

3. 3. 8. 3 表層地質とサイト特性に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：表層地質とサイト特性に関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	チームリーダー	岩田知孝	iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
(財)地域地盤環境研究所	客員研究員	香川敬生	kagawa@geor.or.jp
(財)地域地盤環境研究所	客員研究員	長郁夫	cho@geor.or.jp
(財)地域地盤環境研究所	客員研究員	鶴来雅人	turugi@geor.or.jp
京都大学原子炉実験所	助教授	釜江克宏	kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp
京都大学原子炉実験所	助手	川辺秀憲	kawabe@rri.kyoto-u.ac.jp
京都大学・防災研究所・地震災害研究部門	助教授	松波孝治	matunami@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学・防災研究所・地震予知研究センター	助手	大見士朗	ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(c) 業務の目的

強震動予測の高精度化には、震源モデルと地下構造モデルの構築が必要とされる。地下構造モデル構築に資することのできる基本的情報は、人工地震探査やボーリング調査などが上げられるが、それらを直接用いることのできる地域は限られており、数々の地球物理学的情報により外挿する必要がある上に、構築された3次元物性値モデルの妥当性を、実地震記録で検証する必要がある。そのためには各種の強震観測データを用いたモデル評価と、人工地震探査だけでは得ることの困難なパラメータ、たとえば堆積層内のQ値などを、観測地震データをもとに評価する必要がある。これらの必要性から、本研究項目においては、地下構造モデルの検証を、実記録を用いて行うことを主たる目的として、研究をすすめる。

(d) 5ヵ年の年次実施計画

1) 平成14年度：強震観測データを用いたサイト増幅特性の評価、堆積盆地モデル高精度化を目的とした堆積層内長周期(<1Hz)のQ値の評価、堆積盆地の理論と実際のサイト増幅特性評価を大阪堆積盆地をテストサイトとして行った。

2) 平成15年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と、広域地下構造構築法に関する研究、広域堆積盆地構造の強震動生成との関係、盆地内減衰構造、地震波伝播散乱構造に関する研究を行う。各種の強震データベースの構築をすすめる。

3) 平成16年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と広域堆積盆地構造モデルの実記録による改良を行う。各種の強震データベースの構築をすすめる。

4) 平成 17 年度：地下構造調査結果による構造情報を取り入れた地下構造モデルの高精度化を行う。

5) 平成 18 年度：特に大阪堆積盆地などを念頭においた、地下構造モデル妥当性の検証と改良を行う。

(e) 平成 15 年度業務目的

サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と、広域地下構造構築法に関する研究、広域堆積盆地構造の強震動生成との関係、盆地内減衰構造、地震波伝播散乱構造に関する研究を行う。各種の強震データベースの構築をすすめる。

(2) 平成15年度の成果

(2-1) 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～

岩田知孝(京都大学防災研究所)

iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

香川敬生((財)地域地盤環境研究所)

kagawa@geor.or.jp

長郁夫((財)地域地盤環境研究所)

cho@geor.or.jp

鶴来雅人((財)地域地盤環境研究所)

turugi@geor.or.jp

(a) 業務の要約

本研究の狙いは、地震基盤までの大局的な構造を記述する「深部地盤モデル」にサイト直下のPS検層データ(「浅部地盤モデル」と呼ぶ)を載せたような地盤のモデル化が広い周波数帯域での強震動予測のために妥当であるかを調べることである。この目的を達成するための一環として、我々は上記地盤モデルに基づいて1次元S波理論で評価される理論的サイト増幅特性について次の検討を行った。まず大阪盆地内の地震観測点において経験的サイト増幅特性を評価し、理論と比較した。17サイトにおける比較ではほとんどのサイトで理論と経験の一致が倍半分の範囲内、10サイトにおいては約5Hz以下で非常に良く一致するという結果が得られた。次に大阪平野西部における特性化浅部地盤モデルを利用して理論的サイト増幅特性の一般的特徴を抽出した。最後に、堆積層を数層に分けるような深部地盤モデルの大局的なモデル化がサイト増幅特性に与える影響を検討し、1次元S波理論の適用範囲では上の地盤モデル化のアプローチが妥当であることを確認した。

(b) 業務の成果

はじめに

我々は昨年度報告¹⁾でも同目的、同手順により理論的サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性を比較した。経験的サイト増幅特性は鶴来他²⁾が評価した大阪盆地内の21強震観測点(強震ネット(K-net)の観測点8点、関西地震研究協議会(関震協)の観測点13点))のものを用了。その結果、増幅特性の概観は良く類似することが分かったが、経験的評価は理論的評価よりも数倍大きいという系統的な傾向が見られた。そこで本報では、経験的サイト増幅特性の評価に用いたデータには後続波が多分に含まれていた可能性を鑑み、経験的評価がなされている全サイトでデータ長を調整して再解析を行ない理論的評価結果と比較する。

次に、大阪平野西部の密な検層データに基づいて特性化された浅部地盤モデルを用いて、その地域における理論的サイト増幅特性の一般的特徴を抽出する。特性化浅部地盤モデルの採用により、深部地盤モデルと浅部地盤モデルの合成地盤モデルを基盤深度の関数として表現することができるようになる。そこで、基盤深度を系統的に変化させて対応する理

論的サイト増幅特性を計算しその系統的な変化を観察する。

最後に、深部地盤モデルにおける堆積層のモデル化の仕方について検討する。本報では、堆積層を3層に分けるような大局的な深部地盤モデルを採用している。このような簡便なモデル化が理論的サイト増幅特性の評価に与える影響を、詳細にモデル化された深部地盤モデルの理論的サイト増幅特性との比較によって検討する。深部地盤モデルの簡便なモデル化は、実用面から利便性の高いアプローチであるが、その簡便化が強震動の評価に与える特徴的な影響を把握しておくことは重要である。ここではその一環として、簡便な堆積層モデルが理論的サイト増幅特性の評価に与える影響を検討する。

経験的サイト増幅特性の最評価

昨年度報告¹⁾で用いた経験的サイト増幅特性²⁾は、近地の中小地震(震源距離100km以内、Mw3.6-4.8程度)記録におけるS波到達時から40.96秒間の波形を用いて解析されたものである。したがって解析データには後続波群のほとんどが含まれてしまう場合が多く、1次元S波理論と比較する場合、理論では表現できない表面波等の影響が経験的サイト増幅特性には強く含まれている可能性が危惧される。

7.00秒間の波形(解析の際は0詰めして40.96秒としている)を用いて経験的サイト増幅特性を再解析した。波形部分の変更以外、解析に用いる地震や解析方法、データ処理の詳細等すべて鶴来他²⁾と同様の手順を踏まえた。

図1は、鶴来他²⁾の解析結果と本報による再解析結果との比較である。同図を含め、これ以降に示すすべてのスペクトルは、特に断らない限り昨年度報告¹⁾と同様に鶴来他²⁾の平滑化ウィンドウを適用している。同図によれば、再解析結果はおしなべて鶴来他²⁾よりも増幅特性が小さくなっている。特に低周波数帯域においてそれが顕著なことは、鶴来他²⁾に含まれていた後続波、特に表面波の影響が除去されたことを表しているものと考えられる。サイト、周波数帯域によっては、増幅特性が半分以下になる場合も多く見られる。

経験と理論との比較

地盤モデル

経験的サイト増幅特性を再評価した上記21観測点すべてについて理論的サイト増幅特性を評価し、経験的サイト増幅特性と比較する。理論的サイト増幅特性の評価に用いる地盤モデルは昨年度報告¹⁾と同様である。すなわち深部、浅部地盤モデルを用いて線形1次元S波理論により評価したものをを用いる。

深部地盤モデルとして、香川他³⁾のS波速度と宮腰他⁴⁾の層境界深度でモデル化される大阪盆地構造を用いる。このモデルは地震基盤までの堆積層をA、B、C層の3層に分割する大局的な3次元的盆地構造モデルである。地質的には洪積層から基盤岩(花崗岩)までの地層に対応するとされている(香川他⁵⁾)。浅部地盤モデルとしては、各サイト直下あるいはごく近く(2km以内)の検層孔で得られているPS検層データを用いる。関震協の観測点13点のうち4点(OCU、TD0、TYN、YAE)は近くにPS検層孔がないので、深部地盤モデルを用いて評価した理論的サイト増幅特性のみ経験と比較することになる。詳細は昨年度報告¹⁾を参照されたい。

浅部モデルは高周波数帯域でピークを形勢するが、低周波数帯域では平坦でほぼ1とな

る場合が多い。低周波数帯域における浅部モデルの役割は小さい。

昨年度報告¹⁾では浅部地盤モデルの減衰として、関震協の森河内（MRG）観測点で得られている動的試験結果を参考に、MRG と MOT（関震協、本町観点）を除くすべての観測点の全層に 2.0%の減衰係数を設定した。MRG と MOT では動的試験で得られている値を採用した。

本報でも深部、浅部地盤モデルの減衰は昨年度報告¹⁾と同様に設定する。

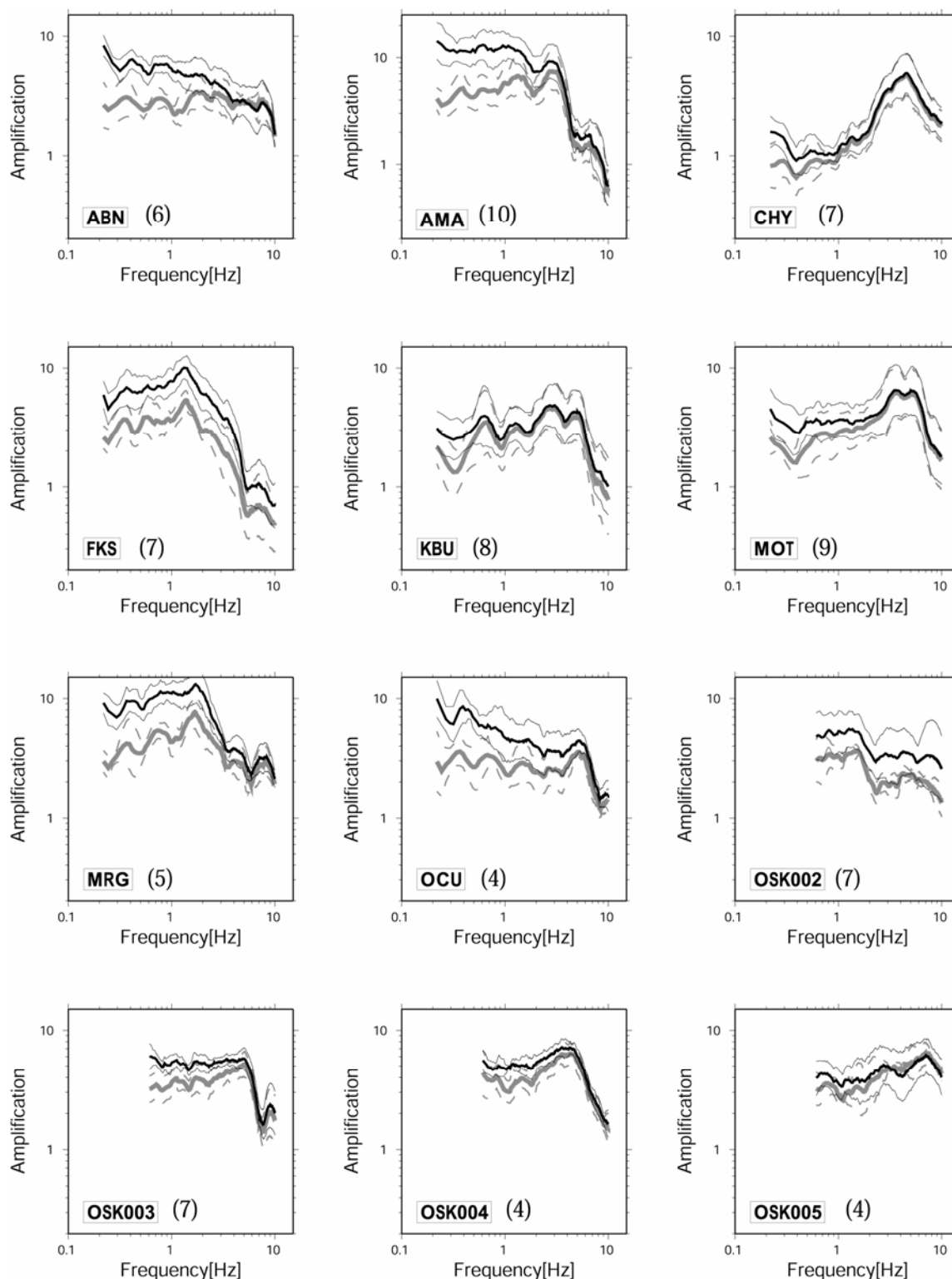


図1 鶴来他²⁾により解析された経験的サイト増幅特性(実線)とその再解析結果(薄太線)との比較。細実線、細薄破線は標準偏差を表す。括弧内は解析に用いた地震数。

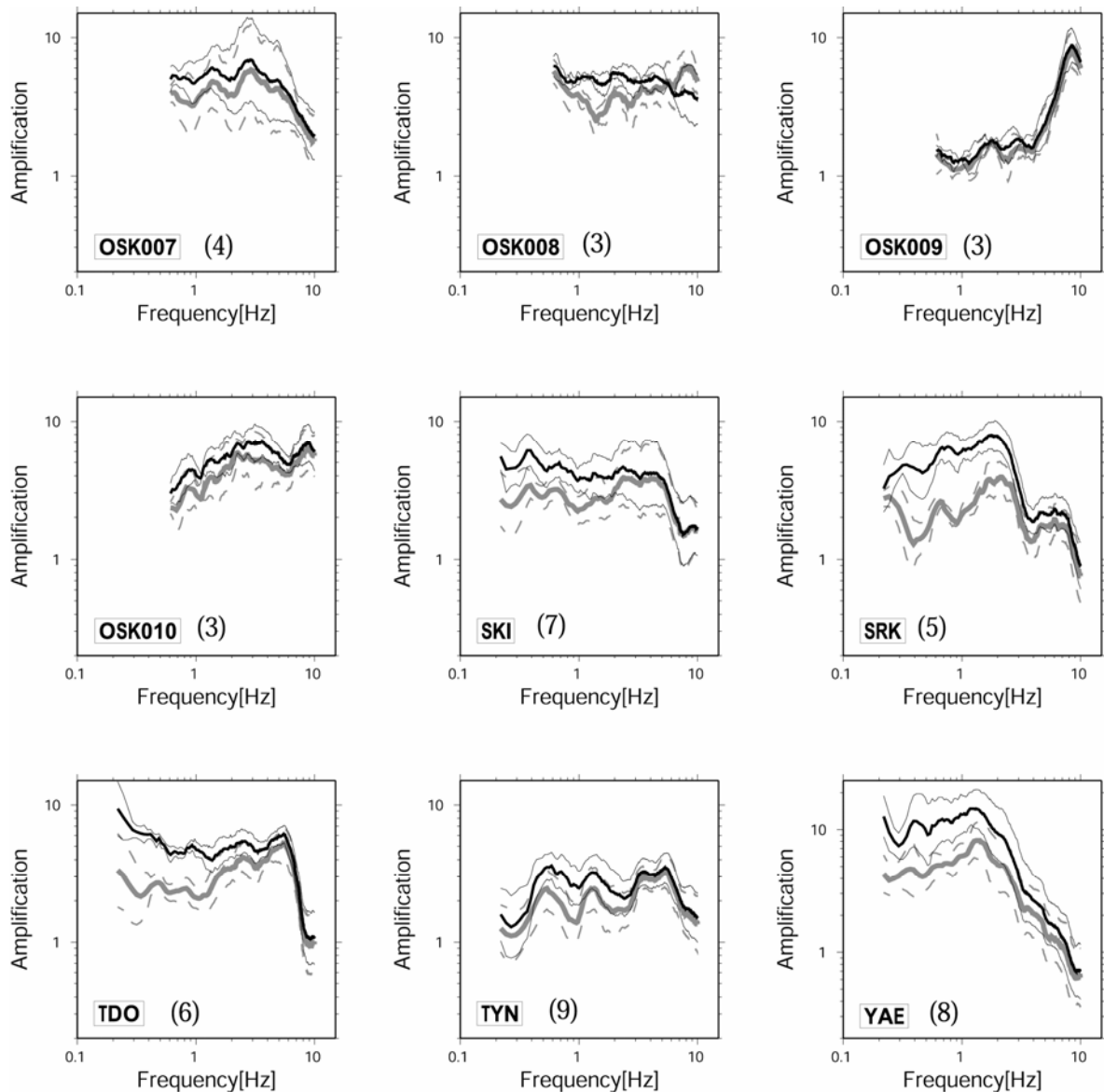


図1 続き。

理論と経験の比較

図2によれば、合成地盤モデルに基づく理論的サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性の不一致は倍半分の精度におさまっている。周波数帯域ごとの一致度の相違を観察すると、低周波数側のほうが高周波数側よりも一致が良いことが分かる。そこでここでは5Hz程度よりも低い周波数帯域に着目することになると、浅部地盤モデルを有する17観測点のうち10観測点では非常に一致が良いようである（図3右の項目2で○印がついた観測点）。

図4は理論と経験の一致度における空間分布である。同図によれば、一致度は観測点位置に依存するように見える。一致の良い観測点は、盆地端部から離れた場所に位置する。一致の良くない観測点は盆地端部付近に位置する。

理論と経験の一致の悪い観測点があるのは事実だが、全体としては、我々の地盤モデルと1次元S波理論に基づく理論的サイト増幅特性の評価は妥当といえそうである。

CHY（関震協千早）、OSK007（K-NET羽曳野）、OSK008（K-NET岸和田）の3点は顕著に一致の悪い観測点である。まずCHYは堆積盆地の外側に位置する観測点であり、風化花崗岩とし

ての地震基盤が地表に露岩している観測点である。盆地内部の観測点と同じ地盤のモデル化手法を適用するのはそもそも合理的ではなかったといえる。我々は増幅特性の推定のために既存のPS検層データを載せたわけだが、結果として得られた一致の悪さは、この観測点における浅部地盤構造の情報不足を示しているといつて良い。

OSK007、OSK008の不一致の内容は、1 Hz以上の周波数帯域で理論的評価が系統的に過小評価しているということである(図3、4)。したがってその主要な原因は深部地盤モデルの減衰か浅部地盤モデルの設定そのものにあると考えられる。前者であれば一致の悪い観測点は図4に示されるように離れては分布しないと考えられるから、おそらく原因は浅部地盤モデルにある。

例えば、OSK007のS波速度はほとんど地表で0.35km/sに達する。しかしこれは地表が露岩した工学的基盤、すなわち空間的に共通な入力地震動を定義できる基盤であることと必ずしも同意ではない。確認のためには、やや広域的に浅部地下構造を調査する必要がある。

高周波数帯域で一致が良くない観測点についてはまずこのような考えに基づいて浅部地盤モデルを再検討することが有意義だろう。仮に観測点直下のPS検層を用いることができたとしても、PS検層から得られる地下構造はあくまでも点データであり、波長に応じた不整形性を反映していないことを意識すべきである。

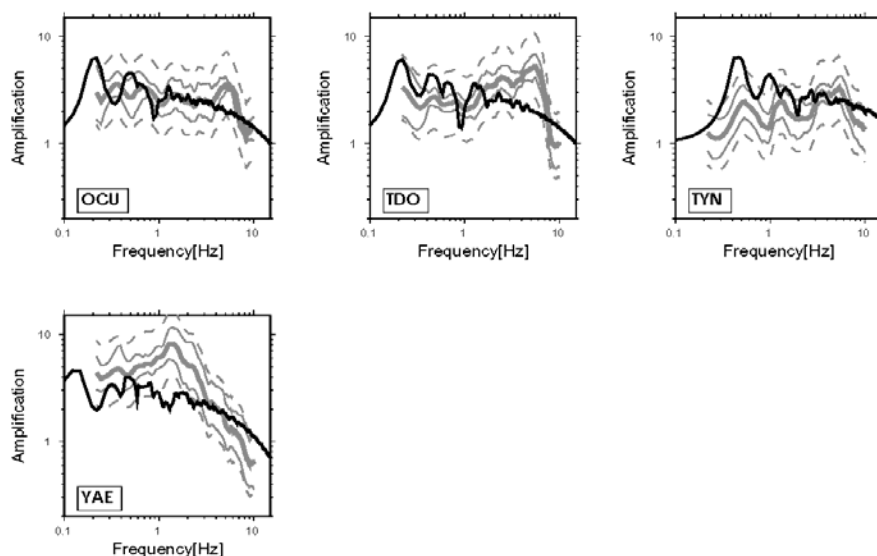


図2 深部地盤モデルしか存在しないサイトにおける理論サイト増幅特性(実線)と経験的サイト増幅特性(薄線)との比較。左、中央、右は理論的サイト増幅特性の評価にそれぞれ深部、浅部、合成地盤モデルを用いた場合。薄太線、薄実線はそれぞれ解析結果の平均値、標準偏差を示す。薄点線は解析結果の平均値の倍、半分を表す。

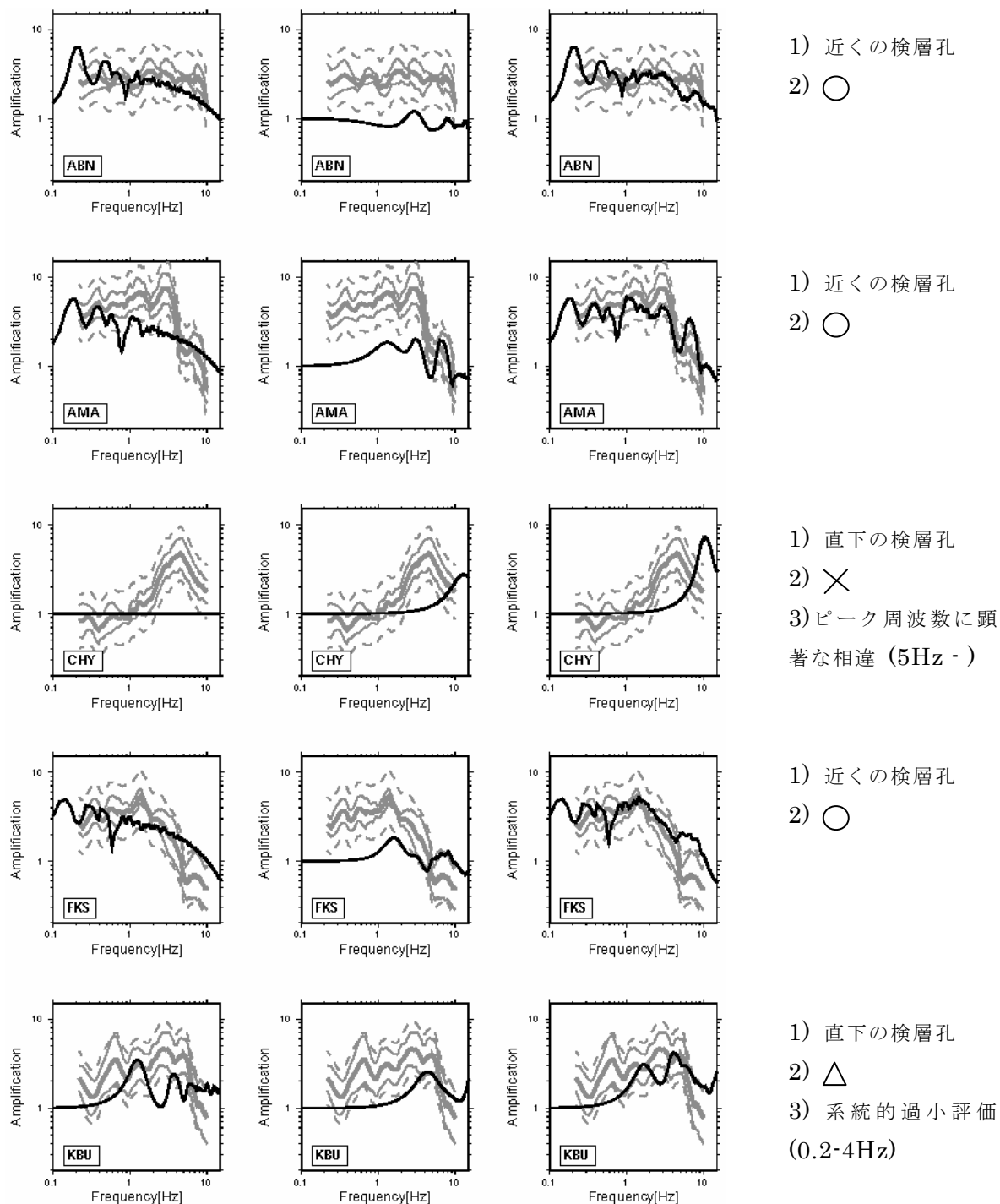
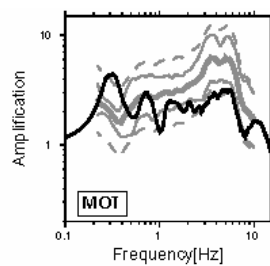
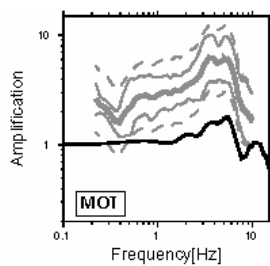
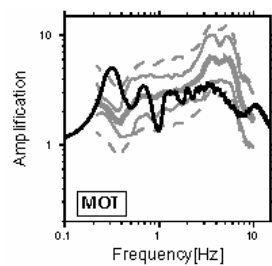
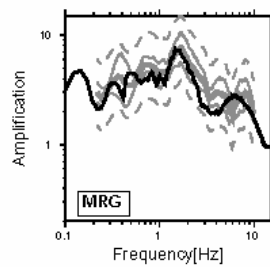
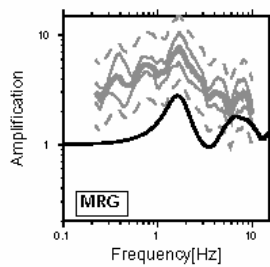
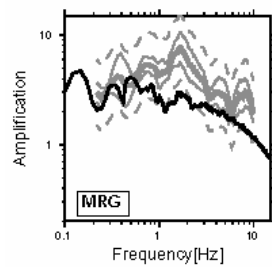


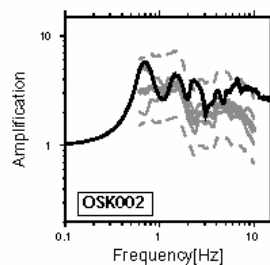
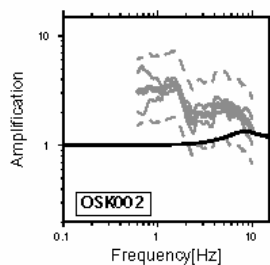
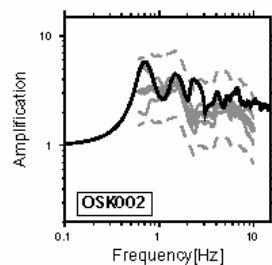
図3 理論サイト増幅特性(実線)と経験的サイト増幅特性(薄線)との比較。左、中央、右は理論的サイト増幅特性の評価にそれぞれ深部、浅部、合成地盤モデルを用いた場合。薄太線、薄実線はそれぞれ解析結果の平均値、標準偏差を示す。薄点線は解析結果の平均値の倍、半分を表す。右側の各項目の意味は、1) PS 検層位置、2) 理論(合成地盤モデルを用いた場合)と経験の一致の度合い。○: スペクトルのピークまたはトレンドが5Hz程度まで良く一致しているとみなせる場合。×: 倍半分の範囲にもなくピークまたはトレンドもまったく一致しない場合。△: それらの中間。



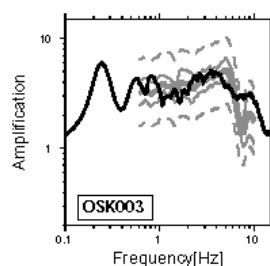
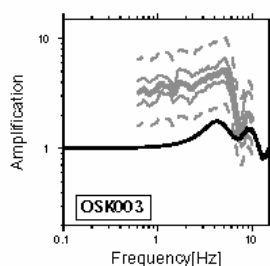
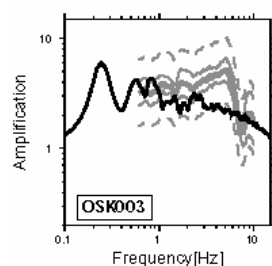
- 1) 直下の検層孔
- 2) $\triangle$
- 3) 系統的過小評価
(1-10Hz)



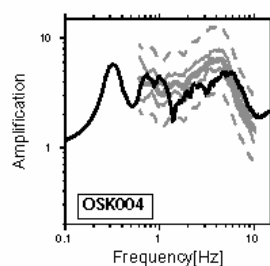
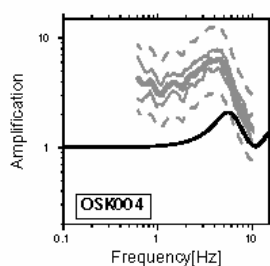
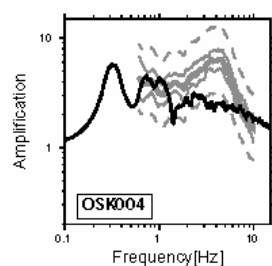
- 1) 直下の検層孔
- 2) $\bigcirc$



- 1) 直下の検層孔
- 2) $\bigcirc$

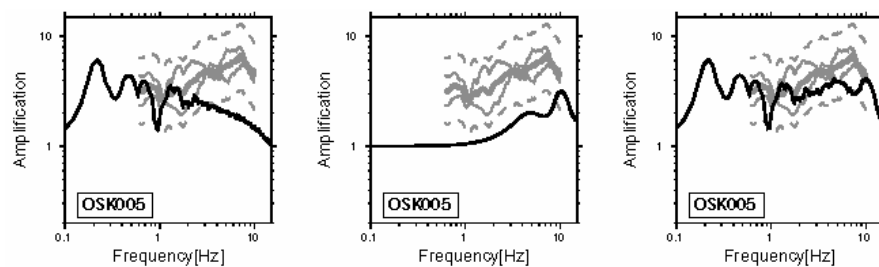


- 1) 直下の検層孔
- 2) $\bigcirc$



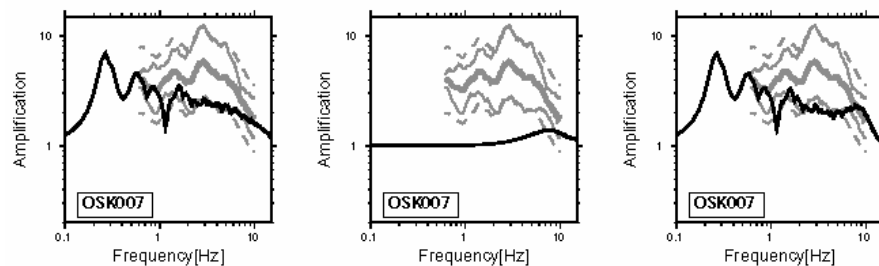
- 1) 直下の検層孔
- 2) $\triangle$
- 3) 系統的過小評価
(1.2-5Hz)

図 3 続き.



1 直下の検層孔

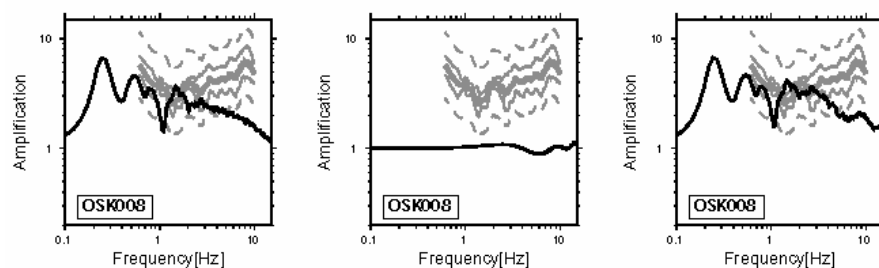
2) ○



1 直下の検層孔

2) ×

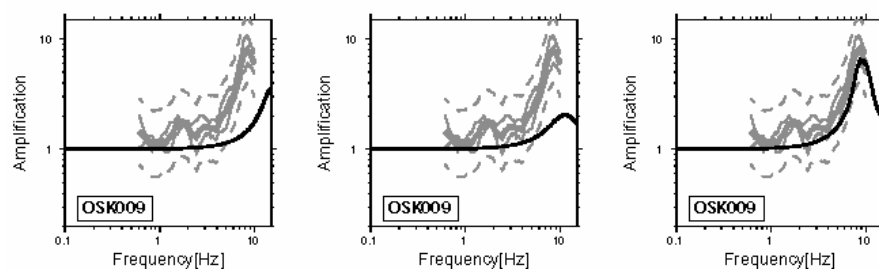
3) トレンド部
(ピーク)に顕著
な相違(系統的
過小評



1 直下の検層孔

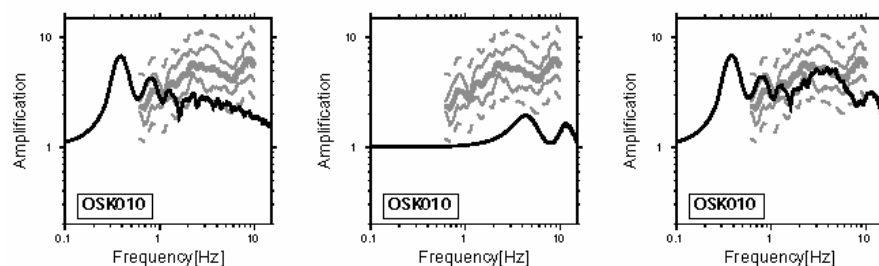
2) ×

3) トレンド部(ピーク)に顕著な相違(系統的過小評価)(3-10Hz)



1) 直下の検層孔

2) ○



1) 直下の検層孔

2) ○

図3 続き.

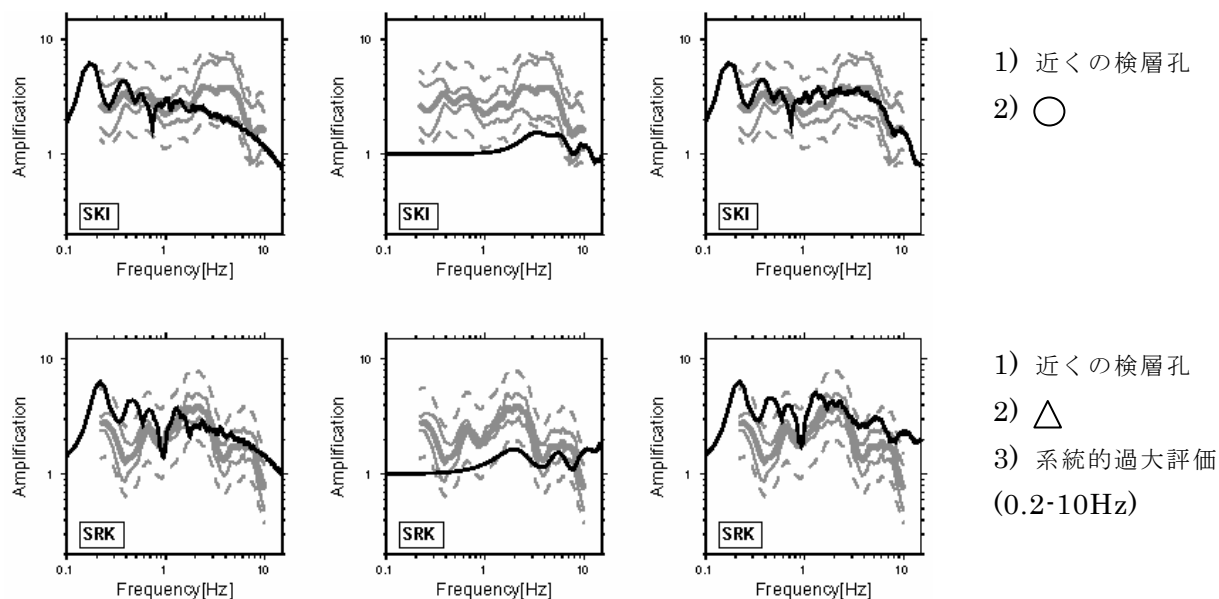


図 3 続き.

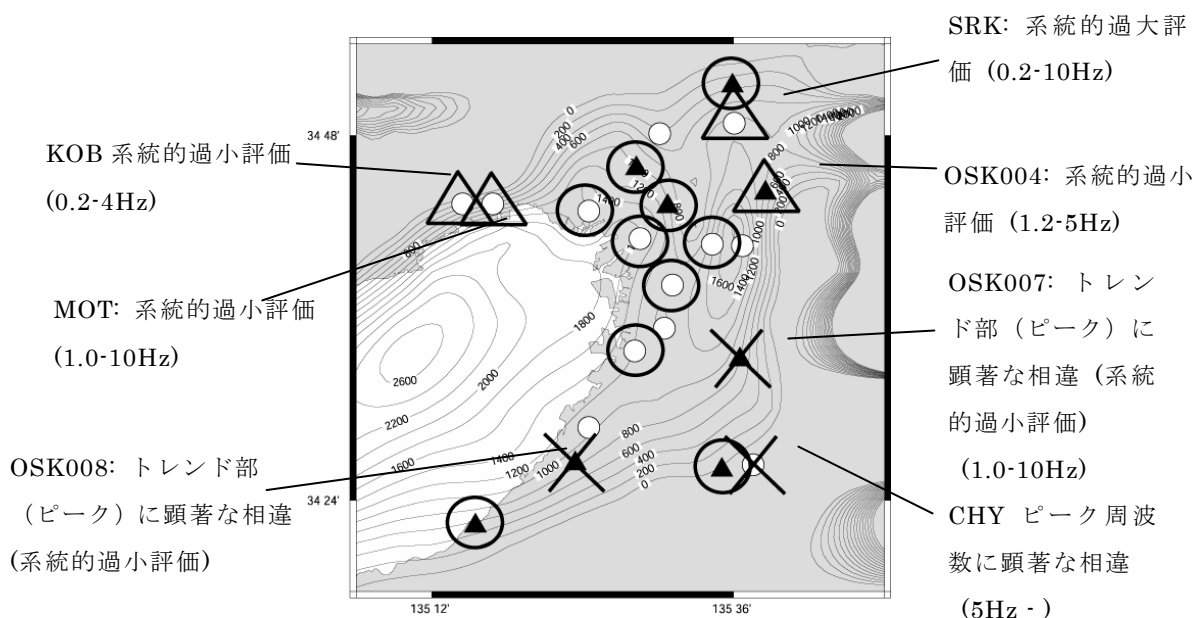


図 4 理論的および経験的サイト増幅特性の一致の度合いの空間分布。○：スペクトルのピークまたはトレンドが 5 Hz 程度まで良く一致しているとみなせる場合。×：倍半分の範囲にもなくピークまたはトレンドもまったく一致しない場合。△：それらの中間。

浅部地盤の特性化

長他^{6,7)}は、大阪湾岸部と大阪平野西部における地表から洪積層(Ma12 層下端)までの浅部構造(深さ数 m から数 10m まで)を均質な 4 層構造でモデル化した(表 1)。モデル化にあたって彼らは表 1 のような地質構造が面的な広がりをもって広域的に分布すること、地質学的層区分と物性値によるそれが良く対応し、各層内の物性は鉛直、水平のいずれの方向についても均質であることを基礎的な仮定としている。

モデル化の手順は次のようになる：

- 1) 表 3 の 2-4 層目に対応する層境界深度が地質データ等から同定されている PS 検層孔をデータベースから抽出する。
- 2) PS 検層データに線形 1 次元 S 波理論を用いてサイト増幅特性を評価する。
- 3) 2) の理論的サイト増幅特性を疑似的に経験的サイト増幅特性とみなし、
- 4) 表 3 の 4 層分割で層境界深度を固定し、2) の疑似経験的サイト増幅特性を説明するための各層の S 波速度を逆解析する。

具体的には、54 孔の PS 検層データと地質構造の対応から、すべての孔で 2 - 4 層目の物性は同一として逆解析がなされた。1 層目の物性は各孔で異なるとされた。これは、地表から沖積層上端までの最表層は埋立土や盛土であり、地点による差が大きいとの判断による。増幅特性の理論的評価に必要な密度、減衰はそれぞれ Ludwig et al.⁸⁾、 $Q_s = V_s/15$ の経験式から評価されている。

表 1 特性化浅部地盤モデル

層	対応する地質層	V_s [km/s]	Density [tf/m ³]	Q_s
1	表土：地表～沖積層上端	—	—	—
2	沖積層：沖積層上端～Dg1（第1洪積砂礫層）上端	143	1.7	10
3	洪積層：Dg1上端～Ma12上端	363	1.8	24
4	洪積層：Ma12上端～Ma12下端	195	1.7	13

大阪堆積盆地における一般的層序として、表 1 の浅部構造の下位には第 2 洪積砂礫層、上部洪積層、大阪層群が続く。一方本研究で用いている深部地盤モデルは、上で述べた通り、深部は地震基盤から表層は洪積層までのモデルと位置付けられている。したがって表 1 の構造をその上に載せれば地質的にも自然につながる。

ここで、大阪平野西部に関しては、表 1 の各層の境界深度は基盤深度と強い相関を示すことが分かっている⁷⁾。長他によれば、 i 、 j 層の境界深度 Z_{ij} は次式で表される。

$$Z_{ij} = aZ_{cd} + b \quad (1)$$

ただし Z_{cd} は基盤深度である。 $(i, j) = (2, 3)$ 、 $(3, 4)$ 、 $(4, A)$ (A は深部地盤モデルの A 層) とすると、 $(a, b) = (0.0256, -13.21)$ 、 $(0.02807, -9.511)$ 、 $(0.03758, -15.21)$ となる (相関係数はそれぞれ 0.64、0.63、0.58)。

本報で用いられているサイトのうち AMA (尼崎)、FKS (福島) は式 (1) の評価地域に含まれる。そこで式 (1) を用いて評価される層境界深度モデルに表 1 の物性値を適用して得られる浅部地盤モデルを深部地盤モデルと合成し、昨年度報告¹⁾ で用いた合成地盤モデルと比較すると、図 5 のようになる。ここで表 1 の 1 層目 (埋め立て土や盛土等) は考慮せず 2 層目 (沖積層) が地表に達するものとしている。同図から、詳細な PS 検層データによる浅部地盤モデルが単純な 4 層構造で比較的良くモデル化されていることが分かる。表 1 のモデルにおける Ma12、Dg1 の速度コントラストは詳細な PS 検層データを良く反映している。

図 6 は、対応する理論的サイト増幅特性である。数 Hz 以上のピークの完全な再現は難

しいものの、スペクトルの概観は良く捉えられている。

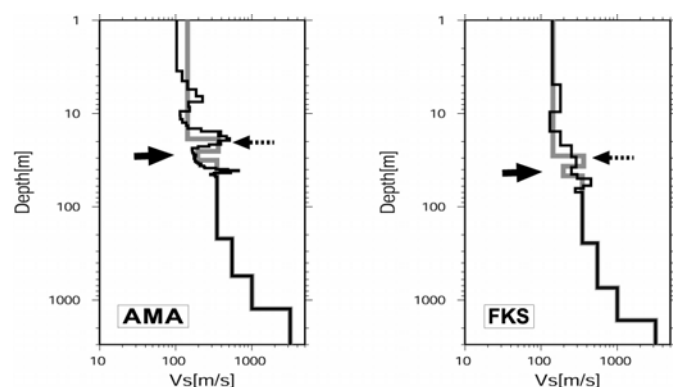


図5 経験式(1)による層境界深度モデルに表3の物性を適用して得られる単純な浅部地盤モデルと深部地盤モデルを合成した地盤モデル(薄太線)。昨年度報告¹⁾で用いた合成地盤モデル(実線)を比較のために同時プロットしている。矢印、点矢印は表3のMa12、Dg1に対応する。

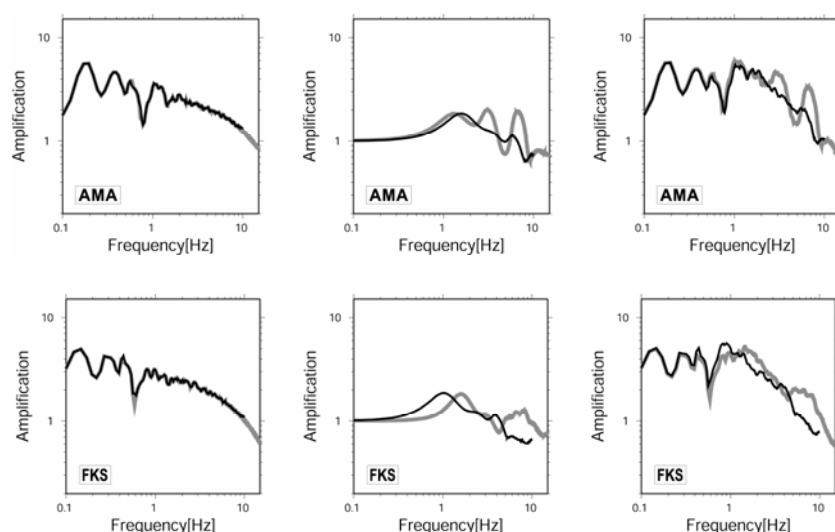


図6 図5に対応する理論的サイト増幅特性。薄線、実線はそれぞれ浅部地盤を特性化していない場合とした場合の理論的サイト増幅特性を示す。左、中央、右はそれぞれ深部、浅部、合成地盤モデルを用いた場合。

理論的サイト増幅特性の一般的特徴

深部地盤モデルと理論的サイト増幅特性

香川他³⁾は、本報で採用している深部地盤モデルの構築の際、基盤深度以外の層境界深度データが存在しない地点では、AB、BC層境界深度(Z_{AB} 、 Z_{BC})は基盤深度(Z_{CD})に比例するとして次式で表した。すなわち、

$$Z_{AB} = 0.193Z_{CD}, \quad (2)$$

$$Z_{BC} = 0.473Z_{CD}. \quad (3)$$

上の関係は深部地盤モデルを構築するためのデータに基づく回帰式である。したがってこの深部地盤モデルは平均的にはただ1つのパラメータすなわち基盤深度により記述されるモデルといって良い。よって基盤深度を系統的に変えながら理論的サイト増幅特性の挙動を観察すれば、深部地盤モデルが理論的サイト増幅特性に及ぼす一般的な傾向を把握することができると思われる。

図7は、AB、BC層の境界深度 Z_{AB} 、 Z_{BC} をそれぞれ式(2)、(3)に基づいて設定した速度構造に1次元S波理論を用いて評価したサイト増幅特性である。基盤深度 Z_{CD} は1500m、 Q_s =

∞ とした場合である。減衰を 0 ($Q_s=\infty$) とするのは、現時点ではデータが少なく曖昧になりがちな減衰の影響を除き問題を単純化するためである。同図の 3Hz 以上の周波数帯域では、スペクトルは起伏を持たず平坦(水平)となっている。これは減衰の影響が除外されているからである。減衰を考慮すると平坦部に傾きが生じる。ただしこの時低周波数帯域のピークの周波数やその絶対値に大きな変化はない。このことは昨年度報告¹⁾でも示した。

深部地盤モデルの A-C 層を除去したり加えたりという系統的な実験によれば、同図のピーク 1 は主に堆積層と基盤の境界に起因すると言える。ピーク 2-4 およびネガティブピーク 5 は深部地盤モデルの堆積層—基盤境界を含む全部の層境界の相互作用により生成すると言える(詳細は次章で述べる)。

基盤深度を浅くすると、理論的サイト増幅特性はスペクトル形状を保ったまま高周波数側にシフトする。例えば図 8 は、基盤深度 3000m から始めてその深度を 1/2 倍することを繰り返しながら計算した理論的サイト増幅特性を同時にプロットしたものである。AB、BC 層境界深度も式(2)、(3)に従い計算し直しているから、その都度深度は 1/2 倍されている。堆積層内の平均 S 波速度は表 1 の値で固定されているから、周波数と波長(層厚に対応)の関係を検討すれば、ピークに対応する周波数は 2 倍ずつ高周波数側にずれると予想される。同図は期待通りの結果を示している。

図 9 は図 8 と同内容であるが、減衰の影響として $Q_s=V_s/15$ を与えた場合である。高周波数帯域における平坦性が失われ周波数の増加とともに増幅率が落ち込む。基盤深度を 1/2 倍していけばスペクトルがその形状を保ったまま倍の周波数まで平行移動するのは図 8 の場合と同様である。基盤深度が浅くなるとピーク周波数は高周波数側にずれるがピークの高さそのものは維持されている。

図 8、図 9 で示される通り、堆積層内の層境界深度が(2)、(3)式のような基盤深度比例型で表される限り、対応する理論的サイト増幅特性はある基準となるスペクトルを周波数軸上で平行移動するような単純な操作で得られる。この特徴のおかげで我々は盆地中央部付近(基盤が浅すぎず A-C 層が存在するという意味)におけるサイト増幅特性のスペクトルの概観について容易に直観的洞察を得ることができる。

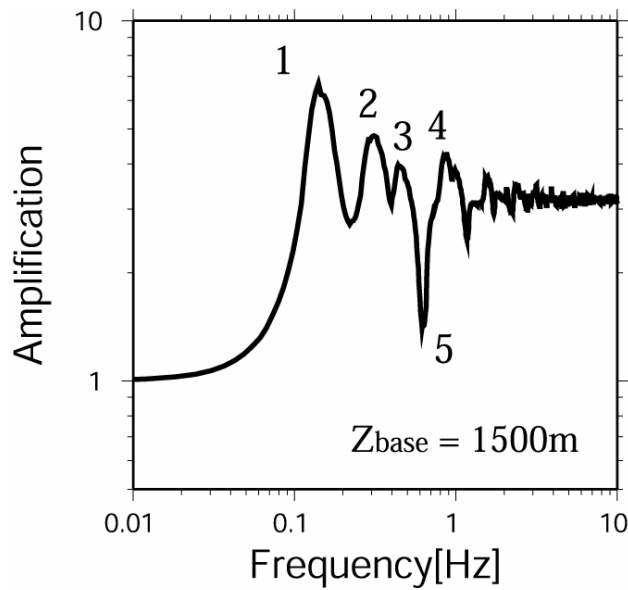


図7 AB、BC層の境界深度をそれぞれ式(2)、(3)に基づいて設定した深部地盤モデルに1次元S波理論を適用して評価されるサイト増幅特性。 $Q_s=\infty$ 、基盤深度1500mの場合。

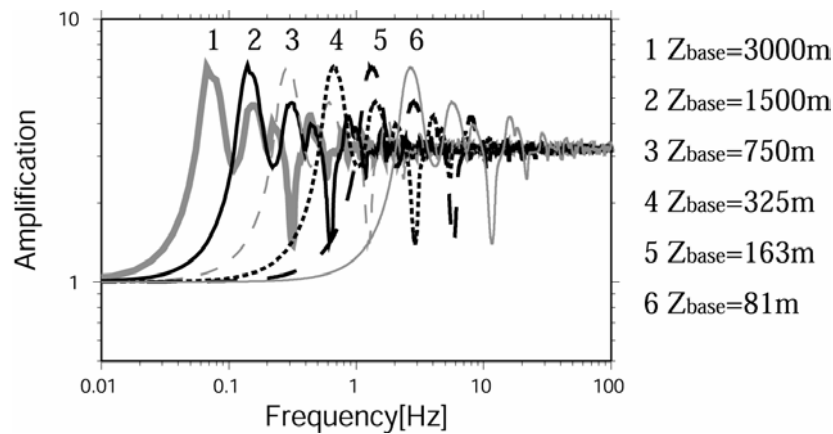


図8 図7と同様。 $Q=\infty$ の場合。基盤深度を3000m、1500mと半分にしていった場合の同時プロット。

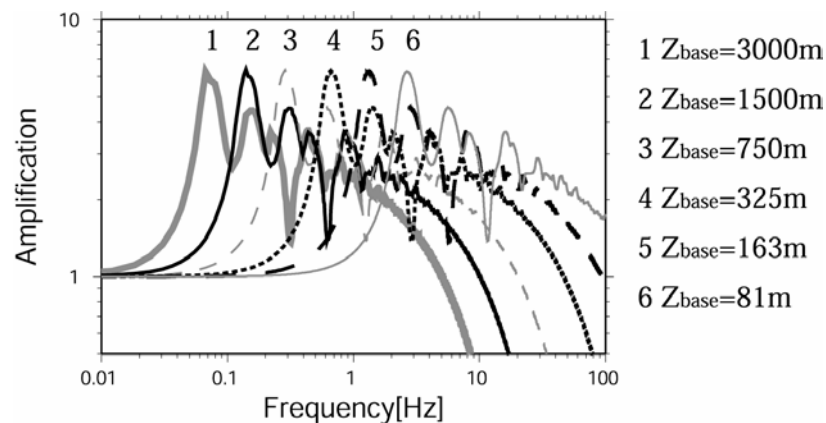


図9 図8と同様。 $Q=V_s/15$ と設定した場合。

浅部、深部および合成地盤モデルと理論的サイト増幅特性

式(1)、(2)、(3)の経験的關係は、大阪平野西部では、深部から浅部までの平均的な構造を基盤深度という1つのパラメータで統一的に表現できることを表している。このことは、上で深部地盤モデルに対して行ったような基盤深度に基づく一般的考察を浅部および

合成地盤モデルに対しても展開できることを意味する。

図 10 は基盤深度を系統的に変化させて評価した浅部、深部および合成地盤モデルに対応する理論的サイト増幅特性である。浅部、深部地盤モデルの層境界深度を、式(1)－(3)で評価している。 $Q_s=\infty$ として基盤深度を 1000、1500、2000m とした場合を示す。同図は、基盤深度が浅くなるとともに、浅部、深部地盤モデルに対応する理論的サイト増幅特性がほぼ同様に高周波数側に平行移動する様子を示している。

さて図 10 によれば、浅部、深部地盤モデルに対応するピークは周波数軸上で分離して現われ、その境界となる周波数は基盤深度に依存することが分かる。基盤深度が 1000m から 2000m まで変化すると、境界となる周波数はおよそ 1.0Hz から 0.5Hz まで変化する。つまり地盤モデルと理論的サイト増幅特性の関係について、我々は昨年度報告¹⁾で「浅部および深部地盤モデルは 1Hz 程度以上、以下にそれぞれ有意なピークを形成する」としてきたが、より詳細にまたより一般的に見ると、大阪平野西部で「1Hz 程度」を「基盤深度に応じて 0.5Hz から 1Hz 程度」としたほうが良さそうである。

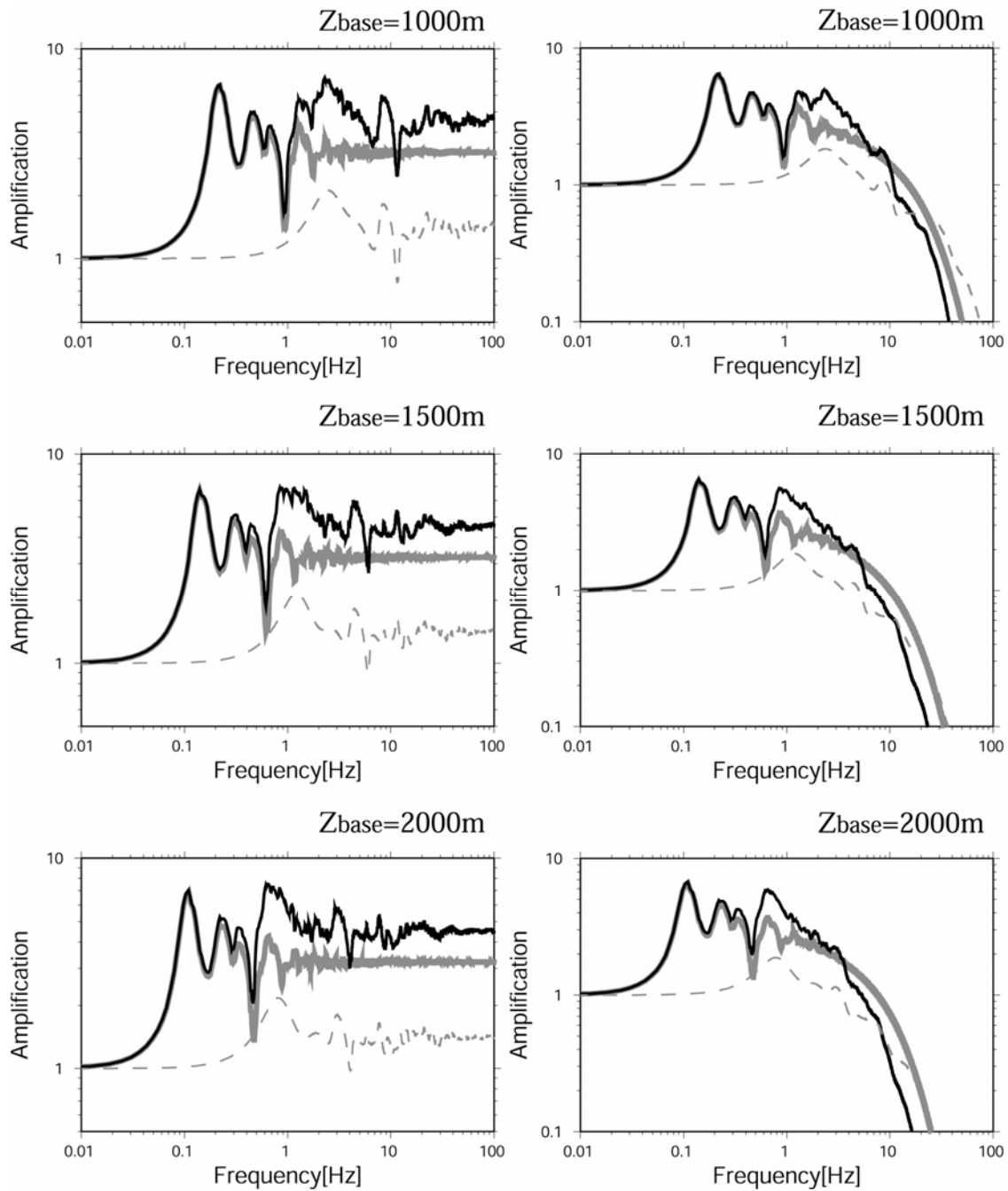


図 10 浅部および深部地盤モデルの層境界深度をそれぞれ式(1)、(2)、(3)に基づいて設定した場合の浅部、深部および合成地盤モデルに対応する理論的サイト増幅特性(それぞれ薄点線、薄太線、実線)。上、中、下はそれぞれ基盤深度を 1000、1500、2000m とした場合。左：減衰の影響を除外するために Q_s は ∞ に設定されている。右：減衰の影響として $Q_s = V_s/15$ が仮定されている。

深部地盤モデルの堆積層のモデル化に関する検討

本報で用いている深部地盤モデル(本章では3層モデルと呼ぶ)はデータの多寡に応じて更新しやすいという点で有効である⁹⁾。この特徴は、堆積層構造を均質な数層で分割してスプライン関数で層境界深度型モデルを構築することにより得られるものである。つまり地震基盤までの堆積層を数層に分割するという大胆なモデル化は、実用面からの要請であり、利便性の高いアプローチである。

これに対し、堀川他¹⁰⁾は近年大量のデータに基づく詳細な大阪盆地の深部地盤モデルを構築した(以降、詳細モデルと呼ぶ)。3層モデルのような深部地盤モデル化のアプローチが強震動の評価に与える特徴的な影響を抽出するために、良い比較モデルとなりそうである。詳細モデルは、構造の不連続や盆地端部における地震基盤の崖構造等を取り入れた点、同一層内で物性が連続的に変化する点を顕著な特徴とする。両モデルの基盤深度は盆地内の位置によっては相違が目立つところもあるが、大部分の領域では良く似ている¹⁰⁾。

ここでは堆積層内物性値のモデル化の相違に着目して両モデルを比較し、それが1次元S波理論に基づくサイト増幅の評価に与える特徴的な相違を検討する。大阪平野東部から南西方向のライン上に並ぶ4つのサイト(中央部から、MRG、ABN、SKI、OSK008(それぞれ関震協森河内、阿倍野橋、堺観測点およびK-NET岸和田観測点))を抽出して両モデルを比較する(図11)。

図12に示される通り、詳細モデルでは、堆積層内部の物性は基本的には連続的に変化する。3層モデルはそれを平均して単純化したようなモデルであることが分かる。

図13は線形1次元S波理論に基づく増幅特性の比較である。参考のために、図14に平滑化していない増幅特性の比較を示す。これらの図を見ると1Hzないし2Hz以下の低周波数帯域ではピーク周波数や絶対値に若干の相違はあるが、特に目に付くのはむしろ、高周波数帯域(数Hz以上)のトレンド部に見られる傾きの相違だろう。しかし実はこの相違は両モデルの本質的な相違ではない。既に何度か述べてきたようにスペクトルのトレンド部の傾きは減衰に依存する。そして図13、14の理論的サイト増幅特性評価のために設定された減衰は、モデル固有のパラメータというよりもむしろそれぞれのモデルに便宜上あてがわれたものに近い。我々は3層モデルについては、昨年度報告¹⁾に基づいてA、B、C層にそれぞれ1.0%、0.5%、0.5%と設定した。詳細モデルについては堀川他¹⁰⁾に基づいて $Q_s=V_s/20$ としたが、彼らによれば、この設定も便宜的なものである。

そこで両モデルで統一して $Q_s=V_s/15$ を適用してみると、両モデルのトレンド部はかなり類似してくることが分かる(図15)。

前章にならって減衰の影響を完全に除去($Q_s=\infty$ に設定)すると、両モデルの純粋な(実数)インピーダンス(=密度×S波速度)構造が理論的サイト増幅特性に及ぼす影響を直接比較できる。図16によれば、低周波数側から1つ目のピークは周波数、絶対値ともに良く対応している。2つ目のピークについては両モデルで対応する場合もあればそうでない場合もあることが分かる。

図17は、両モデルにおける低周波数側から2つ目のピークの生成要因を検討するために基盤を除いて評価した理論的サイト増幅特性である。つまり堆積層内部構造に起因する増幅特性である。同図によれば、3層モデルの場合絶対値は小さいがスペクトルの概観は基盤がある場合と良く似ていることが分かる。これに対し詳細モデルではピークがほとん

ど見られない。

この相違は、堆積層内のインピーダンス構造の特徴的な相違に起因する。1/4 波長則に基づく共振周波数という観点からすると、3 層モデルの A、B 層に対する C 層の間の関係と A、B、C 層に対する D 層の間の関係は良く似ている。したがって、D 層つまり基盤を除いても堆積層内部の A、B、C 層間の相互の関係によりスペクトルの特徴が維持される。しかし詳細モデルの場合堆積層内のインピーダンス構造は、堆積層と基盤で構成されるインピーダンス構造とまったく異なる。詳細モデルでは堆積層内部に強いインピーダンスコントラストがないので、堆積層内部で強い反射波が生成されないのである。

要するに、図 1 6 のスペクトルに見られる 2 つ目のピークは、3 層モデルの場合基盤および堆積層内の各層(したがって境界面は 3 つ)の重複反射により生じるが、詳細モデルの場合は堆積層と基盤という単純な 2 層構造(境界面は 1 つ)により生成されるものと位置付けることができる。このメカニズムの相違は、入力地震動あるいは単純なインパルス波形を両モデルに入力した場合の応答波形の相違としては顕著に現われる(図 1 8 のイメージ図を参照)。同地域における地盤のモデル化の仕方による応答波形の相違は赤澤他¹²⁾でも詳しく議論されている

図 1 9 は、詳細モデルの堆積層構造を均質な 1 層(S 波速度 700m/s、密度 1.9tf/m³、 $Q_s = \infty$)で置き換えた場合の理論的サイト増幅特性である(SKI の場合)。スペクトルの概観は物性が連続的に変化する場合(図 1 6)と良く類似している。これは、詳細モデルの理論的際と増幅特性が単純な 2 層構造から類推しやすいものであることを示す例である。

このように、ピーク生成のメカニズムを異にしながらも、単純な 3 層モデルで結果的に詳細なモデルと類似の増幅特性を得ることができるというのは興味深い事実である。理論的サイト増幅特性の評価すなわち振幅特性を対数軸で評価するような概略的な把握のためには、3 層モデルと詳細モデルで基盤深度が良く一致する大部分の領域では、減衰特性を調整すれば両モデルに大差はないといえそうである。

ただし上述の通り、波形として比較した場合に現われる相違には注意すべきだろう。3 層モデルにおいては堆積層内の重複反射の影響が強いということは、時間領域(波形)における顕著な後続波の生成に帰結する。詳細モデルでは、単純化すると地震基盤と堆積層の 2 層モデルとして把握可能であることから想像できるように、地震基盤からの反射波以外の後続波は顕著ではない。3 層モデルおよび詳細モデルを用いた差分計算例(例えば、堀川他¹⁰⁾、趙他¹²⁾)はこの予測を反映している。

本報で用いてきた 1 次元 S 波理論の範囲を超えることにはなるが、ここで後続波群の生成に関連して上の 2 つの深部モデルにおける堆積層構造のモデル化の相違が表面波の生成に及ぼす相違を次に簡単に見てみる。というのは、堆積層内部における重複反射の影響が強いということは入射波のエネルギーが堆積層内に閉じ込められやすいことであり、このことは表面波の生成と密接な関係を持つからである。

図 2 0、図 2 1 は各サイト直下の 1 次元速度構造を水平多層と仮定して計算した表面波の位相速度である。3 層モデルと詳細モデルの弾性波速度は地震基盤と地表においてはほぼ同一である。このことは、0.2Hz 程度あるいはそれ以下の低周波数帯域および数 Hz 以上の高周波数帯域では両モデルの位相速度が近づく傾向にあることに対応する。これに対し 0.2Hz から数 Hz までの中間的な周波数帯域では 3 層モデルの位相速度は目立って遅い。

したがって、対応する周波数帯域において励起される表面波の振幅は3層モデルのほうが大きくなると考えられる。

3層モデルの位相速度が詳細モデルよりも遅いのは、図22の固有関数の計算例からも分かる通り、3層モデルのほうが弾性波速度の遅い地表近くにエネルギーを蓄積しやすいからである。詳細モデルでは堆積層内部の物性コントラストが小さいために波のエネルギーは深部に染み出しやすく、その染み出しは地震基盤に達することでようやく抑えられることになる。一方3層モデルではB層あるいはC層が堆積層内部の染み出しを抑える「蓋」として比較的良く機能する。

以上の通り、表面波を含む後続波の生成においては3層モデルと詳細モデルの相違は顕著になると予測される。したがってサイト増幅特性の理論的評価に表面波の影響を考慮した場合、1次元S波理論を適用して評価してきた上述の場合よりも両モデルの相違は拡大されるものと考えられる。

念のために付記するが、我々はここで堆積層構造の大局的なモデル化が強震動評価に与える特徴的な影響を検討するために3層モデルとを比較しているのであり、両モデルの優劣を議論しているのではない。更に言えば、両モデルとも表面波を含めた強震動評価に及ぼす3次元不整形構造の影響を考慮するためのモデルであり、1次元水平成層構造による表面波の影響を評価することを目的としているわけではない。したがって、両モデルの差異を議論するためには、3次元不整形構造による表面波の励起・伝播の相違を含む総合的な視点からの詳細な検討が必要である。

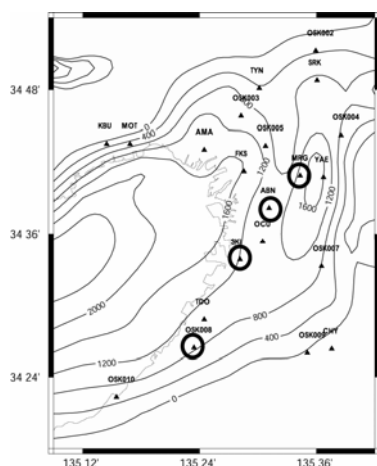


図11 3層モデルと詳細モデルを比較するサイト(○印)。

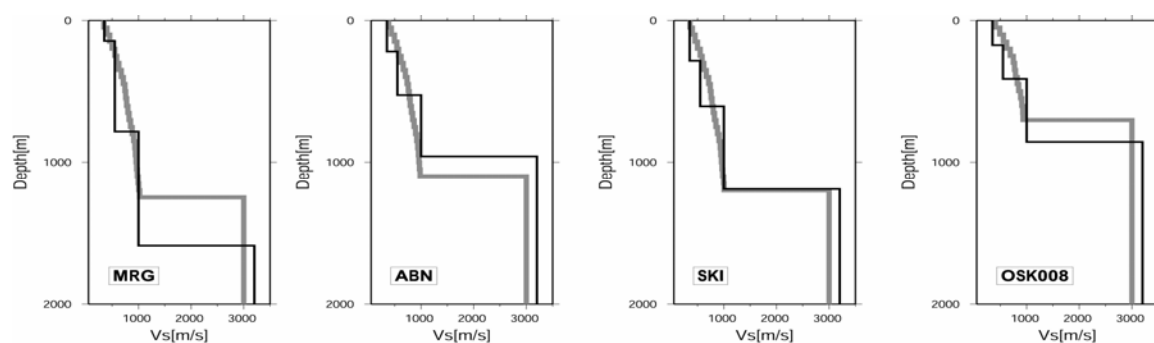


図12 3層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)が表す深部地盤構造。

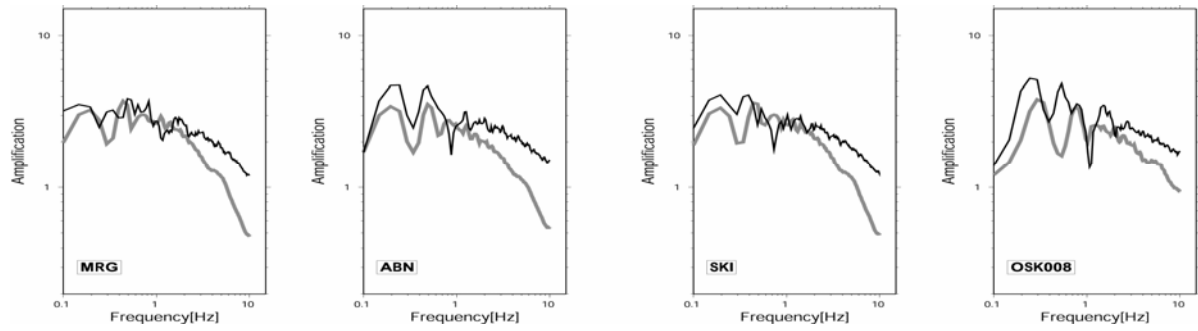


図 1 3 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)の理論的サイト増幅特性の比較。3 層モデルの減衰は A、B、C 層にそれぞれ 1.0%、0.5%、0.5%、詳細モデルの減衰は $Q_s=V_s/20$ と設定している。

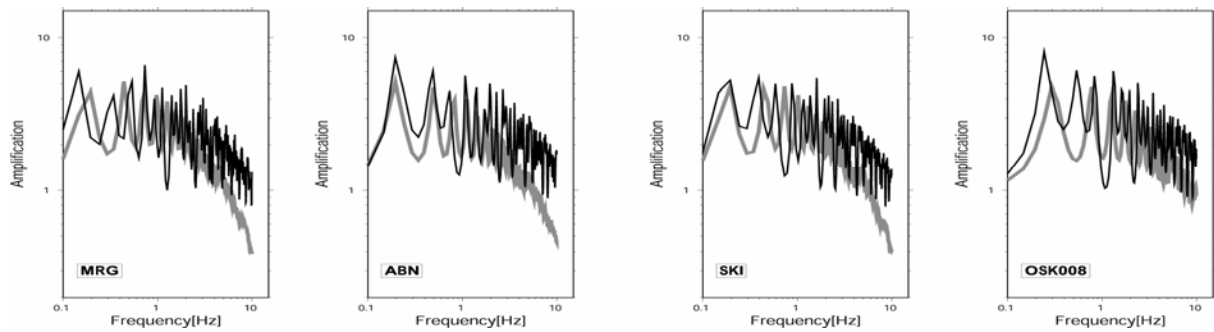


図 1 4 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)の比較。図 1 3 と同様だが平滑化を施していない。

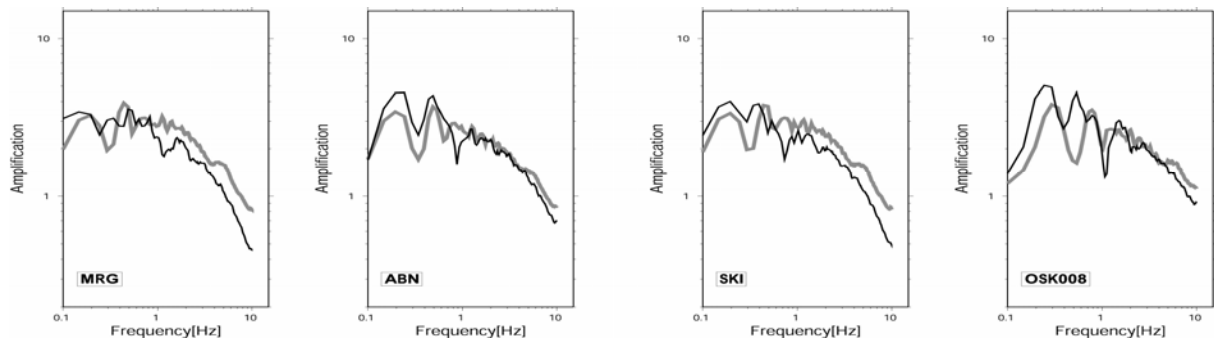


図 1 5 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)の理論的サイト増幅特性の比較。両モデルともに減衰を $Q_s=V_s/15$ とした場合。

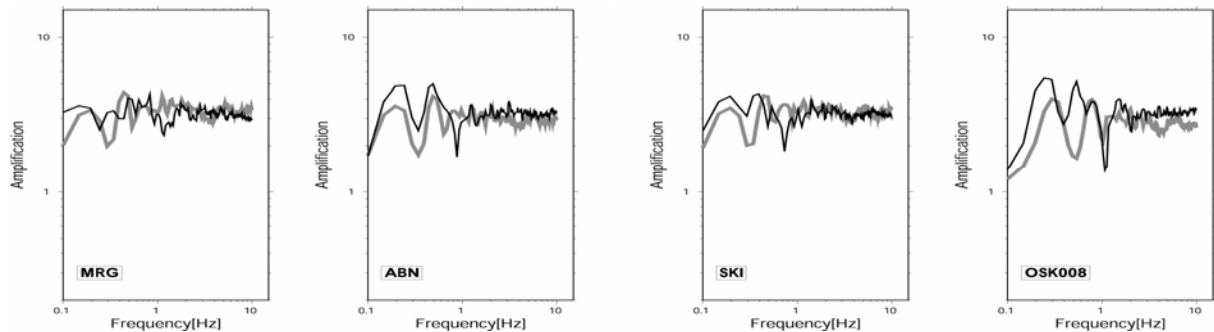


図 1 6 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)の理論的サイト増幅特性の比較。両モデルともに減衰を 0 とした場合。

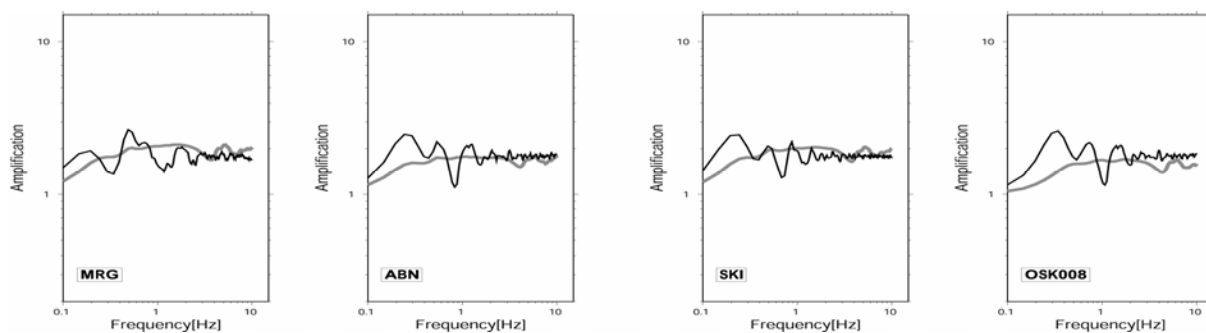


図 1 7 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)の理論的サイト増幅特性の比較。両モデルともに減衰を $0(Q_s=\infty)$ として更に地震基盤を除いた場合。

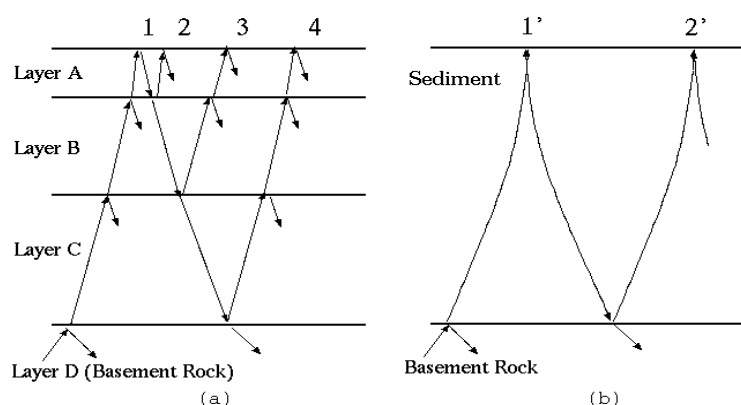


図 1 8 3 層モデル(a)と詳細モデル(b)の応答波形の生成の相違を示す概念図。見やすさのために斜め入射の場合でイメージを描いているが、ここでは 1 次元 S 波理論の適用を考えているので、実際には鉛直入射である。

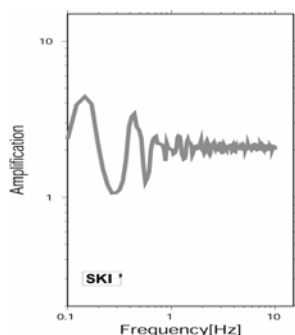


図 1 9 SKI における詳細モデルの堆積層構造を均質な 1 層(S 波速度 700m/s、密度 1.9tf/m³、 $Q_s=\infty$)で置き換えた場合の理論サイト増幅特性。

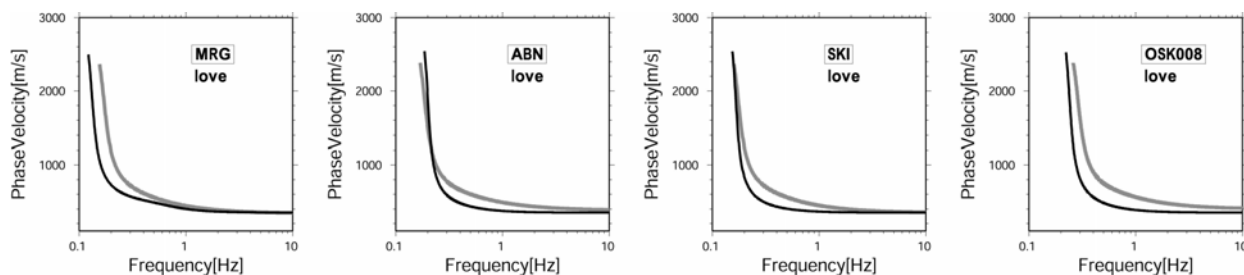


図 2 0 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)におけるラブ波基本モードの位相速度。

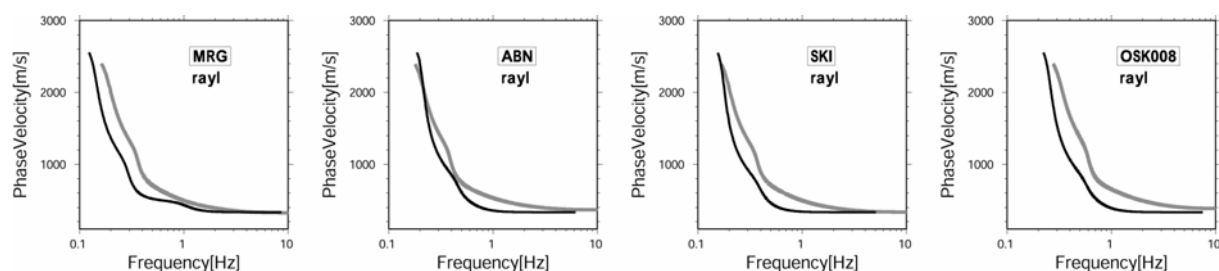


図 2 1 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)におけるレーリー波基本モードの位相速度。

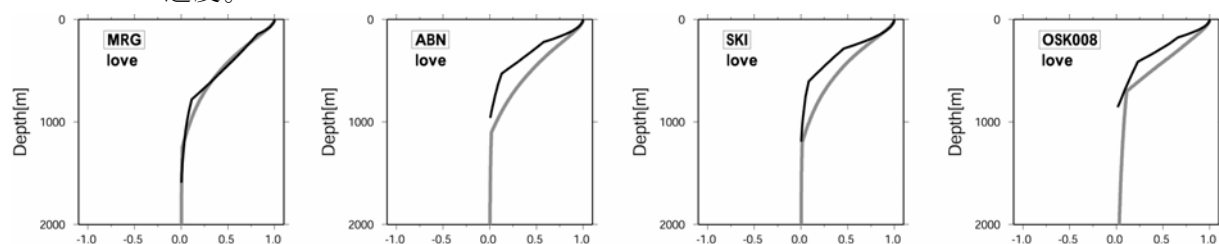


図 2 2 3 層モデル(実線)と詳細モデル(薄太線)におけるラブ波基本モードの変位に関する固有関数 (0.3Hz の場合)。

(c) 結論ならびに今後の課題

理論的サイト増幅特性を評価するための地盤モデル化手法を提案し、大阪盆地のサイト増幅特性の評価を通してその妥当性を検討した。我々の提案する地下構造モデルは大局的な深部地盤モデルと詳細な浅部地盤モデルから成る。この合成地盤モデルに 1 次元 S 波理論を適用して評価した理論的サイト増幅特性を地震の波形データに基づく経験的サイト増幅特性と比較したところ、ほとんどの観測点で良い一致が得られた。なお比較のための経験的サイト増幅特性は S 波の増幅を良く反映するように後続波群部分をできるだけ用いないようにデータ長を調整して得られたものである。

次に、大阪平野西部の理論的サイト増幅特性の一般的特徴を把握した。基盤深度を系統的に変化させながら深部、浅部地盤モデル内部の層境界深度と基盤深度との経験的關係に基づいて地表までの 1 次元地盤モデルを合成し、理論的サイト増幅特性を計算してその検討的な挙動の変化を観察した。その結果、基盤深度が浅くなると、理論的サイト増幅特性は周波数軸上で高周波数側に平行移動するように振舞うことが分かった。その際スペクトルの概観はほぼ保たれる。また得られた一般的特徴は、昨年度報告¹⁾の検討結果を、簡単な修正とともに支持した。すなわち理論的サイト増幅特性における 0.5Hz から 1Hz 以下の低周波数帯域は、深部地盤モデルによりほぼ特徴付けられる。深部地盤モデルはスペクトルのトレンドを与えるという意味で 1Hz 以上の高周波数帯域でも強い影響力を持つ。深部地盤モデルの減衰構造は高周波数帯域のトレンド部の傾きを支配するという点で重要である。浅部地盤モデルはそのトレンド部にピーク、ネガティブピークを形成する。

最後に、深部地盤堆積層構造のモデル化の相違がサイト増幅特性の理論的評価に与える影響を検討するために、堆積層内部物性の連続性を考慮して詳細にモデル化した地盤モデルと本報で用いた大局的な地盤モデルとを比較した。その結果、両モデルに基づく理論的サイト増幅特性は、1 次元 S 波理論で評価する範囲内においては、比較的良く似ていることが分かった。

本報の結果は、これまで低周波数帯域で用いられていた既存の深部地盤モデルに浅部地盤情報を付加するだけで、1次元S波理論の適用範囲内ではあるが広帯域でサイト増幅特性を評価できるようになることを意味している。ただし、浅部地盤モデルとしてPS検層の情報を用いる場合、それは点データであり波長に応じた広がりを持つ情報ではないことには注意する必要がある。

今後は深部地盤モデルがサイト増幅特性に与える影響を更に詳細に検討したいと考えている。3次元的な構造の影響や堆積層構造のモデル化の仕方と表面波の励起等を実際に評価することなどがあげられる。

(d) 引用文献

- 1) 長郁夫・鶴来雅人・岩田知孝・香川敬生：堆積盆地の理論と実際のサイト増幅特性評価－大阪盆地の場合－，大都市大震災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14年度成果報告書，536-561，2003.
- 2) 鶴来雅人，澤田純男，宮島昌克，北浦勝：関西地域におけるサイト増幅特性の再評価，構造工学論文集，48A，577-586，2002.
- 3) 香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南荘淳：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会，199-202，1993.
- 4) 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，185-188，1999.
- 5) 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. 51，31-40，1998.
- 6) 長郁夫・趙伯明・香川敬生・岩崎好規：サイト増幅特性の理論的評価と浅部および深部地盤構造のモデル化，日本地震工学会大会－2003梗概集，382-383，2003.
- 7) 長郁夫・趙伯明・香川敬生：大阪平野西部表層地盤の特性化3次元S波速度構造，地球惑星科学関連学会2004年度合同大会，2004(投稿中)。
- 8) Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake: Seismic refraction, *in* Maxwell, A. E. ed., The Sea---Ideas and observations on progress in the study of the seas, 4, Part 1, Wiley-interscience, New York, pp. 53-84. 1970.
- 9) 香川敬生：広帯域地盤応答のための堆積地盤構造のモデル化，日本地震学会講演予稿集2002年度秋季大会，B70，2002.
- 10) 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. 2，291-324，2002.
- 11) 赤澤隆士・長郁夫・香川敬生：堆積層構造の効率的なモデル化に関する一考察，地球惑星科学関連学会2004年度合同大会，2004(投稿中)。
- 12) 趙伯明・香川敬生：大阪堆積盆地モデルの高精度化およびその応用－2000年鳥取県西部地震(M_{JMA}7.3)の強震動シミュレーション，第11回日本地震工学シンポジウム，501-504，2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
長郁夫, 趙伯明, 香川敬生, 岩崎好規	サイト増幅特性の理論的評価と 浅部および深部地盤構造のモデル化	日本地震工学会大会－ 2003, 日本地震工学会, 横浜 (慶応 大学)	平成 15 年 11 月 13 日

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 地震動記録を用いた堆積盆地構造モデルの高精度化に関する研究

釜江克宏(京都大学原子炉実験所)

kamae@kuca.rrri.kyoto-u.ac.jp

川辺秀憲(京都大学原子炉実験所)

kawabe@rrri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

大阪平野を対象とした差分法による地震動シミュレーションによって、3次元地下構造モデルの減衰(Q_s 値)の最適値について検討した。次に、既存の大阪平野地下構造モデルを用いた3次元地震動シミュレーションを行い、震源位置が大阪平野内での地震動特性に与える影響を調べた。

(b) 業務の成果

はじめに

構造物の耐震設計や地震災害軽減にとって強震動予測の高精度化は非常に重要である。特に大都市が立地する堆積盆地での高精度強震動予測にとって3次元地下構造モデルの高精度化が急務である。大阪平野では反射法や屈折法などによる地下構造探査結果に基づき既に3次元地下構造モデルが作成されている(香川・他¹⁾、宮腰・他²⁾、堀川・他³⁾、Zhao et al.⁴⁾など)。これらの地下構造モデルではS波速度、P波速度、密度の物性値が与えられているものの、減衰パラメータ(Q_s 値、 Q_p 値)についての検討はほとんど行われていないのが現状である。南海地震、東南海地震などマグニチュード8クラスの海溝型巨大地震の場合、堆積盆地内での地震動は継続時間の非常に長いものとなることが予想される。例えば経験的グリーン関数法を用いた想定南海地震の大阪平野内での地震動(釜江・他⁵⁾)は、その継続時間が5分以上にもなると予測されている。こうした堆積盆地内での継続時間の長い地震動の理論的な予測では、減衰(Q 値)の設定が重要となる。ここでは、3次元地下構造モデルを用いた地震動シミュレーションによって、大阪平野における長周期理論地震動の評価のための減衰(Q_s 値)の最適値についての検討を行った。また、南海・東南海地震時の高精度な長周期地震動の予測に向けた1つの検討として、震源の位置(大阪平野に対する方向や深さ)が平野内での地震動特性に与える影響を調べるため、既存の大阪平野地下構造モデルを用いた地震動シミュレーションを行った。

大阪平野の地下構造モデルの減衰(Q_s 値)の最適値に関する検討

大阪平野3次元地下構造モデルの Q_s 値について、差分法を用いた理論計算により解析できる周期帯の Q_s 値に対する検討は今までほとんど行われていない。大阪平野3次元地下構造モデルの Q_s の最適値について検討を行う必要がある。今年度はその予備検討等として大阪平野北部地域を対象とした地震動シミュレーションを行い、地下構造モデルの Q_s 値の最適値について検討した。地震動の計算は、スタaggerドグリッドを用いた空間4次・時間2次の精度の3次元有限差分法(Graves⁶⁾)に、不等間隔のStaggered Grid(Pitarka⁷⁾)を設定して行う。差分法解析領域の周囲には40グリッドの吸収領域(Cerjan et al.⁸⁾)を設け、その外側にClayton and Engquist⁹⁾による吸収境界条件を適用して差分法解析領域内

から解析領域外に進行する波が再び領域内に戻らないように吸収境界を設定する。差分法への減衰の適用は Graves⁶⁾ の手法を用い、reference frequency は 1Hz とする。Qs の値は S 波速度に比例すると仮定し、S 波速度 (m/s) の 1/20、1/10、1/5、1/2.5 および Qs を考慮しない場合の 5 ケースについての地震動を計算し、観測記録との比較から大阪平野地下構造モデルに最適な Qs 値を評価した。差分法の解析条件を表 1 に、シミュレーションの対象とした地震の震源パラメータを表 2 示す。Event1 について震央位置、差分法解析対象領域および波形比較地点を図 1 に示す。震源モデルと地下構造モデルの設定は川辺・他¹⁰⁾を用いる。図 2、図 3、図 4 に観測波形と合成波形の比較を示す。S 波到達付近 (5~10 秒) では Qs 値の違いによる合成波形の振幅の違いはあまり目立たないが、それ以降の波形では時間が進むにつれ Qs 値による影響が大きくなる。観測波形と合成波形の振幅の比較より Qs の最適値は S 波速度 (m/s) の 1/5~1/2.5 が妥当であると考えられる。ここでは 1 地震についてのみ Qs 値の検討を行った。Qs 値の最適値についての検討は複数の地震について行う必要があるが、これは次年度に行うこととする。

震源位置が大阪平野内の地震動特性に与える影響に関する検討

大阪平野において南海地震・東南海地震時の強震動予測を行う際には、アスペリティの位置の設定により予測結果が異なってくると考えられる。ここでは、中央防災会議等で用いられている南海地震・東南海地震の震源モデルのアスペリティ位置近傍に震源を仮定し差分法を用いた地震動シミュレーションを行い、震源位置の違が平野内部の地震動へ及ぼす影響について検討を行う。大阪平野の 3 次元地下構造モデルは宮腰・他²⁾、堀川・他³⁾を参考に作成したモデルを用いる。堆積層は宮腰・他²⁾のモデルと同じく 3 層に分類し、基盤岩層とあわせて 4 層構造とする。地下構造モデルの層境界深度を図 5 に、4 層構造モデ

表 1 差分法解析条件

タイムステップ間隔 dt (s)	0.005
タイムステップ数 nt	6000
グリッド数 nx, ny, nz	350, 320, 240
グリッド間隔 dx, dy, dz (km)	0.1, 0.1, 0.1

表 2 気象庁発表の震源パラメータ

	Event1
Lat	34.783°
Lon.	135.445°
Depth	12 km
MJMA	5.4
Origin Time	1995/1/17 7:38

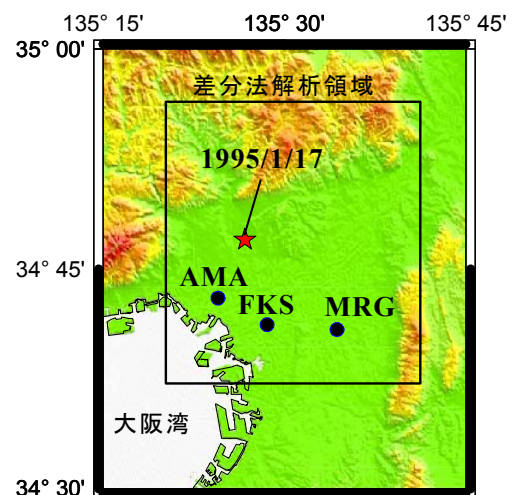


図 1 震央・観測点位置および差分法解析領域。星印は震央を、丸印は観測点を表す。

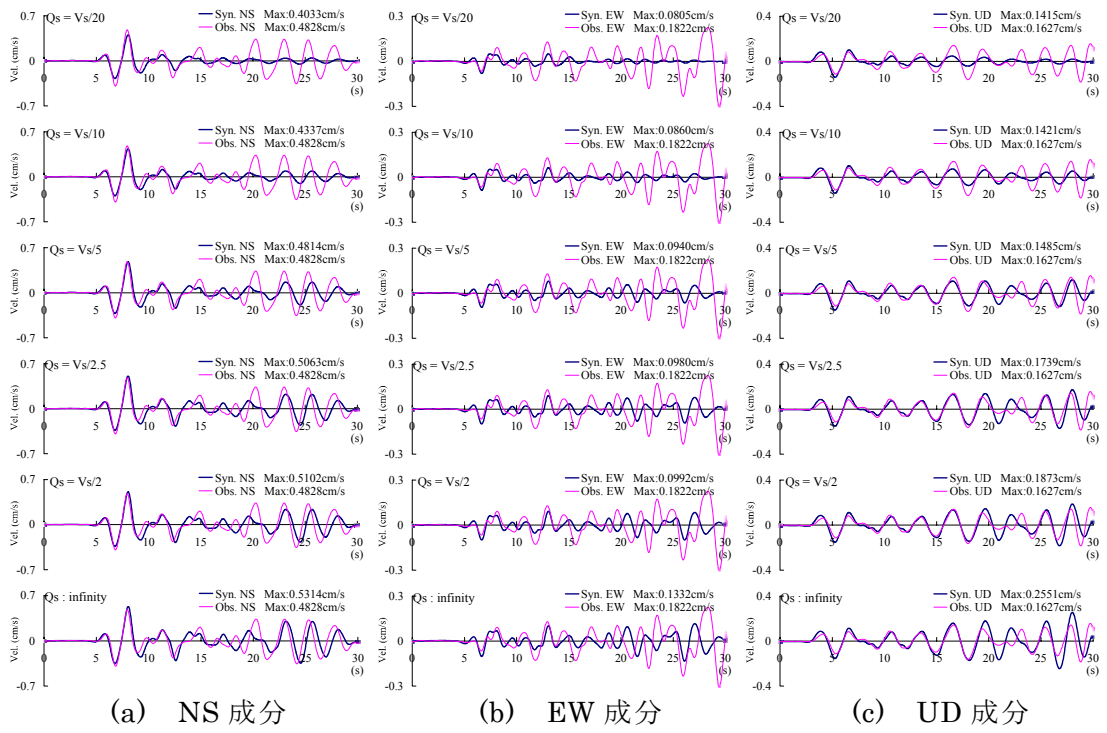


図 2 AMA における観測波形と合成波形の比較 (Filter:0.1-0.7Hz)

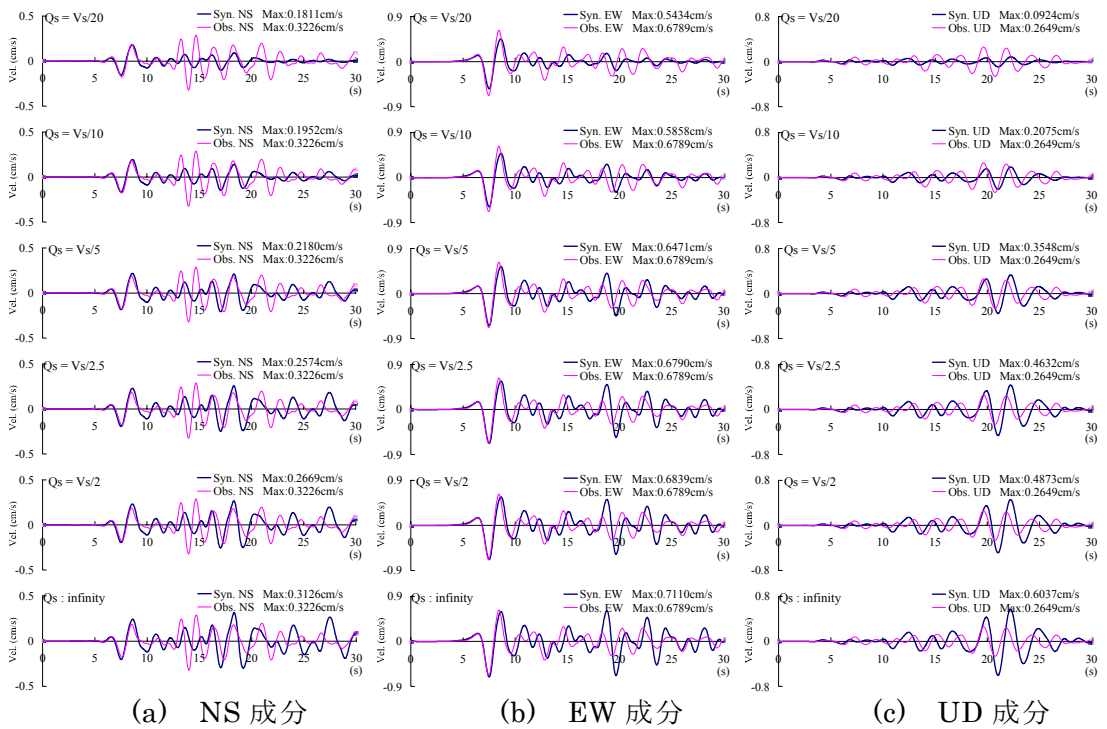


図 3 FKS における観測波形と合成波形の比較 (Filter:0.1-0.7Hz)

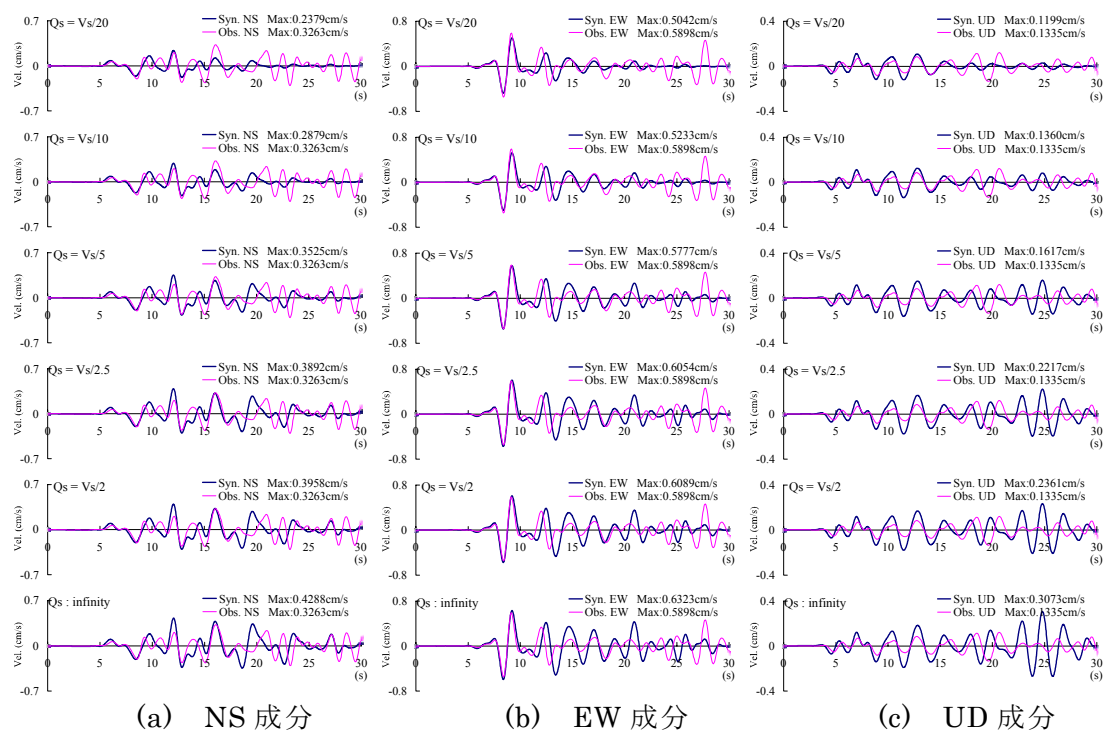


図 4 MRG における観測波形と合成波形の比較 (Filter:0.1-0.7Hz)

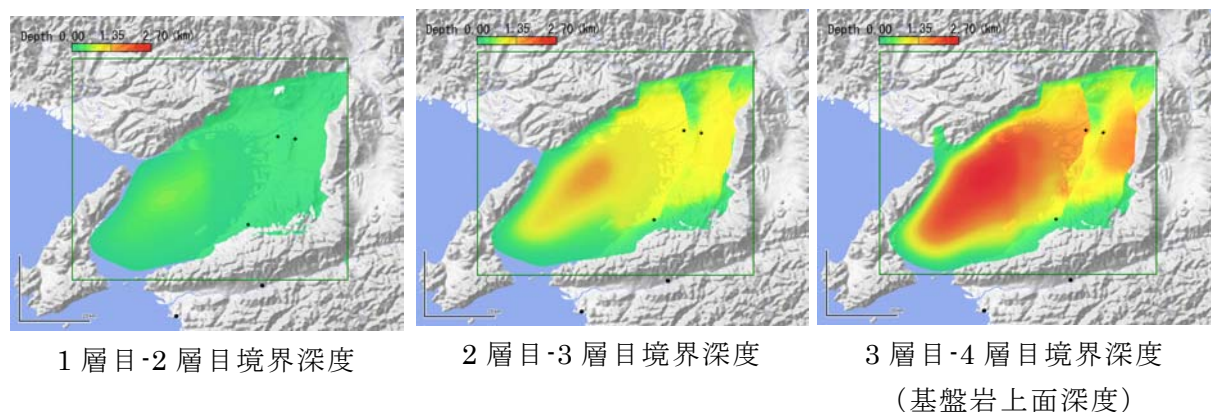


図 5 解析に用いた地下構造モデルの層境界深度

ルの各層のパラメータを表 3 に示す。大阪平野以外の地下構造は地表まで基盤岩が露頭しているものと仮定して解析を行う。震源としては南海地震の想定震源域付近に点震源を設定する。設定した震源の位置と差分法解析対象領域を図 6 に示す。差分法の解析条件を表 4 に、震源パラメータを表 5 にそれぞれ示す。差分法シミュレーション結果の擬似速度応答スペクトルの周期ごとの振幅分布を図 7、図 8、図 9 に示す。また、OSA での応答スペクトルの比較を図 10 に示す。図 7、図 8、図 9 より、震源が浅い Case 1 や Case 3 の場合には、震源が深い Case 2 の場合に比べて生駒山のすぐ西側の地域において長周期成分（8 秒）の応答スペクトル振幅が大きくなっている。大阪平野内部の地点（OSA）では、震源が浅い場合には周期 5 秒付近のスペクトル振幅が大きくなっている（図 10）。震源深さが異なると盆地に入射する地震波の入射角が異なり、また盆地に入射する表面波の成長の度合いが異なるために、これら応答スペクトルの振幅に違いがでてくるものと考えられる。

表 3 4層構造モデルの各層の物性値

	Vs(km/s)	Vp(km/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$	Q_s
I	0.40	1.60	1.70	40
II	0.55	1.80	1.80	60
III	1.00	2.50	2.10	100
IV	3.20	5.40	2.70	400

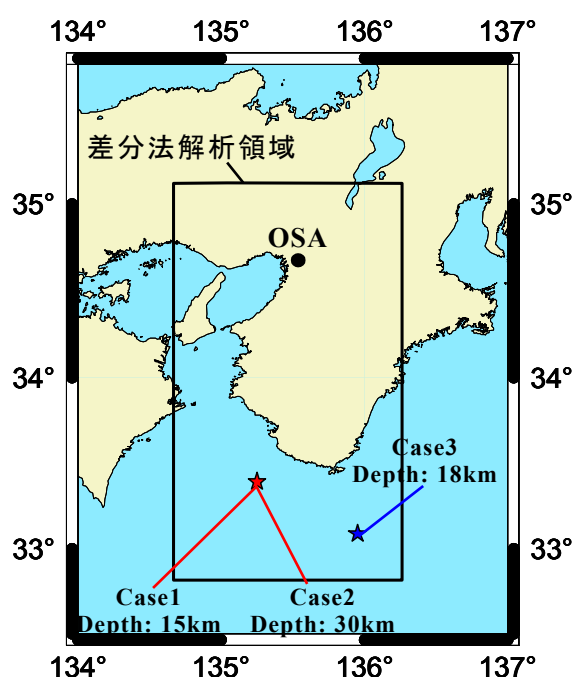


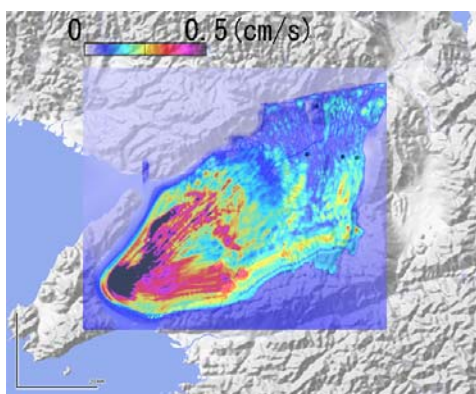
図 6 震央位置と差分法解析対象領域および応答スペクトル比較地点

表 4 差分法解析条件

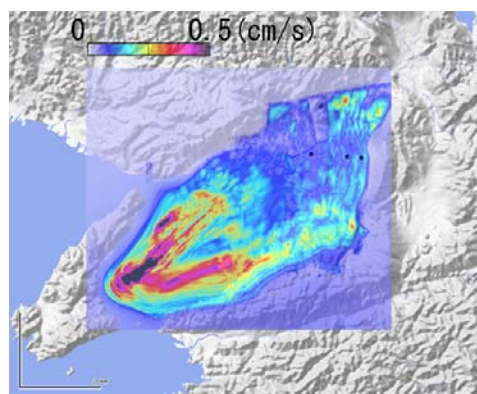
タイムステップ間隔 dt (s)	0.018
タイムステップ数 nt	12000
グリッド数 nx, ny, nz	653, 505, 114
グリッド間隔 dx, dy, dz (km)	
堆積盆地内	0.2, 0.2, 0.2
堆積盆地内	0.6, 0.6, 0.6

表 5 解析に用いた震源パラメータ

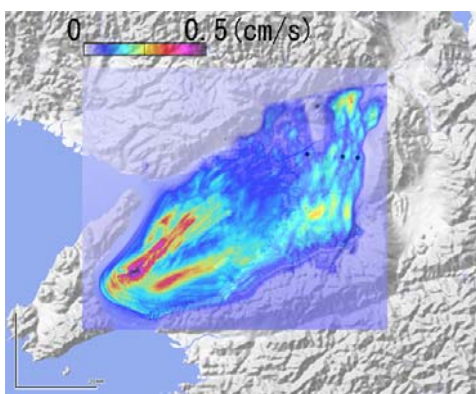
	Case1	Case2	Case3
Lat., Lon.(°)	33.4, 135.2	33.4, 135.2	33.1, 135.9
Depth (km)	15.0	30.0	18.0
Mo (Nm)	6.0×10^{16}	6.0×10^{16}	6.0×10^{16}



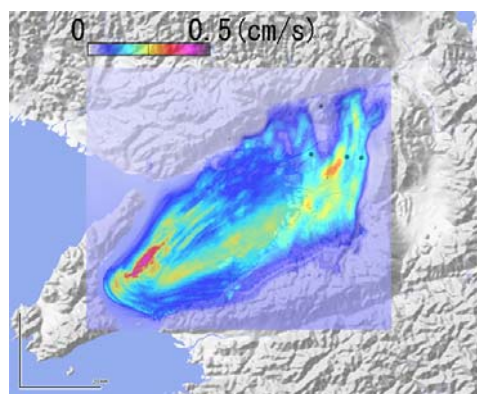
(a) 周期 3 秒



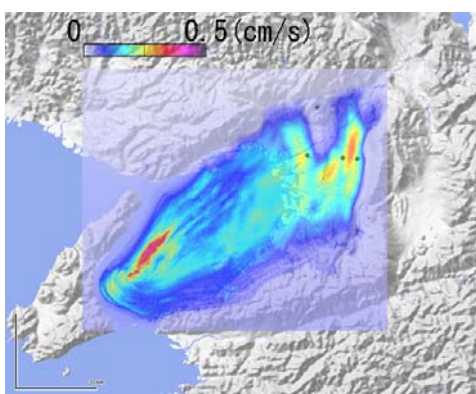
(b) 周期 4 秒



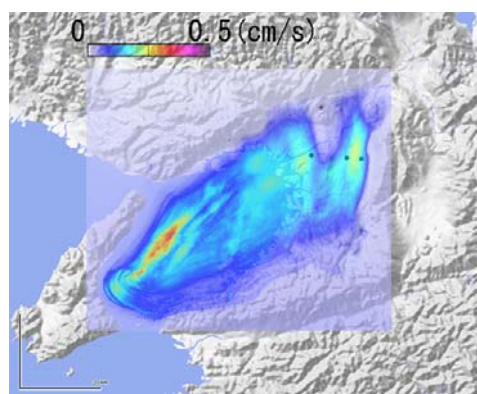
(a) 周期 5 秒



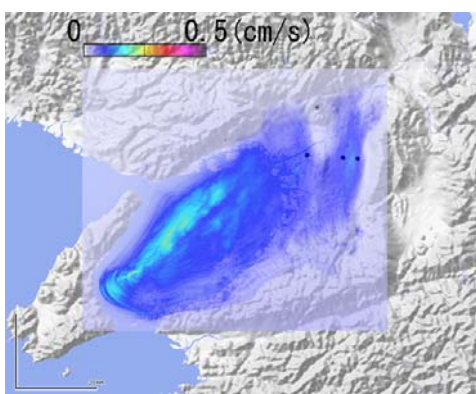
(b) 周期 6 秒



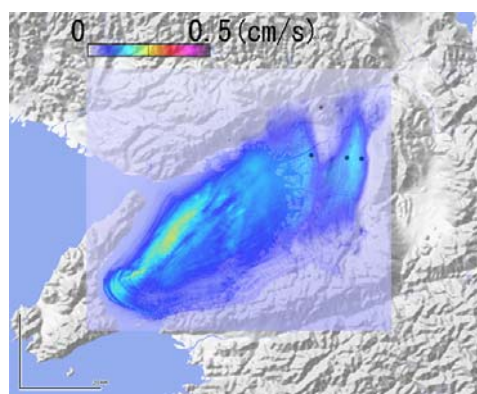
(a) 周期 7 秒



(b) 周期 8 秒

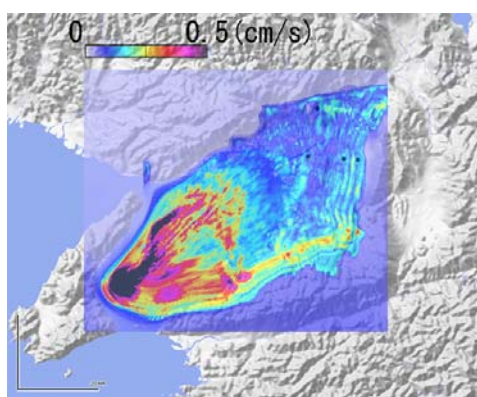


(a) 周期 9 秒

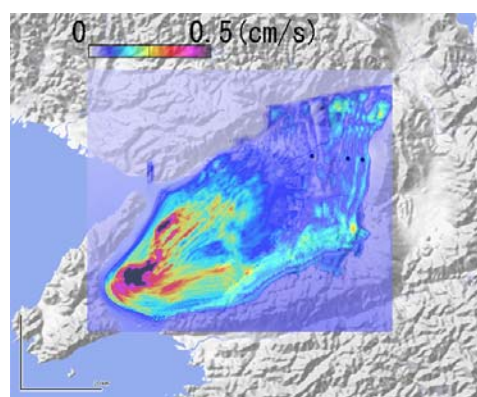


(b) 周期 10 秒

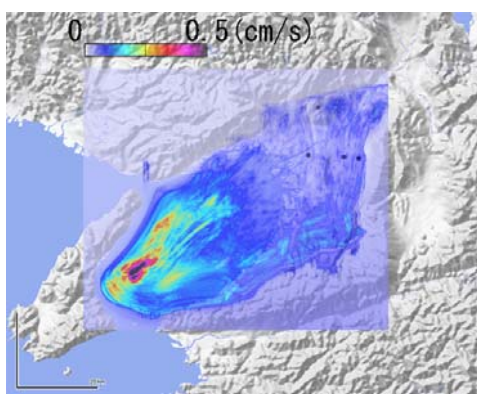
図 7 Case1 の震源モデルによる大阪平野での擬似速度応答スペクトル分布 (NS 成分)



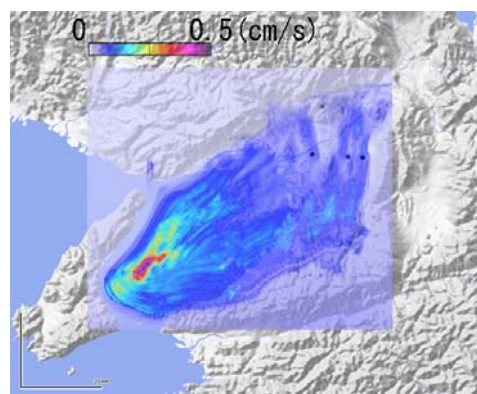
(a) 周期 3 秒



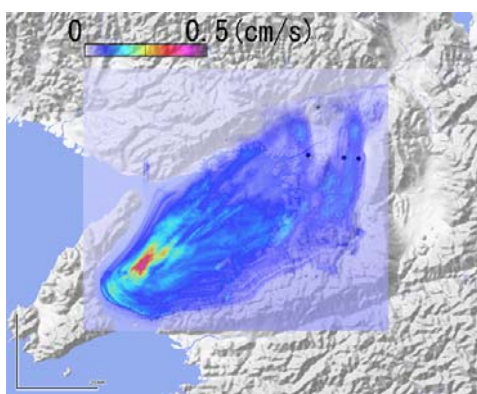
(b) 周期 4 秒



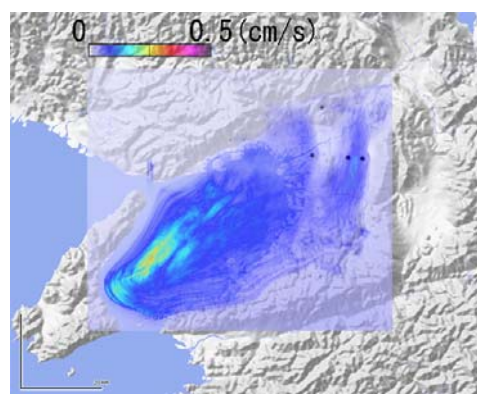
(a) 周期 5 秒



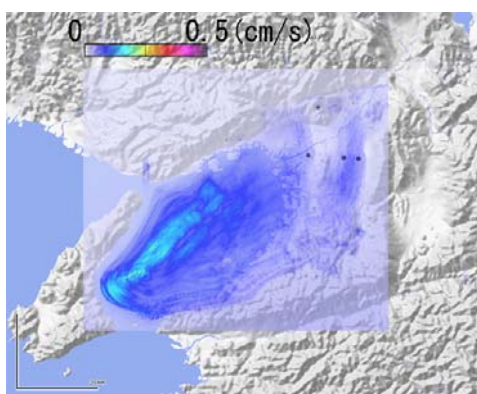
(b) 周期 6 秒



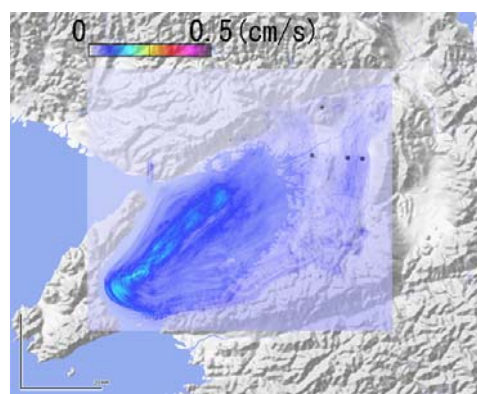
(a) 周期 7 秒



(b) 周期 8 秒

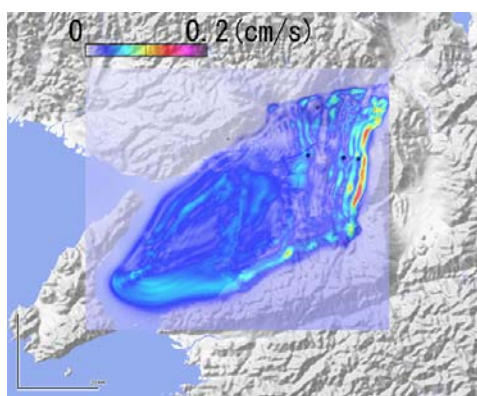


(a) 周期 9 秒

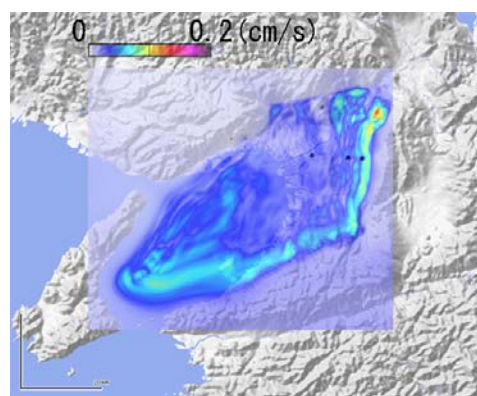


(b) 周期 10 秒

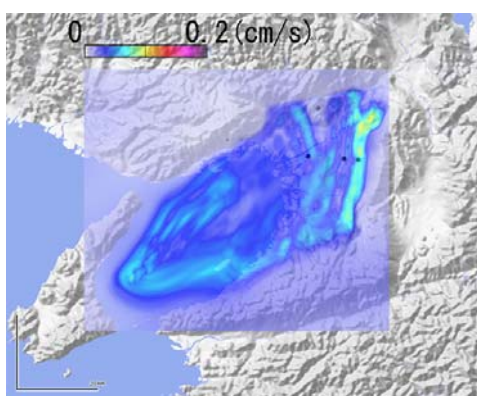
図 8 Case2 の震源モデルによる大阪平野での擬似速度応答スペクトル分布 (NS 成分)



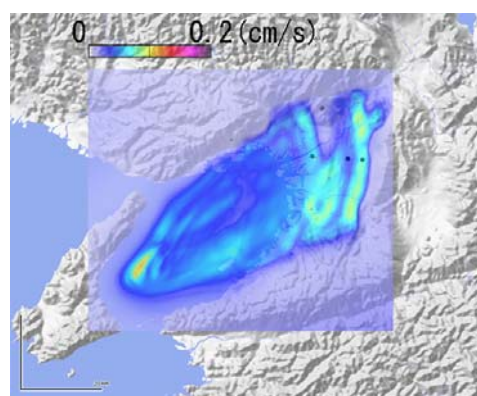
(a) 周期 3 秒



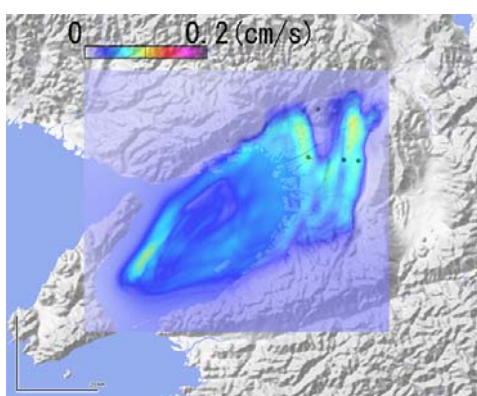
(b) 周期 4 秒



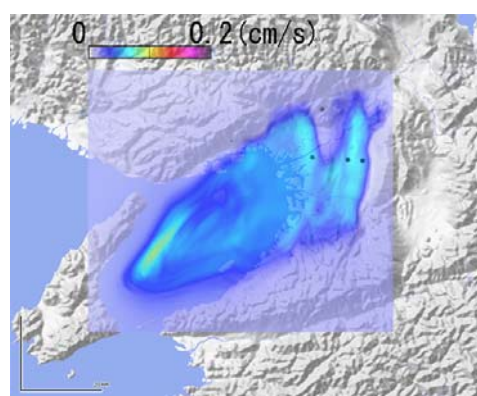
(a) 周期 5 秒



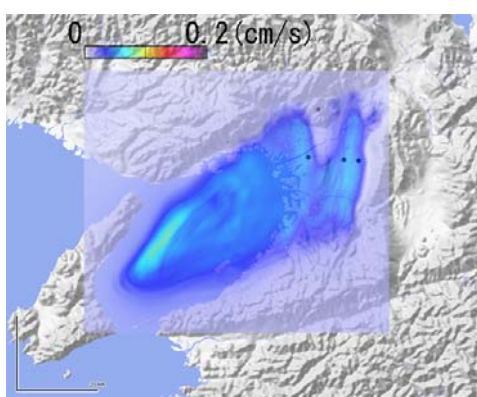
(b) 周期 6 秒



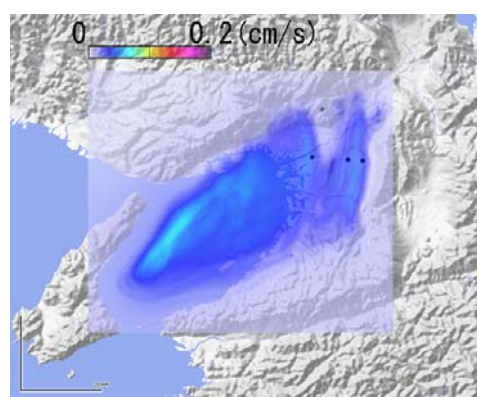
(a) 周期 7 秒



(b) 周期 8 秒



(a) 周期 9 秒



(b) 周期 10 秒

図 9 Case3 の震源モデルによる大阪平野での擬似速度応答スペクトル分布 (NS 成分)

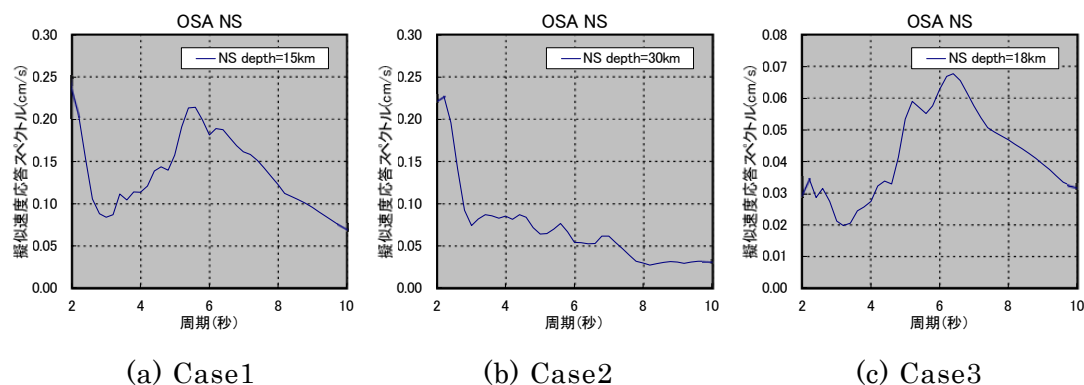


図 10 OSA における擬似速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

(c) 結論ならびに今後の課題

大阪平野における地震動長周期成分の減衰 (Q_s 値) の最適値について、大阪平野北部地域を対象として観測地震記録の差分法シミュレーションにより検討を行った。その結果、周期 1.4 秒以上の周期帯 (reference frequency : 1Hz) における Q_s の最適値は S 波速度 (m/s) の $1/5 \sim 1/2.5$ が妥当であると考えられる。次に、既存の大阪平野地下構造モデルを用い、震源位置の違いによる平野内部での地震動の違いについて検討を行った。その結果、震源位置の違いにより堆積盆地内での地震動特性 (応答スペクトル) に変化が見られることを確認した。

(d) 引用文献

- 1) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳: 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第 22 回地震工学研究発表会講演論文集, pp.199-202, 1993.
- 2) 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地盤構造のモデル化 (その 3), 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, pp.185-188, 1999.
- 3) 堀川晴央, 他: 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No.3, pp.225-259, 2003.
- 4) Zhao, B., M. Tsurugi and T. Kagawa: Strong motion simulation for large subduction earthquake, Proc. 13th World Conf. on Earthq. Eng., 2004. (in press)
- 5) 釜江克宏, 川辺秀憲, 入倉孝次郎: 海溝型地震の震源のモデル化と強震動評価, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会, S069-005, 2003
- 6) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
- 7) Pitarka, A: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.54-68, 1999.
- 8) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, Vol.50, pp.171-176, 1985.
- 9) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic

wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.

- 10) 川辺秀憲, 堀家正則, 日下部馨: 震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野北部地域の三次元地下構造モデル, 日本建築学会構造系論文集, No. 552, pp. 93-100, 2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
釜江克宏, 川辺秀憲, 入倉孝次郎	海溝型地震の震源のモデル化と 強震動評価	地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会, S069-005	平成 15 年 5 月 29 日
川辺秀憲, 釜江克宏, 入倉孝次郎	理論的, 半経験的地震動評価手 法を用いた想定南海地震・想定 東南海地震時の強震動予測	日本建築学会大会学術講演 梗概集, 構造 II, pp.161- 162	平成 15 年 9 月 7 日
Kawabe, H. and Kamae, K.	Improvement of 3-dimensional basin structure model using ground motion recordings	Proceedings of the 13 th World Conference on Earthquake	2004 August (in press)

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 近畿圏強震動データ統合化システムの構築

松波孝治(京都大学・防災研究所・地震災害研究部門)

matunami@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

大見士朗(京都大学・防災研究所・地震予知研究センター)

ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

京都府（44 観測点）、兵庫県（66 点）、奈良県（46 点）、和歌山県（50 点）の震度情報ネットワークの波形データ及び観測点（近傍）の地盤資料の提供（オフラインで）が新たに可能になった。滋賀県観測網を使って予察的に増幅度分布を調べた。琵琶湖東岸沿いに増幅度の大きい地域が見られる。これは湖岸の軟弱堆積地盤構造を反映しているものと考えられる。一方、湖岸沿いでも局所的に増幅度の小さい地域が点在する。これらの地域は花崗岩あるいは閃緑岩からなる孤立丘跡であった可能性がある。また、南東の丘陵地には増幅度の大きな地域があるが、この真偽については今後更に地震・地盤データを収集し検討する必要がある。

(b) 業務の成果

背景と目的

強震動予測の精度を向上させるためには震源及び地下構造のモデル化及びその高精度化が必要である。そのためには震源モデル、地下構造モデルを使って得られる強震動推定値と実地震記録波形とを比較することによりこれらのモデルを検証し、改良して行く必要がある。ここでは、この目的に寄与するために、自治体等の震度情報ネットワーク（大都市圏強震動総合観測ネットワーク）を拡充して、より広域かつ高密度にし、研究者・防災実務者が使用しやすい統合化されたデータベースの構築を行う。

近畿圏強震動データの統合化

平成 11 年度の補正予算によって 6 大都市圏の各拠点大学に、大都市圏強震動総合観測ネットワークが整備され、これまでほとんど収集がされていなかった、自治体等が設置している計測震度計の強震波形データの収集が、各自治体等の協力のもとに開始された。近畿圏においてもこれまでに、大阪府、滋賀県、及び京都市消防局の震度計・強震計の波形データが京大防災研究所に収集され、近畿圏強震動総合ネットワークとして整備されている¹⁾。

近畿圏強震動総合ネットワークは、次の二つの装置から成っている。（１）強震動基準観測装置：良質の記録を観測可能な基準観測点から波形データを収集しデータベース化する。（２）強震動波形ネットワーク装置：自治体の計測震度情報ネットワーク及び強震動観

測装置から波形データを収集し、共通フォーマットでデータベース化する。(1)については、既存の高感度微小地震観測点(3点)に KNET95 仕様準拠の強震計が併設された。観測点は、阿武山、上賀茂、宇治田原である(図1)。(2)については、近畿、特に京阪神地域を対象としてこのプロジェクトを進めてきたが、これまでに、大阪府と滋賀県の計測震度情報ネットワークと京都市消防局ネットの波形データを収集・整備した。大阪府は計47点、滋賀県は計50点、京都市は計13点である(図1)。このプロジェクトへの自治体の対応は、それぞれ異なり、大阪府はオンライン自動転送、滋賀県はオフライン(MO 渡し)、京都市はオンラインである。(1)、(2)のデータは、公開用データサーバに蓄積されつつある。ウェブ上(<http://www.sms.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp>)で地震リスト、震央マップ、観測点リスト、観測波形、最大加速度分布を見ることができ(図2に最大加速度分布の例を示した。)、また、波形データのダウンロードも可能である。しかし、波形データの公開については、自治体によりその対応は若干異なる。基本的には、波形データの使用については管理機関である京大防災研究所が判断して自治体に許可申請をすることになる。大阪府については、一般個人にはデータは提供できないが、「関西地震観測研究協議会」を通して提供を受けることが可能である。この件については、今後も各自治体と協議を続けて行く。

これまで近畿圏強震動総合ネットワークに入っていなかった京都府、兵庫県、奈良県、和歌山県についても協力を呼びかけオフラインではあるが強震波形データと観測点(近傍)の地盤の資料とともに提供していただけることとなった。これまでと共通のフォーマットで順次、近畿圏強震動総合ネットワークに統合化される。図3に観測点分布が示されている。観測点数は、それぞれ、44 観測点(京都府)、66 点(兵庫県)、46 点(奈良県)、50 点(和歌山県)である。

増幅度分布の予察的解析

ここでは、比較的波形データが良好に観測されている滋賀県観測網を使って予察的に増幅度分布を求めてみた。観測点にほぼ

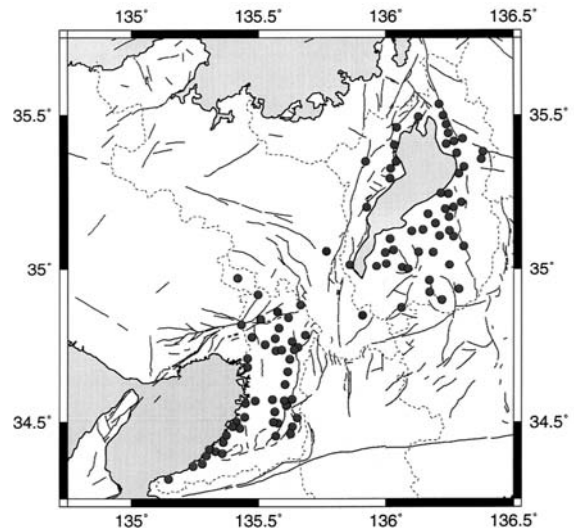


図1 計測震度計観測点
(大阪府、滋賀県)

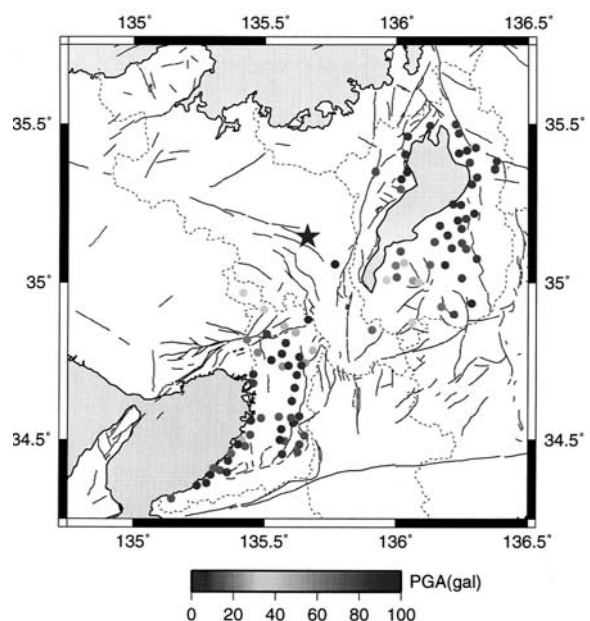


図2 最大加速度分布(2001年8月25日 M5.1、深さ9.5km、京都府中部)

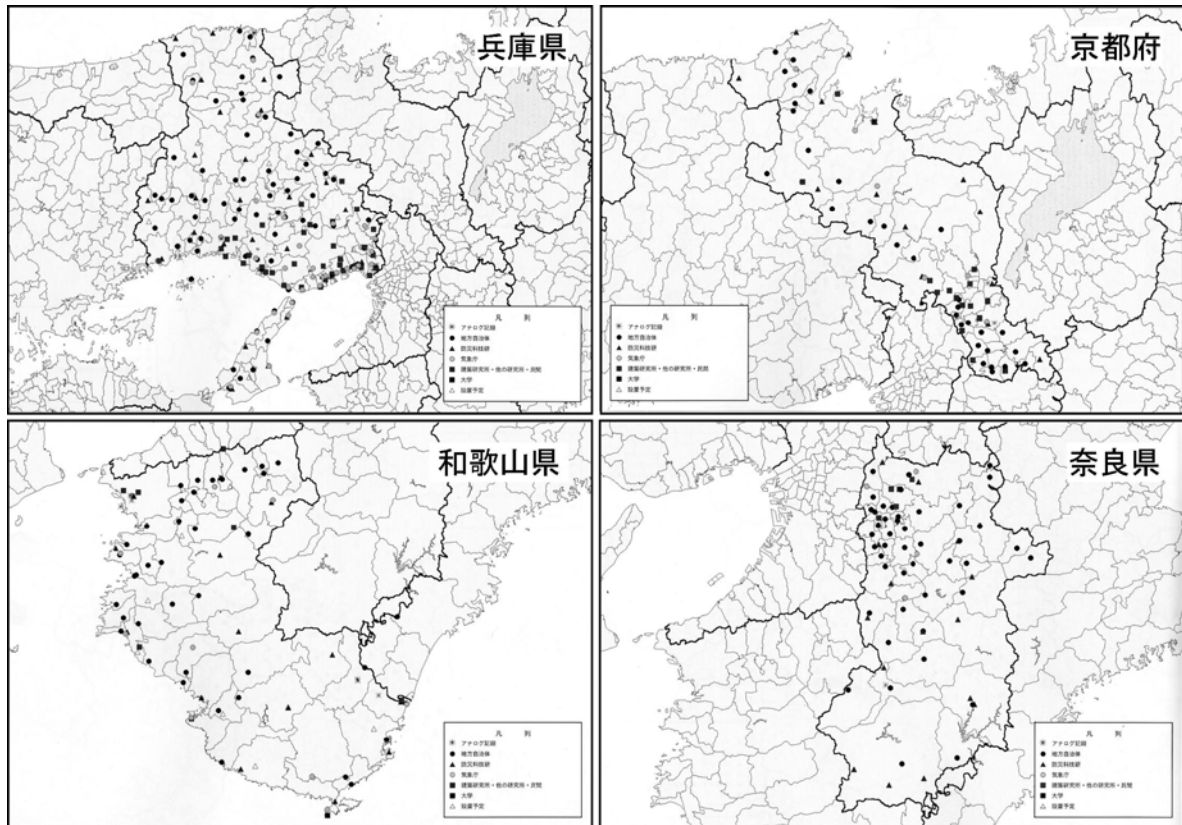


図3 新たに近畿圏強震動総合ネットワークに統合化される
計測震度計観測点分布（図中●印）

垂直に入射し、震源及び地殻内伝播経路の影響が観測点間でほぼ同じと考えられるようなやや深い地震（1998年8月22日 M4.9、深さ約60km、和歌山県中部）の記録を使用し、S波スペクトル比法により解析した。図4に震央と観測点分布を示す。スペクトル解析区間は東西及び南北成分のS波立ち上がりから10秒間であり、両端は5%のハニング型のテーパを適用し、バンド幅0.5Hzのハニング窓を使って平滑化を行った。ここでは、東西及び南北記録のスペクトル成分をベクトルの的に合成したもの水平成分として解析した。基準観測点には滋賀県強震観測網²⁾の露岩上観測点であるアシビ谷観測点（ABD）の記録を使用した。図5に、ABDを基準とする各観測点の増幅度（1～3Hz間の平均値）を示す。この図から次のことが言える。琵琶湖東岸沿いに増幅度の大きい（10倍以上）地域が見られるが、

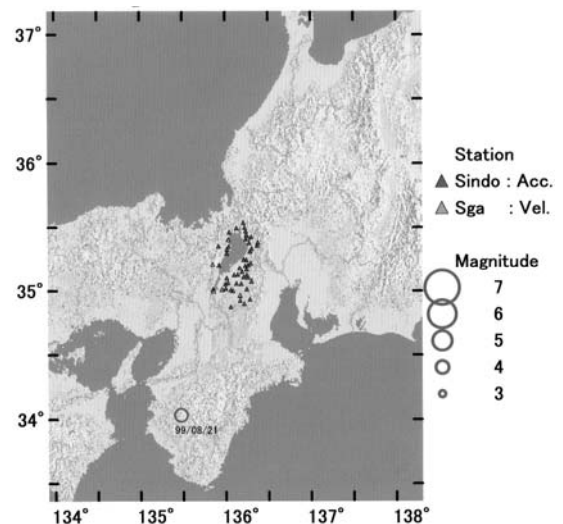


図4 増幅度解析に用いられた
地震（1998年8月22日 M4.9、深さ約
60km、和歌山県中部）の震央と滋賀観
測点分布

局所的に増幅度の小さい（2～5 倍）地域も見られる。この増幅度の大きい地域は明らかに湖岸の軟弱堆積地盤構造を反映しているものと考えられる。一方、余谷等³⁾によれば局所的に増幅度の小さい地域の解釈としては次の事が考えられる。琵琶湖東岸には、彦根山（彦根城がある）、荒神山、三上山等の花崗岩あるいは閃緑岩からなる孤立丘が多く点在する。これらは竹生島のような島であったが琵琶湖の堆積により現在の孤立丘になったと考えられている。これらの孤立丘は彦根山のように現在地表に現れているものもあれば人工的改変により地表では確認出来ないものも存在する。図 6 は、彦根市域における明治 26 年当時と現在の孤立丘分布を示している。図中、円で囲んだ地域を比較すると、明治 26 年当時には明らかに孤立丘であったところが現在では平地になっており孤立丘の面影を留めていない。更に、人工的改変によるものの他、堆積等によって埋没しているものもあることが十分考えられる。この様に、局所的に増幅度の小さい地域は孤立丘跡であったと考えたと説明ができる。

更に、図 5 の増幅度分布では、滋賀県南東部（水口、信楽）で増幅度が大きく（10 倍以上）なっている。この地域は丘陵地であり予想外の結果である。更に地震・地盤データを収集し検討する必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

京都府（44 観測点）、兵庫県（66 点）、奈良県（46 点）、和歌山県（50 点）の震度情報ネットワークの波形データ及び観測点（近傍）の地盤資料の提供（オフラインで）が可能になった。今後、これらのデータを近畿圏強震動総合ネットワークに組み込み統合化する必要がある。

近畿圏強震動総合ネットワーク滋賀県観測網を使って予察的に増幅度分布を調べた。琵琶湖東岸沿いに増幅度の大きい地域が見られる。これは湖岸の軟弱堆積地盤構造を反映し

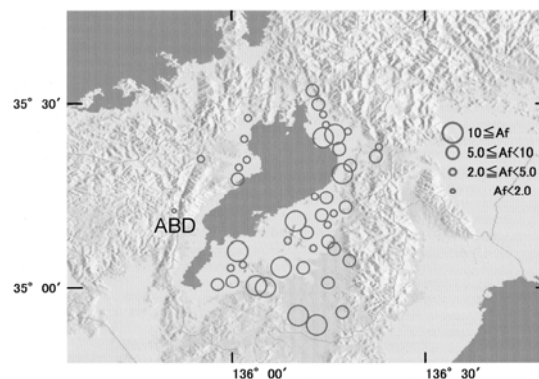


図 5 露岩観測点 ABD を基準とする各観測点の相対増幅度（1～3Hz 間の平均値）

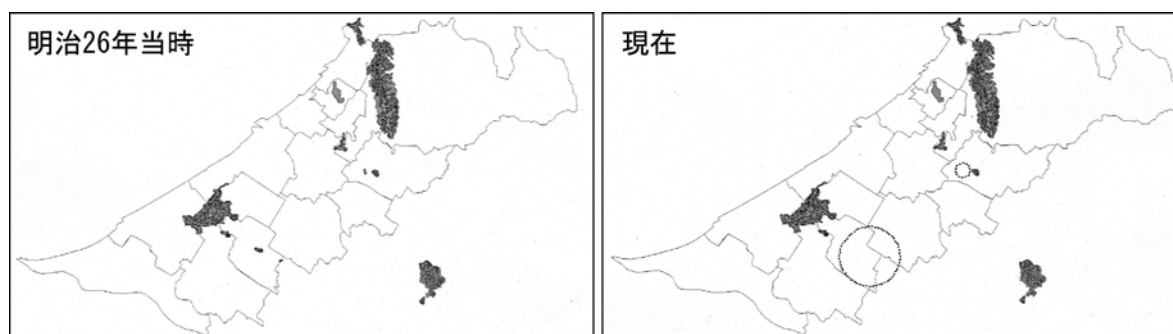


図 6 彦根市域における明治 26 年当時と現在の孤立丘分布の比較

ているものと考えられる。一方、湖岸沿いでも局所的に増幅度の小さい地域が点在する。これらの地域は花崗岩あるいは閃緑岩からなる孤立丘跡であった可能性がある。また、南東の丘陵地には増幅度の大きな地域があるが、今後更に地震・地盤データを収集し検討する必要がある。今後は、滋賀県湖東地域、特に、彦根市域を試験地域として選定し、面的な地盤構造の精微化と地震波増幅特性の評価を、地震記録、地盤資料、微動測定結果等を併用して実施する。

(d) 引用文献

- 1) 松波孝治, 大見士朗: 近畿における大都市圏強震動波形ネットワークについて、第 21 回日本自然災害学会学術講演会予稿集、pp. 51-52, 2002.
- 2) 松波孝治, 八里哲也: 琵琶湖周辺地域における強震動観測、京都大学防災研究所年報, 第 38 号 B-1, pp. 1-12, 1995.
- 3) 余谷和則, 松波孝治, 藤原悌三: 滋賀県湖東地域の地震防災計画(その 2 彦根市域の地盤振動特性)、第 22 回日本自然災害学会学術講演会予稿集、pp. 61-62, 2003.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
松波孝治, 大見士朗	近畿圏強震動データ統合化システムの構築に向けて(1)	京大防災研究所・平成 15 年度研究発表講演会	平成 16 年 2 月 19 日

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 16 年度業務計画案

(3-1) 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～

深部地盤モデルがサイト増幅特性に与える影響を更に詳細に検討する。3 次元的な構造の影響、堆積層構造のモデル化の仕方と表面波の励起等を実際に評価することなどがあげられる。対象地域は地盤情報や強震記録が豊富に存在する大阪盆地とする。サイト増幅特性の評価手法として 1 次元 S 波理論のほか、3 次元構造の影響を考慮するために 3 次元差分を導入する。

(3-2) 地震動記録を用いた堆積盆地構造モデルの高精度化に関する研究

平成 16 年度は、平成 15 年度に引き続き大阪平野を対象として実地震のシミュレーションを継続し、既存の 3 次元地下構造モデルの問題点の抽出とその改良方法について検討する。この検討結果を踏まえ、地震動記録を用いた 3 次元地下構造モデルの高精度化手法のアルゴリズムを模索し、観測記録を用いた堆積盆地構造モデルの改良を行う。この研究により観測記録の位相及び振幅の再現が可能なモデルの構築が期待できる。

次に、今年度に引き続き観測地震記録の差分法シミュレーションにより大阪平野地下構造モデルの最適な減衰 (Q_s 値) についての検討を行う。解析対象の周波数範囲を変えた場合 (例えば 0.1Hz～0.5Hz、0.1Hz～1.0Hz など) の Q_s 値の最適値を求め、大阪平野地下構造モデルの Q_s 値の周期依存性について検討する。この検討により東南海・南海地震など、継続時間の長い長周期地震動の予測精度の向上が期待できる。

(3-3) 近畿圏強震動データ統合化システムの構築

京都府、兵庫県、奈良県、和歌山県から提供を受けた震度波形データを近畿圏強震動総合ネットワークに共通のフォーマットで統合化する。更に、観測点ないしはその近傍の地盤資料の整理を行い、データベース化を進める。

滋賀県湖東地域、特に、彦根市域を試験地域として選定し、面的な地盤構造の精微化と地震波増幅特性の評価を、地震記録、地盤資料、微動測定結果等を併用して実施する。