

# 兵庫県南部地震における強震域での 加速度応答スペクトルの推定

佐藤忠信<sup>1</sup>・北 勝利<sup>2</sup>・前田知就<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 京都大学教授 防災研究所地震災害研究部門 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)

<sup>2</sup>正会員 工博 京都大学助手 防災研究所地震災害研究部門 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)

<sup>3</sup>学生会員 東京大学大学院修士課程 (〒113 東京都文京区本郷7-3-1)

地震記録の未観測地点において加速度応答スペクトルを推定する手法を提案する。基盤地震動の周波数領域解を理論的に求めるとともに、表層地盤の増幅特性を地盤剛性のひずみ依存性を考慮した重複反射理論により、一自由度系の加速度応答を周波数伝達関数により評価する。これらより一自由度系の加速度応答のパワースペクトルを解析的に表現し、構造物の最大加速度応答の解析的な期待値から絶対加速度応答スペクトルを求める。本手法を用いて兵庫県南部地震の地震観測点における理論加速度応答スペクトルを推定し、観測記録から求めた加速度応答スペクトルと比較する。また、観測記録の得られていない強震域の地点における理論加速度応答スペクトルを推定し、周辺部で観測された地震動記録を用いて補正する。

**Key Words** : response spectra, earthquake source mechanism, wave propagation, amplification of ground motion

## 1. 緒論

1995年1月17日午前5時46分に淡路島の北、北緯35度、東経145度、深さ14kmを震源とするマグニチュード7.2の兵庫県南部地震が発生した。この地震による直接被害の総額は10兆円を超え、我が国における自然災害による被害としては最大級のものとなった<sup>1)</sup>。今回の地震は、近代都市を襲った直下型地震として、大都市の自然災害に対する脆弱さを露呈した。都市の社会・生活基盤を担うライフライン施設が被害を受け、電力・ガス・上下水道など供給網の機能障害、電話やコンピュータなど情報機能の混乱、交通網の寸断などにより長期にわたり都市機能が完全に麻痺し、社会・経済的に大きな影響をもたらした。この地震では、神戸市須磨区から西宮市まで東西約20km、幅約1~1.5kmの带状エリアに震度7の領域が広がり、最近のわが国の地震で経験しないほど、多くの構造物が崩壊した。

こうした強震域における入力地震動強度を把握するための指標として、加速度応答スペクトルが用いられる。しかし兵庫県南部地震で発生した震度7の強震域では強震観測点がほとんど無かったため、強震域における地震動の加速度応答スペクトルを観測記録から直接求めることはできない。

そこで本研究では、兵庫県南部地震における震源断層の破壊過程をモデル化し基盤レベルでの地震動特性を模擬するとともに、重複反射理論を用いて地盤の地震動増幅特性を評価することにより、地表面における地震動のフーリエ振幅スペクトルを解析的に推定する。そして、それを入力とする1自由度系構造物の加速度パワースペクトルを計算し、スペクトルモーメント法により加速度応答スペクトルを推定する。本研究における解析手順を図-1に示す。本

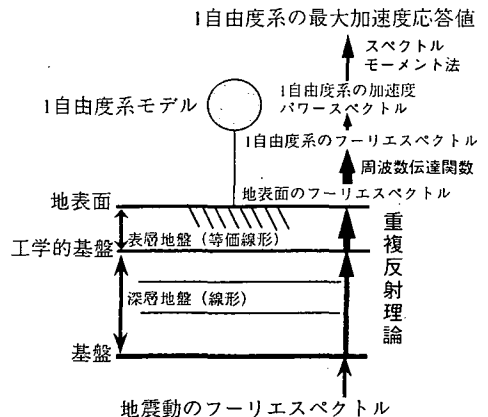


図-1 解析手順

手法の特徴は、モデル化の困難な位相情報を無視し地震動のパワースペクトルを理論的に求め、これを基に地震観測記録を用いずに加速度応答スペクトルを推定しうる点にある。さらに、観測点において推定加速度応答スペクトルと観測記録から求めた加速度応答スペクトルとの違いが大きい場合には、実際の観測記録を用いて推定加速度応答スペクトルの補正を行う必要があるため、この方法論を展開する。

## 2. 地表面における地震動の推定法

兵庫県南部地震における神戸市域のように、震源断層の拡がりか問題となるような震源近傍の領域で地震動の強度を推定するためには、震源機構や伝播経路の特性を考慮し、それらを適切にモデル化することが必要となる。兵庫県南部地震における被害の特徴として、震度7の領域は震源断層の真上ではなくやや南に離れて幅1~1.5km程度の細長い帯状の地域に拡がっていることが挙げられる<sup>2)</sup>。このことは、地表面における地震動を推定するためには、地盤構造による地震動の増幅効果を適切に評価する必要があることを示している。

本章では、断層面上に仮定した小地震の重ね合わせにより大地震の理論的なフーリエスペクトルを求め、深層および表層地盤による地震動の増幅を評価することにより、地表面における地震動のフーリエスペクトルを推定するための方法論を展開する。

### (1) 震源断層の破壊過程に基づく基盤岩上における地震動の推定

地震動を推定するためには、まず震源断層の破壊過程をモデル化しなければならない。ここでは、図-2に示す震源断層モデルを考える。すなわち、破壊が断層面上を一様な

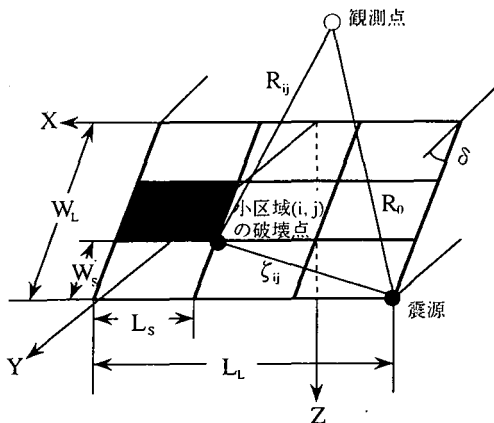


図2 震源断層モデル

破壊速度で伝播するものとし、断層の長さ  $L$ 、幅  $W$ 、くい違い量  $D$ 、立ち上がり時間  $\tau$  および破壊伝播速度  $v_r$  の5つのパラメータを持つ矩形断層として震源を仮定し、大地震の断層面を  $n \times n$  個に分けて各要素を小断層に対応させた震源断層モデルである。断層面上の小区域のずれによって小地震が発生すると考え、破壊の伝播による時間遅れを考慮しつつ小地震を重ね合わせることで大地震を合成する。ただし、図-2において各パラメータの添字  $L$  は大地震を、同じく  $S$  は小地震に関する諸量を表し、以下もこの規則にしたがう。

大地震による地震動の周波数領域の表現を  $g_{0L}(\omega)$  とすると、これは断層面上に発生する小地震の地震動  $g_{0S}(\omega)$  の時間的ずれ  $t_{ij}$ 、 $t_{ijk}$  を考慮した重ね合わせにより次式で表現できる<sup>3)</sup>。

$$g_{0L}(\omega) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{0S}(\omega) \exp(-i\omega t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} g_{0S}(\omega) \exp(-i\omega t_{ijk}) \quad (1)$$

ただし、 $g_{0S}(\omega)$  は小地震のフーリエスペクトルであり次式で表される。

$$g_{0S}(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v_s^3} \frac{S(\omega)}{R_{ij}} \quad (2)$$

ここに  $R_{\theta\phi}$  は radiation pattern 係数で、本研究では全方位について平均した値  $R_{\theta\phi} = 0.4$  を採用する。 $\rho$  は波動が伝播する媒体の密度、 $v_s$  はせん断波速度、 $S(\omega)$  は遠方場の地震波に対応した震源スペクトル（後出式(12)参照）、 $R_{ij}$  は観測点と小区域  $(ij)$  の破壊点の間の距離である。

式(1)において  $t_{ij}$  と  $t_{ijk}$  は、地震動の伝播による時間遅れ、断層面上を破壊が伝播するのに要する時間遅れ、ならびに断層のくい違いの進行に基づく時間遅れより、次式のように表される。

$$t_{ij} = \frac{(R_{ij} - R_0)}{v_s} + \frac{\xi_{ij}}{v_r} \quad (3)$$

$$t_{ijk} = t_{ij} + \frac{k\tau}{(n_D - 1)n'} \quad (4)$$

ここに、 $R_0$  は観測点と震源の距離、 $\xi_{ij}$  は断層面上での震源（破壊開始点）から小区域  $(ij)$  の破壊点までの距離である。 $n_D$  は、大地震と小地震のくい違い時間関数の関係から得られるくい違い量の比で、 $n_D = D_L / D_s$  とする。な

お、 $n'$ は立ち上がり時間の分割による見かけの周期を無くすために適当に設定する整数である。

小地震の記録を用いた大地震の強震動の予測は、地震の相似則に基づいている。Kanamori & Anderson<sup>4)</sup>、Geller<sup>5)</sup>らによれば、震源パラメータの経験的相似則として、地震モーメントの比を用いて次式が与えられる。

$$n_w = n_L = n_D = n = \left( \frac{M_{0L}}{M_{0S}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5)$$

なお、以下の解析では $n' = n = 3$ とした。

式(5)より大地震と小地震の震源パラメータの間には、次の関係が成り立つ。

$$\begin{aligned} L_L &= n \cdot L_S \\ W_L &= n \cdot W_S \\ D_L &= n \cdot D_S \end{aligned} \quad (6)$$

また多くの地震において、 $L$ と $W$ との間には、

$$L = 2W \quad (7)$$

の関係が成り立つので、兵庫県南部地震における断層においても、この関係を用いる。

断層の地震モーメント $M_0$ はダブルカップルと断層運動の等価性から次式で表される。

$$M_0 = \mu DWL \quad (8)$$

ここに、 $\mu$ は地殻媒質のせん断弾性係数である。

立ち上がり時間 $\tau$ についても破壊伝播速度 $v_r$ が一定と仮定すると次式が成り立つ。

$$\tau_L = n \cdot \tau_S \quad (9)$$

一方立ち上がり時間 $\tau$ は、Geller<sup>5)</sup>の関係をを用いて求めることができる。

$$\tau = 16S^{1/2} / (7\pi^{3/2}v_s) \quad (10)$$

ここに、 $S = WL$ は大断層の面積である。

大断層の面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ の関係は、Kanamori & Anderson<sup>4)</sup>により次式のように表されている。

$$M_0 = \left( \frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}} \right) S^{3/2} \quad (11)$$

ここで、 $\Delta\sigma$ は応力降下量である。以上より、大断層の面

積 $S$ を地震モーメント $M_0$ から求めて、式(7)、(8)、(9)を用いると震源パラメータ $L$ 、 $W$ 、 $D$ および立ち上がり時間 $\tau$ が求まる。

式(2)、(3)において、波の伝播は工学的に重要なS波を考え、その速度は $v_s = 3.4$  km/sec、破壊伝播速度は $v_r = 0.9 \times v_s = 3.06$  km/secとする。さらに矩形断層面上で、一様破壊と線形のramp関数によって表される一定のくい違いが仮定されるとき、遠方での地震波の震源スペクトル $S(\omega)$ は次式で表される<sup>9)</sup>。

$$S(\omega) = M_0 \left| \frac{\sin(\omega\chi_\tau)}{\omega\chi_\tau} \right| \left| \frac{\sin(\omega\chi_L)}{\omega\chi_L} \right| \left| \frac{\sin(\omega\chi_w)}{\omega\chi_w} \right| \quad (12)$$

$$\chi_\tau = \frac{\tau}{2}, \quad \chi_L = \frac{L}{2v_r}, \quad \chi_w = \frac{W \cos \delta}{\pi v_s} \quad (13)$$

ここに $\delta$ は断層の傾斜角である。

上式で $S(\omega)$ は、高周波領域で $\omega^{-3}$ に比例してスペクトル値が減少する。このため、高周波領域で観測値を過小評価することになる。そこで本研究では、高周波で $\omega^{-2}$ に比例するモデルとするため、式(12)の3項の絶対値の内一番高い振動数成分の項を無視した震源スペクトルを用いることとする。

以上では、震源からの距離に反比例する距離減衰のみしか考えなかったが、実際の問題に適用するためには地震波動が伝播する媒質の内部減衰も考えなければならない。この場合には、式(1)における小地震のフーリエスペクトル $g_{0S}(\omega)$ を次式で与えられる $g_S(\omega)$ に置き換える必要がある。

$$g_S(\omega) = g_{0S}(\omega) \exp\left(-\frac{\omega R_{ij}}{2v_s Q}\right) \quad (14)$$

ここに、 $g_S(\omega)$ は $Q$ 値を導入した後の震源スペクトルで、地震波動が伝播する媒質の内部減衰を考慮した形になっている。対象にしている波はS波であるので、減衰として用いる $Q^{-1}$ はS波によるものが望ましい。しかしS波の減衰よりS波の後に続くコーダ部分の減衰 $Q_c^{-1}$ の方が求めやすいので、本研究では、近畿地方における観測データを基にして、周波数 $f$ との関係により得られる次式の $Q_c^{-1}$ を用いた<sup>9)</sup>。

$$\log Q_c^{-1} = -0.5 \log f - 2.3 \quad (15)$$

(2) 地盤の増幅特性の評価

地盤構造を考慮した地震動の増幅特性を評価するために、神戸市内において実施された地盤調査資料を基に一次元地盤モデルを作成した。基盤から工学的基盤までを深層地盤、工学的基盤から地表面までを表層地盤として区別した。一般に深層地盤への地震波の入射形態は複雑で精密な解析モデルの設定が必要となるが、本研究では簡単のため、重複反射法により鉛直に入射するSH波に対する深層地盤の周波数伝達関数  $H_d(\omega)$  および表層地盤の周波数伝達関数  $H_s(\omega)$  を求める。基盤から地表面までの地盤構造を水平成層と仮定したうえで地層構成をモデル化しており、決定すべきパラメータは、各層の最上面の地表面からの深度  $z$  と、各層のせん断波速度  $v_s$ 、地盤密度  $\rho$ 、および表層地盤における等価線形解析のための規準ひずみ  $\gamma_0$  である。

基盤岩面から工学的基盤面までの深層地盤構造のモデル化においては、重力探査結果を基に中川ら<sup>9)</sup> が示した図-3より各点の岩盤深度を決定する。基盤面から工学的基盤面までの深層構造の層構成および各層のパラメータを、大阪市地域防災計画参考資料<sup>8)</sup> (図-4 深層地盤モデル1) と入倉による弾性波探査結果<sup>2)</sup> (深層地盤モデル2) を参考に決定した。各層境界の深さは、図-3より読み取った各点の岩盤深度を、深層地盤モデルの岩盤深度Dに代入することにより求めた。なお岩盤のせん断波速度は3.4 km/secとした。

次に表層地盤構造については、神戸市内において収集されたボーリングデータ<sup>9)</sup> を用いて、N値が50以上となる工学的基盤面深度を求め、工学的基盤上の地層構成を土質に応じてモデル化する。せん断波速度  $v_s$  は、ボーリングデータから求めた各層の平均N値より、次式を用いて計算する<sup>10)</sup>。

$$v_s = 89.8 \times N^{0.341} \left( \frac{m}{s} \right) \quad (16)$$

密度  $\rho$  は、各層を構成している土の種類により、ボーリングデータを基に決定する。

表層地盤ではせん断弾性定数  $G$  や減衰定数  $h$  のひずみ依存性を考慮して双曲線型応力～ひずみモデルによる等価線形解析を行う。等価線形解析で用いる規準ひずみ  $\gamma_0$  は以下のように求めた。まず内部摩擦角  $\phi$  を次式より算定する<sup>11)</sup>。

$$\phi = 15 + \sqrt{15 \times N} \quad (17)$$

次に各層の中央深度における有効土被り圧  $\sigma'_v$  を求め、せん断強度を  $\tau_f = \sigma'_v \times \tan \phi$  より決定する。一方せん断波速度と地盤密度より初期せん断弾性係数  $G_{max}$  を計算し、

これを用いて規準ひずみ  $\gamma_0$  を次式より求める。

$$\gamma_0 = \frac{\tau_f}{G_{max}} \quad (18)$$

(3) 地表面における地震動のフーリエスペクトル

以上で展開した手法を用いて、地表面における地震動のフーリエスペクトルを求める。

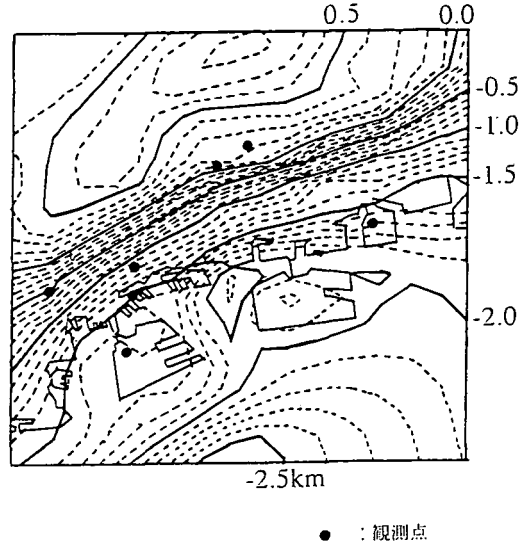


図3 岩盤深度図

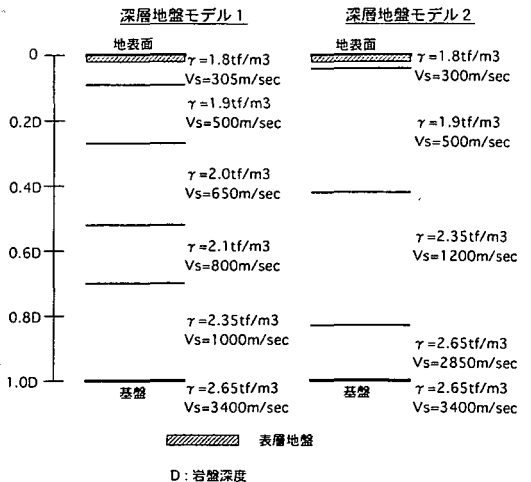


図4 深層地盤構造モデル

まず、式(1)に基づいて、断層の破壊過程を考慮した、基盤面における地震動のフーリエスペクトル  $g_{0L}(\omega)$  を求める。

次に深層地盤モデルを用いて、線形一次元重複反射理論に基づき、せん断波速度  $v_s = 3.4 \text{ km/sec}$  の基盤面からN値50の工学的基盤面までの周波数伝達関数  $H_d(\omega)$  を求める。ここでは表層地盤を線形材料と考え前節で説明した手順で物性パラメータを決定し、深層地盤と表層地盤を併せた周波数伝達関数を求める。線形モデルの表層地盤のみの伝達関数を別途求め、深層地盤と(線形)表層地盤を併せた伝達関数を(線形)表層地盤の伝達関数で除することにより  $H_d(\omega)$  を求めている。

最後に表層地盤モデルを用いて、等価線形解析により、工学的基盤面から地表面までの周波数伝達関数  $H_s(\omega)$  を求める。等価線形解析において、水平成層地盤内のせん断弾性係数と減衰定数を決めるためには、地盤内に発生するせん断ひずみ  $\gamma$  を評価する必要がある。本研究では、せん断ひずみ  $\gamma$  の時刻歴が得られていないため、水平成層の各層中央におけるせん断ひずみ  $\gamma$  のフーリエスペクトルを求め、後述の式(27)と同様の関係式を用いてせん断ひずみ  $\gamma$  のパワースペクトルからせん断ひずみの最大値の期待値を計算し、その0.6倍を地盤内に発生するせん断ひずみの評価値として用いている。その際、最大せん断ひずみの期待値が1%以内の誤差に収束するまで繰り返し計算を行った。

以上より地表面における地震動のフーリエスペクトル  $g_L(\omega)$  は次式で求められる。

$$g_L(\omega) = H_d(\omega) \times H_s(\omega) \times g_{0L}(\omega) \quad (19)$$

### 3. 加速度応答スペクトルの推定法

本章では、前章で求めた地表面における地震動の加速度フーリエスペクトルから1自由度系の加速度応答スペクトルを推定する方法について述べる。

まず前章で求めた地表面における地震動のフーリエスペクトル  $g_L(\omega)$  に、1自由度系の周波数伝達関数  $H_x(\omega)$  を乗じることにより、1自由度系応答のフーリエスペクトル  $X(\omega)$  を求める。

$$X(\omega) = H_x(\omega) \times g_L(\omega) \quad (20)$$

1自由度系応答のパワースペクトルは、定義式から次のように求まる。

$$P(\omega) = \frac{1}{T} X(\omega) X^*(\omega) \quad (21)$$

ただし、 $T$  は継続時間であり、 $X^*(\omega)$  は  $X(\omega)$  の共役複素数である。

ここで継続時間  $T$  を次式で定義する。

$$T = T_0 + T_\alpha \quad (22)$$

ここに、 $T_0$  は破壊開始点を含む小断層で発生した地震波が観測点に到達してから、その小断層から最も離れた小断層で発生した地震波が観測点に到達するまでの時間遅れで、 $T_\alpha$  は最後の破壊による地震動の継続時間である。 $T_\alpha$  の値はマグニチュードおよび震央距離の大小によって異なってくるのでそれらを考慮し、次に示す川島ら<sup>2)</sup>の式を適用する。

$$T_\alpha = a \cdot 10^{b \cdot M} (\Delta + 30)^c \quad (23)$$

ここに、 $M$  : 地震のマグニチュード、 $\Delta$  : 震央距離 (km)、である。ここでの継続時間は地震動の定常部分の継続時間を指すが、定常状態の部分を表わすのに最も重相関係数が大きくなるような  $a, b, c$  の値を用いて、

$$a = 0.00234, \quad b = 0.251, \quad c = 0.919 \quad (24)$$

とした。

以上より、1自由度系の応答変位のパワースペクトル  $P(\omega)$  が求まる。変位のパワースペクトルに  $\omega^4$  を乗じることにより、加速度のパワースペクトルを計算する。

$$P_A(\omega) = \omega^4 \times P(\omega) \quad (25)$$

1自由度系の加速度のパワースペクトル  $P_A(\omega)$  から最大加速度応答値の期待値を推定する<sup>3)</sup>。地震動を定常確率ガウス過程とすれば、パワースペクトル  $P_A(\omega)$  の  $m$  次モーメント  $\lambda_m$  は次式で与えられる。

$$\lambda_m = \int_0^\infty \omega^m P_A(\omega) d\omega \quad (26)$$

スペクトルモーメントを用いて、最大加速度応答の期待値  $g_{\max}$  は、次式で与えられる。

$$g_{\max} = p \sqrt{\lambda_0} \quad (27)$$

ここに、 $p$  はピーク係数で、スペクトルモーメント  $\lambda_m (m = 0, 1, 2)$  と継続時間  $T$  の関数として、地震工学において関心のある  $10 \leq \nu T \leq 1000$  と  $0.11 \leq \beta \leq 1$  について、次式で与えられる。

$$p = \sqrt{2 \ln v_e T} + \frac{0.5772}{\sqrt{2 \ln v_e T}} \quad (28)$$

ここで、

$$v_e = \begin{cases} (1.63\beta^{0.45} - 0.38)v & \beta < 0.69 \\ v & \beta \geq 0.69 \end{cases} \quad (29)$$

式(29)中 $v$ は、単位時間当たりのゼロ線交差関数であり、次式で表される。

$$v = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{\lambda_2}{\lambda_0}} \quad (30)$$

また、 $\beta$ はパワースペクトルの形状係数であり、次式で与えられる。

$$\beta = \sqrt{1 - \frac{\lambda_1^2}{\lambda_0 \lambda_2}} \quad (31)$$

本解析では、変位の影響関数である小地震の震源スペクトル $S(\omega)$ として $\omega^{-2}$ モデルを採用しているの、これによる加速度スペクトルは周波数非依存型となる。よって、地盤や一自由度系の周波数伝達関数を乗じることにより高周波成分はある程度減衰するものの、スペクトルモーメントを求めるための式(26)の積分収束性は悪い。一方従来より、岩盤における地震観測記録より高周波域における加速度レベルの急激な減衰が指摘されている<sup>14)</sup>。これらを勘案し本解析では、打ち切り周波数 $f_{\max} = 25\text{Hz}$ を設定し $f_{\max}$ 以上の高周波数成分を無視することにより、式(26)による積分の収束性を確保している。

以上の方法を用いて、様々な固有周期を持つ1自由度系に対してそれぞれ周波数伝達関数を求め、地表面の地震動のフーリエスペクトルから各固有周期ごとに1自由度系の最大加速度応答値の期待値 $g_{\max}$ を推定すれば、1自由度系の理論加速度応答スペクトルを求めることができる。

#### 4. 加速度応答スペクトルの推定

これまでに提案した手法の妥当性を検証するためには、本手法により計算上得られた理論加速度応答スペクトルが、観測地震記録から求めた加速度応答スペクトルにどの程度合致するかを調べる必要がある。本章では、兵庫県南部地震の加速度時刻歴の観測波形が得られた地点を対象に、理論加速度応答スペクトルを推定する。一方同地点における観測記録を基に加速度応答スペクトルを求め、理論応答スペクトルと比較する。また、観測記録が得られていない強震域内の地点において理論加速度応答スペクトルを推定するとともに、理論応答スペクトルを地震観測点における観測記録に基づいて補正するための方法論を展開・適用する。

神戸市域における7つの地震観測点と推定地点の位置を図-5に示す。本解析では、一自由度系の減衰定数として $h=5\%$ を採用している。

##### (1) 震源モデルと諸元

本研究では、震源断層モデルとして、菊地<sup>15)</sup>および入倉ら<sup>16) 17)</sup>による解を採用している。

菊地の震源断層モデルでは3枚の断層を仮定し、それぞれ断層1、断層2、断層3とする(図-6)。それぞれの断層を9つの小断層に分ける。最初に、断層1の最下部中央の小断層から破壊が始まり、2秒後に断層2が南西下部から破

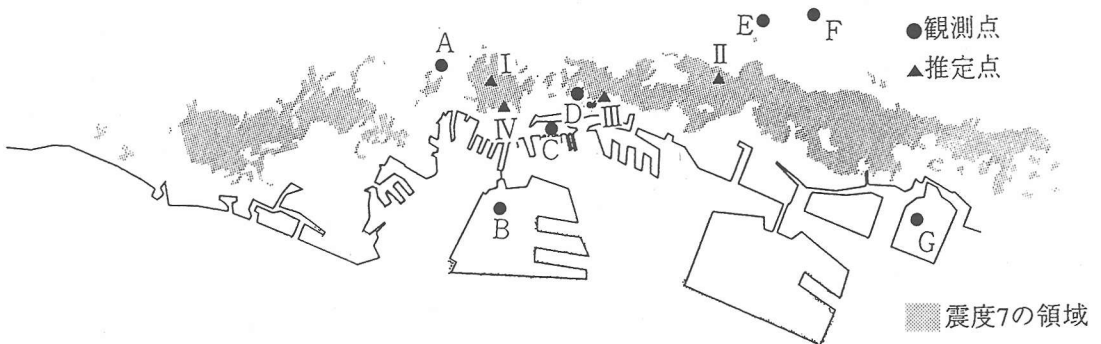


図-5 観測点と推定地点の位置

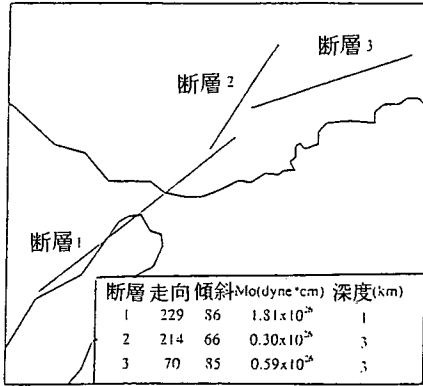


図6 菊地による震源断層モデルと諸元値

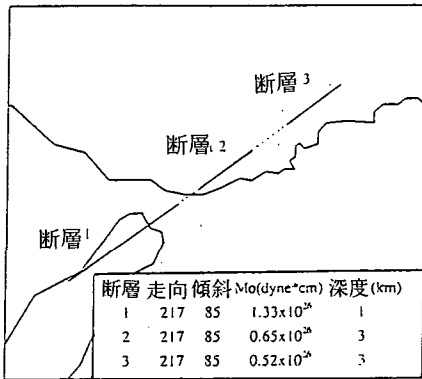


図7 入倉による震源断層モデルと諸元値

壊し、さらにその2秒後に断層3が南西下部から破壊すると仮定する。

3枚の断層の位置とそれぞれの断層面の走向、傾斜角および地震モーメントは図-6に示す通りである。菊地の震源断層解は稍長周期の実体波を用いた逆解析であるので、どこが大ききずれかなどの断層破壊の全体像はほぼ把握できるが、断層破壊の進行が止ったり破壊速度が大きく変化するような場所を詳細に把握することは困難で、破壊域を精度よく知るためには短周期成分を考慮した逆解析が必要である。

一方、入倉らは震源近くの強震動記録を用いて逆解析を行い、断層破壊によって発生する短周期成分を説明できる断層破壊過程を決定している。図-7に示すように、3枚の断層を仮定し、それぞれ断層1、断層2、断層3とする。菊地の断層モデルの場合と同様に、それぞれの断層を9つの小断層に分ける。最初に、断層1の北東下部の小断層から破壊が始まり、2秒後に断層2が南西下部から破壊し、さらに

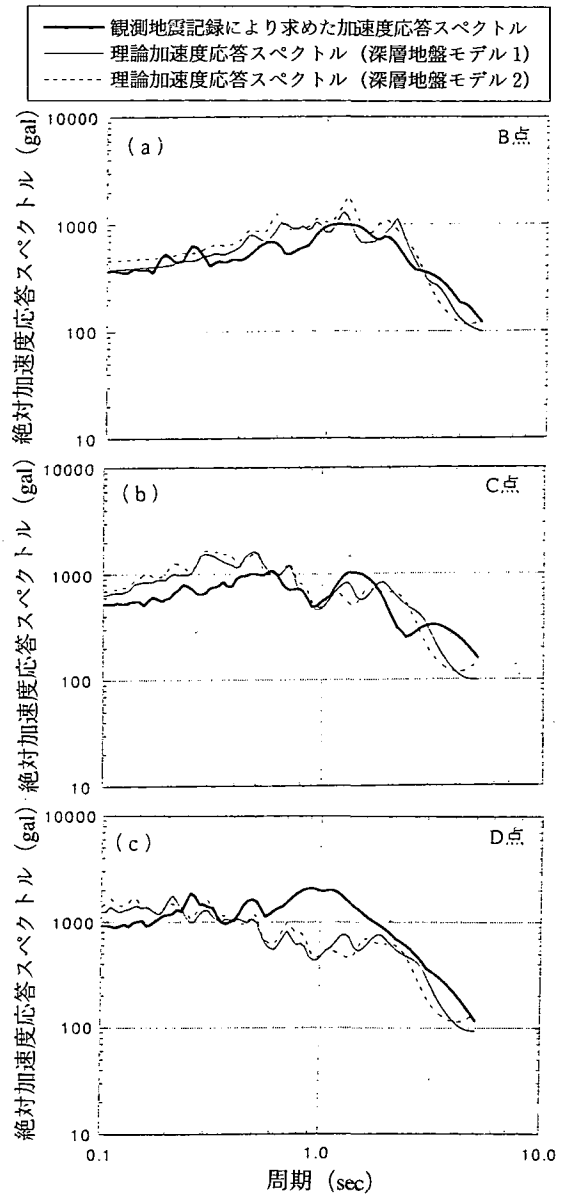


図-8 菊地の震源モデルによる理論加速度応答スペクトルと観測記録より計算した加速度応答スペクトルの比較

その2秒後に断層3が南西下部から破壊すると仮定する。各断層の位置とパラメータ諸元は図-7に示す通りである。

(2) 観測点での理論加速度応答スペクトルと観測記録より求めた加速度応答スペクトルの比較

兵庫県南部地震において観測波形が得られた神戸市域の地点に対して解析を行う。

図-8(a),(b),(c)は、観測点B、C、Dにおいて菊地の震源

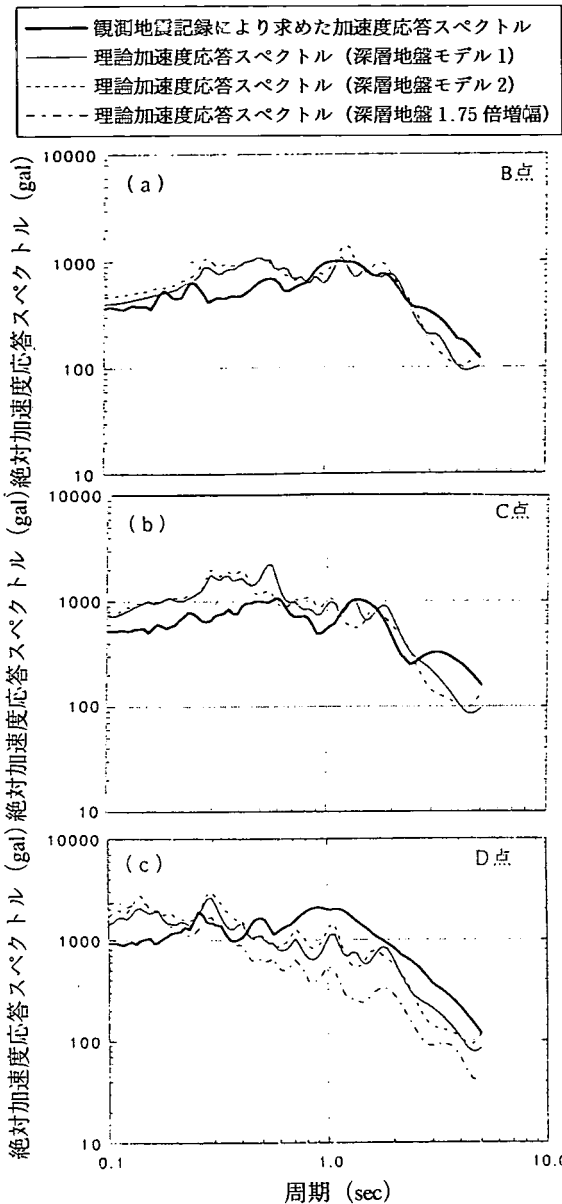


図-9 入倉の震源モデルによる理論加速度応答スペクトルと観測記録より計算した加速度応答スペクトルの比較

断層モデルを用いて推定した理論加速度応答スペクトルと観測地震記録より求めた加速度応答スペクトルを示している。同様に図-9(a)(b)(c)は、入倉の震源断層モデルを用いた場合のそれぞれの地点における加速度応答スペクトルを示している。両図の理論加速度応答スペクトルに着目すると、短周期域では $v_s$ 値が大きめに設定されている深層地盤モデル1による応答加速度レベルが、深層モデル2の場合に比べやや大きく、長周期域では大小関係が逆転している。また菊地解を用いた場合に比べ入倉解を用いた場

合のほうが、短周期域で大きな加速度応答を示す傾向にある。しかし全体的に見ると、本解析ケースでは、異なる断層モデル及び深層地盤モデルを用いた場合でも、理論加速度応答スペクトルの形状は概略一致する結果を得た。

図-8(a)、図-9(a)より、B点における観測地震記録に基づく加速度応答スペクトルに着目すると、同地点では埋立地盤が液状化することにより、特に高周波域で応答加速度値が小さくなっている。同図では、等価線形解析による理論加速度応答スペクトルと、観測値に基づく加速度応答スペクトルがほぼ一致している点が興味深い。

図-9(c)には、D地点の深層地盤構造が工学的基盤への入力地震動の周波数特性に大きな影響を及ぼさないものとして、深層地盤による増幅を一律1.75倍とし、表層地盤による増幅のみを重複反射理論により評価した場合の理論加速度応答スペクトルを併せて示している(図中一点鎖線)。同図より、深層地盤構造を考慮することにより、高周波域での応答加速度がある程度低減すると共に、低周波域での応答加速度が増大し、観測記録に基づく加速度応答スペクトルの形状に近くなっている。ただし本地点の場合には、深層構造を考慮した場合でも、固有周期0.5から2.0秒において、観測値が理論値を上回っており、理論応答スペクトルは観測値に基づいた応答スペクトルの基本形状をうまく表現できていない。この原因として、震源破壊過程のモデル化の精度や地盤の不整形構造の影響などが考えられる。

### (3) 地震記録のない地点での理論加速度応答スペクトルの補正

理論加速度応答スペクトルは観測記録の逆解析によって求められた震源断層モデルと、既存のボーリングデータにより決定した地盤モデルより理論的に推定したものである。従って、理論加速度応答スペクトルの精度は設定した震源断層モデルと地盤モデルのパラメータ値の精度に依存しており、理論加速度応答スペクトルと実際の加速度応答スペクトルにはある程度の誤差が生じることがわかる。ここで、この誤差を減ずるために、理論加速度応答スペクトルを修正する方法について述べる。

原点を神戸市域のある点に決め、その点と観測点の位置関係をもとに、 $x$ 座標、 $y$ 座標を決定する。座標位置が $(x_m, y_m)$  ( $m = i, j, k$ ) で定義される3観測点 $(i, j, k)$ において、観測地震記録に基づいて加速度応答スペクトルが求められているとする。ある固有周期 $T_0$ に対して理論的に推定される1自由度系の最大加速度応答値の座標点 $(x, y)$ における値を $f_a(x, y, T_0)$ とし、座標位置が $(x_m, y_m)$ の観測点 $m$ における観測地震記録より同じ固有周期について求めた1自由度系の最大加速度応答値を $A_m(T_0)$ とすると、 $f_a(x, y, T_0)$ と $A_m(T_0)$ の比 $\Delta A_m(T_0)$ は次式で与えられる。



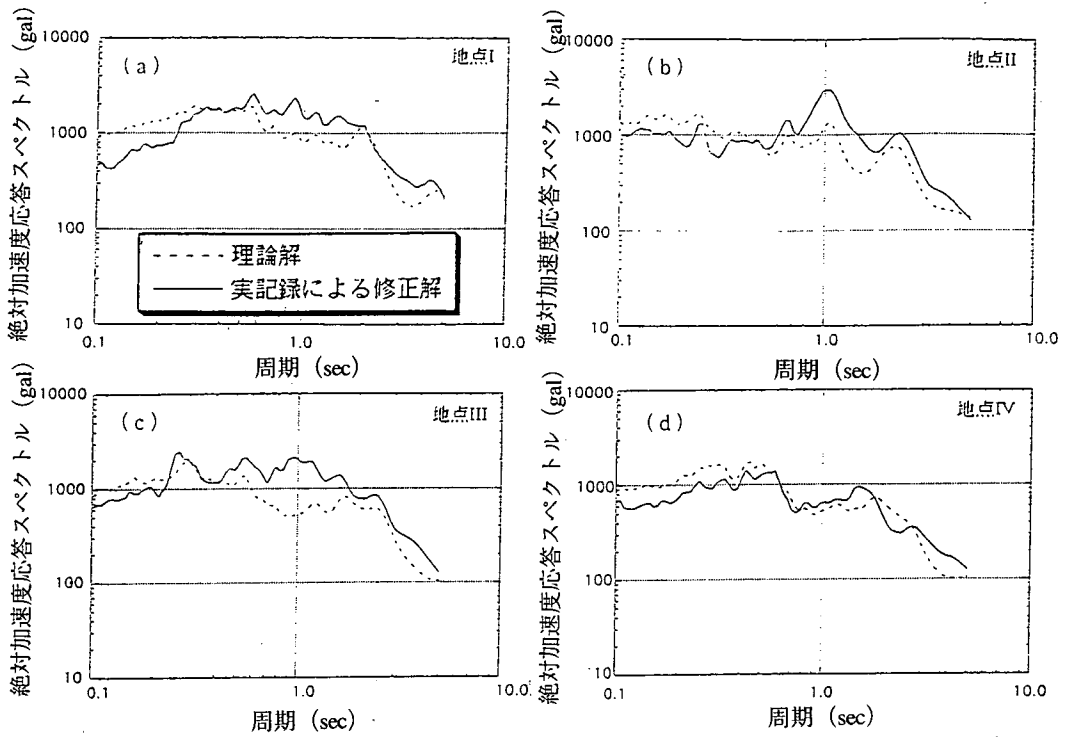


図-10 菊地の震源モデルによる強震地点での理論加速度応答スペクトルと実観測記録による補正結果

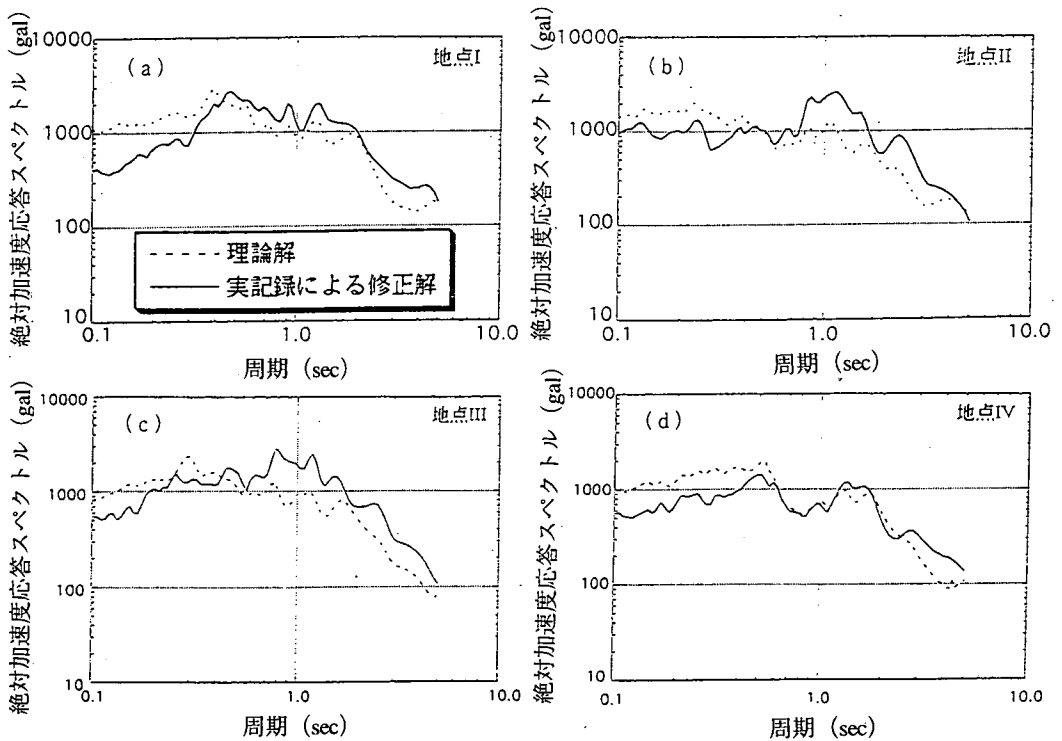


図-11 入倉の震源モデルによる強震地点での理論加速度応答スペクトルと実観測記録による補正結果

$$\log\{\Delta A_m(T_0)\} = \log\{A_m(T_0)\} - \log\{f_a(x_m, y_m, T_0)\} \quad (32)$$

次に、線形内挿関数  $g(\bullet)$  を用いて、 $\Delta A_m(T_0)$  ( $m = i, j, k$ ) を観測点が構成する三角形の中の任意点  $(x, y)$  へ次式により内挿する。

$$\log\{\Delta A(x, y, T_0)\} = g(\Delta A_i, \Delta A_j, \Delta A_k, x, y) \quad (33)$$

ただし、線形内挿関数  $g(\bullet)$  は次式で表わされる。

$$g(\Delta A_i, \Delta A_j, \Delta A_k, x, y) = \begin{Bmatrix} a & b & c \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} 1 \\ x \\ y \end{Bmatrix} \\ = \begin{Bmatrix} \Delta A_i & \Delta A_j & \Delta A_k \end{Bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{bmatrix}^{-1} \begin{Bmatrix} 1 \\ x \\ y \end{Bmatrix} \quad (34)$$

以上より、観測点が構成する三角形内部の任意点  $(x, y)$  における補正最大加速度応答値は次式で与えられる。

$$\log\{f_c(x, y, T_0)\} = \log\{f_a(x, y, T_0)\} + \log\{\Delta A(x, y, T_0)\} \quad (35)$$

この値を、各固有周期について計算し、補正理論加速度応答スペクトルを求める。

#### (4) 強震域における加速度応答スペクトルの推定

図-5に示す強震域の地点I~IVにおける加速度応答スペクトルを理論的に求めるとともに、地震観測点における理論加速度応答スペクトルと観測地震記録より求めた加速度応答スペクトルを用いて補正を行った。理論加速度応答スペクトルの計算には深層地盤モデル1を用いている。図-10(a)(b)(c)(d)に菊地の震源モデルを用いた場合の強震地点での理論加速度応答スペクトル(図中破線)と実観測記録による補正結果(実線)を示し、図-11(a)(b)(c)(d)に入倉の震源モデルを用いた場合を示した。

理論加速度応答スペクトルの補正を試みた地点はいずれも震度7の領域に属しているが、加速度応答スペクトルの形状は地点により異なっている。いずれの地点においても加速度応答のピーク値が2Gを越えているが、地点IとIIではピークとなる固有周期に違いが見られる。地点Iでは、用いた震源断層モデルにより多少異なるが、固有周期0.5秒付近でピークとなっている。一方地点IIでは、震源モデル

に係わらず、固有周期1.0秒付近で最大加速度応答値が3Gに達している。

## 5. 結論

断層破壊過程を考慮した理論地震動を基に、地盤による増幅と1自由度系の応答を考慮して理論加速度応答スペクトルを推定した結果、観測記録より計算した応答スペクトルと概ね一致する結果を得た。また、理論加速度応答スペクトルを観測記録を用いて補正する手法を提案し、兵庫県南部地震で発生した強震域内の地震記録の未観測点における応答スペクトルを推定した。その結果、震度7の帯内においても地点により地震動の性質が異なることがわかった。加速度応答のピーク値が2Gを超えていることから、強震域での建造物の応答値は非常に大きな値であったことが予想される。

本研究では既往の解析手法を統合化することにより、地震時の加速度応答スペクトルの推定がある程度可能なことを示した。本手法によると、震源断層の破壊過程や地盤による地震動の増幅を簡潔にモデル化しているため、加速度応答スペクトルを容易に推定することが可能である。しかし、地盤の構造を水平成層と仮定しているため地盤の不整形構造による地震動の増幅を扱うことができないという問題点や、実際の現象を表現するためにより精度の高い震源断層の破壊過程と地盤構造のモデル化を行う必要があるといった課題が残されている。

## 参考文献

- 1) 藤原 悌三 (研究代表者) : 平成7年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究, 平成6年文部省科学研究費(総合研究A) 研究成果報告書, 1995.
- 2) 入倉孝次郎: 兵庫県南部地震の地震動特性, 建築技術, 1995.08.
- 3) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during a large earthquake, *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol.33, Part 2, No.297, pp.63-104, 1983.
- 4) Kanamori, H. and Anderson, D. L.: Theoretical basis of some empirical relations in Seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.65, No.5, pp.1073-1095, 1975.
- 5) Geller, R. J.: Scaling relation for earthquake source parameter and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66, No.5, pp.1501-1523, 1976.
- 6) 赤松純平: 炭山地震観測室における地震観測(2)-局所地震の coda partsの減衰とスペクトル特性, 京都大学防災研究所年報, Vol.23, 1980.
- 7) Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, N. and Sano, M.: Geological characteristics and geotechnical problems in

- and around Osaka Basin for a basis to assess the seismic hazards, *Soils and Foundations*, Special Issue for the 1995 Hyogo-ken Nambu earthquake, pp.15-28, 1996.
- 8) 大阪市：大阪市域震動予測, 大阪市地域防災計画参考資料, 1995.
- 9) 神戸市：神戸の地盤, 1980.
- 10) 土岐憲三：新体系土木工学11 建造物の耐震解析, 技報堂出版, 1981.
- 11) 日本道路協会：道路橋示法書・同解説 V 耐震設計編, 1990.
- 12) Kawashima, K., Aizawa, K. and Takahashi, K. : Duration of strong motion acceleration records, *Proceedings of JSCE Structural Engineering / Earthquake Engineering*, Vol.2, No.2, pp.161-168, 1985.
- 13) Kiureghian, A. D. : A response spectrum method for random vibration analysis of MDF systems, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol.9, pp.419-435, 1981.
- 14) Hanks, T.C. :  $f_{max}$ , *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.72, No.6, pp.1867-1879, 1982.
- 15) Kikuchi, M. : Report of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction, the 112th meeting, 1995.
- 16) Kamae, K. and Irikura, K. : A fault rupture model of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake ( $M_{max}=7.2$ ) estimated by the empirical Green's function method, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.16, No.2, pp.31-40, 1995.
- 17) Pitarka, A., Irikura, K. and Kagawa, T. : Source complexity of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu earthquake determined by near-field strong motion modeling, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.16, No.3, pp.31-37, 1995.

(1996. 6. 10 受付)

## ESTIMATION OF ACCELERATION RESPONSE SPECTRA IN THE SEVERELY DAMAGED AREA DUE TO THE 1995 HYOGOKEN-NAMBU EARTHQUAKE

Tadanobu SATO, Katsutoshi KITA and Tomonari MAEDA

We propose a method to theoretically estimate response spectra at the points where the seismic records are not available during earthquakes. Spectral characteristics of earthquake motions at the ground surface are evaluated considering effects of rupture process of faults and the nonlinear amplification through shallow ground. The expected value of maximum response acceleration of a single-degree-of-freedom system is evaluated by using spectral moments of the predicted motion in frequency domain. We apply the method to estimate the acceleration response spectra at several points in the severely damaged area during the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake. A method is also proposed to modify the theoretical response spectra with observed seismic records.