

# 人工振源を用いた表面波探査の開発と その土木地質調査への適用

林 宏一・鈴木 晴彦・斎藤 秀樹

## Surface wave method using artificial sources -Development and application to civil engineering investigations-

Koichi Hayashi, Haruhiko Suzuki and Hideki Saito

### Abstract

We have developed the surface wave method for delineating near surface S-wave velocity structures. The surface waves (Rayleigh waves) are elastic waves propagating along the surface. The phase velocity of surface waves mainly reflects S-wave velocity structure of near surface. Therefore, near surface S-wave velocity structures can be estimated by analyzing surface waves. We have developed the surface wave method using artificial sources. The velocity distributions up to the depth of ten meters can be obtained through the surface-wave method. Sledgehammers or weight drops are used as sources and low frequency geophones are used as receivers. The data acquisition is similar to the shallow P-wave seismic reflection methods. The CMP analysis of surface waves is applied to the shot gathers for calculating dispersion curves. A non-linear, least square inversion is applied to each dispersion curve in order to obtain a S-wave velocity structure. In order to evaluate the applicability of the surface wave method, we have performed numerical and physical modeling, and have revealed that the surface waves can be used for imaging two-dimensional structures. This article summarizes the data acquisition and analysis method, and shows the application of the method to civil engineering investigations.

### (要 旨)

表面波（レーリー波）を用いて地盤のS波速度分布を簡便に求める手法を開発した。表面波は弾性波（地震波）のうち地表付近を伝播する波であり、その伝播速度はおおよそ波長に相当する深度までの地盤のS波速度を主に反映する。したがって、表面波を測定し解析することにより、地盤のS波速度分布を求めることができる。筆者らは、人工振源により励起された表面波を用いて地表から深度約15mまでの浅部地盤の二次元的なS波速度構造を求める手法を開発し、実際の地盤調査への適用を開始した。この手法では、起振にはカケヤや重錘落下を用い、受振器には比較的低い周波数まで測定可能な速度型地震計を用いる。起振点・受振点配置は反射法地震探査とほぼ同じである。解析は、まず全ての記録の中から二本のトレースの中心位置が等しいトレースを集めて位相速度曲線を求め、次に求められた曲線から非線形最小二乗法によって地盤のS波速度構造を求める。これまでに、数値実験、室内の物理モデル実験をとおして解析手法の妥当性を検証し、実際の地盤における適用実験から最適な測定手法を確立した。測定・解析の方法と適用例についてまとめる。

#### 1. はじめに

地盤のS波速度は、物質の硬さなど工学的な目安となる剛性率に直接関係する値であり、地盤の動的特性の把握・検討などには不可欠なパラメータである。したがって土木地質調査において深度数10mまでのS波速度構造を把握することは、構造物の耐震設計などにおいて重要である（今井・吉村, 1972; 鈴木他, 1994; 松枝・川原田, 1994）。

山岳地などで地盤のP波速度を求めるためには地表から屈折法地震探査が用いられているのに対し、深度数10mまでの地盤のS波速度を求める方法としては、ボーリング孔を用いてPS検層などを行うのが一般的であり、地震探査手法を用いて地表から非破壊でS波速度構造を求めることはあまり行われていない。現在土木分野において、実体波（P波およびS波）を用いてS波速度構造を地表から求める手法としては、S波の屈折法および反射法があるが、どちらも標準的に行われるにはいたっていない。

ない。この理由は、初動であるP波に比べて後波であるS波の起振・受振は難しいこと、S波速度構造が重要である土質地盤では山岳地に比べて一般に速度コントラストが小さいため屈折法の適用が難しいこと、反射法は正しい速度を求めることが難しい場合があること等である。

一方、地表付近を伝わる表面波（レーリー波）は、一般に地盤のS波速度に敏感である。また、表面波を用いた探査は、屈折法や反射法に比べて測定が簡単であること、屈折法と違い大きな速度コントラストは必要とせず速度が逆転する層が存在しても解析可能であること、表面波の伝播速度は主に地盤のS波速度を反映することなどの特長を持つ。したがって表面波を用いた探査により、二次元・三次元のS波速度構造を地表から簡単に把握することができると考えられ、常時微動を用いて深度数10m～数kmのS波速度構造を求める微動探査などは近年実用化されつつある（例えば、岡田他、1990）。

また深度数10m以浅の地盤構造を簡便に調べる手法として人工振源を用いた表面波探査の適用も試みられてきた（例えば、時松・桑山、1990）。土木地質調査において、これまで日本で行われてきた表面波探査は、主にバイブレーターにより励起された定常波を二個の受振器を用いて測定し、水平成層構造を仮定して一次元の解析を行うものである。しかし、一次元探査であるため複雑な地盤への適用が難しいこと、表面波を発生させるために特殊な起振器を必要とすることなどから、広く一般に用いられるにはいたっていない。

近年、Park et al. (1999 a, b) およびXia et al. (1999 a, b) はカケヤや重錘落下などのインパルス振源によって励起された表面波を測線上の多数の受振器を用いて測定を行い、多数のトレースから位相速度曲線（分散曲線）を計算し、さらに一次元の測定解析を測線上で連続して行うことにより二次元のS波速度構造を求める手法を提案し、これを表面波多チャンネル解析（MASW: Multi-channel Analysis of Surface Waves）と称して土木地質調査への適用を試みている。Park et al. (1999a) やXia et al. (1999a) の提案した表面波探査により二次元のS波速度構造が得られれば、表面波探査は屈折法地震探査、反射法地震探査に次ぐ新しい浅部地震探査手法となる可能性もあると筆者らは考えた。そこで、現場実験や数値実験をとおして、彼らの提案した手法を日本の浅部地盤構造探査に適用することを試み（鈴木他、2000；鈴木・林、2000）、さらにPark et al. (1999a) らの表面波多チャンネル解析を発展させて、複雑な地盤構造でもより高い分解能で地盤のS波速度構造を求めることが可能な手法（表面波CMP解析）を開発した（林、2001）。表面波探査を二次元もしくは三次元の複雑な地盤に適用できれば、その応用範囲は広がると考えられるが、これまでの表面波探査や微動探査の解析は一次元構造を仮定しており、水平方向に変化する構造における表面波探査の適用性についてはあまり検討されていない。二次元もしくは三次元構造に表面波探査を適用する際の問題点と

して、a) 水平成層ではない場合の表面波の伝播はどうなるか、b) またその位相速度曲線は何を意味するか、c) 多数のトレースから1本の位相速度曲線を計算する場合、空間方向の分解能が低下しないか、などが考えられる。これらの問題を検討するために、数値実験や室内の物理モデル実験により、二次元構造における表面波の伝播特性を検討し、提案する解析方法の妥当性を検証した。表面波は、P波やS波に比べてその理論的な波動場を計算することが困難である。例えば、二次元もしくは三次元の複雑な構造に対して表面波の解析解を求めることは大変難しい。この難しさが、これまで表面波があまり用いられてこなかった原因の一つである。しかし筆者らは最近の開発により、二次元もしくは三次元の複雑な構造に対する理論的な波動場の計算手法を確立した（Hayashi, 1999；林、1999；林・引間、2000）。この理論波動場の計算技術が、表面波を用いた探査手法の開発において有力なツールとなった。また、数値実験と実際の地盤における波動伝播の中間的な実験として、レーザードップラー振動計（LDV）を用いた室内の物理モデル実験を行い、数値計算によって示された表面波の一次元および二次元モデルにおける基本的な伝播特性が実際の物理現象として観測されることを確認した。

屈折法地震探査や反射法地震探査の解析の基本は、波動の屈折や反射など幾何学的に理解しやすい現象に基づいているのに対し、表面波の伝播特性や解析理論は直感的に理解し難い。そこで本論文ではまず、表面波の基本的な伝播特性を理論波形計算によって示す。次に表面波探査の測定・解析方法についてまとめ、手法の妥当性を検討するために行った数値実験や室内の物理モデル実験の結果を示す。さらに、これらの実験に基づいて最適な観測方法を選択するために行った実地盤における実験結果についてまとめ、最後に土木地質調査への適用例を紹介する。

## 2. 表面波の基本的性質

弾性体を伝わる波動（地震波）は、大きく実体波と表面波にわけられる。実体波にはP波とS波があり、表面波にはレーリー波とラブ波がある。このうち、均質無限媒質中を伝わることができるのは実体波だけである。

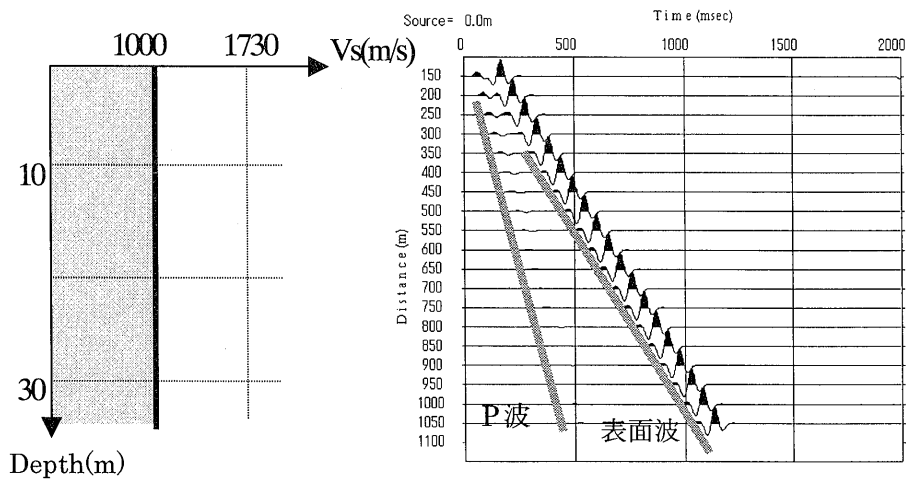
均質媒質において地表面が存在した場合（半無限均質媒質）、地表面に沿って表面波の一つであるレーリー波が伝播する。レーリー波は、その伝播速度は一般にS波速度の0.9～0.95倍であり（ポアソン体の場合には0.9194倍）、地表面に垂直な方向に大きく振動するという特徴を持つ。したがって、仮にレーリー波の速度を正しく測定できれば、最大5%の誤差でS波速度に換算することができるといえる。図-1に離散化波数積分法（Bouchon, 1977）により計算した半無限均質媒質の表面を伝わる波の理論波形を示す。起振点・受振点は地表であり、波形は鉛直方向の粒子速度を示す。初動（P波）に比較して後波である表面波（以下、表面波はレーリー波を意味す

る)の振幅は遥かに大きいことがわかるが、これは表面波の起振およびその測定がP波やS波に比べて容易であることを示す。

次に水平成層構造の場合を考える。表面波の伝播速度は、およそ波長に相当する深度までの地盤のS波速度を主に反映する。したがって、波長の短い波(高周波数)は浅い地盤の速度だけを反映し、波長の長い波(低周波数)ほど深い地盤の速度を反映する。このように周波数(波長)の違いによって波の伝播速度(位相速度)が異なる現象を分散と呼ぶ。図-2に水平二層構造の場合の理論的な波形と、その周波数領域における見かけ速度分布(後述)を示す。この図で各周波数において最も振幅が大きくなる見かけ速度を、その周波数に対する位相速

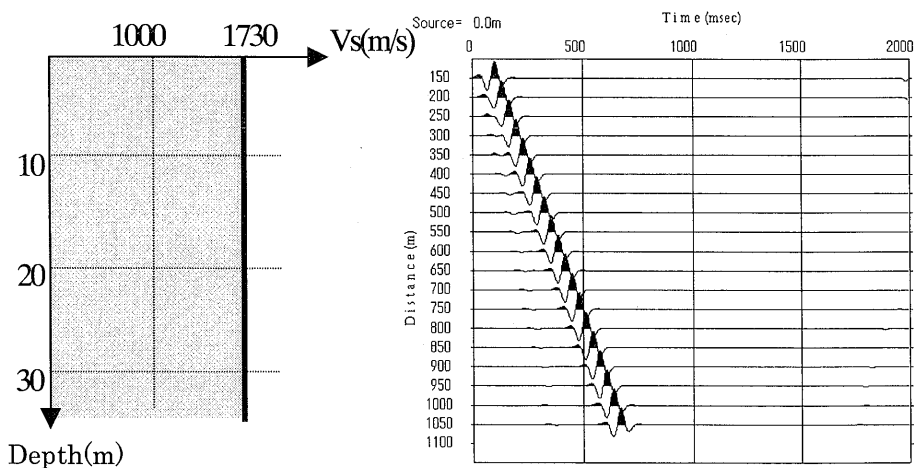
度と呼び、これを繋いだものを位相速度曲線(もしくは分散曲線)と呼ぶ。位相速度曲線を逆解析することにより、地盤のS波速度構造を求めることができる。なお層構造の場合には、もう一つの表面波であり水平方向に振動するラブ波も伝播するが、レーリー波ほどには物理探査には用いられていない。

このように、表面波の伝播速度は周波数によって異なる深度のS波速度を反映することから、様々な周波数の波を用いることにより、地盤のごく浅部から深部まで同じ理論に基づいて探査を行うことが可能である。本論文の主題である表面波探査は、周波数5~50Hz程度の波を用いて深度15m程度までの地盤のS波速度を推定する方法である。



a)  $V_p=2000\text{m/s}$ ,  $V_s=1000\text{m/s}$ の場合。左：S波速度構造，右：理論波形。

a) In the case of  $V_p=2000\text{m/s}$  and  $V_s=1000\text{m/s}$ . A S-wave velocity model (left) and theoretical waveforms (right).



b)  $V_p=3000\text{m/s}$ ,  $V_s=1730\text{m/s}$ の場合。左：S波速度構造，右：理論波形。

b) In the case of  $V_p=3000\text{m/s}$  and  $V_s=1730\text{m/s}$ . A S-wave velocity model (left) and theoretical waveforms (right).

図-1 離散化波数積分法を用いて計算した半無限均質媒質の場合の理論波形。S波速度の変化に対応して表面波の速度も変化することがわかる。

Fig.1 Theoretical waveforms for homogeneous half space calculated by the discrete wave-number method. Apparent velocity of surface waves is related to S-wave velocity.

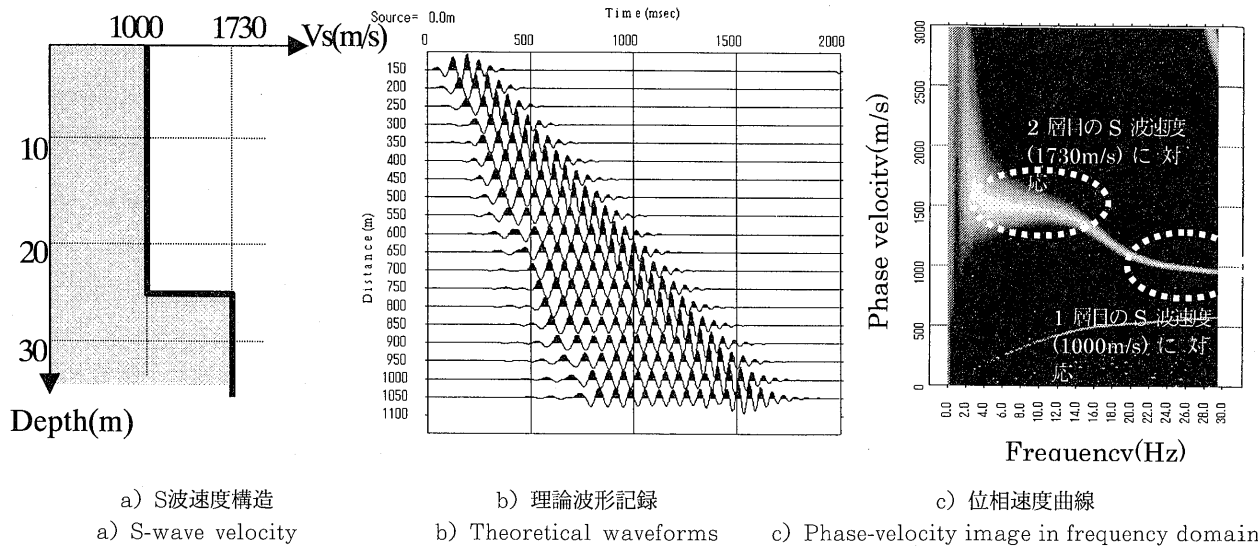


図-2 水平2層構造の場合の理論波形と位相速度曲線。(c)の位相速度分散曲線は(b)の波形から位相速度毎に振幅の大きさを求めたもので、白い部分が振幅の大きい場所である。低い周波数成分は2層目のS波速度に対応し高い周波数成分は1層目のS波速度に対応していることがわかる。

Fig.2 Theoretical waveforms and phase velocity image for a horizontal two-layer model. Phase-velocity image in frequency domain (c) is calculated from time domain waveforms (b). Time-domain waveforms are transformed into phase-velocity and frequency domain in the calculation. Low frequency part corresponds to a second layer S-velocity and high frequency part corresponds to a first layer S-velocity.

### 3. 測定・解析方法

我が国でこれまで行われてきた表面波探査は、主にバイブレーターなどを用いて定常波動を励起し測線上の二個の地震計で取得された波形間のクロスコリレーションを計算することにより位相速度を求める方法である。これに対して、Park et al. (1999) は重錘落下などのインパルス振源により励起された波を、測線上に展開された多数の地震計で取得し周波数領域で見かけ速度に応じて積分することにより、時間-距離の領域の観測波形を、直接周波数-位相速度の領域に変換する方法を考案した(MASW: Multi-channel Analysis of Surface Waves)。この手法は、Park et al. (1999a) が指摘するように二個の地震計で取得された波形のクロスコリレーションでは分離が困難な実体波や高次モードの表面波を視覚的に分離することができるだけでなく、2つの地震計データのクロスコリレーションで問題となる空間的なエイリアジングを回避することができる点で優れた手法である。Xia et al. (1999a) はこの方法を連続的に用いて二次元のS波速度断面を作成した。

この手法を用いて低周波数の領域まで精度よく位相速度を決定するためには、Park et al. (1999a) が指摘するように地震計の展開長を長くする必要がある。しかし、展開長を長くすることにより、同じ展開内で速度構造が変化している場合にはそれを平均化してしまい、空間方向の分解能を低下させる可能性がある(林・鈴木, 2000)。空間方向の分解能を向上させるためにはなるべく短い区

間で位相速度を決定することが望ましいが、速度を精度よく求めるためにはなるべく長い区間のデータを使う方が望ましく、この二つは矛盾する。そこで筆者らは、この矛盾を解決するために多数の起振点の記録から中心位置が共通となるトレースを集めて処理する方法(CMP解析: Common Mid Point解析)を考案した。

本章ではまずPark et al. (1999a) の提案した表面波多チャンネル解析についてまとめ、次にこれを発展させたCMP解析について述べる。最後に位相速度曲線からS波速度構造を求める手法についてまとめる。

#### 3.1 表面波多チャンネル解析

波形の位相速度を求めるもっとも簡単な手法は、二つの異なる地点の波形のクロスコリレーションを計算する方法である(例えば、Guo and Liu, 1999)。二本のトレース  $R_1(t)$ ,  $R_2(t)$  のフーリエ変換を  $R_1(\omega)$ ,  $R_2(\omega)$  とすれば、このクロスコリレーション  $P_{21}(\omega)$  は、

$$P_{21}(\omega) = R_2(\omega) \cdot R_1'(\omega) = \frac{R_2(\omega)}{|R_2(\omega)|} \cdot |R_1(\omega)| \exp(i\Delta\phi(\omega)) \quad (1)$$

と計算できる( $R_1'(\omega)$  は、 $R_1(\omega)$  の複素共役)。 $\Delta\phi(\omega)$  は、 $P_{21}(\omega)$  の位相スペクトルであり、これが二本のトレースの位相差となる。しかしこの方法には、求める周波数によって受振器間隔を変える必要があるので測定に手間がかかる、実体波や高次の表面波を分離できないなど問題が多い。

これに対して, McMechan and Yedlin (1981) は,  $\tau$ - $p$  変換した共通起振点記録を周波数領域に変換することにより, 直接位相速度を求める方法を発表した。この方法は, 多チャンネル (3 トレース以上) の波形から位相速度を求めることができる, 実体波や高次モードの位相速度曲線を基本モードのそれと分離できるという点において, 二本のトレースのクロスコリレーションよりも優れている。Park et al. (1999) も表面波多チャンネル解析 (MASW: Multi-channel Analysis of Surface Waves) と称して, 同様に共通起振点記録から直接位相速度を求める方法を発表した。McMechan and Yedlin (1981) の方法は最初に見かけ速度を求め次に周波数領域に変換するのに対して, Park et al. (1999a) の方法は最初に周波数領域に変換し次に見かけ速度を求めるものである。Park et al. (1999a) は後者の手法の方が少ないトレースでも明瞭に位相速度を求めることができることを示したが, 筆者らも両手法を比較した結果, Park et al. (1999a) の方法が優れているとの結論に達し, これを用いることとした。以下, Park et al. (1999a) の表面波多チャンネル解析についてをまとめる。

- (1) 観測した波形を, トレースごとに周波数領域に変換する。

$$F(x, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (2)$$

ここで,  $x$  は距離,  $t$  は時間,  $\omega$  は角周波数,  $f(x, t)$  は時間領域の共通起振点記録,  $F(x, \omega)$  はそのフーリエ変換である。

- (2) 計算を行う見掛け速度 ( $c$ : 位相速度) 毎に, 距離と速度に応じて位相シフトを行いながら, 波形スペクトルを加算する。

$$F(x, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(x, \omega) \cdot e^{i\omega \frac{x}{c}} dx \quad (3)$$

- (3) (2)を計算したい位相速度の全範囲について行う。  
 (4) 下記のように絶対値を計算して図とする。

$$P(c, \omega) = |F(c, \omega)| \quad (4)$$

図-2cは, 図-2bの波形を上記手順で周波数-見掛け速度 (位相速度) 断面に変換したものである。

- (5) 最後に各周波数で最も振幅の大きい位相速度を求め, これを結んだ線を位相速度曲線 (分散曲線) とする。

### 3.2 表面波探査におけるCMP

以上の表面波多チャンネル解析は, 解析を行う区間内で横方向へ速度構造が変化しないことが前提である。したがって横方向に速度が変化している場所ではこの方法では正しい位相速度曲線が求まらない場合がある。図-3aに表面波探査の共通起振点記録例 (この記録の解析等については後述) を示す。展開の中央付近で表面波と

思われる後続波の見かけ速度が明らかに変わっており, この付近で速度構造が変化していると考えられる。図-3bにこのデータの周波数領域の見かけ速度分布を示す。位相速度曲線が二本もしくは三本に分離しており, このままでは位相速度を決定することは困難である。後述する数値実験や物理モデル実験の結果から, 解析区間内で速度構造が変化している場合には, このように複数の位相速度曲線となる。ここで議論を簡単にするために, Park et al. (1999a) の表面波多チャンネル解析は, 解析する全トレースの中から考えられる全ての二本のトレースの組み合わせを抽出して計算したクロスコリレーションの和と便宜的に考える。このように考えて, クロスコリレーションの中心位置をプロットすると, 使用する受振器位置と中心位置の関係は図-4aのようになる。このように, クロスコリレーションの中心位置が異なる場所に存在するために, 解析区間内で速度構造が変化した場合には図-3のように位相速度の決定精度が悪くなると考えられる。これを回避するには, 図-4bのように中心位置が同じデータの組み合わせを使用して解析することが効果的と思われる。以下, これをCMP (Common Mid Point) 解析と呼ぶ。しかし, 1つの起振点記録の中からCMPとなる組み合わせだけを用いて解析しようとすると, 多くの組み合わせは無駄になってしまう。図-

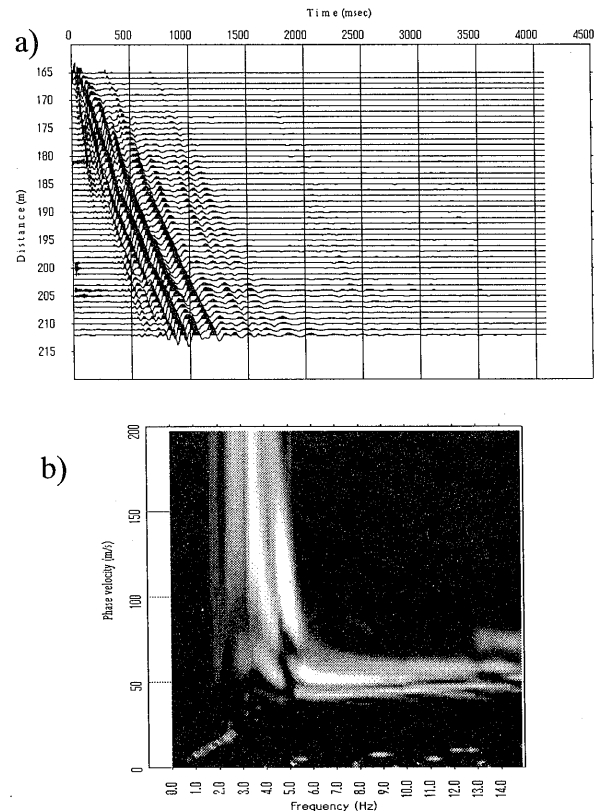


図-3 表面波探査で得られた測定記録例(a)とその周波数領域の見かけ速度分布(b)

Fig.3 The example of observed shot records obtained through surface wave method (a) and its phase-velocity image in frequency domain (b).

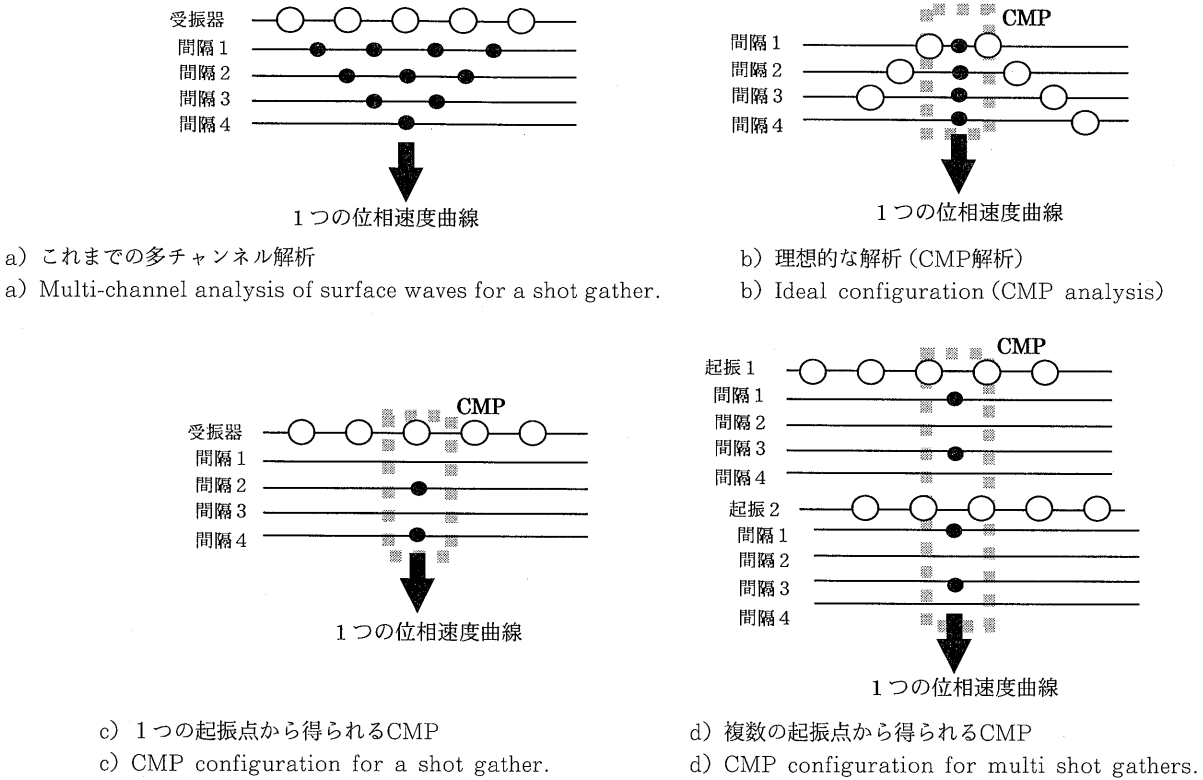


図-4 表面波探査におけるCMP解析の概念。●はクロスコリレーションの中心、○は受振器の位置を示す。  
Fig.4 Concept of CMP analysis in a surface wave method. ● indicates center of cross correlation and ○ indicates receivers.

4 aを例とした場合、五本のトレースから考えられる組み合わせの数は10組であるが、CMPとなる組み合わせは二組である(図-4 c)。二本のトレースのクロスコリレーションを計算する手法に比べて、Park et al.(1999a)の表面波多チャンネル解析の精度が良いのは、多くのトレースを同時に解析するからであり、CMPとなる組み合わせだけを用いても精度が悪くなる。そこで考えられるのは、起振点の異なるデータのうち、中心位置が同一

となるデータについて解析し位相速度曲線を求めることである(図-4 d)。以下に測定方法と解析方法をまとめる。

### 3.3 測定方法

図-5 aに測定の模式図を示す。起振はカケヤもしくは重錘落下により行う。受振器には固有周波数の低い(4.5Hzなど)速度型ジオフォンを用い、受振点間隔は

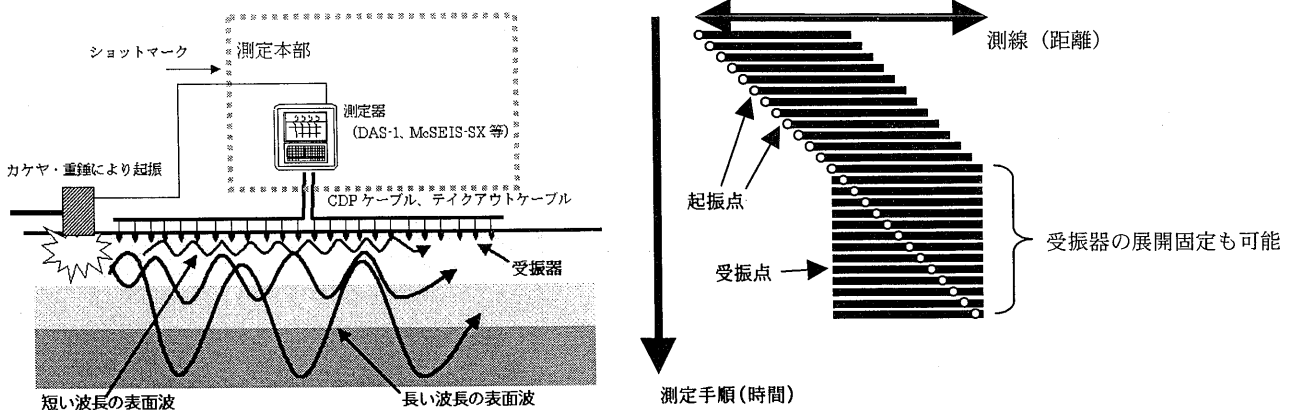


図-5 表面波探査の測定の模式図(a)および測定ジオメトリーの例(b)。  
Fig.5 Schematic diagram of data acquisition (a) and the example of geometry (b) for the CMP analysis of surface waves.

0.5~2m, 24~48チャンネルで測定する。起振点-受振点配置は反射法地震探査のそれに類似している。終端起振を基本とし、測線端では受振器の展開は固定されていても良い(図-5b)。起振点間隔は受振点間隔と等しいことが望ましいが、探査の効率や表面波の波長を考慮すれば起振点間隔は受振点間隔より粗くても良いと思われる。筆者らは通常、受振器間隔は0.5~2m, 起振点間隔は2~4mで測定を行っている。このような測定方法は、反射法で用いられているCDPケーブルやCDPスイッチを用いれば容易に実施することが可能である。

### 3.4 CMP解析

このようにして取得した数多くの記録に対して、Park et al. (1999a) の表面波多チャンネル解析は共通起振点記録毎に位相速度曲線を求める。これに対して、筆者らの考案したCMP解析の手順は下記のとおりである。

- (1) まず、得られた全ての共通起振点記録毎に、考えられる全ての二本のトレースの組み合わせに対してクロス相関係数を計算する。
- (2) 次に、全起振点記録から、二本のトレースの中心位置が同じ場所となる全てのクロス相関係数を集める。
- (3) ここで、同じ受振点間隔のものを重合する。同じ受振点間隔であれば、異なる起振点であってもクロス相関係数であれば波形として重合することができる。
- (4) 中心位置は等しいが、受振点間隔が異なるクロス相関係数は直接重合することはできない。そこで、先に求めた同一受振点間隔のクロス相関係数を重合して求めた記録を受振点間隔に応じて並べる。これは、その地点に固有の位相差を受振点間隔に応じて抽出したことになり、位相速度解析においては共通起振点記録として扱うことができる。以下、これを擬似共通起振点記録と記す。
- (5) この擬似共通起振点記録に対してPark et al. (1999a) の表面波多チャンネル解析を適用する。まず、トレース毎に周波数領域に変換し、次に起振点距離(受振点間隔)に応じた位相シフトを与えて空間方向に積分する。こうして、距離-時間の擬似共通起振点記録を周波数領域の見かけ速度分布に変換することができる。
- (6) 周波数-位相速度のプロットにおいて、周波数毎にその振幅の最も大きくなる位相速度を読み取り、位相速度曲線とする。

### 3.5 非線形最小二乗法によるS波速度構造の推定

上記の手順により求めた位相速度曲線(分散曲線)から、非線形最小二乗法よりのS波速度構造を求める。一般に位相速度曲線の逆解析では、層の数(一般に3~5層)を決めておき、各層の厚さとS波速度の両方を未知数として解く場合が多い。しかし、この方法では層の数を決める際の任意性が大きく、また層厚とS波速度という違う次元のパラメータを同時に求めなければならない。筆者らはなるべく客観的に且つ安定に速度構造を

求めるために、Xia et al. (1999a, b) と同様にモデルは層厚を固定した10~15層構造とし、各層のS波速度だけを未知数とすることにした。P波速度および密度は既存の資料(物理探査学会, 1990)や狐崎他(1990)の回帰式, Ludwig et al. (1970)等を参考にS波速度に連動させる。

一本の位相速度曲線において、 $M$ 層構造の場合に求めるS波速度構造をベクトル $x$ と表記すれば、

$$x^T = (Vs_1, Vs_2, \dots, Vs_M) \quad (5)$$

となる。ここで、 $Vs_1, Vs_2, \dots, Vs_M$ は一層目、二層目、 $M$ 層目のS波速度である。観測波形から求められた位相速度を $f^{obs}$ 、推定した速度構造から計算される理論的なS波速度を $f^{cal}$ とすれば、逆解析の目的関数は、

$$\sum_i^N (f_i^{obs} - f_i^{cal}(Vs_1, Vs_2, \dots, Vs_N))^2 = \sum_i^N (f_i^{obs} - f_i^{cal}(x))^2 \rightarrow \text{Minimize} \quad (6)$$

となる。理論的な位相速度曲線の計算にはコンパウンド・マトリックス法を用いる(齋藤・柁沢, 1993)。 $N$ は観測値の数である。ここで

$$f_i = f_i^{cal}(x) \quad (i = 1 \sim N: N \text{ 葉観測値の数}) \quad (7)$$

と表記すれば、ヤコビアン行列 $a$ は、

$$a = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial Vs_1} & \frac{\partial f_1}{\partial Vs_2} & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial Vs_N} \\ \frac{\partial f_2}{\partial Vs_1} & \frac{\partial f_2}{\partial Vs_2} & \dots & \frac{\partial f_2}{\partial Vs_N} \\ \frac{\partial f_3}{\partial Vs_1} & \frac{\partial f_3}{\partial Vs_2} & \dots & \frac{\partial f_3}{\partial Vs_N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_n}{\partial Vs_1} & \frac{\partial f_n}{\partial Vs_2} & \dots & \frac{\partial f_n}{\partial Vs_N} \end{pmatrix} \quad (8)$$

となり、未知数 $x$ が偏微分係数の中に入るので非線形問題となる。したがって、初期モデルを与え、繰り返し計算(イタレーション)により解を求める。観測された位相速度と理論的な位相速度の残差のベクトル $y$ を、

$$y^T = \begin{pmatrix} f_1^{obs} - f_1^{obl}(x) \\ f_2^{obs} - f_2^{obl}(x) \\ f_3^{obs} - f_3^{obl}(x) \\ \vdots \\ f_N^{obs} - f_N^{obl}(x) \end{pmatrix} \quad (9)$$

とすれば、修正ベクトル $\Delta x$ は、

$$(a^T a + \epsilon I) \Delta x = a^T y \quad (10)$$

と計算できる。ここで $\epsilon$ は、計算を安定させるためのダンプ・パラメータである。 $l$ 回目のイタレーション

ンにおいて新しいモデルの推定値  $x^{l+1}$  は,

$$x^{l+1} = x^l + \gamma \Delta x \tag{11}$$

である。 $r$  は収束を安定させるために導入する。初期モデル ( $x^0$ ) は、周波数と位相速度から波長を求めてその波長の  $1/3$  の深度にその位相速度を与えるなどの方法により作成する。

一般に物理探査の逆解析では、起振 (送信) 点および受振 (受信) 点の配置に限られているため、そのままでは問題を安定に解くことが出来ない場合が多い。そこで、逆解析を安定させるために、空間方向の平滑化が行われる。筆者らの解析でも、以下に示すように速度構造モデルの縦方向および横方向の平滑化を行う。

筆者らの解析では層数が多いので、そのままでは各層のS波速度が上下の層の速度と大きく異なってしまう場合がある。そこで、これを防止するためにまず縦方向への平滑化を行う。

$$(a^T a + \alpha r_v^T r_v + \epsilon I) \Delta x = a^T y \tag{12}$$

ここで  $r_v$  は、各層の上下の層とのS波速度の差の差分である。 $\alpha$  は平滑化の重みであり大きくするほどモデルは平滑になる。

Xia et al.(1999a)による二次元的な解析は、一次元の逆解析を連続して行い、これを最終的に並べて二次元S波速度構造とする。しかしこの方法では、逆解析を行う際に隣のデータとは何の関連も持たせずに計算を行うため、僅かな位相速度曲線の差が大きな速度構造の違いとなってしまう可能性がある。したがって水平方向に連続性の悪いモデルとなる可能性がある。これを避けるために、解析時に隣 (もしくは近傍) の位相速度曲線や速度構造を関連させながら解析を行うこととした。馮他 (2001) は、微動アレイ探査において多地点の同時逆解析を試みて良い結果を得ている。そこで、同様な方法を用いて横方向にスムーズに速度構造がつながるようにした。具体的には1つの測線に含まれる位相速度曲線は全て1つのヤコビアン行列とし、同行列内に横方向の平滑化も含める。

CMPの数K個の測線において、各CMPにおける位相速度曲線に対するヤコビアン行列  $a_1, a_2, a_3, \dots, a_k$  をまとめて、

$$A = a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_k = \begin{pmatrix} a_1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & a_2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & a_3 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & a_k \end{pmatrix} \tag{13}$$

とする。同様に修正ベクトル  $\Delta x$ 、残差ベクトル  $y$  および縦方向の差分行列  $r_v$  もまとめて、

$$\Delta X = \Delta x_1 + \Delta x_2 + \Delta x_3 + \dots + \Delta x_k \tag{14}$$

$$Y = y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_k \tag{15}$$

$$R_v = r_{v1} + r_{v2} + r_{v3} + \dots + r_{vk} \tag{16}$$

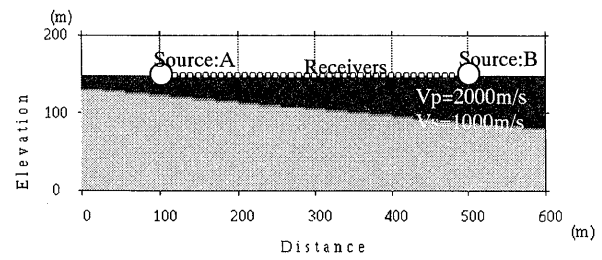
とすれば、イタレーションの各回で解く連立方程式は以下ようになる。

$$(A^T A + \alpha R_v^T R_v + \beta R_h^T R_h + \epsilon I) \Delta X = A^T Y \tag{17}$$

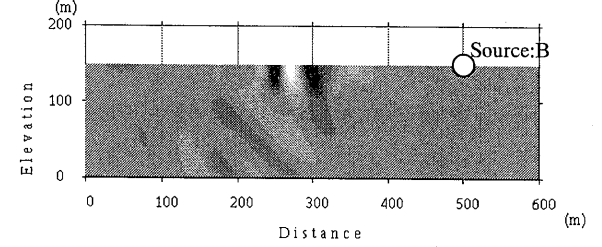
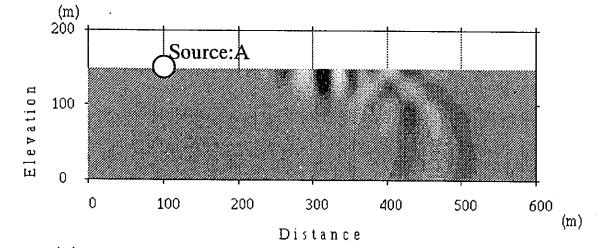
ここで、 $R_h$  はモデルの横方向の差分である。 $\alpha$  および  $\beta$  は平滑化の重みであり、大きくするほどモデルが平滑となる。なお、横方向の差分行列  $R_h$  は、深度とともに平滑化の重みが大きくなるようにした。これは、深度が大きくなるほど感度と分解能が低下すること、および一般に深度が大きくなるほど速度が高くなることを考慮するためである。

4. 数値実験

以上の測定・解析手法の妥当性を検証するために数値実験を行った。表面波の問題において、理論的な位相速度曲線 (分散曲線) を計算することは比較的簡単であり



a) 数値実験に用いた速度構造モデル。  
a) A velocity model used in a numerical test.



b) 300msecにおけるスナップショット (鉛直方向の粒子速度)。上: Source:Aの起振。下: Source:Bの起振。  
b) Wave-field snapshots of 300ms. Vertical component of particle velocities are shown. Top : wave-field snapshot for the source A. Bottom : wave-field snapshot for the source B.

図-6 数値実験に用いた2層構造モデル(a)とスナップショットの例(b)。  
Fig.6 Two layer velocity model used in a numerical tests and the example of snapshots.



よく行われているが、二次元もしくは三次元モデルにおいて点振源から生じた表面波の伝播を計算することは、これまで簡単ではなかった。近年計算機が進歩したことにより、廉価な計算機でも差分法などを用いることにより、容易に複雑なモデルにおける表面波の伝播を計算できるようになった。しかしこれまでのところ、差分法などの理論波形計算手法を表面波探査のフォワード計算に適用した例は、あまり報告されていない。本章では、差分法により理論波形を計算し、この波形から前述の方法により位相速度曲線を計算し、正しい速度モデルを求めることを試みる。

4.1 傾斜二層構造のモデル

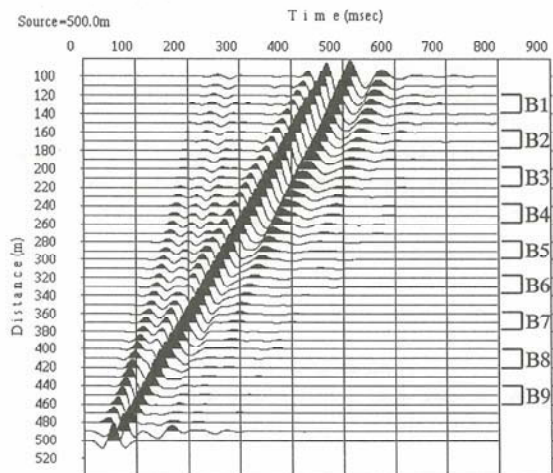
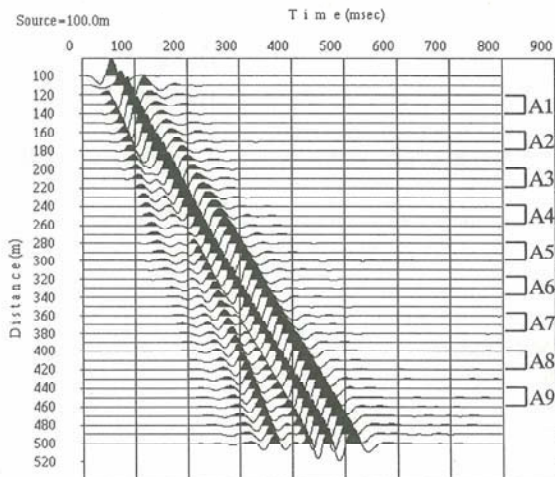
図-6 aに、数値実験に用いた傾斜二層構造のモデルを示す。モデルの境界面の深度は、モデルの左端(0m)で20m, 右端(600m)で72.5mとした。境界面の傾きは5度である。起振点はモデル左側の距離程100m (A), および右側の距離程500m (B)の二ヶ所に設け、二つの理論波形を計算した。モデルの物性値を表-1に示す。

弾性波動の計算には、速度-応力スタガード・グリッドによる二次元差分法 (Virieux, 1986 ; Levander, 1988 ; Hayashi, 1999) を用いた。格子間隔は2.5mとした。振源は深度2.5m地点においた爆発振源とし、中心周波数18Hzのリッカーウェーブレットを振源波形として用いた。

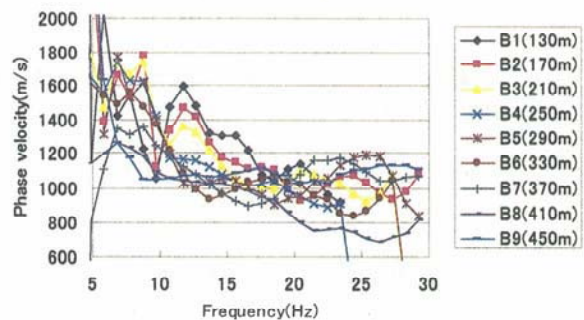
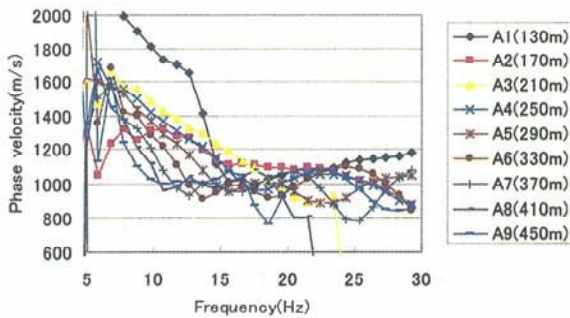
図-6 bに300msにおけるスナップショット例 (鉛直方向の粒子速度)、図-7 aに地表における受振波形 (鉛直方向の粒子速度) を示す。起振点A (100m) の場合は振源から離れるにしたがって境界面の深度が次第に深くなっていくことになり、起振点B (500m) の場合は次第に浅くなっていくことになる。波動のモデルに対する伝播方向により、波形の見かけがかなり異なることがわかる。

表-1 数値実験に用いたモデル

	P波速度(m/s)	S波速度(m/s)	密度(kg/m <sup>3</sup> )
第1層	2000	1000	2000
第2層	3000	1730	2800



- a) 地表における受振波形 (鉛直方向の粒子速度)。左 : Source:Aの波形。右 : Source:Bの波形。振幅は各トレースの最大振幅でノーマライズしてある。A1からB9は位相速度曲線を計算した組み合わせを示す。
- a) Theoretical waveforms on the surface (vertical component of particle velocities). Left : Waveforms for the source A. Right : Waveforms for the source B. Waveforms are normalized by each trace. Label A1 to B9 indicates cross correlation pairs for the calculation of phase-velocity.



- b) 理論波形から計算した位相速度曲線。左 : Source:Aの波形に対する曲線。右 : Source:Bの波形に対する曲線。
- b) Phase-velocity curves calculated from theoretical waveforms. Left : Phase-velocity curves for the source A. Right : Phase-velocity curves for the source B.

図-7 2層構造モデルに対する理論波形(a)とその位相速度曲線(b)。

Fig.7 Theoretical waveforms (a) and its phase-velocity curves for a two-layer velocity model.

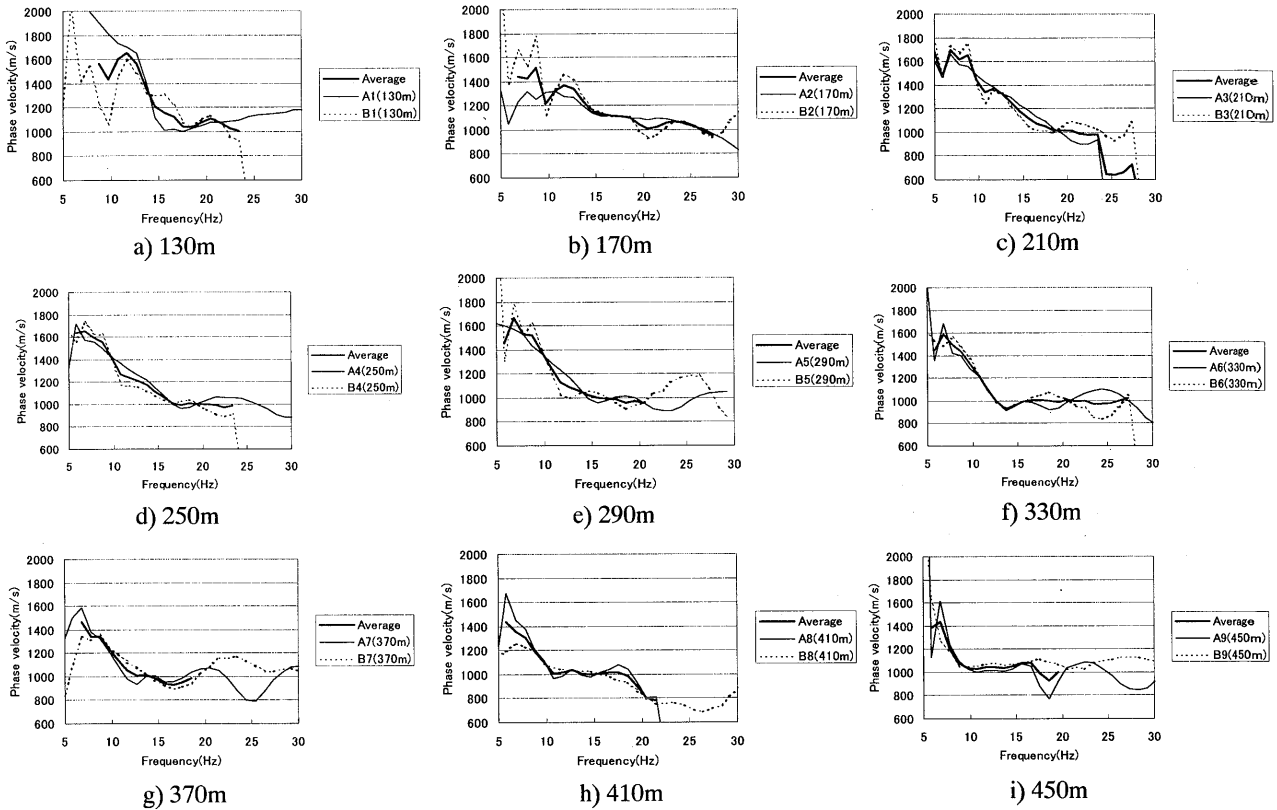


図-8 同じ受振点の組み合わせで計算した、二つの起振点に対する位相速度曲線。実線はSource:A, 点線はSource:Bの波形に対する曲線。太線は平均値を示す。

Fig.8 Phase-velocity curves calculated from same receivers. Thin lines: phase-velocity curves for the source A. Dotted lines: phase-velocity curves for the source B. Thick lines: average.

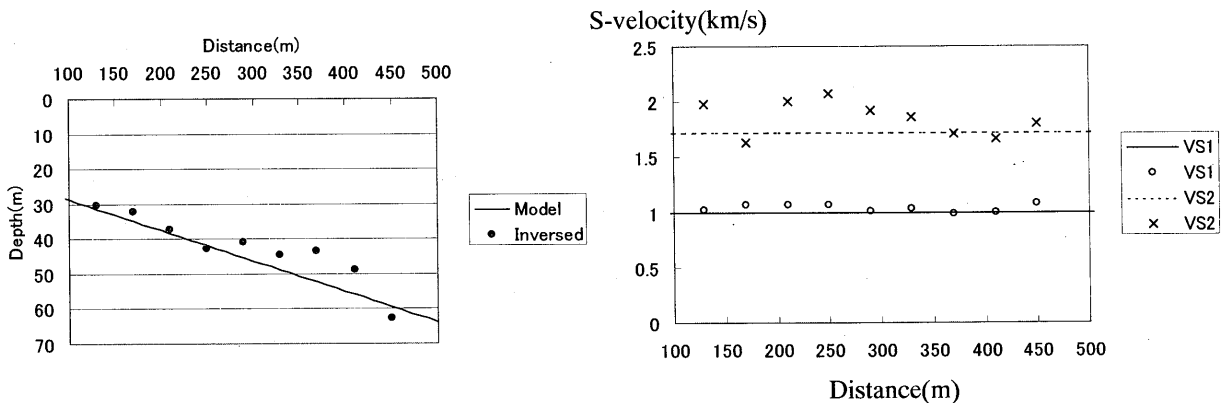


図-9 2層構造モデルにおける逆解析の結果。左：層境界深度の逆解析結果、実線はモデルを示す。右：S波速度の逆解析結果、実線および点線はモデルを示す。

Fig.9. Inverted results. Left : inverted interface depth. A solid line indicates the model. Right : inverted S-wave velocity. A solid line indicates the velocity of the first layer. A dotted line indicates the velocity of the second layer.

図-7aに示した理論波形から、受振点間隔が20mとなる二本のトレースを起振点毎に9組抜き出し、この18組のトレースから18本の位相速度曲線を計算した。位相速度曲線の計算には、二本のトレースのクロスコリレーションを計算する方法(1式)を用いた。

図-7bに、20m間隔の計18組のトレースに対して計算した位相速度曲線を、起振点毎に示す。抜き出したト

レースと対応する位相速度曲線の番号は図-7aに示した。図中の距離程は測線上の位置(二本のトレースの中心)を示すものであり、起振点距離ではない。したがって、二つの起振点の波形に対して共通であり、同じ距離程は同じ位置の受振点の波形から求めた位相速度曲線であることを示す。図-7bを見ると位相速度曲線の凹凸は大きい、これは二本のトレースだけを用いて計算し

ていること、二本のトレースの受振点間隔が狭いことなどによるものと思われる。しかし、明らかに場所によって異なった形状を示し、しかもその傾向は二つの起振点に対する位相速度曲線で類似していることがわかる。したがって、これらの位相速度曲線から二次元的な地下構造をイメージできる可能性があると考えられる。

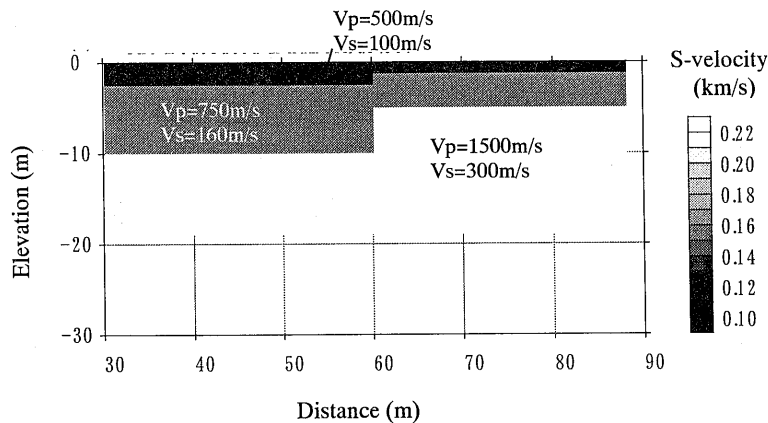
図-8に、同じ受振点の組み合わせで計算した二つの起振点(モデルの右側と左側)の位相速度曲線を、その平均値と重ねて示す。図-8において、異なる二つの起振点の位相速度曲線はほぼ同一である。したがって、本モデル計算では、位相速度曲線は主に受振点下の速度構造に依存し、起振点の位置や、起振点からの距離、また表面波の進む方向にはよらないことがわかる。

そこで、各受振点の組み合わせにおいて得られた二つの位相速度曲線の平均から、非線型最小二乗法により地下構造を求めることを試みた。未知数は、一層目および二層目のS波速度、そして境界面の深度の三つとした。初期モデルとしてS波速度は正しい値、境界面の深度と

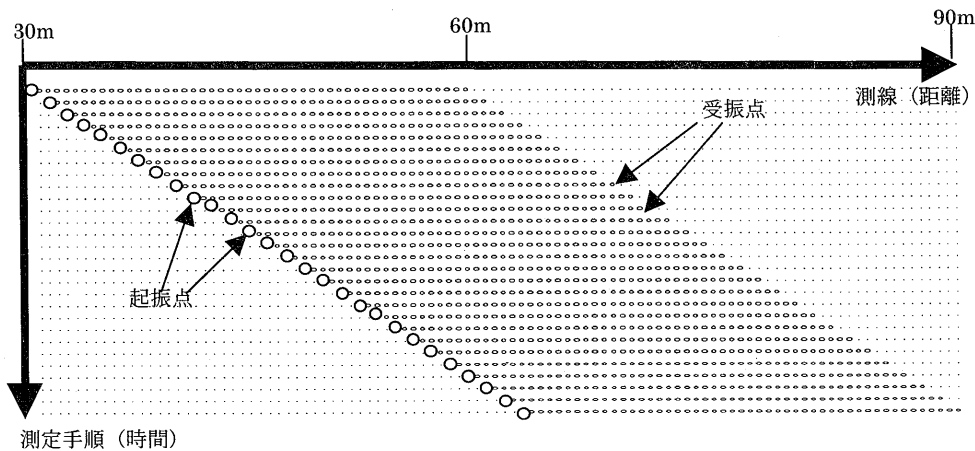
しては20mをそれぞれ与えた。P波速度および密度は正しい値で固定し、イタレーションは10回行った。図-9に逆解析の結果を示す。全体に速度は高め、深度は浅めに求まっているが、概ね正しいモデルが得られたことがわかる。

4.2 段差構造に対するCMP解析の適用

以上の実験により水平成層構造でない場合でも、地表で記録した表面波から受振点直下の速度構造を求めることが可能であることがわかった。しかし、実際のデータには様々なノイズが含まれているために、ここに示したように二本のトレースから、正しい位相速度曲線を計算することは難しい場合が多いと思われる。したがって現実的には受振点の間隔が異なる多くの組み合わせを用いて位相速度を求める必要がある。既に示したCMP解析は、このような水平成層構造でない場合に、受振点の間隔が異なる多くの組み合わせを用いて位相速度曲線を求める手法である。以下、段差構造をもつモデルに対して



a) 数值実験に用いた段差構造モデル  
 a) The step model used in the numerical simulation.



b) 数值実験における測定ジオメトリー。段差の位置は距離程60mである。  
 b) Source-receiver configuration used in a numerical test. The step is located at the distance of 60m.

図-10 数值実験に用いた段差構造モデル(a)とその測定ジオメトリー(b)。  
 Fig.10 The step model used in the numerical simulation (a) and a geometry for the data acquisition(b).

計算した理論的な波形にCMP解析を適用し、その有効性を検証する。

図-10aに数値実験に用いたモデル、図-10bに測定ジオメトリー（起振点と受振点の配置）を示す。また、表-2にモデルの物性値を示す。

振源は地表においた爆発振源とし、5.8m~65.8mまで2mピッチで31の共通起振点記録を計算した。中心周波数18Hzのリッカーウェーブレットを振源波形として用いた。図-11に起振点位置35.8mの共通起振点記録とその

の周波数領域の見かけ速度分布を示す。段差の位置である60mにおいて波形の見かけ速度が変化しており、位相速度曲線も二本に分離していることがわかる。

表-2 数値実験に用いたモデル

	P波速度(m/s)	S波速度(m/s)	密度(kg/m <sup>3</sup> )
第1層	500	100	1000
第2層	750	160	1500
第3層	1500	300	2000

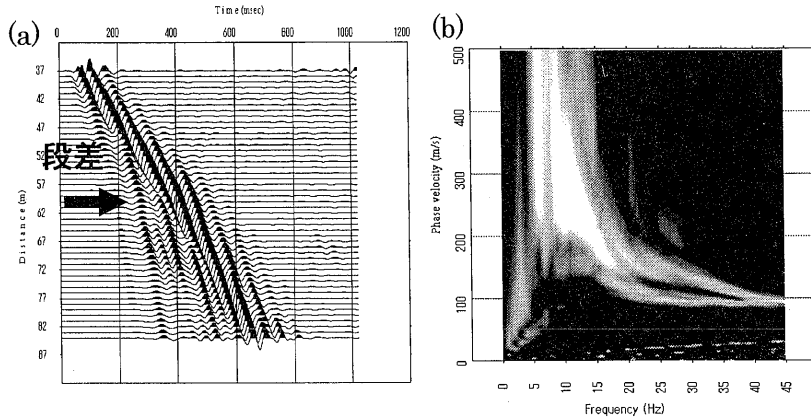
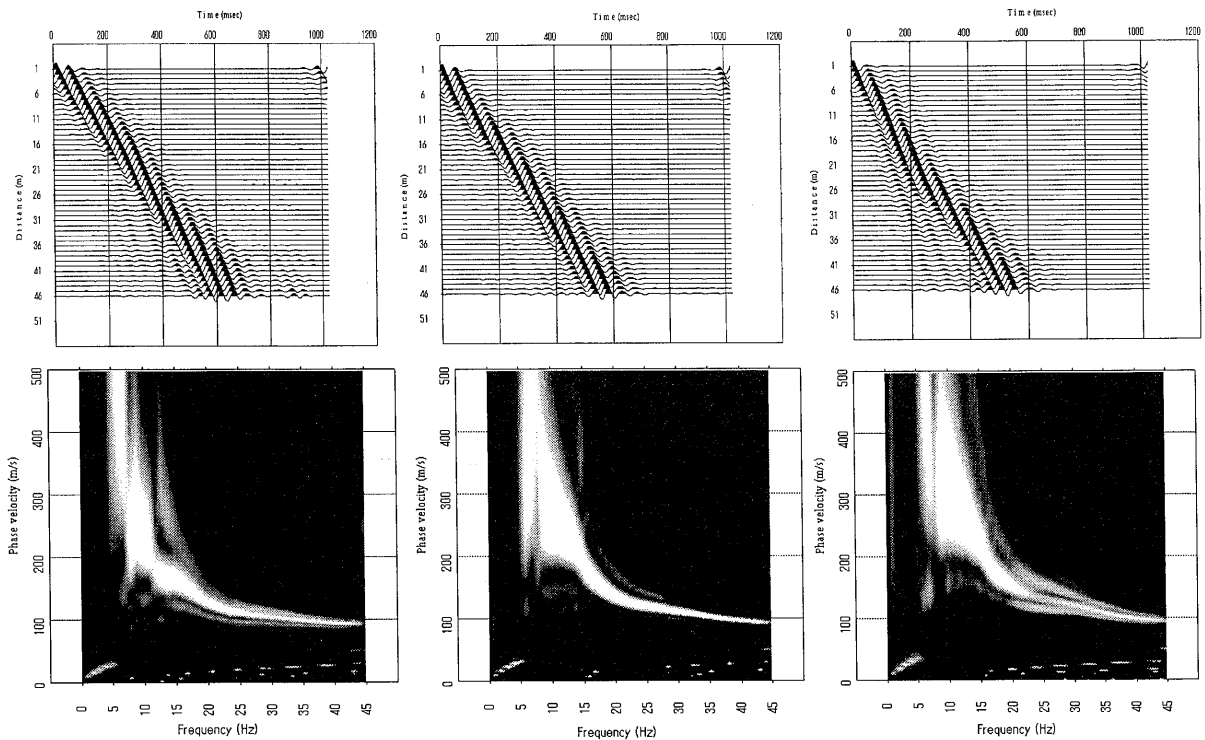


図-11 起振点位置35.8mの共通起振点記録(a)とその周波数領域の見かけ速度分布(b)

Fig.11 Common shot gather for the source at the distance of 35.8m (a) and its phase-velocity image in frequency domain (b).



a) CMP距離50.8m

b) CMP距離60.8m

c) CMP距離70.8m

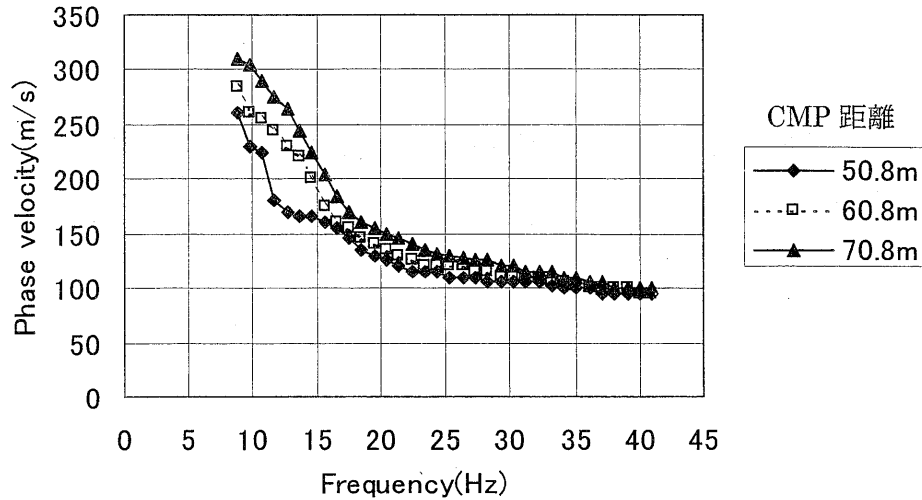
a) CMP distance 50.8m.

b) CMP distance 60.8m.

c) CMP distance 70.8m.

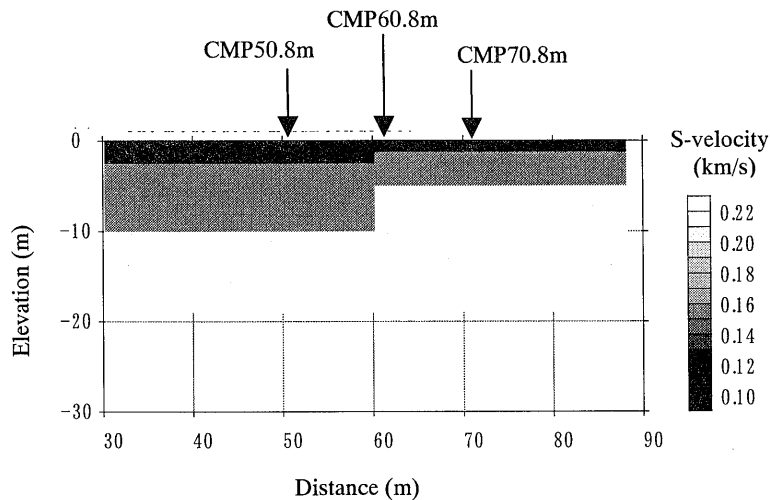
図-12 CMP解析によって得られた擬似共通起振点記録(上段)とその周波数領域の見かけ速度分布(下段)

Fig.12 Top: Pseudo-common shot gathers obtained through the CMP analysis of surface waves. Bottom: Phase velocity images in frequency domain of the Pseudo-common shot gathers.



a) CMP解析より得られた位層速度曲線

a) Phase-velocity curves obtained through the CMP analysis of surface waves.



b) 速度構造モデルとCMPの位置

b) A velocity model and CMP locations.

図-13 CMP解析によって得られた位相速度曲線(a)。(b)は速度構造モデルとCMPの位置。

Fig.13 Phase-velocity curves obtained through the CMP analysis of surface waves (a).

A velocity model used in a numerical test and CMP locations are shown in (b).

このデータに対して全ての起振点記録を用いてCMP解析を行った。図-12に段差を挟んだ3地点の計算結果を示す。CMPとなるクロスコリレーションを受振点間隔に応じて並べた擬似共通起振点記録には、共通起振点記録に見られたような見かけ速度の急変が存在しないことがわかる。また、その周波数領域の見かけ速度分布では、位相速度は一本にまとまっていることがわかる。得られた周波数領域の見かけ速度分布から、各周波数においてもっとも振幅の大きな値となる位相速度を読み取り位相速度曲線とした。位相速度曲線を図-13に示す。こ

これらの曲線はCMP地点直下の速度構造を反映していることがわかる。

以上のような解析を測線上の30~88mの範囲で求められた30の擬似共通起振点記録(CMPギャザー)に対して行い、二次元のS波速度構造を求めた。図-14aにPark et al. (1999a)の方法を用いて共通起振点記録で位相速度曲線を求めた結果、図-14bにCMP解析の結果を示す。共通起振点記録の解析結果では明瞭ではない段差の位置が、CMP解析では明瞭に求まっていることがわかる。

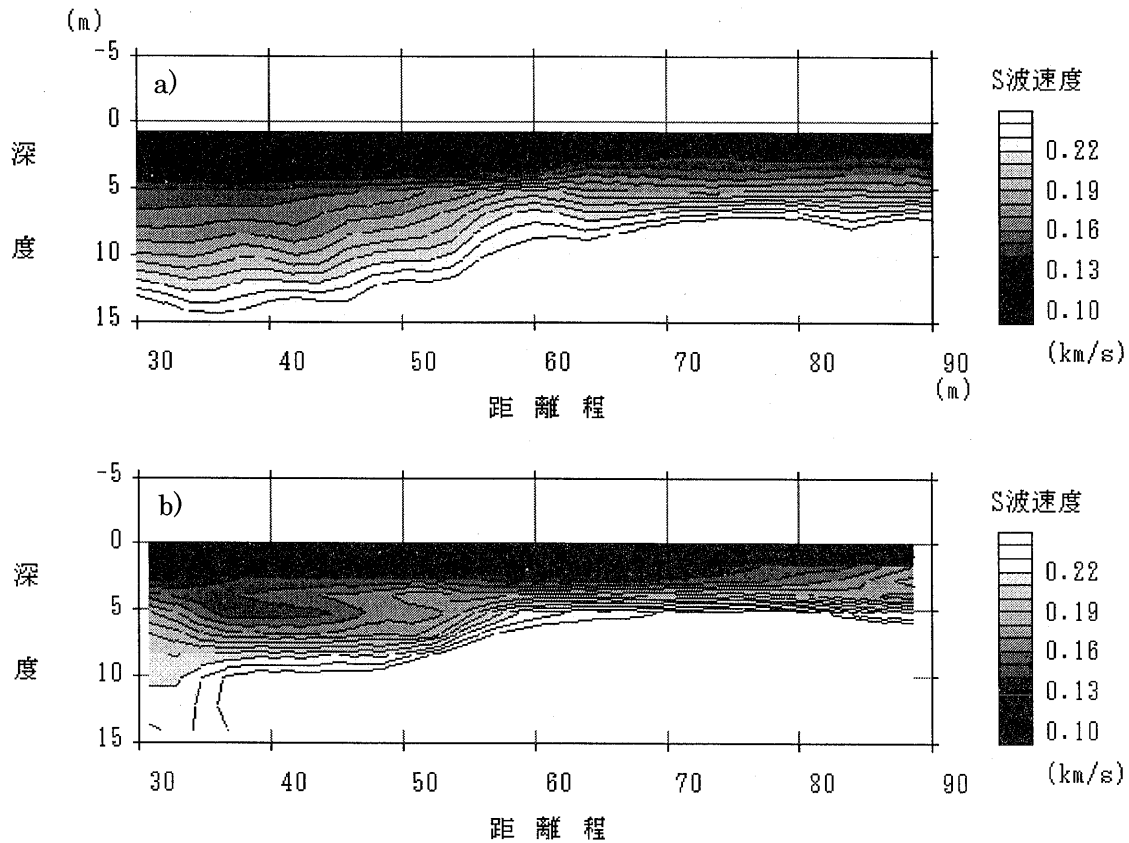


図-14 段差構造モデルの解析結果。(a)共通起振点記録による解析結果。(b)CMP解析の結果。

Fig.14 Analysis results for the step model. (a) A velocity model obtained through the multi-channel analysis of surface waves in which phase-velocity curves are calculated from common shot gathers. (b) A velocity model obtained through the CMP analysis of surface waves.

## 5. 物理モデル実験

以上に示した数値実験により二次元の複雑な構造であっても、地表で人工的に励起された表面波を用いて地盤のS波速度を求めることが可能であることがわかった。しかし数値実験は実際の地盤に比べればはるかに単純な場合を想定しており、この結果をそのまま実際の地盤に適用できるかどうかは別途検討する必要がある。手法の妥当性を検証するためには実際の地盤で実験を行うことが望ましいが、構造のわかっているモデル地盤を作成して実験を行うことは、費用と時間がかかり多くのケースについて行うことは難しい。そこで、数値実験と実際の地盤の中間的な実験として、室内で物理モデル実験を行い、数値実験によって示された表面波の一次元および二次元モデルにおける基本的な伝播特性が実際の物理現象として観測されることを確認することとした。この室内の物理モデル実験において、起振には圧電素子、受振にはレーザードップラー振動計(LDV)を用いた。

### 5.1 実験の概要

動いている物体の表面で反射した光の周波数はドップラーシフト  $f_D$  を持つ。

$$f_D = \frac{2V}{\lambda} \quad (18)$$

ここで  $V$  と  $\lambda$  はそれぞれ物体の速度(光の進行方向の成分)と光の波長である。実験に使用したLDVは小野測器社製のLV-1300で、産業用機器として多方面で利用されている。反射面の動きによる光の周波数の変化(ドップラーシフト:  $f_D$ )は電圧に変換され、物体表面(反射面)の振動を波形として記録する。したがって、LDVを用いることにより、機械的および電氣的なカップリングの影響を受けずに物体表面の粒子速度を直接測定することができる。受振器として圧電素子を用いた場合、後続波が素子の共振の影響を受けるが、LDVを用いることにより受振器の共振の影響を受けずに後続波を測定することができるので、波形全体の定量的解析が可能である。西澤他(1996, 1997)およびNishizawa et al.(1997)は、LDVを岩石や金属の試料を伝播する弾性波(周波数300KHz~2 MHz)の測定に用い、高精度の測定が可能であることを示した。

図-15に測定方法の概略を示す。圧電素子(PZT)にパルス状の電圧を加えて弾性波を発生させ、その振動をLDVで計測する。圧電素子は直径5 mmの大きさで共振周波数2 MHzのものを用い、これに100V程度のパルス



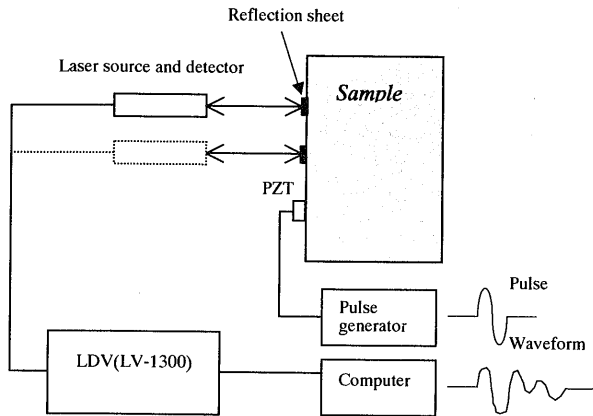


図-15 レーザードップラー振動計 (LDV) と圧電素子 (PZT) を用いた実験装置の概念図。弾性波を発生するための圧電素子はサンプルの表面に設置する。レーザー光線は光を入射した方向へ強く反射させる性質を持つ反射シートに照射させる。

Fig.15 Schematic diagram of the measurement system using a laser Doppler vibrometer (LDV) and a piezoelectric transducer (PZT). The PZT is mounted on the surface for generating elastic waves. The laser beam illuminates the high-gain reflection sheet, which reflects the beam in an incident direction.

状シグナル (100~500KHzの単周期のsin波形) を送り振動を発生させた。LDVではS/N比は反射光の強さに依存する。強い反射光を得るために、光を入射方向に強く反射させる性質を持つ反射シートを使用した。単一の測定では十分なS/N比が得られないため、1000回程度のスタックを行う。一波形 (一地点) の測定の所要時間は約3分である。

## 5.2 均質モデル

最初にLDVとPZTにより表面波を測定できることを確認するために、均質モデルにおいて測定した例を示す。アクリルおよび斑レイ岩のブロックを均質モデルとして用いた。モデルの大きさは、300×300×90mmである。起振点および受振点配置を図-16aに示す。受振点はモデルの表面であり、受振点間隔は4mm、起振点から最初の受振点までの距離は4mmである。起振点と受振点の両方が均質なモデルの表面に位置することから、この実験はLambの問題 (齋藤, 1993) と考えることができる。

図-16bにアクリルのモデルを用いて測定した波形記録 (鉛直方向の粒子速度) を示す。振源波形としては100および250KHzのパルスを用いた。見かけ速度約2.7km/sの小振幅の初動と、見かけ速度約1.25km/sの大振幅の後続波が明瞭である。図-16cは斑レイ岩のモデルに対する波形記録 (鉛直方向の粒子速度) である。振源波形はアクリルと同様100および250KHzのパルスである。見かけ速度約3.2km/sの大振幅の位相が見られるが、

初動は表示振幅が小さいためこの図では明瞭ではない。振幅を大きく表示して初動の速度を読み取ると約5.6km/sとなる。斑レイ岩において、100KHzのパルス波形を用いた記録では、100 $\mu$ s以降に双曲線状の明瞭な後続波が見られるが、これはモデルの縁で反射した表面波 (レーリー波) と思われる。図-16dに前述の表面波多チャンネル解析によって得られた周波数領域の見かけ速度分布を示す。

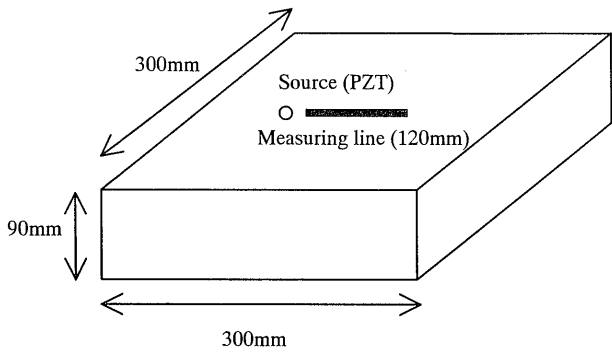
均質モデルを用いて得られたこれらの結果は、以下のようにまとめられる。波形記録は相対的に小さな振幅の初動と、相対的に大きな振幅の後続波から構成される。前者はP波であり後者は表面波 (レーリー波) と考えられる。表面波の振幅はP波の振幅よりはるかに大きい。P波にも表面波にも、ほとんど分散は見られない。これらの波形の特徴は、齋藤 (1993) などに示されているLambの問題の厳密解や、図-1に示した理論波形とよく一致していることがわかる。以上の結果から、圧電素子とLDVを用いた測定システムにより表面波を正しく測定できると言って良いと考える。

## 5.3 水平二層構造モデル

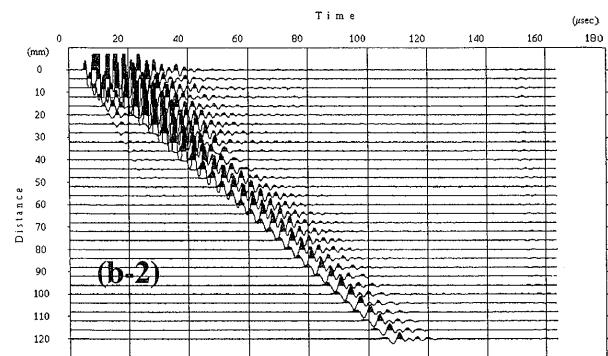
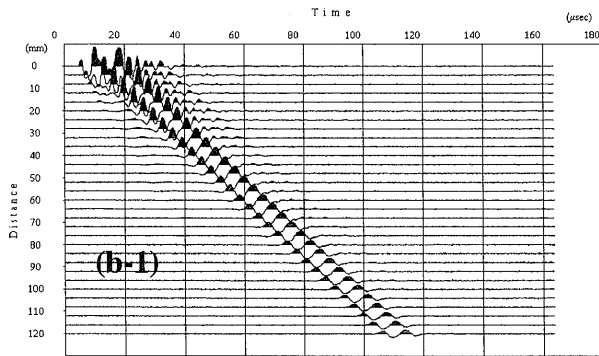
次に水平二層構造モデルを用いた測定結果を示す。モデルは、アクリルを用いた表層の低速度層とモルタルを用いた高速度層から構成される。表層の低速度層の厚さを5mmおよび10mmとした二つのモデルを用いて測定を行った。起振点および受振点配置は均質モデルの実験と同じである。振源波形としては100および500KHzのパルスを用いた。

図-17aに、表層の厚さが5mmのモデルに対して測定した波形記録 (鉛直方向の粒子速度) とその周波数領域の見かけ速度分布を示す。100KHzの振源パルスの波形記録では、後続波として約1.9km/sの高速度の位相と約1.25km/sの低速度の位相を見ることができる。これらの表面波と思われる後続波は、見かけ速度分布において明瞭に位相速度曲線を形成する。この位相速度曲線はレーリー波の基本モードと考えられる。500KHzの振源パルスの記録では、波形の見かけは大変複雑で時間領域では後続波の位相速度を求めることは難しい。しかし、周波数領域の見かけ速度分布においては100KHzの振源パルスの場合と同様、明瞭に位相速度曲線を見ることができる。このような見かけの違う波形記録でも、周波数領域に変換することによりほとんど同一の見かけ速度分布が得られることは、大変興味深い。この結果は、LDVと圧電素子を用いたこの測定システムの精度、および表面波多チャンネル解析による位相速度曲線の計算手法の安定性を示していると考えられる。

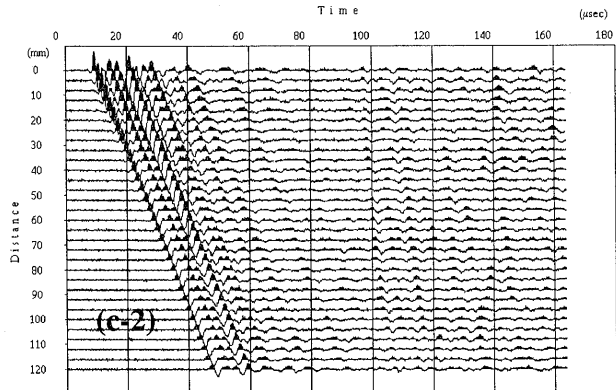
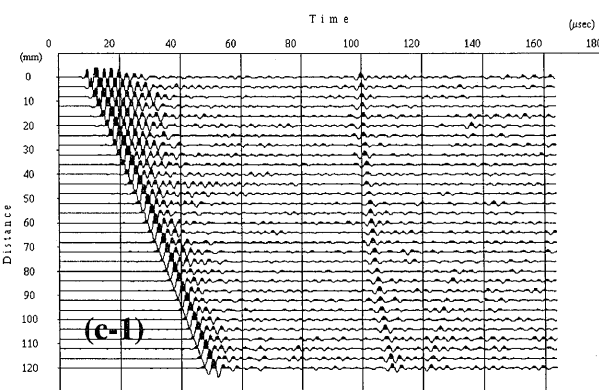
図-17bに表層の厚さが10mmのモデルに対して測定した波形記録 (鉛直方向の粒子速度) とその周波数領域の見かけ速度分布を示す。見かけ速度分布において明瞭な位相速度曲線を見ることができるが、5mmのモデルと比較すると、二層目の速度が明瞭でないことがわかる。



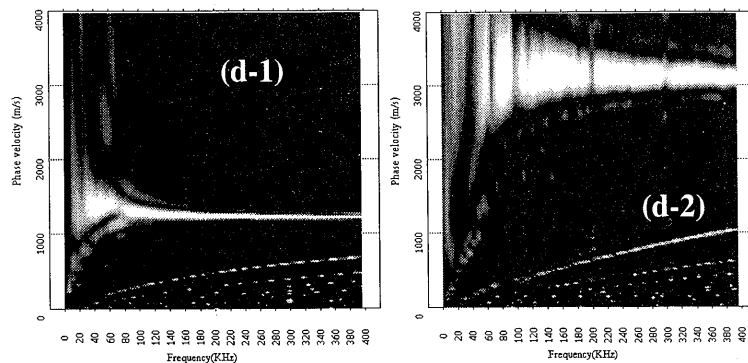
- a) 測定で用いた起振点-受振点配置を示す。起振点と測線はモデルの中央に設けた。波形はモデルの表面において4mm間隔で測定した。
- a) Source-receiver configuration used in the experiment. A source and a measuring line are placed in the middle of the models. Waveforms are collected at the surface of the models with 4mm distance interval.



- b) アクリルのモデルに対する波形 (鉛直方向の粒子速度)。(b-1)は100KHz, (b-2)は250KHzのパルスを振源とした。
- b) Vertical component of particle for the acrylic model. (b-1) Waveforms for 100KHz pulse. (b-2) Waveforms for 250KHz pulse.



- c) 斑レイ岩のモデルに対する波形 (鉛直方向の粒子速度)。(c-1)は100KHz, (c-2)は250KHzのパルスを振源とした。
- c) Vertical component of particle velocities for the gabbro model. (c-1) Waveforms for 100KHz pulse. (c-2) Waveforms for 250KHz pulse.

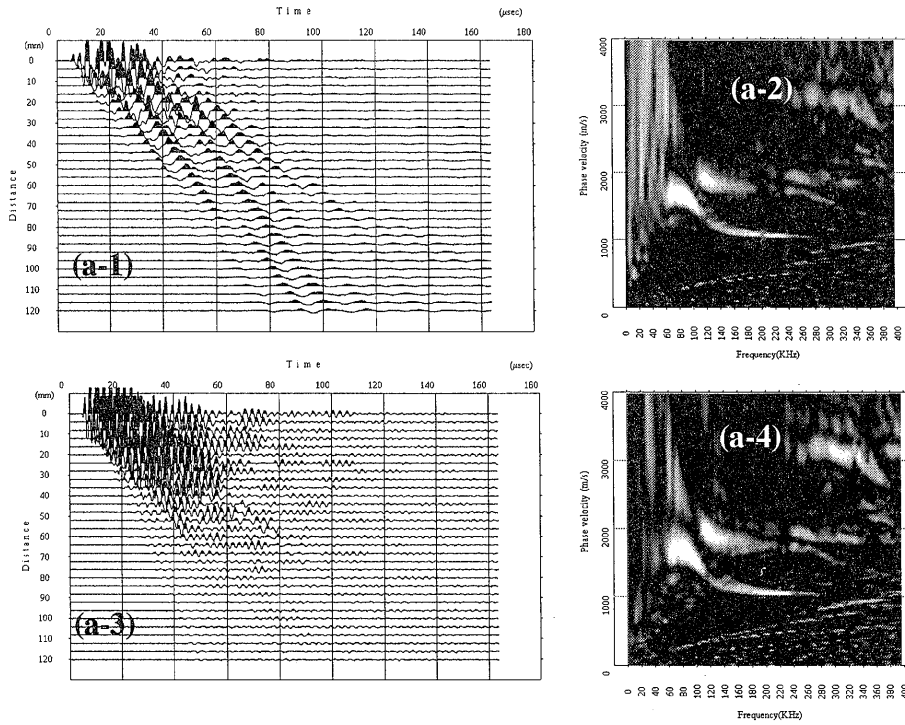


- d) 表面波多チャンネル解析によって得られた周波数領域の見かけ速度分布。(d-1)はアクリルモデル。(d-2)は斑レイ岩モデル。
- d) Phase velocity images converted through the multi-channel analysis of surface waves. (d-1) Waveforms for acrylic model. (d-2) Waveforms for gabbro model.

図-16 均質モデルを用いたLDVの測定例。(a)起振点・受振点配置。(b)アクリルのモデルを用いて測定した波形記録。(c)斑レイ岩のモデルを用いて測定した波形記録。(d)周波数領域の見かけ速度分布。

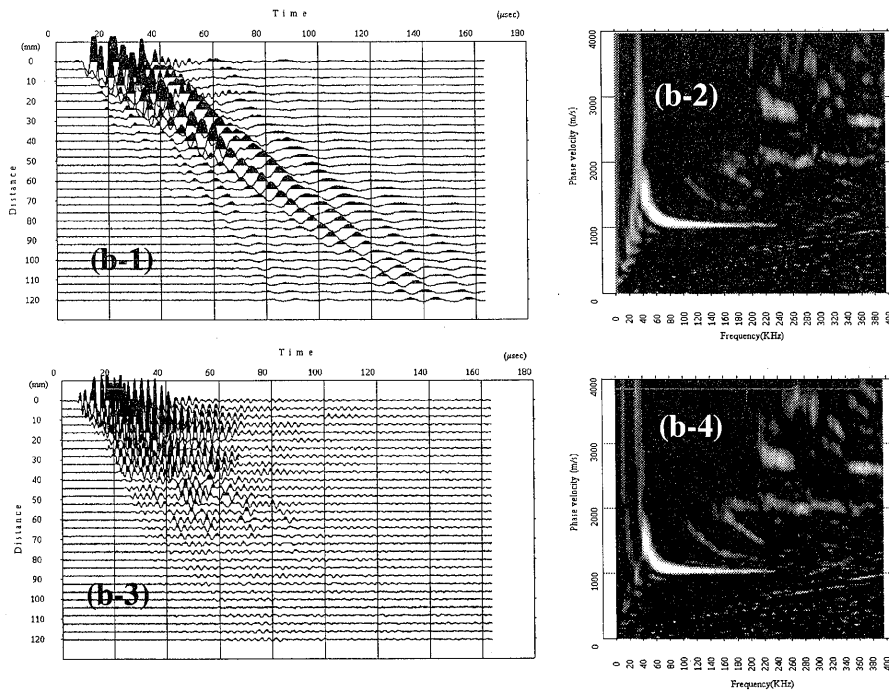
Fig.16 Observed waveforms for a homogeneous model using LDV. (a) Source-receiver configuration. (b) Waveforms for the acrylic model. (c) Waveforms for the gabbro model. (d) Phase velocity images in frequency domain.





a) 第1層の厚さが5mmのモデルに対する波形とその周波数領域の見かけ速度分布。100KHzのパルスに対する波形(a-1)と見かけ速度分布(a-2)。500KHzのパルスに対する波形(a-3)と見かけ速度分布(a-4)。

a) Vertical component of particle velocities and its phase-velocity images for a model with 5mm thickness first layer. (a-1) Waveforms and (a-2) a phase-velocity image for 100KHz pulse. (a-3) Waveforms and (a-4) a phase-velocity image for 500KHz pulse.

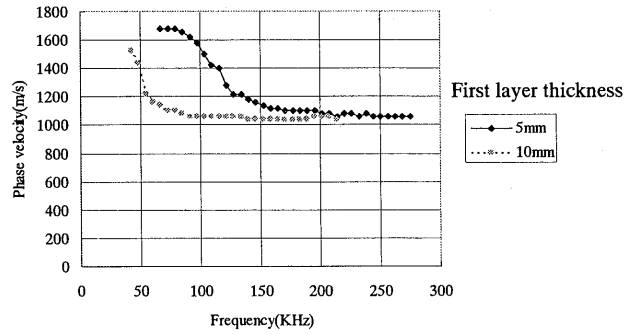


b) 第1層の厚さが10mmのモデルに対する波形とその周波数領域の見かけ速度分布。100KHzのパルスに対する波形(b-1)と見かけ速度分布(b-2)。500KHzのパルスに対する波形(b-3)と見かけ速度分布(b-4)。

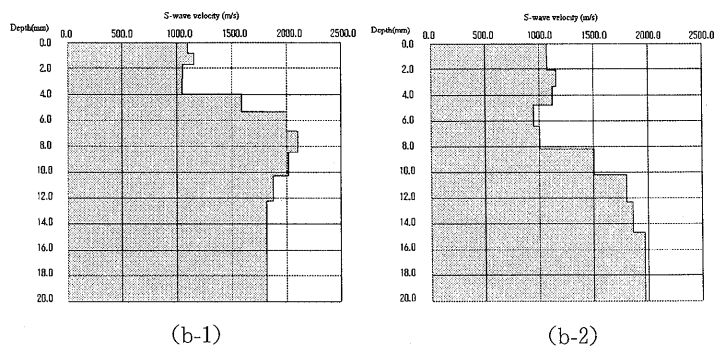
b) Vertical component of particle velocities and its phase-velocity images for a model with 10mm thickness first layer. (b-1) Waveforms and (b-2) a phase-velocity image for 100KHz pulse. (b-3) Waveforms and (b-4) a phase-velocity image for 500KHz pulse.

図-17 水平2層構造モデルを用いたLDVの測定例。(a)第1層が5mmの場合。(b)第1層が10mmの場合。

Fig.17 Observed waveforms for a horizontal two-layer model using LDV. (a) a model with 5mm thickness first layer. (b) a model with 10mm thickness first layer.



- a) 2層構造モデルに対する位相速度曲線。周波数領域の見かけ速度分布において、周波数毎に最も大きな振幅となる速度を読み取り位相速度曲線とした。
- a) Phase-velocity curves for the two-layer models. Phase velocities are picked as the maximum amplitude in each frequency on the phase velocity images.



- b) 逆解析によって得られたS波速度構造モデル。(b-1)第1層が5mmの場合。(b-2)第1層が10mmの場合。
- b) Inverted velocity models (S-wave velocity) for the two-layer models. (b-1) A inverted model for a model with 5 mm thickness first layer. (b-2) A inverted model for a model with 10mm thickness first layer.

図-18 水平2層構造モデルを用いた測定データの位相速度曲線(a)と逆解析の結果(b)。

Fig.18 Phase-velocity curves (a) and inverted velocity models (b) for horizontal two-layer models.

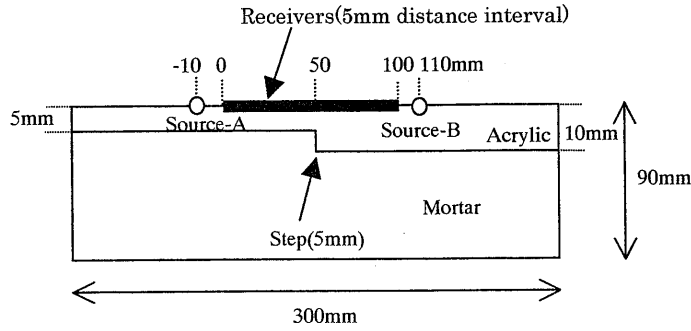
この結果は、明瞭な位相速度曲線が得られるかどうかは、振源波形の特性よりも地盤モデルに対する起振点・受振点配置の方が重要であることを示唆する。Park et al. (1999a)は、位相速度の分解能は大きな起振点・受振点距離のトレースを増やすにしたがって向上することを示しているが、本実験からは、必要な周波数範囲を測定することができれば振源の種類よりもモデルに対して適切な起振点・受振点配置を選択することの方が重要であると言えるかもしれない。

見かけ速度分布から、周波数ごとに最大振幅となる位相速度を読み取り位相速度曲線とした(図-18a)。得られた位相速度曲線から、非線型最小二乗法によりS波速度構造を求めた。モデルは10層構造とし、層数と層厚および密度はイタレーションの間固定し、P波速度はS波速度から一次式を用いて換算した。したがって、未知数は各層のS波速度(10個)だけである。求められたS波速度構造を図-18bに示す。表層のほぼ正しい厚さ(5mmおよび10mm)が求まったことがわかる。この結果は、測定から解析にいたる表面波探査の全プロセスの理論的な妥当性を示していると考えられる。

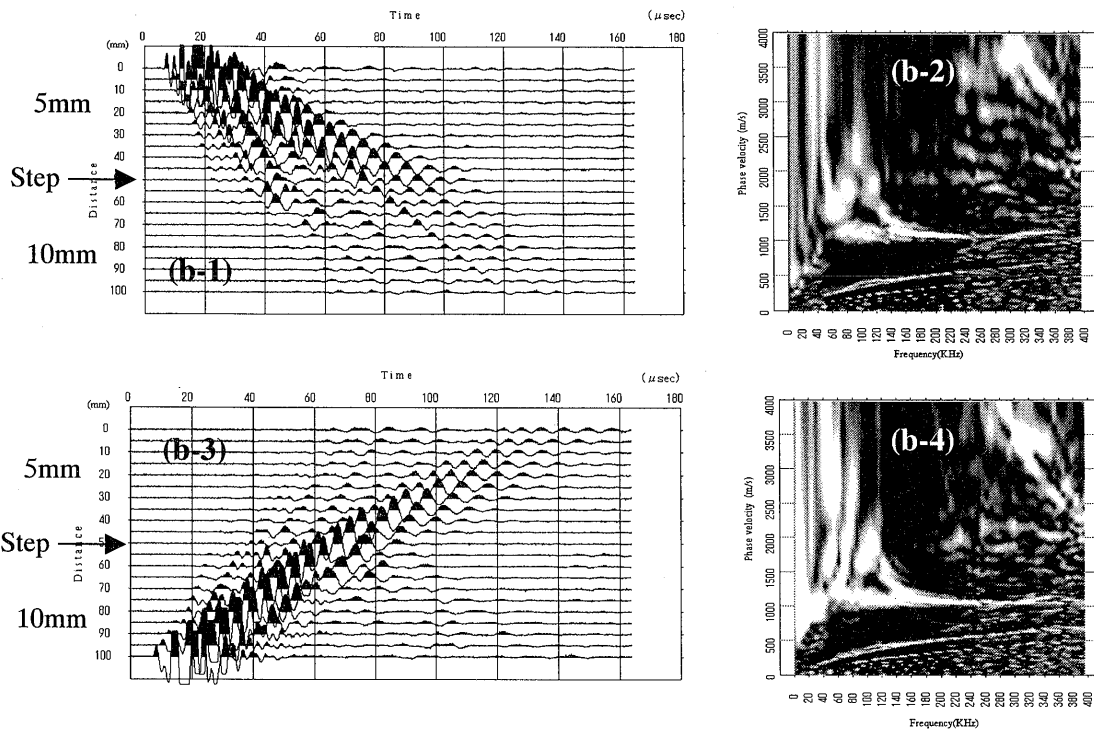
#### 5.4 二次元構造モデル

最後に二次元構造モデルを用いた測定例を示す。図-19aにモデルの測線に沿った断面図および起振点・受振点配置を示す。モデルの中央に層境界の段差(5mm)があり、測線はこの段差に直交する方向に設定し、測線の起点側(A)および終点側(B)の二つの地点で起振を行った。

図-19bに測定した波形記録(鉛直方向の粒子速度)とその周波数領域の見かけ速度分布を示す。時間領域の波形では、どちらの起振点の波形も段差の地点で波形の見かけが変化していることがわかる。起振点Bの波形では、段差において反射した表面波と思われる逆の見かけ速度を持つ波が見られるが、これは前章に示した数値実験でも見られたものである。時間領域では二つの起振点からの波形の見かけは異なるものの、周波数領域の見かけ速度分布ではほぼ同じような位相速度曲線が見られることがわかる。見かけ速度分布において、周波数50KHz付近に速度の急変点をもつもの、および周波数120KHz付近に速度の急変点をもつ二つの位相速度曲線を見ることができる。図-17との比較から、前者は表層(アクリ



a) 実験に用いた二次元構造モデル  
 a) A two-dimensional model used in the experiment.

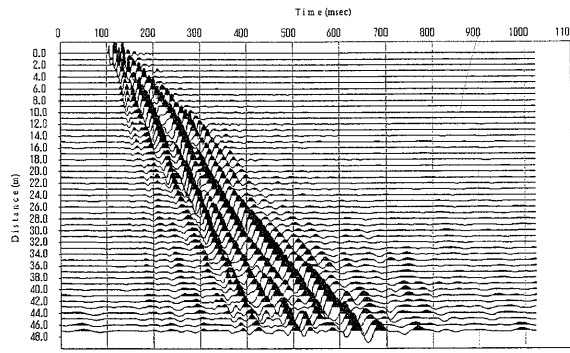


b) 2次元構造モデルにおいて125KHzのパルスを用いて測定した波形記録(鉛直方向の粒子速度)。Source-Aに対する波形記録(b-1)とその周波数領域の見かけ速度分布(b-2)。Source-Bに対する波形記録(b-3)とその周波数領域の見かけ速度分布(b-4)。  
 b) Vertical component of particle velocities and its phase-velocity images for a two-dimensional model with a 125KHz pulse. (b-1) Waveforms and (b-2) a phase-velocity image for the source-A. (b-3) Waveforms and (b-4) a phase-velocity image for the source-B.

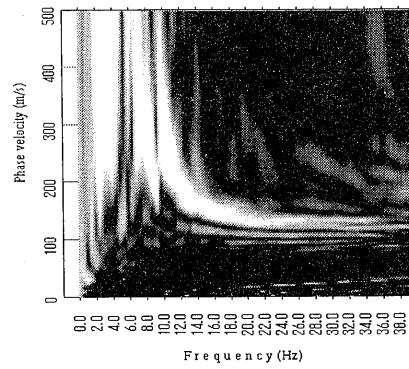
図-19 段差構造モデルを用いたLDVの測定例。(a)実験に用いたモデルの断面図。(b)測定波形とその周波数領域の見かけ速度分布。  
 Fig.19 Observed waveforms for a step model using LDV. (a) Cross section of velocity model. (b) Observed waveform data and its phase-velocity images in frequency domain.

ル)の厚さが10mmの部分(モデルの右側)、後者は5mmの部分(モデルの左側)に相当すると思われる。  
 4章の図-11に段差構造があるモデルに対して計算した理論波形とその周波数領域の見かけ速度分布を示したが、本物理モデル実験で得られた見かけ速度分布は数値

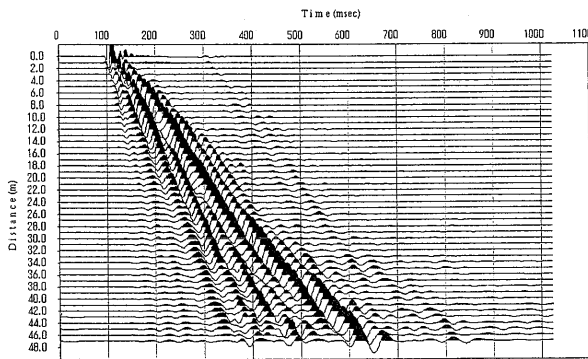
実験とよく一致していることがわかる。このことは、4章の数値実験で示したように表面波の位相速度は受振点直下の速度構造を反映することを裏付けるとともに、3章で示したCMP解析の有効性を示唆すると考える。



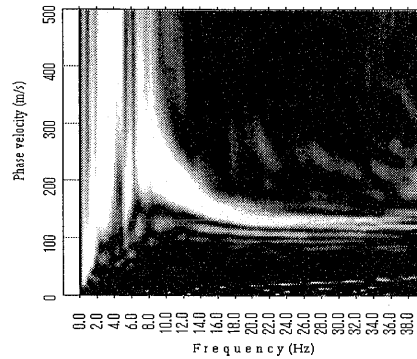
a) 観測波形 (カケヤによる起振)  
a) Observed waveforms (sledge hammer)



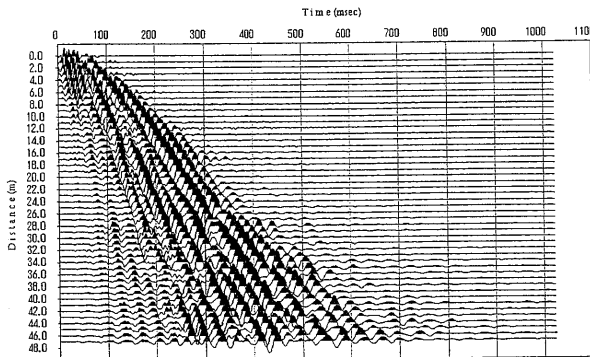
d) 見かけ速度分布 (カケヤによる起振)  
d) Phase-velocity image (sledge hammer)



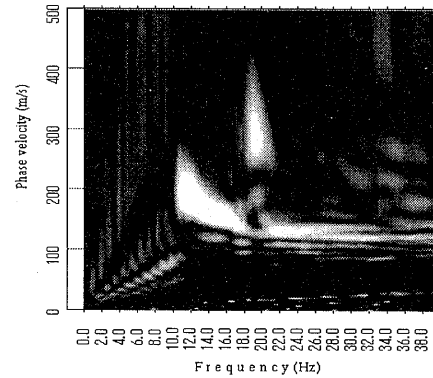
b) 観測波形 (モンケンによる起振)  
b) Observed waveforms (weight drop)



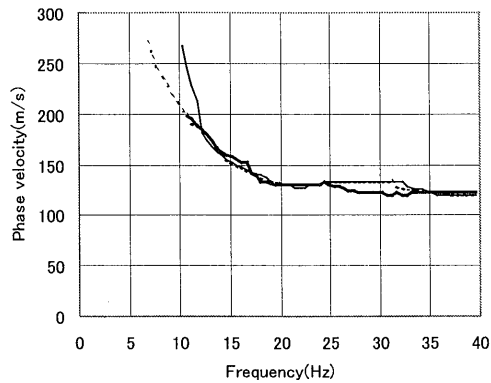
e) 見かけ速度分布 (モンケンによる起振)  
e) Phase-velocity image (weight drop)



c) 観測波形 (バイブレーターによる起振)  
c) Observed waveforms (vibrator)



f) 見かけ速度分布 (バイブレーターによる起振)  
f) Phase-velocity image (vibrator)



g) 位相速度曲線  
g) Phase-velocity curves

図-20 3種類の振源を用いた波形と位相速度曲線の比較。

Fig.20 Comparison of waveforms and phase-velocity image using three sources.

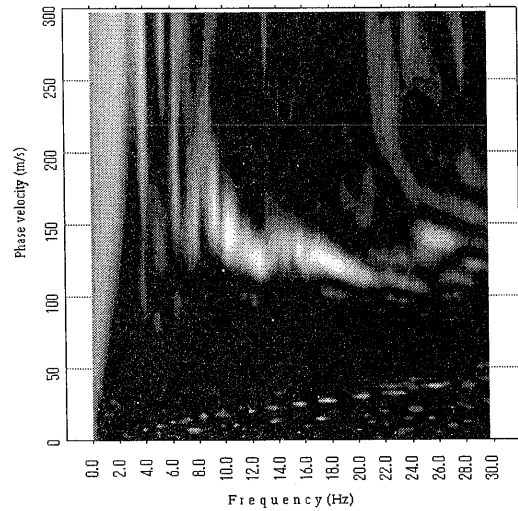
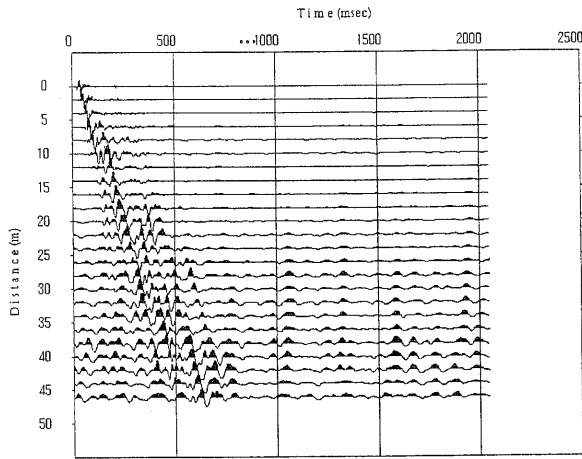
6. 実地盤における実験

これまで示した数値実験および室内の物理モデル実験により、S波速度構造探査としての表面波探査の有効性を理論的に確認することができた。以下、実地盤への適用性の検証および最適な観測方法の確立を目的として行った現場適用実験結果についてまとめる。

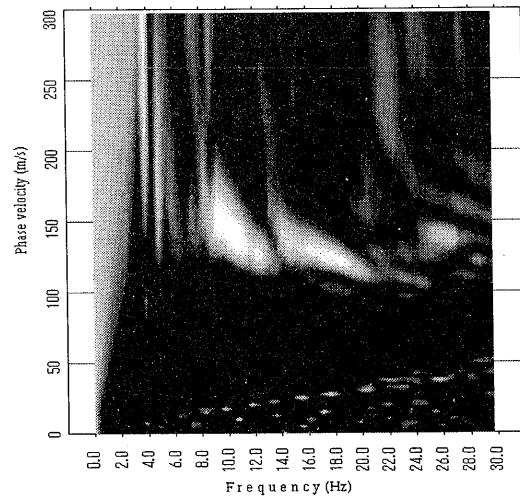
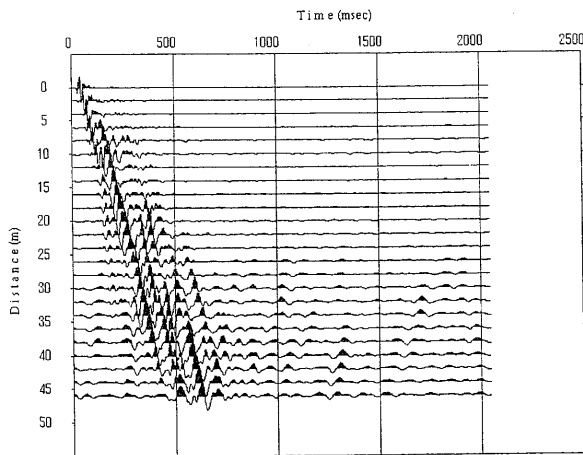
6.1 振源による記録の違いとスタッキングの効果

まず最適な振源を選ぶために、振源の種類による記録の違いを調べた。観測はつくば技術開発センター敷地内で行った。以下に観測仕様を示す。

- 起振 :
    - カケヤ
    - 重錘落下 (モンケン : 重さ20kg)
    - バイブレーター (IVI社製ミニバイブ)
  - 受振 : 4.5Hz 速度型地震計 (上下成分)
  - データ収録 : DAS-1 (OYOGEO SPACE社製)
  - 測線長 : 47m (受振点間隔 : 1 m, 48受振点)
  - データ長 : 1024 (ミニバイブは11024)
  - サンプル間隔 : 1 msec
- バイブレーターによる観測では、10~200Hz リニアスイープおよび10Hz から 2 Hz 刻みで60Hz までの単一周波数による起振を行った。いずれも起振時間は10秒であ



a) カケヤによる起振1回。左：波形記録。右：周波数領域の見かけ速度分布。  
 a) One shot of a sledge hammer. Left : observed waveforms. Right : phase-velocity image.



b) カケヤによる起振10回スタック。左：波形記録。右：周波数領域の見かけ速度分布。  
 b) Ten shots of a sledge hammer. Left : observed waveforms. Right : phase-velocity image.

図-21 起振にカケヤを用いた波形記録  
 Fig.21 Observed waveform data using a sledge hammer as a source.

る。図-20 a～cに各起振による波形記録を示す。どの記録でも見かけ速度約1500m/sの初動の後に分散性のある振幅の大きい波群が確認できる。これが表面波（レーリー波）であると考えられる。この波群の見かけ速度は概ね100～300m/sである。これらの波形に対して表面波多チャンネル解析により計算した周波数領域の見かけ速度分布を図-20 d～fに示す。これらの図において、周波数約10～30Hz、位相速度100～200m/sの範囲に振幅の大きい個所が見られ、これがレーリー波の基本モードの位相速度であると考えられる。三つの振源を比較すると、最も位相速度が明瞭なのは重錘落下（モンケン：重さ20kg）であり、次いでカケヤが良く、バイブレーターが最も不明瞭である。なお、図-20 fに示したバイブレーターによる波形は10～200Hzの線形スweepであるが、単一周波数で測定したのも同様な記録であった。図-20 d～fに示した周波数領域の見かけ速度分布から各周波数において振幅の最も大きな位相速度を読んで位相速度曲線とした（図-20g）。この図から、周波数12Hz以上ではどの振源を用いても同じような位相速度曲線が得られることがわかる。なお、周波数12Hz以下でカケヤの位相速度がやや高いのは、カケヤはエネルギーが小さく低周波数領域でS/N比が小さくなっているためと思われる。また、バイブレーターの記録において周波数10Hz以下で振幅が小さいのは、用いたバイブレーターが10Hz以上の波しか起振できないからである。以上のように、バイブレーターのような大掛かりな振源を用いなくても、カケヤや重錘落下のような簡単なインパルス振源で明瞭な位相速度曲線が得られることがわかった。

次にスタッキングによるデータの改善について調べた。測定を行った場所は九州地方の一級河川の堤防天端である。図-21に起振にカケヤを用いた記録を示す。aは1回の起振、bは10回の起振のスタックである。図-22に起振に重錘落下（ドロップヒッター：重さ26kg）を用いた記録を示す。aは1回の起振、bは10回の起振のスタック、cは100回の起振のスタックである。周波数領域における見かけ速度分布を見ると、カケヤ1回の起振では9 Hz（150m/s）程度までしか位相速度を追えないが、ドロップヒッターを用いて100回スタックした記録では4 Hz（170m/s）程度まで位相速度を追うことができる。またカケヤと重錘落下の記録を比べると、カケヤ10回スタックの記録は重錘落下1回の記録とほぼ同等であることがわかる。この実験を行った現場では、9 Hzまでの位相速度曲線では、深度8 m付近までしかとらえることができないが、100回スタックすることにより（4

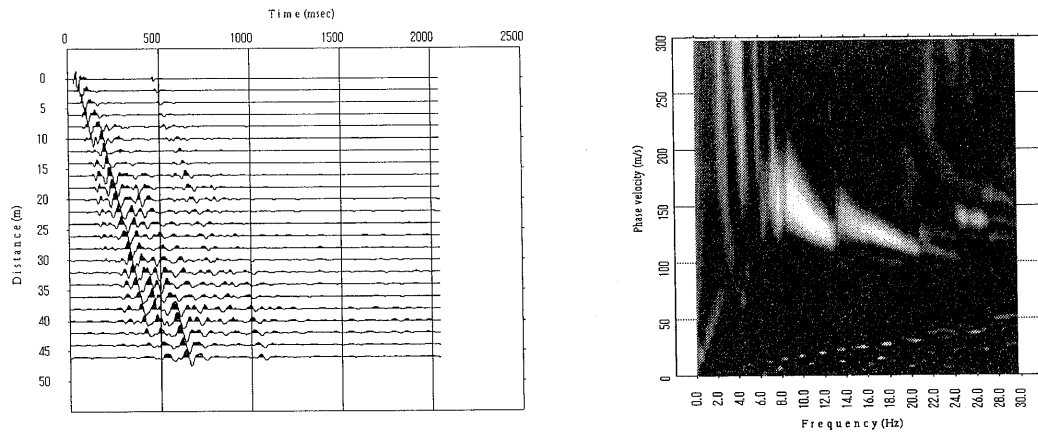
Hzまでのデータを得ることにより）深度30m程度までの速度構造を把握できた。以上の結果から、重錘落下など重い振源を用いてスタックすることにより、大幅に位相速度の読み取り精度（低周波数側をどこまで読めるか）を向上できることがわかった。本実験で用いた地震計は4.5Hz、また測定器の増幅特性は3.0Hz以下で低くなっていることから、図-22において4 Hz以下の位相速度が明瞭でないことは測定系の問題である可能性がある。また、波長に対して受振器アレイ長が短いことも影響していると考えられる。したがって、より低い周波数まで測定できる測定システムを用い、受振器アレイを大きくする（受振点間隔を大きくする）ことにより、重錘落下のような非爆薬の人工振源でも、さらに大深度までの速度構造を把握することが可能と思われる。

## 6.2 つくば技術開発センターにおける屈折法および反射法地震探査結果との比較

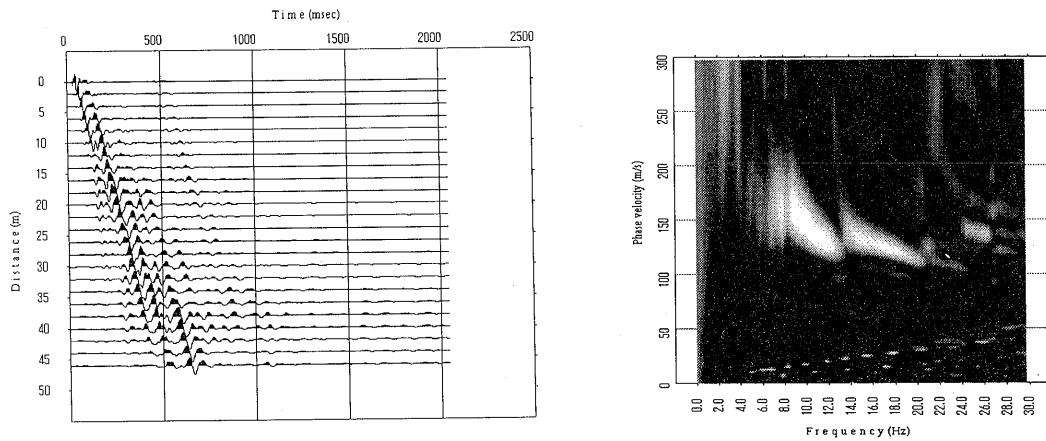
数値実験の結果、速度構造が横方向に変化するような地盤でもCMP解析により概ね正しい速度構造が得られることがわかった。そこで、当社つくば技術開発センターのフィールドにおいて二次元表面波探査を実施し、同じ測線で行ったP波屈折法地震探査（振源はカケヤ）やポータブルバイブレータによるP波反射法地震探査の結果と比較し、表面波探査の二次元探査への適用性を検証した。以下に、表面波探査の観測仕様をまとめる。

- 起振：カケヤ（4 mピッチ50点）
- 受振：1 mピッチ、60チャンネル
- 測線長：250m
- データ収録：DAS-1（OYOGEO SPACE製）
- データ長：1024
- サンプリングタイム：1msec
- CMP間隔：4 m

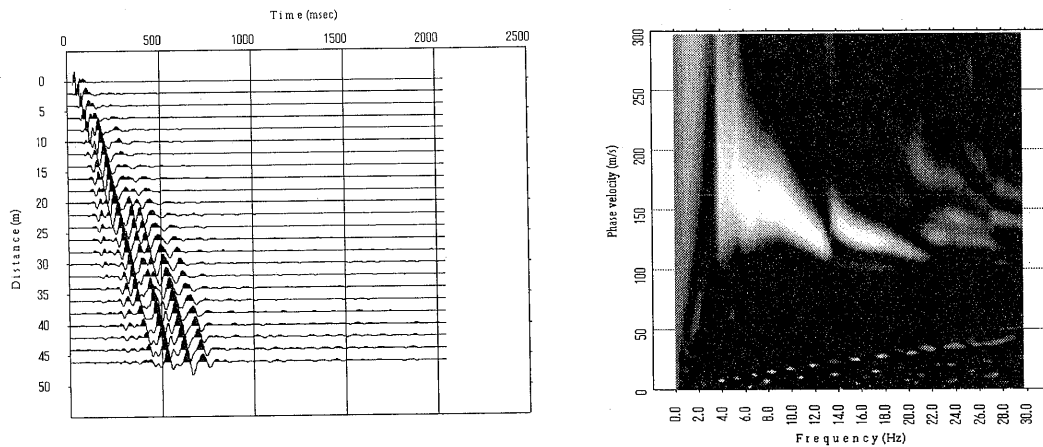
図-23a, bに、起振点位置69mおよび-91mの共通起振点記録（上下動）を示す。初動の後に分散性を有する後続波が見られ、表面波（レーリー波）と思われる。この後続波の見かけ速度を比較すると、起振点位置69mの記録の方が高速度であり測線下で速度構造が水平方向に変化していると思われる。同じような50の共通起振点記録からCMP解析により擬似共通起振点記録を作成し、位相速度を求めた。図-23c, eにCMP距離52mおよび-116mにおける擬似共通起振点記録の例を示す。共通起振点記録と同様に連続性の良い分散性を有する波群が確認できる。擬似共通起振記録から求めた周波数領域の見かけ速度分布を図-23d, fに示す。この図からも、



a) ドロップヒッターによる起振1回。左：波形記録。右：周波数領域の見かけ速度分布。  
 a) One shot of a weight drop. Left : observed waveforms. Right : phase-velocity image.



b) ドロップヒッターによる起振10回。左：波形記録。右：周波数領域の位相速度イメージ。  
 b) Ten shot of a weight drop. Left : observed waveforms. Right : phase-velocity image.



c) ドロップヒッターによる起振100回。左：波形記録。右：周波数領域の見かけ速度分布。  
 c) 100 shot of a weight drop. Left : observed waveforms. Right : phase-velocity image.

図-22 起振に重錘落下(ドロップヒッター)を用いた波形記録

Fig.22 Observed waveform data using a weight drop as a source.

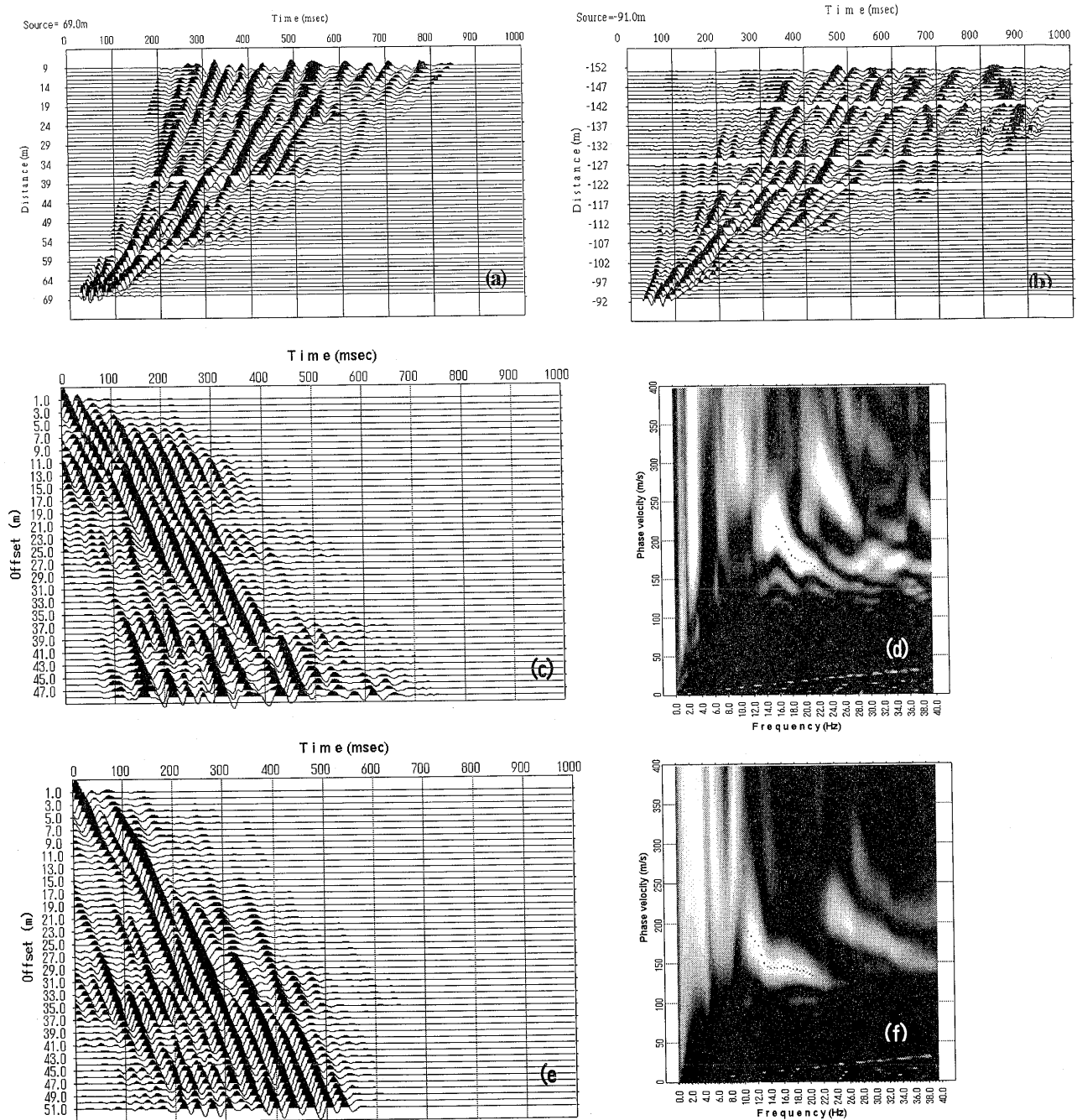


図-23 表面波探査の観測波形例。上段は、起振点位置69mの共通起振点記録(a)および起振点位置-91mの共通起振点記録(b)。中段は、CMP距離52mの擬似共通起振点記録(c)とその周波数領域の見かけ速度分布(d)。下段はCMP距離-116mの擬似共通起振点記録(e)とその周波数領域の見かけ速度分布(f)。見かけ速度分布において点は位相速度の読み取り位置を示す。

Fig.23 Example of observed data. Top : common shot gathers. (a) Shot point is 69m. (b) Shot point is -91m. Middle : Pseudo-common shot gathers for CMP distance of 52m. Waveform data (c) and phase-velocity image (d). Bottom : Pseudo-common shot gathers for CMP distance of -116m. Waveform data (e) and phase-velocity image (f).



CMP距離52mの記録の方が、位相速度が高いことがわかる。

CMP解析によって得られた位相速度曲線に対して、波長の1/3の深度にその位相速度を与えることにより初期モデルを設定し、前述の非線型最小二乗法を用いた逆解析により二次元のS波速度構造を求めた。図-24に距離52mおよび-116mの位相速度曲線、図-24b, cに同じ地点の一次元のS波速度構造を示す。同じ測線であ

るが、位相速度曲線には明瞭な違いがあり、速度構造も大きく異なることがわかる。図-25に表面波探査法により求められた二次元S波速度構造を、同じ測線で行ったP波屈折法およびP波反射法の結果と比較して示す。図-25に示した点線で囲んだ範囲は、地下室掘削後に埋め戻した範囲であるが、表面波探査により埋め戻しの範囲とS波速度構造を明瞭に把握できたことがわかる。

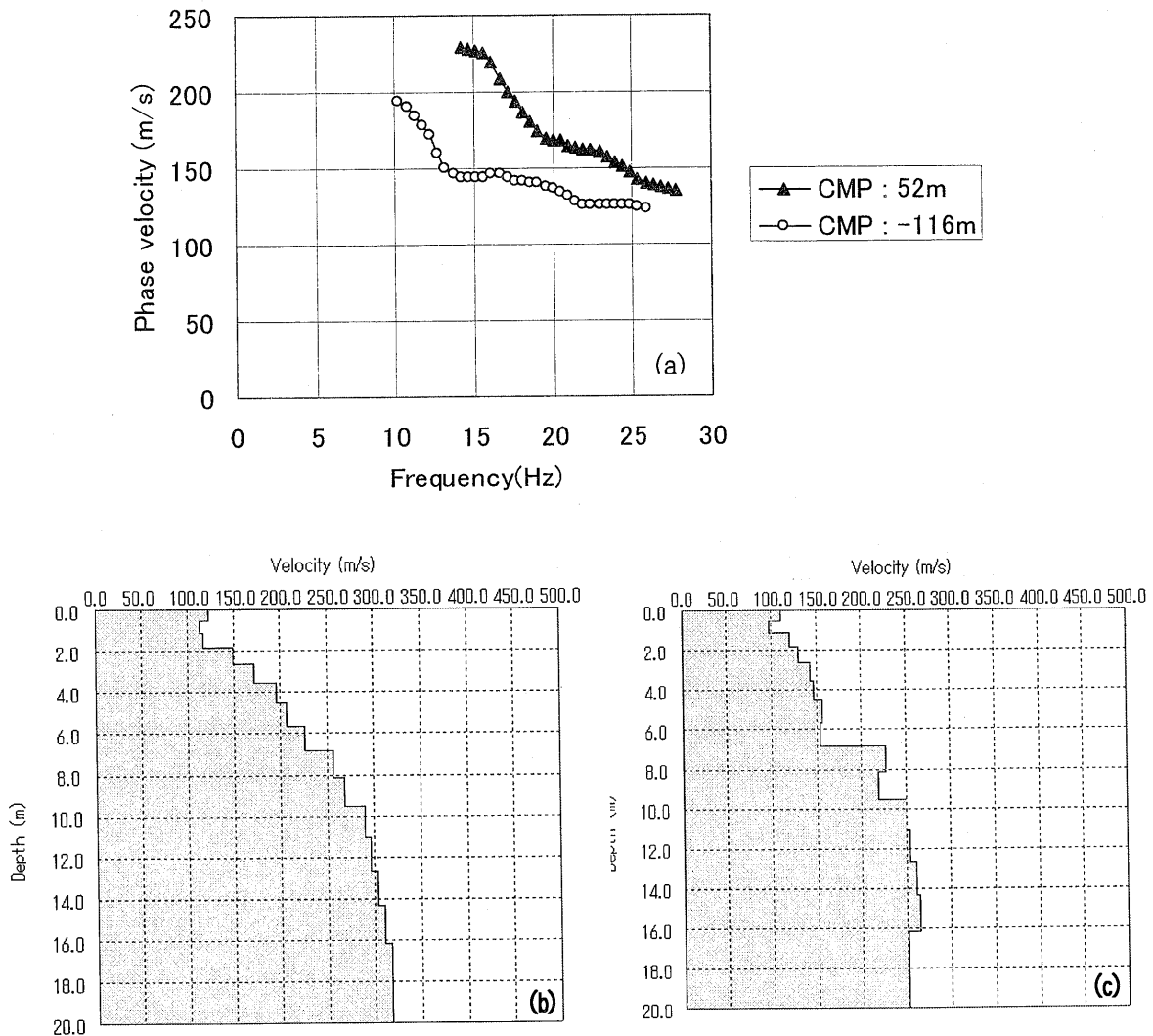
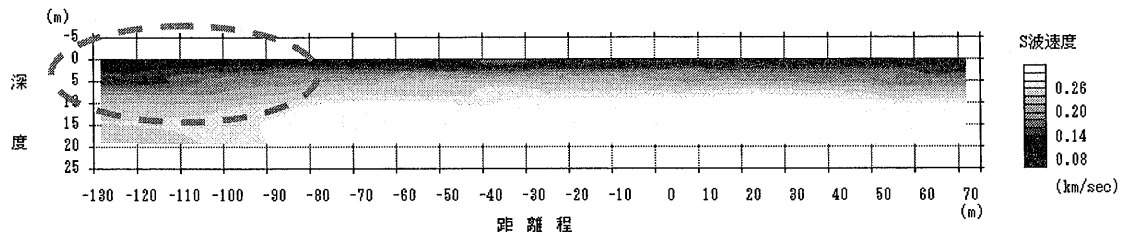


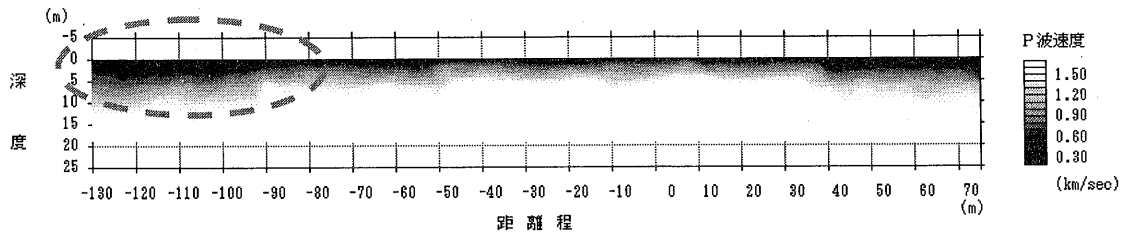
図-24 CMP解析によって得られた位相速度曲線の比較(a)と、その逆解析結果((b)および(c))。(b)はCMP距離52mの解析結果。(c)はCMP距離-116mの解析結果。

Fig.24 (a) Comparison of phase-velocity curves obtained through the CMP analysis of surface waves. (b) Inverted velocity model for the CMP distance of 52m. (c) Inverted velocity model for the CMP distance of -116m.



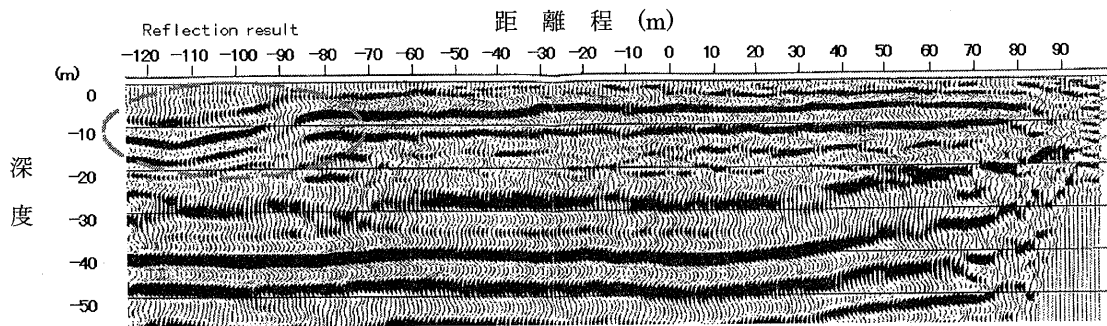
a) 表面波探査の結果 (S波速度断面)

a) The results of a surface wave method (S-velocity model).



b) P波屈折法地震探査の結果 (P波速度断面)

b) The results of a refraction method (P-velocity model).



c) P波反射法地震探査の結果

c) The results of a P-wave reflection method.

図-25 各種探査の解析結果の比較。(a)表面波探査。(b)P波屈折法地震探査。(c)P波反射法地震探査。点線で囲んだ場所は埋め戻した箇所。

Fig.25 Comparison of three seismic survey results. (a) surface wave method. (b) P-wave refraction method. (c) P-wave reflection method.

7. 土木地質調査への適用例

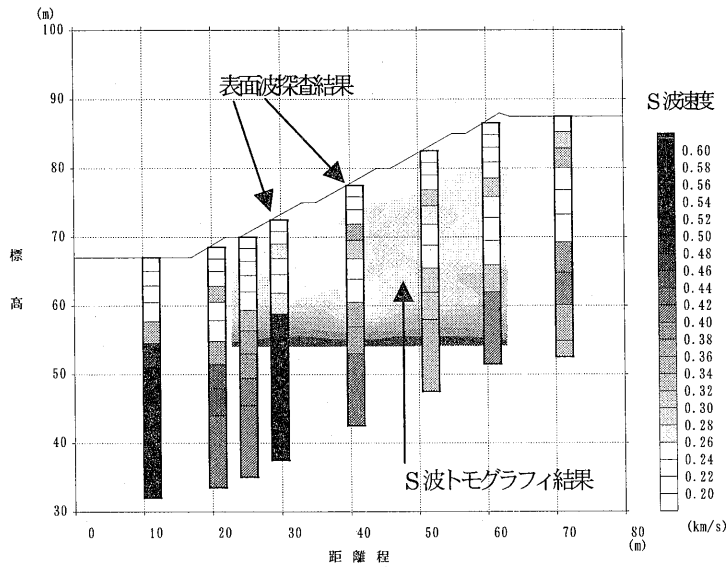
筆者らは、ここまでに述べたように表面波探査の土木地質調査への適用性を検証するために様々な実験を行ってきたが、同時に数多くの実際の調査にも同探査を試験的に適用しその有効性を検討してきた。以下、宅地造成を目的とした盛土の試験施工地、および河川堤防の調査に表面波探査を適用した結果についてまとめる。

7.1 高盛土におけるS波速度構造調査

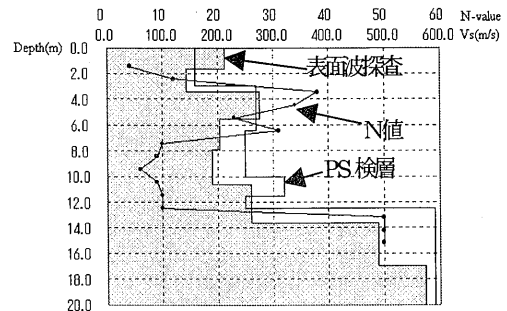
調査地は宅地造成を目的とした盛土の試験施工地であり、S波速度500m/sを超える基盤の上に高さ約30mの

盛土が施工されている。この盛土の斜面で表面波探査（一次元：測線は斜面に直交する方向に設置）を行った。本調査地では6本のボーリング孔でPS検層が行われており、またこれらのボーリング孔を用いて二つの断面においてS波トモグラフィが行われている。以下、表面波探査の結果をS波トモグラフィおよびPS検層の結果などと比較してまとめる。

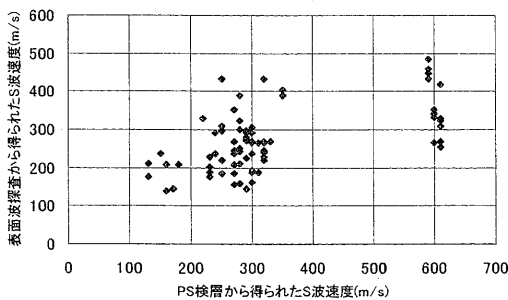
図-26aに表面波探査の解析結果をS波トモグラフィの断面に重ねて示す。S波トモグラフィやPS検層の結果から、調査地では標高約55mより深部に基盤に相当するS波速度500m/s以上を示す高速度の層が存在し、これより浅部では盛土に相当するS波速度150~350m/sの低



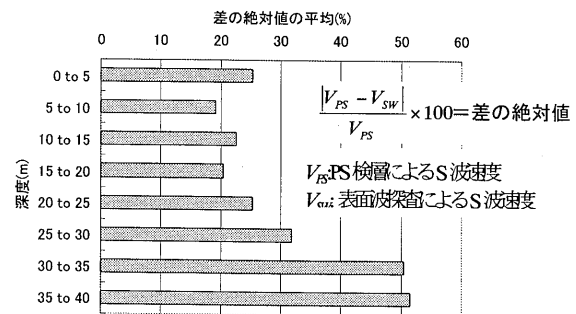
a) S波トモグラフィと表面波探査の解析結果  
 a) Analysis results of S-velocity travelttime tomography and surface wave method.



b) 表面波探査, PS検層, N値の比較  
 (ボーリング孔位置: 距離程23m)  
 b) Comparison of surface wave method, PS-logging and N-value. Borehole is located at the distance of 23m.



c) PS検層と表面波探査から得られたS波速度の相関図  
 c) Cross plot of S-velocity obtained by PS-logging and a surface wave method.



d) 深度別のPS検層と表面波探査から得られたS波速度の差  
 d) Difference of S-velocity obtained by PS-logging and a surface wave method as depth order.

図-26 高盛土における表面波探査によるS波速度構造探査例。

Fig.26 Application of the surface wave method to the delineation of S-wave velocity in embankment.

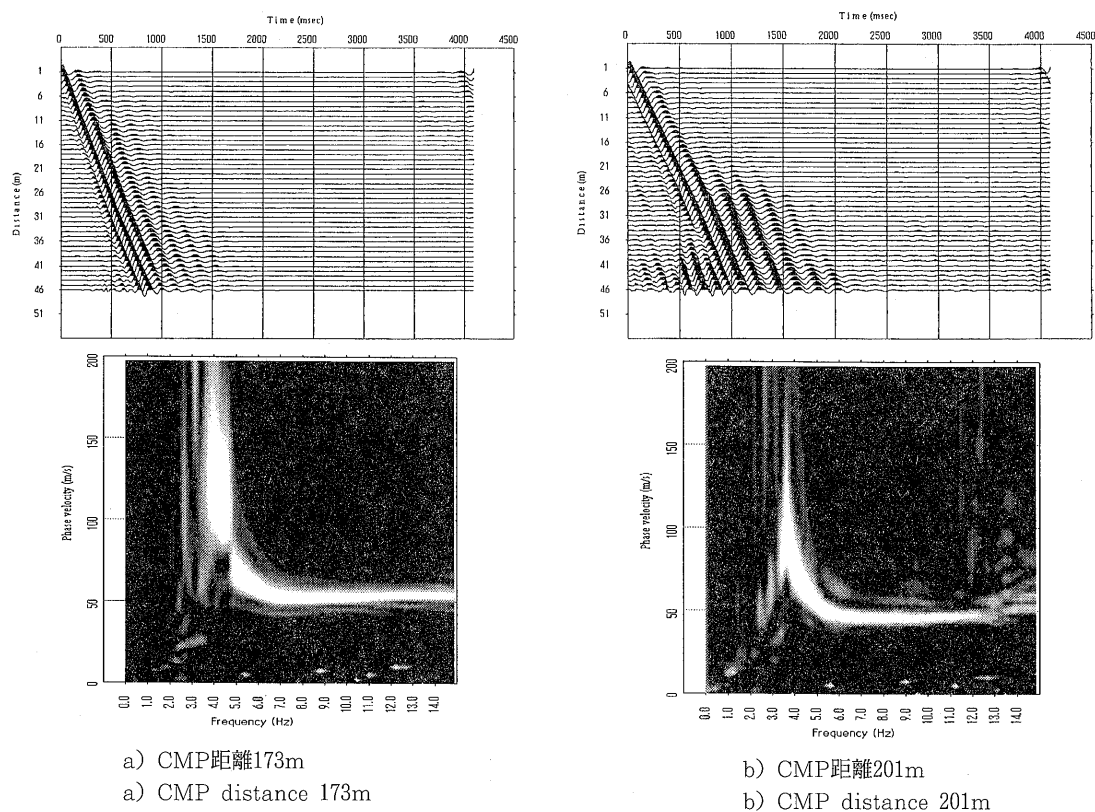


図-27 図-3に示した記録に対してCMP解析を適用した結果。擬似共通起振点記録（上段）とその周波数領域の見かけ速度分布（下段）

Fig.27 Pseudo-common shot gathers (top) and its phase velocity image (b) obtained through the CMP analysis. The original waveforms are shown in Figure 3.

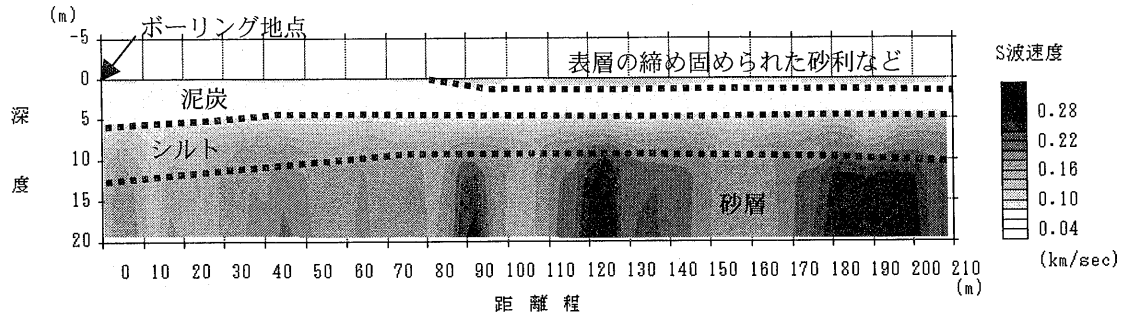
速度の層が存在することがわかっている。図-26aから、表面波探査の結果はこれらの地盤の状況をほぼ把握していることがわかる。図-26bに表面波探査結果（S波速度）、標準貫入試験結果（N値）、PS検層結果（S波速度）を比較した例を示す。表面波探査の結果とPS検層の結果（S波速度）は概ね対応しており、N値から推定される深度13m付近の基盤上面も表面波探査により1m程度の誤差で求められていることがわかる。図-26cにPS検層から得られたS波速度と表面波探査から得られたS波速度の相関図を示す。S波速度が400m/s以下の場合には、両者に相関が認められる。図-26dにPS検層と表面波探査で得られたS波速度の差の絶対値を深度毎に平均して示す。この図から、深度20m以浅ではPS検層と表面波探査の差は20%程度であるが、20m以深では次第に大きくなることわかる。したがって、この調査では表面波探査の探査可能深度はおおよそ20m程度、20m以浅の解析結果（S波速度）のPS検層結果との違いはおおよそ20%といえる。

## 7.2 河川堤防調査への適用例

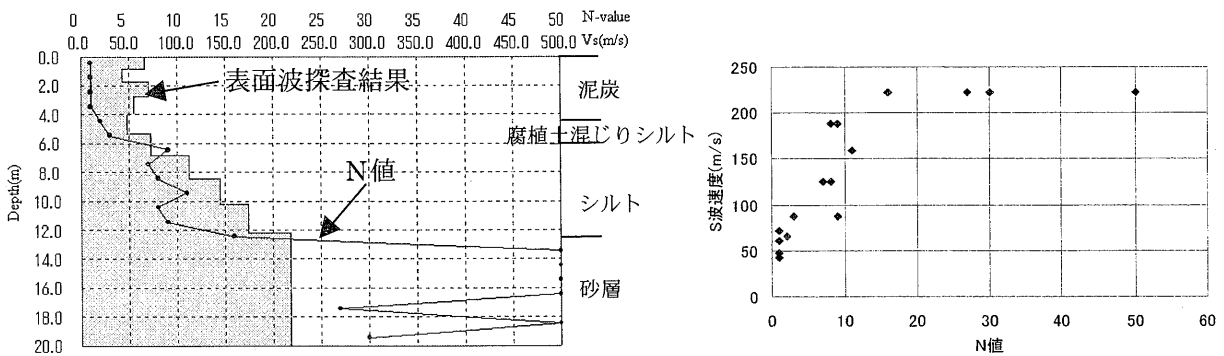
調査地は北海道の一級河川であり、堤内法尻において表面波探査を行った。既往のボーリング結果によれば、深度4.3mまでがN値1程度の泥炭、深度4.3~6mがN値1~3の腐植土混じりシルト、深度6~12.5mがN値6~12のシルト、それ以深にはN値50以上の砂層が分布している。

測線長は248mであり、受振点間隔は1m、起振点間隔は4mで測定を行った。本調査で得られた共通起振点記録の例を図-3に示す。このような記録に対してCMP解析を行った。図-27にCMP解析によって得られた擬似共通起振点記録とその周波数領域の見かけ速度分布を示す。CMPの距離は、図-3において展開の前半に位置する173mおよび後半に位置する201mである。共通起振点記録に見られたような見かけ速度の急変はなくなり、位相速度曲線は一本にまとまっていることがわかる。

4m毎にCMPとなる擬似共通起振点記録を作成して位



a) 表面波探査の解析結果その解釈。  
 a) The result of a surface wave method and its geological interpretation.



b) 表面波探査から得られたS波速度構造とN値の比較（ボーリング孔位置：距離程 0 m）  
 b) Comparison of S-velocity obtained by the surface wave method with N-value.

図-28 河川堤防調査への表面波探査の適用例

Fig.28 Application of the surface wave method to the delineation of S-wave velocity in levee.

相速度曲線を求め、得られた曲線に対して一次元の逆解析を行い、S波速度構造を求めた。図-28aにCMP解析の結果を示す。深度5m付近に明瞭な境界が認められるが、これは泥炭層とシルト層の境界に相当すると思われる。図-28bおよびcに距離程0mのボーリングにおける標準貫入試験結果と表面波探査から得られたS波速度構造の比較図を示す。深度約12m、N値20程度より浅部では、S波速度とN値は良い相関を示すが、N値50の砂層に相当する高速度層は表面波探査では認められないことがわかり、この調査では探査深度は10m程度といえる。本調査地では深度5mまでのS波速度が低いため同じ周波数でも波長が短く探査深度が小さくなったと思われる。

8. まとめ

土木地質調査において、深度15m程度までのS波速度構造を簡便に求めることを目的として、人工振源を用いた表面波探査を開発した。従来の表面波探査と最も異なる点は、反射法地震探査と同様に、多数の起振点の記録

を多数の受振点で測定することである。多数の受振点で測定を行うことによる水平方向の分解能の低下を避けるために、二本のトレースの中心位置が等しいトレースを集めて解析する方法（CMP解析）を考案した。この手法の特長は、多数の起振点・受振点の波形データをクロス相関として処理することにより、最後まで位相もしくは位相速度としての加算や平均を必要としないことである。これまでに行われてきた二つの受振器を用いる表面波探査では、受振器間隔が異なる記録からそれぞれ単独に位相速度を求めていた。しかしこの方法では、受振器間隔が波長に比べてある程度大きくなると、空間的なエイリアジングにより位相速度を正確に求めることができない。したがって、得られた波形記録の一部の情報しか解析に使うことができない。これに対して、表面波多チャンネル解析は、異なる受振点間隔の多数の波形記録から直接位相速度を算出する方法であり、波形の持っている情報を全て利用できる。本開発ではこれをさらに発展させ、受振点間隔の異なる記録のクロスコリ

レーションを擬似共通起振点記録としてまとめることにより、異なる起振点の複数の記録から直接位相速度を求めることを可能にした。この手法を用いることにより、表面波探査の多チャンネル解析において水平方向の分解能が向上するだけでなく、二個の受振器を使うこれまでの表面波探査でも多チャンネル解析が可能になると思われる。

手法の有効性を検証するために、数値実験、室内物理モデル実験、実地盤における実験を行った。数値実験は、二次元の差分法により計算した理論波形を用いて行った。傾斜二層構造に対して、数値実験により表面波の分散を用いた解析を試みた結果、水平成層構造でない場合も表面波の位相速度曲線は地盤のS波速度構造を反映することがわかった。これまでの表面波探査を発展・普及させるためには、一次元から二次元への拡張および複雑な地盤構造への適用が重要であるが、本モデル計算の結果は、二次元および三次元の複雑な地盤への表面波探査の適用可能性を示していると考えられる。

室内物理モデル実験では、受振器としてLDV、振源として圧電素子を用いた。半無限均質媒質を用いた実験では、Lambの問題の厳密解と一致する特徴をもつ波形が得られた。これは、圧電素子により表面波が発生しLDVによりこれを受振できたことを示し、本実験システムにより表面波のモデル実験が可能であることを示している。水平二層構造モデルや層境界に段差のあるモデルを用いた実験では、周波数領域の見かけ速度分布において、明瞭に位相速度曲線を見ることができた。これは、本実験に用いた測定システムの信頼性と、位相速度多チャンネル解析による位相速度曲線の計算手法の安定性を示している。また、得られた位相速度曲線から非線形最小二乗法によりS波速度構造を求めたところ、ほぼ正しい構造が得られた。これは、測定から解析にいたる表面波探査の全プロセスの理論的な妥当性を示していると考えられる。

実地盤における実験では、カケヤや重錘落下などのインパルス振源による記録と、バイブレーターを用いた定常波やリニアスイープの記録を比較した。この結果、取扱いの簡単なインパルス振源でも明瞭な位相速度曲線が得られることを確認した。さらに、スタッキングにより、小さな振源でも低い周波数まで位相速度を決定することが可能であることがわかった。

本手法をいくつかの現場に適用した結果、PS検層結果や標準貫入試験結果などと整合するS波速度構造が得られた。表面波探査の特長は、非破壊で簡便に地盤の面的なS波速度構造を把握できることである。今後も種々の現場適用実験を繰り返し、S波速度構造探査としての表面波探査を確立させたい。

## 謝 辞

現場実験の実施にあたってご協力いただいた神戸市港湾整備局新都市整備本部、国土交通省北海道開発局帯広

開発建設部ならびに(財)国土技術研究センターに謝意を表します。レーザードップラー振動計を用いた実験の実施にあたってご協力いただいた産業技術総合研究所の西澤修氏に謝意を表します。同実験は工業技術院流動研究制度によるものである。カンザス・ジオロジカル・サーヴェーの皆様からは表面波探査の開発について有益な助言を多数いただいた。ここに記して謝意を表します。

## <参 考 文 献>

- Bouchon, M. and Aki, K. (1977) : Discrete Wave-number Representation of Seismic Wave Fields, Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 2, 259-277.
- 物理探査学会 (1990) : "土と岩"の弾性波速度測定と利用一.
- Hayashi, K.,(1999) : Variable grid finite-difference modeling including surface topography, M.Sc. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- 林 宏一 (1999) : 地形を考慮した差分法による粘弾性波動場モデリング, 物理探査学会第101回学術講演会論文集, 37-41.
- 林 宏一 (2001) : 表面波探査におけるCMP解析, 物理探査学会第105回学術講演会論文集, 13-16.
- 林 宏一, 引間和人 (2000) : 差分法による三次元粘弾性波動場計算, 物理探査学会第103回学術講演会論文集, 25-29.
- 林 宏一, 鈴木晴彦 (2000) : 二次元構造における表面波の伝播とその分散曲線, 物理探査学会第103回学術講演会論文集, 226-230.
- 今井常雄, 吉村正義 (1972) : 地盤の弾性波速度と力学的性質, 物理探査25, 283-292.
- 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) : 地震予測のための深部地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, 9-3, 1-17.
- Levander, A.R.(1988) : Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436.
- Ludwig, W. J., Nafe, J.E., and Drake, C.L.(1970) : Seismic refraction, in the Sea vol. 4, part1, Wiley-interscience, 74.
- 松枝富士雄, 川原田宏 (1994) : サスペンション式PS検層におけるS波速度と土質との対比, 物理探査 47, 335-350.
- McMechan, G.A. and Yedlin, M. J.(1981) : Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics, 46, 869-874.
- 西澤 修, 雷 興林, 佐藤隆司 (1996) : レーザードップラー速度計による超音波計測と岩石を用いた不均質媒質の波動伝播モデル実験, 物理探査学会第94回学術講演会論文集, 92-95.
- 西澤 修, 雷 興林, 佐藤隆司 (1997) : レーザードップ

- レーザ振動計による物理モデル実験-波動三成分の検出, 物理探査学会第96回学術講演会論文集, 70-73.
- Nishizawa, O., Satoh, T., Lei, X. and Kuwahara, Y. (1997) : Laboratory studies of seismic wave propagation in inhomogeneous media using a laser Doppler vibrometer, BSSA, 87, 809-823.
- 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. (1999a) : Multimodal analysis of high frequency surface waves, Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems '99, 115-121.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1999b) : Multichannel analysis of surface waves, Geophysics, 64, 800-808.
- 齋藤正徳 (1993) : Lambの問題に対する分岐線積分の寄与, 物理探査46, 372-380.
- 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.
- 鈴木晴彦, 林 宏一, 信岡 大 (2000) : 表面波を用いた地震探査-人工振源を用いた基礎的実験-, 物理探査学会第102回学術講演会論文集, 62-65.
- 鈴木晴彦, 林 宏一 (2000) : 表面波を用いた地震探査-二次元探査への応用-, 物理探査学会第103回学術講演会論文集, 221-225.
- 鈴木一成, 丸山昌則, 後藤典俊, 武藤 章, 河内邦夫 (1994) : 北海道室蘭地方におけるS波速度実験式と他地域の実験式との比較, 物理探査47, 105-119.
- Tieshuan Guo and Lanbo Liu (1999) : Non-intrusive evaluation of submarine tunnel foundation using dynamic high-frequency surface wave prospecting, Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems '99, 67-74.
- 時松孝次, 桑山晋一 (1990) : レーリー波探査を用いた液状化危険度予測, 土と基礎, 38-6, 15-20.
- Virieux, J. (1986) : P-SV wave propagation in heterogeneous media : Velocity-stress finite difference method, Geophysics, 51, 889-901.
- Xia, j., Miller, R. D. and Park, C. B. (1999a) : 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.
- Xia, j., Miller, R. D. and Park, C. B. (1999b) : Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics, 64, 691-700.
- 馮 少孔, 杉山長志, 山中浩明 (2001) : 微動アレイ探査における多地点同時逆解析, 物理探査学会第104回学術講演会論文集, 35-39.

