

1984 年長野県西部地震 ($M=6.8$) の余震活動から 推定される潜在断層系について

東京大学地震研究所	{	溝	上	恵
		中	村	正 夫
		瀬	戸	憲 彦
		酒	井	要
		小	林	勝
		羽	田	敏 夫
		橋	本	信 一

(昭和60年5月20日受理)

1. は じ め に

1984 年 9 月 14 日午前 8 時 48 分頃、長野県王滝村を震央として $M=6.8$ の極浅発地震が発生した。この長野県西部地震は御岳山の大規模な山腹崩壊を誘発し多大な被害を生んだ。この地震は直前の前震活動を伴わなかったが、長期的に見ると 1976 年 8 月頃から始まった王滝村付近の群発活動と 1979 年 10 月の御岳山の噴火が先行した。これらの先行活動に伴った地震のメカニズム解は ESE-WNW ないしは E-W 方向の主圧力軸をもち、全般的にみて中部地方の広域応力場 (ICHIKAWA, 1971) と調和的である (青木他, 1980; 堀他, 1982)。

本稿では長野県西部地震の余震観測の結果から余震域における潜在断層系を推定し、それが先行活動と同様中部地方の広域応力場と調和的な配列をもつことを指摘する。また、王滝村付近の群発活動域で長野県西部地震の余震域と重なり合う領域の地殻深部には溶融体が存在する可能性を示す。これらの余震活動および先行活動としての群発活動と噴火活動は余震域周辺の潜在断層系および地殻の異常構造という局地的な条件により規制されていると考えられる。

2. 余震観測の概要

長野県西部地震の本震および余震活動の推移の概況は中部地方のテレメータ定常観測網によりとらえられた。また、本震発生の翌日 (9 月 15 日) から余震域周辺で短周期地震計による高感度観測を開始した。9 月 16 日 17 時過ぎからは 3 固定観測点による震源決定が可能となった。これに加え 9 月 19 日 9 時以後は余震域における移動観測を随時行ないその結果も震源決定に用いた。なお、10 月 22 日よりさらに 2 固定観測点を追加して 11 月 30 日まで臨時観測を継続した。これらの余震観測の主な内容は次の通りである。i) 余震

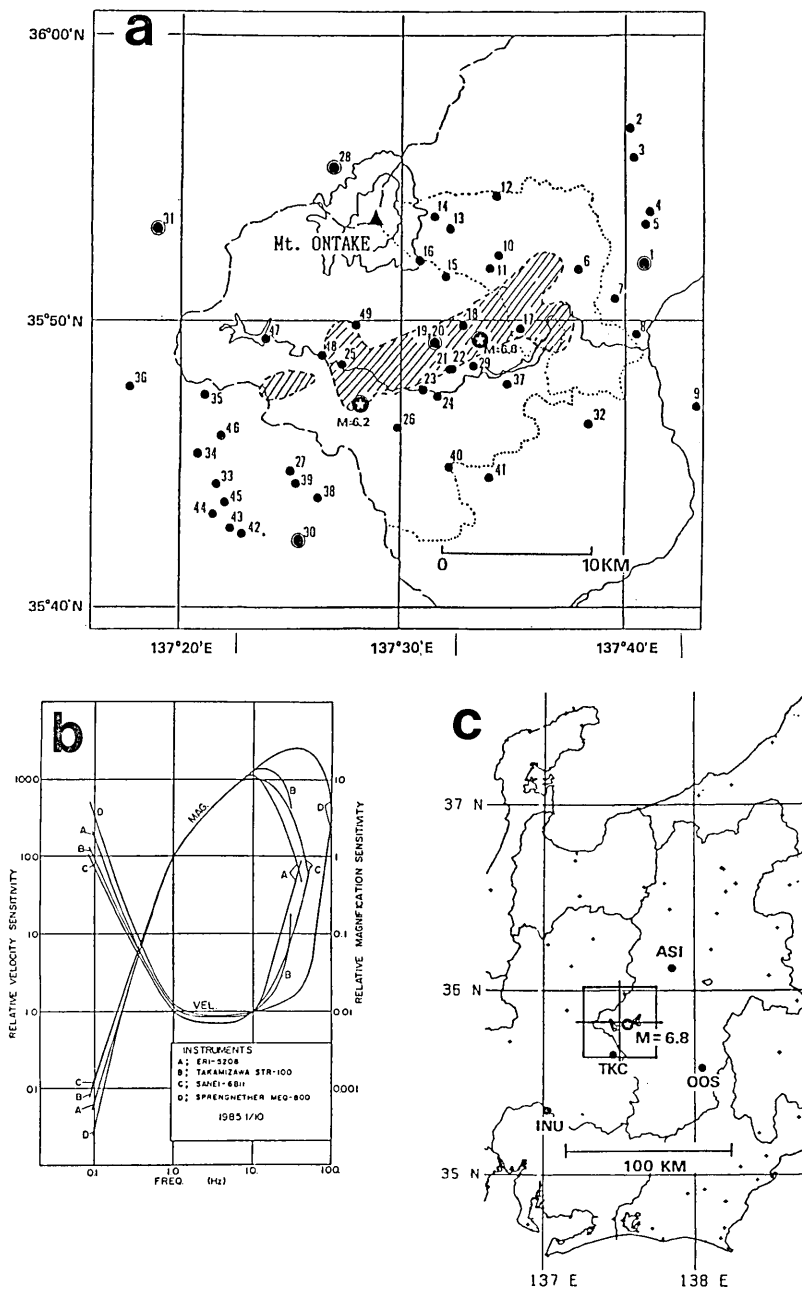
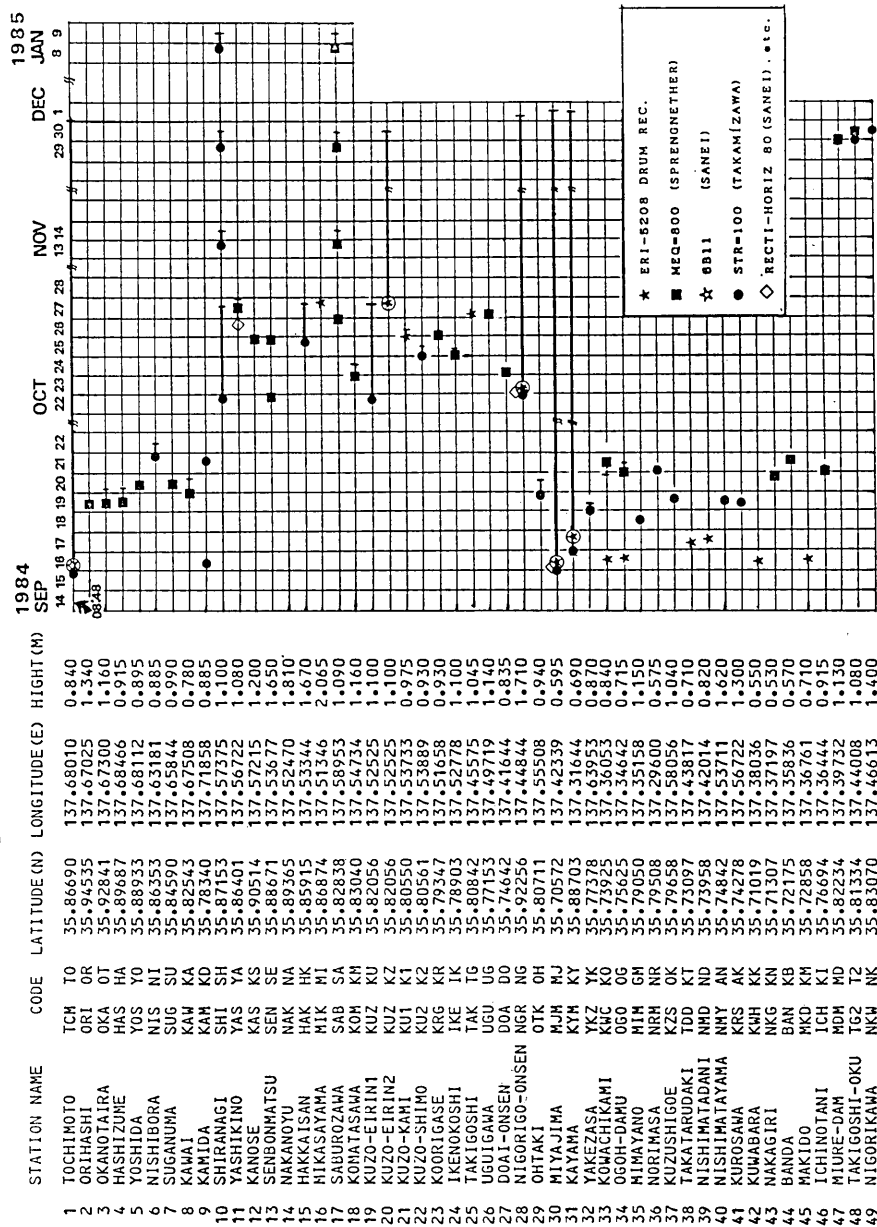


Fig. 1-(a). Distribution of temporal seismic stations in and around the aftershock area (hatched zones) as indicated by solid circles with a station number corresponding to that in Table 1. The epicenters of the main shock (M6.8) and the largest aftershock (M6.2) are indicated by stars. Mt. Ontake is indicated by a solid triangle.

Fig. 1-(b). Overall frequency characteristics of the instruments (Model A~D) used for the aftershock observation. VEL; Relative velocity sensitivity. MAG; Relative magnification sensitivity.

Fig. 1-(c). Location of the permanent telemetering stations of ASI (Asahi), OOS (Ooshika), INU (Inuyama) and TKC (Tsukeychi).

Table 1. Station number and coordinates of the temporal seismic stations (left) and observation periods with an instrument specification (right).



の P 波初動の押し引きの出現率の空間分布を余震域の両端で測定し、余震分布とは独立に断層の位置を推定する。ii) 定常および臨時の多点観測により余震の時空間分布を求める。また、主な地震のメカニズム解を求める。iii) 定常観測、臨時観測および本震の震央近傍で行った高度観測に基づき余震の規模別累積頻度分布と b 値の評価を行う。それにより狭義の余震活動に群発性の活動が重なっている可能性について検討する。また、b 値の時間空間的变化について検討する。iv) 余震の震源からほぼ垂直下方に射出された S 波の地殻深部の溶融体からの反射波を検出する。また、この溶融体の存在する領域と群発活動の領域との対応関係を調べる。

なお、余震観測のために設置した臨時観測点の分布を図 1-(a) に、各観測方式の記録特性を図 1-(b) に示す。また、これらの観測点の座標、観測期間および観測方式の区分を表 1 に示す。

3. 余震観測の結果

3-1. 断層の位置の走向

図 2-(a) に示すような方法で本震に対応する断層（以下主断層とよぶ）の位置を推定した。すなわち、地表に対して垂直な面をもつ横ずれ断層について、その走向と直交する測線を断層の東西に設定する。この断層の運動に伴い多数の余震が発生するとき、この測線上で P 波の初動分布を測定すれば断層の位置を観測点の分布密度に応じた精度で推定できる。

図 2-(b) は長野県西部地震の余震域でこの方法による推定を 9 月 19 日に行った結果である。この図に示した A—B の破線が断層の推定トレースでありその走向は約 $N66^{\circ}E$ である。この走向を本震および主な余震のメカニズム解の節線の走向と比較すると両者はきわめて良く一致する。この方法は余震分布を求めてから位置を推定する方法とは独立に断層の位置が推定できるので震源決定の系統的な誤差の影響を受けない。また方法が簡便であり、迅速に結果が得られるので緊急性を要する偵察的観測に適している。しかしこの方法は、断層の平均的位置を推定するので、断層が雁行配列をする場合には個別の断層セグメントの走向とは異なる結果を与える。

3-2. 余震活動の時空間分布

長野県西部地震は各大学および気象庁などの観測点が比較的密に分布する場所で発生したため本震の発生直後から連続的に余震活動の推移を把握することができた。

図 3-(a) は朝日観測点 (ASI) における余震の時間別頻度分布を示す。9 月 14 日 8 時 48 分の本震 (M6.8) および 9 月 15 日 7 時 14 分の最大余震 (M6.2) の直後の余震活動が著しく活発化していることがわかる。またこの図から余震活動は 9 月下旬から 10 月にかけて著しく減衰したことがわかる。図 3-(b) は朝日観測点 (ASI) における余震の日別頻度分布および本震の震央近傍の三郎沢観測点 (SAB) における抜き取り観測による 24 時間での余震回数を示す。この図から余震活動は全般的にみると 1984 年 12 月以降は大きな減衰は示していないことがわかる。しかし、本震の震央近傍の三郎沢観測点 (SAB) における高感度の抜き取り観測結果 (図 6) によると余震活動は 1984 年 11 月中旬から 1985 年 3 月中旬に

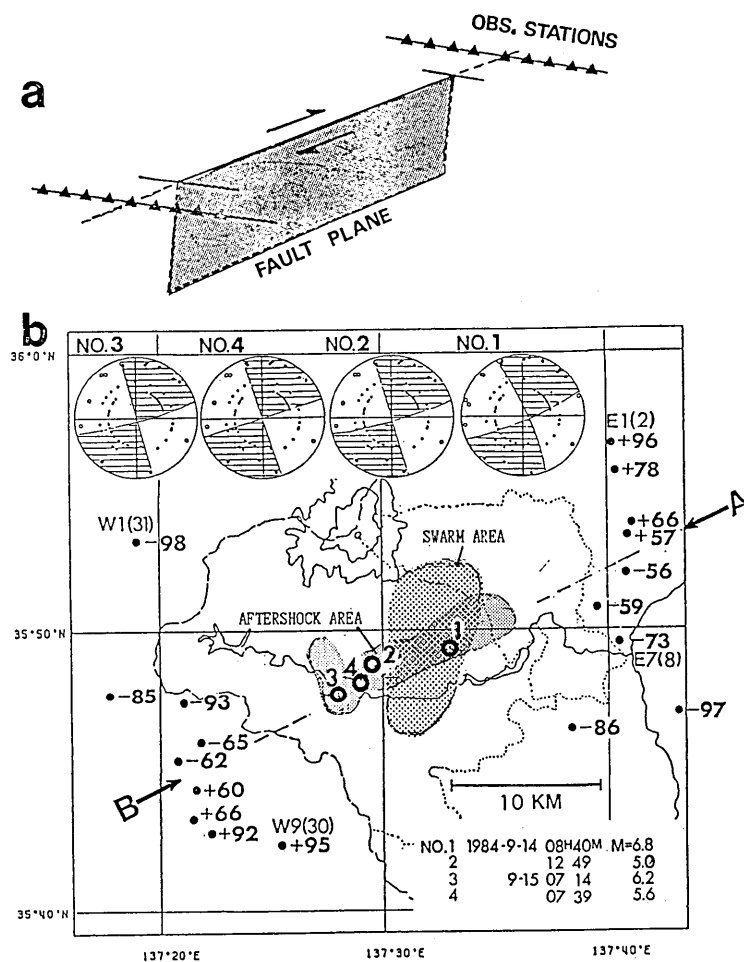


Fig. 2-(a). Schematic presentation of observation scheme to determine the location and the strike of a vertical fault of strike slip movement. Solid triangles indicate seismic stations set up at points along the lines perpendicular to the strike of the fault.

Fig. 2-(b). A nodal line (dashed line AB) as inferred from the temporal network observation for the tracing of the concealed fault related to the main shock. Numerals with positive or negative signs indicate the ratio (%) of the number of events with pushing (+) or pulling (-) P arrivals to the total number of events. Fault plane solutions of the main and three major aftershocks from initial P wave motions (projected on upper hemisphere, shaded for compression) and aftershock area (hatched zone) are given for comparison.

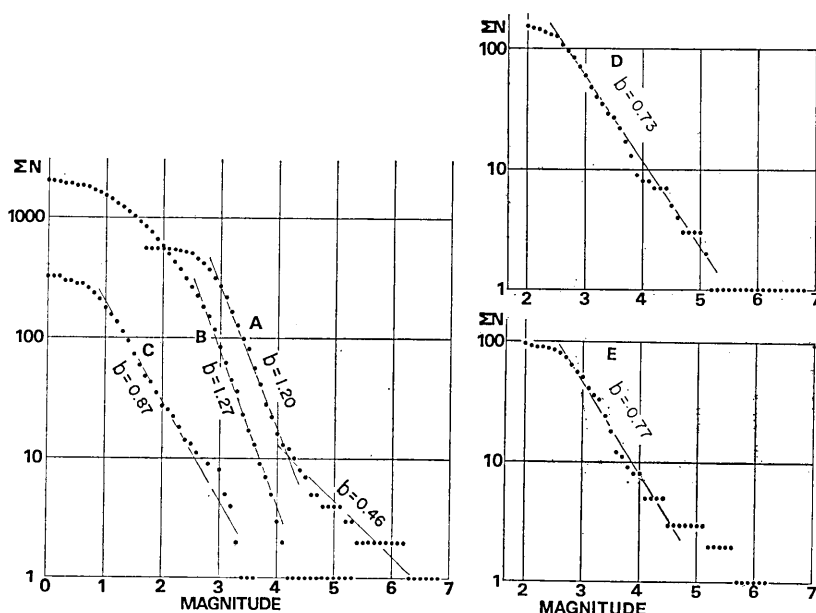


Fig. 3. Magnitude frequency distribution and b-values obtained by A) permanent observation from September 14, 1984 to May 17, 1985. B) temporal observation from September 16 to November 30, 1984. C) temporal observation near the epicenter of the main shock from October 25 to 28, 1984. D) permanent observation from 8h48m, September 14, 1984 to 17h13m, September 15, 1984 and E) 7h14m, September 15, 1984 to 23h59m, September 17, 1984.

かけて一様な減衰を示している。以上の結果を考慮すると長野県西部地震に伴う主な余震活動は臨時観測期間の終了時点である1984年11月末まで続いたと考えられる。

余震域を囲む定常観測点は朝日 (ASI), 大鹿 (OOS), 犬山 (INU) および付知 (TKC) の4点である (図1)。図4は1984年9月14日の本震発生から1985年5月17日までの定常観測による結果である。図5-(a), (b) はそれぞれ1984年9月16日から11月30日までの臨時観測による結果 (a) と10月25日から28日に行った本震の震央近傍における高密度観測網による結果 (b) である。図6は本震の震央のやや東側に位置する三郎沢観測点 (SAB) における高感度観測記録の例である。この記録は本震発生の42日後の観測によるが、この観測点の周辺での余震活動がなおきわめて活発であることを示している。図7は臨時観測により求められた余震の震源の深さ分布を示す。この分布は余震域の走向に沿い2km毎に区切った垂直断面に投影したものである。これらの結果について共通することは震源の深さが余震域の東側では浅く (約0~6kmの範囲), 西側では深い (約3~9km) ことである。また、両者の中間領域では活動レベルが低い。

図8-(a)~(k) は本震および主な余震 ($M \geq 4.5$) の震央位置 (a) と定常観測と臨時観測とによる震央分布を期間順に示したもの (b~k) である。その特徴は以下のようである。

a) 本震および主な余震の震央

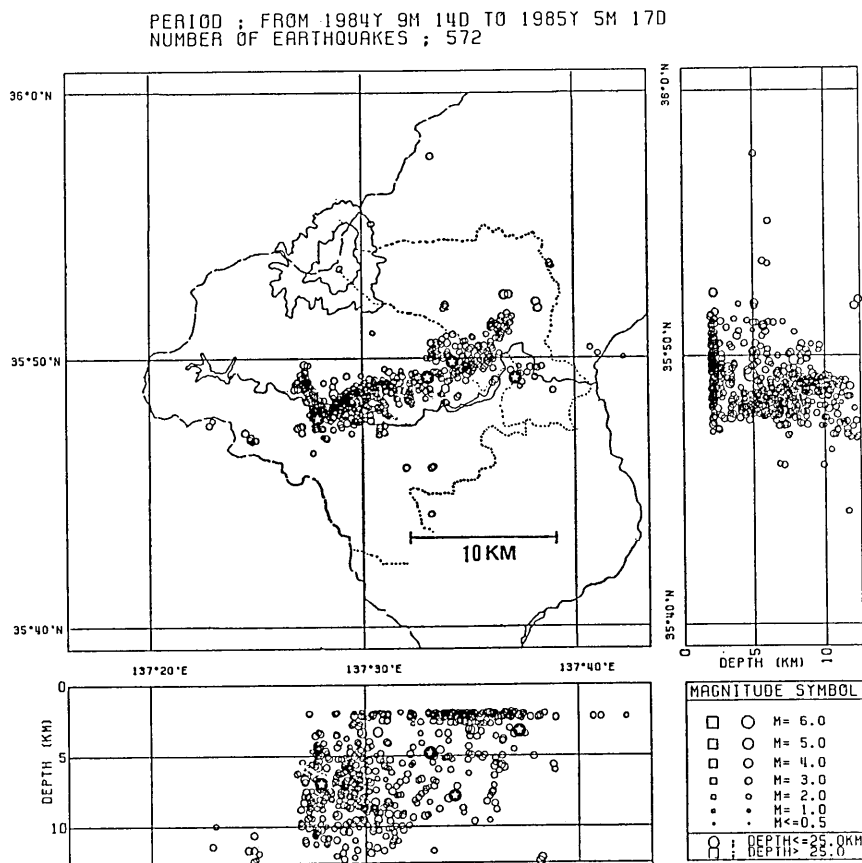


Fig. 4. Epicentral distribution of the aftershocks accompanying the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake as observed by the permanent telemetering stations of ASI (Asahi), OOS (Ooshima), INU (Inuyama) and TKC (Tsukechi) for the period from September 14, 1984 to May 17, 1985. Focal depth distributions are given for the vertical cross sections along the E-W and the N-S directions.

図 4 に示した期間中気象庁が $M \geq 4.5$ と報告した主要地震 12 について定常観測から求めた震央位置を示す (No. 1~12).

b) 1984 年 9 月 14 日 8 時 48 分 (本震 ($M6.8$) 発生) ~ 同日 9 時 48 分 (1 時間内) の主な余震活動

本震発生直後の数分間は本震に伴う大きな地震動が続いているため余震活動の詳細を把握することはきわめて困難であった。主な余震としては本震発生の約 9 分後の 8 時 58 分に $M=5.1$ (No. 2) が本震の震央から東へ約 2.5 km の地点で発生し、さらにその近傍で 9 時 36 分に $M=4.6$ (No. 6) が発生した。一方、余震域の西側で本震発生の約 15 分後の 9 時 03 分に $M=4.5$ (No. 3) が本震の震央から約 4 km の地点で発生し、さらに、9 時 20 分に $M=4.5$ (No. 4), 9 時 27 分に $M=4.5$ (No. 5) がその西側に順次発生した。これ

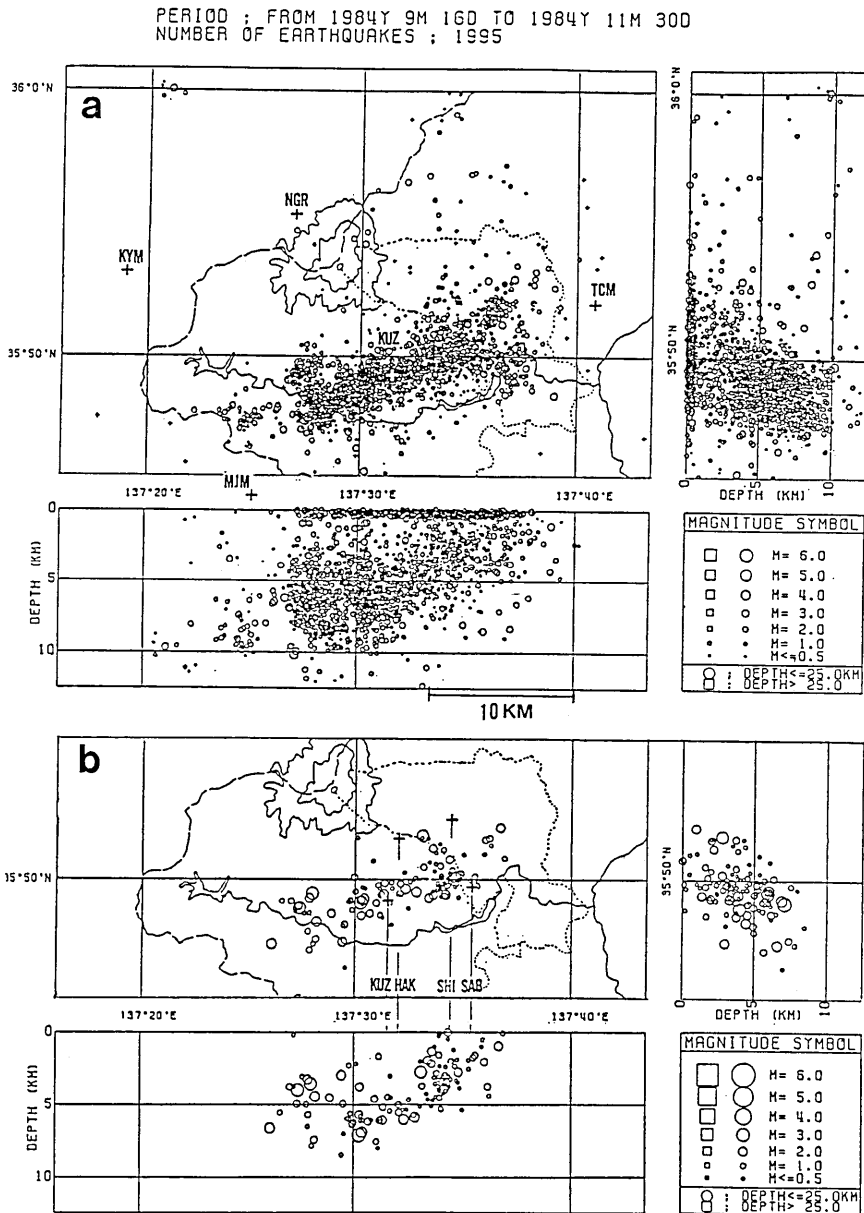


Fig. 5-(a). Epicentral distribution of aftershocks as obtained by the temporal stations of TCM (Tochimoto), MJM (Miyajima), KYH (Kayama), KUZ (Kuzo) and NGR (Nigorigo) for the period from September 16 to November 30, 1984.

Fig. 5-(b) Epicentral distribution of the aftershocks as obtained by a temporal high density seismic network (KUZ (Kuzo), SHI (Shiranagi), HAK (Hakkaisan) and SAB (Saburozawa)) located near the epicenter of the main shock for the period from October 25 to 28, 1984.

SABUROZAWA OBSERVATION STATION MAGNIFICATION 1.5×10^6 AT 10 HZ

START TIME : 17^h12^m 26. OCT, 1984

コル7場下 '84 '26 90dB $\Delta t +0.24$ (SAB)

17^h12^m

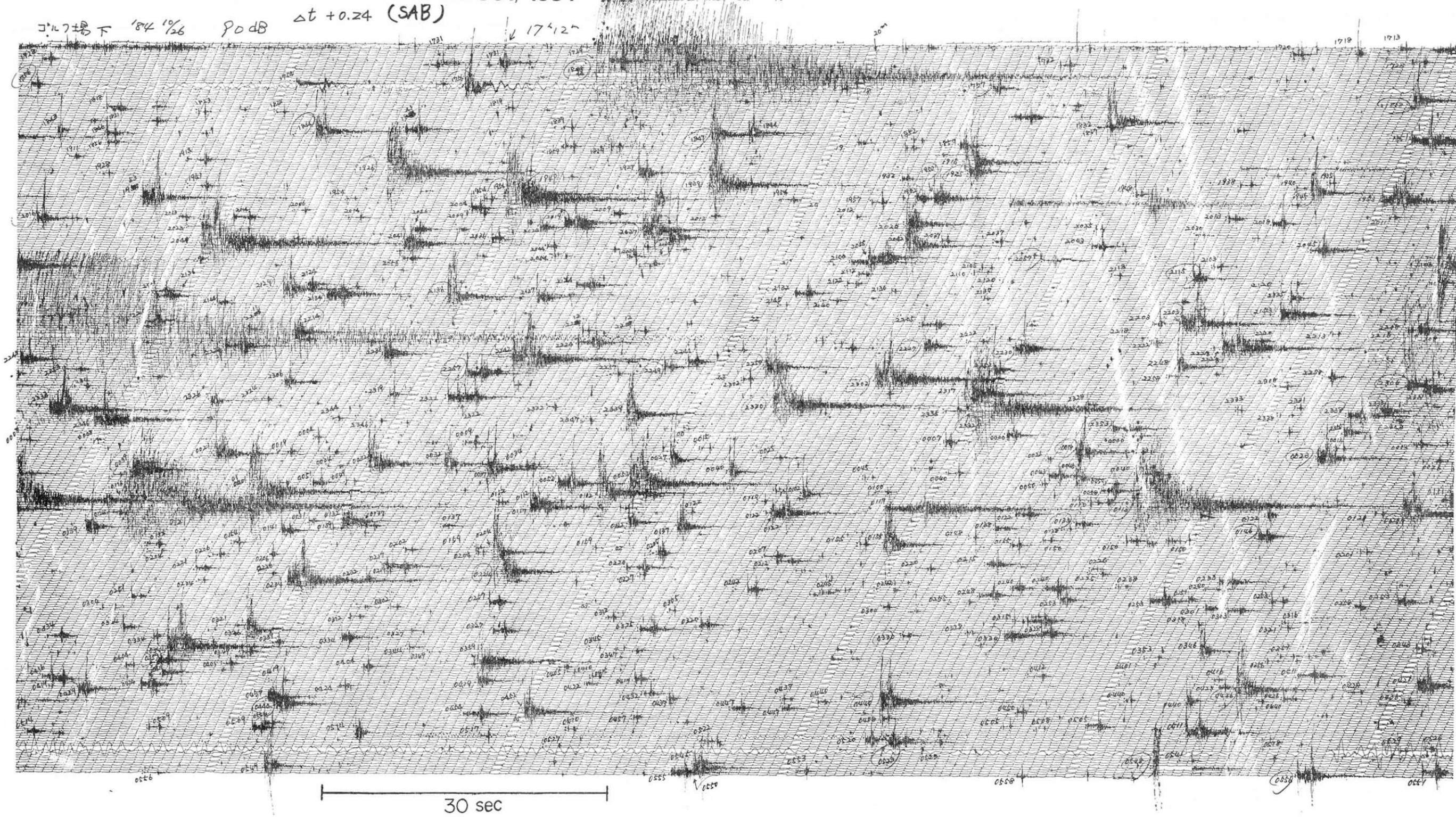


Fig. 6. Reproduced helical drum record at SAB (Saburozawa) with magnification of 78×10^4 at 10Hz from 17h12m, October 26 to 5h12m, October 27, 1984.

END TIME : 05^h59^m 27. OCT, 1984

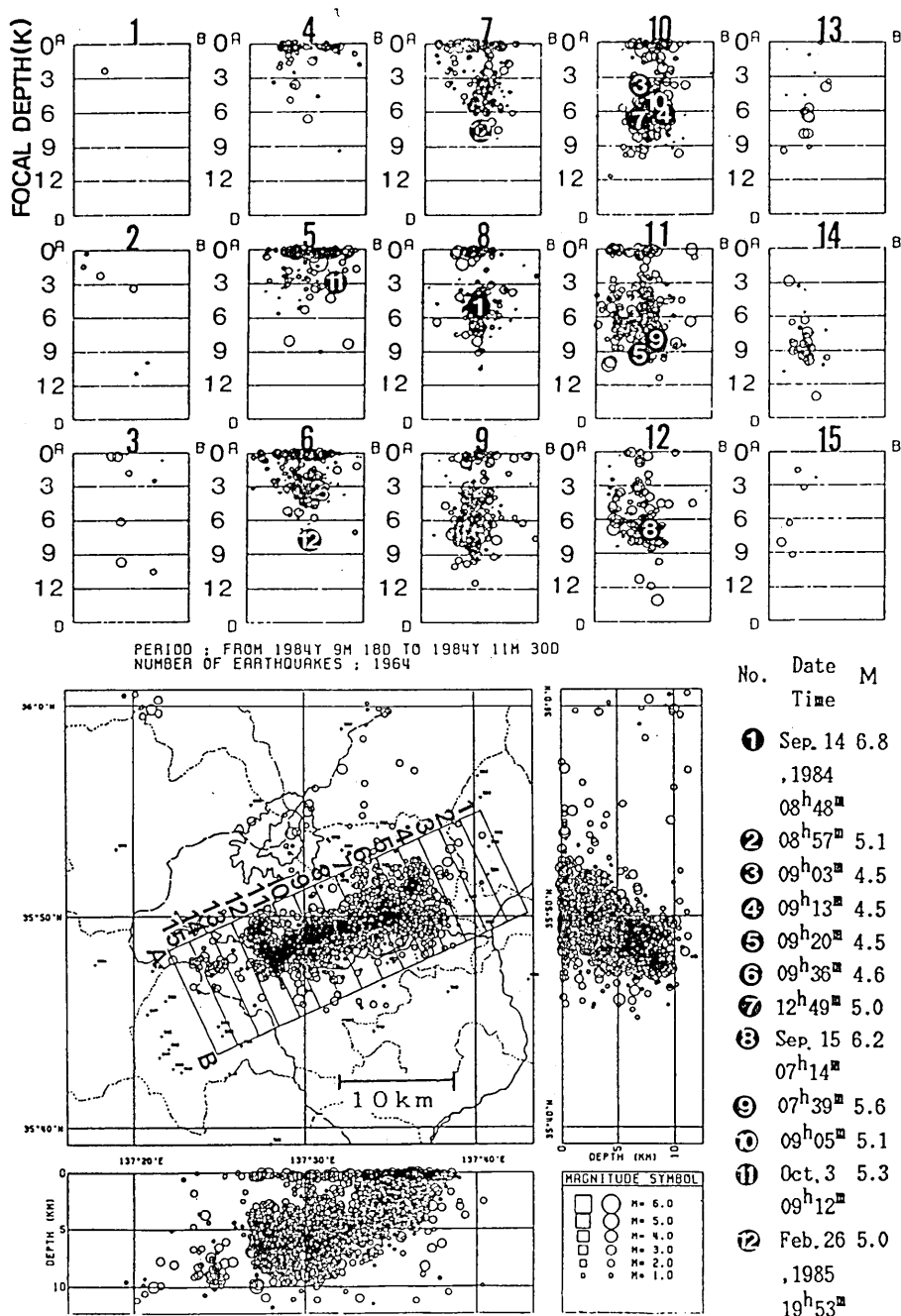


Fig. 7. Focal depth distributions of aftershocks obtained by the temporal observation for the vertical cross sections perpendicular to the strike of the general trend of the aftershock area. Each of the cross sections has the width of 2km. The earthquake numbers 1-12 correspond to those in figure 8-(a).

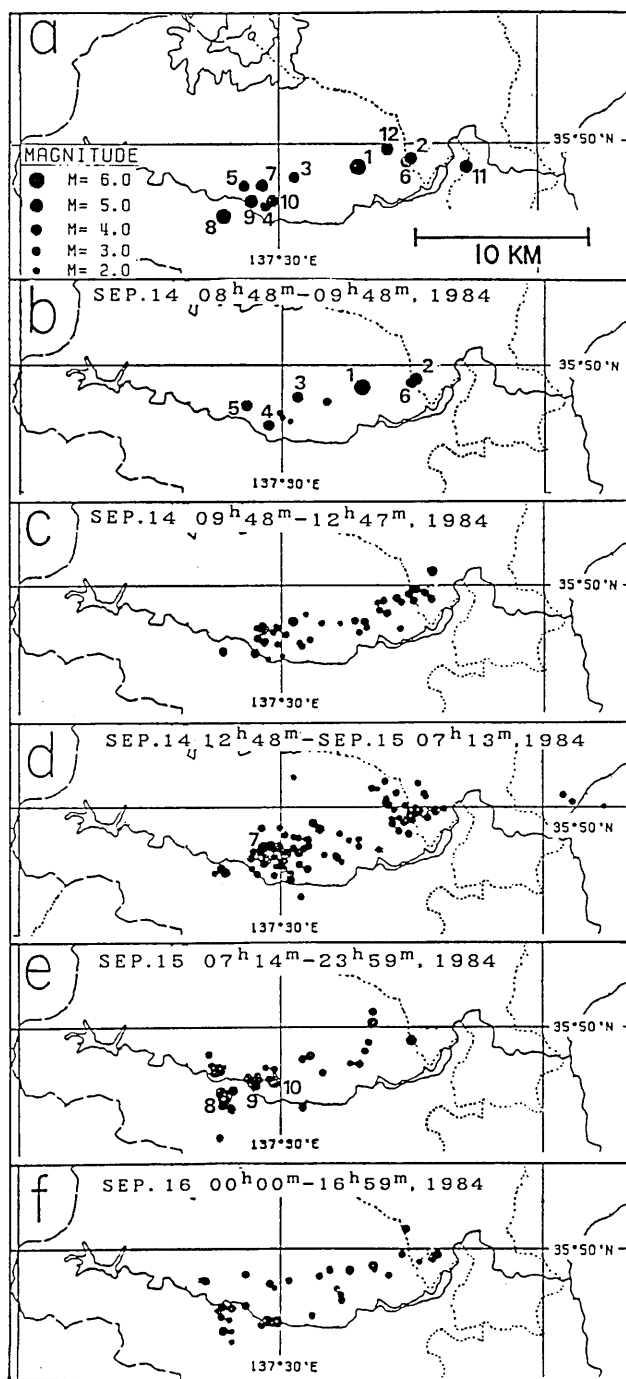


Fig. 8. (a)~(f)

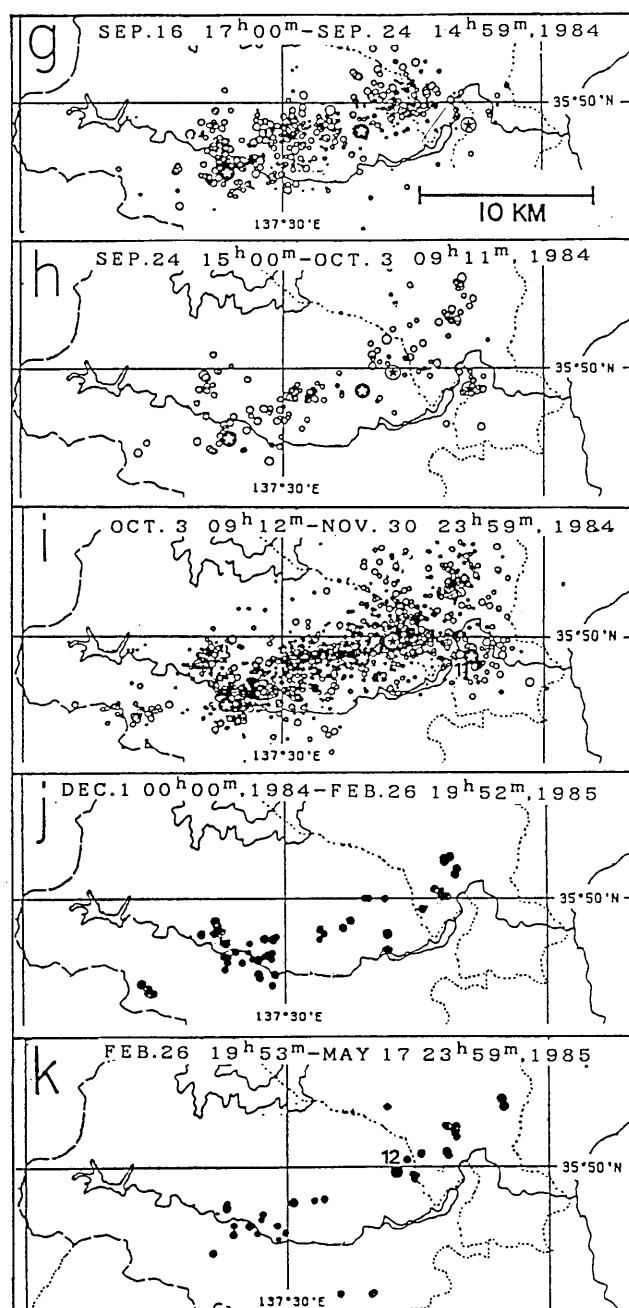


Fig. 8. (g)~(k)

らの本震および主な余震の発生に伴い長さ約 10 km, の ENE-WSW 走向をもつ余震域が形成された. この余震域の走向は本震に伴う横ずれ断層型のメカニズム解の節線の走向とはほぼ一致する. なお, 本震の震央から半径約 1.5 km 以内の領域では余震活動はきわめて低調であった.

c) 1984 年 9 月 14 日 9 時 48 分 (本震発生 1 時間後) ~ 同日 12 時 49 分 (No. 7, $M=5.0$ 発生前) の余震活動

b) に示した余震域での活動が続いているが余震域の両端での活動に比較し, 中心部では引続き活動が低調である. この期間には $M < 4$ の地震は発生していない.

d) 1984 年 9 月 14 日 12 時 49 分 (No. 7 の地震発生) ~ 翌 15 日 7 時 14 分 (最大余震 (No. 8) 発生前) の余震活動

本震発生から 4 時間後の 12 時 49 分に余震域の西端付近の北寄りに $M=5.0$ の余震 (No.

Fig. 8-(a). Epicentral distribution of the main shock and major aftershocks of $M \geq 4.5$ with earthquake numbers from 1 to 12 as located by the permanent telemetering stations of ASI, OOS, INU and TKC for the period from September 14, 1984 to May 17, 1985. The numbers in the figure correspond to the following earthquakes;

No. 1 1984 9 14 08h48m $M=6.8$	No. 7 1984 9 14 12h49m $M=5.0$
No. 2 1984 9 14 08h57m $M=5.1$	No. 8 1984 9 15 07h14m $M=6.2$
No. 3 1984 9 14 09h03m $M=4.5$	No. 9 1984 9 15 07h39m $M=5.6$
No. 4 1984 9 14 09h13m $M=4.5$	No. 10 1984 9 15 09h05m $M=5.1$
No. 5 1984 9 14 09h20m $M=4.5$	No. 11 1984 10 03 09h12m $M=5.3$
No. 6 1984 9 14 09h36m $M=4.6$	No. 12 1985 2 26 19h53m $M=5.2$

-(b). Epicentral distribution of the main shock and aftershocks for the one hour period after the main shock at 8h48m, September 14, 1984.

-(c). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 9h48m, September 14 to the time immediately prior to the major aftershock of $M5.0$ at 12h49m, September 14, 1984.

-(d). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 12h49m, September 14 to the time immediately prior to the largest aftershock of $M6.2$ at 7h14m, September 15, 1984.

-(e). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 7h14m, September 15 to 23h59m, September 15, 1984.

-(f). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 0h0m to 23h59m, September 16, 1984.

-(g). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 5h, September 17 to 15h, September 24, 1984.

-(h). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 15h00m, September 24 to the time immediately prior to the major aftershock of $M5.3$ at 9h12m, October 3, 1984.

-(i). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 9h12m, October 3 to November 30, 1984, when the temporal seismic stations for the aftershock activity were all removed.

-(j). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 0h0m, December 1 to the time immediately prior to the major aftershock of $M5.0$ at 19h53m, February 26, 1985.

-(k). Epicentral distribution of the aftershocks for the period from 19h53m, February 26 to 23h59m, May 17, 1985.

7) が発生し余震域の幅が拡大した。この余震は b) で発生した西側の余震に比較するとややその規模が大きい。

e) 1984 年 9 月 15 日 7 時 14 分 (最大余震, $M=6.2$ 発生) ~ 同日 24 時の余震活動

本震直後の余震域の西側の延長上で最大余震 (No. 8, $M=6.2$) が発生した。此の最大余震は顕著な前震活動 (名古屋大学理学部, 1985) および余震活動を伴った。この余震の震央分布の走向は本震直後の余震域の走向とほぼ直交しその長さは約 5 km である。この余震分布の走向は最大余震の横ずれ断層型のメカニズム解の節線の走向と良く一致する。この最大余震の発生直後に No. 9 (7 時 39 分, $M=5.6$) 及び No. 10 (9 時 5 分, $M=5.1$) が発生した。これら No. 9 および No. 10 の震央は本震と最大余震との間にある余震活動の空白域で発生した。なお、余震域の西側の延長上にあたる長野、岐阜県境では新たな余震活動が始まった。

f) 1984 年 9 月 16 日の余震活動

余震域の主要な活動は東側と西側の二つのグループに区別される。東側の活動は本震発生の直後から続いているものであり、西側の活動は d) および e) で示した活動に引き続く一連の活動と考えられる。なお、本震の震央近傍では引続き活動レベルが低調である。

以上は定常観測による結果である。9 月 16 日 17 時過ぎから 11 月 30 日までは定常観測に加えて臨時観測による結果がえられた。そのため $M \geq 2.5$ の余震について震源決定が可能となった (図 5-(a))。

g) 1984 年 9 月 17 日 0 時 ~ 9 月 24 日 15 時の余震活動

余震域は本震の震央の東側の活動域 (b) に対応するもの、西側の活動域 (d) に対応するもの、最大余震 (No. 8) に伴う活動域 (e) に対応するもの、の 3 活動域に大別される。

h) 1984 年 9 月 24 日 15 時 ~ 10 月 3 日 9 時 12 分 (No. 11, $M=5.3$ の地震発生前) の余震活動

9 月 24 日 15 時過ぎから余震域の東端の北東部にやや孤立した新たな余震活動が始まり、9 月 27 日 19 時 10 分に $M=3.8$ の地震が発生した。また、9 月 28 日頃から余震域の東端からやや南東部で新たな余震活動が始まった。

i) 1984 年 10 月 3 日 9 時 12 分 (No. 11 ($M=5.3$) の地震発生 ~ 11 月 30 日 (臨時観測終了時) の余震活動

牧尾ダムの東側近傍では微小地震レベルの余震活動が続いていたが 10 月 3 日 9 時 12 分に顕著な余震 (No. 11, $M=5.3$) が発生した。この余震は顕著な前震活動 (名古屋大学理学部, 1985) および余震活動を伴った。この地震 (No. 11) に伴う余震分布の走向はほぼ E-W であり、これはこの地震の横ずれ断層型のメカニズム解の走向とほぼ一致する。なお、長野、岐阜県境の活動がやや活発化した。その震央分布の走向は本震の発生直後の余震分布の走向とほぼ一致する。

以上 g) ~ i) の期間について臨時観測により $M \geq 2.5$ についてはほぼ様な余震分布が与えられている。しかし、以後に述べる j), k) の期間については定常観測の結果のみによるためほぼ様な余震分布があたえられているのは ≥ 3.0 の範囲についてである。

j) 1984 年 12 月 1 日 ~ 1985 年 2 月 26 日 19 時 53 分 (No. 12 ($M=5.0$) の地震発生前) の余震活動

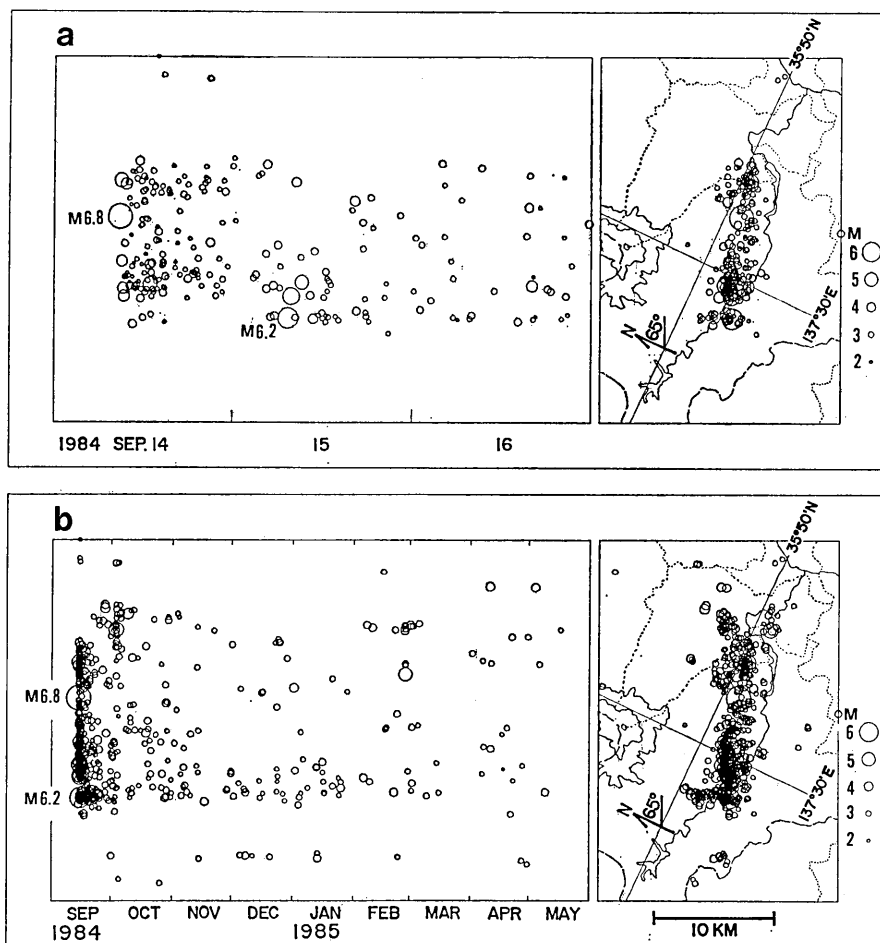


Fig. 9-(a). Space-time distribution of aftershocks for the period of three days succeeding the main shock projected along the strike of the general trend of the aftershock area.

Fig. 9-(b). Space-time distribution of aftershocks for the period from September 14, 1984 to May 17, 1985 projected along the strike of the general trend of the aftershock area.

定常観測による結果のため $M \leq 3.0$ の余震活動の詳細は把握出来ない。しかし、余震域の全域にわたり活動レベルは著しく低下した。なお、e) の最大余震に伴う活動域と i) の余震域の北東部および長野、岐阜県境付近の活動が続いている。しかし、牧尾ダムの南東部の活動はほとんど認められなくなった。

k) 1985年2月26日19時53分 (No. 12 ($M=5.0$) の地震発生) ~ 1985年5月17日の余震活動

本震の震央の北東よりで2月26日に $M=5.0$ の余震 (No. 12) が発生した。この地震の

メカニズム解の節線の一つは EN-WS の走向を示しこれまでの主な余震のメカニズム解の節線の走向 ENE-WSW とはことなる。

図 9-(a), (b) は定常観測の結果から求めた時空間分布図である。本震発生当初の 3 日間 (a), と全期間 (b) について余震域の走向 ($N65^{\circ}E \sim S65^{\circ}W$) に沿い投影して示してある。この図は上述の b)~k) の期間における余震活動の特徴を良く反映している。

3-3. b 値とその評価

図 3 は余震の規模別の累積発生頻度と b 値を示したものである。A) は定常観測による本震発生から 1985 年 5 月 17 日までの期間についての結果、B) は臨時観測による 9 月 16 日か 11 月 30 日までの結果および C) は本震の震央近傍における高密度観測による 10 月 25~28 日の結果である。この図の A) から定常観測によるとほぼ M が 3 以上の余震について一様な震源決定が行なわれていることがわかる。なお、b 値は $M \geq 4.2$ では 0.46 であるのに対し $M < 4.2$ では 1.20 である。また B) から臨時観測によると $M \geq 2.5$ の余震について一様な震源決定が行なわれていることがわかる。なお、b 値は $M_{2.5-4.1}$ の範囲で 1.27 となる。この図の C) は本震の震央近傍における約 3 日間の高感度観測による結果を示す。b 値 $M_{1.0-3.3}$ の範囲で 0.87 となる。この値は A) および B) の値と比較し有意に小さい。なお M の決定は F-P 時間による津村の方式を用いた (TSUMURA, 1967)。一方、本震から最大余震の発生直前までの期間 (1984 年 9 月 14 日、8 時 48 分—15 日 7 時 13 分) についてみると D) に示すように b 値は 0.73 となる。また最大余震から 65 時間の期間 (9 月 15 日 7 時 14 分—17 日 23 時 59 分) についてみると E) に示すように b 値は 0.77 となる。ただし b 値を求めるにあたり D) では本震 ($M_{6.8}$) をのぞきまた E) では最大余震 ($M_{6.2}$) およびその他の主な余震 ($M_{5.6}$, $M_{5.1}$) をのぞいた。D) から本震の M がとびはなれて大きいことと b 値が一般的な本震—余震型の系列に対する値を示していることがわかる。ほぼ同様のことが E) についてもいえる。

A) は本震の発生後の約 9 ヶ月間の活動に対応し B) は本震および最大余震の発生後の約 2.5 ヶ月間の活動に対応する。もし本震の発生後、時間の経過と共に群発性の活動が活発化し b 値が増加するものと仮定すると A), B) では期間が長い間群発性の系列の地震を多く含み D), E) ではほぼ本震—余震型の系列の地震のみを含む。そのため A), B) の b 値は 1.20, 1.27 と大きくなり、E), D) の b 値は 0.73, 0.77 と小さくなると説明できる。なお C) は本震近傍での観測結果によるものであり、ここでは本震発生後、余震活動の空白域がみられることから典型的な本震—余震型の活動が継続していると考えられ、そのため b 値が小さいと考えられる。

以上のことから時間的にみると本震—余震型の活動から群発型の活動へ移行し空間的にみると本震の近傍では本震—余震型の活動が卓越しているのに対し余震域の両端では群発型の活動が卓越している可能性があると考えられる。

3-4. 地殻深部からの反射波の検出

1979 年 10 月に御岳山が有史以来はじめて噴火した。御岳山が火山でありしかも近年噴火したことは地殻深部が特異な構造をもっていることを示唆している。御岳山周辺の地震活動の特性はこの地殻構造の特異性と密接に関連している可能性が高いと考えられる。火山帯に沿う浅発性の群発活動の直下にしばしば溶融体が存在することが微小地震の S 波の

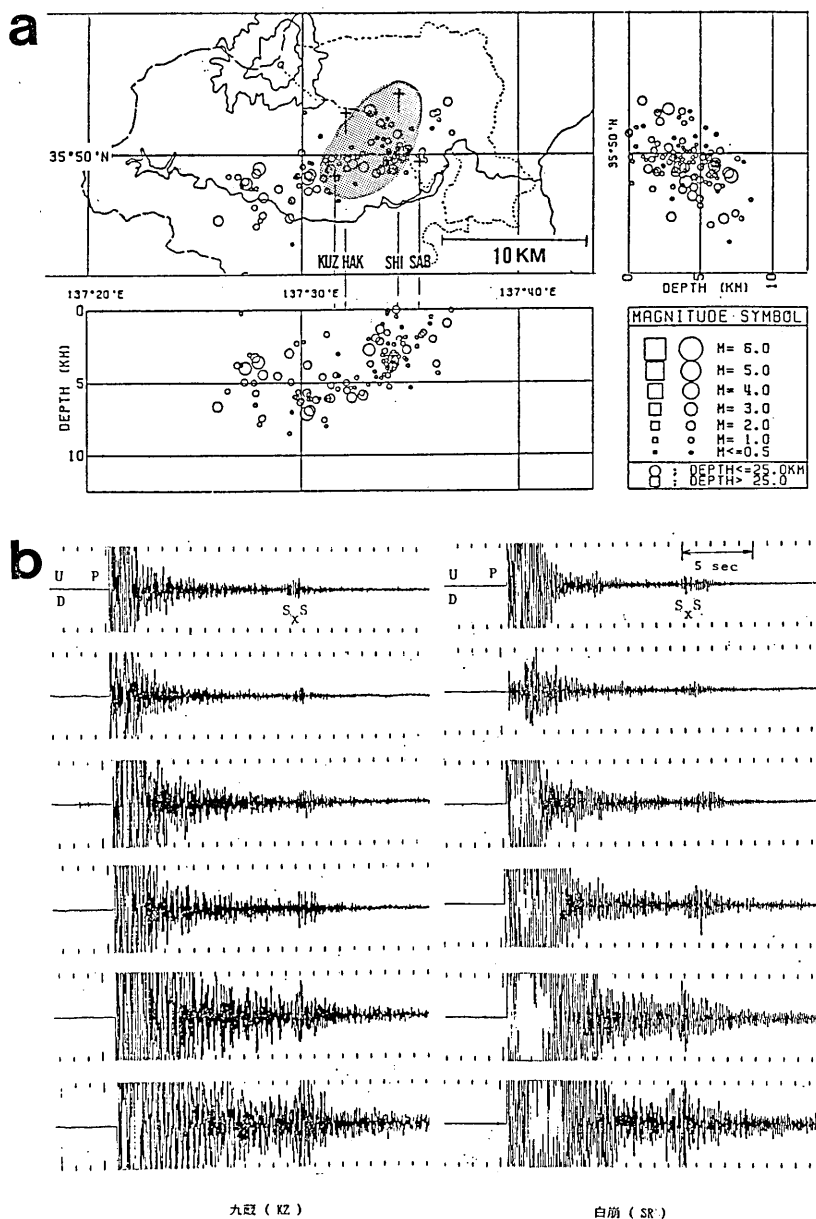


Fig. 10-(a). Location of the temporal stations KUZ, SHI, HAK and SAB and the area in which the strong reflection phase S_xS can be observed (hatched zone).

Fig. 10-(b). Examples of seismograms at KUZ and SHI located at the southeastern foot of Mt. Ontake with remarkable reflection phase S_xS after about 13 seconds of P arrivals.

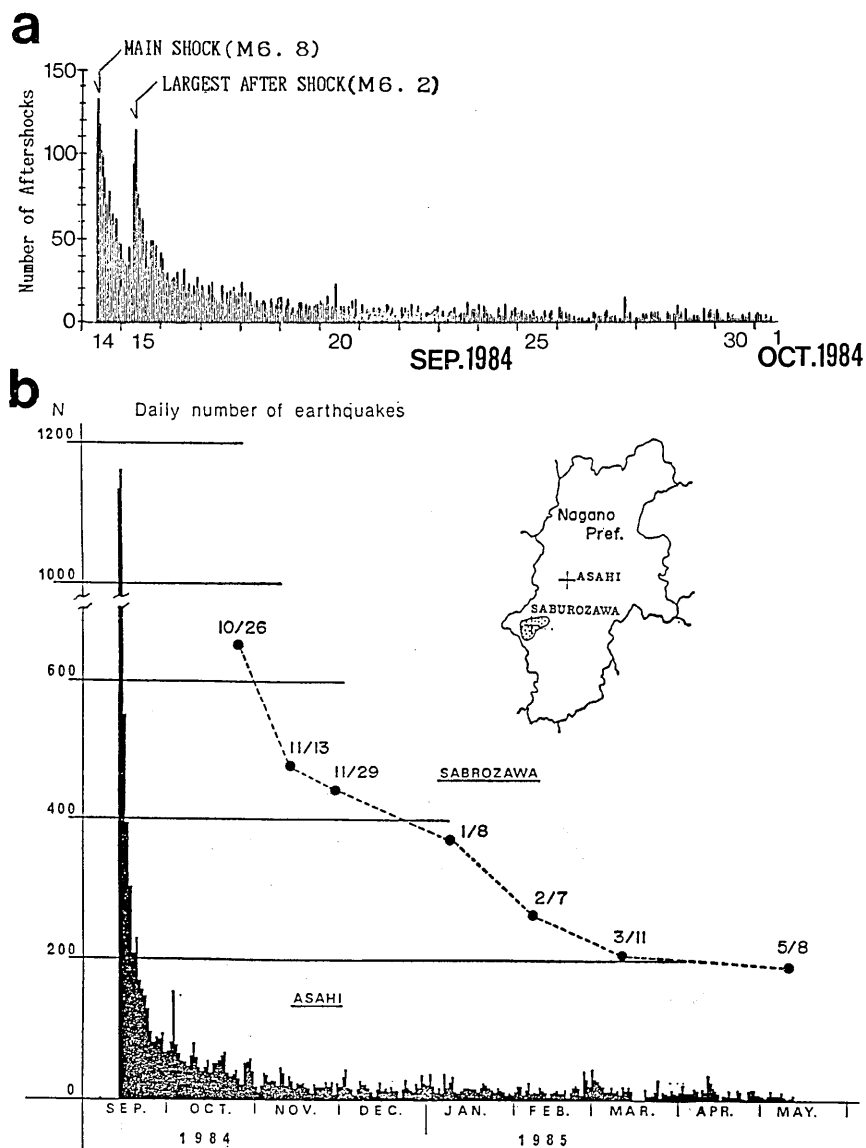


Fig. 11-(a). Hourly number of aftershocks at ASI (Asahi) for the period from 8h48m, September to October 1, 1984.

Fig. 11-(b). Daily number of aftershocks at ASI (Asahi) for the period from September 14, 1984 to May 17, 1985. Daily number of aftershocks with the maximum trace amplitude of more than 1mm (peak to peak) at SAB (Saburozawa) for intermittent observations are given for comparison. The magnification of SAB is about 1.5×10^5 at 10Hz.

垂直反射波の観測から指摘されている (SANFORD *et al.*, 1965; MIZOUE *et al.*, 1982). これらの状況を考慮して長野県西部地震の余震域における地殻深部の溶融体を検出することを試みた. 地殻深部からの S 波の垂直反射波が検出される領域を調べるために御岳山の南麓を中心に多数の点で短期の移動観測を行った. しかし, 明瞭な反射波が観測されたのは図 11-(a) の中で実線で囲んだ領域に限られることがわかった. この領域は 1976 年以降の王滝村の群発活動の北側の活動領域と一致する. この領域の震源の深さは南側の活動領域に比べて数 km も浅いという結果が得られている (名古屋大学理学部, 1985).

図 10-(b) に九蔵 (KUZ) と白崩 (SHI) における短周期上下動の記録を示す. 初動 P 波から 13~14 秒後に明瞭な波が認められる. これらは反射面の深さは約 24 km と推定される. この波の記録とよく類似した例は, 日光, 足尾地域 (MIZOUE *et al.*, 1982) 及びニューメキシコ州リオグランデのリフト・ゾーン (SANFORD *et al.*, 1965) でも検出され, 地殻深部の溶融体の表面からの反射波であることが確認されている.

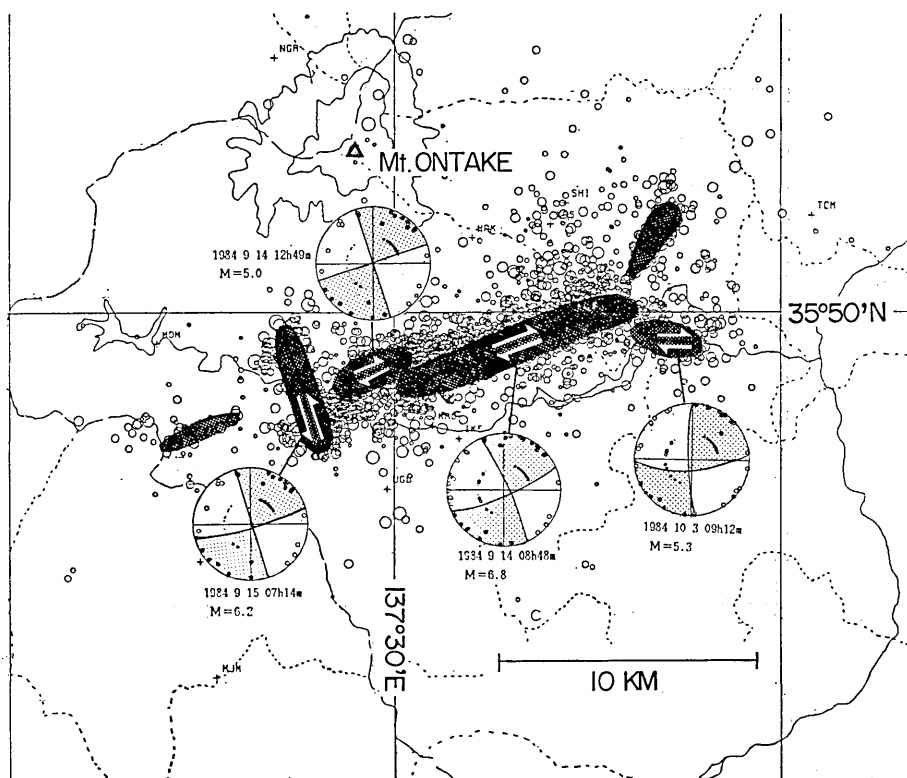


Fig. 12. Concealed fault system as inferred from the observation of the aftershock activity in comparison to the fault plane solutions of the main shock and three major aftershocks from initial P wave motions (projected on upper hemisphere, shaded for compression). The hatched zones indicate fault segments with lateral movements as shown by arrows.

4. 余震活動から潜在断層系の推定

定常観測および臨時観測により、本震および主な余震の発生に伴い余震域が拡大する過程が捉えられた。その結果、本震および主な余震のメカニズム解とそれぞれの余震分布の走向とがほぼ調和的であることがわかった。これは本震および主な余震とそれに伴う余震分布が潜在断層に沿った活動であることを示唆している。

3) で述べたように余震域の東西両端における P 波の初動分布から求められた断層の位置、走向 (図 2-(b)) と (図 4, 図 5) とは全般的にみてよい一致を示している。また、これらの走向は主震および主な余震 (図 2-(b)) のメカニズム解の与える節線の走向とも良く一致している。しかし、図 2-(b) の推定断層線と図 4 の余震分布を比較すると西側の余震域は東側の余震域よりもやや北方へずれている。この傾向は臨時観測の結果 (例えば図 8-(8)) からもよみとることができる。この余震分布に見られる小さな不連続は 9 月 14 日 12 時 49 分、 $M=5.0$ の余震に伴う活動の震央分布の北方へのずれによる。この不連続は図 2-(b) の断層が西側東側の余震域の間で右ステッピングをしていることを示している。図 12 は以上のことを考慮して推定した潜在断層の配列と余震活動の関係を示したものである。

i) 本震 ($M6.8$) とその余震域の西側で 9 月 14 日 12 時 49 分に発生した $M=5.0$ の余震に対応した大小 2 つの断層セグメントがある。それぞれ断層セグメントの走向はほぼ $N68 \sim 70^\circ E$ であり、右横ずれ、右ステッピングの雁行配列をしている。

ii) 9 月 15 日 7 時 14 分に起こった最大余震 ($M6.2$) とそれに伴う余震活動に対応する断層は i) の断層系と共役な左横ずれ断層である。

iii) 9 月 27 日 19 時 10 分に余震域の東端部の北側で $M=3.8$ の地震が発生したが、この地震域では 9 月 24 日頃から新たな活動が活発化しており、この地震以後の余震も含めやや孤立した活動区を形成した。i) の断層系とは異なる小断層である可能性がある。

iv) 10 月 3 日 9 時 12 分に余震域の東端部の南側で発生した余震 ($M=5.3$) とそれに伴う前余震活動に対応する断層はほぼ $N90^\circ E$ の走向の右横ずれ断層であり、i) の断層系と右ステッピングをなす。

v) この他、本震および最大余震に直接伴った活動とは別に、西側の延長上の長野、岐阜県境に 9 月末頃から 1 群の活動が見られるがこの走向は本震の走向に類似している。

5. 議 論

長野県西部地震の余震活動の特性のうち注目すべき点をあげると次のようになる。

i) 本震の震央が本震直後の余震域のほぼ中央に位置している。これは本震がバイラテラルな破壊をしたことを示唆する。(気象庁, 1985)

ii) 本震の震央を中心に半径約 1.5 km 以内の領域では余震活動が目立って低調である。(図 5-(a))。この傾向は余震活動の時空間分布 (図 9-(a), (b)) から識別できる。これは本震の震央近傍とその周辺部とでは歪エネルギーの解放の様式が異なるためと考えられる。

iii) 図 7 は本震直後の余震域の走向に直交した垂直断面に投影した余震の震源分布を示

す。この図から本震の震央の東側では余震の震源の深さは 0~6 km であるのに対し、西側では 3~9 km である。また、この震源分布の東側から西側への変化は不連続的である。同様な傾向は 1976 年以降の王滝村の群発活動にもみられる。すなわち、この群発活動域は北側と南側の領域に区分され、後者での震源の深さは前者のものより数 km 深い (名古屋大学理学部, 1985)。この場合も震源の深さは不連続的に変化している。このように震源の深さが局地的に不連続に変化するのには地殻内部の破壊強度が局地的に大きく変化していることを示唆する。

iv) 地殻深部の溶融体の存在が推定される領域は震源の深さが浅い領域とほぼ一致する。このことから溶融体の存在により地殻内部での局所的に変化し溶融体の直上では比較的深い地震の発生が妨げられている可能性がある。また、余震域およびその周辺におけるヘリウム同位体比の観測から御岳山南麓の断層直下での新しいマグマの昇昇が長野県西部地震を誘発した可能性が指摘されている (佐野他, 1985)。これらのことから地殻深部の溶融体は王滝村付近の地震活動と密接な関連を持っていると考えられる。

v) 1984 年 9 月 15 日 7 時 14 分の最大余震 ($M=6.2$) と 10 月 3 日 9 時 12 分に余震域の東端で発生した余震は顕著な前震を伴った (名古屋大学理学部, 1985)。この前震活動は 4) で述べた断層系の不連続領域で発生している。特に、10 月 3 日の余震の前震活動は本震の右横ずれ断層の右ステッピングの領域で発生している。このような領域で新たな右横ずれ断層が起きる時には、破壊面での法線応力の減少を伴い断層のすべりを促す効果をもつ。又、右ステッピングの断層に挟まれた領域での平均的な圧縮応力も減少するもので 2 次的な断層が生成されやすくなる。そのため、隣接する断層は相互に連結し、断層のすべり運動は順次に伝播する (SEGALL and POLLARD, 1980)。以上のことを考慮すると、この前震活動は断層系の配列と密接に関連して発生したと考えられる。同様のことが余震活動についてもあてはまる。すなわち、9 月 14 日 12 時 49 分 ($M=5.0$) の余震とそれに伴う活動も右横ずれ、右ステッピングと関連して発生したと考えられる。

以上の考察から長野県西部地震の余震活動は潜在断層系の配列および地殻深部の溶融体の存在に代表される局地的な要因により強い規制を受けている可能性が高い。

6. ま と め

長野県西部地震の余震分布の微細構造と本震および主な余震のメカニズム解とは密接な関連性を持っている。両者の比較から余震域における潜在断層系の配列を推定した。その結果、この配列系は中部地方の広域応力場と調和的な雁行配列の右横ずれ断層系、それと共役な左横ずれ断層系を骨格として成り立っていると考えられる。

この断層系のほぼ中央の御岳山南東麓で S 波の特異な垂直反射波が検出された。これは地殻深部に溶融体が存在することを示唆する。この溶融体の存在すると考えられる領域は長野県西部地震の本震直後の余震域およびそれに先行した群発活動域と重なりあう。従って、この地殻深部の溶融体が王滝村周辺の地殻の破壊様式を規制する一つの要因となっている可能性がある。

これらの考察から長野県西部地震およびそれに先行した群発地震に伴う地殻の破壊様式

を規制する要因として広域応力場と局地的な条件, すなわち, 地殻浅所の潜在断層系および地殻深部での熔融体の存在が指摘される。

謝 辞

本論文の作成にあたり名古屋大学理学部地震予知観測地域センターの定常観測点の貴重なデータを使わせていただいた。ここにその旨を記し深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 青木治三・大井田徹・藤井 厳・山崎文人, 1980, 御岳山 1979 年火山活動の地震学的調査・研究, 御岳山 1979 年火山活動および災害の調査研究報告, 55-74.
- 堀 貞喜・青木治三・大井田徹, 1982, 御岳山南東の群発地震の発震機構, 地震, 2, 35, 161-169.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalysis of Mechanism of Earthquakes which Occured in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained 1926-1968, *Geophys. Mag.*, 35, 207-273.
- 気象庁地震予知観測情報課, 地震津波監視課, 1985, 昭和 59 年 (1984) 長野県西部地震, 地震予知連絡会会報, 33, 11-122.
- MIZOUE, M., I. NAKAMURA and T. YOKOTA, 1982, Mapping of an Unusual Crustal Discontinuity by Micro-earthquake Reflections in the Earthquake Swarm Area near Ashio, Northwestern Part of Tochigi Prefecture, Central Japan., *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 57, 653-686.
- SANFORD, A. R. and L. T. LONG, 1965, Microearthquake Crustal Reflections, *Bull. Seis. Soc. Amr.*, 55, 579-586.
- 名古屋大学理学部, 1985, 1984 長野県西部地震について, 地震予知連絡会会報, 33, 123-144.
- 名古屋大学理学部, 1985, 長野県王滝村付近の群発活動, 地震学会講演予稿集, 1985 No. 1, 5.
- SEGALL, P. and D. D. POLLARD, 1980, Mechanics of Discontinuous Faults, *J. Geophys. Res.*, 85, B8, 4337-4350.
- 佐野有司・中村裕二・脇田 宏・野津憲治・小林洋二, 1985, ヘリウム同位体比と長野県西部地震, 地震学会講演予稿集, 1985 No. 1-29.
- TSUMURA, K., 1967, Determination of Earthquake Magnitude from Total Duration of Oscillation., *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 45, 7-18.

*A Concealed Fault System as Inferred from the Aftershock
Activity Accompanying the 1984 Western Nagano
Prefecture Earthquake of M6.8*

Megumi MIZOUE, Masao NAKAMURA, Norihiko SETO, Kaname SAKAI
Masaru KOBAYASHI, Toshio HANEDA and Shin'ichi HASHIMOTO

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

A precise determination of epicenters has been made for the aftershocks accompanying the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake of M6.8. It has been confirmed that characteristic lineaments of epicentral distribution were developed successively in the aftershock sequence. Fault plane solutions of representative earthquakes, such as the main shock as well as major aftershock, are concordant to the strike of the epicentral lineaments related to the seismic activities succeeding these representative earthquakes. It can be interpreted from the evidence that the epicentral lineaments were produced by seismic activities along concealed fault segments. They are;

- i) three right lateral and right stepping fault segments striking in the directions of N68°E, N73°E and N90°E corresponding to the main shock (M6.8) on September 14, 1984 and the two major aftershocks (M5.0, M5.3) on September 14 and October 3, 1984, respectively, and
 - ii) a left lateral fault segment striking in the direction of N22°W corresponding to the largest aftershock (M6.2) on September 15, 1984, as identified to be conjugate to the fault corresponding to the main shock. For right lateral and right stepping faults, normal tractions decrease and facilitate sliding. The mean compressive stress between right stepping faults also decrease and promotes the formation of secondary fractures, which tend to link the faults and allow slip to be transferred through the discontinuity. It should be emphasized in this connection that dense aftershock clusters were actually observed near the end of the concealed right lateral fault segments with right steps accompanying the 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake.
-