

兵庫県南部地震で発生した強震域での 加速度応答スペクトルの推定

京都大学大学院
京都大学防災研究所
京都大学防災研究所

山下典彦*
佐藤忠信**
関口春子***

兵庫県南部地震で発生した震度7の地域では多くの構造物が甚大な被害を受けたにもかかわらず強震観測点がほとんど無かったため強震記録が得られていない。したがって、加速度時刻歴をもとに加速度応答スペクトルを求めることができない。そこで、気象庁をはじめとする機関の震源域および近地地震記録を用いた震源インバージョンの結果を利用し、断層破壊過程を設定する。ここでは、その理論的に求めた基盤レベルでの地震動の周波数領域の解を用いて地盤による増幅と1自由度系の応答を考慮した加速度応答スペクトルの推定をおこなった。さらに、その結果を観測地震記録により計算した加速度応答スペクトルおよび菊池、釜江・入倉の解により求めた震源断層モデルによる理論加速度応答スペクトルと比較した。

1. はじめに

1995年1月17日の兵庫県南部地震では、神戸市域に気象庁が震度7と判定した震災の帯と称される帯状地域が現れるなど、神戸市、淡路島および周辺地域に甚大な被害をもたらした。これは、今回の地震が規模としてはマグニチュード7.2で、最大加速度や速度も経験式による予想の範囲内¹⁾にあるような、ごく普通の中型地震であったにもかかわらず、大都市圏を直撃した直下型地震であったことが被害を大きくした要因である。その被害の概要は人的被害が死者6,308名、行方不明者2名、負傷者41,500余名、住居の被害が全壊数が10万戸、半壊数が10.7万戸、焼失家屋が7,200戸と言われている。また、被害総額はほぼ10兆円であり、内訳は、家屋の被害が5.8兆円、港湾施設の被害が1.4兆円、高速道路の被害が4,500億円、鉄道の被害が3,400億円と言われており、我が国における自然災害による被害額としては最大級のものとなった。

本研究では、この被害の原因を把握する一つの指

キーワード：加速度応答スペクトル、震源破壊過程、地盤の増幅特性

* 京都大学大学院工学研究科, 075-753-4751

** 京都大学防災研究所, 0774-38-4065

*** 京都大学防災研究所, 0774-38-4059

標として、加速度応答スペクトルに着目する。しかし、この地域に該当する強震観測点はJR鷹取駅、葺合の2点のみでありほとんどの地点で地震観測記録が得られていないので、時刻歴波形をもとに加速度応答スペクトルを求めることができない。そこで、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョンを行うことにより、震源に近い観測点で得られた強震動データから破壊過程を推定している関口らによる結果²⁾を利用し、断層破壊過程を設定する。さらに、地盤の増幅特性を重複反射理論および川瀬らによる二次元有限要素法の結果³⁾によって考慮し、地表面における地震動のフーリエスペクトルを解析的に推定する⁴⁾。そして求めた地表面における地震動から得られる1自由度系構造物の加速度パワースペクトルを用いて、スペクトルモーメント法⁵⁾により加速度応答スペクトルを推定した。

また、それらの結果を観測地震記録により計算した加速度応答スペクトルおよび菊池⁶⁾、釜江・入倉⁷⁾の解により求めた震源断層モデルによる理論加速度応答スペクトル⁸⁾と比較した。

図-1に理論加速度応答スペクトルの計算手法の概念を示す。この手法の特徴は、地震動のパワースペクトルを理論的に求めているため、加速度時刻歴を必要とせず加速度応答スペクトルを推定できる点である。

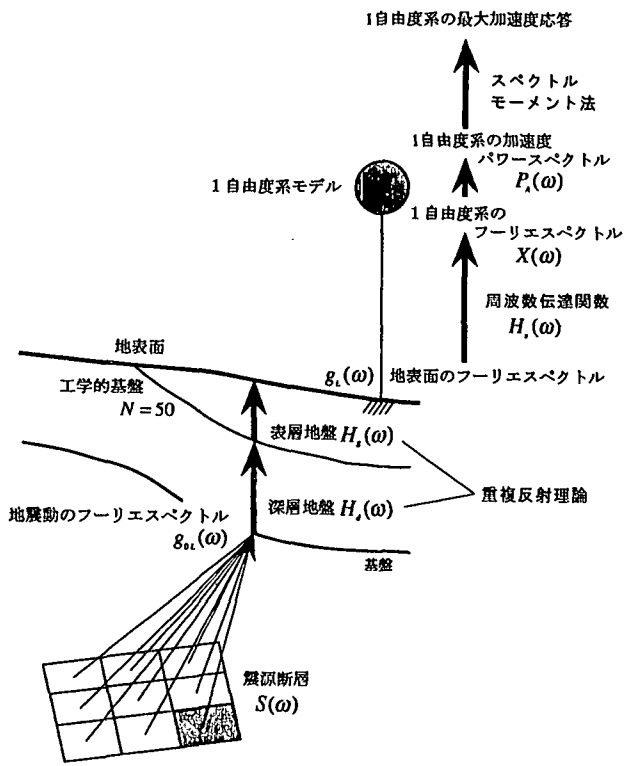


図-1 理論加速度応答スペクトルの計算手法

2. 震源断層の破壊過程に基づく地表面における地震動の推定

大地震において観測点まで震央距離が数百kmに及ぶとき、震源は広がりをもたない点としてみなすことができる。しかし兵庫県南部地震における神戸市街地のように震源近傍の地域の地震動を推定するには地震発生メカニズムを点震源としてではなく、広がりのある震源断層を仮定した上で、その破壊過程をモデル化し、断層上の破壊点から観測点まで地震動の伝播に及ぼされる影響を考慮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広がっていることが挙げられる⁹⁾。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、兵庫県南部地震の震源断層の破壊過程のモデルを用いて、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

ルを求める。次に、深層地盤構造および表層地盤構造のモデル化を行って、せん断波速度が3.4km/secの基盤面から工学的基盤面までの増幅および工学的地盤から地表面までの増幅を一次元重複反射理論により評価した。さらに、深層地盤構造の増幅については川瀬らの二次元有限要素法の結果³⁾を用いた場合についても検討し、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。

(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、震源断層モデルとして以下に示すような、菊池⁶⁾、釜江・入倉⁷⁾および関口ら²⁾の解により求めた震源断層モデルを用いた。菊池と釜江・入倉の解の違いは、釜江・入倉がアスペリティを考慮している点である。

(a) 多重震源モデル (菊池, 釜江・入倉の解)

ここでは、震源断層モデルとして図-2のようなモデルを考える。これは、破壊が断層面上を一様な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 τ および破壊伝播速度 v の5つのパラメーターを持つ矩形断層として震源を仮定し、大地震の断層面を $n \times n$ 個に小区域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。

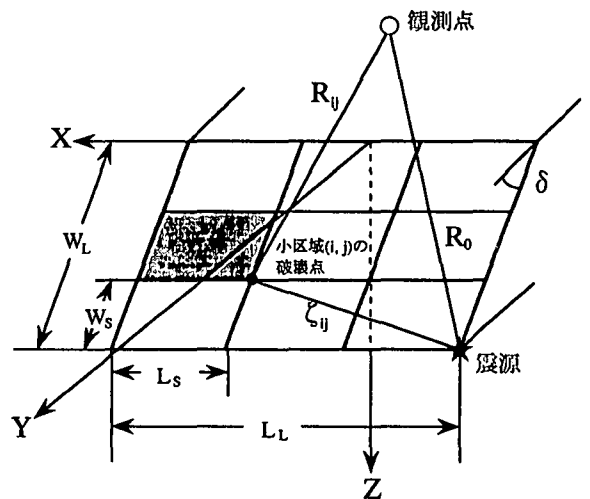


図-2 震源断層モデル

ただし、添字の L は大地震を、添字の S は小地震を示しており、以下もこの規則にしたがう。断層面

上の小区域のずれによって小地震が起こると仮定すると、破壊の伝播による時間遅れを考慮し小地震を重ね合わせるにより大地震が合成できる。すなわち、大地震の断層面を $n \times n$ 個の小断層に分割し、断層面上の小区域に小地震を対応させれば、断層の破壊過程にしたがって小地震を重ね合わせることで大地震を合成することができる。いま、大地震の地震動を $g_{0L}(t)$ とすれば、これは断層面上に発生する小地震の地震動 $g_{os}(t)$ の時間的ずれ t_{ij} , t_{ijk} を考慮した重ね合わせを用いて次式のように表現できる。

$$g_{0L}(t) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{os}(t-t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} \frac{1}{n'} g_{os}(t-t_{ijk}) \quad (1)$$

ただし、 t_{ij} と t_{ijk} の各々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ちがいの進行に基づく時間遅れによって次式のように表される。

$$t_{ij} = \frac{(R_{ij} - R_0)}{v_s} + \frac{\xi_{ij}}{v_r} \quad (2)$$

$$t_{ijk} = t_{ij} + \frac{k\tau}{(n_D-1)n'} \quad (3)$$

ここに、 R_0 と R_{ij} は各々観測点と震源ならびに小区域 (ij) の破壊点の間の距離、 v_s は媒質のせん断波速度、 ξ_{ij} は断層面上での震源から小区域 (ij) の破壊点までの距離である。

式(1)における重ね合わせ数は大地震と小地震の間に成立する相似則によって決まるが普通は両者の地震モーメントの比を用いて次式のように表している。

$$n_W = n_L = n_D = n = \left(\frac{M_{0L}}{M_{0S}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (4)$$

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るために適当に設定する整数であり、以下の解析では $n' = n = 3$ とした。

式(2)において、波の伝播は工学的に重要なせん断波を考え、さらに、一様破壊と線形の傾斜関数によって表される一定のくい違いが矩形断層面上で仮定されるとき、Geller⁴⁾により、遠方での地震波の震源スペクトル $S(\omega)$ は次式で表されている。

$$S(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v_s^3} \mu DLW \left| \frac{\sin(\omega x_\tau)}{\omega x_\tau} \right| \left| \frac{\sin(\omega x_L)}{\omega x_L} \right| \left| \frac{\sin(\omega x_W)}{\omega x_W} \right| \quad (5)$$

$$x_\tau = \frac{\tau}{2}, \quad x_L = \frac{L}{2v_r}, \quad x_W = \frac{W \cos \delta}{\pi v_s} \quad (6)$$

ここに、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン係数で全方位について平均した0.4を用いている。さらに、 δ は断層面の傾斜角である。

式(1)は n^3 個の小地震を重ね合わせることになっているが、第一項のスペクトルは高周波領域で ω^{-2} の傾きを持ち、第二項は ω^{-3} の傾きを持っている。結局、高周波領域のスペクトル特性は ω^{-2} モデルになっている。

式(1)をフーリエ変換すると

$$g_{0L}(\omega) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{os}(\omega) \exp(-i\omega t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} \frac{1}{n'} g_{os}(\omega) \exp(-i\omega t_{ijk}) \quad (7)$$

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

$$g_{os}(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v_s^3} \frac{S(\omega)}{R_{ij}} \quad (8)$$

ここに、 ρ は媒体の密度である。

(b) 不均質断層モデル (関口らの解)

関口らはマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン¹⁰⁾を行うことにより、震源に近い観測点で得られた強震動データから断層破壊過程を推定している²⁾。関口らのモデルは菊池、釜江・入倉の解により求めた震源断層モデルと同様に3枚の断層から構成されるが、違いは小領域 (矩形要素) の分割数である。菊池、釜江・入倉の震源断層モデルが各断層 3×3 の合計27要素であるのに対して、関口らの震源断層モデルでは淡路島側から神戸側へそれぞれ 7×7 , 7×5 , 7×8 の合計140要素である。図-3には、断層面上の矩形要素に対応するすべりの大きさと方向の分布を示し、表-1には各断層面A,B,Cからのモーメント解放量を示している。この分布から、すべり量の大きい所から大きい地震エネルギーが放射されたと考えると、震源から野島断層の浅部付近に大きなすべ

りの分布が見られる。また、全モーメントの量は $1.912 \times 10^{26} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ である。この値は強震記録の有効な周期範囲（10秒より短周期）に対して得られたものであり菊池（ $2.49 \times 10^{26} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ ）、釜江・入倉（ $2.0 \times 10^{26} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ ）の解により求められた震源断層モデルの値と比較すると小さい。

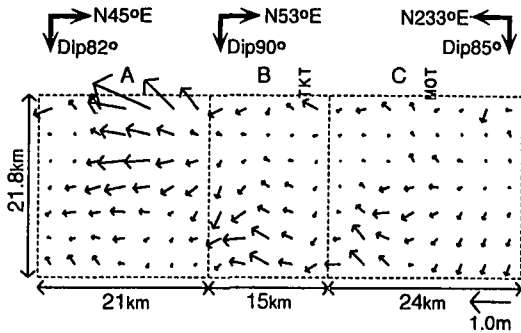


図-3 兵庫県南部地震の断層のすべり量分布

表-1 最大すべりとモーメント解放量

断層面	最大すべり量 (m)	モーメント解放量 ($\times 10^{26} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$)
A	1.55	0.859
B	0.55	0.488
C	0.48	0.566
合計	—	1.912

ここでは、その結果を利用し震源スペクトルを求めるが、震源過程の時間変化を表す方法として、地震モーメントの時間変化率（モーメントレート関数）を導入する。図-4に小地震の震源スペクトルの計算手順を示す。まず、小領域におけるすべりベクトルの分布より基底関数を表し、その基底関数を時間軸方向に8個分重ね合わせることでモーメントレート関数を求め震源断層要素の破壊過程を表す。これより求めたモーメントレート関数を示したものが図-5である。次にモーメントレート関数をフーリエ変換することにより小地震の震源スペクトルを求める。最後に、震源スペクトルを破壊伝播を考慮して足し合わせることで大地震の理論的なフーリエスペクトルを求める。したがって、式(8)に上述の方法より求めた小地震の震源スペクトルを代入し、破壊開始の時間遅れを考慮して140要素分を足し合わせれば良い。

以上の解析では、震源からの距離に反比例する距離減衰のみしか考慮していないので、実際の問題に適用するには内部減衰も考えなければならない。この場合には、式(7)における $g_{os}(\omega)$ を次式で与えられ

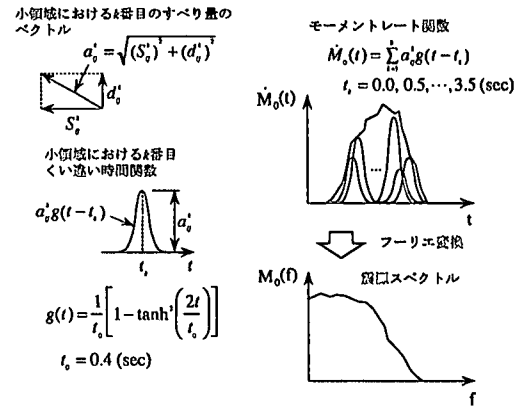
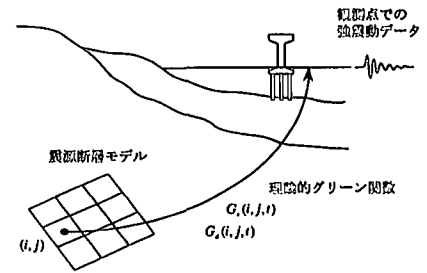


図-4 小地震における震源スペクトル

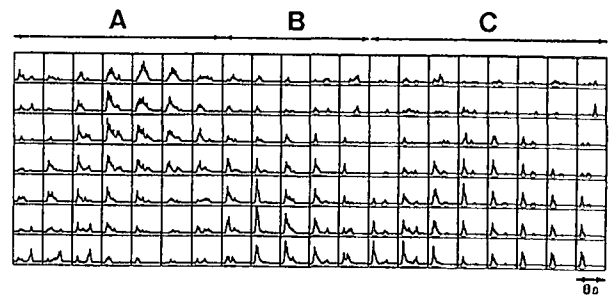


図-5 モーメントレート関数

る $g_s(\omega)$ に書き換える必要がある。

$$g_s(\omega) = g_{os}(\omega) \exp\left(-\frac{\omega R_{ij}}{2v_s Q}\right) \quad (9)$$

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式になっている。

対象としている波はせん断波であるので、減衰として用いる Q^{-1} 値はせん断波によるものが望ましい。しかし、せん断波の減衰よりその後続くコーダ部分の減衰 Q_c^{-1} の方が求めやすいので、近畿地方における観測データ³⁾を基にして、次式のような Q_c^{-1} を用いた。

$$\log Q_c^{-1} = -0.5 \log f - 2.3 \quad (10)$$

(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、神戸市内において収集されたボーリング資料を基に一次元的な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。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いるため、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 、密度 ρ 、規準ひずみ γ_0 である。

まず、神戸市内において収集されたボーリングデータ¹¹⁾を用いてN値が50以上となる深さの工学的基盤面深度と、土質の種類に応じて層構成をモデル化する。次に、各点の岩盤深度を、中川らによる重力探査結果¹²⁾を基に読み取り、岩盤におけるせん断波速度は3.4km/secとする。さらに、基盤面から工学的基盤面までの層構成には2種類のを考え、各層のパラメータは、図-6に示す大阪市地域防災計画参考資料¹³⁾より作成した深層地盤モデル1と入倉¹⁴⁾による深層地盤モデル2を用いて決定した。

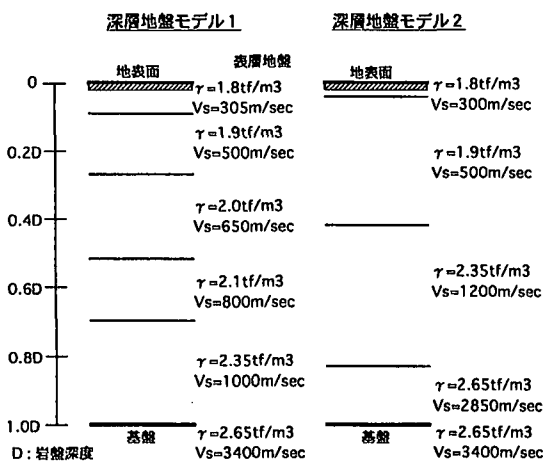


図-6 深層地盤構造モデル

一方、川瀬らは、地震直後に入手し得るできるだけ多くの情報に基づき、神戸市中央区の三宮地区における被害構造物への入力有限要素法により推定している。図-7に神戸市中央区の断層と強震観測点の位置、および二つの地盤モデル断面を示す。モデルは、大阪湾盆地構造の北西縁辺部にあたる神戸市域の堆積層が、六甲断層系の活動によって形成され、その走行に沿って二次元的に東西に広がっているという観点から地盤を六甲断層系とほぼ直交するA-A'

断面（分岐のない諏訪山断層およびそれより東側で用いる。）、B-B'断面（会下山断層と須磨断層が分岐している地点より西側で用いる。）で二次元有限要素法により深層地盤をモデル化し、深層地盤の伝達関数を求めている。

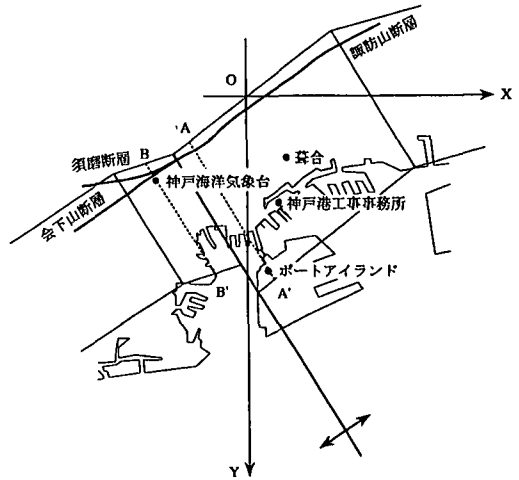


図-7 神戸市中央区の断層および解析断面

図-8にA-A'断面の解析モデルを示す。これは、六甲断層系とほぼ直交する断面で諏訪山断層より160m北に向かった所から三宮を横切りポートアイランドに至る地盤を二次元有限要素法でモデル化したものである。さらに、FEM領域の北側には基盤の、南側には沖積層を含む平行成層地盤のエネルギー伝達境界を考え、要素分割は5Hzまで表現し、伝達関数は10Hzまで求められている。なお、B-B'断面についても同様なモデル化をしている。したがって、伝達関数は図-7で示した六甲断層系を直交する断面の枠内を平行にずらすことによって推定点の深層地盤の周波数伝達関数 $H_d(\omega)$ を評価した。

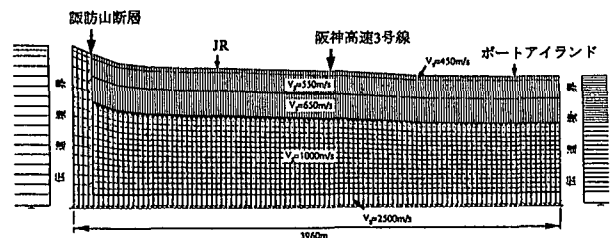


図-8 A-A'断面の解析に用いたFEM地盤モデル

- (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。まず、2. (1) の手法により、断層の破壊過程に基づいて、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、前節で定めた深層地盤モデルを用いた重複反射理論と川瀬らによる二次元有限要素法の結果³⁾に基づき、せん断波速度 v_s が 3.4km/sec の基盤面から N 値が 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。さらに、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い、前節で定めた表層地盤モデルを用いて、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。これ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。

$$g_L(\omega) = H_d(\omega) \times H_s(\omega) \times g_{0L}(\omega) \quad (11)$$

3. 各震源断層モデルによる強震域での加速度応答スペクトルの推定

ここでは、前章で求めた地震動のフーリエスペクトルから 1 自由度系の理論加速度応答スペクトル⁸⁾を推定した。解析の流れを簡単に説明すると、図-1 に示すように、まず、1 自由度系の伝達関数を地表面における地震動の加速度フーリエスペクトルに乘じ、1 自由度系の応答の加速度フーリエスペクトルを求める。このフーリエスペクトルから 1 自由度系の応答の加速度パワースペクトルを計算し、パワースペクトルから Kiureghian¹⁵⁾ による方法で 1 自由度系の最大加速度応答値の期待値を推定する。以上の手順を様々な固有周期を持つ 1 自由度系について行い、1 自由度系の理論加速度応答スペクトルを推定する。

ここでは、図-9 に示すような兵庫県南部地震の神戸市域における代表的な 8 箇所の地震観測点について

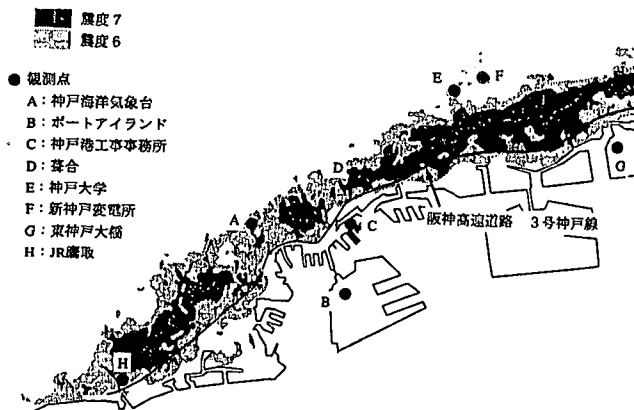


図-9 強震域内の応答スペクトル推定点

解析を行った。また、図-9 には家屋の倒壊率から求めた震度 7 の帯を示してある。図-10 には、強震観測点である、葦合とポートアイランドでの強震地震記録より線形加速度法（構造物の減衰は 5%）を用いて求めた加速度応答スペクトル（以下観測値のスペクトル）と理論加速度応答スペクトル（以下理論値のスペクトル）を示している。ポートアイランドは埋立地盤であり、液状化の影響により特に高周波域で応答加速度が小さくなっていることが全てのモデルで読み取れるが関口らのモデルでは菊池、釜江・入倉のモデルと比較してさらに、観測値のスペクトルに漸近していることが読み取れる。また、固有周期が 1.0 から 2.0 秒の所でも同様のことが言える。葦合では、関口らのモデルが他のモデルと比較して、固有周期が 1 秒以上の所では観測値のスペクトルと理論値のスペクトルの良い一致が見られるが、1 秒以下の所では理論値のスペクトルが観測値のスペクトルを上回っている。

4. 二次元有限要素法による深層地盤の伝達関数を用いた強震域での加速度応答スペクトルの推定

図-11 には、関口らの解より求めた震源断層モデルおよび川瀬らによる二次元有限要素法の深層地盤の伝達関数を用いて観測点の理論値のスペクトルを推定した結果を A~D および G の観測点について示す。これより、東神戸大橋を除き、断層の破壊過程と地盤構成を詳細にモデル化したことにより、実際の現象がより精度良く表現できるようになったことが解かる。東神戸大橋については深層地盤の伝達関数として図-8 に示す A-A 断面の解析モデルによる伝達関数を六甲断層系に対して平行移動することにより用いているので場所的には随分異なった伝達関数が評価されている可能性がある。

5. まとめ

断層の破壊過程と地盤構成を詳細にモデル化することにより得られた理論値のスペクトルは、菊池および釜江・入倉の解より求めた震源断層モデルおよび深層地盤の重複反射理論による伝達関数を用いた理論値のスペクトルと比較してより実際の現象が表現できるようになった。したがって、理論加速度応答スペクトルを求める上で破壊過程の詳細なモデル

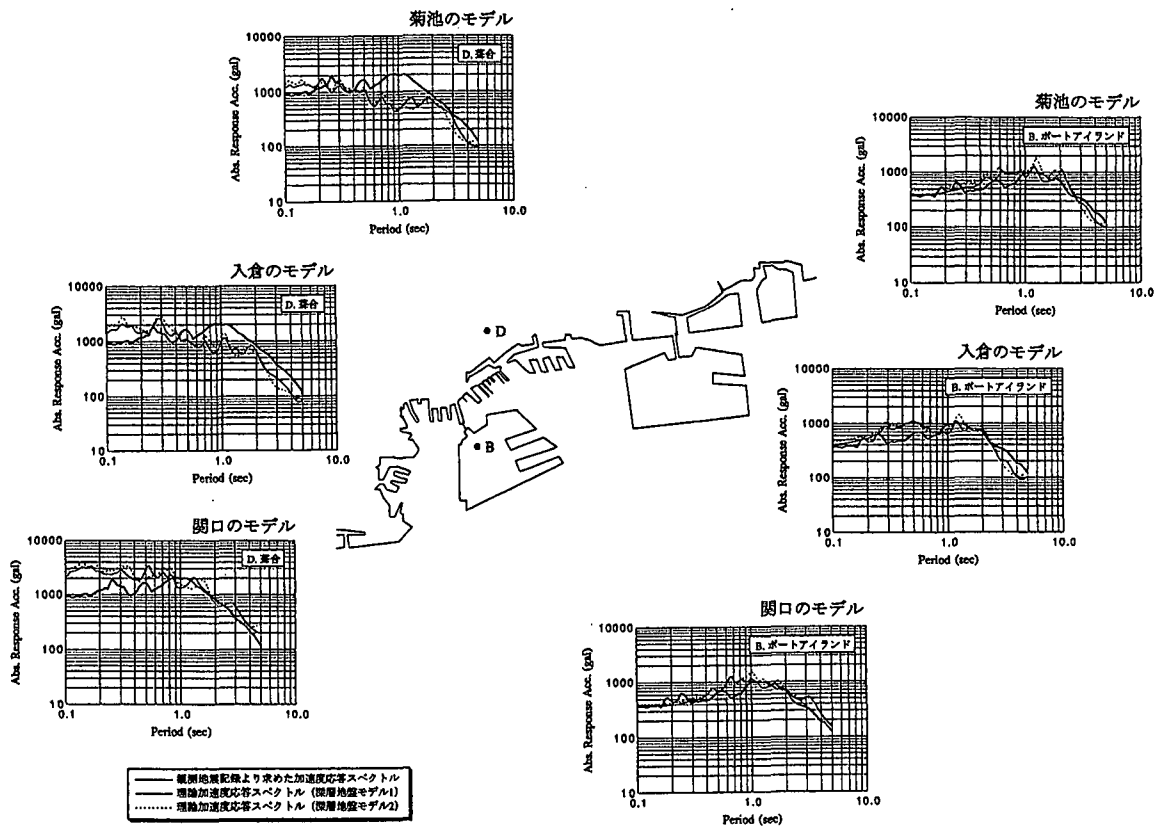


図-1 0 各震源モデルによる理論加速度応答スペクトルと観測記録により計算した加速度応答スペクトルの比較

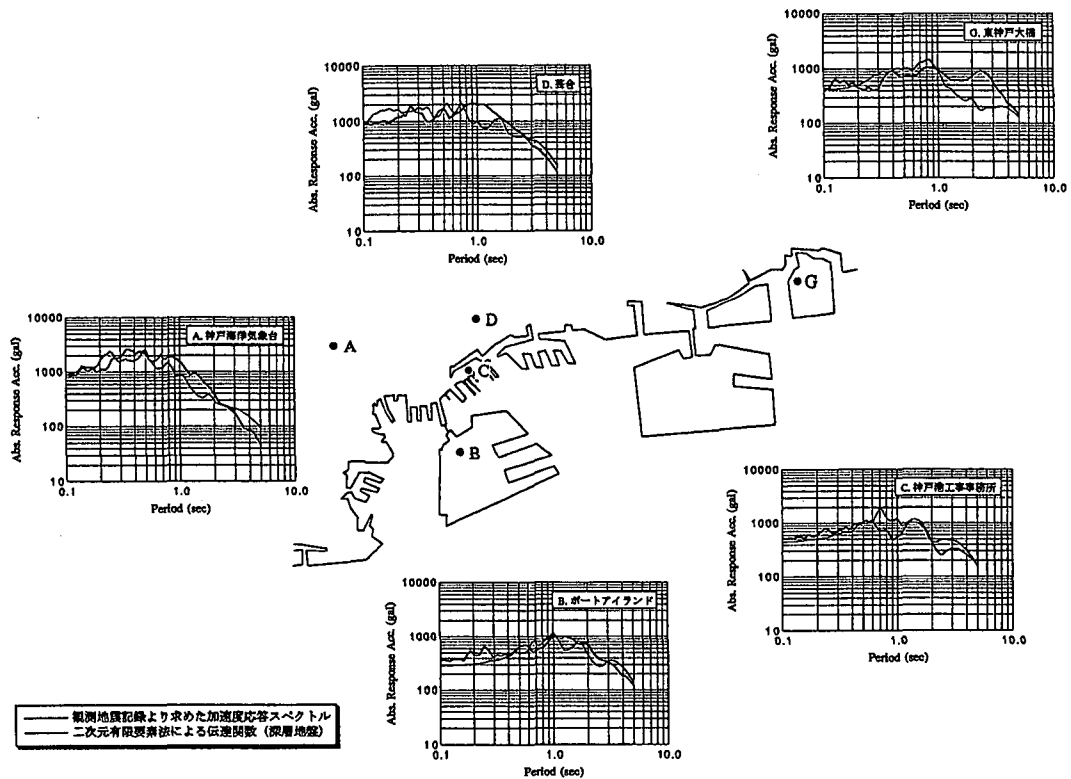


図-1 1 関口の震源断層モデルと川瀬の深層地盤の伝達関数による理論加速度応答スペクトルと観測記録により計算した加速度応答スペクトルの比較

化および詳細な深層地盤構造（盆地端部での基盤形状）を考慮することが重要である。

【参考文献】

- 1)Irikura, K. and Fukushima, Y.: Attenuation characteristics of peak amplitude in the Hyogoken-nambu earthquake, *J. Nat. Disas. Sci.*, 16, No.3, pp.39-46, 1995.
- 2)Sekiguchi, H., Irikura, K., Iwat, T., Kakehi, Y. and Hoshiya, M.: Minute Locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, *J. Phys. Earth*, 1996.
- 3)川瀬 博, 林 康裕: 兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集第480号, pp.67-76, 1996.
- 4)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.
- 5)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.
- 6)菊池正幸: 兵庫県南部地震の震源過程モデル - 遠地地震波解析速報 - , 地質ニュース486号, pp.12-15. 1995.
- 7)Kamae, K. and Irikura, K.: A fault reapture model of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake ($M_{JMA}=7.2$) estimated by the empirical Green's function method, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.16, No.2, pp.31-40, 1995.
- 8)佐藤忠信, 北 勝利, 前田知就: 兵庫県南部地震で発生した強震域での加速度応答スペクトルの推定, 土木学会論文集(投稿中).
- 9)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.
- 10)Hartzell, S. H. and T. H. Heaton : Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, pp.1553-1583, 1983.
- 11)神戸市: 神戸の地盤, 1980.
- 12)Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, N. and Sano, M. : Geological characteristics and geotechnical problems in and around Osaka Basin for a basis to asses the seismic hazards, *Soils and Foundations*, SPECIAL ISSUE on Geotechnical Aspects of the January 17 1995 Hyogoken-Nambu Earthquake, pp.15-28, 1996.
- 13)大阪市: 大阪市域震動予測 参考資料, 大阪市地域防災計画, 1995.
- 14)入倉孝次郎: 兵庫県南部地震の地震動特性, 建築技術, 1995.8.
- 15)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.

ESTIMATION OF RESPONSE SPECTRA IN THE SEVERELY DAMAGED AREA OF THE JANUARY 17 1995 HYOGO-KEN NANBU EARTHQUAKE

Norihiko Yamashita, Tadanobu Sato and Haruko Sekiguchi

The 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake have adopted the seismic intensity of JMA scale 7. Although the response spectrum is one of tools to grasp the basic reasons of structural damage we could not calculate it in the severely damaged area by this earthquake because observed records of ground motions were not enough near source region. Therefore, we calculated theoretical acceleration response spectra at the ground surface in the region near the earthquake source based on the spectral moment method. The amplification effect of the ground was introduced by using the multiple reflection theory and the two-dimensional finite element method results.