



## 増幅スペクトルを評価するための浅部 S 波速度構造のモデル化 大阪湾岸部

長郁夫<sup>1)</sup>、趙伯明<sup>2)</sup>、香川敬生<sup>3)</sup>

1) (財)地域地盤環境研究所, 主任研究員 理博  
e-mail: cho@geor.or.jp

2) (財)地域地盤環境研究所, 主任研究員 工博  
e-mail: zhao@geor.or.jp

3) 正会員 (財)地域地盤環境研究所, 主席研究員 理博  
e-mail: kagawa@geor.or.jp

### 要 約

増幅スペクトルの面的評価に用いる浅部 S 波速度構造の 3 次元モデルを構築するための効果的なアプローチを提案する。アプローチの骨子は次の通りである。まず、面的に密に存在する地層境界深度データに基づいて地質層の成層構造における層境界深度モデルを作成する。それを物性値の層境界深度モデルとみなす。この時、浅部地質の層区分と物性値の層区分は良く対応し、各層内の物性は場所により変化しないという仮定が妥当とみなせるようにモデル化対象領域を限る必要がある。次に、まばらに存在する PS 検層による詳細な速度構造を用いて計算される理論的増幅スペクトルが良く再現されるように各層の物性値をモデル化する。本報告では、大阪湾岸部の浅部 S 波速度構造の一般的な特徴を表現する単純なモデルの構築を試みる。それゆえ、理論的増幅スペクトルの評価には最も単純な理論すなわち SH 波重複反射理論(線形)を用いる。具体的な手順は次の通りである。まず同地域の浅部地盤を(1)盛土・埋立層、(2)沖積層(Ma13層が主体)、(3)洪積砂礫層(第一洪積砂礫層、Dg1層)、(4)洪積粘土層(Ma12層)に分割する。面的に密なボーリングデータにより同定されている 1-4 層境界深度の 3 次元分布をそのまま物性値の層境界深度モデルとみなす。詳細な PS 検層データを用いて線形の SH 波重複反射理論で増幅スペクトルを計算し、疑似観測増幅スペクトルとする。同理論を上記 4 層モデルに適用し、それを良く説明するように各層の S 波速度を最小二乗法的に決める。その際、1 層目の S 波速度は各検層孔で固有、2-4 層目の S 波速度は全検層孔でそれぞれ共通とする。その結果、上の 2-4 層目の S 波速度は、143、343、195m/s とモデル化された。この S 波速度と 1-4 層による速度構造モデルは、PS 検層による詳細な速度構造の特徴を良く反映する。またそれぞれに対応する増幅スペクトルは互いに良く類似する。

キーワード: 強震動、増幅スペクトル、速度構造、S 波速度、PS 検層

### 1. はじめに

微動データに基づく地盤分類[堀家(1993)<sup>1)</sup>; 鏡味(1988)<sup>2)</sup>; 工藤(1995)<sup>3)</sup>; 大熊・他(2002)<sup>4)</sup>; 大阪府土木部(1997)<sup>5)</sup>]や、国土数値情報あるいは地形分類に基づく表層 S 波速度のモデル化[藤本・翠川(2003)<sup>6)</sup>; 久保・他(2003)<sup>7)</sup>; 松岡・翠川(1993, 1993b, 1994)<sup>8,9,10)</sup>; 翠川・松岡(1995)<sup>11)</sup>]は、簡易な地盤モデルに基づいてサイトの増幅率を面的に評価するための効果的なアプローチである。これらのアプローチにより増幅率の広域的簡易評価が可能となる。評価の高精度化は、基本的には、強震観測点で得られる実データに基づく方法[岩田・入倉(1986)<sup>12)</sup>; 鶴来・他(1997)<sup>13)</sup>]あるいは詳細な速度構造モデル

に基づく理論的方法によりなされる。理論的方法に基づく場合、1次元的速度構造に対しては単純な重複反射理論[Haskell (1960)<sup>14)</sup>]により増幅率が評価される。3次元的速度構造まで考慮したい場合には、3次差分等[Graves (1996)<sup>15)</sup>]が起用されることになる。本報告では評価の高精度化と面的評価の要請を同時に満たす観点から理論的方法に着目し、特に浅部S波速度構造のモデル化方法について考える。

増幅スペクトルを面的に評価するためには、速度構造は3次元的にモデル化されるべきである。また浅部のモデル化であるので基礎データは浅層ボーリング孔を用いた検層データということになる。S波速度構造のモデル化ではあるがPS検層データだけでは面的情報が不足するために、それ以外のデータとの併合処理、例えば藤原・他(2004)<sup>16)</sup>のようにS波速度を土質・N値データ等に回帰させるなどの処理が必要となる。一般に、物性値構造の3次元モデルを構築するためには、データ量の多寡を考慮して異種のデータをうまく組み合わせ、いかにして目的に合うように特徴をモデル化するかが課題となる。

本報告では、稠密なボーリングデータとまばらなPS検層データを有する大阪湾岸部[関西地盤情報活用協議会(1998)<sup>17)</sup>; 大阪湾地盤情報の研究協議会(2002)<sup>18)</sup>]を対象として、浅部S波速度構造の3次元モデルを構築するための効果的なアプローチを提案する。このアプローチの狙いは、増幅スペクトルをできるだけ忠実に再現するモデルを構築することである。ここでは大阪湾岸部の浅部S波速度構造の大枠を押さえる目的で、できるだけ単純なモデルを構築したいと考える。そこで、構築されたモデルの用途として最も単純な理論すなわち線形のSH波重複反射理論(Haskell, 1960)<sup>14)</sup>の適用を想定する。同様のアプローチにより、P波速度や非線形特性を扱う理論の適用を想定することも可能である。

## 2. モデル化手順

### 2.1 層境界深度モデルの構築

次の仮定が満たされるように、堆積環境や地質分布を参照してモデル領域を限定する。すなわち、

- ・仮定1) 浅部地質の層区分と層内物性は良く対応する。
- ・仮定2) 層内物性は場所により変化しない。

これらの仮定が満たされれば、密に存在する地層境界深度データをそのまま物性値層の層境界深度モデルとみなすことができる(図1のStep1)。この層境界深度モデルを、Koketsu and Higashi(1992)<sup>19)</sup>やKagawa et al. (2004)<sup>20)</sup>のようにスプライン関数等を用いて更にモデル化することも可能である。

### 2.2 S波速度のモデル化

PS検層データをそのまま用いて理論的に評価される増幅スペクトルを擬似観測増幅スペクトルとして、モデル化された速度構造を用いて理論的に評価される増幅スペクトル(計算スペクトルと呼ぶ)がこの擬似観測増幅スペクトルをできるだけ忠実に再現するように、2.1項の層境界深度モデルにおける各層のS波速度をモデル化する(図1のStep2)。

## 3. データ

関西圏地盤情報の活用協議会による関西圏地盤情報データベース(関西圏DB)の検層データを用いる。大阪湾岸域の典型的な地質層序は、表層の盛土や埋立土を除けば、上位から順に沖積層(Ma13層が主体)、第1洪積砂礫層(Dg1層)、Ma12層と続く。関西圏DBには、ボーリングで得られている各地層上下端深度が登録されている。本報告ではこれを参照して、(1)盛土・埋立層、(2)沖積層(Ma13層が主体)、(3)洪積砂礫層(第1洪積砂礫層、Dg1層)、(4)洪積粘土層(Ma12層)の4層に分割するモデル(モデルAと呼ぶ)、あるいは2層目「沖積層」内のMa13層を1つの層として独立させ、(1)盛土・埋立層、(2)沖積層(Ma13層の上部砂層)、(3)沖積層(Ma13層)、(4)沖積層(Ma13層の下部砂層)、(5)洪積砂礫層(第1洪積砂礫層、Dg1層)、(6)洪積粘土層(Ma12層)の6層に分割するモデル(モデルBと呼ぶ)を検討する。Ma13層、

Ma12 層はそれぞれ大阪湾岸域に広く分布する沖積層、洪積層内の海成粘土層であり、大阪湾岸部の浅部地質構造を特徴付ける重要な層である。これらの層は、大阪平野地域であれば沿岸部から離れた陸域でもかなり厚く分布する。一方、神戸地域では、沿岸部から陸域に向かうにつれて層厚が急激に薄くなり、陸域ではほとんど分布しない[三田村・他(2000)<sup>21)</sup>]。また泉州地域でも陸域にはほとんど分布しない[大阪湾地盤情報の研究協議会(2002)<sup>18)</sup>]。2.1 節の仮定 1)、2)の破綻を抑えるために、モデル化に際しては「沖積層」(モデルAの2層目)にMa13層が含まれない孔のデータは用いないことにする。

図2に、モデルAの(1)-(4)層が実際に存在し、かつすべての層境界深度が同定されており、更にPS検層もなされている54孔の分布を示す。モデルBの(1)-(6)層が実際に存在し、かつすべての層境界深度が同定されており、更にPS検層もなされている孔は、同図で孔番号を印で囲んだ19孔となる。

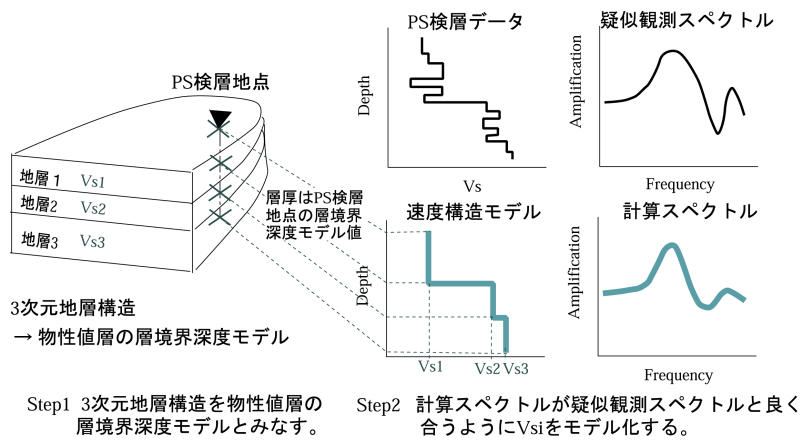


図1 速度構造モデル化手順の概念図。

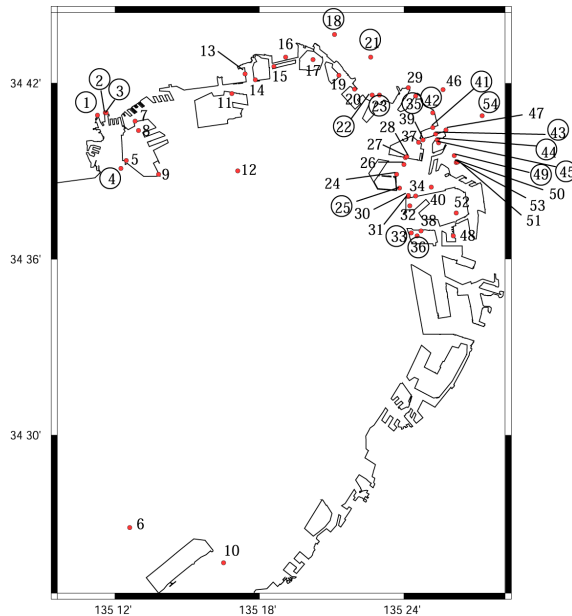


図2 解析に用いる検層孔の分布。数字を印で囲んであるのは、沖積層とMa13層の上下端深度が同定されている検層孔。

## 4. モデル化

前項で述べたモデル A、B における地層境界深度を関西圏 DB に登録されている値に固定し、そのまま物性値の層境界深度モデルとして扱う。2.2 項の仮定 1) に関しては、一般に S 波速度と土質、地質は比較的対応が良いことが分かっている[今井・殿内(1982)<sup>22)</sup>]。仮定 2) に関しては、良く知られているように、大阪湾岸部の地層は広域的に水平方向の連続性が良い。とはいえ、埋立層のような人工改変地盤の土質特性は地点ごとに異なると見て良い。良質土(まさ土系)、浚渫粘土(主に大阪港付近)、廃棄物等の埋立材料のばらつきに加え、締め固めの有無による強度(N 値、Su 等)のばらつきがある。また大阪湾岸部の土質特性を詳細に見ると、神戸地域、大阪地域、泉南地域に大別できることが指摘されている[大阪湾地盤情報の研究協議会(2002)<sup>18)</sup>]。例えば、第一洪積砂礫層は、大阪地域では礫が主体となるが、神戸地域では砂、粘性土の互層構造になる傾向がある。

上記事実と「単純なモデルの構築」という本報告の方針に基づき、ここでは次の手順をとる。1 層目「盛土・埋立層」については仮定 2) を適用せずに、層内物性は場所ごとに異なるとする。それ以深の層については、上記の地域性を超えた一般的な特徴の抽出を試みる。すなわち、仮定 2) を適用する。同じ観点から、全層とも層内物性は深度に依存しないとしてモデル化する。

次の手順により各層内の S 波速度をモデル化する。

- 1) PS 検層データを直接用いて、SH 波重複反射理論(線形)で増幅スペクトル(地中の基準層と地表間の周波数応答関数の絶対値[例えば、大崎(1997)<sup>23)</sup>]を計算し、これを疑似観測スペクトルとする。増幅スペクトルの計算には密度と減衰も必要となる。密度は関西圏 DB では扱われていないので、ここでは S 波速度との経験的な関係<sup>24)</sup>から推定することにする。減衰については大阪湾地盤情報の研究協議会(2002)<sup>18)</sup>が動的変形特性をまとめているが、土質ごとの歪依存性という情報は必ずしも本報告の趣旨にそぐわない。とはいえ原位置での減衰定数の測定報告は著しく少ない。そこで本研究では簡単のため減衰( $Q_s$ )は周波数に依存しないとし、これまで多くの研究で用いられてきたのと同様に S 波速度に比例するとして  $Q_s = 1/15$  の関係を用いる。
- 2) 浅部地盤を 4 層または 6 層に分割する(それぞれ 3 章のモデル A、B に対応)。層境界深度を関西圏 DB の値に固定し、各層の物性値を仮定して与える。密度、減衰の与え方は 1) の場合と同様とする。浅部地盤(モデル A、B)の最下層には工学的基盤として S 波速度 350 m/s、密度  $1.7 \times 10^3$  kg/m<sup>3</sup> の半無限層を挿入する。これは香川・他(1998)<sup>25)</sup>によりモデル化された大阪堆積盆地の深部地盤平均 S 波速度の最表層に相当する。香川・他(1998)<sup>25)</sup>のモデルの最表層地質は洪積層に対応するので、本報告の浅部地盤モデルと連続性が良い。我々はこのようなモデルを用いて SH 波重複反射理論(線形)で増幅スペクトルを計算する(計算スペクトルと呼ぶ)。
- 3) 計算スペクトルを疑似観測スペクトルと比較しながら、残差を最小化するように各層の物性値を反復的に修正する。残差の最小化には、与えた初期モデルを反復的に修正する標準的な疑似非線形インバージョン法(反復法)を適用する。各反復における問題の近似および解法には逐次 2 次計画法を使用する。逐次 2 次計画法は各反復においてもとの問題を近似した 2 次計画問題を部分問題として解く反復法の総称である。ここでは勾配近似により大域的収束性と超一次収束性の両立を実現する Fukushima (1986)<sup>28)</sup>の方法を採用する。

ここでは、両対数軸で見た場合に疑似観測スペクトルと計算スペクトルの一致が良くなるように、最小化する残差  $L$  を次式で定義する。

$$L = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^K [\log S_j(f_i) - \log C(f_i; \beta_{1j}, \beta_2, \dots, \beta_N)]^2 \quad (1)$$

但し、

$$f_i = f_{\min} 10^{\alpha(i-1)} \quad (2)$$

$$\alpha = \log(f_{\max} / f_{\min}) / (K - 1)$$

$S_j(f_i)$ は  $j$  番目の孔、周波数  $f_i$ における疑似観測スペクトルである。 $C(\cdot)$ は計算スペクトルである。 $v_{1j}, v_{2j}, \dots, v_{Nj}$ は  $j$  番目の孔の浅部モデルにおける表層から  $N$ 層目までの  $S$ 波速度である。1層目のみ添字  $j$ が付いているのは、最表層のみ検層項ごとに固有の  $S$ 波速度とすることを意味する。

式(2)の  $f_{\min}, f_{\max}$ 値を設定するために次のような概算をする。まず  $f_{\max}$ を決めるために仮に浅部モデル全体の平均  $S$ 波速度として 200 m/s から 300 m/s 程度の範囲を考え、層厚として 50 m から 100 m 程度の範囲を考えれば、1/4 波長則による卓越周波数は 0.5 Hz から 1.5 Hz の範囲の値をとる。また  $f_{\min}$ を決めるために沖積層と洪積層による単純な 2 層構造を想定し、仮に沖積層の平均  $S$ 波速度として 100 m/s から 150 m/s 程度の範囲を考え、層厚として 5 m から 20 m 程度の範囲を考えれば、1/4 波長法則による卓越周波数は 1.25 Hz から 7.5 Hz の範囲の値をとる。すなわち、浅部モデルを特徴付ける主要な周波数帯域は 0.5 Hz から 7.5 Hz 程度と見込まれる。ここでは余裕を持って、 $f_{\min}, f_{\max}$ をそれぞれ 0.1 Hz、10Hz と設定しておく。

式(1)、(2)によるスペクトルの比較において高周波数帯域のスペクトルの振動に起因して解が局所解に落ち込み易くなるのを避けるために、疑似観測スペクトルおよび計算スペクトルには平滑化処理を施す。次の関数で現される平滑化ウィンドウを用いる。

$$W(f) = \begin{cases} A & f < f_l \\ A/f_l \cdot (f - f_l) + A & f \geq f_l \end{cases} \quad (3)$$

この平滑化ウィンドウは低周波数側における過度の平滑化を抑制するために効果的である。ここでは  $(A, f_l) = (0.07, 0.15)$ と設定した。

モデルとデータの組み合わせとして次の3つを比較検討する：モデルAと図2の54孔、モデルAと同図の19孔、モデルBと同図の19孔（それぞれケース1、2、3と呼ぶ）。ケース2は、ケース1とケース3で顕著な相違が現れた場合においてその相違がデータと層分割様式のどちらに起因するか判断するための参考として実施する。

## 5. 結果

前項の手順により得られた  $S$ 波速度モデルとその他の物性値を表1、2、3に示す。ケース1、2の結果(表1、表2)の比較により、データの相違が結果に大きな相違をもたらさなかったことが分かる。ケース2、3の結果(表2、表3)の比較により、モデルの相違が結果に大きな相違をもたらさなかったことが分かる。ケース3の結果(表3)からは、Ma13層を独立させてもその層内物性はそれ以外の沖積層部分とほとんど変わらなかったことが分かる。結局、データの相違あるいはモデルの相違は結果に大きな影響を及ぼさず、ケース1からケース3は全般的に良く類似した速度構造に帰結した。また各ケースにおける疑似観測スペクトルと計算スペクトルの一致度合い(あるいは残差)にも特に顕著な相違は見られなかった。

モデル化される浅部速度構造とそれ以深の部分との相互作用が増幅率に及ぼす影響を無視できない可能性を考えて、地震基盤までの深部地盤に対応する速度構造も考慮して増幅スペクトルを評価した場合

を比較した。具体的には、増幅スペクトルの計算に香川・他(1998)<sup>25)</sup>と宮腰・他(1999)<sup>26)</sup>による巨視的な深部速度構造モデルとここで想定した浅部速度構造モデルを合成した速度構造を用いて同様の解析を行った。地表から洪積層までの浅部地盤に対応する速度構造のモデル化という設定は、前述の通り、既存の深部速度構造モデル(香川・他(1998)<sup>25)</sup>と宮腰・他(1999)<sup>26)</sup>、あるいは堀川・他(2002)<sup>27)</sup>と連続性が良い。これらの深部速度構造モデルはS波速度3000 m/s以上の地震基盤(花崗岩相当)から350 m/s程度の洪積層までを記述するモデルだからである。したがって、本報告の浅部速度構造モデルと既存の深部速度構造モデルとを合成すれば地震基盤から地表までの速度構造モデルとなる。それにより、広帯域の強震動評価が可能になると期待される[Cho et al. (2004)<sup>29)</sup>]。我々は、深部モデルの層境界深度と物性値を彼らのモデル値に固定し、浅部モデルの物性値だけを同様の手順でモデル化した。この深部モデルには減衰が与えられていないので、Cho et al. (2004)<sup>29)</sup>を参考として、彼らの深部モデルの上部層から順に1.0%、0.5%、0.5%の減衰を割り付けた。その結果、浅部速度構造だけを用いてモデル化した場合と比較して特に目立った相違は見られなかった。

以上により、我々は、データ量が大きくモデルが単純なケース1の結果を最終モデルとして採用することにする。

表1 得られたS波速度モデルと他の物性値(ケース1: 採用モデル)

層	地質	S波速度(m/s)	密度( $\times 10^3$ kg/m <sup>3</sup> )	Q <sub>s</sub>
1	盛土・埋立層	-	-	-
2	沖積層(Ma13層が主体)	143	1.7	10
3	洪積砂礫層(第一洪積砂礫層、Dg1層)	363	1.8	24
4	洪積粘土層(Ma12層)	195	1.7	13
-	深部地盤(工学的基盤)	350 (Fixed)	1.7 (Fixed)	-

表2 得られたS波速度モデルと他の物性値(ケース2)

層	地質	S波速度(m/s)	密度( $\times 10^3$ kg/m <sup>3</sup> )	Q <sub>s</sub>
1	盛土・埋立層	-	-	-
2	沖積層(Ma13層が主体)	141	1.7	10
3	洪積砂礫層(第一洪積砂礫層、Dg1層)	378	1.8	25
4	洪積粘土層(Ma12層)	205	1.7	14
-	深部地盤(工学的基盤)	350 (Fixed)	1.7 (Fixed)	-

表3 得られたS波速度モデルと他の物性値(ケース3)

層	地質	S波速度(m/s)	密度( $\times 10^3$ kg/m <sup>3</sup> )	Q <sub>s</sub>
1	盛土・埋立層	-	-	-
2	沖積層(Ma13層の上部砂層)	137	1.7	9
3	沖積層(Ma13層)	137	1.7	9
4	沖積層(Ma13層の上部砂層)	148	1.7	10
5	洪積砂礫層(第一洪積砂礫層、Dg1層)	372	1.8	25
6	洪積粘土層(Ma12層)	203	1.7	14
-	深部地盤(工学的基盤)	350 (Fixed)	1.7 (Fixed)	-

図3は、採用モデル(表1)、PS 検層データ、地質構造の比較例である。深度を対数軸で表しているのは、見易さのためと、深部ほど増幅特性に及ぼす速度の「揺らぎ」の影響が現れにくいという観点[Cho et al. (2004)<sup>29</sup>; Horike and Takeuchi(2000)<sup>30</sup>]に拠る。同図からはまず、検層データが示すS波速度と地層区分が良く対応することが分かる。S波速度の速い第1洪積砂礫層が、S波速度の遅いMa12層と沖積層(Ma13層が主体)に挟まれている様子が分かる。採用モデルが示す構造とPS 検層データとの比較からは、モデルがこのS波速度コントラストを良く表現していることが分かる。ここでは図示していないが、これらの孔以外の場合でも概ね上の特徴が見られる。

現実の浅部S波速度構造を忠実に再現するという観点からは、採用モデルには精緻化の余地がある。例えば図3のNo.15の洪積砂礫層(=第1洪積砂礫層、Dg1)に顕著に見られるように、S波速度は深度に依存する傾向がある。また地域性と言えるかどうかは現時点では明らかでないが、最南端(同図のNo.10)のPS 検層データが示すS波速度は他の孔と比較して系統的に遅いようである。とはいえ、地層区分とS波速度との対応のほうが目につく顕著な特徴であることは同図より明らかであり、本報告の採用モデルはこの大づかみな特徴を良く捉えている。

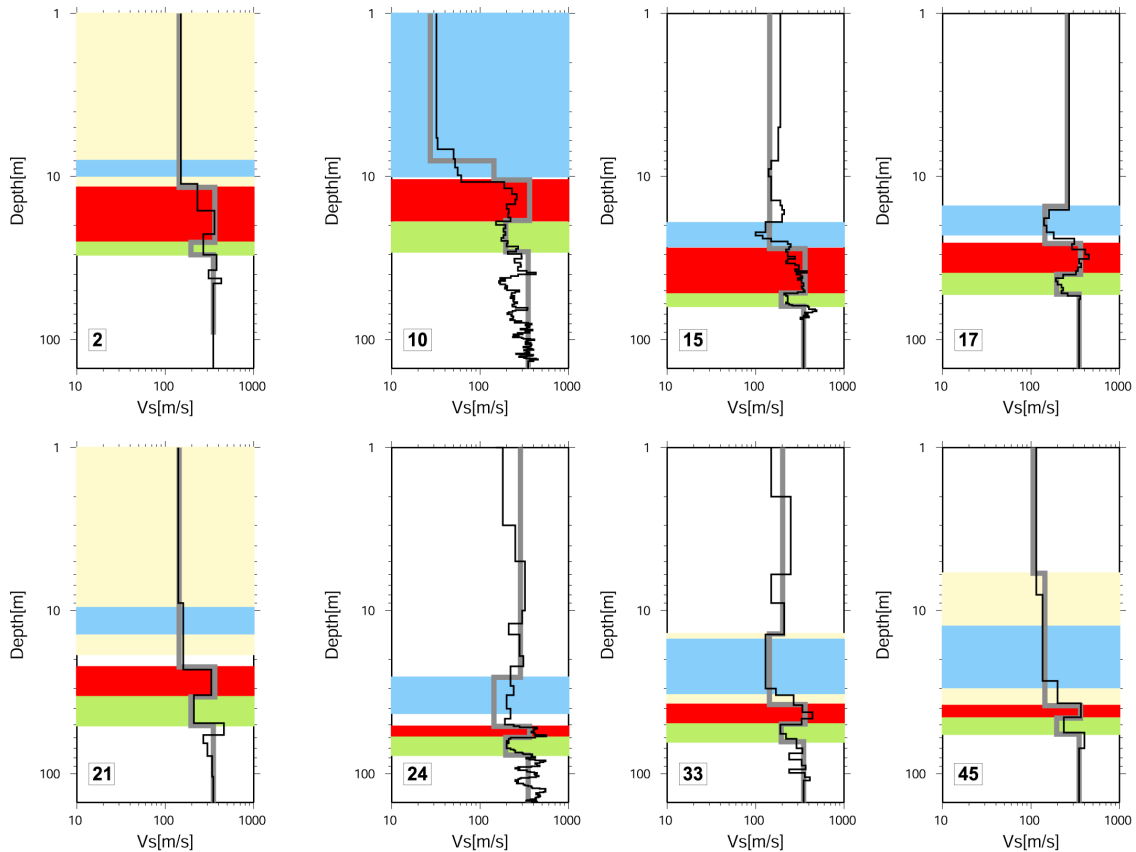


図3 PS 検層によるS波速度構造(実線)、採用モデル(表1)のS波速度構造(薄太線)、地質構造の比較例(番号は図2の孔番号に対応)。関西圏DBによる地層を色分けして示す：沖積層(薄黄)、Ma13(マリンプールー)、Dg1(赤)、Ma12(緑)。

図4は、詳細な速度構造を用いて評価された(平滑化)疑似観測スペクトルと採用モデルを用いて評価された(平滑化)計算スペクトルの比較例である。両スペクトルは周波数帯域を通して良く一致していることが分かる。この採用モデルは本報告の目的に適ったものであり、また今後、より複雑な理論を適用して増幅スペクトルを評価するために更に詳細なモデルを構築する際の有用な参考になるものと位置付けて良いだろう。

なお図4は浅部速度構造のモデル化という限定的な目的において余裕を見て0.1 Hz から 10 Hz の周波数帯域で工学的基盤以浅の地盤による増幅率を比較したものであって、同周波数帯域における現実の増幅率がすべてS波速度 350 m/s 以浅の速度構造で説明できると主張するためのものではない。誤解のないように注意されたい。実際、例えばCho et al. (2004)<sup>29)</sup>や岩田・他(2004)<sup>31)</sup>では、大阪平野部の増幅スペクトルを広帯域で理論評価するために、地震基盤までの深部地盤モデルとS波速度 350m/s 程度の洪積層までの浅部地盤モデルの結合地盤モデルを利用することが提案されている。彼ら<sup>29, 31)</sup>によれば、増幅スペクトル形成における同地域の浅部地盤の役割は 0.5Hz よりも高周波数帯域で意味のあるピークを形成することであり、深部地盤の役割は 2Hz 以下の周波数帯域で意味のあるピークを形成することとそれ以上の高周波数帯域でスペクトルのトレンドを決めることにある。つまり、0.1Hz から 10Hz の広帯域で現実の増幅率を評価するためには、少なくとも地震基盤までの堆積層地盤による増幅率を評価しなければならない。そしてそのスペクトルは、深部地盤による増幅スペクトルに図4で示されるような浅部地盤の増幅スペクトルを重ね合わせたような概観を持つと期待される。

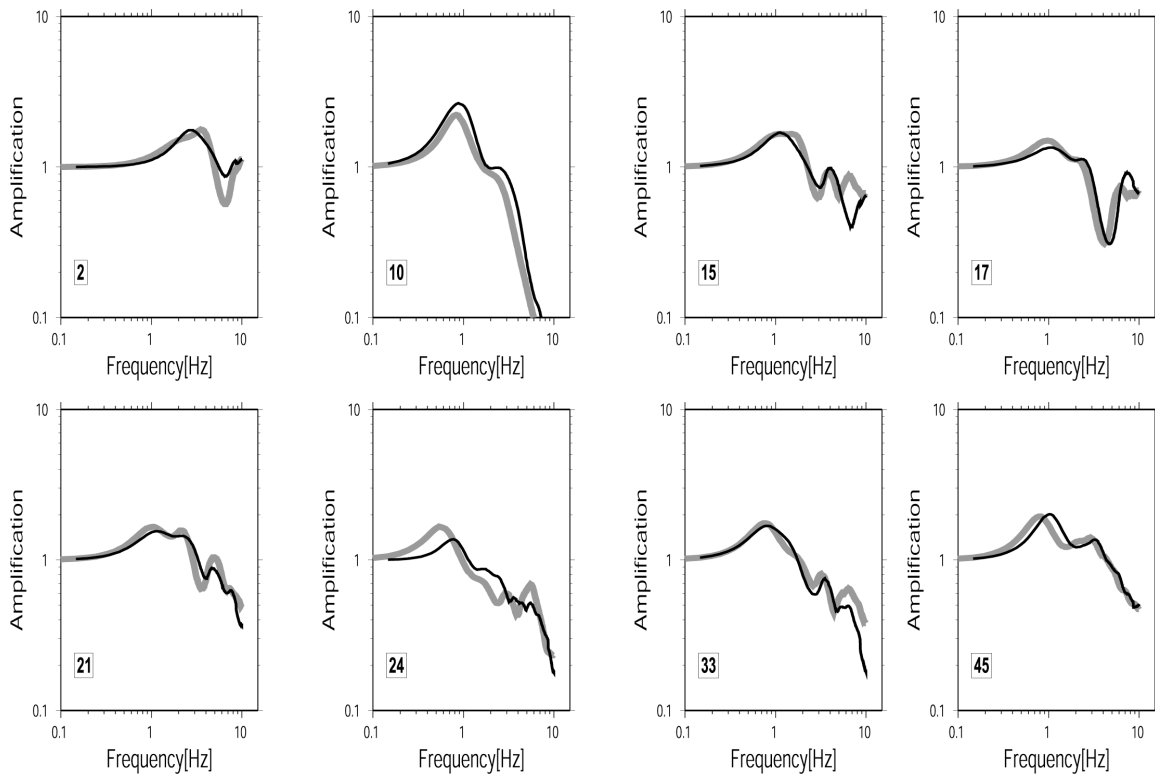


図4 疑似観測スペクトル(細線)と採用モデル(表1)を用いて計算した計算スペクトル(薄太線)の比較例。図3に対応する孔を示す。



## 6. 最表層のS波速度

前項では最表層「盛土・埋立層」の物性は地点によって異なるとして、検層孔ごとにモデル化した。したがってこのモデルを利用する際は、最表層の物性をどう与えるかが問題となる。そこで本項ではまず、最表層のS波速度が不明でそれを推定するための資料もまったく無い場合にこれを適当に与えると計算スペクトルにどのような影響が生じるのかを調べる。次に、盛土・埋立層の土質やN値とS波速度との関係を検討し、このようなデータからS波速度を推定して与えられる可能性を考える。

### 6.1 判断材料がない場合

表1から表3では示していないが、最表層の物性値も検層孔ごとにモデル化されている。採用モデルの場合、最表層のS波速度の算術平均と標準偏差をとるとそれぞれ約170m/s、81m/sとなる。そこで以下ではこの値を参考として最表層のS波速度の相違が計算スペクトルに及ぼす影響を把握する。具体的には、最表層のS波速度を $170 \pm 100$  m/sの範囲(標準偏差よりもやや幅をもたせる意図)で20m/s刻みに変えながら増幅スペクトルを計算し、採用モデルを用いて評価された計算スペクトルと比較する。

図5に解析例を示す。同図には、パラメータスタディの結果の代表値として、算術平均、標準偏差、最大値と最小値、最大値と最小値の比を示しておく。また最表層の層厚やS波速度、1-4層目の層厚と全層厚との比も示しておく。我々は個々の検層孔について同様に結果をまとめ比較検討を行った。その結果をまとめると次のことが言える。すなわち最表層のS波速度を $170 \pm 100$  m/sの範囲でばらつかせた場合に計算スペクトルが受ける影響は、1) 最表層が非常に薄ければ(層厚比が約3%以下か層厚が2m以下)計算スペクトルはほとんど変化しないが、2) そうでなければ、計算スペクトルの最大値/最小値は平均的には概ね2倍以下となる。ただし周波数帯域(数Hz以上)によっては局所的に計算スペクトルの最大値/最小値が4倍以上に達する場合がある。

### 6.2 土質またはN値データがある場合

図6は、採用モデルの最表層に対応する深度範囲の土質とS波速度(PS検層データ)の対応を表すヒストグラムである。同図によれば、S波速度は、粘土、砂、礫の順で速くなる。平均S波速度はそれぞれ157 m/s、195 m/s、242 m/sとなる。また同じ順で分布のばらつきも大きくなる。標準偏差は41 m/s、58 m/s、87 m/sとなる。この傾向は、今井・殿内(1982)<sup>22)</sup>が全国約250箇所、386孔のPS検層データをまとめた結果に良く似ている。6.1項で我々はS波速度を $170 \pm 100$  m/sの範囲でばらつかせたが、土質データがあれば、それよりは仮定するS波速度の範囲をある程度限定することができそうである。

N値データはS波速度の推定精度向上に貢献すると期待される(例えば、今井・殿内(1982)<sup>22)</sup>)。そこで図2の検層孔のデータを用いて最表層に対応する深度範囲のS波速度(PS検層)とN値との関係を調べてみると、図7のようになった。同図はN値(N)とS波速度( )との間に相関があることを示しているように見えるので、今井・殿内(1982)<sup>22)</sup>にならって、両者の関係を

$$\beta = aN^b \quad (4)$$

とモデル化し、係数a、bを最小2乗法的に推定したところ、(a, b)=(120.7, 0.192)、相関係数 $r=0.43$ が得られた。同図には、今井・殿内(1982)<sup>22)</sup>により表層土質に対して得られている係数(a, b)=(98.4, 0.248)、 $r=-0.57$ の回帰直線(同論文の図5、Fcの場合)も示しておく。良く似た結果が得られていることが分かる。

我々は最終的には採用モデルの最表層に割り付けるモデル値としてのS波速度が欲しいので、次に、最表層における平均N値と採用モデル最表層のS波速度モデル値との関係を調べてみる。図8はその結

果である。横軸は採用モデル最表層に対応する深度範囲に存在するすべての N 値データの算術平均、縦軸は最表層の S 波速度のモデル値である。「平均 N 値」は最表層の深度範囲全体の平均であるべきなので、最表層の厚さと比して N 値データの深度分布の広がり (= (最深深度) - (最浅深度) とする) が小さい場合はデータに含めないほうが良い。ここでは最表層の厚さと N 値データの深度分布の広がりとの比が 0.8 を超えない場合、その孔はデータに含めなかった。最表層の層厚が 0 の場合もあるため(沖積層上面が地表に一致する場合)、結果としてデータ数は 25 個とかなり少なくなった。式(4)に回帰させて係数を推定したところ、(a, b)=(99.5, 0.231)、 $r = -0.52$  となった。この結果は図 7 で生の検層データを用いた場合の結果と良く似ている。モデル化された S 波速度が現実を良く反映した自然な値となっていることを示している。

図 9 は、平均 N 値データから式(4)((a, b)=(99.5, 0.231))を用いて採用モデルにおける最表層の S 波速度を求め直し、それを用いて評価された計算スペクトルを、オリジナルの採用モデルで評価された計算スペクトルと比較したものである。同図は、両者が良く一致することを示している。最表層の S 波速度を適当に与えた場合の結果(図 5)と比較すると、最表層の S 波速度のモデル値を平均 N 値から決定するのはかなり効果的といえそうである。

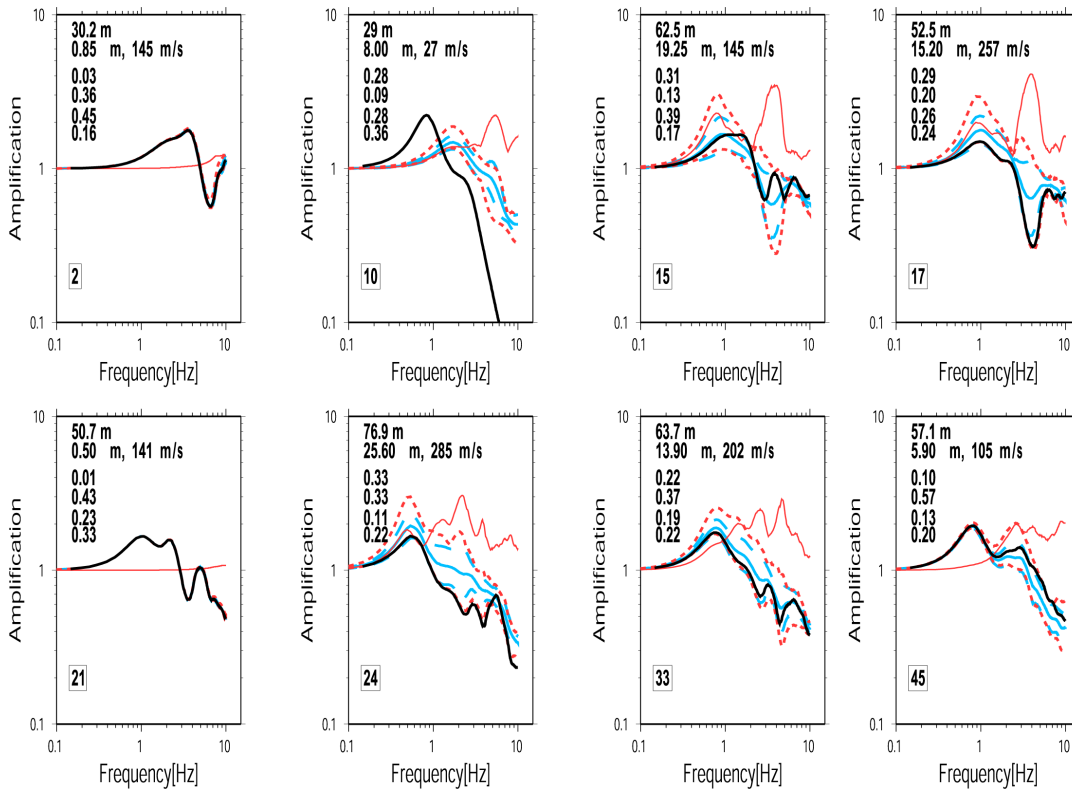


図 5 採用モデルを用いて評価された計算スペクトル(黒実線)と最表層の S 波速度のみ系統的に変化させた場合の計算スペクトルとの比較(番号は図 2 の孔番号に対応)。後者の計算スペクトルの代表値として、算術平均(青太線)、標準偏差(青破線)、最大値と最小値の比(赤線)、最大値と最小値(赤点線)を示す。「最大値と最小値の比」については、縦軸の「Amplification (増幅率)」を「Rate (比)」と読み替えられたい。各パネル内の数字は、1 行目: 1-4 層目の全層厚、2 行目: 最表層の層厚と S 波速度、3-6 行目: 1-4 層目それぞれの層厚と全層厚の比。図 3 に対応する孔について例示する。

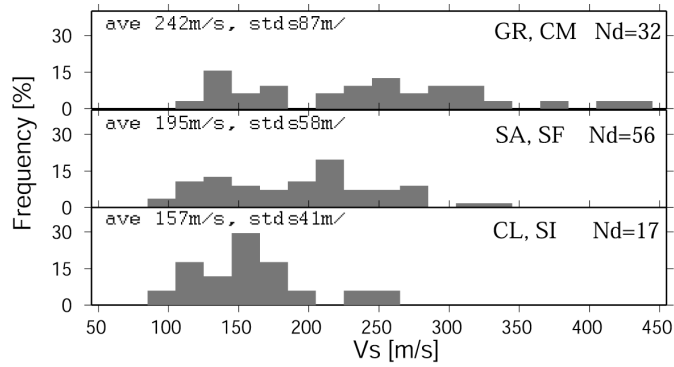


図6 土質別のS波速度分布(浅部地盤構造モデルの最表層に対応する深度範囲).  
上、中、下段はそれぞれ礫、砂、粘土に対応する。 $N_d$ はデータの個数。

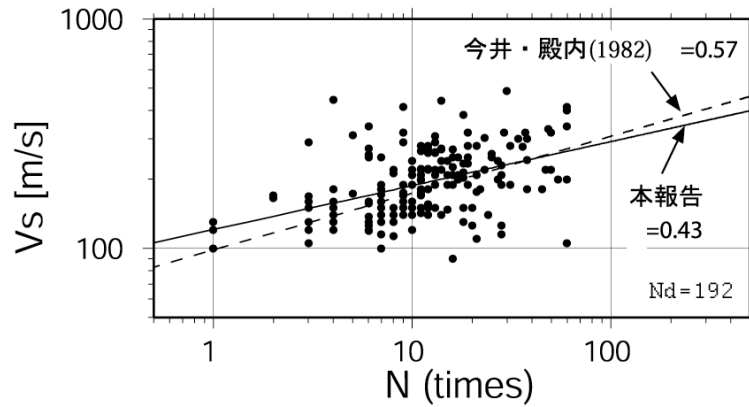


図7 N値とS波速度。 $N_d$ はデータの個数。

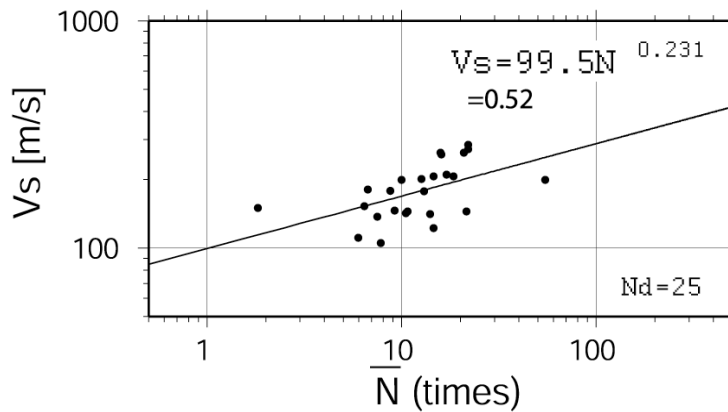


図8 平均N値と浅部地盤構造モデルの最表層のS波速度。 $N_d$ はデータの個数。

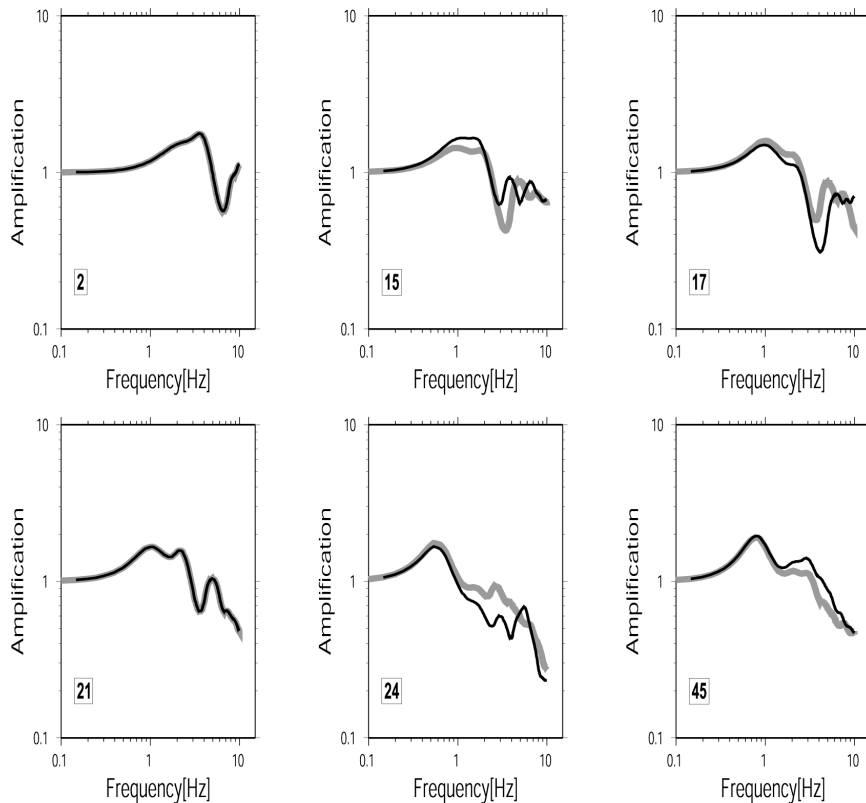


図9 採用モデルを用いて評価された計算スペクトル(実線)と最表層のS波速度を平均N値から推定した場合の計算スペクトル(薄太線)との比較(番号は図2の孔番号に対応)。図3に対応する孔について例示する(No. 10、33の孔は平均N値データ無し)。

## 7. まとめ

### 7.1 浅部S波速度構造のモデル化

増幅スペクトルの面的評価に用いるための浅部S波速度構造の3次元モデルを構築するために、密に存在するボーリングデータとまばらに存在するPS検層データを組み合わせて用いる次のようなアプローチを提案した。まず、浅部地質の層区分と物性値の層区分は良く対応し、各層内の物性は場所により変化しないという仮定が妥当とみなせるようにモデル化対象領域を限定する。これらの仮定が満たされれば、密に存在する地層境界深度データをそのまま物性値層の層境界深度モデルとみなすことができる。次に、モデル化されたS波速度構造を用いて評価される増幅スペクトルが、PS検層データをそのまま用いて評価される増幅スペクトルを良く再現するように、各層のS波速度をモデル化する。

### 7.2 大阪湾岸部のモデル

上記アプローチを大阪湾岸部に適用して浅部S波速度構造モデルを得た。具体的な内容は次の通りである。関西圏DBの地層 (1)盛土・埋立層、(2)沖積層(Ma13層が主体)、(3)洪積砂礫層(第1洪積砂礫層)、(4)洪積粘土層(Ma12層) - をそのまま物性値の均質層と捉え、同DBに登録されている地質境界深度分布をもって物性値層の成層構造における層境界深度モデルとみなした。次に、詳細な検層データを用いてSH波重複反射理論(線形)で評価された増幅スペクトルを良く再現するように各層の平均S波速度をモデル化した。その際、最表層のS波速度は地点ごとに異なり、2、3、4層目のS波速度は地点に依存しない

ものとした。またモデル最下層には、工学的基盤として S 波速度 350m/s の半無限層を仮定した。結果として、2、3、4 層目の S 波速度はそれぞれ 143m/s、363m/s、195m/s とモデル化された。モデル化された速度構造は PS 検層による詳細な速度構造の概観を良く反映しており、詳細な検層データを用いて評価される増幅スペクトルを良く再現する。

比較のために、上記モデルの 2 層目を Ma13 層とその上下層から成る 3 層に細分化した速度構造モデルを考えた。この細分化モデルにも同様の手順を適用したところ、擬似観測スペクトルと計算スペクトルの一致度合いに顕著な向上は見られなかった。細分化された各層内の平均 S 波速度は単一層でモデル化した場合に得られた値とあまり変わらなかった。よって、我々はこの細分化モデルを採用しなかった。少なくとも、線形領域で増幅スペクトルをモデル化するという限定された目的のもとでは、2 層目の細分化は不要と考えられる。

上記モデルにおいて、最表層の物性値は場所ごとに異なる。したがってこのモデルを利用する際は最表層の物性値をどう与えるかが問題となる。最表層の物性値に関するパラメータスタディによれば、これを適当に与えると、最表層が十分に薄い場合を除き、計算スペクトルには一般に倍半分程度の相違が生じる可能性がある。数 Hz 以上の狭い周波数帯域内では 4 倍から 1/4 倍程度の大きな相違を生じる場合があるかもしれない。しかし、土質あるいは N 値データがあれば、この状況をかなり改善できると考えられる。

### 7.3 本報告によるモデルの位置づけ

本報告では意図的に単純な S 波速度構造モデルの構築を試みた。具体的には、大阪湾岸部の浅部速度構造を均質な 4 層構造で現し、最も単純な理論すなわち線形の SH 波重複反射理論の適用を想定して S 波速度をモデル化した。これにより、細部をそぎ落とし、同地域の一般的な浅部 S 波速度構造の輪郭を抽出することができた。将来 SH 波以外の位相や非線形特性を考慮する必要が生じた場合、精緻なモデルを構築する必要が生じるかもしれない。その場合、本報告のモデルは良い参考となるだろう。

Ohta and Goto (1978)<sup>32)</sup>は、浅部地盤の S 波速度を特徴付ける重要なファクターとして地質、土質、深度、N 値の 4 つをあげ、それらの組み合わせ或いは個々のファクターを S 波速度に回帰させている。本報告は地質と S 波速度の対応付けの提案であるから、この観点においては、彼らのアプローチの特殊版と言える。つまり彼らのアプローチに包含される。また 6.2 節では土質あるいは N 値と S 波速度の関係を調べたが、これも彼らのアプローチの特殊版である。このような枠組みで捉えれば、モデルの精緻化のために次の段階でなすべきことは自然に見えてくる。つまり、地質だけではなく、土質、深度、N 値といったデータを、重回帰分析等を介して余すことなく利用することである[例えば、先名・他 (2004)<sup>33)</sup>]。

物理探査では地震波等の地球物理学的データを取得し、それを良く説明することを目指して地下構造モデルを構築する。本報告のアプローチの枠組みも、観測データは擬似的なものではあるが、これと同じである。物理探査の場合における地球物理学的データを興味のある強震動特性に置き換えたにすぎない。このアプローチの利点は、モデル構築に際し着目する強震動特性(本報告の場合は増幅スペクトル)の説明性が担保されることにある。我々の最終目的が地盤構造の評価ではなく強震動の評価にあることを考えると、直接的で合理的なアプローチと考えられる。この観点においては、S 波速度を N 値他の地盤情報に回帰させるようなアプローチとは一線を画す。

まとめると、本報告のモデル化における第 1 の特徴は一般的特徴の抽出という考え方にあり、第 2 の特徴は、着目する強震動特性の説明性が担保されるアプローチにある。第 1 の観点は、データの少ない地域にあっては特に重要だろう。とはいえ、本報告のような比較的データの多い地域であっても、第 2 の観点と合わせて次のような効果が期待される。つまり、着目する強震動特性に大きく影響するパラメータを見極めながら段階的にモデルを精緻化するアプローチは、複雑な強震動を表現できない場合に、モデルのどこに問題があるのかというような診断あるいはどのようなデータの追加が必要なのかというような適切な処置を可能とすると期待されるのである。

### 謝辞

3名の匿名査読者の意見は文章および内容の改善に大いに役立ちました。ここに謝意を表します。本研究は文部科学省平成15年度科学技術振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」の一環として行われました。

### 参考文献

- 1)堀家正則：微動の研究について、地震2、Vol. 46、1993年、pp. 343-350 .
- 2)鏡味洋史：微動観測とその工学的利用、地学雑誌、Vol.97-5、1988年、pp.1-14.
- 3)工藤一嘉：地震による地盤の震動と地震災害、地震の辞典、宇津徳治、嶋悦三、吉井敏克、山科健一郎編、朝倉書店、1995年、pp.300-338 .
- 4)大熊裕輝、松岡昌志、山崎文雄、原田隆典：宮崎県における常時微動 H/V スペクトルを用いた地震動の推定、土木学会論文集、No.696/I-58、2002年、pp.261-272.
- 5)大阪府土木部：大阪府下における強震動予測、大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書、1997年、pp.74-80 .
- 6)藤本一雄、翠川三郎：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定、日本地震工学会論文集、Vol.3、No.3、2003年、pp.13-27 .
- 7)久保智弘、久田嘉章、柴山明寛、大井昌弘、石田瑞穂、藤原広行、中山圭子：全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化および面的な早期地震動推定への適用、地震2、Vol. 56、2003年、pp. 21-37 .
- 8)松岡昌志、翠川三郎：国土数値情報を利用した地盤の平均S波速度の推定、日本建築学会構造系論文報告集、第443号、1993年、pp.65-71 .
- 9)松岡昌志、翠川三郎：国土数値情報を利用した広域震度分布予測、日本建築学会構造系論文報告集、第447号、1993b年、pp.51-56 .
- 10)松岡昌志、翠川三郎：国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング、第22回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1994年、pp.23-34 .
- 11)翠川三郎、松岡昌志：国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価、物理探査、Vol.48、No.6、1995年、pp. 519-529.
- 12)岩田知孝、入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み、地震2、Vol. 39、1986年、pp.579-593.
- 13)鶴来雅人、田居優、入倉孝次郎、古和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討、地震2、Vol. 50、1997年、pp.215-227.
- 14)Haskell, N. A.: Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., Vol.65, 1960, pp.4147-4150.
- 15)Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.86, 1996, pp.1091-1106.
- 16)藤原広行、河合伸一、青井真、功刀卓、石井透、早川譲、森川信之、小林京子、大井昌弘、神野達夫、奥村直子：宮城県沖地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討、防災科学技術研究所研究資料、第249号、2004年 (CD-ROM 第1巻).
- 17)関西地盤情報活用協議会：関西地層分布図---大阪平野---解説書、関西地盤情報活用協議会、1998年.
- 18)大阪湾地盤情報の研究協議会：ベイエリアの地盤と建設 - 大阪湾を例として -、大阪湾地盤情報の研究協議会大阪湾地盤研究委員会編、大阪湾地盤情報の研究協議会、2002年.
- 19) Koketsu, K. and S. Higashi: Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.82, 1992,

- pp.2328-2349.
- 20) Kagawa, T., B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura: Modeling of 3-D basin structures for seismic wave simulations based on available information on the target area: Case study of the Osaka Basin, Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 94, 2004, 1353-1368.
  - 21) 三田村宗樹、竹村恵二、北田奈緒子、斉藤礼子: 試錐資料から見た神戸・阪神間の地下地質、第四紀研究、Vol. 39, 2000, pp.319-330.
  - 22) 今井常雄、殿内啓司: N値とS波速度の関係およびその利用例、基礎工、1982年、pp. 70-76.
  - 23) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門、鹿島出版会、1997年.
  - 24) Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake: Seismic refraction, in A. E. Maxwell ed., *The Sea---Ideas and observations on progress in the study of the seas, 4, Part 1*, Wiley-interscience, New York, 1970, pp. 53-84.
  - 25) 香川敬生、澤田純男、岩崎好規、南荘淳: 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化、地震2、Vol. 51、1998年、pp.31-40.
  - 26) 宮腰研、香川敬生、趙伯明、徳林宗孝、澤田純男: 大阪堆積盆地における深部構造のモデル化(その1)、第25回地震工学研究発表会講演論文集、1999年、pp.185-188.
  - 27) 堀川晴央、水野清秀、佐竹健治、関口春子、加瀬祐子、杉山雄一、横田裕、末廣匡基、Arben Pitarka: 大阪平野3次元地盤構造モデルの作成、活断層古地震研究報告、Vol. 2、2002年、pp.291-324.
  - 28) Fukushima, M.: A successive quadratic programming algorithm with global and superlinear convergence properties, Math. Programming, Vol. 35, 1986, pp. 253-264.
  - 29) Cho, I., M. Tsurugi, T. Iwata, T. Kagawa and B. Zhao: Modeling of the spectral amplification characteristics at the strong motion observation sites in the Osaka basin, Japan, Proc. 13th World Conf. Earthq. Engng., No. 825, 2004 (CD-ROM).
  - 30) Horike, M. and Y. Takeushi: Possibility of spatial variation of high-frequency seismic motions due to random-velocity fluctuation of sediments, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.90, 2000, pp.48-65.
  - 31) 岩田知孝、香川敬生、長郁夫、鶴来雅人: 地盤構造モデルに基づく理論的サイト増幅特性の評価 - 大阪堆積盆地を対象とした検討 -、科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン~リサーチ・レポリューション・2002~ 大都市大災害軽減化特別プロジェクトI 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成15年度成果報告書、2004年、753-775.
  - 32) Ohta, Y. and N. Goto: Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes, Earthq. Eng. Struc. Dyn., Vol. 6, 1978, pp. 167-187.
  - 33) 先名重樹、宇佐美光宣、岩崎悦夫、藤原広行: 強震動評価のための浅部地盤モデルの作成と検討、日本地震学会2004年度秋季大会、2004年、A64.

(受理: 2004年5月21日)

(掲載決定: 2004年12月3日)

## Modeling of a shallow S-wave velocity structure for evaluation of site amplification spectrum: Osaka Bay areas

Ikuo, Cho<sup>1)</sup>, Boming Zhao<sup>2)</sup>, Takao Kagawa<sup>3)</sup>

1) Senior Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.

2) Senior Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Engineer.

3) Member, Chief Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.

### ABSTRACT

We present an effective method to model shallow-subsurface S-wave structures and apply it to Osaka Bay areas. In our approach, the geological structure is represented as a multi-layered model by referring dense geological logging data, and it is considered to be a structure model of physical properties. An S-wave velocity in each layer is modeled so that the resulting structure model can well reproduce the theoretical amplifications calculated by one-dimensional velocity structures of the velocity logging data. In this study, the geological structure of Osaka Bay areas is represented as a model having four layers: (1) filling, (2) alluvial layers including Ma13, (3) a diluvial gravel layer (Dg1), and (4) a diluvial clay layer (Ma12). The theoretical amplifications are calculated using the four-layer model. S-wave velocity in each layer is modeled through an inversion process to fit the model amplifications with the theoretical ones calculated using the detailed velocity logging data. We assume that the S-wave velocity assigned to the top layer varies locally, while those assigned to the other layers are common in the target area. As the results, S-wave velocities in (2)-(4) layers are modeled as 143, 343, and 195 m/s, respectively. The velocity structure consisting of (1)-(4) layers with the above S-wave velocities reflects general characteristics of the detailed velocity structures from velocity logging data. The theoretical amplifications calculated with resulting model structures correspond well with those calculated from the velocity structures of velocity logging data.

*Key Words: Strong ground motion, Site amplification spectrum, velocity structure, S-wave velocity, PS logging*