

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。

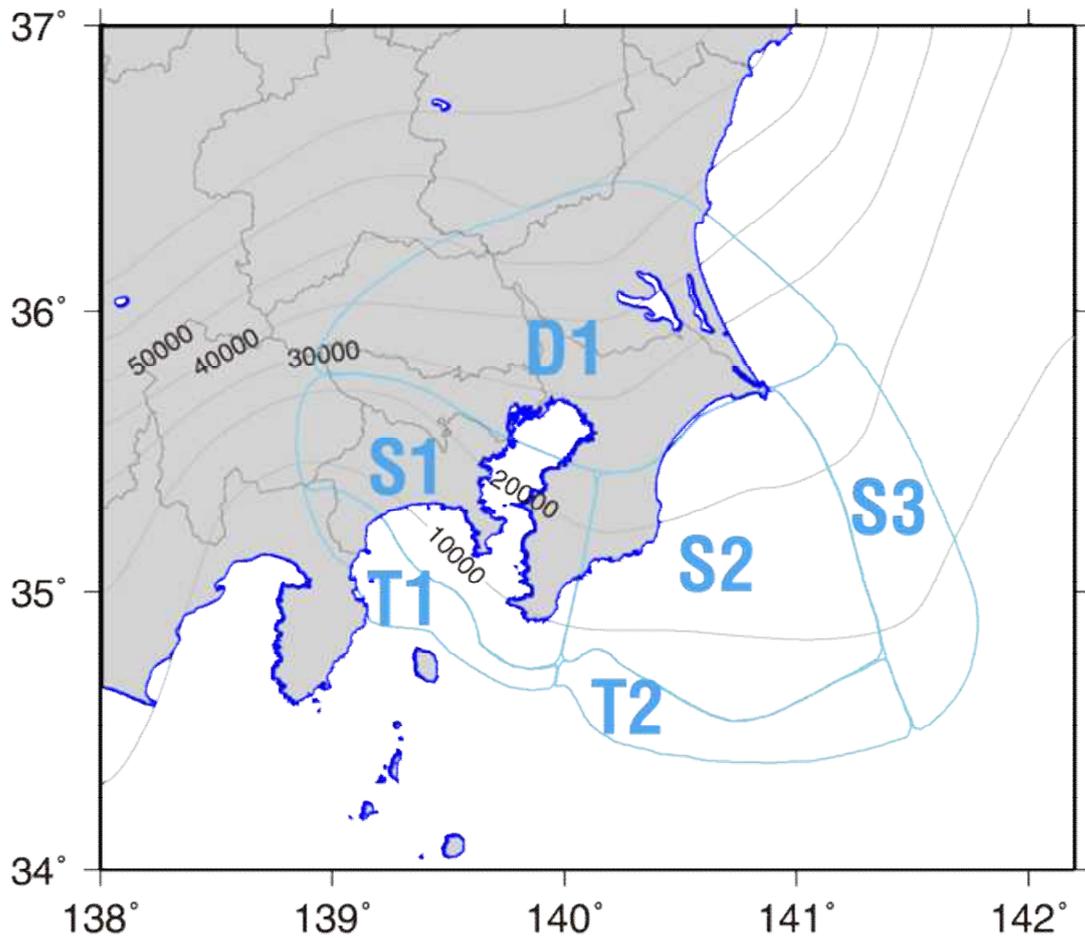
- ・セグメントごとの地震モーメント M_{0i} : すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう

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

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。

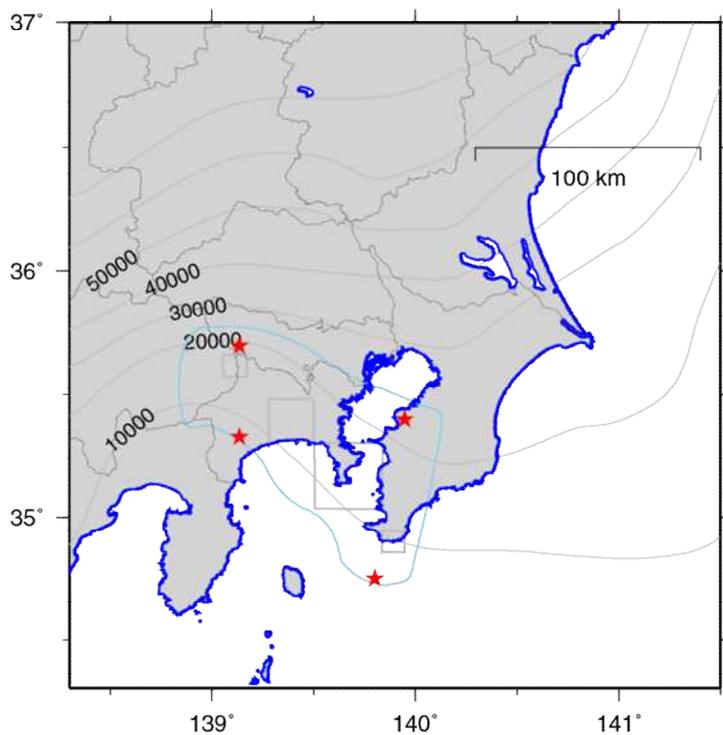


図 3.4-2 破壊開始点（星印）とアスペリティの配置例。

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°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)
 - ◇ Vs500m/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

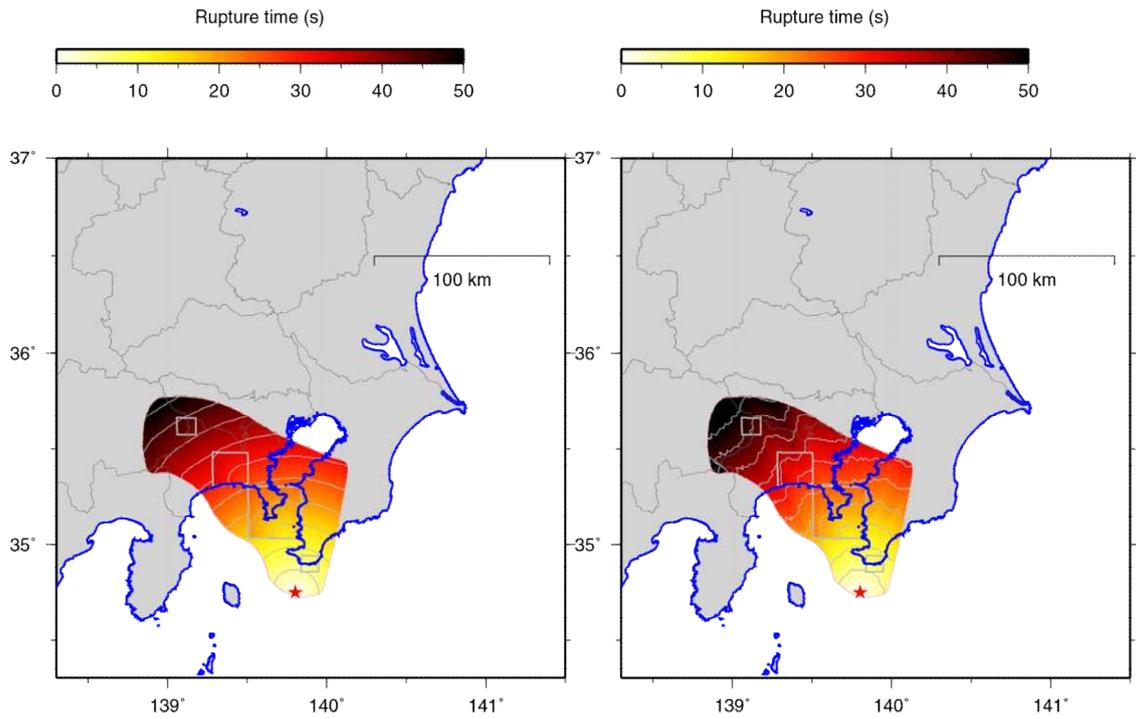


図 3.4-3 破壊時刻分布 (破壊開始点 C の場合)。左が基本モデル、右が不均質モデル。

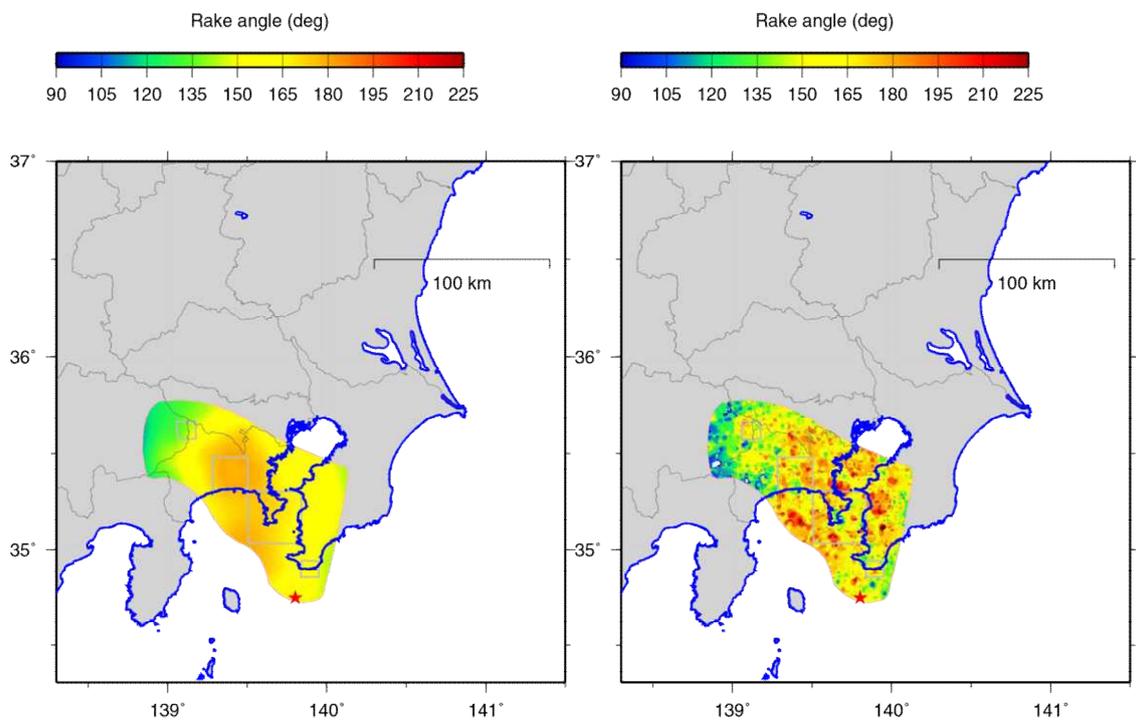


図 3.4-4 すべり角分布。左が基本モデル、右が不均質モデル。

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。

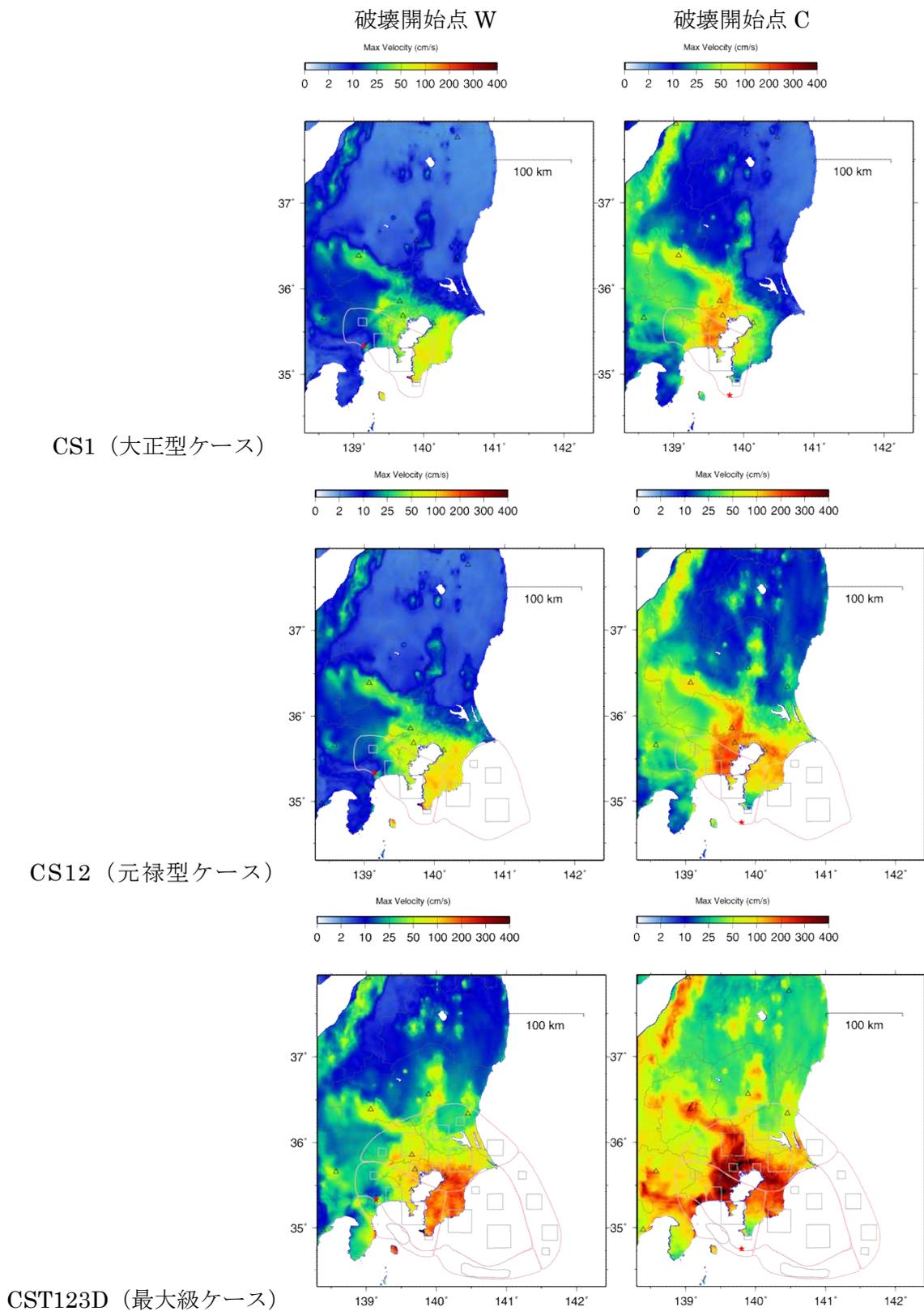


図 3.4-5 (1) 震源域の違いによる最大速度 (PGV) 分布。

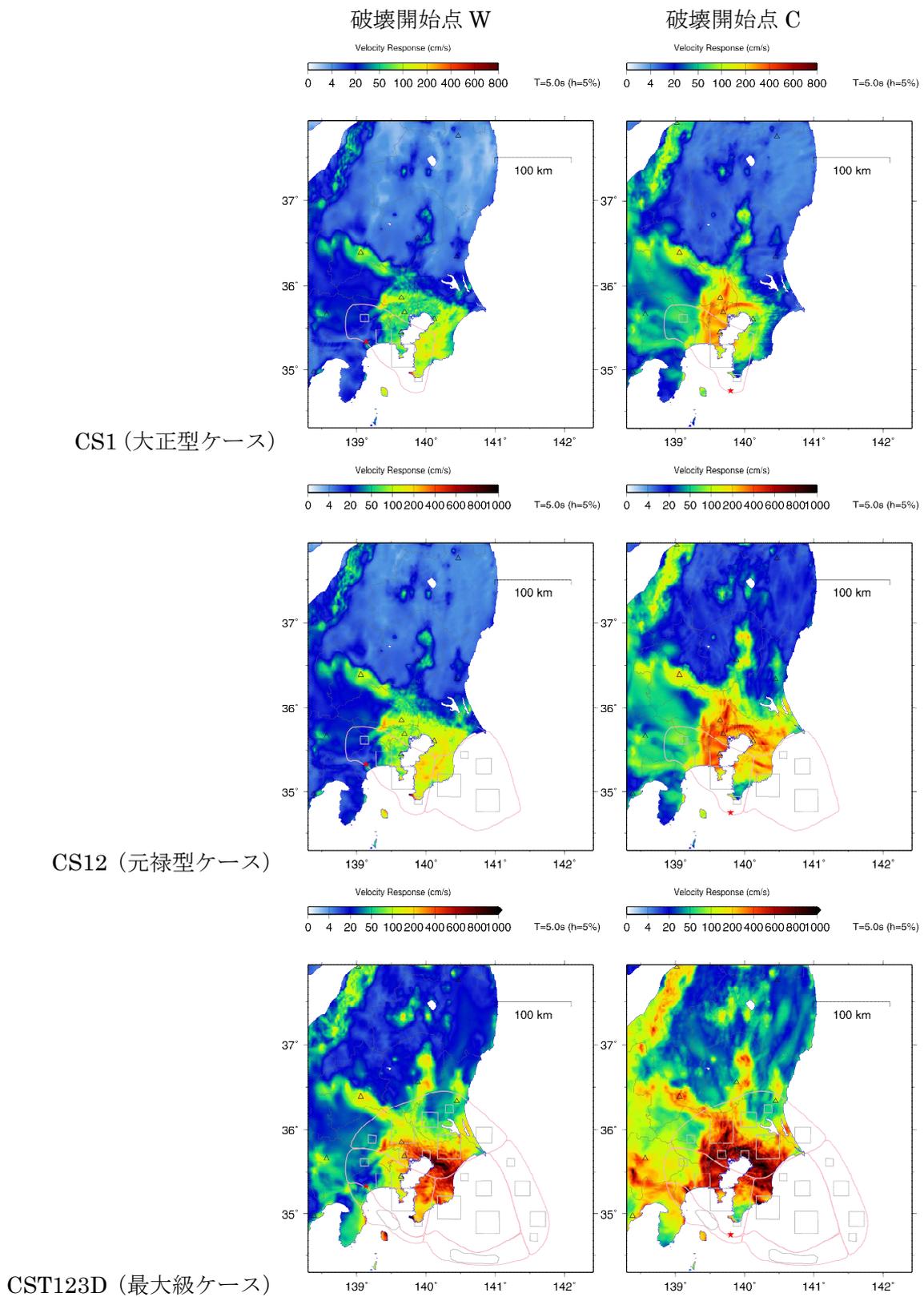


図 3.4-5 (2) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 5 秒)。

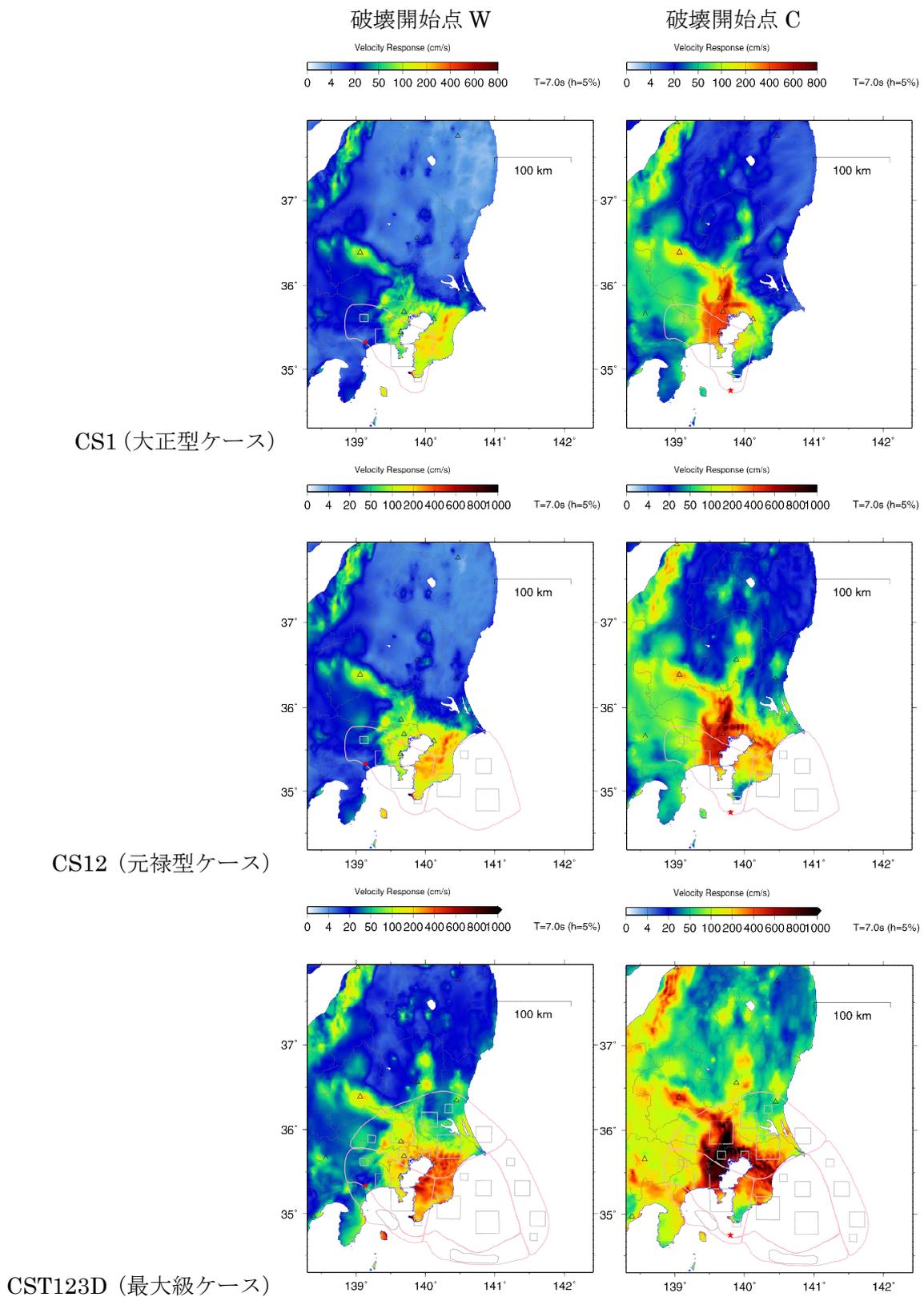


図 3.4-5 (3) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 7 秒)。

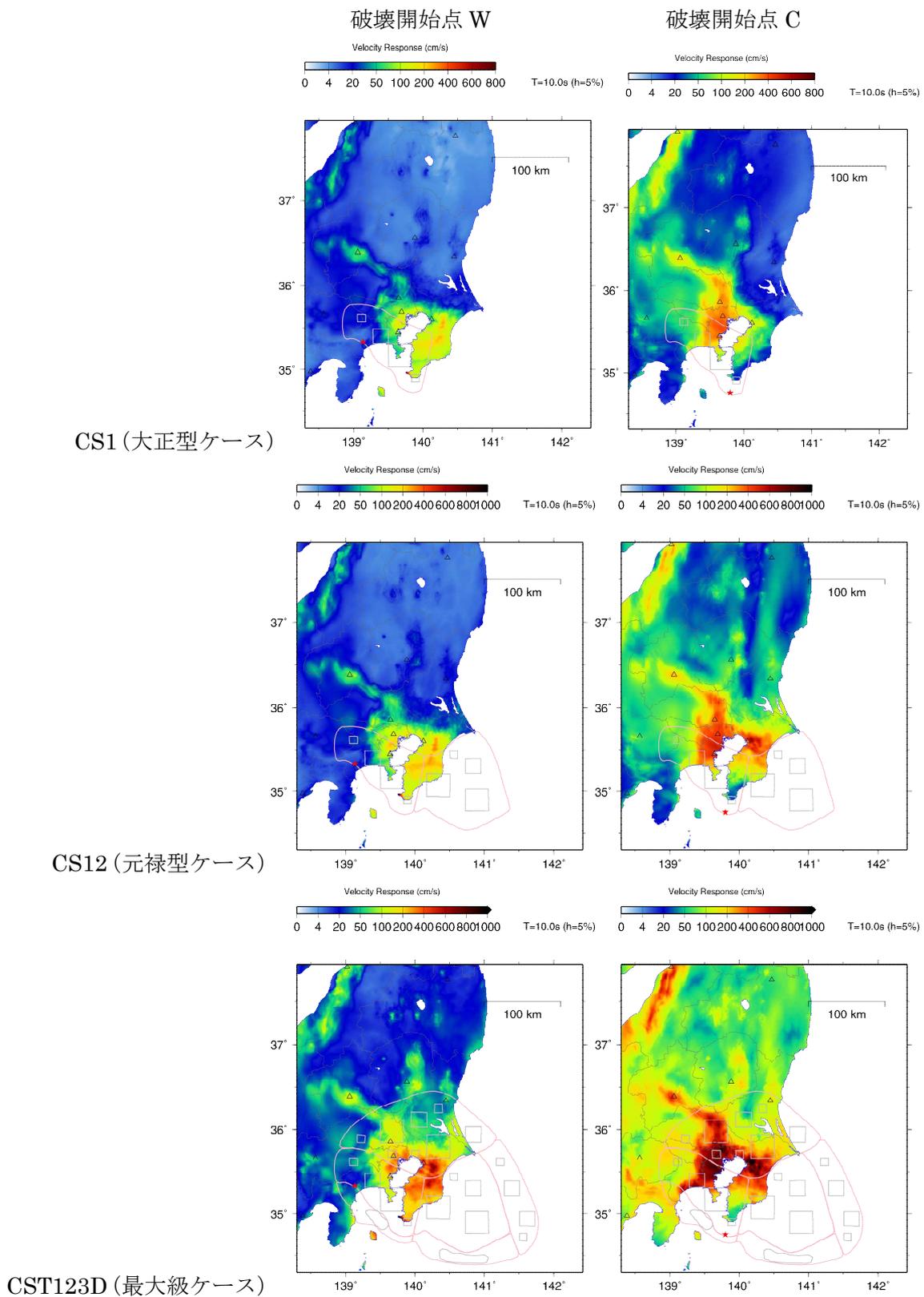


図 3.4-5 (4) 震源域の違いによる減衰定数 5%の速度応答スペクトル分布 (周期 10 秒)。

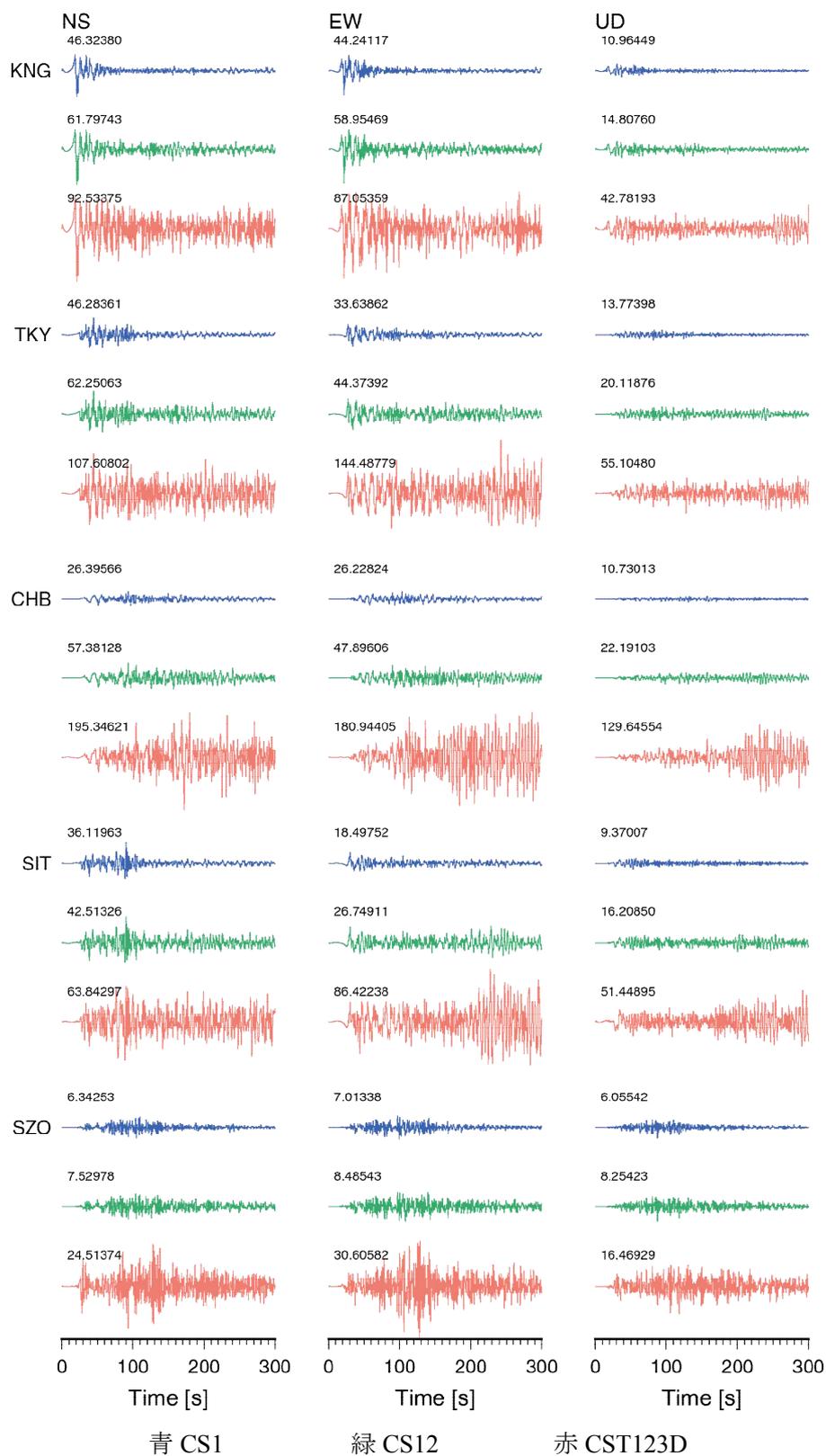


図 3.4-6 (1) 震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形（破壊開始点 W）。

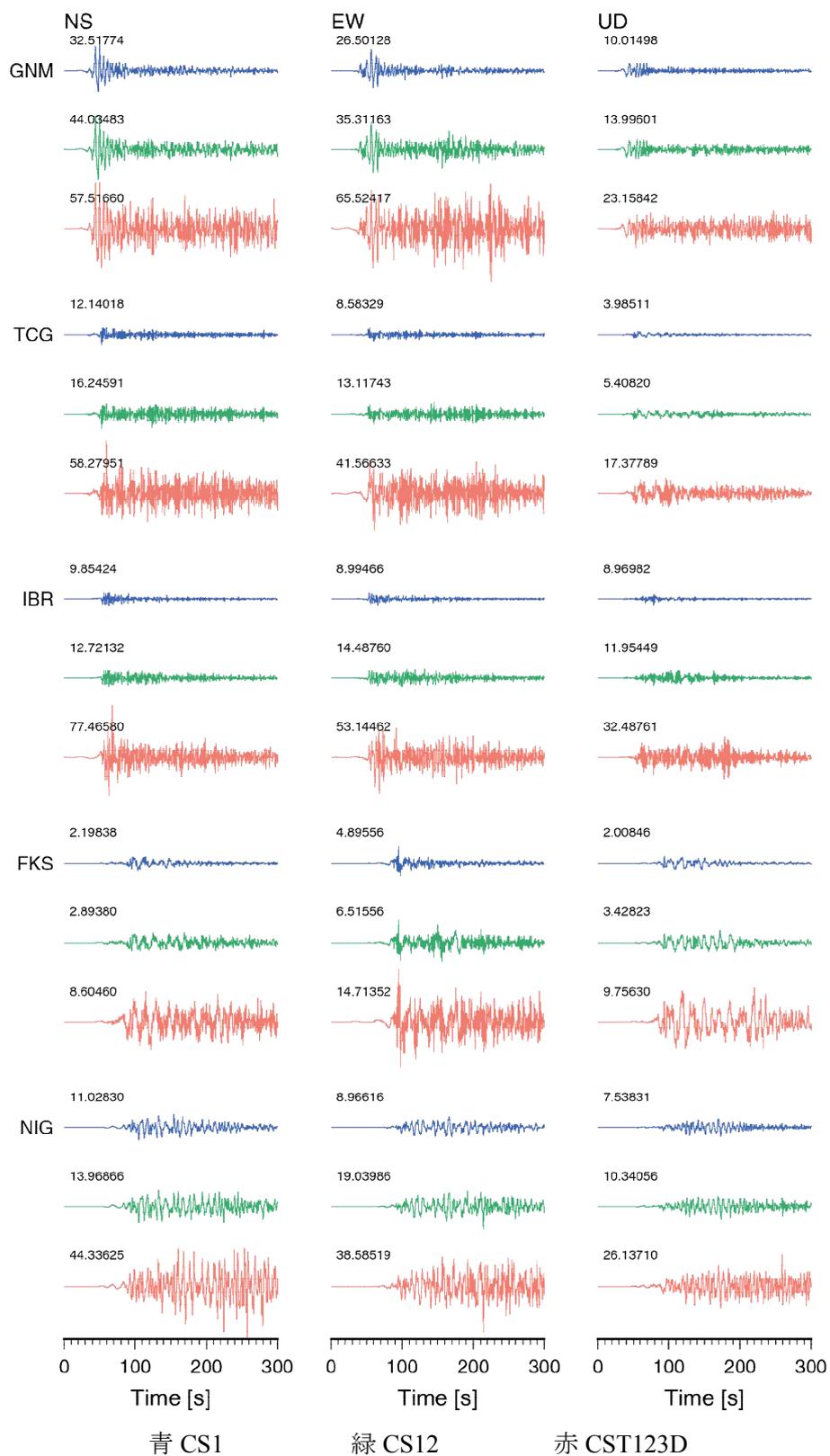


図 3.4-6 (2) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 W)。

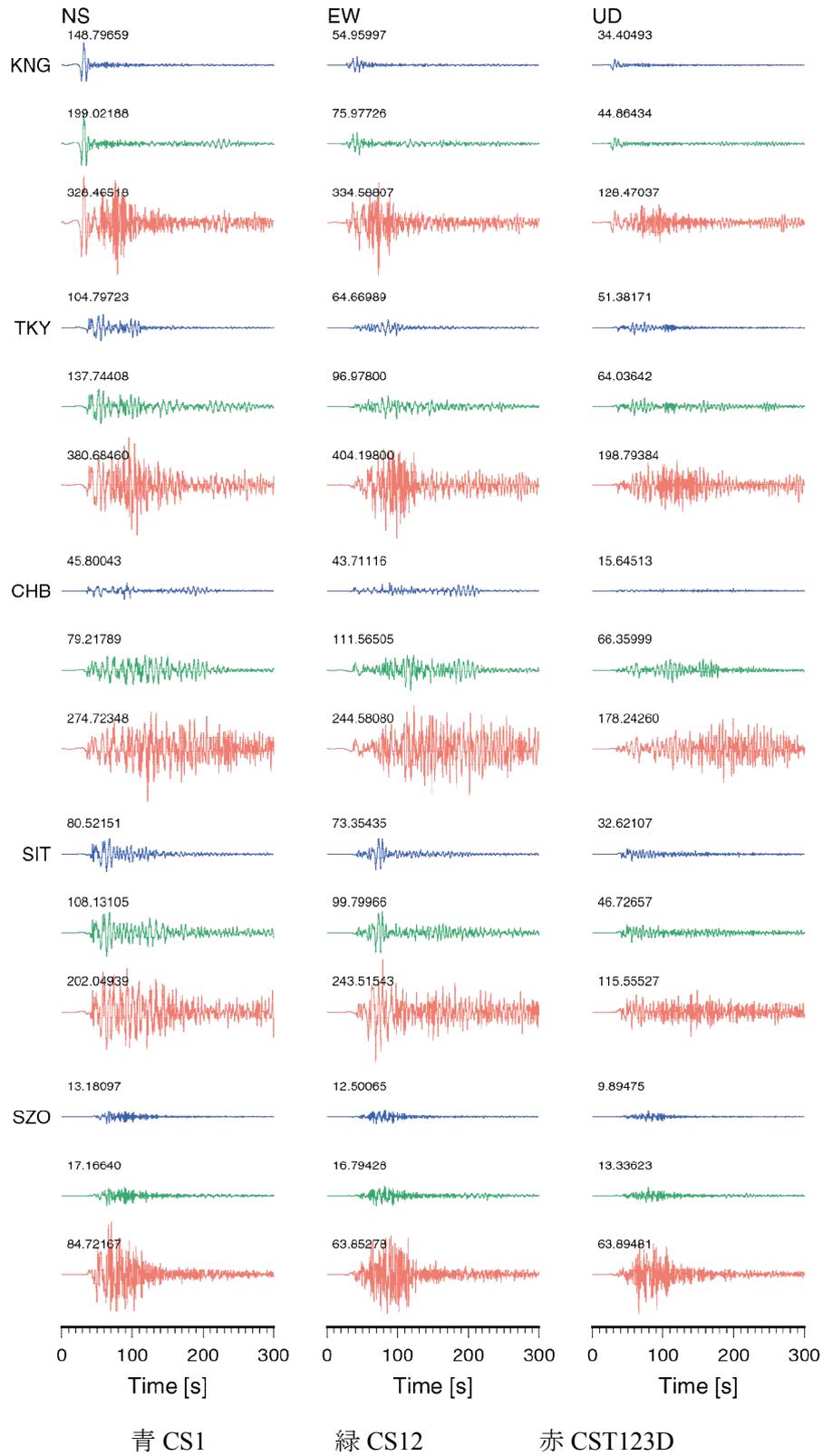


図 3.4-6 (3) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 C)。

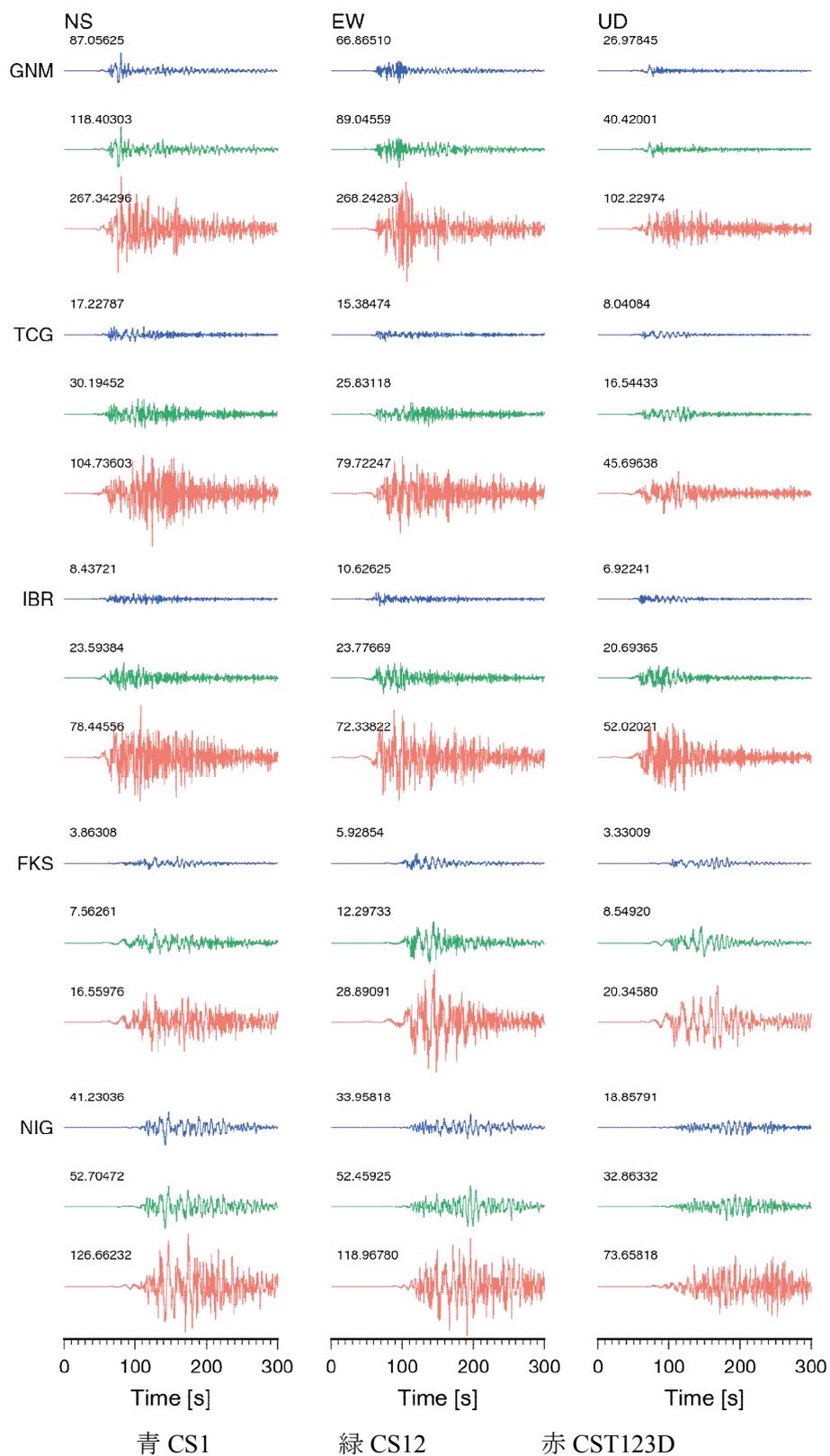
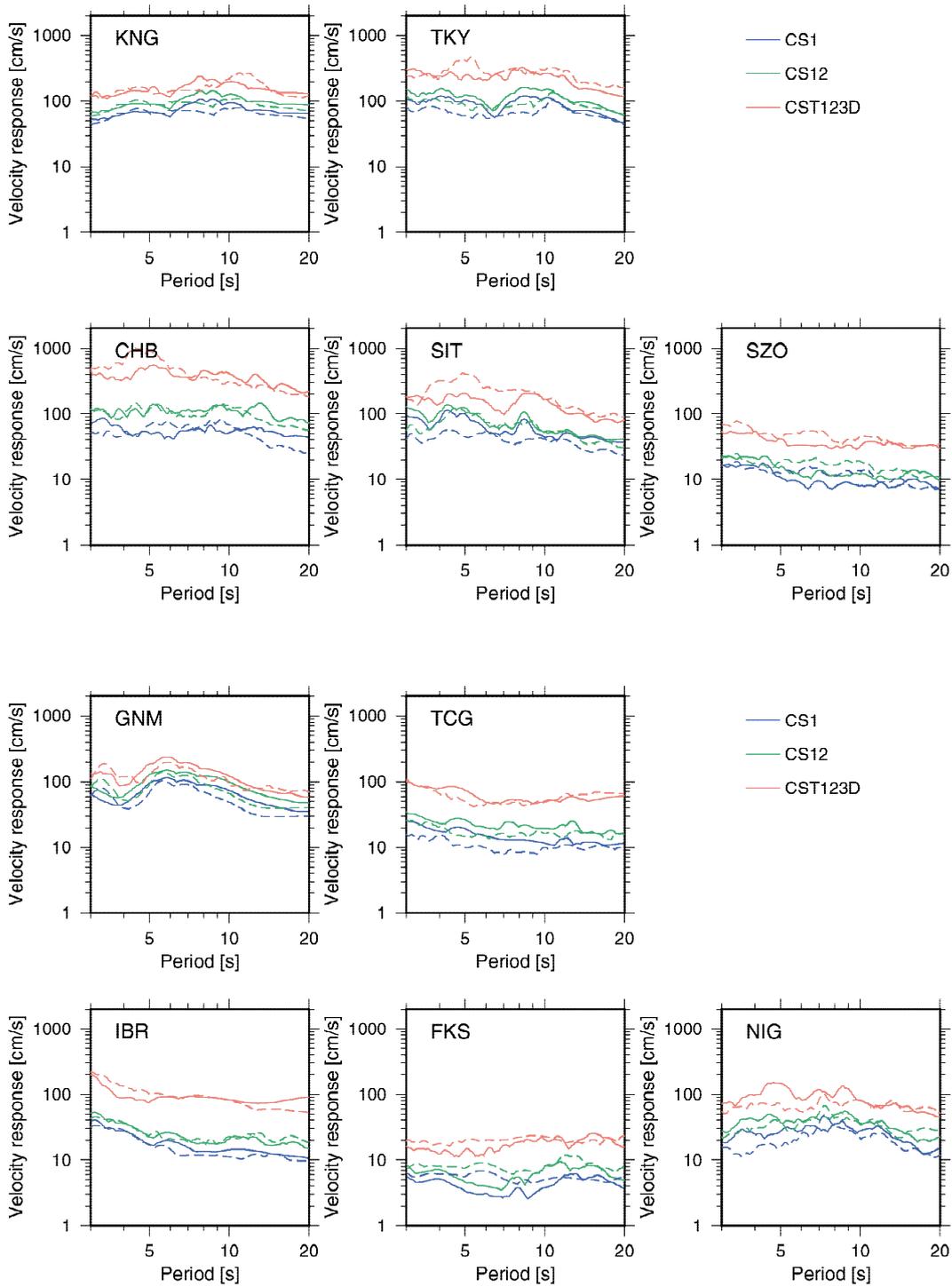


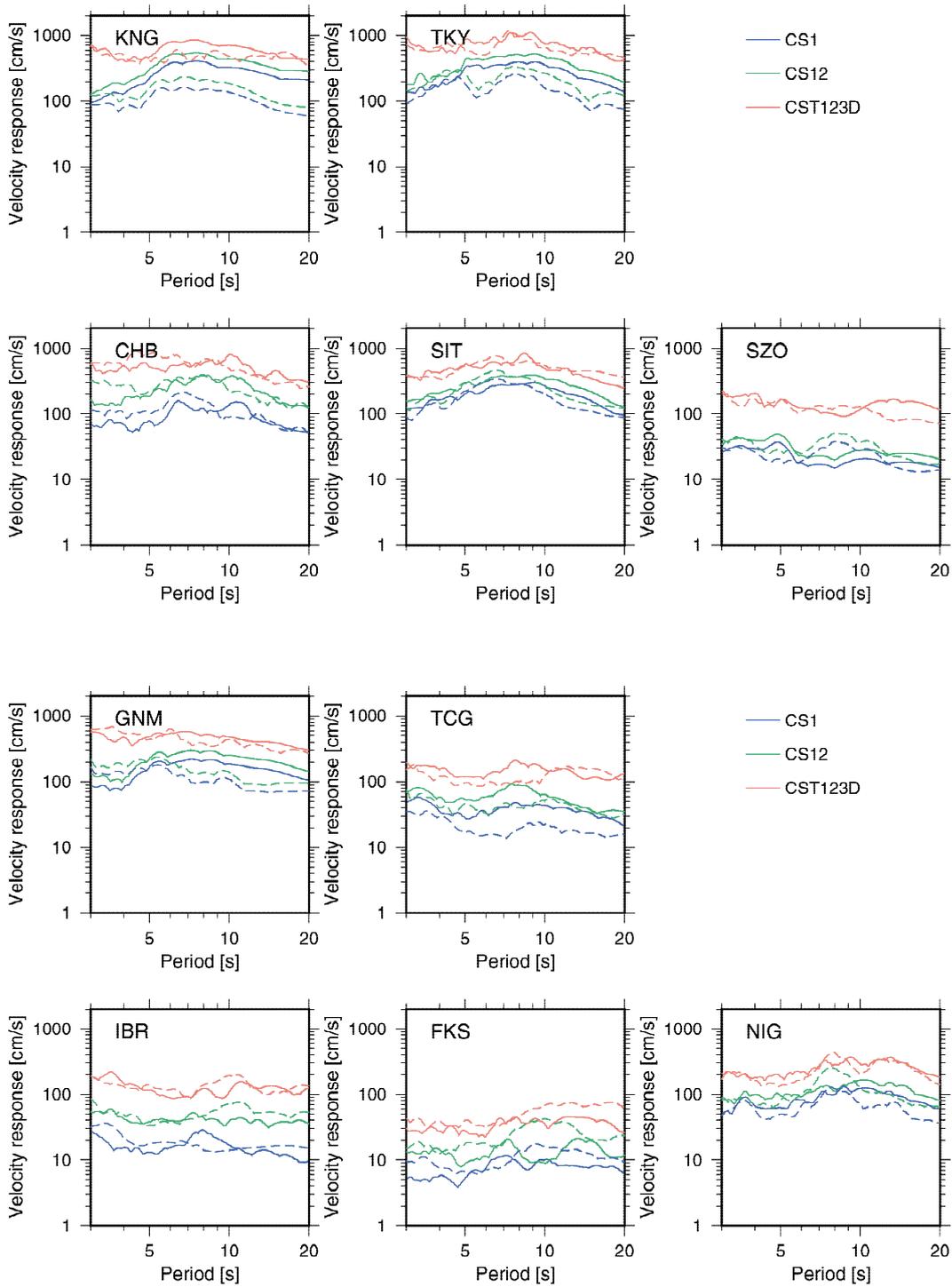
図 3.4-6 (4) つづき。震源域の違いによる都県庁所在地における速度波形(破壊開始点 C)。



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)。

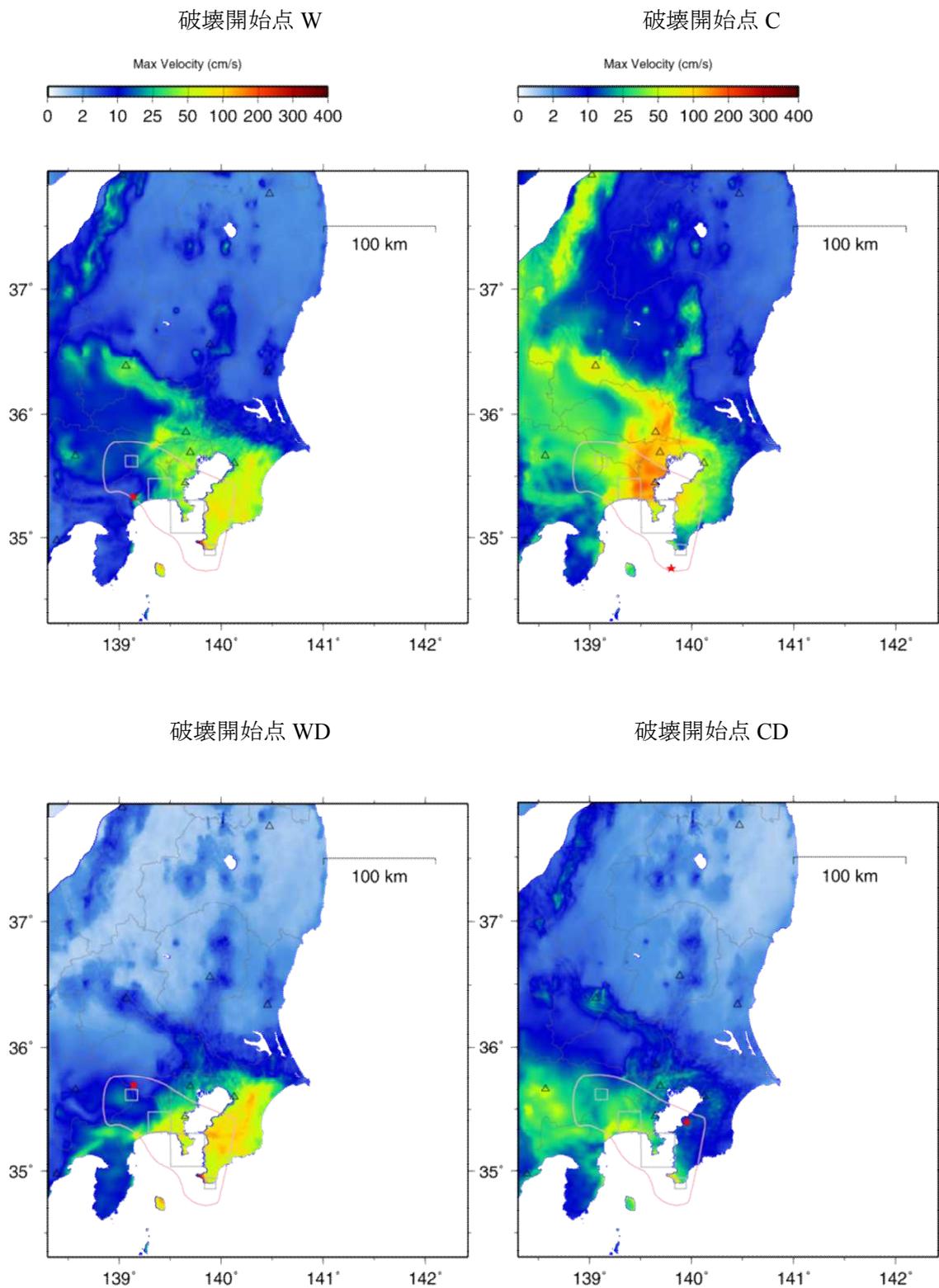


図 3.4-8 破壊開始点位置の違いによる PGV 分布。

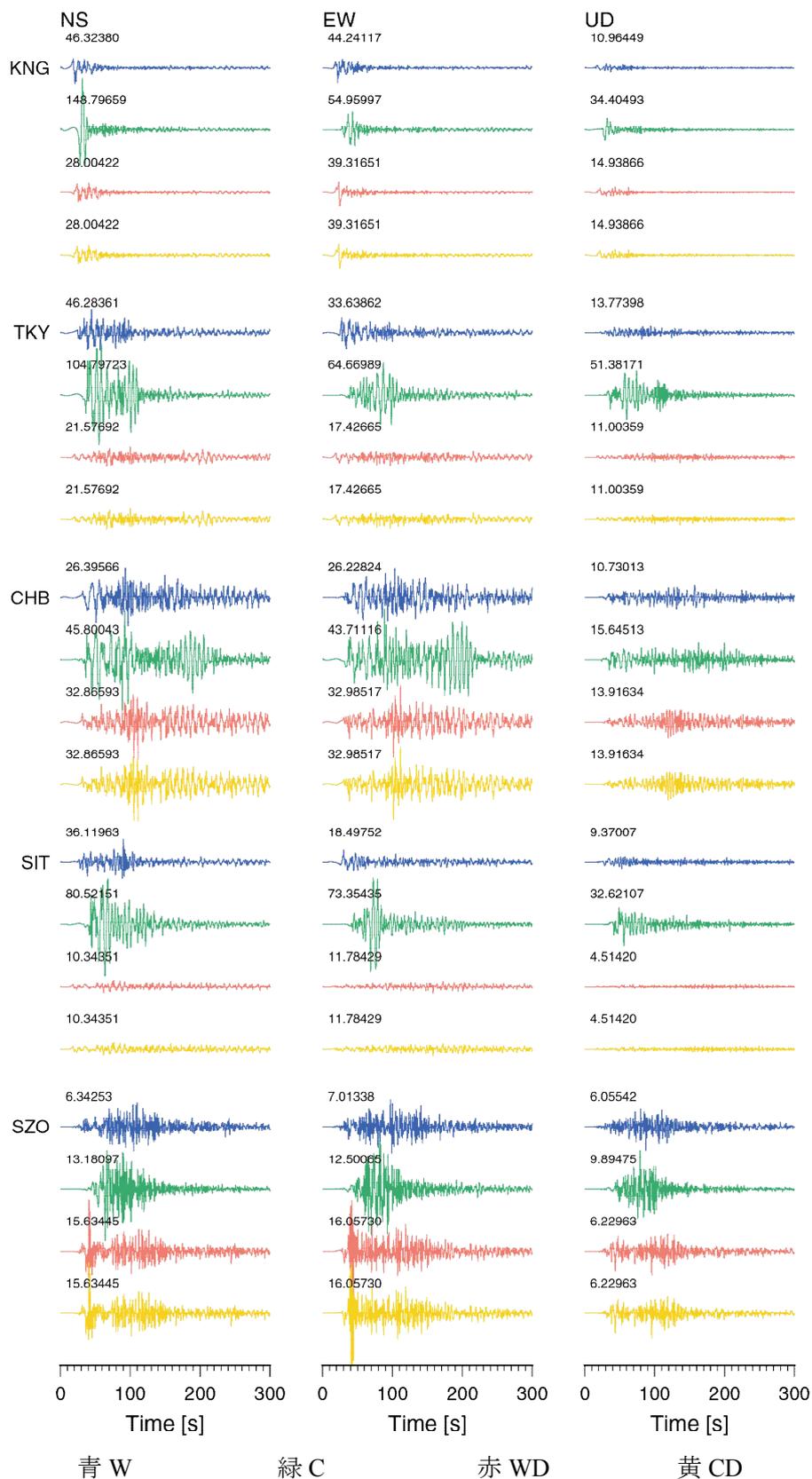


図 3.4-9 (1) 破壊開始点位置の違いによる都県庁所在地における速度波形。

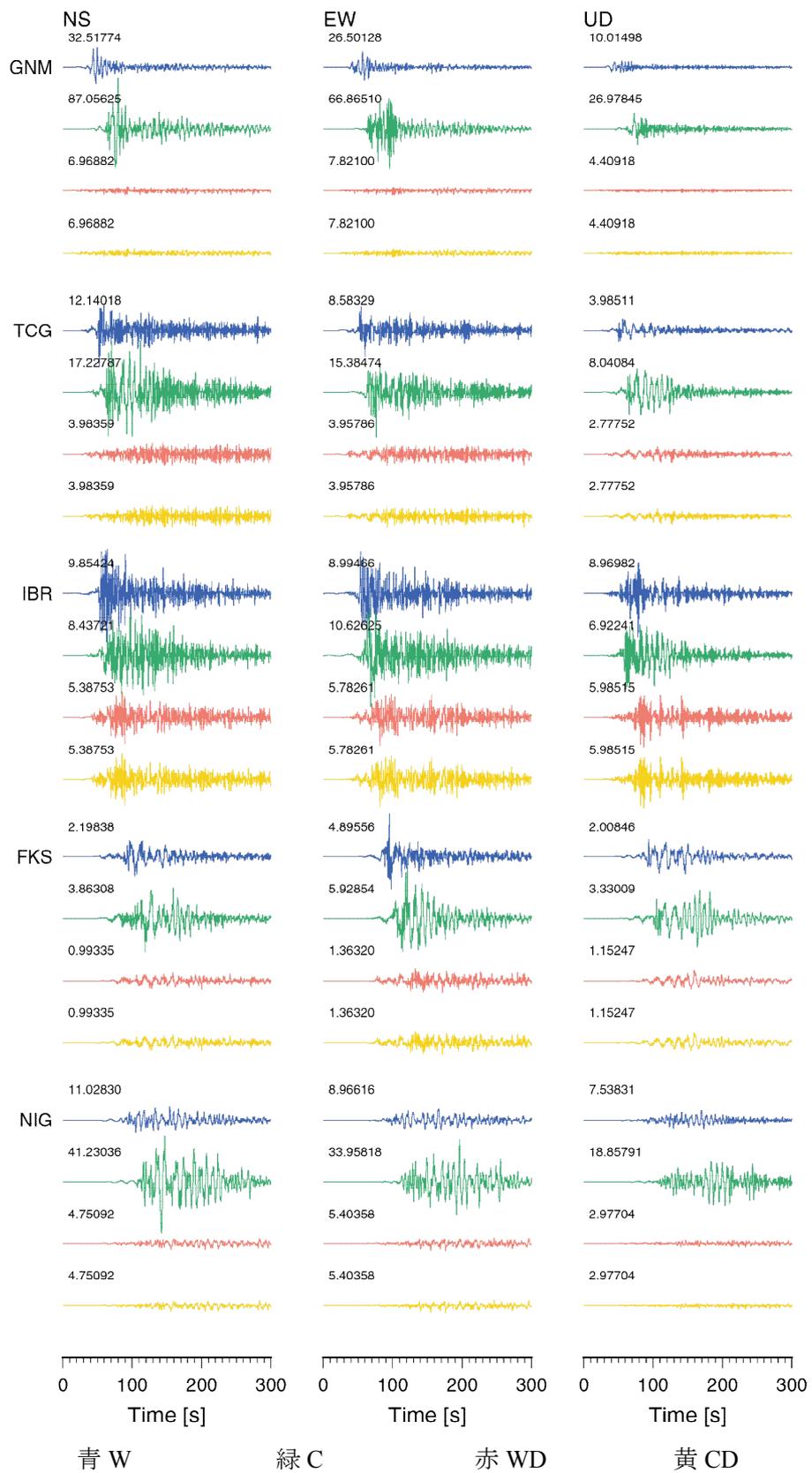


図 3.4-9 (2) つづき。破壊開始点位置の違いによる都県庁所在地における速度波形。

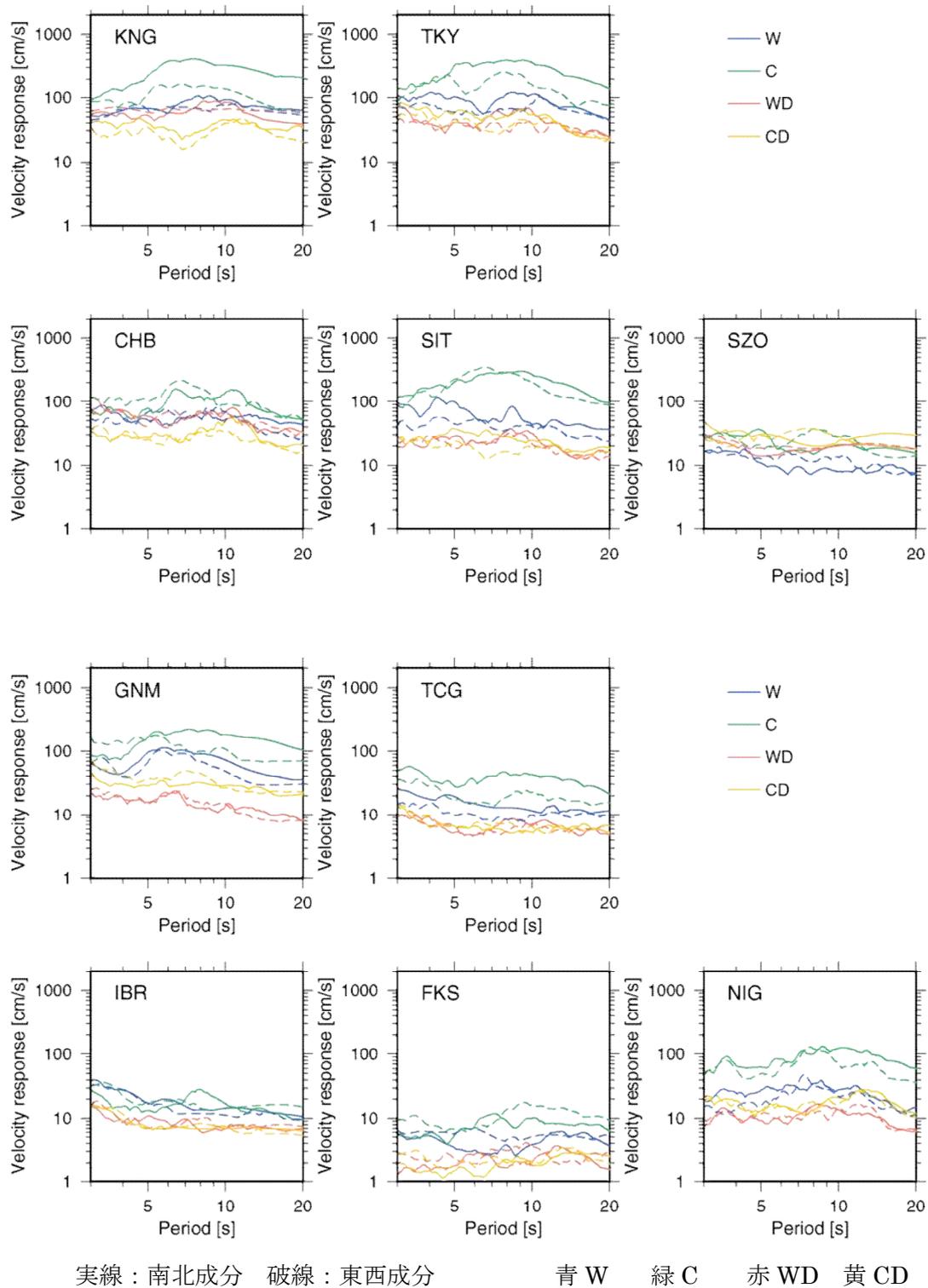


図 3.4-10 破壊開始点の異なる場合の都県庁所在地における 5%減衰速度応答スペクトル。

(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。

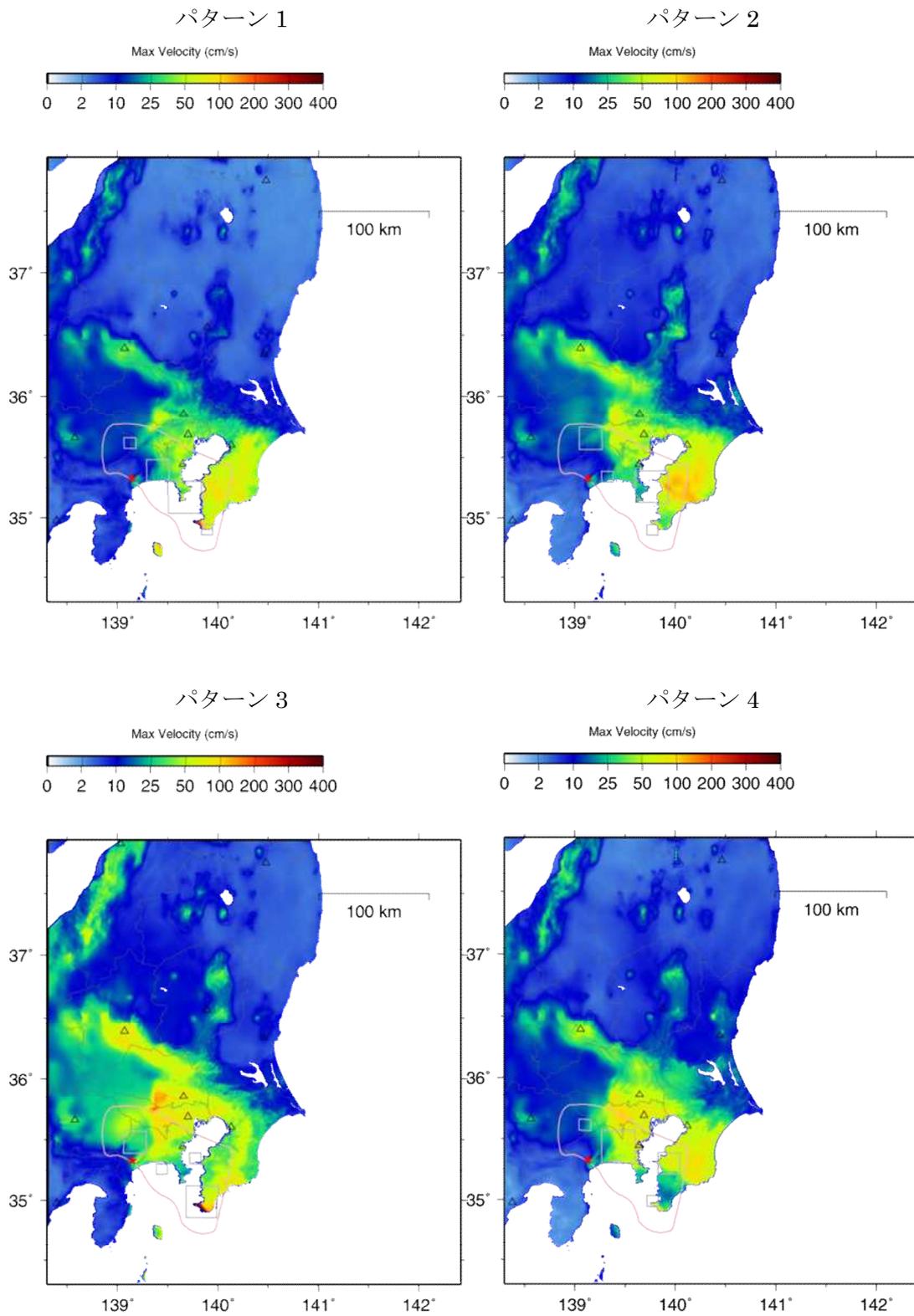


図 3.4-11 (1) アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布 (破壊開始点 W)。

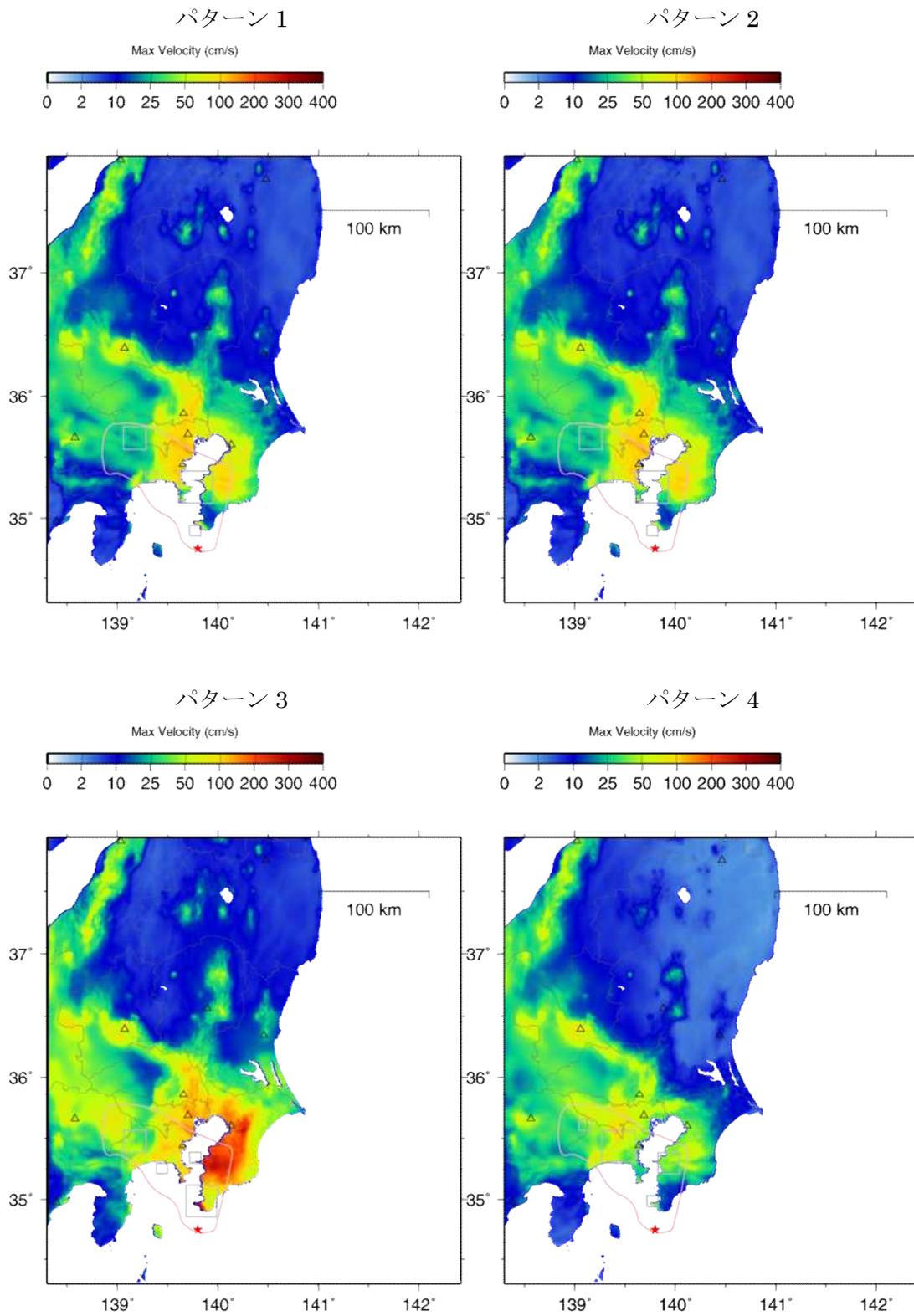


図 3.4-11 (2) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布(破壊開始点 C)。

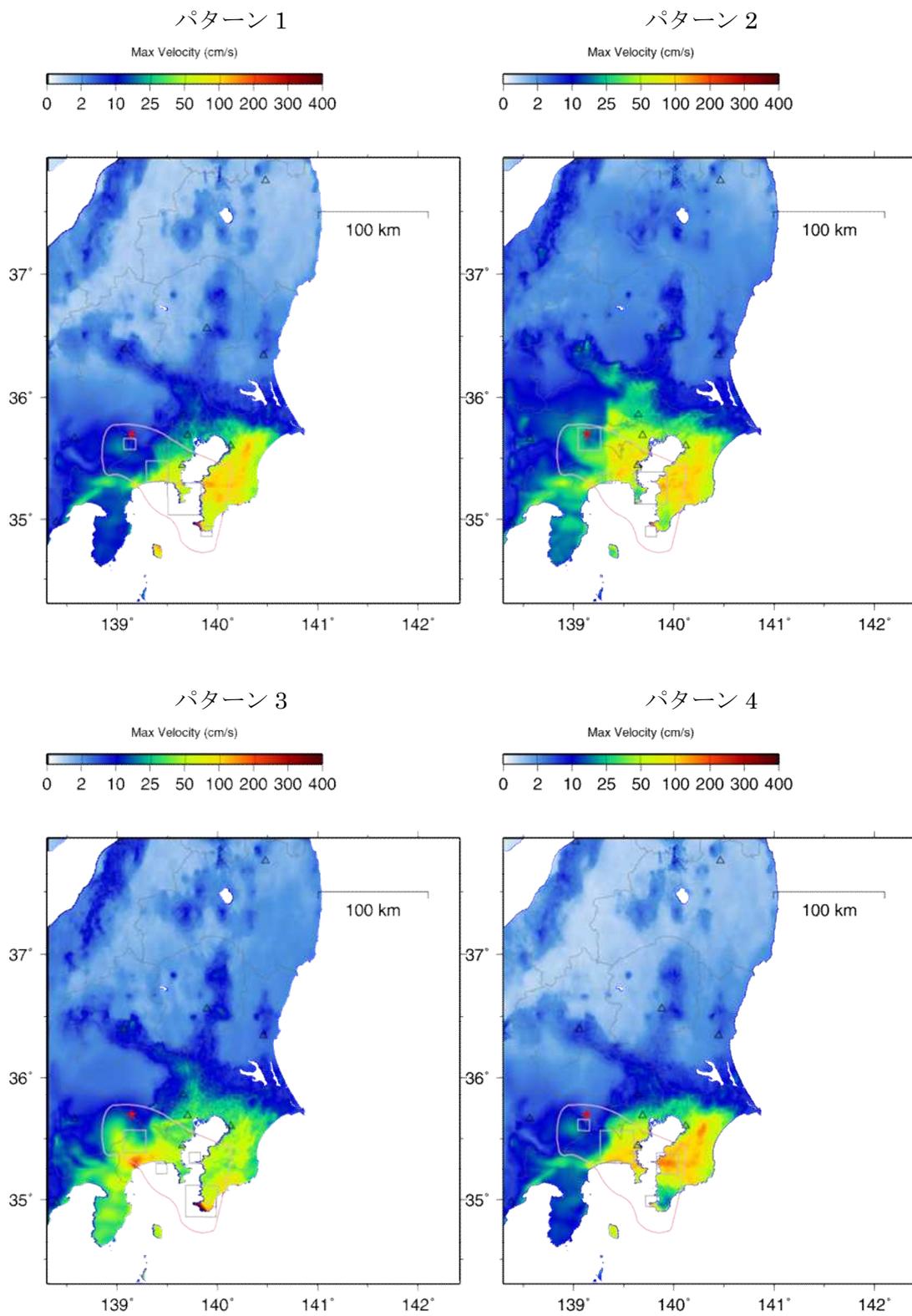


図 3.4-11 (3) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布(破壊開始点 WD)。

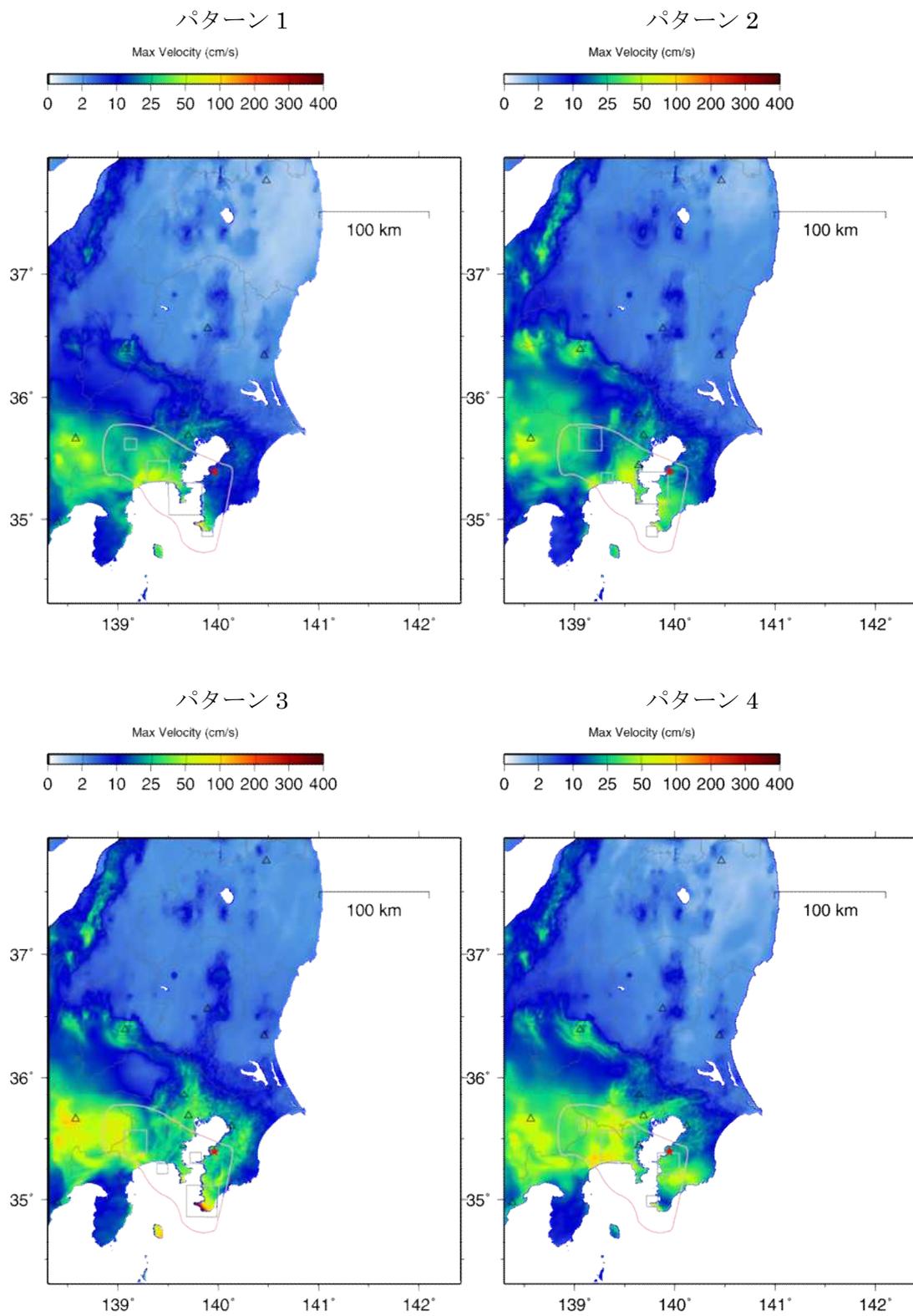


図 3.4-11 (4) つづき。アスペリティ配置パターンの違いによる PGV 分布 (破壊開始点 CD)。

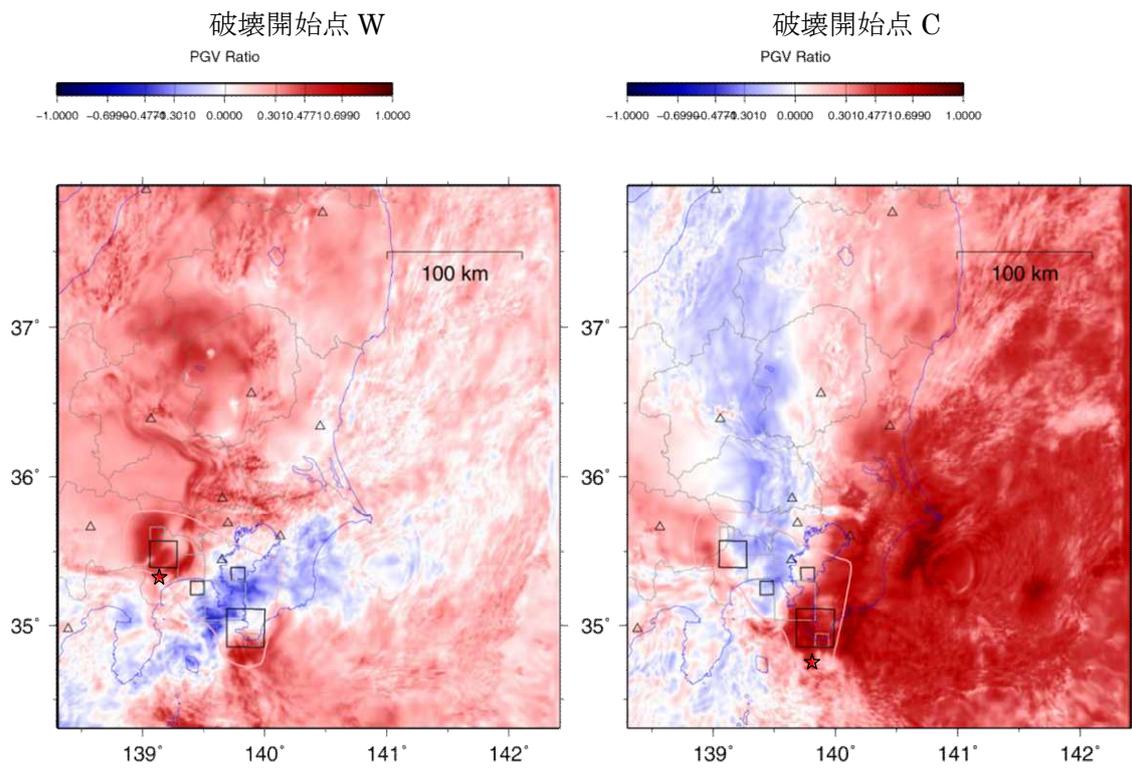


図 3.4-12 アスペリティ配置パターン 1 に対するパターン 3 の PGV 比の対数の分布。

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	■

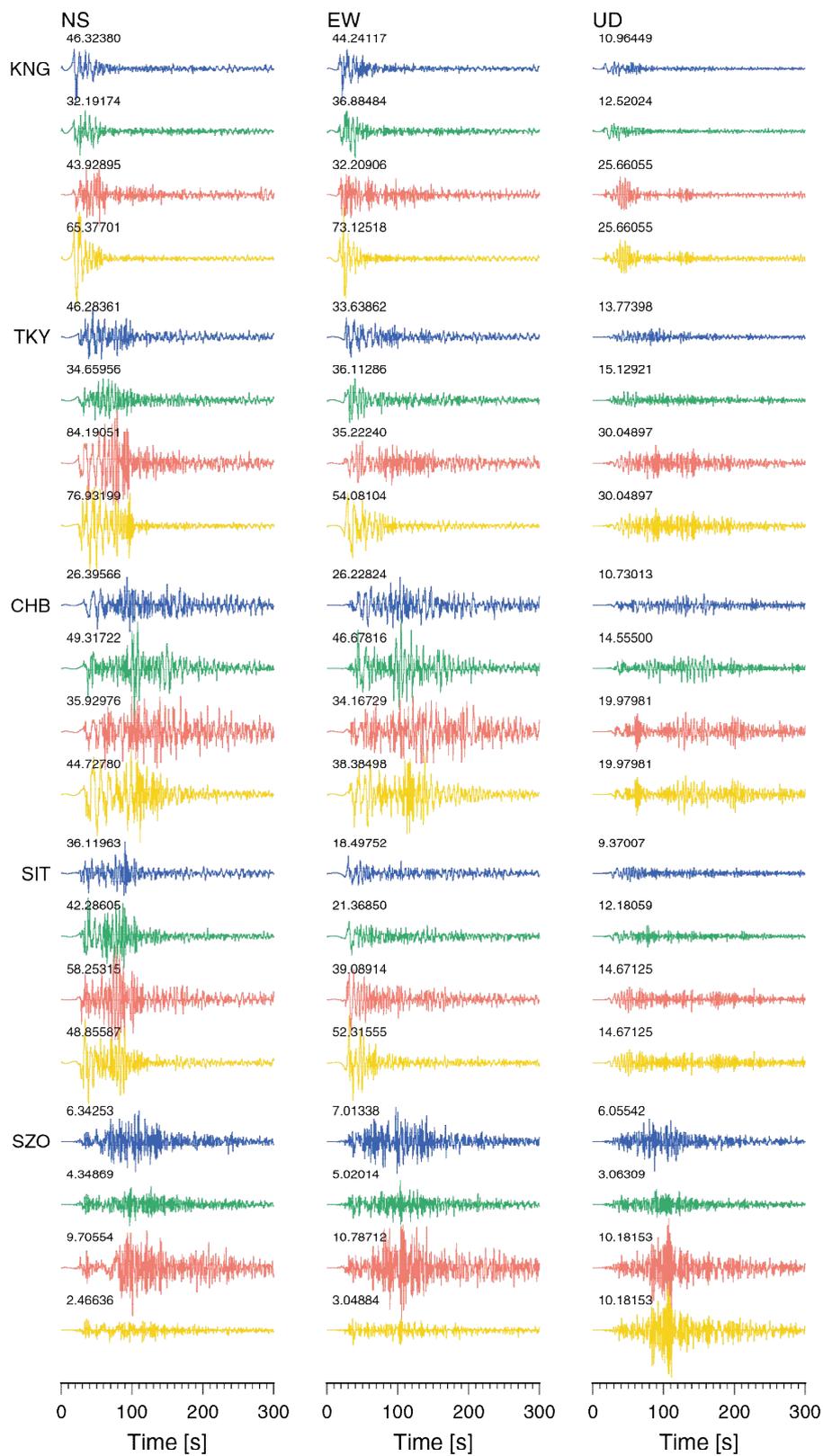


図 3.4-13 (1) スペリティ配置パターンの違いによる速度波形 (破壊開始点 W)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

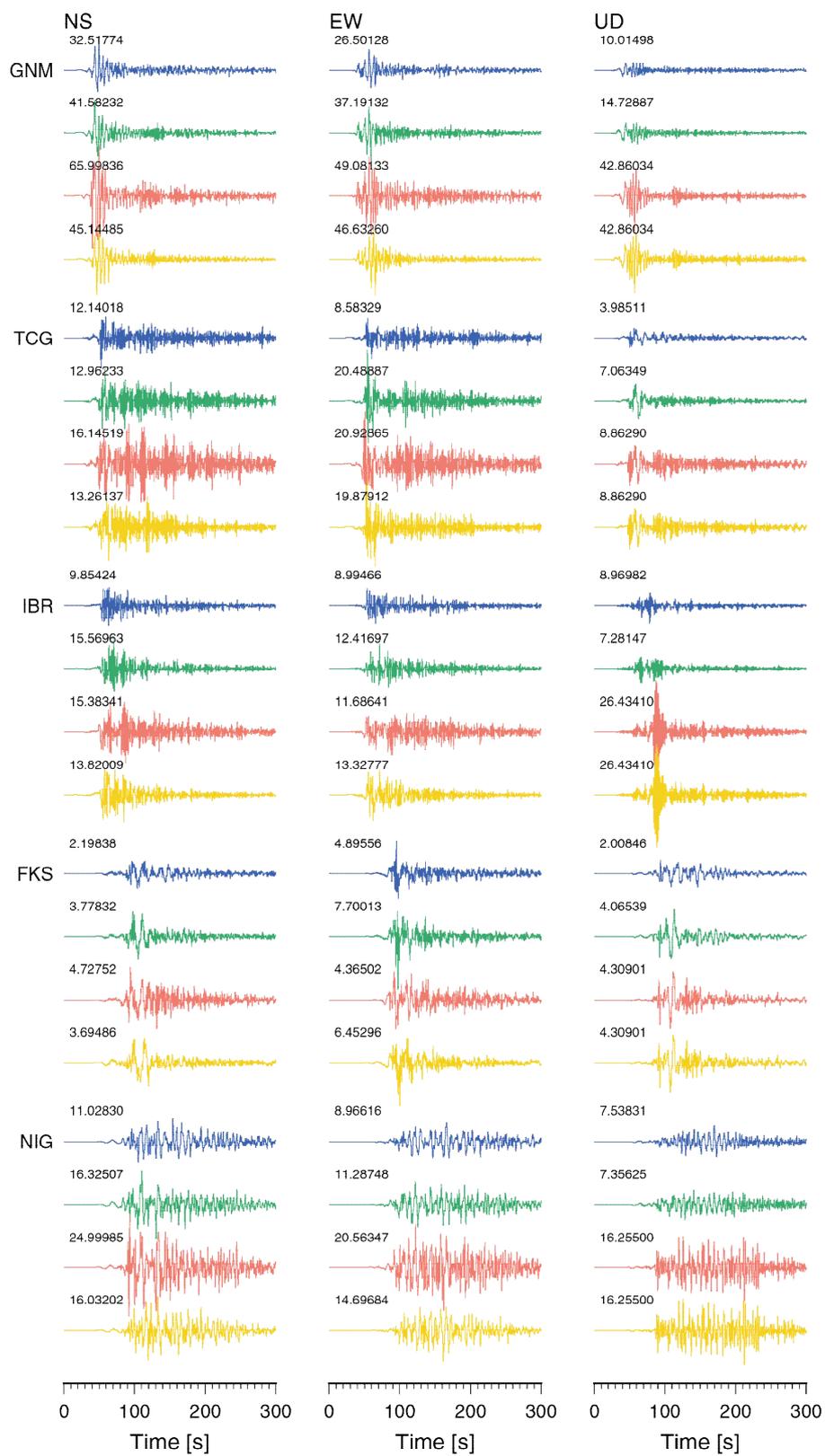


図 3.4-13 (2) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 W）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

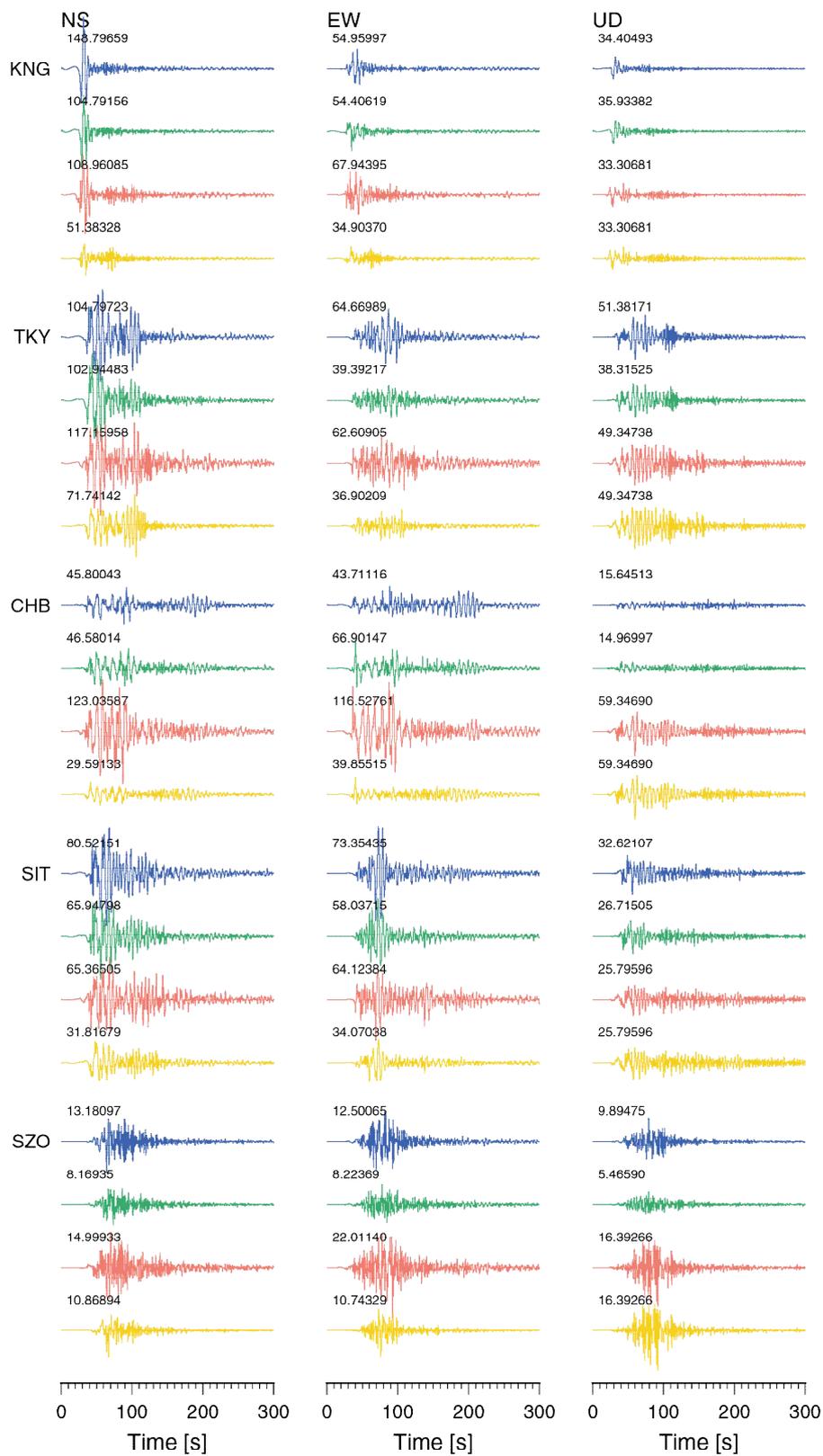


図 3.4-13 (3) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 C）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

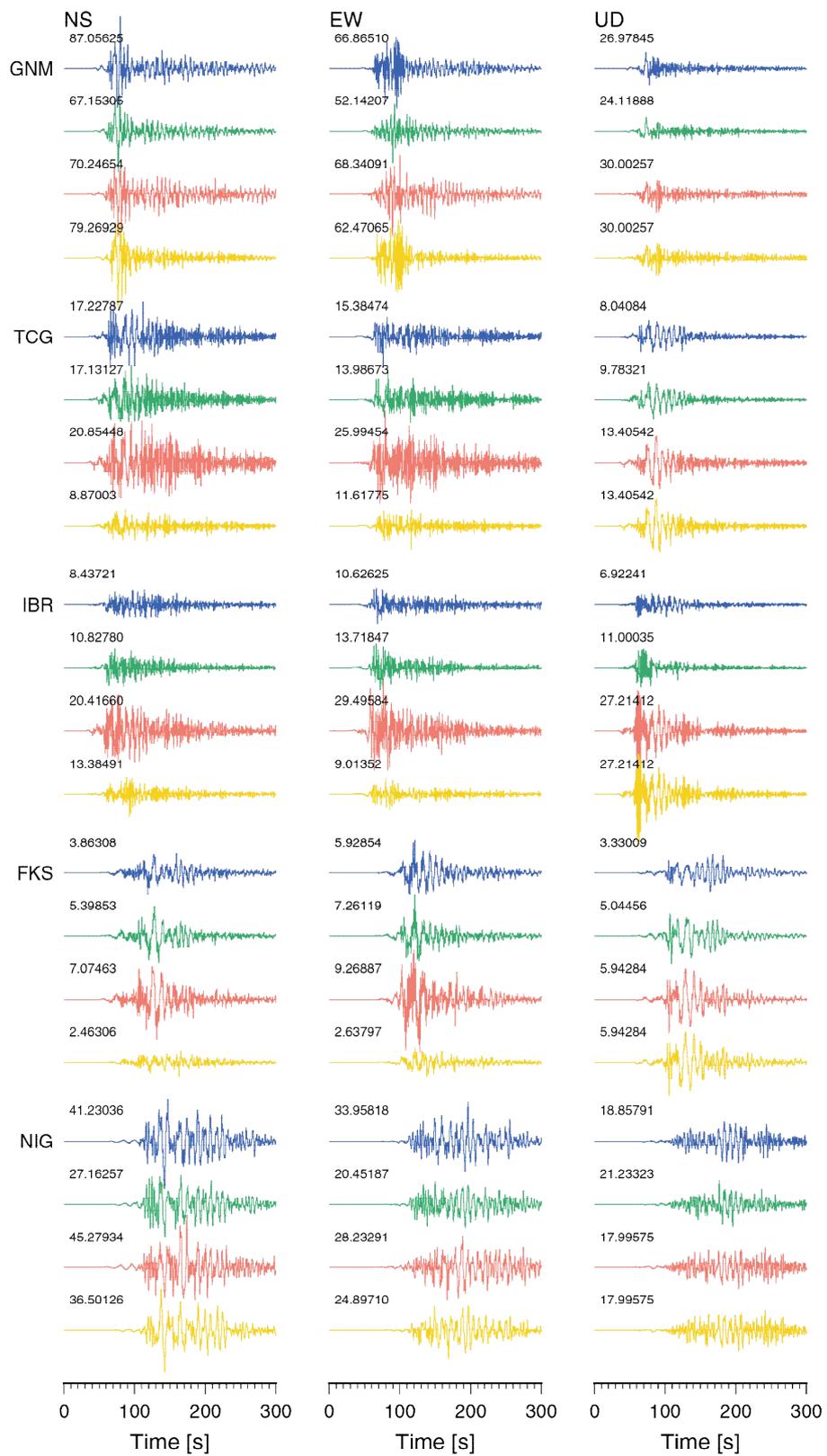


図 3.4-13 (4) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形（破壊開始点 C）。
 数値は最大振幅（単位 cm/s）。

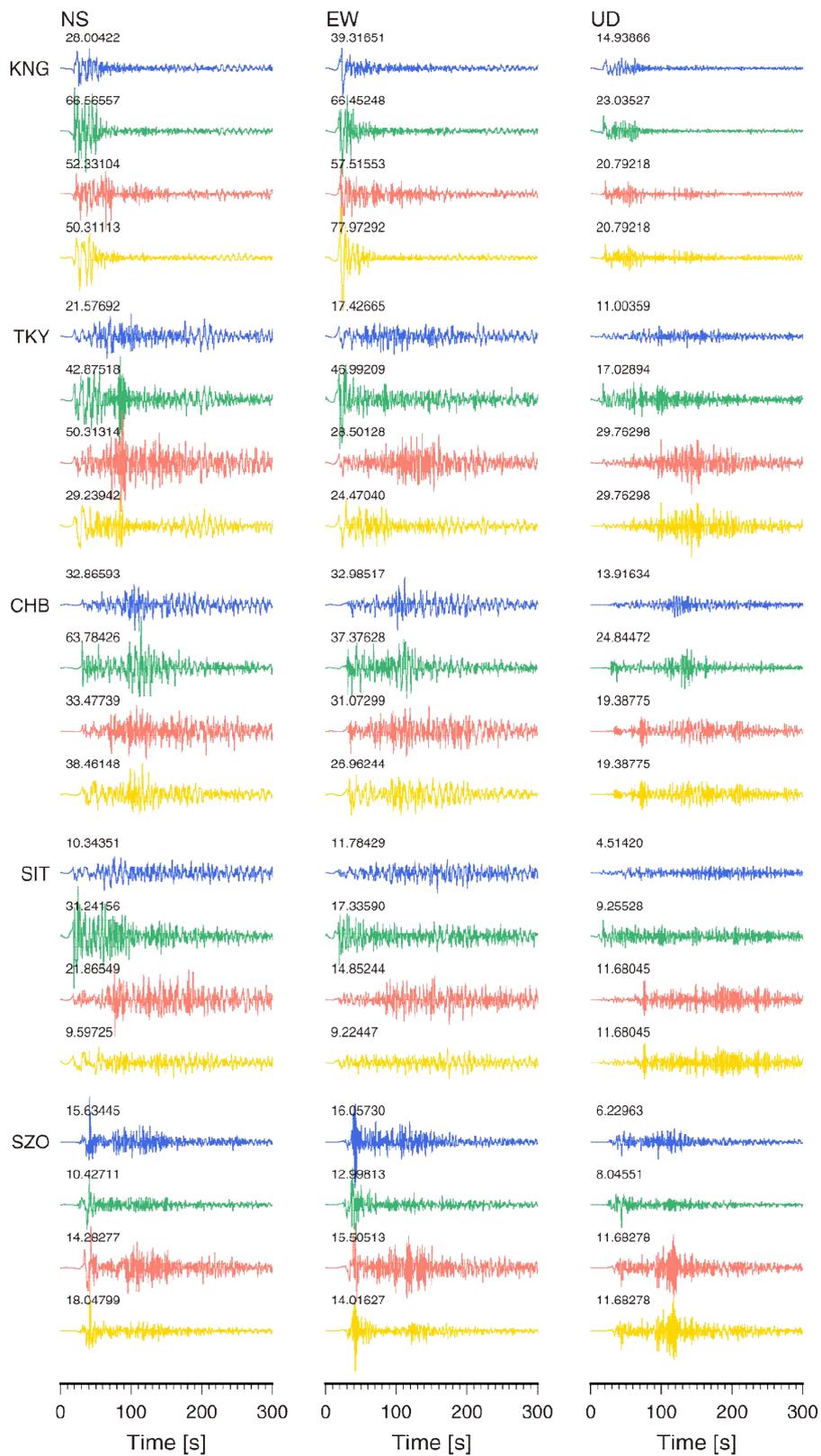


図 3.4-13 (5) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 WD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

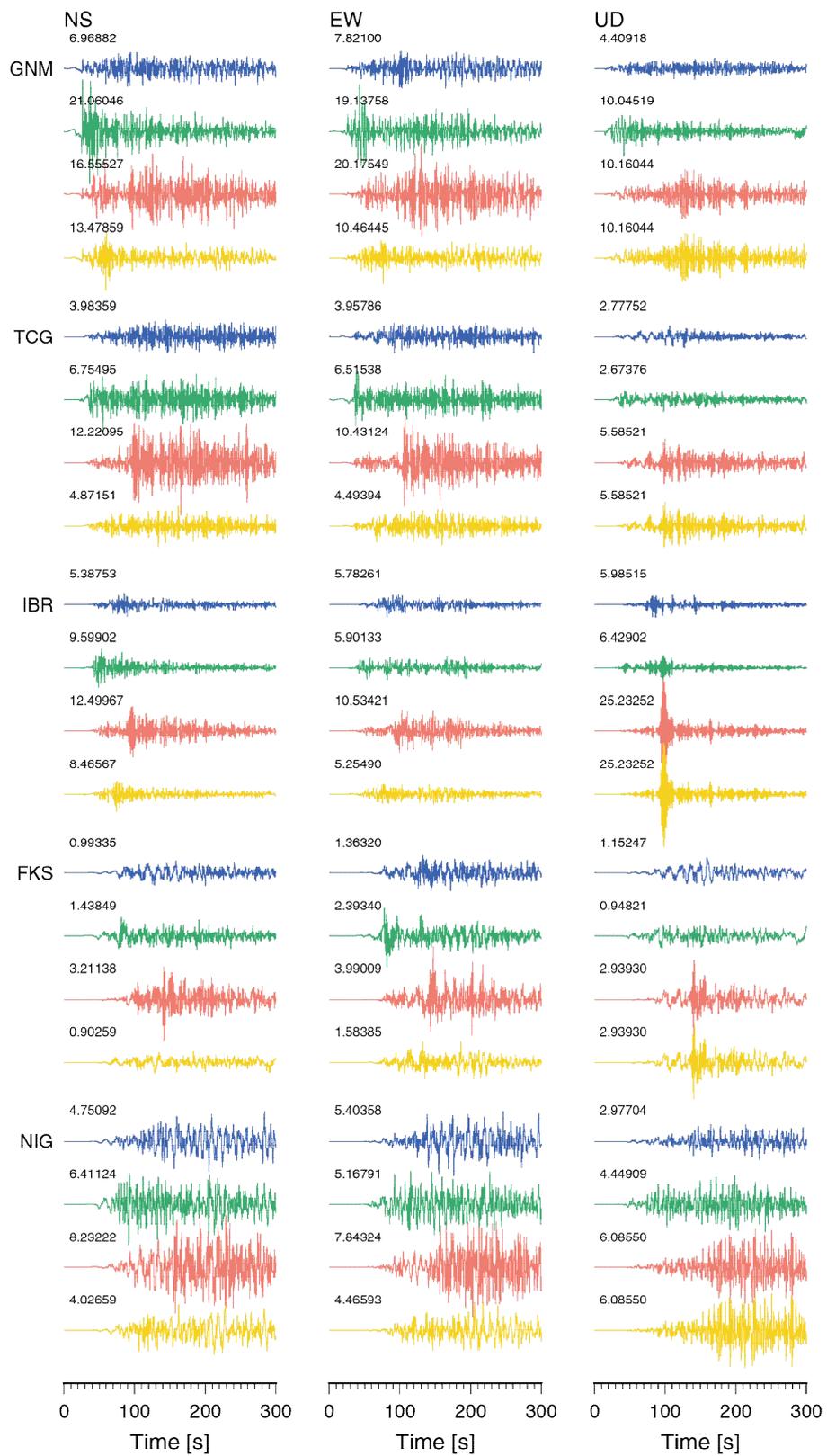


図 3.4-13 (6) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 WD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

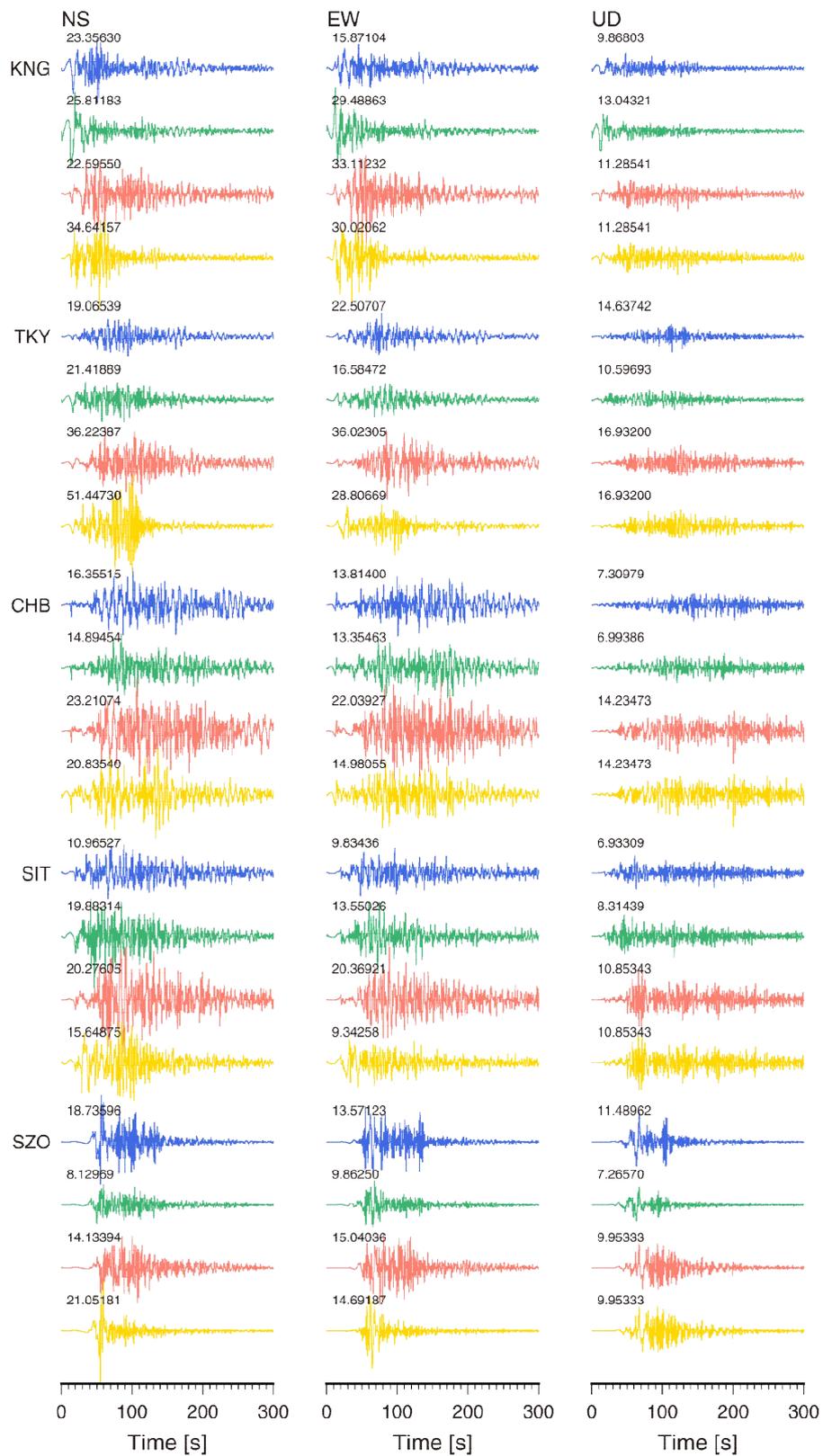


図 3.4-13 (7) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 CD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

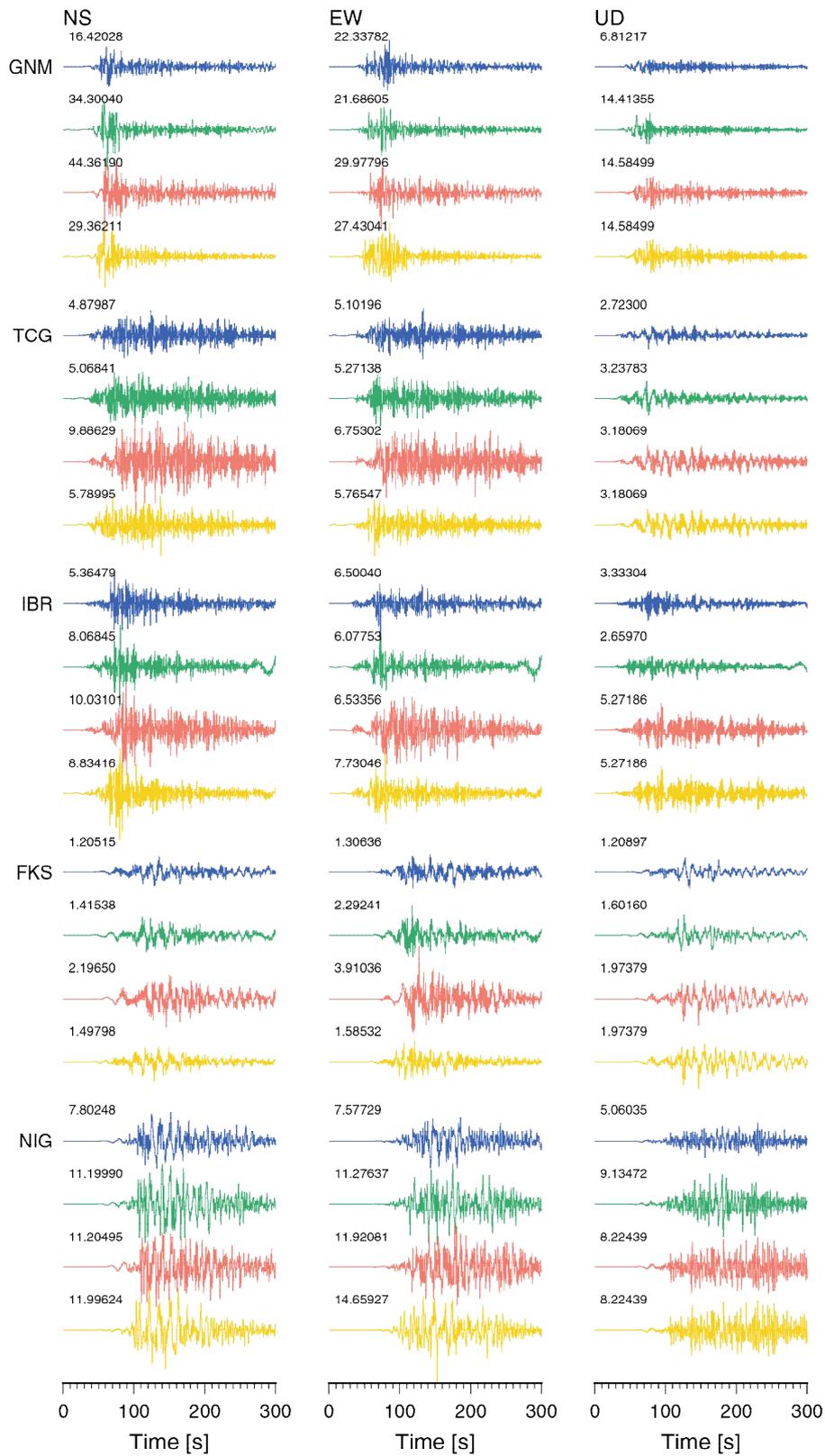


図 3.4-13 (8) つづき。スペリティ配置パターンの違いによる速度波形(破壊開始点 CD)。数値は最大振幅 (単位 cm/s)。

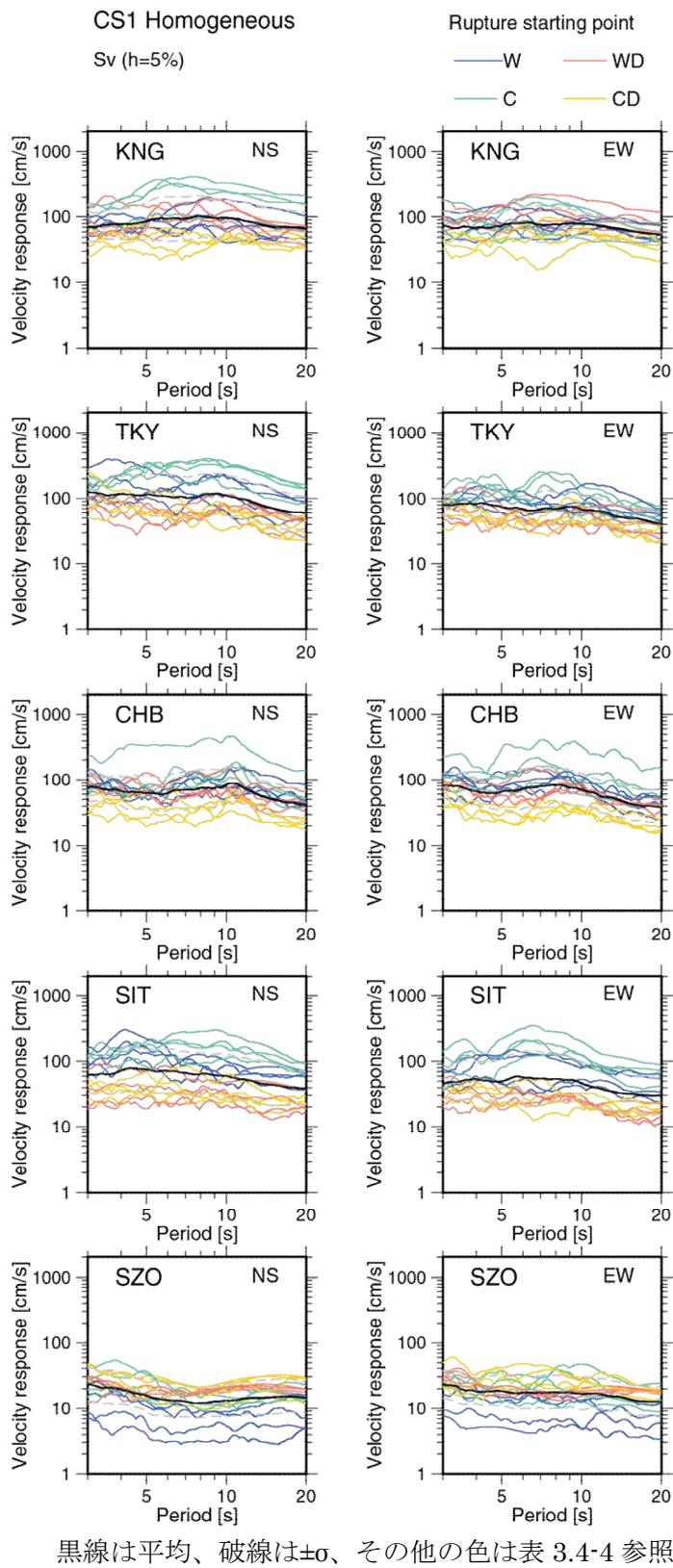


図 3.4-14 (1) 都県庁所在地における速度応答スペクトル。

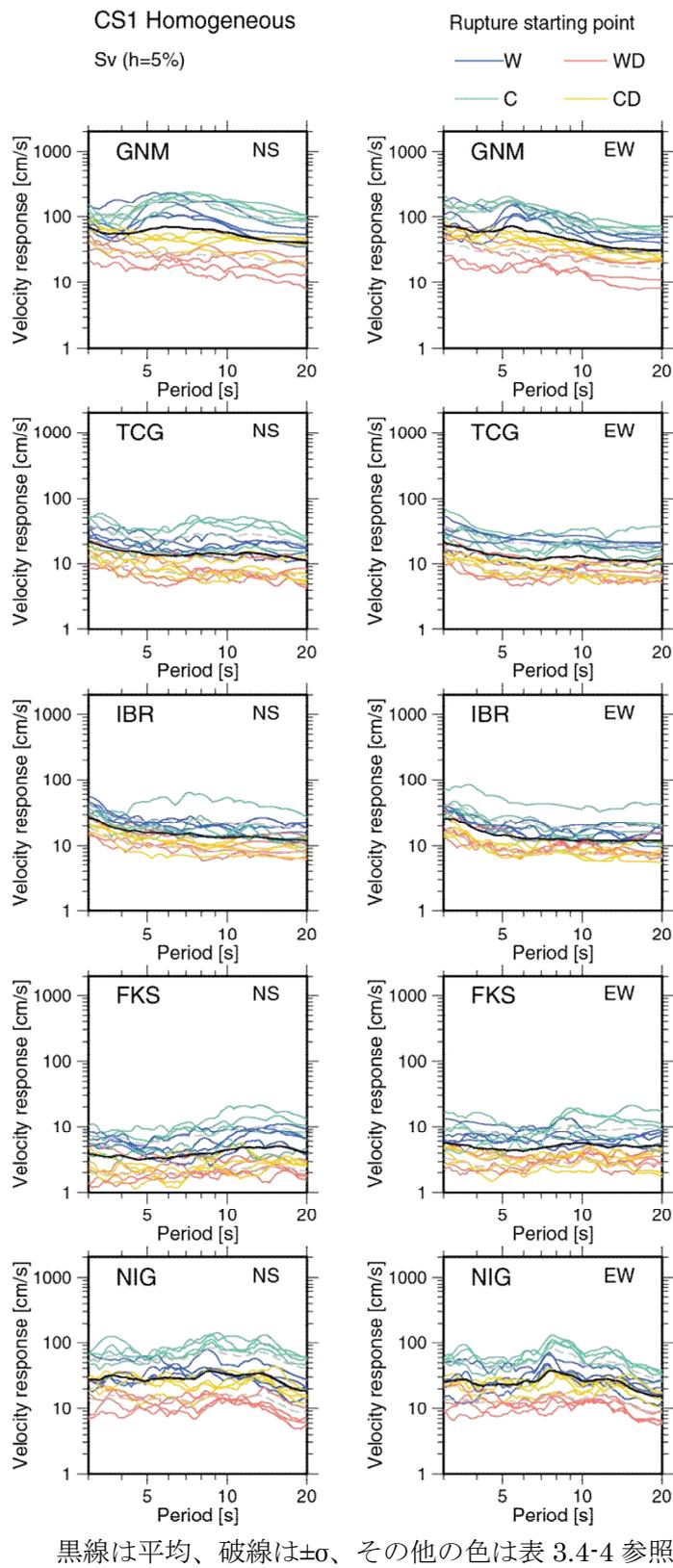
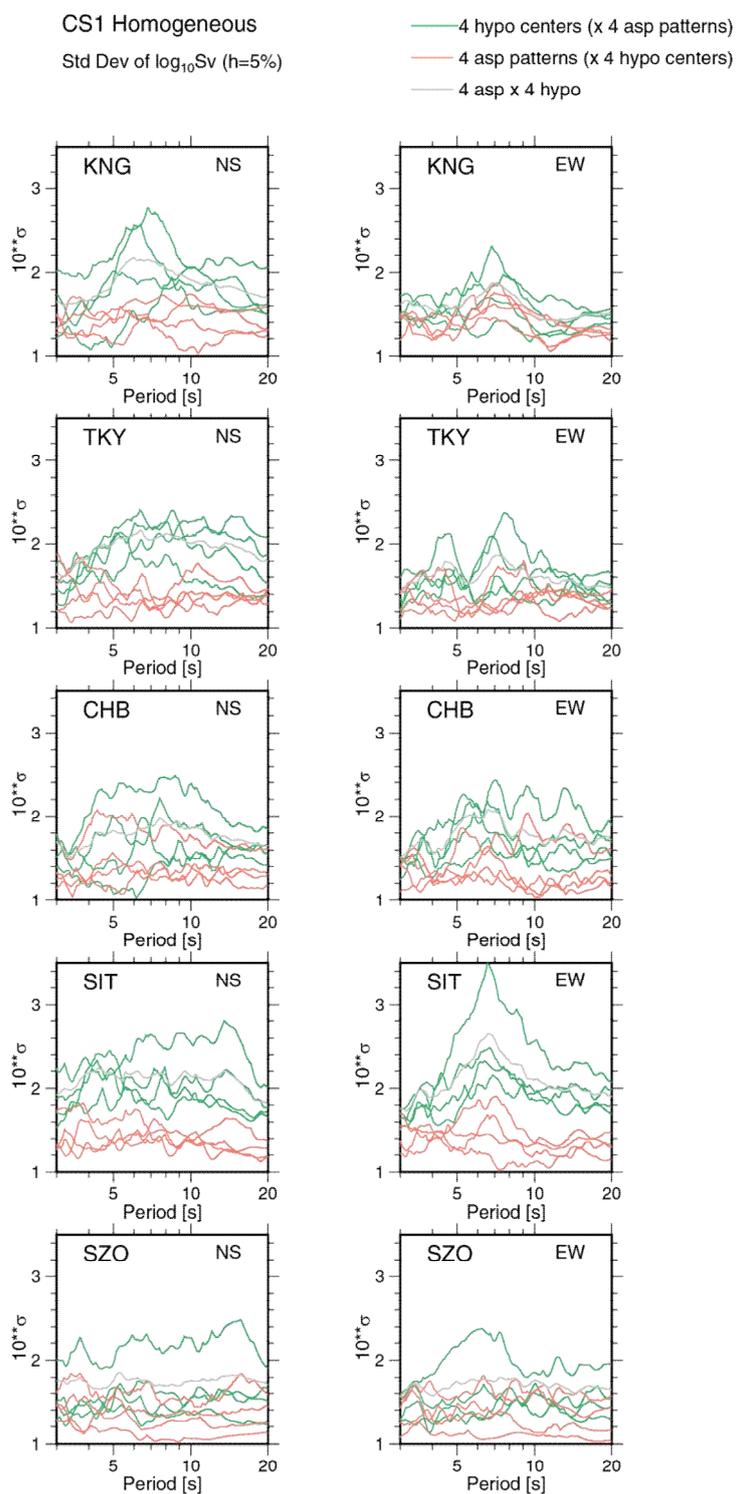
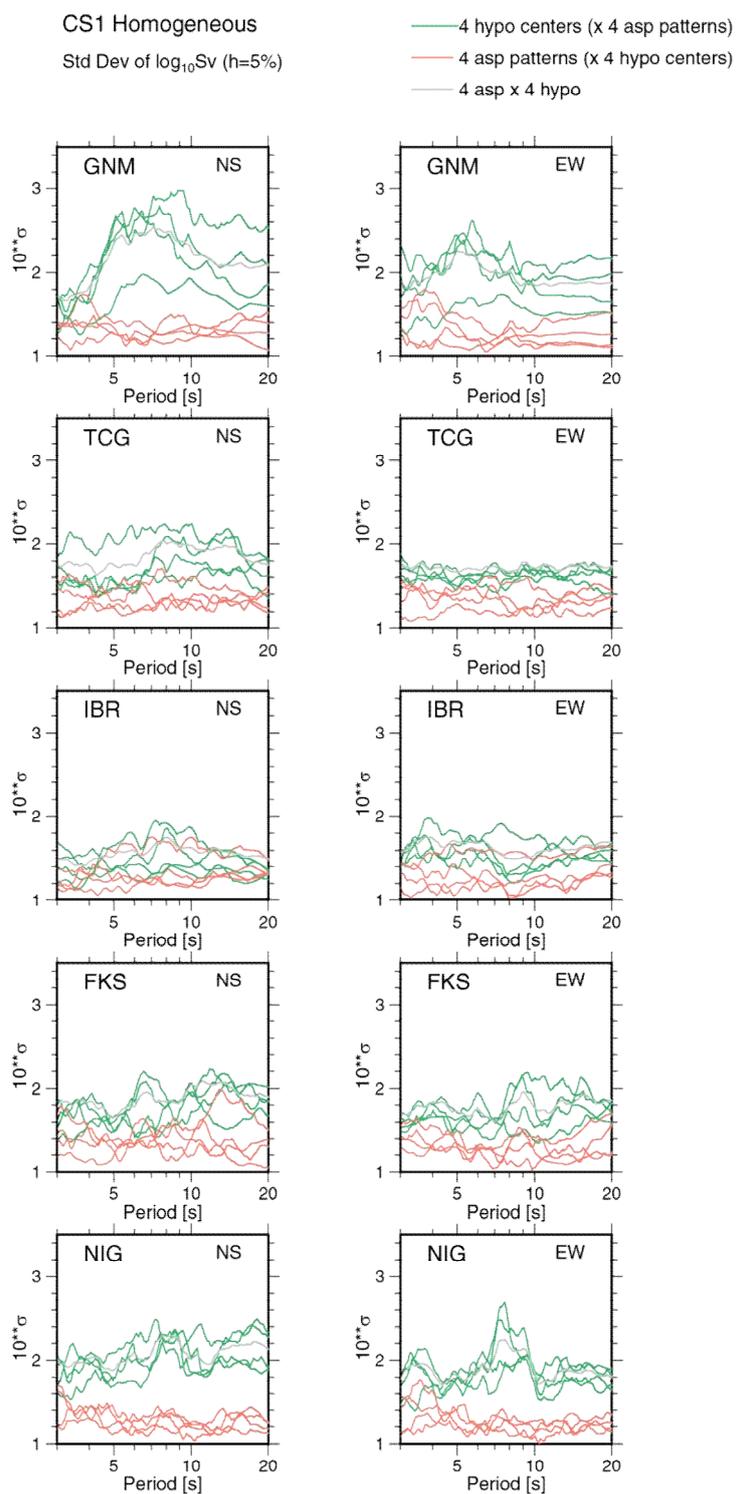


図 3.4-14 (2) つづき。都県庁所在地における速度応答スペクトル。



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。

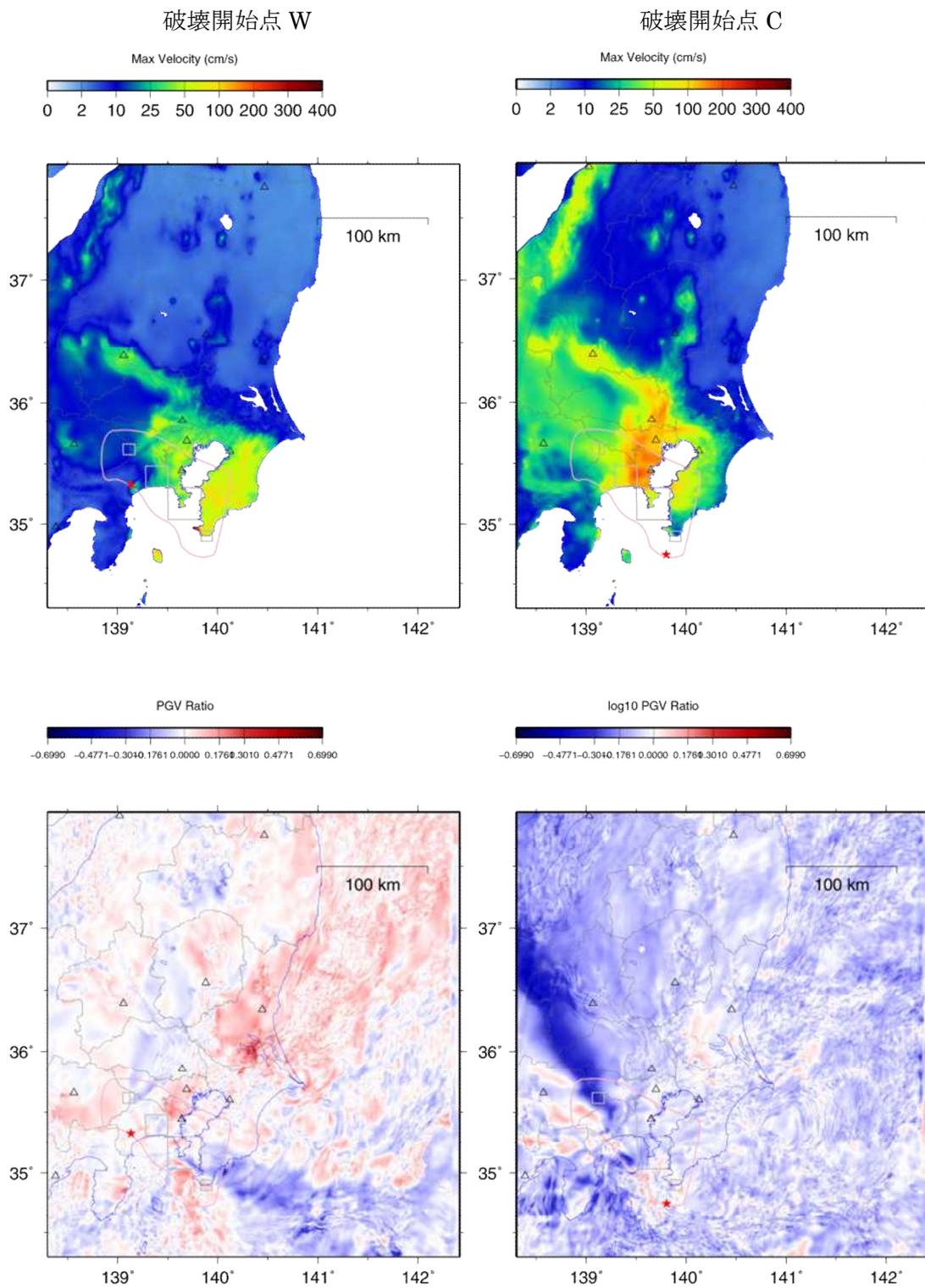


図 3.4-16 基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対する破壊伝播速度不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

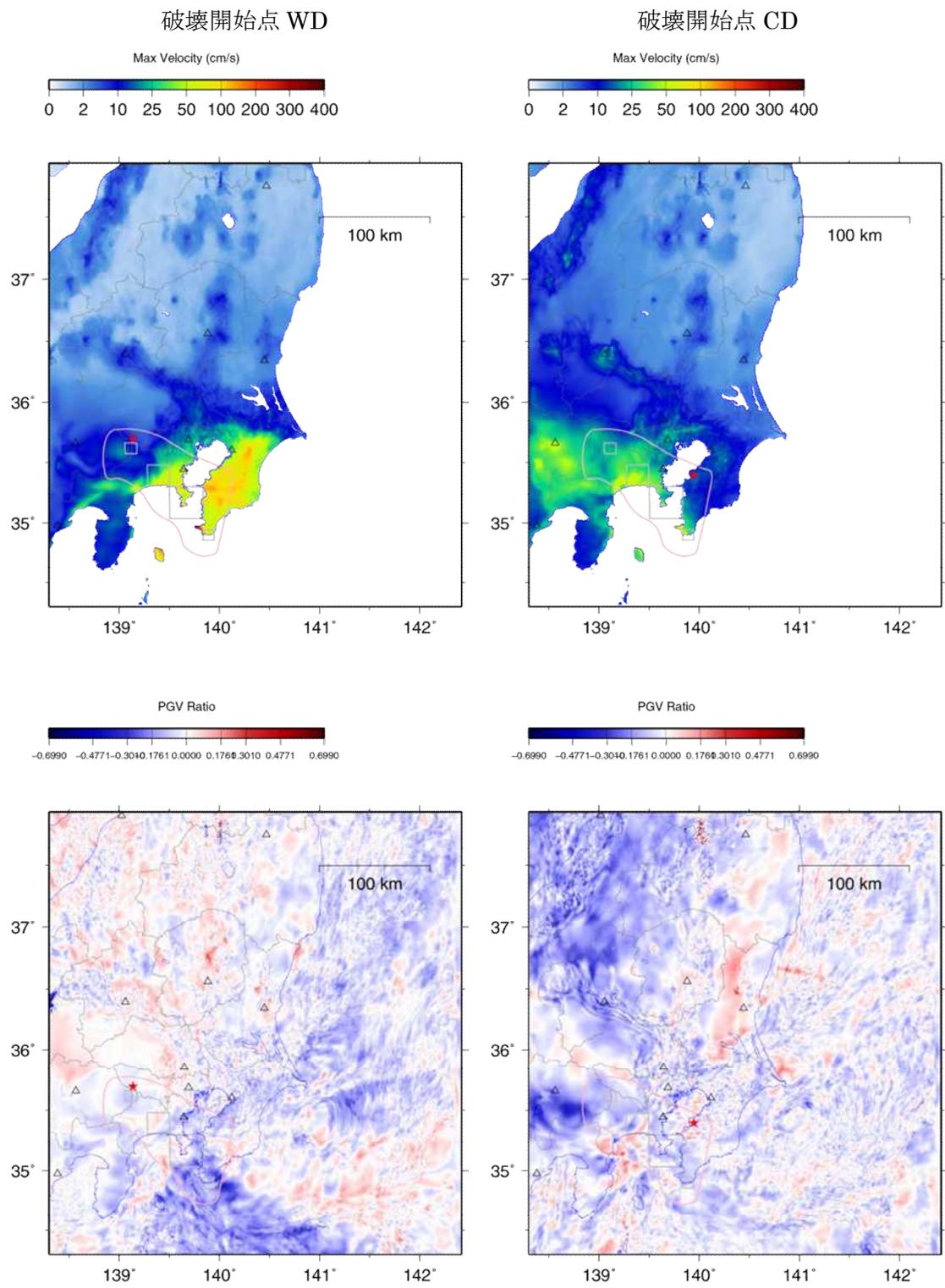


図 3.4-16 つづき。基本モデルの PGV 分布 (上段) および基本モデルに対する破壊伝播速度不均質モデルの PGV 比の対数の分布 (下段)。

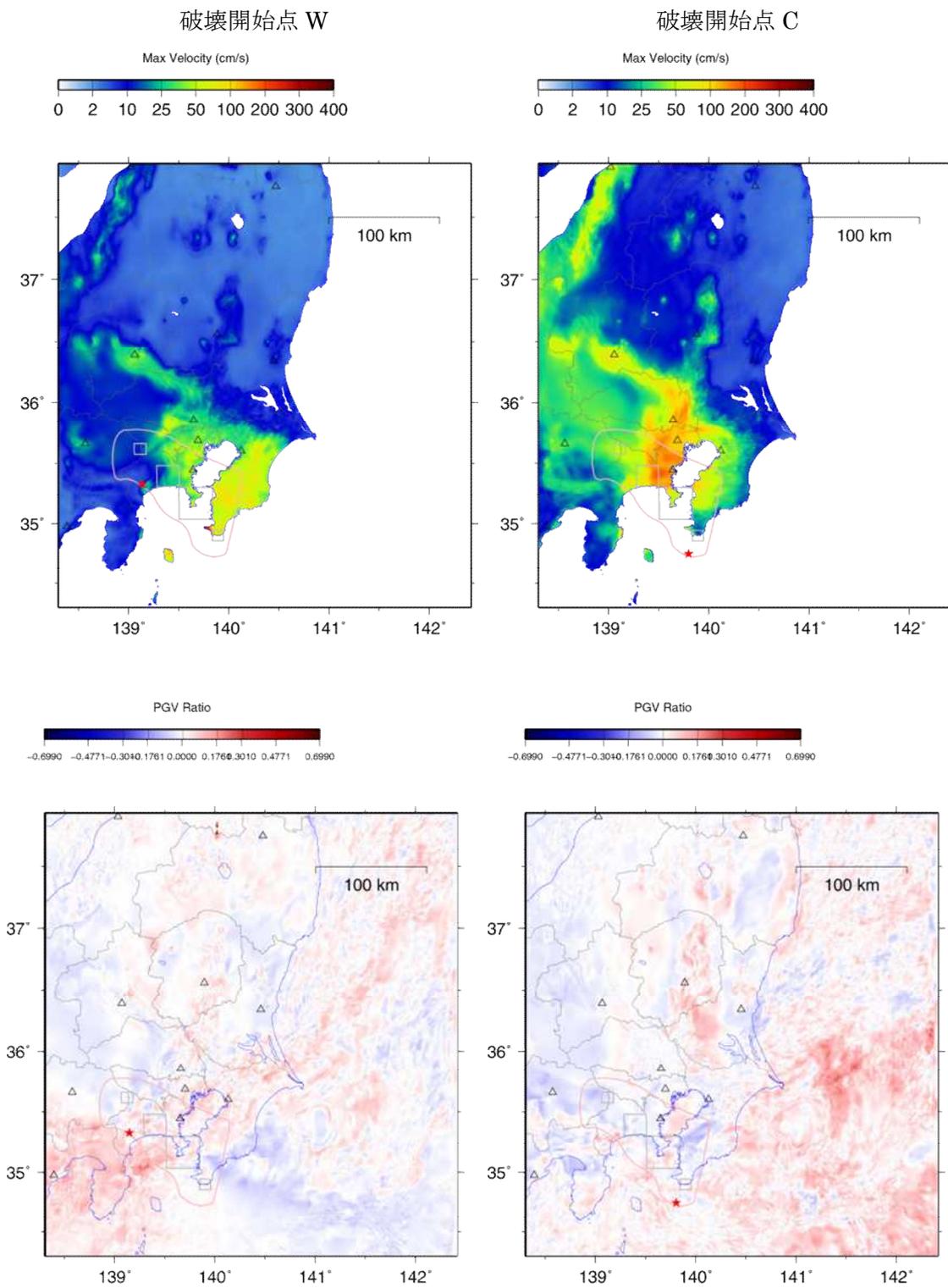


図 3.4-17 基本モデルの PGV 分布（上段）および基本モデルに対するすべり角不均質モデルの PGV 比の対数の分布（下段）。

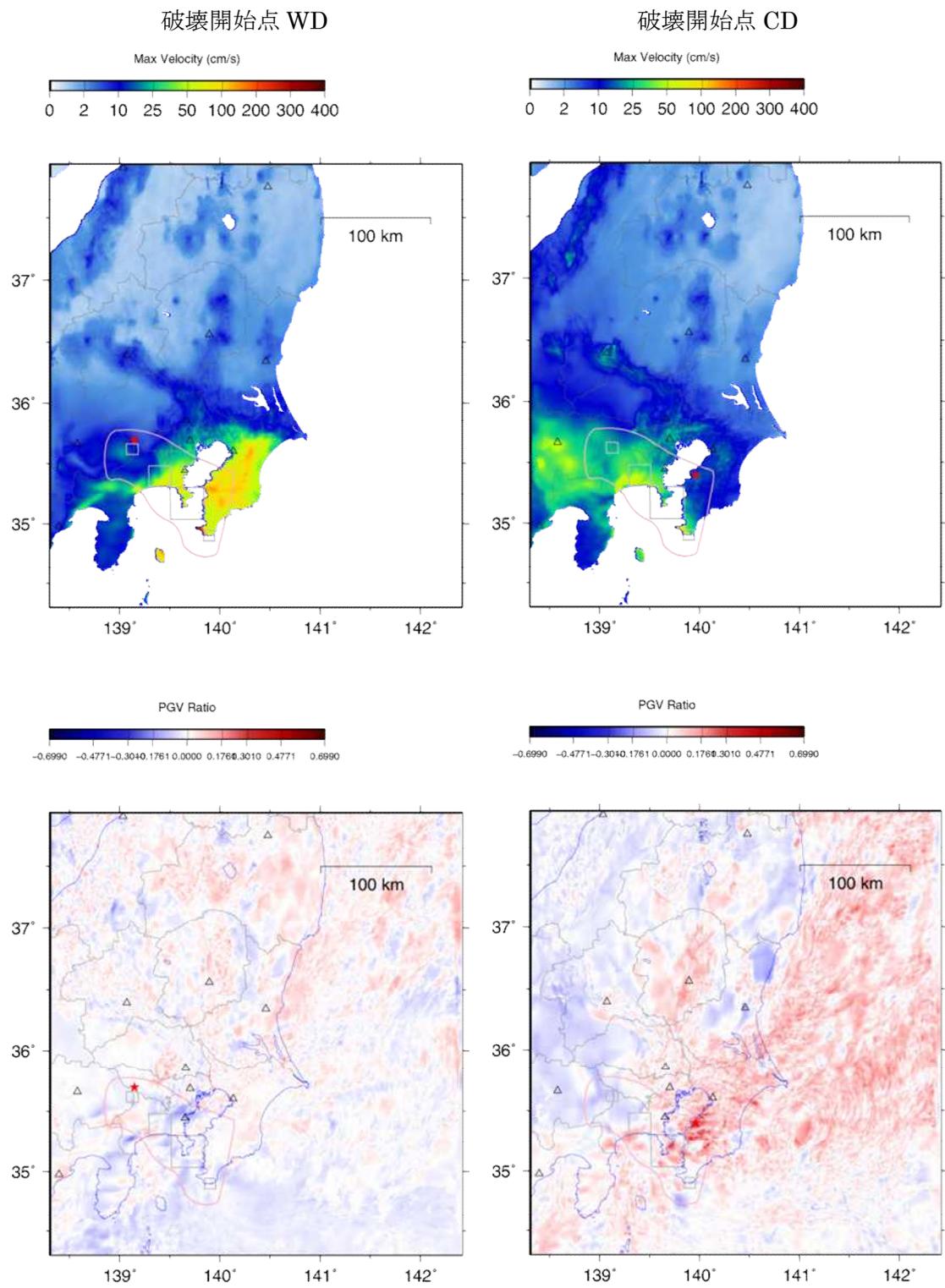


図 3.4-17 つづき。基本モデルの PGV 分布 (上段) および基本モデルに対するすべり角不均質モデルの PGV 比の対数の分布 (下段)。

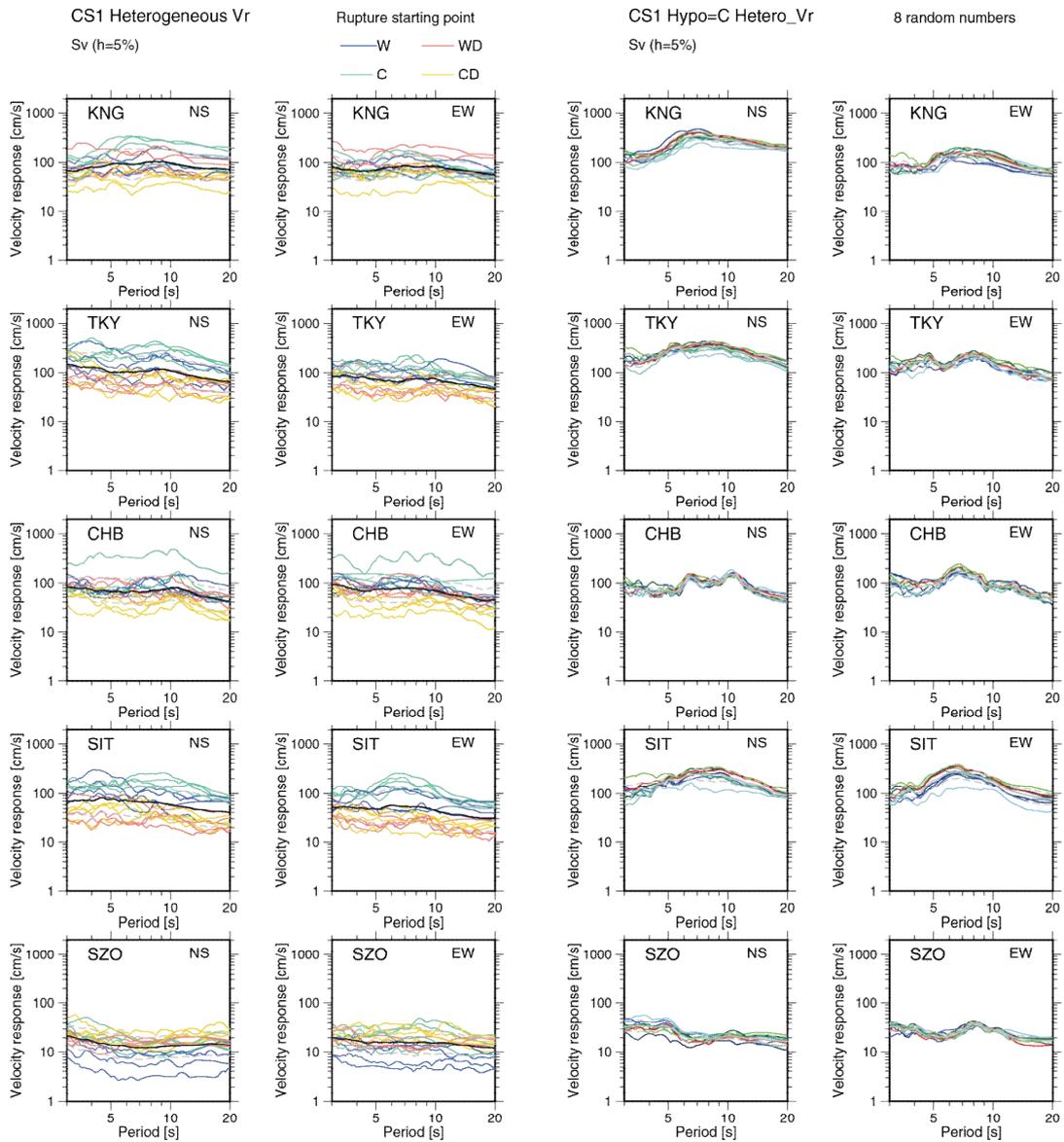
(C) 不均質性導入における乱数によるばらつき

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。

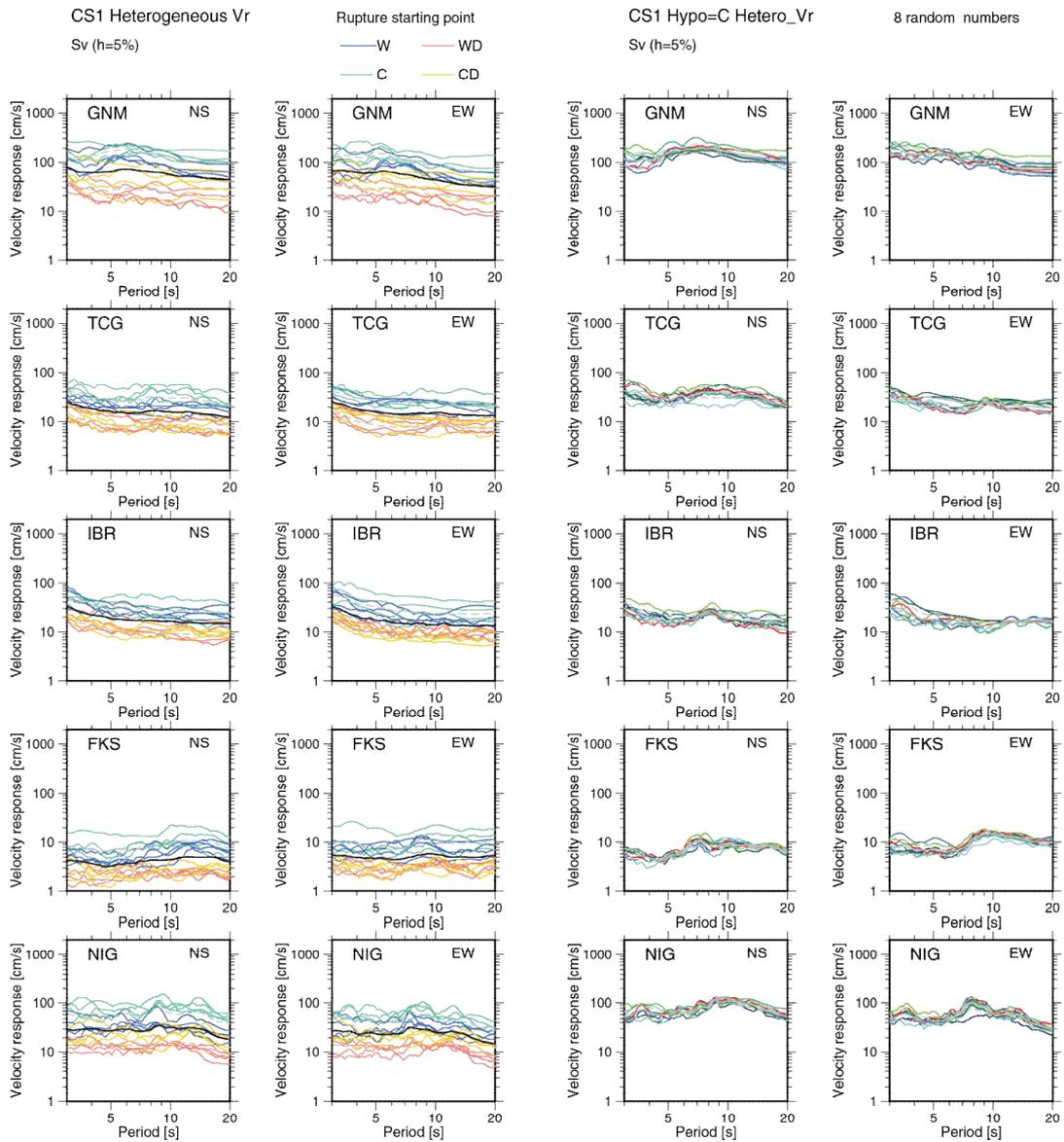
ただし、観測点によってはアスペリティ配置パターンの違いによるものと同程度となる場合もある。

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。



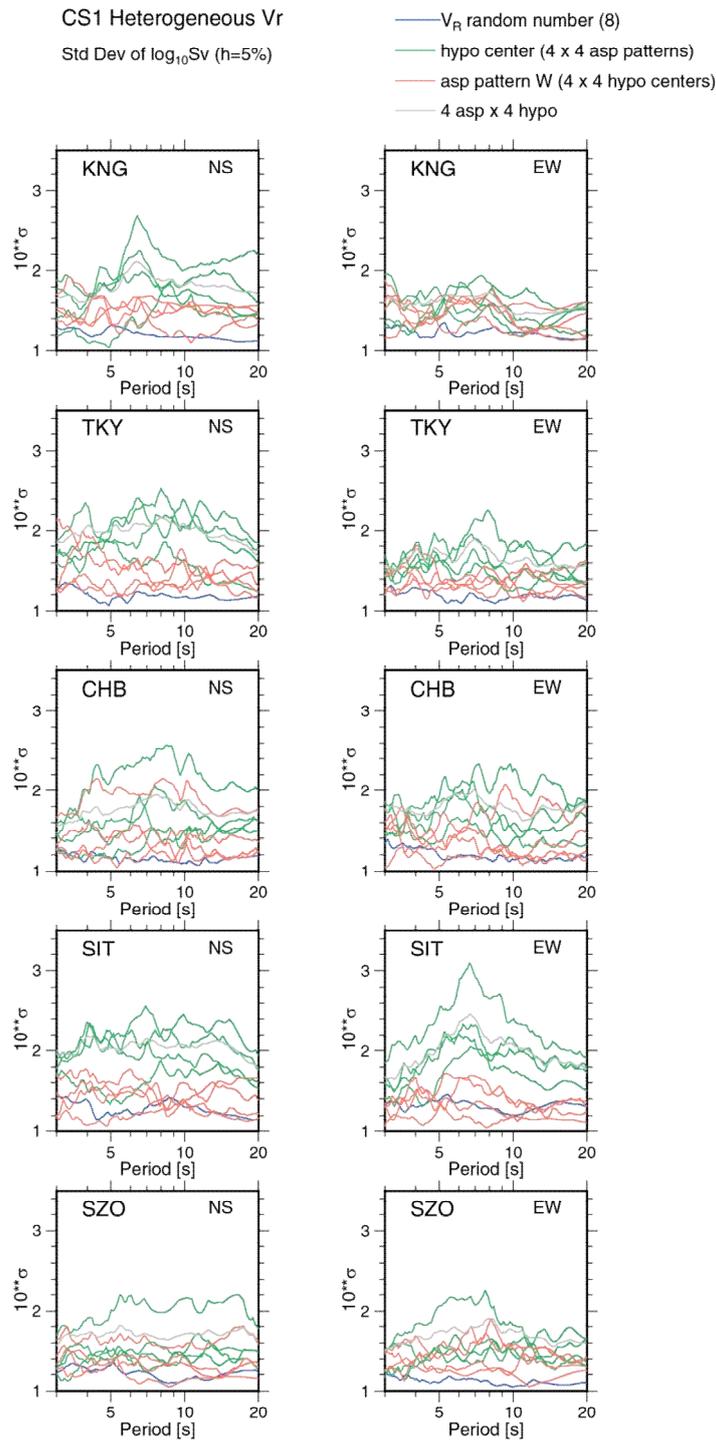
黒線は平均、破線は $\pm\sigma$ 、その他の色は表 3.4-4 参照

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）

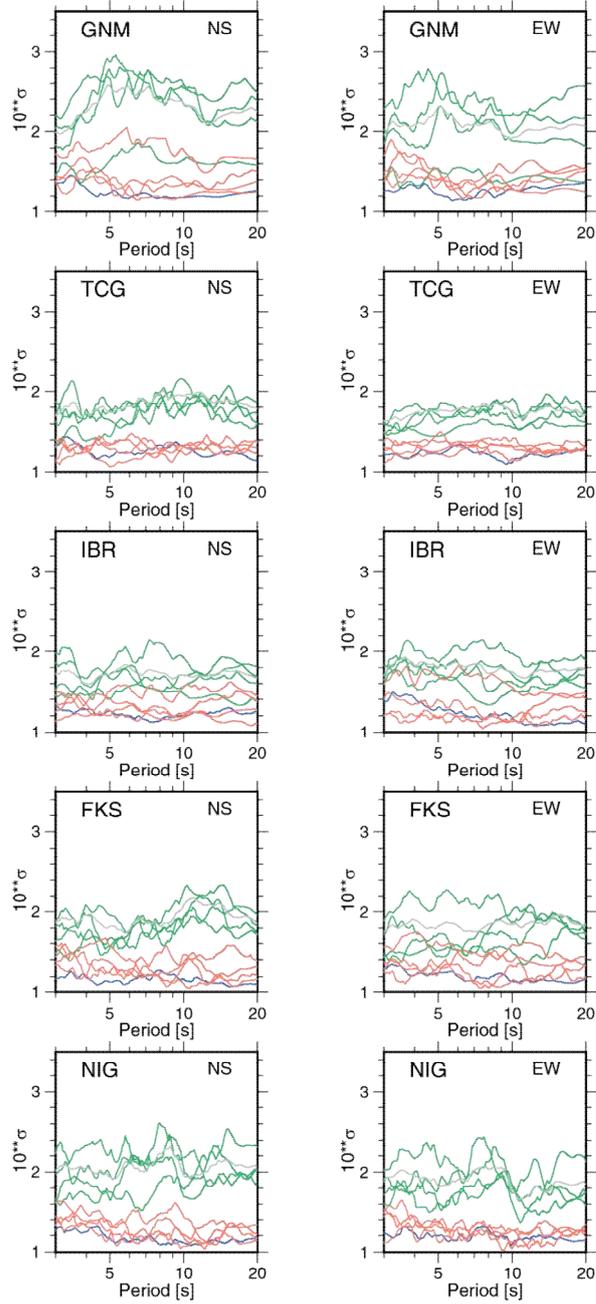
灰：破壊開始点とアスペリティ配置を変えた場合（表 3.4-4 に示す 16 通り）

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）。

CS1 Heterogeneous Vr
Std Dev of $\log_{10}Sv$ ($h=5\%$)

- V_R random number (8)
- hypo center (4 x 4 asp patterns)
- asp pattern W (4 x 4 hypo centers)
- 4 asp x 4 hypo



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）

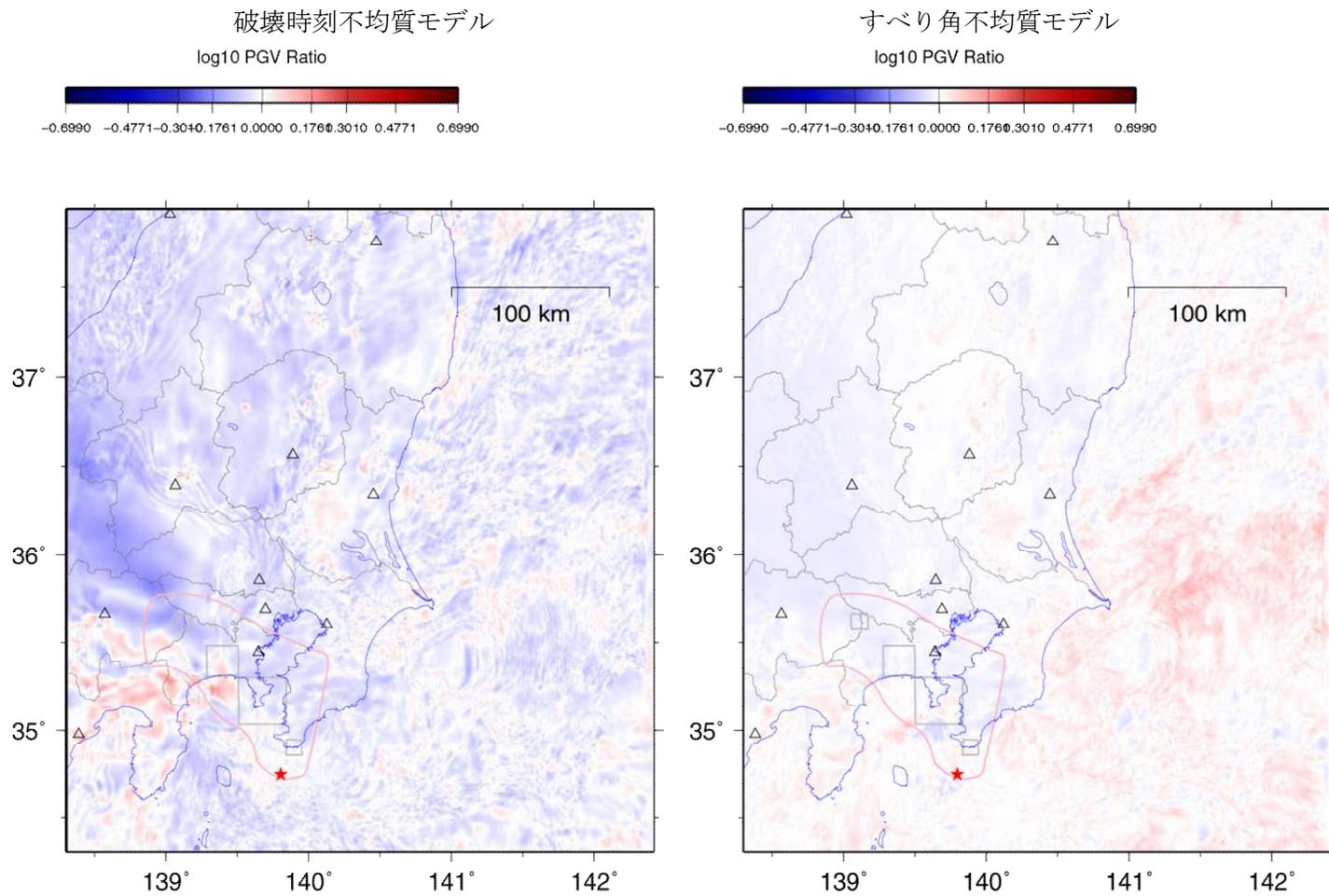


図 3.4-20 基本モデルの PGV 分布に対する乱数を 8 通りに変えた不均質モデルの平均 PGV 分布の比。破壊開始点は C、アスペリティ配置パターンはパターン 1 に固定している。

(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.