

## 28. 松代地震断層の地質学的性質

地震研究所 松田時彦

(昭和42年3月28日発表—昭和42年3月31日受理)

### 要 旨

松代地震の進展につれて松代町東部に地震断層の性格をもった横ずれ地割れ群があらわれたので、その地割れ付近および周辺山地の地質を調べた。

1. 調査地域内には、変位量数 km 以上の既存の大断層は存在しない。とくに今回あらわれた横ずれ地割れ群に沿つては、変位量数 m 程度の既存の小断層も見出せなかつた。
2. 今回の地震であらわれた個々の地割れに沿つても、また、地割れ地帯に沿つても、最近地質時代に同様の変位が生じた形跡（地形的証拠）は見出されない。
3. 鮮新世中期以降変位したことのない地質断層（滝本東断層）が地割れ帯に近接して存在するが、それに沿つては今回の地震で地割れは1つもあらわれなかつた。
4. 既存の断層に沿つて、断層性の変位が生じたたしかな例が1つだけみつかつたが、その断層は主な地割れ地帯からはなれているし、断層面のむきも変位のむきも特異である。

松代地震における上記 1. と 2. の事実は、濃尾・北伊豆などの大地震に伴なつた地震断層の場合と全く異なつている。その意味で松代地震では従来いわれたような「古傷（大地質断層）の再活動」という表現は妥当でない。このような特異性と、松代地震が群発型であることを組合せると、大きな活断層が発達しない所（地質区）では群発地震の方が非群発型大地震よりもおこり易いらしいといえる。

上記 3 の事実は、たとえ大断層があつても最近地質時代（この場合鮮新世中期以後）に変位を増加させた形跡のない断層は、今回のような地震の発生やそれに伴う変位に関与しないらしいという例になる。

上記 4 の地震断層は、松代地震による直接の地震断層ではなくて、その周辺に生じた地盤の調整的変位の結果または地塊縁辺部での強い地震動の結果、地塊境界で生じた二次的変位（いわば間接的断層）であると思われる。

### ま え が き

1965年8月にはじまつた松代地域の地震活動は1966年にさらに顕著になつた。これに伴つて同年春より地震活動のほぼ中心域にあたる松代町東条地区の地表に数条の地割れがあらわれた。この地割れ群については NAKAMURA and TSUNEISHI (1966, 1967) によつて詳しい調査が行われた。その結果によると、この地割れ群は主に北西—南東にのびた幅

およそ 100~500 m の地帯の中にあらわれた、雁行したいくつかの割れ目帯からなり、それらを構成する各々の地割れは地震活動の消長と密接な時間的關係をもつて左ずれ南西隆起の変位を行つた。このほか、これに斜交して北東ないし北東東の走向をもつて逆むき（右ずれ、北西隆起）に変位する他の地割れ群も近接する地域に見出された。このような地割れの方向や変位のむきは発震機構（Party for S.O.M.E., 1966; 東京管区気象台・長野地方気象台, 1966）から予測されていた震源付近での断層面の性質に合致し、またこの地割れ地帯をはさんで行われた光波測量（KASAHARA and OKADA, 1967）や三角測量（国土地理院 1967）の結果ともよく調和している。これらの事実は NAKAMURA and TSUNESHII (1966, 1967) が強調しているように、これらの地割れ群が当地域の地震に伴つて生じた基盤岩中での断層運動が地表にあらわれたものであることを示している。

よく知られているように、地殻上部で生じた大地震に伴つてしばしば地表に断層があらわれる。それらの地震断層の多くは地質学的に既存の大断層に沿つており、しかもそれが最近地質時代に同様の変位を繰返してきた形跡を示している。松代群発地震は個々の地震はマグニチュード 5.5 以下であるが、それらの震源は極めて浅く多くは 5 km 以浅であること、地震群のエネルギーの総計がマグニチュード 6.0 に達した頃、上述のような地割れがあらわれたこと、などから、松代地震による地震断層の出現は従来例に比して必ずしも例外的であるとは言えない。しかし地震断層としての性質は非群発型の大地震に伴うものとは異なつているかもしれない。

このような問題を知るために、地割れ付近とその周辺地域（松代町加賀井一赤柴間東方山地）の主に基盤岩の地質・地形の調査を行なつた。

調査は主に 1966 年秋に行なわれたが、この間森本良平教授はじめ地震研究所の多数の方にお世話になり、また討論していただいた。とくに中村一明氏と恒石幸正氏は地質調査を一部ともにし、かつ地割れ群についての詳細を教えて下さつた。また、地質調査所の沢村孝之助氏と大沢禮氏はいくつかの露頭を案内して下さい、地質について両氏から極めて有益な助言を受けた。また、調査に際しては松代町役場（当時）の御厚意により空中写真に基づいて作製された 1/10,000 および 1/3,000 地形図を使用することができた。また、この調査に要した費用の一部は文部省科学研究費によつた。

これらの方々および機関に厚く感謝する。

#### 松代町東部の地質

松代群発地震地区の地質の分布や特徴については、森本良平ほか（1966）および沢村孝之助・垣見俊弘（1967）の最近の報告がある。これらの資料に述べられているように、当地域の基盤岩石は中新世の堆積岩および侵入岩からなり、それを被つて鮮新世の陸上火山噴出物および第四紀扇状地性堆積物などがある。このほか沖積平野中に孤立して第四紀の溶岩円頂丘（皆神山）がある。

第 1 図は今回の調査によつて新たに作製した地割れ周辺山地の地質図であり、第 3 図は地割れが基盤岩中を横断した天王山付近の地質を示したものである。地質図にあらわれた

各地層の層序および岩相を第1表に要約した。以下第1図地質図について、主な地層を凡例順（ほぼ時代の古い順）に記し、次に主な断層について簡単に述べる。

### § 1. 層序・岩石

当地域は中信層群に属する中新世の黒色泥岩や溶岩が北ないし西へ傾斜して分布し、これを閃緑岩および玢岩が貫ぬく。その後長い陸上浸蝕の時代を経て鮮新世に陸上火山噴出物（保基谷岳火山岩類と奇妙山火山岩類）が、上記諸岩石の浸蝕面の上に堆積した。それらは主に当時の地形に支配されてその凹所に厚く分布し、概して北または西へゆるく傾いている。この鮮新世火山岩噴出後に現在松代町のある谷地形が発達し第四紀後期にその谷の中に溶岩円頂丘（皆神山）が生じ、その後この谷の下部は埋積されその表面に扇状地や後背湿地が発達した。

なお、中新統の安山岩質溶岩中には、変質鉱物として斑晶斜長石や石基ガラスから生じたパンペリー石、ブドウ石、緑泥石、緑簾石、曹長石、楣石がふつうにある。パンペリー石の存在はすでに調査地域の隣接地区で指摘されていた（沢村孝之助、私信）が、上記諸鉱物の組合せや産状から判断すると、この地域の中新統のかなりの部分がパンペリー石ブドウ石変グレイワック相に属すると考えられる。このほか、侵入岩の項でのべるように、

Table 1. Stratigraphic units in the eastern Matsushiro area.

時 代	地 層 名	Fig. 1 の 凡例番号	岩 相	
第 四 紀	沖 積 層	9	平野堆積物および扇状地堆積物。砂・礫および泥。厚さ 100 m 以上。	
	皆 神 山 円 頂 丘 溶 岩	8	角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩。厚さ地表部分約 220 m, 地下部分 150 m 以上。	
	牧 内 火 山 角 礫 岩 層	7	奇妙山溶岩の岩塊からなる二次的土石流堆積物。厚さ約 50 m	
鮮 新 世	奇 妙 山 火 山 岩 類	6	カルクアルカリ質の紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩、下部の一部および上部に溶結した火砕流堆積物など。厚さ約 500 m。	
	滝 本 層	5	陸水成の含植物化石頁岩・砂礫岩、滝本附近のみ小範囲に分布、厚さ 50 m 以下。	
	保 基 谷 岳 火 山 岩 類	4	主にソレライト質の普通輝石かんらん石玄武岩～安山岩 (IVb→c) およびかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (Vd→c) の溶岩。厚さ 120 m 以下。	
中 新 世	中性・酸性 進 入 岩 類	3	角閃玢岩および閃緑岩、まれに石英玢岩。	
	中 信 層 群	安 山 岩 溶 岩	2	普通輝石安山岩の水中固結溶岩、厚さ約 200 m。
		泥 岩	1	黒色塊状泥岩。うすい軽石質凝灰岩をはさむ。厚さ 400 m 以上。

とくに玢岩の周辺および玢岩自体の一部は交代作用を強く受けている。

**中新世の泥岩** 桑根井・赤柴間東方山地に広く分布する。主に別所層(中信層群)の泥岩に似た塊状黒色海成泥岩であり、まれに厚さ 5 m 以下のうすい軽石質凝灰岩(構成粒子が vertical grading を示す水中火砕流堆積物をふくむ)をはさむ(凝灰岩は鳥打峠切割, 豊栄東方谷などに露出)。一部は進入岩などのため硬化あるいは変質・変色が著しい。

**中新世の安山岩溶岩** 赤柴北方山地に泥岩の上位に重なって厚さ 200 m 以上の普通輝石安山岩の水中固結の溶岩流と判断されるものが発達する。角礫~亜角礫の岩塊をふくむ本質火山角礫岩状を呈する部分が多い。その粒子構成および岩相は極めて不均一であり通常の碎屑堆積岩の特徴は認め難い。一般に不規則な割れ目に富む。構成岩石は噴出岩組織を示すが、大小の岩片や斑晶の破片が多くまた旧ガラスを思わせる基地や微小の空隙がふつうにある。しばしば泥塊の小片をふくみ、また分布の縁辺部の一部にはこの安山岩をふくむ礫質泥岩がある。

**中新世の進入岩** 上記中新世泥岩を貫いて角閃玢岩(主に池田宮以北)および閃緑岩(主に牧内東方山地)がある。とくに池田宮付近の角閃玢岩は著しく変質して淡褐灰色を呈し、肉眼ではほとんど斑状組織が認められず、凝灰岩との区別が困難な場合があるが、その場合でも鏡下では斑状組織を僅かに認めることができる。変質の著しい場合には角閃石・斜長石あるいはそれから変質生成した緑帘石などの有色鉱物が消え多孔質になり石英と絹雲母の集合体になっている。

**保基谷岳火山岩類(鮮新世)** 主にソレライト質のかんらん石玄武岩および塩基性輝石安山岩の溶岩流からなる。概して後者は前者の上位にある。第2表左欄に示すように、奇妙山火山岩類とは岩石学的にも異なる。主な分布域は滝本南方の山地およびその南東方山地である。分布の北東縁は滝本部落からはほぼ南東へのびる推定断層(滝本東断層)によつて断たれている。この火山岩類は中新世の泥岩または進入岩を不整合に被う。その不整合面には凹凸があるが、概してその分布基底高度は北西へ向つて漸次低下する。たとえば赤柴北東東の前桂沢上流で 970 m (南西部)~1,020 m (北東部)、赤柴北東岡入沢上流で約 950 m、桑根井東方桐久保南東方で約 820 m、同桐久保北側で 670 (南西部)~700 m (東北部)、滝本付近で 630 m 以下。

**滝本層** 滝本部落南の林道に僅かに露出する含植物片頁岩と玢岩・黒色泥岩および保基谷岳火山岩類などの礫をふくむ砂礫岩からなる。保基谷岳火山岩類の上位に重なる。おそらく、その噴出に伴つて生じた凹所に、局部的に堆積した陸水成堆積物であろう。

Fig. 1. Geologic map of the eastern part of Matsushiro town, Nagano City.

1. Marine Mudstone
2. Augite andesite (Submarine lavas)
3. Hornblende-porphyrite and diorite
4. Hoki-yadake volcanics (Olivine basalt and pyroxene andesite, subaerial lavas)
5. Takimoto formation (Shale and conglomerate, fresh-water deposits)
- 6a. Kimiyosan volcanics, the lower part. (Hatch—Augite-hypersthene andesite lavas; coarse stiple—welded tuff and agglutinate; fine stiple—tuff breccia)
- 6b. Kimiyosan volcanics, the upper part. (welded pyroclastic flow deposits of augite-hypersthene andesite)
7. Makiuchi volcanic breccia (mostly derived from the Kimiyosan volcanics)
8. Minakamiyama lava (lava-dome of hornblende-bearing augite-hypersthene andesite)
9. Alluvial deposits (mostly fan deposits, old landslide deposits, covered with thin soil)

Thick lines arranged en echelon in the alluvial area indicate the fissure zones of the earthquake cracks appeared in 1966 (after Nakamura and Tsuneishi, 1967).

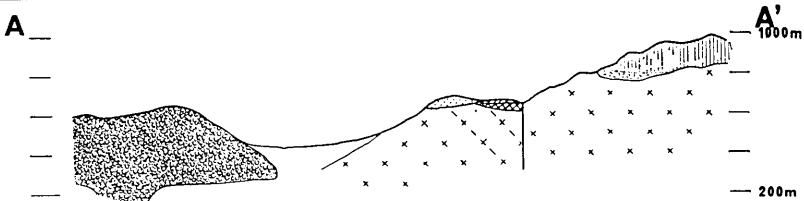
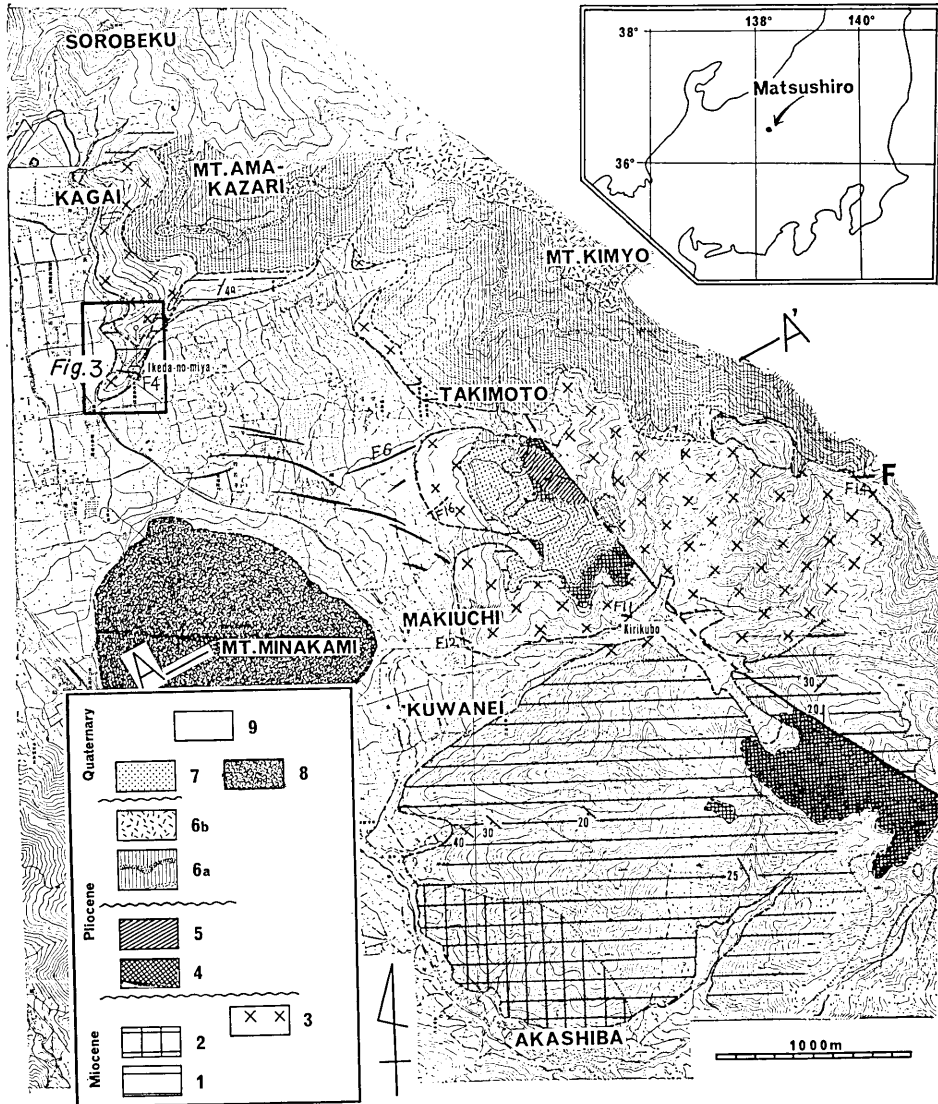


Table 2. Comparison of petrographic features of volcanic rocks between Hoki-yadake and Kimiyosan volcanics

保基谷岳火山岩類	奇妙山火山岩類
1. 溶岩は普通輝石かんらん石玄武岩 (IVb→c型) および時にかんらん石をふくむ紫蘇輝石単斜輝石安山岩 (Vd→c型まれに Vd型) である。	1. 溶岩はすべて普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd型) で、しばしば輝石の反応縁で囲まれたかんらん石 (微斑晶または石基) がある (Va→d型)。
2. 大部分の紫蘇輝石単斜輝石安山岩では紫蘇輝石は斑晶・石基とも単斜輝石の反応縁をもつ。	2. 紫蘇輝石は斑晶・石基ともに反応縁をもたない。
3. 一般に石基のガラスは僅かである。	3. 溶岩の石基には多量の新鮮なガラスがある。石基にしばしば poikilitic structure を示す石英・斜長石の (まれに黒雲母をふくむ) 優白部が散在する。

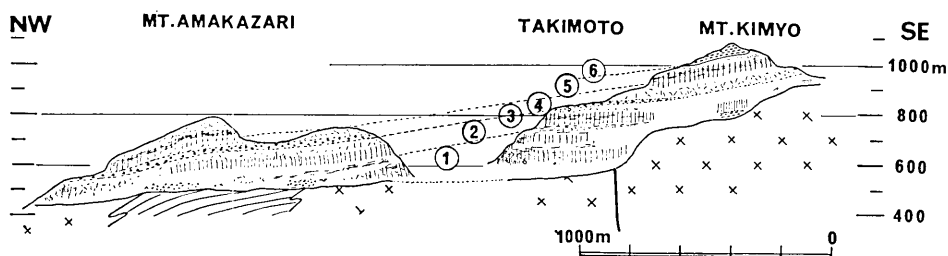


Fig. 2. Schematized sketch of the southern flank of Mt. Kimyo and of Mt. Amakazari, indicating the stratigraphic relationships between beds of Kimiyosan volcanics. ①, ②, ④, ⑤—main lava flows; ③—tuff breccia; ⑥—welded pyroclastic flow deposits. Cross and lines—basement rocks (diomite and mudstone, respectively). The Takimoto-Higashi fault (a thick line in the basement rock) does not disturb the rocks of the Pliocene Kimiyosan volcanics.

**奇妙山火山岩類** 奇妙山および尼飾山主部を構成する。主に普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd型) の溶岩からなり、最上部に同質の溶結した火砕流堆積物がある。主部を構成する溶岩の中によく追跡できる凝灰角礫岩層がはさまっている。この凝灰角礫岩層を鍵層にして奇妙山火山岩類の溶岩流 (群) はすくなくとも上下に2分できる。第2図は奇妙山南面および尼飾山南面における溶岩流の重なりと両地区相互の関係を示したものである。

第2図において溶岩①の部分は清滝をつくる最下部溶岩 (ほとんど常にかんらん石微晶をもつ) で、原地形の凹部を埋めており厚さの変化が著しい。尼飾山南麓では角礫岩状を示す部分 (一部に溶結部分や軽石層をふくむ) がある。②は柱状節理の発達した一部流理構造を示す崖をつくる溶岩 (滝本北方で分布高度 750~800 m) を主体とするもので、その上位に崖をつくらぬ不規則な節理の塊状部を伴う。③は凝灰角礫岩層で、滝本以北加賀井東方まで追跡できる (滝本北方で分布高度約 850 m, 尼飾山東肩で約 690 m, 同西肩で約 570 m, 浸蝕に弱くテラス状地形をつくる)。厚さ約 20 m, 大小の奇妙山火山岩類の類質安山岩岩塊と基地をなす同質の火山灰・火山礫からなり、ゆるく膠結している。岩塊中には赤褐色を帯びたものがあり、周縁が褐色化した輝石をふくむものがよく見出される。まれに玢岩の礫がふくまれている (尼飾山西肩で)。④は塊状溶岩でやや丸味を帯びた崖をつくり、

⑥は主に奇妙山南面において最も顕著な絶壁を見せる柱状節理の発達した溶岩流からなる。板状に割れる流理構造の顕著な部分がある。上部のやや塊状の部分の溶岩には石基にかんらん石の微晶がみられる。⑥は奇妙山山頂部および同北方尾根を占める中程度に溶結した火砕流堆積物である。多数の拳大前後のつぶれた軽石がめだつ。風化面で僅かに突出する。鏡下でもつぶれた大小の軽石が認められる。下位の溶岩流⑤との関係は奇妙山稜線付近での相互の分布状況からみて軽い浸蝕不整合がありそうである。

**牧内火山角礫岩層** 滝本一牧内部落間の高度 650~700 m の小起伏の山地（西平山など）の上部にその西半部では基盤の中新統を、東半部では保基谷岳火山岩類および滝本層を被つて厚さ最大 50 m 内外の火山岩の転石群が分布する。それらの岩塊は奇妙山火山岩類中の各種溶岩によく似た大小の普通輝石紫蘇輝石安山岩の角礫であり、溶岩流としての一次的な堆積形態を示す露頭がない。とくに牧内部落東の 690 m 峯では agglutinate の岩塊が溶岩塊と混在しており全体が泥流様の堆積相を示していると推定される。さらに岩石学的には構成火山岩礫は第 2 表右欄のような性質をもち左欄のような性質をもたないこと、層序的には保基谷岳火山岩類、滝本層、さらに北端の滝本部落南辺では奇妙山火山岩類の溶岩流を被つている（推定）こと、また地形的には堆積面としてこの小起伏面を構成しているらしいことなどから、本層は奇妙山火山岩類に由来する泥流様の二次的堆積物であると思われる。その地質時代は第四紀後期であろうが、皆神山溶岩との時代関係は明らかでない。

**皆神山溶岩** 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩で円頂丘を構成する。1966年5月~6月に、皆神山北西山麓大日堂付近で行われた試錐によると（高橋博 1967）、この円頂丘溶岩は地表より約 150 m まで、ほぼ同様の溶岩からなる。なお、その下位は 164 m まで、細砂、粘土、火山物質があり、それ以深が中新統の泥岩と玢岩であつた。

**その他の第四紀堆積物** 当地域には池田宮南側の小範囲をのぞいて、東側山地から広がる5つの扇状地（それぞれ岩沢、滝本、牧内北東、桑根井、赤柴を扇頂とするもの）が発達する。これらの扇状地はいずれも大きな勾配の表面をもち、主に岩石塊を多量にふくむ土石流型の砂礫層からなる。地割れが発達した東条地区でのこれらの堆積物の基底の深さは皆神山北西麓での試錐資料（高橋博 1967）や電気探査の結果（瀬谷清 1967, KAWADA 1966）などから推定されるように地表から 100 m をこえているものと思われる。

このほか、この扇状地の発達する東方の山地には地回り地形（その多くは、その最上部に滑落崖が保存されている）とそれに由来する多量の岩石塊をふくむ堆積物が各所に散在している。たとえば、今回の地震で生じた西平山地回り（MORIMOTO *et al* 1966）の東方約 200 m 滑落崖の高度 600~650 m 付近、同じく西平山地回りの南方約 200 m 滑落崖高度 620~670 m、牧内地回り東方約 600 m 高度 700~730 m、桐久保地回りの東南方 1,400 m 1003 峯の北東および北西斜面、滝本部落東方 1.2 km 高度 900~950 m 林道付近など。これらは最後の 2 例以外はいずれも今回の地震で生じた地回り（牧内および西平山）地形と極めてよく似ている。

## § 2. 主な断層

当地域の基盤をなす黒色泥岩層は当地域の南部では一般に西南、北部では北西へゆるく（20~40°）傾斜している。これを閃緑岩などの侵入岩類が概して不調和に貫いている。一般に基盤岩石は変質し、泥岩は硬化して節理の発達する所が多いが、概してこの地域に小断層や節理（村井勇, 1967）の密度がとくに著しいということはない。次に述べる滝本東

断層のほかには奇妙山南東方稜線付近に断層があるがそれについては § 4 参照。その他には調査の精度から考えて、長さ数 km 以上変位量数百 m 以上、あるいは破碎帯の幅数十 m 以上の顕著な断層はありそうもない。

**滝本東断層** 当地域の保基谷岳火山岩類（鮮新世）の分布の東北縁を限るもので、滝本部落東辺から南東へ桐久保をへて保基谷岳北西に達する長さ 3 km 以上の、やや彎曲するが平均走向 N45°W の推定断層である。断層両側の地層の分布から判断して断層変位は垂直成分が主でその量は少なくとも 200 m 程度で南西落ちである。この断層の露頭は見出されないが、保基谷岳火山岩類（溶岩流）の分布が、滝本部落東端からほぼ南東へのびる直線をさかいにして急に断たれてその北東側で閃緑岩に接しており、第 1 図の範囲内では、それより北東側には保基谷岳火山岩類は全く分布しない。また、地形起伏と露頭線との関係から考えると保基谷岳火山岩類の分布の北東を限る面は高さ 200 m にも達するほぼ垂直の平面であり、したがってそれがこの溶岩流形成時の基盤地形であるとは思われない。これらのことからこの保基谷岳火山岩類と閃緑岩の境界面は断層面であると考えられる。この推定断層の北端は滝本部落清滝付近で奇妙山火山岩類に被われており（第 2 図参照）、したがってこの断層は奇妙山火山岩類の噴出（森本ら 1965、によると約 540 万年前、鮮新世中期）以後は活動していない。

#### 断層性地割れ付近の地質

1966年に、松代地震によつて皆神山北東麓を中心にいくつかの地割れが生じたが、それらの地割れ群の分布や変位の性質から、これらの地割れは地震活動に直接関連して生じた基盤岩中の断層が地表にあらわれたものと考えられる。NAKAMURA and TSUNEISHI (1967) によると地割れ群は池田宮一牧内をむすぶほぼ北西—南東の線上に生じた左ずれ変位の一群と、それに対をなすほぼ北東—南西の右ずれ変位を示す一群にわけられる。そして前者は後者よりも顕著にあらわれ、最大変位量は、1966年4月から同年9月までの間に1つの割れ目帯において水平成分約 30 cm、垂直成分約 30 cm の変位が観測され、全体として 42~57 cm の水平変位量が推定されている。地割れは主に沖積扇状地堆積物上にあらわれたが、その一部は中新世岩石からなる山地にも生じた。この種の地割れが山地または山地に極く近接して生じたのは、①池田宮付近 (NAKAMURA and TSUNEISHI 1967 の F<sub>4</sub>) ②奇妙山南東方稜線上の鞍部付近 (F<sub>14</sub>)、③管間一牧内間西平山西麓 (F<sub>16</sub>)、④牧内の青山悦男氏宅裏 (F<sub>12</sub>)、⑤桐久保地送り上方 (F<sub>11</sub>)、⑥西平山地送り下 (F<sub>6</sub>)。このうち②③をのぞく①から⑤までが左ずれ南西上り、③と⑥が右ずれ北西上り、②は南上りで横ずれなしである。詳細は NAKAMURA and TSUNEISHI (1967) 参照。

以下上記の各地割れと地質の関係をのべる。

#### § 3. 池田宮地割れ付近

第 3 図に示すように、池田宮のある天王山付近は主に中新世の泥岩（走向 N20~40 E、傾斜 20~40°W）とそれを貫く玢岩からなる。玢岩は場所によつて変質が著しく、周囲の泥岩・凝灰岩との肉眼判別が困難な場合があるが、この山地の南東斜面は比較的露出がよいので、進入岩体の形を追跡することができる。地割れが横切つた池田宮社殿の北辺から北方へ天王山山頂にいたる道では、高度 400 m の稜線付近にやや厚い玢岩があるが、その稜線に至るまでに厚さ 2 m 程度の玢岩岩床が 3 枚泥岩



中に進入している。この泥岩と玢岩岩床は本段上の山腹をへて南西へのび、露頭は切れ切れではあるが地割れをこえて南西側の泥岩および玢岩に連続している。地割れの南西側は概して玢岩が優勢になるが北東からつづいてきた上述の泥岩の一部は玢岩と指交するように南西側まで分布している。地割れ付近で岩石がとくに破碎されたり変形している露頭はない。地割れ横断箇所の南西側の玢岩中には、とくに変質の著しい部分がY字型の分布をしてつづいており、したがって割れ目帯南西側山地にはその変質作用以後の断層変位はありそうもない。破碎帯も見当たらない。地割れ帯北東側山地も Fig. 3 にみるように断層は認められない。

#### § 4. 奇妙山南東方稜線の地割れ付近

松代町・若穂町境の稜線の高度 955 m の鞍部から東豊林道を横切つて長さ 30 m 以上、走向 N 85°E 南上り約 30 cm の地割れがあらわれた (第 1 図の F 附近)。この地割れが横断する林道の切取面には地割れの断面が露出する。この露頭は破碎された閃緑岩であり、地表に変位を生じた地割れの直下の部分には両側に幅 5 m 以上の破碎帯を伴う既存断層が露出している。断層面は 0.5~1 m の間隔で網状に分岐して地表近くでは今回の地震でできた地割れにつながり、地表下 1~2 m では 1~2 cm のすきまがあいている所がある。露頭 (高さ約 4 m) の下部では空隙はなく、両側のやや粘土化した閃緑岩の破碎物が走向 N 80°E、傾斜 60°N の断層面に相接し、その面上にはほぼ垂直の条線が微かに認められた。この断層面付近の閃緑岩は破碎・風化が著しく断層面に近接する 1 m 以内にはとくに平行するせん断面が発達する。この地質断層の延長や全変位量は明らかでないが、露頭の状態から数十 m 以上の変位量をもつものと思われる。

この地質断層上の地割れはその位置が皆神山北東麓の地割れ帯からはなれて孤立して生じたものであること、走向がほぼ東西であり、雁行性割れ目からなっていないこと、変位の垂直成分は顕著であるが水平成分は零またはたしかめられないほど微小であることなど、他の横ずれ地割れ群と性質を異にしている。この地割れは地形との関係から地り性の割れ目とは考えられないが、地震の発震機構に調和した狭義の地震断層性地割れとも異なっている。

#### § 5. その他沖積面に近接して生じた地割れ付近

前記④~⑥の地割れはいずれも山地と扇状地ないし崖錐との境界付近に生じたもの、または扇状地上に生じたものの末端が山地に達したものである。基盤岩はいずれもやや風化した閃緑岩である。地割れに直接する岩盤部分は観察できなかつたが、その周辺は地割れの両側ともほぼ同様の岩相を示す閃緑岩であり、その中に大きな破碎帯や地質の喰違いは認められない。おそらく変位量数十 m 以上の断層は存在しない。

#### § 6. 地割れ沿いの地形

個々の割れ目、それらの割れ目からなる割れ目帯、および割れ目帯の分布から推定される地下断層帯 (NAKAMURA and TSUNEISHI 1967) の各々について、それに沿う地形をみると次のようである。地割れ群の大部分は扇状地表面にあらわれたが、その地割れのあらわれた場所に今回の地震以前に地形的な異常が存在していた形跡はない。多くの場所で耕作や宅地のため原地形面上の微地形は破壊されているが、これらの扇状地表面上には断層地形とくに垂直変位を示唆する地形はなく、かつ各々の地割れおよび割れ目帯は地形に対してばかりでなく地類の境界と無関係に生じている。これらの扇状地の生成は数千年かそれより若い (森本ほか 1966) ので、それ以前のことは明かでないが、扇状地表面

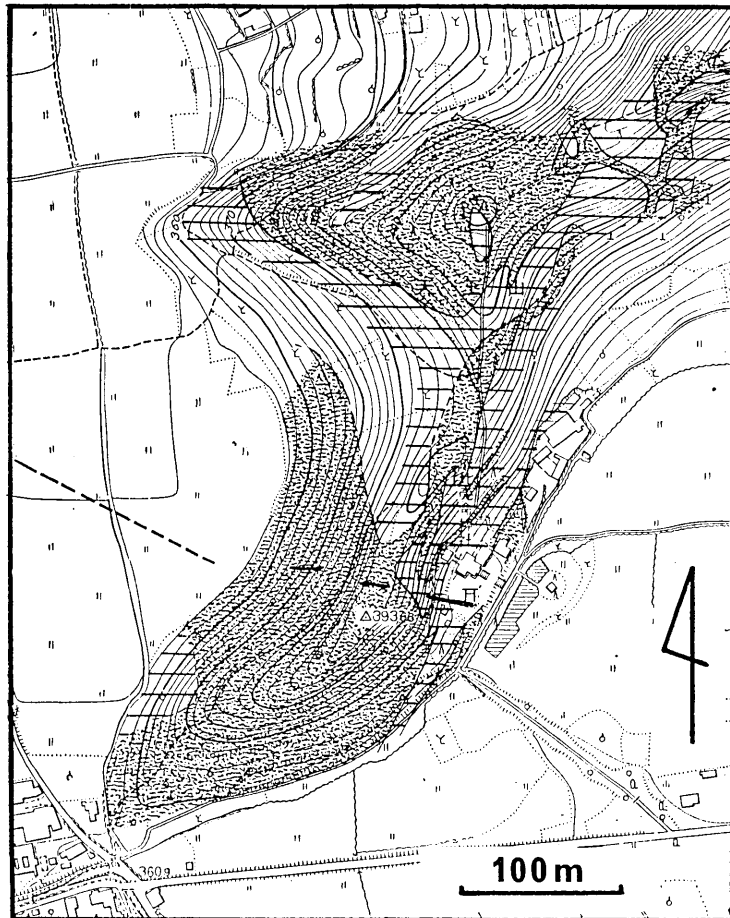


Fig. 3. Geologic map of the Tennenosan area (see Fig. 1), where an earthquake-fissure zone passes through. Stipple—hornblende-porphyrite, Hatch—mudstone. Contour interval: 2 m. Short thick lines in the hill indicate earthquake cracks and a broken line in alluvium indicates supposed position of subsurface cracks (data of earthquake-cracks, after Nakamura and Tsuneishi 1967).

成以後には、今回と同程度の変位、少なくとも垂直変位は起らなかったと推定される。

割れ目帯が基盤山地を横切つた天王山南方の地形は Fig. 3 に示すようであるが、稜線や山腹斜面の水平喰違いは認められない。稜線の高度はほぼ地割れを境にして南側が約 1~1.5 m 高い。この高度不連続は主に畑の縁の石垣でつくられている。地割れはこの石垣の脚部に生じたが、この稜線付近では変位の垂直成分はごく僅かまたは零であつた。(天王山の三角点 (393 m) はこの地割れの南方約 15 m にある)。この稜線上の地形は今回の地震以前の断層運動によるものであるかもしれないが、しかしほぼこの付近以北の稜線が浸蝕に弱い泥岩層からなつているのに対して以南の稜線が比較的変

質の少ない硬い珩岩からなっていること、もし今回の地震による変位と同様の変位が積算されたものならその変位に伴う水平変位地形が期待されるが、それが認められないことなどから、この稜線上の高度差は単なる浸蝕地形あるいはそれを修飾した人工地形であると考えて十分説明できる。これを断層地形であるとするには根拠が不十分である。

このほか、いくつかの割れ目帯の末端が山地斜面に達したが、その斜面に既存の断層地形を思わせるものは認められなかった。F<sub>14</sub>は奇妙山—保基谷岳間稜線の最低鞍部に正確に一致してあらわれたが、これはそこに発達していた地質断層 (§ 4 参照) に伴う破碎帯のためであろう。その他断層運動または破碎帯の存在によると考えられる線状地形は割れ目帯沿いにもその付近にも認められない。

### むすびと考察

松代地震に伴なつて横ずれ地割れ群があらわれたが、その地域には、非群発型大地震地域に見られたような、変位量 1,000 m を越えるような大断層は存在しない。特に、主な割れ目帯が横断する基盤岩露出地 (天王山付近) には、変位数  $m$  程度の小断層も認められなかった。また、最近地質時代にこの種の地盤変位が生じたことを示す地形的証拠も認められない。このことは、個々の地割れや割れ目帯についても、また、それらの雁行配置によつて知られる基盤岩中の地震断層推定位置の地表部分についても同様である。これらの地割れ群が地震発生に直接関連して生じた変位、すなわち地震断層であると考えられるものであるだけに、このことは特異な事実である。従来日本内陸部の浅発大地震に際してあらわれた横ずれ地震断層では、その地域で最も顕著な既存の地質活断層に沿つて変位している。そして、その地質断層は、地質学的な意味でも第 1 級の規模をもっている (たとえば、1891 年濃尾地震における根尾谷断層と黒津・温見断層、1930 年北伊豆地震における丹那断層など、いずれも変位量 1,000 m 以上、長さ 20 km 以上) またそれに沿つて同様の変位が最近地質時代に、何度も繰返し生じている。しかるに、松代地震は、群発型地震であつた点でこれらの非群発型大地震とは異なるが、地質断層に対する関係でも異なっている。松代地震による断層は、既存の、しかも活断層に沿つて生じたという証拠が得られず、ある意味では新たに生じた、といつてよいであろう。

しかし、このことは今回の松代地震が松代地域における地史上初めてのものであつたことを必しも意味しない。数  $m$  程度の変位をもつ地質時代の断層や節理は各所にみられるし、また、今回の地震に伴い断層性地割れの末端付近に地切りが生じたが (MORIMOTO *et al.*, 1967), それによく似た過去の地切り地形はこの地域の各所に認められる (§ 1 参照)。それらのすべてが必しも地震によつて発生したのではないかもしれないが、この事実は有史以後にも群発地震が松代地方で知られていることとともに、過去における同種の地震活動を示唆するものである。

今回の地震で地質時代からの断層が存在していない所に地震断層があらわれた。そしてその近く (約 1 km 東北方) にほぼ平行してやや顕著な地質断層 (滝本東断層, § 2. 参照) が存在しているのにその地質断層に沿つては地割れは 1 つもあらわれなかった。このことは地震断層出現 (あるいは地震発生) に対する位置的必然性として「そこに古傷 (大

きな地質断層)があつたからだ」という従来の非群発型地震に対する一応の説明がこの松代群発地震に対してはそのままでは適用できないことを示している。

松代地震では既存の大断層と地震断層(あるいは地震発生)との間に上述のように、非群発型大地震にみられるような密接な対応がなかつた。このことは別の見方をすれば、大断層が発達しないような所(地質区)に群発地震がおこつた、とみることができる。このことはあるいは群発型地震の通性であるのかもしれない。

なお、1930年の伊東群発地震を調査した TSUYA (1930) も、伊東付近には地震と随伴関係があると考えられる活断層は見出されなかつたと報告している。同年秋には丹那断層(第一級の活断層)沿いで地震が群発したが、それはその活断層を“古傷”とする北伊豆地震の前震であつた。

松代地震に伴つてあらわれた地割れには、a) 地震の発生に直接関連したと考えられる岩石中の変位が地表にあらわれたもの(狭義の地震断層)と b) 地沁りによる亀裂、とが区別された (NAKAMURA & TSUNEISHI, 1967)。このほか、場合によっては、そのいずれにも属さないある種の地震断層があらわれることがある(たとえば濃尾地震時の水鳥断層に対する村松郁栄ほか(1964)の解釈、1923年関東地震における延命寺断層その他の断層に対する、たとえば加藤武夫(1925)の解釈)これらは、狭義の地震断層に伴う、周囲の地盤の二次的な調整的移動の結果と考えられることもあるし、強い地震動によつて生じた地塊間での差別的運動の結果と考えられることもある。今回の地震で、明瞭な地質断層に沿つてあらわれた奇妙山南東稜線上の変位 (§ 4. 参照) は、上記の a), b) いずれにも属さない。これは上に述べた間接的地震断層あるいは地塊間地震断層とよびうる種類のものかもしれない。

## 文 献

- 1) KASAHARA, K. and OKADA, A. (1967): Electro-optical measurement of horizontal strains accumulating in the swarm earthquake area (3), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, pp. 225~239.
- 2) 加藤武夫 (1925): 大正十二年九月一日関東大地震, 地質学的考察, 震災予調報 100 (乙), pp. 1-9.
- 3) KAWADA, K. (1966): Electric resistivity measurement along and across a ground fissure in the Matsushiro area. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, pp. 1759-1769.
- 4) 建設省国土地理院 (1967): 松代群発地震に伴う測量報告書 (第2報) 62 p.
- 5) 森本良平・村井 勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男 (1966): 松代群発地震地域とその周辺地方の地質, 震研彙報 44, pp. 423-445.
- 6) MORIMOTO, R., NAKAMURA, K., TSUNEISHI, Y., OSSAKA, J. and TSUNODA, N. (1967): Landslides in the Epicentral Area of Matsushiro Earthquake Swarm—Their Relation to the Earthquake Fault, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, pp. 241-263.
- 7) 村井 勇 (1967): 松代群発地震地域のわれめ系解析, 震研彙報, 45 (印刷中).
- 8) 村松郁栄・梶田澄雄・鈴木静枝・杉村 新 (1964): 水鳥断層の構造, 岐阜大学学芸学部研究報告, 3, pp. 308~318.
- 9) NAKAMURA K. and TSUNEISHI Y. (1966): Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, I-preliminary report, *Bull. Earthq. Res. Inst.*,

- 44, pp. 1371-1384.
- 10) NAKAMURA K. and TSUNEISHI Y. (1967): Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, II-The Matsushiro Earthquake fault. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, (in press).
  - 11) Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquake (1966): Matsushiro earthquakes observed with a temporary seismographic network, part I., *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, pp. 309-333.
  - 12) 瀬谷 清 (1967): 松代群発地震地域をさぐる——物理探査の結果について, 地質ニュース 149, pp. 17-27.
  - 13) 沢村孝之助・垣見俊弘 (1967): 松代群発地震地域をさぐる, 地質ニュース 149, pp. 1-11.
  - 14) 高橋 博 (1967): 松代群発地震地域をさぐる——試錐調査・観測, 地質ニュース 149, pp. 36-39.
  - 15) 東京管区気象台・長野地方気象台 (1966): 地震調査報告——松代群発地震(第2報)——, 昭和41年異常現象調査報告第5号, 51 p.
  - 16) TSUYA, H. (1930): On the geologic structure of Ito district, Idu. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 8, pp. 409-426.

### 28. *Geological Aspect of the Matsushiro Earthquake Fault.*

By Tokihiko MATSUDA,  
Earthquake Research Institute.

The Matsushiro earthquakes were accompanied by surface faulting in the epicentral region of the Matsushiro area, which appeared in Spring of 1966 and developed along with increase and decrease of the seismic activity of the region. As described by Nakamura and Tsuneishi (1967), many fissure zones consisting of small cracks were arranged en echelon in two main belts of northwest and northeast trend respectively. The former group of fissures is more remarkable and has offsets of as much as tens of centimeters left-laterally. The northeasterly trending faults are right-lateral. Both trends show some vertical components. These directions of fracture systems and senses of displacement agree with those expected from study of fault plane solutions for initial motions of the present earthquakes. Most of these fissures appeared on alluvial fans, although some extended to the adjacent mountains, which are made up of Miocene sedimentary and intrusive rocks.

The geology of the fissured area, especially along the fissures on the basement rocks, is investigated to evaluate these earthquake faults from a geological view-point. The results are:

1) There are no great faults either along the fissures or around the fissured area. The appearance of the earthquake faults is not along a pre-existing fault so far as detected, except for one peculiar example.

2) The topography along the fissure zones shows no evidence of previous fault-displacement in Recent geologic time. The fissures appeared on the smooth surface of the alluvial fans and crossed a mountain spur, where no sign of Recent displacement is recognized on the topography.

3) There is found an old geologic fault (the Takimoto-higashi fault), which is nearly parallel and adjacent to the present earthquake fissure zones. However, it has been inactive since middle Pliocene time, and no fissure or signs of displacement were found along this pre-existing fault.

4) A small scarplet appeared along another pre-existing fault about 1.5 km away from the main fissure zones. This is the only proved example of faulting that occurred along a pre-existing fault during the present earthquakes. However, this surface faulting (purely vertical displacement on a E-W trending fault plane) is different in nature from those along the earthquake fault in the main fissured area.

Results 1) and 2) mentioned above indicate that the Matsushiro earthquakes are tectonically different from the great earthquakes accompanied by strike-slip faulting in Japan, such as the Mino-Owari earthquake (1891) or North-Izu earthquake (1930). In those great earthquakes, the surface faulting took place along major preexisting tectonic breaks and there were abundant topographic evidences of Recent progressive displacement along the same fault traces. Unlike the cases of those earthquakes, Matsushiro earthquakes can not be regarded as "the reactivation of the old wound (the significant fault)". It is likely that swarm-earthquakes such as the Matsushiro earthquakes would occur more easily in areas where no great fault is developed.

Results 3) indicate that the fault having no evidence of displacement since late Tertiary, even if it is a geologically significant fault in the epicentral region, does not play any part in determining the position of earthquake-faulting and probably of earthquake generation itself.

Faulting shown in result 4) is interpreted neither as a kind of landslide nor as the earthquake fault that connected directly to movement at the focus. Such a kind of displacement would be one that developed on the boundary between two geological blocks separated by the fault, along which the differential movement occurred due to the strong vibrations or due to the secondary readjustment of displacement during the earthquake.