

平成 24 年度

長周期地震動予測地図作成等支援事業

成果報告書

平成 25 年 3 月

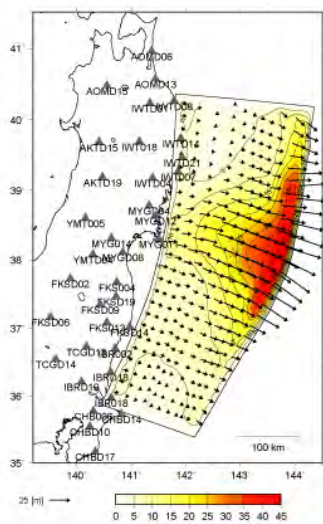
文部科学省研究開発局

独立行政法人防災科学技術研究所

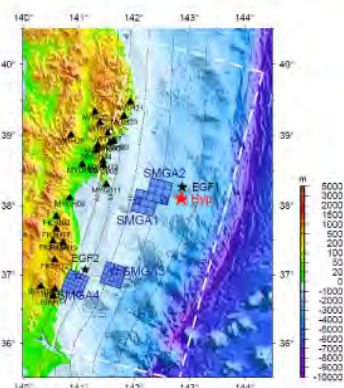
【グラビア】

サブテーマ① 長周期地震動予測を予測する手法の高度化の検討等

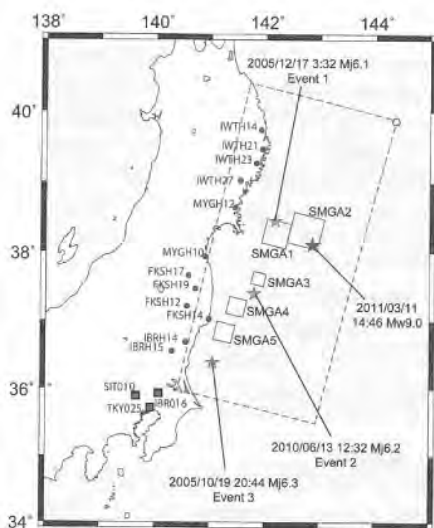
(a) 鈴木モデル



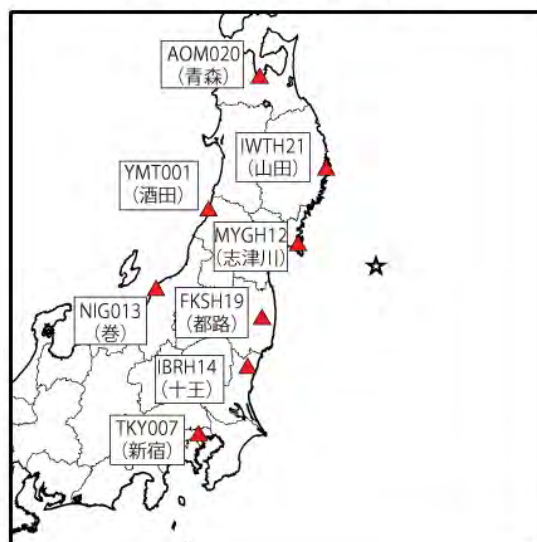
(b) 浅野モデル



(c) 川辺モデル

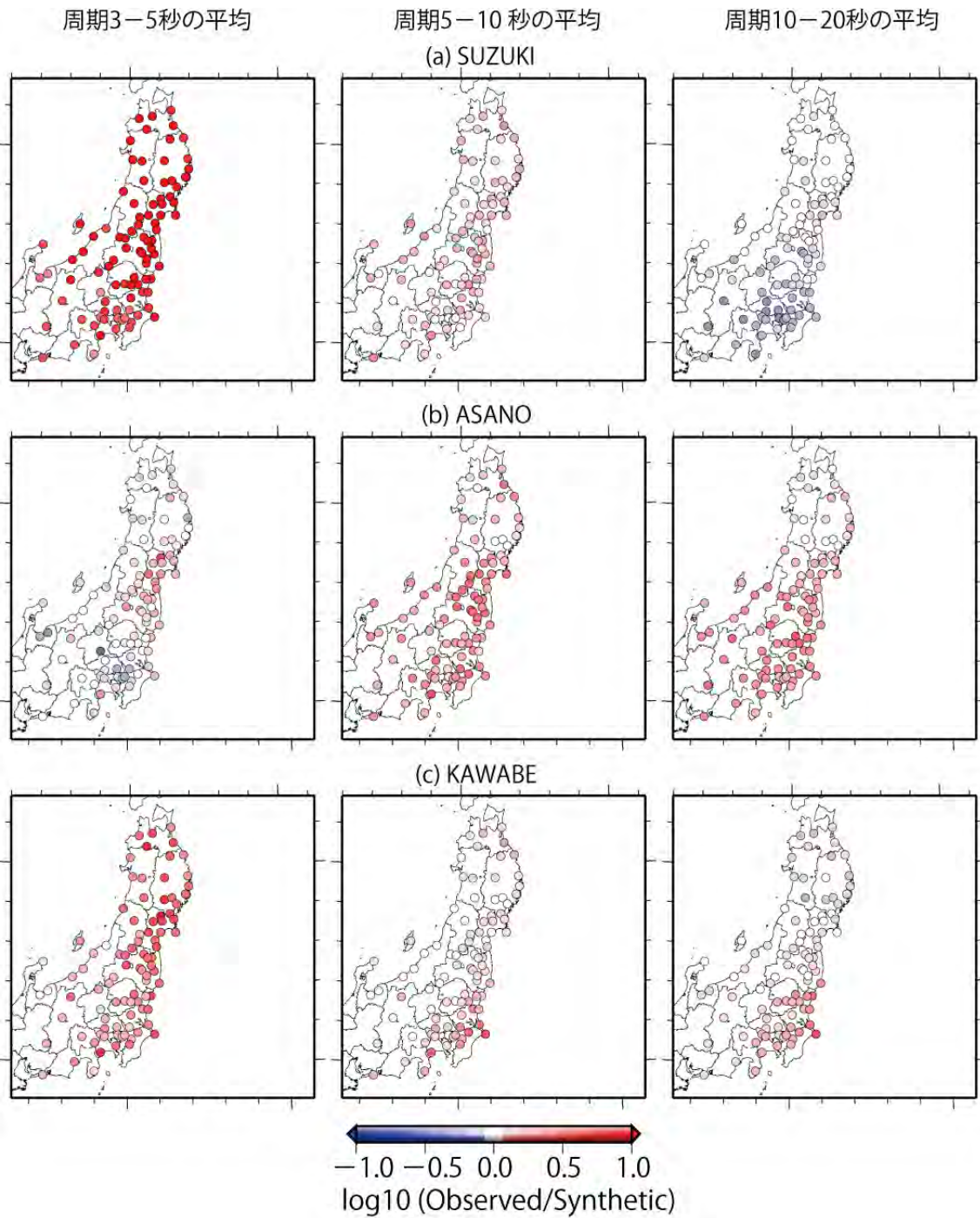


(d) 計算領域・出力地点



本検討で用いた平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の既往の震源モデル

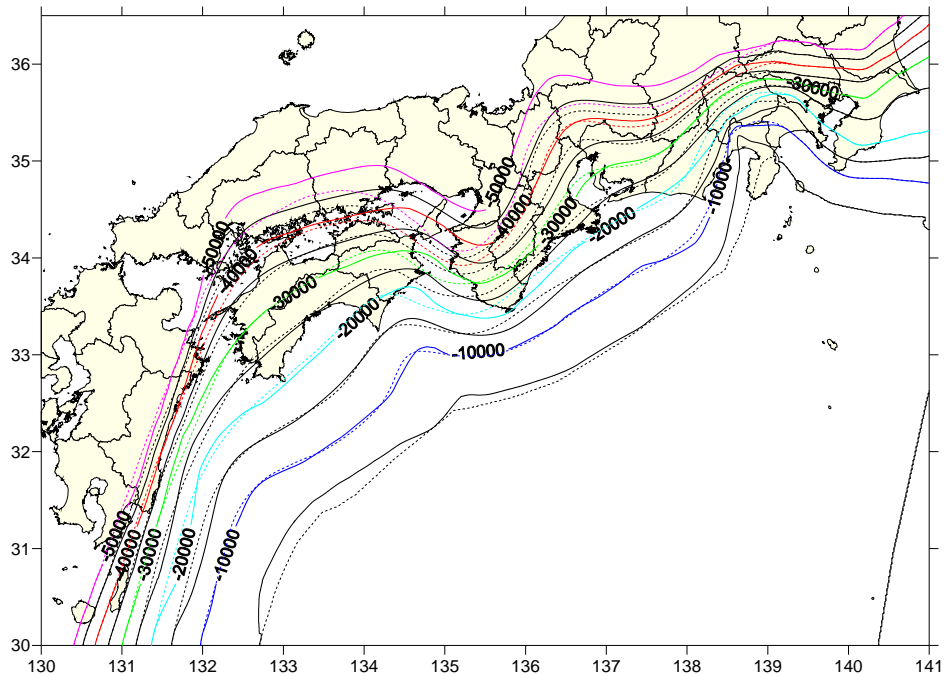
サブテーマ① 長周期地震動予測を予測する手法の高度化の検討等



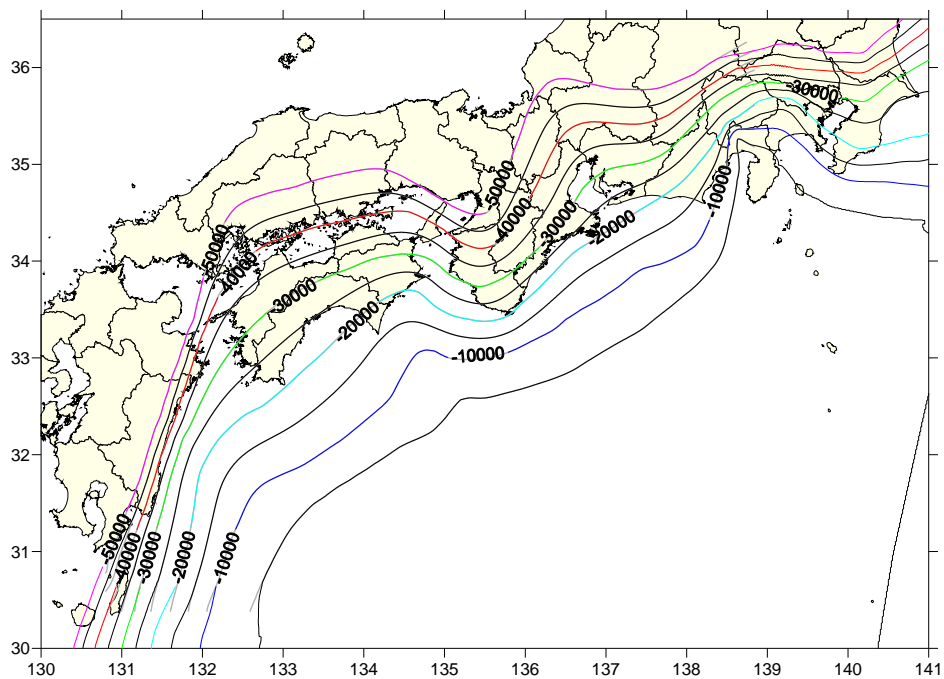
平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション結果

サブテーマ② 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等

実線：接合モデル、点線：1次拡張モデル

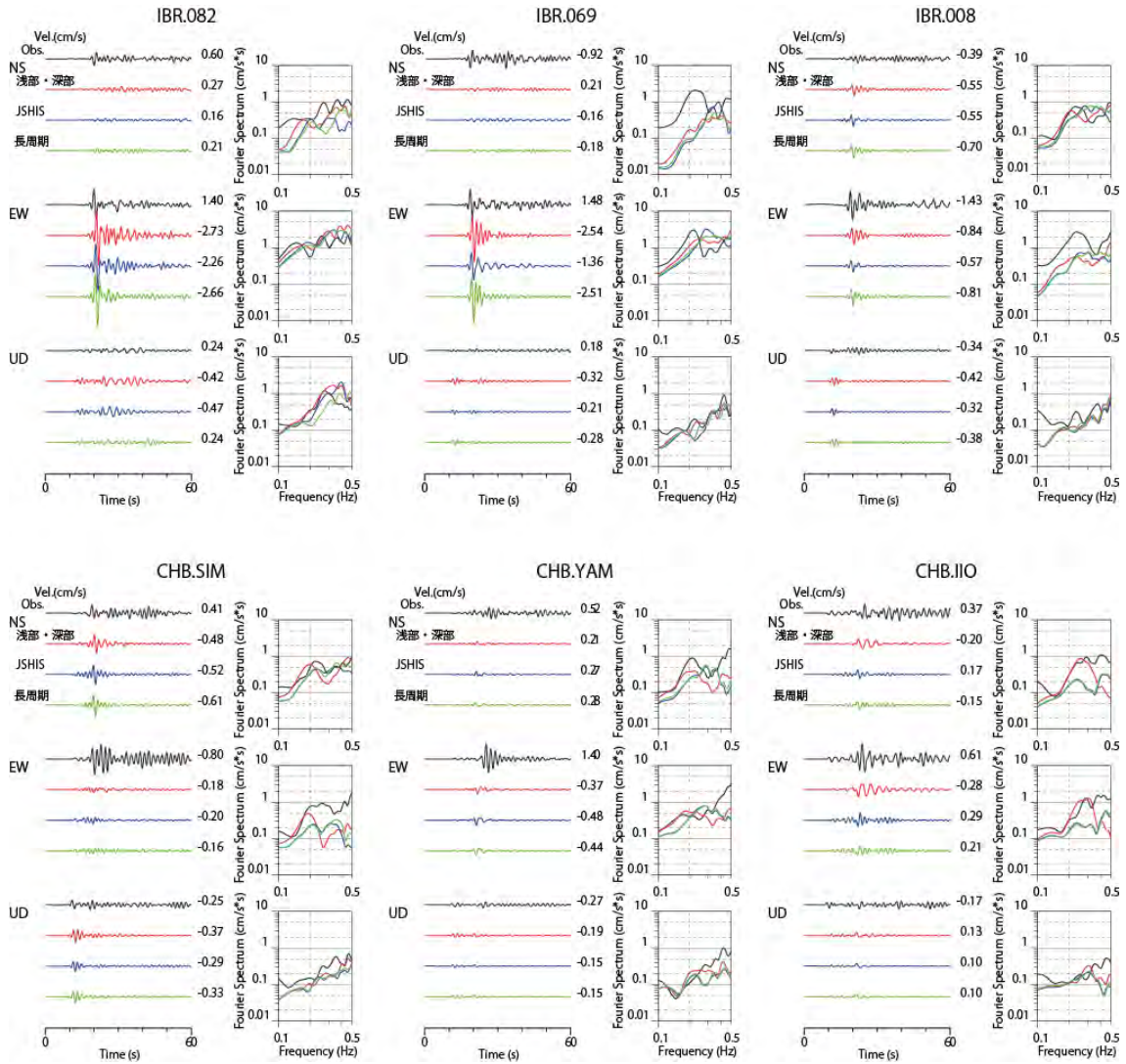


実線：接合モデル、灰色線：内閣府モデル



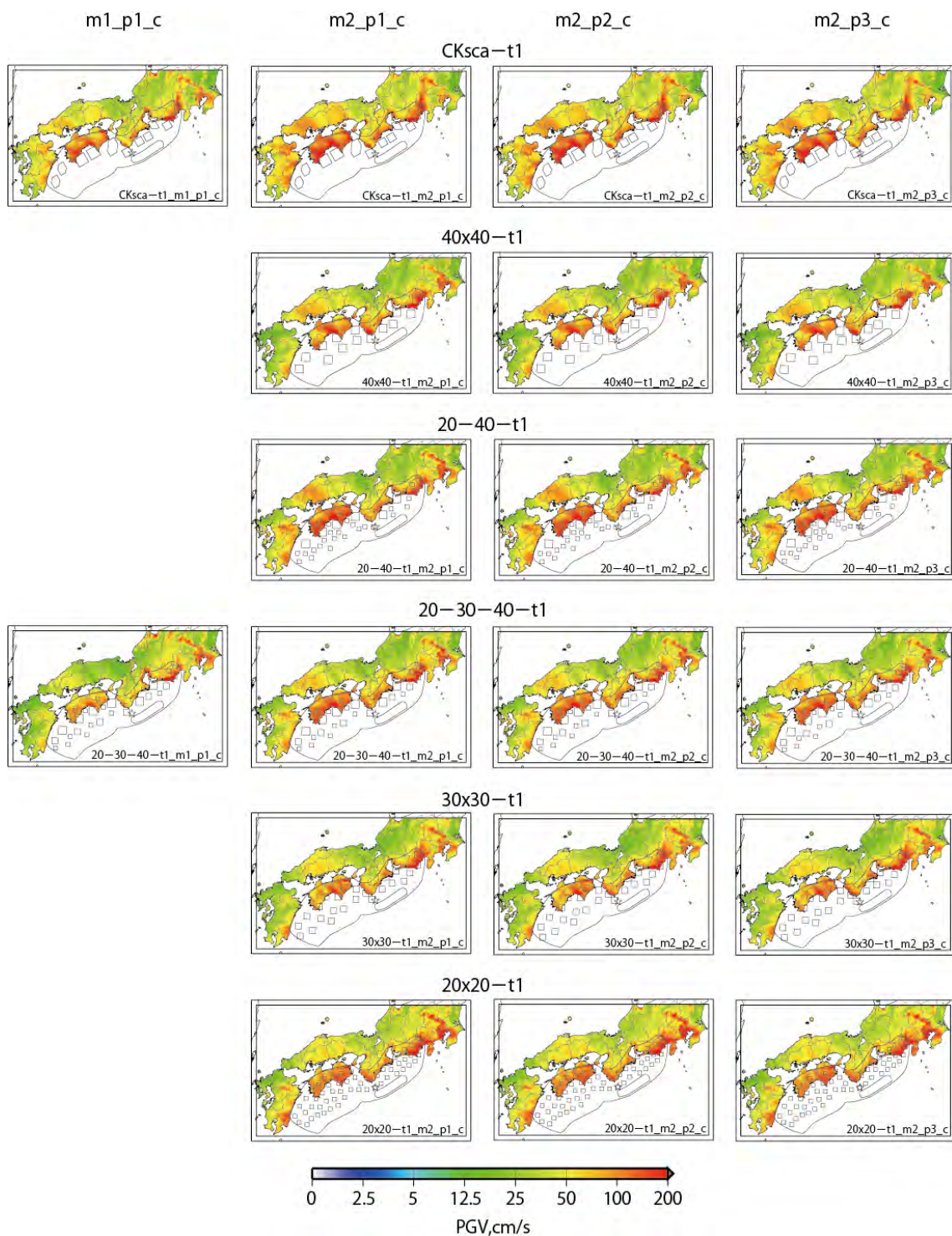
新たな知見を取り入れたフィリピン海プレートの構造の修正

サブテーマ② 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等



浅部・深部統合地盤モデルを用いた地震動シミュレーションと既往の地盤モデルによる地震動シミュレーション結果との比較

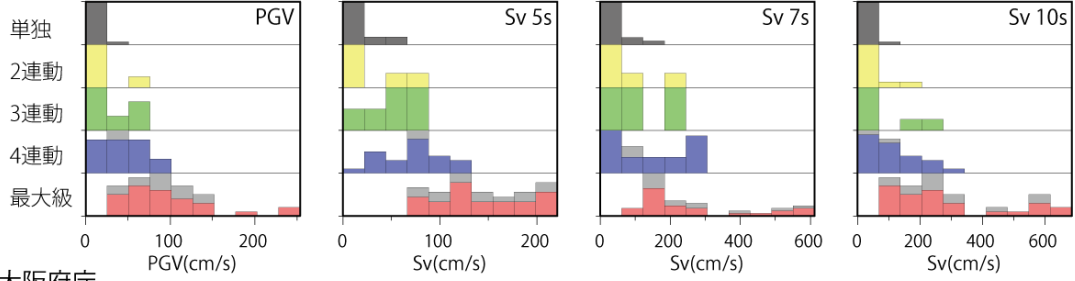
サブテーマ③ 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等



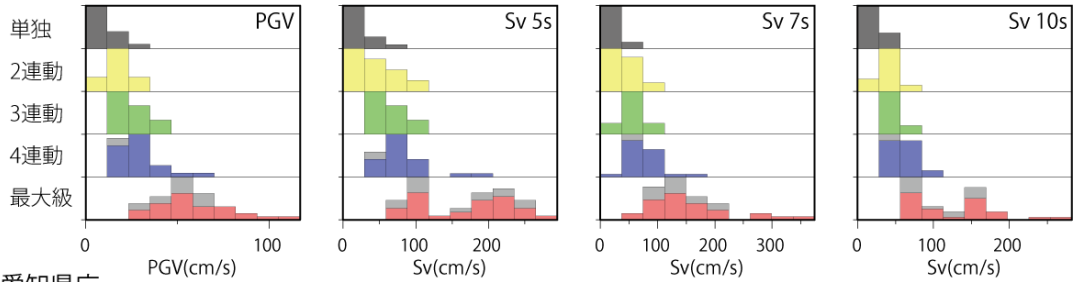
震源モデルと地震動シミュレーション結果による最大速度分布の例

サブテーマ③ 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

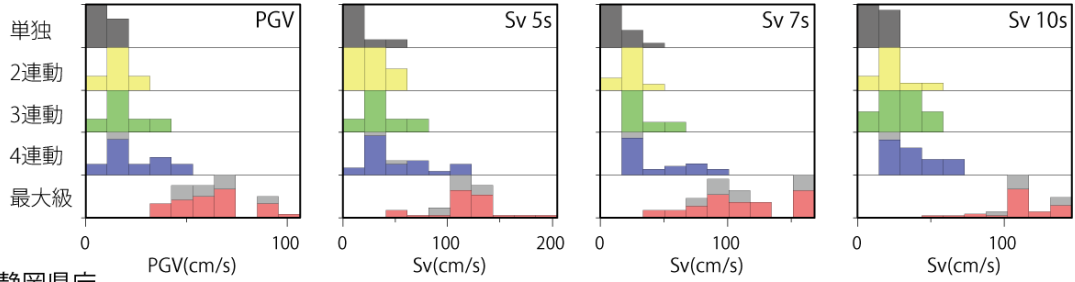
大分県庁



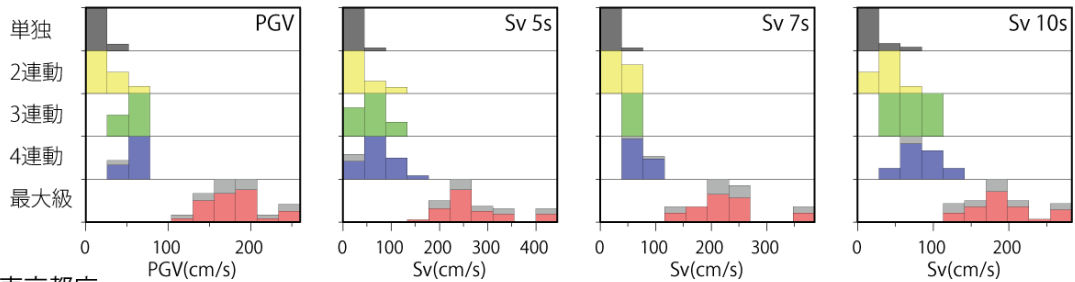
大阪府庁



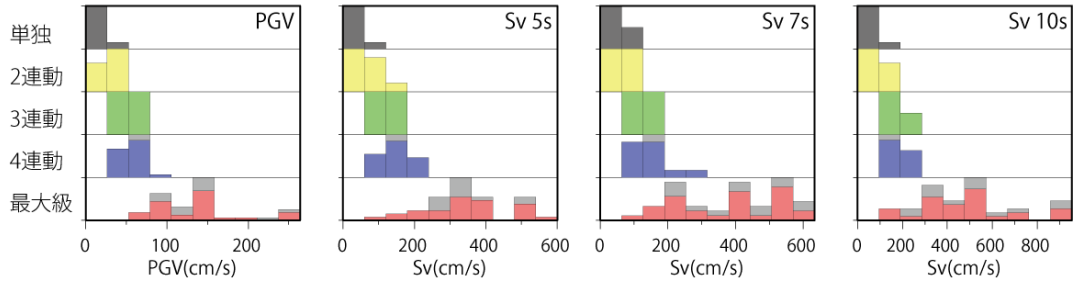
愛知県庁



静岡県庁

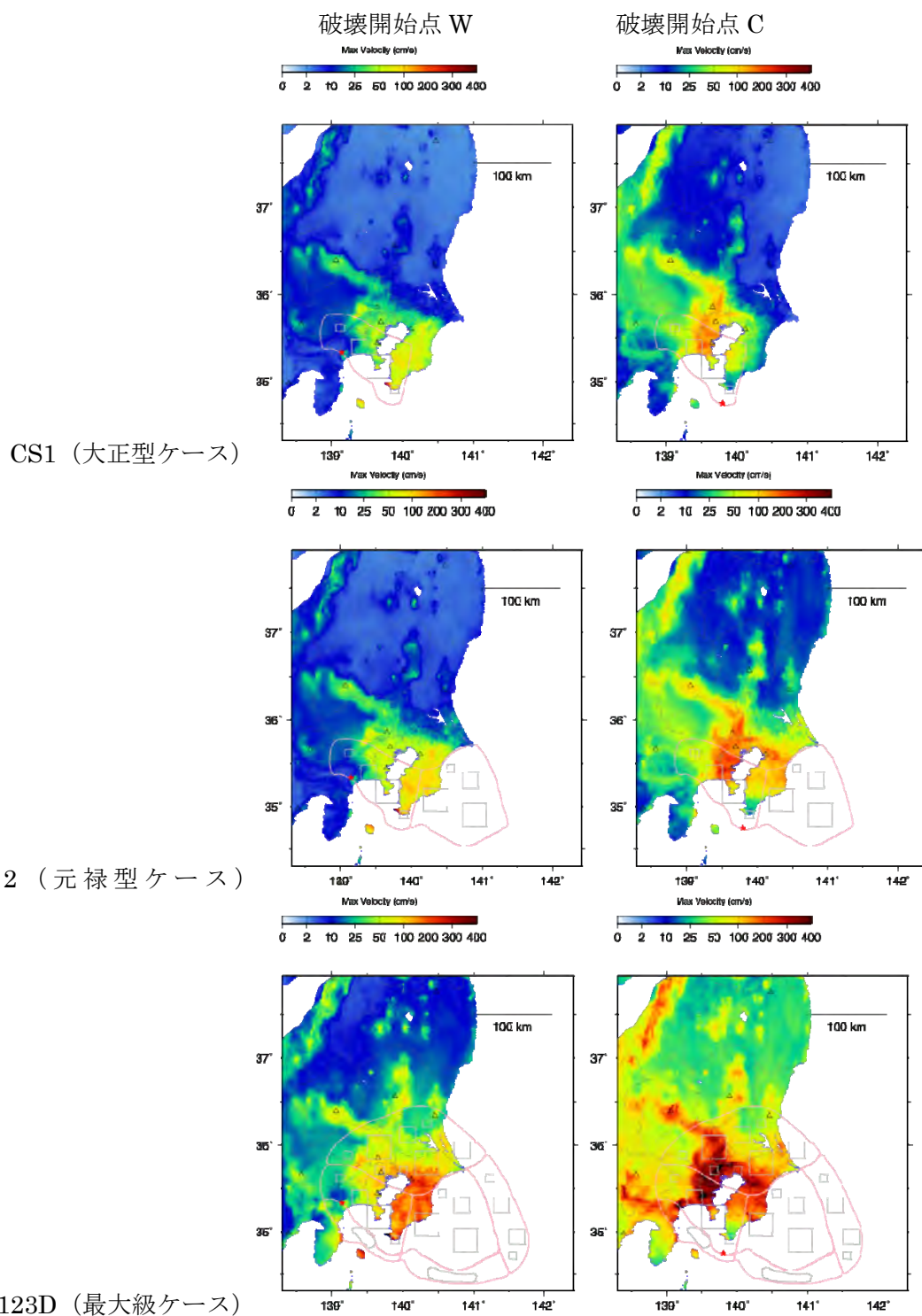


東京都庁



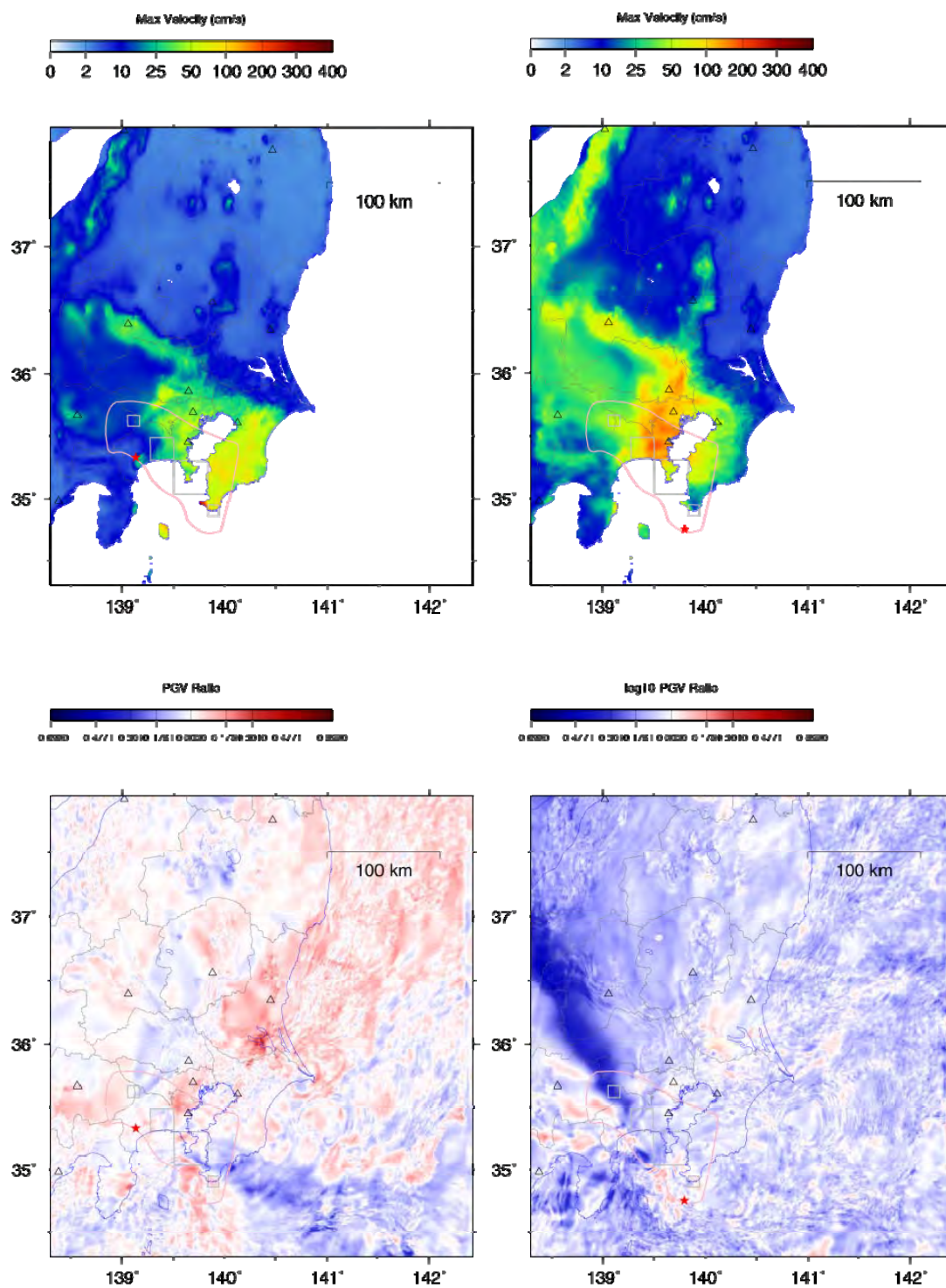
長周期地震動のハザード評価に向けた検討

サブテーマ④ 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等



震源モデルと地震動シミュレーション結果による最大速度分布の例

サブテーマ④ 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

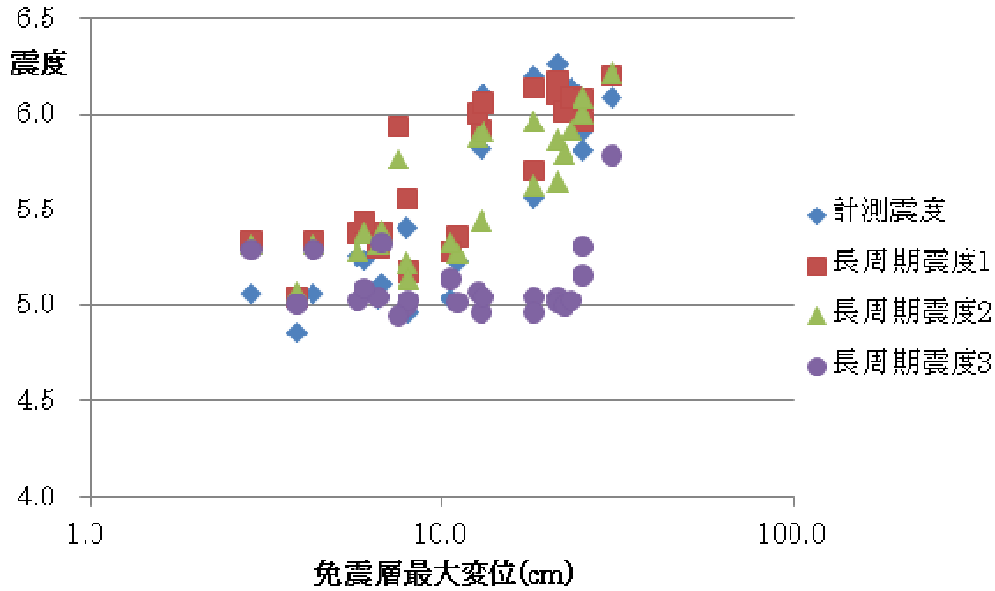


震源パラメータの不均質性に関する影響の検討

サブテーマ⑤ 長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等

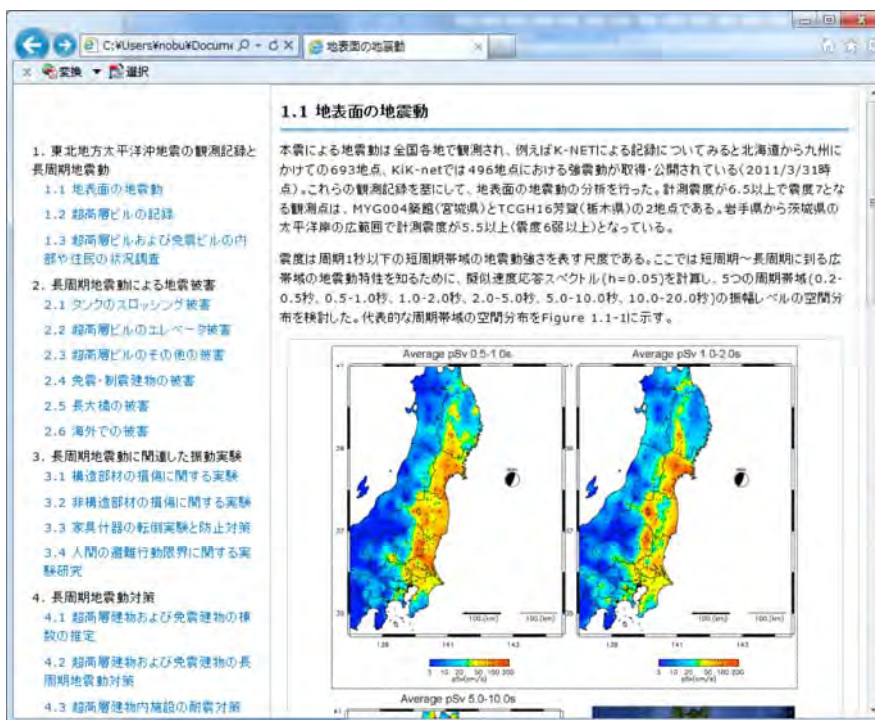
		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/242	1/327	1/259	1/298	1/94	1/131	1/82	1/206
	最大加速度(gal)	124	91	121	100	352	222	328	147
	判定値λ	4	4	4	4	1	2	1	4
	機能確保	機能維持	機能維持	機能維持	機能維持	限定機能確保	指定機能確保	限定機能確保	機能維持
構造部材	部材塑性率	0.56	0.43	0.52	0.47	1.92	1.04	2.48	0.65
	部材累積塑性変形倍率	0	0	0	0	2	0	6	0
	判定値λ	4	4	4	4	3	3	2~3	4
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	無損傷	無損傷	軽微	軽微	小損	無損傷

応答計算による高層ビルの被害に関する検討例



長周期地震動の指標と被害との関係の検討例

サブテーマ⑤ 長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等



長周期地震動に関する被害事例および解説のウェブページの試作例



携帯端末のアプリケーションの追加機能の例 (地図上に配置した建物の揺れやすさ可視化)

目次

1. 長周期地震動予測地図作成等支援事業の概要	1
1. 1 長周期地震動予測地図について	1
1. 2 研究の目的.....	2
1. 3 研究の内容.....	3
2. 事業の実施体制	4
3. 研究の成果	5
3. 1 長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等	5
3. 2 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等	33
3. 3 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等	68
3. 4 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等	100
3. 5 長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等	153
4. 成果の対外発表	190
5. むすび.....	191

1. 長周期地震動予測地図作成等支援事業の概要

1. 1 長周期地震動予測地図について

長周期地震動については、平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の際に震央から遠く離れた苫小牧で発生した石油タンク火災の原因の一つとして注目されるなど、近年その危険性が認知され始めた。長周期地震動は、首都圏、中京圏、近畿圏など超高層ビルや長大構造物が集中する平野部で特に顕著に現れる。地震調査研究推進本部では、想定東海地震、昭和型東南海地震、及び 1978 年タイプの宮城県沖地震を対象とした「長周期地震動予測地図」2009 年試作版を 2009 年 9 月に、昭和型南海地震を対象とした「長周期地震動予測地図」2012 年試作版を 2012 年 1 月にそれぞれ作成し、公表している。これらの地域はいずれも近い将来に発生が懸念される南海トラフ沿いの海溝型巨大地震によって長周期地震動に見舞われる可能性が示されている。

一方、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、これまで知られていたよりも大きな規模の地震まで考慮する必要性が生じた。特に、巨大地震発生の切迫性が指摘されている南海トラフの地震や人口が集中する首都圏に大きな影響を及ぼす相模トラフの地震については、過去に例のない巨大地震も考慮した長周期地震動に関する研究・検討が早急に必要である。今後、これまでの試作版作成等で得られた知見等を踏まえたさらなる予測手法の高度化とともに、広く社会の防災・減災に資する本格的な長周期地震動予測地図作成が必要不可欠である。

1. 2 研究の目的

海溝型地震の長周期地震動の予測精度向上のために、全国1次地下構造モデルの改良、関東地域については浅部地盤を含めた地下構造モデルの高度化の検討を実施する。さらに、平成23年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーションを行い、地震動観測データとの比較により震源パラメータの設定手法の改良方策を提示するとともに、南海トラフおよび相模トラフで発生する海溝型地震を対象として特性化震源モデルを作成し、長周期地震動シミュレーションを行い、結果を地図上で表示する。また、予測成果等が広く社会で活用され防災に役立てるための公開の手段・手法、内容について検討し、わかりやすく使いやすい情報を提供するウェブページを試作することを目的とする。

(1) 長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等

長周期地震動予測地図試作版や平成23年度の支援業務等で得られた知見を踏まえて、平成23年東北地方太平洋沖地震を対象として長周期地震動のシミュレーション解析を実施して、計算波形と地震動観測データを比較する。

(2) 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等

「長周期地震動予測地図2012年試作版」で用いた深部地盤の全国1次地下構造モデルを改良する。また、首都圏を含む関東地方について、短周期(0.5~2秒)の地震動を説明する浅部を含む地盤モデルの高度化の検討を実施し、広帯域(0.1~10秒)についても考慮した長周期地震動予測地図の作成の高度化手法を提示する。

(3) 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

南海トラフで発生する地震についての特性化震源モデルを改良し、長周期地震動シミュレーション解析を行い工学的基盤面での揺れの大きさを求め、地図上で表示する。

(4) 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

相模トラフで発生する地震についての特性化震源モデルを検討し、長周期地震動シミュレーション解析を行い工学的基盤面での揺れの大きさを求め、地図上で表示する。

(5) 長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等

長周期地震動予測地図を用いて、長周期地震動をはじめとした地震に関する知識の普及及び地震防災意識の高揚等に資するために、子供も含めた一般国民や防災関係者等に広く利用・活用され、社会の防災・減災に役立つ分かりやすく使いやすい情報を提供できるシステムを高度化する。

1. 3 研究の内容

これまでの「長周期地震動予測地図」試作版の作成等で蓄積されてきた知見等を踏まえつつ、長周期地震動予測地図作成の本格化に向けた検討を実施する。

サブテーマ（１）では、平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、これまでに提示されている長周期地震動予測地図をさらに短周期側に拡張するための改良方策などを踏まえて震源のモデル化を行い、長周期地震動シミュレーションを実施する。地震動観測データとの比較により、改良方策における具体的なパラメータ設定手法を提示する。

サブテーマ（２）では、最近の研究成果等に基づいて深部地盤の全国 1 次地下構造モデルを改良する。また、首都圏を含む関東地方を対象として浅部と深部を統合した地盤モデルの高度化を検討することにより、広帯域についても考慮した長周期地震動予測地図の作成のための具体的な方策を提示する。

サブテーマ（３）では、南海トラフで発生するマグニチュード 8 級程度以上の海溝型地震を対象として、従来の特性化震源モデルを改良した長周期地震動予測地図作成のために必要な震源モデルを作成する。作成したモデルによる長周期地震動シミュレーションを実施し、結果を地図上で表示する。

サブテーマ（４）では、相模トラフで発生するマグニチュード 8 級程度以上の海溝型地震を対象として、長周期地震動予測地図作成のために必要な詳細な特性化震源モデルを作成する。作成したモデルによる長周期地震動シミュレーションを実施し、結果の地図上での表示方法を提示する。

サブテーマ（５）では、長周期地震動の性質や、それらがもたらす被害、その対策についてわかりやすく解説するウェブページを作成し、長周期地震動予測地図の利活用を促進する上で必要な方策を提示する。また、ユーザーが今いる場所あるいは必要とする任意の場所での長周期地震動に関する情報をインターネットやモバイルネットワークを通して入手でき、かつ、分かりやすく可視化するためのシステムの高度化を実施する。

2. 事業の実施体制

所属機関	役職	氏名	担当課題
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行	3.1～3.5
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之	3.1～3.5
独立行政法人 防災科学技術研究所	データセンター長	青井 真	3.1, 3.3, 3.4
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	河合 伸一	3.5
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩	3.1～3.4
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	岩城 麻子	3.2～3.4
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	東 宏樹	3.5

3. 研究の成果

3. 1 長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	データセンター長	青井 真
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩

(c) 研究の目的

平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、これまでに提示されている長周期地震動予測地図をさらに短周期側に拡張するための改良方策などを踏まえて震源のモデル化を行い、長周期地震動シミュレーションを実施する。計算結果と地震動観測データとの比較により、具体的な震源パラメータの設定手法を提示する。

(2) 平成 24 年度の成果

(a) 研究の要約

平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、これまでに提示されている複数の震源のモデルを用いて長周期地震動シミュレーションを実施した。計算結果と地震動観測データとの比較により、周期 3~10 秒の地震動については「強震動生成域」をモデル化することでおおむね説明できることを示した。一方、さらに短周期側まで拡張するためには、震源パラメータのうち、すべり量分布の不均質性に加え、すべり速度時間関数を定義する時間に関するパラメータに不均質性を導入する必要があることを示した。

(b) 研究の成果

1) 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション

平成 23 年東北地方太平洋沖地震については、遠地地震波、地殻変動、津波、近地強震動など様々な観測記録を対象とした多くの震源モデルが提示されている。本検討ではそのうち、長周期地震動予測および広帯域地震動予測の対象となる、近地強震動記録を基に波形インバージョン法や経験的グリーン関数法により推定された震源モデル（前イベント震源モデル）を用いて、長周期地震動シミュレーションによって観測記録をどの程度再現できるかを確認した。

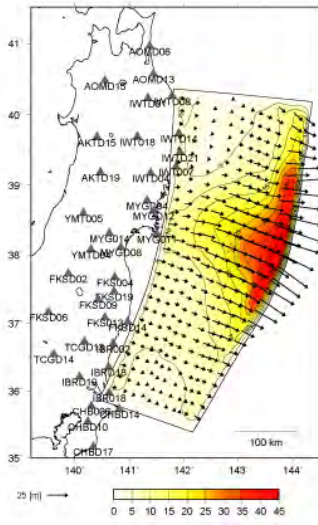
波形インバージョン法による震源モデルとして、鈴木・他（私信；以下、鈴木モデル）、経験的グリーン関数法による SMGA（強震動生成域）モデルとして、Asano and Iwata（2012；以下、浅野モデル）および川辺・他（2011；以下、川辺モデル）を用いて差分法により長周期地震動を計算した。差分法の概要は以下のとおりである。

- 地下構造モデル：全国 1 次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）
 - ◇ 第 1 層（ $V_s350\text{m/s}$ ）の物性値を第 2 層（ $V_s500\text{m/s}$ ）の物性値で置換
 - ◇ 地表付近の層厚 50m 以下の層を除去
- 格子間隔：不連続格子（Aoi and Fujiwara, 1999）
 - ◇ 水平方向 200m、深さ方向 100m（第 1 領域：深さ 0～8 km）
 - ◇ 水平方向 600m、深さ方向 300m（第 2 領域：深さ 8～70 km）
 - ◇ 格子数： $4248 \times 4248 \times 81 + 1416 \times 1416 \times 207 \approx 19$ 億格子
- Q 値の参照周期：5 秒
- 時間間隔：0.008333 秒（約 120 Hz）
- タイムステップ数：42000 ステップ（=350 秒間）

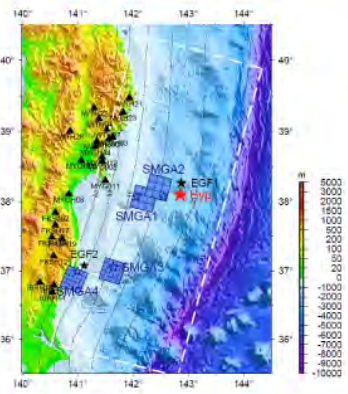
いずれのモデルも近地強震記録を用いているが、解析対象周期帯は、鈴木モデルは周期 8~100 秒、SMGA モデルは周期 0.1~10 秒である。鈴木モデルでは、すべりの大きな領域が震源よりも海溝寄りに推定されているのに対し、浅野モデル・川辺モデルでは、震源よりも陸側に SMGA が推定されており、解析周期帯によってモデルの特徴が異なっている（図 3.1-1）。鈴木モデルは、空間 5km、時間 3 秒の間隔でプレート境界面上に配置された約 20 万個の点震源（三角形型の震源時間関数）によって表されている。一方、SMGA モデルは、数枚の小断層で SMGA が構成されているが、差分法の計算では SMGA 内に約 500m 間隔で点震源（中村・宮武（2000）の震源時間関数）を配置した。SMGA モデルで設定されているパラメータは、図 3.1-2 に示している。

図 3.1-3 は、0.05~0.3Hz のバンドパスフィルターを施した速度波形と速度フーリエスペクトルである。図 3.1-3 に示した 8 地点のうち、前半の 4 地点は各モデルの推定に用いられた観測点である。鈴木モデルは断層面上の広い範囲から地震波が励起されており複雑な波形となっているが、SMGA モデルでは、特に岩手、宮城、福島において、各 SMGA からのパルス状の単純な波形となっている。また、鈴木モデル・川辺モデルでは、0.2Hz よりも高周波数側で観測スペクトルとの差が大きくなっており、特に、三角形型の震源時間関数を用いている鈴木モデルでは 0.2Hz 以上で振幅レベルの低減が顕著である。一方、浅野モデルでは 0.2Hz 以上で観測スペクトルとの対応がよい。

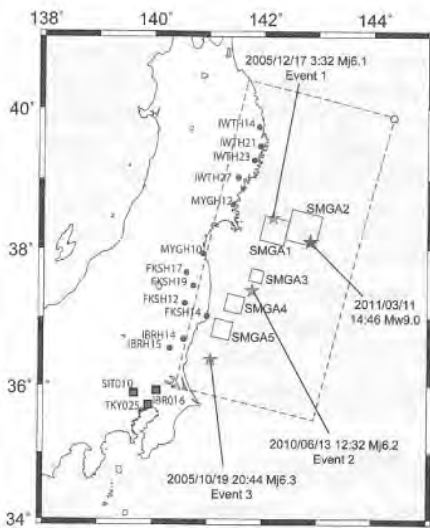
(a) 鈴木モデル



(b) 浅野モデル



(c) 川辺モデル



(d) 計算領域・出力地点

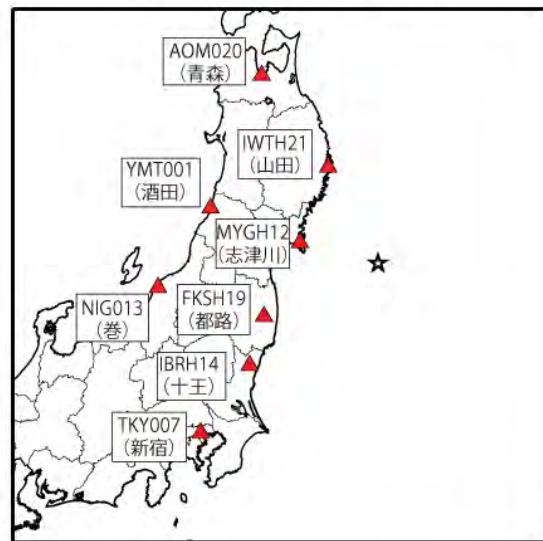


図 3.1-1 東北地方太平洋沖地震の長周期地震動計算に用いた震源モデル。(d) は、差分計算の対象領域と、波形出力地点を示している。

Table 3. The location of the rupture starting point and the rupture time relative to the origin time for each SMGA.

	Rupture starting point			Rupture time (s)
	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Depth (km)	
SMGA1	38.075	142.070	36.8	24.1
SMGA2	38.075	142.555	28.0	65.4
SMGA3	37.060	141.655	37.1	106.5
SMGA4	36.995	141.000	53.8	133.0

Table 4. Search range, grid interval, and estimated value of model parameters in the grid search.

		$l = w$ (km)*	τ (s)*	C	NSL**	NSW**	V_r (km/s)*
SMGA1 (EGF1)	Search range	5.0–15.0	1.0–3.0	5.0–15.0	1–3	1–3	2.8–4.0
	Interval	1.0	0.1	1.0	1	1	0.4
	Estimated value	12.0	2.3	12.0	2	3	4.0
SMGA2 (EGF1)	Search range			5.0–15.0	1–3	1–3	
	Interval			1.0	1	1	
	Estimated value			14.0	3	1	
SMGA3 (EGF2)	Search range	3.0–10.0	0.1–0.6	10.6	1–5	1–5	2.8–4.0
	Interval	0.5	0.02	fixed	1	1	0.4
	Estimated value	7.0	0.34	10.6	2	3	4.0
SMGA4 (EGF2)	Search range			4.0	1–5	1–5	
	Interval			fixed	1	1	
	Estimated value			4.0	1	3	

* l , w , τ and V_r denote the length, width, rise time, and rupture velocity of EGF1 and EGF2, respectively.

** NSL and NSW indicate the rupture starting subfault within SMGA in the strike and dip directions.

Table 5. Estimated parameters of SMGAs.

	N	C	Strike (°)	Dip (°)	L (km)	W (km)	S (km ²)	T (s)	M_0 (Nm)	$\Delta \sigma$ (MPa)	D (m)
SMGA1	3	12.0	195	13	36	36	1296	6.90	4.57×10^{20}	23.9	5.2
SMGA2	3	14.0	195	13	36	36	1296	6.90	5.33×10^{20}	27.8	6.1
SMGA3	5	10.6	198	17	35	35	1225	1.70	3.07×10^{20}	17.5	3.7
SMGA4	5	4.0	203	20	35	35	1225	1.70	1.16×10^{20}	6.6	1.4
Total							5042		1.41×10^{21}		

* L , W , S , T , M_0 , $\Delta \sigma$ and D denote the length, width, area, rise time, seismic moment, stress drop, and slip amount, respectively.

図 3.1-2 (1) Asano and Iwata (2012) による SMGA のパラメータ。論文より抜粋。

表 2 震源パラメータ

	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
走行 (°)	195	195	195	195	195
傾斜角 (°)	13	13	13	13	13
面積 (km ²)	40×40	50×50	21×21	28×28	30×30
地震モーメント (N・m)	5.02×10^{20}	1.12×10^{21}	6.43×10^{19}	1.02×10^{20}	2.58×10^{20}
応力降下量 (MPa)	20.4	23.3	15.7	10.5	23.1
ライズタイム (s)	3.6	4.5	1.9	2.5	2.7
破壊開始時間 (s)	0.0	39.0	57.0	87.0	102.0
経験的グリーン関数 として用いた地震	2005/12/17 3:32 M6.1	2005/12/17 3:32 M6.1	2010/06/13 12:33 M6.2	2010/06/13 12:33 M6.2	2005/10/19 20:44 M6.3

図 3.1-2 (2) 川辺・他 (2011) による SMGA のパラメータ。論文より抜粋。

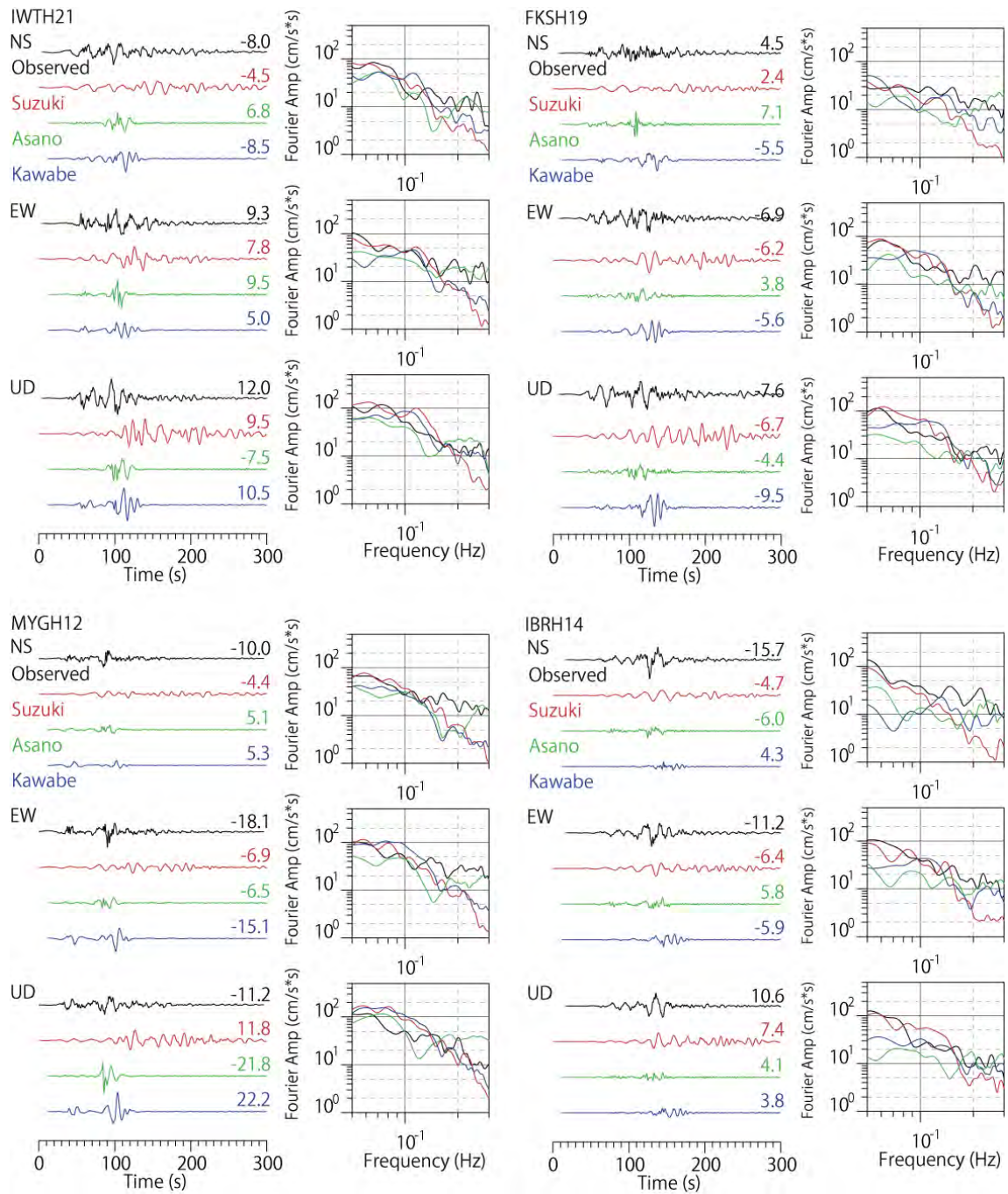


図 3.1-3 観測記録と計算結果による速度波形と速度フーリエスペクトルの比較。0.05~0.3Hz のバンドパスフィルターを掛けている。出力地点は図 3.1-1 (d) に示しており、これらは震源モデルの推定に使用された観測点である。スペクトルは、0.02Hz 幅の Parzen window で平滑化している。

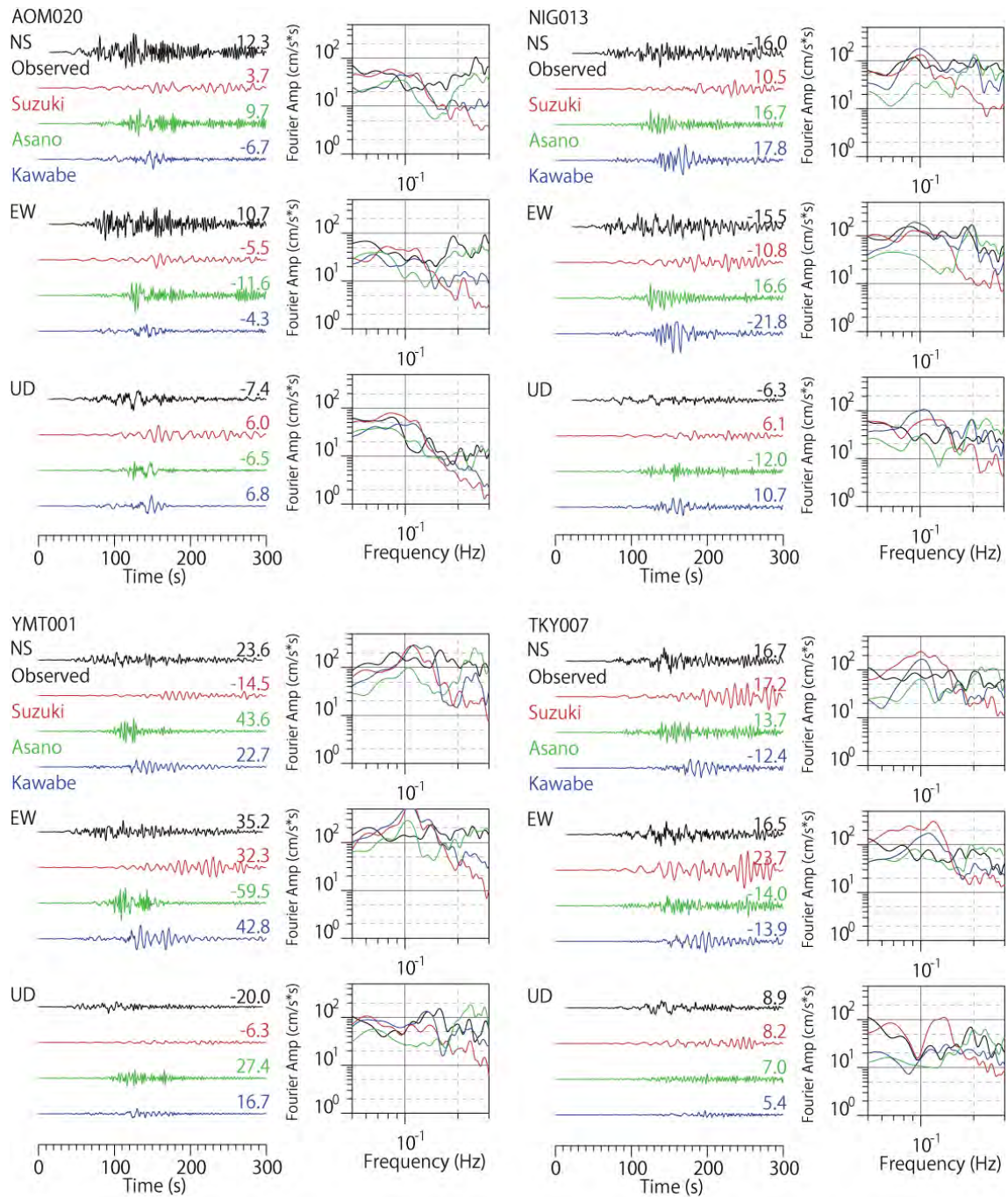


図 3.1-3 つづき。震源モデルの推定には使用されていない観測点。

より広域的に各モデルによる計算スペクトルと観測スペクトルとの一致度を見るために、約100地点の強震観測点を対象として、周期3~5秒(0.2~0.33Hz)、周期5~10秒(0.1~0.2Hz)、周期10~20秒(0.05~0.1Hz)の3つの帯域で観測と計算のフーリエスペクトル比の平均値を求めて地図上にプロットした(図3.1-4)。ここでは、水平2成分の合成スペクトルを用いて比を計算している。鈴木モデルは、周期10~20秒では関東地方でやや過大評価気味であるが全体としては観測値を良く再現している。ただし、周期5秒以下では過小評価である。浅野モデルでは、長周期側はやや過小評価となっているが、周期3~5秒では観測との差は小さい。一方で、川辺モデルでは、長周期側で観測との対応が良く、短周期側で過小評価気味である。図3.1-5には、図3.1-4に示した全観測点の個別のスペクトル比と、それらの平均を示している。スペクトル比は震源モデルによって、それぞれ特徴的な形状を示しており、これらは各震源モデルの特性を表していると考えられる。いずれの震源モデルも短波長不均質性は考慮されておらず、短周期成分が過小評価となっていると考えられるが、浅野モデルでは破壊伝播速度が大きいため短周期成分が大きくなっていると考えられる。また、SMGAモデルでは周期10秒程度より長周期側では過小評価となっており、本検討で対象としている周期20秒までの長周期地震動シミュレーションでは、SMGAだけでなく、鈴木モデルで推定されているような比較的浅い領域における大きなすべりも考慮して震源モデルを設定する必要がある。また、計算結果と観測記録との差異は主に震源モデルに起因していると考えられることから、本検討で用いる計算手法と地下構造モデルは概ね妥当であると考えられる。

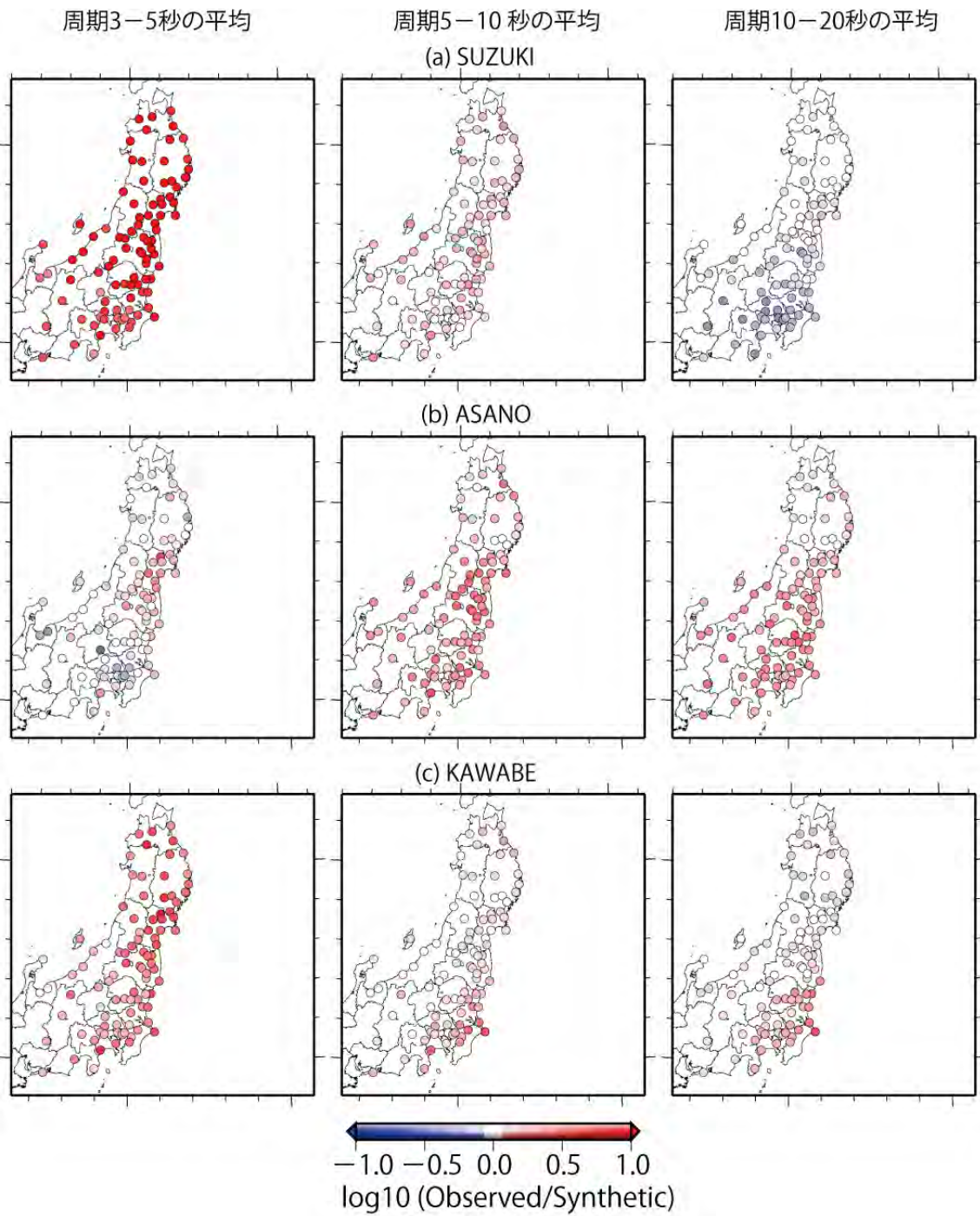


図 3.1-4 既往の震源モデルによる計算と観測のフーリエスペクトル比（観測/計算）の、周期 3~5 秒、5~10 秒、10~20 秒の平均値の分布。

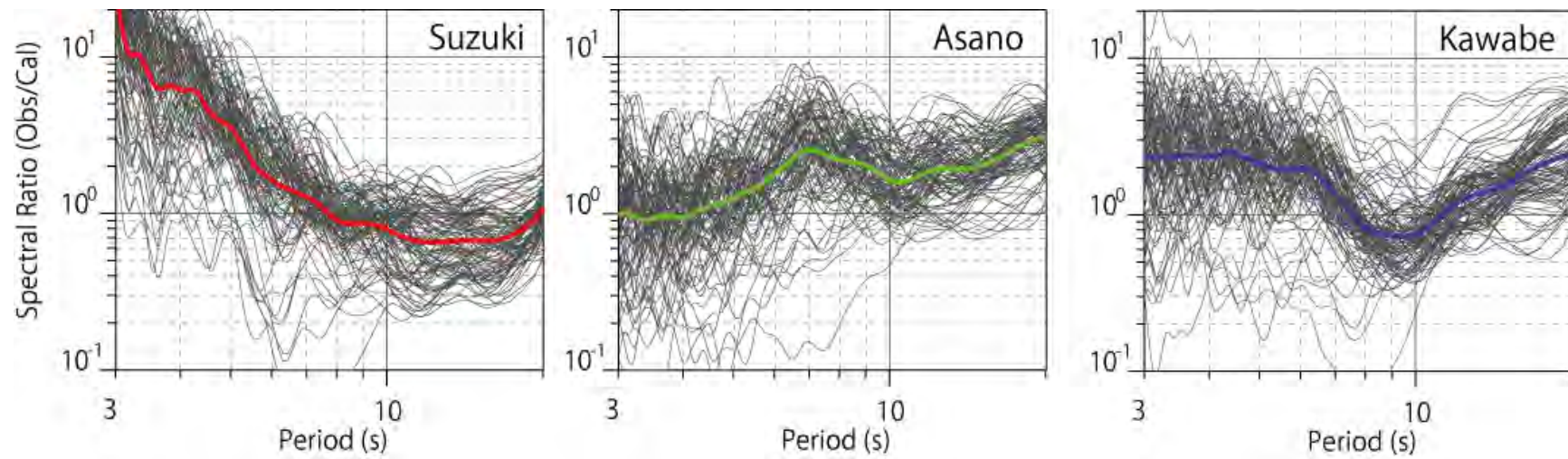


図 3.1-5 既往の震源モデルによる計算結果と観測記録のフーリエスペクトル比（観測/計算）。黒細線は個々の観測点のスペクトル比、太線はそれらの平均。

2) 震源不均質性を考慮した断層パラメータ設定手法の検討

1) では強震動生成域を従来示されている手法でモデル化することで、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の周期 3~10 秒の観測記録をおおむね再現できることを示した。

一方、平成 23 年度の検討において、巨大地震を対象に特性化震源モデルを用いて理論的方法による地震動評価を実施する場合に、短周期の地震動振幅が低下する問題が生じることを解消するため、断層面全体を対象にしたすべり量や破壊開始時間に自己相似分布（例えば Hisada (2000, 2001) による k^{-2} モデル）を導入することがある程度有効であることが示されている。しかしながら、1) でも述べたように平成 23 年東北地方太平洋沖地震に関する以下のような様々な震源モデル

遠地記録インバージョン

- Yagi and Fukuhara (2011)
- Shao et al. (2011)

近地・強震記録インバージョン

- Suzuki et al. (2011)
- Yoshida, Y. et al. (2011)

ジョイントインバージョン

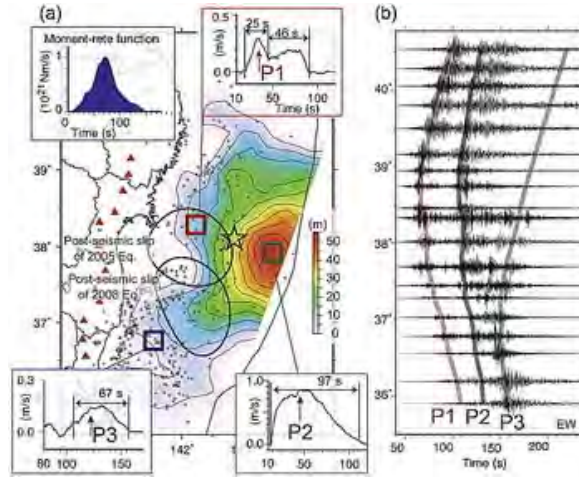
- Koketsu et al. (2011)

強震動生成領域の推定

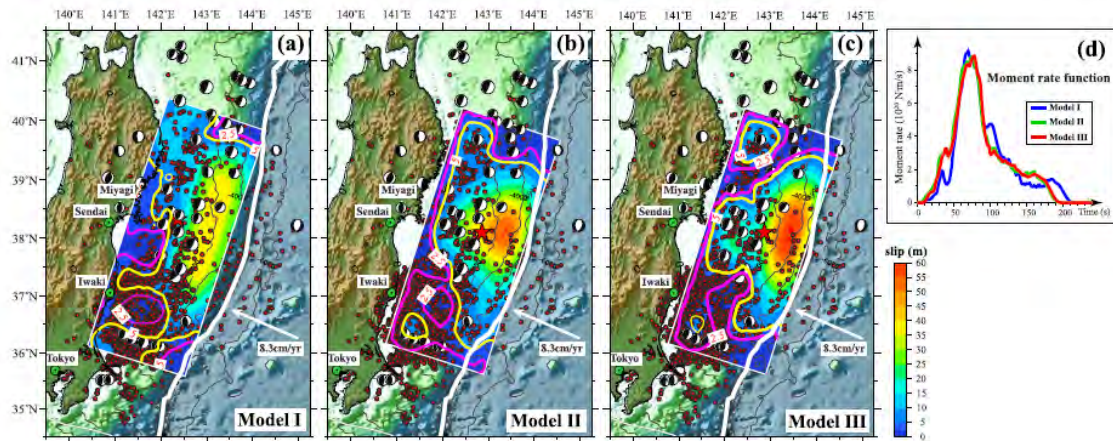
- Kurahashi and Irikura (2011)
- 川辺・他 (2011)

の比較（図 3.1-6）からは、すべり量の大きな領域が海溝軸近くにあるのに対して、短周期地震動を発生させた領域（強震動生成域）は陸域に近く、すべり量の大きな領域内あるいはその周縁部に存在するとは言い難い。従って、すべり量の大きな領域と応力降下量の大きな領域がほぼ一対一に対応する従来の「レシピ」のような手法では、2011 年東北地方太平洋沖地震で見られたすべりの大きな領域と短周期の強震動を発生させた領域が異なるという特徴を組み込むことが難しい。そのため、さらなる短周期側への拡張のための震源モデル化手法の高度化についても検討を実施することとした。

Yagi and Fukuhara (2011) : 遠地記録



Shao et al. (2011) : 遠地記録



Koketsu et al. (2011) : 遠地・近地強震動・地殻変動・津波記録

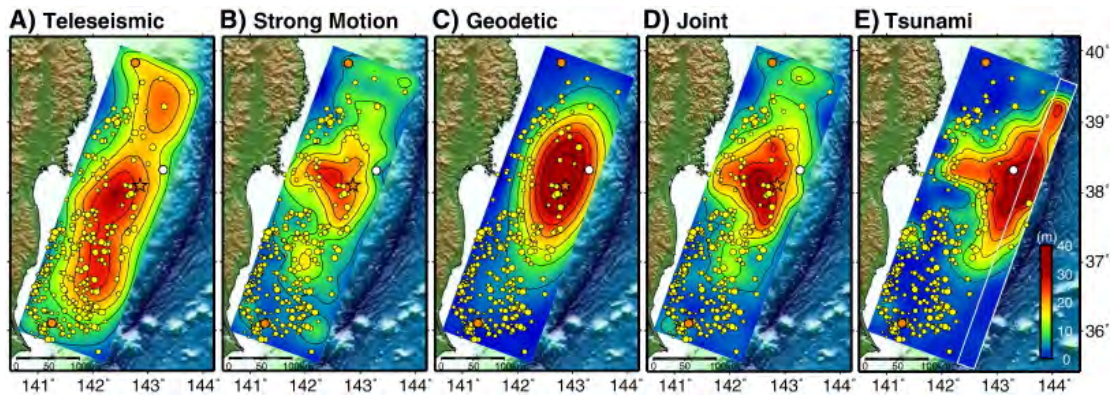
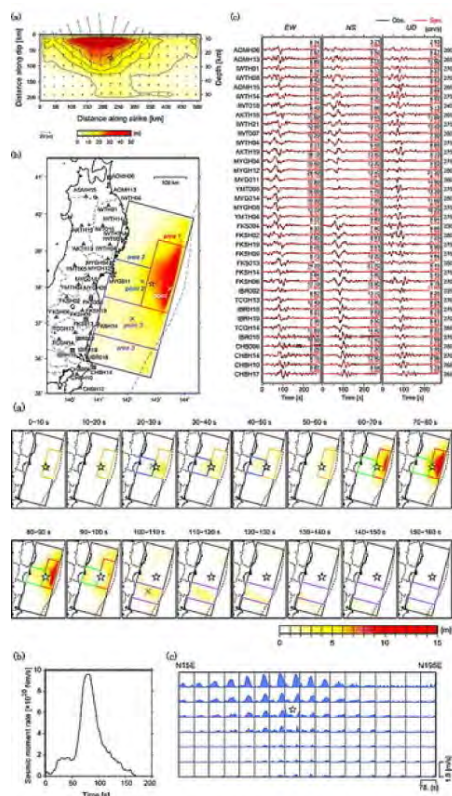
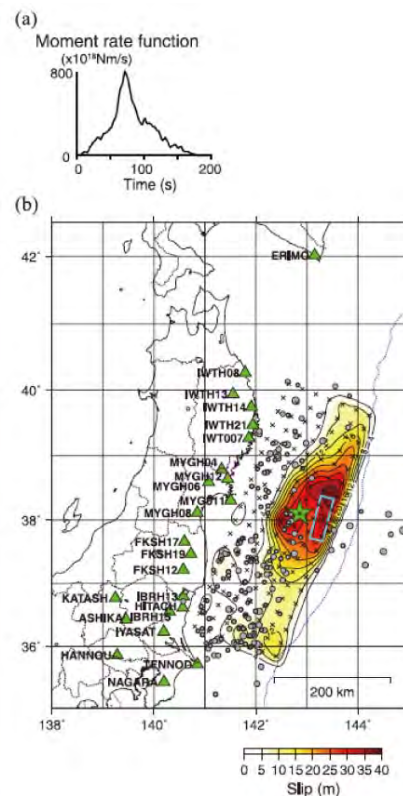


図 3.1-6 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの比較。

Suzuki et al. (2011) : 近地強震動記録



Yoshida et al. (2011) : 近地強震動記録



Kurahashi and Irikura (2011) : 強震動生成域

川辺・他 (2011) : 強震動生成域

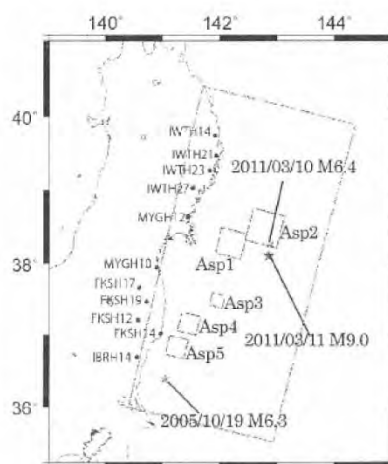
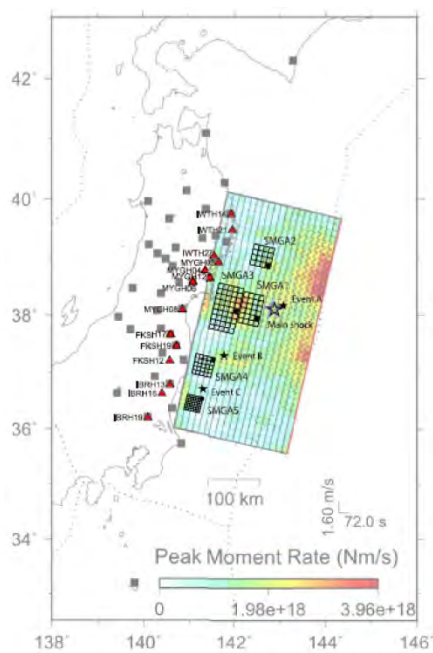


図 3.1-6 つづき。平成 23 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの比較。

Schmedes et al. (2010) は、300 以上の動的破壊シミュレーション結果（横ずれ断層）を利用してすべり量や破壊伝播速度など震源パラメータ間の相関について詳しく分析している。残念ながら、Schmedes et al. (2010) の検討は本検討で目的とする巨大地震に対する適切な解析例とは言えないが、震源不均質性導入に際して考慮すべきパラメータ間の関係について多くの情報が含まれている。まずは Schmedes et al. (2010) による検討結果を列挙する。

- (1) 最終すべり量とローカルな破壊伝播速度とのあいだには相関は見られない。
- (2) 最終すべり量と立ち上がり時間とのあいだに相関が見られる。
- (3) 破壊伝播速度とすべり速度の最大値およびすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とのあいだに相関が見られる。
- (4) 破壊伝播速度、立ち上がり時間、すべり速度の最大値の確率密度関数は、破壊核からの距離に依存する関係にある。
- (5) 破壊エネルギーは破壊伝播速度を制御する唯一の要因ではない。すべり弱化摩擦構成則における関数の傾きが破壊伝播速度に大きな影響を与える。
- (6) クラック長（せん断破壊におけるすべり先端域での破損領域の長さに相当する量）は破壊核からの距離に応じて小さくなる。

Schmedes et al. (2010) は動的破壊シミュレーションによって得られた各要素のすべり速度時間関数の計算結果を図 3.1-7 に示すような解析的なすべり速度時間関数で近似することで、「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度の最大値 (peak slip rate)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といったパラメータ値を求めている。

上記の(1)から(3)をわかりやすく可視化した結果が、図 3.1-8 に示す各種パラメータ間に見られる空間相関係数のヒストグラムと図 3.1-9 に示す相関マトリクスとなる。得られた結果をより詳細に分析する。

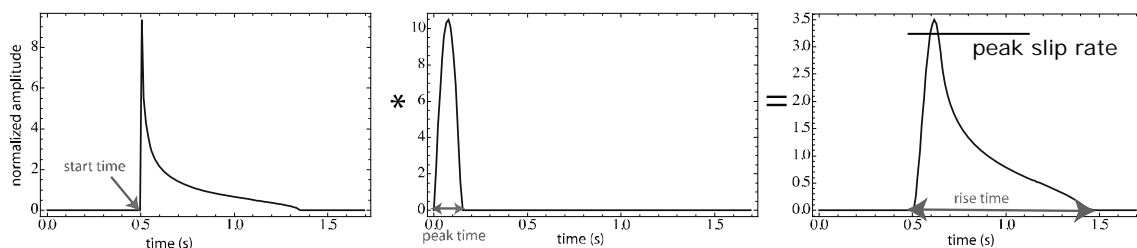


図 3.1-7 Schmedes et al. (2010) が動的破壊シミュレーション結果におけるすべり速度と時間の関係をモデル化するために利用した関数の形状。

- (1) 最終すべり量とローカルな破壊伝播速度とのあいだには相関は見られない。

この結果は、「すべり量分布と破壊伝播速度の分布に相関はない」「同様なすべり分布であっても、多様な破壊様式もしくは多様な地震動が生成される可能性がある」ことを示している。また、すべり量が破壊伝播速度をコントロールするパラメータにはなり得ないことも示している。後述するように、断層面上の破壊伝播速度の分布は非常に重要なパラメータになると考えられるが、従来の「レシピ」では想定されていないパラメータ設定項目である。従来の「レシピ」では破壊開始位置の多様性や破壊伝播速度を断層面全体で一様に変化させることは想定されているが、断層面内で破壊伝播速度を変化させることは想定されていない（波形合成法における破壊伝播速度のばらつきは単なる計算スキーム上の条件でありパラメータではない）。

また、Hisada (2000、2001) における k-2 モデル導入手順においては、すべりの大きな場所では最速破壊フロントからの破壊開始遅れ時間が小さいという相関関係を仮定しているが、この仮定が必ずしも正しいとは言えないことも示している。

- (2) 最終すべり量と立ち上がり時間とのあいだに相関が見られる。

「すべりの大きな要素は立ち上がり時間が長くなる」ことを示している。図 3.1-9 に示す相関マトリクスを参考にすると、立ち上がり時間とすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間のあいだに弱いながらも正の相関が見られるので、「立ち上がり時間が長くなるとパルスのすべり速度時間関数にはなりにくいという傾向」も示すことができる。つまり、すべりの大きな要素において極めて短周期の地震動を生成することは想定しにくいということになる。

- (3) 破壊伝播速度とすべり速度の最大値およびすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とのあいだに相関が見られる。

「ローカルな破壊伝播速度が大きな要素ではすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間が短く、大きなすべり速度になる」ことを示している。図 3.1-9 に示す相関マトリクスにおける破壊伝播速度とすべり速度最大値の正の相関、破壊伝播速度とすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間の負の相関を表している。つまり、「破壊伝播速度が大きな要素において短周期の地震動が生成されやすい」ことになる。

従来の「レシピ」における考え方に従う震源不均質性導入手法は、特性化震源モデルを対象に k-2 モデルを導入手順 (Hisada (2000、2001) による k-2 モデル導入手順) によって断層面上のすべりに不均質性を付与した後に、それに対応する応力降下量を

1. Hisada (2000、2001) による手順そのままに破壊開始時間の分布に $k-2$ モデルを用いて、あるすべり速度時間関数を仮定した場合の応力降下量相当パラメータを算定する手法（しかし、この場合、応力降下量は結果として得られる値であって、モデルを設定するパラメータにはならない。）
2. すべり量分布から Ripperger and Mai (2004) の手法を用いて静的な応力降下量分布を算定し、その値を用いるという手法
3. Herrero and Bernard (1994) の手法を用いて、応力降下量分布のフーリエ振幅スペクトルが $k-1$ となるモデルを設定する手法

などの手法によって設定し、応力相当のパラメータによって短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定していた。しかしながら、本検討における考察に従えば、ローカルな破壊伝播速度の分布を元に、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とすべり速度最大値を設定し短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定する方法が適切となる可能性が大きいと考えられる。

ローカルな破壊伝播速度の分布については、Schmedes et al. (2010) による検討結果の後半部分

- (4) 破壊伝播速度、立ち上がり時間、すべり速度の最大値の確率密度関数は、破壊核からの距離に依存する関係にある。
- (5) 破壊エネルギーは破壊伝播速度を制御する唯一の要因ではない。すべり弱摩擦構成則における関数の傾きが破壊伝播速度に大きな影響を与える。
- (6) クラック長（せん断破壊におけるすべり先端域での破損領域の長さに相当する量）は破壊核からの距離に応じて小さくなる。

や、Song et al. (2009) による震源パラメータ間の空間的コヒーレンスに関する検討（図 3.1-10）を参考に設定方法を開発する必要がある。断層面上のすべり分布が定義されれば、それをもとに様々なパラメータを設定できた従来の「レシピ」とは異なり、すべり分布とは独立した（Schmedes et al. (2010) によれば無相関である）ローカルな破壊伝播速度の分布と、それもとにした短周期強震動生成用のパラメータを設定する手法を開発することも可能であると考えられる。

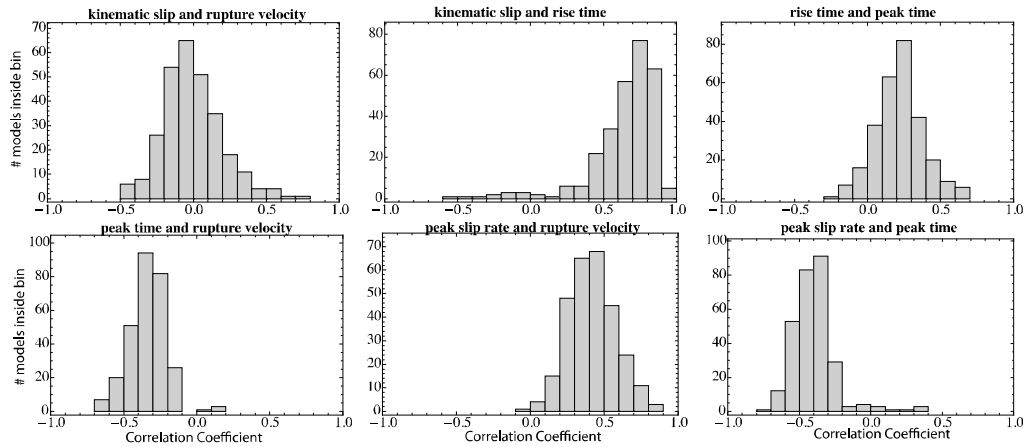


図 3.1-8 様々なパラメータ間で算定された空間相関係数のヒストグラム
(slip, rise time, rupture velocity, peak time, peak slip rate)

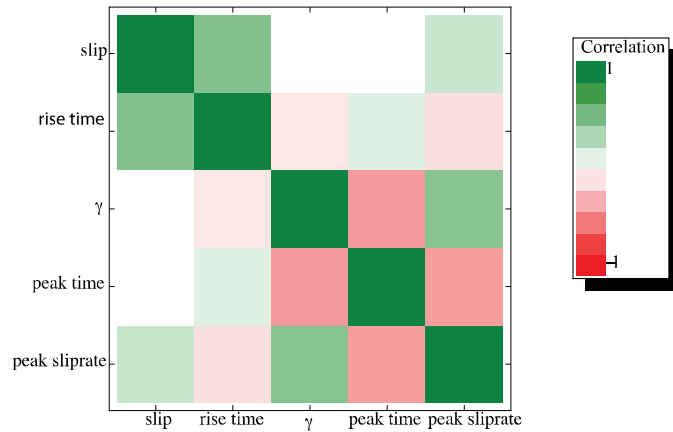


図 3.1-9 パラメータ間の相関マトリクス
(slip, rise time, γ vr/vs>, peak time, peak slip rate)

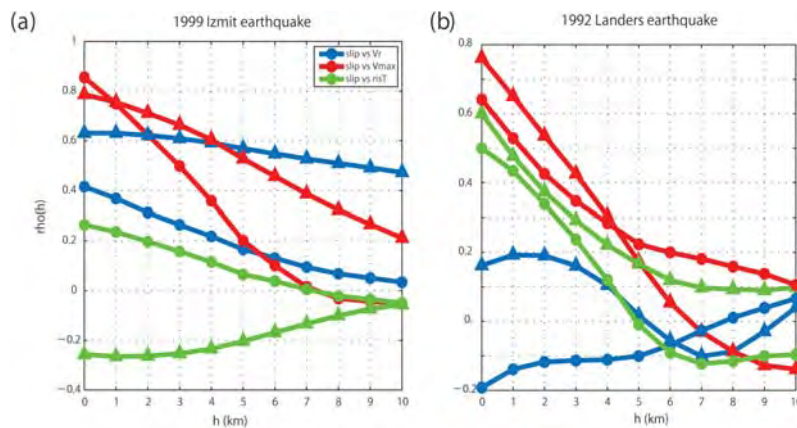


図 3.1-10 Song et al. (2009) による震源パラメータ間の空間的コヒーレンス検討結果
(slip, rise time, rupture velocity, peak slip rate)。

Schmedes et al. (2010) の検討から得られた結果をそのまま巨大地震に対して適用できるかどうかについては更なる検討が必要となるが、図 3.1-6 の震源モデルで示されている 2011 年東北地方太平洋沖地震で見られた

- ・ 長周期成分（主に周期 10～20 秒よりも長周期を対象）の解析から得られるすべりの大きな領域は海溝側に広い範囲に存在し、そこから短周期の強震動は生成されていない。
- ・ 短周期成分（周期 5～10 秒よりも短周期を対象）の解析から得られる強震動を発生させた領域は、長周期成分の解析から得られるすべりの大きな領域よりも陸側に点在しており、面積もかなり小さく推定されている。

という特徴が

長周期成分の解析に対しては

- 「すべりの大きな要素は立ち上がり時間が長くなる」
- 「立ち上がり時間が長くなるとパルス的なすべり速度時間関数にはなりにくいという傾向」

短周期成分の解析に対しては

- 「破壊伝播速度が大きな要素において短周期の地震動が生成されやすい」
- 「すべり量分布と破壊伝播速度の分布に相関はない」

という Schmedes et al. (2010) による検討結果を用いてある程度説明可能になると考えられる。このような解釈からすると、巨大地震に対して震源不均質性を導入することを考慮した断層パラメータ設定手法は、ローカルな破壊伝播速度の分布をもとに、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とすべり速度最大値を設定し、短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定する方法が適切となる可能性が大きいと考えられる。

加えて、Schmedes et al. (2010) の検討は動的破壊シミュレーション結果のデータを利用した震源パラメータ相関関係整理であるため、そこで提示されているすべり速度時間関数を表現するためのパラメータ値である「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度の最大値 (peak slip rate)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といった値が実際に発生した地震の震源（震源インバージョン結果）において、どのような相関係数を有しているのか、追加検討しておく必要があると考えられる。そこで本検討では、Finite-Source Rupture Model Database (<http://www.seismo.ethz.ch/srcmod/>) に収録されているデータから

- ・ すべり速度時間関数が複数のタイムウィンドウで定義されている。
- ・ 断層面の幾何学的な形状変化（分岐や折れ曲がり）の影響が小さい。

という観点により

1989 年 Loma Prieta 地震

1994 年 Northridge 地震

2000 年 Tottori 地震

2005 年 West Off Fukuoka Prefecture 地震

の 4 地震を選択し、これに Honda et al. (2004) による

2003 年 Tokachi-oki 地震

のデータを加えた合計 5 地震の震源インバージョン結果を利用して、すべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則についての検討を実施した。

震源インバージョン結果の要素断層ごとの（最終）すべり量とすべり速度最大値との関係を示した結果を図 3.1-11 に示す。当然のことではあるが、すべり量とすべり速度最大値とのあいだには直接的な相関は無く、従来の「レシピ」のように、断層面上のすべり量分布を元にすべり速度最大値というパラメータを決定していくというような手順を取ることとはできないことがわかる。図 3.1-11 (a)では両軸を線形軸としているが、対数軸とした図 3.1-11 (b)を見ると、それぞれの地震の規模による違いをうまく考慮すれば、パラメータ間の関係を解明していくことが可能であると考えられる。

すべり量とすべり速度最大値との関係を見るには「時間」の次元を持つパラメータが足りない。それが Schmedes et al. (2010) による検討における「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といったパラメータに相当するものと考えられる。そこで、パラメータ抽出に用いた要素断層ごとのすべり速度時間関数（時間軸を持つデータ）まで巻き戻してデータの整理を実施することにした。先述した 5 地震に対する震源インバージョン結果における要素断層ごとのすべり速度時間関数形状を図 3.1-12 に示す。図中の赤線がすべり速度最大値で正規化したすべり速度時間関数、青線が最終すべり量で正規化したすべり時間関数となっている。

動力学的なスケーリング則を満たす Tinti et al. (2005) による Regularized Yoffe function (図 3.1-13) では、すべり速度時間関数の最大値 V_{peak} が漸近的に

$$V_{peak} = 1.04 D_{max} / (T_{acc}^{0.58} \tau_D^{0.47}) \quad (3.1-1)$$

ここに

- D_{\max} : 最終すべり量
 τ_R : オリジナルの Yoffe function における立ち上がり時間
 (Schmedes et al. (2010) における rise time とほぼ同値)
 T_{acc} : すべり加速度が正値をとり続ける時間
 (Schmedes et al. (2010)における peak time とほぼ同値)

という関係式で表される。この式を

$$1.04 D_{\max}/V_{\text{peak}} = (T_{\text{acc}}^{0.34} \tau_R^{0.47}) \quad (3.1-2)$$

< (3.1-1) 式から >

$$1.04 D_{\max}/V_{\text{peak}} \cong (T_{\text{acc}}^{0.5} \tau_R^{0.5}) \quad (3.1-3)$$

< (3.1-2) 式をべき乗が 1/2 乗になるように表現 >

のように近似すると

$$(D_{\max}/V_{\text{peak}})^2 \cong (1/1.04)^2 T_{\text{acc}} \tau_R \quad (3.1-4)$$

なる関係を得ることができる。震源インバージョン結果から Regularized Yoffe function における τ_R 、 T_{acc} に相当する値を定義して抽出するのは非常に難しいということは、震源インバージョン結果のすべり速度時間関数の形状を見れば明らかである。しかしながら、すべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則を得るという本検討の目的から、非常に大まかな定義ではあるが

- 最終すべり量の 5%に達する時間から 95%に達する時間までを T_{rd} と定義し、これを τ_R に相当する時間パラメータとする (Schmedes et al. (2010) における rise time に相当)。
- 最終すべり量の 5%に達する時間からすべり速度が最大となる時間までを T_{sd} と定義し、これを T_{acc} に相当する時間パラメータとする (Schmedes et al. (2010) における peak time に相当)。

という 2 つの時間に関するパラメータを算定し、それらを用いることとした。図 3.1-12 における時間軸上の青破線が最終すべり量の 5%に達する時間および最終すべり量の 95%に達する時間を示し、時間軸上の赤破線がすべり速度が最大となる時間を示している。

このように定義された T_{rd} および T_{sd} が

$$(D_{\max}/V_{\text{peak}})^2 \cong C T_{\text{sd}} T_{\text{rd}} \quad (3.1-5)$$

ここに

C : 定数

なる関係に近似可能かどうか、調べた (図 3.1-14)。震源インバージョン結果のすべり速度時間関数の形状は Regularized Yoffe function で表現される理想的な関数形状からかけ離れているケースが多いため、ばらつきが非常に大きくなってしまっているが、地震規模依存を考慮したパラメータ間の関係として見れば、比例関係が存在すると判断して問題ないと考えられる。

図 3.1-11 に示したすべり量とすべり速度最大値との関係図からは読み取れなかったパラメータ間の関係が、すべり速度時間関数の「立ち上がり時間」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」を導入することによって、(ばらつきはあるものの、ある数値の幅において) 推定することができるという可能性を示すことができた。また、図 3.1-14 (b) および図 3.1-14 (c) に示すように、すべり速度が最大となる時間が関数の前半部に発生するケース ($T_{ad}/T_{rd} \leq 0.5$) と、すべり速度が最大となる時間が関数の後半部に発生するケース ($T_{ad}/T_{rd} > 0.5$) とでは異なる性状を有しているため、Regularized Yoffe function で表現される理想的な関数形状と震源インバージョン結果のすべり速度時間関数形状との差異に関する精査も必要になってくると考えられる。

図 3.1-14 に示した関係から地震規模依存の部分を取り除くことが可能かどうか、さらに検討を進めた結果、断層全体のサイズ (や要素断層のサイズ) と関係があると考えられるすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」を利用するという手法を採用することとした。そこで、(3.1-5) 式を

$$\left[(D_{\max} / V_{\text{peak}}) / T_{rd} \right]^2 \cong C T_{ad} / T_{rd} \quad (3.1-6)$$

のように変形し、この式両辺のパラメータ間の関係を図化した結果を図 3.1-15 に示す。本検討で用いた 5 つの地震に対する震源インバージョン結果のデータがすべて同じオーダーを持つデータとしてプロットされていることがわかる。

以上、震源インバージョン結果を用いてすべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則についての検討を実施した。結果として (3.1-6) 式両辺のパラメータ

- $(D_{\max} / V_{\text{peak}}) / T_{rd}$
- T_{ad} / T_{rd}

ここに

D_{\max} : 最終すべり量

V_{peak} : すべり速度時間関数の最大値

- T_{rd} : τ_R に相当する時間パラメータ
「立ち上がり時間」に相当
- T_{ad} : T_{acc} に相当する時間パラメータ
「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」に相当

でデータを整理することによって地震規模によらない断層パラメータ間の関係や、すべり速度時間関数形状決定手法を提案できる可能性が示された。動力的なスケーリング則を満たす **Regularized Yoffe function** に見られるパラメータ間の関係 ((3.1-1) 式) からスタートした震源インバージョン結果に関する単純なデータ整理であったが、本検討で用いた 5 つの地震に対する震源インバージョン結果がすべて同じオーダーの関係として表現することができた。

以上の検討及び平成 23 年度の検討を踏まえると、海溝型巨大地震を対象とした広帯域地震動予測のための震源モデル化手法高度化の方向性として、

- ・ 従来の「レシピ」におけるすべり量の大きな領域は長周期の地震動を発生させる領域とし、それに加えて、ローカルな破壊伝播速度の分布をもとに設定された、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間が短く、すべり速度最大値が大きな領域を短周期の地震動を発生させる領域とする。
- ・ すべり量と、破壊伝播速度、すべり速度時間関数を定義する時間に関するパラメータ、それぞれに適切な不均質性を導入する。

が考えられる。このような観点から強震動予測手法（「レシピ」）を以下のように改良していくことを提示する。

1. 従来の「レシピ」に従って、アスペリティ／背景領域におけるすべり量分布を定義する。
2. Hisada (2000、2001) による手順に従って、断層面上のすべりに不均質性を付与する。
3. 要素断層ごとのすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」分布を定義する。
4. 要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」分布を定義する。

手順 1 および手順 2 に関しては、震源不均質性に関する検討でも述べたように、実地震の震源インバージョンデータを利用したすべり量分布の複雑さの直接的な解析例からも、 ω^{-2} のべき乗則に従う地震波のスペクトルをモデル化するという観点からも、断層面上のすべり量分布に k^{-2} の不均質性を導入する手法を採用することが妥当であると考えられる。

しかしながら、手順 3 および手順 4 で定義すべきすべり速度時間関数の時間に関するパラメータ設定手法に関しては、未だ適切な手法を提示できていない。手順 3 における要素断層ごとの「立ち上がり時間」について、その平均的な値は断層全体のサイズ（あるいは、要素断層のサイズ）からある程度推定することが可能であるが、その断層面上の不均質性を定義することは難しいと考えられる。手順 4 における要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」についても同様である。また、これらの時間に関するパラメータは断層面上のローカルな破壊伝播速度の分布と相関があるので、断層面上に適切な不均質性を付与した破壊伝播速度分布を定義することに大きく関係している。今後も震源インバージョン結果のデータや動的破壊シミュレーション結果を利用した分析・検討を進めていく必要があると考えられる。

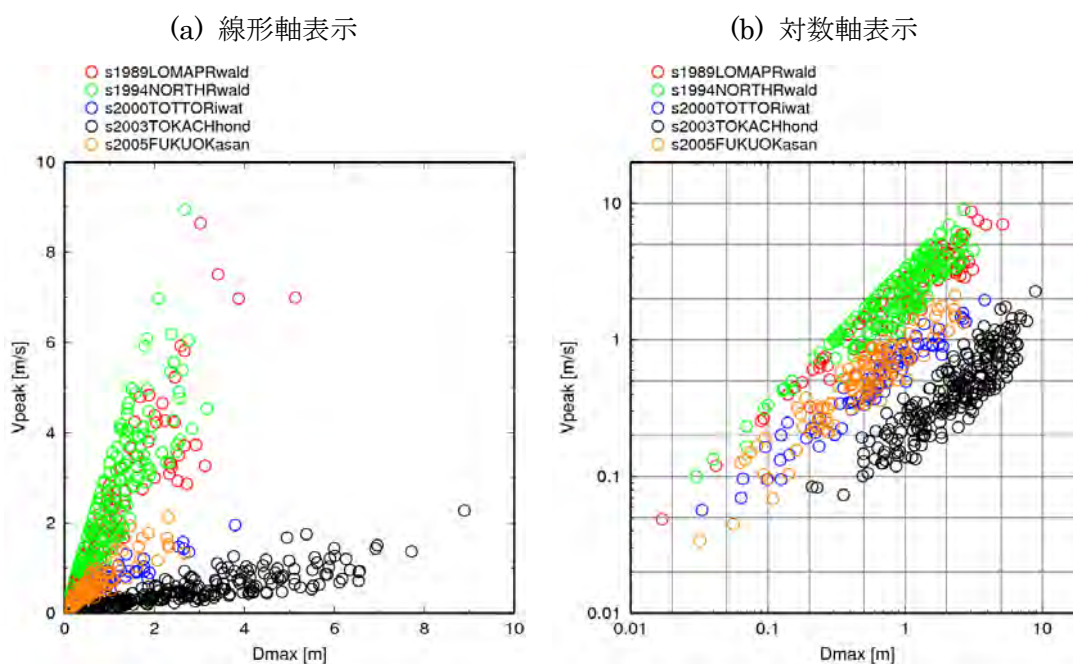


図 3.1-11 震源インバージョン結果におけるすべり量とすべり速度最大値との関係。

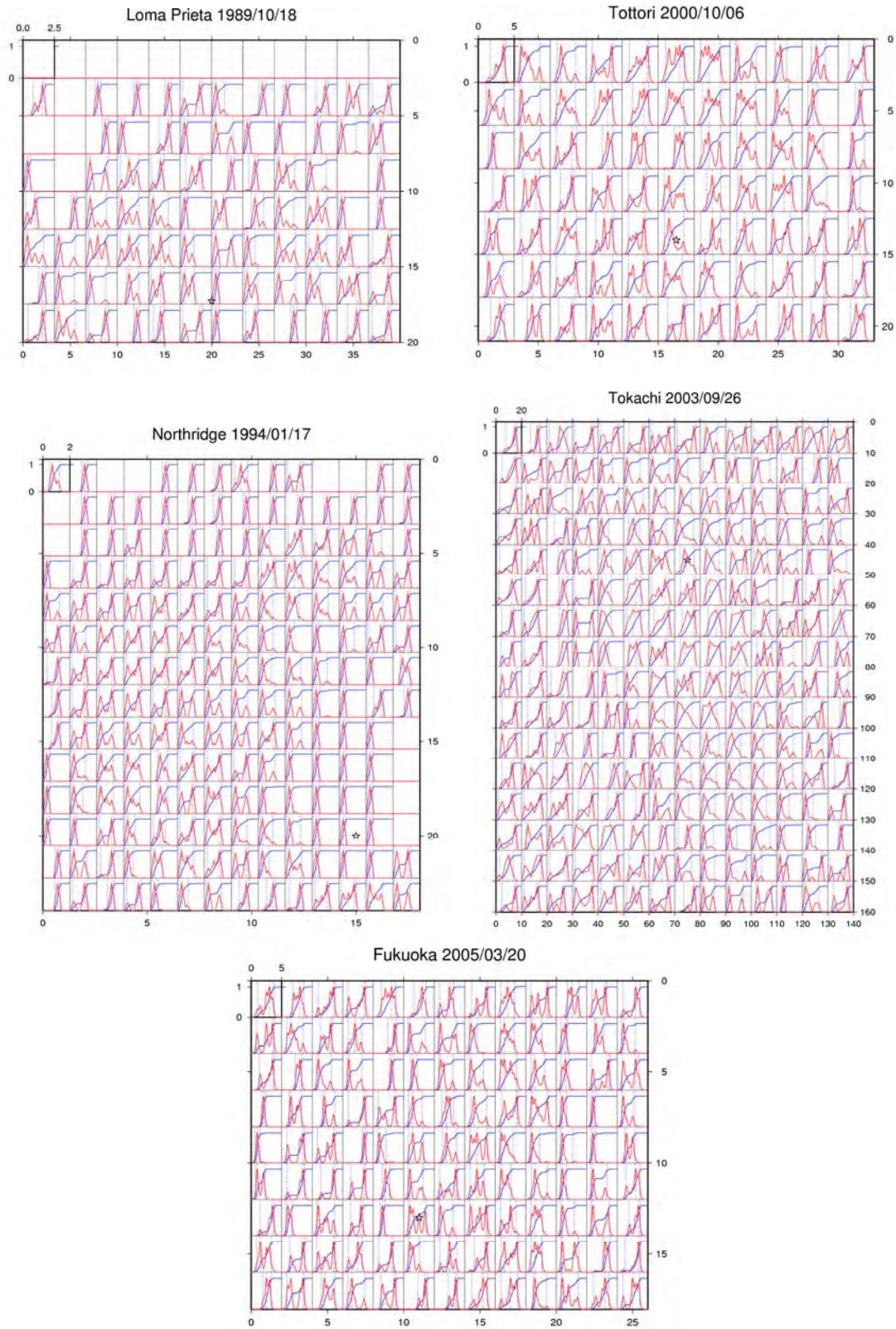


図 3.1-12 5 地震のすべり速度時間関数とすべり時間関数。

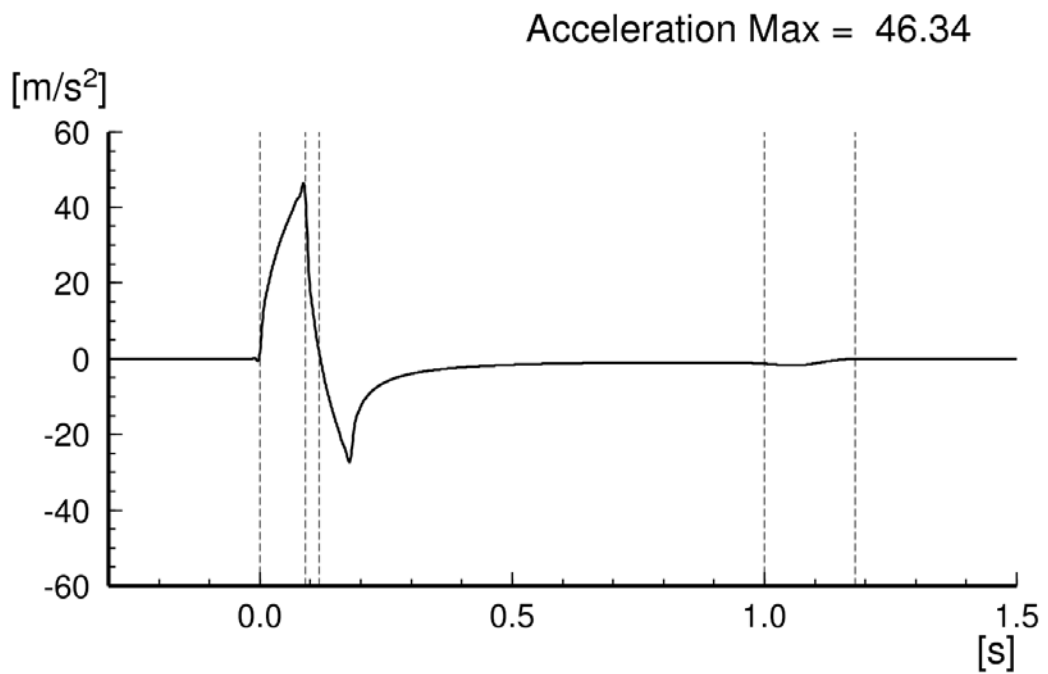
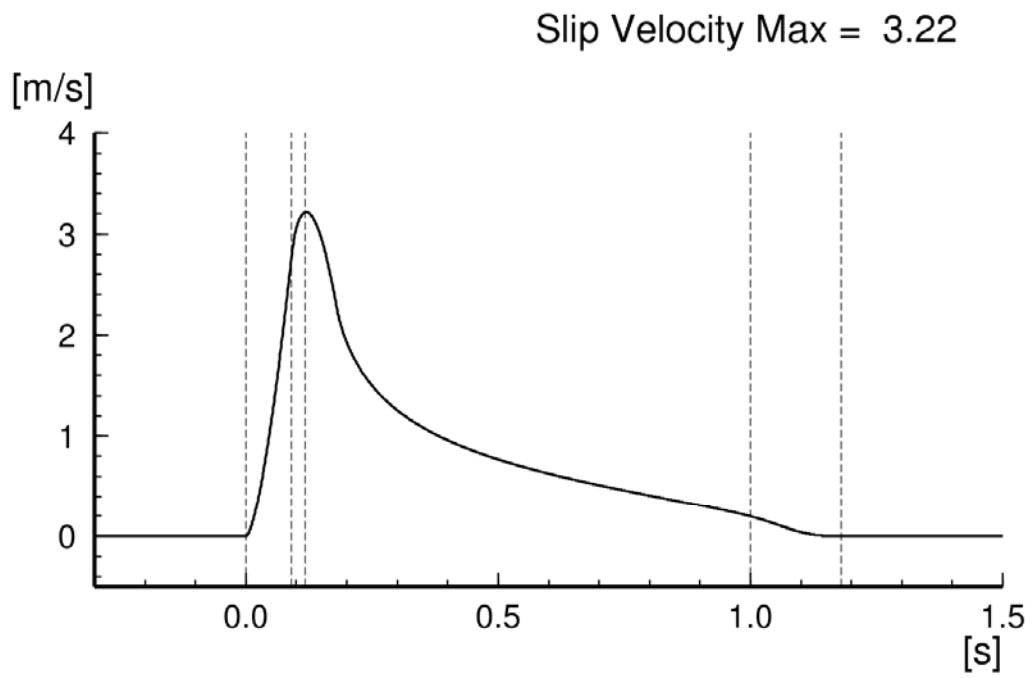
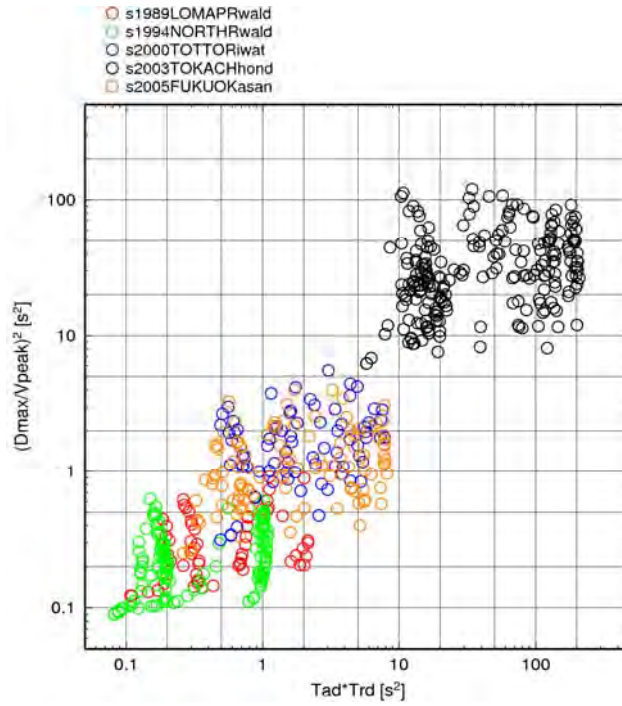
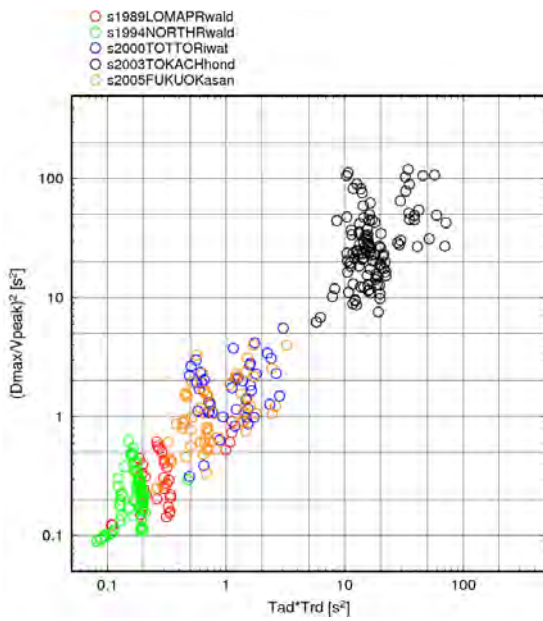


図 3.1-13 Regularized Yoffe function の関数形状例と各パラメータ間の関係。

(a) 全データ



(b) Tad/Trd が 0.5 以下のデータを抽出



(c) Tad/Trd が 0.5 より大きいデータを抽出

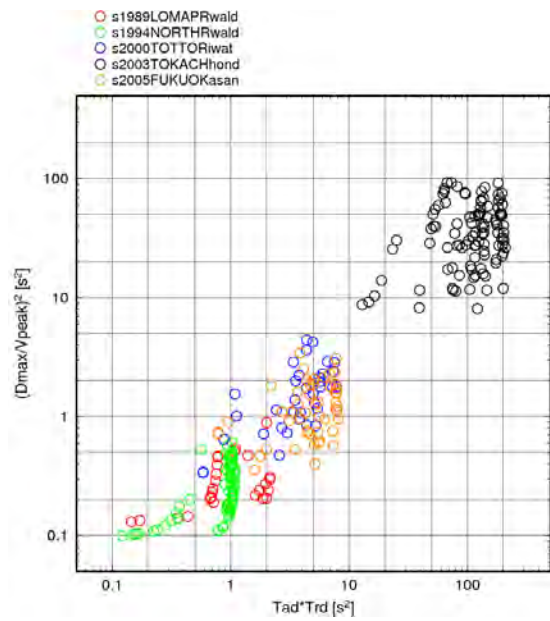


図 3.1-14 すべり量/すべり速度最大値比 (D_{max}/V_{peak}) とすべり速度時間関数における時間に関するパラメータ値 ($Tad \cdot Trd$) との関係。

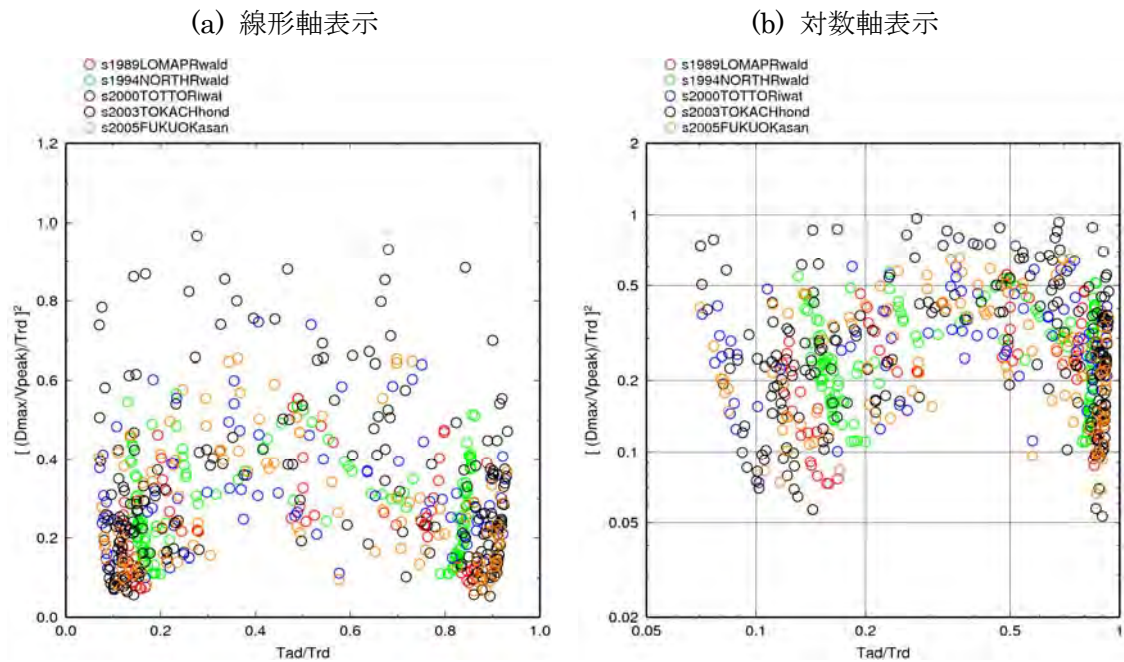


図 3.1-15 図 3.1-14 に示したパラメータ関係を更に無次元化し地震の規模依存排除を試みたパラメータ間関係図。

(c) 結論ならびに今後の課題

東北地方太平洋沖地震の既往研究の震源モデルに基づく検討により、周期 10 秒以下の地震動については強震動生成域をモデル化し、中村・宮武（2000）の震源時間関数を用いることで概ね観測記録を説明できた一方で、周期 20 秒までを対象とした長周期地震動シミュレーションでは、強震動生成域だけではなくプレート境界浅部の大きなすべりも考慮する必要性を示した。

一方、従来の「レシピ」からの自然な拡張という観点から、すべり量と応力降下量の不均質性について既往の検討結果を考察し、震源モデルへの不均質性導入手法について検討した結果、以下の 4 つの手順

1. 従来の「レシピ」に従って、アスペリティ／背景領域におけるすべり量分布を定義する。
2. Hisada (2000, 2001) による手順に従って、断層面上のすべりに不均質性を付与する。

3. 要素断層ごとのすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」分布を定義する.
4. 要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」分布を定義する.

を提示した。ただし、手順 3 および手順 4 で定義すべきすべり速度時間関数の時間に関するパラメータ設定手法に関しては、未だ適切な手法を提示できていない。また、本検討で分析に利用したデータの地震規模範囲を超えるマグニチュード 9 クラスの巨大地震に対して、本検討で得られた結果を適用していくことが可能かどうか更なる検討も必要である。

(d) 引用文献

- 1) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 2) Hisada, Y., A Theoretical Omega-Square Model Considering Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity, *BSSA*, 90, 387-400, 2000.
- 3) Hisada, Y., A Theoretical Omega-Square Model Considering Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity. Part 2: Case for a Two-Dimensional Source Model, *BSSA*, 91, 651-666, 2001.
- 4) Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, K. Kunugi, and H. Fujiwara, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of the K-NET and KiK-net, *Earth Planet. Space* 56, 317-322, 2004.
- 5) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏, 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 2011 年日本地震学会秋季大会, B22-05, 2011.
- 6) Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 480-487, 2011.
- 7) Kurahashi, S. and K. Irikura, Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planet. Space* 63, 571-576, 2011.
- 8) Mai, M., <http://www.seismo.ethz.ch/srcmod/>, 2007.
- 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関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-11, 2000.
- 10) Schmedes, J., R. J. Archuleta, and D. Lavalleye, Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations, *J. Geophys. Res.*, 115, B03304, doi:10.1029/2009JB006689, 2010.
- 11) Shao, G., X. Li, C. Ji, and T. Maeda, Focal mechanism and slip history of the 2011

- Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planet. Space* 63, 559–564, 2011.
- 12) Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
 - 13) Song, S. G., A. Pitarka, and P. Somerville (2009) : Exploring spatial coherence between earthquake source parameters, *BSSA*, 99, 4, pp. 2564-2571.
 - 14) Tinti E., E. Fukuyama, A. Piatanesi, and M. Cocco, A kinematic source-time function compatible with earthquake dynamics, *BSSA*, 95, 1211-1223, 2005.
 - 15) Yagi, Y. and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, L19307, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
 - 16) Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki, Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planet. Space* 63, 565–569, 2011.

3. 2 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	岩城 麻子

(c) 研究の目的

①全国1次地下構造モデルの改良

最近の研究成果等に基づいて深部地盤の全国1次地下構造モデルを改良するとともに、地震動シミュレーション結果と地震動観測データとの比較によりモデルを検証する。

②浅部・深部統合地盤モデルの検討

浅部と深部を統合した地盤モデルの高度化手法について整理し、首都圏を含む南関東地域を対象として作成された浅部・深部統合地盤モデルを対象として、地震動観測データ等を用いた検証を実施することにより、長周期地震動予測地図の作成を高度化するための地下構造モデルの改良方法を提示する。

(2) 平成24年度の成果

(a) 研究の要約

①全国1次地下構造モデルの改良

平成23年度までに実施された「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」の成果および内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会で作成されたフィリピン海プレート上面の構造を取り込むことにより全国1次地下構造モデルを改良した。また、関東地方を対象として、複数の地震の地震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較によりモデルを検証した結果、観測点直下の一次元的な構造モデルとしては概ね良好であるものの、三次元的な構造についてはまだ改良の余地があることを示した。

②浅部・深部統合地盤モデルの検討

従来別々に作成されていた浅部地盤と深部地盤を統合し高度化した地盤モデルの作成手法について整理した。千葉県・茨城県地域を対象として作成された浅部・深部統合地盤モデルを用いて地震動シミュレーションを実施し、全国1次地下構造モデルによるシミュレーション結果とともに観測記録と比較することにより、統合地盤モデルの有意性を示した。

(b) 研究の成果

1) 最近の研究成果等の全国 1 次地下構造モデルへの取り込み

平成 24 年 1 月に地震調査研究推進本部より公表された「長周期地震動予測地図 2012 年試作版」では付録として「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」が公表されている。平成 23 年度の「長周期地震動予測地図作成等支援事業」では、南西諸島および千島列島への沈み込むプレート構造の拡張と日本海東縁部の初期モデルを作成が作成され、「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」との接続が行われている。一方で、フィリピン海プレートの構造に関して、新たな調査研究の成果なども示されている。そこで本検討では、最新の成果を踏まえたフィリピン海プレート構造を取り込むことにより全国 1 次地下構造モデルを改良する。

関東地方のフィリピン海プレートの構造について、全国 1 次地下構造モデルでは、Sato et al. (2005) による地震波探査等により得られている構造を基に作成されている。平成 19 年度から 23 年度まで実施された首都直下地震防災・減災特別プロジェクトでは、同プロジェクトで展開された高密度な地震観測網 (MeSO-net) によるデータから得られた震源分布や地震波速度構造から、Sato et al. (2005) の構造がさらに修正される形となっている。(図 3.2-1)。一方、内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会では、南海トラフの最大クラスの地震による震度分布・津波高の推定にあたり、最近の研究成果 (図 3.2-2) に基づいた新たなプレートモデルが作成されている (図 3.2-3)。本検討では、フィリピン海プレート上面構造に関して、平成 23 年度に作成された全国 1 次地下構造モデル (暫定版) を南西諸島まで拡張したモデル (以下、1 次拡張モデル) と首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによるプレートモデル (以下、首都直下モデル) および南海トラフの巨大地震モデル検討会によるプレートモデル (以下、内閣府モデル) との接合を行った。ただし、首都直下モデルと全国 1 次地下構造モデルとの接合は、首都直下プロジェクトにおいてなされており、ここではそのデータを用い、主に以下の二点の作業を実施した。

- ・伊豆半島付近およびその北側において、首都直下モデルと内閣府モデルを接合
- ・日向灘南端付近において、1 次拡張モデルと内閣府モデルを接合

図 3.2-4 に関東地方における 1 次拡張モデル、首都直下モデル、およびその両者を接合したモデルのフィリピン海プレートの上層 (海洋性地殻第 2 層) の標高を比較して示す。神奈川県東部および東京都において首都直下モデルの方が深くなっている一方で、埼玉県東部や千葉県西部では反対に首都直下モデルの方がわずかだが浅くなっている。なお、実際にはフィリピン海プレート上面だけではなく、その下の海洋性地殻第 3 層および海洋性マントルの上面境界構造も作成されている (図 3.2-5、図 3.2-6)。

フィリピン海プレートの上層について、内閣府モデルも含めて最終的に接合されたモデルを接合前のモデルと比較して図 3.2-7 に示す。

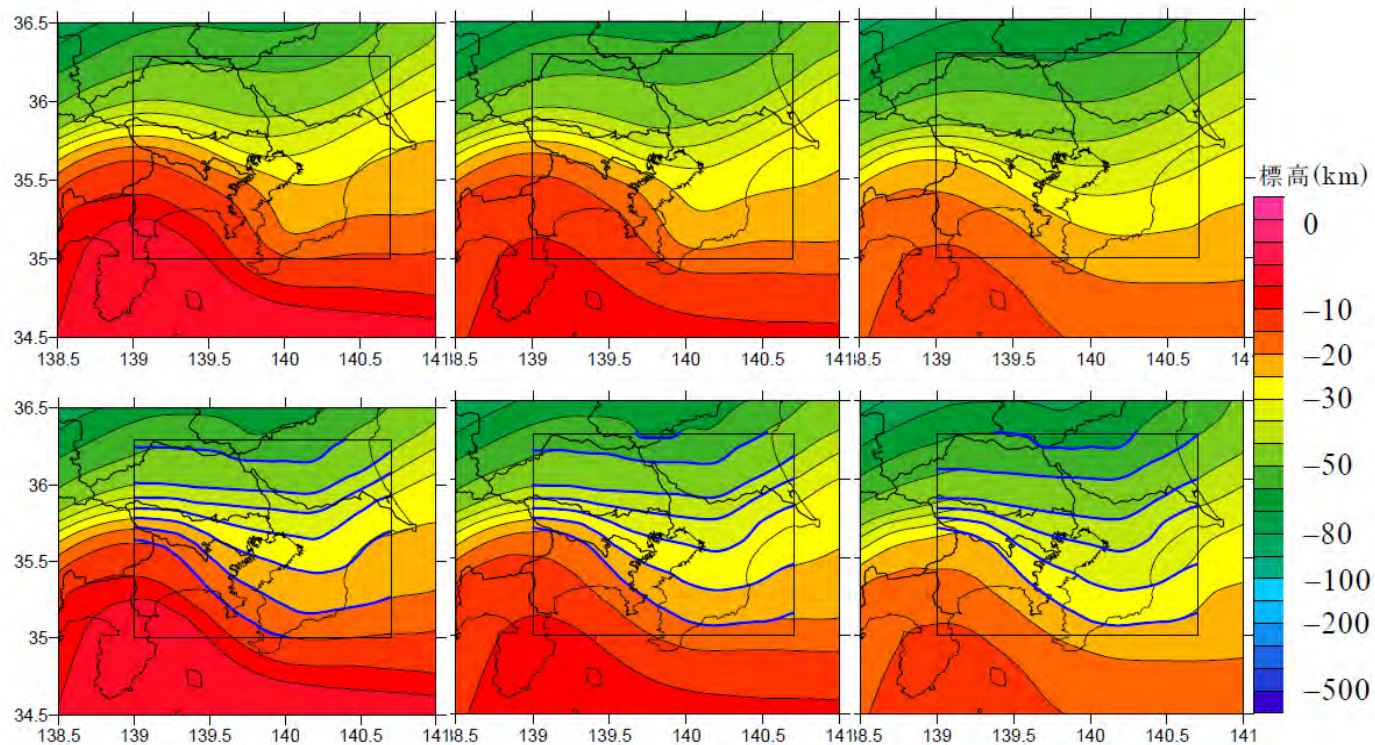
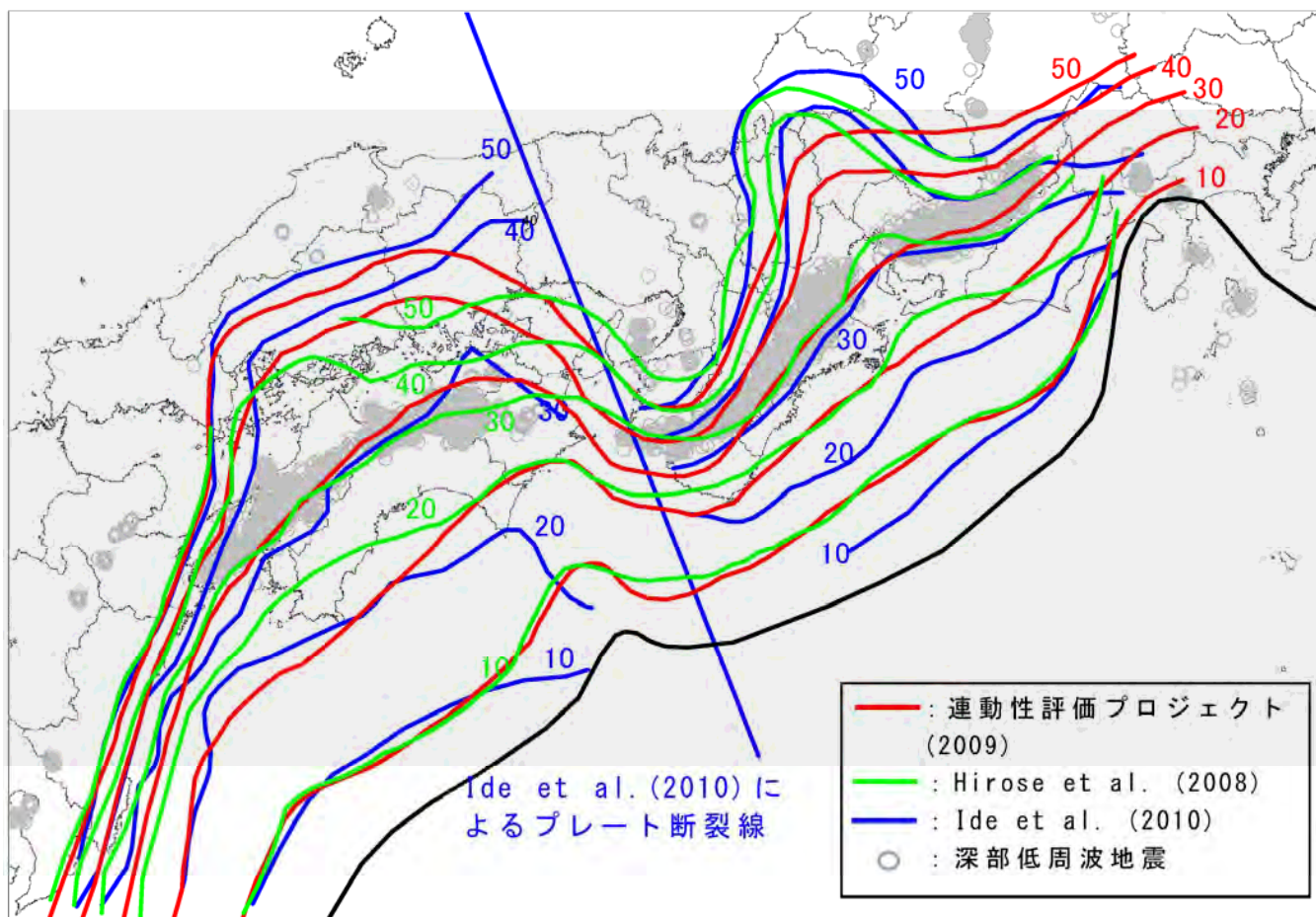


図1. フィリピン海プレート構造モデルの構築

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3.2-1 首都直下地震防災・減災特別プロジェクトによるプレートモデル（文部科学省・東京大学地震研究所、2012より）。



図IV.4 プレート形状 各研究成果のコンターの比較

図 3.2-2 南海トラフにおけるフィリピン海プレート上面構造に関する最近の研究成果（内閣府、2011 より）。

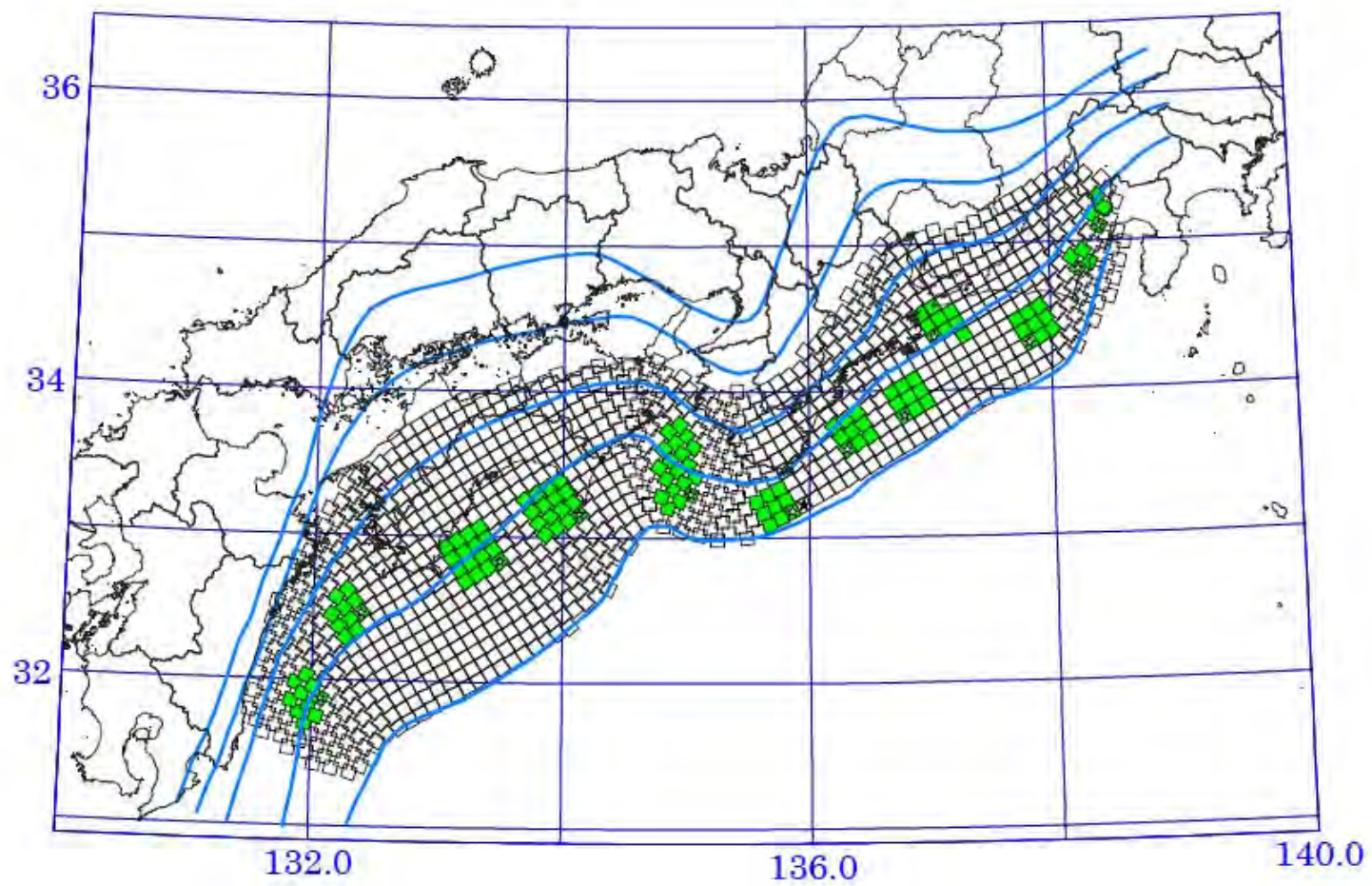


図 3.2-3 南海トラフの巨大地震モデル検討会によるフィリピン海プレートのモデル（等深度コンター；10km 間隔）と強震断層モデル（内閣府、2012 より）。

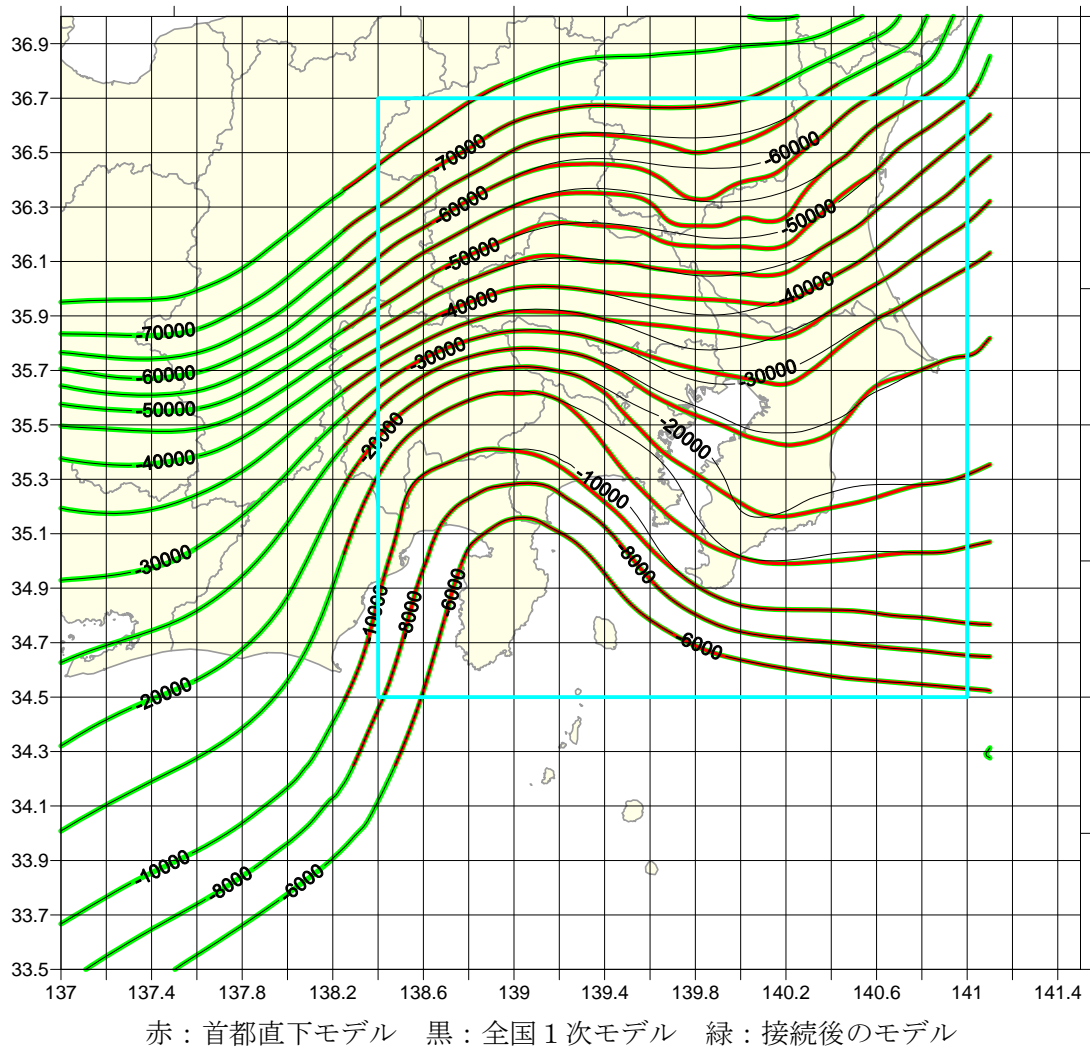
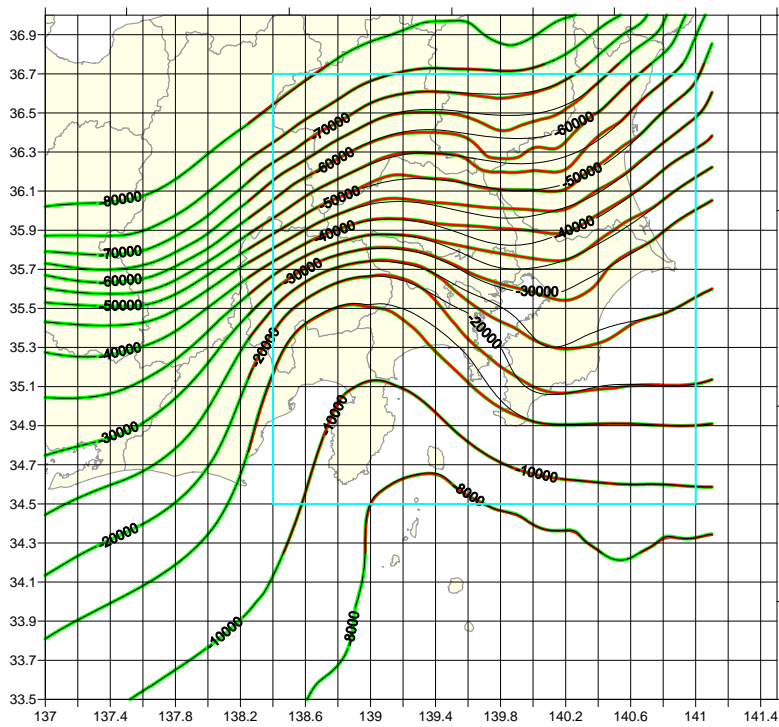
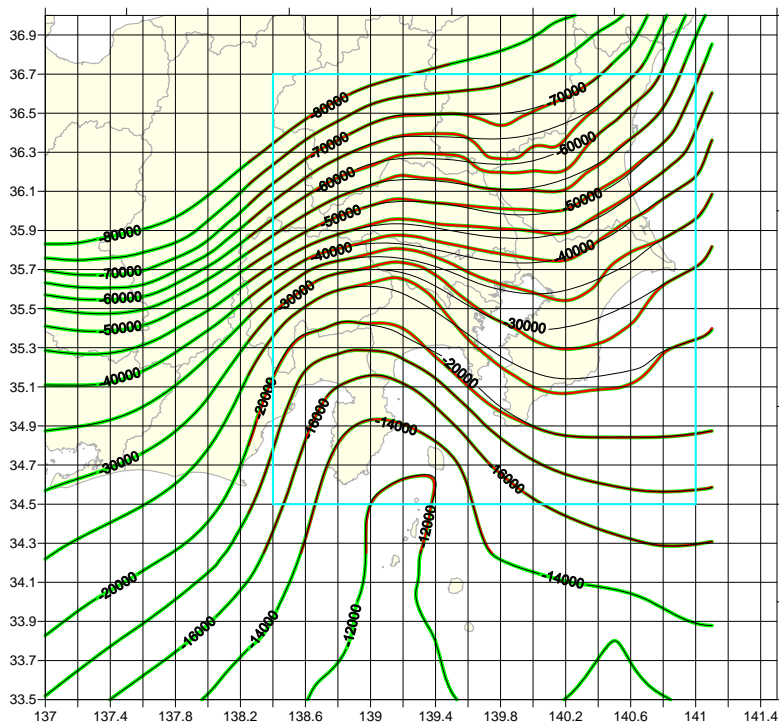


図 3.2-4 首都圏におけるフィリピン海プレート上面（海洋性地殻第2層上面）標高。



赤：首都直下モデル 黒：全国一次モデル 緑：接続後のモデル

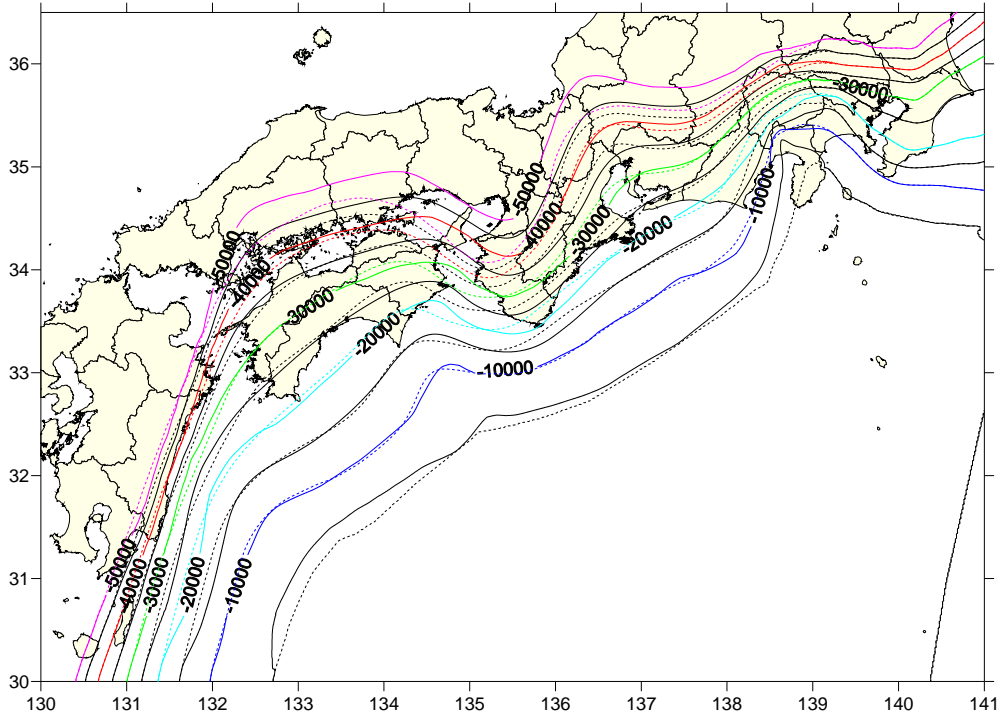
図 3.2-5 フィリピン海プレートの海洋性地殻第 3 層の上面標高。



赤：首都直下モデル 黒：全国一次モデル 緑：接続後のモデル

図 3.2-6 フィリピン海プレートの海洋性マントルの上面標高。

実線：接合モデル、点線：1次拡張モデル



実線：接合モデル、灰色線：内閣府モデル

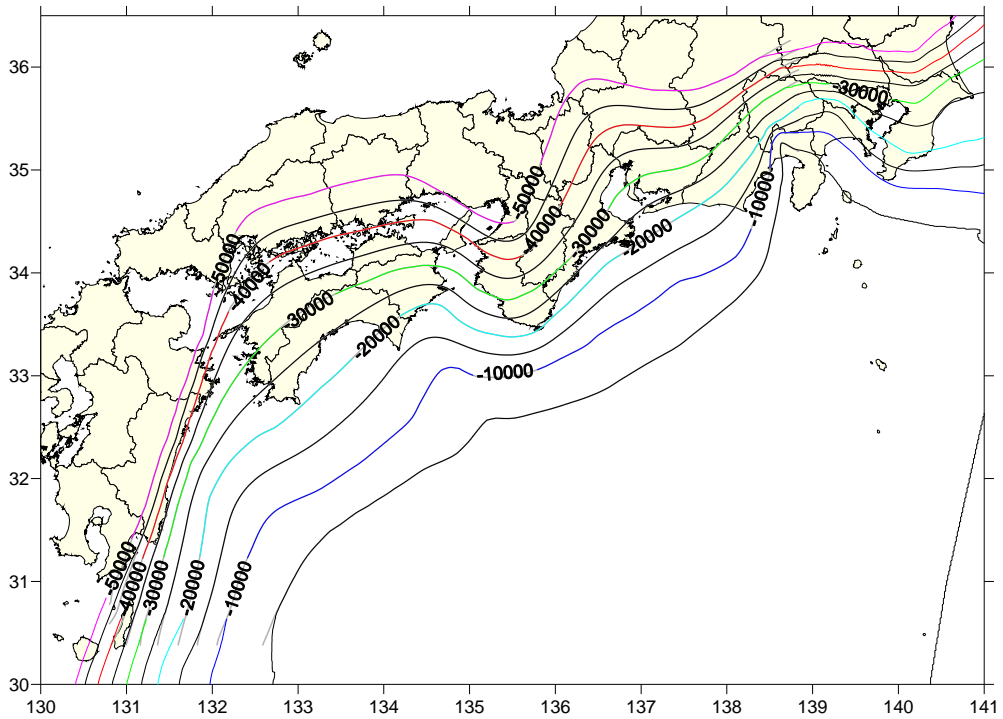


図 3.2-7 接合したフィリピン海プレート上面（海洋性地殻第2層）の標高。

2) 関東地域を対象とした全国1次地下構造モデルの検証

関東地域に関して、全国1次地下構造モデルでは、長周期地震動予測地図2009年試作版において宮城県沖地震と南海トラフ（想定東海地震、東南海地震）で別々にチューニングされ、作成された構造が統合されている。そこで今回、プレート構造の修正による影響も含めて、関東平野を対象とした地下構造モデルの妥当性を確認するため、関東平野に対して直下および平野外のそれぞれを震源とする地震を対象とした地震動シミュレーションを実施し、地震動観測記録との比較を行った。

妥当性の確認にあたり、観測波形、計算波形それぞれのフーリエスペクトルを算出し、Anderson (2004) による下記の指標を計算した。

$$s(p_1, p_2) = \exp\left\{-\left[\frac{(p_1 - p_2)}{\min(p_1, p_2)}\right]^2\right\} \quad (3.2-1)$$

ここで、 p_1 はある周期における観測波形によるフーリエスペクトル、 p_2 はある周期における計算波形によるフーリエスペクトルである。

2.5から4秒、4秒から6秒、6秒から10秒の3帯域にわけ、それぞれの周期帯域で s の平均値を求めた。また、速度波形の最大値についても同様にしてAnderson (2004) による指標を計算した。(3.2-1) 式の s は図3.2-8のような関数になる。 p_1 を2とした場合の p_2 の変化による s の変化を示したものである。いわゆる倍半分の精度というのは、 s の値は概ね0.4を示す。

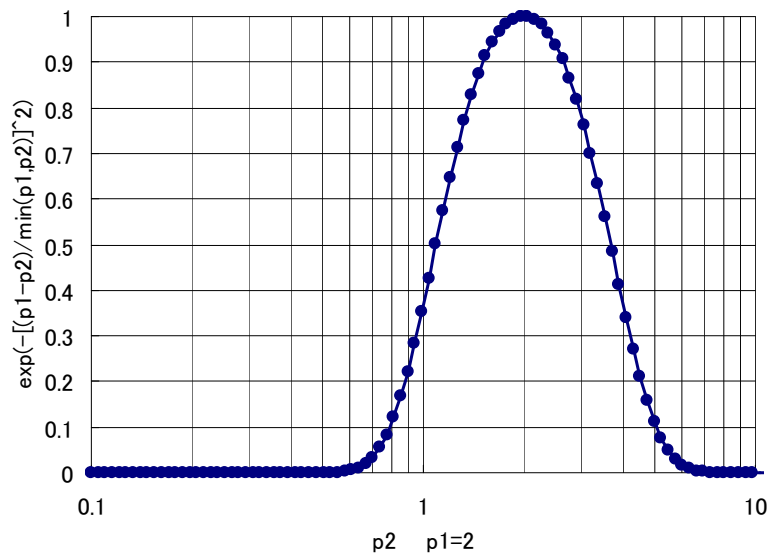


図 3.2-8 Anderson (2004) による指標で p_1 が 2 の場合の指標の分布。

(A) 2005年7月23日 千葉県北西部の地震 (Mj6.0)

この地震は、関東平野の直下で発生した太平洋プレート内の地震である。表3.2-1に計算に用いた震源パラメータを示す。メカニズム解については、F-netの解析結果をもとに設定した。震源および計算結果を示す観測点位置を図3.2-9に示す。

計算波形と観測波形の比較を図3.2-10に、スペクトルの相関および最大速度の相関を図3.2-11に示す。計算波形は概ね観測波形をよく説明できている。なお、プレート構造の違いによる計算結果の相違は小さい。相関に関しては、計算領域のほぼ全域で0.7以上の値を示しており、観測データをよく説明できていることが分かる (図3.2-11)。最大速度の比較を図3.2-12に示す。NS成分の最大値がややばらついているが、理由として、地下構造モデルではなく計算に用いた震源モデル (メカニズム解) が合致していない可能性が考えられる。

表3.2-1 地震動シミュレーションにおける震源パラメータ。

日時	2005/7/23 16:35	2009/8/11 5:07	2009/8/11 18:09		
震源位置	千葉県北西部	駿河湾 (本震)	駿河湾 (余震)		
緯度 [° N]	35.582	34.805	34.8192		
経度 [° E]	140.138	138.502	138.5308		
深さ [km]	68	21.6	19.5	14	14
地震モーメント [Nm]	9.11×10^{17}	4.60×10^{18}	2.08×10^{15}		
Mw	5.9	6.4	4.2		
走向	8	63/307	107	107	269
傾斜	64	59/47	66	66	33
すべり角	101	各要素断層	106	106	79

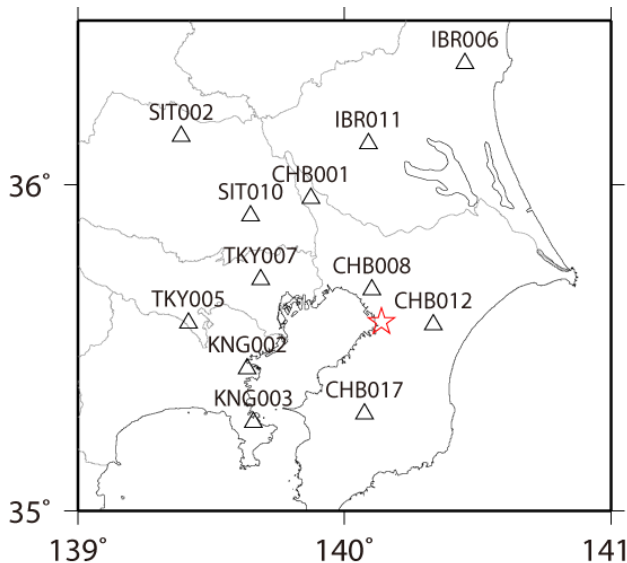
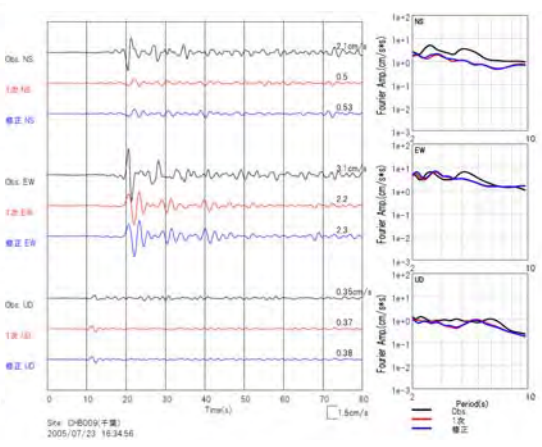
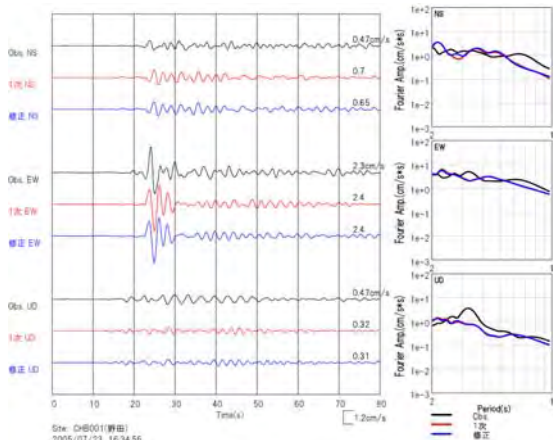


図3.2-9 2005年7月23日の千葉県北西部の地震の震央位置 (気象庁による) と波形の比較を行う観測点位置。

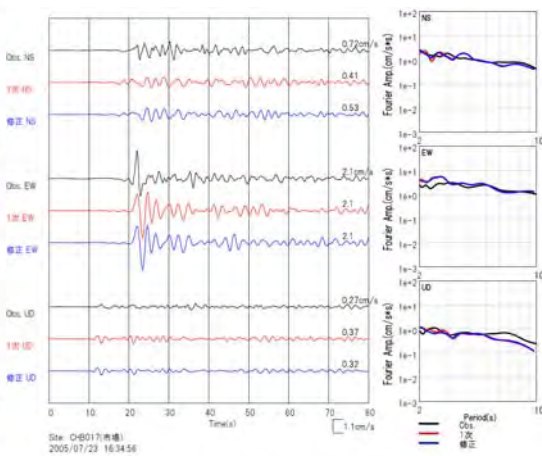
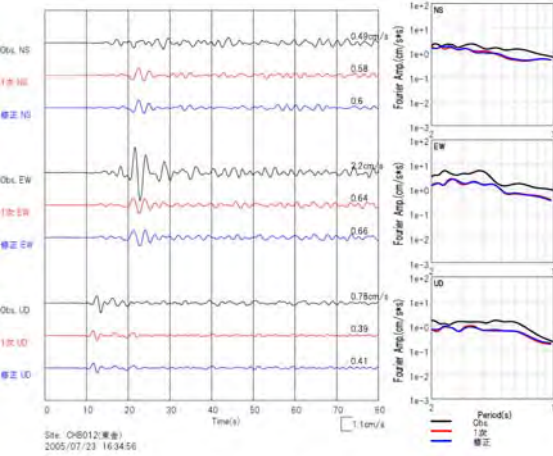
CHB001 (K-NET 野田)

CHB009 (K-NET 千葉)



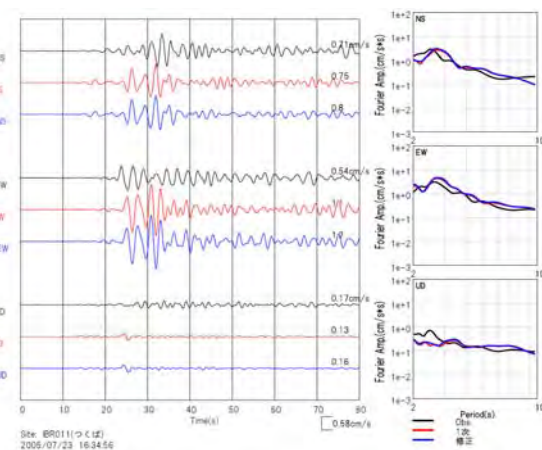
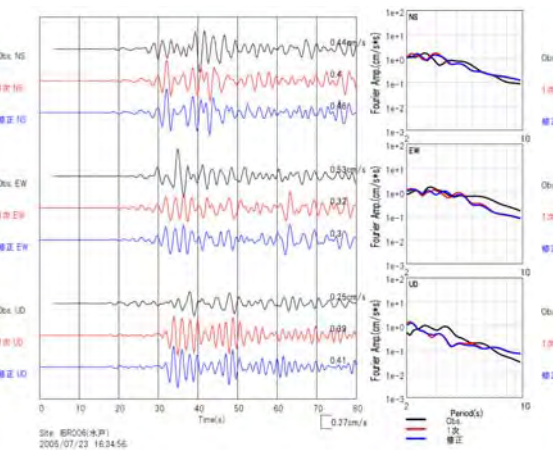
CHB012 (K-NET 東金)

CHB017 (K-NET 市場)



IBR006 (K-NET 水戸)

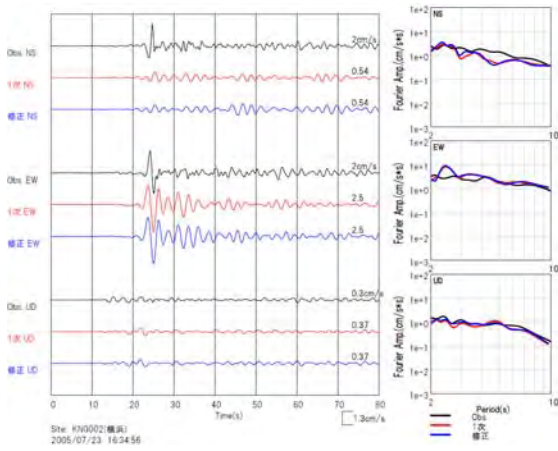
IBR011 K-NET (つくば)



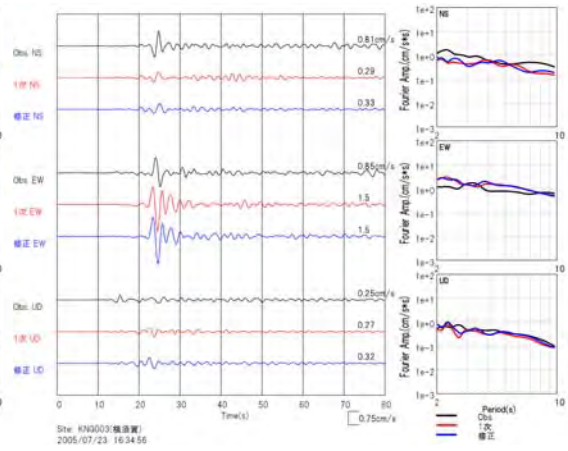
黒：観測速度波形（周期 3-10 秒） 赤：1次拡張モデル 青：プレート修正

図 3.2-10 (1) 千葉県北西部の地震の計算結果。

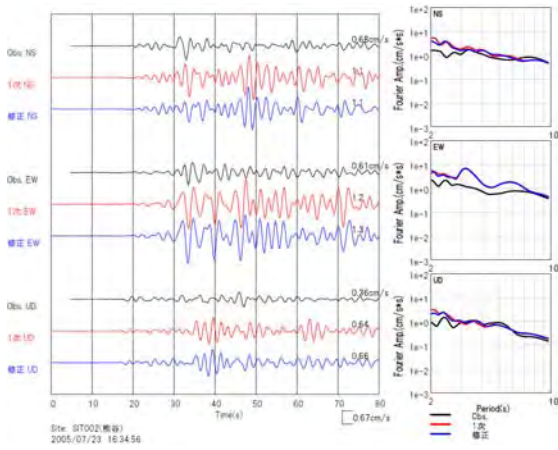
KNG002 (K-NET 横浜)



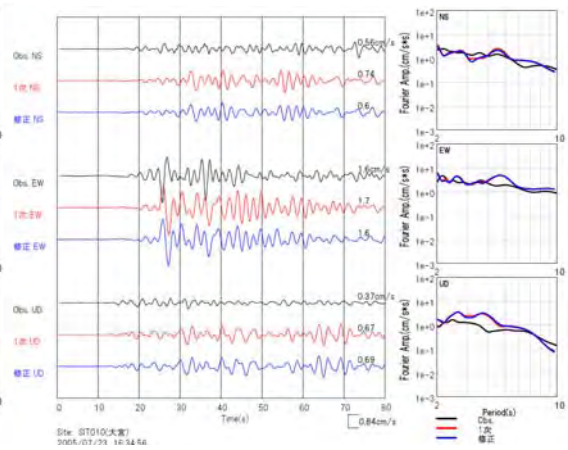
KNG003 (K-NET 横須賀)



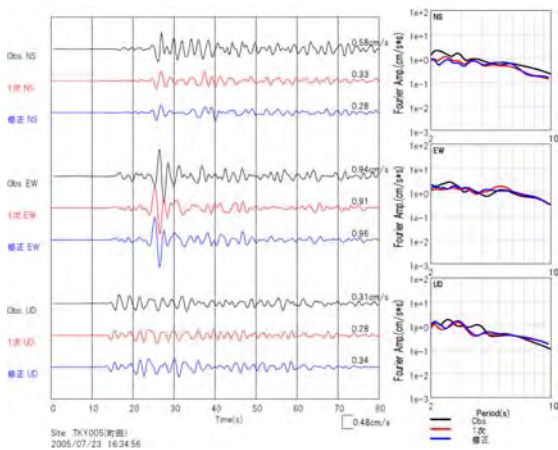
SIT002 (K-NET 熊谷)



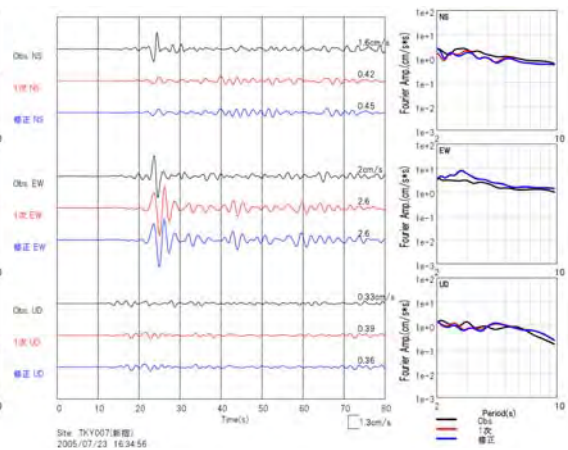
SIT010 (K-NET 大宮)



TKY005 (K-NET 町田)

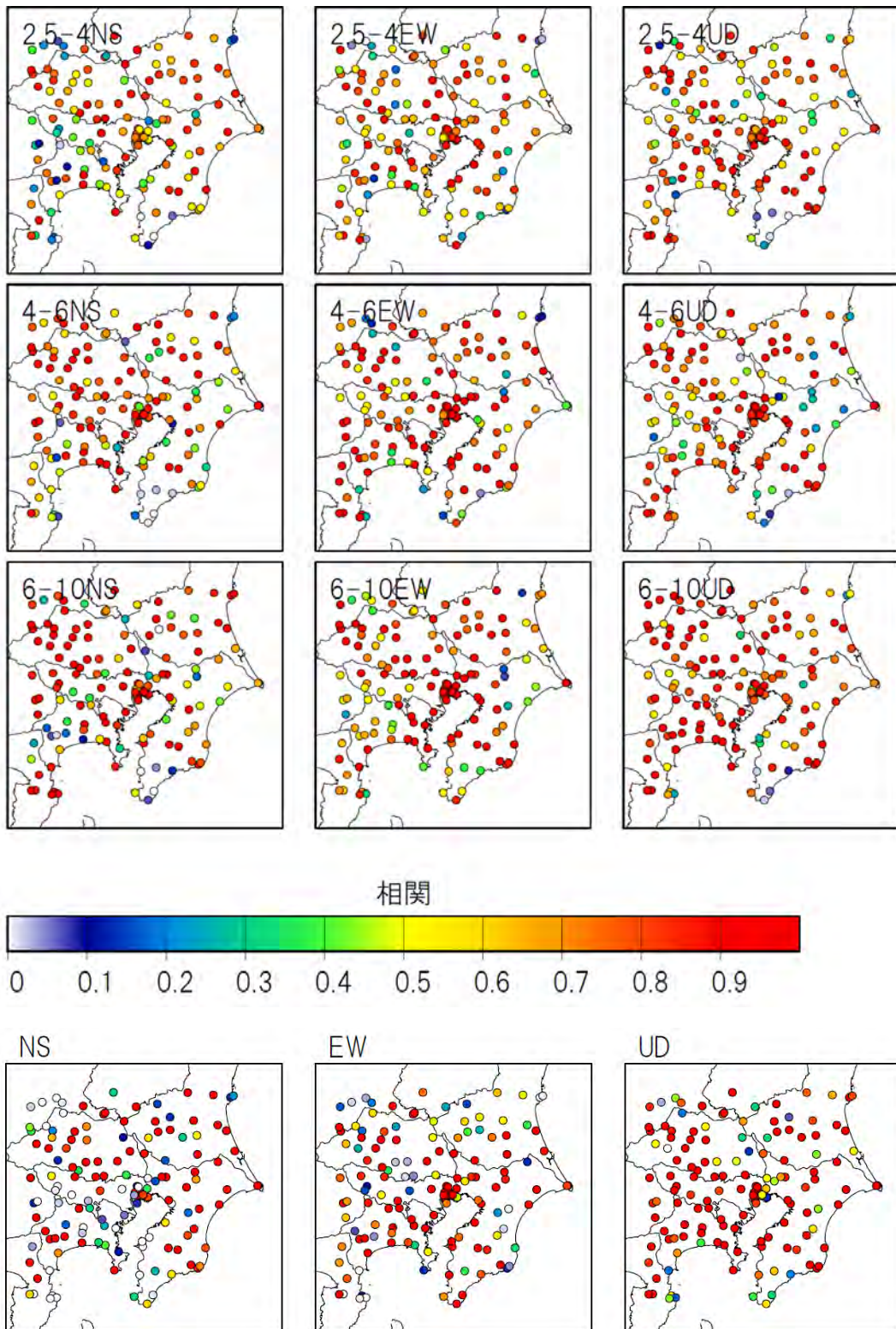


TKY007 (K-NET 新宿)



黒：観測速度波形（周期 3-10 秒） 赤：1次拡張モデル 青：プレート修正

図 3.2-10 (2) 千葉県北西部の地震の計算結果。



上から、周期 2.5-4.0 秒、4.0-6.0 秒、6.0-10.0 秒、最大速度

図 3.2-11 フーリエスペクトルおよび最大速度値の相関（千葉県北西部の地震）。

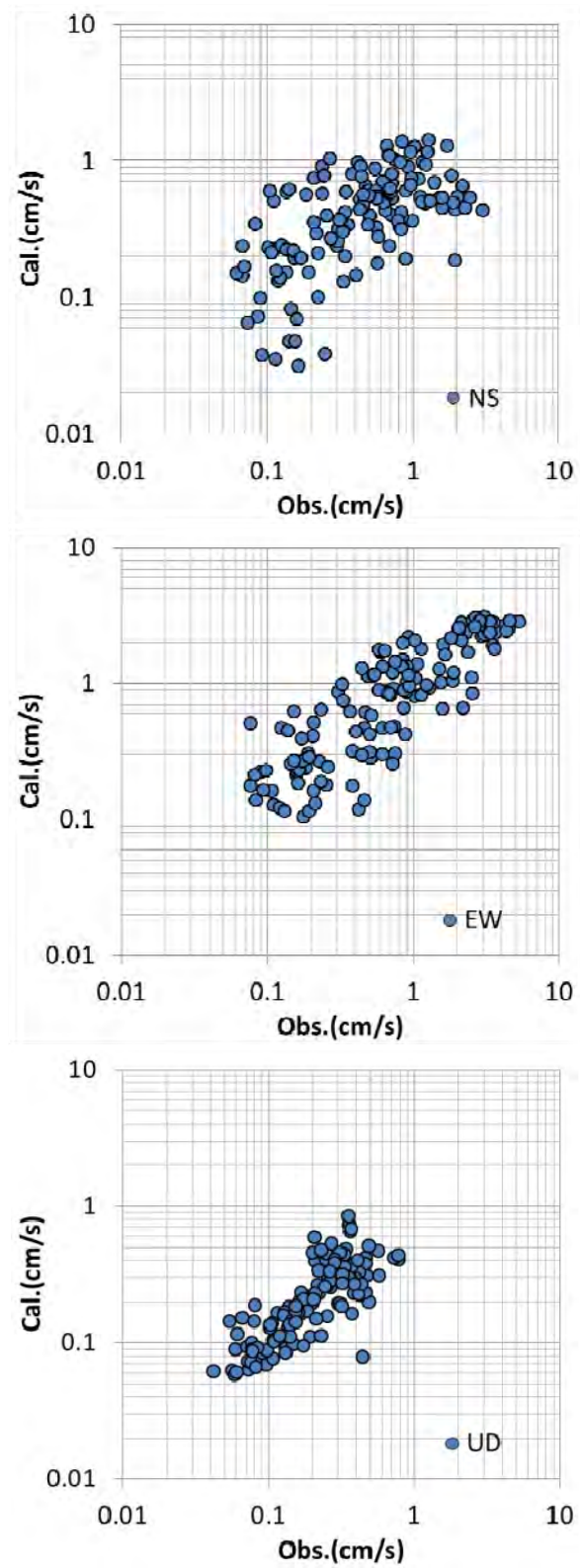


図 3.2-12 最大速度の比較（千葉県北西部の地震）。

(B) 2009年8月11日5時7分 駿河湾の地震本震 (Mj6.5)

この地震は、関東平野の南西側に震源が位置しているフィリピン海プレート内の地震である。地震動シミュレーションにあたっては、鈴木・青井(2009)を参考に特性化震源モデルを作成し(図3.2-13、表3.2-1)、中村・宮武(2000)の震源時間関数を用いた。

図3.2-13に示している観測点における計算波形と観測波形の比較を図3.2-14に、スペクトルおよび最大速度の相関を図3.2-15に示す。また、最大速度の比較を図3.2-16に示す。千葉県北西部の地震と同様、プレート構造の違いによる計算結果の相違は小さい。周期2-3秒程度のスペクトルを見ると、計算結果の方が過小評価気味である。観測点SZO002(K-NET伊東)およびSZO007(K-NET修善寺)はともに震源近傍での計算結果であるが、これらの結果でも周期2~3秒付近のスペクトルが過小評価である。千葉県北西部の地震と同様に、この地震についても震源モデル(メカニズム解)が合致していない可能性が考えられる。相関を見てみると、伊豆半島において周期2.5~4秒のスペクトルの相関が低い値を示している(図3.2-15)。概ね振幅として倍半分の精度で計算がなされているが、EW成分のばらつきが大きい(図3.2-16)。

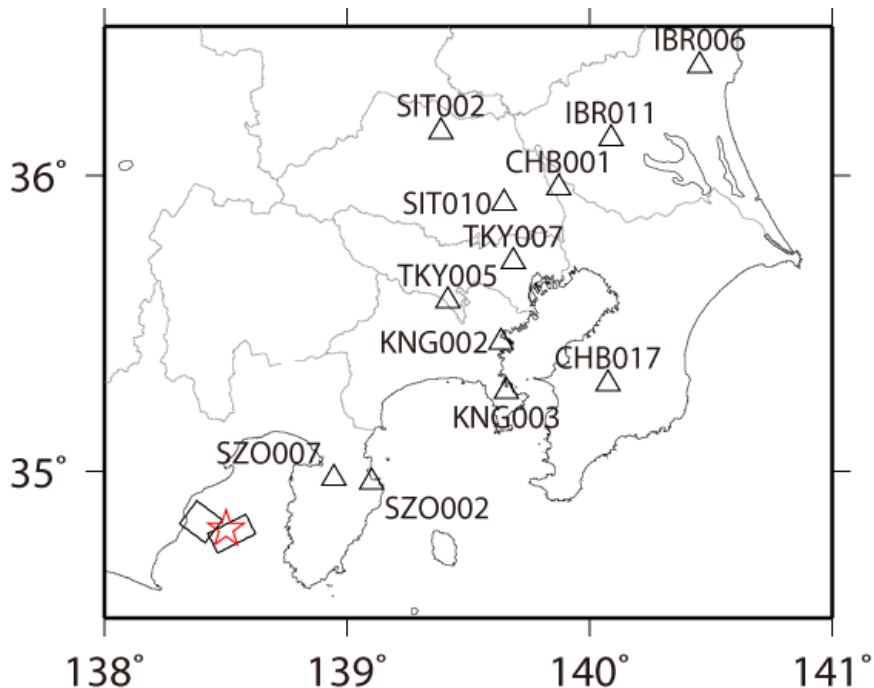
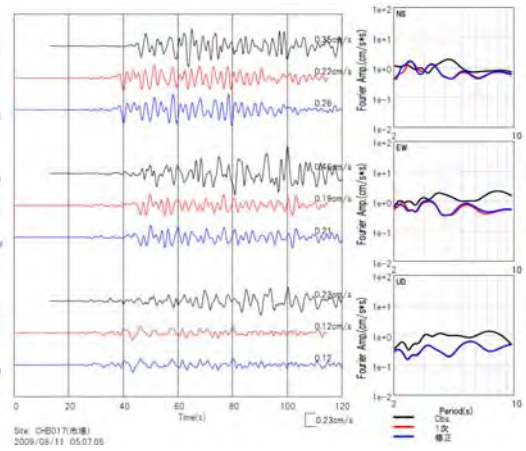
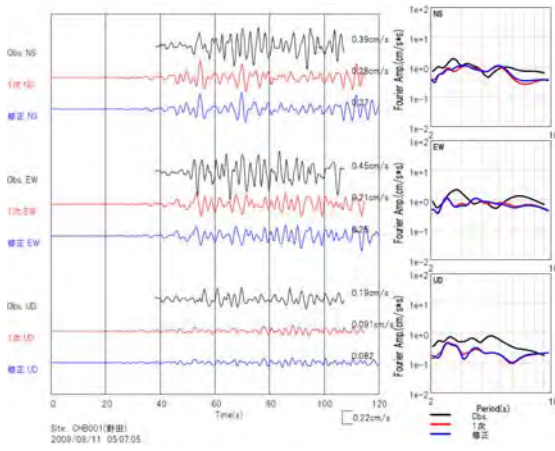


図3.2-13 2009年8月11日の駿河湾の地震(本震)の設定断層面(鈴木・青井、2009による)と波形の比較を行う観測点位置。

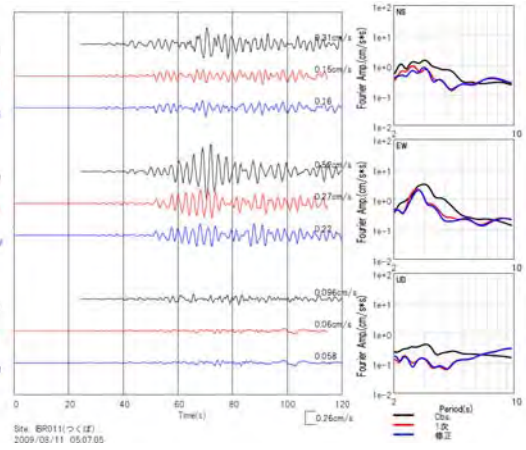
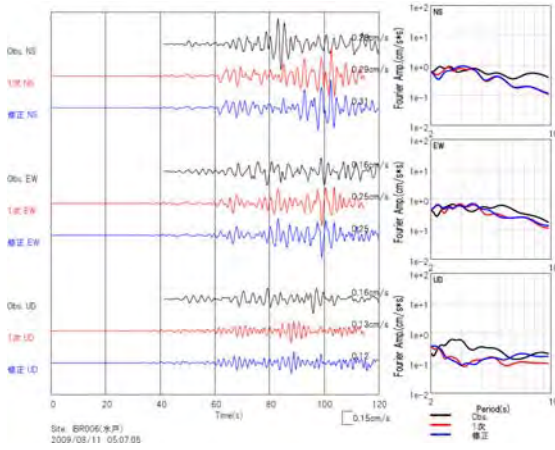
CHB001 (K-NET 野田)

CHB017 (K-NET 市場)



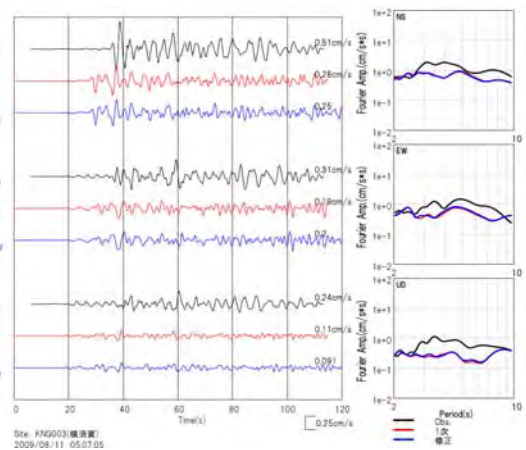
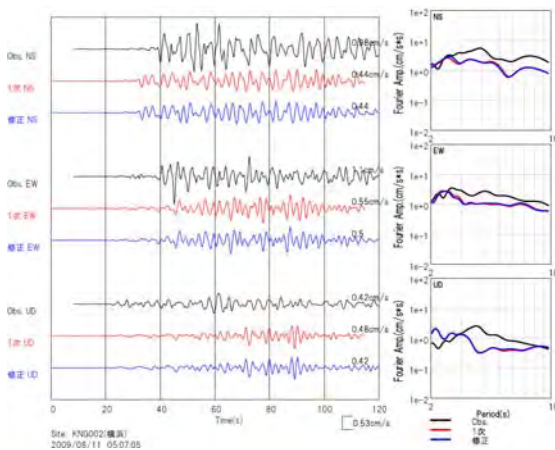
IBR006 (K-NET 水戸)

IBR011 K-NET (つくば)



KNG002 (K-NET 横浜)

KNG003 (K-NET 横須賀)

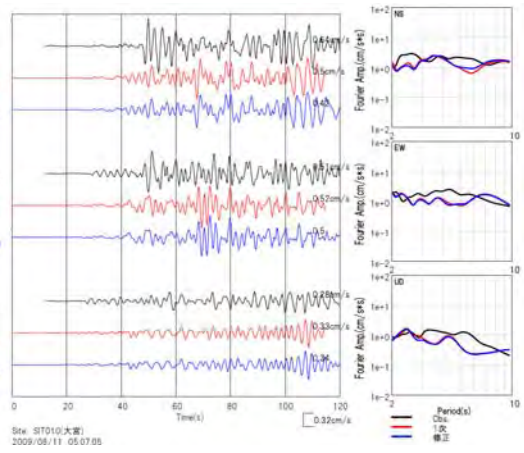
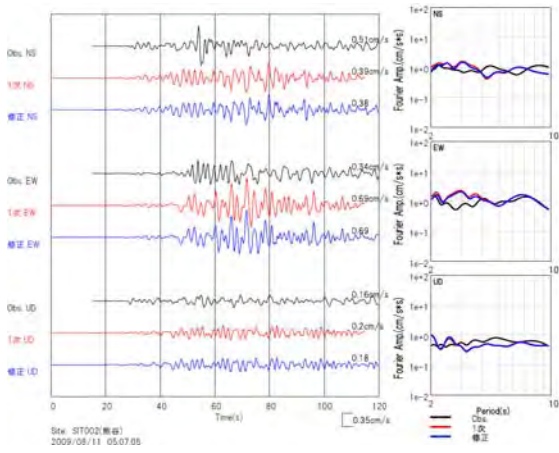


黒：観測速度波形（周期 3-10 秒） 赤：1次拡張モデル 青：プレート修正

図 3.2-14 (1) 駿河湾地震（本震）の計算結果。

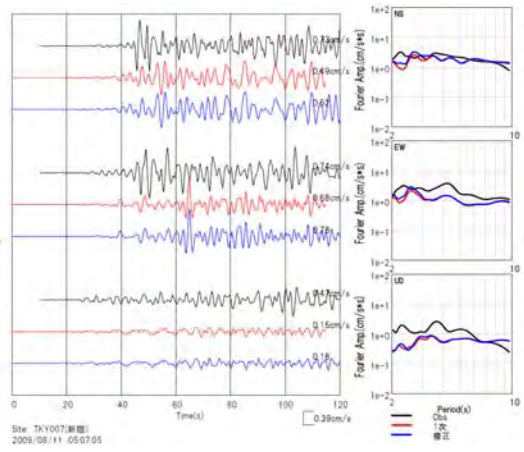
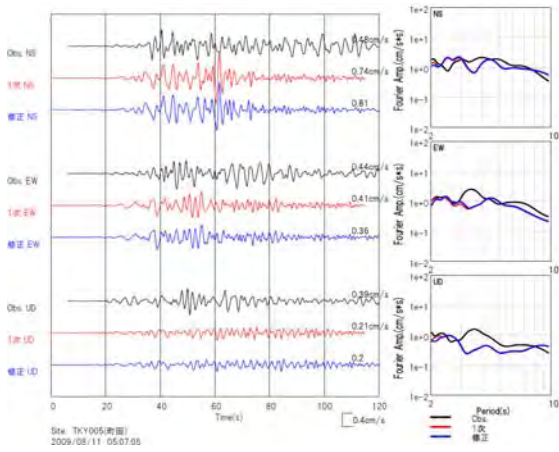
SIT002 (K-NET 熊谷)

SIT010 (K-NET 大宮)



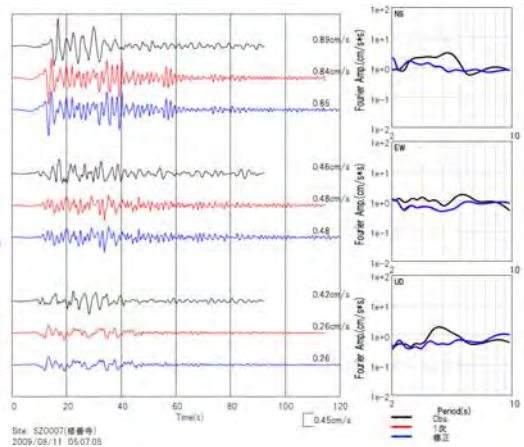
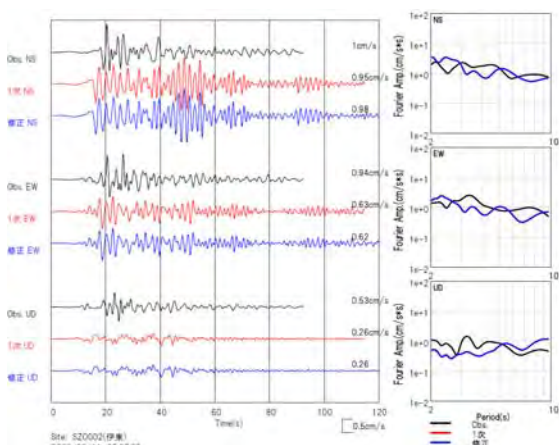
TKY005 (K-NET 町田)

TKY007 (K-NET 新宿)



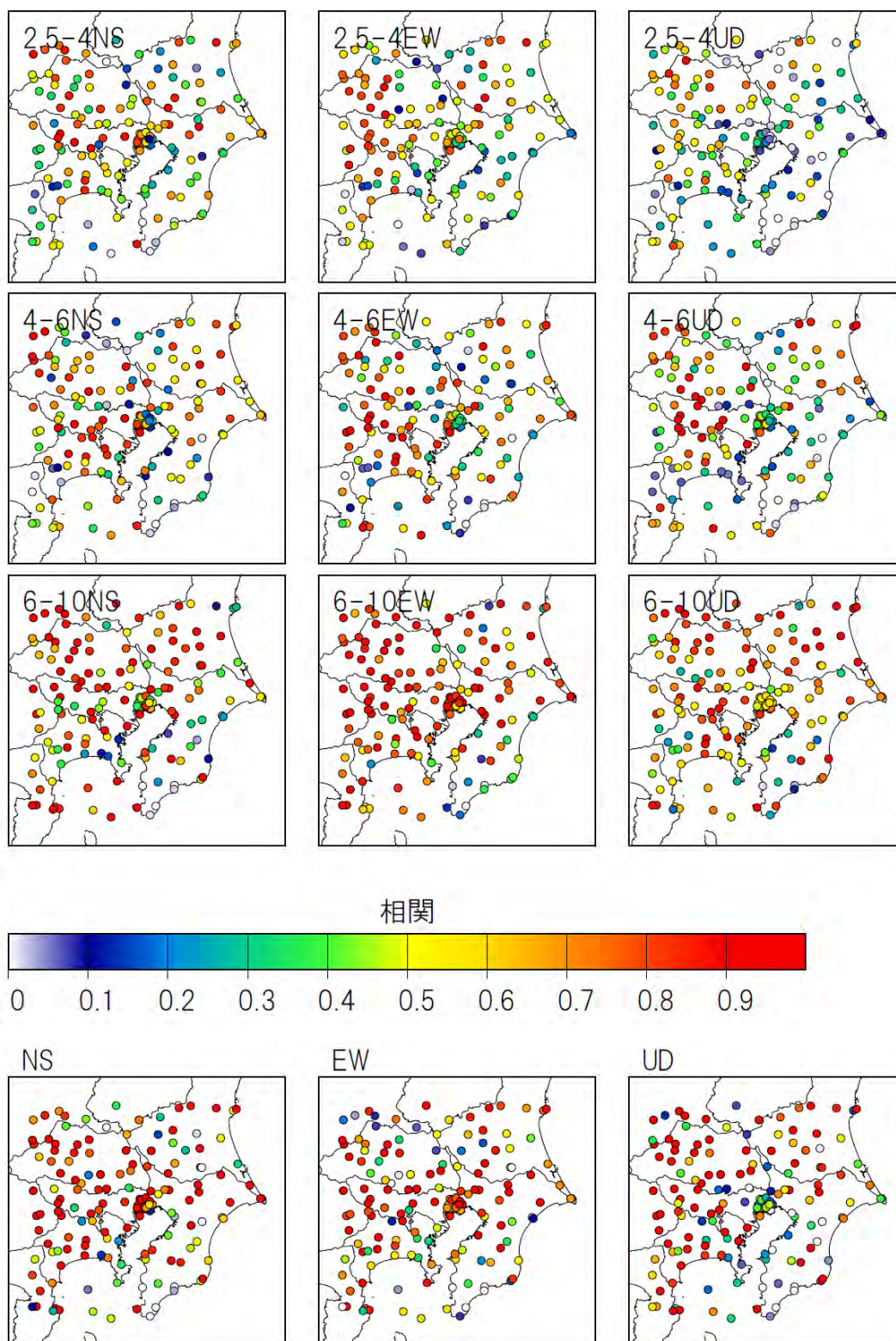
SZO002 (K-NET 伊東)

SZO007 (K-NET 修善寺)



黒：観測速度波形（周期 3-10 秒） 赤：1次拡張モデル 青：プレート修正

図 3.2-14 (2) 駿河湾地震（本震）の計算結果。



上から、周期 2.5-4.0 秒、4.0-6.0 秒、6.0-10.0 秒、最大速度

図 3.2-15 フーリエスペクトルおよび最大速度の相関（駿河湾の地震本震）。

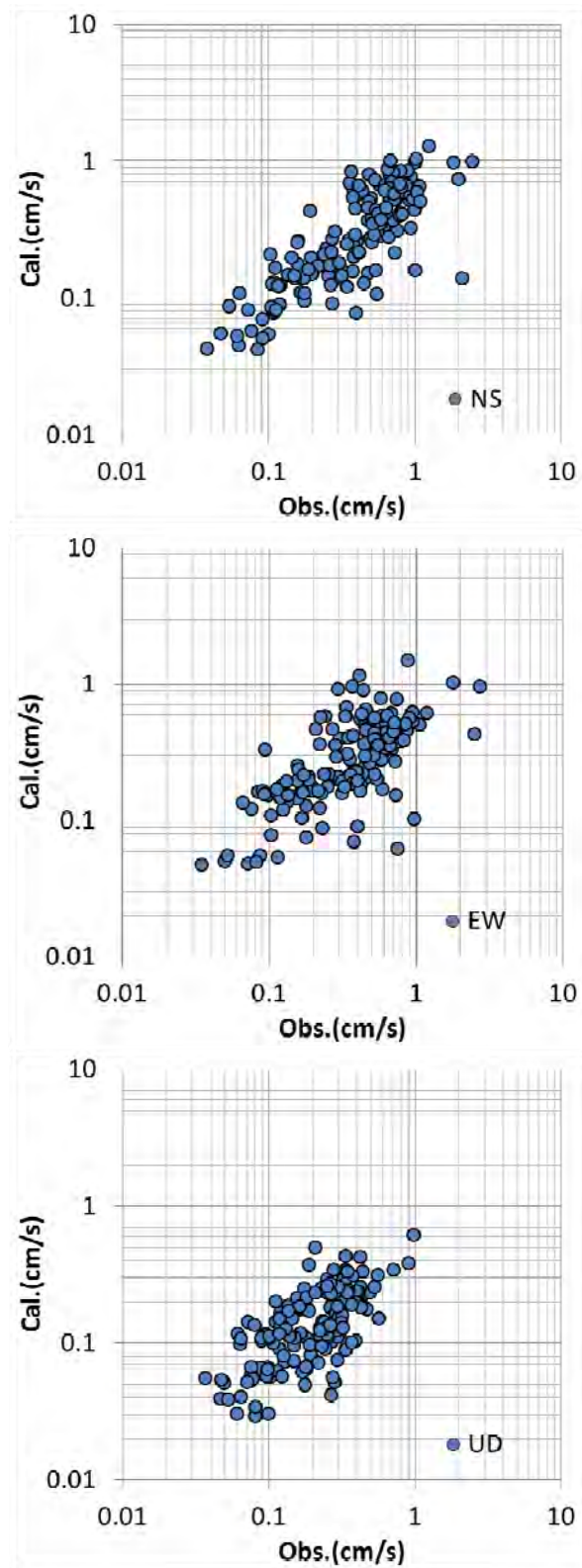


図 3.2-16 最大速度の比較（駿河湾の地震本震）。

(C) 2009年8月11日 18時9分 駿河湾の地震余震 (Mj4.4)

前節で計算した駿河湾の地震では震源近傍で波形の一致度が悪かったため、ここでは、より震源過程が単純と考えられるその余震についても計算も行った。表3.2-1に震源パラメータを示す。対象周期は2秒以上とした。Case1では、気象庁の一元化震源の位置とF-netによるメカニズム解を用いた。Case2では、震央位置およびメカニズム解は変えずに、F-netによる震源の深さを用いた。Case3は、Case2の震源位置で気象庁の初動解によるメカニズム解を用いた。なお、ここでは全国1次地下構造モデル（プレート境界モデル修正前）を用いている。震源および計算結果を示す観測点位置を図3.2-17に示す。

計算波形と観測波形との比較を図3.2-18に、スペクトルおよび最大速度の相関を図3.2-19に示す。また、図3.2-20に震源位置と速度構造モデルを示す。深さ14kmでも震源はフィリピン海プレート内となっているが、震源を浅くすることによって、計算波形の後続位相の振幅が大きくなっている。なお、初動解とF-netメカニズムの違いによる影響は小さい。スペクトル、最大値の相関はCase2が高いが、東京都東部や埼玉県の一部で波形の一致度が低い（図3.2-19）。

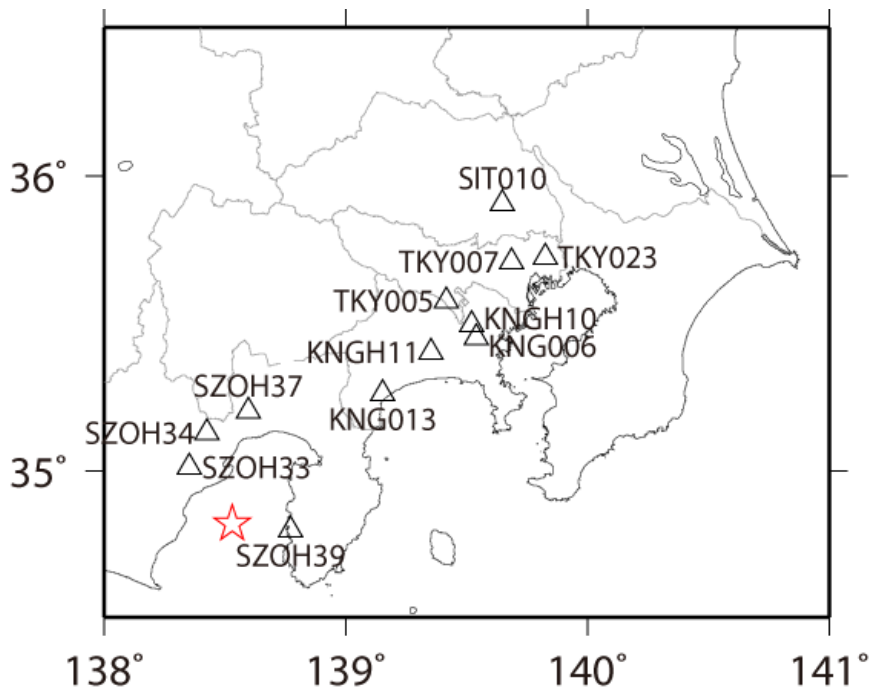
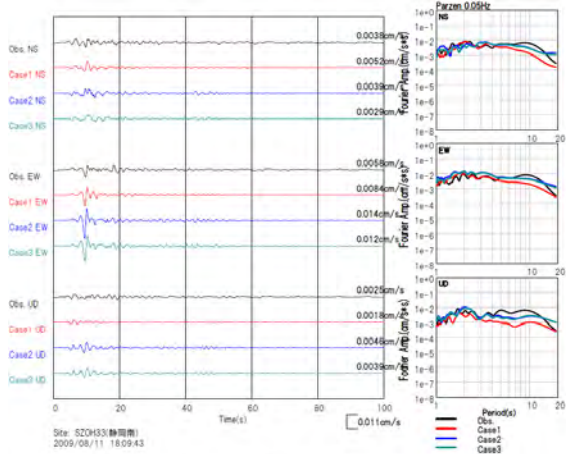
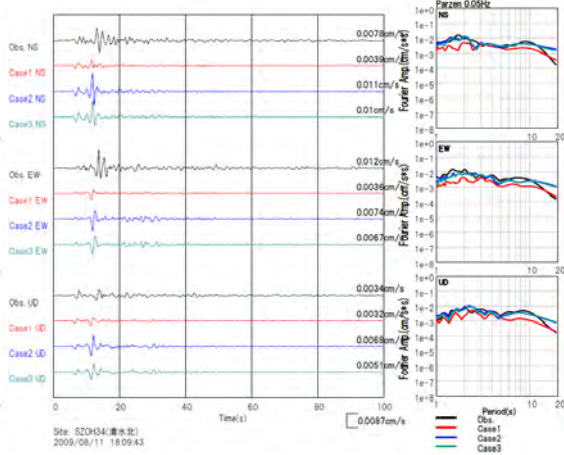


図 3.2-17 2009年8月11日の駿河湾の地震（余震）の震央位置（気象庁による）と波形の比較を行う観測点位置。

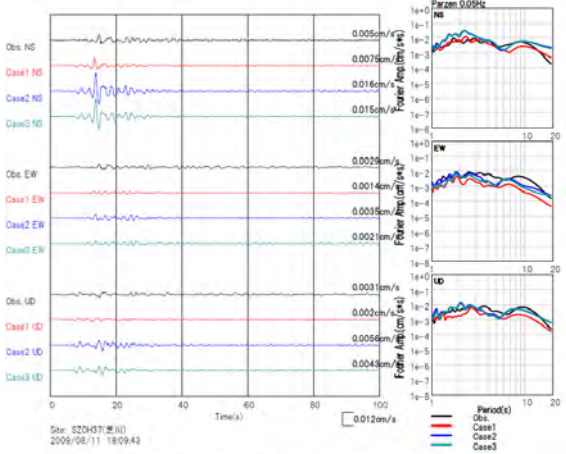
SZOH33 (KiK-net 静岡南)



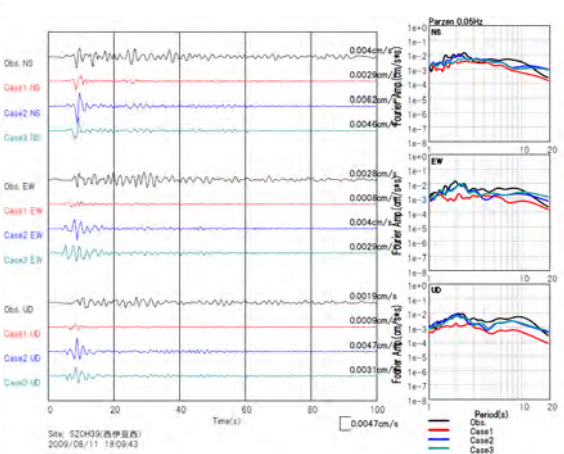
SZOH34 (KiK-net 清水北)



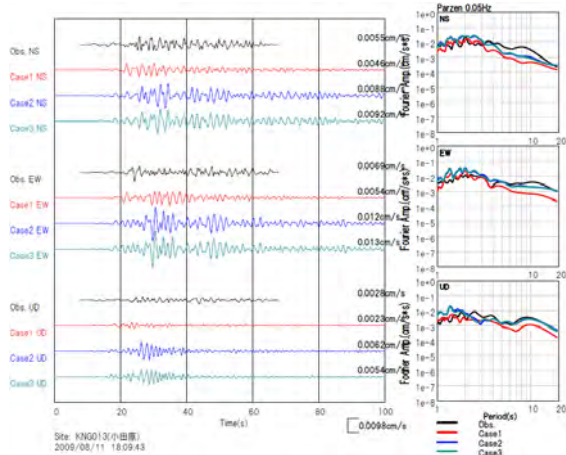
SZOH37 (KiK-net 芝川)



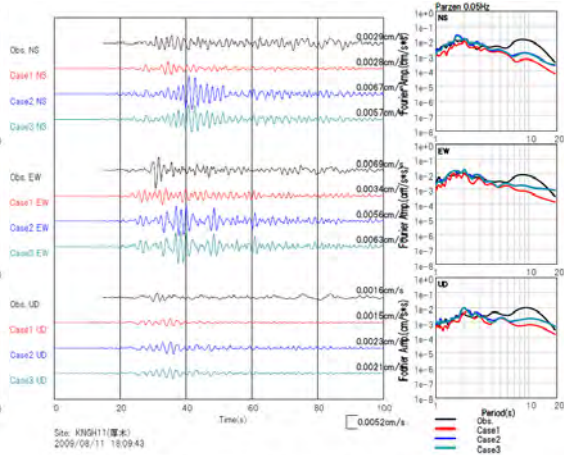
SZOH39 (KiK-net 西伊豆西)



KNG013 (K-NET 小田原)



KNGH11 (KiK-net 厚木)

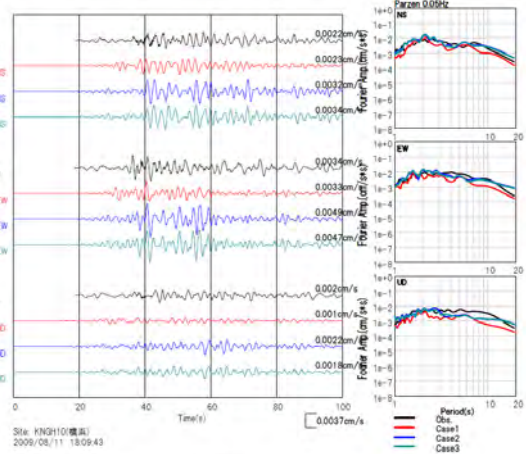
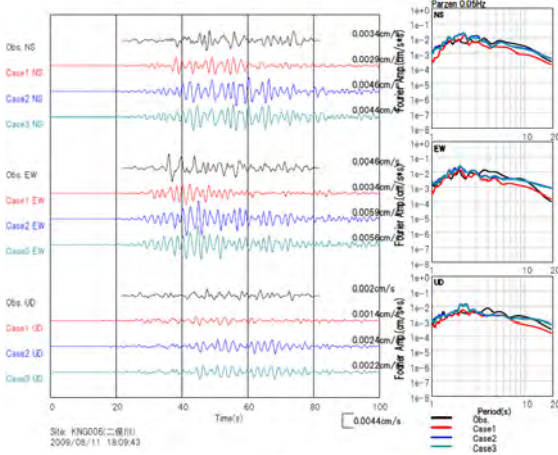


黒：観測 赤：Case1 青：Case2 緑：Case3

図 3.2-18 (1) 駿河湾の地震 (余震) の速度波形の比較 (周期 2 秒以上)。

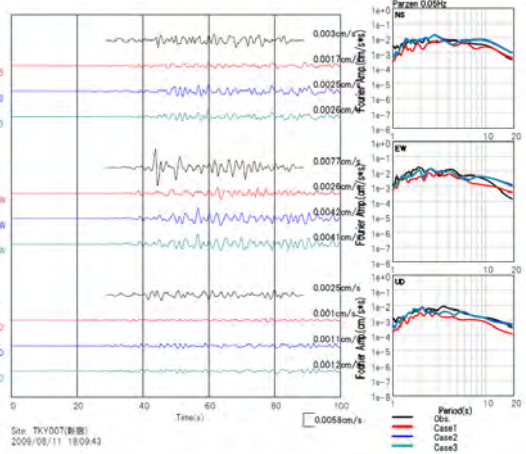
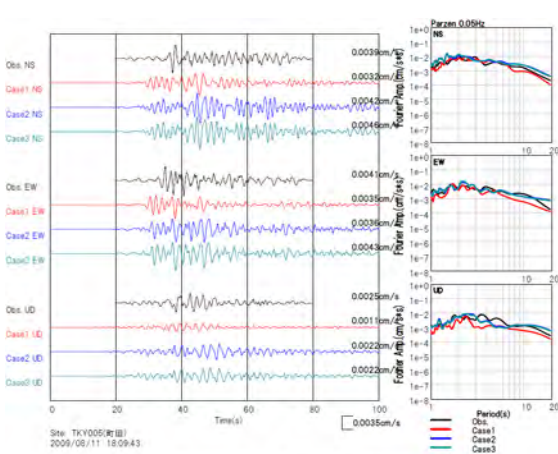
KNG006 (K-NET 二俣川)

KNGH10 (KiK-net 横浜)



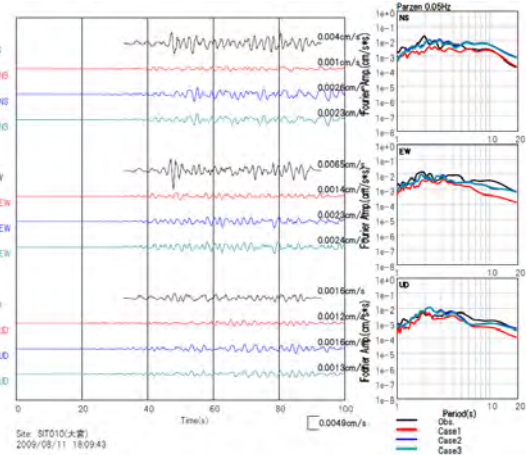
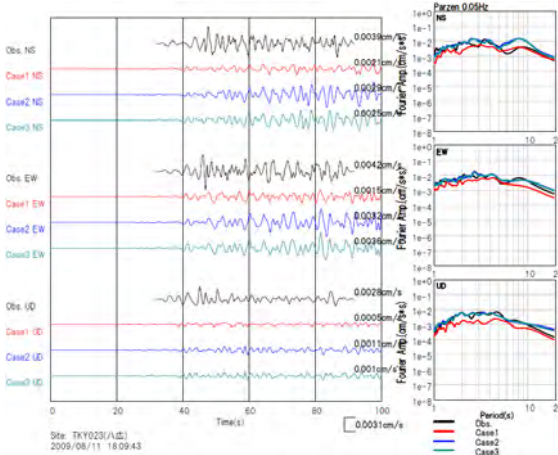
TKY005 (K-NET 町田)

TKY007 (K-NET 新宿)



TKY023 (K-NET 八広)

SIT010 (K-NET 大宮)



黒：観測 赤：Case1 青：Case2 緑：Case3

図 3.2-18 (2) 駿河湾の地震 (余震) での速度波形の比較 (周期 2 秒以上)。

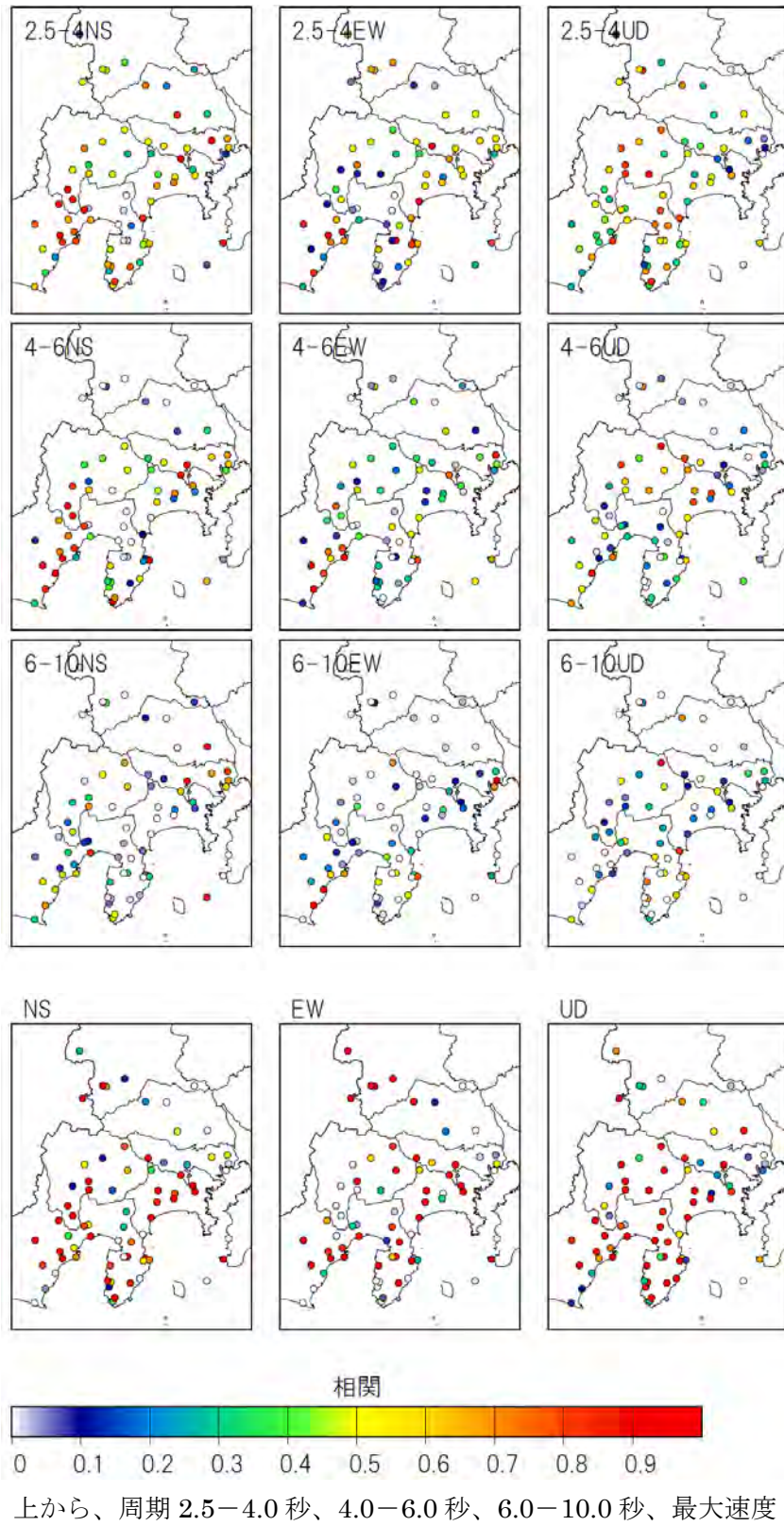


図 3.2-19 (1) フーリエスペクトルおよび最大速度の相関（駿河湾の地震余震；Case1）。

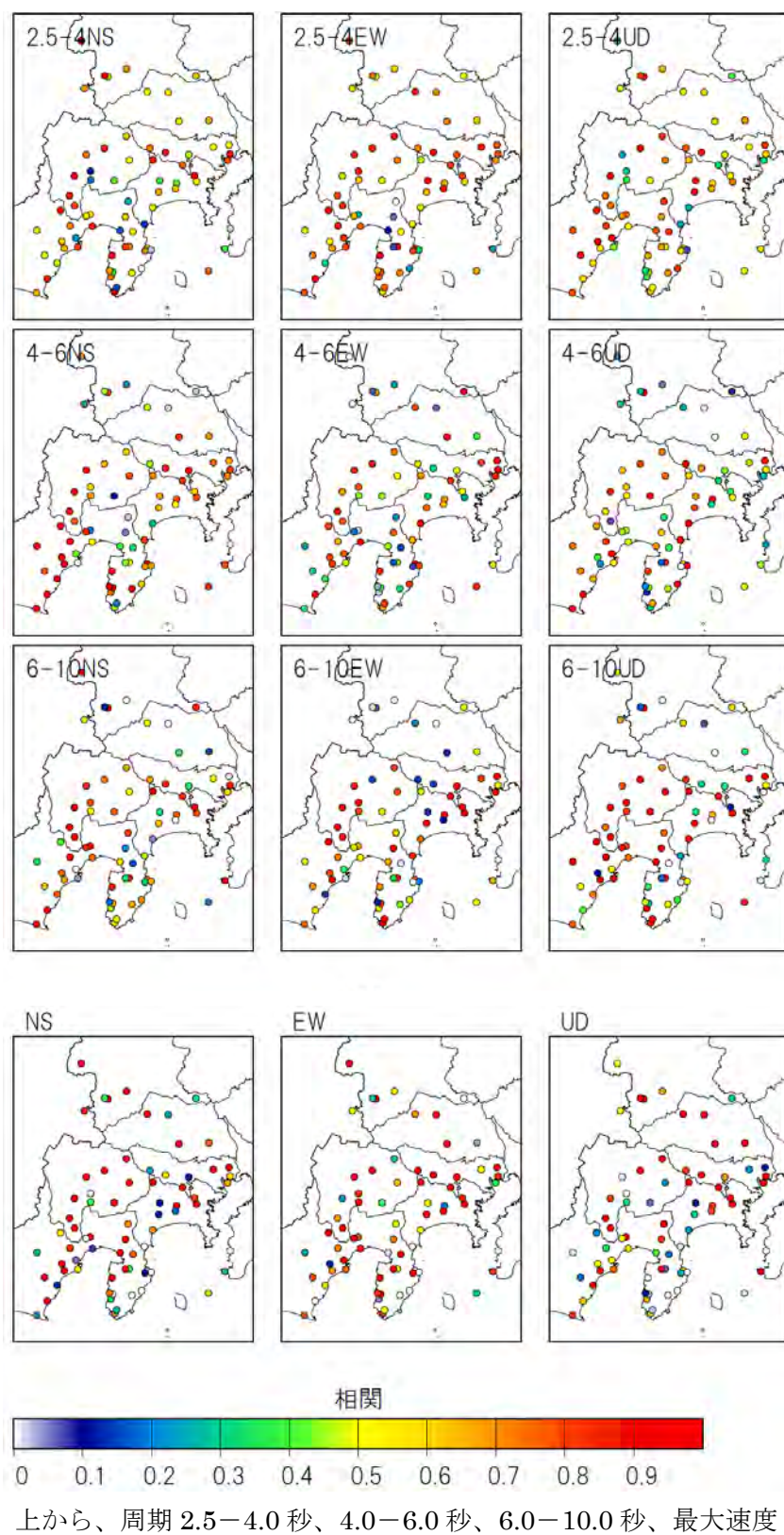


図 3.2-19 (2) フーリエスペクトルおよび最大速度の相関 (駿河湾の地震余震 ; Case2)。

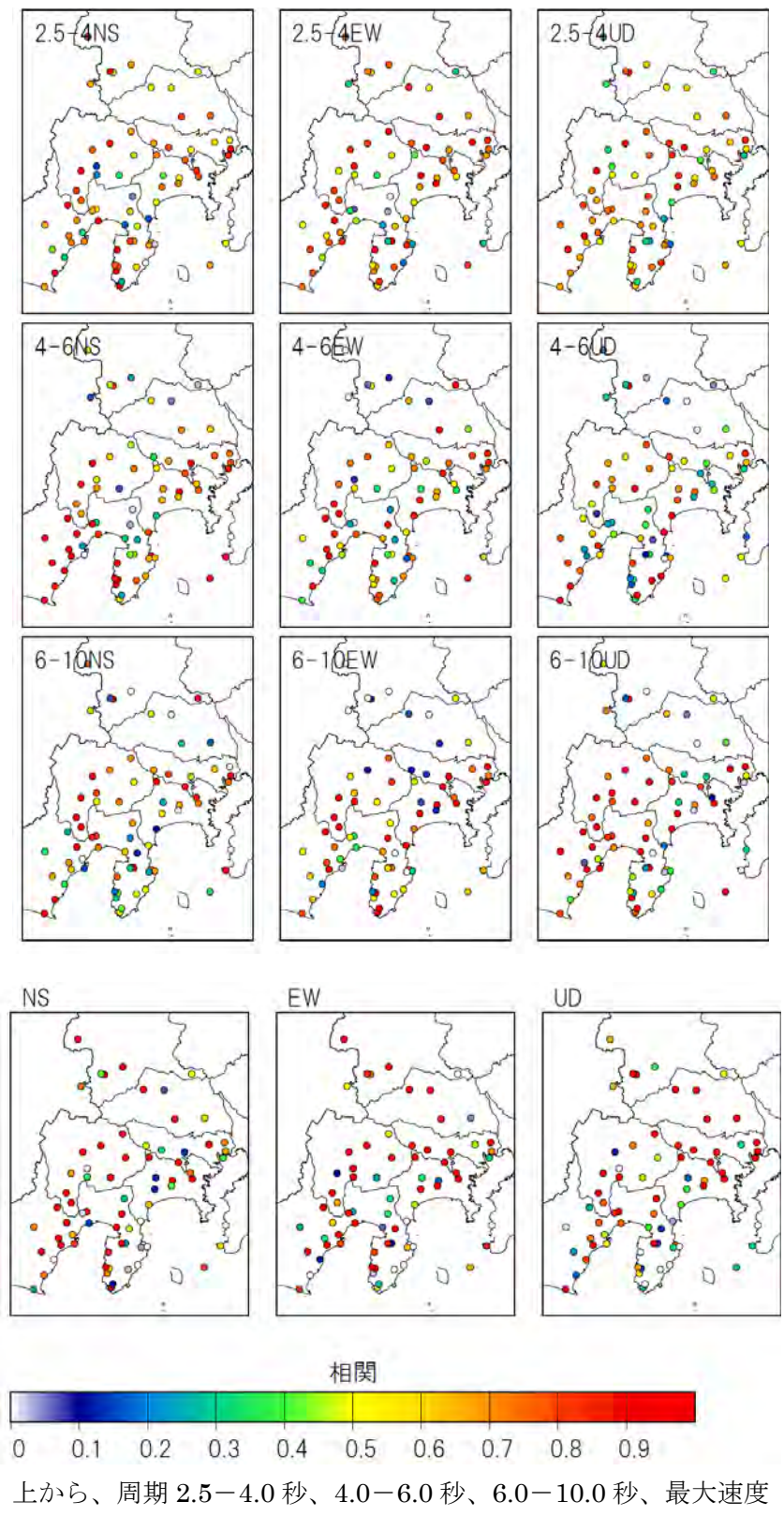


図 3.2-19 (3) フーリエスペクトルおよび最大速度の相関 (駿河湾の地震余震 ; Case3)。

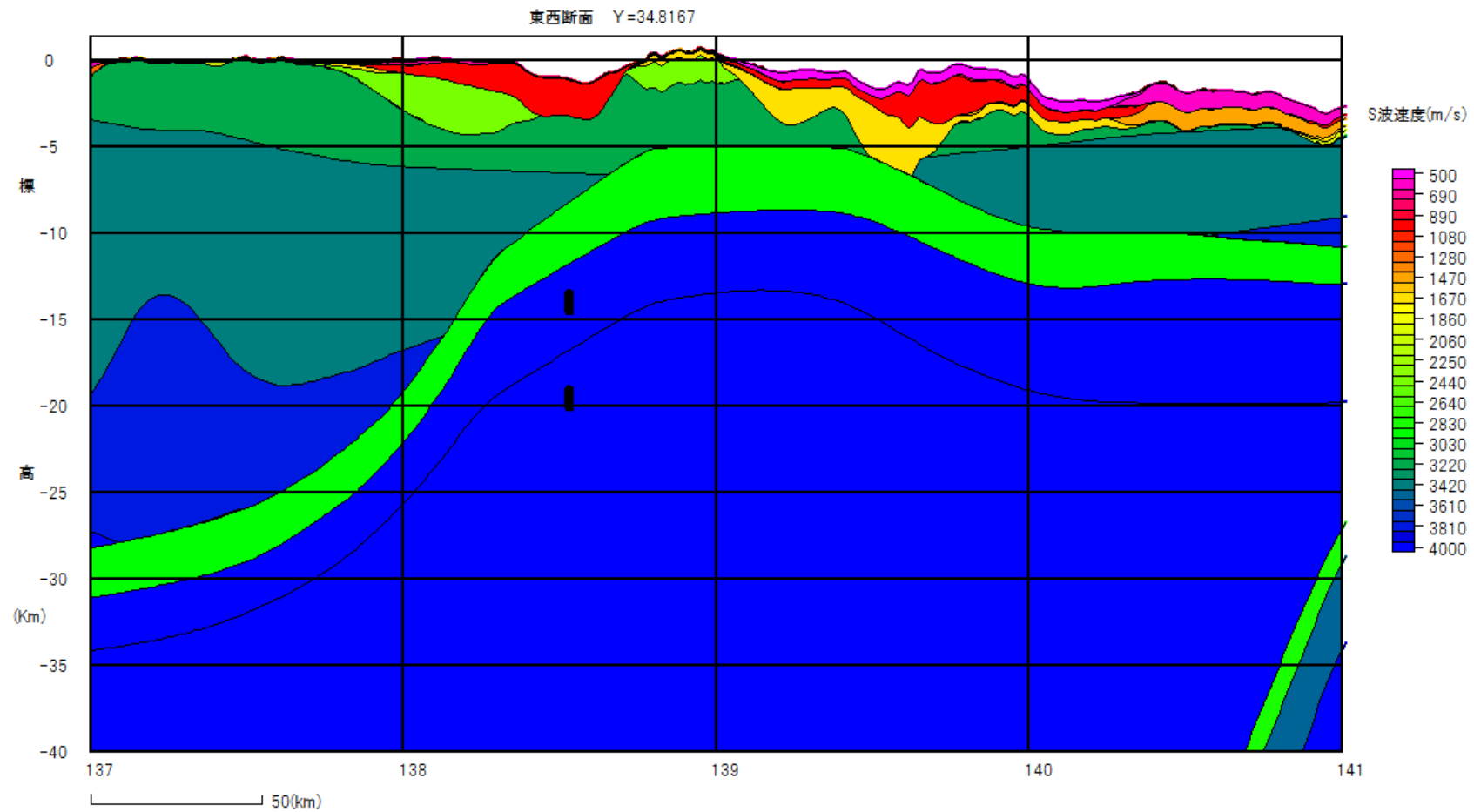


図 3.2-20 駿河湾の地震（余震）の震源位置と速度構造モデル。

3) 浅部・深部統合地盤モデルの検討

これまで、地震動評価においては、地震基盤から工学的基盤までの「深部地盤」と工学的基盤以浅の「浅部地盤」のモデルが別々に作成され、地震動計算が行われることがほとんどであった。周期 3 秒程度以上の長周期地震動を対象とする場合には深部地盤のモデルのみ考慮することでもおおむね、海溝型巨大地震の広帯域化に向けては、震源モデルの高度化だけではなく地下構造モデルの高度化も必要である。

一方、建物被害に大きく影響を及ぼすとされる周期 1 秒前後 (0.5 から 2 秒) の地震動については、浅部地盤、深部地盤のいずれによっても増幅され得る。このような観点から、浅部地盤と深部地盤を統合したモデルを作成するための検討が進められている (先名・他、2013)。ここでは、その概要を示すとともに、首都圏を含む東関東地域 (千葉県、茨城県) を対象として浅部・深部統合地盤モデルと全国 1 次地下構造モデルを用いた地震動シミュレーション結果を比較し、浅部・深部統合地盤モデルの有効性を確認する。

(A) 首都圏における浅部・深部統合地盤モデルの作成の概要

浅部・深部統合地盤モデルの作成は、主に周期 0.5 から 2 秒の地震動評価の高精度化と広域評価を目的として進められている。そのモデルの作成方法については、先名・他 (2013) で詳しく述べられており、ここではその概略を示す。先名・他 (2013) では、図 3.2-21 に示す浅部・深部統合地盤モデルの作成手順が示されている。初期モデルに関して、深部地盤モデルは、地震調査研究推進本部による「全国地震動予測地図」の「震源断層を特定した地震動予測地図」の作成に用いられている全国深部地盤モデル (藤原・他、2009) が適用されている。また、浅部地盤モデルの作成について、以下の二通りが示されている。

①「あてはめ」モデル

ボーリングデータの土質区分ごとに N 値と S 波速度構造の関係を設定するとともに、N 値が 50 の基準面を工学的基盤として、コンター図を作成する。このとき、ボーリングデータがない地点 (メッシュ) については、微地形区分が同じでボーリングデータが存在する最も近い地点のモデルを採用する。

②「地質層序」モデル

ボーリング柱状図より地層境界を求め、水平方向につないで層構造を作成し、各層の代表的な N 値より S 波速度を設定する。

ただし、水平方向の構造の連続性などから、②の地質層序モデルが望ましいとされている。初期モデルの作成後、地震観測記録や微動観測記録の H/V スペクトル (水平動/上下動比) や微動観測記録から得られるレイリー波の位相速度の分散曲線を用いてチューニングを行い、実際の地震を対象とした差分法による地震動シミュレーションにより妥当性の確認を行う。このとき、深部地盤モデルの上部についても修正対象とし、場合によっては、

浅部地盤と深部地盤の間に新たな層を追加する。例えば、千葉県・茨城県における検討では、深部地盤初期モデルには無かった S 波速度 700m/s および 1000m/s の層が挿入されている（図 3.5-22）。

なお、このような浅部・深部統合地盤モデルの作成は、現在、南関東（東京都、神奈川県、埼玉県）地域および新潟県地域を対象として進められており、このうち南関東地域については、千葉県・茨城県地域のモデルとの統合も含めた検討が進められている。

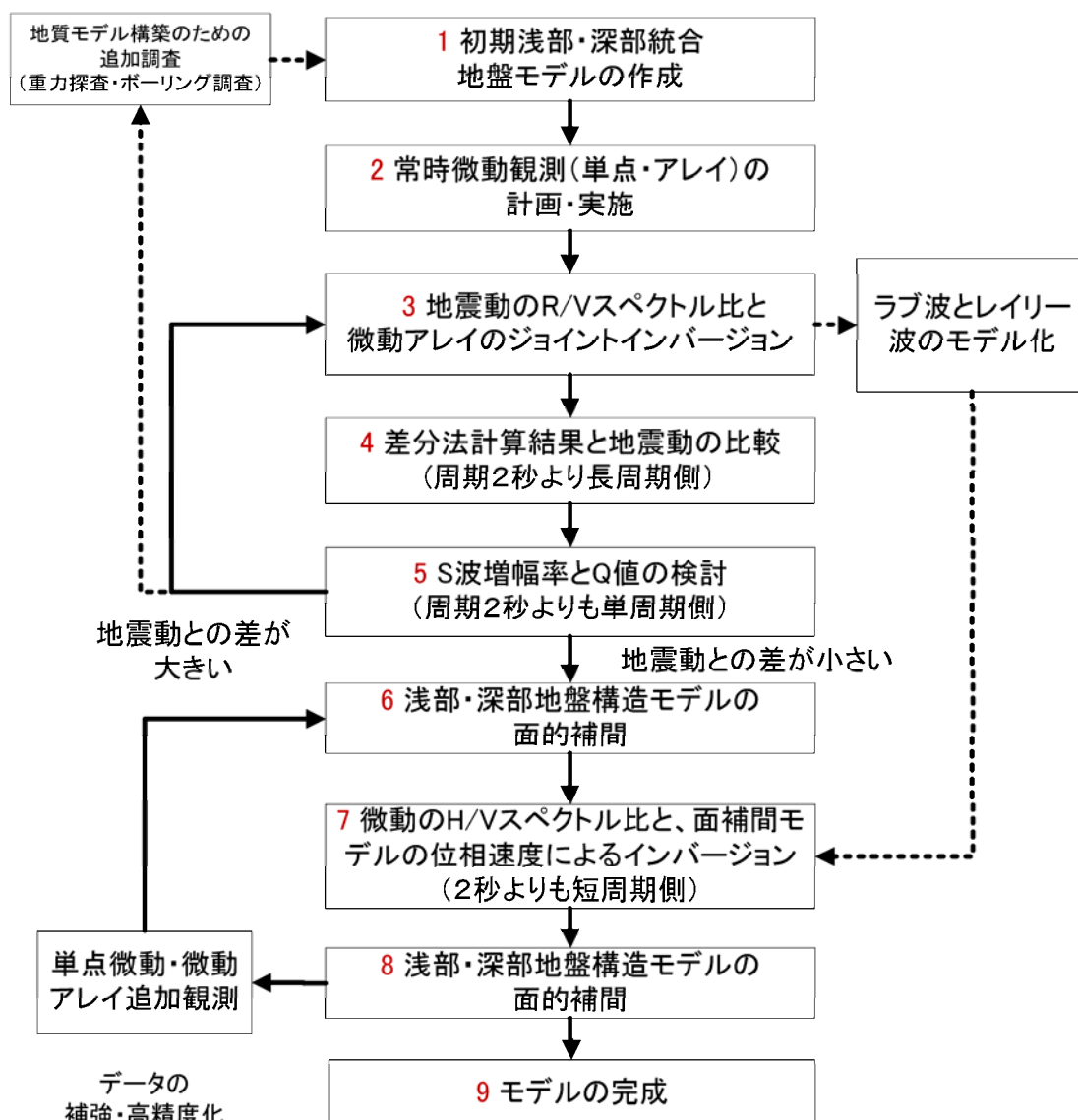


図 3.2-21 浅部・深部統合地盤モデル作成の流れ（先名・他、2013 より）。

(B) 浅部・深部統合地盤モデルを用いた地震動シミュレーション

南関東地域（千葉県・茨城県）を対象として作成された浅部・深部統合地盤モデル（先名・他、2013）を用いて差分法による地震動シミュレーションを行い観測記録と比較した。計算の対象とした地震は、モデル化領域のほぼ中央部で発生した2004年10月6日の茨城県南部の地震（深さ66km、M5.7；表3.2-2、図3.2-22）である。この地震では、K-NET、KiK-net、および、千葉県と茨城県が設置している震度計により強震記録が得られている。地震動シミュレーションは表3.2-3の条件で行った。浅部・深部統合地盤モデルでは地震基盤までがモデル化されているため、それよりも深部の構造については、全国1次地下構造モデルを参考にモデル化した。

地震動シミュレーションによる最大速度値・速度応答スペクトル（周期2、3、5秒）の分布を図3.2-23に示す。図中には各観測点における観測値を重ねて示している。最大速度値は0.1Hz~0.5Hz、速度応答スペクトルは0.1Hz~1Hzのバンドパスフィルターを施した計算記録および観測記録から算出しており、計算値はVs350m/sの地盤上での値となっている。計算結果は震央の西側で振幅が大きく、震源からの放射特性の影響を強く受けた分布となっている。一方、観測値では震央の西側だけでなく、東側でも振幅の大きな地点がみられる。これは、速度構造モデルにはVs350m/sよりも低速度層が含まれていないことや、バンドパスフィルター処理によっても観測記録には高周波数成分の影響が残っていることなどが理由と考えられる。

既往の他の地下構造モデルとの比較のために、浅部・深部統合地盤モデルの初期モデルとして与えたJ-SHISの地下構造モデル（J-SHISモデル）、相模トラフの長周期地震動シミュレーションに用いた地下構造モデル（長周期モデル）を用いた地震動シミュレーションを行った。図3.2-23には、これら2つの地下構造モデルと浅部・深部統合地盤モデルを用いた計算による最大速度値・速度応答値の比も示している。比較に用いた2つの地下構造モデルでは計算対象領域内の表層のVsが500m/sとなっており、浅部・深部統合地盤モデルを用いることでVs350m/s層（層厚~100m程度）がモデル化された千葉県北西部~茨城県南西部の地域において振幅レベルが高くなる傾向がみられる。また、筑波山南麓では表層がモデル化されたことで振幅レベルが高くなっている。なお、長周期モデルにおいて千葉県東方沖で振幅の小さい領域が見られるのは、この領域では局所的に地震基盤が浅くモデル化されているためである。図3.2-22（右）に示した2つの側線における速度波形、フーリエスペクトルの比較を図3に示す。浅部・深部統合地盤モデルでは、微動や地震動の周波数特性を考慮して構造モデルの修正が行われており、他の2つのモデルによる計算結果に比べ観測記録のピーク周波数の再現性が向上していることが確認できる。特に、茨城県南西部のIBR.069（図3.2-24（1））やIBR.058（図3.2-24（2））では、観測スペクトルに見られる0.25Hz付近のピークが、今回のモデルによって再現されていることがわかる。

本検討ではやや深い地震を対象としており地震波はほぼ鉛直入射しているため、観測点直下の地下構造の影響が強く反映される条件であると考えられる。ここでは周期2~5秒に

ついでに、浅部・深部統合地盤モデルを用いることで既往の地下構造モデルを用いたものよりも地震動の振幅レベルや周波数特性が改善されており、長周期地震動予測の高度化に有効であると考えられる。また、長周期地震動には表面波の寄与が大きいことから、観測点近傍だけではなく、震源から観測点までの3次元構造の影響を適切に評価することも必要である。そのためにも、千葉県・茨城県を対象に作成された浅部・深部統合地盤モデルと同様に、各地域の地下構造モデルを改良することで、長周期地震動予測の高度化が図られるものと考えられる。

表 3.2-2 差分法の計算の対象とした地震。

date	time	latitude ° N	longitude ° E	depth km	Mj	Mw	Mo Nm	strike	dip	rake	data		
											NIED	Chiba	Ibaraki
2004/10/6	23:40:40	35.989	140.090	66.0	5.7	5.7	4.52E+17	360	64	83	65	59	63

表 3.2-3 差分法の概要。

手法	不連続格子を用いた差分法 (Aoi and Fujiwara, 1999)
格子サイズ	深さ7.5kmまで：70m 深さ7.5kmから100kmまで：210m
Q値の参照周期	1秒
時間間隔	0.05秒
有効周期帯	1秒以上
震源時間関数	Smoothed ramp function (パルス幅1秒)

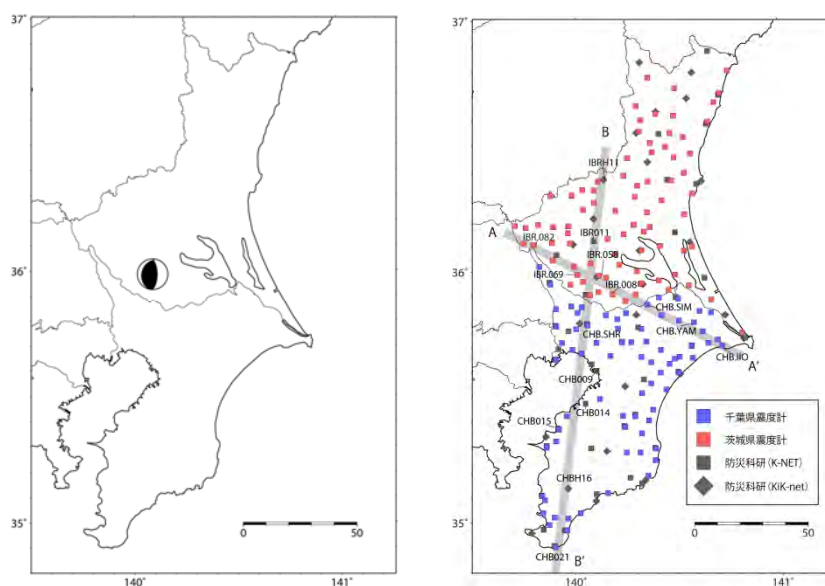


図 3.2-22 差分法の計算に用いた地震（左）と、波形計算の対象とした観測点（右）。

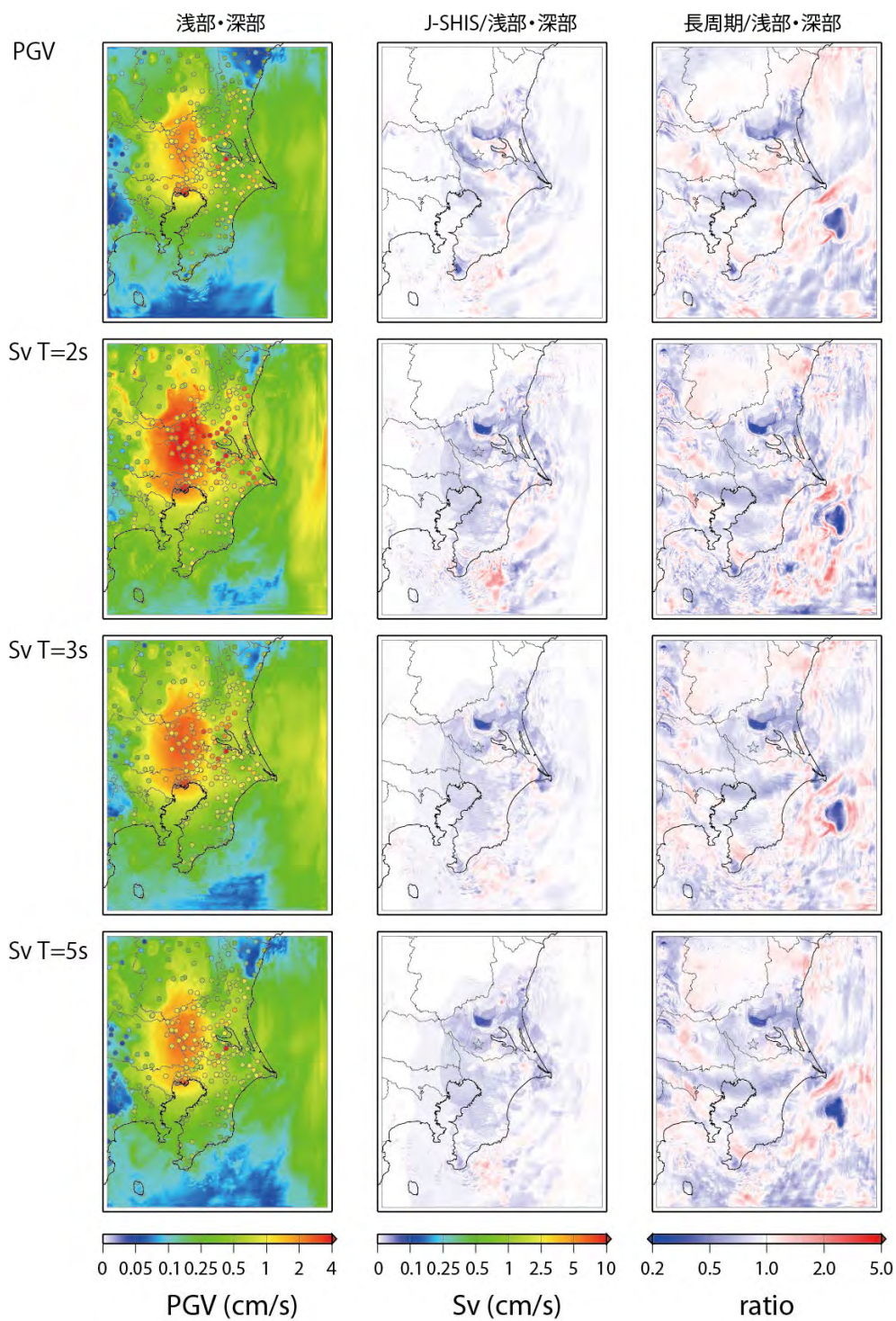


図 3.2-23 (左) 浅部・深部統合地盤モデルを用いた地震動シミュレーションによる最大速度値と速度応答値の空間分布。強震観測点での観測値は○で示している。(中央、右) J-SHIS モデル、長周期モデルによる最大速度値と速度応答値と浅部・深部統合地盤モデルによる最大速度値と速度応答値の比の空間分布。

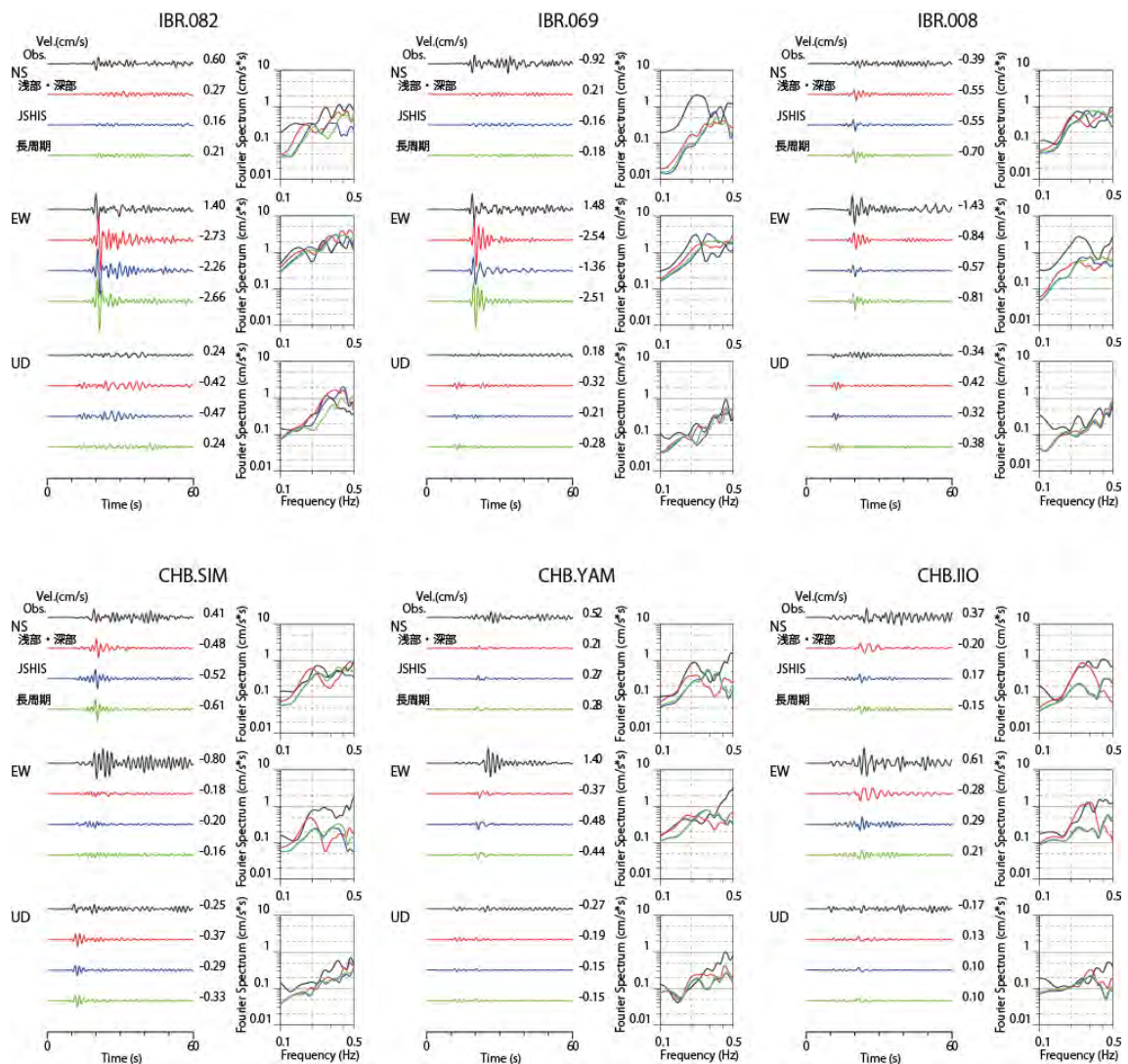


図 3.2-24 (1) 図 3.2-22 左の測線 A-A'での観測記録（黒線）と浅部・深部統合地盤モデルを用いた結果（赤線）、J-SHIS モデルを用いた結果（青線）、および相模トラフのシミュレーションに用いた地下構造モデルを用いた結果（緑線）による速度波形とフーリエスペクトルの比較。波形には 0.1~0.5Hz のバンドパスフィルターを施している。スペクトルは 0.05Hz の Parzen window により平滑化している。

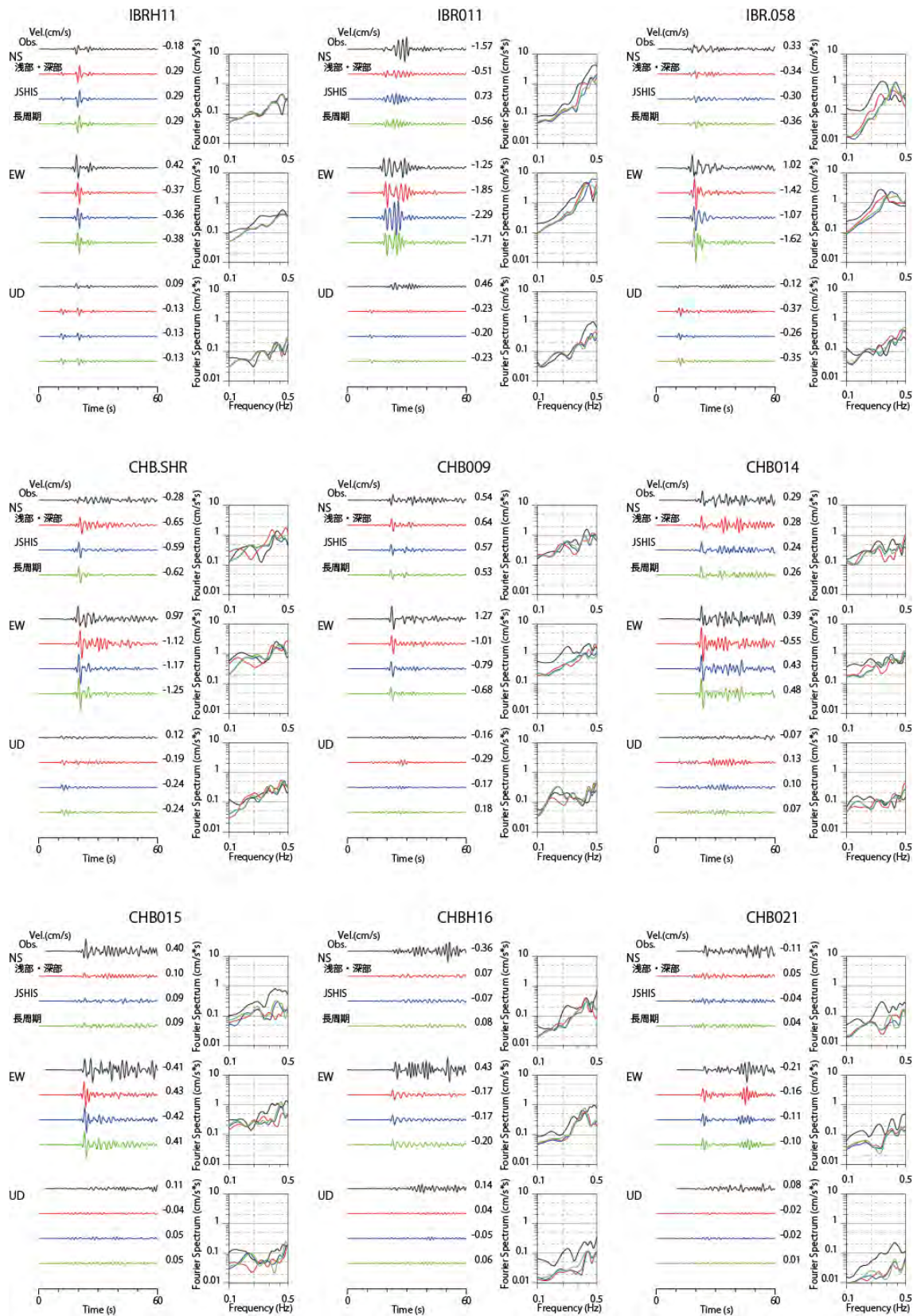


図 3.2-24 (2) 図 3.2-24 (1) と同じ。ただし、B-B'測線についてのもの。

(c) 結論ならびに今後の課題

全国1次地下構造モデルにおけるフィリピン海プレートの構造に関して、最新の知見を反映したモデルが取り込まれた。ただし、房総沖については最近の探査結果等が取り込まれておらず、平成23年度に作成された南西諸島については探査自体が不十分な状況にあり、今後もさらに改良の余地が残されている。

関東地域を対象とした地震動シミュレーションによる計算結果と地震動観測記録との比較より、全国1次地下構造モデルに関して、関東平野直下の地震については概ね観測記録を再現できていることから、観測点直下の一次元構造としての精度は概ね良好であるものの、平野の端部付近で精度が十分でない地点もあった（例えば、SIT002 K-NET熊谷）。一方、平野外を震源とする地震に関しては、直下の地震よりもシミュレーション結果の合致度が悪くなる傾向が見られる。この点に関しては、用いた地震の震源モデルや深さの妥当性に関する問題も残されているものの、三次元的な構造としては、特に海域についてまだ改良の余地が残されている状況にあると言える。なお、今回実施したフィリピン海プレート境界構造の修正に関して、（長周期）地震動シミュレーションの結果には大きく影響しないことが確かめられた。一方で、新たな研究成果等を随時取り込むことは有意であるものの、その都度モデルの検証を行うことになると効率的な作業は困難であるとともに、利活用を考える上でも支障となる。今回は内閣府など国の機関としてのモデルを統一するという観点からも作業を行ったが、今後は、国としての統一的なモデルの構築、改良を計画的に進めていくことも必要である。

深部地盤モデルのみではなく、浅部・深部統合地盤モデルを用いることにより、特に周期0.5から2秒の地震動評価の精度が向上し、海溝型巨大地震の広帯域化にも資することが確かめられた。ただし、このようなモデルの作成は、関東平野および新潟県地域と日本全国の一部地域にととまっている。今後全国的に展開するためには、ボーリングデータをはじめとする地下構造に関する調査やデータ収集を行うことはもちろんであるが、地質層序を考慮した浅部地盤の初期モデルの構築が重要となる。

(d) 引用文献

- 1) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 918-930, 1999.
- 2) Anderson, J.G., Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243, 2004.
- 3) 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, 337, pp.267, 2009.
- 4) Hirose, F., J. Nakajima and A. Hasegawa, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan

- estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- 5) Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa and G. Kimura, Split Philippine Sea plate beneath Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L21304, doi10.1029/2010GL044585, 2010.
 - 6) 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」2012年試作版－南海地震（昭和型）－, 2012.
 - 7) 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 科学技術振興費 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト①首都圏でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等 平成23年度成果報告書, 2012.
 - 8) 内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ, 平成23年12月27日, 71pp, 2011.
 - 9) 内閣府, 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）巻末資料, 平成24年3月31日, 2012.
 - 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* 2, 53, 1-9, 2000.
 - 11) 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 model beneath Tokyo, *Science*, 309, 462-464, 2005.
 - 12) 先名重樹・前田宜浩・稲垣賢亮・鈴木晴彦・神薫・宮本賢治・松山尚典・森川信之・河合伸一・藤原広行, 強震動評価のための千葉県・茨城県における浅部・深部統合地盤モデルの検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 379, pp.408, 2013.
 - 13) 鈴木亘・青井真, 近地強震記録による平成21年（2009年）8月11日駿河湾の地震の震源インバージョン, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/surugawan_20090811/inversion/, 2009.
 - 14) 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト, 連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究, サブプロジェクト1の研究成果の活用および地域研究会の開催, 平成20年度成果報告書, 2008.

3. 3 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	データセンター長	青井 真
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	岩城 麻子

(c) 研究の目的

南海トラフで発生するマグニチュード 8 級程度以上の海溝型地震を対象として、長周期地震動予測地図作成のために必要な震源モデルを作成する。作成したモデルによる長周期地震動シミュレーションを実施し、計算結果について工学的基盤面での揺れの大きさを地図上で表示する。

(2) 平成 24 年度の成果

(a) 研究の要約

南海トラフで発生する最大級の地震について、長周期地震動予測地図の作成に必要な破壊開始点位置やアスペリティ位置の不確実性を考慮した様々に変えた震源モデルを作成し、長周期地震動シミュレーションを行った。計算結果について、工学的基盤上の最大速度や応答スペクトル分布を地図上で表示した。

(b) 研究の成果

本検討では、長周期地震動の計算に特性化震源モデルを用いる。特性化震源モデルは、震源断層の約 20%の面積を持つアスペリティ (Murotani et al., 2008) とその他の背景領域で表される。通常、震源断層内には数個のアスペリティが設定されるが、マグニチュード 8 を超える巨大地震に適用する場合にはアスペリティのサイズが大きくなり、それよりも短波長の不均質性が適切にモデル化されないため、計算される地震動は過小評価となる。また、特性化震源モデルではアスペリティから広帯域地震波が励起されると仮定しているが、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程解析 (例えば図 3.1-1) から示されるように、巨大地震では地震波の発生源が周期帯によって異なるケースも考えられ、こうした特徴を適切にモデル化する必要がある。これらの課題や、トラフ沿いの領域の震源をどのようにモデ

ル化するかは、本検討で対象とする周期数秒から 20 秒程度の長周期地震動の評価に及ぼす影響が大きい。したがって、現状では 1 つの震源モデルに基づいた評価を行うのではなく、以下に示すように、複数の考え方に従って作成した震源モデルに基づいて地震動計算を行い、各震源モデルによる結果を示すとともに、震源モデルによる結果のばらつきを定量的に示すことが重要だと考える。

1) 南海トラフの最大級地震を対象とした震源モデルの設定

南海トラフで発生すると考えられる最大級地震の震源域に関しては、内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」により公表されている「南海トラフの巨大地震の新たな想定震源断層域」（内閣府、2012）を参照する。この想定震源断層域は、地震調査研究推進本部地震調査委員会の長期評価部会および海溝型分科会（第二期）での審議内容を踏まえて設定されており、トラフ軸方向には駿河湾のトラフ軸から九州・パラオ海嶺の北側付近まで、深さ方向にはトラフ軸から深部低周波地震が発生している領域まで（日向灘はプレート境界面の深さ約 40km まで）となっている。内閣府の検討では強震動と津波の評価が行われているが、プレート境界面の深さ約 10km よりも浅いトラフ沿いの領域は津波地震を引き起こす領域であるとして、強震動の計算に用いる震源断層モデルには含まれていない。一方で、平成 23 年度に行った南海トラフの海溝型巨大地震による長周期地震動の検討からは、トラフ沿いの浅い部分にすべりの大きな領域を設定した震源断層モデルでは、長周期地震動の最大振幅値や継続時間が特に大きくなるという結果が得られており、本検討ではトラフ沿いの領域を含んだ震源断層モデルに基づいて、南海トラフの最大級地震の長周期地震動の検討を行うこととする。

(A) 震源域全体の設定

震源域全体に関しては以下のように設定する。

- 震源域とセグメント
 - 震源域
 - ◇ [TF111]：内閣府最大級モデル
 - セグメント
 - ◇ [TF100]：浅部（10km 以浅）
 - ◇ [TF011]：深部（10km 以深）
- 地震モーメントの算出とセグメント（浅部、深部）への分配
 - 全域に対してスケーリングモデルで算出
 - ◇ [m1]：全域：セグメントを考慮しない
 - ◇ [m2]：分割：セグメントの平均応力降下量を一定として分配
- 破壊開始点
 - [w]：西

- [c] : 中央
- [e] : 東

設定された巨視的震源パラメータを表 3.3-1 に示す。なお、本検討では、震源域全体の平均応力降下量を海溝型のプレート間地震の平均的な値である **3.0MPa** としていることにより、地震モーメント（モーメントマグニチュード）が内閣府の南海トラフの巨大地震モデル検討会による値と異なっている。

表 3.3-1 南海トラフの地震の巨視的震源パラメータ。

応力降下量(MPa)	3.0		
総断層面積	144030 (=110360+33670)		
	m1	m2	
Mo(Nm)	6.7313E+22	6.7313E+22	
Mw	9.2		
	p1	p2	p3
密度	2800	2800	2650
S波速度	3800	3800	3200
剛性率(GPa)	40.4	40.4	27.1
破壊伝播速度	2700	2300	2300

(B) 深部セグメントの設定

深部セグメントに関しては以下のように設定する。内閣府の強震断層モデルを参照するモデルでは、強震動生成域の位置と形状を参考として、アスペリティの総面積は震源断層の **20%**となるように調整している。また、アスペリティサイズが大きくなると短波長不均質性がモデル化されないため、サイズの小さなアスペリティを配置したモデルについても検討する。

- アスペリティ配置
 - [CDMC] : 内閣府強震断層モデル参照（強震動生成域の約 2 倍の面積）
 - アスペリティサイズ固定
 - ◇ [20x20] : 20km×20km
 - ◇ [30x30] : 30km×30km
 - ◇ [40x40] : 40km×40km

◇ [20-30-40] : 20km×20km & 30km×30km & 40km×40km

◇ [20-40] : 20km×20km & 40km×40km

- 物性値・破壊伝播速度
 - [p1] : V_s 3800 m/s、 ρ 2800 kg/m³、 V_r 2700 m/s
- 震源時間関数
 - [nm] : 中村・宮武 (2000)

(C) 浅部セグメントの設定

トラフ沿いの浅い領域については、津波の励起には寄与するが地震波の励起には強く寄与しない、いわゆる津波地震を引き起こす領域とする考えがある。そこで、深部と同様に地震波を励起する場合と、強く励起しない場合の両方について検討する。どのパラメータによって地震波の励起強さを表現するかについては、図 3.3-1 に示す簡単な検討を行った。図 3.3-1 では、トラフ沿いの震源域に対して、震源時間関数、破壊伝播速度、物性値などを変えた場合の震源スペクトルを比較している。平成 23 年度の検討からは、トラフ沿いのすべりの大きな領域（大すべり域）に対して中村・宮武 (2000) の震源時間関数の代わりに箱型関数を用いることで地震波の励起が弱まるという結果が得られている。図 3.3-1 右に示した震源スペクトルを比較すると、破壊伝播速度や物性値（S 波速度、密度（=剛性率））を変えることで、0.1~1Hz 付近では箱形関数と同程度の振幅レベルになっていることから、本検討では浅部セグメントに対して震源時間関数、破壊伝播速度、物性値を変えたモデルを設定することとする。

- アスペリティ（大すべり域）：1つ設定
 - [t1] : 東寄り
- 物性値・破壊伝播速度
 - [p1] : V_s 3800 m/s、 ρ 2800 kg/m³、 V_r 2700 m/s
 - [p2] : V_s 3800 m/s、 ρ 2800 kg/m³、 V_r 2300 m/s
 - [p3] : V_s 3200 m/s、 ρ 2650 kg/m³、 V_r 2300 m/s
- 震源時間関数
 - [nm] : 中村・宮武 (2000)
 - [box] : 箱形関数（すべり速度 1m/s）

以上により設定した震源モデルに関して、アスペリティおよび破壊開始点の配置を図 3.3-2 に、設定された微視的震源パラメータを表 3.3-2 にそれぞれ示す。

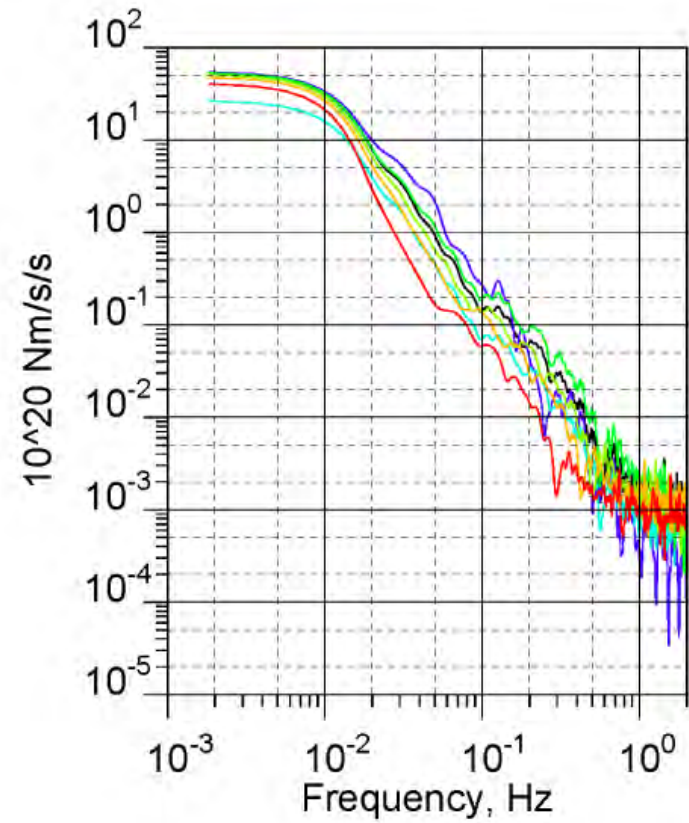
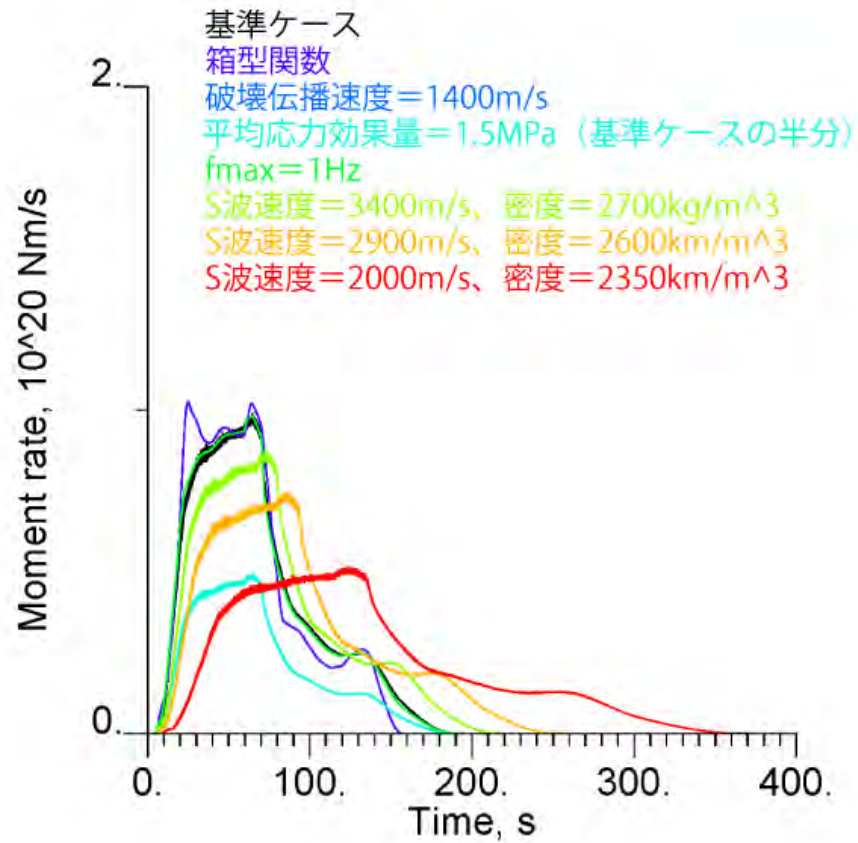


図 3.3-1 浅部（トラフ沿い）の震源モデルに対してパラメータを変えた場合の震源時間関数と震源スペクトルの比較。



図 3.3-2 南海トラフの地震のアスペリティと破壊開始点の配置。

表 3.3-2 南海トラフの地震の微視的震源パラメータ。

	アスペリティ (背景領域)	個数	面積 km ²	すべり量 m	Mo Nm	Δσ MPa	すべり量 m			Mo Nm	Δσ MPa
							m1				
							p1, p2	p3			
20x20											
深部	TF011-a	55	400	14.7	2.38E+20	15.0	28.4		4.59E+20		19.2
	TF011-off		88360	8.1	2.8945E+22	0.6	9.1		3.2342E+22		0.5
浅部	TF100-a		6734	60.4	1.6447E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.1	8.824E+21	0.6	5.0	7.4	5.436E+21		3.9
30x30											
深部	TF011-a	24	900	18.0	6.55E+20	15.2	28.4		1.034E+21		19.6
	TF011-off		88760	8.2	2.9291E+22	0.8	9.1		3.2801E+22		0.8
浅部	TF100-a	1	6734	49.2	1.3409E+22	15.2	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.2	8.889E+21	0.8	5.0	7.4	5.436E+21		3.9
40x40											
深部	TF011-a	14	1600	20.5	1.323E+21	14.8	28.4		1.837E+21		18.9
	TF011-off		87960	8.0	2.8600E+22	0.9	9.0		3.1882E+22		1.0
浅部	TF100-a	1	6734	42.0	1.1427E+22	14.8	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.0	8.758E+21	0.9	5.0	7.4	5.436E+21		3.9
20-40											
深部	TF011-a1	6	1600	24.7	1.596E+21	15.0	39.5		2.558E+21		19.2
	TF011-a2	31	400	12.3	2.00E+20	15.0	19.8		3.20E+20		19.2
	TF011-off		88360	8.1	2.8945E+22	0.7	9.1		3.2342E+22		0.7
浅部	TF100-a	1	6734	50.6	1.3782E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.1	8.824E+21	0.7	5.0	7.4	5.436E+21		3.9
20-30-40											
深部	TF011-a1	6	1600	23.4	1.513E+21	15.1	35.9		2.323E+21		19.3
	TF011-a2	7	900	17.5	6.38E+20	15.1	26.9		9.80E+20		19.3
	TF011-a3	15	400	11.7	1.89E+20	15.1	18.0		2.90E+20		19.3
	TF011-off		88460	8.1	2.9032E+22	0.8	9.1		3.2456E+22		0.8
浅部	TF100-a	1	6734	48.0	1.3061E+22	15.1	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.1	8.840E+21	0.8	5.0	7.4	5.436E+21		3.9
CDMC											
深部	TA011-a	2	1905	20.4	1.575E+21	15.0	27.1		2.085E+21		19.2
	AM011-a	2	2822	24.9	2.839E+21	15.0	32.9		3.759E+21		19.2
	MS011-a1		3527	27.8	3.968E+21	15.0	36.8		5.253E+21		19.2
	MS011-a2		1587	18.7	1.198E+21	15.0	24.7		1.586E+21		19.2
	SD011-a	2	1471	18.0	1.069E+21	15.0	23.8		1.415E+21		19.2
	DO011-a	2	1471	18.0	1.069E+21	15.0	23.8		1.415E+21		19.2
	OF011-a	2	789	13.2	4.20E+20	15.0	17.4		5.56E+20		19.2
	TF011-off		88330	8.1	2.8919E+22	1.0	9.0		3.2310E+22		1.2
浅部	TF100-a		6734	38.4	1.0467E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21		19.1
	TF100-off		26936	8.1	8.819E+21	1.0	5.0	7.4	5.436E+21		3.9

2) 南海トラフの最大級地震の長周期地震動シミュレーション

上記 1) で示したパラメータを組み合わせ、計 41 ケースの震源モデルについて長周期地震動（周期 3～20 秒）の計算を行った。差分法の概要は以下のとおりである。

- 地下構造モデル：全国1次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）
 - ✧ 第1層（Vs350m/s）の物性値を第2層（Vs500m/s）の物性値で置換
 - ✧ 地表付近の層厚50m以下の層を除去
- 格子間隔：不連続格子（Aoi and Fujiwara, 1999）
 - ✧ 水平方向200m、深さ方向100m（第1領域：深さ0～8km）
 - ✧ 水平方向600m、深さ方向300m（第2領域：深さ8～70km）
 - ✧ 格子数：3498×5448×81+1116×1816×207≒20億格子
- Q値の参照周期：5秒
- 時間間隔：0.008333秒（約120Hz）
- タイムステップ数：60000ステップ（=500秒間）

最大速度および減衰定数5%の速度応答スペクトルの分布の例を図3.3-3に示す。また、5地点（大分県庁、大阪府庁、愛知県庁、静岡県庁、東京都庁）での速度波形と減衰定数5%の速度応答スペクトルを図3.3-4、図3.3-5に示す。深部のアスペリティの配置によって、波形、振幅に違いがみられる。浅部については、今回は東寄りに大すべり域を設定したケースのみを計算しているが、昨年度の結果からは、この設定では東京と愛知が影響を受けると考えられる。図3.3-5によれば、これらの地点では浅部セグメントのモーメントの配分が大きくなる”m1_p1”のケースで振幅が大きくなっており、浅部の破壊伝播速度や震源時間関数を変えることの影響もみられる。また、破壊開始点を東や西に設定したケースでは、大分、大阪、東京で振幅が大幅に増大する場合がある。これは、各アスペリティからの寄与が効率よく重なり合ったためだと考えられる。応答スペクトルは、最大級地震を対象としていることもあり全般的に大きい。特に、大分、東京で500cm/sを超えるようなケースも見られ、震源域の両端の延長上に位置しているこれらの地域では、ディレクティビティの影響を受けやすいことも振幅が大きくなる要因と思われる。

最大地動速度値（PGV）と速度応答スペクトル（周期5秒、7秒、10秒）の頻度分布を図3.3-6に示す。同系色のブロックが一行に並んでいる場合が多く、深部セグメントのアスペリティの配置の影響が強いことを示している。また、昨年度行った単独領域、2連動、3連動、4連動地震の結果を用いて、震源域の大きさ毎に頻度分布を作成して比較した（図3.3-7）。震源域の小さい地震では振幅レベルは低く、震源域が広がり、地震規模が大きくなるほど振幅レベルが大きくなり、最大級地震では最大値もばらつきもともに大きいことがわかる。4連動地震と最大級地震については、トラフ沿いの領域に対して箱形関数の震源時間関数を与えたケースについて灰色のブロックで示している。4連動の場合には、箱形関数の場合の振幅レベルは低いですが、最大級では箱形関数にした場合でも振幅レベルは高い。これは、最大級地震では深部セグメントの寄与が強いことを示している。図3.3-7の縦軸は、地震の発生頻度にも対応しており、さらに計算ケース数を増やすことで長周期地震動のハザード評価につながると考えられる。

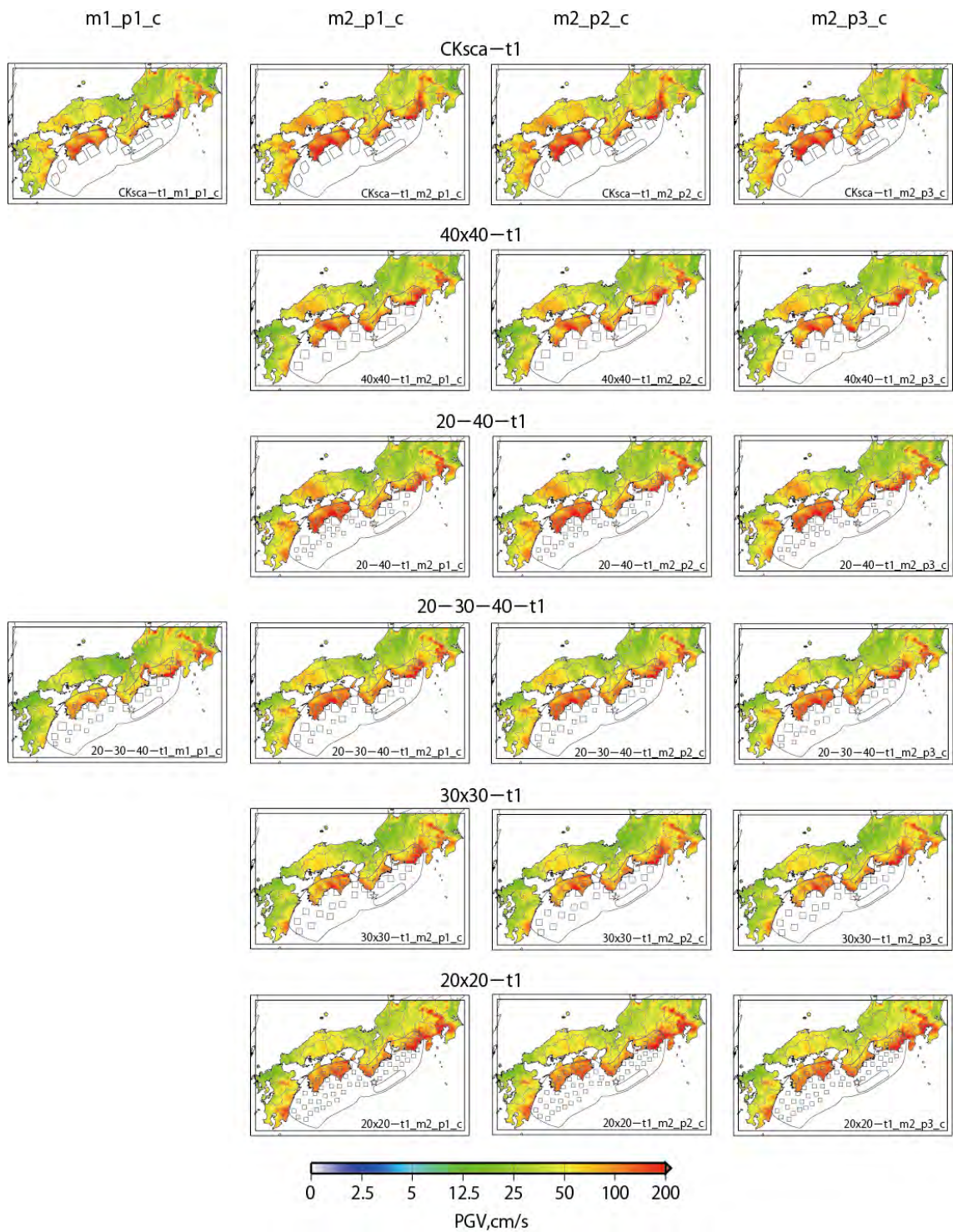


図 3.3-3 (1) 破壊開始点を中央とした場合について、アスペリティ配置、モーメント配分、物性値、破壊伝播速度を変えた場合の最大速度分布の例。ケース名については表 3.3-2 も参照。

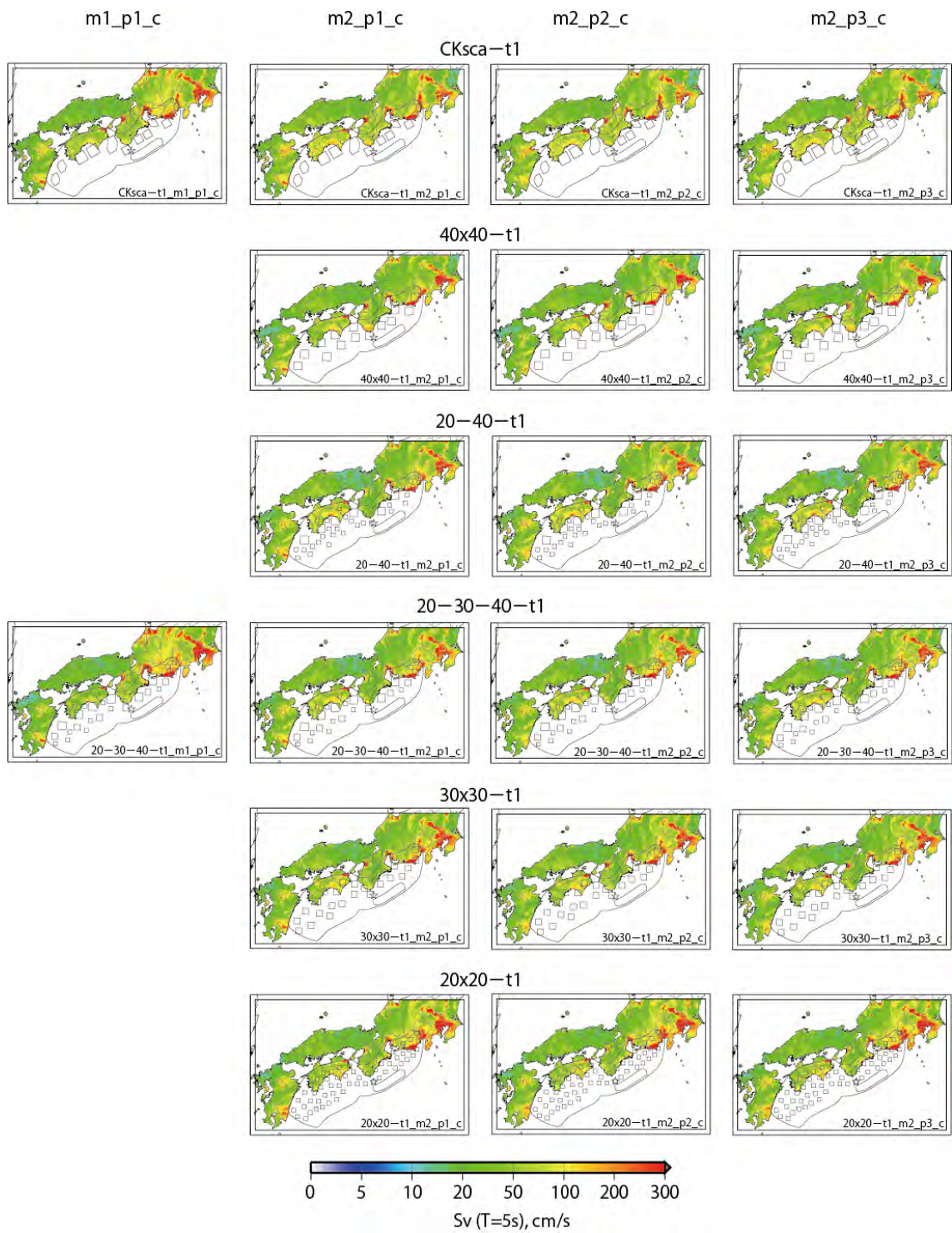


図 3.3-3 (2) 破壊開始点を中央とした場合について、アスペリティ配置、モーメント配分、物性値、破壊伝播速度を変えた場合の減衰定数 5% の速度応答スペクトル分布の例 (周期 5 秒)。ケース名については表 3.3-2 も参照。

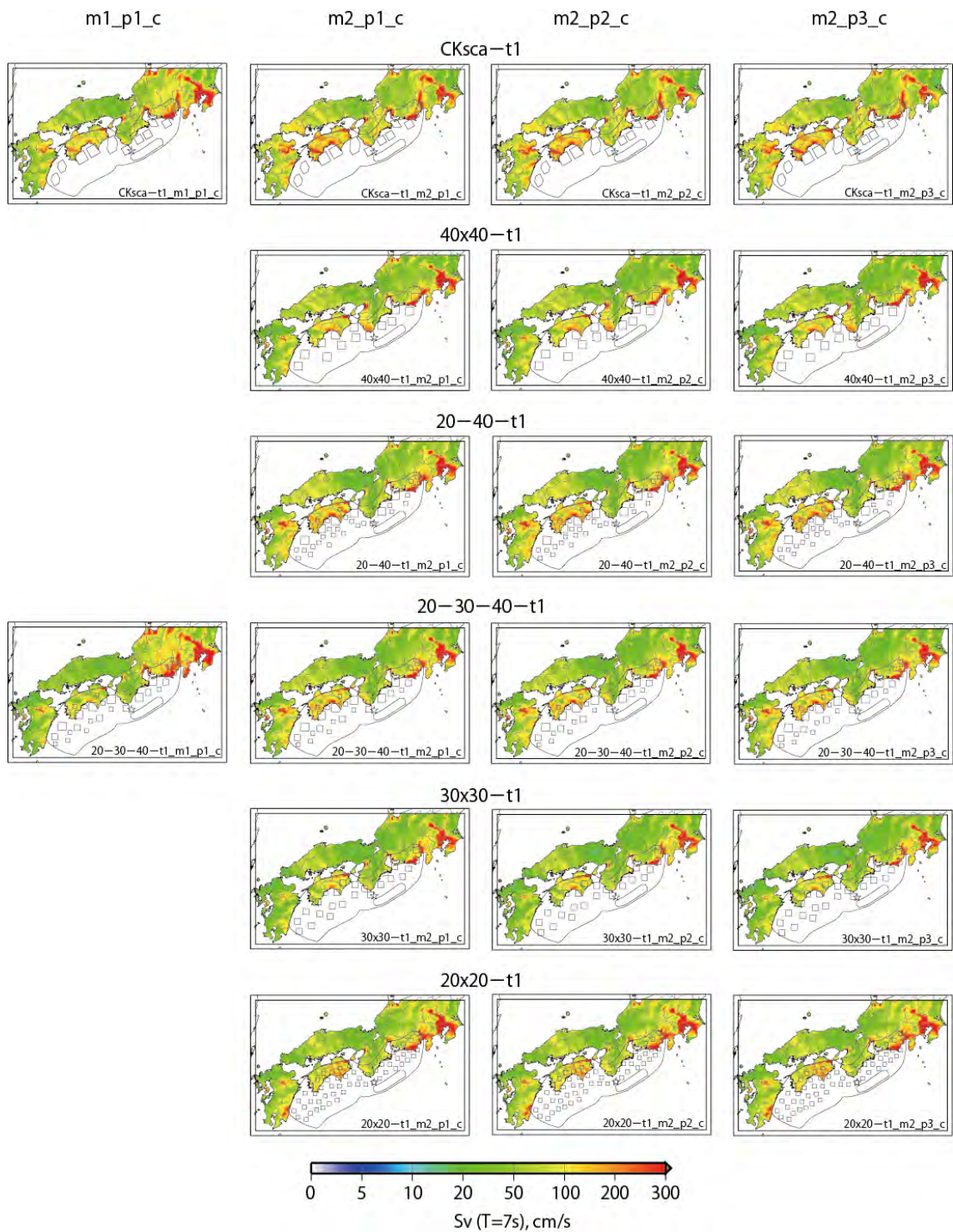


図 3.3-3 (3) 破壊開始点を中央とした場合について、アスペリティ配置、モーメント配分、物性値、破壊伝播速度を変えた場合の減衰定数 5% の速度応答スペクトル分布の例 (周期 7 秒)。ケース名については表 3.3-2 も参照。

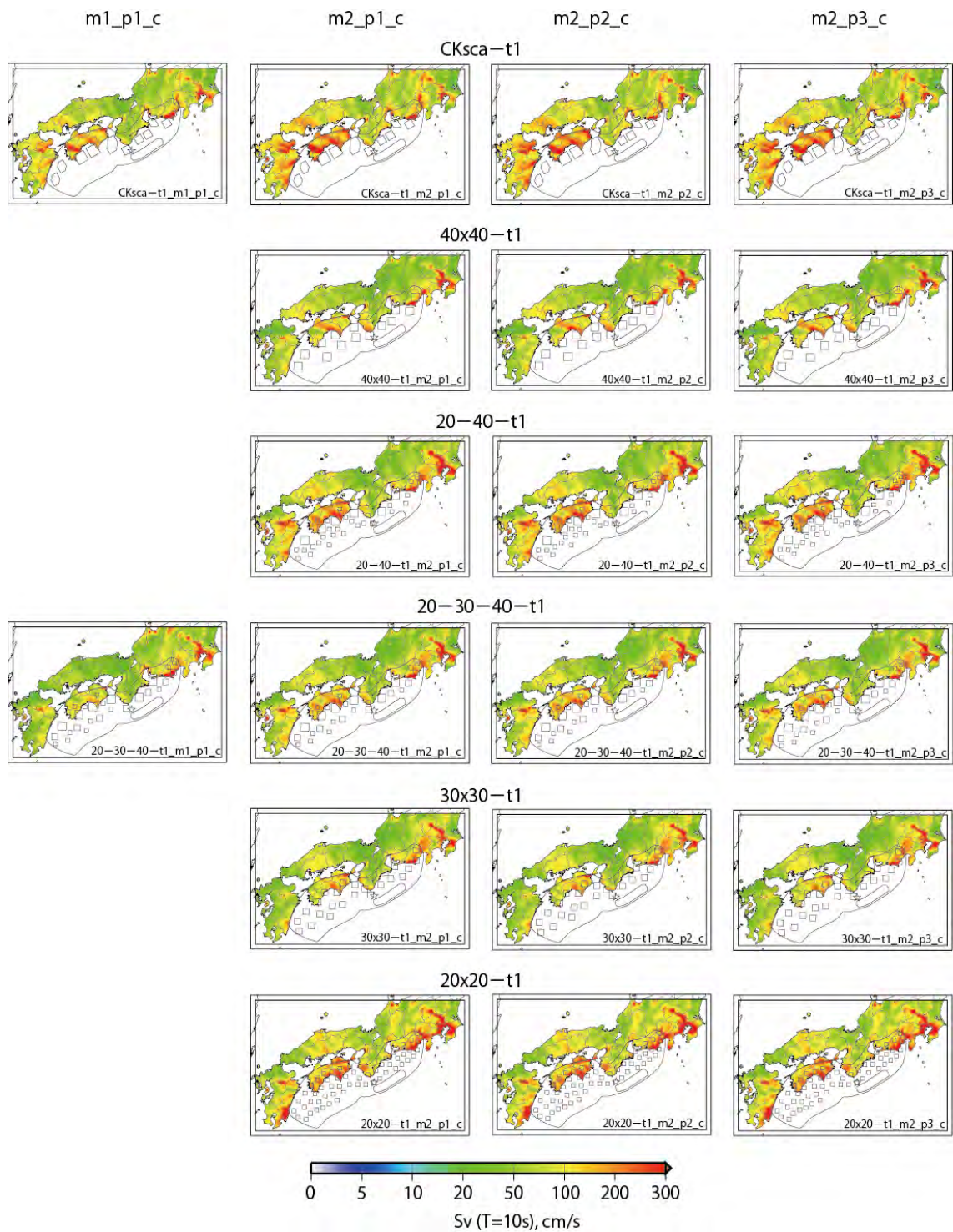


図 3.3-3 (4) 破壊開始点を中央とした場合について、アスペリティ配置、モーメント配分、物性値、破壊伝播速度を変えた場合の減衰定数 5% の速度応答スペクトル分布の例 (周期 10 秒)。ケース名については表 3.3-2 も参照。

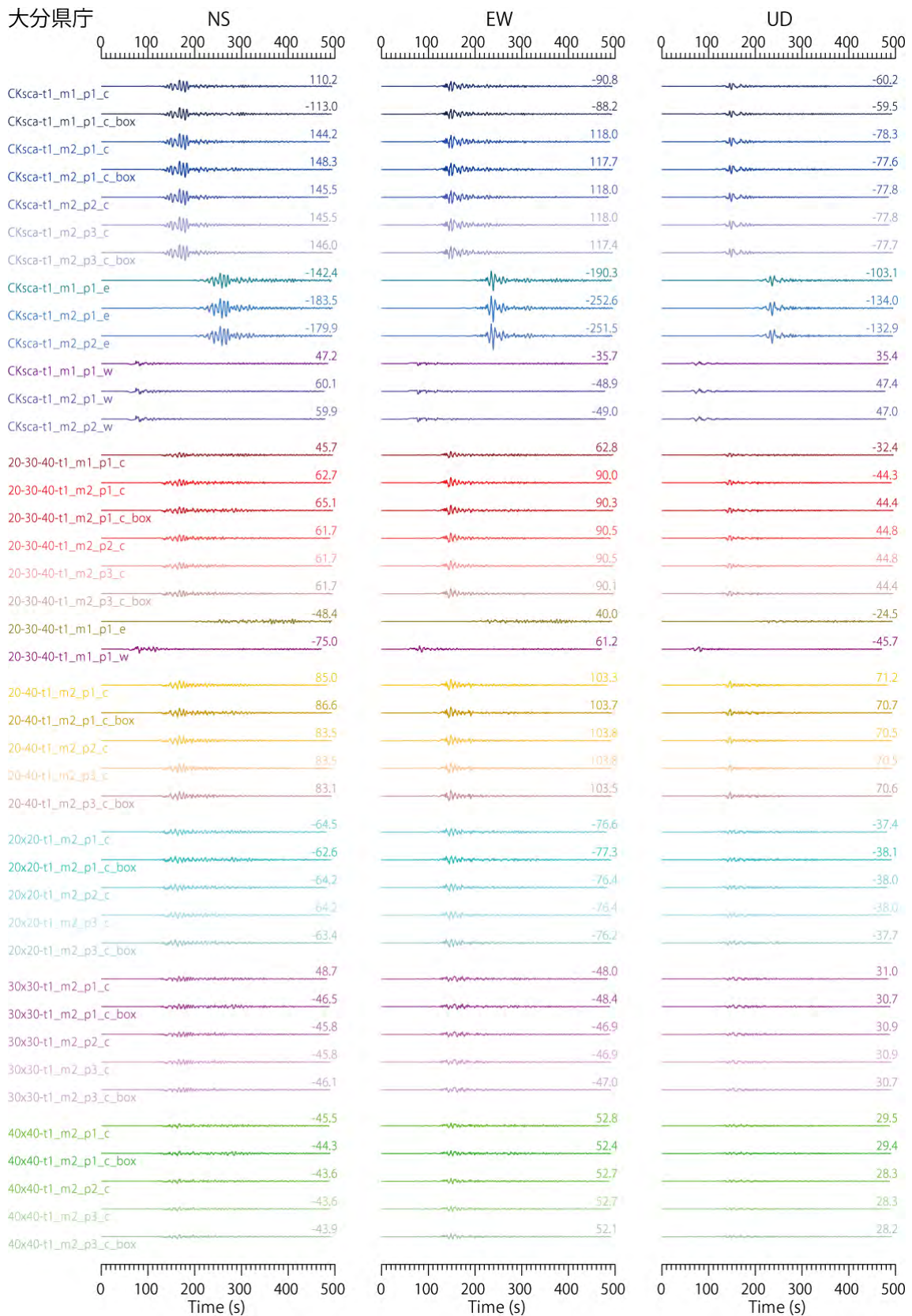


図 3.3-4 大分県庁での速度波形。同じスケールで描いている。

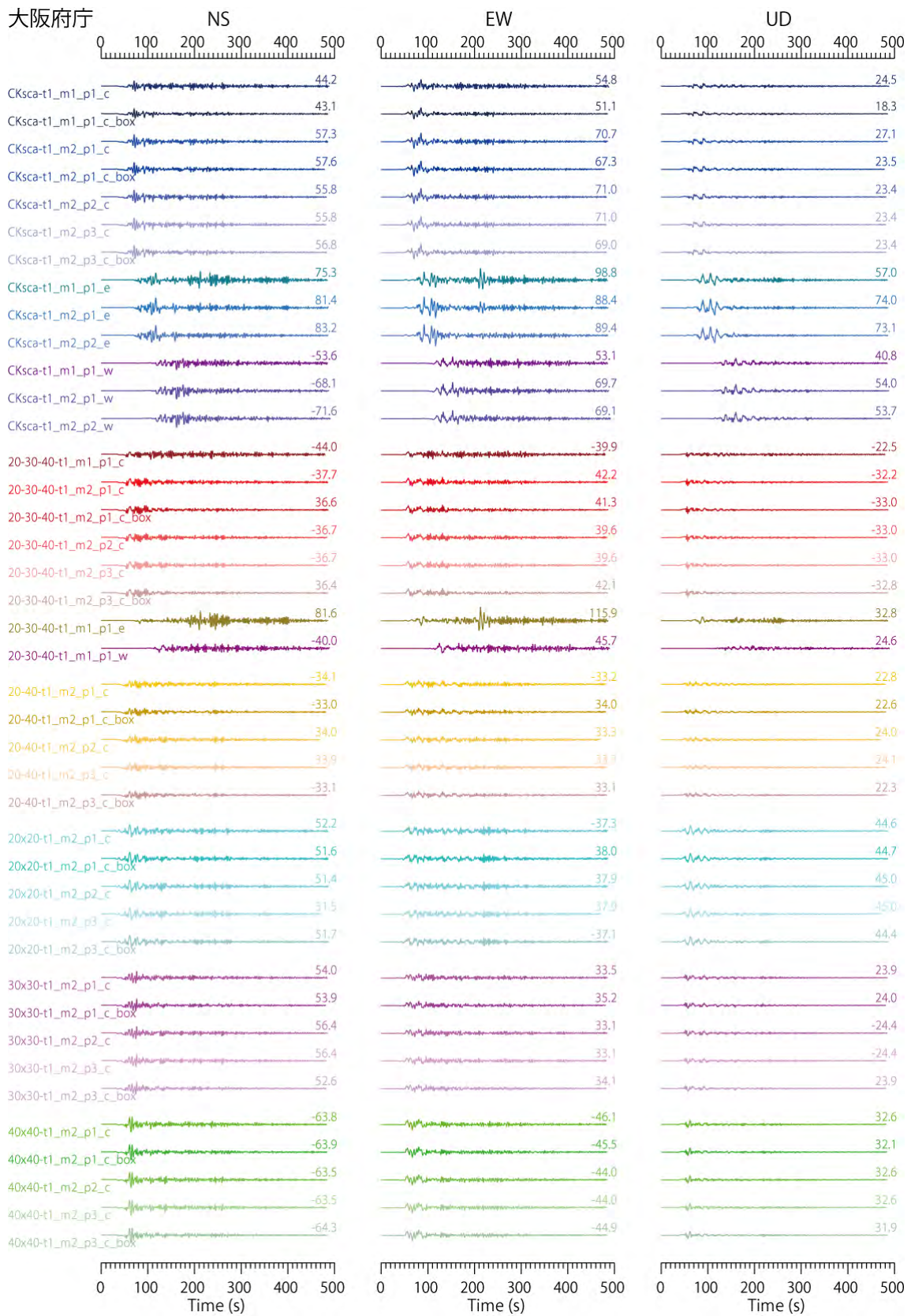


図 3.3-4 つづき。大阪府庁について。

愛知県庁

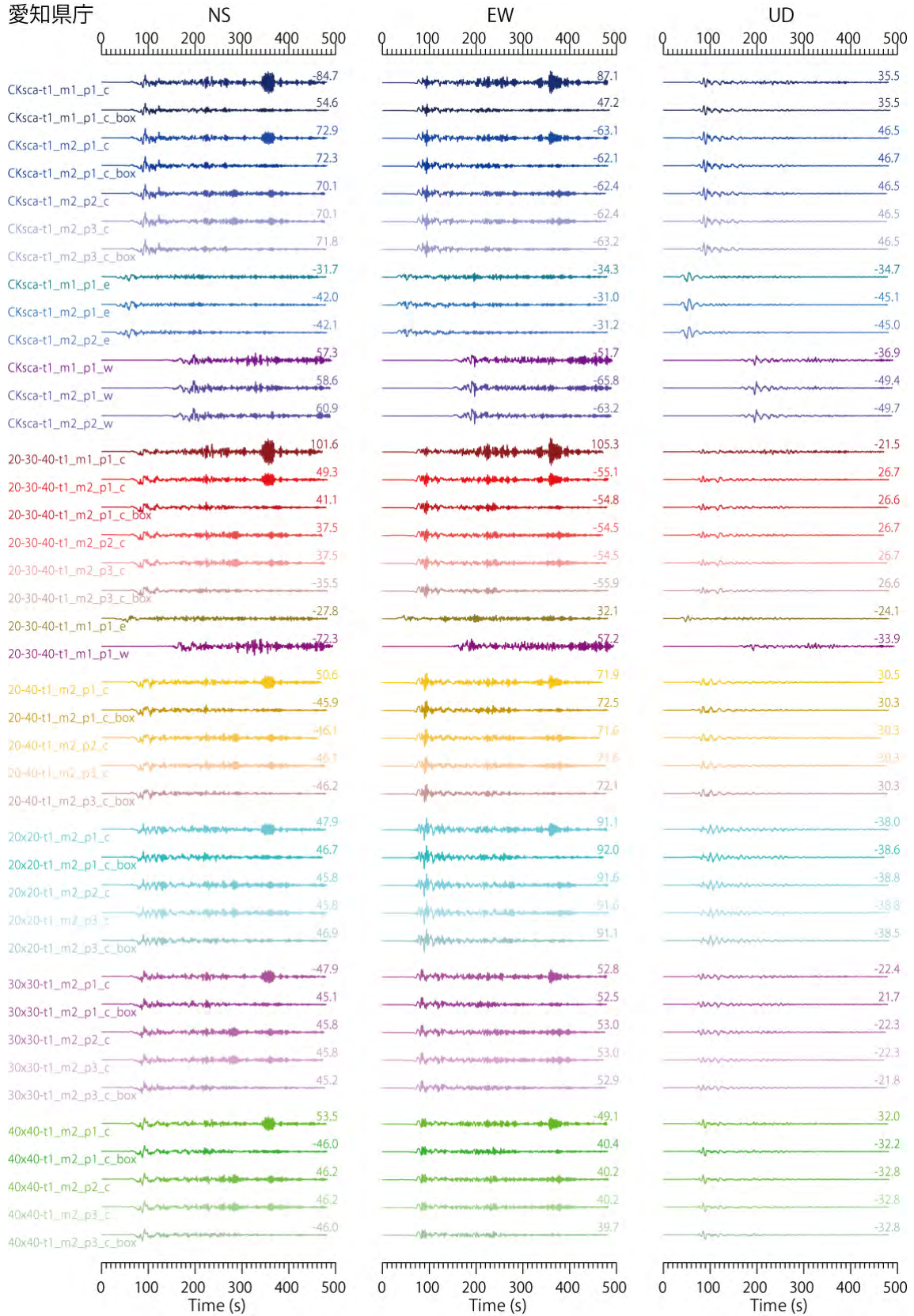


図 3.3-4 つづき。愛知県庁について。

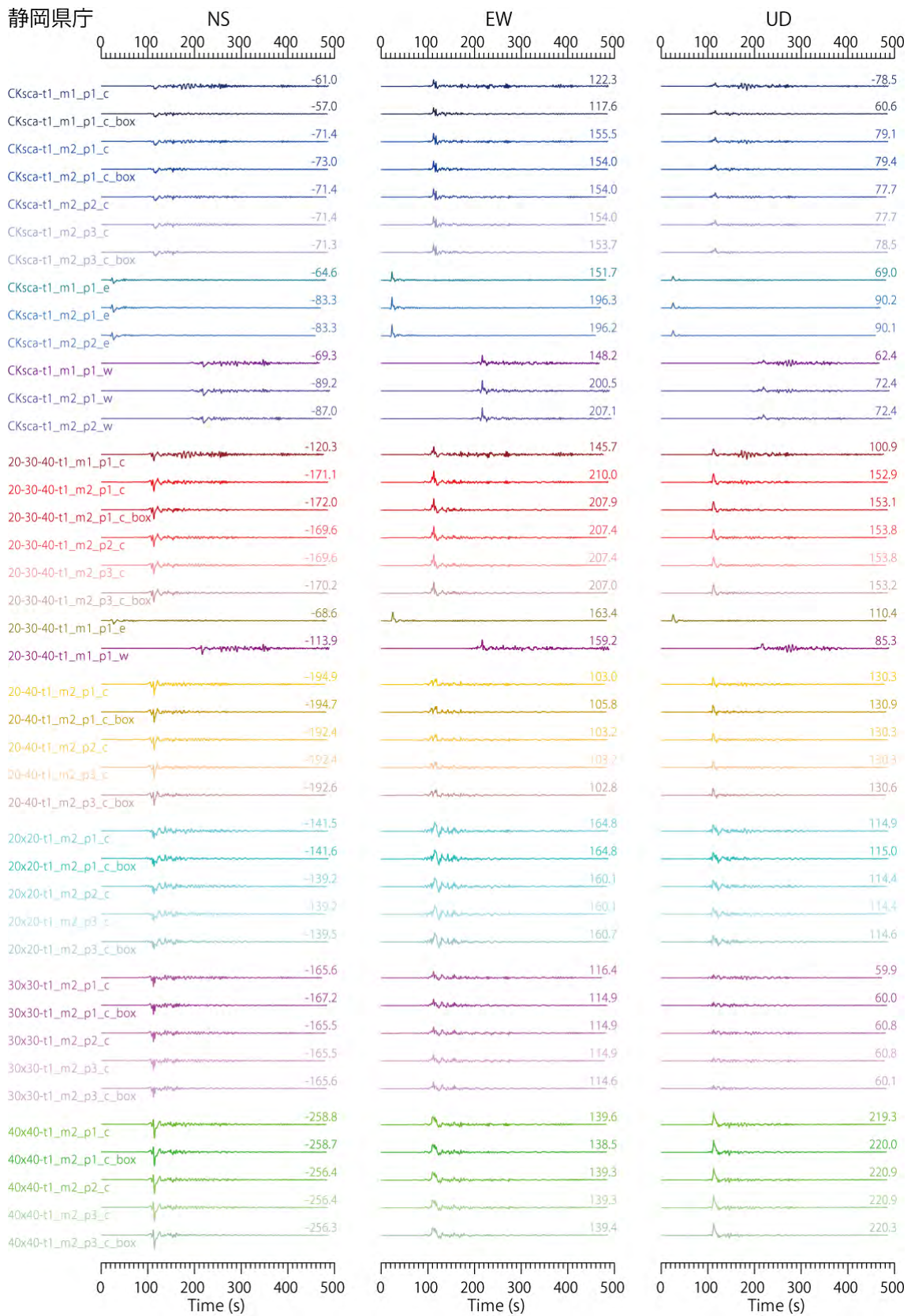


図 3.3-4 つづき。静岡県庁について。

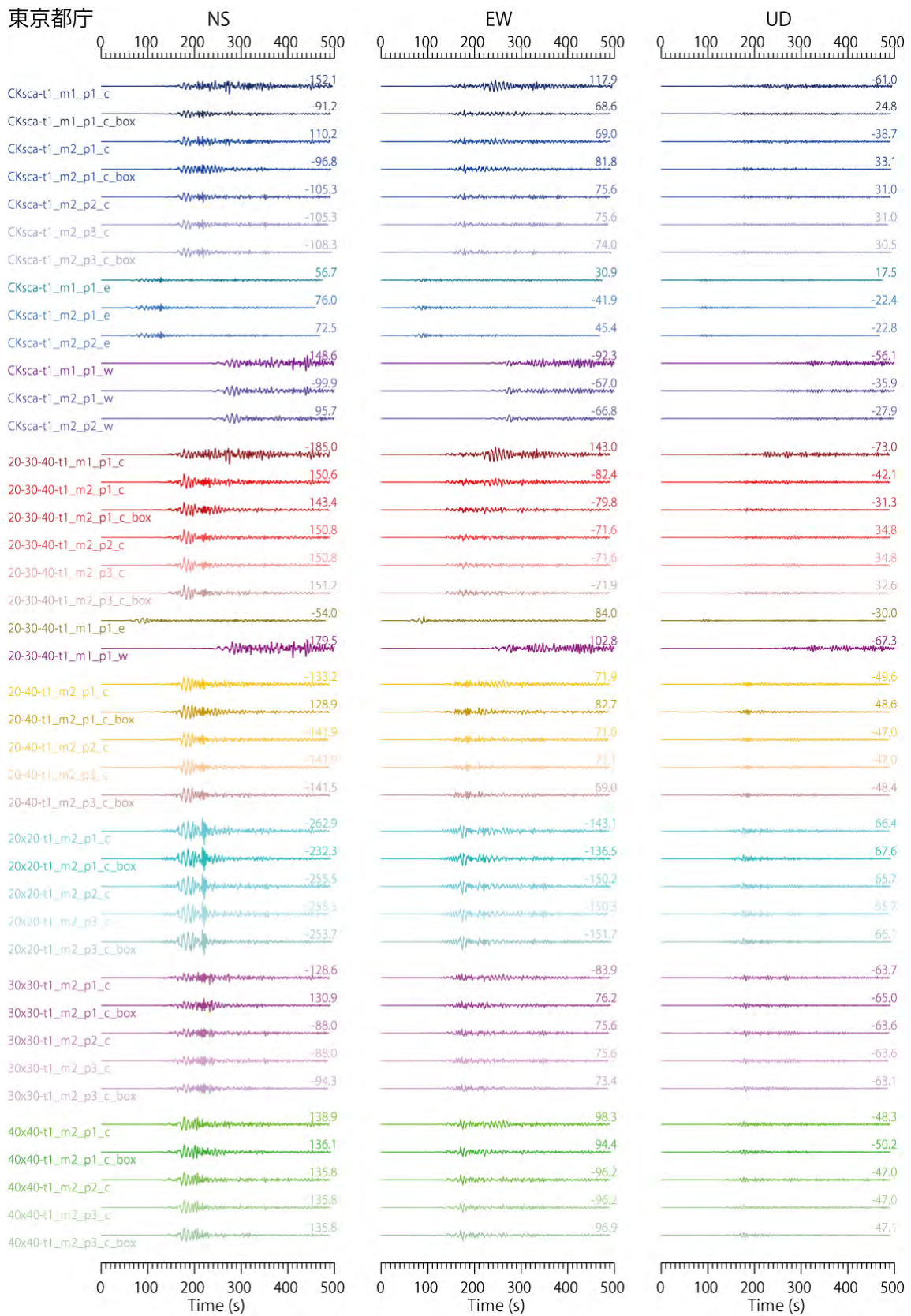


図 3.3-4 つづき。東京都庁について。

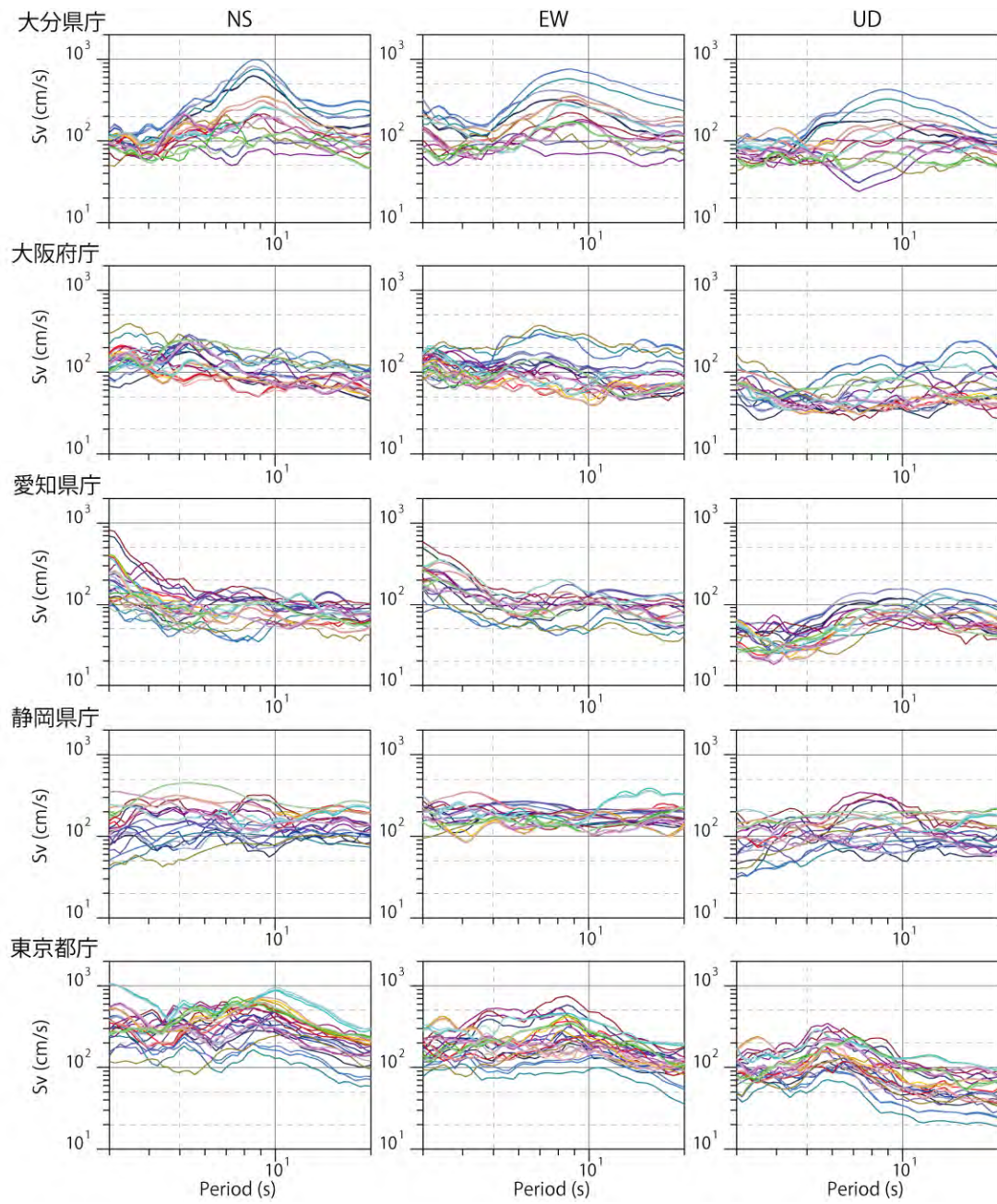


図 3.3-5 5 地点における減衰定数 5% の速度応答スペクトル。スペクトルの色は図 3.3-4 の波形の色と対応している。

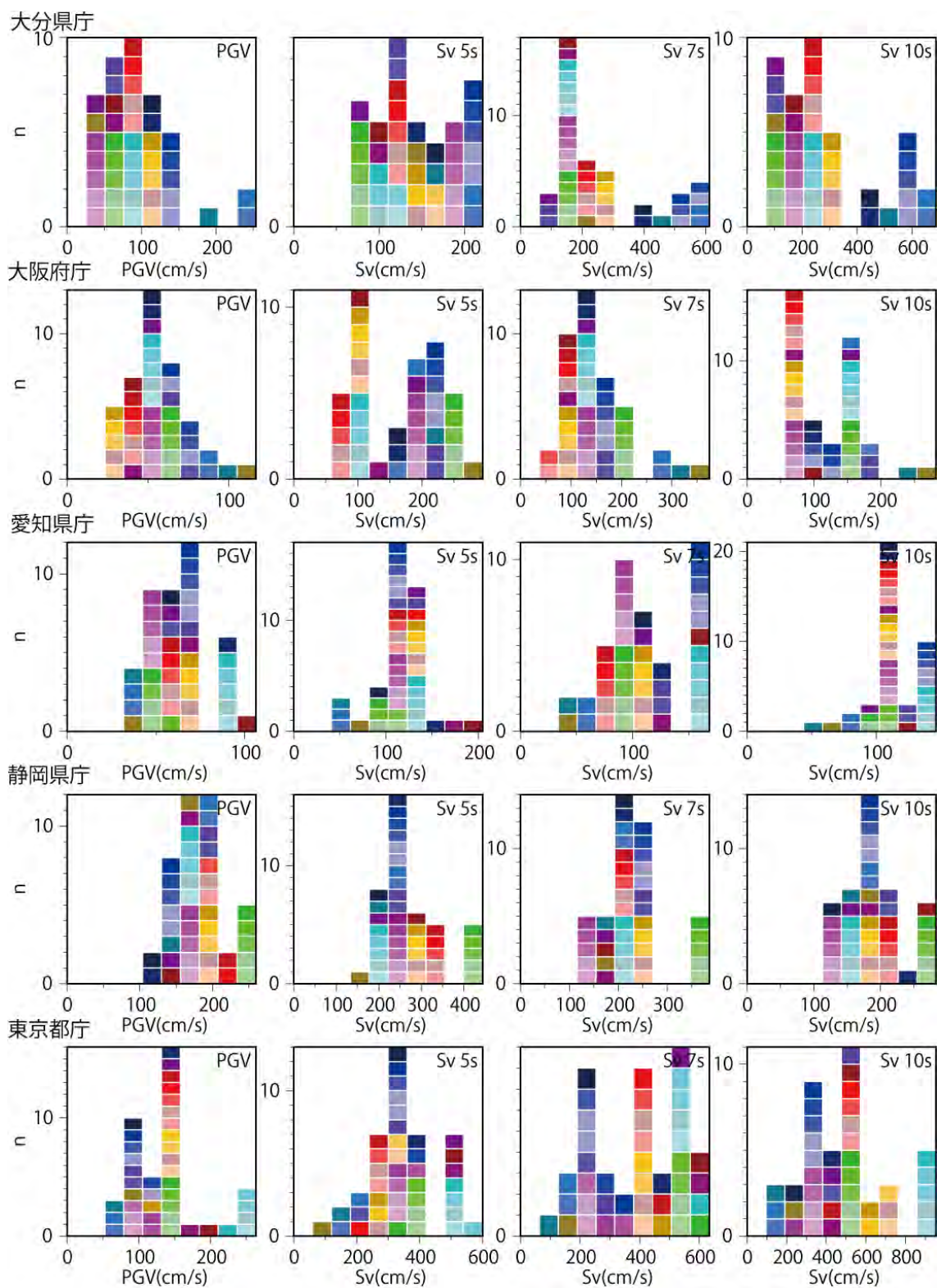


図 3.3-6 最大級地震による最大速度値と速度応答スペクトル（周期 5 秒、7 秒、10 秒）の頻度分布。色は図 3.3-4 と対応している。

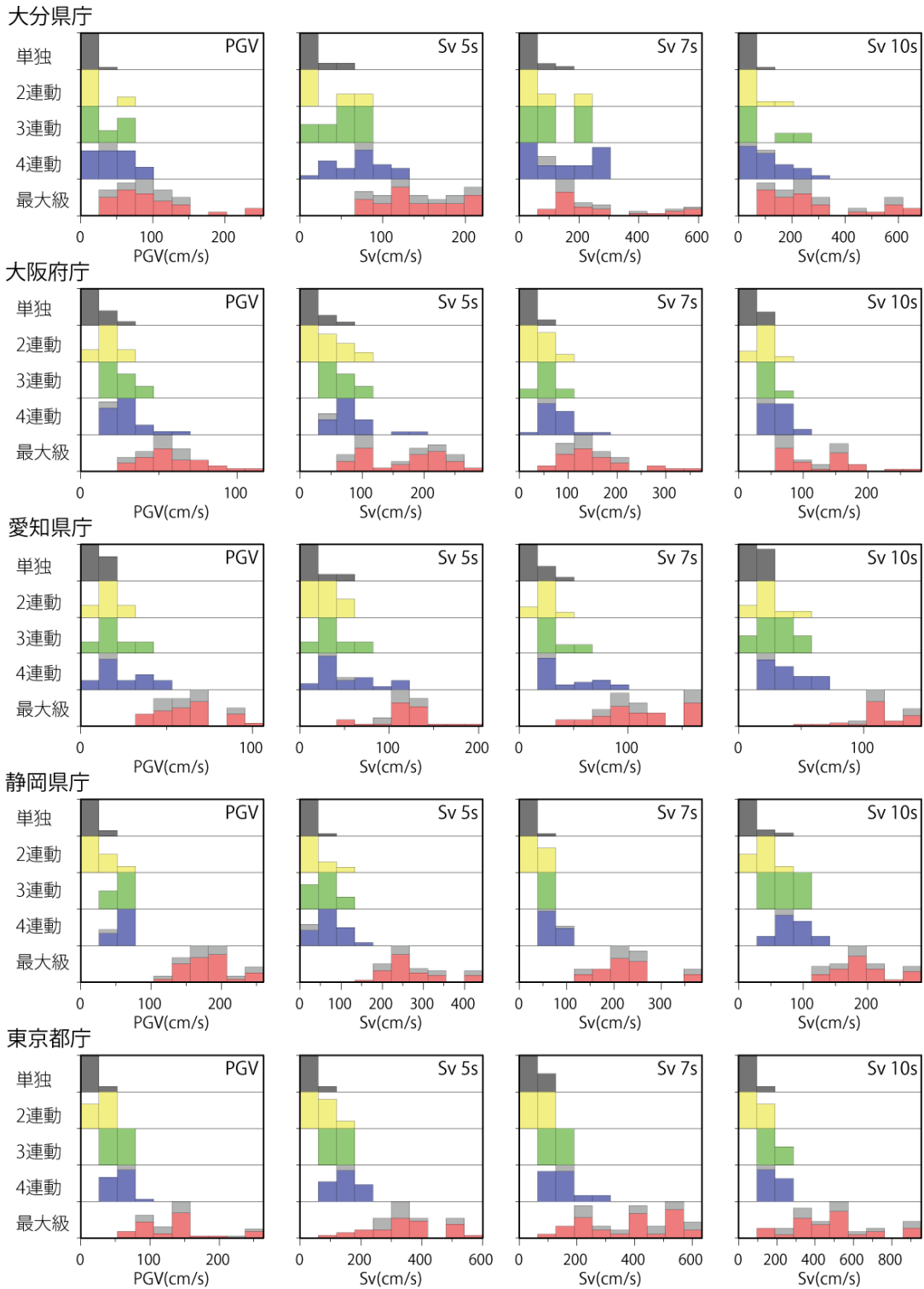


図 3.3-7 平成 23 年度の単独領域、2 連動、3 連動、4 連動地震の結果と、今回の最大級地震の結果による、最大速度値と速度応答スペクトル（周期 5 秒、7 秒、10 秒）の頻度分布。灰色のブロックは、箱形の震源時間関数を用いたケース。

3) 東北地方太平洋沖型の地震を対象とした震源モデル化の妥当性に関する検討
 南海トラフの最大級地震については、計算結果の検証に使えるデータが存在しないことから、同様の方針で東北地方太平洋沖型の地震の特性化震源モデルを設定して長周期地震動を計算し、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の観測記録との関係について調べる。

(A) 震源域全体の設定

- 震源域とセグメント
 - 震源域
 - ◇ 三陸沖中部から茨城県沖と海溝寄りの領域
 - セグメント
 - ◇ [ATNMI]：浅部（海溝寄り）
 - ◇ [ATHK6]：深部（三陸沖中部～茨城県沖）
- 地震モーメントの算出とセグメント（浅部、深部）への分配
 - 全域に対してスケーリングモデルで算出
 - ◇ [m1]：全域：セグメントを考慮しない
 - ◇ [m2]：分割：セグメントの平均応力降下量を一定として分配
- 破壊開始点
 - 東北地方太平洋沖地震の震源

設定された巨視的震源パラメータを表 3.3-3 に示す。

表 3.3-3 東北地方太平洋沖型の地震の巨視的パラメータ。

応力降下量(MPa)	3.0		
総断層面積	84821 (49308.5 + 35512.9)		
	m1	m2	
Mo(Nm)	3.0421E+22	3.0421E+	
Mw	8.9	8.9	
	p1	p2	p3
密度	3200	3200	2650
S波速度	4500	4500	3200
剛性率(GPa)	64.8	64.8	27.1
破壊伝播速度	3200	2700	2300

(B) 深部に関する設定

- アスペリティ
 - [deep] : 深い場合
 - [shal] : 浅い場合
 - [fix] : アスペリティサイズ固定
 - ◇ [20-30-40] : 20km×20km & 30km×30km & 40km×40km
- 物性値・破壊伝播速度
 - [p1] : V_s 4500 m/s、 ρ 3200 kg/m³、 V_r 3200 m/s
 - [p2] : V_s 4500 m/s、 ρ 3200 kg/m³、 V_r 2700 m/s
- 震源時間関数
 - [nm] : 中村・宮武 (2000)

(C) 浅部に関する設定

- アスペリティ : 1つ設定
 - [t1] : 北寄り
 - [t2] : 南寄り
- 物性値・破壊伝播速度
 - [p2] : V_s 4500 m/s、 ρ 3200 kg/m³、 V_r 2700 m/s
 - [p3] : V_s 3200 m/s、 ρ 2650 kg/m³、 V_r 2300 m/s
- 震源時間関数
 - [nm] : 中村・宮武 (2000)
 - [box] : 箱形関数 (すべり速度 1m/s)

以上により設定した震源モデルに関して、アスペリティおよび破壊開始点の配置を図 3.3-8 に、設定された微視的震源パラメータを表 3.3-4 にそれぞれ示す。

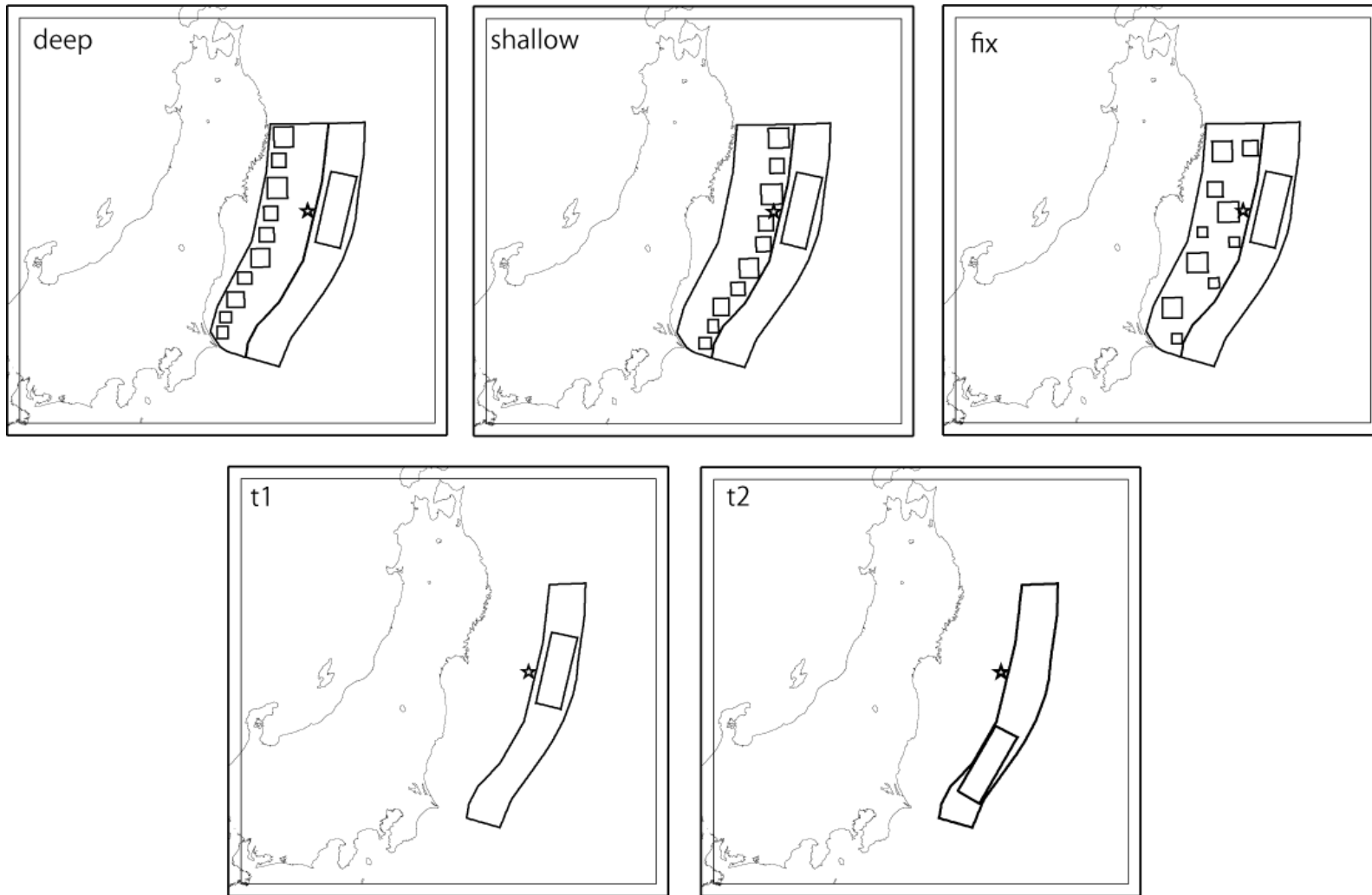


図 3.3-8 東北地方太平洋沖型の地震のアスペリティの配置。

(D) 東北地方太平洋沖型の地震の長周期地震動シミュレーション

本検討では、上記に示したパラメータを組み合わせ、84 ケースの震源モデルについて計算を行った。図 3.3-9 に 4 地点 (MYGH12、IBRH14、NIG013、TKY007) での速度波形を示す。震源モデルの違いにより、最大振幅値で 5 倍程度のばらつきがみられる。個別のパラメータに関しては、m2 の方が m1 よりも最大振幅が大きくなる傾向がみられる。表 3.3-4 からわかるように、m2 のケースでは m1 のケースよりも深部セグメントへの地震モーメントの配分が大きい。また、深部セグメントの破壊伝播速度が遅い方が振幅レベルが低くなっているのに対し、浅部セグメントの破壊伝播速度や震源時間関数の違いの影響は顕著ではない。以上から、計算結果に対しては深部セグメントの寄与が支配的であると考えられる。MYGH12、IBRH14 では、アスペリティが深いケースの方が振幅レベルが高いが、TKY007、NIG013 では、アスペリティが浅い方が振幅レベルは高い。また、TKY007、NIG013 では浅部セグメントのアスペリティを南寄りに置いたケースでは北寄りに置いたケースよりも後続波の振幅が大きくなっている。図 3.3-9 に示した各観測点の全波形の速度フーリエスペクトルと 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のスペクトルを重ねて描いたのが図 3.3-10 である。MYGH12、IBRH14、NIG013 では、観測スペクトルは計算値のばらつきの中にほぼ収まっているが、TKY007 では過大評価となっている。そこで、深いアスペリティのケース (図 3.3-8 左上) を例として、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖、海溝寄りの各領域のアスペリティの寄与を比較した (図 3.3-11、図 3.3-12)。図 3.3-12 から明らかなように、各領域のアスペリティによるディレクティビティの影響が強く現れている。また、新潟平野や関東平野などでは海溝寄りの領域の影響が大きい。TKY007 では茨城県沖からの寄与が最も大きい。2011 年東北地方太平洋沖地震では茨城県沖での地震波の励起はそれほど強くはなかったと考えられる (図 3.1-1 参照)。本検討では断層面上にほぼ均一にアスペリティを配置していることから、本検討で設定している震源モデルを用いた長周期地震動シミュレーションでは、TKY007 のような過大評価が生じる可能性があると考えられる。

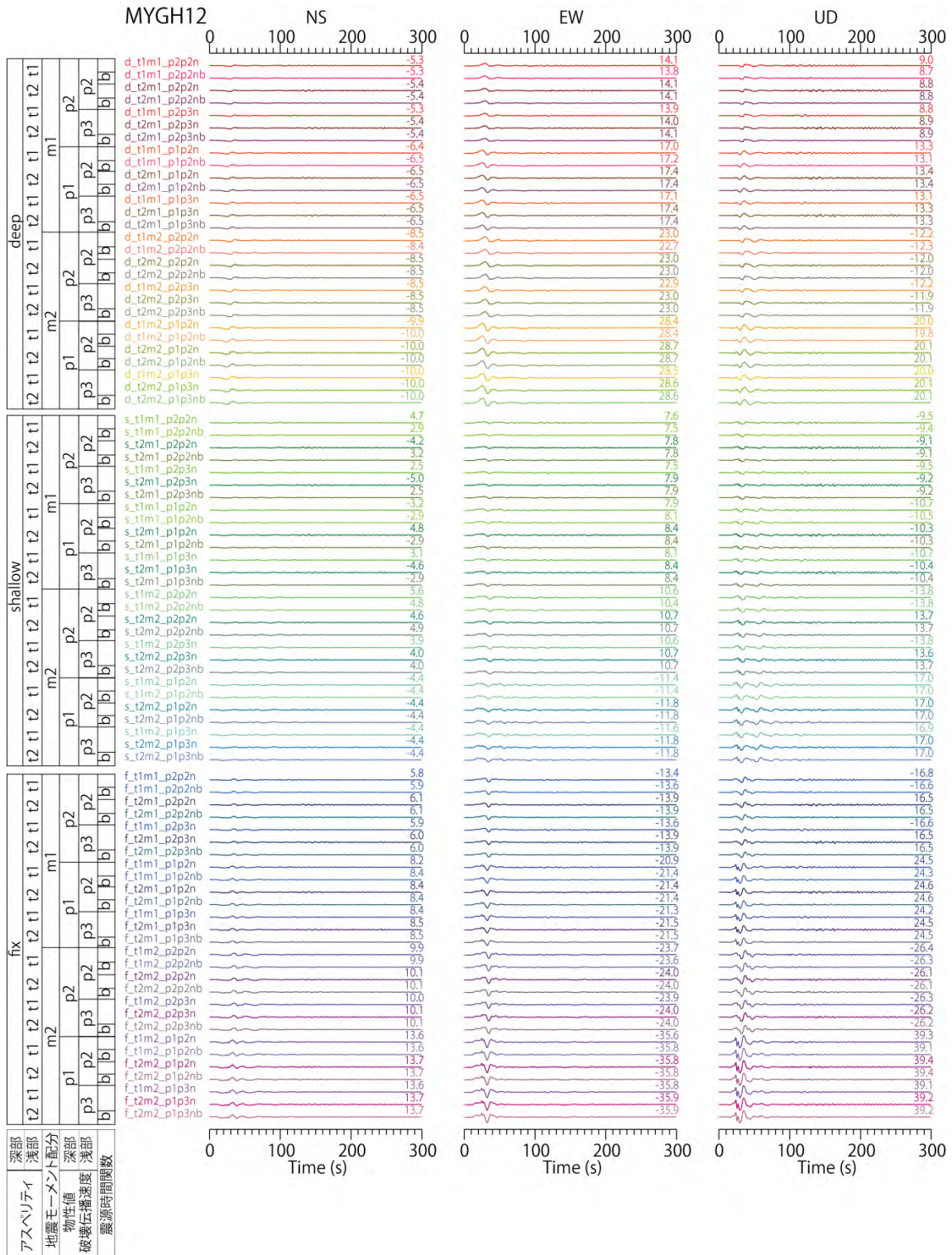


図 3.3-9 東北地方太平洋沖型の地震を対象とした長周期地震動シミュレーションによる MYGH12 における速度波形。

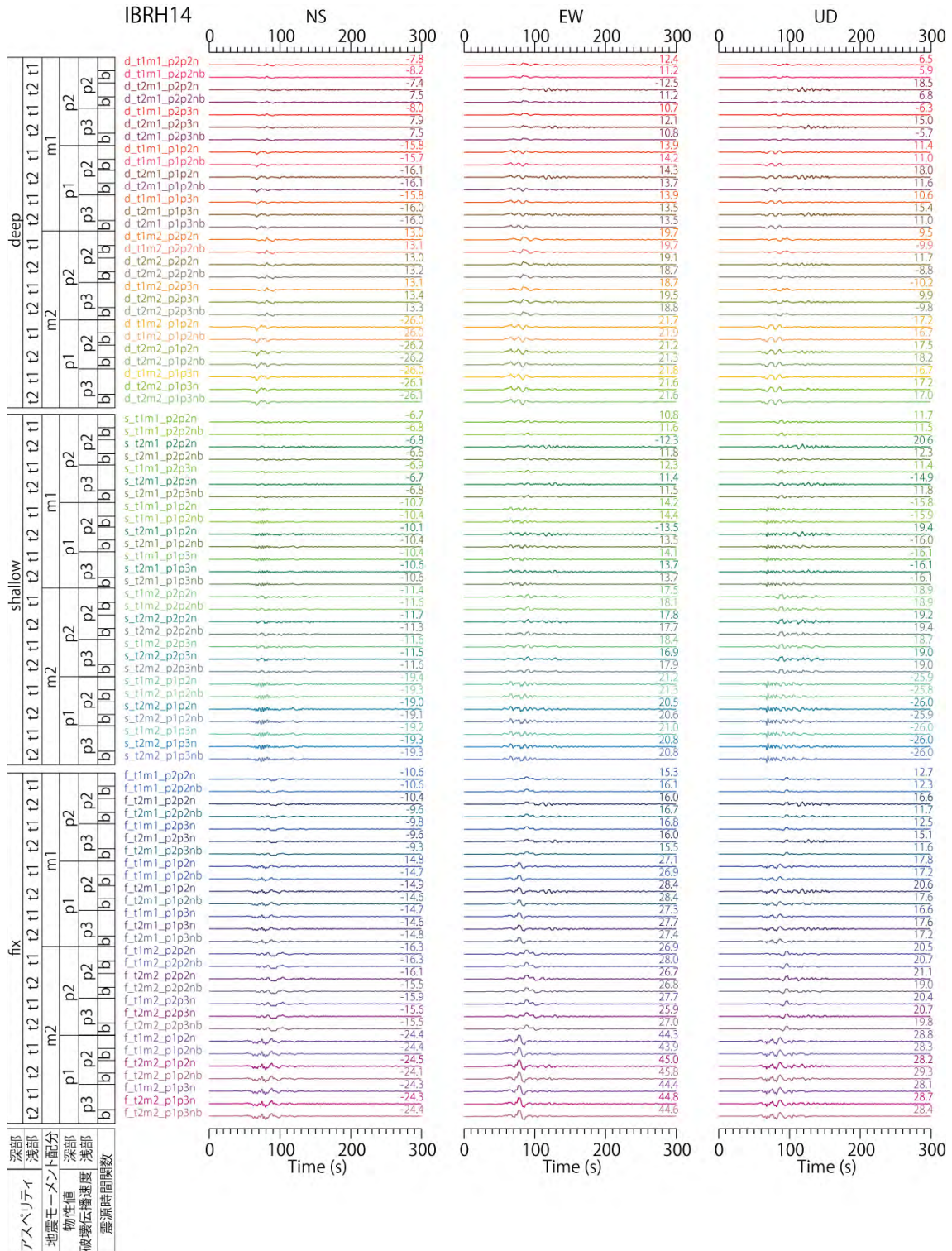


図 3.3-9 つづき。IBRH14 について。

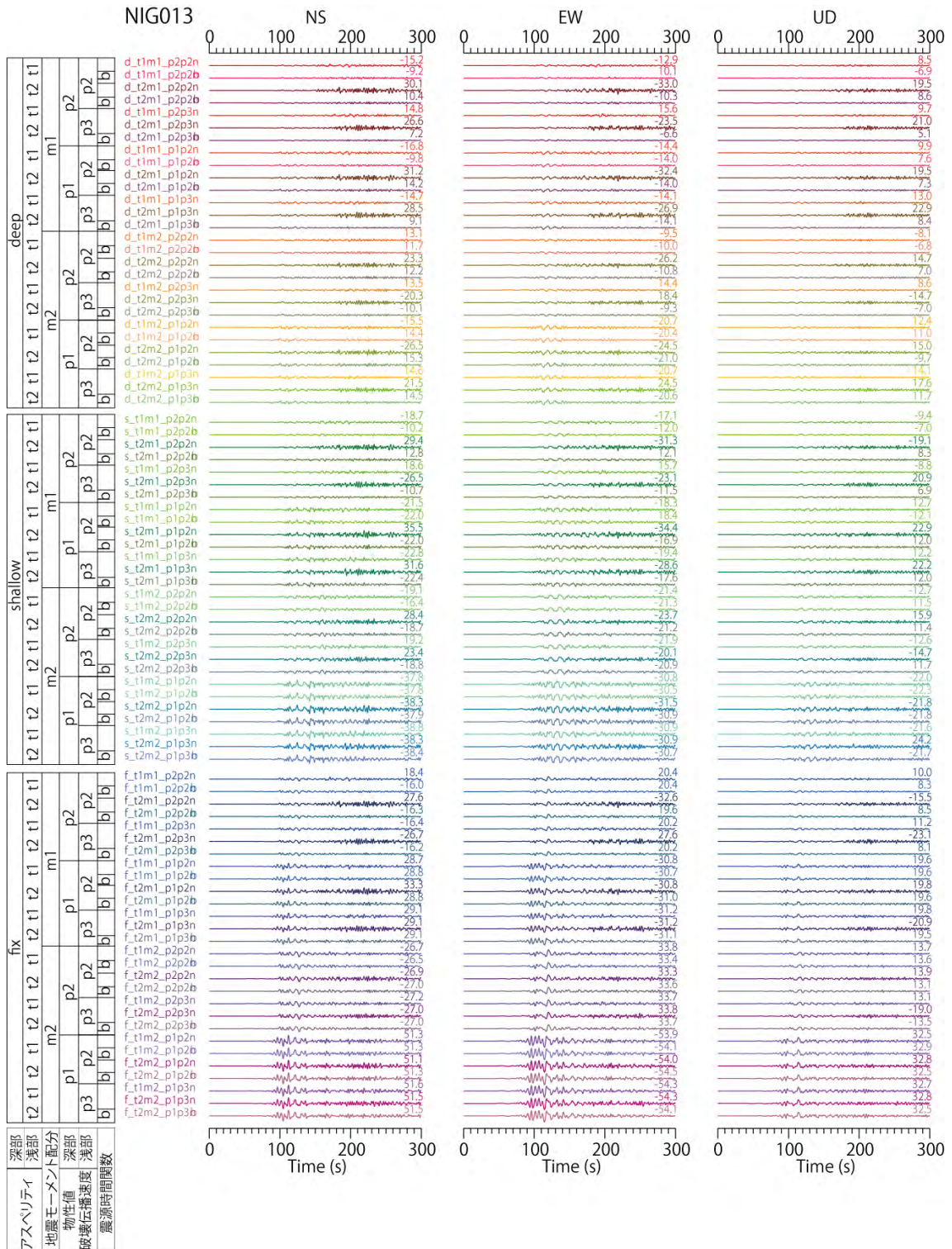


図 3.3-9 つづき。NIG013 について。

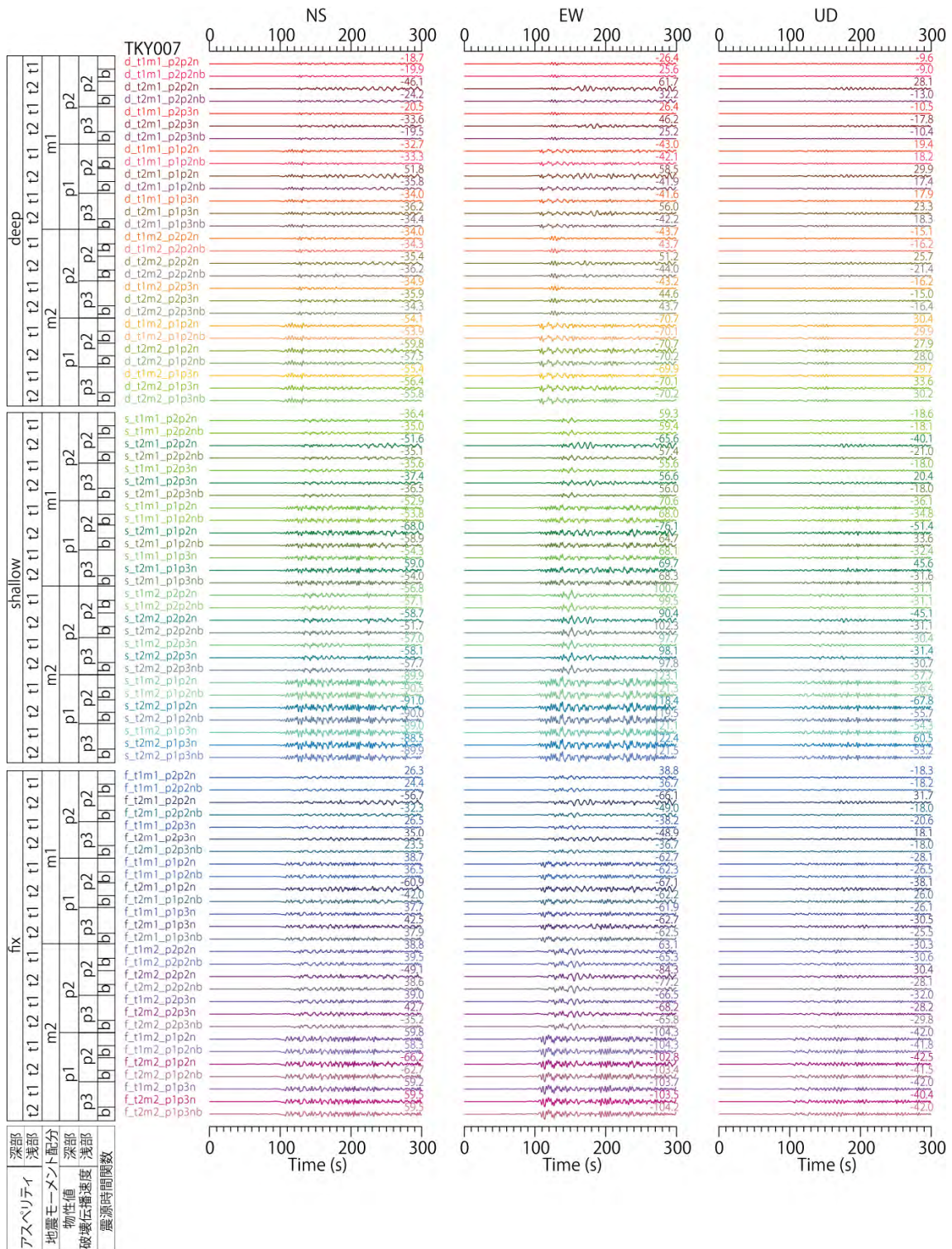


図 3.3-9 つづき。TKY007 について。

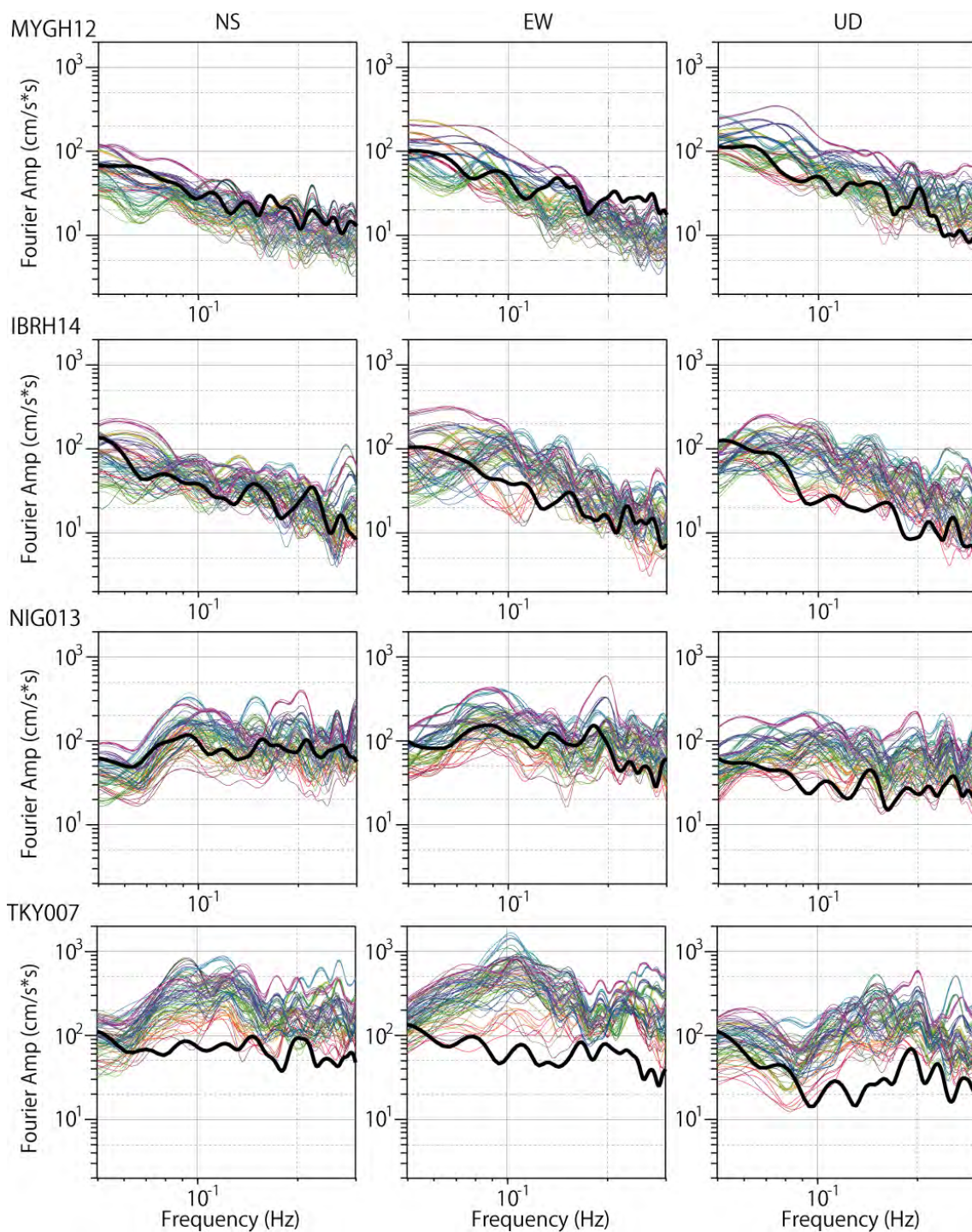


図 3.3-10 本検討モデルによる東北地方太平洋沖型の地震による 4 地点のフーリエスペクトル。スペクトルの色は、図 3.3-9 の波形と対応している。太実線は、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の観測記録。

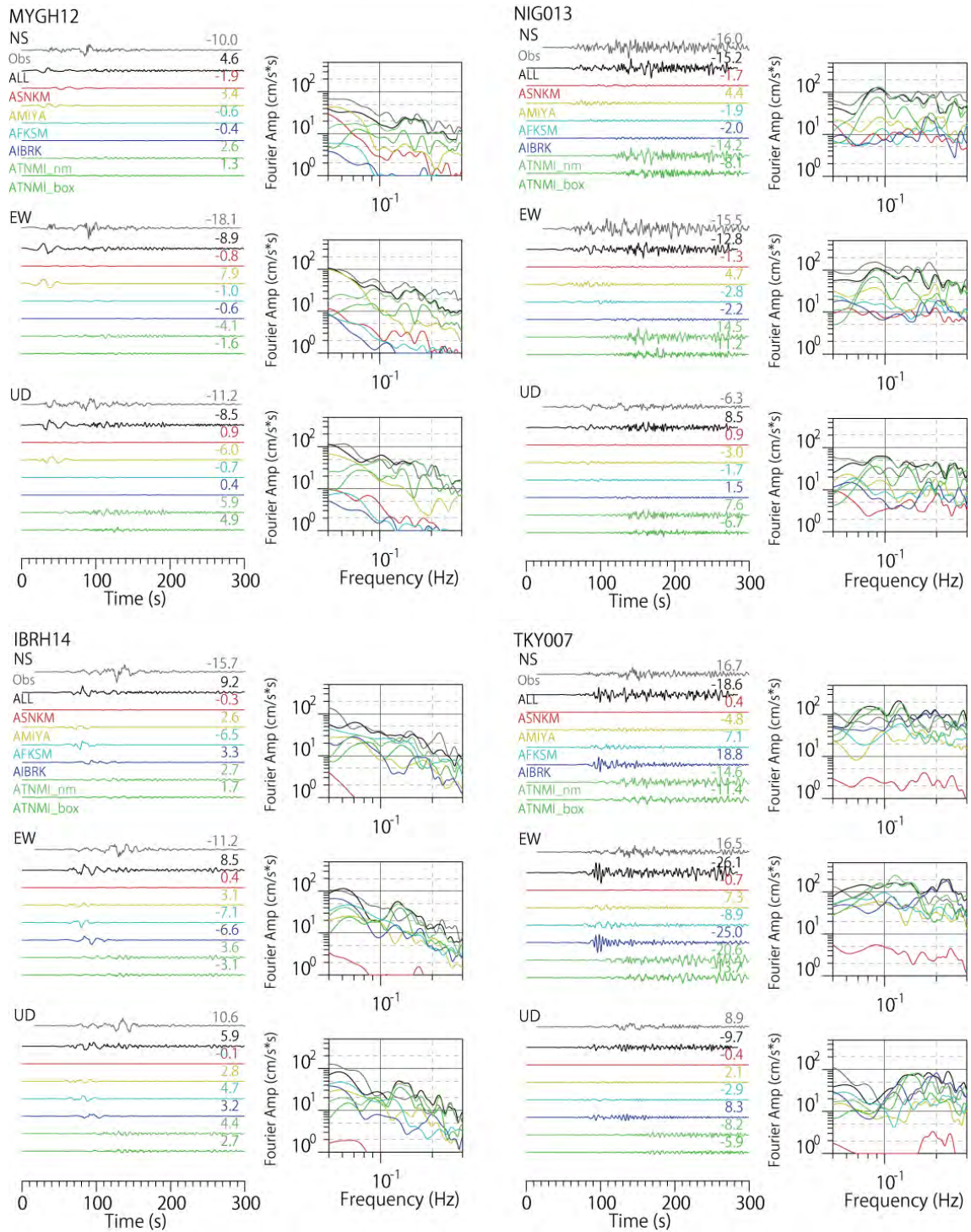


図 3.3-11 深いアスペリティのモデル (d_t1m1_p2p2n) における、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖、海溝寄りの領域のアスペリティの寄与。

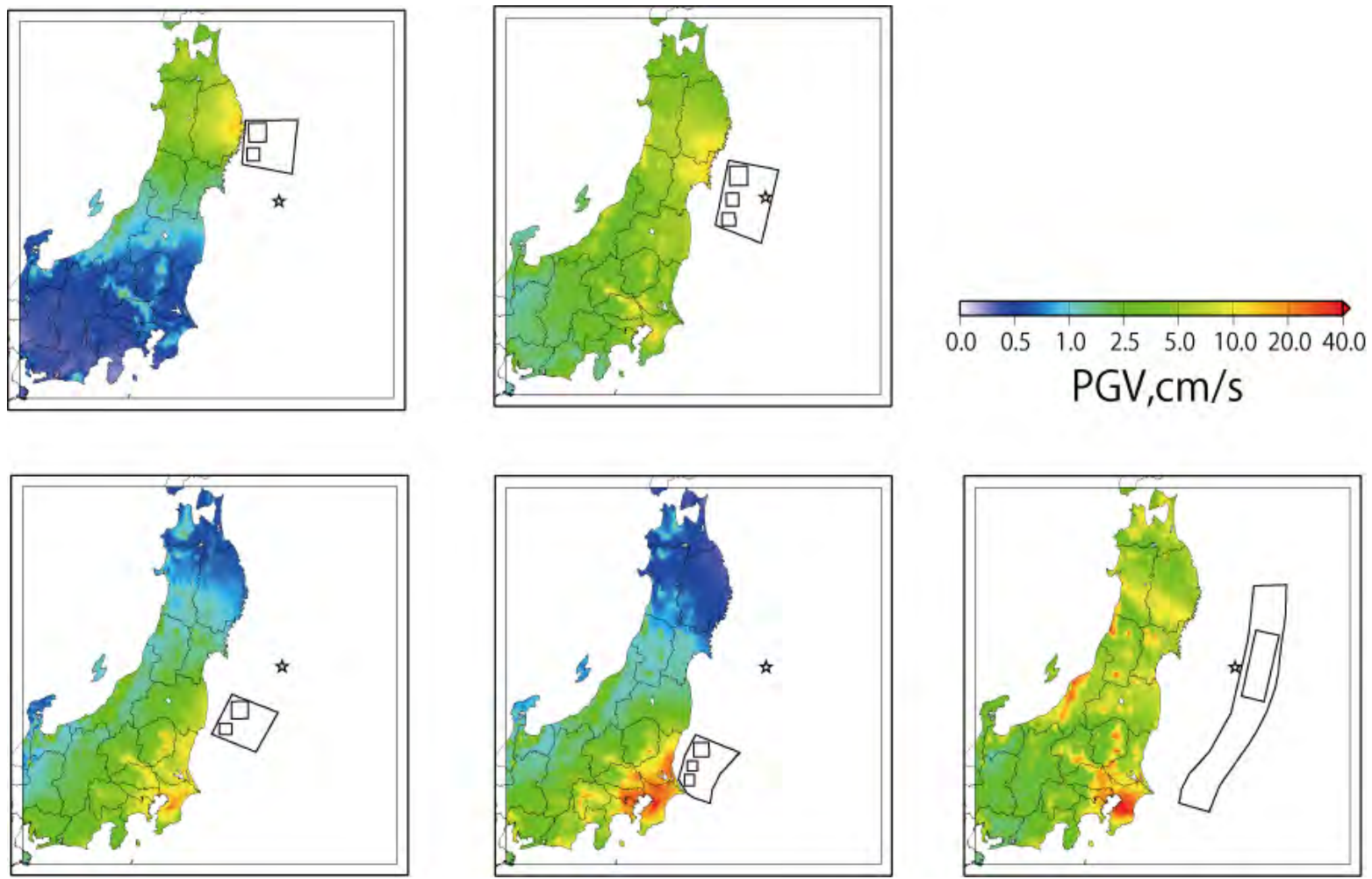


図 3.3-12 三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖、海溝寄りの各領域からの寄与。

(c) 結論ならびに今後の課題

南海トラフの最大級地震を対象とした検討では、深部セグメントのアスペリティ配置によって最大振幅値に大きな違いがみられた。また、浅部セグメントの寄与が小さいケースであっても、非常に大きな地震動レベルとなることが示された。今後は、最大級のみならず、様々な規模の地震について多数のシミュレーションを行うことで、長周期地震動のハザード評価を行うことが重要だと考えられる。一方、東北地方太平洋沖型の地震を対象とした特性化震源モデルを用いた検討から、深部セグメントの影響が支配的であり、各アスペリティの寄与は破壊伝播方向に強く現れることが示された。また、アスペリティを断層面上に広く配置する本検討のモデルでは、長周期地震動を過大評価する場合もみられた。

(d) 引用文献

- 1) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 2) 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」2012年試作版－南海地震(昭和型)－, 2012.
- 3) Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.
- 4) 内閣府, 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告), 平成24年3月31日, 44pp, 2012.
- 5) 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* 2, 53, 1-9, 2000.

3. 4 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	青井 真
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	岩城 麻子

(c) 研究の目的

相模トラフで発生するマグニチュード 8 級程度以上の海溝型地震を対象として、長周期地震動予測地図作成のために必要な震源モデルを作成する。作成したモデルによる長周期地震動シミュレーションを実施し、計算結果について工学的基盤面での揺れの大きさを地図上で表示する。

(2) 平成 24 年度の成果

(a) 研究の要約

過去に発生したマグニチュード 8 クラスの地震である大正型および元禄型の関東地震に加え、それよりも大きな規模の地震について、長周期地震動予測地図の作成に必要な破壊開始点位置やアスペリティ位置の不確実性を考慮した様々に変えた震源モデルを作成し、長周期地震動シミュレーションを行った。計算結果について、工学的基盤上の最大速度や応答スペクトル分布を地図上で表示した。

(b) 研究の成果

1) 相模トラフの地震の震源のモデル化に関する基本方針

相模トラフで発生する海溝型地震について、地震調査委員会ではこれまでに大正型・元禄型の二つの型について長期評価を行っているが（地震調査委員会、2004）、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の発生を踏まえて、当該地域で歴史上発生したことが明らかではない領域を含めた巨大地震の震源域を提示するとともに長周期地震動予測のための震源モデルを設定し、長周期地震動の計算を行う。

相模トラフの海溝型地震については歴史上の記録が少なく、次に発生する地震の微視的な震源像に関する知見が少ないと言える。そのため、地震動予測のための震源モデルは大

きな不確実性を含む。このような背景のもとで長周期地震動評価を行うに当たり、震源域や各震源パラメータの不確実性を考慮して、可能な限り多くの震源モデルについて長周期地震動計算を行い震源モデルの差が地震動に与える影響を調べるとともに、それぞれのモデルに対して得られる地震動を統計的に評価することを目指す。

2) 巨視的震源パラメータの設定

相模トラフ沿いの巨大地震の震源域として、ここでは、北東側境界を Uchida et al. (2010) によるフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界位置を参照し、北西側境界をフィリピン海プレートの地震活動が認められる範囲（例えば、Kimura et al., 2009）を包含するように設定した。これを本検討における最大級地震の震源域として、図 3.4-1 に示すような 6 つのセグメント（S1, S2, S3, T1, T2, D1）にさらに分割し、各セグメントを組み合わせた複数のケースについて長周期地震動シミュレーションを実施する。表 3.4-1 にセグメントの組み合わせとそのケース名、および各ケースの巨視的震源パラメータをまとめた。地下構造モデルには、「3.2 長周期地震動予測に資する地下構造モデルの検討等」で述べた全国 1 次地下構造モデル（暫定版）に首都直下地震防災・減災特別プロジェクトの成果によるフィリピン海プレート上面深さデータを反映させたモデルを用いている。

巨視的震源パラメータは以下に従って設定した。

- ・断層面積 S : フィリピン海プレート上面の 1 km 上方の位置に分布させて求める。
- ・地震モーメント M_0 : 平均応力降下量 $\Delta\sigma=3.0$ [MPa] を仮定し、円形破壊面を仮定した関係式 (Eshelby, 1957)

$$M_0 = 16 / (7\pi^{3/2}) \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (3.4-1)$$

より求める。

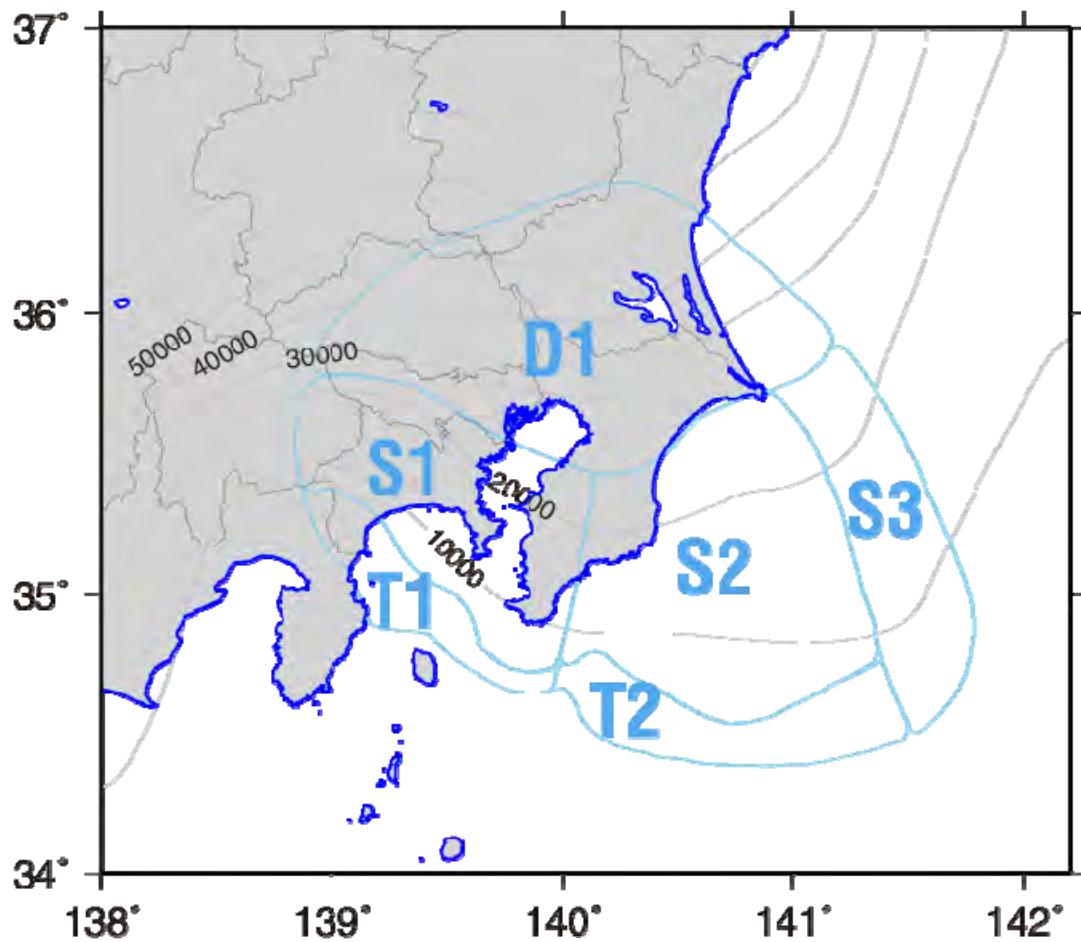
- ・セグメントごとの地震モーメント M_{0i} : すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_k^{3/2} \quad (3.4-2)$$

より求める。

- ・平均すべり量 D : $D = M_0 / (\mu S)$ より算出する。剛性率は $\mu=4.0E+10$ [N/m²] とする。

以上により設定された巨視的震源パラメータを表 3.4-1 に示す。



- S1: 大正地震の震源域を含む領域
- S2: S1 と合わせて元禄地震の震源域を含む領域
 南端：最大級モデル南端の深い方の線
 北端：フィリピン海プレート 25 km まで
- T1: S1 の南側で海溝寄りの領域
- T2: S2 の南側で海溝寄りの領域
- S3: S2, T2 の東側の領域
- D1: S1, S2, S3 よりも深い領域

図 3.4-1 相模トラフの巨大地震の震源モデル案。

表 3.4-1 相模トラフの地震の巨視的震源パラメータ。

		CS1	CST1	CS12	CST12	CST123	CS2	CST2	CST23	CST123D	CD1
		大正型	大正型 海溝寄り	元禄型	元禄型 海溝寄り	元禄型海 溝+東部				全部	深部のみ
	$\Delta\sigma$ [MPa]	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	4.0
全体	面積 [km ²]	7932	10093	19102	24606	29734	11170	14513	19641	44770	15036
	M ₀ [Nm]	8.70E+20	1.25E+21	3.25E+21	4.75E+21	6.31E+21	1.45E+21	2.15E+21	3.39E+21	1.17E+22	3.03E+21
	M _w	7.89	8.00	8.27	8.38	8.47	8.04	8.16	8.29	8.64	8.25
	平均すべり量 [m]	2.71	3.06	4.21	4.78	5.26	3.22	3.67	4.27	6.45	4.98
セグメント	面積 [m ²]										
S1	7.93E+09	○	○	○	○	○				○	
S2	1.12E+10			○	○	○	○	○	○	○	
T1	2.16E+09		○		○	○				○	
T2	3.34E+09				○	○		○	○	○	
S3	5.13E+09					○			○	○	
D1	1.50E+10									○	○

3) 微視的震源パラメータの設定

本検討では、ケース CS1 (大正型、Mw7.9)、CS12 (元禄型、Mw8.3)、CST123D (最大級、Mw8.6) について震源域の異なるケース間の地震動分布の比較を行う。さらに、CS1 について各震源パラメータの設定の違いが地震動に及ぼす影響を調べる。

まず、「(A) 基本モデル」に基づき、複数の震源域や破壊開始点およびアスペリティ配置パターンについて地震動分布の違いを示す。この「基本モデル」では各アスペリティと背景領域内のすべり量や破壊伝播速度等のパラメータは一定値であり、また震源領域全体でプレートの運動方向は一定であるとしている。このような震源モデルでは、アスペリティサイズ以下の不均質性を持たないことにより、アスペリティ由来の卓越周期よりも短周期側の数秒程度の周期帯の地震動が過小評価される可能性が指摘されている (例えば、関口・吉見、2006)。さらに、アスペリティ位置によって地震動が局所的に大きく左右されることや、プレートの運動方向や破壊伝播速度が一定であるために波の重ね合わせの効果が強く出ることなどから、震源パラメータの設定に強く依存する地震動を生成するモデルとなっている。そこで、後述の「(B) 不均質モデル」に基づいて 2 つの震源パラメータ (破壊伝播速度およびプレートの運動方向) に不均質性を導入することによる地震動への影響をパラメータごとに個別に調べる。

以下に、微視的震源パラメータの設定方法を述べる。

(A) 基本モデル

破壊開始点：震源断層上の 1 点を決める。CS1 については以下の 4 通りを設定した (図 3.4-2)。CS12 と CST123D についてはそのうちの W と C のみについて計算を行った。

(W) セグメント S1 の浅部西端付近：1923 年関東地震の震央

(C) セグメント S1 の浅部東端付近：房総半島南沖

(WD) セグメント S1 の深部西端付近

(CD) セグメント S1 の深部東端付近

アスペリティ：面積が $10 \times 10 \text{ km}^2$ 、 $20 \times 20 \text{ km}^2$ 、 $30 \times 30 \text{ km}^2$ のアスペリティ (a10, a20, a30) を配置する。アスペリティ合計面積が全体面積の 20% になるよう各サイズのアスペリティの個数を決めた (表 3.4-2)。

震源時間関数：中村・宮武 (2000)

破壊伝播速度：2700 m/s 破壊開始点から一定速度で伝播するものとする。

プレート (上盤) の相対運動方向：N140E 震源域全体で一定とする。

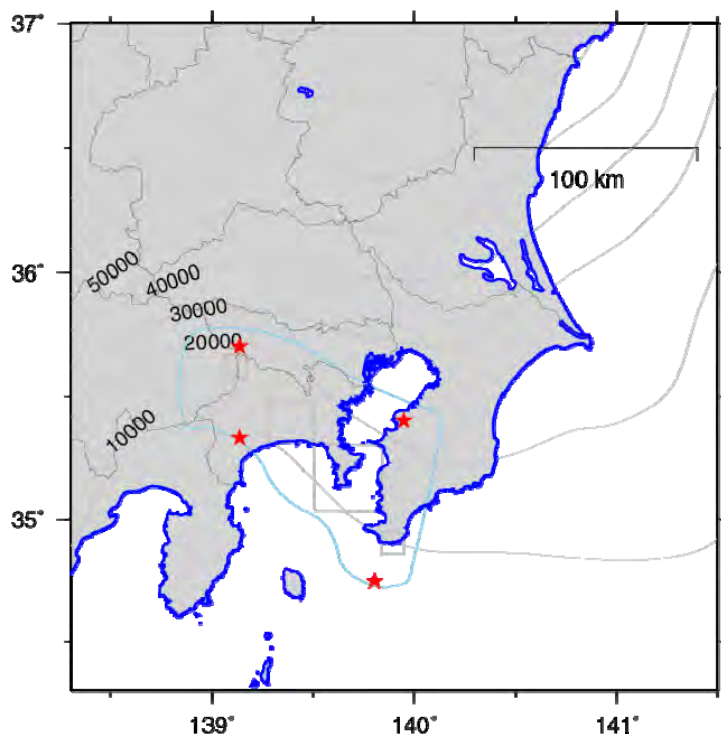


図 3.4-2 破壊開始点（星印）とアスペリティの配置例。

表 3.4-2 相模トラフの地震の微視的震源パラメータ

CS1	個数	面積 [km ²]	すべり量 [m]	M ₀ [Nm]	Δσ [MPa]
a10	2	100	2.6	1.10E+19	15.52
a20	1	400	4.9	7.88E+19	15.52
a30	1	900	7.5	2.83E+20	15.52
off-asperity	1	6399	1.9	4.87E+20	2.04

CS12	個数	面積 [km ²]	すべり量 [m]	M ₀ [Nm]	Δσ [MPa]
a10	3	100	3.5	1.52E+19	14.67
a20	2	400	6.8	1.08E+20	14.67
a30	3	900	10.3	3.88E+20	14.67
off-asperity	1	15197	3.0	1.82E+21	0.88

CST123D	個数	面積 [km ²]	すべり量 [m]	M ₀ [Nm]	Δσ [MPa]
a10	9	100	5.5	2.39E+19	14.30
a20	6	400	10.7	1.71E+20	14.30
a30	5	900	16.3	6.13E+20	14.30
T1-a	1	436	11.2	1.97E+20	14.30
T2-a	1	742	14.6	4.37E+20	14.30
off-asperity	1	35377	4.6	6.53E+21	0.95

(B) 不均質モデル

関口・吉見 (2006) の手法に従って以下のように一様破壊伝播速度 ($V_R = 2700 \text{ m/s}$) にマルチスケール不均質を載せる。まず、最小アスペリティサイズより一回り小さいパッチを半径 r_k の円形でランダムな位置に m_k 個配置し、各パッチの内部の破壊伝播速度に $\pm 300 \text{ m/s}$ 以下の一定の揺らぎを与える。ここで添え字 k はスケールの番号を表す。各スケールにおける r_k, m_k の値は表 3.4-3 のように設定した。 k 番目のスケールの半径は $k-1$ 番目のスケールの a^{-1} 倍 ($a=1.5$) になっており、各スケールでのパッチ面積の合計がアスペリティ総面積にほぼ等しくなるように個数 m_k を決めている。この作業を $k=1,2,\dots,7$ まで繰り返して不均質を導入した破壊伝播速度分布に基づいて破壊時刻分布を求めた。基本モデルおよび不均質モデルの破壊時刻分布の例を図 3.4-3 に示す。

プレートの運動方向についても同様の方法で $N140^\circ E$ に対して $\pm 20^\circ$ の揺らぎを与え、断層面上のすべり角を求めた。基本モデルおよび不均質モデルのすべり角の分布の例を図 3.4-4 に示す。

以上のように設定した震源モデルについて長周期地震動 (周期 3~20 秒) の計算を行った。差分法の概要は以下のとおりである。

- 地下構造モデル：全国 1 次地下構造モデル (暫定版) (地震調査委員会、2012)
 - ◇ $V_s 500 \text{ m/s}$ 層を表層とする
- 格子間隔：不連続格子 (Aoi and Fujiwara, 1999)
 - ◇ 水平方向 200m、深さ方向 100m (第 1 領域：深さ 0~8 km)
 - ◇ 水平方向 600m、深さ方向 300m (第 2 領域：深さ 8~70 km)
 - ◇ 格子数： $2200 \times 1951 \times 81 + 734 \times 651 \times 241 \div 4.6$ 億格子
- Q 値の参照周期：5 秒
- 時間間隔：0.008 秒 (125 Hz)
- タイムステップ数：45000 ステップ (=360 秒間)

表 3.4-3 各スケールのパッチサイズと個数。

K	r_k [km]	m_k [個]
1	10	5
2	7	10
3	4.5	25
4	3	56
5	2	126
6	1.3	300
7	0.8	642

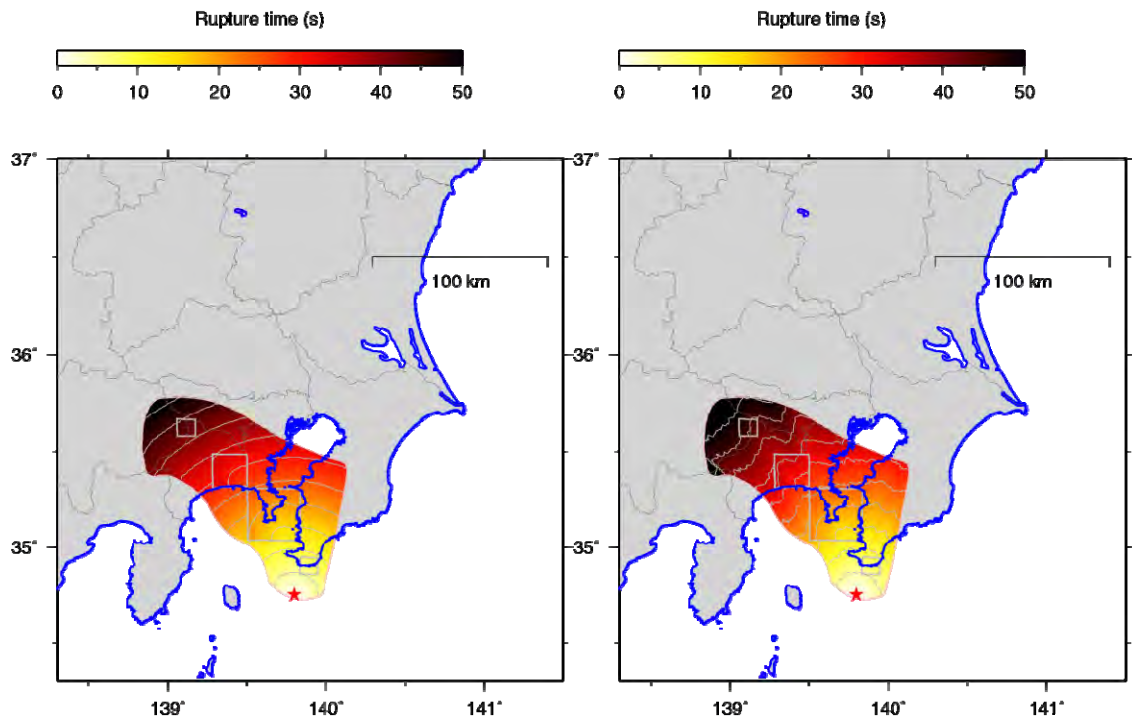


図 3.4-3 破壊時刻分布 (破壊開始点 C の場合)。左が基本モデル、右が不均質モデル。

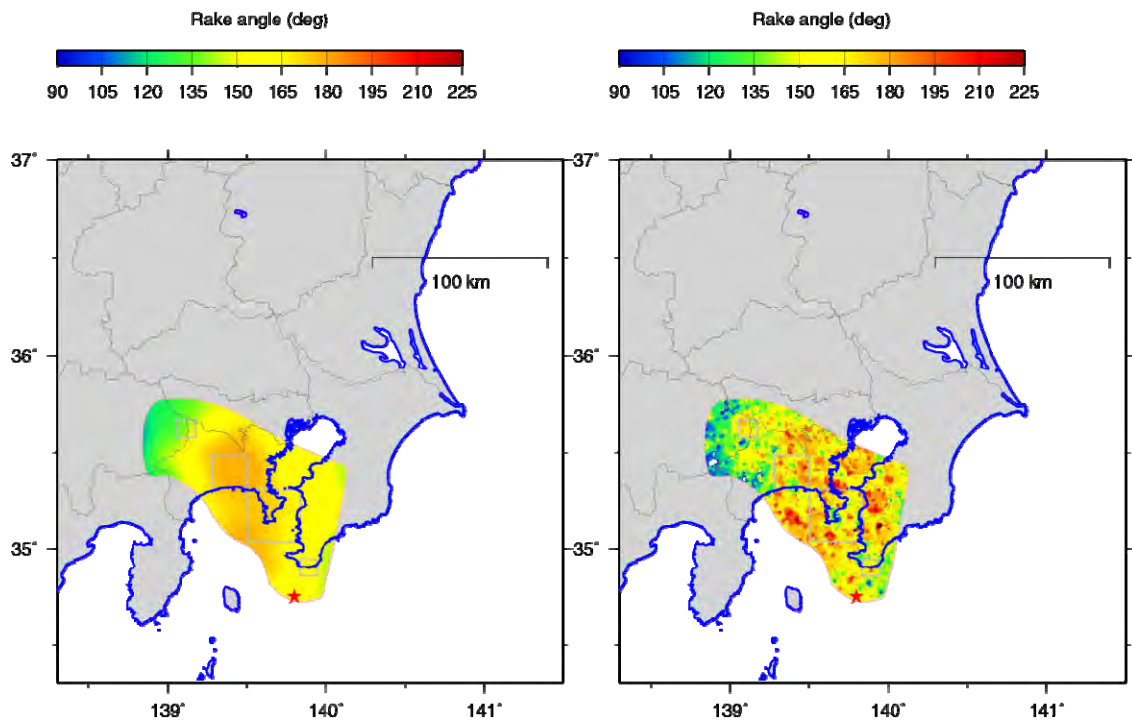


図 3.4-4 すべり角分布。左が基本モデル、右が不均質モデル。

4) 基本モデルにおける長周期地震動シミュレーション

(A) 震源域の違いによる結果の比較

震源域が異なる CS1 (M_w7.9)、CS12 (M_w8.3)、CST123D (M_w8.6) の3ケースについて、工学的基盤上の最大速度 (PGV ; 水平2成分合成) および減衰定数5%の速度応答スペクトル (周期5秒、7秒および10秒) の分布の比較を破壊開始点 W, C の場合について図 3.4-5 に示す。なお、以下では、PGV について議論し、地図上の地震動分布についても PGV のみ示すこととする。破壊開始点を W に設定した場合、震源域、破壊開始点ともに大正関東地震型に相当するケース CS1 による最大速度は、東京・千葉・横浜などで最大速度が 20-50 cm/s 程度である。震源域を広げたケース CS12 では 50-60 cm/s、CST123D では 100-200 cm/s に達する。破壊開始点を C に設定する場合、東京・千葉・横浜など平野中心部での最大速度は CS1 でも 100 cm/s を超え、CS12、CST123D ではそれぞれ 200 cm/s、300 cm/s を超える地点がある。

破壊開始点 W と C について、都県庁所在地における速度波形および減衰定数5%の速度応答スペクトルのケース間の比較を図 3.4-6 および図 3.4-7 に示す。波形は周期3秒以上でローパスフィルターをかけている。CS1 と CS12 を比較すると、破壊開始点と同じ場合は速度波形や速度応答スペクトル卓越周期などの特徴は似ているが、ケースによって振幅レベルに最大で2倍程度の差異が生じている。これは、各地点の地震動に主として寄与する震源の場所はケース間で大きく変わらないものの、地震規模の違いによるすべり量の違いが地震動の大きさに大きく影響していることを示唆している。一方、CST123D 波形の大振幅の続く時間は CS1、CS12 に比べて長く、速度応答の振幅レベルは最大で10倍程度異なる。

(B) 破壊開始点位置の違いによる比較

CS1 について4通りの破壊開始点による PGV 分布の違いを図 3.4-8 に、都県庁所在地における速度波形の比較を図 3.4-9 に示す。破壊開始点が W の場合と比較して、PGV 比は最大で5-10倍程度となる。図 3.4-10 に都県庁所在地における5%速度応答スペクトルの比較を示す。破壊開始点の違いによって周期5-10秒で応答値に最大10倍程度の違いが出る。

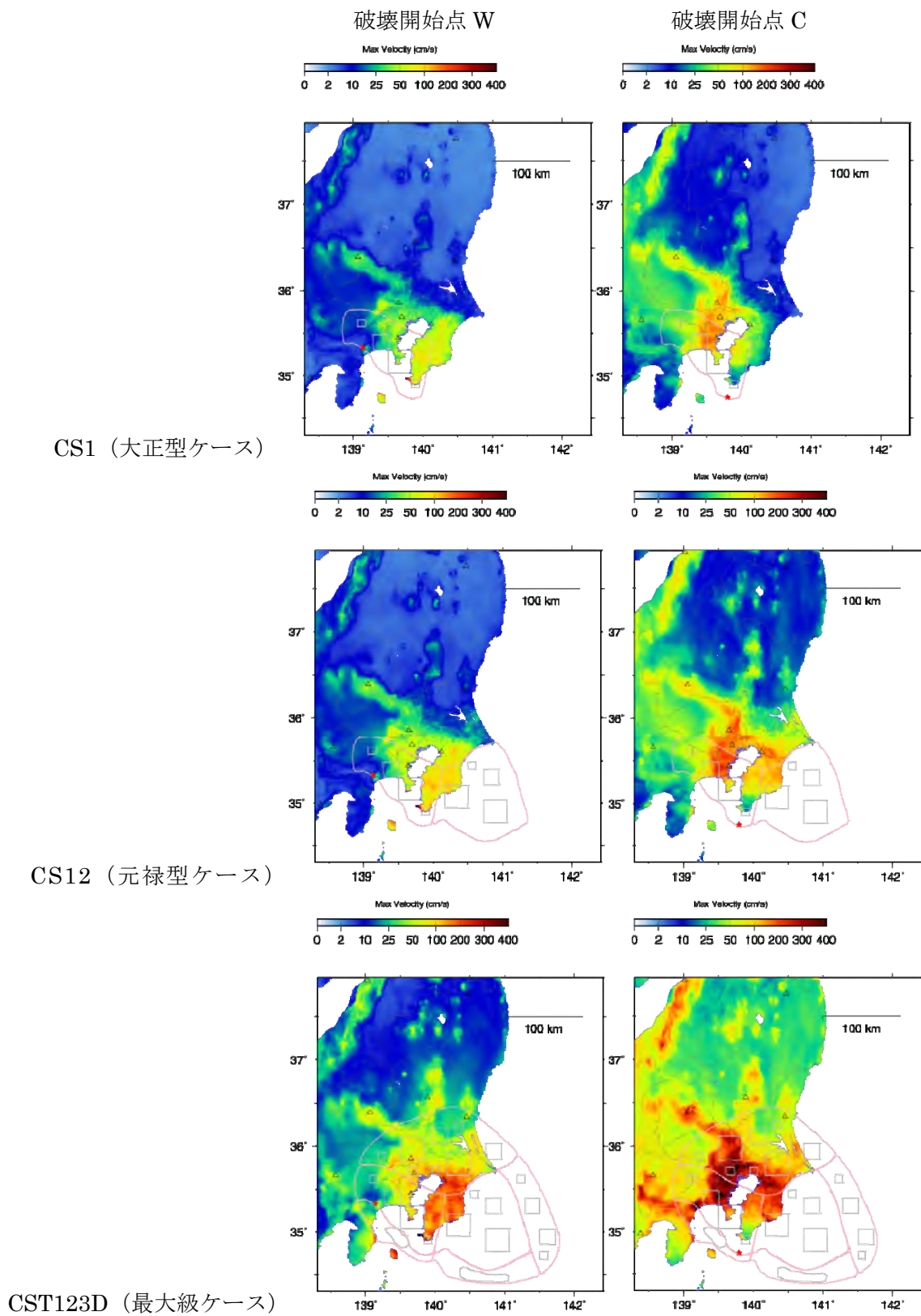


図 3.4-5 (1) 震源域の違いによる最大速度 (PGV) 分布。

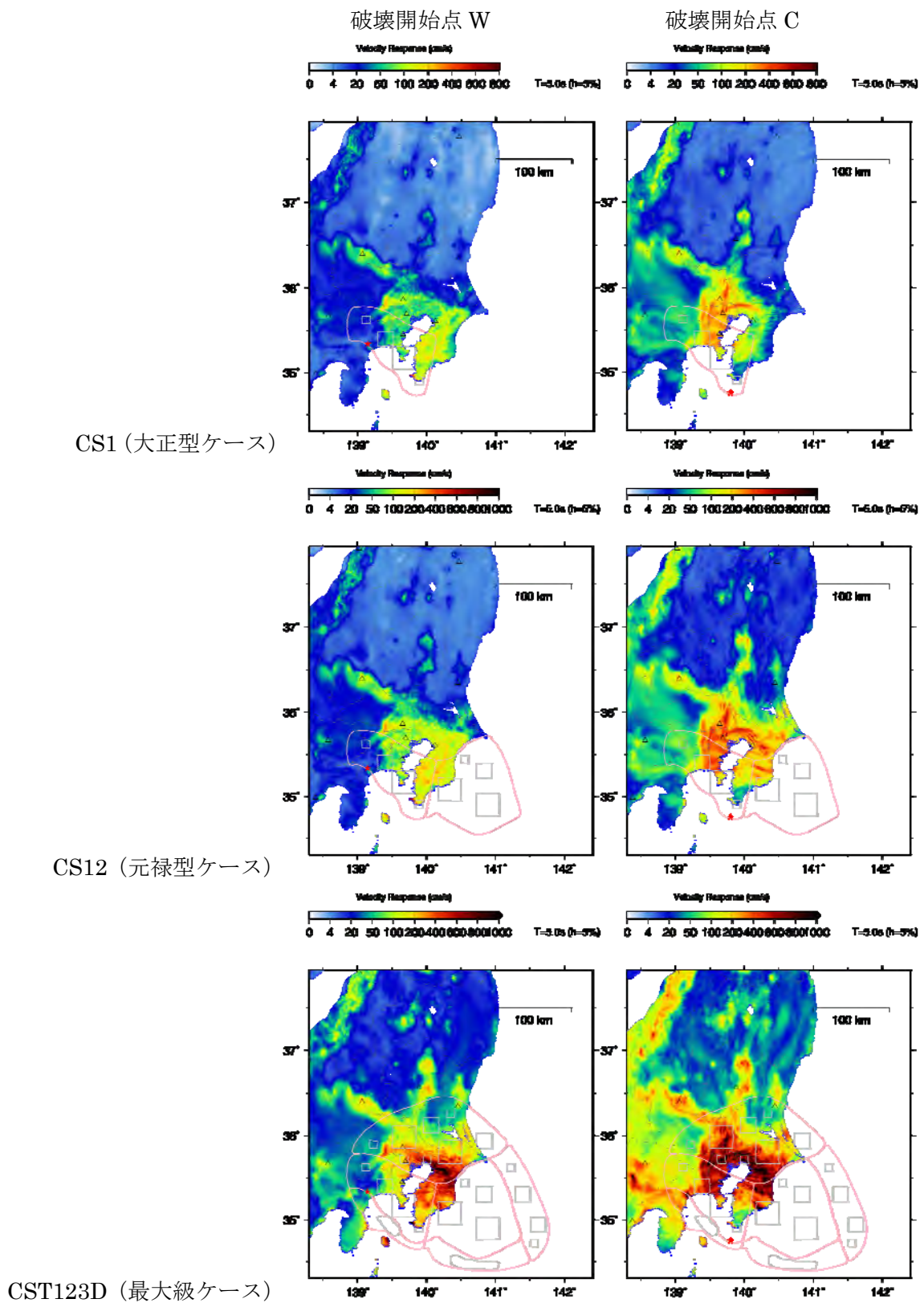


図 3.4-5 (2) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 5 秒)。

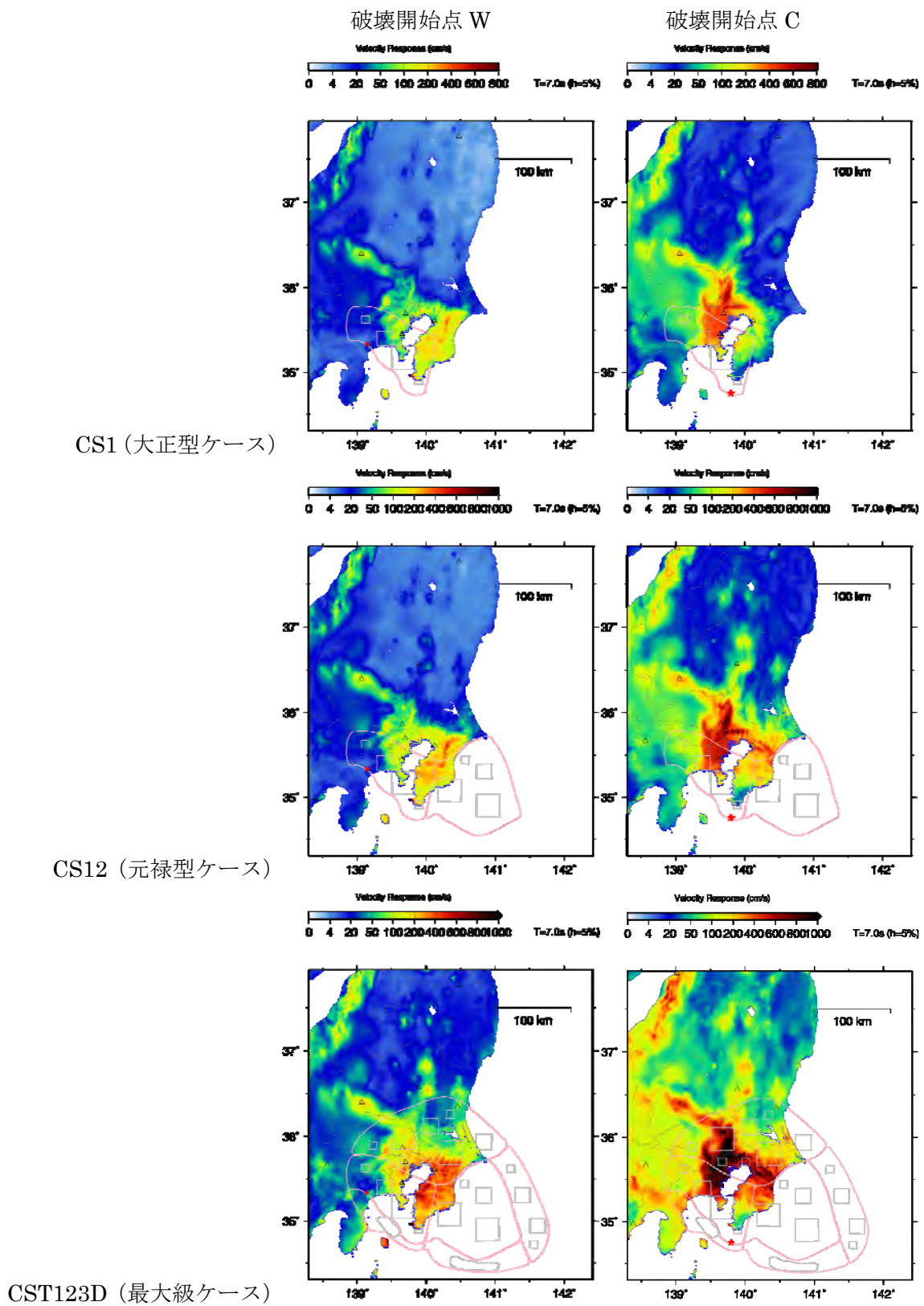


図 3.4-5 (3) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 7 秒)。

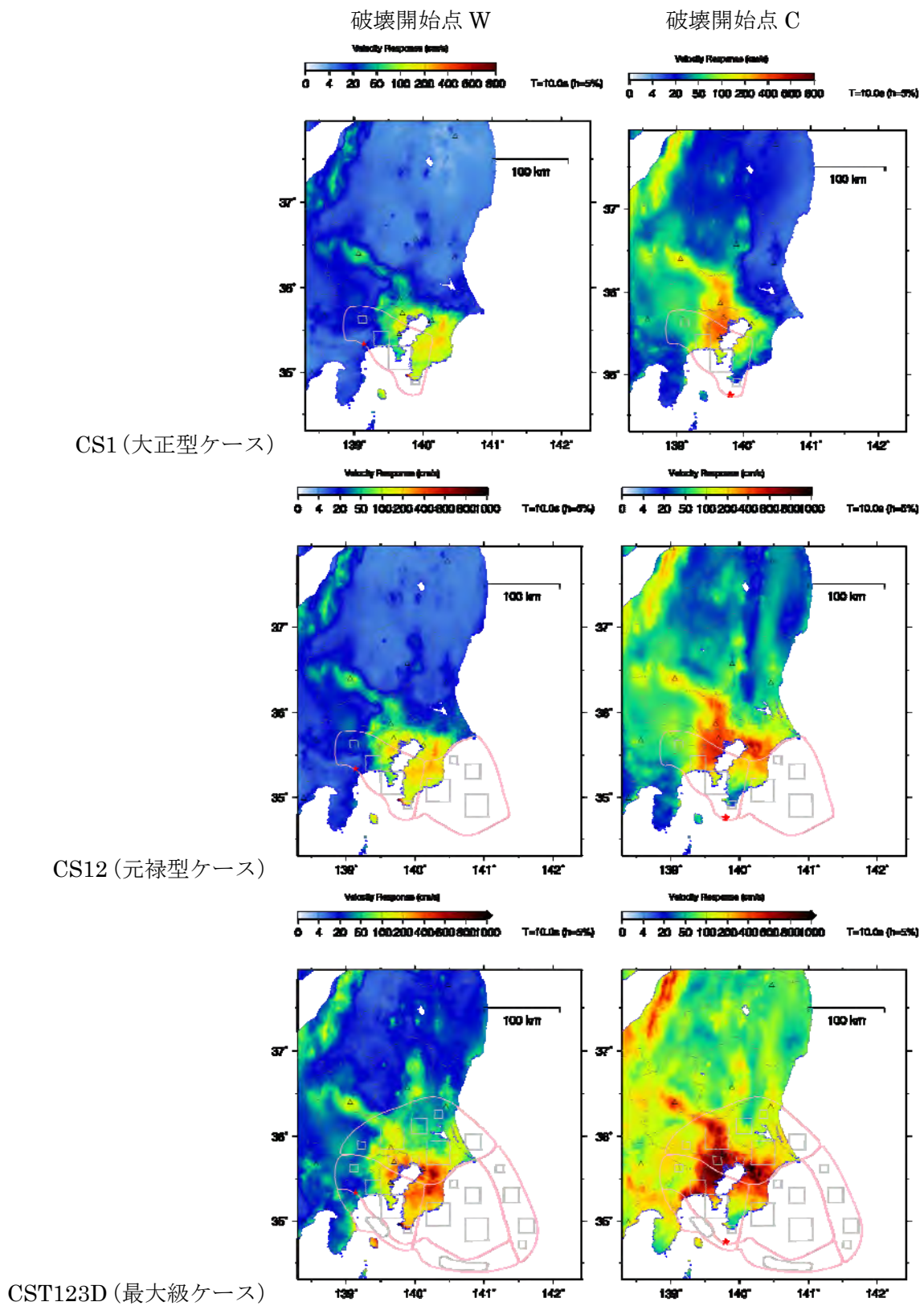


図 3.4-5 (4) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 10 秒)。

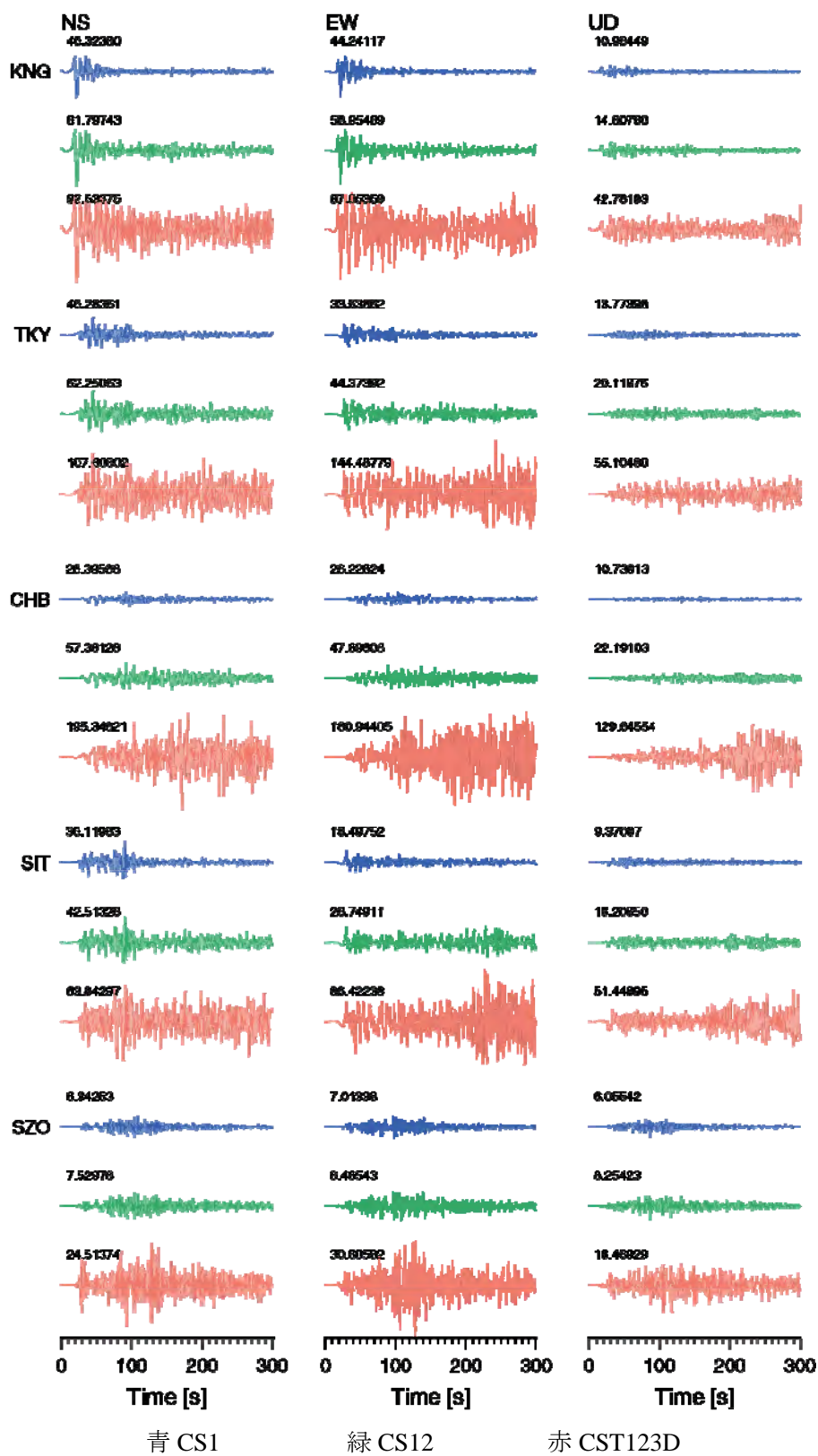


図 3.4-6 (1) 震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形（破壊開始点 W）。

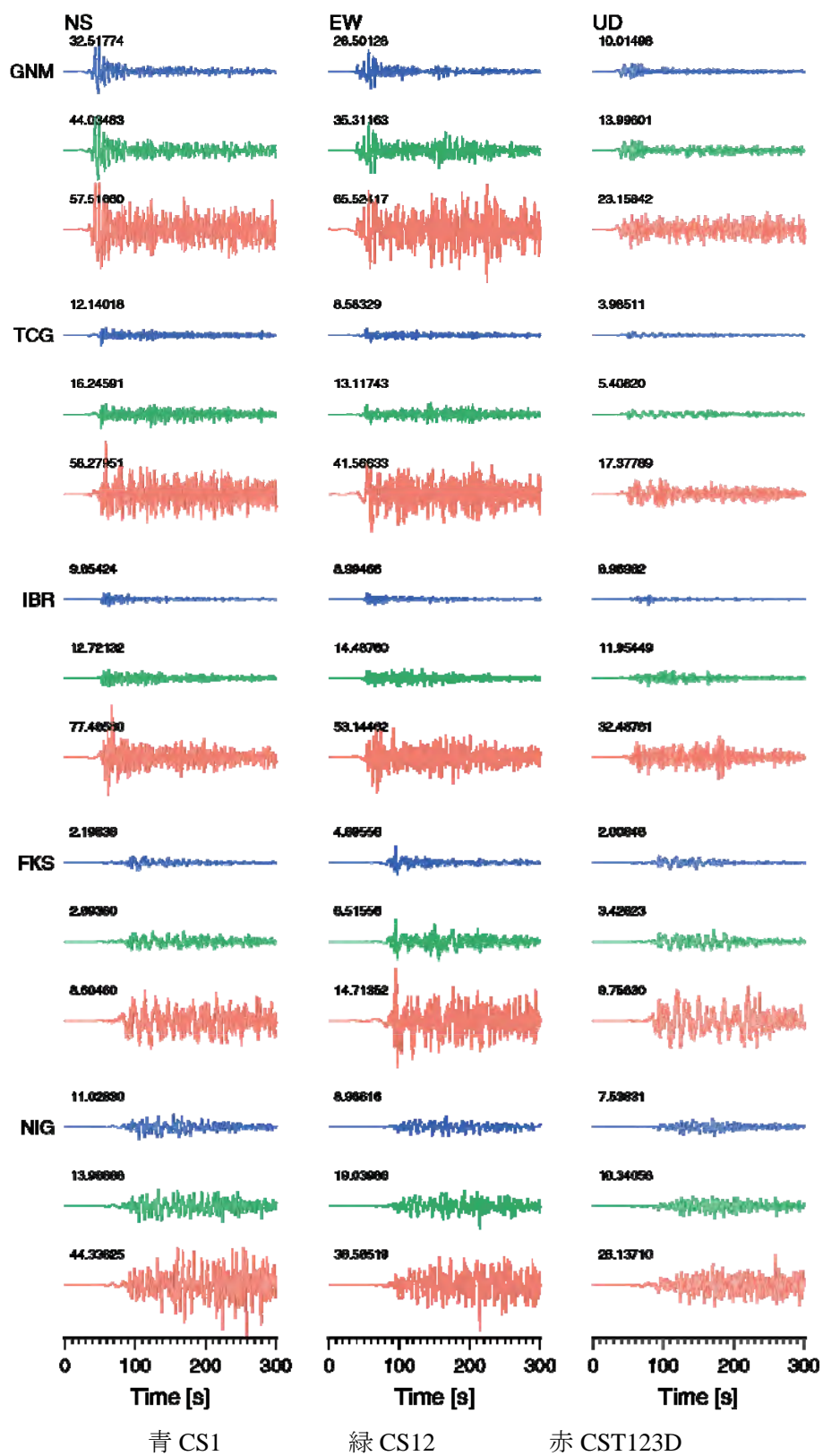


図 3.4-6 (2) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 W)。

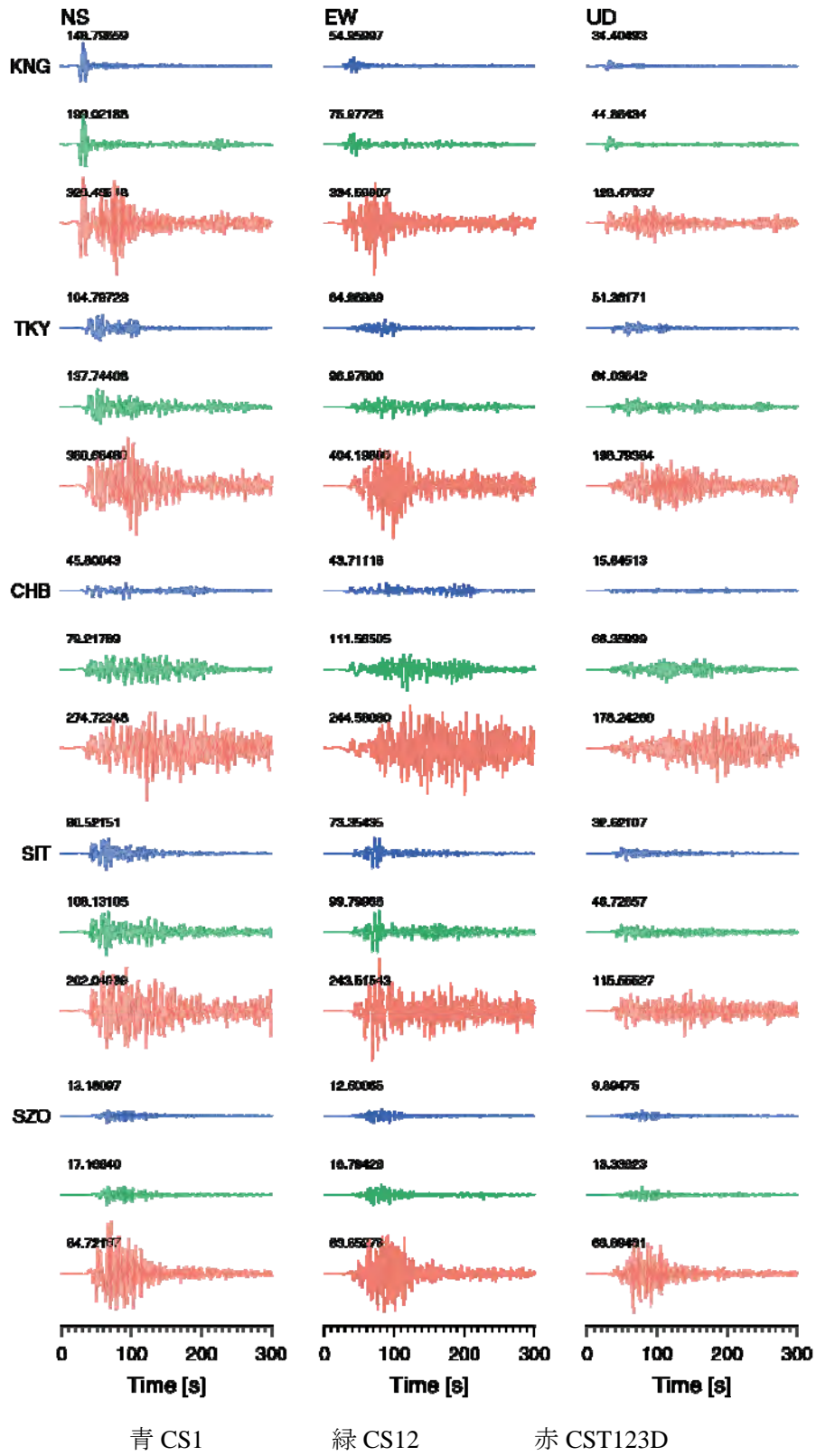


図 3.4-6 (3) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 C)。

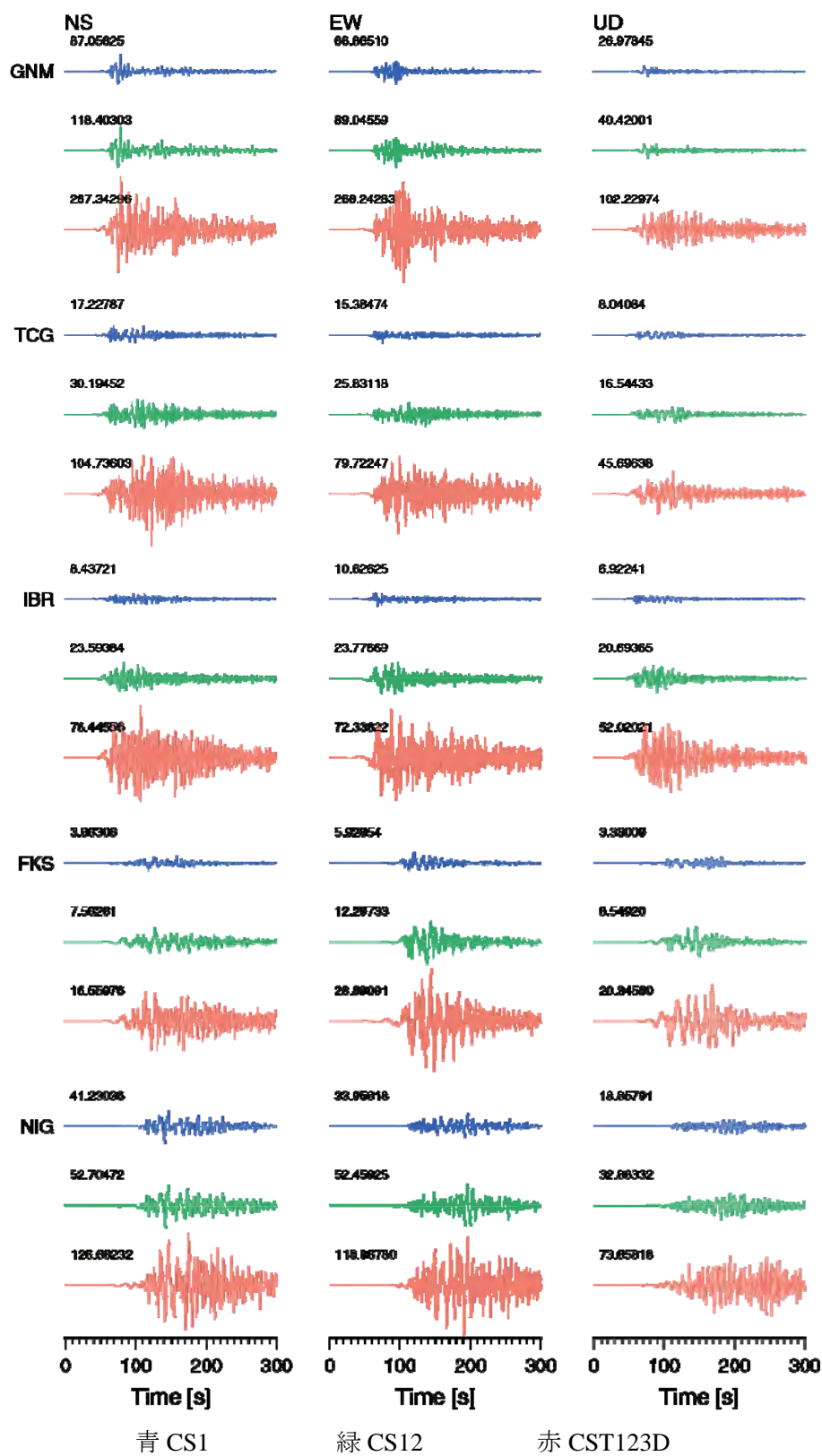
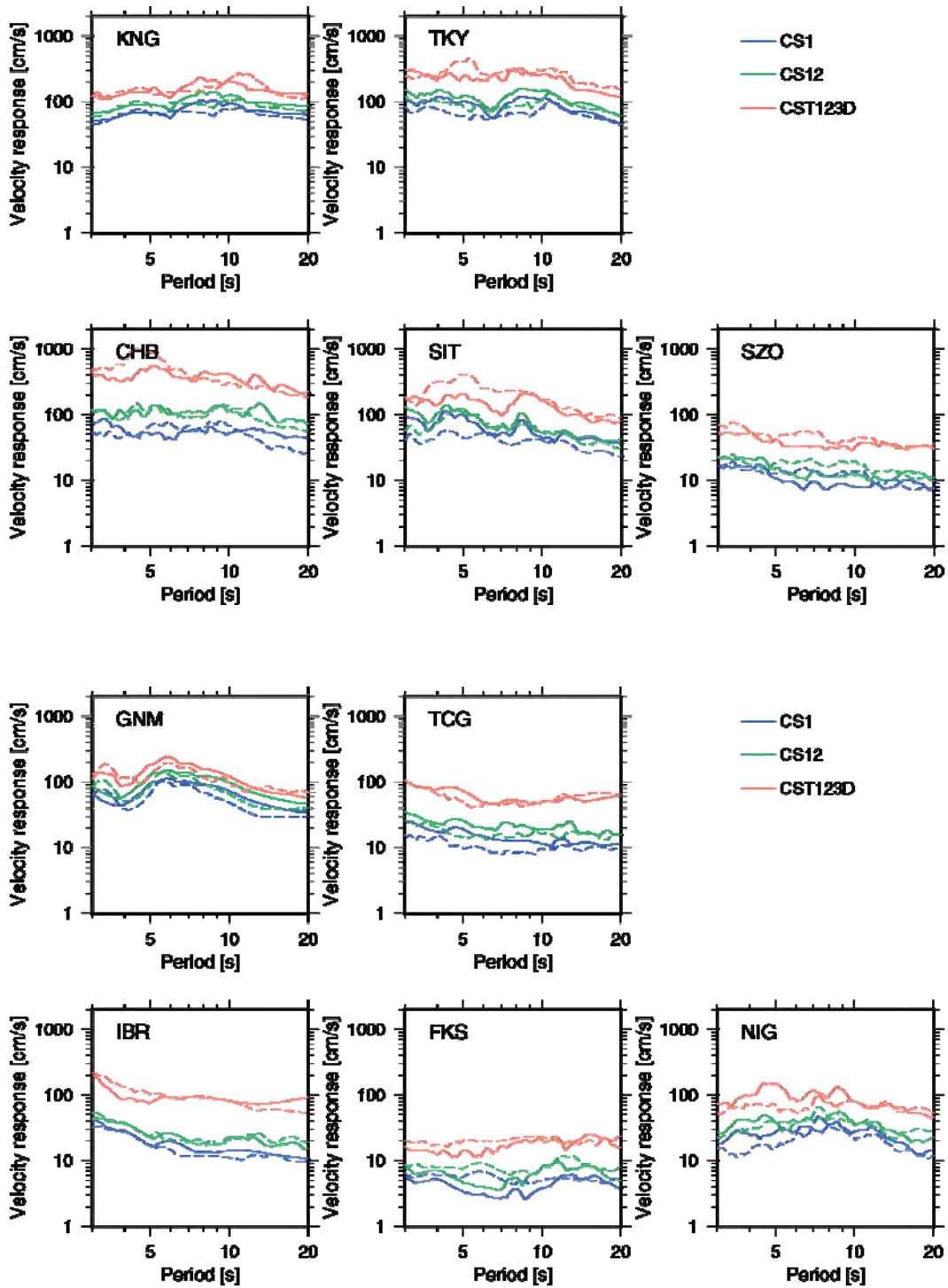


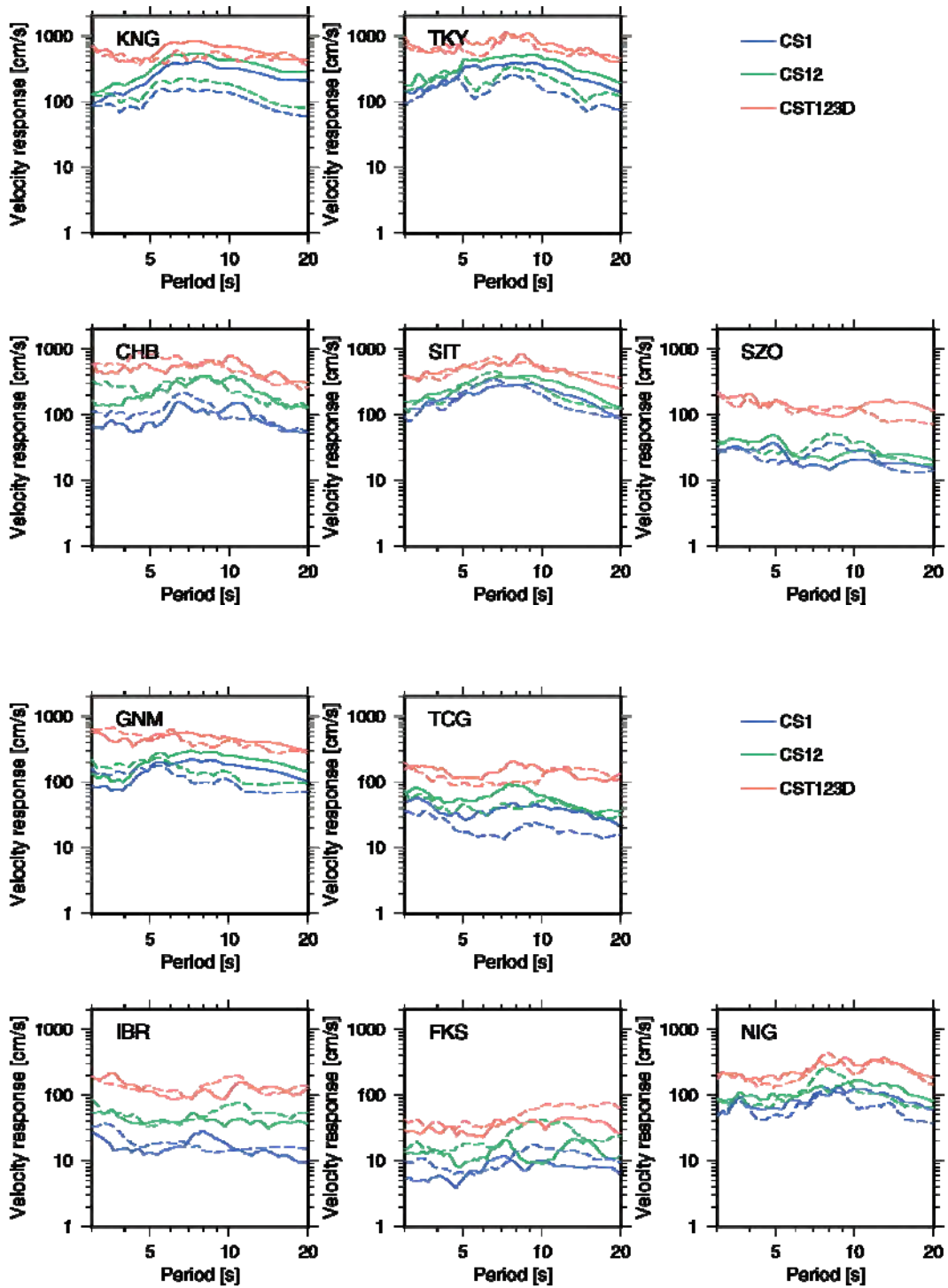
図 3.4-6 (4) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 C)。



実線：南北成分

破線：東西成分

図 3.4-7 (1) 都県庁所在地における 5%減衰の速度応答スペクトル (破壊開始点 W)。



実線：南北成分

破線：東西成分

図 3.4-7 (2) 都県庁所在地における 5%減衰の速度応答スペクトル (破壊開始点 C)。

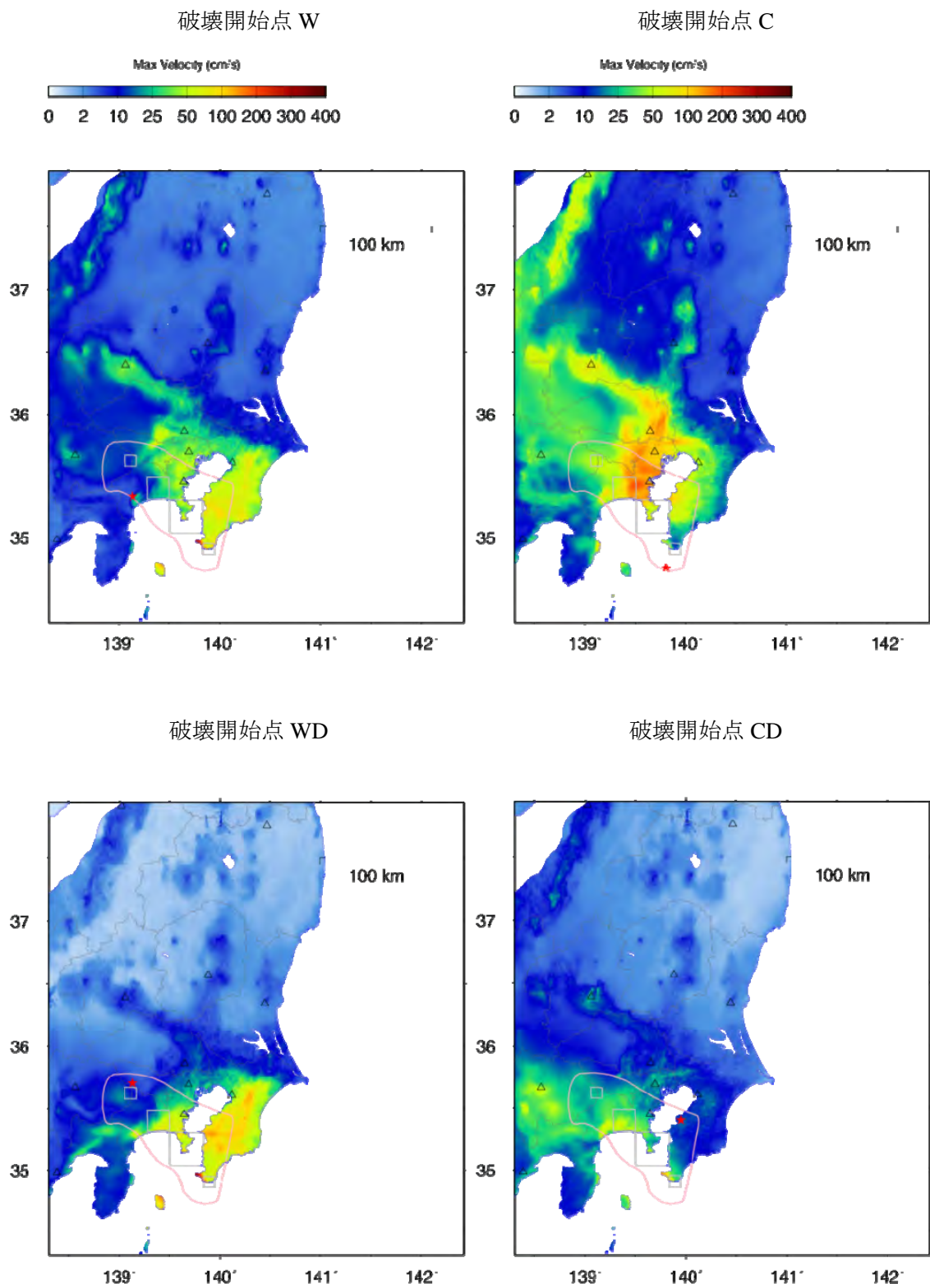


図 3.4-8 破壊開始点位置の違いによる PGV 分布。

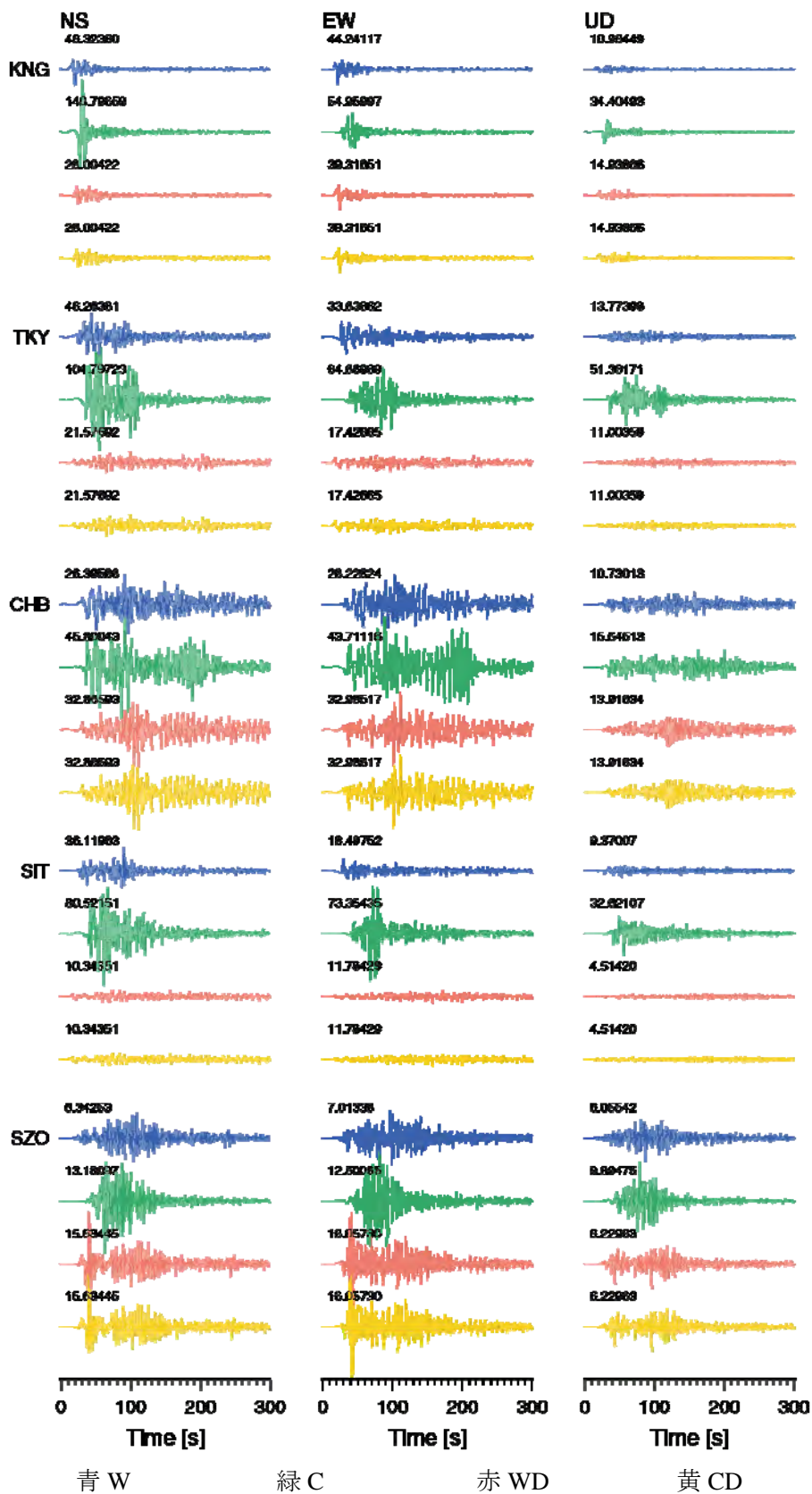


図 3.4-9 (1) 破壊開始点位置の違いによる都県庁所在地における速度波形。

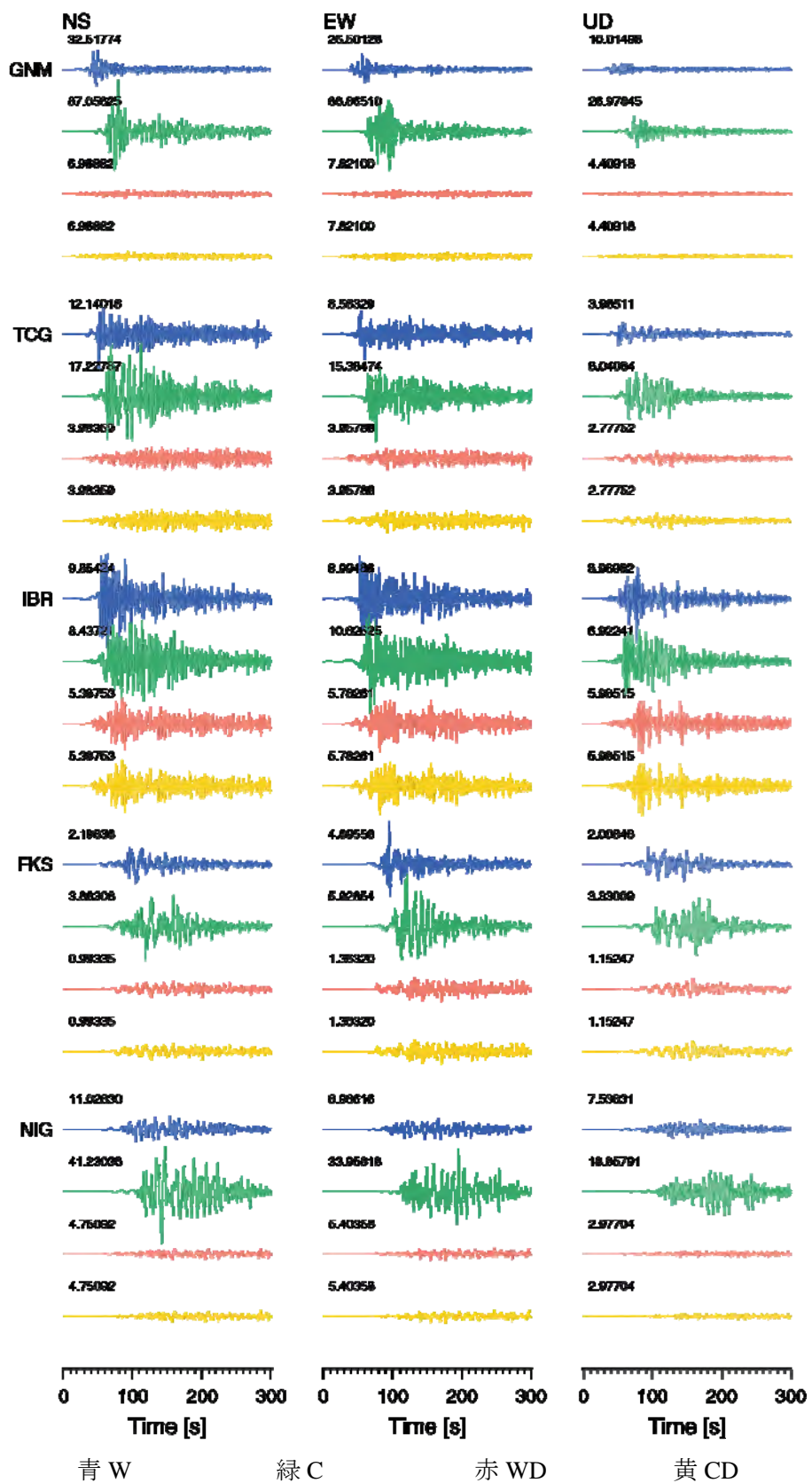


図 3.4-9 (2) つづき。破壊開始点位置の違いによる都県庁所在地における速度波形。

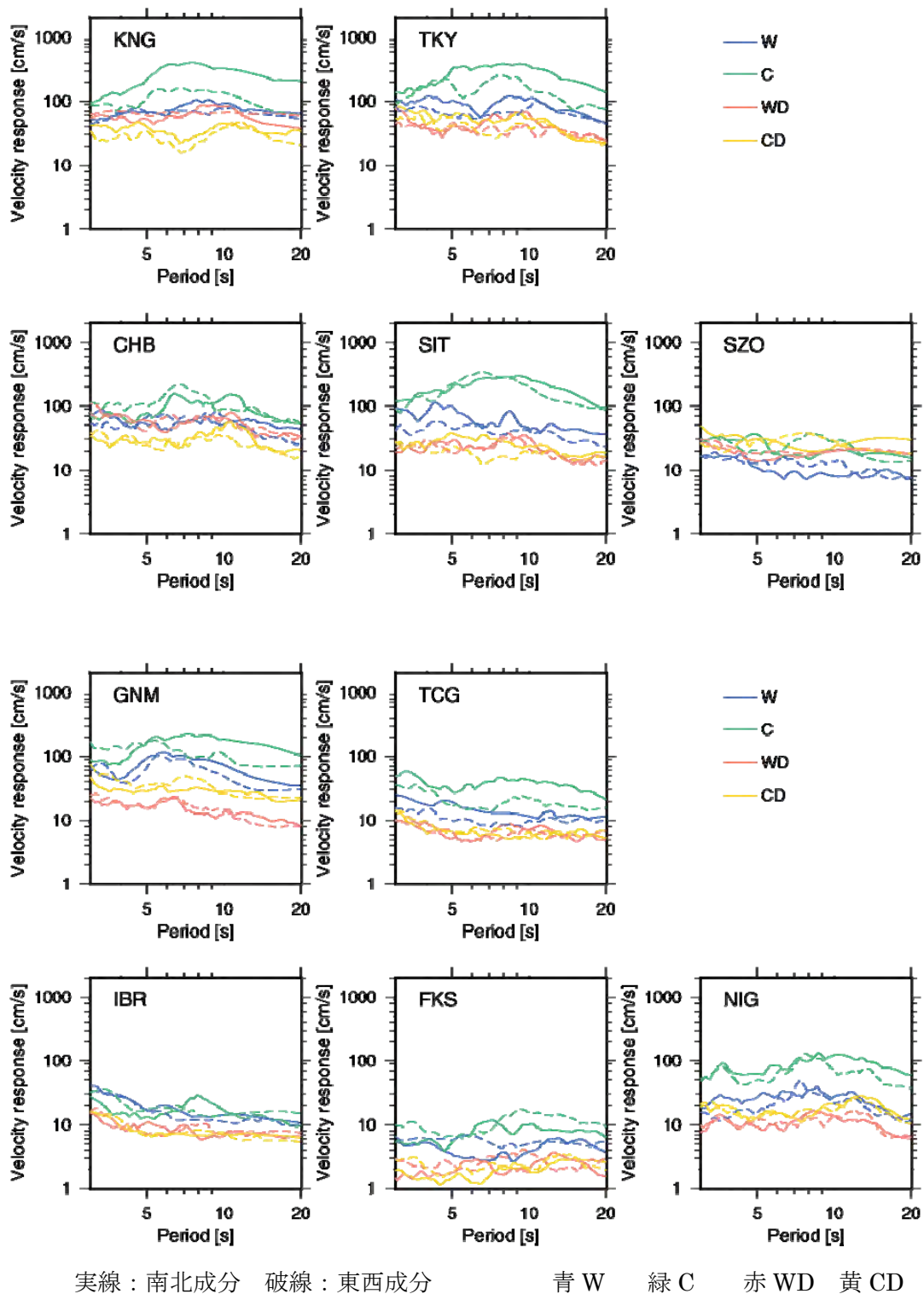


図 3.4-10 破壊開始点の異なる場合の都県庁所在地における 5%減衰速度応答スペクトル。

(C) アスペリティ配置パターンの違いによる比較

CS1 についてアスペリティのサイズや個数は変えずに、アスペリティの配置パターンのみを変えた震源モデル 4 種類を用意し、地震動計算を行った。上記 (A) (B) で用いた配置パターンを「パターン 1」とし、その他の 3 パターンをそれぞれ「パターン 2」「パターン 3」「パターン 4」と呼ぶことにする。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布の違いを破壊開始点 W, C, WD, CD について図 3.4-11 に示す。

アスペリティ配置パターンの違いによる PGV の違いの空間分布を見るために、アスペリティ配置パターン 1 に対するパターン 3 の PGV 比 (常用対数; 以下、単に対数と記す) の分布を破壊開始点 W, C の場合について図 3.4-12 に示す。パターン 1 とパターン 3 のアスペリティ位置をそれぞれ灰色と黒色で図中に示している。アスペリティ付近の領域のみならず、主として破壊の進展する方向にアスペリティ配置パターンの違いによる PGV 比の大きい領域が広がっており、影響の大きいところでは PGV 比にして数分の 1 から 5 倍程度の違いがあることが分かる。

図 3.4-13 に 4 種類のアスペリティ配置パターンの違いによる速度波形の比較を示す。また図 3.4-14 に、表 3.4-4 に示すアスペリティ配置パターン 4 通りと破壊開始点 4 通りの組み合わせの計 16 通りの震源モデルについて、各都県庁所在地における 5%減衰速度応答スペクトルとその平均と標準偏差を示す。破壊開始点ごとに表 4 に示す色を用いている。どの観測点においてもアスペリティ配置パターンによるばらつきよりも破壊開始点によるばらつきの方が大きい傾向がある。これらのばらつきを定量的に比較するために、アスペリティ配置パターンを固定した場合の 4 種類の破壊開始点によるばらつき、破壊開始点を固定した場合の 4 種類のアスペリティ配置パターンによるばらつきを周期ごとの応答スペクトルの標準偏差で図 3.4-15 に示す。縦軸の値は応答スペクトルの対数の標準偏差を肩とする 10 のべき乗なので、平均値にこの値を掛けた値が平均+標準偏差の値となる。

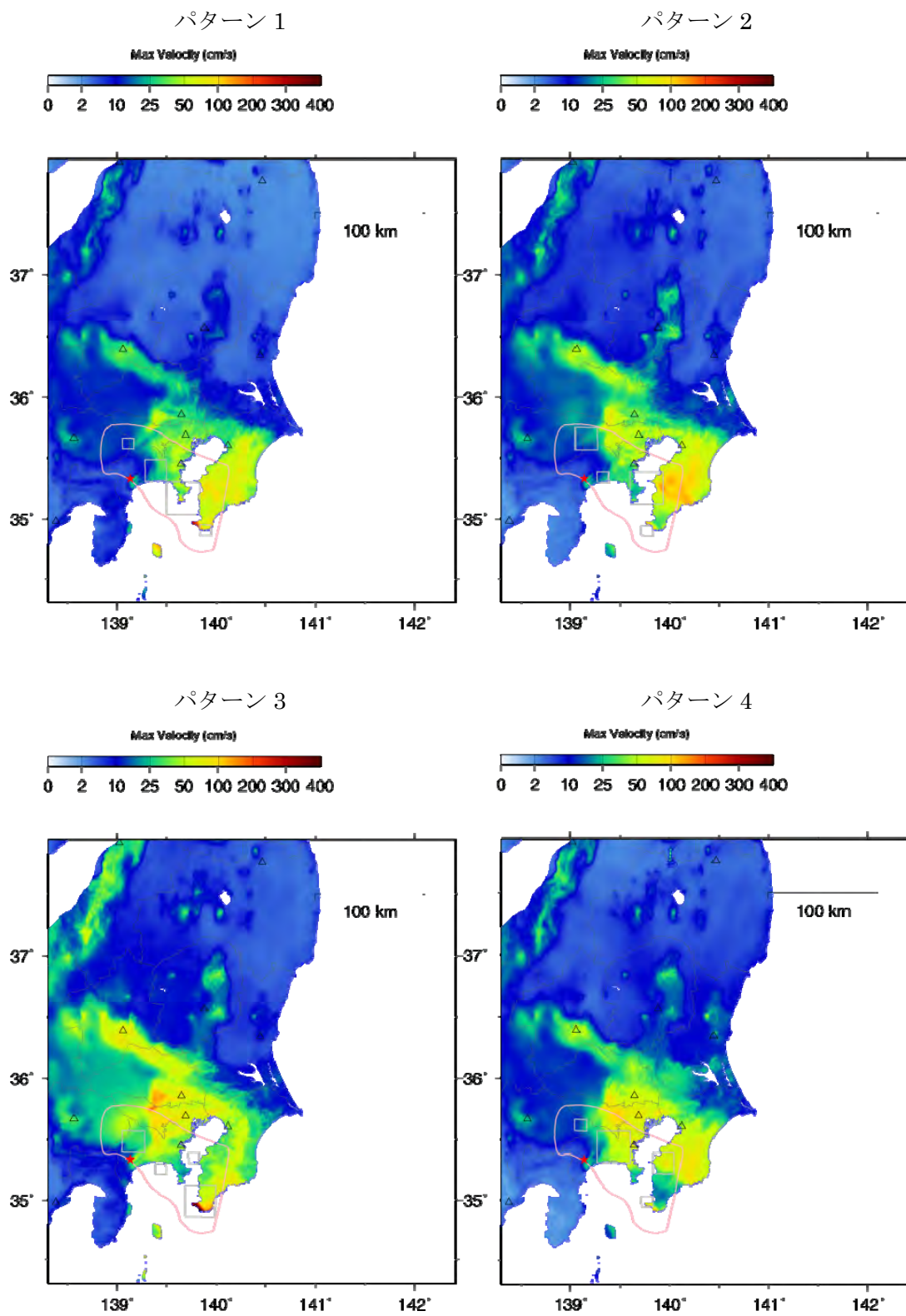


図 3.4-11 (1) アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布 (破壊開始点 W)。

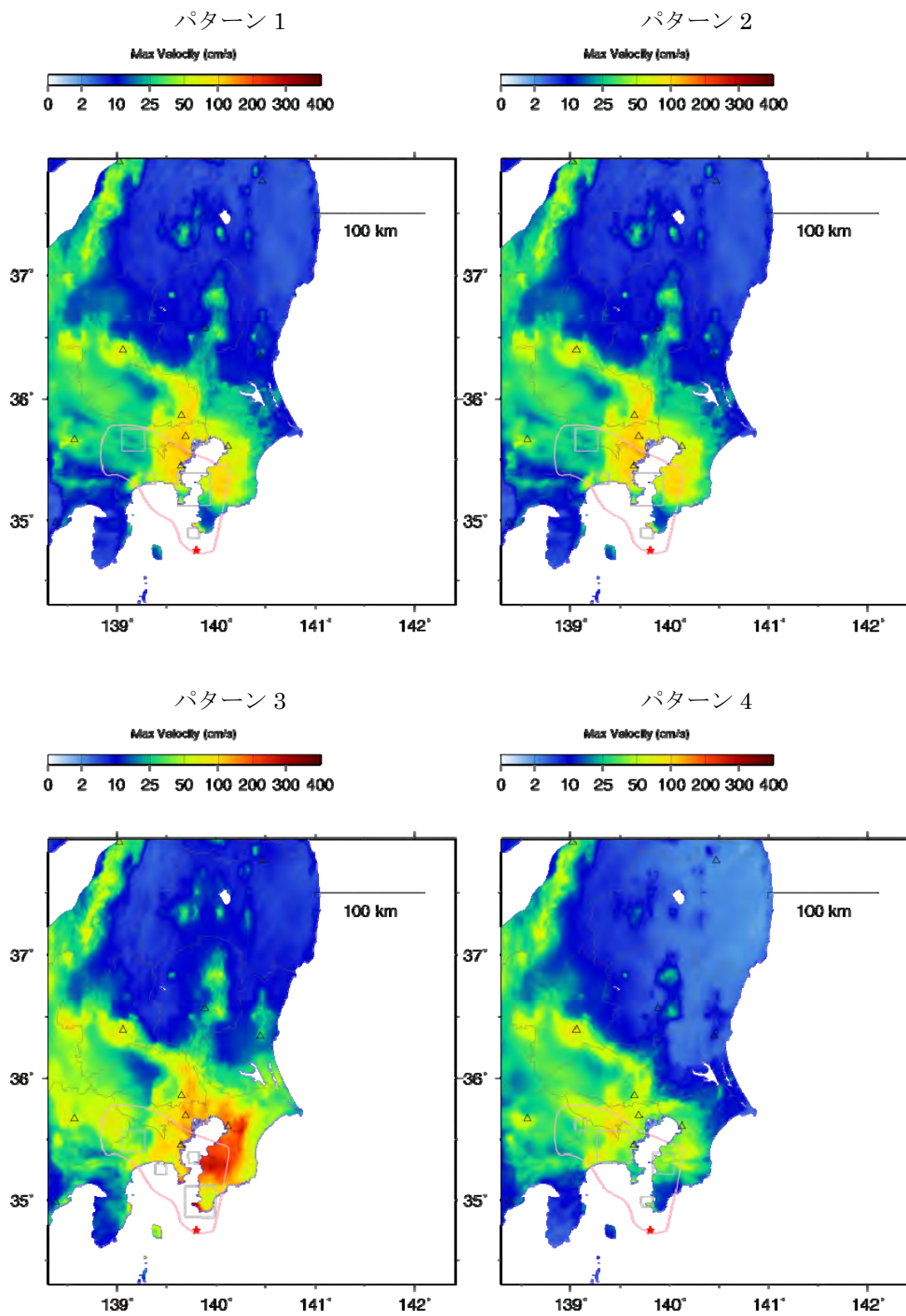


図 3.4-11 (2) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布(破壊開始点 C)。

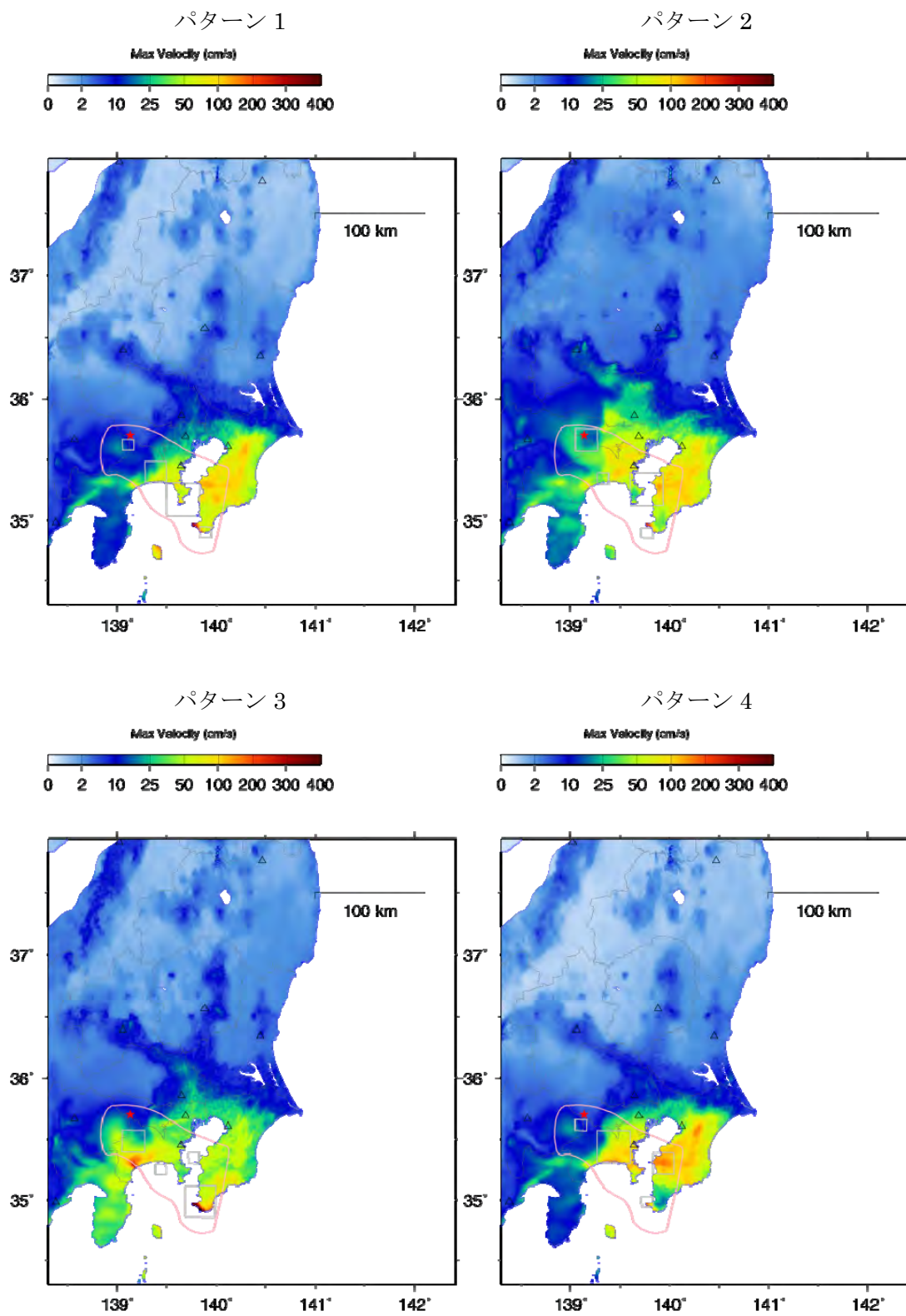


図 3.4-11 (3) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布(破壊開始点 WD)。

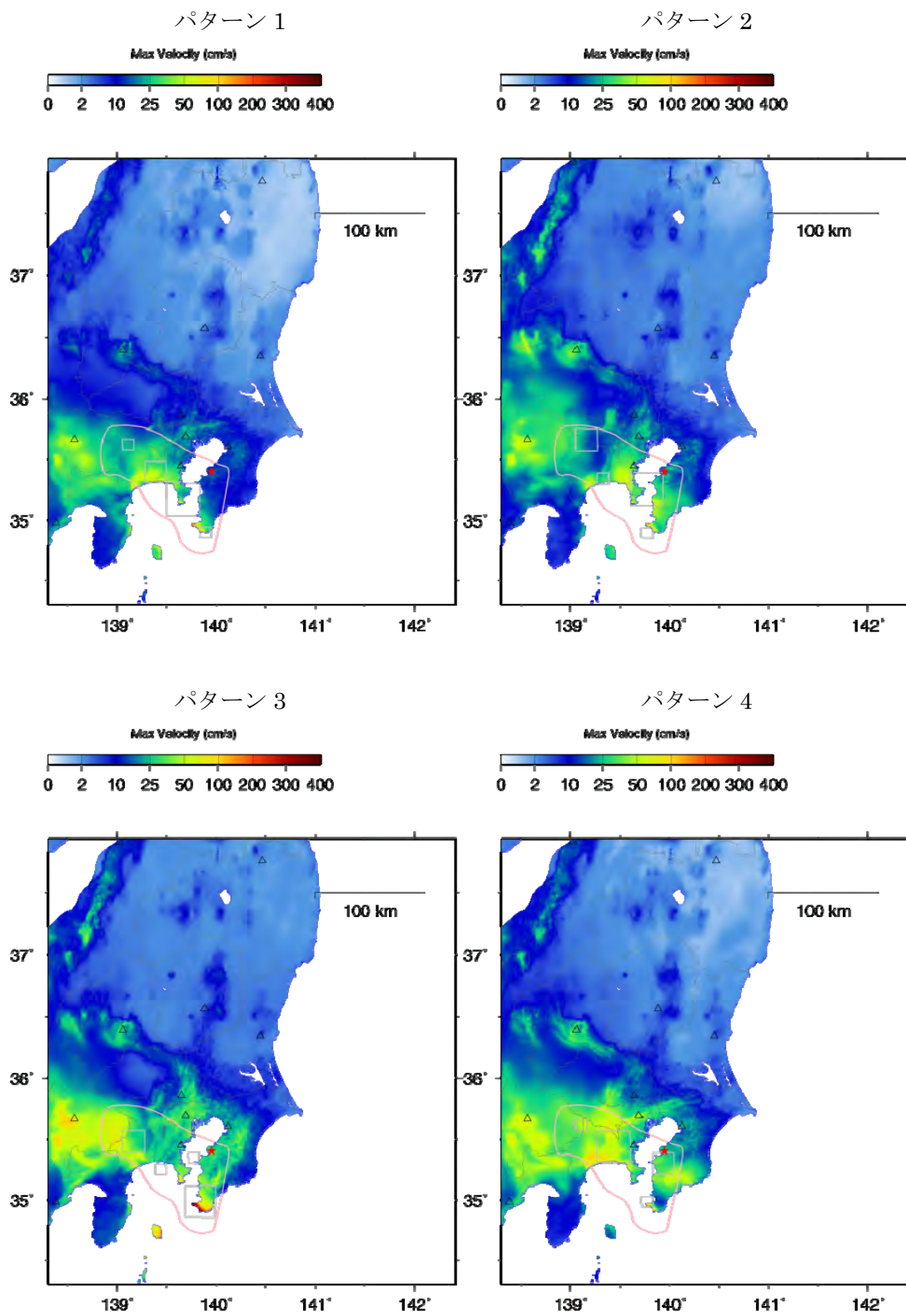


図 3.4-11 (4) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布 (破壊開始点 CD)。

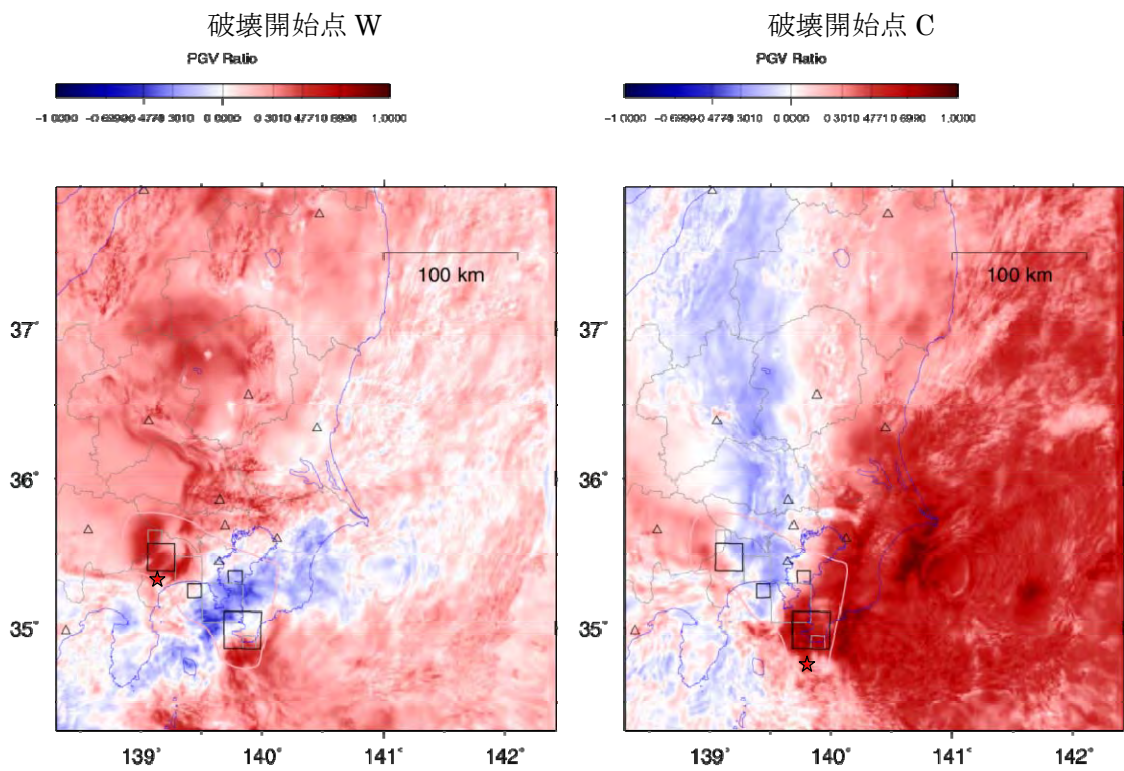


図 3.4-12 アスペリティ配置パターン 1 に対するパターン 3 の PGV 比の対数の分布。

表 3.4-4 図 3.4-13 以後で比較する震源モデルと色の対応。

アスペリティ	破壊開始点	色
パターン 1	W	■
パターン 2	C	■
パターン 3	WD	■
パターン 4	CD	■

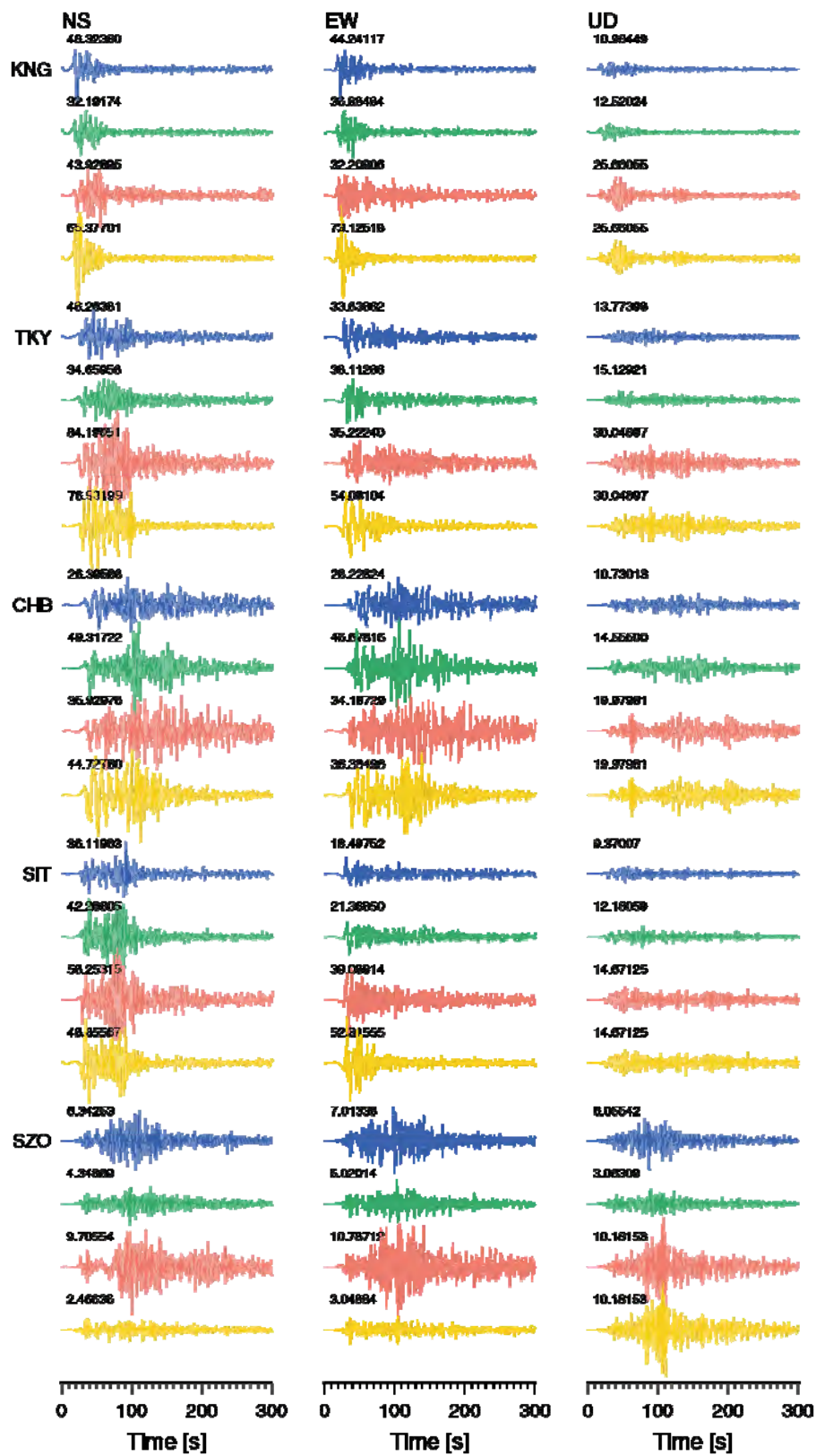


図 3.4-13 (1) スペリティ配置パターンの違いによる速度波形 (破壊開始点 W)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

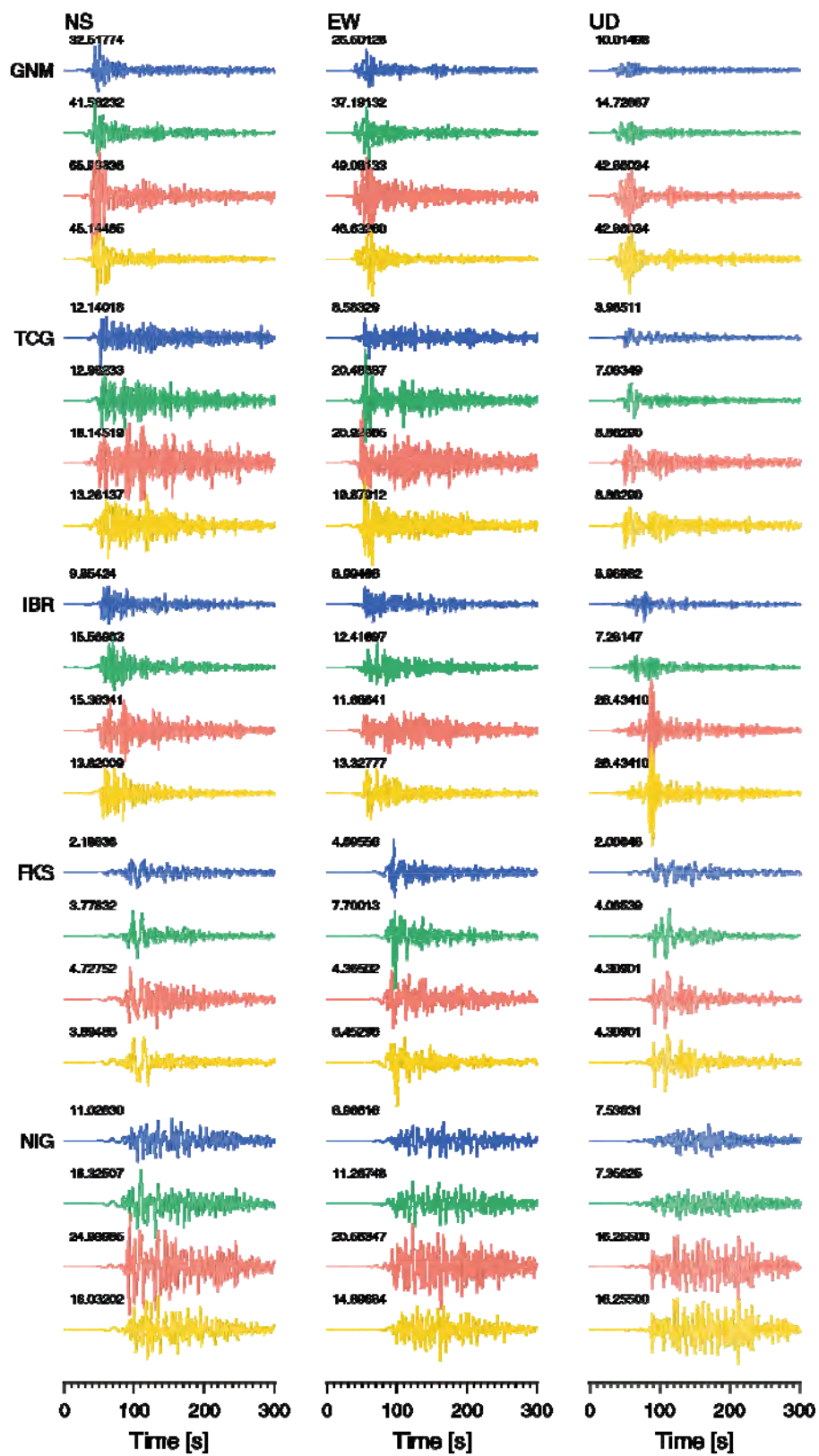


図 3.4-13 (2) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 W）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

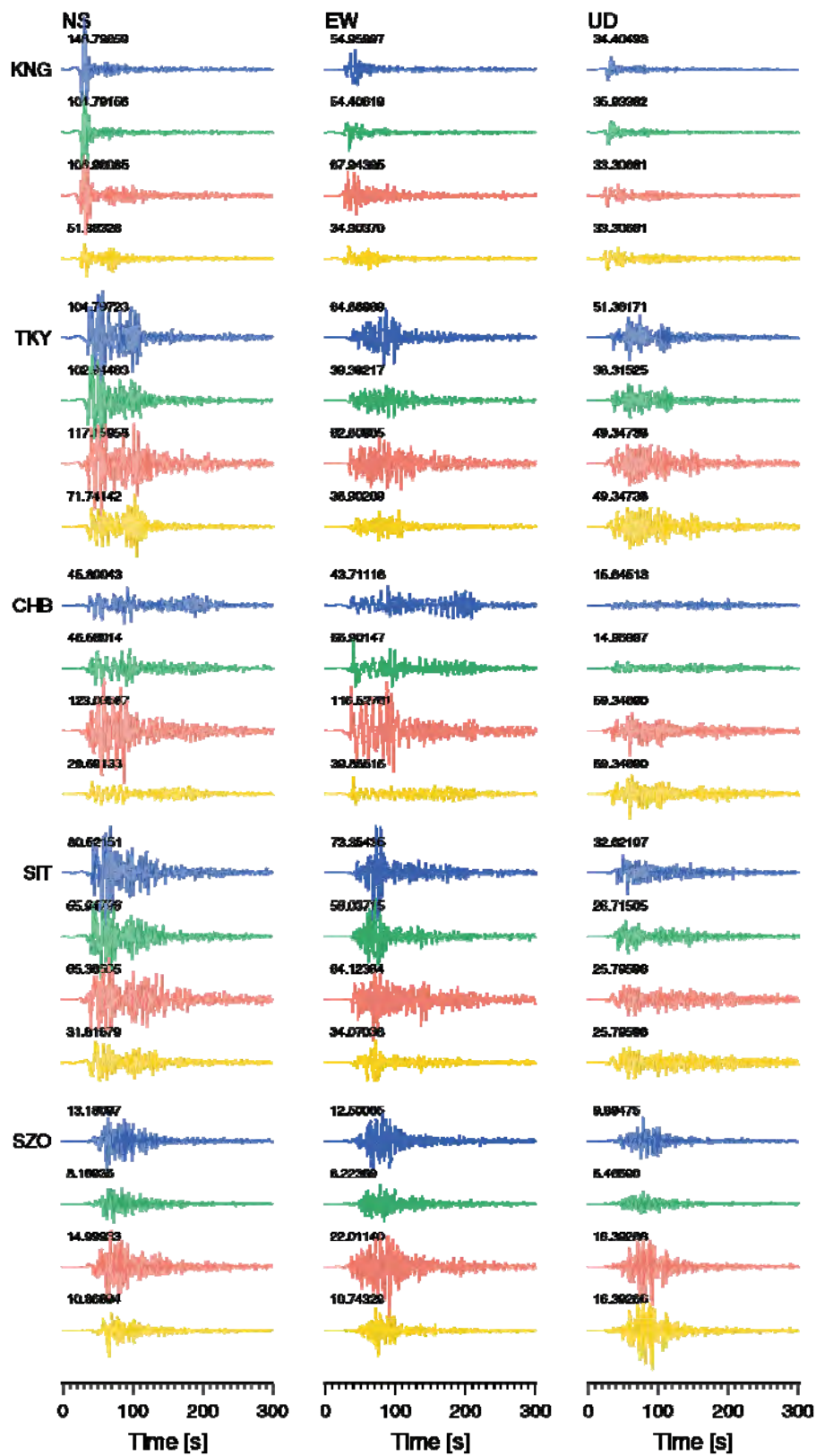


図 3.4-13 (3) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 C）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

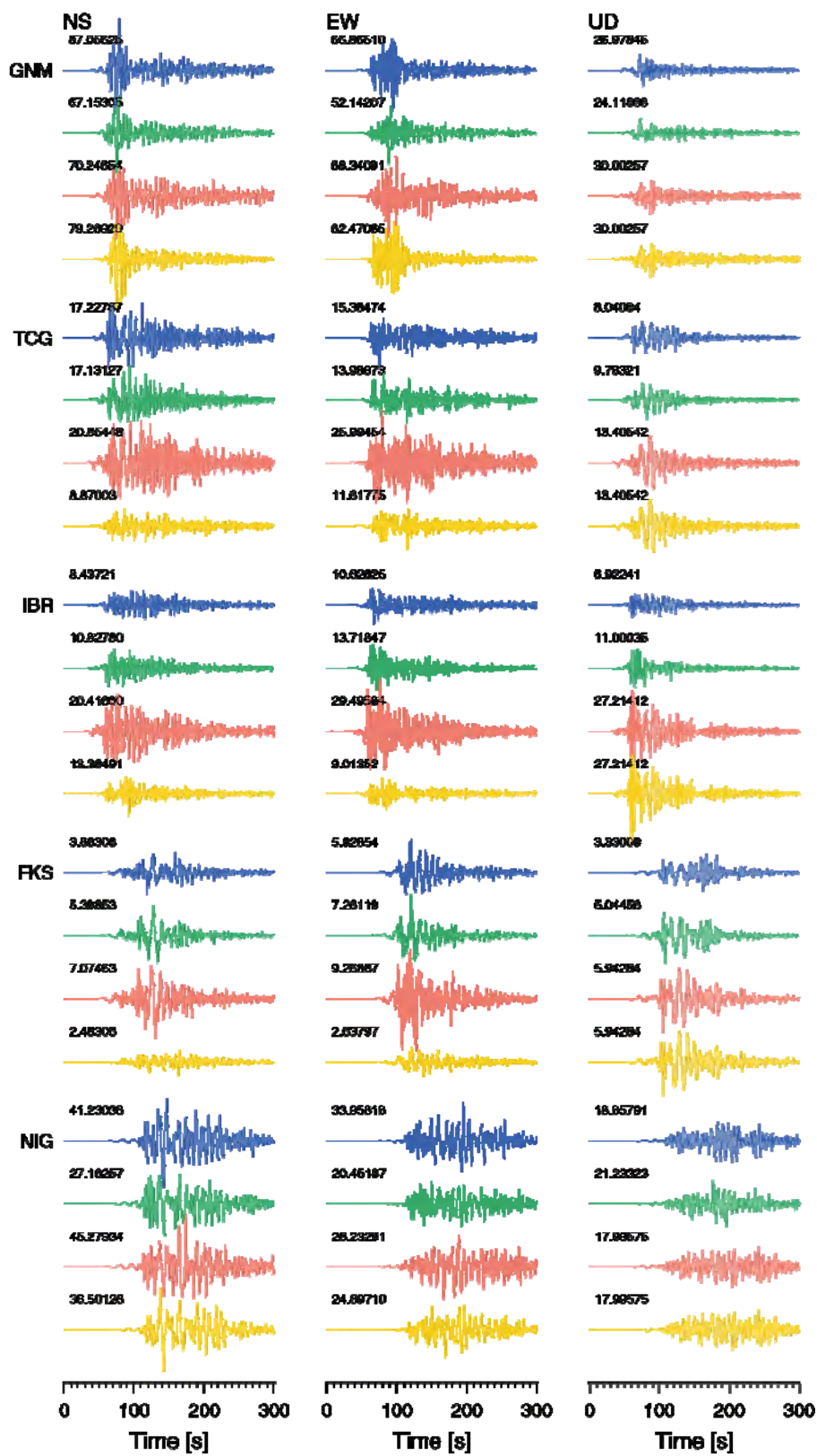


図 3.4-13 (4) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 C）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

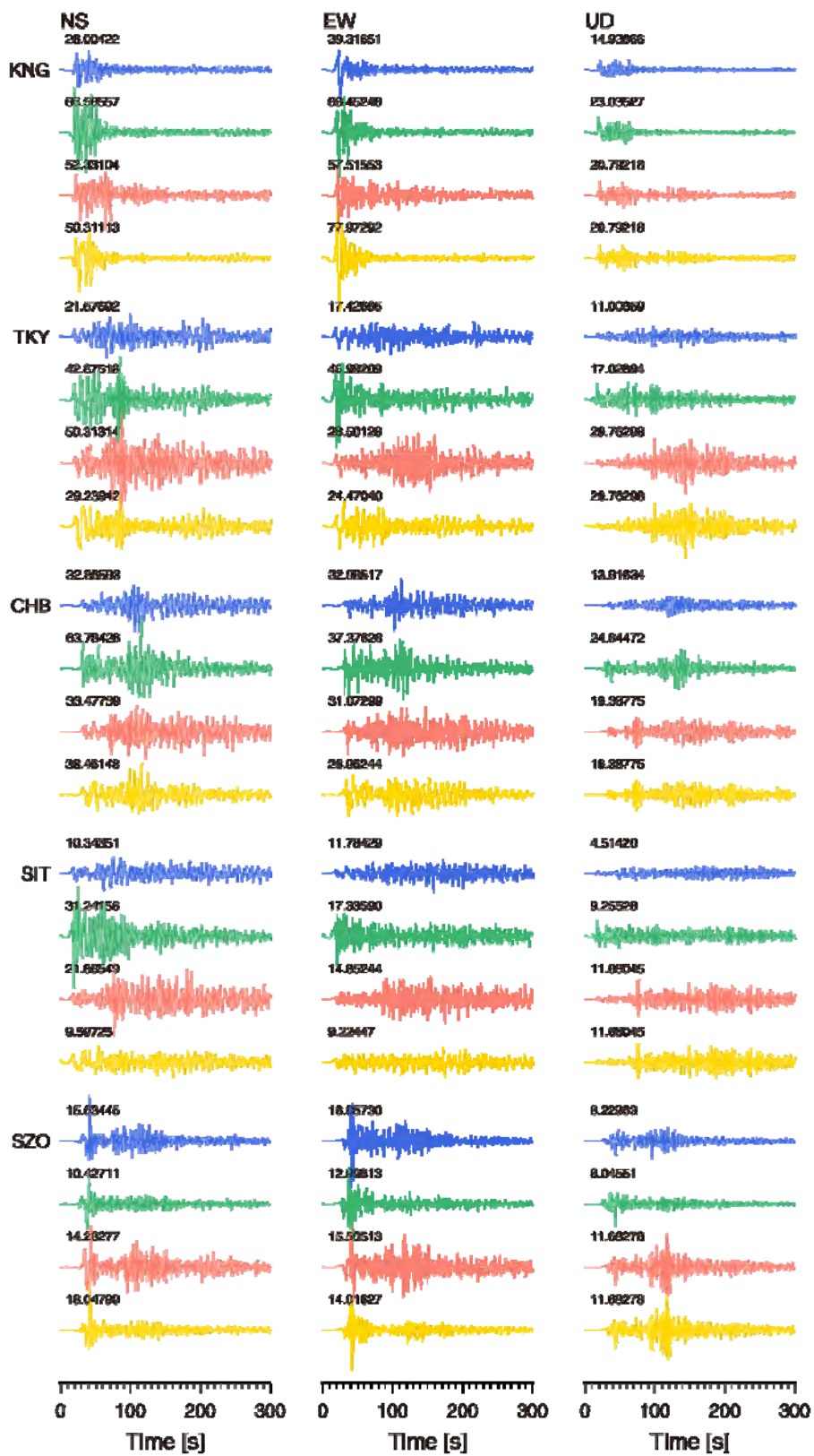


図 3.4-13 (5) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 WD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

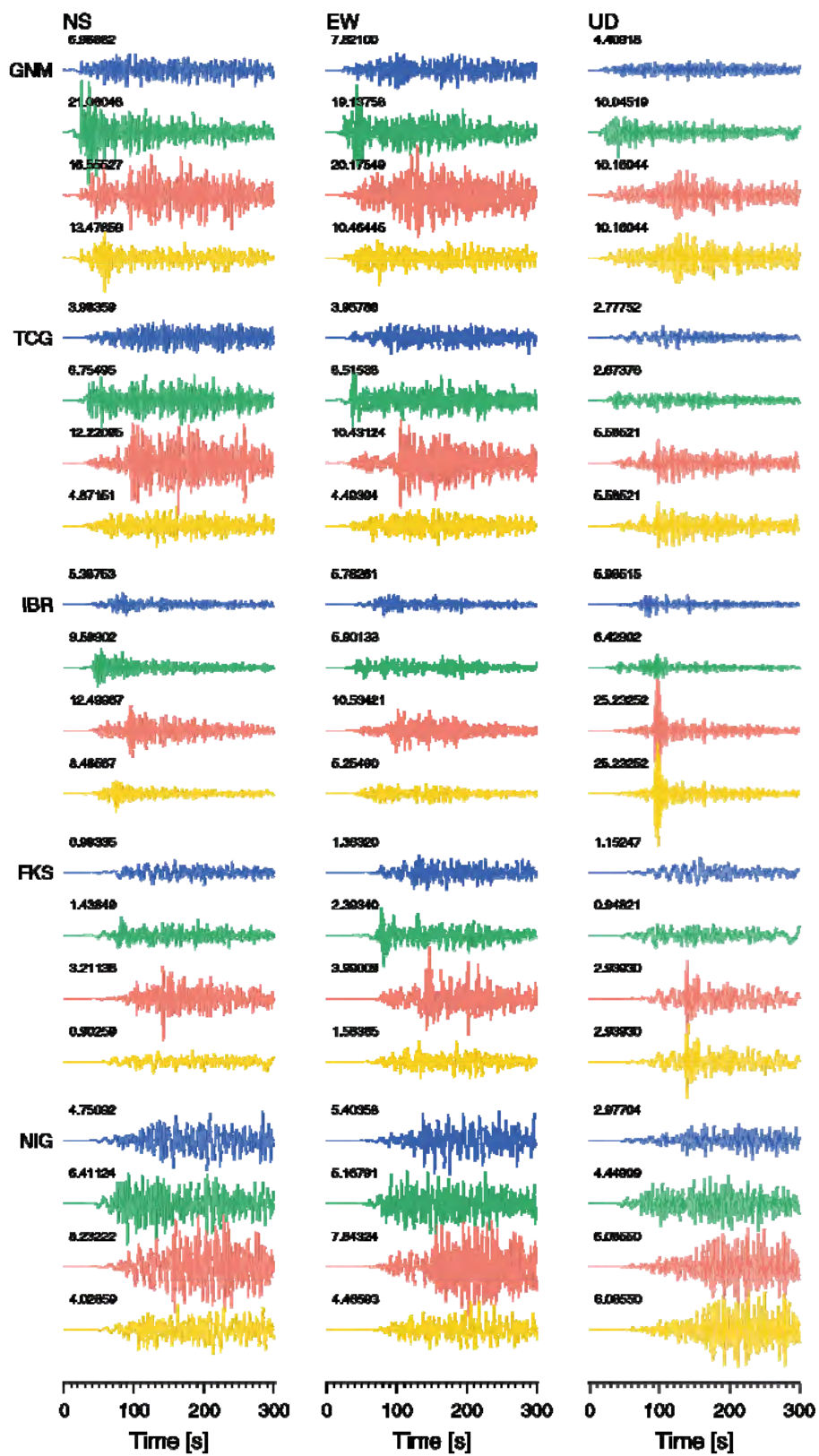


図 3.4-13 (6) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 WD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

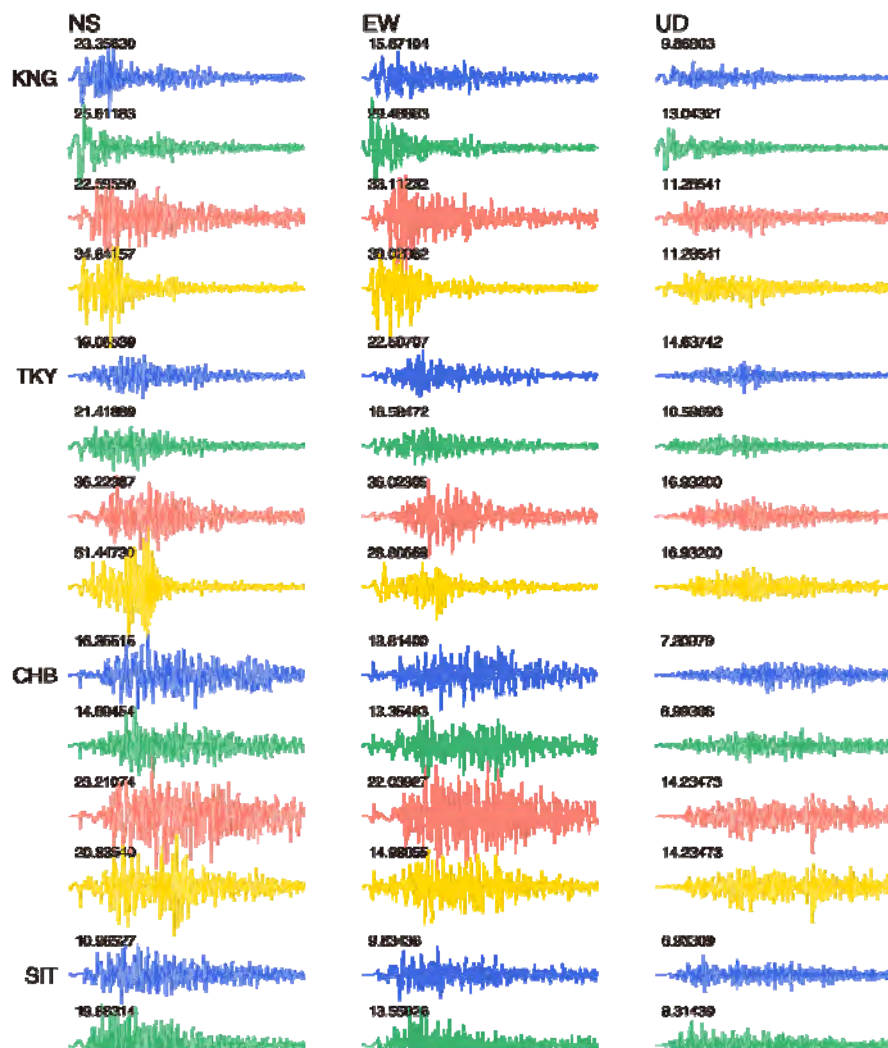


図 3.4-13 (7) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 CD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

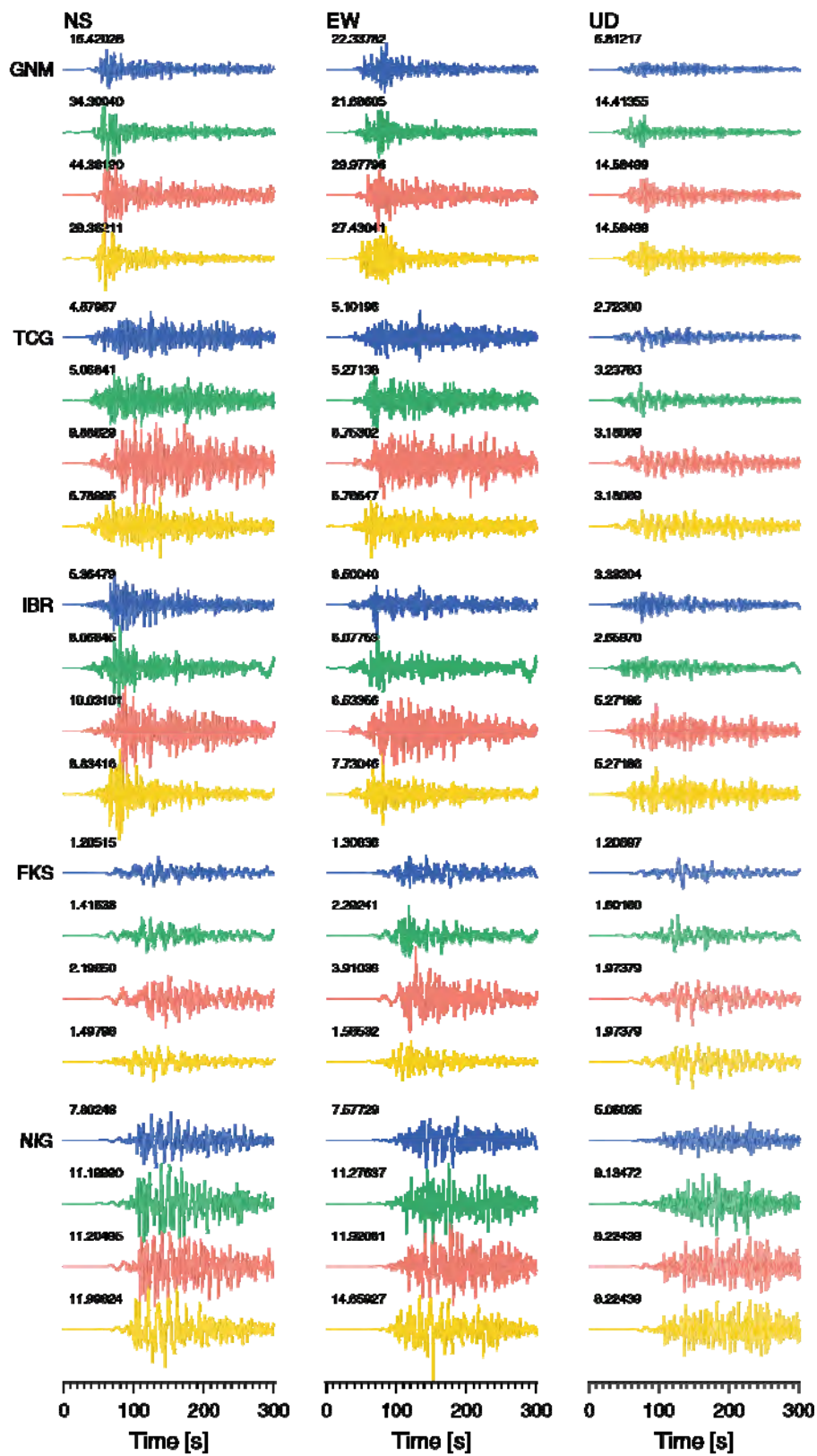


図 3.4-13 (8) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 CD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

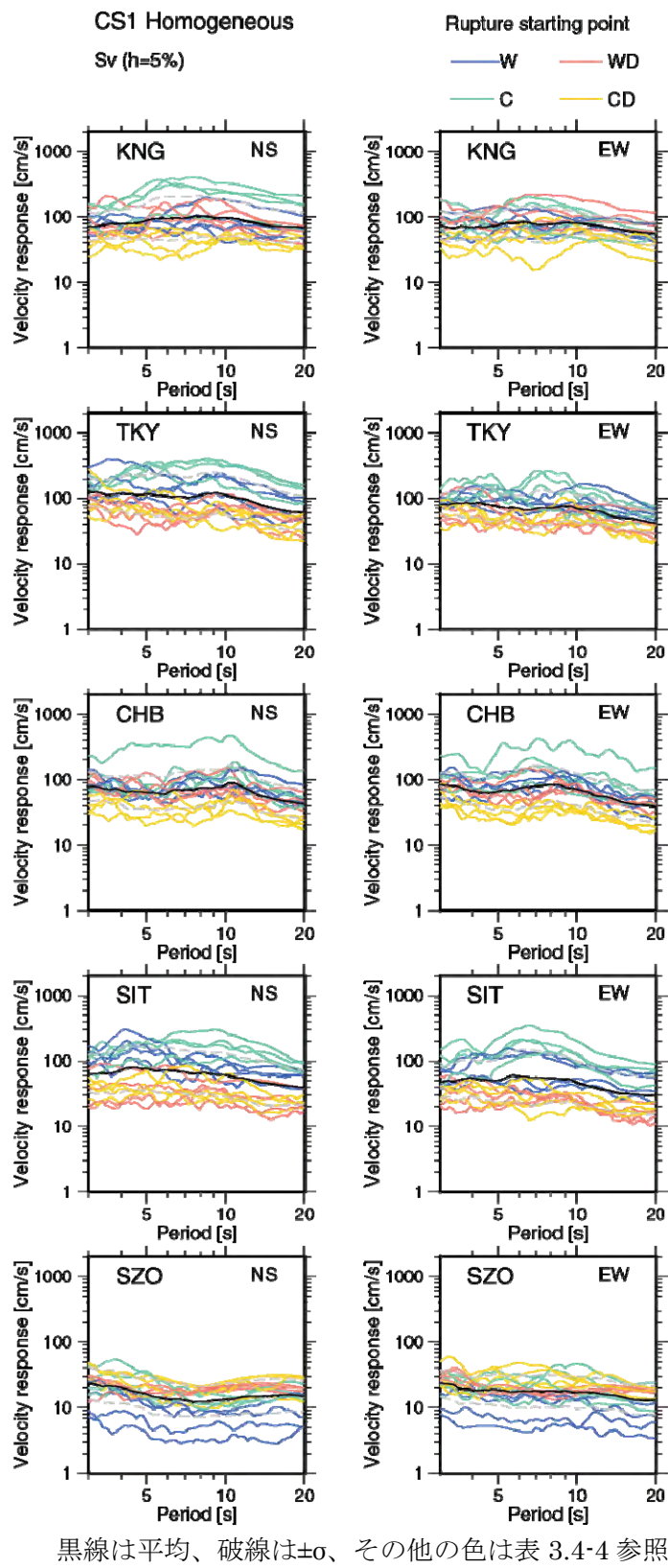


図 3.4-14 (1) 都県庁所在地における速度応答スペクトル。

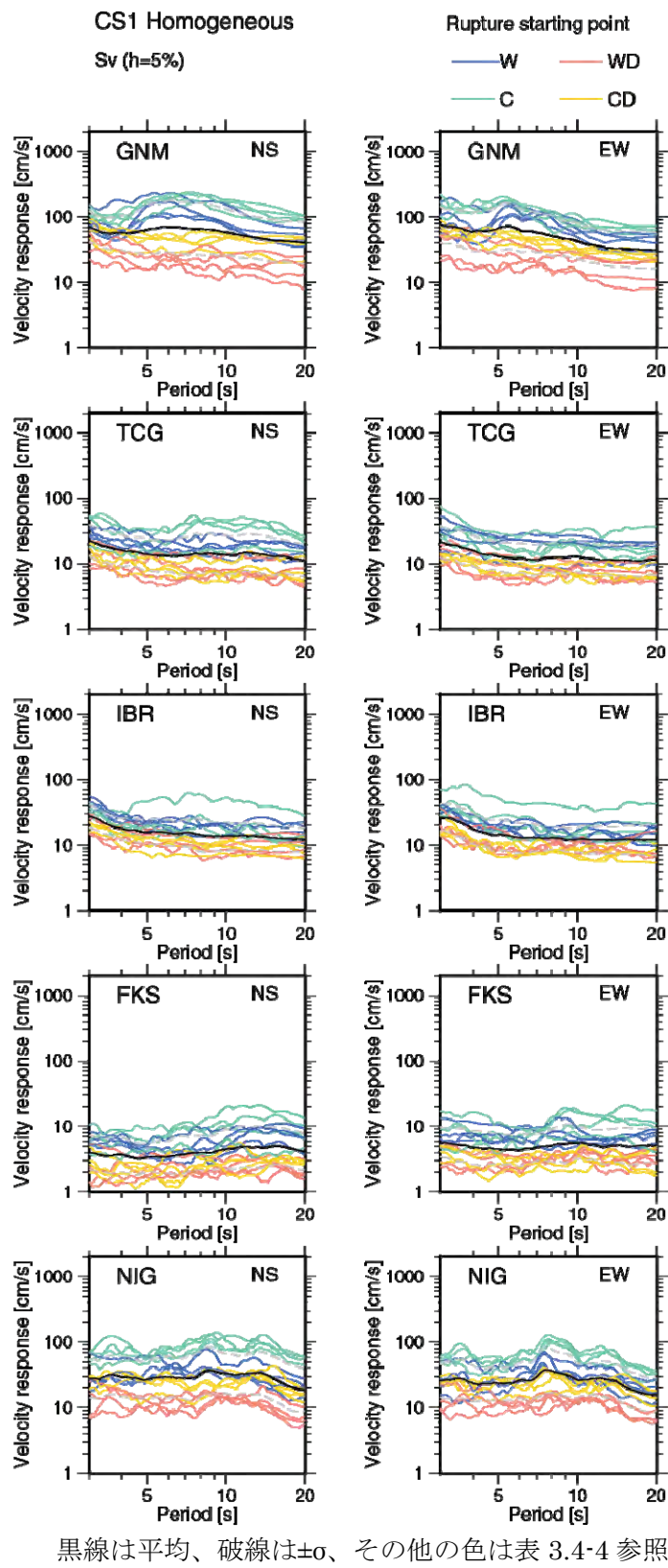
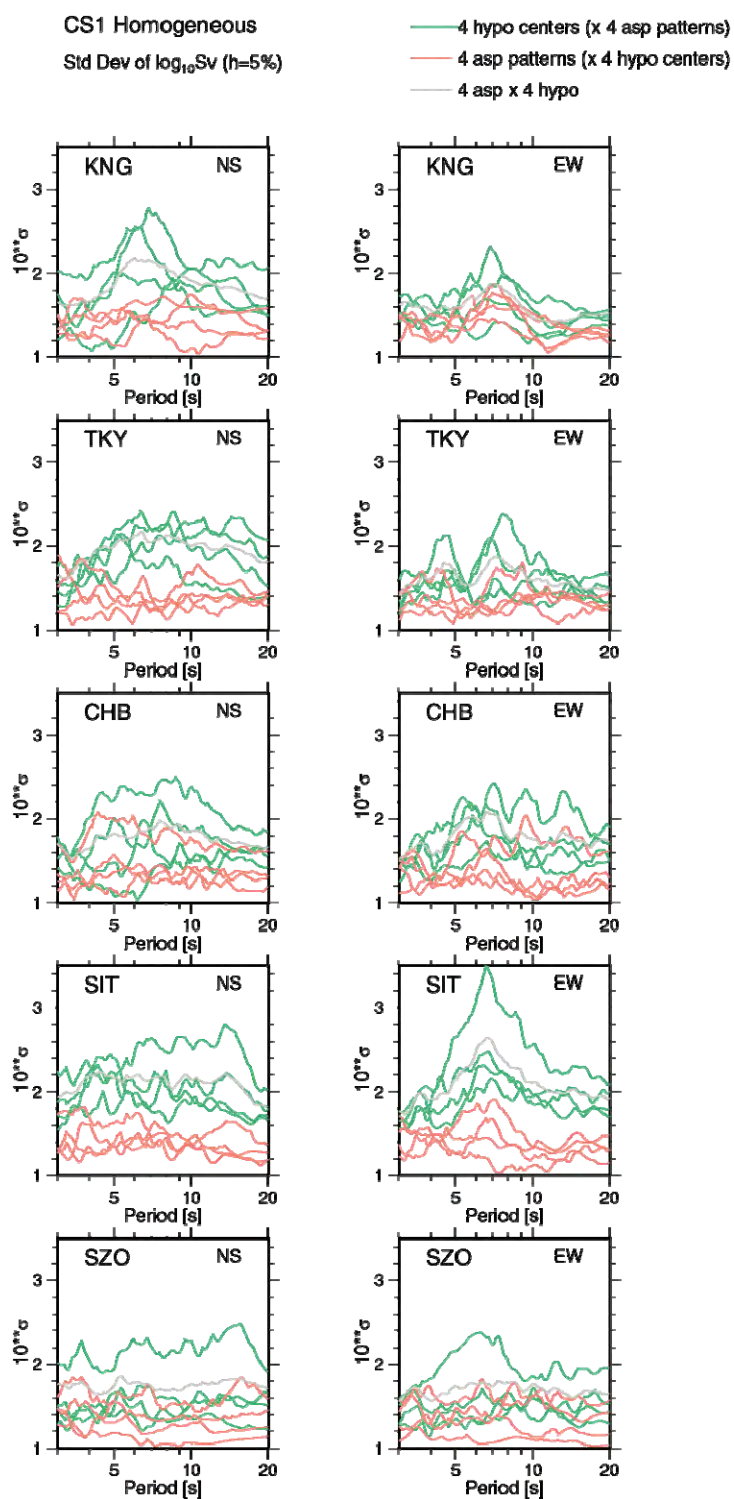
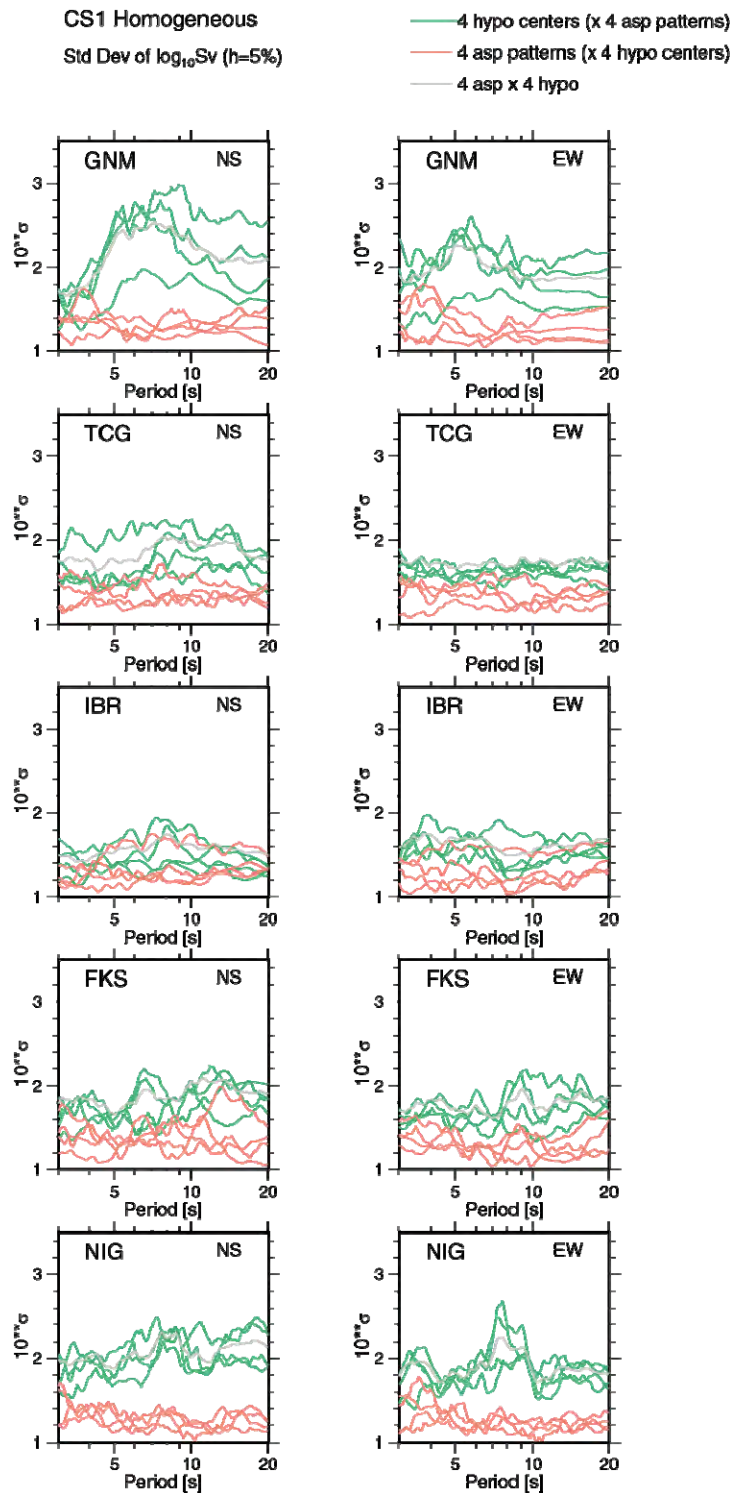


図 3.4-14 (2) つづき。都県庁所在地における速度応答スペクトル。



緑：破壊開始点を変えた場合（アスペリティ固定）
 赤：アスペリティ配置を変えた場合（破壊開始点固定）
 灰色：破壊開始点とアスペリティ配置を変えた場合（表 3.4-4 に示す 16 通り）

図 3.4-15 (1) 都県庁所在地における速度応答スペクトルの標準偏差。



緑：破壊開始点を変えた場合（アスペリティ固定）
 赤：アスペリティ配置を変えた場合（破壊開始点固定）
 灰色：破壊開始点とアスペリティ配置を変えた場合（表 3.4-4 に示す 16 通り）

図 3.4-15 (2) 都県庁所在地における速度応答スペクトルの標準偏差。

5) 不均質モデルにおける長周期地震動シミュレーション

(A) 破壊伝播速度の不均質の影響

基本モデルに対して3)(B)で述べたように破壊伝播速度に不均質を導入することにより破壊時刻分布に揺らぎを与えたモデル(以下、破壊時刻不均質モデル)を作成し、地震動分布におよぼす影響を調べた。ここではアスペリティ配置パターンは「パターン1」に固定し、震源域はCS1を用いる。図3.4-16に基本モデルに対する破壊時刻不均質モデルによるPGV比の対数を破壊開始点W、C、WD、CDについて示す。破壊の広がる方向にPGV比が1以下(対数で0以下)になる領域が広がっており、これは破壊伝播速度に不均質を導入したことにより破壊の進む方向での波の重ね合わせの効果が弱まった影響と考えられる。影響の大きいところでPGV比は数分の1であり、特に関東地域への指向性効果の大きい破壊開始点Cの場合には、関東地域南部から北西部に向けて最大で5分の1程度(対数でおおよそ-0.699)にPGVが小さくなっている。

(B) プレートの運動方向の不均質の影響

基本モデルに対してプレートの運動方向に不均質を導入することによりすべり角に揺らぎを与えたモデル(以下、すべり角不均質モデル)を作成し、地震動分布に及ぼす影響を調べた。ここではアスペリティ配置パターンは「パターン1」に固定し、震源域はCS1を用い、破壊時刻分布は基本モデルと同じものとする。図3.4-17に基本モデルに対するすべり角不均質モデルのPGV比の対数を破壊開始点W、C、WD、CDについて示す。上記(A)に示した破壊時刻不均質モデルと同様、破壊の広がる方向にPGV比が1以下になる領域が広がっているが、(A)と比べてその影響は小さい。

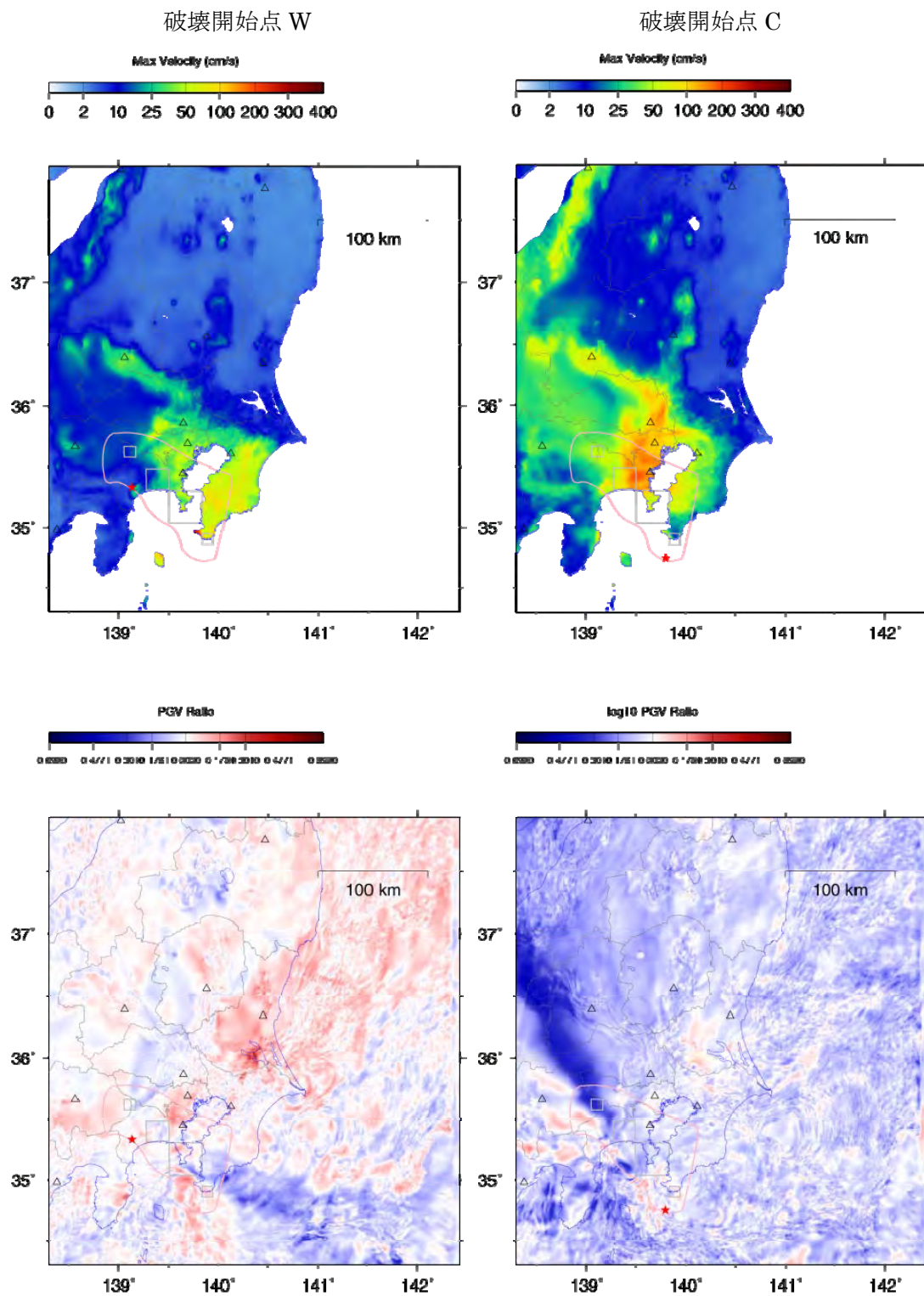


図 3.4-16 基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対する破壊伝播速度不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

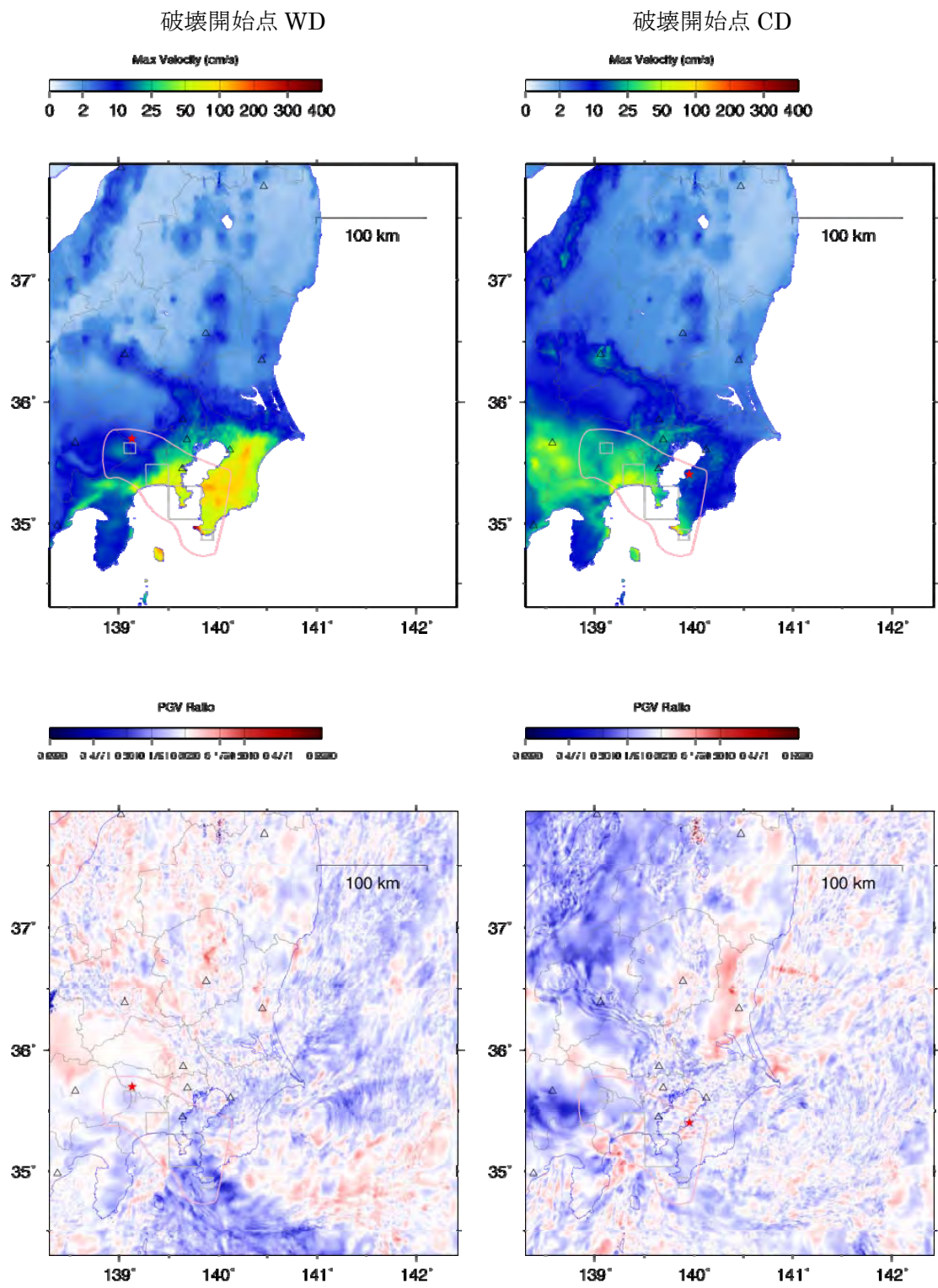


図 3.4-16 つづき。基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対する破壊伝播速度不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

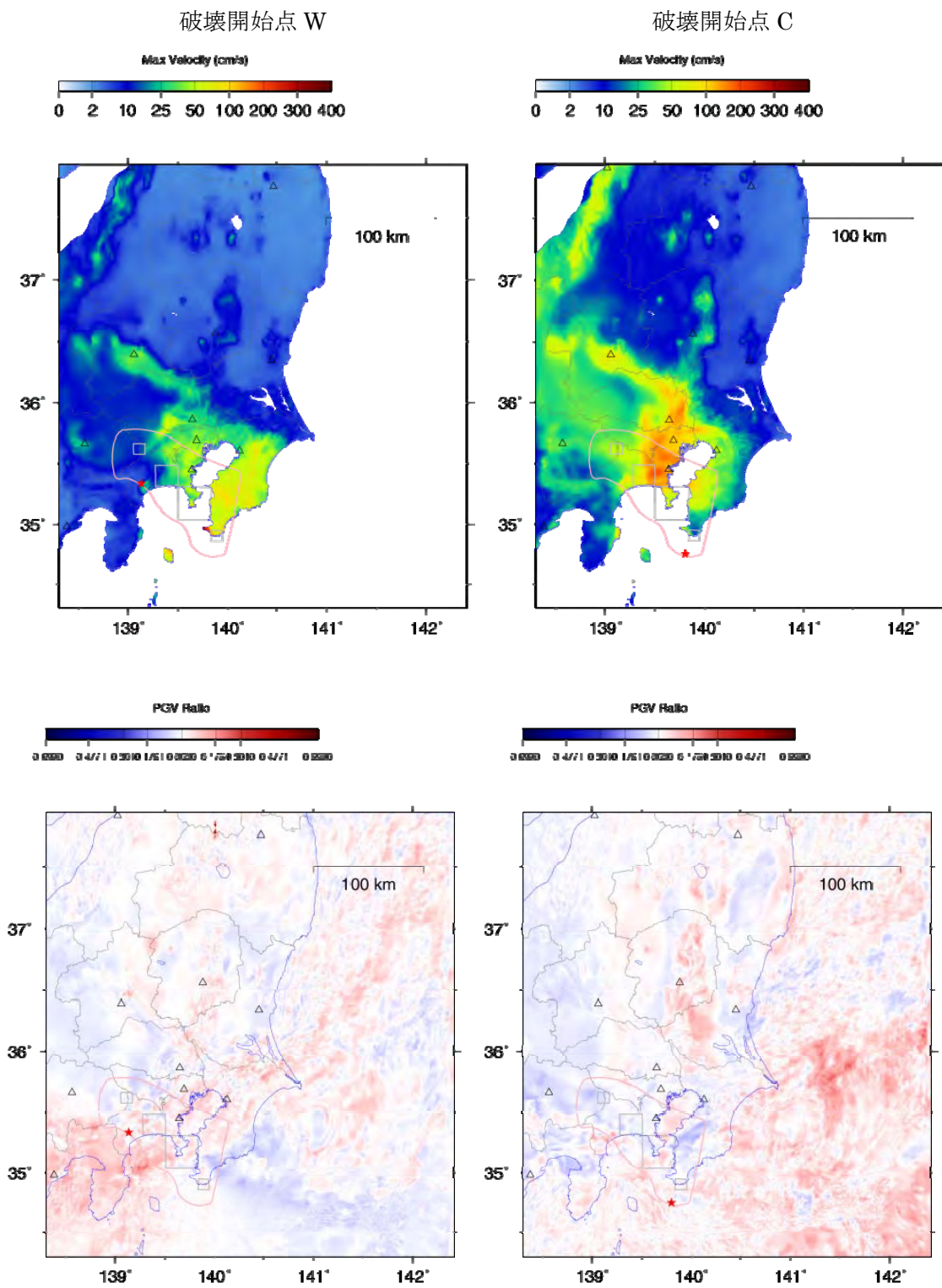


図 3.4-17 基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対するすべり角不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

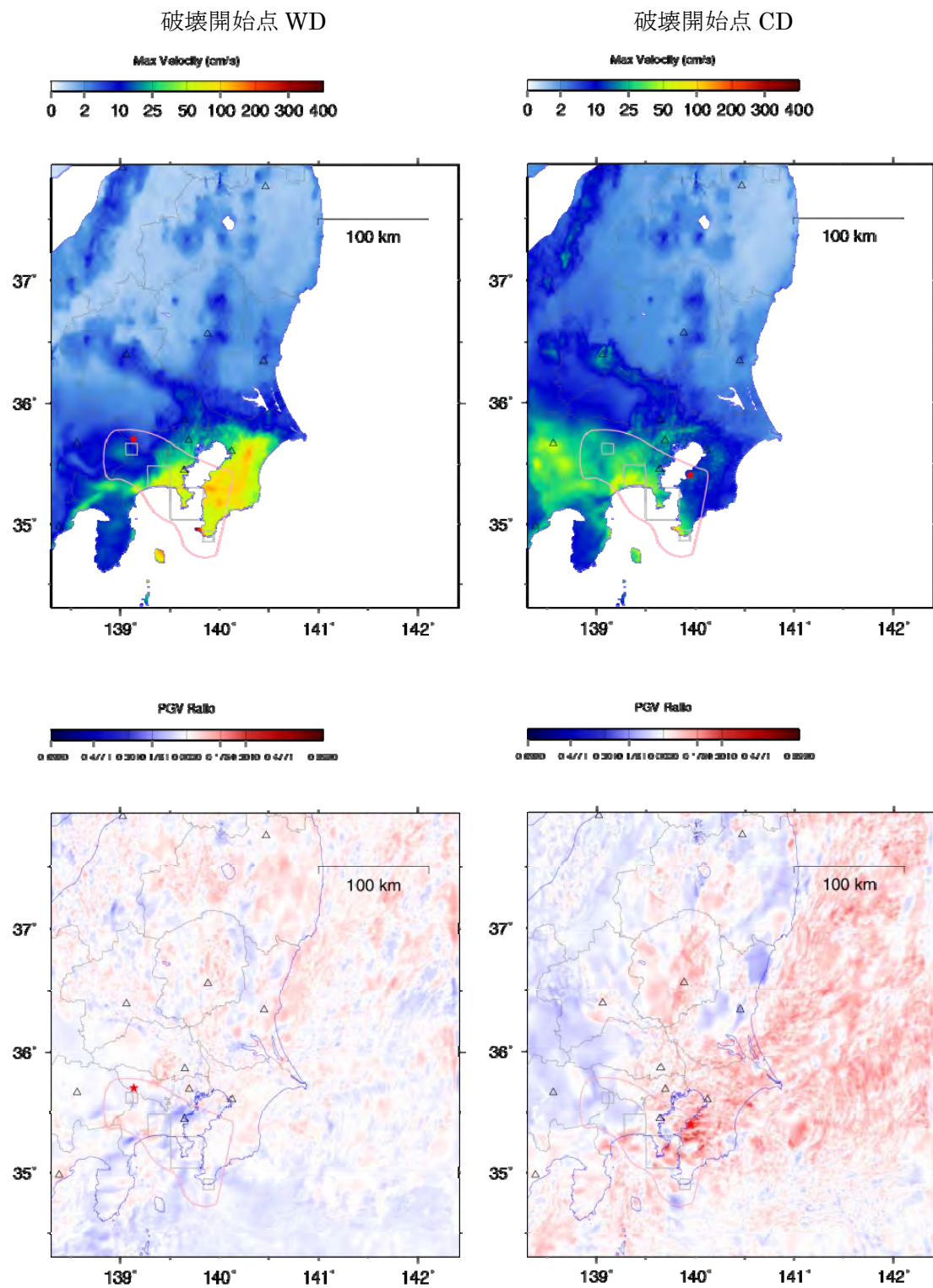


図 3.4-17 つづき。基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対するすべり角不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

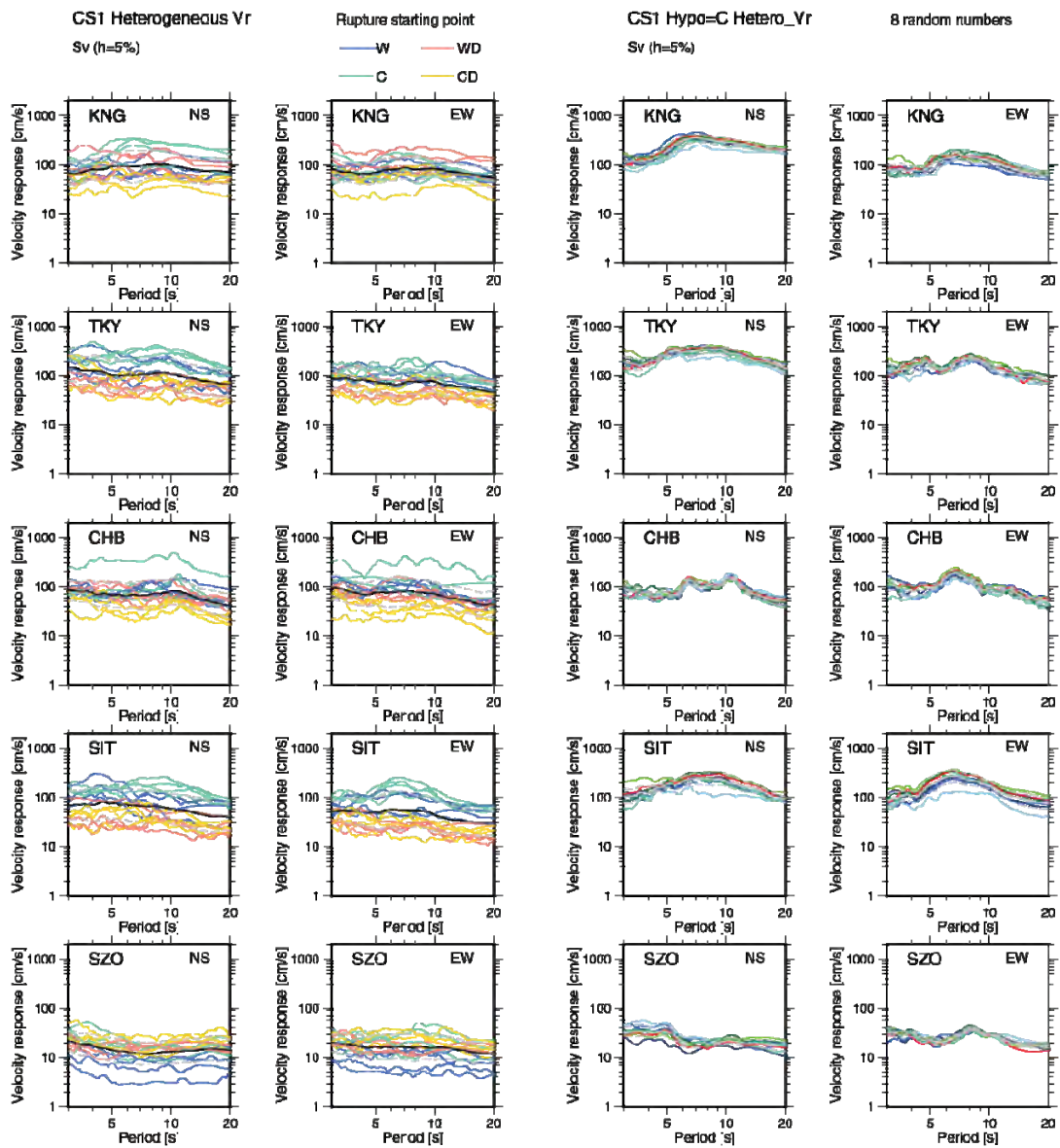
(C) 不均質性導入における乱数によるばらつき

上記 (A) (B) ではただ一通りの乱数を用いた不均質モデルについての結果のみを示したが、一通りの乱数のみで議論するためには、乱数の選び方による地震動のばらつきがその他の震源パラメータによるばらつきと比べて有意に小さいことを確認する必要がある。そこで、アスペリティ配置パターンを「パターン 1」、破壊開始点を「C」に固定し、8 通りの乱数を用いた破壊時刻不均質モデルについて地震動を計算した。

図 3.4-18 に、表 3.4-4 に示す 16 通りの震源パラメータを用いた破壊時刻不均質モデルによる速度応答スペクトルおよび 8 通りの乱数を用いた震源モデルによる速度応答スペクトルの比較を示す。これらのばらつきを定量的に比較するために、図 3.4-16 と同様に各パラメータ間及び乱数間の応答スペクトルの標準偏差を周期ごとに比較したものを図 3.4-19 に示す。乱数の違いによる標準偏差は破壊開始点やアスペリティ配置パターンの違いによる標準偏差と比べて小さい傾向にある。

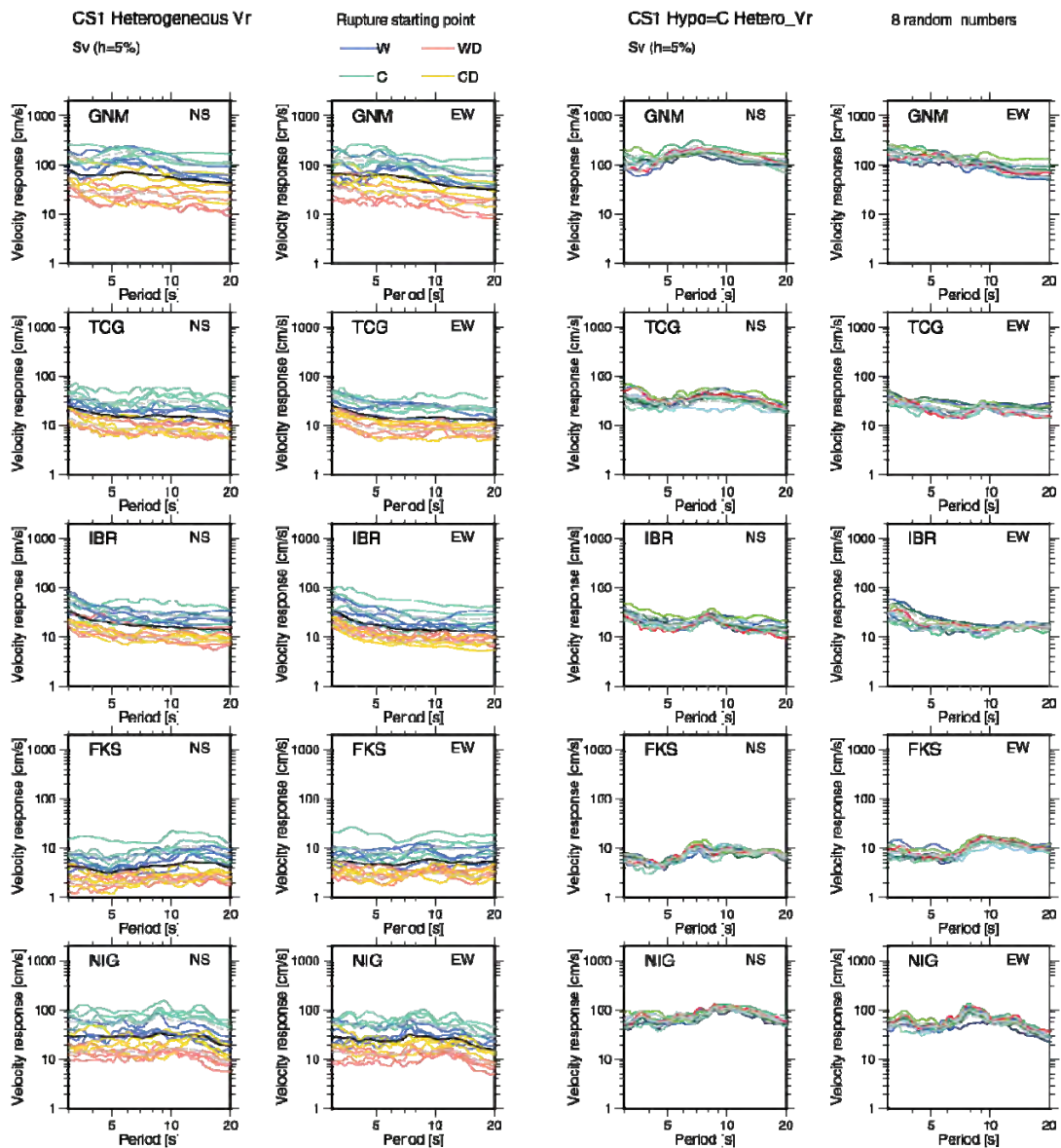
ただし、観測点によってはアスペリティ配置パターンの違いによるものと同程度となる場合もある。

図 3.4-20 に破壊速度不均質モデルおよびすべり角不均質モデルについて 8 通りの異なる乱数を用いたモデルによる PGV 分布の平均値の、基本モデルによる PGV 分布に対する比を示す。ここで破壊開始点は C、アスペリティ配置パターンはパターン 1 に固定している。乱数によるばらつきを取り除いても、基本モデルに対して指向性効果を軽減させる影響が見られる。破壊時刻不均質モデルの場合は最も影響の大きい領域では PGV が基本モデルと比べて 1/2 倍程度に減少しており、指向性効果を軽減させる影響はすべり角不均質モデルよりも大きい。



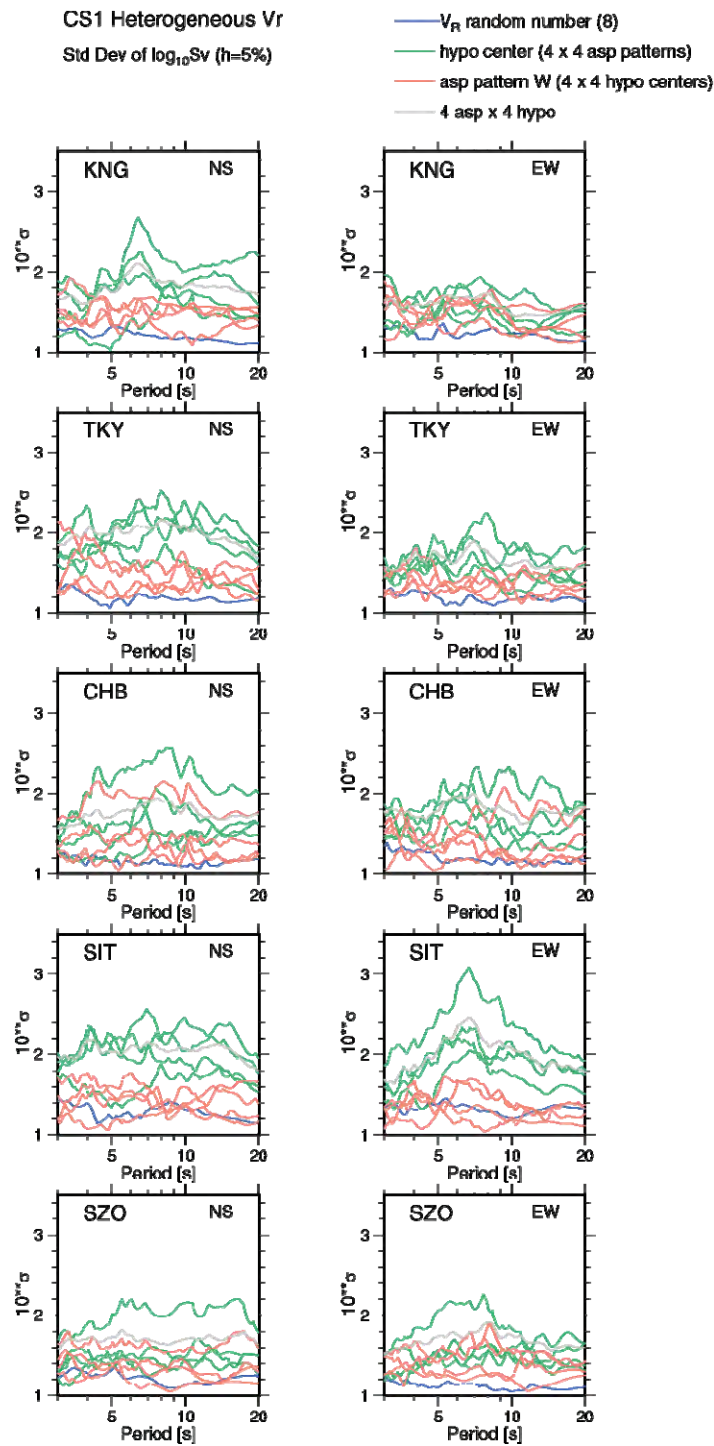
黒線は平均、破線は $\pm\sigma$ 、その他の色は表 3.4-4 参照

図 3.4-18 (1) 都県庁所在地における 5%減衰速度応答スペクトルの比較。左：16 通りのパラメータ（表 3.4-4）を用いた破壊時刻不均質モデルによる地震動。右：破壊開始点は C、アスペリティ配置はパターン 1 に固定して 8 通りの乱数を用いた時の破壊時刻不均質モデルによる地震動。ただし赤色は同条件での基本モデルによる地震動を表す。



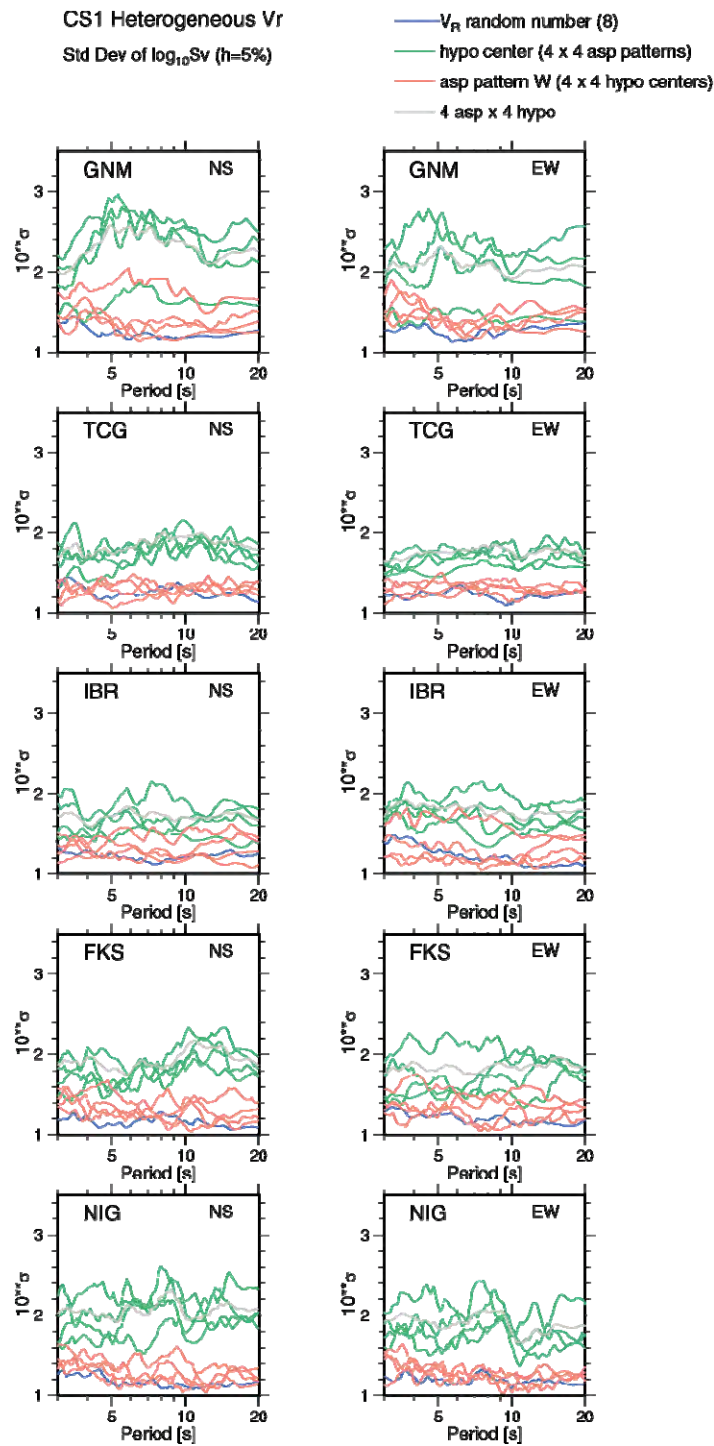
黒線は平均、破線は $\pm\sigma$ 、その他の色は表 3.4-4 参照。

図 3.4-18 (2) つづき。都県庁所在地における 5%減衰速度応答スペクトルの比較。左：16 通りのパラメータ (表 3.4-4) を用いた破壊時刻不均質モデルによる地震動。右：破壊開始点は C、アスペリティ配置はパターン 1 に固定して 8 通りの乱数を用いた時の破壊時刻不均質モデルによる地震動。ただし赤色は同条件での基本モデルによる地震動を表す。



- 緑：破壊開始点を変えた場合（アスペリティ固定）
- 赤：アスペリティ配置を変えた場合（破壊開始点固定）
- 灰：破壊開始点とアスペリティ配置を変えた場合（表 3.4-4 に示す 16 通り）
- 青：破壊開始点 C、アスペリティパターン 1 に固定し乱数を 8 通りに変えた場合

図 3.4-19 (1) 都県庁所在地における速度応答スペクトルの標準偏差（破壊時刻不均質モデル）。



- 緑：破壊開始点を変えた場合（アスペリティ固定）
- 赤：アスペリティ配置を変えた場合（破壊開始点固定）
- 灰：破壊開始点とアスペリティ配置を変えた場合（表 3.4-4 に示す 16 通り）
- 青：破壊開始点 C、アスペリティパターン 1 に固定し乱数を 8 通りに変えた場合

図 3.4-19 (2) 都県庁所在地における速度応答スペクトルの標準偏差（破壊時刻不均質モデル）

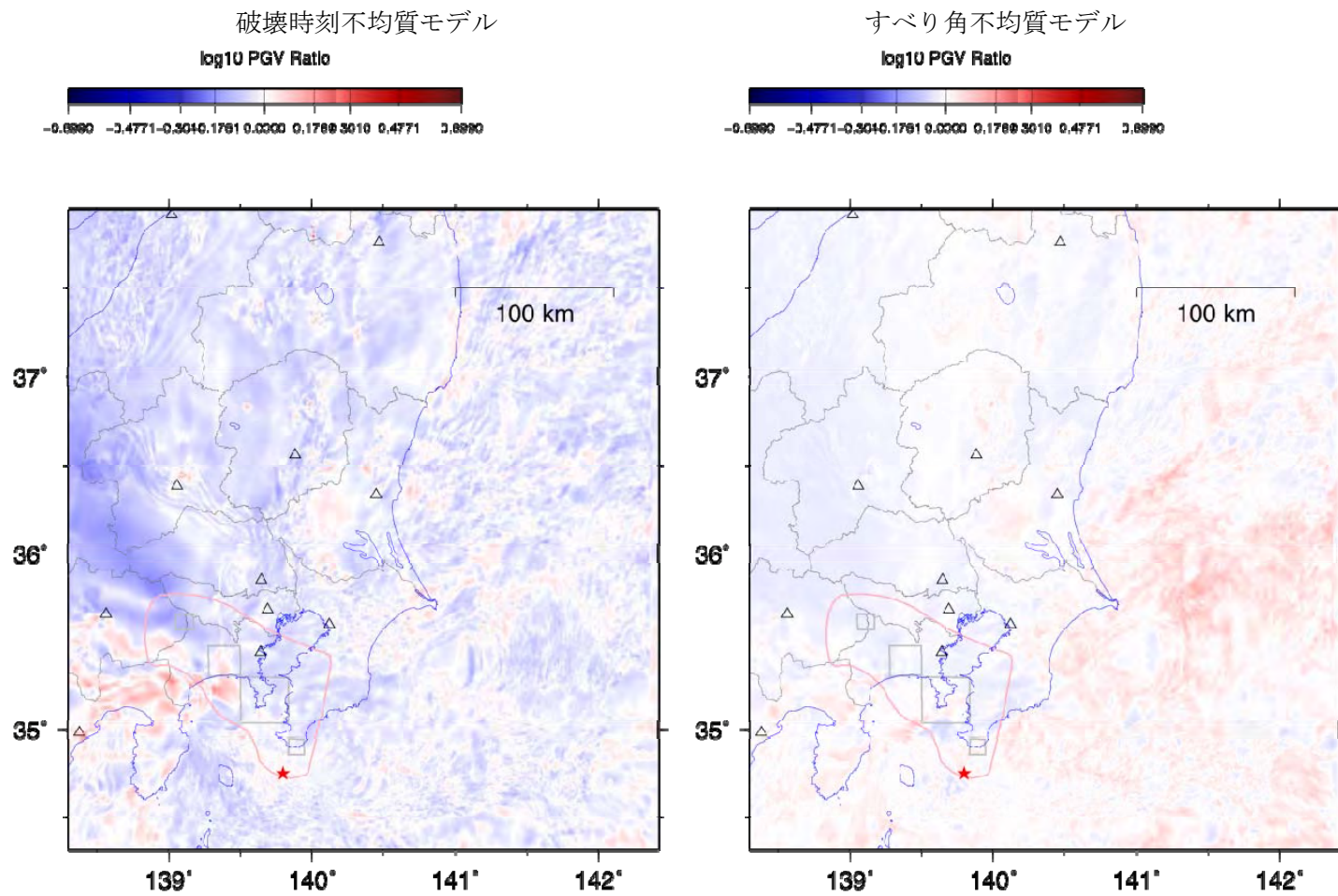


図 3.4-20 基本モデルの PGV 分布に対する乱数を 8 通りに変えた不均質モデルの平均 PGV 分布の比。破壊開始点は C、アスペリティ配置パターンはパターン 1 に固定している。

(c) 結論ならびに今後の課題

相模トラフで発生する地震について、長周期地震動計算のための震源モデル化方法の案を検討するとともに震源モデルの差が地震動に及ぼす影響を調べた。震源域として従来の想定よりも大きな規模の地震を考慮するとともに6つのセグメントに分割して各セグメントを組み合わせた複数のケースを想定することを提案した。

地震動シミュレーションの結果、同じ震源域（地震規模）であっても破壊開始点およびアスペリティ配置の違いにより最大振幅でそれぞれ最大約10倍および約5倍の差が生じることを示した。一方で、破壊伝播の不均質性を導入した結果、破壊の進む方向で最大振幅が約1/2となることを明らかにした。相模トラフの地震は、大規模平野の直下まで震源域が含まれている点において南海トラフの地震と異なっており、本検討で得られた結果は、今後長周期地震動のハザード評価を実施する上での震源モデル設定において非常に有用なものである。

ここでは大正型（Mw7.9）、元禄型（Mw8.2）および最大級（Mw8.6）の検討にとどまっているが、今後は、相模トラフで発生し得る様々な規模の地震についても長周期地震動シミュレーションを実施することが長周期地震動予測地図の作成あるいは長周期地震動ハザードの評価に必要不可欠である。

(d) 引用文献

- 1) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 2) Eshelby, J.D., The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396, 1957.
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価, 2004.
- 4) 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」2012年試作版－南海地震(昭和型)－, 2012.
- 5) Kimura, H., K. Kasahara and T. Takeda, Subduction process of the Philippine Sea plate off the Kanto district, central Japan, as revealed by plate structure and repeating earthquakes, *Tectonophysics*, 472, 18-27, 2009.
- 6) 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* 2, 53, 1-9, 2000.
- 7) 関口春子・吉見雅行, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化, *月刊地球*, 号外 55, 103-109, 2006.
- 8) Uchida, N., T. Matsuzawa, J. Nakajima and A. Hasegawa, Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 115, B07309, 2010.

3. 5 長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

長周期地震動予測地図やその成果物の効果的な活用に関する検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	河合 伸一
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	東 宏樹

(c) 研究の目的

①解説のためのウェブページの試作

長周期地震動の性質や、それらがもたらす被害、その対策について分かりやすく説明したウェブページを試作し、長周期地震動予測地図の利活用を促進する上で必要な方策を提示する。

②携帯端末等への情報提供アプリケーションの高度化

ユーザーが今いる場所あるいは必要とする任意の場所での長周期地震動に関する情報をインターネットやモバイルネットワークを通して入手でき、かつわかりやすく可視化するためのアプリケーションを高度化して試行し、必要な方策を提示する。

(2) 平成 24 年度の成果

(a) 研究の要約

①解説のためのウェブページの試作

長周期地震動予測地図の利活用に向けて、サブテーマ（3）および（4）の地震動シミュレーション結果をもとに高層ビルの応答計算を行い、どのような被害が生じる得るかを検討した。また、平成 23 年度の「長周期地震動予測地図作成等支援事業」の成果とあわせ、長周期地震動の性質や、それらがもたらす被害、その対策について説明したウェブページを試作した。

②携帯端末等への情報提供アプリケーションの高度化

ユーザーが今いる場所あるいは必要とする任意の場所での長周期地震動に関する詳細な情報を携帯端末（スマートフォン）アプリの機能を追加し高度化した。また、長周期地震動に関する理解を促進するため、複数の地点で地盤構造の違いによる揺れの違いを可視化するアプリを作成した。

(b) 研究の成果

1) ウェブページのコンテンツに関する検討

長周期地震動により生じる被害の解説に資するため、サブテーマ（3）および（4）で実施した地震動シミュレーション結果に基づいた高層ビルの応答計算を実施するとともに、長周期地震

動に関して提案されている指標と被害との関係について検討した。

(A) 南海トラフの地震の長周期地震動による超高層ビルの応答

「3.3 南海トラフの地震の震源モデル化手法の検討等」および平成23年度の長周期地震動予測地図作成等支援事業において実施された、南海トラフの地震を対象とした長周期地震動シミュレーション結果について、地震動の発生パターンごとに重みづけを設定し、それらの平均あるいはばらつきを考慮することにより、当該地点での「平均」、「平均+ σ 」の地震動を設定する。このとき、地震の発生パターン（震源域）の違いによる重みについては、地震調査研究推進本部による南海トラフの地震の長期評価（地震調査委員会、2001）や地震動ハザード評価（確率論的地震動予測地図の作成）を参考に、過去に実際に発生したと考えられるパターンに大きな重みをおくように設定した（表3.5-1）。一方、同一の震源域で震源パラメータが異なる複数ケースの重みは均等とした。

表3.5-1に示す重みを考慮して計算した多数のシミュレーション結果の擬似速度応答スペクトルの平均、平均+ σ のスペクトルに最も近い地震動を、「平均」、「平均+ σ 」の地震動として設定する。この時、誤差を計算する区間は、3秒～8秒とする。代表例として図3.5-1に東京の長周期地震動シミュレーション結果による地震動のスペクトルと、平均、平均+ σ のスペクトルを示す。また、平均及び平均+ σ のスペクトルに最も近い地震動のスペクトルを図3.5-2に示す。

表 3.5-1 地震動の発生パターン毎の重み係数*1。

ケース 名称		日向灘	南海	東南海	東海	トラフ 沿い	重み	計算数*2
①	最大級						0.0172	6
②							0.0172	19
③	3 連動						0.1293	6
④							0.1293	18
⑤	2 連動						0.0345	6
⑥							0.2586	4
⑦	単独						0.2931	4
⑧							0.0690	4
⑨							0.0517	2

*1：網掛け部分が震源域の範囲を示す。

*2：同一の震源域で震源パラメータが異なる計算数。それらの重みは均等とする。

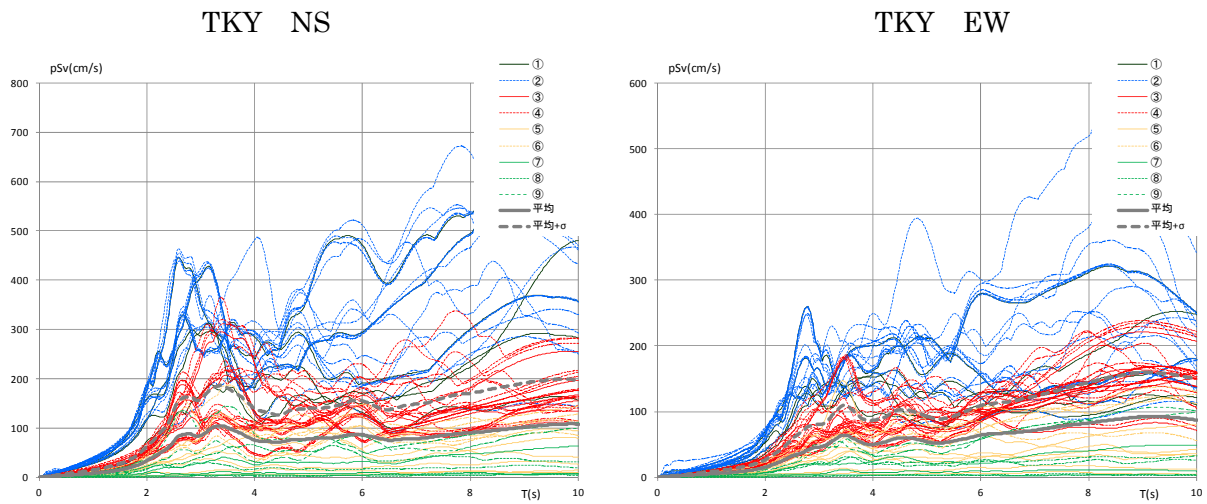


図 3.5-1 東京 (TKY) における全計算ケースのスペクトル。

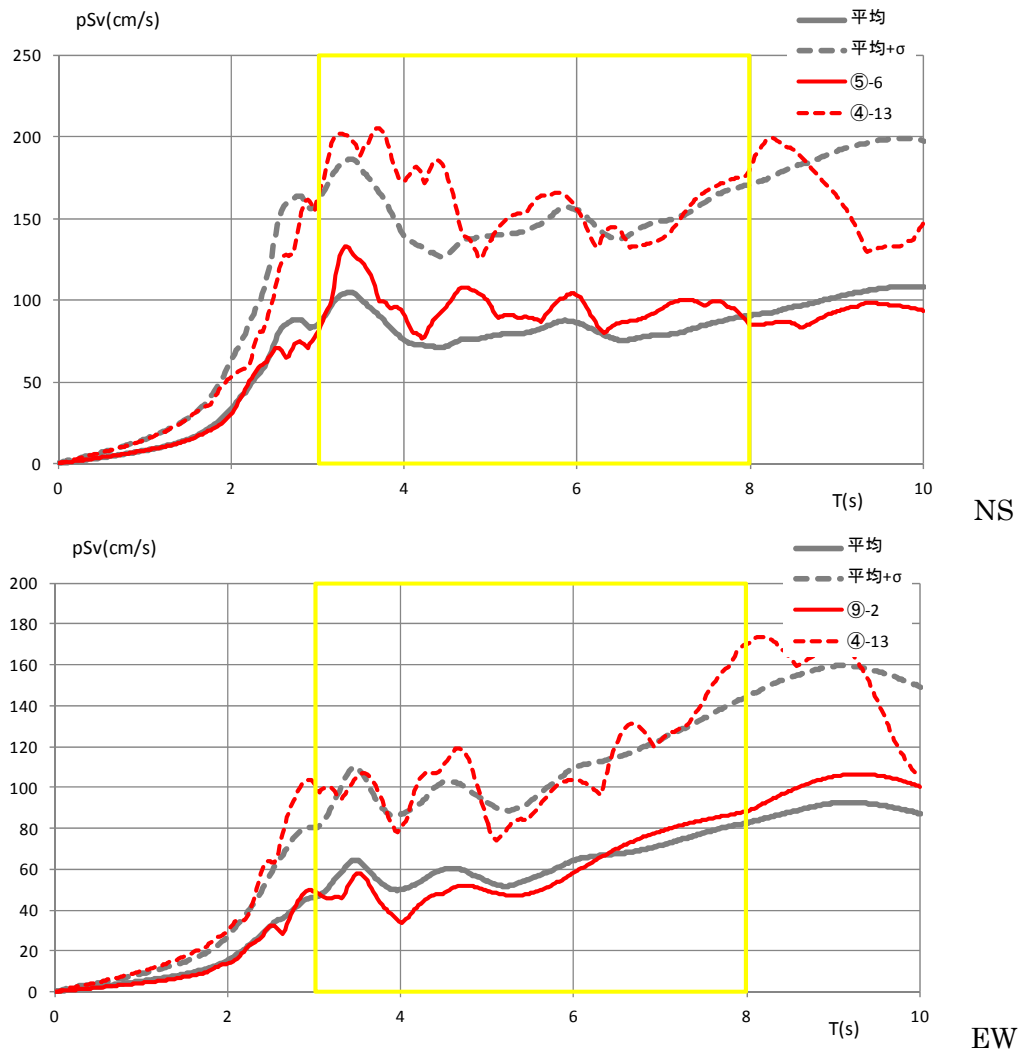


図 3.5-2 東京 (TKY) におけるスペクトル平均及び平均+ σ と選択した地震動のスペクトル。

平成23年度の長周期地震動予測地図作成等支援事業において応答計算が実施された7地点のうち、平均及び平均+ σ の地震動を想定して地震応答解析を実施した以下の4地点について、応答の傾向と特徴を示す。

(1) 愛知 (図 3.5-3)

平均の地震動を想定した場合には層間変形角は概ね 1/200 程度であり、部材はほぼ弾性範囲に留まり損傷はない。平均+ σ の地震動を想定した場合には、30階建のみ 1/100 程度の最大層間変形角が予想されるが、45階建、60階建では 1/200 程度である。従って、平均+ σ の地震動でかつ 30階建程度の場合にのみ建物に損傷が想定される。

(2) 大阪 (図 3.5-4)

平均の地震動を想定した場合には層間変形角は概ね 1/200 程度であり、部材はほぼ弾性範囲に留まり損傷はない。平均+ σ の地震動を想定した場合には 30階建及び 45階建で 1/100 の層間変形角が予想される。その時には部材が塑性化して損傷が予想される。

(3) 大阪舞洲 (図 3.5-5)

平均の地震動を想定した場合には、最大層間変形角は建物高さによらず概ね 1/100 程度であり、その応答は過大ではない。しかし、平均+ σ の地震動を想定した場合、1/50 を越える層間変形角が予想され、部材の塑性化も大きく進展し、大きな損傷が予想される。当該地点は上記大阪と近いが、地震動の違いに応じて応答も大きく異なっていることが分かる。

(4) 東京 (図 3.5-6)

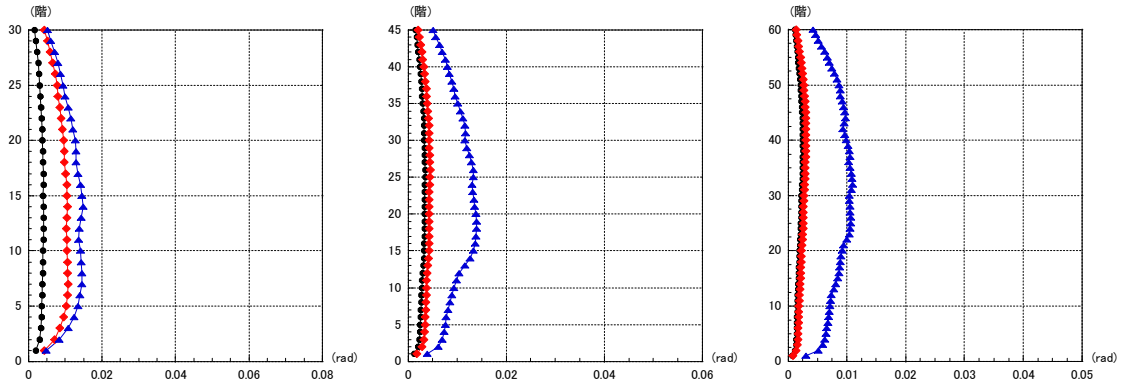
平均の地震動を想定した場合には層間変形角は概ね 1/100 程度であり、部材は塑性化をして損傷が予想される。平均+ σ の地震動を想定した場合は、最大で 1/60 程度の大きな最大層間変形角が予想される。その場合には塑性率も大きい。

あわせて想定される最大級の地震動として、各地点での速度応答スペクトルの 3秒~8秒の平均が最大となるものを選択し、時刻歴応答解析による応答評価を試みた。その結果、想定される最大級の地震動を考慮した場合には、最大層間変形角が 1/50 を大きく超える応答が想定される。そのような大変形では、P- Δ 効果による変形の増大や、柱や梁等の部材の劣化が想定される。それらを取り込んでいない現状の解析はそのような大変形域での信頼性に問題があるものと考えられる。

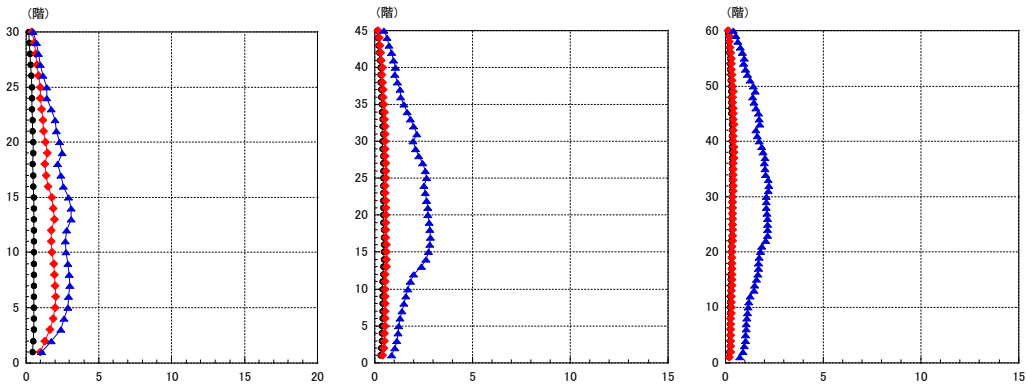
次に応答解析に基づく超高層建物の被害想定を行った。ここでは「被害」として、「建物機能」と、「構造部材」に関する損傷を想定し、それぞれについて損傷判定を行う。

● AIC NS 平均 ◆ AIC NS 平均+ σ ▲ AIC NS 最大

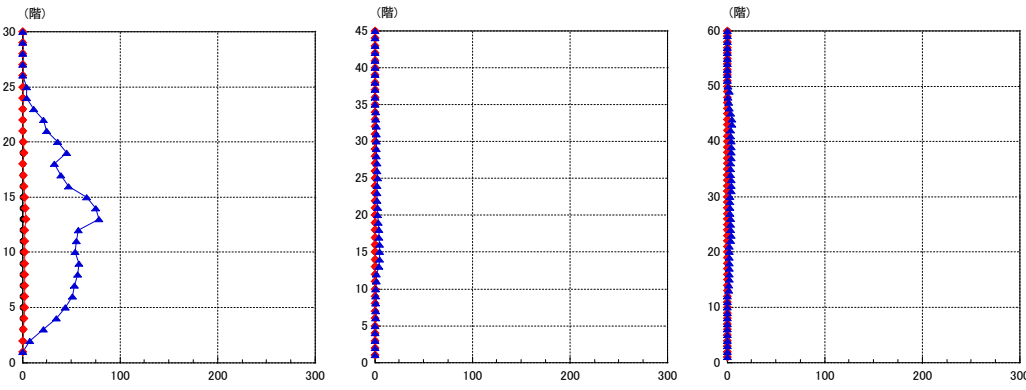
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

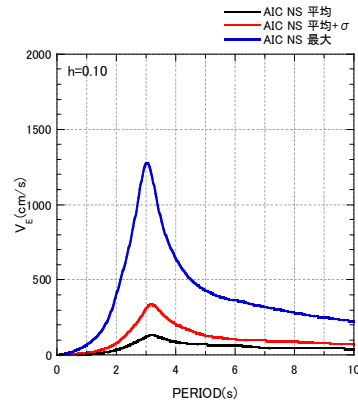
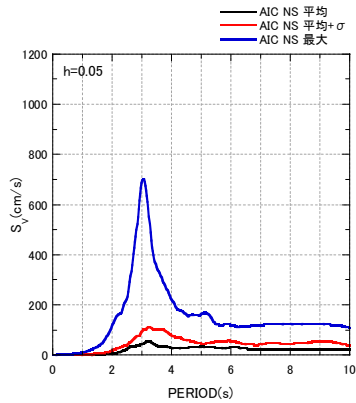
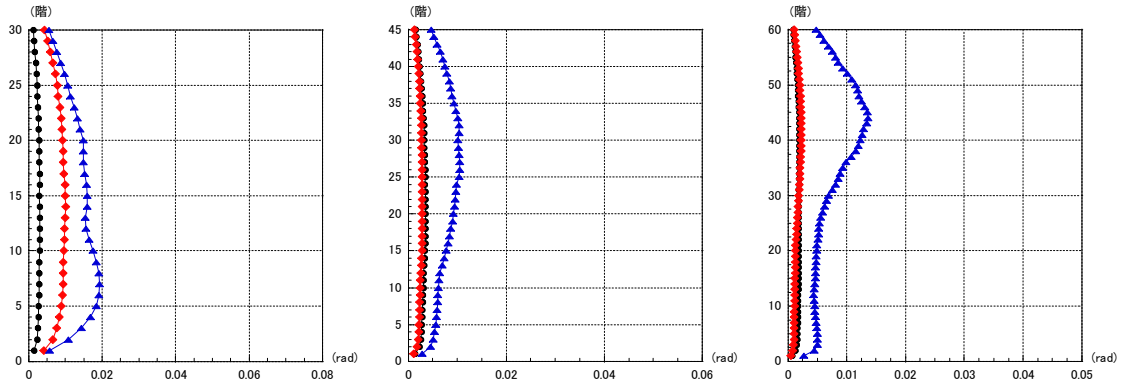


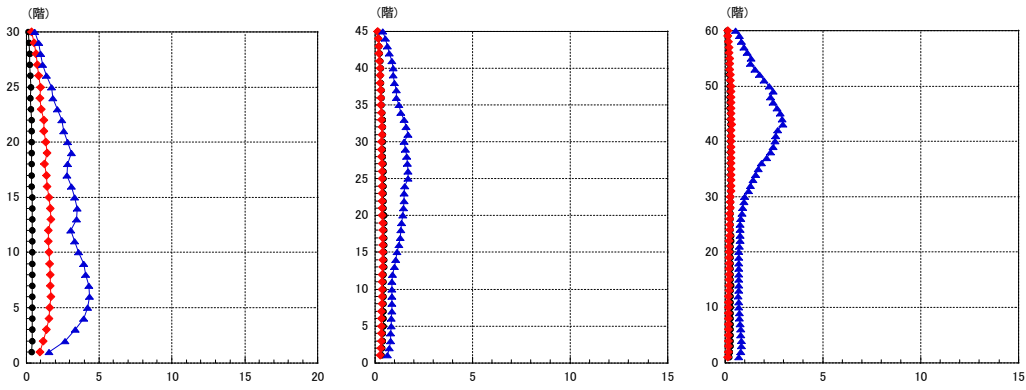
図 3.5-3(1) 応答最大値と地震動の特性 (愛知 NS) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— AIC EW 平均 —◆— AIC EW 平均+ σ —▲— AIC EW 最大

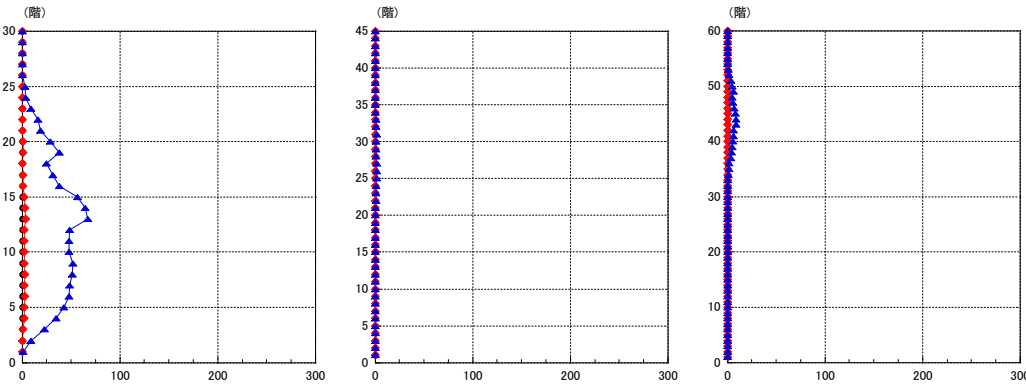
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

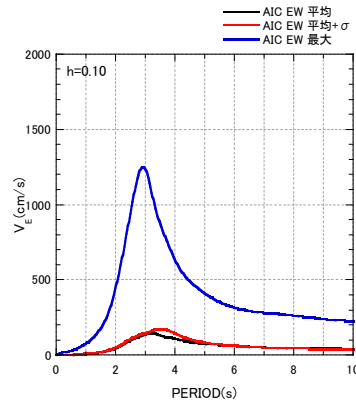
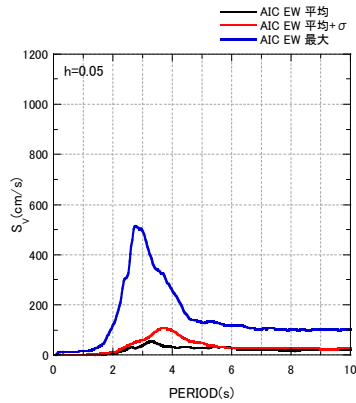
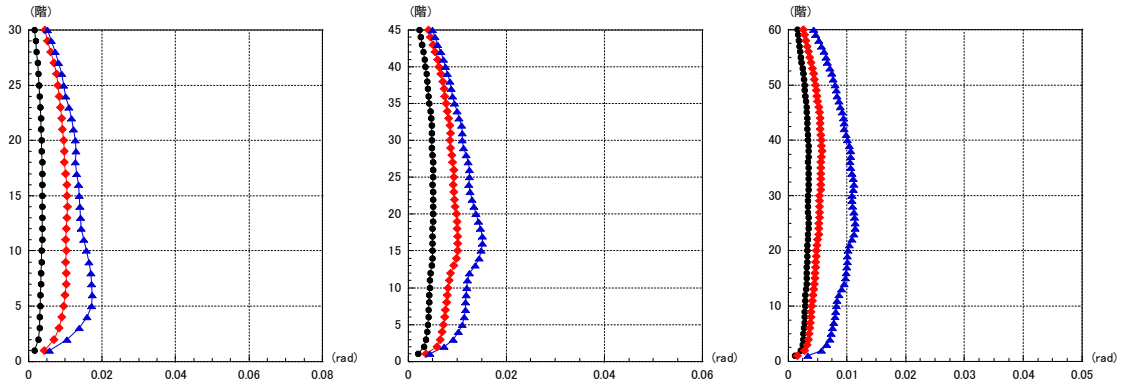


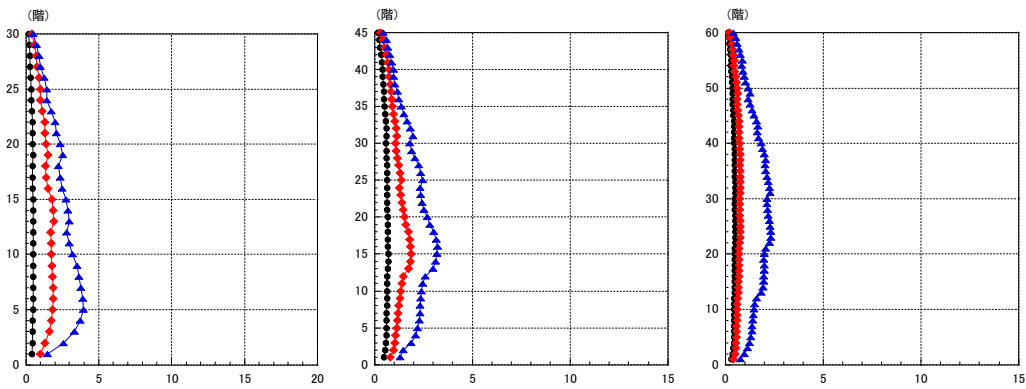
図 3.5-3(2) 応答最大値と地震動の特性 (愛知 EW) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— OSK NS 平均 —◆— OSK NS 平均+ σ —▲— OSK NS 最大

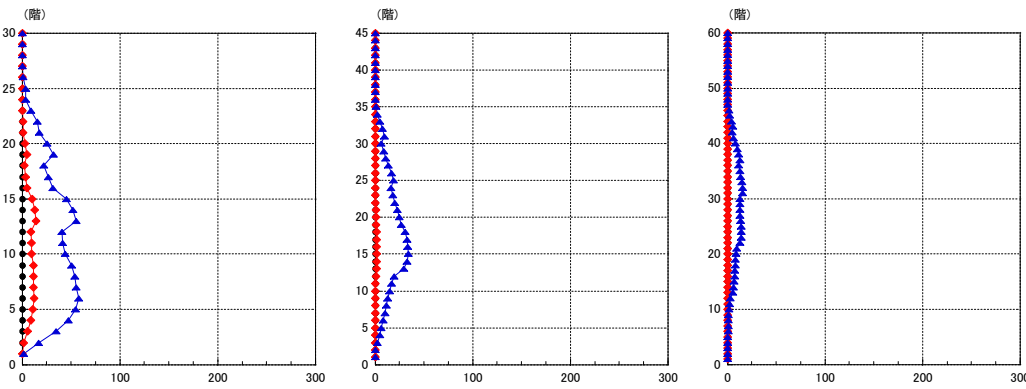
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

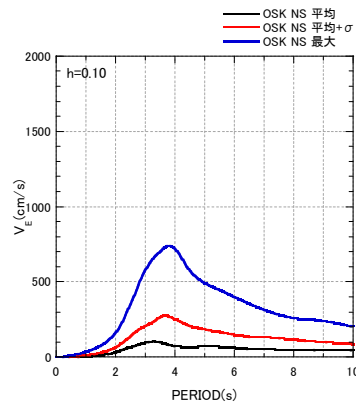
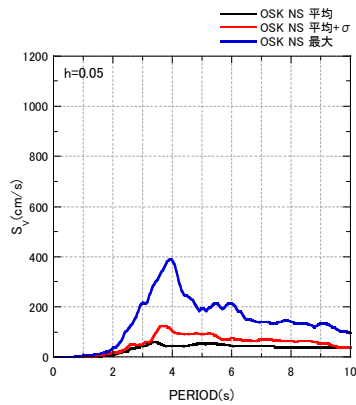
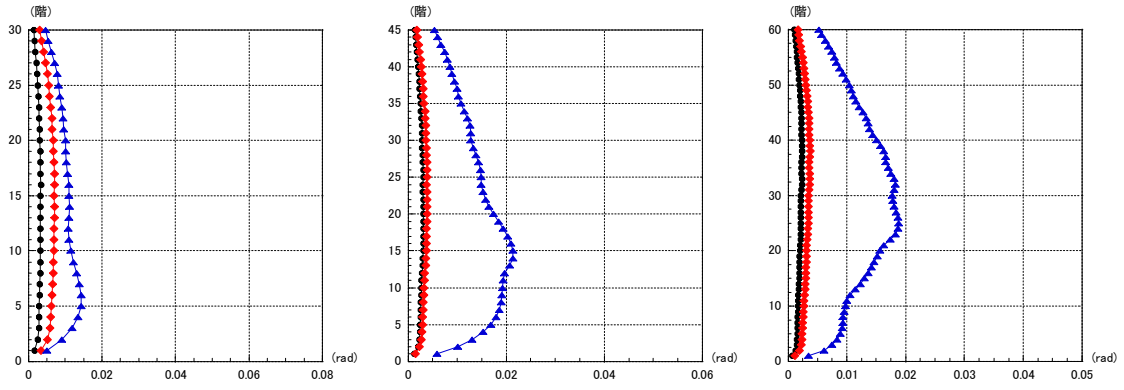


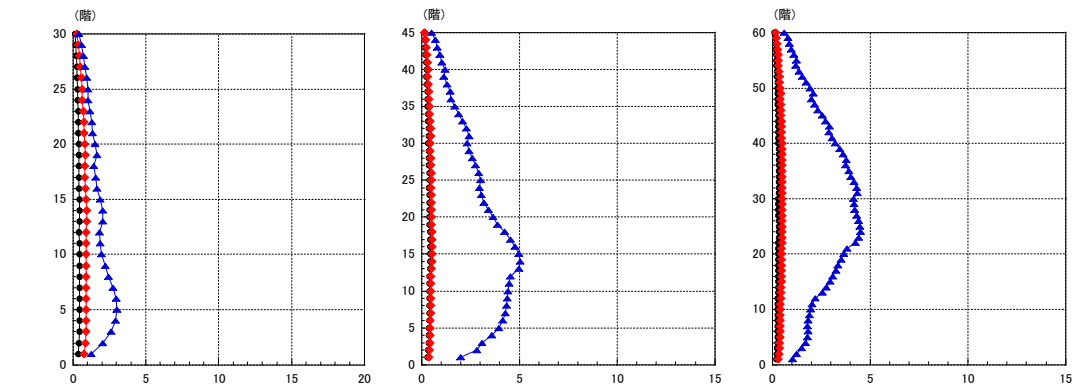
図 3.5-4(1) 応答最大値と地震動の特性 (大阪 NS) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— OSK EW 平均 —◆— OSK EW 平均+ σ —▲— OSK EW 最大

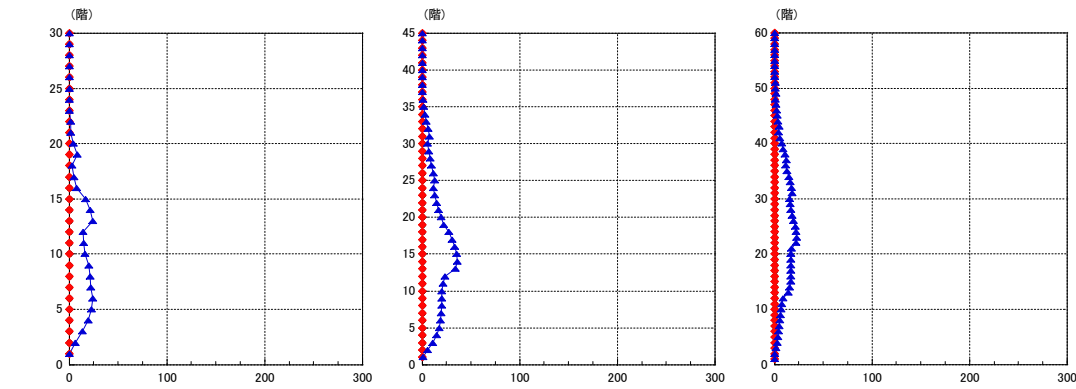
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

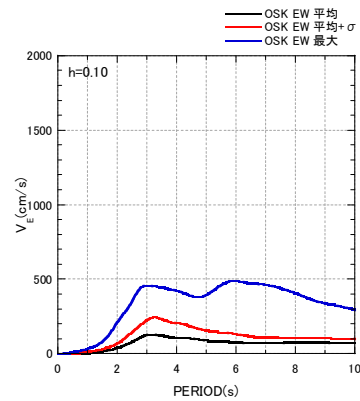
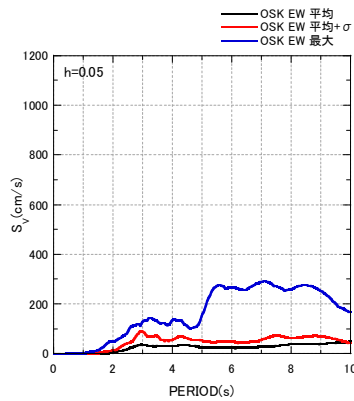
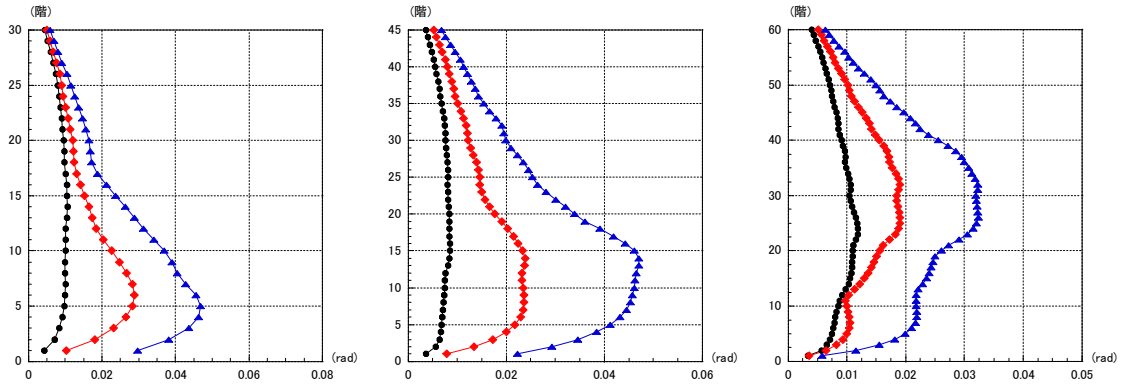


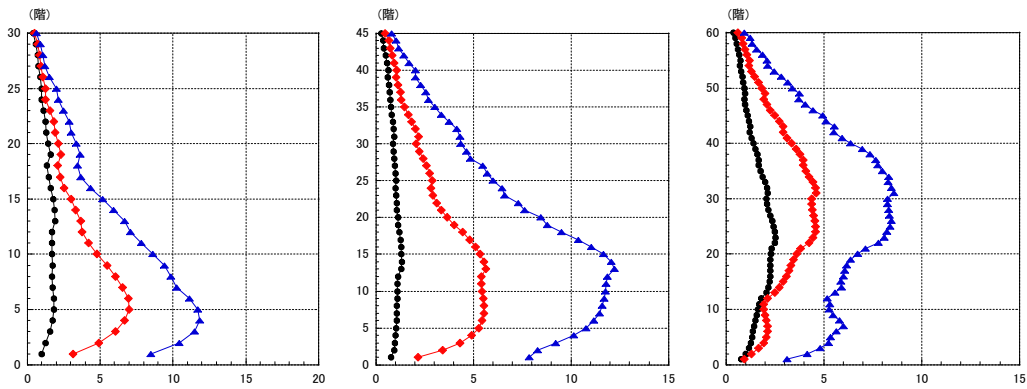
図 3.5-4(2) 応答最大値と地震動の特性 (大阪 EW) 左 30階、中 45階、右 60階。

● OMS NS 平均 ◆ OMS NS 平均+ σ ▲ OMS NS 最大

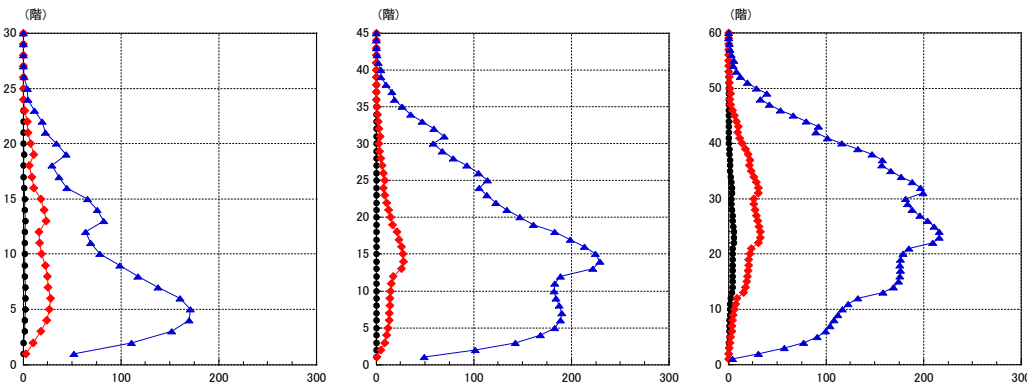
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

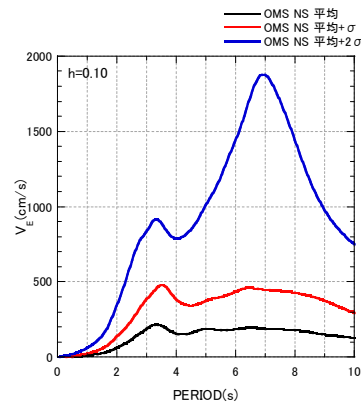
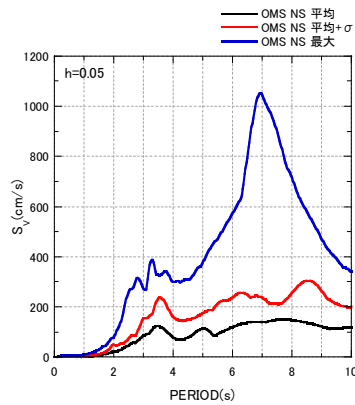
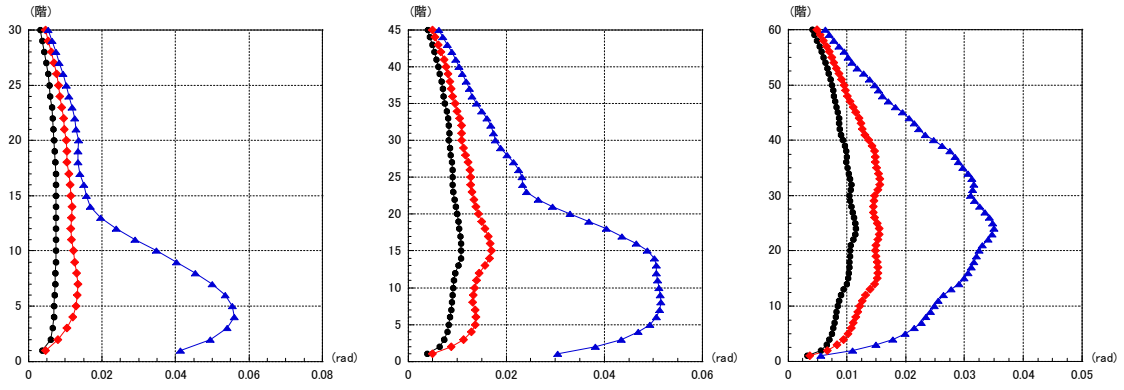


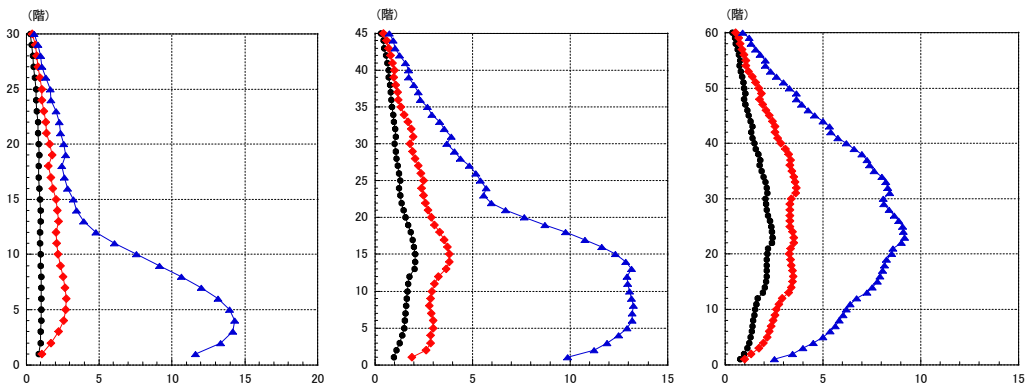
図 3.5-5(1) 応答最大値と地震動の特性 (大阪舞洲 NS) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— OMS EW 平均 —◆— OMS EW 平均+ σ —▲— OMS EW 最大

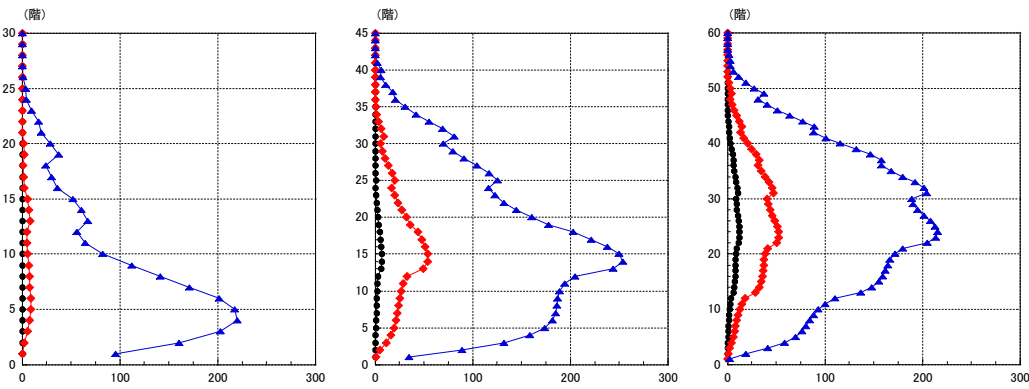
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

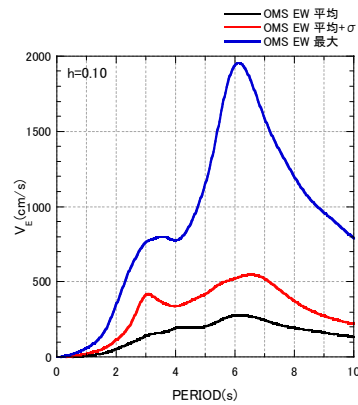
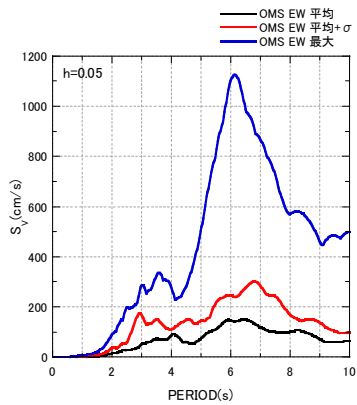
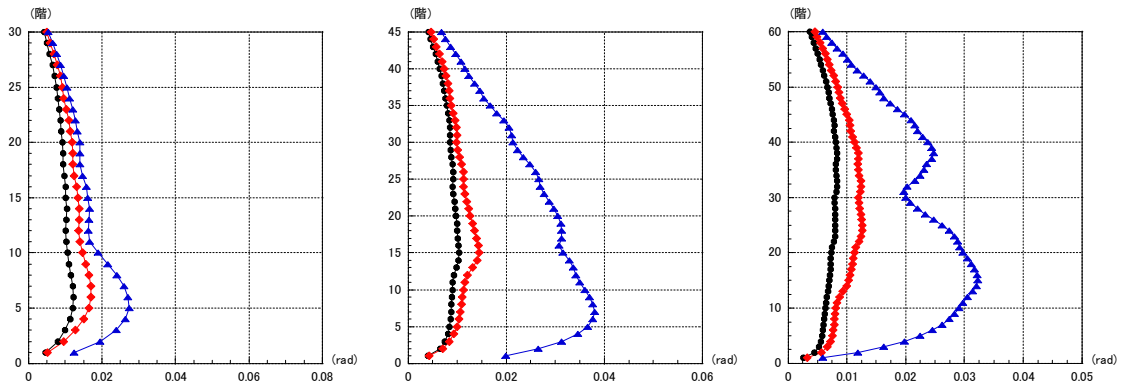


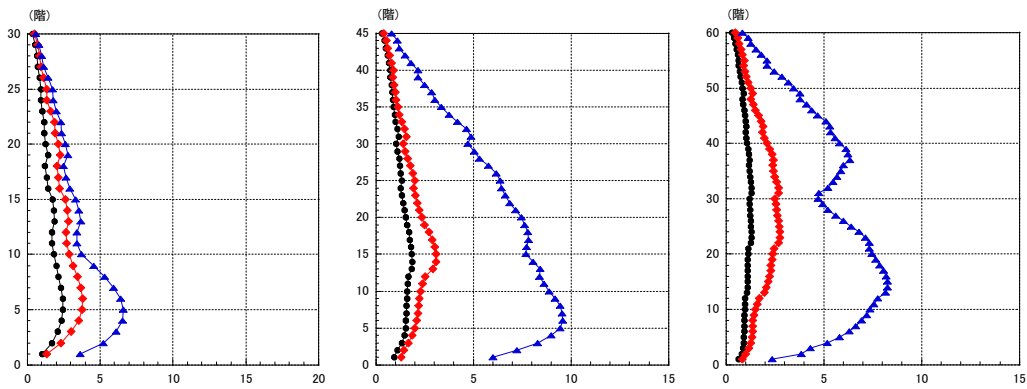
図 3.5-5(2) 応答最大値と地震動の特性 (大阪舞洲 EW) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— TKY NS 平均 —◆— TKY NS 平均+ σ —▲— TKY NS 最大

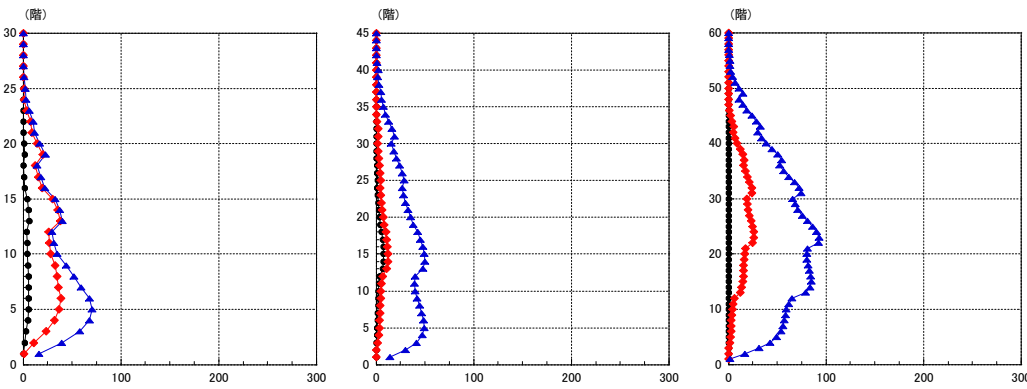
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

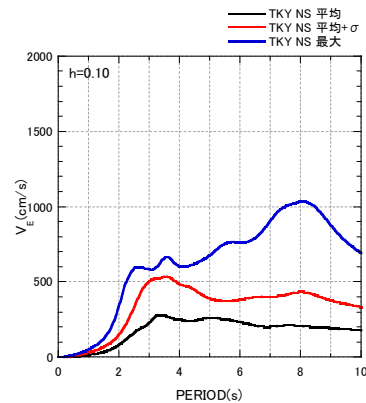
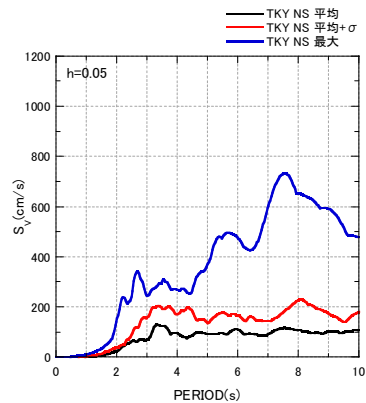
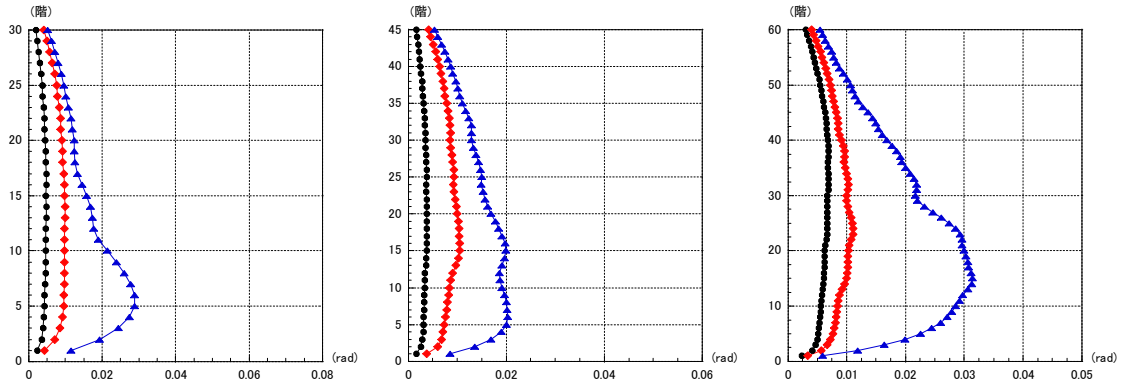


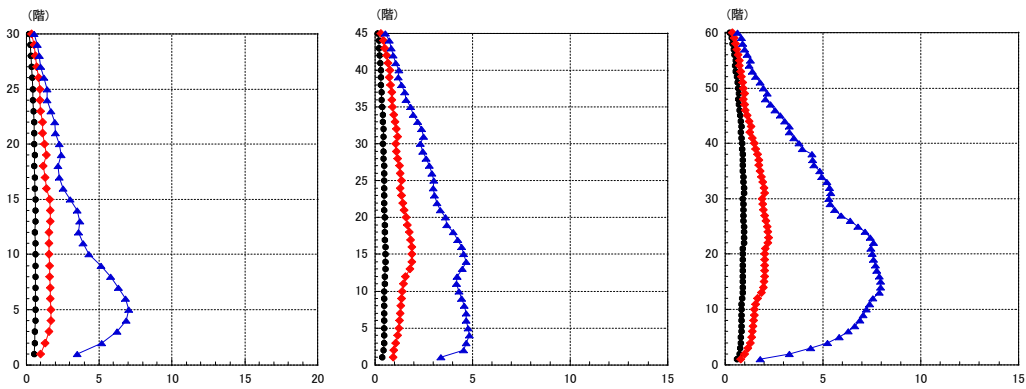
図 3.5-6(1) 応答最大値と地震動の特性 (東京 NS) 左 30 階、中 45 階、右 60 階。

—●— TKY EW 平均 —◆— TKY EW 平均+ σ —▲— TKY EW 最大

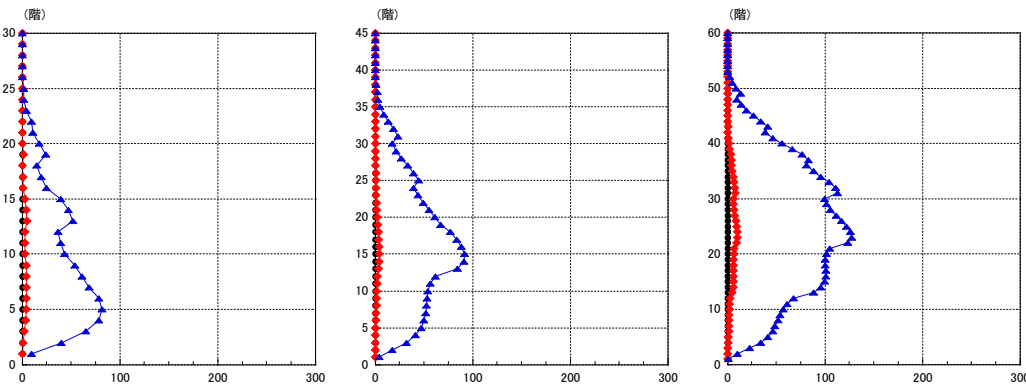
(a) 最大層間変形角



(b) 最大梁塑性率



(c) 最大梁累積塑性変形倍率



(d) 速度応答スペクトル

(e) 速度エネルギースペクトル

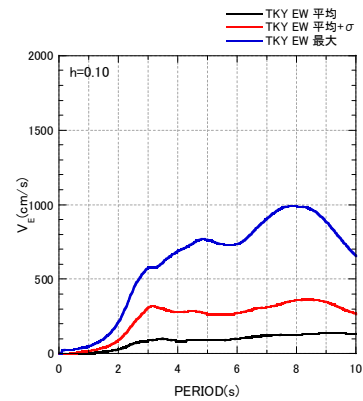
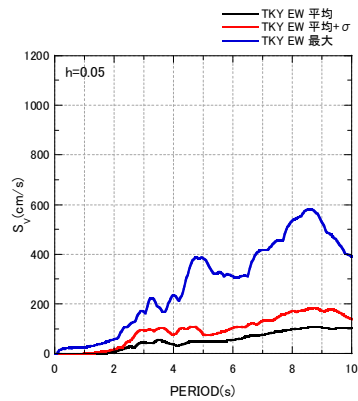


図 3.5-6(2) 応答最大値と地震動の特性 (東京 EW) 左 30階、中 45階、右 60階。

損傷判定は、北村・他（2006）の性能判断基準値表による。同表を表 3.5-2 に転載する。

この性能判断基準値表は、2002 年に刊行された日本建築構造技術者協会の JSCA 建築構造性能設計指針の性能メニュー（日本建築構造技術者協会編、2002）の中でその概念が定義されたもので、その後実際に性能評価に使える形にするために、性能判断基準値を定める作業が行われ、北村・他（2004）として公表された。さらに過去の種々の被害データや実験データなどを分析することにより、性能判断基準値を見直し、改良を加えたものが北村・他（2006）の性能判断基準値表で、現状において最も信頼性の高い判定基準であると考えられるため、ここではこれに準じて損傷判定することとした。

この表の中の各応答値は以下のものに対応する。

- ・建物挙動：層間変形角、応答加速度 → 建物の機能に関する指標
- ・構造骨組：層塑性率、塑性ヒンジ発生率 → 建物の損傷度に関する指標
- ・構造部材：部材塑性率、累積塑性変形倍率 → 建物の損傷度に関する指標

ここで、建物の機能に関する指標とは、設備機器・配管、外壁などの非構造部材、収容物への影響を念頭においたもの、また建物の損傷度に関する指標とは、構造体の損傷の程度を念頭においたもので、特に累積部材塑性変形倍率の $\lambda=1$ と 0 の境界値は、梁端接合部が破断に至る累積部材塑性変形倍率の平均値に対応している。ただし、これらの応答値の中で、層の塑性率については、今回の解析がすべて部材レベルの立体精算解析モデルでの応答解析であり、層の塑性率は直接出力されないため、判定には用いない。

この表の中で、現行の新築超高層ビルの耐震クライテリアは、 $\lambda=2$ すなわち安全限界余裕度 II（指定機能確保、小破、小規模修復）に対応していると考えられるため、これが長周期地震動に対する既存超高層ビルの耐震性確保の 1 つの目安になる。平均の地震動の場合の結果を表 3.5-3 に、平均+ σ の地震動の場合の結果を表 3.5-4 に示す。

表 3.5-2 耐震性能判断基準値表。

	性能評価項目	損傷限界	安全限界 余裕度 I	安全限界 余裕度 II	安全限界	安全限界 超過	
	判定値 λ	4	3	2	1	0	
建物 機能	機能	機能維持	主要機能確保	指定機能確保	限定機能確保	機能確保困難	
	層間変形角 R (rad)	1/200 以下	1/200-1/150	1/150-1/100	1/100-1/75	1/75 以上	
	床加速度 a (cm/s^2)	—	250 以下	250-500	500-1000	1000 以上	
構造 部材	部材損傷度	無損傷	軽微	小損	中損～大損	大損以上	
	部材塑性率 μ_m	1.0 以下	1.0-2.5	2.5-3.75	3.75-5.0	5.0 以上	
	累積塑性 変形 倍率 η_m	JASS6 型	0	0-5.4	5.4-12.0	12.0-21.5	21.5 以上
		ノスカラップ	0	0-9.0	9.0-20.5	20.5-36.5	36.5 以上
	梁端混用	0	0-3.5	3.5-7.5	7.5-13.5	13.5 以上	

表 3.5-3 (1) 平均の長周期地震動に対する損傷判定 (30 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/242	1/327	1/259	1/298	1/94	1/131	1/82	1/206
	最大加速度(gal)	124	91	121	100	352	222	328	147
	判定値 λ	4	4	4	4	1	2	1	4
	機能確保	機能維持	機能維持	機能維持	機能維持	限定機能確保	指定機能確保	限定機能確保	機能維持
構造部材	部材塑性率	0.56	0.43	0.52	0.47	1.92	1.04	2.48	0.65
	部材累積塑性変形倍率	0	0	0	0	2	0	6	0
	判定値 λ	4	4	4	4	3	3	2~3	4
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	無損傷	無損傷	軽微	軽微	小損	無損傷

表 3.5-3 (2) 平均の長周期地震動に対する損傷判定 (45 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/288	1/285	1/284	1/323	1/117	1/92	1/96	1/265
	最大加速度(gal)	82	77	73	66	176	207	222	81
	判定値 λ	4	4	4	4	2	1	1	4
	機能確保	機能維持	機能維持	機能維持	機能維持	指定機能確保	限定機能確保	限定機能確保	機能維持
構造部材	部材塑性率	0.47	0.50	0.52	0.45	1.33	2.08	1.87	0.54
	部材累積塑性変形倍率	0	0	0	0	0	7	8	0
	判定値 λ	4	4	4	4	3	2~3	2~3	4
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	無損傷	無損傷	軽微	小損	小損	無損傷

表 3.5-3 (3) 平均の長周期地震動に対する損傷判定 (60 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/393	1/502	1/195	1/419	1/85	1/87	1/120	1/144
	最大加速度(gal)	58	46	117	52	183	211	177	138
	判定値 λ	4	4	3	4	1	1	2	2
	機能確保	機能維持	機能維持	主要機構確保	機能維持	限定機能確保	限定機能確保	指定機能確保	指定機能確保
構造部材	部材塑性率	0.37	0.30	0.70	0.35	2.53	2.42	1.32	0.97
	部材累積塑性変形倍率	0	0	0	0	6	13	0	0
	判定値 λ	4	4	4	4	2	1~2	3	4
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	無損傷	無損傷	小損	中損	軽微	無損傷

表 3.5-4 (1) 平均+ σ の長周期地震動に対する損傷判定 (30 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/92	1/99	1/94	1/139	1/35	1/74	1/58	1/99
	最大加速度(gal)	344	342	356	218	429	358	428	321
	判定値 λ	1	1	1	2	0	0	0	1
	機能確保	限定機能確保	限定機能確保	限定機能確保	指定機能確保	機能確保困難	機能確保困難	機能確保困難	限定機能確保
構造部材	部材塑性率	2.07	1.70	1.92	0.94	6.98	2.75	3.83	1.70
	部材累積塑性変形倍率	3	3	14	0	28	9	39	5
	判定値 λ	3	3	1~3	4	0	2	0~1	3
	構造部材損傷度	軽微	軽微	小~中損	無損傷	大損	小損	大損	軽微

表 3.5-4 (2) 平均+ σ の長周期地震動に対する損傷判定 (45 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/221	1/345	1/98	1/256	1/42	1/59	1/69	1/95
	最大加速度(gal)	113	74	213	89	307	286	279	218
	判定値 λ	4	4	1	4	0	0	0	1
	機能確保	機能維持	機能維持	限定機能確保	機能維持	機能確保困難	機能確保困難	機能確保困難	限定機能確保
構造部材	部材塑性率	0.60	0.41	1.86	0.54	5.63	3.83	3.10	1.91
	部材累積塑性変形倍率	0	0	2	0	28	54	13	4
	判定値 λ	4	4	3	4	0	0~1	1~2	3
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	軽微	無損傷	大損	大損	中損	軽微

表 3.5-4 (3) 平均+ σ の長周期地震動に対する損傷判定 (60 階建モデル)。

		AIC		OSK		OMS		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/326	1/439	1/174	1/265	1/53	1/64	1/79	1/90
	最大加速度(gal)	81	63	123	82	279	295	240	194
	判定値 λ	4	4	3	4	0	0	1	1
	機能確保	機能維持	機能維持	主要機構確保	機能維持	機能確保困難	機能確保困難	限定機能確保	限定機能確保
構造部材	部材塑性率	0.44	0.34	0.79	0.53	4.61	3.66	2.76	2.23
	部材累積塑性変形倍率	0	0	0	0	33	53	26	10
	判定値 λ	4	4	4	4	0~1	0~2	0~2	2~3
	構造部材損傷度	無損傷	無損傷	無損傷	無損傷	大損	大損	大損	小損

(B) 相模トラフ地震に対する超高層ビルの応答

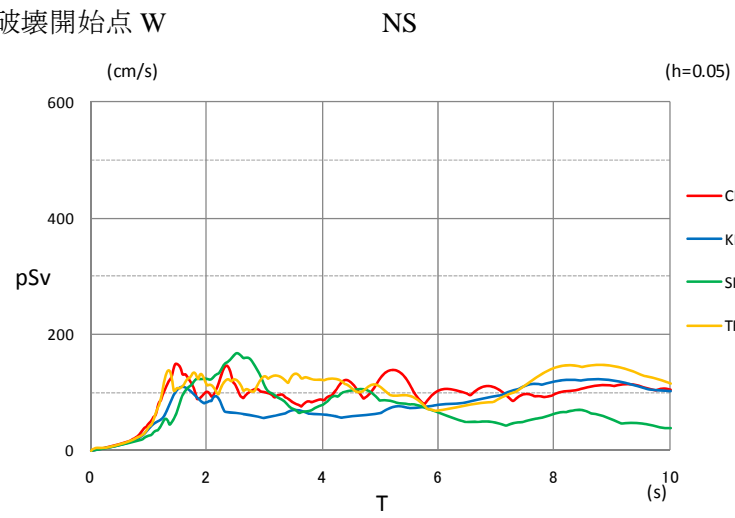
「3.4 相模トラフの地震の震源モデル化手法の検討等」で実施した相模トラフの地震の長周期地震動の計算結果のうち、1703年元禄地震タイプの震源域を破壊させるケース(ケース CS12、破壊開始点 W ; $M_w=8.3$)を用いた。各地(千葉 CHB、神奈川 KNG、埼玉 SIT、東京 TKY)の長周期地震動のスペクトルを図 3.5-7 (a) に示す。また、参考として、破壊開始点を震源域の中央部とした場合(破壊開始点 C)のスペクトルを図 3.5-7 (b) に示す。以下にその応答結果をまとめる(図 3.5-8~図 3.5-10)。

- ・ 最大層間変形角は最大でも 1/100 を少し超過する程度で過大ではない。
- ・ 部材塑性率は最大でも 2~3 程度で過大ではない。
- ・ 累積塑性変形倍率は千葉地点の 45 階建のみ 10 を超過し、損傷が予想される。
- ・ いずれの応答指標についても、(上述の 45 階建累積塑性変形倍率を除き)建物の階数には依存せず、概ね同程度の応答となっている。

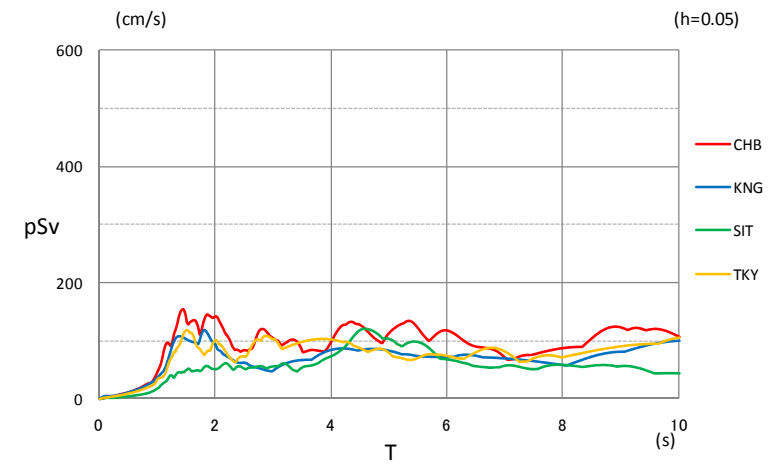
なお、東京を中心とした大都市圏にとって地震動が大きくなると想定される破壊開始点を設定したケース(CS12、破壊開始点 C)の場合、応答スペクトルの振幅が W に比べて 2 倍以上であることから、各地点での最大層間変形角は 1/50 を大きく超える応答が想定される。実際に試算した結果、神奈川、東京、埼玉では解析結果は 1/30 程度となった(表 3.5-5)。ただし、そのような大変形では、P- Δ 効果による変形の増大や、柱や梁等の部材の劣化が想定される。それらを取り込んでいない現状の解析はそのような大変形域での信頼性に問題があるものと考えられる。従って、ここでは応答最大値を示すにとどめ、それ以上の考察は加えていない。

また、南海トラフの地震の検討と同様に応答解析結果を用い、各地の超高層建物の被害想定を実施した。被害想定は、表 3.5-2 の耐震性能判定基準地表に基づいて行った結果を表 3.5-6 に示す。

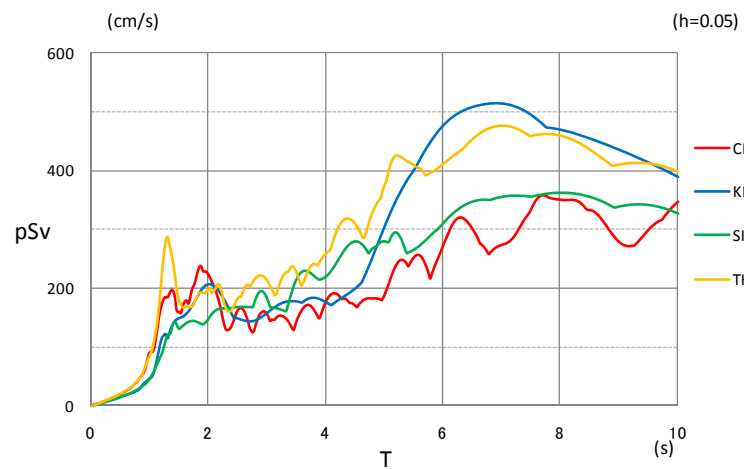
(a) 破壊開始点 W



EW



(b) 破壊開始点 C



EW

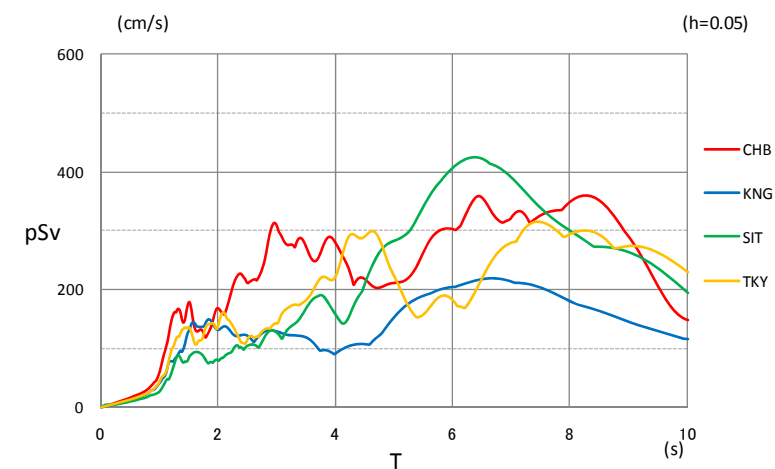
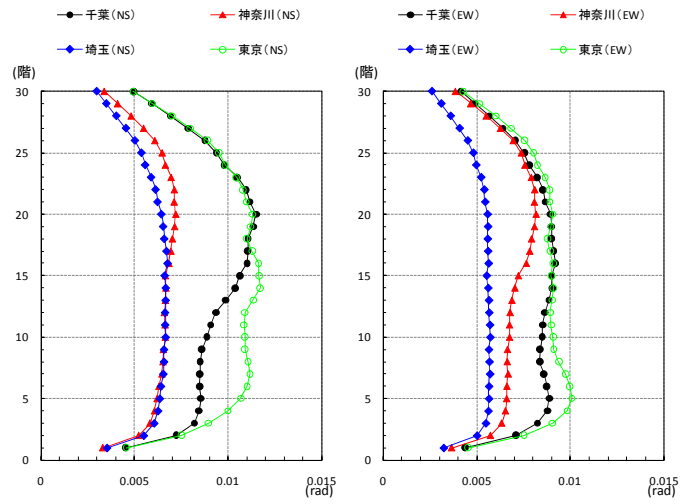
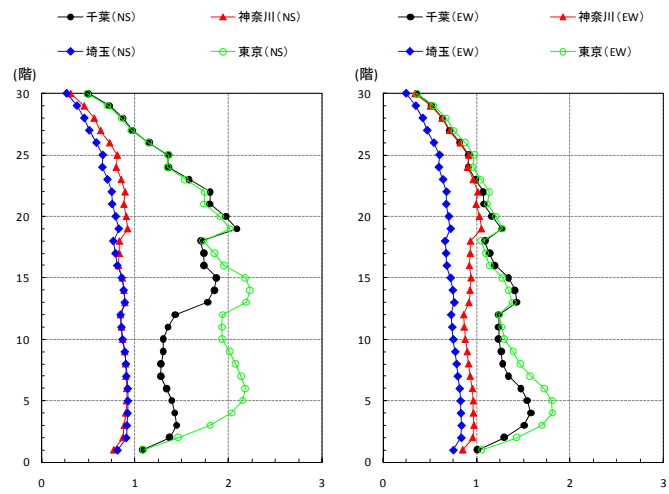


図 3.5-7 相模トラフの長周期地震動（擬似速度応答スペクトル）。

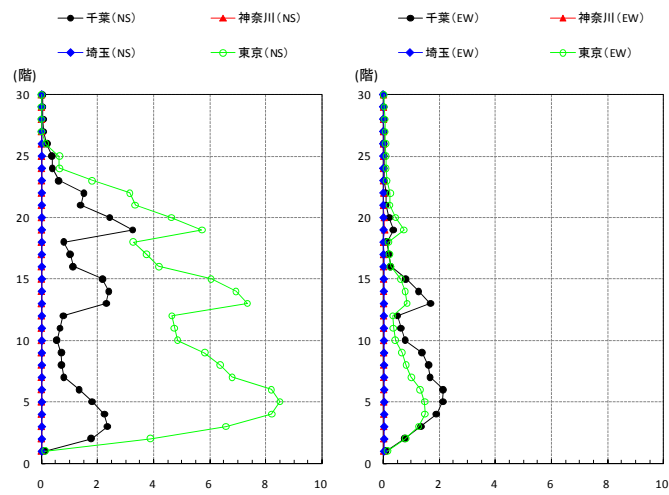
最大層間変形角



最大部材塑性率



最大部材累積塑性変形倍率

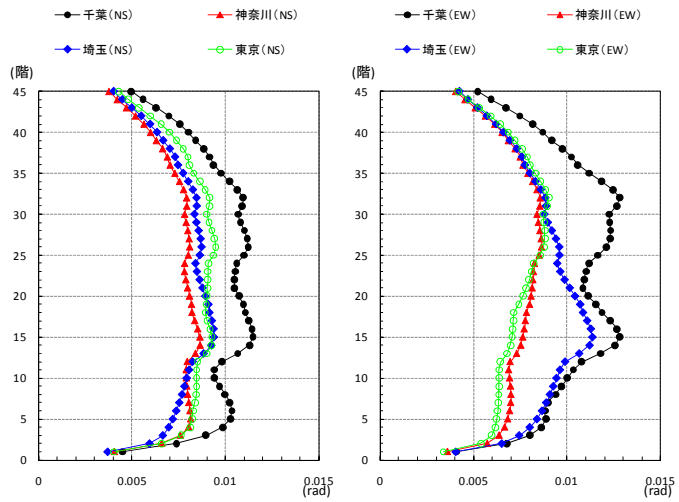


左：NS、右：EW

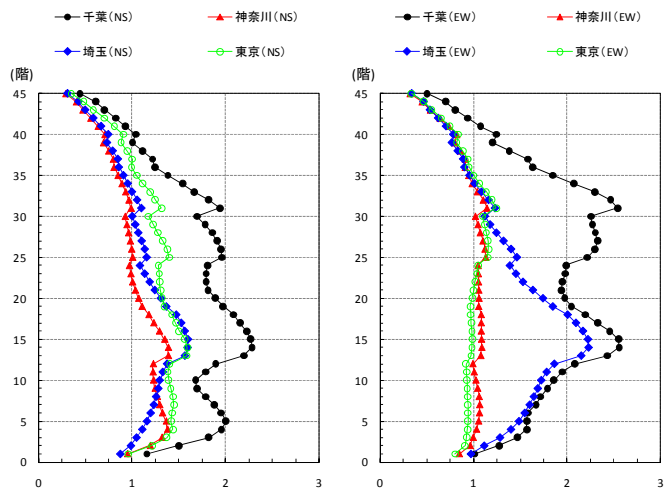
黒：千葉、赤：神奈川、青：埼玉、緑：東京

図 3.5-8 相模トラフの地震動による応答 (30 階建、破壊開始点 W)。

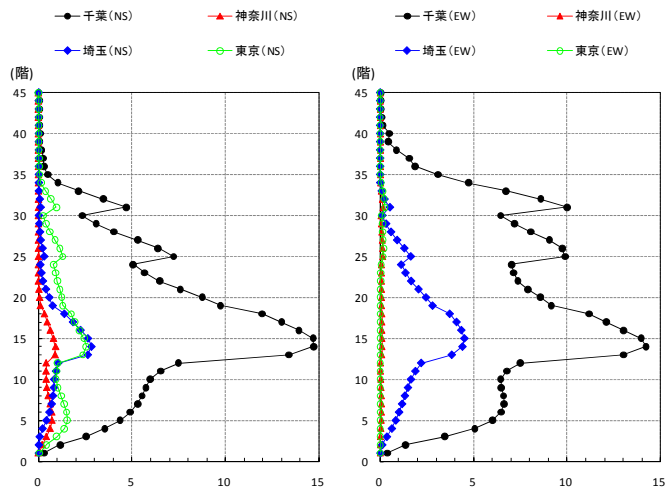
最大層間変形角



最大部材塑性率



最大部材累積塑性変形倍率

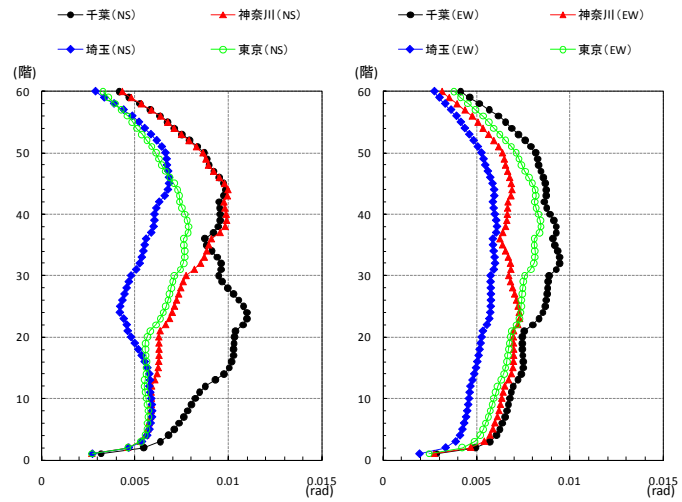


左：NS、右：EW

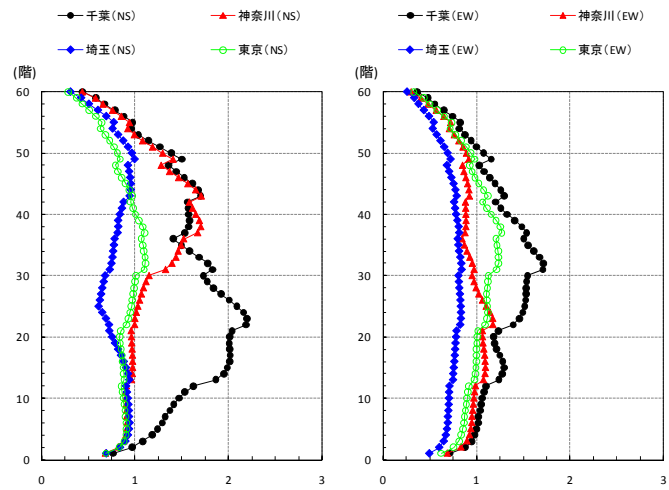
黒：千葉、赤：神奈川、青：埼玉、緑：東京

図 3.5-9 相模トラフの地震動による応答 (45 階建、破壊開始点 W)。

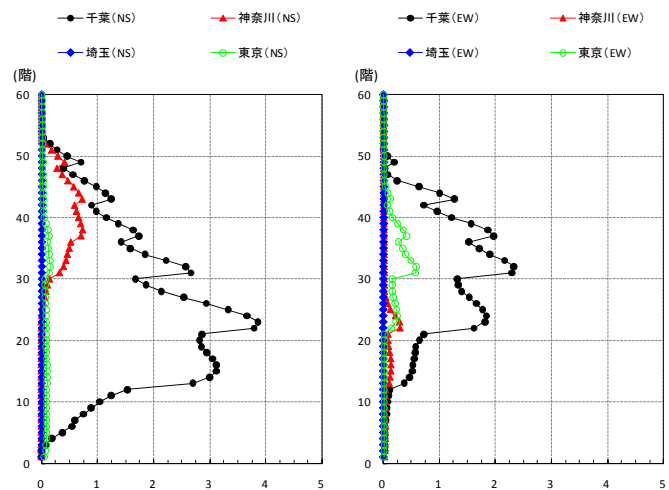
最大層間変形角



最大部材塑性率



最大部材累積塑性変形倍率



左：NS、右：EW

黒：千葉、赤：神奈川、青：埼玉、緑：東京

図 3.5-10 相模トラフの地震動による応答 (60 階建、破壊開始点 W)。

表 3.5-5 (1) 30 階建モデルの長周期地震動に対する応答値 (破壊開始点 C)。

	CHB		KNG		SIT		TKY	
	NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
最大層間変形角(rad)	1/54	1/38	1/32	1/81	1/36	1/53	1/34	1/40
最大加速度(Gal)	567	557	481	366	520	432	637	443
部材塑性率	4.25	6.29	7.66	2.50	6.68	4.23	7.15	5.95
部材累積塑性変形倍率	26	57	24	2	27	25	67	40

表 3.5-5 (2) 45 階建モデルの長周期地震動に対する応答値 (破壊開始点 C)。

	CHB		KNG		SIT		TKY	
	NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
最大層間変形角(rad)	1/53	1/41	1/22	1/67	1/33	1/41	1/23	1/50
最大加速度(Gal)	462	381	328	426	360	365	391	344
部材塑性率	4.27	5.72	11.50	3.33	7.47	5.93	11.25	4.53
部材累積塑性変形倍率	64	51	30	9	84	36	88	31

表 3.5-5 (3) 60 階建モデルの長周期地震動に対する応答値 (破壊開始点 C)。

	CHB		KNG		SIT		TKY	
	NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
最大層間変形角(rad)	1/53	1/44	1/29	1/71	1/42	1/49	1/31	1/55
最大加速度(Gal)	385	358	354	289	343	297	359	358
部材塑性率	4.53	5.68	8.93	3.16	6.03	4.95	8.42	4.42
部材累積塑性変形倍率	69	64	24	9	40	24	76	48

表 3.5-6 (1) 30 階建モデルの長周期地震動に対する損傷判定 (破壊開始点 W)。

		CHB		KNG		SIT		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/87	1/109	1/139	1/123	1/148	1/175	1/85	1/99
	最大加速度(gal)	438	338	310	357	225	216	481	381
	判定値 λ	1	2	2	2	2	3	1	1
	機能確保	限定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	主要機能確保	限定機能確保	限定機能確保
構造部材	部材塑性率	2.09	1.58	0.92	1.05	0.93	0.84	2.23	1.81
	部材累積塑性変形倍率	3	2	0	0	0	0	8	1
	判定値 λ	3	3	4	3	4	4	2~3	3
	構造部材損傷度	軽微	軽微	無損傷	軽微	無損傷	無損傷	小損	軽微

表 3.5-6 (2) 45 階建モデルの長周期地震動に対する損傷判定 (破壊開始点 W)。

		CHB		KNG		SIT		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/87	1/78	1/116	1/116	1/107	1/88	1/106	1/111
	最大加速度(gal)	323	369	257	283	266	248	327	270
	判定値 λ	1	1	2	2	2	1	2	2
	機能確保	限定機能確保	限定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	限定機能確保	指定機能確保	指定機能確保
構造部材	部材塑性率	2.28	2.56	1.39	1.14	1.60	2.23	1.59	1.24
	部材累積塑性変形倍率	15	14	1	0	3	5	3	0
	判定値 λ	1~3	1~2	3	3	3	3	3	3
	構造部材損傷度	小損	中損	軽微	軽微	軽微	軽微	軽微	軽微

表 3.5-6 (3) 60 階建モデルの長周期地震動に対する損傷判定 (破壊開始点 W)。

		CHB		KNG		SIT		TKY	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
建物機能	最大層間変形角(rad)	1/91	1/106	1/101	1/137	1/147	1/165	1/127	1/118
	最大加速度(gal)	304	274	277	251	274	154	206	225
	判定値 λ	1	2	2	2	2	3	2	2
	機能確保	限定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	指定機能確保	主要機能確保	指定機能確保	指定機能確保
構造部材	部材塑性率	2.20	1.71	1.71	1.17	1.00	0.84	1.11	1.27
	部材累積塑性変形倍率	4	2	1	0	0	0	0	1
	判定値 λ	3	3	3	3	3	4	3	3
	構造部材損傷度	軽微	軽微	軽微	軽微	軽微	無損傷	軽微	軽微

(C) 長周期地震動に対する被害と指標の検討

長周期地震動の揺れに対する尺度としては、タンクのスロッシングなどのように固有周期で揺れる構造物については、速度応答スペクトルのように周期ごとの揺れの尺度を用いることが合理的である。しかし、特定の構造物ではなく様々な超高層ビルや免震構造物が建っている都市部のある地域での長周期地震動による揺れを一般的に示す尺度としては、低層の建物や地上にいる住民に対する尺度である通常の震度のように周期に対して包括的で分かりやすいものが望ましい。そのような指標として神田・他（2012）は「長周期震度」を提案している。そこで、2011年東北地方太平洋沖地震において長周期地震動と関係していると考えられる免震構造物、タンクおよび超高層ビルの被害や揺れの報告を調査し、その場所を特定できた場合について「長周期震度」との関係性を分析した。ここで、「長周期震度」については、フィルター特性が長周期側で異なる3種類を考慮した（図3.5-11）。

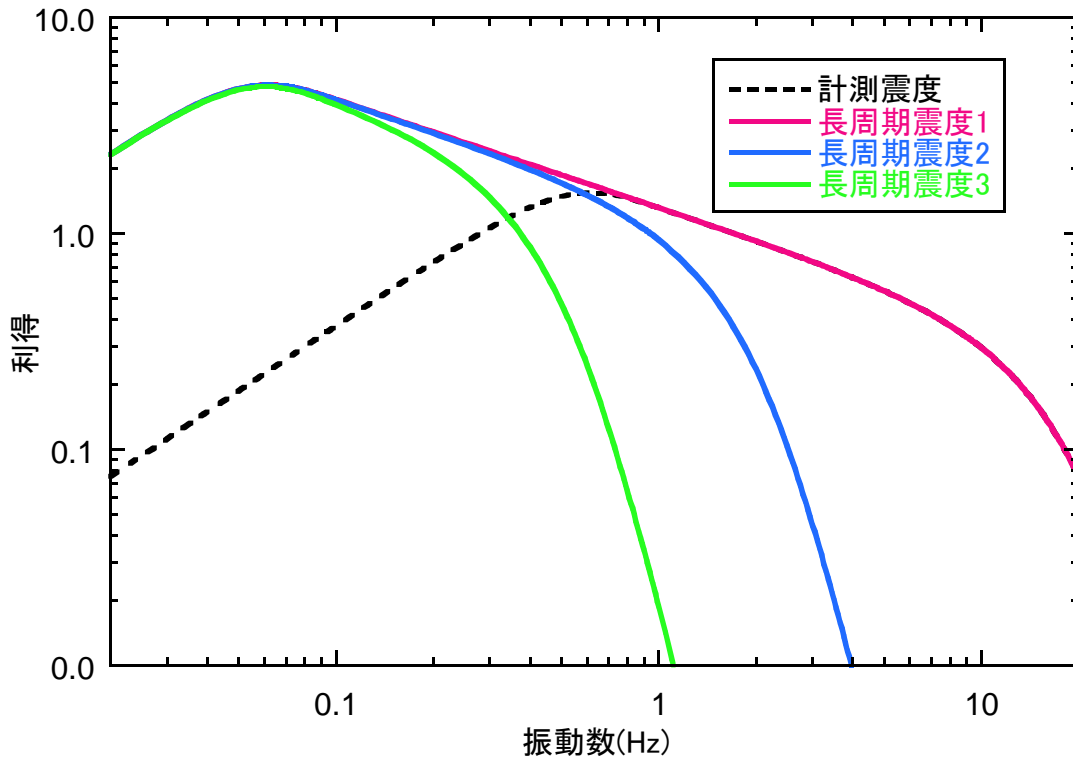


図 3.5-11 検討に用いる3つの長周期震度のフィルタ特性。

○免震層の最大変位

免震構造物については、2011年東北地方太平洋沖地震における被害としては、免震と非免震の境界部のエキスパンション部分の損傷や鉛ダンパの亀裂など軽微なものが報告されているが、免震装置自体は目立った被害は報告されていない。長周期地震動の揺れが大きくなると免震層で大きな変形が生じ、免震装置の損傷や擁壁との衝突など被害が発生する可能性が高くなる。そこで、建築研究所の調査報告書および日本建築学会の公開研究集会資料に記載された免震層の変形を尺度として指標との関係を検討した。震度はK-NETおよびKiK-netの記録を分析して求め、平面的に単純補間した値を用いた。

建築研究所のデータのみによる免震層の最大変位と各震度の関係を図3.5-12に示す。なお、震度は振幅の対数に比例するので横軸は対数軸で表示する。最大変位が40cmだった建物L（登米市消防本部）だけが特性が異なる。これは免震の罫書き式変位計で記録されたもので記録誤差とは考え難い。図3.5-13に防災科学技術研究所の地震ハザードステーション（J-SHIS）による登米市の免震建物周辺の地盤増幅率分布を示す。免震建物とK-NETおよびKiK-netの観測点位置を加筆している。建物Lは河川のそばで、地盤増幅率が大きい沖積地盤に位置している。それに対して近傍のK-NETおよびKiK-netの観測点は沖積地盤の淵に位置している。沖積平野で表面波などの長周期地震動が増幅し、実際の長周期震度は周辺の観測点から評価した値よりも大きかった可能性は高いことが分かる。

建築研究所（建物Lを除く）のデータに日本建築学会の資料のデータを加えて、図3.5-14に免震層の最大変位と震度の関係を示す。最大変位の対数と震度の相関係数を表3.5-7に示す。長周期震度1が相関が一番よいことが分かる。ただし、変位が大きくなると長周期震度2や3の方が、相関はよい傾向がみられる。

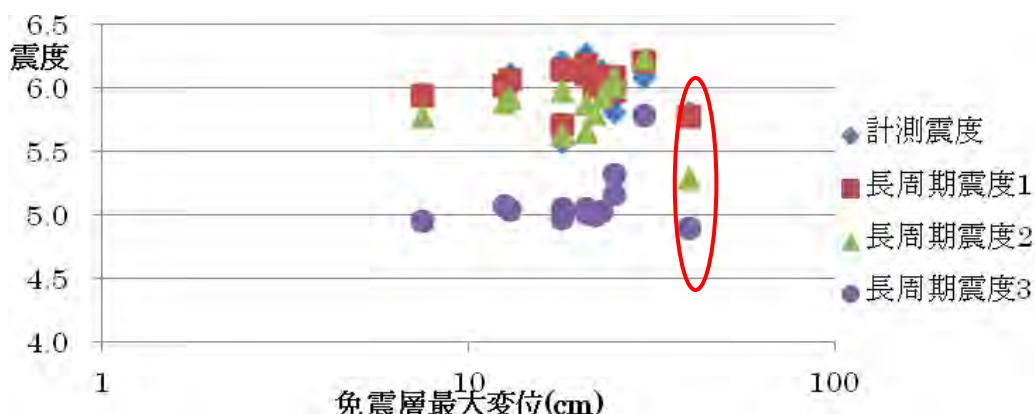


図 3.5-12 免震層の最大変位（建築研究所, 2011）と震度の関係。
（赤楕円で囲んだものは登米市消防本部の記録）

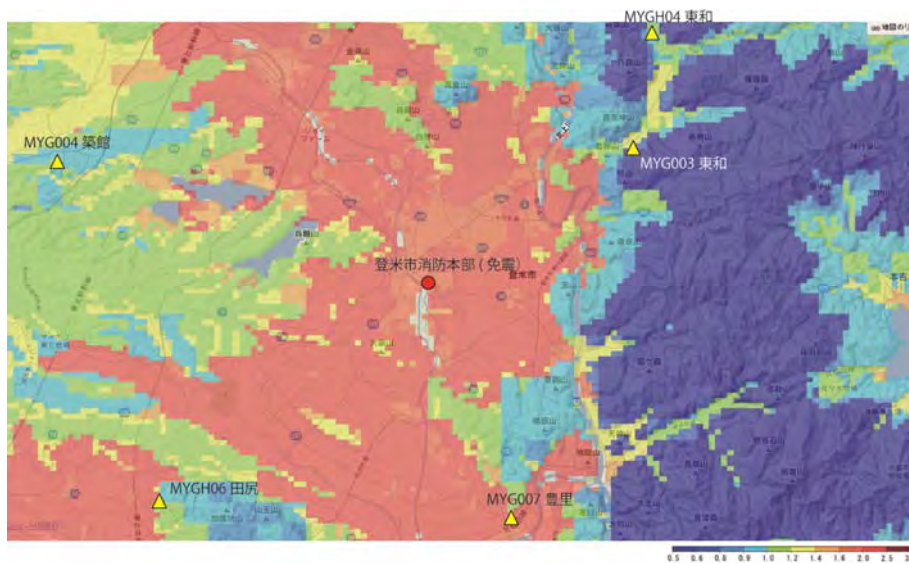


図 3.5-13 登米市消防本部（免震）と J-SHIS 表層地盤増幅率分布および周りの K-NET、KiK-net 観測点（防災科研 HP の図に加筆）。

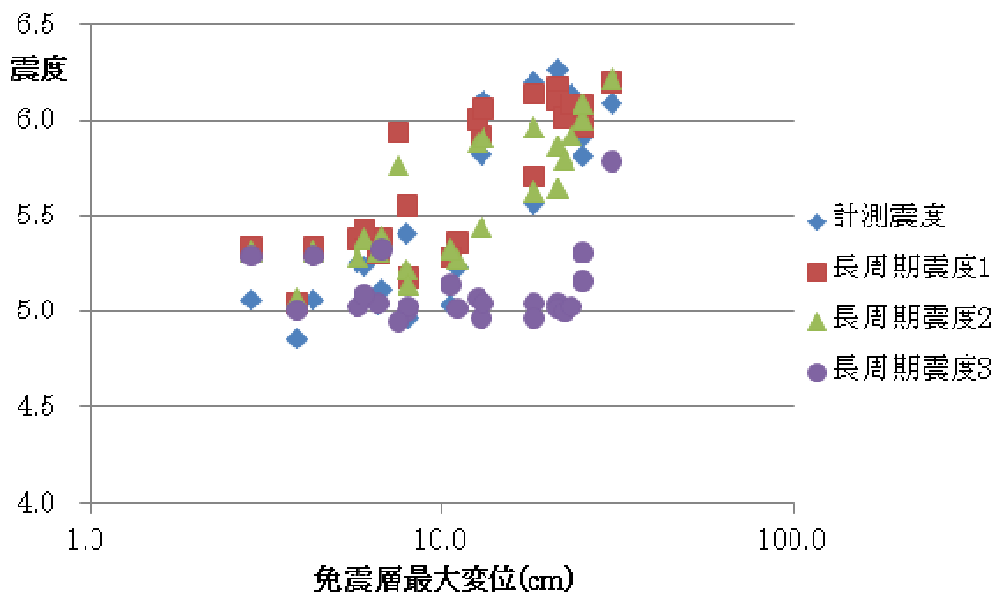


図 3.5-14 2011 年東北地方太平洋沖地震の免震層の最大変位と長周期指標。
（建築研究所（登米市建物を除く）＋日本建築学会）

表 3.5-7 免震層最大変位の対数と震度の相関係数（登米市建物を除く）。

	計測震度	長周期震度 1	長周期震度 2	長周期震度 3
相関係数	0.807	0.830	0.814	0.112

○石油タンクのスロッシング

石油タンクの長周期地震動被害を対象として、2011年東北地方太平洋沖地震でスロッシングによって浮屋根等の被害が生じたものを調査し、その地点での長周期震度との関係を考察した。

図 3.5-15 にスロッシング被害が生じたサイトの長周期震度を示す。酒田市が一番大きな長周期震度が観測され、スロッシング波高も 2m で一番高い。また、各サイトともに最も長周期側のフィルタを用いている長周期震度 3 が一番大きい。長周期震度 2 および 3 が 5.0 以上でスロッシングの被害が生じている。また、スロッシングの波高が一番高かった酒田が一番大きいのは、長周期震度 2 および 3 であった。タンクのスロッシングは 5 秒以上の周期で共振するので振動数フィルタ特性を考えれば、長周期震度 2 または 3 が一番相関がよいと考えられる。

2003 年十勝沖地震では苫小牧の製油所で浮屋根が破損しタンク火災が発生した。長周期地震動でスロッシングが発生し、被害が発生したと注目された。苫小牧の製油所は勇払平野の海岸沿いにある。破損したタンクのスロッシング固有周期は 7 秒以上であったので、長周期地震動③（4 秒～20 秒）を用いて東北地方太平洋沖地震と比較する。図 3.5-16 に示すように被害が発生した苫小牧の製油所地点における補間して得られた長周期震度③は 5.78 であった。これは、図 3.5-17 に示すように東北地方太平洋沖地震においてスロッシングによるタンク被害が発生した地点よりも大きく、スロッシング波高も高い。

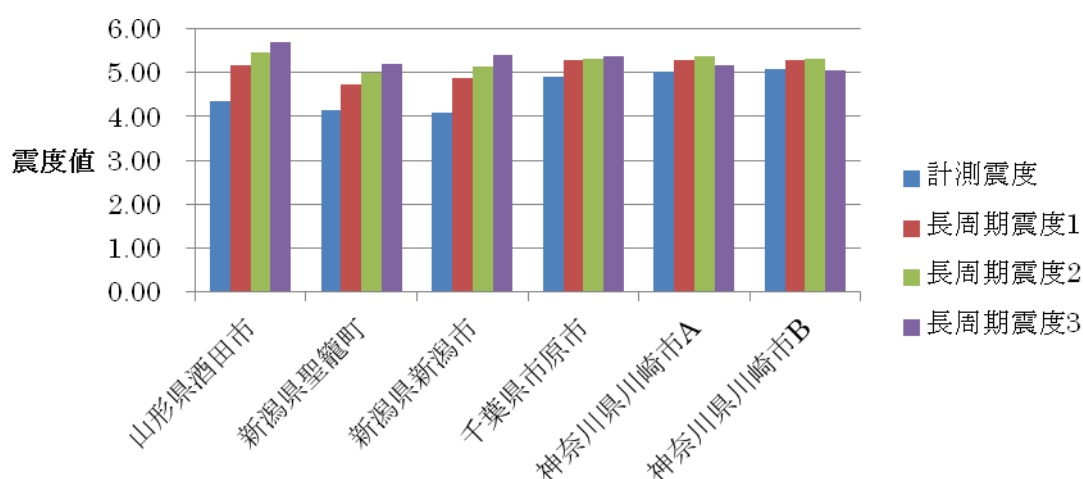


図 3.5-15 2011 年東北地方太平洋沖地震でスロッシング被害の生じた長周期震度。

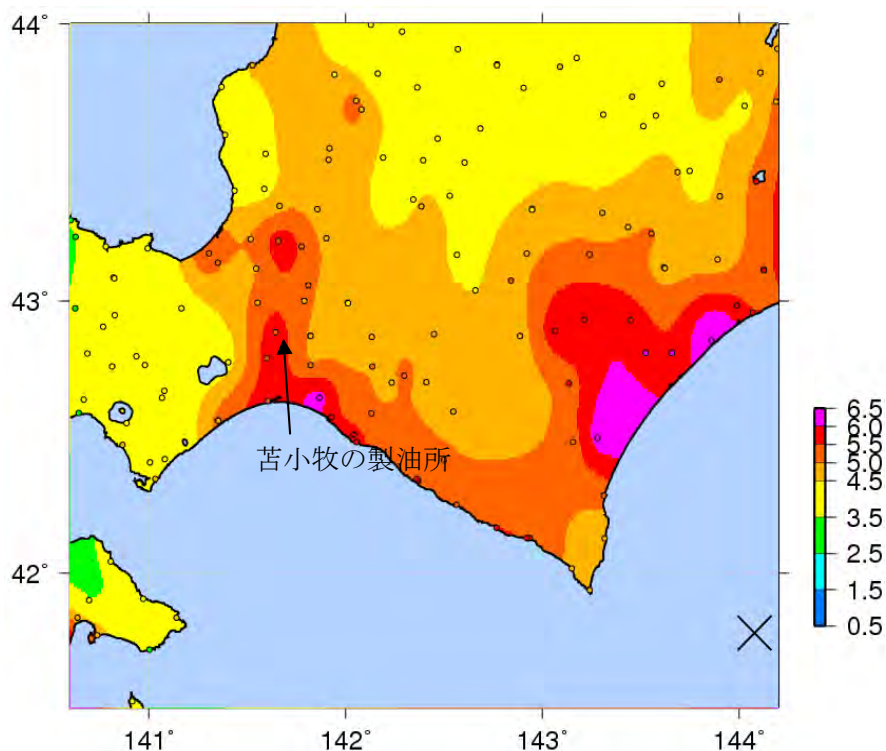


図 3.5-16 2003 年十勝沖地震における長周期震度③（4～20 秒）の分布。

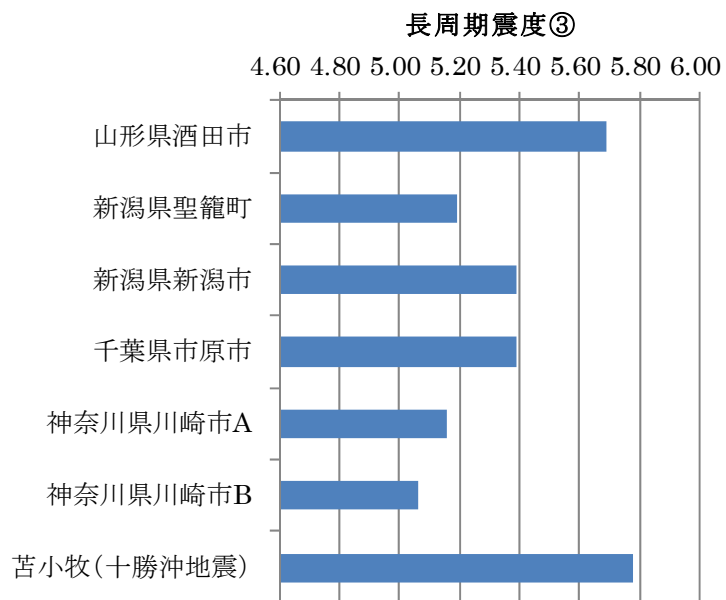


図 3.5-17 タンク被害地点の長周期震度③（東北地方太平洋沖地震との比較）。

○超高層ビルの変形と長周期震度

資料「日本建築学会構造委員会長周期建物対応小委員会：長周期地震動対策に関する公開研究集会、2012年3月16日」に記載されたデータに基づいて、東北地方太平洋沖地震の際の関東や関西における超高層ビルの応答と長周期震度の関係の分析を行った。震度の値はK-NETおよびKiK-netの観測記録から評価し、平面的に線形補間して求めた。

計測震度および長周期震度と超高層ビルの層間変形角の関係を図3.5-18に示す。長周期震度のほうが変形角との相関が高い。特に大阪府咲洲庁舎は計測震度では被害が過小評価される。これは、遠方大阪では短周期成分が減衰し長周期成分が卓越するためである。東京では長周期震度でもバラツキがみられる。これは、長周期成分だけでなく短周期成分による高次振動モードの影響や、登米市の免震建物と同じように立地地点の局所的な地盤条件の影響もあると考えられる。

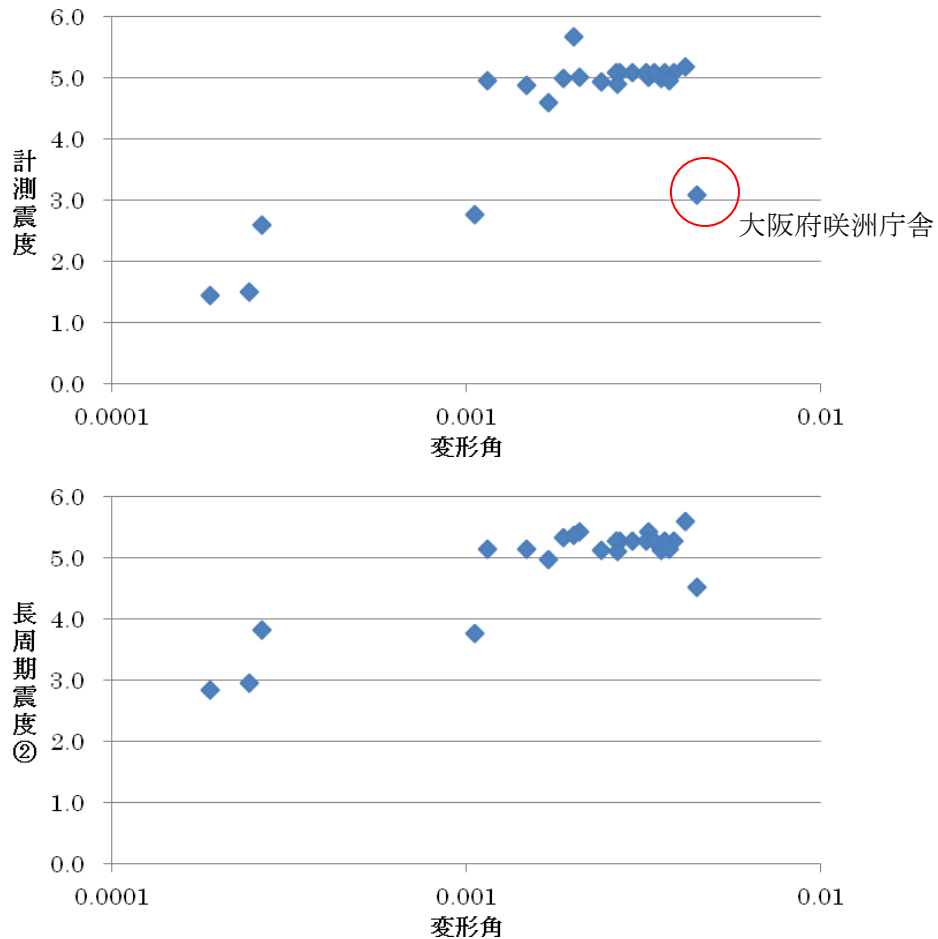


図 3.5-18 変形角と長周期震度の関係（関西および関東の超高層ビル）。
（変形角は最大値、一部平均）

2) ウェブページの試作

長周期地震動の性質や被害などについて、1) の検討内容および平成 23 年度の長周期地震動予測地図作成等支援事業において作成された解説書に基づいて、事例や解説を表示するウェブページを試作した。内容については、図 3.5-19 に示すように、大きく 4 つの項目を設定した。図中の各項目について、それぞれ HTML 形式のファイルを作成した。

トップページは目次が表示され、各項目のページに移動することができる (図 3.5-20)。また、それぞれの項目のページにも目次を入れ、任意のページに移動することを可能とした (図 3.5-21)。また、各ページに含まれている図表については、クリックすることで拡大表示するようにした (図 3.5-22)。以上の機能について、Internet Explorer 9 および Firefox 15 上で正常に動作 (表示) することを確認した。

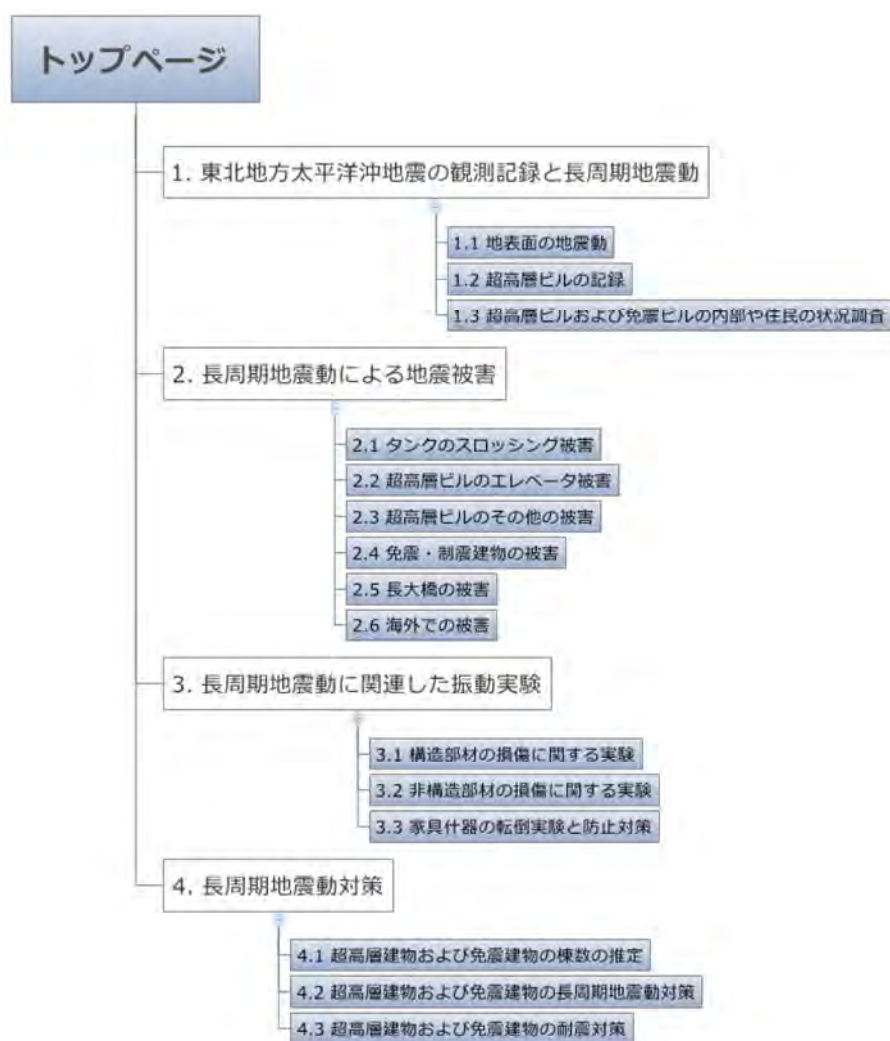


図 3.5-19 ウェブを作成した項目とサイト構成。



図 3.5-20 ウェブブラウザ (Internet Explorer 9) 上で表示したトップページ。

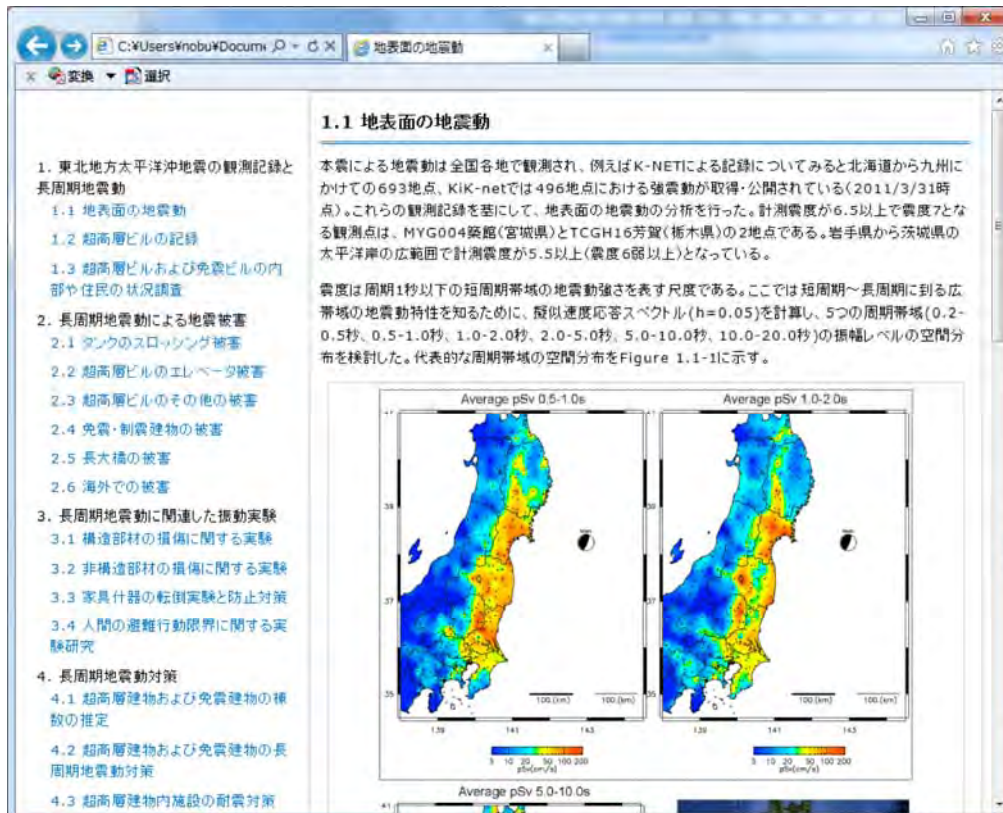


図 3.5-21 各項目ページの例。

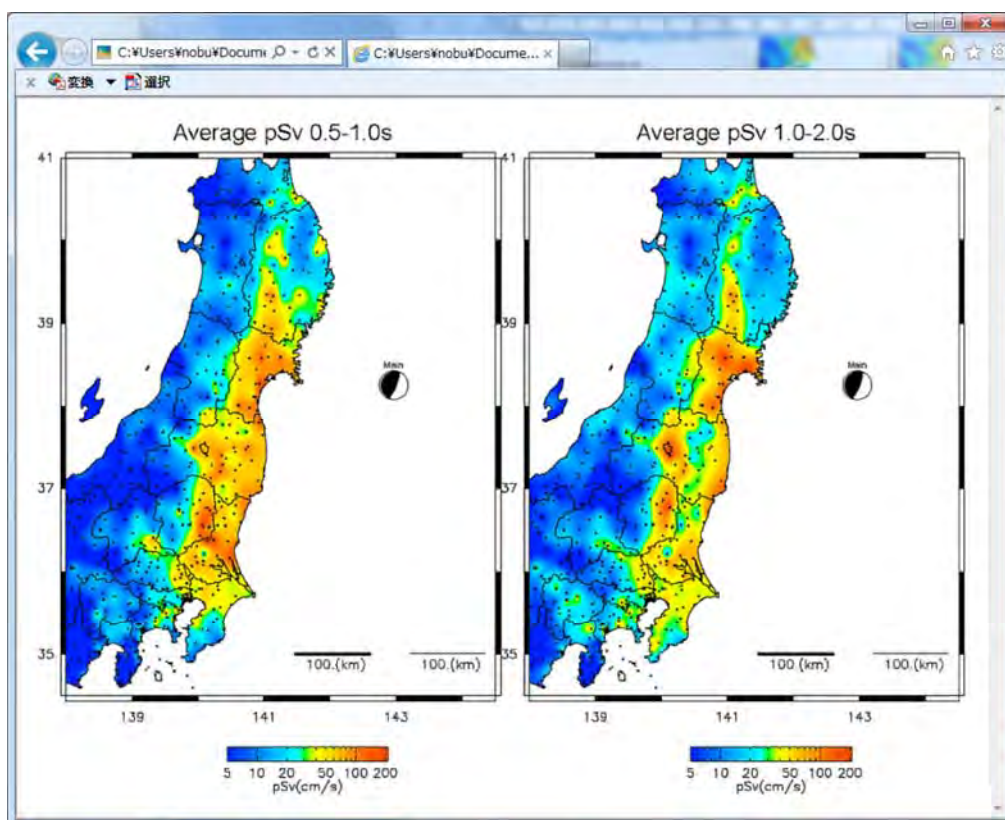


図 3.5-22 図表の拡大表示例。

3) 携帯端末等への情報提供アプリケーションの高度化

スマートフォンに関連する技術の発展は近年めざましいものであるとともに、利用者（ユーザー）も急速に増加している。このようなスマートフォンを用いて長周期地震動に関するためのアプリケーションを開発することにより、広く一般にその情報や知識を提供することが可能になると考えられる。このような状況から、平成 23 年度の長周期地震動予測地図作成等支援事業において、長周期地震動に関する情報や知識をより広くかつ分かりやすく伝えるためのスマートフォンアプリケーションが開発された。ここでは、長周期地震動に関する理解を深めるための新たな機能を追加することによりアプリケーションを高度化した。これらのアプリケーションは、スマートフォンなどの携帯端末を用いてユーザーが必要とする任意の場所にける長周期地震動に関する情報を得ることができるものである。

(A) 長周期地震動予測地図閲覧アプリの機能追加

平成 23 年度の長周期地震動予測地図作成等支援事業において、スマートフォンアプリケーション「J-SHIS」をベースとして、地震調査研究推進本部より公表されている「長周期地震動予測地図」試作版に関するアプリケーションが開発されている。これは、長周期地震動予測地図をスマートフォン上で閲覧できるだけでなく、特定の地点における最大速度

などの詳細な情報を表の形式で入手することもできるものである（図 3.5-23）。スマートフォンに搭載されている GPS 機能を使用することにより、任意の地点検索機能だけでなく、ユーザーが現在いる地点の情報を入手することも可能である。

本検討では、さらに長周期地震動に関する理解を促進することを目的として、以下の機能を追加した。

- ・ 地点情報として、表形式で数値のみ表示していたものに、速度応答スペクトルの図（グラフ）を表示する機能を追加し、対象地点において、地図で表示されている周期（5 秒、7 秒、10 秒）以外の周期の応答振幅の大きさや、どの周期が揺れやすいかを分かりやすく可視化した（図 3.5-24）。
- ・ 長周期地震動によりどのような被害が生じるかという被害事例を知ることができるように、2) で作成したウェブページを閲覧する機能を追加した（図 3.5-25）。

これらの機能追加とあわせて、現在普及している Android 及び iPhone いずれのスマートフォンや携帯タブレット端末においても多くのユーザーが利用できるように、アプリケーションは Android OS 2.3~4.0 または iOS5.1 以上に対応するようにした。



図 3.5-23 長周期地震動予測地図の表示例（平成 23 年度に開発されたもの）。

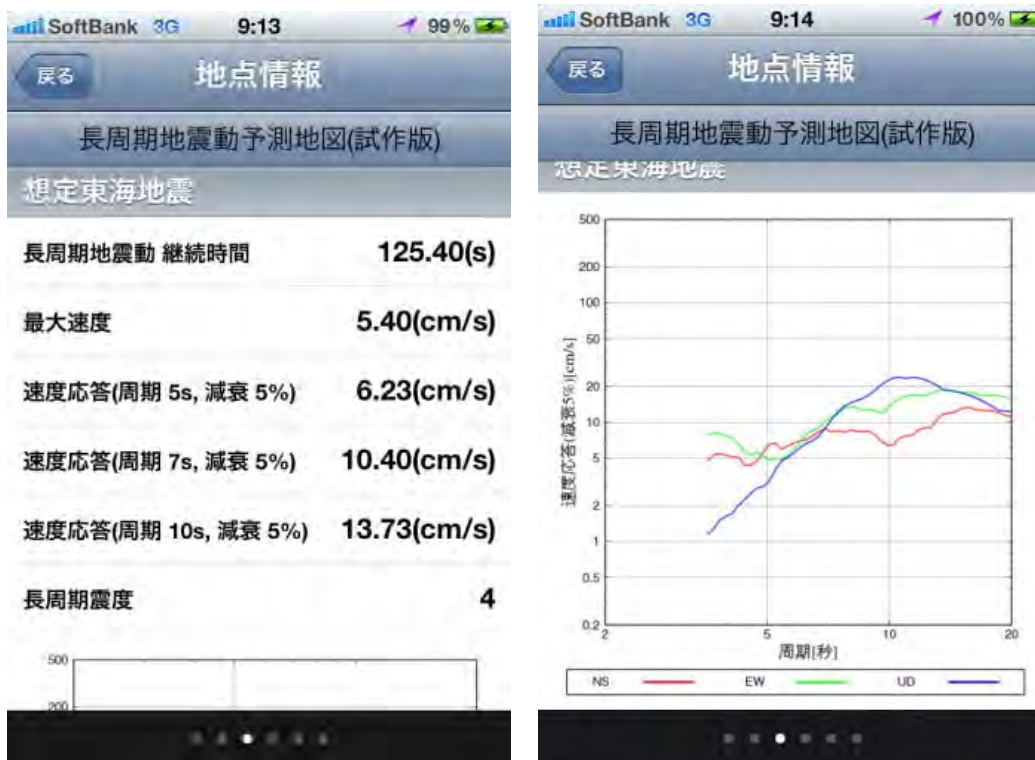


図 3.5-24 新たに追加した対象地点における速度応答スペクトル表示機能 (右)。

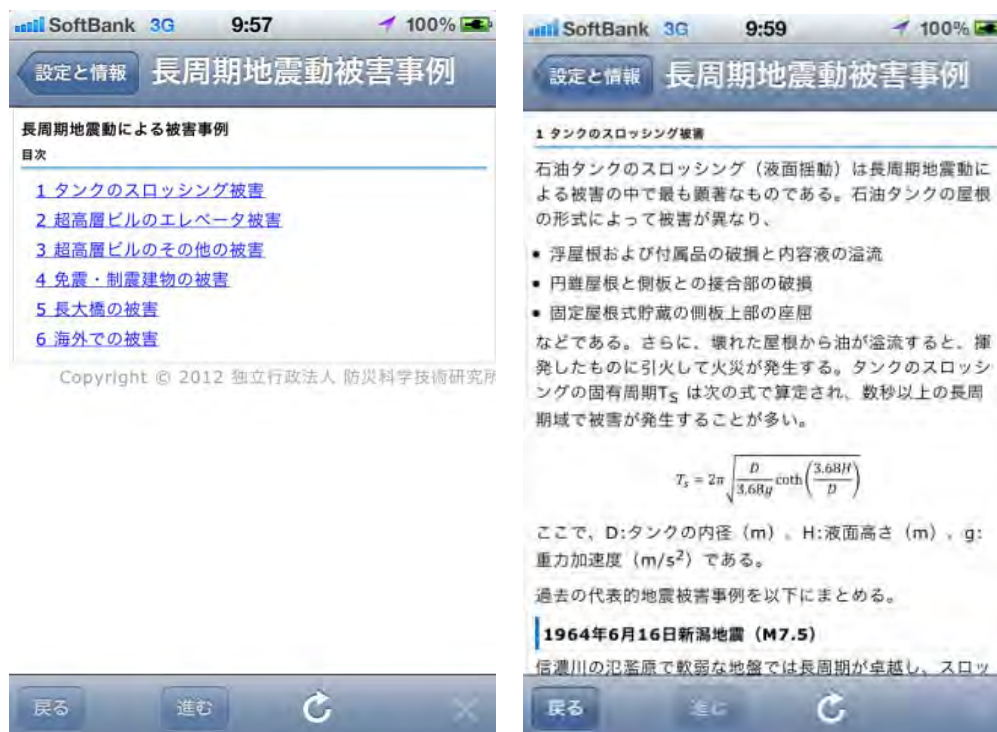


図 3.5-25 新たに追加した長周期地震動の被害事例に関するウェブ閲覧機能。

(B) ゆれビルへの機能追加

これまでに、長周期地震動による高層ビルの最上階での揺れを表示する「ゆれビル」、長周期地震動による揺れのシミュレーション動画を見ることができる「ゆれの伝わり方」、防災科学技術研究所が YouTube へ登録している長周期地震動に関する実験等の動画を見ることができる「防災科研チャンネル」が開発されている。このうち、「ゆれビル」に対して、以下の機能を追加した。

○南海地震（昭和型）によるゆれビルの再生機能。

「長周期地震動予測地図 2012 年試作版」（地震調査委員会、2012）による南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図データを用いて、対象とした地点は、地震調査研究推進本部で速度波形が公開されている 18 地点（図 3.5-26 の赤丸および緑丸）とした。

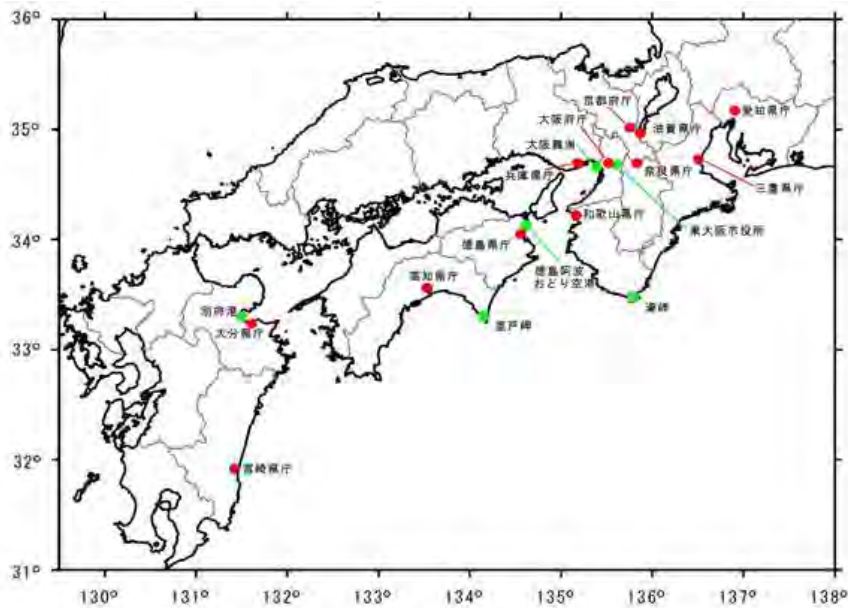


図 3.5-26 南海地震（昭和型）の長周期地震動予測地図データを追加した地点。
（地震調査委員会、2012 より）

○深部地盤構造による揺れやすさ推定機能

長周期地震動の大きさは、深部地盤構造に大きく影響を受ける。従って、深部地盤構造と長周期地震動を関連付けて示すことは非常に重要である。そこで、地震調査研究推進本部の「全国地震動予測地図」の作成に用いられ、防災科学技術研究所の J-SHIS より公開されている深部地盤構造モデルの情報を取得し、対象地点における周期ごとの地盤応答（増幅）特性を推定し、数値データまたはグラフを出力する機能（図 3.5-27）を追加した。地

盤応答特性については、対象地点直下の一次元構造を仮定した SH 波の鉛直入射の応答を計算することとした。なお、長周期地震動の揺れやすさに関しては、表面波が卓越する場合が多く、実体波である SH 波の鉛直入射による応答で表現することは厳密さを欠くが、卓越周期やおおよその振幅特性は再現できることと計算の簡便さを考慮して採用した。

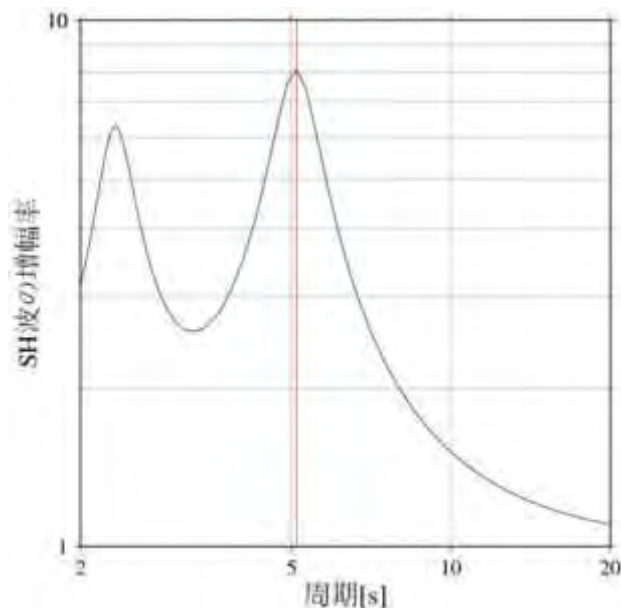


図 3.5-27 深部地盤構造による揺れやすさ推定結果の出力例。

○指定した構造による建物の揺れやすさ推定機能

これまでの「ゆれビル」では、減衰定数を 1%として応答計算を行っている。これは、特定の地点における階数（高さ）の違いによる揺れ（応答）の違い比較する分には問題ないものの、建物（ビル）すべての減衰定数が 1%であるわけではない。また、地震調査研究推進本部より公表されている長周期地震動予測地図における減衰定数は 5%が採用されている。そこで、減衰定数の違いによる応答の違いを見ることができるようになるため、減衰定数を 1～10%まで、1%刻みの 10 通りの中から指定した値で応答計算を行い、結果を表示する機能を追加した。

○地図上に配置した建物の揺れやすさ可視化機能

先に述べた通り、これまでの「ゆれビル」では、階数（高さ）の違いによる揺れ（応答）の違いを見ることができたが、異なる地点で地盤の違いや建物の違いによる長周期地震動の違いを把握することが困難であった。そこで、日本国内の任意の地点に 4 種類の建物構

造の一つまたは複数配置し、揺れの違いを見ることができる機能を追加した。このとき、携帯端末そのものを揺らし、その揺れを地震基盤に対する入力とみなして、「深部地盤構造による揺れやすさ推定機能」と同様に選択した地点の深部地盤による増幅特性を考慮することで、地点ごとに異なる揺れを生じさせる。選択できる 4 種類の建物構造について、応答計算のために設定した固有周期等を表 3.5-8 に示す。揺れの様子は、設定したそれぞれの建物位置および構造種別に異なるピンで表現した (図 3.5-28)。

表 3.5-8 選択できる建物の種類と応答計算等のために設定したパラメータ。

	建物種類	減衰定数	固有周期	表示のピンの色
1	平屋	5%	0.5 秒	緑
2	高層建物	5%	3 秒	黄色
3	超高層建物	5%	5 秒	オレンジ
4	長大橋	5%	10 秒	赤



図 3.5-28 地図上に配置した建物の揺れやすさ可視化画面。

(c) 結論ならびに今後の課題

長周期地震動予測地図の利活用に向けて、長周期地震動シミュレーション結果に基づいてどのような被害が生じ得るかについて検討し、これまでに収集した被害事例とあわせて長周期地震動に関する解説のウェブページを試作した。また、長周期地震動に関する携帯端末アプリケーションに機能追加したことにより、長周期地震動に関する知識等の普及や長周期地震動予測地図の利活用を促進するためのツールが充実してきた。さらに多くの人を対象として広く知識等を普及するための方策を進める上では、情報を一方的に発信するだけでなく、利用者側から意見等を反映して機能の改良や追加といった高度化を行うことで、さらに利用や理解が深まると考えられる。その一つとして、予測された長周期地震動に基づいて高層ビル等の被害の有無を簡易に診断するツールの開発が挙げられる。

一方で、長周期地震動シミュレーションの結果からはこれまでに経験したことがない、極めて大きな揺れが示され、高層ビルなどに大きな被害を生じさせる可能性も示されている。しかしながら、現時点においてこのような極めて大きな地震動が生じる可能性を否定はできないものの、発生する確率は極めて低い現象であると考えられる。今後、このような極めて稀な頻度で発生すると考えられる事象をどのように扱うかを判断するかが防災対策を進める上で必要であり、その判断材料としての長周期地震動のハザード評価を実施していくことは重要である。

(d) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会，南海トラフの地震の長期評価について，2001.
- 2) 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」2012年試作版－南海地震（昭和型）－，2012.
- 3) 神田克久・小鹿紀英・武村雅之・藤原広行，長周期地震動の尺度の検討，日本建築学会学術講演梗概集，2012.
- 4) 北村春幸・宮内洋二・福島順一・深田良雄・森伸之，性能設計における性能判断基準値に関する研究－時刻歴応答解析に基づく JSCA 耐震性能メニューの検証－，日本建築学会構造系論文集，576，47-54，2004年.
- 5) 北村春幸・宮内洋二・浦本弥樹，性能設計における耐震性能判断基準地に関する研究，日本建築学会構造系論文集，604，183-191，2006.
- 6) 日本建築構造技術者協会編，建築の構造設計，第4編目標性能と性能メニュー，オーム社，2002.

4. 成果の对外発表

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Maeda, T., N. Morikawa, S. Aoi and H. Fujiwara	FD simulataion for long-period ground motions of great Nankai Trough, Japan, earthquakes (ポスター)	The 15th World Conference on Earthquake Engineering	2012年9月 26日
前田宜浩・森川信 之・岩城麻子・青 井真・藤原広行	南海トラフの最大級地震によ る長周期地震動 (ポスター)	日本地震学会 2012 年度秋季大会 (国 内)	2012年 10月19日

(b) 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。

5. むすび

長周期地震動予測地図作成の本格化へ向けて、本研究では最新の研究成果や知見を取り入れた検討を実施し、以下の成果が得られた。

- ・2011年東北地方太平洋沖地震、強震動生成域のモデル化により周期3～10秒の地震動を説明できることを示す一方で、10～20秒はすべり量の大きな領域のモデル化が必要であることを示した。
- ・海溝型巨大地震の地震動予測のための震源モデル化の具体的な改良の方策として、断層面上のすべり分布の不均質性だけでなく、震源時間関数の形状に関する不均質を導入することを提示した。
- ・全国1次地下構造モデル（暫定版）に最新の知見等を反映したフィリピン海プレート上面構造モデルを組み込み改良した。
- ・南海トラフおよび相模トラフの海溝型巨大地震を対象として、従来の想定よりも大きな規模の地震まで含む震源のモデル化を行い、長周期地震動シミュレーションを実施した。
- ・長周期地震動シミュレーション結果の利活用を目的として、高層ビルを対象としたの応答計算を実施し、上記で計算された長周期地震動によりどのような被害が生じ得るかを推定した。また、長周期地震動に関して定めた簡便かつ分かりやすい指標と実際の被害との対応を確認した。
- ・長周期地震動に関する被害事例や知識を解説したウェブページを試作するとともに、携帯端末のアプリケーションへの機能追加を実施した。これにより、今まで以上に多くの手段により、かつ分かりやすく長周期地震動に関する情報を提供することが可能となった。

一方で、以下の課題が残されていることも明らかとなった。

- ・海溝型巨大地震に関してより短周期側まで理論的手法による地震動シミュレーションを実施するためには、断層面上の震源時間関数の立ち上がり時間やパルス部分の継続時間の分布を設定するための検討を続ける必要がある。
- ・地下構造モデルに関して、主に平野の端部や三次元的な構造について改良の余地が残されているとともに、年々示される新たな研究成果等を今後どのように反映させていく方法も検討する必要がある。
- ・長周期地震動シミュレーション結果から、大きなばらつきが生じていることや、極めて稀ではあるもののこれまでに経験のしたことのない非常に大きな長周期地震動が示されている。今後これらの不確実性を考慮した長周期地震動によるハザード評価を実施することが重要である。
- ・上記のこれまでに経験のないような長周期地震動により、どのような被害が生じ得るかについて、建物そのものの被害以外についても考える必要がある。