

24. 松代群発地震地域とその周辺地方の地質

地震研究所	}	森	本	良	平
		村	井		勇
		松	田	時	彦
		中	村	一	明
地質学教室	}	恒	石	幸	正
		吉	田	鎮	男

(昭和40年10月26日および昭和41年3月22日発表—昭和41年3月31日受理)

I. まえがき

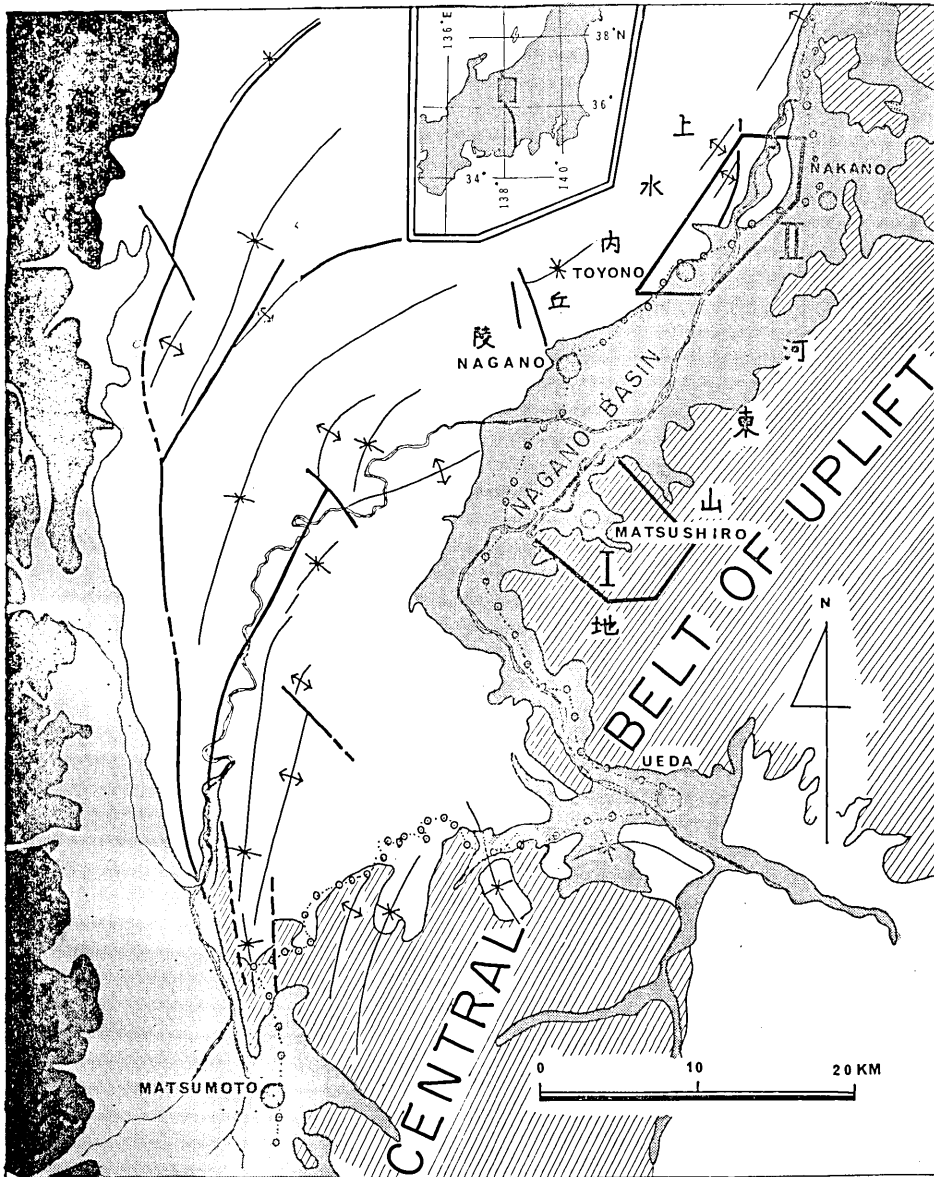
長野県上高井郡松代町の群発地震は1965年8月より始まり、1966年3月現在なお続いている。これに関連して国土地理院が1965年12月に松本—上田—中野間の水準路線を再測した結果、この区間全般にわたり最近8年間に著しい変動が起つていることが明らかになった。とくに、長野市北方豊野附近の大きな隆起量が注目された。

このため著者らは松代町および豊野町附近の地質・地形調査を行つた。地震および調査は現在なお進行中であるが、現在までの地質学的資料の整理および地震に対する二、三の考察を行う。

調査に際しては、とくに松代町町長はじめ役場の方々に種々の御助力をいただいた。また、信州大学教育学部飯島南海夫博士は、筆者らの現地調査に一部同行され有益な助言をして下さつた。東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室河野義礼・植田良夫の両博士には、松代地域の火山岩のK-Ar法による年代決定を、今野弘氏には化学分析をそれぞれお願いした。福島大学地質学教室の鈴木敬治博士は、松代町産の植物化石を同定して下さい。信越放送は長野盆地周辺地形の空からの撮影(Fig. 5および6)を可能にして下さつた。また調査費の一部は文部省科学研究費によつた。以上の諸氏および関係機関に深謝の意を表す。

はじめに現在までの松代群発地震の経過を要約しておく。

気象庁の地震調査報告(1966)によれば、1965年8月3日に微小地震が記録されたのを発端として、地震活動が始まり、15日には無感回数200回をこえ、震度2、 $M = 3.3$ の地震が起つた。8月18日を1つの頂点にして地震は一旦減つたが、9月上旬より再び増えはじめ、1日の無感回数150~600回に達し、 $M = 3 \sim 3.5$ 程度の地震が起りはじめた。地震活動はさらに烈しくなり、その後11月には震度4、 $M = 4.0 \sim 4.5$ の地震があいついで起りだした。これらの地震のため松代町およびその周辺で軽微な被害があつた。12月も無感回数500~1000回/日、有感回数60~130回/日に達し、1966年1月に入つてもほぼ同様な状態が続き、23日には初めて震度5、 $M = 4.3$ の地震が起つて松代町を中心とする北信一帯にわたつて多少の被害がでた。その後も地震活動は依然として続き、3月末には有感地震の回数がこれまでの最高を記録している。



II. 長野盆地周辺の地質概観

長野盆地周辺の地質は古くから多数の研究者によつて調査されている。それらの成果は、長野県地学会による 20 万分の 1 長野県地質図とその説明書 (1957, 1962) に総括されている。Fig. 1 はそれらの資料による地質構造図である。

この地域はフォッサマグナ地域に属し、1) 中新世以降、厚い第三系、第四系が堆積していること、2) 中新世以降の火成活動が顕著なこと、3) 地殻運動が最近の地質時代まで顕著に継続していることなどの一般的特徴がある。しかし、細かく見ると、当地域は多少性格の異なつた 2 つの地質区に分けられる。すなわち、

- 1) 長野盆地の南東側の「河東山地」とその南西延長 (飯島南海夫 1962 の“中央隆起帯”, Fig. 1 の Central belt of uplift)
- 2) 長野盆地西方の丘陵地帯 (飯島 1962 の“長野堆積区”の一部) である。

1) の中央隆起帯は中新世後期以来相対的な隆起帯となり、その後の堆積物は主に陸上噴出の火山岩類である。現在の河東山地 (長野盆地東縁にそう千曲川東方の志賀高原・菅平などを含む山地) とその南西延長にあたる松本—上田間の山地はこの隆起帯に属する。この地帯の特徴は、中新世後期以後の海成層が堆積していないこと、中新世後期に逆入固結した玢岩や閃緑岩がかなり広く地下に存在していることである。松代地区はこのような隆起帯の西縁部に位置している。

2) の長野盆地西方の丘陵地帯 (仮に^{かみみち}上水内丘陵と呼ぶ) は、中新世から第四紀初期まで沈降の傾向をつづけた地帯で、主に海成の北信層群 (中新世後期—鮮新世) や陸成の豊野層 (第四紀初期) が厚く堆積している。そして、これらの地層は新潟油田からつづく褶曲帯の一部として NE-SW ないし NNE-SSW の軸をもつて褶曲しており、とくに長野盆地に面する丘陵東縁部では第四紀の豊野層が急に東下方に折れ曲り急傾斜で長野盆地の沖積層下に没している。この地層の折れ曲りに伴い、西方地域が上昇する逆断層の存在が、丘陵・平野の境界附近に地質的にも地形的にも推定される。本稿第IV章で述べる豊野附近は、このような上水内丘陵東縁部に位置している。

Fig. 1. Locality and structural maps of northern part of Nagano Prefecture, simplified from geologic map of Nagano Pref. (1 : 200,000). Central belt of uplift is after Iijima (1962).

Solid area: mainly pre-Tertiary rocks

Hatched area: mainly lower and middle Miocene sedimentaries (Chushin group) and intrusive rocks

Blank: mainly upper Miocene and later sedimentaries (Hokushin group, Toyono formation and Komoro group)

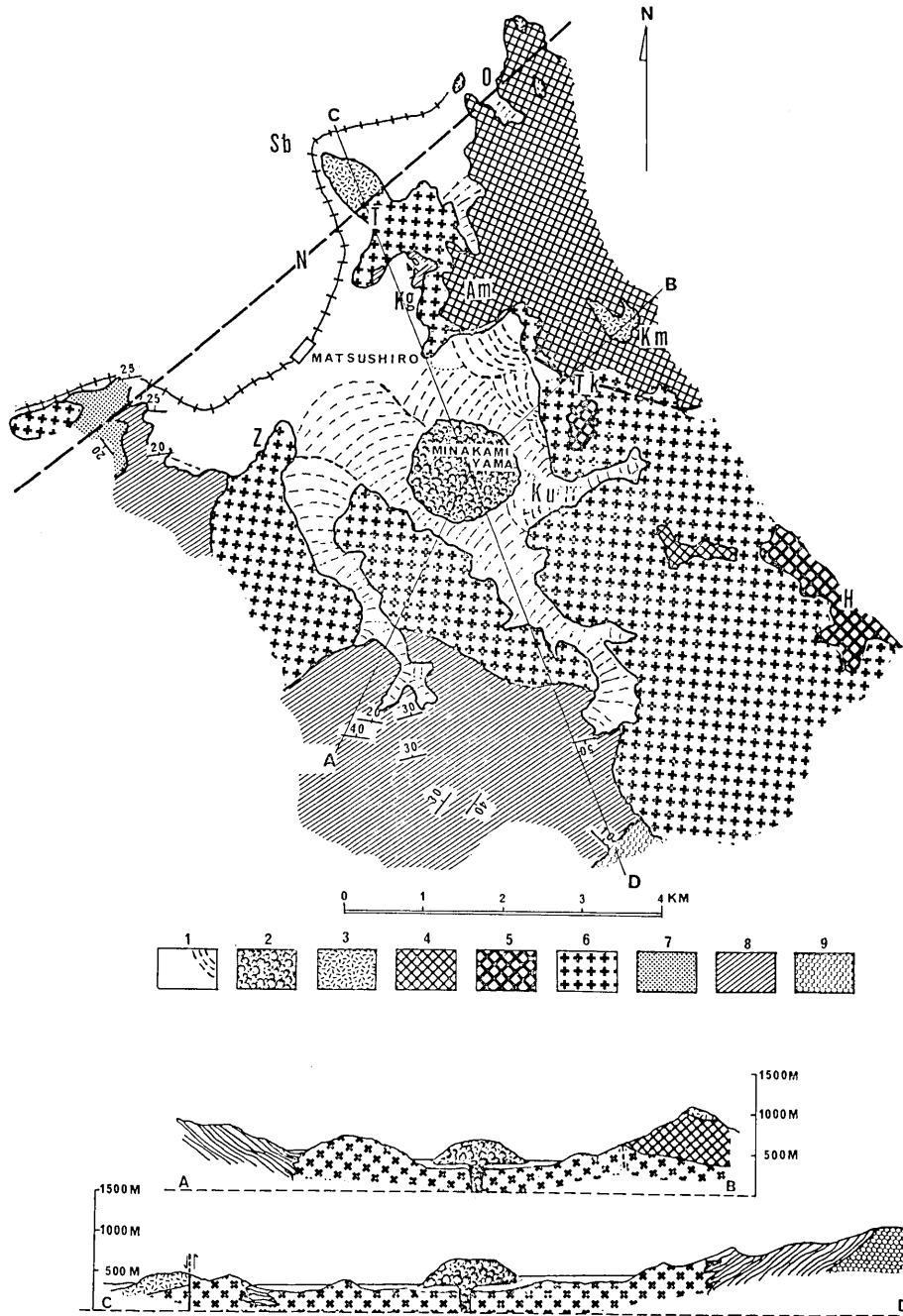
Stippled area: Alluvial and Diluvial low land

Thick line: fault

Thin line with arrows: fold axis

Circles connected with dotted line: bench marks and precise levelling route of the 1st class

I and II indicate the location of Figs. 2 and 3, respectively.



長野盆地は、第四紀後半以後も上水内丘陵および河東山地に対して相対的な沈降をつづけている地帯であり、厚い洪積—沖積層が堆積しつつある。

このように、長野盆地とその周辺地域は、最近の地質時代に、地殻変動も火山活動も活発な地域であるが、地震活動もこの北信地方は顕著な所である (IMAMURA, A. 1946). とくに 1847 年 (弘化 4 年) に長野盆地西縁を中心に大きな地震 (善光寺地震 $M = 7.4$) があり、長野市街地やその南西方にほぼ南北走向東落ち約 2 m の断層が生じた (大森房吉, 1913, p. 93~109; 八木貞助, 1947). また最近では 1941 年に長野市北東部に強震 (長野地震 $M = 6.4$) があつた。この地震の発震機構から推定される主応力軸の配置 (中央気象台, 1941) が、今回の松代地震のそれと一致していることが注目される。頻発地震としては、1897 年 (明治 30 年) 松代町北方上高井郡に生じた地震群 (高井地震 $M =$ 最大 6.3) が知られている。

III. 松代地域の地質

松代町の地質については、長野県地質図 (1962) のほか、八木貞助 (1918) の皆神山が溶岩円頂丘であることおよび奇妙山が数層の輝石安山岩よりなることを指摘した論文がある。このほか松代町東端部は地質調査所発行 5 万分の 1 「須坂」地質図幅 (太田良平・片田正人, 1955) にふくまれている。

松代地域は、前述のように中新世以後の隆起帯の西部に位置しており、主に中新統の黒色頁岩 (別所層)、海成の火山性堆積物 (内村層) などと、それを貫ぬく玢岩～細粒閃緑岩からなっている。これら中新世の岩石は、松代地域の沖積平野の下、数 10 m 以深、恐らく 2 km (~5 km) までを占めている。それより以深の岩石は明らかではないが、古生代の堆積岩および (または) 中生代の花崗岩類であろうと考えられる。

これらの基盤岩類の上に、凹凸に富んだ基盤地形を被つて現在の地表近くに鮮新世以後の火山岩類および堆積物がある。松代町中央の皆神山はこの地域で最も新しい第四紀後期の火山活動で生じたものである。

Fig. 2 は松代地域の地質の概略図である。諸岩類の層序関係と主な岩相は Table 1 参照。

Fig. 2. Geologic map of Matsushiro area (I in Fig. 1), Nagano Prefecture.

Quaternary

- 1: Fluvial sand and gravel, fan deposit, etc.
- 2: Minakamiyama lava dome

Pliocene

- 3: Shiba pyroclastic flow
- 4: Kimyo lava flows
- 5: Hokiya-dake volcanics

} Kimiyosan volcanics

Miocene

- 6: Hornblende-porphyrite and diorite with minor amount of 8
- 7: Aoki formation (sandstone)
- 8: Bessho formation (shale) with minor amount of 6
- 9: Uchimura formation (submarine volcanics)

Thick line: fault

Am: Amakazari-yama, H: Hokiya-dake, Kg: Kagai, Km: Kimiyosan, Ku: Kuwanei, N: Nishiterao, O: Omuro, Sb: Shiba, T: Toriuchitoge, Tk: Takimoto, Z: Zozan. Takimoto formation exposed only at a road cut near Takimoto is omitted.

Table 1. 松代地域の層序および岩石

第四紀	沖積層および洪積層	河床礫, 砂, 泥
	皆神山溶岩円頂丘	角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩
鮮新世	澗本層	湖成層(砂岩, 頁岩, 砂礫岩)
	奇妙山火山岩類	普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩および溶結火砕流堆積物
中新世	保基谷岳火山岩類	かんらん石輝石玄武岩溶岩
	(玢岩~閃緑岩)	角閃石玢岩および細粒閃緑岩
	青木層	砂岩, 泥岩および礫岩, 海成層
	別所層	黒色泥岩および頁岩, 海成層
	内村層	海成の火山性堆積物

以下, 松代地区の主な地層・岩石および断層について記す。

中新世の地層・进入岩

この地方の中新統はこの地域にみられる最も古い地質系統で, 露出も広い。主に黒色頁岩(別所層)とそれを貫ぬく玢岩類からなる。概して地層は北西に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾くが, 玢岩類の进入によりかなり変質を受け, 構造も乱れている。

内村層 松代町南端, 地藏峠付近以東南に露出する。主に変質した緑色の凝灰岩類からなる。

別所層 内村層の上位に重なり, 主に松代町南部高遠山北斜面および松代町西南山地に広く露出する。時に凝灰岩・砂岩のはさみをもつが, 概して黒色の頁岩~泥岩である。各所で玢岩の进入を受け, 硬化あるいはいわゆる“ムラサメ石”に見られるような球状の斑点を生じている。岩相と層序の類似から, 上田市南方内村地域の別所層(中新世中期, 海成層)と層序的に同位のものと考えられている。

青木層 妻女山附近の小地域に露出する。主に砂岩からなり, 泥岩ときには細粒礫岩をはさむ。別所層の黒色泥岩の上位に分布するが詳しい層序関係は明らかでない。

玢岩類 松代町周辺では主に別所層を貫ぬく。一部は青木層をも貫いている。主に帯緑色の角閃玢岩であるが, 松代町東部では細粒閃緑岩になる場合もある。そのほか灰白色細粒の流紋岩様岩相を示す場合もある。概して変質が著しく緑簾石や炭酸塩鉱物が斑晶の斜長石や角閃石などを置きかえて生じている。またしばしば黄鉄鉱のガマや脈もみられる。玢岩類は頁岩中に大小多数の岩脈ないし小岩体の岩床として貫入しており, しばしば黒色泥岩をその中に捕獲している。個々の进入岩体の分布を地質図上に表現することは困難である。Fig. 2 地質図の8(頁岩)は頁岩が卓越している地域, 6(玢岩)は玢岩~閃緑岩が多く露出している地域の意味である。

この玢岩類の进入は, 青木層堆積後であるが, 鮮新世初期と考えられる保基谷岳火山岩類に著しい不整合で被われているので中新世後期であろう。

鮮新世の火山岩類

松代町東部山地, 保基谷岳周辺および奇妙山周辺に, 陸上に噴出・堆積したと思われる溶岩を主とした火山岩類が分布する。いずれも中新統(主に玢岩類)の上に不整合にのり, 現在同地区の山稜を形成している。この火山岩類は保基谷岳山頂部を占める保基谷岳火山

岩類と奇妙山を構成する奇妙山火山岩類に分けられる。両者は分離して分布していて層序関係は明らかでないが、保基谷岳火山岩類のほうが分布が断片的で、かつ変質が著しいので、奇妙山火山岩類より古い時代の噴出物と考えられる。保基谷岳火山岩類の時代は鮮新世初期と考えられている(飯島南海夫 1962)。奇妙山火山岩類の時代は、その最下部に近い清滝に露出する柱状節理の発達した安山岩の全量 K-Ar 法による年代が 540 万年(±50 万年)¹⁾であつたので、鮮新世中期と考えられる。Table 2 の A は、この時代決定に用いた標本の化学組成である。

保基谷岳火山岩類 松代町東端、保基谷岳の頂部(海拔 1200 m 附近から山頂 1529 m まで)に分布し、主にソレライト質かんらん石玄武岩溶岩からなる。このほか、滝本附近の小起伏面(後述)の山腹に、類似のかんらん石玄武岩ないし安山岩があり、保基谷岳火山岩類の一部と思われる。

この玄武岩は肉眼的に目立つ 4 mm ぐらいの斑晶斜長石のほかに、変質したかんらん石斑晶および微量の普通輝石斑晶を含む。石基には、斜長石・普通輝石・ピジョン輝石・反応緑をもつかんらん石・鱗灰石および磁鉄鉱がある。このほか二次的に空隙および石基やかんらん石をおきかえて石英・鉄サポナイト?および炭酸塩鉱物を生じている。

奇妙山火山岩類 松代町東部奇妙山の主部およびその北斜面を構成する一連の安山岩質火山岩類で、厚さ約 400 m、主に基盤の玢岩類を不整合に被い北北西に 5°~20° 傾斜し、千曲川南東岸に達して沖積層下に没している。松代町北東 1 km の加賀井附近でのボーリング資料(松代町役場保管、1 号井)によると、ボーリング地点で沖積面下 10~30 m に分布しているらしいことがわかつている。

基底の不整合面も、噴出物同様概して北~北西にゆるく傾いているが、一般に凹凸が著しい。不整合面の著しい凹凸地形は、奇妙山南斜面の林道沿いでよく観察できる。たとえば清滝(奇妙山南西約 0.7 km)附近では谷を埋めた初期溶岩流にみられる柱状節理の構造から、深さ 60 m 以上、長さ 200 m 以上の東西にのびる谷地形が存在していたことがわかる。

奇妙山火山岩類は、いずれも普通輝石紫蘇輝石安山岩(紫蘇輝石質岩系または、カルクアルカリ岩系)からなり、保基谷岳火山岩類とは岩石学的にも異なっている。その化学組成は Table 2. A に示されている。

この噴出物に関係したと思われる岩脈は調査範囲内には発見されていないが、後述のように一部に agglutinate が見出されたことから奇妙山火山岩類の噴出地点の少なくとも 1 部は奇妙山附近にあつたと考えられる。

噴出物は層序的に上下に 2 分される。すなわち「奇妙溶岩類」と上位の「柴火砕流堆積物」とである。現在みられる量は下半部が過半を占める。下部から簡単にのべる。

「奇妙溶岩類」 奇妙山・尼師山の主体およびその北斜面を構成する。厚さ約 300~400 m で少なくとも数枚の溶岩流からなるが、いずれも紫蘇輝石普通輝石安山岩である。概して、下部に柱状節理の発達する溶岩流(たとえば清滝をつくるもの)があり、中部は、流理構造により 0.5 cm~1 cm 間隔の不規則な板状流理を示す溶岩流(たとえば牧島東方の寺の崖)が特徴的である。上部には比較的塊状の溶岩流(たとえば大室東部)がある。なお皆神山東南東約 3 km の尾根上に孤立した紫蘇輝石普通輝石安山岩(紫蘇輝石質岩系)の溶岩流があるが、岩相の類似から奇妙溶岩類に属するものとした。

1) 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室河野義礼・植田良夫両博士測定。

Table 2. 化学組成表 (今野 弘分析)

A. 清滝溶岩 (奇妙山火山岩類の下部)		B. 皆神山溶岩 (帯青灰色部)
SiO ₂	58.44 wt%	63.74 wt%
TiO ₂	0.80	0.53
Al ₂ O ₃	15.47	16.45
Fe ₂ O ₃	2.91	2.57
FeO	5.26	2.78
MnO	0.14	0.12
MgO	3.65	2.24
CaO	6.86	5.76
Na ₂ O	2.39	3.38
K ₂ O	1.89	1.15
P ₂ O ₅	0.18	0.38
H ₂ O (+)	1.13	0.59
H ₂ O (-)	0.39	0.24
Total	99.51	99.93

A: 普通輝石紫蘇輝石安山岩。産地: 清滝部落北方, 清滝滝下の柱状節理を示す溶岩流下部。構成鉱物: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・かんらん石(多い順)。このほか主に石基に多量のガラスがある。微量のかんらん石をのぞいていずれも新鮮で二次鉱物は生じていない。

B: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩。産地: 皆神山山頂部南縁, 海拔約 610 m の旧石切場 (M57)。斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・酸化角閃石・磁鉄鉱(多い順)。石基: 斜長石・普通輝石・磁鉄鉱および新鮮なガラス。酸化角閃石のみ磁鉄鉱の縁をもつ。不透明鉱物はほとんどすべて磁鉄鉱。淡桃色部分の鉄の分析結果は, 皆神山西南西麓および西南斜面 (道路より 20 m 上) のものについてそれぞれ Fe₂O₃: 5.04, 4.58, FeO: 0.31, 0.28 wt% を得た (地震研究所研究担当員小坂丈子理博分析)。小坂博士に感謝する。

主部を占める溶岩流の下には主に風化した安山岩塊からなる崖錐堆積物や厚さ約 10~20 m の火砕堆積物より成る部分があり, 奇妙山南斜面の東豊林道でよく観察される。この堆積物の岩相は変化に富み, 一部は微密な溶岩のような見かけを呈する agglutinate (溶岩噴泉の堆積物) もあるが, 成因のよくわからない凝灰角礫岩もある。両者とも上位の溶岩にうつりかわるようにみえる。後者は比較的多孔質で石基がガラス質の紫蘇輝石普通輝石安山岩の角礫 (やや丸味をもつことがある) の雑然とした集合で, マトリックスも同質であり, 大まかな柱状の割れ目がある。また尼師山南麓の岩沢一長礼間の尾根 (海拔 470 m 附近以上) では, 基盤の矽岩と上位の溶岩流との間にそれと同質の陶汰のわるい本質火山角礫岩 (おそらく flow breccia) が露出する。

主部をなす溶岩流の上位に, 一部では軽石質火砕流堆積物がある。たとえば大室附近では前記溶岩の上に直接多数の溶岩片を含む軽石流堆積物が弱い溶結を示して重なる。下底の溶岩流の表面に深さ数 m, 幅 1~2 m の大きな割れ目が入っているが, この割れ目の中も同様の弱く溶結した火砕流堆積物に埋められており, 両者はあいついで噴出したものと考えられる。

「柴火砕流堆積物」奇妙山火山岩類の上部を占め, 柴部落附近に最もよく露出する。大室北端附近および奇妙山頂部高度約 1000 m 附近にも「奇妙溶岩類」を被覆して分布する。大室北端県道傍では奇妙溶岩類の最上部凝灰岩をきざむ谷を埋めており, 「奇妙溶岩類」との間は, ここでは明らかな不整合である。下位の噴出物と同様, 紫蘇輝石普通輝石安山岩であるが, 大部分中程度に溶結した火砕流堆積物で, 柴附近では石材として切り出されている。厚さ 100 m 以上あり, 上下方向に多少の軟硬の差があつて, それが層状に交互に重なり, 約数 m 間隔の規則正しい柱状節理がそれらを貫いている。このことから厚さ数 m 程度の flow unit の集合した, 全体としては 1 つの cooling unit であると考えられる。

第四系および地形

松代町の第四系は、古いものから、滝本附近に局地的に分布する「滝本層」と「旧河床礫層」、松代町中央の「皆神山溶岩円頂丘」およびその周辺低地の「沖積層」である。

滝本層 皆神山の東北東約 2 km、滝本の南、東豊林道沿いの一露頭に礫岩、砂岩、頁岩からなる厚さ約 5 m 以上の堆積岩層がある。これを仮に滝本層とよぶ。見掛上、最下位に頁岩があり、最上位が礫岩である。全体に灰褐色で半固結である。走向は一定しないが概して東西で、傾斜は南へ 50°~90° である。頁岩には多くの葉片化石が含まれる。その一部から鈴木敬治氏によつて下記のものと同定された(多い順)。

Fagus crenata BLUME, *Quercus* cf. *serrata* THUNBERG, *Q.* (*Cyclobalanopsis*) sp. 同氏によれば、この植物化石群が指示する気候はやや温和で、時代は第四紀の多摩期よりは確実に古く、第四紀初期か、中新世後期~鮮新世初期か、いずれかの可能性が大きいという。滝本層の岩相の特徴は上水内郡北部の豊野層のそれに似ている。

その露頭で滝本層の下底をなす岩石は灰長石の大晶(径 1 cm 土)を含む緻密なかんらん石玄武岩(ソレライト質で保基谷岳の玄武岩に似る)で、両者の層序関係は、筆者らは明確にし得なかつたが、飯島南海夫氏(個人談話)によると不整合とのことである。

以上のことから、この滝本層は、奇妙山の侵蝕がかなり進んだ洪積世初期頃、局部的に生じた沼または湖の堆積物と考えられる。

その他の洪積層 松代市街地の東方山地には 650~750 m の小起伏面があり、畠地になつている。滝本部落の東南方、同北方などである。このうち滝本部落東南方の小起伏面の一部、高度 740 m 附近には旧河床礫層が存在する。厚さ数 m で、よく円磨された最大径 30 cm、平均 10 cm 程度の礫より成る。礫はすべて“くさつて”おり、玢岩、安山岩~玄武岩が多い。imbrication の示す流向は北である。他の二小起伏面上ではこのような礫層は存在していないが、過去における一連の平坦面である可能性がある。時代は正確にはわからないが、開析程度から“下末吉面”(8~9 万年前)よりははるかに古そうである。

この他に、大室北東 1 km の大室北端町境附近に、奇妙山火山岩類を被う狭い河成段丘の礫層(厚さ約 1 m)がある。段丘面の現河床からの比高は約 15 m である。

皆神山溶岩円頂丘 皆神山は松代町のある谷底平野の奥の孤立丘である。この丘は、流理をほとんど示さない緻密な角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩からなる。すでに八木貞助(1918)が指摘しているように、ほぼこの位置に噴出した溶岩円頂丘であると考えられる。

丘の比高は約 250 m、ほぼ裁頭円錐形で上面および底面の直径は、それぞれ約 0.5 km、1.2 km である。北側の側面は深さ約 30 m までの谷にきざまれている(Fig. 4)。山頂部は高度 600~640 m の小起伏面で、東北東部と西南西の 2 カ所に頂部がある。山頂部は一般に 1 m 内外の土壌におおわれており、特徴ある帯紫色を呈し、円頂丘溶岩の淡桃色部の風化土である。頁岩や玢岩の小円礫がまれに散在しているが、降下火山灰層や、河床礫層は発見できなかつた。

皆神山を構成する角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩には淡桃色の部分と帯青灰色の部分がある。前者は、多量の鉄鉱物をふくみ、輝石も角閃石（酸化角閃石）もその周縁部だけ、時には完全に、不透明鉄鉱物に置きかわっている。一般にこの不透明鉄鉱物の内側部は磁鉄鉱、外側部は maghemite²⁾ または赤鉄鉱である。石基には、一部に磁鉄鉱があるが、多くは斑晶鉄鉱物と同様酸化している。後者すなわち帯青灰色の部分、鉄鉱物以外の造岩鉄物の種類や岩石組織は淡桃色の部分と異ならないが、鉄鉱物は比較的少量で、斑晶・石基とも磁鉄鉱である。酸化角閃石の周縁の一部は磁鉄鉱に置換されているが、輝石の周囲には淡桃色の溶岩の場合と異なつて鉄鉱物による縁が附着していない。Table 2, B は、この帯青灰色の部分の化学分析値である。淡桃色部については鉄の分析値を示した。

以上の、淡桃色と帯青灰色の两部分は、産状からみて、同一溶岩体の部分による差異である。概して前者の方が広く円頂丘の表面に露出し、後者は円頂丘の内部や比較的開析された部分に多く露出する。すなわち、皆神山の東麓に掘られた長さ約 350 m のトンネルでは外側の 60~100 m が桃色になつているが、内部では帯青灰色に漸移しており、また山頂部東端の古い石切場（海拔高度 610 m 附近）や、北々東の登山道沿いでは帯青灰色部が地表に露出している。もし桃色部がはじめに一樣にあつたものならば、頂部南側および北東斜面では数 10 m の侵蝕をうけたことになる。

現在の皆神山は 1) その外形が多少侵蝕をうけたにしても普通にみられる溶岩円頂丘のそれに近いこと、2) また構成岩石もすべて火山岩の組織をもつ同種の岩石からなり、火砕物は全く観察されないこと、3) 同種岩石は皆神山以外には見出されないこと、4) 磁気測量の結果皆神山全体が、サンプルで測定される程度で一樣に帯磁しているとみなされること³⁾ から、皆神山は溶岩円頂丘（ないしはごく僅かしか流れなかつた厚い溶岩流）であると判断される。

皆神山形成の時代については、谷底にひろがる扇状地（古くても 1 万年）より古いこと、その地形があまり解析されていないこと、侵蝕された現在の谷系の中に形成されていること、などから第四紀のおそらく後期（10~50 万年前か）と思われる（追記参照）。

沖積層 調査地域は大部分平野と山地とからなる。海拔高度は山地の尾根で数 100~1000 m、平野は 350~450 m である。山地のうち別所層分布地域は主として玢岩の分布する地域にくらべて谷が細かい。平野部には主に砂礫からなる沖積層が堆積し、山地との境界は溺れ谷地形を呈し、最近の地質時代における著しい埋立て作用を示している。この沖積層は大部分松代町のある谷を埋めて発達した扇状地堆積物である。

平野は扇状地、旧蛇行洲、後背湿地、旧河道などによつて構成され、古くからの村落は地盤のよい前 2 者の上に発達している。

扇状地の最大のものは松代市街地南部をのせるもので、その他にも明瞭なものだけで 6 ケを数える (Fig. 2)。扇状地面の傾斜はいずれもかなり急で、特に平野の東部（奇妙山

2) 鑑定は東大理学部地質学教室の久城育夫博士におねがひした。同氏に感謝する。

3) 地震研究所地磁気観測班、第 437 回震研談話会（1965 年 12 月 21 日）で発表。

南西麓)の3つの扇状地は 10° にも達する。これらの扇状地の地表には角礫~亜角礫が散在しており、山崩れなどによる泥流堆積物であると思われる。皆神山に接する3つの扇状地はいずれも皆神山より新しい。扇状地の形成時代はわからないが、桑根井をのせる面がもつとも古く形成をおえ、その傾斜が急なことから、よく原面が保存されていることを考慮すれば、古くても1万年程度であろう。皆神山北方を西北に流れる小河川は天井川となっており、扇状地の形成が最近までひきつづいていることがわかる。

後背湿地の最大のは松代市街地の北東部にあり、加賀井はこの湿地のへりにある。この湿地は、象山一東寺尾間に発達した砂~礫州状の自然堤防により、松代の谷が閉ざれて形成されたものなごりで、扇状地堆積物にまだ被覆されていない地域であろう。西寺尾、小島田などは旧川中島(蛇行州)であろう。加賀井での試錐資料によると沖積層の厚さは13m(1号井)および34m(2号井)であつた。基盤はいずれも珉岩であるが、1号井(山脚末端からの距離約50m)の-13~-29mの間からは奇妙山火山岩類に同定される紫蘇輝石普通輝石安山岩の錐心が得られている。

断 層

松代地域の第三系の構造は概して北西にゆるく傾く単斜構造であつて、長野盆地西方地域におけるような顕著な褶曲構造やそれに伴う断層はみられない。第三系上部~第四系の発達が発弱で、第四紀における地殻変形の記録に乏しいが、概して第三紀後期より現在まで松代地区全域が地塊状に長野盆地に対して相対的な隆起と傾動の傾向にあることが推定される。松代町のある千曲川右岸の山地と長野盆地との境は、前述のように潮れ谷地形を示し、断層崖らしい地形は認められない。

やや顕著な断層が、千曲川右岸沿いに見出されたが、一これを鳥打峠断層とよぶ一そのほかにはいちじるしい断層は確認できなかつた。奇妙山南斜面に主に地形と奇妙山火山岩類の分布状態から断層が推定されたが、まだ確認されていない。

なお八木貞助(1918)は、ほぼ松代町の盆地を中心とするカルデラの存在を考えたが、筆者らの調査ではそれを支持する資料は得られなかつた。松代町のある谷地形は通常の侵蝕地形であろう。

鳥打峠断層 松代町の北西部を北東-南西方向にのびる断層があり、この断層の南東側は北西部に対して相対的に上昇している。断層の露頭は鳥打峠のすぐ北の道路傍で観察され、風化して黄色になつた柴火碎流堆積物と別所層の頁岩とが、幅15cmの断層角礫帯をはさみ、走向 $N 40^\circ E$ 、傾斜 $85^\circ NW$ で接している。断層角礫は柴火碎流堆積物の溶結凝灰岩と頁岩の1~5cmの角礫からなり、粘土によつて充填されている。角礫の表面には時に滑り面を認めることができる。断層の数m南では、珉岩にはさまれた別所層の頁岩が北西に 20° 傾斜し、いつぼう断層の北では、柴火碎流堆積物が北西に 30° 傾いているが、約10mはなれると 15° の傾斜になつている。柴火碎流堆積物は全体として北西へ 5° 傾斜している。この傾斜の変化は断層による引きずりと見なされる。断層の落差は、鳥打峠のある山稜の比高が150mであり、山脚まで溶結凝灰岩で構成されているので150m以上であると推定される。

鳥打峠で見られる断層の延長は沖積層の下へのびているはずであるが、沖積面を切る断層運動の地形的な形跡は認められない。

さらに南西への延長を求めると、妻女山の南側を通り、屋代の方へ抜けているようである。妻女山の南では、直接断層を観察できないが、地形および別所層・青木層の分布とその走向傾斜との関係から、両者の間に断層を推定できる。

鳥打峠から北東への断層の延長は確実な証拠はないが、大室部落の南を通り川田に至るらしい。若穂町と松代町との町境を北北西にのびる山嶺を東方から眺めると、数 cm 幅の板状節理の発達する特徴的な溶岩が約 5° の傾斜で北西へ下つているのが観察されるが、断層の延長と考えられる地点に至るとその傾斜が 20° までに増大している。このことは、鳥打峠からのびてきた断層が、ここでは落差を減じ、撓曲となつているものと考えられる。

IV. 豊野附近の地質

松代地震の活動中に行われた松本—中野間の水準点改測⁴⁾ (1957～1965) によると、最近 8 年間に長野市北東の豊野町附近にとくに大きな隆起が認められた。筆者らは短期間ではあつたが、豊野附近の調査を行つた。以下主に豊野—中野間の水準路線沿いの地質について簡単にのべる。

豊野附近の地質については、井島信五郎 (1960)、斎藤 豊 (1955)、斎藤ほか (1960)、富沢恒雄 (1958 a, b, 1960, 1962) などの研究がある。

豊野をふくむ長野北東の丘陵地域に広く露出する地層は、豊野層 (または豊野果層) と呼ばれる第四紀初期の湖成層である。すでに上述の多くの研究で明かにされているが、豊野層は長野盆地に面した上水内丘陵の縁で、撓曲状に折れまがつて急傾斜で平野の沖積層の下に没している。平野との遷移部には、豊野附近や長丘丘陵 (豊野の北東、千曲川右岸の孤立丘陵) 東縁の沖積層下に褶曲軸にほぼ平行した北西へ傾斜した逆断層が推定されている。また地形的にも上水内丘陵の東縁は比高 50～200 m の断続した崖を呈しているが、その地形的特徴から断層崖とみなされている (辻村太郎 1933, p. 27)。

Fig. 3 に、従来の資料に筆者らの調査結果を加えて南郷—豊野—中野間の水準路線とその周辺の地質構造を示す。丘陵部は主に豊野層の砂岩・泥岩、平野部は沖積層からなる。水準路線が横断している千曲川右岸の長丘丘陵は、千曲川の現流路と中野市西部の沖積平野とをへだてる比高 50～100 m の南北に長い孤立した丘陵である。その最高部は丘陵の東縁に偏つており、丘陵の東斜面は比較的急斜面をなして沖積平野に接する (Fig. 5)。長丘丘陵の構造は豊野層がつくる東に偏つた軸をもつ背斜部であり、この背斜の東翼の地層は急傾斜 (80° から一部では逆転) であり西翼は $10^\circ\sim 30^\circ$ で比較的ゆるい傾斜を示し地形と調和的である。このような豊野層の構造が、ほぼそのまま地形にあらわれている例は、豊野北側や豊野南西の南郷部落西側にもある (Fig. 6)。

第四紀になつてからほぼ水平に堆積した地層である豊野層が傾いていること、豊野層の

4) 檀原 毅・坪川家恒、長野地方における水準測量概報、地震研究所第 438 回談話会 (1966 年 1 月 25 日) 発表。

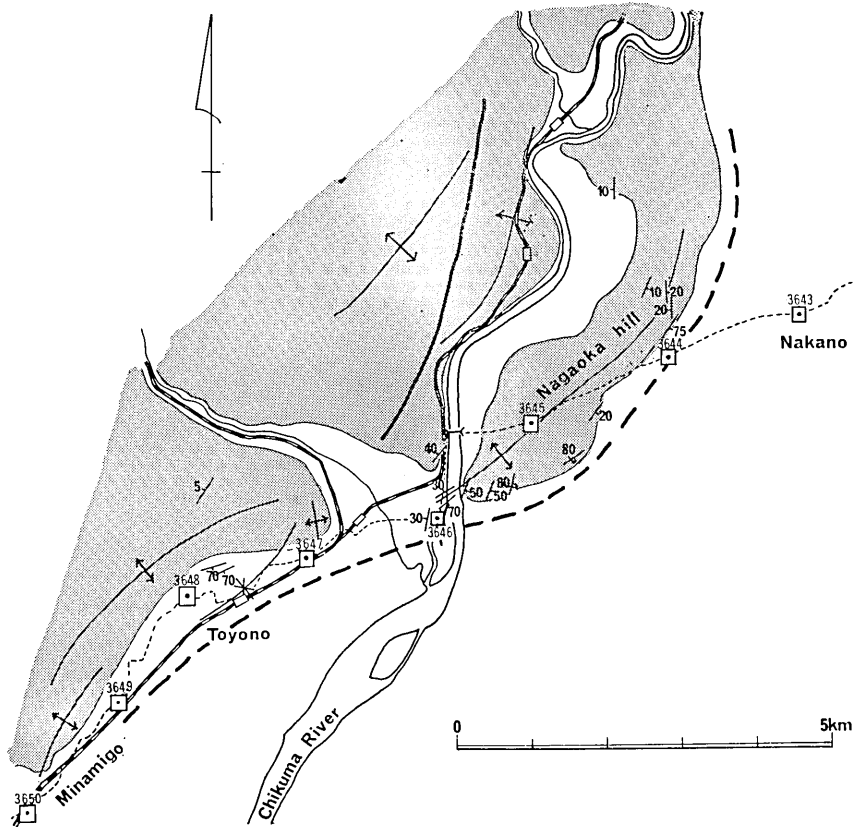


Fig. 3. Simplified geologic map of Toyono area (II in Fig. 1), Nagano Prefecture.

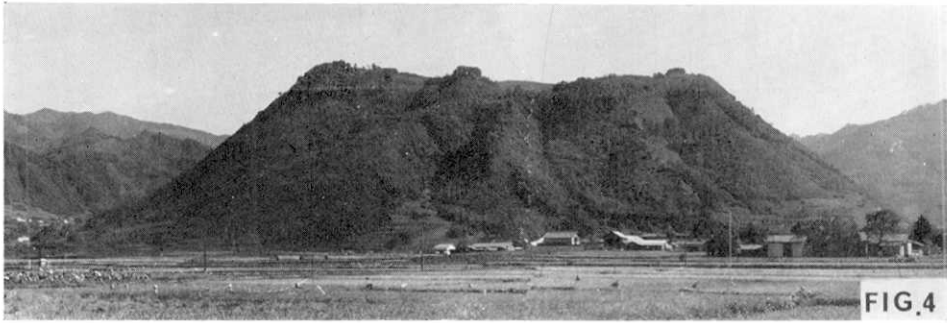
□ : bench mark for precise levelling and its number

Thick line: fault

Thin line with arrows: fold axis

上に不整合にのる段丘礫層(浅野東方堀附近, 現河床よりの比高約 15~20 m)も, 豊野層の傾斜よりはゆるいが同じ傾向に傾むいている疑いがあること, 水準点変動が背斜部の相対的隆起を示していることなどを考慮すれば, これらの丘陵地形が活褶曲運動によって生じた構造地形であると考えてよい。長丘丘陵はかつての広い平野の中に生じた第四紀後期の隆起によって生じたものと考えられる。このように豊野層の褶曲はごく新しい時代に行われている。豊野層の時代を約 100 万年とみつめると, それ以後の平均的な増傾斜率と褶曲の振巾増加率は波長 2~3 km の褶曲についてそれぞれ最大 100°/100 万年, 200 m/100 万年となる。

最近 8 年間に水準点 3645 ~ 3650 は最も著しい隆起を示した。長野盆地の沈降という長い波長の変形をさしひいて, 波長数 km の変化に注目すると水準点 3645・3646 と 3650



が相対的隆起を示している。この3点は、ほぼ長丘丘陵をつくる背斜軸の上とその南西延長上に位置している (Fig. 3)。このこともこのような背斜状変形運動が現在も継続していることの反映と思われる。豊野層分布域が、沖積地域に比して隆起する傾向は 1927 ~ 1957 年の改測結果からも指摘されている (富沢恒雄 1958 b)。

なお、今回の水準点改測結果によると、松本から中野にいたる区間全体の沈降隆起傾向の変換のほかに、この区間で、波長 20~30 km の変動および数 km の変動が、1957 年以前の 63 年間に比して著しくなつたことが認められる。地質学的には 20~30 km の波長の変形は前述の中央隆起帯の隆起・長野盆地の沈降に、波長数 km の変動は長野北方の豊野層や松本一上田間の青木・小川層の背斜・向斜構造によく一致している。つまり松本一中野間の水準点の最近 8 年間における変動の様式は上述の豊野附近をふくめた松本一中野間地域の地質構造とよく一致している。その変動の方向は地質構造を強める方向でありその変動速度は 1957 年以前の 63 年間に比べて 2~3 倍の速さである⁵⁾。

V. まとめと考察

松代群発地震地域およびその周辺地域の地質学的特徴は次のようである。

1. 松代地区は火山帯に属している：中新世後期には中性~酸性の大量のマグマの進入固結 (玢岩や細粒閃緑岩の形成) があり、それ以後第四紀まで、本地域の東方および北東方の諸火山とともに火山帯の一部になつている。鮮新世の奇妙山火山岩類の少くとも一部は、現在の奇妙山附近の火口から噴出されたと推定される。また、第四紀の皆神山は、松代町の谷が侵蝕によつて生じた後に現位置に噴出したものである。この皆神山の形成がこの地域での最も新しい火山活動であるが、それは第四紀後期 10~50 万年前のことと推定され、それ以後は全く火山噴出はなく今日におよんでいる。皆神山の周辺地域にカルデラの構造は認められない。

2. 松代地区は傾動を伴つた隆起地帯に属している：中新世初期における北信一帯の広

5) この水準点の大きな変動が今回の地震と関係があるかどうかかわからない。また異常な変動かどうか十分な検討を加えなければ確かめられない。一般に改測期間が短かいと変形速度が大きくなるという傾向がある (溝上恵, 1964) からである。

Fig. 4. Southward view of Minakamiyama lava dome.

Fig. 5. Northward aerial view of Nagaoka hill, 5 km northeast of Toyono (see Fig. 3). The hill is formed by an asymmetric anticline of Quaternary Toyono formation. The crest line along the eastern (right) margin of the hill coincides with the axis of the anticline.

Fig. 6. Aerial view of a structural hill (extending from upper right to lower left on the photograph) formed by the anticlinal folding, the axis of which extends along the crest line of the hill to bench mark no. 3650 in Fig. 3.. Snow-covered villages (lower right) is Minamigo in Fig. 3. The higher hill of upper left (northwest) represents another anticline which is also indicated in Fig. 3.

域的沈降後、ほぼ松本一屋代一中野を西縁とし、上田附近を東縁とする帯状地帯が中新世後期以後隆起の傾向をあらわした（信州中部の“中央隆起帯”の形成）が、その傾向は第四紀までおよんでいる。松代群発地震地域はこの隆起帯の西部に位置している。このことは当地域では中新世後期以後の海成層が欠除して深く侵蝕されていることや第四紀の流木層（豊野層相当層）の分布高度が大きいことなどから推定される。また、この隆起運動は、第三系の構造が示しているように松代地区では北西への傾動を伴っている。しかし、活褶曲の形跡は松代地区にはない。やや顕著な北西落ち、ほぼ垂直の北東—南西に走る断層（鳥打峠断層）が千曲川右岸沿いに見出されたが、活断層である証拠はない。

3. 松代町の地下少なくとも 2~3 km までは、おもに中新世後期に固結した珒岩ないし細粒閃緑岩や第三紀の泥岩・火山岩であろう。それ以深の震源域はおそらく主に第三紀の貫入岩および中生代の花崗岩質岩石または古生代の堆積岩であろう。

4. 長野盆地とそれ以西丘陵地区の地質は松代地区とは対照的であり、第三紀の沈降と褶曲の地域であり、しかも現在なおそれらの構造運動の進行中の地域である。とくに長野盆地北西縁では、第四系の褶曲構造が盆地縁辺部の地形によく一致しており、したがってそれらは活褶曲・活断層であると考えられる。その垂直変位は最大約 200 m/100 万年、増傾斜量は最大 100°/100 万年である。弘化四年の善光寺地震に際して現われた地震断層もこの断層崖の活動の一部とみなし得る。また長野盆地には厚い第四系が堆積しており、現在なお長野盆地は沈降をつづけていると考えられる。つまり、長野盆地とその北西縁の地質構造の形成は第四紀後期以後も活発に進行中であると考えられる。

以上述べた地質学的資料のほか、松代地震に対して行われた各種観測のうち、特にここで考慮する点を次に列挙する。

i) 今回の地震は局発性、頻発性で、震源は大部分ほぼ皆神山を中心にした南北約 10 km、東西約 7 km、深さ 1~7 km の範囲内にある。千曲川左岸平野地域での地震は稀である。マグニチュードは現在のところ最大 4.5 程度までである⁶⁾。

ii) 石本・飯田の係数 m は、震源の深さに対応して 1.9~2.1（東京管区気象台・長野地方気象台、1966）ないし 2.4~2.6⁶⁾ の範囲にあり、B 型火山性地震（MINAKAMI、1960）のそれより小さい。

iii) 調査された有感地震の全部および無感地震の多くの発震機構は、四象限型（東京管区気象台・長野地方気象台、1966、および⁶⁾）で、 P 波初動の節線方向はほぼ北東—南西および北西—南東で、北および南の象限が押である。

iv) 長野盆地周辺での水準測量⁷⁾・傾斜計記録⁸⁾によると、震源域を含む河東山地（中

6) 地震研究所地震観測班・同地震計測部；地震研究所第 436 回談話会（1965 年 11 月 24 日）発表。

7) 村田一郎・井筒屋貞勝・坪川家恒、松代地域における水準測量（第 2 報）、同上第 437 回談話会（1965 年 12 月 21 日発表）。

8) 萩原尊礼・山田重平・斎藤貞夫・平井正代・高橋厚利、松代における土地傾斜変化の観測（第 2 報）、同上第 440 回談話会（1966 年 3 月 22 日）発表。

央隆起帯)が、長野盆地に対して相対的に隆起傾動の傾向にある。

v) 皆神山から、西方および北方に対する光波測量⁹⁾によると、水平方向の地盤の伸縮は、東西方向では不変または微かに収縮、南北方向では顕著に(ひずみ量 $3.6 \times 10^{-5}/2$ ヶ月, $5 \times 10^{-5}/5$ ヶ月)伸長した。

vi) 国土地理院の松本—中野間の水準測量¹⁰⁾によると、この地方の過去の水準点変動の傾向とは異なり、これまでの全体としての北東方下がりの運動が過去8年間には南西方下がりとなり、かつこの区間は全体的にかなり上昇していることが知れた。また長野盆地の中央隆起帯に対する相対的沈降および第三系褶曲構造に相当する波長数 km の波状運動も促進されたように見受けられる。

上記の観測事実および地質学上の知識に基いて、松代群発地震について二、三の考察を行うことにする。すでに述べた通り、本地域は地質学的に見て火山活動も断層活動も起りうる地域である。

松代地震の発震機構から推定される震源での応力状態は東西・水平方向に最大、南北・水平に最小の圧縮主応力軸があると考えられる。このような応力状態は震源域あるいはその直下の地殻の上昇または膨脹だけでは生じ得ない。したがって、震源での応力状態はその側方周囲に広く存在しているものの一部であると考えられる。

次のような事実から、このような応力分布は、少なくとも北信または中部日本全体というひろがりをもち、かつ持続的なものであると考えられる。すなわち長野地震(1941)の発震機構(中央気象台, 1941)が松代地震のそれと同じであること。特に深発および中発地震の発震機構から知られる中部日本の地震の最大圧縮主応力軸の水平成分は概して東西方向であること(Honda, 1962)。糸魚川静岡線以西(Fig. 1の黒くぬりつぶされた範囲およびそれ以西)の10以上の活断層のずれ(Sugimura and Matsuda, 1965)が示す主応力軸の方向は松代地震のそれと一致していること。最近、松本—中野間の水準点変動が著しいこと、しかもそれが地質構造にあらわれている第三紀以来の変動傾向とよく一致していることなどである。

このような、北信地方一帯に持続的に存在していた応力が増大したかあるいはそれによる歪が十分蓄えられた状態下で、松代地震がおこりはじめたと考えられる。

このように今回の地震に関与した応力状態は広域的なひろがりをもつていると考えられるが、しかしそれだけでは松代附近にだけ地震が発生しているという局地性が説明できない。

松代地震の局地性を説明するには広域的な応力条件の存在の他に、松代地区の地殻・岩石の強度が特異であるか、あるいは松代地域での応力の大きさが特異であるかのいずれかを考えることが必要である。

このような松代地区またはその近傍における地殻の特異性は、マグマの存在またはその

9) 笠原慶一・岡田惇・柴野陸郎・佐々木幸一・松本滋夫、松代地域における光波測量、地震研究所第440回談話会(1966年3月22日)で発表。

10) 前出 4)

活動によるのか、マグマと関係のない既存の地殻の不均一性によるのかは、現在の資料ではそのどちらであるか、あるいは両方が重なっているのか、についての決め手がない。この地方の地質の一般的性質からみてどちらも十分ありそうなことである。どちらの立場でも、適当な仮定を行えば発震機構はもちろん、土地の隆起・水平方向の変形など現在得られている観測資料に矛盾しないようなモデルを作り得るであろう。ただし、震源域における浅い大きな、たとえば地下数 km の所に径数 100 m 以上のマグマ溜りの存在や、また震源域 (数 km 以浅) での多数の小岩脈生成は、松代地震の主な地震の発震機構から考えるとありそうもない。

したがって、マグマの存在が松代地震に寄与しているならば、それは震源域よりも下方深所においてであろう。この場合、光波測量による土地の南北方向の伸長をも説明するようなモデルとして、次のような場合が考えられる。

震源域より深い基盤岩中に東西方向の割れ目構造を想定し、それをひろげながらマグマが上昇してきたとすると、その上部 (震源域) では南北方向の伸長が起り、その方向の応力が減少する。震源域におけるこの南北方向の応力の減少が既述の広域的な東西方向の圧縮応力と組合つて破壊の条件をつくり、P 波初動の節線が NE-SW と NW-SE 方向の四象限型の発震機構をもつた地震群が、侵入したマグマの上方で起こると考えられる。

松代地域の地下に東西方向のわれめを考えることには多少の根拠がある。それは松代地震観測所附近に分布する珩岩中に東西方向のわれめ群が卓越していることである。

追記：皆神山溶岩などの K-Ar 法による年代決定を引受けて下さった東北大学河野義礼・植田良夫両博士から、下記のような測定結果が届いた。本文中にすでに引用した奇妙山火山岩類消溶岩の年代決定に関するデータも併記しておく。重ねて両博士に感謝の意を表す。

皆神山溶岩	奇妙山消溶岩
Sample weight = 2.9795 gr	3.4288 gr
K% = 0.89%	1.61%
A ⁴⁰ /K ⁴⁰ = 0.000020	0.000317
t = 0.35 × 10 ⁶ years	5.4 × 10 ⁶ years
(分析測定：河野義礼・植田良夫)	

なお、以上の2つの試料は、いずれも Table 2 の、それぞれ B および A と同一標本である。産地、化学分析値、鉱物組成の概略は Table 2 参照。

文 献

- 淡路 正三 (1937): 長野市を中心とした犀川丘陵東縁辺の地形学的研究, 地理学評論, 13, pp. 41~67.
- 中央気象台 (1941): 長野強震調査概報, 6, pp. 19.
- HONDA, H. (1962): Earthquake Mechanism and Seismic Waves, *Jour. Phys. Earth*, 10, pp. 1~97.
- 飯島南海夫 (1962): フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その 1, 2), 信州大学教育学部紀要, 12, pp. 86~133, 14, pp. 91~122.
- 井島信五郎 (1960): 長野県上水内郡豊野町試掘地附近の地質, 地質調査所月報, 11, pp. 15~30.
- 井上 春雄 (1961): 信濃川河系にそう礫層堆積地形とその意義 (その 1~4), 信州大学教育学部紀要, 11, pp. 215~228; 12, pp. 167~181; 13, pp. 89~100; 14, pp. 149~164.
- IMAMURA, A. (1946): The Seismic Activity on Both Side of Fossa Magna, *Proc. Japan Acad.* 29, pp. 54~59.
- 気象庁松代地震観測所 (1965): 1965 年松代附近の微小地震 (概況), 10 p.
- MINAKAMI, T. (1960): Fundamental Research for Predicting Volcanic Eruptions. (pt. I) Earthquakes and Crustal Deformations Originating from Volcanic Activities, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 38, pp. 497~544.
- 溝上 恵 (1964): 日本における地殻構造と地殻変動との関係について, 地学雑誌, 73, pp. 224~242.
- 長野県地学会 (1962): 20 万分の 1 長野県地質図および同説明書 (改訂版), 内外地図 KK, 78 p.
- 大森 房吉 (1913): 本邦大地震概説, 震災予防調査会報告, 68 (乙), pp. 1~180.
- 太田良平・片田正人 (1955): 5 万分の 1 地質図編説明書「須坂」, 地質調査所, 54 p.
- 斎藤 豊 (1955): 長野県上水内郡豊野村附近の地質, 信大教育研究論集 5, pp. 89~95.
- 斎藤 豊 (1956): 長野市附近の新第三系, 信大教育研究論集 8, pp. 181~194.
- 斎藤 豊・竹下 寿・立木省治・他 6 名 (1960): 長野市北東部の新生代層, 地球科学, 46, pp. 19~29.
- SAITO, Y. (1961, 1962): Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (pt. 1, 2), *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.* 11, pp. 179~200; 13, 23~54.
- SUGIMURA, A. and MATSUDA, T. (1965): Atera Fault and Its Displacement Vectors, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, pp. 509~522.
- 東京管区気象台, 長野地方気象台 (1966): 地震調査報告—1965 年 8 月以降の長野県松代町附近の頻発地震一, 昭和 41 年異常現象調査報告, 1, pp. 1~40.
- 富沢 恒雄 (1958 a): 長野油田北西部の地質; フォッサ・マグナ北部地域の地史的研究, 藤本治義教授還暦記念論文集, pp. 251~266.
- 富沢 恒雄 (1958 b): 長野県上水内郡地方の化石の研究・地史—北部フォッサ・マグナ地方の地史的研究一, 上水内郡地質誌, pp. 1~54.
- 富沢 恒雄 (1962): 信州北部地方の新第三系の地質学的研究—層序篇一, 長野県地学会, 51 p.
- 辻村 太郎 (1943): 断層地形図説, 75 p. 古今書院.
- 八木 貞助 (1918): 皆神門頂丘, 地質学雑誌, 26, pp. 175~181.
- 八木 貞助 (1943): 更埴地質誌, 更埴教育会 228 p.
- 八木 貞助 (1947): 弘化四年の善光寺大地震に随伴し継続したる陸地変形に就て, 帝国学士院紀事, 5, pp. 180~187.
- 八木貞助・八木健三 (1958): 上水内郡地質誌, 長野県上水内教育会, 480 p.

24. *Geological Consideration on the Matsushiro Earthquake-Swarm since 1965 in Central Japan.*

By Ryohei MORIMOTO, Isamu MURAI, Tokihiko MATSUDA, Kazuaki NAKAMURA, Yukimasa TSUNEISHI, Earthquake Research Institute, and Shizuo YOSHIDA, Geological Institute, University of Tokyo.

Geology of the main seismic area in and around the town of Matsushiro, the northern part of Nagano Prefecture, central Japan, is investigated by field and literature surveys for the better understanding of the earthquake-swarm which is now taking place.

The Matsushiro earthquake-swarm started at the beginning of August, 1965. Since then, the local seismicity has become more active with occasional rise and fall.

The seismic area, in question, has the following geologic features:

(1) Stratigraphy of the Matsushiro area is summarized as follows.

Quaternary	}	Alluvium and Diluvium.....	River gravel, sand and mud, including fan deposits
		Minakamiyama lava dome....	Hornblende bearing augite-hypersthene andesite
		Takimoto formation.....	Lake deposits (sand, shale, gravel)
Pliocene	}	Kimyosan volcanics.....	Lavas and ash-flow deposits of augite-hypersthene andesite
		Hokiyadake volcanics	Olivine augite basalt lavas
Miocene	}	Porphyrite-Diorite.....	Hornblende-porphyrite and fine-grained diorite
		Aoki formation	Marine sandstone, mudstone and conglomerate
		Bessho formation	Marine black mudstone and shale
		Uchimura formation.....	Submarine volcanics

~~~~~  
Mesozoic granites and Paleozoic sedimentaries (not exposed)

(2) Town of Matsushiro and its adjacent areas were or have been a volcanic region since Miocene: A large amount of intermediate or felsic magma intruded into the Miocene marine formation and consolidated as porphyrite or diorite, now extensively exposed around the town of Matsushiro.

The Kimyosan volcanics of Pliocene age erupted on land from the place near the summit of Mt. Kimyo, 4 km east from the town centre of Matsushiro. Minakamiyama lava of Quaternary age was protruded *in situ* after the valley system around the town was formed by erosion. Time of this event, the last volcanism in this region, is estimated at  $1-5 \times 10^5$  years ago on the basis of topographic consideration and later by K-Ar dating. Caldera structure, which was assumed previously, is not found around Mt. Minakami.

(3) Matsushiro area has been an upheaved and tilted area: After regional subsidence in northern Shinshu in early Miocene, the zone indicated as "Central belt of uplift" (Iijima, 1962) in Fig. 1 has been elevated. The present seismic area belongs to the western part of this zone of uplift, whose upward movement still continues in Quaternary age, being associated with NW-ward tilting in this area. No post-Miocene marine sediments are found on the central belt, and Quaternary lake deposit, "Takimoto formation", which may be cor-

related stratigraphically to "Toyono formation", is distributed in the mountain-land 150-200m above the alluvial plain.

On the northwest border of the town of Matsushiro, nearly vertical fault (Toriuchi pass fault) running through in the direction of NE-SW was found, NW-side of which relatively sank 150 m or more. But trace of dislocation on the alluvial plane, e. g. evidence of active faulting could not be found here.

(4) The underground of the town of Matsushiro down to 2-3 km beneath the bottom surface of the Alluvium is composed mainly of the porphyrite or fine-grained diorite and also of Tertiary mudstone and volcanics. The deeper level, including the focal realm of the present earthquakes is supposed to be composed mainly of Tertiary intrusive and/or Mesozoic granitic rocks and Palaeozoic sedimentaries.

(5) Geology of Toyono area, about 20 km north of Matsushiro, is also investigated, where a remarkable change of height was noted by recent rerunning of precise levelling carried out after the Matsushiro earthquakes had started. Toyono area is situated near the boundary between the Nagano basin and the western hilly land (Fig. 1). The Nagano basin is underlain by thick Quaternary deposits, suggesting active subsiding movement of the basin floor. While, the western hilly land consisting of late Tertiary and early Quaternary strata is a region of active folding and of younger uplift since latest Pliocene, being contrasted with the above-mentioned, relatively stable Matsushiro area. The early Quaternary Toyono formation is folded along the boundary of the two areas and is flexured down beneath the Alluvial plain of Nagano basin with high-angle inclination overturned at places (Fig. 3). Associated with the flexure, thrust faults dipping to the NW are supposed to be concealed beneath the plain.

The folding in the Toyono area is so active that it is expressed directly on the hill topography (Figs. 5 and 6). Anticlinal structures of the Toyono formation are harmonized with the present shape of hills. Vertical displacement of the Toyono formation attains about 200 m at maximum. Two scarplets, which appeared in March 1847 in the town of Nagano at the time of the Zenkoji earthquake, are considered as a surface manifestation of the thrust faults mentioned above. It is noted that anticlinal change in height detected by precise levelling shows good agreement with the anticlinal structure of the Toyono formation underlying the levelling route.

Geologic processes which formed Nagano basin, especially its western periphery have thus been active even in and after the Pleistocene age.

Some of the results so far obtained of seismological or geodetic surveys, undertaken by colleagues of the writers, are enumerated, for discussion, as below (for details on individual subjects see papers by colleagues in this Bulletin):

1) Distribution of epicentres of present earthquake-swarm is quite local and concentrated in the ellipsoidal area around Mt. Minakami 10 km in NS and 7 km EW in its diameters, the depths of most of the foci being 1-7 km beneath the surface. It is quite rare for them to occur under the alluvial plain of the subsiding Nagano basin. Magnitudes of the larger earthquakes attained up to 5 in Gutenberg-Richter's scale (after Hagiwara and others).

2)  $m$ -value of Ishimoto-Iida's formula is within 1.9-2.1 and 2.4-2.6, corresponding to depths of the foci and is always smaller than that of Minakami (1960)'s B-type volcanic earthquake (after Hagiwara and others).

3) As to the present earthquake-swarm, source mechanism of all felt earthquakes and of most non-felt earthquakes so far investigated are of quadrant-type (after Tokyo Meteorological Observatory and Nagano Local Meteorological Observatory (1965), and Hagiwara and others). Nodal lines of push-pull distribution of P-wave show that the direction of

maximum principal axis of compression is EW and horizontal, the minimum one being NS horizontal.

4) Rerunning of precise levelling in and around Nagano basin, and records of tiltmeter showed that the mountainland, east of the Chikuma river, or "Central belt of uplift" including Matsushiro area tended to upheave and tilt relatively to the subsiding Nagano basin (after Dambara and Tsubokawa, Hagiwara and others, and Tsubokawa and others).

5) According to the results of geodimetric surveys over Matsushiro town from the top of Mt. Minakami, horizontal extension of the ground is conspicuous in NS direction, while in EW direction slight shortening is revealed or rather it is almost unchanged (maximum strain  $3.6 \times 10^{-5}/2$  months,  $5 \times 10^{-5}/5$  months) (after Kasahara and others).

6) Rerunning of the precise levelling from Matsumoto to Nakano, passing through the west of the seismic region, was performed by the Geographical Survey Institute. The result shows that general tendency of NE-ward tilting of the area in previous 63 (30 and 33) year period changed to SW-tilting in the last 8 years, and that the region was upheaved as a whole to a considerable amount. Relative subsidence of the Nagano basin and minor fluctuations with wavelength of a few kilometers, are accelerated.

Standing upon the geophysical and geological evidences mentioned above, the writers discuss and speculate upon the origin of the earthquake swarm.

From the geological point of view, both volcanism and tectonic movement are probable as the cause of the present earthquakes. The source mechanism of the Matsushiro earthquake swarm requires such stress state as the axis of maximum compressive principal stress being EW and horizontal, and the minimum one being NS horizontal around the foci. Such a stress distribution cannot be generated by the mere upheaval or equi-directional expansion of the crust at or beneath the hypocentre.

Therefore, it is necessary to assume that the same stress state as inferred above extends regionally surrounding the hypocentre. The stress state would exist not only in Matsushiro but also at least in Northern Shinshu as a whole, or farther in central Japan and the state is not temporal but enduring for long period as considered from the following facts:

(a) Source mechanism of the Nagano Earthquake in 1941 (Central Meteorological Observatory 1941) is the same type as those of present earthquakes.

(b) Horizontal component of the maximum compressive principal stress inferred from the source mechanism of the deep and intermediate earthquakes in central Japan is almost EW (Honda, 1962).

(c) Orientation of the maximum compressive principal stress shown by the modes of displacement of active faults is E-W in trend in the region of the west of Itoikawa-Shizuoka Line (Sugimura and Matsuda, 1965).

(d) Recent vertical displacement found by rerunning of precise levelling over the whole Northern Shinshu is very conspicuous but similar in trend to that revealed by the geological structure of Tertiary-Quaternary formation of this region.

This regionally, continuously stressed and strained condition of the crust alone, however, cannot explain the localization of hypocentres in a limited area "Matsushiro".

In order to explain the localization, it is necessary to assume some localized peculiarity either in strength of the crust or in magnitude of stress near Matsushiro, beside the regional stress condition mentioned above. It is not determined at present whether such a peculiarity in the crust beneath Matsushiro may be ascribed to the existence of active magma or to pre-existing heterogeneity in the crust, because the given geological and geophysical data are not incompatible with any of both cases, or with the both together.

But it is improbable at least that there exists a large shallow magma reservoir of several hundred metres or more in diameter or a growing dike swarm in hypocentral area at a depth of several kilometers beneath the surface.

Therefore, if the magma should play an important role in bringing about the present earthquakes, the head of magma should be deeper than the depth of focal realm.

In this connection, the following model is one of the possible explanations for such observed facts as the N-S extension of the ground in the seismic area and the earthquake mechanism of quadrant type with NE-SW and NW-SE nodal lines: A fracture system of EW direction is supposed in the basement rocks beneath the hypocentral realm. A magma from a deeper source has intruded upwards enlarging these fractures, resulting in extension of the overlying part of the crust toward NS-direction. As a result, compressive stress of NS-direction decreases in the hypocentral realm. This decrease of N-S compressive stress, associated with the regional compressive stress of EW direction has attained a certain stress level sufficient for the formation of fractures in the crust to bring about the present earthquake-swarm.