

首都圏における微動アレイ観測による堆積層のS波速度構造の推定

山中浩明^{1)*}・山田伸之²⁾・翠川三郎¹⁾・大堀道広³⁾・三浦弘之¹⁾・佐間野隆憲⁴⁾

¹⁾ 東京工業大学大学院総合理工学研究科

²⁾ 福岡教育大学教育学部理科教育講座（地学）

³⁾ 海洋研究開発機構地震津波・防災研究プロジェクトデータ解析グループ

⁴⁾ 日本物理探査株式会社

Microtremor Exploration of S-wave Velocity Profiles of Deep Sedimentary Layers in the Tokyo Metropolitan Area

Hiroaki Yamanaka^{1)*}, Nobuyuki Yamada²⁾, Saburoh Midorikawa¹⁾, Michihiro Ohori³⁾, Hiroyuki Miura¹⁾ and Takanori Samano⁴⁾

¹⁾ Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology

²⁾ Fukuoka University of Education

³⁾ Data Analyses Group, Earthquake and Tsunami research project for Disaster Prevention, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

⁴⁾ Nippon Geophysical Prospecting Co., Ltd.

Abstract

Microtremor array explorations were conducted at 33 sites in the Tokyo Metropolitan area to estimate the S-wave velocity profiles of deep sedimentary layers. The purpose was to provide data required to understand the characteristics of long-period strong ground motions in the area. Two arrays spaced at intervals from 0.3 to 1.5 km were temporarily installed with seven vertical seismometers at each site to record vertical microtremors over periods of 30 to 90 minutes. We applied a frequency-wave number spectral analysis to the array records to obtain Rayleigh wave phase velocity at periods from 0.5 to 6 seconds. The phase velocity at each site was inverted to an S-wave velocity profile down to the basement with an S-wave velocity of 3 km/s using hybrid heuristic inversions. The resultant S-wave velocity profiles were compared to previous 3D models of the area. We found differences between our results and the previous results mainly at sites located in marginal parts of the basin. This comparison clearly indicates the need for future improvements to the existing 3D S-wave velocity model in the area.

Key words: Microtremor exploration, S-wave velocity, Rayleigh wave, Phase velocity inversion, Kanto basin

1. はじめに

首都圏で観測される長周期地震動は、平野部の堆積層の3次元的な影響によって伝播経路が複雑に変化し、地震動特性の空間分布が複雑になっていることが多くの研究によって指摘されている。こうした長周期地震動の伝

播特性を明らかにするには、S波速度3 km/s程度を有する地層である地震基盤面までの堆積層のS波速度分布を理解しておくことが重要となる。首都圏では、地震動を評価することを目的として多くの地下構造探査が実施され、それらを統合して地震基盤に至るまでの地下構

* e-mail: yamanaka@depe.titech.ac.jp (〒226-8503 横浜市緑区長津田町 4259)

造も明らかにされている(例えば, Koketsu *et al.*, 2009). また, 地震動評価に最も重要な堆積層の S 波速度分布を 3 次元的に明らかにする試みが行われている(例えば, 山中・山田, 2002; 2006). 彼らは, 微動アレイ観測による周期数秒までのレイリー波の位相速度に基づいて求めた S 波速度構造モデルが同じ周期帯域である長周期地震動の評価に適したモデルであると考え, これらの S 波速度構造モデルを用いた地震動のシミュレーションによって比較的よく観測記録の特徴が再現できることを示している. しかし, モデル構築の基礎となった微動アレイ観測は, 関東平野北部や東部では多く行われているわけではなく, 十分な精度で推定されていない. こうした地域でのモデル化では, 既往の研究成果(例えば, 鈴木, 2002)に頼っている部分が多く残されている.

この研究では, 山中・山田(2006)による微動探査の情報が少ない関東平野の北部, 伊豆半島および房総半島において微動探査を行い, レイリー波の位相速度データを蓄積し, 中深度～深部の堆積層の S 波速度構造を明らかにすることを試みた. ここでは, 観測結果を中心に報告する.

2. 微動のアレイ観測

Fig. 1 および Table 1 に示す 33 地点で微動のアレイ観測を実施した. 図には, 山中・山田(2006)が 3 次元モデルを構築する際に用いた既往の微動探査地点も示されている. 本研究での観測点位置は, 既存の微動アレイ観測地点と重ならないように決められたが, 一部の地点では現地の状況で既存の観測点に近くなってしまった場合もある. また, これらのアレイは, その中心点が K-NET, KiK-net, 自治体震度計などの地震観測点から遠くない場所に設定してある. これは, 今回の微動アレイ観測による結果と地震観測記録から得られる地震動特性を同時に考慮することによって, より信頼性の高い S 波速度構造モデルの作成に有効に活用できること(例えば, Kurose and Yamanaka, 2006)を考慮したためである.

一部の地点を除いて, それぞれの観測点では, サイズの異なる大小 2 つのアレイが展開された. 各アレイでは, 半径 1.5~2 km と 0.3~0.5 km 程度の円内に 7 台の上下成分地震計(ミットヨ製 6A3)とデータロガー(白山工業製 LS8000SH もしくは LS7000, 同じアレイでは同一機器を使用)が設置され, 30~90 分間の観測が行われた. 例として, HNJ(埼玉県本庄市)と CHN(千葉県

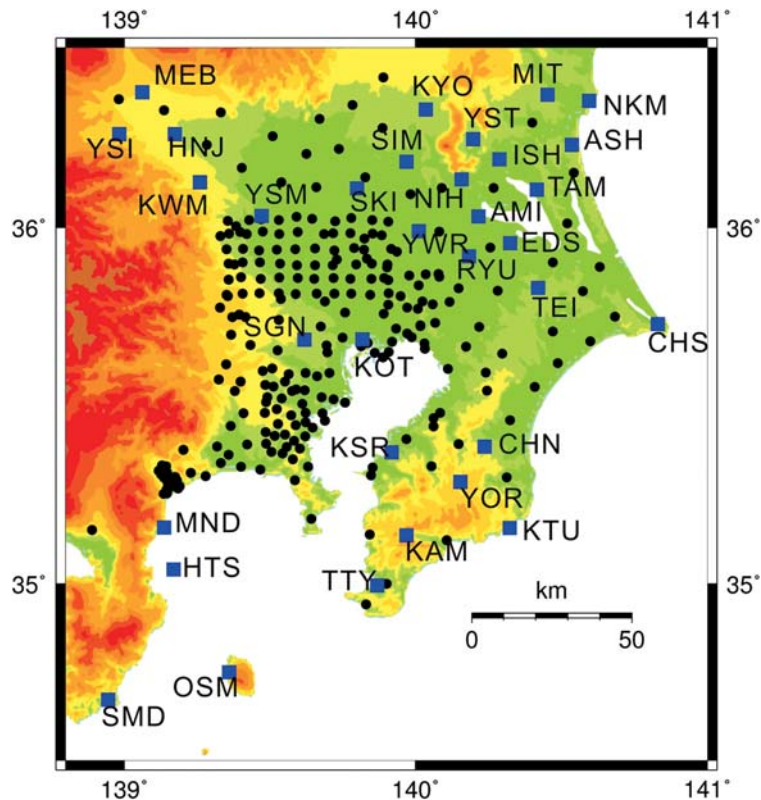


Fig. 1. Map of locations of microtremor explorations in this study and a previous study by Yamanaka and Yamada (2006) shown by squares and circles, respectively

Table 1. List of locations of exploration sites

Station	Long.	Lat.	Obs. date	Station spacing (km)	
				Max.	Min.
AMI	140.2149	36.0310	Jan. 17, 2008	3.48	0.39
ASH	140.5357	36.2306	Mar. 08, 2009	3.52	0.25
CHN	140.2368	35.3863	Jan. 24, 2008	3.49	0.24
CHS	140.8309	35.7302	Jan. 18, 2008	3.59	0.25
EDS	140.3238	35.9560	Mar. 11, 2009	3.42	0.22
HNJ	139.1736	36.2596	Nov. 15, 2007	2.64	0.20
HTS	139.1691	35.0398	Mar. 06, 2009	0.80	0.15
ISH	140.2869	36.1904	Jan. 16, 2008	3.53	0.38
KAM	139.9684	35.1363	Jan. 25, 2008	3.46	0.24
KOT	139.8171	35.6874	Feb. 24, 2009	3.51	0.23
KSR	139.9180	35.3705	Oct. 16, 2008	2.57	0.12
KTU	140.3227	35.1577	Jan. 25, 2008	3.29	0.34
KWM	139.2604	36.1266	Nov. 15, 2007	2.99	0.19
KYO	140.0343	36.3287	Jan. 12, 2008	3.46	0.31
MEB	139.0624	36.3769	Nov. 14, 2007	2.95	0.17
MIT	140.4528	36.3691	Jan. 11, 2008	3.66	0.39
MND	139.1370	35.1584	Mar. 02, 2009	3.47	0.25
NIH	140.1575	36.1336	Mar. 09, 2009	3.52	0.22
NKM	140.5954	36.3526	Jan. 21, 2008	3.51	0.37
OSM	139.3599	34.7491	Mar. 05, 2009	1.70	0.21
RYU	140.1825	35.9199	Jan. 18, 2008	3.46	0.36
SGN	139.6191	35.6863	Feb. 25, 2009	3.49	0.24
SIM	139.9677	36.1839	Jan. 11, 2008	3.49	0.39
SKI	139.7996	36.1084	Jan. 16, 2008	3.43	0.27
SMD	138.9449	34.6712	Mar. 11, 2009	1.64	0.08
TAM	140.4151	36.1050	Jan. 15, 2008	3.36	0.34
TEI	140.4196	35.8308	Jan. 22, 2008	3.49	0.37
TTY	139.8680	34.9946	Mar. 11, 2009	2.64	0.24
YOR	140.1530	35.2867	Jan. 24, 2008	3.49	0.33
YSI	138.9840	36.2594	Nov. 14, 2007	2.44	0.19
YSM	139.4713	36.0320	Nov. 16, 2007	2.68	0.16
YST	140.1968	36.2459	Mar. 12, 2009	3.58	0.21
YWR	140.0109	35.9903	Mar. 10, 2009	3.60	0.24

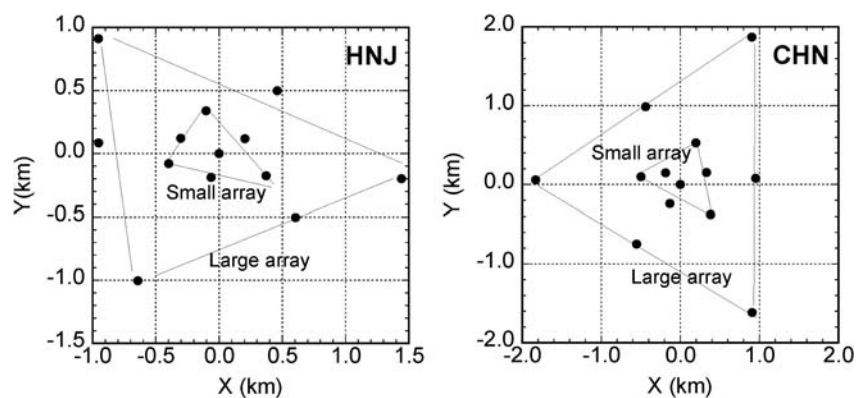


Fig. 2. Examples of array configurations of microtremor explorations

長南町)でアレイ形状を Fig. 2 に示す。図のように、中心点を2つのアレイで共通として、ひとつのアレイでの観測が終了後に、6個の地震計を移動させた。各地点でのアレイの最大および最小地震計間隔は Table 1 に示すとおりである。ほとんどの地点で、3 km 前後の最大地震計間隔となっているが、SMD (下田)、OSM (大島)、HTS (初島) では、観測点周辺の状況によって 2 km 以下の最大地震計間隔となった。観測は 2007 年から 2009 年の間の秋から冬の異なる時期に実施された。観測時刻は、車両などの通行による影響が少ない場合には日中とし、交通量が多い地点では深夜に観測を行った。

3. 位相速度の推定

観測された微動の上下成分のアレイ記録を目視によって解析対象の 163.84 秒間のデータに分割した。それぞれのデータに対して周波数波数スペクトル解析 (Capon, 1969) を行い、周波数波数スペクトルを求めた。その結果の各周波数でのスペクトルピークでの波数ベクトルから位相速度を算出した。これらの操作を周期毎に行い、レイリー波の位相速度の分散曲線を得た。データ処理の方法の詳細は、山中・山田 (2006) と同様である。

Fig. 3 には、各アレイで観測されたデータから得られ

たレイリー波の位相速度が示されている。Fig. 3a の伊豆半島および伊豆大島での位相速度は、周期 2 秒以下の短周期で大きな値となっている。一方、平野南西部～中央部の SGN と KOT での位相速度は小さい。房総半島南部の Fig. 3b では、CHS (銚子) や KAM (鴨川) で位相速度が大きく、房総半島中央部の長南町 (CHN) では、小さい値となっている。既往の研究 (山中・山田, 2006) による基盤深度分布では、房総半島中央部で基盤が最も深く、その南では浅くなっており、これらの位相速度は、定性的には既往の結果と矛盾しない。Fig. 3c は、平野東部での位相速度であり、CHS (銚子) を除いて比較的類似した分散性を示している。平野北東部の観測点では (Fig. 3d), ISH (石岡) や KYO (協和町) などの平野北端に近い観測点で大きな位相速度となっており、堆積層が薄いことに対応していると考えられる。Fig. 3e の関東平野北西部での位相速度は、平野端部の MEB (前橋) や KWM (川本町) での大きい地点と、より南東側の HNJ (本庄) などの小さい地点に区別され、位相速度の変化が著しい地域である。

4. S 波速度構造

遺伝的アルゴリズムと焼きなまし法のハイブリッド

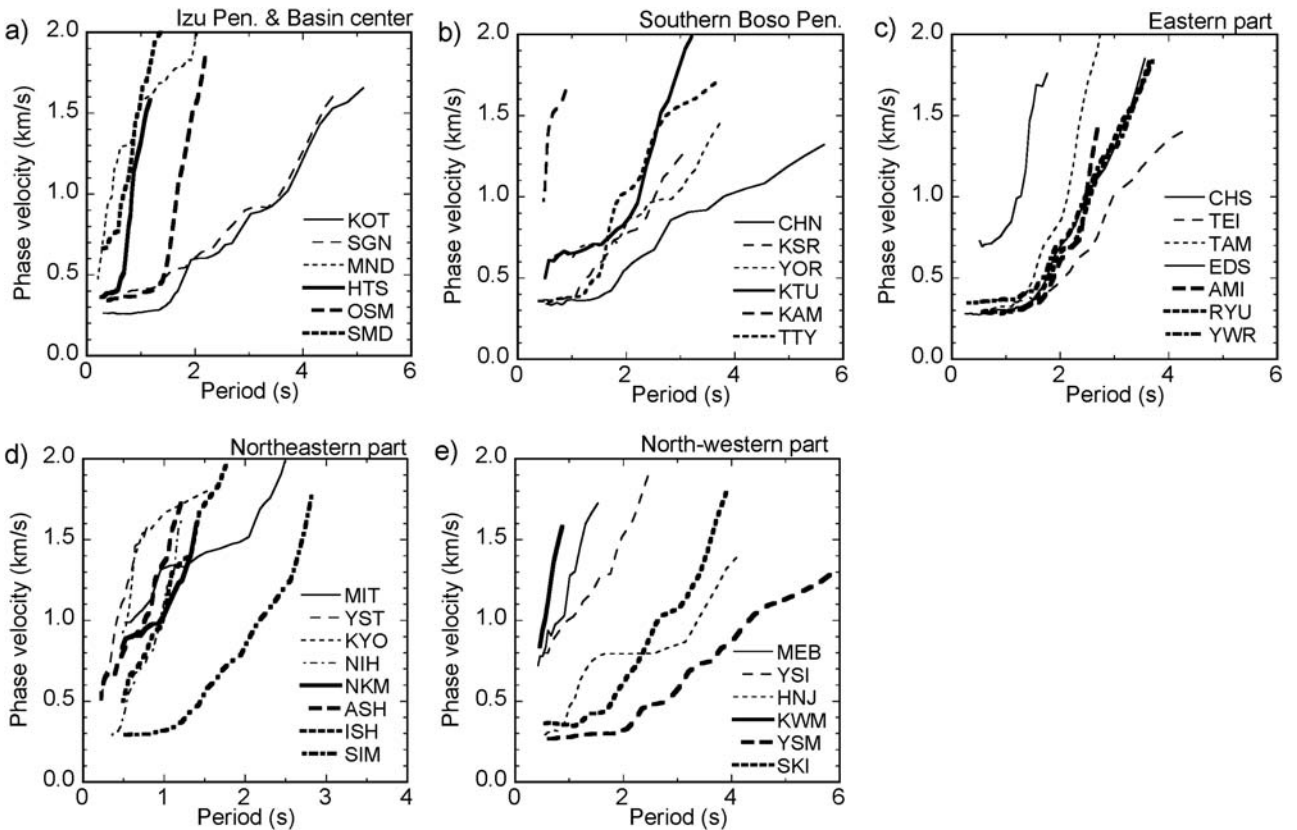


Fig. 3. Rayleigh wave phase velocity observed in microtremor explorations

ヒューリスティック探索法（山中，2007）を用いて，上記のように得られた位相速度を逆解析して1次元S波速度構造を推定した．逆解析の際には，レイリー波の基本モードのみを仮定し，位相速度の観測値と理論値の差の2乗和が最小になるようにモデルパラメータを決定した．最適化するパラメータは各層のS波速度と層厚とし，山中・山田（2006）を参考にして地震基盤を含めて4層モデルを仮定し，地震基盤のS波速度は3 km/s であるとした．後述するように，基盤のS波速度の仮定は，2 km/s 以上の位相速度が観測されていないことを考慮して行ったものである．また，密度はそれぞれの層で一定値を事前に与え，P波速度は既往の実験式（狐崎ほか，1996）によってS波速度と連動させた．主な地点での逆解析における各パラメータの探索範囲は，Table 2 に示すとおりである．なお，観測位相速度が理論値によって十分に説明できない場合には，必要に応じて探索範囲の変更や層数の加減を行った．

逆解析から得られたS波速度構造をFig. 4に示す．伊豆半島では，MND（真鶴）を除いて地震基盤深度は1

km よりも浅い．平野中心部のKOT（江東）では，地震基盤深度2.5 km で既存の人工地震探査の結果（例えば，嶋ほか，1981）と矛盾はない．Fig. 4b の房総半島では，中央部で地震基盤深度4 km を越え，南部では1 km 程度となり，基盤深度の変化が大きく，既存の3次元モデル（例えば，山中・山田，2006）と同じ傾向である．平野北東部では（Figs. 4c, d），地震基盤深度が1 km 程度の地点が多く，基盤深度の変化はあまり大きくない．主な地点での観測位相速度が逆解析モデルに対する基本モードのレイリー波の理論位相速度とFig. 5で比較されている．多くの地点で逆解析モデルによって，観測値がよく説明できていることがわかる．しかし，OSM では，周期1~2秒の帯域で観測値と理論値に系統的なズレが認

Table 2. Search limits in phase velocity inversions

Vs (km/s)	Thickness (km)	Density (kg/m ³)
0.3-0.9	0.05-1.0	1800
0.7-1.3	0.05-2.2	2000
1.2-1.8	0.05-3.5	2300
3.0	-	2600

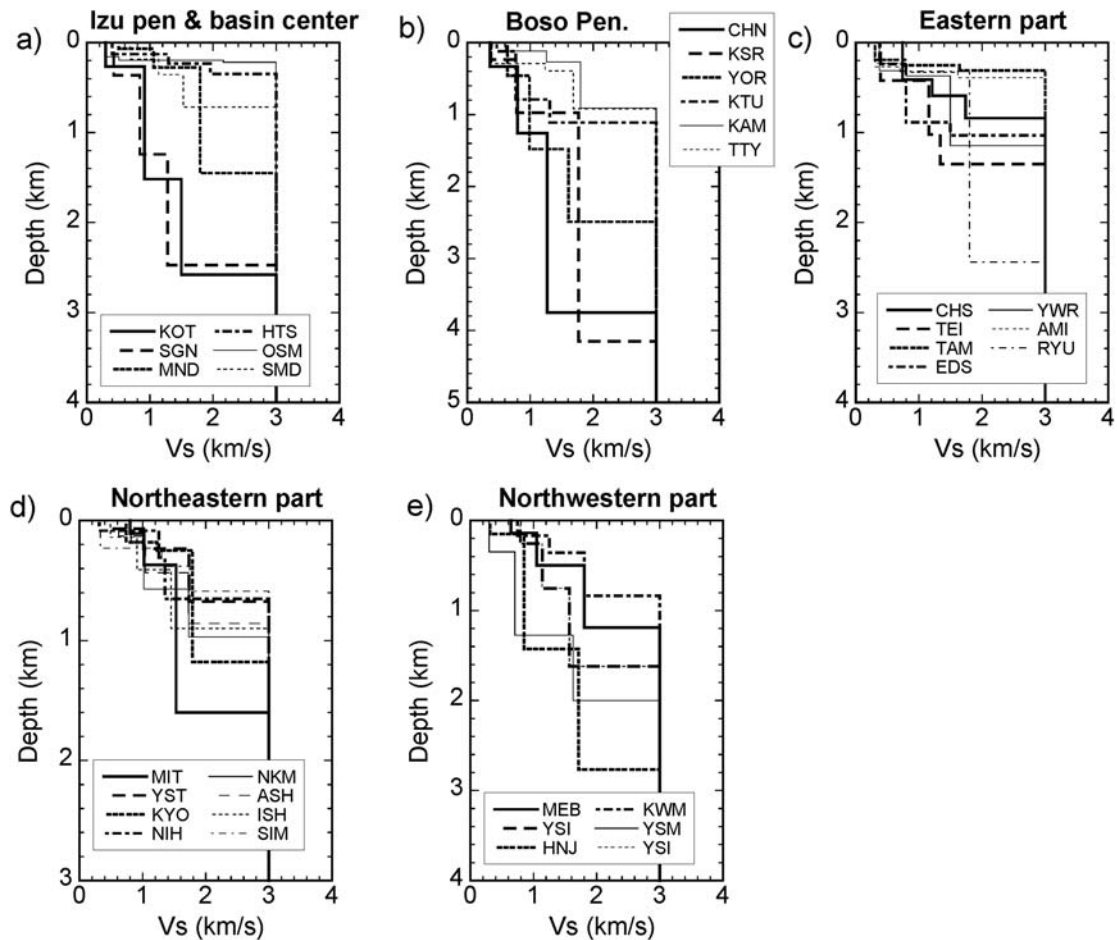


Fig. 4. S-wave velocity profiles inverted from phase velocities in Fig. 3

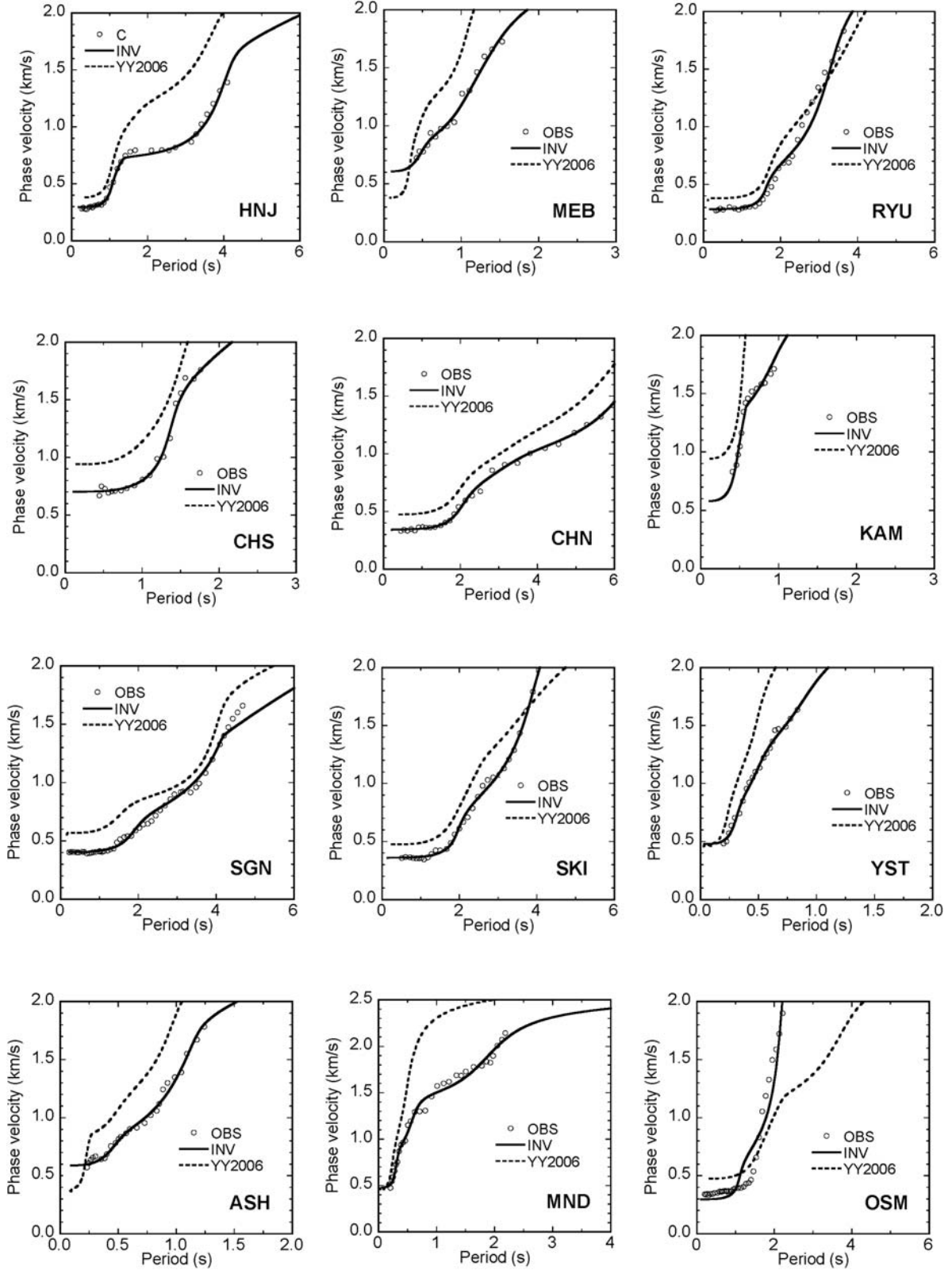


Fig. 5. Comparison of observed phase velocity (circles) with theoretical Rayleigh wave phase velocity for inverted models in Fig. 4 and 1D models by Yamanaka and Yamada (2006) shown by solid and broken lines

められ、層構成なども含めて再検討すべき余地がある。

5. 議論

上述の逆解析結果を山中・山田（2006）による3次元S波速度構造モデルと比較した。山中・山田（2006）による3次元モデルから今回の微動探査地点での1次元S波速度構造を求め、それに対してレイリー波の理論位相速度を計算し、観測値と比較した。その結果の一部は、Fig. 5の点線で示すごとくである。平野中央部に位置するRYU, CHN, SKI, SGNなどの地点では、点線と実線の位相速度は類似した傾向を示しており、既往のS波速度構造モデルでも観測位相速度の特徴がある程度説明できている。しかし、平野周縁部のHNJ, MND, KAM等では、既往のモデルでは観測されたレイリー波の分散性を十分に表現できていない。このことは、長周期地震動の主成分である表面波の伝播特性の評価や予測において問題になり、これらの観測結果を踏まえて3次元モデルを見直すべきであることを示している。今回観測を行ったすべての地点での両者の地震基盤上面までの深度を比較した結果は、Fig. 6に示すごとくである。図の点線は、両者が一致している実線から ± 0.5 kmの範囲を示している。多くの地点では、 ± 0.5 kmの範囲で両者は一致している。しかし、今回の結果もしくは山中・山田（2006）による基盤深度が0.5 kmと浅い地点では、両者の差異が大きいことがわかる。平野北部（RYU, MIT, SKI）や伊豆半島（HTS, OSM）は、山中・山田（2006）では観測データが少ない地域に対応しており、Fig. 6の差異の原因であると考えられる。このことは、Fig. 5の位相速度の比較からもわかる。つまり、今回の観測位相速度は全体的に山中・山田（2006）と比べて小さい値になっている。今回の微動探査による堆積層の厚さは、彼らが評価

していたものよりも厚くなっていると考えられる。

上述のように、本研究での位相速度の逆解析では最下層のS波速度を3 km/sであると拘束している。これは以下のような理由によるものである。一般に、周期数秒よりも長周期帯域では、微動の上下成分のスペクトル振幅が非常に小さくなる。これに加えてアレイサイズの有限性も影響し、周期数秒以上では位相速度が評価しにくくなることが多い。今回の観測でも、周期6秒以上の位相速度を得ることができなかった。この地震基盤のS波速度に関する仮定が及ぼす影響を検討するために、逆解析モデルでの地震基盤のS波速度を3.3 km/sと2.7 km/sと変えた場合のレイリー波の理論位相速度を計算した。堆積層が厚いKOTと薄いSIMでの検討結果がFig. 7に示されている。両地点ともに、観測位相速度が得られ

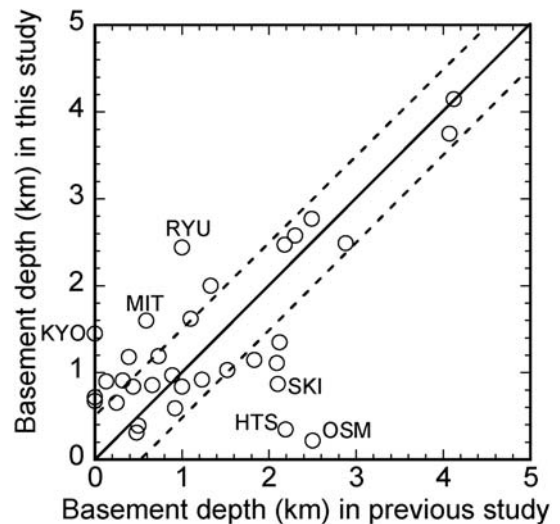


Fig. 6. Comparison of basement depths in S-wave velocity profiles in this study and those obtained by Yamanaka and Yamada (2006)

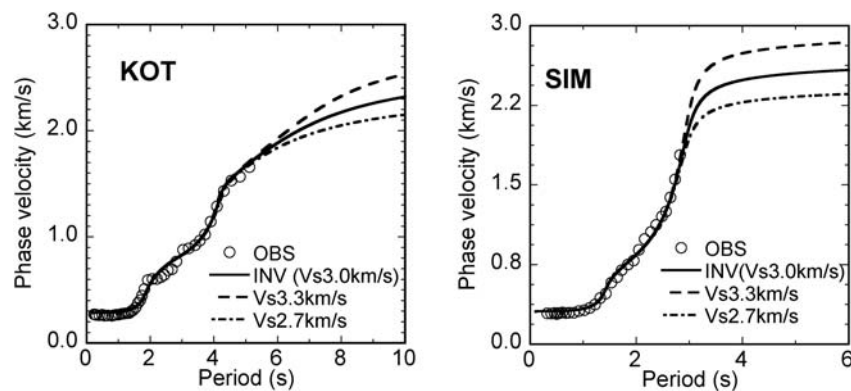


Fig. 7. Effects of assumed S-wave velocity (3km/s) in the bottom layer of inverted models compared to theoretical phase velocities at KOT (left) and SIM (right) shown by solid lines. The circles indicate observed phase velocities at the sites, while broken and chain lines show theoretical velocities for models whose bottom velocities are 3.3 and 2.7 km/s, respectively.

ている周期範囲では、地震基盤の S 波速度を 2.7 から 3.3 km/s と変化させても理論位相速度に大きな差異はなく、地震基盤の S 波速度の感度が低いと考えられる。このために、地震基盤の S 波速度を拘束する必要がある。基盤の S 波速度を含めて S 波速度構造モデルのより安定した推定は、地震記録のレイリー波の分析から得られる長周期の位相速度を加えて逆解析を行うことで可能になると考えられる。また、位相速度とレシーバー関数などの他の物理量との同時逆解析 (Kurose and Yamana, 2006) も効果的な方法である。

Fig. 6 にみられる既往の 3 次元 S 波速度構造モデルとの今回の結果の差異がどのように地震動特性に影響を

及ぼすかについて検討した。簡単のために、2 つのモデルに対する SH 波の 1 次元増幅特性を比較する。Fig. 8 には、いくつか地点について比較した結果を示している。CHN では、両者ともに地震基盤が深いために卓越周期も 10 秒程度となり、ほぼ一致している。また、SGN でも同様に増幅特性は似ている。さらに、HNJ や CHS で周期 1 秒以上の長周期では似た増幅特性を示している。一方、RYU や SKI では両者の地震基盤深度が 2 倍以上異なり、長周期帯域の増幅特性も違っている。とくに、逆解析モデルでのピークの周期が山中・山田 (2006) では谷になっている。さらに、地震基盤深度が大きく異なる OSM では、1 秒よりも長い周期帯域での特徴が著し

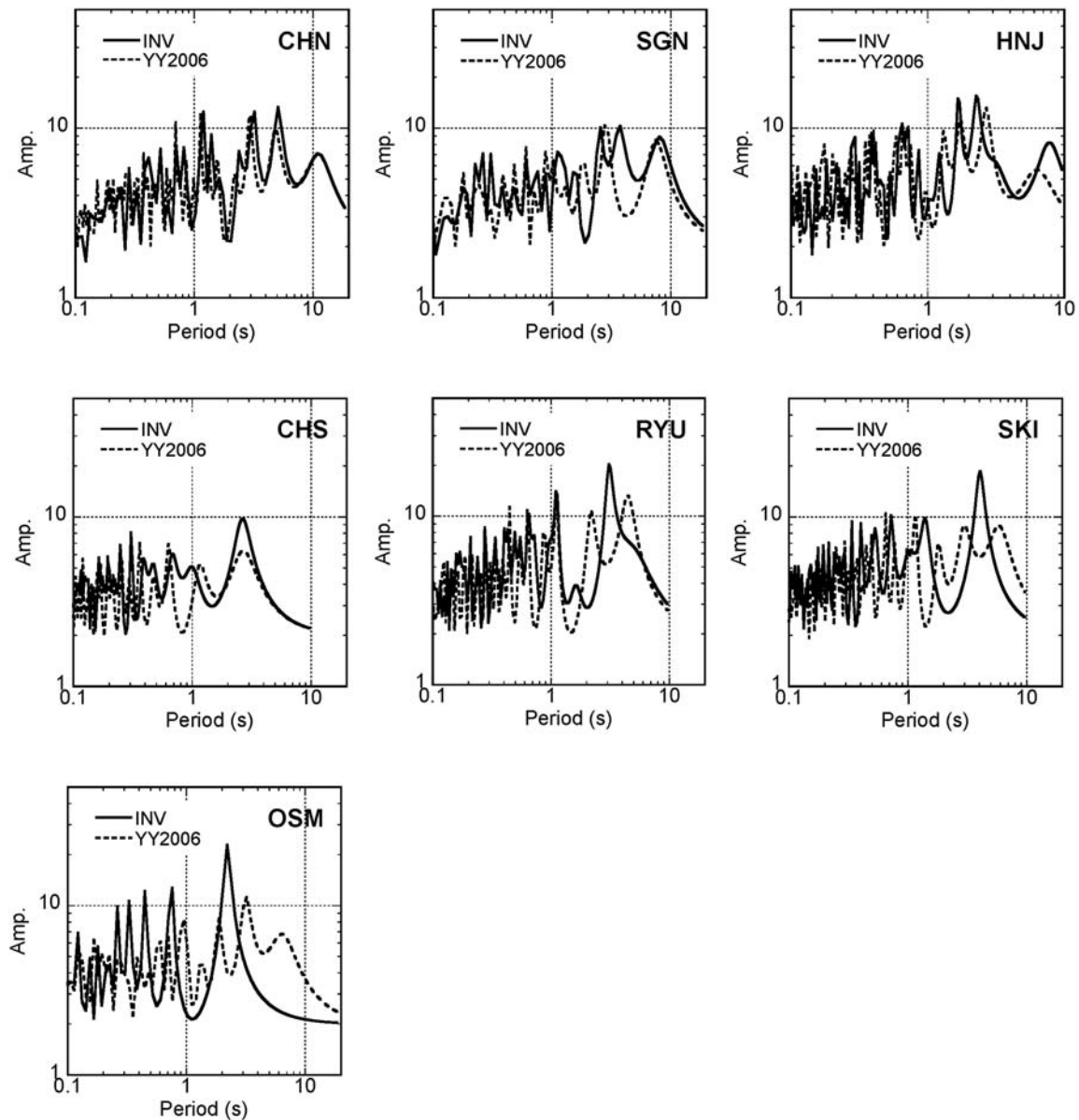


Fig. 8. Comparison of 1D amplifications for S-wave velocity profiles in this study and those obtained by Yamana and Yamada (2006)

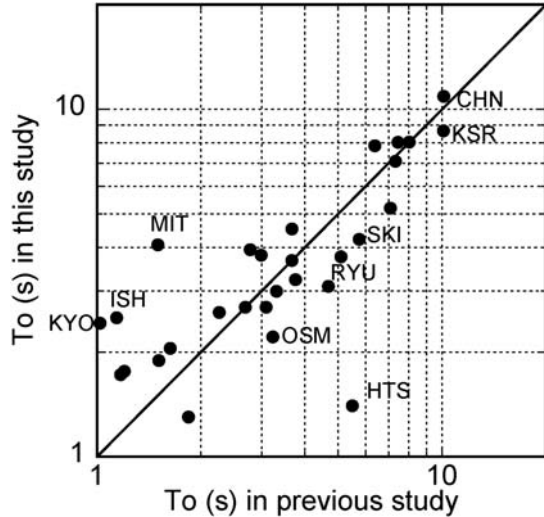


Fig. 9. Comparison of predominant periods for 1D amplifications for S-wave velocity profiles in this study and those obtained in a previous study by Yamanaka and Yamada (2006)

く異なる。今回の探査地点すべてに対する同様の比較から地盤増幅特性の卓越周期を比較した結果が Fig. 9 に示されている。地震基盤深度が異なると指摘された地点では、卓越周期にも倍半分程度の差があるが、多くの地点で卓越周期の 2-3 割の差の範囲に入っている。

6. まとめ

関東平野および周辺地域の 33 地点において微動アレイ観測を行い、周期 0.5 秒から 6 秒程度までのレイリー波の位相速度を求めた。さらに、その逆解析を行い、地震基盤に至るまでの堆積層の 1 次元 S 波速度構造を明らかにした。既往の研究と比較して、平野端部の地点での地下構造に差異が認められた。この違いは、長周期地震動の特性にも大きく影響を及ぼすことから、今回の結果を踏まえて、既存の首都圏の堆積層の 3 次元 S 波速度

構造モデルを修正する必要があると考えられる。

謝 辞

微動観測に際しては、日本物理探査株式会社と東京工業大学総合理工学研究科大学院生の皆様には、ご協力を頂きました。査読者からは貴重なご意見を頂きました。本研究に際しては、首都直下地震防災・減災特別プロジェクトおよび文部科学省科学研究費補助金基盤研究 (B) (課題番号: 19310115) の支援を受けました。記して感謝いたします。

参考文献

- Capon, J., 1969, High resolution frequency wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.
- 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川 猛, 堀家正則, 斎藤徳美, 黒田 徹, 山根一修, 奥住宏一, 1990, 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定, *自然災害科学*, **9**-3, 1-17.
- Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar and Y. Tanaka, 2009, A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, **472**, 290-300.
- Kurose, T. and, H. Yamanaka, 2006, Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity of sedimentary layers, *物理探査*, **59**, 93-101 (*Exploration Geophysics*, **37**, 93-101, 2006/ *Mulli-Tamsa*, **9**, 93-114, 2006).
- 嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 瀬尾和大, 1981, 東京の基盤構造その 5, 第 7 回, 第 8 回, 第 9 回夢の島爆破による地下深部探査, *東京大学地震研究所彙報*, **56**, 265-276.
- 鈴木宏芳, 2002, 関東平野の地下地質構造, *防災科学技術研究所研究報告*, **63**, 1-19.
- 山中浩明, 2007, ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, *物理探査*, **60**, 265-275.
- 山中浩明, 山田伸之, 2002, 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, *物理探査*, **55**, 53-65.
- 山中浩明, 山田伸之, 2006, 強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, *物理探査*, **59**, 549-560.
- (Received December 28, 2009)
(Accepted February 16, 2010)