

2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした 広域地震動伝播シミュレーション

河路 薫¹・秋山 伸一²

¹正会員 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 (〒100-6080 東京都千代田区霞が関3-2-5)
E-mail:kaoru.kawaji@ctc-g.co.jp

²正会員 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 (〒100-6080 東京都千代田区霞が関3-2-5)
E-mail:shinichi.akiyama@ctc-g.co.jp

ボクセル有限要素法を用いて2011年東北地方太平洋沖地震による地震動伝播シミュレーションを行った。シミュレーションには、震源となった太平洋日本海溝付近から東日本全域を含む広大な地域を対象に作成した3次元地下構造モデルを用いた。シミュレーションの結果、震源の東側で発生した振幅の大きな地震波は太平洋沖に向って伝播するため、この地震波による日本列島への影響は見られない。一方、震源から南西に向って進む地震波は、振幅が比較的小さいものの、福島県沖で発生した地震波と干渉しながら増幅し、指向性を持って関東地方に伝播する。この地震波は関東地方の深い堆積層の影響を受け継続時間の長い地震動になるものと考えられる。

Key Words : *the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, voxel FEM, long period ground motion, parallel computing*

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード9.0という日本の観測史上最大の地震であった。この地震では、想定を大きく上回る津波によって東北地方の太平洋沿岸域は壊滅的な被害を受けた。一方、地震動による影響に注目すると、地震による揺れは広域にわたり、震源から400km離れた東京都心でも震度5強という強い揺れを観測した。そして、この地震動によって構造物の被害や地盤災害が広い範囲で発生している。

近い将来起こることが懸念されている東海地震、南海地震とその連動型地震の際の揺れは東北地方太平洋沖地震を上回ることが予想されており^{1,2)}、今回の地震において発生した現象や得られた記録などから震源特性、地震動伝播特性、長周期地震動による構造物への影響などを検討することは重要であると考えられる。

地震動の検討を行う上で、数値シミュレーションは有用な手段のひとつである。ただし、東北地方太平洋沖地震のように巨大な地震を対象とする場合には、大規模な地下構造モデルを作成し、膨大な計算を行う必要がある。そのため、現在ではこうした大規模な計算をスーパーコンピュータで行う例も見られる³⁾。一方、このような計

算を一般のPCで行うことができれば、実務における数値シミュレーションの利用価値は増大するものと考えられる。このような立場から、筆者らはPCクラスタ型並列計算機を用いて、1923年関東地震や2008年中国四川地震を対象とした大規模なシミュレーション^{4,5)}を行っている。

このような背景を踏まえ、本研究では、東日本全域を対象とした2011年東北地方太平洋沖地震のシミュレーションを行った。本論文では、シミュレーションの妥当性ととともに地震動の伝播特性について検討する。

2. 地震の概要

東北地方太平洋沖地震は、2011年3月11日14時46分に日本海溝沿いの北米プレートと太平洋プレートの境界で発生した。気象庁によると地震の規模はMw9.0であり、震源は緯度38°06.2'、経度142°51.6'、深さ24kmに位置し、岩手県沖から茨城県沖までの長さ約450km、幅約200km、最大すべり量約30mと広範囲の領域で断層の破壊が発生した⁶⁾。

この地震による地震動は、激しい揺れが数分間続き、東京湾臨海部では液状化現象が発生し、広範囲にわたっ

て住宅、道路、ライフライン等に多大な被害をもたらされた。また、都心の高層ビルやマンションでは外壁の剥離、エレベータの停止などの被害が出たことが報告されている¹⁾²⁾。

まず、今回の地震を過去の地震と比較することにより、その特徴を明らかにする。図-1にはK-NET塩竈で観測された2003年三陸南地震、2008年岩手・宮城内陸地震および2011年東北地方太平洋沖地震の速度波形(NS成分)を示す。図-1によると、2003年三陸南地震と2008年岩手・宮城内陸地震による地震動の継続時間は50秒程度であり、最大振幅が10cm/s以下であるのに対し、2011年東北地方太平洋沖地震では150秒を超えて継続時間が長く、最大振幅が30cm/sを超える記録となっている。図-2には図-1に示した3つの地震の相対速度応答スペクトルを示す。図-2より、今回の地震の相対速度応答スペクトルはすべての周期帯域において他の地震の相対速度応答スペクトルを上回っている。以上により、今回の地震は過去の地震に比べて振幅が大きく継続時間の長いことが特徴であると言える。

つぎに、2011年東北地方太平洋沖地震においてK-NET, KiK-net観測点で記録された波形を図-3に示す。図-3では、観測された加速度波形にコーナー周波数0.1Hzのバターワース型フィルタをかけて台形積分し、発震時刻が時刻ゼロとなるように補正した速度波形を示す。

図-3によると、今回の地震の揺れは広範囲に渡っている。MYGH08(岩沼)から北部の記録では、揺れの大きな波群が2ヶ所に見られる。これらの波群は震源より南部に位置する福島県付近では不明瞭になっている。ところが、さらに南の茨城県付近では、2番目に当たると見られる波群が再び増幅し大きな振幅を記録している。震源からさらに南に位置する東京や千葉では主要な波群に続く比較的大きな後続位相があり、全体として継続時間の長い観測記録となっている。

以上をまとめると、今回の地震は過去の地震と比べて揺れが大きく、しかもその揺れは東日本全域にわたって観測されている点に特徴が見られる。したがって、2011年東北地方太平洋沖地震による地震動の全体像を調べるためには、震源を含む太平洋の日本海溝付近から東日本全域をモデル化した上で、シミュレーションを行うのが望ましい。

3. 震源のモデル化

東北地方太平洋沖地震の震源モデルは数多く提案されている。このうち、気象庁⁶⁾は遠地実体波を用いて震源過程を求めている。この震源過程の最大すべり量はおよそ30mであり、大きなすべり領域は日本海溝付近と茨城

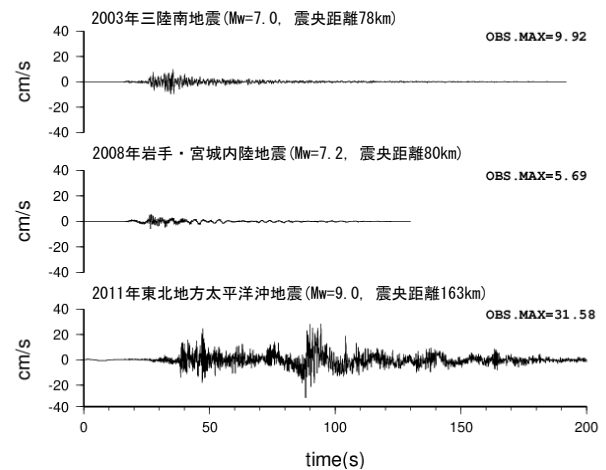


図-1 各地震の速度波形 (NS成分, K-NET塩竈)

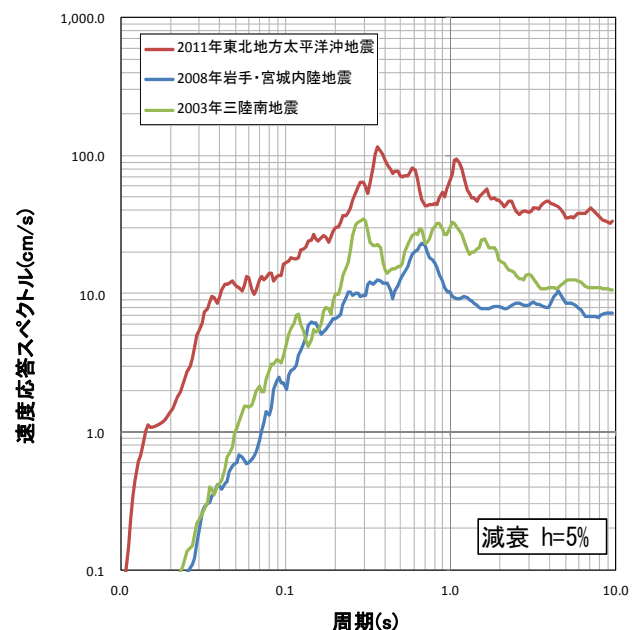


図-2 相対速度応答スペクトルの比較 (NS成分)

県沖に分布している。また、Suzuki et al.⁷⁾は強震動記録を用いて震源過程を求めている。この震源過程の最大すべり量はおよそ48mであり、大きなすべり領域は日本海溝に沿って分布している。このように、これらのモデルの多くは震源となった太平洋沖のうち日本海溝に近い部分で大きなすべりが発生する点で概ね一致している。

そこで、本研究では、上述震源モデルの中から気象庁から出された震源モデル⁶⁾を参考に、本シミュレーションで用いる震源モデルを作成した。図-4に気象庁の震源モデルを示す。また、震源モデルのパラメータを表-1に示す。図-4によると、すべり量の大きい領域は震源付近より東側、やや浅い場所と、震源の南南西200~300kmの場所の2ヶ所にある。断層の大きさは長さ約450km、幅200kmであり、最大すべり量は約30mとなっている。

本研究では、まず、図-4に示す断層面を走向方向に16

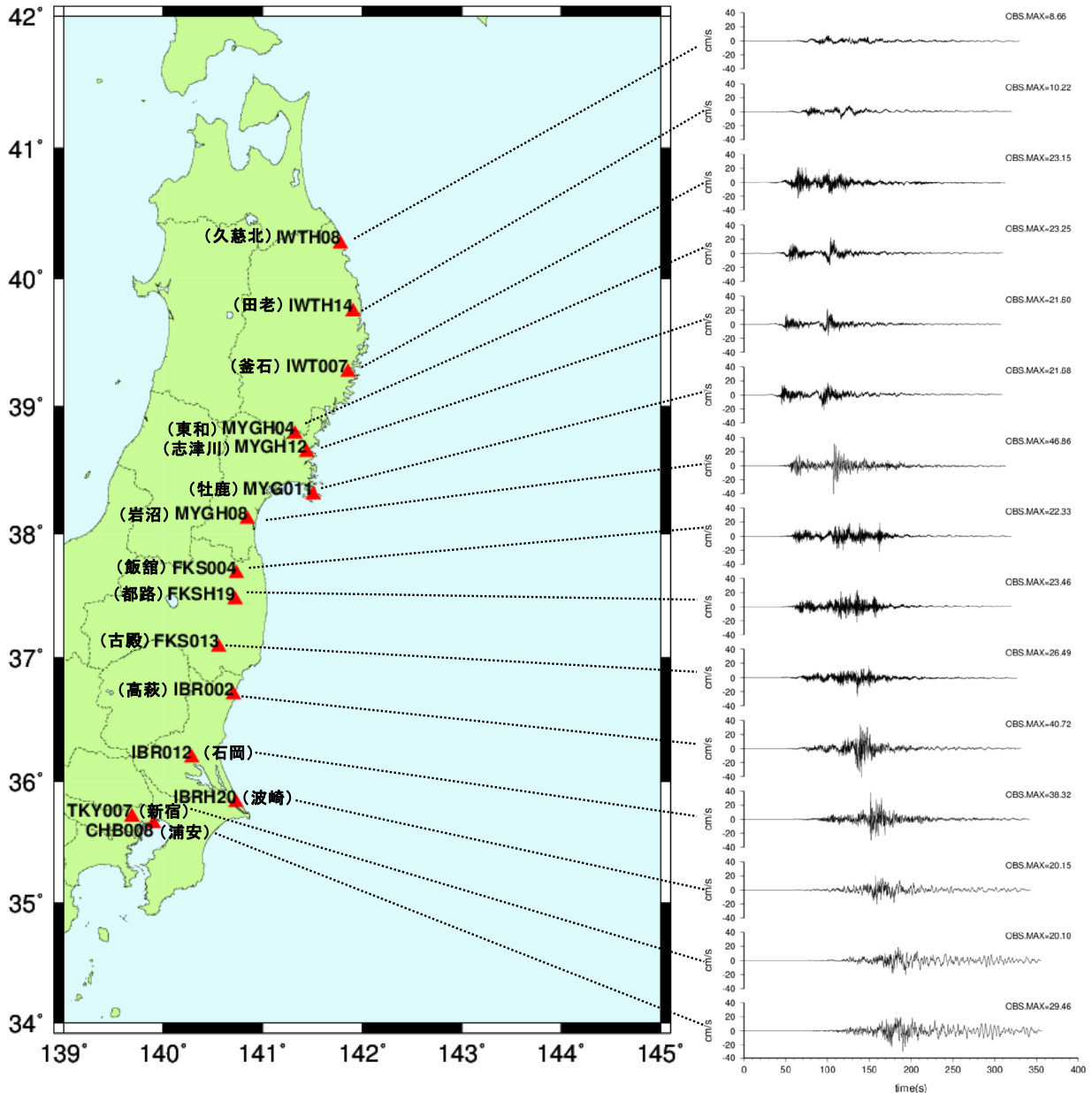


図-3 2011年東北地方太平洋沖地震における観測記録(速度波形: NS成分)

分割, 傾斜方向に9分割して一辺30km四方のsub faultに分ける. つぎに, 図-4からsub faultの中心点に位置するすべり量を読み取り, 表-1に示す剛性率を用いて各sub-faultの地震モーメントを計算する. このように設定した各sub faultの地震モーメントを表-1に示す破壊伝播速度 V_r の下で解放することによって断層運動を表現する. 震源時間関数には各sub faultで立ち上がり時間30秒のsmoothed ramp関数を用いる.

この手順に従って設定された断層面上のすべり分布, 断層面上の各sub faultの破壊開始時間のコンター, 断層面におけるすべり時間分布を図-5に示す. 図-5によると, すべり分布, すべり時間分布は図-4に示した気象庁の震源モデルと概ね整合しており, 図-5に示す震源モデルは妥当であると考えられる.

4. 地下構造のモデル化

精度の高い長周期地震動のシミュレーションを行うためには, プレート境界を含む深部地盤まで考慮した3次元地下構造モデルを用いるのが望ましい. そこで, 本研究では地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009試作版で公開されている地下構造モデルデータ⁸⁾(以下, 地震本部の地下構造データと呼ぶ)と(独)防災科学技術研究所の地震動予測地図データJ-SHISの深部地盤データ⁹⁾(以下, J-SHISの地下構造データと呼ぶ)に着目し, 地震動伝播シミュレーションに用いる3次元地下構造をモデル化する.

このうち, 地震本部の地下構造データは精度の高い長周期地震動予測を行うために, 海域にあるプレート境界まで考慮して作成されたものである. 現在, この地下構

表-1 震源パラメータ

震央の緯度	38.1033°
震央の経度	142.86°
走向	203°
傾斜	10°
すべり角	91°
震源モーメント	$3.98 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$
剛性率	30 GPa
破壊伝播速度	1.8 km/s

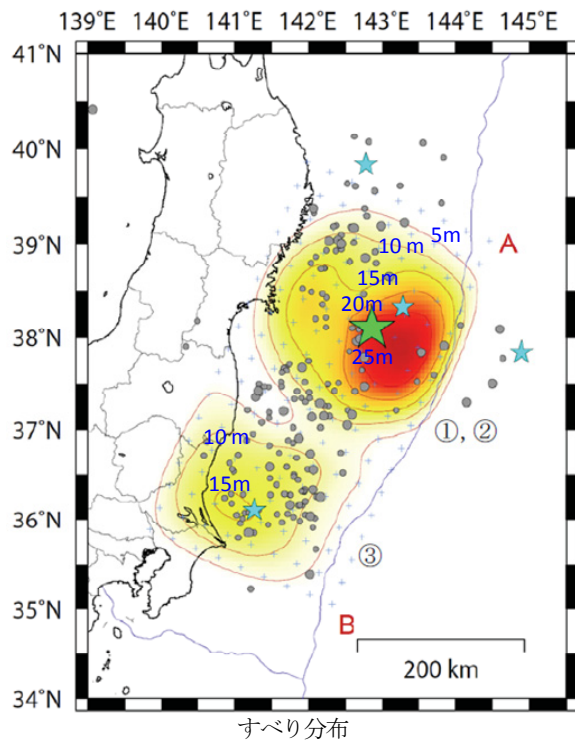
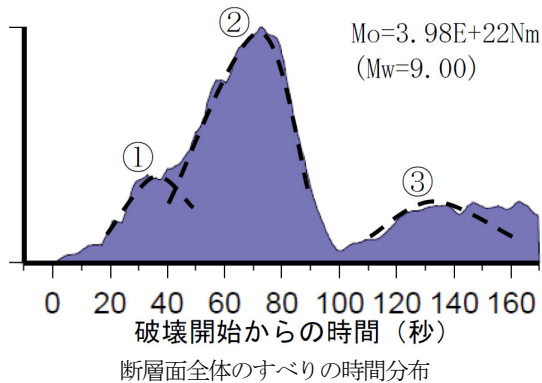
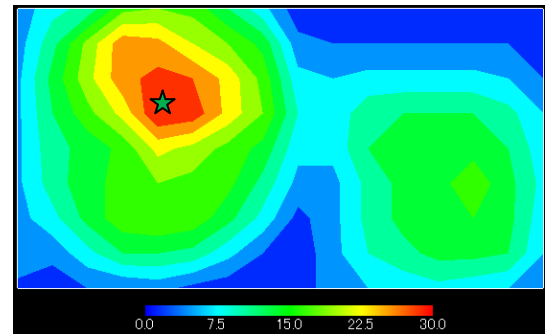
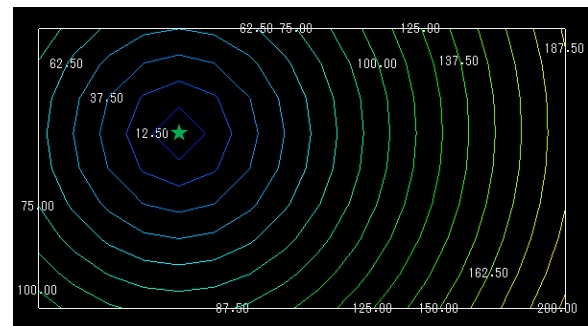


図-4 気象庁の震源モデル⁹⁾

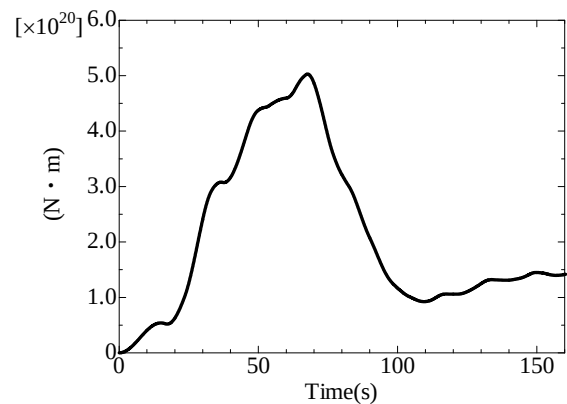
造データでは、宮城県沖地震と東海地震を想定した2領域について約1km間隔の分解能で公開されている。ただし、本研究で対象としている領域から見ると、公開されている地下構造データの範囲は北緯34.5°~39.5°、東経139°~143°までであり、これより外側の領域については現時点(2011年12月)でデータが公開されていない。



断層面上のすべり分布
(図内の数字はすべり量(m)を表す)



断層面上の各sub faultの破壊開始時間
(図内の数字は時間(s)を表す)



断層面におけるすべり時間分布

図-5 シミュレーションに用いる断層モデル

一方、J-SHISの地下構造データは、強震動予測のために作成された地震基盤から工学的基盤に至るまでの全国の三次元深部地盤モデルであり、太平洋および日本海域を含む地下構造データが約1km間隔の分解能で公開されている。ただし、プレート境界までの情報は含まれていない。

以上により、本研究ではマントルより深い部分には地震本部の地下構造データを、また、マントルより浅い地殻部分にはJ-SHISの地下構造データを用いて、深さ70kmまでの深部地下構造をモデル化する。さらに、

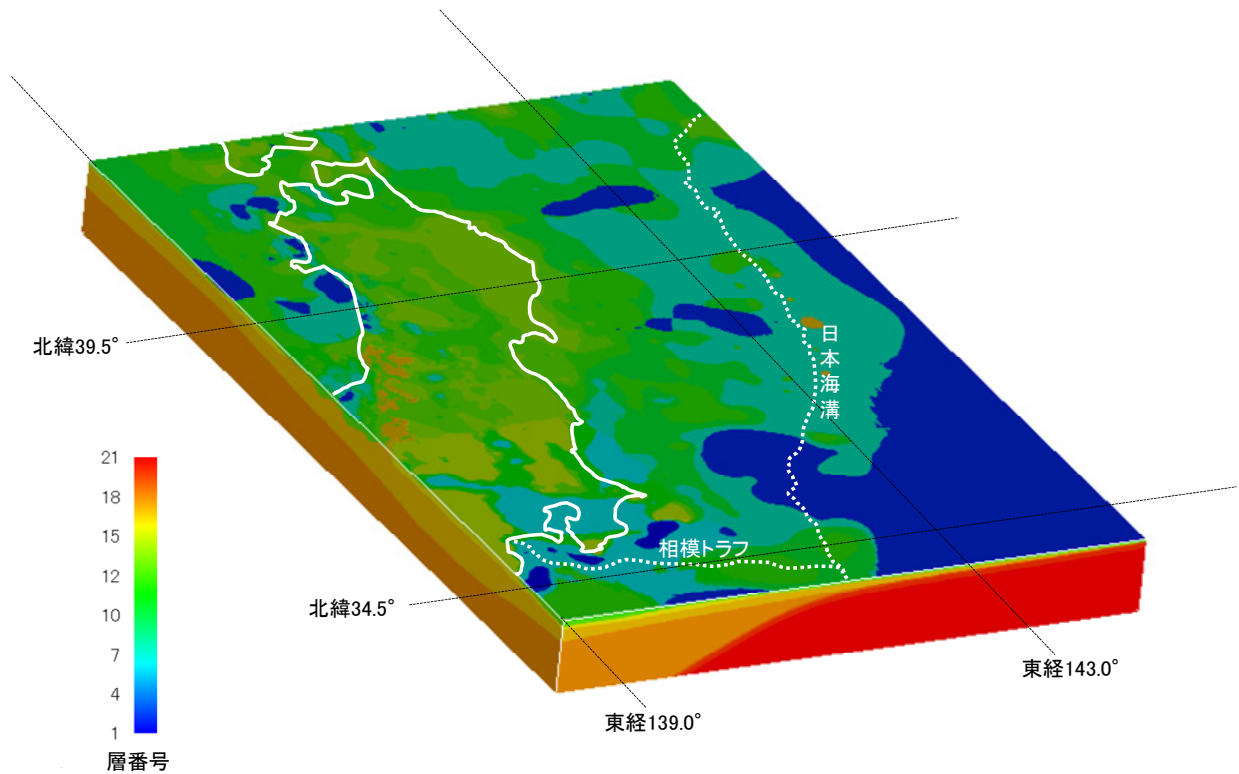


図-6 地下構造モデル図

表-2 地下構造モデルの物性値

層番号	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp値	Qs値	備考
1	1.70	0.35	1.80	119	70	
2	1.80	0.50	1.95	170	100	
3	2.00	0.60	2.00	204	120	
4	2.10	0.70	2.05	238	140	
5	2.20	0.80	2.07	272	160	
6	2.30	0.90	2.10	306	180	
7	2.40	1.00	2.15	340	200	
8	2.60	1.10	2.20	374	220	
9	2.70	1.30	2.20	442	260	
10	3.00	1.50	2.25	510	300	
11	3.20	1.70	2.30	578	340	
12	3.50	2.00	2.35	680	400	
13	4.20	2.40	2.45	680	400	
14	5.00	2.90	2.60	680	400	
15	5.50	3.20	2.65	680	400	地震基盤(上部地殻第1層)
16	5.80	3.42	2.70	680	400	上部地殻第2層
17	6.40	3.82	2.80	680	400	下部地殻
18	7.50	4.46	3.20	850	500	マントル
19	5.40	2.78	2.60	340	200	海洋性地殻第2層
20	6.50	3.48	2.80	510	300	海洋性地殻第3層
21	8.10	4.60	3.40	850	500	海洋性マントル

地震本部の地下構造データが公開されていない地域のモデル化にあたっては、中央防災会議で設定されたプレート面形状¹⁰⁾と整合するように外挿補間によって推定する。このような考え方に基いて作成された地下構造モデルを図-6に示す。このモデルは東西約550km、南北約900km、深さ70kmの広がりを持つ。この地下構造モデルの物性値を表-2に示す。

5. シミュレーションの方法

第3章で示した震源モデルおよび第4章で示した地下構

造モデルを用いて地震動伝播シミュレーションを行う。シミュレーションにはボクセル有限要素法による大規模地震動伝播解析コードを用いる。

ボクセル有限要素法は、通常の有限要素法に比べてメッシュ作成が効率的に行える利点がある。また、このコードでは並列化処理を行うことで計算に必要なメモリや演算時間を大幅に減少させることができる。さらに、地下構造をボクセル要素でモデル化するにあたり、地質の速度構造に応じて要素サイズを変化させることにより、要素数の増大を抑えて計算の効率化を図ることができる。本研究では、地震動の対象周期を10秒以上とするため、最小ボクセルサイズは250mとなる。この場合、モデル全体の要素数は約6億である。

シミュレーションに用いる計算機は、Quad Core Intel Xeon X5492 3.40GHz×2 (1ノード、8コア) のLinuxマシンを4台連結したクラスタ型並列機である。クーラン条件から求まる時間刻みは約0.025秒であり、16200ステップ(約400秒間に相当)の計算を約50時間掛けて行う。

6. シミュレーションの結果と考察

(1) 観測記録との比較

図-3に示したK-NET, KiK-net観測点におけるシミュレーション結果と観測記録の速度波形の比較を図-7に

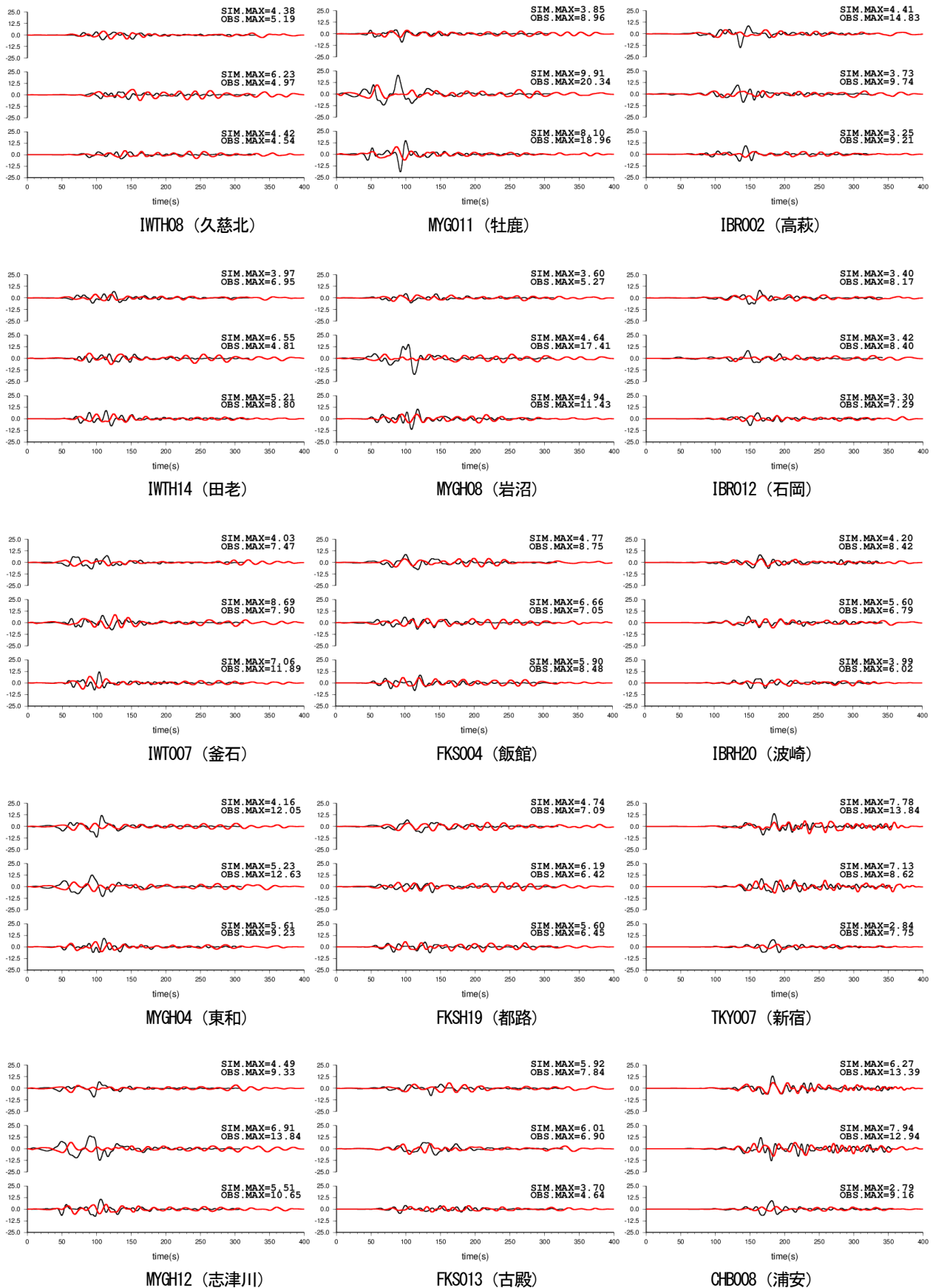


図-7 K-NET, KiK-NET観測点における速度波形比較 (バンドパスフィルタ帯域 周期10~50秒)
(黒: 観測、赤: シミュレーション, 上からNS, EW, UD成分)

示す. ここで示した速度波形は, 観測記録とシミュレーション結果ともに周期 10 秒〜 50 秒のバンドパスフィルタをかけた波形である. 図-7 によると, 地震波の立ち上がり時刻はいずれの観測点においてもシミュレーション結果は観測記録に良く一致している. 振幅の大きさや位相を見ても, 概ね整合している結果が得られている. 特に, 震源から遠い CHB008 (浦安) や TKY007 (新宿) の観測点では, 継続時間の長い後続位相も含めてシミュレーション結果は観測記録に良く一致している.

一方, MYG011 (牡鹿), MYGH08 (岩沼), IBR002 (高萩) の観測点では観測記録に見られる主要動の大きなパルスがシミュレーション結果には見られない. また, FKS004 (飯館) や FKSH19 (都路) では観測記録には見られない後続位相がシミュレーション結果に見られる. このように, シミュレーション結果には観測記録と整合しない部分も見られる.

なお, IWITH08 (久慈北), IWITH14 (田老) は, 先に述べたマントルより深い地下構造を外挿補間によって推定した領域に含まれる観測点である. これらの地点のシミュレーション結果は, 観測記録と比べて位相の現れ方に一致しない点が見られるが, 波形の立ち上がり時刻および振幅の大きさが観測記録に概ね整合している. このような傾向は外挿補間されていない領域の他の観測点の結果にも共通する. したがって, 本シミュレーション結果には外挿補間による影響は少ないと考えられる.

つぎに, 図-7 に示した観測点におけるシミュレーション結果と観測記録の相対速度応答スペクトルの比較を図-8 に示す. 図-8 によると, 相対速度応答スペクトルの大きさと卓越周期はいずれの観測点もシミュレーション結果と観測記録で概ね整合している. 震源から遠い CHB008 (浦安) や TKY007 (新宿) の観測点では, シミュレーション結果は観測記録に見られる周期 20 秒付近のピークを捉えることができています.

一方, MYG011 (牡鹿), MYGH08 (岩沼), IBR002 (高萩) の観測点では観測記録に比べてシミュレーション結果の応答が小さい. これは, 先に述べたように, これらの観測点では主要動に見られる大きなパルスがシミュレーションでは現れないことに対応する. また, FKS004 (飯館) や FKSH19 (都路) では, 観測記録には見られないが, シミュレーション結果には周期 20 秒付近でスペクトルのピークが見られる. このスペクトルのピークは図-7 に示した速度波形の FKS004 (飯館), FKSH19 (都路) のシミュレーション結果に見られる後続位相に対応すると考えられる.

以上のように, 本研究で行ったシミュレーション結果には観測記録と整合しない部分も見られる. これは震源モデルや地下構造モデルの設定に不十分な点が残されているためと考えられる. しかしながら, 全体的に見れば,

本シミュレーションの結果は東北地方太平洋沖地震の観測記録を概ね再現していると言える.

(2) 地震波の伝播特性

シミュレーションによる波動伝播のスナップショットを図-9に示す. 図-9によると, 震源から始まる断層破壊に伴い, 地震動が解析領域全体に同心円状に広がる様子がみられる. このうち, 振幅の大きい部分は破壊開始点より東側で発生しており, この地震動は次第に東側の海域へ伝播する. ところが, 日本列島に伝播する地震動は震源より西側で発生した断層破壊に伴う比較的小さな振幅の地震動である. 図-7に示す速度波形および図-8に示す相対速度応答スペクトルを見ても, 震源に近い東北地方の観測点における地震応答があまり大きくないのは, こうした地震波の発生と伝播効果によるものと考えられる.

一方, 震源から南側の福島県沖から茨城県沖で発生した地震動が増幅されて関東地方へ伝播していく様子が見られる. これは, 地震動の伝播方向と断層破壊の方向が重なることによる指向性の影響によって振幅が増幅されたものと考えられる.

つぎに, こうした地震動が関東地方でどのように振舞うのかについて検討する. まず, 図-7 に示した速度波形のうち, IBR012 (石岡), IBRH20 (波崎), CHB008 (浦安), TKY007 (新宿) の波形を見ると, IBR012 (石岡), IBRH20 (波崎) では 150 秒付近で主要動が現れた後, 振幅が収まるのに対して, CHB008 (浦安), TKY007 (新宿) では主要動の後に後続位相が現われ, 継続時間の長い波形となっている. このような地震動の現われ方の違いは関東地方の地下構造に起因するものと考えられる.

そこで, 関東地方の地震基盤の深度分布を図-10 に示す. 図-10 によると, 地震基盤は関東地方西部および北東部から東京湾に向かって深くなっている. ここで, IBR012 (石岡), IBRH20 (波崎) の基盤深度は比較的小さいのに対して, CHB008 (浦安), TKY007 (新宿) では基盤深度が最も深い地点となっている. したがって, このような地下構造を有する関東地方に地震動が伝わると, 基盤深度の浅い IBR012 (石岡), IBRH20 (波崎) は地震動の継続時間が短いのに対して, すり鉢状の基盤面の底に位置する CHB008 (浦安), TKY007 (新宿) では継続時間の長い地震動として観測されるものと考えられる.

7. まとめ

本研究では, 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太

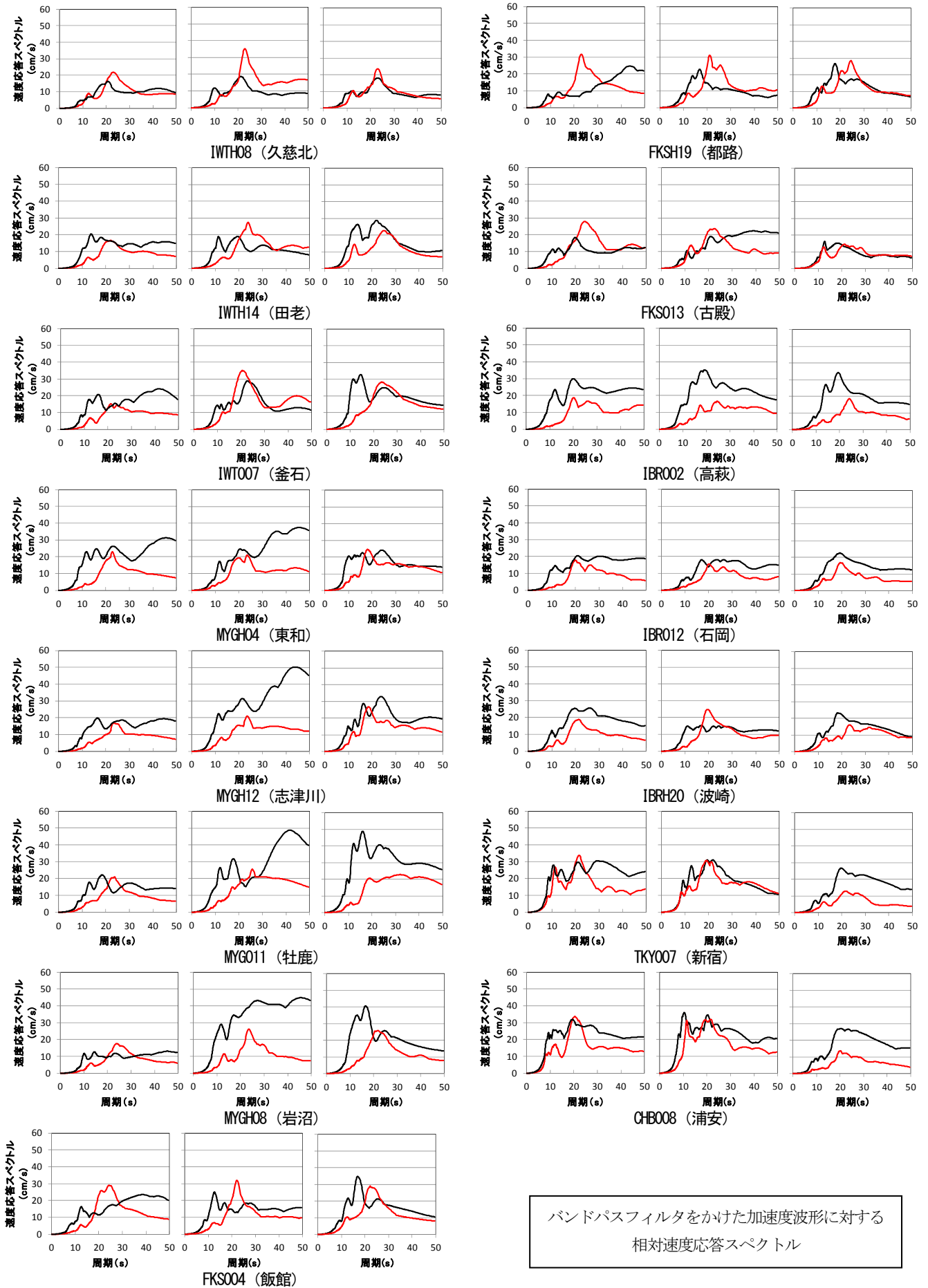


図-8 K-NET, KIK-NET観測点における相対速度応答スペクトルの比較 (減衰 $\eta=5\%$, バンドパスフィルタ帯域 周期10~50秒)
(黒: 観測, 赤: シミュレーション, 左からNS, EW, UD成分)

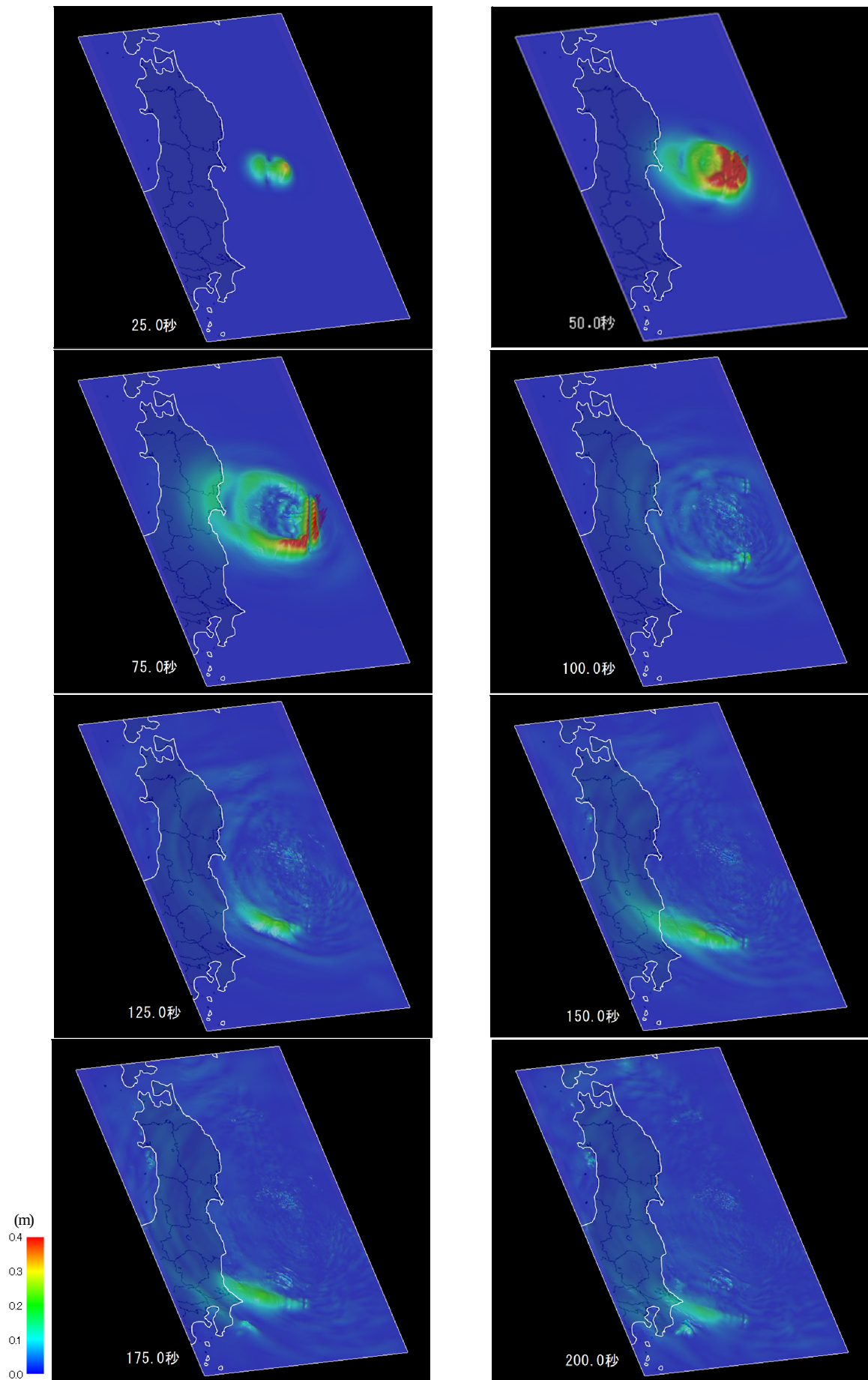


図-9 シミュレーションによる波動伝播のスナップショット (速度・3成分合成)

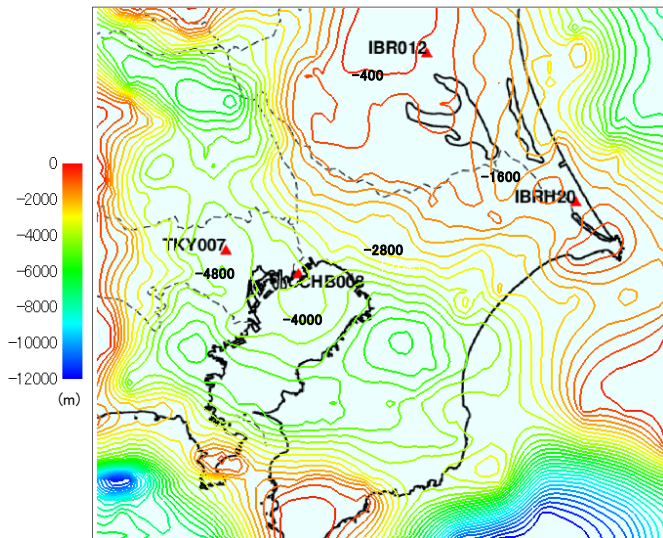


図-10 地震基盤の深度分布

太平洋沖地震の地震動シミュレーションを行った。シミュレーションでは東西方向に約 550km, 南北方向に約 900km, 深さ 70km までの深部地下構造を対象とした大規模なモデルを用いた。

まず、シミュレーションの妥当性を検証するために、観測記録との比較を行った。その結果、シミュレーションから得られる波形は概ね観測記録を再現することを確認した。ただし、宮城県や福島県などでは観測記録と整合しない結果も見られる。これは震源モデルの設定や地下構造モデルの設定に不十分な点が残されていることが一因と考えられる。シミュレーション結果と観測記録が整合しないのは、震源モデルや地下構造モデルの設定に不十分な点が残されているためと考えられる。今後は震源モデルの見直しや今回とは別の地震によるシミュレーション結果も参考にした地下構造モデルのチューニングを行うことが必要であると考えられる。

つぎに、シミュレーションの結果に基づき、地震波の発生および伝播特性について調べた。その結果、振幅の大きな地震波は震源の東側で発生し太平洋沖に向って伝播するため、日本列島にこの地震波の直接の影響は見られないことがわかった。一方、震源で発生し南西方向に向う地震波は比較的振幅が小さいものの、福島県沖で発生した地震波と干渉しながら増幅し、指向性を持って関東地方に向う様子が見られた。この地震波は、関東地方の厚い堆積層の影響により継続時間の長い地震動として観測されたものと考えられる。

なお、本研究では周期 10 秒以上の地震動を対象としたシミュレーションを行った。一方、構造物の耐震性に影響を与えるのは周期数秒から 10 秒程度である。した

がって、周期 10 秒以下の短周期地震動も考慮に入れた検討が今後の課題である。

謝辞：(独) 防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録、地震動予測地図データの深部地盤データおよび文部科学省・地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009試作版で公開されている地下構造データを使用しました。

参考文献

- 1) 翠川三郎, 三浦弘之, 堀苑子, 鹿嶋俊英: 2011 年東北地方太平洋沖地震における東京の超高層マンションでの揺れに関するアンケート調査, 地域安全学会梗概集, No.28, 2011.
- 2) 翠川三郎: 東北地方太平洋沖地震での長周期地震動の影響および室内被害についてのメモ, 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会(第8回), <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/higashinihon/8/6.pdf>, 2011.
- 3) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, BSSA, Vol.97, No.3, pp.863-880, 2007.
- 4) 秋山伸一, 池上泰史, アフニマル, 瀧澤一起: 大規模 3 次元地下構造のモデル化と強震動シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, 第 28 巻, CD-ROM, No.24, 2005.
- 5) 黒瀬健, 河路薫, 藤原了, 秋山伸一: 広域を対象とした 2008 年四川地震の地震動伝播シミュレーション, 日本地震工学シンポジウム論文集, 第 13 頁, GO47-FRI-PM-2, 2010.
- 6) 気象庁: 「平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震」について(第 28 報), 2011 年 3 月 25 日, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/25b/201103251730.html>
- 7) Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H. and Kumagai, T.: Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki megathrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, VOL.38, L00G16 doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 長周期地震動予測地図 2009 年試作版, 2009 年 9 月 17 日, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm
- 9) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 工藤暢章, 大井昌弘, はお憲生, 早川譲, 遠山信彦, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 劉瑛: 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 337 号, 2009.
- 10) 内閣府: 中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」資料図表集, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaikou/houkoku/sankou4-1.pdf>, 96pp, 2006.

(2011. 12. 16 受付、2012. 2. 28 修正、2012. 3. 6 受理)

SEISMIC WAVE PROPAGATION SIMULATION OF BROADBAND SCALE FOR THE 2011 OFF THE PACIFIC COAST OF TOHOKU EARTHQUAKE

Kaoru KAWAJI and Shinichi AKIYAMA

The seismic wave propagation simulation for the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake is performed using the voxel finite element method. In the simulation, the three-dimensional underground structural model is created for the vast area which includes the whole Eastern Japan region. The results show that since the seismic waves with large amplitude occurred on the east side of the source region propagate toward the offing of the Pacific Ocean, these large seismic waves are not reached to the Japanese Islands. On the other hand, although the seismic waves propagating toward southwest of the source region are relatively small, they are amplified by interfering with the seismic waves which occurred off Fukushima, and are propagated to the Kanto district with specific directivity. These seismic waves are subject to the influence of the deep sedimentary layers in the Kanto district, and are considered to become the ground motion of long duration time.