

3. 4 震源断層モデル等の構築

3. 4. 1 強震動予測手法と地下構造モデルに関する調査研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

本報告 3.1、3.2、3.3 で得られたデータ等を総合して、プレート境界地震、スラブ内地震のそれぞれについて、地震発生場所の絞込み、地殻やプレートを含む地下構造モデルの構築、さらには震源断層モデルの構築等を行う。首都圏に脅威をもたらす地震の解析、地下構造モデルの構築なども行って、長周期地震動予測地図の作成や首都直下地震の強震動予測につなげる。

(b) 平成 23 年度業務目的

- 1) 構築・改良された地下構造モデルを、2)で行う地震動シミュレーションで利用しやすい形に整理する。
- 2) 構築された震源断層モデル及び地下構造モデルに基づき、高速計算機を用いて首都直下地震による強震動予測を広帯域で行い、予測波形や応答スペクトル分布等として整理する。これらは、本報告書 3.5 の首都直下地震動研究成果の利用促進に関する作業部会での検討のための資料とする。
- 3) 2)の予測結果をハザード地図や入力地震動波形の形で整理する。これらは、本報告書 5 でのサブプロジェクト②及び③へ提供する情報とする。
- 5) 海外で開催される会議や学会に出席して最新の研究成果を発表し、各国から参加する研究者との議論を通じて、本プロジェクトの目標達成に有益な情報を収集するため、米国地震学会（4 月、米国）、米国地球物理学連合秋季大会（12 月、米国）などに出席する。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	瀬瀬一起	
東京大学大学院情報学環／ 地震研究所	教授	古村孝志	
東京大学地震研究所	助教	三宅弘恵	
東京大学地震研究所	特任研究員	増田 徹	
鳥取大学大学院工学研究科	教授	香川敬生	

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

- 1) 構築・改良された地下構造モデルを、2)で行う地震動シミュレーションで利用しやすい形に整理した。
- 2) 構築された震源断層モデル及び地下構造モデルに基づき、高速計算機を用いて首都直

下地震による強震動予測を広帯域で行い、予測波形や応答スペクトル分布等として整理した。これらは、本報告書 3.5 の首都直下地震動研究成果の利用促進に関する作業部会での検討のための資料とした。

- 3) 2)の予測結果をハザード地図や入力地震動波形の形で整理した。これらは、本報告書 5)でのサブプロジェクト②及び③へ提供する情報とした。
- 5) 海外で開催される会議や学会に出席して最新の研究成果を発表し、各国から参加する研究者との議論を通じて、本プロジェクトの目標達成に有益な情報を収集するため、米国地震学会（4月、米国）、米国地球物理学連合秋季大会（12月、米国）などに出席した。

(b) 業務の成果

1) 首都直下地震の強震動予測

首都圏において発生が懸念される地震は、内陸の地殻内地震、フィリピン海プレートのプレート境界地震とスラブ内地震、太平洋プレートのプレート境界地震とスラブ内地震が挙げられる。本研究においては、強震動予測の対象とする首都圏で発生する地震として、フィリピン海プレートのプレート境界地震とスラブ内地震を想定した。地震の発生場所は、本プロジェクト「地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査」におけるトモグラフィ解析結果から推定されたフィリピン海プレート（本報告書 3.1 参照¹⁾）に基づいて決定した。

プレート境界地震の震源断層の深さは、「地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査」により新たに推定されたフィリピン海プレートに沿ったものとした。また、震源断層の水平位置は、中央防災会議「首都直下地震対策専門調査会」（中央防災会議, 2004²⁾）で検討されたものと同様とした。

スラブ内地震の想定震源断層の位置と深さは、本プロジェクト「地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査」におけるトモグラフィ解析結果による S 波速度に対する P 波速度の比を参照して決定した。

予測強震動の計算は、プレート境界地震とスラブ内地震とも共通に、ハイブリッド合成法に基づいて、周期 20 秒から 0.1 秒の帯域で行った。ハイブリッド合成法において、地震動波形は、長周期帯域では三次元差分法により、短周期帯域では統計的グリーン関数法により計算した。長周期地震動と短周期地震動の接続周期は 2 秒とした。長周期帯域における三次元差分法の計算では、全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2008³⁾）と本プロジェクト「地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査」による新たなフィリピン海プレート構造を組み合わせた三次元地下構造モデルを用いた。短周期帯域における統計的グリーン関数法の計算では、球殻構造モデルと、全国 1 次地下構造モデルから抽出した地震基盤から工学的基盤までの評価地点直下の一次元地下構造モデルを用いた。

2) プレート構造モデルの再構築と地下構造モデルの整理

強震動の計算に用いる地下構造として採用した全国 1 次地下構造モデルのフィリピン海プレートのうち、本プロジェクト「地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査」

が対象とした領域ではその調査結果を導入した。新たなフィリピン海プレート構造モデルが構築された領域は、首都圏地域に限られているため、その周辺領域で全国 1 次地下構造モデルによるフィリピン海プレート構造モデルと滑らかに接続した。図 1 に、新たに構築されたフィリピン海プレートの構造を示した。

このほか、三次元差分法による地震動シミュレーション、及び統計的グリーン関数法による強震動計算で利用できるように、全国 1 次地下構造モデルを整理した。図 2 に、計算対象領域における差分法計算に用いた地下構造モデルの各層の上面の深さあるいは標高を示した。

3) 震源断層モデルの構築

想定したプレート境界地震とスラブ内地震のそれぞれについて、震源断層モデルを構築した。プレート境界地震については、設定パラメータの違いによる強震動の違いをみるために、破壊開始点を変えた複数の震源モデルを検討した。

a) プレート境界地震

プレート境界地震の震源断層モデルについては、中央防災会議の首都直下地震対策専門調査会による東京湾北部地震と同じ断層パラメータを採用し、アスペリティは断層の東側と西側に 1 つずつ配置した。ただし、ライズタイムは地震調査研究推進本部のレシピ(2010)⁴⁾に沿った値に変更し、すべり角や破壊伝播速度の揺らぎは入れないものとした。破壊開始点については、首都直下地震対策専門調査会で検討された震源モデルと同じ位置の場合、東側アスペリティの東に位置する場合、東側アスペリティの西に位置する場合の 3 とおりを考え、それぞれ Case1、Case2、Case3 とした。Case1 の震源パラメータを表 1 にそれぞれ示す。Case2 と Case3 は、破壊開始点の相違以外は Case1 と同じである。また、震源断層の位置とアスペリティ配置を図 3 に示す。

b) スラブ内地震

スラブ内地震の震源断層モデルについては、笹谷・他(2006)⁶⁾および Iwata and Asano(2011)⁷⁾を参照して、巨視的断層パラメータ、微視的断層パラメータを設定した。アスペリティと断層の面積比は、長周期震源では Iwata and Asano (2011)を参考に 0.16、短周期震源では笹谷・他(2006)を参考に 0.10 とした。アスペリティは断層の北側と南側に 1 つずつ配置し、北側と南側のアスペリティの面積比は長周期震源では 2:3、短周期震源では 1:2 とした。破壊開始点は、震源断層の深部中央とした。スラブ内地震は、プレート境界地震よりも平均的応力降下量が大きく、アスペリティからの強震動励起も大きいモデルとなっている。スラブ内地震の震源パラメータを表 2 に示す。また、震源断層の位置とアスペリティ配置を図 4 に示す。

4) 広帯域強震動予測

プレート境界地震の 3 つのモデル、スラブ内地震とも共通に、ハイブリッド合成法により周期 20 秒から 0.1 秒の範囲で広帯域地震動予測波を計算した。長周期帯域では、全国 1

次地下構造モデルと新たなフィリピン海プレート構造モデル(本報告書 3.1.1)を用いた三次元差分法によった。短周期帯域では、統計的グリーン関数法によった。長周期帯域の地震動と短周期帯域の地震動とを接続周期 2 秒でハイブリッド合成して広帯域地震動の波形を得た。なお、評価地点は S 波速度 350m/s から 500m/s 程度の工学的基盤の上面とした。

a) 長周期地震動

ハイブリッド合成の接続周期を 2 秒としたことから、三次元差分法の短周期側の有効周期を 1.5 秒としてシミュレーションを行った。差分法シミュレーションコードは林・引間(2001)⁸⁾によった。震源時間関数は、中村・宮武(2000)⁹⁾を採用し、ライズタイムは $W/2 V_r$ とした (W は断層の幅、 V_r は破壊伝播速度)。差分法計算におけるパラメータ諸元を表 3 に示す。Q 値参照周期は 4 秒とした。

b) 短周期地震動

短周期強震動の計算は、統計的グリーン関数法によった。地震動は S 波三成分を計算した。統計的グリーン関数法による計算における地下構造は、上部マントルと地殻からなる球殻モデルとその上部においた地震基盤から工学的基盤までの一次元成層構造モデルを仮定した。地震基盤から工学的基盤までの一次元成層構造は、三次元モデルである全国 1 次地下構造モデルから評価地点直下の構造を抽出して採用した。

統計的グリーン関数法においては、想定地震の震源断層を要素断層に分割し、各要素からの寄与を合成する方法を採用した (Irikura, 1983¹⁵⁾, 釜江・他, 1991¹⁶⁾)。要素断層の大きさは、プレート境界地震ではおよそ 5 km × 5 km、スラブ内地震では 4 km × 4 km とした。 k 番目の要素断層からの地震波を $u_k(t)$ とすると、合成される地震動 $\Omega(t)$ は、

$$\Omega(t) = \sum C_k(t) * u_k(t). \quad (1)$$

ここで、 $\alpha(f)$ は要素断層のすべり時間関数を想定される地震のすべり時間関数に補正するための関数 (Irikura, 1986¹⁷⁾)、 $a * b$ は関数 a と関数 b のコンボリューションを表す。 $\alpha(t)$ として、ここでは、Exponential 型の関数を採用した (入倉・他, 1997¹⁸⁾)。要素断層からの地震波 $u_k(t)$ のフーリエスペクトル $u_k(f)$ は、

$$u_k(f) = g_k(f) S_k(f) R_{\theta\phi k}(f) [4\pi\rho V_s^3]^{-1} [q_k(f) G_k(f)] H_k(f) \exp\{-2\pi f(T_{sk} + T_{rk})\}. \quad (2)$$

ここで、 f は周波数、 $g_k(f)$ は単位地震モーメントをもつ時間関数 $g_k(t)$ のフーリエ変換、 $S_k(f)$ は震源スペクトル、 $R_{\theta\phi k}(f)$ は放射強度係数 (radiation pattern coefficient)、 ρ は媒質の密度、 V_s は S 波速度、 $q_k(f)$ は非弾性減衰項、 $G_k(f)$ は幾何減衰項、 $H_k(f)$ は地殻上面から地震基盤を経て工学的基盤に至る地盤の応答、 T_{sk} は S 波の走時、 T_{rk} は破壊開始時刻から測った要素断層の破壊時刻である。

各要素断層において、 $g_k(t)$ は、Boore(1983)¹⁹⁾を参照して、規格化正規乱数時系列と包絡線関数から作成した。包絡線関数 $w(t)$ は、 a 、 b 、 c を係数として、

$$w(t) = a t^b \exp(-ct), \quad (3)$$

とした。関数 $w(t)$ は $t=b/c$ のとき最大値をとる。最大値の η 倍になる時間を T_w 、最大値を与える時間を εT_w とおくと、係数 b 、 c は、

$$\begin{aligned} b &= -\varepsilon \ln \eta (1 + \varepsilon \ln \varepsilon - \varepsilon), \\ c &= b/(\varepsilon T_w), \end{aligned} \quad (4)$$

で与えられる。 T_w は Boore(1983)を参照して $2/f_c$ とした。 $g_k(t)$ が単位地震モーメントを持つように、係数 a は $\{(2c)^{2b+1}/\Gamma(2b+1)\}^{1/2}$ とした。

規格化正規乱数時系列は、アンサンブル平均として振幅 1 の平坦なフーリエスペクトルをもつが、実際の実現時系列は振幅スペクトルに凹凸が生じる。この凹凸は震源スペクトルが設定値から乖離することを意味し予測地震動の振幅に影響を及ぼす。ここでは、フーリエスペクトルの振幅を強制的に平坦に調整する方法により設定値からの乖離を回避した。

震源スペクトル $S_k(f)$ は、Brune(1970)²⁰、Hanks(1982)²¹、及び Boore(1983)により、下記で与えられるものとした。

$$S_k(f) = m_{k0} \{1 + (f/f_{kc})^2\}^{-1} \{1 + (f/f_{\max})^{2n}\}^{-1/2}, \quad (5)$$

ここで、 m_{k0} は要素断層の地震モーメント、 f_{kc} は要素断層のコーナー周波数、 f_{\max} は高周波数帯域の遮断周波数である。ここでは、 $f_{\max}=6\text{Hz}$ 、 $n=2$ とした。コーナー周波数は、地震モーメント m_0 と応力降下量 $\Delta\sigma$ を用いて、下記で与えられる (Brune, 1970)。

$$f_c = \{7/(16\pi)\}^{1/2} \{(16/7)(\Delta\sigma/m_0)\}^{1/3}. \quad (6)$$

地震動振幅に対する放射強度係数の効果については、S 波の振動を水平成分である SH 成分とそれに直交する SV 成分に分解し、SH 成分、SV 成分のそれぞれに対して、放射強度係数に比例する振幅を与えた。放射強度係数は、4 秒以上の長周期帯域では、震源断層の走向、傾斜、すべり角と、地震波の射出、方位角とで決まる理論放射強度係数とし、0.5 秒以下の短周期帯域では、SH 成分、SV 成分に対して、それぞれ震源球の全域での平均値とした (釜江・他, 1990²²)。周期 4 秒と 0.5 秒の範囲では、放射強度係数は理論値から平均値へと遷移するものとした。

各要素断層から放射される地震動の射出角は、球殻構造モデルを用いて計算した (Bullen, 1953²³)。球殻構造モデルは、以下の関数で表現されるものとした。

$$V_s(r) = V_{s0} (r/r_0)^{-\zeta}, \quad r \leq r_0 \quad (7)$$

ここで、上部マントルにおいては、 $V_{s0}=4,475\text{m/s}$ 、 $r_0=6,339,000\text{m}$ 、 $\zeta=0.3$ 、地殻におい

ては、 $V_{s0}=3,200\text{m/s}$ 、 $r_0=6,371,000\text{m}$ 、 $\zeta=60.0$ とした。

また、このとき同時に計算される各要素断層から地殻上面までのS波走時を用いて、伝播経路の非弾性減衰の効果を評価した。 $q(f)$ は、以下のとおりとした。

$$\begin{aligned} q(f) &= \exp(-\pi f T_s / Q), \\ Q &= Q_0, & f < 1\text{Hz} \\ Q &= Q_0 f^{0.7}, & f \geq 1\text{Hz}, \end{aligned} \quad (8)$$

なお、S波速度と媒質密度の、要素断層の位置と地殻上面との相違を考慮して、インピーダンス比による振幅増幅を含めた。

地殻最上部から、地震基盤を経て工学的基盤に至るまでの地震波に対する地下構造の効果については、SH波、SV波それぞれに対して重複反射の計算(Haskell, 1953²⁴⁾, Kennett and Kerry, 1979²⁵⁾)により評価した。工学的基盤上で、SH波は東西、南北成分に、SV波は東西、南北、上下成分に分解される。各要素からの地震動の東西、南北、上下成分は要素断層の破壊開始時刻と要素断層から地殻上面までの走時の相違を考慮して合成される。

c) ハイブリッド合成法による強震動予測結果

三次元差分法により得られた地震動と、統計的グリーン関数法により計算された地震動を接続周期2秒でハイブリッド合成し、広帯域地震動波形を得た。Case1、Case2、Case3及びスラブ内地震について、得られた広帯域地震動の工学的基盤における最大速度について、断層最短距離および等価震源距離に対する距離減衰を図5に示す。工学的基盤における最大速度は、いずれのケースでも司・翠川(1999)²⁶⁾により経験的に求められた距離減衰と比較して振幅はやや小さいが概ね一致している。スラブ内地震では振幅はそれらよりやや大きくなっている。また、工学的基盤における最大速度の分布を図6に、地表における計測震度の分布を図7に示す。地表における計測震度は、工学的基盤の計測震度に震度増分を加算して得た。震度増分の評価は、微地形区分から推定されるAVS30(松岡・他, 2005²⁷⁾)に基づく速度振幅の増幅倍率(藤本・翠川, 2006²⁸⁾)を、藤本・翠川(2005)²⁹⁾あるいは翠川・他(1999)³⁰⁾による最大速度と震度の関係式を用いて変換する方法、中央防災会議の値を適用する方法の3種類を検討した。それぞれの方法による結果の比較をCase1について図8に示す。地震動の強さの分布(図6及び図7)をみると、震源断層の直上、特に大きな方のアスペリティの直上では揺れが大きい。プレート境界地震では破壊開始点がそれぞれ異なることに対応して、それぞれの破壊伝播の方向にも揺れの大きな領域が伸びていることが見て取れる。また、図6に見られるように工学的基盤までの深部の地下構造により揺れが大きくなる場合があるとともに、図7に見られるように地表に近い浅い地盤構造により揺れが大きくなる場合もある。これらの要因も揺れの強さに影響を与えていることは注意すべき点である。

ただし、これらの推定には以下の理由で、大きな誤差を含まれている可能性がある。

1. 首都直下地震がフィリピン海プレートのプレート境界地震になるかどうかはよくわかっていない(3.3節参照)。

2. 地震の規模（マグニチュード）、震源断層やアスペリティの位置は仮りに設定されたものである。
3. 地下構造モデルの空間分解能は数 km 程度である。
4. 強い揺れに対する地盤の非線形な挙動を十分考慮していない。

プレート境界地震の Case1、Case2、Case3、及びスラブ内地震について、代表地点における地震動の速度波形、速度フーリエ振幅スペクトル、及び減衰定数 5% の速度応答スペクトルを図 9 に示す。これらの波形を比較すると、シナリオ地震の断層パラメータ設定の違いが、予測地震動に及ぼす影響が確認される。

図 10 に、中央防災会議による検討結果との比較を示す。中央防災会議の検討で用いられた震源断層モデルの深さと比較すると、本研究で用いた震源断層モデルの深さは、本研究で得られた新たなフィリピン海プレートモデルに基づいて設定されているため、平均的におよそ 10 km 浅くなっている。このことを反映して、震源断層の直上で強い揺れが予測される領域が広がっている。また、本研究で用いた全国 1 次地下構造モデルは、中央防災会議の検討で用いられた地下構造モデルと異なることから、神奈川県西部から静岡県にかけての領域や房総半島の領域などで震度分布に相違がみられる。なお、上記で述べたような誤差の要因が存在しているので、本研究の結果を利用するには留意される必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

本研究では、フィリピン海プレートのプレート境界地震とスラブ内地震を想定し、三次元差分法と統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド合成法により広帯域強震動の予測を行った。震源断層モデルの構築、及び強震動予測手法の高度化に関して、過去に発生した地震の解析により得られたスケーリング則、及び本報告書の 3.4.2、3.4.5.1、3.4.5.2、3.4.5.3、及び 3.4.5.4 で得られた成果が活用された。プレート構造及び地下構造の構築に関して、本報告書 3.1 の成果、3.4.3、3.4.4 の成果が活用された。本研究の強震動予測により得られた成果は、広帯域地震動波形、速度応答スペクトル等にまとめられ、首都直下地震動研究成果の利用促進に関する作業部会に提供され活用され（詳細は、別冊「作業部会報告書」参照）、最大速度分布等はサブプロジェクト②及び③へ提供する情報として活用された。

近い将来に発生する地震の想定に関しては、地震の種類、地震の発生する位置・深さ、震源断層の広がり及び地震規模について更に詳細な検討が必要である。そのためには、首都圏で過去に発生した大地震の震源位置・深さ、地震の種類、震源過程等の解明に加え、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生に至る地震学的・地球物理学的プロセスの研究を参照しながら、首都圏における地震活動と大地震発生に至るプロセスを研究することが重要である。

震源断層モデルの構築に関しては、本研究の成果が活用されたが、地震の発生場所と地震の震源過程の特徴との関連をより明らかにするため、過去に発生したプレート境界地震、スラブ内地震の解析に基づくスケーリング則に関する継続的研究が重要である。

地下構造モデルの構築に関しては、本研究の 3.4.1、3.4.3、及び 3.4.4 において成果が得

られ活用されたが、長周期地震動及び短周期地震動の予測の高度化のためには、より多くの地球物理学的データ、地質学的データ、及び地震観測記録に基づく詳細なモデル化とモデルの検証などに関する継続的な研究が必要である。特に、今回の計算から、工学的基盤以浅の地盤増幅特性の研究の重要性が再認識された。

強震動予測手法に関しては、現在までに多くの研究と検討が行われ、予測の高度化が進んできているが、今後、さらに高精度化と広帯域化が要求されると考えられる。差分法や有限要素法による長周期地震動予測においては、有効限界周期を拓げるための改良が必須であり、また、経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法による短周期地震動予測においては、すべり時間関数や地震動継続時間の補正、あるいは波動の幾何減衰などの改良が必要である。

(d) 引用文献

- 1) 平田直, 3.1.1 地震計を用いた自然地震観測によるプレート構造調査, 本報告書.
- 2) 中央防災会議, 首都直下地震対策専門調査会, 2004.
- 3) Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, Progress towards a Japan Integrated Velocity Structure Model and long-period ground motion hazard map, Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. No.S10-038, 2008.
- 4) 地震調査研究推進本部, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 2001.
- 5) Murotani, S., H. Miyake, K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987-991, 2008.
- 6) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩, スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No.69, 123-134, 2006.
- 7) Iwata, T. and K. Asano: Characterization of Heterogeneous Source Model of Intraslab Earthquakes toward Strong Ground Motion Prediction, Pure Appl. Geophys., Vol.168, pp.117-124, 2011.
- 8) 林宏一, 引間和人, 差分法による三次元粘弾性波動場計算(その3) - 不等間隔格子とPCクラスタによる大規模モデルの計算, 日本地震学会講演予稿集, 2001.
- 9) 中村洋光, 宮武隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震, 53, 1-9, 2000.
- 10) Virieux, J., P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, *Geophysics*, 51, 889-901, 1986.
- 11) Levander, A. R., Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, 53, 1425-1436, 1988.
- 12) Graves, R.W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 13) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef, A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, 50, 705-708, 1985.

- 14) Robertsson, J.O.A., Blanch, J.O., and W. W. Symes, Viscoelastic finite-difference modeling, *Geophysics*, **59**, 1444-1456, 1994.
- 15) Irikura, K., Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, 63-104, 1983.
- 16) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長, 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, **430**, 1-9, 1991.
- 17) Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, 第7回日本地震工学シンポジウム 1986.
- 18) 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会講演予稿集, **B25**, 1997.
- 19) Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894, 1983.
- 20) Brune, J.N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 420-439, 1970.
- 21) Hanks, T. C., f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1867-1879, 1982.
- 22) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長, 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, **415**, 57-70, 1990.
- 23) Bullen, K. E., "An introduction to the theory of seismology", 2d ed., Cambridge University Press, London, 1953.
- 24) Hakell, N. A., The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34, 1953.
- 25) Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 557-583, 1979.
- 26) 司宏俊・翠川三郎: 断層タイプ及び地震条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70, 1999.
- 27) 松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎, 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, 239-251, 2005.
- 28) 藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol.6, No.1, 11-22, 2006.
- 29) 藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, No.7, 214-246, 2005.
- 30) 翠川三郎, 藤本一雄, 村松郁栄, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, **1**, 51-56, 1999.

(e) 学会等発表実績

発表成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表場所（学会等名）	発表時期	国際・国内の別
Rise time for broadband ground motion simulation ポスター発表	Hiroe Miyake	米国地震学会	2011年4月	国際
首都直下地震の地震動予測とその結果の活用 口頭発表	額額一起・三宅弘恵・増田徹・酒井慎一・小林道和	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月	国内
地震動継続時間とマグニチュード 口頭発表	増田 徹	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月	国内
統計的グリーン関数の継続時間と強震動予測 口頭発表	増田 徹	日本地震学会2011年秋季大会	2011年10月	国内

(f) 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。

表1. 震源断層パラメータ (Case1)

断層帯	東京湾北部(3MPa)	
緯度(°)	35.3200	
経度(°)	140.1400	
上端深さd(km)		
長さL(km)	63.64	
幅W(km)	31.82	
走向θ	296	
傾斜δ(°)	23	
すべり角λ(°)	138	
マグニチュードM _{ima}	7.3	
地震モーメントM _o (Nm)	1.12E+20	logM _o =1.5M _w +16.1(金森)
モーメントマグニチュードM _w	7.3	
マクロ的に見たパラメータ		
断層面積S(km ²)	2025	$\Delta\sigma = 7\pi^{1.5}/16 \times M_o/S^{1.5}$
S波速度V _s (km/s)	3.5	地殻内の平均的値
平均密度ρ(g/cm ³)	2.8	地殻内の平均的値
剛性率μ(N/m ²)	3.4E+10	$\mu = \rho V_s^2$
平均的な応力パラメータΔσ(MPa)	3	
平均すべり量D(m)	1.62	M _o =μDS
破壊伝播速度V _r (km/s)	2.5	V _r =0.72V _s
Fmax(Hz)	6	兵庫県南部地震の観測記録から推定された値
f _c (Hz)	0.051	$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma / M_o)^{1/3}$
短周期レベルA(Nm/s ²)	1.16E+19	$A = M_o \times (4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma / M_o)^{1/3} \times 2\pi)^2$
アスペリティ等内部パラメータ		
アスペリティの総面積S _a (km ²)	450	S _a =S×0.22
アスペリティ内の平均すべり量D _a (m)	3.23	D _a =D×2.01
アスペリティでの総モーメントM _{oa} (Nm)	4.99E+19	M _{oa} =μD _a S _a
アスペリティの総応力パラメータΔσ _a (MPa)	12.7	$\Delta\sigma = 2.436 M_o / S^{1.5}$
f _c (Hz)	0.109	$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_a / M_{oa})^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s ²)	2.33E+19	$A = M_{oa} \times (4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_a / M_{oa})^{1/3} \times 2\pi)^2$
アスペリティ1の面積S _{a1} (km ²)		
アスペリティ1内の平均すべり量D _{a1} (m)	3.61	M _{oa1} =μD _{a1} S _{a1}
アスペリティ1でのモーメントM _{oa1} (Nm)	4.03E+19	M _{oa1} =M _{oa} ×S _{a1} ^{1.5} /ΣS _{ai}
アスペリティ1の応力パラメータΔσ _{a1} (MPa)	16.7	$\Delta\sigma_{a1} = 2.436 M_o / S^{1.5}$
f _{c1} (Hz)	0.128	$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_{a1} / M_{oa1})^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s ²)	2.60E+19	$A = M_{oa1} \times (4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_{a1} / M_{oa1})^{1/3} \times 2\pi)^2$
アスペリティ2の面積S _{a2} (km ²)		
アスペリティ2内の平均すべり量D _{a2} (m)	2.24	M _{oa2} =μD _{a2} S _{a2}
アスペリティ2でのモーメントM _{oa2} (Nm)	9.60E+18	M _{oa2} =M _{oa} ×S _{a2} ^{1.5} /ΣS _{ai}
アスペリティ2の応力パラメータΔσ _{a2} (MPa)	16.7	$\Delta\sigma_{a2} = 2.436 M_o / S^{1.5}$
f _c (Hz)	0.206	$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_{a2} / M_{oa2})^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s ²)	1.62E+19	$A = M_{oa2} \times (4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_{a2} / M_{oa2})^{1/3} \times 2\pi)^2$
背景領域		
面積S _b (km ²)	1575	S _b =S-S _a
地震モーメントM _{ob} (Nm)	6.23E+19	M _{ob} =M _o -M _{oa}
すべり量D _b (m)	1.15	M _{ob} =μD _b S _b
応力パラメータΔσ _b (MPa)	2.4	$\Delta\sigma = 2.436 M_o / S^{1.5}$
f _c (Hz)	0.058	$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_b / M_{ob})^{1/3}$
短周期レベル(Nm/s ²)	8.32E+18	$A = M_{ob} \times (4.9 \times 10^6 V_s (\Delta\sigma_b / M_{ob})^{1/3} \times 2\pi)^2$

表 2. 震源断層パラメータ (スラブ内地震)

フィリピン海プレート スラブ内 断層パラメータリスト		
断層帯		
緯度(°)	35.9000	世界測地系
経度(°)	140.2500	世界測地系
上端深さd(km)		フィリピン海プレート海洋性地殻第3層上面より1 km下
長さL(km)	48.00	
幅W(km)	20.00	
走向θ	185	
傾斜δ(°)	80	
すべり角λ(°)	105	
マグニチュードM _{ima}		
地震モーメントM _o (Nm)	5.60E+19	logM _o =1.5M _w +16.1(金森)
モーメントマグニチュードM _w	7.1	
マクロ的に見たパラメータ		
断層面積S(km ²)	960	$\Delta\sigma = 7\pi^{1.5}/16 \times M_o/S^{1.5}$
S波速度V _s (km/s)	4.7	全国1次地下構造モデルの第20層
平均密度ρ(g/cm ³)	3.2	全国1次地下構造モデルの第20層
剛性率μ(N/m ²)	7.1E+10	$\mu = \rho V_s^2$
平均的な応力パラメータΔσ(MPa)	4.6	
平均すべり量D(m)	0.82	M _o = μ DS
破壊伝播速度V _r (km/s)	3.4	V _r = 0.72 V _s
F _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部(2009)強震動予測手法(「レンビ」)による
f _c (Hz)	0.100	f _c = 4.9 × 10 ⁶ V _s (Δσ/M _o) ^{1/3}
アスペリティ等内部パラメータ		
アスペリティの総面積S _a (km ²)	160(長周期用) 96(短周期用)	S _a = 0.17D S _a = 0.1D
アスペリティ内の平均すべり量D _a (m)	1.64(長周期用) 2.80(短周期用)	D _a = D × 2.0 D _a = D × 3.4
アスペリティでの総モーメントM _{oa} (Nm)	1.9E+19	M _{oa} = μ D _a S _a
アスペリティの総応力パラメータΔσ _a (MPa)	27.6(長周期用) 46.0(短周期用)	$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \times S/S_a$
f _c (Hz)	0.261(長周期用) 0.309(短周期用)	f _c = 4.9 × 10 ⁶ V _s (Δσ _a /M _{oa}) ^{1/3}
アスペリティ1の面積S _{a1} (km ²)	96(長周期用) 64(短周期用)	S _{a1} = S _a × 2/3
アスペリティ1内の平均すべり量D _{a1} (m)	1.8(長周期用) 3.1(短周期用)	M _{oa1} = μ D _{a1} S _{a1}
アスペリティ1でのモーメントM _{oa1} (Nm)	1.2E+19(長周期用) 1.4E+19(短周期用)	M _{oa1} = M _{oa} × S _{a1} ^{1.5} / Σ S _{ai} ^{1.5}
アスペリティ1の応力パラメータΔσ _{a1} (MPa)	27.6(長周期用) 46.0(短周期用)	$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_c * S/S_a$
ライズタイム(秒)	1.2	Tr = (W _a /2V _r)
f _{c1} (Hz)	0.301(長周期用) 0.342(短周期用)	f _c = 4.9 × 10 ⁶ V _s (Δσ _a /M _{oa}) ^{1/3}
アスペリティ2の面積S _{a2} (km ²)	64(長周期用) 32(短周期用)	S _{a1} = S _a × 1/3
アスペリティ2内の平均すべり量D _{a2} (m)	1.5(長周期用) 2.2(短周期用)	M _{oa2} = μ D _a S _a
アスペリティ2でのモーメントM _{oa2} (Nm)	6.70E+18(長周期用) 4.96E+18(短周期用)	M _{oa2} = M _{oa} × S _{a2} ^{1.5} / Σ S _{ai} ^{1.5}
アスペリティ2の応力パラメータΔσ _{a2} (MPa)	27.6(長周期用) 46.0(短周期用)	$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_c * S/S_a$
ライズタイム(秒)	1.2(長周期用) 0.6(短周期用)	Tr = (W _a /2V _r)
f _{c2} (Hz)	0.369(長周期用) 0.484(短周期用)	f _c = 4.9 × 10 ⁶ V _s (Δσ _a /M _{oa}) ^{1/3}
背景領域		
面積S _b (km ²)	800(長周期用) 864(短周期用)	S _b = S - S _a
地震モーメントM _{ob} (Nm)	3.70E+19	M _{ob} = M _o - M _{oa}
すべり量D _b (m)	0.65(長周期用) 0.60(短周期用)	M _{ob} = μ D _b S _b
応力パラメータΔσ _b (MPa)	4.7(長周期用) 4.6(短周期用)	$\Delta\sigma_b = 0.1 * \Delta\sigma_a$
ライズタイム(秒)	2.9	Tr = (W _a /2V _r)
f _c (Hz)	0.116(長周期用) 0.115(短周期用)	f _c = 4.9 × 10 ⁶ V _s (Δσ _b /M _{ob}) ^{1/3}

表 3. 差分法による地震動シミュレーションのパラメータ諸元

格子配置	応力-速度スタッガードグリッドVirieux(1986) ¹⁰⁾
計算精度	時間 2 次 空間 4 次 Levander(1988) ¹¹⁾
震源の導入	モーメントテンソルを等価な体積力として表現する方法 Graves(1996) ¹²⁾
吸収境界条件	Cerjan(1985) ¹³⁾ による。厚さ 20 格子
粘弾性条件	メモリバリアブルによる Robertsson(1994) ¹⁴⁾ 基準周期 4 秒
グリッドサイズ	NS 方向、EW 方向 150m UD 方向 150m (0-3 km ; 20 グリッド) 300m (3-9 km ; 20 グリッド) 600m (9-39 km ; 50 グリッド) 900m (39-84 km ; 50 グリッド) 最少周期 150m×5 波長/500(m/s)=1.5 秒
グリッド数	NS 方向 1667、EW 方向 1634、UD 方向 140
計算範囲	NS 方向 -180,000m~ 70,050m EW 方向 -135,000m~110,100m (国家座標第 ix 系 旧座標系)

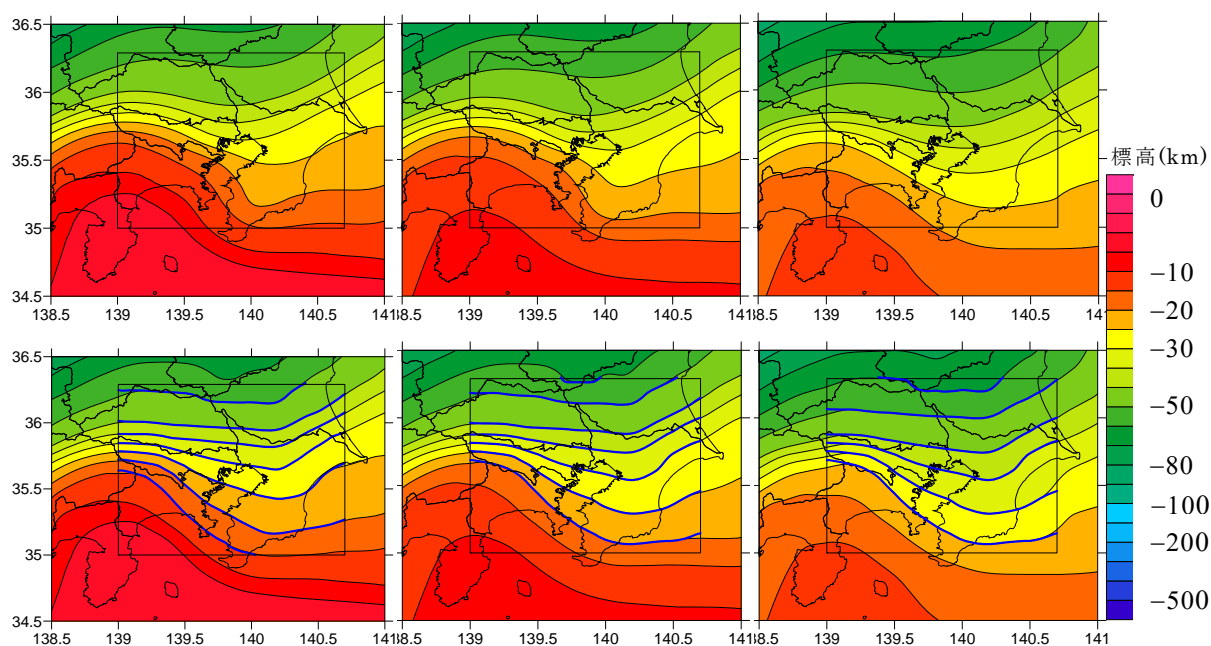


図 1. フィリピン海プレート構造モデルの構築

上段は全国 1 次地下構造モデル、下段の青線は本報告書 3.1.1 によるフィリピン海プレートの深さ分布。それぞれ左から、海洋性地殻第 2 層、海洋性地殻第 3 層、海洋性マントル。横軸は東経、縦軸は北緯。

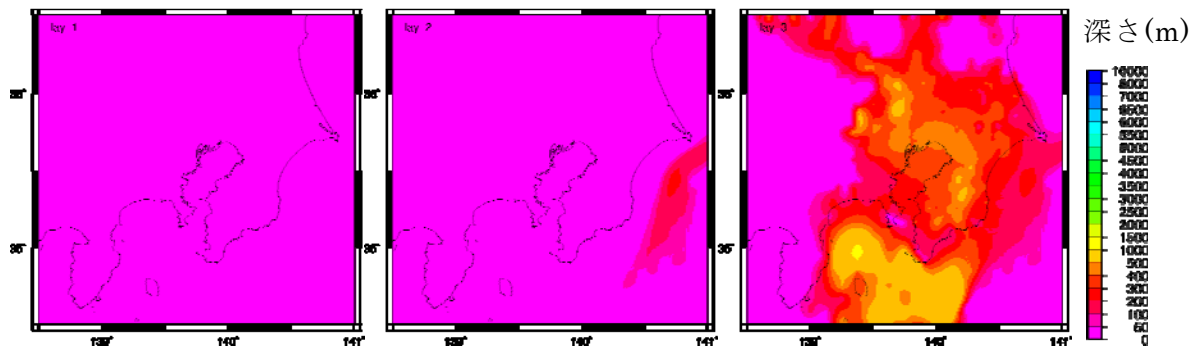


図 2 (a). 三次元地下構造モデル. 左:Vs350m/s、中:Vs500m/s、右:Vs600m/s 層の深さ。

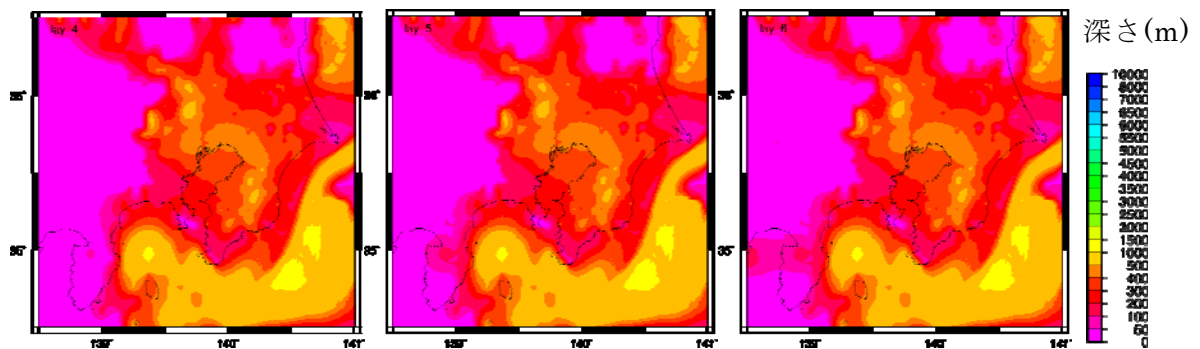


図 2 (b). 三次元地下構造モデル. 左:Vs700m/s,中:Vs800m/s,右:Vs900m/s の深さ。

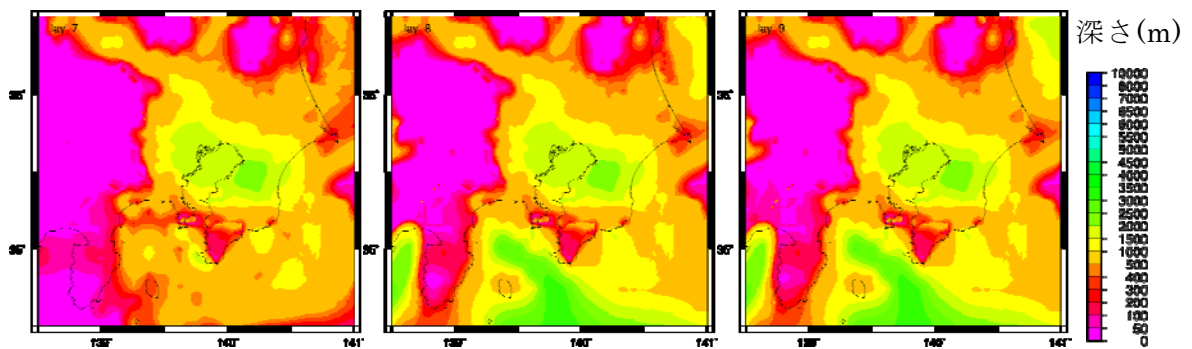


図 2 (c). 三次元地下構造モデル. 左:Vs1,000m/s,中:Vs1,300m/s,右:Vs1,500m/s 層の深さ。

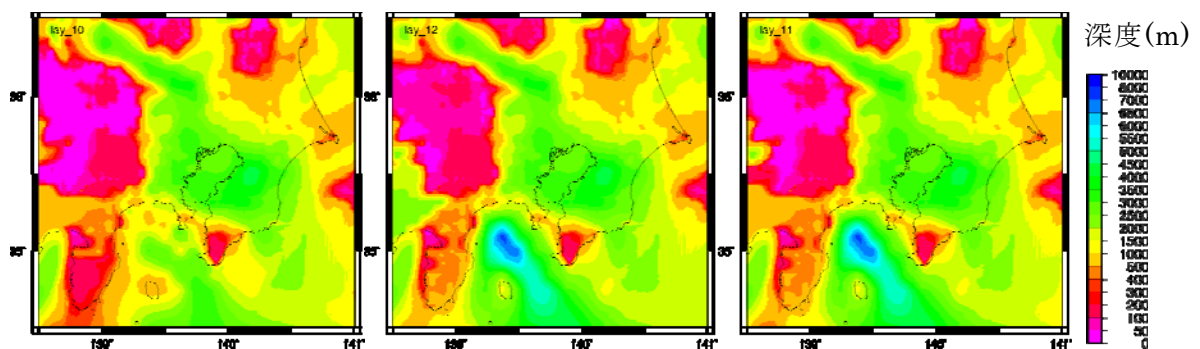


図 2 (d). 三次元地下構造モデル. 左:Vs1,700m/s,中:Vs2,000m/s,右:Vs2,400m/s 層の深さ。

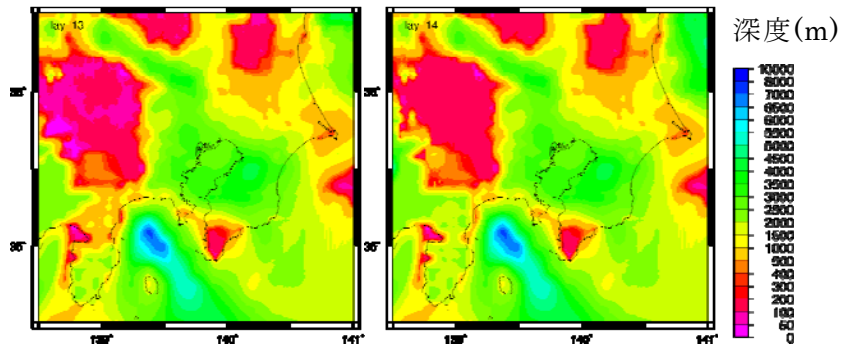


図 2 (e). 三次元地下構造モデル. 左:Vs2,900m/s、右:Vs3,200m/s 層の深さ。

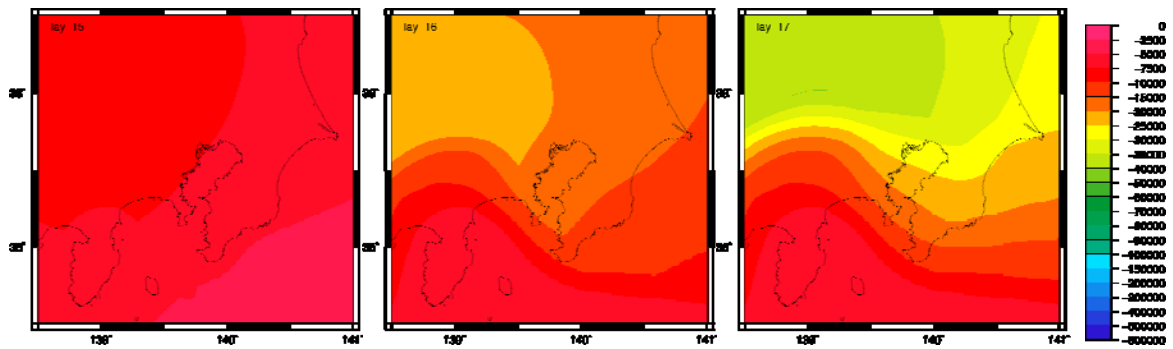


図 2 (f). 三次元地下構造モデル. 左:上部地殻、中:下部地殻、右:上部マンツルの標高。

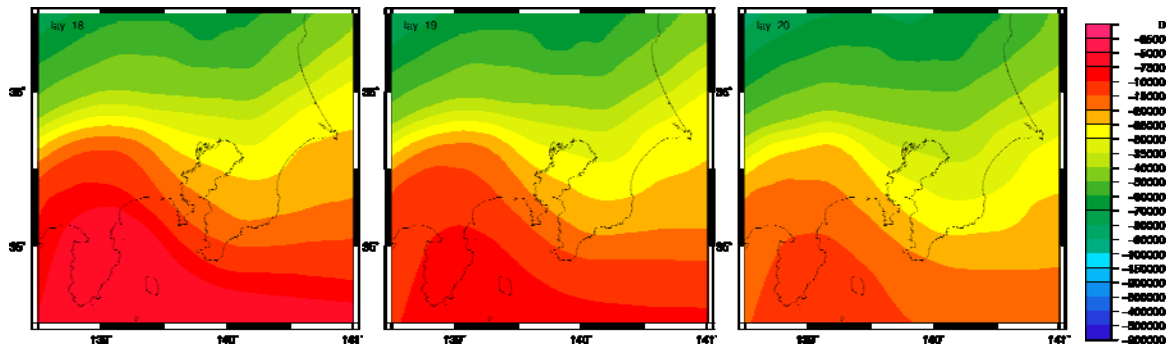


図 2 (g). 三次元地下構造モデル.
左:海洋性地殻第 2 層、中:海洋性地殻第 2 層、右:海洋性マンツルの標高。

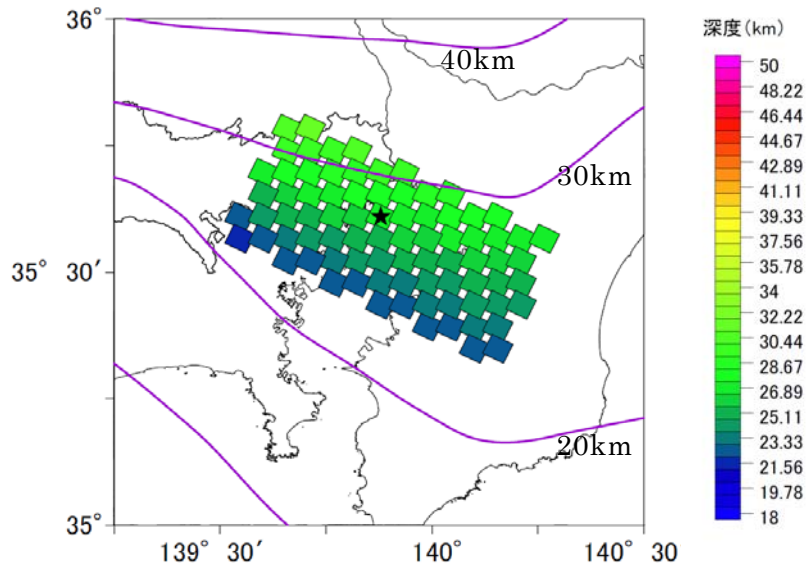


図3. プレート境界地震の震源断層モデルとアスペリティ配置
 左図は Case1、Case2、Case3。黒、青、緑の星印はそれぞれの破壊開始点。

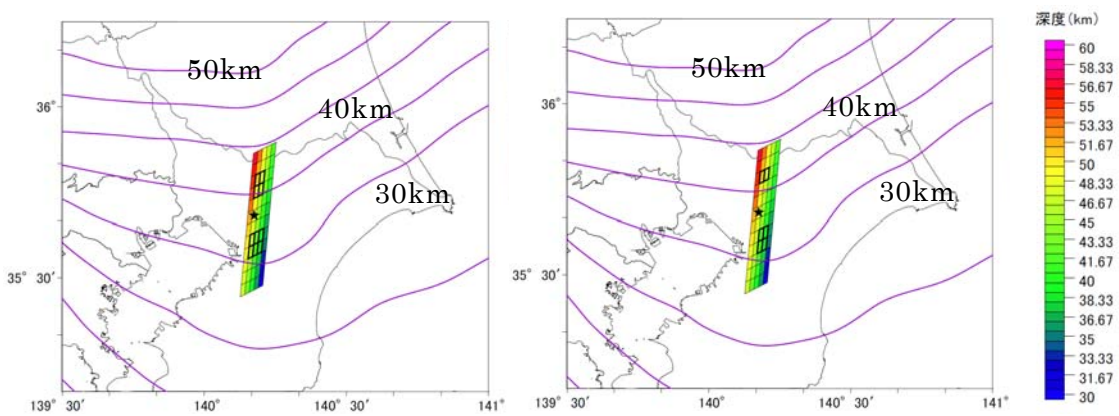


図4. スラブ内地震の震源断層モデルとアスペリティ配置
 左:長周期震源、右:短周期震源。黒星印は破壊開始点。

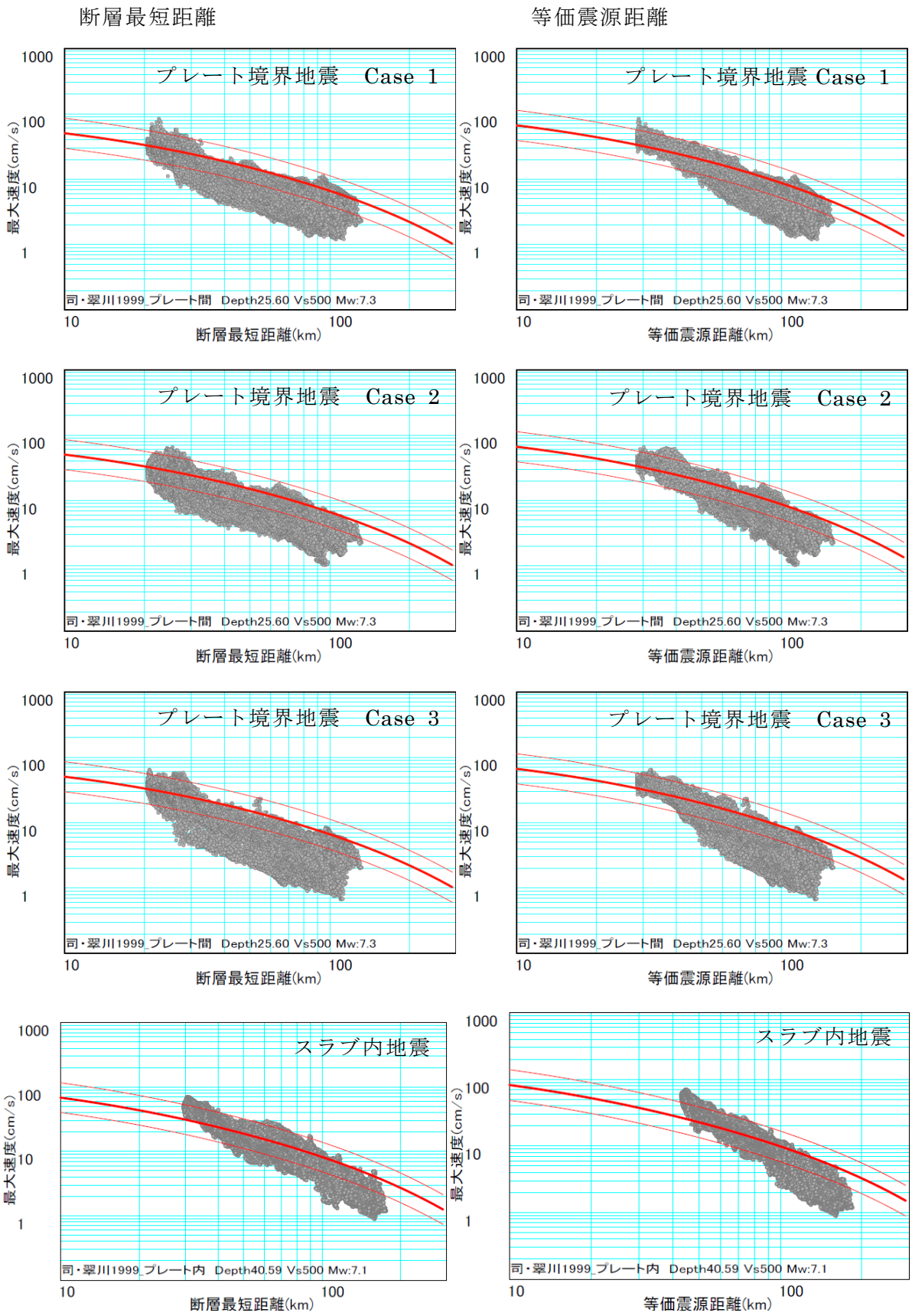


図5. ハイブリッド合成法により得られた工学的基盤における最大速度の工学的基盤における最大速度の距離減衰。左列は断層最短距離、右列は等価震源距離による。

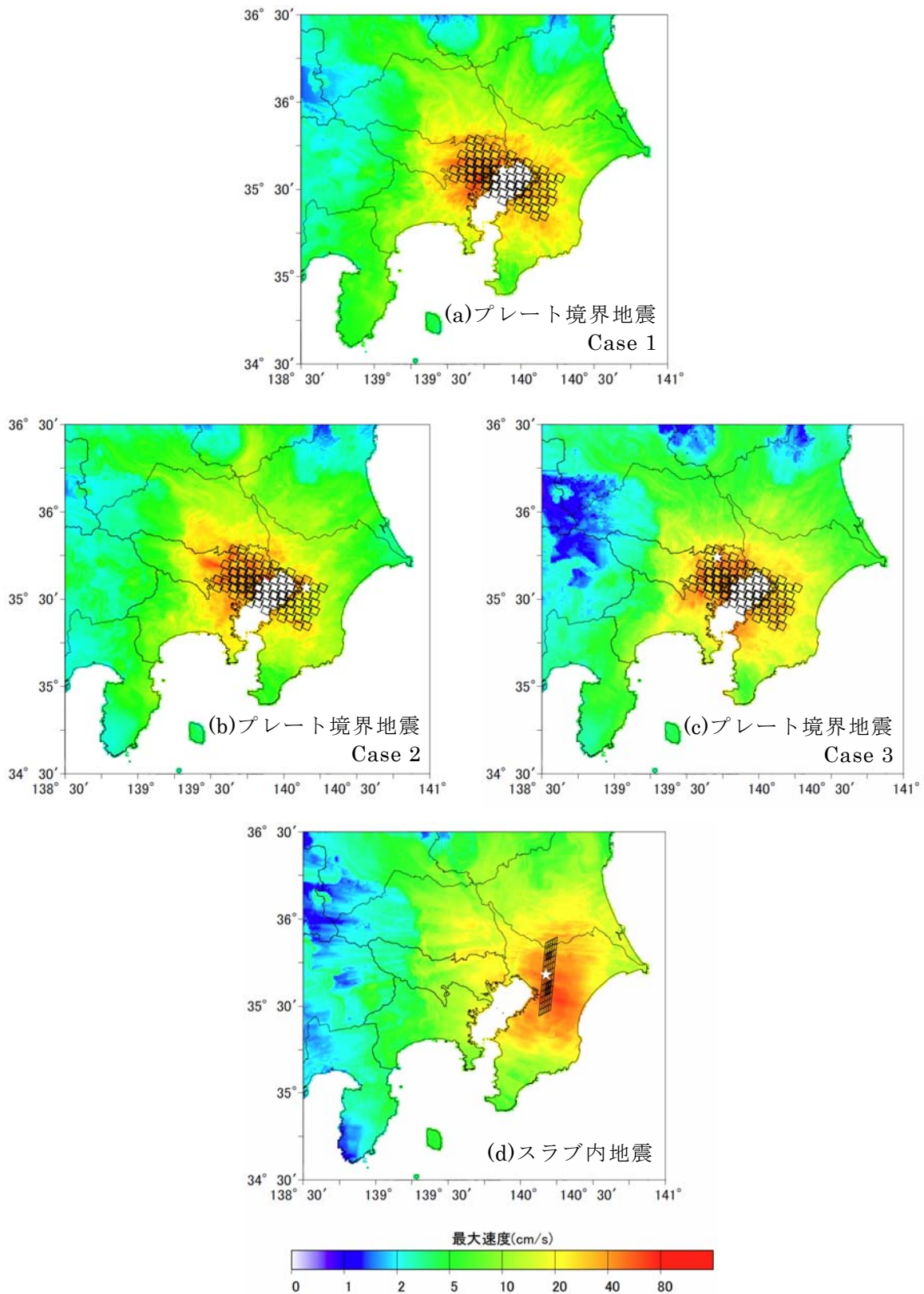


図6. ハイブリッド合成法により得られた工学的基盤における最大速度分布 (大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません。)

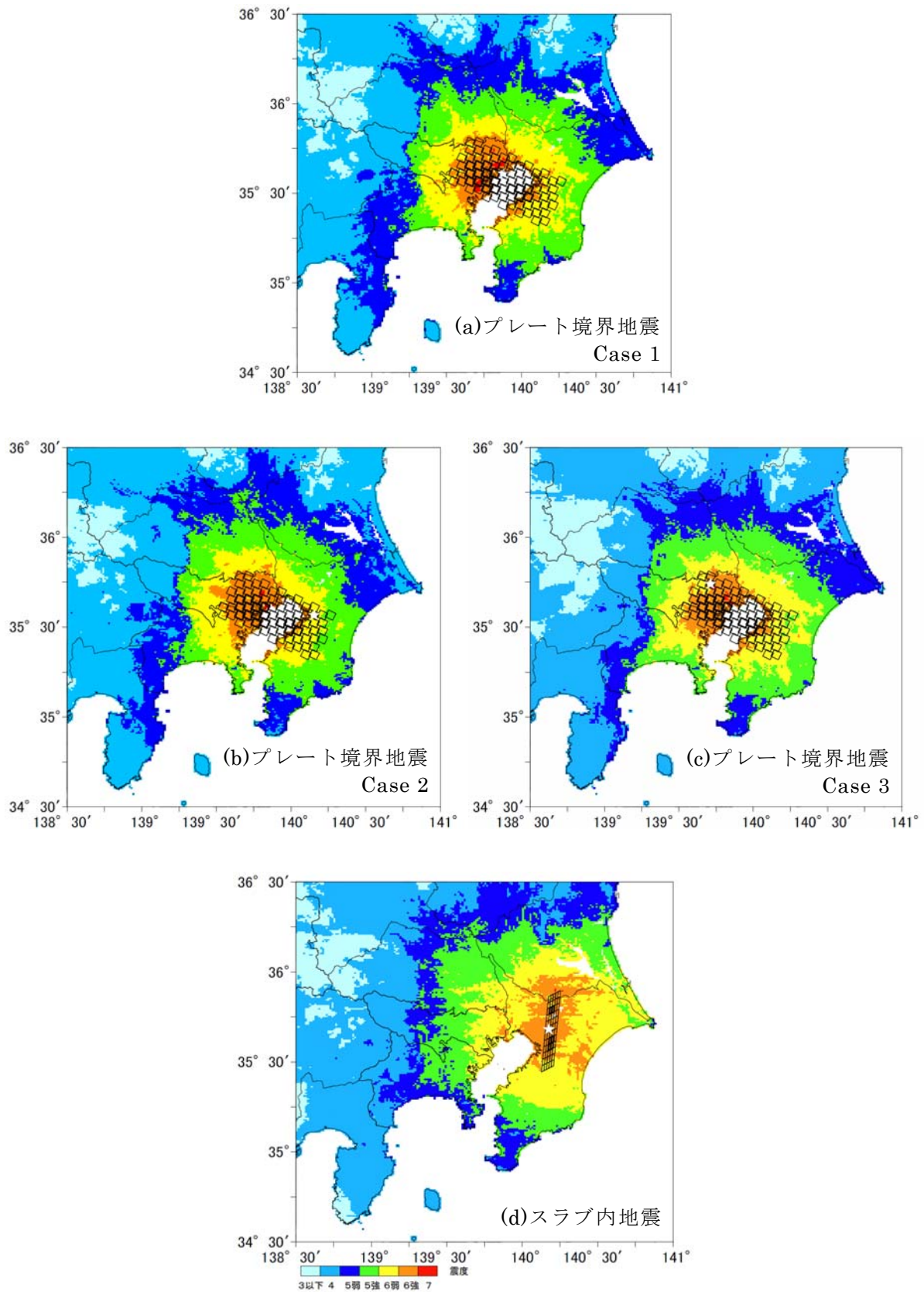
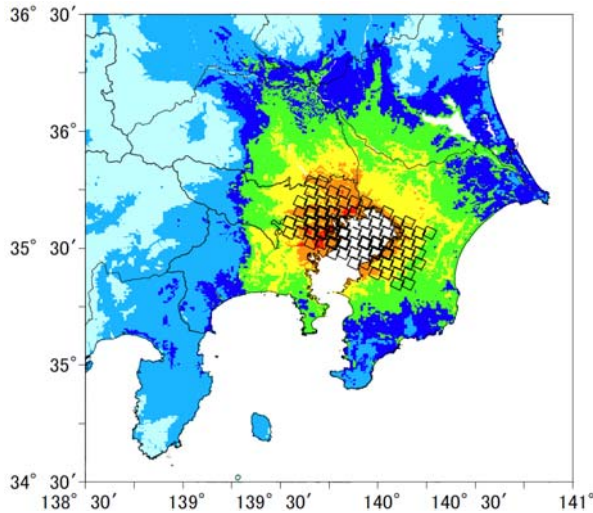
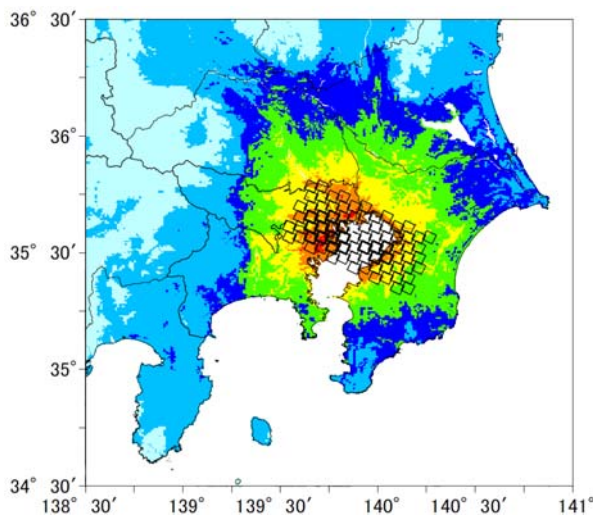


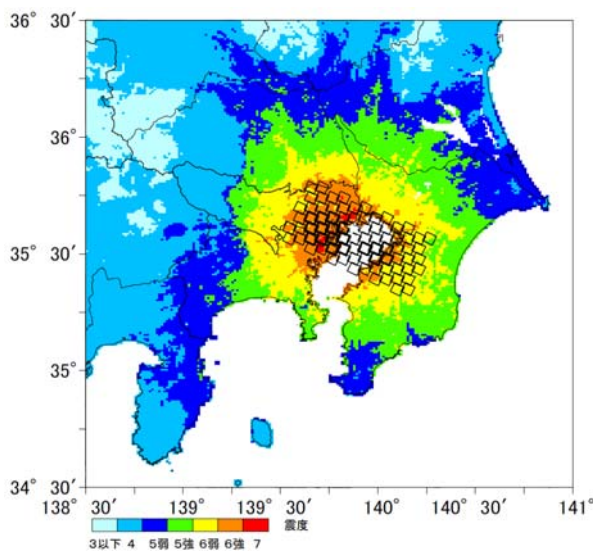
図7. ハイブリッド合成法により得られた地表における震度分布
(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません。)



(a) 地震動波形から計算される工学的基盤における計測震度に、AVS30に基づく速度振幅の増幅倍率を藤本・翠川 (2005)²⁹⁾の関係式により震度増分に変換して加算する方法。



(b) 地震動波形から計算される工学的基盤における計測震度に、AVS30に基づく速度振幅の増幅倍率を翠川・他 (1999)³⁰⁾の関係式により震度増分に変換して加算する方法



(c) 地震動波形から計算される工学的基盤における計測震度に、表層から推定された震度増分を加算する方法 (中央防災会議と同様の方法)

図8. 地表における震度の算出方法の比較

(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません。)

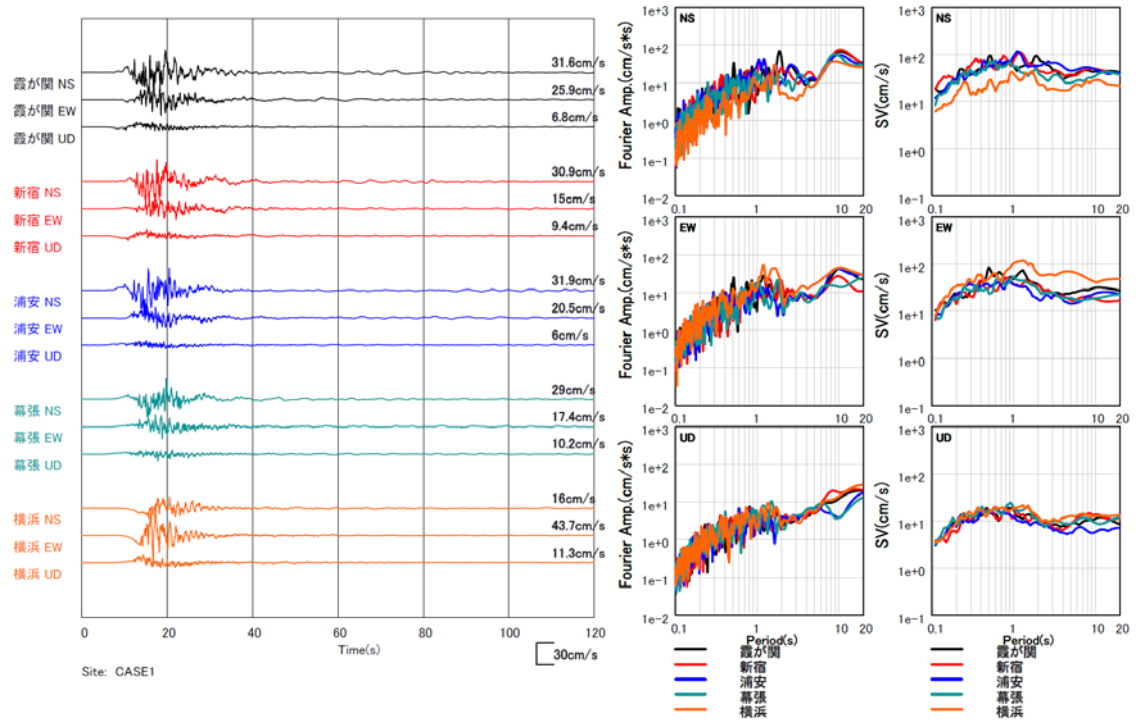


図 9 (a). プレート境界地震 Case1 による地震動波形とスペクトル。

左図は上から霞が関、新宿、浦安、幕張、横浜の 3 成分速度波形。中図はフーリエスペクトル、右図は速度応答スペクトル (5%減衰) で、上から NS、EW、UD 成分。以下の図も同様。

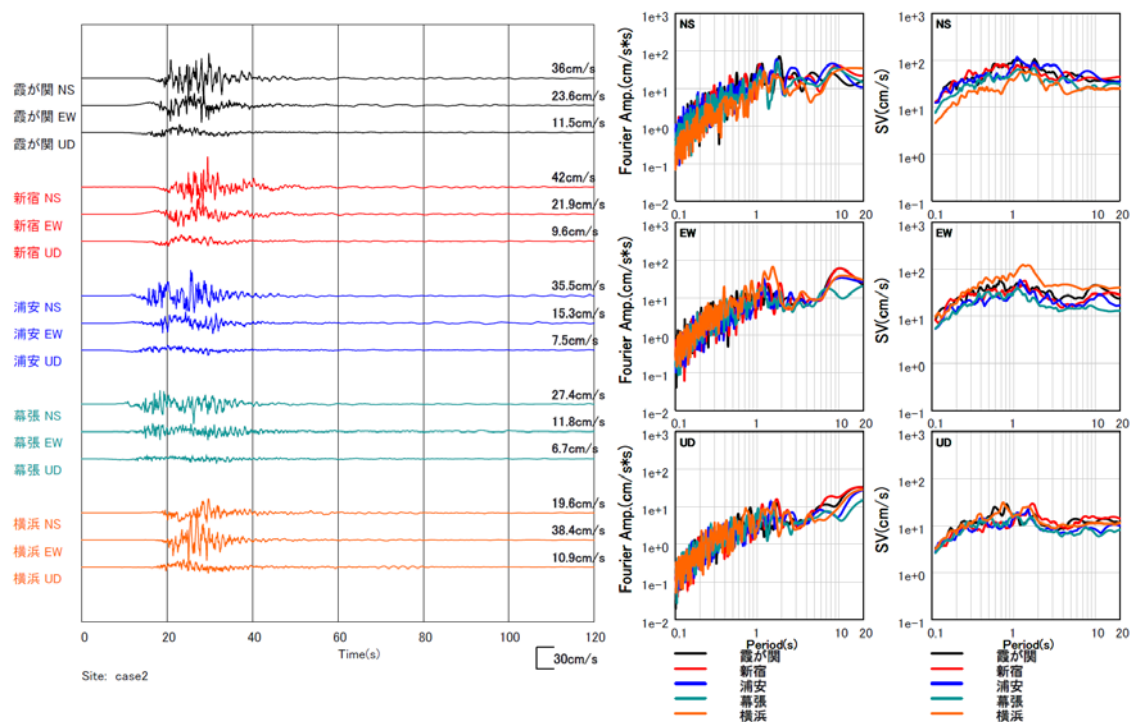


図 9 (b). プレート境界地震 Case2 による地震動波形とスペクトル

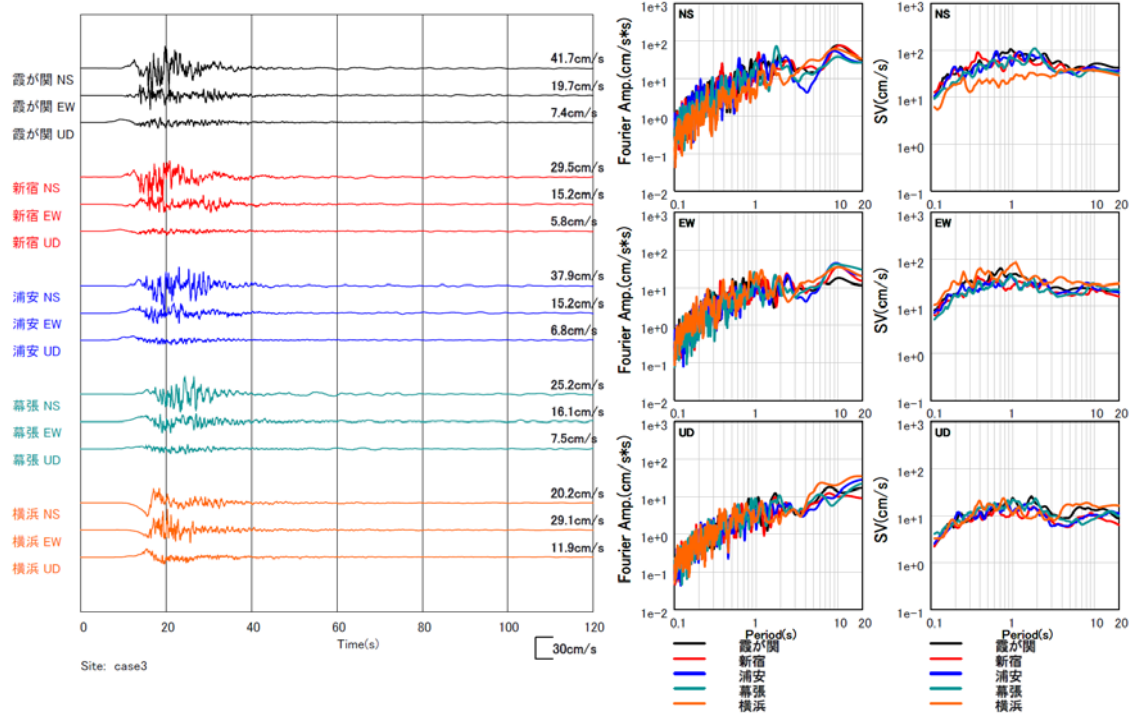


図 9 (c). プレート境界地震 Case3 による地震動波形とスペクトル

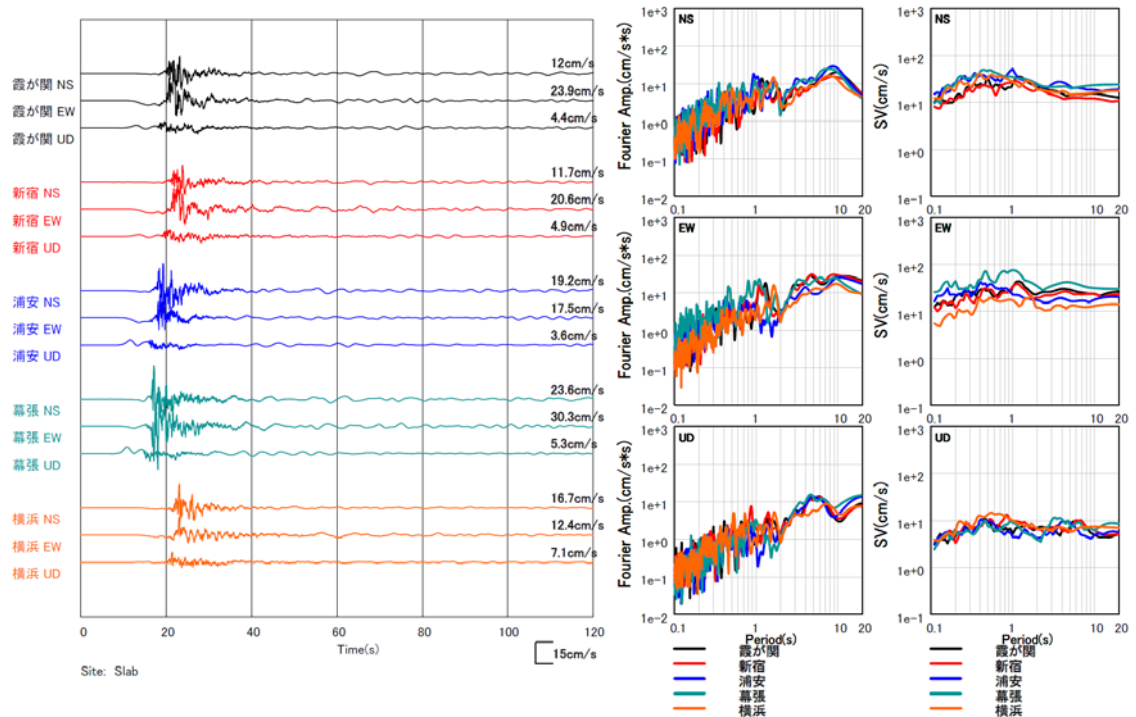


図 9 (d). スラブ内地震による地震動波形とスペクトル

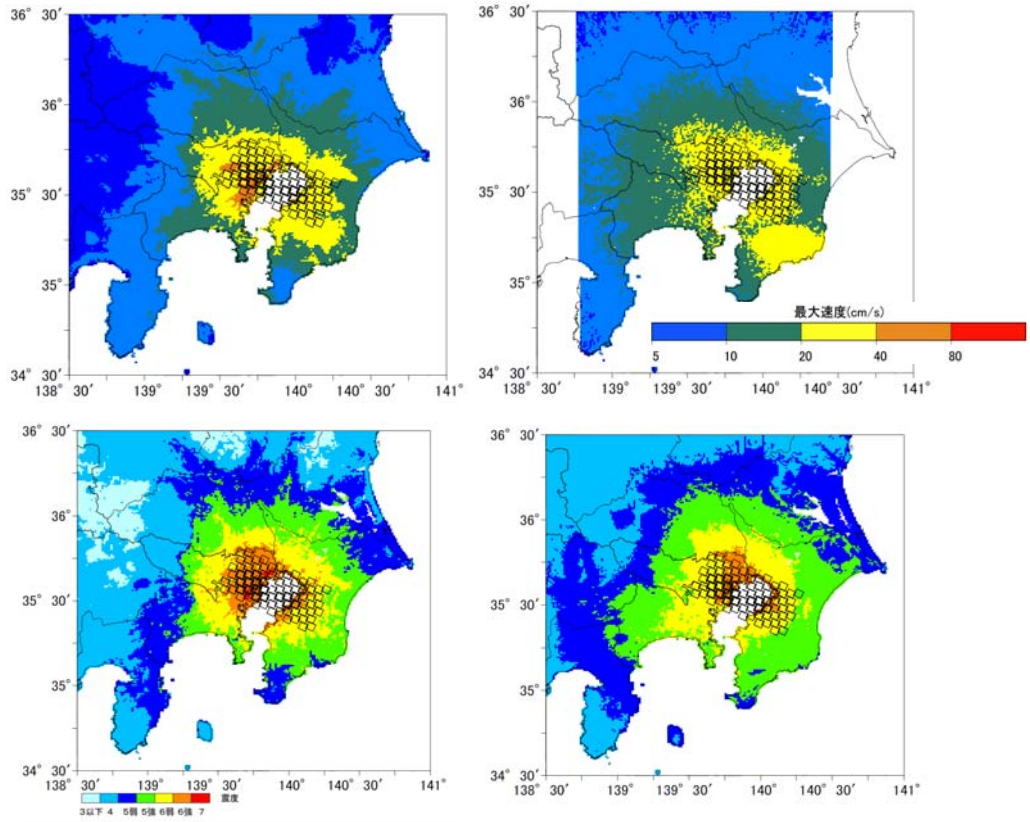


図 10. 中央防災会議による検討結果との比較。上段は工学的基盤における最大速度分布、下段は地表における震度分布。左は本研究の結果、右は中央防災会議の結果。(本研究の結果は大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません。)