

27. 松代群発地震地域のわれめ系解析

地震研究所 村 井 勇

(昭和 41 年 11 月 25 日発表—昭和 42 年 3 月 31 日受理)

要 旨

松代地震地域に分布する新第三系、貫入岩類および鮮新世・第四紀火山岩類の中には、広範囲にわたって共通な特徴をもつわれめ系の発達が認められる。われめ系はいくつかの要素によつて構成されているが、特に ENE-WSW と WNW-ESE の走向をもち直立する共軛組と NNE-SSW と NNW-SSE の走向をもち直立する共軛組の 2 系統が普遍的な発達を示す。第 1 の系統は、形成の際の応力条件が、 σ_1 が E-W、 σ_2 が鉛直、 σ_3 が N-S の方向にあつたと解釈される。第 2 の系統は、 σ_1 が N-S、 σ_2 が鉛直、 σ_3 が E-W と解釈される。第 1 の系統は下位の岩層中で顕著な発達を示し、これに対して第 2 の系統は、上位の岩層中において顕著である。このほか、 σ_2 が水平方向に移り、代りに σ_1 が鉛直方向にきたような応力条件で生じたと考えられるいくつかの副次的なわれめ系が認められる。これらのわれめ系は節理を主とし、断層の発達はあまり顕著でない。われめ系の形成の時期は主として中新世の石英閃緑岩類の貫入後、鮮新世火山岩類の噴出前にあつたと考えられるが、鮮新世以後も同様な応力条件が持続したかあるいは繰り返された可能性がある。松代地震の発震機構は四象限型で、その節線の方法は NE-SW と NW-SE でよくそろつており、E-W 方向の圧縮力によつて地震が発生していると解釈されているが、これは、地震地域に発達するわれめ系の第 1 の系統の応力条件と一致している。また、E-W 方向の圧縮力は、北部フォッサ・マグナの新第三系の構造発達を支配してきたものでもある。松代町の皆神山北方に生じた潜在断層の方法は、その周囲の岩石中に発達するわれめ系の方法と一致している。

I. ま え が き

昭和 40 年 (1965 年) 8 月に始まつた、松代町を中心とする群発地震は、3 回の活動期を経て、震滅域は次第に拡がり、その後活動は衰えながらも、現在なお続いている。この群発地震は、その発端から詳細な観測資料が得られ、その後各種の調査が行われて、地震計測、測地、地磁気、重力などの各分野で多くの問題を提供してきたが、地震地質学の分野においても大きな検討すべき問題をなげかけている。

地震は最初、松代町の中央に位置する洪積世の火山である皆神山を中心に、長径 12 km、短径 7 km の楕円の範囲、深さ 2~8 km のところに起こつた (Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes and the Seismometrical Section, 1966)。

昭和40年11月末を中心とする第1の活動期の頃には震源は皆神山のまわり、とくに南西側に集中していたが、昭和41年4月を中心とする第2の活動期の頃には、松代町と若穂町の境に位置する鮮新世の火山である奇妙山の地下2~7kmのところにも集中した。このころから皆神山と奇妙山の中間の地域に顕著な地割れ群があらわれ、地下に潜在する地震断層の存在を示唆した (NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y., 1966). 地震の発生域は第1の活動期の終りから少し拡がり、第2の活動期の後さらに拡がって北東-南西に長径16km、北西-南東に短径12kmの楕円となつた。8月下旬より9月上旬にかけての第3の活動期に入ると、地震の発生域はさらに拡大して、北東-南西の方向にそつて著しくのび、北は須坂市、南は更埴市より、上山田町にまで達した。同時に皆神山北方の土地の異常隆起、地割れに沿う動きの活発化、地下水の異常な増加、塩分を多量に含む微温の湧泉の出現、地這りの発生などが起こつた (NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y., 1967; MORIMOTO, R. *et al.*, 1966). 第3の活動期の後、地震の発生回数は次第に減少してきたが、発生域の範囲はなおも拡大して、上高井郡東村、小県郡真田町、埴科郡坂城町、更級郡上山田町、東筑摩郡坂西村などにも及んでいる。

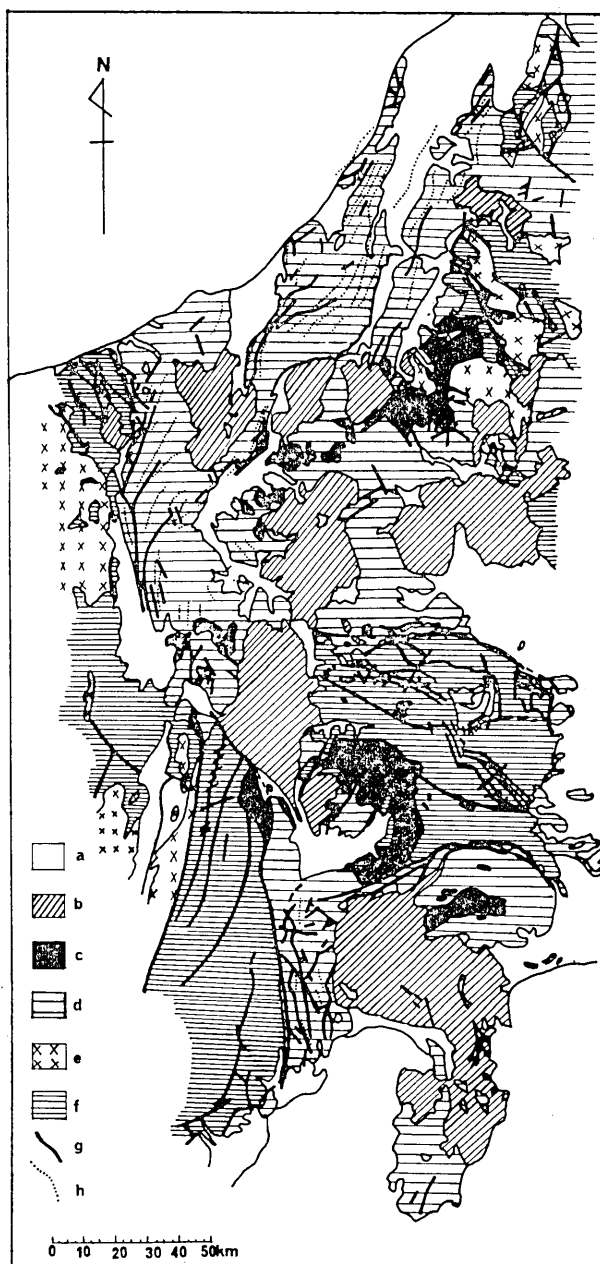
地震は最初、第四紀火山の皆神山の直下に主として集中し、地下のマグマ活動との関連性が考えられ、注目された。その後、発生域は非常に拡大したが、その範囲は、この地域の地質構造と調和的なひろがりを示していて興味深い。初動分布がいずれも四象限型で、節線の方角もよくそろい、その個々の地震の発震機構は東西、水平の方向に最大主応力、南北、水平の方向に最少主応力が作用した状態で発生していると解釈されている (Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes and the Seismometrical Section, 1966, 67; 東京管区气象台, 長野地方气象台, 1966 a, b). このような初動分布および発震機構は新潟県南部から長野県北部にわたる地域に発生する地震の一般的特徴であるが、またフォッサ・マグナ北部における中新世以降の造構運動の応力条件ともほぼ調和的である。さらに、竹原、瀬閑地区などの地割れ群は、その方向と変位の向きから、東西方向の圧縮力が作用して生じた地震断層のあらわれと解釈され、初動分布から推定される応力条件とも一致することが明らかとなつた。松代地域における東西方向の土地の収縮は光波測定の結果からも証明されている (KASAHARA, K. and OKADA, A., 1966; KASAHARA, K. *et al.*, 1966, 67). このような一連の事実は、今回の群発地震の発生機構がこの地域の地質構造と密接な関係を持ち、ひいては中新世以降この地域に作用してきた造構運動ともなにかの点でつながりをもつてであろうことを示唆するように考えられる。したがって地震発生地域の地質構造上の特徴をさらに詳しく知ることは、松代群発地震の性格を明らかにする上に重要であると考え、松代地域およびその周辺において、第三紀および第四紀の各種岩層について地質構造解析を行つてみた。

調査に際して、松代町、上田市などの現地の方々に種々の御助力をいただいた。調査の一部は科学技術庁地質調査所からの依頼により行つた。また調査費の一部は文部省科学研究費によつた。このほか火山岩の残留磁気測定を上田千曲高等学校の村田宣雄氏 (現在は長野高等学校) にお願ひした。原稿の清書、図版の製作にあたつて、岡田桂子嬢、太田桂

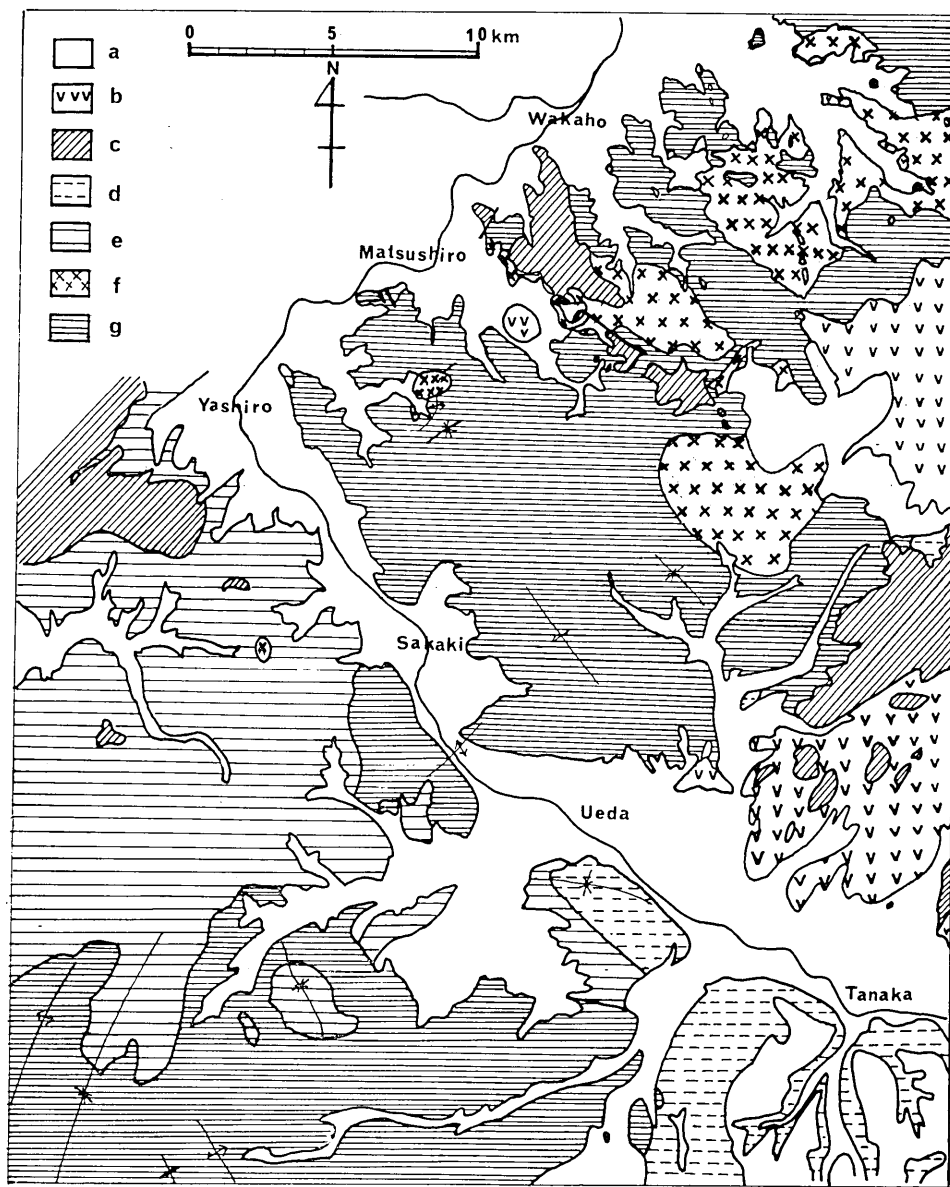
子嬢，穂刈佳子嬢，福本三枝子嬢の協力を得た。これらの諸機関，諸氏に感謝の意を表する。

II. 松代群発地震地域の地質概観

松代群発地震の発生域は須坂市より若穂町，松代町，更埴市，上山田町，坂西村に至る北東—南西に連なる地帯で，地質構造の上でも特徴的な地帯に相当する。すなわち，諏訪より松本東方を通り，戸倉，松代から志賀高原へ至る地帯は，第三紀中新世の造山帯の中軸部にあたり，深成岩および半深成岩の活動が行われた地帯である。鮮新世には陸化して陸上火山活動の中心地帯となり，さらにひき続いて，第四紀火山活動の中心地帯となっている。中・北信地方の主要温泉がこの地帯に密集している（小林，1960；飯島，1963）。この地帯は特に“ムラサメ 化作用”（歌代他，1958）と呼ばれる低温の熱水変成作用が著しく，小林（1957，58，60）は，このことから“ムラサメ帯”を提唱し，表層下の基盤岩中に熱水の通路になつた破碎帯があるとして，それに相当するものとして中央構造線の北方延長を考え，また新発田—十日町線の南西への延長がこ



第1図 フォッサ・マグナ地域の地質概略図。
a: 第四系，b: 第四紀火山岩類，c: 第三紀花崗岩類，
d: 新第三系，e: 先第三紀花崗岩類，f: 先新第三系，
g: 断層，h: 新第三系の褶曲軸。



第2図 松代地震地域およびその周囲の地質.

a: 第四系, b: 第四紀火山岩類, c: 鮮新世火山岩類, d: 小諸層群,
e: 北信層群, f: 石英閃緑岩, g: 中信層群.

(20 万分の1長野県地質図, 5 万分1須坂図幅, 7 万5 千分の1 上田小県地質図等を用いて編纂した)

のムラサメ帯に切することに注目している。飯島 (1962) は、基盤の構造を切る重要な断裂帯がこの地帯の西縁に沿って走っていると考え、これを諏訪―十日町構造線と呼び、中新世の緑色凝灰岩の活動および深成岩の活動はこの断裂帯に沿って起こったとしている。この構造線の東側に沿う地帯の上田より北の部分は、中新世中期より隆起の傾向が著しくあらわれて陸化し、新第三紀堆積盆を東西に二分した。飯島 (1955, 1962), および飯島他 (1956) はこの地帯を“中央隆起帯”と名づけた。松代群発地震は、小林の“ムラサメ帯”および飯島の“中央隆起帯”に沿って起こっているわけである (第1図参照)。

松代町付近の地質については、既に地震発生とともに調査が行われ、その結果が報告されている (森本他5名, 1966; 沢村・垣見, 1967)。松代町を中心とする周辺地域の地質については、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) のほか、信濃教育会による上田小県誌 (1963), 地質調査所による5万分の1須坂図幅および説明書 (1955) など多くの文献がある。これらおよびその他の文献を参照して、松代群発地震地域の地質を要約すると次の通りである (第2図参照)。

〔基盤〕

この地域はフォッサ・マグナ地帯内にあり、中新世以降の地層および侵入岩と火山岩が分布している。基盤の岩石の露出はないが、沢村・垣見 (1967) は新第三系中の凝灰岩の中に千枚岩の破片が見られることから、内帯の変成岩が伏在する可能性をのべている。飯島 (上田小県誌, 1963) は凝灰角礫岩中の捕獲岩から、中央構造線は諏訪から東へ彎曲して矢ヶ崎峠と内山峠の間へ抜けると考えているし、河内他 (1963) も瀬戸内型噴出岩の分布から、中央構造線は霧ヶ峯より荒船山へ続くとしている。従つて、松代地域の基盤は内帯の岩石よりなると考えることできる。

〔中信層群・北信層群〕

中・北信地方に分布する第三系は、本間 (1927, 1931) により中信層群と北信層群に大別されている。前者は、中新世前期より中期にわたる地層で、下位より変質火山岩類を主とする内村層と黒色頁岩を主とする別所層とに分けられる。北信層群は、中新世後期より鮮新世にわたる地層で、下位より、砂岩・礫岩よりなる青木層、礫岩・砂岩よりなり亜炭層をはさむ小川層、砂岩・泥岩よりなる柵層に分けられる。これらのほか、諏訪地方に礫岩・砂岩よりなる初期中新世の地層 (守屋層) がある。

フォッサ・マグナ北部地域は、中新世以前まで安定した陸地であつたが、中新世の初めに急激な海侵が起こり、同時に烈しい火山活動がはじまり、その後は、地角斜海盆となつて、上記のような厚さ数千 m に達する地層が堆積した。山岸 (上田小県誌, 1963) によれば、松代南方の太郎山・真田地域では、内村層が 2000 m 以上、別所層が 1000 m 以上、青木・川西地域では別所層が 500 m 以上、青木層が 1000 m 以上に達している。飯島 (1963) によれば、別所層は海侵の最も進んだ時期に堆積した地層で、その堆積時より緩慢な褶曲作用を受け、同時に地下では、閃緑岩類や玢岩類の活動が行われた。この深成岩類の侵入が行われた地帯は、沈降から隆起に転じ、上田付近より北東へのびる地帯は、隆起の中心部となり陸化した。これが“中央隆起帯”である。青木層の堆積時には、沈降域

は東西に分化の傾向を示し、小川層の堆積後完全に分化した。地向斜性沈降海域は西に移動し、東方の堆積盆は陸水域となった。

〔小諸層群〕

小川層の堆積後、東方に分化した堆積盆内に堆積した地層を飯島他（1956）は小諸層群と名づけた。これは本間（1931）の塩川層にあたる。陸成層で、溶結凝灰岩層や凝灰角礫岩層などの火砕物質よりなる層をはさんでいる。

〔石英閃緑岩〕

本地域には、新第三系中に色々な貫入岩体が見られる。これらのうち玢岩と石英斑岩類の活動は、内村階初期より、小川階にわたりくり返し行われ、中信層群および北信層群中の火山活動と直接関連をもつ。貫入の形式に一定の傾向があり、地質構造と調和的である（歌代他，1958；山岸，1963）。石英閃緑岩の貫入は、別所層堆積の末期と解釈されている。奇妙山東方の岩体についての K-Ar 法による絶対年代は 2,100 万年と報告されている（河野・植田，1966）。これらの貫入岩類は、中信層群とともに著しい変質作用を受けている（松田，1967）。この変質はグリーン・タフ地域に一般的に見られる現象のほかに、珪化作用やいわゆる“ムラサメ化作用”がある（歌代他，1958）。小林（1960）は、ムラサメ化作用が本沢型と呼ばれる玢岩に伴うと述べているが、山岸（上田小県誌，1963）は、これを石英閃緑岩の進入にひき続いて行われたとしている。

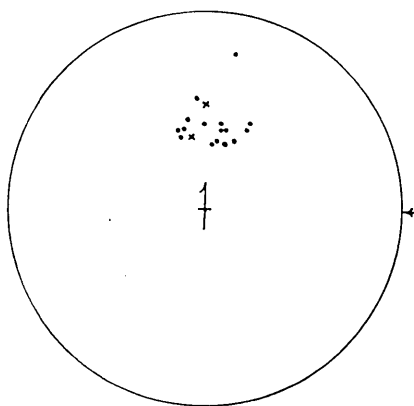
〔鮮新世および第四紀火山岩類〕

中央隆起帯の陸化後、鮮新世から第四紀にわたって、この地帯を中心にして陸上の火山活動がくり返された。松代地域に分布する保基谷岳火山岩類はソレイアイト質玄武岩ない

し玄武岩質安山岩であり、奇妙山火山岩類は輝石安山岩で、いずれも残留磁気の磁化方向は正常である。奇妙山火山岩類の各層準の岩石の磁化方向は、よくそろっている（第3図参照）。奇妙清滝溶岩の K-Ar 法による年代が 5.4×10^6 年であることから（森本他，1966），これらの火山岩類の活動時期はいずれも鮮新世中期と考えてよいであろう。

松代地域の東方および北東方では、鮮新世後期の逆方向の磁化を示す火山岩類がかなり広範囲に分布している¹⁾。しかし松代地域ではそのような火山岩は見られず、火山活動は洪積世後期の皆神山の噴出までなかった。

地震発生地域の南西縁にあたる更埴市、坂西村の地域には、小川層の流紋岩溶岩と凝灰



第3図 松代地域の火山岩類の残留磁気の磁化方向。（シュミット網，下半球投影）

•：奇妙山火山岩類，×：皆神山溶岩（村田の測定による）

1) 村田宣雄および筆者の未公表資料による。

岩をおおつて火山岩類が分布している。冠着山は複輝石安山岩、四阿屋山は玄武岩よりなる。冠着山の西方には複輝石安山岩よりなる三峯火山岩類、さらに西には玄武岩および塩基性安山岩よりなる聖山火山岩類がある（八木，1943）。これらの火山岩類の噴出時期は柵層堆積時以後であるが、正確なことは明らかでない。

〔地質構造〕

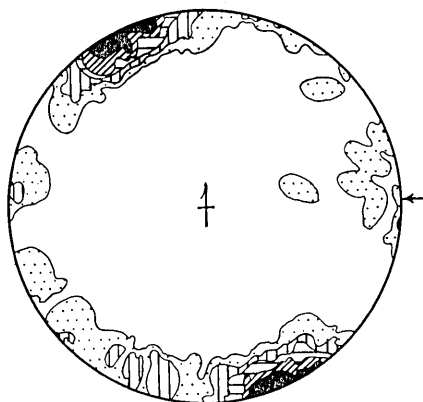
松代地域およびその周辺部では、北西—南東にのびるドーム構造がいくつか並列して発達していて、長野盆地以西の地域に見られる褶曲構造と性格が全くちがつている（山岸，1963；沢村・垣見，1967）。長野盆地以西の地域では、褶曲運動は北信層群の堆積期を通じてしだいに進行し、洪積統の豊野層をも褶曲させている。褶曲運動の最盛期は柵層堆積期の末期ごろにあると考えられているが（小林，1957），長野盆地西縁の地形より見て、褶曲運動は、現在なお継続しているようである（井上，1961，62，63；森本他，1966）。この褶曲構造は、裏日本油田地帯の新生界の褶曲構造の延長にあたり、褶曲軸の方向は長野付近では NE-SW の方向をとり、松本地方で NNE-SSW から N-S へと向きを変えている。この褶曲構造の軸に平行に、あるいは斜交して発達する断層が認められる。糸魚川—静岡線の発達と関連して、これらの構造が形成されたと考えられており（SAITO, 1961），断層のなかには洪積統を切るものもみられる（斎藤他，1960）。小松（1967）は、このような褶曲・断層構造を、北アルプス古期山地と第三系との間の水平ずり断層に伴うものと想像している。松代地域およびその周辺部では、褶曲の型式も方向も長野盆地以西の地域と異っている。その褶曲運動は中信層群の別所層堆積中よりはじまり、貫入岩類の活動を伴い、のち安定化している。NNE-SSW, NNW-SSE あるいは ENE-WSW, WNW-ESE などの方向の断層が若干見られるが（沢村・垣見，1967；松田，1967），最も著しいものでも落差は 500 m をこえないと考えられる。森本他（1966）の報告した奇妙山火山岩類を切る鳥打峠断層は、北方で撓曲構造に移化しているといわれ、大きな落差を考える必要はなさそうである。松田（1967）の記載した滝本付近の断層は奇妙山火山岩類を切っており、したがって鮮新世中期以降活動していないものである。第四紀に入って活動した形跡の明らかな断層地形は知られていない。加瀬（1967）によれば重力探査の結果より、千曲川ぞいに NE-SW の方向の構造線が存在が推定され、また松代・若穂地域一帯に NW-SE 方向の顕著な構造と、NE-SW 方向の副次的な構造とがあると考えられるという。

III. 松代地震地域に発達するわれめ系

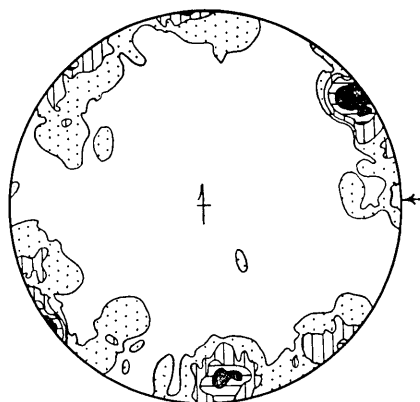
前節に述べた通り、松代地震の発生地域には、新第三系（中新統）の内村層、別所層、青木層、小川層とこれらを貫く変質安山岩、閃緑玢岩、石英斑岩、石英閃緑岩などの貫入岩体が分布しており、さらにこの地域が陸化してより後に噴出した鮮新世火山岩類と第四紀火山岩類がある。これらの各種岩体には複雑なわれめ群の発達が認められる。筆者は、松代地震地域およびその周辺において、各種岩体中のわれめ群の調査を行った。

われめ系の調査方法の概要は次のとおりである（村井，1955，65）。一定の地区において同じ地質単元に属する岩体の露頭につき、各種の破断構造、すなわち“われめ”を無作為

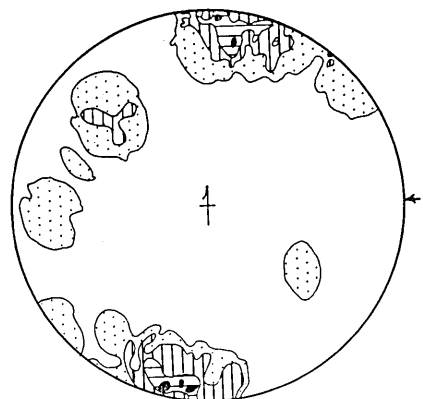
的に数 10 個以上抽出して測定する。その際、われめの規模、状態、性質等を記載し、共軛と思われる組があれば特に測定しておく^り。測定資料は、われめ面の極の方位をシュミット網（下半球投影を用いる）の上に投影し、投影点の集合の模様を等集中度曲線を用い



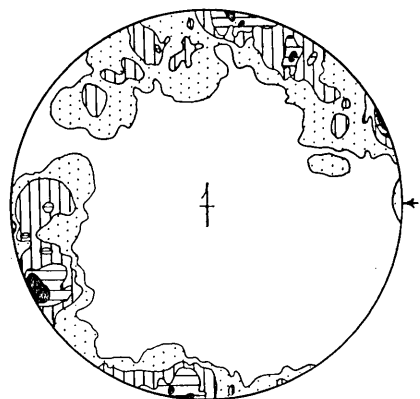
a) 松代地震観測所地下壕内で測定した黒色頁岩中のわれめ面の極 65 個の 2% 図型. 0-3-6-9-12.5-(15.5-23)%. (No. 1203).



b) 松代地震観測所地下壕内で測定した珩岩中のわれめ面の極 61 個の 2% 図型. 0-3.5-6.5-10-(13-15)%. (No. 1222).



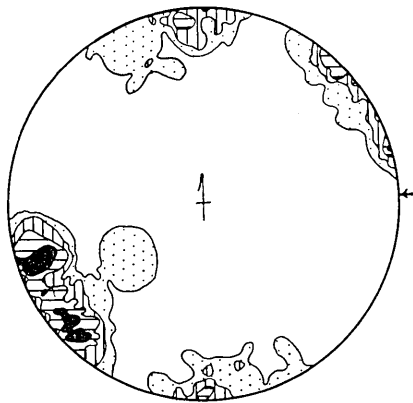
c) 長野市松代町東寺尾で測定した頁岩および珩岩中のわれめ面の極 35 個の 3% 図型. 0-5.5-11.5-17-(20-23)%. (No. 1201).



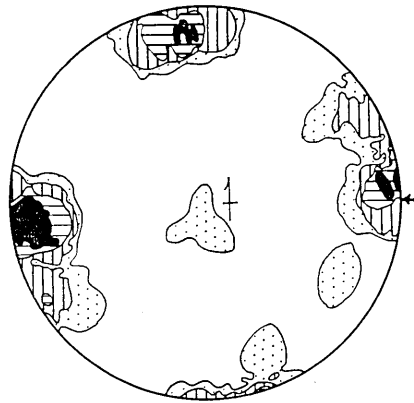
d) 長野市松代町鳥打峠で測定した頁岩中のわれめ面の極 46 個の 3% 図型. 0-4.5-8.5-13-(15-17.5)%. (No. 1202).

第 4 図 松代・若穂地域における新第三系および珩岩中に発達するわれめ系.

- 1) 共軛性の判定は基本的には変位のあるわれめ（断層）について同時性を確かめた上で行わなければならない。変位のないわれめ（節理）については、並列して発達する断層との関係と、節理の性質の詳細な観察から行うことが可能である。



e) 更埴市屋代町雨ノ宮で測定した閃緑玢岩中のわれめ面の極 36 個の 3 % 図型, 0-5.5-11-16.5-(22-28) %, (No. 1208).



f) 長野市若穂町, 清水および温湯で測定した玄武岩溶岩中のわれめ面の極 44 個の 3 % 図型, 0-4.5-9-13.5-(18-29.5) %, (No. 1209).

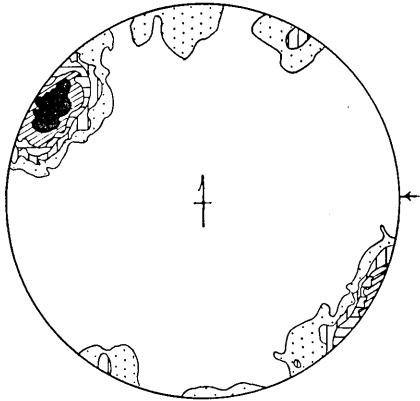
第4図 松代・若穂地域における新第三系および玢岩中に発達するわれめ系.

て描きだす. そのようにして得られた図型をもつて, 調査した地区の一定の岩体についてのわれめ系の発達状態を代表させる.

新第三系中に貫入する火成岩類は多くは岩床状を呈し, 地質構造と調和的な分布を示す. 新第三系とこれらの貫入岩類はともに著しい変質作用をうけているため, 両者の識別が困難となつている場合もある. 内村層および別所層の黑色頁岩は珪化作用をうけ, 硬化し, 複雑なわれめ系の発達を示し, その発達状態は場所ごとにかなり変動する. 黑色頁岩とそれに接する玢岩岩床とではわれめ系の発達状態に多少の差異が見られるが, 特徴は共通している. たとえば, 松代地震観測所の地下壕内で測定した黑色頁岩と玢岩のわれめ図型を比較して見れば, 極大区の出かたに多少の差異は見られるものの, 全体の様相はよく類似していることが分かる (第4図 a, b). 内村層の緑色凝灰岩および溶岩の中にはとくに顕著なわれめ系の発達が見られ, われめ系の構成要素を容易に判読することができる. 真田町管平口付近の内村層 (大日向層) の塩基性溶岩と頁岩の部分で測定したわれめ系の図型はその例で, きわめて規則正しいわれめ系の発達を示している (第6図 e, f).

玢岩類および石英閃緑岩類の貫入岩体は顕著なわれめ系の発達を示すが, 固結時の収縮節理と後生的な造構運動によるわれめとを区別することが一般に困難である. しかしこれら貫入岩体は, 小岩脈のような場合を除けば, 一般に新第三系中のわれめ系と共通の特徴を示す. それらが本来収縮節理であるにせよ造構運動の影響のもとに生じたと考えるか, あるいは収縮節理のうちある方位性のものが後の造構運動によつて選択的に強調されたと考えるか, または, 多くのわれめが新たに造構運動によつて生じたものと考えられるか, いずれにしても造構運動の影響のもとに生じたものと考えられる.

鮮新世火山岩類も顕著な節理系の発達を示すが, その発達状態はやはり, 新第三系中の



第5図 奇妙火山岩類中に発達するわれめ系。
長野市松代町鳥打峠および金井山石切場
で測定した奇妙山火山岩類の柴火碎流堆
積物中のわれめ面の極33個の3%図型。
0-6-12-18-24-(30-45.5)%, (No. 1228).

われめ系と共通の特徴を示す。奇妙山火山岩類の柴火碎流堆積物には、固結時に生じたと考えられる節理が見られるが、その図型は周囲の別所層中のわれめ系図型と共通の要素を示している(第5図)。第四紀火山岩類も同様に顕著な節理系を示し、その発達状態は新第三系および奇妙山火山岩類ときわめてよく類似している(第8, 9図)。

〔松代地域のわれめ系〕

松代地域に発達するわれめ系の概要については、既に星野・村井(1967)の報告がある。松代地域の新第三系の中に発達するわれめ系はいくつかの構成要素よりなっている(第4図, 第19図 a-7~11)。2系統の主要なわれめ系が見られ、1つは ENE-WSW (N 70°E ±) と WNW-ESE (N 60~80°W)

の走向をもち、垂直ないし高角度に傾斜する互に共軛な1組のわれめ系であり、他の1つは NNE-SSW (N 10~20°E) と NNW-SSE (N 25~40°W) の走向をもち、垂直ないし高角度に傾斜する共軛な1組のわれめ系である¹⁾。共軛をなす1組のうち、一方の面のみ卓越する場合がしばしば見られる。これらのほか、共軛をなすと思われるいく組かの副次的な要素が主要われめ系のそれぞれに随伴して現われる。これらのわれめ要素はいずれも節理系を主体とし、同じ方位に現われる小断層を伴っている。生成の際の応力条件は、それぞれ異なり、第1の要素の場合はほぼ東西に σ_1 、南北に σ_3 、第2の要素の場合はほぼ南北に σ_1 、東西に σ_3 、第3の要素の場合は鉛直方向に σ_1 、それぞれの共軛組の走向に直角で水平の方向に σ_3 が作用したと解釈される²⁾。

玢岩類および石英閃緑岩類中に発達するわれめ系は、貫入岩体の形状の相異によつて発達状態が異なり、また場所ごとに変動がかなり大きい。新第三系中のわれめ系とほぼ共通の特徴を示している(第4図 b, e; 第7図; 第19図 a-3, 4, 15, 16)。同様に2系統の主要なわれめ系があり、1つは ENE-WSW と WNW-ESE の走向をもち直立する共軛組、他の1つは、NNE-SSW と NNW-SSE の走向をもち直立する共軛組である。一般に第1の系統の方が第2の系統よりも強く表われている場合が多い。

奇妙山火山岩類の溶岩および火砕流堆積物中に発達する顕著な節理系も、新第三系と共通の特徴を示す(第5図, 第19図 b-42~44)。2系統の主要なわれめ系があり、1つは

- 1) これら2群のわれめは、それぞれ共軛組をなすことが露頭における観察から推定される。断層の現われ方が少ないため変位からの証拠は十分でないが、われめ面の状態、随伴性などから共軛組と考えられる。
- 2) われめ系よりその形成当時の応力条件を求める方法については、村井(1955, 1965)および平山・垣見(1965)に記述されている。

WNW-ESE, と ENE-WSW の走向をもち、ほとんど垂直の共軛と思われる 1 組, 他の 1 つは NNW-SSE および NNE-SSW の走向をもちほとんど垂直の共軛と思われる 1 組である。これらのうち, ENE-WSW の走向をもつわれめと NNE-SSW の走向をもつわれめが特に顕著な発達を示す。E-W の走向をもつ副次的なわれめの発達も著しい。

皆神山溶岩は露出が少なく、われめ系の発達状態を正確に知ることができない。北斜面の石切場跡で見られるものは $N60^{\circ}W$ と $N20^{\circ}W$ の走向でほとんど垂直ないし高角度に傾斜する節理を示している。

以上に説明したように、松代地域においては、ENE-WSW と WNW-ESE の走向をもち、ほぼ垂直な共軛の 1 組、(かりに東西性のわれめ系と呼ぶことにする)、と NNE-SSW と NNW-SSE の走向をもちほぼ垂直な共軛の 1 組(南北性のわれめ系と呼ぶことにする)の 2 系統のわれめ系の発達が普遍的に認められる。この 2 系統のわれめ系は生成時の応力条件が異なるが、主応力軸の方向はほぼ一致し、N-S, E-W, 鉛直の 3 方向にあり、応力条件の変化にともなつて主応力軸が互に交換しあつたものと考えられる。いずれも σ_2 は鉛直方向にあり、水平面上の N-S, E-W の方向に σ_1 と σ_3 があつて、それが互に入れかわつている。ただし、それぞれの系統のわれめ系を詳細に検討すると、その中で σ_2 の方向が鉛直方向から水平方向に移り、かわりに σ_1 が鉛直方向にきたような応力条件のもとに生じたと考えられる副次的な共軛のわれめがまじりこんでいることに気がつく。第 3 の副次的なわれめ系の群はこのようなものによつて主として構成されている。主応力軸のうち σ_1 が鉛直方向にあり、 σ_2 , σ_3 はいずれも水平で、その方向はかなり変化する。この系統のわれめの中には、小断層が節理とともに存在する。

地震発生域の中心部である皆神山および奇妙山付近の地区では、2 つの主要系統のうち第 1 のもの(東西性)が卓越し、とくに WNW-ESE の方向の節理の発達が著しい(第 1 図 c, d)。この方向は、竹原、瀬閑地区などに発生した地割れ群より推定される潜在する地震断層の方向(NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y., 1966, 67)とほぼ一致している。松田(1967)が述べているように、この地域では、潜在地震断層の位置には既存の大規模な地質断層は認められない。しかし、それに対応する節理系と小断層系の顕著な発達があるわけである。

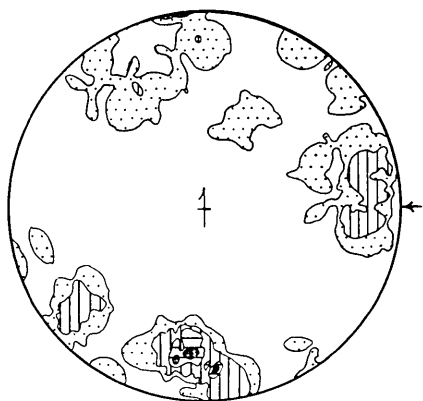
松代地域に隣接する若穂地域と屋代地域についても、1, 2 の個所でわれめ系の調査を行った。資料が少いため詳しいことは言いえないが、松代地域と共通の性質をもつたわれめ系が認められる(第 4 図 e, f; 第 19 図 a-10, 11)。ただし、東西性のわれめ系も南北性のわれめ系も、いずれも共軛組の交角がいちじるしく小さくなつていくことが特徴である。

〔真田・太郎山地域のわれめ系〕

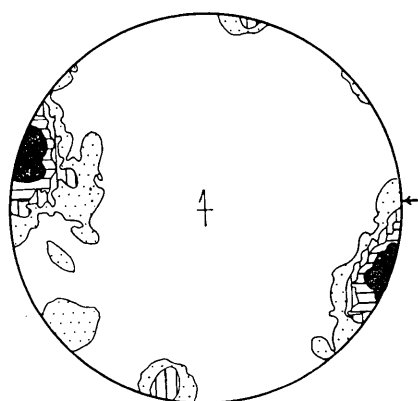
この地域は、主に内村層に相当する緑色凝岩類とこれを貫く石英閃緑岩および玢岩によつて構成されている。山岸(上田小県誌, 1963)は、この地域の地層を下位から大峯山層・太郎山層・横尾層・峯山層・大日向層(以上内村層に相当)と伊勢山層(別所層に相当)に分けている。上田市の北にそびえる太郎山には、NNW-SSE の方向にのびるドーム構造があり、その北東方の菅平付近では大松山の石英閃緑岩を中心とする別の並列するドーム

ム構造が見られ、両者の境は向斜構造になっている。

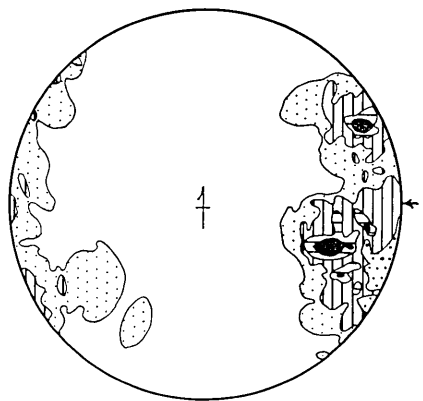
この地域に発達するわれめ系は松代地域のわれめ系と共通する特徴を示すが、細い点で多少の差異が見られる（第6図）。ENE-WSW と WNW-ESE の走向をもち直立する共軛な1組（東西性）は、依然として普遍的な発達を示す。その交角（鋭角）は松代地域における場合よりやや大きいようである。既に述べたように、真田町菅平口および渋沢付近の大日向層と横尾層は極めて規則正しいわれめ系の発達を示し、われめ系の構成要素を容



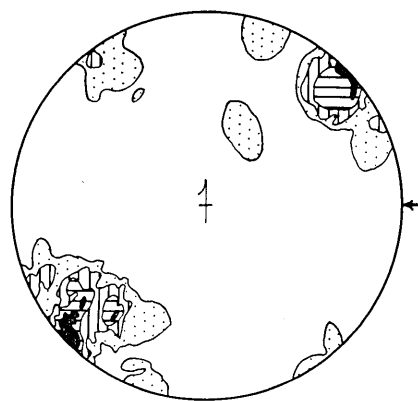
a) 真田町地蔵峠南側で測定した横尾層（内村層上部）の黒色頁岩中のわれめ面の極 54 個の 2 % 図型。0-3.5-7.5-11-(13) %。(No. 1206).



b) 真田町新田付近で測定した横尾層の緑色凝灰岩中のわれめ面の極 47 個の 2 % 図型。0-4.5-8.5-13-(21.5-38.5) %。(No. 1207).

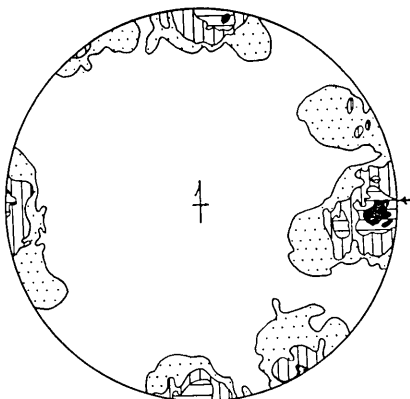


c) 真田町猛沢で測定した太郎山層（内村層中部）の緑色凝灰岩中のわれめ面の極 38 個の 3 % 図型。0-5.5-10.5-16-(18.5-23.5) %。(No. 1204).

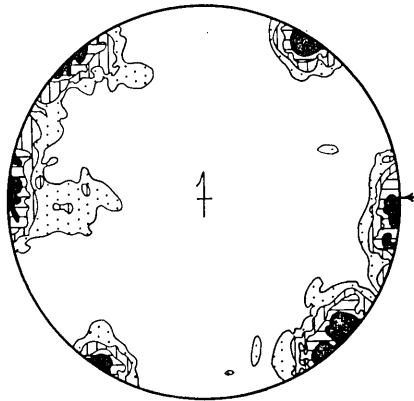


d) 上田市山口、黄金沢で測定した横尾層と太郎山層の緑色凝灰岩中のわれめ面の極 29 個の 3 % 図型。0-7-14-20.5-(24-27.5) %。(No. 1205).

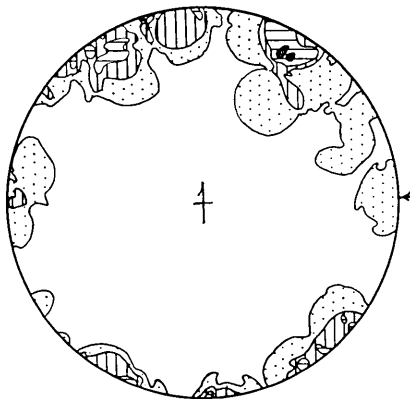
第6図 真田・太郎山地域の新第三系中に発達するわれめ系。



e) 真田町渋沢西方で測定した横尾町の緑色凝灰岩中のわれめ面の極 38 個の 3 % 図型. 0-5.5-10.5-16-(21-23.5) %. (No. 1210).



f) 真田町菅平口で測定した大日向層（内村層上部）の玄武岩溶岩および頁岩中のわれめ面の極 60 個の 2 % 図型. 0-3.5-6.5-10-(13.5-18.5) %. (No. 1212).



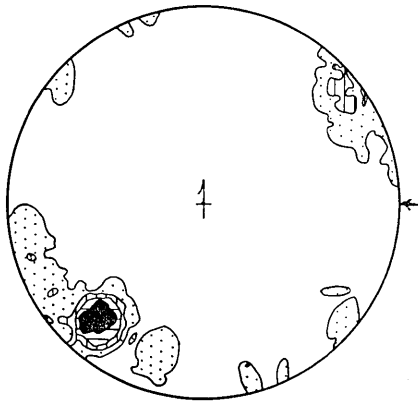
g) 上高井郡東村仁札，開墾事務所北方で測定した大日向層の頁岩中のわれめ面の極 35 個の 3 % 図型. 0-5.5-11.5-14.5-(17) %. (No. 1211).

第 6 図 真田・太郎山地域の新第三系中に発達するわれめ系.

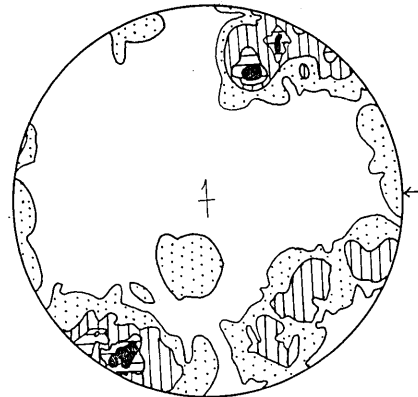
易に判読することができる。この地区では、われめ図型は ENE-WSW (N 35°E) と WNW-ESE (N 35°W) の走向をもち直立する顕著な共軛の 1 組（東西性）を示している。いま 1 つの主要系統（南北性）も顕著な発達を示し、N 80°W の走向をもちほぼ直立するわれめ系が見られる。この系統は、交角（鋭角）が著しく小さくなり、かつ σ_2 の方向が鉛直方向から水平の方向に移つて、 σ_1 が鉛直方向にきた副次的な共軛な 1 組のわれめ系を伴っていることがきわめて明瞭に認められる。いずれのわれめ系も節理を主体とし、同じ方

位性をもった小断層を伴っている。

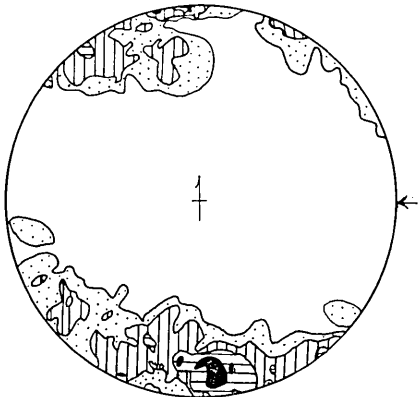
地藏峠付近、太郎山周辺、菅平北方などの地域においても、われめ系の特徴は共通で、NNE-SSW ($N 55^{\circ}E \pm$) と WNW-ESE ($N 55^{\circ}W \pm$) の走向をもち直立する共軛の1組と、NNE-SSW ($N 10^{\circ}E \pm$) と NNW-SSE ($N 15^{\circ}W \pm$) の走向をもち、ほぼ直立するいくつかの共軛組が認められる。ただし、松代地域に近い地藏峠付近と菅平北方では、第1の系統(東西性)の方が特に卓越し、その交角が小さいのに対して、太郎山周辺では第1の系統の交角が大きく、かつ第2の系統(南北性)が強く表われる傾向を示している。



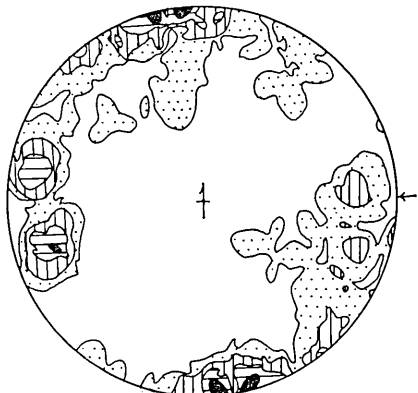
a) 真田町傍陽、洗馬川上流で測定した石英閃緑岩(大松山型)中のわれめ面の極 35 個の 2% 図型. 0-5.5-11.5-17-(23-28.5)%, (No. 1219).



b) 真田町大洞北方で測定した石英閃緑岩(大松山型)の縁辺部の花崗斑岩中のわれめ面の極 47 個の 3% 図型. 0-4.5-8.5-13-(15-17)%, (No. 1227).



c) 東村岩戸で測定した石英閃緑岩中のわれめ面の極 43 個の 3% 図型. 0-4.5-9.5-14-(18.5-23)%, (No. 1218).

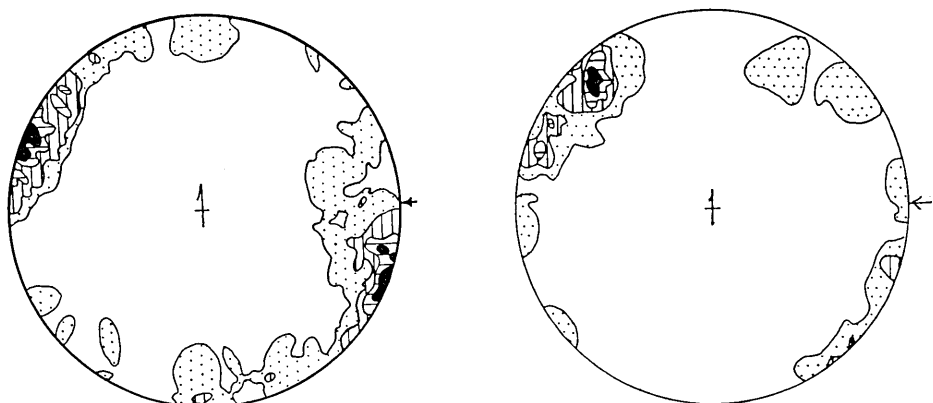


d) 松代町清滝付近で測定した石英閃緑岩中のわれめ面の極 73 個の 2% 図型. 0-2.5-5.5-8-(11-15)%, (No. 1239).

第7図 石英閃緑岩中に発達するわれめ系。

南北性のわれめ系は交角がいちじるしく小さくなり，副次的な共軛組を伴ない，方位性はかなり変動する。

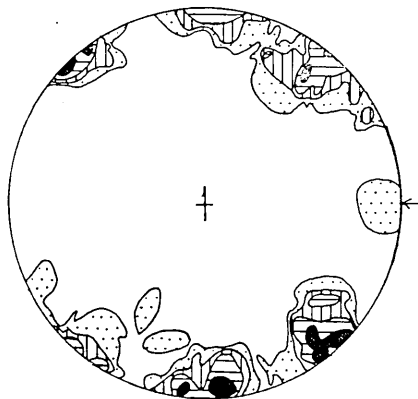
この地域北部の大松山を中心に広い分布を示す石英閃緑岩の岩体も，周囲の新第三系と共通の特徴をもつたわれめ系の発達を示している（第7図）。同様に2系統のそれぞれ共軛と思われるわれめ系を示し，第1の系統（東西性）の方が卓越している。その交角は新第三系中の場合より大きく，走向方向はそれぞれ $N 30 \sim 40^{\circ} E$, $N 30 \sim 40^{\circ} W$ である。第2の系統（南北性）は発達あまり著しくない。このほか E-W の走向をもち直立するわれ



a) 真田町菅平，唐沢滝付近で測定した，神川溶岩中のわれめ面の極 34 個の 3% 図型，0-6-12-17.5-(20.5-23.5)°，(No. 1220).

b) 群馬県吾妻郡嬬恋村田代付近で測定した四阿溶岩中のわれめ面の極 20 個の 3% 図型，0-10-20-25-(30-40)°，(No. 1241).

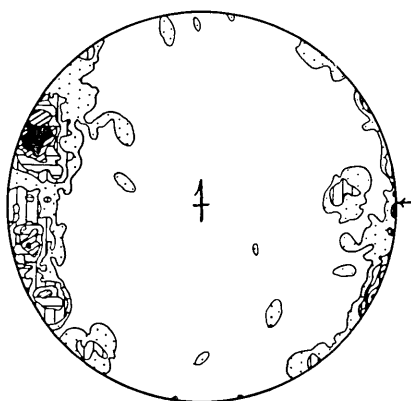
第8図 四阿火山溶岩中に発達するわれめ系.



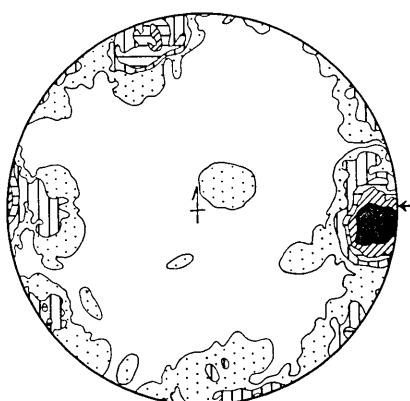
第9図 御飯火山溶岩中に発達するわれめ系，毛無峠北方で測定した御飯溶岩中のわれめ面の極 30 個の 3% 図型，0-6.5-10-13.5-(16.5-23.5)°，(No. 1238).

めが現われる。

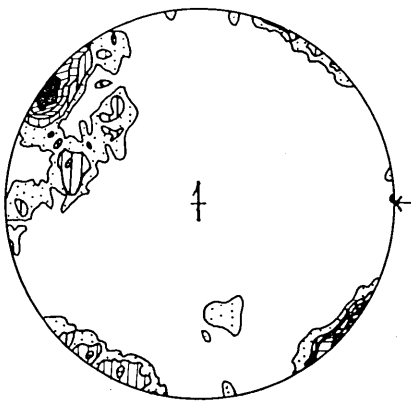
菅平の東方には四阿火山と御飯火山の噴出物が広い分布を示す。その正確な噴出時代は明らかでないが、四阿火山の噴出物はいずれも磁化方向が正常で、第四紀と思われる。御飯火山の基底溶岩は磁化方向が乱れており、時代はいくぶん下るようである。これらの火山の溶岩流についてわれめ系を調査した(第8, 9図)。われめの発達状態は収縮節理状であるが、周囲の第三系中のわれめ系と共通の様相を示すようである。四阿火山の溶岩流の例では、NNE-SSW と NNW-SSE の走向をもち直立する節理系の発達が顕著である。



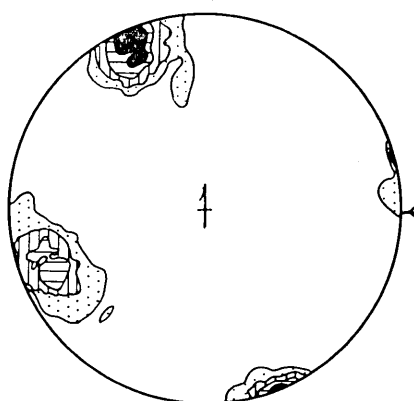
a) 上山田町岩井堂山で測定した別所層の黒色頁岩中のわれめ面の極 102 個の 1 %図型。0-2-4-6-8-(10-12) %。(No. 1214).



b) 上山田温泉付近で測定した別所層の黒色頁岩中のわれめ面の極 81 個の 2 %図型。0-2.5-5-7-10-(16-24.5) %。(No. 1221).



c) 坂城町、小網より胡桃沢にいたる間で測定した別所層の黒色頁岩中のわれめ面の極 82 個の 1 %図型。0-2.5-5-7.5-10-(14.5-18.5) %。(No. 1216).



d) 上田市下半過、岩鼻で測定した玢岩中のわれめ面の極 24 個の 3 %図型。0-4.5-16.5-25-(33.5-41.5) %。(No. 1217).

第 10 図 上山田地域の新第三系および玢岩中に発達するわれめ系。

御飯火山の溶岩流では、NE-SW, NW-SE および E-W の走向をもち直立する節理系が認められる。いずれの場合も、われめの方位は周囲の第三系中のわれめと一致する傾向を示し、われめ系形成の応力条件は、東一西、南一北および鉛直方向に3つの主応力軸があつたとして解釈される。

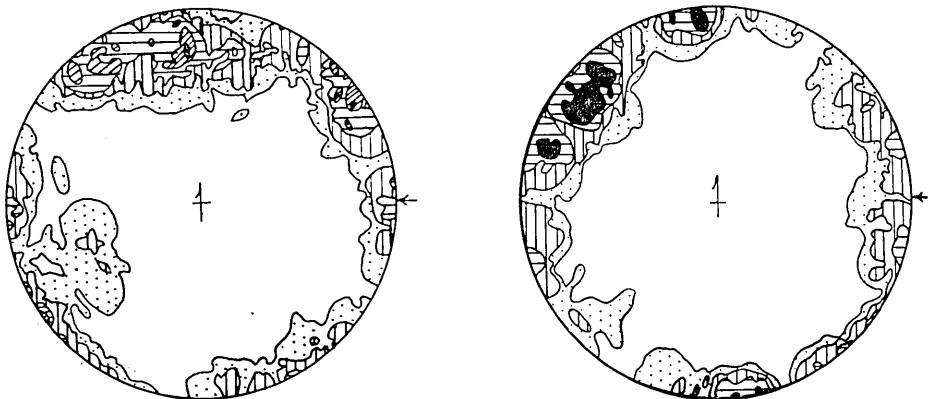
〔上山田・青木地域のわれめ系〕

この地域には、黒色頁岩を主とする別所層と、礫岩・砂岩・頁岩よりなる青木層、小川層が分布している。小褶曲構造が複雑に入り組みあつて発達しており、上田市下半過付近には NNE-SSW の方向を軸とする小褶曲構造が見られる。玢岩の貫入岩体が褶曲の軸部に沿つて分布しているほか、各所に小岩脈と岩床となつて分布している。

われめ系の発達状態は、場所ごとによりかなり変化が大きい、千曲川以東の松代・若穂・真田・太郎山地域のわれめ系との間に一連の共通性が認められる(第10図)。上山田地域の別所層中のわれめ系は、太郎山地域のわれめ系とよく類似し、同じく2系統のわれめ系(東西性および南北性)の発達を示す。東西性のわれめ系に対し南北性のわれめ系の方が発達が顕著である。南北性のわれめ共軛組は、交角がいちじるしく小さくなり、方位が場所ごとによりかなり変動する。両系統とも σ_2 が鉛直方向にあるが、それが水平方向に移つて、鉛直方向に σ_1 がきたような応力条件のもとで生じたと考えられる副次的なわれめ系を伴っている。この現象はとくに第2の要素において著しい。sand dyke を伴うことがある。

玢岩類の小岩脈の中に発達するわれめ系は、その形状に強く支配されており、周囲の新第三系中のわれめ系と完全な一致を示さない場合が多い。

青木地域に分布する新第三系中のわれめ系も、これまで説明してきた各地域の新第三系と共通する特徴を示している(第11図)。同じく2系統の共軛をなすわれめ系の発達が認



a) 地蔵峠付近で測定した青木層の頁岩および小川層の砂岩中のわれめ面の極 94 個の 2% 図型。0-2-4.5-6.5-8.5-(10.5-11.5)%, (No. 1223).

b) 青木村弘法付近で測定した青木層の頁岩中のわれめ面の極 58 個の 3% 図型。0-3.5-7-10.5-(14-17)%, (No. 1213).

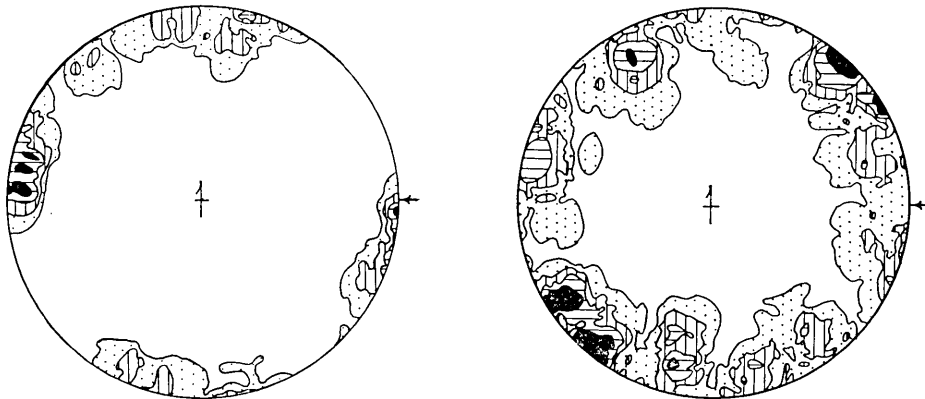
第 11 図 青木地域の新第三系中に発達するわれめ系。

められる。第1の要素（東西性）と考えられるものは $N 65 \sim 75^\circ E$ と $N 75 \sim 85^\circ W$ の走向をもち直立するわれめであり、第2の要素（南北性）は $N 40 \sim 45^\circ E$ と $N 35 \sim 40^\circ W$ の走向をもち直立および高角度に傾斜するわれめである。いずれも主応力軸のうち σ_2 は鉛直方向、 σ_1, σ_3 は水平面上にある。それぞれ、 σ_2 が水平方向に移つて、 σ_1 が鉛直方向にきたと解釈される副次的な共軛な組をなすわれめ系を伴なっている。このほか、ほぼ E-W の走向をもち、ほぼ直立する顕著なわれめの発達が認められる。

IV. 地震発生域隣接地域のわれめ系

松代群発地震が小林の“ムラサメ帯”，飯島の“中央隆起帯”にそつて発生していることは既に述べた。この地域とその東側および西側の地域とは地質構造が異つており、とくに西側の地域は新潟地方から続く油田構造によつて特徴づけられている。

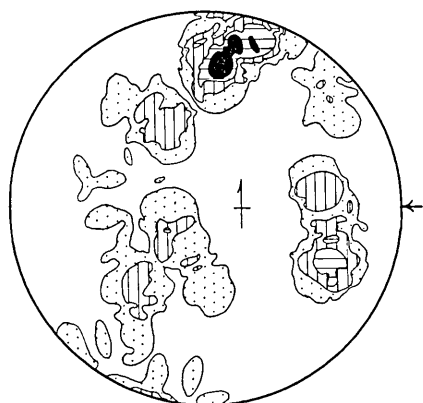
西側地域の例として、坂北村に分布する小川層と青木層中に発達するわれめ系について調査を行つたが、地震発生地域と異なる性質を示すことが知れた（第13図a）。われめ系はいくつかの要素によつて構成されており、層理面に平行なものと、層理面に垂直な2系統のわれめ系よりなつている。われめ図型の上で、後者の極大区は層理面に垂直な大門上に並んでいる。われめ図型全体を廻転させて、地層の方位が走向をかえずにそのまま廻転して水平にくるようにすれば、図型の模様は地震地域で得られるわれめ図型とほぼ共通する特徴を示すようになる。したがつて、この地域の新第三系では、層理面に平行なわれめが顕著な発達を示すほかに、地震地域に発達する2つの主要系統のわれめ系に相当するものが、やはりあると考えられ、それらのわれめ系全体が地層の方位と密接に関連して廻転しているわけである。われめ系を形成させた応力条件の主応力軸の方向は、層理面に平行



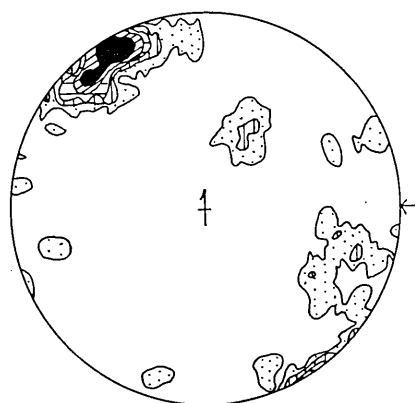
a) 川西村越戸で測定した別所層の頁岩中のわれめ面の極 46 個の 2% 図型。0-4.5-8.5-13-(17.5-22) %。(No. 1222).

b) 塩田町、別所温泉および野倉付近で測定した別所層の黒色頁岩中のわれめ面の極 102 個の 2% 図型。0-2-4-6-(8-12) %。(No. 1215).

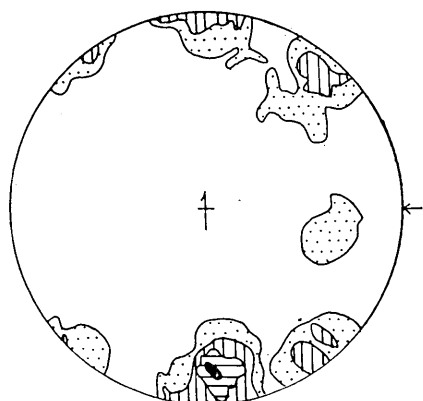
第 12 図 川西・別所地域の新第三系中に発達するわれめ系。



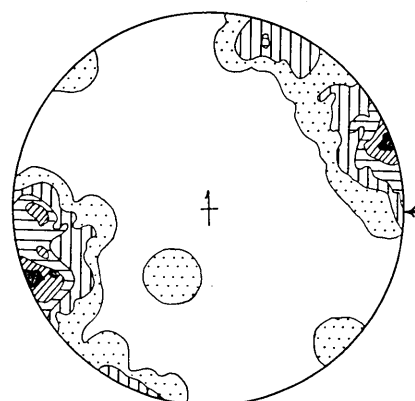
a) 坂北村で測定した小川層および青木層中のわれめ面の極 69 個の 2 %図型. 0-3-6-8.5-(11.5-16) %. (No. 1225).



b) 豆石峠より鹿教湯に至る間で測定した富士山層（内村層上部）の緑色凝灰岩中のわれめ面の極 83 個の 1 %図型. 0-2.5-5-7-9.5-(14.5-18) %. (No. 1224).



c) 東筑摩郡本郷村浅間温泉付近で測定した別所層中のわれめ面の極 26 個の 3 %図型. 0-7.5-15.5-23-(31) %. (No. 1240).



d) 小諸市布引観音付近で測定した小諸層群布引層中のわれめ面の極 45 個の 2 %図型. 0-2-6.5-11-15.5-(20) %. (No. 1230).

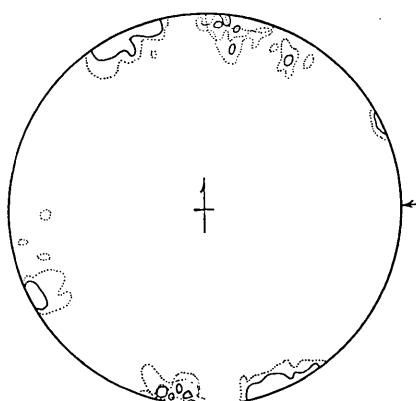
第 13 図 松代地震発生地域に隣接する各地域の新第三系中に発達するわれめ系.

な面上および垂直の方向にある。このようなわれめ系全体の廻転の傾向は、地震発生地域の一部でも多少認められるが、その程度はきわめて僅かである。松代地域などでは、一般にわれめ系の発達状態は地層の方位の変化にほとんど関係なく、主応力軸の方向は常に水平面上および鉛直方向にある。

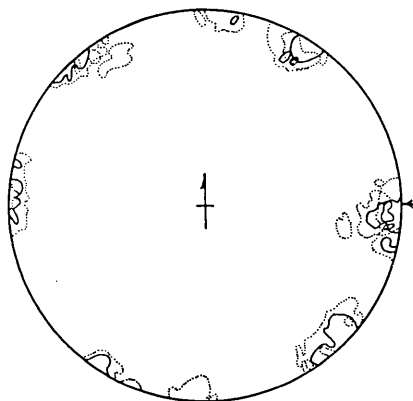
地震発生地域の東側の、川西・別所・鹿教湯などの地域に分布する内村層、別所層中のわれめ系についても調査を行つたが、その発達状態は上山田・青木地域とだいたい共通の特徴を示している(第 12 図, 第 13 図 b)。川西村および塩田町別所付近に分布する別所層

の黒色頁岩にはわれめ系が密に発達し、その発達状態は場所ごとに異動が大きい。しかし、 σ_2 を鉛直方向に、 σ_1 と σ_3 をほぼ東一西、南一北および南一北、東一西の方向にもつ2系統の主要なわれめ系の発達がやはり認められる。第1の要素は $N 55^\circ E$ と $N 50^\circ W$ 付近に走向をもち直立するわれめであり、第2の要素は $N 15^\circ E$ と $N 30^\circ W$ 付近に走向をもち直立するわれめである。このほか $E-W$ 付近に走向をもちほぼ直立するわれめ系が認められる。鹿教湯付近の内村層の緑色凝灰岩では、これらの系統のわれめ系のうちの特徴の要素のみが強く表われたような発達状態が見られる。

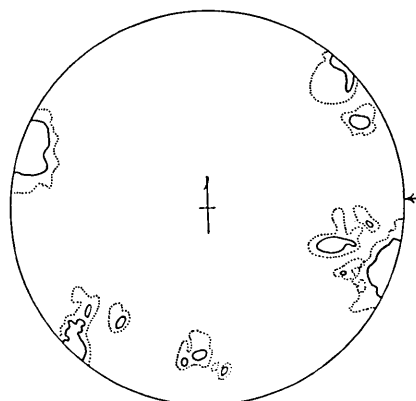
中央隆起帯あるいは中新世深成岩活動帯の南方延長は松本東方より諏訪に向っている。



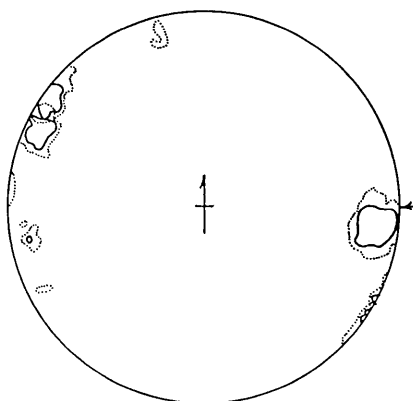
a) 松代地域の新第三系 (No. 1201, 1202, 1203).



b) 菅平付近の新第三系 (No. 1210, 1211, 1212).

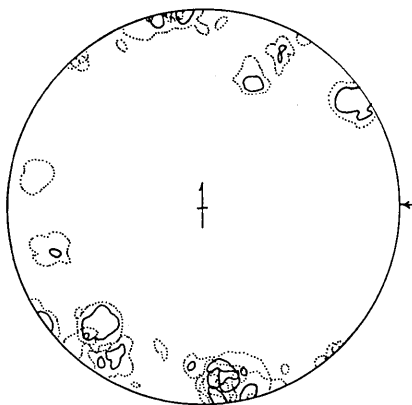


c) 太郎山地域の新第三系 (No. 1204, 1205, 1206, 1207).

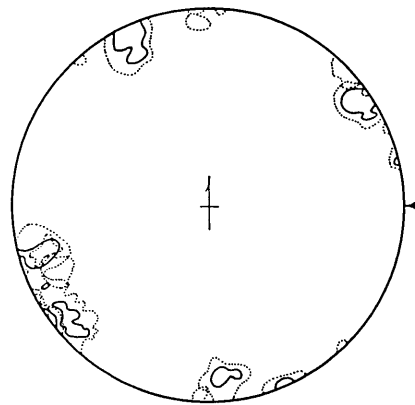


d) 上山田地域の新第三系 (No. 1214, 1216, 1221).

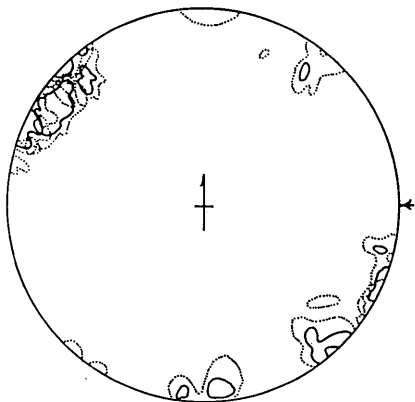
第 14 図 極大区および副極大区の複合図型。



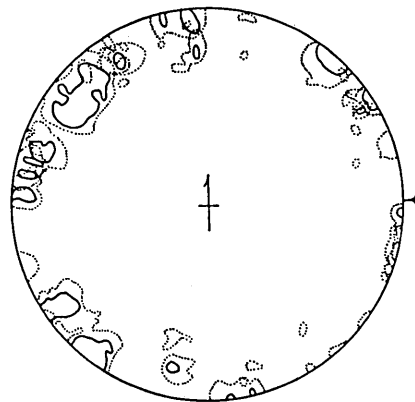
e) 松代, 若穂, 真田地域の石英閃緑岩.
(No. 1218, 1219, 1227, 1239).



f) 玢岩類 (No. 1208, 1217, 1226).



g) 鮮新世および第四紀の火山岩類. (No.
1220, 1228, 1238, 1241).



h) 青木, 川西, 別所地域の新第三系. (No.
1213, 1215, 1222, 1223).

第 14 図 極大区および副極大区の複合図型.

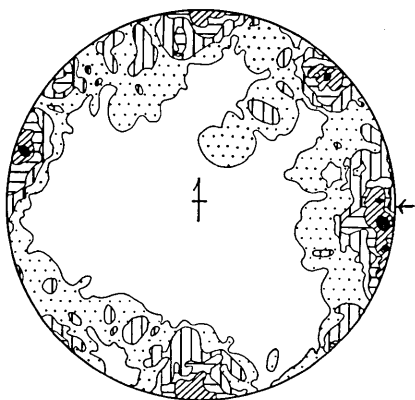
地震発生域外にあつて、中新世深成岩活動帯に属する松本東方の地域について、われめ系の調査を行つてみた。この地域の別所層中のわれめ系は、青木地域のわれめ系と共通の特徴を示すようである（第 13 図 c）。 $N 55^{\circ}E$, $N 50^{\circ}W$ および $E-W$ に走向をもち直立するわれめの発達著しい。前二者は東西性の共軛組と対応するものであろう。3つの主応力軸の方位は、東一西、南一北および鉛直の方向にある。

中央隆起帯の東側の地域は、鮮新世以降陸水堆積盆となり、小諸層群の堆積が続いたが（飯島他, 1957）、この地層の中にも顕著なわれめ系の発達が見られる。そのわれめ図型は概して単純な様相を示す（第 13 図 d; 第 19 図 b-39, 40）。だいたいの傾向は松代地震地域のわれめ系と類似の傾向を示す。資料が少ないため詳しい解析はできないが、東西性お

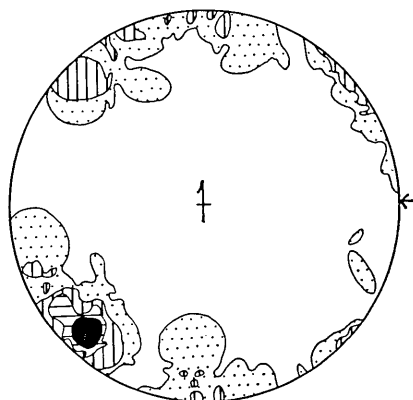
よび南北性の2系統のわれめ系があり、南北性のわれめ系の方が顕著な発達を示すようである。

V. 解釈およびまとめ

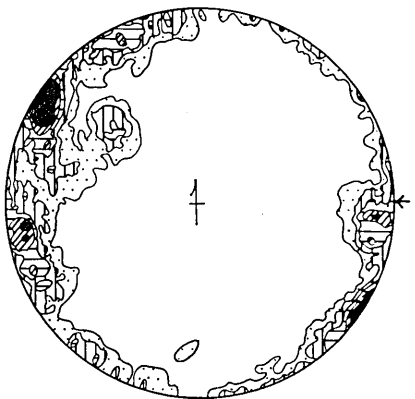
松代群発地震の発生地域に分布する新第三系、玢岩、石英閃緑岩などの貫入岩体および鮮新世以降の陸上火山岩類には、顕著なわれめ系が発達している。新第三系では、岩質の



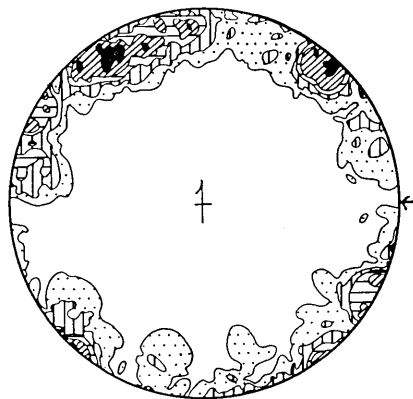
a) 松代、若穂、真田、太郎山地域で測定した新第三系中に発達する顕著な節理面の極105個の2%図型、0-2-4-5.5-7.5-(9.5)%. (No. 1232).



b) 松代、若穂、真田地域で測定した玢岩、石英斑岩、閃緑岩中に発達する顕著な節理面の極37個の3%図型、0-5.5-11-16-(21.5-24.5)%. (No. 1233).

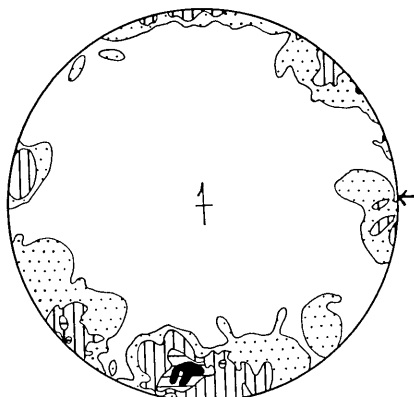


c) 上山田地域で測定した新第三系中に発達する顕著な節理面の極145個の1%図型、0-1.5-3-4-5.5-(7-11)%. (No. 1234).

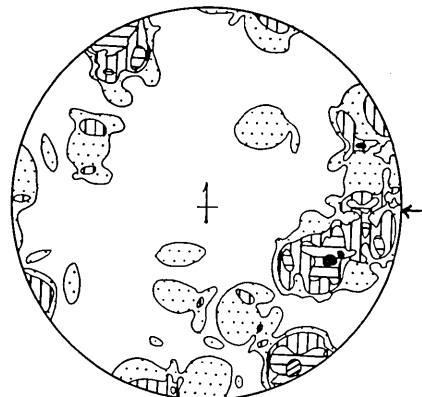


d) 青木、川西、鹿教湯地域で測定した新第三系中に発達する顕著な節理面の極82個の2%図型、0-2.5-5-7.5-10-(12-14.5)%. (No. 1235).

第15図 顕著な節理の部分図型。

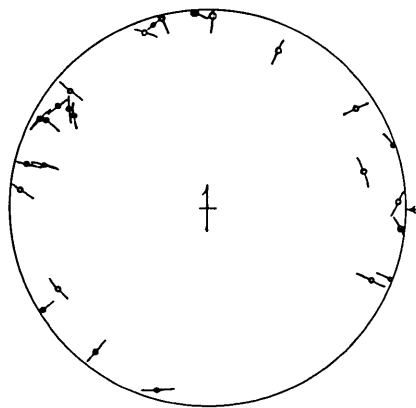


a) 松代, 若穂, 真田地域で測定した小断層面の極 37 個の 3 % 図型. 0-5.5-11-16-(19-21.5) %. (No. 1236).



b) 上山田, 青木, 川西地域で測定した小断層面の極 42 個の 3 % 図型. 0-5-7-9.5-(14.5-16.5) %. (No. 1237).

第 16 図 小断層の部分図型.

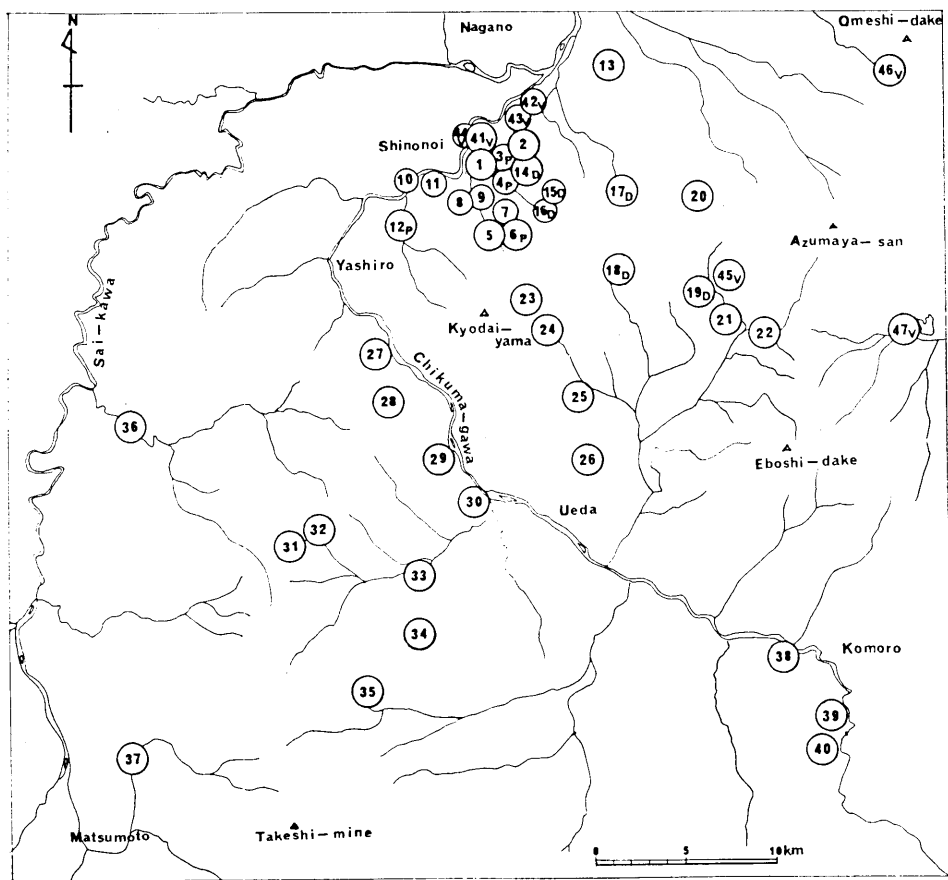


第 17 図 露頭面上で共軛をなす 1 組のわれめより求めた最小主応力軸 σ_3 の方向の例. 投影点より引いた線は σ_3 と σ_1 がのる大円の位置を示す.

差異および層準の違いにより, われめ系の発達状態にかなりの差が見られるが, 特徴は変わらない (第 14 図). われめ系はいくつかの構成要素からなりたっており, ENE-WSW, WNW-ESE の走向をもちほぼ垂直の共軛をなす組と, NNE-SSW, NNW-SSE の走向をもちほぼ垂直の共軛をなす組の 2 つの主要系統が普遍的に認められる. その応力条件は, 前者は σ_2 を鉛直方面に, σ_1 を E-W に, σ_3 を N-S にもつものであり, 後者は σ_2 を鉛直方向に, σ_1 を N-S に, σ_3 を E-W にもつものと解釈される. 2 つの系統とも, それぞれのわれめ自身が, σ_2 が水平方向に移り, 鉛直方向に σ_1 がくるような応力条件下で生じたと解釈されるような高角度に傾斜する副次的な共軛の組をなすわれめ系を伴なつて

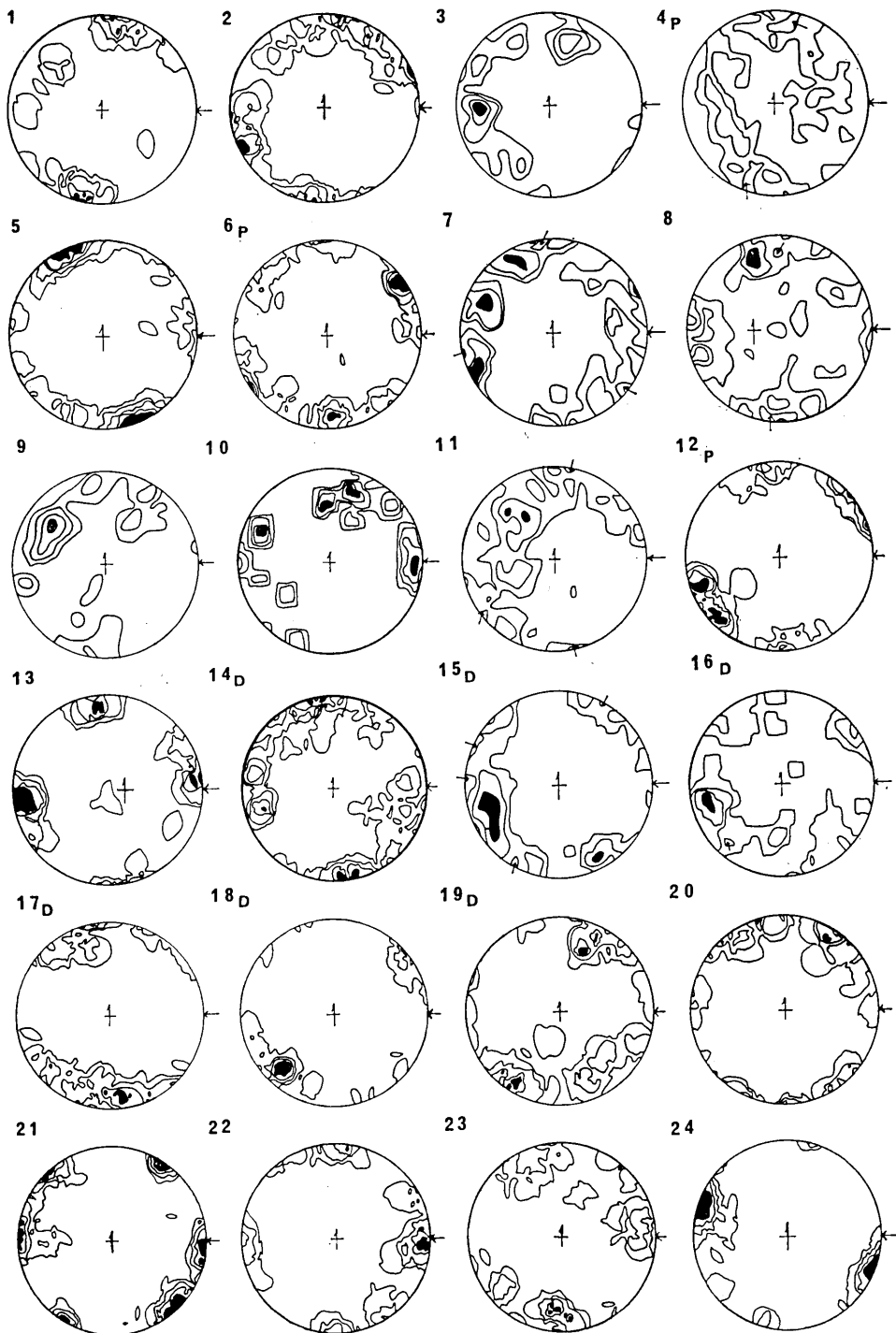
いる。これらのいく組かのわれめ系はいずれも節理系を主体とし、同じ方位の小さい断層を伴なっているが、断層の発達是一般にあまり顕著でない。

上記のような各種のわれめ構造がいつの時代に生じたか明らかでない。しかし、その主応力軸の方位が広範囲にわたって安定しており、新第三系の褶曲構造および石英閃緑岩の貫入岩体を中心とするドーム構造の各翼部における地層の方位の変化と直接の対応を示さないことから、形成の主要期は中新統の堆積および褶曲運動後であり、かつ石英閃緑岩の貫入後と考えられる。一方、松代地域に発達する断層の大部分が鮮新世中期の奇妙山火山岩類を切っていないことから、破断性変形運動が主として行われたのは、中新世後期より鮮新世前期にかけての頃と思われる。中部中新統の別所層堆積中より褶曲運動がはじまり

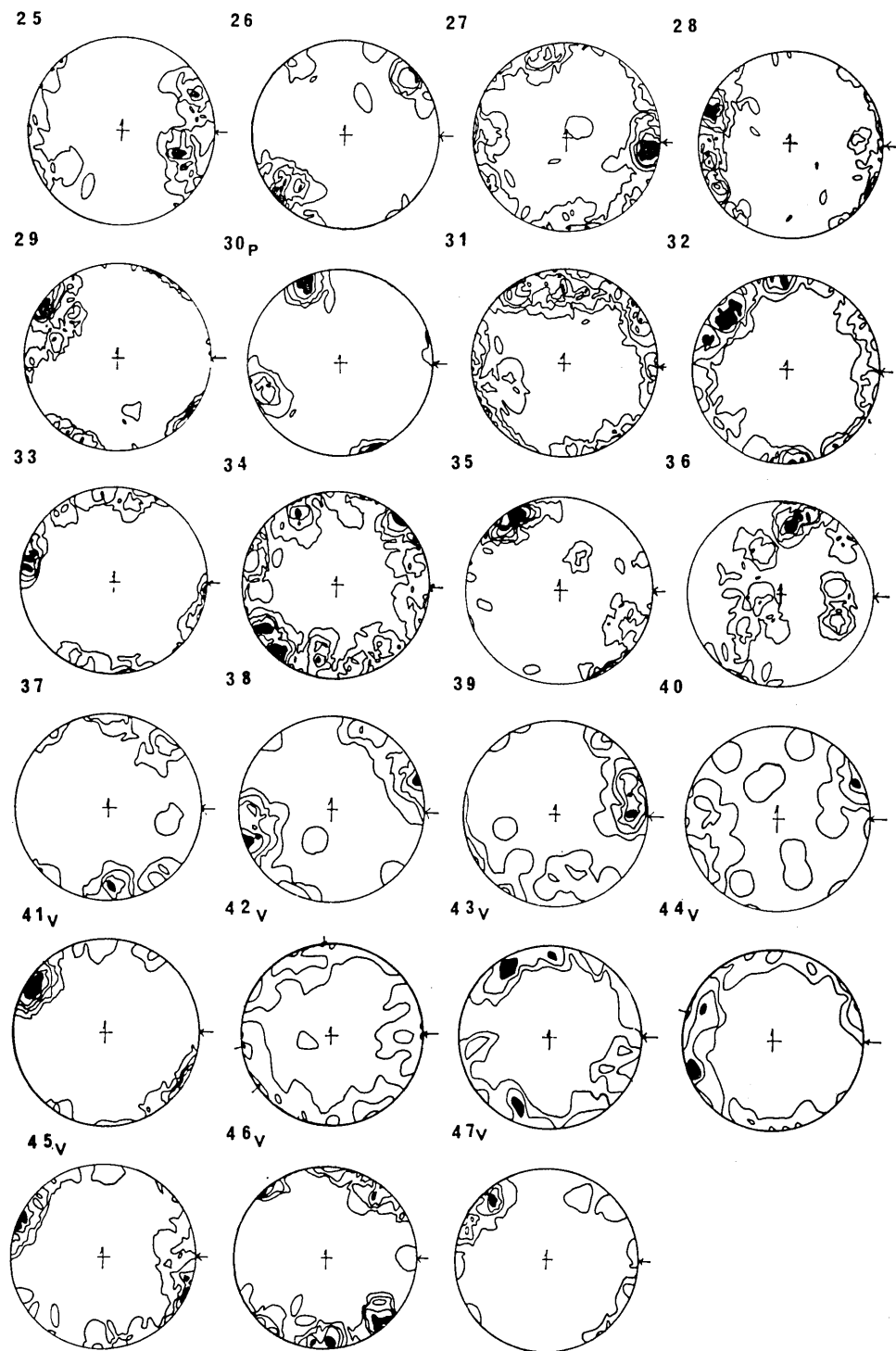


第 18 図 われめ系の調査地区を示す図。

番号は第 19 図の図型の番号を示す。P: 玢岩, D: 閃緑岩, V: 鮮新世および第四紀火山噴出物。小円は星野・村井 (1967) の報告に記載されたわれめ系図の調査地区。小円および No. 39, 40 以外は第 4~13 図に記載されている。



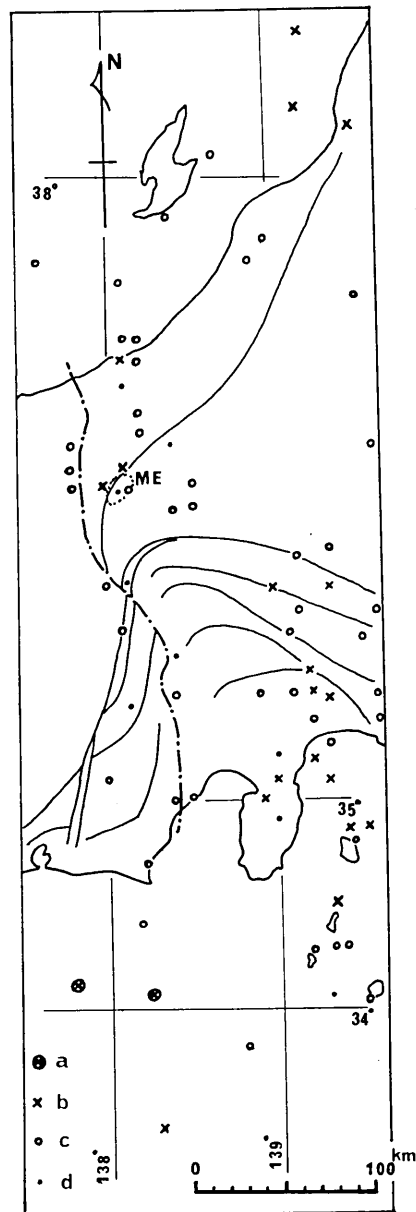
第 19 図 a



第 19 图 b

(別所時階; 飯島, 1963), 石英閃緑岩や玢岩類の活動を伴ったのちムラサメ帯および中央隆起帯は地背斜化し, 隆起して陸化したのであるから, われめ系の発達もこの深成岩活動帯の隆起運動と関連して行われたのではないかと考えられる. われめ系は複雑な構成要素よりなるが, それぞれの要素を形成させた応力分布の主応力軸の方向は常に鉛直および水平の N-S, E-W 方向にあつて一定しており, その主応力の相対的な大きさが変化しているだけである. おそらく, 変形運動の作用した期間を通じて, 応力条件は主応力軸の方向が不変のままであつても複雑に変化したであろうし, かつ数千 m に達する中新統の堆積層の各層準の上位と下位では応力条件が相当に異つていたであろうと思われる. また, 変形運動の主要期に続く時期においても応力の蓄積は反復して行れたであろうし, 残留応力の影響や, 隆起運動や侵蝕作用に伴う応力の減少など複雑な要因が重なりあつたと考えられる.

松代地域においては, われめ系の2つの主要系統のうち第1の系統(東西性)は第2の系統(南北性)を切つているのが観察される. 地震発生地域全体を通じて第1の系統(東西性)は普遍的な発達を示し, 特に下位の層準および石英閃緑岩の貫入岩体において卓越する傾向を示し, 深部の構造を代表すると想像される. これに対し, 第2の系統(南北性)は発達状態に変動が大きく, 上位の層準において顕著に表われるような傾向がある. 第1の系統は, 下位の岩層へ行くほど共軛組の交角が大きくなり, NE-SW, NW-SE の方向へ近づく傾向がうかがわれる. 一方, 第2の系統は第1の系統にくらべて共軛組の交角がずつと



第20図 フォッサ・マグナ地域に発生した過去の被害地震。(理科年表および宇佐美, 1966より作製)
a: $M \geq 8$, b: $7.9 \geq M \geq 7.0$,
c: $6.9 \geq M \geq 6.0$, d: $M \leq 5.9$,
ME: 松代地震地域, 破線は糸魚川-静岡岡線, その他の細い実線は主な構造線.

小さく、下位の岩層中では発達が不明瞭になるようである。これら2要素は変形運動の主要期にあいついで形成されたのであろうが、相互の最大最小主応力軸の変換がどのようにして起こったのかはよく分らない。第1の要素の方がより高い封圧下において形成されたことは事実であろう。第3の副次的要素は、これに続く時期に生じた *release fracture*、あるいは地塊の上昇運動に伴って生じた各種の *fracture* と解釈することも可能である。

中央隆起帯より西に生じた鮮新世の地向斜性堆積盆では、鮮新世末より洪積世初期にかけて烈しい褶曲運動が起こり、断層運動を伴ったことについては既に述べた(猿丸時階; 小林, 1957)。松代地震地域の含まれる中新世深成岩活動帯では、この時期に烈しい造構運動があつたとは考えられない。むしろこの地帯は安定化して、西側地域に対して1つの地塊としての動きをしたのみであつたと思われる。中・北信地域では、中新世初期の海侵にはじまり、別所時階をへて猿丸時階にいたる間に、造盆運動、地向斜の形成、褶曲作用という一連の地質現象の発展が見られ、こうした経過を通じて、N-S~NNE-SSW 方向の構造的支配が継続していた(SAITO, Y., 1961)。中央隆起帯およびそれに連なる地帯においては、N-S および E-W の方向に主応力軸の2軸が位置するような応力条件が継続していたであろうことが、新第三系および貫入岩類中のわれめ系の発達状態から知れることは既に説明した。鮮新世火山岩類や第四紀火山岩類にも、特徴の類似するわれめ系の発達が明瞭に認められることは、このような応力条件が別所時階以後猿丸時階よりさらには現世にまで持続してきたことを示唆するものとも考えられる。中央隆起帯西方の油田構造を示す地域の第三系のわれめ系についても、層理面の変位に対応するわれめ系全体の廻転があることを除けば、松代、若穂、真田、その他の地区のわれめ系と調和的である。したがって猿丸時階の褶曲運動と関係のある油田構造の中のわれめ系も、別所時階と関係のある中央隆起帯内のわれめ系と関連性をもっているわけで、N-S および E-W の方向に主応力軸の2軸が位置するような構造的条件が新生代を通じて持続していたと想像することが可能である。

フォッサ・マグナ地域は地震活動の盛んな地域で、被害地震の記録が多く残されている(第20図)。地震は、裏日本新第三系の褶曲帯内、糸魚川-静岡線沿い、および丹沢・伊豆地方に特に集中している。松代地域は新第三系褶曲帯の縁辺部にあたり、それより南の丹沢山塊に至る間のフォッサ・マグナ内では被害地震はほとんど起こっていない。松代群発地震は中新世の深成岩活動帯という単一の地塊内に発生しており、新潟地震のような新第三系褶曲帯内の大きな地塊の境目に発生するという性質のものではない。松代地震地域の地下構造は、このような群発性地震を起こすに都合のよい条件をそなえているのかもしれない。松代およびその周辺地域は、明治年間にも群発地震の記録があり(八木, 1943)、あるいは特殊な条件が備わっているのであろう。この地帯は温泉群の密集地帯であり、とくに松代町の加賀井には塩分を著しく多量に含む炭酸泉が湧出しており、地震活動の消長に全く対応して、温泉水の成分および湧出量の著しい変動や異常湧出が観測された(中村他, 1967; 春日, 1967)。この温泉水の起源は明らかでないが、地下のある程度の深さから来ていることは明らかで、過去の岩漿活動に関連する熱水起源のもの疑いがある。

中・北信地域に分布する数多くの温泉の中で成分的に特異のものである。このような深部性の温泉の湧出があるということは、地下深所になにか温泉水を通しやすい特別な破碎構造をもつことを物語っている。松代群発地震はおそらくこのような既存の破碎構造にそって破壊が行われて発生しているのであろう。

松代地震は東西方向に最大主応力軸が位置するような応力条件のもとで、NE-SW, NW-SE 方向の垂直な面にそって破壊が起こってつぎつぎに発生していると解釈されている。この E-W 方向の最大主応力は中新世以降の長い地質時代を通じて、この地域に作用してきた応力条件と調和的であり、かつ、NE-SW, NW-SE の 2 つの方向は、われめ系の第 1 の系統より想像される地下の深部構造と一致する。

文 献

- 平山次郎・垣見俊弘 (1965): 地層中の応力場の解析法とその実例について, 地球科学, no. 78, pp. 23-31.
- 本間不二男 (1927): 長野県中部地方の地質構造, 地質学雑誌, v. 34, no. 403, pp. 132-153.
- 本間不二男 (1931): 信濃中部地質誌, 古今書院.
- 星野一男・村井 勇 (1967): 松代町周辺の断裂系統, 防災科学技術総合研究速報 no. 5, pp. 37-40.
- 飯島南海夫 (1955): 鳥帽子火山北西部の地質, 信大教育学部研究論集, no. 5, pp. 145-153.
- 飯島南海夫・他 3 名 (1956): いわゆる塩川層の地質, 地質学雑誌, v. 62, no. 734, pp. 622-635.
- 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, no. 12, pp. 86-133, no. 14, pp. 91-122.
- 飯島南海夫 (1963): 上田小県誌 4, 自然篇地質の部, pp. 61-67, 166-181, 188-204, 210-250.
- 飯島南海夫 (1963): 長野県の温泉の地質学的考察——とくに山の内温泉群について——, 志賀高原生物研究所研究業績, no 2, pp. 33-40.
- 稲葉 明 (1959): 長野県内村地域の火山岩類の変質について, 地球科学, no. 43, pp. 11-22.
- 井上春雄 (1961, 62, 63): 信濃川河系にそって礫層堆積地形とその意義, 1, 2, 3, 4, 信大教育学部紀要, no. 11, pp. 215-229, no. 12, pp. 167-181; 信大教育学部研究論集, no. 13, pp. 89-100, no. 14, pp. 149-164.
- KASAHARA, K. and OKADA, A. (1966): Electro-optical measurement of horizontal strains accumulating in the swarm earthquake area (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 44, pp. 335-350.
- KASAHARA, K., OKADA, A., SHIBANO, M., SASAKI, K. and MATSUMOTO, S. (1966, 67): ditto (2), (3), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 44, pp. 1715-1733; v. 45, pp. 225-239.
- 春日 功 (1967): 松代地震による加賀井温泉の変化, 地学雑誌, v. 76, no. 2, pp. 76-86.
- 河内晋平・河内洋佑 (1963): 霧ヶ峰, 荒船山地区における鮮新世火山活動 II——フォッサ・マグナ帯中央部における瀬内区の延長——地球科学, no. 65, pp. 33-37.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩の K-Ar dating (IV)——東北日本の花崗岩類——, 岩石鉱物鉱床学会誌, v. 56, pp. 41-55.
- 小林国夫 (1957): フォッサ・マグナ地域の構造発達史, 地団研松本支部, pp. 1-6.
- 小林国夫 (1958): フォッサ・マグナにおける 2 つの構造発達区, 日本新第三系シンポジウム資料, 日本地質学会昭和 33 年討論会, pp. 8-11.
- 小林国夫 (1960): 信州の温泉とその地質——特に諏訪付近の温泉——, 温泉科学, v. 11, no. 1, pp. 12-15.
- 小松直幹 (1967): 松本盆地周縁の第三系の地質構造について, 地球科学, v. 21, pp. 19-20.
- 松田時彦 (1967): 松代地震断層の地質学的性質, 地震研究所彙報, v. 45 (印刷中).
- 森本良平・村井 勇・松田時彦・中村一明・恒石幸正・吉田鎮男 (1966): 松代群発地震域とその周

- 辺地方の地質, 地震研究所彙報, v. 44, pp. 423-445.
- MORIMOTO, R., NAKAMURA, K., TSUNEISHI, Y., OSSAKA, J. and TSUNODA, N. (1966): The landslides in the epicentral area of Matsushiro Earthquake Swarm—their relation to the earthquake fault, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 45, pp. 241-263.
- 村井 勇 (1955): 福井平野周辺地域の地質構造解析, 地震研究所彙報, v. 33, pp. 121-151.
- 村井 勇 (1965): 房総半島勝浦付近に発達する節理と断層, 地震研究所彙報, v. 43, pp. 829-869.
- 長野県地学会 (1957, 62): 20 万分の 1 長野県地質図および説明書, 内外地図, 78 p.
- NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y. (1966): Ground cracks at Matsushiro probably of underlying strike-slip fault origin, I—preliminary report, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 44, pp. 1371-1384.
- NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y. (1967): ditto, II. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 45 (in press).
- Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquake (1966, 67): Matsushiro earthquakes observed with a temporary seismographic network, part 1, 2, 3, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. 44, pp. 309-333, 1689-1714; v. 45, pp. 197-223.
- 中村久由・前田憲二郎・山田隆基・山田宮三 (1967): 松代群発地震をさぐる——温泉と地すべり, 地質ニュース, no. 149, pp. 28-31.
- 太田良平・片田正人 (1955): 5 万分の 1 須坂図幅および説明書, 工業技術院地質調査所, 54 p.
- 斎藤 豊・他 8 名 (1960): 長野市北東部の新生代層, 地球科学, no. 46, pp. 19-29.
- SAITO, Y. (1961): A preliminary note on the structure-system of the Tertiary formation in the northern part of Fossa Magna, *Bull. Fac. Educ., Shinshu Univ.*, no. 12, pp. 99-108.
- 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, no. 149, pp. 1-11.
- 瀬谷 清 (1967): 松代地震地域をさぐる, 物理検査の結果について, 地質ニュース, no. 149, pp. 17-31.
- 東京管区気象台, 長野地方気象台 (1966 a): 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——昭和 41 年異常現象調査報告第 1 号, 40 p.
- 東京管区気象台, 長野地方気象台 (1966 b): 地震調査報告——松代群発地震 (第 2 報)——(1966 年 1 月 21 日—6 月 30 日), 昭和 41 年異常現象調査報告第 5 号, 51 p.
- 内村団体研究グループ (1953): 内村地域の団体研究, 地球科学, no. 14, pp. 3-8.
- 宇佐美龍夫 (1966): 日本付近のおもな被害地震の表, 地震研究所彙報, v. 44, pp. 1751-1622.
- 歌代 勤・稲葉 明・林 等・山岸いくま (1958): フォッサ・マグナ帯における内村地域の堆積作用と構造運動, 新生代研究, no. 26, pp. 579-586.
- 八木貞助 (1941): 上高井郡地質誌, 上高井教育会, 230 p.
- 八木貞助 (1943): 更埴地質誌, 信濃毎日新聞社出版部, 288 p.
- 山岸いくま (1958): 長野県上田市北方の緑色凝灰岩について, 藤本治義還暦記念論文集, pp. 250-255.
- 山岸いくま (1963): 上田小県誌 4, 自然編地質の部, pp. 67-131, 181-188, 204-210.
- 山岸いくま (1964): 長野県上田市北方の地質——とくに緑色凝灰岩類について——, 地質学雑誌, v. 70, no. 825, pp. 315-338.
- 山岸いくま (1965): 長野県内村地域における緑色凝灰岩類の変質鉱物について (その I), 地質学雑誌, v. 71, no. 836, pp. 215-227.

27. *Fracture Analysis of the Seismic Area where the Matsushiro Earthquake Swarm has been occurring.*

By ISAMU MURAI,
Earthquake Research Institute.

The Matsushiro Earthquake Swarm has continued to be active on the geotectonically peculiar region in the Fossa Magna. The seismic area is situated along the characteristic zone, so-called "the murasame zone" or "the central belt of uplift", where igneous activities, low grade metamorphism and uplift have occurred successively since the middle stage of Miocene. This zone runs in the trend of NNE-SSW~NE-SW along the tectonic line of "Shibata-Tôkamachi" or "Suwa-Tôkamachi", and the town of Matsushiro or the center of the seismic area is situated in the middle of this zone.

At the beginning of the Miocene epoch, transgression of sea into the stable land was in progress on the north and the central parts of Nagano Prefecture. In this basin, violent submarine volcanism and regional subsidence succeeded, which resulted in the accumulation of a thick pile of volcanic materials and black shales. Geosynclinal subsidence in the early to middle stages of the Miocene epoch was followed by the upheaving movement on the zone of "the murasame zone" and "the central belt of uplift", being accompanied with the gentle folding of sedimentary strata, the intrusion of quartz-diorites and porphyrites and the low grade metamorphism. After the emergence of land, volcanic activities took place repeatedly on the eroded surface of the uplifted area from the middle Pliocene to the Recent. To the west of the upheaving zone, a new geosynclinal basin appeared, where folding and faulting have been active since the latest stage of Pliocene. Present seismic area of the Matsushiro Earthquake Swarm exactly belongs to a part of the zone of uplift, plutonism, metamorphism and volcanism since the middle Miocene.

The fracture systems developed in every kind of rock on the seismic area are surveyed statistically by the writer. It has been clarified by this survey that the fracture systems consist of several elements of fractures which are interpreted as being formed under different stress distributions during the progress of tectonic movement in this area. These elements of fractures are mainly composed of distinct joint sets and indistinct accompanying fault sets. Among the elements of fractures, the major two are developed outstandingly throughout the earthquake swarm area. The first element is a conjugate set of fractures having strikes in the directions of ENE-WSW and WNW-ESE and nearly vertical inclination. The second one is also a conjugate set of fractures having strikes in the directions of NNE-SSW and NNW-SSE and nearly vertical inclination. It can be interpreted that these elements of fractures were developed under the stress condition in which the principal stress axes were situated in the directions of N-S, E-W, and vertical. The situation of the maximum, intermediate and minimum principal stress axes, σ_1 , σ_2 and σ_3 , lie in the directions of E-W, vertical and N-S in the case of the first element, and lie in the directions of N-S, vertical and E-W in the case of the second element, respectively. The other elements of fractures are conjugate sets of fractures which are subordinately developed in company with the former two major elements. In the cases of these subordinate elements, the situation of the intermediate principal stress axis lies on the vertical line. Thus, three principal stress axes interchanged with each other during the progress of tectonic movement. The first major element shows conspicuous development especially in the lower horizons of sedimentary strata and in intrusive masses, and is considered to represent the deeper structure. While,

the second one is indistinct in the lower horizons and becomes distinguishable in the upper horizons, being considered to represent the shallower structure.

The age of formation of these fracture systems is not ascertained exactly. Most of the faults developed in the Miocene formations on the seismic area do not cut the Pliocene volcanic rocks. Perhaps the main phase of jointing and faulting may be in a certain stage after the Miocene plutonism and before the Pliocene volcanism. In the northern parts of Fossa Magna, however, the tectonic movement has gone on progressively since the Miocene epoch, through the Bessho Phase in the middle Miocene and the Sarumaru Phase in the latest Pliocene. During all phases of tectonic movement, the directions of N-S~NNE-SSW and E-W~WNW-ESE had controlled the formation of sedimentary basins and the development of geologic structures in the region, and also have controlled the trend of the recent crustal movement. It is possible to consider that a similar structural control has continued to operate after the main phase of tectonism in the seismic area.

As to the present earthquake swarm, the source mechanism of all earthquakes seems to be equal. Push-pull distribution of initial motions is of the quadrant type with the nodal lines in the directions of NE-SW and NW-SE, which suggests durable operation of the seismic force system in the direction of E-W in the seismic area. The mode of the horizontal strains of land which is detected by the electro-optical measurement harmonizes well with this seismic force system. Among elements of fracture systems developed in the seismic area, a conjugate set of fractures with the directions of ENE-WSW and WNW-ESE is the most important and conspicuous one and is considered to represent the deeper structure. This may show good correspondence with the directions of the latent earthquake fault which is interpreted from the cracks on the ground to the north of Mt. Minakami. The maximum and minimum principal stress axes concerning this fracture set lie in the directions of E-W and N-S respectively, which coincides with seismic force system.