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

国立防災科学技術センター 井 元 政 二 郎

(昭和 58 年 9 月 30 日受理)

Temporal Change in the Magnitude-Frequency Relation for the January 1983 Izu Earthquake Swarm, Japan

Masajiro IMOTO

National Research Center for Disaster Prevention

(Received September 1983)

Hypocenters, focal mechanisms and magnitude-frequency relations were studied in detail for a swarm activity which took place off east coast of the Izu Peninsula, central Japan, in January 1983. Hypocenters were restricted in a small source volume of a few kilometers in diameter. Most of the focal plane solutions present strike-slip type with the maximum pressure axis in the NW-SE direction, that is consistent with the tectonic stress field. At the beginning of the swarm activity, b value was larger than the value before the swarm (normal value). It decreased with time corresponding to activation of seismicity. After the largest shock ($M_{JMA}=4.5$), b value increased exceeding the value at the beginning, and finally it resumed the normal value. This characteristic pattern of the variation in magnitude-frequency relation is interpreted by temporal change of average stress in the focal region on the assumption that the parameter p of the 'Go game model' (probability that a fault rupture propagates to the adjacent zone) depends on the stress in the source area.

§ 1. はじめに

1983 年 1 月 14 日未明より伊豆半島東岸の川奈崎沖に極微小地震が発生し始めた。活動は 15 日にはさらに活発になり、16 日夕方には $M_{JMA}=4.3$ の地震を含む有感地震多数が発生するに至った。その後も短時間の地震頻発期が幾度か観測され、20 日 0 時 42 分には最大地震 $M_{JMA}=4.5$ が発生したが、1 月末にはほぼ終息した。

この地域には、1978 年 11 月～12 月の群発活動以来、何度も群発活動が発生している [例えば、井元・他 (1979); 大竹・他 (1980); 唐鎌・他 (1980)]。これらの活動についてはすでに、発震機構の決定 [井元・他 (1981)]、規模別地震頻度分布の時間的変化 [IMOTO (1982)] あるいは波形及びスペクトル特性 [ISHIDA (1983); TSUJIURA (1983)] 等について詳しく調べられている。IMOTO (1982) によると b 値変化は以下の様である。群発活動の初期には、 b 値は通常の値より大きい。活動が活発化するに従い小さくなり、最大地震の発生する頃に最小値となる。その後 b 値は増加し、活動初期の値よりも大きくなるが、最終的には通常の値に戻る。この様

Fig. 1. (a) Number of shocks for each hour ($M \geq 1$). (b) Temporal variation in b value. Dotted zones indicate 95% confident limits of b values.

な b 値の変化は、 $M=1. \sim 2.$ を境にして、規模の大きい地震と小さい地震とでは活動の時期に差があるためと考えられている。しかしながら、上記調査においては震源域近傍の観測点（震央距離約 20 km）の記録を主に用いており、 $M=1. \sim 2.$ の範囲の規模別頻度分布に基いて議論がなされている。

今回の活動に対しては、活動の初期から多成分ペン書き記録計を用いて複数観測点の連続モニターを行なったため、 $M=1. \sim 4.$ の範囲で欠測のない規模別頻度分布を得ることができた。本報告では、この群発活動の震源分布や発震機構の概要を述べるとともに、規模別頻度分布の時間変化について詳細な検討を加える。

§ 2. 地震活動度

Fig. 1(a) に 1 時間毎の地震発生数 ($M=1.$ 以上) を示す。14 日に活動は始まり、15 日 2 時には 50 個以上の地震が観測され、今回の群発地震活動の最初の活動期となつている。その後 16 日 15 時に始まる活動期では有感地震がいくつか発生している。これ以後 25 日までに数回の顕著な活動期がある。15 日 1 時あるいは 16 日 15 時に始まる活動期では、それぞれ数時間に渡って活動している。これに対し、17 日から 25 日までの期間では、1~2 時間内に地震発生が集中しており、やや様子が異なっている。これら活動期の間隔は、半日程度になつていくことが多く、潮汐による応力場の変化との関係も興味深い。これについては井元・島田 (1983) の報告がある。

§ 3. 震源分布及び発震機構

国国防災科学技術センター（防災センター）の定常的データ処理によつて得られた P 波、S 波読み取り値に、適当な観測点補正を施し震源の再決定を行なった (Fig. 2)。震源は、そのほとんどが震央及び深さともに 2~3 km の範囲にまとまつており、主な地震 ($M \geq 2.5$) は狭く限られた範囲で発生しているものと考えられる。 $M \geq 3.5$ の地震について得られた発震機構解を Fig. 3 及び Table 1 に示す。大部分の地震は主圧力軸方向をほぼ北西-南東とする横

Fig. 2. Hypocentral distribution of shocks.

ずれ型発震機構を示している。これは、伊豆半島東方沖地震 (1980 年 6 月 29 日 $M_{JMA}=6.7$) の発震機構 [井元・他 (1981)] とほぼ一致しており、広域応力場を反映しているものと考えられる。例外として、主張力軸方向を北東-南西とする正断層型発震機構を示す地震 (Nos. 1, 10) も発生している。

§ 4. 規模別頻度分布

4.1 マグニチュードの決定

全ての地震について防災センターで決定された値を基準にして、マグニチュードの再決定をした。防災センターでは、渡辺 (1971) の式

$$0.85M - 0.25 = \log A + 1.73 \log \gamma \quad (1)$$

を用いて観測点毎に得た値の全観測点平均をマグニチュードとしている。(1) 式により観測点毎に得られた M には、各観測点直下の地盤の特性、伝播経路上での減衰、発震機構による振幅異方性等のため、かなりのばらつきがある。実際に、観測点間の M の差は 1. 以上になることもある。地震毎に用いる観測点が異なる場合には、このばらつきがマグニチュードの分解能の限界になる。そのため、ここでは以下の様な方法でマグニチュードの決定精度が向上するように努めた。

防災センターで決定されたマグニチュードが、基準とする観測点 JIZ (震央距離約 20 km,

Fig. 3. Fault plane solutions of earthquakes ($M \geq 3.5$) projected on the lower hemisphere of equal area projection. Solid and open circles indicate the compression and dilatation of P wave first motions, respectively. Each number corresponds to the earthquake number of Table 1.

Table 1. Hypocenters and fault plane solutions. 'Pol 1', 'Pol 2', 'P', 'T' and 'N' 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 Jan. 1983	Time h m		M	Location		H km	Pol		1		2		P		T		N	
					Lat. deg	Lon. deg		Az deg	Nd deg	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd	Az	Nd
1	16	17	12	3.8	34.945	139.200	19	184	136	222	53	101	159	204	95	116	70		
2	16	17	53	3.6	34.951	139.204	20	348	100	79	92	303	96	34	98	0	10		
3	17	23	08	3.5	34.939	139.197	20	148	90	238	90	103	90	193	90	90	0		
4	17	23	25	3.6	34.954	139.204	19	336	108	68	98	291	97	23	109	0	20		
5	17	23	30	3.6	34.961	139.211	19	159	90	249	90	114	90	204	90	90	0		
6	18	03	48	3.6	34.942	139.208	20	348	100	78	92	303	96	34	98	0	10		
7	18	11	04	3.7	34.945	139.207	20	347	100	78	92	302	95	33	98	0	10		
8	20	00	42	4.3	34.949	139.204	20	357	110	87	91	310	103	44	105	0	20		
9	20	00	49	3.6	34.951	139.209	20	350	92	79	80	305	98	34	84	270	10		
10	25	06	46	3.8	34.952	139.208	19	188	145	230	62	91	155	213	104	129	70		
11	25	07	29	3.7	34.950	139.200	19	335	118	71	101	290	101	26	117	0	30		
12	25	10	43	3.5	34.942	139.208	19	2	90	92	90	317	90	47	90	90	0		

Fig. 2) での最大振幅値 A_{JIZ} を用いて,

$$0.85M = \log A_{JIZ} + C \quad (2)$$

と表わされるよう C の値を決める. 全ての地震について A_{JIZ} を (2) 式に代入して M を決定した. ただし, A_{JIZ} が得られない場合には, 他の観測点での最大振幅値とあらかじめ求めておいた定数 (A_{JIZ} と各観測点での最大振幅値との比) とを用いて, JIZ で期待される振幅値を推定して A_{JIZ} とした.

今回の活動は既に述べた様に, 場所が限定されているだけでなく, 発震機構もほぼ一定と見なせるので, 伝播による減衰および震源での振幅異方性は地震によらない観測点固有のものになる. このため, 観測点間での振幅比は, 地震によらない一定の値となることが期待される. 実際には, この振幅比のばらつきはほぼ 2 倍 (M にして 0.35) の範囲に収まっており, (1) 式から直接得られるばらつきより小さくなっている. また, A_{JIZ} をそのまま (1) 式に代入して得られるマグニチュードの相対精度は (2) 式から得られるものと同程度である. ただ, (1) 式をそのまま用いると JIZ における観測点固有の影響を含んでいて, 平均から大きく偏る可能性があり, 偏りの少ないものにするため (2) 式を用いた. また, A_{JIZ} を用いて求めた石本一飯田の m 値と, (2) 式の M を用いて求めた b 値の間には,

$$b = 0.85(m - 1) \quad (3)$$

の関係がある. これは, A_{JIZ} と M との間に (2) 式 ((1) 式でも同様) の関係があるため, よく用いられている関係 $b = m - 1$ [ASADA *et al.* (1951)] とは異なっている.

4.2 b 値の時間変化

群発活動期全体についての b 値時間変化は, Fig. 1(b) に示されている. 計算された 9 つの区間は, 地震発生の集中時を中心にして, 算出に十分な地震数 ($M \geq 1$ で 100 個以上) が

含まれるよう区切られている。計算方法は宇津 (1965) によつた。 b 値の 95% 信頼限界が、影の領域で示されている。活動の初期では $b=1.1\sim 1.2$ であるが、有感地震が発生し始めた 16 日夕方からは低下して、 $b=0.6\sim 0.8$ になる。活動がやや静穏になつた 20 日から 24 日にかけては $b=1.4$ となり、活動の初期よりも大きな値となつている。その後、25 日の活動で一時低下するが、1 月末では $b=0.9$ 程度となつていて、通常の b 値 0.85 ± 0.12 (1981 年 1 月～1982 年 2 月) に近づいている。すなわち、 b 値は通常の値に比べて活動の初期にやや大きく、活動最盛期には小さく、最大地震後再び大きくなって後通常の値に戻る。 b 値のこのような変化は、この地域の過去の群発活動で見出されていたこと [IMOTO (1982)] とよく一致する。

4.3 活動初期

やや大きい b 値を示す活動初期から、16 日 16 時 21 分 $M_{JMA}=4.3$ の発生に至るまでの規模別頻度分布の変化の様子を Fig. 4 に示す。たて軸は $b=1$ の場合期待される累積頻度と観測された累積頻度との比である。但し、 $M=0.8$ で両者が等しくなるように正規化されている。観測された頻度分布が、 $b=1$ の場合水平な直線となり、 $b<1$ で右上がり、 $b>1$ で右下がりになる。各折れ線は、時刻順に番号が付けられている。折れ線 No. 4 は 16 時 21 分 $M_{JMA}=4.3$ 発生直前 200 個の地震から得られたものであり、他は 50 個づつ順にずらせたものである。4 つの折れ線は、 $M=0.8\sim 1.5$ の間では、それほど大きい差はなくすべて水平軸 ($b=1$ の分布) に沿っているが、 $M>1.5$ における分布の差は明らかである。また、No. 4 以外は $M=2$ 前後においてグラフの折れ曲りが見られる。この折れ曲りについては後に論じる。先に述べた b 値の減少は、およそ $M=2$ 以上で頻度分布が大きく変わるためと解釈される。

4.4 活動最盛期

16 日 15 時から 20 日 2 時までを 3 つの期間 (Fig. 1(b) の区間をまとめる) に分けて、それぞれの頻度分布を Fig. 5 に示す。この期間では、小さいものは数えおとしのおそれがある

Fig. 4. Magnitude-frequency relation for the period from 1:57 Jan. 15 to 16:21 Jan. 16. Ordinates indicate ratios of observed numbers to those expected for the case of $b=1$.

Fig. 5. Magnitude-frequency relation for the period from 16:15 Jan. 16 to 2:00 Jan. 20.

ため、 $M=2.3$ で正規化がなされている。各々の折れ線は右上がりとなっており、 $b < 1$ に対応している。この期間では b 値はやや減じる傾向にあるが、それ程大きい変化ではない (Fig. 1 参照)。Fig. 5 の 3 本の折れ線は、 $M=1.1 \sim 2.3$ の範囲ではほぼ一致しているが、およそ $M=2.3$ 以上では差異が見られ、この差異は $M=2.3 \sim 4$ の地震の比率が後の期間ほど大きくなったことを示している。

§5. 議 論

b 値の時間変化に関する報告はこれまでも数多くなされている [例えば, SUYEHIO *et al.* 1964]。ところが、 b 値は場所により異なる値をとるため、地震活動の移動がある場合には、見かけ上時間変化が現われることもある。このため広域の地震資料にもとづく b 値の変化は必ずしも震源域での応力の変化等破壊にかかわる物理状態の変化を表わすものではないとの考えもなりたつ。しかしながら、今回の活動では深さ震央ともに $2 \sim 3$ km に限られた震源域に、 $M \geq 1$ の地震が約 2000 個発生しており、この報告で明らかにされた規模別頻度分布の時間変化については、震源移動の影響は問題にしないでよい。従つて、規模別頻度分布の変化は震源域での応力変化等を反映しているものと考えねばならない。

規模別頻度分布の形状については、Gutenberg-Richter の式以外に他の関係式もいくつか提案されている [例えば, URSU (1971)] が、物理学的な説明は不完全なままである。しかしながら、破壊強度や剪断応力他いくつかのパラメータを含む断層の破壊過程を計算機でシミュレートし、強度の不均質さと b 値の関係を考察する試みも行われている [MIKUMO and

MIYATAKE (1979); 宮武 (1980)]. 大塚 (1971) は破壊が隣接領域に伝播する確率 p を与えて, シミュレーションにより破壊面積の頻度分布を調べている (基石モデル). 齊藤・他 (1973) はこのモデルに対して解析解を与えた. それによると, 基石モデルによつて得られる規模別頻度

Fig. 6. Theoretical earthquake magnitude-frequency relation expected from the 'Go game model' (after OTSUKA (1972)).

Fig. 7. Density distribution of the fracture strength for modeling the temporal variation of b value. See the text for τ_0 and τ_k .

分布は, 常に上に凸な曲線となる. 例外として, 1 個の破壊面から平均 1 個の新しい破壊面が生ずる場合 ($\mu=1$) には, Gutenberg-Richter の式に見られる直線的関係が得られる. ここに, 基石モデルでは 1 個の破壊面に隣接する面の数 s を用いて, $\mu=p \times s$ と表わされている. Fig. 6 は, p が異なるいくつかの場合について規模別頻度分布を示している [大塚 (1972)]. グラフの折れ曲り点 M_0 は p が大きくなるほど大きい. 大塚 (1972) は, 自然地震のデータについて調べた M_0 に関する茂木の結果と対照し, 媒質が不均質な程, 破壊が進んでいる程 p が小さいと解釈した. 今回の地震活動について得られた Fig. 4 を Fig. 6 (基石モデル) に対応させると, 16 日夕方の $M_{JMA}=4.3$ の発生までは, 時間経過とともに p は増加し, $M_{JMA}=4.3$ の発生直前には, 規模別頻度分布がほぼ直線となり (Fig. 4 No 4), 齊藤・他 (1973) が予想した $\mu=1$ の状態に近づいたことになる. 大塚 (1972) の解釈によると, 時間経過とともに媒質が均質になつてきたことになるが, $M_{JMA}=4.3$ の発生直前には地震活動は活発化しており, 地震発生によつて媒質が均質化するとは考え難い. そこで, p について次の様に考えてみた.

破壊伝播の確率 p が破壊強度及び平均的な応力に支配されていて, 次の様な関係,

$$p \propto \int_{\tau_0}^{\tau_k} \rho(\tau) d\tau \quad (4)$$

で表わされるとする. ここに $\rho(\tau)$ は,

震源域内における破壊強度 τ の分布密度であり, τ_0 は震源域での平均的な応力値とする. また, τ_k は破壊先端における応力拡大による応力値とする. さらに, $\rho(\tau)$ は Fig. 7 に示す分布をしているとする. 破壊強度が τ_0 より低い部分では破壊は終了している. τ_0 と τ_k が, 応力拡大係数 $K(K>1)$ により $\tau_k=K\times\tau_0$ として表わされても, あるいは $\tau_k=\tau_0+D(D>0)$ としても, いずれの場合でも τ_0 が増加して $\rho(\tau)$ の分布の中心に近づくに従って (4) 式の p が増加する.

このモデルに従えば, Fig. 4 の折れ曲り点を与える M の増大は, 平均的応力 τ_0 の増加により破壊伝播確率 p が増加したためと解釈される. Fig. 5 においては, $M=2.3\sim 4$ の地震比率が後の期間ほど大きくなっているが, これはやや大きい地震のたび重なる発生により破碎が進行し, 応力不連続面が多数生じることにより, 破壊の進行が妨げられやすくなる (s が小さくなる) ためと解釈される. 20 日 0 時 42 分の最大地震発生 ($M_{JMA}=4.5$) により応力 τ_0 は減少し, 破碎も進んでいることから, 活動初期よりも大きい b 値が現われる (τ_0 の急激な減少にともない, すでに破壊した部分も一部再生すると考える). このように, (4) 式の関係を基石モデルに適用すると, Fig. 4 と 5 で示された規模別頻度分布の時間変化は, 震源域で想定される応力 τ_0 の増減でうまく説明される. (4) 式はさらに検討される必要はあるが, われわれの解析結果は, 破壊伝播の確率 p が応力 τ の関数であるとの仮定がそれほど不自然ではないことを示している.

今回の群発地震活動について得られた b 値の変化は, これまでの川奈崎沖の群発地震活動に共通した現象であり [Imoto (1982)], 国内の他の地域における群発活動 [例えば, 佐藤・他 (1983)]. にも見られる. また, 最近中国で発生したいくつかの大地震に関しても, よく似た b 値変化の報告がなされている [李・他 (1978)]. これによると, 正常な値から次第に上昇し, 最高値に達する. その後値は低下し始め, ある場合には急激に下がった所で本震が発生し, 別の場合には低下後暫く経ってから本震が発生している. これら中国の例は, 今回の地震活動とは地震規模や活動期間で隔たりはあるものの, 規模別頻度分布の変化に関する上記解釈がそのまま適用されると思われる.

§ 6. ま と め

1983 年 1 月の伊豆東方沖の群発地震活動について, 以下のことが明らかにされた.

- 1) 震源域の広がり, 震央及び深さともに $2\sim 3$ km である.
- 2) 大部分の地震は北西-南東方向に主圧力軸をもつ横ずれ型発震機構を示す.
- 3) b 値は活動初期にやや大きい. 活動が活発な期間は小さい値となる. 最大地震発生後一時大きい b 値となるが, 活動末期には通常の値に近づく.
- 4) 規模別頻度分布は, 期間によつて Gutenberg-Richter の直線的関係式から大きくはずれることがある.
- 5) 基石モデルにおける破壊の伝播確率が震源域での平均的応力に依存すると仮定すると, 平均的応力の増減で上記 3) と 4) を説明できる.

謝 辞

本研究にあたり, 有益な助言と討論をして頂いた国立防災科学技術センター第 2 研究部大竹

政和室長に感謝の意を表します。

文 献

- ASADA, T., Z. SUZUKI and Y. TOMODA, 1951, Note on Energy and Frequency of Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 289.
- 井元政二郎・大竹政和・松村正三・笠原敬司・山水史生・大久保正・立川真理子・浜田和郎, 1979, 伊豆半島川奈崎における群発地震活動について—1978年11月23日~12月31日—, 国立防災科学技術センター研究速報, **36**, 1-14.
- 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* **2**, **34**, 481-493.
- IMOTO, M., 1982, Temporal Variation in the Magnitude-Frequency Relation for the Swarm Activities off the East Coast of the Izu Peninsula, Japan, in *Proceedings of the 3rd Joint Meeting of UJNR Panel on Earthquake Prediction Technology*.
- 井元政二郎・島田誠一, 1983, 伊豆半島東方沖群発地震活動と潮汐との関係—1983年1月の活動について—, 地震学会講演予稿集, No. 2.
- ISHIDA, M., 1983, Spatial-Temporal Variation of Seismicity and Spectrum of the 1980 Earthquake Swarm near the Izu Peninsula, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am. (in press)*.
- 唐鎌郁夫・荻野 泉・津村建四朗・神定健二・高橋正義・瀬川律子, 1980, 1980年伊豆半島東方沖の群発地震活動, *東京大学地震研究所集報*, **55**, 913-948.
- 李 全林, 于 渌, 陈 锦标, 郝 柏林, 1978, b 値时空扫描—监视破坏性地震孕育过程的一种手段, *地球物理学报*, **21**, 101-125.
- MIKUMO, T. and T. MIYATAKE, 1979, Earthquake Sequences on a Frictional Faulting Model with Non-uniform Strength and Relaxation Times, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**, 497-522.
- 宮武 隆, 1980, 断層面の主破壊と余震発生過程 (II), *地震* **2**, **33**, 517-523.
- MOGI, K., 1967, Regional Variations in Magnitude-Frequency Relation of Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 313-325.
- 大竹政和・井元政二郎・石田瑞穂・大久保正, 岡田義光・笠原敬司・立川真理子・松村正三・山水史生・浜田和郎, 1980, 伊豆半島東方沖の地震 (1980年6月29日) とその前後の地震活動, 国立防災科学技術センター研究速報, **43**, 1-25.
- 大塚道男, 1971, 地震の起こり方のシミュレーション, 第二部地震の規模別頻度分布, *地震* **2**, **24**, 215-227.
- 大塚道男, 1972, 地震の起こり方のシミュレーション, 第三部地震の規模別頻度分布の折れ曲り, *地震* **2**, **25**, 172-177.
- 斉藤正徳・菊地正幸・工藤和男, 1973, 地震の“基石モデル”の解析解, *地震* **2**, **26**, 19-25.
- 佐藤俊也・堀内茂木・堀修一郎・佐藤隆司・楠瀬勤一郎・村上栄寿・立花憲司・石井 紘・高木章雄・佐藤魂夫・長谷川武司, 1983, 青森県西海岸 (岩崎村付近) の群発地震 (II) —地震活動と地殻変動について—, *地震* **2**, **36**, 63-75.
- SUYEHIRO, S., T. ASADA and M. OHTAKE, 1964, Foreshocks and Aftershocks Accompanying a Perceptible Earthquake in Central Japan—On the Peculiar Nature of Foreshocks, *Paper, Met. Geophys.*, **15**, 71-88.
- TSUJIURA, M., 1983, Waveform and Spectral Features of Earthquake Swarms and Foreshocks—in Special Reference to Earthquake Prediction—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **58**, 65-134.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式, $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, *北大地球物理研究報告*, **13**, 99-103.
- UTSU, T., 1971, Aftershock and Earthquake Statics (III), *Journal of Faculty of Science, Hokkaido Univ. Ser. VII* **5**, 379-441.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* **2**, **24**, 189-200.