

## 15. 伊豆半島天城山周辺地域の活断層調査

地震研究所 松田時彦

(昭和52年8月12日受理)

### § 1. まえがき

1975年夏頃以降、伊豆半島天城山地域とくにその北側地区を中心に、顕著な微小地震活動や地殻の隆起が検出され、さらに1976年8月には天城山南西麓で局地的な被害地震(M 5.4)が発生した(津村1976, 高橋・垣見1977)。本稿はこのような天城山周辺地域の、活断層についての調査結果と二三の考察を述べたものである。

天城山をふくむ伊豆半島中部以南の活断層については、すでに村井・金子(1974, 1976)および星野ほか(1977 a, b)によって詳しい分布図が示されている。筆者は、1974年の伊豆半島沖地震以後、天城山周辺地域についても地質調査所の星野一男・橋本知昌両氏らとともに、活断層の調査を行ってきた(星野ほか1978)。本稿の作製にあたっては、以上の諸研究に負う所が大きい。とくに共同して野外調査や写真判読を行った地質調査所の星野一男氏、橋本知昌氏に感謝する。また、地震研究所の関連研究班の方々からも有益なご教示を受けた。この研究のための費用の一部は、文部省科学研究費(代表者浅田敏)によった。

### § 2. 主な活断層の分布と特徴

調査の主な方法は、①空中写真による地形判読、②現地野外調査および③既存調査資料との照合などである。これらにもとづいて、第四紀に活動した断層(活断層)を見出し、その性質を明らかにしようとしてつとめた。用いた空中写真は主に国土地理院が1969年に撮影した約4万分の1空中写真CB-69-10Yであり、必要に応じてより以前に撮影されたM 450およびM 200あるいは2万分の1のCB-62-12Xも用いた。

調査範囲(Fig. 1)はほぼ伊東一修善寺一河津一稲取を囲む地域であり、五万分の一地形図幅「伊東」、「修善寺」の東半部、「稲取」、および「下田」の北東部である。

Fig. 1に上記地域の活断層の分布を示す。実線は、それが活断層であることが確実な断層である(確実度Ⅰの活断層)。変位のむきが記された破線は、実線の活断層よりもその確実性が劣るが、変位のむきの推定は可能であり、活断層とみられるもの、あるいはその可能性の高いものである(確実度Ⅱの活断層)。そのほか活断層である疑いのあるリニアメント(変位のむきは不明、確実度Ⅲ)もいくつか記入されている。しかし、確実度Ⅲのもの、とくにその長さの短いものは大部分省略されている。地形や地質の露出の状態、調査の精粗あるいは活断層の活動度の大小などによって、空中写真で検出されたリニアメントが活断層か否かを断定できないことが、しばしばある。このような場合、あえて断定して取捨するよりも確実度を表示した上で図に記入しておくことが望ましいと考えた(松

田ほか 1977). 確実度は調査の進展に伴い変る性質のものである. Fig. 1 に示された主な活断層の確実度・長さ・走向・変位のむきなどを Table 1 に示した.

Fig. 1 からわかるように, 調査地域内で活断層が比較的良好に発達するのは, 修善寺東南方の天子火山噴出物 (沢村 1955) の分布する山地と天城山の南西斜面である. 地殻の異常隆起が観測された冷川峠付近から微小地震活動が盛んであった天城山北側斜面にかけての地域には, 顕著な活断層がほとんど見出されない.

当地域の活断層は概して長さは数 km 以下であり, しかもそれらが散在的に分布し, 主断層帯とみなせるような帯状に集合した分布を示さない. Fig. 2 は当地域の活断層の長さ別頻度分布である. 長い断層ほど数が少なく, 10 km を越えるものはない. 2 km 未満の短い断層の数が少ないのは, そのような短い断層は活断層の認定が困難であり, その大部分が図上で省略されているからであると考えられる.

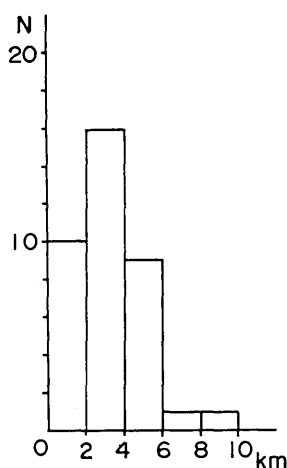


Fig. 2. Distribution of the length of active faults in the Amagisan area (after Table 1).

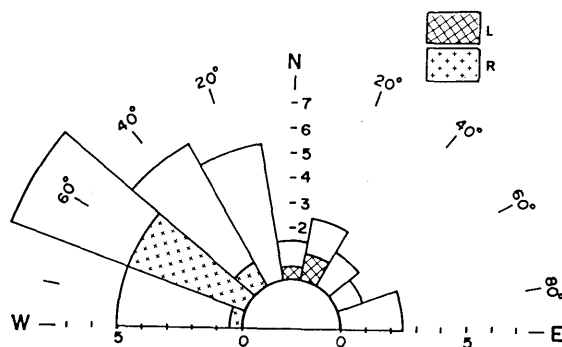


Fig. 3. Distribution of the strike of fault traces of active faults in the Amagisan area. L: fault displacement having a left-lateral component. R: fault displacement having a right-lateral component.

Fig. 3 は Table 1 に示された活断層の走向別頻度分布である. 概して北西-南東の走向をもつ断層が卓越している. そして右ずれの横ずれ変位成分をもつ活断層はそのような走向をもつものであり, 左ずれの活断層は北北東-南南西の走向をもつ. したがって, この2つの方向の断層群は互に共役の関係にあるとみられる. これから得られる最大圧縮主応力軸方向は約  $N20^{\circ}W$  である.

一般に活動度の大きな断層ほど明確な変位地形をつくる. この地域の活断層は, 天城火山, 多賀火山, 天子火山など第四紀中頃の火山斜面をいずれも数 10 m 程度かそれ以下上下方向に変位させている. たとえば, 丸山南断層 (㊸), 八丁池断層 (㊹) などの天城火山西斜面の断層は天城火山の比較的良好に保存された火山斜面を最大 20 ~ 30 m 上下に変位させている.

天城火山の形成年代は 20 ~ 30 万年かそれよりも古いと考えられる (荒牧重雄氏私信) ので, これら断層のこの間の平均変位速度は 0.1

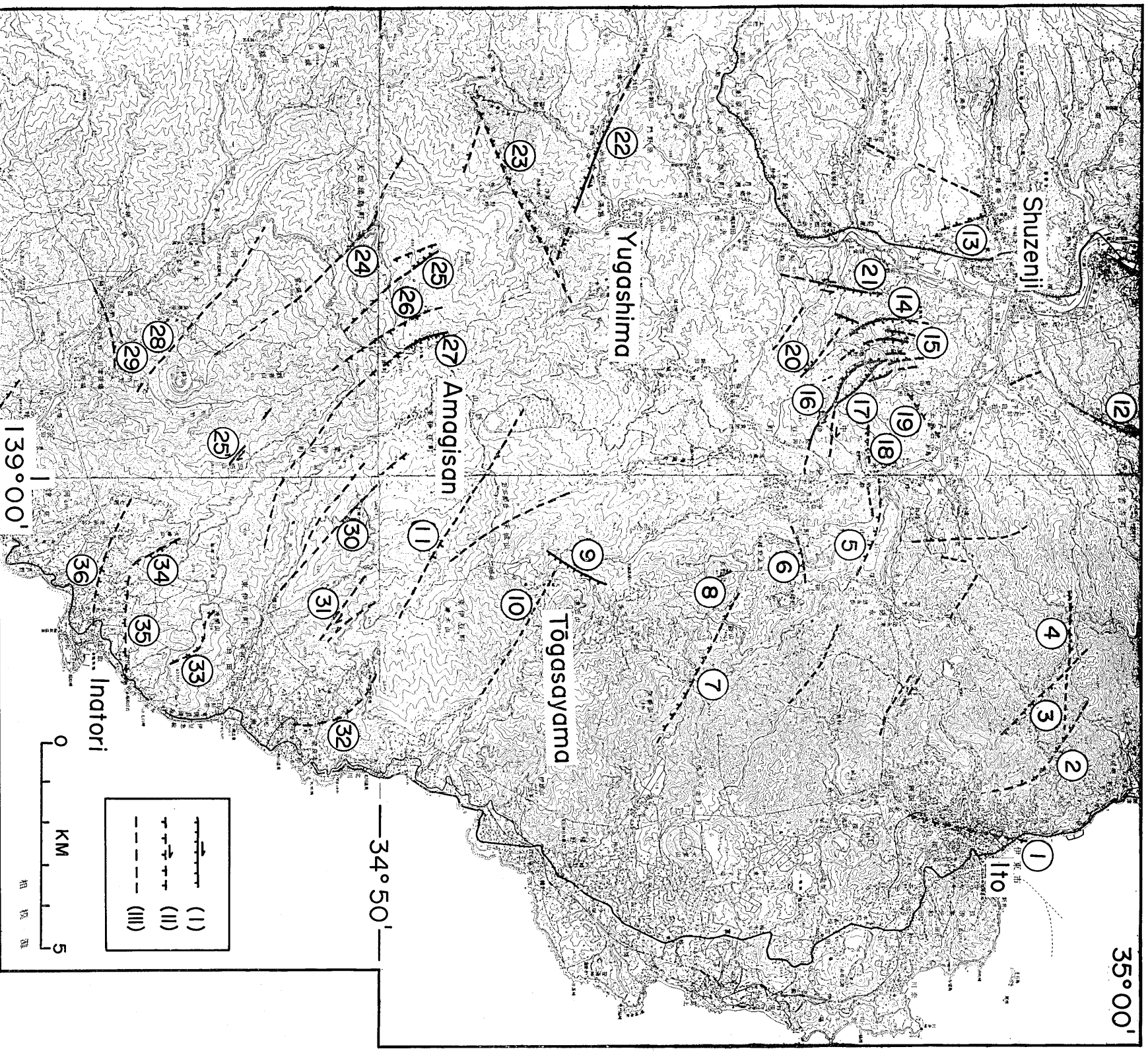


Fig. 1. Distribution of active faults in the Amagisan area, Izu Peninsula.

I: active faults

II: probable active faults

III: lineaments, possibly active faults

Table 1. Active faults in the Amagisan area, Izu Peninsula.

五万分の一 図幅	番 号	位置または断層名	确实度	長 さ (km)	走 向	変位のむき*		
						V	H	
伊 東	①	伊 東 市	II	2.5	N10°E	W	R ?	
	②	伊 東 市 北 西	II	4	N50°W	E		
	③	沢 口	II	3	N45°W	SW		
	④	中伊豆高原ゴルフ場	II	3.5	N85°W	S		
	⑤	徳 永 西	II	2.5	N80°W	N		
	⑥	大 幡 野 高 原 北	II	1.5	N80°E	N		
	⑦	鹿 路 庭	II	4	N60°W	N		
	⑧	丸 野 山	II	0.5	N20°W	E		
	⑨	遠 笠 山 西 南	I	1.5	N30°E	W		
	⑩	遠 笠 山 南	III	4	N60°W	S ?		
	⑪	万 二 郎 岳 南	II	5.5	N60°W	S		
修 善 寺	⑫	大 野	I	2	N25°E	W	L	
	⑬	修 善 寺 町 南	II	1.5	N15°W	E		
	⑭	早 霧 湖 南	I	2	N10°W	W		
	⑮	奥 野	I	1.5	N 5°W	W		
	⑯	奥野東一姫之湯北	I	4	N60°W	E		R
	⑰	奥野東一宮上	I	3	N60°W	E		
	⑱	梅 木 西	II	1	N90°W	N		
	⑲	上 白 岩 南	II	1.5	N55°E	SE		
	⑳	雲金・姫之湯峠	II	1.5	N50°W	N		
	㉑	雲 金 東	I	2.5	N10°E	W		L
	㉒	水 抜一与 市 阪	I	5	N70°W	N		
	㉓	浄 蓮 滝 南	II	5.5	N60°W	S		
	下 田	㉔	天 城 峠	II	5.5	N50°W		NE ?
㉕		丸 山 南	I	3	N40°W	E		
㉖		八 丁 池 西 方	II	3	N30°W	W		
㉗		八 丁 池	I	7	N30°W			
㉘		三 筋 山	I	0.7	N50°W		R	
㉙		鉢 山 南 側	III	4.5	N50°W	SW ?		
㉚		湯 ケ 野	III	2	N80°W	SE ?		
稲 取		㉛	天城ハイランド	II	8	N45°W	SW	R
	㉜	川久保川北東	II	2.5	N65°W			
	㉝	奈 良 本 西	II	2.5	N20°W	E		
	㉞	稲取北・浅間山	II	2	N30°W	E		
	㉟	稲取北西・大峯山	II	1.5	N30°W	W ?		
	㊱	稲取北・新田	II	2.5	N85°W	N		
	㊲	根木の田一稲取	II	3.5	N75°W	S		

\* 変位のむき, V: 垂直変位成分, 隆起側を記入してある. H: 横ずれ変位成分, R: 右ずれ, L: 左ずれ.

m/10<sup>3</sup> 年以下(C級)である。これから類推すると、その他の天城山北斜面の主な断層(⑤~⑨)も南側のそれ(⑪, ⑫, ⑬など)も活動度はC級程度と思われる。しかし、北伊豆断層系(松田 1972)に属する修善寺一姫之湯間の断層群の中には、垂直変位が100mを越すものがある(たとえば⑭や⑮)ので地形的に顕著なものはB級の活動度をもっている可能性が大きい。水抜一与市阪の断層(⑯)もB級の可能性のある顕著な右ずれ活断層である。

以下、主な断層について順に述べる。

①: 伊東市市街地西縁のリニアメント

伊東市の市街地のある沖積平野と、その西側の丘陵との境に、北北東-南南西方向の急崖がある。すくなくともその北端部付近の急崖は海蝕崖であるが、他の部分は活断層によって生じた疑がある。その地形が直線的で鮮明なことや海蝕の及び難い湾の奥部までその崖がつづいていることなどが断層崖の可能性を示している。西側の丘陵は第四紀後期の火山噴出物に覆われた湯ヶ島層群である。この崖が断層崖であるとすれば、断層は山麓線に沿う沖積平野下において変位のむきは東側低下である。Tsuya (1930)はこの付近で第四紀火山のスコリア層中に東側低下の多くの小断層をみとめて、ここに断層を推定している。

②: 伊東-宇佐美間の山地のリニアメント

伊東市北西方の山地を彎曲して北西-南東にのびるリニアメントである。多くの鞍部の列として追跡できる。尾根の高度や山腹斜面は、このリニアメントの東側で高度を増す傾向があり、しばしば西にむいた低断層崖状の地形を示している。地形から判断すると、東側の相対的隆起である。谷および尾根地形は一部で右ずれ状の屈曲を示す所(伊東市湯川西方など)がある。このリニアメントの両側とも地質は宇佐美火山の噴出物であり、久野(1970)は、空中写真によって、このリニアメントを見出し推定断層として地質図に示している。村井・金子(1976)は、このリニアメントの南半部を右ずれ東側隆起の活断層としている。

③: 沢口付近のリニアメント

伊豆スカイラインに沿う下尾野川の上流部は、このリニアメントの北東側で、急に谷が浅く広くなる。地質は両側とも宇佐美火山である。このことはこのリニアメントがその北東側の低下をもたらした活断層であることを示唆する。

④: 中伊豆高原ゴルフ場のリニアメント

亀石峠から南へつづく南北の尾根(宇佐美・修善寺町間の分水嶺)は、このリニアメントのところまで終り、これ以南は城川の最上流部の谷地形になる。その谷がこのリニアメントの上流側で急に広くなるのは、このリニアメントを境にしてその北側が低下したためであると判断される。村井・金子(1976)は、これを右ずれ活断層としている。

⑤および⑥: 冷川南方の東西方向のリニアメント

大幡野高原から冷川にいたる高原状緩斜面は天城火山の北斜面(荒牧・葉室 1977)であるが、この斜面をほぼ東西に横断する二列の南向きの緩い崖がある。北へ下る火山斜面上にこのようなむきの崖をつくる川は存在せずいづれも北側隆起の断層運動で生じたものと考えられる。⑤はこの台地北端近く、△323の南側にあるもので、崖高5~10m。この台地西側を下刻する谷はこのリニアメントの延長上で屈曲していて、その北側の谷沿いには斜長石斑晶をもつ風化した玄武岩質凝灰岩~凝灰角礫岩(久野 1970による持越玄武岩類)があり、南側には白色石英安山岩が露出する。しかし、リニアメント通過点には露出がなく、断層の有無は確認できない。⑥はリハビリテーション施設の北側にあるもので、崖高20~30m。崖の西端から菅引に通じる道路沿いには、天城火山の火山性角礫堆積物と火山灰質褐色土壌が露出しているが、断層は観察されなかった。断層が存在するなら、この露出の南を通るものと思われる。

⑦: 鹿路庭料金所を通るリニアメント

矢筈山の北側、池の集落に通じる谷の南側斜面に、二つの小丘が西北西-東南東方向にならび、その北西延長線上には鹿路庭料金所のある鞍部がある。その西側の尾根にもこの延長線上に明確な鞍部が生じている。さらに西方では岩ノ山西側の天城山斜面上の傾斜異常線として認められる。いずれも地形は北側の隆起を示唆している。上述の矢筈山北側の二つの小丘(湯ヶ島層群からなる)の南斜面は断層崖様であるが、矢筈山や孔ノ山(矢筈山の西隣の溶岩円頂丘)が噴出する以前にはこの斜面の南側には南からの大きな谷があったと推定されるので、上記の小丘の南側の崖はその谷斜面の上部で

あり断層崖ではない可能性もある。久野 (1970) も村井・金子 (1976) もここに断層を推定している。

⑧: 丸野山の山体を切るリニアメント

丸野山の火山錐の北半を北北西-南南東に横断するリニアメントがある。このリニアメントの南西側の山体が相対的に低下している。リニアメントはこの火山錐の範囲だけに認められるので、この火山の生成と密接な断層であると思われる。

⑨: 遠笠山西断層 (遠笠山断層, 星野ほか 1978)

遠笠山およびゴルフ場西方の天城火山斜面上に、北東-南西方向にならぶ小丘の列がみとめられる (村井・金子 1976)。これらは西側隆起による逆むき断層崖である (地形用語については松田ほか 1977 参照)。天城高原ゴルフ場への有料道路のヘアピンカーブの西側数十 m の林間にある 2 つの小丘がつくる崖は比高 2 m および 5 m である。この南方延長線上には、さらに比高の大きな丘が 3 つ認められ、その南側斜面基部を断層が通過していると推定される。

⑩: 遠笠山南側のリニアメント

遠笠山と万二郎岳北斜面 (ゴルフ場北縁) との間の鞍部には西北西-東南東の地形不連続があり、その東方にはその方向の深い谷がある。ゴルフ場への自動車道での観察によると、このリニアメントの北側には遠笠山の溶岩が露出するが、南側にはそれとは別の溶岩の岩塊をふくむ火山性の地送りによると思われる堆積物が露出する。地形からみるとこのリニアメントの南側が隆起した可能性があるが、鋭い断層変位地形は認められない。

⑪: 万二郎岳南のリニアメント

万二郎岳の西側の稜線を北西-南東方向に横切り、万二郎岳の南東へのびるリニアメントがある。万二郎岳の南西側の谷に突き出た尾根上には、北向き崖があるので、北側低下の活断層の可能性はある。このリニアメントの北西延長はカワゴ平の溶岩原に達する。

⑫: 下白岩北方、大野のリニアメント (大野断層, 伊原・石井 1932, 松田 1972.)

大野部落北方の多賀火山の斜面上に北北東-南南西方向にのびた東むきの崖地形があって、その北西側の斜面が約 20 m 高い。北西側の斜面上には必従谷があるが、その谷頭はこの崖の上まで達し、そこで風隙になっている。この崖線の南西延長にあたる大野の村落の東辺の段丘崖縁近くには小さな鞍部状凹地の列があり西南方へ古川の河床に至るまで地形的に追跡可能である。1930 年北伊豆地震の際、ほぼこのリニアメントに沿って左ずれ東南側低下の地震断層が出現した。棚橋 (1931, p. 17) の第 6 図に示された地震断層線は上記のリニアメントによく一致している。

⑬: 修善寺温泉南のリニアメント

修善寺温泉南側の丘陵に頼家の墓の西の谷から南南東へのびるリニアメントがある。丘陵頂面の高度の比較から東側の相対的隆起の活断層である可能性がある。

⑭: 早霧湖南断層

修善寺ゴルフ場のある、大見川と狩野川にはさまれた丘陵には、多数の地形的に明瞭な断層が発達する (松田 1972, 村井・金子 1976, 星野ほか 1977b)。この地域は主に第四紀の天子火山の噴出物の分布地域であり、また北伊豆断層系の南端部でもある。断層分布地域の北部 (修善寺ゴルフ場付近) では走向は主に南北であり南東部 (姫之湯西方山地) では彎曲して北西-東西になる。⑭は修善寺ゴルフ場の西縁付近にあるもので、東をむいた崖高 100~150 m の大きな崖とそのふもとにある南北 2 つの凹地で特徴づけられる。この崖と凹地は西側地盤の隆起を示す断層変位地形である。北の凹地は貯水池 (早霧湖) として利用されている。南の凹地もこの断層線より上流側 (東側) が沈降したために生じた一種の堰止による埋積平坦面である。1930 年地震の際、早霧湖 (日向の池) 付近ではほぼこの断層線沿いに左ずれの変位が生じた (たとえば国富ほか, 1931 の第 16 図)

⑮: 奥野北断層

修善寺ゴルフ場の最南部にある南北方向のゴルフコースに沿ってリニアメントがある。このゴルフコースは南北のせまい谷間にあり、その排水谷の谷頭はこの谷間に達してそこで截頭されているので、この谷間は断層による溝状凹地であると考えられる。このリニアメントは、この谷間の南北両端で顕著な鞍部をつくり、とくに南方へは奥野の集落付近まで追跡される。上述の谷間の東西両側の山地斜面は西側の方が急であり、その他周囲の地形から判断してこのリニアメントは西側隆起の断層である。

⑯: 奥野東-姫之湯北断層および⑰奥野東-宮上断層

奥野の谷の下流 (東側) 約 0.3 km および 1 km 付近を通るほぼ北北西から東南東へ彎曲したリニアメントがあって、いずれもその東側に高さ 30~100 m の西むきの崖がある。これらリニアメントは、北方では僅かに雁行して同様に西むきの別の崖の列につづく。⑯は南方では走向を東南東へかえ、

いくつかの鞍部をこえて姫之湯北方で大見川を東へ越えている。谷および尾根の屈曲は右ずれ変位を示している。⑰の奥野東一宮上断層は梅木の谷の上流部を横断するが、それより上流側の谷が広く埋積されていて、下流側（北東側）の相対的隆起を示している。さらに東南では⑱とほぼ一致するが、その付近から東へ派出して大見川沿いの宮上付近に達するリニアメントがある。この間谷や尾根はこのリニアメント上で右ずれのむきに屈曲している。

⑱：梅木西のリニアメント

梅木西方の尾根を横切るリニアメントでその北側の尾根が高く大きいので、北側隆起の活断層が推定される。

⑲：上白岩南のリニアメント

上白岩南方の緩斜面は、北東—南西方向のリニアメントを境にして、それ以南で急に高度を増す。南東隆起の活断層である疑がある。なおこのリニアメントは、第四紀の天子火山の噴出物の分布を限る断層（沢村 1955）と一致している。

⑳：雲金・姫之湯間峠付近のリニアメント

上記の峠付近に西北西—東南東方向で南側低下の変位を示唆するリニアメントが認められる。この峠に 1930 年地震の際雁行亀裂があらわれた（伊原・石井 1932 の第 8 図参照）。これより姫之湯まで数ヶ所で地震断層が観察されたが、連続する地形的リニアメントはほとんど認められない。

㉑：雲金東断層

雲金の東方、328m の山の東側の急斜面は西側隆起の断層運動による崖と思われる。このリニアメントは南は矢熊新田南までつづく。沢の屈曲は左ずれを示唆している。寺野の沢および矢熊北東の沢での観察では安山岩溶岩の露頭がつづくが、リニアメント通過点付近では露出はなかった。

㉒：水抜一与市阪断層（水抜断層、星野ほか 1978）

湯ヶ島南方、持越川金山付近から水抜を経て、与市阪東南にいたる西北西—東南東方向の顕著なリニアメントがある。水抜一与市阪間では、このリニアメントを境にして、その北側で尾根の高度が増し南向きの崖をつくる。その尾根の西側の斜面を刻む 3 つの谷はいずれも右ずれ様に屈曲している。その最も西側の谷では、その谷の入口部分に小丘（南側のコルに対して比高約 2.5 m、旧扇状地面）があって谷筋はそこでそれを避けるように下流部（北側）が急に東へ 10~20 m 屈曲したのち猫越川に合している。このようなことから、このリニアメントは北側隆起で右ずれの活断層であると考えられる。

この断層は水抜の西では持越川の右岸の段丘を横切り、道路を越えて持越川の左岸の山地に入りそこに鞍部の列をつくっている。上記の段丘縁の道路石垣上の露頭には、段丘礫層が第三紀の粗粒玄武岩を被っているが、後者の中に幅 15 cm の青灰色断層粘土をもつ断層（N55°W, 55°N）が露出する。礫層の基底はこの断層のところで南側が約 1 m 高くなっている。地表面（段丘面）にも同様の高度差があるが、この崖は段丘崖の疑がある。この露頭の約 20 m 西方は竹やぶに被われた小さなガリになっている。この竹やぶの上の段丘面上には比高約 2 m の南むきの東へのびる崖がある。この崖は持越川に背を向けていて、その侵蝕による段丘崖であるとは考えにくいこと、ちょうどこのリニアメント上に位置しこの断層の水抜—与市阪間での変位のむき（北側隆起）と一致することなどから、断層崖であると考えられる。前記の粗粒玄武岩中の断層は副断層であり、第四紀の主断層はこの竹やぶのガリを通ると推定される。

㉓：浄蓮の滝南のリニアメント

猫越川河原小屋沢から浄蓮の滝南方を経て与市阪東方にいたる北東方向のリニアメントがある。鋭い変位地形は認められないが、天城山脈北西側の斜面がこのリニアメント付近で急に高度を減じている。狩野川の本谷川の谷もこのリニアメント付近より下流で広がる。猫越川の河原小屋沢の林道の観察では断層は確認できなかった。

㉔：天城峠のリニアメント

天城峠の旧国道トンネルにはほぼ沿う北西—南東方向のリニアメントがある。そのトンネルの南側旧道傍に同方向の断層破砕帯が観察される。このリニアメントは峠の尾根、その北西方の尾根および南東方（登り尾）の尾根で鞍部をつくり、天城峠より北西では北東側隆起を示唆している。

㉕：丸山南断層（丸山断層、星野ほか 1978）

丸山の南方、天城火山の西斜面上に、北北西—南南東方向の西むきの明瞭な低断層崖がある。崖の西側も東側も天城火山の平滑な斜面である。その崖高から判断するとその東側が 20~30 m 相対的に隆起している。相対的に低下した西側には、この低断層崖のふもとに沿って幅約 100~250 m の間が带状に低下していて断層運動によって生じた溝状凹地とみなされる。このリニアメントは、さらに東

南方、八丁池へ至る林道のある谷の両側の尾根上に同じく西側が低下する高度不連続線として認められる。さらに東南方には、ほぼこのリニアメントの延長にある三筋山北西の谷(㉟')に明瞭な横ずれ地形がある。同谷の中の3つの小谷と尾根が、北西—南東方向のリニアメント上で切断され、いずれも右ずれに10m程度くいちがっている。

㉟: 八丁池の西方のリニアメント

八丁池の西方約0.6kmを八丁池断層とほぼ平行して走る北北西—南南東方向のリニアメントがある。とくに、天城峠から八丁池に至る林道の谷の北側の尾根上に顕著な鞍部があり、その西側の高度が急に増加している。この北方延長でも八丁池北西方まで、その西側斜面の相対的隆起を示唆する谷および尾根の地形がみられる。

㊦: 八丁池断層(星野ほか1978)

天城山脈の稜線付近にある八丁池は天城火山斜面を西流する谷の谷頭付近が北北西—南南東方向の断層によって切断され、その上流側(東側)が低下した結果生じた排水口のない凹地である。池の西岸にある風隙はその谷の跡である。その風隙の最低部は池の水面より約5m高い。八丁池の西縁を限るこの断層は池から北方へ、天城山の斜面上に明確な東向の逆むき低断層崖をみせている。南方へも約1kmの間、尾根上の鞍部の列として追跡できる。さらに東南方、白田川の南側山腹の不明瞭なリニアメントにつづく。

㊧㊨: 河津町鉢山南側のリニアメント

河津町鉢山付近には昭和51年8月16日局地的被害地震が生じたが、付近には地形的に明確な変位地形は見出せない。鉢山南側(㊧)と湯ヶ野付近(㊨)のリニアメント(いずれも北側隆起か)を認めることができるが明確なものではない。鉢山の熔岩が流下している(沢村ほか, 1970)佐野川沿いの谷底には、谷を横断するような方向(北西—南東)の南むきの急斜面が認められるが成因はよくわからない。

㊩~㊪: 白田川流域のリニアメント

白田川流域は天城火山の深く開析された谷であり、その上多くの地回り地形があって断層変位地形を確認し難い。観察されたリニアメントはいずれも北西—南東方向である。㊩は天城ハイランドを通り、堰口以東では白田川の南岸沿いに海岸に達するもので、堰口以西の山中ではいくつかの鞍部の列によるリニアメントである。地形からは南西側の隆起と思われる。天城ハイランド付近では、その南西側にほぼ平行する同様のリニアメントが認められる。いずれも断層の露頭は見出せなかった。㊪は川久保川の北東山腹斜面にあるもので顕著な鞍部の列をつくっている。尾根の延長はこのリニアメントを境にして右ずれに屈曲している傾向がある(村井・金子, 1976)。㊫は奈良本西側の丘の西縁に沿う、西にむいた弧状の崖線であり、その西側地盤の低下を示唆している。断層の露頭は見出せなかった。

㊬~㊭: 稲取周辺のリニアメント群

稲取ゴルフ場と海岸との間の緩斜面の北東縁(㊬)と南西縁(㊭)にはそれぞれ南西と北東をむいた崖があり、その両崖の間には稲取泥流(小野・角, 1959)や火山噴石丘(荒牧・葉室, 1977)がある。またこの緩斜面は海岸付近ではほぼ東西の急崖(㊮)をもって稲取の町のある低地に接している。上述の㊬は稲取泥流主流部の西縁に一致し、泥流前の谷地形の一部である可能性がある。また㊭は古い海蝕崖の可能性もある。このほか稲取の西方に西北西の走向で北側低下にみえるリニアメント㊯がある。

### § 3. 火山地域の活断層と被害地震

第四紀の火山地帯におこる被害地震は、その地震規模があまり大きくないことが多い。また一方、第四紀の火山地帯の活断層は、個々の各断層線の長さが比較的短かく、それが多数分布している場合でも、散在して分布する傾向がある。

Fig. 4は、火山地域(伊豆半島と九州中部)と非火山地域(濃尾断層地域)の活断層の長さの頻度分布を比較したものである。断層の長さの限定は調査の精粗や表現の仕方によって異なると予想される。それがどの程度であるかを知るために同一地域に対して複数の研究がなされている伊豆半島南部~中部(Fig. 4A)、九州中部(Fig. 4D)、および濃尾断層系(Fig. 4E)について結果を示してある。断層数が十分でないため、こまかい議



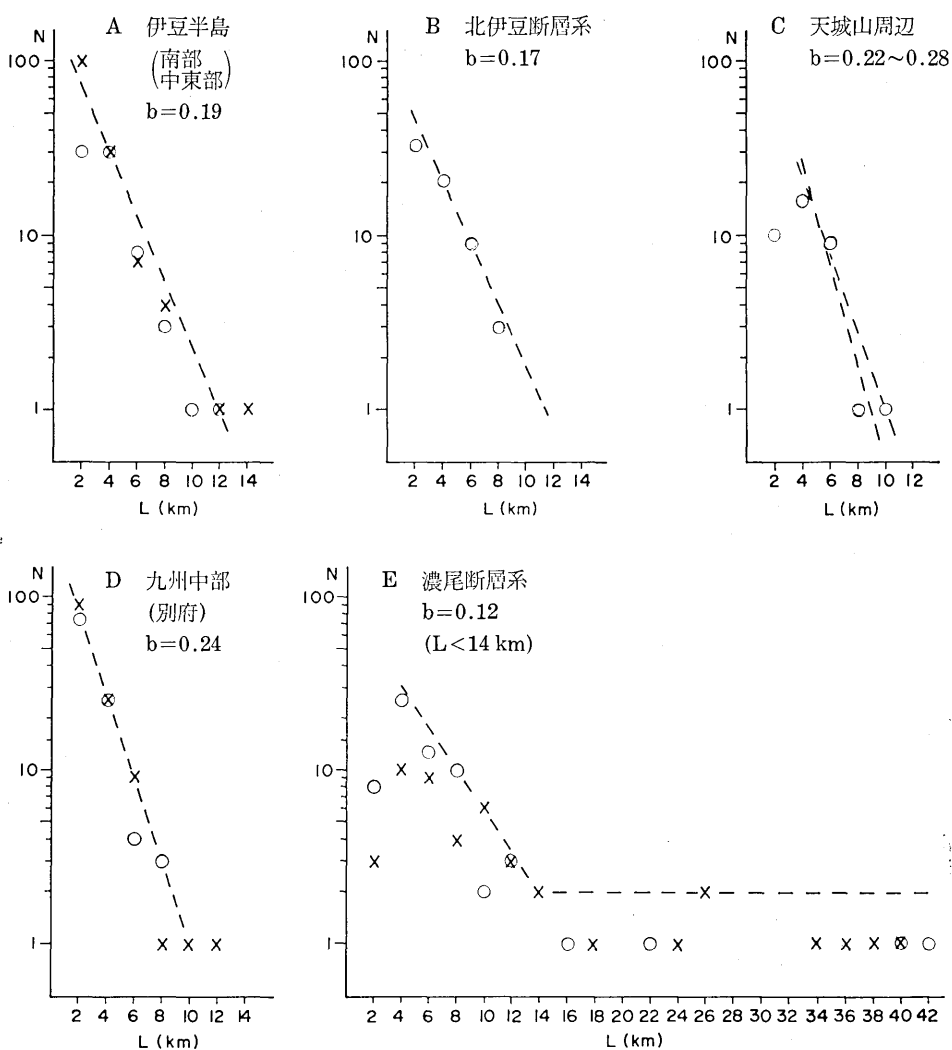


Fig. 4. Distribution of fault length in volcanic area (A~D) and non-volcanic area (E).

A: Izu Peninsula area (the southern and east-central part). Open circles: HOSHINO *et al.* (1977a, fig.1, active fault I~III). Crosses: MURAI and KANEKO (1976, p. 9~14, excluding p. 10).

B: Kita-Izu fault system in the northern Izu Peninsula (MATSUDA, 1972, fig. 5).

C: Amagisan area (after Table 1).

D: Area of "Beppu" sheet, Middle Kyushu. Crosses: MURAI and KANEKO (1975b, attached plate). Open circles: CRUSTAL DYNAMICS DIVISION, GEOGRAPH. SURV. INSTR. (1976, attached plate).

E: Area of Nobi fault system (sheet maps: Ōno, Arashimadake, Kanmuriyama, Neo, Tanikumi, Mino, and Gifu). Open circles: MATSUDA (1974), Crosses: MURAI and KANEKO (1975a).

Values  $b$  represent slopes of the given straight lines in each graph.

論はできないが、Fig. 4 から火山地域の活断層について次のことは指摘できる。

1) 火山地域の活断層は、いずれも長さが短い。1つの断層線で長さ10kmを越えるものは極めて稀であり、上記の火山地域では14kmを越えるものは皆無である。これに対して、非火山地域の濃尾断層系では、長さ10kmを越える断層線が少なくない。

2) 短い断層線ほど数が多く、長さ約2~10kmの範囲では、火山地域でも非火山地域でも  $\log N = a - bL$  の関係が認められる ( $L$  は断層の長さ、 $N$  は  $L$  と  $L - \Delta L$  との間の断層線の数)。この式における  $b$  の値は火山地域で大きく、非火山地域では小さい。火山地域の典型である別府地域では  $b = 0.24$ 、非火山地域を代表する岐阜北方山地 (濃尾断層系) では、 $b = 0.12$  であり、両者の差は有意であると思われる。

3) Fig. 4 には表われないが、火山地域と非火山地域とは断層の分布形態に相違がある。すなわち火山地域では多くの断層が散在的に分布する傾向があるが、非火山地帯では特定のゾーンに顕著な断層線が集合し“主断層帯”を形成することが多い。

天城山周辺の本調査地域の活断層は、i) 断層の長さはいずれも10km以下であり、ii) 長さ別頻度分布における  $b$  の値は大きく、iii) 特定の主断層帯をつくらず分散的な分布をしている。これらは上記の火山性地域の活断層の特徴に一致している。

次に、火山地域と非火山地域の被害地震について比較する。Fig. 5 は理科年表所載の1872-1974年の日本被害地震を、

その震源位置によって、大陸地殻 (プレート) 内地震とプレート境界地震にわけ、後者を除外し前者をさらに第四紀の火山地域の地震と非火山地域の地震にわけて、それぞれ地震規模別に示したものである。火山地域と非火山地域の区分には多少の任意性が入るが、Fig. 5 をみると火山地域におこる地震は、3例をのぞいてすべて  $M 6.5$  以下である。すなわち  $M 6.5$  以上の被害地震の90%以上は非火山地域で起っている。

本調査地域は伊豆半島で最も若い火山活動地域であり (荒牧・葉室 1977)、その活断層の特徴も上述のように火山地域の特徴を示している。Fig. 5 の統計からみると、 $M 6.5$  以上の被害地震が発生する可能性は低いといえる。

しかし、 $M 6.5$  以上の火山地域の地震すなわち上述の例外の3例

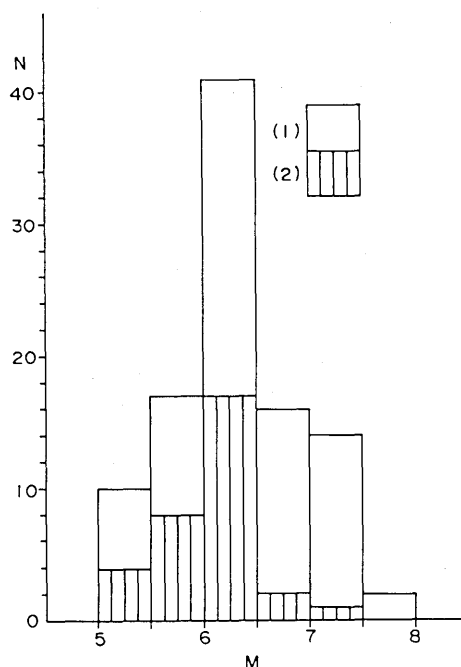


Fig. 5. Numbers of destructive earthquakes inland in Japan during 1872~1974. (1) destructive earthquakes occurred in non-volcanic area. (2) those occurred in Quaternary volcanic area.

がすべて伊豆半島とその至近であるので、その3例について考える。

例外の1つは1905年伊豆大島西沖の地震(M7.0または6.5)である。この地震は海域に震央があり、かつ付近に大きな構造線(石橋1976の伊豆東方線)が推定されているので、他地域の火山地域の地震とはことなるものである可能性がある。

第2の例外は、1930年の北伊豆地震(M7.0)である。この地震を発生した北伊豆断層系は、丹那断層で代表される長さ約30kmの主断層帯をもっている点で火山地域一般の特徴と異っている。本地域には、そのような主断層帯は認められないので、異常隆起地域を中心として北伊豆地震(M7.0)級の大地震が発生するとは考えにくい。

第3の例外は、1974年伊豆半島沖地震(M6.9)である。これは石廊崎断層から生じたが、天城山周辺地域でそれに近い規模の断層は、㉔の水抜一与市阪断層と、八丁池など天城西南斜面の断層群(㉕~㉗)である。とくに水抜一与市阪断層は第三紀層分布地域に発達した北西-南東走向で右ずれの明確な断層であり、南伊豆における石廊崎断層に似た点がある。昭和9年3月21日の強震(福富, 1934)は与市阪付近を中心として生じ、その発震機構や震度分布は、水抜一与市阪断層とはほぼ同じ走向の右ずれ断層を想定させるものである。しかし、水抜一与市阪断層やその東南方の断層群の規模は同地震の規模(M5.5)より大きな地震を発生させうると考えられるので、この断層や天城山西斜面の断層から、今後M6.5級以上の地震は生じないとするは必ずしもできない。

#### §4. まとめ

1. 天城火山を中心とする伊豆半島中東部地域では、活断層は主に天城火山の西~西南斜面と、その北方、狩野川東側の天子火山付近に多く分布する。地殻変動の中心とみられる冷川峠から南、天城山北側斜面の地域には活断層は少ない。

2. これらの地域の活断層はN50~60°W方向の走向をもつものが卓越し、その一部は右ずれ変位を示す。左ずれを示すものもあるがそれはおよそN10°E方向である。両者を共役の横ずれ断層と考えると最大圧縮主応力軸の方向は約N20°Wである。

3. この地域の活断層はいずれも長さ10km未満のものである。第四紀後期の活動度も大部分0.1m/10<sup>3</sup>年以下(C級)であると思われる。北伊豆断層系に属する姫之湯西北方の断層群や与市阪付近の断層は比較的明確な変位地形をもち、B級の可能性が大きい。

4. この地域の活断層は、i) 長さが短かく、ii) 長さ別頻度分布の減少率が大きく、iii) 主断層帯を形成していない、ので火山地域の特徴的性質をもっているといえる。火山地域での被害地震は、わずかの例外をのぞいてM6.5以下であるので、当地域で発生する地震も大きくてもその程度であると思われる。しかし、天城山西側の断層は、南伊豆の石廊崎断層と似た点をもつものもあるので、最大地震がM6.5を越える可能性もないわけではない。しかし、地殻の異常隆起の中心地域に活断層が発達していないので、そこに北伊豆地震のようなM7級の地震の発生は考えられない。また、その隆起が地殻浅所の大きな断層の運動に伴う性質のものとも思われない。

## 文 献

- 荒牧重雄・葉室和親, 1977, 東伊豆単成火山群の地質——中伊豆の異常地殻活動に関連して——, 地震研彙報, 52, 235-278.
- 福富孝治, 1934, 昭和9年3月21日南伊豆強震調査報告, 地震研彙報, 12, 527-538.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦, 1977a, 伊豆半島南部の活断層について, 地質調査所特別報告, 6, 73-81.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦, 1977b, 伊豆半島北東部の活断層分布図, 地震予知連絡会会報, 17, 51-52.
- 星野一男・橋本知昌・松田時彦, 1978, 伊豆半島活断層図, 地質調査所, 印刷中.
- 伊原敬之助, 石井清彦, 1932, 北伊豆震災地調査報文, 地質調査所報告, 120, 1-111.
- 石橋克彦, 1976, 「伊豆東方線—西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北境界の二重構造—, 昭和51年度地震学会秋季大会講演予稿集, 29.
- 国土地理院地殻調査部, 1976, 九州中部地域の變動地形, 地震予知連絡会会報, 15, 165-167.
- 國富信一・淵本 一, 山内英雄, 1931, 北伊豆地震踏査報告, 験震時報, 5, 1, 195-216.
- 久野 久, 1970, 五万分の一地質図幅, 伊東, 地質調査所.
- 松田時彦, 1972, 1930年北伊豆地震の地震断層, 東海大学出版会「伊豆半島」, 73-93.
- 松田時彦, 1974, 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研研究速報, 13, 85-126.
- 松田時彦, 山科健一郎, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, 地震研研究速報, 14, 135-158.
- 松田時彦, 太田陽子, 岡田篤正, 清水文健, 東郷正美, 1977, 空中写真による活断層の認定と実例, 地震研彙報, 52, 3-4, 印刷中.
- 村井 勇・金子史朗, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係, 地震研研究速報, 14, 159-203.
- 村井 勇・金子史朗, 1975a, 琵琶湖周辺の活断層系, 地震研彙報, 50, 93-108.
- 村井 勇・金子史朗, 1975b, 大分県中・西部の構造地形と大分県中部地震, 地震研彙報, 50, 329-342.
- 村井 勇・金子史朗, 1976, 南関東の活断層分布図, 自然災害科学研究資料の解析と総括に関する総合的研究, 関東地区災害資料の解析・総括の研究, 1~14.
- 小野晃司・角 清愛, 1959, 五万分の一地質図幅説明書, 稲取, 1-23, 地質調査所.
- 沢村孝之助, 1955, 五万分の一地質図幅説明書, 修善寺, 1-47, 地質調査所.
- 沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之, 1970, 下田地域の地質, 地域地質研究報告, 1-41, 地質調査所.
- 高橋 博・垣見俊弘, 1977, 伊豆半島東部の異常地殻活動, 地質ニュース, No. 270, 1-15.
- 棚橋嘉市, 1931, 北伊豆地震調査報告, 海洋気象台彙報, 39, 1-34.
- 津村建四朗, 1976, 伊豆半島の異常地殻活動と地震予知, 地震予知研究シンポジウム, 46-55.
- Tsuya, H., 1930, On the geologic structure of Ito district, Idu, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Imp. Univ., 8, 409-426.

*15. Active Faults in the Amagisan Area, Izu Peninsula.*

By Tokihiko MATSUDA,  
Earthquake Research Institute.

In the Amagisan area in Izu Peninsula, Shizuoka Prefecture, an anomalous crustal uplift and a high microearthquake activity were detected in recent years. The active faults in the area are 1) very short in length, all being less than 10 km, and 2) have a high decreasing ratio  $b$  in frequency of fault length and 3) constitute no main fault zone. These are characteristic of faults of typical volcanic area in Japan, where there occurred very few destructive earthquakes greater than  $M 6.5$  during the past 100 years. Moreover, at the center of the uplift and seismic activity, there develop few active faults. These suggest that destructive earthquake as great as  $M 7$  seems not to be produced from the anomalous uplift area in the Amagisan area.

Most of the faults trend northwest-southeast, some of which have topographic expressions suggestive of a right-lateral slip. They form a conjugate fault set along with a few faults of left-lateral slip trending north-south to  $N20^{\circ}E$  and suggest that the maximum horizontal compressive stress axis lies approximately  $N20^{\circ}W$ .