

越後平野における微動アレー探査

Array microtremor surveys in the Echigo plain, Niigata Prefecture, central Japan

堀川晴央¹・杉山長志²・馮 少孔²・徳丸哲義³

Haruo Horikawa¹, Takeshi Sugiyama², Shaokong Feng² and Tetsuyoshi Tokumaru³

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

² 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Corporation)

³ 徳丸技術士事務所 (Tokumaru Professional Engineer Office)

Abstract: We conducted array microtremor surveys at two sites in the Echigo plain, Niigata Prefecture, central Japan, to infer the velocity structure of that region. We observed microtremors with seismic arrays, and then estimated the phase velocities of Rayleigh waves in the frequency range from 0.15 to 10 Hz, using the vertical component of the microtremors. One-dimensional (i.e., depth-dependent and horizontally stratified) S-wave velocity structures were inferred from the estimated phase velocities on the assumption that the phase velocities are those of the fundamental mode of Rayleigh waves. The depths of the engineering bedrocks were estimated to be about 80 m for the two sites, and the depths of the seismological basements were estimated to be about 6 km.

Keywords: array microtremor survey, S-wave velocity structure, Echigo plain, spatial autocorrelation method

要 旨

地震基盤までの S 波速度構造を推定することを目的として、越後平野の 2 サイトにおいて微動アレー探査を実施した。収録した微動の上下動成分から 0.15 ~ 10 Hz にわたるレーリー波の位相速度を求め、この位相速度が基本モードのものと仮定して、1 次元 S 波速度構造を推定した。その結果、いずれのサイトでも地震基盤は 6 km 程度、工学的基盤は 80 m 前後と推定された。

1. はじめに

越後平野では、長周期地震動による被害が報告されている（例えば、太田・座間, 2005）とともに、M6~7 クラスの内陸地震による被害が記録されている（例えば、宇佐美, 2003）。このような地震学的な地域特性は、地質学的な特徴と密接に結び付いていると考えられる。すなわち、厚く分布する新第三系~第四系の堆積層により長周期地震動が発達し、そして、現在進行している早い沈降により発達した軟弱な沖積層により地震の被害が大きくなっていると考えられる。また、このような地質特性の原因であるテクトニックな変動が、内陸地震の発生とも関係していることは想像に難くない。

このように、越後平野は地震による被害が大きくなりやすい地域と考えられ、この地域における地震被害の原因を地震学的に考察することは、日本列島で生じうる地震被害を軽減させるための事例研究と

して重要である。そこで、地震基盤に至るまでの S 波速度構造に関する情報を得るため、既往の探査地点に留意し、第 1 図において塗りつぶした逆三角形で示した 2 サイトで微動アレー探査を実施した。本論ではその結果を報告する。

2. 微動アレー探査の概要

微動アレー探査とは、自然界に常に存在する微弱な振動（微動）の中に含まれる表面波の位相速度が速度構造に支配されることを利用して地下構造を推定するもので、1) 微動のアレー観測、2) 位相速度の推定、3) 速度構造の推定、という 3 つの段階を踏んで実施される。

2.1 アレー観測

表面波の位相速度を推定するためには、近接した複数の観測点で同時に観測（アレー観測）する必要がある。そのときの地震計の配置（アレー配置）は、後述する位相速度の推定方法と密接に関連している。本研究では、正三角形をなすよう円周上に 3 台置き、その円の中心に 1 台置くことを基本とした。実際には、1 回のアレー観測において、半径が異なる 4 つの同心円上とその中心に計 13 台の地震計を設置して同時に観測した。アレー配置の例を第 2 図に示す。そして、1 つのサイトに対してアレーの全体的なサイズを変えて観測を 3 回実施し（全体的なサイズが小さい方から S, M, L アレーと呼ぶ）、広い周波数帯域にわたって解析できるようにした。本研究で用

いたアレーの中心の地理座標を第1表に、また、アレー半径を第2表に示す。

2.2 位相速度の推定方法

微動には、レーリー波とラブ波が混在していると考えられ、水平動成分を用いる場合にはこれら2つの波を分離して扱う必要がある。本研究では簡便化のために上下動成分のみを用い、レーリー波のみを解析対象とした。

取得した微動記録に、大型車両の通行による記録の乱れなどによるSN比の悪い部分がないかを目視により確認した後、解析対象とする周波数帯域によって異なる時間長で微動記録を分割して解析した。具体的には、分割後の微動記録に対してバンドパスフィルターを適用した後に、空間自己相関法および拡張空間自己相関法（例えば、Okada, 2003）を適用した。

2.3 S波速度構造の推定方法

本研究では、得られた位相速度の分散曲線がレーリー波の基本モードのものを見なし、また、地下構造として水平成層構造を仮定して、S波速度構造を推定した。S波速度と層厚とで速度構造を与えることとし、位相速度の計算に必要なP波速度と密度はLudwig *et al.* (1970)によりS波速度の関数として与えた。速度構造を構成する層数を変えて予想的に速度構造を推定し、本解析に用いる最終的な層数を決定し、最終的には9層とした。

位相速度の分散曲線からS波速度構造を推定するにあたっては、遺伝的アルゴリズム（GA）を用いた。GAとは、大域的な探索を行う手法の1つで、競争する個体にはたらく淘汰圧により、世代を重ねるにつれて「適者生存」がはかられる生物進化を模して、最適なモデルを探索する手法である（例えば、Goldberg, 1989）。本研究に即して記述すると、S波速度や層厚を変えることでいくとおりも考えられる速度構造の1つ1つが生物の個体に対応する。そして、観測から得られた位相速度と、仮定した速度構造より計算される位相速度との差を適応度の指標として用いる。

本研究ではFeng (2003)に従い、モデルパラメータを離散化して二進数で表現することなく実数値を直接扱うGA（実数値GA）により速度構造を推定した。実数値GAは、最適化問題を解く手法として研究が重ねられている（例えば、小野ほか、2000）が、ここで採用したFeng (2003)の方法は、独自に発展を遂げたものであり、その特徴を以下に記す。単純GAでは、残差の大小（適応度の高低）で重みを付けた上で全ての個体すなわち速度構造をランダムに親世代から選び（ルーレット方式）、ある確率で交叉を生じさせて子世代を作成するが、Feng (2003)では、ルーレット方式をもとに個体を生成するのは一部（ここでは全個体の70%）に留め、残りの個体は以下の

3つの方法で選んでいる。一つ目は、山中・石田(1995)でも採用されているエリート戦略（例えば、伊庭, 1994）である。二つ目は、あえて残差が大きい親世代の個体に比重をかけてランダムに選び、選ばれた個体に対してある確率で突然変異を施して速度構造を変化させたものを加えるというものである。三番目として、新たに発生させた乱数をもとに生成された速度構造モデルも加える。ここでは、全個体の10%をエリート戦略により選び、二番目の突然変異種を多く含むものは全個体の15%、三番目の新規モデルは全個体の5%とした。なお、この個体数配分率は経験的に得られたものであり、理論的な背景から決められたものではない。単純GAでは交叉を行う位置は任意であり、ある1つのモデルパラメータを表現するバイナリ列の途中の位置でも交叉が生じうる。そのため、子世代の個体は、親世代の個体のモデルパラメータを単純に交換したものとはならない。しかし、Feng (2003)のGAでは、親世代の個体のモデルパラメータどうしを単純に交換する形で交叉を行うようにしている。この他、突然変異の発生確率は可変としている。可変である点は山中・石田(1995)と同様であるが、発生確率の制御方法が異なる。具体的には、山中・石田(1995)が一世代を構成する個体（速度構造）群のモデルパラメータの分散の大小で発生確率を制御しているのに対して、Feng (2003)は世代を重ねることによる残差の減り具合を指標として用いている。すなわち、ある世代数（ここでは10世代とした）を重ねても最も残差の小さい個体が変わらないときには、突然変異の発生確率を上昇させ、局所解に陥っている可能性を検討できるようにしている。

3. 微動観測

微動のアレー観測は2010年1月に行った。人工ノイズを避けて良質の長時間記録を得るために夜間から早朝にかけて観測し、8時間以上の記録を取得した。

センサーはLennartz Electronic社製の速度型地震計LE-3D/5s（固有周期5s、減衰定数0.707）を使用した。また、微動の収録には白山工業株式会社製LS-8000SHを用いた。30Hzローパスフィルターを通した後に16ビットでA/D変換を行い、100Hzサンプリングでデータを収録した。GPSによる時刻校正は約1時間ごとに行った。

得られた微動記録のパワースペクトルの例を第3図に示す。なお、地震計の応答特性は除いていない。0.2~0.3Hzの辺りにピークが見られるが、低周波側へのパワースペクトルの低下は地震計の応答特性の影響が含まれていると考えられる。一方、高周波側でのパワースペクトルの低下には、地震計の応答特性の影響はほとんどないと考えられ、実際の微動の

周波数特性を示していると考えられる。高周波側でのスペクトルの低下は1~2 Hz 辺りで一旦留まり、さらに高周波側ではほぼ一定あるいは多少パワースペクトルが大きくなる。そして、3~4 Hz を超すと、パワースペクトルが再び低下する観測点が多い。パワースペクトルの最大値は $10^{-6} \sim 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ であり、関口ほか(2006)が新潟県高田平野で12月に行った観測に近い値が得られている。また、解析対象とする周波数範囲におけるパワースペクトルの形状及びレベルは、アレーを構成する観測点間でよく揃っていると判断される。

4. 解析結果

4.1 位相速度の分散曲線

得られた位相速度の分散曲線を第4図に示す。2つのサイトともに0.15~10 Hzの広帯域にわたる分散曲線が求められた。KMDNサイトの分散曲線とSMKMサイトの分散曲線は似ており、似た速度構造であることが示唆される。特に0.3 Hz以下では位相速度はほとんど同じ値が得られている。

4.2 S波速度構造

本調査で仮定した9層の探索範囲を第3表に示す。佐藤ほか(2009)の解析結果を参考に、層厚、S波速度それぞれの中心値を設定し、その値から±50%の範囲を探索することを基本とした。1世代中の個体数を100とし、100世代まで世代の更新を繰り返した。したがって、1回の試行ではのべ10,000個のモデルを探索している。なお、本研究では、個体群の内訳が異なる100とおりの初期個体群を用いて探索した。そして、山中・石田(1995)に従い、各試行で適応度が最も高い速度構造モデルを拾い上げ、これらの平均を本調査での最終解とした。このようにして得られた最終的な速度構造を第5図および第4表に示す。分散曲線の類似性から示唆されるように、2サイトで推定された速度構造は互いに似ている。地震基盤はいずれも6 km程度であり、地震基盤の深度までに分布する堆積層のS波速度の違いは最大0.15 km/sである。

微動アレー観測から得られた位相速度を、第5図および第4表に示す速度構造から計算される位相速度と比較したものを第6図に示す。いずれのサイトでも、観測より得られた位相速度と計算された位相速度との一致は良い。

工学的基盤の深さ(ここでは、S波速度が0.45 km/sを超える深さと定義する)は80 m(KMDNサイト)、90 m(SMKMサイト)と推定された。これらの2つのサイトにおける沖積層基底の深さを、新潟県地盤図編集委員会(2002)から読み取ると、KMDNサイトでは95~100 m、SMKMサイトでは70~75 mである。微動アレー探査の分解能を考慮すると、得ら

れた工学的基盤の深度と沖積層基底の深度とは、分解能の範囲で一致していると考えられる。

4.3 地盤構造モデルとの比較

第1図に示すように、本調査は既存の微動アレー探査とは重なっておらず、これまで発表されている地盤構造モデルの検証に用いることが可能である。本報告では、関口ほか(2009, 2010)の地盤構造モデルから計算される位相速度と観測された位相速度とを比較する。なお、関口ほか(2010)には3種類の地盤構造モデルが緯度・経度に対するグリッドデータとして収録されているが、関口ほか(2009)において観測波形を最も説明できるとされたMODEL Aを用いて基本モードの位相速度を計算した。

第1表に示したアレーの中心座標における地盤構造は、アレー中心に近接する4地点の地盤構造から線形補間により求めた。この構造を用いて計算した結果を第7図に示す。1 Hzよりも高周波側では、地盤構造モデルから計算される位相速度が系統的に早い。これは、元々関口ほか(2009, 2010)の地盤構造モデルは長周期地震動を評価することを目的としたモデルで、地表付近の低速度層を考慮していないことによる。一方、1 Hzより低周波側の一致は概ねよいと判断されるが、地盤構造モデルより計算される位相速度が、観測から得られたものよりも0.1~0.2 km/s程度系統的に遅い。

5. まとめ

越後平野の2サイトにおいて微動アレー探査を実施し、地震基盤までの1次元S波速度構造を推定した。空間自己相関法および拡張空間自己相関法を適用して得られたレーリー波の位相速度を2つのサイトで比べると互いに似ており、2サイトの地下構造が似ていることが示唆された。この位相速度がレーリー波の基本モードのものとして仮定し、1次元S波速度構造を推定した。その結果、似た地震波速度構造が得られ、地震基盤は6 km程度、工学的基盤は80 m前後と推定された。

謝辞 今回の観測と解析にあたり、新潟市教育委員会、新潟市立亀田西小学校、燕市教育委員会、燕市立島上小学校にご尽力いただき、様々な便宜を図っていただいた。また、地元住民の方々には敷地を借用させていただいた。山中浩明博士からは、山中博士のグループで実施した微動アレー探査地点をご教示いただいた。長郁夫博士よりいただいた査読コメントにより本稿は大いに改善された。第2図の基図は国土地理院で整備されている基盤地図情報(縮尺レベル25000)を利用して作成した。図の作成には、Generic Mapping Tools(Wessel and Smith, 1998)を使用した。上記して感謝いたします。

文 献

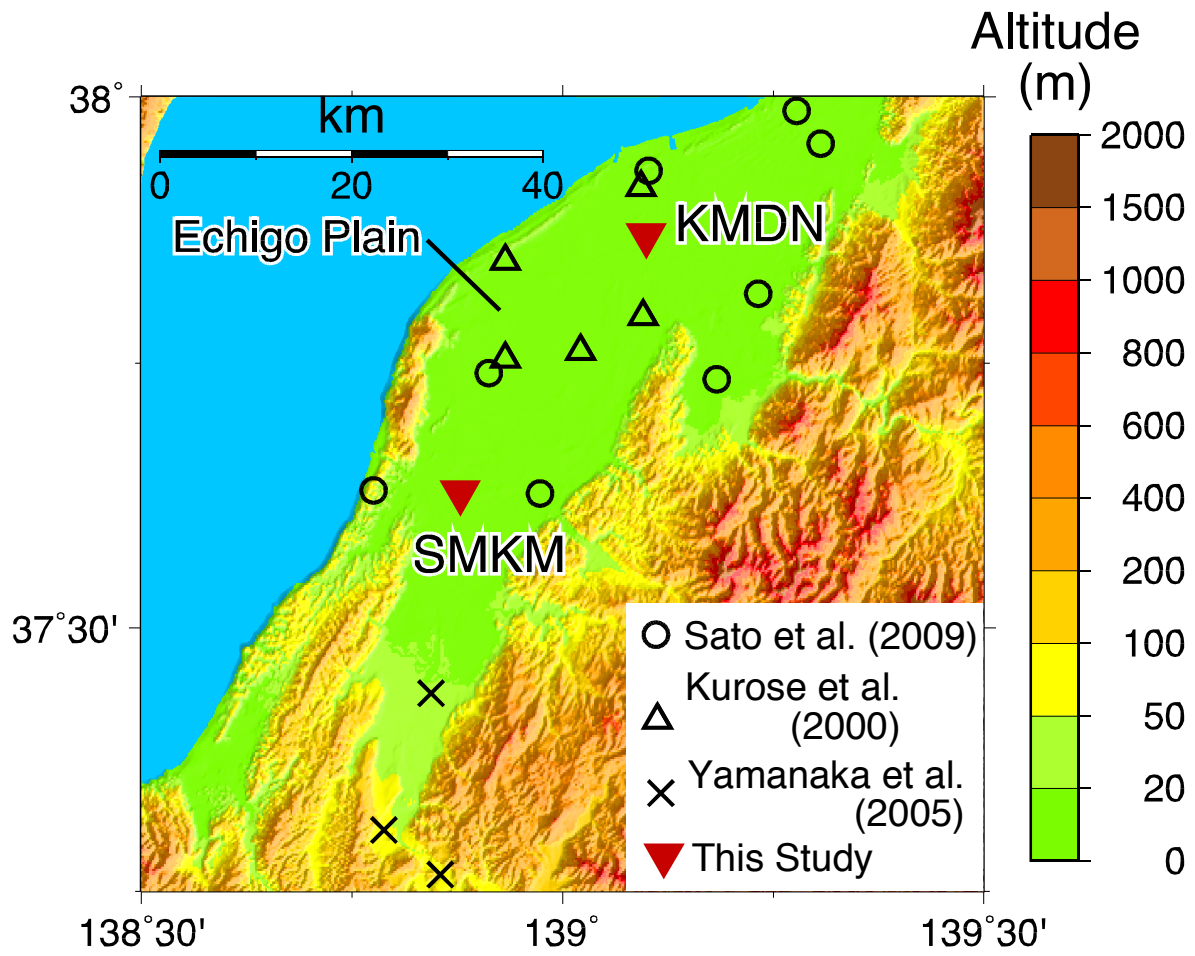
- Feng, S. (2003) Array microtremor survey and its application to civil engineering. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, **22**, 1029-1036. (in Chinese with English abstract)
- Goldberg, D.E. (1989) Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning, 412p., Addison Wesley.
- 伊庭斉志 (1994) 遺伝的アルゴリズムの基礎 - GA の謎を解く -. オーム社, 254p.
- 黒瀬 健・山中浩明・衣笠善博 (2000) 微動アレイ観測による新潟平野の S 波速度構造の推定. 地球惑星科学関連合同大会, Sg-001.
- Ludwig, J., Nafe, J.E. and Drake, C.L. (1970) Seismic refraction. In Maxwell, A. E., ed., *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, 53-84.
- 新潟県地盤図編集委員会編 (2002) 新潟県地盤図および同説明書. (社) 新潟県地質調査業協会.
- Okada, H. (2003) The microtremor survey method. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, 135p.
- 太田外氣晴・座間信作 (2005) 巨大地震と大規模構造物 - 長周期地震動による被害と対策 -. 共立出版, 287p.
- 小野 功・山村雅幸・喜多 一 (2000) 実数値 GA とその応用. 人工知能学会誌, **15**, 259-266.
- 佐藤浩章・山中浩明・東 貞成・佐藤清隆・芝 良昭・元木健太郎・水田敏彦 (2009) 長周期地震動評価のための新潟平野および庄内平野における深部 S 波速度構造の推定. 地震, 第 2 輯, **61**, 191-205.
- 関口春子・吉見雅行・吉田邦一・堀川晴央・国松 直・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義 (2006) 高田平野北東部における微動アレイ探査結果. 活断層・古地震研究報告, no.6, 21-37.
- 関口春子・吉見雅行・堀川晴央・吉田邦一・鈴木晴彦・松山尚典・森野道夫・滝沢文教・劉 瑛 (2009) 新潟堆積盆地 3 次元地盤構造のモデル化. 活断層・古地震研究報告, no.9, 175-259.
- 関口春子・吉見雅行・堀川晴央・吉田邦一・鈴木晴彦・松山尚典・森野道夫・滝沢文教・劉 瑛 (2010) 新潟堆積盆地 3 次元地盤構造モデル. 地質調査総合センター速報, no.50 (CD).
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 605p.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.
- 山中浩明・石田 寛 (1995) 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析. 日本建築学会構造系論文集, no.468, 9-17.
- 山中浩明・元木健太郎・福元俊一・山田伸之・浅野公之 (2005) 2004 年新潟県中越地震の余震・微動の観測と地盤特性の評価. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, S079P-010.

(受付:2010 年 11 月 25 日, 受理:2010 年 12 月 28 日)

付 録

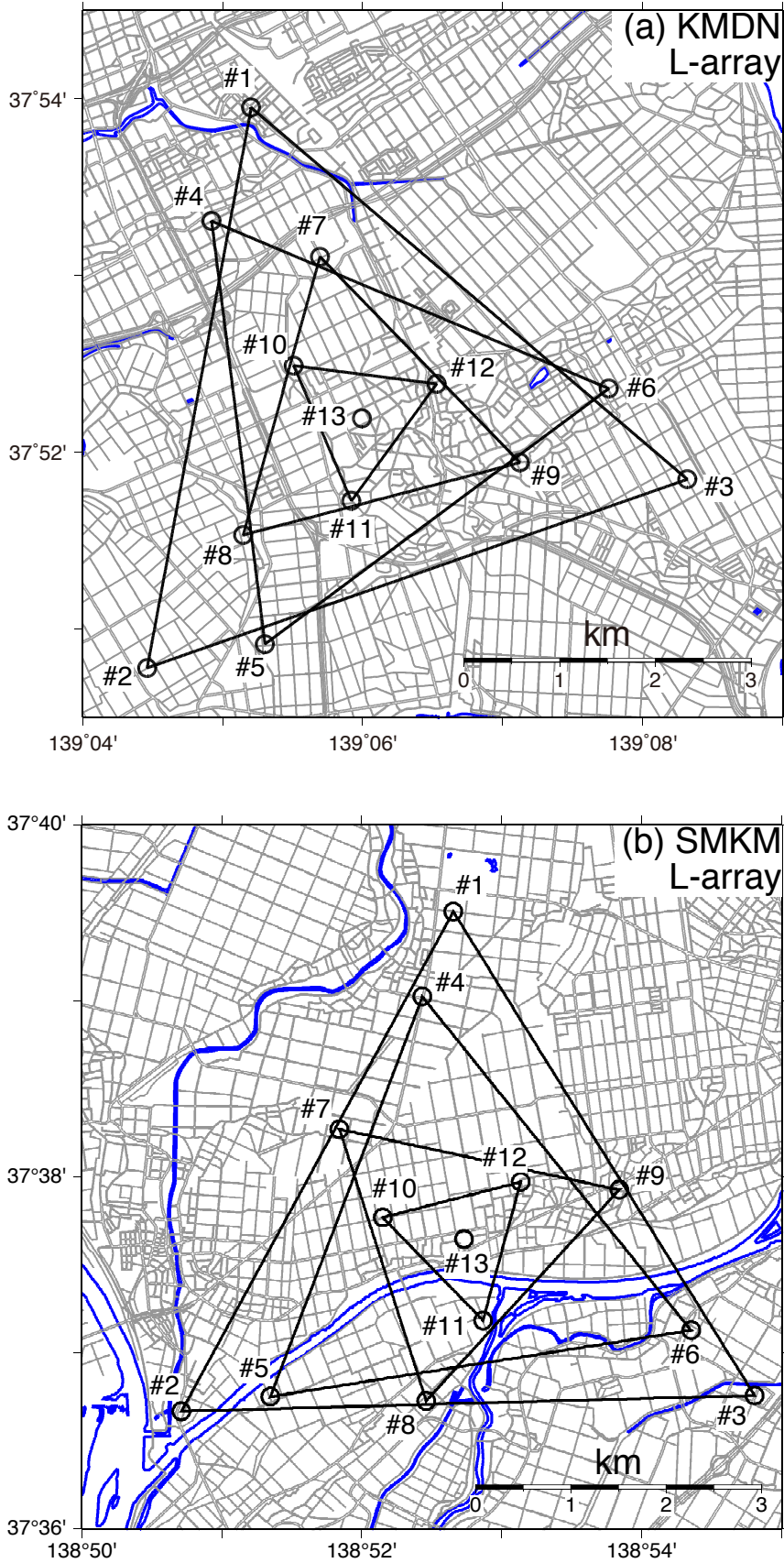
DVD に収録した, KMDN 及び SMKM サイトにおいて求められた位相速度を記述したファイル (CSV 形式) のフォーマットは以下のとおりである. なお, 改行コードには LF を用いている.

- 1 行目: 観測サイトコード
- 2 行目: アレーの中心の緯度 (北緯, 度分秒表示で, 区切りはコロン)
- 3 行目: アレーの中心の経度 (東経, 度分秒表示で, 区切りはコロン)
- 4 行目: 5 行目以降の列の説明
- 5 行目以降: 1 列目が周波数 (Hz), 2 列目が位相速度 (m/s). 列の区切りにはカンマを用いる.



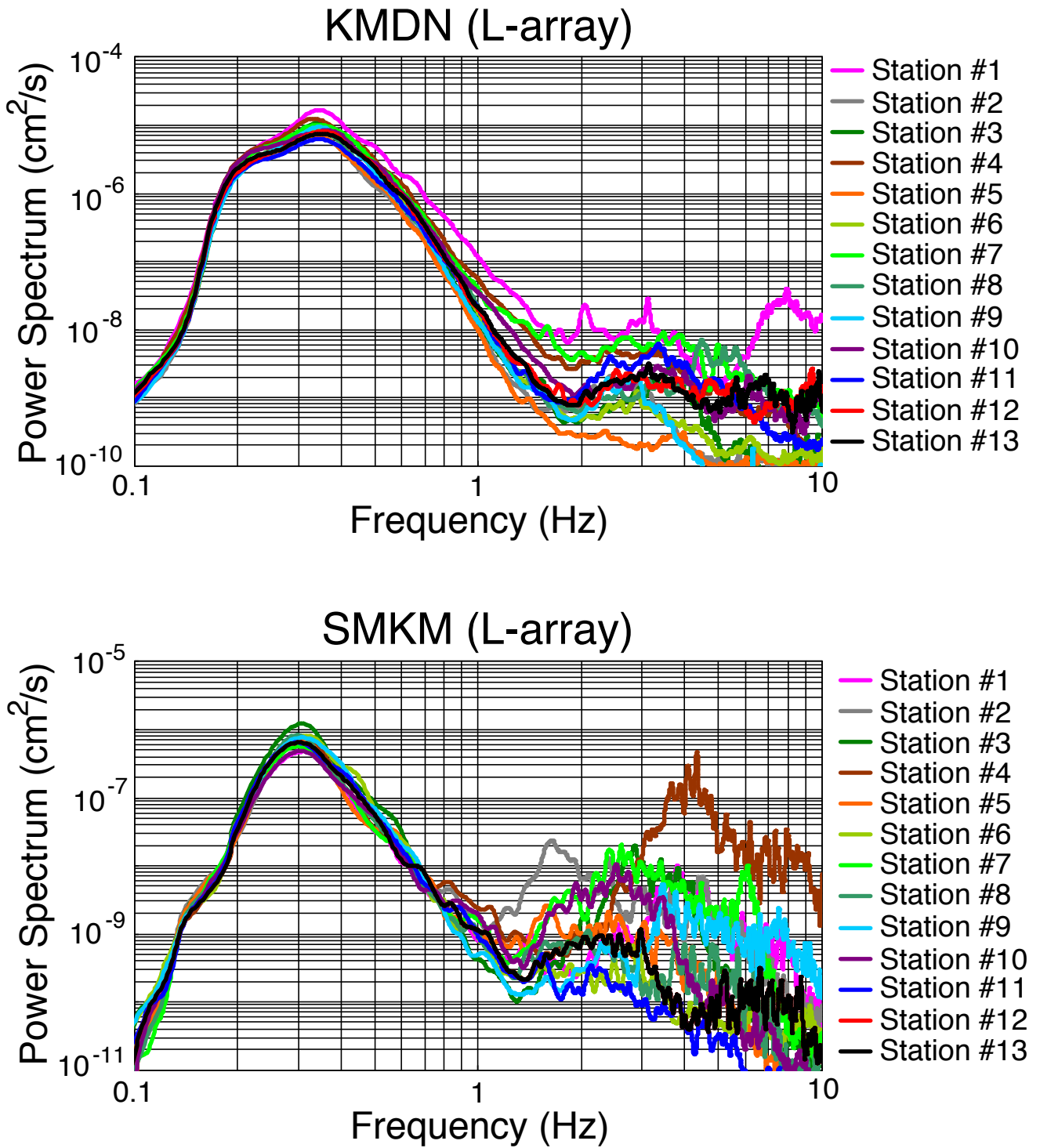
第1図 今回および過去に微動アレー探査が実施された地点.

Fig. 1 Map showing the locations of array microtremor surveys conducted in this study and previous studies.

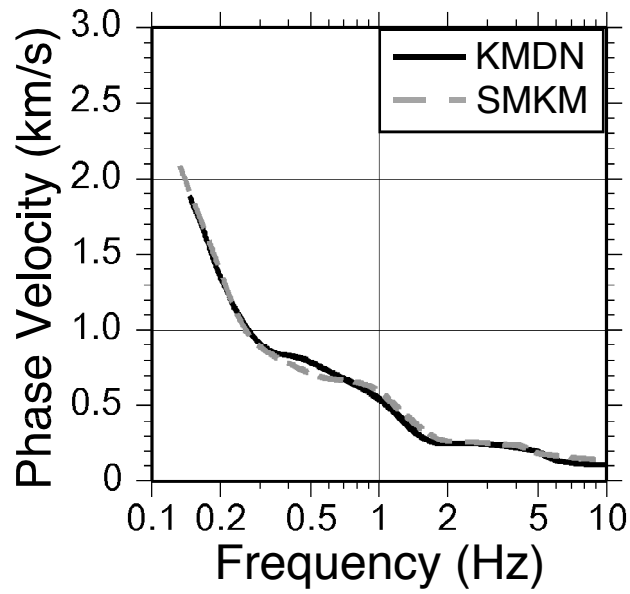


第2図 地震計配置の例。(a) KMDNサイトのLアレー、(b) SMKMサイトのLアレー。
 灰色の線は道路の端を、青色の線は水涯線を示す。

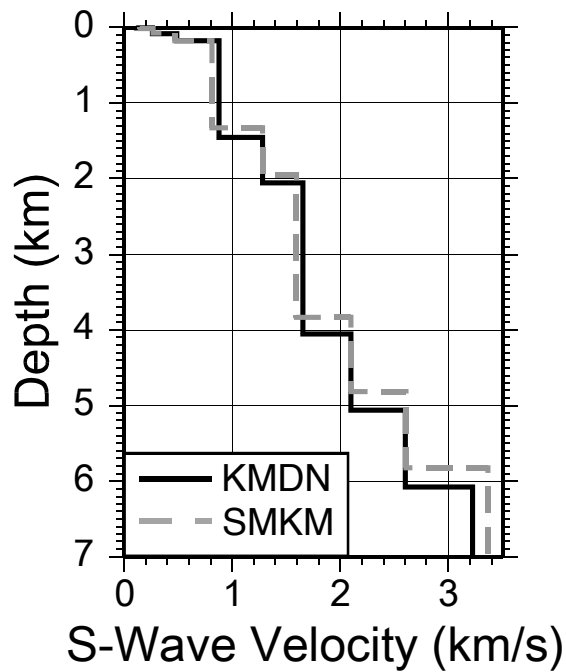
Fig. 2 Examples of arrangements of seismic arrays. (a) L-array for KMDN, (b) L-array for SMKM.
 Gray lines stand for the edges of roads, and blue lines mean the edges of rivers or channels.



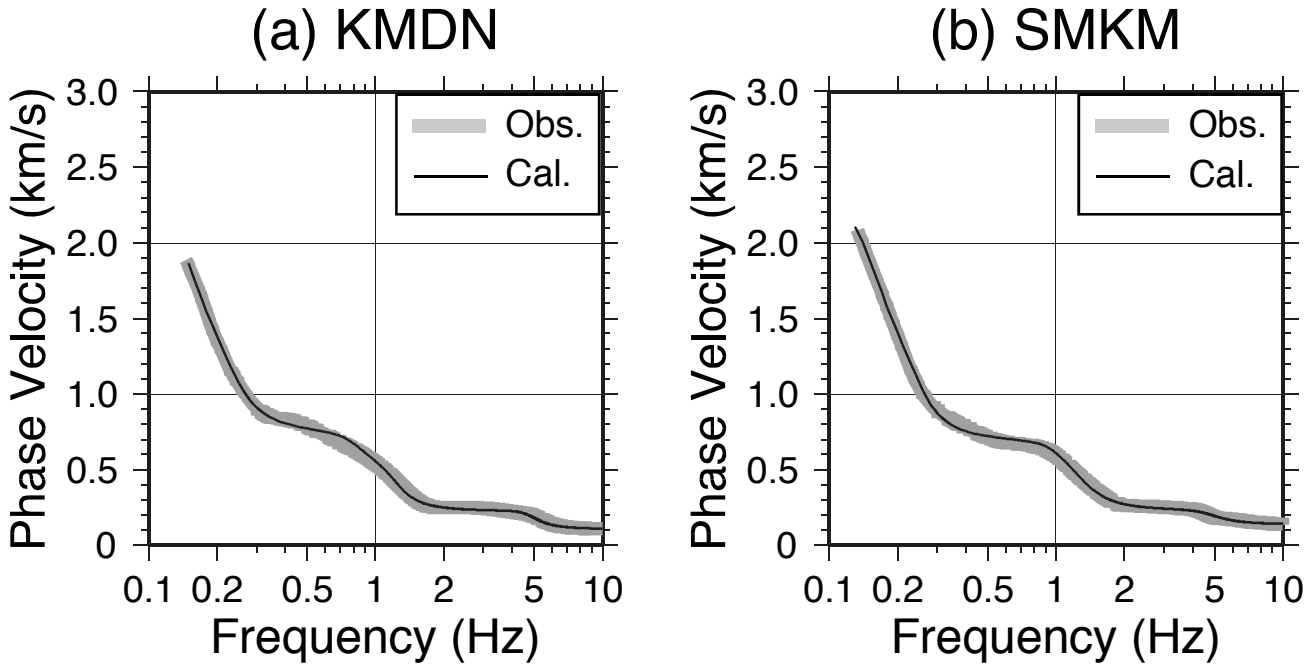
第3図 観測した微動のパワースペクトルの例。
Fig. 3 Examples of power spectra of the microtremors observed in this study.



第4図 微動アレー観測で得られたレーリー波の位相速度分散曲線.
Fig. 4 Dispersion curves of the phase velocities of Rayleigh waves obtained from the microtremor array observation.

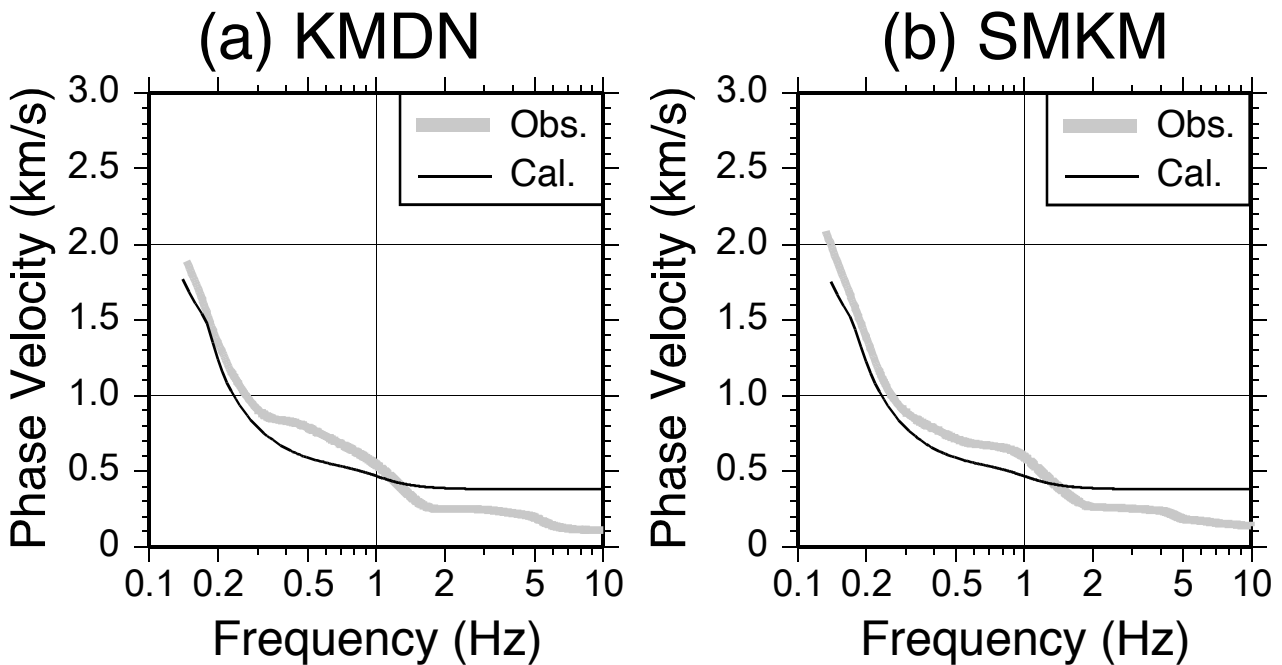


第5図 第4図に示した位相速度から推定されたS波速度構造.
Fig. 5 S-wave velocity structures inferred from the phase velocities shown in Fig. 4.



第6図 観測から得られた位相速度（灰色の太線）と推定された速度構造から計算されたレイリー波の基本モードの位相速度（黒の細線）との比較. (a) KMDN, (b) SMK.

Fig. 6 Comparison of observed phase velocities (bold gray lines) and theoretical phase velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves calculated from the velocity structures shown in Fig. 3 (thin black lines). (a) KMDN, (b) SMK.



第7図 観測から得られた位相速度（灰色の太線）と、関口ほか（2010）の地盤構造モデルから計算されたレイリー波の基本モードの位相速度（黒の細線）との比較. (a) KMDN, (b) SMK.

Fig. 7 Comparison of observed phase velocities (bold gray lines) and theoretical phase velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves calculated from the velocity structures after Sekiguchi *et al.* (2010) (thin black lines). (a) KMDN, (b) SMK.

第1表 微動アレー観測の中心点の地理座標.
Table 1 Geographical coordinates of the center points
of seismic arrays for the microtremor survey.

Site Name	Latitude (N)	Longitude (E)
KMDN	37° 52' 11.5"	139° 05' 59.7"
SMKM	37° 37' 38.8"	138° 52' 43.6"

第2表 本研究で実施した微動アレー観測におけるアレー半径.
Table 2 Array radii in the array microtremor observations conducted in this study.

Site Name	Array Name	Array Radii (m)
KMDN	L	3464.2, 2598.2, 1732.1, 866.1
	M	1732.1, 866.1, 288.7, 115.5
	S	115.5, 46.2, 23.1, 5.8
SMKM	L	3464.2, 2598.2, 1732.1, 866.1
	M	1732.1, 866.1, 288.7, 115.5
	S	115.5, 46.2, 23.1, 5.8

第3表 速度構造を推定する際の探索範囲.
Table 3 Search ranges for inferring velocity structure.

Layer #	Vs (km/s)		Thickness (km)	
	Central Values	Variation from Central Values (%)	Central Values	Variation from Central Values (%)
1	0.1	50	0.01	50
2	0.3	50	0.1	70
3	0.4	50	0.1	50
4	0.8	50	1.5	50
5	1.2	50	0.6	50
6	1.6	50	2.0	50
7	2.0	30	1.0	50
8	2.5	30	1.0	50
9	3.0	30	N/A	N/A

第4表 本研究で得られた速度構造. (a) KMDN, (b) SMK.
 Table 4 Velocity models derived in this study. (a) KMDN, (b) SMK.

(a) KMDN

Thickness (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Density ($\times 10^3$ kg/m ³)
0.010	1.541	0.113	1.67
0.076	1.665	0.259	1.76
0.092	1.870	0.484	1.81
1.276	2.267	0.880	1.98
0.603	2.729	1.283	2.16
1.997	3.189	1.652	2.26
1.009	3.810	2.098	2.37
1.017	4.580	2.600	2.47
∞	5.652	3.225	2.65

(b) SMK

Thickness (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Density ($\times 10^3$ kg/m ³)
0.013	1.569	0.146	1.70
0.065	1.673	0.268	1.77
0.094	1.856	0.469	1.80
1.153	2.195	0.812	1.95
0.621	2.723	1.279	2.15
1.886	3.115	1.595	2.25
0.980	3.814	2.101	2.37
1.011	4.594	2.606	2.48
∞	5.908	3.366	2.70