

## 濃尾平野の地盤構造と強震動特性に関する研究

### Study on Soil Structure and Strong Motion

### Characteristics of Nobi Plain, Central Japan

佐口浩一郎\* 正木和明\*\*

Koichiro SAGUCHI and Kazuaki MASAKI

**Abstract :** It is important to know soil structure , especially S-wave velocity structure , in urban areas to study on seismic microzoning or to predict strong motion. However it is difficult to carry out a survey such as refraction or reflection because there is no space in urban areas for a survey. In these days , a survey technique to estimate underground velocity structure using microtremors instead of these method has been developed. The technique involves measurement of phase velocities of the fundamental-mode Rayleigh waves in microtremors and inversion of these phase velocity to geological structures. We carried out array observations at two sites (Nakagawa in Nagoya City , Kanie City) in Nobi plain, where we install strong motion station. Seven seismographs arranged in a suitable array observed the movement in a vertical direction of the ground surface. The data were processed mainly by the frequency-wavenumber (F-K) method. Phase velocities dispersion relations were obtained for the fundamental-mode of Rayleigh waves were obtained to be about 0.2 to 2.2km/s in frequency range from 0.2Hz to 4.0Hz at two observation sites. Then using an inversion technique, the S-wave velocity structures in depths of 2000 meters were obtained. The inverted models consist of seven or eight layers. Basement layer has an S-wave velocity of 3.1km/s. Theoretical site amplification factors were determined by assuming multi reflection of S-wave. They fairly agreed with those calculated on strong motion data. We may conclude that we can use the S-wave velocity structure models determined by array observations of microtremors for evaluating earthquake motions.

#### 1. はじめに

兵庫県南部地震において神戸地域が甚大な被害を被り、その社会的影響が広範囲に波及したことは、大都市における地震被害の軽減が今後の重要課題であることを認識させた。我が国の大都市は、地震災害に対し脆弱な堆積地盤上に発達しており、東京首都圏、中京圏、阪神圏の3大都市を対象とした震災軽減に関する研究が重要になって

きた。これらの都市圏においては、地震観測網の整備、深部地盤構造探査、活断層調査、早期地震被害予測システムの構築など、現在活発に震災軽減のための研究が始められている。中でも、地震観測網より得られた強震観測記録の重要性は、従来から指摘されているところであり、強震記録を用いて地盤震動特性の解明、耐震設計基準の見直しなど多くの研究が進展してきた。しかしながら、中京圏に位置する濃尾平野においては、近年強震観測網の整備<sup>1)</sup>が計られてきているが未だ十分とは言えないのが現状である。

\* 愛知工業大学大学院建設システム工学専攻

\*\* 愛知工業大学 土木工学科 (豊田市)

地盤の強震時挙動に影響する要素は多く考えられるが、系統的に割り切って分離すれば三つに大別することができるであろう。すなわち、震源における地震波の発生条件(発震機構)、地震波の伝播経路、および構造物近傍の地盤条件である。これらの三要素が種々のかかわり方をして任意の観測点固有の地盤震動をもたらすことになる。したがって、複雑な現象である地盤の強震特性を解明するにはまず、これらの要素がどの程度まで効果的に地盤震動にかかわるかを定量的に把握する必要がある。特に、地震動特性の評価や地震動予測を行う際には、地盤特性を評価する上で「地盤構造」の情報が非常に重要となってくるが、従来からの地下探査法として種々の物理探査やボーリング調査等では、市街地において探査場所の不足、環境問題等の制限から困難な場合が多く、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探査法として近年、微動探査法が研究されるようになった。

岡田他(1993)<sup>2)</sup>は、北海道十勝平野西部において、アレイ観測を実施し、深さ 700m までの速度構造を推定している。松島・岡田(1990)<sup>3)</sup>は、同様の手法を用いて北海道石狩平野・十勝平野の構造を、岡田他(1993)<sup>4)</sup>は、十勝平野の構造を求めている。これらの研究を通じて微動探査法の有効性が確かめられつつある。

以上の事より、本研究は、濃尾平野地盤の地盤構造を推定し、その強震動特性を解明するものである。そのために、まず強震観測網を構築し地震波の伝播経路における特性を究明する。次に、強震観測地点において微動アレイ観測を行い、その分散曲線を用いて深部地盤構造モデルを作成する。得られた地盤構造に基づいて地盤応答解析を実施し、強震観測網により観測された強震動記録の特性を解明するものである。

2. 強震観測

2.1 観測システム

現在 5 台の強震計を、濃尾平野を東西に横断する測線上に約 10km の間隔に設置して常時地震観測を行っている。観測点の概要を図-1 に示す。設置地点は、地盤の震動特性の反映が明確になるように岩盤、第三紀層、洪積層、浅い沖積層、深

い沖積層とそれぞれ地質条件が異なるように考慮している。

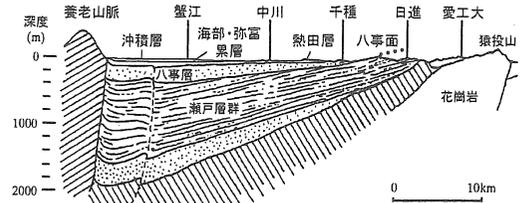


図-1 観測地点及び濃尾平野東西地質断面図<sup>5)</sup>

強震計には KINEMATRICS 社製の ALTUS-K2 フォースバランス型加速度計を使用し、GPS 装置により時刻の収録を行っている。観測装置のブロックダイアグラムを図-2 に示す。

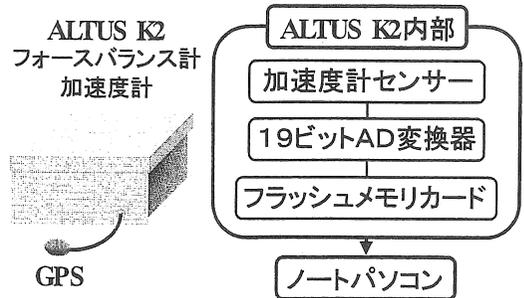


図-2 強震観測装置のブロックダイアグラム

2.2 強震記録

1996 年 8 月の強震計設置以来、約 2 年間で観測された地震の震央 (No.1~No.32) およびマグニチュードを図-3 に示す。

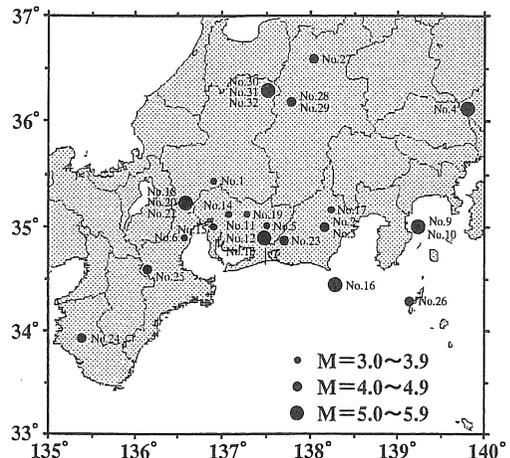


図-3 観測された地震の震央およびマグニチュード

また、得られた記録の一例として、1998年5月17日岐阜県美濃中西部を震央とする、深さ10km、 $M=3.9$ の地震の加速度波形を図-4に示す。

最大加速度は蟹江地点で6.8galと大きい、中川地点で3.3gal、千種地点で3.4gal、愛工大地点で1.7galとそれぞれ小さい。

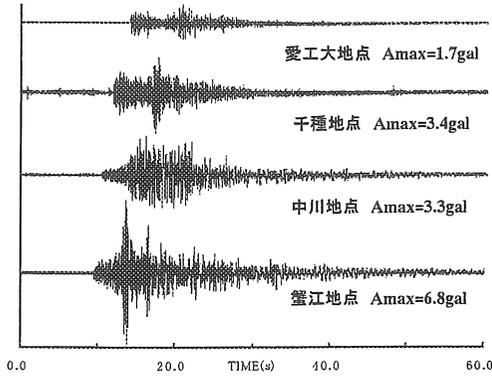


図-4 1998年5月17日の地震の加速度記録

### 3. 微動アレイ観測

#### 3.1 微動探査法の基本原理

微動は、人間の日常活動や気象、海象といった自然現象によって誘起される地面の微弱な震動で、適当な観測器を用いれば、いつ何処でも観測することができる。また、微動は、時間的にも空間的にも極めて変化に富んだ不規則な震動現象であるが、弾性論的には、実体波や表面波の集まりである。われわれが観測する微動は、①複雑な微動源の情報、②途中伝播経路の情報、③観測場所の地下構造の情報、などを実体波や表面波の形で含んでいる。

微動を利用した探査法（以下、微動探査法）は、微動に含まれるこのような弾性波を扱う。したがってこの方法は、広い意味では弾性波による探査法すなわち地震探査法であるが、制御震源を使い、波形を位相的に扱う従来の反射法や屈折法とは異なり、自然現象という非制御震源を利用し、それによる微動のスペクトルが持つ種々の特性（時間的、空間的特性）を確率過程論的に扱う方法である。また、反射法や屈折法では測定困難なS波速度で地下構造を推定するという従来の地震探査法にない特徴を持っている。

ところで、微動源は多くの場合、地表面や海底面にあ

るため、微動中の波の勢力は、実体波より表面波の方が圧倒的に優勢であると考えられる。したがって、微動探査法は劣勢な実体波ではなく、優勢な表面波、特に、表面波の持つ分散現象（周期もしくは周波数によって位相速度が異なる）を利用する地下構造探査である。この分散現象の概念として図-5に示す。

具体的には、微動探査法は地表面に展開したアレイによって微動を観測し、アレイ直下の地下構造を反映した表面波の分散（位相速度対周期）を検出し、その分散の原因となる地下構造を推定するという方法である。

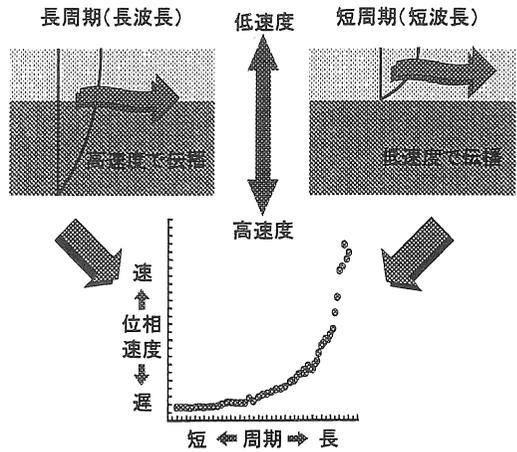


図-5 分散現象の概念

#### 3.2 観測システム

強震観測地点における常時微動観測にはアレイ（多点同時）観測を採用している。図-6に蟹江地点、図-7に中川地点における観測点の概要及び展開したアレイ形を示す。○印の7地点に地震計を設置した。

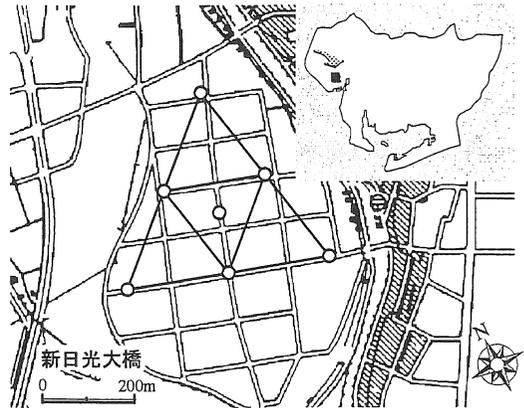


図-6 蟹江地点における展開アレイ

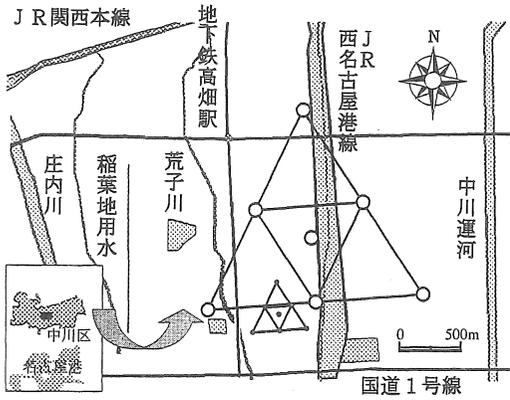


図-7 中川地点における展開アレイ

サンプリング周波数は 100 または 200Hz、観測時間は 30 分間である。また、観測は交通振動等ノイズを避けるため平日の夜間に行った。観測装置としては、強震観測で使用している強震計に固有周期 1 秒の上下動成分速度計 (MTKV、振動技研(株)製) を用いた。

地震計の出力は手製の増幅器を介し固有周期 5 秒に引き延ばされ ALTUS K2 の PC カードに記録された。時刻の同期は内蔵の GPS により行っている。微動アレイ観測装置のブロックダイアグラムを図-8 に示す。

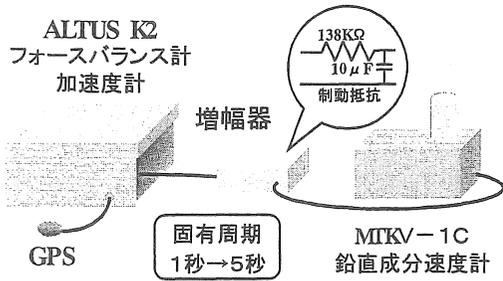


図-8 微動アレイ観測装置のブロックダイアグラム

得られた微動記録の一例として、図-9 に蟹江地点における記録の一部を示す。図-9 の微動波形に示されるように顕著な波群の観測点間の相関波全体的に良い。この観測点は市街地からは離れているが、深夜でも頻度は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。したがって、解析の際には非定常なノイズのない区間をアレイの大きさにしたがって 10~20 区間を選定し解析に用いた。

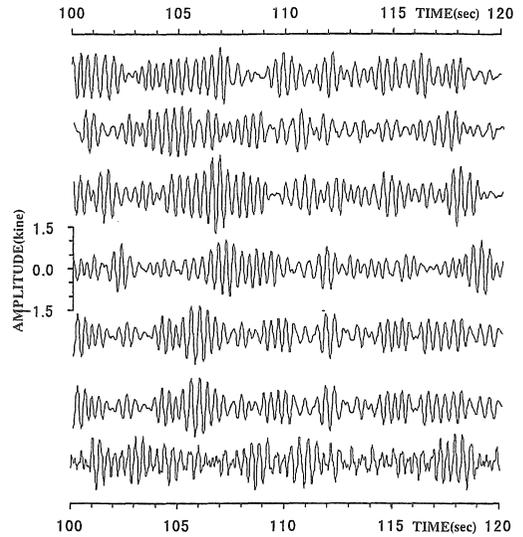


図-9 蟹江地点における微動記録の一部

### 3.3 常時微動観測における解析手法

地下構造の推定を目的とする微動探査法では微動の上下動成分を観測し、表面波の一種、Rayleigh 波を検出する事を目的としている。また、微動を一種の確率過程と見なし、そのスペクトルを解析の基本とする事で位相速度の推定を行う必要がある。

解析手法として、周波数-波数解析法(以下 F-K 法:Capon(1969)<sup>6)</sup>)及び空間自己相関法(以下 SPAC 法:Aki(1957)<sup>7)</sup>)がある。本研究では、F-K 法を用いて Rayleigh 波位相速度分散曲線を計算しインバージョンによる地下構造の推定を行う。

### 3.4 周波数-波数 (F-K) 法

目標とする探査深度に適する大きさのアレイを展開し、得られた微動について周波数-波数パワースペクトル密度 (F-K スペクトル) を計算し、微動に含まれる表面波を位相速度対周波数 (または周期) の関係として検出する。図-10 に F-K スペクトルの一例を示す。位相速度  $C(f_0)$  は周波数  $f_0$  (周期  $T_0$ ) の波数座標  $(k_x0, k_y0)$  に描かれた F-K パワースペクトルのピーク位置の波数ベクトル  $k_0$  より、次式により求められる。

$$C(f_0) = \frac{2\pi f_0}{|k_0|} = \frac{2\pi}{T_0 \sqrt{k_x0^2 + k_y0^2}}$$

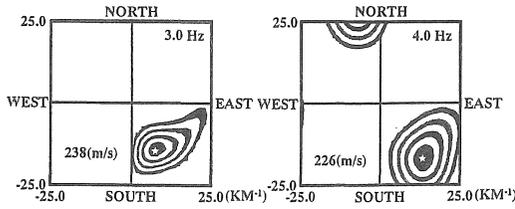


図-10 各振動地時におけるF-Kスペクトル

3.5 地下構造の推定結果

微動観測で得られる位相速度を Rayleigh 波の基本モードと仮定して、インバージョンによる地下構造の推定を行う。必要パラメータは、層数  $N$ 、各層の P 波速度  $V_p$ 、S 波速度  $V_s$ 、密度  $\rho$ 、層厚  $h$  である。

インバージョンを行うにあたっての地盤構造の初期モデルは、浅い地盤(0~100m)についてはボーリングデータを、深部地盤(100~2000m)については地盤断面図(図-2)を用いた。S 波速度、密度については、正木(1985)<sup>9)</sup>の式を用いて推定した。この初期モデルを用いて Rayleigh 波分散曲線を計算し、観測より求められた分散曲線と比較し、両者の一致するようにインバージョンによって最終地盤モデルを決定した。F-K 法解析により得られた蟹江地点および中川地点における Rayleigh 波位相速度分散曲線を図-11 および図-12 に示す。分散曲線は 0.2Hz~5.0Hz の間で得られた。

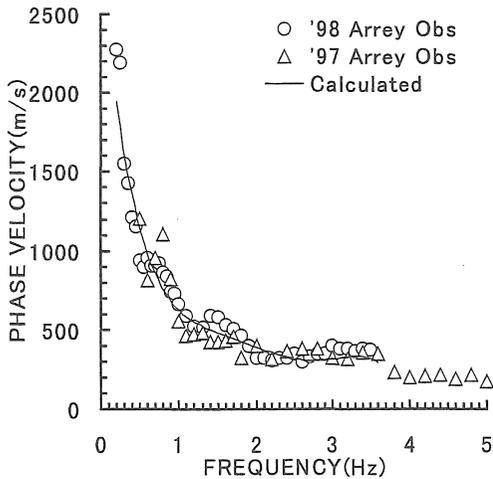


図-11 Rayleigh 波分散曲線 (蟹江地点)

Rayleigh 波位相速度は蟹江地点で周波数 0.5Hz~3.0Hz の間で 300m/s~1200m/s、中川地

点で周波数 0.2Hz~3.0Hz の間で 200m/s~2100m/s とそれぞれ分散している。また、図-11 中の○印は 98 年の微動観測から、△印は 97 年の微動観測からそれぞれ求めた位相速度である。△印が示すように周波数 0.5Hz~5.0Hz の間で 200 m/s ~1200m/s と分散している。両者を比較すると周波数 2.0Hz 以下でやや相違が見られるが、それ以上ではほぼ一致している。

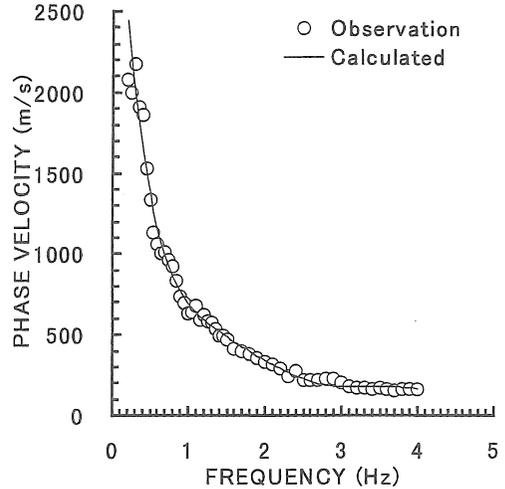


図-12 Rayleigh 波分散曲線 (中川地点)

97年に展開したアレイは5点による十字形アレイで最大地震計間隔が 400mであったため、低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。また、最小地震計間隔を 5m としたため比較的浅い地盤の構造を求めることができる。

3.6 S波速度構造

インバージョンにより得られた蟹江地点および中川地点における S 波速度構造を図-13 および図-14 にそれぞれ示す。図-13 および図-14 が示すように、蟹江地点で7層、中川地点で8層からなる S 波構造となっている。なお、図中の実線は微動アレイ観測より求めた S 波速度構造、破線はボーリングデータ及び図-1 に示す地質断面図を用いて求めた S 波速度構造である。

図-13に見られるように、微動アレイ観測から求めた地盤構造と、ボーリングデータから推定した地盤構造とはよく一致している。

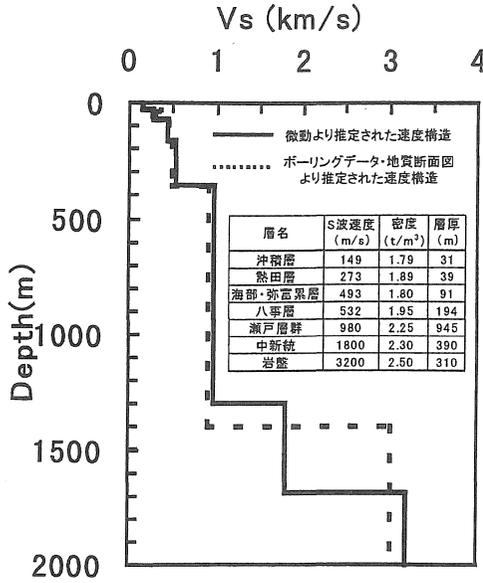


図-13 蟹江地点におけるS波速度構造

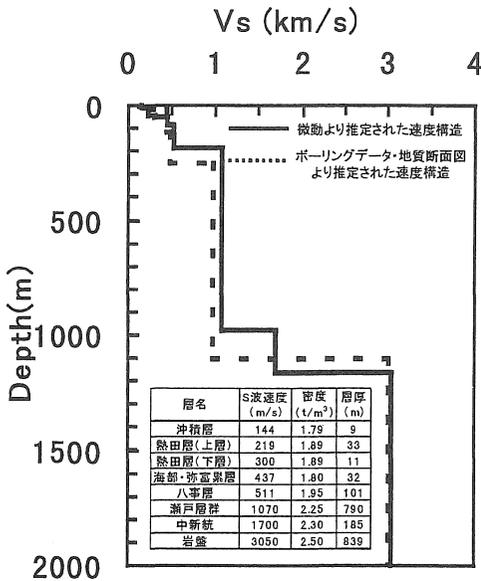


図-14 中川地点におけるS波速度構造

S波速度 3 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。深度は中川地点で 1161m と浅く、蟹江地点では 1690m とやや深い。S波速度 1 Km/s の層は図-1 の瀬戸層群に対応している。

以上より、微動アレイ観測による地盤構造の推定が有用であることがわかった。

#### 4. 強震動特性の解釈

##### 4.1 強震記録のフーリエスペクトル解析

図-15 に強震観測で得られたS波部分のフーリエスペクトルを示す。

愛工大地点は 0.2 秒、千種地点には 0.25 秒にピークが見られる。中川地点および蟹江地点は沖積層上であるにも関わらず、0.2 秒にピークが見られるが、これは地盤の構造を反映したものではなく観測地震の特性によるものと考えられる。

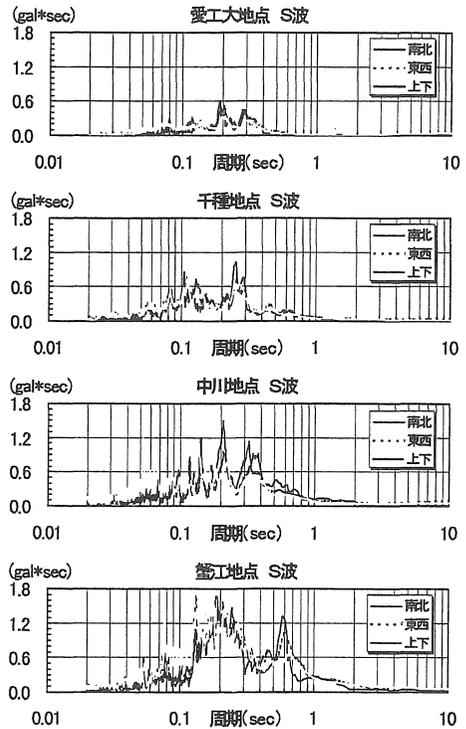


図-15 各地点におけるフーリエスペクトル

##### 4.2 卓越周期特性

図-16 に各地点におけるフーリエスペクトルより求めた卓越周期のヒストグラムを示す。図-16 に示されるように、愛工大地点においては 0.3 秒の相対頻度が極めて高い。日進、千種地点においては、0.4 秒までの短い周期帯に相対的頻度が高く、中川、蟹江地点においては周期 1 秒前後のやや長周期帯に相対的頻度が高く見られる。これは地盤構造の影響を非常に反映している結果と言える。

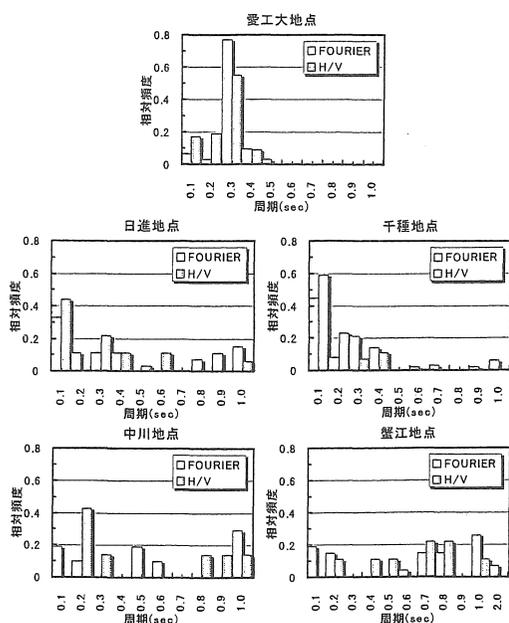


図-16 各地点における卓越周期のヒストグラム

#### 4.3 地震波増幅度の比較

図-17 に中川地点および蟹江地点の基盤観測地点である愛工大地点に対するスペクトル比と微動観測より得られた地盤構造を用いて算出した理論地震波増幅度曲線を示す。

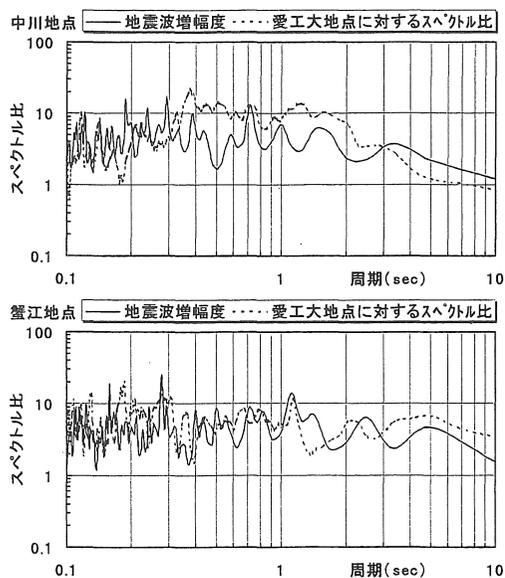


図-17 愛工大地点に対するスペクトル比および地震波増幅度

両者を比較すると中川、蟹江の両地点で 0.4 秒および 0.7 秒の波が比較的一致していることがわかる。また、1 秒以上の長周期部分については中川地点で 1~2 秒の波が、蟹江地点で 2~3 秒の波のピークの対応が見られる。全体的に細かい山谷は対応しないが増幅レベルは比較的良好な対応を見せている。<sup>9)</sup>

#### 5. 考察

濃尾平野における強震観測地点 5 地点のうち、中川、蟹江の沖積層上観測地点において微動の位相速度を利用して地下構造を推定した。その構造はボーリング資料等との比較から矛盾しないものであることが示された。この事は上下地震計アレイにより観測され、周波数一波数法解析によって検出された微動の位相速度が Rayleigh 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<sup>10)</sup>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観測点において、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。

この水平成層構造という点で、残り 3 地点では地下構造が推定不可能であった。

本研究で用いた F-K 法は、任意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。したがって、深い層の速度を正確に求めるためには、より大きなアレイを展開する必要がある。その結果、水平成層構造の仮定を満足できない場合も出てくる。空間自己相関法<sup>11) 12) 13)</sup>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。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. まとめ

濃尾平野東西横断測線上に 5 地点からなる強震観測網を構築した。得られた強震記録のフーリエスペクトルを求めた。各観測点のスペクトルと岩盤観測点である愛工大地点のスペクトルの比から、

地震波増幅度を求めた結果、濃尾沖積層地盤上の 2 地点では、0.5～1 秒の波が増幅されることが示された。

この 2 観測地点において、サイズ 30m～1000 m の微動アレイ観測を実施し、深度 2000m までの地震波速度構造を求めた。この構造モデルに基づいて地盤応答解析を行い、地震波伝達関数を求めた。この伝達関数は周期 0.7～1 秒にピークを持つことが示された。

また、微動アレイ観測による地盤探査は、ボーリング資料の少ない深部地盤構造を推定する手法として有用であることも示された。

兵庫県南部地震後、強震観測網は急速に整備されつつあるが、その一方で地盤に関する調査は軽視される傾向にある。本論文に示された手法は、市街地において経済面、環境面、安全面等から見て極めて有効的であることが示された。

#### 参考文献

- 1) 正木・佐口(1998):1997年3月16日三河東部地震記録と濃尾平野震動特性、土木学会中部支部平成9年度研究発表会講演概要集、pp65-66
- 2) 石川・宮腰・岡田・凌(1993):微動探査法(10)―十勝平野、芽室における観測例―物理探査学会第88回学術講演会論文集、pp24-27
- 3) 松島・岡田(1990):長周期微動を用いた平野部の地下構造の推定、物理探査 第43巻第1号、pp21-33
- 4) 岡田・凌・石川・宮腰(1993):微動中の表面波と地震による表面波の位相速度の推定と比較、物理探査学会第89回学術講演会論文集、pp49-52
- 5) 松沢・桑原(1964):濃尾平野の地下構造とその構成、「伊勢湾台風災害の町さ研究報告」、名古屋大学災害科学調査会、pp.14-39
- 6) Capon, j., (1969):High-resolution frequency-wavenumber Spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, pp1408-1418
- 7) Aki, k., (1957): Space and time spectra of Stationary stochastic waves with Special reference to microtremors, Bull, Earthg Res. Inst., 35, pp415-456
- 8) 正木(1985):地震防災を対象とした地盤震動特性の評価に関する研究
- 9) 佐口・正木(1998):常時微動を用いた地盤構造探査と濃尾平野における強震動特性、土木学会中部支部平成10年度研究発表会講演概要集、pp105-106
- 10) Haskell, N. A. (1953):The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seism. Soc. Am., 43, pp17-34
- 11) 凌・岡田(1993):微動探査法における空間自己相関法の拡張、物理探査学会第89回学術講演会論文集、pp44-48
- 12) 岡田・凌・石川・宮腰(1993):微動中の表面波と地震動による表面波の位相速度の推定と比較、物理探査学会第89回学術講演会論文集、pp49-52
- 13) 松岡・梅沢・巻島(1996):地下構造推定のための空間自己相関法の適用に関する検討、物理探査、49、pp21-38

(受理 平成11年3月20日)