

埼玉県草加市及び三郷市周辺における 小規模微動アレイ探査を用いた埋没谷地形の把握

林 宏一¹・稲崎富士²・鈴木晴彦¹

Koichi Hayashi, Tomio Inazaki and Haruhiko Suzuki (2006) Buried incised-channels delineation using microtremor array measurements at Soka and Misato Cities in Saitama Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 57(9/10), p.309 - 325, 17 figs.

Abstract: Microtremor array measurements (MAM) have been applied to delineate buried incised-channels in urban area of Japan. The site is a rectangular of 6 km × 4 km in the Nakagawa Lowland placed at Soka and Misato cities in Saitama prefecture, Japan. One-hundred and four MAM have been carried out to delineate buried incised-channels filled with unconsolidated alluvial deposits (Chuseki-so) thicken about 50 m. Triangle arrays were used at wide area, such as parks. L shaped arrays using roads and crossings were also used for the data acquisition at the most of the site. A spatial auto correlation (SPAC) method was applied to the approximately 10 minutes vertical component of microtremor data. Phase-velocity curves were calculated in the frequency range of between 2 and 10 Hz. In spite of cultural noise or irregular array shape, fundamental mode of phase-velocity curves are clearly obtained in the all observed points. An one-dimensional inversion using a non-linear least square method has been applied to the phase-velocity curves to obtain one-dimensional S-wave velocity structures. These one-dimensional structures were interpolated into a three-dimensional structure. We succeeded to map the shape and the depths of buried channel that agree with the borehole data very well. The reconstructed shape and the depths of buried incised-channel fit well with those interpreted from borehole data.

Keywords: Nakagawa Lowland, Holocene, Microtremor array measurements, Surface waves, Geophysical exploration

要 旨

埼玉県草加市及び三郷市周辺の中川低地において、小規模微動アレイ探査により沖積層が厚く堆積している埋没谷の形状を地表から非破壊で求めることを試みた。テストフィールドは約6 km×4 kmの長方形であり、この範囲で104点の小規模微動アレイ探査を行った。公園などの開けた場所では正三角形のアレイを用いたが、多くの点では道路脇や交差点などを用いたL字型のアレイにより測定を行った。解析の結果、自動車などによる非定常な振動や、非等方なアレイにも関わらず、ほぼ全点において明瞭な分散曲線を求めることができた。得られた分散曲線から逆解析により、深度70 m程度までのS波速度構造を求め埋没谷の形状を推定した。得られたS波速度構造及び埋没谷の形状は、PS検層結果や既存のボーリングデータなどから推定される地盤構造と調和的であり、本手法の有効性を立証することができた。

1. はじめに

都市域における、地表から深度100 m程度までの地盤構造は、大深度地下利用における支持層確認や、地震被害想定における地震動の増幅特性の推定など、多くの分野において大変重要である。

支持層確認のための地盤調査には通常はボーリングが行われるが、都市域特有の問題として地表部の土地利用が過密なため、調査を行う範囲においてボーリング作業用の場所を確保できないことが想定される。このような場所においてボーリングを補間するためには、反射法地震探査など物理探査の利用が考えられているが、過密な都市部では大掛かりな振源を使うことや測線配置に制限を受けることが予想される。したがって、より簡便に地表から非破壊で地盤構造を求めることができる手法の開発が望まれている。

地震時の地盤の増幅特性を評価する上で、S波速度300～400 m/s程度以上のいわゆる工学的基盤(例えば境ほか, 2004)よりも浅部の速度構造は欠かせない。従

¹応用地質株式会社(OYO Corporation, Miyukigaoka 43, Tsukuba, 305-0841 Japan).

²独立行政法人 土木研究所(Public Works Research Institute, 1-6, Minamihara, Tsukuba, 305-8516, Japan).

来、地震時の地盤の増幅特性の評価には、一般にボーリング孔を用いたPS検層によって測定されたS波速度構造が用いられてきた。しかし、面的な地盤構造を把握するためには、多数のボーリングを実施する必要がある。膨大な費用がかかる。地表から非破壊で深度数10 mまでの地盤のS波速度構造を簡便に求めることができれば、ボーリングを行わなくても地盤の増幅特性を計算することが可能となり、より精度の良い地震動の予測が可能となる。また、最近の強震動観測や数値解析により、表層地盤の不整形性が地震時の局所的な地震動の増幅や被害に密接に関連していることがわかってきた(例えば吉村ほか, 2004)。したがって、精度良く地震動による被害を予測するためには詳細な地盤構造を面的に求めることが必要と考えられるようになってきている。

そこで筆者らは、都市域における深度100 m程度までの地盤構造を地表から非破壊で求める手法として、広い場所や大掛かりな振源を必要としない物理探査手法である微動アレイ探査に着目した。微動アレイ探査は地震波を用いた物理探査手法の一種であり、地盤の常時微動を複数の地点で同時に測定することにより、地盤のS波速度構造を求める手法である。地盤の常時微動は主に、交通振動、工場振動、海岸線に押し寄せる波動などを振動源として発生する表面波と考えられており、この表面波の伝播特性を解析することにより地盤のS波速度構造を求めることができる(岡田・坂尻, 1983)。岡田ほか(1990)は、主に長周期(周期1~10秒)の常時微動を数10 m~数kmの大きなアレイを用いて観測することにより、探査深度数10 m~数kmの深部地盤構造を求める方法を確立した。筆者らはより短周期の常時微動(周期0.1~1秒, 周波数1~10 Hz)に対してこの手法を適用することにより、深度100 m程度までの地盤構造を求めることも可能と考え、数m~数10 mの小規模なアレイを用いた微動アレイ探査の適用性の研究を行っている(鈴木ほか, 2002)。

表面波を用いた物理探査手法として近年、人工的に起こした表面波を測定・解析する表面波探査(Park *et al.*, 1999; Hayashi and Suzuki, 2004)が、河川堤防調査や住宅地盤調査など様々な地盤調査へ適用されるようになってきた(林・鈴木, 2003; Hayashi *et al.*, 2005)。しかし表面波探査では、表面波の励起にカケヤ(大きな木製のハンマー)などを用いた場合、その探査深度は10 m程度であり、重錘落下などを用いても探査深度は20 mほどである。したがって、大深度地下利用における支持層確認や地震動の増幅度特性を計算するための調査手法としては、探査可能深度が浅すぎる。表面波探査においてより探査深度を大きくするためには、受振器間隔を広げて低い周波数の波を取得する必要があるが、このためにはより大きな振源と長い測線

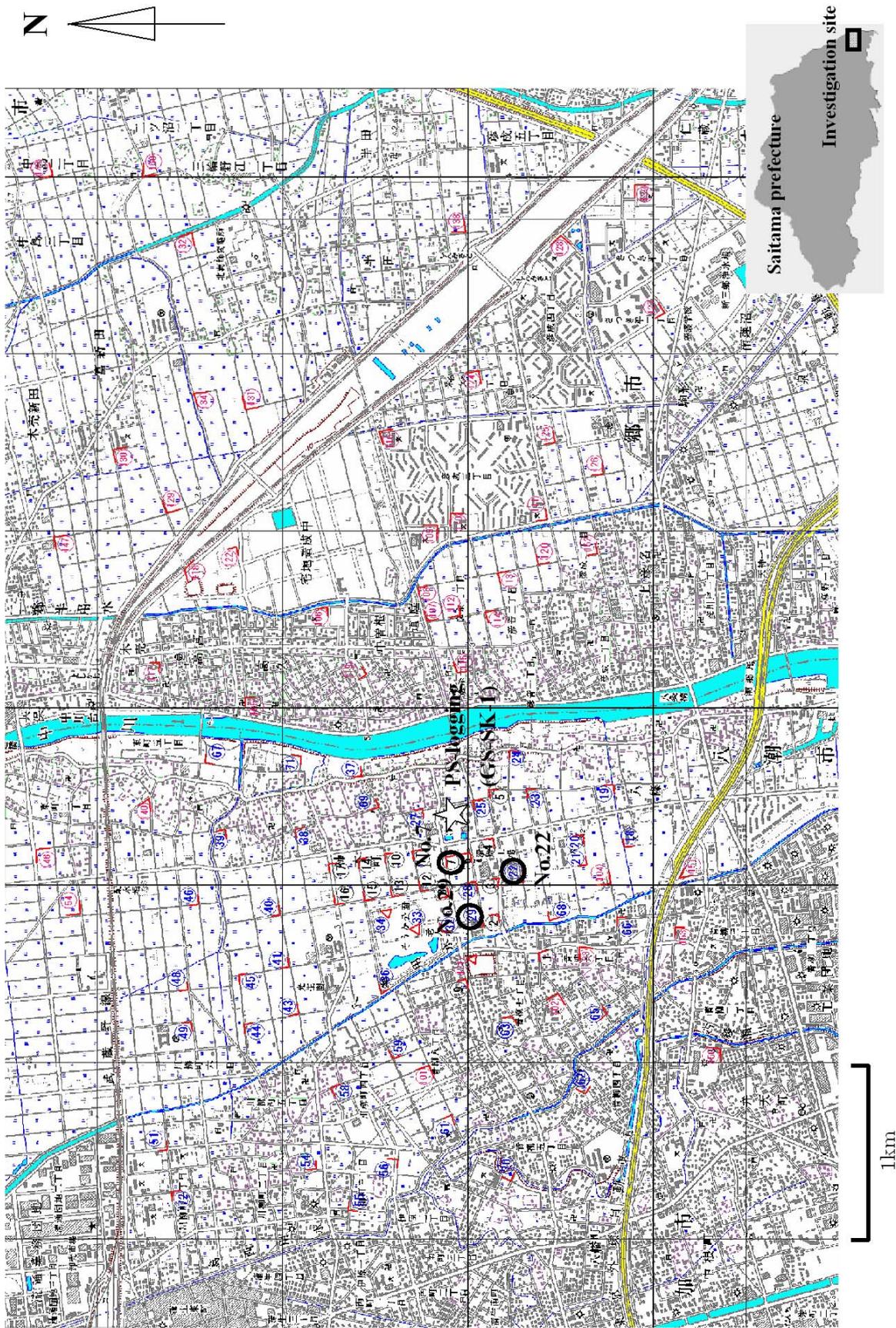
を設置可能な広い測定場所が必要となり、手法の簡便性が失われてしまう。しかし、小規模な微動アレイ探査により深度100 m程度までの探査が可能になれば、表面波探査と組み合わせることにより、地表から深度100 m程度まで簡便に調査を行うことができる。

以上のように、小規模微動アレイ探査が実用化すれば都市域の地盤調査手法として大変有効と思われる。そこで、都市域において詳細な地盤構造がわかっている、埼玉県の草加市と三郷市付近(石原ほか, 2004)で小規模微動アレイ探査を行い、その適用性を検証した。

2. 調査地の概要

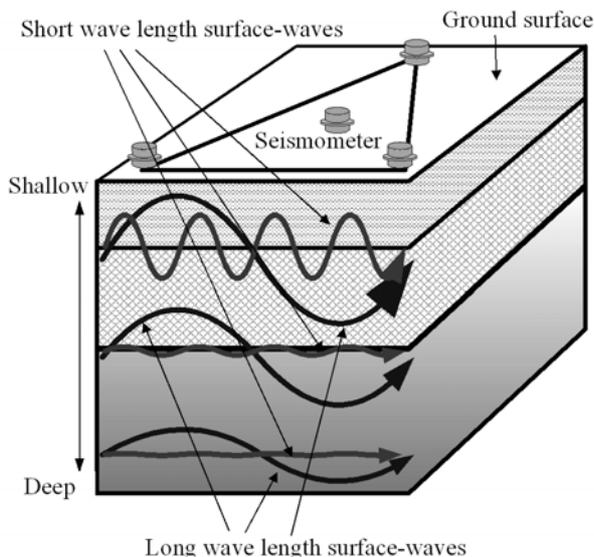
産業技術総合研究所は、平成14年度から沖積平野に広がる大都市の防災・環境保全・再生に資することを目的として、沖積層の三次元的な地質モデルとデータベースの構築、そして堆積環境とその工学的特性を明らかにする総合的な研究プロジェクトを行っている(木村, 2004)。その一環として、平成15年度から関東地方の埼玉県南東部、特に草加市そうか公園周辺をテストフィールドとして、中川低地を構成する沖積層下に伏在する埋没谷及び埋没段丘の形状の詳細把握(中西ほか, 準備中)、沖積層不整形性が地震動に与える影響の評価を目的とした稠密アレイ強震動観測などを実施している。本テストフィールドが位置する中川低地は、1923年の関東地震の際に周りに比べて被害が大きく、ごく最近まで利根川の分岐河川が集合する地域でもあったことから、地盤条件と地震動による被害の関係も議論されている地域である(武村・諸井, 2002; 諸井・武村, 2002)。本テストフィールドでは、産業技術総合研究所により多くの既存ボーリングのデータが集められており、詳細な基盤の深度分布がまとめられている(中西ほか, 準備中)。本論文では以下、基盤とは沖積層下面(ただし基底礫層が存在する場合はその上面)を意味し、一般にS波速度300~400 m/s以上、N値25(粘土)~50(砂)以上を目安とする(例えば日本道路協会, 1996)。また、テストフィールド内の柿木浄水場のボーリング孔(GS-SK-1)ではPS検層も行われており、地盤のS波速度構造が得られている。このようなことから、本テストフィールド内で小規模微動アレイ探査を行うことにより、都市域における地盤構造調査としての同手法の有効性を検証することができる。

第1図に調査地及び小規模微動アレイ探査の測定地点を示す。調査地は埼玉県の草加市から三郷市にかけての東西約6 km、南北約4 kmの範囲であり、現在の標高は2~4 mとほぼ平坦である。遠藤ほか(1988)や石原ほか(2004)によれば、調査地中心を北から南に流れる中川沿いに幅2~3 kmの埋没谷が存在し、その東西は埋没段丘となっていると考えられている(沖積層の



第1図 調査地及び微動アレイ探査の測定地点、赤線はアレイの形状及びサイズを示す。黒丸数字は2004年3月、青丸数字は2003年3月、赤丸数字は2005年3月にそれぞれ測定。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「越谷」を使用。

Fig. 1 Investigation site and the points of microtremor array measurements. Red lines indicate the shape and size of arrays. Measurement points shown as black numbers were measured in March of 2004, blue numbers were measured in March of 2003, red numbers were measured in March of 2005 respectively. Topographic map is a part of a 1:25,000 map "Koshigaya" by Geographical Survey Institute.



第2図 微動アレイ探査の概念図。短い波長の表面波は深度とともに急速に振幅が小さくなるのに対して、長い波長の表面波は深い深度でも大きな振幅を保っている。このことから、短い波長の表面波は主に地表付近のS波速度を反映し、長い波長の表面波は深部のS波速度構造も反映する。異なる周波数(波長)の表面波の位相速度を測定することにより、地盤のS波速度の深度による違いを推定することができる。

Fig. 2 Schematic diagram showing microtremor array measurements. Amplitudes of shorter wave length surface-waves decay rapidly with depth whereas those of longer wave length keep amplitude even if deeper part. Therefore, shorter wave-length surface-waves reflect shallow S-wave velocity and longer ones reflect deeper S-wave velocity. S-wave velocity profile can be estimated by measuring phase-velocity for different wave-length (frequency).

下面深度は、埋没谷では深度40~50 m、埋没段丘では深度20~30 mとなっている)。

3. 小規模微動アレイ探査

3.1 微動アレイ探査の概要

地表面は波や風など自然現象や交通振動などにより常に振動している。これは常時微動と呼ばれるが、その波動は地震波(弾性波)の一種である表面波が大部分を占めると考えられている。表面波には、鉛直方向及び水平方向(振動の伝播方向)に振動するレイリー波と、水平方向(振動の伝播方向に直交する方向)に振動するラブ波がある。地盤を伝わる表面波の伝播速度は主に地盤のS波速度構造を反映するので、表面波の伝播特性を解析することにより地盤のS波速度構造を推定することができる(林, 2004)。複数の地震計で常時微動を測定し、その伝播特性を解析することにより地盤のS波速度を求める物理探査技術が微動アレイ探査である。

地盤のS波速度が深度方向に異なる場合、表面波の



第3図 微動アレイ探査の測定に用いた地震計(上)と測定器(下)。

Fig. 3 A seismometer (top) and a seismograph (bottom) used in the data acquisition of microtremor array measurements.

伝播速度は周波数(波長)によって異なる。各周波数における伝播速度を位相速度と呼び、周波数に対して位相速度をプロットしたものを分散曲線と呼ぶ。分散曲線を逆解析することにより地盤のS波速度構造を求めることができる。したがって、常時微動が表面波であれば、その位相速度を測定することにより表面波探査の原理を用いて地盤のS波速度構造を求めることができる(岡田ほか, 1990)。第2図に微動アレイ探査の概念を示す。

常時微動のうち水平方向の振動にはレイリー波とラブ波の両方が含まれているので扱いが難しくなるが、鉛直方向の振動にはレイリー波のみが含まれていると考えることができるので比較的容易に解析することができる。したがって、一般に微動アレイ探査では常時微動の鉛直方向の振動を測定し、これをレイリー波と仮定して解析を行う(岡田ほか, 1990)。以下、表面波はレイリー波のことを意味する。

本論文において、測定に用いた受振器は固有周波数

2 Hz の上下動地震計，測定器は応用地質社製の McSEIS-SXW である．第3図に使用した地震計及び測定器の写真を示す．受振器は多芯ケーブルを介して測定器に接続した．測定器のチャンネル数は24であり，1台の測定器で接続した全ての受振器の波形を同時に収録することができる．サンプリング間隔は2 msecで，一つのファイルに16,384サンプルのデータを収録した．したがって一つのファイルの記録時間は約32秒である．このようなファイルを1地点で20個収録した．したがって1地点における記録時間は合計約10分である．

3.2 空間自己相関関数法

常時微動の位相速度を決定するためには，その伝播方向を知る必要があるが，常時微動は複数の方向から到来するために，伝播方向を決定することは難しい．そこで受振器を第2図に示したように面的に配置し，空間自己相関関数法 (Aki, 1957) と呼ばれる統計的な処理を行うことにより，常時微動，すなわち表面波の位相速度を決定する．Aki (1957) による空間自己相関関数法による波形データの解析は，以下のようにまとめられる．

まず，任意の二つの波形 $f(t)$ 及び $g(t)$ のフーリエ変換をそれぞれ $F(\omega)$ ， $G(\omega)$ とした時，そのクロスコリレーション $CC_{fg}(\omega)$ は下記のように計算される．

$$CC_{fg}(\omega) = F(\omega) \cdot \overline{G(\omega)} = A_f(\omega) A_g(\omega) \cdot \exp^{i\Delta\phi(\omega)} \quad (1)$$

ここで， $A_f(\omega)$ ， $A_g(\omega)$ はそれぞれ $F(\omega)$ ， $G(\omega)$ の振幅， $\Delta\phi(\omega)$ は二つの波形の位相差である．二つのトレースの複素コヒーレンス $COH_{fg}(\omega)$ は下記のように定義される．

$$COH_{fg}(\omega) = \frac{CC_{fg}(\omega)}{A_f(\omega) A_g(\omega)} \quad (2)$$

空間自己相関関数 (SPAC) は複素コヒーレンスの方位平均であり，受振器の間隔 r と周波数 ω の関数として下記のように定義される．

$$SPAC(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=2\pi} COH(r, \varphi, \omega) d\varphi \quad (3)$$

ここで， φ は二つの受振器が位置する直線の角度であり，(3) 式は角度 φ の方位で r の間隔を持つ二つの受

振器から計算した複素コヒーレンスを，全方位に対して平均することを意味する．空間自己相関関数の実数部は下記のように零次のベッセル関数となる．

$$\text{Re}(SPAC(r, \omega)) = J_0 \left(\frac{\omega}{c(\omega)} r \right) \quad (4)$$

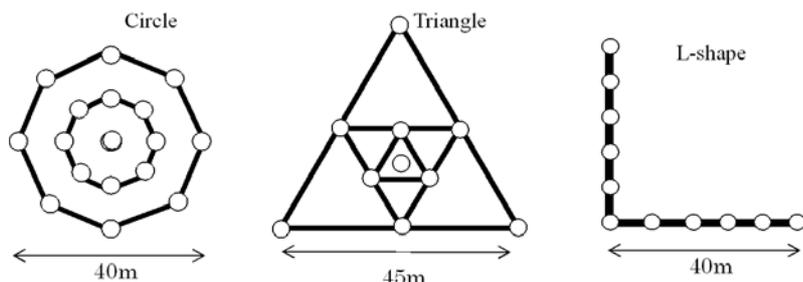
ここで， $c(\omega)$ は周波数 ω における位相速度である．観測によって得られるのは (4) 式の左辺であるので，各周波数について位相速度 $c(\omega)$ を変えながら右辺のベッセル関数を計算し，両辺の差が最も小さくなる速度をその周波数の位相速度とする．

(3) 式で示される空間自己相関関数は，円形や正三角形のような等方なアレイについて計算できるものであり，直線やL字型アレイのような等方ではない配置の場合には(3)式の方位平均は計算できない．しかし，仮に常時微動が特定の伝播方向を持たずに全ての方向から均等に到来していれば，受振器アレイは非等方でも(3)式の方位平均を計算することができる．ある程度長い時間の微動を平均すれば，様々な伝播方向の微動を含むことにより正しく方位平均を計算できる可能性がある．そこで，本論文では，受振点間隔の等しい複素コヒーレンス関数をファイル数分平均することにより空間自己相関関数とした．

3.3 非等方アレイの実験例

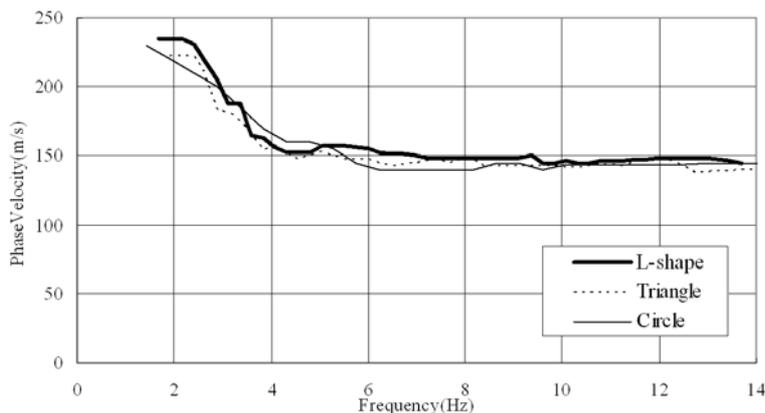
前述のように空間自己相関関数法では，常時微動が限られた方向からのみ到来していても，受振器アレイが円形など空間的に等方な形状であれば(3)式の方位平均は計算できる．常時微動がどのような方向から来ているかはわからないので，通常は正三角形など円形に近い形状で測定を行う．しかし，地表部の土地利用が過密な都市域では，円形や正三角形のアレイを配置することは難しい場合も多い．そこで，円形や正三角形ではなく，直線やL字型などの非等方な形状のアレイを用いることを考える．Louie (2001) は，直線アレイであっても周波数1~10 Hz程度の短周期であれば，常時微動から求めた位相速度を用いて地盤のS波速度構造を推定できることを示した．L字型や直線のアレイが適用できれば，都市域であっても道路と交差点を利用することにより小規模微動アレイ探索を実施することが可能となる．

等方ではないアレイの適用性を検証するために，同一の場所で異なる形状のアレイで測定を行い，その分散曲線を比較した．調査地はイタリアのピサ市にあるピサの斜塔地内であり測定は平成15年に行った．測定を行ったアレイは，第4図に示した円形，正三角形，L字型の三種類であり約10分間のデータを取得した．L字型のアレイを用いることができれば，都市域でも交



第4図 比較を行ったアレイの形状とサイズ.
(a) Circle, (b) Triangle, (c) L-shaped
とする.

Fig. 4 Shape and size of arrays used in the comparison.
(a) Circle, (b) Triangle, (c) L-shaped.



第5図 異なるアレイ形状による分散曲線の比較.

Fig. 5 Comparison of dispersion curves obtained through different array shape.

差点などを利用して測定を行うことができる。第5図に得られた分散曲線を示す。ほぼ同じ分散曲線が得られており、アレイの形状によって位相速度は変わらないことがわかる。筆者らは同じような実験を多くの場所で行ったが、ほぼ全ての実験でアレイの形状によらず同じ分散曲線が得られた。このことは、対象としている周波数1~10 Hzの常時微動は、10分程度の記録を平均すれば、特定の方向ではなく多くの方向から到来していると考えられる。したがって、周波数1~10 Hz程度の短周期の微動アレイ探査では、L字型のアレイでも正しい分散曲線を測定することが可能と思われる。

近年、横井ほか(2006)は理論的な検討及び現場実験をとおして、L字型アレイや直線など非等方なアレイであっても、使用する波数の範囲を制限すれば、実用上問題ない程度の精度で位相速度を決定できることを示した。本節で示した実験結果も非等方なアレイの適用性を示しており、短周期の微動アレイ探査では等方なアレイを設置することができない都市域においても、非等方なアレイを用いて実用上問題ない精度で探査を行うことが可能と考えられる。

4. 草加市及び三郷市周辺における測定及び解析

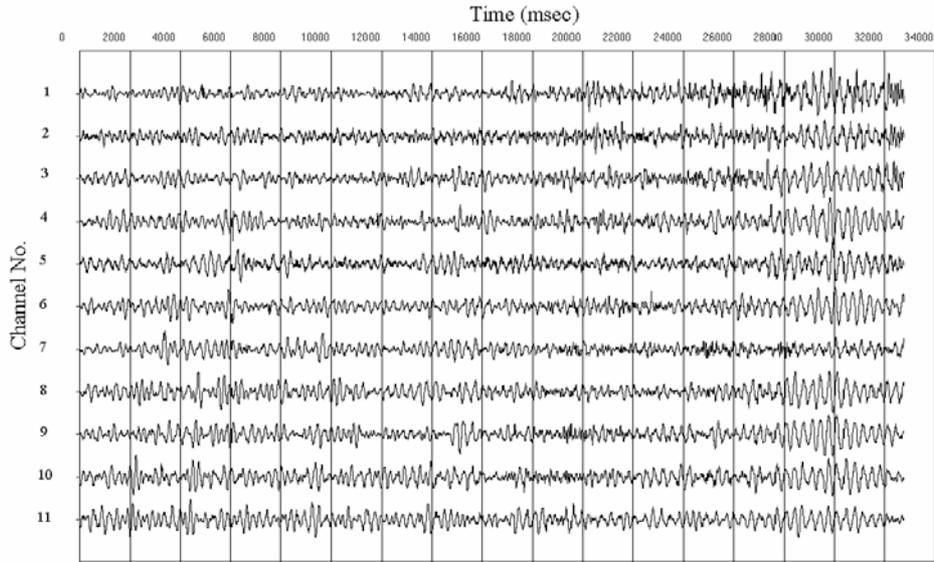
測定は、平成15年度から平成17年度の3年間にわたって行い、そうか公園の周囲から次第に調査範囲を



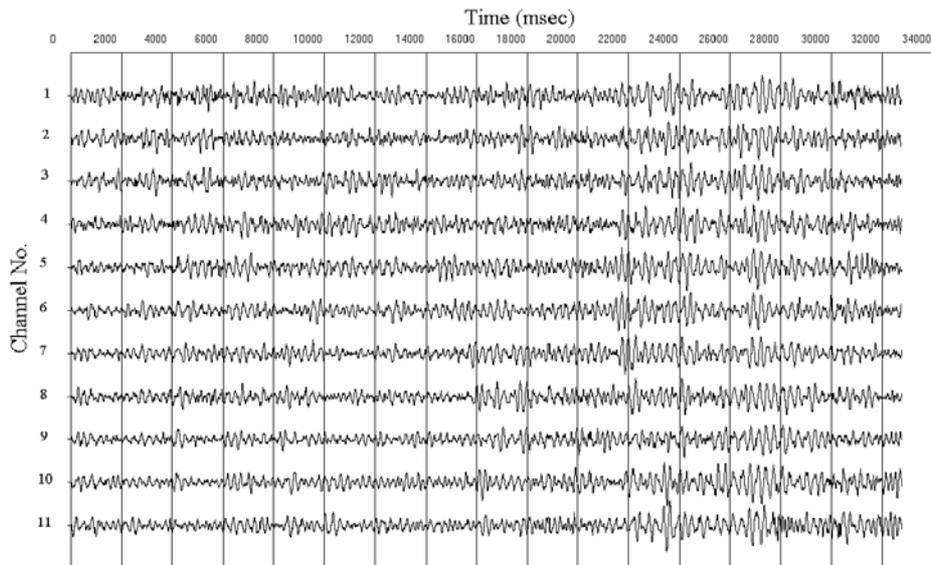
第6図 道路沿いに設置したL字型アレイの状況.

Fig. 6 L-shaped array along a road.

微動アレイ探査を用いた埋没谷地形の把握(林ほか)



No.22



No.29

第7図 埋没谷内の No.22 (上) と埋没段丘上の No.29 (下) で得られた測定波形記録例。

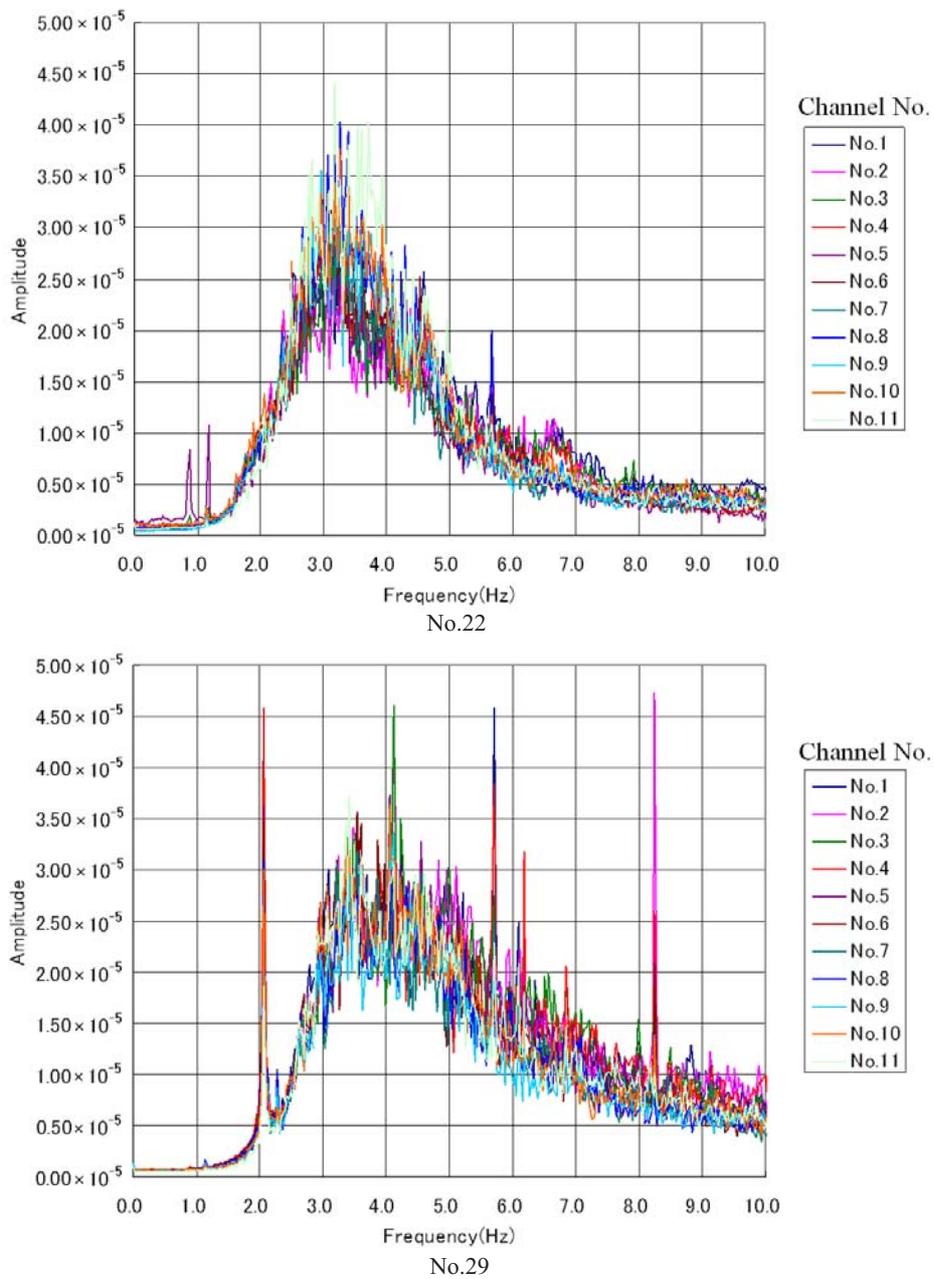
Fig. 7 Example of waveform data obtained at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom).

広げるように測定した (第1図)。測定点数は計104点である。

公園やグラウンドなどの広い場所で測定を行うことができた3地点 (No.33, 34, 121) では、10個の地震計を用いた正三角形アレイ (第4図) により測定を行った。その他の地点では、交差点などを利用して道路脇に11個の地震計をL字型 (第4図右) に配置して測定した。第6図にL字アレイの設置状況の写真を示す。アレイのサイズ (一辺の長さ) は40~75 mである。1地点

の測定に要した時間は約1時間であった。測定は3班で行い、一つの班が1日に測定した地点の数は4~6点である。一つの班の測定員人数は2人もしくは3人である。測定に要した日数は3年間で計9日である。

第7図に、埋没谷内と思われる No.22 と埋没段丘上と思われる No.29 の測定点で得られた波形記録例を示す。記録長は約32秒であり、このような波形ファイルを各測定点において20個取得した。第8図に20個の記録 (約10分) から計算した同じ地点の振幅スペクトルを示す。両



第8図 埋没谷内の No.22 (上) と埋没段丘上の No.29 (下) で得られた振幅スペクトル。

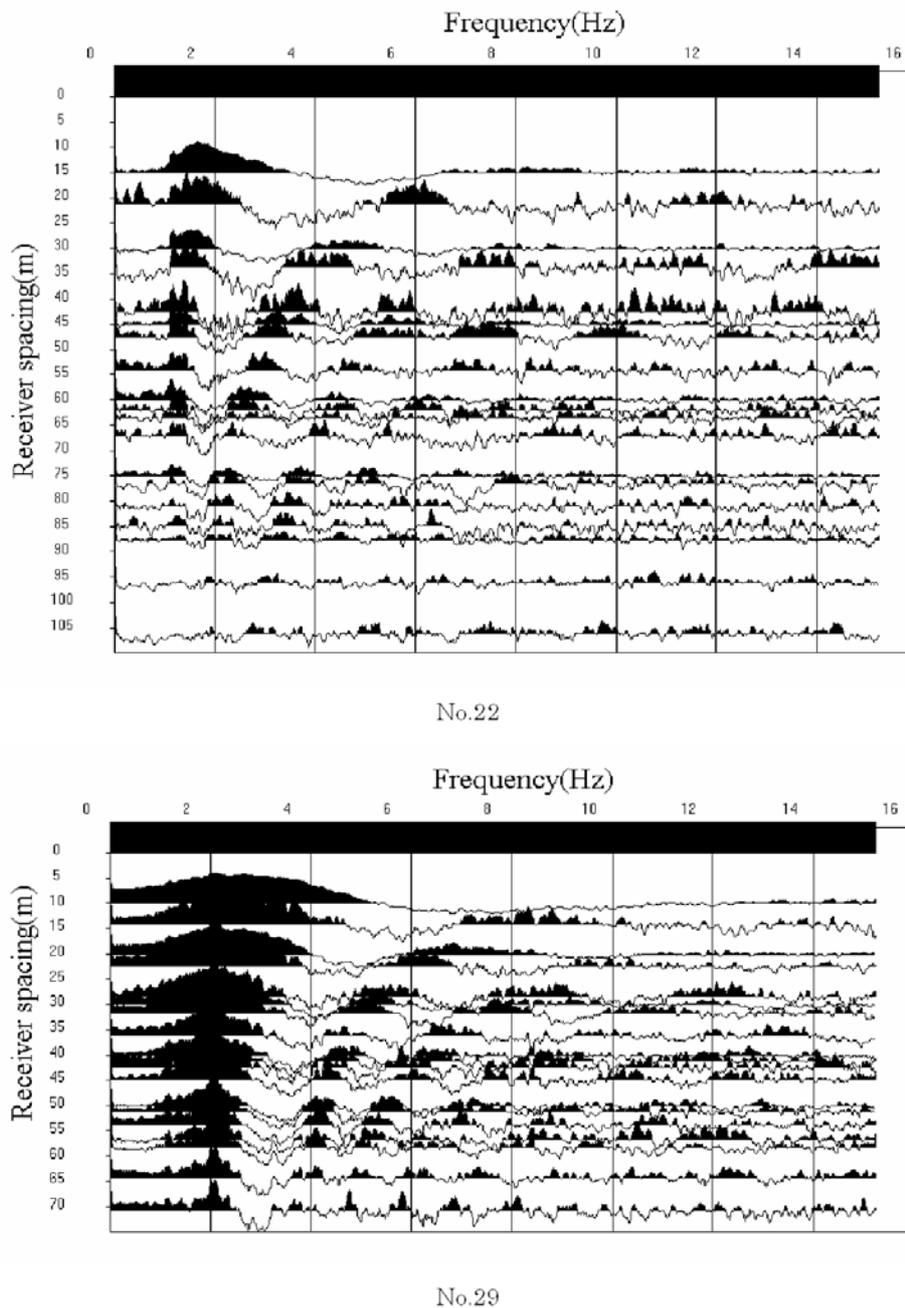
Fig. 8 Amplitude spectrum obtained at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom).

地点の記録を比べると、波形記録でも振幅スペクトルでも顕著な差は見られないことがわかる。

第9図にNo.22及びNo.29の測定点で得られた空間自己相関関数の実数部を周波数に対して示す。両地点とも空間自己相関関数は三角関数のような波形であるが、周波数2 Hz程度よりも高周波数側では次第に振幅が小さくなっておりベッセル関数状となっていることがわかる。

このような空間自己相関関数に対して、同一の周波数で受振点距離が違関数を抜き出し、(4)式により

位相速度を変えながらベッセル関数を計算して観測値(空間自己相関関数)と比較した。第10図にNo.22とNo.29の2地点について、2.28 Hzにおける空間自己相関関数と、残差が最も小さくなる位相速度に対する理論的なベッセル関数を示す。このように各周波数について、位相速度を変えながらベッセル関数と空間自己相関関数の残差を計算し、残差が最も小さくなる速度をその周波数の位相速度とした。第11図は、空間自己相関関数とベッセル関数の残差の分布を色の違いで表

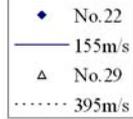
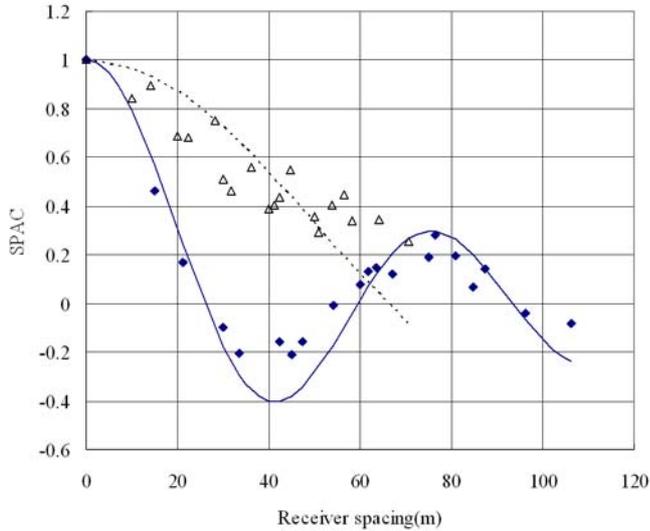


第9図 埋没谷内のNo.22(上)と埋没段丘上のNo.29(下)で得られた空間自己相関関数の実数部。
 Fig. 9 Real part of spatial auto correlation obtained at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom).

現したものであり、青色の部分は残差が小さいことを示す。No.22では周波数1.5~6.5 Hzの範囲で、No.29では周波数2~9 Hzの範囲で明瞭な分散曲線が見られることがわかる。第11図の各周波数において残差の最も小さい位相速度を読み取ることにより求めた分散曲線を第12図に示す。埋没谷内と思われるNo.22と埋没段丘上と思われるNo.29で、明らかに分散曲線が異なることがわかる。このように分散曲線に明らかに差があることは、埋没段丘上と埋没谷内のS波速度構造に大

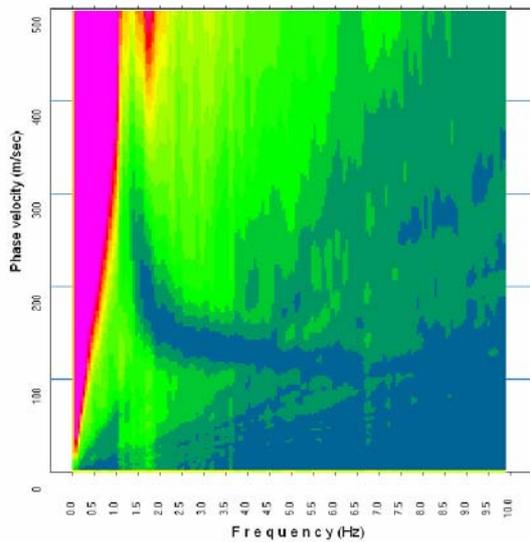
きな差があることを示唆する。以上のような解析を、全ての地点で得られた波形データに対して行った。第13図に、測定を行った全ての地点において得られた分散曲線を示す。

これらの分散曲線から、逐次線形化非線形最小二乗法によりS波速度構造を求めた(Xia *et al.*, 1999)。表面波の分散曲線の解析において、その位相速度は対応する波長のおおむね1/3程度の深度までの地盤のS波速度の平均に近いことが一般に知られている。したがっ

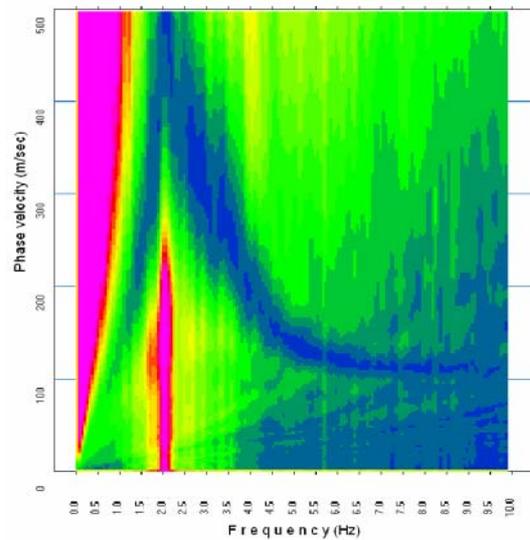


第10図 観測波形から計算された2.28 Hzにおける空間自己相関関数 (SPAC) の値 (菱形及び三角形) と、残差が最も小さくなる位相速度に対する理論的なベッセル関数 (実線及び破線)。

Fig. 10 Spatial auto-correlation (SPAC) for 2.28 Hz calculated from observed waveform data and theoretical Bessel functions for the phase velocity that minimize the residual between spatial auto-correlation and Bessel function.



No.22



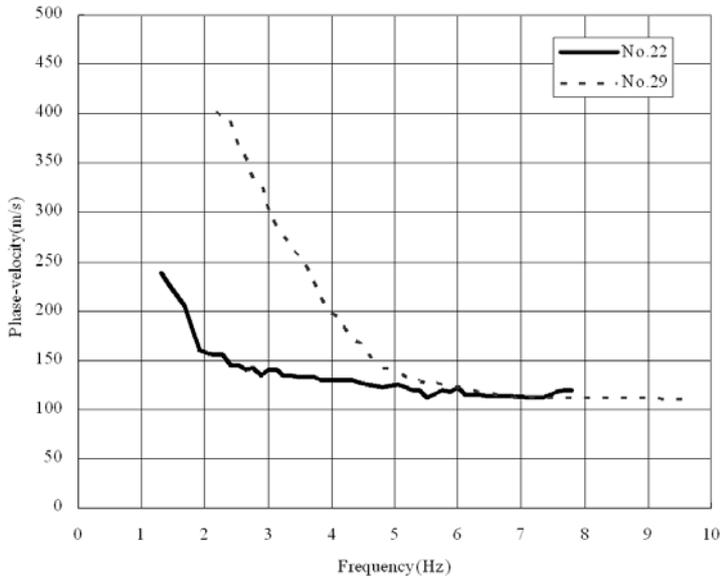
No.29

て初期モデルは、分散曲線の周波数と位相速度を波長に換算し、波長の1/3を深度に位相速度をプロットすることにより作成した。この初期モデルに対してコンパウンド・マトリックス法 (齋藤・梶沢, 1993) により理論的な分散曲線を計算し、観測分散曲線との残差が小さくなるように最小二乗法によりモデルを修正する。この理論分散曲線の計算とモデルの修正を、残差が十分小さくなるまで繰り返す。第14図に、第12図に示したNo.22及びNo.29の分散曲線から得られたS波速度構造を示す。埋没段丘上と埋没谷内で大きくS波速度構造が異なることがわかる。第15図に、柿木浄水場のボーリング (GS-SK-1) で行ったサスペンションPS検層の結果 (S波速度) とその近傍において行った微動アレイ探査の解析結果 (No.7) を示す。深度15~20 mに存在する高速度の挟み層 (砂層) や、深度50 m付近の基盤 (基底礫層の上面) に対応する速度境界は十分に再現できていないが、おおむね正しいS波速度が得られていることがわかる。なお第15図において、深度50 m以深では微動アレイ探査から得られたS波速度はPS検層の結果と比較して有意に低い。この理由は、微動アレイ探査では使用した測定器の限界やアレイの大きさなどにより、深部 (本調査地では深度50 m以深) では速度の決定精度が低いためであり、本論文で用いた解析手法では、精度の低い深部のS波速度構造は低めに求まっている可能性がある。以下、微動アレイ探査の解

←

第11図 埋没谷内のNo.22 (上) と埋没段丘上のNo.29 (下) における、空間自己相関関数とベッセル関数の残差の分布。青色の部分は残差が小さいことを示す。

Fig. 11 Residual between spatial auto-correlation and Bessel function at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom). Blue color indicates that the residual is relatively small.



第12図 埋没谷内の No.22 (実線) と埋没段丘上の No.29 (破線) の分散曲線の比較。

Fig. 12 Comparison of dispersion curves obtained at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom).

析結果と既存ボーリングから求められた地盤構造を比較するが、基盤の深い埋没谷においては、S波速度が低めに求まっている可能性があることに留意されたい。

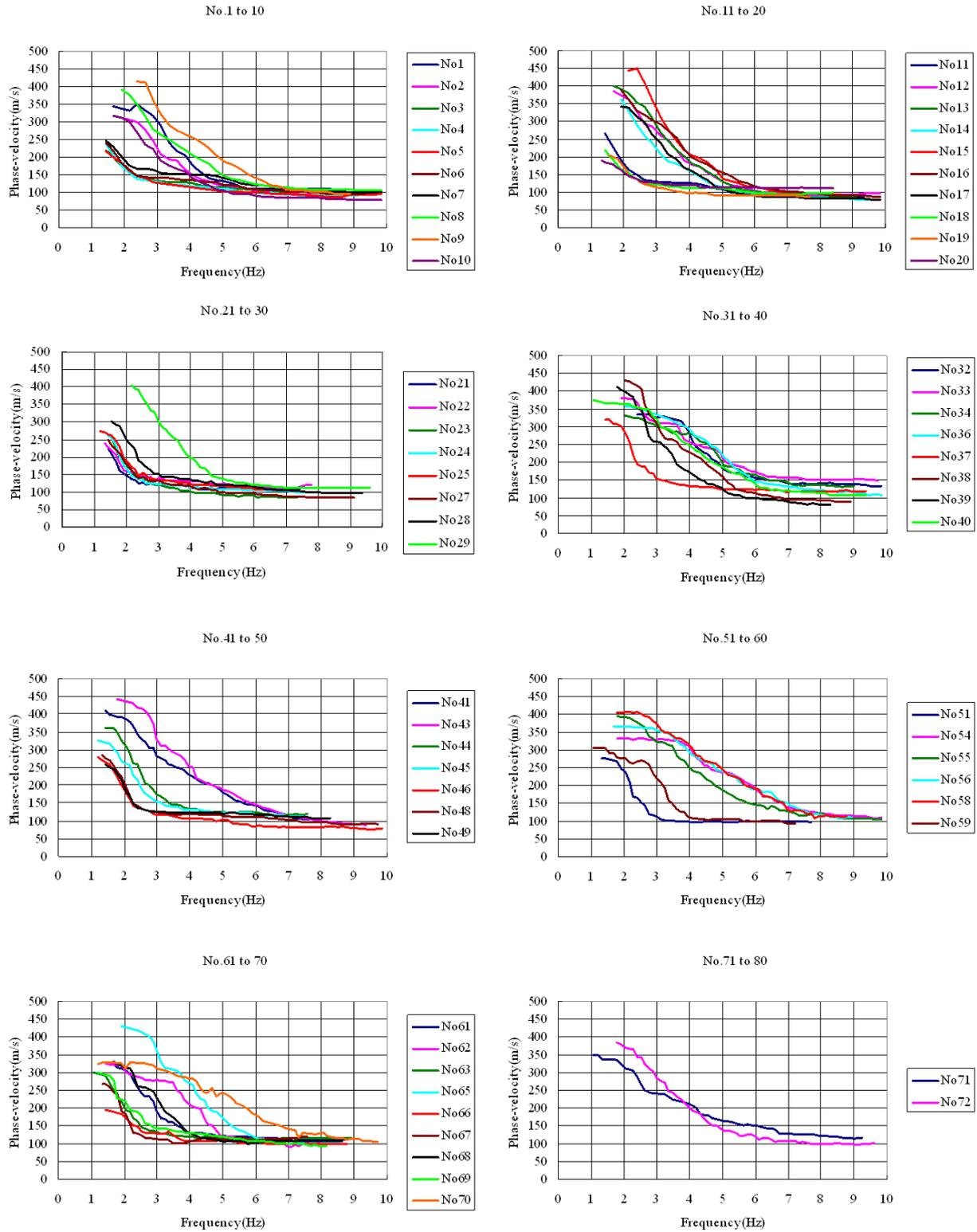
5. 調査地の基盤深度分布

以上のようにして各測定地点において深度70 m程度までのS波速度構造を求め、これを水平方向に補間することにより三次元S波速度構造モデルを作成した。以下、この三次元S波速度構造モデルから基盤の深度を決定し、埋没谷の形状を推定することを試みる。第14図や第15図に示した微動アレイ探査の結果では、S波速度は深度とともに滑らかに高くなっており、基盤深度を特定することは難しい。一般に地表から行う物理探査では、探査深度とともに得られる結果の分解能や精度は低下するので、単独では地層境界などの深度を精度良く決定することは難しい。そこで、第15図に示したPS検層の結果を合わせて解釈を行った。検層を行ったボーリング孔において沖積層の基底礫層の上面深度は48.9 mである(石原ほか, 2004)。微動アレイ探査の結果得られたS波速度構造モデルでは、この深度付近でS波速度が250 m/sから280 m/sに高くなる。そこで、得られた三次元S波速度構造モデルにおいて、S波速度が250 m/sを超える深度を抜き出し、これを基盤の深度(沖積層の下面。ただし基底礫層が存在する場合はその上面)と考える。最初に述べたように一般に基盤のS波速度としては300~400 m/sを目安とするが前述のように本調査においては、深部のS波速度が低めに求まっている可能性があり、基盤のS波速度の境界値として250 m/sを採用した。第16図に小規模微動アレイ探査から得られた三次元S波速度構造モデルにおいて、S波速度が250 m/sを超える深度、すなわち推定した基

盤深度の分布を示す。

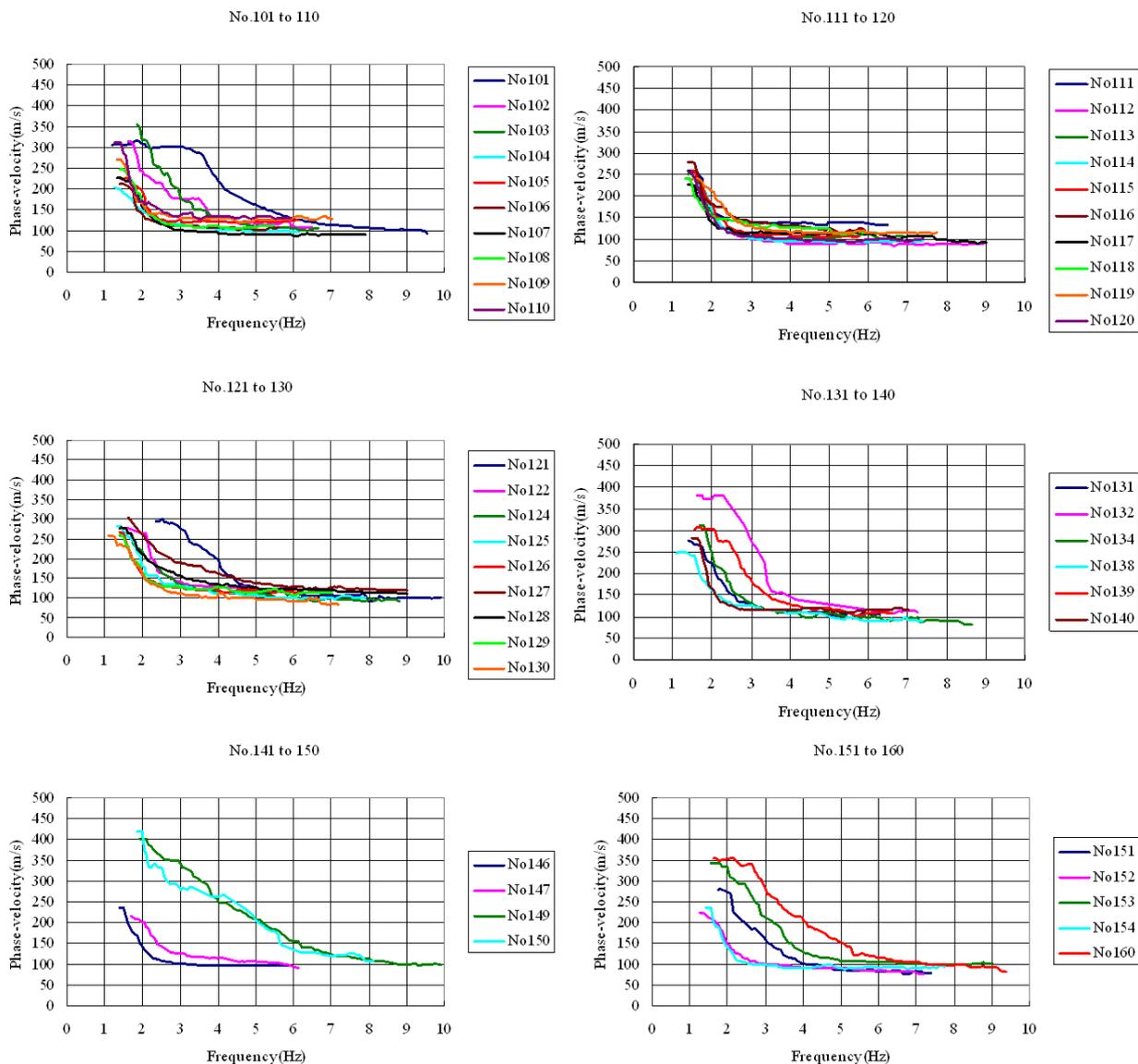
第17図に、既存ボーリングデータから推定した沖積層下面(ただし基底礫層が存在する場合はその上面)の深度(中西ほか, 2007)を平面的に補間して作成した、調査地の基盤の深度分布を示す。微動アレイ探査から推定した同深度(第16図)と既存ボーリングデータから補間した深度(第17図)の比較を下記にまとめる。

両図において、GS-SK-1孔の北西側で急激に基盤深度が浅くなっており、この付近に埋没谷と埋没段丘の境界が存在すると思われる。この境界はGS-SK-1孔の北側1.5 kmほどで西側に大きく湾曲しているが、この傾向も両図で一致している。埋没谷の東縁は調査地の東端付近に存在しているが、この東縁の境界の形状も両図でおおむね一致している。GS-SK-1孔の南西1 km付近には、北西-南東方向に小さな埋没谷が存在することも、両図で一致している。埋没谷内における基盤深度は小規模微動アレイ探査の結果では40~55 mであるのに対して、既存ボーリングでは50 m以深の範囲が多く、後者の方がやや深くなっている。一方、埋没段丘上の基盤深度は小規模微動アレイ探査の結果では20~30 mであるのに対して、既存ボーリングでは10 m以浅の場所もあり、後者の方がやや浅くなっている。このように微動アレイ探査は、基盤深度の推定については10~20 m程度の誤差を含むものの、埋没谷の分布範囲についてはほぼ正確に推定することができたといえる。したがって、ボーリングと比較した測定の簡便性を考慮すれば、微動アレイ探査は概略の地盤構造を推定する手法として大変有効であると考えられる。本調査において微動アレイ探査の主目的は、基盤の深度やS波速度を正確に推定することではなく埋没谷の概略の分布形状を把握することであるが、第16図と第17図の



第13図 測定を行った104地点の全ての分散曲線。

Fig. 13 Dispersion curves for all 104 measurement points.



第13図 つづき.
Fig. 13 Continued.

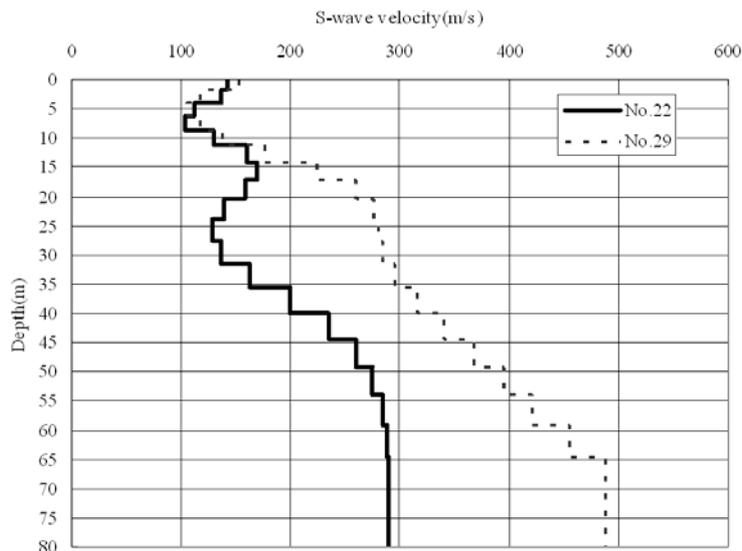
比較から微動アレイ探査は十分調査目的を満足したといえる。

前述のように小規模微動アレイ探査単独では、基盤の深度を特定することは困難であるが、ボーリングや検層など他の情報と合わせて解釈することにより、広範囲の基盤深度の分布を簡便に把握することができたといえる。

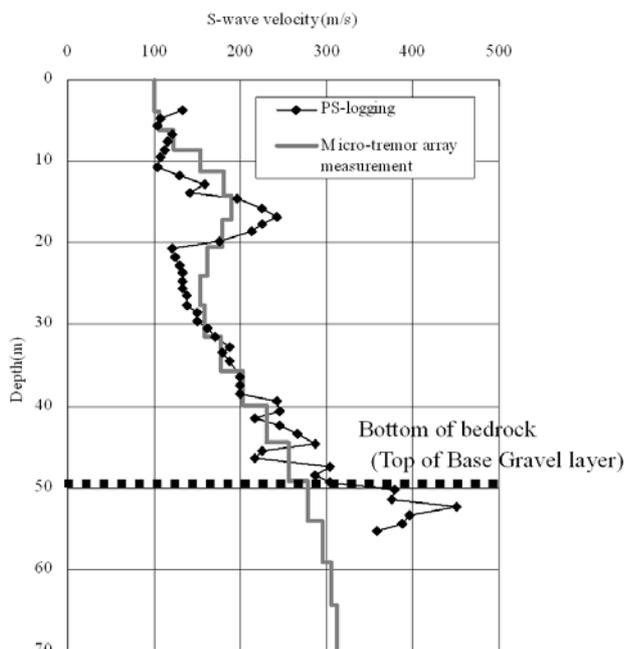
6. まとめ

関東地方の市街地に位置する6 km×4 kmのテストフィールドにおいて、約100点の小規模微動アレイ探査

を行った結果、既存のボーリングデータから推定される地盤構造と調和するS波速度構造モデルが得られた。これは、本地域においては沖積層・更新統境界が明瞭な物性(S波速度)境界となっていることを意味し、小規模微動アレイ探査が埋没谷の分布を把握するうえで有効な手法となることを示唆する。本論文に示した解析はほぼ自動的に行っており、初期モデルの作成やインバージョンにおいて既知情報は一切使っていない。したがって、既存のボーリングから得られた地盤情報などを既知情報として解析に用いれば、より精度の高いS波速度構造モデルが得られると思われる。本調査地では今後も微動アレイ探査を行って、より広い範囲の



第14図 埋没谷内の No.22 (実線) と埋没段丘上の No.29 (破線) のS波速度構造の比較.
Fig. 14 Comparison of S-wave velocity model obtained at buried channel (No.22 : top) and buried terrace (No.29 : bottom).



第15図 GS-SK-1地点のPS検層結果とNo. 7の地点の微動アレイ探査のS波速度構造の比較.
Fig. 15 Comparison of PS logging at the GS-SK-1 and S-wave velocity model obtained through the micro-tremor array measurements at No.7.

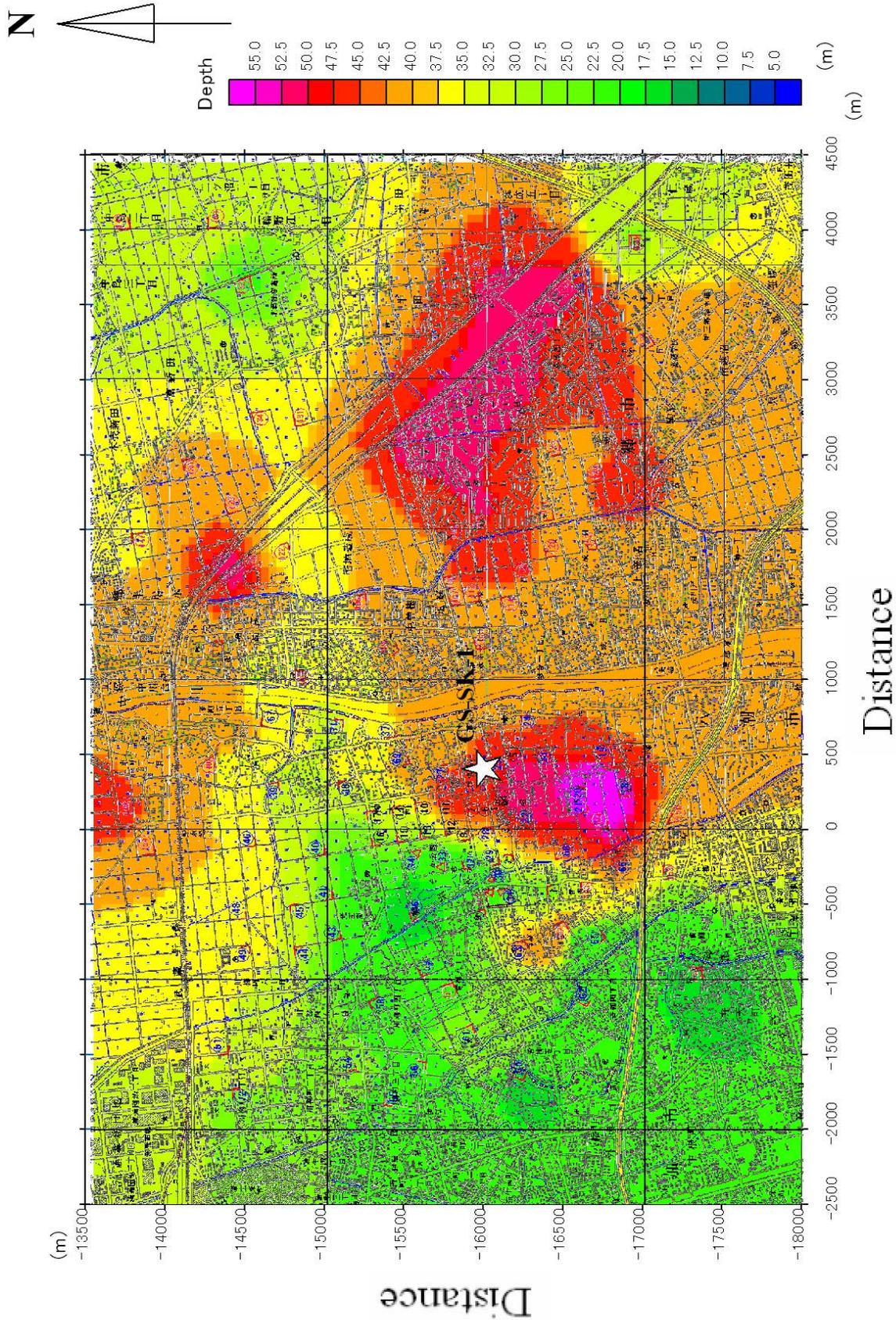
S波速度構造モデルを構築していく予定であるが、併せてボーリングのデータなどを利用した解析なども行い、更に高精度の地盤モデルを作っていくと考えている。今後は東京や大阪などの大都市の中心部では多くのボーリングが行われているので、これらのボーリングデータを収集することにより、概略の基盤深度分布を推定することも可能である。しかし、既存のボーリングデータが十分ではない郊外の住宅地や地方都市で

は、地盤構造が全くわからない場合も多い。小規模微動アレイ探査はこのような既存の地盤情報の乏しい地域において、一次調査として概略の地盤構造を把握するには大変効果的であると思われる。特に、小規模微動アレイ探査によって得られるのは地盤のS波速度構造であるため、地盤の地震動に対する特性を評価する上では大変有効である。今後も適用例を増やし、都市域における大深度地盤を対象とした効率的な地盤調査手法として確立していきたい。

謝辞：産業技術総合研究所の木村克己博士には本論文を投稿する機会を与えて頂き、また多くの適切なお指摘を頂きました。応用地質株式会社の齋藤正徳博士、産業技術総合研究所の田辺晋博士には多くの適切なお指摘を頂きました。モニター物探株式会社、株式会社日本メジャーサーヴェイの皆様には測定作業に協力して頂きました。以上の皆様に心よりお礼を申し上げます。

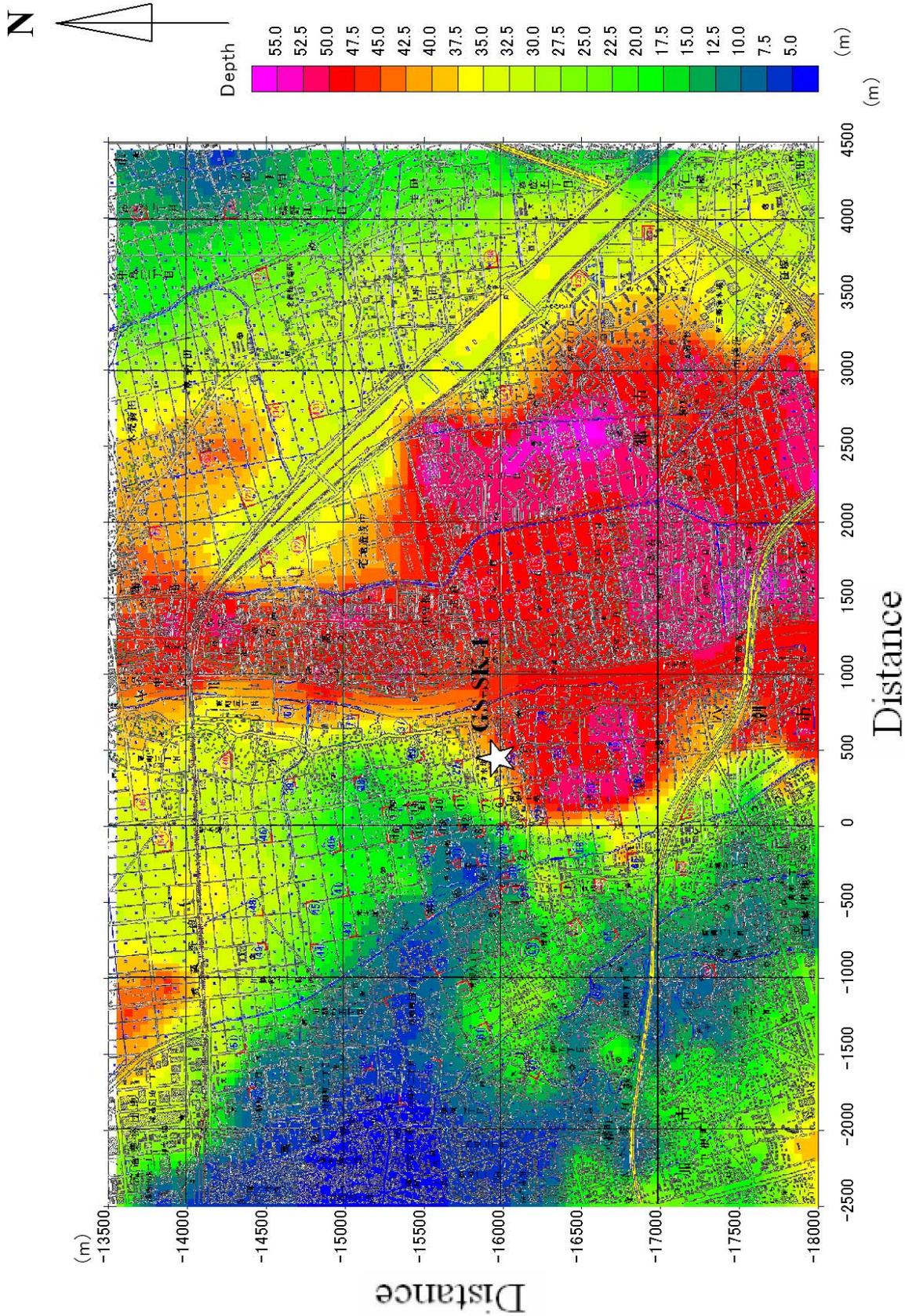
文 献

- Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **35**, 415-456.
- 遠藤邦彦・小杉正人・菱田 量 (1988) 関東平野の沖積層とその基底地形. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, no.23, 37-48.
- 林 宏一(2004)表面波を用いた地下浅層部の探査. 非破壊検査, **53**, 254-259.
- 林 宏一・鈴木晴彦 (2003) 二次元表面波探査の地盤



第 16 図 埼玉県草加市及び三郷市周辺の微動アレイ探査結果から推定した基盤深度(沖積層下面*)の分布。地形図は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「越谷」を使用。
*ただし、沖積層基底礫層が存在する場合はその上面に相当する。

Fig. 16 Depth of bedrock (Chuseki-so bottom. Top of gravel if there is a Basal Gravel layer) at Soka and Misato cities, Saitama prefecture obtained through the microtremor array measurements. Topographic map is a part of a 1:25,000 map "Koshigaya" by Geographical Survey Institute.



第17図 埼玉県草加市及び三郷市周辺の既存のボーリングデータから推定した基盤深度（沖積層下面*）の分布（中西ほか（準備中）の基底分布図を基に作成）。
地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「越谷」を使用。*ただし、沖積層基底礫層が存在する場合はその上面に相当する。

Fig. 17 Depth of bedrock (Chuseki-so bottom. Top of gravel if there is a Basal Gravel layer) at Soka and Misato cities, Saitama prefecture obtained through existed borehole data (Nakanishi *et al.*, in preparation). Topographic map is a part of a 1:25,000 map "Koshigaya" by Geographical Survey Institute.

- 調査への適用. 第38回地盤工学研究発表会, 33-34.
- Hayashi, K. and Suzuki, H. (2004) CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics*, **35**, 7-13.
- Hayashi, K., Matsuoka, T. and Hatakeyama, T. (2005) Joint analysis of a surface-wave method and micro-gravity survey. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **10**, 175-184.
- 石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア(GS-SK-1)の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, **55**, 183-200.
- 木村克己 (2004) 巻頭言: 都市地質研究の展開. 地質調査研究報告, **55**, 181-182.
- Louie, J.N. (2001) Faster, better : Shear-wave velocity to 100 m depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of Seismological Society of America*, **91**, 347-364.
- 諸井孝文・武村雅之 (2002) 関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定. 日本地震工学会論文集, **2**, no.3, 35-71.
- 中西利典・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・八戸昭一・稲崎富士 (準備中) ボーリング柱状図資料の解釈による中川低地南部の沖積層基底図. 地質調査総合センター, 研究資料集.
- 日本道路協会 (1996) 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編.
- 岡田 廣・坂尻直巳 (1983) やや長周期微動による地下構造の推定. 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 112-143.
- 岡田 廣・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法. 物理探査 **43**, 402-417.
- Park, C. B., Miller, R. D. and Xia, J. (1999) Multimodal analysis of high frequency surface waves. *Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems* 99, 115-121.
- 齋藤正徳・梶沢宏之 (1993) 成層構造に対する反射率, 表面波分散曲線の計算 II . レーリー波の計算. 物理探査 **46**, 283-298.
- 境 有紀・津野靖士・工藤一嘉・壁谷澤寿海 (2004) 改正建築基準法の解放工学的基盤波を想定した表層地盤増幅特性の簡便評価法. 日本建築学会構造系論文集, **565**, 73-783.
- 鈴木晴彦・林 宏一・伊集院博 (2002) 微動アレイ探査および人工振源を用いた表面波探査によるS波速度構造の推定. 物理探査学会第107回学術講演会講演論文集, 67-70.
- 武村雅之・諸井孝文 (2002) 地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布 その2. 埼玉県. 日本地震工学会論文集, **2**, no.2, 55-73.
- Xia, J., Miller, R. D. and Park C. B. (1999) Configuration of near-surface shear-wave velocity by inverting surface wave. *Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems* 99, 95-104.
- 横井俊明・林 宏一・青池邦夫 (2006) SPAC法における複素コヒーレンス関数の方位依存性に関するケース・スタディ. 物理探査学会第114回学術講演会講演論文集, 138-141.
- 吉村智昭・内山泰生・日比野浩・八代和彦 (2004) 表面波探査結果を用いたKiK-net日野観測点の地震波増幅特性の検討 その2 二次元FEMによる地震波増幅特性の検討. 2003年建築学会学術講演梗概集, B-2, 653-654.

(受付: 2006年8月21日; 受理: 2006年12月19日)