

最近の松代地震の震源過程*
—松代アレイと臨時観測データの解析—

柿下 毅**・森田 裕一***・西脇 誠**・流 精樹****・長田 芳一****

Source Process of the Matsushiro Earthquake Swarm
Using Data of the Matsushiro Seismic Array
System and a Temporarily Arranged Station*

Takeshi Kakishita,** Yūichi Morita,*** Makoto Nishiwaki,**
Seiji Nagare**** and Yoshikazu Osada****

In order to investigate the recent activities of the Matsushiro Earthquake Swarm, the hypocenters of the Matsushiro Earthquake Swarm are accurately relocated by adding data of a temporarily arranged station to those of routine observation of the Matsushiro Seismic Array System during the period from Aug. 1987 to Feb. 1989, and source parameters are estimated.

The most active seismic area lies on the north of the Matsushiro Seismic Array Network, where the Matsushiro Earthquake Fault is located. The activities of this area are characterized by some clusters with alignments. This hypocentral area can be divided into several regions considering the linear distribution of hypocenters, and source parameters are estimated for each region. Our analysis revealed some differences in the relation between seismic moment (M_0) and corner frequency (f_c) in each region, but seismic moments of all earthquakes are estimated from 10^{16} dyne·cm to 10^{20} dyne·cm, the relation between M_0 and f_c , $M_0 \propto f_c^{-5} \sim f_c^{-\infty}$.

It is evident that the mechanisms of large earthquakes that occurred here were strike slips, so that the principal pressure-axis direction of all microearthquakes are determined from amplitudes of initial P wave motions at array stations on the assumption that their mechanisms are strike slips. Our analysis has clarified that in most regions the mechanisms of these microearthquakes ($M_0 < 10^{20}$ dyne·cm) are mostly strike slips with east-west principal pressure-axis directions.

1. はじめに

最近の松代付近の地震活動は、有感地震だけで約6万回に達した25年前の「松代群発地震(1965~1967)」当時から見れば比較にならない程平穏である。しかし現在も地震活動は続いており、気象庁地震観測所にある群列地

震観測システム(松代アレイ)では年間800個程度の松代地震(松代でのS-P \leq 3.0秒の地震)を観測している。また有感地震も月1回程度起こっており、松代付近は依然としてサイスミシティの高い地域であると言える。松代アレイは大地震時に気象庁本庁が機能を失った時の代行官署の支援と遠地地震の検知能力向上を目的に

* Received Jan. 5, 1990

** 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, JMA.

*** 東北大学理学部地震予知・噴火予知観測センター, Observation Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruption, Faculty of Science, Tohoku University.

**** 地震観測所, Seismological Observatory, JMA.

1984年4月から正式運用されたが、直下で起こっている松代地震についても観測能力を飛躍的に向上させた。同システムによって微小地震の震源決定が可能となり、松代地震活動の時間的空間的な特徴がこれまで以上に明確に把握できるようになった。

そこでこれまでの松代地震の調査研究結果をふまえ、最近の松代地震について震源の位置、震源過程を調査した。なお今回は1987年8月から1989年2月までの期間、臨時観測を行ったため松代地震の震源を精度よく求めることができた。この正確な震源を用いて波形データの解析を精度良く行った。その結果、現在起こっている松代地震のメカニズムについていくつかの点が明らかになった。

2. 臨時観測による震源再決定

松代アレイで決定された1987年8月から1989年2月までの最近1年7カ月間の松代付近の地震の震央分布をFig.1に示す。松代アレイの震源決定方法は、松代のS-P時間が3秒以内のものはガイガー法を、それより長いものはアレイ法を適用している(長田他1984)。今回調査の対象となる松代地震はS-P時間がすべて3秒以内であるので、すべてガイガー法で震源を決定している。現在起こっている松代地震の震央分布を見るとアレイネットの北側に最も活発な地域があり、次いで松代の西方にいくつかの活動がみられる。

そこで松代地震の大部分が起こっているアレイネット

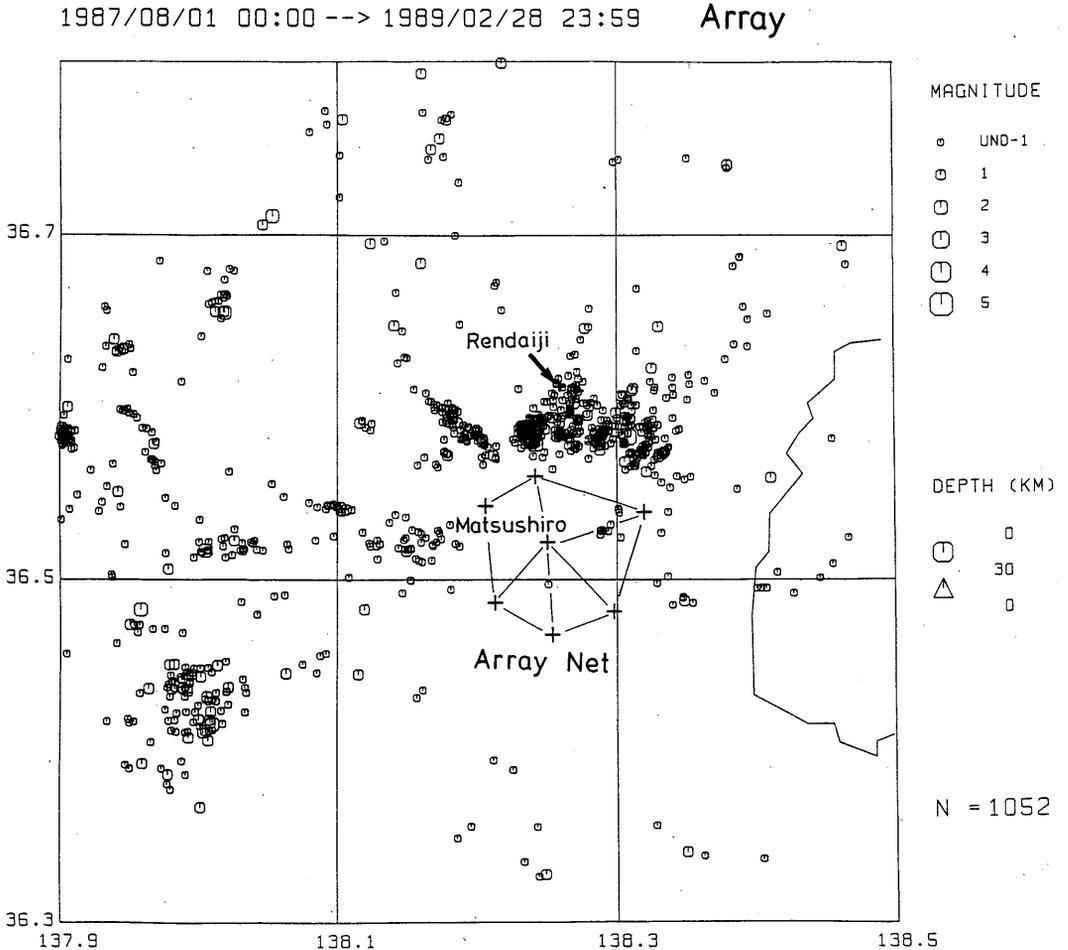


Fig.1 Epicentral distributions determined by Matsushiro Seismic Array System. Crosses denote array stations, and an arrow a temporarily arranged station, Rendaiji.

の北側の活動域に注目して、震源を精度よく求めるためにその震源域の北側（松代の北東約10km、長野市綿内の蓮台寺）に臨時観測点を設置してアレイ観測点と合わせて震源を取り囲むようにして、それらのデータから震源を再決定した。その結果、アレイ観測のみでは塊状に見

えた震源が臨時観測データを入れることによって線状配列をなしていることが明らかになり、また Tsuneishi and Nakamura (1970) の示した「松代地震断層」の北西側延長上にも地震活動が確認された(柿下他1988)。

Fig.2には1987年8月から1989年2月までの臨時観測を

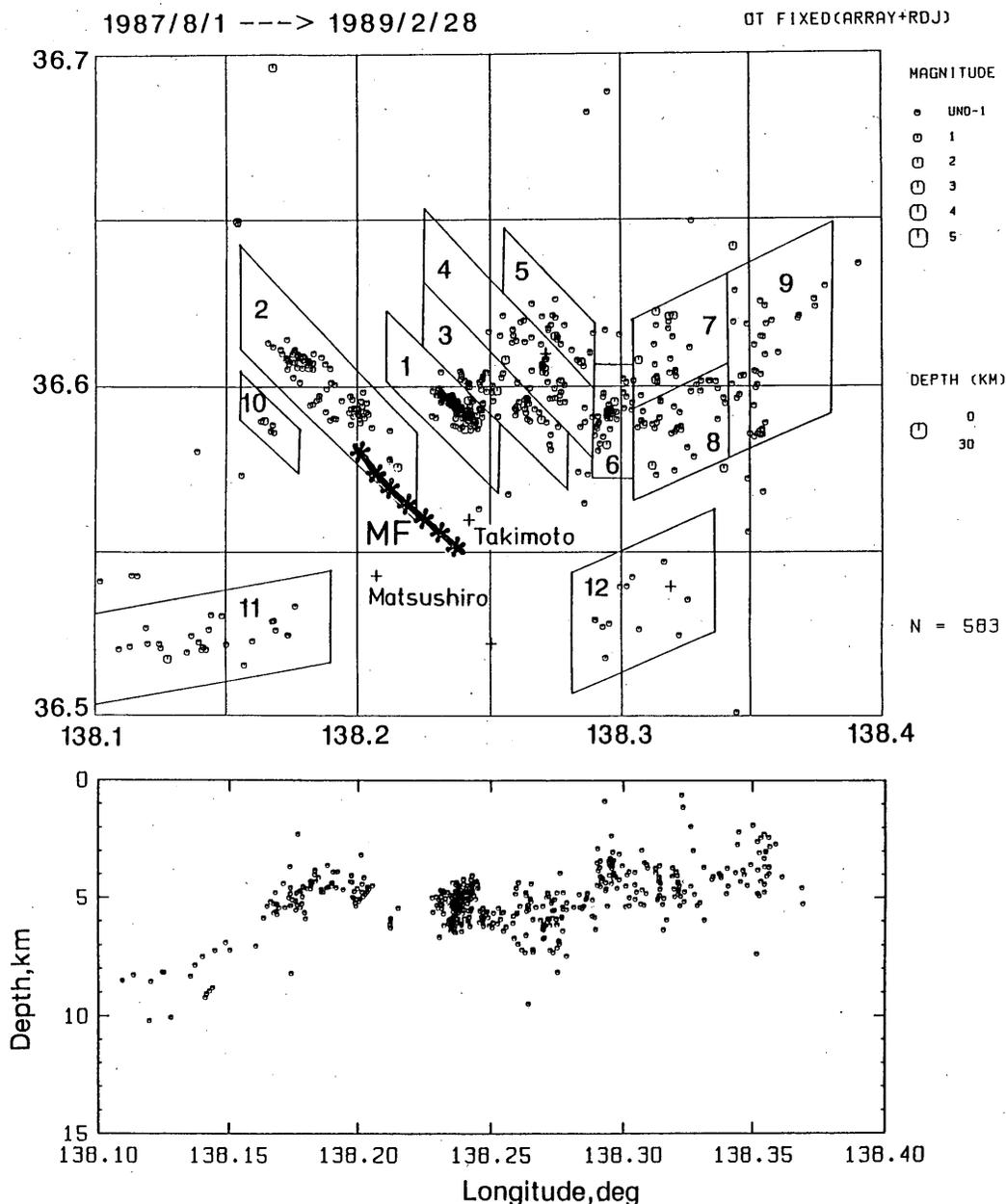


Fig.2 Hypocentral distributions relocated by adding data of a temporarily arranged station to those of array stations. This hypocentral area can be divided into twelve regions considering these linear distributions. Crosses denote observation points. MF shows the Matsushiro Earthquake Fault by Tsuneishi and Nakamura (1970).

行った全期間について再決定した震源を示す。前述したように「松代地震断層」の北西側延長上に活動が見える他に、全体の震源分布を見ると西側の活動域では「松代地震断層」の走向と同じく北西~南東の線状配列がみられ、一方その東側ではそれほど明瞭ではないが北東~南西の配列がみられることがわかる。このような震源の分布に注目して数字で示すような region に区分しそれぞれの region での活動様式について調べた。region 1 が最も活発で、region 6 と共に現在起こっている松代地震の中では M2.5 以上の大きな地震の起こる所である。有感地震はほとんどこの両地域で起こっている。それに比べてこの両地域に挟まれて位置する region 3, 4, 5 あるいは

region 7, 9 などでは大きな地震は起こらず、震源が一方所に集中するのではなく不規則な分布をしている。深さはほとんどが 3~8 km ぐらいである。

更に詳しくこの地域の震源を見るためにマスターイベント法を用いて再決定した。マスターイベント法は一つの地震（最も精度良く震源の求められた地震でマスターイベントと呼ぶ）の震源を固定し、他の地震の震源を相対的に決めることによって全体の震源精度の向上をねらうものである。ここでは震源が狭い地域に集中しているので震源付近では速度が一定の場合を考え、伊藤と黒磯(1979)の手法で震源を求めた。今震源付近の P 波速度が一定(v)で、 k 番目の観測点からマスターイベントへの

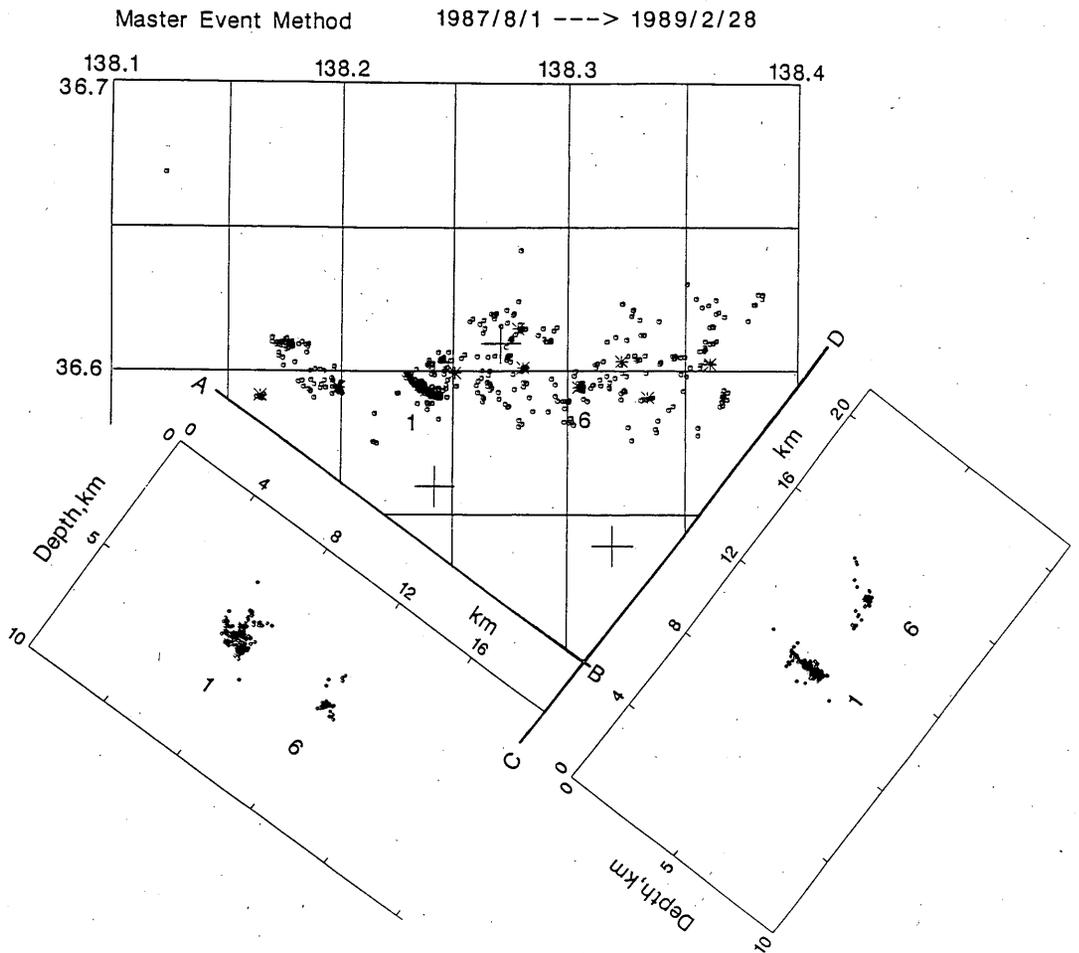


Fig. 3 Hypocentral distributions relocated using the master event method. Asterisks denote master events of individual region. Crosses denote observation points. Depth distributions only at regions 1 and 6 are plotted on cross sections along lines AB and CD.

REGION 1

REGION 6

Origin time (Relocation) M Intensity

Origin time (Relocation) M Intensity

1987/11/28 14:34:42.02 3.5 2

1987/10/25 16:13:52.81 2.3 1

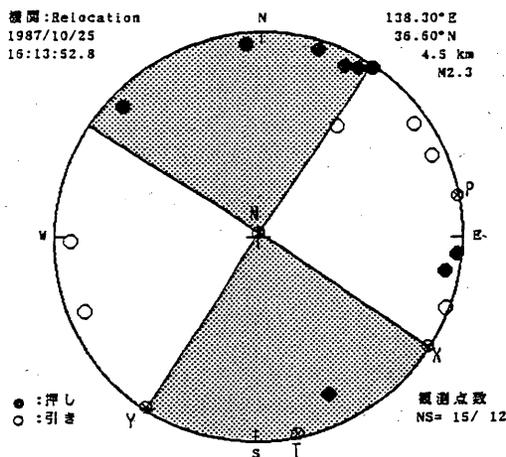
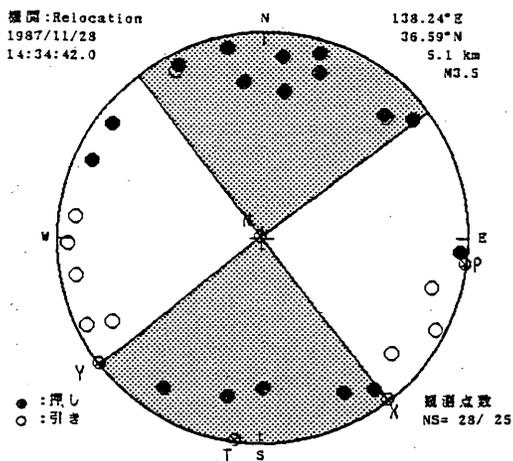


Fig. 4 Focal mechanism solutions of two large earthquakes that occurred in regions 1 and 6, by the equal-area projection of the lower focal hemisphere. Open and solid circles indicate dilatational and compressional initial P motion, respectively.

方向余弦を (l_k, m_k, n_k) , i 番目の地震の震源がマスターイベントの震源から (x_i, y_i, z_i) ずれていたとすれば

$$l_k \left(\frac{x_i}{V} \right) + m_k \left(\frac{y_i}{V} \right) + n_k \left(\frac{z_i}{V} \right) = (t_{km} - O_m)$$

$$- (t_{ki} - O_i)$$

となる。ここで O_m, O_i はそれぞれマスターイベント, i 番目の地震の発震時, t_{km}, t_{ki} は k 番目の観測点で観測されたマスターイベントと i 番目の地震の P 波到着時である。この式を用いて i 番目の地震の震源と発震時の初期値として臨時観測のデータを加えて求めた震源と発震時を用い, 最小二乗法で (x_i, y_i, z_i) を求めた。

今回は各 region 毎に震源を正確に決めるために, まず全体の中核となるゼネラルマスターのイベントを一つ決め, さらに各 region 毎にマスターとなるイベントを一つずつ選択した。そしてまずマスターイベント法によってゼネラルマスターと各 region のマスターとの相対位置を決定し, 次に各 region 毎にマスターとその region の全地震について同様に相対位置を決定した。再決定した結果を Fig. 3 に示す。ゼネラルマスターには region

1 で起こった調査期間中最大の地震(1987年11月28日 14時34分 $M_{JMA} = 4.1$)を採用した。図中*印は各 region のマスターを示し, AB, CD に沿った断面図には region 1 と region 6 のみの分布を表示した。region 1 では北西~南東方向に, region 6 では明瞭ではないが北東~南西方向に震源が面状に並び, 断層がこの方向に向いており, 両者ともほぼ垂直に立っていることがわかる。一方その中間の region 3, 4, 5, の地域では震源は一ヶ所に集中せず, 不規則な分布をしているのが見られる。

region 1 と region 6 でこの期間に発生した有感地震について, P 波初動分布からメカニズムを求めた(Fig. 4)。データは気象庁の他, 東京大学地震研究所信越地震観測所のもを使用した。いずれも典型的な東西圧縮のストライクスリップであり, 従来から示されているように松代地震でメカニズムを決めることができるような大きな地震はすべてこの型である。先ほど求めた震源の分布から region 1 では北西-東南方向の節面が断層面, region 6 ではそれと垂直な北東-南西方向の節面が断層面であると推定される。メカニズム解と震源の分布が

極めて良く整合していると言える。

3. 震源パラメータ

(1) 震源パラメータの推定

前節で述べた様に震源は幾つかの region に分けられ、それぞれの region で活動様式が異なる。そこでそれぞれの region で震源過程に差があるか否かを調べた。

震源の破壊の様子を表す量として地震モーメント、応力降下量などがある。応力降下量は地震を発生した断層で、断層が滑り始める前と後で平均的にどれ位応力が減じたかを示す量である。また地震モーメントは震源から遠く離れた観測点の変位振幅に比例する量で、地震の大きさを表す。これらの量は震源スペクトルを推定し、それから求めることができる。

各観測点での地震の観測波形スペクトル $O(\omega)$ は次のようになる。

$$O(\omega) = S(\omega) \cdot R(\omega) \cdot A(\omega) \cdot T(\omega) \quad (3.1)$$

但し

$S(\omega)$: 震源スペクトル

$R(\omega)$: 観測点直下の構造

$A(\omega)$: 媒質の非弾性による波動の減衰効果

$T(\omega)$: 地震計の特性

観測点下の構造 $R(\omega)$ は今回の解析ではSH波を用いたので $R(\omega) = 2$ となる。非弾性による減衰 $A(\omega)$ は

$$A(\omega) = \exp(-\pi f \int \frac{ds}{Qv}) \quad \text{と書ける。}$$

今回のように極く近い所で観測された波形を解析する時には、 Q 値が周波数に依存せず path で一様と仮定しても構わない。従って、走時は $T = \int \frac{ds}{V}$ であるから

$$A(\omega) = \exp(-\pi f \frac{T}{Q}) \quad \text{となる。}$$

地震計の特性関数 $T(\omega)$ は

$$T(\omega) = \frac{i \omega G}{1 - (\frac{\omega_0}{\omega})^2 + 2i h (\frac{\omega_0}{\omega})} \quad \text{と書ける。}$$

ここで ω_0 は地震計の固有周期、 G は地震計システムの総合倍率で単位は digital unit/kine、 h は地震計の damping の係数で松代アレイでは 0.7 である。速度型地震計から変位スペクトルを推定するため $i \omega$ が乗じてある。

以上、 $R(\omega) \cdot A(\omega) \cdot T(\omega)$ が既知であるから観測

スペクトルから震源スペクトル $S(\omega)$ の推定値を求めるには (3.1) 式から

$$S(\omega) = \frac{O(\omega)}{R(\omega) \cdot A(\omega) \cdot T(\omega)} \quad (3.2)$$

を実行する。

一方理論スペクトルは

$$S(\omega) \equiv |U_c(\omega)| = \frac{\mu \bar{D} S}{4\pi \rho V_c^3 r} R(\theta, \varphi) \left| \frac{\sin \frac{\omega \tau}{2}}{\frac{\omega \tau}{2}} \right| \times \left| \frac{\sin \frac{\omega t_c}{2}}{\frac{\omega t_c}{2}} \right| \quad (3.3)$$

で表せる [Kanamori and Anderson (1975)]。ここで V_c はP波またはS波の速度、 ρ は震源での密度、 r は震源観測点間距離、 μ は震源での剛性率、 \bar{D} は断層面上の平均的くいちがい量、 S は断層面積で L を断層の長さ w を幅とすると $S = Lw$ である。 $R(\theta, \varphi)$ は radiation pattern の項を表す。また τ は立ち上がり時間 (rise time) で、 V_r を破壊進行速度、 θ を破壊の伝播方向と観測点の方向のなす角とすれば、破壊の継続時間 t_c は $t_c = L/V_r - L \cos \theta / V_c$ で与えられる。地震モーメント (M_0) は $M_0 = \mu \bar{D} S$ であるから (3.3) 式から

$$M_0 \left| \frac{\sin \frac{\omega \tau}{2}}{\frac{\omega \tau}{2}} \right| \left| \frac{\sin \frac{\omega t_c}{2}}{\frac{\omega t_c}{2}} \right| = \frac{4\pi \rho V_c^3 r}{R(\theta, \varphi)} |U_c(\omega)| \quad (3.4)$$

となる。即ち $U_c(\omega)$ に推定値 (3.2) 式を代入することにより M_0 が求められる。

またコーナー周波数は $f_c = V_r / L$ であるから $V_r = 0.7 V_s$ と仮定すれば、

$$L = \frac{0.7 V_s}{f_c} \quad (3.5)$$

の関係が考えられる。

(2) 地震モーメントの推定

松代アレイの短周期記録(SP)は80Hzでサンプリングされており、高感度成分は松代観測点ではNS, EW, UDの3成分、松代を除く6観測点ではEW, UDの2成分が伝送されている。ここでは7観測点あるSPデータの中で震源に最も近く比較的SN比の良い松代と滝本観測点

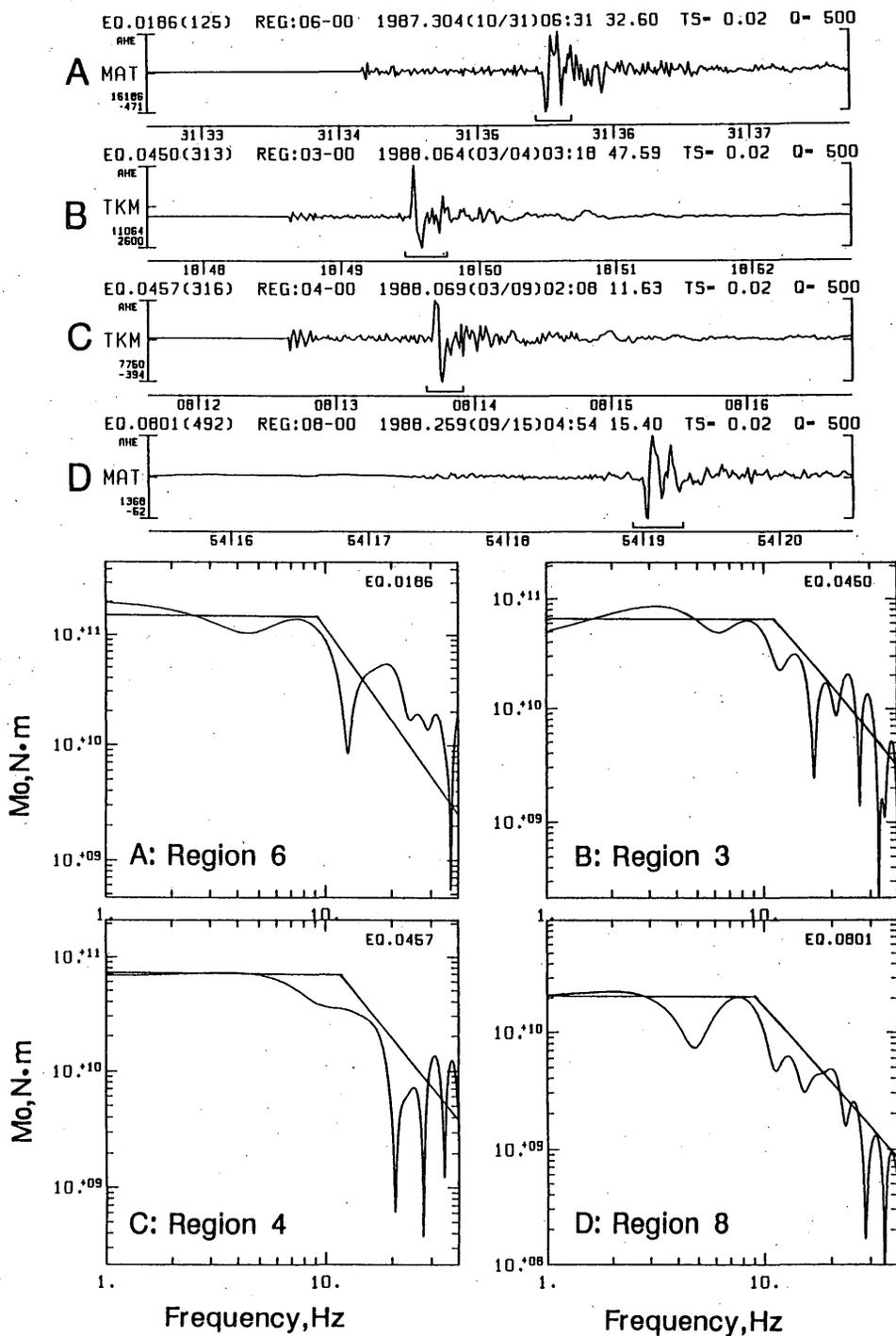


Fig. 5 Upper figures show examples of horizontal components of seismograms observed at Matsushiro(MAT) and Takimoto(TKM) stations. The full lines below the waveforms indicate the windows used when the spectrums are analyzed. Lower figures show source spectrums for the events whose waveforms are shown in upper figures.

のS波を使用して、震源スペクトルを求めた。その際、Fig. 5に示すようにS波初動部分に約0.4秒のウィンドウを設定してスペクトルを計算した。ここでは $\rho = 2.6$ g/cm³, $v_s = 3.2$ km/secとし、 $R(\theta, \varphi) = 0.6$ と仮定した。またQはスペクトルの低周波数側がフラットとなるように試行錯誤しながら $Q = 500$ と求めた。解析には松代観測点の水平2成分からSH成分を合成し使用したが、region 3, 4, 5では松代よりSN比が良く、震央の位置から判断してEW成分ではほぼSH波が推定できると考えられる滝本観測点のEW成分を使用した。全地震について震源スペクトルを計算しその低周波数側の大きさから M_0 を推定したが、Fig. 5には幾つかのregionでの震源スペクトルの代表例を示した。どのスペクトルも低周波側はほぼフラットで、高周波側では f^{-2} に漸近な(3.4)式で示される形とほぼ一致する。

Fig. 6はこのようにして求めた各regionの全地震の M_0 と松代アレイで決定したマグニチュード M_{MSAS}

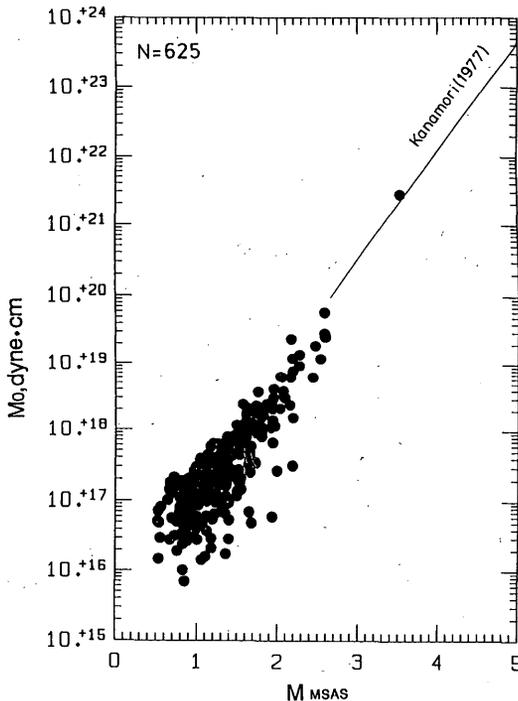


Fig. 6 Relation between seismic moment obtained here and magnitude determined by Matsushiro Seismic Array System. Line shows relation between seismic moment (M_0) and moment magnitude (M_w) by Kanamori (1977), $\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1$.

の関係を示したものである。Log M_0 と M_{MSAS} の間にはほぼ良い対応がみられる。三上他(1987)は長野県北部で起こった比較的大きな地震($M > 4.0$)について、松代アレイの波形を使って理論記象と比較する方法で、地震モーメントを推定し、既存のマグニチュードと比較した。今回はそれよりさらに小規模の地震について異なる方法で地震モーメントを推定したが、マグニチュードとの比較においては概ね三上他(1987)の結果と良い対応をしている。参考までにモーメントマグニチュード M_w (Kanamori, 1977)の定義式 $\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1$ を図に示した。このような微小地震においても今回求めた地震モーメントはこの定義式と対応しており、 M_{MSAS} と M_w の関係も比較的よい対応をしていることがわかる。

次に地震モーメントを各Region別に時系列で表示したものがFig. 7である。モーメントの大きな地震の起こるのはregion 1とregion 6である。region 1は一見連続的な活動とみることができるけれども、大きな地震の後には地震活動は高まり本震-余震の活動様式を示す。region 6も同型とみることができる。一方region 2, 3, 4などは小さな地震がほぼ連続的に起こっているところであり、region 1, 6とは異なる性格がみられる。Fig. 8にはregion 1, region 6並びにregion 2における最大の地震(Fig. 7にMと表示)後の余震活動の減衰状況を示した。改良大森公式におけるP値を最小二乗法で求めるとregion 1, region 6ではそれぞれ0.86, 0.72となる。しかしregion 2では大森公式にはのらないことがわかる。その他のregionはその中間型の活動様式といえるが、region 5, 8などはregion 1, 6の型に近い。

前節で述べた様にregion 1とregion 6はその震源がきれいに面状に並び、この地域としては比較的大きな断層の存在を推定させる。このようなregionでは比較的大きな地震(地震モーメント $10^{19} \sim 10^{22}$ dyne·cm)が起こる。一方これらのregionに狭まれるregion 2, 3, 4では震源は一つの所に固まらず、また地震モーメントが 10^{19} dyne·cm以上の大きな地震も起こらない。これはこれらの地域には極く小さな数多くの断層が存在し、それが不規則に分布していることを類推させる。

(3) 応力降下量の推定

震源スペクトルのコーナー周波数(f_c)の読み取りが可能な地震について、Fig. 5で示したような震源スペクトルに漸近線を引き、その交点からコーナー周波数(f_c)を求めた。さらに前節で求めた地震モーメントとコーナー周波数から円形クラックを仮定して応力降下量

($\Delta\sigma$) を求めた。

円形クラックの時は、

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \pi \mu \frac{\bar{D}}{a} \quad (3.6)$$

となる。今、断層半径 a を $a \approx L$ と考えると (3.5) 式から

$$a = \frac{0.7 V_s}{f_c} \quad (3.7)$$

また

$$M_0 = \mu \bar{D} S = \mu \bar{D} \pi a^2 \quad (3.8)$$

であるから (3.6), (3.7) (3.8) 式から

$$\Delta\sigma \approx 1.3 M_0 \frac{f_c^3}{V_s^3} \quad (3.9)$$

となる。この式に M_0 と f_c を代入し、 $V_s = 3.2 \text{ km/sec}$ と仮定して $\Delta\sigma$ を求めた。

Fig. 9には M_0 と f_c の関係を region 別にシンボルを変えて表示し、 $\Delta\sigma$ が一定の直線 ($\Delta\sigma = 1.0 \text{ bar}$ と $\Delta\sigma = 0.1 \text{ bar}$) を示した。宇津 (1977) によれば微小地震では $\Delta\sigma$ が 1.0 bar 以下に求まることが多いが、今回求めた結果でも大部分が 1.0 bar 以下となっている。もし $\Delta\sigma$ が地震の大きさによらず一定であれば、(3.9) 式より M_0 と f_c の間には $M_0 \propto f_c^{-3}$ の関係がある。region 別にみると region 6 は $\Delta\sigma$ が一定ではないが M_0 と f_c が図中に描いたように約5乗の直線に乗るようなスケリング則が成り立つように見える。一方 region 3, 4などは region 6の直線よりも更に傾きが大きいように見え、全体的に region 6より $\Delta\sigma$ が小さい。また region 8では地震の大小にかかわらずほとんど f_c の値が一定である。波形を見るとすべて同一の相似波形であることから、同じ断層が滑っているとも考えられる。

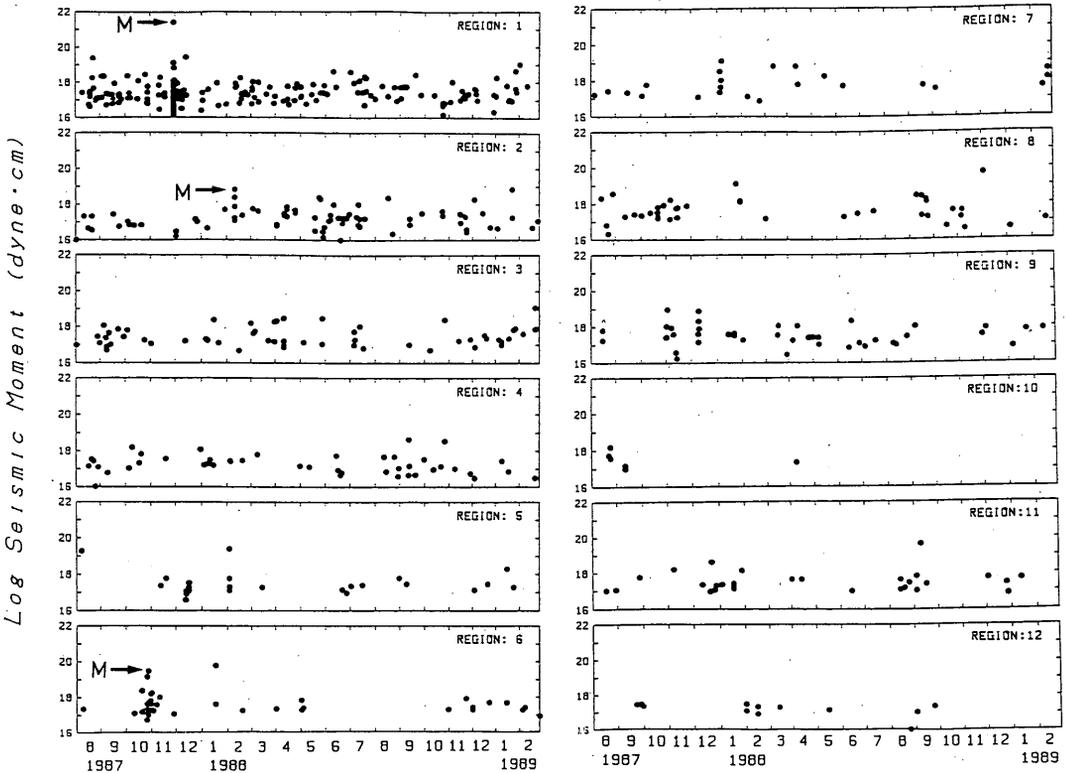


Fig.7 Temporal variation of seismic moments for each region during the period from Aug. 1987 to Feb. 1989. Mark "M" denotes the largest earthquake(mainshock) at regions 1, 6 and 2, respectively.

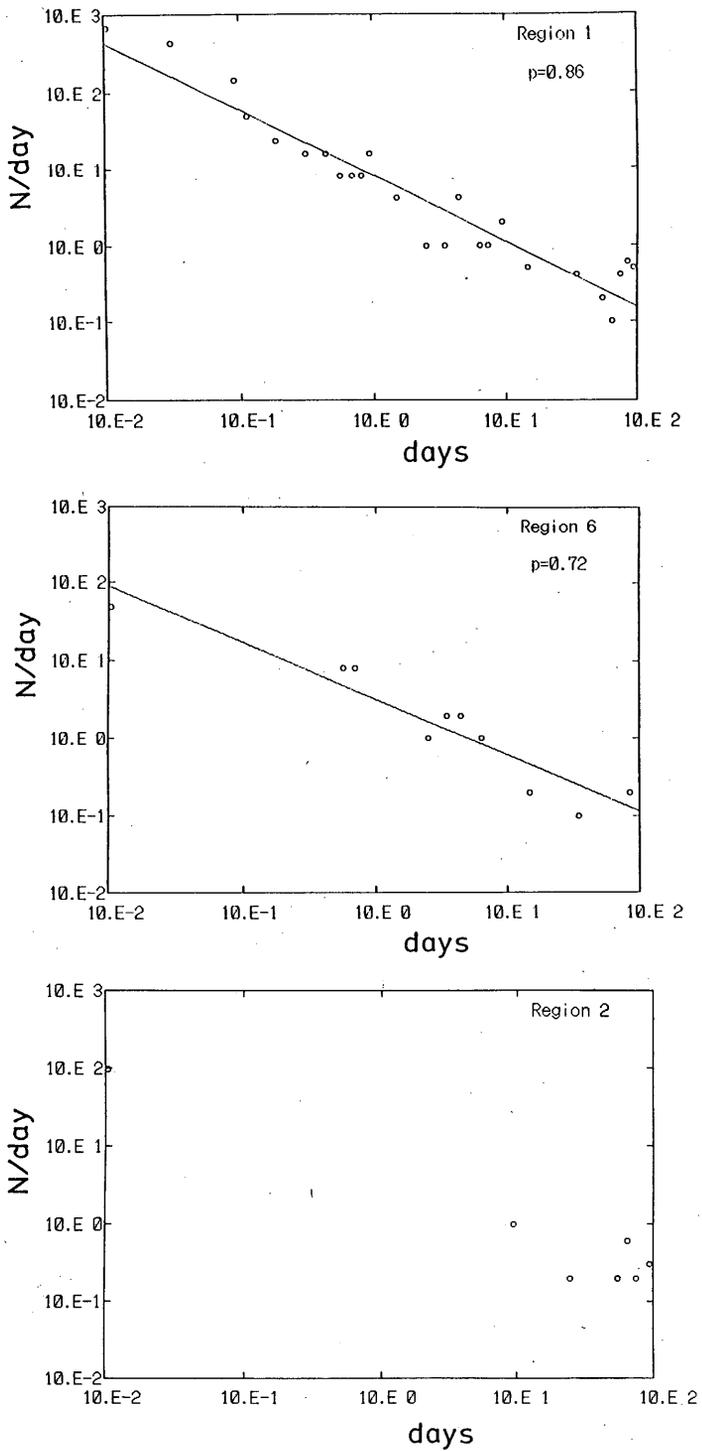


Fig.8 Decrease of aftershocks at regions 1, 6 and 2.

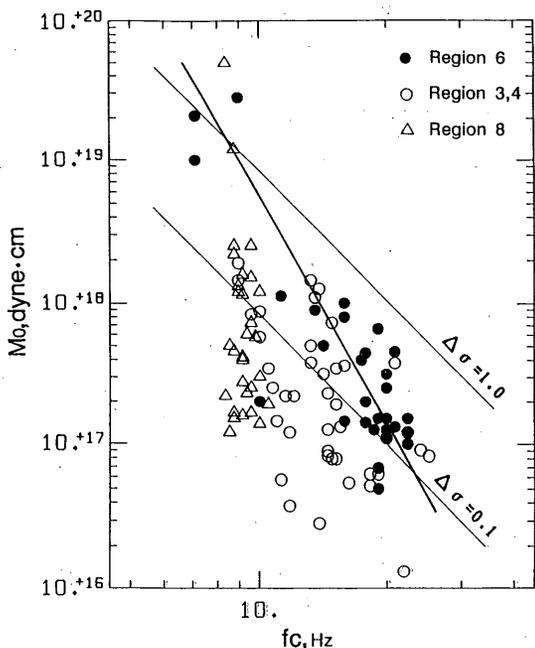


Fig. 9 Relation between seismic moment and corner frequency. Light lines give the relation for circular cracks with constant stress drop ($\Delta\sigma$), bold line for $M_0 \propto f_c^{-5}$, which best fits the events that occurred at region 6.

このような region 別の応力降下量の推定結果は、前節の結果と比較して興味深い。比較的大きな断層面上に分布すると考えられる region 6 の地域では、振幅が大きな地震ほど断層のサイズも大きいと言う一種のスケールリング則が成り立つのに対して、region 3,4では小さな地震が地域的に不規則に起こり、その断層面積はほぼ一定であると考えられる。

4. 全地震の主圧力軸 (P 軸) の推定

松代地震の大きなものは Fig. 4 で示したように東西圧縮のストライクスリップである。そこで微小地震も同様にストライクスリップであると仮定し、P 軸の方向を求めた。正確にメカニズム解を求めるには例えば Fig. 4 のように初動の押し引きの分布を求める必要があるが、これらの微小地震は松代アレイ以外では他機関 (東大震研信越地震観測所のネットなど) でも観測されておらず、松代アレイの記録しかない。松代アレイの押し引き分布ではメカニズム解を求めることはできない。そこで今回は松代アレイの P 波初動の振幅から簡単に P 軸の方向を推定した。

震源メカニズムがストライクスリップ即ち P 軸 T 軸が水平面内にあるとして、震源から見た観測点の方位を λ_i 、鉛直上側からの角度を θ_i とすれば、これらの角度で射

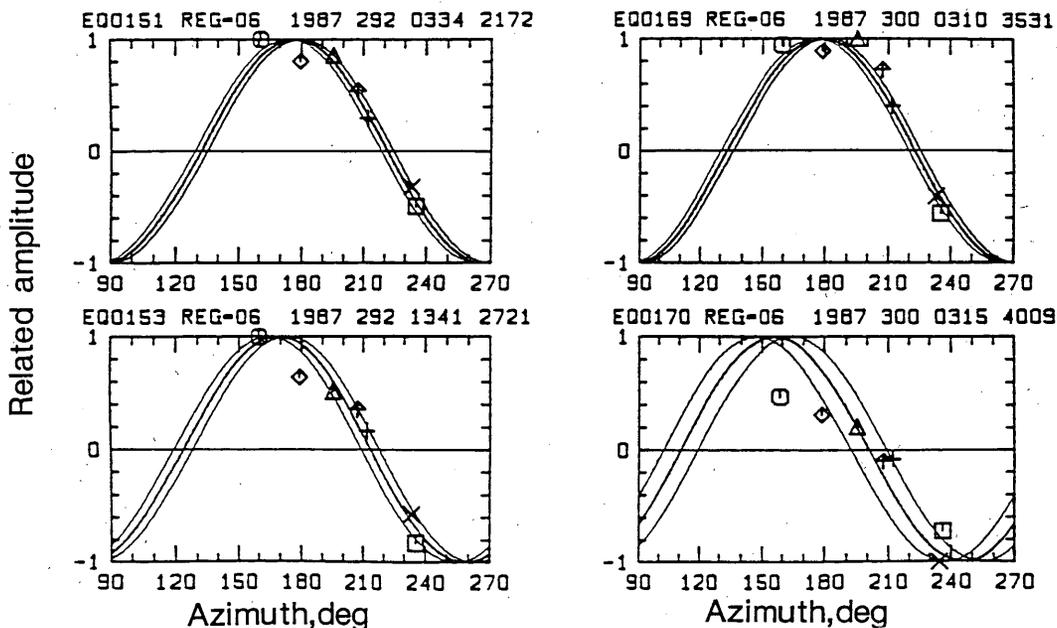


Fig. 10 Azimuthal distribution of reduced amplitudes of array stations. Symbols are different for each station. Medium curve is determined by the method of least squares, and other curves denote errors, $\pm \sigma$ (standard deviation).

出されるP波の初動振幅 A_i は

$$A_i(\lambda_i, \theta_i) = A_0 \sin^2 \theta_i \cdot \cos 2(\lambda_i - \varphi)$$

となる。ここで φ はP軸の方位を表し、 A_0 は M_0 である。松代アレイの各観測点で観測されたP波初動振幅に震源からの距離、 Q (500 と仮定)、自由表面の補正を行った振幅値 $A_i(\lambda_i, \theta_i)$ から φ と A_0 を最小二乗法で求めた。fig. 10 にはこの方法で求めた一例を示す。各観測点の振幅は水平面に投影した時の値、即ち求めた観測振幅を $\sin^2 \theta$ で割ったものをプロットしてある。完全なストライクスリップならサインカーブに乗る。図中の曲線のうち、中央が最小二乗法で決定したもので、他の2本はその誤差の大きさを $\pm \sigma$ (標準偏差) で示したものである。P軸の方向が精度よく決まるものもあれば、かなり悪いものもある。悪いものはストライクスリップであるとした仮定に誤りがある可能性が考えられる。しかしほとんどの地震ではこの σ の範囲が $\pm 10^\circ$ 以内に収

まり、この地域では微小地震もほとんどがストライクスリップであると考えられる。

次に各region 別にP軸の方向を時系列で示したのが Fig. 11 である。北から時計回りの方位で示し、線分の長さは誤差の大きさ (2σ) を表す。region 3, 4, 5 などは誤差の大きなものがある。これはこの地域ではストライクスリップではない、つまりデップ成分をもつ地震も存在する可能性を示唆している。それに比べ region 1, 6, 7, 8, などは誤差の小さなものがほとんどで、ストライクスリップの地震が多いと考えられる。

Fig. 12 にはストライクスリップと仮定してよい誤差が 10° 以内の地震のP軸を地図上に示した。線分の向きがP軸の方向である。全体的にはほとんどが東西方向であり、特に震源が面状に並び活動度の高い region 1, 6 ではその傾向が顕著である。それに比べ大きな地震は起こらず震源も不規則な分布をしている region 2, 3, 4, 5 などでは、明かに東西圧縮がメカニズムではない地震も

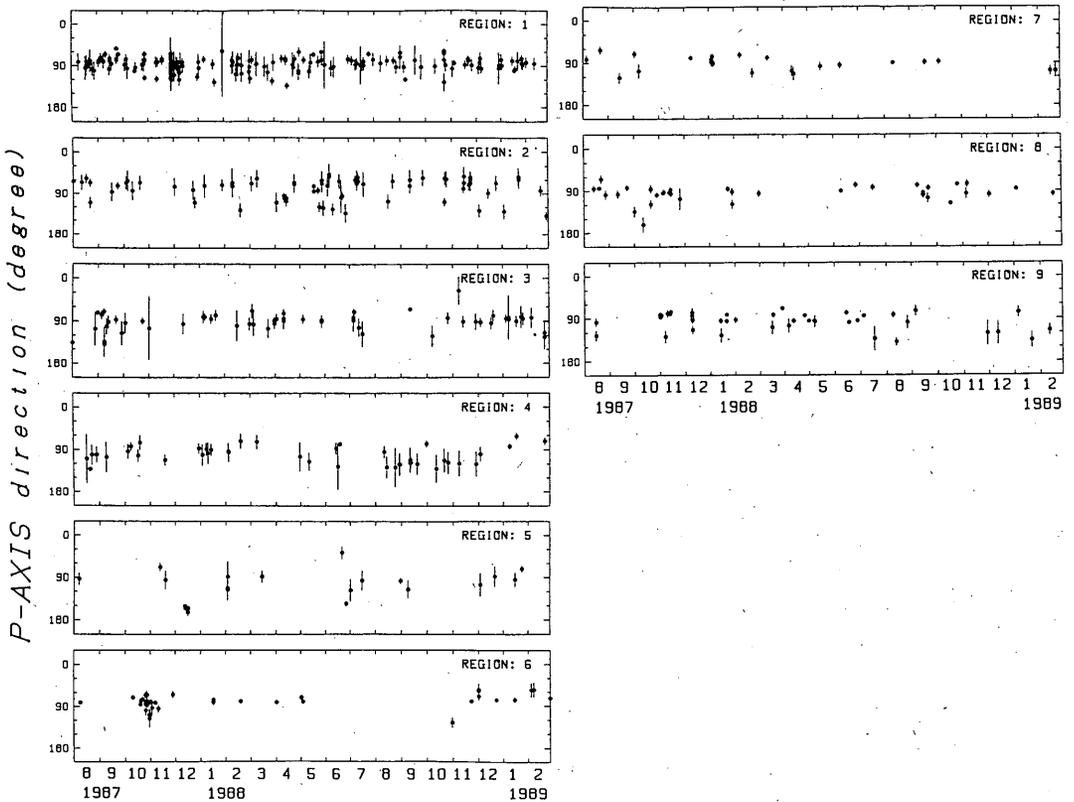


Fig. 11 Temporal variation of principal pressure-axis directions of earthquakes that occurred in each region during the period from Aug.1987 to Feb.1989. Length of bars with solid circles shows errors (2σ).

存在し、この地域の破壊現象の複雑さを示している。

5. まとめ

松代地震の起震応力場は東西圧縮であり、発震機構はほとんどがストライクスリップである。しかし詳細にみれば個々の活動は一様ではないことがわかった。Fig.13は以上のような解析結果をもとに、現在起こっている松代地震の特徴を模式的な表現で示したものである。

region 1 と region 6 は、この地域における東西の大きな圧縮場を反映して、北西-南東及び北東-南西方向にそれぞれ走行を持つほぼ垂直な断層面であることが震源の分布から類推される。ここでは断層面上に集中して地震が起こっており、個々の地震のP軸はほとんどが東西方向である。また大きな地震も起こり、現在最も活動度の高い場所である。とくに region 1 の断層面は約25年前の群発地震で現れた「松代地震断層」のすぐ北に位置し向きもほぼ同じである。region 6 で起こった地震の波形をスペクトル解析した結果、 $\Delta\sigma$ はほぼ 0.1 ~ 1.0 bar の範囲で M_0 と f_c の間に $M_0 \propto f_c^{-5}$ の関係が成り立つ。

一方この中間に位置する region 3, 4, 5 などでは小さな地震が連続して起こっているが、震源はきれいに面状に並ぶのではなく不規則な分布をしている。P軸の方向も東西方向のみではなく異なる方向もみられ、ストライクスリップではないと思われる地震も含まれていると考えられる。つまりここでは多数の破壊面が色々な方向を向いて存在するいわば破碎帯とも言えそうな地域である。

このようにごく狭い地域で群発する松代地震においても、精密な観測を行い有効な手法で解析した結果、幾つかの発震機構がありそれぞれ異なった破壊様式を有していることが明らかになった。今後これらの解析を続け、松代地震がどのように推移して行くかを見守ることが重要であると思われる。

謝辞

臨時観測点を設営するに当たって、観測場所を提供していただいた蓮台寺住職宮澤章泰氏には深く感謝致します。またP波初動データを提供していただいた、東京大学地震研究所信越地震観測所の関係官の皆様にも感謝致します。

なお、本研究の内容は筆者らが気象庁地震観測所に在勤中に行ったものである。臨時観測を支援していただいた大地、松本両元地震観測所長、観測場所の選択に当たって協力していただいた涌井観測係長（現主任研究官）、記録紙の交換などに協力していただいた観測係の永井技

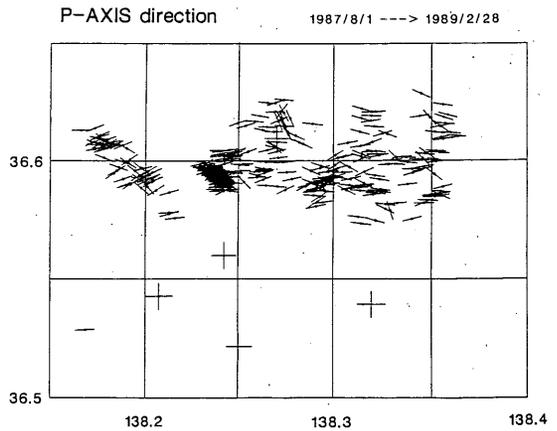


Fig. 12 Distributions of principal pressure-axis directions, which are mostly east-west.

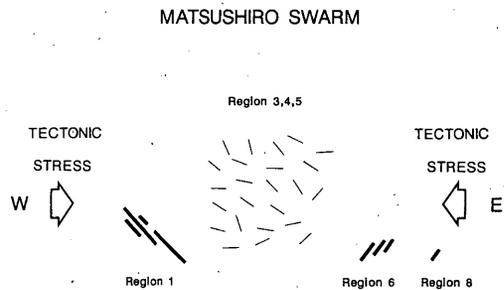


Fig. 13 Schematic representation of the Matsushiro Earthquake Swarm. For details see the text.

官をはじめ地震観測所の方々に感謝致します。また観測を始めるに当たって数多くの助言をいただいた牧主任研究官（現気象研究所）及び柏原主任研究官（現気象庁地震予知情報課）には厚く御礼申し上げます。

参考文献

伊藤 潔, 黒磯章夫 (1979) : 小地震の前震余震分布, 地震2, 32, 317 - 327.
 宇津徳治 (1977) : 地震学 (共立全書).
 長田芳一, 柏原静雄, 永井 章, 高山寛美, 涌井仙一郎, 森下 功, 田中義彦 (1984) : 群列地震観測システムについて(1)概要および近地地震の震源決定, 気象庁地震観測所技術報告, 5, 13 - 31.

- 柿下 毅, 牧 正, 流 精樹, 西脇 誠, 森田裕一,
 涌井仙一郎 (1988): 臨時観測による最近の松代地震
 の震源再決定, 気象庁地震観測所技術報告, 9, 1 -
 12.
- 気象庁 (1968): 松代群発地震調査報告, 気象庁技術報
 告, 第62号
- 三上直也, 永井 章, 西脇 誠 (1987): 近地震波形状
 による地震モーメントの推定, 気象庁地震観測所技術
 報告, 8, 52 - 57.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in
 great earthquakes; J. Geophys. Res., 82,
 2981 - 2987 .
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975):
 Theoretical basis of some empirical relat-
 ions in seismology, Bulletin of the Seismol-
 ogical Society of America, 65, 1073-1095
- Tsuneishi, Y. and K. Nakamura, (1970)
 : Faulting Associated with the Matsushiro
 Swarm Earthquakes, Bull. Earthq. Res. Inst.,
 48, 29 - 51