

2000年鳥取県西部地震時に境港の深部地盤構造が地震動特性に与えた影響

新井 洋¹・Nelson PULIDO¹

¹防災科学技術研究所 地震防災フロンティア研究センター（〒651-0073 神戸市中央区脇浜海岸通 1-5-2）
E-mail: arai@edm.bosai.go.jp / nelson@edm.bosai.go.jp

2000年鳥取県西部地震において甚大な被害を受けた境港市において微動の移動1点観測を行い、既往の微動アレイ探査結果を参考にして、深部地盤の2次元S波速度構造を推定した。推定された地盤構造に基づいて2次元および1次元の地震応答シミュレーション解析を行い、実際の被害分布および地震記録との比較から、この地域の地盤特性が地震動特性に与えた影響を検討した。その結果、以下の知見を得た。(1) 境水道および被害集中域近傍では、地震基盤はN156E方向に約24度で傾斜している。(2) 被害集中域近傍の地震動は、深部地盤の2次元応答の影響は小さく、深部および表層地盤の1次元非線形応答の影響だけでほぼ説明できる。

Key Words : the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, Sakaiminato, microtremor, S-wave velocity structure, 1-D and 2-D ground responses

1. はじめに

境港市では、2000年鳥取県西部地震時に、境水道沿いの幅0.5km×長さ3km程度の帯状の地域に住宅被害が集中した¹⁾。また、この地域の等価アンケート震度の値は、周辺地域のそれよりも高い値(6弱)となっている(図1)¹⁾。このことは、この地域では地震動レベルが局地的に大きかった可能性を示唆している。その原因の一つとして地盤構造の影響が考えられるが、この地域の深部S波速度構造に関する情報は少ない。したがって、被害要因を定量的に評価するためには、まず、地震基盤までのS波速度構造を多次的に把握することが必須である。

地盤のS波速度構造を簡便かつ多次的に推定する方法として、微動のアレイ観測と移動1点観測とを併用する方法²⁾がある。吉川ら³⁾は、弓ヶ浜半島北部の4地点で微動のアレイ観測を行い、地震基盤までのS波速度構造を推定している。しかし、その多次的な分布については重力異常の情報に基づいて推測しており、不確定な部分もあると思われる。また佐藤ら⁴⁾は、境港市の複数地点において余震観測を行い、得られた記録のスペクトル比の逆解析から基盤の2次元構造を推定している。一方、被害地域近傍での本震記録は表層地盤の1次元非線形応答の影響により概ね説明できるとの報告^{5),6)}もあり、深部地盤の2次元応答が地震動特性に与えた影響の小さい可能性も示唆される。

以上の背景から、本研究では、境港市において微動の移動1点観測を行い、HVスペクトル^{7),8)}の位置的变化に基づいて深部S波速度構造を多次的に推定する。さらに、推定された構造に基づいて地盤を2次元および1次元にモデル化し、本震記録を用いた地震応答シミュレーション解析を行って、地盤特性が地震動特性に与えた影響を検討する。

2. 微動観測に基づく2次元S波速度構造の推定⁹⁾

微動の移動1点観測は、図1に示す205地点で行った。各地点で得られた3成分微動データから、時松・新井⁸⁾と同様の方法でHVスペクトルを求めた。境水道の北側の観測点(図1のX=1km付近)では、HVスペクトルの周期待性にピークは認められなかった。一方、図1の鎖線内の領域(2<Y<5km, 0<X<4km)では、周期0.1-2秒程度に明瞭なピークが認められ、その周期 T_p が弓ヶ浜半島に沿って南

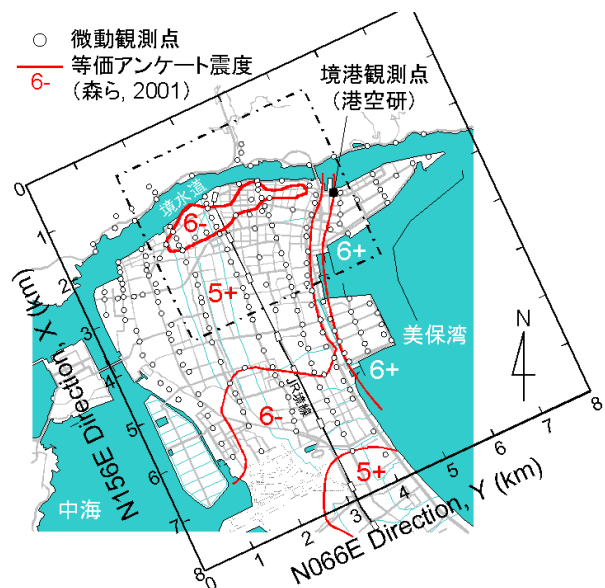


図1 微動・強震観測点および等価アンケート震度分布¹⁾

側 (N156E, X 方向) に向かって連続的に長くなる傾向が認められた。そこで、図 1 の鎖線内の領域を対象に、地盤の S 波速度構造を推定することとした。吉川ら³⁾が微動のアレイ観測を行った 4 地点のうち、対象領域に位置するサイト SSH での推定基盤 ($V_S > 3\text{km/s}$) 深度 $D(\text{km})$ およびアレイ内にある観測点で得られた H/V スペクトルのピーク周期 $T_p(s)$ の値に基づいて、両者の間に $D = 0.42T_p$ ($T_p < 2$) の関係があると仮定し、対象領域の各観測点において直下の基盤深度を推定した (図 2(a))。図から、対象領域では基盤深度の Y 方向の変化は小さく、基盤構造を X 方向の 2 次元断面と仮定して良いことが分かる。また基盤の傾斜は直線的であり、その角度は $0.8 < X < 2.3\text{km}$ の範囲では約 24 度、 $2.3 < X < 4\text{km}$ の範囲では約 3 度である。図 2(b) は、図 2(a) およびサイト SSH の S 波速度構造³⁾に基づいて推定した X 方向の深部 S 波速度構造断面である。なお、微動の観測および H/V スペクトル、S 波速度構造推定などの詳細については、参考文献⁹⁾を参照されたい。

3. 深部地盤の 2 次元応答が地震動に与えた影響

推定された深部地盤構造モデル (図 2(b)) に対して、2 次元有限要素法 (FEM) による地震応答解析を行った。地盤モデルの要素分割は S 波に対して 5Hz 以下の周波数成分を表現できるように行い、各要素の材料物性は線形・無減衰とした。モデルの底面および側面は粘性境界とした。面外場 (SH 場) および面内場 (P-SV 場) の各モデルに対して、中心周期 0.5, 1, 2 秒、最大速度 20cm/s の Ricker 波を鉛直下方より SH 波入射および SV 波入射して、地表面の各点における応答を求めた。解析は時間軸上で行い、数値積分には Newmark の法 ($\gamma = 0.25$, 時間間隔 0.002 秒) を用いた。

図 3 に、中心周期 1 秒の Ricker 波を入射した場合の地表応答速度 (水平動) の (a) 面外場および面内場の最大値および (b) 面外場の時刻歴波形を示す。図 3(a) には比較のため、各点の直下地盤の 1 次元応答解析による地表最大速度を点線で示す。図 3(a) から、2 次元解析による地表最大速度は、面外場・面内場ともに、基盤傾斜部 ($0.8 < X < 2.3\text{km}$) では 1 次元解析による値と同等またはそれよりもやや小さく、それ以外では 1 次元解析による値とほぼ一致している。また図 3(b) から、地表応答波は、入射波が鉛直下方より増幅された直達位相 (1 次元応答波) と、基盤傾斜部より発生し堆積層側 (X の正方向) に向かって伝播する後続位相から成ることが分かる。後続位相の振幅は直達位相のそれ以下であり、図 3(a) との比較から、応答波の最大値は直達位相 (1 次元応答波) によるものであることが確認される。同様の傾向は、面内場の場合および入射波の中心周期が 0.5, 2 秒の場合でも確認された。以上から、周期 0.5-2 秒程度の成分が卓越する地震動入力に対して、この地域の深部地盤の 2 次元応答が地表での地震動に与える影響は後続位相にのみ現れ、地表地震動の最大値は直下地盤の 1 次元応答によってほぼ決まることが分かる。とくに、後続位相の発生位置である基盤傾斜部の近傍では、2 次元解析の地表応答波の継続時間は 1 次元解析のそれとほぼ同等となっており、地表地震動は 1 次元解析で十分に再現できる可能性が高い。

なお、2 次元および 1 次元解析とも、入力波の中心周期によらず、地表最大速度の分布は等価アンケート震度 6 弱の地域 (住宅被害の集中域)¹⁾を説明できない (図 3(a))。このことは、深部地盤構造の影響だけでは境港市の被害を説明できないことを示唆している。

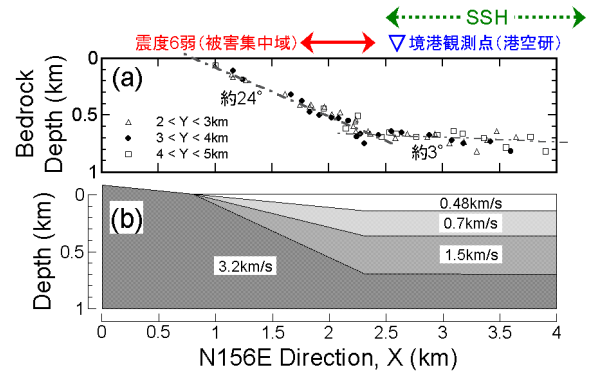


図 2 微動観測から推定された(a)基盤深度および(b)S波速度構造断面 (N156E 方向, $2 < Y < 5\text{km}$)⁹⁾

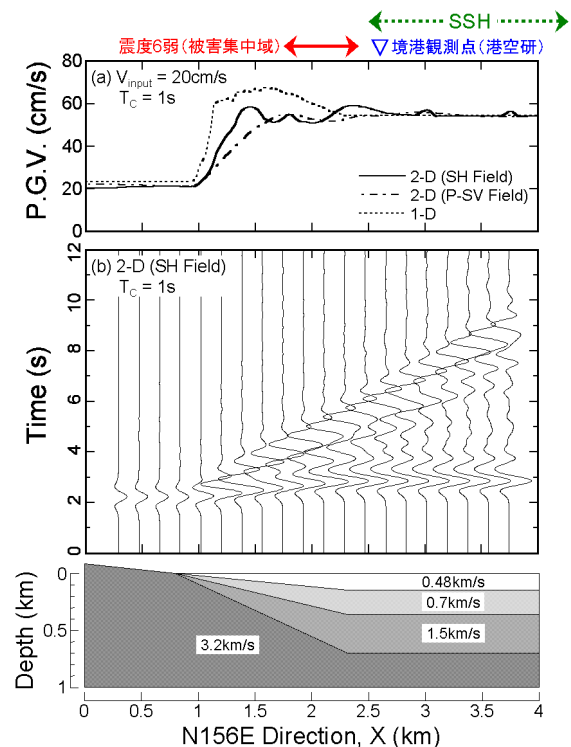


図 3 2 次元 FEM 解析から得られた地表面での応答速度波形とその最大値分布 (入射波の中心周期: 1 秒)

4. 1 次元応答解析による境港の本震記録の再現

2 次元地盤モデルを仮定した領域では、2000 年鳥取県西部地震時に、港湾空港技術研究所の境港観測点 (図 1: 以下, SKM) において強震記録が得られ、地盤調査資料とともに公開されている¹⁰⁾。この観測点は、地震基盤の平坦部と傾斜部との境界付近に位置している (図 2, 3)。また、SKM 地点の北東約 4.5km に位置する防災科学技術研究所 KiK-net の美保関観測点 (SMNH10) では、地表および深度 203m での本震記録が得られ、PS 検層結果とともに公開されている¹¹⁾。そこで本章では、前章での考察の妥当性を検証するため、SMNH10 地点の本震記録を用いて、1 次元地震応答解析により SKM 地点の本震記録を再現する。

4.1 KiK-net 美保関地点の岩盤地震動の推定

まず、地盤の非線形挙動が比較的小さかったと考えられる SMNH10 地点の地表記録 (EW, NS 方向成分) を、周波

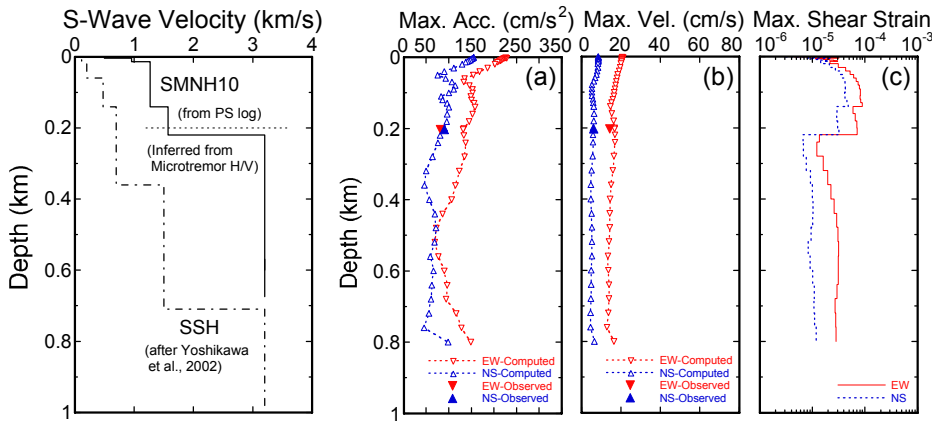


図4 (左) SMNH10 地点および SSH 地点の深部 S 波速度構造^{11),3)}
 図5 (右) 1 次元等価線形解析から得られた SMNH10 地点の最大
 加速度・速度・せん断ひずみの地中分布

周波数によらず SKM 地点のスペクトル振幅値は SMNH10 地点のそれよりも 1.5 倍程度大きい。一方、NS 方向成分では、両地点のスペクトル振幅値の大小関係は周波数に依存して変化している。SMNH10 地点の直下深度 800m での露頭波をフーリエ変換し、これに図 6 の理論スペクトル振幅比を乗じてからフーリエ逆変換することで、SKM 地点の直下深度 800m での露頭波とした。なお、アスペリティを考慮して(1)式を算定した場合も点震源の場合と大きな違いは無かった。

数ひずみ依存型の減衰をもつ 1 次元等価線形解析¹²⁾により、深度 800m まで引き戻した。この際、PS 検層結果が深度 203m までしか得られていないことから、これ以深の地盤構造を仮定する必要がある。そこで、この地点の微動 H/V スペクトル¹³⁾の周期 0.5-0.6 秒付近に見られるピークが地震基盤を反映するものと考え、 $D=0.42T_p$ の関係から基盤深度を 230m と仮定して、SMNH10 地点の S 波速度構造とした(図 4)。地盤モデルの層分割は、地盤を多質点系に置換したときに S 波に対して 10Hz 以下の周波数成分を表現できるようにし、土の非線形性は、密度・S 波速度・土質および有効拘束圧に基づき、文献¹⁴⁾を参考にモデル化した。解析から得られた EW および NS 方向成分の最大加速度・速度・せん断ひずみの地中分布を図 5 に示す。図 5(a), (b)には、深度 203m での観測値¹¹⁾も示すが、最大加速度・速度とも、解析値は観測値とほぼ対応している。また図 5(c)より、最大せん断ひずみは 10^4 未満であり、等価線形解析の適用範囲内のレベルである。このことは、引き戻し解析結果の妥当性のある程度支持している。

4.2 震源の放射特性を考慮した境港観測点の岩盤地震動

次に、4.1 節で得られた SMNH10 地点の直下深度 800m での露頭波に基づいて、SKM 地点の同深度での岩盤露頭波を推定する。ここで、Pulido *et al.* (2003)¹⁵⁾によれば、2000 年鳥取県西部地震における震源からの S 波の放射特性 (Radiation Pattern) 係数は SKM 地点と SMNH10 地点とは大きく異なっており、したがって両地点の岩盤地震動も異なっていると考えられる。そこで、点震源を仮定した場合の理論地震動の式 (Boore, 1983)¹⁶⁾を参考に、両地点の岩盤地震動のスペクトル $A_{SKM}(f)$, $A_{KIK}(f)$ の理論振幅比が近似的に次式で表せるものと考えた。

$$\frac{A_{SKM}^i(f)}{A_{KIK}^i(f)} = \frac{R_{SKM}^i(\theta, \phi, f) D_{SKM}^{-1} \exp(-\pi f D_{SKM} / Q(f) V_s)}{R_{KIK}^i(\theta, \phi, f) D_{KIK}^{-1} \exp(-\pi f D_{KIK} / Q(f) V_s)} \quad (1)$$

ここに、 f は周波数、 $R(\cdot)$ は周波数依存の Radiation Pattern 係数¹⁵⁾、 D および (\cdot) は観測点の震源からの距離および方位角、 V_s および Q は岩盤の平均的な S 波速度および減衰定数 (の逆数) であり、添え字 i は方向成分を表す。図 6 に、点震源を仮定して(1)式により計算した SKM 地点と SMNH10 地点の岩盤地震動の理論スペクトル振幅比 (EW および NS 方向成分) を示す。図から、EW 方向成分では、

4.3 境港観測点の 1 次元有効応力解析

4.2 節で得られた EW および NS 方向成分の露頭波を深度 800m での入力として、SKM 地点の 1 次元有効応力解析¹⁷⁾を行い、地盤地震動を推定した。この際、地盤モデルは、深度 72m 以浅は SKM 地点の地盤柱状図に基づく森ら⁹⁾の地盤モデルを、それ以深はサイト SSH の推定地盤構造 (図 4)³⁾を採用した。地盤モデルの層分割および土の非線形性のモデル化は 4.1 節の場合と同様に行った。また、液状化に関するパラメータは、液状化強度曲線が森ら⁹⁾の設定したそれと一致するように定めた。時間軸上の数値積分には Newmark の法 ($\alpha=0.25$, 時間間隔 0.001 秒) を用いた。

解析から得られた EW 方向成分の地表での加速度・速度・変位波形を図 7(a)(c)に、加速度フーリエ振幅スペクトルを図 8 に、それぞれ観測された波形およびスペクトルと比較して示す。いずれの図においても、解析値は観測値と良く対応している。図 9 には、解析から得られた EW および NS 方向成分の最大加速度・せん断ひずみ・過剰間隙水圧比の地中分布を示す。ここで、EW 方向成分の応答では、深度 5-10m 付近の地層において、最大せん断ひずみが 1-2% 程度、過剰間隙水圧比がほぼ 1 に達しており、液状化が発生している。図 7(d)には、液状化層 (深度 4.8-7.1m) における過剰間隙水圧比の時刻歴を示す。図から、過剰間隙水圧比は時刻 5-10 秒付近から緩やかに上昇し、25 秒付近で 0.9 程度に達し、軽度の液状化状態となっている。その後は、サイクリックモビリティを繰り返しながら、過剰間隙水圧比は 1 に達している。これらの解析結果は、液状化層の挙動を含め、森ら⁹⁾の解析結果および本震時の SKM 地点周辺

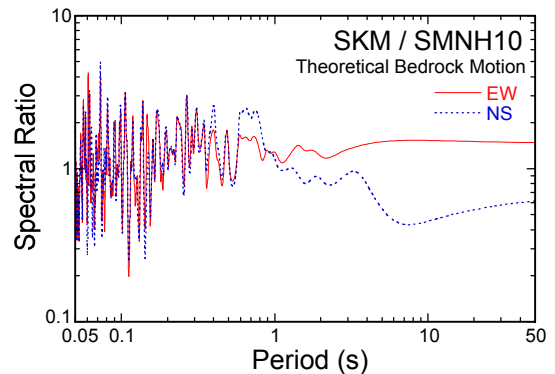


図6 岩盤地震動の理論スペクトル振幅比 (SKM/SMNH10)

の噴砂状況¹⁸⁾と整合している．なお，図は省略するが，NS 方向成分については，EW 成分よりも入力はかなり小さい（加速度で 6 割，速度で 3 割程度）ため，水圧に関する挙動は再現できないが，地表応答の波形およびスペクトルは，振幅・位相とも観測値と概ね対応している．また，震源の放射特性の影響を無視して SMNH10 地点直下の岩盤地震動をそのまま入力として解析を行ったところ，EW 方向成分の応答は 3-4 割程度小さくなり，観測値との対応が悪くなることを確認している．以上の結果は，本再現解析の妥当性を支持するとともに，2000 年鳥取県西部地震における境港観測点および被害集中域近傍の地震動は，深部地盤の 2 次元応答の影響は小さく，深部および表層地盤の 1 次元非線形応答の影響だけでほぼ説明できることを示している．

5. まとめ

2000 年鳥取県西部地震において甚大な被害を受けた境港市において微動の移動 1 点観測を行い，既往の微動アレイ探査結果を参考にして，深部地盤の 2 次元 S 波速度構造を推定した．推定された構造に基づいて 2 次元および 1 次元の地震応答シミュレーション解析を行い，実際の被害分布および地震記録との比較から，この地域の地盤特性が地震動特性に与えた影響を検討した．その結果，以下の知見を得た．(1) 境水道および被害集中域近傍では，地震基盤は N156E 方向に約 24 度で傾斜している．(2) 被害集中域近傍の地震動は，深部地盤の 2 次元応答の影響は小さく，深部および表層地盤の 1 次元応答の影響だけでほぼ説明できる．

謝辞：本研究で用いた強震記録は，港湾空港技術研究所港湾強震観測網および防災科学技術研究所基盤強震観測網（KiK-net）により記録・公開されたものである．2 次元 FEM 解析では，明星大学助教授 年縄巧 博士よりご提供頂いた解析コードを改良して用いた．記して謝意を示す．

参考文献

- 1) 例えば，森伸一郎ほか：2000 年鳥取県西部地震における境港および米子のアンケート震度，第 36 回地盤工学研究発表会，pp. 2127-2128, 2001.
- 2) 時松孝次ほか：微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部 S 波速度構造と地震動特性，建築学会構造系論文集，No. 491, pp. 37-45, 1997.
- 3) 吉川大智ほか：重力および微動データに基づく弓ヶ浜半島の 3 次元基盤構造の推定，第 11 回日本地震工学シンポジウム，pp. 447-450, 2002.
- 4) 佐藤浩章ほか：遺伝的アルゴリズムによる 2 次元基盤構造の推定，建築学会大会，構造 II, pp. 191-192, 2003.
- 5) 三輪滋ほか：2000 年鳥取県西部地震における境港市の近接した 3 地点の地盤の地震時挙動の比較，地盤工学研究発表会，pp. 2339-2340, 2001.
- 6) 森伸一郎ほか：境港での液状化地盤の地震時挙動における液状化の影響分析，第 11 回日本地震工学シンポジウム，pp. 825-830, 2002.
- 7) 中村豊，上野真：地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み，第 7 回日本地震工学シンポジウム，pp. 265-270, 1986.
- 8) 時松孝次，新井洋：レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響，建築学会構造系論文集，No. 511, pp. 69-75, 1998.
- 9) 新井洋：微動観測に基づく境港市の 2 次元 S 波速度構造の推定，日本地震工学会大会，2003（印刷中）．
- 10) 港湾空港技術研究所：港湾地域強震観測網ホームページ，<http://www.pari.go.jp/>
- 11) 防災科学技術研究所：基盤強震観測網ホームページ，<http://www.bosai.go.jp/>
- 12) 杉戸真太ほか：周波数特性を考慮した等価線形化手法に関する一考察，第 28 回土質工学研究発表会，pp. 1129-1132, 1993.
- 13) 防災科学技術研究所：地震防災フロンティア研究センター（EDM）ホームページ，<http://www.edm.bosai.go.jp/totoni2000/survey1/hv/kik.mihonoseki.htm>
- 14) 日本建築学会：入門・建物と地盤との動的相互作用，pp. 240-245, 1996.
- 15) Pulido, N. et al. : Near-fault strong motion complexity of the 2000 Tottori earthquake (Japan) from a broadband source asperity model, *Tectonophysics*, 2003 (in press).
- 16) Boore, D. M. : Stochastic simulation of high frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, *BSSA*, Vol. 73, pp. 1865-1894, 1983.
- 17) 社本康広ほか：一次元有効応力解析の実地盤に対する適用性，建築学会構造系論文集，No. 433, pp. 113-119, 1992.
- 18) 森伸一郎，門脇慶典：2000 年鳥取県西部地震における液状化調査と噴砂の粒度特性，第 36 回地盤工学研究発表会，pp. 2153-2154, 2001.

(2003. 10. 9 受付)

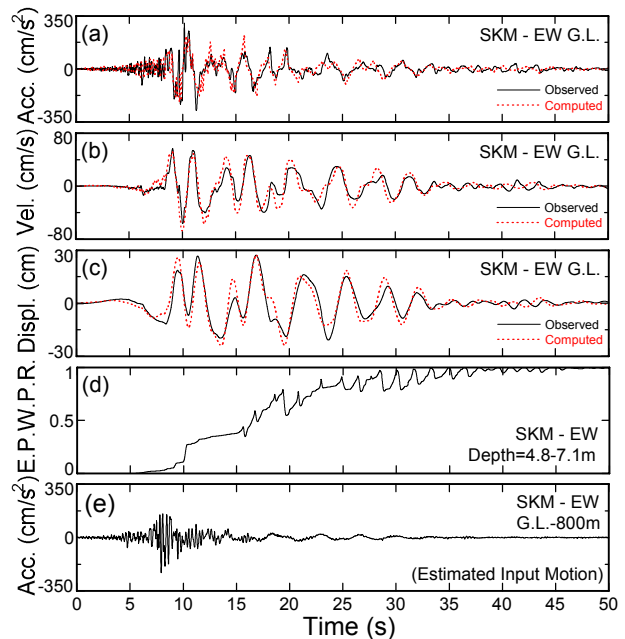


図 7 1 次元有効応力解析から得られた SKM 地点の地表波および液状化層の過剰間隙水圧比の時刻歴（EW 方向成分）

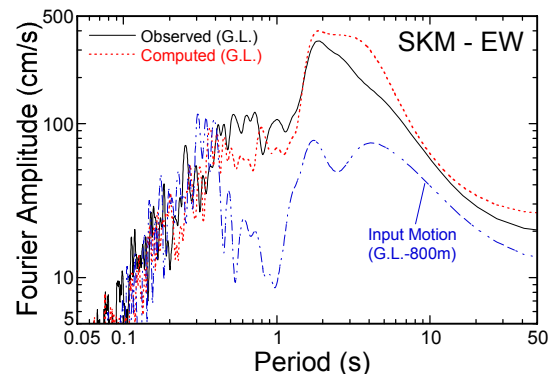


図 8 1 次元有効応力解析から得られた SKM 地点の地表波および観測波の加速度フーリエスペクトル（EW 成分）

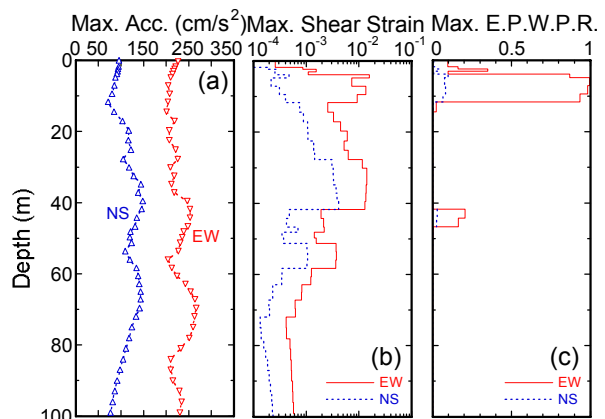


図 9 1 次元有効応力解析から得られた SKM 地点の最大加速度・せん断ひずみ・過剰間隙水圧比の地中分布