岩盤における観測記録に基づく M_w^2 項を考慮した 地震動応答スペクトルの予測式

PREDICTION OF VELOCITY RESPONSE SPECTRA FOR SEISMIC MOTIONS IN AND ON ROCK SITE CONSIDERING NONLINEAR SCALING OF M_w^2 TERM

福島美光*, 翠川三郎**

Yoshimitsu FUKUSHIMA and Saburoh MIDORIKAWA

Prediction relation of response spectra was derived by using earthquake ground accelerations observed in or on rock. The M_w^2 term was used for the regression model, because the scaling law of M_w is nonlinear when the source spectra of ω^{-2} model was assumed. The derived coefficient for the M_w^2 term agrees with the value expected from ω^{-2} model. The predicted spectrum from the regression model agrees well with the observed spectrum in near-field during the 1983 Nihonkai chu-bu earthquake of $M_j 7.7$.

Keywords : response spectra, ω^{-2} model, regression analysis, dummy variable, rock motion, M_w
応答スペクトル, ω^{-2} モデル, 回帰分析, 層別因子, 岩盤地震動, モーメントマグニチュード

1. はじめに

近年, 地震観測網の充実とともに, 地中深部の岩盤中や露頭岩盤上における観測記録が得られるようになってきた。表層地盤の影響が少ないこれらの記録を直接分析して岩盤での地震動を評価すれば, 震源や波動伝播の特性をより精度よく評価することが可能と考えられる。また将来, 地下岩盤中に重要な構造物が建設されることも予想されるので, 地中地震動の平均的特性を予測すること自体も重要な研究課題のひとつであると考えられる。

観測記録に基づいて地震動の応答スペクトルや最大振幅を予測するための経験式は従来より多数提案されている。提案された経験式は, マグニチュード M , 距離 X , 地盤条件をパラメータとする単純な形をとるものが多いが(例えば1)~5), 複雑な関数型をとるものも提案されている(例えば6)~10)。もし対象とする M や X の範囲に利用できる地震記録が十分に存在すれば, どのような関数型の経験式を用いるのが妥当であるか統計的に検定することが可能である。しかし, 現在のところ M が大きく X の小さな記録はあまり得られていないので, 適切な関数型を統計的に吟味することは非常に困難である。

実際に利用できる地震記録の数は, 一般に, M が小

さく X の大きなものほど多く, M が大きく X の小さな場合の地震動特性をこれらの記録から外挿して予測することはある程度避けられないのが現状と考えられる。そこで, 小地震の記録からでも大地震の地震動特性を適切に評価できるよう, 地震波の発生や伝播の物理的要因を考慮して経験式の関数型を適切に設定することが必要となろう。しかしながら, 従来の研究でこの吟味が十分にされているとは限らない。

武村ほかは, 震源モデルと波動伝播モデルを用いて地震動スペクトルの簡単な予測式を導き, スペクトル振幅の対数は, M の項, X の対数の項および X の項の線形結合で近似できることを示した¹¹⁾。一方, 福島・田中¹²⁾は, 震源スペクトルが Aki の ω^{-2} モデル¹³⁾のスケールリング則に従っていると仮定したとき, M に関するスケールリングは非線形となり, 気象庁マグニチュード M_j を用いると複雑なスケールリングになるが, モーメントマグニチュード M_w を用いると M に関するスケールリングが M_w の広い範囲で M_w の二次式により近似できることを示した。翠川は, ω^{-2} モデルに基づく余震合成法を準用した結果から, 最大加速度は距離が近付くと飽和し, 飽和する距離は M に依存することを示した¹⁴⁾。このような近距離で地震動レベルが飽和するモデルは

* 清水建設(株)大崎研究室・修士(工学)

** 東京工業大学大学院総合理工学研究科社会開発工学
専攻 助教授・博士(工学)

Ohsaki Research Institute, Shimizu Corporation, M. Eng.

Assoc. Prof., Department of Environmental Engineering, Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.

Campbell¹⁵⁾ や大野ほか¹⁶⁾によっても提案されている。

本研究では、これらの研究を踏まえて、適切と考えられる関数型の回帰モデルを設定し、関東および東北の地中および露頭岩盤上で得られた地震観測記録を利用して、岩盤での地震動の応答スペクトル特性を回帰分析によって評価することを目的とした。設定した回帰モデルの最大の特徴は、モーメントマグニチュード M_w の二乗項を導入していることである。

2. 回帰モデル

回帰分析の目的変数は、直交する水平二成分を同時に作用させたときの1質点系の応答、いわゆる二次元絶対加速度応答値（減衰5%）を角振動数で割った疑似的な速度応答値（以後 ${}_H S_d(T)$ と表す）を用いた。

震源特性を表現する説明変数としては通常マグニチュード M が用いられる。マグニチュードにはいくつかの種類があるが、モーメントマグニチュード M_w が震源の物理的特性と明確に関連している^{2), 10)}。震源スペクトルが ω^{-2} モデル¹³⁾に従ったスケーリングになっていると仮定すると、震源からある一定の距離はなれた地点での S 波のフーリエ変位スペクトル $D(T)$ は近似的に(1)式で表せる¹²⁾。

$$\log D(T) = 0.5M_w - \log(1 + T^2/0.2 \cdot 10^{M_w - 4.07}) + \log(T^2/4\pi^2) + C \quad (1)$$

ここで T は周期 (sec.), C は定数項である。Fig. 1(a) に示すように $D(T)$ は M_w の大きさに応じたコーナー周期より短周期側で ω^{-2} に比例して減少し、長周期側では一定値となる。ある周期 T_i において M_w に対してどのように $\log D(T_i)$ が増加するかを Fig. 1(b) に示した。コーナー周期が T_i より短い M_w の小さい場合には傾き 1.5 で増加し、 M_w が大きくなると傾き 0.5 で増加する。

したがって上に凸の曲線になることが分かる。この関係は応答スペクトルの場合でもほぼ同様と考えられる。一般的な応答スペクトルの回帰分析では M の一次式で近似しているの、 M の大きなデータが少ない場合には、図の点線で示すように大きな M に対して結果が過大評価になる可能性がある。これに対して、 M_w の二次式をあてはめれば、図の破線で示すように M_w の広い範囲で ω^{-2} モデルに基づくスケーリング則に適合する回帰モデルとなることが期待される。

距離減衰を表現する説明変数としては震源から観測点までの距離が用いられるが、距離の定義にもさまざまなものがある。ここでは余震合成法に基づく翠川の結果¹⁴⁾を参考にして断層面からの最短距離を採用した。距離減衰の関数は、遠距離では一様均質な無限媒体での実体波の幾何減衰と内部減衰によるもの¹¹⁾に従い、近距離では震源域の広がりやの影響により振幅が頭打ちになること¹⁴⁾を考慮したものを採用した。

さらに各サイトごとの増幅特性の影響について検討するために、定数項をサイトごとに層別して求めることにした。結局(2)式で示す回帰モデルを用いた。

$$\begin{aligned} \log {}_H S_d(T) = & a_1(T)M_w^2 + a_2(T)M_w + b(T) \cdot R \\ & - \log(R+r) + \sum c_j(T)l_j \\ r = & 0.025 \cdot 10^{0.42M_w} \end{aligned} \quad (2)$$

ここで $a_1(T)$, $a_2(T)$, $b(T)$, $c_j(T)$ は回帰係数である。 $c_j(T)$ はサイト j に対する係数、 l_j は層別因子で j 観測点に対して1その他のとき0である。 R は断層面からの最短距離 (km) で、幾何減衰項の r は近距離での振幅を飽和させるために導入した項で、距離がこれより小さい範囲で振幅がおおむね一定値に収束する距離を表し、最大加速度に対して得られた関係¹⁷⁾をそのまま用いた。 $b(T)$ は距離係数で、伝播経路でのせん断波速度 V_s

Fig. 1 Source spectra and scaling law from ω^{-2} model.

を仮定すれば (3) 式で $Q(T)^{-1}$ に変換できる¹¹⁾。

$$Q(T)^{-1} = -b(T) \cdot V_s \cdot T / \pi \log e \cdots \cdots (3)$$

3. データ

1979 年 6 月から 1985 年 12 月までに東松山 (HMY), 修善寺 (SZJ), 館山 (TTY) の関東 3 地点と, いわき (IWK), 富岡 (TMK) の福島 2 地点における鉛直アレーの最深部で観測された地震記録, および 1983 年日本海中部地震の際に不老不死 (FRF) と白糠 (SRN) で得られた本震および余震の観測記録を用いた。Table 1 に各観測点の深さとその深度における岩盤の S 波速度を示す。S 波速度は 640~2,800 m/s に分布しており, TMK および IWK は地殻の最上層に相当する地震基盤中の観測点とみなせる。

用いたデータは, 震源深さが 60 km 以浅で $M_J \geq 4.0$ の 40 地震によるものに限った。強震計の観測記録は地動が計器のトリガーレベルよりも大きい地点のみで得られるため, 遠距離では加速度レベルが相対的に大きい観測点の記録だけを選択して用いていることになる。もしこのような遠距離のデータを含めて回帰分析を行えば, 本来の距離減衰の傾きよりも小さな傾きが得られることになる⁵⁾。そこで, (4) 式¹⁸⁾により最大加速度 $A(\text{cm/s}^2)$ が 2.0 cm/s^2 以下と予測される M_J と震源距離 $X(\text{km})$ のデータは除いた。

$$\log A = 0.51 \cdot M_J - \log(X + 0.006 \cdot 10^{0.51 M_J}) - 0.0034 X + 0.59 \cdots \cdots (4)$$

さらに, 一地震で一観測点しか記録がない地震のデータは, 距離減衰係数の決定に寄与しないので除いた。また加速度記録の長周期成分のノイズを調べ, 信頼できる周期限界¹⁹⁾が 3 秒以上の記録だけを用いた。さらに表面波成分の混入を避けるために, S 波主要動部を (5) 式²⁰⁾の継続時間 $T_a(\text{秒})$ で区切った。ただし周期 3 秒まで過渡応答にならないように 9 秒を下回らないようにした²¹⁾。

$$T_a = (10.0^{0.5 M_J - 1.88}) / 2.8 + 4.0 \cdots \cdots (5)$$

説明変数の M_w については, 地震モーメント M_0 ($\text{dyne} \cdot \text{cm}$) が調べられている 26 地震^{例えは 22)~25)}はその値を, 残りの 14 地震は (6) 式で示す M_J と M_0 の半経験式¹²⁾より M_0 を求めた後, (7) 式で示す Kanamori によ

Table 1 Depth and S wave velocity of individual site

site	depth(m)	$V_S(\text{m/sec})$
SZJ	100	700
HMY	121	750
TTY	102	640
TMK	950	2,800
IWK	330	2,800
FRF	0	1,300
SRN	0	1,500

Fig. 2 Map showing observation stations and event epicenters.

Fig. 3 Distribution of M_w and distance of data for individual site.

る定義式²⁶⁾で M_w に変換した。

$$\log(M_0^{-1} + 10^{-17} M_0^{-1/3}) = -1.10 M_J - 17.92 \cdots (6)$$

$$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5 \cdots \cdots (7)$$

R については断層面に近い 1983 年日本海中部地震の本震における不老不死と白糠, および 1980 年伊豆半島東方沖地震における修善寺については断層面^{23), 24)}からの最短距離を計算し, その他は震源距離で代用した。Fig. 2 に解析に用いた地震の震央分布と観測点の位置を, Fig. 3 に用いた 89 データ (178 水平成分) の M_w -R 分布を示す。

4. 回帰分析

一般に用いられる重回帰分析ではデータの特性を反映した正しい距離係数が求まらないので、層別因子を導入した二段階回帰分析を行った⁵⁾。まず(8)式で示す回帰モデルをデータにあてはめ、距離係数を求める。

$$\log_{10} S_v(T)_k + \log(R_k + r_k) = b(T) \cdot R_k + \sum c_{1i}(T) l_{1ik} + \sum c_{2j}(T) l_{2jk} + \epsilon_k \quad (8)$$

ここで添字 k は k 番目のデータを、 ϵ_k は誤差を表す。 l_{1ik} は地震ごとの層別因子で k 番目のデータが i 地震によるとき 1、 i 地震以外のとき 0、 l_{2jk} は観測点ごとの層別因子で k 番目のデータが j 観測点で得られているとき 1、 j 観測点以外のとき 0 とする。このようにして $\sum \epsilon_k^2$ が最少になるように回帰係数 $b(T)$ 、 $c_{1i}(T)$ 、 $c_{2j}(T)$ を求める。地震ごと、およびサイトごとの層別を同時に行うことによって、回帰係数間の依存性の影響を除いた精度よい $b(T)$ が得られる。

二段階目として、 M_w 項を導入した(9)式の回帰モデルをデータにあてはめる。

$$\log_{10} S_v(T)_k - b(T) R_k + \log(R_k + r_k) = a_1(T) M_{wk}^2 + a_2(T) M_{wk} + \sum c_j(T) l_{jk} + \epsilon_k \quad (9)$$

ここで $a_1(T)$ 、 $a_2(T)$ 、 $c_j(T)$ は $\sum \epsilon_k^2$ が最少になる回帰係数で、サイトごとに係数 $c_j(T)$ は二段階目で再度層別して求めなおす。

また比較のため、 M_w の一次式である(10)式の回帰モデルを用いて、二段階目のあてはめを行った。

$$\log_{10} S_v(T)_k - b(T) R_k + \log(R_k + r_k) = a(T) M_{wk} + \sum c'_j(T) l_{jk} + \epsilon_k \quad (10)$$

ここで $a(T)$ はマグニチュード係数で、 $c'_j(T)$ は一次式のあてはめからサイトごとに得られる定数項である。

5. 結果と考察

Fig. 4(a)~(e) に(2)式に対する回帰係数および標準偏差を示す。 M_w の二乗項の係数 $a_1(T)$ は、短周期では 0 に近い値を示し、周期の増大とともに減少し、周期 0.5 秒以上で -0.1 程度の値をとる。このことは、Fig. 1(b) で示した M_w に関するスケーリングが上に凸の形となり、その傾向は周期が長いと強いということを示している。短周期で係数の値が小さいことは最大加速度については M_w の二乗項が無視できるという既往の研究²⁾と調和的である。

なお M_w の一次式の回帰モデル(10)式に対する標準偏差も破線で Fig. 4(e) に示した。 M_w の一次式に対する標準偏差は長周期になると二次式に比べて増加する。なお、各サイトに対して M_w の二次式から求まる $c_j(T)$ と一次式から求まる $c'_j(T)$ には大きな差は見られず、短い周期においてはほぼ一致した。

M_w のわずかな増加に対するスペクトルの増分(マグニチュード係数)は、 M_w の一次式である(10)式の場合

合は $a(T)$ であるが、二次式の(2)式では M_w で一階微分した(11)式で表される。

$$2a_1(T)M_w + a_2(T) \quad (11)$$

また ω^{-2} モデルに対するマグニチュード係数は、(1)式を M_w で微分して(12)式で表される。

$$0.5 + (5.0 \cdot 10^{4.07 - M_w} \cdot T^2) / (1.0 + 5.0 \cdot 10^{4.07 - M_w} \cdot T^2) \quad (12)$$

Fig. 5 にこれらのマグニチュード係数を比較して示す。 M_w の二次式に対する係数は M_w によって変化し、短周期ではほぼ 0.5 の値を取り、長周期で増大する傾向を示す。これは ω^{-2} モデルから期待される値とよく対応している。一方、一次式に対する係数は M_w によらず一定になり、データの M_w の平均値が 5.7 なので二次式の $M_w = 6$ の線とほぼ一致するが、その他の M_w では大きく異なり、 M_w の広い範囲で一次式を用いることは無理であることを示唆している。

Fig. 4(c) の $b(T)$ の絶対値は周期とともに減少し、0.15~0.5 秒のとき、以前に最大加速度に対して得られた値 -0.0034⁵⁾ とほぼ対応する。 $V_s = 3.5$ km/s を仮定し(3)式を用いて、 $b(T)$ から $Q(T)^{-1}$ に変換した値を、既往の研究^{27)~33)}によって求められた地殻の Q^{-1} と比較して Fig. 6 に示した。また 0.05 秒から 3.0 秒の範囲で直線をあてはめると、次式が得られた。

$$\log Q^{-1}(f) = -0.77 \cdot \log f - 2.11 \quad (13)$$

ここで f は周波数 (Hz) である。Fig. 6 には(13)式も破線で示した。 $b(T)$ から変換した Q^{-1} は、既往の研究で得られた地殻の Q^{-1} とおおむね一致していることがわかる。

$c_j(T)$ には各観測点固有の地盤特性の他に、全観測点に共通の震源特性も含まれている。そこで震源特性を取り除くため、各地点の $c_j(T)$ から基準となる地点の $c_j(T)$ を差し引き、これをサイト係数として評価する必要がある。対象とした 7 地点のうち、せん断波速度が最も速いのは V_s 2.8 km/s の TMK と IWK であるが、いずれも地中の観測点で、観測記録には入射波である上昇波と表層地盤からの下降波とが含まれている。両地点では地盤構造が明らかになっているので後述の地盤モデルを用いて、 V_s 2.8 km/s の層からの入射波に対する地中での地震動のスペクトル比を計算すると Fig. 7 のようになる。これを見ると TMK と IWK でスペクトル比は 1~2 の範囲にあり、いずれの場合も、表層地盤からの下降波の影響は顕著なものではなく、地中での観測記録は入射波と比較的類似の特性を有しているものと考えられる。特に TMK では周期 1 秒以下ではスペクトル比はおおむね 1 の値を示していることから、TMK を基準点として、各地点でのサイト係数を求め Fig. 4(f) に示した。サイト係数は露頭岩盤上の FRF、SRN および堆積層の厚い HMY でやや大きく、SZJ、TTY では短

Fig. 4 Regression coefficients of (a) $a_1(T)$, (b) $a_2(T)$, (c) $b(T)$, and (d) $c_j(T)$, (e) standard error, and (f) site coefficient $c_j(T) - c_{TMK}(T)$,

Fig. 5 Magnitude coefficients, solid line for the nonlinear model of M_w^2 , dotted line for the linear model, and broken line for the ω^{-2} model.

Fig. 6 Comparison of Q^{-1} of S-wave in lithosphere derived by the regression in this study and by recent studies. Bold line indicates Q^{-1} from regression coefficient of this study, and bold broken line is the fitted power-law model. (modified from S. Kinoshita, 1992)

Fig. 7 Smoothed transfer function of deep borehole observation by equivalent filter to the five percent damping response.

周期で小さくなる。IWK は TMK とほぼ同じ岩質だが TMK に比べやや小さい。

比較のため地中各観測点の伝達関数を一次元波動論に基づいて計算した。用いた地盤構造モデルを Fig. 8 に示す。IWK と TMK は地震基盤までの検層結果が得られているが、その他の地点では爆破実験^{34), 35)}や表面波の分散性³⁶⁾から得られた速度構造を参考にして決めた。 Q 値は V_s が 2,000 m/s を超える地層に対しては (13) 式を、第三紀層に対しては $Q^{-1} = 0.052f^{-0.52}$ を用いた³⁷⁾。ごく表層はサイト付近の堆積層の Q 値³⁸⁾を参考にして $Q^{-1} = 0.2f^{-0.6}$ と仮定した。各観測点の伝達関数を TMK の伝達関数で割って基準化したものと、Fig. 4(f) に示した TMK に対する各観測点の $c_i(T)$ を比較して Fig. 9 に示した。両者はおおむねよく対応している。ただし、SZJ や TTY での短周期で両者の相違は大きい。この原因として、理論計算の際に与えた S 波速度構造や Q 値が適切でなかったなどが考えられるが、検討すべき今後の課題の一つである。

前述のように TMK と IWK は V_s 2.8 km/s の地震基盤中での観測と見なせるので、表層地盤の影響をあまり受けずに入射波に近い特性を有していると考えられる。そこで回帰式から TMK と IWK に対して得られるスペクトルを Fig. 7 に示した一次元波動論による増幅率を除して、入射波に換算した $R=100$ km における $M_w = 5.0, 6.5, 8.0$ のスペクトルの予測値を実線および破線で Fig. 10 に示した。 $M_w=5.0$ では周期が 0.8 秒程度より長くなると振幅が減少するのに対して、 $M_w=6.5$ では周期に対して振幅はおおむね一定で、 $M_w=8.0$ では振幅は周期とともに増大し、 M_w によってスペクトル形状は大きく変化する。図には参考のため Kobayashi and Midorikawa³⁾ による地震基盤 (V_s 3 km/s 程度) への入射波スペクトルも点線で示してある。 $M_w=5.0$ では本研究の結果の方が小さいものの、 $M_w=6.5$ および 8.0 で両者の結果はおおむね一致している。

最後に M_w の一次式および二次式による予測値と、観測値を比較して Fig. 11 に示した。(a) は TTY における $M_w 4.5$ (震源深さ 10 km, 震央距離 62 km) の比較的レベルの小さい例、(b) は 1980 年伊豆半島東方沖地震 ($M_w 6.5$) における断層面まで距離の近い SZJ ($R=18$ km) の例、(c) は M_w が最も大きい日本海中部地震 ($M_w 7.9$) における震源域に近い FRF ($R=41$ km) の例である。

$M_w 4.5$ では、 M_w の二次式による予測値は周期 0.3 秒以上で観測値と比較的近い値を示すのに対し、一次式は二次式に比べ 30 % 程度過大評価し、観測値とのずれが大きくなる。 $M_w 6.5$ では、一次式はわずかに二次式より小さいがほぼ同等の値になる。 $M_w 7.9$ では二次式が周期 0.15~2 秒で観測値とおおむね一致しているのに対

Fig. 8 Vs and density of strata for individual site. Solid line for Vs and broken line for density.

Fig.9 Comparison between transfer functions of the one dimensional wave propagation theory and regression coefficients, which is subtracted the regression coefficient of TMK.

し、一次式は35%程度大きめの値を示し観測値とのずれが大きくなる。これはFig.1で説明したように M_w の一次式を M_w の広い範囲まで適用したために、 M_w の小さいところと大きいところでスペクトルが過大評価されたためと考えられる。以上のことは M_w の二次式の項を考慮することにより、 M_w の大きい記録があまり含まれていないデータセットからでも、 M_w の大きい場合のスペクトルをより精度よく予測できることを示している。

6. 結 論

関東および東北地方の岩盤中および岩盤上で観測された加速度記録の水平成分を用いて、地震波の発生および伝播の物理的要因を考慮した関数型の回帰モデルにより、地震動の応答スペクトルの特性を評価した。本研究で行った回帰分析の主な特徴は、 ω^{-2} モデルに基づいた

マグニチュードに関する非線形のスケーリングを表すために回帰モデルに M_w^2 項を導入したこと、地震ごとおよび観測点ごとの両方に層別因子を導入して二段階回帰分析を行って精度の高い回帰係数を抽出したこと、である。

回帰分析の結果は、マグニチュードに関する係数については ω^{-2} モデルから期待されるスケーリング則と、距離減衰に関する係数については既往の地殻に対する Q 値と、サイト係数については地盤構造から期待される値と、それぞれ調和的であり、物理的に説明のつけやすい合理的な結果が得られた。 M 8クラスの大地震の震源域付近での記録の応答スペクトルについて、得られた回帰式を用いて予測を行ったところ、従来の M の二乗項を考慮しない式からの予測に比べ観測値によく適合し、提案式は地震動スペクトルを M の広い範囲でより正確に評価できることが確認された。

Fig. 10 Comparison of response spectra of incident seismic wave at source distance of 100 km. Solid and broken lines indicate the spectra of incident wave modified from those for TMK and IWK, respectively. The response spectra by Kobayashi and Midorikawa (1982) are also indicated dotted lines.

Fig. 11 Comparison between the observed velocity response spectrum and predicted spectra. Solid line indicates observed spectrum, dotted line for linear model of M_w , and broken line for nonlinear model.

謝 辞

本研究では財団法人電力中央研究所および電力共通研究で観測された強震記録を使わせて頂いた。貴重なデータを公表していただいた両機関には、ここに記して厚く謝意を表します。また本論文をまとめるにあたり貴重なご助言をいただいた清水建設（株）大崎研究室、田中貞二博士に感謝します。

参考文献

- 1) 小林啓美, 長橋純男: 地表で観測された地震動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地震基盤における地震動の性質, 日本建築学会論文報告集, No. 240, pp. 79~92, 1976.
- 2) 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.
- 3) Kobayashi, H. and S. Midorikawa: A semi-empirical method for estimating response spectra of near-field ground motions with regard to fault rupture, Proc. 7th European Conference on Earthquake Engineering, pp. 161~168, 1982.
- 4) Kinoshita, S.: Spectral characteristics of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, Structural Eng./Earthquake Eng. (Proc. of Japan Society of Civil Engineers), 344, pp. 89~94, 1984.
- 5) 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.
- 6) Gutenberg, B. and C. F. Richter: Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (Second Paper), Bull. Seism. Soc. Amer., 46, pp. 105~145, 1956.
- 7) Okamoto, S.: Introduction to earthquake engineering, Second Edition, University of Tokyo Press, pp. 153~154, 1984.
- 8) Trifunac, M. D.: Response Spectra of Earthquake Ground Motion, J. Eng. Mech. Div., ASCE, 104, pp. 1081~1097, 1978.
- 9) 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. of Japan Society of Civil Engineers), No. 386, pp. 391s~400s, 1987.
- 10) Joyner, W. B. and D. M. Boore: Measurement, characterization, and Prediction of strong ground motion, Proc. Earthquake Eng. & Soil Dynamics II GT Div/ASCE, pp. 43~102, 1988.
- 11) 武村雅之, 太田外気晴, 稗圃成人: 地震動の平均応答スペクトルを評価する経験式の物理的基礎, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 375, pp. 1~9, 1987.
- 12) 福島美光, 田中貞二: 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, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 425, pp. 19~25, 1991.
- 13) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., 72, pp. 1217~1231, 1967.
- 14) 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, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 398, pp. 23~30, 1989.
- 15) Campbell, K. W.: Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, Bull. Seism. Soc. Amer., 71, pp. 2039~2070, 1981.
- 16) 大野 晋, 太田外気晴, 池浦友則, 武村雅之: 海外震源近傍記録の回帰分析による地震動スペクトル評価, 第8回日本地震工学シンポジウム, pp. 295~300, 1990.
- 17) 福島美光, 田中貞二: 新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂, 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 116, 1992.
- 18) Fukushima, Y. and T. Tanaka: A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Shimizu Tech. Res. Bull., 10, pp. 1~11, 1991.
- 19) 太田外気晴, 高橋克也, 森下日出喜, 越田 洋, 稗圃成人: 地震動加速記録に含まれるノイズ特性の確認と数値積分時に使用するフィルター周期について, 鹿島建設技術研究所年報, 33, pp. 121~126, 1985.
- 20) 壇 一男, 渡辺孝英: 地震波形の包絡関数に関する一考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造, pp. 773~774, 1989.
- 21) 片岡則子, 渡辺孝英, 気象庁一倍強震計の変位波形を用いた速度応答値の推定, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 430, pp. 11~17, 1991.
- 22) Dziewonski, A. M., A. Friedman, D. Giardini and J. H. Woodhouse: Global seismicity of 1982: Centroid-moment tensor solutions of 308 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 33, pp. 76~90, 1983.
- 23) Sato, T.: Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, J. Phys. Earth, 33, pp. 525~557, 1985.
- 24) Fukuyama, E. and K. Irikura: Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, Geophys. J. Int., 99, pp. 711~722, 1989.
- 25) 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.
- 26) Kanamori, H.: The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, pp. 2981~2987, 1977.
- 27) Aki, K.: Attenuation of Shear-waves in the Lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter., 21, pp. 50~60, 1980.
- 28) 佐藤春夫, 村松正三: 関東地方のS波(2~32 Hz)の Q^{-1} 値, 地震Ⅱ, 33, pp. 541~543, 1980.
- 29) Ohta, T., S. Omote, H. Koshida, S. Hiehata and H. Saito: Spectral characteristics of earthquake ground motion in hard stratum confirmed by data of strong motion observation array, Proc. of the 9th World Conf.

- on Earthquake Engineering, 2, pp.301~306, 1988.
- 30) 長橋純男：関東地方周辺域における地震動短周期成分の距離減衰特性，第8回日本地震工学シンポジウム，pp.283~288, 1990.
 - 31) Sato, H. : Unified approach to amplitude attenuation and Coda excitation in the randomly inhomogeneous lithosphere, PAGEOPH, 132, pp.93~121, 1990.
 - 32) 吉本和生，佐藤春夫，大竹政和：Coda normalization methodを用いた関東地域における Q_p^{-1} と Q_s^{-1} の同時測定，地震学会講演予稿集，No.2, p.197, 1991.
 - 33) 木下繁夫：南関東における強震動特性— $1/Q_s(f)$ —，地震学会講演予稿集，No.2, p.121, 1992.
 - 34) 浅野周三，一ノ瀬洋一郎，長谷川功，飯塚 進，鈴木宏芳：爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造，地震Ⅱ，32, pp.41~55, 1979.
 - 35) 瀬尾和大，浜田宏司，金子史夫，埼玉県環境部：人工地震探査による埼玉県域の基盤構造の推定，地震学会講演予稿集，No.2, p.94, 1990.
 - 36) 工藤一嘉，座間信作，柳沢馬住，嶋 悦三：伊豆半島におけるS波地下構造の推定，地震研究所彙報，53, pp.779~792, 1978.
 - 37) Fukushima, Y., S. Kinoshita and H. Sato : Measurement of Q^{-1} for S wave in mudstone at Chikura, Japan : Comparison of incident and reflected phase in borehole seismograms, Bull. Seism. Soc. Amer., 82, pp.148~163, 1992.
 - 38) 武村雅之，池浦友則，高橋克也，石田 寛，菅原良次：表層地盤の地震時応答と減衰特性その1 水平動，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造Ⅰ，pp.459~460, 1992.

(1992年9月9日原稿受理，1993年2月25日採用決定)