

## 微動アレイ観測による濃尾平野地盤構造探査

### Survey of the Soil Structure in the Nobi Plain by Microtremor Array Observation

三浦 雅俊<sup>†</sup>, 正木 和明<sup>††</sup>

Masatoshi Miura, Kazuaki Masaki

Abstract : In the Southern Hyogo prefecture earthquake of 1995, the damaged belt zone of seismic intensity 7 was attracted, in which wooden houses were severely damaged by short period components of seismic motions. It had been said conventionally that short period components were strongly influenced of comparatively shallow structure of soil. However, it became clear that deep structure to a base rock gave influence also from response analysis of strong motion records. After the 1995 earthquake, studies on deep structure of soil have been carried out by many research groups. This research tends to estimate a deep structure of soil in the Nobi plain by using an array measurement of microtremors. The velocities of P wave and S wave and the thickness of soil layers were obtained at the four sites(Owari-asahi, Kanie, Inazawa and Hirata).

#### 1. 序論

##### 1.1 研究の背景

1995 年 1 月 17 日未明に発生した兵庫県南部地震は、明石海峡を震源としたマグニチュード 7.2 の規模としては中程度の内陸の活断層が活動した内陸直下型地震であったにもかかわらず、六甲山南山麓の平野部に位置する神戸、芦屋、西宮等の都市市街地に、甚大な人的・物的被害をもたらした。

中でも、木造家屋や RC 鉄筋コンクリート造等の建物の被害が、六甲山南山麓の都市平野の市街地全域に渡って広がっており、神戸市街から芦屋市、西宮市街地に至る長い帯状の被害(震災の帯)が生じたのが注目された。

この地震の震源地にもっとも近い神戸海洋気象台では、地震のゆれの大きさを示す最大水平加速度は、観測史上最大の 818 ガルと観測され、震度も観測史上初めての「VII」が、地震発生後 3 週間を経過して公表された未曾有の大地震でもあった。

阪神淡路の震災以降、深部地盤の構造が強震動と深い関わりを持つ事が明らかになりつつある。ここで言う深部地盤構造とは地震基盤( $V_s$  が 3Km/s,  $V_p$  が 5Km/s 程度のフレッシュな岩盤)までの堆積層を指す。その深さは既往の研究から濃尾平野では最深部で 2000m 程度であると推定されている。このような深い構造を探査する方法としては、人工地震探査、超深層ボーリング調査、反射法探査などがあるが、数千万円という単位の費用が必要となる。さらに巨大なバイブレーターや大量の火薬を用いるため探査場所付近の環境問題等の制限から困難な場合が多い。そこで比較的容易に、しかも経済的に探査できるアレイによる方法が注目されてきた。

例えば、京都平野の地下構造探査(宮腰研, 1999)、関東平野南東部における観測(及川誠士, 1999)、鳥取市における地下構造調査(野口竜也, 1999)等がある。以上のようにアレイ観測による地盤構造解析がここ数年で著しく活発になってきている。

##### 1.2 濃尾平野における地盤構造探査の研究

濃尾平野の深部地盤構造は色々な方法によって調査されている。例えば、桑原(1968)の地質学的見地からの研究、飯田・青木(1958)の重力異常を用いた研究、正木(1983)の常時微動卓

<sup>†</sup> 愛知工業大学 建設システム工学専攻

<sup>††</sup> 愛知工業大学 土木工学科(豊田市)

越周期を用いた研究、正木(1982)の人工地震による深部地盤探査などの既存の研究により、濃尾平野の構造が明らかになりつつある。

さらに科学技術庁により 1995 年の阪神淡路の震災の教訓を踏まえ、堆積地盤構造探査プロジェクトが開始され、関東、濃尾、京都の堆積地盤の探査が始まった。愛知県においては、1999~2000 年にかけて反射法による東西・南北断面の推定、枇杷島における超深層ボーリング探査(基盤岩深度 739m)が行われた。これらの調査により濃尾平野の地盤構造が飛躍的に明らかになりつつある。

### 1.3 本研究の目的

兵庫県南部地震時に発生した「震災の帯」に関する多くの研究から、堆積平野の強震動の評価に関して深部地盤構造の三次元的把握が必要であることが判明した。

これらの動きから愛知県は文部科学省から「平成 12 年度地震関係基礎調査交付金」を受け、濃尾平野の深部地盤構造の調査を行った。本研究はこの調査から得られるデータをもとに近年注目されつつある微動のアレイ観測によって深部基盤までの堆積層の S 波速度構造を推定するものである。この観測法は科学技術庁が進めている堆積平野の地下構造調査(平成 10 年開始)においても、他の調査法とともにその有効性が検討されようとしている。

この方法は、人工震源を必要とせず観測も容易であるため、特に都市部での適用や広域的に多数実施する場合に有効な手段になると考えられる。しかしながら、一方で、観測される表面波の位相速度の逆解析によって地下構造を推定する際に、観測値を満足する構造パラメータ(層厚、S 波速度 P 波速度および密度など)を一意に定められないという適用上の問題がある。したがって、精度の高い構造推定を行うため愛知県が実施した東西・南北反射法の測線の交差する稲沢市千代田地区や、測線に近い海津郡平田町今尾および海部群蟹江町蟹江新田でアレイ観測を実施する。これらの地点における地盤構造の層厚の精度は高いと考えられる。よってこれらの地点においては初期地盤モデルを精度良く設定できると思われる。また、濃尾平野は西方に傾斜していると考えられるため、濃尾平野東端の尾張旭市稲葉町においても観測を行う。このようにして最終的には濃尾平野の 3 次元地盤構造を推定する。

## 2. 常時微動アレイ観測による解析手法

### 2.1 微動の分散性

常時微動の振動源は地表面にある。そのため、地震波として伝播する波動のうち地層境界、特に地表面に沿って伝播する波動である表面波が、微動の主成分と考えられる。表面波には水平方向のみに振動するねじれが伝播する Love 波と、海の波と同じく上下成分を持つ Rayleigh 波が存在する。

一般に表面波の振幅は地表面で一番大きく、一般には地中深くなるほど小さくなる。表面波がどれだけ深い地盤に影響されているかは、波動の波長に影響される。地震波の波長  $\lambda$  (m) は波動の伝播速度  $c$  (m/s) に周期  $T$  (s) を乗じたもので、次式のように表すことができる。

$$\lambda = c \times T$$

ある地盤を表面波が伝播する場合、周期が長いほどに波長が長くなる。このため、周期の長い表面波ほど深い地盤構造の影響を受けるようになる。一般の地盤構造では深い地層ほど締まって地震波伝播速度が速い。したがって、一般には周期が長いほど表面波の伝播速度は速くなる。この様子を図 1 に示す。周期毎に伝播速度が異なるため、伝播するにつれて周期の長い成分が先に進み、周期の短い成分が遅れるようになる。このため表面波の波群形状は伝播とともに崩れてゆく。周期毎に表面波の伝播速度が異なることを分散と呼び、長周期ほど伝播速度が速い場合を特に正の分散と称する。

表面波伝播速度の分散性はその場所の地盤構造に強く依存する。そのため、観測された分散性を満足するような層構造を求めることにより、地表面の常時微動観測記録からその地点の地盤構造を推定することができる。

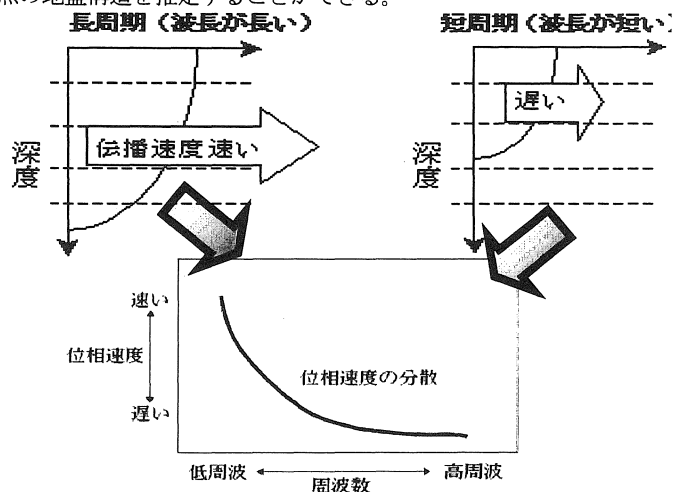


図 1 表面波位相速度の分散性

## 2.2 SPAC 法と F-K 法

アレイ観測から表面波の分散曲線を求める方法には空間自己相関法 (SPAC 法) と周波数 - 波数法 (F-K 法) の 2 つがある。どちらも微動を確立過程論に基づいて扱っている。これらの方法を用いて得られる Rayleigh 波の分散曲線から逆解析により S 波速度構造を推定できる。Rayleigh 波の分散性は理論的には水平成層地盤でしか計算することができない。したがって、アレイ直下の地盤構造が水平成層地盤とみなせない地点においては推定精度は低くなる。そのため、広範囲に観測点を必要とする F-K 法は不利となる事がある。

F-K 法は SPAC 法と比べて求められる位相速度の周波数範囲が狭く、ばらつきが大きくなる。ばらつきの度合いは円形配置の場合に最も少なくなる。また F-K 法では位相速度がある周波数より低周波数側では、SPAC 法より大きな値になることがあるが、これはアレイの最大観測点間隔より長い波長の波を観測したときによく見られる「縮重 (縮退) 現象」、すなわち長い波長の波が複数の方向から到来すると、F-K スペクトル上でそれらがうまく分離されず、あたかも波が一方から到来したかのように「ゆるやかな」一つのピークを形成する現象、による可能性が高い (凌・岡田, 1992、岡田・他, 1995、宮腰・他, 1996)。この場合のピークの位置はほぼ例外なく波数座標の原点方向にずれる。これが結果として見かけ上真の値より大きな位相速度を与える現象が起こることがある。

また F-K 法では各周波数でいくつもの位相速度が得られ、大きくばらついている。どの位相速度を採用すれば良いか決めるには、先見の情報がないと非常に困難となる。

さらに、F-K 法の場合、アレイの形はさておき、アレイサイズを SPAC 法で求められた位相速度の周波数範囲と同等にするには、十字の長軸が円形アレイ半径の 3~4 倍、円形アレイで考えても 2 倍程度のサイズが必要となる。このような巨大なアレイになると解析の前提である「平行な成層構造」が崩れる恐れが出てくる。このような理由から、正三角形の配置が困難な場所以外では、SPAC 法の適用が望ましいと思われる。

## 3. 観測方法

### 3.1 微動観測の基本原則

微動は、地球表面のいたるところに恒常的に存在する振幅の非常に小さい地表面の振動の総称である。この微動の震動

源は大気の変動・擾乱である。日本のような海洋に取り巻かれた国では、海洋波浪が海岸へ打ち付ける震動が日本全体を揺り動かしている。微動は周期 10 秒から 0.1 秒くらいの帯域を持っており、その振幅は地動の速度で観て  $10 \sim 100 \times 10^{-6} \text{cm/s}$  程度である。この微動は適当な観測機を用いれば、いつ何処でも観測する事ができる。また、微動は、時間的にも空間的にも極めて変化にとんだ不規則な震動現象であるが、弾性論的には、微動は表面波という表面にエネルギーが集中する波動で構成されている。この波は地表付近の構造 (地震波速度で分類される) によって敏感に伝播速度を変える分散性を持っている。その位相速度は波長の関数で地下の速度分布に依存するので、位相速度と周波数との関係を求めると地下数 km までの構造がわかるのである。

### 3.2 観測システム

微動の観測には地震計を多点に配し同時観測 (アレイ観測) を採用している。一般に、地震計の固有周期は任意に設定する事は難しい。実際には、浅い所 (100m 以浅) を対象とする場合は、固有周期 1 秒あるいは 2 秒の地震計、深い所 (100m 以深) を対象とする場合は、固有周期 5 秒あるいは 8 秒の地震計が使われている。本研究においては最深部で約 2000m を対象とする事から、各地点に設置している微動計には固有周期 5 秒のムービングコイル型地震計 MTKV-1C (振動技研株式会社) を用いている。ただ、この MTKV-1C には記録装置が備わっていない。そのため、これに ALTUS K2 フォースバランス計加速度計 (Kinemetrics, Inc) を記録装置として接続して速度記録を得るようにしている。この ALTUS K2 強震計は 19 ビットの分解能を持ち、かつ GPS 信号受信による時刻装置を兼ね備えている。観測記録は本体内蔵の記録装置 (フラッシュメモリーカード) に一旦収録される。この収録記録はパーソナルコンピュータ等で随時取り出すことが可能である。このブロックダイアグラムを図 2 に示す。

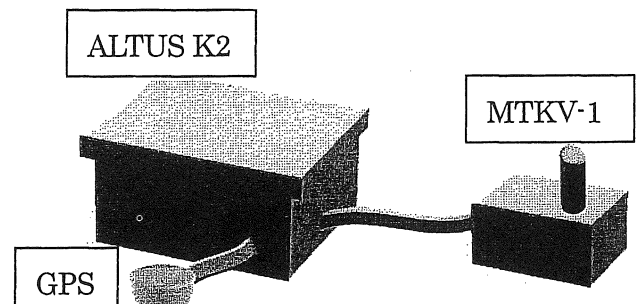


図 2 アレイ観測のブロックダイアグラム

### 3.3 観測点の選定とその理由

微動は時間的・空間的に極めて複雑かつ不規則な振動現象であり、本質的には実体波と表面波の集まりである。表面波とは物体(地盤)の表面に沿って伝播する波である。表面波は、波長、周期が長くなるほど深い地盤の性質を反映するため、その伝播速度(位相速度)は早くなる。この性質を分散性と呼び、その性質を示したものを分散曲線と呼ぶ。この表面波の特性は各地盤固有のもので、地盤のS波速度構造が分かれば理論的に計算できる。逆にある地点での表面波の分散性が分かれば、逆解析により直下の地盤のS波速度構造が推定できる。微動を利用した地盤のS波速度構造推定法は微動に含まれる表面波の性質に着目した手法である。

しかし、S波速度構造を推定するにあたっては、ある程度の地盤特性が必要となってくる。そのため、今回の観測点は愛知県によって実施された反射法の東西測線と南北測線の交わる稲沢市の千代田地区、東西測線近辺の平田町、南北測線近辺の蟹江、また濃尾平野東端部付近の尾張旭を観測点とした。これらの地点においてアレイ観測を実施し、アレイ観測によって濃尾平野の3次元深部地盤構造を求めるものである。これらの地点の位置を図3に示す。

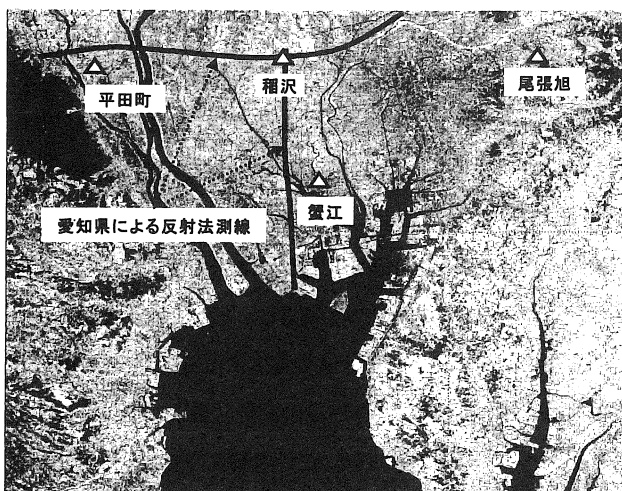


図3 観測点位置(△印)

### 3.4 アレイの形成

観測に先立ち、探査目標の深度やその情報を含むと思われる周波数領域を考慮して、アレイ内の測点数、形状やサイズなどを決定した。

#### 3.4.1 アレイ内の測点数

この数は適切に見積もる事は難しい。また、解析法によっても異なる。観測例によれば、位相速度の推定可能な最小点数は、

F-K法の場合7点、SPAC法の場合4点を必要とする。本研究においては、稲沢'01は5点、他の観測では7点による観測を行った。

#### 3.4.2 アレイ形状

アレイは円形に制約される。観測点は円周上と円の中心に設置しなければならない。そのもっとも単純な形は円周上に観測点3点を等間隔に配置した正三角形である。本研究では大きさの異なる正三角形を組み合わせた複合正三角形アレイを基本形とした。ただし、正三角形頂点上に観測点を取れない場合にはやや変形した形状も用いた。稲沢における二回目の観測では中心点とその同心円状に4点を配した形状とした。図4に今回の研究のアレイ形状の基本形を示す。

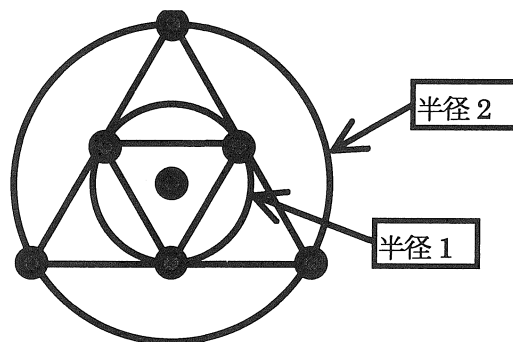


図4 アレイ形状の基本形

#### 3.4.3 アレイサイズの決定

アレイ半径は、調査地点の地震基盤の深度によって適切な値に設定する必要がある。よって深部ボーリング資料、重力データ、爆破地震資料、強震観測記録などの既存の資料からおおよその基盤深度を求める。今回の検討では、愛知県が行った反射法観測線付近の稲沢、蟹江、平田町では反射法のデータも参考にして基盤深度を次のように予想した。表1に示すように、3層構造を仮定し、各層のP,S波速度を与えた。第一層と第二層の層厚比は40:60と仮定した。濃尾平野の岩盤深度は、東部で200m、西部で2000mと推定されている。そこで、岩盤深度を200・300・500・1000・1500・2000mの場合について理論分散曲線を求めた。その結果を図5に示す。

表1 予想地震波速度と層厚比

層	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	層厚比
第一層	1.7	0.4	岩盤までの40%
第二層	2.4	0.8	岩盤までの60%
岩盤	5.5	3.2	

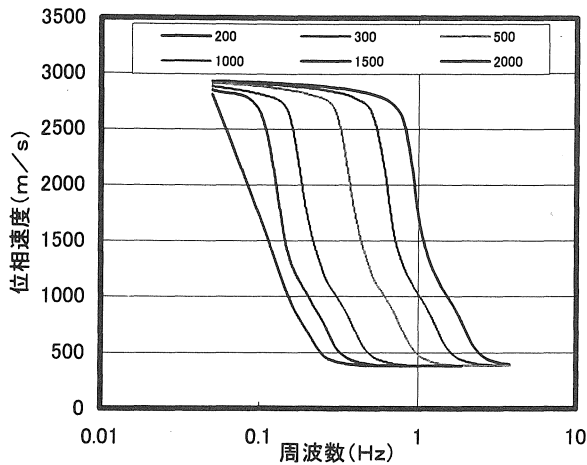


図5 予想モデルによる理論分散曲線

SPAC 法による解析可能な波長範囲は最大地震計間隔の 10 倍～最小地震計間隔の 2 倍と考えられている。岩盤の浅い所では、図5より長周期での波長は 6 km、短周期での波長は 40m なので、アレイサイズの目安を最大 700m、最小 20m と決定した。同様に深い所では最大 1500m、最小 40m と決定した。

この目安と、観測地点の地形や交通量などを考慮して表 2 に示すようにアレイの半径を決定した。

表 2 各アレイサイズ

調査地点	小アレイ		中アレイ		大アレイ	
	半径1 (m)	半径2 (m)	半径1 (m)	半径2 (m)	半径1 (m)	半径2 (m)
蟹江	40	66	136	259	520	1240
尾張旭	23	31	87	175	354	745
稲沢 1999	39	79	138	235	378	758
稲沢 2001	40	160	320	640	1280	2560
平田	30	60	112	246	501	1010

### 3.5 ハドルテスト

観測システムの周期特性のうち、特に地震計の位相特性は位相速度の推定精度に大きく影響する。そこで、使用するすべての地震計の特性（固有周期、減衰定数）をそろえ、各地震計間の位相誤差が十分少なくなるように配慮すべきである。なお、ムービングコイル型の地震計は温度によってバネ定数が変化するので、観測前にシステムの特性を検定することが望ましい。よって使用する地震計の位相特性をチェック（ハドルテスト）するために同地点同時観測を行った。その波形を図 6 に示す。波形にずれは見られず、位相特性は一致している。

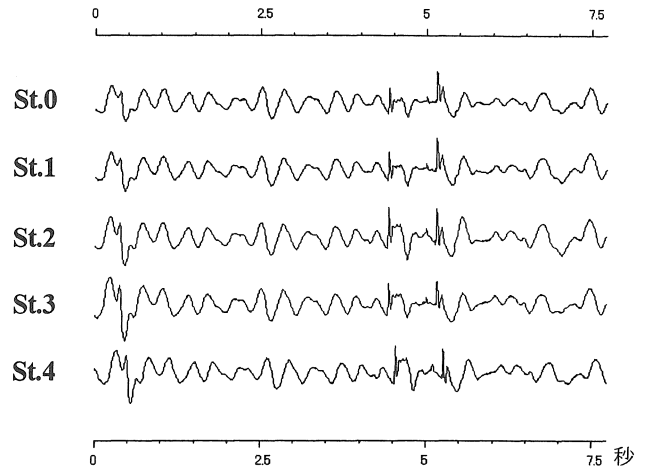


図6 観測前のハドルテストの波形

### 3.6 アレイ観測の実施

観測時間帯は昼間でも夜間でも良いが、観測点近くに大きな振動源のないほうが良い。また車などの交通量の多いところも避けた方がよい。これらは微動の定常性を乱すからである。観測例の多くは夜間のものであるが、それは、夜間の場合非定常な人工震動が少なく、微動の定常性が良いからである。しかし、本研究では観測の容易さから昼間の観測を選んだ。そのために、観測場所の選定は主要幹線道路や鉄道などの交通震動や、大きな工場からの震動を避けるように観測場所に田んぼなどを選んで選定した。

記録時間は、周期の長い微動の場合、30分から1時間くらいであるが、周期1秒以下を対象とする場合は10分間もあれば十分だが、アレイの最大半径がおおむね 400m以下の場合で40分間、それ以上の半径で60分間とし、サンプリング周波数100Hzで観測した。

### 3.7 観測波形

解析では観測されたデータをサンプリング間隔100HzでAD変換した。それぞれ波形を見ると、顕著な波群の観測点間の相関は全体的に良い。ただ、観測開始時間の連絡が上手くいかずに解析に使えるデータ数が短くなってしまった所もある。また、各観測点は主要道路を避けるように配置したが多少の車両交通によるノイズが若干観測された。したがって、解析の際には40～60分間の記録の中から非定常なノイズを含まない4096データずつを40～70個程度抜き出し解析に用いた。図7に観測波形の例を示す。

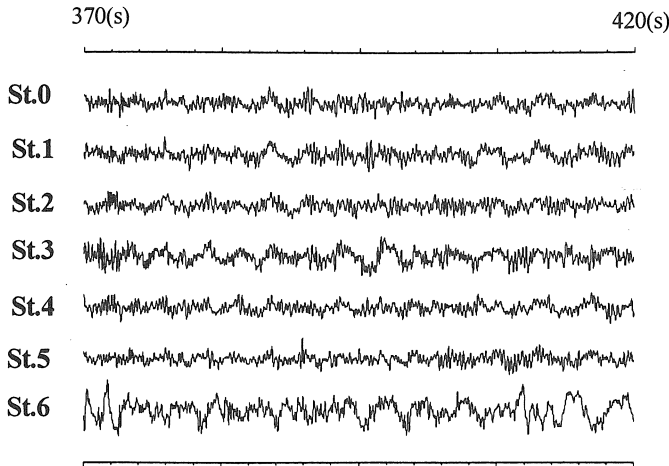


図 7 観測波形の一部

4. 解析結果

4.1 パワースペクトル

図 8 に稲沢地点におけるアレイ半径 40m の各地点毎のパワースペクトルを示す。各地点ともよく一致しており、空間的変動はほとんど無いといえる。

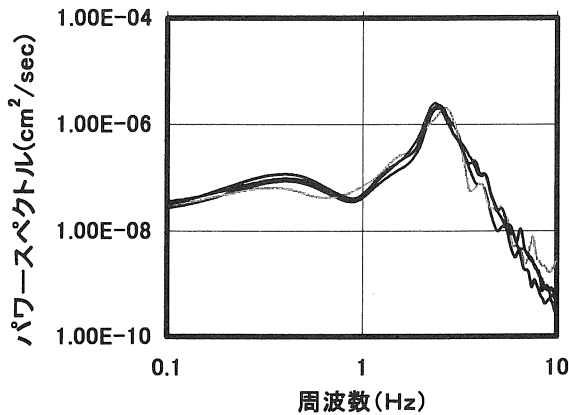


図 8 同アレイ内の各地震計ごとのパワースペクトル

図 9 にアレイ中心点におけるパワースペクトルの 82 秒毎の時間変動を示す。スペクトルの形状にやや違いが見られるが、ほぼ同じ形状を示しており、時間的にも変動は少ないといえる。

微動は時間的・空間的に極めて複雑かつ不規則な振動現象であり、本質的には実体波と表面波の集まりである。このような複雑な波動を定常確率過程と仮定することで、SPAC 法は成り立っている。

これらの図から、観測された微動は時間的にも空間的にも概ね定常であり、SPAC 法解析の仮定を満たしている。

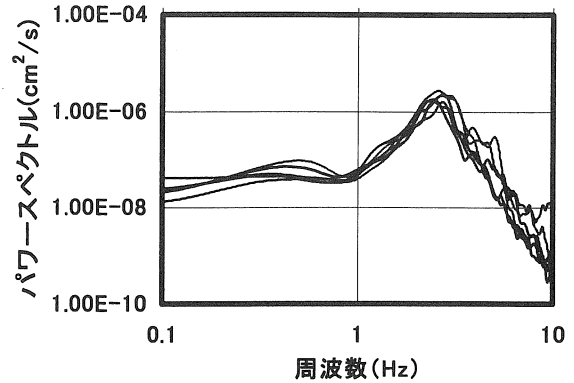


図 9 82 秒毎のパワースペクトル

4.2 空間自己相関関数

空間自己相関関数とは Aki (1975) によれば、距離  $r$  だけ離れた 2 つの地震計で観測された波形から

$$\rho(f_0, r) = J_0(2\pi f_0 r / C_0(f_0)) = J_0(x)$$

によって  $J_0(x)$  : 第一種 0 次のベッセル関数で表面波の位相速度  $C_0$  と関係づけられる。位相速度:  $C_0(f_0)$  は

$$C_0 = 2\pi f_0 r / x$$

と求められ、位相速度は周波数  $f_0$ , 2 点間距離  $r$  の関数となる。この位相速度を周波数ごとに並べたものが分散曲線である。この分散曲線はアレイを展開した場所に固有の値であり、アレイ直下の地下構造を反映している。その自己相関関数を前述で求めた 4096 データをワンセットとし導いた。その一例を図 10 に示す。

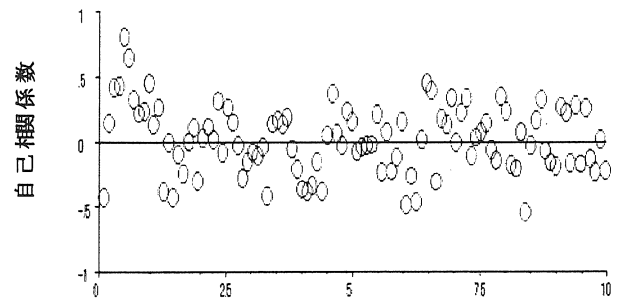


図 10 空間自己相関関数(1 セット) 周波数 Hz

この自己相関関数は各アレイ半径ごとに、ノイズの多少に寄るが 40~70 セット程度抜き出せる。これを各地震計の距離ごとに平均して自己相関関数を求めた。図 11 にその結果の例を示す。図中の○印は周波数ごとの平均値で、エラーバーはその標準偏差幅を表している。また、図 12 に第一種 0 次のベッセル関数を示す。この二つの形が似ているほど位相速度推定の信頼性が高い。今回得られた空間自己相関係数は概ね滑らかなベッセル関数型の変化を示しており、観測結果の信頼性は高いと判断される。

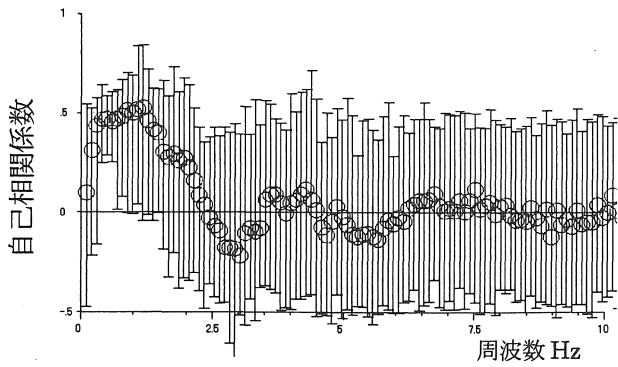


図 11 空間自己相関関数(平均)

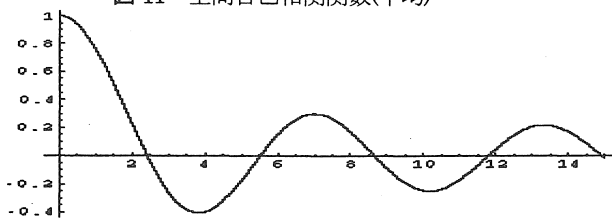


図 12 第一種0次のベッセル関数

### 4.3 Rayleigh 波分散曲線

並行多層地盤の Rayleigh 波分散曲線の算定には、一般にハスケルのマトリックス法が用いられる。この際、構造パラメータとして S 波速度、P 波速度、密度、層厚が必要であり、対象地盤が半無限体を含む N 個の層からなる場合、 $4N-1$  個のパラメータが必要である。したがって、これらのパラメータと分散曲線の関係は非常に難解になる。ただし、これらのパラメータのうち、Rayleigh 波の分散曲線に与える影響は、S 波速度がもっとも大きい事が知られている。そこで、位相速度の変化にあまり影響しない P 波速度および密度は S 波速度の関数とした。これによりパラメータは層の数 N、S 波速度  $v_s$ 、層厚 h の 3 種類になるわけであるが、層の数 N は前もって設定する固定値であるので、結局のところ S 波速度  $v_s$ 、層厚 h の 2 種類となる。図 13~図 16 に観測から得られた分散曲線と地盤モデルから求めた分散曲線を示す。これらの図によれば平田地点では周波数 0.2Hz~1.0Hz の間で 500 (m/s)~2,200 (m/s)、稲沢地点では 0.3Hz~1.8Hz の間で 300 (m/s)~1,600 (m/s)、蟹江地点では 0.3Hz~1.1Hz の間で 400 (m/s)~1,700 (m/s)、尾張旭地点では 0.2Hz~2.0Hz の間で 250 (m/s)~1,800 (m/s) とそれぞれ分散している。ただ観測において地震計として 5 秒計を用いたので 0.2Hz 以下においては相関が悪く、位相速度を決定する事が出来なかった。

図 14 中の□印は'99 年年の微動観測から、△印は'01 年の微動観測からそれぞれ求めた位相速度である。両者を比較す

ると周波数 1.3Hz 以上で若干相違が見られるが全体的にはほぼ一致しているといえる。'01 年に展開したアレイは 5 点による変形十字型アレイで小アレイ半径間隔が大きかったために高周波数領域の位相速度の相違に影響を及ぼしているものと考えられる。

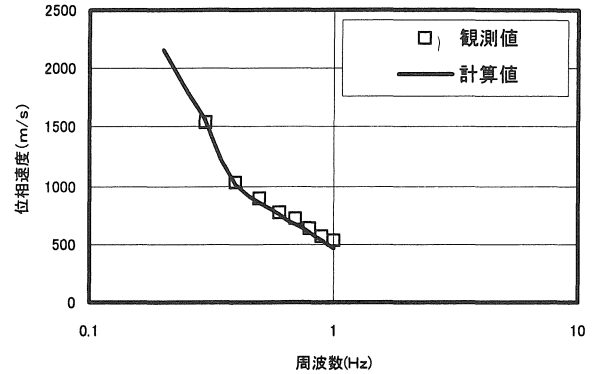


図 13 平田町における分散曲線

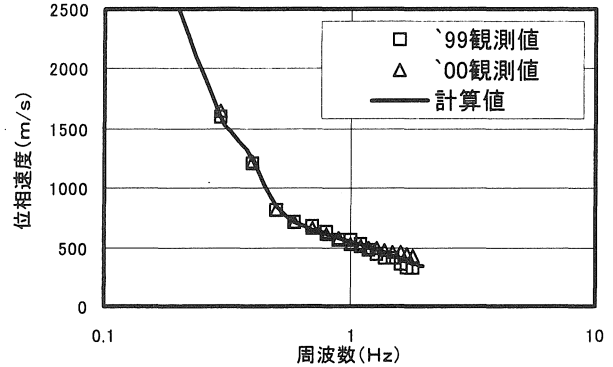


図 14 稲沢における分散曲線

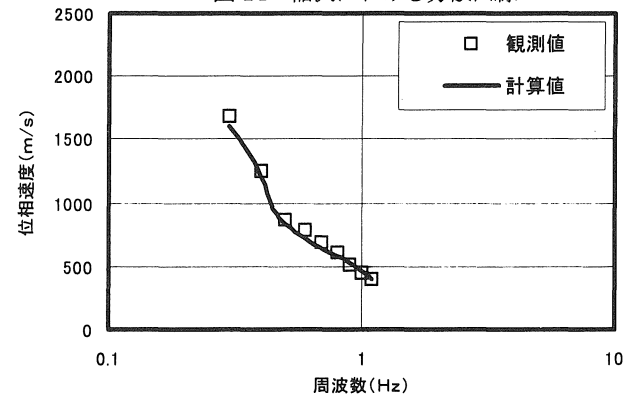


図 15 蟹江における分散曲線

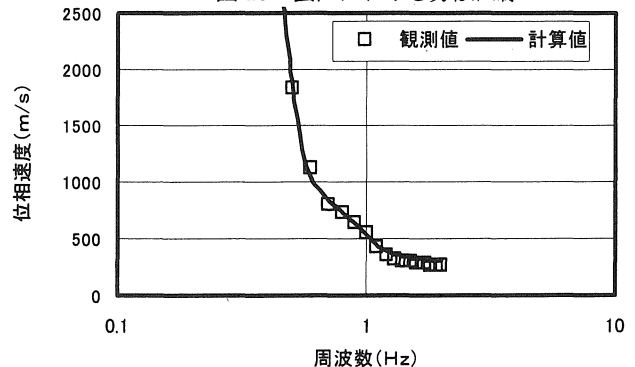


図 16 尾張旭における分散曲線

4.4 インバージョンによる最適地盤モデル

4.4.1 最適地盤モデル

表面波の分散性を用いて、観測地点の地盤構造を見積もることができる。観測および解析の簡便性から、通常は上下動地震計による観測記録を用いて、Rayleigh 波の分散性に適合する地盤構造の推定が一般的におこなわれる。本研究では地盤各層のP波および密度はS波速度の関数として与えこれらの値と層厚を初期モデルとして与え、観測点下で水平な層境界を仮定すれば、表面波の位相速度を比較的簡単に理論計算することができる。表面波の伝播速度はS波速度と層厚に特に敏感である。各層の物性を変化させ、観測位相速度に適合するRayleigh 波理論位相速度が得られるまで試行錯誤的に地盤モデルをチューニングしていき、その地点の地盤構造を推定した。その結果得られた平田、稲沢、蟹江、尾張旭のS波速度構造を図17～図20に示す。図中、実線は微動アレイ観測より求めたS波速度構造、破線は愛知県による反射法から推定されたS波速度構造である。また右脇の図は観測場所付近の深層ボーリングの地質データによる地質の境界である。なお、ボーリングデータは尾張旭以外では中新統が現れてすぐにボーリングを中止しておりそれ以深のデータは得られなかった。

図17～図20に示されるように、微動アレイ観測から求めた地盤構造と反射法から推定された地盤構造とを比較してみると、平田においては4層目は反射法よりも300mほど浅く、5、6層目は反射法よりも200mほど深くなっているが、全体的にはほぼ対応している。S波速度においては3、6層目で200(m/s)ほど大きい程度でこちらもほぼ対応していると言える。稲沢においては5、6層目で層厚が100mほど深い結果になっているが、S波速度はほぼ一致しており、全体としてもほぼ一致している。蟹江においては深度にほとんど差異はなく、S波速度も5層目で200(m/s)遅く、6層目で300(m/s)速くなっているが全体としてはよく一致している。

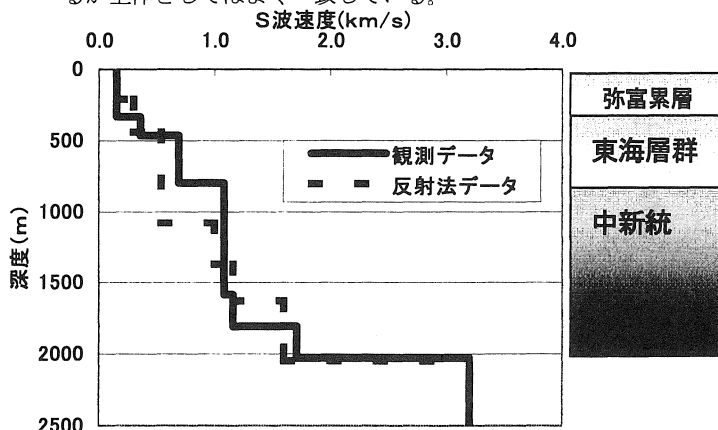


図 17 平田における S 波速度構造

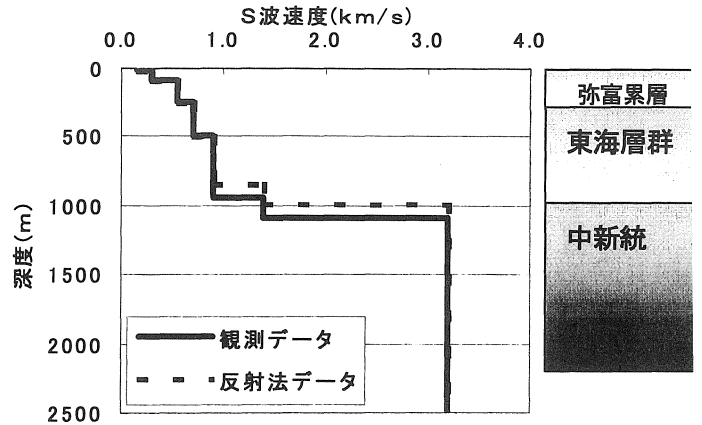


図 18 稲沢における S 波速度構造

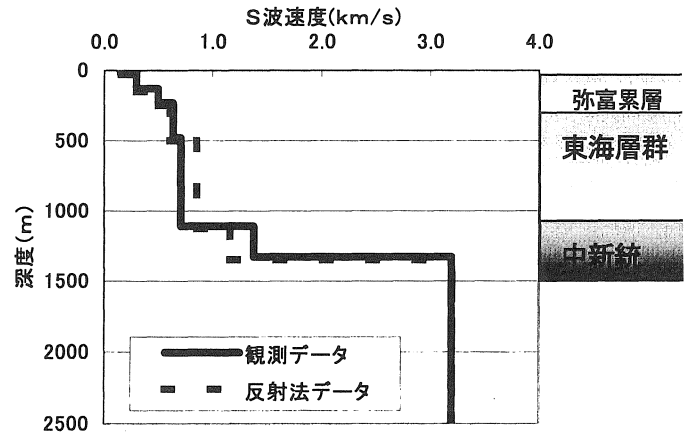


図 19 蟹江における S 波速度構造

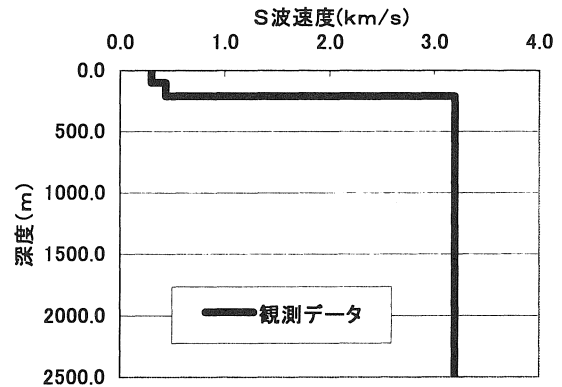


図 20 尾張旭における S 波速度構造

4.4.2 濃尾平野地盤構造

今回得られた地盤構造によればS波速度3.2(km/s)の層が濃尾平野の基盤をなす岩盤であると考えられる。この岩盤深度は、平田2,000m、蟹江1,300m、稲沢1,100m、尾張旭200mとなり、西部から東部に向かって浅くなっている。これは従来知られていた濃尾平野傾斜構造と一致している。

図21、図22にアレイ観測から得られた地盤構造と、愛知県による反射法による構造とを示す。平田、稲沢、蟹江において得られた地盤構造は反射法による構造と比較的一致している。ただ、若干の違いが見られるのは反射法による構造はその地



点直下の構造を示すのに対し、アレイによる構造はその地点付近の平均的構造を示している為と考えられる。

反射法ではP波速度と層厚は求まるもののS波速度は求まらない。愛知県の結果はP波速度からS波速度を推定したものであるが、この推定式は誤差が大きい事が知られている。今回の観測によりS波速度が求められた意味は大きい。尾張旭については岩盤深度200mと求まったが、長久手で岩盤深度100mというボーリング資料もあり、もう少し浅い可能性がある。

5. 結論

本研究は濃尾平野を対象として強震動特性を把握するために濃尾平野の地盤構造の観点から追求したものである。

手法としては濃尾平野4地点において常時微動アレイ観測を実施し、微動の分散性を利用して地盤構造を求めた。なお、このアレイ探査法は他の地震探査方と違い大掛かりな震動源や大量の火薬などを使用することなく、常に地表面に存在する微動を利用する。そのためアレイ探査法はこれら地震探査やボーリング探査のように市街地での調査場所の不足、環境問題等の制限などの制約を受けず、また労力、経費、時間などの問題点も少ないことを考慮し市街地における探査に適した探査法として今後の発展が期待される。また、他の探査方では得られない深部のS波速度構造を求められる方法としてもさらなる発展が期待される。

- (1) 濃尾平野の堆積地盤上4地点（平田、稲沢、蟹江、尾張旭）において、アレイ半径 23m~2,560mの微動アレイ観測を行い、岩盤までの地震波速度構造、主にS波速度構造を求めた。濃尾平野における岩盤のS波速度は 3.2 (km/s) と推定され、これより各地の岩盤震度は平田で 2,000mと一番深く、蟹江、稲沢と徐々に浅くなり 1,300 m、1,100mとなり尾張旭では200mとなった。
- (2) 稲沢の同地点（300m離れてはいるが）で 1999, 2001 年の2回観測を行ったが、ほぼ同じ分散曲線を得た。このことから、分散曲線の精度は高いと判断される。ただ小さいアレイでの半径の取りかたを変えたので、1.3Hz以上で多少の差異が見られる。
- (3) 得られた岩盤深度は西部で深く、東部で浅い。これは従来知られている濃尾平野傾動構造と一致している。
- (4) 反射法から得られている地盤構造とは比較的一致している。ただし、地震波速度構造を対象とした探査手法のほとんどはP波を用いたものであり、得られる構造もP波速度構造である。一方、地震動の主要動はS波であるため、強震動の評価や地震被害予測にはS波速度構造の情報が必要である。このため、S波速度構造の変化に敏感な表面波位相速度を介した常時微動アレイ探査により、S波速度が求められた意味は大きい。

以上のことからアレイ観測を用いた地盤構造探査は実施が容易であり、他の地下探査法のように市街地における調査

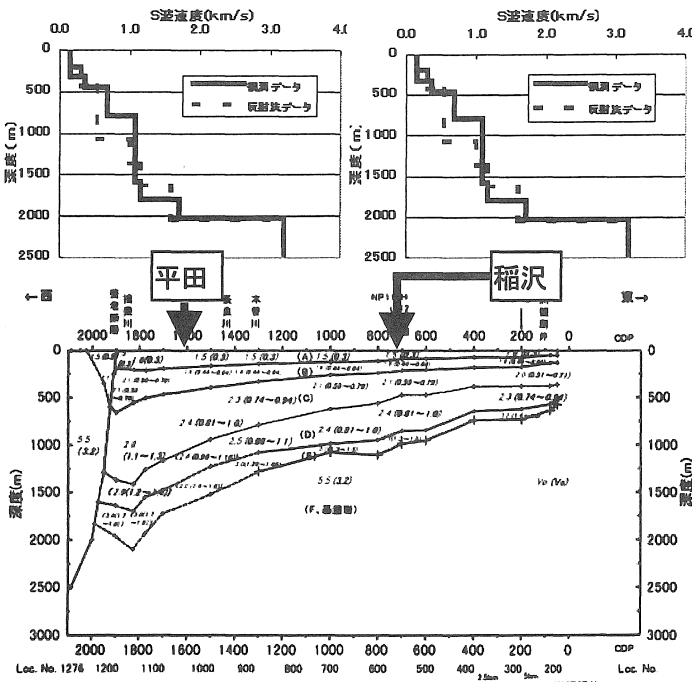


図 21 アレイ観測と反射法(東西)とのS波構造の比較

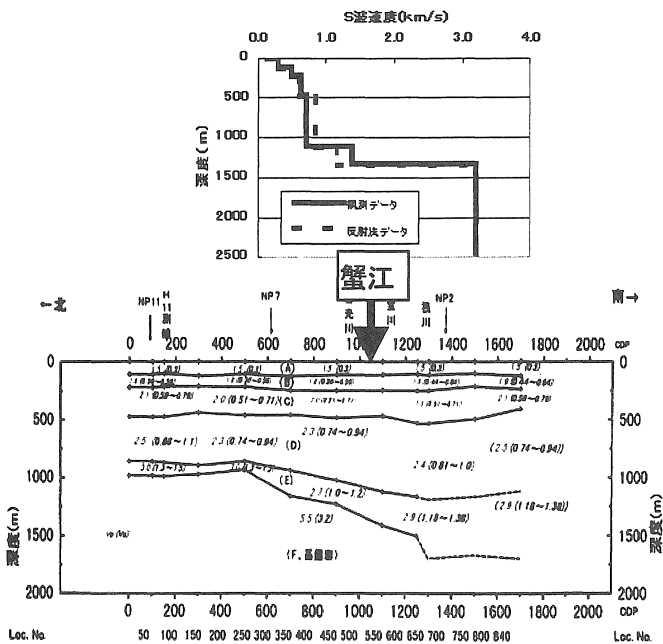


図 22 アレイ観測と反射法(南北)とのS波構造の比較

場所の制限や、環境問題等の制限を受けずに、かつ経済的でもあるので市街地における探査に適した探査法としてきわめて有用である事が分かった。今後濃尾平野の 3 次元構造を求める事が重要であるが、そのための手法として期待される。

#### 参考文献

- 1) 愛知県防災会議地震部会;愛知県の地質・地盤資料編 その1[尾長], 昭和三十八年3月
- 2) 岡田 廣 他3名;広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法 物理探査学会第43巻 第6号pp.402-417, 1990
- 3) 松岡 達郎 他2名;深層地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討—深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析—, 物理探査学会第53巻 第1号pp.12-28, 2000
- 4) 山中 浩明 他1名;地震動評価のための地下構造推定とその活用 物理探査学会第50巻 第6号pp.578-588, 1997
- 5) 山本 英和 他4名;短周期微動のアレイ観測による盛岡地域の地下速度構造の推定 物理探査学会第50巻 第2号pp.93-106, 1997
- 6) 山本 英和 他2名;微動アレイ探査における空間自己相関法の自己帰帰モデルを利用した改良 物理探査学会第51巻 第1号 pp.70-76, 1998
- 7) 山本 英和;3成分微動アレイ観測によるLove波の位相速度の推定の試み 物理探査学会第53巻 第2号pp.153-166, 2000
- 8) 表 俊一郎;阪神・淡路大震災から何を学ぶ事が出来るか、何を学び多くてはならないか; 物理探査学会第49巻 第1号pp.1-16, 1996
- 9) 福和 伸夫;ユーザーからの深層地盤調査情報への期待 地質と調査 第4号1999
- 10) 大矢 暁;諸外国における地下探査情報とその適用 地質と調査 第4号1999
- 11) 菊田 宏之;堆積層地下構造調査の実態状況 地質と調査 第4号1999
- 12) 岡田 広;長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特生の研究 1986
- 13) Aki, K., and Richards, P. G., 1980: Quantitative Seismology, Theory and Methods, vol. II W.H. Freeman and Company, 559-932
- 14) Capon, J., 1969: High resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418
- 15) Capon, J., Gammfield, R. J., and Kolker, R. J., 1967: Multidimensional maximum likelihood processing of a large aperture seismic array, Proc. IEEE, 55, 192-211.
- 16) Capon, J., 1973: Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, Methods in Computational Physics, 13, 1-59
- 17) 日高英台, 1985:長周期微動から推定されたレイリー波位相速度とS波位相速度報告修士論文、北海道大学理学部研究科
- 18) 北川 原太郎, 1980:時系列解析時間領域でのモデリングとその応用 静電処理 21, 1174-1183.
- 19) 凌野群・岡田 広, 1993:微動探査法における空間自己相関法の拡張物理探査第89回学術講演会論文集44-48
- 20) 松岡達郎・梅沢夏美・巻島秀男, 1996: 地盤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
- 21) 松島 健・大島弘光, 1989:長周期微動を用いた地下構造の推定黒川内低地帯における探査列, 物理探査, 42, 97-105.
- 22) 宮腰 健・岡田 広・凌野群, 1996:微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲 物理探査第 94 回学術講演会論文集178-182
- 23) 岡田 広・坂元直己, 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研究報告, 42, 119-143.
- 24) 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.
- 25) 岡田 広・凌野群・佐藤洋・宮腰研・斎藤誠台・石川頭・南雲秀樹, 1995:微動探査法の地下構造推定における周波数・波形式スペクトル法と空間自己相関法の比較検討, 物理探査第 93 回学術講演会論文集, 105-109

(受理 平成14年3月19日)