

1983年8月8日山梨県東部の地震(M6.0)とその前後の地震活動について

著者	井元 政二郎, 島田 誠一, 岡田 義光, 笠原 敬司, 大竹 政和
雑誌名	国立防災科学技術センター研究速報
号	57
ページ	1-13
発行年	1984-03-26
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002790/

550. 343 (521. 51) "1983. 08"

1983年8月8日山梨県東部の地震(M 6.0) とその前後の地震活動について

井元政二郎*・島田誠一**・岡田義光**
笠原敬司+・大竹政和*

The Yamanashi, Central Japan Earthquake of August 8, 1983 and Related Seismicity

By

M. IMOTO, S. SHIMADA, Y. OKADA, K. KASAHARA
and M. OHTAKE

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

A moderately large earthquake with magnitude 6.0 occurred in the eastern part of Yamanashi Prefecture at 12h48m (JST) on August 8, 1983. According to observation of the National Research Center for Disaster Prevention, the epicenter was 35.54°N, 139.05°E and the focal depth was 18km. Epicenters of aftershocks distribute in the elliptical area extending over 5~7km southwestward from the main shock. On the basis of P wave first motions recorded with short period seismometers, the focal mechanism of the main shock presents strike slip type with the two nodal planes of E-W and N-S directions, either of which does not coincide with the longer axis of aftershock area. Some aftershocks ($M \geq 3.0$) show similar mechanisms to the main shock and others show mechanisms of reverse fault. The maximum compressional axes of the main shock and the aftershocks but for two aftershocks are near the NW-SE direction. The coseismic strain step observed with the three-component strainmeters at two stations show significant differences from those theoretically predicted from the focal mechanism of strike slip type. Those discrepancies together with complex wave forms of the main shock suggest much complicated rupture process of the main shock; initial rupture harmonious with the strike slip mechanism was followed by much larger faulting of which focal mechanism does not match initial motions on short period records.

Close inspection of seismicity revealed that the magnitude frequency relation for the period of about one year before the main shock, from June 1982 to July 1983, is significantly different from that of the previous period, from January 1980 to May 1982. This may be a precursory change in seismicity.

* 第二研究部 地震活動研究室, ** 同 地殻力学研究室, + 同 地震防災研究室

1. はじめに

1983年8月8日12時48分、山梨県東部に $M=6.0$ の地震が発生した。国立防災科学技術センター（以下防災センターと略す）の定常的震源決定によると、震源は北緯 35.537° 、東経 139.051° 、深さ 18.3km である。東京・横浜・甲府・三島で震度Ⅳの他、千葉・熊谷・飯田・静岡など広い地域で震度Ⅲを記録した。この地震による被害は、死者1名（神奈川）、負傷者28名、家屋半壊2棟、同一部破損4棟等となっている。この地震により、静岡県・山梨県・神奈川県・東京都の広い範囲で約84万戸が停電した。

本報告では、防災センターの観測網で得られた地震計及び3成分ひずみ計の資料にもとづき、本震と余震の震源分布、発震機構等について述べる。

2. 地震活動の推移

震源域の山梨県東部は、関東・東海地域の中でも地震活動の活発な地域の一つであり、1912年（ $M 5.9$ ）、1929年（ $M 6.3$ ）、1931年（ $M 6.3$ 、 $M 5.9$ ）等比較的大きい地震が度々発生している。ただし、1976年6月16日の地震（ $M 5.5$ ）以来今回の地震まで約7年間、 $M \geq 5.0$ の地震は発生していなかった。微小地震（ $M \geq 1.5$ ）についても、前震活動と思われるものは検測されていなかった。

本震の発生に続き、活発な余震活動があった。最大余震は8月10日1時51分に発生した $M=4.3$ の地震であった。震源域近傍にある都留観測点（TRU、震央距離約 10km ）で、8月末までに速度振幅最大値 $106 \mu\text{kine}$ 以上の余震（渡辺（1971）の式によるとほぼ $M \geq 1$ に相当する）を600回以上観測した（図1）。余震の日別発生数は単調に減少している。

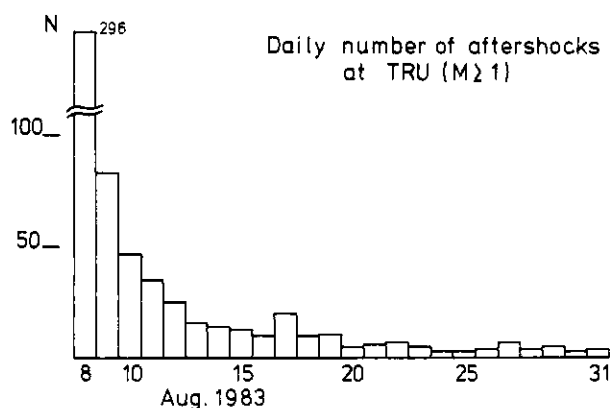


図 1 都留観測点における日別地震数（ $M \geq 1$ の地震に相当）。
Fig.1 Daily number of aftershocks (about $M \geq 1$) at TRU station
($\Delta=10\text{km}$).

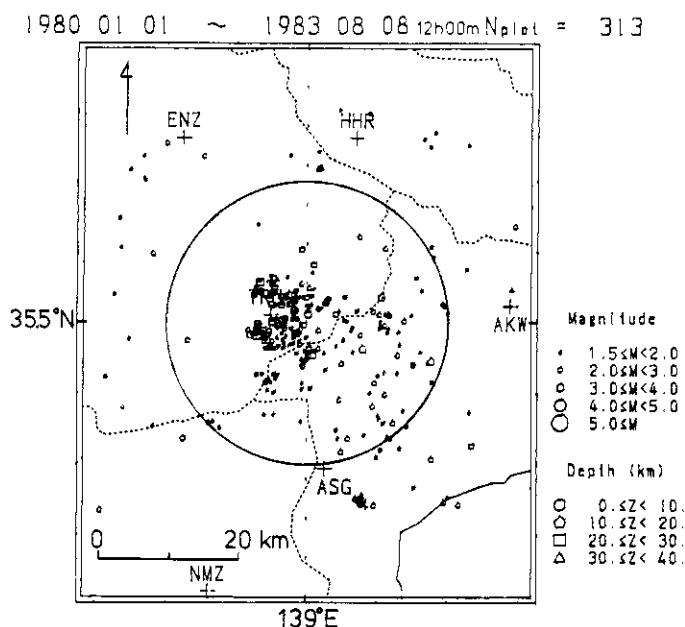


図 2(a) 山梨県東部周辺における1980年1月から1983年8月8日(本震発生直前)までの震央分布図。

Fig. 2(a) Epicentral map around the eastern part of Yamanashi Pref., from January 1980 through August 8, 1983, just before the main shock ($H < 40$ km).

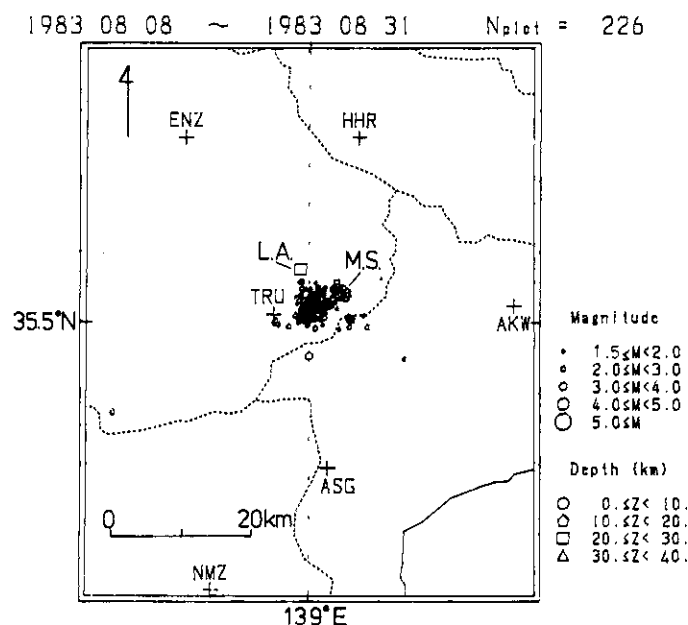


図 2(b) 本震及び余震の震央分布図。

Fig. 2(b) Epicentral map of the main shock (M. S.) and aftershocks. The largest aftershock is indicated by L. A.

図2(a)・(b)に、震源域周辺における1980年1月～1983年8月8日本震発生前の地震分布及び本震と余震の分布を示す。これらの震源は定常処理で得られた読み取り値に観測点補正を施して再決定されたものである。山梨県東部には震源の密集した地震活動の活発な地域があり、今回の地震はこの密集した地域の北東端付近に発生している。余震の大部分は本震震央(図2(b)M. S.)を北東端とし、南西に数kmのびた楕円形状で深さ17～19kmの領域に発生している(図2(b))。この余震域は、定常的活動の活発な地域の東部にほぼ一致している。最大余震(図2(b)L. A.)は、この余震域から北西に数km離れて発生している。

表 1 本震及び余震の発震機構解。

Table.1 Focal plane solutions for the main shock and aftershocks. 'Pol 1', 'Pol 2', 'P', 'T' and 'Null' mean the poles of two nodal planes and pressure, tension and null axes. 'Az' and 'Nd' indicate azimuthal angle (clockwise from the north) and nadir angle (from the vertical).

No	Date	Time	M	Location			Pol 1		Pol 2		P		T		Null	
	Aug. 1983	h m		LAT.(H)	Long.(H)	km	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd
				deg	deg	km	deg	deg								
1	8	12 47	6.0	35.537	139.051	18	178	76	272	76	315	90	225	80	45	20
2	8	12 58	3.4	35.525	138.991	19	184	76	87	64	138	61	43	82	300	30
3	8	13 02	3.1	35.522	139.018	17	343	76	243	53	300	54	199	75	90	40
4	8	13 20	3.5	35.509	139.002	17	136	64	260	42	293	77	183	33	30	60
5	8	13 27	3.8	35.521	139.005	17	306	64	83	34	110	74	343	26	206	70
6	8	13 54	3.0	35.521	139.019	18	176	40	268	88	120	59	235	56	0	50
7	8	22 37	3.3	35.500	138.947	16	292	43	92	49	282	87	28	10	191	80
8	10	01 51	4.3	35.567	138.986	20	90	45	270	45	90	90	270	0	0	90
9	10	19 37	3.2	35.457	138.999	20	171	88	81	80	126	82	35	84	270	10
10	11	09 45	3.4	35.534	139.006	18	310	27	130	63	310	72	130	18	220	90
11	12	22 16	3.0	35.498	138.998	17	344	80	75	87	299	85	30	81	180	10
12	17	11 02	3.7	35.503	138.995	16	186	64	299	51	335	82	236	41	72	50
13	31	13 01	3.2	35.513	139.009	18	176	89	86	80	131	82	40	84	270	10

3. 発震機構

防災センターの関東・東海地震観測網(短周期地震計55点)で記録されたP波初動押し引きを用いて、本震及び余震($M \geq 3.0$)の発震機構を調べた。得られた発震機構解を表1に示す。

図3は、本震の発震機構解を震源下半球に等積投影したものである。2枚のP波節面は、ほぼ東-西と南-北の走行となっていて、最大主圧力軸が北西-南東の方向である横ずれ型の発震機構を表わしている。この地域にはこの様な発震機構をもつ微小地震がよく発生している。また、震源域の南-南東方向60～80kmに発生した伊豆大島近海地震(1978年1月14

1983 08 08 12H 47M M=6.0

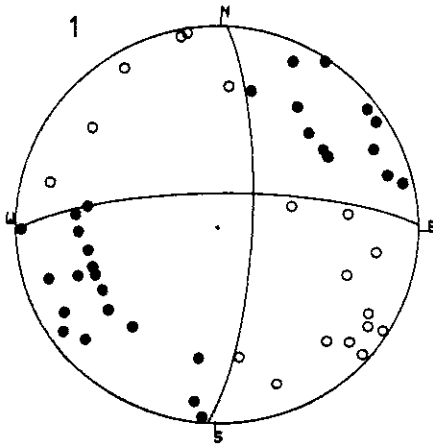


図 3 本震発震機構の震源下半球等積投影図。黒丸、白丸はそれぞれP波初動の押し、引きを表わす。表1の地震番号が左上に示されている。

Fig. 3 Focal mechanism of the main shock projected on the lower hemisphere. Solid and open circles indicate compression and dilatation of P wave first motions, respectively. Earthquake number in Table 1 is given upper left.

日, $M 7.0$) や伊豆半島東方沖地震 (1980年6月29日, $M 6.7$) も、本地震とよく似た発震機構を示している (Simazaki and Somerville, 1979; 井元・他, 1981)。これは、フィリピン海プレートの北西進により生じた応力場を反映していると解釈されており、本地震

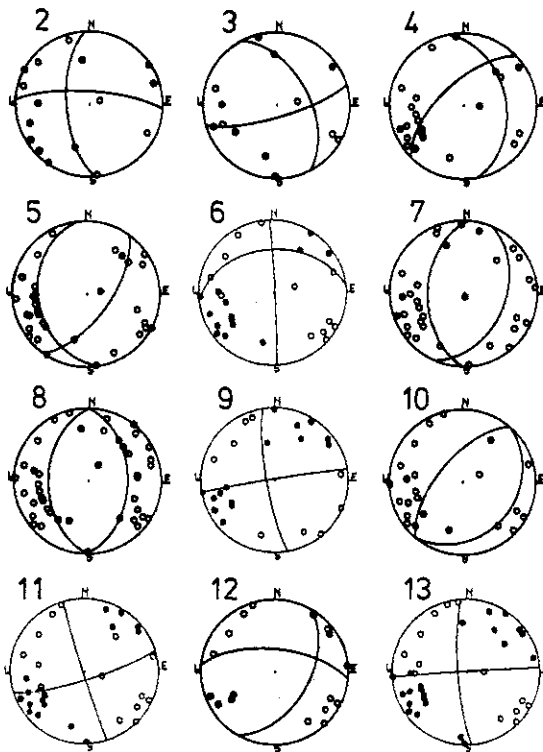


図 4 余震発震機構の図

Fig. 4 Focal mechanisms of aftershocks ($M \geq 3.0$). (see Fig. 3 for explanation).

もフィリピン海プレートの運動を反映したものと考えられる。図2(b)に示した余震分布の広がり方は、2枚のP波節面のいずれの走行とも一致しておらず、余震分布により本震断層面の走行(東-西あるいは南-北)を推定するのは困難である。

余震発震機構の電源球等積投影を図4に示す。No.7と8(最大余震)では最大主圧力軸がほぼ東-西方向となっているが、その他は北西-南東の方向であり本震の最大主圧軸方向とほぼ一致する。本震と同様に横ずれ型となるものはおよそ半数であり、残りは逆断層型となっている。このような逆断層型の地震もこの地域によく発生している(気象庁地震課・他, 1977)。

発震機構と震央の関係を表わしたものが図5である。横ずれ型及び逆断層型の発震機構をもつ地震は、いずれも余震域全体に発生している。伊豆大島近海地震や伊豆半島東方沖地震の余震活動では、本震と似た発震機構をもつ余震が他の型に比べて数多く発生し、それらが

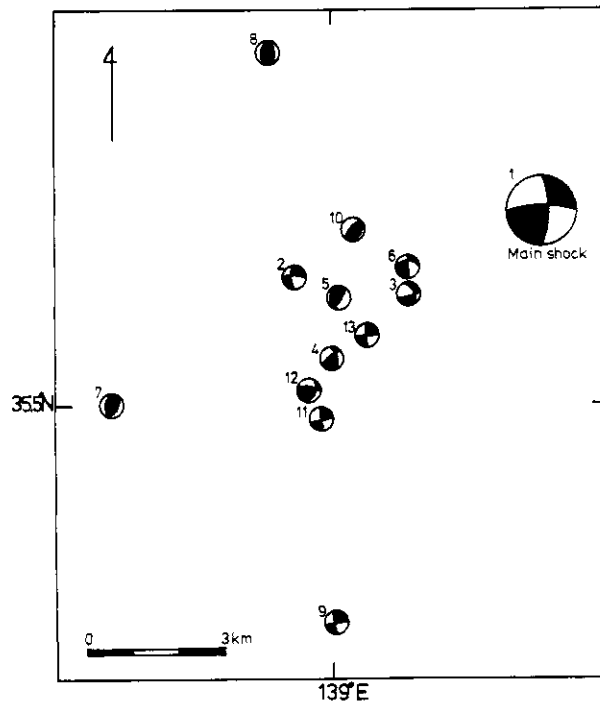


図 5 発震機構の空間分布

Fig.5 Spatial distribution of focal mechanisms, which are plotted at the epicenters. The compressional quadrants of P wave first motions are indicated by shaded zones.

本震断層面周辺に分布していた(井元・他, 1981; Imoto, 1983 a). 今回の活動では, 本震の発震機構, 余震分布及び余震発震機構の関係が調和的でない, その原因として, i) 本震断層が単純な一枚の面ではなく複雑である, ii) 本震は単純な面であるが余震が本震断層面と直接関係なく発生している等が考えられる. いずれにしても, この地域の応力場の複雑さに起因して生じたことであろう.

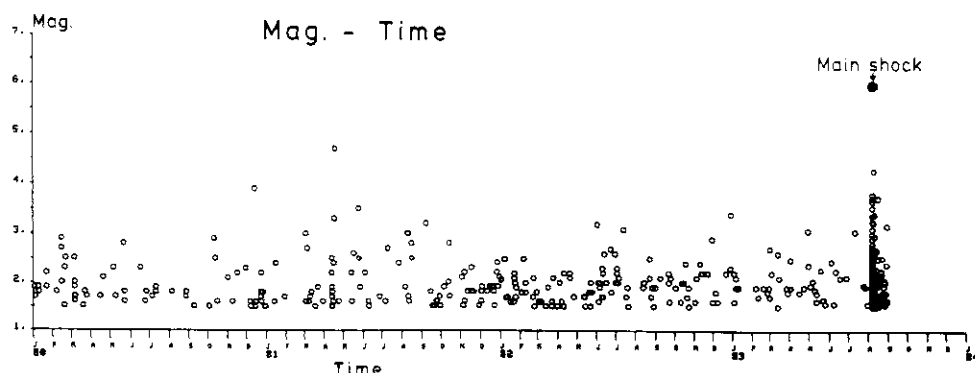


図 6 マグニチュード — 時間分布図

Fig.6 Magnitude-time plot of earthquakes which were located in the encircled area of Fig. 2(a).

4. 規模別地震頻度の前駆的变化

北緯 35.5 度東経 139 度を中心とする半径 20 km 深さ 0 ~ 40 km の領域に 1980 年 1 月以降発生した $M \geq 1.5$ の地震 (図 2(a) 中央円内) を対象として, 本地震に先行する地震活動の変化について調べた. 図 6 は, 地震規模と発生時刻の関係を表している.

本震発生前およそ 3 年半の間では, 1981 年 4 月に発生した $M = 4.9$ の地震が最大である. この後, 1981 年 6 月から本震発生までの 2 年余りの間に $M \geq 3.5$ の地震は発生していない. また, $1.5 \leq M < 2.0$ の地震数は 1982 年 6 月以後減じているようである. これは規模別頻度分布に変化があったことを示唆している.

規模別頻度分布の変化をみるため, グーデンベルグ・リヒターの b 値を期間別に求めた. 図 7 は各期間における規模別頻度分布を表している. 1980 年 1 月 ~ 1982 年 6 月, 1982 年 7 月 ~ 1983 年 7 月, 余震 (1983 年 8 月 9 日 ~ 8 月 31 日) の各期間で, b 値とその 95 % 信頼区間はそれぞれ, 0.84 ± 0.12 , 0.72 ± 0.16 , 0.83 ± 0.14 となり, 地震前 1 年がやや小さくなっているが, 統計検定によると, その差は有意ではない. また, 短期間ではあるが, 1981 年秋から 1982 年春にかけて比較的小さい地震の発生が顕著であるので, この期間 (1981 年 10 月 ~ 1982 年 3 月) における b 値を調べると, 1.04 ± 0.28 となっていて, 他

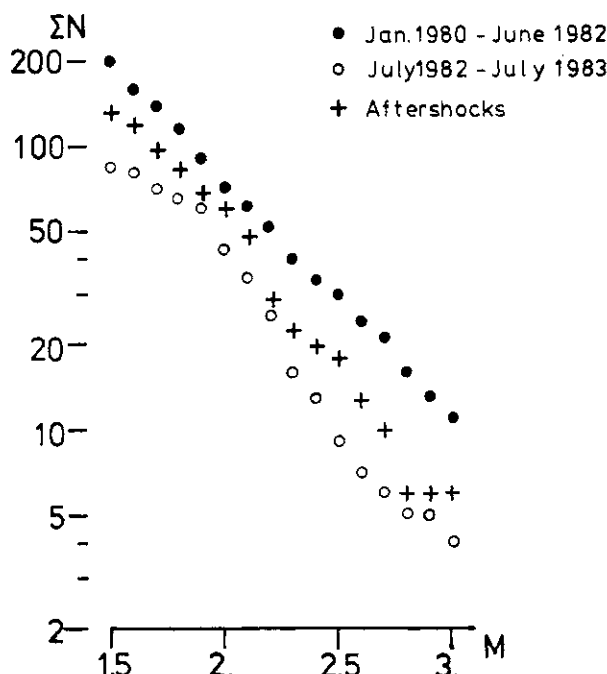


図 7 3つの期間に対するマグニチュード頻度分布図

Fig.7 Magnitude - frequency relations for the three successive periods.

の期間に比べてやや大きな値となっている。ただし、これも有意な差をもつとはいえない。

b 値は地震規模と発生頻度との関係を冪関数で表わした時のパラメータであるが、図 7 (○印)に見られるように地震規模別頻度分布が必ずしも冪関数でうまく表されるとは限らない。地震規模別頻度分布の形は、震源域での応力の状態に依存するとの考えもあり、(井元, 1983 b), 冪関数を当てはめずに規模別頻度分布の変化を直接比較することも有用な情報をもたらす可能性がある。そこで、 $1.5 \leq M \leq 1.8$ の地震頻度と $1.9 \leq M$ のそれとを比較した。ここで、地震規模の級分けについては、検測もれない地震規模であること、比較される二つのグループ間で発生頻度に大きい差が生じないようにすることに留意した。

図 8 の縦軸、横軸はそれぞれ $1.9 \leq M$ 、 $1.5 \leq M \leq 1.8$ の地震の累積頻度を示しており、1980年1月から1983年8月末までの履歴を1カ月毎に示している。ただし、本震発生当日(1983年8月8日)は地震記象の重なりのため検測もれがあると思われるので除いた。図より明らかなように、1982年6月を境に、 $1.5 \leq M \leq 1.8$ に比べて $1.9 \leq M$ の地震が増加している。これは、図 6 の地震規模-時間の関係からも予想されていた。8月9日以降の余震活動では、 $1.9 \leq M$ の地震は $1.5 \leq M \leq 1.8$ に比べてやや減じ、1982年6月以前の状態

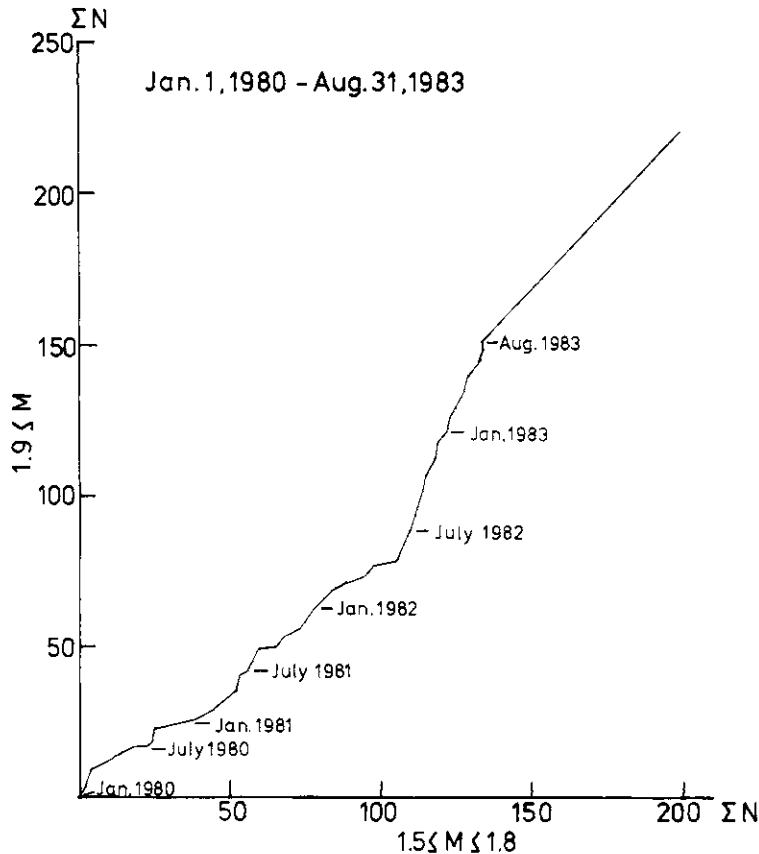


図 8 大きさの異なる地震間での累積頻度の比較.
Fig.8 Diagram showing the relation between cumulative numbers for smaller shocks and larger ones.

に近づいている。1982年6月の前後で頻度分布の変化を χ^2 検定してみると、帰無仮説「 $1.5 \leq M \leq 1.8$ の地震と $1.9 \leq M$ の発生頻度の比率は、1980年1月～1982年5月と1982年6月～1983年7月の期間とでは変化がない。」は、有意水準0.1%で棄却された。

5. 3成分ひずみ計で観測された歪みステップ

震源域より北東～東北東にある八郷（YST，震央距離約130 km），府中（FCH，同40 km）の両観測点では、本震発生に伴い歪みステップが3成分ひずみ計により記録された。観測された歪み変化量は図9上段に示されている。八郷観測点には2台の3成分ひずみ計が設置されていて、ともに記録が得られたため、#1，#2と示されている。

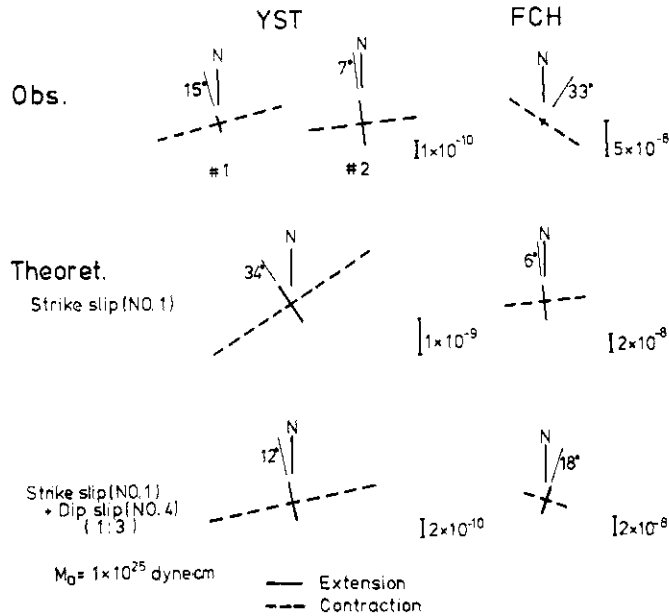


図 9 歪みステップの観測値と理論値の比較.

Fig.9 Comparison of coseismic strain steps observed with theoretically obtained ones.

表 1 (No.1) の本震発震機構を用いて、両観測点で期待される歪みステップを計算すると、図 9 の中段のようになる。ここに、地震モーメント M_0 は、経験式(笠原, 1975)

$$\log M_0 = 1.5 M + 16$$

により、 1×10^{25} dyne・cm とした。観測値と期待値の一致はあまりよくない。3成分ひずみ計による歪みステップ観測のうち、主歪の方向は最も信頼できる量であり、これまでに観測された歪みステップに関しては、主歪の方向は観測値と期待値とでよい一致を示している(坂田・他, 1983)。これに対して、今回の地震では主歪方向の不一致は著しい。これは、本震の発震機構解として用いた値(表 1, No.1)が適当でないためと考えられる。表 1 の値は、短周期地震計の記録にもとづいており、今回の本震のように大きい地震では、破壊の初期を表しているにすぎない。本震が複雑な破壊過程をたどっているとすると、遅れて発生した主破壊の発震機構解が表 1 (No.1) の値とは大きく異なるとも考えられる。

複雑な破壊活動の 1 例として、本震が 2 つの異なる発震機構をもつ破壊で構成されているとして、歪みステップの計算を試みた(図 9 下段)。用いた発震機構解は表 1 の No.1 と No.4 であり、その地震モーメント比を 1:3 と仮定した。ここで、第 2 の破壊として No.4 を用いたのは逆断層型の発震機構をもつ余震がほぼ半数を占めており、1976 年 6 月 16 日に発生し

た地震 (M 5.5) もNo.4によく似た発震機構であることによる (気象庁地震課・他, 1977). 主歪方向の観測値と理論値におけるくい違いは両観測点ともかなり改善されている. これは単に1例であり, 本震破壊過程の詳しい解析を待って, 再度検討する必要がある.

6. 議 論

地震空白域は, 地震前兆現象の中でも事例の多いものである. これまでに報告された地震空白現象については, 大竹 (1980) にまとめられている. これによると, 今回の地震 (M 6.0) とほぼ同じ規模の地震についても, 地震空白現象はいくつか報告されている. 地震空白域の判定に用いられる地震の最小マグニチュードは事例毎にまちまちであるが, M 6 規模の地震では $M = 3 \sim 4.5$ となっている. 今回の場合, $M \geq 3.5$ の地震を用いると 1981 年 6

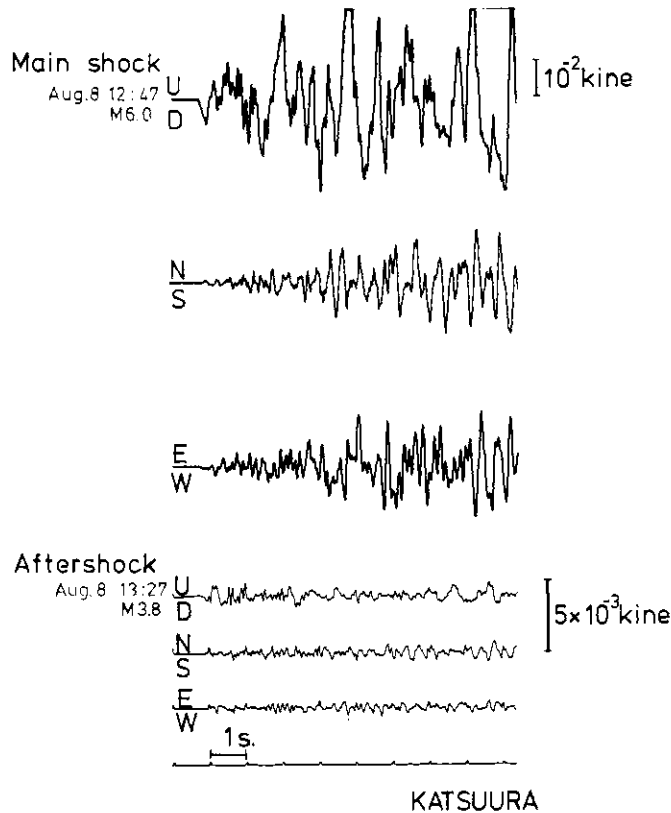


図 10 本震と余震の地震記象例.

Fig.10 Examples of seismograms for the main shock and aftershocks.

月から本震発生までの2年2カ月の間地震空白域が発現したことになる。

地震前の b 値変化に関しては、鳥(1982)が中国で発生した13の大中地震について調べている。それによると、 $M 6.3$ の地震2例では、発生前1年間は震央距離45 kmと95 km以内の領域において b 値が小さい。先に述べたように、今回の場合、 b 値の有意な変化は見出されていないが、本震発生1年2カ月前を境に、地震規模-頻度分布のパターンに変化があったと思われる。このことは、地震規模-頻度の分布を b 値を通してみるだけでなく、分布の関数形にも注意を払う必要があることを示唆している。

本震の破壊過程が複雑なものであったことは、余震分布や歪みステップの解析から推測されている。これを確かめるため、本震と余震の記録を比べてみた。図10は勝浦観測点(K T U, 震央距離約110 km)で記録された本震及び余震のP波初動部分である。本震の上下動記録では、初動到達後約2秒に初動よりさらに大振幅(2~3倍)の波が到達している。余震波形には、これに相当する後続波はみられない。このことは、本震が単一の破壊ではなく複数の破壊から構成されていることを強く示唆している。

7. まとめ

本調査で得られた結果をまとめると次の様である。

- (1) 余震は本震震央より南西に数kmのびた楕円形状の範囲の深さ17~19kmの領域に発生している。
- (2) P波初動を用いると、本震は東-西、南-北にP波節面をもつ横ずれ断層型であり、最大主圧力軸は北西-南東方向である。
- (3) 12個の余震発震機構を調べた結果、横ずれ型と逆断層型がほぼ同数となっていた。2~3の例外を除いて、最大主圧力は断層の型に関係なく北西-南東方向であり、本震の最大主圧力方向と調和的である。
- (4) 本震発生約1年前を境にして、前後の期間1980年1月~1982年5月と1982年6月~1983年7月で地震規模-頻度分布のパターン変化がみられた。
- (5) 3成分ひずみ計で観測された歪みステップを(2)項の発震機構で説明するのは困難である。
- (6) 余震分布、歪みステップ、本震の波形は本震の破壊過程が複雑であったことを強く示唆している。

謝 辞

本報告をまとめるにあたって、気象庁静岡地方気象台吉田明夫氏、京都大学阿武山地震観測所梅田康弘氏、京都大学防災研究所竹内文明氏、和田博夫氏、中尾節郎氏、当センター第2研究部木下繁夫氏よりいただいた地震記象を参考としている。また、当センター第2研究部石田瑞穂氏には原稿にいくつかの意見をいただいた。ここに記して感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) 井元政二郎・唐鎌郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦 (1981): 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, 地震Ⅱ, **34**, 481-493.
- 2) Imoto (1983 a): Change in focal mechanism preceding the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978 (submitted to *EPR*).
- 3) 井元政二郎 (1983 b): 1983年1月伊豆群発地震活動における規模別頻度分布の時間変化について (「地震」投稿中).
- 4) 笠原慶一 (1975): 断層パラメータの標準値, 地震学会講演予稿集, No 1, 8.
- 5) 気象庁地震課・甲府地方気象台・横浜地方気象台 (1977): 1976(昭和51)年6月16日山梨県東部の地震について, 験震時報, **41**, 63-74.
- 6) 烏鴻庚 (1982): 大中地震前 b 値区域分布, 地球物理学報, **25**, 163-171.
- 7) 大竹政和 (1980): 地震空白域にもとづく地震予知 — メキシコ地震の予知を例として —, 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 65-110.
- 8) 坂田正治・島田誠一・野口伸一 (1983): ボアホール式3成分ひずみ計により検出されたひずみステップ, 地震学会講演予稿集, No 2, 224.
- 9) Shimazaki, K. and P. Somerville (1979): Static and dynamic parameters of the Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1343-1379.
- 10) 渡辺晃 (1971): 近地地震のマグニチュード, 地震Ⅱ, **24**, 189-200.

(1984年2月3日 原稿受理)