福井大学リポジトリ
UNIVERSITY OF FUKUI
REPOSITORY

Estimation of 3-Dimensional S-Wave Velocity Structure of Tsuruga Plain Based on Microtremor Observation

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2010-10-15 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 小嶋, 啓介, 佐藤, 毅, 黒田, 貴紀 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10098/2514

福井大学地域環境研究教育センター研究紀要
「日本海地域の自然と環境」
No. 13, 7 -16, 2006

常時微動観測に基づく敦賀平野の三次元S波速度構造の推定

Estimation of 3−Dimensional S−Wave Velocity Structure of Tsuruga Plain
Based on Microtremor Observation

小嶋　啓介[1]
（福井大学大学院工学研究科建築建設工学専攻）
佐藤　　毅[2]
（塩浜工業㈱　技術部）
黒田　貴紀[3]
（須山建設㈱）

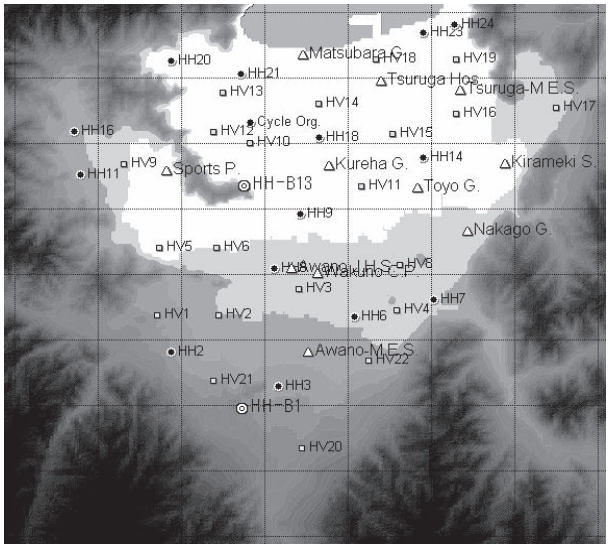
1．まえがき

敦賀平野は東西，南北とも約 5km と比較的小規模であり，敦賀市の人口も約 7 万人にすぎないが，重要港湾の敦賀港を擁し，市街地周辺を北陸本線，北陸自動車道などが通過する交通の要所である．一方で，敦賀市はいわゆる近畿三角帯の北部頂点付近に位置し，周辺には柳ヶ瀬断層や甲楽城断層のように総延長が 20km を越える大規模な断層が存在している．さらに，敦賀平野自体も南東の敦賀断層と南西の野坂断層を境界とし，敦賀湾の沈降とともに，笙の川，黒河川などが形成したものと考えられている[1)]．以上のように，敦賀市は防災戦略面から見て非常に重要な都市であることに加え，比較的活動度の高い活断層が周辺に存在しており，精度の高い地震被害予測を早急に行うべき地域の一つであると考えられる．地震被害予測に際しては，地震断層の想定とともに，予測地域の動的地盤構造の的確な評価は最重要項目の一つであり，対象領域のS波速度，Q値，層厚，密度などの地盤構造が的確に評価できるかどうかによって，地震被害予測の精度が決定付けられるといっても過言ではない．福井県は，福井地震断層と敦賀断層の活動を想定した地震被害予測[2)]を実施しているが，使用された地盤モデルは，微地形ならびに表層地質などを基に推定された部分が多く，地盤構造として信頼性が高いとは言い難い．

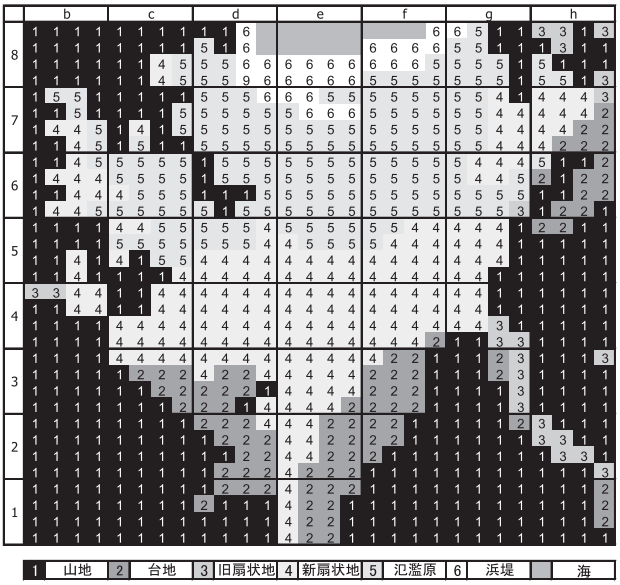
本論文では，常時微動観測情報に基づいて，敦賀平野の震動特性の評価と，三次元S波速度構造の推定を行なった．はじめに常時微動のアレイ観測に空間自己相関法を適用して，Rayleigh 波の位相速度を求めた．ついで，観測位相速度をターゲットとし，遺伝的アルゴリズムを用いてS波速度構造の最適化を行ない，観測点直下の地盤構造の推定を行なった．さらに，アレイ観測を補間するために，露頭と平野域で二点同時微動観測ならびに一点三成分観測を実施し，そのフーリエスペクトル，H/HならびにH/Vスペクトルから，観測地点の卓越周期ならびに地盤増幅特性を評価するとともに，アレイ観測による平均S波速度を援用して，観測点ごとの第四紀層堆積深を検討した．最後に，常時微動から推定した観測点ごとの地盤構造をサンプルとし，地盤統計手法（Co-Kriging 法）を適用して，敦賀平野の概略的な三次元地盤構造を求め，既存資料との比較検討を行った．

（キーワード：敦賀平野，常時微動，アレイ観測，地盤統計手法，S波速度構造）

1 Keisuke KOJIMA (Department Architecture and Civil Engineering, University of Fukui, 910-8507, Japan)
2 Takeshi SATHO (Shiohama-Kogyo Co. Ltd., 914-0039, Japan)
3 Takanori KURODA (Suyama Construction Co. Ltd., 432-8562, Japan)



図－１　敦賀平野の地形と常時微動観測点

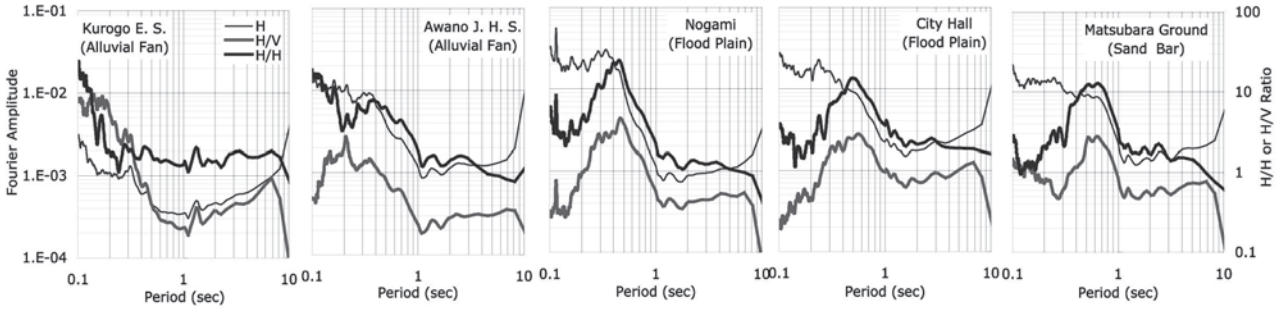


図－２　敦賀平野の微地形区分

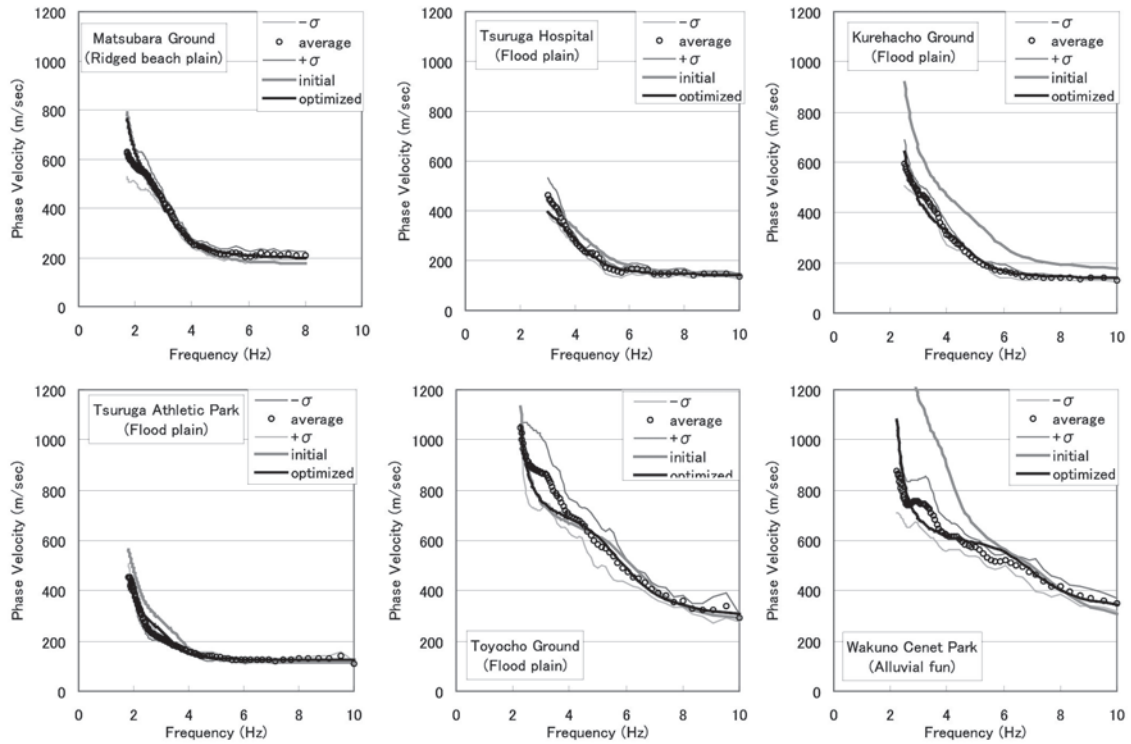
２．敦賀平野の微動特性と観測位相速度

図－１は敦賀平野の地形図上に微動観測点を示したものであり，▲はアレイ観測地点(12 地点)を示している．また，三成分観測点を実施した地点のうち，露頭岩盤地点を◎(２地点)で，露頭との同時観測点を●(22 地点)で，単独の観測地点を□(19 地点)で表している．同図は，国土地理院の数値地図[3] 50m メッシュと地図表示ソフト Kashimir を用いて作成した．図－２は，敦賀平野周辺の微地形区分[1] を示している．同図の東西方向のアルファベットで示す列は 45 秒ごと，南北方向の数字で示す行は 30 秒ごとの区分を示しており，東西，南北方向の最小区分はそれぞれ，11.25 秒および 7.5 秒に対応している．この分割は敦賀平野を約 250m メッシュで区分したことに相当している．図－１，２より，敦賀平野は平野周辺から敦賀湾へと流下する河川によって形成され，上流側には扇状地，中流域には氾濫原，最下流側には浜堤が発達するという典型的な沖積平野地形を有していることが確認できる．

常時微動のアレイ観測，一点三成分観測の詳細については，文献 4)を参照されたい．また，今回新たに二点同時三成分観測を実施した，これは，図－１の◎で示す岩盤露頭地点と，平野内の各点で同時三成分観測を実施するもので，平野域での水平動を露頭の水平動のフーリエスペクトルで基準化することにより，地盤増幅率を近似する H/H スペクトルが算出される．図－３は，平野中央の南北方向の５ヵ所の水平動のフーリエスペクトル，H/H および H/V スペクトルを示している．図は，左から右に山側から敦賀湾側に並べてある．どの地点においても，H/H と H/V スペクトルは安定的であり，0.2 秒以下の短周期領域を除いて，レベルは異なるものの形状の一致度は高い．このことは，敦賀平野においても，単独の三成分観測に基づく H/V スペクトルから，その地点の卓越周期が読み取れることを示しているものと考えられる．また各観測点とも 0.3～0.8 秒程度の短周期側の明瞭なピーク Ta と，1～2 秒付近のやや長周期の第２のピーク Tq が確認でき，その周期は海側に向かって長くなる傾向が認められる．筆者らが別途実施した，福井平野における約 200 箇所で観測された微動スペクトル特性の分析[13] から，短周期側と長周期側の２つの卓越周期は，沖積層と第四紀層最下面に起因することを確認しており，本研究では，敦賀平野でも同様の卓越周期が観測されたものと仮定し，第四紀層厚の推定に利用する．



図－３　常時微動のフーリエ，H/HおよびH/Vスペクトル



図－４　アレイ観測に基づく位相速度と最適地盤構造による理論位相速度の比較

アレイ観測記録からの位相速度算出手順は，松岡ら[7)]が示した空間自己相関法を適用した.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，三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．したがって 5，15，40m のアレイ半径で観測を行った場合，辺長として 8.7，26.0 および 69.3m が加わり,合計６種のアレイ径に基づく位相速度を算出することができる．図－４のプロットは，微地形区分ごとの代表的な観測点の Rayleigh 波の位相速度である．観測位相速度の上下の灰色細線は位相速度の分散を示している．和久野中央公園の 3.5Hz 付近のように，やや不連続で分散も大きい地点も見受けられるが，全体的には周波数の増加とともに位相速度が減少する正の分散性が見られ,Rayleigh 波の基本モードに対応する位相速度が検出できたものと判断できる．氾濫原に区分される敦賀病院，呉羽町グラウンド，敦賀運動公園では，地下浅部のＳ波速度に依存する 10Hz 付近の位相速度は 120～210m/sec 程度であり，やや深い構造に起因する 2Hz 付近の位相速度は 400～800m/sec であるのに対し，扇状地に属する和久野中央公園では，それぞれ，300～400m/sec および 600～1000m/sec と明らかに大きい．東洋町グラウンドは氾濫原に区分されているが，扇状地の末端に近く，位相速度も大きい傾向が認められる．敦賀運動公園は，山麓に位置するにもかか

わらず，他の氾濫原に属する観測点に比較して明らかに小さな位相速度が算出されている．この地点付近は，敦賀平野中央やや西側に位置する半島状山塊によって，主な河川から陰になっており，ボーリング情報からも有機質性の軟弱層が厚く堆積していることが確認されており，小オボレ谷跡として形成された可能性を示唆するものと思われる．海岸に近く浜堤に属する松原グラウンドの高周波域の位相速度は，敦賀病院などに比較してやや大きく，表層の厚い砂層の存在を示唆するものと思われる．以上より，アレイ観測から求められた位相速度は，山側に向かうにつれて大きくなる傾向や，微地形ごとの特徴と矛盾が少なく，地下構造を反映した情報として捉えられたものと判断できる．

３．アレイ観測点のＳ波速度構造の推定

３．１　Ｓ波速度構造推定手法の定式化

アレイ観測情報に基づいて，観測点直下の動的地盤構造を推定しようとする場合，Rayleigh 波位相速度および水平／鉛直変位特性などをターゲットとし，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11)]．本研究でも次に示すように，観測位相速度と計算位相速度との差を観測位相速度の標準偏差で基準化した誤差の二乗和を目的関数Ｊに設定し，その最小値を与える動的物性定数を探索する最適化問題として定式化する．

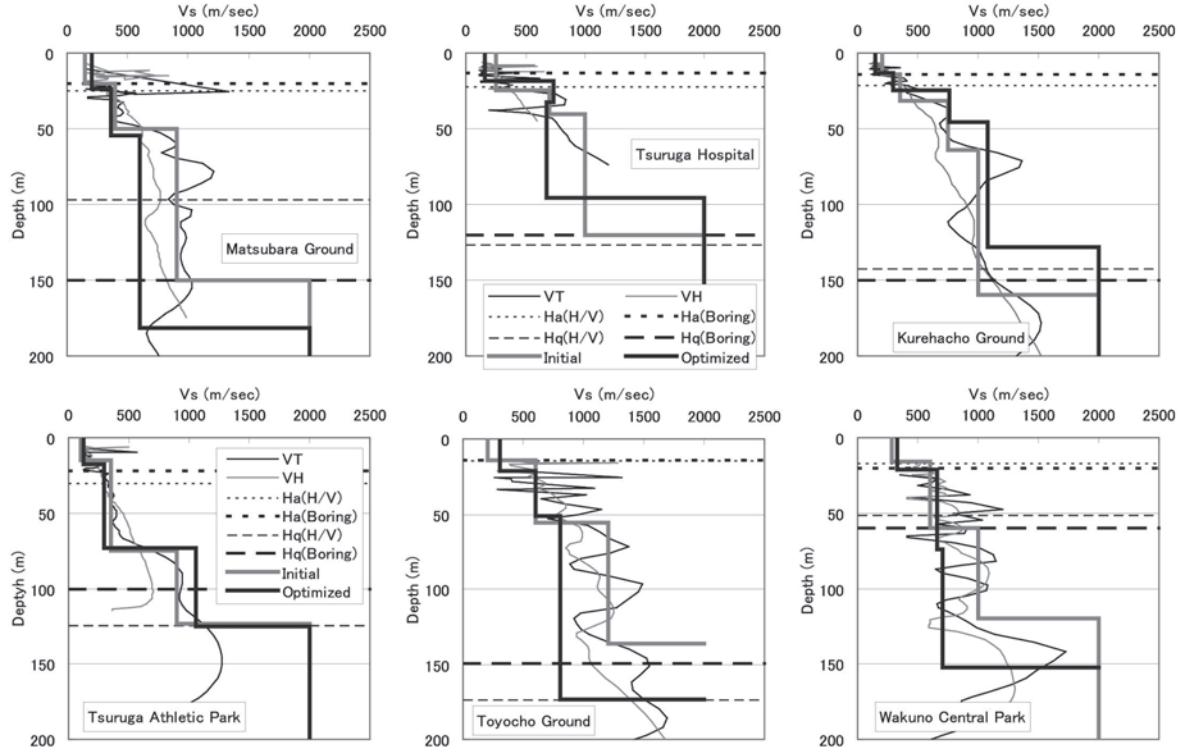
$$J=\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{c_i^O-c_i^C}{\sigma_i}\right)^2 \rightarrow \text{minimize} \qquad (1)$$

ここに，c_i^0：ｉ番目の周波数の観測位相速度，c_i^C：c_i^0に対応する計算位相速度，σ_i：観測位相速度の分散を示している．Haskell[8)] 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[9)] による次の経験式によりＳ波速度と連動させる．

$$V_P=1.11V_S+1290 \qquad (2)$$

以上の仮定から，地盤各層Ｌの層厚H_LならびにＳ波速度Vs_Lが残るが，本研究ではこれらを直接推定対象とはせず，その初期値からの修正率C_{hL}およびC_{VL}を求めるものとする．このような定式化を行なう場合には，最適地盤構造の探索過程で，解の発散や非現実的な収束の発生を避けることができる反面，最適解の初期値への依存度が高くなる．そのため，初期地盤モデルを適切に設定することが重要となる．通常は，近接地でのＰＳ検層，弾性波探査あるいは深層ボーリングなどに基づいて想定することが多いが，地方においては探査事例が少なく,初期モデルの設定には大きな困難を伴うことが多い．この解決策として本研究では，長尾・紺野[10)] が示した，波長λの Rayleigh 波の位相速度は，深さＺ(Ｚ≒1.3×λ)までの平均Ｓ波速度を近似するとした関係を利用し，観測位相速度から直接，地表面から深さ方向に，順次初期Ｓ波速度を設定する方法を利用した．その詳細は，筆者らの論文 11)を参考されたい．

図－４に示したアレイ観測から求められた Rayleigh 波の位相速度分布に対し，同手法を適用して得られたＳ波速度の深度分布の近似値を，図－５の連続した曲線で示す．図中の細実線は走時平均Ｓ波速度に基づく深さごとのＳ波速度分布(VT)，細点線は層厚平均Ｓ波速度に基づくＳ波速度分布(VH)である．図－５の太い点線と破線は，福井県がボーリングデータなどを参考に設定した地盤モデルにおける沖積層および第四紀層深度である．同様に灰色の点線と破線は，常時微動の三成分観測による沖積層および第四紀層底面に起因すると仮定した卓越周期 Ta と Tq に，４分の１波長則を適用して推定した沖積層お

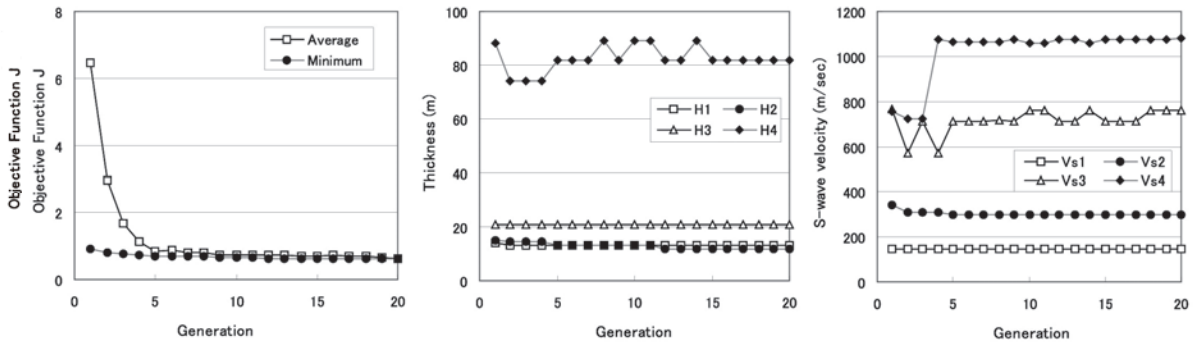


図－５　位相速度と平均Ｓ波速度の相関から設定された初期地盤モデルと最適地盤モデル

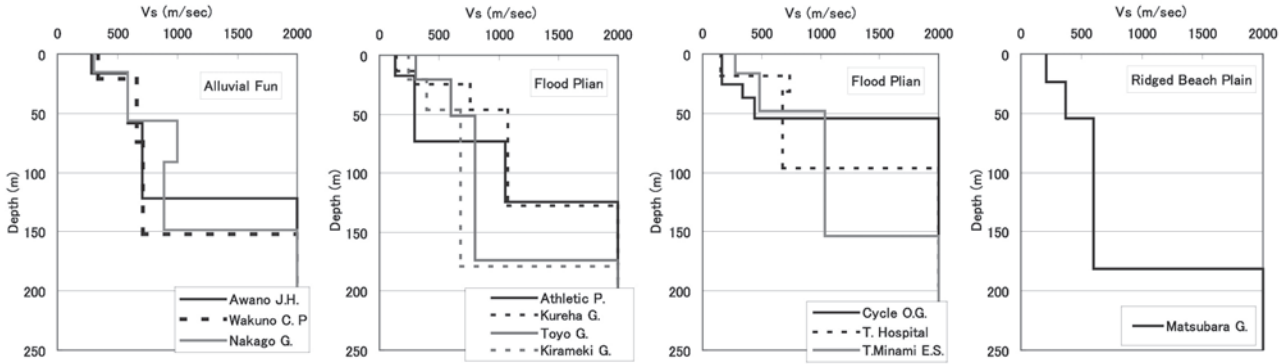
よび第四紀層深さを示している．卓越周期からの推定された境界深度は，松原グラウンドを除いて，福井県の地盤モデルと大差のないことが確認できる．図－３の松原グラウンドで，長周期側の卓越周期を1.2sec として読み取ったが，隣接するピークである 1.5sec を採用する場合には，第四紀層厚が約 140 mと推定され，福井県の設定深さ付近の値が算出される．この例のように，短周期側に比較して長周期側のピークは不明瞭な場合があり，卓越周期の判読に注意を要するようである．図－５の灰色の太い実線は，上述の走時および層厚平均Ｓ波速度からのＳ波速度構造推定法に基づいて設定したＳ波速度構造の初期モデルである．初期構造設定の際には，1）概ね 30m以浅の地下浅部については層厚平均Ｓ波速度(VH)を，それより深い部分は走時平均Ｓ波速度(VT)に基づくＳ波速度分布曲線を用いる．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，最大あるいは最小勾配深さを層境界とする．3）すべての地点で，基盤のＳ波速度は 2000m/sec と仮定し，第四紀層は４層で区分するという方針を採用した．式(１)を最小化する最適地盤モデルの探索には，遺伝的アルゴリズム[12)]を選定した．なお，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，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．

３．２　最適化計算結果

図－６は，呉羽町グラウンドの最適計算過程を示したものである．左図は，世代ごとの全個体の目的関数の平均と，各世代中の最小目的関数の値の，世代ごとの推移を示している．全個体の平均値は，数世代で第一世代の 10％程度まで減少し，その後，最小値に漸近する過程が見られるのに対し，世代ごとの最小値は，はじめから最適値付近の個体が抽出されていることが確認できる．図－６の中央と右は，層厚とＳ波速度の推移を示している．世代ごとの最適モデルの推移を示しているため，初期世代から大



図－６　最適計算過程（呉羽町グラウンド）



図－７　観測位相速度のインヴァージョンによる微地形ごとのＳ波速度構造

きな変化は少ないが，浅層の層厚(H1,H2)とＳ波速度（Vs1,Vs2）が比較的早期に収束するのに対し，洪積層の層厚(H3,H4)とＳ波速度(Vs4,Vs4)は遅れて収束していることが判る．

他のアレイ観測点でも同様の最適化計算を行ない，Ｓ波速度構造の推定を行った．図－５の太い実線は最適化されたＳ波速度分布を示している．灰色太線で示した初期モデルと比較すると，洪積層深部のＳ波速度と基盤深度は大きく修正されているのに対し，沖積層などの浅い部分の構造は，初期モデル付近からあまり変化していないことがわかる．Ｓ波速度が 300m/sec 以下の層を沖積層と見なすと，最適化された構造の沖積層深さは，福井県の地盤モデルの沖積層深さに非常に近いことが判る．一方，最適化された構造の基盤深度と，福井県の地盤モデルおよび卓越周期から推定された構造の基盤深度の一致度はやや低い．また，和久野中央公園では，最適化構造の洪積層中の速度境界が，福井県および卓越周期から推定された地盤モデルの基盤深度に対応する結果となっている．図－１に示した粟野南小学校以外の 11 箇所のアレイ観測地点では位相速度が求められており，同様の最適化計算を行なった．最適化されたＳ波速度構造における，沖積層，洪積層および第四紀層全体の平均Ｓ波速度は，それぞれ 205，651 および 515m/sec である．図－４の灰色および黒の太実線は，初期モデルおよび最適モデルによる計算位相速度を示している．呉羽町グラウンドと和久野中央公園では，初期モデルによる計算位相速度は観測値より大きめに算出されているが，最適化により観測値を良好に再現できていることが判る．

図－７は，アレイ観測点の微地形区分ごとに，最適化されたＳ波速度構造を示したものであり，左から扇状地，中央２つが氾濫原，右が浜堤の地盤構造を示している．扇状地の沖積層のＳ波速度は，いずれも約 300m/sec と大きい．また，平野西部の独立丘付近を除いて，海側に向かって沖積層ならびに第四紀層が深くなる傾向が認められる．すべての地点で，最適化されたの地盤構造の基盤深度は 180m以下であり，図－４に示した観測位相速度から推定できる限界深さ以内に収まっていることが確認できる．

４．常時微動の卓越周期による第四紀層厚の推定

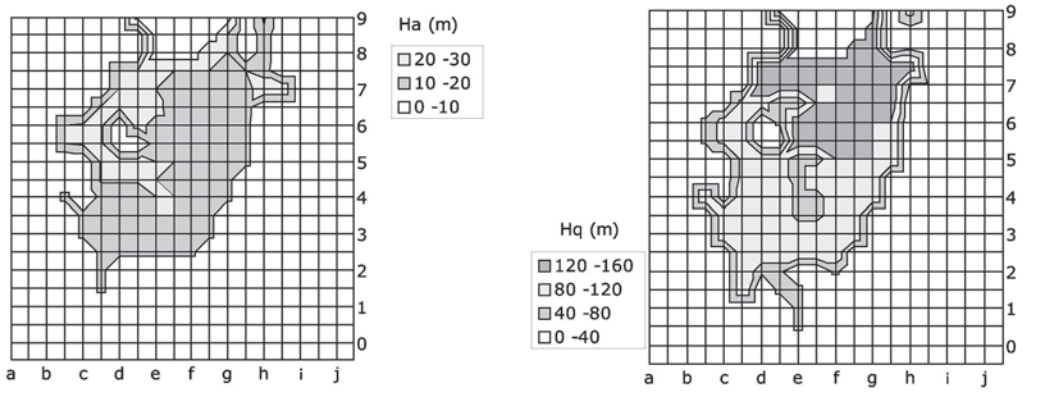
アレイ観測のインヴァージョンによるＳ波速度構造と，一点および二点同時三成分観測に基づく卓越周期に基づき，以下の方法により，敦賀平野の三次元Ｓ波速度構造の推定を行なった．１）アレイ観測点のうち，連続した位相速度曲線が得られた 11 か所で，４層構造を仮定し，Ｓ波速度構造の同定を行なう．2）三成分観測点直下のＳ波速度は，アレイ観測点からの距離の 2 乗に反比例する重み付け平均として設定する．三成分観測地点の層厚は，上記のＳ波速度と観測卓越周期に４分の１波長則を適用して決定する．3）以上の操作で求めたアレイ観測点と三成分観測点の約 50 か所のＳ波速度構造をサンプルとし，地盤統計手法（Co-Kriging 法）により，25,000 分の 1 地形図の範囲を東西南北とも 20 等分した約 250mメッシュ毎のＳ波速度構造の推定を行なう．地盤統計手法の詳細は文献 13)に譲るが，被推定点X_0のある層の層厚 D を求める場合の例を次に示す．この場合，被推定点の層厚Ｄは，被推定点から半径R_D以内に存在するサンプル点X_kの層厚，半径R_E以内に存在する標高データ点X_lの標高E_lを用いて，次式のように重み付き平均として推定される．

$$D(x_0)=\sum_{k=1}^{N_D}\lambda_{Dk}D(x_k)+\sum_{l=1}^{N_E}\lambda_{El}E(x_l) \qquad (3)$$

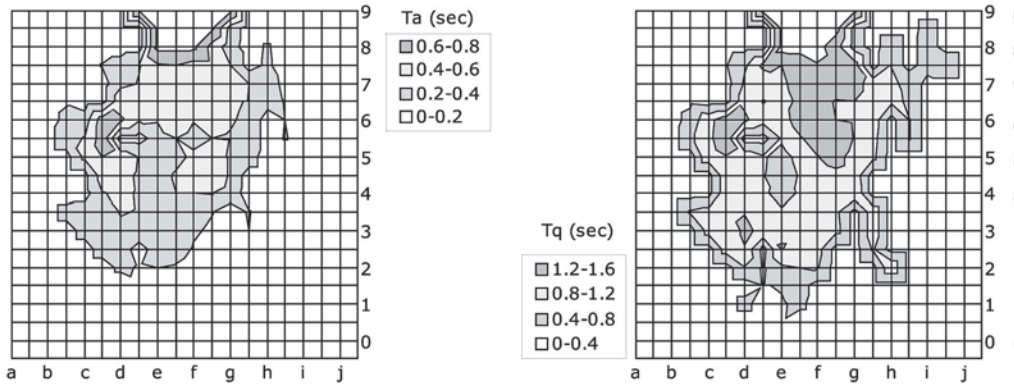
ここに，λ_{Dk}，λ_{El}はサンプル点の層厚と標高に関する重みである．これらの重みは，推定量の不偏性と，推定誤差分散の最小化条件を，Lagrange の未定係数法を用いて展開された方程式系を解くことによって求められる．

図－９は，常時微動観測から求められた沖積層および第四紀層最下面に起因すると考えられる卓越周期 Ta，Tq をサンプルとし，数値地図 250mメッシュ標高データを補助情報として，Co-Kriging によって求められた敦賀平野全体の卓越周期分布である．図－９に示した被推定点は，図－２に示した東西 11.25 秒，南北 7.5 秒の，約 250m間隔メッシュの中心に相当している．また，図－10 は常時微動アレイおよび三成分観測の逆解析に基づく沖積層および第四紀層をサンプルとし，Co-Kriging によって求められた敦賀平野全体の堆積層厚分布である．図－８は，福井県が地震被害予測で使用した約 500m間隔の地盤モデルを，図－９に対応させるため，250m間隔に補間して示した沖積層および第四紀層厚分布である．これらの図より，中央西側に位置する半島状の孤立丘周辺を除いて，平野の大部分で沖積層厚は 10m以上，第四紀層厚で 80m以上であり，海側に向かって厚くなる傾向が認められる．孤立丘の南北に沖積層厚が大きく推定されている地点が存在しているが，この地域の地形ならびに土質は，小オボレ谷跡の有機質土の堆積地域と判断される．図－８と 10 を比較すると，本研究の推定結果は，孤立丘周辺の，沖積層の 15m以上の分布形状が単調であること，第四紀層の 120m以上の範囲が狭いことなどの相違点も認められるが，全体的な分布形状は類似しているといえる．福井県の地盤モデルは，浅層ボーリング，地形および表層地質に基づいて，メッシュごとに典型的な地盤モデルを割り付けたものであり，基盤深度やＳ波速度の裏付けが少ない不確実性を含んだものである．したがって，福井県の地盤モデルとの一致をもって，推定構造の精度を議論することは難しい．しかしながら，今後，アレイ観測および三成分観測による位相速度と卓越周期の情報が蓄積され，より詳細で信頼性の高い地盤構造が求められるまでの概略的基本構造として，福井県の地盤モデルと相互補完的に利用できるものと考えられる．

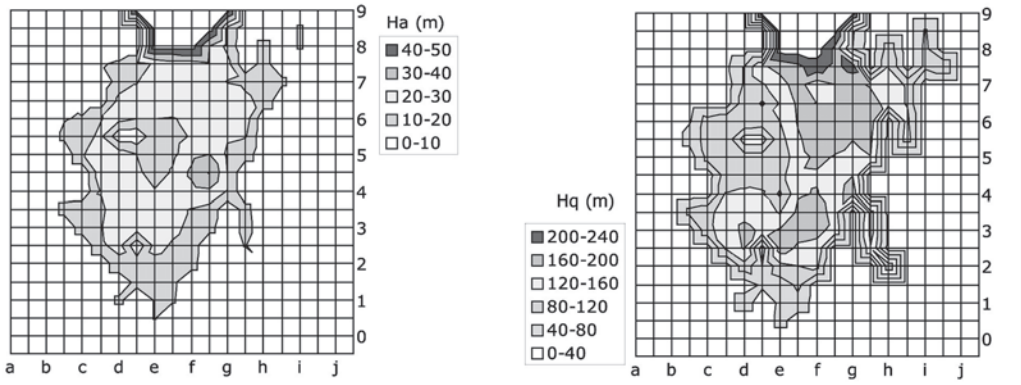
本研究の手法では，任意間隔のメッシュによる被推定点の基盤までのＳ波速度および層厚分布（三次元Ｓ波速度構造）が算出される．したがって，任意の深さまでのＳ波速度の平均値を算出したり，地点



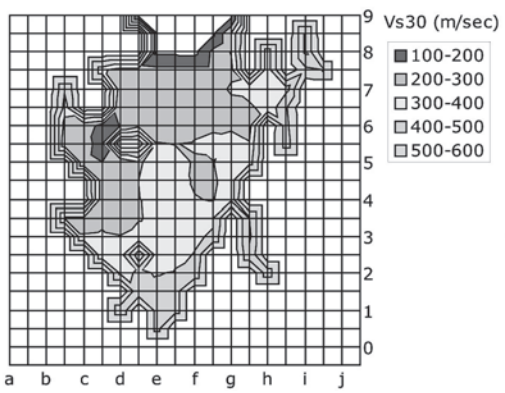
図－８　福井県設定地盤モデルによる第四紀層厚分布



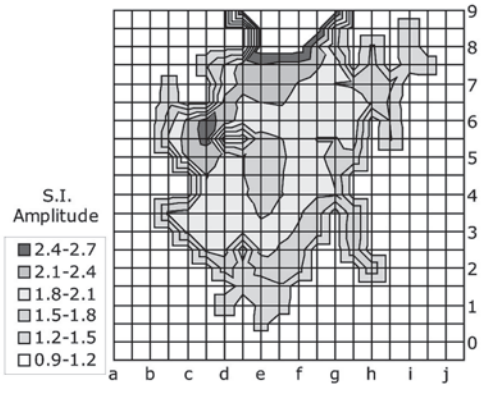
図－９　常時微動のH/HおよびH/Vスペクトルによる卓越周期分布



図－１０　常時微動観測の逆解析によるＳ波速度構造に地盤統計手法を適用して求めた第四紀層構造



図－１１　地盤統計手法に基づくV_S30の分布



図―１２　推定Ｓ波速度構造に基づくSI増幅率分布

ごとに重複反射法を適用し，地盤増幅率を算出したりすることが可能となる．図－11 は推定されたＳ波速度構造から，深さ 30ｍまでの平均Ｓ波速度である Vs30 を求めたものである．Vs30 は，ボーリングによるＮ値からも比較的簡単に近似値を求めることができるが，地震被害予測に際し重要な指標となると考えられている．また，図－12 は，重複反射法による地盤増幅率を 0.1～2.5 秒まで積分して求めた SI 増幅率の分布を示す．SI 増幅率は，第四紀層厚が深い敦賀湾沿岸部と，Ｓ波速度の小さな軟弱層が存在する平野西側のオボレ谷跡と考えられる地点で大きくなっており，地震時に被害が大きくなることが懸念される．また，SI 増幅率と Vs30 の分布傾向は非常に似通っており，敦賀平野においても，Vs30 が地震被害予測の際の重要な指標になりえることが確認できる．

５．あとがき

本研究では，敦賀平野において常時微動のアレイ観測と三成分観測を実施し，位相速度と H/V スペクトル特性を求めるとともに，位相速度のインヴァージョンによりＳ波速度構造の推定を行った．さらに，アレイ観測点の平均Ｓ波速度と，微動の卓越周期を４分の１波長則に適用することにより，三成分観測点の第四紀層構造を推定するとともに，層厚と標高との相関を利用した Co-Kriging による空間補間を行なうことにより，敦賀平野の 250ｍメッシュの第四紀層構造を推定し，微地形分布ならびにボーリングデータなどとの矛盾が少ないことを確認した．以下に，本研究で得られた知見を示す．

1) 敦賀市内に配置した 11 箇所のアレイ観測観測点から求められた位相速度から，山際に近い場所に比較して，海に近い観測点では，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．
2) 位相速度と平均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．
3) 推定されたＳ波速度構造は，H/Ｖスペクトルの卓越周期に４分の１波長則を仮定して求められる構造，ならびにボーリングデータなどと調和的であることを確認した．

しかしながら，アレイ観測のインヴァージョンが実施できた地点は，11 箇所に過ぎず，敦賀平野全体のＳ波速度構造の推定には不十分とも考えられ，今後，さらにアレイ観測情報を収集していく必要性もあると考えられる．なお本研究は，科学研究補助費 16560409 の補助を受けて行なった．

参考文献

1) 経済企画庁：土地分類基本調査（地形･表層地質･土壌）敦賀，付図，1971.
2) 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.
3) 国土地理院：数値地図 50m メッシュ（標高），2001.
4) 小嶋啓介，佐藤毅，黒田貴紀：常時微動観測に基づく敦賀平野のＳ波速度構造の推定（序報），福井大学地域環境研究教育センター研究紀要，No.11，pp.23-33，2004.
5) 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.
6) 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.

7) 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.
8) Haskell, N. A. : The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull., S.S.A. , pp.17-34, 1953.
9) 狐崎長琅他 : 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.
10) 長尾毅, 紺野克昭 : 常時微動のアレー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.
11) 小嶋啓介, 辻森卓実, 苗加一典, 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, 応用力学論文集, Vol.7, pp.119-128, 2004.
12) 石田良平, 村瀬治比古, 小山修平 : パソコンで学ぶ遺伝的アルゴリズムの基礎と応用, 森北出版, 1997.
13) 小嶋啓介, 鈴木大輔 : 常時微動観測と地盤統計手法に基づく福井平野の第四紀構造の推定, 応用地質, 第 46 巻, 第 1 号, 9-19, 2005.