

## 常時微動観測に基づく福井平野東西断面のS波速度構造の推定

Estimation of S-wave velocity structure of east-west cross section of the Fukui plain  
based on microtremor observation

小嶋 啓介\*, 辻森 卓実\*\*, 苗加 一典\*\*

Keisuke KOJIMA, Takumi TSUJIMORI, Kazunori NOUKA

\*正会員 工博 福井大学助教授, 工学部建築建設工学科 (〒910-8507 福井市文京 3-9-1)

\*\* 福井大学大学院博士前期過程 建築建設工学専攻 (〒910-8507 福井市文京 3-9-1)

During the 1948 Fukui earthquake, most of the heavily damaged areas concentrated in the Fukui plain covered with thick Quaternary deposits. This suggests that the Quaternary deposits can be one of the most important factors to elucidate the damage distribution. In this study, the S-wave velocity structure of east-west cross section of the Fukui plain has been estimated based on microtremor array observations. Vertical microtremors were observed at 8 sites around Fukui plain. The Rayleigh wave phase velocities were estimated from a spatial autocorrelation analysis. The phase velocities at each site were inverted to a vertical S-wave profile using a genetic algorithm. For the inversion analysis, initial S-wave models were set by using the correlation between the phase velocities of the Rayleigh wave and the travel-time-weighted average S-wave velocities of the sites. It was confirmed that the estimated S-wave velocity structures are harmonized with existing boring profiles and elastic-wave reflection surveys.

*Key Words* : microtremor, array observation, Phase velocity, Genetic Algorithm, S-wave velocity, Tertiary

### 1. まえがき

福井地震(1948年6月28日, Mj=7.1)は, 震度7を新設する契機となる壊滅的被害とともに, 地震被害と土質・地形との密接な関係が定量的に示された地震として記憶されるべき地震といえる。北陸震災調査特別委員会による家屋の倒壊率の調査<sup>1) 2)</sup>によれば, 倒壊率50%以上の範囲と沖積平野がほぼ対応していること, 倒壊率60%以上の福井市の市街地周辺において, 基盤岩が露頭している足羽山周辺では例外的に被害が見られないなど, 地盤特性と地震被害との密接な関係を象徴的に示す事例を多数あげることができる。この例をあげるまでもなく, 地震被害予測の信頼性は, 対象領域のS波速度, Q値, 層厚, 密度などの地盤構造の適確な評価に大きく依存している。福井地震から50年を経過したことを契機として, 福井県地震被害予測調査<sup>3)</sup>が実施されたが, 同被害予測に使用された地盤モデルは, 既存のボーリング情報, 微地形ならびに表層地質などを基に推定されたものであり, 地盤構造としての信頼性, 特に洪積層以深の構造の信頼性が十分とはいえない。

広域的な地下構造評価には, PおよびS波弾性波探査の信頼性が高く, 有用と考えられるが, 福井平野周辺では地震断層調査を目的とした局所的な探査<sup>4) 5)</sup>が行われているにすぎない。一方で, 弾性波探査以外の方法を利用して, 地下深部の構造解明を目的とした調査も少数ながら実施されている。小林ら<sup>6)</sup>は, 福井平野北部で高密度重力

異常測定を行い, 2次元タルワニ法によって地下構造の推定を行っており, 山中ら<sup>7)</sup>は, Rayleigh波の位相速度を評価関数とするインバージョンから, 福井平野の地震基盤までのS波速度構造を検討している。

筆者ら<sup>8)</sup>も, 福井大学強震観測点の基盤入射地震動データと, 福井平野に展開した数箇所の表層での観測情報に基づいて, 観測点直下のS波速度, Q値ならびに層厚を推定する方法を適用し, 福井平野の東西断面の地盤構造の推定を試みている。しかしながら, これらの方法を広範な領域の高密度観測に援用することは, 限られた予算と人員では多くの困難を伴うと考えられる。このため筆者ら<sup>9)</sup>は, 観測が容易な地表面の一点三成分常時微動を利用して, 地域の地盤構造を推定する方法を提案した。この研究では, 福井平野全体を覆うグリッドごとに, 地表の三成分常時微動測定を行い, 収集されたスペクトル特性および水平/鉛直スペクトル比(H/Vスペクトル)から, 観測点ごとの固有周期ならびにH/V倍率を特定するとともに, 判読された固有周期に4分の1波長則を適用し, 沖積層および洪積層の厚さを推定し, 福井平野周辺の第四紀構造モデルを提案している。求められた地盤構造は, 弾性波探査に基づく反射面, ボーリングデータ, 重力異常結果などとの比較を通して妥当性を検証している。しかしながらこの方法では, 観測点の固有周期の判読が困難な場合があること, 沖積層および第四紀層最下面の位置は推定できるものの, 地盤各層の詳細なS波速度構造を直接推定することができない

ことなどの問題点も有している。

本研究では、これらの欠点を補い、より詳細で信頼性の高い地盤構造を解明することを目的として、福井平野のほぼ中央の東西方向に散在するグラウンドおよび公園などにおいて常時微動のアレイ観測を行い、空間自己相関法を適用して求められる Rayleigh 波位相速度曲線から、観測点直下のS波速度構造を求めるとともに、弾性波探査などの既存構造と比較し、その妥当性を検証している。

## 2. 常時微動アレイ観測

### 2.1 常時微動観測

図-1は、本研究で使用した常時微動のアレイ観測システムの配置図である。常時微動の計測には、(株)Akashi製の三成分加速度計 JEP6A3 を1台と、上下動のみを検出する JEP6A1 を3台組み合わせ使用し、データの収録には白山工業(株)製の DATAMARK-LS8000SH を用いた。各加速度検出器の固有周波数は3Hzであり、概ね0.3~40Hzの範囲でフラットな特性を有している。図-1に示す正三角形アレイの中心と頂点との距離であるアレイ半径としては、5, 15, 40mの3セットを基本とし、観測地点の状況に応じて、3m~40mの範囲で大、中、小の3種の半径を設定した。各アレイ半径での観測に際し、サンプリング間隔0.01secで、約25,000個(250sec)の上下動を収録した。

アレイ観測終了後、中央の JEP6A3 により三成分観測も実施している。三成分観測データからは、ノイズの少ない4096個のデータ区間を5個抽出し、各成分のフーリエスペクトルを求めた。また、水平2成分の相乗平均を上下動で除してH/Vスペクトルを算出した。

図-2は、福井平野中央付近の地形図上に、筆者らが展開している強震観測点、ならびに今回実施した常時微動の観測地点を示したものである。◎印で示す福井大学グラウンドでは、GL-175mの基盤の水平二成分と地表面の三成分を、□印で示す地点では表層のみの三成分強震観測を実施している。また、○印で示した各自治体に配置された計測震度計については、計測震度は公開されるものの、同時に収録されている強震動データは公開されていないため、観測点付近の地震応答特性などの評価には利用できず、強震動データの早期公開が望まれる。強震観測情報を補い、福井地域の動的地盤構造の推定精度を向上させるため、2001年度から、福井平野を網羅する約200箇所常時微動の一点三成分観測を実施するとともに、学校や自治体のグラウンドなど約40箇所アレイ観測を実施している<sup>10)</sup>。このうち本研究では、図-2に▲で示す地点の常時微動アレイ観測点での記録を中心に検討を加える。これらの観測点の微地形区分を表-1に示すが、ほとんどが氾濫原に区分されている。ここに示した東西方向に展開された観測点付近では、図-2の実線で示した弾性波探査測線があり、反射断面構造が得られることに加え、強震観測情報も利用でき、

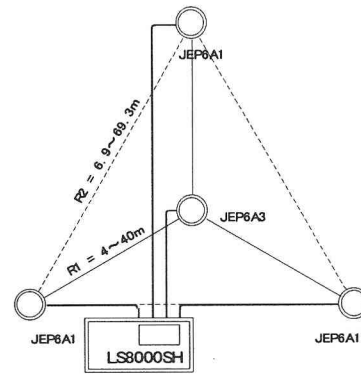


図-1 アレイ観測システム

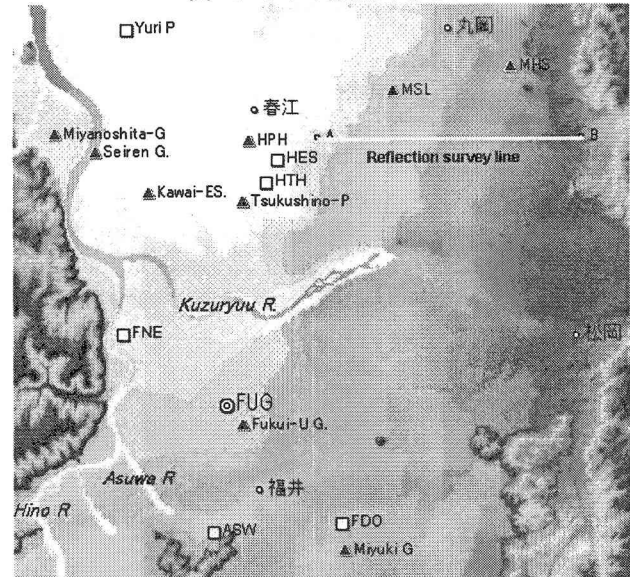


図-2 福井平野の地形および強震・常時微動アレイ観測点 (数値地図50mメッシュとKasimirにより作成)

表-1 常時微動のアレイ観測地点の一覧

観測地点	微地形	観測地点	微地形
MHS/丸岡高校城東分校	扇状地	MSL/丸岡スポーツランド	氾濫原
HPH/ハートピア春江	氾濫原	Tsukusino/つくし野公園	氾濫原
Kawai-ES/河合小学校	氾濫原	Seiren G./セーレンガ ラグ	三角州
Miyanoshta G/宮下ガ ラグ	氾濫原	Miyuki G./御幸ガ ラグ	氾濫原

微動アレイ観測から推定されるS波速度構造と比較が可能である。

### 2.2 Rayleigh 波位相速度の算出

微動のアレイ観測から表面波の位相速度を算出する代表的な方法として、空間自己相関法(SPAC法<sup>11)</sup>)と、周波数-波数スペクトル法(F-K法<sup>12)</sup>)がある。宮腰ら<sup>13)</sup>によれば、アレイの最大半径を  $r_{max}$ 、最小半径を  $r_{min}$  とすれば、推定可能な位相速度の波長  $\lambda$  の範囲は次式で与えられる。

$$\text{SPAC法: } 2r_{min} \leq \lambda \leq 10r_{max} \quad (1)$$

$$\text{F-K法: } \sqrt{3}r_{min} \leq \lambda \leq 5r_{max} \quad (2)$$

上式より、アレイ半径条件が同一ならば、SPAC法を用いた方が、広い波長(周期)帯域をカバーできることが理解できる。また、SPAC法を用いる場合には、円周上に検出器を配置する必要があるという制約はあるものの、F-K法よ

りも少ない3~4個の検出器で安定した解析が可能であること、本研究では、第三紀層上面までの比較的浅い部分の構造を推定対象とするため、100mを超えるようなアレイ半径は必要ないこと、などを考慮しSPAC法を採用することとした。

アレイ観測記録からの位相速度算出手順は、松岡ら<sup>14)</sup>に習ったが、その詳細はここでは省略する。微動のスペクトルの算出に際しては、2048個のデータを1フレームとし、4分の1にあたる512個をオーバーラップさせながら、収録データ全体からm個のフレームを取り出し、空間自己相関係数を算出した。これにより、空間自己相関係数、ひいてはRayleigh波の位相速度の、期待値とその標準偏差が計算できる。また、図-1の正三角形アレイでは、通常は中心と各頂点間で3個のコヒーレンスを算出するが、3辺の両端をアレイの中心と頂点とみなしても、3組のコヒーレンスが計算できる。正三角形の中心と頂点間の距離がr mの場合、辺長は $\sqrt{3}r$  mとなる。したがって、5、15、40mのアレイ半径で観測を行った場合、5~69.3mの6個のアレイ半径に基づく、位相速度を算出することができる。

### 2.3 PS 検層実施地点での検証

図-2に示す福井土木事務所では、GL-150mの基盤までのPS検層が実施されており<sup>3)</sup>、P波およびS波速度構造が明らかになっており、Rayleigh波の理論位相速度を求めることができる。常時微動観測は、土木事務所から南に300m程度離れた御幸グラウンドで行ったため、厳密に同一地点というわけではないが、常時微動アレイ観測から算出される分散曲線との比較は可能であると思われる。

図-3の灰色線は、サスペンション法によるPS検層の実測S波速度分布を示している。同地点は24mまでが沖積層、24m以深が洪積層とされており、洪積層最上層の砂礫層はS波速度が590m/secと大きい、その下部に290m/secのシルト質層が存在している。ここでは示さないが、同時に行われたダウンホール法では、55mより深い部分全体が670m/secとして求められており、100m付近および135~150m付近に存在する速度の異なる薄い層が検知されていない。図-4は御幸グラウンドで実施された微動のアレイ観測データに、空間自己相関法を適用して求められた周波数ごとの位相速度である。6種類のアレイ半径ごとに求まる位相速度をすべて示しているが、40mの3~4Hz付近に見られるように、一部高次モードと思われる大きな速度が算出されている周波数帯も見られるが、各アレイ半径から求められた位相速度は相互に一致していることが確認できる。

図-5の○印は、各アレイ半径から算出された位相速度について、周波数ごとの連続性を考慮するとともに、位相速度の分散が小さいアレイ半径に対応する速度を採用して対象地点の分散曲線としたものである。また、同図の○印の上下の細線は位相速度の分散を示している。短周期側

に比較して、長周期側すなわち深い構造に起因する位相速度のばらつきがやや大きいことがわかる。同図の太い灰色線は、図-3に示した実測S波速度構造に基づくRayleigh波の基本モードの理論分散曲線を示している。PS検層が行われた福井土木事務所と、アレイ観測を行った御幸公園が300m程度離れているため、厳密な比較にはならないが、観測値と理論値は良い対応が認められ、アレイ観測により同地点周辺のRayleigh波の位相速度が算定されていることが確認できたものと考えられる。図-6は、図-5の位相速度を、横軸を波長として表示したものである。位相速度のばらつきに起因して、同じ波長に対して2個以上の位相速度が現れているところも見受けられるが、前後の連続性を考慮することにより、ほぼ一義的な速度構造を特定できるものと思われる。

### 3. 福井平野東西軸での観測微動特性

図-7は、福井平野東西軸上に配置されたアレイ観測点で実施した、一点三分観測結果をまとめたものである。図の細線は水平動、灰色太線は上下動のフーリエスペクトルを表しており、太線はH/Vスペクトル<sup>15)</sup>を示している。筆者らは、福井平野周辺の約200箇所ですべて常時微動の一点三分観測を実施し<sup>9)</sup>、1) 平野域のほとんどの観測点のH/Vスペクトルには2つのピークがあり、短い方のピークは0.3~1.2sec程度の間、長い方は0.5~2.5sec程度の間認められたこと、2) 既存ボーリング資料などとの比較から、短周期側のピークは沖積層に対応し、長周期側のピークは第四紀層に対応する卓越周期であることを確認している。図-7に示したアレイ観測実施地点でも、フーリエスペクトルではあまり明瞭ではないが、H/Vスペクトルでは、どの観測点においても2つのピークが観察できる。各観測点の長周期側の卓越周期は、平野中央で大きく山地境界付近で小さい値として読み取ることができる。沖積層ならびに洪積層の平均S波速度と、4分の1波長則を仮定することにより、読み取られた2つの卓越周期から、沖積層および第四紀層厚の概算値を推定できる。たとえば、ハートピア春江観測点からは、卓越周期が0.59と1.78secと読み取れ、沖積層と第四紀層の平均S波速度を、福井平野の平均値である139および525m/secと設定すれば、層厚はそれぞれ20.3と233.6mと推定される。

図-8は、福井平野東西軸上に配置されたアレイ観測点で収録されたアレイ半径ごとの微動観測データに、空間自己相関法を適用して求められた位相速度をまとめて示したものである。ピックアップの周波数特性限界から、長周期領域の収録データのパワーが小さく、概ね1.5Hz以下の位相速度は安定して算出されなかった。○印は平均位相速度、その上下の細線は位相速度の分散を示している。平野周辺部の山麓部に近い、MHSと宮下グラウンドの位相速度のばらつきはやや大きい、平野中央部の観測点である、

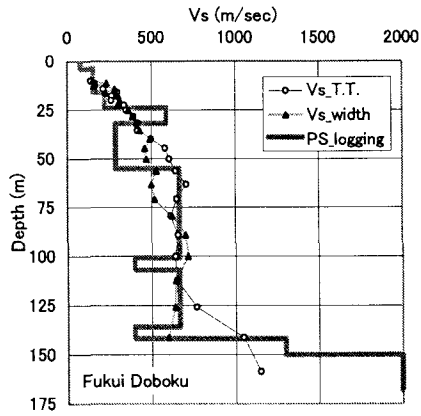


図-3 福井土木事務所のS波速度分布

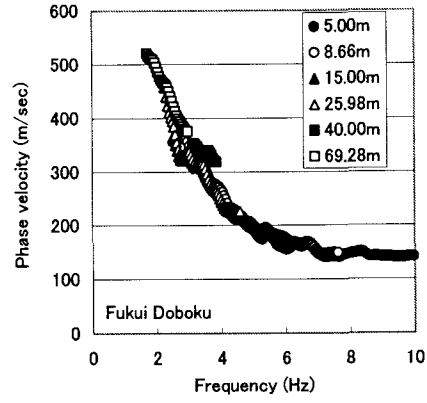


図-4 御幸グラウンドの観測分散曲線

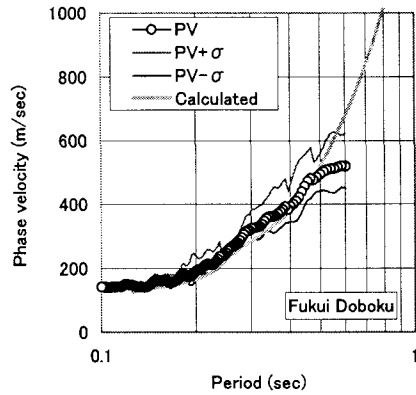


図-5 観測位相速度と理論位相速度の比較

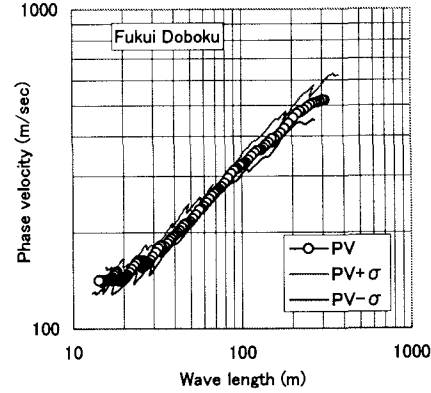


図-6 波長ごとの位相速度分布

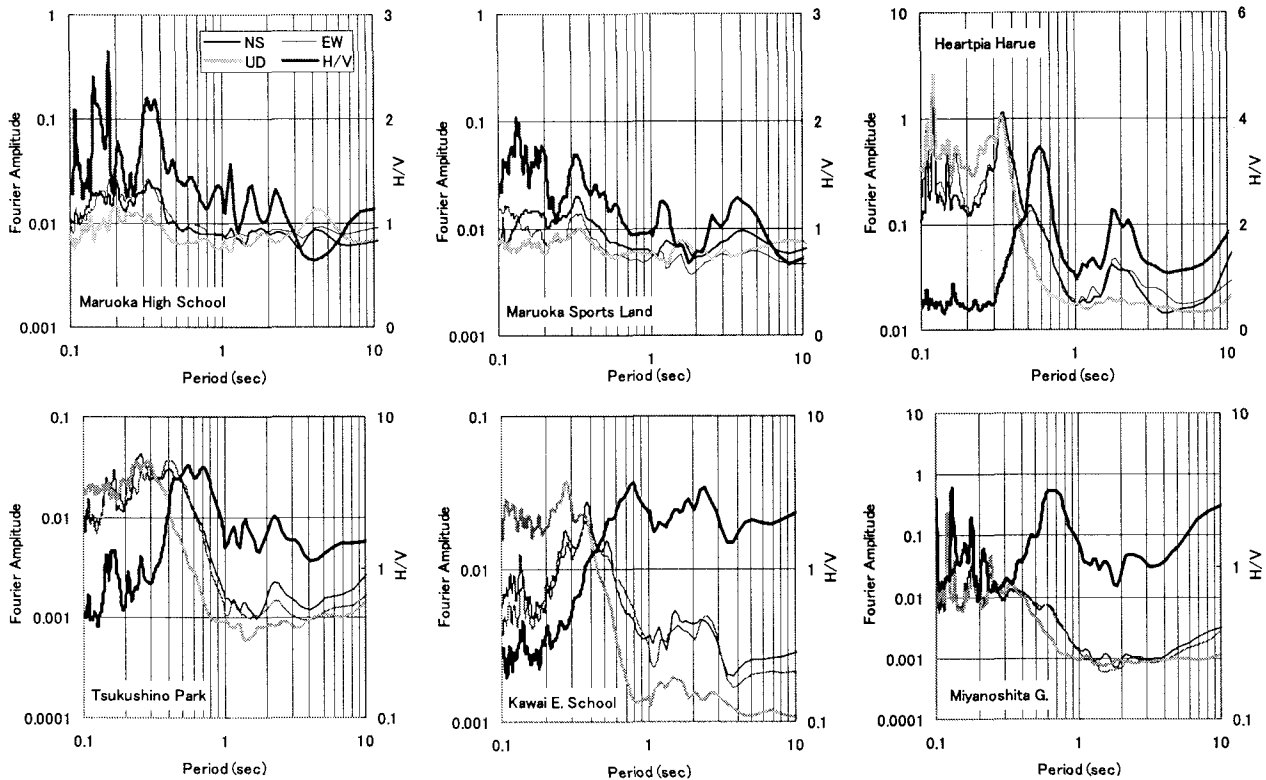


図-7 アレイ観測地点における微動三成分のフーリエスペクトルとH/Vスペクトル

MSL, HPH, つくし野公園および河合小学校では、非常に安定した位相速度が算出されている。これらの地点の最低位相速度は100~120m/sec程度であり、2Hz付近でも300~400m/sec付近にあり、軟弱な沖積層が厚く堆積し

ていることを示唆するものと考えられる。

#### 4. S波速度構造推定法の定式化

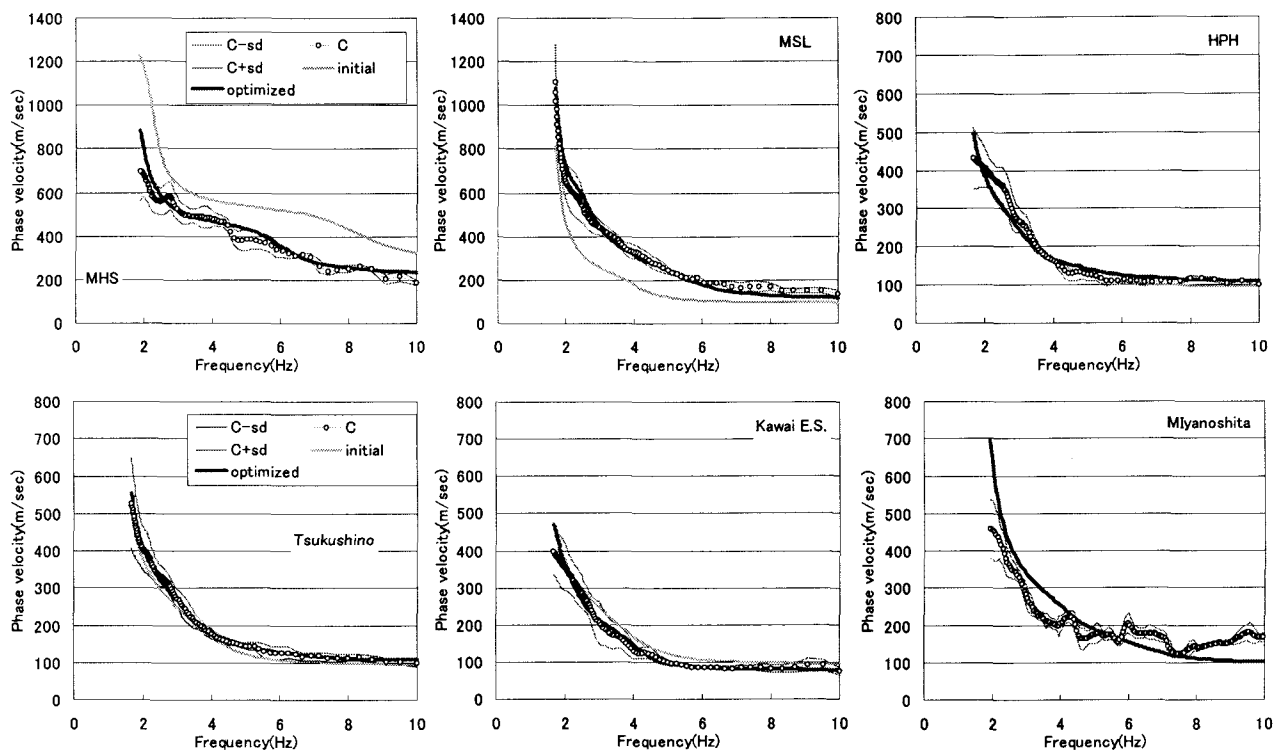


図-8 アレイ観測から求められた分散曲線と推定されたS波速度構造に基づく理論分散曲線の比較

#### 4.1 初期S波速度構造の設定

常時微動のアレイ観測などから求めた表面波特性から、観測点直下の動的地盤構造を推定する場合には、周波数ごとの位相速度や水平・鉛直変位特性をターゲットとし、事前情報から設定した初期地盤構造を、何らかの最適化手法によって修正しようとする研究が一般的である(例えば7)。その際、初期地盤モデルの設定は最重要項目の一つと考えられるが、多くの場合、近接地でP S検層、弾性波探査あるいは深層ボーリングなどが行われていることを想定している。しかしながら、特に地方においては、上記の調査の実施密度は非常に低く、初期モデルの想定には大きな困難を伴うことが多い。本研究では、Rayleigh 波の位相速度と、平均S波速度との関係を示した長尾・紺野<sup>16)</sup>の研究を利用し、アレイ観測から求められた位相速度から、S波速度構造モデルを直接設定する。彼らは、P S検層が行われて、S波速度構造が明らかにされている多数の地点で常時微動のアレイ観測を行い、観測されたRayleigh 波の波長  $\lambda$  ごとの位相速度  $C_\lambda$  と、深さ  $Z$  までの平均S波速度との関係を調べている。深さ  $Z$  までの平均S波速度は、次の2つの式のように、走時による重み付けを行う走時平均S波速度  $\bar{V}_{S_Z}^T$  と、層厚による重み付けを行う層厚平均S波速度  $\bar{V}_{S_Z}^H$  の2通りの求め方が考えられる。

$$\bar{V}_{S_Z}^T = \frac{Z}{\sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_{S_i}}} \quad (3)$$

$$\bar{V}_{S_Z}^H = \frac{\sum_{i=1}^n H_i V_{S_i}}{Z} \quad (4)$$

ここに  $H_i$ ,  $V_{S_i}$ :  $i$  層の層厚およびS波速度を示している。長尾・紺野は、深さ  $5\text{m}$  ごとの走時および層厚による平均S波速度を近似する位相速度  $C_\lambda$  と与える波長  $\lambda$  を、 $5\text{m}$  ごとに表形式で示しており、陽な式では表していないが、その関係を回帰分析によって求めると、概ね次式のように近似できる。

$$\bar{V}_{S_Z}^T \cong C_\lambda \leftrightarrow \lambda = 1.33Z + 1.73 \quad (5)$$

$$\bar{V}_{S_Z}^H \cong C_\lambda \leftrightarrow \lambda = 2.22Z \quad (6)$$

これらの式を用いて、例えば深さ  $30\text{m}$  までのS波速度の平均値を求めるためには、走時  $V_{S_{30m}}$  では、式(5)より  $\lambda = 1.33 \times 30 + 1.73 = 41.63\text{m}$  の、層厚  $V_{S_{30m}}$  では、式(6)より  $\lambda = 2.22 \times 30 = 66.6\text{m}$  に対応する位相速度を読み取ればよい。図-6は、御幸公園で観測された位相速度を、波長  $\lambda$  に対してプロットしたものである。同図より、走時と層厚  $V_{S_{30m}}$  は  $199.9$  および  $260.9\text{m/sec}$  と読み取れ、図-3のP S検層からの計算値である  $173.3$  ならびに  $250.7\text{m/sec}$  に比較的近い値に算出される。ここでは、長尾らの近似式が福井平野周辺でも成立するとして、以下の議論を進める。

式(5)および(6)による近似が成り立つとすれば、両式をそれぞれ次のように表記することにより、表層から順次、区間  $n$  ごとのS波速度の近似値を求めることができる。

$$\bar{V}_{S_Z}^T = \frac{Z}{\sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_{S_i}}} = \frac{Z}{\sum_{i=1}^{n-1} \frac{H_i}{V_{S_i}} + \frac{H_n}{V_{S_n}}} = \frac{Z}{T_{n-1} + \frac{H_n}{V_{S_n}}} \quad (7)$$

$$\bar{V}_{S_Z}^H = \frac{\sum_{i=1}^n H_i V_{S_i}}{Z} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} H_i V_{S_i} + H_n V_{S_n}}{Z} \quad (8)$$

はじめに、福井土木事務所でのP S検層結果と、隣接する御幸グラウンドにおけるアレイ観測から求められた位相速度曲線に、上述の方法を適用して推定したS波速度の深度分布を比較する。図-3の○と▲は、それぞれ式(7)と(8)を適用して算出されたS波速度の深度分布を示している。なお、S波速度算出深さZは、次式を用いて設定し、対応する波長λでの位相速度を図-6から内挿した。

$$Z = 10^{(1+0.1xj)} \quad , \quad j = 1, 2, \dots, 13 \quad (9)$$

推定されたS波速度分布と、P S検層の結果を比較すると、この地点では、走時平均S波速度と、層厚平均S波速度からの推定値の差はそれほど小さくなく、どちらもP S検層による値を良好に再現していることが確認できる。また、S波速度算出深さZの設定間隔が大きいこともあり、どちらの式を用いても、24~32mに存在するS波速度590m/secの層の存在の兆候は捕らえられているものの、上下の層から完全には分離されていない。S波速度の算出深さ間隔を小さくすることにより、分解能が向上する可能性もあるが、次の例で示すように、間隔を小さくすると、観測分散曲線のばらつきの影響を大きく受け、算出されるS波速度が不安定になる場合もある。最適なS波速度算出間隔は、観測分散曲線の安定性と密接に関係しているため、断言はできないが、はじめはS波速度算出間隔を大きく設定し、大域的なS波速度構造を確認した後に、順次間隔を狭めながら局所的な構造を抽出するというような使用方法は可能であると考えられる。

図-9の○と■は、それぞれ図-8の観測分散曲線に式(7)と(8)を適用して算出されたS波速度の深度分布を示しており、プロットの両側の細線はその分散を示している。この例では、空間自己相関法によって算出された、位相速度データに対し、設定した上限の周波数である10Hzから、低周波数側に向かって順次S波速度の推定を行った。本研究でも、通常行われているように、空間自己相関係数をフーリエ変換によって周波数領域で算出しているため、周波数間隔一定で位相速度が算出される。その場合には、高周波数領域に対応する波長の短い部分、すなわち表層近くで、式(7)、(8)中の間隔Hが小さくなり、算出されるS波速度の急激な増減が発生する。この傾向は、特に走時平均S波速度を用いる場合に顕著であり、S波速度が負の値として算出される場合もあり得る。ここでは区間nのS波速度が、区間n-1のS波速度の30%~500%の範囲にない場合には、 $V_{s_n} = V_{s_{n-1}}$ とし、次の区間の速度の算出に移ることとした。

図-9より、走時平均S波速度および層厚平均S波速度から推定されるS波速度の深度分布には次のような傾向が認められる。すなわち、1) 式(5)と(6)より明らかのように、層厚平均S波速度の探索可能深さは、走時平均S波速度に比べて40%程度小さい、2) 層厚平均S波速度からの推定値は、走時平均S波速度からの推定値に比べて、

全体的に小さいS波速度が得られており、深さに対する増減が比較的小さく、安定的である、3) どちらの場合も浅い部分ではS波速度の増減が大きく、深い部分では安定的となるが、これは深さが大きくなるにつれて分解能が悪化することと同値である。

図-9の位相速度から算出されたS波速度の深度分布曲線から、次のようにしてアレイ観測点のS波速度構造の初期モデルを設定した。1) 概ね20m以浅の地下浅部については、層厚平均S波速度を、それより深い部分は、走時平均S波速度に基づくS波速度分布曲線を主体的に用いる。2) S波速度の急激な増減は、S波速度の異なる層の境界を通過していることと解釈し、最大あるいは最小の配深さを層境界とする。3) すべての地点で、基盤層は、図-3のP S検層で現れたS波速度で2000m/secである第三紀層とし、第四紀層は最大5層で区分する。図-9の○と■で示す走時および層厚平均S波速度に、上記1)~3)の方針を適用して設定したS波速度構造の初期モデルを図-9の灰色太線で示す。

#### 4.2 S波速度構造推定法の定式化

S波速度構造の推定に際しての目的関数Jとしては、常時微動アレイ観測から求められた、観測位相速度をターゲットとする次の関数を設定した。

$$J = \frac{1}{F} = \sum_{i=1}^N \left( \frac{c_i^o - c_i^c}{\sigma_i} \right)^2 \rightarrow \text{minimize} \quad (10)$$

ここに、F: 適応度関数、 $c_i^o$ : i番目の周波数の観測位相速度、 $c_i^c$ :  $c_i^o$ に対応する計算位相速度、 $\sigma_i$ : 観測位相速度の分散を示している。Haskell<sup>17)</sup>の方法によって $c_i^c$ を算出する場合には、水平堆積を仮定した地盤各層の、層厚、密度、S波速度およびP波速度が必要となる。このうち、密度は事前情報などから設定した値に固定し、P波速度については、狐崎ら<sup>18)</sup>による $V_p = 1.11V_s + 1290$ という経験式によりS波速度と連動させる。以上の仮定から、層厚ならびにS波速度が残るが、これらを直接推定対象とはせず、初期値からの修正率 $Ch_L$ および $Cv_L$ を求めるものとする。

$$H_L = Ch_L \times Vs_L^0 \quad (11)$$

$$Vs_L = Cv_L \times Vs_L^0 \quad (12)$$

ここに、 $H_L, Vs_L$ : 層Lの層厚およびS波速度、0: 初期値を表す添え字を示している。観測地点の層構成ならびに、各層の層厚ならびにS波速度の初期値(初期モデル)は、前節に示した方法によって設定する。また、すべての適用地点の基盤層としては、3節で示したP S検層の結果を基に、新第三紀甲楽城火山岩層第三紀層を想定し、そのS波およびP波速度は、それぞれ2000、3300m/secに固定した。

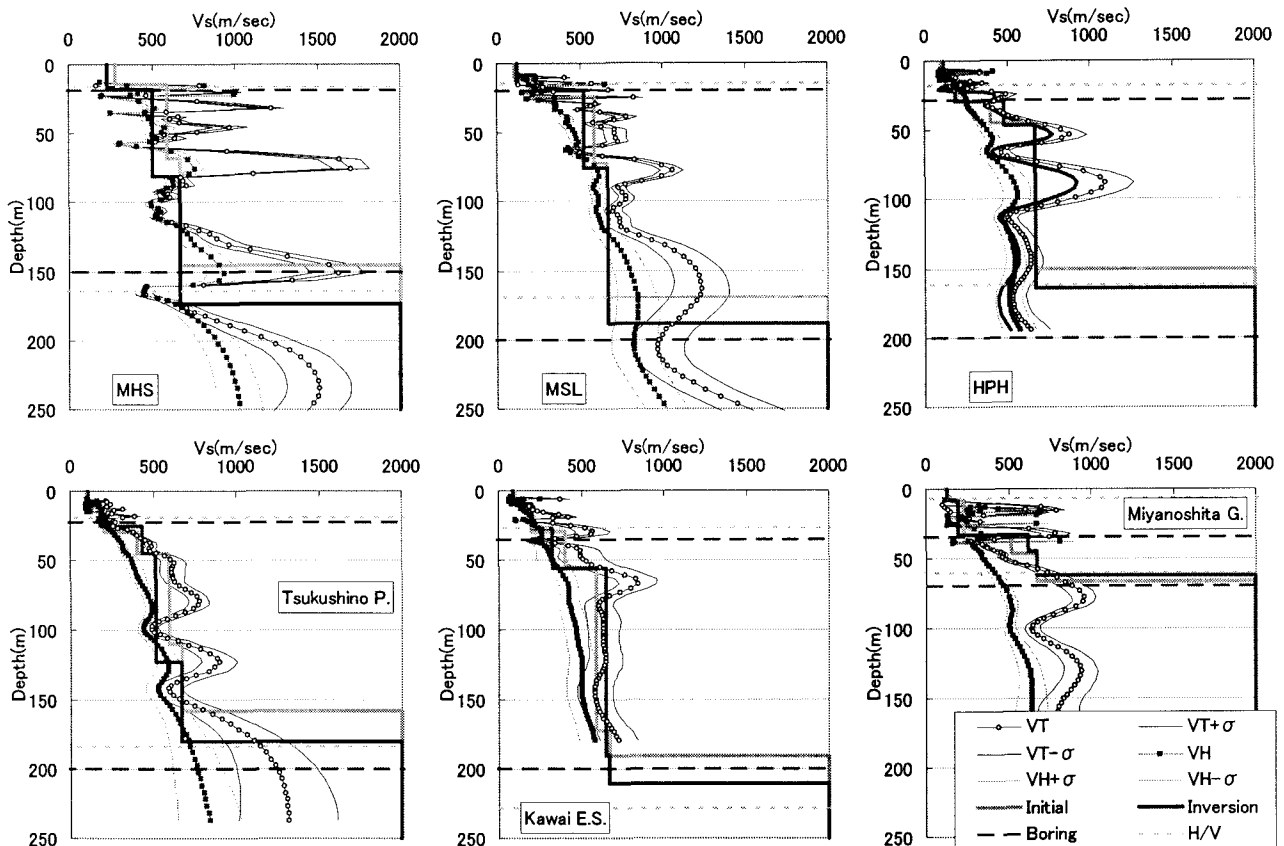


図-9 観測分散曲線から設定される深さごとのS波速度とS波速度構造の初期モデルおよび逆解析モデル

式(10)を最小化する最適地盤モデルの探索には、次のような遺伝的アルゴリズムを選定した。1) 遺伝子は通常の2進コードより10進数変換時の連続性に優れたグレーコードで表現した。2) 個体の選択には、全個体から無作為に3個を選び出し、その中から優勢な個体を選択するトーナメント法による抽出を採用した。また世代ごとに、適応度の高い個体が無条件で選択されるエリート選択を併用した。3) 選択された一組の個体の遺伝子の交叉に際しては、一点交叉ではなく、個々の遺伝子座を乱数によって交換する一様交叉を採用した。4) 遺伝的アルゴリズムの諸定数は、遺伝子ビット数:8, 個体数:50, 交叉確率:0.4, 突然変異確率:0.01で固定した。世代数については、収束性を考慮して20~100に設定した。また、層厚およびS波速度の修正率は、いずれも0.7~1.3に設定した。これは、層厚およびS波速度が、前節の方法で設定した初期値から±30%の範囲内で修正されることを意味している。

## 5. 福井平野東西方向の常時微動特性

### 5.1 アレイ観測地点のS波速度構造

図-9の太線は、最適化されたS波速度構造を示している。灰色線の初期モデルからの変化は、観測点ごとに異なっており、HPHでは30~45m付近のS波速度を除いてほとんど修正が行われていないのに対し、MHSやMSLで

はS波速度および層厚ともに大きく修正されている。

図-8の灰色および黒線は、それぞれ初期モデルおよび最適モデルによる、理論分散曲線を示している。MHSとMSLの初期モデルによる理論分散曲線は、観測値からかけ離れたところに現れているが、最適化計算を行うことにより、観測値に近づいていることが確認できる。また、宮下グラウンドを除いて、最適化されたS波速度モデルから算出された位相速度は、観測値に非常に近く、分散の間にも余裕を持って収まっている。このことは、アレイ観測によって求めた、各観測地点のRayleigh波の位相速度特性の面からは、現位置のS波速度特性に近い構造が推定されていることを示していると考えられる。

表層のS波速度は、扇状地に属するMHSは241、氾濫原に属する観測点は東から、MSLが119、HPHが113、つくし野公園が109、河合小学校が83、宮下グラウンドが135m/secであり、三角州に属するセーレングラウンドでは119m/secと推定されている。扇状地のS波速度は優位に大きいが、氾濫原と三角州の相違は、現段階では言及できない。氾濫原に属する観測点では、山麓から九頭竜川の下流側に向かって、S波速度が小さくなる傾向が認められ、堆積年代や粒径(土質)を反映しているようで興味深い。

以下では、ボーリング、重力異常、弾性波探査などの既存の地盤情報との比較を行い、本研究の方法によって推定された各観測地点のS波速度構造の妥当性を検討する。福井

県は<sup>3)</sup>地震被害予測に際し、ボーリングデータや微地形区分、表層地質などの情報から総合的に推定して、福井県全体を覆う500m間隔の地盤モデルを設定している。以後このモデルを便宜上、ボーリングデータに基づく地盤モデルと呼ぶ。図-9の破線は、ボーリングデータに基づく沖積層および第四紀層最下面の位置を示している。ボーリングデータに基づく第四紀層最下面は、150および200mという50m間隔で設定されているが、これは第三紀基盤に達するボーリング資料が極端に少なく、大雑把な推定を行う必要があったことを示している。一方、沖積層深度については、比較的ボーリング資料も多いため、洪積層以深の情報に比較して信頼性が高いと考えられるが、微動から推定された沖積層深度は、ボーリングデータと良好に対応しており、的確な推定が行われていることの裏づけとなるものと考えられる。3節でも示したが、筆者は<sup>9)</sup>H/Vおよびフーリエスペクトルから判読される短周期と長周期側の2つのピークが、それぞれ沖積層および第四紀層最下面に起因した固有周期であると仮定し、4分の1波長則と、沖積層および洪積層の平均S波速度を仮定することにより、沖積層および第四紀層の厚さの推定を試みている。図-9の点線は、図-7のH/Vスペクトルおよびフーリエスペクトルから判断して読み取った卓越周期から推定した、沖積層および第四紀層最下面深度を示している。第四紀層深度を比較すると、位相速度から推定されたモデルの深度は、ボーリングデータよりもH/Vスペクトルから推定された値に近いと判断される。一方、S波速度で400m/sec以上を洪積層と仮定すると、河合小学校を除いて推定モデルとボーリングデータと良好な対応がみとめられる。河合小学校では、ボーリングデータから判断して洪積層と判断される25~60m付近にある層のS波速度は、300m/secと低く推定されており、沖積下部層のS波速度とのコントラストが小さく、洪積層と沖積層の境界深度の判読を困難にしている要因と考えられる。

## 5.2 福井平野東西断面のS波速度構造

図-2に示したように、アレイ観測を実施した福井平野中央の東西軸周辺では、筆者らが強震観測を継続しており、西側では弾性波探査測線も行われており、多様な方法から算出された地盤構造との比較が可能である。ここでは、図-2に示した弾性波探査測線の延長である北緯36°7'45"の東西軸の平野部に相当する東経137°9'から137°18'の範囲の東西断面を15'間隔で区切って、S波速度構造を検討する。

図-10は、アレイ観測地点の推定構造と、福井県のボーリングデータに基づく設定地盤構造から求めた沖積層および第四紀層深度とを比較したものである。横軸に示したb~jのアルファベットは1分ごと、アルファベットの

後ろの数字は15秒ごとの区分に対応しており、アレイ観測地点は対応する経度の位置に、観測点名を表示している。第四紀層厚についてみると、MHS地点ではボーリングデータに比較して大きな値として推定されているものの、平野中央部の4ヵ所ではいずれも200m前後と、ボーリングデータに近い値が推定されている。第四紀層厚が平野中央部で最大となっているのに対し、沖積層厚は、中央よりやや西側で最大となっていることなど、ボーリングとアレイ観測に基づく推定構造は、共通の特徴が捉えられているように思われる。

図-11の◇印は、福井県による福井平野東側断層帯の調査に際して行われた、P波弾性波探査断面のうち比較的連続性の高い反射面I、III、IV、VIを示している。同調査報告書によれば、反射面Iが沖積層基盤、反射面VIを第四紀層基盤と解釈されている。小林ら<sup>6)</sup>らは、福井平野北部で重力異常を測定し、福井平野を密度が2.1g/cm<sup>3</sup>の第四紀層、2.4g/cm<sup>3</sup>の第三紀上層ならびに2.67g/cm<sup>3</sup>の第三紀下層以深の3層構造と仮定し、2次元タルワニ法を適用し、地下構造を推定している。図-11の太線は小林らの推定構造のうち、第四紀層と第三紀層上面との境界深度を示したものである。重力異常に基づく第四紀層基盤深度は、図-10に示したボーリングおよび重力異常に基づく地盤構造に近く、P波反射面VIよりもかなり浅く、反射面IVに比較的近い位置に推定されている。常時微動から推定された第四紀層深さは、MHS観測点を除いて、重力異常に基づく構造に近いことが確認できる。また、平野東部の観測点MHSに着目すると、その推定構造は、ボーリングデータや重力異常からの推定構造に比較してかなり深い。P波反射面とは良好な対応が認められる。また、MHSとMSL観測点の推定構造の沖積層の深度は反射面Iに、洪積層中のS波速度の異なる層の深度は反射面IIに、第四紀層基盤は反射面IVと対応して推定されている。

筆者らは<sup>8)</sup>、図-2に□で示した観測点と、アレイ観測点のうち、MHS、MSLおよびHPH観測点で強震観測を継続している。文献8に示したように、福井大学の基盤入力動を、福井平野の強震観測地点直下の入力データとみなし、表層の強震観測データとの組み合わせで求められる増幅率と、重複反射法に基づく理論増幅率を比較し、両者の誤差を最小化することによって、各観測点直下のS波速度構造を推定している。図-12の観測点名の後ろに-Sを付して示した構造は、上述の方法で強震動データから推定された地盤構造を示している。沖積層深度については、強震動と微動のアレイ観測から推定された値は非常に近いことが確認できる。平野中央付近のHPH、HTHおよびHES観測点の、強震動から推定された地下構造は互いに似通っており、第四紀層深さはいずれも220m程度に推定されている。これに対し、HPHのアレイ観測から推定



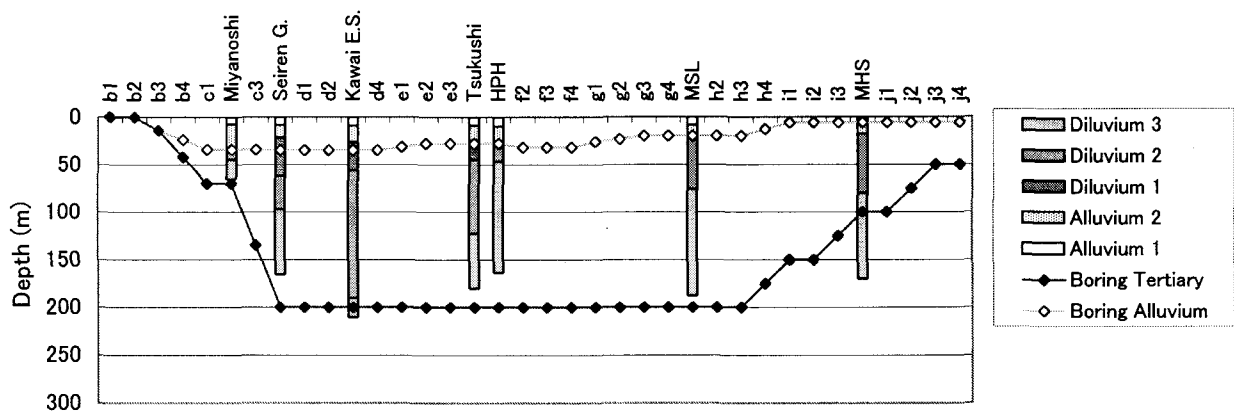


図-10 アレイ観測から推定された第四紀構造とボーリングデータに基づく構造との比較

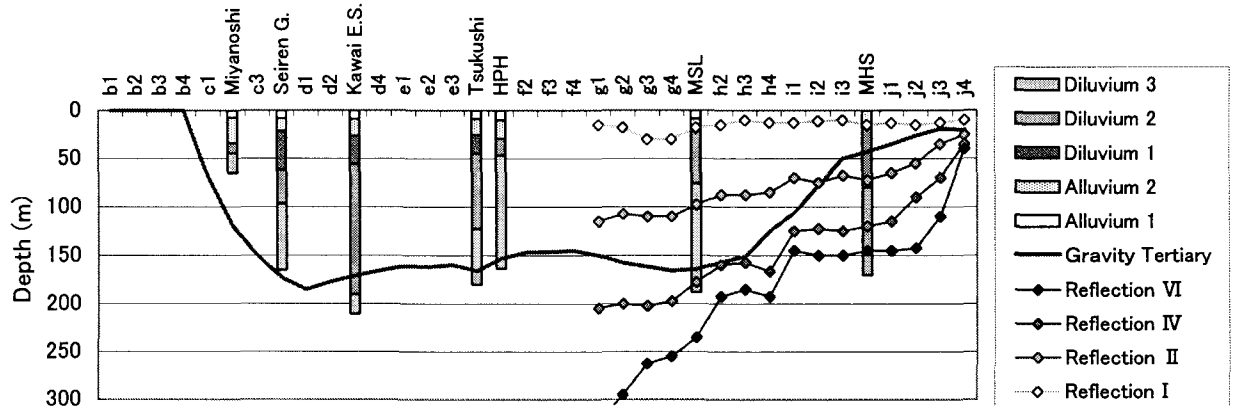


図-11 アレイ観測から推定された第四紀構造とP波反射断面および重力異常に基づく第四紀層基盤との比較

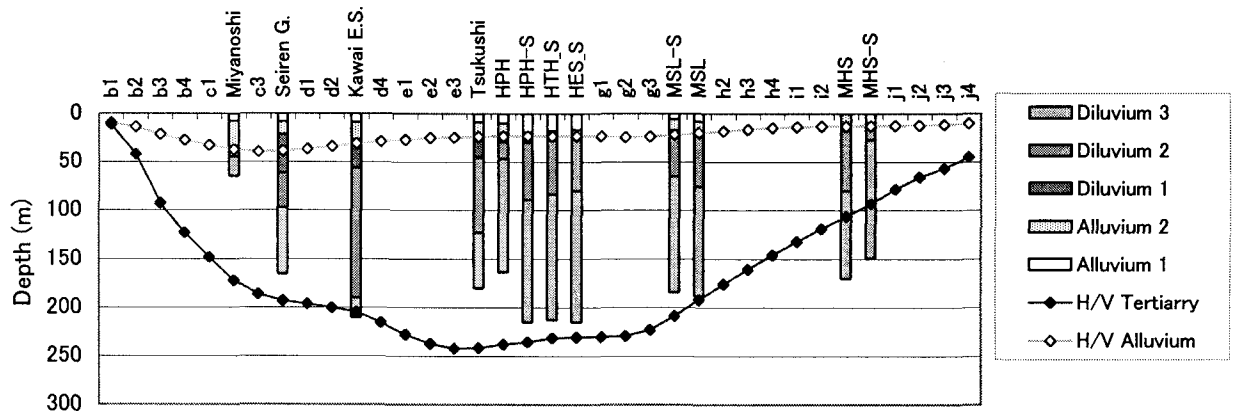


図-12 微動のアレイ観測、一点三成分観測および強震観測から推定された第四紀構造の比較

された第四紀層深度はやや小さい。このような結果が得られた要因のひとつとして、図-8に示したように、アレイ観測から求められた位相速度の最小周波数は1.5Hz前後であり、250m程度を超える構造に起因した情報が不十分であることがあげられる。

筆者らはさらに、福井平野全体を東西南北とも1分ごとのメッシュに分割し、メッシュごとに常時微動の三成分観測を実施し、H/Vスペクトルから判読した卓越周期に、3節で示した方法を適用して沖積層および第四紀層深さを推定している<sup>9)</sup>。1分間隔ごとに得られた構造に対し、クリギングによる補間を行い、15秒ごとに細分化した地下構造を図-12のプロットに示す。微動の卓越周期から推定された第四紀地盤構造は、図-10、11で示したボーリングおよび重力異常に基づく構造と似通った傾向を示

しているが、第四紀層深度についてはやや深い位置として推定されている。H/Vスペクトルの卓越周期と位相速度から推定された沖積層深さは、互いによく一致しており、平野中央よりやや西側で最も深くなる傾向も類似している。

常時微動のアレイ観測から推定された各観測地点のS波速度構造は、1) 図-10から12に示した、ボーリング、重力異常、弾性波探査および地盤の卓越周期から推定された構造と矛盾が少ないこと、2) 図-8に示した観測分散曲線を精度良く再現していることなどから、福井平野のS波速度構造を構築する際の基礎資料となるものと考えられる。

## 6. あとがき

本研究では、常時微動のアレイ観測の逆解析によって、S波速度構造の同定を行い、福井平野東西断面のS波速度構造の推定を試みた。S波速度構造の同定は、常時微動のアレイ観測に空間自己相関法を適用して得られるRayleigh波の観測位相速度曲線と、S波速度構造を仮定して得られる理論位相速度の誤差を、遺伝的アルゴリズムを活用することによって最小化する最適化問題として定式化している。その際、波長 $\lambda$ のRayleigh波位相速度と、深さZまでの平均S波速度の相関性を利用して、S波速度構造の初期モデルを設定した。アレイ観測点ごとに推定されたS波速度構造と、既存のボーリングデータ、重力異常、弾性波探査情報などと比較し、以下の知見を得た。

- 1) 本研究で採用した常時微動アレイ観測システムで得られた観測情報に、空間自己相関法を適用することにより、Rayleigh波の位相速度が安定して求められることを確認した。
- 2) 福井平野東西方向に設定された8箇所の観測点から求められた位相速度から、平野端部に比較して中央部に位置する観測点では、堆積層が厚い構造を反映して、どの周波数帯域においても位相速度が小さくなる傾向が確認された。
- 3) 波長 $\lambda$ の位相速度と、深さZまでの平均S波速度の相関を利用し、アレイ観測に基づく分散曲線から、観測点直下のS波速度構造を推定する方法は、S波速度構造推定の初期モデルを与える方法として有効であることを確認した。
- 4) 推定されたS波速度構造は、P S検層に基づくS波速度分布を精度良く再現していること、既存の沖積層および第四紀層深度と調和的であることを確認した。

上述の知見より、本研究で提案した常時微動のアレイ観測とその逆解析からは、アレイ観測点直下の比較的信頼性の高いS波速度構造が算出できるものと考えられる。したがって、常時微動のアレイ観測を行い、本研究の同定手法によりS波速度と層厚を確定する観測点を基本とし、一点三成分観測を高密度で実施して補間情報として活用することにより、福井平野全体の詳細で信頼性の高い地盤構造を導出できる可能性があるものと考えられる。しかしながら現時点では、福井平野域のS波速度構造に関連した情報の蓄積が不十分であり、観測地点を増やし、福井平野周辺の位相速度データを高い密度で収集するとともに、広い波長範囲で安定して位相速度関係が得られるように、計測器を見直すとともに、位相速度の算出方法を改良し、精度が高く信頼性の高いS波速度構造推定の基礎データを蓄積していく必要があるものと考えられる。

## 参考文献

- 1) 北陸震災調査特別委員会：昭和23年福井地震震害調査報告Ⅱ 建築部門，1951.
- 2) 小林啓美：福井地震 1948 の地震動強さー兵庫県南部地震 1995 との比較一，土と基礎，Vol.44, No.3, pp.9-12, 1996.
- 3) 福井県県民生活部：福井県地震被害予測調査総合報告書，1989.
- 4) 福井県：福井平野東縁断層帯に関する調査成果報告書，1998.
- 5) 衣笠善博，荒井克彦，鳥海勲，山本博文，安藤雅孝，平野憲雄：福井平野の活断層について（序報），地震，第2輯，第52巻，pp.171-176, 1999.
- 6) 小林直哉，平松良浩，河野芳輝，竹内文朗：重力異常による福井平野の3次元基盤構造の推定ー福井地震およびその周辺の活断層との関係一，地震，第2輯，第54巻，pp.1-8, 2001.
- 7) 山中浩明，栗田勝実，瀬尾和夫，小嶋啓介，佐藤浩章，宮腰研，赤澤隆士：微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定，地震，第2輯，第53巻，pp.37-43, 2000.
- 8) 小嶋啓介，山中浩明：観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定，応用地質，第44巻，第2号，pp.94-103, 2003.
- 9) 小嶋啓介，山中浩明：常時微動観測に基づく福井平野の第四紀層構造の推定，土木学会論文報告集，No.752/I-66, pp.217-225, 2004.
- 10) 小嶋啓介，鈴木大輔，辻森卓実，苗加一典，黒田貴紀：福井平野における常時微動のアレイ観測，福井大学地域環境研究教育センター研究紀要，No.10, pp.47-57, 2003.
- 11) Aki, K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with spatial reference to microtremor, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, pp.415-456, 1957.
- 12) Capon, J. : High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, pp.1408-1418, 1969.
- 13) 宮腰研，岡田広，凌麿群，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，第94回物理探査学会学術講演会概要集，pp.73-79, 1996.
- 14) 松岡達郎，梅沢夏実，巻島秀男：地下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，第49巻，第1号，pp.26-41, 1996.
- 15) Nakamura, Y. : A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, Vol.30, No.1, pp.273-281, 1989.
- 16) 長尾毅，紺野克昭：常時微動のアレイ観測に基づく表層地盤の平均S波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集，No.696/I, 58, pp.225-235, 2002.
- 17) Haskell, N. A. : The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull., S.S.A., pp.17-34, 1953.
- 18) 狐崎長良他：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定，自然災害科学，Vol.9, pp.4-10, 1990.

(2004年4月16日 受付)