



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	震源スペクトルを考慮したマグニチュードと最大加速度との関係 : 1980年伊豆半島東方沖群発地震の例
Author(s)	杉本, 芳博; SUGIMOTO, Yoshihiro; 森谷, 武男 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 42, 155-167
Issue Date	1983-10-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.42.155
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14108
Type	departmental bulletin paper
File Information	42_p155-167.pdf



震源スペクトルを考慮したマグニチュードと
最大加速度との関係
—— 1980年伊豆半島東方沖群発地震の例 ——

杉本 芳博*・森谷 武男

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和58年3月16日受理)

Relation between Maximum Acceleration and Magnitude Concerned
with the Scaling Law of Source Spectrum
—— Earthquake Swarm off East Coast of Izu Peninsula, 1980 ——

by Yoshihiro SUGIMOTO and Takeo MORIYA
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University
(Received March 16, 1983)

Relation between maximum acceleration amplitude observed very near to the epicentral region and magnitude of earthquake swarm off east coast of Izu peninsula, 1980, is studied. The relation is expressed by the empirical formula in a magnitude range between 3 and 5,

$$\log A = a(f)M + b(f)$$

where A = observed maximum acceleration amplitude

f = frequency

M = magnitude of earthquake

Frequency dependence of the coefficient $a(f)$ of the formula is detected by frequency analyses of the acceleration seismograms. It is expounded that mixed effect of frequency characteristics of the ground where accelerometers are set up and magnitude dependence of source spectra of earthquakes is cause of the frequency dependence of $a(f)$. This idea can explain reason of differences of $a(f)$ observed at other accelerometer stations because of differences of predominant frequencies. The coefficient $a(f)$ corresponds to ratio of the source spectra that have magnitude difference of 1. Then the ratios are calculated using ω , ω^2 and ω^3 source spectrum models and compared with $a(f)$. The ratio of ω^2 model is the best fit to $a(f)$ observed.

Synthetic spectra of mainshock of the swarm ($M6.7$) calculated using ω^2 model and $a(f)$ and $b(f)$ for small earthquakes agree well with the spectra observed.

* 現在 ダイヤコンサルタント株式会社勤務

I. はじめに

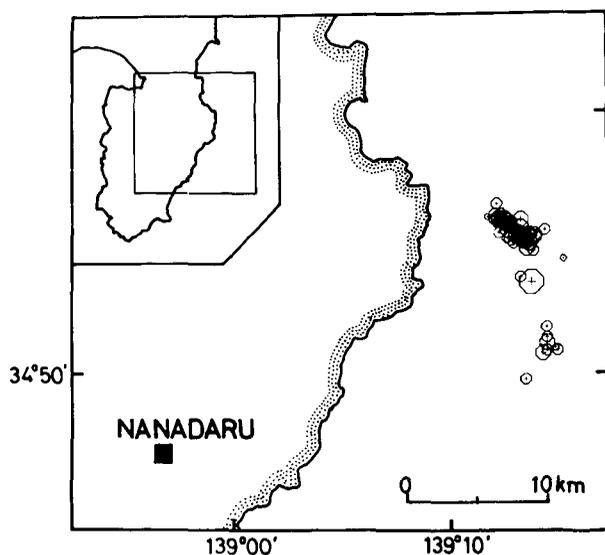
強震時における地上の振動特性を予測することは、建造物の耐震設計上、重要な問題である。従来、この目的のために強震動の最大加速度、最大速度、振動継続時間等をマグニチュードや震源距離から予測する実験式が作られてきた。しかし、それらの研究では、最大加速度や最大速度を示す地震波の種類や周波数についての議論が少なかった。その原因としては、地震波の周波数解析が行なえるような、質のよい強震記録が得られなかったことがあげられる。最近では計器の発達により強震動地震波の周波数解析による研究もふえてきた。従来の地震工学の分野で行なわれてきた強震動に関する研究では、主に地盤の振動特性を重要視する傾向があり、震源スペクトルに対する考慮はほとんどないのが現状である。一方地震学における震源に関する研究は非常に多く、たとえば震源スペクトルについての研究では AKI (1967) の ω^2 モデルをはじめいくつかの震源スペクトルモデルも提出されている。これらのモデルではいずれも震源スペクトルのパターンがマグニチュードによって変化する。震源スペクトルの長周期成分と短周期成分についてマグニチュードによる振幅の増加の割合を比較すると、加速度の値により影響する短周期成分の方が小さい。このような研究に基づけばこれからの強震動の研究は震源に関する情報も充分考慮されなければならない。大地震による地盤の振動特性は、その付近に起る中規模地震の震源スペクトルとマグニチュードの関係や種々の地盤特性を知ることによってより正確な予測が可能となろう。

小論では、静岡県河津町七滝に設置された強震計で観測された 1980 年伊豆半島東方沖群発地震のデータを使い、上に述べた考えに基づき強震動の特性に含まれる地盤の振動特性と震源スペクトルについて調査した結果について述べる。

II. 観 測

1979 年から静岡県河津町七滝(ななだる)において低倍率地震計による強震動観測が開始された。センサーには、加速度計 DEN 3 型 ($f_0 = 3$ Hz, $h = 10$, 田 1962) 三成分および変位型小型長周期地震計 (PELS, $f_0 = 0.1$ Hz, $h = 1.5$) 三成分が使用され、信号は遅延トリガー方式で多重 FM 方式データ・レ

Fig. 1. Locations of strong motion seismograph station and hypocenters of the earthquake swarm studied (data after KARAKAMA *et al.*, 1980).



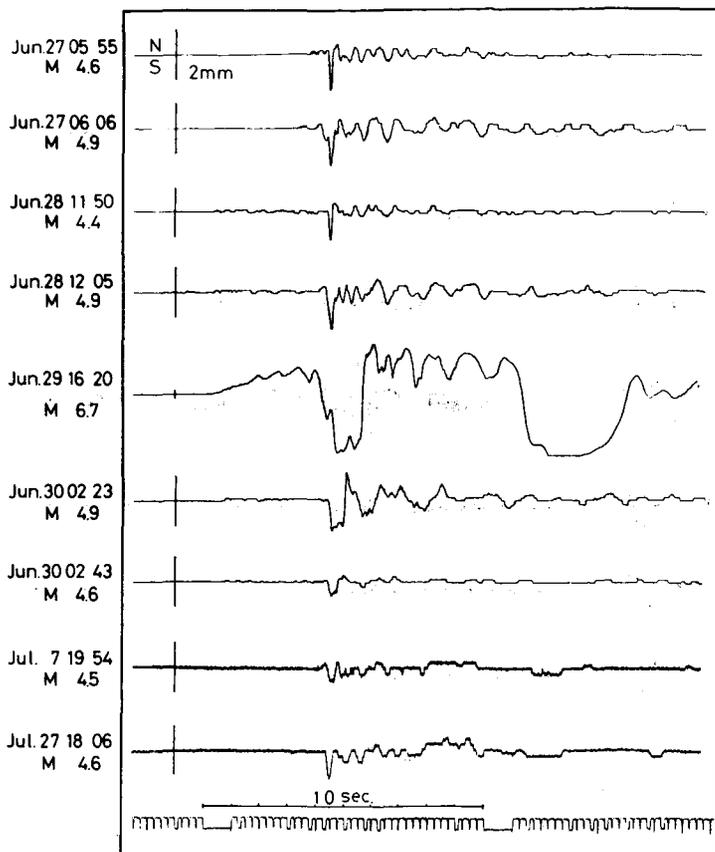


Fig. 2. Displacement seismograms of NS component (M > 4.4).

コーダーに記録された。観測システムの詳細は水越・森谷 (1980) を参照されたい。

1980年6月23日から伊豆半島川奈崎沖において、群発地震が発生し6月29日にはM 6.7の最大地震の発生に至り、その後8月まで活動が続いた。この一連の活動については、大竹他(1980)、唐鎌他(1980)、沢田他(1980)、園田他(1980)、TSUJURA (1981)、井元他(1981)によって詳しく述べられている。

河津町七滝の観測点はこの群発地震の震源域からわずか30 kmの所においてM 2.1以上の地震93個が観測された。Fig. 1には観測点の位置および解析に使用した地震の震央(唐鎌他, 1980)が示されている。

観測された加速度記録は全般的に短周期成分が著しく卓越している。UD成分では感度をやや下げてあったことや水平動に比較して振幅が小さいため、M 4以下の地震については良好な記録は得られなかったが最大地震については飽和することなく記録された。Fig. 2およびFig. 3にはM 4.4以上の地震9個の変位および加速度記録(いずれもNS成分)がそれぞれ示されている。変位記録で特徴的な部分はS波部分のパルス的な波形である。最大地震は振り切れているが、他はいずれもよく似ている。しかし最大地震以前に発生した4個では、そのパルス幅が約0.2秒で

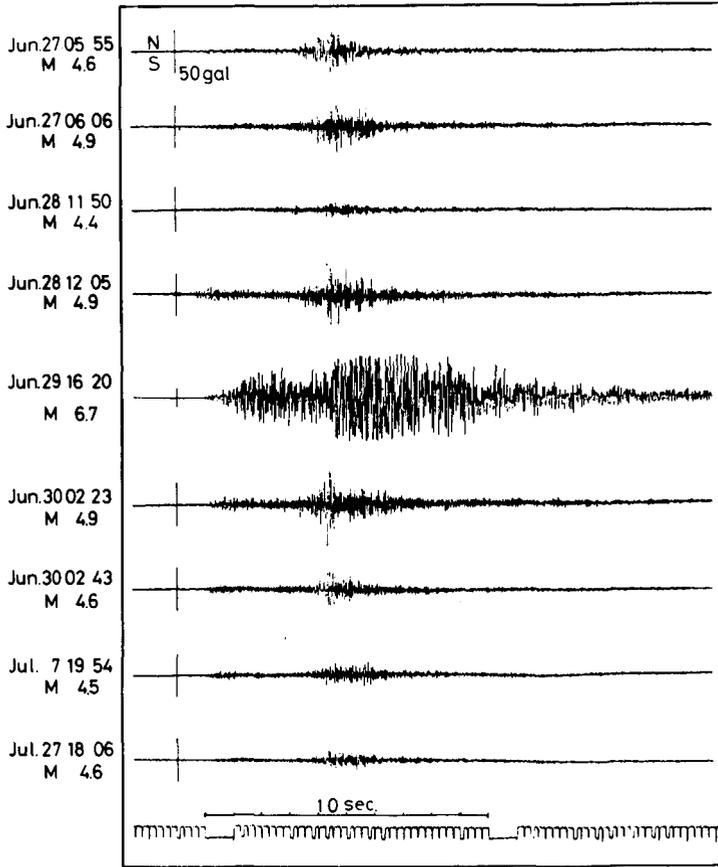


Fig. 3. Acceleration seismograms of NS component (M>4.4).

あるのに対し後では、0.4~0.5秒と長周期になっている。特に6月30日に発生した2個の地震は著しい。井元他(1981)によればここに示した9個の地震のメカニズム解はいずれもよく似ている。またFig.1に示したように、これらの地震については地震波の経路はほとんど同じであると見なせる。したがってS波波形の変化は震源における破壊速度や断層面の状態の変化によって生じたと考えられる。震源の物理的な状態が最大地震を境に時間的に変化したことは、群発地震活動の盛衰とその発生機構を考えるうえで重要である。

III. マグニチュードと最大加速度

強震動のマグニチュード依存性を調べる第一段階として、最大加速度とマグニチュードの関係に注目した。Fig.4は気象庁によってマグニチュードの決められた92個の地震について、最大加速度とマグニチュードの関係を示したものである。最大加速度を示す地震波の種類はS波である。最小二乗法を適用して(1)式

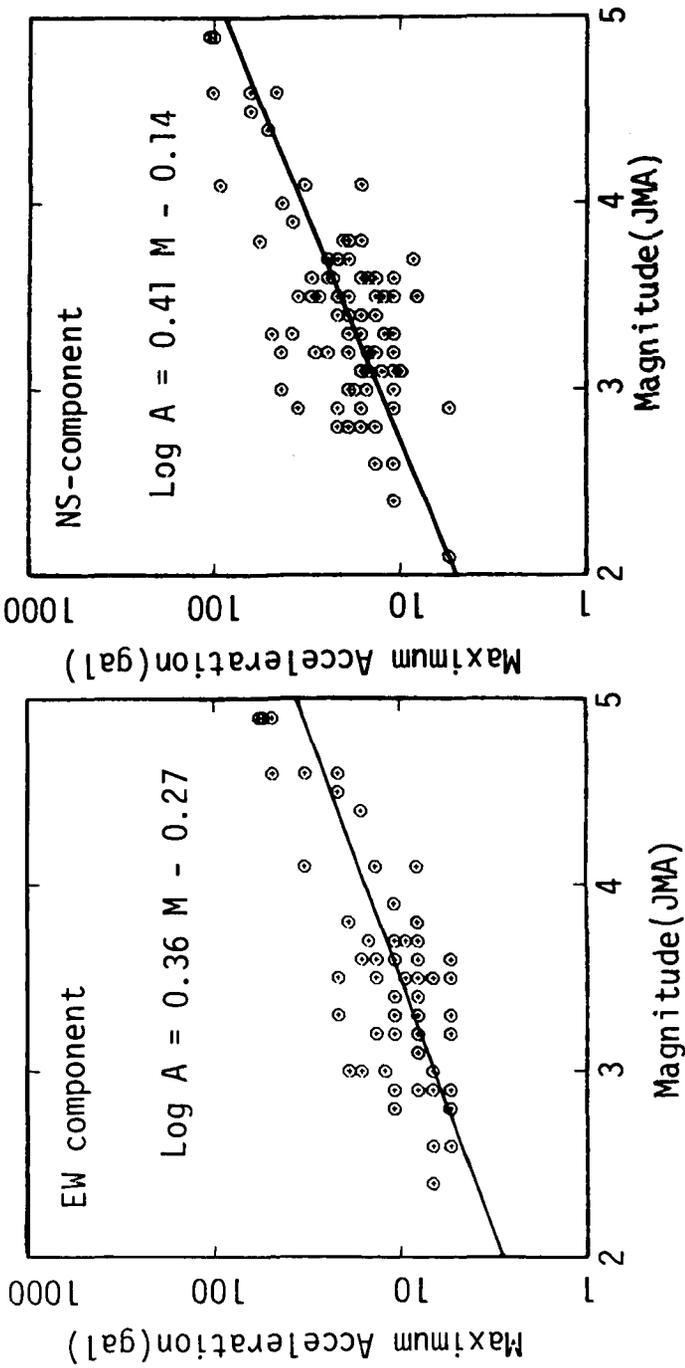


Fig. 4. Relation between maximum acceleration of NS and EW components observed and magnitude determined by JMA.

$$\text{Log}_{10} A = aM + b \quad (1)$$

ただし A：最大加速度

M：マグニチュード

の a を求めると、EW 成分については 0.36 ± 0.09 、NS 成分については 0.41 ± 0.1 となり、両者はほとんど同じ値になる。この地震群については他の地点においても同様な調査がある。沢田他 (1980) は震源距離約 30 km の観測により a の値として約 0.5 を得ている。田中他 (1980) は伊東市富戸 (震源距離約 15 km) における観測で 0.72 を得ている。a の値が同一の地震群を扱ったにもかかわらず、観測点のちがいによって異なることが示されたことになる。田中他 (1980) は震源距離 10~15 km の普通地盤上における地震動加速度のマグニチュード依存性が大きいことを示唆しているが、その原因については明らかにはしていない。

我々はその原因として、地盤特性と震源スペクトルがマグニチュードに依存する効果とが重複したためであると考えた。そこで加速度記録のアナログフィルターおよび FFT による周波数解析を試みた。

アナログフィルターによる方法では、2.0 Hz、3.2 Hz、5.3 Hz、7.9 Hz、13.0 Hz、20.0 Hz、および 32 Hz の 7 ch. のバンドパスフィルター ($Q \approx 2.7$) を用いた。読みとられた最大加速度振幅とマグニチュードとの関係をそれぞれの中心周波数ごとに最小二乗法により求めることができた。この場合(2)式

$$\text{Log}_{10} A = a(f)M + b(f) \quad (2)$$

ただし f：フィルターの中心周波数

の a(f) を求めることになる。

FFT による方法では、加速度記録を 5 m sec. のサンプリング間隔で AD 変換し、最大振幅を持つ S 波の到着時から 2.5 秒間のデータについて cos 型ウィンドウをかけた後 FFT によってスペクトルを求めた。さらにそのスペクトルにはハミング型のスペクトルウィンドウをかけて平滑化した。一方、記録中からノイズだけの部分を 20 カ所選択してこれから得られたスペクトルを平均して、これをノイズスペクトルと見なした。S 波スペクトルがノイズスペクトルの 1.5 倍未満の地震については解析に使用しなかった。このようにして得られた 92 個の地震について、(2)式によって最大加速度とマグニチュードの関係を求めた。

アナログフィルターによる方法から得られた NS 成分についての結果を Fig. 5 に示してある。EW 成分については、低周波側のフィルター出力の振幅が小さくノイズレベルに達しないものが多かった。そこで以後は NS 成分について調べていくことにする。全体の傾向としてフィルター帯域が高周波になるに従って傾きが小さくなり、最大加速度のマグニチュード依存性が小さくなる。Fig. 6 は NS 成分について、a(f) をプロットしたものである。図中の黒丸はアナログフィルターの手法、実線は FFT による方法から得られた値である。95% の信頼区間がバーおよび波線で示されている。二つの方法から得られた a(f) は互に一致していると思わせる。2~30 Hz の帯域において、高周波ほど a(f) の値は小さくなっていることがわかる。このように(1)式の a が周波

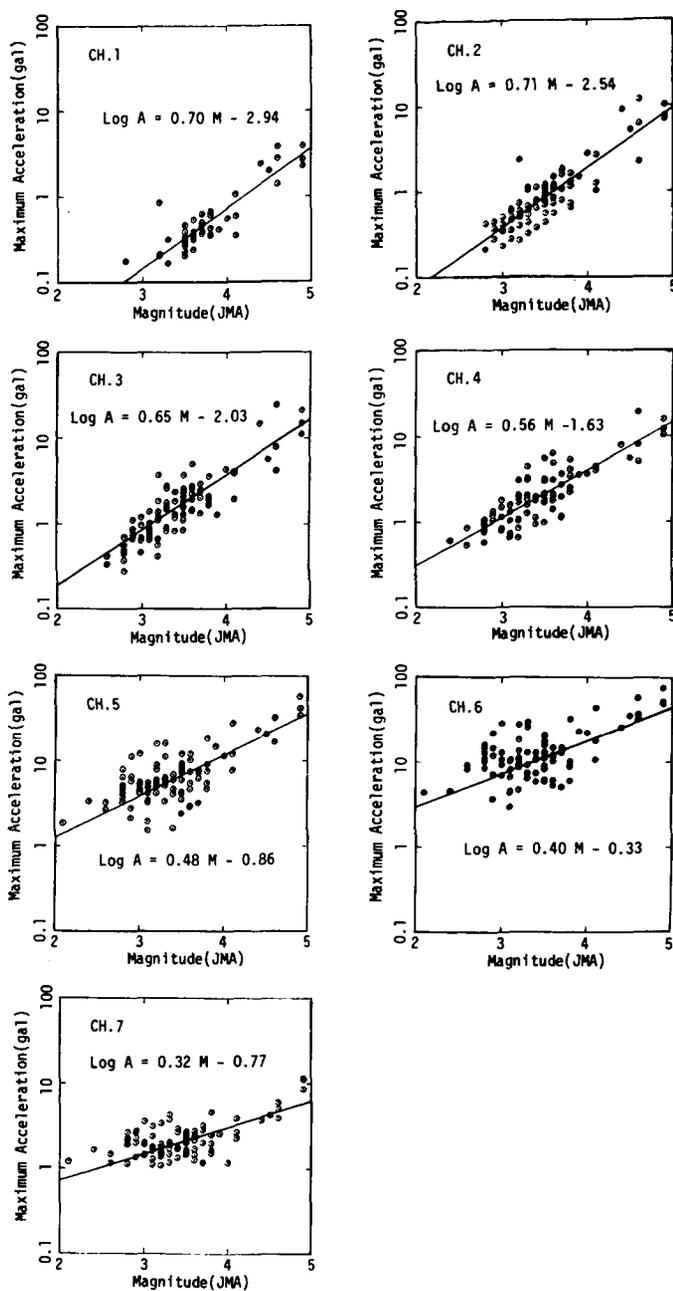


Fig. 5. Relation between maximum acceleration of NS component passed through seven analog filters and magnitude. Peak frequency of the filters are 2.0Hz, 3.2Hz, 5.3Hz, 7.9Hz, 13.0Hz, 20.0Hz and 32.0Hz for 1ch. to 7ch. respectively. The Q value of the filters is about 2.7.

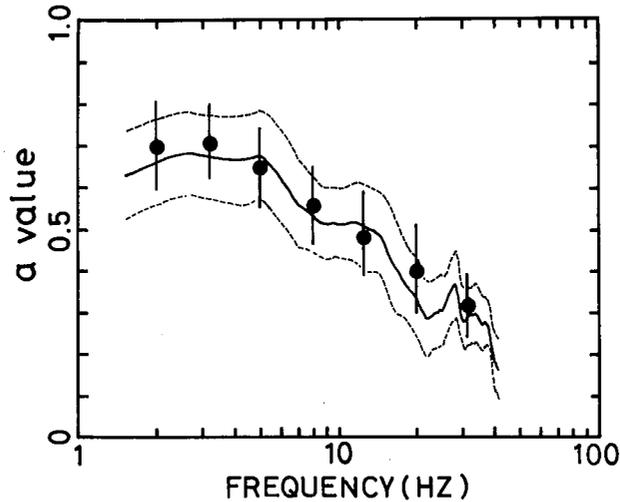


Fig. 6. Variation of a-value versus frequency. Solid circles obtained by analog filtering method and solid line, by FFT method. Bars and dashed lines are the 95% confidence limits of the values.

数に依存するという事は、ある地点での最大加速度とマグニチュードの関係を調べる場合、その地点における卓越周波数によってaが変化することを意味している。Fig. 7は七滝におけるNS成分のスペクトルである。大部分が20 Hz付近に顕著なピークを持っている。このためFig. 4で示したようにaの値はおよそ0.4になるのであろう。田中他(1980)が観測した同一の地震群のスペクトルでは、3~4 Hzと6~8 Hzにピークが存在する。Fig. 7から、3~4 Hzでは $a(f) \approx 0.7$ 、6~8 Hzでは $a(f) \approx 0.6$ となっており、田中他(1980)が得た値 $a \approx 0.72$ はFig. 7で予測された値にかなり近い。

七滝における観測と田中他(1980)が富戸における観測とから得られた最大加速度とマグニチュードの関係の相違は、震源スペクトルの方位特性や震源距離の違いよりも、両地点における卓越周波数の違いがより効果的な原因となって生じたものである。一般に卓越周波数は地盤の影響を大きく受ける。いろいろな地盤による地震波の増幅作用の影響はよく知られているが、この場合の影響は(1)式のbに含まれると考えられてきた。しかしFig. 7はaについても卓越周波数によって変化することを示した。

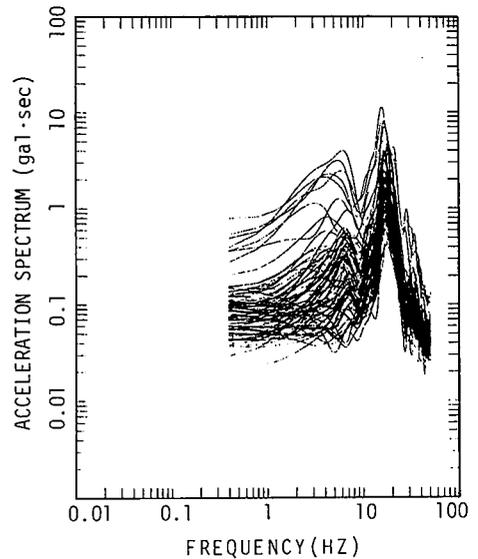


Fig. 7. Acceleration spectra of NS component. Each spectrum has a peak frequency of about 20Hz.

IV. 震源スペクトルのモデル

(2)式で与えられる実験式の係数 $a(f)$ は、マグニチュードが1の差を持つ二つの地震の間のスペクトル比に相当すると考えられる。ここで解析に使用した地震群の震源距離、方位は Fig. 1 に示したようにほとんど同一と見なしうる。つまり地震波の伝播経路はほとんど同じであって、地震波の減衰の影響も同一と見なしうる。またメカニズム解にも大きな変化は見られない(井元他, 1980) ので震源スペクトルの方位特性も一定と考えてよいであろう。したがってこのような群発地震をみつかった場合、つぎのよいことに $a(f)$ は震源スペクトルのスペクトル比と考えてよい。

地震の震源スペクトルについては、AKI (1967, 1972) の ω^2 モデルや ω^3 モデルあるいは B RUNE and KING (1967) の ω モデル等が提出されている。強震動の高周波 (1~30 Hz) の地震波についてはどのモデルが有効なのか未だ観測が不足している状態である。そこでこれらのモデルと得られた $a(f)$ とを比較してみる。まずコーナー周波数を求めるため変位記録を加速度記録と同じ方法で FFT によりスペクトルを計算した。Fig. 8 は質の良い8個の地震の変位スペクトルである。コーナー周波数は、これらを平均すると 1.9 Hz である。またマグニチュードについて単

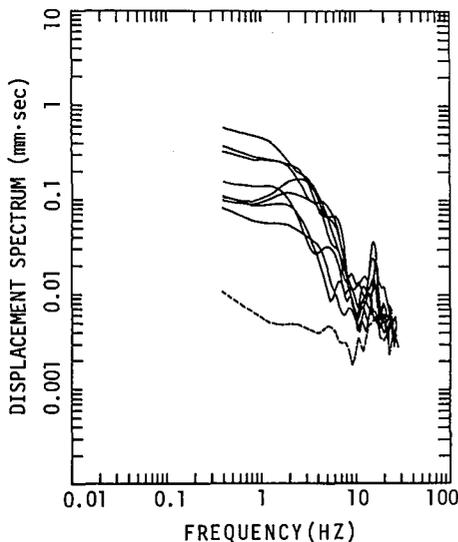


Fig. 8. Displacement spectra of NS component for eight small earthquakes. Average noise spectrum is showed by dashed line.

純に平均すると 4.7 となる。マグニチュード3クラスの地震については、変位記録が得られずまた加速度記録も低周波部分の振幅が小さいのでコーナー周波数は不明である。そのため上で得られたマグニチュード 4.7, コーナー周波数 $f_0 = 1.9$ Hz を基準として $\log f_0$ がマグニチュードの $-1/3$ に比例すると仮定した (AKI, 1967)。 $a(f)$ を得るために用いた加速度記録はマグニチュード範囲 3.0~4.9 のものであった。したがっていろいろなモデルにおけるマグニチュード 3.0 と 4.9 のスペクトル比を計算し、そのマグニチュード差 1.9 で割った値を $a(f)$ と比較してみた。Fig. 9 に示されているように ω^2 モデルから求めたスペクトル比が、周波数 3~30 Hz の範囲ではほぼ一致している。 ω^3 モデルでは、観測された $a(f)$ によく合致させるためには、マグニチュード 4.7 のコーナー周波数が 5 Hz でなければならない。

Fig. 10 にはこの場合のスペクトル比も示されているが、合致のしかたは ω^2 モデルの方が良いことがわかる。したがってこの群発地震全体の加速度スペクトルのマグニチュード依存性は震源スペクトルが ω^2 モデルであることにより説明されることになる。

以上の結果はあくまでも全体的に見た場合である。Fig. 4 に示したように、実際には(1)式か

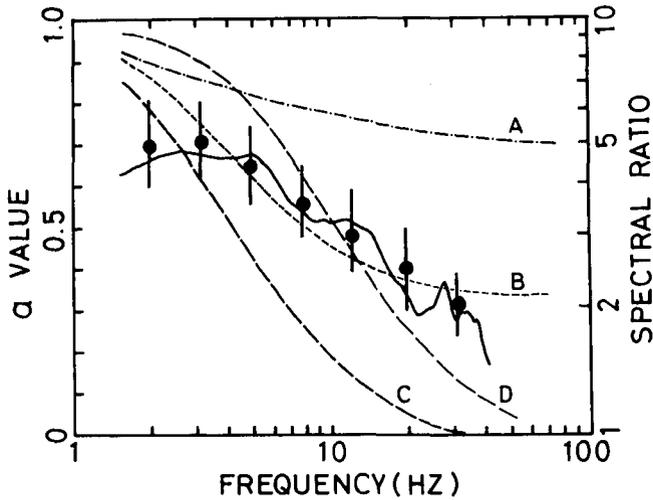


Fig. 9. Comparison of coefficients between observed and calculated values for four source spectrum models.

- A : ω model, corner frequency=1.9Hz.
- B : ω^2 model, corner frequency=1.9Hz.
- C : ω^3 model, corner frequency=1.9Hz.
- D : ω^3 model, corner frequency=5.0Hz.

ら $\pm 40\%$ 以上異なる値を示す地震も見出される。さらに細かく波形を見ていくと波形がほとんど同じで振幅だけが異なる、いわゆる相似地震がいくつか含まれている(田中他, 1980)。TSUJIURA (1981)によればこの群発地震にはいくつかの相似地震の群が存在する。そしてある相似地震の群では互にマグニチュードに関係せず同じコーナー周波数を持っており、大きな地震ほど高周波における変位スペクトルの減少のしかたが大きく、地震間のスペクトル比も高周波になるほど小さくなる。このことは上で用いた ω^2 モデルを相似地震に対しては適用できないことを示している。しかしある相似地震の群は比較的短い時間内に発生し、有珠火山群発地震のように多くの群が長期間、同時に活動する(水越他, 1980)ようなことはない(TSUJIURA, 1981)。したがっていろいろな特性を持った相似地震の群を含む今回の群発地震を全体的に見れば、それらの震源スペクトルは ω^2 モデルで説明できると結論される。

V. 最大地震 (M 6.7) の加速度スペクトル

IIIおよびIVにおける結果に基づき群発地震中最大である6月29日16時20分の地震のスペクトルを推定し、観測されたスペクトルと比較する。しかし実際に最大地震のスペクトルが得られたのはUD成分だけであって、NS成分とEW成分は飽和した。Fig. 10はUD成分についてSN比の良い8個の地震(M 4.4~4.9)の加速度スペクトルから ω^2 モデルの相似則を使用して算出したスペクトルと観測された最大地震のスペクトルが示されている。 ω^2 モデルによるスペクトルの推定は以下の手順で行なった。まずIVにおいてコーナー周波数が決められた地震のそれぞれ

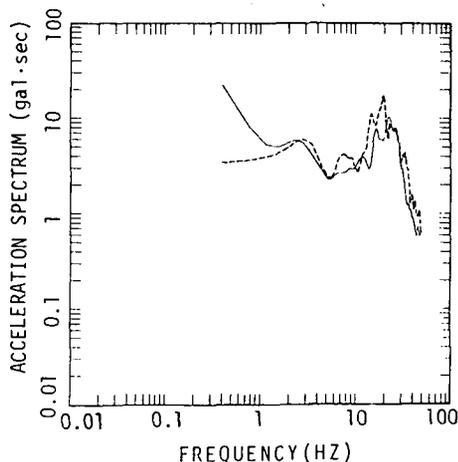


Fig. 10. Comparison of acceleration spectrum of UD component for the main shock between observed value (dashed line) and extrapolated value using ω^2 model and spectra of small earthquakes (solid line).

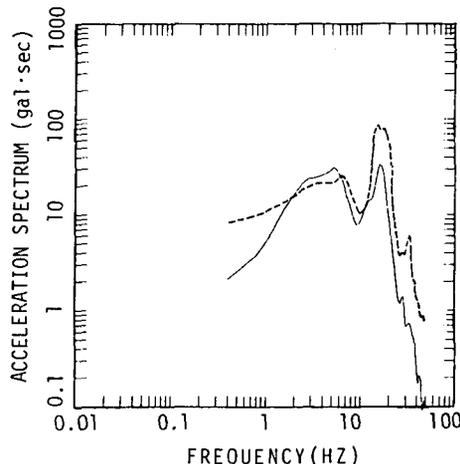


Fig. 11. Comparison of acceleration spectrum of NS component for the mainshock between calculated value from UD component of the main shock (dashed line) and extrapolated value using empirical formula (2) (solid line).

のモーメントを BRUNE (1970) の方法で計算し平均した。その結果モーメントは 9.8×10^{22} dyne · cm, コーナー周波数 1.9 Hz が得られた。また最大地震のモーメントは 7×10^{25} dyne · cm とした (岡田 1980, 島崎 1980)。次にこのパラメーターを用い ω^2 モデルから最大地震と小地震のスペクトル比を計算した。このスペクトル比を 8 個の小地震の平均加速度スペクトルに乗じたものが ω^2 モデルから推定される最大地震のスペクトルである。このようにして求められたスペクトルは 2 Hz より高周波領域で観測されたスペクトルとよく一致している。

一方 III で求めた (2) 式の係数 $a(f)$ と $b(f)$ を用いても最大地震のスペクトルを推定することができる。UD 成分では M 4 以下の SN 比の良い記録が得られず $a(f)$, $b(f)$ が決定できなかったので NS 成分についてこれを試みた。最大地震の NS 成分の加速度スペクトルは、飽和しなかった UD 成分

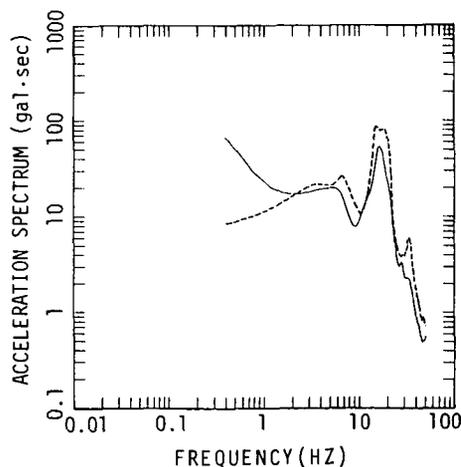


Fig. 12. Comparison of acceleration spectrum of NS component for the mainshock between calculated value from UD component of the mainshock (dashed line) and extrapolated value using ω^2 model and spectra of small earthquakes (solid line).

のスペクトルに M 4.4~4.9 の地震の NS 成分と UD 成分との平均的なスペクトル比を乗ずることにより計算された。これと(2)式からの推定スペクトルとを比較したのが Fig. 11 である。(2)式から得られたスペクトルは高周波成分がやや小さくなっているが大局的にみて 2 Hz 以上の帯域で一致している。しかし一致のしかたは Fig. 10 に示された ω^2 モデルによる計算結果ほどは良くない。NS 成分について ω^2 モデルによる方法から求められた最大地震のスペクトルと UD 成分から求めた最大地震のスペクトルとを比較したのが Fig. 12 である。スペクトルの形状に注目すると(2)式から求められた場合よりも一致のしかたが良いことがわかる。従って小地震から最大地震のスペクトルを推定する方法としては、(2)式を外挿する方法より ω^2 モデルを用いた方法の方が精度が良いと言える。

VI. 結 論

河津町七滝で観測された 1980 年伊豆半島沖群発地震のマグニチュードと最大加速度との関係を求めた。その関係式(2)式の係数 $a(f)$ に周波数依存性が現れた。これは地盤の周波数特性および震源スペクトルがマグニチュードに依存する効果とが重複した結果であると考えられる。M 3~5 の範囲では震源スペクトルのマグニチュード依存性は ω^2 モデルで説明される。そして M 6.7 のおおよそのスペクトルもそれらの法則性から推定することができる。

Fig. 4 で示したように最大加速度値にはばらつきが多く平均値から 50% もずれる地震が全体の 10% 以上も存在する。上の結論はこのような地震群について平均的に見た結果である。平均値から大きくずれる地震群が ω^2 モデルと全く異なる震源スペクトルの法則性を持つ相似地震であるかもしれない。しかし完全な変位記録が得られず詳細なことは不明である。今後はさらに感度の異なる多くのレコードチャンネルを増設し、M 3 クラスでも波形が記録されると同時に大地震の加速度記録も飽和しないようにする必要がある。

謝辞 観測に際し河津町七滝のつりばし荘および河津町役場に御協力をいただいた。観測装置の設置・保守には当教室応用地球物理学講座、地震学・火山学講座の大学院生ならびに阿部勝征助教授が参加した。松浦律子氏にはメカニズム解のリストをお送りいただいた。井元政二郎氏にはメカニズム解のリストをお送りいただいた。

文 献

- AKI, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* **72**, 1217-1231.
 AKI, K., 1972, Scaling law of earthquake source time function, *Geophys. J.* **31**, 3-25.
 BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.
 BRUNE, J. N. and D. Y. KING, 1967, Excitation of mantle rayleigh waves of period 100 seconds as a function of magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.* **57**, 1355-1365.
 田 望, 1963, 地震観測用の諸計器の試作, 北海道大学地球物理学研究報告 **10**, 143-169.

- 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.
- 唐鎌郁夫・荻野泉・津村建四郎・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, 地震研究所彙報, **55**, 913-948.
- 水越育郎・森谷武男, 1980, 有珠山群発地震の広帯域・広ダイナミックレンジ観測 —— 相似地震とその断層運動の平滑化 ——, 地震2, **33**, 479-491.
- 大竹政和・井元政二郎・石田瑞穂・大久保正・岡田義光・笠原敬二・立川真理子・村松正三・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)とその前後の活動, 国立防災センター研究速報, **43**, 1-25.
- 岡田義光, 1980, 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の震源過程, 地震学会秋季大会講演予稿集, **9**.
- 沢田義博・佐々木俊二・矢島浩・吉岡直人・桜井彰雄・高橋忠, 1980, 近距離岩盤上における加速度波形の特性, その3, 地震学会秋季大会講演予稿集, 197.
- 島崎邦彦, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震の断層パラメーター, 地震学会秋季大会講演予稿集, **8**.
- 岡田吉隆・大沢胖, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震による建築構造物の被害について, 地震研究所彙報, **55**, 1123-1132.
- 田中貞二・坂上実・大沢胖・吉沢静代, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震および同群発地震の加速度強震記録と最大加速度データ, 地震研究所彙報, **55**, 1043-1064.
- TSUJIMURA, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- TSUJIMURA, M., 1981, Activity mode of the 1980 earthquake swarm off east coast of the Izu Peninsula, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **56**, 1-24.