

図 9 深部構造と浅部構造の情報がある観測点における理論的サイト増幅特性(実線)と経験的サイト増幅特性(薄太線)。薄細線は経験的サイト増幅特性の標準偏差を示す。深部構造を用いた場合(左)、浅部構造を用いた場合(中央)および深部構造と浅部構造を合成した構造(右)を用いた場合を示す。

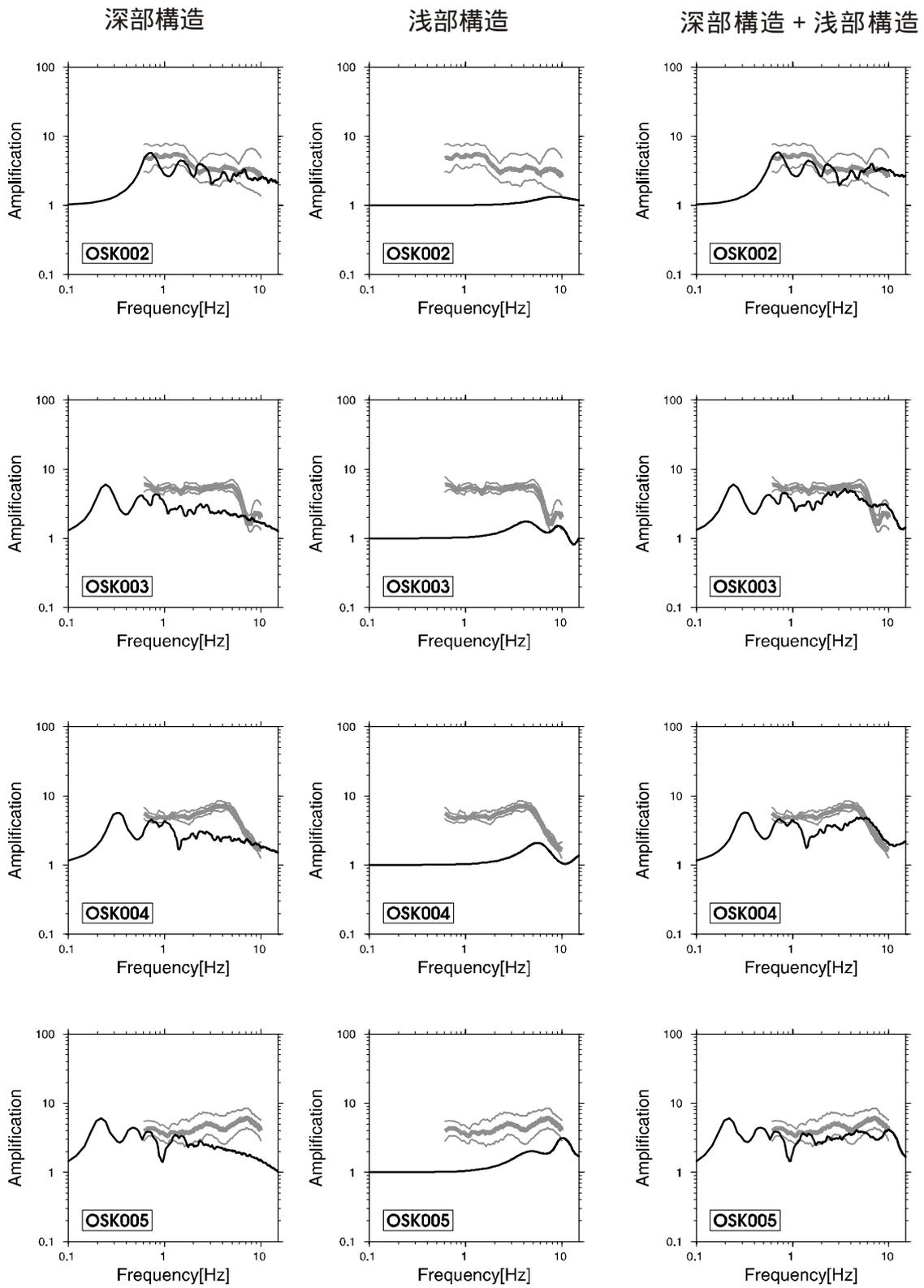


図9 続き

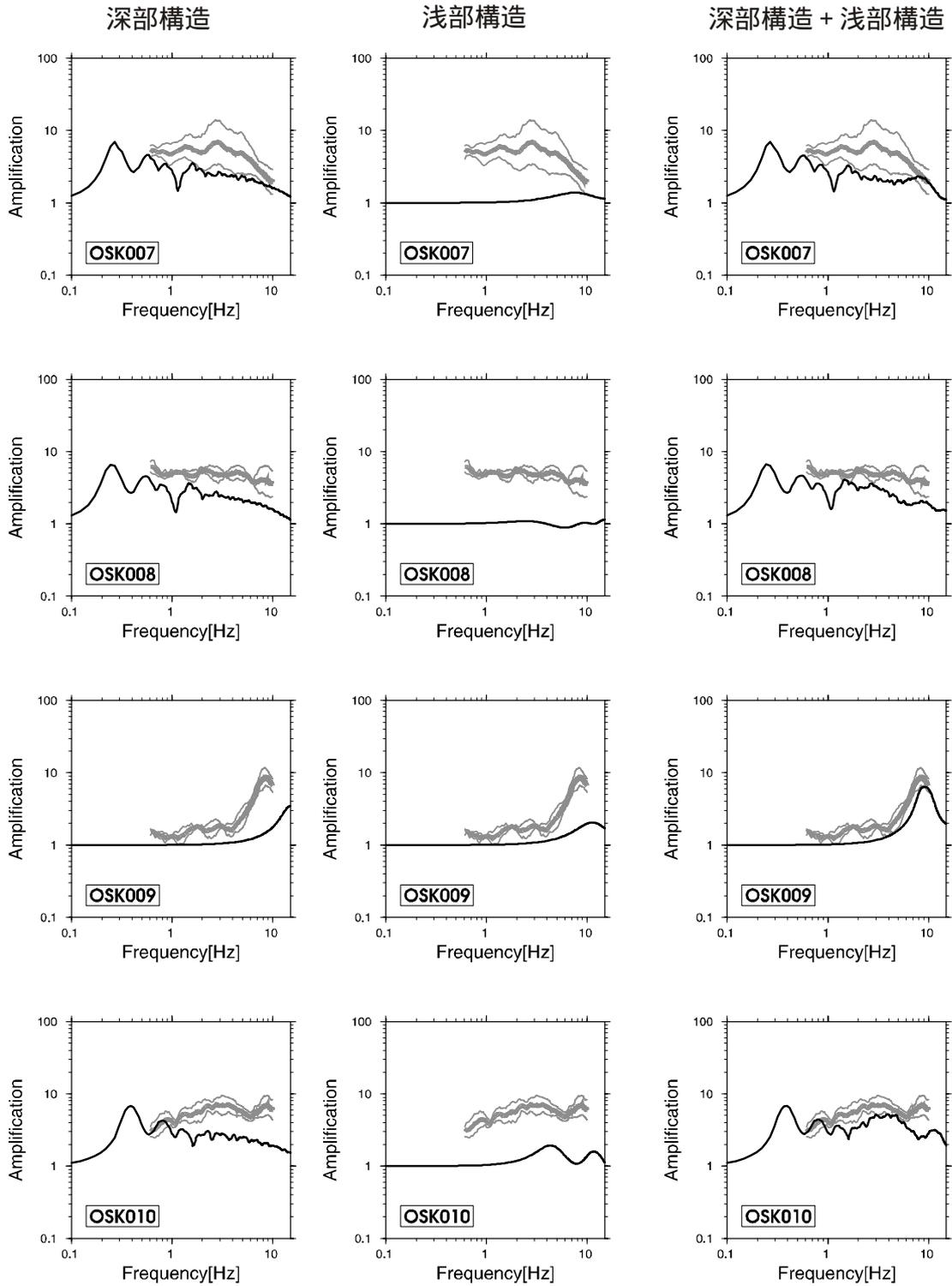


図9 続き

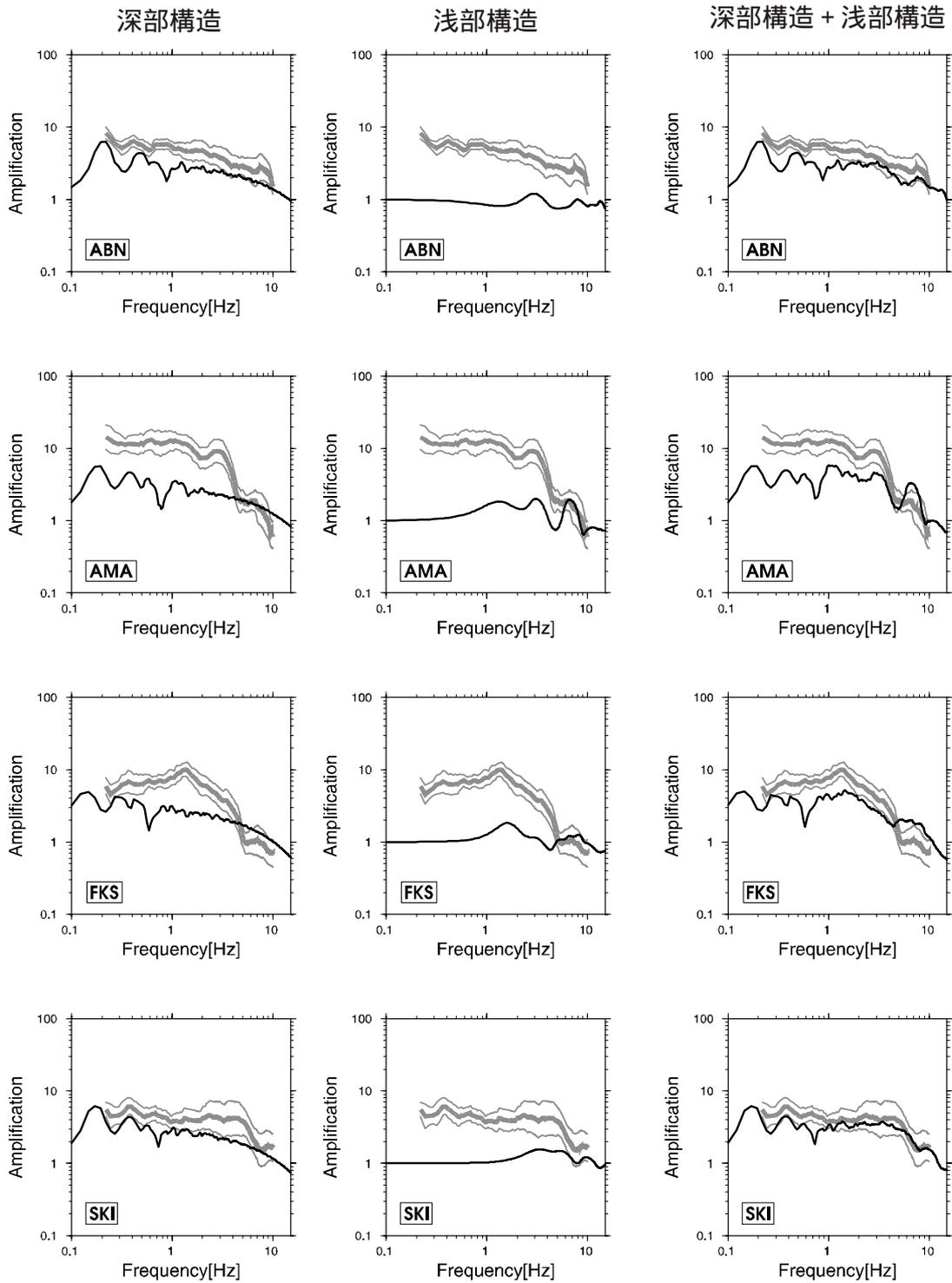


図 10 深部構造と浅部構造(近くの検層データを代用)の情報がある観測点における理論的サイト増幅特性(実線)と経験的サイト増幅特性(薄太線)。薄細線は経験的サイト増幅特性の標準偏差を示す。深部構造を用いた場合(左)、浅部構造を用いた場合(中央)および深部構造と浅部構造を合成した構造(右)を用いた場合を示す。

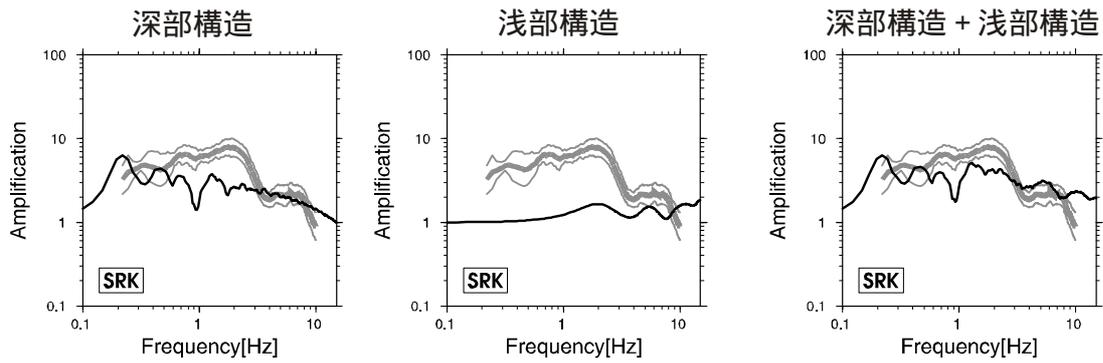


図 10 続き

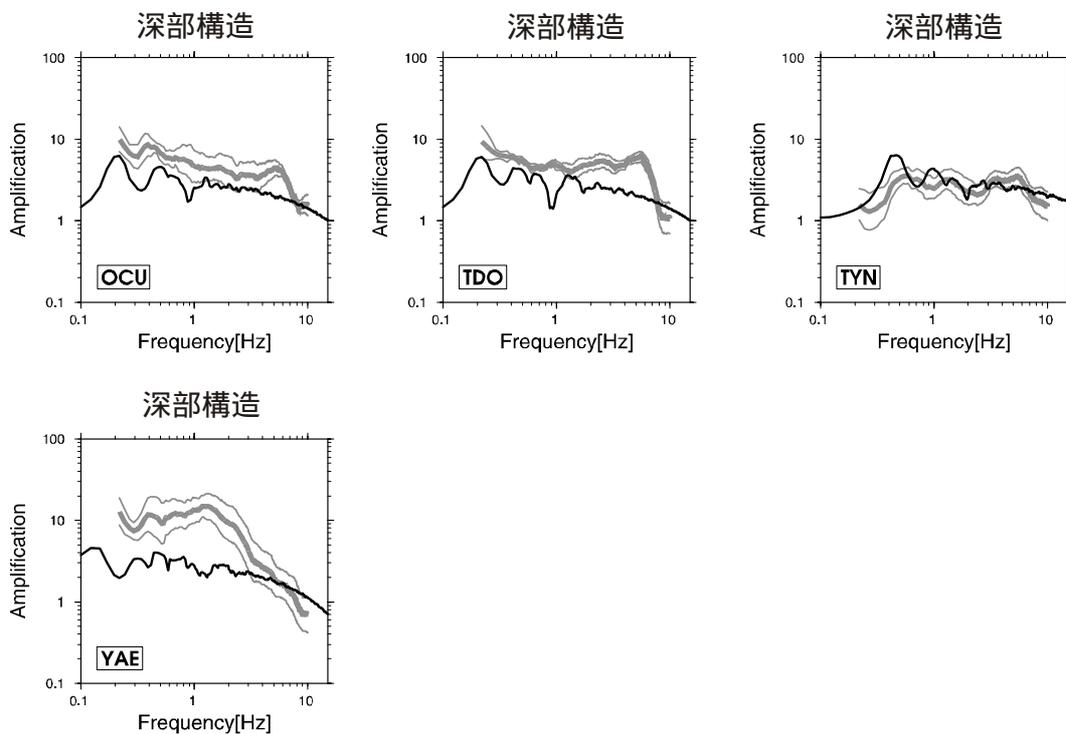


図 11 深部構造の情報しかない観測点における理論的サイト増幅特性(実線)と経験的サイト増幅特性(薄太線)。薄細線は経験的サイト増幅特性の標準偏差を示す。

考察

震源の放射特性

鶴来他(2002)は基盤スペクトルを算出する際式(1)の R として、個々の地震の震源メカニズムに依存しない一定の値すなわち S 波の放射特性の RMS 値 ($\langle R_{SH}^2 + R_{SV}^2 \rangle^{1/2} = 0.63$) を与えている。高周波数帯域では放射特性が不明瞭となるので、個々の地震の放射特性そのものを RMS 値で近似するという処理は現実的である。しかし放射特性が明瞭に現れる周波数帯域に関しては検討の余地があるかもしれない。まず、鶴来他(2002)では観測スペクトルの評価の際に水平 2 成分の 2 乗和の平方根がとられその後に多数の地震についての平均操作がなされているのだから、直観的には、平均放射特性 R としては MRS 値 ($\langle (R_{SH}^2 + R_{SV}^2) \rangle^{1/2} = 0.60$ (Boore and Boatwrite, 1984)) を用いるほうが相応しいと予想される。以下に、震源の放射特性が明瞭な低周波数帯域を想定してこのことを説明する。

堆積層におけるS波の増幅は次式で表される。すなわち、

$$\begin{aligned} O_k^T(f) &= Z_{SH}^T(f) I_k^{SH}(f), \\ O_k^R(f) &= Z_{SV}^R(f) I_k^{SV}(f). \end{aligned} \quad (3)$$

添字の k は k 番目の地震を表す。 $I_k^{SH}(f)$ 、 $I_k^{SV}(f)$ はそれぞれ堆積層に入射するSV波、SH波、 $Z_{SH}^T(f)$ 、 $Z_{SV}^R(f)$ は堆積層による増幅特性で単位振幅のSH波、SV波入射に対する地表面の応答(Tangential成分、Radial成分)、 $O_k^T(f)$ 、 $O_k^R(f)$ は地表面で観測される地動のTangential成分、Radial成分である。ここではいずれも振幅スペクトルとして考えれば良い。鶴来他(2002)と同様に震源を含む地震基盤を均質な半無限媒質とすれば、堆積層に入射するSH波、SV波はそれぞれ、

$$\begin{aligned} I_k^{SH}(f) &= |R_k^{SH}| (4\pi\rho\beta^3)^{-1} M_{0k} S_k(f) P(f) X_k^{-1} \exp[(-\pi f X_k)/\{Q(f)\beta\}], \\ I_k^{SV}(f) &= |R_k^{SV}| (4\pi\rho\beta^3)^{-1} M_{0k} S_k(f) P(f) X_k^{-1} \exp[(-\pi f X_k)/\{Q(f)\beta\}], \end{aligned} \quad (4)$$

ただし、

$$R_k^{SH} = R^{SH}(\text{strike}_k, \text{dip}_k, \text{rake}_k, i_k, \phi_k), R_k^{SV} = R^{SV}(\text{strike}_k, \text{dip}_k, \text{rake}_k, i_k, \phi_k),$$

と表せる。 R^{SH} 、 R^{SV} はSH波、SV波の放射特性、 $(\text{strike}_k, \text{dip}_k, \text{rake}_k)$ は k 番目の地震の震源メカニズム、 (i_k, ϕ_k) はS波の射出角と観測点に向かう方位角である。なおここでは震源の放射特性について検討しているので、 R 以外のパラメータや関数は鶴来他(2002)の設定を妥当とみなして彼らと同じものを用いることとする。

k 番目の地震に対応する基盤スペクトルは、式(1)より、

$$A_k(f) = (4\pi\rho\beta^3)^{-1} R F_s P_R M_{0k} S_k(f) P(f) X_k^{-1} \exp[(-\pi f X_k)/\{Q(f)\beta\}], \quad (5)$$

であるから、式(4)、(5)より、

$$\begin{aligned} I_k^{SH}(f) &= |R_k^{SH}| (R F_s P_R)^{-1} A_k(f), \\ I_k^{SV}(f) &= |R_k^{SV}| (R F_s P_R)^{-1} A_k(f). \end{aligned} \quad (6)$$

ここで近似的に、

$$Z_{SV}^R(f) = Z_{SH}^T(f) = Z(f), \quad (7)$$

が成り立つと仮定する。堆積層への入射角が小さい場合にはSV波からP波への変換効率が悪いので式(7)の近似は妥当と考えられる。

鶴来他(2002)で定義される k 番目の地震の観測スペクトル $D_k(f)$ は振幅スペクトルの2乗の平方根だから、

$$D_k(f) = (O_k^T(f)^2 + O_k^R(f)^2)^{1/2}. \quad (8)$$

式(8)に式(3)、(6)、(7)を用いれば、

$$D_k(f) = (R_k^{SH2} + R_k^{SV2})^{1/2} (R F_s P_R)^{-1} A_k(f) Z(f). \quad (9)$$

よって k 番目の地震に対応するサイト増幅特性 $R_k(f)$ は、

$$R_k(f) = D_k(f) / A_k(f)$$

$$= (R_k^{SH^2} + R_k^{SV^2})^{1/2} (RF_s P_R)^{-1} Z(f). \quad (10)$$

最終的に得られるサイト増幅特性 $R(f)$ は k についての集合平均であるから、

$$R(f) = \langle R_k(f) \rangle$$

$$= \langle (R_k^{SH^2} + R_k^{SV^2})^{1/2} \rangle (RF_s P_R)^{-1} Z(f). \quad (11)$$

ただし $\langle \rangle$ は k に関する平均(期待値)操作を表す。式(11)より、 $\langle (R_{SH}^2 + R_{SV}^2)^{1/2} \rangle (RF_s P_R)^{-1} = 1$ となるように $RF_s P_R$ の値を設定すれば鶴来他(2002)が定義するサイト増幅特性はモデルの増幅特性 $Z(f)/2$ (地表面の影響を除去するため2で割っている)に一致することが分かる。しかし鶴来他(2002)が設定する値 $R=0.63$, $F_s=2$, $P_R=1$ および MRS 値 $\langle (R_{SH}^2 + R_{SV}^2)^{1/2} \rangle = 0.60$ を代入すると、

$$R(f) = 0.95 Z(f) / 2. \quad (12)$$

つまり実際にモデルに与えられている増幅特性よりも5%程過小評価となる。

それ以上に重要なことは次の通りである。つまり、MRS 値(0.60)は全震源球面にわたる S 波の放射特性の積分値を平均したものであるから、式(11)における期待値に MRS 値を採用するということは、震源があらゆる方向、震源距離に分布することを想定するという(基盤を半無限媒質と仮定しているの上半球からの放射しか寄与しないから面積分は上半球のみで実行すべきだが、いずれにしても MRS 値は同じである)、あるいは用いる地震の震源メカニズムが多様ですべてのメカニズムが均等に含まれていると想定するということである。このような想定を妥当とみなせるならば、放射特性が明瞭に現れる周波数帯域であっても個々の地震の震源メカニズムを考慮する必要はなく、常に MRS 値を用いていけば良い。しかし震源分布、震源メカニズムの双方に偏りがある場合にはこのような扱いはできない。

経験的サイト増幅特性の評価方法として広く用いられている岩田・入倉(1986)の方法でも個々の地震の放射特性は考慮されていないが、彼らの方法の場合、全観測点に対して同一の放射特性とみなせるような遠方の地震を用いる限り放射特性の無視は問題にならない。彼らの方法では解析に用いる観測点のうちサイト増幅特性が最小の観測点が基準とされる(増幅率2とされる=基盤スペクトルとみなされる)からである(ただし周波数ごとにこのような処理がなされるためある観測点のスペクトルをもって基盤スペクトルとみなすわけにはいかない)。つまり彼らの方法では観測スペクトルと基盤スペクトルのいずれもが同一のデータセットから推定されるのであり、各観測点の増幅特性はそれが最小の観測点を基準として相対的に評価される。この場合放射特性が全観測点で同じであれば、その影響はキャンセルされる。

上述のような考察の一方で、現実には震源分布や放射特性の偏りはそれほど問題にならないかもしれないという可能性もある。上の議論では最初に観測点に到達する S 波にのみ着目しているが、実際の経験的サイト増幅特性の評価には、反射を繰り返してやや遅れて到達する他の位相の影響が含まれているからである。これは経験的サイト増幅特性の評価にあたって観測波形をスペクトルに変換する際、観測波形にある程度の時間長のデータウィンドウを適用することに起因する。データウィンドウ内に含まれる複数の異なる位相に同じ放射特性の補正を適用するよりもむしろこのような場合は最初から放射特性として指向性のない平均値を用いるほうが現実には則しているかもしれない。

岩田・入倉(1986)の方法と鶴来他(2002)の方法の本質的な相違は、基盤スペクトルを相対的に評価する

か絶対評価するかということにある。岩田・入倉(1986)の方法で経験的サイト増幅特性の絶対値を評価するためには、あるいはスペクトル形状の概観を把握するためには、(周波数ごとに)地震基盤とみなし得る観測点を必要とする。これに対し鶴来他(2002)の方法では理論に基づいて基盤スペクトルを絶対評価するため、そのような観測点がなかったとしても経験的サイト増幅特性の絶対値あるいはスペクトル形状を把握する事ができる。

平滑化のためのパラメータ

経験的サイト増幅特性の評価手法の項で説明したように、観測スペクトルの評価の際には平滑化ウィンドウが適用されている。その際平滑化の度を調節するパラメータの与え方には任意性があり、それによりスペクトルの概観もかなり変わってくる(図 12)。

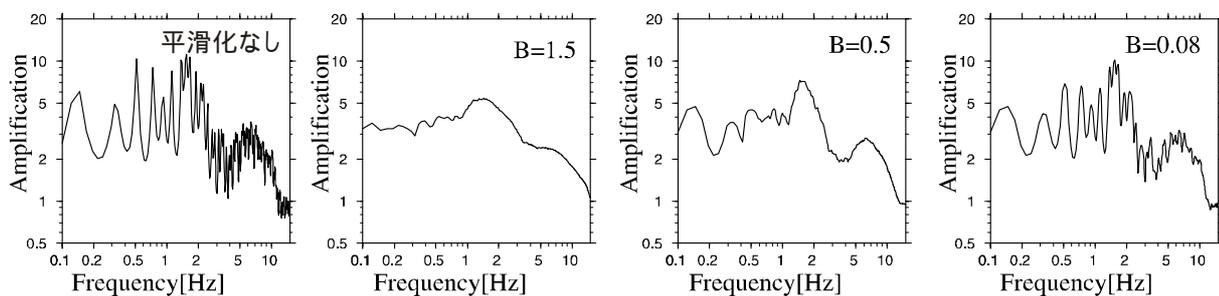


図 12 平滑化のパラメータがスペクトルの概観に及ぼす影響。深部構造を用いて計算した MRG の理論的サイト増幅特性(平滑化ウィンドウなし)(最左)に式(2)で示される平滑化ウィンドウをパラメータを変えながらかけた結果を示す。

鶴来他(2002)あるいは本研究における平滑化には、スペクトルをきれいに見せるあるいは互いに比較しやすくするというだけでなく、意味のない起伏を省くという目的がある。つまり経験的サイト増幅特性の評価について言えば、解析する地震の個数が限られているために、スペクトル比のアンサンブル平均を取るだけでは震源特性や伝搬特性の相違などを完全に除去できないので、過剰な解釈を防ぐために平滑化がなされている側面がある。念のために付記すると、時系列解析におけるピリオドグラム の推定でもアンサンブル平均あるいは平滑化がなされるがそれらは標準誤差の減小という意味を持ち、ここでのアンサンブル平均や平滑化とは本質的に意味合いが異なる。ここでのスペクトルの扱いは本質的に決定論的である。

理論的サイト増幅特性について言えば、計算に用いられる速度構造が誤差を含んでいたりあるいは平均的なモデルであることを考慮すると、あまりに細部にまで計算結果を評価しても意味がないということから、最初から細部を除去する目的で平滑化がなされている側面がある。

速度構造が誤差を含む平均的なモデルであることに対応する理論的サイト増幅特性を計算するための手続きとしては、速度構造に確率的なゆらぎを与えて平滑化なしで理論計算を多数回繰り返し、最後にその統計をとれば良いだろう。各計算結果はピークの位置や大きさが微妙にずれるため、それらを平均して得られる増幅特性は、各回ごとのそれを平滑化したような概観になると期待される。例えば図 13(左)は、各層の S 波速度と密度に標準偏差 10% の正規分布に従うゆらぎを与えて平滑化なしで理論計算を 50 回繰り返して得られた平均理論的サイト増幅特性と単に平滑化を施した理論的サイト増幅特性

との比較である。この場合の平滑化のパラメータは $(A, B, f_s)=(0.07, 0.5, 0.15)$ としている。同図を見れば両者が良く一致することが分かる。同図(右)は同様な処理で標準偏差を5%とした場合である。同図(左)と比べてピークの数が増えるので、平滑化のためのパラメータも適当に調整することになる。この場合 $(A, B, f_s)=(0.07, 0.17, 0.44)$ とした。ここでは速度と密度にバラツキを与えた場合を示したが、層厚にバラツキを与えて得られる平均理論的サイト増幅特性についても上記とほぼ同様のことがいえるようである。

限られた速度構造のゆらぎの範囲あるいは平滑化のウィンドウ幅の範囲ではあるが、理論的サイト増幅特性を平滑化した結果は速度構造にゆらぎがある場合の平均理論的サイト増幅特性と良く対応する。つまり理論的サイト増幅特性の平滑化には、与える速度構造の曖昧さを吸収する働きがあるといえる。図13(左)で用いた平滑化のパラメータセットは鶴来他(2002)および本研究で用いたものと同一だから、鶴来他(2002)が評価した経験的サイト増幅特性と比較するという目的においては、理論的サイト増幅特性の計算に用いる速度構造にはS波速度、密度、層厚に対し標準偏差10%程度の曖昧さが許容されると考えて良さそうである。

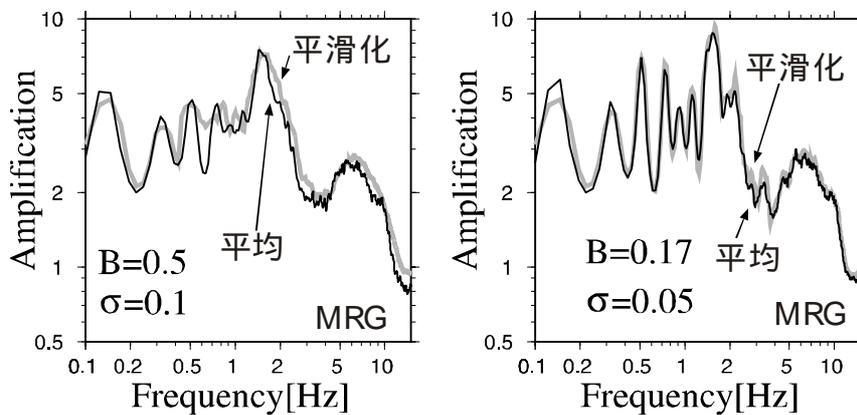


図13 速度と密度に正規分布に従うゆらぎを与え平滑化なしで理論計算を50回繰り返して得られた平均理論的サイト増幅特性と単に平滑化を付けて計算した理論的サイト増幅特性との比較。

速度構造モデル

香川他(2002)は東灘の深層ボーリングデータについて1500m以上の深部まで1mごとに詳細にモデル化して理論的サイト増幅特性を評価し、同深度までを3層で近似した大局的なモデルで表層20mのみを詳細に記述した構造を用いて評価された理論的サイト増幅特性と比較した。その結果、両者に顕著な相違は見られなかった。本研究では、大阪盆地内の観測点における理論的サイト増幅特性を評価するために、大局的な深部構造に表層20m程度までの詳細な構造を乗せたモデルを採用した。その効果は結果の項で見た通りである。

上記の香川他(2002)および本研究のどちらも、理論的サイト増幅特性は水平成層近似で1次元重複反射理論により評価されている。水平成層近似の妥当性を検討するためには3次元差分等で評価された理論的サイト増幅特性と水平成層近似による評価結果とを比較すべきだが、これは今後の課題とする。最終的には、浅部から深部まで詳細に記述した1次元構造モデル、同3次元構造モデル、浅部は詳細だが深部は大局的な1次元構造モデル、同3次元構造モデルを用いて理論的サイト増幅特性をそれぞれ評価し、比較検討する必要がある。

近い将来起こると予想される南海・東南海地震のような近海巨大地震の場合、サイト増幅特性の評価

に加え伝搬特性の評価の重要性が増すが、伝搬特性の評価においては3次元的なテクトニック構造を考慮することが精度向上のために重要なようである(Petukhin et al., 2003)。テクトニック構造に関しては、現在得られている知見では、サイトと呼ばれるような浅部構造と比較してごく大局的な扱いにならざるをえない。サイト特性、伝搬特性、震源特性を統合的に評価しようとする立場においては、各特性を記述するためのモデルのスケールが著しく異なるのはバランスが悪いように感じられるかもしれないが、本研究で示された結果、すなわち浅部は詳細だが深部は大局的なモデルの実用性が期待されるという結果は、サイト特性、伝搬特性の評価に用いる構造モデル間でスケールが異なることに対する許容性を示唆しているのかもしれない。

(d) 結論ならびに今後の課題

まとめ

大阪盆地内の1観測点(森河内, MRG)についてSH波の重複反射理論に基づいてサイト増幅特性を計算し、鶴来他(2002)が評価した経験的サイト増幅特性と比較した。理論的サイト増幅特性の計算には、宮腰他(1999)に基づく深部(深さ1800m程度)までの平均的速度構造(深部構造)と検層による浅部(深さ26mまで)の詳細な速度構造を合成した構造を用いた。大阪盆地内の複数の観測点における理論的サイト増幅特性の評価結果からは、その基礎的な特徴については次がいえようである。つまり、1Hz程度よりも低周波数側では、理論的サイト増幅特性は深部構造により特徴付けられる。1Hz程度よりも高周波数側では、深部構造がトレンドを与え浅部構造が意味のある起伏を与える。したがって我々は深部構造と浅部構造の両方のスケールで速度構造を把握しなければならない。また高周波数側におけるスペクトルのトレンドを決定するためには深部構造の減衰構造を精度良く把握する必要がある。

MRGにおける理論と経験の比較結果としては、0.5-10Hz程度の周波数帯域に着目する限り、理論的サイト増幅特性は絶対値を含めて経験的サイト増幅特性に良く似たものとなった。この結果は深部構造と浅部構造を合成した構造を用いてのサイト増幅特性の予測可能性を示唆するものと期待される。ただし最終的には、深部構造としても詳細な構造を用いた場合および理論的評価における水平多層近似が評価結果にどのような影響を与えているか等について系統的に分析して結論付ける必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Boore, D. M. and J. Boatwright: Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1615-1621, 1984.
- 2) 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, 39, 579-593, 1986.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) 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, 51, 31-40, 1998.

- 7) 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.
- 8) 大阪府: 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, 74-80, 1997.
- 9) Petukhin A., K. Irikura, S. Ohmi and T. Kagawa: Estimation of Q -values in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by elimination of geometrical spreading effect using ray approximation, Bull. Seism. Soc. Ame. (印刷中).
- 10) 斎藤正徳: 成層構造に対する反射率, 表面波分散曲線の計算 I, 物理探鉱, 32, 209-220.
- 11) Saito, M.: DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in D. J. Doornbos ed., Seismological Algorithms, pp. 293-319, Academic Press, 1988.
- 12) 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.
- 13) (財)原子力発電技術機構: 平成12年度原子力発電立地調査に関する報告書その2 震源域における地震動特性評価法調査, 2001.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
長郁夫 鶴来雅人 岩田知孝 香川敬生	大阪盆地のサイ増幅特性: 理論と実際の比較	地球惑星科学関連学会2003年合同大会, 地球惑星科学合同大会運営機構, 千葉(幕張メッセ国際会議場)	2003年5月28日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、使用・標準等の策定

なし

(3) 平成15年度業務計画案

今年度の成果を元として、これらの手法を地域を拡大して地盤モデルの妥当性の検証を進めていく。