3 . 4 . 4 . 首都圏周辺の高精度な地盤モデルの構築

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

首都圏の浅部地盤および深部地盤の既存の地盤モデルを収集・整理するとともに、新しいデータの追加を図り、表層から地震基盤に至る切れ目のない3次元地盤モデルの作成を行う。

(b) 平成21年度業務目的

平成 20 年度までに収集した浅部地盤の卓越周期データ、微動アレイ観測による深部地盤データおよび地震観測記録の分析結果に基づき、それぞれを統合的に説明しうる地盤モデルの改良を、首都圏のより広域な範囲に対して行う。さらに、各地点で得られた改良地盤モデルを用いて表層から地震基盤に至る首都圏の3次元地盤モデルを試作するとともに、地震動シミュレーションの準備を行う。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 東京工業大学	教授	翠川三郎	
大学院総合理工学研究科 人間環境			
システム専攻			
同 環境理工学創造専攻	准教授	山中浩明	
同 人間環境システム専攻	助教	三浦弘之	
独立行政法人 海洋研究開発機構	技術研究主任	大堀道広	
海底地震・津波ネットワーク開発部		(研究協力	
リアルタイム情報発信グループ		者)	

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

- ・微動観測データおよび地震観測データの分析結果と既存の地盤モデルとの比較・検証を 行い、地盤モデルの改良の必要性について検討した。
- ・微動観測データ等の分析結果に基づき、首都圏の改良3次元地盤モデルを試作した。
- ・試作した3次元地盤モデルを用いて、中小地震の予備的地震動シミュレーションを行った。

(b) 業務の成果

- 1) 微動データおよび地震観測データの解析による地盤モデルの検討 本業務で行った既存の地盤モデルの妥当性の検討は以下のとおりである。
 - ・微動データから得られる表層地盤の卓越周期の分布と地形および地盤分類マップと比較した。

- ・微動連続データから得られる表面波群速度を理論群速度と比較し、不一致が大きい 地域を指摘した。
- ・地震記録のコーダ部分の水平上下スペクトル比を求め、基盤深度との関係を調べた。

a) 強震観測点での微動観測データによる卓越周期分布

平成 20 年度までに計測した神奈川県および埼玉県の強震観測点における微動観測データに、芝浦工業大学紺野研究室および防災科学技術研究所で計測された首都圏の強震観測点での微動観測データを加え、水平動 / 上下動のフーリエスペクトル(H/V スペクトル比)を算出し、卓越周期の読み取りを行った。

首都圏の強震観測点のうち計 834 地点での H/V スペクトル比が得られた。卓越周期の読み取りでは、対象周期を 0.05 秒 ~ 2.5 秒までとし、H/V スペクトル比の形状から卓越周期の明瞭度合いを以下の $A \sim C$ に分類した。

A:対象周期においてピークが明瞭で、卓越周期の読み取りが容易なもの(計 550 点)

B:対象周期においてピークはそれほど明瞭ではないが、卓越周期の読み取りが可能な もの(計 220 点)

C:対象周期においてピークが明瞭でなく、卓越周期の読み取りが困難なもの(計 64 点)以上の地点から、AまたはBに分類された地点での卓越周期の分布を図1に示す。図には J-SHIS による 250m メッシュ地形・地盤分類マップも併せて示している。図をみると、山地では卓越周期は短く、低地部で卓越周期が長くなる傾向がみられ、特に、利根川や荒川などの大きな河川沿いで卓越周期が1秒以上となる地点が多くみられた。

b) 微動観測データによる地盤モデルの検討

)微動の連続観測

微動観測データの地震波干渉法により表面波を抽出し、地盤モデルの検討を行うために、微動の連続観測を実施した。観測点は図 2 に示すように相模湾と東京湾を中心にした首都圏南西部である。2008 年 3 月から観測を順次開始し、現在のところ 11 地点で連続観測を継続している。長期間の観測を行うことを目的としているために、各地点では既存の観測施設や建物内に機器を設置した。用いた観測機器は、白山工業製ロガーLS8000SH、小型PC、ミツトヨ製加速度計 6A3 である。このロガーは、16 ビットで 20MB のメモリーを有しているものである。本研究では、微動記録を得ることを目的としているので、地震時には振幅がクリップしても大きな問題とならないと考えた。

また、メモリーが小さいために、100Hz サンプリングの 1 秒間のデータパケットをリアルタイムで PC に転送し、PC に保存することにした。保存した連続記録を一日分まとめで圧縮し、それを USB メモリーに保存するようにした。これにより長期間の連続観測が可能になった。保存したデータは、 $2\sim3$ ヶ月に一度の割合で USB メモリーを交換することにより取得できる。PC の OS には、Linux を採用しているので、波形表示やネットワークによるリモート管理も可能である。

現在までの観測においてシステムの大きなトラブルはなく、比較的安定した観測システムであると考えられる。LS8000SH は、GPS 信号で 2 時間程度に一度校正されており、記録の時刻には、1 サンプル以下の精度が確保されている。

) 地震波干渉法の適用

得られた微動データは、山中・内山 ¹⁾と同様に図 3 に示す手順で処理することにした。長時間の記録を 24 時間毎にまとめ、周期 1 ~ 数秒の帯域通過フィルタ処理を行う。つぎに、地震や突発的な大振幅のノイズなどの振幅が大きい部分の影響を少なくするために、ある振幅レベルを決めて、それ以上の部分の振幅を有する部分を頭打ちにする ²⁾。これらの処理後の加速度波形の 1 時間(サンプル時間長さ)のデータを用いて相互相関係数を求める。この操作をすべてのデータに対して繰り返し、さらに、それらをアンサンブル平均することによって、最終的な相互相関関数を得る。十分な時間平均ができれば、正と負の遅れ時間の相互相関関数は、2 地点の間の両方向のグリーン関数(厳密には、グリーン関数の微分形)になる。この観測では上下と水平 2 成分の記録を取得しており、2 点の間では 9 成分の相互相関関数を得ることになる。つぎに、相互相関関数が 2 点間のグリーン関数を考えられる場合には、片側の相互相関関数のマルチプルフィルタ処理によって 2 地点間の群速度を算出することができる。さらに、群速度の逆解析によって 2 点間の平均的な S 波速度構造を求めることができる。

2 地点の相互相関関数の計算結果の例として、AOB-FTK での結果を図 4 に示す。図の右側は、アンサンブル平均を計算する時間を長くしていった場合の相互相関関数(上下)の変化を示している。また、図 4 の左は相互相関関数の最大値とノイズの比(S/N 比)の時間変化を示したものである。ここで、S/N 比のノイズは、遅れ時間が 400 秒付近の平均振幅である。各成分ともに、数十日を越えると比がほぼ一定値となっている。安定した結果を得るためには、2 ヶ月程度の期間のデータが必要であることがわかる。

各観測点ペアに対して得られた相互相関関数を図 5 に示す。図の縦軸は、各 2 観測点のペアの観測点間距離であり、横軸は相互相関関数の遅れ時間である。正負の遅れ時間は、逆方向の伝播を意味している。理論的には、相互相関関数は正負遅れ時間で対照な形状となるが、観測結果ではそのようになっていない観測点ペアもある。地震波干渉法では、2 点の周辺に一様に微動発生源があるとされているが、この仮定が十分に満たされていないことが原因であると考えられる。また、波動の伝播状況もカリフォルニアなどの結果 $^{2)}$ に比べると、波動は一様な速度で伝播しているわけではなく、2 点間の地域により相互相関関数が異なり、地下構造の不均質性が高いか、微動の振動源に強い地域性があることを示唆している。図 6 に相互相関関数の最大値と S/N 比と 2 点間距離の関係を示す。S/N 比(y)の減衰は、距離(x)に対して $y=38.2 \times -0.31$ でモデル化でき、表面波の幾何減衰に近い値である。

)表面波群速度と地下構造の関係

正負の相互相関関数を平均して得られる波形のマルチプルフィルタ解析の結果の例を図7に示す。図の左は、AOBの上下成分とZSHの上下成分の相互相関関数の解析であり、右は同2地点のTR成分同士の相互相関関数に対する結果である。両方とも、明瞭な分散性が確認できるが、分散性の状況は異なり、前者がレイリー波に、後者がラブ波に対応した分散であると考えられる。図8に2点間の距離を最大値の発生時間で除すことによって得られる群速度を示す。図7からも理解できるように、ラブ波とレイリー波の群速度は大

きく異なっている。また、上下成分同士および RAD 成分同士の相互相関関数から得られる郡速度は一致している。レイリー波の情勢成分と水平成分が同じ群速度を有していることであり、地震波干渉法に基づく処理による表面波成分の抽出が妥当であることを示している。こうした解析を各観測点ペアに適用し、2 点間の表面波の群速度を得ることができる。

上記のように得られる2地点間の表面波の群速度を既存地下構造モデルに対する理論値 と比較した。理論値の計算は次のように行った。まず、山中・山田³⁾の関東平野の堆積層 の3次元モデルから2点間の2次元モデルを抽出し、それに基づいて0.5km間隔で平行成 層モデルを作成する。各成層モデルの基本モードの理論群速度を計算し、それらを平均し て 2 点間の理論群速度とした。図 9 に AOB(青葉台)-ZSH(逗子)の間の 2 次元 S 波速 度構造断面を示す。堆積層は、S 波速度 0.5km/s、1.0km/s、1.5km/s、3.0km/s の 4 層でモデ ル化されている。なお、山中・山田 3 では、表層のS波速度に $0.3\sim0.8$ km/s の地域的変化 があるが、以下の検討では 0.5km/s としている。地震基盤の深度は、ZSH から AOB に向か って深くなり、中間点より AOB 側でほぼ水平になる。より浅い部分も同様である。この モデルに対する理論群速度と観測値との比較を図 10 に示す。ラブ波とレイリー波の理論値 は観測値をよく説明しており、地盤モデルが適切であると考えられる。同様の検討を KSR (木更津)-TTY(館山)の間で行った結果(レイリー波)を図 11 に示す。この 2 点間で は、理論値と観測値は大きく異なっている。山中・山田³⁾の地下構造モデルの基になった 微動探査は、図 10 に示した AOB-ZSH の間では、非常に多くの探査が行われている。一方、 KSR-TYM では、微動探査は 1 地点でしか行われておらず、地下構造モデルの自由度は高 い。モデルの修正が必要であると考えられる。

図 12 に CHB—FTK(二子玉川)の群速度を示す。本研究では、基本的に理論値の計算では、表層の S 波速度を 0.5 km/s としているが、この地域では理論値と観測値は一致していない。山中・山田 $^{3)}$ では、東京湾北部では他の地域と異なり、表層の S 波速度が 0.3 km/s であることが指摘されている。そこで、山中・山田 $^{3)}$ を参考にして、表層の S 波速度を 0.3 km/s もしくは 0.4 km/s とした場合の理論群速度も計算した。図 12 に示すように、表層の速度を小さくした場合の理論値と観測値は 2 地点ともによく一致している。このモデルでの表層とは、工学的基盤に対応するものであり、表層の S 波速度の地域性も長周期地震動の評価では重要であることが今回の結果からもわかる。

上記の比較は、関東平野内部の 2 点間での結果である。山中・内山 $^{1)}$ も指摘しているように、物理探査が難しい地域を挟んだ 2 地点での微動データに地震波干渉法を適用することによって、地下構造を推定できる可能がある。こうした地域は、今回の観測点のペアにもある。伊豆半島の北端から南端までの伝播経路に対応する MNZ(真鶴)-SMD(下田)の間は、山地が多く、微動探査を実施しにくい地域である。この間のレイリー波の群速度はを図 13 に示す。観測された群速度は、 $1.5 \sim 2.3$ km/s に分布しているが、理論値では 2.7 km/s となっており、大きく異なっている。山中・山田 $^{3)}$ のモデルでは、この地域は S 波速度 3 km/s の地震基盤が露頭となっているとされている。今回の結果からは、平野内部ほど低速度ではないが、S 波速度 1.5 km/s 程度の堆積層の存在を示唆している。もうひとつの難探査地域に海域がある。図 14 は相模湾を挟む MNZ(真鶴) - ZSH(逗子)の間のレイリー波の群速度であり、分散形状は類似しているが、全体的に小さい値になっており、堆積層の厚さ

が多少厚めになっていると考えられる。

c) 地震観測データによる地盤モデルの検討

) 使用データ

MeSO-net により観測された地震観測記録を用いて、コーダ部の H/V スペクトル比による卓越周期と地下構造との関係について検討する。ここでは、表面波が卓越する地震記録を用いることを考慮して、2009 年 8 月 13 日 7:48 ごろに発生した八丈島東方沖の地震(深さ 57km、M6.6)による観測データを検討に用いた。図 15 に MeSO-net 観測点の位置を示す。図 16 に東西方向の加速度記録を積分して得られた周期 4~20 秒の帯域の速度波形を示す。図の縦軸は震央距離で、横軸は走時であり、S 波初動の到着後 50 秒程度の間の後続位相の見かけ速度は S 波初動と同程度と大きく、屈折波やそれらの重複反射波が卓越していると考えられる。一方、100 秒以降の後続位相の見かけ速度は、初動に比べて小さくなっており、表面波が主成分であると考えられる。

) コーダ部の H/V スペクトル比

各記録の S 波初動から 50 秒後からの 380 秒後までのデータを用いて、水平成分と上下成分のスペクトルを求めた。ここでは、東西および南北成分スペクトルの相乗平均を水平成分とした。さらに、水平成分を上下成分で除した H/V スペクトルを求めた。図 17 に図 16 の地震記録から求めた H/V スペクトルの例を示す。南西端部の SYO では、ピーク周期があまり明瞭ではないが、周期 4.5 秒付近ピーク周期が認められる。そこから十数 km 北東の HTT では、ピーク周期は明瞭で周期 10 秒と長くなる。平野中央部では、周期 7~8 秒の間にピークが認められる。さらに、北東の平野端部に近い地点 (GSJ、TSR)では、ピーク周期は再び 4 秒付近となっている。

) H/V ピーク周期と地下構造の関係

コーダ波部分の H/V のピーク周期とレイリー波の楕円率のピーク周期を比較した。図 18 の上には、観測された H/V ピーク周期の観測値とレイリー波の楕円率のピーク周期の計算値の比較を示す。下図は、山中・山田 $^{3)}$ の 3 次元モデルでの観測点のある線上の 2 次元断面モデルであり、理論値は各地点の直下の 1 次元モデルに対するものである。平野中央~北部については、両者はよく一致している。しかし、南部については、定性的な傾向は同じであるが、両者には系統的な差異がある。特に、両者の差は S 波速度 1.5km/s を有する層の厚さの分布に類似している。山中・山田 $^{3)}$ のモデルは、微動探査による周期数秒までのレイリー波の位相速度に基づいている。一般には、より長周期の位相速度がないと、より深い部分ではモデルに不確かさが増すことになる。そのため、特に深い地盤モデルについて見直しを行う必要があるものと考えられる。

2) 3 次元地盤モデルの改良

本業務での深部地盤モデルの主な改良点は以下のとおりである。

・地盤データが少ない北関東、房総半島南部、伊豆半島で微動探査を実施し、1次元 モデルを作成した。

- ・この探査データと既存の探査データを統合し、深部地盤モデルを改良した。
- ・改良モデルでは、北関東の平野周縁部の地震基盤深度などに既存のモデルとの大きな差異があることがわかった。

山中・山田 3)は、244 地点での微動探査による位相速度を用いて深部地盤の S 波速度の 3 次元構造モデルを構築している。これらに加えて、昨年度までに 33 地点での微動探査によるレイリー波の位相速度を収集している。図 19 に既存の探査地点および収集したデータが得られている地点の位置を示す。これらは、北関東、房総半島南部、伊豆半島が多い。すでに、これらの位相速度の逆解析から深部地盤の S 波速度構造が推定されている。しかし、各地点での逆解析では、統一した基準で行われていたわけではない。そこで山中・山田 3)と同様に統一した基準で収集した位相速度を逆解析することよって深部地盤の 3 次元モデルを改良することを試みた。具体的には、4 層モデルを仮定し、さらに、第 2、3、4 層目の S 波速度を 1.0、1.5、3.0km/s と事前に与え、表層の S 波速度、各層の厚さを未知数として位相速度の観測値と理論値が一致するように逆解析を行った。各地点での逆解析から 1 次元モデルを求め、それらを合わせて 3 次元モデルを作成した。図 20 に修正した 3 次元モデルと山中・山田 3)によるモデルの比較を示す。平野中央部には大きな変化がないが、データの増えた平野北東部では基盤深度分布が複雑になっている。また、房総半島南部や伊豆半島では、S 波速度 1km/s を有する地層上面深度に差異があることがわかる。

以上より、微動探査による位相速度を追加して、統一した逆解析を行い、地盤モデルを 改良を行った。

3) 3次元地盤モデルを用いた予備的地震動シミュレーション

図 20 に示す改良 3 次元地盤モデルを用いて、中小地震による地震動の予備的シミュレーションを行い、モデルの修正結果が及ぼす影響を調べた。検討では、1990 年伊豆大島近海の地震を対象とした。やや古い地震であり、多くの観測データが得られているわけではないが、山中・山田 3,4 で首都圏の深部地盤モデルの検証に使われている地震であり、彼らの結果と比較するために、この地震を対象とした。

観測された速度記録、山中・山田 3,4 によるモデル、修正モデルに対する計算速度波形の比較を図 21 に示す。各波形は、周期 5 20 秒のバンドパスフィルター処理をしている。なお、今回使用した地盤モデルでは、 3 次元モデルの表層を $^{0.5}$ km/s を有する地層としており、表層の 5 波速度の不均質性の影響は考慮していない。山中・山田 3 と修正モデルでは、平野中央部では大きな差異がないために、川崎 5 江東では両者に顕著な差はない。しかし、水戸、江ノ島、銚子では、修正モデルでの後続する位相(120 秒付近)の振幅が大きめになっている。

改良した 3 次元地盤モデルを用いた中小地震による地震動シミュレーションでは、後続する位相の振幅がやや大きくなる程度であった。計算モデルでは、第 1 層の S 波速度の地域性などを考慮していないので、今後その影響も含める必要がある。さらに、今回の検討では、平野南部から中央部での観測記録が多かったので、北関東でも記録が得られている地震も対象としてシミュレーションを行うことも必要である。

(c) 結論ならびに今後の課題

首都圏およびその周辺地域において、微動や地震の観測データを収集し、それらの分析によって地盤震動特性の評価よび地盤モデルの妥当性に関する検討を行い、改良すべき点を明らかにした。今後、観測データの収集を継続し、モデルの検証に資する材料を蓄積する必要がある。

首都圏およびその周辺地域における微動観測データを用いて、既存の地盤モデルの改良を行った。ただし、収集したデータの一部しか地盤モデルの改良に用いていないので、収集したデータを統合的に用いて地盤モデルの改良を行う必要がある。

改良した地盤モデルを用いて、中小地震による地震動の予備的シミュレーションを行った。後続する位相の振幅がやや大きくなることがわかった。試行計算のために、改良した深部地盤の3次元モデルの表層部分のS波速度の地域性の影響を無視しており、今後はその効果を取り入れたシミュレーションを行う必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 山中浩明, 内山知道:微動探査と地震波干渉法による松本盆地のS波速度構造,物理探査, Vol61, pp.469-482, 2008.
- 2) Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, and W.A. Kuperman: Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophy. Res. Lett.*, Vol.32, L03310. doi:10.029/2004GL021862, 2005.
- 3) 山中浩明, 山田伸之: 強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, 物理探査, Vol.59, pp.549-560, 2006.
- 4) 山中浩明, 山田伸之: 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, 物理探査, Vol.55, pp.53-65, 2002.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果 (発表題目、口	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国
頭・ポスター発表の別)		(学会等名)		内の別
地震記録に基づく地盤増	山中浩明、大堀	2009年日本建築学	2009 年 8	国内
幅特性の逆解析による関	道広、翠川三郎	会大会	月	
東平野のシームレスS波				
速度構造モデルの推定、				
口頭発表				
地震波干渉法による関東	地元孝輔、山中	2009年日本建築学	2009 年 8	国内
平野の深部地盤のS波速	浩明、諸井孝文、	会大会	月	
度構造探査の試み、口頭	池浦友則、纐纈			
発表	一起、坂上 実、			
	中井正一、関口			
	徹			

南関東および相模湾の堆	山中浩明、地元	日本地震学会2009	2009年10	国内
積層のS波速度構造モデ	孝輔、 諸井孝	年秋季大会	月	
ルの検証のための地震波	文、 池浦友則、			
干渉法による表面波群速	纐纈一起、 坂上			
度の抽出、口頭発表	実、中井正一、			
	関口徹、 小田義			
	也			
地震波干渉法による南関	地元孝輔、 山中	物理探査学会第	2009年11	国内
東における表面波群速度	浩明、 諸井孝	121回学術講演会	月	
の抽出、口頭発表	文、 池浦友則、			
	纐纈一起、 坂上			
	実、 中井正一、			
	関口徹、 小田義			
	也			

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文(論文題目)	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国
		(雑誌等名)		内の別
首都圏における微動アレ	山中浩明、山田	東大地震研究所彙	2010年	国内
イ観測による堆積層の S	伸之、翠川三郎、	報		
波速度構造の推定	大堀道広、三浦			
	弘之、佐間野隆			
	憲			

マスコミ等における報道・掲載 なし

- (f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定
- 1)特許出願

なし

2)ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定 なし

(3) 平成22年度業務計画案

- 1) 平成 21 年度に引き続き、微動および地震観測データによる地盤情報データの収集を行う。
- 2) 抽出した地盤情報を用いて平成 21 年度に改良した地盤モデルをさらに高度化する。

3) 得られた 3 次元地盤モデルを用いて中小地震による地震動のシミュレーションを行い、

地盤モデルの地震動説明能力を検討する。

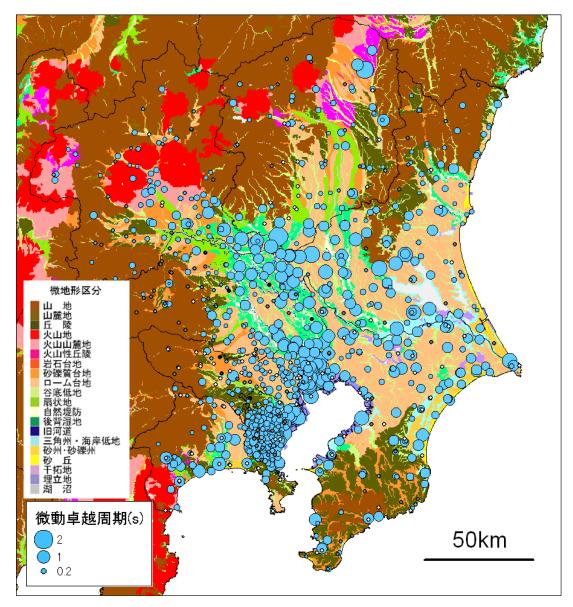


図 1. 首都圏の強震観測点における微動 H/V スペクトル比の卓越周期分布

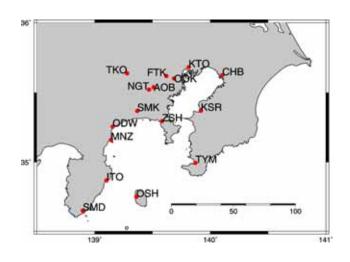


図2. 微動連続観測の地点

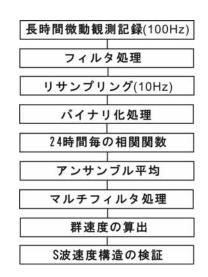


図3. 微動連続データの処理方法

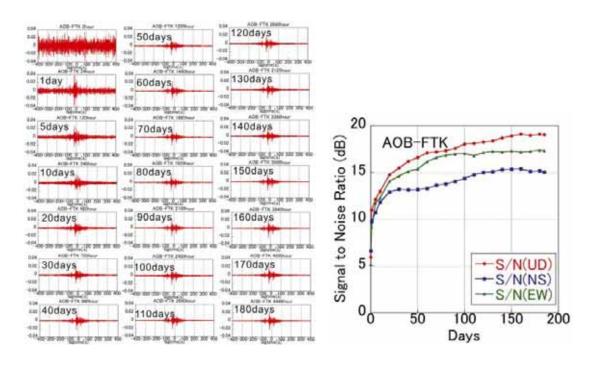


図 4. 相互相関関数の計算結果。解析期間を変えた場合の相互相関関数(左) と解析期間と S/N 比の変化(右)

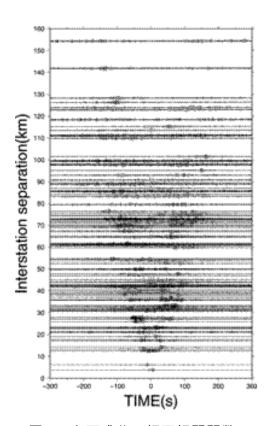


図 5. 上下成分の相互相関関数

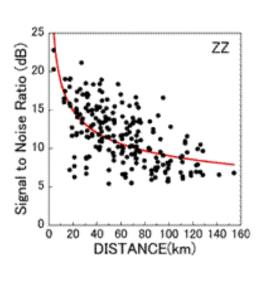


図 6. 上下成分の相互相関関数の S/N 比



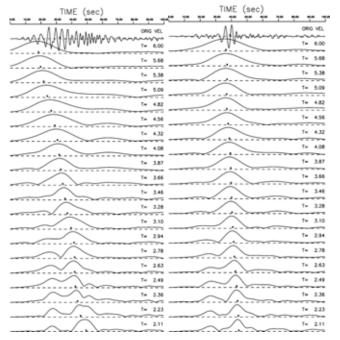


図 7. AOB-ZSH の間の相互相関関数のマルチフィルター解析結果。左は上下成分同士で、右は TR 成分同士の相互相関関数を示す。

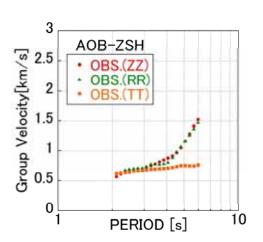


図 8. 図 7 の結果に基づく AOB-ZSH 間の群速度。

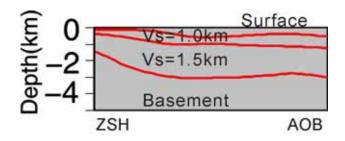


図 9 . AOB-ZSH の間の 2 次元断面

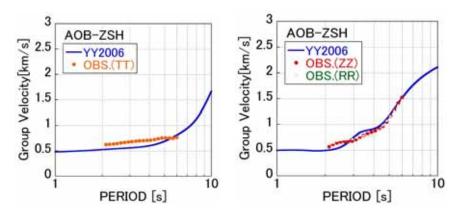


図 10. AOB-ZSH 間のレイリー波(右)とラブ波(左)の 群速度の理論値と観測値の比較

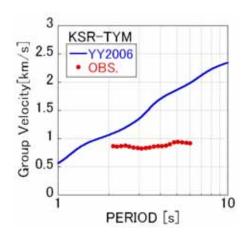


図 11 . KSR-TYM 間でのレイリー波の 群速度の理論値と観測値の比較

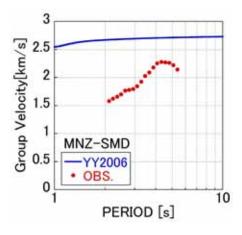


図 13. MNZ-SMD 間のレイリー波の 群速度の理論値と観測値の比較

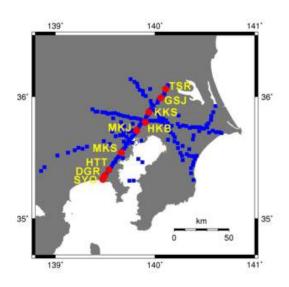


図 15. MeSO-net 観測点位置

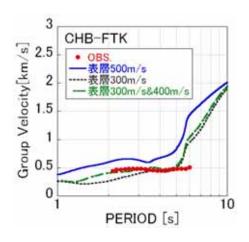


図 12. CHB-FTK 間でのレイリー波の 群速度の理論値と観測値の比較

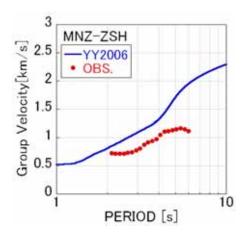


図 14 . MNZ-ZSH 間のレイリー波の 群速度の理論値と観測値の比較

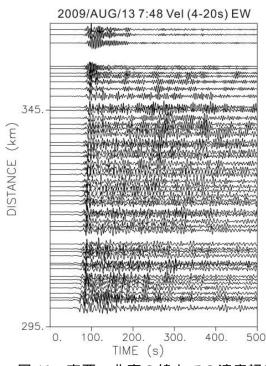


図 16. 南西 - 北東の線上での速度記録

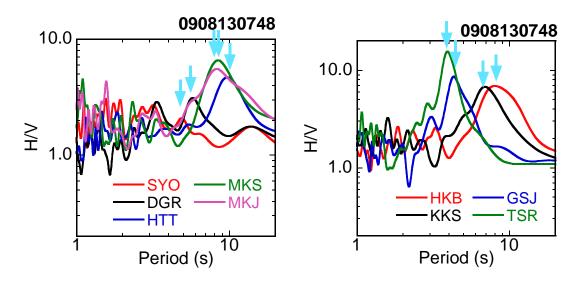


図 17.図 15 に示した主な地点でのコーダ波の H/V スペクトル 矢印は、ピーク周期を示す

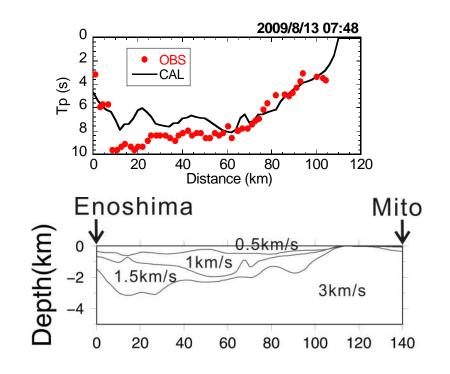


図 18. 地下構造と H/V ピーク周期の関係 上は南西 - 北東測線での H/V スペクトルのピーク周期と レイリー波の楕円率のピーク周期の比較 下は山中・山田 (2006)の 2 次元モデル

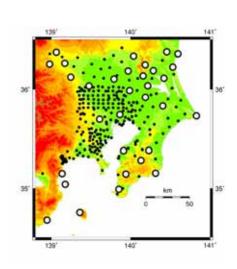


図 19. 既存(黒丸)および 新規(白丸)の微動探査地点

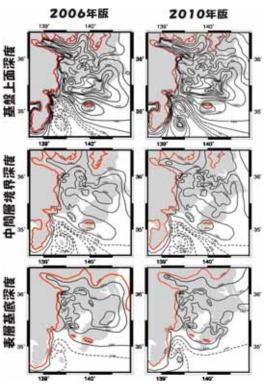


図 20. 山中・山田(2006)によるモデル(左)と修正したS波速度構造モデル(右)の比較。上は地震基盤上面、中は1.5km/s層上面、下は1.0km/s層上面の深度を示す

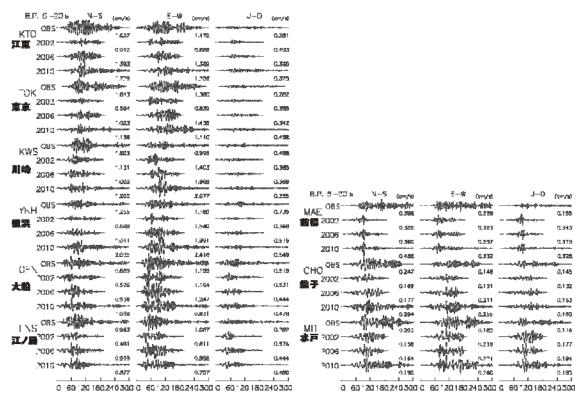


図 21.1990 年伊豆大島近海の地震のシミュレーション結果 各地点での速度波形は、上から、観測速度、山中・山田(2002)によるモデル、 山中・山田(2006)によるモデル、修正モデルに対する計算速度である