

## 短周期微動のアレイ観測による盛岡市域の地下速度構造の推定

山本英和\*・吉田芳則\*\*・小淵卓也\*<sup>3</sup>

斎藤徳美\*・岩本鋼司\*

### Estimation of underground velocity structure using short-period microtremor array observation in Morioka area

Hidekazu YAMAMOTO\*, Yoshinori YOSHIDA\*\*, Takuya OBUCHI\*<sup>3</sup>  
Tokumi SAITO\* and Koji IWAMOTO\*

#### ABSTRACT

It is important to know underground velocity structure, especially shallow S-wave velocity structure, in urban areas to study on seismic microzoning or to predict strong motion in the high frequency range during a large earthquake. However, it is difficult to carry out a survey such as refraction or reflection because there is no space for a survey. Microtremors exist anytime or anywhere in urban areas. They are thought to construct an ensemble with body and surface waves. If we can detect phase velocities of surface wave from microtremors, we can estimate underground velocity structure from the dispersion relation using an inversion technique. We carried out array observations of short-period microtremors at eleven sites in Morioka area to detect phase velocities as a function of frequency using frequency-wavenumber analysis. Then, we estimated underground velocity structure which consists of some layers on half-space from the dispersion relation of Rayleigh wave, using a linearized inversion technique.

The shallow underground velocity structures were estimated from Rayleigh wave dispersion relations at nine sites. They were consistent with S-wave velocity structures obtained from bore-hole data. It was shown that short-period microtremor array observation was useful for prospecting shallow structure beneath urban areas where there is no space for other geophysical prospecting technique.

**Key words:** short-period microtremor array observation, Rayleigh wave dispersion relation, frequency-wavenumber analysis, inversion of S-wave velocity structure

#### 1. 緒言

土木建設における地盤調査や地震防災を考える上で、

市街地における表層付近の地下速度構造を把握することは重要である。特に、市街地における浅部地下構造は、地震被害に大きく関与する短周期成分の震動特性を予測

1996年7月1日原稿受付；1996年11月7日受理  
物理探査学会第94回（平成8年春季）学術講演会にて一部を発表

\* 岩手大学工学部建設環境工学科  
〒020 盛岡市上田4-3-5

\*\* 応用地質株式会社  
〒102 東京都千代田区九段北4-2-6

\*<sup>3</sup> 川崎地質株式会社  
〒143 東京都大田区大森北1-11-1

Manuscript received July 1, 1996; Accepted November 7, 1996.

A part of this paper was presented at the 94nd SEGJ Conference, 1996.

\* Department of civil and environmental engineering, Faculty of Engineering, Iwate University. 4-3-5 Ueda, Morioka, Iwate, 020, Japan

\*\* OYO Corporation, Ltd. 4-2-6 Kudan-kita, Chiyoda, Tokyo, 102, Japan

\*<sup>3</sup> Kawasaki Geological Engineering, Co., Ltd. 1-11-1 Ohmori-kita, Ohta, Tokyo, 143, Japan

する上で必要不可欠な情報である、地下構造を知るための手法として反射法・屈折法弾性波探査などの物理探査や、直接的であるボーリング調査などがあげられる。しかし、従来の火薬・制御震源等を用いる弾性波探査を市街地で実施することは、適切な測線を設定できる探査場所の不足、環境問題等の制限から困難である場合が多い。また、ボーリングは掘削した深度に対応した地下構造が把握できるが、労力、時間、経費などの問題点がある。これらの理由から、市街地における探査に適した新しい探査法が求められている。

地下構造を推定する新しい方法の一つとして、微動をアレイ観測し表面波を検出し、その表面波の位相速度を用いて地下構造を推定する“微動探査法”が提唱されている（例えば、Horike, 1985; Matsushima and Okada, 1990）。微動は人間活動、自然現象により発生する微小な振動である。そのためいつでもどこにも存在していることから観測が容易である。微動探査法は比較的長周期の微動を対象として地下 1 km 程度までの構造の推定に成果を上げてきた（例えば、岡田ほか, 1990）。この方法で、建築物の支持層深度の把握等の工学的目的のために数十から百 m 程度の深度の地盤構造を把握するには、数 Hz 以上の短周期成分の情報が必要である。しかし、微動の短周期成分は、比較的定常であると考えられる長周期成分とは異なり、車両通行、人間活動等の非定常な振動成分を多々含み、観測、解析が困難である。そのため、基礎的研究はいくつか報告されている（例えば、斎藤・神, 1992; 時松・宮寺, 1992; 松岡ほか, 1996）が、実用化のための検討は十分ではなく、地下構造が異なる多くの測点を対象に研究の展開を図ることが必要と考えられる。

本研究では、盛岡市における地質構造の異なると考えられる複数地点において、1 から 10 Hz 程度までの短周期微動のアレイ観測により求められた位相速度の分散現象を利用して、Haskell (1953) の方法により、工学的基盤程度までの浅部地下速度構造を推定することを目的とする。また、観測地点で収集されている建築物の支持層調査用のボーリング資料と推定された構造の比較により本手法の有効性を検証する。すなわち、微動探査法のケーススタディとしての実用性に関する検討が目的のひとつである。

一方、このような解析の場合、観測により得られた微動の位相速度を用いて、最小自乗法から層構造を仮定したときの S 波速度のみをパラメータとして見積る場合が多い。しかし、詳細な地下情報が得られない場合、各層の厚さも重要な未知数となり得る。本研究では、パ

ラメータとして S 波速度のみの場合、層厚のみの場合の 2 通りのインバージョンを交互に行い、最適地下速度構造を決定する手法を提示する。本研究のもう一つの目的は、この交互インバージョンの有効性を検証することである。

## 2. 観 測

### 2.1 測定地域

本研究で対象地域としたのは岩手県盛岡市と滝沢村の一部を含む東西約 14 km、南北約 19 km の範囲である。Fig. 1 に本研究の対象地域を示す。この領域は北上山地と脊梁山地に挟まれた北上低地帯の北部に位置している。北上川とその支流の雫石川、中津川の合流点にあたり、黒石野・高松・上田の各段丘がよく発達したかなり複雑な地形となっている。

Fig. 2 に本地域の表層地質図（岩手県, 1978）を示す。北西部には火山灰を主体としたスコリア・軽石の層を挟んだ洪積世の火山碎屑物が分布し、北東部には古生代の輝緑凝灰岩等の岩盤が分布している。中央部には花崗岩が、南西部では洪積世の砂礫層が分布している。南東部には粘板岩、蛇紋岩が分布し、雫石川、北上川付近では沖積世の砂礫層が分布している。盛岡市域は区域ご

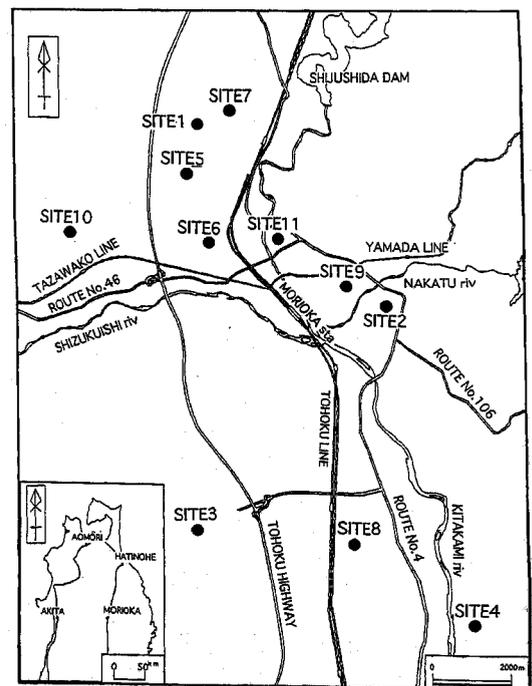


Fig. 1 Location map for array observation sites.

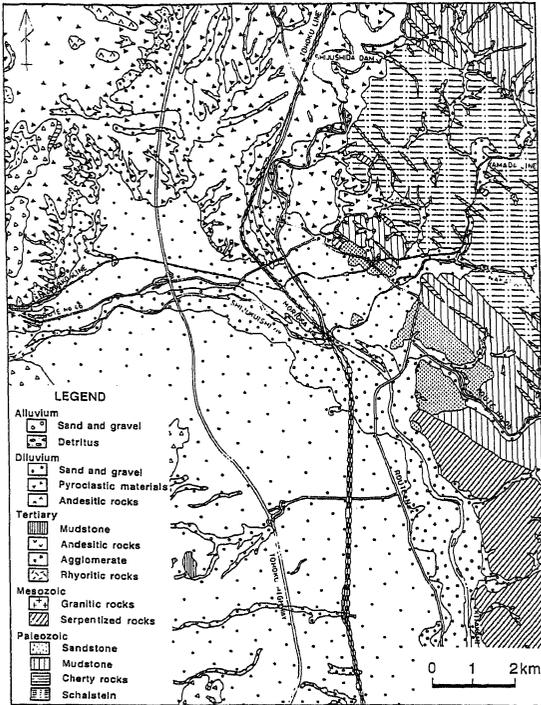


Fig. 2 Surface geological map in Morioka area.

と異なる地質条件を示し、地下構造も多様であると予想され、微動を利用した構造探査法の実用性を検討するには適切な条件を持っていると考えられる。

1992年から1995年にかけて、Fig. 1に示す盛岡市の小・中・高等学校のグラウンド等11地点を対象とし、短周期微動のアレイ観測を行った。観測地点は、盛岡北高校 (Site 1)、城南小学校 (Site 2)、盛岡工業高校 (Site 3)、乙部中学校 (Site 4)、月ヶ丘 (Site 5)、大新小学校 (Site 6)、北稜中学校 (Site 7)、盛岡南高校 (Site 8)、仁王小学校 (Site 9)、篠木小学校 (Site 10)、そして岩手大学工学部 (Site 11) である。これらの観測地点の選定理由として、地震計アレイを展開するのに十分な広さを持つ敷地があること、最終的な推定構造を検証するための比較資料としてボーリング調査による土質柱状図が得られていることが挙げられる。これらの観測地点では建築物の支持層調査用のボーリングが実施されていて、土質区分、N値等が1ないし2m間隔ごとに得られている。この資料から少なくとも表層付近の地下の層構造を把握することが可能である。一方、太田・後藤 (1978) の研究に代表されるように、ボーリング資料から得られるN値等を用いて経験的にS波速度を推定する実験式も数多く報告されている。これらの経験

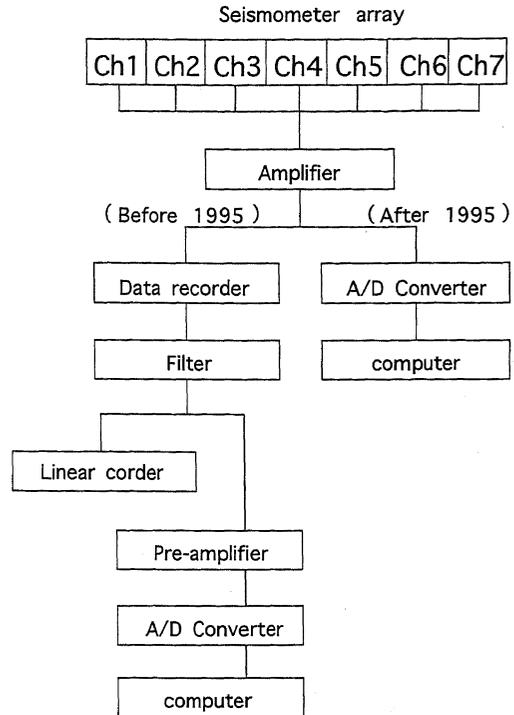


Fig. 3 Microtremor array observation system.

式は対象とした地域で異なっているが、盛岡市域では、山本ほか (1996) によるS波速度推定式が得られている。この推定式を用いてボーリング資料からS波速度構造を計算した。そして、本研究における微動のアレイ観測から推定される地下S波速度構造とボーリング資料から推定される地下S波速度構造と比較し、結果の妥当性を検討した。

## 2.2 観測

微動観測は、風雨等の悪天候を避け穏やかな天候の日を選び、車両通行等の非定常な振動ノイズの少ない深夜から早期にかけて行った。

観測システムの模式図を Fig. 3 に示す。使用した地震計は固有周期1秒の上下動地震計 (UP252, 振動技研(株)製) である。地震計の出力は増幅器 (TA403, 振動技研(株)製) により100倍から1000倍に増幅され、アナログデータレコーダ (R-71, TEAC(株)製) で磁気テープに記録された。観測時のローパスフィルタは30 Hz である。記録は研究室においてサンプリング周期20 msec でAD変換された。測定、解析を通じての機器のレスポンスは1 Hz から25 Hz までフラット (斎藤・神, 1992) である。また、1995年以降の観測では、アナログデー

Table 1 List of array configurations.

Location	SITE 1	SITE 2	SITE 3	SITE 4	SITE 5	SITE 6
Date	1995/6/2	1992/9/21	1995/7/24	1992/10/8	1993/8/4	1994/11/13
Array Number	4	3	4	3	3	3
Maximun Distance(m)	190	100	139	100	76	105
Minimun Distance(m)	6	10	5	10	10	15
Number of Data Sets	8	4	6	5	4	4

Location	SITE 7	SITE 8	SITE 9	SITE 10	SITE 11
Date	1994/8/25	1995/7/12	1994/8/5	1994/10/2	1995/5/19
Array Number	2	5	2	2	5
Maximun Distance(m)	99	200	100	100	173
Minimun Distance(m)	12	5	12	12	3
Number of Data Sets	5	5	6	5	4

タレコーダの代わりに、ノート型パソコン (PC9801N-SA; NEC(株)製) と AD 変換ユニット (ADN-1400; カノーブス(株)製) を利用したデータ収集システムを使用した。

観測に用いたアレイの形状はアレイレスポンスが等方的である三角形を基本とした。ただし、観測地点のグラウンド等の形状に制限がある場合、やむをえず十字形を用いた場所もある。観測には地震計を 6 から 7 台使用した。Matsushima and Okada (1990) によると、(1)アレイにおける最大地震計間隔は少なくとも観測対象波長の 2~3 分の 1 程度であること、(2)アレイにおける最小地震計間隔は空間的エイリアシングを避けるため観測対象波長の 2 分の 1 以下であること、の地震計配置の条件が提示されている。我々の使用する 6 から 7 個の地震計の個数では一回の観測における解析可能な波数領域が狭いので、各観測地点においてアレイ長を変化させた観測を 2 回から 5 回行うことにより観測される位相速度の波数帯域を広げた。各観測地点のアレイの概要は Table 1 に示すとおりである。なお、1 つのアレイにおける収録時間は 30 分から 45 分である。

### 3. 解 析

#### 3.1 位相速度推定

たとえ深夜における観測といえども、市街地における観測では収録時間中に車両の通行による非定常なノイズが混入する。観測されたアレイ微動記録から車両等の振動が含まれない波形の安定した区間を解析対象区間として選定する。基本となる解析区間を 40.96 秒として、観測された記録の中から 4 から 8 個、その基本区間を選び出した。この記録を用いて、パワースペクトル、コヒ

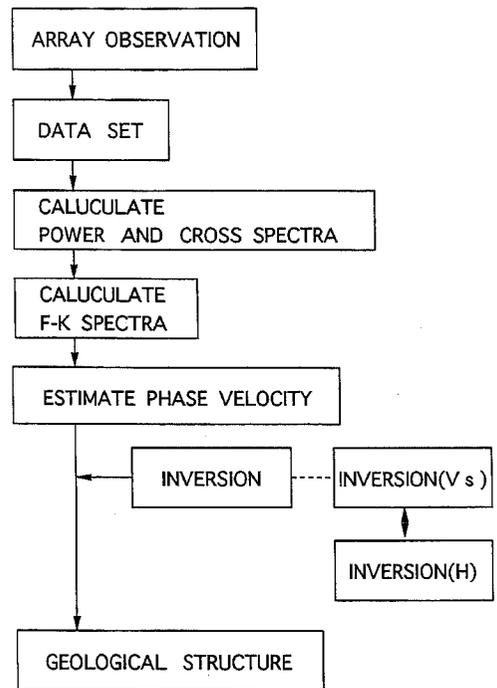


Fig. 4 Flow chart for analysis.

ーレンスを計算し、各地震計に同様な波が記録されているかを確認した。本研究ではアレイにおける各地震計の波形の相関の悪い記録は解析に用いていない。

位相速度推定には、周波数-波数解析法 (以下、本文中では F-K 法と呼ぶ) における Beam Forming Method (LaCoss *et al.*, 1969) を使用した。一連の解析過程を Fig. 4 に示す。F-K 法では、各周波数において

F-K スペクトルのピークを与える波数からその波の位相速度、到来方向が求められる。アレイ記録からFFTによりクロススペクトルを計算し、F-K スペクトルが求められる。クロススペクトルを計算する際に用いたウィンドウは0.12 Hzのパーゼンウィンドウである。本研究におけるF-K法では、クロススペクトルは複数の解析区間から得られたものを平均化して使用する(Capon, 1969)。この操作により、求められる位相速度の値のばらつきが非常に小さくなる。

Matsushima and Okada (1990) で定義される、ひとつのアレイ記録から求められる解析可能範囲は狭い。一観測点につき2~5回のアレイ記録からそれぞれF-Kスペクトルから位相速度を計算し、各アレイ記録から得られた位相速度をつなぎ合わせ、その地点における最終的な観測から得られた位相速度(以後、本論文では観測位相速度と呼ぶ)とした。

### 3.2 地下構造推定

得られた観測位相速度をRayleigh波の基本モードの位相速度であると仮定して、観測値を満足する地下速度構造を推定する。Rayleigh波の位相速度の理論値を計算するにはHaskell(1953)のMatrix法を用いた。この場合、地下速度構造は水平成層構造であると仮定する。パラメータは(1)式に示すように、各層におけるP波速度・S波速度・層の厚さ(層厚)・密度の4種類である。

$$C = C(V_{pi}, V_{si}, \rho_i, h_i) \tag{1}$$

C: 位相速度

$V_{pi}$ : i番目の層のP波速度

$V_{si}$ : i番目の層のS波速度

$\rho_i$ : i番目の層の密度

$h_i$ : i番目の層の層厚

( $i=1, 2, \dots, n$ )

観測された位相速度の分散関係から表層のS波速度の概略値及び下層の速度のおおよその範囲が推定しうる。また、既存の地質図等から概略的な地下構造を想定することは可能である。これらの情報をもとに試行錯誤により初期モデルを設定する。そして(2)式に示すように、観測位相速度と理論位相速度の残差を最小にする非線形インバージョン法により最適地下速度構造モデルを求めた。

$$\Sigma(C^{obs}-C^{cal})^2 \rightarrow \text{Minimum} \tag{2}$$

$C^{obs}$ : 観測位相速度

$C^{cal}$ : 理論位相速度

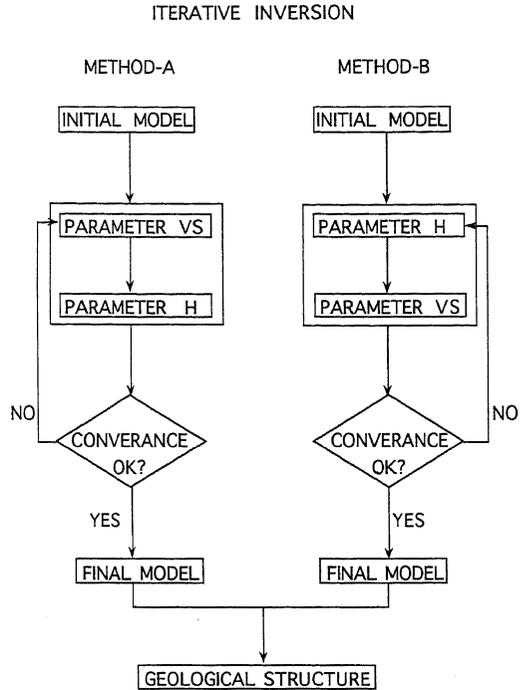


Fig. 5 Flow chart for iterative inversion.

本研究ではFig.5に示すように、インバージョンにはS波速度を変数としたインバージョンと層厚を変数としたインバージョンの2通りを行った。P波速度・S波速度・密度・層厚をすべてパラメータとしてインバージョンを行うと、通常計算は収束しない。そこで、位相速度の変化にあまり影響しないP波速度・密度はS波速度から換算し、層厚は初期モデルから固定したままのS波速度のみをパラメータとしたインバージョンを行う。次に、得られた結果を初期モデルとし、層厚のみをパラメータとしたインバージョンを行う。S波速度をパラメータとしたインバージョンと層厚をパラメータとしたインバージョンを交互に繰り返す、最終的に地下速度構造(各層におけるS波速度・層厚)が変化しなくなった時点で計算を終了する。交互インバージョンにおけるパラメータの変化は10%以内を目安とした。ただし、観測位相速度のばらつきが大きい観測地点ではこの限りではない。

順番として、先にS波速度を、次に層厚をパラメータとした場合をMethod-A、また、先に層厚を、次にS波速度をパラメータとした場合をMethod-Bと呼ぶことにする。インバージョンの手法は解の収束が比較的速いLevenberg-Marquardt法(中川・小柳, 1982; 大

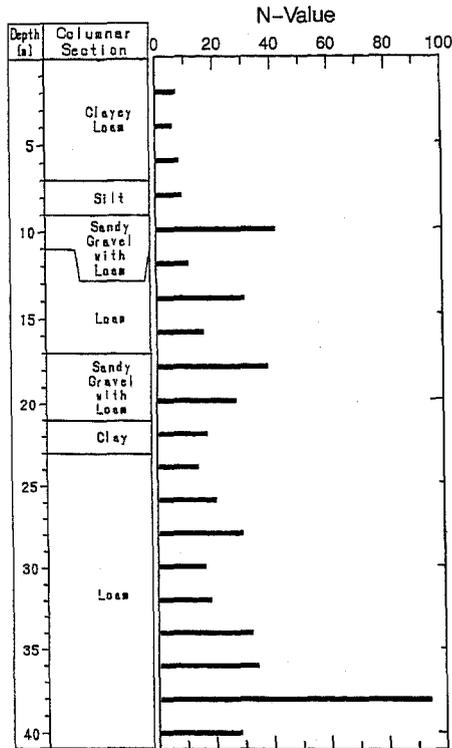


Fig. 6 Borehole data for Site 3. Facies and N-values were shown as a function of depth.

野・磯田, 1990) を用いた。

こうして得られた地下速度構造の妥当性を検証するため、ボーリング資料から山本ほか (1996) による S 波速度推定式を用いて各深度における S 波速度を求め、本研究により求められた S 波速度との比較を行った。

#### 4. 位相速度と地下速度構造

##### 4.1 盛岡工業高等学校における解析例

一例として盛岡工業高等学校 (Site 3) における観測・解析結果を示す。その他の観測点においても一連の解析手順は同様である。

盛岡工業高等学校は盛岡市南西部に位置する。盛岡の表層地質図 (Fig. 2) によれば、市南西部では表層は沖積・洪積世の砂礫が分布している。地質構造、重力異常を考慮すると、盛岡市域では地震基盤と考えられる花崗岩の深度が東側から西側にかけて大きくなっていることが予想されている。また、この地点におけるボーリング資料によれば N 値が 50 に到達する深度は約 40 m 程度の深さである。ボーリングに記載されている土質と N 値を深度の関数として Fig. 6 に示す。資料から、浅部で

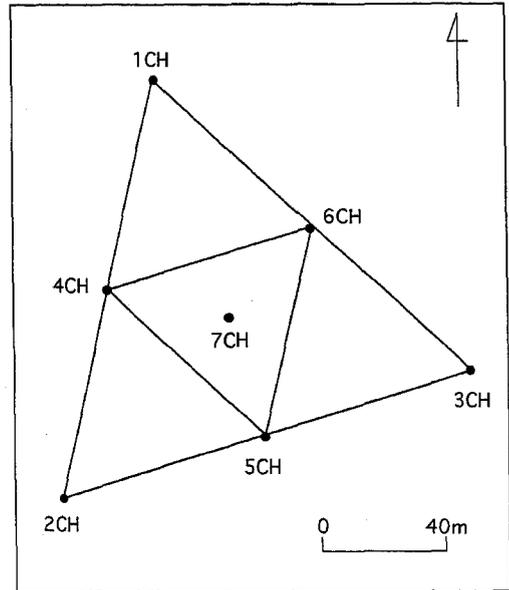


Fig. 7 Array shape with a minimum seismometer interval of 40 m for Site 3. Numbers show channel number. See the caption of Fig. 1 for site locations.

ローム・シルト・砂礫、深部ではロームが存在することがわかる。ロームが比較的深部まで続くことから、地下構造としては S 波速度の小さい、軟弱な構造と予測される。

Site 3 では最小地震計間隔 40 m · 20 m · 10 m · 5 m (最大地震計間隔 139 m · 69 m · 35 m · 17 m) の 4 回の 7 点正三角形型アレイ観測を行った。Fig. 7 に、最小地震計間隔 40 m のアレイの地震計配置を示すが、これより地震計間隔の短い他のアレイの観測では、アレイ中心を共通とし三角形の頂点に位置する地震計を中心方向に移動して行った。

Fig. 8 に、地震計間隔 10 m のアレイの波形、Fig. 9 に同じくパワースペクトルを示す。微動波形・スペクトルの形状が各地震計で同じ形をしていることから、相関の良い波が入力されていることがわかる。この観測点は盛岡市の市街地からは離れているが、付近に幹線道路が存在し、深夜でも頻度はそれほど多くないものの車両の通行によるノイズが若干観測された。Fig. 8 に例示した波形は、非定常なノイズのない区間で、こうした定常的な区間を 6 区間解析に用いた。

Fig. 10 に 2.0 Hz から 12.0 Hz における F-K スペクトルのコンターを 1 Hz 間隔の周波数ごとに示す。F-K スペクトルはその周波数における最大パワーで規格化され

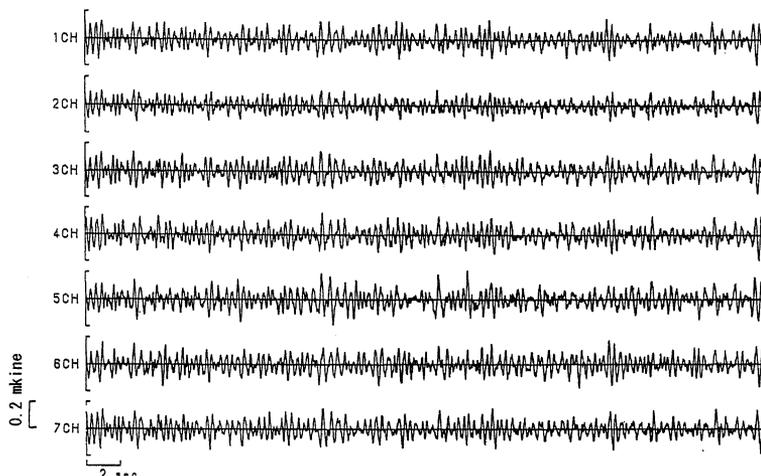


Fig. 8 Vertical microtremor velocity waveforms observed with an array at Site 3.

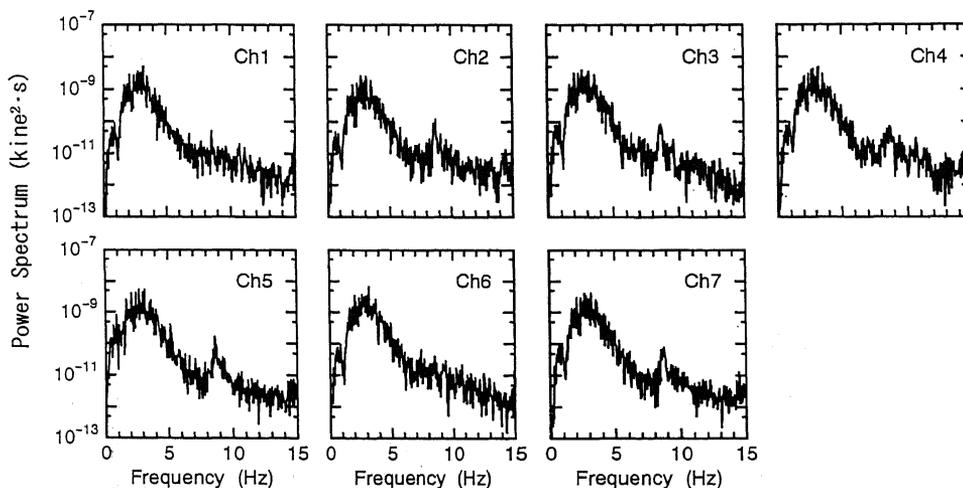


Fig. 9 Microtremor power spectra calculated from above waveforms.

ている。いずれの周波数においてもF-Kスペクトルはいくつかの局所的ピークを示し、異なる方向から複数の波が到来していることが推測される。ただし、局所的ピークのうちいくつかは円周上にならび、波数の方向が変化しても波数の大きさは変化していない。つまり、波動の到来方向は異なっても、位相速度は同一であることを示している。

Fig. 11に、各周波数のF-Kスペクトルでピークを示す波の到来方向を示す。波動の到来方向は5 Hz以上の高周波側ではばらついているが、2 Hzから5 Hz程度の低周波側では東南方向が多い。Site 3は盛岡市の郊外に位置し、測定点の西側には山地、丘陵が広がっている。

この地点で観測された微動の主たる振動源は東北自動車道及び市街地の車両の通行などであると推察される。

各々のアレイにおいて周波数一波数スペクトルの最大ピークの波数から換算された位相速度をFig. 12に示す。図中の点線は最大および最小地震計間隔の2倍の波長から決定される位相速度の解析可能範囲である。図からわかるように最小地震計間隔40 mのアレイでは2 Hzから3.5 Hz、同20 mのアレイでは2.5 Hzから5.5 Hz、同10 mのアレイでは4 Hzから9 Hz、そして同5 mのアレイでは6 Hzから12 Hzのそれぞれの範囲で位相速度が求められている。それぞれのアレイから求められた解析可能範囲内の微動の位相速度は、はっきりとした速

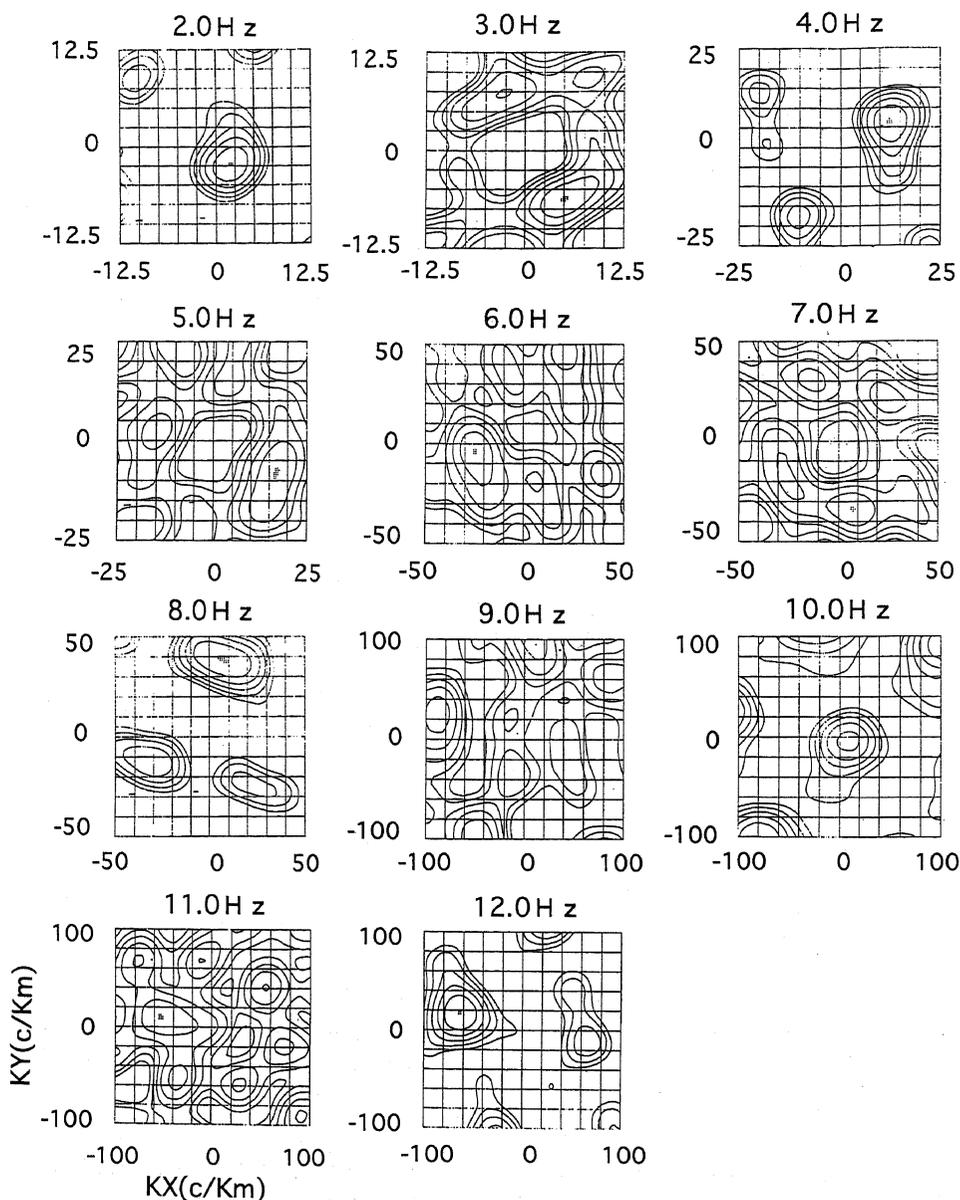


Fig. 10 Frequency-wavenumber (F-K) spectra for each frequency at Site 3. KX and KY mean E-W and N-S wavenumber components, respectively.

続性の良い分散現象を示している。最終的な位相速度の観測値として、これら解析可能範囲をつなぎ合わせて 2 Hz から 12 Hz の周波数帯での位相速度が得られた。

こうして位相速度の観測値が得られたので、前節に示した手法を用いて、インバージョンにより浅部地下構造を推定する。位相速度の分散関係と概略的地質構造を勘案して、ボーリング資料とは独立に初期モデルを作成し

た。初期モデルとして、それぞれ層の厚さ  $10\text{m} \cdot 25\text{m} \cdot 20\text{m}$  の 3 層モデルを仮定した。初期モデルは、ある程度試行錯誤によって理論位相速度が観測位相速度を満足するように決定されている。S 波速度、層厚の交互インバージョンによって得られた最適地下構造モデルの理論位相速度を観測位相速度とともに Fig. 13 に示す。理論値は観測値に良く整合している。ここで、観測および

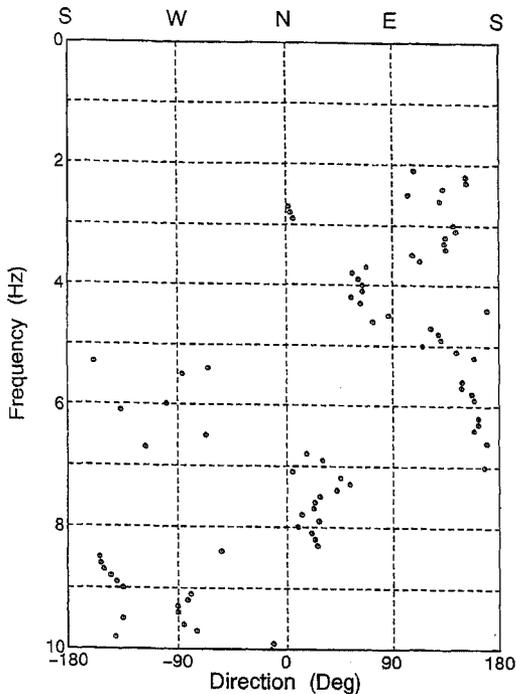


Fig. 11 Arrival azimuths as a function of frequency at Site 3.

理論位相速度の残差の標準偏差は25 m/sであり、位相速度が600 m/sから200 m/sの広い範囲にあることを勘案すると、非常に小さいことがわかる。Fig. 14に交互インバージョンによる地下速度構造の収束過程を示す。試行錯誤で決めた初期モデルからMethod-Aで計算した場合と、Method-Bで計算した場合を示している。Site 3の場合、Method-Aも、Method-Bも、徐々に理論位相速度と観測位相速度の残差の標準偏差が減少し、

ほぼ同一の地下速度構造に収束している。他の観測地点も収束回数に差は若干あるがおおむね同様に収束した。ただし、パラメータとして層厚は構造に敏感であり、初期モデルが妥当でない場合、Method-Bは収束しない場合もある。

Fig. 15に本手法により推定されたS波速度構造とボーリング資料から山本ほか(1996)の実験式で計算されるS波速度構造を対比して示す。微動の解析からは第1層のS波速度は182 m/s、第2層281 m/s、第3層363 m/s、最下層676 m/sの4層構造が得られた。局部的には砂礫等のはさみのためN値が大きい、すなわち、実験式から求めたS波速度が大きい部分があるものの、層としての平均的な値は微動から解析された値と整合しているとみなされる。ボーリングはN値50以上の建築物の支持層で掘り止めされているため、最下層の速度は不明である。なお、インバージョンにより求められた最下層のS波速度は676 m/sと、なっているが、2 Hz以下の位相速度データが得られれば最下層のS波速度が若干変更される可能性およびさらに下部のS波速度の大きい層が存在する可能性がある。盛岡工業高等学校ではグラウンドの都合上、最大アレイ長が139 mまでしか観測を実施できなかった。これが2 Hzまでの位相速度しかデータにできないことに現れている。やや長周期微動の大規模なアレイ観測等により、もう少し低周波側の位相速度の情報が入手できるのならより確実な地下構造が推定可能と考えられる。

#### 4.2 全観測地点における結果

前節までに示した観測及び解析を、Site 1からSite 11までのすべての観測地点で行った。すなわち、短周期微動のアレイ観測からF-K法で得られた位相速度を

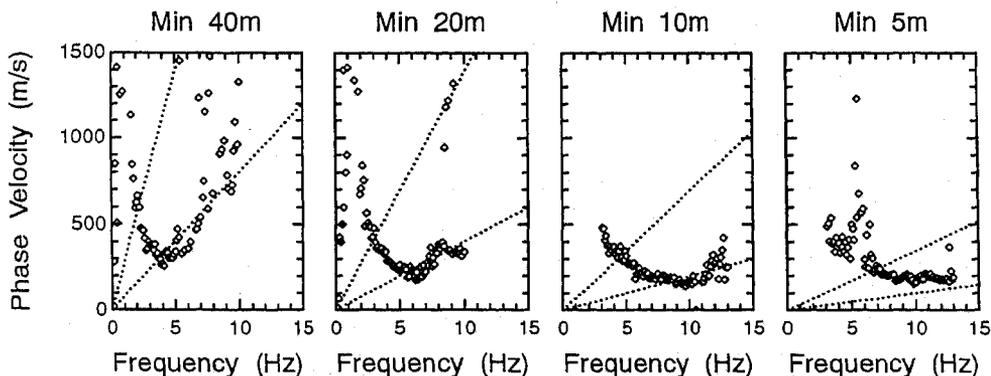


Fig. 12 Observed phase velocities obtained from each array at Site 3. Dotted lines mean upper and lower limits of detectable wavenumbers which are determined from array size.

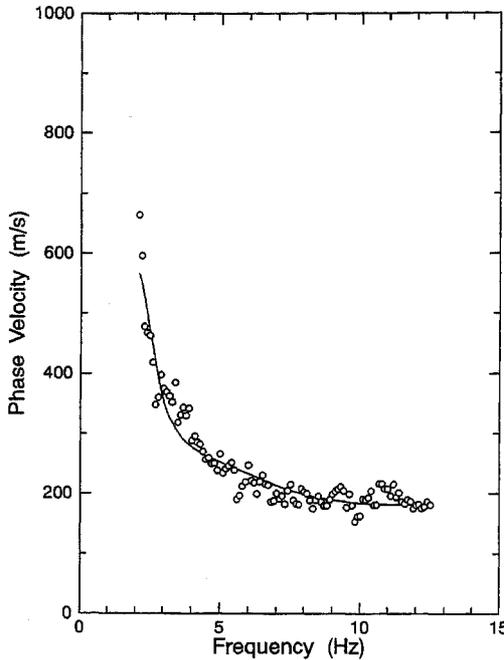


Fig. 13 Comparison of calculated phase velocities using the best fitting model drawn by solid line with observed phase velocities at Site 3.

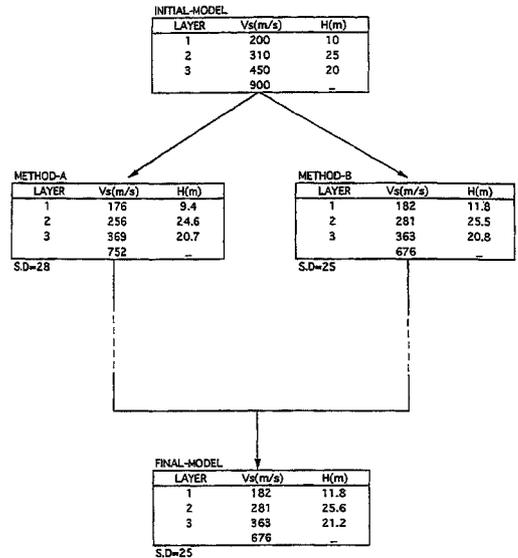


Fig. 14 Convergence process for estimating S-wave velocity structure at iterative inversion.

交互インバージョンを用いて地下構造を推定した。最終的に得られた位相速度の観測値と、インバージョンにより得られた理論値を Fig. 16 に示す。すべての観測点において、インバージョンにより求められた最適地下構造モデルの理論位相速度は、観測された位相速度と整合していることが図からわかる。なお、アレイの展開個数の多い Site 1, Site 3, Site 8, および Site 11 では当然のことながら解析可能範囲が広がるため、幅広い周波数帯で位相速度が観測されていることがわかる。

火山泥流堆積物が厚く分布すると推測される Site 1 では、3 Hz 以上の高周波側で位相速度が小さく、砂礫が分布すると推測される Site 8, Site 11 では、高周波側でも位相速度が Site 1 に比して大きい。なお、Site 4 と Site 5 の両地点においても同様に F-K 法により位相速度の推定を試みた。しかし、Site 4 では解析可能範囲内に位相速度が検出されず、Site 5 では連続性の良い位相速度の分散関係が得られなかったため、地下構造の推定を行っていない。

観測された位相速度に基づき地下速度構造が推定された地点は全部で 9 地点である。前節と同様に、インバージョンにより推定された S 波速度構造と、ボーリング資料から推定された構造を Fig. 17 に示す。いずれの

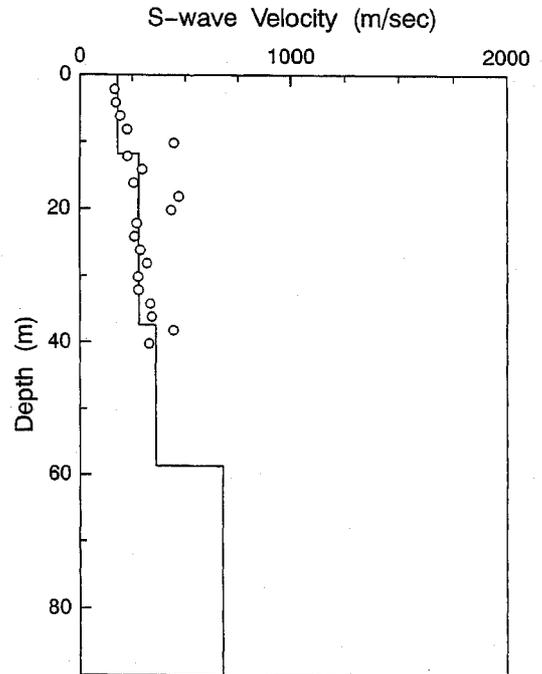


Fig. 15 Estimated S-wave velocity as a function of depth at Site 3. Solid line shows velocity obtained in this study, open circles show velocities obtained from borehole data using empirical relation by Yamamoto *et al.* (1996).

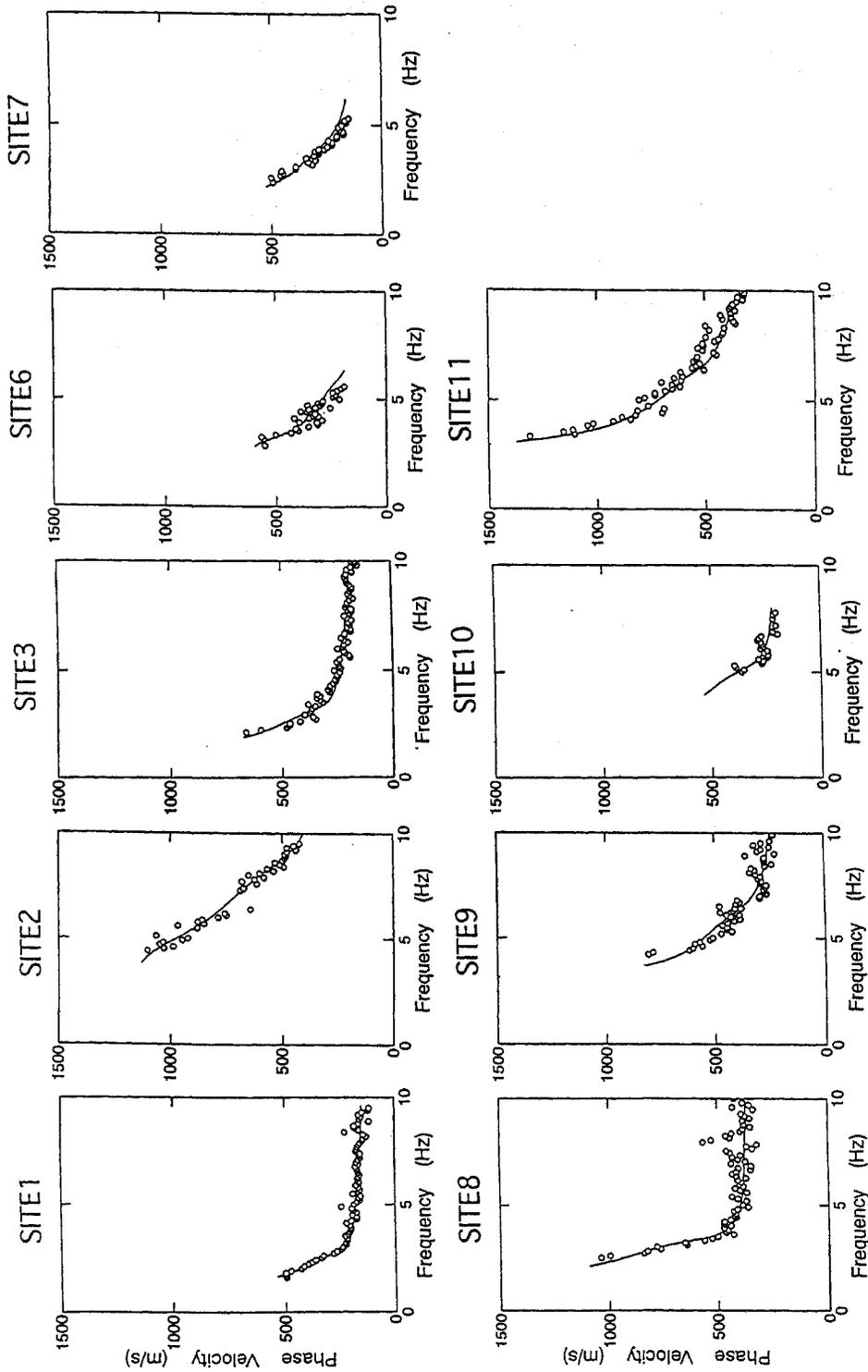


Fig. 16 Comparison of calculated phase velocities at all sites drawn by solid line with observed phase velocities.

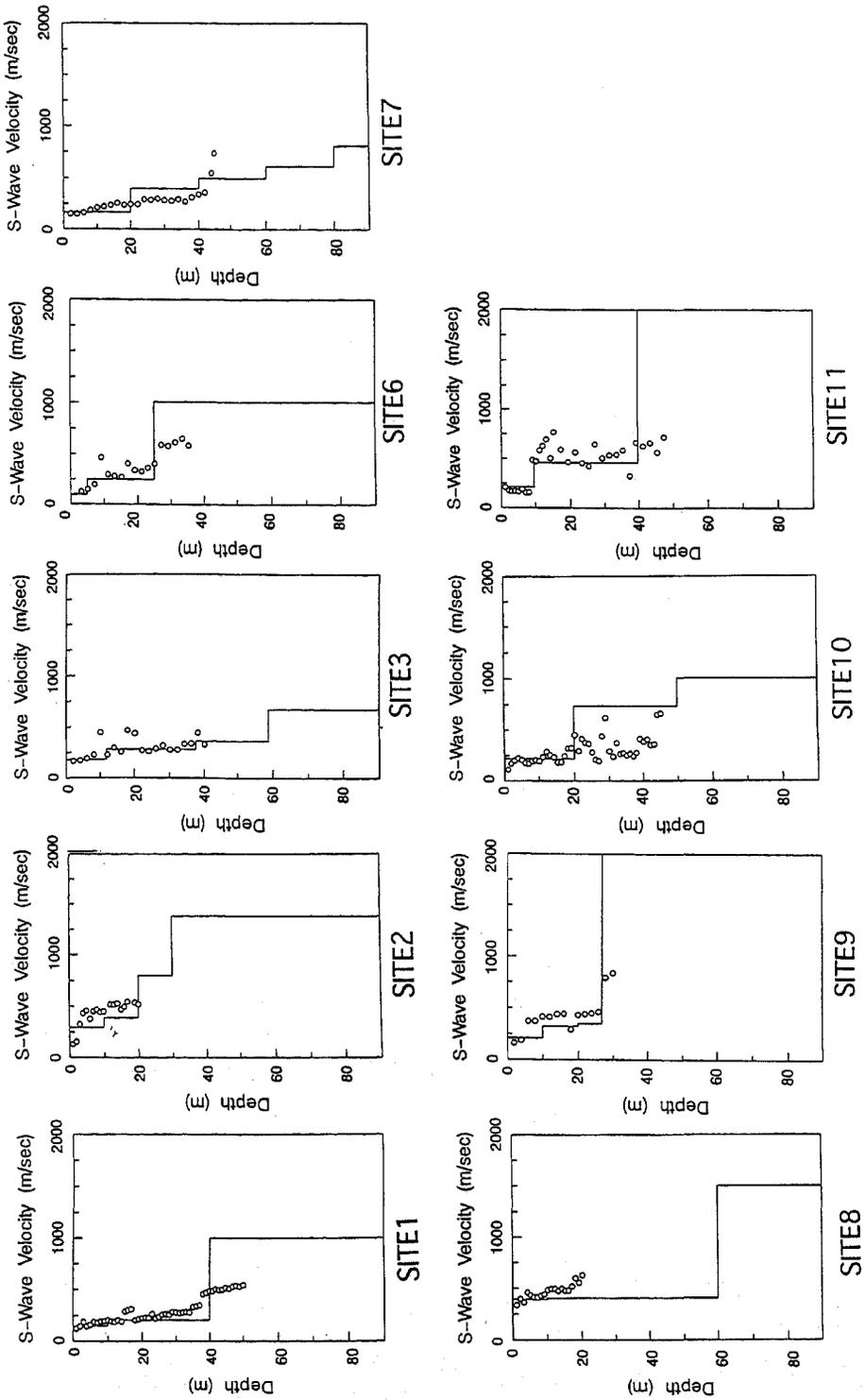


Fig. 17 Estimated S-wave velocities as a function of depth at all sites. See also the caption of Fig. 15.

観測点でも浅部においては、ボーリング資料から推定されるS波速度と微動から求められたS波速度は整合しており、本手法により浅部地下速度構造は適切に解析されているものと判断される。ただし、ボーリング資料のほとんどが建築物の支持層調査を目的としたもので最深でも50 m程度であるため、深部についてはこの比較は行えない。

Site 1やSite 11のように位相速度が広い周波数帯で求められた観測点では推定された地下構造の適合性はよい。一方、Site 10のように、やや深部において微動から求められた地下構造とボーリング資料から求められた地下構造に若干の差異がみられる観測点もある。この理由としてアレイ長が小さいため位相速度の周波数帯が狭いことが原因と考えられる。特に、低周波側の位相速度が得られていない観測地点では、インバージョンによって求められた最下層のS波速度の値には誤差が含まれている可能性があると考えられる。

## 5. 考 察

結果で述べたように、盛岡市域の9地点において微動の位相速度を利用して地下速度構造を推定した。その構造はボーリング資料との比較から矛盾しないものであることが示された。このことは、上下動地震計アレイにより観測され周波数一波数解析法によって検出された微動の位相速度がレイリー波の基本モードのものであることを示唆している。また、Haskellの手法を用いて理論位相速度を計算する上で、地下構造は水平成層構造であることも仮定しているが、これも、本研究で観測を行った測点において、少なくともこの解析の対象とした波数領域では、満足されていると考えられる。

本研究では、微動のアレイ観測地点のうち、Site 4とSite 5では地下構造が推定不可能であった。この原因として、Site 4は盛岡市東部に位置し、花崗岩と推定される基盤が地表付近まで分布しているため、微動の位相速度に対して適切な大きさのアレイが設定されていなかったものである。また、Site 5は盛岡市北西部に位置し、この周辺には局所的に礫を多く含む火山泥流が厚く分布するとされている(大上ほか, 1977)。敷地内で数本のボーリング調査が行われているが、地下浅部での土質・N値がわずかの距離でも異なっている。このような、地下速度構造の不均質性の大きな場所においては、前記の本手法の仮定が満足されず、地下構造が推定できなかったと考えられる。

F-K法は、任意の形のアレイに対して適用可能である利点を持つ反面、位相速度の解析可能範囲が狭いとい

う欠点を持つ。本研究では都市部で大きな平面的広がり確保できるグラウンドなどを対象にした。しかし、地下数十m程度の層の速度値を正確に求めるには、なお、大きなアレイを展開する必要がある場合もある。Aki(1957)による空間自己相関法は、円形アレイでなければならない欠点を持つ反面、位相速度の解析可能範囲がF-K法に比べて広い利点を持つことが指摘されている(例えば、宮腰, 1995; 松岡ほか, 1996)。微動の位相速度を利用する地下構造探査法として実用化を考える場合、調査対象地域の状況をふまえて、これらの手法の併用を検討することも必要と考えられる。

## 6. 結 言

工学的基盤までの浅部地下構造の評価を目的に、盛岡市域でアレイ観測による短周期微動の観測を行い、周波数一波数解析法(F-K法)を用いてインバージョンにより地下速度構造の推定を行った。その結果、互いに地下構造を異にする11観測地点のうち9地点においてRayleigh波と考えられる連続性の良い位相速度の分散現象が確認され、その位相速度を用いて、未知数をS波速度とした場合、未知数を層厚とした場合の2通りの交互インバージョンにより、既知の地下情報であるボーリング資料に整合した地下構造が推定可能であった。

微動を利用した探査法は、観測の容易性、環境問題を生じない等の利点を持ち、観測条件で制限をうける都市部における地下構造探査法として有効であることが本研究によっても示された。本研究では盛岡市域の9地点で微動から地下構造が推定されたが、より多くの観測事例を示すことにより、手法の信頼性を高めることが今後の課題と考えられる。

## 謝 辞

査読者の方々には多くの有益なコメントを戴いた。各観測地点のボーリング資料は官庁、関連会社のご厚意により提供していただいた。微動観測には当時の岩手大学工学部の院生、学生諸氏の助力を得た。記してここに謝意を表する。

## 参 考 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.  
 CAPON, J. (1969): High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.  
 HASKELL, N. A. (1953): The dispersion of surface waves on

- multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34.
- HORIKE, M. (1985): Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, **40**, 99-116.
- 岩手県 (1978): 北上山系開発地域土地分類基本調査盛岡5万分の1表層地質図.
- LACOSS, R. T., E. J. KELLY and V. M. TOKSÖZ (1969): Estimation of seismic noise structure using an array, *Geophysics*, **34**, 21-38.
- 松岡達郎, 梅沢夏美, 巻島秀男 (1996): 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討, *物理探査*, **49**, 26-41.
- MATSUSHIMA, T. and H. OKADA (1990): Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, *Butsuri-Tansa*, **43**, 21-33.
- 宮腰 研 (1995): 微動探査法による表面波位相速度推定の基礎的研究, 北海道大学大学院博士論文, pp. 146.
- 中川 徹・小柳義夫 (1982): 最小自乗法による実験データ解析, 東京大学出版会, pp. 206.
- 岡田 広・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.
- 大上和良・遠藤真哉・村井貞允 (1977): ボーリング資料に基づく北上低地帯の地下地質 (その1)―盛岡付近一, 岩手大学工学部研究報告, **30**, 20-29.
- 大野 豊・磯田和夫 (1990): 新版数値計算ハンドブック, オーム社, pp. 1153.
- 斎藤徳美・神 薫 (1992): 周波数-波数解析法による盛岡市域の浅所地下構造の解析, *物理探査学会第86回学術講演会講演論文集*, 201-206.
- 太田 裕・後藤典俊 (1978): 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, *物理探査*, **31**, 1, 8-17.
- 時松孝次・宮寺泰夫 (1992): 短周期微動に含まれるレイリー波の特性と地盤構造の関係, *日本建築学会構造系論文報告集*, **439**, 81-87.
- 山本英和・大丸篤志・斎藤徳美 (1996): 盛岡市域における地盤のS波速度推定式の作成, *物理探査*, **49**, 3, 182-196.