気象庁マグニチュードによる震源スペクトルのスケーリング則 SCALING RELATIONS FOR EARTHQUAKE SOURCE SPECTRUM AND JMA MAGNITUDE

福島美光*, 田中貞二**

Yoshimitsu FUKUSHIMA and Teiji TANAKA

Based on the ω^{-2} model, a relation between M_0 and M_j was derived from the data of 63 events whose M_j are ranging from 3.9 to 8.2. Further, the theoretical scaling law of the source spectrum obtained from the relation was approximated with the M_j^2 term of the attenuation relation. This approximation was confirmed from the strong-motion accelerograms from the large events occurred in the northern Japan.

Keywords : source spectrum, ω^{-2} model, attenuation relation, JMA magnitude, scaling law, regression analysis

震源スペクトル, ω^{-2} モデル, 距離減衰式, 気象庁マグニチュード, スケーリング則, 回帰分析

1. はじめに

建築物への入力地震動は, 一般に震源特性, 伝播特性, およびサイト近傍の地盤特性の三つの要素で評価される。このうち地盤の増幅特性は, 大きな不整形性がない限り, 一次元波動論で評価されている。その場合, 地盤の減衰特性が不確定要因として問題となるが, 近年, 減衰定数の周波数依存性の研究が進み, 評価精度がかなり向上してきた^{例え(1), (2)}。また伝播特性については, 距離減衰特性としての評価が最近まで精力的に続けられている^{例え(3), (4)}。一方, 震源特性の評価は, Aki⁽⁵⁾ が ω^{-2} モデルによって地震波スペクトルと地震マグニチュードの間の理論的なスケーリング則を提出して以来, 断層パラメータ間の相似則の確立^{(6), (7)}, 観測記録による ω^{-2} モデルの追認^{例え(8)~(10)} など, 理学分野において豊富な知見が蓄積されてきた。 ω^{-2} モデルは, 観測記録のスペクトル特性をよく説明することから, 中, 小地震の記録波形を経験的グリーン関数とする, いわゆる波形合成法による強震動予測にも採用されている^{例え(11), (12)}。

一方, 工学分野における各種の地震動評価手法においては, 実用上の観点から地震の大きさとして気象庁マグニチュード M_j を用いる場合が多いが, 震源理論との対応は必ずしも明確にされていない⁽¹³⁾。

以上の観点から本研究では, 入力地震動評価に用いられる距離減衰式におけるマグニチュード項の物理的意味を明らかにするとともに, 震源特性の評価指標としての

気象庁マグニチュード M_j の ω^{-2} モデルによるスケーリング則を検討した。

2. 地震動評価式の問題点

地震動振幅の評価式には種々の関数形が用いられているが, 実体波の場合, 評価式は地震のマグニチュード M と距離 X を説明変数として (1) 式で表される^{例え(13)~(15)}。

$$\log A(T) = a(T) \cdot M - b(T) \cdot X - \log X + c(T) \quad (1)$$

ここで, $A(T)$: 周期 T における振幅, $a(T)$: マグニチュード係数, $b(T)$: 距離係数, $c(T)$: 定数項であり, $a(T)$, $b(T)$, $c(T)$ は観測データの重回帰分析によって求められる。

今, M の大きさによる影響だけを考えるため, 同じ地域で発生した大きさの異なる二つの地震 M_i , M_j が, 同じ観測点で観測されたとする。 $r(T)$ を M_i , M_j の地震のスペクトル振幅 $A_i(T)$, $A_j(T)$ の比 $r(T) = A_i(T)/A_j(T)$ とおくと, マグニチュード係数 $a(T)$ は重回帰分析によらずに,

$$a(T) = \log r(T) / (M_i - M_j) \quad (2)$$

と求めることができる。すなわち, $a(T)$ は M_i , M_j のいかなる組合せに対しても一つの定数となる。

一方, ω^{-2} モデルにおける変位フーリエスペクトル $D(T)$ (cm·sec) は, T_0 をコーナー周期として (3) 式

* 清水建設大崎研究室・工修

** 清水建設大崎研究室・理博

Ohsaki Research Institute Shimizu Corporation, M. Eng.
Ohsaki Research Institute Shimizu Corporation, Dr. Sc.

で、また加速度スペクトル $A(T)$ (cm/sec) は (4) 式で表すことができる。

$$D(T) = RM_0/4\pi X\mu\beta/[1+(T_0/T)^2] \dots\dots\dots (3)$$

$$A(T) = (2\pi/T)^2 D(T) \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 R : S波のラジエーションパターン、 M_0 : 地震モーメント (dyne·cm)、 μ : 剛性率 (dyne/cm²)、 β : せん断波速度 (km/sec) である。 M による震源スペクトルの変化を M に関するスケーリングと呼ぶことにすると、 $(2\pi/T)$ は M にかかわらない項なので、加速度スペクトルの M に関するスケーリングと変位スペクトルの M に関するスケーリングは全く同様となる¹⁶⁾ので本論では一貫して変位スペクトルを扱うこととする。変位フーリエスペクトルは、Fig.1(a) で模式的に示すように、規模の異なる地震 M_1 , M_2 , M_3 のそれぞれに対してコーナー周期 T_1 , T_2 , T_3 が存在し、短周期側ではコーナー周期まで $\log T^2$ に比例して増加し、長周期側

(a) Displacement source spectrum of ω^{-2} model.

(b) Magnitude coefficients derived from source spectrum ratio for ω^{-2} model.

Fig. 1 Schematic figures of source spectra of ω^{-2} model and the magnitude coefficients derived from the source spectrum ratio. Individual symbols indicate spaces between the spectra. T_1 , T_2 and T_3 are corner periods, M_1 , M_2 and M_3 are earthquake magnitudes, and D_1 , D_2 and D_3 are the source spectra for the earthquakes with magnitude M_1 , M_2 and M_3 .

では一定値になる。したがって Fig.1(b) のように、スペクトル比 $r(T)$ から求まるマグニチュード係数 $a(T)$ は M の大きさの組合せによって様々に変化する。

3. M^2 項を導入した地震動評価式の理論的考察

(1) 式に対して、 M^2 項を導入して (5) 式のような形の回帰式で地震動加速度の応答スペクトルや最大振幅を評価した研究がある^{例えは14), 17), 18)}。

$$\log A(T) = a_1(T) \cdot M^2 + a_2(T) \cdot M - b(T) \cdot X - \log X + c(T) \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 $a_1(T)$, $a_2(T)$ は回帰係数である。そこで、まず (5) 式と、 ω^{-2} モデルに従った震源スペクトルのスケーリング則がどのような関係になっているのかを検討した。

(3) 式の対数をとると、

$$\log D(T) = \log M_0 - \log X + \log (R/4\pi\mu\beta) - \log [1+(T_0/T)^2] \dots\dots\dots (6)$$

コーナー周期 T_0 (sec) は、断層面積を S (km²) とすれば、断層モデルの仮定条件により次のような複数の評価式がある^{19)~21)}。

$$T_0 = 2\pi\sqrt{S}/2.34\sqrt{\pi}\beta \quad (\text{Brune, 1970}) \dots\dots\dots (7)$$

$$T_0 = 2\pi\sqrt{S}/\sqrt{14.8}\beta \quad (\text{Savage, 1972}) \dots\dots\dots (8)$$

$$T_0 = 2\pi\sqrt{S}/1.85\sqrt{\pi}\beta$$

$$(\text{Sato and Hirasawa, 1973}) \dots\dots\dots (9)$$

仮に $\beta = 3.8$ (km/sec) と仮定すれば (7)~(9) 式のコーナー周期は近似的に (10) 式で表すことができる。

$$T_0^2 \approx 0.2 S \dots\dots\dots (10)$$

さらに、 M と M_0 , M と S の関係として Sato²²⁾ による次式

$$\log M_0 = 1.5 M + 16.2 \dots\dots\dots (11)$$

$$\log S = M - 4.07 \dots\dots\dots (12)$$

が成り立つとして、(6) 式に (10), (11), (12) 式を代入すると、

$$\begin{aligned} \log D(T) = & 0.5 M - \log (1 + T^2/0.2 \cdot 10^{M-4.07}) \\ & + \log (\pi R/\mu\beta X) \\ & + 21.0 + \log (T^2/4\pi^2) \dots\dots\dots (13) \end{aligned}$$

となる。ここで、(13) 式の M に関する項を

$$\begin{aligned} & 0.5 M - \log [1 + T^2/(0.2 \cdot 10^{M-4.07})] \\ & = 0.5 M - g(T, M) \dots\dots\dots (14) \end{aligned}$$

とおく。(14) 式の M に関する非線形項 $g(T, M)$ を Fig.2 に実線で、また $g(T, M)$ を M の二次式で近似したものを破線で示した。図から $g(T, M)$ は周期が長いほど非線形性が強くなることがわかる。しかし、 $g(T, M)$ の値は M が大きいほど比例部分の $0.5 M$ に比べて小さく、相対的に M^2 項で近似される非線形項の影響は小さくなる。すなわち M に関する項は、 ω^{-2} モデルに従うとすれば非線形性を有し、スペクトルの評価式を M の二次式で表す根拠を与える。しかしながらその影

Fig. 2 Non linear term of source spectrum $g(T, M)$ in equation (14) (solid line). Broken lines are approximate relations described by M^2 term.

響は大きくないといえる。

Joyner and Boore¹⁴⁾ は短周期で決まる最大加速度の距離減衰式をモーメントマグニチュード M_w の二次式で評価し、結果として一次式で十分であったとしており、彼らの研究結果を理論的に裏付けるものと考えられる。

4. M_J による ω^{-2} モデルのスケーリング則

(14) 式から考えられる M^2 項の係数 $a_1(T)$ は負になるが、Kamiyama¹⁷⁾ が求めた M^2 項の係数は正で、逆センスとなっている。これは $g(T, M)$ を求める際に用いた (11) 式が Kanamori²³⁾ による M_w と M_0 の関係式と数値的にほとんど等しく、(11) 式の M は M_w に対応するとみなせるのに対して、Kamiyama¹⁷⁾ が用いた M は気象庁マグニチュード M_J であり、その決定周期の違いが原因しているものと思われる。すなわち、 M_J の決定周期は 5 秒以下数秒付近であり、我々が評価の対象とする規模の地震のコーナー周期と微妙にかかわってくる。

日本において地震動を評価する場合、 M_J は地震規模を表す最も便利な指標であり、 M_J 以外により適切な指標は考え難い。そこで ω^{-2} モデルを仮定したときの M_J による震源スペクトルのスケーリング則を検討する。

いま M_J の決定周期を 5 秒と仮定すると、周期 5 秒における変位フーリエスペクトル振幅 $D(5)$ と坪井式²⁴⁾ の最大振幅 A (micron) の関係は Aki⁵⁾ によれば (15) 式のように表せる。

$$D(5) = C_0 \cdot A \cdot t^k \quad (15)$$

ここに、 C_0 : 定数項、 t : 継続時間、 k : 継続時間の寄与率で、0 (表面波のように分散性の強い時刻歴のとき

は継続時間にかかわらず 1 波でスペクトル振幅が決まってしまう) から 1 (有限長の定常振動のときスペクトル振幅は継続時間に比例する) までの値をとる。また継続時間 t は、 p, q は定数として M_J によって一次近似的に (16) 式で表せる²⁵⁾。

$$\log t = p \cdot M_J + q \quad (16)$$

(15) 式の対数をとると

$$\log D(5) = \log C_0 + \log A + k \cdot p \cdot M_J + k \cdot q \quad (17)$$

また、(17) 式に、坪井式 (Δ : 震央距離),

$$M_J = 1.73 \log \Delta + \log A - 0.83 \quad (18)$$

および (6) 式の関係式を代入すると

$$\begin{aligned} \log M_0 - \log 4 \pi X \mu \beta - \log (1 + T_0^2/5^2) \\ = M_J - 1.73 \log \Delta + 0.83 + k \cdot p \cdot M_J \\ + \log C_0 + k \cdot q - \log R \quad (19) \end{aligned}$$

となる。断層面積 S と M_0 の関係は、(11), (12) 式から (20) 式のように表される。

$$\log S = \log M_0^{2/3} - 14.9 \quad (20)$$

したがって (10) 式は

$$T_0^2 \approx 0.2 S = 10^{-15.6} \cdot M_0^{2/3} \quad (21)$$

と表せる。(21) 式を (19) 式に代入して、ある一定の距離で考えれば、距離に関する項は定数項となるので (19) 式は

$$\begin{aligned} \log (M_0^{-1} + 10^{-17} M_0^{-1/3}) = -(1 + k \cdot p) \cdot M_J \\ + (1.73 \log \Delta - 0.83 - \log 4 \pi X \mu \beta \\ - \log C_0 - k \cdot q + \log R) \\ = -(1 + k \cdot p) \cdot M_J + C \quad (22) \end{aligned}$$

となる。ただし C は定数項である。

「断層パラメーター・ハンドブック」²⁶⁾ から 1927 年以後、深さ 60 km 以浅の 63 地震を選び、回帰分析により M_J の係数および定数項を求めると (23) 式が得られる。なお、カッコ内の数値は、95 % の信頼限界²⁷⁾を表す。

$$\begin{aligned} \log (M_0^{-1} + 10^{-17} M_0^{-1/3}) = -1.10 (\pm 0.06) M_J \\ - 17.92 (\pm 0.42) \quad (23) \end{aligned}$$

(23) 式の M_J と M_0 の関係を用いて、距離 100 km における変位フーリエスペクトルを画くと Fig. 3 のようになる。スペクトルの振幅レベルは M_J を決定する周期 5 秒において等間隔になるが、他の周期では間隔がまちまちで、かなり複雑である。次に、 M_J を横軸に、変位フーリエ振幅を縦軸にとり、周期ごとの M_J によるスペクトル振幅の増加を示すと Fig. 4 が得られる。スペクトル振幅は周期 5 秒付近ではほぼ線形に増加するが、5 秒より長い周期では下に凸の二次曲線、5 秒より短周期で 0.1 秒程度までは三次曲線、さらに短周期では再び下に凸の二次曲線で近似できる。しかしながら、 M_J が 5.5 程度以上に限定するならば、下に凸の二次関数で全周期にわたって近似できると考えられる。すなわち、 M_J を評価指標とするならば、 M^2 項の係数は正となり、前述

Fig. 3 Source spectrum (Fourier displacement) for earthquakes with various M_J at a distance of 100 km.

Fig. 4 Relations between M_J and the Fourier amplitudes for different periods. Solid and broken lines indicate theoretical relations and the relations derived from regression analysis of the observed records.

の Kamiyama¹⁷⁾ による実記録の回帰結果は理論的にも支持されると言える。

5. 観測記録による検証

M_J による上記のスケーリング則を検証するため、同一地域で発生した地震を同じ観測点で観測した記録を選び出した。ただし上記の検討から、 M の二次関数で近似できる $M_J > 5.5$ の地震に限定した。Table 1 に解析に用いた観測記録を、また Fig. 5 に震源と観測点の位置を示す。

これらの記録から求めたフーリエスペクトルの山となる部分を結んで、包絡スペクトルを作り（一例を Fig. 6 に示す）、(24) 式のモデルで回帰分析した。

$$\log A(T) = a_1(T)M_J^2 + a_2(T)M_J + \sum d_i(T) \cdot l_i \quad (24)$$

ここで、 $A(T)$ はフーリエスペクトルの包絡形。同一地域内の地震の $A(T)$ は震源距離が等しいとして扱えるように、幾何減衰 (X^{-1}) の距離補正を行って地域内の最大地震の震源距離に基準化した。震源スペクトルのスケーリングは詳細に見れば地域性をもつと思われるが、ここでは平均的なスケーリングを求めるので各地域の $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ は共通と考える。 $d_i(T)$ は (5) 式の $-b(T) \cdot X - \log X + c(T)$ を観測点ごとに定数項にしたもので、 $-b(T) \cdot X - \log X$ は距離減衰項であり、 $c(T)$ は回帰モデルを M_J の二次式に展開したときの M_J の 0 次項（定数項）と地盤特性を含む。そして、同地域の地震を一つの観測点で観測すると、 $c(T)$ および距離減衰項は同じであると考ええる。 l_i は層別因子²⁷⁾ で i 番目の観測点のとき 1、その他のとき 0 とする。ただし、同じ観測点でも地震の発生地域が異なれば、距離が大幅に変わるので、 $d_i(T) \cdot l_i$ は異なると考える。このようにして、全データ（19 記録、36 成分）について M_J の大きさに依存する回帰係数 $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ を距離減衰や地盤特性の影響を除いて抽出した。

得られた $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ を Fig. 7 に示す。 $a_1(T)$ は $a_2(T)$ に比べて小さな値となっているが M_J^2 項にかかるので、スケーリング則に与える影響は小さくない。また、 $a_1(T)$ と $a_2(T)$ は互いに独立ではなく $a_1(T)$ が大きくなれば $a_2(T)$ が小さくなる。したがって、 $a_1(T)$ のわずかな変動に依存して $a_2(T)$ が大きく変動する。ここで求めた $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ を用いて、 M_J の増加にともなうフーリエ振幅の増加を周期ごとに示したのが Fig. 4 の破線である。ただし、(24) 式の定数項は震源特性 (M_J の二次式に展開したときの M_J の 0 次項) と地盤特性を含み、精度よく両者を分離できない。したがって、記録から求められたスケーリング則は相対的な値なので、 $M_J = 7$ で理論値と一致するように縦軸方向に平行移動してある。理論値も観測値も M_J の大きい範囲ではともに下に凸の

Table 1 List of the records used in the regression analysis

Region	Event			Observation Station and hypocentral distance (km)
	Origin time	M_J	Depth(km)	
Tokachi-Oki	1968, 05/16, 09:49	7.9	20	Muroran:294, Miyako:190, Shin-ishikari Bridge:325
	1968, 05/16, 19:39	7.5	20	Muroran:197, Miyako:214, Shin-ishikari Bridge:225
Miyagi-Oki	1978, 02/20, 13:37	6.7	50	Kaihoku Bridge:99
	1978, 06/12, 17:14	7.4	40	Kaihoku Bridge:91
Urakawa-Oki	1982, 03/21, 11:32	7.1	40	Tokachi:75
	1982, 03/21, 19:22	5.8	40	Tokachi:71
Nihonkai-Chubu	1983, 05/26, 12:02	7.7	14	Akita:108, Muroran*:270, Aomori:157, Hakodate:211
	1983, 06/09, 21:49	6.1	23	Akita:115
	1983, 06/09, 22:04	6.0	14	Akita:116
	1983, 06/21, 15:26	7.1	6	Muroran*:201, Aomori:160, Hakodate:155

* one horizontal component

Fig. 5 Map showing epicenters of the events and the observation stations used in the analysis.

曲線となり、よい対応を示す。 M_J の項が二次式で表され、かつ M_J^2 項の係数 $a_1(T)$ が正の値をとることは、もし小地震の波形データを用いて M_J の一次式で地震動の評価式を作ると、 M_J の大きい範囲での地震動を小さめに見積もる危険性を示唆するものである。

6. M_J と M_0 の関係

(23) 式の地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M_J の関係を Table 2 および Fig. 8 に示す。図中の丸印は、「断層パラメータ・ハンドブック」^[26] から選んだ 63 地震のデータである。図から、 M_J にある程度の決定誤差を考慮すれば、 $M_J=4$ 程度の比較的小地震から、 $M_J=8$ クラスの大地震までの M_J と M_0 の関係は、(23) 式による一つの関係式で表現できるといえる。なお、(23) 式に対するデータのばらつきは M_J の標準誤差 (σ) で

Fig. 6 An example of the Fourier spectra of acceleration record. Broken line indicates the envelope of the spectrum.

Fig. 7 Regression coefficients $a_1(T)$ of M_J^2 and $a_2(T)$ of M_J terms.

0.23 程度である。

最近、武村^[28]は、Sato^[22]による (11) 式を出発点として、 M_J と M_s の系統的差を考慮することにより、 M_J の大きさを 3 つに区分した関係式を提出した。比較のため Fig. 8 に Sato および武村の関係式を、それぞれ破線および鎖線で示した。さらに Takemura *et al.*^[29] が伊豆半島周辺で発生する地殻内の小地震に対して求めた関係式を点線で示した。(23) 式は $M_J \geq 6$ で Sato^[22] による

Table 2 Relation between M_J and M_0 by equation (23)

M_J	3	4	5	6	7	8
M_0 (dyne-cm)	1.7×10^{21}	2.1×10^{22}	2.7×10^{23}	4.2×10^{24}	1.7×10^{26}	1.5×10^{29}

Fig. 8 Relations between M_J and M_0 . Circles indicate observed values for individual events. Solid curve is derived in this study. Broken, chained and dotted lines indicate relations derived by Sato (1979), Takemura (1990) and Takemura *et al.* (1990), respectively.

(11) 式に比べて M_J に対する M_0 の増加が著しい。また Takemura *et al.* の地殻内地震に対する関係式の導出には、主に M_J が 3~5 の小地震のデータが使われており、 M_J の小さい範囲での信頼性が高いが、(23) 式は M_J の小さい範囲で Takemura *et al.* の関係式とよく一致する。

また、武村²⁸⁾によれば地殻内地震の震源深さはほぼ 15 km より浅いので、表面波の励起により M_J が大きく評価される可能性を指摘している。そこで 15 km 以浅の 40 地震と、15 km より深い 23 地震で場合分けして回帰しなおしてみた。15 km 以浅のデータでは、 M_J の係数は 1.10、定数項は 17.91。15 km より深いデータでは M_J の係数は 1.08、定数項は 18.14 で、ともに震源深さで場合分けしても 95 % 信頼限界内に収まることになった。

7. まとめ

距離減衰式に代表される地震動評価式において、マグニチュード項は M の一次式または二次式で近似される

が、その理論的背景は明確でなかった。本研究では、震源スペクトルに関する ω^{-2} の震源モデルにもとづいた M_J によるスペクトルのスケーリング則の検討から、 M_J の大きさによるスペクトル振幅の変化は複雑な関数となるが、 M_J 5.5 程度以上についてはほぼ M_J の二次式で近似できることを示した。さらに、日本の代表的な四つの大地震の観測記録を用いて M_J^2 項を導入した評価式によりマグニチュード係数を求め、理論的スケーリング則とよく調和することを検証した。

また、検討の過程で求められた新たな M_J と M_0 の関係式は、 $M_J=4.0$ 以上の日本の地震データをよく説明することがわかった。

謝 辞

本研究で用いた強震記録は運輸省港湾技術研究所³⁰⁾および建設省土木研究所³¹⁾より公表された記録波形に対して、後藤・亀田・杉戸・今西³²⁾による基線および計器特性補正を施した補正加速度波形である。また本研究を進めるにあたり、鹿島建設株式会社小堀研究室の武村雅之博士より、未公表論文のコピーを頂いた。ここに記して厚く謝意を表します。

参考文献

- 1) 木下繁夫：表層地盤の減衰特性に関する考察，土木学会論文報告集，第 330 号，pp.15~25，1983。
- 2) Fukushima, Y., S. Kinoshita and H. Sato : Measurement of Q^{-1} for S-waves in mudstone at Chikura, Japan : Comparison of incident and reflected phases in borehole seismograms, Bull. Seism. Soc. Amer. (submitted)
- 3) Abrahamson, N.A. and J.J. Litehiser : Attenuation of vertical peak acceleration, Bull. Seism. Soc. Amer. **79**, pp.549~580, 1989.
- 4) Fukushima, Y. and T. Tanaka : A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Amer. **80**, pp.757~783, 1990.
- 5) Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., **72**, pp.1217~1231, 1967.
- 6) Kanamori, H. and D.L. Anderson : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Amer. **65**, pp.1073~1095, 1975.
- 7) Geller, R.J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitude, Bull. Seism. Soc. Amer. **66**, pp.1501~1523, 1976.
- 8) Joyner, W.B. : A scaling law for the spectra of large earthquakes, Bull. Seism. Soc. Amer. **74**, pp.1167~1188, 1984.
- 9) McGuire, R.K., A.M. Becker and N.C. Donovan : Spectral estimates of seismic shear waves, Bull. Seism. Soc. Amer. **74**, pp.1427~1440, 1984.
- 10) Boore, D.M. : Short-period P- and S-wave radiation from large earthquakes : Implications for spectral scaling relations, Bull. Seism. Soc. Amer. **76**, pp.43~64,

- 1986.
- 11) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151~156, 1986.
 - 12) Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, J. Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ), No.396, pp.27~36, 1989.
 - 13) Hiehata, S., M. Takemura, and T. Ohta : Regression analysis on Fourier amplitude spectra of seismic ground motions in terms of earthquake magnitude, hypocentral distance and site condition, Proc. 9th World Conf. on Earthquake Engineering, Tokyo, Japan, **2**, pp.319~324, 1988.
 - 14) Joyner, W.B. and D.M. Boore : Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Amer. **71**, pp.2011~2038, 1981.
 - 15) 翠川三郎 : 小地震の加速度包絡波形の合成による大地震の最大加速度の推定, 日本建築学会論文報告集, 第 398 号, pp.23~30, 1989.
 - 16) Papageorgiou, A.S. and K. Aki : A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. description of the model, Bull. Seism. Soc. Amer. **73**, pp.693~722., 1983.
 - 17) Kamiyama, M. : Earthquake source characteristics inferred from the statistically analyzed spectra of strong motions with aid of dynamic model of faulting, Structural Eng./Earthquake Eng. (Proc. Japan Society of Civil Engineers), No.386, pp.391s~400s, 1987.
 - 18) Trifunac, M.D. : Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-station distance, and recording site conditions, Bull. Seism. Soc. Amer. **66**, pp.1343~1373, 1976.
 - 19) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., **75**, pp.4997~5009, 1970.
 - 20) Savage, J.C. : Relation of corner frequency to fault dimensions, J. Geophys. Res., **77**, pp.3788~3795, 1972.
 - 21) Sato, T. and T. Hirasawa : Body wave spectra from propagating shear cracks, J. Phys. Earth, **21**, pp.415~431, 1973.
 - 22) Sato, R. : Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, J. Phys. Earth, **27**, pp.353~372, 1979.
 - 23) Kanamori, H. : The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., **82**, pp.2981~2987, 1977.
 - 24) 坪井忠二 : 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, 地震Ⅱ, **7**, pp.185~193, 1954.
 - 25) Hisada, T. and H. Ando : Relation between duration of earthquake motion and the magnitude, Kajima Institute of Construction Technology, 1976.
 - 26) 佐藤良輔 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989.
 - 27) Draper, N.R. and H. Smith : Applied Regression Analysis, Wiley, New York, 1966.
 - 28) 武村雅之 : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震Ⅱ, **43**, pp.257~265, 1990.
 - 29) Takemura, M., T. Ikeura and R. Sato : Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu peninsula region, Japan, Tohoku Geophys. Journ. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5), **32**, pp.77~89, 1990.
 - 30) 運輸省港湾技術研究所 : 港湾技研資料 80~458 号, 1963~1983.
 - 31) 建設省土木研究所 : 土木研究所資料 33 号, 1978.
 - 32) 後藤尚男, 亀田弘行, 杉戸真太, 今西直人 : デジタルフィルタによる SMAC-B 2 型加速度計記録の補正について, 土木学会論文報告集, No.277, pp.57~69, 1978.

(1990 年 8 月 13 日原稿受理, 1991 年 5 月 1 日採用決定)

英文要約 (Summary)

In most of the former studies of the attenuation relation, the increasing amplitude of the earthquake ground motion with earthquake magnitude was expressed by the linear relation of the magnitude. However, when the ω^{-2} model is assumed, the corner period of the spectrum varies with the magnitude, and the scaling law of the source spectrum amplitude becomes a complicated function of magnitude. Based on the ω^{-2} model, a relation between M_0 and M_j was derived from the data of 63 events whose M_j are ranging from 3.9 to 8.2. Further, the theoretical scaling law of the source spectrum obtained from the relation was approximated with the M_j^2 term of the attenuation relation. This approximation was confirmed from the strong-motion accelerograms from the large events occurred in the northern Japan.