

2. 微動アレイ観測による岡崎平野北部の地下構造探査

富田玄武・倉橋奨・正木和明

1. はじめに

地震により発生した地震動が地表面に達した際、地点により地震動の特性は異なる。特に、振幅に関しては、表層地盤の特性による寄与が大きいと考えられる。しかし、1995年の兵庫県南部地震では、いわゆる震災の帯と呼ばれる震度7の地域における地震動の大振幅は、深部地盤の構造が大きく関与していることが示されている1)。このことから、地震動の特性を評価するためには、表層地盤の影響のみならず、基盤形状を含めた地盤構造の構築が必要であると考えられる。

産業の集積地域である三河地域では、反射法探査、重力探査、微動アレイ探査など地下構造探査が行われ、詳細な地盤構造が評価されつつある2)が、平野の北部では行われておらず、詳細な地盤構造は明らかにされていないのが現状であるため、この地域による地盤構造の推定が必要であると考えられる。

地下構造を推定する手法には、人工震源を用いた反射法探査や屈折法探査、ボーリング坑を利用したPS検層などがあるが、どの方法もお金と手間がかかる方法である。一方、微動アレイ探査法は、常時地盤を振動している微動を用いることにより、比較的容易に地盤構造を推定できることや、地震動評価に必要なS波速度構造が直接評価できることから注目されており、各堆積平野で盛んに実施されている。そこで、本研究では、岡崎平野の北部において微動アレイ観測を実施し、基盤を含む地盤構造を推定することを目的とする。

2. 観測概要

本研究では、岡崎平野の北部の11地点において微動アレイ観測を実施した(図1)。アレイ形状は大きさの異なる2つの正三角形を重ねた2重同心円三角形とし、その頂点と中心点の計7点に上下動地震計を設置して同時観測を行った。観測には、振動技研(株)製速度計(固有周期5秒)と白山工業(株)製DATA-MARK LS-8000SHの記録器を使用した。

微動アレイ探査により推定できる地盤深度はアレイ半径と関係があり、アレイ半径の4~5倍まで推定可能である。一方、愛知県による地盤構造調査によれば、岡崎平野における基盤深度は、大局的に東部から西部にかけて深くなっていることが知られているため、本研究では、アレイ半径を東部では小さく、西部に向かうほど大きくした(表1)。観測記録のサンプリング周波数は100Hzで、観測時間は60分、7台の地震計はGPSによって時刻校正した。また、観測日時は2006年9月13~22日であり、観測時刻は昼間とした。

3. 解析概要

3.1 位相速度の推定

微動から表面波の位相速度を求める方法には、空間自己相関法3)(以下SPAC法)を用いた。

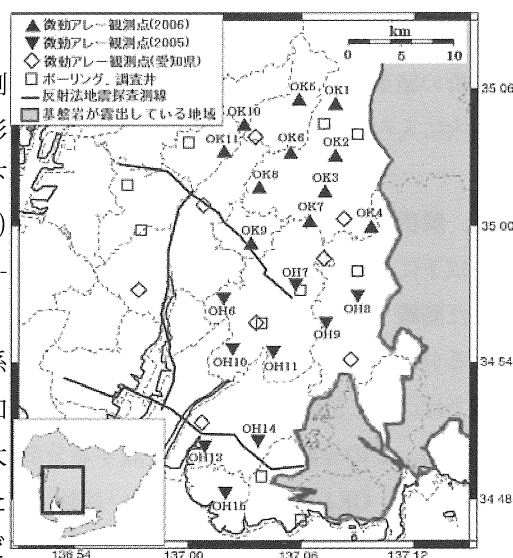


図1 微動アレイ観測地点

表1 各地点のアレイサイズ

観測地点	OK1	OK2	OK3	OK4
Lアレイ(m)	—	—	—	—
Mアレイ(m)	250	250	350	250
Sアレイ(m)	—	—	—	—
観測地点	OK5	OK6	OK7	OK8
Lアレイ(m)	—	500	500	700
Mアレイ(m)	350	—	—	—
Sアレイ(m)	—	150	150	200
観測地点	OK9	OK10	OK11	
Lアレイ(m)	700	700	700	
Mアレイ(m)	—	—	—	
Sアレイ(m)	200	200	200	

SPAC 法は

(1) 微動は水平方向に伝わる平面波から構成され、時間的にも空間的にもスペクトルが一定

(2) 微動は表面波 (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 2 つ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、ベッセル関数と式 1) の関係が成立する。

$$\rho (f,r) = J_0(x) = J_0(2 \pi fr/C_0(f)) \quad \dots \quad 1)$$

1) 式の関係から

$$C_0 = 2 \pi fr/x \quad \dots \quad 2)$$

となり、位相速度を算出することが出来る。表面波の位相速度は、周波数ごとに異なる分散特性を持っている。この周波数と位相速度との関係は曲線で示され、これを分散曲線という。

3. 2 地盤構造の推定

3.1 で得られた位相速度から地盤構造を推定する方法には、遺伝的アルゴリズム 4) (以下 GA) を用いた。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用いられている。GA に必要な初期モデルには、S 波速度は PS 検層の値を、層厚は観測地点付近の既往のデータから推定した。解析手順は、神野ほか 5) で示されている方法を参考として以下のように実施した。

(1) PS 検層によって与えられた各層ごとの S 波速度の値を初期値として固定し、層厚のみをパラメータとして解が安定するまで繰り返した。

(2) 手順 (1) で得られた層厚の値を初期値として固定し、今度は S 波速度をパラメータとして解が安定するまで繰り返した。

GA の探索範囲は、堆積層での S 波速度は $\pm 50\%$ 、基盤での S 波速度は $\pm 1.0\%$ 、層厚は $\pm 50\%$ とした。また、解析の結果が良く分散曲線とフィッティングしていても、地盤構造が想定した地盤構造モデルである表 2 の範囲内に入らない構造は不適切と判断して解析を行った。

4. 解析結果

以下に、微動観測により得られた分散曲線と地盤構造の一例を示す (図 2)。図 2 は、図 3 で示す観測点を結んだ測線 (A-A') の結果を示している。図 2 の左に示す観測で得られた分散曲線は、周波数により位相速度が異なる分散特性が評価されており、レイリー波の位相速度が評価されているといえる。A - A' 測線における観測点では、北に位置する OK1 から南に位置する OK7 になるにつれて、分散曲線が低周波側に推移していることがわかる。この分散曲線によく一致する分散曲線が構成される地盤構造を、図 2 の右に示す。この地盤構造を比較すると、OK1 から OK7 に向かい基盤深度が深くなっており、この測線下の基盤構造は、北から南に向かい傾斜していると推定される。次に、推定された A - A' 測線 ~ D - D' 測線の地盤構造モデル (モデル内にある数字は S 波速度を示す (単位は km/s)) を図 4 に示す。なお、OK4 地点と OK7 地点は表層構造を得ることができなかったため、OK3 地点から並行成層構造が続いているとして同じ層厚とした。

これらの結果から、岡崎平野の基盤形状は、大局的に北から南に向かい基盤が深くなり、東から西に向かっても基盤が深くなる構造をしていると推定された。

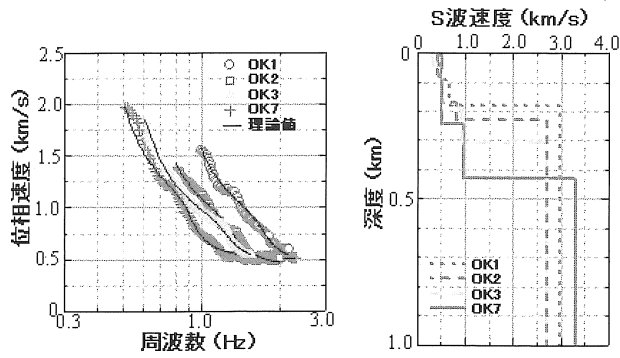


図2 A-A'における分散曲線と地盤構造

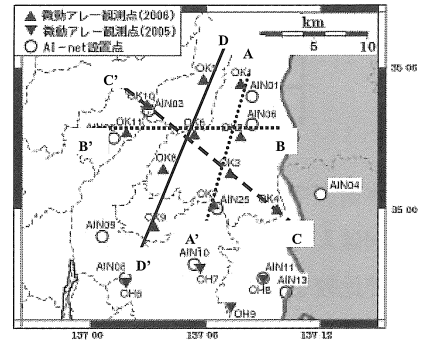


図3 観測地点

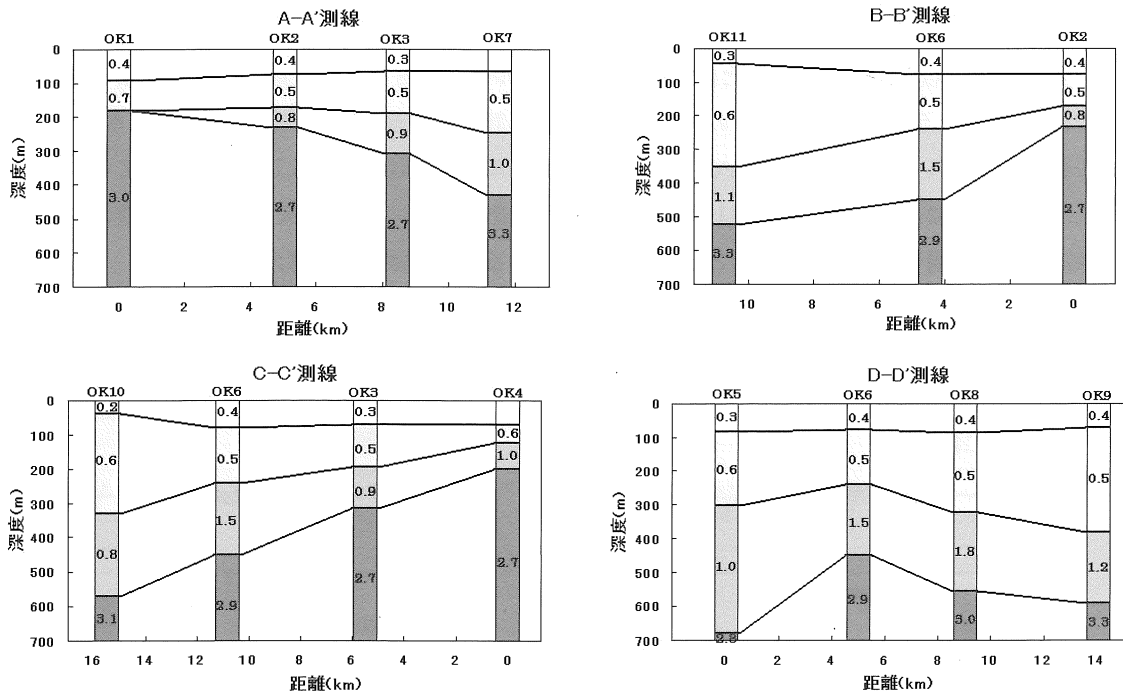


図4 各観測点を結ぶ測点 (A-A' ~ D-D') における地盤構造 (図内の数字はS波速度 (km/s) を示す)

5. 地盤構造の検証

前章で得られた地盤構造の検証を試みる。岡崎平野北部には、深層ボーリング等の地盤構造に関する資料が少ないため、微動アレイ探査で得られた地盤構造の直接的な検証は難しい。一方、アレイ観測点のうちOK1、OK2、OK7、OK10、OK11の5地点の近辺には地震計が設置されているため、アレイ観測で得られた地盤構造を用いて地震動シミュレーションを行い、計算地震波形と観測地震波形を比較することで地盤構造の妥当性の検証を試みる。

入力地震動として扱う地震波は地下深部の岩盤内で取れた記録が理想的であるが、今回の地震計は地表面のみに展開されているので、堆積層の影響をできるだけ受けていない岩盤上の観測点 AINO4 で観測された波形を用いることとした。使用する地震は、2006年3月16日6時24分に発生した岐阜県美濃東部を震源とする地震を入力地震動とした。図5と表2に入力地震動の震央位置とデータを示す。

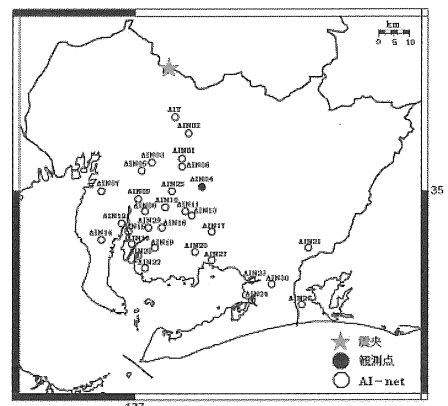


図5 入力地震動の震源位置

表2 入力地震動の緒元

発生月時	Mj	北緯	東経	震源深さ
2006/3/16 6:24	3.9	35.30	137.10	40km

本研究では深部地盤構造モデルの検証という点から、解析周波数範囲を0.1Hz～2Hzの帯域とした。なお、今回は入力地震動を、下方入射の平面波として計算のため、表面波が計算されないと考えられる。よってS波部分で比較を行うこととした。得られた波形の結果の比較を図6に示す。

OK1地点、OK2地点における観測記録と計算波形は、第1波の振幅は位相とも整合的であるが、第1波以降は位相、振幅ともに観測波を満足していない。特に、計算波形は、位相の周期が長くなる傾向にある。一方、OK7地点は、S波初動と後続波ともに振幅、位相とも良く一致している。また、OK11地点は振幅に差があるものの全体として良く一致している。

図7には、各地点における観測波と計算波のスペクトルの比較を示す。波形で示されたように、OK1、OK2地点では、0.8～1.5Hzにおいて計算のスペクトルが過小評価となっている。一方、OK7、OK11は、観測スペクトルを満足したスペクトルが得られている。全体のレベルとしては良く一致していると考えられる。

以上から、地点により観測波を満足しない計算波形が算出されているものの、大局的には整合的であり、本研究で推定した地盤構造は、実地盤構造と比べて大きく異なるものではないと考えられる。

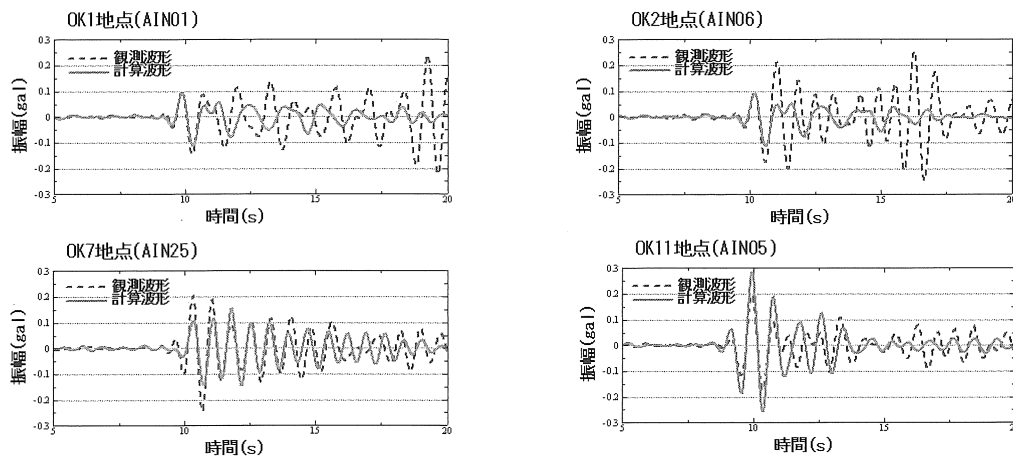


図6 地震動シミュレーションで得られた計算波形と観測波形

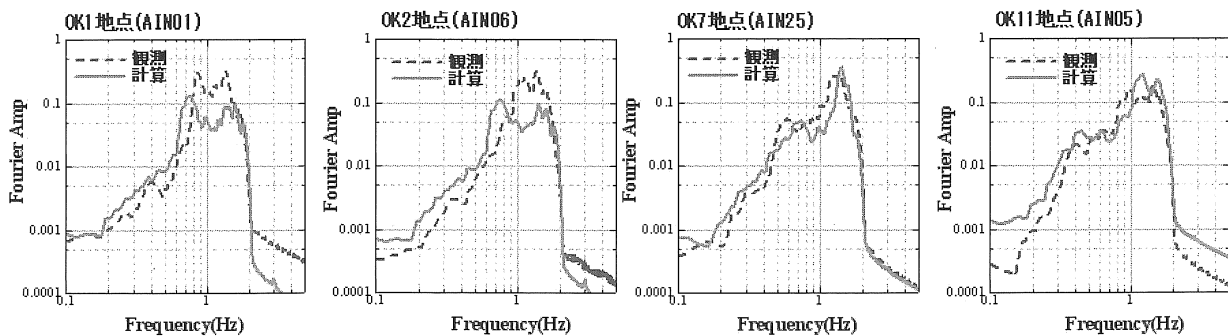


図7 地震動シミュレーションで得られた計算スペクトルと観測スペクトル

6. 岡崎平野の地盤構造

本研究で実施した微動アレイ観測で得られた各観測地点の基盤の深さに加えて、岡崎平野における既往のアレイ観測結果(6)、愛知県の反射法探査の結果、ボーリング資料を用いた岡崎平野全域の基盤深度の分布を作成した(図8)。ただし、図中の端部には地盤構造データが欠如しているため、推定する地盤構造は図中の青線の枠内とする。その結果、当該平野は、山地部である東部から北西部に向かって傾斜している構造であることが推定された。また、本研究で実施した岡崎平野北部では、急傾斜する地域と緩傾斜している地域が推定された。一方、当該平野南部における反射法探査では、基盤が急傾斜しているが知られている。今回は、傾斜の違いについては議論しないが、当該平野内においても、基盤の形状が地域により変化していることが推定された。

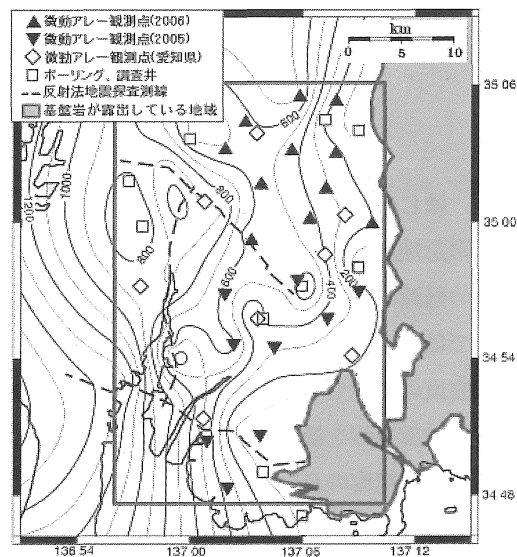


図8 岡崎平野の地盤構造

7. まとめ

本研究では、岡崎平野北部の基盤を含む地盤構造を推定するために微動アレイ観測を行った。本研究により得られた結論は以下の通りである。

- (1) 岡崎平野の地盤は東部から北西部にかけて傾斜しており、平野の地域によって急傾斜する地域と緩傾斜する地域があることが示された。
- (2) 得られた構造モデルを用いて2次元地震動シミュレーションを実施し、観測波形との比較を行った。その結果、得られた波形はS波部分で概ね一致しており、基盤までの構造は妥当なものであると判断される。
- (3) 今回得られた結果に加えて、既往データを統合することにより、岡崎平野の大局的な3次元モデルを得た。しかし、局所的な凸凹や岡崎平野から知多半島にかけての地域についてはまだ明らかに出来なかったため、今後さらなる探査が必要であると考えられる。

参考文献

- 1 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
- 2 愛知県: 三河地域堆積平野地下構造調査報告書, 2001,2002,2003,2004.
- 3 K. Aki: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst.,35, pp.415-456,1957.
- 4 山中浩明, 石田寛: 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 468 号, pp.9-17,1995.
- 5 神野達夫, 先名重樹, 森川信之, 成田章, 藤原広行: 金沢平野における 3 次元地下構造モデル, 物理探査, 第 56 巻, 第 5 号, pp.313-326,2003.
- 6 日比慎一: 微動アレイ観測による岡崎平野の地盤構造探査, 愛知工業大学工学研究科修士論文, 2005.