

# 強震・微動観測記録に基づく濃尾平野の震動特性及び深部地盤構造の解明

名古屋大学大学院工学研究科建築学専攻博士課程前期課程2年  
構造設計工学講座福和研究室 堀 啓輔

## 1.はじめに

建築基準法の改正により性能規定型の限界耐力計算法が導入され、今後は耐震設計の性能設計化が定着していくと考えられる。限界耐力計算法では建設地点毎に入力地震動の正確な把握が必要となる。入力地震動に及ぼす地盤特性として工学的基盤から浅部の地盤増幅を考慮するようになったが、深部地盤構造が入力地震動に与える影響については触れられていない。技術の進歩と共に超高層建築物や免震建築物など、一般の建築物よりも固有周期の長い建築物が増加しており、それらの耐震設計を行う際には深部まで含めた地盤の増幅特性を考慮する必要がある。また兵庫県南部地震の際に見られた「震災の帯」と呼ばれる大被害地域は、一般的な堆積平野の端部に見られるような基盤の急激な段差の影響によって生じたとされていることから、個々の地点での点的な把握はもちろん、面的な深部地盤構造の把握も重要となる。

しかし、深部地盤構造の把握は容易ではない。既存のボーリング・PS検層試験は主に建物の支持基盤までを対象としているため深部地盤構造の把握は出来ず、更に面的にも不足している。濃尾平野は関東平野、大阪平野について深部地盤構造の物理探査が行われている地域であるが、それでも数本の測線での地盤断面と概略的な基盤構造が得られているにすぎず(図1)、基盤までの速度構造が明確に分かっている地点は平野内で3地点ほどしかない。物理探査は経費や時間の面で多用できるものではないため、その他の方法による補間が必要となる。特に濃尾平野は過去の地震において「震災の帯」と似た「震裂波動線」が生成されており、また今後数十年の内に起こると予想される南海トラフでの大地震への防災対策としても、面的な深部地盤構造の把握は急務であると考えられる。

本論では、大都市圏強震動総合観測ネットワークにより得られた高密度強震観測記録と、名古屋市及び濃尾平野西

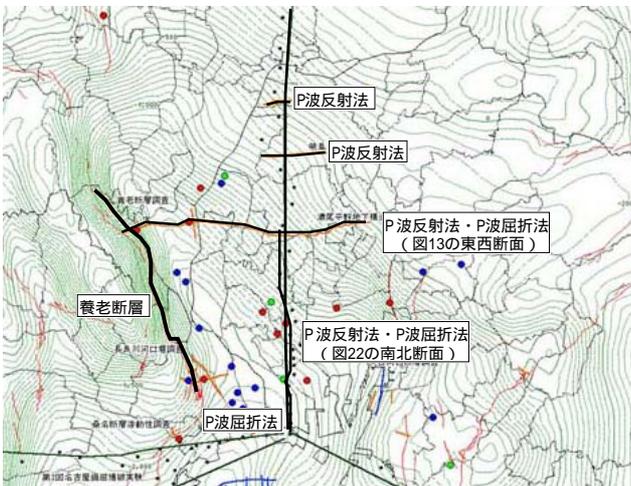


図1 重力探査に基づく濃尾平野の基盤構造と主な物理探査測線

部で行った常時微動計測記録を用いて、濃尾平野の深部地盤構造の把握に関する検討を行う。

## 2.濃尾平野の地震動伝播特性

図2に養老断層で発生した1998年4月22日の地震(M5.4、深さ4.7km、以下養老地震)のS波初動到達時刻コンター図を示す。S波初動時刻は刻時精度の保証されている観測機関の波形から目視で読み取っている。

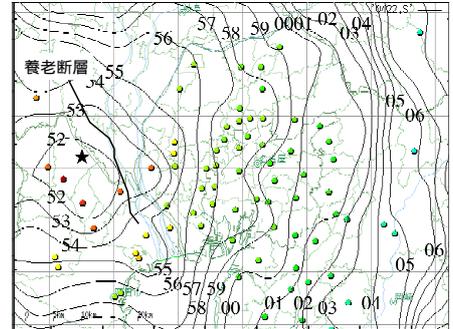


図2 養老地震でのS波初動コンター図

コンターは震源からほぼ同心円上に広がり、養老断層を越えて愛知県に入った辺りでやや密になる。また名古屋市から平野東部にかけてコンターの間隔は大きくなり伝播速度が速くなっていることが分かる。図3には1999年8月21日の和歌山県北部地震(M5.4、深さ70km)について同様のコンター図を示す。この地震では養老断層周辺でコンターが密になり、堆積層による伝播速度の遅れが明確に見られる。2地震の違いは震源の位置により堆積層への入射面が異なる為だと考えられる。スネルの法則により、図4の模式断面に側方から入射した場合の地表での見かけ速度は(1)式、下面からの入射の場合は(2)式ようになる。この式に濃尾平野の概略的な値として図4右に示す値を代入した場合のグラフは図5のようになり、図2・図3の結果と対応する。またこのグラフから、一樣岩盤の場合の値を取り除くと図6のようになり、基盤深さに対応した到達時刻の遅れが得られる。図7には図3から震源距離の差を取り

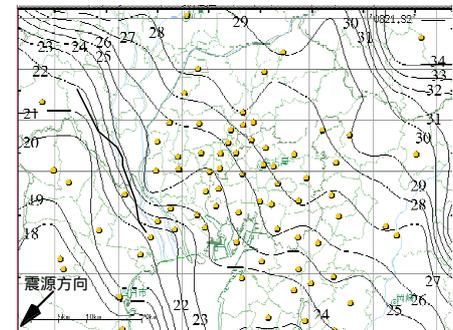


図3 和歌山県北部地震でのS波初動コンター図

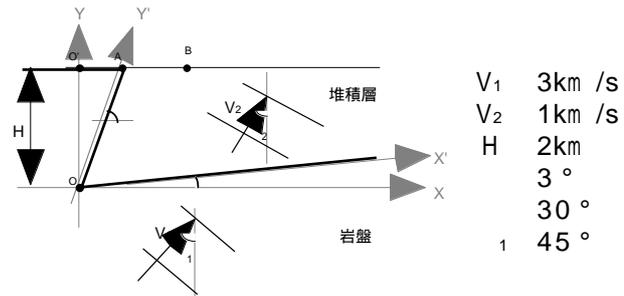


図4 濃尾平野模式断面図と用いた記号及び数値

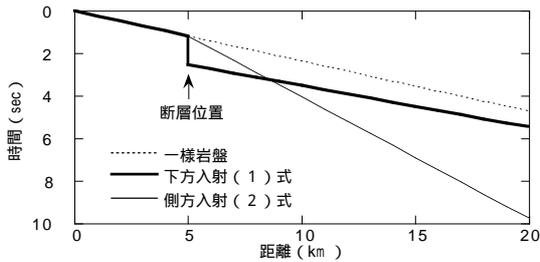


図5 入射面による到達時刻の変化

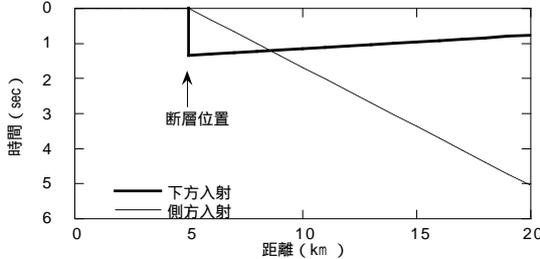


図6 到達時刻から震源距離の差を除いたグラフ

除いたコンター図を示すが、図1の基盤深さと良く対応している。

$$V_{2x} = \frac{V_1}{\sin \theta_1 + \sin \psi \cdot \left\{ \sqrt{\frac{V_1^2 - V_2^2}{V_2^2} + \cos^2(\theta_1 - \psi)} - \cos(\theta_1 - \psi) \right\}} \quad (1)$$

$$V_{2x} = \frac{V_1}{\sin \theta_1 + \sin \phi \cdot \left\{ \cos(\theta_1 + \phi) - \sqrt{\frac{V_1^2 - V_2^2}{V_2^2} + \cos^2(\theta_1 + \phi)} \right\}} \quad (2)$$

### 3. PS-P時間と地盤構造との対応

P波が地震基盤から堆積層に斜めに入射すると、その境界で透過P波と共に変換S波が生成され、それぞれ地表観測記録の上下動と水平動の初期微動部に現れる。この地震基盤上面から地表までをP波が伝播する時間とS波が伝播する時間の差をPS-P時間と呼び、これはレシーバーファンクション（以下RF）の振幅が大きくなる時間に対応する。例として、図8に2000年10月31日の三重県南部地震（M5.5、深さ43km）の新一号館地表における速度波形（震源方向、上下方向）と、波形から作成したRFを示す。波形のPS-P時間は0.63秒、RFのPS-P時間は0.62秒となり、RFによってPS-P時間を検出できる事が分かる。また新一号館の地盤構造（図9）から計算したPS-P時間は0.68～0.71秒となり（図10）、PS-P時間は入射角によらず安定することが分かる。図11には三重県南部地震のRFから求めたPS-P時間の平野内の分布を示すが、図1の基盤構造の変化とよく対応しており、基盤の深い地点ほどPS-P時間が長くなる事が分かる。

### 4. H/Vスペクトルによる震動特性・深部地盤構造の把握

#### 4.1 常時微動のH/Vスペクトル

図12に名古屋大学新一号館の常時微動H/Vスペクトルと、図9の地盤構造から計算したレイリー波の水平上下振幅比、S波増幅度を示す。これよりやや長周期のピークは深部地盤構造と対応していると考えられる。図13には、濃尾平野を東西に横断する反射法測線上の4地点での常時微動H/Vスペクトルを示す。養老断層西のOKU地点は岩盤上であり、やや長周期域にピークが現れない。平野内ではKAI、HEI地点とピークが長周期側に移動するが、TOK地点ではHEIとほぼ

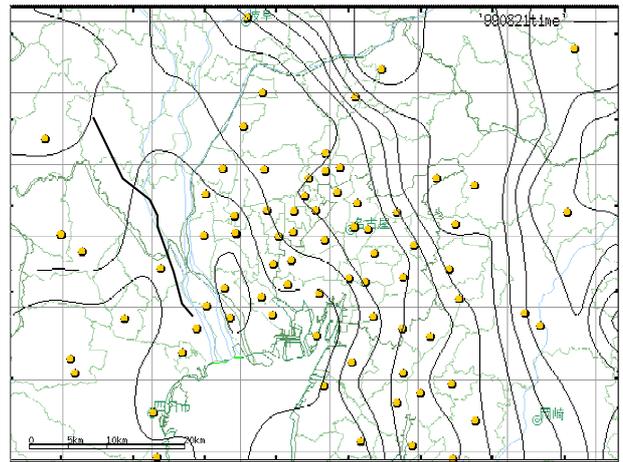
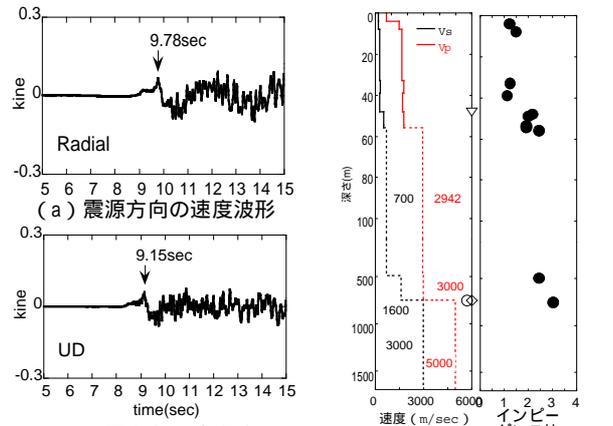


図7 図3から震源距離の差を取り除いたコンター図



(a) 震源方向の速度波形

(b) 上下方向の速度波形

(c) レシーバーファンクション

図8 波形とRFの対応

図9 新一号館の地盤構造

図10 PS-P時間の計算値

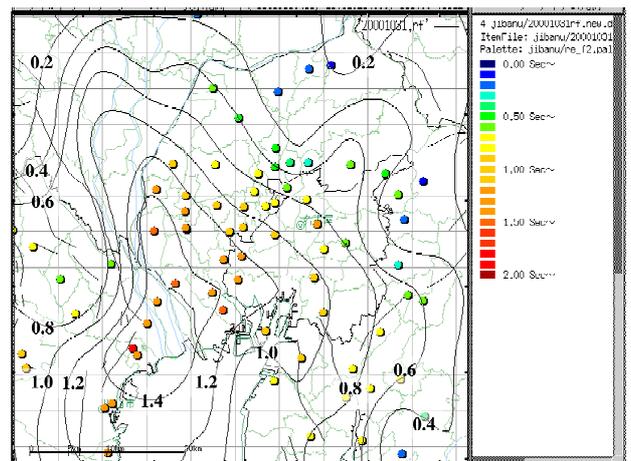


図11 三重県南部地震のPS-P時間の分布

同じ周期にピークを示し、基盤深さとあまり対応しない。

#### 4.2 地震動に対するH/Vスペクトルの適用

地震動H/Vスペクトルは、含まれる波動成分に応じて解釈が異なる。P波部分に適用した場合は、P波が基盤に斜め入射した際の地表での水平動と上下動の比と考えられる。

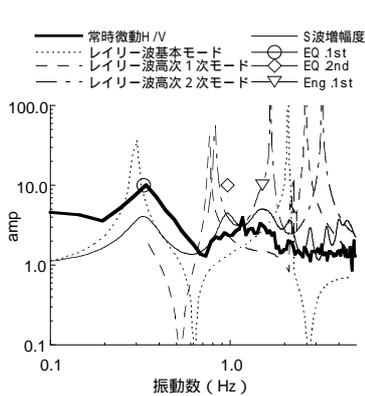


図12 H/Vスペクトルとレイリー波  
水平上下振幅比・S波増幅度

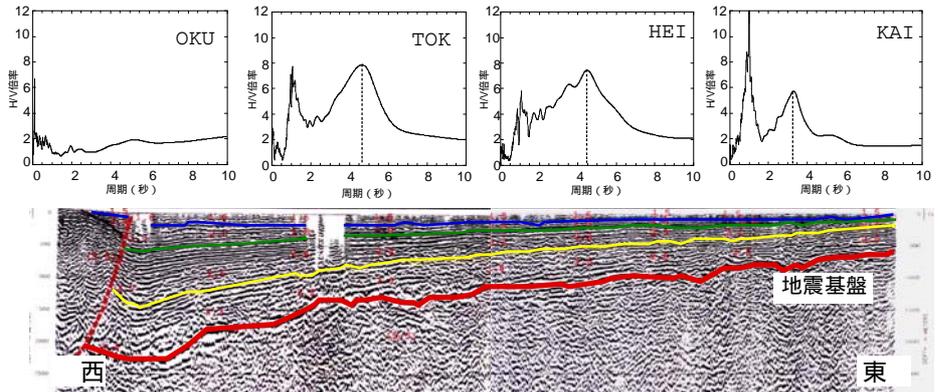


図13 濃尾平野東西断面図と微動H/Vスペクトルの推移 ( が微動計測地点)

S波初動部のH/Vスペクトルは、SV波が基盤に斜め入射した際の地表での水平動と上下動の比と考えられる。また表面波が優勢な後続波形のH/Vスペクトルは、常時微動のH/Vスペクトルと対応すると思われる。図14には新一号館における三重県南部地震記録のP、S、Coda部のH/Vスペクトルと、理論値及び常時微動のH/Vスペクトルを示すが、それぞれ理論値及び微動H/Vとよく対応している。しかし10秒間の

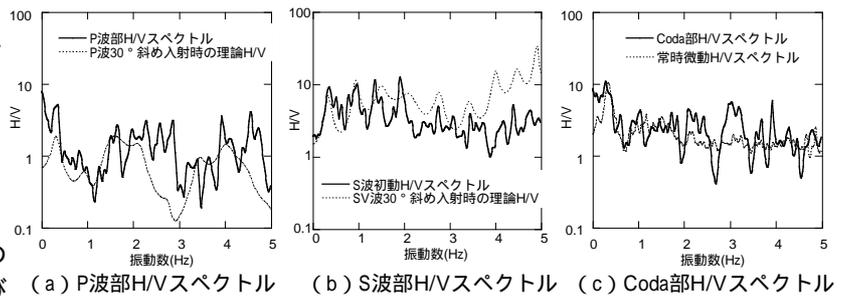


図14 地震動のP波部・S波部・Coda部を用いたH/Vスペクトル

波形によるH/Vスペクトルでは長周期成分が十分に評価できないため、深部地盤構造の検討は難しい。そこで、S波部のH/Vスペクトルも微動のH/Vスペクトルも層境界のインピーダンス比が大きい場合はピークが同じ振動数に現れる事を踏まえ、S波初動からCoda部まで全体の波形を用いて地震基盤からの卓越周期を検討する。新一号館において、S波初動からの波形長さが100秒以上存在する6地震でS波初動から全体の波形を用いたH/Vスペクトルの平均を図15に示す。計算に際し、parzenウィンドウ0.05Hzを用いた。図よりばらつきは少なく、常時微動のH/VスペクトルやS波増幅度と対応しており、地震基盤からの卓越周期を把握できることが分かる。図16には鳥取県西部地震(2000年10月6日、M7.3)の記録のS波初動からCoda部までを使用した地震動H/Vスペクトルの卓越周期分布を示す。これより、基盤の深い地点ほど長周期にピークが出ていることがわかる。

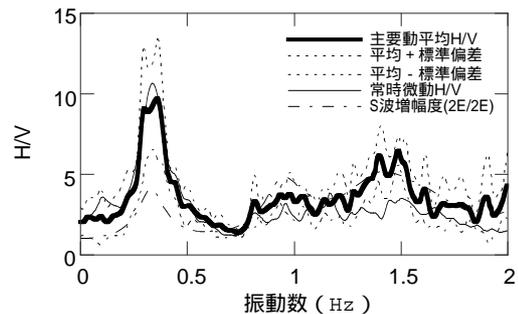


図15 新一号館の地震動平均H/Vスペクトル

図17には、基盤が深く卓越周期が5秒以上と予想されるTOB地点(図16に示す)について、常時微動のH/Vスペクトルと、石川県西方沖地震(2000年6月7日、M6.1)、三重県南部地震(M5.5)、鳥取県西部地震(M7.3)のS波初動以降を用いた地震動H/Vスペクトルを示す。これより、石川県西方沖、鳥取県西部地震では6.5秒付近に明瞭なピークが見られるが、常時微動のピークは約6.0秒付近であり、あまり明瞭ではない。また三重県南部地震ではピークは5.5秒に現れる。計測に用いた常時微動計は固有周期5秒であり、また図17と図13TOK地点の結果から、現在の計測方法による常時微動のH/Vスペクトルでは5秒以上のピークは把握しきれないと考える。また地震動のH/Vスペクトルについても、地盤の卓越周期が長い地点において長周期成分にパワーを持たない1Mの小さな地震動を用いた場合は、地盤の卓越周期とは異なる場所にピークが現れるため

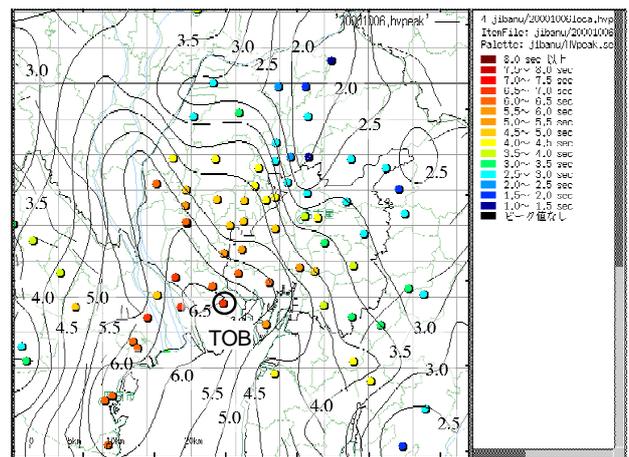


図16 鳥取県西部地震のS～Coda部H/Vスペクトル卓越周期分布  
注意が必要となる。

### 5.物理探査結果との比較

図18に、平成11年度から行われている濃尾平野地下構造調査の貝殻山貝塚での深層PS検層試験、P波・S波反射法探査、P波屈折法探査のデータから作成した地盤モデルを示す。図19にはこのモデルから計算したレイリー波の水平上下振幅比と微動H/Vスペクトルを示す。これより0.3Hzの

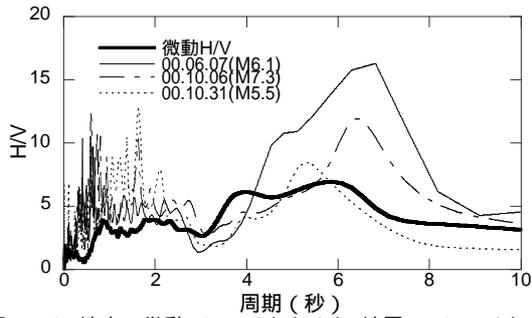


図17 TOB地点の微動H/Vスペクトルと3地震のH/Vスペクトルピークは良く一致している。また図20にはS波増幅度と近傍地点の波形を用いた地震動H/Vスペクトルを示す。これも地震基盤からの1次ピークは3.1秒で一致し、地盤モデルの地震基盤深さや地震基盤以浅の平均的な速度構造は合っていると考えられる。しかし図21のPS-P時間の計算値は約0.75秒、R Fは0.82秒とやや差が開く結果となる。これは貝殻山貝塚と近傍強震観測点が約1kmほど離れているためであると思われる。またこの地点において、微動・地震動H/Vの卓越周期から求めた地盤の平均S波速度、R Fから求めた平均S波速度を表1に示すが、各手法から計算した結果はそれぞれ異なる値となった。これはS波速度の平均の仕方による差と考えられる。表1には図18の地盤構造から計算した平均S波速度も併せて示した。PS-P時間から求めた平均S波速度は伝播時間平均S波速度と対応する。微動H/Vからの平均S波速度は、表面波の深さ方向の振幅分布から、層厚平均S波速度と対応すると思われる。

図22には南北反射法探査測線の地盤断面図と、鳥取県西部地震のS波初動からCoda部まで用いた地震動H/Vスペクトルを示す。これより、基盤が深くなると共に地震動H/Vのピークは長周期側に移動し、卓越周期と基盤深さから計算される平均S波速度は大きな値となることが分かる。

### 6.まとめ

濃尾平野の深部地盤構造の把握を目的として、強震観測記録と常時微動記録を用いて検討を行った。S波の到達時刻やR F、H/Vスペクトルは地震基盤の形状を把握する上で非常に有効である。しかしH/Vスペクトルを用いる際には波動源の振動数帯域に注意する必要がある。またR F、H/Vスペクトルと物理探査の結果から地盤の平均的なS波速度構造も把握できるが、その値が持つ意味は手法により

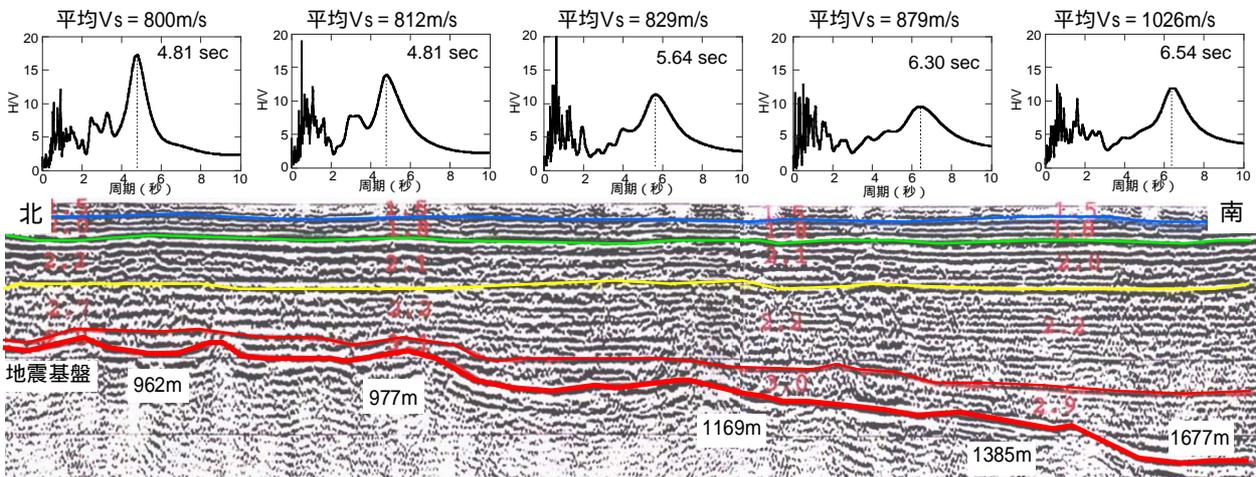


図22 濃尾平野南北断面と鳥取県西部地震の地震動H/Vスペクトル ( が強震観測地点)

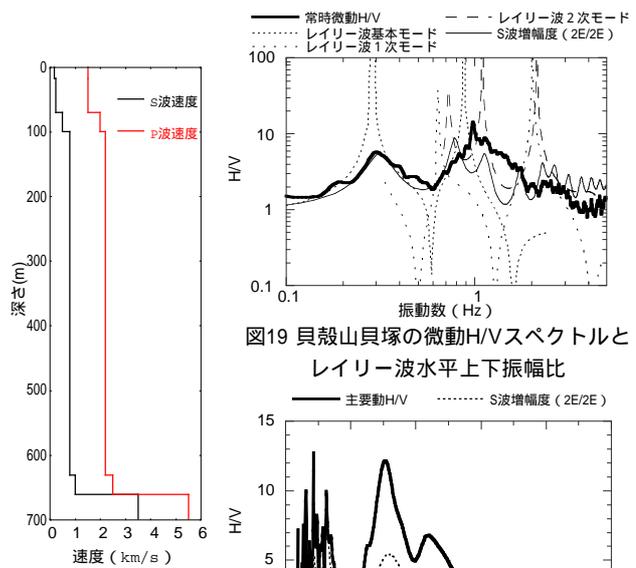


図18 貝殻山貝塚の地盤モデル

図19 貝殻山貝塚の微動H/Vスペクトルとレイリー波水平上下振幅比

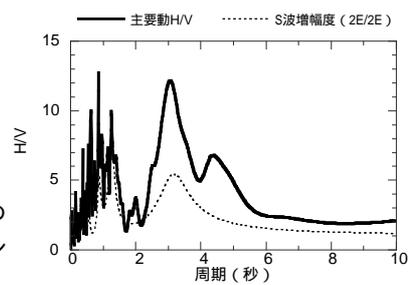


図20 貝殻山貝塚の地震動H/VスペクトルとS波増幅度

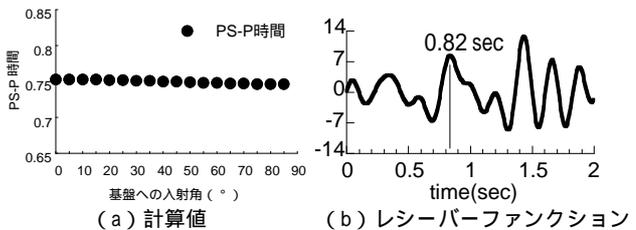


図21 貝殻山貝塚のPS-P時間

表1 各種手法から算出した貝殻山貝塚の平均S波速度

	S波速度 (m/s)
微動H/V卓越周期から	794
地震動H/V卓越周期から	858
レイリー波のPS-P時間から	577
層厚で重み付けした平均Vs	735
伝播時間で重み付けした平均Vs	619
S波増幅度卓越周期から	847

異なる。深部地盤構造や地盤の速度構造の把握のためには、これらの手法を併用することにより推定結果及び手法自体の精度を向上させていく必要がある。