

### 3. 3. 7 地下構造モデル化の研究（三次元速度・Q）

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 地下構造モデル化の研究／三次元速度・Q構造モデル

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京工業大学・大学院総合理工学研究科	助教授	山中浩明	yamanaka@depe.titech.ac.jp
東京大学・地震研究所 (財)電力中央研究所	助教授	古村孝志	furumura@eri.u-tokyo.ac.jp
	主任研究員	佐藤浩章	hiroakis@criepi.denken.or.jp
	主任研究員	東貞成	higashi@criepi.denken.or.jp
	主任研究員	芝良昭	cbar@criepi.denken.or.jp
清水建設（株）・技術研究所	主席研究員	佐藤俊明	toshiaki.sato@shimz.co.jp
	副主任研究員	早川崇	takashi.hayakawa@shimz.co.jp

(c) 業務の目的

関東平野において地下構造調査および地震記録の分析により、新たに地下構造に関する情報を取得し、既存の地下構造関連データと統合して、強震動数値シミュレーション用の3次元地下構造モデル（P波・S波速度、密度、Q値）を構築することを目的とする。さらに、得られたモデルを用いて、関東平野周辺で発生した被害地震による強震動の数値シミュレーションを行い、強震動強さと被害の関係についても明らかにする。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成14年度：

- ・既存データの収集・既存モデルの整備
- ・既存地下構造モデルを用いた地震動シミュレーション
- ・堆積層における速度勾配および不均質性の既存データ調査

2) 平成15年度：

- ・既存の地下構造データのコンパイル
- ・堆積層の構造探査の実施
- ・既存地下構造モデルによる地震動シミュレーション
- ・地震記録の分析によるモデル修正
- ・速度の深度勾配および不均質モデルの影響の評価

3) 平成16年度：

- ・堆積層の構造探査の実施
- ・関東平野の堆積層のモデルの提案
- ・地震記録の分析によるモデル修正
- ・深度勾配と不均質を付与した地下構造モデルの検証と改良
- ・地下構造モデルを用いた高精度強震動シミュレーション

4) 平成17年度：

- ・堆積層の構造探査の実施
- ・関東平野の堆積層のモデルの改良
- ・地震記録の分析によるモデル修正
- ・関東周辺の被害地震の強震動シミュレーション

5) 平成18年度：

- ・関東平野の堆積層のモデルの最終案
- ・関東周辺の想定地震による強震動シミュレーション

(e) 平成18年度業務目的

関東平野での既存の微動アレイ観測および地震観測で得られたデータを統一した基準で解析を行い、平野全体の地下構造モデルの改良を行う。さらに、深井戸での速度検層データに基づいて堆積層の不均質性をモデル化し、地震動シミュレーションを行う。その結果に基づいて、より短周期の地震動特性への影響を評価する。また、既往の3次元地下構造モデルのチューニングを行い、過去の被害地震の強震動の再現を行う。

## (2) 平成 18 年度の成果

### (2-1) 関東平野の地下構造のモデル化に関する研究

山中浩明 (東京工業大学)

yamanaka@depe.titech.ac.jp

#### (a) 業務の要約

平成 17 年度までに収集した既存の関東平野での微動アレイ観測によるレイリー波の位相速度データのすべてを統一した基準での分析により関東平野の堆積層の 3 次元モデルを改良した。さらに、改良した 3 次元モデルの妥当性を検討するために、中規模の地震による強震動のシミュレーションを行い、改良による地震動の説明能力が向上していることが確認できた。また、構築した地下構造モデルにおいて、卓越周期などの地震動特性と基盤深度との関係を明らかにした。

#### (b) 業務の成果

##### 1) 微動探査による位相速度データによる 3 次元 S 波速度構造モデルの作成

平成 17 年度までに、実施した微動探査および位相速度データを入手した既往の微動探査の位置が図 1 に示されている。これらの地点では、著者らも含めた複数の調査研究機関による独自の観測、自治体による調査などによるものが主体である。なお、前年度までにも、これらのデータの一部を用いて地下構造モデルを提案していたが、ここでは、すべての地点でのデータを用いて地下構造モデルを作成した。収集した各地点でのレイリー波の位相速度データの逆解析では、4 層構造を仮定し、表層を除く 3 つの層の S 波速度値を 1.0、1.5、3.0km/s と固定して、3 つの堆積層の厚さを決めることを試みた。さらに、各地点での地震基盤までの 1 次元 S 波速度構造をまとめて 3 次元モデルを構築した。

図 2 には、構築したモデルでの第 2 層 ( $V_s$ 1.0km/s 層上面)、第 3 層 (同 1.5km/s 層上面)、および地震基盤上面までの深度分布が示されている。なお、この深度分布図の作成においては、関東山地では地震基盤深度が露頭していると仮定している。また、微動探査が行われていない相模湾については山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>と同様に取り扱うことにした。S 波速度 3km/s の地震基盤上面までの深度図では、最深部が房総半島中心部で、深さ 4km に達している。また、横浜市中心部の地域でも深さが 3.5km と深くなっている。この袖ヶ浦から横浜の間の地震基盤が深い地域は、大局的に負の重力異常の大きい地域 (駒澤・長谷川, 1988<sup>2)</sup>)と同様の傾向である。一方、平野北部では基盤深度は 2km 以下と浅い。また、その他の地域では平野端部を除いて 2.5km 前後の地震基盤深度である。S 波速度 1.5km/s を有する第 3 層上面までの深さも房総半島中央部では 2km 以上と厚く、基盤深度分布と類似した傾向である。しかし、詳細にみると、最深点の位置は北側にずれており、佐倉付近から東京湾北端の間で基盤までの深さが深くなっている。第 2 層 (S 波速度 1km/s) 上面までの深度は、平野の端部を除いた地域で 0.4 から 0.6km となっている。この深度の変動は、平野西部で大きい。

位相速度の逆解析では、表層の S 波速度も未知数にしており、その分布も図 2 に示されている。東京湾北部では 400m/s 以下の S 波速度であり、房総半島の大部分で 500m/s となっている。また、比較的 S 波速度が大きい地域 (600 から 700m/s) は、房総半島中央部、平野南西部などにみられ、それらは下総台地、大宮台地、多摩丘陵の地域と対応がよい。さらに、S 波速度 800m/s の地域は、相模原台地の北部に対応している。このように、表層の S 波速度の分布は、地形区分によく対応していることがわかる。

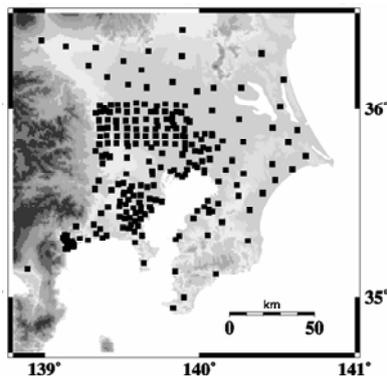


図1：関東平野での微動アレイ観測の位置。

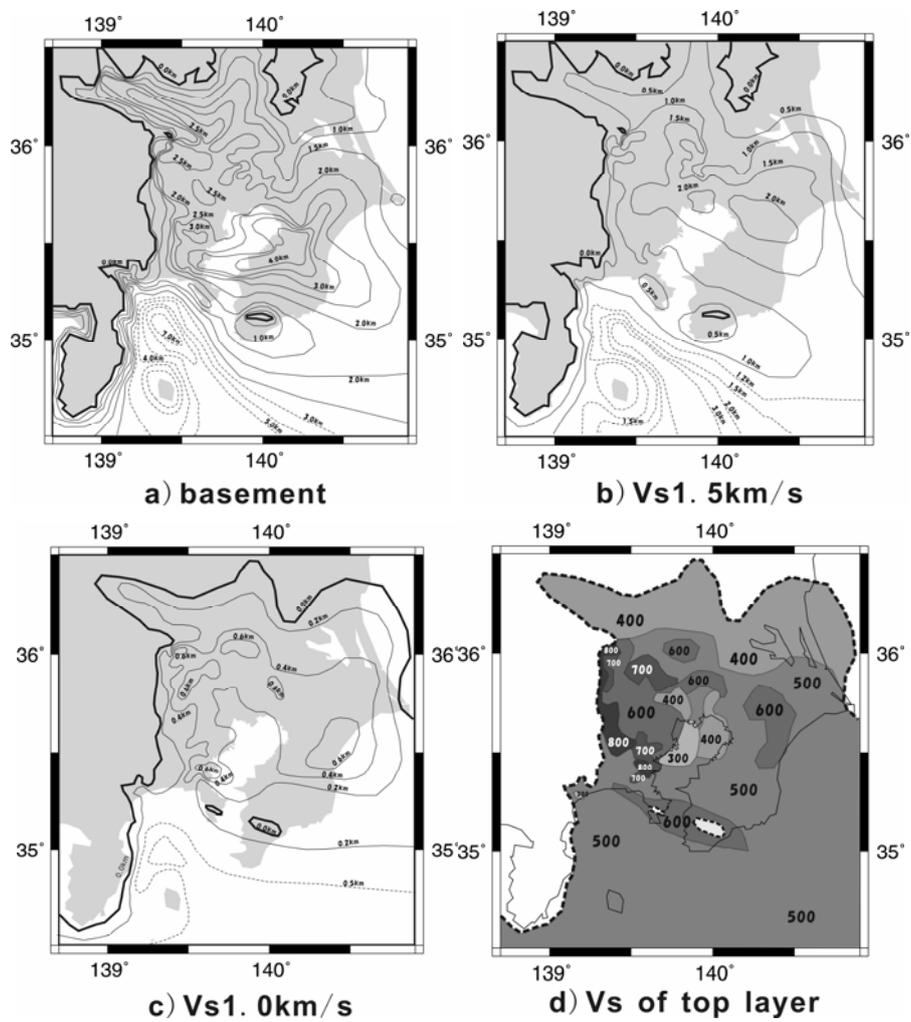


図2：3次元S波速度構造 a)Vs3.0km/s層の上面深度、b)Vs1.5km/s層の上面深度、c)Vs1.0km/s層(地震基盤)の上面深度、d)表層のS波速度

## 2) 地下構造モデルのバリデーション

上記のように作成した地下構造のモデルの地震動の説明能力を検討するために、中小地震による地震動のシミュレーションを行った。モデルバリデーションで対象とする地震は、規模が小さく、考えている想定地震の震源域に震源があり、目的とする周期帯域の成分を含む地震記録が得られていることが望ましい。ここでは、1990年2月20日の伊豆大島近海の地震(Mj6.5)を検討に用いることにした。この地震は、十数年前の地震であり、最近の地震に比べると得られている地震記録の数はそれほど多いというわけではない。しかし、中小地震としては比較的規模が大きく、浅い地震であり、関東平野では顕著な振幅のやや長周期地震動を含んだ記録が得られている。また、著者らは、既往の3次元地下構造モデルを用いて、この地震の地震動のシミュレーションを実施しており(山田・山中, 2003<sup>3)</sup>)、著者らにとってベンチマーク的色合いの強い地震である。

計算には、山田・山中(2003)<sup>3)</sup>と同じ差分法を用いることにして、上記の地下構造モデルを最小格子間隔400mの食い違い差分格子に離散化した。上述のように、表層のS波速度の分布には地域性がある。それらを考慮して、計算での表層のS波速度を0.4、0.5、0.6km/sの3つの領域に分けてモデル化した。この場合には、モデルの最小S波速度は、0.4km/sとなるので、計算では精度が確保できる周期5秒より長周期成分を検討対象とすることになる。ここでは、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>の3次元モデルを用いた計算結果とも比較することによって地下構造モデルの見直しによる効果を検討するために、シミュレーションの計算パラメータ、震源モデルに関するパラメータおよび地震基盤より深い地殻やマンツルの構造は山田・山中(2003)<sup>3)</sup>と同じものを用いることにした。

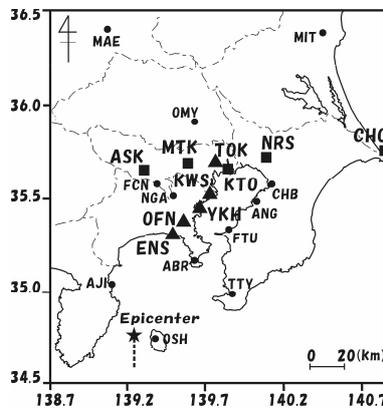


図3：1990年2月20日伊豆大島近海の地震の震央と観測点の位置

図3には、検討に用いた地震記録が得られている観測点およびこの地震の震央の位置を示す。図4には、観測波形と今回作成したS波速度構造モデルを用いて計算された波形の比較が示されている。さらに、参考のために、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>の3次元モデルを用いた計算波形も図には示されており、地下構造モデルの違いが及ぼす計算結果への影響を比較できる。これらの図中のすべての波形は、周期5～20秒のバンドパスフィルター処理をした速度波形である。全体的に各観測点での観測波形にみられる顕著な位相や振幅の大きい部分の継続時間が計算により概ね再現されている。ENS-KTOの間の観測点では、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>のモデルに対する計算波形に比べて、後続する位相の部分で振幅が大きくなり、その様子が観測記録のそれに近くなっている。とくに、YKH(横浜)やTKO(東京)やKTO(江東)での2

つのモデルの差は大きく、今回の結果のほうがよく観測波形を説明している。しかし、東京湾東岸の姉ヶ崎 (ANG) や千葉 (CHB) では、観測波形の一致度は、今回のモデルでもあまり改善されていない。場所によっては、どちらかという山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>のほうが観測結果に近づいている。これらの地域での地下構造モデルを修正する余地はあると考えられる。

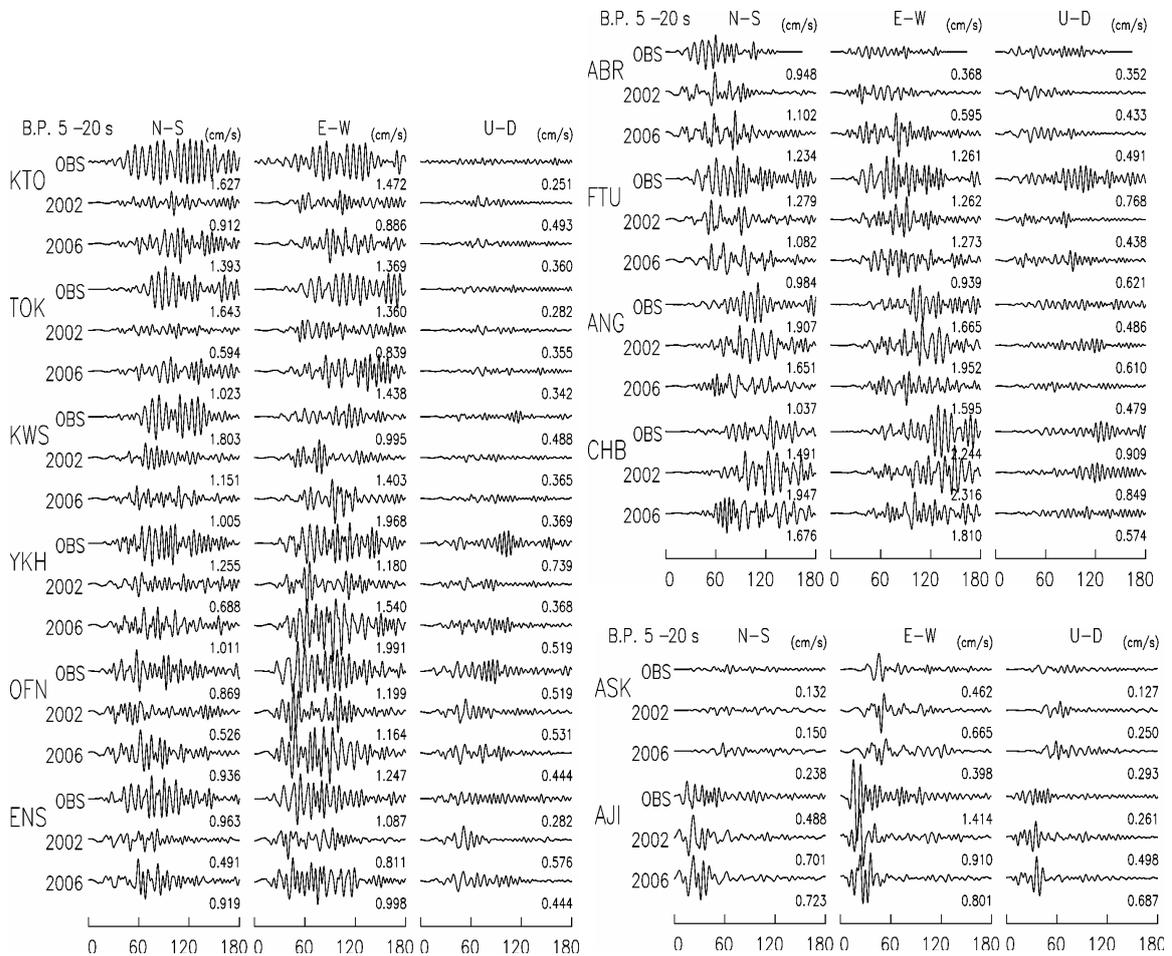


図4：1990年2月20日伊豆大島近海の地震による地震動のシミュレーション結果。図中の各波形は周期4～20秒の速度を示し、2006は図2のモデルに対する計算結果、2002は山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>によるモデルに対する計算結果、OBSは観測記録を示す。

図5には、EW成分の5%減衰の擬似速度応答スペクトルの比較が示されている。上述のように、OFN (大船)、YKH、KTOでは、計算波形の応答スペクトルの卓越周期や振幅レベルが観測スペクトルと非常によく一致している。さらに、東京湾からやや西方に位置しているFCN (淵野辺)、NGA (長津田)、MTK (三鷹)においても、両者はよく一致しており、山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>のモデルに比べて、今回のモデルのほうが観測記録を説明できている。一方、東京湾東岸の観測点 (FTU、CHB) では、計算では振幅が過小評価され、観測にみられるピーク周期も計算結果では明確ではない。FTU (富津) では、山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>と同程度にしか観測記録を説明していない。さらに、CHBでは、山中・山田 (2002)<sup>1)</sup>のほうがより観測スペクトルを説明している。しかし、千葉県北部のNRS (習志野) では、ピーク周期が今回のモデル

によって説明できている。このように、全体的にみて、本研究で構築したモデルによって多くの地点で観測されたやや長周期地震動の特徴的な部分が説明でき、地下構造モデルの妥当性が検証できたものと考えられる。しかし、詳しくみると、まだ観測値と一致しているとは言い難い地点もある。とくに、東京湾東部では、モデルの修正が今後さらに必要である。

このように、構築したモデルによって、やや長周期成分が特徴的な部分が説明でき、モデルの妥当性が検証できたものと考えられる。ただし、一致の程度が不十分な地点もないわけではないので、計算により理解される波動場の特性も踏まえたモデルのキャリブレーションが今後必要である。

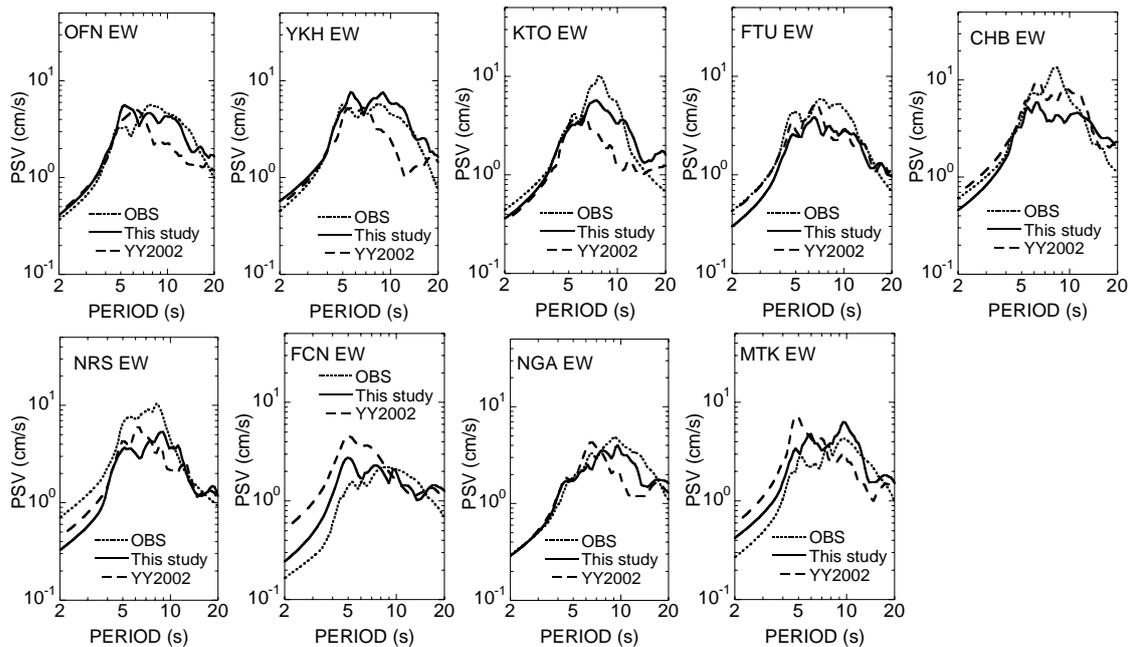


図5：1990年2月20日伊豆大島近海の地震による地震動の速度応答スペクトルの観測値(OBS)と計算値の比較。山中・山田(2002)<sup>1)</sup>のモデル(YY2002)を用いた計算結果も示されている。

### 3) 地盤特性と基盤深度の関係

江藤ほか(2005)<sup>4)</sup>は、関東平野でのやや長周期地震動の卓越周期の地域性を簡便に評価するために、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>の3次元モデルでの各地点の直下の1次元構造を鉛直伝播するS波の増幅特性の1次卓越周期の分布を求めている。これは、S波の卓越周期と基本モードのラブ波のエアーリー相の周期がほぼ一致することを考慮したものである。そこで、本研究で得られた3次元モデルについても同様の分布図を求めてみる。計算では、地震動シミュレーションの場合と同様に、表層のS波速度が場所により異なる4層モデルを仮定し、Q値を各層のS波速度の1/10として計算をした。

図6には、計算された卓越周期の分布が示されている。卓越周期の分布形状は、基盤深度分布に類似しており、房総半島中部で卓越周期が10秒を超える地域がある。その周辺地域では周期8秒程度であり、以前より東京都本郷における地震記録で卓越すると指摘されている卓越周期(例えば、田中ほか, 1979<sup>5)</sup>)と一致している。これに比べて、横浜などの平野南西部での卓越周期は6-7秒となり、東京に比べてやや短い。これらの特徴は、地震観測記録の分析で指摘されていること(Yamanaka et al., 1989<sup>7)</sup>)と

矛盾しない。平野北部の埼玉地域では卓越周期が6秒前後であり、細かな変化がある。さらに、平野の北西部では、卓越周期が6秒程度の非常に細長い谷がみられる。この卓越周期も地震観測の結果とほぼ一致している（小山ほか，1992<sup>6)</sup>）。山中・山田（2002）<sup>1)</sup>の3次元モデルに基づく同様の卓越周期分布（江藤ほか，2005<sup>4)</sup>）では、房総半島中央部での卓越周期10秒以上となる地域がより広く、今回の結果とは異なっている。また、そのほかの地域では、今回の結果に基づく卓越周期のほうやや長めになり、空間変動が大きくなっている。図6には、基盤深度と卓越周期の関係も示されている。両者には正の関係があり、深度が大きくなると、卓越周期が長くなる傾向がある。しかし、ばらつきが大きく、基盤深度だけで卓越周期を評価することが難しいことを示している。これは、基盤深度だけでなく、堆積層内の速度構造も卓越周期に大きな影響を及ぼしているためである。

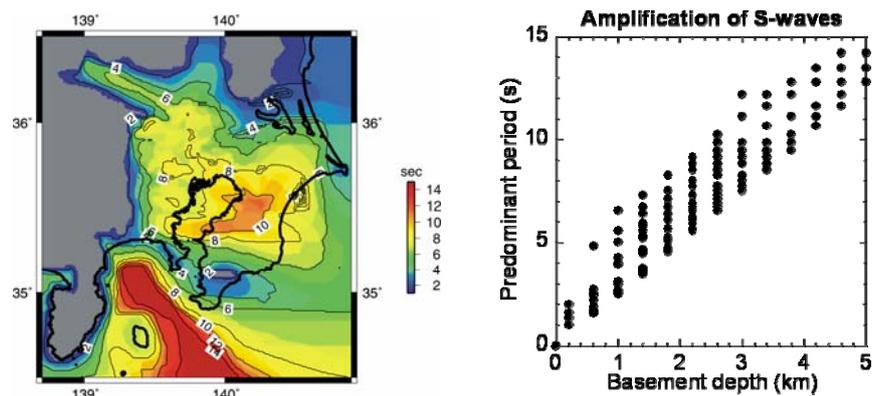


図6：作成した地下構造モデルに対する1次元S波増幅特性の卓越周期分布（左）と基盤深度の関係（右）

地下構造モデルの妥当性を検証する際に、地震記録のレイリー波成分の動径成分と上下成分の比（楕円率）を用いることがある。図7は、今回作成したモデルに対する基本モードのレイリー波の楕円率のピーク周期の分布を示している。大局的には、図6の卓越周期分布に近い分布となっている。しかし、全体的にみて、卓越周期のほうやや長めになっている。図7には、基盤深度とレイリー波の楕円率ピーク周期の関係も示されている。この関係も図6の卓越周期と同様にばらつきが大きく、基盤深度だけでは評価できないことがわかる。

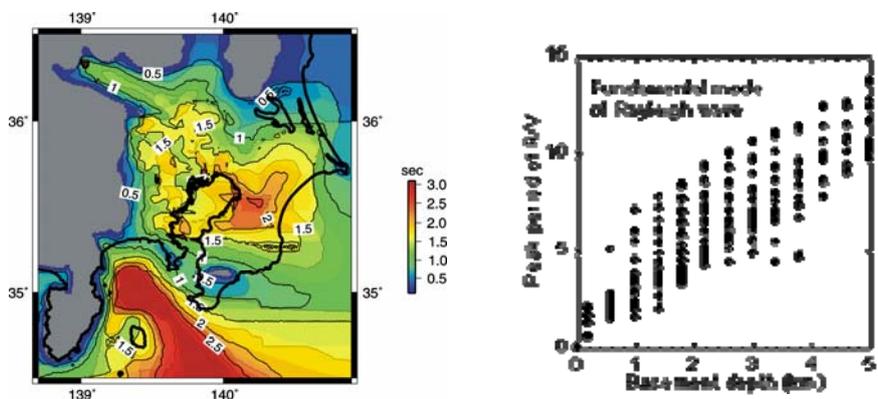


図7：作成した地下構造モデルに対する基本モードのレイリー波の楕円率のピーク周期分布（左）と基盤深度の関係（右）

(d) 結論ならびに今後の課題

関東平野における既存の微動アレイ観測によるやや長周期帯域でのレイリー波の位相速度を統一した

基準で逆解析し、各地点で地震基盤にいたるまでの1次元S波速度構造を明らかにした。その結果をまとめて堆積層の3次元S波速度構造を構築した。このモデルの妥当性を確認するために、1990年2月20日の伊豆大島近海の地震の強震動シミュレーションを行った。その結果、既往の3次元モデルを用いた場合と比較して、計算結果と観測結果により良い一致が認められ、モデルの改良の効果を確認できた。さらに、構築した地下構造モデルを用いてS波の卓越周期分布を求めた。千葉県中央部で卓越周期は10秒以上となった。この卓越周期と基盤深度との関係には正の相関があるが、ばらつきが大きいことがわかった。地盤の卓越周期を適切に評価するためには、基盤深度だけでなく、堆積層内分のS波速度構造も重要であると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) 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, 第55巻, pp.26-38, 2002.
- 2) 駒澤正夫・長谷川功: 関東の重力基盤に見える断裂構造, 地質学論集, vol.31, pp.57-41, 1988.
- 3) 山田伸之・山中浩明: 関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション, 地震2, 第56巻, pp.111-123, 2003.
- 4) 江藤公信・元木健太郎・山田伸之・山中浩明・瀬尾和大: 2004年伊半島南東沖の地震の関東平野におけるやや長周期地震動と深部地下構造の関係, 2005年日本建築学会学術講演梗概集, 構造2, pp.273-274, 2005.
- 5) 田中貞二・吉沢静代・大沢 胖: やや長周期帯域における強震動の特性, 東京大学地震研究所彙報, 第54巻, pp.629-655, 1979.
- 6) 小山 信・瀬尾和大・佐間野隆憲: 熊谷地方気象台の地震観測記象に認められる顕著な後続位相, 日本建築学会構造系論文報告集, No.440, pp.221-227, 1992.
- 7) Yamanaka, H., K. Seo and T. Samano: Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.79, pp.631-644, 1989.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
山中浩明・山田伸之	関東平野の地下構造と強震動予測	日本地球惑星科学連合 2006年大会	平成18年5月
山田伸之・山中浩明	微動アレイ探査による地下構造モデルを用いた関東平野における2004年伊半島沖の地震のやや長周期地震動シミュレーション	日本地球惑星科学連合 2006年大会	平成18年5月

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願                   なし
- 2) ソフトウェア開発       なし
- 3) 仕様・標準等の策定   なし

## (2-2) 首都圏下の地下構造と関東の地震の震度の異常

古村孝志（東京大学地震研究所）

furumura@eri.u-tokyo.ac.jp

### (a) 業務の要約

千葉県北西部の地下の、深さ 60~80km で起きる地震では、震央から 40km 以上も離れた東京と横浜で震度が大きくなる、一種の「異常震域」が見られることがこれまで知られている。いっぽう、千葉県北東部の地震や東京湾下の地震では、このような異常震域が起きないため、大きな震度の原因は表層地盤の増幅によるものではなく、深部の地殻・マントル構造の不均質性が関係しているものと考えられる。このような、深部地下構造が地震波伝播に与える影響を調査するために、大都市圏大災害軽減化特別プロジェクトにより求められたフィリピン海プレートモデル (Sato et al., 2005<sup>1)</sup>) と関東平野の堆積層モデル (田中・他, 2006<sup>2)</sup>) を用いた、地震波動伝播の 3次元差分法 (FDM) シミュレーションを実施した。また、関東の地震に見られる震度分布の特徴をもとに、1855 年安政江戸地震(M7)と 1894 年明治東京地震 (M7) の震央の再評価から、これら関東直下の地震が、千葉県北西部のフィリピン海プレート/太平洋プレートの境界で起きた可能性が高いことが示された。

### (b) 業務の実施方法

1996 年~2006 年に関東周辺下で発生した有感地震 579 個の震度分布を調査したところ、図 1 に示したように、震央より西側で震度が大きくなる地震が 23 個見つかった(竹内・古村, 2006<sup>3)</sup>)。そして、これらの震源が千葉県北西部の北緯 140~140.25 度、東経 35.5~35.8 度、深さ 40~60km の狭い範囲に集中して起きていることが確認できた (図 2)。この場所では、太平洋プレートの上にフィリピン海プレートが乗り上げたプレート境界にあたり、逆断層型のメカニズムを持つプレート境界地震が多発する場所である(額縁・他, 2006<sup>4)</sup>)。

プレート沈み込みが作り出す、関東下の地殻・上部マントルの減衰 (Q) 構造は、これまで中村 (2005)<sup>5)</sup>や関根・他 (2006)<sup>6)</sup>などによる、地震波トモグラフィーの研究から詳しく調査されている。これらの結果を見ると、フィリピン海プレートの低減衰 (High-Q 域;  $Q_s > 1000$ ) に加えて、千葉県北西部の深さ 20~40km の、ちょうどプレート上面と地表にはさまれた位置に減衰の大きな (Low-Q;  $Q_s < 250$ ) 領域が存在していることが明らかである。この Low-Q 域は、他の地域でよく見られるような火山活動に伴うものではなく、プレートからの脱水とこれに伴うマントル物質の変化 (蛇紋岩化) によるものと解釈されている (たとえば、中村, 2005<sup>5)</sup>)。

すなわち、千葉県北西部下のフィリピン海プレート/太平洋プレート境界で起きた地震から放射された S 波は、High-Q プレート内を通過して横浜方向によく伝わると同時に、震央直上の千葉県北西部に向かう S 波は Low-Q 域を通過するために大きく減衰するという異常震域生成のメカニズムが考えられる。

このことを確認するために、関東直下の地殻・マントル構造をモデル化した、地震波伝播シミュレーションを行った。関東周辺の 180km\*180km\*80km の範囲を、0.25km の格子間隔で離散化し、各格子点を伝わる地震波を運動方程式の差分計算 (FDM) により評価した。地殻・マントル構造の標準地球モデル (iasp91; Kennett and Engdahl., 1991<sup>7)</sup>) に、High-Q ( $Q_s = 1000$ ) かつ High-V (+5%) のフィリピン海プレート (Ishida, 1982<sup>8)</sup>) と太平洋プレート (Kosuga, 1996<sup>9)</sup>) を、それぞれ 30km と 80km の厚さで組み込んだ。モデルの上部には、関東平野の堆積層構造 (田中・他, 2006<sup>2)</sup>) を置いた。ここでは、計算に用いる格子サイズの制約から、堆積層の最小 S 波速度を  $V_s = 1\text{km/s}$  とし、これより表層はモデルに組み込んでいない。

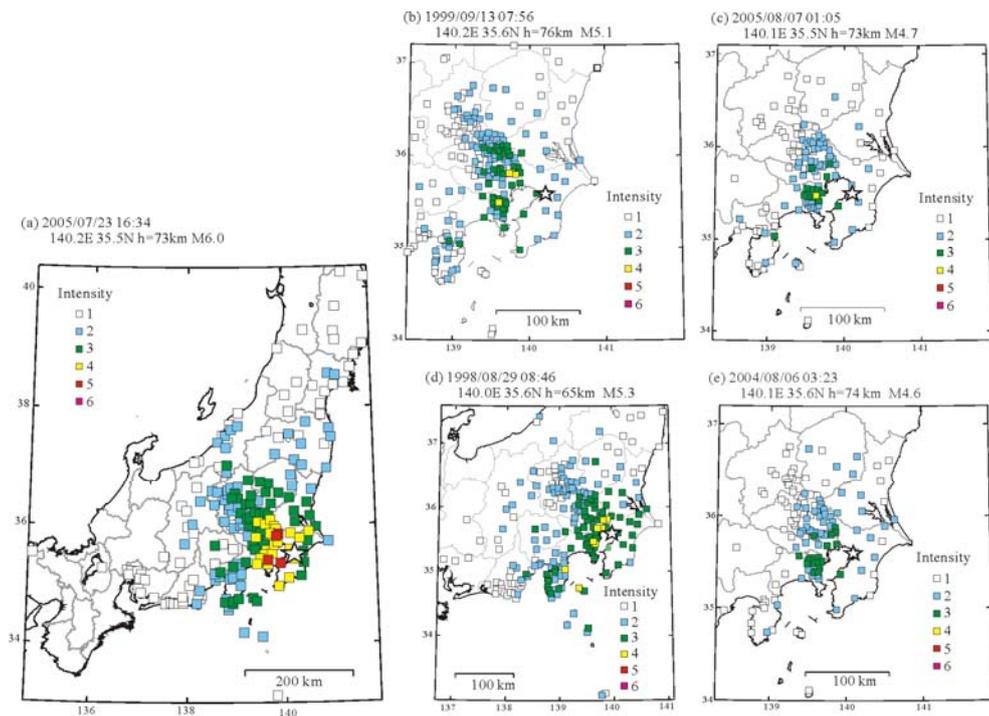


図1 千葉県北西部の地震に見られる震度分布とその異常。

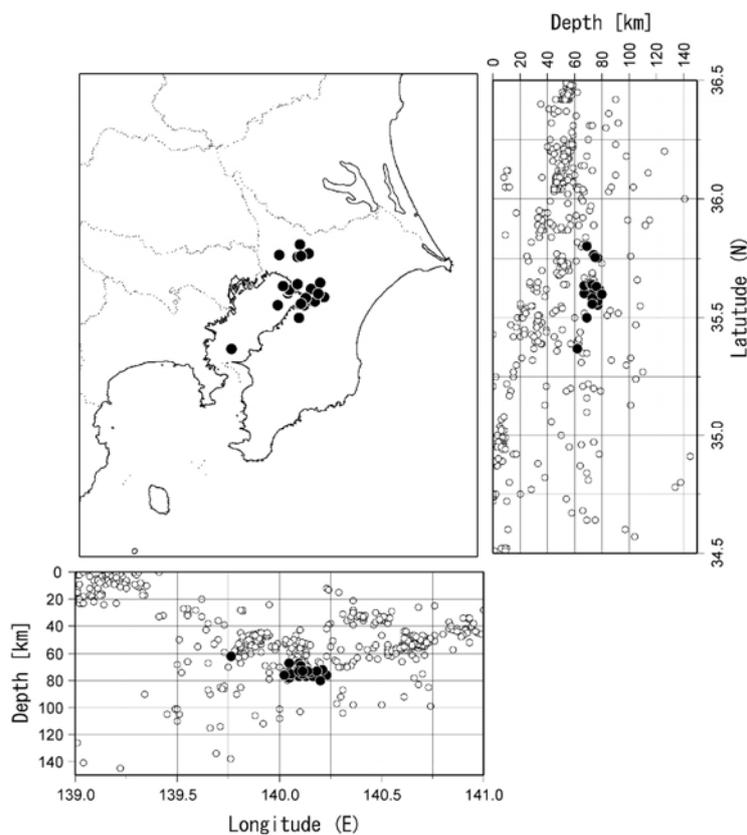


図2 関東直下の地震の震源分布（1996-2006）と震度分布に異常が見られる地震（●印）。

防災科学技術研究所の広帯域地震観測 (F-net) により求められた、2005 年 7 月 23 日の千葉県北西部の地震の逆断層型の震源解を、地下 76km の地点に置き、ここから周期  $T=0.5$  秒のパルス波を放射させた。なお、本計算では周波数 1Hz 以上の高周波地震動を評価することができないため、計算から求められた加速度波形から計測震度を直接求めることは困難である。また、前述のように、表層も計算モデルに十分細かく組み込まれていないなど、震度計算には制約が多いため、ここでは計算から求められた最大地動分布をもとに、地殻・マントル構造の不均質性が地動分布に与える影響を定性的に比較することにした。

### (c) 業務の成果

シミュレーションから求められた最大地動分布を見ると、まず、プレートと表層地盤を組み込まない水平成層モデルの計算結果(図 3 a)では、震央を中心とするほぼ同心円状の単純な地動分布が現れた。次に、表層地盤をモデル上部に置くと、図 1 で見られたように、埼玉～東京～横浜にかけての地動が大きく増幅された震度分布になった (図 3 b)。最後に、High-Q プレートと、千葉県北西部直下の Low-Q ( $Q_s=150$ ) 域をモデルに加えると、震央からの西側に延びた大きな地動の異常がより強調され、震央より 40km 以上も西側の横浜付近に最大地動が現れた (図 3 c)。こうして得られた地動分布は、図 1 に示した千葉県北西部の地震でよく見られるような、震度異常のパターンと傾向が良く一致した。このことから、千葉県北西部の地震に見られる震度の異常は、表層地盤、震源の放射特性、そして地殻・マントルの減衰構造の 3 つの影響を強く受けたものであることが確認できた。

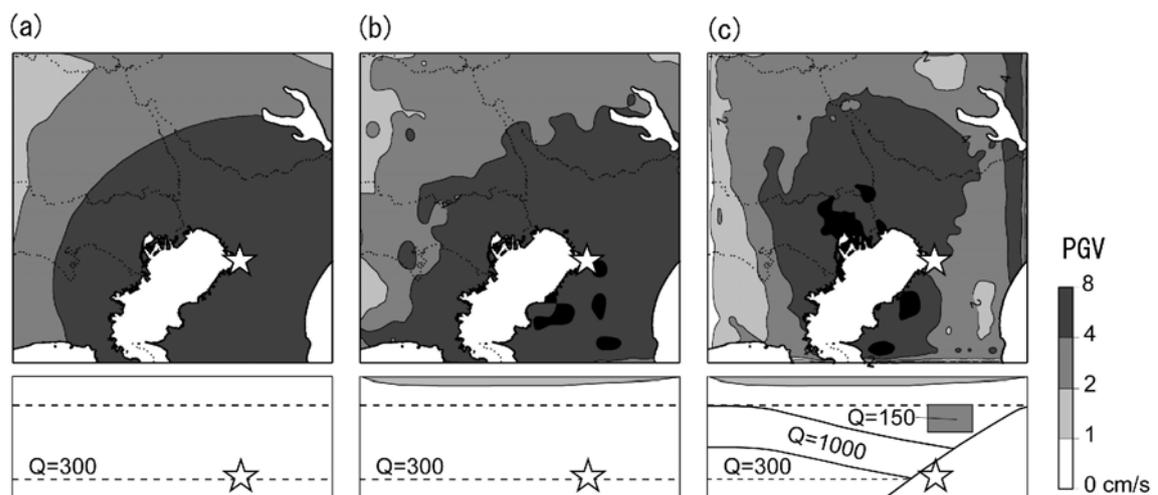


図 3 千葉県北西部の地震の数値シミュレーション (最大地動速度分布)。(a)標準地球モデル、(b)表層地盤を加えたモデル、(c)表層地盤と High-Q プレート、Low-Q 物体を加えたモデル。

### (d) 結論および今後の課題

ところで、安政江戸地震 (図 4a) や明治東京地震 (図 4b) の関東の震度分布は、千葉県北西部の地震の震度分布 (異常震域) と特徴が良く似ていることがわかる。これまで 2 つの大地震は、最大震度の中心部にあたる、それぞれ東京湾北部の隅田川河口付近と東京東部付近の地点が震央と考えられてきたが、仮に震源が千葉県北西部の深さ、60~80km の位置であった場合でも震度分布の特徴は矛盾しない。

古地震の震源を推定する目的に、これまで江戸と東京の詳細な震度分布図が詳しく調査されてきた。

しかし、これら狭い範囲の震度分布は、震源そのものよりも、表層地盤の地震動増幅特性を強く反映し、地震によらずいつも良く似た震度分布となることが多い。一方、関東下に沈み込む2つのプレートが作り出す地殻・マントル構造の強い不均質性は、地震の発生場所（プレート）毎に、関東周辺～日本列島全域の広域震度分布の形状を大きく変化させるため、震源決定の分解能はより高いと考えることもできる。今後は、都市部の震度分布の詳細化とともに、日本全域の史料調査と震度分布図の詳しい調査が望まれる。同時に、史料に記された揺れの様子の記事から、現在の震度階に変換するための統一的な基準の検討も必要であろう。

震源像のさらなる詳細な検証には、たとえば高精度震源決定と高分解能トモグラフィ解析から求められた不均質地下構造と震源断層との対応、そしてより精密な地下構造モデルを用いた大規模コンピュータシミュレーションによる高精度な震度計算を用いた、統合的な研究の推進が強く望まれる。

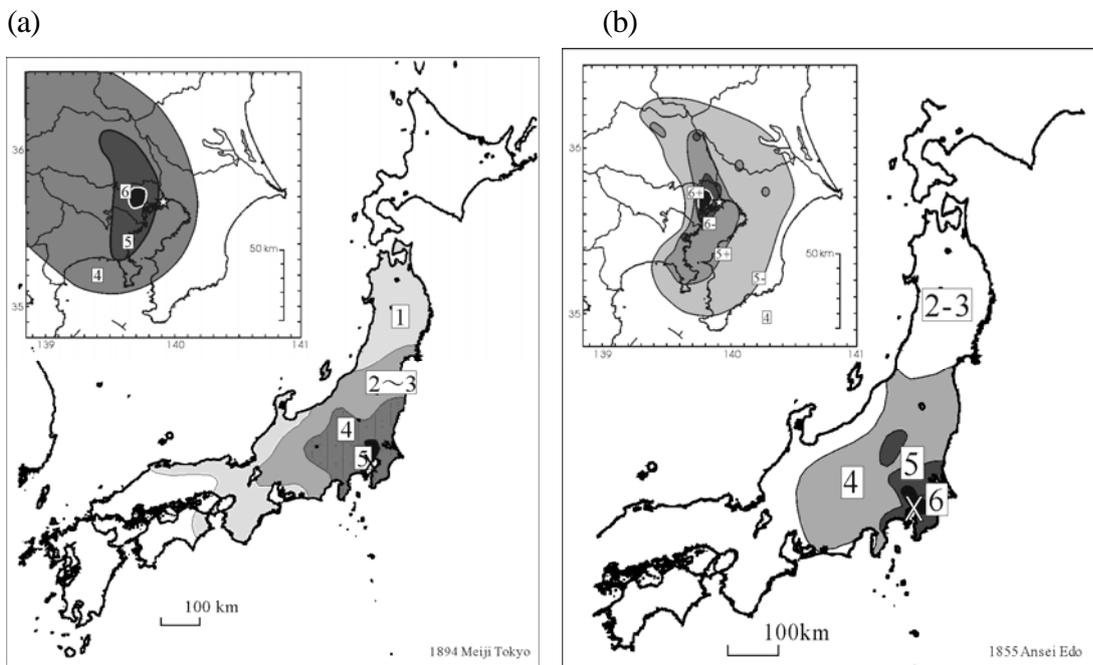


図 4 (a)1855 年安政江戸地震の広域震度分布図（宇佐美, 1996<sup>10</sup> より作成）と関東周辺の詳細震度分布図（中村・他, 2003<sup>11</sup> より作成）、(b)1894 年明治東京地震の広域震度分布図（宇佐美, 1996<sup>10</sup> より作成）と関東周辺の震度分布図（萩原, 1972<sup>12</sup> より作成）。

#### (e) 引用文献

- 1) Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara and S. Harder: Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, Vol.309, No.5733, pp.462-464, 2005.
- 2) 田中康久・三宅弘恵・瀧澤一樹・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹：首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2)，日本地球惑星科学連合大会講演予稿集，S116-P014，2006.
- 3) 竹内宏之，古村孝志：関東平野における震度分布の異常，日本地震学会 2006 年秋期大会講演予稿集，D030，2006.

- 4) 瀬戸一・三宅弘恵・横山博文・中村 操：2005 年千葉県北西部の地震」震源メカニズムと強震動，日本地球惑星連合 2006 年大会，S204-P007，2006.
- 5) 中村亮一：関東地域における異常震域現象及び三次元減衰構造，日本地震工学会講演予稿集，2005.
- 6) 関根秀太郎・松原誠・小原一成・笠原敬司：防災科研の Hi-net データを用いた周波数別の Q 構造，日本地震学会 2006 年秋期大会講演予稿集，P167，2006.
- 7) Kennett, B.L.N. and E. R. Engdahl: Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, Vol.105, pp.429-465, 1991.
- 8) Ishida, M.: Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kaoto-Tokyo district, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol.97, pp.89-513, 1992.
- 9) Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya: Spatial distribution of intermediate-depth earthquake with horizontal of vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Phys. Earth and Planet, Int.*, Vol.93, pp.63-89, 1996.
- 10) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧、東京大学出版、1996.
- 11) 中村操，茅野一郎，唐鎌郁夫，松浦律子，西山昭仁：安政江戸地震（1855/11/11）の江戸市内の被害，*歴史地震*，18，pp.77-96，2003.
- 12) 萩原尊禮：明治 27 年東京地震・安政 2 年江戸地震・元禄 16 年関東地震の震度分布，*地震予知連絡会会報*，7，pp.27-31，1972.

(f) 成果の論文発表・口頭発表など

著者	題名	発表先	発表年月日
古村孝志・竹内宏之	都圏直下の地震と強震動－安政江戸地震と明治東京地震	地学雑誌	2006 年 11 月 (投稿中)
竹内宏之・古村孝志	関東平野における震度分布の異常	本地震学会 2006 年秋期大会	2006 年 11 月 2 日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、使用・標準等の作成

- 1) 特許出願  
なし
- 2) ソフトウェア開発  
なし
- 3) 仕様・標準等の策定  
なし

## (2-3) 関東平野における地下構造モデルの高精度化のためのモデルデータの整理

佐藤浩章（電力中央研究所）

hiroakis@criepi.denken.or.jp

東 貞成（電力中央研究所）

higashi@criepi.denken.or.jp

芝 良昭（電力中央研究所）

cbar@criepi.denken.or.jp

### (a) 業務の要約

地下構造モデルの高精度化のためには、新しい地下構造に関する情報を積極的に取得し、さらに従来の地下構造モデルへの導入することにより、随時更新していくことが望ましい。本項目では、微動アレイ観測から取得できる位相速度の情報および、地震記録のH/Vスペクトル比の卓越周期に関する情報を用いて、関東平野における地下構造モデルを修正するためのデータ（新たな1次元地下構造）の作成を246地点において行なった。また、これらのデータを既往の3次元地下構造モデルに導入し、このモデルを用いて地震動シミュレーションを実施した。さらに、従来の地下構造モデルでは考慮されていない堆積層の速度構造の揺らぎについて、地下構造モデルの高精度化を目的とした将来的な導入を視野に入れて、その統計的性質について関東平野を対象に整理した。

### (b) 業務の実施方法

#### 1) 微動アレイ観測による位相速度を用いたモデルデータの作成

本項目では、位相速度データを用いたモデルチューニングデータ（以下、モデルデータ）の作成を実施した。作成方法は、山中・山田（2002）<sup>1)</sup>による地下構造モデルに準じて、各地点で共通に堆積層3層と地震基盤を基本とした4層モデルとして、各層のS波速度を表1に示す値で固定し、各層の厚さだけを位相速度データの逆解析から再決定することにより行なった。ただし、千葉県中央部の一部（7地点）においては、既往の位相速度データの逆解析結果から、S波速度2km/s程度の新第三紀中新世前期～中期の保田層群が1kmから3km程度の厚さで分布しているため〔千葉県（2002）<sup>2)</sup>〕、保田層群に相当する層を考慮した5層構造とした。図1には、位相速度データの再解析を実施した地点を示す、対象地点は千葉県中央部から茨城県にかけての地域、埼玉県中央部から南部にかけての地域、神奈川県西部地域そして東京都区部に分布する計128地点である〔佐藤・他（1998a）<sup>3)</sup>、神野・他（1999）<sup>4)</sup>、千葉県（2002）<sup>2)</sup>、松岡・他（2002）<sup>5)</sup>、東京都（2002）<sup>6)</sup>、神奈川県（2002）<sup>7)</sup>〕。

表1 位相速度データの再解析において設定した各層のS波速度構造と層厚の探索範囲

	S波速度 (km/s)	層厚 (km)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )
1	0.5	0.01-0.50	1.8
2	0.9	0.1-2.0	2.0
3	1.5	0.1-2.0	2.1
4	3.0	-	2.5

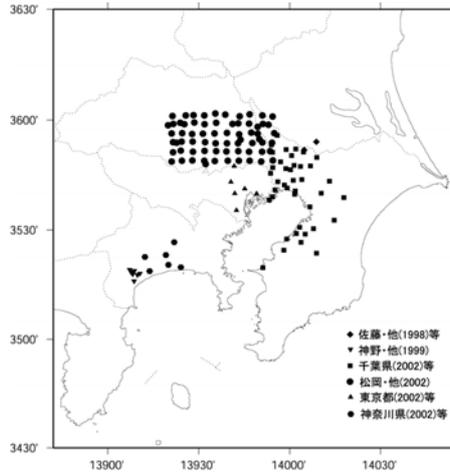


図1 位相速度の再解析によるモデルチューニングデータを作成した地点

モデルデータの作成例として、千葉県柏市での位相速度データの再解析の概要について示す。図2(左)には微動アレイ探査による最適1次元地下構造[千葉県(2002)<sup>2)</sup>] (最適モデル)、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>による初期モデルの当該地点における1次元地下構造(初期モデル)、そして再解析による1次元地下構造(再解析モデル)が併せて示されているが、最適モデルと比較して、再解析モデルと初期モデルは、地震基盤までの深度が200m程度大きくなっている。これは、再解析モデルと初期モデルで設定したS波速度構造が最適モデルよりも大きいことが影響していると考えられる。3層目(三浦層群相当)の上面深度については、初期モデルは最適モデルよりも200m程度大きいが、再解析モデルは最適モデルとほぼ同じである。2層目(上総層群相当)の上面深度については、最適モデルと再解析モデルおよび初期モデルはほぼ同じである。図2(右)には、観測位相速度に対する再解析モデルおよび初期モデルから計算される理論位相速度の比較が示されているが、周期1秒より長周期側において再解析モデルは初期モデルよりも観測位相速度を良く説明していることがわかる。このことは、再解析モデルの方が、初期モデルよりも長周期地震動の評価において適用性があり、初期モデルと置き換えるためのモデルチューニングデータとして位置づけられることを示している。なお、1秒より短周期側については、再解析モデルや初期モデルでは1層目のS波速度を500m/sで固定しているため、観測位相速度や最適モデルによる理論位相速度よりも若干大きくなっている。

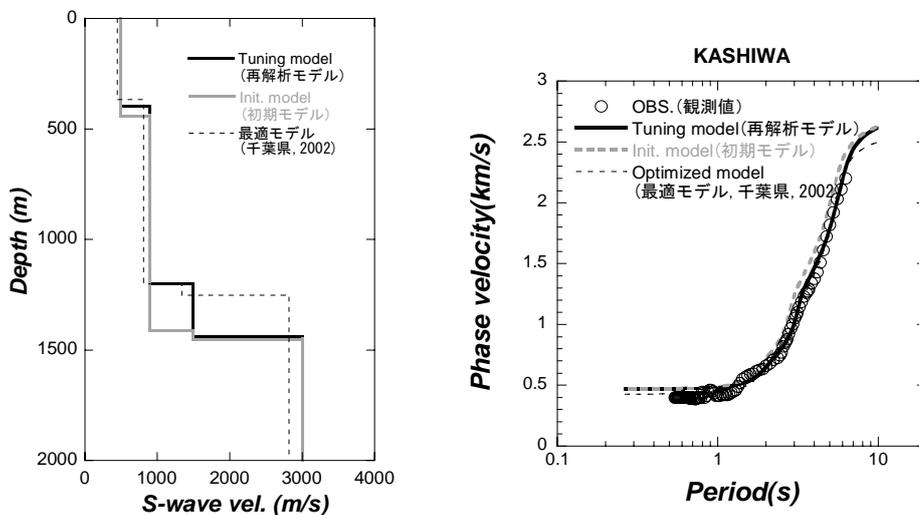


図2 千葉県柏市における位相速度データの再解析結果と既往の結果との比較

## 2) 中小地震記録のH/V スペクトル比によるモデルデータの作成

本項目では、関東平野内のK-NET、KiK-net、千葉県による強震観測網 (Kk-net) および電力中央研究所の長周期地震観測網を対象に、中小地震記録のH/V スペクトル比の計算を行った。地震観測記録のH/V スペクトル比の計算は、1997年から2004年において関東平野近傍(34.5° N~37.0° N、138.7° E~142.0° E)で発生したM5.5以上の地震を対象に、S波初動の10秒後から60秒間のデータに対して行った。なお水平成分はNS成分とEW成分のベクトル和とした。図3には関東平野におけるH/V スペクトル比の卓越周期の分布が示されている。

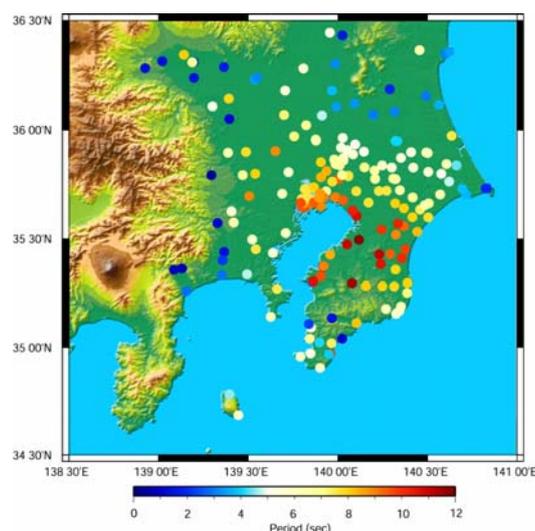


図3 関東平野における地震記録のH/V スペクトル比の卓越周期の分布

本項目における地震観測記録のH/V スペクトル比を用いたチューニングデータの作成は、対象地点における地震観測記録のH/V スペクトル比の卓越周期に対して、初期モデルにおける該地点での1次元地下構造の理論H/V スペクトル比の卓越周期を一致させるように試行錯誤により堆積層の厚さを調整して行った。なお、堆積層の厚さを変化させるにあたっては、鈴木・他(2005)<sup>8)</sup>と同様に、堆積層の各層を一律に同じ倍率で変化させることとした。

図4には、茨城県の土浦市(K-NET観測点IBR014)でのH/V スペクトル比に基づくチューニングデータの作成例を示す。図には、IBR014での地震観測記録のH/V スペクトル比と初期モデルによる当該地点の1次元地下構造に基づく理論H/V スペクトル比の比較が示されている。図から、初期モデルによるH/V スペクトル比の卓越周期は、地震観測記録のH/V スペクトル比の卓越周期よりも短周期側にあることが分かる。そこで、初期モデルの堆積層の厚さを1.7倍した1次元地下構造による理論H/V スペクトル比を併せて示すが、この場合には卓越周期が地震観測記録のH/V スペクトル比とほぼ一致することが分かる。したがって、IBR014においては、初期モデルの堆積層の厚さを1.7倍した1次元地下構造をチューニングデータとした。

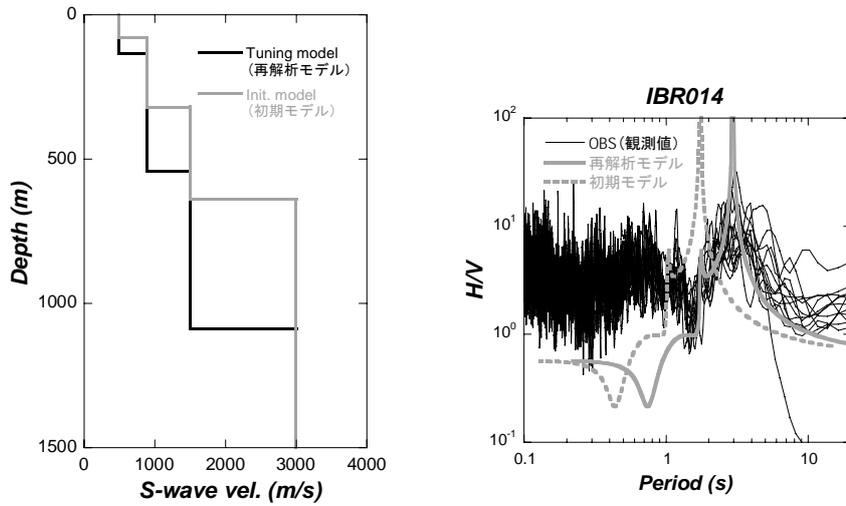


図4 茨城県土浦市におけるH/Vスペクトル比の卓越周期に基づくモデルデータの作成例

3) 検層データに基づく堆積層の速度構造の揺らぎの統計的性質

本項目では、堆積層の速度構造の揺らぎについて、その統計的性質を求めた。解析方法は、初期解析として、まず、P波速度データに対して(1)式をフィッティングすることにより深さ方向に漸増するトレンド成分を推定する。

$$V(z) = V_0 + V_1 \cdot z + \xi_0(z) \tag{1}$$

ここで、検層データは $V(z)$ 、 $V_0$ は初期値(切片)、 $V_1$ は深さ方向に漸増する比例係数、 $\xi_0(z)$ は揺らぎ成分、 $z$ は深さである。次に、(2)式により、検層データ $V(z)$ から(3)式で求めたトレンド成分を除去し、さらに無次元化することにより最終的な速度構造の揺らぎデータ $\xi(z)$ を作成する。

$$\xi(z) = \frac{\xi_0(z)}{(V_0 + V_1 \cdot z)} \tag{2}$$

本研究では、この揺らぎデータ $\xi(z)$ を用いて不均質性の統計的性質を求めるが、その際、既往の検層データにおいて深部の岩盤に対する説明性のよいフォンカルマン型の自己相関関数を仮定して解析を行なうこととした<sup>6)</sup>。なお、フォンカルマン型の自己相関関数については次式のとおりである。

$$N(r) = \frac{\varepsilon^2 2^{1-\nu}}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{|r|}{a}\right)^\nu K_\nu\left(\frac{|r|}{a}\right) \tag{3}$$

ここに、 $a$ は相関距離、 $\varepsilon$ は揺らぎの標準偏差、 $K_\nu$ は $\nu$ 次修正ベッセル関数、 $\Gamma$ はガンマ関数、 $\nu$ はHurst指数である。したがって、不均質性の統計的性質を求めるには、 $\xi(z)$ の自己相関関数を求め、(3)式をそれにフィッティングすることにより、最適な相関距離 $a$ 、標準偏差 $\varepsilon$ 、Hurst指数 $\nu$ を推定した。以上の解析を行なった地点は、佐藤・他(2005)<sup>9)</sup>によって検層データが数値化された地点のうち、地震基盤相当層まで検層データが得られている地点とした。

(b) 業務の成果

1) モデルデータを導入した関東平野における3次元地下構造モデル

上述のモデルデータ(1次元地下構造)を、山中・山田(2002)<sup>1)</sup>による3次元地下構造モデルに対して置き換えることにより地下構造モデルのチューニングを行った。

図5(左)には、位相速度に基づくモデルデータを初期モデルに導入した3次元地下構造モデルと山中・山田(2002)<sup>1)</sup>による初期モデルとの地震基盤までの深度の差を示す。図から、千葉県中央部において、明らかに深度が大きくなり、最大で2.0km程度は深いことが分かる。これはこの地域においてだけ三浦層群相当と地震基盤の間に保田層群を考慮したことによると考えられる。また、埼玉県中央部や神奈川県中央部においても、地震基盤が深くなっている地域がみられる。一方、埼玉県の東部、東京都区部の東側から千葉県北西部にかけての地域では、地震基盤の深度が小さくなっており、埼玉県東部地域では最大で1kmほど初期モデルより浅い地点がみられる。次に、図5(右)には、H/Vスペクトル比に基づくモデルデータを、追加した3次元地下構造モデルと山中・山田(2002)<sup>1)</sup>による初期モデルとの地震基盤までの深度の差を示す。房総半島の中央部(市原市南部および君津市周辺)や栃木県東部などが、地震基盤が1km程度深くなる地域として情報が追加され、また茨城県南部が初期モデルより地震基盤が0.5km程度浅くなる地域となっている。ここで、位相速度データに基づくモデルデータの取得地点がH/Vスペクトル比によるモデルデータの取得地点に近接している場合は、位相速度データによるモデルデータを優先するため用いていない。

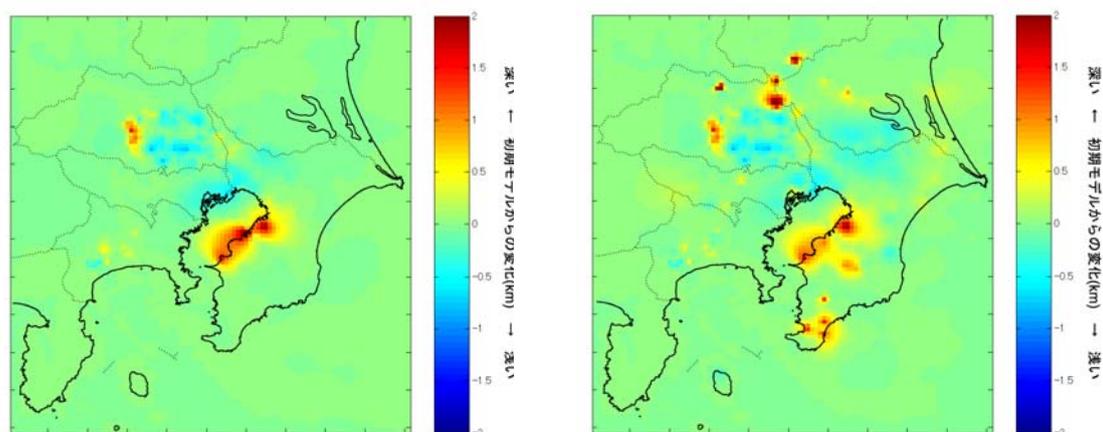


図5 山中・山田(2002)による地下構造モデルと作成したモデルデータとの基盤深度の差(左:位相速度データのみ,右:位相速度データとH/Vスペクトル比)

図6には、位相速度とH/Vスペクトル比に基づくチューニングデータを導入することにより構築した3次元地下構造モデルの地震基盤上面の深さ分布およびこのモデルに基づくSH波の理論増幅率の1次卓越周期(最も長い周期の卓越周期)の分布を示す。図6(右)の卓越周期の分布は、図3に示されているH/Vスペクトル比の卓越周期の分布と傾向がよく一致していることが分かる。

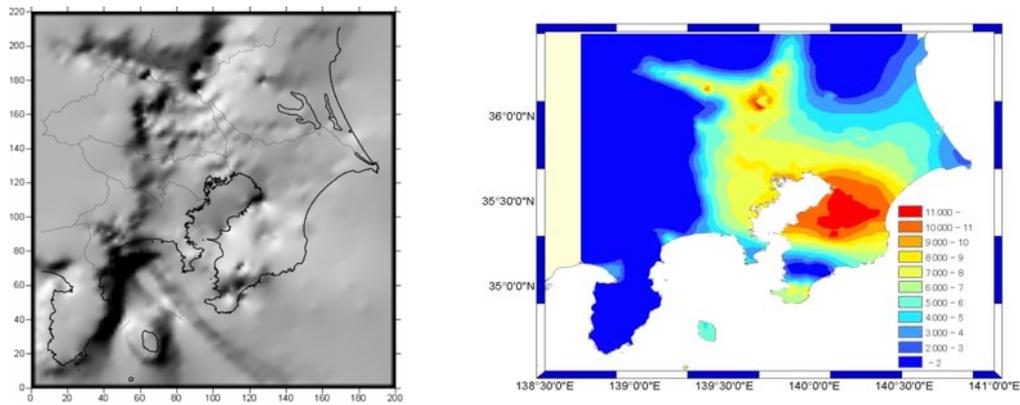


図6 モデルデータ導入後の地震基盤の深さ分布 (左) とそれに基づく SH 波の理論増幅率における 1 次卓越周期の分布 (右)

## 2) 地震動シミュレーション

チューニングにより構築した関東平野の 3 次元地下構造モデルを用いて地震動の数値シミュレーションを実施した。対象としたのは、浅い地震として 2000 年新島・神津島地震 (Mw6.1、D=7km) 深い地震として 2005 年千葉県北西部地震 (Mw5.9、D=68km) である。数値シミュレーション手法は空間四次、時間二次の精度の差分法 (FDM) を用いて計算行なった。地震基盤以深の地下構造を山田・山中 (2003)<sup>9)</sup> を参考に、コンラッド面、モホ面およびプレート境界を設定して深さ 105.3km までの地下構造モデルとし、これを深さ方向に 40 グリッドずつ 8 分割することにより 8PU での MPI 並列化計算を行った。ここで震源は、2000 年新島・神津島地震がライズタイム 3 秒、2005 年千葉県北西部地震がライズタイム 4.5 秒の Herrmann 関数を震源時間関数とする点震源とし、Q 値については Graves (1996)<sup>10)</sup> と同様の手法で導入し、その際のリファレンス周波数 (基準周波数) は 0.2Hz (5 秒) とした。

図7には、代表的な観測点における各地震の NS 成分の観測波形とシミュレーション波形の比較を示す。図7 (左) の 2005 年千葉県北西部地震については、主要動および多重反射の影響と考えられる後続波の位相をシミュレーション結果は説明できており、図7 (右) の 2000 年新島・神津島地震については、CHB029、CHB030 や KNG001 において長周期地震動の要因である顕著な後続の表面波をよく再現していることが分かる。

表2 関東平野における堆積層の揺らぎの統計的性質

SITE	平均P波速度 (m/s)	深さ方向の漸増係数 (m/s/m)	Hurst指数 $\nu$	相関距離a (m)	標準偏差 $\epsilon$ (%)
FCH	2542	0.84	0.1728	64.0	0.080
FUT	2277	0.44	0.052	92.1	0.045
HDK	2575	0.42	0.2213	103.7	0.087
ICH	2412	0.34	0.0998	31.9	0.034
ISZ	2560	0.44	0.0962	212.4	0.142
IWT	2778	0.49	0.1964	232.8	0.116
MOK	2907	0.95	0.1181	203.1	0.076
NRT	1911	0.39	0.2455	55.3	0.026
SHM	2232	0.77	0.1817	118.0	0.046
TAI	3043	2.00	0.7911	46.7	0.096
TKR	2518	0.81	0.1225	71.8	0.114
TTB	2122	0.13	0.3545	13.3	0.134
YKH	2460	0.54	0.2487	54.4	0.091
平均値	2487.4	0.7	0.2	100.0	0.08

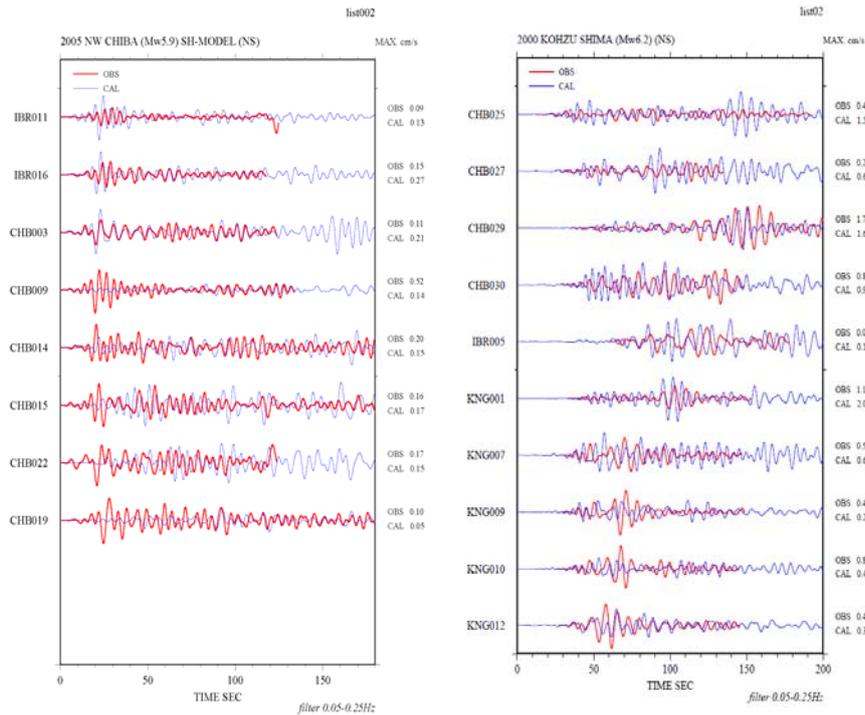


図7 数値シミュレーション結果と観測波形の比較（左：深い地震，右：浅い地震）

### 3) 関東平野における堆積層の揺らぎの統計的性質

本項目では、堆積層を地質年代毎に区分せず堆積層を地震基盤までの一つの層として、それに対応するP波速度の揺らぎの統計的性質を求め整理した。表2に平均P波速度、深さ方向の漸増係数、Hurst指数、相関距離および標準偏差を示す。堆積層全体の速度構造の揺らぎを求めた場合、平均P波速度の大きい関東平野の北部で、相関距離が大きい傾向がみられ、またそれらの地点では標準偏差も比較的大きくなっている。今回対象とした地点を用いた平均値は、相関距離100m、標準偏差8%である。したがって、関東平野における堆積層の速度構造の揺らぎについては、現状では、平均的にこの程度であると捉えることが出来る。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

本項目では、微動アレイ観測から取得できる位相速度の情報および、地震記録などから取得することができるH/Vスペクトル比の卓越周期に関する情報を用いて、関東平野における地下構造モデルを修正するためのデータを246地点において作成した。次に、これらのデータを既往の3次元地下構造モデルに導入し、このモデルを用いて地震動シミュレーションを実施した結果、深い地震および浅い地震ともに後続波をおおよそ再現することができた。さらに、堆積層の速度構造の揺らぎについて、堆積層全体を一つの層として統計的性質を求めた結果、平均P波速度の大きい関東平野の北部で、相関距離が大きい傾向がみられた。また、関東平野における堆積層の揺らぎの平均値は、相関距離100m、標準偏差8%であることが分かった。

#### (e) 引用文献

- 1) 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 (1)，pp. 53-65，2002.

- 2) 千葉県：千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書，2002.
- 3) 佐藤浩章・東 貞成・佐藤清隆・栗田勝実・山中浩明・瀬尾和大：関東平野北東部における深い地盤のS波速度構造とやや長周期地震動 その1. 千葉県我孫子市でのやや長周期微動のアレイ観測，B-2, pp. 251-252, 1998.
- 4) 神野達夫・工藤一嘉・高橋正義・笹谷 努・凌 甦群・岡田 廣：微動アレイ観測による足柄平野の地下構造の推定，物理探査学会第100回学術講演会講演論文集，pp. 342-346, 1999.
- 5) 松岡達郎・白石英孝：関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三次元S波速度構造の推定—，物理探査，Vol. 55, pp. 127-143, 2002.
- 6) 東京都：東京都地下構造調査に関する調査成果報告書，2002.
- 7) 神奈川県：神奈川県地下構造調査に関する調査成果報告書，2002.
- 8) 鈴木晴彦・増田 徹・三宅弘恵・瀬瀬一起：首都圏における長周期地震動シミュレーション：関東地震と立川断層の地震，土木学会・日本建築学会 海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測—シンポジウム論文集，pp. 43-48, 2005.
- 9) 佐藤浩章・山中浩明・古村孝志・早川 崇・岡嶋眞一：関東平野における堆積層の速度構造の揺らぎの統計的性質，地球惑星科学合同大会，2005.
- 10) 山田伸之・山中浩明：関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション，地震2, Vol. 56, pp. 111-123, 2003.
- 11) Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.

(f) 成果論文の発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

なし

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、使用・標準等の作成

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

## (2-4) より短周期地震動予測をめざした複雑な地下構造のモデル化に関する考察

早川 崇 (清水建設 (株) 技術研究所)

takashi.hayakawa@shimz.co.jp

佐藤俊明 (清水建設 (株) 技術研究所)

toshiaki.sato@shimz.co.jp

### (a) 業務の要約

近年、関東平野では大深度のボーリングが多く実施され、厚い堆積層における詳細な鉛直一次元の速度構造データが蓄積されつつある。それらのデータを見るとP波速度の鉛直一次元構造は、深さとともに漸増する構造 (以下、トレンド構造) とランダムな揺らぎの構造から構成されていることが認められる。S波速度に関してはこのような速度構造がP波速度のように直接計測されていないが、P波速度とS波速度には強い相間があることを考えると、S波速度も同様にトレンド構造と揺らぎの構造から構成されているものと考えられる。現在関東平野の三次元地下構造モデルは幾つか提案されている (例えば、Sato et al., 1999<sup>1)</sup>; 山中他, 2002)。これらのモデルは未だ周期数秒といった構造物の破壊に大きく影響する周期域まで十分に検証がなされていない。今後そのような短周期域までの強震動予測に有用な、高精度な地下構造モデルの構築にはトレンド構造や揺らぎの構造の反映が重要となる可能性がある。

これまで我々はトレンド構造が強震動に与える影響の調査を目的として、実体波部分に関しては波数積分法を、堆積層表面波部分に関しては三次元有限差分法による小地震のシミュレーション等を実施した。その結果、堆積層内の2次モード以上のS波増幅特性やS波多重反射波の説明には速度勾配の反映が必要であること、堆積層表面波は速度勾配の反映の有無で位相特性が変化することを確認した。本年度はH16年度実施した三次元地下構造モデルを用いた三次元有限差分法による小田原の小地震のシミュレーションを再度実施した。ただし本年度は計算機の処理速度が大きく向上したため地下構造モデルのグリッド間隔を半分に狭め、有効周期を3秒から1.5秒として構造物の被害に大きく影響する周期帯域をカバーする検討を実施した。速度勾配を考慮した地下構造モデルと考慮しない地下構造モデルによる計算波をそれぞれ観測波と比較し、速度勾配の非考慮によって再現不可能となる観測波の特性を調べ、周期数秒まで有効とするには速度勾配の反映が必要であることを確認した。

### (b) 業務の実施方法

小地震のシミュレーションに用いた関東平野の三次元地下構造モデルは早川他 (2005)<sup>2)</sup>の三次元地下構造モデルと同じである。同検討ではSato et al. (1999)<sup>1)</sup>の三次元地下構造モデルを基本として、S波速度が1.4 km/s~0.84 km/sの主として三浦層群に相当する地層 (以後、三浦層群相当層) と、0.84 km/s以下の主として上総層群に相当する地層 (以後、上総層群相当層) に表1の速度勾配を付与して速度勾配を反映したモデル (以後、勾配モデル) を作成した。図1に地震基盤上面に相当する、S波速度が2.4 km/s以上を超える深度分布を示す。また図2に主として三浦層群相当層の上面深度を示す。これらの図中には観測波と計算波を比較したASK、HNG、ONGの位置も示した。図3にHNG地点を通る南北断面の速度構造を示す。

また速度勾配の影響を調査するため、三浦層群相当層および上総層群相当層に表2の一定速度を付与した速度勾配がないモデル (以後、一定モデル) を作成した。HNGにおける一定速度モデルの南北断面の速度構造を図4に示す。

表1 三次元地下構造モデルの堆積層に付与した勾配速度

	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)
上総層群相当層	$V_p=0.931Z^{0.128}$	$V_s=0.9V_p-1.08$
三浦層群相当層	$V_p=0.226Z^{0.337}$	$V_s=V_p/2.14$

ただしZは深度 (m)

表2 三次元地下構造モデルの堆積層に付与した一定速度

	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)
上総層群相当層	2.0	0.7
三浦層群相当層	3.0	1.2

ただしZは深度 (m)

シミュレーションの対象とした小地震は1990年の小田原の小地震 (M5.1、深さ15.3 km) である。同地震では堆積層表面波が関東平野内で優勢であり、堆積層表面波の検討には適している。マグニチュードが小さいため点震源でモデル化した。点震源モデルはSato et al. (1999)<sup>1)</sup>と同じとした。

これまでの検討では周期3秒以上の検討であり、周期数秒の構造物の被害に大きく影響する周期帯域を十分カバーされていなかった。今年度は計算機の処理能力が向上したため、グリッド間隔を400mから200mとして、周期1.5秒までの検討を実施した。グリッド数はEW方向で849、NS方向で1049、鉛直方向で220グリッドである。

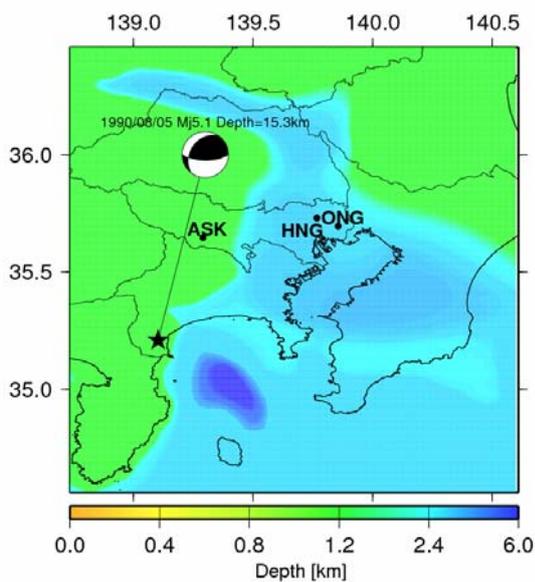


図1 地震基盤上面の度分布と点震源モデル

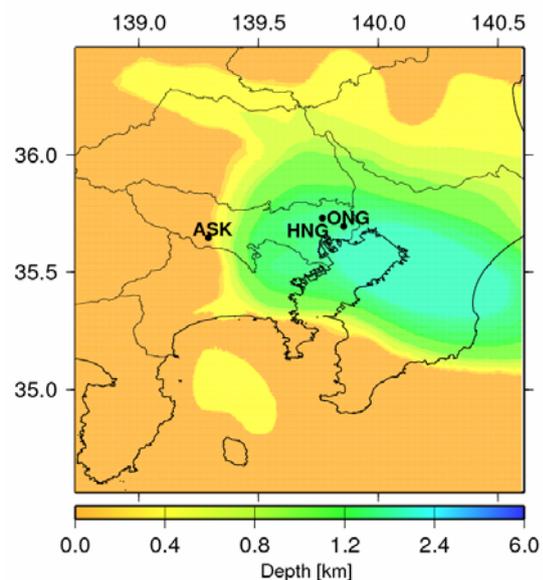


図2 三浦層群相当層の上面深度分布

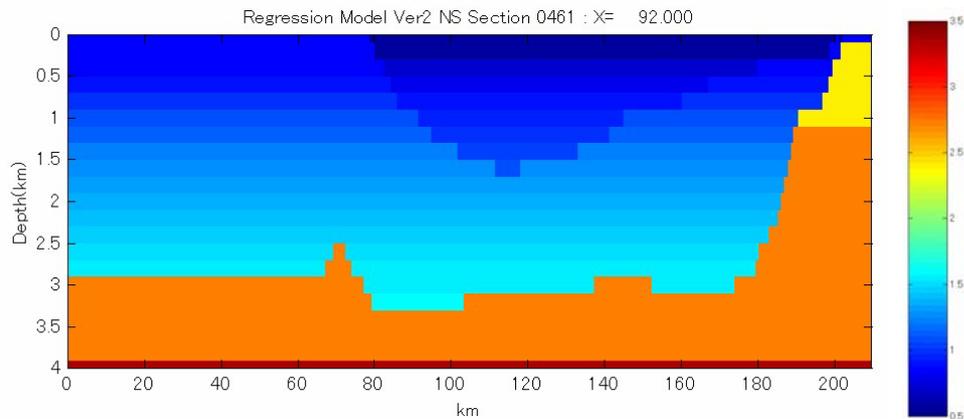


図3 HNG地点を通る速度勾配を付与したモデル（勾配モデル）の南北断面

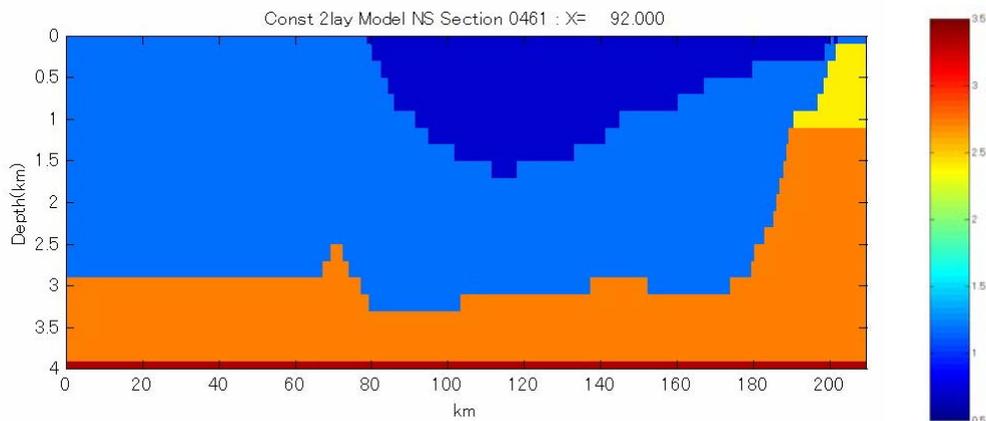


図4 HNG地点を通る一定速度を付与したモデル（一定モデル）の南北断面

### (c) 業務の成果

HNGやONGにみられる75秒付近の大きな振幅の波群は関東平野西縁で発生し、ほぼ真東に伝播した堆積層表面波と考えられる (Sato et al., 1999<sup>1)</sup>)。堆積層表面波に与える速度勾配の影響調査には、まず堆積層表面波の主たるソースと考えられる関東平野西縁の岩盤地点におけるS波の計算精度が必要である。図5は関東平野西縁の岩盤上に位置するASKでの観測波と勾配モデルによる計算波の比較である。震源から直達したS波パルスとその後続動が再現されていることが確認できる。

図6は周期5秒以上でフィルターした勾配モデルと一定モデルのHNGにおける計算波と観測波の比較である。40秒付近の実体波に関しては直達S波に関しては両モデルとも観測波を再現している。しかし後続の多重反射波（図中▼）に関しては一定モデルでは再現できない。NS成分に見られる75秒付近の表面波（図中▽）に関しては、勾配モデルでは再現しているが、一定モデルでは継続時間が短い。速度勾配を考慮しない場合、エアリー相におけるメディアムレスポンスのピークが鋭くなる傾向があり、分散傾向が弱く継続時間が短くなったと考えられる。図7は図6と同様なONGにける計算波と観測波の比較である。HNGと同様に一定モデルは40秒付近の多重反射波を再現できない。NS成分に見られる75秒付近の表面波に関しては両モデルとも計算波は観測波を上回っているが、分散が少ない一定モデルは観測波をより大き

く上回っている。

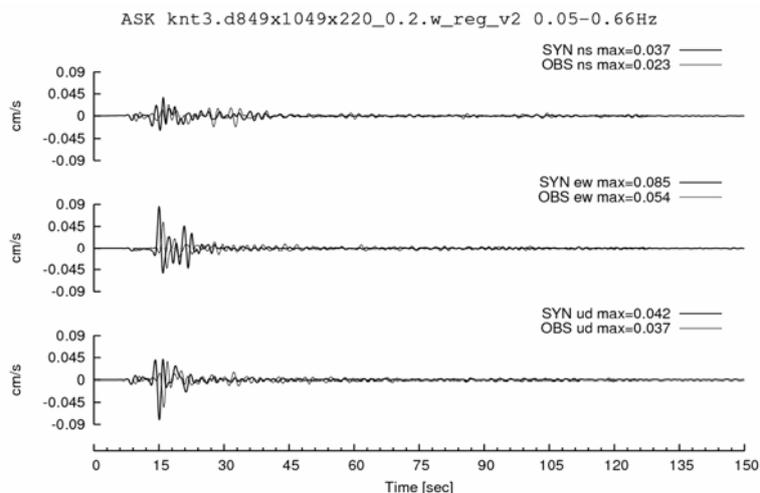


図5 関東平野西縁の岩盤上に位置するASKでの観測波と勾配モデルによる計算波の比較

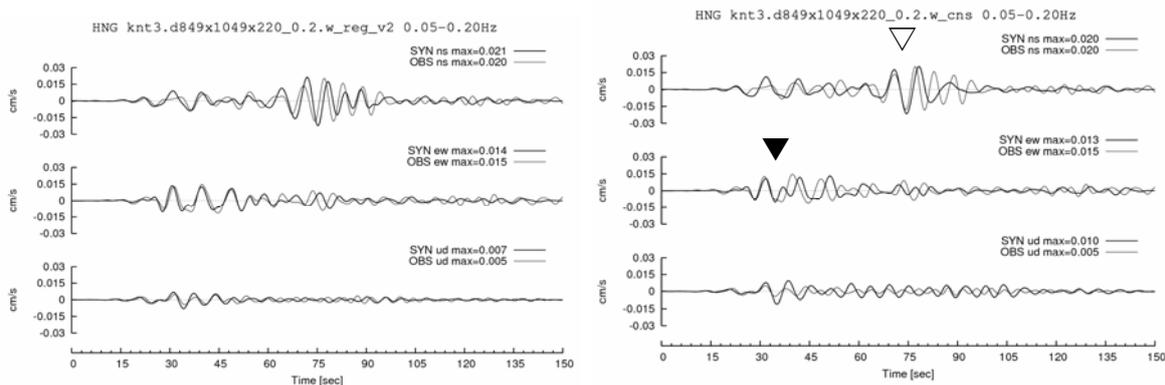


図6 周期5秒以上でフィルターした勾配モデルと一定モデルのHNGにおける計算と観測の速度波形の比較

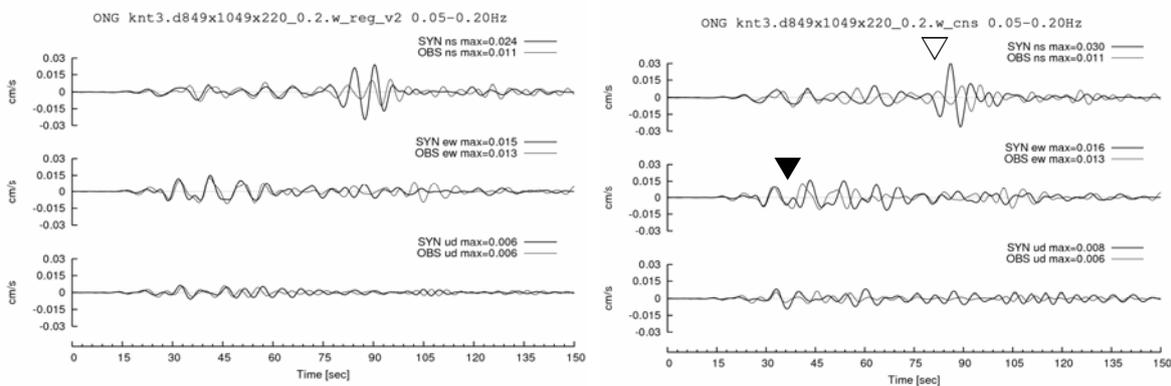


図7 周期5秒以上でフィルターした勾配モデルと一定モデルのONGにおける計算と観測の速度波形の比較

図8は周期5秒以下でフィルターした勾配モデルと一定モデルのHNGにおける計算波と観測波の比較である。周期5秒以上の場合と同様、大きな振幅を有する75秒付近の表面波（図中▽）の継続時間が説明できていない。図9は図8と同様なONGにおける計算波と観測波の比較である。一定モデルではS波の多重反射波（図中▼）や、90秒付近で大きな振幅の波群（図中□）が存在しており再現が悪い。90秒付近の大振幅の原因として一定モデルに存在する上総層群相当層と三浦層群相当層の人工的な速度コントラストが影響している可能性が高い。

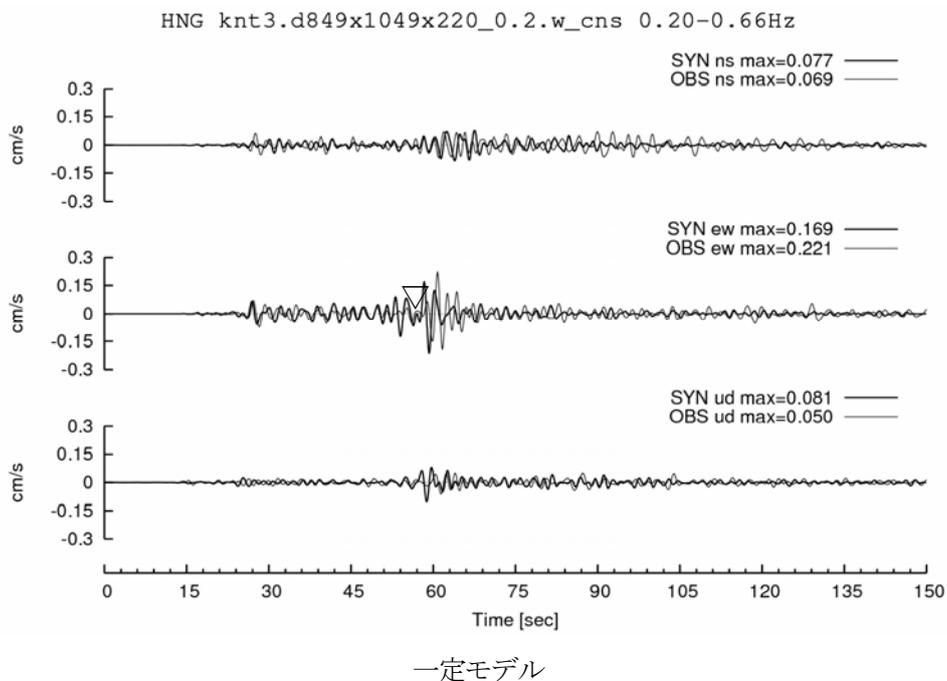
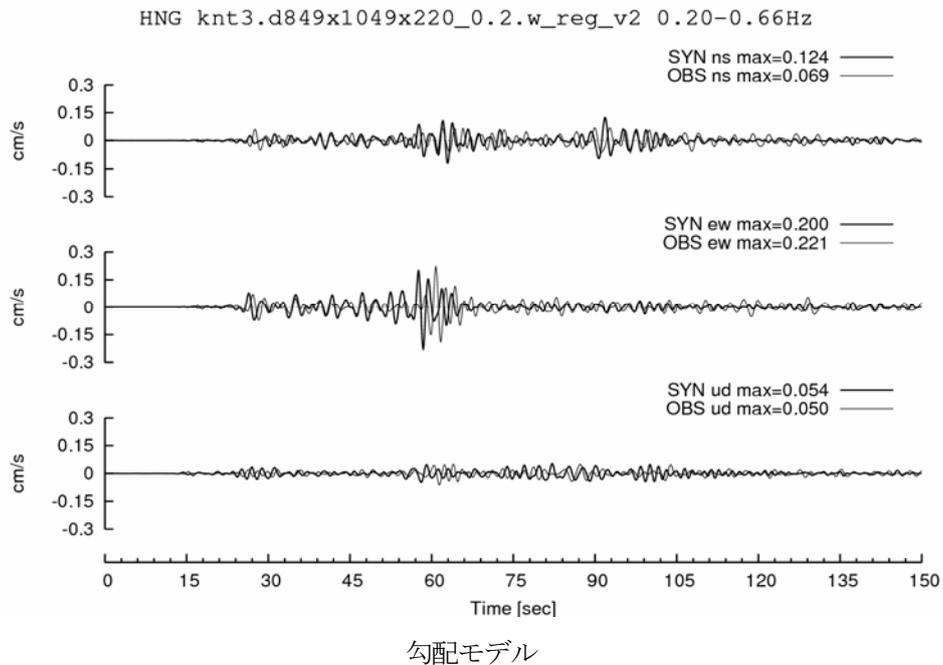
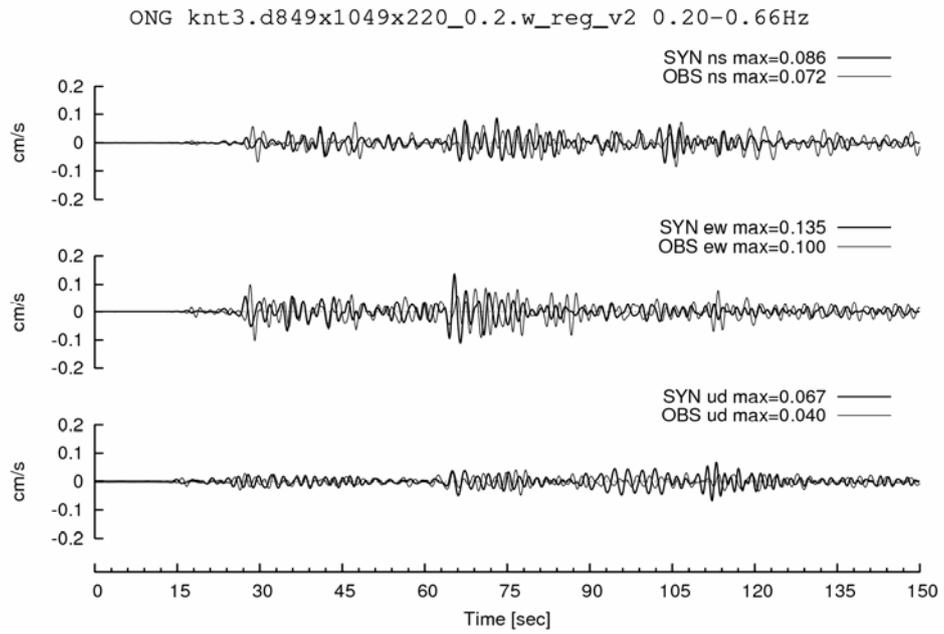
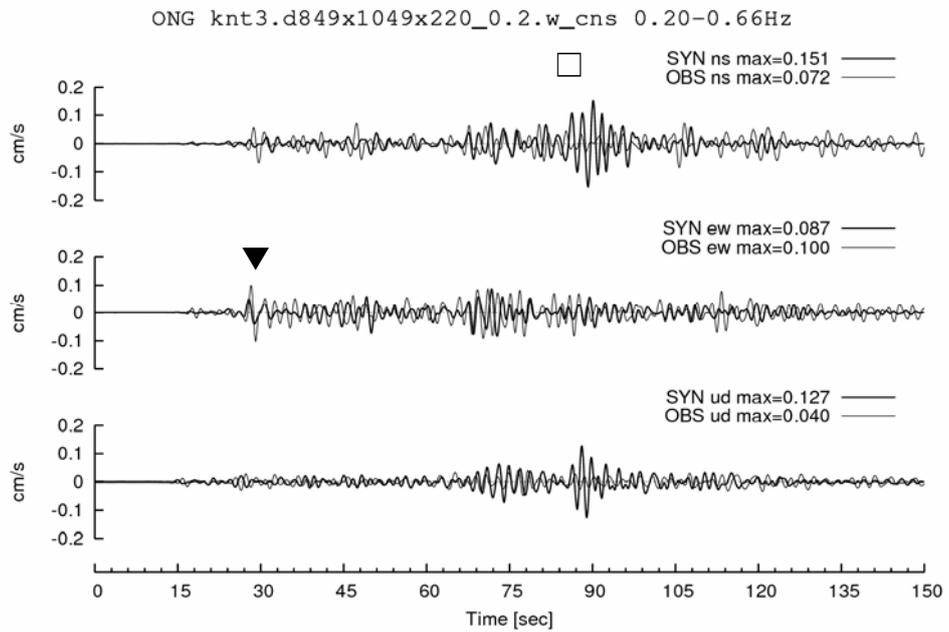


図8 周期5秒以下でフィルターした勾配モデルと一定モデルのHNGにおける計算と観測の速度波形の比較



勾配モデル



一定モデル

図9 周期5秒以下でフィルターした勾配モデルと一定モデルの  
ONGにおける計算と観測の速度波形の比較

(d) 結論ならびに今後の課題

以上、堆積層内の速度勾配を無視した場合、周期1.5秒以上でS波の多重反射波が表現できないこと、表面波に関しては分散性や振幅レベルが表現できないことがあきらかになった。今後、構造物に重要な周期数秒の強震動予測に用いる三次元地下構造モデルには堆積層内の速度勾配のモデル化が必要と考えられる。

(e) 引用文献

- 1) Sato, T., R.W. Graves and P. G. Somerville: Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara Earthquake (Mj5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake (Ms8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, No.3, pp.579-607, 1999.
- 2) 早川 崇・佐藤俊明：より短周期地震動予測をめざした複雑な地下構造のモデル化に関する考察，平成17年度大大特I成果報告書，2005.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(g) 特許出願

なし