がおさまるとともに旧に復したが、亀裂はその数日後に生じたという。しかし、この亀裂の延長にあたる道路西側の露岩には何の損傷もないところから、この亀裂が断層変位を表わしているとは考えられない。おそらく強震動により表層のコンクリートが下層から剝離し座屈によって浮き上がった部分に生じた潜在的亀裂が、のちに顕在化したものであろう。

この地点より西方の標高約 120m の屋根の約 10m 南側 (loc.43) には、平均方向 N80°W でミ型に雁行する d 型亀裂が 100m ほどにわたり断続していた。最大の亀裂は延長約 17m、ジグザグしつつほぼ直線状に発達して、開口幅最大約 35 cm、南下り約 20 cm であった。

吉田の集落のうち半数以上は、ほぼ石廊崎活断層から数 10m 以内に位置しているにもかかわらず、家屋の被害は他地区にくらべて大きくはなかった。全集落のうち半壊は落石による 1 戸のみである。ほかに白鳥神社の古い社殿 (loc.44) が全壊したが、これは基礎の地盤が地沁りを生じたためである。神社の東方約 200m の田圃のなか (loc.45) に NW 方向の地割れが 2, 3 認められた。この位置は、石廊崎活断

層の真上にあたるため、断層の運動を反映している可能性もあるが、垂直・水平の変位を示唆する証拠は得られなかった。以上のことから、吉田付近では、石廊崎断層は、活動したとしても変位が地表まで達しなかったと思われる。

しかし、入間と吉田の間、富戸の浜北東方の山腹部 (loc. 46) では、あきらかに石廊崎断層が今回変位したことを示す b 型亀裂が認められた。この地点はゴルフ場の西端部 (15番ホール) から富戸の浜へ通ずる小径を約 250m 下った、上・下が急斜面にはさまれたやや緩傾斜面をなすところにある。地割れは小径を横切り、西北方へは  $N20^{\circ}W$  方向で約 40m、南東方へは  $N40^{\circ}W$  方向で 50 m 以上連続していた。傾斜はほぼ垂直で約 15 cm 開口し、NE 側が約 20 cm 低下していた。横ずれ成分は不明瞭であるが小径の踏み跡や草の配列の喰い違いから、10 cm 以上の右ずれと推定された。

富戸の浜東北部 (天保山の北西) は、石廊崎活断層のなかでも、変位地形がもっとも新鮮なところであり、NE-SW 方向に並走するいくつもの沢すじに規則的な 20~30m の右ずれオフセットが生じており、北向きの低断層崖も見られる (村井・金子, 1974)。松田 (1975) によれば、谷の屈曲率 (屈曲量/上流の長さ) が他地点にくらべてきわだって大きい。

筆者等が前記の地点を発見したのは、地震の翌年 3 月であったため、横ずれ量の正確な測定はできなかったが、垂直変位量については、山側が低下していることから、この亀裂が地回りによるものではなく断層変位をあらわすものであることは疑いがない。富戸の浜付近の調査はこのルートだけでしか行われていないので、地形の急峻な地帯ではあるが今後の精査が望まれる。

#### 小規模な断裂性地変

以下に記す断層や裂かは、今回の地震時にわずかに変位したか、またはその疑いのあるものであるが、いずれも変位が微量で、地変線としての連続性も乏しく、かつリニアメントとしても明瞭でない。

1) 東子浦に生じた断層は、比較的連続して観察され、松田・山科 (1974) により子浦断層と名付けられた。この断層は、東子浦のマーガレットライン入口から約 80m の道路東側の崖 (loc. 47) に a 型露頭が見られる。断層は角閃石石英安山岩の塊状の凝灰角礫岩中に生じており、断層面は  $N40^{\circ}W$ ,  $70^{\circ}SW$  で、1~2 cm 開口し、かつ上盤 (SW) 側が約 2 cm 手前 (西方) へとび出し、新鮮な面を見せていた (Plate 9-1)。断層面は約 2 m 上方で閉じ、さらにその上数 m では断層そのものが消滅しているように見える。道路および側溝には NW 方向の亀裂が入り右ずれ変位が認められた。この延長は、五十鈴神社の社殿の南側を通り境内の地面にわずかに南側落ちを示す b 型の雁行亀裂を生じて階段に続き、その南側のへりと側壁の間にすき間をつくり、かつ約 2 cm 右ずれに変位させた (Plate 9-2)。亀裂は階段の下の県道を横断して、その西の小路の南側ぞいに 10 数 m 続き消滅している。この間の総延長は約 100 m、平均方向は  $N80^{\circ}W$  である。この WNW 方向の延長部の海蔵寺・臨海学校・その上のマーガレットライン・野外センター付近には、路面・地面の亀裂や、切り土のり面・擁壁の崩壊が著しかったが、断層変位を思わせるものはなかった。

子浦断層の東端部の露頭は、既存断層の再活動であるが、その累積変位はあってもごくわずかであり、数 m 上方の部分は今回はじめて破壊したと考えられる。この露頭の裏手の崖から崩落した巨大な凝灰角礫岩のブロック (径 1.5m 以上) には今回生じたと思われる新鮮なクラックが多数認められた。子浦断層の平均方位は、他の地震断層と少し違っている。これらのことから、子浦断層は何らかの理由で局部的に強い応力集中を蒙ったが、適当な既存断層がなかったために一部は新たに発生した疑いの持たれる断層である。

2) 中木-入間間の道路カッティング (loc. 48) で見られる中規模の断層は地震時にわずかながら活動した形跡があり、断層露頭部から舗装道路を横切って  $N26^{\circ}W$  方向のシャープな亀裂が入っていた。変位のセンスは右ずれ、変位量は 1 cm 以下である。この断層は走向  $N26^{\circ}W$ 、傾斜  $83^{\circ}SW$  で断面が直線的で開離しており、1~4 cm の粘土をはさむ。NW 方向へ  $63^{\circ}$  プランジした傾斜ずれに近い条線が認められた。両盤は安山岩質火山角礫岩であるが、両側の岩質が異なっているため、3 m 以上の (NE おち?) 落差が推定される。断層の延長部ではその上の Talus 堆積物にもクラックが認められる。

3) 中木北方恒々山 ( $\Delta 297.1\text{m}$ ) の南東約600m, 別荘開発中の造成地内の道路カッティング (loc. 49) において, 安山岩質の凝灰角礫岩・熔岩の互層のなかに  $N60^\circ W, 83^\circ SW$  の平滑な断層面が見られる。この断層の累積層間落差は南落ち約35mの正断層であるが, 今回の地震で約1cm 開口した疑いがある。ずれ変位は生じたかどうか不明である。この断層の約40m北にも  $N65^\circ W, 88^\circ SW$  の断層があったが, 新たな変位は生じていない。

4) 入間の入口, 三坂隧道入口付近の県道 (loc. 50) 北側の凝灰岩の露頭に,  $N16^\circ E, 80^\circ SE$  のシャープで直線状の交跡を示す開口した小断層があり, 0.5~1 cm の新鮮な断層粘土を挟んでいる (Plate 9-3)。上盤側の岩盤には NE 方向へ  $60^\circ$  プランジした断層条線が認められた。この断層のごく近くの岩石が崩落しているところからみて, 地震時にわずか (1 cm 以内?) に再動した形跡がある。しかしその手前の舗装道路には異常が認められなかった。

5) 吉田北西方, 二十六夜山西方の海岸の安山岩質凝灰角礫岩のなかに,  $N50^\circ W, 71^\circ NE$  の断層面が現われている (位置は loc. 51)。上盤側の岩石が崩落し, 粘土フィルムをもった平滑で新鮮な断層面が露出しているので, 地震時にはわずかに動いた疑いがある。この周辺の岩石にはこれとほぼ平行する開口したクラックが密に発達している。

6) これらのほかに, 村井・金子 (1974) は数カ所において, 既存の断裂がごくわずかにずれ変位または開口したものを報告した。

## 5. 地震断層の測量

### 目的と経緯

断層運動は周辺地域の変形がある限界に達して行われるので, 両側の岩盤の剛体的転位のほかに当然断層周辺も変形しているに違いない。このような変位・変形は, 断層運動以前にあらかじめ相互間の位置関係の定まっている多数の事物の, 断層後の位置を測定することによって求められるが, 一般には, 断層露頭の直近部以外にそのような位置関係を正確に求めることは困難である。しかし, 今回の地震時には, きわめて小範囲ながらあらかじめ相互の位置関係が知られていた人工的な土地に断層変位が生じたので, 筆者らのうち鈴木・小玉および三梨は, これを測量することを試みた。

石廊崎断層は, 石廊崎の集落で多数の家屋の土台を変位・変形させた。元来, 家屋の土台は水平に, また角は直角に作られているので, これらを測量することによって, 土地の変位・変形を推定した。測量したのは, たまたま破損した家屋が撤去され土台の現われていた a (第3図 loc. 5 地点, 渡辺よね子氏宅) と b (第3図 I-3 の西隣, 鈴木幸一氏宅) の2地点で, それぞれ第8図と第9図に平面図を示す。

入間では, 岩盤斜面を切りとり, 一部を埋立てて別荘用に開発された宅地に断層が生じた (第5図 M-1 の地点)。宅地面は水平に整地されているので, これを測量することによって, 近似的に垂直の変位・変形を推定した。またここでは, 北縁に下水溝が直線的に設置されていたので, これによって水平の変位・変形を求めた。その平面図を第10図に示す。

### 結果

入間: 断層の南西側では, 断層にほぼ平行した等高線をもって, 断層から遠ざかる方向に次第に沈降する傾向を示す。これに対し北東側では断層と直交に近い等高線で北西側 (崖側) の沈下が著しくなっている。したがって断層直近部での垂直変位量は北西側でもっとも大きく (24 cm), 南東側で小さく (約10 cm余) なる。ただしこの宅地面の南半部は多少とも盛り土により整地されているのでその影響を考える必要がある。変形の範囲は, 断層をはさんで確実に30m近くまで確かめられるが, 垂直断面図 (第11図 AA') を見ると, 断層による相対変位量は断層から離れるにつれて減っているように見える。これに対し, 右ずれ水平変位量は断層から遠いほど大きくなる。すなわち断層から遠いほど南西側は北西に, 北東側は南東にずれている傾向がある。

石廊崎: 断層の南西側は, 断層にほぼ平行の等高線をもって変形しているが, ここでは入間とは逆

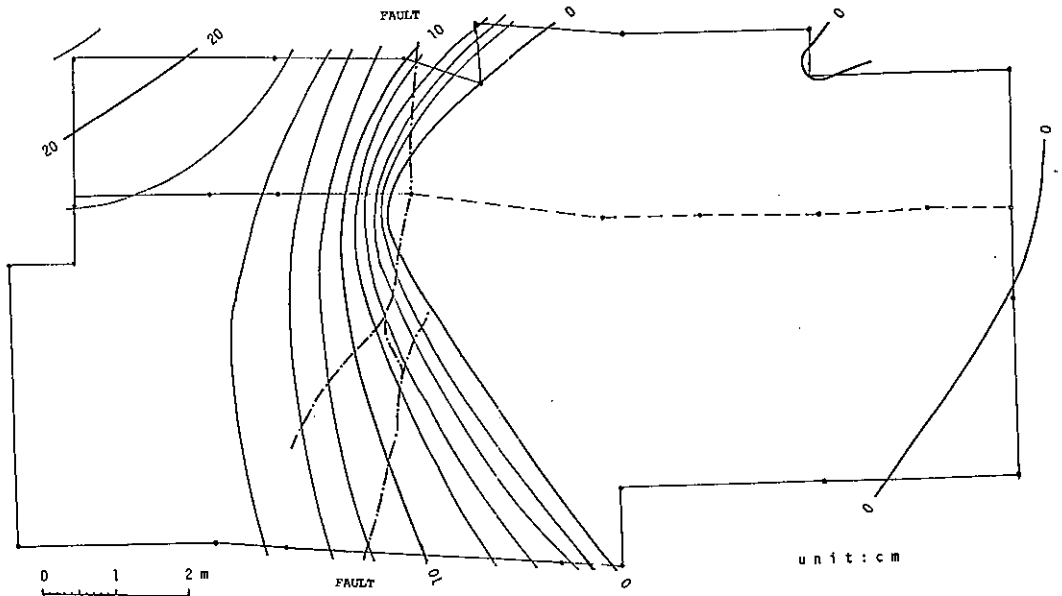


Fig. 8. Plan of a remain of house foundation destroyed by the Irozaki fault at loc. 5.

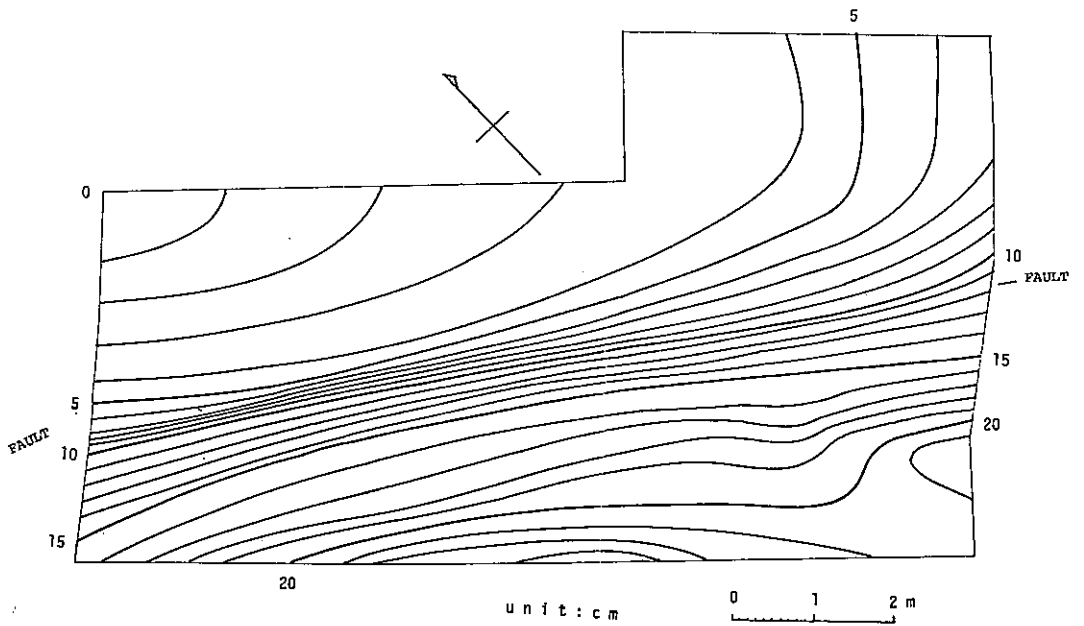


Fig. 9. Plan of a destroyed foundation of the western adjoining house of loc. I-3.

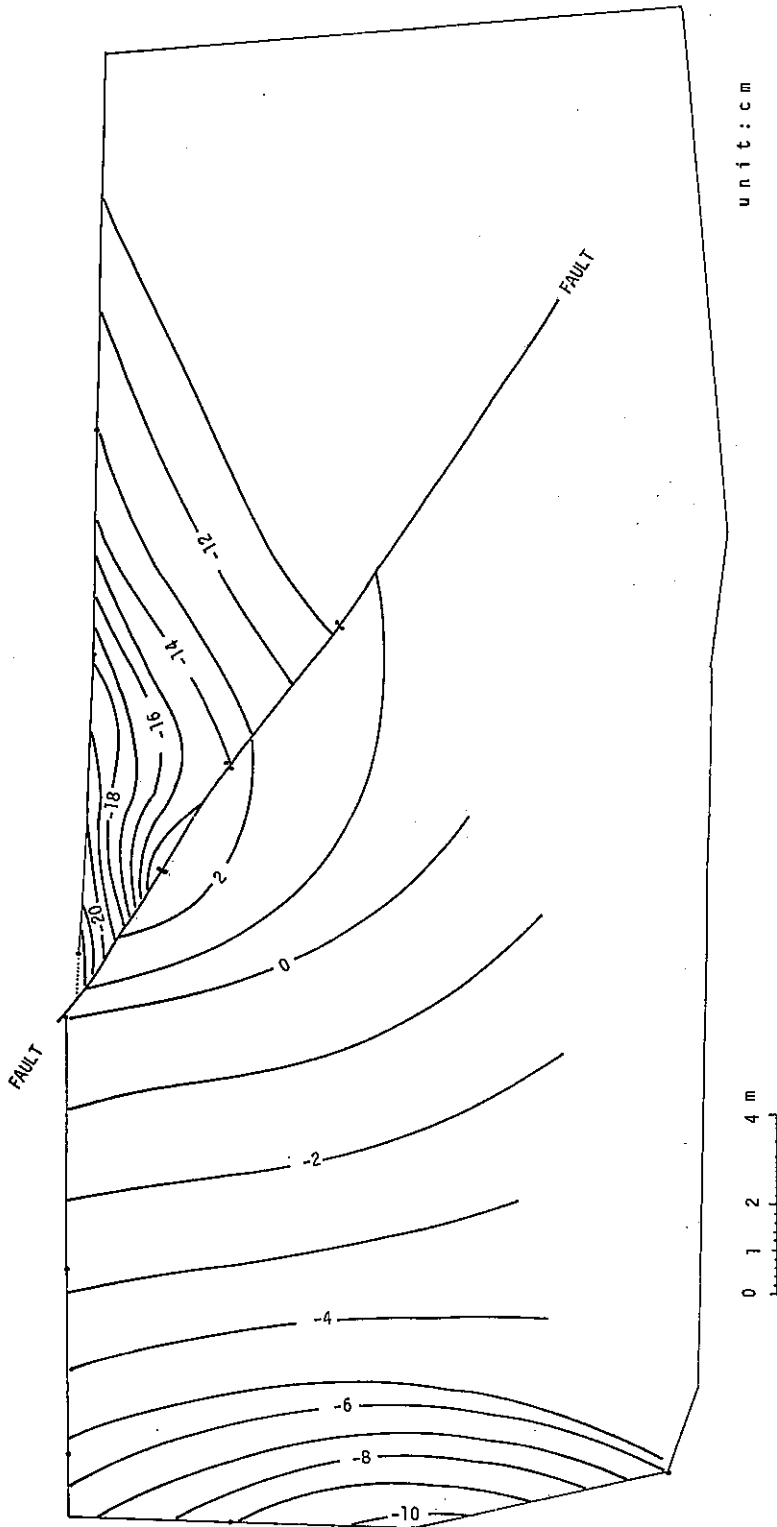


Fig. 10. Plan showing surface disturbance by faulting at loc. M-1.

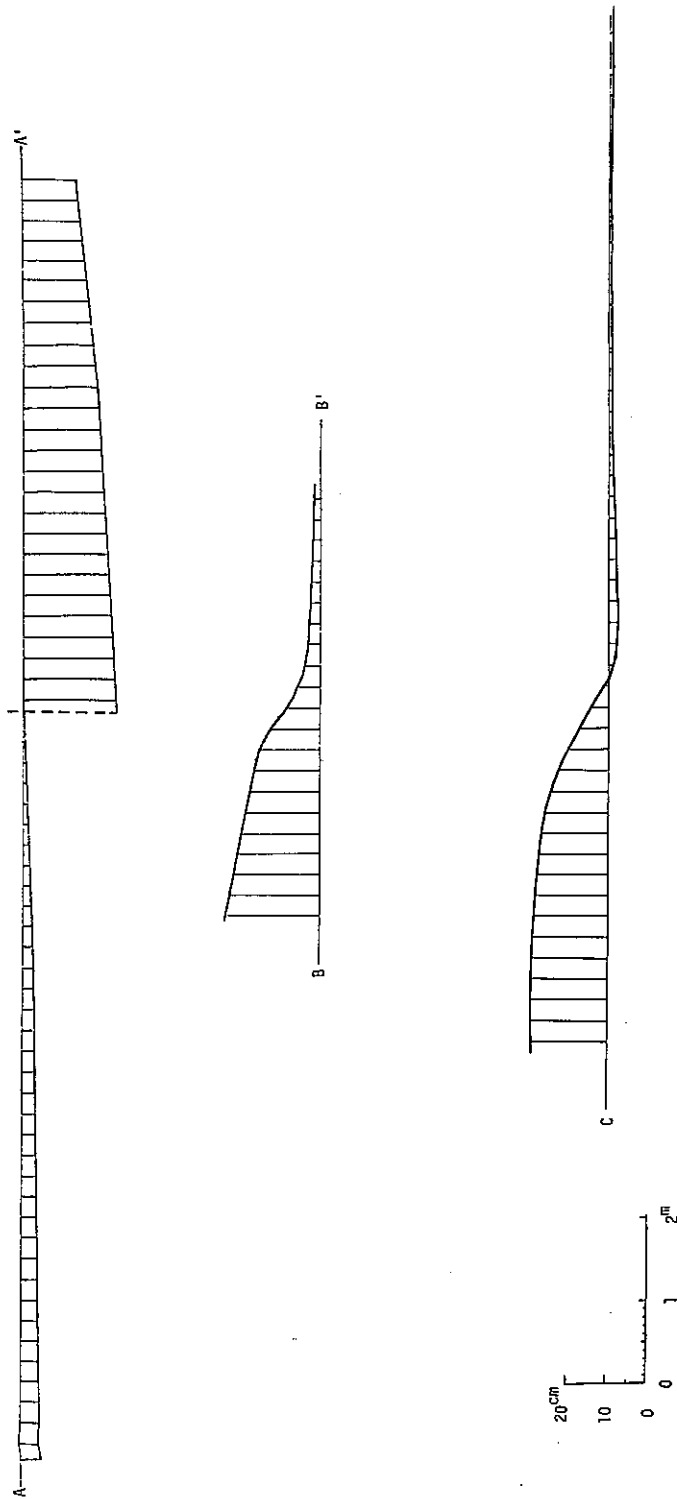


Fig. 11. Vertical sections at loc. M-1 (A-A'), loc. I-3 (B-B') and loc. 5 (C-C') showing surface disturbances by faulting.



に、断層から遠ざかる方向に上昇している。一方北西側は南東側よりも変形勾配は小さいが、等高線が断層と大きく斜交する傾向がみられる。水平変位に関しては、地点 a では入間とは逆に、断層から遠ざかるほど、相対変位量が小さくなる傾向が見られる。

これらの測量から、直ちに結論を出すことは難しいが、強いていえば、入間でも石廊崎でも断層の北東側の盤は、断層の走向と直交する方向を軸として多少波状にうねる傾向があるのに対し、南西側では走向と平行な方向を軸に傾動しているように見えることが注目されよう。

## 6. 地震断層の地質学的規模および小断層との関係

### 活断層の変位量と活動度

石廊崎地震断層は、村井・金子（1973）の示した活断層——石廊崎活断層——に沿って生じた。石廊崎活断層は、南伊豆地方において右ずれ、北側落ちの変位地形がもっとも明瞭な断層であり、主要な山稜における右ずれオフセット量は200~300mに達している（村井・金子，1974）。ただし河川の屈曲量にはそれほど大きなものではなく、中木川で50~100m程度である。北落ち垂直変位量は地震時の運動を参考にすると、横ずれ変位量の約半分、すなわち最大100~150m程度であろう。松田（1975）は谷の屈曲量と断層より上流の谷の長さとの比—屈曲率—をとって他の断層のそれと比べ、石廊崎活断層の右ずれ平均変位速度はB級（0.1~1 m/10<sup>3</sup>年）であるとした。

### 地震断層と地質断層の関係

一方、石廊崎断層の地質学的な規模については未だ充分明らかでない。過去の地質図（たとえば角，1958）には断層の記載がなく、また、筆者等のうち鈴木・小玉が地震後に行った地質構造調査（鈴木ほか，1976）においても、小縮尺の地質図に表現できるほどの断層を認めることはできなかった。伊豆半島南部を構成する白浜層群は、火砕岩を主としており層理に乏しいため、断層変位量を求めることは容易でないが、上記の諸報告からみて石廊崎断層の規模はそれほど大きなものではないと考えられる。

筆者のうち垣見は、石廊崎断層の両側の地質を代表的地点について調査した。このうち中木地区については、第12図に示すように、断層の南側では石英安山岩質軽石凝灰岩がドーム状をなして分布し、安山岩質火山角礫岩がこれを軽微な斜交不整合で蔽っているが、北側はすべて安山岩質の火山角礫岩~熔岩からなっている。したがって、この付近における石廊崎断層の総変位量は、第13図に示すように、すくなくとも北側落ち100m以上と考えられる。横ずれ変位量については、断層の南側にあるドーム構造に対応するものが北側には見られないので何ともいえない。第3図 loc. 22の断層付近には、安山岩の岩脈が幅2~20mにわたり貫入しており、この断層が第四紀以前にすでに発生していたことを示唆している。地震断層はこの岩脈の北側の火山角礫岩との境界部に生じている。断層の直近部約10mほどの地層は一般方向と異なる走向を有し、右ずれによる引きずりの影響によって走向が変化したとも考えられる。

入間地区では、入間断層の両側の地層分布からみて、同断層の北側落ち総変位量は約30m程度と考えられる。石廊崎断層では両側の地層の対応関係があまり明確でないが、地形から推定される活断層の変位量を上まわるほどの変位は、横ずれ、垂直ともに認められないようである。

石廊崎地区では、特別な岩質を示す安山岩の水中熔岩が、断層北側では県道から石廊崎への入口付近に分布するのに対し、南側では県道が石廊崎集落の沢を横切って南下する付近からジャングルパーク入口あたりまでに分布することに着目して地質学的変位量を推定すると、右ずれ量約300m、北側落ち約50m内外となる。これは活断層の最大変位量と大差ない値である。

石廊崎地区では、今回変位した地震断層はいずれも既存断層が再活動したものであるが、その位置は地質学的に大きな断層とは一致していない。地質断層のa型露頭のうち、東海岸（第3図I-1）の断層は、地質的大断層から推定約100m南側に、稲葉氏裏（第3図I-2）は約40m北側に平行する副次的な断層が再活動したものである。石廊崎集落の西端（第3図I-3）に見られるものは、断層ぞいに貫入

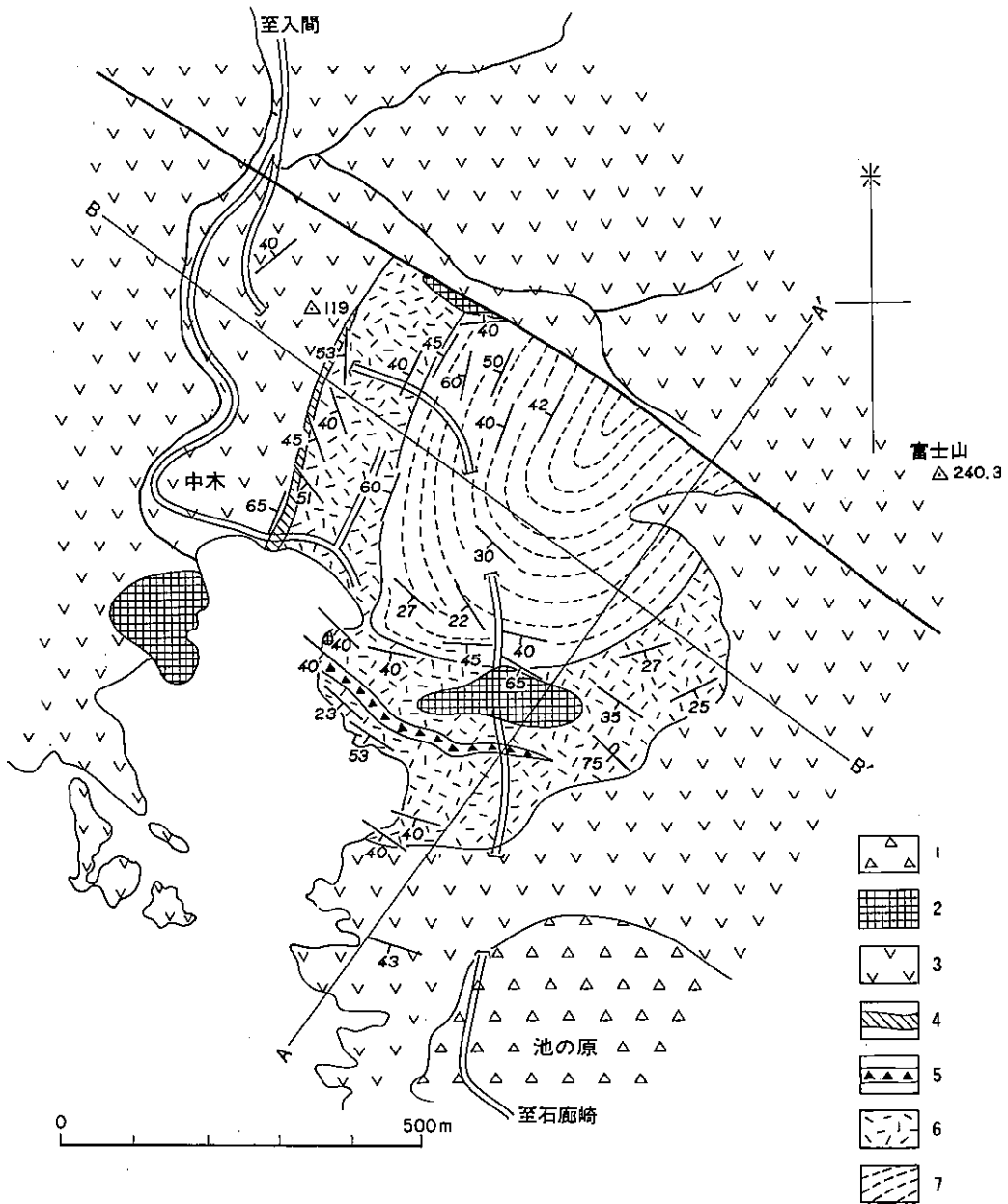


Fig. 12. Geological map of Nakagi district. Thick solid line represents the Irozaki fault. 1: Late Pleistocene basalts, 2: Late Miocene dike (andesite), 3-7: Late Miocene Shirahama group, 3: andesite volcanic breccia, 4: tufaceous sandstone, 5: andesite volcanic breccia (seam), 6: dacite pumice-tuff, 7: tufaceous sandstone. A-A' and B-B' are section lines (see Fig. 13).

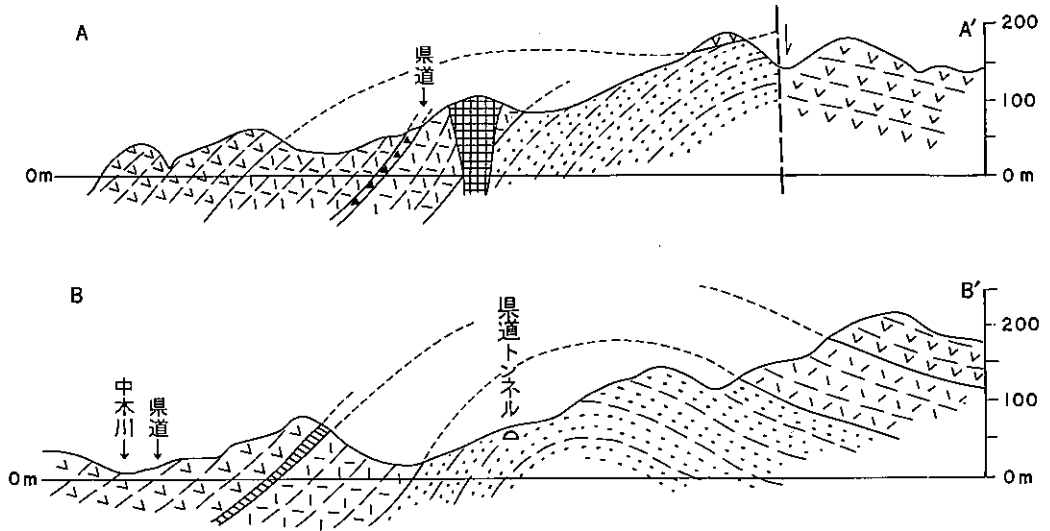


Fig. 13. Geologic profiles of Nakagi district. Positions of section line are shown in Fig. 12. Patterns are the same as in Fig. 12.

したと思われる変質した安山岩岩脈のなかの複数の小断層のうちの1つが再活動したと考えられる。

#### 石廊崎断層と小断層との関係

石廊崎断層の周辺には、白浜層群のなかに系統的に小断層が発達している。この断層については徳山 (1974), 村井・金子 (1974), 星野 (1976), YAMADA (1977) 等が記載している。その一部が今回活動したことは小論ですでに述べた。ここでは筆者等の調査のなかから、2, 3の代表的な地点のものを追加記録しておく。

入間付近の海岸：中～小規模の断層が、安山岩質凝灰角礫岩～火山角礫岩中に数多く見られる。第4図 loc. 52 では走向  $N15^{\circ}W \sim NS$ , 傾斜  $80^{\circ}E \sim$  垂直でみかけの落差は  $15 \sim 25$  cm にすぎないが、幅  $10 \sim$  数  $10$  cm と大きく開口した断層が数条発達している (Plate 9-4, 5). loc. 53 では  $N5^{\circ} \sim 15^{\circ}W$ ,  $80^{\circ}E$  の開口性で面が不規則に曲った断層が発達し、水平の断層条線が見られた。片側の盤が大きく脱落して新鮮な断層面が露出しており (Plate 10-1), 今回の地震でさらに開口した可能性が考えられる。別に  $N55^{\circ}W$ ,  $70^{\circ}E$  方向の断層もみられ、これにも水平の条線がついていた。loc. 54 には  $N43^{\circ}W$ ,  $75^{\circ}SW$  の薄い粘土をはさむ、露頭断面ではシャープで直線状を呈する断層が見られた。断層の両側の岩質が異なることから  $10$  m 以上の垂直変位が推定される。loc. 55 では  $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W$ ,  $75^{\circ} \sim 90^{\circ}SW$  で剪断帯をもつ断層群と、 $N10^{\circ}W$  垂直で破碎帯をもつ開口性の断層が互いに切り合っているのが観察された (Plate 10-2)。前者には水平の断層条線が認められた。loc. 56 付近では安山岩質凝灰角礫岩中にきわめて多くの断層が認められるが、それらは方向性と面の性質から3系統に分けられる。

①は走向  $NS \sim N15^{\circ}E$ , 傾斜  $80 \sim 85^{\circ}W$  のグループで、幅  $2 \sim 3$  cm の不規則に開口した新鮮な面を有するもの、②は  $N35^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ ,  $80^{\circ} \sim 85^{\circ}NE$  でややシャープな開離した面をもつもの、③は  $N65^{\circ}W$ ,  $85^{\circ}NE$  でシャープで平滑な断層面を有し  $1$  cm 内外の細粒物をはさむものである。③には水平の断層条線が認められた。①、②の変位量はごくわずかであるが、③は数 m の変位が推定される。

以上に記した入間周辺の小断層の代表的方位を第14図に示す。これらの断層には次のような特徴が認められる。④は走向が  $NS \sim NNE$  でほぼ垂直の open crack かそれに近い、変位量のごくわずかな断層、⑤は走向  $NW \sim WNW$  でシャープな剪断面をもつ断層で、変位量が割合に大きいものが多い。④⑤ともに断層条線が認められる場合にはその方向は水平に近い。⑥は、⑤の右横ずれの大きな変位に併なって (2次的に) 生じたわずかに左ずれの破断性裂かであると解される。

落居—伊浜間の海岸：落居—伊浜間の岬のつけ根付近 (loc. 57 および 58) には、海岸にほぼ平行する方向の開口した断層が多い。走向  $N30^{\circ}\sim 55^{\circ}W$ 、傾斜は  $80^{\circ}NE\sim$  垂直  $\sim 85^{\circ}SW$  で、落差はほとんどなく、あっても  $1\text{ cm}\sim$  数  $10\text{ cm}$   $NE$  落ちであるが、シャープな断層面（ときに  $1\sim 4\text{ cm}$  の粘土を伴う）の周辺に幅広い破砕帯を持つものや異物充填型のものが多く、破砕帯の幅は最大  $3\text{ m}$  に達するものがある。このほかに  $N15^{\circ}W$  内外で垂直に開口した裂かが少数見られる。また、 $N75^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}SW$  で、シャープな断層面に  $SE\sim 45^{\circ}$  プランジした条線の認められるものがあつた。岬より南の柄沢川までの海食崖 (loc. 59) では、 $N30^{\circ}\sim 50^{\circ}W$  で  $60^{\circ}SW\sim 80^{\circ}NE$  方向と、 $N5^{\circ}E\sim 15^{\circ}W$  で  $E$  または  $W$  へ急傾斜する小断層が数多く認められる。面の閉じたものと開口しているものがあり、後者は前者の再活動と考えられる。みかけの落差は数  $\text{cm}\sim 1\text{ m}$  といずれも小さい。なかに水平の断層条線の見られるものがある。このほかに  $N82^{\circ}W$ 、 $81^{\circ}SW$  の開口した亀裂面が一条見られた。loc. 60 の道路に露出する石英安山岩岩脈中には、 $N47^{\circ}W$ 、 $78^{\circ}NE$  でシャープな開離した断層が、その下の海岸崖には  $N34^{\circ}E$ 、 $83^{\circ}SE$  で面が不規則に屈曲し開口した亀裂が認められた。

入間—色間：この区間には、一色凝灰岩層（角，1958）または一色層（鈴木ほか，1977）と呼ばれる軽石凝灰岩・軽石質砂岩・同質礫岩などが分布し、そのなかに小断層が発達している。比較的層理が明瞭なので、変位のセンスや変位量が観察しやすい。なかでも入間地震断層の現われた前述第1，3図I-1地点の宅造地の人工崖では小断層の発達が著しい (Plate 8-2)。落差は地震断層を別格とすれば、多くは数  $\text{cm}\sim$  数  $10\text{ cm}$  で、地震断層と同じく北東側落ち正断層が圧倒的に多い。断層面は大部分が開離し平滑な面が見られるが、一部にゆ着しているものもある。開離型の断層は、ゆ着型の断層が再活動したものである。

入間集落入口のガソリンスタンドわき (loc. 61) では、落差  $10\sim 20\text{ cm}$  の互いに共役をなす正断層が数条認められる。断層面はゆ着し、一部開離しかかっている。

一色集落北側の小崖 (loc. 62) にも落差  $10\sim 15\text{ cm}$  の正断層が数条認められる。断層面は開離しているが、それ以前にゆ着していたことを示す暗色のスジも認められる。以上3地点の断層は、互いに産状がよく似ており、同一応力場のもとで生じた断層系に属すると考えられる。

これら3地点の共役断層の平均方向およびそれから得られた主応力軸方位を第15図に示す。15図Aには地震断層をも含めて平均方向を求めた。図から明らかなように、ほぼ純粹の傾斜ずれ断層型と、傾斜ずれ—走向ずれの中間型とがあるが、主張力軸 ( $\sigma_1$ ) は  $ENE$  方向でほぼ水平と一定している。主圧力軸 ( $\sigma_2$ ) と中間主応力軸 ( $\sigma_3$ ) の方向は不安定で、おそらく両者の絶対値がほぼ等しい応力条件下で生じたものであろう。入間地震断層は、これら共役断層のうち  $NW$  走向  $NE$  傾斜の比較的落差の大きい断層が再活動したものであろう。地震断層面に見られた条線の方向は、第15図AおよびCの共役断層から期待される net slip の方向 (図に●で示す) と調和的であるのは興味深い。

石廊崎東海岸：本瀬の県立有用植物園の南の海岸 (loc. 10) では、 $E-W$ 、垂直； $E-W$ 、 $70^{\circ}N$ 、 $N55^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$ ； $N40^{\circ}W$ 、 $75^{\circ}NE$  などの中～小規模の断層面が見られた。断層条線はほぼ水平である。 $N-S$  でほぼ垂直の開口した亀裂に切られている。石廊崎断層 a 型露頭の南側の海岸の崖 (loc. 3) には、 $N85^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}NE$ ； $N70^{\circ}W$ 、 $73^{\circ}NE$ ； $N65^{\circ}W$ 、 $80^{\circ}S$ ； $N64^{\circ}W$ 、 $75^{\circ}NE$  などのシャープな断層面をもつ連続性のよい

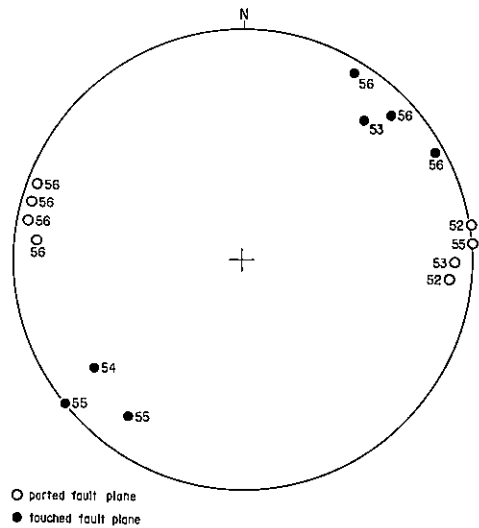


Fig. 14. Direction of small faults developed in the coast near Iruma (upper hemisphere). Numerals represent locality number.

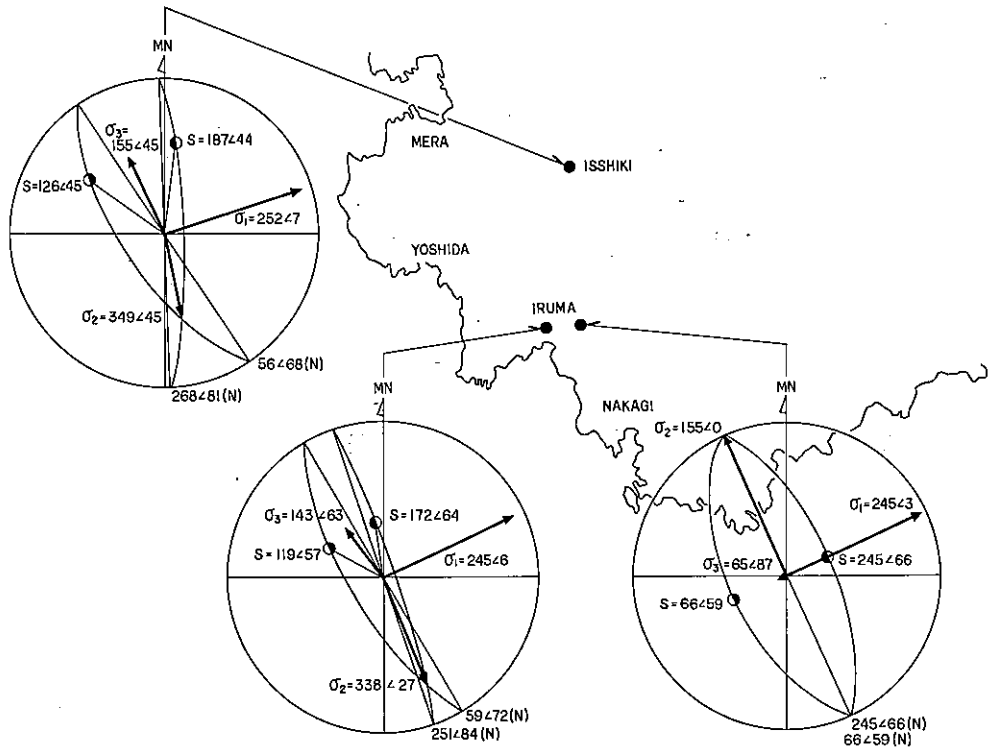


Fig. 15. Mean directions of conjugate minor faults developed in the Isshiki (pumice-tuff) formation, and those of principal stress axes obtained (upper hemisphere). Symbols are the same as in Fig. 7.

中規模の断層がある。その1つは垂直の岩脈を4~5m右ずれで変位させている。断層面には水平の条線が明瞭に認められる。一部には最大幅2m以上の破碎帯を伴う。またこれとほぼ同方向の小クラックが岩盤の中にきわめて多い。

### 7. 地震および測地データと地震断層との関連

ここでは、地震および測地的観測データの基本的項目について紹介し、地震断層をはじめとする地変との関係を検討する。

気象庁の定常観測網によれば、本震の震央は $138^{\circ}48'E$ ,  $34^{\circ}34'N$ 、深さ10kmである。その後 station correction を行って再決定された震源は、東大地震研究所(1974)では $34^{\circ}37'N$ ,  $138^{\circ}48'E$ 、深さ7km、松崎ら(1974)によれば $34^{\circ}37.3'N$ ,  $138^{\circ}48.7'E$ 、深さ8.3km、余震共同観測班(1975)によれば、 $34^{\circ}37'57''N$ ,  $138^{\circ}47'57''E$ 、深さ9kmなどである。余震はきわめて多くの機関またはその共同組織で観測された。第16図は余震共同観測班(1975)によって決定された余震の分布である。その他の例を第17~18図に示す。いずれも、ほぼ伊豆半島南端から北西へ向う海岸ぞいに細長く帯状配列し、その方向は $N45^{\circ}W$ 、延長は約25kmである。本震はそのほぼ中央部で発生したと考えられている。余震の深さは一般に本震よりも浅く、10kmから2~3kmの間に分布している。

これとは別に、5月11日夜頃から、天城峠を中心にNE-SW方向に分布する微小地震活動が目立ちはじめた。7月9日には本震後最大のM-5の地震が天城峠付近に起った。

本震の発震機構は、種々のデータを用いて解析されたものが発表された(気象庁, 1974; 牧, 1974;

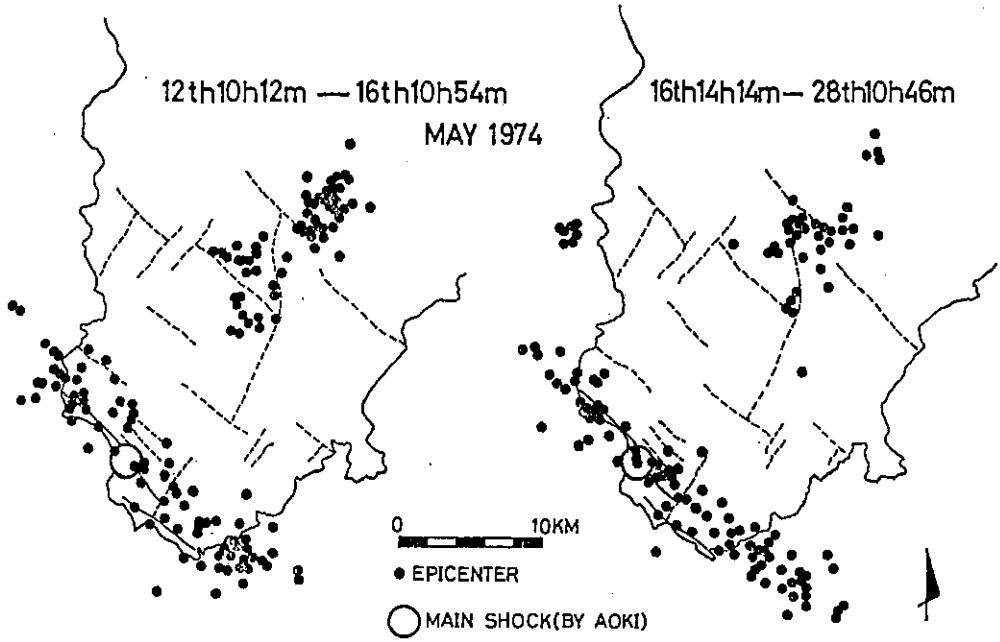


Fig. 16. Epicentral distribution of the aftershocks determined by the Research Group for Aftershocks (after KIMATA and MIYAJIMA, 1975).

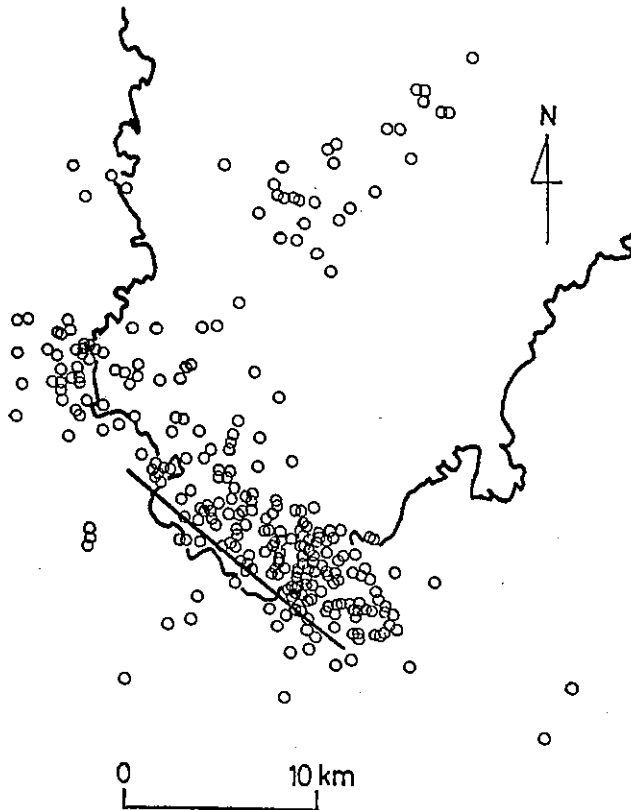


Fig. 17. Epicenters of aftershocks for May 13-31, 1974 determined by ERI (1974).

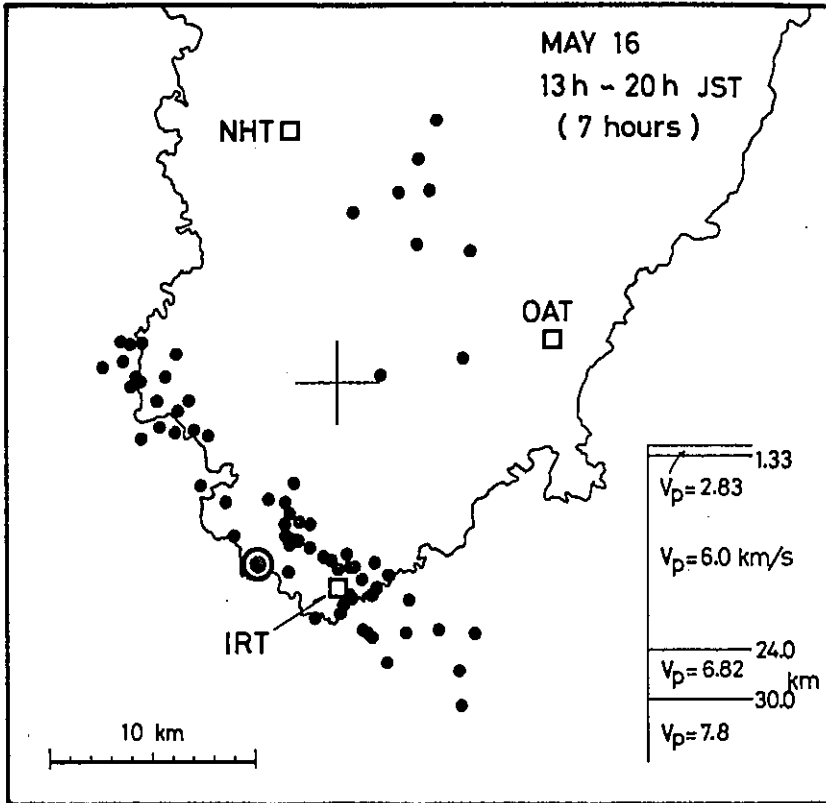


Fig. 18. Epicentral distribution of 70 aftershocks for 13h-20h on May 16 determined by the temporary stations, IRT, NHT, and OAT. The insert shows the crustal model used in calculation (after ISHIBASHI et al., 1974).

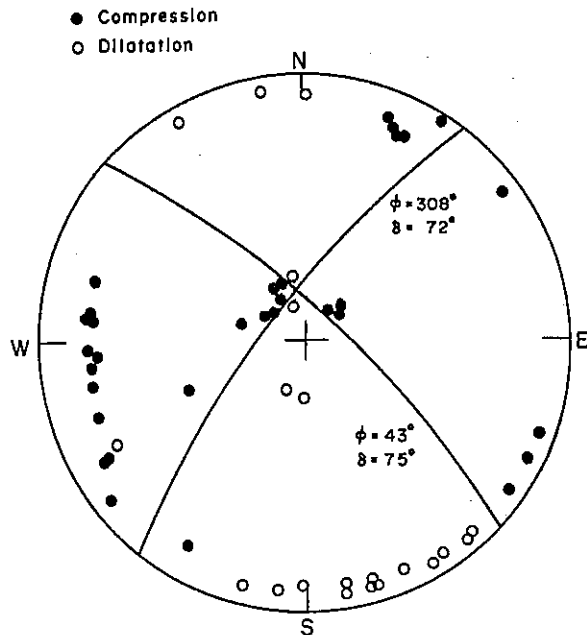


Fig. 19. Initial motions of P waves from WWSSN and the fault plane solutions of Izu-Hanto-oki earthquake of May 9, 1974. The data whose epicentral distances are less than  $8^\circ$  are derived from JMA (after DPRI, 1974).

京大防災研, 1974; 松崎ほか, 1974等). いずれも節面の1つは  $N45^{\circ}W$  前後でほぼ垂直, または NE へ急傾斜, 他の1つは  $N45^{\circ}$  前後で NW へ急傾斜し, 主圧力軸はほぼ NS 方向を示す (第19図に1例を示す). このうち前者がわずかに南西上りの垂直成分を伴った右横ずれ断層面を示すことは疑いが無い. 初動の重さね合せによる余震の発震機構からも, ほぼ同様の南北圧縮が得られている (余震共同観測班, 1974). 一方, 前述の天城峠付近の M-5 の地震の発震機構も四象限型となり, 余震分布を考えるとこの地震の断層面は  $N37^{\circ}E$  で左横ずれであり, 5月9日の本震と互いに共役な断層系の活動を示しているといえる (石橋, 1974).

以上のデータおよび波形解析から, 震源過程をあらわすいくつかの断層モデルが発表された. 松崎ら

Co-seismic Crustal Movement  
Period: 1973 - 1974  
Unit: cm

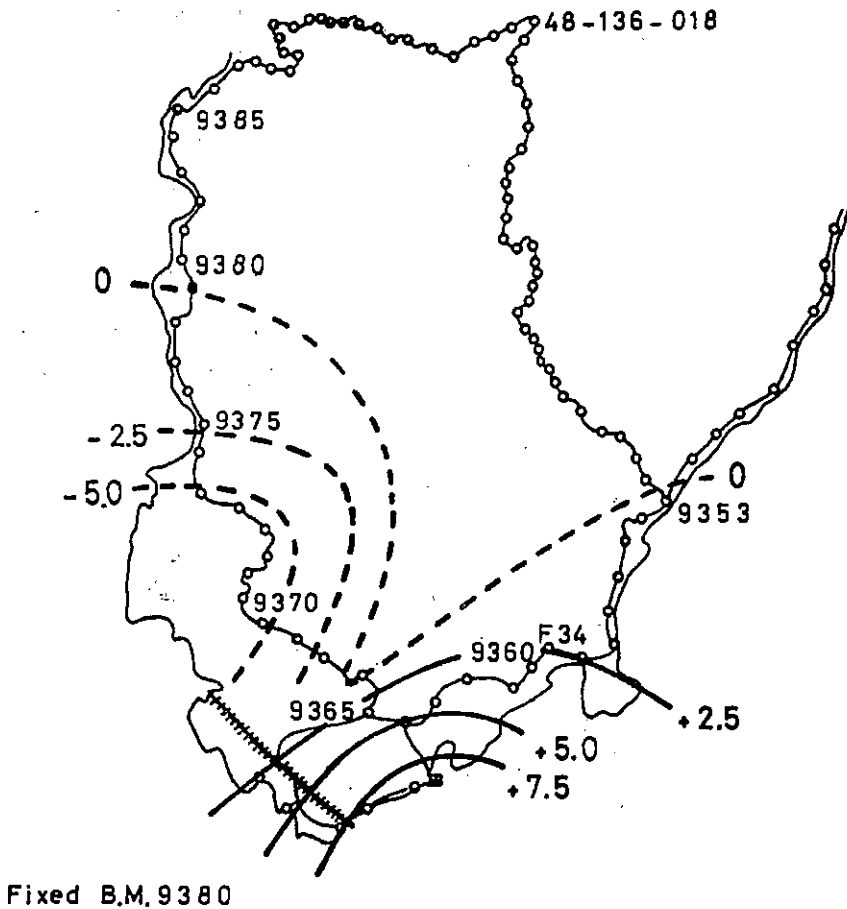


Fig. 20. Vertical movement associated with the Izu-Hanto-oki earthquake of 1974, summarized by Fujii (1975).



(1974) によれば断層面積  $20 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ , 破壊速度約  $2 \text{ km/sec}$  (bilateral), 平均変位量  $1 \text{ m}$ , 応力低下は  $40 \text{ bars}$  である。

これらの地震学的な諸元と地震断層のデータとは、定性的にはよく調和しているといえる。余震の分布は伊豆半島南海岸沿いのわずかに陸側にあるから、石廊崎断層はこの地震の主断層そのもの、すなわち地下における震源断層 (松田, 1976) に対応するものであって、一部で考えられたように、主断層は石廊崎断層と平行してより南西の海側にあるとする必要はないであろう。石廊崎断層の平均方向は  $N52^\circ W$  で余震の方向とほぼ一致しているといえる。ただし、同断層が今回変位した区間の長さは、東海岸から富戸の浜北部までで  $6 \text{ km}$ , 南東の海底延長部を入れても、余震域の南半分を占めるにすぎない。北西部の妻良—伊浜—波勝岬方面では地震断層の変位量は主断層で最大約  $45 \text{ cm}$  (右ずれ), 石廊崎地区での2条の副断層の変位量を合せても最大約  $65 \text{ cm}$  で、前述の断層モデルや、過去の地震断層の規模別変位量の経験式 (松田, 1975) にくらべて幾分すくなめである。この“残りの分”はおそらく余震域内に無数に存在する NW-SE 方向の小規模の断層の一部が負担したであろう。また、地表部は地下における震源断層の変位を follow し切れずに、長期間になしきらずに変位しているとも考えることもできる。石廊崎断層の after slip (衣笠, 1976; 宮沢ら, 1977) や南伊豆放射基線の観測結果からみて、今回の地震では地表部における非弾性的な余効運動がかなり大きいと考えられる (藤井, 1975) からである。

地震に伴う地殻変動については、震源域を通過する一等水準路線が設置されていなかったため、震央付近の様子がよくわからない。国土地理院の路線の測量結果 (国土地理院測地部, 1975) のほかに、南伊豆町の漁港整備用の水準点を利用した測量結果 (東大地震研, 1975) をも使用して画いた地震時の上下変動は第20図のように求められる (藤井, 1975)。測地学的断層モデル (多田, 1974) がこの変動を説

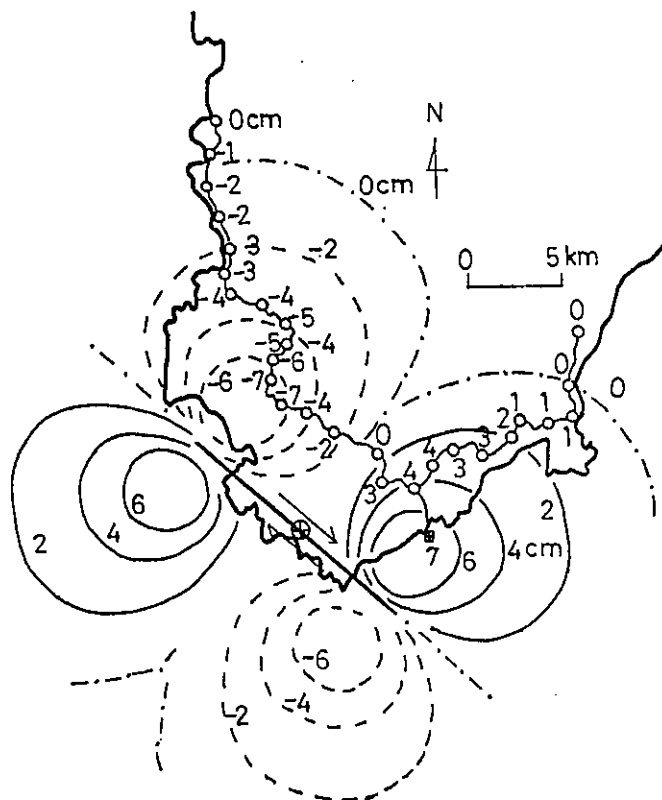


Fig. 21. A fault model of the Izu-Hanto-oki earthquake of 1974, deduced from the vertical crustal movement (after TADA, 1976).

明するために提唱された(第21図)が、このモデルは石廊崎地震断層の垂直変位—北落ち、最大約 25 cm—とは合わない。このために多田(1974)や村井(1975)は、地表に現われた石廊崎断層は地震によって生じた2次的な断層である可能性を示唆している。しかし、発震機構から求まる震源断層の変位にもあきらかに北落ちの成分があるのであって、第20図のモデルはこの事実を充分織り込んでいないと思われる。

第20図が地震前後の上下変動の大局を表しているならば、最大 25 cmに及ぶ地震断層による垂直相対変位は断層のごく近傍のみで起ったため、前述の漁港整備用の水準点網ではとらえられなかったとも考えられる。ここに REID の古典的な弾性反発説を適用するならば、石廊崎断層より南西側のブロックは、地震の約1年前(1973年6月)水準点が設置され最初に測量された時点で、断層近傍を除きすでに隆起していた、とは考えられないであろうか。

## 8. 地震断層に関するまとめ

1)地震断層はすべて NW-SE 方向を示し、右横ずれ変位を示した。垂直変位は、1カ所の例外(入間断層西北端部)を除き、概して南側上りであった。このうち石廊崎断層と入間断層は、右ずれ変位量は最大約 45 cm、南上り変位量は右ずれ量の約半分ぐらいであった。石廊崎・入間両断層はその位置が余震分布域と一致し、その変位のセンスは発震機構と調和的であることから、今回の地震の主断層そのものと考えられる。

2)しかし、帯状に分布する余震域のうち北西半部(子浦—伊浜方面)では明瞭な地震断層は出現しなかった。ここでは主断層は海底に生じたか、または明瞭な断層としては地表まで現れなかったと考えられる。南東部でも石廊崎断層の変位量は地震の規模から期待される変位量よりも少なく、かなりの変位が周辺の副断層をはじめとする中・小規模の断層によってまかなわれたと考えられる。

3)地震断層はすべて既存の断層の再活動であった。岩盤露頭(a型)に見る限り、断層面は平滑で、薄い断層粘土を挟むほかは、特に顕著な破碎帯は見られない。断層の傾斜は南傾斜(見掛け上逆断層)のところと、北傾斜(正断層)のところがあり一致しない。走向も地震断層の平均方向からかなり(20°以上)外れたものが認められた。これらと同様の方向性や産状を示す中・小規模の断層は地震断層の周辺にきわめて多く認められた。そのうちのあるものは、地震時にわずかながら変位した。

4)石廊崎(地震)断層は、伊豆半島南部の活断層地形のなかでも、もっとも明瞭なところに生じた。ただし、石廊崎(活)断層の北西部では今回の地震時には地表に変位を生じなかった。入間断層および石廊崎における2条の副断層の位置にも、詳しく見れば活断層地形を認めることができた。しかし、地震断層は必ずしも活断層地形の中央(谷)部にはなく、むしろそこから外れた斜面部に生じたものが多い(I-1, I-2, I-3 など)。

5)今回変位した断層の累積変位量の見積りは困難であったが、破碎帯が見られないことや、両側の岩質が同じであることが多いことから、あまり大きくはないと考えられる。入間断層の累積変位はやや大きい、それでも垂直変位30m程度である。同じ活断層谷のなかに合変位した断層に平行してこれより規模の大きい地質断層の認められるところもある(I-1, I-2, loc. 22 など)。

6)石廊崎活断層の両側の地質学的変位量は、場所によって大きな違いがあるように見える。現在一統の活断層地形として現われている石廊崎断層は、地質学的には別々の発達過程をたどった局地的な断層が、第四紀後期になって同一センスの運動に転じたものであると考えられる。

7)伊豆半島南部に発達する中・小規模の断層は、大きくみると、a)NW~WNW方向のものと、b)NS~NNE方向のものが2系統以上の断層系を構成している。a)のなかで dip-slip 型の共役断層をなすものと、a)とb)とが、strike-slip 型の共役系をなす場合がある。断層系の発達史には人によって多少解釈の違いがあるが、いずれにしても今回の地震時を含む最近の運動は、a)が右ずれの変位を主とするのに対し、b)はわずかな左ずれを伴う開口を主としているように見える。

8)石廊崎断層は、地震後2年以上にわたり地震時と同じ右ずれ南上りのセンスで余効的運動を続けている(衣笠, 1976; 宮沢ほか, 1977)。伊豆半島南部の水準点で、地震時に局部的沈下を示したものは、地震後も沈下を継続した(藤井, 1975)。また、伊豆半島南部の放射基線で地震後に2回改測された基線は、いずれも地震時と同じセンスの伸長または短縮を継続している(藤井, 1975)。これらの事実は、石廊崎断層はもとより、その周辺のかなり広い地域でも地震後の非弾性的な余効変動がかなり著しかったことを示している。

以上のことから、石廊崎断層の特性について、次のようにまとめることができよう。

おそらく第四紀の中頃から、地下における余震分布域にはNW-SE方向の震源断層が生じ、繰返し右横ずれ変位を行ってきた。しかし断層面は地表部まで達せず、それまででできていた、中～小規模の多くの断層のうちの或るものを少しずつ変位させることによってひずみの解放を行ってきた。そのような微小変位は次第に現在の石廊崎活断層の位置に集中したため、明瞭な活断層地形を形成し、そこでは全体として200m以上の右横ずれ変位が認められるようになった。しかし、現在でもなお、地表部ではひと続きの断層帯は発達しておらず、活断層地形として認められる地帯のなかに存在する複数の中・小断層のうちの1つが変位する、という運動様式をとっている。この意味では、伊豆半島沖地震を発生させた地下の断層は、北西部のみならず南東部でも未だ地表にまで達していない、ということもできる。地表では石廊崎断層のみでなくかなり広範囲にわたってひずみの解消が行われたことや、地震後も長期間にわたって広範囲に余効変動を行っていることは、このような考え方によっても理解することができる。TSUNEISHI et al. (1975)による地震断層の“maturity”の概念を導入するならば、石廊崎断層は地震断層としてはimmatureの段階にあるといえよう。

#### 付 地震被害についての覚え書き

今回の地震の被害については、筆者等は系統的調査を行っていない。詳細は専門的な調査報告(松田・田村, 1974; 石田ほか, 1974; 伯野ほか, 1974等々)にゆずり、ここでは地震断層調査のかたわら見聞した被害の諸相を項目ごとにまとめて示す。

##### 家屋の被害

第2表は、地震の7日後の5月16日現在の南伊豆町における人命・家屋の被害状況である。これにもとづいて作成した被害率(被害戸数/全世帯数)を第22図に示す。この図は全体として、震源域(余震域)とよく対応しているといえる。墓石の転倒状況から判断した加速度の推定は、報告者により若干異なっている(松田・田村, 1974; 飯田ほか, 1974; 国井ほか, 1974; 等々)が、家屋の被害率とよい一致を示す。飯田ほか(1974)によれば、地震断層の直近部にある石廊崎・中木・入間では0.5gに近く、妻良・伊浜の0.42~0.43gがこれに次ぐ。

家屋の被害は大まかにみて4種類に分けられる。1.は断層変位の直接の影響による家のゆがみや土台の亀裂等によるもので、地盤の良否とは直接の関係がない。すでに詳述した石廊崎集落の被害がその典型であり、石廊崎断層とその南北の副断層の直上部の家は大きな被害を受けた(Plate 3-5, 6; Plate 4-1, 2)が、断層からわずかに離れた地盤のよい所では大きな損傷は受けていない。

第2は、地震動そのものが特別に大きかったための被害である。当然のことながら震源域の直上部ではこの種の被害が大きく、そこでは、地震断層こそ見られなくても、地盤にもc-d型の亀裂が認められることが多い。地盤はさして不良とも思われぬのに被害率の大きかった子浦や妻良地区では、屋根瓦の被害が多かった(Plate 10-3, 4)。一般に地盤の良いところでは、木造家屋よりも土蔵や石造物の被害が目立っている(Plate 10-5; Plate 11-1~3)。また、後述するように、局部的には地形の影響も大きかったと思われる。

第3は、斜面崩壊・落石などによる被害で、27名の死者を出した中木の小城集落がその代表である

Table 2. Statistical data of disasters (reported on May 16 by the town office of Minami-Izu Machi).

南伊豆町の被害（5月16日，災害対策本部調べ）									
地区名	世帯数	全壊	半壊	一部破損	全焼	計（破損率）*	死亡	負傷	
入間	64	31	22	12		65 (102%)		2	
石廊	108	25	21	44		90 (83%)		3	
中木	85	18	10	24	5	57 (67%)	27	8	
大瀬	101	1	6	45		52 (52%)	1		
妻良	153	1	11	60		72 (47%)			
西浦	118	6	37	12		55 (47%)		3	
伊浜	98	1	14	29		44 (45%)	1	1	
吉祥	95	4	10	27		41 (43%)		1	
東子	71	5	8	11		24 (34%)			
差田	36		1	10		11 (31%)			
手石	176		9	44		53 (30%)		2	
加納	170	2	17	32		51 (30%)			
下落	300	3	19	40		62 (21%)		4	
石居	20	1	1	2		4 (20%)		6	
上井	63			10		10 (16%)			
賀茂	107			12		12 (11%)			
湊	317		10	18		28 (9%)		3	
その他	(747)	1	2	15		18 (2%)		1	
計		99	198	447	5	749	29	34	

\*“破損率”は全戸数不明のため，被害戸数/世帯数で便宜的に求めた。

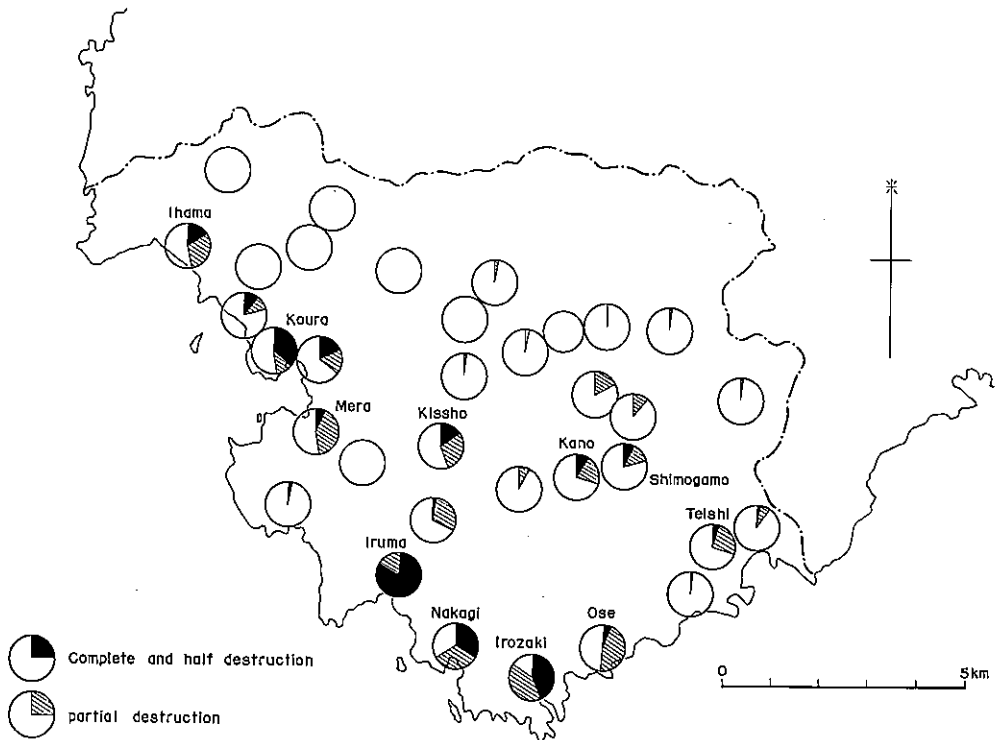


Fig. 22. Damage rate of houses in Minami-Izu Machi area.



第3図 loc.63). 標高130mの城畑山はNNW方向で海岸に向う出尾根をなし、その東斜面は下から約100m近くは白色の軽石質凝灰岩、その上に数mの凝灰質砂岩を経て安山岩質の火山角礫岩がこれを蔽っている。凝灰岩の走向はN20°~40°W、傾斜は西へ45~60°である(第12図参照)。凝灰質砂岩と火山角礫岩の間には小規模な層面断層(Plate 7-1)があり、地震時にはわずかに開口した疑いもあるが、断層の傾斜からみて地すべりの直接の原因とは考えられない。城畑山の東斜面には、安山岩の岩塊を混えた崩積土が2~10m堆積しており、基盤の軽石凝灰岩の表面はマトリックス(石英安山岩の火山ガラス)が粘土化し難透水層となっていた。この表面が地すべり面となりその上の崩積土が根こそぎ slump し、下流では土石流となったものである。

### 亀裂

余震の近くの西海岸部では活断層のほか、c, d型の亀裂も多数あらわれた。その一部は活断層との関係から、すでに記した。c, d型の亀裂は一般にせまい尾根の頂上付近に多い。

石廊崎の灯台のある尾根(loc.64)の先端部ではコンクリート道路や硬い新鮮な岩盤にも亀裂が入り、地形との関係から地震動がとくに大きく作用したことを物語っている(Plate 13-5, 6; Plate 14-1)。そのなかでも、岬の先端付近に入ったN40°W方向の亀裂は、既存の断層がずれ変位を伴わず数cm開口したものである。

奥石廊の海上保安部受信所南方の広い尾根上(loc.65)には、幅20cm以上、深さ1m以上の岩盤に達する地割れが、雁行しつつNW方向に数10m連続して認められた(Plate 14-2)。

西小浦では、西林寺西南方(loc.66)、本堂から約30m高い段々島とその石垣を斜断して、N30°E方向、延長約15m、幅約30cmの開口性地割れが生じていた。西小浦集落の中心部(loc.67)では、家の床下や道路を横切るN50°W方向の亀裂が20m以上連続して生じた。奥石廊や西小浦の亀裂は、単に地形や軟弱地盤のせいでは生じたとも思われぬ地変として注目すべきであろう。

落居の集落は、海岸道路が斜面崩壊のため寸断され孤立してしましたが、集落の北西側のNE-SW方向の尾根(loc.68)には約300mにわたり、数cm~数10cm開口した円弧状の地割れが生じ、その一部は馬蹄形に崩壊した(Plate 12-5)。また南西端の海岸に向う出尾根(loc.69)は、少なくとも20m以上が切りとられて海岸へ崩落し、さらにその数m内側にも大きな亀裂が生じた。伊浜集落の上のマーガレットライン付近(loc.70)では、急斜面の頂上付近に盛り土の部分ほもとより、切り土部分にも、斜面の走向に沿うWNW方向に長さ15~30m、幅5~10cmの地割れがいくつも雁行して生じた(Plate 14-3, 4)。また伊浜中央部に向い南方へ下るやせ尾根上にも亀裂が発達し、三島神社北の山道の屈曲点付近(loc.71)ではコンクリート道路にも亀裂を生じた(Plate 14-5, 6)。

西海岸部以外では、下賀茂周辺の山中で地割れが多かった。下賀茂西部の南伊豆町役場前からユースホステル間の北側の山腹(loc.72)には、長さ1~10m、開口幅が10cm内外の亀裂が数多く見られた。一部は円弧状をなしているが、NW方向で直線状をなすものもある。この付近では落石による家屋の被害も生じた。下賀茂の東端部、菱友興産の別荘造成地南東の尾根付近(loc.73)にはENE方向で長さ20m、幅1m、深さ約2mの大きな亀裂が生じた。下賀茂付近は家屋・道路・堤防の被害も大きかった。これらの個々の被害は、軟弱地盤のためと考えられるが、上述のような山地の亀裂発生から見ると、この地区の周辺にも地殻変形が生じ、それに伴って地震動も比較的大きかったのではないと思われる。

### 道路の被害

道路の被害は、石廊崎一中木間の県道、とくに中木付近に著しかった(loc.25, 74, Plate 15-1~3)。ここでは、急斜面を切って作られた道路の谷側の部分が崩壊したところが多い。次いで、マーガレットラインの子浦付近の亀裂(loc.75, Plate 15-4~6)が目立った。ここでは道路を横切って一見横ずれを示す亀裂が発達しているが、いずれも盛り土の部分が谷側へ押し出したために生じた亀裂である。このほか子浦北方のマーガレットライン(loc.76など)では、のり面擁壁の崩壊・はらみ出し、亀裂が多く、その中には切り土部分も含まれることから、必ずしも地盤脆弱のせいばかりでもなく、特別大きな地震動を受けたと考えられる。落居—子浦間のマーガレットライン(loc.77)では、斜面崩壊によって谷側の道

路に亀裂が生じ、その一部は失なわれた(Plate 15-7)。落居付近および落居—伊浜間の急斜面につけられていた海岸道路(第4図 loc. 78, 79, 80 および 58, 59など)、至るところ斜面崩壊により、道路そのものが失なわれた(Plate 12-2~4)。

## 文 献

- 檀原 毅(1975) 伊豆半島南部の上下変動。地震予知連会報, vol. 14, p. 69-72.
- 藤井陽一郎(1975) 1974年伊豆半島沖地震に関連せる地殻変動の考察。1974年伊豆半島沖地震に関する特別報告書, 科技厅研究調整局, p. 17-46.
- 伯野元彦・浅野照雄・松井芳彦(1974) 1974年伊豆半島沖地震被害調査報告——土木関係を主として——。震研速報, no. 14, p. 21-24.
- 星野一男(1977) 伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について。地質調特報, no. 6, p. 83-104.
- ・橋本知昌・松田時彦(1977) 伊豆半島南部の活断層について。地質調特報, no. 6, p. 73-78.
- 飯田汲事・正木和明(1974) 伊豆半島沖地震の震度分布と震害について。第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 148-149.
- 石橋克彦・松崎孝文・福谷栄巳・末広 深・渋谷和雄(1974) 1974年伊豆半島沖地震の超高感度余震観測(予報)。地震予知連会報, vol. 12, p. 76-80.
- 石田勝彦・大沢 胖(1974) 1974年伊豆半島沖地震による家屋の被害調査の報告。震研速報, no. 14, p. 205-219.
- 垣見俊弘(1974 a) 1974年伊豆半島沖地震と地震断層。測量, vol. 24, no. 9, p. 4-9.
- (1974 b) 伊豆半島沖地震はどのようにおこったか。国土と教育, no. 28, p. 14-19.
- 木股文昭・宮島力雄(1975) 伊豆半島沖地震の初期の余震活動。地震, 2 nd. ser., vol. 28, p. 285-292.
- 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, no. 12, p. 139-149.
- 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。地震予知連会報, vol. 12, p. 52-56.
- 国井隆弘・塩野計司・荻本孝久(1974) 1974年伊豆半島沖地震の加速度分布(基石調査による)。第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 154-155.
- 国土地理院測地部(1975) 1974年伊豆半島沖地震の上下変動。地震予知連会報, vol. 13, p. 69-74.
- 京大防災研究所・地震予知計測部門(1974) 1974年伊豆半島沖地震の発生機構。地震予知連会報, vol. 12, p. 101~106.
- 牧 正(1974) 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて。震研速報, no. 14, p. 23-36.
- 松田磐余・田村俊和(1974) 1974年伊豆半島沖地震の地震断層とそれに伴う被害。地学雑, vol. 83, p. 270-276.
- 松田時彦(1975 a) 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(土 隆一編), p. 121-125.
- (1975 b) 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 2 nd. ser., vol. 28, p. 269-283.
- (1976) 活断層と地震—その地質学的研究。地質学論集, no. 12, p. 15-32.
- ・山科健一郎(1974) 1974年伊豆半島沖地震の地震断層。震研速報, no. 14, p. 135-158.
- 松崎孝文・川崎一朗(1974) 1974年伊豆半島沖地震の震源過程。地震学会昭和49年秋季大会演旨, p. 22.
- 宮崎芳紀・衣笠善博(1977) 石廊崎断層の余効的運動。地質調特報, no. 6, p. 105-120.
- 村井 勇(1975) 伊豆半島沖地震による地震断層——とくに活断層および小構造との関係——。

1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告(土 隆一編). p. 111-120.

———・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, 地震研究所, p. 125-145.

———(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. 震研速報, no. 14, p. 159-203.

角 清愛(1958) 5万分の1地質図幅「神子元島」および同説明書. 地質調査所.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・矢島敏彦(1977) 伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構. 地質調特報, no. 6, p. 53-72.

多田 堯(1976) 1974年伊豆半島沖地震の測地学的断層モデル. 地震, 2 nd. ser., vol. 29, p. 117-126.

田村俊和・松田磐余・山崎晴雄(1974) 1974年伊豆半島沖地震の地震断層と斜面崩壊. 第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 152-153.

徳山 明(1974) 1974年伊豆半島沖地震に伴う災害の地質学的考察. 静岡地学, no. 27, p. 17-30.

東京大学地震研究所(1974) 伊豆半島沖地震の余震観測(速報). 地震予知連会報, vol. 12, p. 56-62

東京大学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. 地震予知連会報, vol. 13, p. 64-66.

TSUNEISHI, Y., YOSHIDA, S. and KIMURA, T. (1975) Fault-forming process of the Komyo Fault in central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 50, p. 415-442.

YAMADA, E. (1977) Stratigraphy and geological structure of the Neogene formations, southeastern part of the Izu Peninsula, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 28 (in press).

余震共同観測班(1975) 伊豆半島沖地震とその余震の観測. 地震予知連会報, vol. 13, p. 54-58.

通商産業省工業技術院地質調査所(1975) 地震断層に関する研究. 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書, 科技庁研究調整局, p. 47-82.



## Geological Researches on the Izu-Hanto-oki Earthquake of 1974

Toshihiro KAKIMI, Yoshihiro KINUGASA, Yasumoto SUZUKI,  
Kisaburo KODAMA and Takashi MITSUNASHI

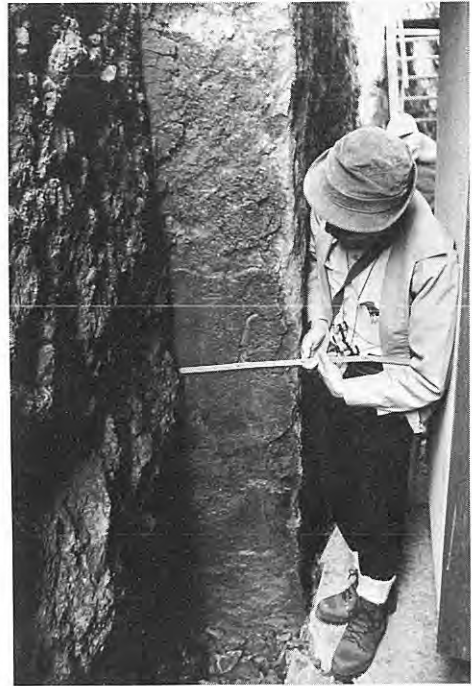
### Abstract

Disturbances associated with the Izu-Hanto-oki earthquake of May 9, 1974, magnitude 6.9, were investigated. Special efforts were made to clarify the features of surface faulting. Ground cracks as well as the other disturbances such as landslides, damage to houses and roads, etc., were mostly concentrated in a narrow zone having a NW-SE trend along the southwestern coast of the southern tip of the Izu peninsula. This zone coincides closely with that of the epicentral distribution of aftershocks. In the midst of this zone surface faults were newly exposed on the outcrops of the Tertiary pyroclastic rocks where the pre-existing faults of rather small scale are found. The major earthquake fault, the Irozaki fault, revealed about 45 cm (in maximum) right-lateral offset and about 25 cm (in maximum) northside-down throw. Exposed fault planes are all clean-cut and have not any distinct crush zone but thin fault gouge only 1 to 4 cm wide. The main faulting has occurred along a Quaternary-active fault previously recognized from air-photo, which is suggested topographically some 200-300 m right-lateral offset with more than 50 m northside-down thrown component. Geologically, however, this topographical fault doesn't reveal a single shear plane of a large accumulated displacement. Instead, there are many faults of rather small scale arranged parallel or subparallel to each other within and nearby the topographically active fault zone mentioned above. It is inferred, therefore, that these minor faults had moved little by little alternately through the Quaternary period and the large offset has resulted from the sum of such small slips. Thus we can assume that the Irozaki earthquake fault stay yet in an immature stage in the development history of a fault.

(受付：1976年12月8日；受理：1976年12月22日)



1. A typical outcrop of the Irozaki earthquake fault at loc. I-2.



2. Exposed fault plane coated with thin fault gouge. Looking south at loc. I-2.



3. Same as photo. 1-1, looking from above. Right-lateral and northside-down displacement have occurred.



4. Chevron shaped striations on the upper part of the fault plane at loc. I-2.



1. Curved striations on the lower part of the fault plane at loc. I-2.



2. Exposed fault plane showing right-lateral slip at loc. I-1, east coast of Irozaki.



3. The Irozaki earthquake fault at loc. I-3.



4. Exposed fault plane coated with thin fault gouge. Looking north at loc. I-3.



5. Same as photo.2-3.



1. Preexisting fault plane observed near the earthquake fault at loc. 1-3.



2. Right-laterally displaced road on the earthquake fault at loc. 4.



3. Same as photo. 3-2.



4. Cracked road on the earthquake fault at loc. 4.



5. Fissures appeared under the floor of a house at loc. 5.



6. Same as photo. 3-5.



1. Ground crack and damaged foundation of a house at loc. 5.



2. Same as Photo. 4-1. The south (opposite) side was up-thrown.



3. Damaged concrete road just on the fault line at loc. 6.



4. Displaced ridge and furrow in a field at loc. 7.



5. Same as photo. 4-4.





1. Ground cracks near loc. I-3 reflecting the earthquake faulting.



2. Subsidiary earthquake fault exposed in a cutting wall at loc. N-1 (Irozaki-north fault).



3. Fault line exposed on a residence lot at loc. N-1.



4. Exposed earthquake fault at loc. N-2 (Irozaki-north fault).



1. Exposed earthquake fault at loc. S-2. Upper part of the northern wall of a cutting.



3. Same fault at photo. 6-1, exposed in the southern wall.



2. Lower part of the same fault as photo. 6-1.



5. Slightly parted crack on bed rock at loc. 25.



4. Fissure at loc. 22 reflecting the earthquake faulting.



1. Slightly parted bedding fault at loc. 27.



2. Destructed and displaced terrace scarp at loc. 30.



3. The Iruma earthquake fault at loc. M-1.



4. Same as photo. 7-3.



5. Exposed fault plane at loc. M-1.

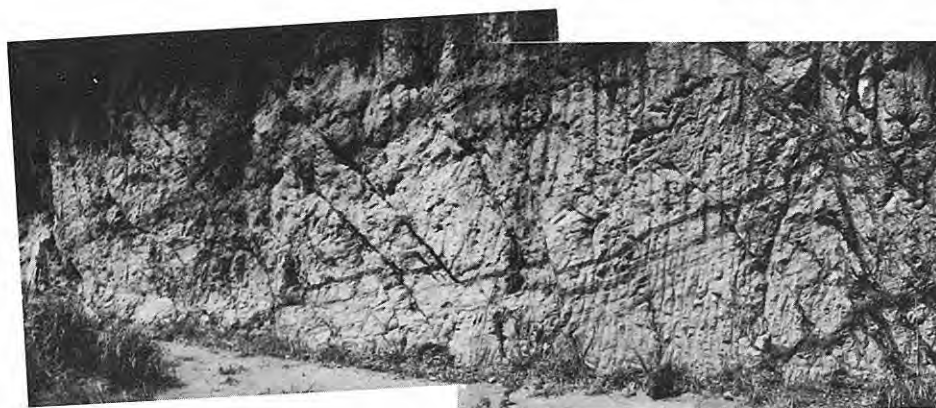




1. Striations on the slickensided fault surface at loc. M-1.



3. Faults at loc. 38 showing right-lateral offset of small amount.



2. Minor faults and the earthquake fault (left end) in a cutting wall at loc. M-1.



4. Fissure on the slope at loc. 40. South (this)-side down throw is observed.



5. Cracked road on the active fault line at loc. 42.



1. Fault (central part of the photo.) showing small offset at loc. 47 (Straight line at the upper right of the photo. is a wire).



2. Right lateral displacement between steps and wall at the entrance of Isuzu Shrine (near loc. 47).



3. Small fault at loc. 50 suggesting displacement of small amounts.



4. Open cracks at loc. 52.



5. Same as photo. 9-4.



1. Faults and cracks at loc. 53. New exposure of slickensided fault plane (upper left part) was revealed due to collapse of the hanging wall.



2. Faults at loc. 55.



3. Damages to roof tiles at Mera.



4. Damage to roofs at Mera.



5. Damage to an old masonry watch-tower at Irozaki.



1. Destruction of a stone lantern at Irozaki.



2. Same as photo. 11-1.



3. Destruction of concrete block masonry fence at Shimogamo.



4. Complete collapse of a house caused by rock fall at Iruma.



5. Detail of the same point as photo. 11-4.



6. Destruction of a house caused by rock slide near loc. 72, Shimogamo.



7. Damage to houses by rock slid at Shimogamo.





1. Damage to a house by a fallen rock at Shimogamo.



2. Debris or rock slide at loc. 77.



3. Rock slides at loc. 80 and its neighbourhood.



5. Debris slide at loc. 68.



4. Debris and rock slides at 69 (this side), 79 and 80 (opposite).



6. Ochii Village built on landslide deposit.



1. Landslide at Nakagi (loc. 68).



2. Landslide at loc. 68 (upper part).



3. Landslide and debris flow at Nakagi (loc. 68).



4. Same as photo. 13-3.



5. Destructions concentrated to a spur at Irozaki (loc. 64).



6. Damage to concrete road of Irozaki Lighthouse.



1. Damaged road and masonry house at Irozaki (loc. 64).



2. Fissure at loc. 70, Okuiro.



3. Cracks in a parking place at loc. 70.



4. Same as photo. 14-3.



5. Cracks of concrete road on a spur at loc. 71.



6. Cracks and fissures at loc. 71.



1. Collapse of the road surface at loc. 74.



2. Destruction of road by collapse of bed rock (volcanic breccia) at loc. 74.



3. Same as photo. 15-2.



4. Cracks on asphalt road caused by swelling or sliding of embankment at loc. 75.



5. Same as photo. 15-4.



6. Settlement and sliding of road foundation at loc. 75.



7. Lost foundation of a guard rail at loc. 77 and landslide topography at the upper part of Ochii Village.







## 伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構

鈴木 尉元\*・小玉喜三郎\*  
三梨 昂\*・矢島 敏彦\*\*

## 1. ま え が き

1974年5月9日午前8時33分頃、伊豆半島南部はげしい地震におそわれた。特に石廊崎から中木をへて入間に至る半島南端部の地域では、北西-南東に走る石廊崎断層と名付けられた断層が活動し、その付近に大きな被害をもたらした(村井・金子, 1974; 徳山, 1974; 土, 1974; 垣見ほか, 1974; 松田・山科, 1974; 村井, 1975; 衣笠, 1976)。石廊崎の部落では、断層線にあった家は取り壊さざるをえないほどに破損した。入間部落では、ほとんどの家屋が砂浜上に建設されていたために、大きな被害をこうむった。中木部落では、断層は部落をはずれていたが、地震動による山くずれによって、20人もの犠牲者がでた。そのほか、落石による被害は、石廊崎の港付近でかなり見られた。なお、この地震によって煉瓦が落ちる程度の被害は、北は下賀茂付近から、西は伊浜付近にまで及んだ。

当初、この地震の震源は、伊豆半島の南方沖合と考えられたため、伊豆半島沖地震と名づけられた(気象庁地震課, 1974)。しかし、その後震源の再決定によると、その位置は入間付近になるという(石橋ほか, 1974)。また、余震の観測が開始されるとともに、上記の石廊崎断層付近から北西-南東に延びる地域に多くの余震が観測され、その延長は、波勝崎付近にまで及んでいることが明らかになった(石橋ほか, 1974; 東京大学地震研究所, 1974)。余震の深度は10 kmにまで及んでいる。なお、伊豆半島沖地震の規模は、マグニチュード 6.9と決定されている(気象庁地震課, 1974)。

この伊豆半島沖地震は、いわゆる直下型地震の恐しさをまのあたりに見せてくれたという点で、発生当時大変注目をあつめた。この型の地震は、日本国中いたるところに発生する可能性があるだけに、それがどのような場所に、どのような条件で起ったか、また、どのような前兆を伴ったかを明らかにすることは、今後、地震を予知する上で大変貴重な資料を提供するものと思われる。

筆者らは、上にのべたような問題を、地質学的見地から明らかにするために、地震直後約1週間と、1975年3月に2週間現地調査を行うと同時に、地震前後の地殻変動の様式を明らかにするために、一等水準点の資料を再解析した(鈴木ほか, 1975)。また、石廊崎断層や一等水準点の変動と、多少広域的な地質構造との関係を明らかにするために、筆者らの調査結果のほかに、5万分の1地質図「下田」(沢村ほか, 1970)と「神子元島」(角, 1958)を参照して、地質構造図を作成した。

これらの資料にもとづいて、伊豆半島沖地震と地質構造との関連について検討した。

この間、環境地質部長谷紘和・衣笠善博・地質部小野晃司・三村弘二技官には、現地でいろいろ御検討いただいた。環境地質部長谷紘和・山田宮三技官には、伊豆半島南部の地質についていろいろお教えいただいた。また、調査に当たり、現地南伊豆町の方々、とくに子浦の大戸唯吉氏には様々な便宜をはかっていただいた。これらの方々に、この機会に厚く御礼申し上げる。

## 2. 地 質

## 2.1 地 質 概 説

伊豆半島は、ほとんど新第三紀の地層や火成岩類から構成されており、それらは一般に、下位の湯ヶ

\* 燃料部

\*\* 埼玉大学教育学部

島層群と、その上に不整合に重なる白浜層群に区分されている(北村ほか, 1968; 鮫島ほか, 1968)。湯ヶ島層群は、一般に緑色に変質した中性～酸性の凝灰岩、凝灰角礫岩や熔岩からなっている。時代は中新世中・下部とされている。白浜層群は中性～酸性の凝灰岩、凝灰角礫岩や熔岩を主体とするが、しばしば火山質砂岩・礫岩を挟む地層で、時代は中新世中・上部とされている。

地質構造は、全域にわたってゆるやかなドーム・ベーズン構造で特徴づけられている(長谷絃和の私信, 1976)。

今回の地質調査地域は、前記の石廊崎断層とその余震域を中心とした半島の南海岸沿いで、北は波勝崎付近から、南は石廊崎に至る区域である(第1・2図)。この地域では、西部の吉田付近や波勝崎付近に、緑色に変質した緻密な酸性ないし中性の熔岩や岩脈が分布し、最下位の湯ヶ島層群に対比されたこともあった(鮫島ほか, 1968)。しかし後にのべるように、それらはより新しい時代のものと考えられ、結局本地域を構成する地層や岩石は白浜層群およびそれ以後の貫入岩類に属する。

本地域の白浜層群は、安山岩質熔岩、火山角礫岩、火山礫岩、凝灰岩、凝灰質礫岩、凝灰質砂岩などからなっている。一般に石廊崎付近など南東部ほど下位の層準の地層が分布し、北西部の妻良・伊浜付近に上位の層準の地層が分布している。また、各地で安山岩質貫入岩がこれをつらぬいて分布している。

奥石廊および落居北方には、第四紀火山が分布している。

本地域の地質構造は、全般にゆるいドーム・ベーズン状を呈すが、入間から石廊崎ではドーム構造の南西部が、妻良ないし吉田・入間にかけてはベーズン構造が発達している。

以下に本地域の層序と地質構造についてくわしく記述する。

## 2.2 層 序

この地域に分布する地層・岩石は、下位から、石廊崎層、下賀茂層、一色層、吉田層、妻良層、落居層、伊浜層に区分される(第3図)。

石廊崎層〔角(1958)の石室崎安山岩類にほぼ相当〕

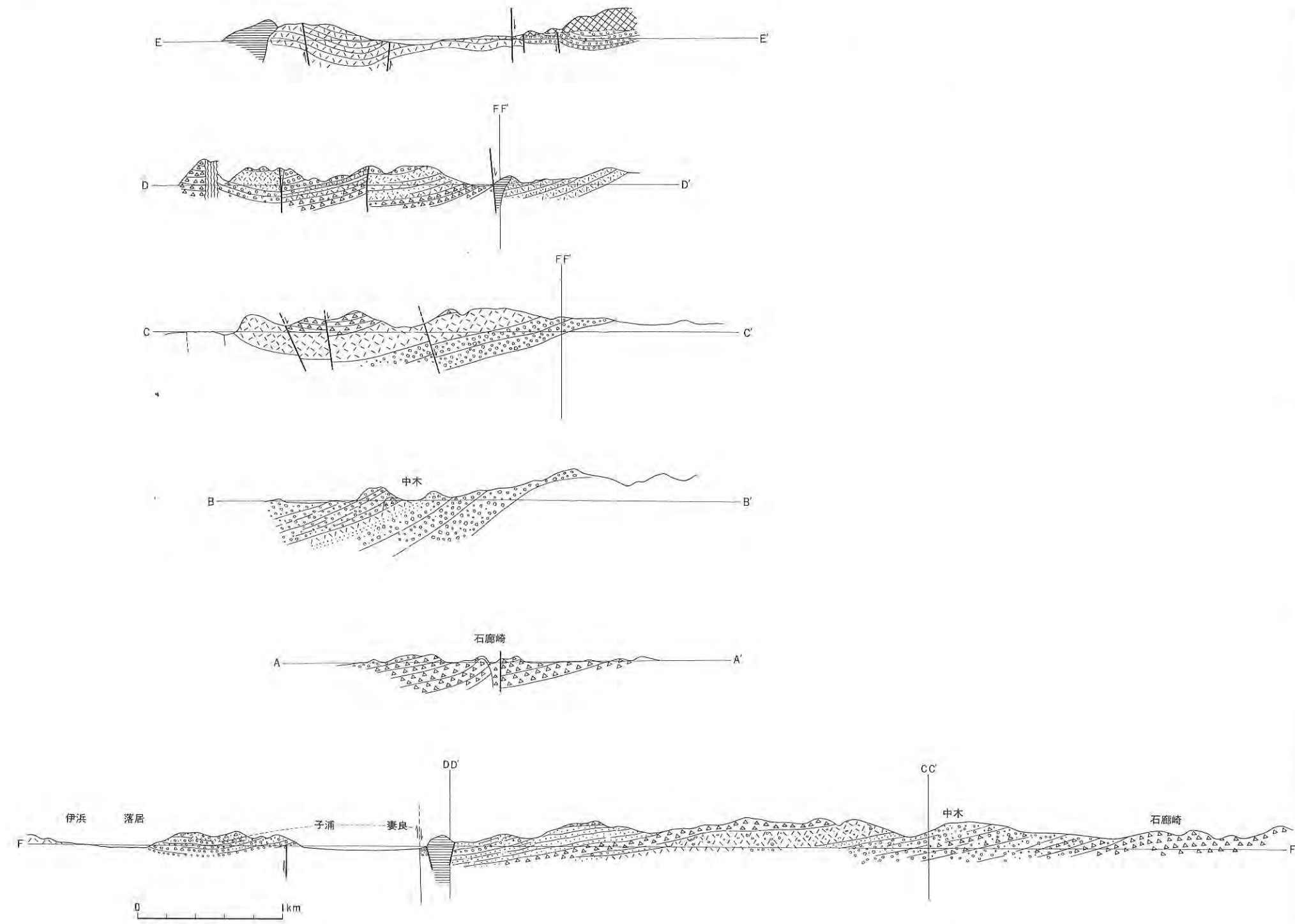
〔層位関係〕 本地域に分布する最下位の地層。

〔分布〕 石廊崎から下賀茂南方。

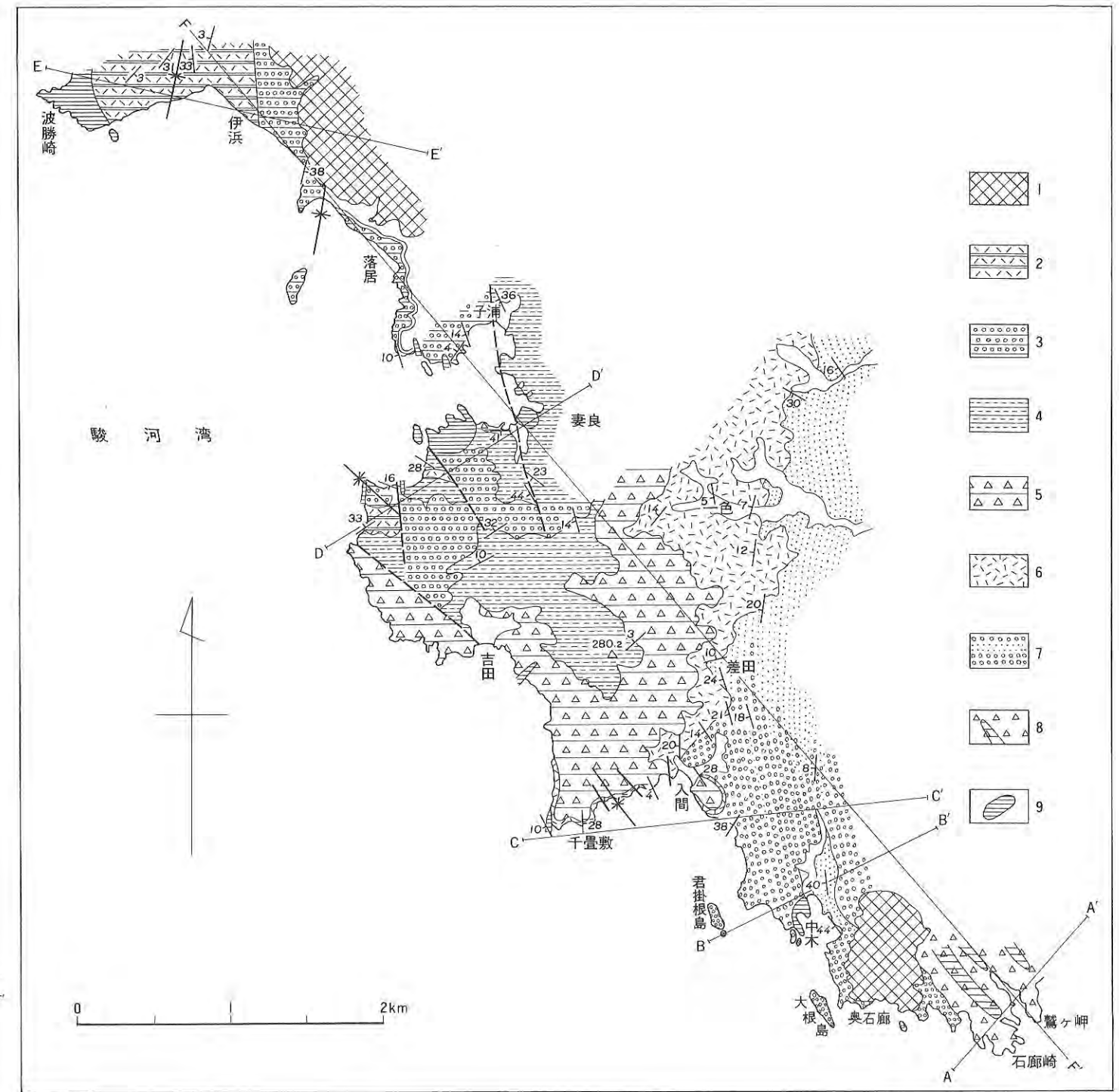
〔岩相・岩質〕 安山岩質熔岩および同質凝灰角礫岩。石廊崎部落から中木へ向う県道が、台地に上る手前には塊状の熔岩が分布するが、その他は大部分水中自破碎熔岩状を呈し、熔岩ブロックが同質のマトリックスに囲まれている。またしばしば同質の岩脈によって貫入されている。

岩 相	地 層	層 厚	岩 質 及 び 分 布 地 域
	伊 浜 層	400m	石英安山岩質凝灰岩 玄武岩-ひん岩類小破片含む 居浜
	落 居 層	100m	安山岩質火山礫岩 一部石英安山岩ないし石英 安山岩質安山岩の火山礫岩 子浦西方, 落居, 妻良隧道
	妻 良 層	100m	凝灰質粗粒砂岩ないし 礫岩 安山岩質火山角礫岩層 子浦, 妻良, 吉田北方, 差田西方
	吉 田 層	200 } 50m	シノ輝石安山岩, 普通輝石安 山岩ないし同質火山角礫岩 一部変質 吉田, 富士, 浜, 立岩
	一 色 層	140 } 200m	石英安山岩質凝灰岩  一色, 差田, 入間, 千畳敷
	下 賀 茂 層	550 } 800m	安山岩質火山角礫岩ない し凝灰角礫岩 安山岩質雑色砂岩に移行 下賀茂付近では、シルト 岩層を挟在  中木付近に石英安山岩質 粗粒凝灰岩  下賀茂, 差田, 入間, 中木, 君掛島, 大根島
	石 廊 崎 層	300 } 1000m ?	シノ輝石安山岩ないし, シノ輝石・普通輝石安山 岩の溶岩及び同破碎溶岩  石廊崎, 下賀茂南方

第3図 模式柱状図



第2図 地質断面図



第1図 伊豆半島南端部付近の地質図  
 1: 第四紀火山, 2: 伊浜層, 3: 落居層, 4: 妻良層, 5: 吉田層, 6: 一色層,  
 7: 下賀茂層, 8: 石廊崎層 (横線部は變質帯), 9: 貫入岩

伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構 (鈴木・小玉・三梨・矢島)

石廊崎部落北方, 同部落, および同部落南方には, 北西-南東方向にのびる黄白色変質岩が認められる (第1図)。

石廊崎層を構成する上記の安山岩質熔岩, 安山岩質自破砕熔岩は, シソキ石安山岩, シソキ石・普通キ石安山岩である。斑晶は, シソキ石, 普通キ石, 斜長石よりなる。斜長石のかなりのものは虫食状に変質している。石基はシソキ石, 磁鉄鉱, 斜長石, ガラスよりなる。

〔層厚〕 地表では上部約 200mが観察されるにすぎないが, 石廊崎付近に掘られた 800 m の坑井では, 全部同質の安山岩からなる (山田菅三の私信, 1976) ことから, 本層は 1,000m以上の層厚をもつと考えられる。

下賀茂層 [角 (1958) の下賀茂砂岩層を再定義]

〔層位関係〕 下位の石廊崎層に整合に重なり, 漸移的に移化する。この関係は, 石廊崎から中木へ至る海岸でよく観察される。

〔分布〕 奥石廊, 大根島, 中木, 入間から北方の下賀茂にかけて分布する (Plate 17-1)。

〔岩相・岩質〕 安山岩質凝灰角礫岩, 火山礫岩, 凝灰質礫岩, 凝灰質砂岩からなる。下位の石廊崎層が塊状の熔岩であるのに対し, 層理が明瞭に発達する層準から本層とする。本層下部は安山岩質火山礫岩, 同凝灰角礫岩を主体とするが, 上部は安山岩質凝灰角礫岩からなる。一般に, 上位ほど礫径が小さく, 亜角礫ないし亜円礫となり, マトリックスの量も増して, しばしば凝灰質砂岩層を挟在する。また走向にそって東方から北方に向うにつれ, 次第に粗粒な礫岩が消失し, 下賀茂付近では, 比較的淘汰の良い砂岩層を主体として, 火山角礫岩層を挟む地層に移行する。安山岩類は一般に多孔質暗灰色のもので, 5 mm 大の斜長石, 少量のシソキ石, 斑晶を含む。石基は, シソキ石, 斜長石, 磁鉄鉱からなる。

中木付近では, 本層下部に厚さ約40mの安山岩質粗粒砂岩と, その上に重なる厚さ約40mの石英安山岩質粗粒砂岩が分布する。両層の境界付近には, 長柱状の角セン石巨晶を含む凝灰岩が見られる。鏡下では斑晶鉱物として 1 cm に達する斜長石も認められ, ガラス基質は透明で, 石基の斜長石は大部分アルバイト化している。

本層の走向にそった北東方の下賀茂南方にも, 同様に大きな角セン石の結晶を含む凝灰角礫岩が分布するが, 上記層準の延長とみなされる。鏡下では緑色普通キ石, 斜長石, 石英, 正長石が斑晶として認められ, いずれも, 大きさ 2 ~ 3 mm に達する。大部分のものは丸味を帯びた輪かくを示す。石基は微晶で, ごく微細な斜長石, 磁鉄鉱, 有色鉱物の集合からなるが, 有色鉱物の種類は識別し難い。

これら細粒岩層は, 中木付近から東方にかけては, 上位の火山角礫岩層基底で削はくされるようにして消失し, 奥石廊およびその東には分布していない。

〔層厚〕 中木から入間付近にかけては, 厚さ約 800mである。

一色層 [角 (1958) の一色凝灰岩に相当]

〔層位関係〕 下位の下賀茂層の上に明瞭な境をもって重なる。上位の吉田層との境界も明瞭である。これらの関係は入間付近でよく認められる。

〔分布〕 千畳敷 (Plate 17-2), 入間, 差田, 一色。

〔岩相・岩質〕 わずかに浮石質な灰白色粗粒凝灰岩で, 良好な鍵層として追跡される。入間付近から南西方の千畳敷では, こぶしないし人頭大の安山岩礫をまれにとりこんでいる。北方の差田, 一色付近では安山岩質の細礫をしばしば不規則にとりこんで暗灰色となる。

鏡下でみると, この凝灰岩層は石英安山岩質のものからなり, きわめて薄い黄色, あるいは薄い緑色を帯びた白色を呈している。斑晶の量は地域によってかなり変わるが, 緑色角セン石, 斜長石, 石英および少量の磁鉄鉱を主とし, とくに多色性の強いシソキ石を含むことがある。長石は角ばった破片状のものが多く, マトリックスはほとんどすべて, 無色ないし淡青色のガラスからなる。変質の進んだ淡緑色のものでは, 緑泥石, 絹雲母, 炭酸塩鉱物が流理組織をしめしている。

〔層厚〕 入間ないし千畳敷付近で約200m, 差田付近では多少薄くなり約150m, 一色付近でふたたび

約 200mに達する。

#### 吉田層〔新称〕

〔模式地〕 吉田部落の海岸から富戸ノ浜。

〔層位関係〕 一色層に整合に重なる。

〔分布〕 吉田付近から富戸ノ浜、千疊敷、入間北方、一色西方。

〔岩相・岩質〕 塊状の安山岩質熔岩、凝灰角礫岩からなる。吉田付近の海岸には、安山岩の熔岩が大きき 20 ~ 50 cm 大に角礫化し、同質の細粒熔岩がわずかなすきまをうめている。角礫もマトリックスも発泡している。角礫の表面はしばしばパン皮状のキレツが生じ、はく離している。この岩体は緑色に変質し、堅硬なために、湯ヶ島層群に対比されたこともある（鮫島ほか、1968）(Plate 18-1)。

北方の立岩付近では、安山岩質火山角礫岩ないし凝灰角礫岩からなり、下位の一色層に整合に重なる。

三坂富士東方のカントリー・クラブ付近に分布する安山岩質火山角礫岩層は、本層下部に属するが、一般に、シソキ石と斜長石、あるいはシソキ石と普通キ石と斜長石の斑晶を含む。石基はシソキ石、斜長石、磁鉄鉱と30%前後の薄茶色のガラスからなる。

吉田付近の海岸でみられる安山岩熔岩は全体として変質し、斑晶は緑泥石、ゼオライト等の集合物で、石基も変質鉱物の集合物からなっている。

〔層厚〕 吉田で 200m、立岩で50mである。

#### 妻良層〔新称〕

〔模式地〕 妻良から子浦の海岸地域 (Plate 18-2)。

〔層位関係〕 吉田北西方では下位の吉田層と断層関係で接するが、他の地域では、同層と整合に重なる。この関係は妻良付近や、立岩西方、三笠富士東方のカントリー・クラブ付近でよくみられる。

〔分布〕 吉田北西部、妻良、子浦、三坂富士。

〔岩相・岩質〕 層理のよく発達した凝灰質粗粒砂岩を主体とし、火山礫岩、凝灰角礫岩をしばしばはさむ。妻良・子浦付近では、本層のほぼ中央部に、厚さ 2 ~ 3 m の黄褐色粗粒凝灰質砂岩あるいは凝灰質礫岩を挟んでいる。

吉田北方で、本層下部~中部に含まれる火山角礫岩は安山岩質で、斜長石、シソキ石、磁鉄鉱の斑晶が認められる。気孔内部をゼオライトがとりまき、極微量の緑泥石が認められる。石基は、シソキ石、斜長石、磁鉄鉱、ガラスからなる。

〔層厚〕 約 100m

#### 落居層〔新称〕

〔模式地〕 落居付近。

〔層位関係〕 妻良南方および吉田北方で下位の妻良層の上に整合に重なる。

〔分布〕 落居、子浦西方、妻良南方、妻良隧道から吉田にかけての県道ぞい。

〔岩相・岩質〕 層理の発達した安山岩質凝灰角礫岩を主体とし、一部粗粒砂岩層を挟在する (Plate 19-1)。

本層中の火山礫は、大部分が安山岩質であるが、一部に、石英安山岩質安山岩ないし石英安山岩を含む。

安山岩質の火山礫は、斑晶としてシソキ石、普通キ石、斜長石を含む。石基はシソキ石、斜長石、磁鉄鉱および30%前後のガラスからなるが、ときに緑色角閃石の細粒集合物や緑泥石のみられることがある。石英安山岩質の部分では、緑色普通角閃石、シソキ石、斜長石および磁鉄鉱の斑晶を含む。石基は透明にちかいガラス、または、微細な変質鉱物からなる。

〔層厚〕 約 100m。

### 伊浜層 [新称]

〔模式地〕 伊浜西方。

〔層位関係〕 下位の妻良層とは断層関係で接するため、層位関係は不明であるが、妻良層の上位に重なるものとする。

〔分布〕 伊浜と波勝崎とを結ぶ海岸線の北部地域。

〔岩相・岩質〕 細粒砂ないしシルト粒凝灰岩を主体とするが、最上部は細粒砂とシルト粒凝灰岩の細互層からなる。全体的に白色～淡黄緑色を呈するが、一部変質して緑色化している。

鏡下では、一般に極めて薄い赤褐色を帯びた石英安山岩質凝灰岩を主体とする。ところによってかなり不均質である。斑晶鉱物は1～2mmであるが、いずれも曹長石化、あるいは炭酸塩鉱物化または緑泥石化している。石基も曹長石、炭酸塩鉱物、緑泥石、磁鉄鉱、ゼオライト等の集合物からなっているが、その集まり方により、各種のパッチ状の部分をつくっている。まれに、鏡下で玄武岩あるいは玢岩状の小破片が認められることもある。

〔層厚〕 約400m。

### 貫入岩

石廊崎の港付近には、幅1ないし数mの安山岩岩脈が多く見られる(Plate 19-2)。岩脈の方向はNW-SEである。石廊崎東方の鷺ヶ岬付近は自破砕質安山岩熔岩からなるが、ここには幅数mのNW-SW方向の安山岩岩脈が発達する。中木には巨大な安山岩の貫入岩があり、厚さは50m以上に達するが、側方に急激に厚さを減ずる餅盤状のものである(Plate 20-1)。千畳敷では、一色層を貫く幅約10mの安山岩岩脈がある。吉田南東方には幅10m、NE-SW方向の安山岩岩脈が見られる。妻良の西南西約1.3kmには、幅約5mの岩脈と、それから派生した岩床が存在する。妻良西方約700mの海岸には、幅600m以上のロート状岩脈が見られる(Plate 20-2)。なお、妻良漁港付近には、幅200mの放射状節理をもつ安山岩貫入岩体が認められる。波勝崎にみられる幅700m以上で南北に延びる貫入岩体は、石英斑岩ないし石英安山岩質で、斑晶に融食した石英、長石、緑泥石の集合物、スフェーン(ティタナイト)、赤鉄鉱などが認められる。石基は石英、長石、緑泥石の微細な集合物で、完晶質である(Plate 21-1)。

以上のほかに各地で小規模な岩脈などの貫入岩が多数観察される(Plate 21-2)。

### 第四紀火山

中木東方の奥石廊には、海拔約200m、長径約500mの小高い円錐状の丘がある。石廊崎と中木を結ぶ県道が、この丘を一部切っていて、黒色緻密な玄武岩熔岩を見ることができる。奥石廊の海岸の崖では、この火山の山体が垂直に浸食され、その形体を断面的に観察することができる。すなわち、すりばち状に下方につぼまる火道中に、角礫状の熔岩が赤褐色化してつまっている状態がみられる(Plate 22-1)。

この玄武岩熔岩は、アルカリ質なものであることがすでに明らかにされているが(角・前田, 1974)、鏡下では、カンラン石、普通キ石の斑晶を多数含むアルカリ玄武岩で、石基は斜長石、不透明鉱物などからなっている。

子浦と伊浜間には、下位の妻良層をおおって、蛇石火山の安山岩質火山角礫岩が広く分布している。この安山岩質岩石は、普通キ石、シソキ石、斜長石の斑晶を含み、石基は、ほとんど斜長石、磁鉄鉱、薄茶色のガラスからなり、まれに褐色の酸化角閃石を含んでいる。

### 2.3 地質構造

全体として、ゆるやかなドーム・ベーズン構造を呈する(第1, 2図)。

本地域の南東部の下賀茂から一色、差田、入間、中木をへて石廊崎に至る地域は、四角形に角ばったドーム構造を示している。すなわち一色から入間にいたる地域は、走向がほぼ南北で、西へ10°ないし20°緩傾斜している。このような構造方向が、中木付近で急に北西-南東ないし、西北西-東南東に走向



を変え、傾斜は中木付近で  $40^\circ$  以上に急傾斜している。中木以東ではほぼ西北西-東南東走向で、傾斜も大根島付近で約  $15^\circ$  の緩傾斜を示す。石廊崎付近では明瞭な層理面を識別しがたいが、燈台付近で約  $20^\circ$ 、鷲ヶ岬北方で約  $35^\circ$  のゆるい南西方への傾斜が認められる。

このドーム状構造に接した北西地域には、いくつかのゆるやかな向斜構造が発達するが、これに対する背斜はほとんど認められない。千疊敷や妻良南西方には北西-南東方向の軸をもつ向斜構造が発達し、軸は北西に沈降している。傾斜は一般に両翼とも  $20^\circ$  以下であるが、局部的に  $40^\circ$  前後の傾斜をもつ部分もある。落居あるいは伊浜付近には、北北東-南南西でほぼ垂直な軸をもつ向斜構造が発達する。両翼の傾斜は一部で  $40^\circ$  前後になっている。なお、これらの向斜も、妻良北方のゆるやかなドーム状構造を考慮すると、四角に角ばった盆状の複向斜であると解釈することができる。

断層は NW-SE または NNW-SSE 走向の正断層がよく発達し、これと斜交する N-S または NNE-SSW 走向の微小な正断層も発達している。

伊浜では、落居層と伊浜層とが直接しており、その間にほぼ南北走向で西落ち落差 100m 以上の断層が推定される。妻良付近には海岸ぞいに北北西-南南東ないし北西-南東走向の正断層が観察される。落差はいずれも東落ちで 20ないし 50m である。この地域ではしばしば同方向の岩脈が発達している。入間から千疊敷にかけても北西-南東方向で西落ちの正断層が発達するが、落差はいずれも数 m 以下である。これらのほかにも各地で、数 m 以下の小規模な正断層が観察され、大部分は上記の断層と平行で面の開離した断層であるが、まれに面の固結したものも見られる。

### 3. 伊豆半島南部の地質構造と伊豆半島沖地震との関係

#### 3.1 伊豆半島南部の地質構造

ここでは、これまで述べてきた筆者らの調査結果をもとに、沢村ら (1970) の下田図幅と角 (1958) の種子元島図幅の資料を編集して、伊豆半島南部の地質構造を検討することにしよう。

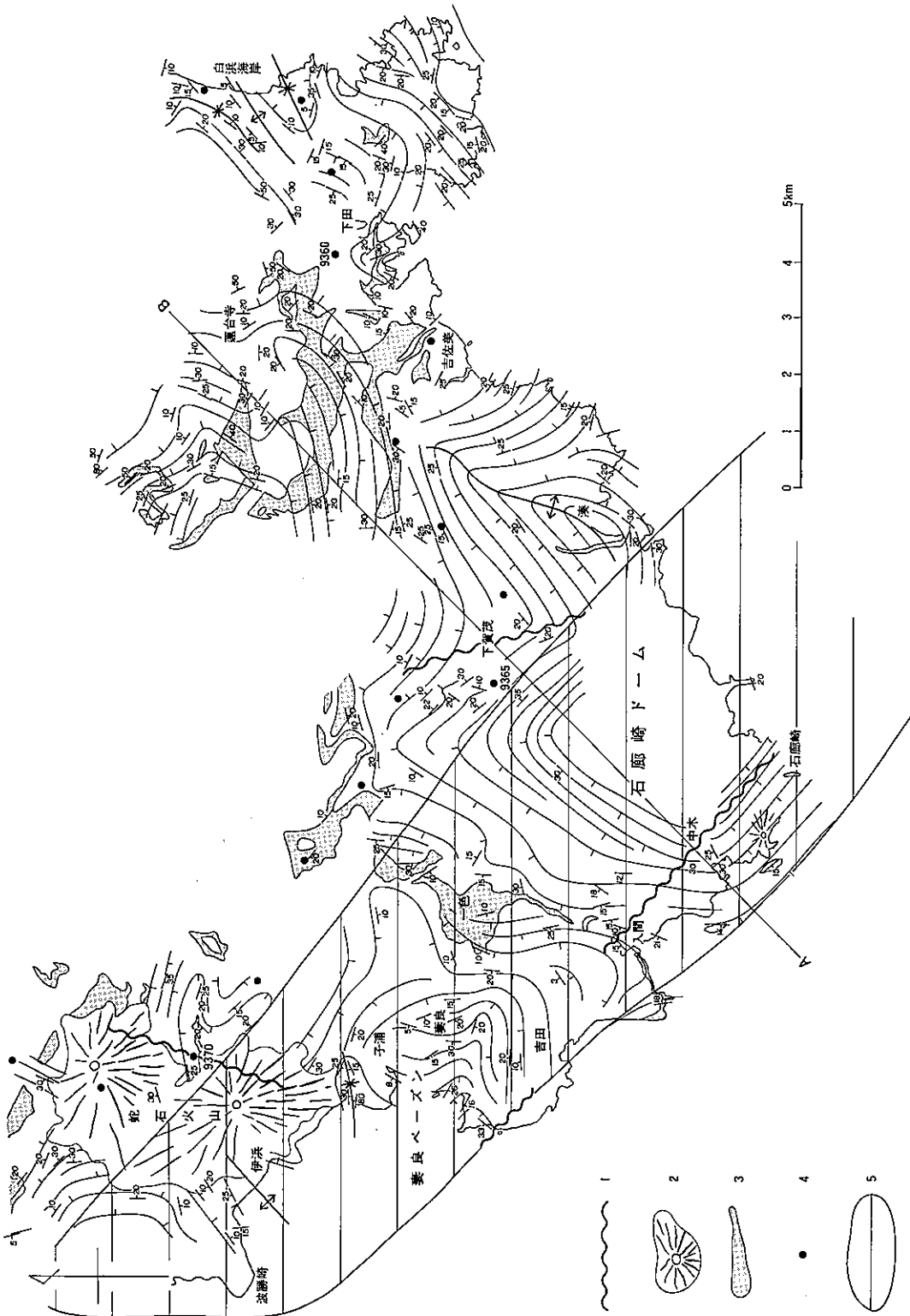
伊豆半島南部に分布する地層のなかで、白色粗粒の凝灰岩からなる一色層は、岩相が特徴的であるだけでなく、岩相変化があまりない点で良好な鍵層として追跡できる。地層の走向・傾斜をも考慮すると、下田図幅中の白色凝灰岩とされている地層の一部は、一色層相当層と考えられる。

この層準を基準として、走向線図を描いたものが第 4 図である。走向線間隔は 100m とした。この図から、伊豆半島南部は、比較的角ばったドーム・ベーズン構造からなっていることがわかるであろう。ドームとしては、蓮台寺西方のもの、湊から吉佐見にかけてのもの、下賀茂から石廊崎にかけて分布するものなどが認められる。いずれも大きさは幅約 5 km で、ほぼ一定している。

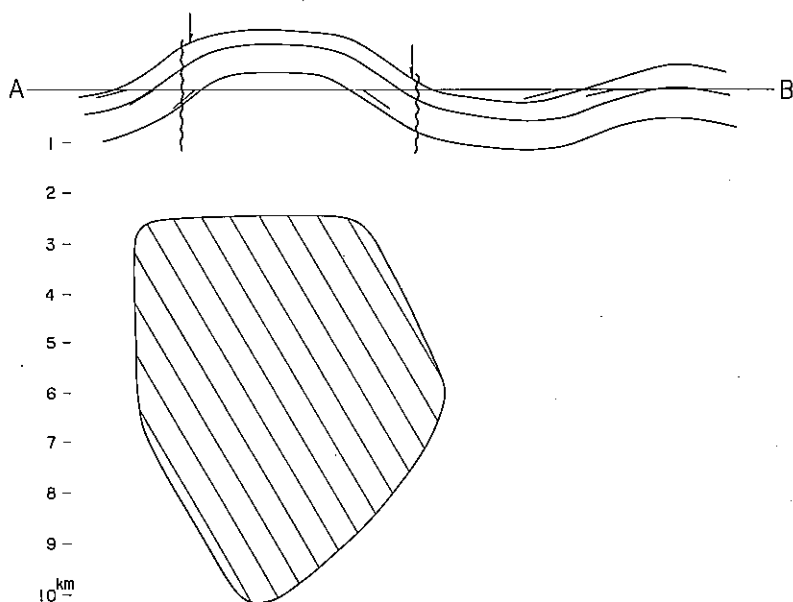
一方、ベーズン構造としては、下田から白浜海岸にかけて分布するもの、妻良から吉田にかけて分布するものが認められる。大きさはいずれも幅 5 km 前後である。

筆者らが調べた下賀茂から石廊崎にかけて分布するドーム (以下石廊崎ドームと呼ぶ) と、妻良から吉田にかけて分布するベーズン (以下妻良ベーズンと呼ぶ) では、周辺部に熔岩や大規模な貫入岩が分布し、変質帯が発達する。石廊崎ドームについて見てみると、石廊崎付近で熔岩が多量に噴出している。また、北西-南東に変質帯が発達するが、これは、角ばったドームの一辺に平行する方向である。妻良ベーズンでは、吉田付近の海岸にそって多量の熔岩が噴出し、それらは緑色に変質している。波勝崎から北方に分布する石英斑岩も、このような構造的な場に貫入したものと考えられるが、西方は海域で東方は蛇石火山の噴出物に覆われているために、確かめることができない。

このような地質構造は、伊豆半島南部の地殻が、ほぼ正方形に近くブロック化していることを示していると考えられる。すなわち、このブロックの隆起運動によって形成された構造がドームであり、沈降運動によるものがベーズンである。それらが角ばっているのは、地殻が断層によって境されたブロック構造をもっていることによると考えられる。火山の熔岩や貫入岩は、地殻中に発達する断層を通して地表付近にもたらされるから、上述のようにドームやベーズンの周辺部に集中するのは当然である。また、それらに変質をもたらした熱水についても、同様に説明できるであろう。第四紀の奥石廊火山が、



第4図 伊豆半島南部の走向線図  
 走向線間隔は100m, 1:伊豆半島沖地震に際しての不連続変位部, 2:第四紀火山, 3:白色凝灰岩(一色層相当層か), 4:1等水準点, 5:余震域



第5図 模式断面図

波線は伊豆半島沖地震に際しての不連続変位部（第7図参照）。斜線は余震域を示す

ドームの周辺に位置するのも当然ということになる（第5図）。

このように、地殻のブロック構造を仮定することによって、地質構造だけでなく、火成活動をも同時に説明することができるように思われる。

### 3.2 伊豆半島沖地震に際しての断層運動と地震活動

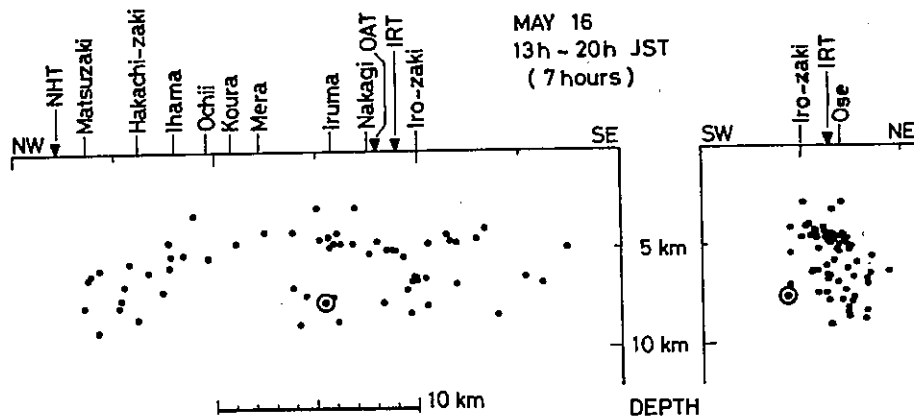
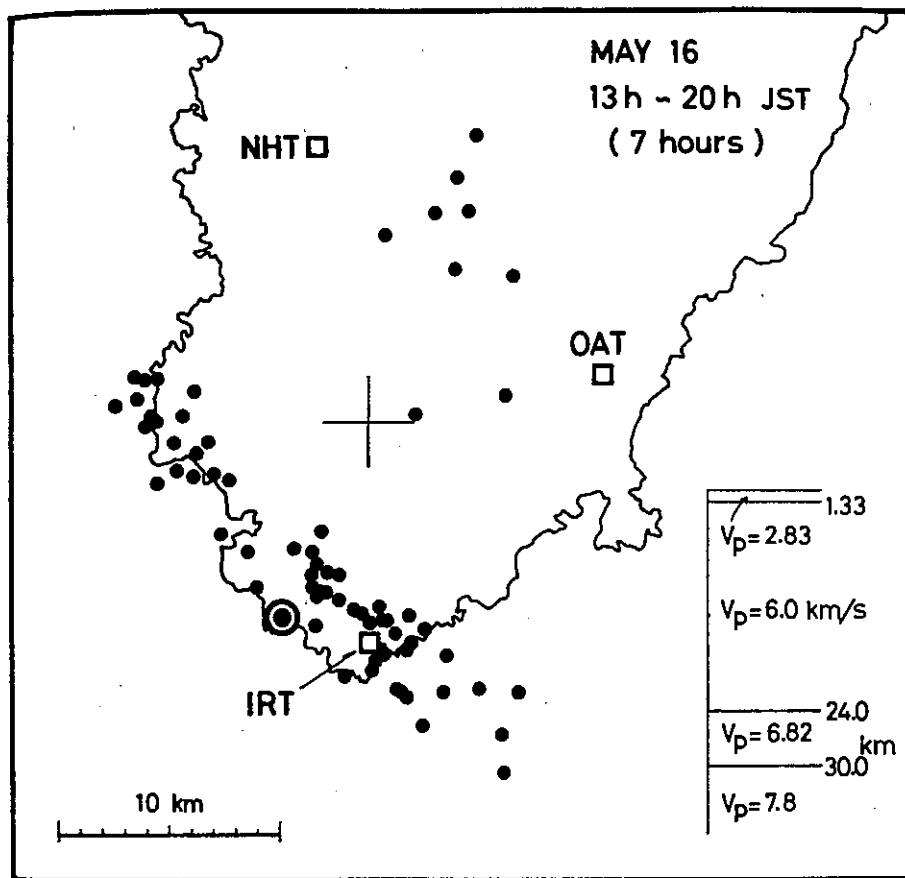
1974年5月9日に起った伊豆半島沖地震は、石廊崎から中木北方をへて入間にいたる地域に、石廊崎断層を出現させた（村井・金子，1974；松田・山科，1974；垣見ほか，1974など）。この断層を境に、北東側の地盤は南西側に対して約10 cm 下降し、南東方に約30 cm 移動した。また、ほぼ石廊崎断層の北西延長にあたる吉田北西方約1 km の海岸沿いで大きな崖くずれがあり、吉田層と妻良層を境する断層が活動したことが予想された。なお、石廊崎付近では、石廊崎断層に平行するいくつかの断層が活動した（松田・山科，1974）。

さて、伊豆半島沖地震の本震の位置は、当初石廊崎南西数 km、深度10 km と発表された（気象庁地震課・地震活動検測センター，1974）が、再決定の結果は、入間付近とされた（石橋ほか，1974）。

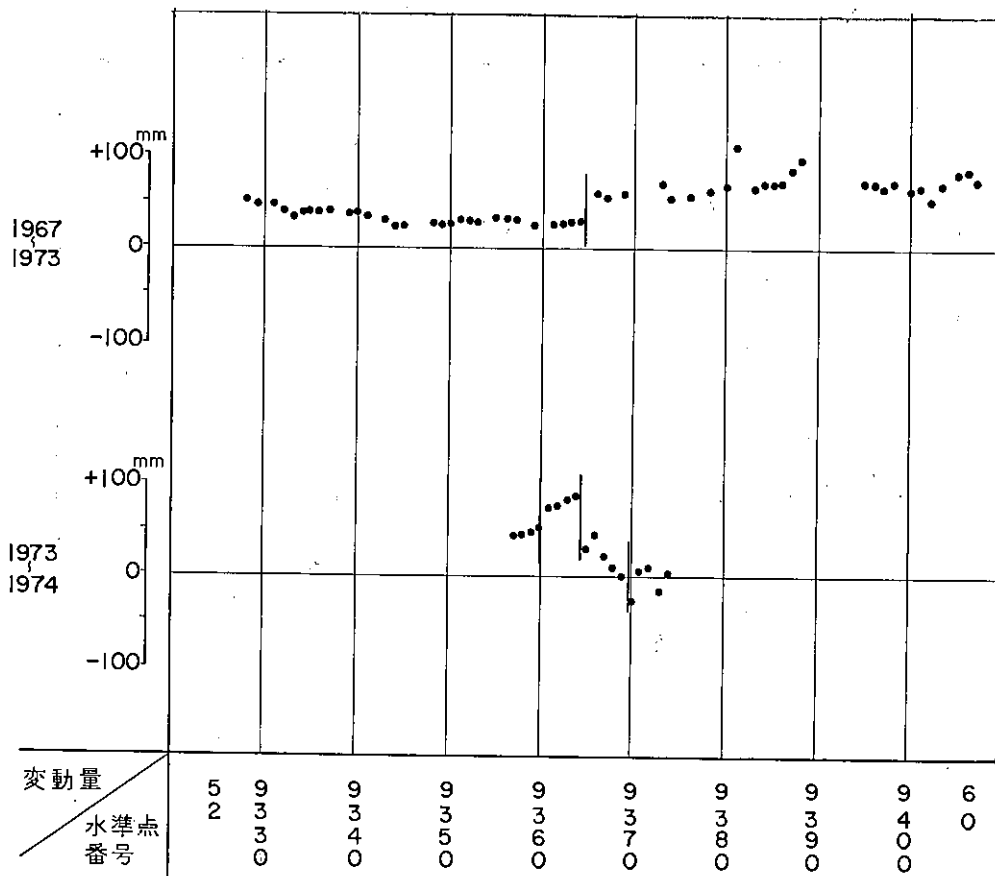
この地震の余震は、石廊崎ないし下賀茂から北西に、入間、吉田をへて波勝崎に至る地域に、線状に集中して観測された。その深度は10 km 以下であった（第6図）。このほか、天城山周辺で伊豆半島沖地震後、地震活動が活発化したが、これについては、今回は触れないことにする。

石廊崎断層の出現した位置は、さきの述べた地質構造との関連をみると、ドームやベーズンの周辺部にあたっていることがわかるであろう（第4図）。さらに、再決定された本震も、同様な位置を占めている。余震域は、石廊崎ドームや妻良ベーズンといった一つの構造単元にそって分布している。そして、その境界は、構造単元の境にほぼ一致しているように見られる（第5図）。

ところで、伊豆半島南部には、下田から下賀茂・蛇石をへて松崎に至る道路にそって、一等水準点が設置されている。これらの水準点は、1973年に測量が行われ、地震後まもなく1974年7月に改測が実施された（第7図）。このような短期間であったにもかかわらず、下田から松崎間では、これまで観測され



第6図 IRT・NHT・OAT 3点から求められた5月16日13時~20時の余震の震央分布と計算に際して仮定した地殻構造、ならびにその北西-南東(下左)と北東-南西(下右)の断面図(石橋克彦・松崎孝文・稲谷栄巳・末広深・渋谷和雄, 1974による)



第7図 伊豆半島の水準点の変動量図 (鈴木ほか, 1975による)

上は1967-1973年の伊豆半島を一巡する路線での水準点の変動量, 下は1973-1974年7月の半島南部の変動量を示す

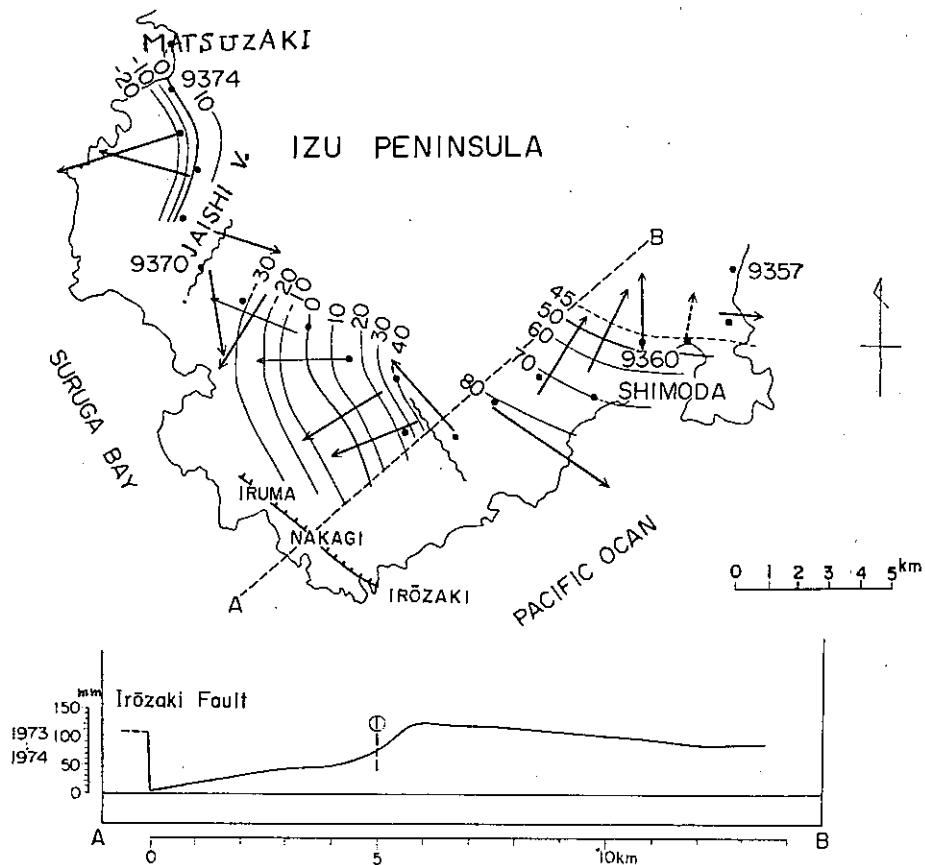
なかったような大きな変動が認められた (鈴木ほか, 1975). したがって, この変動のほとんど大部分は, 伊豆半島沖地震に伴ったものと考えてよいであろう.

この測量の結果を解析して, 平面的に垂直変動を示したのが第8図である. この結果によると, 地盤は下田から下賀茂に向かってしだいに上昇しているが, 下賀茂付近で約40mm 不連続的に下降し, ここから南西に向かってしだいに沈降傾向を示す. ところが, 北西方の蛇石付近では再び不連続的に上昇し, それ以西の地盤は西方に沈降傾向を示すことが明らかになった.

これらの結果は, 伊豆半島沖地震に際しての変動が20 km 四方にも及んだこと, 不連続的な変位は, 石廊崎断層沿いだけでなく各地で行われたことを示している. さらに, 下田から石廊崎にいたる地域についてみると, 下賀茂付近の断層と石廊崎断層とによって, ドームの中心が陥没したような運動をしたと考えられる (第5図).

さて, このような運動様式と地質構造とを比較すると, 下賀茂付近の不連続的な変位を示す位置と石廊崎断層の位置は, さきに述べた石廊崎ドームの周辺にあたっている. つまり, 伊豆半島沖地震に際して, 石廊崎ドームは, 周辺地域の隆起運動に伴って陥没し, その周辺に断層を出現させたと考えられる. そのほか, 不連続変位を示した蛇石付近は, 南北に延びている蛇石火山の延長部にあたり, こどもブロックの境界部にあたることを示唆している.

なお下賀茂付近は, 1967年から1973年にいたる期間に, 不連続的に変位していたことが明瞭に読みとれる結果が得られている (第7図). このことは, 伊豆半島沖地震の発生する1年以上前に, 石廊崎ドーム



第8図 1973-1974年7月の伊豆半島南部の垂直変動

上は平面図で、波線は変動の不連続部、かぎ付き実線は石廊崎断層、下はA Bにそう変動の断面図

ムを含めたそれより西の地域が東の地域に対してすでに隆起運動をしていたことを示している。変位の方向については、地震時の変動が、それ以前の運動と逆になっている。なお、藤井(1975)も、地震に際して、前兆現象の可能性を指摘している。

このように、伊豆半島沖地震は、伊豆半島南部のいくつかの地殻ブロックの同時活動によって発生したことがわかる。これをもたらした運動は、半島南部の隆起運動によるものと考えられる。

#### 4. ま と め

伊豆半島南部は、主として中新世中・後期の白浜層群から構成されている。同層群は、下位から石廊崎層、下賀茂層、一色層、吉田層、妻良層、落居層、伊浜層に区分される。石廊崎層は安山岩熔岩・火山角礫岩、下賀茂層は凝灰角礫岩・凝灰質砂岩、一色層は白色砂粒凝灰岩、吉田層は安山岩熔岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩、妻良層は凝灰質砂岩、落居層は凝灰角礫岩、伊浜層は白色シルト粒凝灰岩から主として構成されている。層厚は、全体で約1,500mに達する。一般に、南東部に下位の地層が分布し、北西に向って上位の地層が重なっている。

この地域の地質構造は、平面的に見ると四辺形に近いドーム・ベーズン構造からなっていて、地域南部に石廊崎ドーム、その北西に妻良ベーズンが接している。

伊豆半島沖地震に際して活動した石廊崎断層は、四辺形に近い石廊崎ドームの西南の縁辺に平行して

走っている。なお、水準測量の結果によると、石廊崎ドームの北東縁辺でも断層運動が行われたと考えられる。地震後の余震域は、石廊崎ドーム・妻良ベーズンから北西に延び波勝崎付近まで達した。

これらドーム・ベーズンは、ブロック化した地殻の運動を直接反映して形成されたもので、伊豆半島沖地震は、これら地殻ブロックのいくつかが同時に活動することによって発生したと考えられる。なお水準測量の結果によると、石廊崎ドームの周辺地域は隆起し、それに伴って石廊崎ドームが陥没したような運動をしたことがわかる。そのほか、蛇石火山付近も、この地震に際して不連続的に変位した。

石廊崎断層の運動は、水平変位が垂直変位の3倍にも達している。この水平変位の発生機構は、今後解明されなければならない課題である。

## 文 献

- 藤井陽一郎(1975) 1974年伊豆半島沖地震に関連せる地殻変動の考察. 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書, p. 17-46, 科学技術庁.
- 石橋克彦・松崎孝文・稲谷栄巳・末広 深・渋谷和雄(1974) 1974年伊豆半島沖地震の超高感度余震観測(予報).地震予知連絡会会報, no. 12, p. 76-80.
- 垣見俊弘・山田宮三・正井義郎(1974) 1974年伊豆半島沖地震調査第一報. 地質ニュース, no.240, p. 1-14.
- 衣笠善博(1976) 1974年伊豆半島沖地震と石廊崎断層. 地質学論集, no. 12, 断層と地震, p. 139-149.
- 気象庁地震課・地震活動検出センター(1974) 1974年伊豆半島沖地震について. 地震予知連絡会会報, no. 12, p. 52-55.
- 北村 信・高柳洋吉・三井 忍(1968) フォッサ・マグナにまつわる第三紀問題. フォッサ・マグナ, p. 62-71, 日本地質学会総合討論会資料.
- 松田時彦・山科健一郎(1974) 1974年伊豆半島沖地震の地震断層. 震研速報, no. 14, p. 135-158.
- 村井 勇(1975) 伊豆半島沖地震による地震断層——とくに活断層および小構造との関係. 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p. 111-120.
- ・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断層との関係. 震研速報, no. 14, p. 135-158.
- 鮫島輝彦・岩橋 徹・土 隆一・伊藤通玄・黒田 直(1968) 伊豆半島の地質に関する諸問題. フォッサ・マグナ, p. 87-92, 日本地質学会総合討論会資料.
- 沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之(1970) 下田地域の地質. 41p., 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 角 清愛(1958) 5万分の1地質図幅「神子元島」および同説明書. 33p., 地質調査所.
- ・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. 地質雑, vol. 80, p. 137-140.
- 鈴木尉元・堀井泰紀・石山克之・宇都木浩・小玉喜三郎・宮下美智夫(1975) 伊豆半島の水準点変動, とくに地塊の傾動について. 地調月報, vol. 26, p. 319-333.
- 東京大学地震研究所(1974) 伊豆半島沖地震の余震観測(速報).地震予知連絡会会報, no. 12, p. 56-62.
- 土 隆一(1974) 1974年伊豆半島沖地震の諸問題. 静岡地学, no. 27, p. 37-40.

**On the Geologic Structures of the Southern Part  
of the Izu Peninsula and Their Relation  
to the Occurrence of Izu-Hanto-oki Earthquake of 1974**

Yasumoto SUZUKI, Kisaburo KODAMA, Takashi MITSUNASHI  
and Toshihiko YAJIMA

Abstract

The southern part of the Izu peninsula consists mainly of Shirahama group of marine middle to late Miocene formations. It is divided into Irozaki, Shimogamo, Isshiki, Yoshida, Mera, Ochii and Ihama formations in ascending order. They are composed of volcanic and pyroclastic rocks such as andesite lava, volcanic conglomerate, tuff breccia, tuffaceous sands and rhyolitic tuff, the total thickness of which attains to more than 1,300 m. Upper formations are characterized by more acidic volcanic rocks, compared with that of lower formations.

Geologic structure in the district is characterized by several rectangular domes and basins which are arranged in NW-SE direction. The Irozaki earthquake fault system cuts the margins of those structures. The epicenters of aftershocks of Izu-Hanto-oki Earthquake were concentrated in those structures.

The domes and basins were formed by the uplift and subsidence of the basement blocks respectively. So the Izu-Hanto-oki Earthquake were generated by the reactivation of several crustal blocks.

(受付: 1976年9月27日, 受理: 1976年11月12日)





1. 奥石廊付近の下加茂層



2. 奥石廊から北西方を望む。遠方の白色の地層は、千畳敷付近の一色層、中央左の君掛根島やその周辺地域は、下加茂層からなる



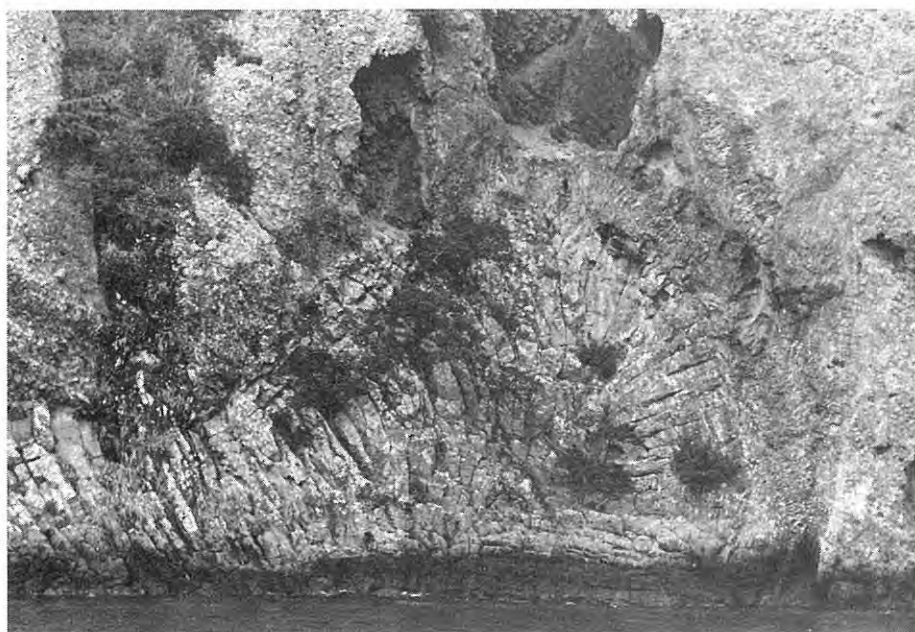
1. 吉田南方の安山岩の水中自破砕熔岩



2. 子浦から東方の妻良層を見る



1. 子浦西方の落居層



2. 石廊崎付近の安山岩質熔岩と岩脈



1. 中木の安山岩餅盤



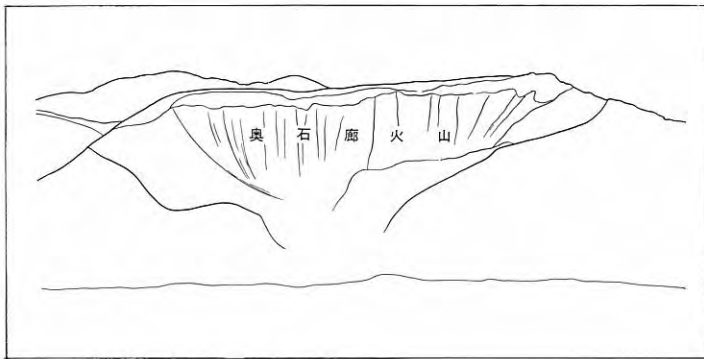
2. 妻良西方900m程のところの安山岩餅盤の西縁付近



1. 波勝崎に見られる石英斑岩の節理



2. 子浦西方の落居層中に貫入する  
安山岩質岩脈



1. 奥石廊の第四紀火山山体の断面





## 伊豆半島南部の活断層について

星野 一男\*・橋本 知昌\*\*・松田 時彦\*\*\*

### 1. 緒言

1974年伊豆半島沖地震が石廊崎地震断層の活動によることは、村井・金子(1974)、松田・山科(1974)、垣見(1974)などの研究で明らかにされた。一方、同上の地震の直後に半島中部の天城山脈付近にもかなりの余震活動があり(木股・宮島, 1975)、この地域の断裂系との関連が問題にされるようになった。筆者らはこれら一連の地震と活断層系との関連を研究する目的で、天城山脈以南の航空写真解析および地表調査を行った。この地域の断裂および活断層については伊豆半島沖地震前に村井・金子(1973)により記載が行われており、石廊崎地震断層が出現する位置に顕著なリニアメントが存在することが知られていた。これに関しては地震発生後にも両氏は詳細な研究を行っている(村井・金子, 前出; 村井・金子, 1975)。筆者らは南関東の活断層図を作製する目的で以前より伊豆半島地域の活断層研究を行っていたが、たまたま、伊豆半島地震の発生に遭遇して、とくに半島南部地域の調査を集中的に行う機会を得た。概況報告は現地調査が終了した時点で行ったが(星野ほか, 1975)、さらにその後の成果と考察を付け加えて、この報告を作成した。

謝辞 立川高校金子史朗博士は貴重な研究原図を快く貸して下さった。同博士の御好意に厚く御礼申し上げる。

### 2. 活断層の識別・分類

活断層の定義は多田(1927)によって最初になされたと伝えられる(杉村, 1976)が、本報告ではこの趣旨にのっとり、また、吉川ほか(1973)、杉村(1976)の最近の定義に準じて「第四紀に活動した断層」を活断層と呼ぶことにする。

活断層の調査方法および識別・分類の規準は下記の通りである。まず一般の航空写真により、地形上で断層変位(たてずれ、よこずれの双方を含む)を示唆するような規則的な変位が連続してみられる線状構造(lineaments)を摘出し、この線状構造について地表調査を行い、これが地質学的に断層と認められるかどうか、地質学的に第四紀に活動した証拠があるかどうかなどを調査した。この過程を通じて活断層を次のように分類した。

#### 1) 確実な活断層(active fault, confirmed)

確定的に第四紀における活動が認められる断層である。次のように3分する。歴史時代に活動した記録のはっきりしているもの、地震時に活動したことがはっきりしているものは(Ia)として地震断層(earthquake fault)とした。歴史時代の記録にはないが、第四紀の段丘、崖錐などを切っけて地質的に第四紀に活動したことがはっきりと認められるものを(Ib)とし、「地質的に確認(geologically confirmed)」とした。上記のどれにもあてはまらないが、地形上、非常に新しく、明瞭で、ある程度連続してみられる変位地形を示していて、第四紀における活動であると充分に認め得るものを(Ic)と

\* 燃料部

\*\* 技術部

\*\*\* 東京大学地震研究所



し、「地形的に確認 (topographically confirmed)」とした。

2) やや確実な活断層 (active fault, probable)

3) 推定活断層 (active fault, possible)

上述の I よりは確実度は落ちるが、航空写真上で活断層と認め得るものである。判定の規準としては約 5 km の範囲に 1 あるいは 2 点で新鮮な変位地形の認められるものを (II) とし、地形上変位の有無は確定し難いが、変位の可能性のある線状構造として明瞭な連続性のあるものを (III) に入れた。それぞれのグループで、地表調査で断層面を確認したものを (II a) および (III a) とし、「地質的に認定 (geologically recognized)」したものとした。地表調査で断層面を発見することのできなかったものは (II b) および (III b), すなわち「地質的に未観察 (geologically not observed yet)」であるとした。

以上の分類は当然に研究の進展、調査の進行によって変化するものである。

また、このほかに従来文献 (例えば、村井・金子, 1973, 1974) に活断層として記載されているものを参考として (IV) の項目に入れた。

以上の方法、規準によって識別、分類した活断層を Fig. 1 に示した。

### 3. 活断層の記載

#### 3.1 確実な活断層

石廊崎地震断層 (IR) をのぞき、(I) の確実な活断層のグループとして挙げたものは、蛇石断層群 (JI), 門野断層 (KD) および大鍋越南断層 (ONM) である。

石廊崎地震断層は 1974 年 5 月 9 日の伊豆半島沖地震において活動した断層で、同地震の震央はこの断層の極めて近傍であったと報告されている。この断層については地震直後に行われた多くの調査がある (松田・山科, 1974; 村井・金子, 1974; 垣見, 1974)。これらの報告によると、石廊崎断層は 3 本あり、主断層 (中央断層) は走向 N55°W で傾斜 75~90°S で石廊崎町を貫通して走り、5.5 km の延長を持っている。地震時の変位は、水平最大変位が右まわり約 45 cm、垂直最大変位が北落ち約 25 cm であった。断層面上には東南へ約 30° 傾く断層条線が見られた。水平・垂直の変位成分を合成すると、断層条線とほぼ等しい角度で傾く長さ約 50 cm のベクトルになるので、これが地震断層の真の変位を示すものであろう。この主断層の北約 200 m を隔てて延長約 1 km の石廊崎北断層、南に約 500 m を隔てて延長約 1.5 km の石廊崎南断層が主断層とほぼ平行して走っている。これらの副断層の傾斜はいずれも北傾斜で 80-87° である。主断層は入間で走向を N45°W に変え三坂富士付近で消滅するが、N55°W 方向のかなり顕著な断裂がなお入間から西方に妻良部落西南の海岸線まで続く。この部分は今回の地震では変位しなかったが、地質的にも地形的にも確実な活断層である。

蛇石断層群 (JI) は、第四紀とされている蛇石火山 (沢村ほか, 1970) を切断する北北東-南南西方向の垂直変位性断層群である。北部には別に北北西-南南東方向の断層も発達する。大池東端では後者の断層による断層崖がみられる (Plate 25-1)。これらの断層は地形的にいずれも垂直変位性であり、ほぼ南北に分布する火山岩体の中央を、ほぼ岩体の分布方向に平行して陥没させているような形態であるが、カルデラではなく地域的構造に関係するものであろう。Plate 23-1 にこの附近の立体写真を示した。

門野断層 (KD) は松崎町東方約 3 km の門野を通して同じく北北東-南南西に走る断層であり、延長が約 6 km である。富貴野、宝蔵院の付近で東西に走る沢および山稜を約 100 m 余り左まわりに変位させており (立体写真 Plate 24-1 参照)、地形的に確実な活断層であると思われる。

大鍋南断層 (ONM) は大鍋越より約 2 km 西南に下った道路際で断層面が観察される。断層面は写真 (Plate 25-2) に示すように、凝灰角礫岩 (沢村ほか, 1970) によれば白浜層群) と赤土をマトリックスとする崖錐堆積物との接触面であり、N60°W, 72°NE 落ちである。断層条線は見えなかったが、地形的には北側落ちの様子で水平変位を示す地形はあまり明瞭でない。

この断層の延長は短かく、2 km 弱である。

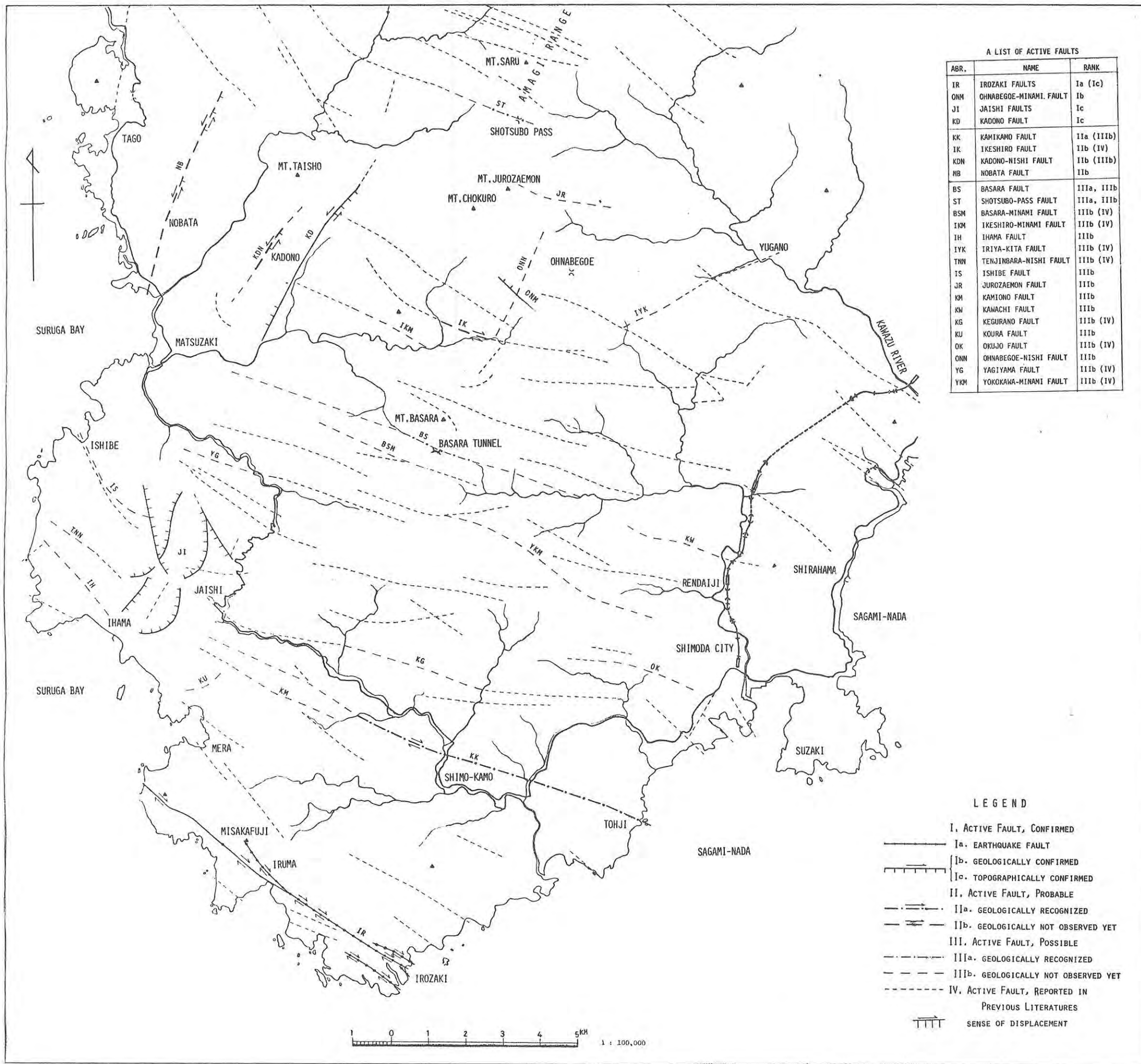


Fig. 1. Active faults in southern Izu Peninsula

### 3.2 やや確実な活断層

上賀茂断層 (KK) は、活断層としての確度は落ちるが、明瞭な断層面が観察される。延長は 8 km 以上も続き、規模としては石廊崎断層に匹敵する。南伊豆町上賀茂から田牛にかけて西北西から東南東方向に走り、上賀茂の西方、石井部落の西の山地部では山稜を変位させる右ずれ地形が非常に明瞭である。他に右ずれ地形と思われるところが数カ所あるが、これらは若干不鮮明である。断層面は以下の 3 カ所で観察された。(1) 南伊豆町下小野部落から南に入る小径を部落より約 1 km 南下した地点、断層面は  $N50^{\circ}W, 70^{\circ}N$  を示し、凝灰角礫岩と含軽石凝灰岩とが接している。(2) 南伊豆町日野部落の国道 136 号線傍らの露頭、幅数 m に亘って破碎帯様を呈している。 $N52^{\circ}W, 72^{\circ}S$  の断層面が観察される。このほかに  $N68^{\circ}W, 70^{\circ}S$  の断層があり、これにはほぼ垂直の断層条線が見られた。(3) 下田市田牛部落の北方、海岸道路沿い。凝灰角礫岩中に  $N72^{\circ}W, 73^{\circ}N$  および  $N70^{\circ}W, 65^{\circ}N$  の断層面が観察される。後者は 2~3 m の断層破碎帯を伴っている。

池代断層 (IK) : 松崎町池代から大鍋越方向に約 1 km 行った地点から北に入る沢の入口が約 50 m 右ずれ変位を行っている。これから池代北方まで約 1 km 余にわたって顕著なリニアメント地形が続くが、断層面は見出されていない。

門野西断層 (KDN) : 上述の門野断層の約 1 km 西で同断層に平行して走る断層であって、門野部落の西方約 1 km に当る 447.0 m のピークの西斜面に、山腹が左ずれ変位を行ったような地形があり、さらに山稜、沢が同じようなセンスでずれている。このリニアメントに沿って、断層面は発見されていないが、下田図幅 (沢村ほか, 1970) では断層として記載されている。

野畑断層 (NB) : 門野断層の約 4 km 西にあって、ほぼこれに平行する断層である。この断層の北部、笠蓋山、八ノ段の付近では南北性の山稜が 2-30 m 左ずれに変位している地形があり、ある部分では東側落ちの垂直変位地形もある。また、南部では野畑部落の北方に同じように南北性の山稜が左ずれ変位および東側落ちの変位を示している。この断層は下田図幅 (沢村ほか, 1970) によると湯ヶ島層群と白浜層群が接する地質断層であるが、上述の門野西断層と同じく断層面の露頭を確認していないので (II b) として分類した。

### 3.3 推定活断層

このグループに入れた断層は上述のごとく航空写真上でみる変位地形の明瞭度、新鮮度が少なく、地表観察においても活断層と認識する根拠の小さいものである。記載は断層面を確認して (III a) と分類した下記の 2 断層について行い、(III b) 断層については省略する。

娑婆羅断層 (BS) : 松崎から下田に至る道路が娑婆羅山の南山稜下を貫通する娑婆羅トンネルに沿って走っており、トンネルの東口付近で約  $N70^{\circ}W$ 、傾斜ほぼ垂直の断層面が見られる。下田図幅 (沢村ほか, 1970) でもほぼ本断層に沿って地質断層が描かれている。

諸坪峠断層 (ST) : 天城山脈猿山南方の諸坪峠付近を通過しており、峠の東・西でこのリニアメントの反映と思われる断層がある。(1) 峠の東方約 400 m の地点に  $N60^{\circ}W, 75^{\circ}N$  から  $N42^{\circ}W, 84^{\circ}N$  までの断層面が密集する断層帯が幅数 m に亘って見られる。(2) 峠の西方約 300 m の地点では道路わきが崩れており、 $N62^{\circ}W, 44^{\circ}S$  の断層面が見出されるが、この面はがけ崩れで転位している疑いがある。諸坪峠は断層の極めて近傍を通過しているので、道路に沿ってこの断層に平行する小断層が多く認められる。

## 4. 考 察

上述のような活断層のランク付けを行ってみると、確度の高い活断層の分布はかなり偏在している。すなわち、石廊崎断層に平行する西北西-東南東方向の断層は、伊豆半島の南端部に分布し、一方、北北東-南南西方向の断層は半島の西海岸沿いに分布する。この分布状況は、現在の地形、とくに海岸地形に非常によく調和している。すなわち石廊崎から妻良の吉田まで、および妻良から伊浜までの海岸線は前者の方向とよく一致しているし、一方、伊浜から松崎に至る西海岸は後者の方向にほぼ平行している。

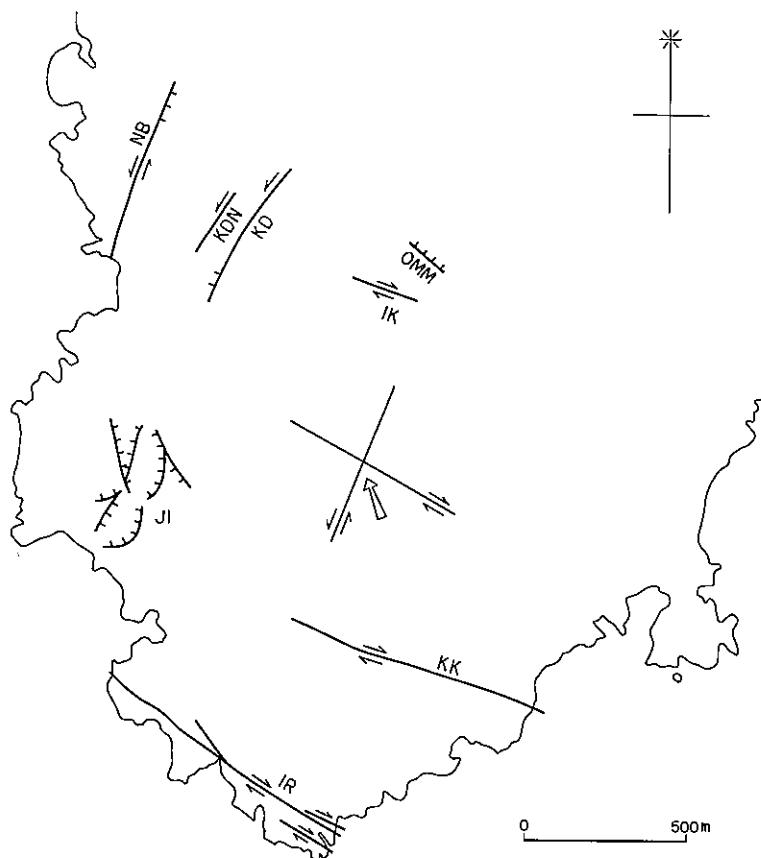


Fig. 2. Stress field indicated from the active fault system.

断層変位をみると、西北西-東南東方向は水平変位の性格が強く、すべて右まわりの変位を示している。一方、北北東-南南西方向は垂直変位成分の大きい部分があるが水平変位は一様であって左まわりである。これらの性格は、この地域の小断層の性格とよく一致しており（星野，1977）上記の2方向が共役断層を形成することは明らかである。Fig. 2は、Fig. 1から（I）、（II）のランクの活断層を抜き出したものである。これらの共役断層系によって主応力の方向を求めると、最大主応力（圧縮）はN20°W、最小主応力（伸長）はN70°Eである。これを1974年5月9日の伊豆半島沖地震の発震機構から求めた応力系と比較してみよう。牧（1974）によれば、最大主応力、最小主応力がそれぞれ、N5°~10°E、N85°-80°Wであるから上記の方向と約25-30°ずれることになる。しかし同時に牧（1974）は、過去の地震を総合すると、伊豆半島の相模灘側では最大主応力が北北西-南南東のものがむしろ普通であり南端部および、駿河湾側では南北の最大主応力が多いと述べており、これから考えると今回の地震は相模灘型である。1930年11月26日の北伊豆地震では伊豆半島の北部に、丹那断層を中心として南北~北北東-南南西の左ずれ断層と西北西-東南東の右ずれ断層が活動したが、この共役断層系による最大主応力はN40°Wであり、伊豆半島中央部における活断層主応力系はむしろ相模灘型が多いのではないかと思われる。

石廊崎断層は谷の屈曲量などの要素から平均変位速度が1000年に0.1~1mの規模をもつ第2級の活断層であると考えられる（松田，1975）。本報告で列挙した活断層は、推定される延長距離、断層地形および地層面の状況から判断して、いずれも活断層としての規模および活動度において石廊崎断層と同程度か、それ以下であろう。

文 献

- 星野一男・橋本知昌・松田時彦・小出 仁(1975) 南伊豆の活断層について. 1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究, 科技庁研究調整局, p. 54-55.
- (1976) 関東山地および伊豆半島における新生代の応力場変動について. 地震学会講演予稿集, 1976, no. 1, p. 95.
- (1977) 伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について. 地調特別報告, no. 6, p. 83-104.
- 垣見俊弘(1974) 1974年伊豆半島沖地震と地震断層. 測量, vol. 24, no. 9, p. 4-9.
- 木股文昭・宮島力雄(1975) 伊豆半島沖地震の初期の余震活動. 地震, vol. 28, p. 285-292.
- 牧 正(1974) 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて. 地震研究所速報, no. 14, p. 23-36.
- 松田時彦(1972) 1930年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・他編, 伊豆半島. 東海大出版会, p. 73-93.
- 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, 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.
- 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, 地震研究所, p. 125-145.
- ・——— (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. 震研速報, p. 159-203.
- ・——— (1975) 南関東における活断層の分布. 自然災害資料解析, no. 2, p. 77-83.
- 沢村孝之助ほか(1970) 下田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 杉村 新(1976) 「断層と地震」その歴史と展望. 地質学論集, no. 12, 断層と地震, p. 3-13.
- 多田文男(1927) 活断層の2種類. 地理評, vol. 3, p. 990.
- 田山利三郎(1939) 北伊豆地震と地質構造との関係. 斉藤報恩会, no. 11.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊(1973) 新編日本地形論. 415p., 東大出版会.

**Active Faults in Southern Izu Peninsula**

Kazuo HOSHINO, Tomomasa HASHIMOTO and Tokihiko MATSUDA

Abstract

The active faults, defined as that have been alive during Quaternary period, were classified as follows on a basis of geological and topographical means.

- I. confirmed active fault
  - Ia, earthquake fault
  - Ib, geologically confirmed fault
  - Ic, topographically confirmed fault
- II. probable active fault
  - IIa, geologically recognized
  - IIb, geologically not observed yet

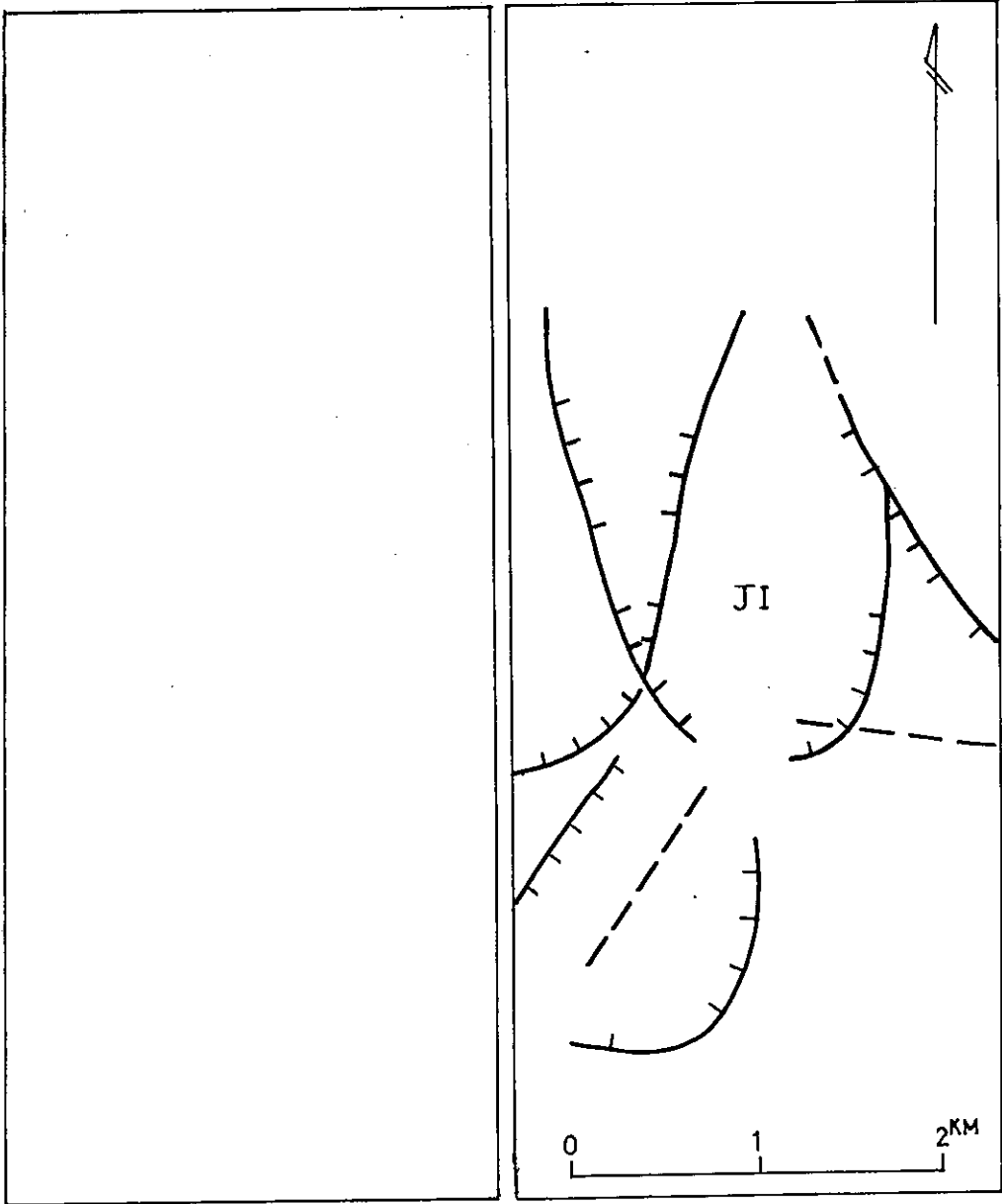
III. possible active fault

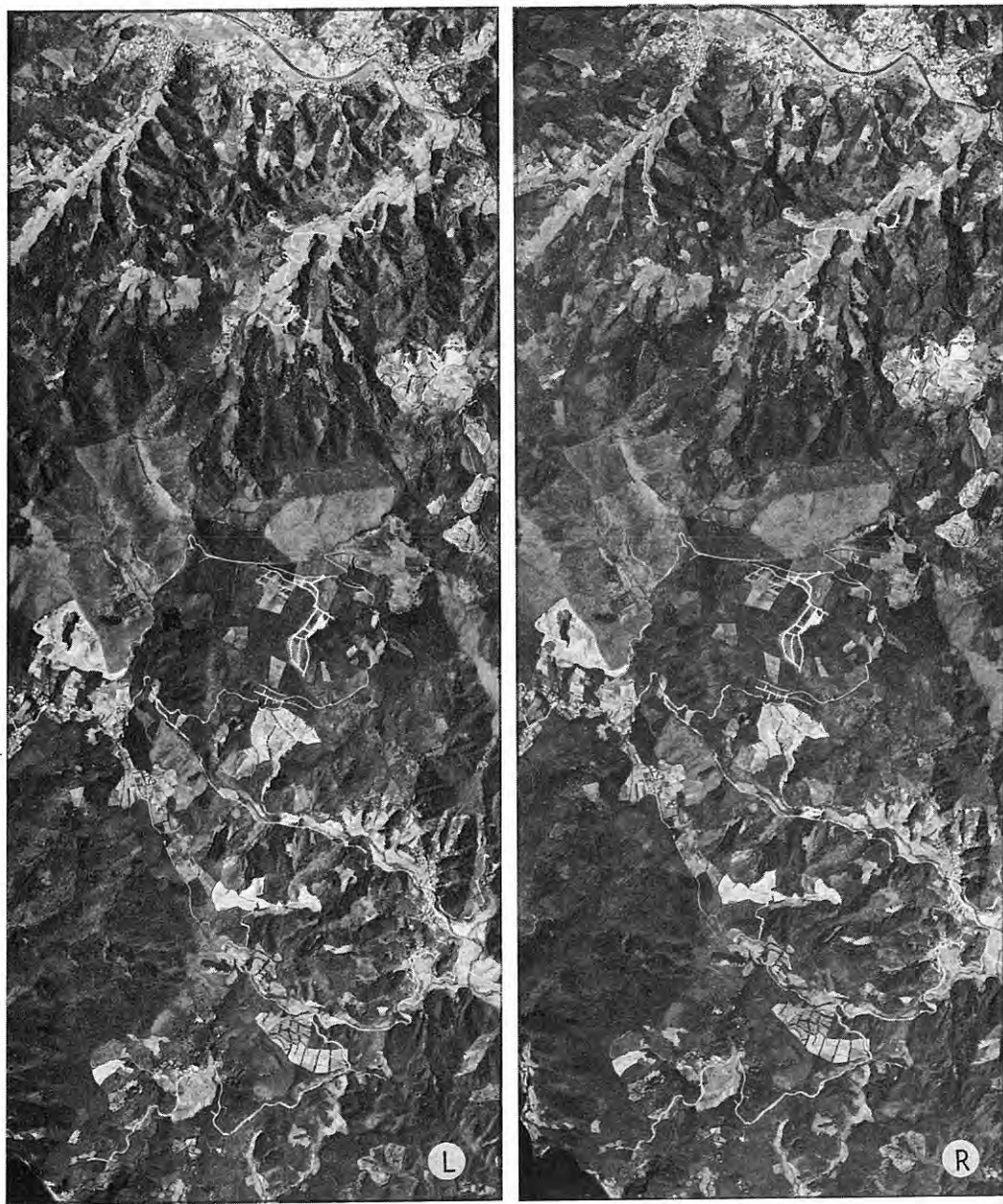
IIIa, geologically recognized

IIIb, geologically not observed yet

The results are shown in Fig. 1. It is indicated of the confirmed and probable active faults that the right lateral, WNW-ESE trending faults are found in the southwestern part, while the left lateral, NNE-SSW faults are in the west coast area. The both make a conjugate and indicate NNW-SSE compression and ENE-WSW estension. The analysis of seismic mechanism of recent earthquakes shows the agreeable stress directions.

(受付：1976年9月24日；受理：1976年11月12日)





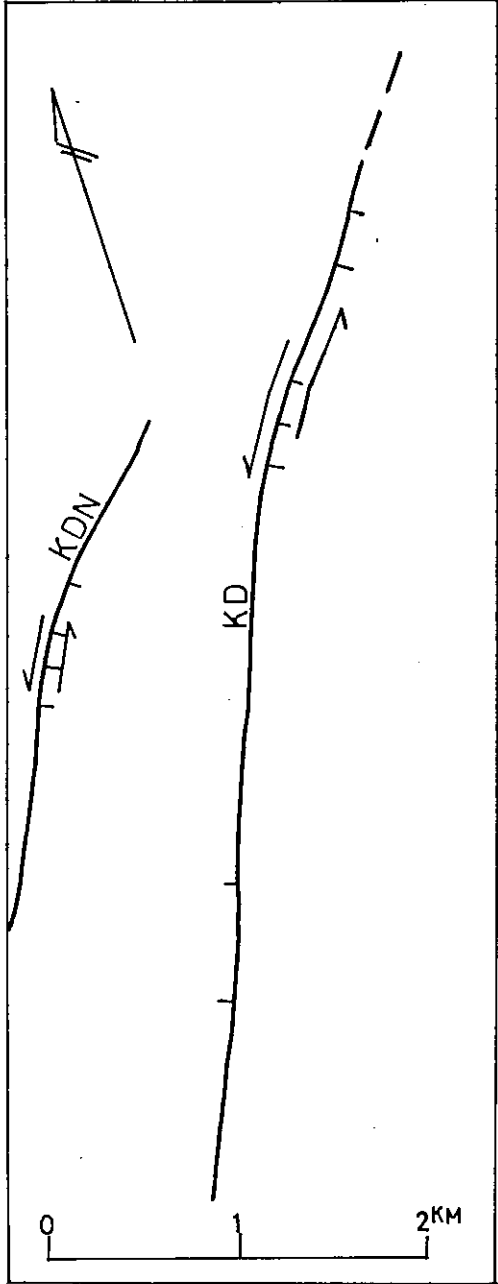
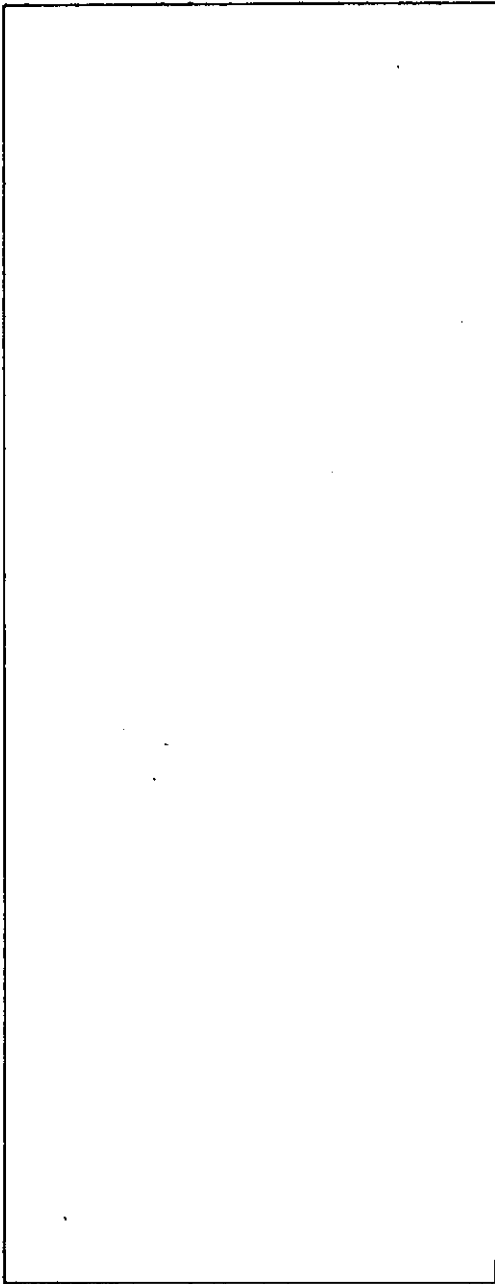
CB-69-10Y C15-3

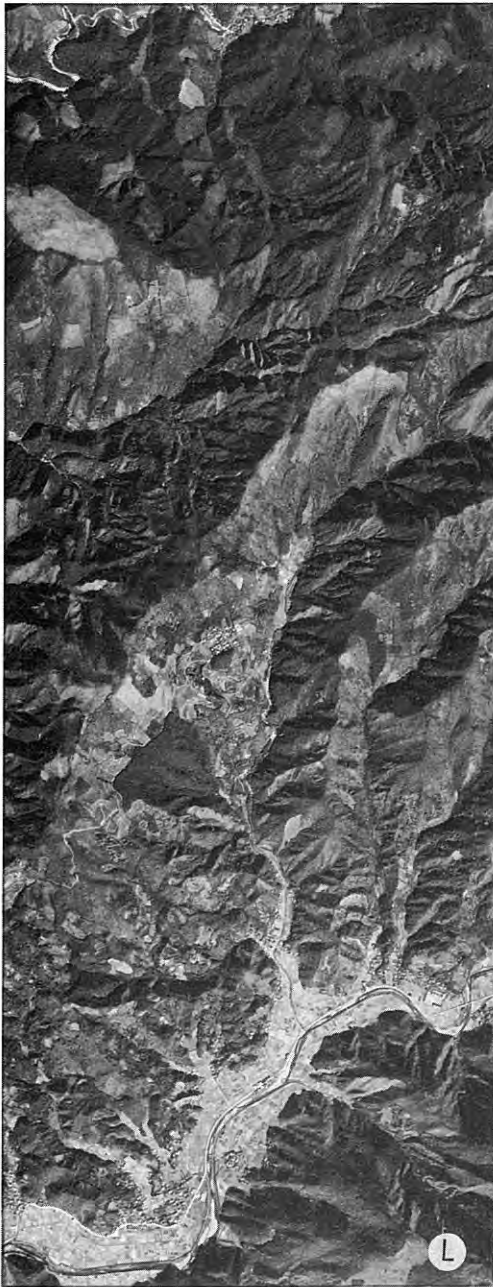
C15-4

1. Stereogram to show Jaishi active faults in Jaishi volcanos.

この空中写真は、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の4万分の1空中写真を複製したものである。  
(承認番号)昭52総複、第464号







CB-69-10Y C14-3

C14-4

1. Stereogram to show Kadono active faults in north of Matsuzaki.

この空中写真は、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の4万分の1空中写真を複製したものである。  
(承認番号)昭52総複、第464号



1. A fault scarp of NNW-SSE trending active fault in Ohike, Jaishi volcano area.



2. Ohnabegoe-minami active fault. left; tuff breccia of Shirahama group; right, talus deposits.



## 伊豆半島南部の断層系と1974年伊豆半島沖 地震の断層活動について

星野 一男\*

### 1. ま え が き

1974年5月9日の伊豆半島沖地震に際して、石廊崎付近に西北西-東南東方向の断層の活動があった。松田・山科(1974), 村井・金子(1974), 垣見(1974)などによれば, この石廊崎地震断層は最大45 cmの右ずれ水平変位を行っている。その主要部(主断層)は走向N55°W, 傾斜75-90°Sで, 断層面上では東南へ約27-30°おちの条痕が観察され(松田・山科, 1974), 地震後2年を経た現在もお余効的運動を継続している(衣笠, 1976)。一方, 以前より, 南伊豆では, この方向の断層が多いことが知られており(例えば, 角, 1958; 沢村・角, 1970), その一部は地形的に活断層であると考えられていた(村井・金子, 1973)。今回の伊豆半島沖地震は, これらの西北西-東南東の断層系列が再活動したものと考えてよいであろう。

高圧岩石変形実験で, このようにずれを伴う割れ目ができる場合には, これに30-60°の角度をもって, 反対のずれのセンスを持つ共役の割れ目があらわれるのが普通である。

Ductile 変形のときには共役の2方向の割れ目がほぼ同じような頻度で出現するが, 変形が brittle にうつるにしたがって, いずれかの一方のみが観察される(星野, 1967; 星野, 1968; HOSHINO et al., 1972)。しかし後者の場合でも肉眼的に一方のみが現われるが, 顕微鏡下でよく見ると他の方向も割れ目が成長する過程で現われるものである(小出・星野, 1967; HOSHINO and KOIDE, 1970)。したがって, 伊豆半島沖地震のときにも石廊崎地震断層の活動に関係した, ほぼ南北方向の, 左ずれセンスの断層が存在することが予想される。

地震と断層の間にある関係があることが知られ(例えば, 星野, 1956; IDA, 1959), 調査・計測活動の充実と共に大きな地震には必ずと言ってよいほど, その源となった地震断層が見出されるにつれて多くの地震が地殻内部の断層活動と“密接に関連”しているという考えが広く認められるようになってきた(杉村, 1976; 松田, 1976)。しかし地質断層と地震断層との関係はまだ充分に明らかにされていないように思われる。今回の石廊崎地震断層が村井・金子(1973)によって見出された石廊崎“活断層”の再活動であることは疑問の余地がないが再生の機構はどんなものか, また1930年11月26日の北伊豆地震では伊豆半島沖地震とは対照的に南北方向, 左ずれセンスの丹那断層が活動しているが, これとの関連をどのように解釈したらよいであろうか。

伊豆半島南部の断層構造については, すでに地震直後に行われた村井・金子(1974)の調査をはじめ, 多くの研究がなされているが筆者は以上の見地から, 地質的断層系<sup>1)</sup>と伊豆半島沖地震活動との関連について考察を試みた。

### 2. 南 部 海 岸

#### 2.1 古期断層系

\* 燃料部

1) Fracture system に相当し, 地質時代的要因によって生成されたと考えられる断層およびいわゆる節理を含む。

伊豆半島南岸の石廊崎, 恵比須島などでは海食台地がよく発達しており, 断裂の観察に好適である。したがって, まず, 南部海岸付近での観察結果を説明する。結果から述べれば, 古・新の2期の断層系がある。海岸にある露頭規模で共役状況がよく把握できるのは前者が多いので, 本項では, まず, 古期断層系について述べ, 新期断層系については, そのあとでまとめて記すことにしたい。

2.1.1 爪木崎 (下田東南, Loc. 2)

爪木崎の突端部は粗粒の角礫凝灰岩 (須崎安山岩類, 角, 1958) であり, 露出状況はよいが, ここで

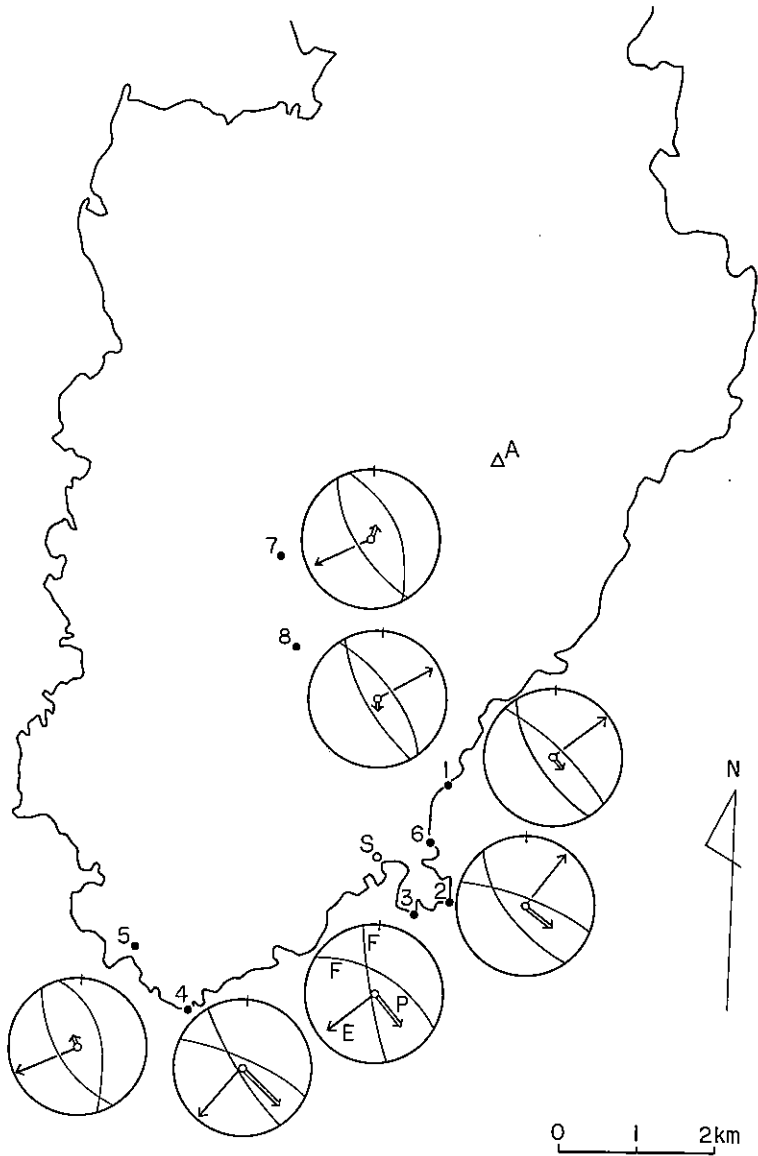


Fig. 1. Fault planes and principal stress axes of the old fault system.  
 F, conjugated fault planes; P, maximum (compression) stress; E, minimum (tension) stress. 1, Ryugujima; 2, Unokizaki; 3, Ebisujima; 4, Irozaki; 5, Iruma; 6, Shirahama; 7, Shotsubo-toge; 8, Onabegoe. A, Mt. Amagi (Manzaburo-dake); S, Shimoda.

はいろいろな方向の節理が散在し、相互関係はあまり明確ではない。突端部よりほぼ 100m 北に層厚 2~30m の緑色凝灰岩層があり、この岩層中には後述する恵比須島の小断層と同様の応力分布を示す落差最大 2m の西北西-東南東 (右ずれ) と北北西-南南西 (左ずれ) の断層が存在し、共役断層をなすと思われる。見かけの水平変位は最大約 2m である。最大<sup>2)</sup>、中間<sup>2)</sup>、最小<sup>2)</sup>主応力軸の方向はそれぞれ N50°W50°SE, N60°W40°NW, N35°E4°NE であって、後述する石廊崎、恵比須島の小断層の応力系によく似ている。剪断面角は 48° である。

### 2.1.2 恵比須島 (下田市東南, Loc. 3)

下田市東方の須崎の南方に突出する小島で橋がある。東西、南北それぞれ約 120×200m の小島で周辺の露出状況は良い。ことに南部の海浜では共役をなす小断層をよく観察することができる。ここの地層は白浜層群に属する淡褐色の凝灰質粗・中粒砂岩 (白賀茂砂岩層, 角, 1958) からなり、中部に約 10cm の白色シルト岩、5-6m の凝灰角礫岩がはさまれる。この砂岩中 (Fig. 6 の 3A の位置) に Plate 27-2 に示すような共役小断層が発達する。その走向は西北西-東南東および北北西-南南西であり、見かけ上正断層である。plate 27-2 に示されるものは上半部が凝灰質粗粒砂岩で、下半部がシルトである。小断層の面は N58°W, 64°NE おち、および N8°W81°W おちである。断層面は固着しており ductile faults の様相を示す。また、剪断面角は砂岩中ではやや大きくなるような傾向がある。両小断層から求めた主応力軸方向 (Fig. 3 の 3A) は最大、中間、最小がそれぞれ、N40°W37°SE, N21°W51°NW, N58°E10°SW であり、剪断面角は 56° である。この近傍で測定した他の 1例 (Figs. 3 および 6 の 3B) はほぼ上記に等しい値であるが、火山礫凝灰岩に近いところの例では (Figs. 3 および 6 の 3C), 最大、中間、最小主応軸それぞれ N22°W63°SE, N22°W30°NW, N68°E0°, 剪断面角 42° とやや相違した値を示す。以上の小断層はいずれも長さ 1~3m 程度であり垂直変位成分が 2~3cm 程度で、断層面が剝離せず固着していることが著しい特徴となっている。

### 2.1.3 石廊崎 (Loc. 4)

観察箇所は石廊崎燈台の西方約 300m の岬 (Fig. 5) であり、白浜層群に属する著しい粗粒の角礫凝灰岩からなる。今回の地震で生じた石廊崎 (主) 地震断層 (IM) から約 1km, (南) 断層 (IS) から約 200m 南方へ寄ったところである。この岬の先端の約 100×150m の部分は Plate 27-1 に示すように露出の良好な海食台地であり、Fig. 5 右のような断裂のパターンが見られる。図に示すように、この地域を精しく調べると、右ずれセンスの西北西-東南東方向 (Fig. 5 の 7, 9, 10, 11, 12 など) と左ずれセンスの北北西-南南西方向 (Fig. 5 の 2, 5, 8, 15 など) の 2断層系があり、交互に切断し合っていることと、また高圧実験の結果と類似の断裂パターンから判断して、同時期生成の共役系である。変位量は 1~2m (11, 12, 2) から 2~3cm (8, 5) である。断層面はセメント状に固着している。前者の平均面は N63°W82°N であり、後者の平均面は N30°W85°S である。これらから主応力軸を求めると (Fig. 3 の 4), 最大、中間、最小それぞれ N49°W22°S, N43°W66°N, N42°E2°S であり、剪断面角は 38° である。

ここから北方約 50m のところに今回の地震で生じた崩落崖があり、その崩落面は平均 N30°W75°N であった。おそらく、前記の北北西-南南西方向の断裂に沿って崩落が起ったものと思われる。

### 2.1.4 その他

下田市北東約 5km, 白浜海岸北端の竜宮島 (Loc. 1) は火山礫を含んだ粗粒砂岩からなっている。ここでも西北西-東南東、北北西-南南東の小断層よりなる共役系が見られる。しかし、恵比須島の火山礫凝灰岩 (Loc. 3C) のように走向は近接して両者とも北西-南東に近い。たとえばある測定例では前者が N49°W76°NE であり、後者が N36°W72°SW である。この主応力軸は (Fig. 3 の 1) 最大、中間、最小それぞれ N35°W70°SE, N42°W20°NW, N49°E4°N で、剪断面角は 34° である。上記の数値は (3C) によく似ており、最大主応力軸の傾斜が大きくなっているのが目立つことである。

石廊崎の北西約 3.5km の入間は、石廊崎地震断層の主断層が西北西から北北西に方向を転じるところである。入間部落の入口 (Loc. 5) では白浜層群の灰白色角礫凝灰岩、白色凝灰岩中に、北北西-南南

2) 以下、圧縮応力を正とする。

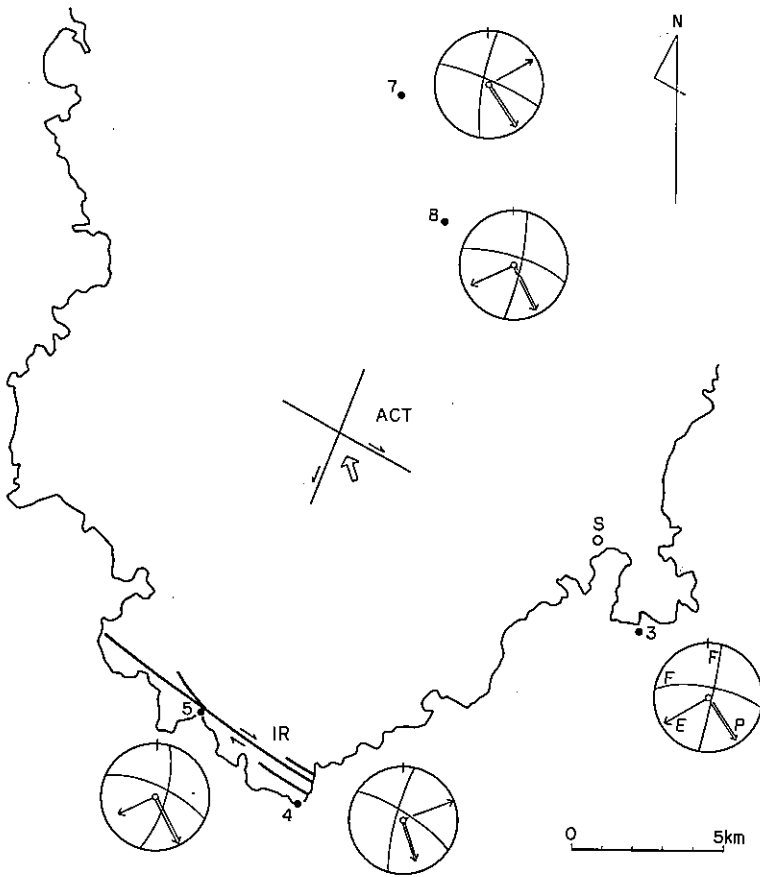


Fig. 2. Fault planes and principal stress axes of the new fault system. F, P, E, same as Fig. 1. IR, Irozaki earthquake faults; ACT, average directions of the conjugated fault planes and maximum stress direction of the active faults; S, Shimoda. The locality numbers are same as Fig. 1.

東の共役正断層が見られる (plate 29-2). 写真で見ると、見かけの落差は約 1 m である。断層面は比較的是っきりしている。平均の走向は  $N30^{\circ}W$  であり、傾斜は東あるいは西へ  $60^{\circ}$  から  $70^{\circ}$  傾いている。最大主応力軸は北に傾く傾向が見られ、 $N22^{\circ}W78^{\circ}NW$  である。中間、最小主応力軸はそれぞれ  $N28^{\circ}W14^{\circ}S$ ,  $N64^{\circ}E0^{\circ}$  で (Fig. 3 の 5), 剪断面角は  $59^{\circ}$  である。各主応力軸は最大主応力の傾斜が北向きであることを除いて (3C) と非常によく似ている。この共役小断層に平行な断裂は、Plate 28-1 のエッジ強調した本地域の断裂図に示されるようにこの周辺によく発達しており (Plate 28-1 の B の q), 地震断層も入間から西方ではこの方向に沿って出現している。エッジ強調の技法とその意義については松野ほか (1975) を参照されたい。

白浜海岸の南方 (Loc. 6) では上記 (Loc. 5) と同じような小断層系が見られる。これは白浜層群の含火山礫砂岩と淡黄色砂岩の互層中に発達する走向北西-南東の正断層で、落差規模も 1 m 前後である。ほとんどが東傾斜であるが、やや離れた箇所で見られる西傾斜の小断層をかりに共役として主応力軸を求めると、最大主応力は Fig. 3 の (6) の位置になり恵比須島 (3C), 竜宮島 (1) とほぼ一致する。断層面の一部は固着している。

#### 2.1.5 まとめ



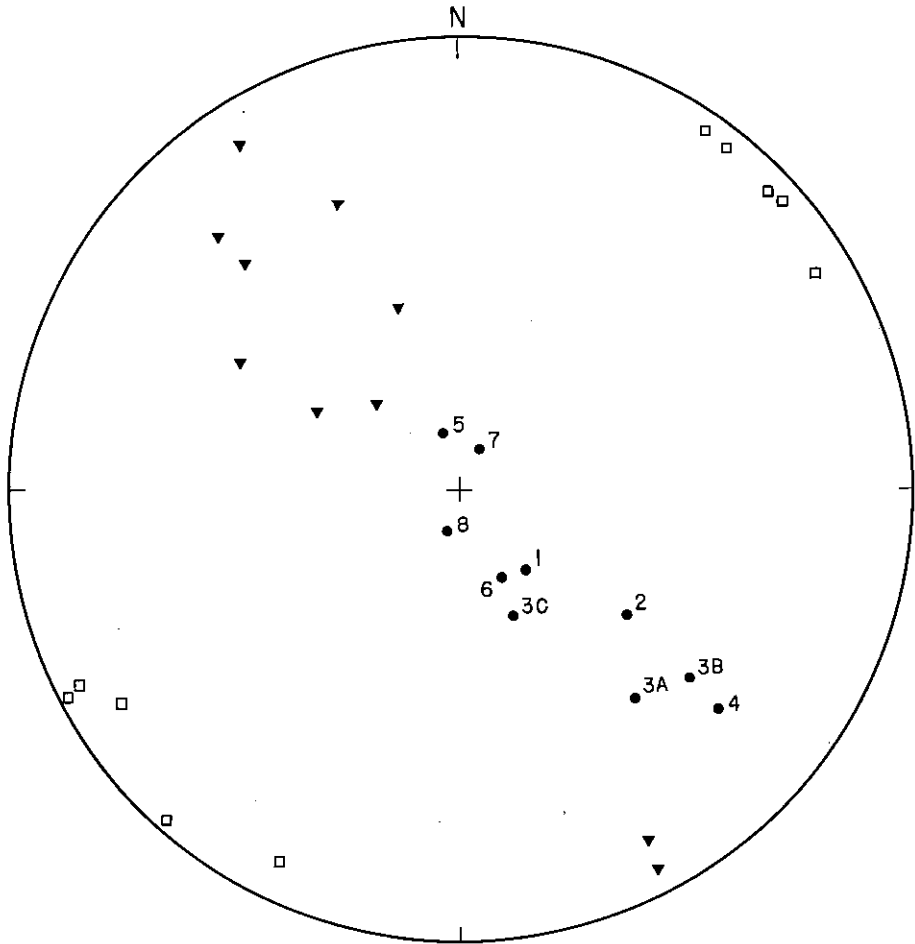


Fig. 3. Principal stress axes of the old faults plotted on the lower hemisphere of Schmidt net. Close circles, close triangles and open squares show maximum, medium and minimum principal stress axes respectively. The numerals put by the close circles are localities shown in Fig. 1.

以上述べてきたように、伊豆半島南部海岸でまず目につく断層は、西北西-東南東と北北西-南南東の2方向である。これらは共役系をなし、前者は右ずれ、後者は左ずれのセンスを持っている。規模は小さく、見かけの変位は大多数が1 m以下で、大きいものでも1~2 mである。これらの小断層は下田から石廊崎に至る海岸によく発達している白浜層群の凝灰質砂岩、火山礫砂岩中によく見られるが、火山岩あるいは角礫凝灰岩中には少ない。断層面は固着していることが多い。

一方、白浜、入間などでは走向は類似しているが、垂直変位性の小断層系が見られる。

両者の関係は Fig. 3 によく示されている。黒丸は最大主応力であり、このうち2, 3A, 3B, 4が前者の、3C, 1, 6, 5が後者の共役断層系の応力軸の方向である。応力軸の走向は変わらないが、傾斜は前者の20~50°SEから後者の70°SE~80°NWと対照的である。すなわち、前者は水平変位性 (strike-slip) の、後者は垂直変位性 (dip-slip) の小断層である。両者の分布には地域性があるように思われるが、下田付近の恵比須島では両者が混在している (3A, 3B と3C)。両者の剪断面角はほぼ等しく前者の平均50°に対して後者は平均45°であるが、断層としての規模は後者が一般に大きい (考察の項を参照)。

Fig. 7 は南部海岸の断裂測定点 (Loc. 1, 2, 3, 5, 6) の層理面を面に直交する方向をシュミット・ネ

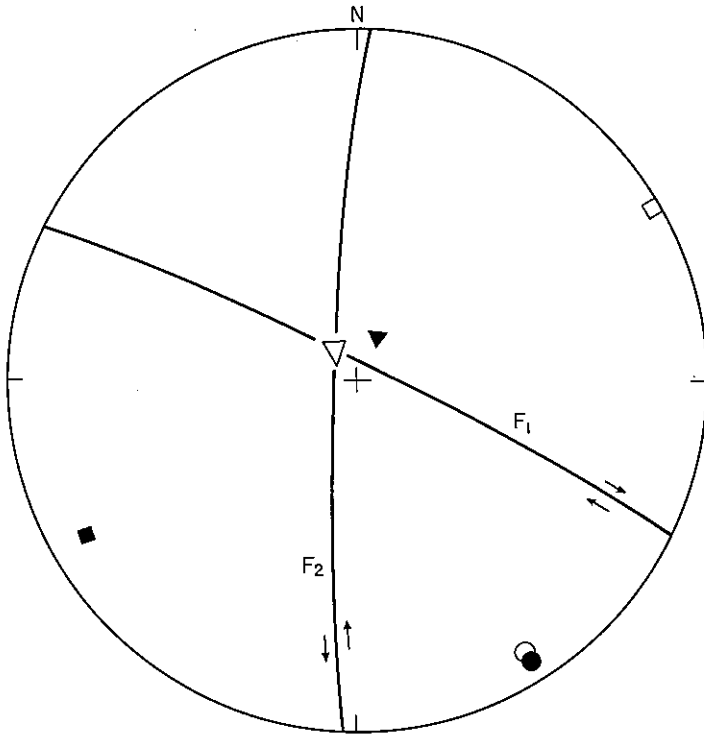


Fig. 4. Principal stress axes of the new faults on the lower hemisphere of Schmidt net. Close and open marks show the average stress axes in southern coast and the central mountain areas respectively. Circle, triangle and square show maximum, medium and minimum principal stress axes respectively. Two great circles on the net,  $F_1$  and  $F_2$  are average planes of the conjugated faults.

ット下半球に投影することにより示したものが、Fig. 3 と比較すると、上述の垂直変位性断層は入間 (Loc. 5) をのぞいて、その最大主応力軸は層理面とほぼ直交する関係にあることが読み取れる。

## 2.2 新期断層系

以上の古期断層系のほかに、より規模の大きい断層系が存在する。これは西北西-東南東方向と北北東-南南西方向の断層が組合っているものと考えられる。前者は右ずれセンスであり、後者は左ずれセンスである。西北西-東南東方向は前記の古期断層系と一致するものであり、北北東-南南西方向も古期断層系の北北西-南南東方向とずれのセンスは同様であり、方向も似ているので、新期断層と古期断層を区別するのは困難な場合もあるが(1)両者が混在するときは新規断層は古期断層を切っていること、(2)新期断層の傾斜は一般に垂直に近いこと、(3)新規断層は古期断層よりも規模が大きく、一般に数m以上の延長を持っていること、などで区別することができる。古期断層系、新期断層系の関係は恵比須島でよく見ることができる。

Fig. 6 に恵比須島の見取り図を示した。小円で囲んだ 3A, 3B, 3C は前章で述べた古期断層の観察地点である。より大きな規模の断裂に注目すると図のように、西北西-東南東 (30, 25, 24, 16, 35 など) と北北東-南南西 (19, 20 など) の断層がもっとも顕著である。前者は 16, 35 などで行きわたる右ずれセンスであり、35 では数 m の見かけの変位を示している。後者は 19, 20 で示されるように左ずれセンスで、見かけの変位量は 2-3 m ある。Plate 29-1 で見るとおり、ここでは厚さ 5-6 m の凝灰角礫岩がありこれを Key としてそれぞれの断層の変位を見積ることができる。35 と 19 でとりかこまれたところ

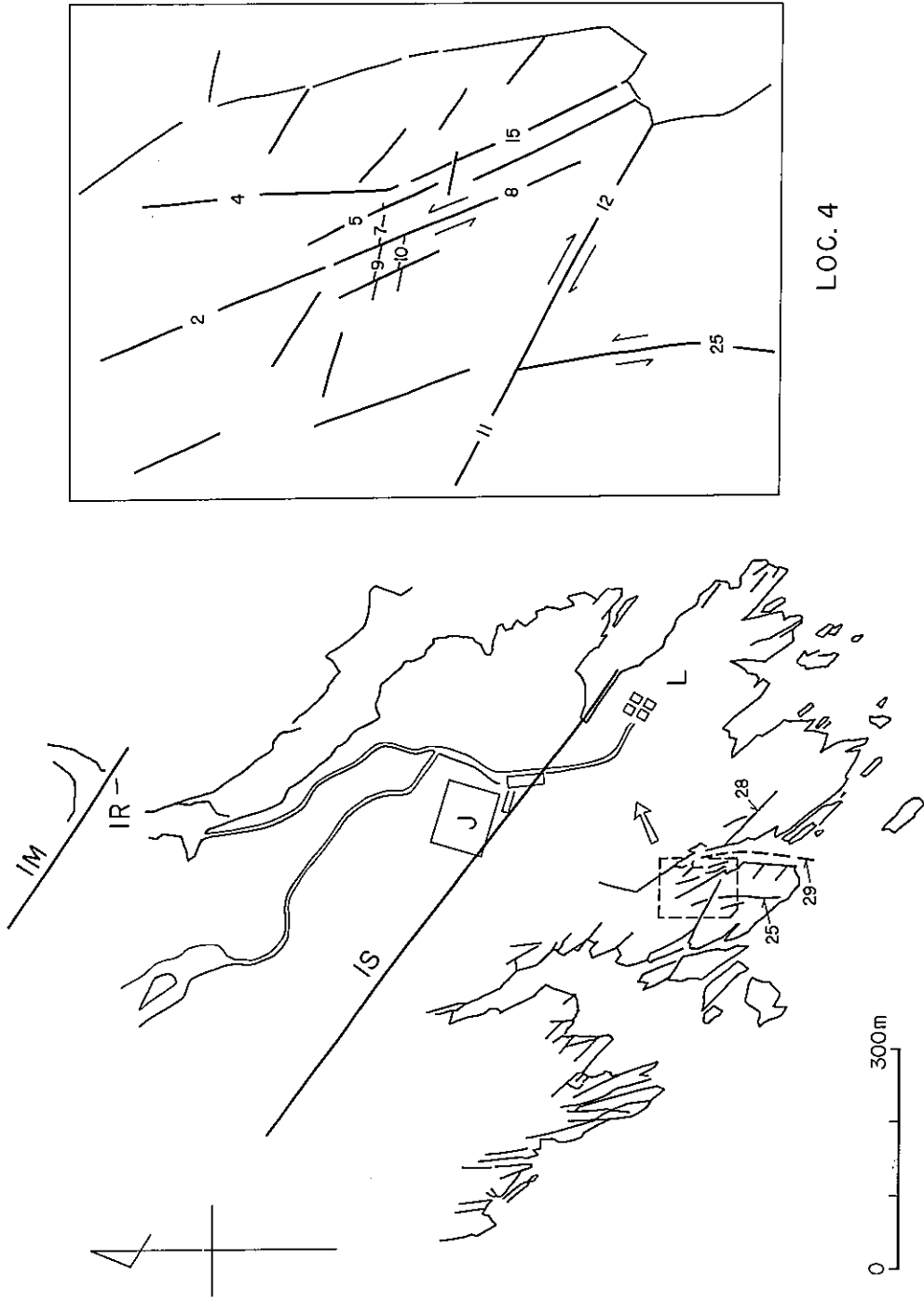


Fig. 5. Fracture maps of the area near Irozaki drawn from Plate 27-1 and other air-photo. IR, the town of Iruma; J, Jungle-park; L, the lighthouse of Irozaki. IM and IS show main and south Irozaki earthquake faults respectively. The right side is a detailed map of Loc. 4, based on the field study.

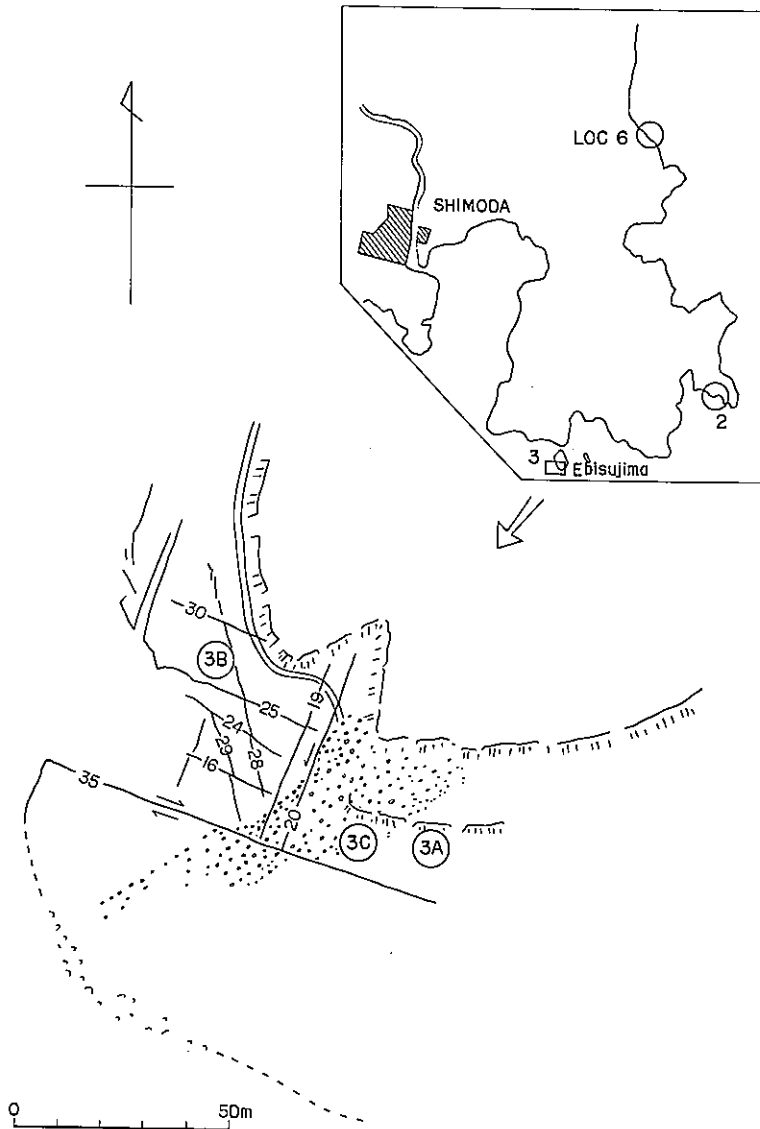


Fig. 6. A sketch map around Loc. 3, Ebisujima, Shimoda. The numerals like 16, 19 etc show the fractures referred in the text. 3A, 3B and 3C are the site where the conjugated minor faults of the old fault system were observed. Faults 35 and 20 make a conjugate of the new fault system.

に北北西-南南東方向の断裂 (28, 29など) があるが、写真で見ると、西北西-東南東あるいは北北東-南南西の断裂に切れられ、直線性を失っているように見られる。

この2方向の新期断層は分布状況と変位の性格から共役関係にあると考えられる。その最大、中間、最小主応力軸は  $N32^{\circ}W6^{\circ}S$ ,  $N26^{\circ}E79^{\circ}NE$ ,  $N59^{\circ}E10^{\circ}W$  であり、最大主応力軸がほとんど水平であることが特徴である。剪断面角は  $94^{\circ}$  であり、僅かながら鈍角である。

次に入間を見てみよう。石廊崎地震断層は入間まで  $N55^{\circ}W$  の走向で続くが、入間からは  $N35^{\circ}W$  の方向に沿って主な地変が伸び、入間地震断層 (村井・金子, 1974) と呼ばれている。その末端と思わ

れる三坂富士付近では  $N5^{\circ}W$ , あるいは  $N10^{\circ}E$  の小さな亀裂が出現し、一部には右ずれセンスの徴候があったと記録されている (松田・山科, 1974)。Plate 28-1 で示したように入間付近では北北東-南南西から南-北の断層(r)がかなり顕著であり、これらは地表調査でもいくつかたしかめられる。測定したものは変位 10 cm 程度の小断層であるが左ずれセンスを示した。村井・金子 (1974) によれば石廊崎地震断層は入間からさらに西方に向かって  $N55^{\circ}W$  の走向で延びて吉田部落付近においても活動した形跡がある。Plate 28-1 のエッジ強調写真によると、この線上に見られる断層はやや方向がずれてほぼ  $N70^{\circ}W$  (p) である。これは恵比須島の新期断層の方向とほぼ一致しており、個々の地質断層はこの方向に生成しているのではないと思われる。

新期断層は古期断層よりも規模が大きいため、1 露頭で共役の双方を見るのは難しい。

石廊崎の場合をみると、Fig. 5, および Plate 27-1 に示されるように海岸の露岩地帯で見られる断層は北北西-南南東あるいは北西-南東方向のものが多く、これらはさきに例示した Loc. 4 に現われた古期断層系に属するものと考えられる。一方、この地域に発達する入江の方向は北北西-南南東方向が多い。石廊崎南断層 (IS) はこの入江の崖を形成しており (松田・山科, 1974)、これら入江および同方向の直線状海岸崖は新期断層系の断層によって作られている可能性が非常に強い。Fig. 5 の 11, 12 は、規模から考えてこれらと同じく新期の断層運動によるものと考え方が適當のようである。同図の 25 およびその東の南北の入江 29 は 11, 12 および 28 と組合って新期の共役断層を形成している。

以上の恵比須島 (Loc. 3)、石廊崎 (Loc. 4)、入間 (Loc. 5) における主応力軸は Fig. 7 に示すとおりでありよく似ている。これにその他のデータを加えて、南部海岸の新規断層系の平均の主応力軸を求めたのが Fig. 4 で、黒丸、黒三角、黒四角がそれぞれ最大、中間、最小主応力軸である。石廊崎、入間における剪断面角はいずれも  $76^{\circ}$  である。

### 3. 中部山地

天城山脈付近を中心に、交通の便のよい諸坪峠、および大鍋越の道路沿いに断層、すなわち断層および節理の調査を行った。いずれも峠 (分水嶺) から東西それぞれ 2 km ぐらいは、比較的露出が良好であった。

この地域は湯ヶ島層群からなり、凝灰角礫岩、玢岩 (porphyrite) などから構成され、部分的に変質を受けている。下田図幅 (沢村ほか, 1970) によると峠付近の地質は白浜層群の火砕岩類である。全体に鍍層に乏しく、断層の変位、性質を知ることは困難であった。

#### 3.1 諸坪峠

諸坪峠付近では、東南の小林林道を含め、延約 10 km の行程中に 15 の断層が観察された。このほかに 18 の規模の大きな節理 (一部は断層の可能性もある) を測定した。

これらをまとめると、南部海岸と同じように、西北西-東南東、北北西-南南東および北北東-南南西の 3 系統のグループとなる。北北西-南南東系統は普遍的に見られ、残りの 2 者に比較して傾斜の緩いものが多く、 $55^{\circ}$  に達するものもあるが、平均して  $60-65^{\circ}$  である。なお、一部に幅 1 m 程度の変質した断層帯をもっているものもある。破砕帯をしばしば持つが、成因として shear を考えなければならないような外観を呈する断層は少ない。

西北西-東南東系統の断層剝離面は平均して垂直に近く、すべて  $75^{\circ}$  以上の急傾斜である。

北北東-南南西系統は峠を中心として東西それぞれ 1 km の範囲に顕著である。断層破砕帯は最も大きなもので 2 m あり、shear 構造を示している。断層条線が 1 例見出されたが、水平ずれであった。この系統が峠付近では 3 系統中最も規模の大きな、優勢な断層系である。峠の南北 6 km に亘って脊梁の方向はこの断層系の方向に平行している。

#### 3.2 大鍋越

東西それぞれ2 kmの範囲で、約6 kmの行程間に断層8、大規模節理12を測定した結果は諸坪峠とよく一致している。

北北西-南南東系統は諸坪峠と同じく、断層としては比較的緩傾斜で60-70°である。岩脈によって占められている断層が1例あった。西北西-東南東系統は、峠の北方約1 kmのところで見出された。その傾斜は大きく70-85°で、ほぼ水平の断層条線が観察された。また、この系統にも岩脈を含む断層があった。北北東-南南西系統も諸坪峠と同じような傾向を示しており、峠付近で優勢である。その1つは小さな断層谷を作っている。

### 3.3 南部海岸との対応

以上のように、中部山地における断層の系統は南部海岸とよく一致している。中部山地のみではこれらの前後関係、変位の性格はわからないが、方向の一致と断層の性質とから、3系統をそのまま、南部海岸における、対応する系統の断層と同種、同時期として扱うことができると思われる。

上述の北北西-南南東系統は比較的緩傾斜であり、正断層の可能性が高いこと、面の走向、傾斜が、南部海岸における古期断層系の垂直変位性のものによく一致することから、一応古期断層系として主応力軸などを求めた。その結果はFig. 1およびFig. 3の7, 8で示される。諸坪峠(Loc. 7)および大鍋越(Loc. 8)における最大、中間、最小主応力軸は、入間(Loc. 5)および竜宮島(Loc. 1)の場合とよく似ており(Fig. 1)、最大主応力をみても、入間、白浜(Loc. 6)、竜宮島、および恵比須島(Loc. 3C)の間に入る。剪断面角は諸坪峠、大鍋越、それぞれ50°、44°であり、南部海岸の値によく一致している。

西北西-東南東および北北東-南南西の系統は、面が急傾斜で水平の断層条線を持つこと、shear性の断層であることから、一応南部海岸の新規断層系に対応させ、主応力軸などを求めたのがFig. 2およびFig. 4である。最大、中間、最小主応力はFig. 2に見るとおり、南部海岸の恵比須島、石廊崎、入間の場合とほぼそのまま一致する。剪断面角は諸坪峠、大鍋越それぞれ63°、84°であり、これも南部海岸の数字とほぼ等しい。さらに同図でみるように断層の平均の走向は中部および西部海岸の活断層の走向とよく一致している。諸坪峠と大鍋越の断層データを総合し、中部山地地域における平均主応力軸としたものをFig. 4に示した。白丸、白三角、白四角がそれぞれ最大、中間、最小主応力軸である。黒模様で示される南部海岸の値と驚く程良く一致している。中部山地と南部海岸における新期断層系の平均面をFig. 4に共に表わした。図上、左ずれセンスの面が北北東-南南西系統の平均断層面であり、右ずれセンスが西北西-東南東系統の平均断層面である。

以上の結果を見ると、中部山地の断層系統を南部海岸と同様のものと考えerことはよいと思われる。すなわち、伊豆半島南部の断層系は広域的に共通の性格をもっているといえる。次に古期、新期断層系の関連、性格、時期などを考察したい。

## 4. 考 察

### 4.1 古期断層系

伊豆半島南部の古期断層系をまとめたのがFigs. 1, 3である。これらを見ると主応力分布に明瞭な特長があるのがわかる。すなわち、最小主応力はほぼ一定で、北東あるいは南西、ほぼ水平のところに集中している。これに対し、最大および中間応力は最小主応力に直交する面内にあつて回転している。最大主応力について見れば、南東海岸では傾斜が20°から50°SEの範囲にあり、中央山地、東海岸および南西海岸の一部では傾斜が70°SEから80°NWの範囲にある。走向は一定してN35-40°Wである。すなわち、最大主応力の方向はほぼ北西-南東であり、傾斜は南東海岸ではやや水平に近いがその他の地域ではほぼ垂直に近い。剪断面角は34°から59°で平均47.2°であり、これを南東海岸地域(水平変位性)とその他地域(垂直変位性)とに分けて計算すると前者は49.0°、後者は45.8°で垂直変位性の方が若干低い値を示している。

すでに述べたように、南部海岸部では最大主応力の方位は地層面の最大傾斜の方向とほぼ平行している。ことに東海岸の白浜、下田付近では最大主応力は地層面にほぼ直交している。

古期断層系生成時の主応力分布は第三系の地質構造と密接に関連していることが考えられる。長谷(1975および談話)によると伊豆半島中部では、湯ヶ島層群は北東-南西の褶曲構造を示しており、しかもこの褶曲はその頂部がゆるく、翼部が急な箱型褶曲で、翼部が切れて断層に転じる場合もある。さらにこの褶曲軸に直交して北西-南東の断層がきわめて多数発達している。この断層は、白浜層群をも変位させているが、一部の地域では湯ヶ島層群にすでに北西-南東の局地的褶曲構造があるので北西-南東の断層活動は白浜層群堆積以前からあらわれたとすることができる。

長谷の言う北西-南東の断層が本文の前章で記載した垂直変位性の古期断層系に相当することはあまり問題なく認められるであろう。この断層系は、60-70°の緩傾斜であること、垂直変位性正断層であること、褶曲軸に平行する最小主応力および直交する最大主応力によって形成されていることから、北東-南西の褶曲構造が発展して行く過程で形成された胴切り断層(transverse faults)であると考えられる。

一方、南部海岸における古期断層系の多くは断層面が固着しており、一般に小規模であって、明らかに地層が十分に固化しない過程で生じた断層であることを示している。一般にこの段階では地層はductileであり(井波・星野, 1974; 星野・井波, 1976)、ことに凝灰質物を多く含むときはductilityが大き(星野, 1967; HOSHINO et al., 1972)、共役性断裂が細かく密集する網の目型(network type, 同上)断裂パターンをとりやすい。露頭における産出状況はPlate 27-2に示すように、よくこの特徴を示している。網の目型における剪断面角は大きい場合が多く、砂質岩や凝灰岩で普通60°以上である(HOSHINO et al., 1972)が、本例のように低い値(34-59°)を示すのは、断層が地層水の多い状況下で、低い圧力下あるいはかなり浅い所で生成されたことを示しているものと思われる。したがって、少なくとも南部海岸の古期断層系の生成時期は白浜層群堆積後間もない時期であったとすることができる。

中部山地部における古期断層系は南部海岸のものに比較するとより大規模であり、断層面の形態が破砕断片を含む断層破砕帯を作っていることなどからbrittleな様子を示している。共役性断裂もほとんど見られない。この断層は先の長谷の結果に従えば湯ヶ島層群堆積後に早くも作られた可能性が強いが、天城山脈脊梁部に分布する白浜層群の火砕岩類中にも古期断層系が発達しているところから、主要な生成時期は海岸部と同様に白浜層群後と考えたい。山地部の北西-南東系の断層は海岸部のものとは異なって剝離面がかなりはっきりとしており、岩石がある程度固化した後の生成を思わせることもこの推論を裏付けるものである。

このようにみえてくると古期断層系の生成時期は湯ヶ島層群堆積後に一部始まり、多くは白浜層群堆積後のまもない時とまとめることができる。南東海岸部の水平変位性断層と山地部その他地域の垂直変位性断層との関係についてはいくつかの考え方ができそうである。

まず、湯ヶ島層群堆積後、おそらく鉛直下方よりの圧縮、および北東-南西方向の引張りにより、北東-南西の箱型褶曲と北西-南東の胴切り正断層が形成された。次いで白浜層群堆積中および堆積後も引きつづいてほぼ同様な応力系が持続したが、南東海岸では南東斜めやや下方からの圧縮力が強まり、水平変位性の断層が作られた。この考えでは南東水平圧縮応力は後期に作用し始めることになる。

あるいは、湯ヶ島層群堆積の頃から、太平洋側よりのほぼ水平に近い北西-南東方向の圧縮が伊豆半島南部から中部に加えられ、湯ヶ島層群は北東-南西の褶曲を形成し始めた。一方中部では活発な火成活動のため下方よりの圧縮力が強くなり、胴切り断層が形成され、海岸部では白浜層群堆積後に共役小断層が形成された。ここでは水平応力は一連の造構運動の初期から作用していたと考える。

いずれにせよ、恵比須島などで見られるとおり、垂直変位性と水平変位性の断層は同場所、同地層に共存していることから、時期的にほぼ同期である。したがって、古期断層系の生成期は湯ヶ島層群堆積後から白浜層群堆積後(中新世中期から鮮新世初期, IKEBE ほか, 1971)と考えられる。

#### 4.2 新时期断層系

新規断層系の走向および主応力系(Figs. 2, 4)をみると活断層のそれ(Fig. 8)とよく一致する。Fig.

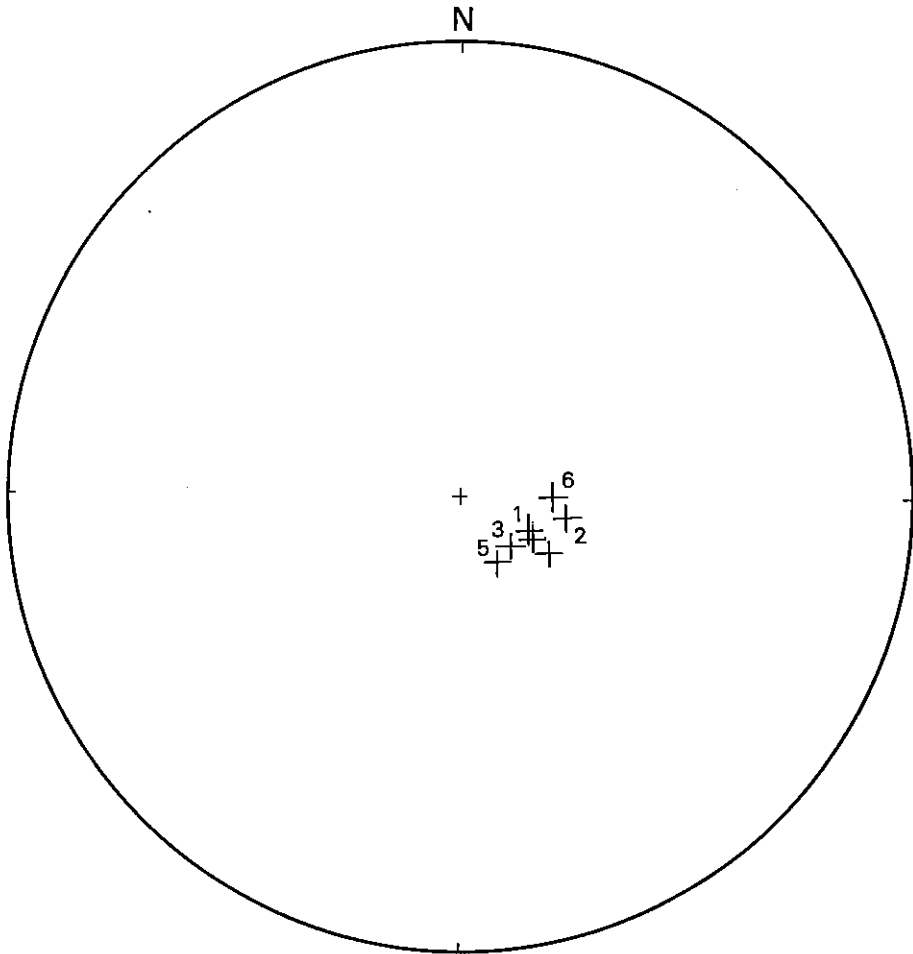


Fig. 7. The bedding planes of Shirahama group in the southern coast area as expressed as the axes perpendicular to the bedding planes plotted on the lower hemisphere of Schmidt net. The numerals show the same localities as in Fig. 1.

8は星野ほか(1975)によってまとめられた伊豆半島南部の活断層から確実(Iグループ)およびやや確実(IIグループ)と分類された活断層のみを示したものである。ここでは航空写真などで地形的に新鮮な変位の徴候を示し、活断層としての可能性のあるものを現地調査により検討し、地質的・地形的に第四紀に活動したことが確実なものをIグループとし、やや確実度の落ちるものをIIグループとする方法をとった。第IIグループも今後の調査・研究の進行にともなって第Iグループに入る可能性が非常に高いものである。

これを見ると、このように確度の高い活断層として西北西-東南東と東北東-西南西の2系統がみとめられる。西北西-東南東は1例(OMM)を除いて右ずれセンスがみとめられる。平均走向は $N60^{\circ}W$ である。東北東-西南西は蛇石断層群(JI)を除くと左ずれセンスがみとめられる。蛇石断層群の垂直変位は火山構造に関係するのかも知れない。平均走向は約 $N20^{\circ}E$ である。この2系統を共役として主応力方位を求めると最大主応力はほぼ $N20^{\circ}W$ であり、剪断面角は $84^{\circ}$ である。これをFig. 2に示される5カ所の新規断層系の平均最大主応力の方位、約 $N30^{\circ}W$ (Fig. 4)と平均剪断面角 $80^{\circ}$ と比較すると両者はほぼ一致すると言ってよい。



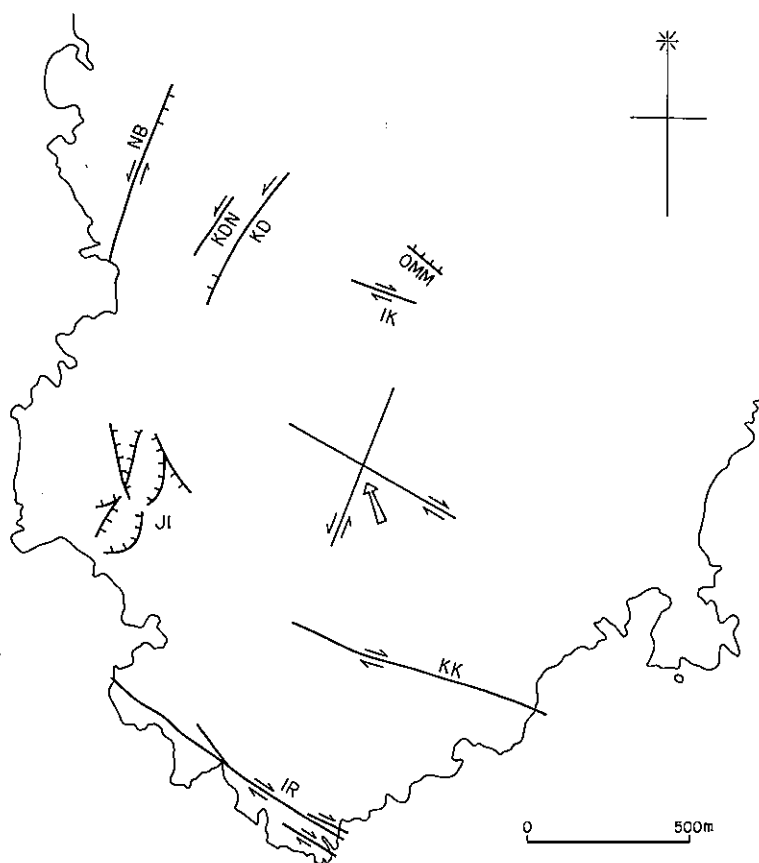


Fig. 8. Active faults studied as confirmed and probable ones in southern Izu, after HOSHINO et al. (1977).

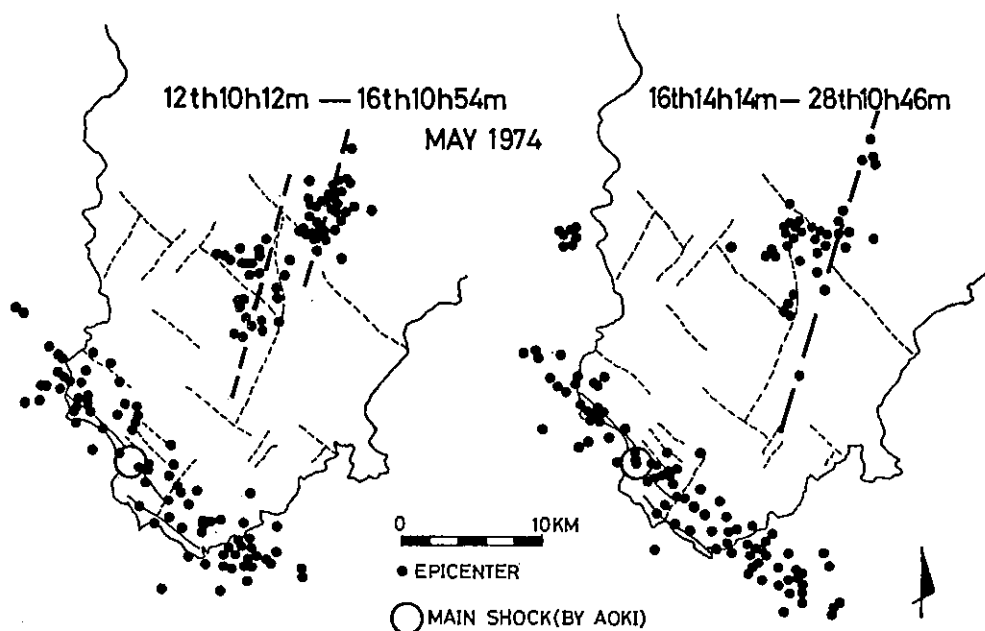
牧 (1974) によれば、伊豆半島周辺の最近の地震の発震機構をまとめると、相模灘側での最大主応力 (圧縮) は北西-南東であり、半島南端および駿河湾側では北-南である。新期断層系の  $N30^{\circ}W$  という方位は両者の中間であり、今回の調査の対象であった地域の位置を考えると興味ある数字である。

木股・宮島 (1975) によると、伊豆半島沖地震後の余震活動はほぼ石廊崎断層に一致して、半島南西海岸に  $N50^{\circ}W$  の方向で分布するものと、主震の2日後から天城山脈付近で活発になった天城群発地震とがある。この天城群発地震の震央分布は木股・宮島 (同上, Fig. 4) によると Fig. 9 のとおりで、北北東-南南西の方向性がみられるが、天城山脈付近の新期断層系の走向を考慮に入れると、具体的に同図に加筆した  $N10^{\circ}-15^{\circ}E$  の2本の活動帯を考えた方がよいように思われる。おそらく、諸坪峠、大鍋越付近の地下に潜在分布する北北東-南南西新期断層群が主震活動の余波で小規模な活動を行ったのが天城群発地震の原因ではないかと思われる。木股・宮島 (同上) によれば、天城群発地震の発震機構から求められる最大主応力の方位はほぼ  $N5^{\circ}W$  である。

以上のように、活断層、地震発震機構および余震活動のデータとよい調和を示すことから、新期断層群は現在の活断層系そのものと考えることができよう。新期断層系が何時ごろ生成されたか、その下限をきめるデータはないが、古期断層系の時期、すなわち鮮新世初期より古くなることはない。

#### 4.3 地震断層と古期・新期断層系との関連

今回の地震で地表に出現したのは石廊崎地震断層のみである。石廊崎地震断層は、新期断層系の西北西-東南東の右ずれ断層と同系統の断層であることは明らかであるが、地表の延長5 kmに及ぶ断層が既



10h 12m, May 12 to 10h 46m, May 28.

Fig. 9. Epicenters of after-shocks (close circles) and possible faults estimated as a cause of the after-shocks (dotted lines). All features except the dotted lines are after KIMATA and MIYAJIMA (1975).

断層とどのような関係で生成されたか、若干の考察を試みたい。

Fig. 10 は石廊崎、中木、入間と西北西-東南東に直進してきた主地震断層が走向を北西-南東に向きを転ずる入間部落付近における地震断層周辺の小断裂147個の面を測定して、シュミット・ネット下半球に投影したものである。2箇所に顕著な集中がみられ、それぞれ平均  $N12^{\circ}E65^{\circ}E$ 、および  $N17-32^{\circ}W, 70^{\circ}E$  で代表される2個の断裂面がこの場所に発達していることを示している。この小断裂147個の測定箇所は Plate 28-1 における入間部落 (U) の周囲である。上記2個の顕著な断裂面はそれぞれ入間付近で良く発達している北北東-南南西 (r) と北北西-南南東 (q) に一致し、エッジ強調処理による断裂図でも地表測定と同じような傾向が表現されることを示している。石廊崎主断層 (IM) は入間で方向を転じて入間断層 (村井・金子, 1974) とも呼ばれている (Plate 28-1 のB, IU)。入間断層は地図上では約  $N35^{\circ}W$  の方向に発達するように読みとれるが、入間付近の露頭では  $N38^{\circ}W75^{\circ}NE$  (村井・金子, 1974)、あるいは  $N45^{\circ}W75^{\circ}NE$  (松田・山科, 1974) の地震断層面が測定されている。

入間断層はこのように北北東-南南西と北北西-南南東の2断裂と非常に密接に関連している。地震後に入間断層を追跡した松田らによれば、実際に観察、記録された断層面は  $N15^{\circ}W60^{\circ}E$  とか  $N35^{\circ}W55^{\circ}E$  であり、また  $N5^{\circ}W$  あるいは  $N10^{\circ}E$  の亀裂が生じているという (松田・山科, 1974)。入間断層 (IU) の分布線とされている位置を Plate 28-1 の断裂図で辿ると、入間断層の主体は北北西-南南東の断裂 (q) であり、q は断裂図ではほぼ  $N20^{\circ}W$  の走向であるが、これが階段斜に連繫することによって、見かけの走向  $N35^{\circ}W$  の入間断層が形成されているようにも見られる。

主断層 (IM) を Plate 28-1 で辿って行くと同じような傾向がみられる。入間部落の南東方面に発達する断裂は北北西-南南東 (q) および西北西-東南東 (p) の2方向であり、入間部落を離れて東方へ地図上で石廊崎主断層線とされている所を辿ると、このうちの後者 (p) がここでは主体となっており、平均  $N70^{\circ}W$  の断裂 (p) がやはり階段状に連繫して、 $N55-60^{\circ}W$  の主断層線を構成しているように見られる。

伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について (星野一男)

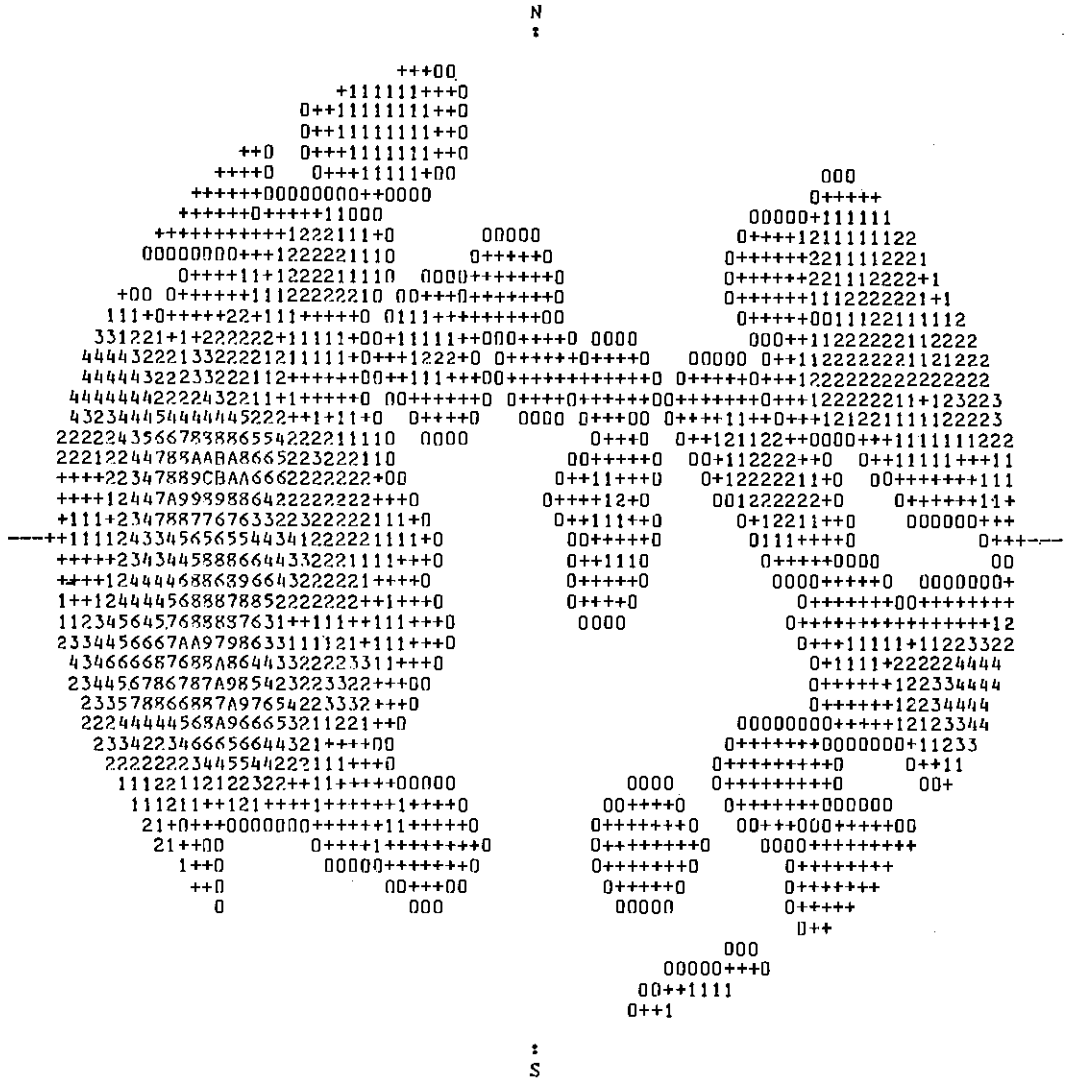


Fig. 10. Schmidt net diagram of 145 fractures measured in Iruma, (lower hemisphere). +, 0.5; A, 10; B, 11; C, 12%. After HOSHINO and KOIDE (1975).

のである。この傾向は低空から撮影された航空写真および地表調査によって作られた断裂図 (Fig. 5) から読みとれる。ここでは地震断層 (IM および IS) は  $N55^{\circ}W$  の走向で発達しているが、この南方の Loc. 4 では、ほぼ平行の走向を持っているが今回の地震では動かなかった  $N65^{\circ}W77^{\circ}N$  の断層 (11, 12) があり、さらにこれに平行する小断裂 (同図28など) が発達していて、この地帯に石廊崎断層のような大きな断層が形成された場合の断層線をほぼ上に述べた階段状模様によって図上に予想することができる。この付近は今回の地震で最も明瞭な断層活動が観察されたところである。ここでも地震直後の調査報告を読むと、第三紀層に発見され確実に岩盤の変位を示すと思われる活断層面は  $N75^{\circ}W$  あるいは  $N80^{\circ}W$  などの走向を持つものが多いことが記されている (松田・山科, 1974; 村井・金子, 1974)。

このように、概観的には西北西-東南東方向でありながら、地震断層は個々の小断裂よりもやや時計廻りに偏る傾向が南伊豆を通じて見られる。今回活動した石廊崎地震断層は入間断層部をのぞいて、新时期断層系の西北西-東南東断層が更に連係されることにより生成されたものであろう。

ここで注目しなければならないのは入間断層を形成した北北西-南南東性断裂である。これは今迄の考察では古期断層に属する。しかし、松田ら、村井らの記載を読むとこの種の断層は右ずれ変位で見出されている例が多い。これは古期断層としての性格と逆の変位である。このことは、この北北西-南南東の断層が今回は“受動的に変位した”ことを示しているのではないかと考えられる。つまり、古い断裂がたまたま弱線としての性質のみを利用して“能動的に変位した”西北西-東南東の新規断層と連係したのではないだろうか。すなわち、入間断層は石廊崎断層系では第2次の役割りの断層であると考えられる。右ずれ変位の主断層の末端でこのような右ずれ変位の2次断層が出現することは CHINNERY (1966)が理論的に示している。

この地震断層のように大規模な断層はその時の主応力系にとって都合のよい既存の小断層を、都合よく連係しながら生成されるものであろう。

地震断層、活断層の母胎となった規模のより小さい新期断層系は、伊豆半島の今回の対象域全域を通じて普遍的に存在していると信じられる。伊豆半島沖地震では半島南岸域に西北西-東南東、右ずれの石廊崎断層系のみが出現して共役の相手である東北東-西南西の断層は出現しなかった。いろいろな地震の例をみても共役の双方が同時に活動することはむしろ少ない。

ある地震で共役のどちらが出現するかは、地域特性によるものであろう。例えば Fig. 2 に見るようにこの地域の活断層の分布には地質構造上のくせがあるように思われる。西北西-東南東の活断層は大鍋越付近と半島西南部に、一方、東北東-西南西は西海岸部に分布しているが、これは、それぞれの地域のかくせを表わしているのではないだろうか。最初の引き金で共役のどちらがずれるかは高圧実験で人工的に割れ目を作る場合にも予測が難しいが岩石内部の微細な不斉均性により決められるのであろう。

天城群発地震の震央分布が示唆するようにこの地域に北北東-南南西の活断層が潜在する可能性は極めて大きい。断層の規模が大きくなるにつれて、共役系の発達範囲も広域的になると考えられる。

Fig. 8 に見る活断層も入間断層など一部を除いて、以上のように新期断層系の規模の小さい断層を基礎に生成されたものと考えられる。古期断層系から新期断層系への変換は不明の点が多く、新規断層系の下限がどこまで溯れるかわからないが、北北西-南南東方向圧縮という応力分布は第四紀には定っていたと考えることができよう。

## 5. 結 論

伊豆半島南部の断裂系には、西北西-東南東、北北西-南南東、および東北東-西南西の3つの顕著な方向がある。

これを時代的にみると、古期断層系と新期断層系に区分することができる。

古期断層系は、西北西-東南東および北北西-南南東の2系統よりなる共役系、および北北西-南南東から北西-南東の走向で、東および西に傾斜する系統よりなる共役系がある。これらは Fig. 3 にまとめたように北東-南西の引張り応力、あるいは北西-南東方向の圧縮応力によって形成された断層系で、前者の共役系は 20-50° 南に傾く圧縮応力により作られ、ほぼ水平変位性 (strike slip) であり、後者はほぼ垂直な圧縮応力により作られ垂直変位性 (dip slip) である。水平変位性断層は半島の南東海岸に、垂直変位性断層はその他の地域に分布する。剪断面角の平均は約 47° である。一般に海岸部の白浜層群中に見られる古期断層は面が固着しており、地層が十分に固化する以前に生成されたものと思われる。山地部の主体は垂直変位性断層であって、湯ヶ島層群の褶曲構造と密接な関係を持っている。

古期断層系は一般に小規模であり、主要生成時期は湯ヶ島層群褶曲時から白浜層群堆積後と考えられる。

新期断層系は西北西-東南東、右ずれと東北東-西南西、左ずれの断層から構成される共役断層系であって、北北西-南南東、水平の圧縮応力により形成された。古期断層系より規模は大きく、平均剪断面角も 80° である。

新期断層系は断層の性質、主応力系から見て本地域の活断層系と一致する。伊豆半島周辺の最近の地

伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について (星野一男)

震の発震機構も新規断層系の主応力系とよく調和している。また、伊豆半島沖地震で出現した石廊崎地震断層は新期断層系を基礎に生成されたものである。

文 献

- CHINNERY, M. A. (1966) Secondary faulting. *Canadian Jour. Earth Sci.*, vol. 3, p. 163-190.
- 長谷絃和(1975) 伊豆半島南部の地質学的背景—地質および地質構造全般について。1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書, 科学技術庁, p. 47-48.
- 星野一男(1956) 断層の観察された地震のマグニチュードについて。地震, vol. 8, p. 161-162.
- (1967) 日本産堆積岩の高圧物性について(第1報)。応用地質, vol. 8, no. 3, p. 151-164.
- (1968) 剪断破壊における単一割れ目相の造構的意義。地震学会春季講演予稿集, p. 48.
- HOSHINO, K. and KOIDE H. (1970) Process of deformation of the sedimentary rocks. *Proc. 2nd Cong., ISRM, Beograd, Series 2-13*, p. 1-7.
- , ———, INAMI, K., IWAMURA, S. and MITSUI, S. (1972) Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure. *Rept. Geol. Surv. J.*, no. 244, p. 1-200.
- 星野一男・小出 仁(1975) 伊豆半島南部における小断層と1975年伊豆半島沖地震の活動との関係。1974年伊豆半島沖地震に関する特別研究報告書, 科学技術庁, p. 55-56.
- ・橋本知昌・松田時彦(1977) 伊豆半島南部の活断層について。地調特別報告, no. 6, p. 73-78
- (1976) 関東山地および伊豆半島における新生代の応力場変動について。地震学会講演予稿集, 1976, no. 1, p. 95.
- IDA, K. (1959) Earthquake energy and earthquake fault. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 7, p. 98-107.
- IKEBE, N., TAKAYANAGI, Y., CHIJI, M. and CHINZEI, K. (1971) Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan—an attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, no. 4, p. 39-78.
- 井波和夫・星野一男(1974) 堆積岩の圧縮係数と圧密について。石油技術協会誌, vol. 39, p. 357-365.
- 垣見俊弘(1974) 1974年伊豆半島沖地震と地震断層。測量, vol. 24, no. 9, p. 4-9.
- 木股文昭・宮島力雄(1975) 伊豆半島沖地震の初期の余震活動。地震, vol. 28, p. 285-292.
- 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, no. 12, 断層と地震, p. 139-150.
- 小出 仁・星野一男(1967) 三軸変形下の岩石中の微小割れ目の発達について, 序報。地震, vol. 20, p. 85-97.
- 牧 正(1974) 1974年伊豆半島沖地震のメカニズムについて。震研速報, no. 14, 1974年伊豆半島沖地震調査概報, 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。地震速報, no. 14, 1974年伊豆半島沖地震調査概報, p. 135-158.
- (1976) 活断層と地震—その地質学的研究。地質学論集, no. 12, 断層と地震, p. 15-32.
- 松野久也・田島大三・星野一男・山田修兵(1975) ERTS映像による地質構造解析—エッジ強調処理技法の応用—。地質ニュース, no. 245, p. 1-13.
- 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, 地震

研究所, p. 125-145.

村井 勇・金子史朗(1974) 1974年伊豆半島沖地震断層, とくに活断層および小構造との関係. 震研速報, no. 14, 1974年伊豆半島沖地震調査概報, p. 159-203.

——(1975) 伊豆半島沖地震による地震断層—とくに活断層および小構造との関係—. 震研1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p. 111-120.

沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之(1975) 下田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.

杉村 新(1976) 「断層と地震」その歴史と展望. 地質学論集, no. 12, 断層と地震, p. 3-14.

角 清愛(1958) 5万分の1地質図幅「神子元島」および同説明書, 地質調査所.

## Fracture System in Southern Izu Peninsula and Its Relation with the Activity of Izu-Hanto-oki Earthquake of May 9, 1974

Kazuo HOSHINO

### Abstract

It was revealed from the field analysis of the fractures in southern Izu peninsula that the prominent trends of the fractures are WNW-ESE, NNW-SSE, and NNE-SSW. In geological age, they are classified into the old and new fault systems.

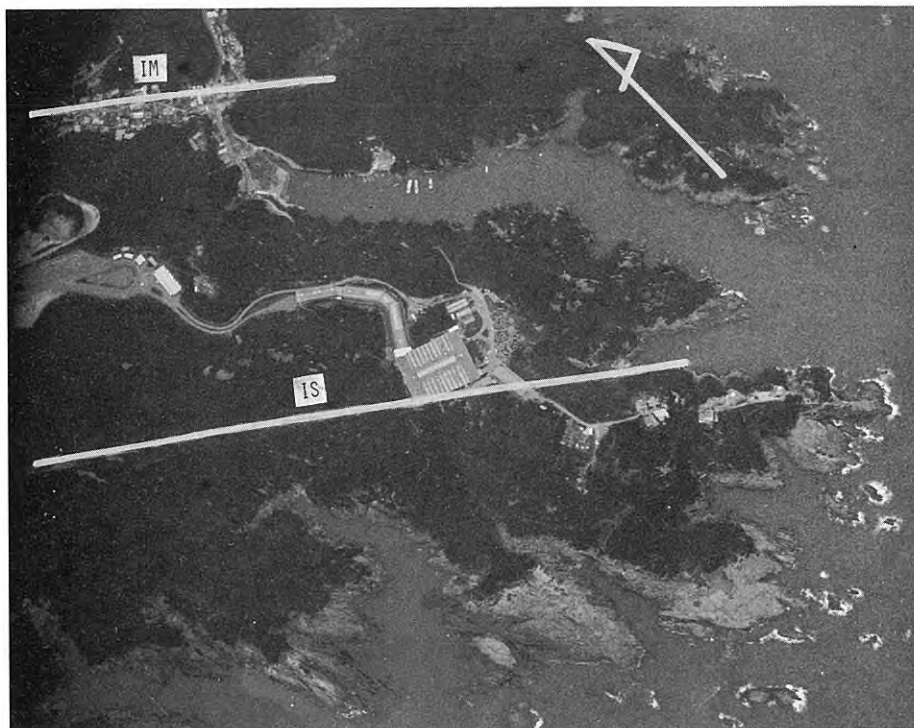
The old fault system was formed by NW-SE compressional stress or NE-SW tensile stress as shown in Fig. 3. In southeastern coast area, most old faults exhibit a conjugate consisting of WNW-ESE and NNW-SSE trends (Fig. 1). The axes of compression incline slightly at angle of 20 to 50 degrees to the south and indicate strike-slip movement along the fault planes. Most fault planes are found in ductile, half consolidated rocks in late Miocene Shirahama group and do not lose cohesion. In the central mountain and some coast areas, the conjugate is formed with the NNW-SSE or NW-SE trending faults dipping both eastward and westward (Fig. 1). In this case the compressional axes are nearly vertical and the faults are normal, dip-slip. Most faults in the mountain area have a close genetic relation with the development of NE-SW fold axes of middle Miocene Yugashima group.

The most old faults are comparatively small and the average angle of the fractures is about 47 degrees. The age of the formation is considered possibly from middle Miocene to early Pliocene.

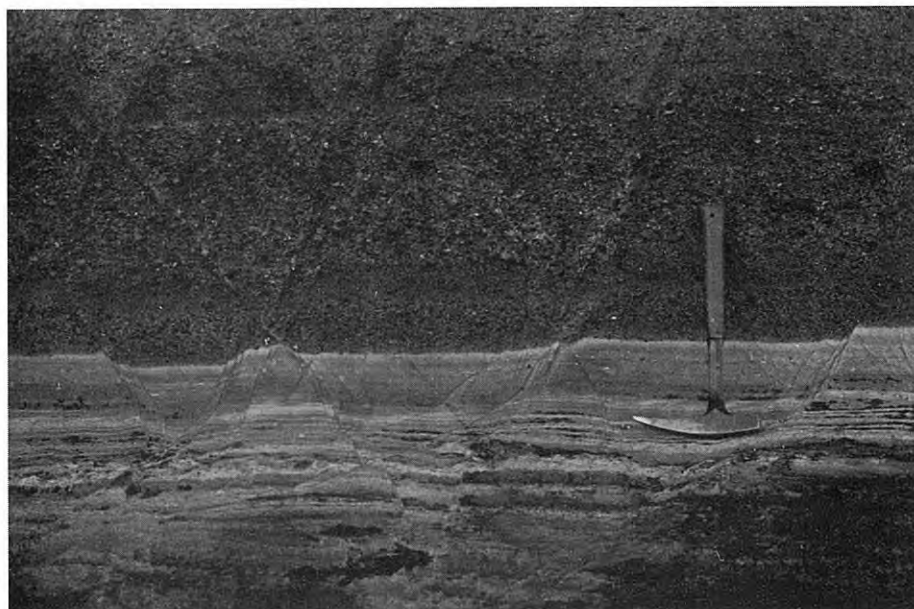
The new fault system is a conjugate composed of both right-lateral, WNW-ESE and left-lateral, NNE-SSW trending faults (Fig. 2). It was formed by the compressional stress in NNW-SSE direction (Fig. 4). The average fracture angle amounts to 80 degrees and the dimension of the fault is bigger than that of the old.

Because of the same trend and conformable stress system, the active faults in this area are considered to belong to the new fault system (Fig. 8). The WNW-ESE trending Irozaki earthquake faults occurred on May 9, 1974 were formed along the pre-existing new fault system of the same trend. The stress distribution determined from seismic mechanism of recent earthquakes around the Izu peninsula is also agreeable with that of either the active fault or new fault system.

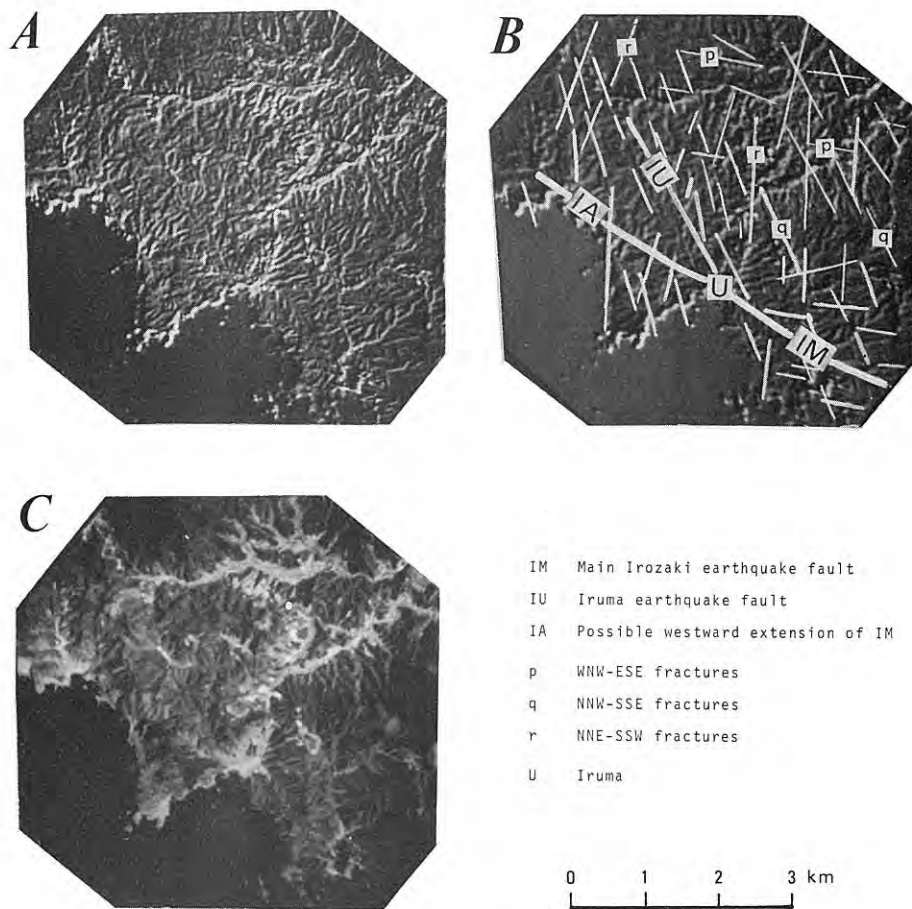
(受付: 1976年9月24日; 受理: 1976年11月22日)



1. Aerial photograph near Irozaki (also refer Fig. 5). Photograph by courtesy of NHK.

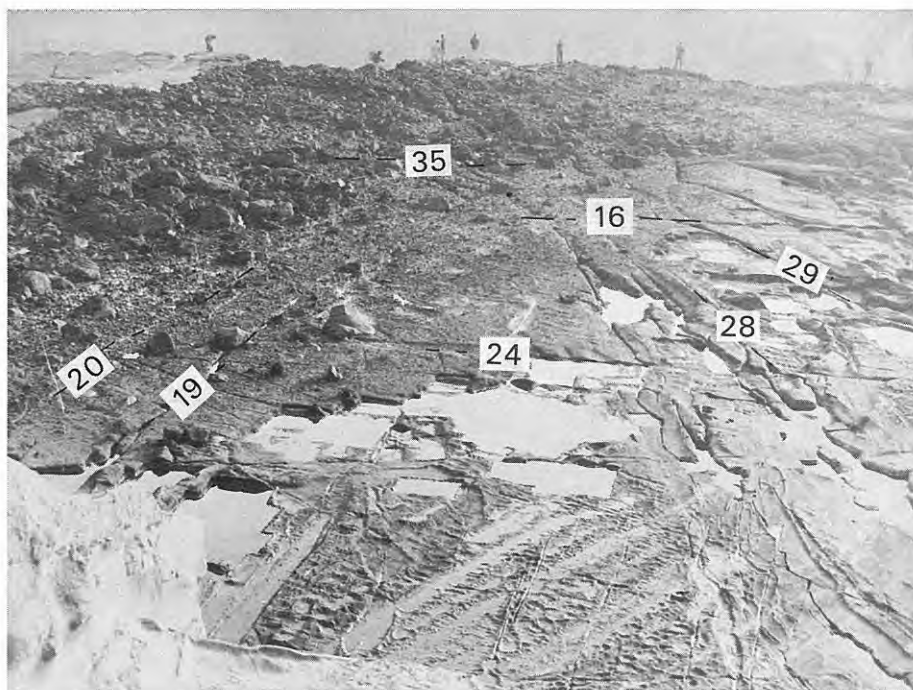


2. The old faults at Loc. 3A (Fig. 6), Ebisu-jima. Two planes; one, WNW-ESE strike and northward dip, and the other, NNW-SSE strike and westward dip make a conjugate.



1. Fractures near Iruma. A, photograph with edge-enhanced process; B, interpretation of A; C, original aerial photo.





1. The faults at Loc. 3 (Fig. 6). (35 16, 24) are right lateral and (19, 20) are left lateral new faults.



2. The old faults at Loc. 5 (Fig. 1) Iruma. The minor faults, trending about N30°W and dipping either eastward or westward are a conjugate.



## 石廊崎断層の余効的運動

宮沢 芳紀\*・衣笠 善博\*

### 1. ま え が き

1974年5月9日に発生した伊豆半島沖地震（マグニチュード6.9）は、明瞭な地震断層（石廊崎断層）をともなった。この地震断層は地震後も余効的な変位を続けていることがわかり、変位量の測定を行い、その結果はすでに数回にわたって公表してきた（垣見・宮沢, 1974; 宮沢・衣笠・垣見, 1975; 宮沢・衣笠, 1975; 衣笠, 1976a, b）。測定は現在も継続中であるが、ここでは測定開始時より1976年3月までに得られたデータを用いて、地震断層の運動についてとりまとめた。

測定にあたっては現地の渡辺武雄氏、稲葉幸雄両氏には測定用地の提供を受けたいにさまざまな便宜をはかっていただいた。地質調査所垣見俊弘、岩崎一雄両技官には計画段階から一貫してさまざまな援助と助言を、また磯巴代次、橋本尚幸、鈴木尉元、桂島茂、加藤碩一技官らには測定の一部についての協力を受けた。この報告に付した写真は正井義郎技官の撮影によるものである。

### 2. 測定点における地震断層の記述

石廊崎断層についての記載はすでに村井・金子（1974）、松田・山科（1974）、垣見・衣笠（1975）らによってなされているので詳細についてはそれらにゆずり、ここでは余効的運動による変位量の測定を行った測定点周辺での地震断層について述べる。

第1図に石廊崎付近における地震断層の露頭位置を示す。N-1～N-2 およびS-1～S-2 はそれぞれ石廊崎北断層、石廊崎南断層と呼ばれる副断層であり、I-1～I-5、さらに中木を経て北西へのびる主断層が石廊崎中央断層または石廊崎主断層と呼ばれるものである。測定はI-2とI-3との2地点で行われた。

#### (i) I-2: 石廊崎部落東部の民家（稲葉幸雄氏宅）の裏

断層は宅地造成のため岩石を切りとった崖およびその崖の上の小さなベンチを横断しており、上記地震によって新鮮な断層面を見せている。断層の走向・傾斜はN76°W, 80°SWであり、変位は右ずれ32cm北下がり13cmを示し、断層面は凹凸が少なく平滑であった。断層粘土は厚さ1cm内外で、この粘土にはPlate 31-1にみられるような“へ”の字型に屈曲した条線が生じていた。

断層の変位のセンスが右ズレ北下がりであることから、この条線は断層がはじめのうちはより水平に近い変位を示し、その後垂直成分を増したことを示唆するものであろう。

この地点における断層両側の岩石はともに安山岩質の火山角礫岩であり、ほとんど風化をうけていない。

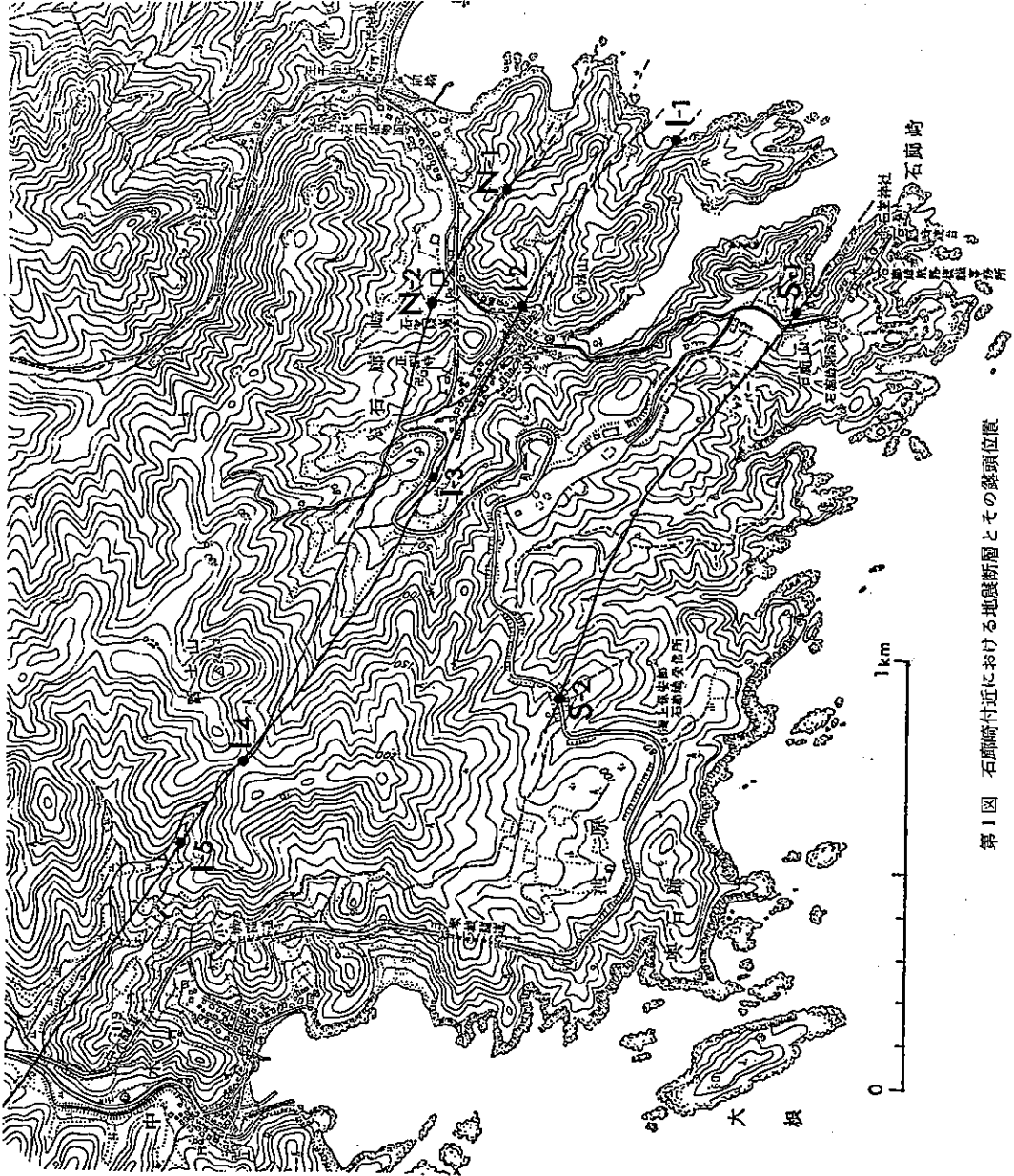
#### (ii) I-3: 石廊崎部落西端の民家（渡辺武雄氏所有）の裏

この地点における断層の露頭は民家の裏の崖とその崖の上の耕地とで観察される。断層の走向は、N52°W, 傾斜85°SW～垂直を示し、変位は右ズレ40cm, 北下がり15cmであった。

断層粘土は、厚さ2～3cmでこの粘土の上に条線が観察されたが、その条線は直線的であって、SEへ30°前後プランジしている。

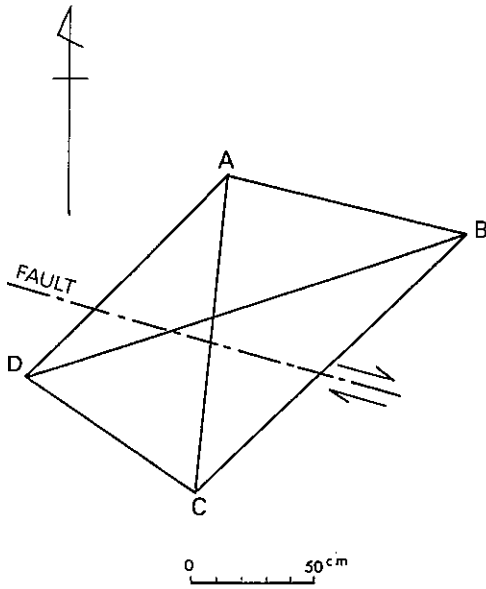
この露頭の岩石は安山岩質の火山角礫岩と推察されるが、強く風化し、地表下50cm～1mまでは土壌化している。

\* 環境地質部

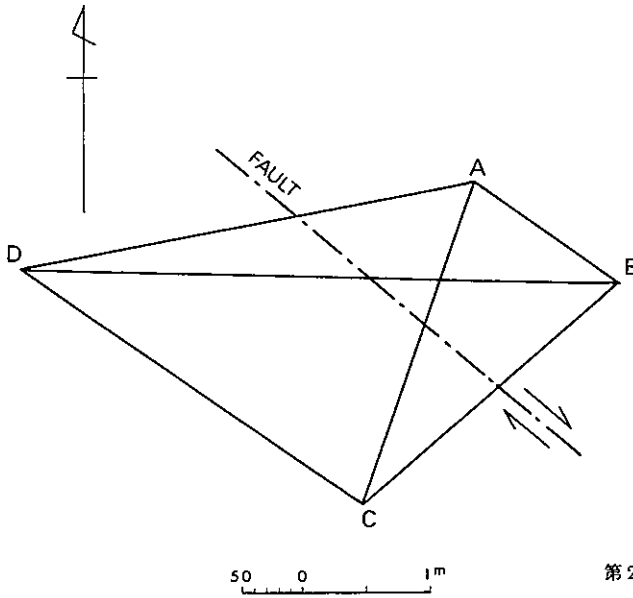


第1図 石師崎付近における地震断層とその露頭位置

石廊崎断層の余効的運動 (宮沢芳紀・衣笠善博)



第2-a図 I-2地点に設置した測点網A



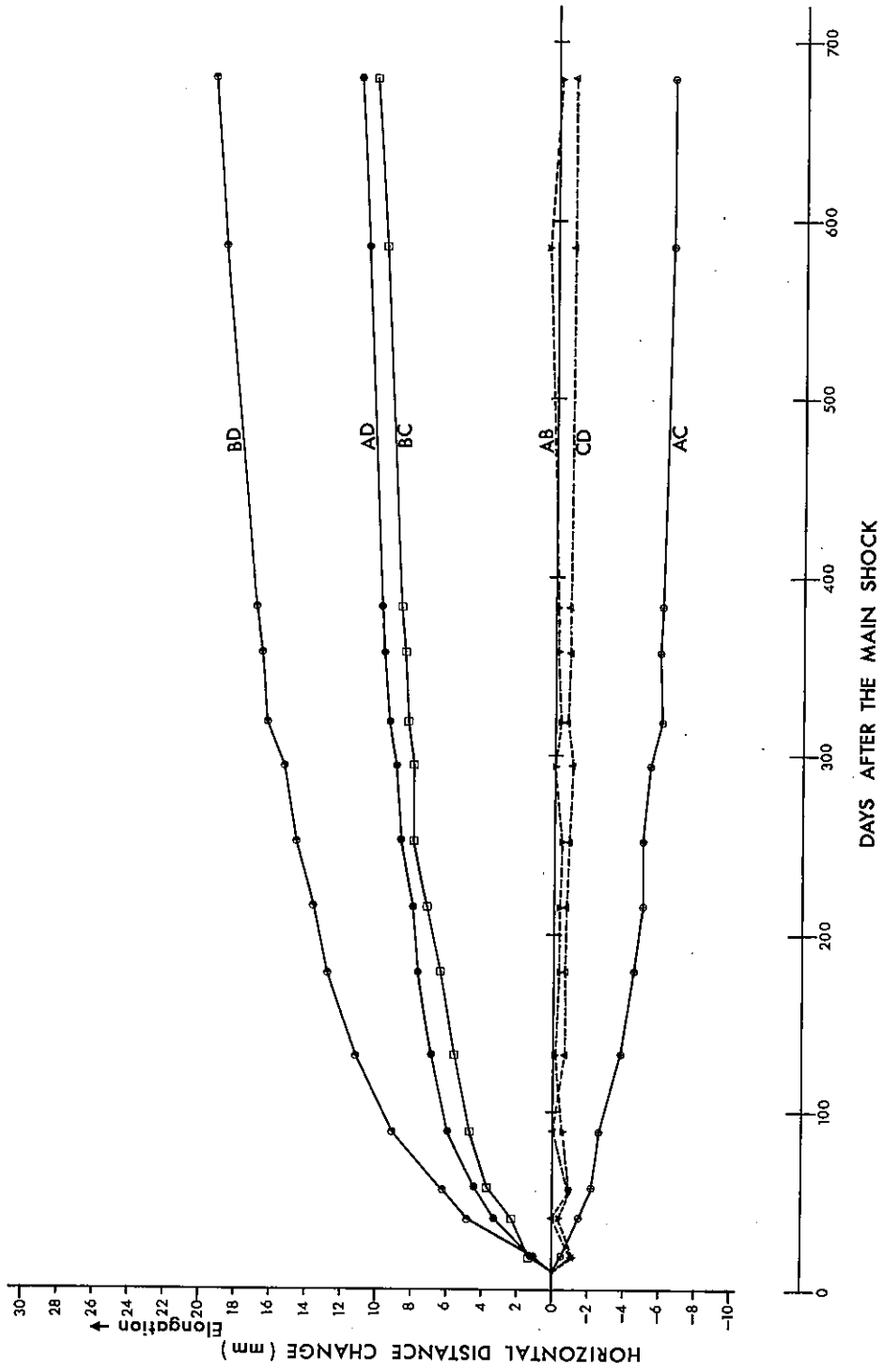
第2-b図 I-3地点に設置した測点網B

3. 測定方法

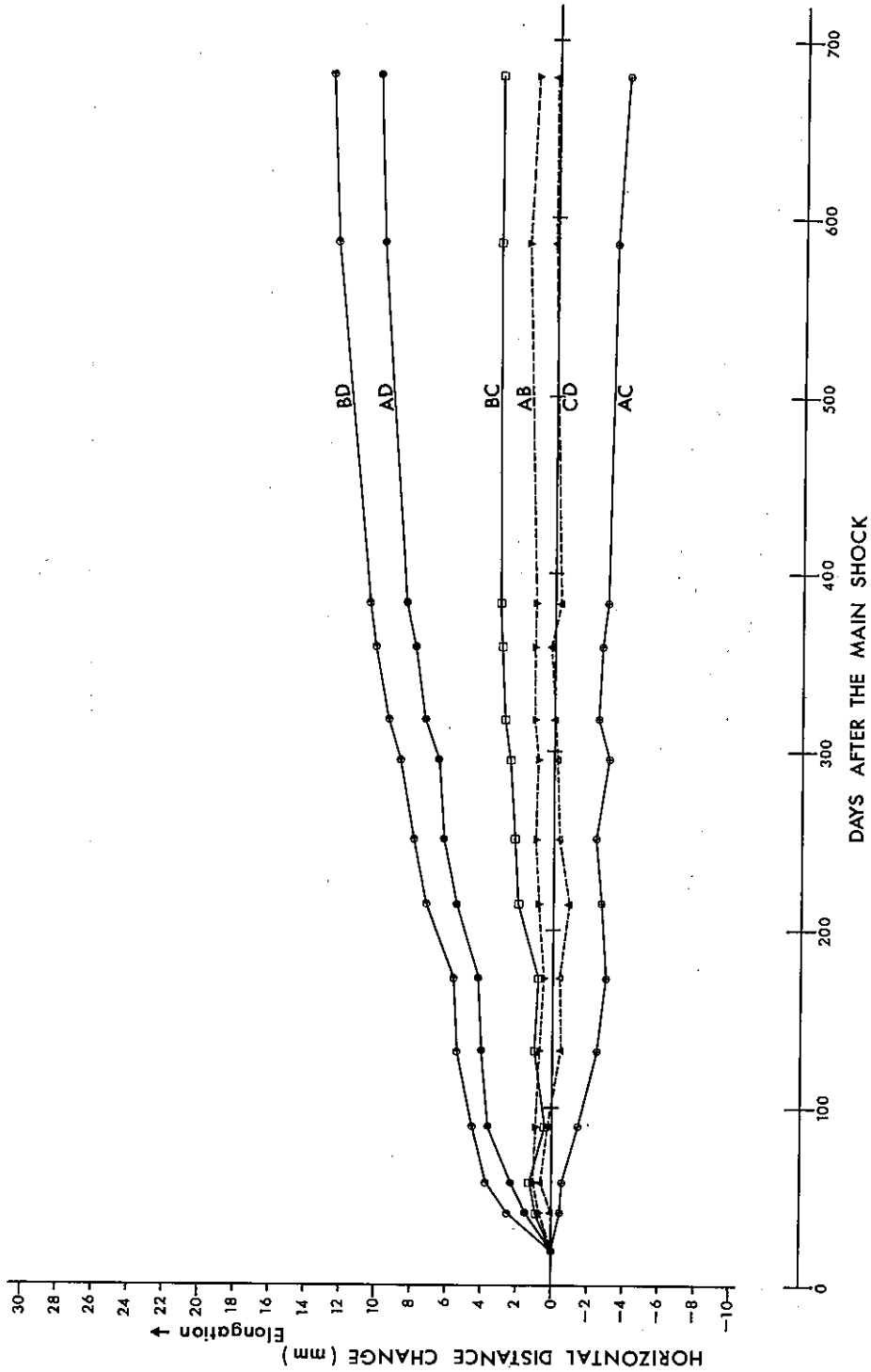
上に述べた地震断層の余効的な運動を明らかにするために、断層をはさんで両側に各2点づつ、計4点の基準点を設け、それら各点の相互距離および高低差をくりかえし測定した (Plate 31-2)。

I-2地点には地震後10日目にあたる1974年5月19日に前述の崖の上の小さな平坦部に測点を設置した。

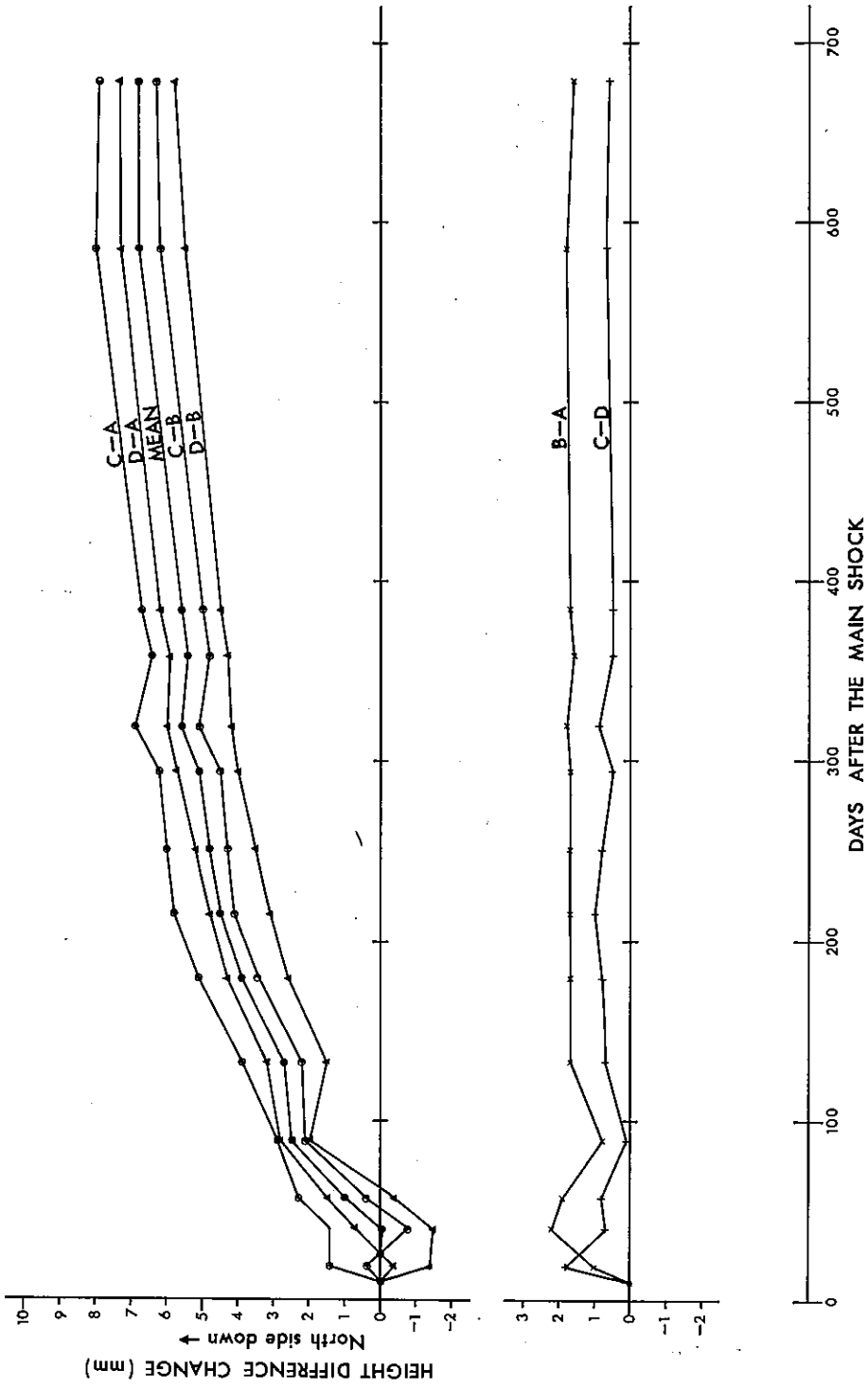
ここでは岩盤が新鮮で十分に堅固であるため、この岩盤に深さ20~40cmの穴を穿ち、直径3cmのステンレスの丸棒を埋め、コンクリートで固定した。平坦にしたステンレス棒の頂部にポンチでマークをつけこれを指標とした。4点の配置は第2-a図に示すような四辺形であり、以下これを測点網Aと呼ぶ。



第3-a図 測点網Aにおける水平辺長の変化。実線が断層をまたぐ辺、破線が断層をまたがない辺

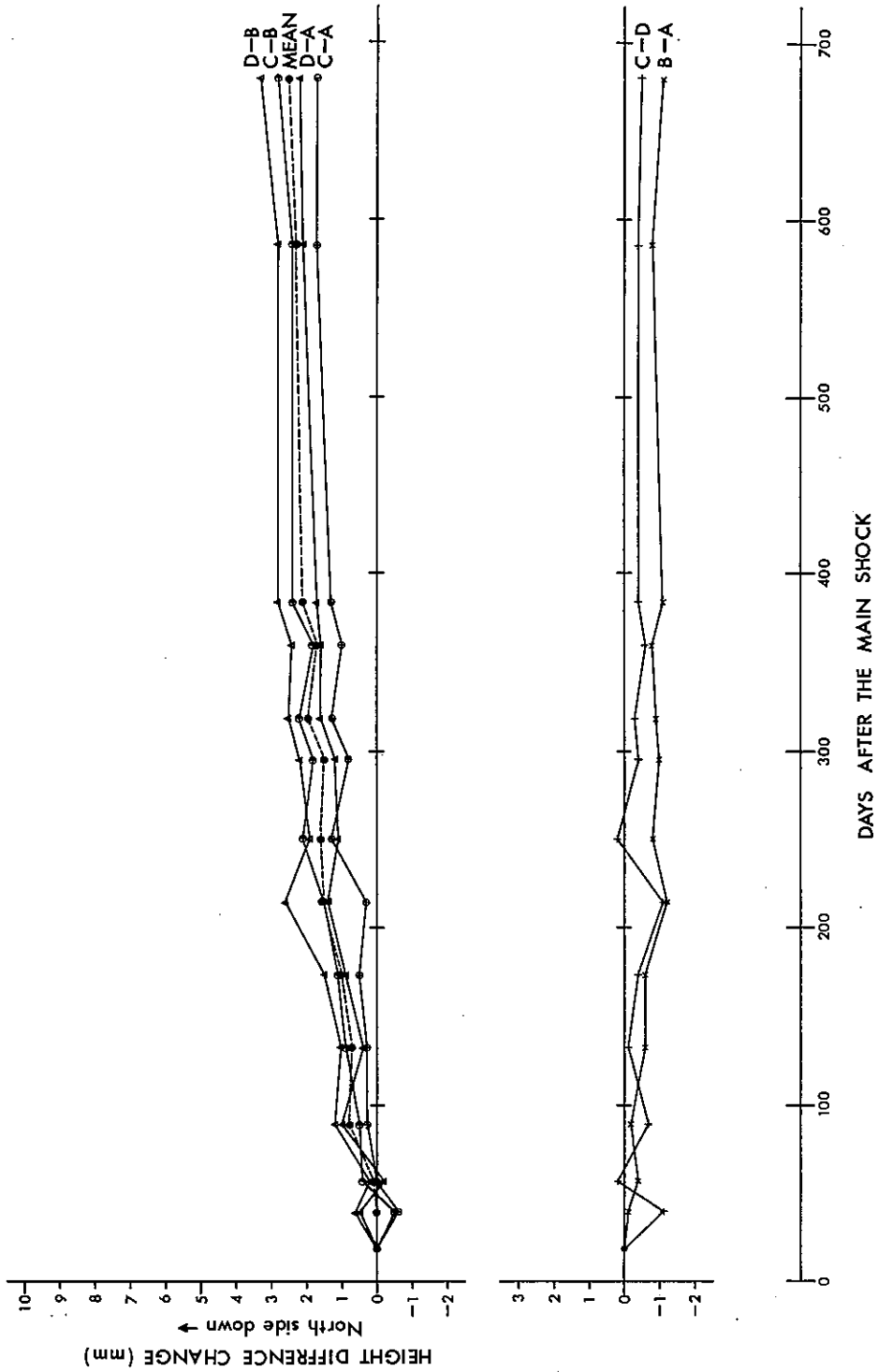


第3-b図 測点網Bにおける水平辺長の変化。実線が断層をまたぐ辺、破線が断層をまたがない辺



第4-10図 測点網Aにおける2点間の高差の変化。上半が断層をはさむ2点間、下半が断層をはさまない2点間の変化





第4-b図 測点網Bにおける2点間の高低差の変化。上半が断層をはさまない2点間の変化、下半が断層をはさまる2点間の変化。

I-3地点には前述の耕地の中に、地震後19日目にあたる5月28日に測点網を設けた。ここでは岩盤が強く風化しているため、直径6cmの鉄パイプを約1.5m打ち込み、このパイプの上部約40cmの周辺にコンクリートを流し込み固定した。パイプの頂部に円錐型の真鍮の金具を取りつけ、この金具にポンチでマークを付け指標とした。測点の配置は第2-b図に示すような四辺形で、以下これを測点網Bと呼ぶ。

測定は上に述べた2つの測点網それぞれにたいし対角辺を含む6辺を鋼製基線尺(測定開始から1974年8月6日までの測定には良く検定されたハガネ巻尺を使用)で測定し、これを斜辺長とした。高低差はステンレス製の標尺(測定開始から1974年8月6日までの測定では良く検定された箱尺を使用)を用いティルティングレベルで読み取った。

温度補正を加えた後、両者から水平辺長を算出したうえで、網平均を行った。網平均を行う前の角の閉合差を2'以内におさめるようにつとめ、著しくこれをこえるときは再測を行った。

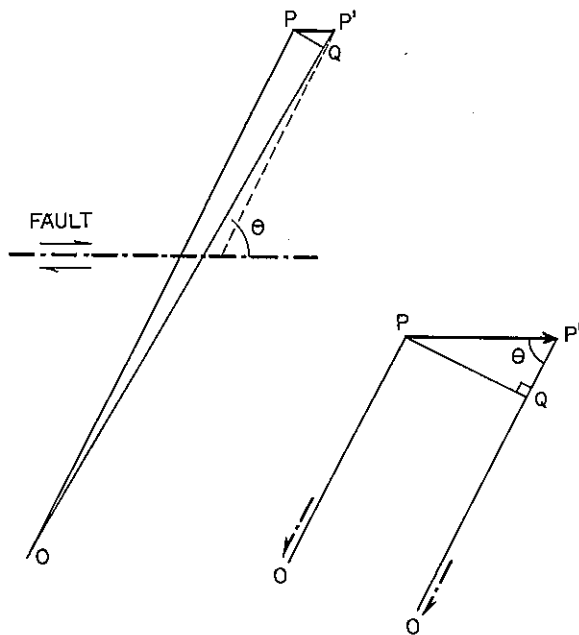
#### 4. 測定結果

測定結果を第1-a, b表および第3-a, b; 第4-a, b図に示す。測定精度のめやすとなる角の閉合差は、採用した測定データのうち最も大きい場合で3'00"783(測点網Aの第6回、角D)である。なお、 $|\Delta L/L|$ ( $\Delta L=L-l$ で、 $l$ は網平均を行わない以前の辺長、 $L$ は網平均によって決定した辺長)は、最も大きい場合で $1.0 \times 10^{-4}$ (測点網Aの辺DAにおける第2, 4, 6回目の観測)である。

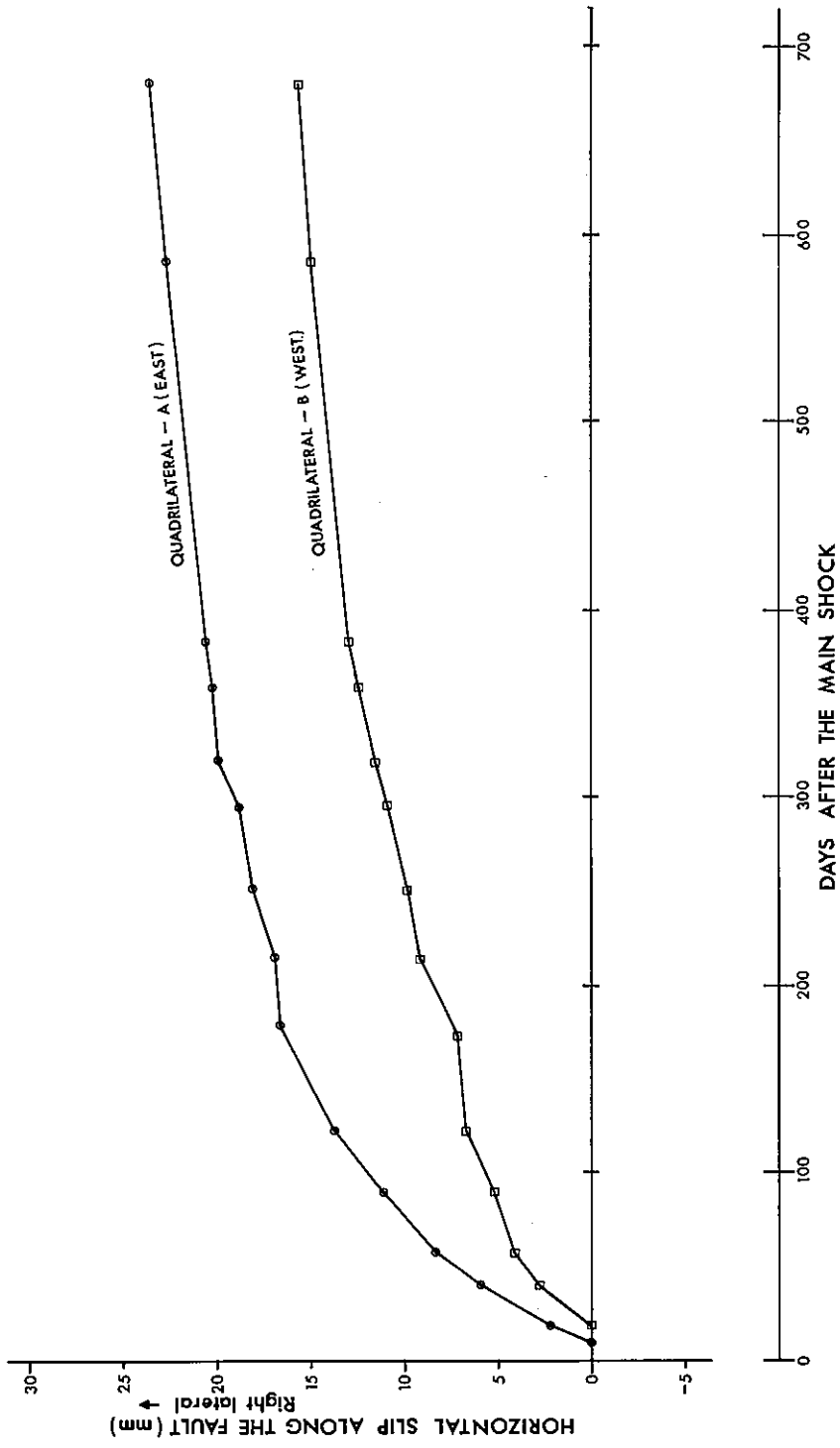
第3-a, b図に水平辺長の変化を示すが、この図において断層をまたがない辺(ABとCD)の辺長の変化(図では点線で示した)は断層の余効的な変位にともなう周辺の岩盤の変形に測定誤差が加わった量であるが、測定期間を通じて2.2mm程度以下である。

第4-a, b図に示した高低差の変化も同様であり、断層をまたがない2測点間的高低差の変化(図の下半に示した)には、上述のような断層周辺の変形と測定誤差の和があらわれるが、測定期間を通じてほぼ2mm程度である。

断層をまたがない辺の辺長およびその両地点間的高低差の変化が約2mm程度であり、また時間依存性がないのに比べ、断層をまたぐ場合の変化は大きく、またその変化の状況も地震後の経過日数に依存



第5図 水平辺長の変化から断層の水平変位を求める方法



第6図 断層にそう余効的な水平変位

している。

辺長の変化については、断層の走向と鋭角（断層の走向から時計まわりに計って）をなす辺 ACは縮み、鈍角をなす BD, AD, BC の3辺は伸びを示している。このような変化は断層の右ズレの変位によって説明される。

第5図において断層が右ズレの変位をし、点 PがP'に移動したとする。PからOP'に下した垂線の足をQとすると、OPがPP'に比べて十分大きければ  $OP \approx OQ$  とみなすことができる。したがってOPの辺長の変化  $\Delta l$  は P'Qとなり、断層の変位 PP' は  $\Delta l / \cos\theta$  として求められる。

断層をまたぐ辺はAC, AD, BC, BDの4辺があり、各々の辺の辺長の変化から求めた変位の平均をするにあたっては、 $\cos\theta$  がゼロに近い場合には  $\Delta l$  のわずかな誤差が大きく増幅されるので、 $|\cos\theta|$  の重みをつけ平均をした。

結果を第6図に示す。両測点網とも右ズレの変位をつづけており、測定期間を通じ 23.6mm（測点網A）～15.7mm（測点網B）の変位をしている。

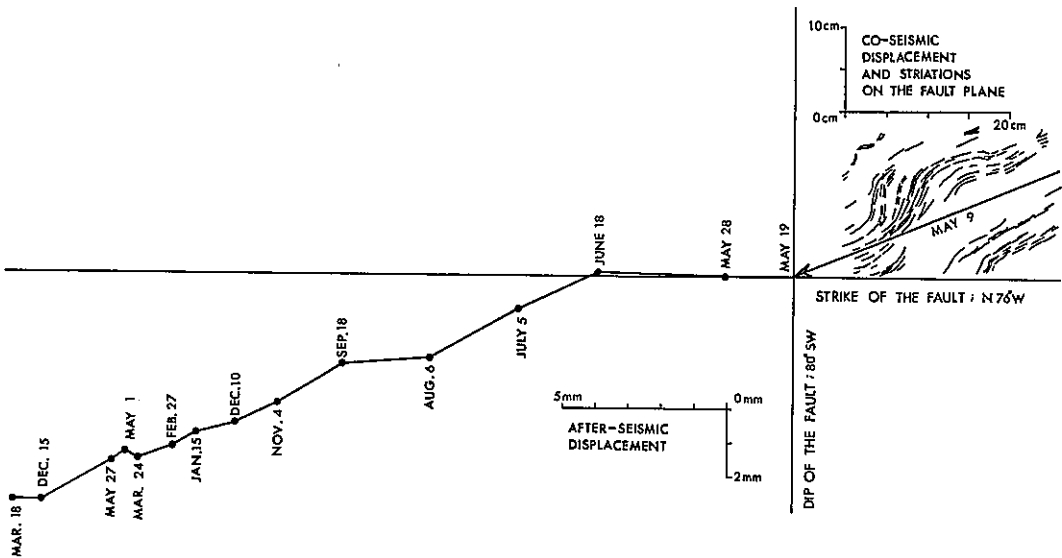
第4-a, b図に高低差の変化を示すが、図の上半には断層をまたぐ2点間の変化を北下がり方を正にとつてあらわした。下半は断層をまたがない2点間の変化を示す。断層をまたぐ2点間の高低差は地震後の経過日数に伴って変化しており、そのセンスは北下がりである。測定開始時から1976年3月8日までの累積変位量は、測点網Aで6.8mm、測点網Bで2.5mmである。

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7図は測点網Aでの断層面上における実移動の軌跡を示したものである。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。条線は大きくカーブしており地震時の変位が必ずしも直線状の変位でなかったとも考えられることから、余効的実移動の軌跡には多少の凹凸があるが地震時の変位のセンスと余効的変位のセンスは良く一致していると言えよう。

衣笠 (1976) はこの断層の余効的運動のうち水平変位の推移を

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

で近似した ( $S$  : 水平変位量,  $T$  : 地震後の経過日数)。垂直変位, 実移動についてもその推移は上記と同様であるとみなし(1)式で近似した時の係数  $a_0 \sim a_2$  を第2表に示す。またこの式を時間で微分すれば



第7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

石廊崎断層の余効的運動 (宮沢芳紀・衣笠善博)

第2表 余効的変位を  $a_0 + a_1 \log T + a_2 1/T$  ( $T$ は本震後の経過日数) で近似したときの係数  $a_0 \sim a_2$  の表.

	$a_0$	$a_1$	$a_2$	MSRE
Quadrilateral-A				
Horizontal slip	-18.97	15.23	35.28	0.36
Vertical slip	-10.82	6.36	44.91	0.31
Net slip	-20.79	16.24	43.75	0.38
Quadrilateral-B				
Horizontal slip	-20.61	12.70	91.19	0.60
Vertical slip	-4.75	2.55	27.64	0.16
Net slip	-20.92	12.88	92.77	0.60

MSRE: 平均二乗誤差

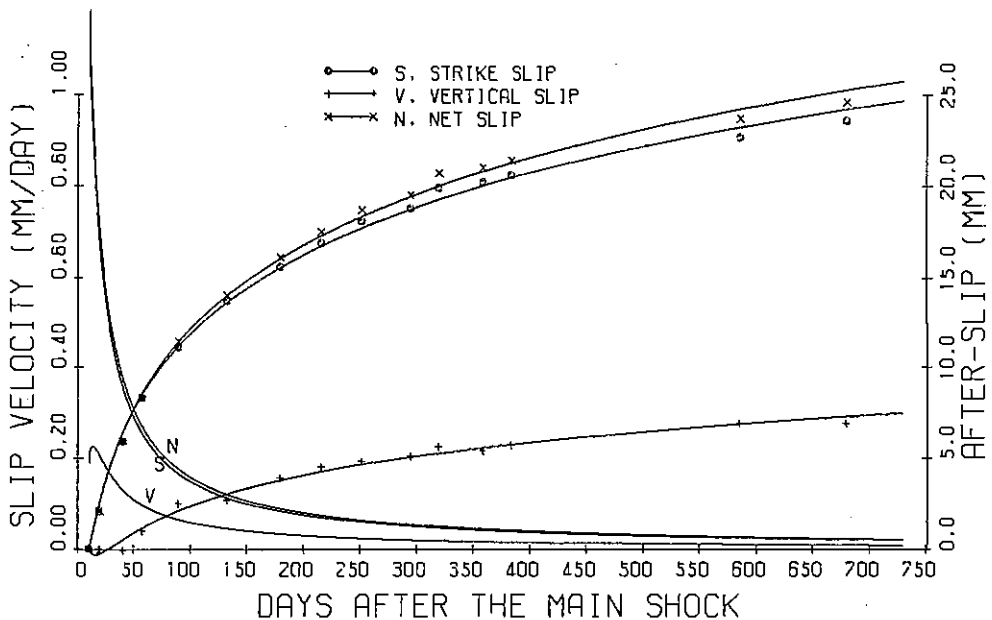
$$v = a_1/T - a_2 1/T^2 \dots\dots\dots(2)$$

なる余効的変位の変位速度が得られる. 第8-a, b図にA, B両測点網における変位の実測値, 第(1)式による近似曲線, および第(2)式による変位速度を示した.

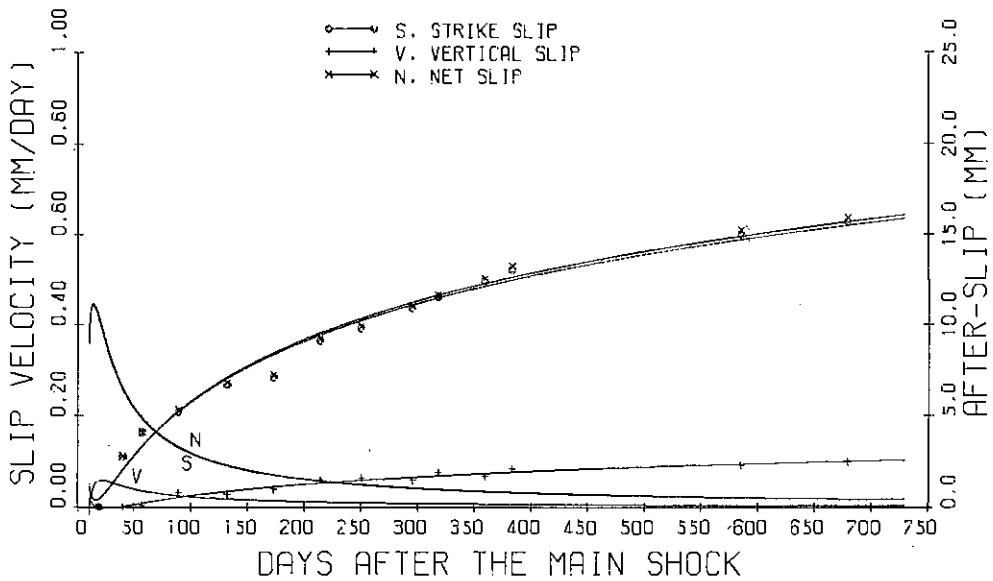
5. ま と め

石廊崎地震断層の地震後の運動を求めるために石廊崎部落の東と西端に一边が1~4mの四辺形の測点網AとBを設置し, くりかえし観測を行った. その結果

- (i) 石廊崎断層は地震後もかなり明瞭な余効的変位をつづけている.
- (ii) 余効的変位のセンスは右ズレ, 北落ちで本震時の変位と同じセンスである. また断層面上に残された条線のプランジとも矛盾しない.
- (iii) 余効的変位のうち垂直成分は多少の消長を示しながらも増加しており, 測定期間を通じて6.9mm (測点網A) ~2.5mm (測点網B) の変位を示している.



第8-a図 測点網Aにおける余効的水平, 垂直, 実移動の推移およびその速度の変化



第8-b図 測点網Bにおける余効的水平, 垂直, 実移動の推移およびその速度の変化

(iv) 水平ズレ成分は徐々に増加しており測定期間を通じて測点網Aでは23.6mm, Bでは15.7mmの変化をしている。

(v) これらの余効的変位の時間的な推移は

$$S = a_0 + a_1 \log T + a_2 1/T \text{ でよく近似できる。}$$

(vi) 変位速度は上記の式を時間で微分することにより求められる。垂直, 水平および実移動の速度はともに測定開始後急速におとろえ, その後も時と共に減少している。

補 遺

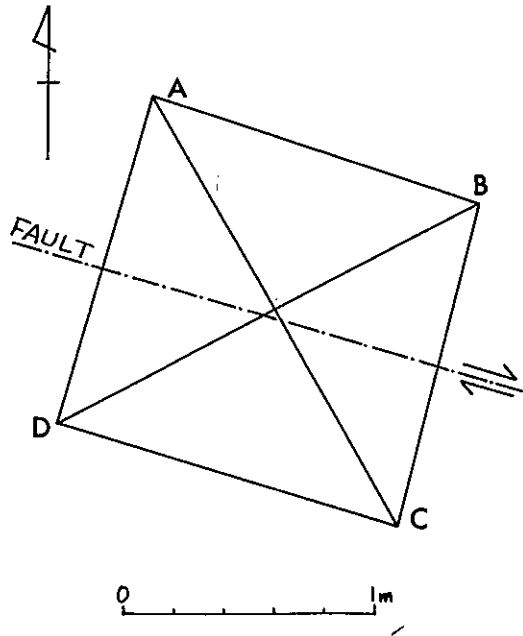
石廊崎断層は第1図の範囲からさらに北西にも延びており, 入間部落北西で岩盤を切る明瞭な断層露頭が観察された。この地点でもI-2, I-3地点と同様に余効的運動の測定を行うことを計画し, 測点網(第9図)を設けたが土地所有者の都合で4回の測定を行ったのみで測点網を放棄した。この測点網における水平辺長の変化を第3表に示すが, 4回の測定期間中には明瞭な動きは検出できなかった。これは石廊崎断層は入間部落の南から富戸の浜東方を経て吉田部落方面に延びているが, 測定網を設けた入間部落の北西から三坂富士へ延びる断層は, 上記の主断層からの分枝とみられる(衣笠, 1976b) ことと関連があるとも考えられる。

第3表 入間測点網における水平辺長の変化

(単位 mm)

測線 年月日	AB	BC	CD	DA	AC	BD
1974. 9.18	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10.28	0.0	-0.2	-0.1	-0.3	-0.5	-0.1
12. 9	-0.1	-0.5	+0.1	0.0	-0.4	-0.1
1975. 1.15	+0.2	-0.7	0.0	-0.1	-0.4	-0.1

原辺長 (1974年9月18日) AB=1364.5 BC=1309.5  
 CD=1406.6 DA=1345.0  
 AC=1942.0 BD=1894.3



第9図 入間測点網の図形

文 献

- 垣見 俊弘・宮沢 芳紀 (1974) 1974年伊豆半島沖地震の断層とその地震後の運動 (中間報告). 地震予知連絡会会報, vol. 12, p. 93-98.
- ・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.
- 衣笠 善博 (1976a) 地震性地殻変動とくに地震断層の変位測定のいくつかの例. 地質ニュース, no. 257, p. 8-13.
- (1976b) 1974年伊豆半島沖地震と石廊崎断層. 地質学論集, no. 12, p. 139-149.
- 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.
- 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.
- 村井 勇・金子史郎 (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. 地質研究所研究速報, no. 14, p. 45-53.

## After-Seismic Slip of Irozaki Fault

Yoshinori MIYAZAWA and Yoshihiro KINUGASA

### Abstract

After-seismic slip of the Irozaki fault accompanied by Izu-Hanto-oki Earthquake of May 9, 1974 is measured at two small quadrilaterals straddled the fault.

During 22 months since the earthquake occurred, lateral displacements along the fault have attained to 23.6 mm (at quadrilateral A) and 15.7 mm (at B) in amounts, while vertical displacements have attained to 6.9 mm and 2.5 mm, respectively.

The sense of these displacements is concordant with the sense of displacement observed soon after the mainshock. The relationship between the after-seismic slip (S) and the time after the mainshock (T) is shown as follows approximately.

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

(受付: 1976年12月9日; 受理: 1976年12月22日)



第1-a表 測点網Aにおける測定結果一覧

番号	年月日	経過 日数	A B					B C					C D					D A					A C					B D					閉 合 差			
			S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	A	B	C	D
1	1974. 5. 19	10	1032.8	280.3	994.0	994.0	0.0	1503.7	76.4	1501.8	1501.8	0.0	836.9	155.2	822.4	822.4	0.0	1130.9	48.7	1129.9	1129.9	0.0	1285.9	203.9	1269.6	1269.6	0.0	1870.7	231.6	1856.3	1856.2	-0.1	+1°08'176	+ 51°548	+ 53°918	+1°10'546
2	5. 28	19	1032.1	281.3	993.0	992.9	-0.1	1505.2	76.0	1503.3	1503.2	-0.1	836.4	157.0	821.5	821.4	-0.1	1132.2	48.3	1131.2	1131.1	-0.1	1285.5	205.3	1269.0	1269.1	0.1	1871.8	233.0	1857.2	1857.3	0.1	-2°34'554	-1°56'865	-2°01'146	-2°39'835
3	6. 18	40	1033.1	282.5	993.7	993.7	0.0	1506.1	77.2	1504.1	1504.1	0.0	837.1	155.9	822.5	822.5	0.0	1134.3	49.4	1133.2	1133.2	0.0	1284.6	205.3	1268.1	1268.1	0.0	1875.5	233.1	1861.0	1861.0	0.0	- 53°561	- 40°547	- 42°326	- 55°340
4	7. 05	57	1032.3	282.2	993.0	993.1	0.1	1507.3	76.0	1505.4	1505.5	0.1	836.1	156.0	821.4	821.5	0.1	1135.3	50.2	1134.2	1134.3	0.1	1284.2	206.2	1267.5	1267.4	-0.1	1877.0	232.0	1862.6	1862.5	-0.1	+2°06'519	+1°35'782	+1°39'945	+2°10'682
5	8. 06	89	1032.5	281.1	993.5	993.5	0.0	1508.3	74.3	1506.5	1506.5	0.0	836.8	155.3	822.4	822.4	0.0	1137.1	51.5	1135.9	1135.9	0.0	1283.8	206.8	1267.0	1267.0	0.0	1879.4	229.6	1865.3	1865.3	0.0	- 37°837	- 28°663	- 29°868	- 39°042
6	9. 18	132	1033.2	282.0	994.0	993.9	-0.1	1509.3	74.2	1507.5	1507.4	-0.1	836.6	155.9	821.9	821.8	-0.1	1138.1	51.9	1136.9	1136.8	-0.1	1282.6	207.8	1265.7	1265.8	0.1	1881.4	230.1	1867.3	1867.4	0.1	-2°55'131	-2°13'713	-2°18'365	-3°00'783
7	11. 04	179	1032.9	282.0	993.7	993.7	0.0	1510.0	73.0	1508.2	1508.2	0.0	836.5	156.0	821.8	821.8	0.0	1138.8	53.0	1137.6	1137.6	0.0	1282.2	209.0	1265.1	1265.1	0.0	1883.0	229.0	1869.0	1869.0	0.0	+ 24°703	+ 18°722	+ 19°498	+ 25°479
8	12. 10	215	1032.9	282.0	993.7	993.7	0.0	1510.7	72.3	1509.0	1509.0	0.0	836.5	156.2	821.7	821.7	0.0	1139.3	53.5	1138.0	1137.9	-0.1	1281.8	209.7	1264.5	1264.6	0.1	1883.8	228.5	1869.9	1870.0	0.1	-1°28'174	-1°06'807	-1°09'537	-1°30'904
9	1975. 1. 15	251	1032.8	282.0	993.6	993.6	0.0	1511.5	72.1	1509.8	1509.8	0.0	836.3	156.0	821.6	821.6	0.0	1139.9	53.9	1138.6	1138.6	0.0	1281.9	209.9	1264.6	1264.6	0.0	1884.7	228.1	1870.8	1870.8	0.0	- 51°893	- 39°315	- 40°906	- 53°484
10	2. 27	294	1033.1	282.0	993.9	994.0	0.1	1511.4	71.9	1509.7	1509.8	0.1	836.1	155.9	821.4	821.4	0.0	1140.1	54.2	1138.8	1138.9	0.1	1281.6	210.1	1264.3	1264.2	-0.1	1885.4	227.8	1871.6	1871.5	-0.1	+2°03'386	+1°33'512	+1°37'350	+2°07'224
11	3. 24	319	1033.0	282.1	993.7	993.7	0.0	1511.8	71.3	1510.1	1510.1	0.0	836.5	156.1	821.7	821.7	0.0	1140.6	54.7	1139.3	1139.3	0.0	1281.1	210.8	1263.6	1263.6	0.0	1886.3	227.4	1872.5	1872.5	0.0	+ 18°452	+ 13°986	+ 14°542	+ 19°008
12	5. 01	358	1033.1	281.9	993.9	993.9	0.0	1512.0	71.6	1510.3	1510.3	0.0	836.2	155.7	821.6	821.6	0.0	1140.9	54.6	1139.6	1139.6	0.0	1281.1	210.3	1263.7	1263.7	0.0	1886.5	227.3	1872.8	1872.8	0.0	- 3°216	- 2°436	- 2°534	- 2°314
13	5. 27	383	1033.1	282.0	993.9	993.9	0.0	1512.2	71.4	1510.5	1510.5	0.0	836.2	155.7	821.6	821.6	0.0	1140.9	54.9	1139.6	1139.7	0.1	1281.0	210.6	1263.6	1263.6	0.0	1886.9	227.1	1873.2	1873.1	-0.1	+1°21'239	+1°01'575	+1°04'035	+1°23'699
14	12. 15	585	1033.7	282.1	994.5	994.5	0.0	1513.1	70.2	1511.5	1511.5	0.0	836.2	155.9	821.5	821.5	0.0	1142.0	56.0	1140.6	1140.6	0.0	1280.8	211.9	1263.1	1263.1	0.0	1888.6	226.1	1875.0	1875.0	0.0	- 9°132	- 6°923	- 7°202	- 9°411
15	1976. 3. 8	679	1033.1	281.9	993.9	993.9	0.0	1513.7	70.1	1512.1	1512.1	0.0	836.1	155.8	821.5	821.5	0.0	1142.5	56.0	1141.1	1141.1	0.0	1280.7	211.8	1263.1	1263.1	0.0	1889.2	225.9	1875.6	1875.6	0.0	+ 46°404	+ 35°331	+ 36°714	+ 47°987

第1-b表 測点網Bにおける測定結果一覧

番号	年月日	経過 日数	A B					B C					C D					D A					A C					B D					閉 合 差			
			S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	S	V	l	L	ΔL	A	B	C	D
1	1974. 5. 28	19	1399.8	97.4	1396.4	1396.5	0.1	2705.6	66.3	2704.8	2704.9	0.1	3316.0	306.8	3301.8	3301.9	0.1	3695.9	143.1	3693.1	3693.3	0.2	2737.2	163.7	2732.3	2732.2	-0.1	4772.2	240.5	4766.1	4765.9	-0.2	+2°41'050	+2°42'196	+1°09'488	+1°08'342
2	6. 18	40	1400.5	97.5	1397.1	1397.2	0.1	2706.5	66.8	2705.7	2705.8	0.1	3316.2	307.9	3301.9	3301.9	0.0	3697.5	143.6	3694.7	3694.8	0.1	2736.7	164.3	2731.8	2731.7	-0.1	4774.6	241.1	4768.5	4768.4	-0.1	+2°00'794	+2°01'650	+ 52'140	+ 51'284
3	7. 05	57	1400.9	97.8	1397.5	1397.5	0.0	2706.9	65.9	2706.1	2706.1	0.0	3316.7	306.6	3302.5	3302.5	0.0	3698.4	142.9	3695.6	3695.6	0.0	2736.5	163.7	2731.6	2731.6	0.0	4775.8	240.7	4769.7	4769.6	-0.1	+ 43°550	+ 43°861	+ 18°802	+ 18°491
4	8. 06	89	1400.7	97.6	1397.3	1397.4	0.1	2706.0	65.8	2705.2	2705.3	0.1	3316.3	307.5	3302.0	3302.1	0.1	3699.5	144.2	3696.7	3696.9	0.2	2735.7	163.4	2730.8	2730.7	-0.1	4776.7	241.7	4770.6	4770.4	-0.2	+2°29'159	+2°29'270	+1°04'032	+1°02'921
5	9. 18	132	1400.5	98.0	1397.1	1397.2	0.1	2706.6	65.4	2705.8	2705.9	0.1	3315.5	306.9	3301.3	3301.4	0.1	3700.0	143.5	3697.2	3697.3	0.1	2734.7	163.4	2729.8	2729.7	-0.1	4777.6	241.5	4771.5	4771.3	-0.2	+2°11'626	+2°12'580	+ 56°852	+ 55°898
6	10. 29	173	1400.4	98.0	1397.0	1397.0	0.0	2706.5	65.2	2705.7	2705.7	0.0	3315.8	307.2	3301.5	3301.5	0.0	3700.3	144.0	3697.5	3697.5	0.0	2734.1	163.2	2729.2	2729.2	0.0	4777.6	242.0	4771.5	4771.5	0.0	- 2°918	- 2°941	- 1°261	- 1°238
7	12. 09	214	1400.9	98.6	1397.4	1397.3	-0.1	2707.7	64.8	2706.9	2706.9	0.0	3315.3	307.9	3301.0	3301.0	0.0	3701.7	144.5	3698.9	3698.8	-0.1	2734.4	163.4	2729.5	2729.5	0.0	4779.2	243.1	4773.0	4773.1	0.1	-1°01'803	-1°02'259	- 26°711	- 26°255
8	1975. 1. 14	250	1400.9	98.2	1397.5	1397.5	0.0	2707.9	64.2	2707.1	2707.1	0.0	3315.8	306.6	3301.6	3301.6	0.0	3702.3	144.2	3699.5	3699.5	0.0	2734.6	162.4	2729.8	2729.8	0.0	4780.0	242.4	4773.8	4773.8	0.0	- 22°420	- 22°586	- 9°690	- 9°524
9	2. 28	295	1400.9	98.4	1397.4	1397.4	0.0	2708.2	64.5	2707.4	2707.4	0.0	3316.0	307.2	3301.7	3301.7	0.0	3702.6	144.3	3699.8	3699.8	0.0	2734.0	162.9	2729.1	2729.1	0.0	4780.8	242.7	4774.6	4774.6	0.0	- 14°187	- 14°668	- 6°117	- 6°016
10	3. 23	318	1401.1	98.3	1397.6	1397.6	0.0	2708.5	64.1	2707.7	2707.7	0.0	3316.2	307.1	3301.9	3301.9	0.0	3703.4	144.7	3700.6	3700.6	0.0	2734.5	162.4	2729.7	2729.7	0.0	4781.5	243.0	4775.3	4775.3	0.0	+ 1°844	+ 1°858	+ 0°796	+ 0°782
11	5. 02	359	1401.1	98.2	1397.7	1397.6	-0.1	2708.7	64.5	2707.9	2707.9	0.0	3316.4	307.4	3302.1	3302.1	0.0	3704.1	144.7	3701.3	3701.2	-0.1	2734.2	162.7	2729.4	2729.5	0.1	4782.0	242.9	4775.8	4775.0	0.2	-1°58'199	-1°59'070	- 51°082	- 50°211
12	5. 27	383	1401.1	98.5	1397.6	1397.6	0.0	2708.8	63.9	2708.0	2708.0	0.0	3315.9	307.2	3301.6	3301.6	0.0	3704.5	144.8	3701.7	3701.7	0.0	2734.0	162.4	2729.2	2729.2	0.0	4782.6	243.3	4776.4	4776.4	0.0	- 29°512	- 29°730	- 12°756	- 12°538
13	12. 15	585	1401.4	98.1	1398.0	1398.1	0.1	2708.9	63.9	2708.1	2708.1	0.0	3316.3	307.2	3302.0	3302.0	0.0	3705.8	145.2	3703.0	3703.1	0.1	2733.6	162.0	2728.8	2728.8	0.0	4784.6	243.3	4778.4	4778.3	-0.1	+ 54°210	+ 54°515	+ 23°440	+ 23°035
14	1976. 3. 18	679	1401.3	98.5	1397.8	1397.7	-0.1	2708.9	63.5	2708.2	2708.1	-0.1	3316.3	307.3	3302.0	3302.0	0.0	3706.3	145.3	3703.5	3703.4	-0.1	2733.0	162.0	2728.2	2728.3	0.1	4784.8	242.8	4778.6	4778.7	0.1	-1°04'660	-1°05'143	- 27°953	- 27°470



1. I-2 地点の断層面上に残された条線



2. 測点網A (I-2 地点) における断層露頭



## 地質調査所特別報告

### 第1号

門倉三能・大橋敏男・伊原敬之助・木村六郎・佐藤戈止・赤木 健：関東地震調査報告，第1，1925

### 第2号

門倉三能・小倉 勉・清野信雄：関東地震調査報告，第2，1925

### 第3号

新潟地震調査研究グループ：新潟地震調査研究報告，1966

### 第4号

須貝貫二・佐藤 茂・牧野登喜男：新潟地震予察報告，1966

### No. 5

ASANO, S. and others: Explosion Seismic Studies of the Matsushiro Earthquake Swarm Area, 1969

## SPECIAL REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

### No. 1

KADOKURA, M., OHASHI, T., IHARA, K., KIMURA, R., SATO, H. and AKAGI, T.: Reports on the Kwantō Earthquake, September 1923, Part I, 1925 (in Japanese)

### No. 2

KADOKURA, M., OGURA, T. and KIYONO, N.: Reports on the Kwantō Earthquake, September 1923, Part II, 1925 (in Japanese)

### No. 3

Research Group of Niigata Earthquake: Report of the Geological Survey on the Niigata Earthquake, 1966 (in Japanese with English abstract)

### No. 4

SUGAI, K., SATO, S. and MAKINO, T.: Report of a Preliminary Survey on the Niigata Earthquake, 1966 (in Japanese with English abstract)

### No. 5

ASANO, S. and others: Explosion Seismic Studies of the Matsushiro Earthquake Swarm Area, 1969 (in English)



1974年伊豆半島沖地震に関する地質学的調査

垣見俊弘・衣笠善博・鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂  
地質調査所特別報告, no. 6, p. 1~52, 1977  
23 illus., 15 pl., 2 tab.

1974年5月9日に発生した伊豆半島沖地震(M6.9)の震源域における地質調査, とくに地震断層に関する調査を総括的に報告した。石麻崎地震断層は, その位置・方向・変位の向きなどが余震分布や発震機構などと調和的であり, かつその位置には明瞭な変位を有する活断層地形が認められるので, 地下の震源断層に対応する主断層と考えられる。しかし, 個々の露頭では規模の小さい既存断層が再活動したにすぎない。したがってこの断層は, 小断層の集合体が地震の際に少しずつ動いて大きな変位量を累積するに至ったものと考えられる。

551. 24:550. 34(521. 61)

KAKIMI, T.  
KINUGASA, Y.  
SUZUKI, Y.  
KODAMA, K.  
MITSUNASHI, T.

伊豆半島南端付近の地質構造と1974年伊豆半島沖地震の発生機構

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・矢島敏彦  
地質調査所特別報告, no. 6, p. 53~72, 1977  
8 illus., 6 pl.

伊豆半島南端付近は, 主として中新世中・後期の白浜層群に属する地層が分布し, それらは平面的に見ると, 四角に角ばったドーム・ベーズン構造を示している。1974年の伊豆半島沖地震は, これらドーム・ベーズンの縁辺にそって本震の震央が位置し, 石麻崎断層が活動し, 水準点の改測によって明らかにされるような不連続的な変位が行われた。また余震活動は, これらの構造にそって行われた。このようなドーム・ベーズン構造は, 基盤地殻のブロック化と, その運動を反映して形成されたものと考えられ, 伊豆半島沖地震は, いくつかの地殻ブロックの同時活動に伴って発生したものであることを示している。

551. 24:550. 34(521. 61)

SUZUKI, Y.  
KODAMA, K.  
MITSUNASHI, T.  
YAJIMA, T.

伊豆半島南部の活断層について

星野一男・橋本知昌・松田時彦  
地質調査所特別報告, no. 6, p. 73~82, 1977  
2 illus., 3 pl.

活断層とは第四紀に活動した断層と定義されるが, これを地形的新鮮さと地質的観察とを基にして, I. 確実な活断層, II. やや確実な活断層, III. 推定活断層に分けた。標記地域についてこの規準に従って活断層図を作成した。

551. 24:550. 34(521. 61)

HOSHINO, K.  
HASHIMOTO, T.  
MATSUDA, T.



HOSHINO, K.

伊豆半島南部の断裂系と1974年伊豆半島沖地震の断層活動について

星野一男

地質調査所特別報告, no. 6, p. 83~104, 1977

10 illus., 3 pl.

伊豆半島南部の断裂系は、湯ヶ島層群・白浜層群の堆積後に生成されたと考えられる古期断層系と、第四紀に活動している新期断層系に分けられる。古期断層系は北西-南東の圧縮応力により形成された水平変位性あるいは垂直変位性の小規模の断層からなる。新期断層系もほぼ同様な圧縮応力で形成されたが、前者よりも大規模であり、多くが水平変位性である。伊豆半島沖地震の石廊崎地震断層は新期断層系に属する右ずれ水平断層であり、天城余震群は左ずれ新期断層に関連していると思われる。

551. 24:550. 34(521. 61)

MIYAZAWA, Y.

石廊崎断層の余効的運動

KINUGASA, Y.

宮沢芳紀・衣笠善博

地質調査所特別報告, no. 6, p. 105~120, 1977

9 illus., 1 pl., 3 tab.

1974年5月9日に発生した伊豆半島沖地震(M6.9)によって生じた地震断層(石廊崎断層)が地震後も余効的運動を続けていることが明らかにされた。この余効的運動による変位量は、石廊崎断層をまたぐ小さな菱形の測点網の辺長をくりかえし測定することにより求められた。観測開始から1976年3月までの間に、石廊崎部落の南東部に設けた測点網では23.6mmの右ズレの変位と6.9mmの北下りの変位をした。また同部落の北西部に設けた測点網ではそれぞれ15.7mm, 2.5mmであった。この間における測定データを用いて石廊崎断層の余効的運動についてその性質を明らかにした。

551. 24:550. 34(521. 61)





昭和52年3月19日 印刷

昭和52年3月25日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本135

---

印刷者 小宮山 一雄

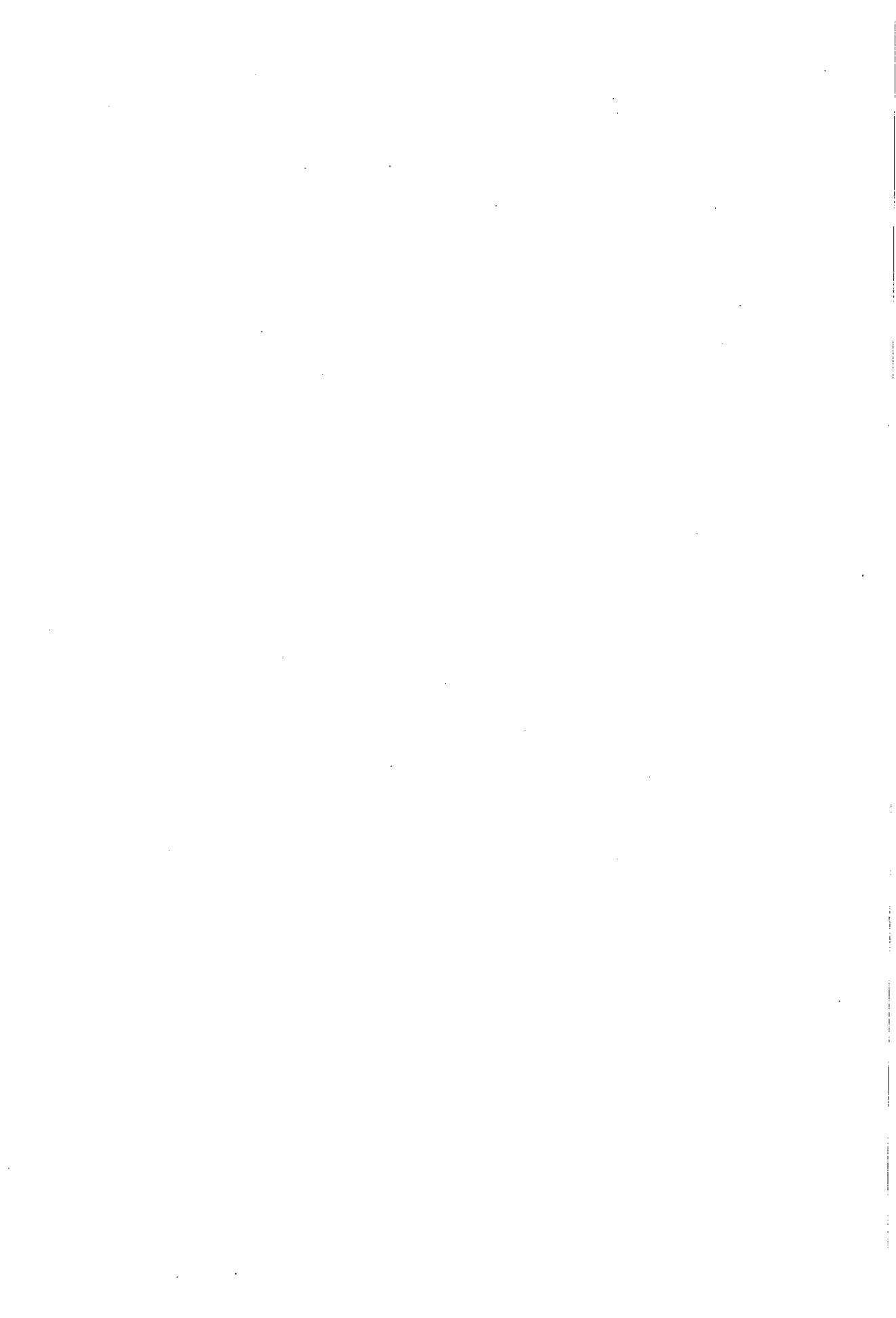
東京都新宿区天神町78

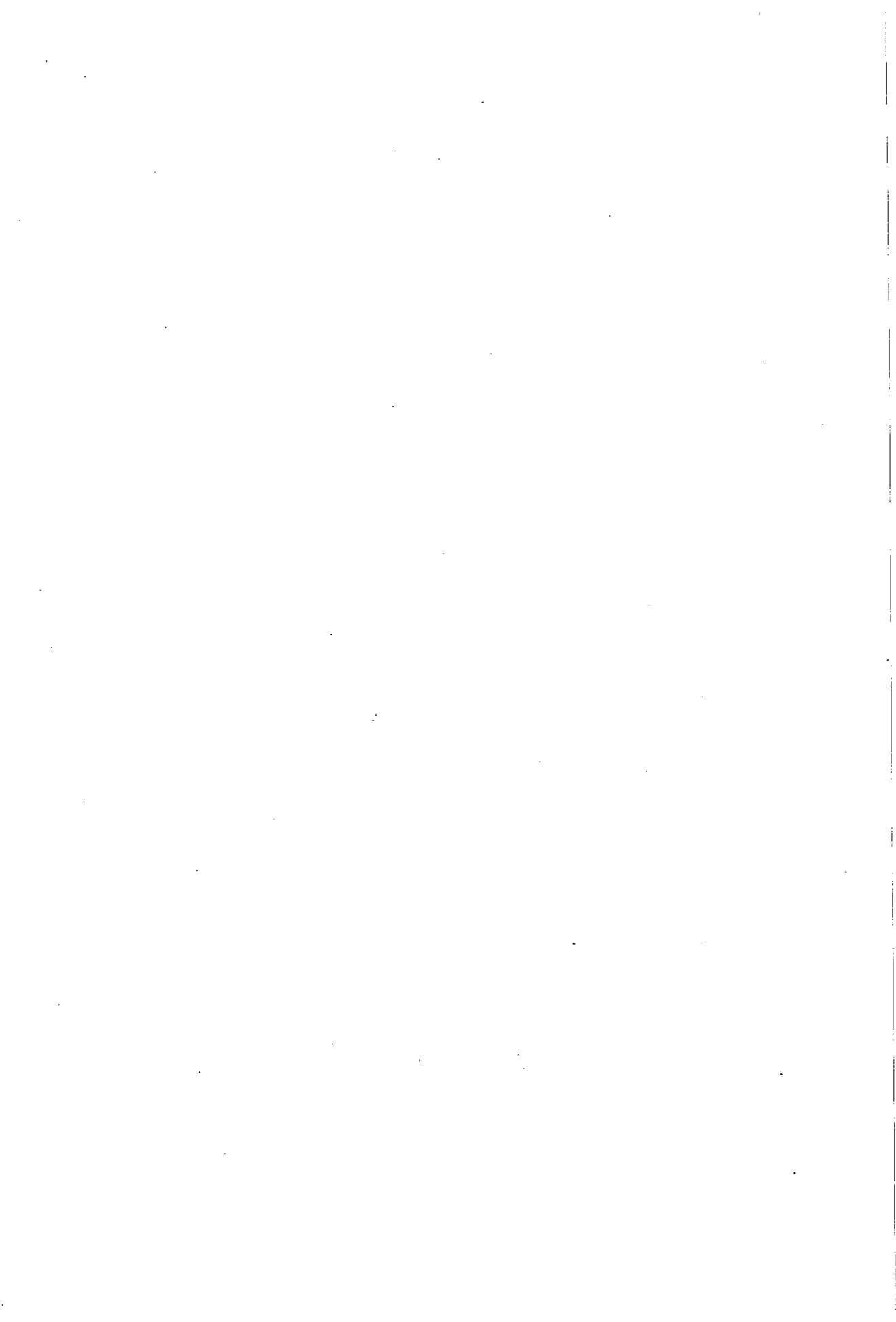
印刷所 小宮山印刷工業株式会社

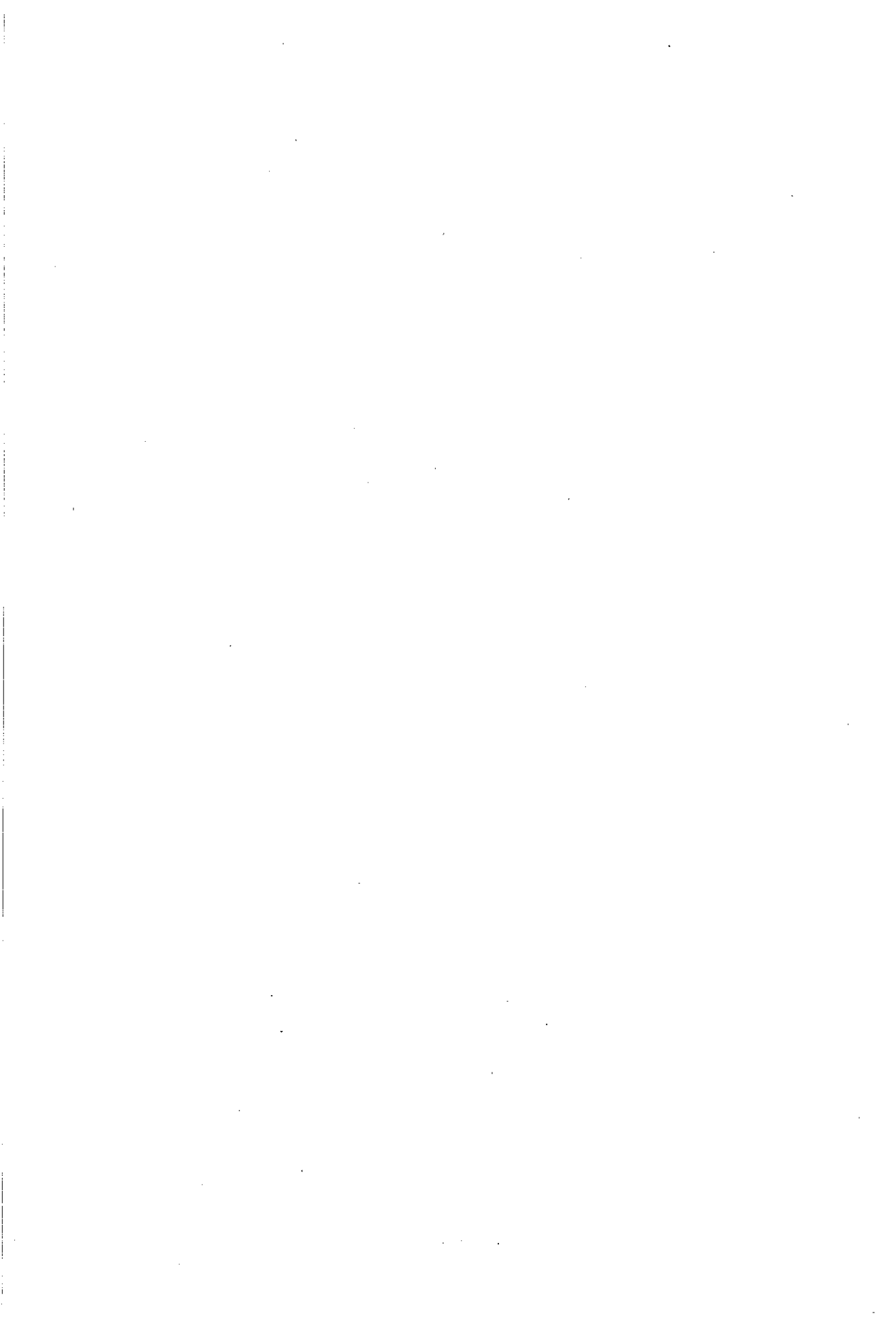
©1977 Geological Survey of Japan











**SPECIAL REPORT No. 6**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

REPORT OF GEOLOGICAL STUDIES  
ON THE IZU-HANTO-OKI  
EARTHQUAKE OF 1974

By

Toshihiro KAKIMI, Tomomasa HASHIMOTO, Kazuo HOSHINO,  
Yoshihiro KINUGASA, Kisaburo KODAMA, Tokihiko MATSUDA,  
Takashi MITSUNASHI, Yoshinori MIYAZAWA, Yasumoto SUZUKI and Toshihiko YAJIMA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

1977

地質調特報  
Spec. Rept. Geol.  
Surv. J. No. 6, 1977