

堆積平野の基盤構造推定における微動アレイ探査法の適用限界の検証

Verification of Application Limit of Microtremor Array Method for Surveying Basement Structure under Sedimentary Plain

倉橋 奨[†], 正木 和明^{††}

Susumu Kurahashi and Kazuaki Masaki

ABSTRACT: Since the Great Hanshin Earthquake of 1995 in Kobe, the importance of the basement structure and its influence to strong motion characteristics on surface of sedimentary plain have been discussed. In order to clarify deep structure of the Nohbi Plain and the Toyohashi Plain, reflection survey and microtremor array measurement had been performed from 2001 to 2004 by the Aichi Prefecture Office. However, in some cases, the structures estimated by two methods do not conformed. It means that microtremor array method will have the limit of surveying in a particular structure of sediments. In this paper, microtremore array measurements were carried out in the Nohbi and Toyohashi Plain paying scrupulous attention to the sensors, devices, array size, traffic noise, so on. In Nohbi Plain, the structures obtained by array survey well conformed. However, in the Toyohashi Plain, the depth of the basement estimated by array method is shallower than that by reflection method. It is considered that the higher mode of Rayleigh wave will be measured because of particular structure of the Toyohashi Plain. It is concluded that array method has the application limit for surveying deep structure of basement.

1. はじめに

1.1 研究の背景

地震動の特性は、表層地盤の影響が支配的と考えられていたが、阪神淡路の震災以後、深部地盤の影響も無視できないことが明らかになった。例えば栗田・瀬尾 (2003)¹⁾。また、科学技術庁 (2000)²⁾ によれば、基盤形状により、振動が喚起され地震波の増幅に影響をもたらすことも明らかになりつつある。これらは、特に深い堆積層をもつ平野では、影響が著しいことから、科学技術庁は、関東平野をはじめとする大規模堆積平野において、地下構造探査を開始した。愛知県では、文部科学省による補助金により、平成 11 年～16 年にかけて、濃尾平野、豊橋平野、岡崎平野において反射法探査、微動アレイ探査などの地下地盤構造調査が行われた。愛知県 (2000)³⁾ など。この結果、

[†] 愛知工業大学大学院建設システム工学専攻

^{††} 愛知工業大学工学部都市環境学科 (豊田市)

深さ数 100m～数 km における、堆積平野の地盤構造が飛躍的に明らかになった。濃尾平野と豊橋平野にみられる基盤のへこみが発見されたことは、その成果のひとつであると言えよう。しかし、このようなへこみが、実際に存在するかどうかについては、今後詳細に検討されなければならない。基盤を含む深部地盤の構造を推定する方法として、微動アレイ探査法がある。この方法は、反射法探査法と比べ、実施が容易なことから近年注目され、関東平野をはじめ、各堆積地盤で盛んに実施されている。山中他 (1999)⁴⁾。しかし、反射法に比べ、推定の精度に問題があることも指摘されている。したがって、この方法の適用限界について慎重に検討を加えながら、実施することが必要であると考えられる。

1.2 研究目的

本研究では、愛知県により反射法探査が行われ、地盤構造が推定されている濃尾平野、豊橋平野において反射法結果と微動アレイ結果を比較し、堆積平野の基盤構造探査に

おける微動アレイ探査の適用限界を検証する。

1.3 これまでの成果の概要

2002 年～2003 年に愛知工業大学と名古屋大学は、共同研究で濃尾平野と豊橋平野において、微動アレイ探査を高密度に実施し、基盤のへこみを含む詳細な 3 次元構造を推定した。特に濃尾平野では、重力異常により基盤のへこみが知られている名古屋市南西部において 16 地点実施し、重力異常とほぼ一致した基盤構造を推定している。また、反射法と微動アレイ探査の結果もよく似た結果を得ている。一方、豊橋平野においては、平野中央部に 7 地点実施し、微動アレイ探査から推定された基盤深度は、反射法探査による深度より 800m 程度浅い結果となった。このことより、微動アレイ探査はすべての基盤構造において推定できるのではなく、地盤構造の条件によって適用できる限界があるのではないかと考えられる。

2. 反射法探査法と微動アレイ探査法の概要

2.1 反射法地震探査の概要

反射法地震探査は、地表で弾性波を発生させ、地盤の中を伝播し、地層境界面（速度と密度が変化する面）で反射して地表に戻る反射波を観測し、到達時間と振幅を解析することにより、地下の速度構造と地質構造を明らかにする方法である。この方法は、人工震源を用いるため、観測周辺の環境対策が必要であり、また、大規模であるため容易に実施することは困難であるが、2 次元的な構造を推定することができ、現在ではもっとも精度のよい物理探査と言われている。図 1 に反射法地震探査の概要を示す。

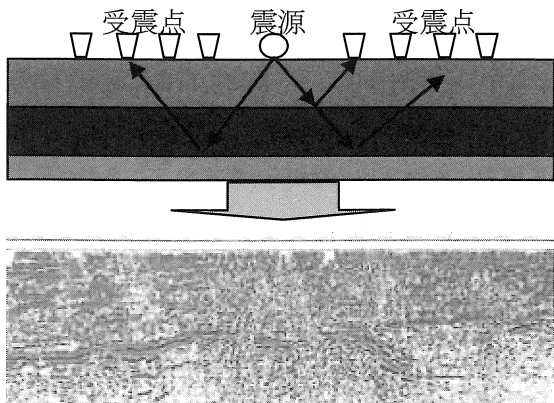


図 1 反射法地震探査の概要

2.2 微動アレイ探査法の概要

微動アレイ探査は、交通振動や工場による日常生活や、波浪や風などの気象現象によりおこる微小な振動（微動という）を観測し、その振動を解析することにより、地下地盤構造を明らかにすることである。岡田他（1990）⁵⁾によれば、微動の発生源は、地表面が主であり、そのことから実体波より表面波が優勢である。また、観測では上下動を観測していることから、観測した波形はレイリー波であると考えられる。表面波には、各周波数により位相速度が違うという分散性があり、これは、アレイを展開した直下の影響を受けていると考えられており、つまり、微動アレイ探査により推定された速度構造はアレイを設置した直下の構造であるといえる。微動アレイ探査は、自然振動を用いることから、容易かつ経済的に実施できる一方、一次元的構造の推定にとどまり、また、物理探査ハンドブック（1998）⁶⁾によれば、平行多層構造と仮定して速度構造を推定することから、精度が劣る。図 2 に微動アレイ探査の概要を示す。

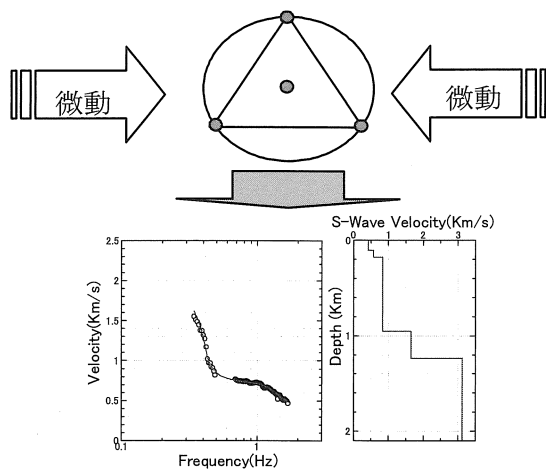


図 2 微動アレイ探査法の概要

3. 観測および解析の概要

3.1 観測概要

豊橋平野においては、2002 年に愛知県によって 4 地点、2004 年に愛知工業大学と名古屋大学によって 7 地点の 2 重同心円（Lアレイ：1000m、Sアレイ：250m）による微動アレイが実施されている。しかし、反射法の結果よりも基盤面が浅く推定されており、本研究ではこのことは、

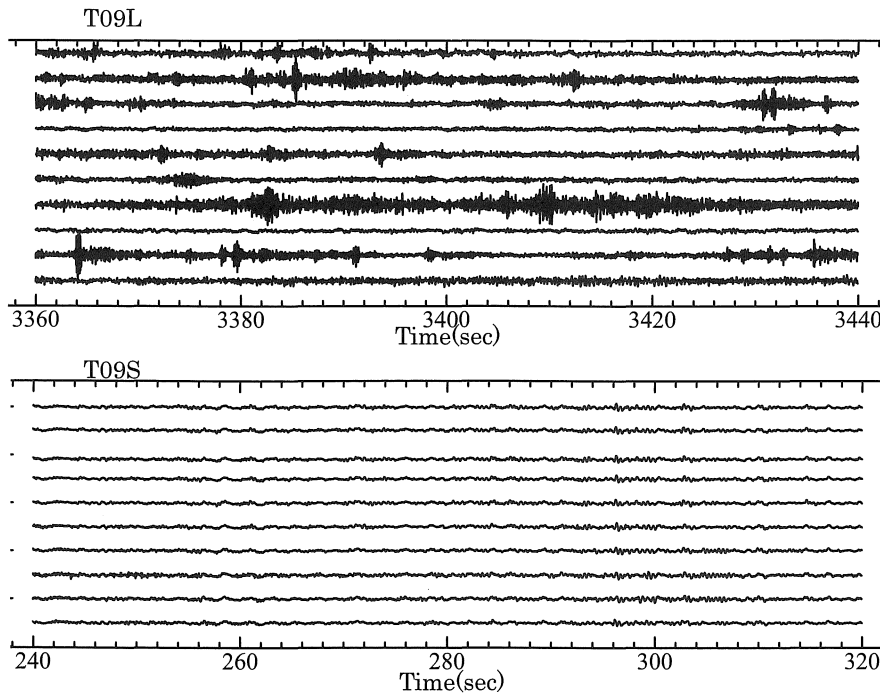


図3 T09地点Lアレイ（上図）、Sアレイ（下図）における観測波形

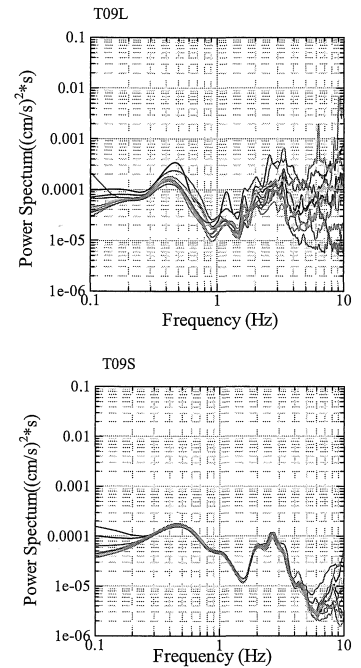


図4 T09地点における

パワースペクトル

アレイサイズによるもの、つまり、当該地域での最適アレイサイズではなかったのではないかと考え、本研究では3重同心円（Lアレイ：1000m、Sアレイ：100m）と改良することでサイズを多くし、より精度の高い分散曲線を検出することにした。

観測に使用した地震計は、振動技研(株)製速度計（固有周期 5 秒）、記録器は白山工業(株)製 DATA-MARK LS-800SH で、観測に先立ってハドルテストを行い各地震計の特性の一致を確認している。また、GPS により時間校正を行っている。各アレイについてサンプリング周波数は 100Hz で、観測時間は 90 分～120 分とした。観測日時は 2004 年 9 月 17 日～20 日であり、時間は基本的に昼間とした。図 3 に T09 の Lアレイ（上図）、Sアレイ（下図）で観測された微動の一部を、図 4 に T09 の Lアレイ（上図）、Sアレイ（下図）パワースペクトルを示す。当該地域では、0.4～0.5Hz 付近と 3Hz 付近にピークがあることがわかる。

3.2 解析の概要

3.2.1 位相速度の検出

表面波の位相速度は、周波数により異なる分散という性質をもっており、これはアレイを展開した場所固有の値で

あり、アレイ直下の地下構造を反映している。このことから、微動から位相速度をいかに精度よく求めることができるかが、微動アレイ探査より地盤構造を精度よく推定できるかどうかの境目のひとつである。現在、微動から位相速度を求める方法として、周波数-波数スペクトル法（F-K 法）と空間自己相関法（SPAC 法）があるが本研究では、SPAC 法を用いて解析した。

3.2.2 空間自己相関法（SPAC 法）

SPAC 法は、微動は水平方向につたわる平面波から構成され、時間的に空間的にもスペクトルが一定である、という仮定、微動は表面波（ここではレイリー波）で構成されており、その中の基本モードが卓越している、という仮定から成り立っている。この仮定が満たされれば、距離 r だけ離れた 2 つの地震計で観測された微動の空間自己相関係数： $\rho(f, r)$ は

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

と、第一種 0 次ベッセル関数で表され、さらに

$$C_0(f) = 2\pi fr / x$$

と、位相速度： $C_0(f)$ が求められる。Aki *et al.* (1975)⁷⁾。

3.2.3 地盤構造の推定

微動から求めた位相速度から速度構造を求める逆解析に簡便な方法はない。よって、既往の速度構造を参考にし

て理論分散曲線と観測分散曲線が近似するよう解析を繰り返す、最適な速度構造を推定地盤構造とする。その方法として、本研究では遺伝的アルゴリズム (GA) を用いた。

3.2.4 遺伝的アルゴリズム (GA)

GA は、自然淘汰に基づく生物の進化過程を模擬した数理的なモデルであり、組み合わせ最適化問題の解法としての可能性が検討されている方法である。これは、個体の特性が決定される染色体を構成する遺伝子を 2 進数列で表現し解析される。この染色体について、集団内から子孫を残すにふさわしい親をなるかもしれない染色体を選ぶ操作: 選択、染色体の集団から選択された 2 つの個体を親として子孫を作る操作: 交叉、そして生物進化にとって非常に重要な突然変異を繰り返す、最適な速度構造を推定する。

本研究での GA における検索範囲は、同じ層内における S 波速度はあまり変化が少なく、一方、層厚は変化に富んでいるとされること、そして、当該地域、特に本研究で設置した豊橋平野中央部にはボーリングデータがほとんどないことから、反射法の結果を参考にし、堆積層の S 波速度 $\pm 50\%$ 、基盤の S 波速度 $\pm 7\%$ 、層厚 $\pm 90\%$ と探索範囲をかなり広く設定した。

4. 濃尾平野と豊橋平野の結果比較

4.1 濃尾平野の結果

図 5 に、微動アレイ探査により求めた濃尾平野の 3 次元構造を示す。当該地域では、東西に反射法測線があり、その直上に名古屋大学と愛知工業大学により実施された微動アレイ探査地点 (M01) がある。図 5 のコンターは微動アレイ探査、反射法の結果によるものである。当該地域では、高密度に 16 地点微動アレイ探査を実施しており、反射法付近の微動アレイ地点により速度構造を求め、その後、その結果を事前情報として用いて当該地域の中央部の速度構造を求めている。この 3 次元構造結果は、重力異常による基盤形状と概ね一致している。図 6 の上図に平成 13 年度の反射法 EW 測線: 愛知県 (2001) を下図に微動アレイ M01: 澤田他 (2003) の推定地盤構造を示す。反射法結果において、測線中央付近に幅 2km、最大比高約 400m の基盤のへこみが推定されている。反射法の推定地盤構造と微動アレイ探査による推定地盤構造を比較すると、S 波速度構

造図の反射法による速度構造結果 (黒線) と微動アレイによる速度構造結果 (赤線) はほぼ一致していることがわかる。同様に、分散曲線もほぼ一致していることがわかる。

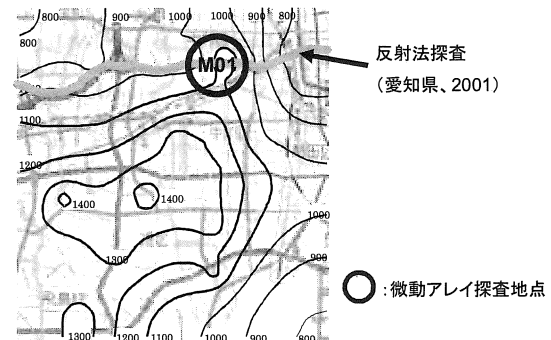


図 5 濃尾平野内の名古屋市南西部の 3 次元構造

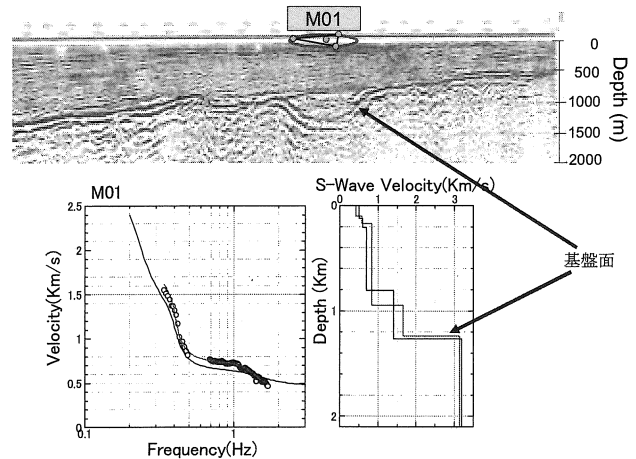


図 6 M01 地点における反射法と
微動アレイの結果

4.2 豊橋平野の結果

図 7 に豊橋平野における反射法測線: 愛知県 (2003、2004) と本研究で実施した微動アレイ探査地点、また、愛知県による微動アレイ探査地点: 愛知県 (2002) を示す。図 8 に各地点の観測分散曲線を、図 9 に愛知県による微動アレイ探査の結果、図 10、11、12 に反射法結果と本研究での各微動アレイ結果を示す。そして、図 13 には重力異常の結果: 山本明彦他 (2004) ³⁾ と反射法の結果の比較を示す。

本研究では、豊橋平野の中心部に 3 地点連続に微動アレイを設置した。これにより、地下構造も連続的に把握できると考えられる。図 8 で示すように観測で得られた L アレイ (赤丸) と S アレイ (青丸) (ただし、地点 T10 のみ L アレイ: 1000m、M アレイ: 500m (緑丸) の 2 重同心

円を実施)の分散曲線は、各地点において1.2Hz前後でLアレイ、Sアレイの位相速度の解析結果が分かれているため、短周期側はSアレイを、長周期側ではLアレイの分散曲線を用いて解析分散曲線(黒丸)とした。そして、図13の重力異常の結果では、当該地域中央部において基盤深度が深く(黄色)、周りは浅い(赤色)ことがわかる。当該地域の中央部には基盤に到達する深層ボーリングは行われておらず、明確な地質形態構造や層構造はわかっていないものの、反射法の結果においても同様な基盤形状を推定していることから、豊橋平野中央部の基盤は、へこんでいると推定される。

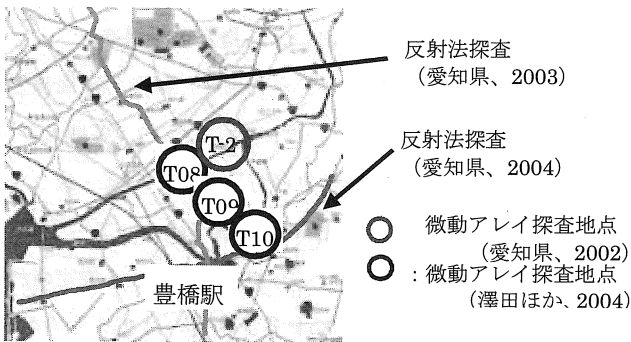


図7 豊橋平野における微動アレイ探査地点

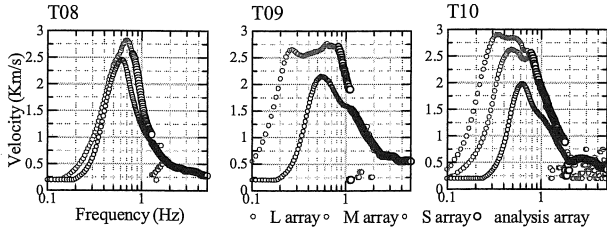


図8 各地点の観測分散曲線

(L,M,Sサイズの分散曲線と解析分散曲線)

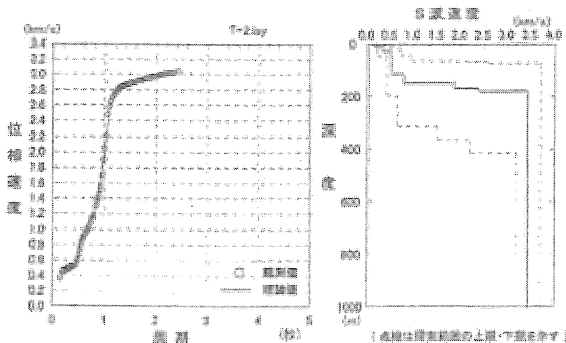


図9 愛知県による微動アレイ探査(T-2)の結果

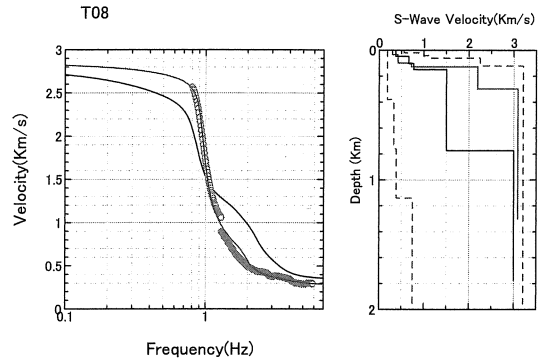


図10 反射法と微動アレイ探査(T08)の比較

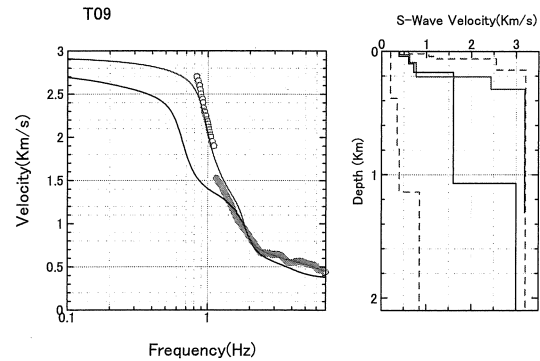


図11 反射法と微動アレイ探査(T09)の比較

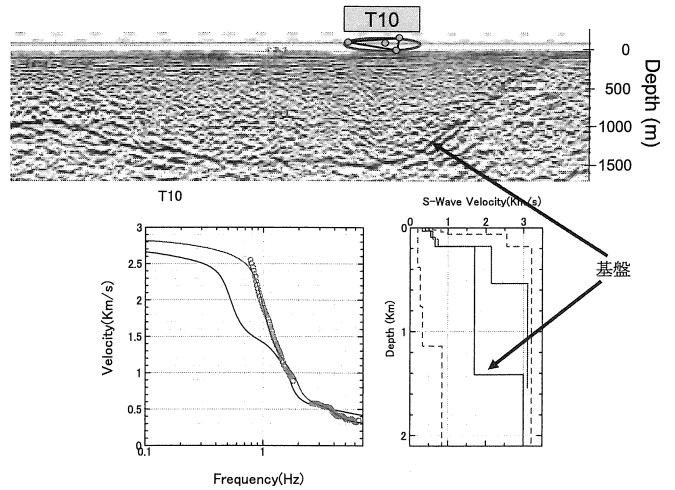


図12 反射法と微動アレイ探査(T10)の比較

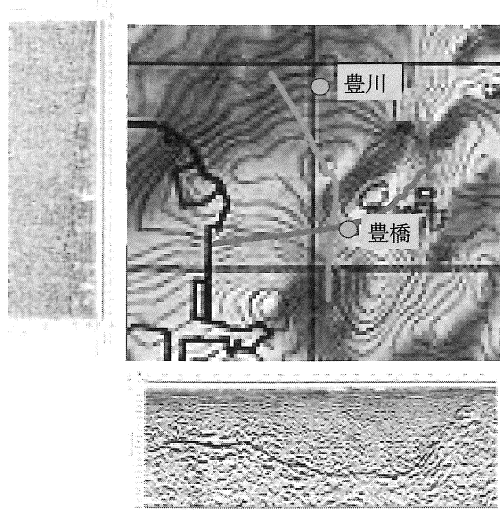


図 13 豊橋平野における重力異常: 山本明彦他 (2004) ⁸⁾

4.3 濃尾平野と豊橋平野における結果の相違

濃尾平野においては、反射法の理論分散曲線と微動アレイによる観測分散曲線はほぼ一致しており、推定地盤構造も反射法の地盤構造と合致しているのに対し、豊橋平野では、反射法の理論分散曲線と微動アレイによる観測分散曲線とが、1.2Hz 付近より長周期側において顕著な違いが得られている。そして、逆解析により得られた基盤深度は、反射法より微動アレイ探査の方が 800m 程度も浅く推定されていることがわかる。この結果は、愛知県による微動アレイ結果でも同様であることから、反射法探査法と微動アレイ探査法により結果の違いが生じていることがわかる。そして、図 13 で示したように、反射法と重力異常の結果がおおむね一致していることを考慮すると、微動アレイには基盤構造により、適用限界があるのではないかと考えられる。

5. アレイ探査法の適用限界の検証

5.1 Sアレイ分散曲線のみによる推定地盤構造

反射法の理論分散曲線と微動アレイによる観測分散曲線の違いは、基盤深度の影響を受けていることが考えられる。この部分は図 6 で示したように、LアレイとSアレイの境界でもあり、アレイサイズによる分散曲線の違いが生じていることも考えられる。

Sアレイの分散曲線は、1Hz 付近から落ち込む形状になっているのに対し、Lアレイでは急激に位相速度が速くな

る形状をしている。この境界において両アレイの分散曲線の形状が変わり、どちらの分散曲線を用いるかにより推定地盤構造が変わるおそれがある。また、この形状は、本研究の各地点だけでなく、愛知県による微動アレイ結果でも同様であることから、解析方法や観測時間など人為的なものが原因ではなく、地盤構造または表面波など場所固有の影響が原因であると考えられる。

Sアレイによる分散曲線は、反射法による地盤構造の理論分散曲線と似た形状をしており、当該地域の基盤構造を反映している可能性があるため、Sアレイのみにより地盤構造を解析した。

5.2 Sアレイ分散曲線のみによる推定地盤構造

図 14、15、16 に Sアレイのみを用いた観測分散曲線と推定 S 波速度構造図を示す。図に示すように、各地点とも観測分散曲線は、反射法結果の分散曲線とほぼ一致していることがわかる。また、推定地盤構造についても T08 での基盤面は、反射法結果よりも 400m 程度浅く推定されており、T09、T10 においても多少の違いはあるものの、Lアレイを用いた解析結果よりも反射法の結果と整合性のある結果となった。このことから、本研究における当該地域の地盤構造を推定するためには、Lアレイの分散曲線を用いるより、Sアレイの分散曲線を用いることで、その他の方法による地盤構造と整合性があることがわかる。

この結果から、豊橋平野中央部に関して言えば、T08～T10 方向、つまり、北西～南東方向に基盤は傾斜していると考えられる。そして、4層目は、S波速度が反射法探査法よりも少し速く 2km/s 程度であり、他の層と比べると厚く堆積していることがわかる。

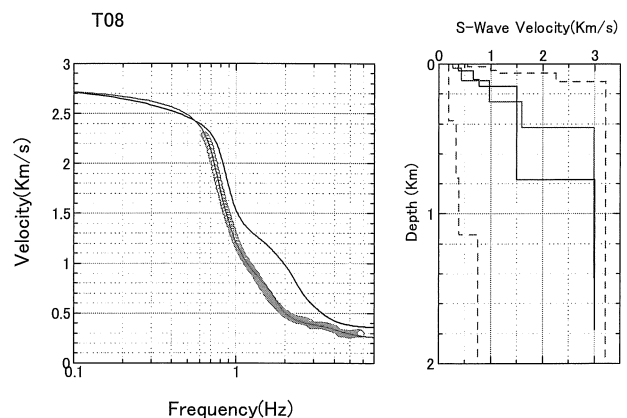


図 14 T08 における推定地盤構造

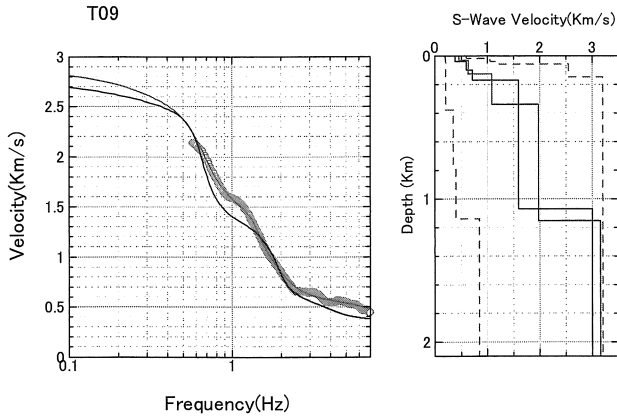


図 15 T09における推定地盤構造

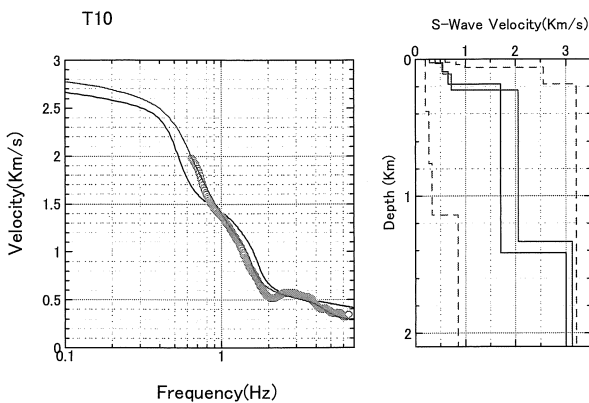


図 16 T10における推定地盤構造

5.3 H/V スペクトルの比較

前章で S アレイの方が基盤構造をより反映した分散曲線である可能性を示したが、L アレイは何を捉えているのだろうか。各地点において同様な形状をしていることから、別のものを検出している可能性が考えられる。そこで、豊橋平野において実施した 3 成分微動観測と微動アレイの理論 H/V スペクトルを比較し、卓越周期からアレイサイズの妥当性を確かめた。H/V スペクトルは、1 点で観測された微動の水平動スペクトルと上下動スペクトルの比 (H/V スペクトル) を用いる方法で、その卓越周期は基盤構造を反映しているといわれている。図 17 に 3 成分微動観測と微動アレイの理論 H/V スペクトルの比較を示す。

図 17 に示すように、T08 においては S アレイの H/V スペクトルの卓越周期は長周期側に移動し、微動 H/V スペクトルの卓越周期に一致した。しかし、T09、T10 においてはあまり変化がなく、L、S アレイともに微動 H/V スペクトルの卓越周期とほぼ一致している。よって、H/V スペクトルでは L アレイと S アレイの違いについて評価することができなかつた。H/V スペクトルの卓越周期からの地盤特性の検証は理論的には証明されていなく、今なお

様々な議論がされている。今後、更なる検討を行う必要があると考えられる。

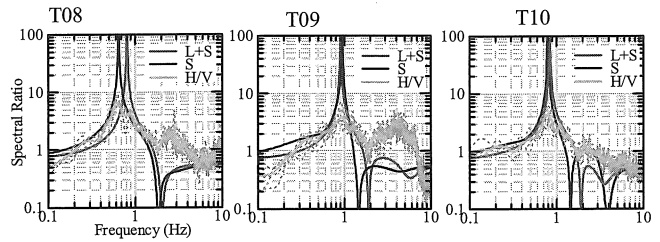


図 17 3 成分微動観測と微動アレイの理論 H/V スペクトルの比較

5.4 豊橋平野の検討

L アレイと S アレイによる分散曲線の違いの検証として高次モードの問題を考えた。微動アレイの解析は、得られた観測データが、レイリー波の基本モードであると仮定して分散曲線を求め、逆解析を行っている。しかし、実際には、同じ周波数でも異なる位相速度と波長のもの、つまり、モードの違うレイリー波が存在している可能性がある。通常、基本モード以外のモード、高次モードは、基本モードよりも振幅が小さいため、解析では無視することができるが、ある特定の条件により基本モードよりも振幅が大きくなることもあり無視することが出来なくなる。

その検証のために、斎藤他 (1993) ⁹⁾ のプログラムにより高次モードを反射法の地盤構造から求め、L アレイ、S アレイと比較した。その結果を図 18 に示す。この結果、S アレイは、0.6Hz~5Hz 付近まで基本モード (実線) を検出していることがわかる。また、T09、T10 においては、L アレイの分散曲線は、1.2Hz から長周期域において高次モード (鎖線) を検出していることがわかる。T08 も明瞭ではないが、高次モードを検出している可能性がある。

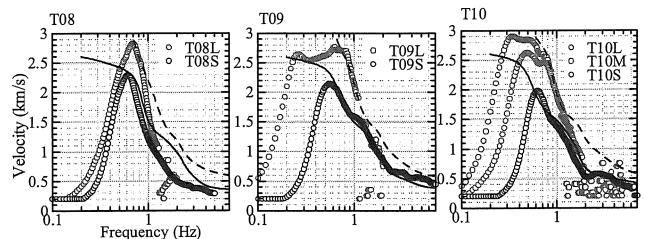


図 18 各地点における分散曲線と基本モード高次モードの比較

そこで、基本モードと高次モードの振幅比を比較したものを図 19 に示す。一般的に基本モードはどの周波数帯に

対しても卓越するといわれているが、当該地域に関しては図で示すように 1.2Hz 付近より高次モード（鎖線）が基本モード（実線）よりも卓越している。特に、基本モードの極端に小さい周波数帯において高次モードが卓越しているため、Lアレイは高次モードにのり位相速度が速く検出されていると考えられる。卓越するモードが逆転する周波数と、観測分散曲線の Lアレイと Sアレイの境界の周波数が一致していることに関しては、偶然であることも考えられる。この部分に関しては、今後も更なる研究が必要であると考えられる。

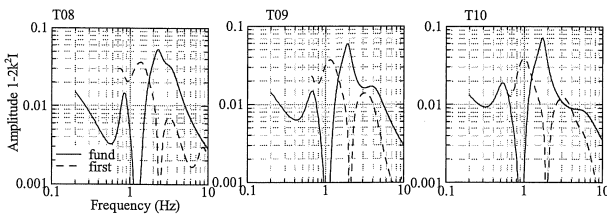


図 19 各地点の基本モードと高次モードの振幅比

5.5 濃尾平野の検討

濃尾平野における高次モードと分散曲線の比較を図 20 左に、基本モードと高次モードの振幅比を図 20 右に示す。

図に示すように、濃尾平野においては、Sアレイの分散曲線は、豊橋平野のような位相速度が求まっていないため単独で解析できないことがわかる。また、Lアレイは基本モードを検出していることがわかる。振幅比からも Lアレイに関して言えば基本モードが高次モードより卓越している。Sアレイにおいては、0.6Hz~1.2Hz 付近では高次モードを検出している可能性があると考えられる。高次モードが卓越している周波数帯域では、Sアレイの観測分散曲線は反射法の理論分散曲線よりも位相速度が速く検出されており、高次モードの影響を受けている可能性がある。

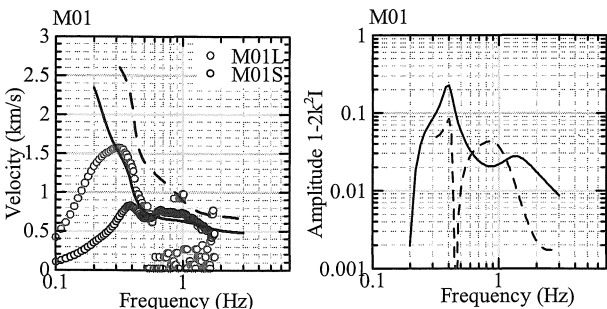


図 20 濃尾平野における基本モード、高次モードと振幅比の比較

5.6 波形シミュレーション

本研究では、Lアレイが高次モードを検出していることが推定されたが、なぜLアレイが高次モードを検出してしまふのか、そして、Sアレイは基本モードを捉えているが、アレイサイズの 10 倍の波長、アレイサイズの 4~5 倍の深度を推定できるという微動アレイ探査の理論を逸脱しており、また、一般的に Sアレイは長周期側では位相速度が遅く検出されると言われていることから、Sアレイの分散曲線の妥当性も考えなければいけない。そこで、この 2つの疑問解決のための突破口を開くべく、有限要素法による波形シミュレーションを行った。

5.7 波形シミュレーションの概要

本研究では、株式会社アーク情報システム製の有限要素法プログラム：TDAPⅢと使用し、解析を行った。地盤モデルには、豊橋平野におけるEW断面モデル：金澤（2005）^{10）}を使用した。その地盤モデル構造図を図 21 に示す。これは、豊橋平野の西部にあるkik-net、愛知工業大学による強震動計設置点の正円寺を通る断面であり、愛知県による反射法地震探査の地盤構造図を基本とし、H/Vスペクトルの卓越周期の検証によって表層部分を補正したものである。表 1 に、各層の物性値を示す。このモデルにおいて、強震動シミュレーションが行われており、理論波形と観測波形はおおむね一致していることから、このモデルは豊橋平野の地盤構造を再現できていると考えられる：金澤（2005）^{10）}。モデルのサイズは横 9km、深さ 2kmである。

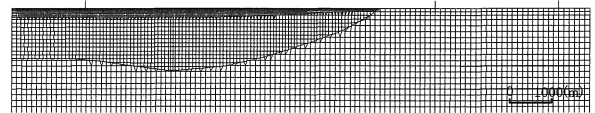


図 21 有限要素法の豊橋平野地盤モデル

表 1 有限要素法の豊橋平野の物性値

	せん断弾性係数 (kgf/cm ³)	質量密度 (g/cm ³)	ポアソン比	減衰比
1層目	25991	1.821	0.466	0.05
2層目	62780	1.907	0.433	0.05
3層目	84801	1.943	0.418	0.05
4層目	1007788	2.357	0.241	0.03
基盤	2359286	2.569	0.204	0.01

5.8 シミュレーションの入力、出力

入力波はこの地盤モデルの右端の地表面に、1Hz にピークをもつリッカー波、ホワイトノイズであるランダム波、本研究で観測した微動とし、地盤モデルの地表面に上下動入力することで表面波が地盤モデルを伝わり理論波形が得られると考えた。観測した理論波形は、プログラムの仕様なのか 300s 前後において破綻してしまい、十分な観測時間を得られなかったが、表面波であると考えられる主要動後の振動、40.96s を 2 区間程度用いて解析を行った。

観測地点は、基盤面が傾斜している地点に 7 節点とした。この節点の選択方法を図 22 に示す。L アレイ相当のアレイサイズは 1000m、S アレイは 100m とした。本研究では 2 次元モデルのため、伝播する波は 1 方向からの平面波と考えると、各観測点は伝播方向から順に振動を得ることになる。そこで、各想定観測点による波に位相差ができるように、図のように 2 重同心円三角形を 15° 回転させ、その X 軸を数直線状に置き換えることにより、各観測点と想定して SPAC 法により位相速度を推定した。

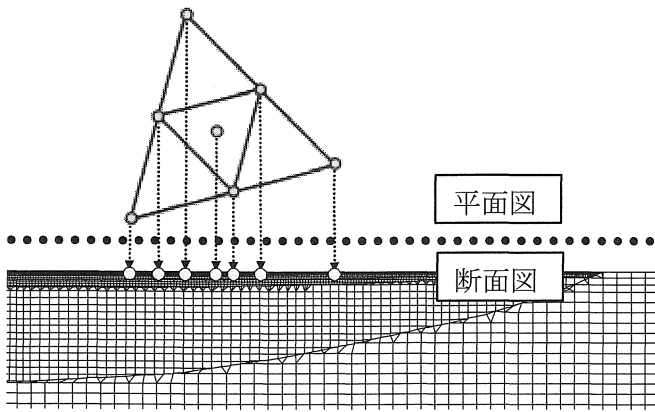


図 22 波形シミュレーションにおける
想定観測点の選択方法

5.9 波形シミュレーション結果

図 23 に各入力波におけるシミュレーション結果を示す。各入力波において L アレイ相当の分散曲線は、各理論波形同士の相関が悪く、求めることができなかった。S アレイ相当の分散曲線は、L アレイの観測分散曲線の様に急角度の形状となり、また、地盤モデルの地盤構造から基本モー

ドと高次モードを求めたところ、波形シミュレーションの分散曲線も高次モードを検出していた。分散曲線は、入力波によって多少の違いはあるものの、ほぼ同じ形状であることから、入力波に関わらず地盤モデルの特性をもつ分散曲線が得られていると考えられ、波形シミュレーションでも、本研究での解析分散曲線の形状で求められたことがわかる。

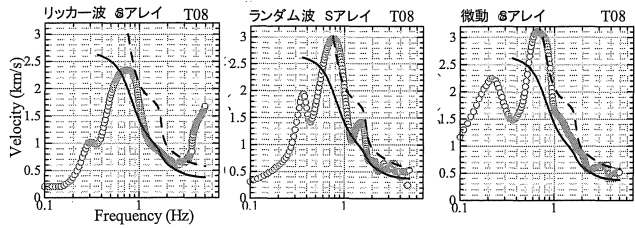


図 23 波形シミュレーション結果

5.10 波形シミュレーションの結論

波形シミュレーションで得た理論波形を SPAC 法で解析する場合、微動はあらゆる方向から到来するという仮定であるゆえ、SPAC 法の仮定上 3 次元でなければならない。しかし 3 次元モデルで解析することは、モデルの複雑さやパソコンの能力などから困難であったため、本研究では 2 次元モデルで解析している。ことから、1 方向から伝播する波形しか捉えられないため、精度は劣ると考えられる。しかし、波形シミュレーションで得られた分散曲線は、1 Hz より短周期では基本モードとおおむね一致していること、それより長周期になると高次モードにのり、その境界の周波数は反射法より推定された地盤構造の基本モード、高次モードの振幅比が入れ違う周波数とほぼ一致していることから、本研究で観測したものと非常によく似ており、この波形シミュレーションではある程度地盤特性の現象を捉えていると考えられる。そして、解析分散曲線が高次モードに乗っていることから、豊橋平野は基本モードを捉えにくい、または、高次モードが存在しにくい地盤であると考えられる。

6. 結論

1) 豊橋平野においてアレイ観測を実施した。当該地域では、L アレイと S アレイを用いた場合、反射法による基盤深度より浅く求まるのに対し、S アレイのみを用いると反

射法とほぼ一致した結果が得られた。

2) 豊橋平野における L アレイの分散曲線は、レイリー波の高次モードを検出してことから、位相速度が速く得られている可能性が考えられる。一方、S アレイは基本モードにのっていることを明らかにした。しかし、本研究での S アレイサイズでの推定基盤深度は理論外であることから、偶然一致したとも考えられる。

3) 有限要素法による波形シミュレーションにより、数値計算上においても分散曲線は高次モードにのることがわかった。これは、反射法による推定地盤より求めた基本モードと高次モードの振幅比の関係とほぼ一致している。

以上のことから、豊橋平野は基本モードを捉えにくい地盤構造をしている可能性が高いことがわかり、微動アレイ探査では他の物理探査との整合性のとれない結果となったと考えられる。したがって、様々なアレイサイズから得られた分散曲線のどの部分を解析に用いるかについて検討、また、レイリー波の基本モードを検出しているかという注意、検討が十分に必要であり、現在における微動アレイ探査法の観測、解析方法では、豊橋平野においては適用限界であると考えられる。

考察

本研究では、L アレイのみ高次モードを捉えてしまう理由、S アレイの妥当性を示すことが出来なかった。このことを解明することで、微動アレイ探査の更なる発展が考えられ、適用限界である地域でもこの微動アレイ探査が適用できるようになれば、より精度よく堆積平野の地盤構造を把握できると考えられるため、今後更なる研究を進めていかなければならない。

参考文献

- 1) 栗田勝実・他:地震 第 2 輯 第 56 巻、堆積平野端部付近で見られる二次元重複反射が地震動に与える影響、pp59～pp74、2003
- 2) 科学技術庁:第 1 回 堆積平野地下構造調査成果報告会 予稿集、科学技術庁、p1-18、2000
- 3) 愛知県:平成 12 年濃尾平野に関する地下構造調査、2002
- 4) 山中浩明・他:地震 第 2 輯 第 51 巻、関東平野南西部におけるやや長周期微動アレイ観測、pp355～pp365、1999
- 5) 岡田廣・他:物理探査 第 43 巻 第 6 号、広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法、pp402～pp417、1990
- 6) 物理探査学会:物理探査ハンドブック【手法編 1 章～4 章】、195-211、1998
- 7) Aki,K.1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bull.Earthq.Res.Inst.,35,415-456
- 8) 山本明彦他:財団法人 東京大学出版会、日本列島重力アトラス 西南日本および中央日本、2004
- 9) 斎藤正徳・他:成層構造に対する反射率、表面波分散曲線の計算 II.レイリー波の計算、物理探査 第 46 巻 第 4 号、p283-298、1993
- 10) 金澤薫:名古屋大学工学部工学研究科修士論文、豊橋平野における急傾斜基盤と地震応答特性に関する研究、2005

(受理 平成 17 年 3 月 17 日)