

I-4 震源断層モデル等の構築

瀬戸 一樹 (東京大学地震研究所)

1. 研究の目的

本研究「震源断層モデル等の構築」では、首都圏に脅威をもたらすプレート境界地震やスラブ内地震について、震源断層モデルの構築、及び地殻やプレートを含む地下構造モデルの構築を行って、短周期の強い揺れから長周期地震動を含む広い帯域での地震動予測を高度化することを目的としています。その際、「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」のサブプロジェクト1の他の研究で得られたデータ等を活用しました。

2. 研究の内容

地震はプレート境界、スラブ内、地殻内などで発生し、震源から放射される地震動は、発生場所における応力場の特徴と地震の規模に応じた周期特性をもっています。その後、地震動は、震源から地表まで伝播する間に地下構造による影響を受けます。首都圏は関東平野の中心に位置し、周辺域には山地や丘陵が存在するという地形が反映した複雑な地下構造になっており、この地下構造は地震動に対して周期に応じた様々な影響を与えます。

一方、首都圏に立地する建築物や構造物には、住宅・低層建築物・高層建築物・超高層建築物、石油・ガスの備蓄タンク、橋梁、上下水道・ガス・電気・電話等のライフラインなど、いろいろな種類が存在します。そして、それらは地震動に対して、それぞれの構造に応じた固有の応答特性をもっており、影響を受けやすい地震動の周期は幅広く存在します。

また、地震動による被害の程度は、この影響を受けやすい地震動の周期に支配されます。したがって、地震に対する防災・減災に役立てるためには、構造物の被害に関連する広い周期帯域で地震動を高精度に予測することが必要です。そして、そのためには、主に以下の基礎的な課題が重要です。

- (1) 震源断層の広がりや地震の規模の評価、及び震源断層のうち特にすべりが大きいアスペリティ(あるいは強い地震動を生成する強震動生成域)の想定とそれらを含めた震源断層モデル化手法の高度化。
- (2) 地震動が震源から地表に伝播する間に受ける影響を評価するための地下構造モデルの精緻化と表層地盤による地震動の増幅特性の評価。
- (3) 地震を起こす震源断層が位置する場所の想定、及

び上記(1)と(2)の成果を活用した地震動予測の高度化。

ここに報告する内容は、上記課題に関して、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、防災科学技術研究所、東京工業大学大学院総合理工学研究科、東京大学大学院理学系研究科、北海道大学大学院工学研究科、九州大学大学院理学研究院、鹿児島大学大学院理工学研究科が実施した研究の成果です。

3. 研究の成果

3.1 震源断層モデル化手法の高度化

地震動の予測において特に重要な震源断層モデルの構築は、地震学的な知見及び地震動などの観測記録の解析結果に基づいて行われます。

プレート境界地震、スラブ内地震、地殻内地震のいずれにおいても、地震動は震源断層での応力の降下(解放)を伴うすべり(くい違い)によって発生すると考えられています。このとき、地震動の性質を決める主なパラメータは、震源断層の広がり(長さや幅あるいは面積)と震源断層での平均すべり(すべり変位あるいはすべり速度)、及びアスペリティの広がりとそのすべりです。断層の広がりや平均すべりとの積は地震モーメント(地震の規模を測るひとつの指標)に比例した量です。震源断層における平均すべり変位は震源断層の広がりや特徴づける長さや平均応力降下量に比例します。大きなすべりが生じるアスペリティの広がりや断層面上での応力降下量の分布と関連し、また、アスペリティでのすべりの大きさはそこでの応力降下量の大きさや関連していると考えられます。

上記の特徴についての理論的考察は、地震動観測記録の解析により確認されます。本研究においては、破壊伝播が一様な断層面に限定されない場合にも適用可能な解析手法を開発し、2005年福岡県西方沖地震、2007年新潟県中越沖地震、2007年能登半島地震、2008年岩手・宮城内陸地震、2009年駿河湾地震に適用して強震動生成域を特定しました。これは九州大学大学院理学研究院の研究成果です。図1に一例として、2009年駿河湾地震についての解析結果を示します。

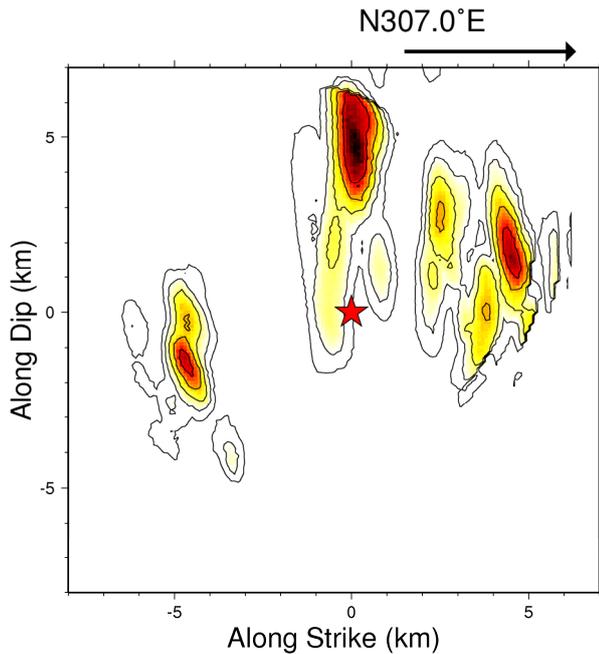


図1 非一様な破壊伝播を考慮して解析した2009年駿河湾地震の主破壊断層面におけるP波放射強度の分布。★は主破壊開始点。

また、複雑な曲面形状をもつ震源断層に適用可能な解析手法を開発し、1703年元禄地震、1923年関東地震に適用しました。これは鹿児島大学大学院理工学研究科による研究成果です。図2に解析例を示します。

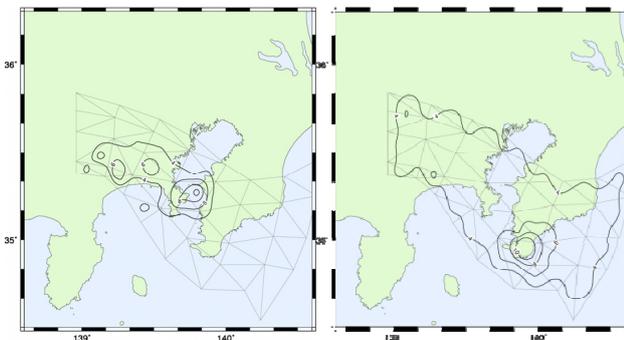


図2 曲面状の断層面を考慮した震源過程解析により得られたすべり分布。左図は1923年関東地震、右図は1703年元禄地震。

本研究ではさらに、2004年新潟県中越地震、2004年米国・パークフィールド地震を対象とした破壊過程の複雑性とマルチスケール破壊成長過程との関連とスケールリング則の研究、南海地域と米国・カスケード地域で発生する低周波微動の時定数インバージョン手法の開発、東京湾北部に発生するゆっくり地震と群発地震発生との関連に関する研究等、地震発生あるいは微動発生の各段階において震源で起こる物理過程に関する基

礎的研究を行いました。また、2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程を解析し、プレート境界で発生する超巨大地震の特徴を明らかにしました。これは東京大学大学院理学系研究科の研究成果です。

このような過去に発生した地震の震源過程に関する多くの研究成果を整理することにより、地震時に震源で起きている特徴的な過程が明らかにされてきました。これらの研究成果から、プレート境界、スラブ内、地殻内で発生する地震のそれぞれについて、震源断層での平均応力降下量は地震の規模が異なっても大きく変化せず、震源断層の面積と地震モーメントの間には、地震モーメントの広い範囲で特定の関係が成り立つことが明らかにされ、また、アスペリティの面積やアスペリティにおけるすべり量についても地震モーメントと特定の関係が成立することが確認されます。

震源断層の面積と地震モーメントとの関係、あるいはアスペリティの面積と地震モーメントとの関係は、震源断層モデルの構築において重要です。

地殻内地震については、アスペリティの面積 S_a と地震モーメント M_0 との関係が詳細に調べられ、以下の関係が確認されています (Somerville *et al.*, 1999¹⁾)。

$$S_a(\text{km}^2) = 2.32 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}). \quad (1)$$

地震モーメントは断層面積とすべり量との積に比例するので、この関係は、すべり量が断層面積の平方根、あるいは断層の特徴的な長さに比例し、平均的にみると応力降下量が地震によらず変わらないことを意味しています。

プレート境界地震についても、近年研究成果が報告されていて (Murotani *et al.*, 2008²⁾)、内陸地震と同様な以下の関係が得られています。

$$S_a(\text{km}^2) = 2.89 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}). \quad (2)$$

本研究では、スラブ内地震やアウターライズ地震について、地震動波形記録の解析に基づく震源過程の研究を行い、今までに蓄積された成果と合わせて、スラブ内地震のスケールリング則を求めました。スラブ内地震のアスペリティの面積と地震モーメントとの関係は、Iwata and Asano (2011)³⁾により、

$$S_a(\text{km}^2) = 1.04 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}), \quad (3)$$

また、強震動生成域と地震モーメントとの関係は、笹谷・他 (2006)⁴⁾により、

$$S_a(\text{km}^2) = 1.25 \times 10^{-11} M_0^{2/3} (\text{Nm}), \quad (4)$$

と求められています。これらの関係も内陸地震やプレ

一境界地震に見られる関係と傾きが似たものになっています。図3及び図4にスケーリング則についての解析結果を示します。これらは京都大学防災研究所、北海道大学大学院工学研究科による研究成果です。

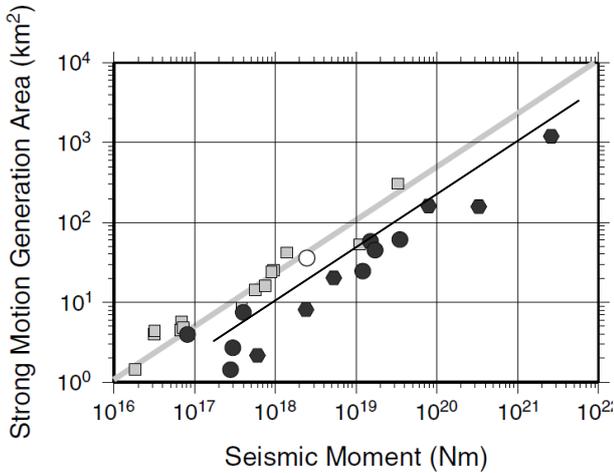


図3 スラブ内地震の強震動生成域と地震モーメントとの関係。●と黒色線はそれぞれスラブ内地震の強震動生成域についてのデータと統計的關係。■と灰色線は地殻内地震のアスペリティについての結果。(Iwata and Asano, 2011)

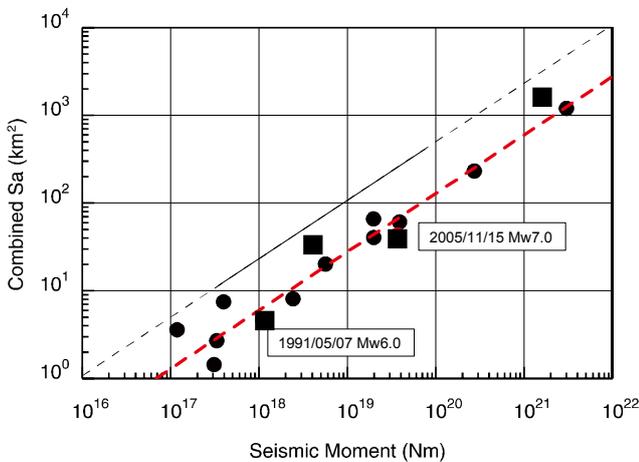


図4 スラブ内地震の強震動生成域と地震モーメントとの関係。■は本研究での解析結果、●と破線はそれぞれ笹谷・他(2006)のデータと統計的關係。

これらの研究成果は、首都圏において発生が懸念される地震の震源モデル構築に活用されました。

3.2 地下構造モデルの高度化

震源から地表まで伝播する間に地震動が受ける地下構造の影響は、建築物や構造物の被害を評価する上で震源断層モデルの構築と並び大変重要です。

地震が発生する場所は、硬い岩石等から成る地殻あ

るいはマントル内部です。そこではP波速度とS波速度との比は1.7~1.8です。地殻の最上部ではP波速度は6,000m/s程度、S波速度は3,500m/s程度の値で、地震基盤と呼ばれます。地震基盤より浅い部分は一般に浅くなるほど軟らかくなり、P波速度とS波速度は減少し、P波速度とS波速度との比は増大していきます。山地等で比較的硬い岩石が露頭しているところでは地表のS波速度はあまり小さくなっていませんが、平野や盆地の地表付近ではP波速度もS波速度もきわめて小さな値になっています。地表よりやや深いところのS波速度が300~400m/s、大きくても700m/s程度の地層は、建築物や構造物の基礎を支持できると判断されることから、工学的基盤と呼ばれます。

工学的基盤より深い構造は深い地盤構造及び地震基盤以深の地殻構造(以下、深い地下構造と総称する)モデル、工学的基盤から地表までの浅い構造は地盤構造モデルとして、別々にモデル化されるのが一般的です。また、地震動の予測計算においても、地下構造による地震動への影響は、多くの場合、震源から工学的基盤までの伝播経路と工学的基盤から地表までの部分とに分けて評価されます。

深い地下構造のモデル化は、物理探査結果やボーリング調査結果等の点あるいは線のデータを基にした初期モデルの作成、走時やR/Vスペクトル比についてモデルからの推定値と自然地震の観測記録による実測値との比較による修正、地質学的データや重力異常データ等の面的データによる調整、中小地震による地震観測記録の再現計算に基づいた改良へと続く手順が標準的です(Koketsu *et al.*, 2009⁵⁾)。日本国内では、内陸と沿岸を含めて物理探査やボーリング調査が比較的稠密に実施されていて、地質図や重力異常分布図等は全国を覆い、また地震観測点も全国的に密に設置されています。深い構造の変化はあまり急激ではないと考えられますから、これらのデータの平面的密度に応じた三次元モデルの構築が可能です。本研究では、上述の標準的モデル化手法に従いながら、関東・東海地域、及び中国・四国地域の深い地下構造のモデルを構築しました。これらの成果の一部は「長周期地震動予測地図(地震調査研究推進本部, 2009⁶⁾)」や「全国1次地下構造モデル(Koketsu *et al.*, 2008⁷⁾)」に活用されています。

また、既往の各種データの整理と利用や地震観測記録の解析に加えて、微動アレイ探査や微動観測を実施して新たに解析結果を追加し、関東地域の地下構造モデルを精緻化しました。これは東京工業大学大学院総合理工学研究科の研究成果です。得られた結果の一部を図5に示します。

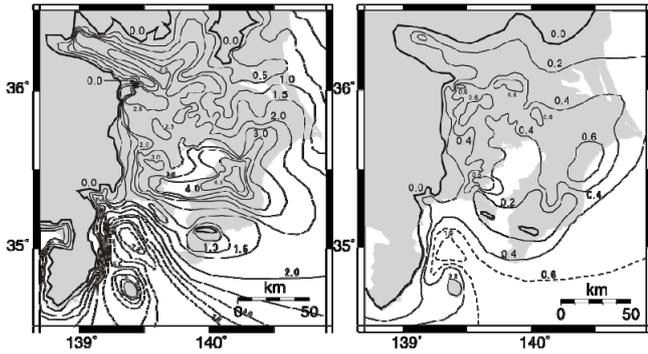


図5 構築された関東平野の深い地下構造のモデル。左図はS波速度 3,000m/s、右図は 1,000m/s の層の上面の深さ。

一方、浅い地盤構造のモデル化は、物理探査結果やボーリング調査結果等が利用可能ですが、少しの位置の相違で大きな変化が見られるので、多くの場合三次元のモデル化ではなく一次元のモデル化となります。深い地下構造に影響される周期帯域と浅い地盤構造に影響される周期帯域の境界は、1~2 秒程度と見積もられます。地震動予測において地下構造の影響は、一般的に、深い地下構造のモデルと浅い地盤構造のモデルをつなぎ合わせて評価されていましたが、周期 1~2 秒程度の固有周期をもつ木造住宅等の構造物への影響を評価するためには、深い地下構造と浅い地盤構造を统一的にモデル化することが精度向上に効果的であると考えられます。本研究では、関東地域について、これらを含めた統合地下構造モデルの構築のために、既往の物理探査データ、ボーリングデータの利用に加えて、地下構造のモデル化に十分な密度となるように多くの地点で微動観測を実施して、新たなデータを追加し、データベースとして整備するとともに、モデル構築手法を開発しました。これは防災科学技術研究所による研究成果です。図6に結果を示します。また、図7に統合地下構造モデルの構築に用いられた微動観測実施地点を示します。

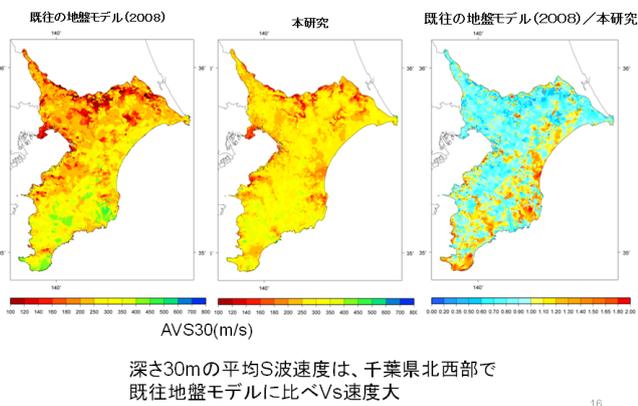


図6 統合地下構造モデルの地表から深さ30mまでの平均S波速度の分布と既往モデルとの比較。

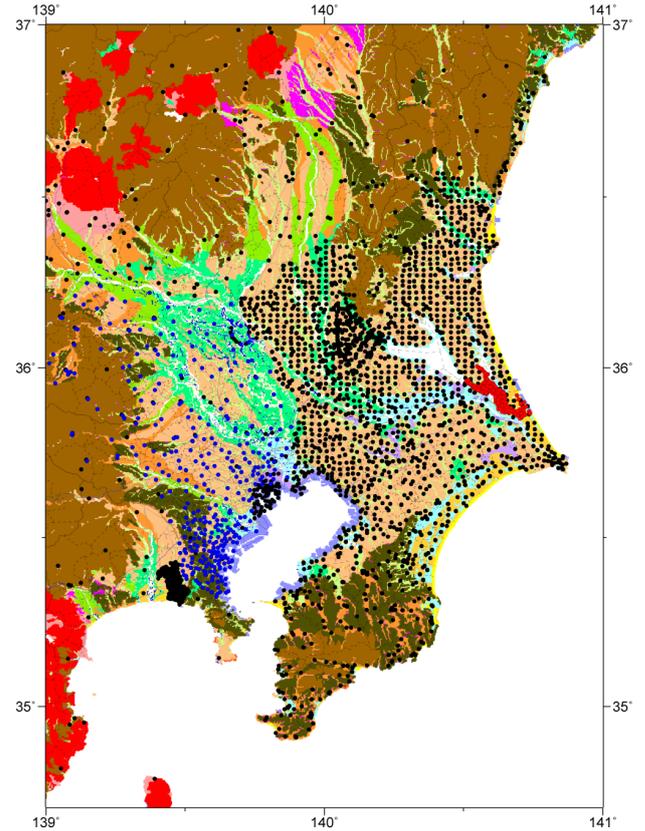


図7 統合地下構造モデルの構築のために微動観測を実施した地点。

3.3 震源断層モデルの構築

首都圏において発生が懸念される地震として、本プロジェクトの「首都圏でのプレート構造調査」によるトモグラフィ解析を用いた研究成果を参照して、プレート境界地震とスラブ内地震を想定しました。

プレート境界地震については、中央防災会議(2004)⁸⁾が既に検討しています。その結果との比較を念頭において、本プロジェクトの成果と中央防災会議のモデルを参照し、震源断層モデルを構築しました。

スラブ内地震については、本プロジェクトの成果を活用して震源断層モデルを構築しました。

3.3.1 プレート境界地震の震源断層モデル

プレート境界地震については、過去に中央防災会議が検討したモデル(中央防災会議, 2004⁸⁾)との比較を念頭において、その震源断層モデルを参照しました。震源断層の水平位置、断層形状、発震機構、地震規模、並びにアスペリティの個数、位置、及び面積は中央防災会議のモデルと同様としました。また、震源断層を矩形に分割する方法も中央防災会議と同様としました。分割された要素断層の大きさはおよそ5km×5kmです。

想定地震の地震規模 M_w は 7.3、地震モーメントは 1.1×10^{20} Nm、断層面積は 2,000 km²、平均すべり量は 1.6 m、2つのアスペリティの面積は断層面積のそ

れぞれ 0.16 倍と 0.06 倍、すべり量は 3.6 m と 2.2 m、アスペリティ以外の背景領域でのすべりは 1.2 m です。ライズタイムは地震本部のレシピに従い、中央防災会議の 2 倍としました。

震源断層はフィリピン海プレート上面に沿って設定されています。本プロジェクトで確認されたフィリピン海プレート上面の深さ(図 8 参照)は中央防災会議が採用した当時のモデルより平均で 10 km 程度浅くなっているため、震源断層の深さもおよそ 10 km 程度浅くなっています。

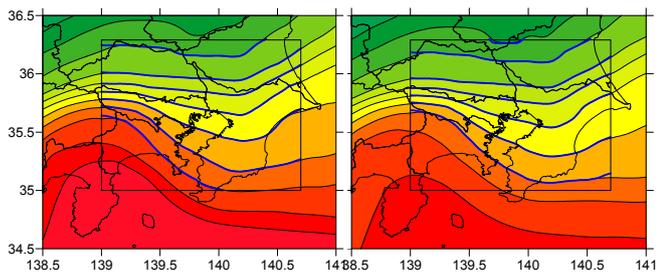


図 8 本プロジェクトで確認されたフィリピン海プレートの海洋性地殻第 2 層(左)と第 3 層(右)の上面深さ分布。矩形内部の青線が新たな深さ。

破壊開始点については、中央防災会議と同じ断層中央の深部だけでなく、断層の東端深部、西側深部も追加して 3 ケースを想定しました。図 9 に震源断層モデルを示します。

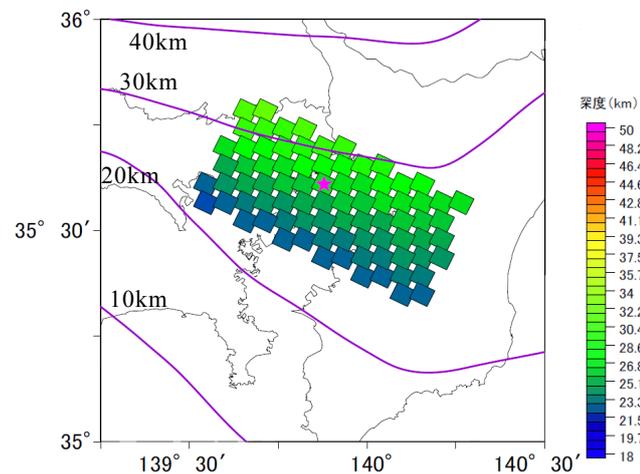


図 9 想定したプレート境界地震の震源断層モデル。

また、図 10 にアスペリティの位置を示します。図中、灰色の矩形がアスペリティ、白色の矩形は背景領域です。星印はそれぞれ、断層深部の中央、東端、西端に想定した破壊開始点の位置を示します。

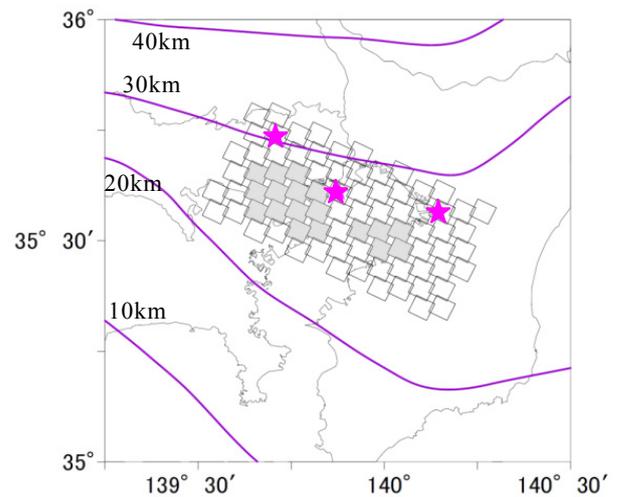


図 10 アスペリティの位置。星は 3 通りの破壊開始点。

3.3.2 スラブ内地震の震源断層モデル

スラブ内地震の位置と面積については、本プロジェクト「首都圏でのプレート構造調査」のトモグラフィー解析結果を参照して想定しました。震源断層は、フィリピン海プレート内部で V_p/V_s 比が平均的値から急増する境界付近、また微小地震活動が活発な領域に位置しています。震源断層の走向は 185 度、傾斜は 80 度、すべり角は 105 度、断層上端はフィリピン海プレートの海洋性地殻第 3 層の上面に沿っていて、上端深さの範囲は 32~57 km です。断層は矩形で走向方向の長さは 48 km、傾斜方向の幅は 20 km、分割された要素断層の大きさは 4 km×4 km です。

想定地震の地震規模 M_w は 7.1、地震モーメントは 5.6×10^{19} Nm、断層面積は 960 km^2 、平均すべり量は 0.82 m、長周期と短周期で震源を区別し、長周期震源では 2 つのアスペリティの震源断層に対する面積比はそれぞれ 0.125 倍と 0.08 倍、すべりは 1.8 m と 1.5 m、短周期震源では面積比はそれぞれ 0.08 倍と 0.04 倍、すべりは 3.1 m と 2.2 m、アスペリティ以外の背景領域でのすべりは 0.65 です。破壊開始点は、断層中央の深部、2 つのアスペリティに挟まれたところに想定しました。図 11 に震源断層モデルを示します。

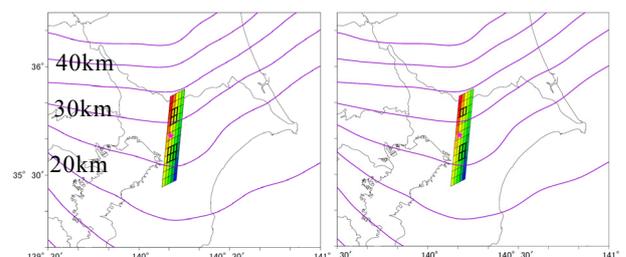


図 11 想定したスラブ内地震の震源断層モデル。左は長周期震源。右は短周期震源。

3.4 広帯域地震動予測

想定地震による地震動の予測計算は、プレート境界地震とスラブ内地震とも共通に、長周期帯域での地震動は三次元差分法、短周期帯域では統計的グリーン関数法により計算し、接続周期 2 秒でハイブリッド合成して、周期 20 秒から 0.1 秒 (=10 Hz) の広い周期帯域を対象としました(ハイブリッド合成法)。

差分法シミュレーション・コードは林・引間(2001)⁹⁾を用いました。すべり時間関数は中村・宮武(2000)¹⁰⁾による関数を採用し、ライズタイムを $W/2V_r$ (W は断層の幅、 V_r は破壊伝播速度)と設定しました。

地下構造モデルは、全国 1 次地下構造モデル、本研究における研究成果(3.2に既述)、本プロジェクト「首都圏でのプレート構造調査」で確認された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ました。地下構造モデルの各層の物性値は全国 1 次地下構造モデルの値を採用しました。非弾性減衰はメモリバリエブルによる粘弾性減衰とし、 Q 値の参照周期を 4 秒と設定しました。

応力と速度の差分格子をスタaggerドグリッド配置として、空間 4 次、時間 2 次の精度を確保しました。水平方向の格子間隔は有効周期を考慮して 150 m とし、深さ方向の格子間隔は最小 150 m で可変としました。計算領域の境界からの不自然な反射波の発生を防ぐために吸収境界を設けています。

短周期帯域の地震動計算で用いる統計的グリーン関数法において、分割された要素断層からの寄与を合成する方法は Irikura (1986)¹¹⁾を採用しました。要素断層における地震動は、Boore (1983)¹²⁾にしたがって、正規乱数、包絡線関数、Brune (1970)¹³⁾による ω^{-2} モデルの振幅スペクトルで計算し、グリーン関数の継続時間はコーナー周期の半分としました。すべり時間関数の補正は指数関数型の補正関数(入倉・他, 1997¹⁴⁾)を採用しました。各要素断層から放射され評価地点に至る地震動の振幅スペクトルは、SH 波と SV 波それぞれについて、発震機構と、球殻構造で計算した射出角と震源から評価地点を見た方位角で決まる波線方向に応じた放射強度係数、幾何減衰、非弾性減衰、震源と地震基盤との物性値の相違、地震基盤から工学的基盤までの地盤の応答を考慮して計算しました。地下構造は、球殻構造モデルと、長周期地震動の計算で用いた地下構造モデルの地震基盤から工学的基盤までの評価地点直下の一次元モデルを用いました。

3.4.1 プレート境界地震の広帯域予測地震動

想定したプレート境界地震について広帯域地震動の予測計算を行った結果をこの節で示します。3通りの破壊開始点についての最大速度の分布を図 12a、b、c に示しました。

図 12 に示されるように、地震動の振幅は当然ながら、破壊開始点の位置によらず震源断層の直上、特に大き

な方のアスペリティの直上で大きくなっています。それに加えて、図 12a、b、c の比較から、破壊伝播の向かう方向に振幅の大きい領域が伸びていることがわかります。また、地震基盤から工学的基盤までの地下構造も最大速度の分布に影響していることも認められます。厚い堆積層が存在する地域では揺れが強まる傾向が見えます。これらの要因が地震動の大きさに影響することは注意すべき点です。

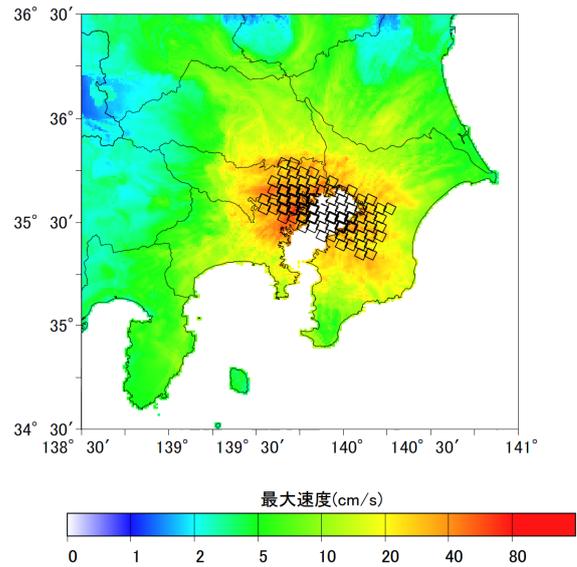


図 12a ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央深部の★は破壊開始点。

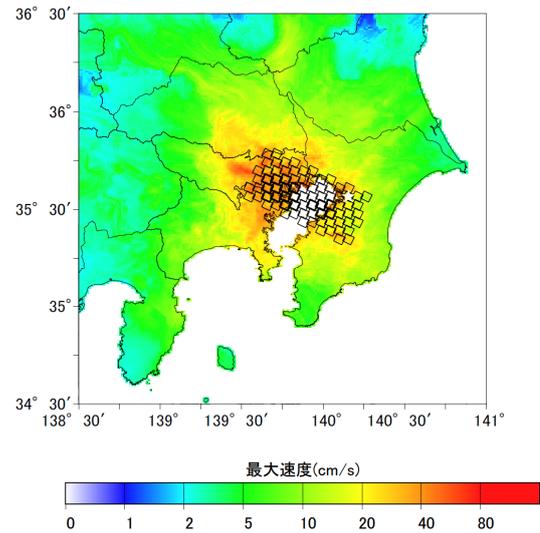


図 12b ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央東端の★は破壊開始点。

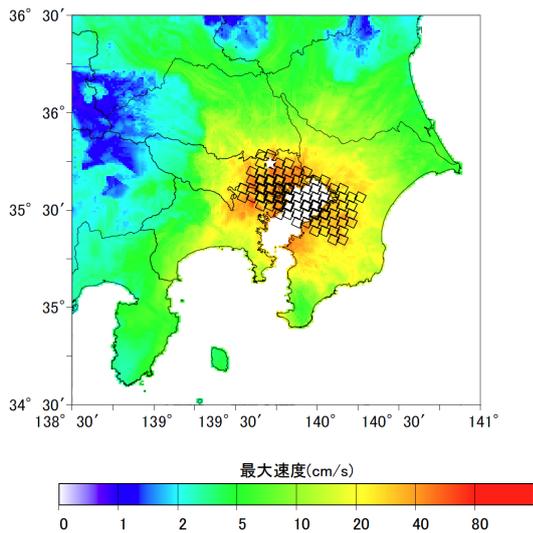


図 12c ハイブリッド法により計算されたプレート境界地震の工学的基盤における最大速度分布。断層中央西端の★は破壊開始点。

図 13 に、破壊開始点が断層中央深部にある場合について、最大速度振幅の距離減衰を示します。工学的基盤における最大速度は、司・翠川(1999)¹⁵⁾により経験的に求められた距離減衰と比較し振幅はやや小さいが概ね一致しており、予測の妥当性を示しています。

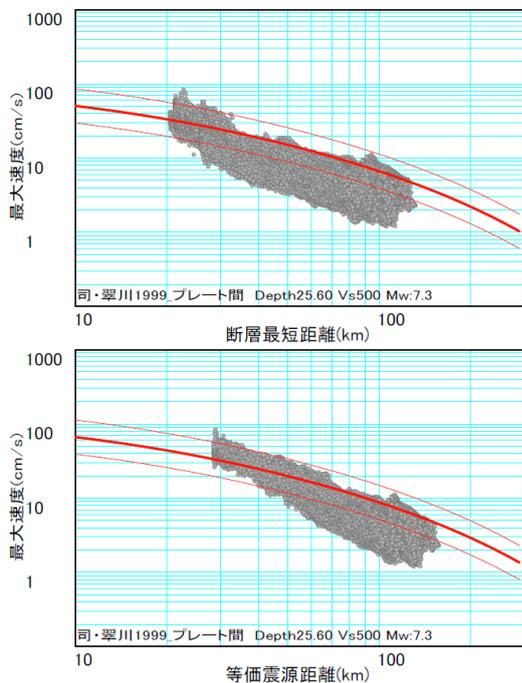


図 13 ハイブリッド合成法によるプレート境界地震の工学的基盤における最大速度の距離減衰。上は断層最短距離、下は等価震源距離を使用。曲線は司・翠川(1999)による経験式。

地表での震度分布を図 14a、b、c に示します。地表

における震度は、工学的基盤における計測震度に、微地形区分により推定した地表から深さ 30m までの平均 S 波速度に応じた震度増分(中央防災会議と同じ値)を加算しています。平均 S 波速度が小さいほど震度増分は大きくなります。

ただし、これらの推定には以下の理由で、大きな誤差を含んでいる可能性があります。

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(1-3 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。

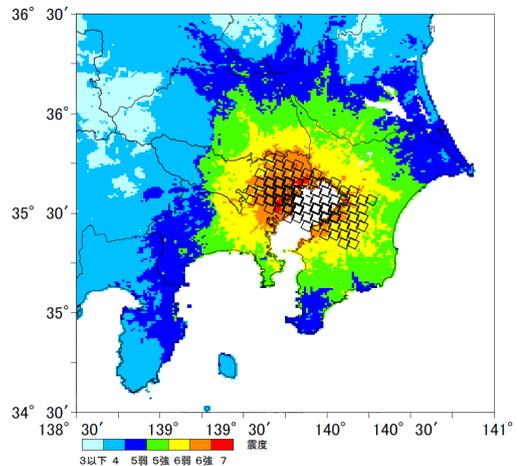


図 14a ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層中央深部の破壊開始点。(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません)。

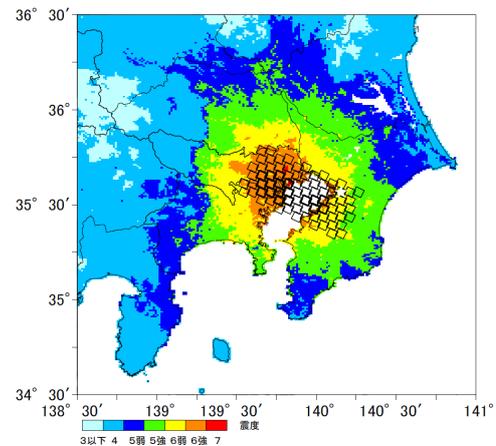


図 14b ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層東端深部の破壊開始点(大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません)。

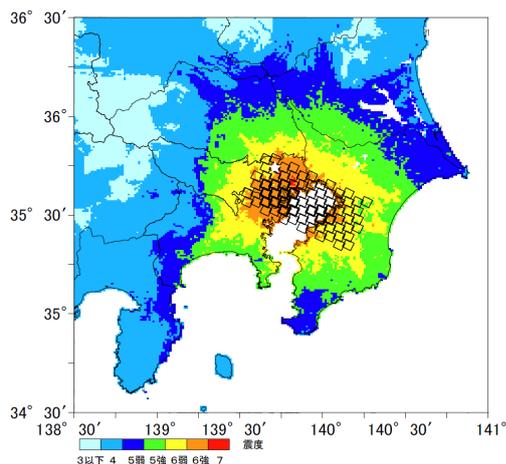


図 14c ハイブリッド合成法により計算されたプレート境界地震の地表における震度分布。☆は断層西端深部の破壊開始点（大きな誤差を含む可能性があります。また、専門家のレビューを受けていません）。

震度が大きな地域は、工学的基盤上の最大速度分布（図 12a、b、c）と概ね一致しています。震源断層の直上、特に大きな方のアスペリティの直上が大きな揺れになっており、それに地下構造モデルや破壊の伝播方向などが影響した分布になっています。

図 12 と図 14 では最大速度や震度の分布を見てきましたが、次に予測計算された地震動の波形を示します。図 15 は破壊開始点が断層中央深部のときの、統計的グリーン関数法、三次元差分法、及び両者のハイブリッド合成のそれぞれによる工学的基盤における地震動の速度波形、フーリエスペクトル、速度応答スペクトルを示します。評価地点はそれぞれ(a)横浜、(b)新宿、(c)霞ヶ関です。

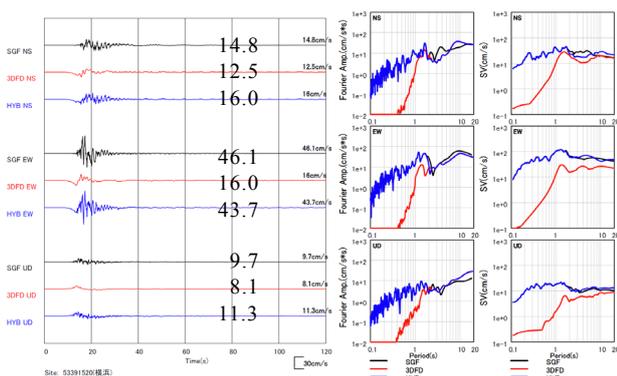


図 15a 横浜での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。破壊開始点が断層中央深部の場合の工学的基盤における値。上から南北、東西、上下成分。黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線は両者をハイブリッド合成したもの。数字は最大振幅 (cm/s)。

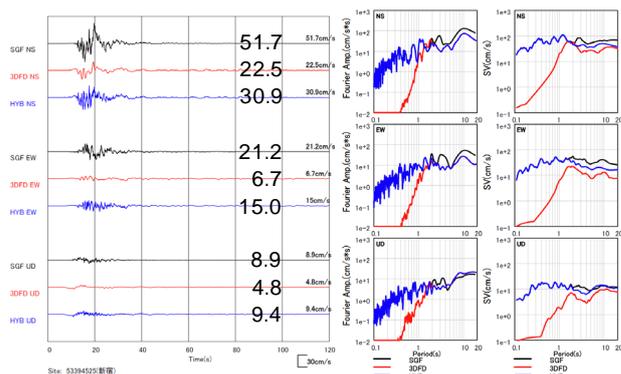


図 15b 新宿での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

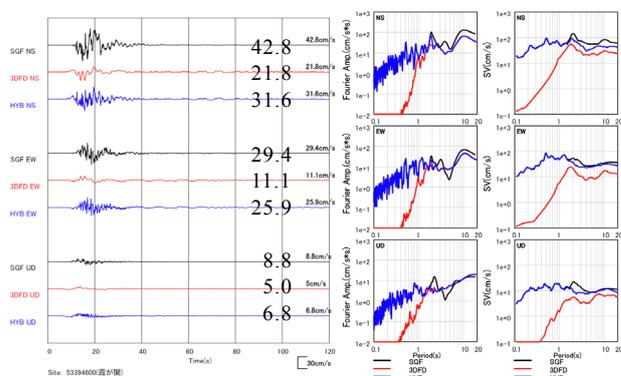


図 15c 霞が関での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

左図は速度波形、中図はフーリエスペクトル、右図は減衰 5%の速度応答スペクトルです。それぞれ上から南北、東西、上下成分で、黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線は両者をハイブリッド合成したものです。速度波形は破壊開始時から 120 秒間が表示されています。スペクトルは周期 0.1～20 秒の帯域で表示されています。

統計的グリーン関数法による波形は短周期成分に富み、三次元差分法による波形は長周期成分が卓越しています。ハイブリッド合成の波形は両者の特徴を兼ね備えた広帯域波形となっていることがわかります。

統計的グリーン関数法による波形は、波形計算手法の制約から実体波部分については短周期から長周期まで評価されていますが、地下構造に起因する表面波は含まれません。ただし図に示した評価地点では、震源からの距離が小さいため表面波は顕著に現れないと考えられるので、短周期成分を除いた統計的グリーン関数法による波形は三次元差分法の波形に近いものになっています。

図 16 に、破壊開始点が断層深部の中央(黒線)、東端(赤線)、及び西端(青線)の場合の工学的基盤

における地震動の速度波形、フーリエスペクトル、減衰5%の速度応答スペクトルの比較を示します。

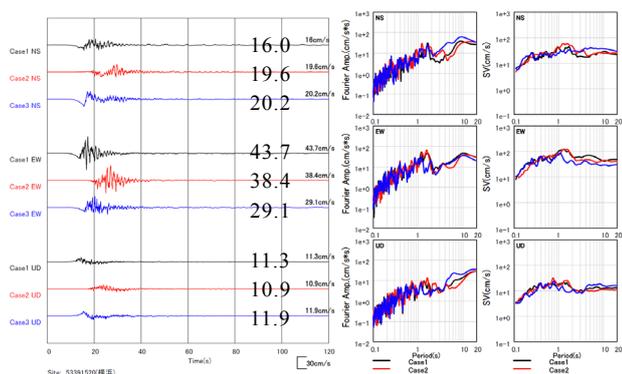


図 16a 横浜での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。プレート境界地震について、ハイブリッド合成法により計算された工学的基盤における値上から南北、東西、上下成分。黒線は破壊開始点が断層中央、赤線は東端、青線は西端にある場合。

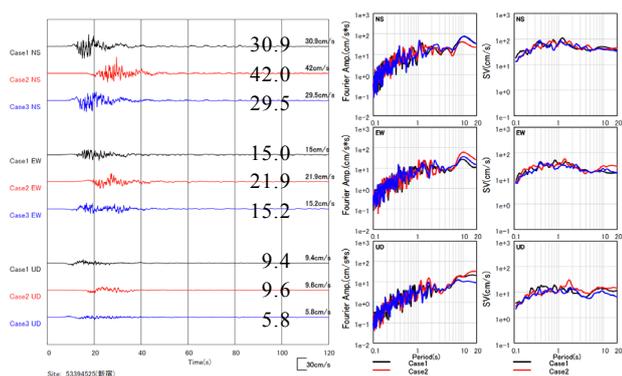


図 16b 新宿での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

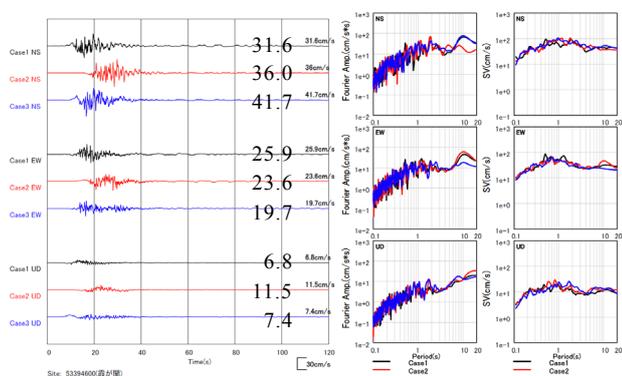


図 16c 霞が関での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

左図は速度波形、中図はフーリエスペクトル、右図は減衰5%の速度応答スペクトルで、上から南北、東西、

上下成分です。全てハイブリッド合成波形で、評価地点は(a)横浜、(b)新宿、(c)霞が関です。横浜では東西動、新宿と霞が関では南北動の速度応答スペクトルは周期1~2秒での振幅が100cm/s程度の大きさになっており、構造物への影響が懸念されます。

次に、プレート境界地震についての本研究での予測地震動と中央防災会議の検討結果とを比較します。図17は中央防災会議による統計的グリーン関数法の地表震度分布です。先に述べましたように、プレート境界地震の震源断層モデルは、震源断層の深さとライズタイムの相違を除くと、本研究と中央防災会議の検討とでほぼ同じです。

中央防災会議の予測結果と比較して、本研究の図14aに示された予測結果は、震源断層の近傍、特に面積の広い西側のアスペリティの近傍で、震度6強の領域がより広く広がっています。また、中央防災会議の予測には現れなかった震度7の地域が点在します。これは、フィリピン海プレートが新たにモデル化され、プレート境界が平均で10km程度浅くなったことによると考えられます。ただしここでは、震源断層モデルの仮定や地下構造モデルの精度などにより、大きな誤差を含む可能性があります。また、大きな揺れに対する地盤応答の非線形性を十分に考慮していません。

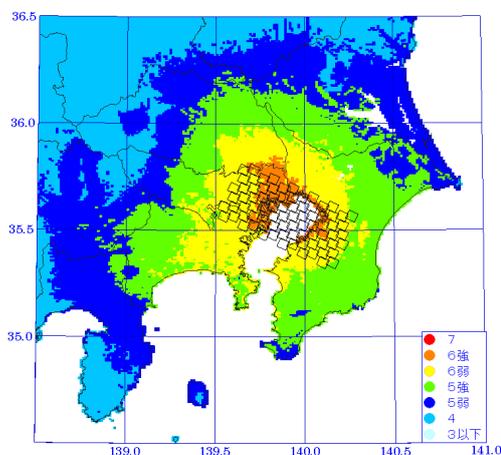


図 17 中央防災会議(2004)による統計的グリーン関数法を用いた地表における震度分布の予測結果。

また、震源断層の周辺ではどちらも震度6弱の領域が広く分布しますが、中央防災会議の予測では神奈川県中央部に震度6弱が現れていましたが、本研究の予測では5強にとどまっている地域が見られます。また、震源断層の西側から南西側、房総半島の先端付近で、本研究の予測は中央防災会議の予測結果より小さな震度となっています。これは中央防災会議の検討当時より深部地下構造モデルの精緻化が進み、当該地域のモデルが改められたことによると考えられます。

3.4.2 スラブ内地震の広帯域予測地震動

プレート境界地震と同様に、震源断層モデル、地下構造モデルを用いてハイブリッド合成法により、想定したスラブ内地震について広帯域地震動の予測計算を行いました。図 18 に示します。評価視点は(a)幕張、(b)浦安です。

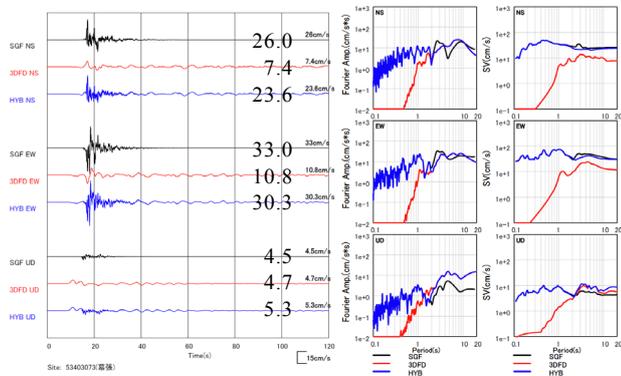


図 18a 幕張での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。スラブ内地震について、ハイブリッド合成法により計算された工学的基盤における値。上から南北、東西、上下成分。黒線は統計的グリーン関数法、赤線は三次元差分法、青線はハイブリッド法によるもの。数字は最大振幅(cm/s)。

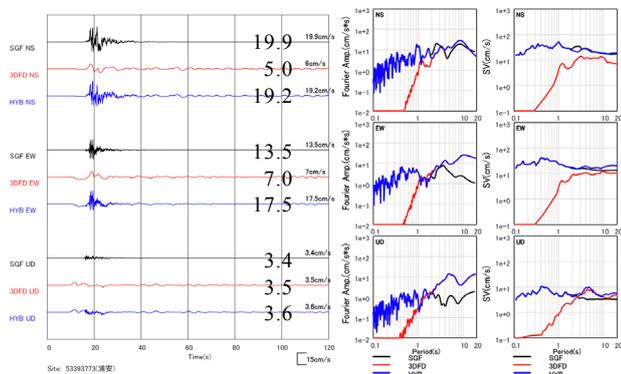


図 18b 浦安での速度波形(左)、フーリエスペクトル(中)、速度応答スペクトル(5%減衰、右)。

参考文献

- 1) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol.70, pp.59-80, 1999
- 2) Murotani, S., H. Miyake, K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.
- 3) 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

- 4) 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
- 5) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar and Y. Tanaka: A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, No. 472, pp.290-300, 2009
- 6) 地震調査研究推進本部地震調査委員会、長期地震動予測地図 2009 年試作版、2009.
- 7) 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
- 8) 中央防災会議、首都直下地震対策専門調査会、2004
- 9) 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
- 10) 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*, No.53, pp.1-9, 2000
- 11) Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, 1986.
- 12) Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, No73, pp.1865-1894, 1983
- 13) Brune, J.N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, pp.420-439, 1970.
- 14) 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
- 15) 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*、No.1、pp.51-56、1999