

12. 1974年伊豆半島沖地震, スペクトル解析による 前震及び余震の応力状態の推定

地震研究所 { 南 雲 昭三郎
大 内 徹

(昭和49年7月20日受理)

1. はじめに

1974年伊豆半島沖地震に際して, 千葉県館山市畑地区の臨時地震観測点において, 良い磁気テープ記録が得られた. このテープの再生によって, 本震直後の余震活動のメカニズムや応力解放過程などに関する興味ある現象が多数見出された. それらの現象を, 更に定量的に研究するために, 地震波のスペクトル解析を行い, 震源パラメタを求め, 応力状態を推定するという研究を試みた.

この種の研究については, 1971年の San Fernand 地震の際に, Wyss and Hanks (1972), Trifunac [1972] などが行っている. 微小地震の震源パラメタの推定については, 石田 [1974] の研究などがある.

2. 理論と方法

震源パラメタの推定に用いられている震源モデルとしては, (1) Brune モデル [Brune, 1970; Hanks and Wyss, 1972], (2) Sphere (P_0) モデル [Kawasumi and Yoshiyama, 1935; Sharp 1942; O'Neill and Hearly, 1973], (3) Sphere (P_2) モデル [Hirasawa and Sato, 1963], (4) Moving double couple モデル [Hirasawa and Stauder, 1965], (5) Moving dislocation モデル [Haskell, 1964; Savage, 1966; Aki 1967], (6) Dynamical relaxation モデル [Archambeau, 1968; Randall 1964] などがある.

いずれのモデルも, 小さい地震の震源パラメタの推定に対しては, 未だ満足できるものではない. それ故, 実際に適用し易いモデル及び方法を考える必要があった. それについては, 別に報告する予定であり, この報告にはその結果を使用する.

いずれのモデルにおいても, 充分遠い観測点における変位スペクトル $U(\omega)$ は, 一般的に次のように表示される.

$$U(\omega) = I(\omega) \cdot H(\omega) \cdot G \cdot A \cdot F(\omega) \cdot K(\omega) \quad (1)$$

ここで

$U(\omega)$: 或る観測点における変位スペクトル

$I(\omega)$: 観測系の周波数特性

$H(\omega)$: 地殻・マントルなど伝播媒質構造の伝送特性, Q による減衰特性

- G : 輻射型と伝播距離の因子
 A : 震源における応力或は変位条件
 $F(\omega)$: 震源における時間関数スペクトル, 転位震源モデルならば, 立上り時間関数, 球状震源モデルの場合には, 自由振動及び強制振動のスペクトル
 $K(\omega)$: 転位が有限区間走る特性, 走らない場合には, $K(\omega)=1$

いずれのモデルにおいても, 変位速度のスペクトルは卓越周波数をもち, その値は震源のディメンション (球状モデルでは, 球の半径, 走る転位モデルであれば, 矩形断層面の辺長) に逆比例する. 又, 卓越周波数における変位速度スペクトルの値は, 震源における応力降下に比例する.

従って, 震源パラメタを求める方法としては, 観測記録のスペクトル解析によって, 変位速度の卓越周波数を求め, 震源のディメンションを計算し, 卓越周波数における変位速度スペクトルの値から, 応力降下を計算するという方法を用いることにした.

観測値から, 震源パラメタを計算する理論式はモデルによって異なる. いずれのモデルが適切であるかという点については, 色々議論が分れると思われるが, いずれのモデルにも共通した表現として次式を得る.

$$a_p = k \times (\alpha / f_p) \quad (2)$$

$$|V(\omega)|_{\max} = R_{\theta\phi} \times h' \times (\sigma \alpha^2 / \mu r) \quad (3)$$

$$\sigma = h \times (\mu r / R_{\theta\phi} \alpha^2) \times |V_p(\omega)|_{\max} \times f_p^2 \quad (4)$$

$$Mo = l \sigma \alpha^3 \quad (5)$$

ここで

- a_p : 震源のディメンション
 α : P 波速度
 f_p : P 波の卓越周波数
 $|V(\omega)|_{\max}$: 卓越周波数における, 変位速度スペクトルの値
 $R_{\theta\phi}$: 輻射型係数
 r : 震源距離
 Mo : モーメント
 k, h, h', l : モデルによる係数
 μ : 媒質の剛性率
 σ : 震源における応力降下量 (Stress drop)

モデルによる係数 k, h, l は夫々のモデルについて表1のようになる.

ここで注目すべきことは, 震源のディメンション a が f_p^{-1} に比例し, 応力降下量が f_p ではなく f_p^2 に比例することである. とにかくも, 震源のメカニズムの詳細にこだわらなければ, 観測値の f_p と, $|V(\omega)|_{\max}$ から, 震源パラメタを因子の差を除いて決めることができる. この報告では, Brune モデルの場合の値を計算した. 簡単のために, 輻射型係数は1とした. 他のモデルに対する値は, 表1の係数を乗じて換算できる.

Table 1. Model coefficients, k, h, l of the formulae (2), (4), and (5).

Model	k	h	l
Brune	0.314	1.70×10^2	2.57
Sphere (P_0)	0.184	1.18×10^2	3.14
Archambeau-Randall	0.276	0.477×10^2	8.19
Aki-statistical (ω^2)	0.167	2.50×10^2	2.29
Sphere (P_2)	0.221	1.67×10^2	8.19

スペクトル解析には, Maximum Entropy Power 法 [J. P. Burg, 1968; T. J. Ulrych, 1972] 及び, Fast Fourier Transform 法 (以下では M. E. M. 及び F. F. T. と呼ぶことにする) を用い, 卓越周波数と, 速度スペクトル振幅の値を求めた. このような方法を採用した理由は別に報告する.

サンプリングは磁気テープから, A-D 変換器によって, 6.25 msec 間隔で行なった. F. F. T. は, サンプル数 512, 解析時間 32 秒, Hanning Window を用いた. M. E. M. ではサンプル数を初動から 80~200, 解析時間 0.5~1.25 秒をとった.

実際のスペクトル解析の結果には, いくつかのピークが現われる. 従って第一近似としての卓越周波数を決定する際には, F. F. T. と M. E. M. の結果及び原記象の波形から総合的に判断して決めるようにした. $|V(\omega)|_{\max}$ の値については, F. F. T. を用いて計算した値に観測系の補正, Q 値の補正を加えた. ここでは $Q=500$ とした.

3. 観測結果

スペクトル解析を行った地震を表 2 に示す. スペクトル解析の結果は表 3 に示されている. これらの地震の内, I-1~I-6 は本

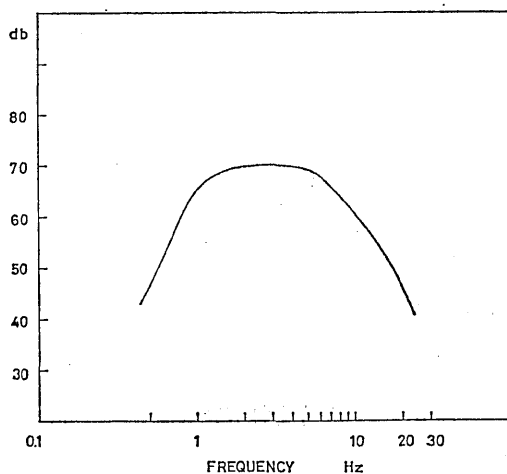
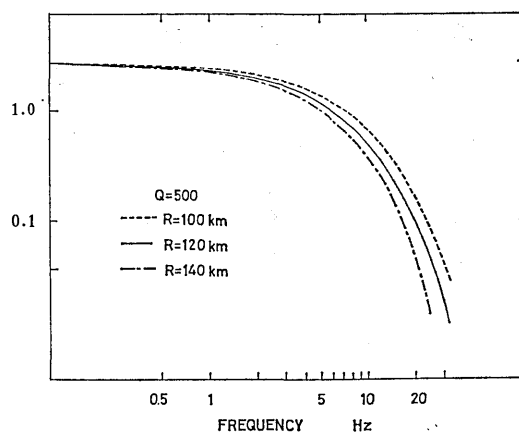


Fig. 1. Overall frequency characteristics of the observational system.

Fig. 2. Attenuation curves due to Q . ($Q=500$, $R=100$ km, $R=120$ km, and $R=140$ km)

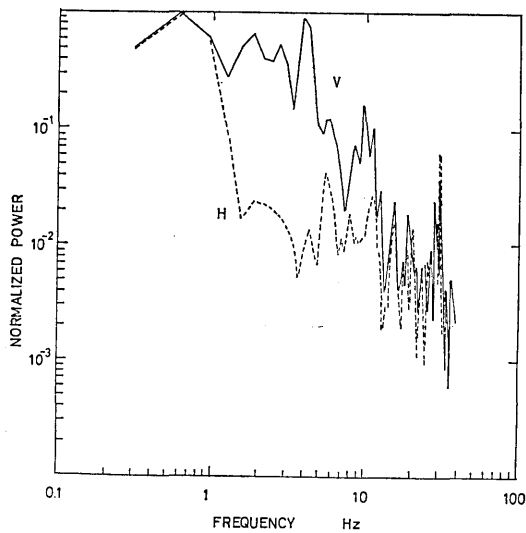


Fig. 3. Noise power spectra. Solid line is vertical component, dashed line is horizontal component. F.F.T. is used.

周波数は、I-2 で 8.4 Hz, I-3 で 2.2 Hz となっている。I-3 の地震にも、8.4 Hz のピーク周波数成分はふくまれているが、振幅は小さい。図 4(B) は本震から約 10 時間後に起った余震の例である。I-4 は普通の余震で高周波 P 波であり、I-5 は低周波 P 波の地震である。卓越周波数は I-4 で 7.4 Hz, I-5 で 2.6 Hz となっている。

Brune モデルによって、震源パラメタを計算すると、表 3 に示すように、I-2 は $a=224$ m, $\sigma=27.0$ bar, I-3 では $a=856$ m, $\sigma=1.1$ bar となる。卓越周波数の変化、8.4 Hz \rightarrow 2.2 Hz は、震源のディメンションとしては約 4 倍の変化に相当する。また応力は、I-2 の 27.0 bar から I-3 の 1.1 bar へと約 1/25 に低下している。I-4 と I-5 の場合

震直後の余震の応力レベルを調べるためのものであり、A-1~A-3 は、5 月 11 日 21 時 44 分に天城地区に起った地震の chain break (連鎖破壊) であり、F-1 は、本震の約 8 日前に起った前震である。

3-1. 本震直後の頻発する一連の余震系列において、P 波の卓越周波数が high から low へ変るとい現象が見出された。図 4(A) は本震から約 3 時間後に、連続して起った余震 (I-2, I-3) の P 波スペクトルを示す。I-2 は最も多く現われる余震のタイプで、P 波は高周波部にピークをもつ。これに対して、I-3 は数は少ないが、頻発する一連の余震活動の中に現われたもので、その P 波に低周波を含む地震である。卓越

Table 2. Focal coordinates of the foreshock and aftershocks analyzed here.

	Date	Origin time			Location		Magnitude
		h	m	sec			
F 1	1974 05 01	22	47	23.6	34°36'N	138°49'E	3.0
I 1	1974 05 09	09	26	49.8	34°49'N	138°39'E	3.6
I 2	1974 05 09	11	46	31.5	34°31'N	138°50'E	3.4
I 3	1974 05 09	11	49	25.8	34°39'N	138°41'E	3.6
I 4	1974 05 09	18	59	16.5	34°41'N	138°39'E	3.4
I 5	1974 05 09	19	35	18.9	34°35'N	138°46'E	3.5
I 6	1974 05 11	20	00	22.9	34°27'N	138°47'E	3.5
A 1	1974 05 11	21	44	20.2	34°37'N	138°52'E	2.9
A 2	1974 05 11	21	44	25.8	34°37'N	138°52'E	3.2
A 3	1974 05 11	21	46	43.3	34°37'N	138°52'E	3.3

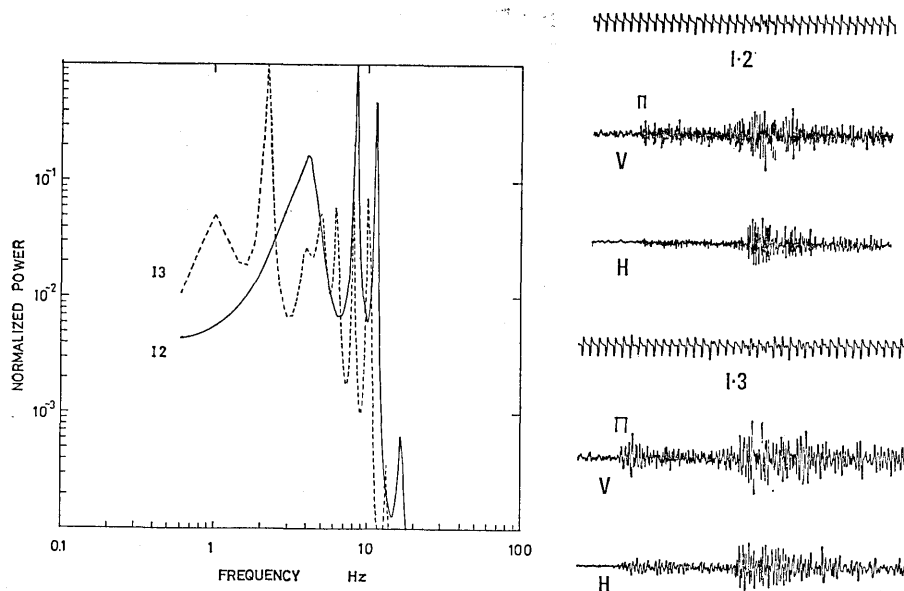


Fig. 4A. Left; P wave power spectra of the aftershocks which occurred successively. The peak frequency of the shock I-2 (solid line) is higher than the shock I-3 (dashed line). M.E.M. is used. Right; Records of I-2 and I-3 earthquakes.

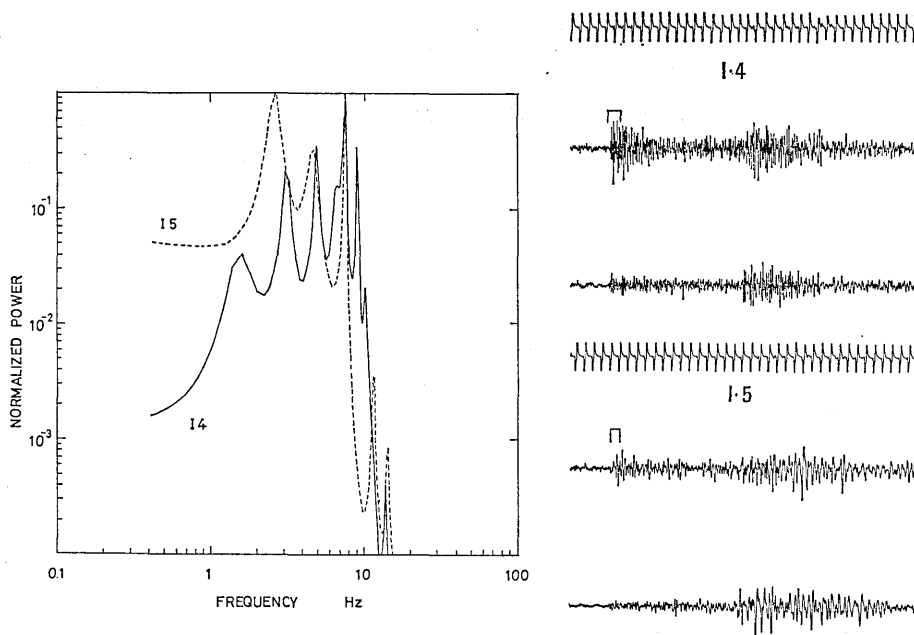


Fig. 4B. Left; P wave power spectra of the aftershocks occurred successively. The peak frequency of the shock I-4 (solid line) is higher than the shock I-5 (dashed line). M.E.M. is used. Right; Records of I-4 and I-5 earthquakes.

Table 3. Estimated source parameters for the foreshock and aftershocks.

	$f_p(H_z)$	$f_s(H_z)$	$ V(\omega) \max$ $\times 10^{-3} \text{ cm}$	$a \text{ (m)}$	$\sigma \text{ (bar)}$	$M_0 \times 10^{21}$ $\text{ dyne} \cdot \text{ cm}$
F 1	10.8	7.6	0.283	174	92.0	1.24
I 1	5.8	6.0	0.168	325	6.0	0.53
I 2	8.4	3.4	0.211	224	27.0	0.78
I 3	2.2	3.6	0.225	856	1.1	1.77
I 4	7.4	5.2	0.091	255	10.8	0.46
I 5	2.6	2.2	0.098	725	0.7	0.69
I 6	5.4	4.4	0.184	349	8.0	0.87
A 1	6.8	5.6	0.039	277	2.7	0.15
A 2	7.0	5.8	0.076	269	5.8	0.29
A 3	7.2	5.6	0.163	262	13.1	0.61

は、ディメンションは 255 m から 725 m へと約 3 倍、応力低下は 10.8 bar から 0.7 bar へと約 1/15 に低下している。

以上の例は、本震直後に頻発する余震系列において、応力が局所的に解放され、応力レベルが約 1/10~1/30 に低下することを示していると思われる。

I-2, I-4 及び、I-1, I-6 の応力降下量は、本震後数時間における余震活動の応力レベルを表わしているものと考えられる。表 2 にみられるように、応力降下量は 5~30 bar 程度となっている。

3-2. 天城地区に起った、chain break (連鎖破壊) の地震のスペクトルを図 5 に示す (A-1, A-2 は前震, A-3 は余震)。三つの地震のスペクトル構造は非常によく似ている。卓越周波数は 6.8 Hz~7.2 Hz, 震源のディメンションは約 260~280 m, 応力降下量は、A-1, A-2 の前震で約 3~6 bar 余震 A-3 が、やや大きくなっていて 13 bar 程度となっている。これらは、マグニチュードはいくらか異なるが、一連の地震の破壊のメカニズムが殆んど等しいことを示している。

3-3. 前震。本震の約 8 日前、1974 年 5 月 1 日 22 時 47 分頃、マグニチュード 3 程度の前震が起っている。この前震の P 波スペクトルには高周波が卓越している。P 波、S 波の卓越周波数は、図 6 に示すように、それぞれ、10.8 Hz, 7.6 Hz である。S 波の 1.2 Hz のピークは脈動によるものである。P 波の 10.8 Hz という卓越周波数は、同程度のマグニチュードの余震の卓越周波数 7~8 Hz に比して、約 1.4~1.5 倍高い。前震が余震にくらべて、高周波であるということが一般的性質であるかどうかは、今後の課題である。茂木によれば、タシメントにおいても同様の現象が認められているとのことである。震源パラメータを求めると、 $a=174 \text{ m}$, $\sigma=92.0 \text{ bar}$ となる。余震の応力降下量が 1~30 bar 程度であるので、地震波生成の効率を同程度とすると、この前震の応力レベルは、余震の応力レベルにくらべて、3~100 倍程度高かったということになる。もしこれが一般性をもつ現象であるならば、これは地震予知研究において、非常に重要なことになる。この辺の推定に関しては高周波成分が非常に影響を及ぼしている。高周波成分の解析は、観測系の周波数特性、伝播経路における減衰効果等を受け易いので、注意深く行う必要がある。高周

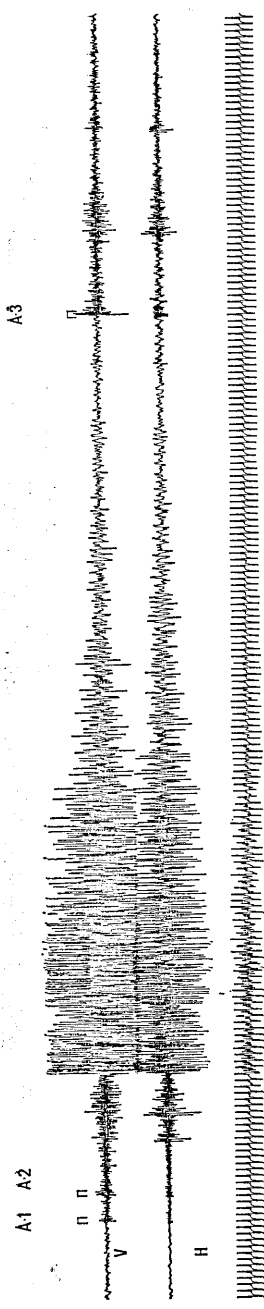


Fig. 5A. Record of the chain break earthquakes in the Amagi region.

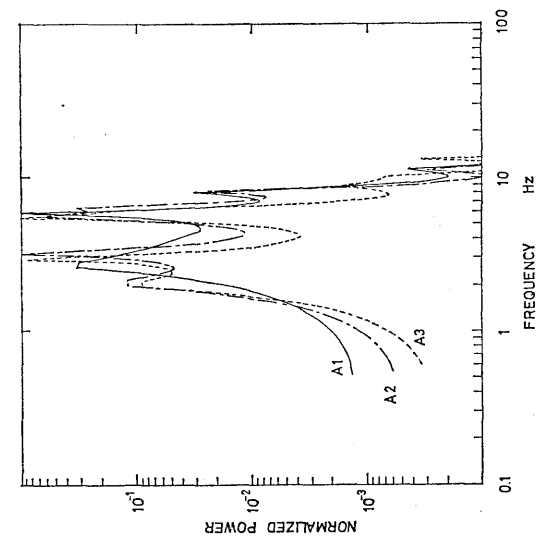


Fig. 5B. P wave power spectra of the chain break earthquakes in the Amagi region. Solid line is A-1, broken line is A-2, and dashed line is A-3. M.E.M. is used.

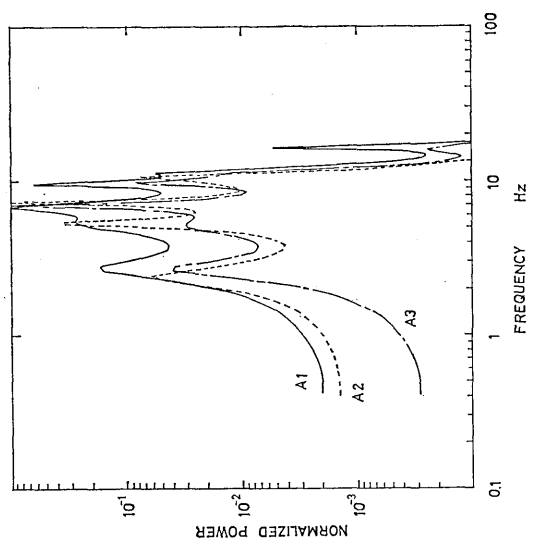


Fig. 5C. S wave power spectra of the chain break earthquakes in the Amagi region. Solid line is A-1, broken line is A-2, and dashed line is A-3. M.E.M. is used.

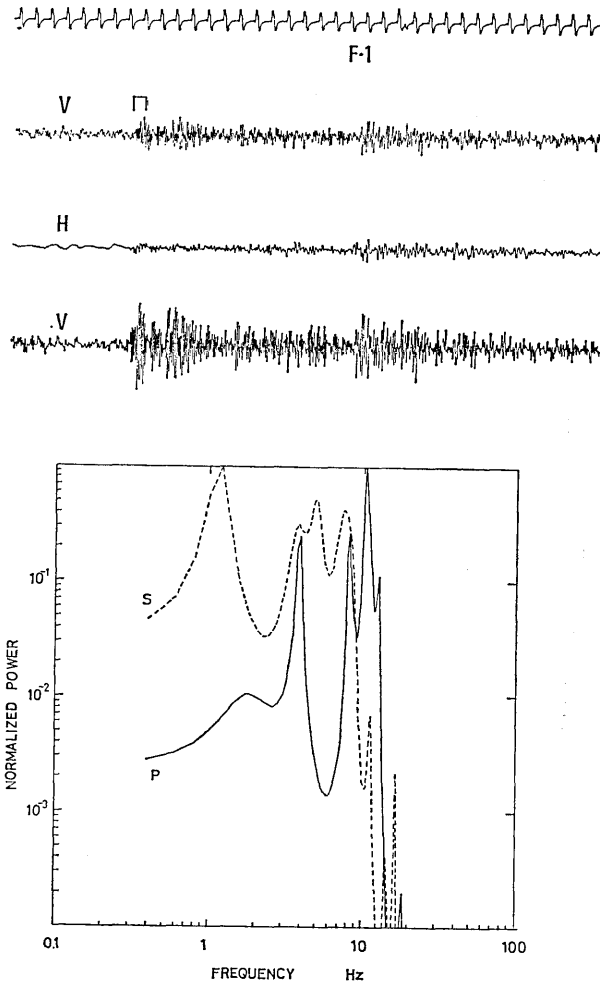


Fig. 6. Record of the foreshock (May 1, 1974, 22:47, $M=3.0$) and P and S wave power spectra. Upper trace: low gain V, Middle trace: low gain H, Lower trace: high gain V. Solid line is P wave power spectra, and dashed line is S wave power spectra. M.E.M. is used.

波部における、減衰効果等の問題は今後の課題である。

4. ま と め

P波のスペクトル解析によって、前震及び余震の応力状態を推定することを試みた震源パラメタの推定に関して、従来種々のモデルが提出されている。しかし、観測値から、震源パラメタを求める関係式は、いずれも等しく、ただ係数が異なるだけであることがわかった。従って、実用的なモデルとして、本論文では、Bruneモデルを用いて計算を行った。他のモデルに対応する値は換算を行なえばよい。観測量として、変位スペクトルのコ

一ナー周波数を用いなくて、速度スペクトルの卓越周波数を用いた。これは計測的には、後者が精度よく決まるからである。

1974年伊豆半島沖地震の前震、余震のスペクトル解析によって、今迄得られた結果は次の通りである。

- (1) 本震直後の余震の応力降下量は 1~30 bar 程度と見積られること。
- (2) 本震直後に頻発する、一連の余震によって、応力状態が局所的に 1/20 程度に低下すること。
- (3) 前震の P 波は、高周波が卓越し、high stress の状態にあるように思われる。前震の応力降下量は 90 bar 以上で、余震のそれよりも約 3~100 倍高い。

スペクトル解析によって、震源パラメータを推定する方法については、まだ、いくつかの問題が残っている。観測された、P 波、S 波のスペクトルは、単一のピークではなく、多数のピークに分岐している。これらは、later phase 等によると考えられるものもあるが、震源に起因すると思われるものもある。また P 波、S 波の卓越周波数についても、両者の比は一樣ではなく、両者が異なるもの、等しいものもある。本論文では、従来用いられてきた、単一ピークモデルを考えたが、それは第一近似に過ぎない。今後は、地震波のスペクトル構造を観測的に確定し、また、それに対する理論的スペクトル構造を考究して、地震発生メカニズムを明らかにしていきたいと考える。

5. 謝 辞

本研究において、堂平観測ネットの資料も参考にさせていただきました。中村功技官に心から感謝いたします。スペクトル解析にあたりましては、東京大学理学部地球物理学教室の高野敬博士、斉藤正徳助教授、地震研究所の石田端穂博士、吉田満技官、British Columbia 大学の T. J. Ulrych 博士、Stanford 大学の J. P. Burg 博士の方々には、有益な助言をいただきましたので厚く御礼申し上げます。

文 献

- AKI, K.: Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231, 1967.
- BRUNE, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009, 1970.
- BURG, J. P.: Maximum entropy spectral analysis, paper presented at the 37th meeting, Soc. Explor. Geophys., Oklahoma City, Okla., October 31, 1967.
- : A new analysis technique for time series data, presented at NATO Advan. Study Inst. on Signal Processing, Enschede, Netherlands, August 1968.
- FUKAO, Y.: Focal process of a deep focus earthquake as deduced from long period P and S waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **48**, 707-727, 1970.
- FURUYA, I.: Predominant period and magnitude, *J. Phys. Earth*, **17**, No. 2., 119-126, (1969).
- ISHIDA, M.: Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii peninsula. (in preparation)
- O'NEILL, M. E. and J. H. HEARLY: Determination of source parameters of small earthquakes from P wave rise time. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **63**, 599-614, 1973.
- RANDALL, M. J.: The spectral theory of seismic sources, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **63**, 1133-1144, 1973.

- SAVAGE, J. C.: Relation of corner frequency to fault dimensions, *J. Geophys. Res.*, **77**, 3788-3795, 1972.
- TAKANO, K.: On some characteristic of source spectra of Hokkaido-Kuril earthquakes observed at Tsukuba station, *J. Phys. Earth*, **21**, 141-153, 1973.
- TRIFUNAC, M. D.: Stress estimates for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971; Main event and 13 aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 721-750, 1972.
- ULRYCH, T. J., Maximum entropy power spectrum of truncated sinusoids, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1396-1400, 1972.
- WYSS, M. and T. C. HANKS: The source parameters of the San Fernando earthquake (February 9, 1971) inferred from teleseismic body waves, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 591-602, 1972.

12. *An Estimation of Stress State of Foreshock and Aftershocks
by the Spectral Analysis,
the Izu-Hanto-oki Earthquake of 1974.*

By Shozaburo NAGUMO and Toru OUCHI,

Earthquake Research Institute.

Source parameters are determined by the spectral analysis of P waves. Peak frequency of the velocity spectrum is used instead of corner frequency. Brune model is used.

The stress drop of the aftershock is estimated as about 1~30 bars. During the chain breaks which frequently appear immediately after the main shock, the stress level locally decreases to approximately 1/20. High frequency component predominate in the foreshock which occurred about 8 days before the main shock. This shows that the stress level before the main shock was about 3~100 times higher than that of the aftershocks.

The spectral analysis is very effective in clarifying the process of earthquake genesis.