

高田平野北東部における微動アレイ探査

Array microtremor survey in northeastern Takada plain

関口春子¹・吉見雅行²・堀川晴央³・吉田邦一⁴・国松直⁵・杉山長志⁶・馮少孔⁷・徳丸哲義⁸

Haruko Sekiguchi¹, Masayuki Yoshimi², Haruo Horikawa³, Kunikazu Yoshida⁴, Sunao Kunimatsu⁵,
Takeshi Sugiyama⁶, Shaokong Feng⁷ and Tetsuyoshi Tokumaru⁸

^{1,2,3,4,5} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, Haruko.Sekiguchi@aist.go.jp)
^{6,7,8} 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Co., Ltd.)

Abstract: We conducted an array microtremor survey in northeastern Takada plain, on the northern coast of central Japan, in order to determine the S-wave velocity structure of the sedimentary layers. This study is a part of a project at AFRC to examine possible long-period ground motions in large-scale basins or plains with thick sediments. At a nearby deep (5,241 m) borehole site, sonic logging was made but no measurement of S-wave velocity was performed. Three different sizes of seismometer array with the largest aperture of 5,000 m were deployed. Phase velocities of Rayleigh waves were estimated in a frequency range between 0.17 and 5 Hz using the Extended Spatial Autocorrelation (ESPAC) method. The S-wave velocity structure was inverted from the phase velocity dispersion curve by using a Genetic Algorithm. Down to about 2,900 m depth, the obtained S-wave velocities are consistent with the measured P-wave velocities in the view point of Poisson ratio. Below that depth, however, the estimated S-wave velocities are too high, probably due to dominance or coexistence of higher modes of surface wave or large estimation error of phase velocity at low frequencies.

キーワード: 微動アレイ探査, 高田平野, S波速度構造, SPAC法, 拡張SPAC法, F-K法

Keywords: microtremor array survey, Takada plain, S-wave velocity structure, SPAC method, Extended SPAC method, F-K method

1. はじめに

高田平野および新潟平野は北部フォッサマグナに位置し、日本で最も堆積層が厚い地域のひとつである(第1図)。これらの平野の新第三紀・第四紀の堆積層の厚さは数千m, 部分的には8,000mを超える(通商産業省, 1991)。新第三紀層の基底は東北日本背弧側堆積盆に特有の前-中期中新世火山岩類“グリーンタフ”であり、その上位は中期中新世以降の主に海成の碎屑性堆積岩類である。この地域の地層区分は、新潟油田地域の標準層序(新潟県, 2000)では、下位より、三川・津川(グリーンタフ)、七谷、下部寺泊・上部寺泊、椎谷、西山、灰爪、魚沼である。なお、西山層群は新第三紀鮮新世から第四紀更新世前期、灰爪・魚沼層群は第四紀の堆積層である。なお、高田平野が含まれる東頸城地域の標準層序(新潟県, 2000)では、新潟油田地域における下部寺泊層は、火打山、難波山、下部寺泊層に細分されている。

新潟地域の新第三紀層中には石油・天然ガスが賦存するため、その探査を主目的とした深層試錐、反射法地震探査や屈折法地震探査が多数実施されてきた。試錐の多くは先新第三紀の基盤には到達しておらず、新第三紀の堆積層中で掘止めされているが、

それでも掘削深度は数千m, 深いものでは6,000mを超える。試錐間をつなぐ反射法地震探査も多数実施されており、下部寺泊層やグリーンタフ上面など新第三紀層の各層の深度は広域的によく把握されている。また、音波検層、密度検層を伴う試錐孔も多く、層区分と密度、P波速度との大まかな対比も可能である。

一方、地震動の評価に必要なS波速度に関するデータはこの地域では多くなかったが、近年、新潟平野では微動アレイ探査が精力的に行われ(黒瀬ほか, 2000; 津野ほか, 2006; 佐藤ほか, 2005; Yamanaka et al., 2005), S波速度構造が推定されている。しかし、高田平野では微動アレイ探査は実施されていないように地震観測点にも乏しいため、S波速度構造はよくわかっていない。この地域の予察的な地下構造モデル(鈴木ほか, 2005)では、高田平野のS波速度の地層との対応は新潟平野と同一とされているが、高田平野の西側の西頸城の火打山層は新第三紀層としては非常に大きな密度を示す(岩松, 1971)など物性値が新潟平野と大きく異なる可能性がある。

活断層研究センターでは、全国の大規模堆積盆地を対象に長周期地震動を予測するプロジェクトを実

施している。高田平野を含む新潟地域は対象領域のひとつである。新潟地域の地震動評価に用いる地下構造のモデル化に際し、高田平野のS波速度構造の把握を目的として微動アレイ探査を実施した。

2. 探査地点および既存の地下構造情報

探査対象地点は、高田平野の北東部に位置する基礎試錐「高田平野」周辺（新潟県上越市大潟区潟田付近；以下、TKD地点と称す）（第1図）とした。試錐の掘削深度は5,241 mであるが、先新第三紀の基盤岩類は確認されていない（通商産業省，1988）。この試錐孔では、各種物理検層が実施されている。速度検層および密度検層結果、孔隙率、比抵抗の変化等を参考にこれを単純化した地下構造モデルを第1表に示す。深度4,120 m以深に分布する中新世中期の火打山層のP波速度は上位でも5,300 m/sを超える。

3. 微動アレイ探査の概要

表面波の位相速度は地下構造に依存した分散性を示す。したがって、観測により表面波の位相速度が得られれば地下構造が推定できる。典型的な表面波は地震記録の後続波に見られるが、波浪や人間の活動などによって常時生じている地表面の微かな揺れ“微動”も表面波を優勢に含むと考えられる。

微動アレイ探査（岡田ほか，1990）とは、微動を測定し、地下のS波速度構造を推定する地下構造探査である。複数の地震計をアレイ配置して同時に微動を観測し、測定結果から微動の位相速度を推定し、推定した位相速度の逆解析によりアレイ直下の地震波速度構造（主にS波速度）を推定する。浅層から深部までのS波速度を非破壊かつ簡便に探査できることから、多くの適用事例（例えば、Horike, 1985；山中・石田，1995）がある。ただし、位相速度の逆解析によって速度構造を求める際、解が位相速度の推定誤差の影響を受けやすい、層厚とS波速度にはトレードオフがあり解を唯一には決定できないという短所がある。そこで、反射法地震探査やボーリング探査などで地層境界が把握されている場所を微動アレイ探査の対象サイトとし、地層の物性値を固定して層厚のみを推定する（山中・山田，2002）、重力異常データとの併合解析（坂井・盛川，2005）、微動のH/Vスペクトルとの併合解析（Arai and Tokimatsu, 2005）など様々な工夫が図られている。本研究では、基礎試錐サイトを探査の対象サイトとし、探査結果を先験的情報と対比可能にした。

4. 微動アレイ観測

4.1 アレイ形状およびアレイサイズの設定

アレイの形状は、空間自己相関法（Spatial Autocorrelation Method; SPAC法）（Aki, 1957）の適用

を念頭に、中心点（重心）を共有するサイズの異なる3つの正三角形（以降、この形状を三重同心回転正三角形と呼ぶ）とした。この中心点と各頂点の計10箇所に地震計を配置している。

観測に先立ち、既存資料（通商産業省，1988；鈴木ほか，2005）を参考にTKD地点のS波速度構造を第2表のごとく仮定し、この地下構造の推定に必要な周波数帯域の（概ね0.1～5 Hz）分散曲線が観測により連続的に得られるよう、馮ほか（2000）の方法によりアレイを設計した。3つのサイズの三重同心回転正三角形アレイ（大きい順にL, M, Sと呼ぶ）により微動を観測することとし、まず、各アレイでの観測がカバーする周波数範囲が適度に重なるよう留意して適切なアレイサイズを設定し、次に地震計の設置点を地図上で検討し、現地の下見情報に併せて最終的に決定した。アレイサイズを第3表に、アレイ観測点の位置図を第2図に示す。なお、現地設置条件の制約上、微動アレイ探査の中心位置は、基礎試錐孔の南方約1 kmの水田地帯（東経138度20分12秒、北緯37度13分05秒、標高2.5 m）とした。また、Lアレイの中心と、M, Sアレイの中心とはおよそ300 m離れている。

4.2 観測装置および観測日程

微動アレイ観測は、各観測点に観測システムを設置して実施した。システムは、速度型地震計（LE-3D/5S改良型、Lennartz Electronic社製、固有周期を7秒）、16ビットのGPS時刻校正つきデータロガー（DATAMARK LS-8000SH、白山工業（株）製）、およびローパスフィルターで構成される。第3図に観測システムの設置状況、第4図にSアレイの観測の様子を示す。

観測は、交通振動等の非定常ノイズの少ない夜間（20時～翌朝7時）に実施し、各アレイにつき約9時間のデータを取得した。ローパスフィルターの遮断周波数は15 Hz、サンプリング周波数は100 Hzとし、1時間毎にGPSによる時刻校正を行った。なお、使用した速度型地震計は3成分計（鉛直1成分、水平2成分）で、3成分全ての微動を記録したが、後述する位相速度解析ではレイリー波を対象に鉛直成分のみを使用した。

測定は2005年11月2, 3, 4日（それぞれ、S, M, Lアレイ）と12月19日（Lアレイのみ）の2回実施した。後述するように11月の観測では低周波数帯域の振幅が小さく、位相速度曲線の低周波数帯域（Lアレイで求まる帯域：0.35 Hz以下）の信頼性の低さが懸念された。このため、天候の荒れる冬季にLアレイの再観測を実施した。2回目の12月の観測時は、前々日から台風並みに発達した低気圧が日本海を通過し、北陸地方は海上・陸上とも大荒れであった。

4.3 観測記録

各アレイの各観測点における観測記録の波形例およびパワースペクトル（第1回観測時のもの）をそれぞれ、第5図と第6図に示す。S、Mアレイの観測記録は振幅レベルがよく揃っており、コヒーレントな波群が見られる（第5図）。Lアレイには幹線道路に近くノイズの多い観測点も含まれるため、観測点により振幅レベルが異なるが、1 Hz以下の帯域ではスペクトルレベルは揃っている（第6図）。

第7図に各アレイの中心点における観測記録のパワースペクトルを示す。第1回観測の3つのアレイのスペクトルレベルはほぼ揃っている。Lアレイの2回の観測記録を比較すると、1回目の観測記録では、約0.35 Hz以下の低周波数帯域のパワースペクトルは $10^{-8} \text{ cm}^2/\text{s}$ 程度であるが、再観測記録のスペクトルレベルは1回目の10~100倍であり、特に低周波数帯域のスペクトルレベルはおよそ100倍になっている。また、両者のスペクトル形状は山や谷の周波数特性などが良く似ている。

5. 位相速度の推定

5.1 解析手法

微動アレイ観測による表面波の位相速度の推定手法には、空間自己相関法（SPAC法）と周波数一波数スペクトル法（F-K法）がある。

SPAC法は、各周波数においてレイリー波の1つのモードしか卓越しないという仮定に基づき構築された手法である。同時観測された微動について、等距離の観測点セットの空間自己相関係数を求め方位平均するとBessel関数になるという性質に基づき位相速度を推定する。拡張空間自己相関（拡張SPAC）法は、様々な距離、非同時測定記録を統合した解析が可能となるようSPAC法を拡張した手法である。周波数を固定した自己相関関数（値）を観測点距離の関数として取り扱い、多数の観測点距離のデータを用いてBessel関数をフィッティングし、周波数毎の位相速度を求める（例えば、Okada, 2003）。

一方、F-K法は、時間-空間領域で観測された波動を周波数一波数領域に変換し、ある周波数において周波数一波数スペクトルが最大パワーを示す波数から位相速度を推定する手法である（Capon, 1969）。

SPAC法はF-K法に比べ、同じアレイサイズであれば低周波数帯域の位相速度を精度よく推定できるとされる（岡田ほか, 1995）。しかし、複数のモードが同レベルの振幅で存在する場合には正しい位相速度は得られない。一方、F-K法は、表面波のモードに関する仮定がないため、複数のモードや高次モードが卓越する場合にも適用可能である。また、波動の到来方向が1方向に集中するほど適用性が高い。ただし、周波数が低くなると位相速度の推定誤差が急増する欠点がある。

本研究では、これらの手法の特性に鑑み、次の手順で位相速度を推定する。まず、アレイ毎にF-K法により位相速度を推定し、卓越するモードの個数を検討する。複数のモードが卓越する場合にはF-K法とSPAC法を用い（SPAC法は複数モードが存在する場合には適切ではないが、F-K法より低周波数帯まで適用可能なため、補助的に用いる）、単一のモードが卓越する場合には拡張SPAC法を用いて最終的な解析を実施する。

5.2 解析結果

まず、観測記録のうち、車両通行などによる非常部分を除去した。この結果、データ長はLアレイが7.5時間、Mアレイが8.5時間、Sアレイが7時間、再計測のLアレイが9時間となった。

このデータを用い、アレイ毎にF-K法により位相速度曲線を求めた。解析結果を第8図に示す。各観測点セットのデータからはそれぞれ1本の位相速度曲線が推定されており、0.1~5 Hzの周波数帯域では単一のモードが卓越すると判断される。

そこで、L、M、Sアレイのデータのすべてを用い、拡張SPAC法により位相速度曲線を推定した。データの基本区間長は327.68秒とし、バンドパスフィルターの周波数帯（カッコ内は平滑化のバンド幅）は、Lアレイは0.14~1.5 Hz (0.025 Hz)、Mアレイは0.2~2.0 Hz (0.05 Hz)、Sアレイは0.5~5.0 Hz (0.10 Hz)とした。

拡張SPAC法による位相速度解析結果を第9図に示す。実線が最終的に確定した観測分散曲線である。図の背景はSPAC法における観測データの空間自己相関関数のBessel関数による近似のフィットネス（近似誤差の逆数）を示しており、暖色系であるほどフィットネスが大きく、近似誤差が小さいことを示しており、赤が最もフィットネスが大きいことを意味する。約0.17~5 Hzの範囲の位相速度が得られた。低周波数帯域の位相速度は0.3 Hz付近から急激に大きくなり0.2 Hz以下で3,000 m/s以上となる。また、2 Hz以上の高周波数帯域ではやや逆分散の傾向があり、逆転層構造の存在を示唆している。この2 Hz以上の帯域の位相速度はおよそ150 m/sであるため、地表から数十mの構造を反映すると考えられる。

第10図に11月と12月のLアレイの観測から得られた分散曲線の比較を示す。両者はよく一致しており、本調査で観測した微動のパワーは位相速度の解析結果に影響しなかったことがわかる。F-K法により推定した波動の到来方向（第11図）は、両観測ともほぼ北西（日本海側）である。振幅は異なるものの、同様な波動場が形成されていたと考えられる。

6. 速度構造解析

6.1 地下構造モデルの層数の検討

アレイの中心点は基礎試錐サイトの南方およそ 1 km に位置しているが、両者の間に大きな地質構造境界もないことから、深部の速度構造は第 1 表の基礎試錐「高田平野」のものと同じくは変わらないと考えられる。また、アレイの中心点は大潟湖を干拓した水田地帯に位置しており、表層に沖積層が分布している。そこで、TKD 地点の地下構造は第 1 表の 8 層に、表層の沖積層を反映する第 1 層、および、極深部地殻構造に対応する第 10 層を加えた 10 層で構成されるものとした。

6.2 GA による逆解析

レイリー波の基本モードの理論位相速度が観測位相速度を満足する 10 層の速度構造モデルを探索する。探索には遺伝的アルゴリズム (GA) (Goldberg, 1989) と最小自乗法を併用したハイブリッド法 (Feng *et al.*, 2005) を用いた。

解析に際して設定した各層の層厚と S 波速度の探索範囲を第 4 表に示す。P 波速度、密度は S 波との経験的關係 (Ludwig *et al.*, 1970) を基に設定した。約 2~3 Hz 間の位相速度はやや逆分散する傾向を示すことから、モデルの第 2 層は逆転層構造とした。逆解析では、極浅層 (数 m 程度の深度まで) の構造を反映する高周波数帯域は除外し、0.17~3.5 Hz までの位相速度を対象とした。GA の解析パラメータは、一世代あたりの個体数:100 個、繰り返し世代数:100 世代、繰り返し解析数:5 回とした。なお、交叉率、突然変異率、サバイバル率 (フィットネス値が上位の個体をそのまま次の世代に移す比率) は収束状況を観察して最適と判断される値を与えた。

6.3 解析結果

TKD 地点の地下構造の推定結果および理論位相速度と観測位相速度の比較を第 12 図に示す。5 回の解析毎に数値的に多少異なる解が得られたが、理論位相速度曲線と観測位相速度曲線の誤差が最小のものを最終解とした。S 波速度は、第 2 層を除いては深度とともに増加する。S 波速度構造の最終解の数値を、第 5 表に示す。

得られた S 波速度構造を基礎試錐の P 波速度検層結果と比較する。第 5 表に、最終解の S 波速度構造の各層に対し、対応すると考えられる P 波速度の検層値、さらに、これら S 波速度と P 波速度から計算されるポアソン比を示した。地殻の構成物質のポアソン比は、一般に 0.1 から 0.5 程度の値をとる (例えば、Brocher, 2005)。この観点からは、本解析で得られた S 波速度は、深さ約 2,900 m までは妥当な値であると言える。しかし、約 2,900 m 以深では、同表に示すとおり、著しく不自然なポアソン比を与える結果となった。深部の S 波速度の逆解析結果の妥当性については検討の余地がある。

7. 議論

一般に、微動観測から大きな S 波速度値が得られる原因として次の 3 つが考えられる。

- 1) 高次モードが卓越している、または、基本モードを含む複数のモードが卓越している。
- 2) 位相速度がうまく推定されていない。
- 3) 地下構造の急変が、観測地点周辺に存在する。

1) に関連して、0.2 Hz 以下の 3,000 m/s を超えた表面波位相速度は、地震基盤以深の深部地殻構造を反映していると考えられるが、馮ほか (2004) では、感度の観点から基本モードより高次モードのほうがより深部の構造を反映することが示されている。高次モードを考慮した解析例 (東京都, 2004) もある。また、福元ほか (2004) は関東平野の京葉臨海地域において微動と地震動の水平アレイ観測を行い、地震記録の表面波部分には複数のモードが卓越するものがあるが、微動アレイから求めた位相速度は概ね基本モードで説明できることを報告している。この理由として、彼らは、地震波は伝播経路にある地下構造の変化部で二次的な高次モードの表面波が発生するが、微動は様々な震源による定常的な波で構成されるため特定の伝播経路の影響による高次モードが顕著にならない、さらに微動アレイ探査で実施するデータの重複サンプリングや位相速度値の平均化処理により振幅の小さい高次の波が見えにくくなっている可能性もあるとしている。一方、今回の高田平野の微動アレイ探査では、波動の到来方向はほぼ同一であるため、特定の高次モードが常に励起される可能性もあり得るが、検証は今後の課題である。

2) について、拡張 SPAC 法の解析結果 (第 9 図) では、空間自己相関関数の Bessel 関数による近似のフィットネスは、約 0.2 Hz より低周波数帯域において速度軸方向に幅の広い峰をなしているが、0.2 Hz より高周波数域においては幅が狭く鋭い峰となっている。このことは 0.2 Hz より低周波数域の位相速度の推定精度が落ちていることを示唆している。

3) の現象に関して、微動記録を水平成層中の表面波とみなして構造を推定する解析では、地下構造中に大きな変化があるとき正しい構造が得られないことが知られている。Fujiwara (1997) は、地下に地層境界の段差があるような構造中を伝播する表面波が、段差を越えた後もしくは段差の手前側の構造を反映したモードを保つことを数値実験により示している。佐藤ほか (2006) も地下の構造変化の周辺の表面波を数値シミュレーションしているが、その結果を見ると、構造変化の影響を受ける周波数帯、および、構造変化からの距離が近い場所では、直下の構造から期待される表面波の位相速度とは外れることを示している。

本解析で推定された深部の S 波速度値が実際の値

より大きく、それが、周辺の地下構造の影響だと仮定すると、そのような現象を引き起こす構造として、低周波数域の位相速度を引き上げるような構造、つまり、基盤深度の浅い構造の存在が考えられる。

本地域周辺の重力異常（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2004），および反射法地震探査や深層ボーリングに基づく地質構造（通商産業省，1988）によると，本地域周辺の基盤深度は，おおむね緩やかな変化をしていると推定される．微動アレイを展開した範囲内では，基盤はアレイ中心部から外側に向かってなだらかに深くなると推定される．基盤深度の高まりは，観測地点の東北東およそ5 kmの頸城地域および北東15 kmあまりの米山地域に存在し，火打山層の上面深度は東頸城地域では約3,600 m，米山地域では約1,700 mと推定されている．観測された位相速度から推定される周波数0.3 Hzより低周波数の表面波の波長（約15 km）を考えるとこれらの基盤の高まりが観測結果に全く影響していないとは言えない．しかし，基盤深度の変化が緩慢であると推定されること，観測された微動の到来方向が主として北北西であったことなどを考え合わせると，解析で得られた観測点深部のS波速度と基礎試錐のP波速度検層結果から推定されるS波速度との食い違いをこれら基盤の高まりの影響として説明することは困難と思われる．

8. まとめ

活断層研究センターでは，全国の大規模堆積盆地を対象に長周期地震動を予測するプロジェクトを実施しており，高田平野を含む新潟地域は対象領域のひとつである．地震動評価には精度のよいS波速度構造モデルが欠かせないが，高田平野ではこれまでS波速度構造の探査がなされていなかった．そこで，新潟地域の地震動評価に用いる地下構造のモデル化に際し，高田平野のS波速度構造の把握を目的として高田平野の既存ボーリング地点の周辺で微動アレイ探査を実施した．掘削深度5,241 mのボーリングで，先新第三紀の基盤岩類に達していないなど，深い堆積層構造が推定されるため，アレイの最大の三角形底辺長を5,000 mとした．3つのサイズの三重同心正三角形配置のアレイ観測を実施し，拡張SPAC法により0.17~5 Hzの範囲で有効な位相速度曲線を得た．S波速度構造の推定はGAにより行った．

得られたS波速度構造の各層に対し基礎試錐のP波速度の検層値を対応させ，これらS波速度とP波速度から計算されるポアソン比をもとに得られたS波速度の値を吟味した．その結果，本解析で得られたS波速度は，深さ約2,900 mまでは妥当な値であると言える．しかし，約2,900 m以深ではポアソン比は著しく不自然な値となりS波速度は異常に大きい値と言える．妥当とは言い難いS波速度が深部に

おいて得られた原因として，高次モードの影響，低周波数帯域の位相速度の推定誤差などが挙げられ，今後，慎重な検討を要する．

文 献

- Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Arai, H. and Tokimatsu, K. (2005) S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 95, 1766-1778.
- Brocher, T. M. (2005) Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 95, 2081-2092; DOI: 10.1785/0120050077.
- Capon, J. (1969) High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2000) 微動アレイ探査のアレイ設計における感度解析の応用，物理探査学会第102回学術講演会論文集，140-144.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2004) マルチモードレイリー波位相速度インバージョン及び適用例，物理探査学会第110回学術講演会論文集，31-34.
- Feng, S., Sugiyama, T. and Yamanaka, H. (2005) Effectiveness of multi-mode surface wave inversion in shallow engineering site investigations, *Butsuri-Tansa*, 58, No.1, 26-33.
- Fujiwara, H. (1997) Windowed f-k spectra of a three-dimensional wavefield excited by a point source in a two-dimensional multilayered elastic media, *Geophys. J. Int.*, 128, 571-584.
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎，入江紀嘉 (2004) 微動と地震動の水平アレイ観測によるやや長周期帯域地震動の評価ー京葉臨海地域におけるS波速度構造と表面波の波動特性ー，日本地震工学会論文集，第4巻，第4号，87-106.
- Goldberg, D. E. (1989) Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning, Addison-Wesley, 1-25.
- Horike, M. (1985) Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized area, *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- 岩松 暉 (1971) 基礎試錐「頸城」のコアに認められるスレートへき開，*地球科学*，25巻，181-183.
- 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，地球惑星科学関連学会2000年合同大会，Sg-001.

- Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970) Seismic Refraction, The Sea, 4, edited by Maxwell, A., Wiley InterScience, New York, 53-84.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図 (2000 年度版) 及び説明書, 新潟県地質図改訂委員会編, 新潟県, 200p.
- 岡田 廣・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) 広域・深層地盤探査のための長周期微動探査法, 物理探査, 56, No. 6, 402-417.
- 岡田 広・凌 甦群・佐藤 洋・笹谷 努・斉藤誠治・石川 顕・南雲秀樹 (1995) 微動利用の地下構造推定における周波数・波数スペクトル法と空間自己相関法の比較検討, 物理探査学会第 93 回学術講演会論文集, 105-109.
- Okada, H. (2003) The microtremor survey method, Society of Exploration Geophysics of Japan. Translated by Koya Suto, Geophysical Monograph Series Vol 12., Society of Exploration Geophysics.
- 坂井公俊・盛川 仁 (2005) 重力および微動データの併合処理による 2 次元地盤構造の高精度推定のための基礎的研究, 土木学会地震工学論文集, 28, Paper No. 61.
- 佐藤浩章・東 貞成・佐藤清隆 (2005) 新潟平野を対象とした微動アレイ観測による S 波速度構造探査, 物理探査学会第 113 回学術講演会論文集, 71-74.
- 佐藤浩章・佐藤清隆・東貞成・朱牟田善治 (2006) 電力施設での被害事例に学ぶ微動アレイ探査の耐震対策への活用—既設変電所を対象とした適用性について—, 物理探査, 59, 2, 141-150.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004) 日本重力 CD-ROM 第 2 版.
- 鈴木晴彦・森野道夫・劉 瑛・藤原広行・早川 讓 (2005) 新潟平野地域の予察的な 3 次元地下構造モデル, 日本地震学会秋季大会予稿集, P173.
- 東京都 (2004) 平成 15 年度 地震関係基礎調査交付金 23 区内微動探査委託 (その 1) に関する調査成果報告書.
- 津野靖士・工藤一嘉・中村友紀子・神野達夫・畑山健・座間信作・笹谷努・古村孝志・田中伸一郎・坂上実 (2006) 新潟平野における深部 S 波速度構造の推定, 平成 16・17 年度科学研究費補助金 (基盤研究 B,2) 研究成果報告書「巨大地震によるやや長周期地震動の生成機構解明と石油タンク・免震建物等耐震性能評価 (研究代表者: 工藤一嘉, 課題番号: 16310125)」, 129-140.
- 通商産業省 (1988) 昭和 61 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「高田平野」調査報告書, 145p.
- 通商産業省 (1991) 平成 3 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「魚沼地域」調査報告書, 29p.
- 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, 466, 9-17.
- Yamanaka, H., Motoki, K., Fukumoto, S., Takanashi, T., Yamada, N. and Asano, K. (2005) Estimation of local site effects in Ojiya city using aftershock records of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake and microtremors, Earth Planets Space, 57, 539-544.
- 山中浩明・山田信之 (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.

(受付: 2006 年 11 月 6 日, 受理: 2006 年 11 月 20 日)

第1表. 基礎試錐「高田平野」の物理探査結果を参考にした地下構造モデル.

Table 1. P-wave velocity, density and the top depth of each geological layer assumed referring to borehole logging data.

層番号	上面深度 (m)	P 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	地 質	
1	0	1400	—	更新世	魚沼層
2	80	1730	—		
3	300	2200	2.1	鮮新世	西山層 / 椎谷層
4	540	2630	2.25	中新世	上部寺泊層
5	1170	3300	2.35		下部寺泊層
6	2150	3950	2.5		難破山層
7	3100	4500	2.4		難破山層
8	4120	5350 – 6000	2.5-2.6		火打山層

第2表. アレイ設計時に仮定した層構造.

Table 2. S-wave velocity structure used for setting of array size.

層番号	Vs (m/s)	上面深度 (m)	層厚 (m)
1	300	0	200
2	500	200	300
3	700	500	500
4	900	1000	1000
5	1400	2000	1000
6	1800	3000	1000
7	2200	4000	1000
8	3000	5000	—

第3表 探査で設定したアレイ半径および正三角形底辺長.

Table 3. List of size of the seismometer arrays.

アレイ種類	アレイ半径 (m)	正三角形底辺長 (m)
L アレイ	2886.8	5000
	1732.1	3000
	750.6	1130
M アレイ	866.1	1500
	288.7	500
	115.5	200
S アレイ	144.3	250
	53.4	92.5
	14.4	25

第4表. 逆解析で設定した層厚とS波速度の探索範囲.

Table 4. Set up of search ranges of S-wave velocity and layer thickness of each layer in the inversion analysis.

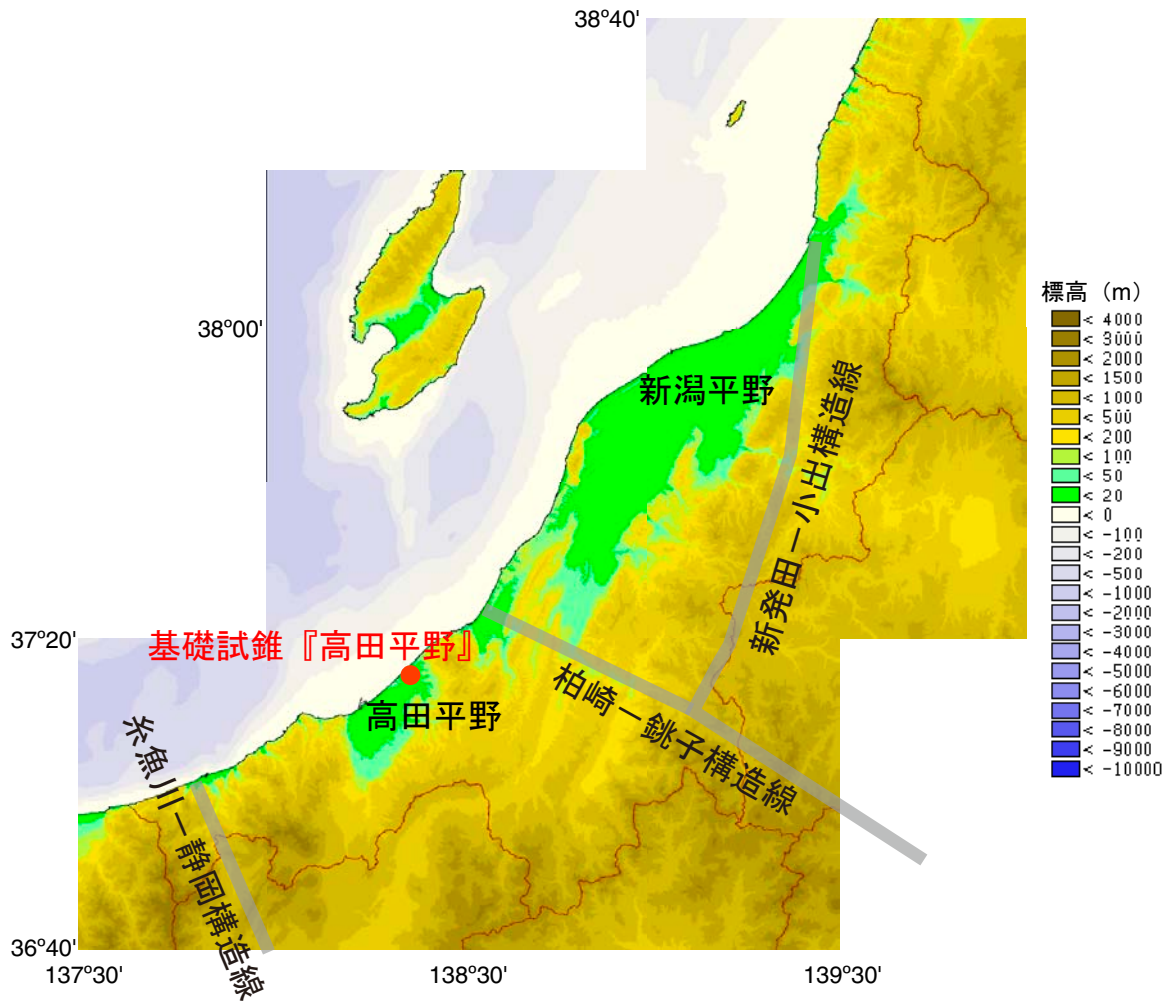
層番号	S波速度探索範囲 [m/s]	層厚探索範囲 [m]
1	100 - 300	3 - 57
2	75 - 225	3 - 57
3	225 - 675	22 - 418
4	400 - 1200	24 - 456
5	600 - 1800	63 - 1197
6	800 - 2400	98 - 1862
7	1050 - 3150	95 - 1805
8	1350 - 4050	102 - 1938
9	1600 - 4800	388 - 7372
10	1900 - 5700	---

第5表. S波速度構造の最終解と高田基礎試錐データの対応表.

Table 5. Obtained S-wave velocity structure and corresponding data of borehole measurements (P-wave velocity, density and geology).

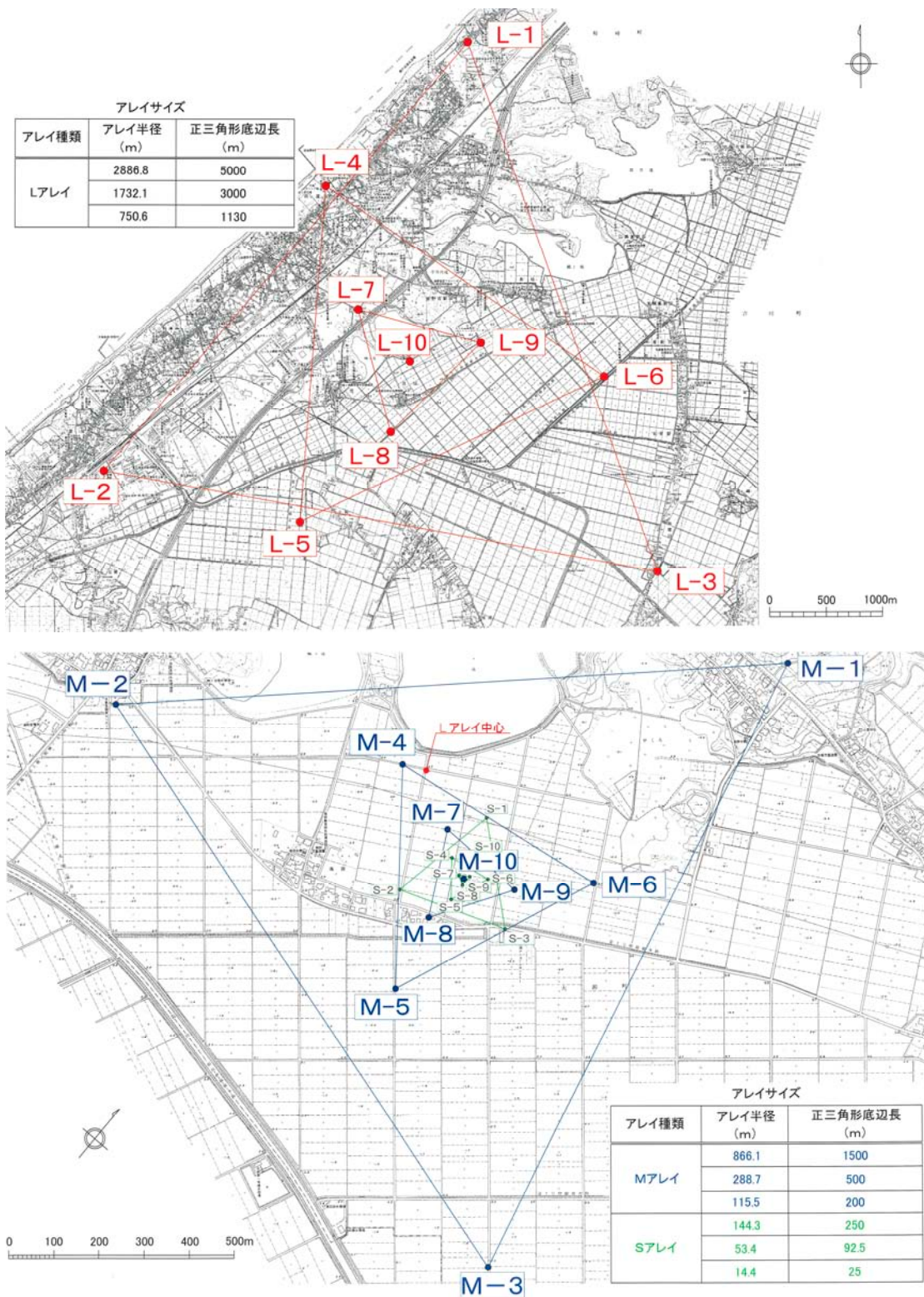
層番号	TKD 地点 (微動アレイ探索結果)			高田基礎試錐*				備考	
	Vs (m/s)	層厚 (m)	上面深度 (m)	Vp (m/s)	密度 (g/cm ³)	上面深度 (m)	地質		ポアソン比
1	265	6	---	1400	---	---	完新世	表層	0.481
2	126	32	6	1400	---	---			更新世
3	473	191	38	1730	---	80	鮮新世	西山層 椎谷層	
4	816	393	229	2200	2.1	300			中新世
5	1511	689	622	2630	2.25	540	中新世	下部寺泊層	
6	2065	650	1311	3300	2.35	1170			中新世
7	2568	974	1961	3950	2.5	2150	中新世	難波山層	
8	3049	842	2935	4500	2.4	3100			中新世
9	4400	2298	3777	5350 - 6000	2.5 - 2.6	4120	中新世	火打山層	
10	4460	---	6075	---	---	---			---

* : 通商産業省 (1988) 基礎試錐「高田平野」音波検層結果より



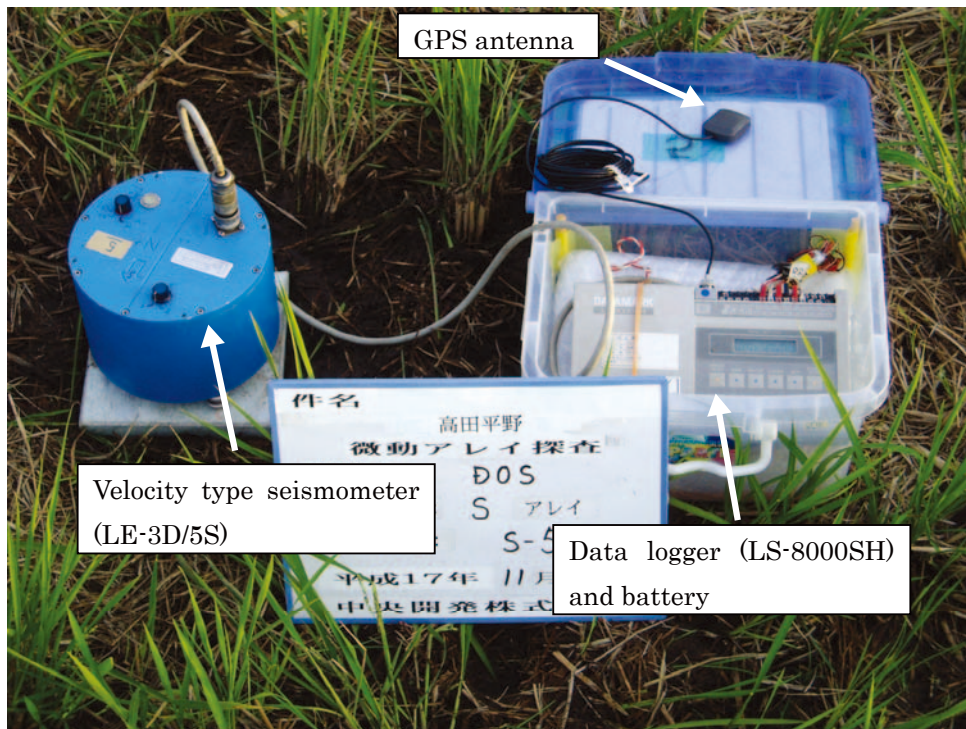
第1図. 微動アレイ探査対象地点の周辺図. 新発田-小出構造線～柏崎-銚子構造線と糸魚川-静岡構造線にはさまれた領域が、北部フォッサマグナと呼ばれる地域である. 微動アレイ探査は基礎試錐『高田平野』(通商産業省, 1988) 周辺で実施された.

Fig. 1. Map around the microtremor observation site. Grey lines indicate tectonic lines, Shibata-Koide TL, Kashiwazaki-Choshi TL, and Itoigawa-Shizuoka TL. The area between these tectonic lines is called Northern Fossa Magna. The microtremor observation was conducted near the borehole site "Takada plain" (MITI, 1988) indicated by a red circle.



第2図. 微動アレイ観測点配置図 (上: Lアレイ, 下: Mアレイ, Sアレイ).

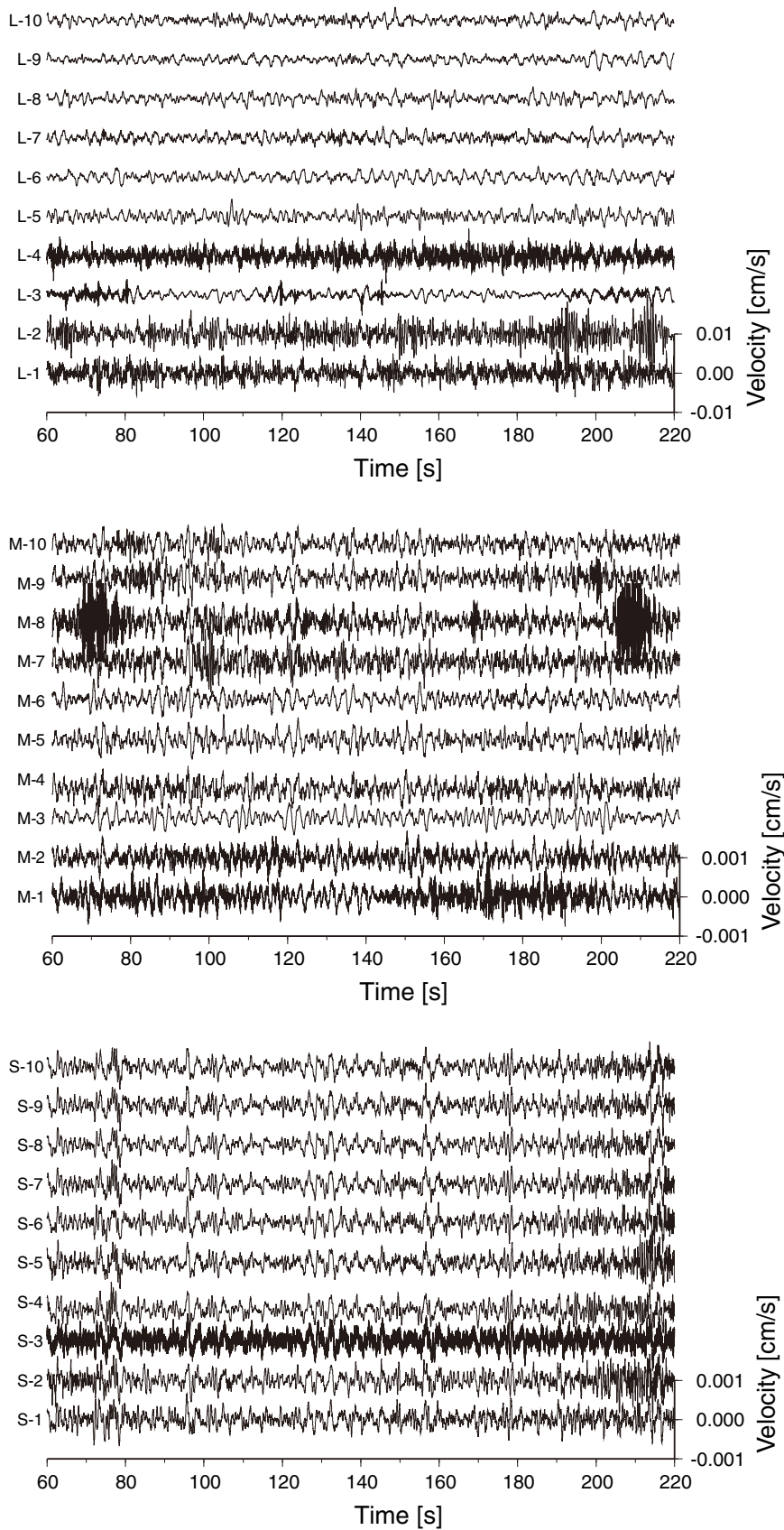
Fig. 2. Location maps of observation points of the seismometer arrays. Upper: L-array, Lower: M- and S-arrays.



第3図. 各観測点で使用された観測システム.
Fig. 3. Observational system set at each observation point.

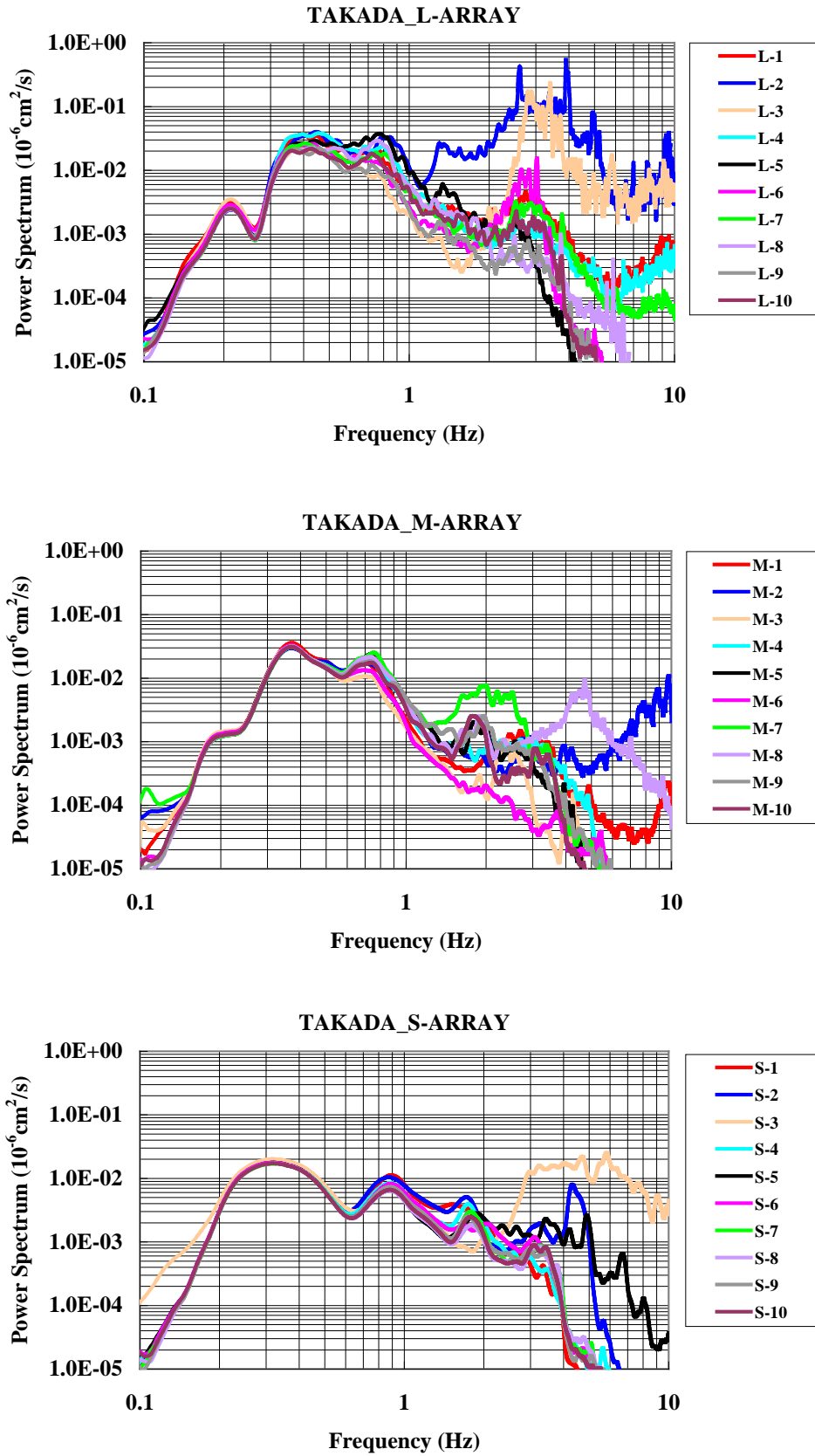


第4図. 微動アレイ観測の様子 (Sアレイ).
Fig. 4. Photo of the microtremor array observation.



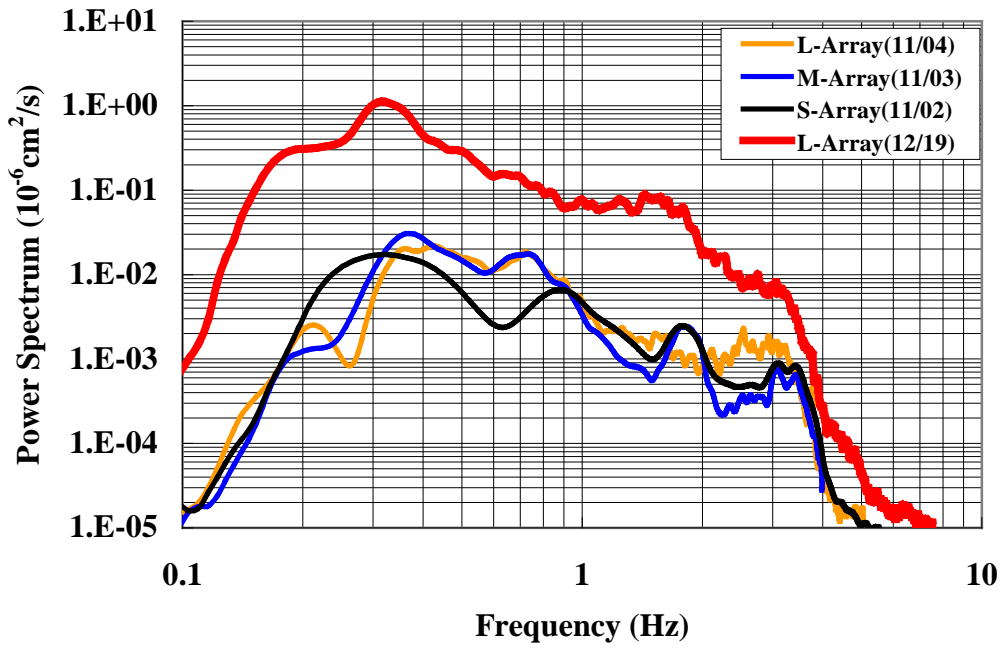
第5図. 各アレイの各観測点における観測記録の例 (上:Lアレイ, 中:Mアレイ, 下:Sアレイ).

Fig. 5. Examples of observed waveforms. Top: L-array, Middle: M-array, Bottom: S-array.

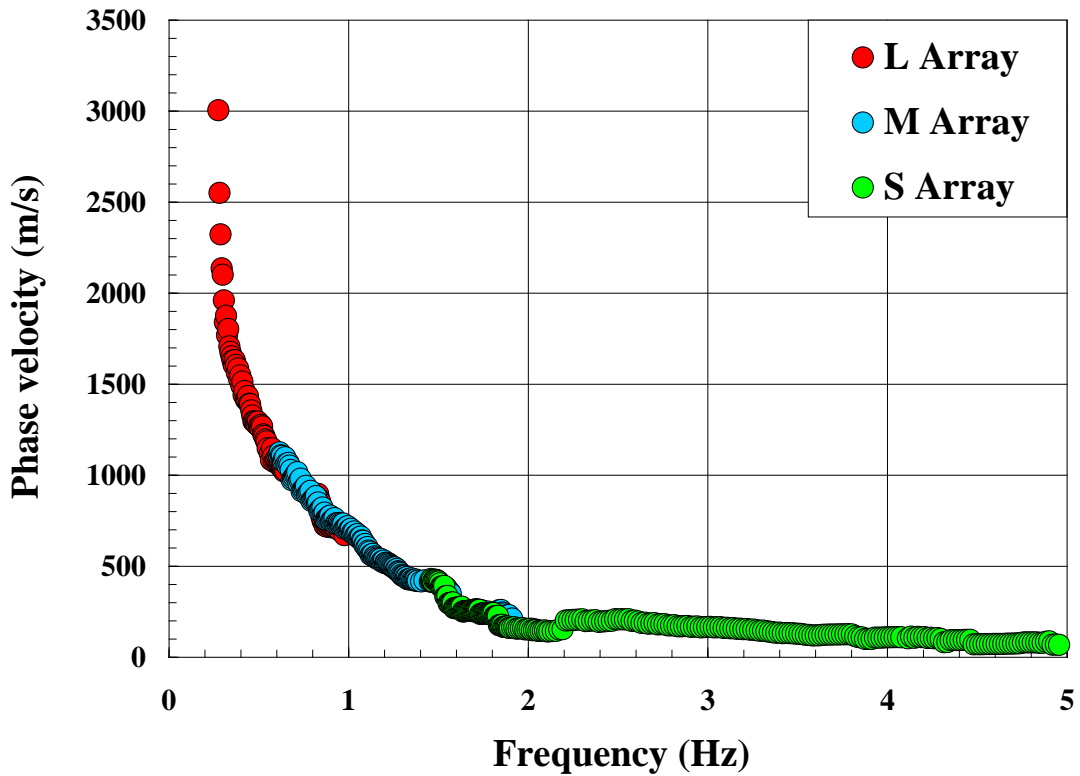


第6図. 各アレイの各観測点における観測記録のパワースペクトル. 上から, Lアレイ, Mアレイ, Sアレイ.

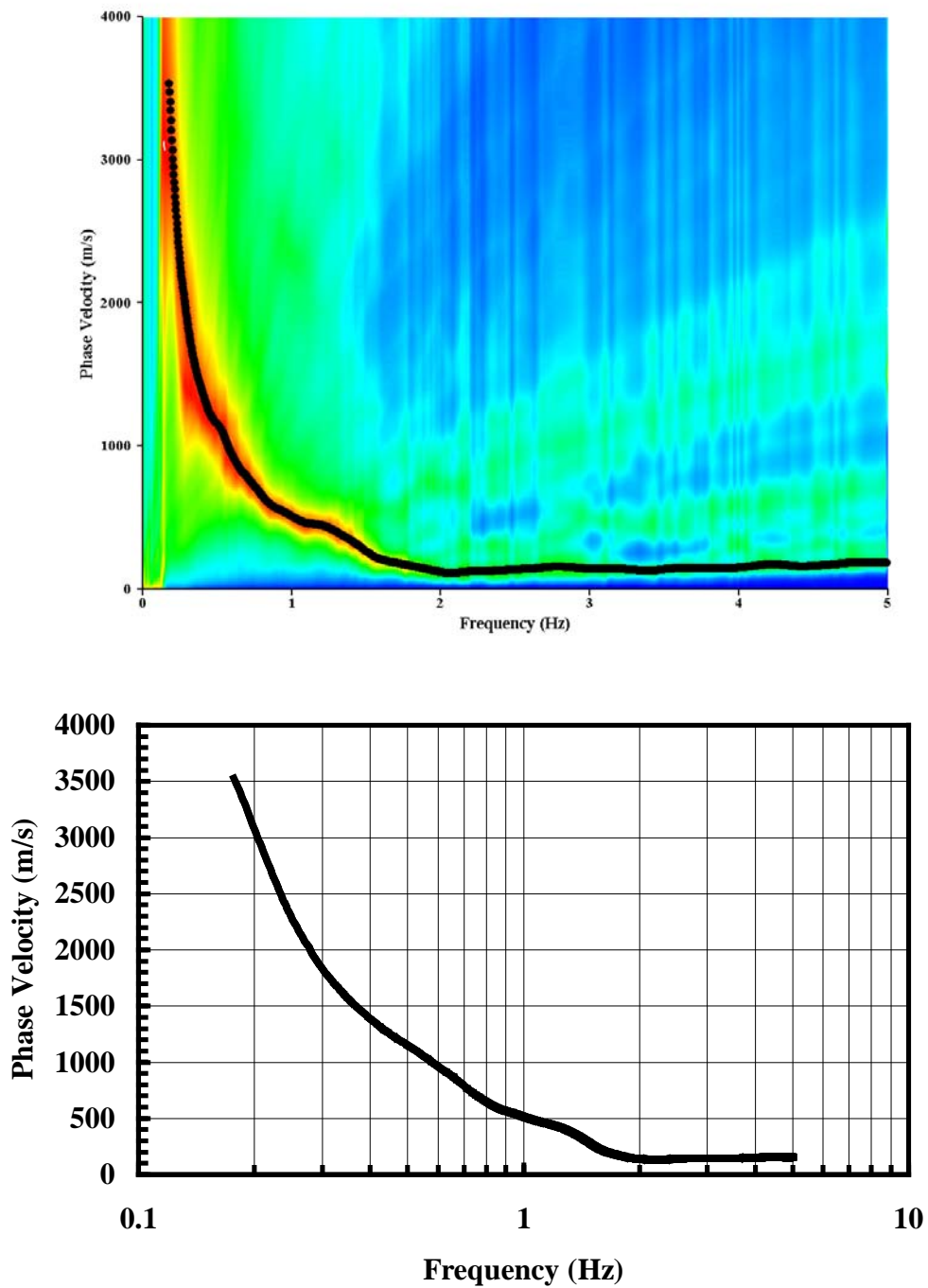
Fig. 6. Power spectra of observed microtremor. Top: L-array, Middle: M-array, Bottom: S-array.



第7図. 各アレイの中心点における観測記録のパワースペクトル.
Fig. 7. Power spectrum of the observed microtremor at the center of each array.

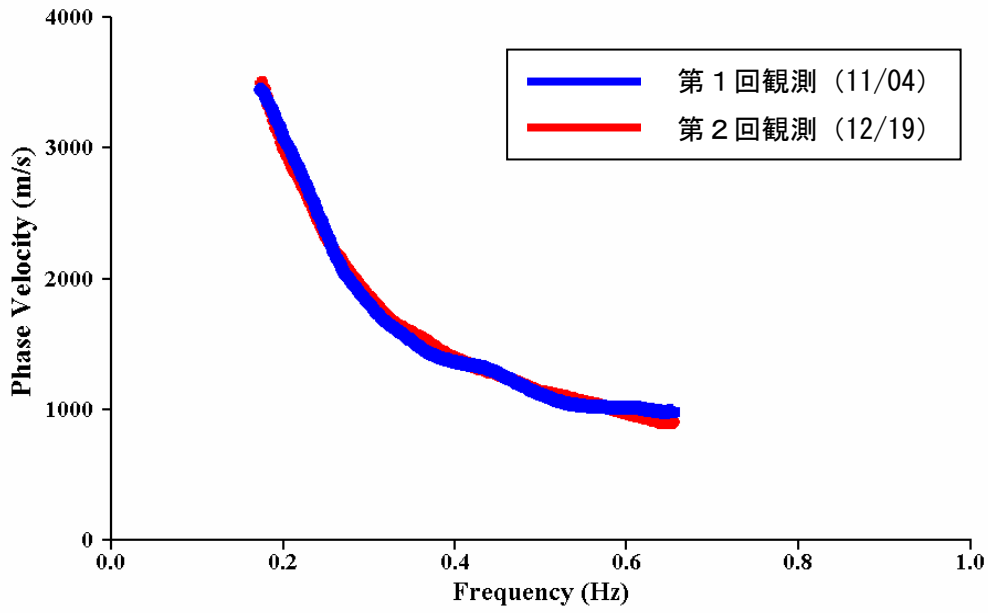


第8図. F-K 法による位相速度解析結果.
Fig. 8. Results of the phase velocity analysis with the F-K method.



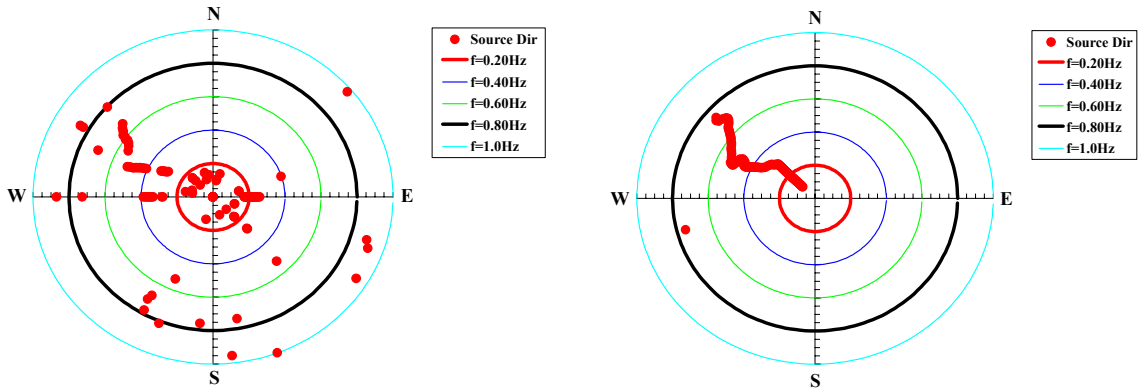
第9図. 拡張 SPAC 法による位相速度解析結果 (上: 拡張 SPAC 法における観測データの空間自己相関関数の Bessel 関数による近似のフィットネス (近似誤差の逆数) 分布, 下: 最終的に確定された位相速度). 上図では暖色系であるほどフィットネスが大きい (近似誤差が小さい) ことを示しており, 黒点は各周波数のフィットネスのピークを表わす.

Fig. 9. Results of the phase velocity analysis with the Extended SPAC method. Upper: Fitness distribution. Lower: Obtained phase velocity curve.



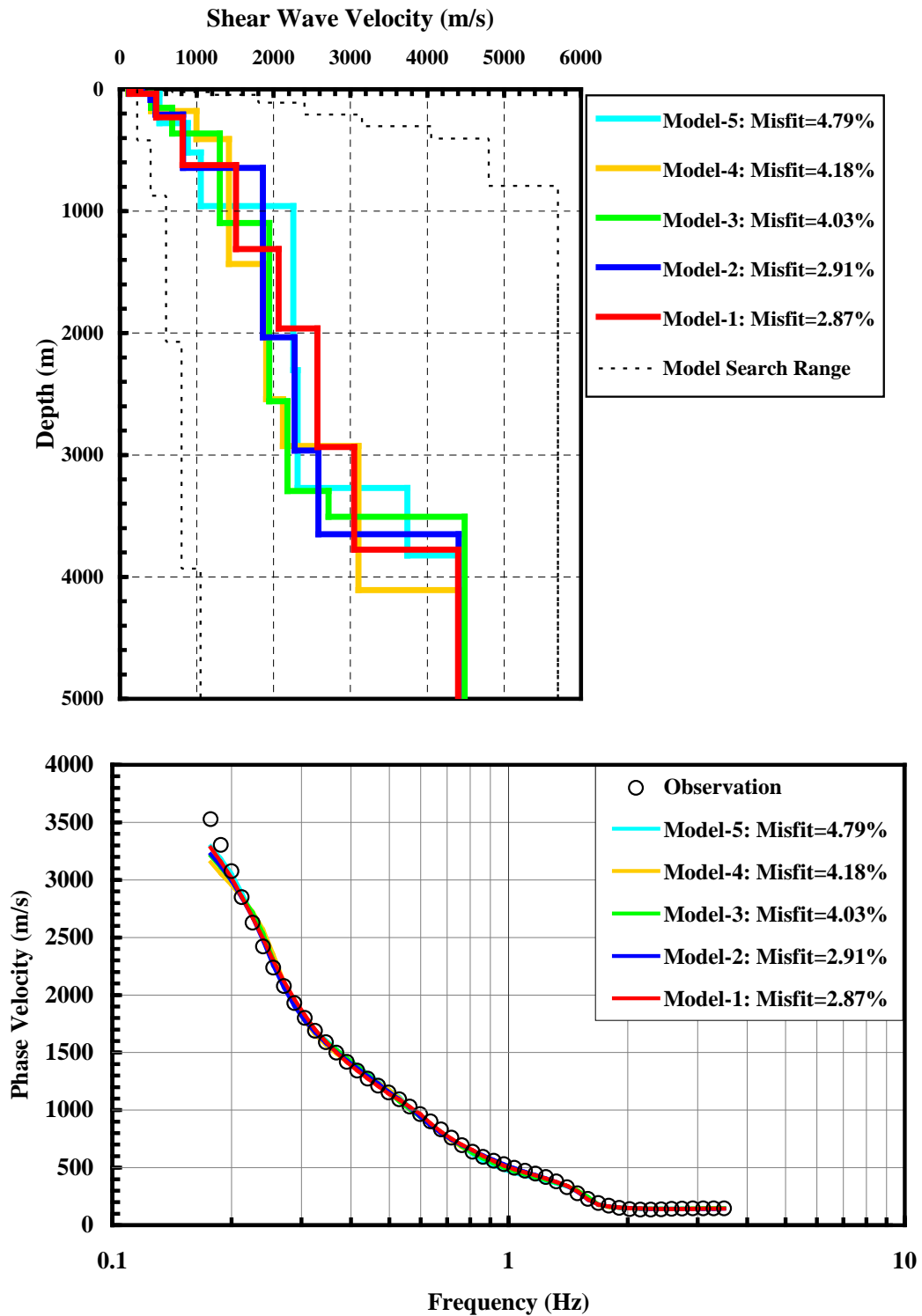
第 10 図. 第 1 回観測と再観測で得られた位相速度曲線の比較 (L アレイ, 拡張 SPAC 法による).

Fig. 10. Phase velocities obtained from two observations with L-array. Blue: observation in Nov. 2005, Red: observation in Dec. 2005.



第 11 図. F-K 法により推定した微動の入射方向 (左: 第 1 回観測, 右: 第 2 回観測).

Fig. 11. Incoming direction of microtremor for L-array observations estimated by the F-K method. Left: observation in Nov. 2005, Right: observation in Dec. 2005.



第 12 図. 地下構造の推定結果 (上 : S 波速度構造モデル. 下 : 理論位相速度と観測位相速度の比較). 5 回の GA 逆解析で得られたモデルを示した. 赤線で示した Model-1 が位相速度のモデル化誤差が最小のモデルで, これを最終解とした.

Fig. 12. Results of GA inversion. Upper: Five S-wave velocity structure models obtained by the GA inversion. Lower: Comparison of observed and analysed phase velocity curves. In each figure, red line is for the best model with the smallest misfit.