

近江盆地南部における微動アレイ探査

Microtremor Array Surveys in the Southern Part of Omi Basin

浅野公之・岩田知孝・関口春子・杉山長志⁽¹⁾

Kimiyuki ASANO, Tomotaka IWATA, Haruko SEKIGUCHI and Takeshi SUGIYAMA⁽¹⁾

(1) 個人事業主

(1) Freelance Exploring Geophysicist, Tachikawa, Tokyo, Japan

Synopsis

Microtremor array surveys were conducted to investigate the S-wave velocity structure at fourteen sites in the southern part of the Omi Basin around Lake Biwa. The microtremor array observation at each site consists of several triangular arrays with different radii of circumscribing circles. The phase velocity dispersion curves were obtained by analyzing the vertical components of the observed microtremors using the SPAC method. The S-wave velocity structure model was estimated by modeling the observed phase velocities using the MCMC method. The estimated bedrock depth matches the bedrock depth indicated by the reflection surveys. The information will be useful for improving three-dimensional velocity model in the Omi Basin.

キーワード: 近江盆地, S波速度構造モデル, 位相速度, 微動アレイ

Keywords: Omi Basin, S-wave velocity model, phase velocity, microtremor array observation

1. はじめに

滋賀県の琵琶湖を含む近江盆地は、新第三紀鮮新世以降に発達した堆積盆地である。琵琶湖南湖周辺の近江盆地南部における基盤岩は、丹波帯のほか、花崗岩体（田上花崗岩、野洲花崗岩、比叡花崗岩等）や湖東流紋岩類が分布している。また、近江八幡市から東近江市にかけての地域を中心に、湖東コールドロンと呼ばれる白亜紀の大規模なカルデラ構造が存在しており、周辺の湖東流紋岩類や花崗岩体の分布との関係が議論されている（沢田ら, 1994）。

基盤岩の上には、鮮新-更新統の古琵琶湖層群が厚く堆積し、地表付近は沖積層や段丘堆積物が分布する。琵琶湖南湖周辺での複数の大深度ボーリングでは、その着岩深度は約 900 m と報告されている（林ら, 1999; KG-NET 関西圏地盤研究会・関西地質調査

業協会, 2014）。鳥丸半島での深層ボーリング資料（着岩深度 904 m）の分析結果によれば、古琵琶湖層群の堆積速度は、100 万年前以前は約 0.4 mm/yr、それ以降は 0.6 mm/yr に速くなっていると報告されている（増田・里口, 2021）。同コアでは、深度 11.74 m で約 7,300 年前の鬼界アカホヤ火山灰、深度 24.75 m で約 2.9 万年前の始良 Tn 火山灰、深度 481.86 m で約 85 万年前の喜撰火山灰（大阪層群のアズキ火山灰に対比）、深度 863.93 m で約 175 万年前の五軒茶屋火山灰（大阪層群の福田火山灰に対比）が報告されている（里口, 2021）。このことから、琵琶湖南湖周辺では、大阪層群上部～下部の年代に対応する古琵琶湖層群最上部～上部が厚く堆積している。

近江盆地南部では、Tsutsui and Kobayashi（1989）や滋賀県（2004, 2005）によるいくつかの地点での微動アレイ探査、戸田ら（1996）や滋賀道路地震防災

検討委員会（2006）による P 波反射法地震探査，佐藤ら（2007）による長測線の地殻構造探査（近江測線）などがこれまでに行われてきた．例えば，戸田ら（1996）は，鳥丸測線での基盤岩深度を約 920 m と報告しており，鳥丸半島でのボーリング調査による着岩深度ともよく対応していると報告している．また，琵琶湖周辺地域全体の深部地盤構造モデルを対象とした既往研究として，鈴木ら（2005）がある．

本研究では，地震動予測のための地下構造モデルの高度化に必要となる浅部から深部の堆積層の S 波速度構造に関する情報を充実させるため，近江盆地南部（大津市から近江八幡市にかけての地域）を対象に，小半径から大半径までの微動アレイ探査を新たに実施し，各調査地点の S 波速度構造を推定した．

2. 微動アレイ観測

近江盆地南部の 14 地点（Fig. 1）を対象に，小半径から大半径までの微動アレイ探査を実施した．市町別の内訳は，大津市 4 地点，近江八幡市 2 地点，草津市 1 地点，守山市 1 地点，栗東市 1 地点，野洲市 2 地点，湖南市 2 地点，蒲生郡竜王町 1 地点である．調査計画の立案にあたっては，既存の震度・強震観測点周辺での調査となるように計画した．これらは，気象庁震度観測点 2 地点，滋賀県震度情報ネットワーク観測点 11 地点，国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網（K-NET）観測点 1 地点である．

各調査地点では，浅部から地震基盤までの S 波速

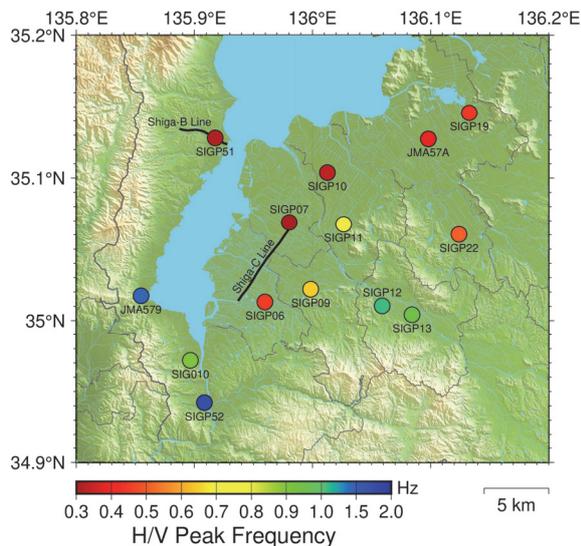


Fig. 1 Locations of microtremor array surveys in the Omi Basin (circles). The symbol color represents the peak frequency of H/V spectra at the center of the array. The thick solid lines indicates previous reflection survey lines.

度構造を捉えることを目的に，異なる大きさのアレイ半径の観測をいくつか組み合わせ，微動アレイ観測を実施した．最小アレイ半径は全ての地点で 4 m，最大アレイ半径は 50 m～1,000 m の範囲で観測点毎に設定した．アレイ形状は正三角形アレイ（4 点アレイ）または二重正三角形アレイ（7 点アレイ）とし，三角形の各頂点と外接円の中心 1 点に地震計を設置した．地震計は東京測振製の速度計 SE-321（感度 5 V/(cm/s)）を用いた．収録装置は白山工業製の低消費電力データ収録装置 LS-8800（A/D の形式分解能 24 bit）を用い，内蔵増幅器の倍率を 8 倍に設定した．GPS 信号により全ての収録装置の時刻を同期させ，収録時のサンプリング周波数は 200 Hz，デシメーションフィルタのカットオフ周波数は 80 Hz とした．

現地での微動観測は 2020 年 10 月 11 日～11 月 1 日の夜間に実施した．大雨等で天候が不良な日には観測を実施していない．Table 1 に各観測地点での，アレイ半径，観測日時の情報をまとめた．半径 300 m 以上の L アレイ及び XL アレイでは 120 分以上の連続観測を行うこととし，周辺道路の交通量などに応じて観測時間を延長した．半径 120 m 及び 240 m の M アレイでは 90 分以上，半径 30 m 及び 60 m の S アレイでは 45 分以上，半径 4 m 及び 15 m の N アレイでは 30 分以上の連続観測を行った．L アレイと M アレイについては，地震計設置場所の座標をハンディ GPS で測量した．S アレイと N アレイでは巻尺によって測量した．すべての地震計設置場所で観測実施状況の写真を撮影した．

Fig. 2 に守山市石田町（SIGP07）周辺におけるア

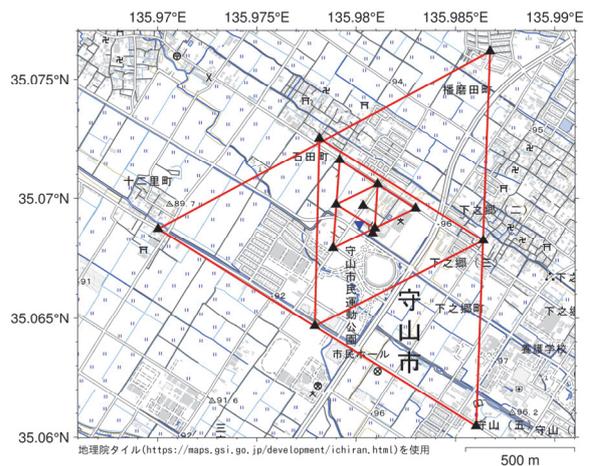


Fig. 2 Array configuration at SIGP07 site in Moriyama city. The black triangles indicate the observation sites of the large and middle arrays. The blue inverted triangle represents the seismic intensity observation station of Shiga prefecture.

レイ配置の例を示す。基図は国土地理院による地理院タイル（淡色地図）を用いた。地図中には、L アレイ（アレイ半径 1000 m 及び 500 m）と M アレイ（アレイ半径 240 m 及び 120 m）の観測点配置を示した。S アレイ（アレイ半径 60 m 及び 30 m）と N アレイ（アレイ半径 15 m 及び 4 m）については、L アレイ

の中心点付近に位置し、既設震度計（Fig. 2 中の逆三角印）が設置されている守山市コミュニティ防災センターの駐車場で展開した。他の調査地点についても、同様に、関係機関や地権者の許可を取得し、歩道脇や公共施設敷地等を利用して微動アレイ観測を実施した。

Table 1 List of the microtremor array observation information

Site	Array	Radius (m)	Center of array		Observation period
			Latitude (°N)	Longitude (°E)	
SIGP22	N	4, 15	35.06035	136.12404	2020/10/11 19:46–20:16
	S	30, 60	35.06062	136.12381	2020/10/11 20:57–21:45
	M	120, 240	35.06110	136.12404	2020/10/11 22:38–10/12 0:10
SIGP12	N	4, 15	35.01033	136.05896	2020/10/12 20:35–21:05
	S	30, 60	35.01052	136.05856	2020/10/12 21:38–22:25
	M	120, 240	35.01039	136.05937	2020/10/12 23:25–10/13 0:55
SIGP13	N	4, 15	35.00418	136.08426	2020/10/13 19:32–20:02
	S	30, 60	35.00411	136.08405	2020/10/13 20:43–22:00
	M	120, 240	35.00399	136.08472	2020/10/13 23:05–10/14 1:00
SIGP19	N	4, 15	35.14571	136.13274	2020/10/14 19:04–19:50
	S	30, 60	35.14598	136.13312	2020/10/14 20:30–21:20
	M	120, 240	35.14574	136.13272	2020/10/14 22:45–10/15 0:15
JMA57A	N	4, 15	35.12733	136.09810	2020/10/15 19:11–19:45
	S	30, 60	35.12711	136.09785	2020/10/15 20:28–21:15
	M	120, 240	35.12796	136.09790	2020/10/15 22:17–23:59
SIGP09	N	4, 15	35.02199	135.99838	2020/10/18 5:50–6:20
	S	30, 60	35.02180	135.99844	2020/10/18 6:54–7:40
	M	120, 240	35.02174	135.99841	2020/10/18 3:00–4:30
SIGP07	N	4, 15	35.06885	135.98027	2020/10/18 19:03–19:33
	S	30, 60	35.06887	135.98017	2020/10/18 20:03–20:50
	M	120, 240	35.06969	135.98035	2020/10/18 21:50–23:20
SIGP11	N	4, 15	35.06754	136.02635	2020/10/20 19:55–20:25
	S	30, 60	35.06762	136.02626	2020/10/20 21:05–22:00
	M	120, 240	35.06772	136.02580	2020/10/20 22:58–10/21 0:30
SIGP10	N	4, 15	35.10386	136.01256	2020/10/21 17:59–18:30
	S	30, 60	35.10413	136.01248	2020/10/21 19:10–19:55
	M	120, 240	35.10387	136.01268	2020/10/21 20:51–22:21
JMA579	N	4, 15	35.01738	135.85473	2020/10/23 22:53–23:23
	S	30, 60	35.01743	135.85498	2020/10/23 23:52–10/24 0:45
	M	120, 240	35.01754	135.85515	2020/10/24 1:50–3:20
SIGP52	N	4, 15	34.94226	135.90843	2020/10/24 22:47–23:20
	S	30, 60	34.94207	135.90868	2020/10/25 0:17–1:30
	M	120, 240	35.01280	135.95917	2020/10/25 11:26–10/26 1:00
SIGP06	N	4, 15	35.01308	135.95966	2020/10/25 20:10–20:40
	S	30, 60	35.01280	135.95917	2020/10/25 21:10–22:30
	M	120, 240	35.01258	135.95961	2020/10/25 11:26–10/26 1:00
SIG010	N	4, 15	34.97178	135.89653	2020/10/26 20:50–21:20
	S	30, 60	34.97176	135.89658	2020/10/26 21:56–23:00
	M	120, 240	34.97228	135.89648	2020/10/27 0:10–1:40
SIGP51	N	4, 15	35.12800	135.91760	2020/10/28 20:31–21:15
	S	30, 60	35.12777	135.91768	2020/10/28 21:50–23:00
	M	120, 240	35.12790	135.91794	2020/10/29 0:00–1:30
SIGP05	N	4, 15	35.12806	135.91745	2020/10/29 3:10–5:10

3. 位相速度及びS波速度構造の推定

微動アレイ観測により取得した微動記録を用いて、位相速度の分散曲線を推定した。各地点のS波速度構造を推定した。

3.1 位相速度の推定

取得した微動波形記録のうち上下動成分に対して、空間自己相関 (SPAC) 法 (Aki, 1957) を適用し、各半径、各周波数の SPAC 係数を求めた。解析対象とするアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点 (半径 r) を組み合わせた解析に加え、正三角形の辺を使った解析 (半径 $\sqrt{3}r$ に相当) も実施した。各アレイに対し、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を 25 区間以上抽出し、5 区間ずつ 1 セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。それぞれのスペクトルは Konno and Ohmachi (1998) の方法を用いて平滑化した (平滑化の幅を規定する b の値は 30 に設定)。スペクトルを計算する際のデータ長については、アレイ半径や周辺のノイズ状況などに応じて、20.48 秒、40.96 秒、81.92 秒のうちから適切に選択した。

最後に、各半径で得られた SPAC 係数を周波数毎に統合して解析する拡張 SPAC 法 (凌・岡田, 1993) により位相速度の分散曲線を得た。その際、ブートストラップ法により各周波数の位相速度の推定値とその標準誤差を求めた。Fig. 3 に半径毎の SPAC 係数と位相速度の例を、SIGP07 (守山市石田町) と SIGP19 (近江八幡市安土町下豊浦) について示す。約 0.2 Hz から 20 Hz くらいまでの範囲で、SPAC 係数と位相速

度が適切に良好に得られている様子が分かる。SIGP19 については約 1 Hz から 10 Hz の広い周波数範囲で、位相速度が約 300~320 m/s とほぼフラットであることが特徴的である。

Fig. 4 に微動アレイ観測で得られた分散曲線を全地点分示す。SIGP10 (野洲市西河原) や JMA57A (近江八幡市桜宮町) では、約 7 Hz 以上で位相速度が 100~120 m/s と他の地点に比べて特に小さい位相速度が得られた。反対に、SIG010 (大津市光が丘町)、SIGP11 (野洲市小篠原)、SIGP13 (湖南市中央) では、10 Hz を超えても、位相速度が 300 m/s 以上である。草津市から野洲市にかけての地域では、1 Hz 以下の位相速度の特徴から、SIGP06 (草津市草津)、SIGP07 (守山市石田町)、SIGP10 (野洲市西河原) のグループと SIGP09 (栗東市安養寺)、SIGP11 (野洲市小篠原) のグループに分かれており、両者の間に深部地下構造の違いが存在すると想像される。大津市内の 4 地点については、SIGP52 (大津市南郷) が他の 3 地点に比べて、位相速度が大きい傾向にある。

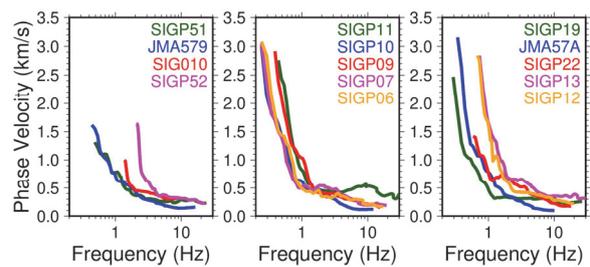


Fig. 4 Phase velocity dispersion curves obtained by the extended SPAC method.

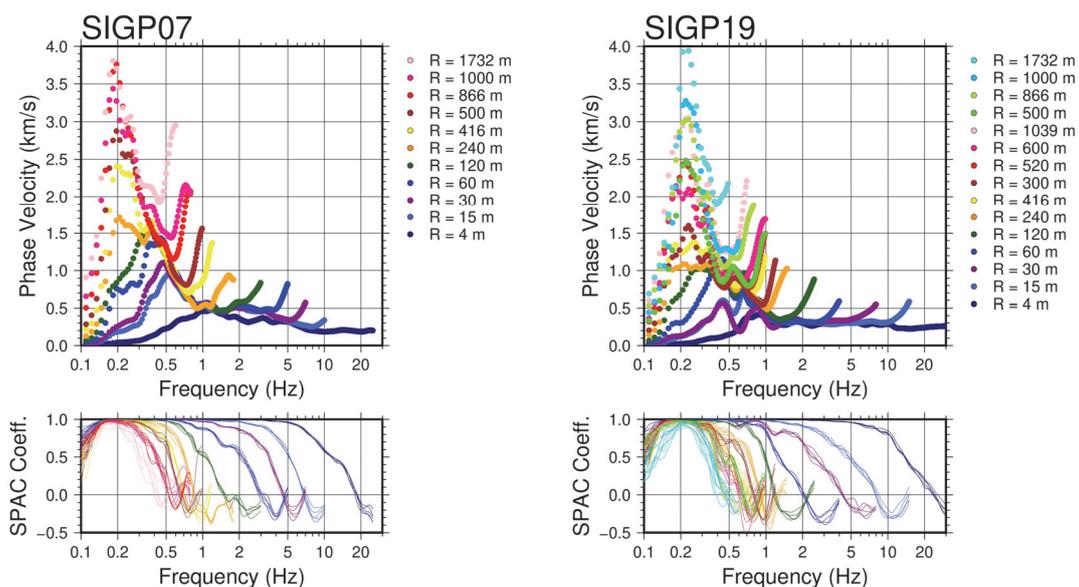


Fig. 3 SPAC coefficients and phase velocities for each array radius. Left: SIGP07, right: SIGP19.

3.2 S波速度構造の推定

微動アレイ観測によって得られた位相速度分散曲線を Rayleigh 波の基本モードの位相速度として説明できると仮定して、その地点の S 波速度 (V_s) 構造を推定した。浅部地盤から上部マントルまでを水平成層構造でモデル化し、地表から基盤岩最上部層 ($V_s = 2.7 \text{ km/s}$) までの各層の層厚を未知パラメータとして、観測位相速度を説明できるように推定した。第 1 層 ($V_s < 0.2 \text{ km/s}$) のみ、 V_s と層厚の両方を未知パラメータとした。上部地殻の構造は国立研究開発法人防災科学技術研究所の地震ハザードステーション (J-SHIS) の深部地盤モデル V2 (藤原ら, 2012)、上部地殻と下部地殻の境界から上部マントルまでの構造は全国 1 次地下構造モデル (JIVSM, Koketsu et al., 2012) から、アレイ中心点直下の構造を一次元モデルとして取り出したモデルをそのまま与えた。Table 2 に各層のパラメータ及び探索範囲をまとめた。ただし、高周波数域の位相速度が大きい地点では、第 1 層から続く上位のいくつかの低速度層をモデルに含めていない。また、古琵琶湖層群は基盤岩の起伏を埋めるように堆積していること及び予察的な解析結果から、基盤深度の浅い丘陵地周辺地域では第 12 層を設定していない地点もある。

未知パラメータの推定は、浅野ら (2015) と同様に、マルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC 法) で行い、Metropolis-Hastings アルゴリズム (Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970) を用いてマルコフ連鎖を生成し

Table 2 Model parameters and search ranges in modeling of velocity structure

Layer	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (kg/m ³)	Thickness (m)
1	1,500	100–200	1,700	1–100
2	1,500	200	1,800	0–100
3	1,550	250	1,800	0–100
4	1,600	300	1,800	0–100
5	1,600	350	1,850	0–200
6	1,600	400	1,850	0–300
7	1,700	450	1,900	0–300
8	1,800	500	1,900	0–500
9	1,800	550	1,900	0–500
10	2,000	600	1,900	0–500
11	2,000	650	1,950	0–500
12	2,400	950	2,050	0–800 0*
13	5,000	2,700	2,500	0–1,000
14	5,500	3,100	2,600	fixed
15	5,700	3,300	2,700	fixed
16	6,000	3,400	2,750	fixed
17	6,400	3,800	2,800	fixed
18	7,500	4,500	3,200	fixed
19	8,000	4,700	3,200	half space

* SIGP09, SIGP11 SIGP12, SIGP13, SIGP22, SIGP52, SIG010

た。全部で 100,000 回の試行を実施し、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として棄却した後、残る 95,000 サンプルの中央値を最終的なモデル推定結果として採用した。Fig. 5 に MCMC 法でサンプリングされた各パラメータの分布について、SIGP06 での例をヒストグラムで示す。第 1 層の S 波速度 (V_{s1}) については、中央値 176 m/s に対し、全サンプルの 95% が 166–185 m/s の範囲に分布している。堆積層各層の層厚 ($H_1 \sim H_{12}$) についても収束している。この地点での $V_s = 2.7 \text{ km/s}$ の速度層の層厚 (H_{13}) については、広い数値範囲にサンプルが分布しており、精度よく決定することは難しい。

Fig. 6 に S 波速度構造モデルの推定結果を全地点分示す。盆地の基盤深度 ($V_s = 2.7 \text{ km/s}$ の速度層の上面深度) については、14 地点中最も深くなった SIGP10 (野洲市西河原) で 745 m、SIGP19 (近江八幡市安土町下豊浦) で 705 m と推定された。これらの地点では、 $V_s = 0.95 \text{ km/s}$ の速度層が堆積層全体の層厚の半分以上を占めている。安土町の市街地は安土山や織山、鶴翼山など湖東流紋岩からなる山に周囲を取り囲まれており、地下の古いカルデラ構造によって基盤深度が急変しているものと推察される。

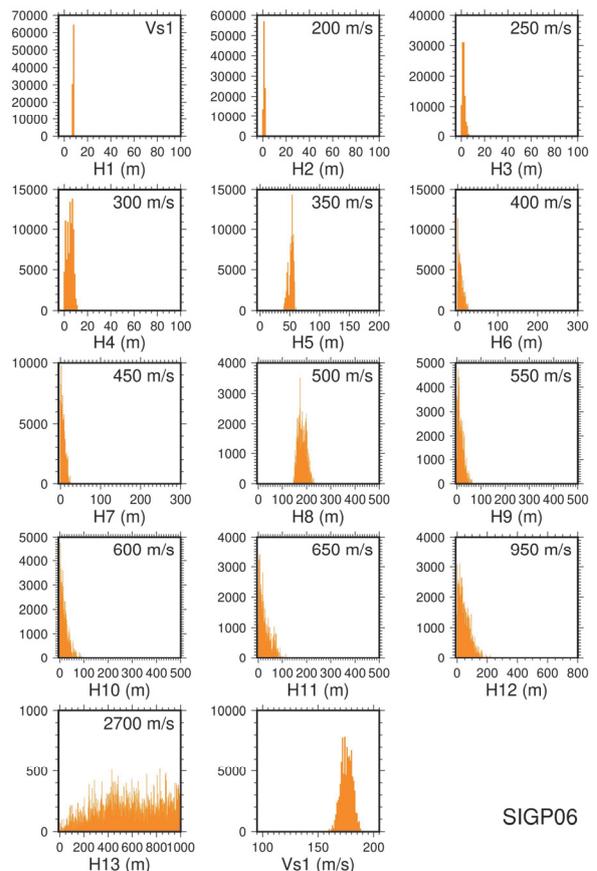


Fig. 5 Histograms of marginal posterior distribution of model parameters for SIGP06.

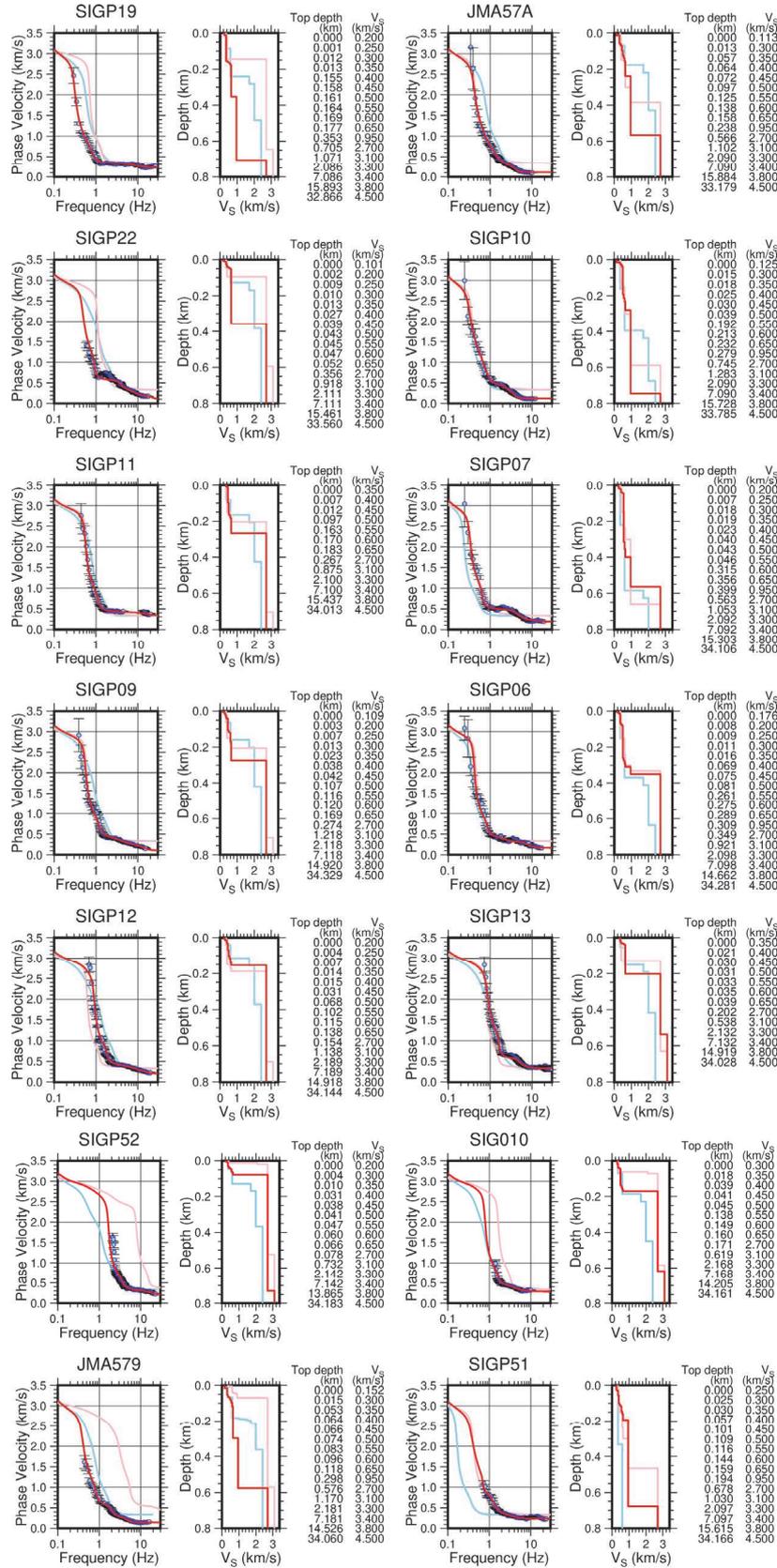


Fig. 6 Estimated S-wave velocity structure models and theoretical dispersion curves of the fundamental Rayleigh wave (red). Those of J-SHIS V2 (Fujiwara et al., 2012; pink) and JIVSM (Koketsu et al., 2012; sky blue) are also shown. The observed phase velocities are represented by blue circles.

このほか、JMA57A (近江八幡市桜宮町) が 566 m, SIGP07 (守山市石田町) が 563 m と深いのに対し、近江盆地南東の野洲花崗岩からなる山地にやや近い SIGP11 (野洲市小篠原) では 267 m, SIGP22 (竜王町小口) では 356 m と相対的に浅い。野洲川以南では、SIGP09 (栗東市安養寺) が 274 m, SIGP06 (草津市草津) が 349 m である。堆積層内の速度構造を見ると、SIGP06 では $V_s = 0.35 \text{ km/s}$ や 0.50 km/s の速度層の層厚が比較的厚い。野洲川沿いの湖南市の 2 地点については、154 m (SIGP12, 湖南市石部中央), 202 m (SIGP13, 湖南市中央) と湖岸の平野域に比べて盆地の基盤が浅いことが分かった。

湖西地域の天津市内の調査地点では、琵琶湖西岸断層帯の下盤側に位置する JMA579 (天津市御陵町) で 576 m, SIGP51 (天津市真野) で 678 m と推定され、湖東地域と同様に基盤が深い。 $V_s = 0.65 \text{ km/s}$ と 0.95 km/s の速度層が堆積層全体に占める割合が大きい。一方、瀬田川沿いの SIG010 (天津市光が丘町) や SIGP52 (天津市南郷) での基盤深度は浅く、沖積層に相当する低速度層は存在しないもしくは極めて薄いものと推定された。

Fig. 6 には比較のため既存の J-SHIS V2 モデル (桃色) 及び JIVSM (水色) による S 波速度構造モデル及び Rayleigh 波基本モードの位相速度もプロットした。SIGP06 (草津市草津) のように、J-SHIS V2 モデルが本研究の微動アレイ観測から推定した S 波速度構造モデルにかなり近い地点がある一方、SIGP19 (近江八幡市安土町下豊浦), SIGP22 (竜王町小口), SIGP52 (天津市南郷), JMA579 (天津市御陵町) のように、既存モデルが観測位相速度や推定 S 波速度構造モデルと大きく乖離している地点もいくつか見られた。本研究で新たに実施した微動アレイ探査によって、全ての地点で、観測された位相速度を十分に説明できる速度構造モデルを推定することができたと考えている。

3.3 H/V スペクトル比

3 成分微動観測記録の水平動と上下動のフーリエスペクトル比 (H/V スペクトル比) の卓越周波数も基盤深度に関係する情報として用いられることが多い (例えば、浅野ら, 2013)。ここでは、L アレイ中心点の 3 成分微動記録を用いて、H/V スペクトル比を推定した。L アレイを設定していない地点では、最大半径のアレイの中心点の記録を解析した。交通ノイズなどの影響を受けていないと考えられる時間長 81.92 秒の区間を 6~80 区間抽出し (区間数は観測点による)、前後にテーパを適用した上で、各成分のフーリエスペクトルを計算した。それぞれのスペクトルは Konno and Ohmachi (1998) の方法を用い

て平滑化した (平滑化の幅を規定する b の値は 40 に設定)。水平 2 成分の幾何平均を水平動のスペクトルとし、水平動成分と上下動成分の比をとった。全ての区間のスペクトル比についてアンサンブル平均をとり、H/V スペクトル比とした。

Fig. 7 に全 14 地点の H/V スペクトル比をプロットした。太い赤線が全区間の H/V スペクトル比の対数平均であり、細い赤線がその対数標準偏差を表す。いずれの地点でも、対数標準偏差は大きくはなく、H/V スペクトル比が安定に求められていることが分かる。SIGP09 (栗東市安養寺), SIGP10 (野洲市西河原), SIGP13 (湖南市中央) のように複数の明瞭なピークを有する地点もあった。本観測で使用した地震計の固有周期が 5 秒であるため、周波数 0.2 Hz 以上で見る必要があるが、今回の観測対象地点では、いずれの地点も H/V スペクトル比のピークは周波数 0.2 Hz 以上 (周期 5 秒以下) に見られる。

全地点の H/V スペクトル比について、ピーク周波数を読み取り、Fig. 1 の地図上に示した。最もピーク周波数が低い (ピーク周期が長い) 地点は SIGP07 (守山市石田町) で、そのピーク周波数は 0.31 Hz であった。SIGP51 (天津市真野, 0.32 Hz), SIGP10 (野洲市西河原, 0.33 Hz) も近い値であり、これらの地点では基盤深度が相対的に浅いことが期待され、位相速度から推定した S 波速度構造モデルの特徴とも対応している。一方、盆地端部に近い JMA579 (天津市御陵町, 1.4 Hz) や SIGP52 (天津市南郷, 1.7 Hz) でのピーク周波数は 1 Hz を超えている。湖南市の 2 地点 (SIGP12 及び SIGP13) では約 1 Hz 前後であった。

Fig. 8 に全 14 地点での H/V ピーク周期と堆積層厚 ($V_s = 2.7 \text{ km/s}$ 層上面までの深さ) の関係を示した。堆積層の平均 S 波速度が全地点で同じとは限らないため、ばらつきは存在するものの、概ね H/V スペクトルピーク周期と基盤深度には比例関係が見られた。今回の調査対象地域では、基盤深度の深い地点で、 $V_s = 0.95 \text{ km/s}$ の速度層の層厚が相対的に大きくなる傾向が見られているあるため、基盤深度の深い地点では、浅い地点でのデータに比べて、比例関係の傾きが小さくなる。JMA579 (基盤深度 576 m, H/V ピーク周期 0.70 s) については、H/V スペクトルの低周波数側の振幅が大きくなり、周期数秒のピークをはっきりと認定することはできなかった。このため、他の地点の傾向から大きく外れている。観測地点が琵琶湖西岸断層帯等の比叡断層に近いこともあるので、この要因については、より詳細な検討が必要と考えられる。

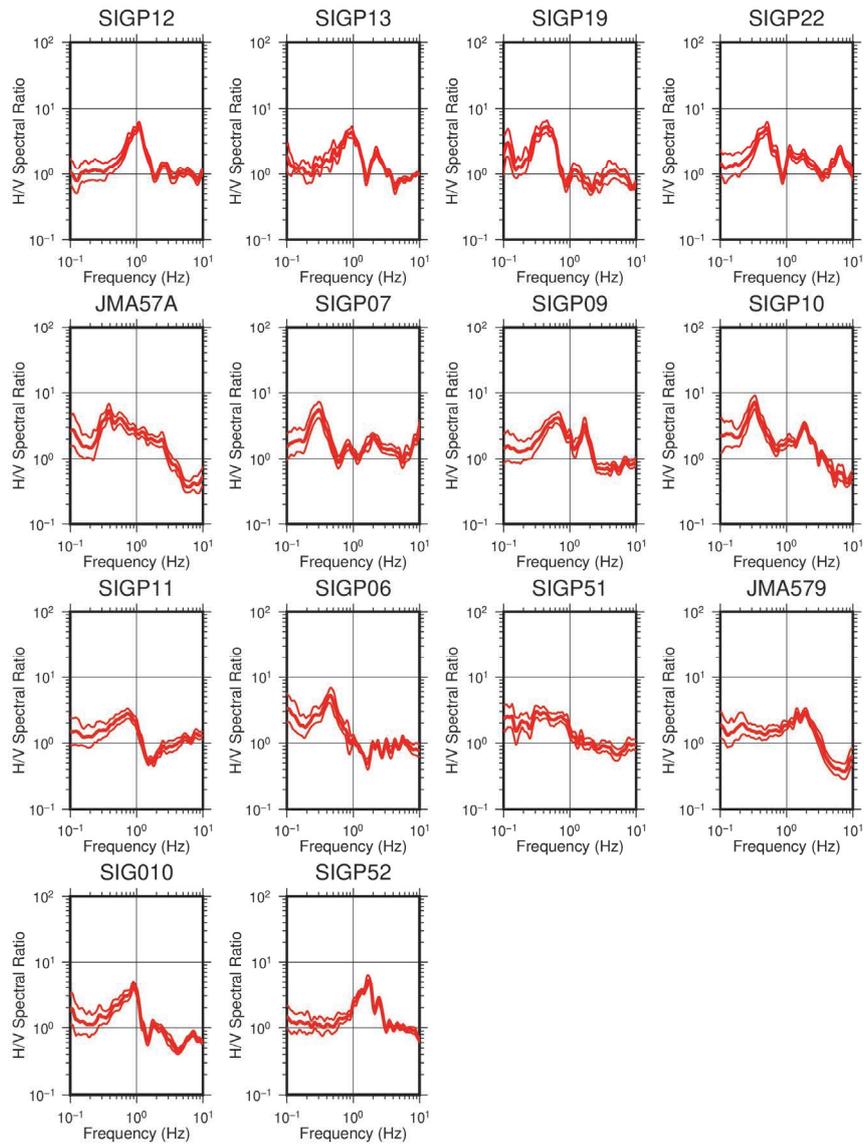


Fig. 7 The observed H/V spectra at the center of the largest array at each site. The thick and thin red line shows the logarithmic mean of H/V spectra and its standard deviation, respectively.

4. 議論

4.1 既存の反射法地震探査との比較

滋賀道路地震防災検討委員会（2006）は、滋賀県内の 5 測線でバイプロサイズ震源による反射法地震探査を行い、堆積層の深部構造調査を行っており、その結果概要は KG-NET・関西圏地盤研究会・関西地質調査業協会（2014）にも詳述されている。このうち滋賀 B 測線（真野川測線）は SIGP51（大津市真野）の近傍、滋賀 C 測線（草津測線）は SIGP06（草津市草津）と SIGP07（守山市石田町）の近傍を通る測線で実施されている。測線の位置は Fig. 1 の地図上に示した。

大津市真野付近で堅田断層を東西に横断する滋賀 B 測線に関しては、SIGP51 のアレイ中心は CMP200

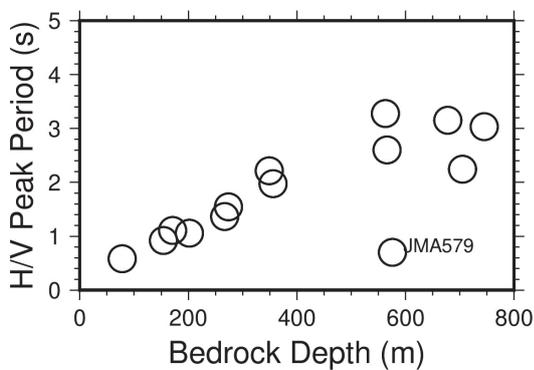


Fig. 8 Relationship between the peak period of H/V spectra and the bedrock depth estimated in this study.

付近であり、反射法地震探査によって推定された基盤標高（古琵琶湖層群の基底）は約600 mである。SIGP51の微動アレイ探査では V_s 2.7 km/s層上面深度は678 mと推定されており、標高が約90 mであることから、微動アレイと反射法探査によって推定された基盤面深度はお互いに一致している。

草津市から守山市にかけての滋賀 C 測線では、SIGP06が測線西端に近いCMP200の約1.7 km南東、SIGP07が測線東端の約0.5 km北北東に位置している。反射法地震探査によって推定された基盤岩上面は測線全体でほぼ水平であり、測線西端付近で標高約300 m、東端付近で標高約450 mと推定されている。測線の標高（約90 m）も加味すると、2地点の微動アレイ探査による V_s 2.7 km/s層上面深度は、SIGP07では反射法地震探査による基盤岩上面とほぼ対応し、測線より南東にやや離れているSIGP06では、反射法探査よりも約50 m浅い。以上の比較から、本研究で実施した微動アレイ探査によって近江盆地の堆積層厚を適切に把握することができていると判断できる。

4.2 J-SHIS V2 モデルとの比較

調査対象地域の地下構造モデルの今後の改訂作業の参考に資するため、本研究の微動アレイによる調査結果とJ-SHIS V2モデル（藤原ら, 2012）との面的な比較を行った。Fig. 9に $V_s = 0.30$ km/s, 0.60 km/s, 0.95 km/s, 2.70 km/sの各速度層の上面深度についての比較を地図として示した。微動アレイ探査の結果を丸印の色で、J-SHIS V2モデルを背景の色で表している。丸印の色が背景に馴染んでいけば、既存モデルが微動アレイ探査結果と整合していることになる。また、滋賀県（2004）が近江八幡（HTM, 35.1117°N, 136.0589°E）と草津（KST, 35.0359°N, 135.9437°E）で実施した微動アレイ探査による分散曲線について、3.2節と同様の手順で速度構造モデルを再解析した結果（Fig. 10）も併せて示している。基盤岩上面と仮定している $V_s = 2.7$ km/s層上面深度地図については、既存の学術調査、温泉掘削や深井戸掘削によるボーリングで報告されている基盤岩（丹波帯、花崗岩など）の上面深度（Table 4）を四角印でプロットした。Br1（林ら, 1999）は古琵琶湖層群の層序を明らかにするための学術調査、Br2からBr7は温泉ボーリング、Br8からBr20は深井戸資料である。Br4は、掘削長305 mであり、GL-0 mからGL-303 mまでは砂と粘土、それ以深は花崗岩と記載されている。Br5（十二坊温泉）は、掘削長1,400 mであり、GL-0 mからGL-3 mまでが盛土、それ以深は花崗岩または花崗閃緑岩である。Br6（美崎温泉）は、掘削長1,101 mであり、GL-0 mからGL-1,085 mまで古琵琶湖層群の

砂、粘土、礫と記載されている。ただし、地表ごく近くは沖積層が存在しているだろうと想像される。GL-860 mからGL-1,085 mの砂礫は、主に花崗岩質碎屑物からの砂・礫であり、粘板岩やチャートの礫なども含まれている。GL-1,085 m以深は丹波帯の黒色粘板岩と記載されている。

琵琶湖周辺でのJ-SHIS V2モデルは、第1層の V_s が0.35 km/sであるため、Fig. 9（左上）の描画領域全体で、 $V_s = 0.30$ km/sの上面深度は0 mとなる。微動アレイ探査の結果からは、 V_s が0.30 km/s未満の低速度の堆積層は0~25 mの範囲で分布している。

$V_s = 0.60$ km/sの上面深度（Fig. 9 右上）と $V_s = 0.95$ km/sの上面深度（Fig. 9 左下）については、既存のJ-SHIS V2モデルは、近江盆地周辺ではほぼ水平にモデル化されている。微動アレイ探査の結果からは、両者とも空間変化している。 $V_s = 0.60$ km/sの上面深度については、湖東側の草津市から野洲市の広い範囲にかけて、上面深度を深くする修正が必要である。 $V_s = 0.95$ km/sの上面深度については、野洲川以西の草津市から守山市にかけては深くし、野洲川以東の近江八幡市周辺では、既存モデルよりも浅くする必要がある。

$V_s = 2.7$ km/sの上面深度（Fig. 9 右下）についても、本研究で新たな情報を得たことにより、より詳細な

Table 4 Deep boring information

No.	Site	Bedrock depth (m)	Ref.
Br1	Karasuma boring, Kusatsu	904	1)
Br2	Ogoto 6, Otsu (Activa)	913	2)
Br3	Ogoto 2, Otsu (Ogoto #5)	164	3)
Br4	Ichikooki-cho, Higashiomi	303	4)
Br5	Iwane, Konan (Junibou)	3	4)
Br6	Imahama-cho, Moriyama	1085	4)
Br7	Chagasaki, Otsu	798	5)
Br8	Sekinotsu 4, Otsu	32	5)
Br9	Sekinotsu 4, Otsu	42.5	5)
Br10	Sekinotsu 4, Otsu	60	5)
Br11	Nishitera, Konan	45	5)
Br12	Higashitera, Konan	65	5)
Br13	Ishibegaoka 1, Konan	58	5)
Br14	Kamiya, Yasu	111	5)
Br15	Miyauchi-cho, Omihachiman	90	5)
Br16	Onjoji-cho, Otsu	17	6)
Br17	Oka, Ritto	100	6)
Br18	Oshinohara, Yasu	76	6)
Br19	Inatari-cho, Higashiomi	103	6)
Br20	Hari, Konan	49	6)

1) Hayashi et al. (1999), 2) Yamasaki et al. (1994), 3) Nakano et al. (2018), 4) Collected from Shiga prefectural government, 5) National Land Agency (1975), 6) National Land Agency (1982)

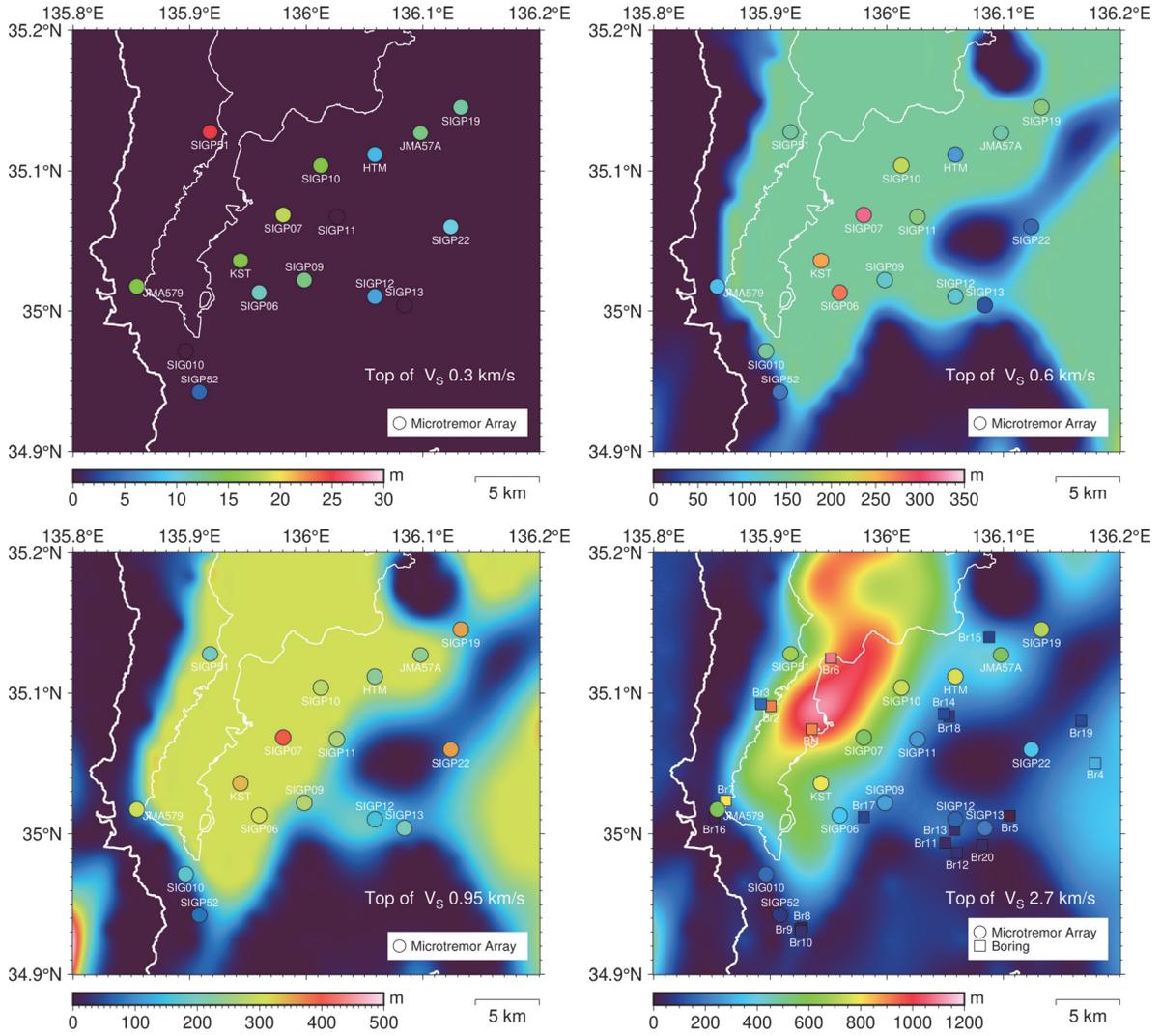


Fig. 9 Comparison between the top depth of the velocity layers ($V_s = 0.30$ km/s, 0.60 km/s, 0.95 km/s, 2.7 km/s) estimated by the microtremor array surveys (colored circles) and J-SHIS V2 model (background color). The bedrock depths from boring information are indicated by colored squares in the bottom right panel.

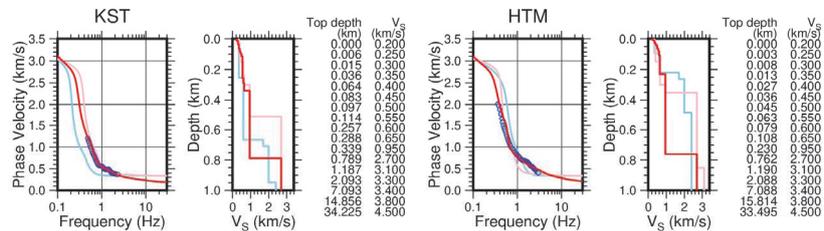


Fig. 10 The phase velocities obtained from the microtremor array survey by Shiga Prefecture (2005) are plotted by blue circles. The estimated S-wave velocity structure models and theoretical dispersion curves of the fundamental Rayleigh wave reanalyzed in this study are represented by red lines. Those of J-SHIS V2 (Fujiwara et al., 2012; pink) and JIVSM (Koketsu et al., 2012; sky blue) are also shown.

モデル化が可能になると考えている。琵琶湖西岸側では、琵琶湖西岸断層帯による基盤の急変構造が微動アレイやボーリング温泉資料から期待される。例えば、雄琴温泉の Br2 と Br3 は、堅田断層を挟んで位置するが、約 790 m の水平距離に対して、約 750 m の深度差が認められる。JMA579 や Br7 周辺でも基盤形状の改良が必要である。安土町 (SIGP19) や竜王町 (SIGP22) 周辺においても、堆積層分布を適切に反映した盆地構造をモデル化する必要がある。

5. おわりに

近江盆地南部における地震動予測のための地下構造モデルの高度化に資するため、大津市から近江八幡市にかけての 14 地点で、小半径から大半径までの微動アレイ探査を実施し、各調査地点の S 波速度構造を推定した。様々なアレイ半径での微動アレイ観測を組み合わせたことにより、それぞれの地点で浅部地盤から盆地基盤上面までの堆積層の S 波速度構造をモデル化することができた。H/V スペクトル比のピーク周期と基盤深度には、比例関係が見られた。ただし、堆積層が特に厚い地域については、 $V_s = 0.95$ km/s の層厚の比率が大きいため、平均 S 波速度が大きくなることから、ばらつきが見られた。

滋賀道路地震防災検討委員会 (2006) による反射法地震探査で推定された基盤深度と、微動アレイによる $V_s = 2.7$ km/s の上面深度はよく対応していた。既存の J-SHIS V2 モデルとの比較により、堆積層内の層構造及び基盤形状ともに改良が必要であることが分かった。今後、本研究で得られた速度構造情報を、地盤構造モデルに反映させていくことで、近江盆地周辺域での地震動予測の信頼性を向上させることが期待される。

謝 辞

本調査は文部科学省「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画 (第二次)」の一部として実施したものである。現地での微動アレイ観測の実施にあたっては、滋賀県防災危機管理局、大津市、近江八幡市、草津市、守山市、栗東市、野洲市、湖南市、蒲生郡竜王町の各市町庁舎管理所管課、道路管理者、所轄警察署及び地域住民の皆様にお世話になった。地震計の使用にあたって、国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門吉見雅行主任研究員のお世話になった。自治体による温泉ボーリング資料は、滋賀県情報公開条例に基づき滋賀県健康福祉部生活衛生課より開示いただいた。滋賀県 (2004, 2005) による微動アレイ探査について、

滋賀県知事公室防災危機管理局防災対策室及び一般財団法人地域地盤環境研究所より資料提供を受けた。地図の作図にあたり、国土地理院の地理院タイル及び数値地図 (国土基本情報) を使用した。図面の作成には Generic Mapping Tools 6.2 (Wessel et al., 2019) を使用した。以上、記して感謝する。

参考文献

- 浅野公之・岩田知孝・関口春子・宮腰 研・西村利光 (2013) : 大阪堆積盆地における微動H/Vスペクトルの多点観測による盆地速度構造モデルの検証, 京都大学防災研究所年報, 第56号B, pp. 117-129.
- 浅野公之・岩田知孝・宮腰 研・大堀道広 (2015) : 微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知瀧平野の堆積平野速度構造モデルの検討, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号, pp. 194-204.
- KG-NET・関西圏地盤研究会・関西地質調査業協会 (2014) : 新関西地盤「近江盆地」, 257 pp.
- 国土庁土地局国土調査課 (1975) : 近畿圏地下水 (深井戸) 資料台帳, 1233 pp.
- 国土庁土地局国土調査課 (1982) : 全国地下水 (深井戸) 資料台帳 (第3回第6) 近畿編, 456 pp.
- 佐藤比呂志・伊藤 潔・阿部 進・平田 直・加藤直子・岩崎貴哉・松原 誠・斉藤秀雄・川中 卓・井川 猛 (2007) : 大都市圏地殻構造探査・近江測線地殻構造調査について, 日本地球惑星科学連合 2007年大会予稿集, S152-026.
- 里口保文 (2021) : 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰対比の再検討, 琵琶湖博物館研究調査報告, 第34号, pp. 81-94.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) : 琵琶湖南部白亜紀花崗岩帯と湖東コールドロン, 地質学雑誌, 第100巻, 第3号, pp. 217-233.
- 滋賀県 (2004) : 第1次琵琶湖西岸断層帯等における地震被害予測調査報告書.
- 滋賀県 (2005) : 第2次琵琶湖西岸断層帯等における地震被害予測調査報告書.
- 滋賀道路地震防災検討委員会 (2006) : 滋賀道路地震防災検討調査報告書, 近畿地方整備局滋賀国道事務所, 236 pp.
- 鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉 瑛・藤原広行・早川 譲 (2005) : 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の三次元深部地下構造モデル, 地震第2輯, 第58巻, 第2号, pp. 91-106.
- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正 (1996) : 琵琶湖南湖周辺にお

- ける反射法地震探査, 活断層研究, 第15号, pp. 23-26.
- 中野聰志・橋本 勘・木村克己・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2018) : 琵琶湖南湖湖岸・雄琴花こう岩深層ボーリング試料の記載岩石学, 地球科学, 第72巻, 第1号, pp. 11-20.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸 (1999) : 琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序, 琵琶湖博物館研究調査報告, 12号, pp. 31-60.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章 (2012) : 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第379号, 349 pp.
- 増田富士雄・里口保文 (2021) : 琵琶湖の古環境変遷に関する新知見: 烏丸深層ボーリングコアの堆積環境解析結果から, 琵琶湖博物館研究調査報告, 第34号, pp. 95-109.
- 凌 甦群・岡田 廣 (1993) : 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第89回学術講演会論文集, pp. 44-48.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫 (1994) : 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部コアの層序, 地質学雑誌, 第100巻, 第5号, pp. 361-367.
- Aki, K. (1957): Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 35, pp. 415-457.
- Hastings, W. K. (1970): Monte Carlo Sampling Method using Markov Chains and Their Applications, Biometrika, Vol. 57, No. 1, pp. 97-109.
- Koketsu, K., Miyake, H. and Suzuki, H. (2012): Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., Paper 1773.
- Konno, K. and Ohmachi T. (1998): Ground Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 88, No. 1, pp. 228-241.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N. and Teller, A. H. (1953): Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, J. Chem. Phys., Vol. 21, No. 6, pp. 1087-1092.
- Tsutsui, T. and Kobayashi, Y. (1989): Discontinuity of Basement Rock Depth in Eastern Coast of Lake Biwa, Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, Vol. 37, No. 2, pp. 133-146.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. and Tian, D. (2019): The Generic Mapping Tools version 6, Geochem. Geophys. Geosys., Vol. 20, No. 11, pp. 5556-5564.

(論文受理日 : 2021 年 8 月 31 日)