

### 3. 事業の成果

#### 3.1. 対象周期を拡張した長周期地震動ハザード評価手法の検討等

##### (1) 事業の内容

###### (a) 事業の題目

対象周期を拡張した長周期地震動ハザード評価手法の検討等

###### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	部門長	藤原 広行
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	前田 宜浩
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	契約研究員	岩城 麻子

###### (c) 事業の目的

長周期地震動ハザード評価の対象周期の拡張に向けて、地震波伝播のQ値の設定、地下構造の不均質による散乱の評価及び表層地盤による増幅について検討し、手法との妥当性及び精度の確保可能な周期帯域を検証する。

##### (2) 事業の成果

###### (a) 事業の要約

首都圏を対象として作成されている浅部・深部統合地盤モデル（首都直下地震防災・減災特別プロジェクト，2013；防災科学技術研究所，2013）等に基づく計算用地下構造モデルを用いて、

- ・ マグニチュード6程度以上の海溝型地震を対象とした長周期地震動シミュレーションを実施し、観測記録と比較
- ・ 深部地盤に深にランダム不均質性を考慮した複数の地震動シミュレーション
- ・ 浅部地盤モデルを用いた地震動応答特性の評価等

を実施し、地震動観測記録等との比較により、S波速度350m/s程度の解放工学的基盤上での長周期地震動ハザード評価における適切なQ値の設定方法、ランダム不均質性及び浅部地盤が長周期地震動に及ぼす影響とその周期帯域を示した。

###### (b) 事業の成果

###### 1) Q値に関する検討

###### (1) Q値の設定に関する既往研究

防災科学技術研究所で行っている長周期地震動計算では、Aoi and Fujiwara (1999) による不連続格子による空間4次・時間2次精度の3次元差分法を用いた地震動シミュレータ（GMS）を用いている。Q値による非弾性減衰効果の導入については複数の手法が提案されているが、GMSではGraves (1996) により提案された時間領域で簡易に非弾性減

衰効果を導入する方法が採用されている。Graves (1996) の方法では、変位と応力が時間ステップ間隔 $\Delta t$  毎に更新される際に、S 波に対する減衰係数

$$a(x, y, z) = \exp \left[ \frac{-\pi f_0 \Delta t}{Q_S(x, y, z)} \right] \quad (3.1-1)$$

を掛けることで非弾性減衰の効果を導入している。ここで、 $Q_S$  は S 波に対する Q 値、 $f_0$  は参照周波数である。この手法では、P 波の Q 値と S 波の Q 値を独立に扱うことができないことや、Q 値の周波数依存性

$$Q(f) = Q_S \frac{f}{f_0} \quad (3.1-2)$$

が仮定されていることに注意が必要である。

既往研究では、 $Q_0 (=Q_S)$  は  $Q_0 = \alpha_0 V_S : V_S (m/s)$  として S 波速度に比例させたモデル化がなされる場合が多くみられる。既往研究による Q 値の設定例として、上記の Graves (1996) の方法に適用可能な設定についての検討例を表 3.1-1 に、その他の例を以下に挙げる。

- Brocher (2008)

Graves and Pitarka (2004) の  $Q_S$ - $V_S$  関係を 3 次式で近似：

$$Q_S = -16 + 104.13V_S - 25.225V_S^2 + 8.2184V_S^3 \quad (3.1-3)$$

$$Q_S = 13 \text{ for } V_S < 0.3 \text{ km/s}$$

表 3.1-1 既往研究例

	Kawabe and Kamae (2008)	Iwaki and Iwata (2008)	Asano et al. (2016)
対象地域	大阪平野	大阪平野	大阪平野
第1層の $V_S$	400m/s	350m/s	250m/s
地震	2000 年三重県南部地震 (Mw5.5)	2004 年 9 月 7 日 紀伊半島沖地震の最大余震 (Mj6.4)	2013 年 4 月 13 日 淡路島の地震 (Mw5.8)
検討に用いた観測点	ABN (CEORKA)	複数(論文中には 2 観測点を掲載)	51 地点
検討したパラメータ	$\alpha_0 = 0.1, 0.2, 0.5, 1.0, \infty$ $f_0 = 1 \text{ Hz}$	$\alpha_0 = 1/3$ $f_0 = 1, 1/3, 1/6 \text{ Hz}$	$\alpha_0 = 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 1.0$ $f_0 = 0.2 \text{ Hz}$
データ長	200 秒	240 秒	270 秒
周波数帯	0.05~0.4Hz	0.05~0.33Hz	0.05~0.5Hz
最適値の評価	速度波形の比較	速度波形とスペクトルの比較	速度波形の rms エンベロープの L2 ノルム
結論	$\alpha_0 = 0.5 (f_0 = 1\text{Hz})$	$\alpha_0 = 1/3 (f_0 = 1/3\text{Hz})$	$\alpha_0 = 0.3 (f_0 = 0.2\text{Hz})$

- 全国1次地下構造モデル（暫定版；）

$\alpha_0 = 0.2$ と設定。Qs が 400 を超える場合は 400 とする。

長周期地震動予測地図 2012 年試作版の計算は  $f_0 = 0.2\text{Hz}$  と  $0.5\text{Hz}$  の 2 パターンで実施。

Graves (1996) の手法は他の研究でも広く用いられており、本検討では Graves (1996) の方法を浅部・深部統合地盤モデルを用いた計算に適用する場合に適した Q 値の設定について検討する。

## (2) 浅部・深部統合地盤モデルについて

浅部・深部統合地盤モデル（以下、浅部深部モデルと省略する）は、広帯域（0.1～10 秒）の地震動特性を評価できるような地盤モデルを構築するために、特に浅部地盤と深部地盤の両方の影響を受ける周期帯（0.5～2 秒）の評価に必要なボーリングデータおよび物性値データ（主に微動観測データ）を収集し、浅部地盤と深部地盤とを接合した上で構築される地盤モデルである。防災科研では、SIP の研究業務において関東地域の浅部深部モデルの構築を行っている。その中で、中規模地震を対象として差分法による地震動シミュレーション結果と観測記録との比較から計算用地下構造モデルについての検証を行っており、その概要を以下に示す。

地震動計算には GMS（青井・他、2004）を用いる。水平 50m×鉛直 25m のグリッド間隔（深さ 7.5km～50km までは 3 倍の大きさのグリッド間隔）で差分格子を作成している。全国1次地下構造モデルの設定を参考として  $Q_0$  値は S 波速度の 1/5 としている。参照周期（ $T_0=1/f_0$ ）は解析周期帯域（1～10 秒）を考慮しその中央付近となる 3 秒とした。計算の対象とした地震は図 3.1-1 に示した 5 個であり、F-net による震源メカニズム解と地震モーメントを用いた。震源時間関数は smoothed ramp 関数とし、震央付近の観測記録と整合するようにパルス幅を調整して用いた。茨城県、千葉県、栃木県、群馬県、埼玉県、東京都、神奈川県内の K-NET と KiK-net の 197 観測点での波形を出力した。比較の対象とする観測記録は、浅部・深部統合地盤モデルの浅部地盤モデルに基づいて補正した解放工学的基盤上のものとした。

地下構造モデルの検証は、これら 5 地震 197 地点における、観測記録（data）と計算記録（model）の合致度に基づいて行っている。地下構造に起因した地震動の周期特性の再現性を調べるため、合致度の評価は周波数領域（周期領域）において行うこととし、フーリエスペクトル比を用いた指標値 GOF（goodness-of-fit）および、CGOF（combined GOF）を合致度の評価に用いている。

$$\text{GOF} = \ln(\text{data}/\text{model}) \quad (3.1-4)$$

$$\text{CGOF} = \frac{1}{2} \langle |\ln(\text{data}/\text{model})| \rangle + \frac{1}{2} \langle |\ln(\text{data}/\text{model})| \rangle. \quad (3.1-5)$$

CGOF の  $|\cdot|$  は絶対値、 $\langle \cdot \rangle$  は任意の周期帯内での平均値を示す。これらの指標値は、SCEC（Southern California Earthquake Center）の広帯域地震動評価検証を参考に設定したものである。

フーリエスペクトルは、S波、後続波を含む70秒間の波形から算出し、水平2成分をベクトル合成したものをを用いている。図3.1-2に、全観測点、全地震についてのGOFの平均と標準偏差を示す。ここでは、浅部深部モデルに加え、J-SHIS、内閣府、全国1次地下構造モデルを用いた結果も併せて示している。モデルにより精度が保障されている周期帯域が異なるが、浅部深部モデルと内閣府のモデルは他のモデルにくらべ周期2秒から5秒でGOFが0に近く、観測記録の説明性が高いモデルとなっている。しかしながら、GOFが短周期ほど小さくなるような周期依存性が見られることから、Q値の設定に改善の余地があるとも考えられる。上述した通り、図3.1-2の検討では全国1次地下構造モデルの設定を参考として $Q_0$ 値はS波速度の1/5としているが、ここでは、より適切な設定について検討する。

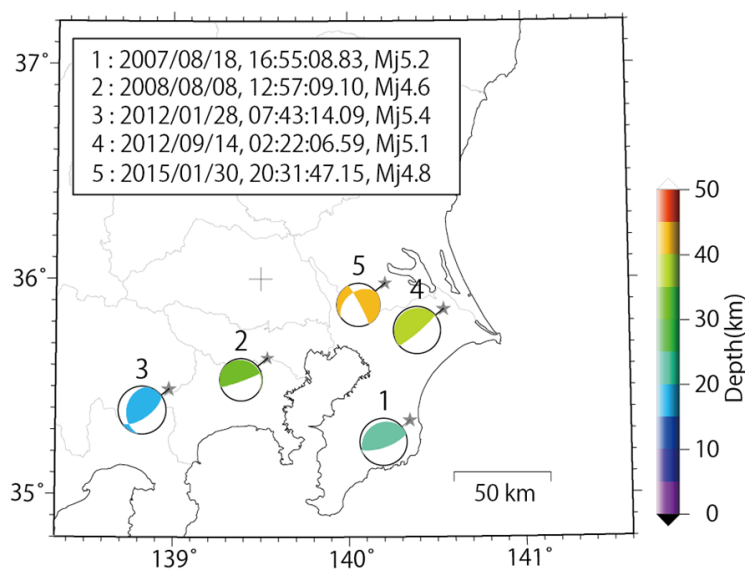


図 3.1-1 差分法による浅部・深部統合地盤モデルの検証に用いた地震の分布。震源位置は気象庁、震源メカニズム解はF-netによる。

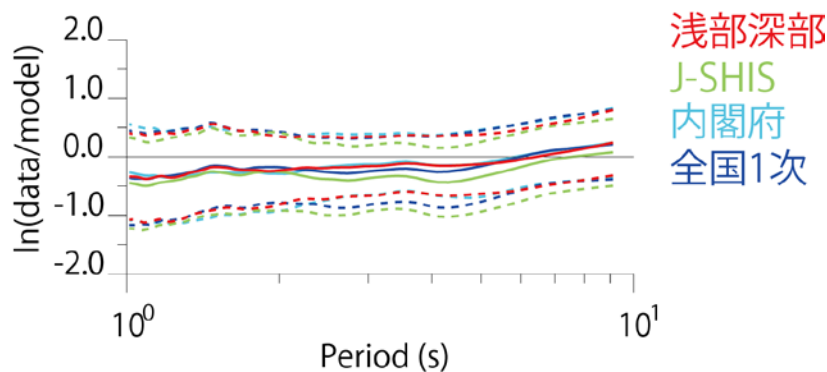


図 3.1-2 観測値 (data) と計算値 (model) のフーリエスペクトル比の自然対数の平均と標準偏差。スペクトルは水平2成分をベクトル合成したものをを用いている。浅部・深部統合地盤モデル、J-SHIS、内閣府、全国1次地下構造モデルに対する結果。

### (3) Q 値の設定について

(1) に示した既往研究を踏まえて複数の Q 値モデルを設定し、(2) に示した検証方法に基づいて検討した。ここで設定する Q 値モデルは、S 波速度に比例するような設定 ( $\alpha_0 = 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1.0, T_0 = 3$  秒) に加え、Brocher (2008) による  $Q_S - V_S$  関係も参考として設定した (表 3.1-2)。

図 3.1-3 (上) に全地震、全観測点の記録を用いた GOF の平均値と標準偏差を示す。図 2 では、短周期側で GOF が負となっており計算結果が観測記録よりも大きい傾向があったが、図 3.1-3 (上) では Q 値がより小さく設定される  $\alpha=0.05$  (灰色)、0.1 (水色) や Brocher (青) の場合に GOF が 0 に近い値となっており、観測記録の説明性が向上している。図 3.1-3 (下) には、 $\alpha=0.2$  と他のケースの結果の全地震・全観測点のフーリエスペクトル比を重ね描いている。 $\alpha=0.05$ 、0.1 や Brocher の場合には振幅が小さくなっており、Brocher の場合には 1/2 程度、 $\alpha=0.05$  では 1/3 程度の振幅となるものも見られる。

観測点毎の CGOF のヒストグラムを図 3.1-4 に、空間分布を図 3.1-5 に示す。CGOF 値は 2-5、5-10 秒の周期帯において算出している。図 3.1-4 から  $\alpha=0.05$  (灰色)、0.1 (水色) や Brocher (青) の場合の方が、 $\alpha=0.5$  (緑) や  $\alpha=1.0$  (橙) の場合よりも左側 (0 側) に分布している傾向が見られる。図 3.1-5 では、SCEC 広帯域地震動評価検証の基準を参考に、観測値との差が平均で倍半分より大きい場合は赤 (CGOF>0.7)、緑は 1/1.4 倍~1.4 倍 (CGOF<0.35) の範囲内となるようなカラースケールとしている (Goulet et al., 2015; Dreger et al., 2015)。図 3.1-5 からは Q 値モデルにより赤や緑の観測点の分布に大きな差異は見られない。このことは、今回設定した Q 値モデルでは、モデルに依らず観測値との差が平均で 1/1.4 倍~1.4 倍の範囲内となっている。各観測点での CGOF 値が Q 値モデルによりどう変化しているかを図 3.1-6 に示す。横軸に  $\alpha=0.2, 0.1, 0.05$  とした時の CGOF 値をとり、縦軸には  $\alpha=0.05, 0.1$ 、および、Brocher による Q 値とした場合の CGOF 値をとっている。中列の  $\alpha=0.1$  の例をみると、周期 2-5 秒では、 $\alpha=0.05$  や Brocher の方が CGOF 値が小さい傾向があるが、周期 5-10 秒ではそれらよりも  $\alpha=0.1$  の方が CGOF 値は小さい。さらに、各観測点において、6 つの Q 値モデルの中で CGOF 値が最も小さいものを 1 番、大きなものを 6 番とした場合の順位の空間分布を図 3.1-7 に示す。 $\alpha=1.0$  では周期 5-10 秒で多くの地点で 1 位となっている一方で、周期 2-5 秒では多くの地点で 6 位となっている。逆に、 $\alpha=0.05$  や Brocher では周期 2-5 秒では上位であるが、周期 5-10 秒では下位となっている。 $\alpha=0.1$  や 0.2 では、帯域毎に見ると 3 位か 4 位 ( $\alpha=0.1$  の方が 0.2 よりも順位が高い傾向がみられる) となっているが、周期 2-10 秒の広い帯域で観測記録を説明することができる Q 値モデルと考えられる。

以上の周期 (周波数) 領域での検討に加え、経時特性についても検討する。結果の一例を図 3.1-8 に示す。縦軸に対数軸をとり、速度記録のエンベロープ形状を比較している。時間長が 2 分程度に限られているが、いずれの計算記録も黒線で示した観測記録と同様の減衰傾向を示している。

表 3.1-2 速度構造・Q 値構造モデル

Vp m/s	Vs m/s	density kg/m <sup>3</sup>	Q <sub>s</sub>					Brocher (2008)	
			Vs/20	Vs/10	Vs/5	Vs/2	Vs/1		
1600	350	1850	17.5	35	70	175	350	17.7	浅部深部統合地盤モデル
1600	350	1850	17.5	35	70	175	350	17.7	
1600	400	1850	20	40	80	200	400	22.1	
1700	450	1900	22.5	45	90	225	400	26.5	
1800	500	1900	25	50	100	250	400	30.8	
1800	550	1900	27.5	55	110	275	400	35.0	
2000	600	1900	30	60	120	300	400	39.2	
2000	650	1950	32.5	65	130	325	400	43.3	
2100	700	2000	35	70	140	350	400	47.3	
2100	750	2000	37.5	75	150	375	400	51.4	
2200	800	2000	40	80	160	400	400	55.4	
2300	850	2050	42.5	85	170	400	400	59.3	
2400	900	2050	45	90	180	400	400	63.3	
2400	950	2100	47.5	95	190	400	400	67.2	
2500	1000	2100	50	100	200	400	400	71.1	
2500	1100	2150	55	110	220	400	400	79.0	
2600	1200	2150	60	120	240	400	400	86.8	
2700	1300	2200	65	130	260	400	400	94.8	
3000	1400	2250	70	140	280	400	400	102.9	
3200	1500	2250	75	150	300	400	400	111.2	
3400	1600	2300	80	160	320	400	400	119.7	
3500	1700	2300	85	170	340	400	400	128.5	
3600	1800	2350	90	180	360	400	400	137.6	
3700	1900	2350	95	190	380	400	400	147.2	
3800	2000	2400	100	200	400	400	400	157.1	
4000	2100	2400	105	210	400	400	400	167.5	
4000	2100	2400	105	210	400	400	400	167.5	
5000	2700	2500	135	270	400	400	400	243.0	
4600	2900	2550	145	290	400	400	400	274.3	
5000	2700	2500	135	270	400	400	400	243.0	
5500	3100	2600	155	310	400	400	400	309.2	
5500	3200	2650	160	320	400	400	400	328.2	
5800	3400	2700			400				全国1次地下構造モデル
6400	3800	2800			400				
7500	4500	3200			500				
5000	2900	2400			200				
6800	4000	2900			300				
8000	4700	3200			500				
5400	2800	2600			200				
6500	3500	2800			300				
8100	4600	3400			500				

※Q<sub>s</sub>が400を超える場合は400とする(全国1次地下構造モデルを参照)

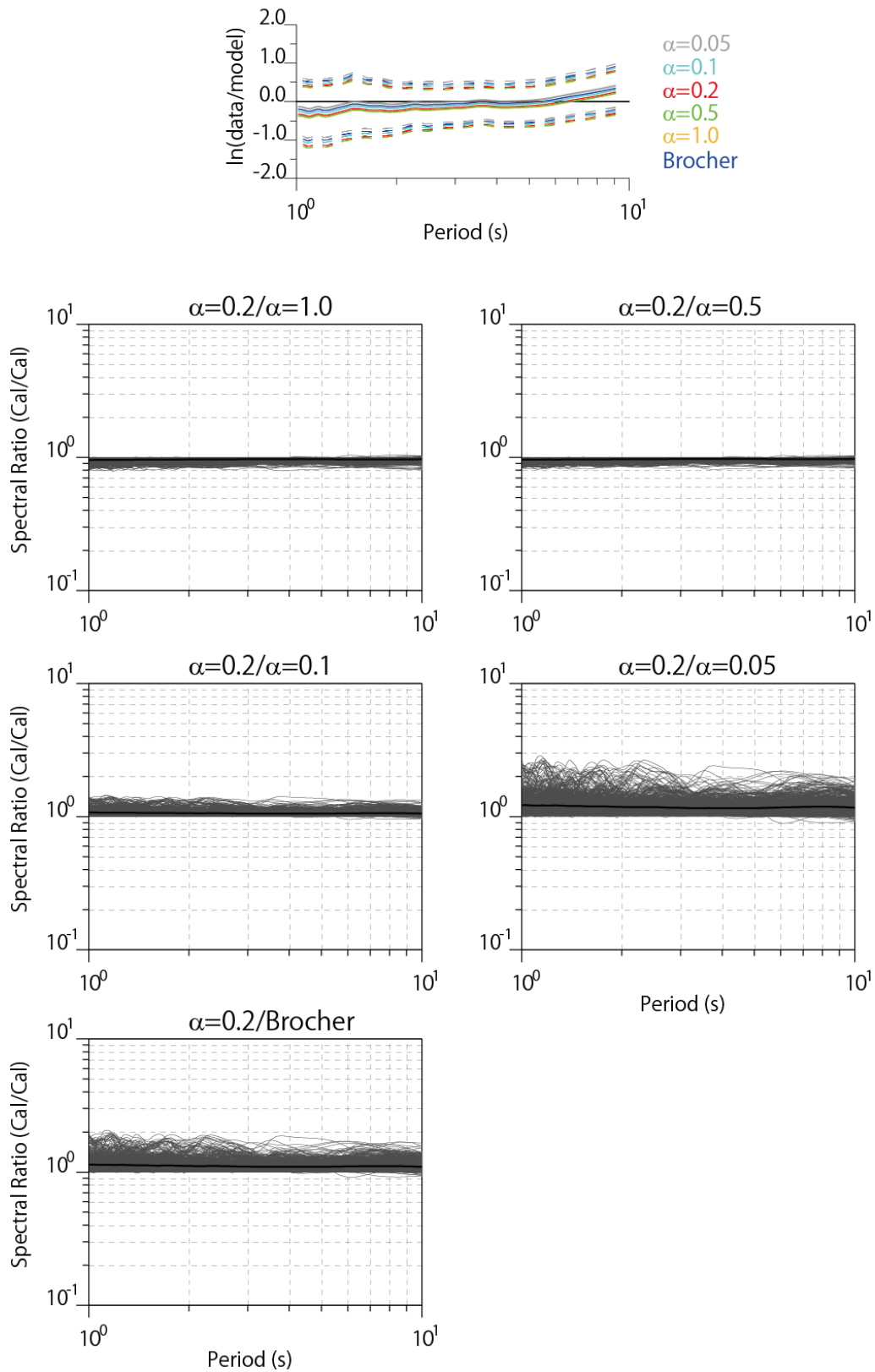


図 3.1-3 (上) 観測値 (data) と計算値 (model) のフーリエスペクトル比の自然対数の平均と標準偏差。(下) モデル間のフーリエスペクトル比。黒太線が平均値、細線は全観測点、全地震のスペクトル比。

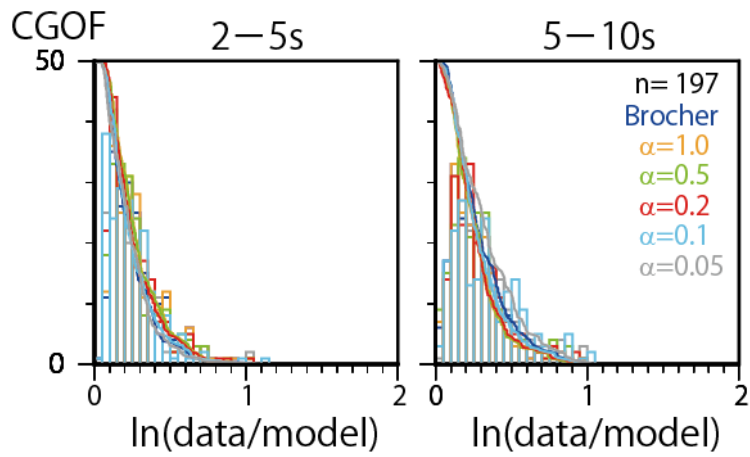


図 3.1-4 CGOF のヒストグラムと累積頻度曲線。左：周期 2～5 秒、右：5～10 秒の分布。

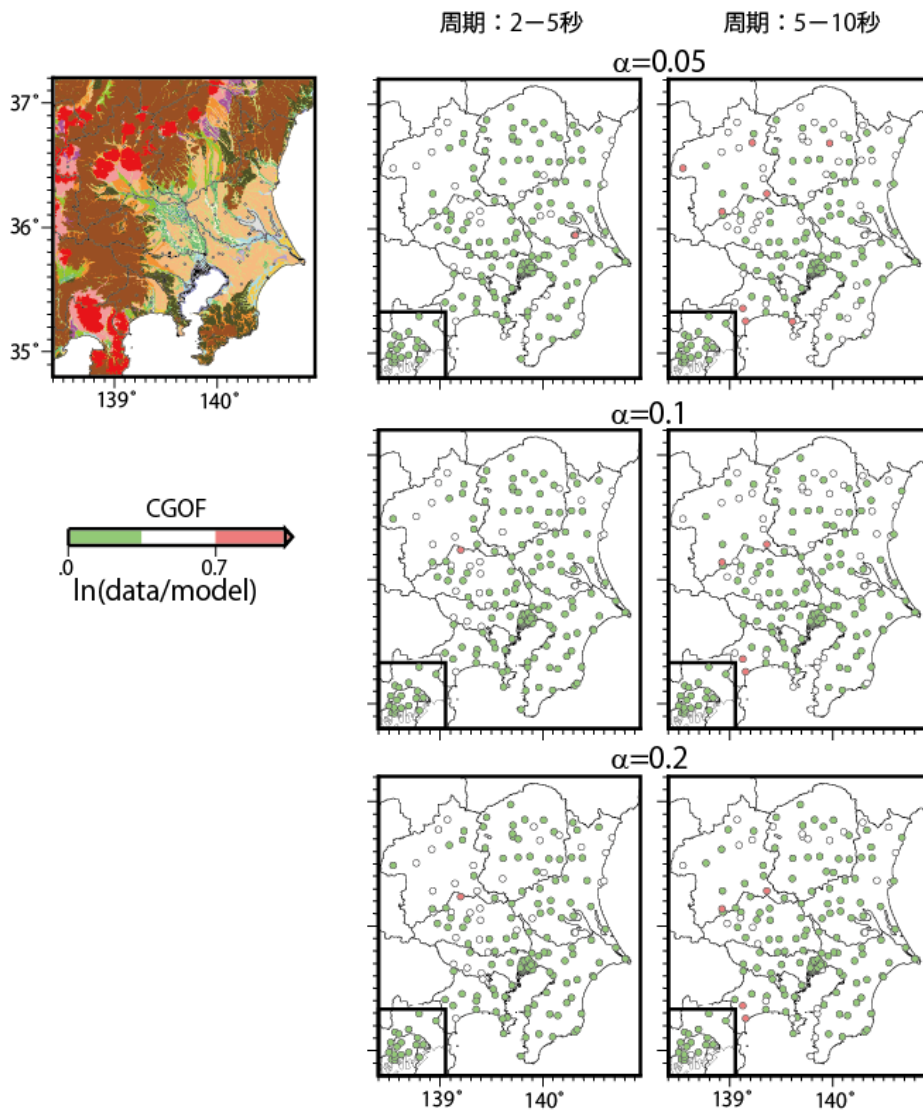


図 3.1-5 CGOF 値の空間分布。



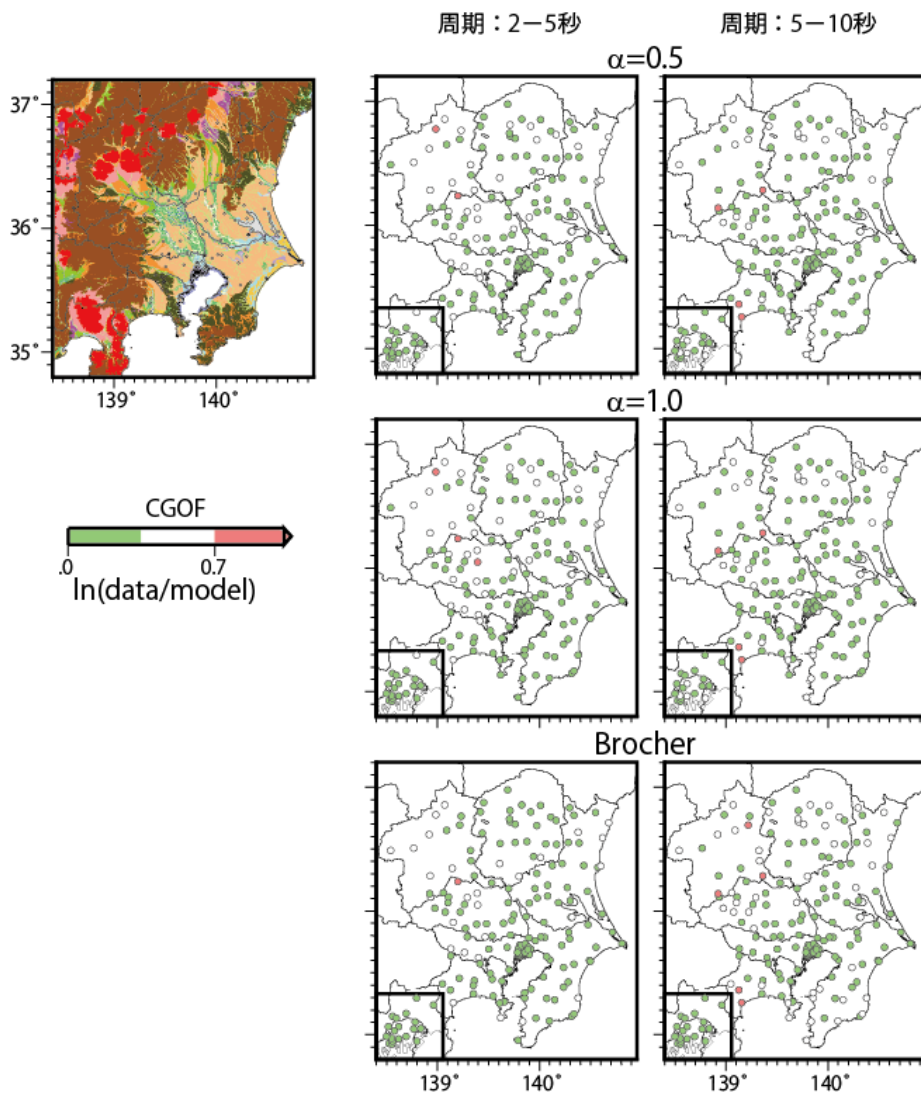


図 3.1-5 つづき。

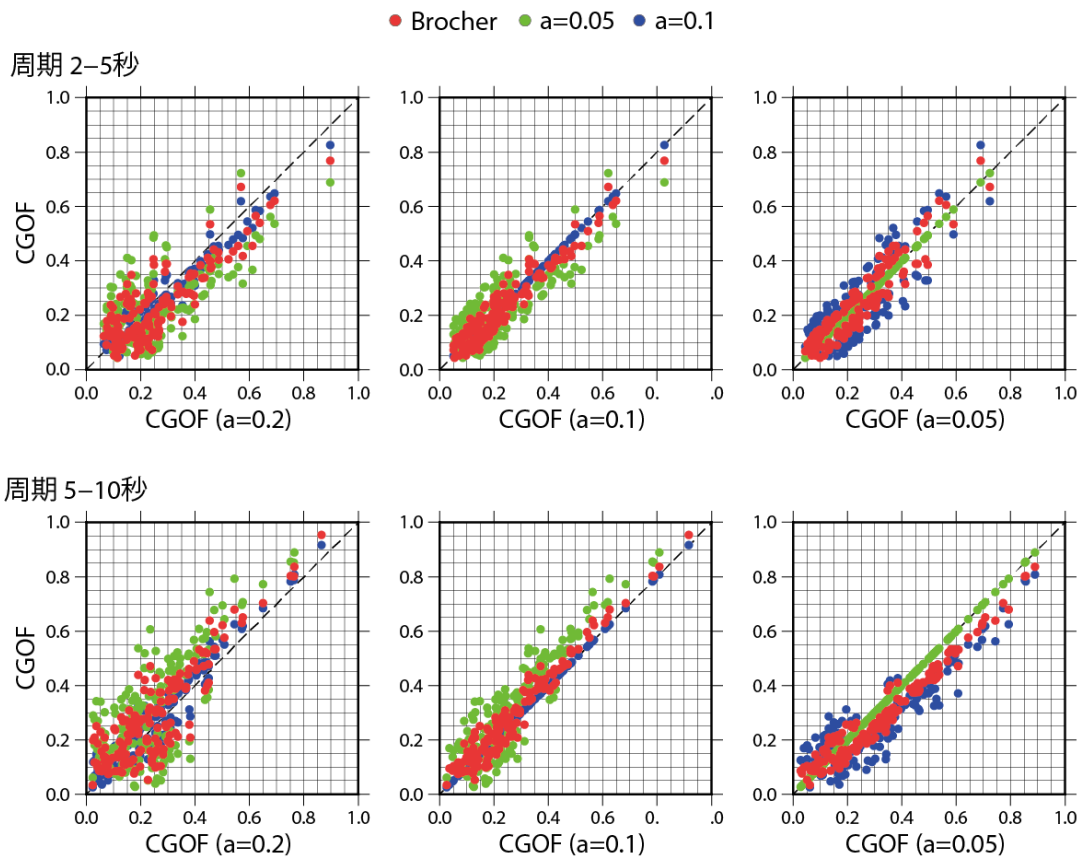


図 3.1-6 CGOF 値の Q 値モデル間での比較。

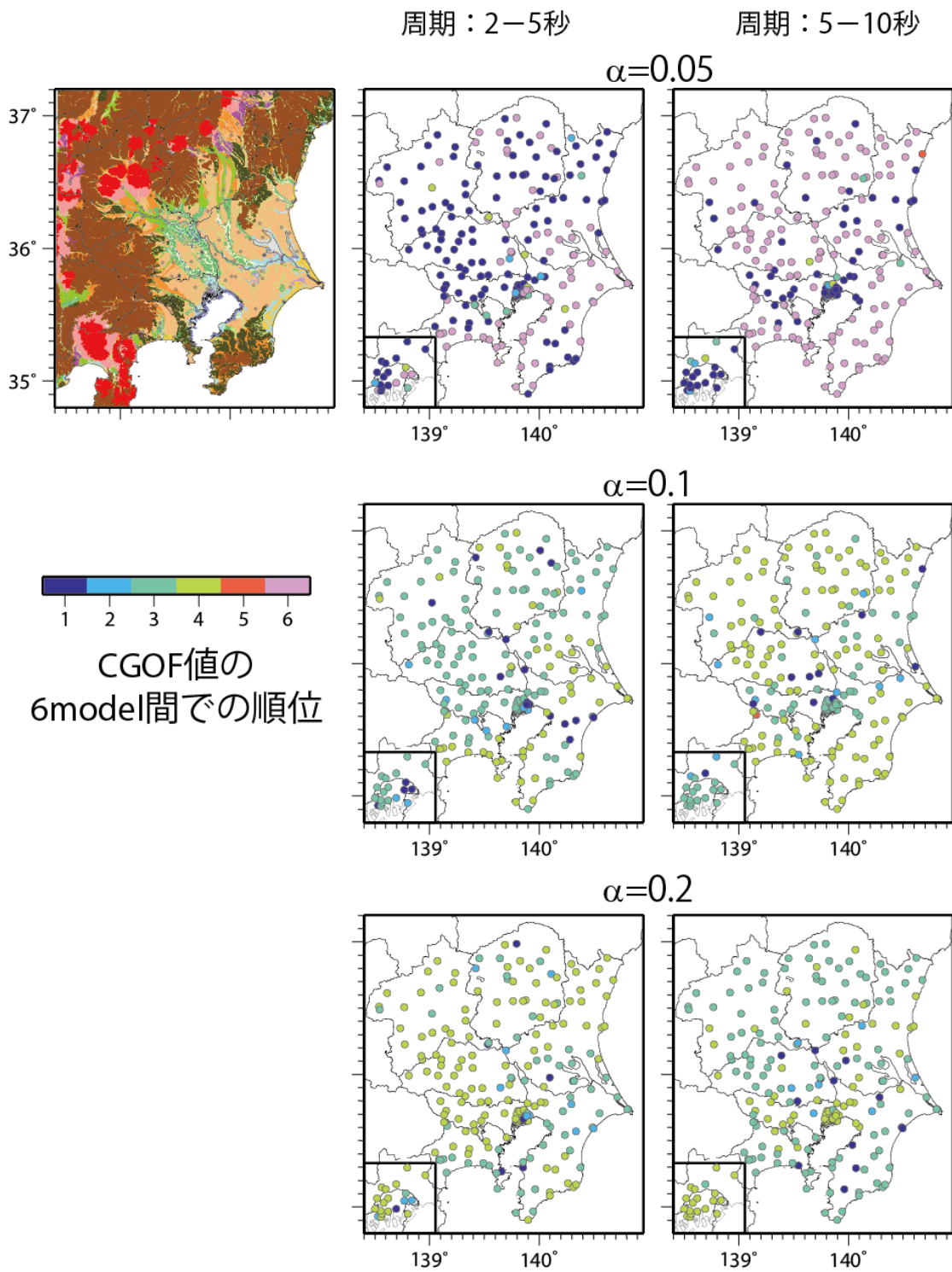


図 3.1-7 CGOF 値の Q 値モデル間順位

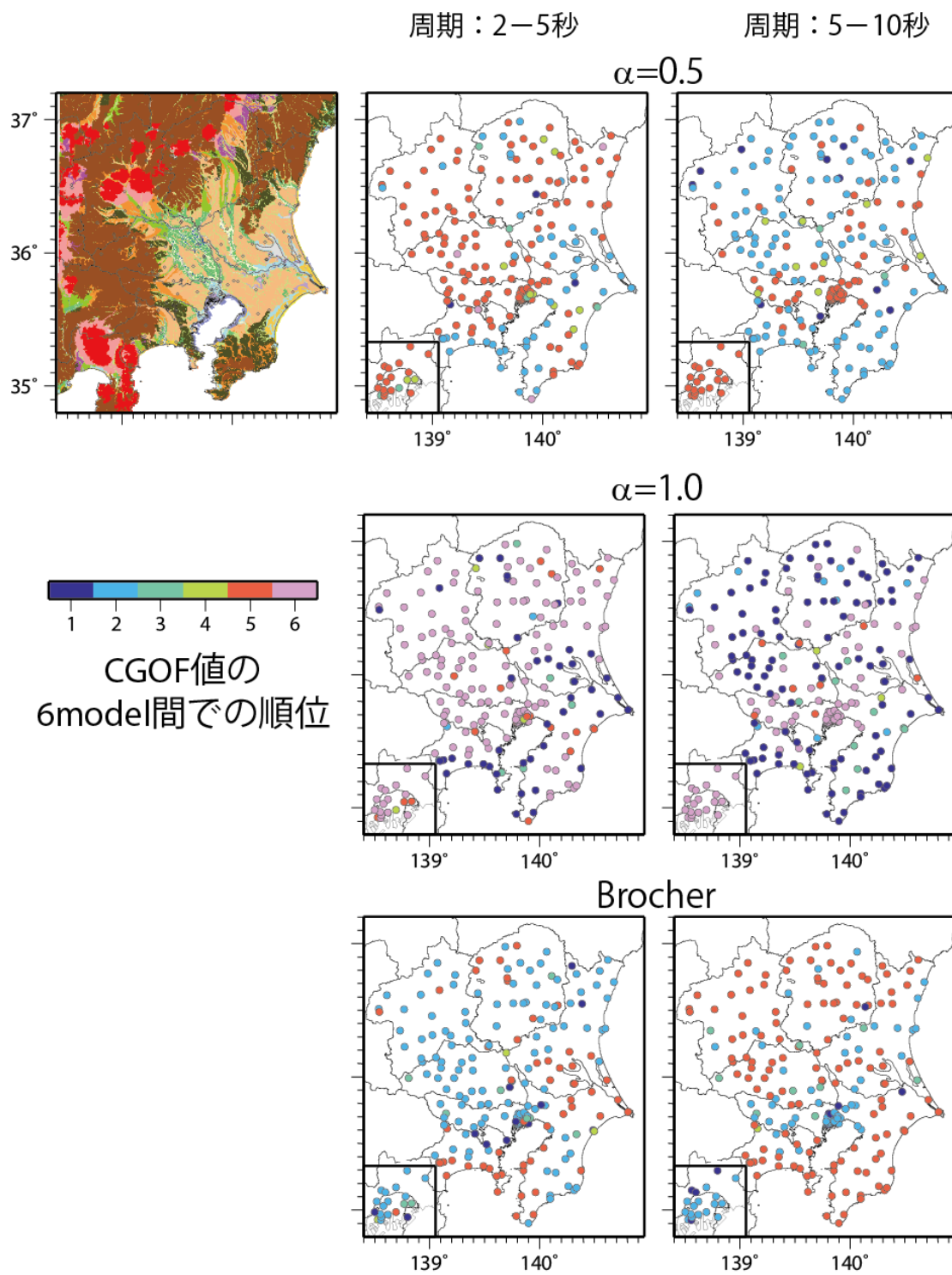


図 3.1-7 つづき。

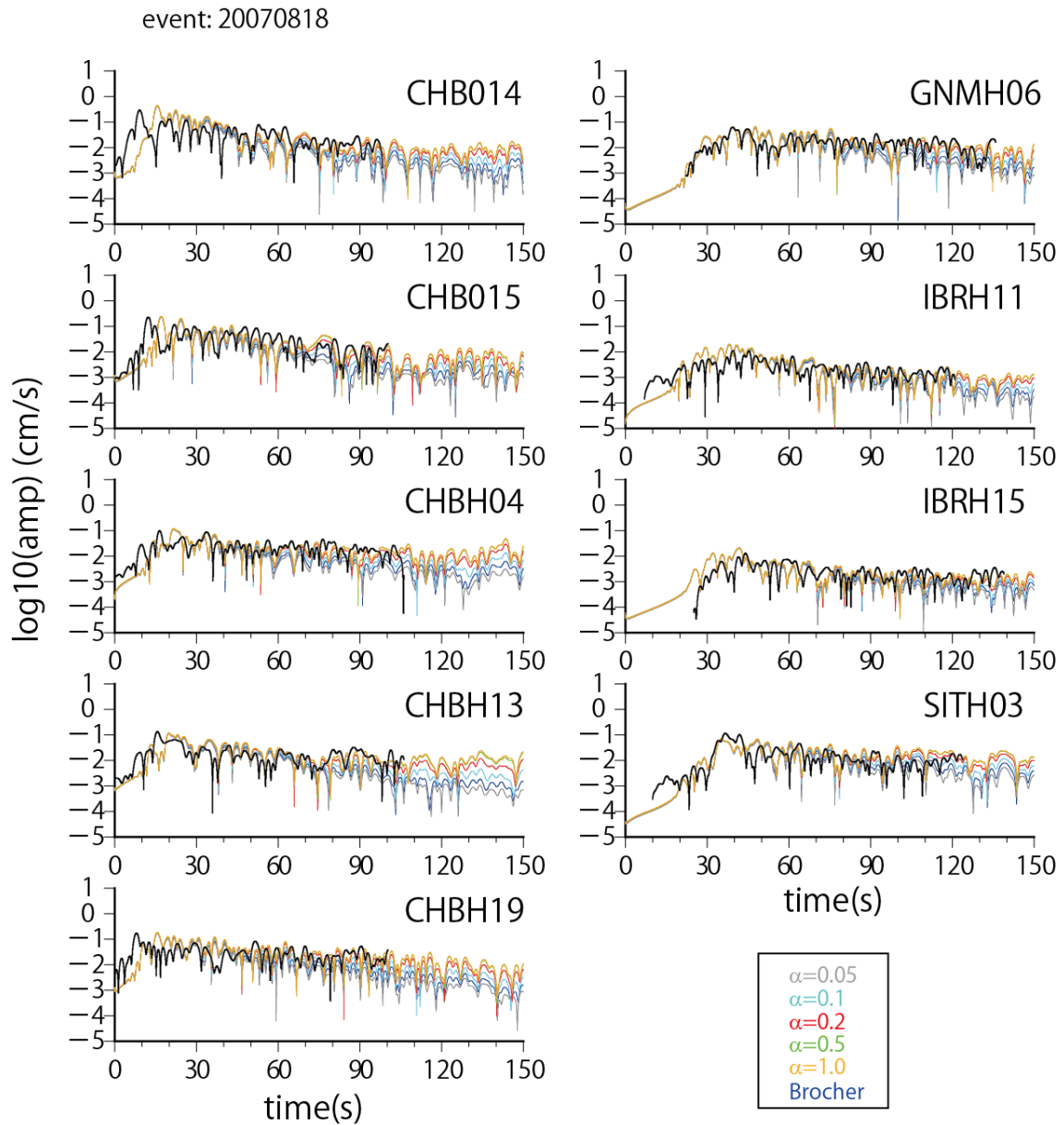


図 3.1-8 速度エンベロープ (NS 成分) の比較。2007 年 8 月 18 日の地震 (図 3.1-1 の 1 番の地震) による 9 地点を代表として示している。観測 (黒) の時間長は、収録時間の違いにより観測点によって異なっている。

## 2) 地下構造の不均質性に関する検討

地震基盤以深の媒質のランダム不均質性が  $V_s=350\text{m/s}$  程度の解放工学的基盤上での長周期地震動に及ぼす影響とその周期帯域を評価する。

### (1) 既往研究の概要

ランダム不均質媒質中の地震波伝播については、弾性的性質の平均値からの揺らぎの空間的な自己相関関数によって特徴づけられる媒質モデルにもとづいて、主として短周期地震波に主眼を置いた研究が進んできた（例えば齊藤, 2009）。ランダム不均質媒質は差分法による数値シミュレーションにも適用されており（例えば Frankel and Clayton, 1986; 3次元では例えば Imperatori and Mai, 2013; Takemura et al., 2015）、周期 1 秒以上のやや長周期帯域をターゲットに含めている場合もある（例えば Hartzell et al., 2010; 佐藤・翠川, 2016; Graves and Pitarka, 2016）。

地震ハザード評価において、決定論的方法による長周期地震動計算では、一般的には均質な層構造からなる速度構造モデルが用いられることが多いが、現実の地下構造には様々なスケールの不均質性が存在しており、特に数秒以下の比較的短周期帯域でその影響を評価することは重要である。

Hartzell et al. (2010) では、San Francisco Bay Area の現実的な 3次元速度構造モデル (USGS) を用いて Hayward 断層の M6.7 のシナリオ断層モデルについて 3次元差分法で周期 1 秒以上の地震動シミュレーションを行っている。その際、速度構造モデルに von Kármán 型の自己相関関数を持つランダム不均質性を導入し、不均質媒質の影響を応答スペクトルや最大速度といった地震動評価の観点から調べている。

彼らの検討では、相関距離 5 km、不均質の強さ 5 % のランダム不均質を導入したケースについては以下のような結果が得られている。

- ・不均質を導入したモデルと導入していないモデル（均質モデル）の水平成分の速度最大値（PHV）比の空間分布を取ると、多くの領域でおよそ 1/1.2~1.2 倍となった（図 3.1-9）。
- ・PGV 比の空間パターンは地下構造の特徴や断層形状よりもむしろ、乱数の種に依存した。
- ・フーリエスペクトルや応答スペクトルの不均質モデル/均質モデル比の空間的な平均 (model bias) は周期 2 秒以上 (0.5 Hz 以下) ではほぼゼロに近いフラットである（周期 1-2 秒では不均質モデルの方がやや小さくなった）。またそのばらつき (model standard error) は自然対数で  $\pm 0.5$  以内であり、ばらつきは短周期になるほど大きい（図 3.1-10）。



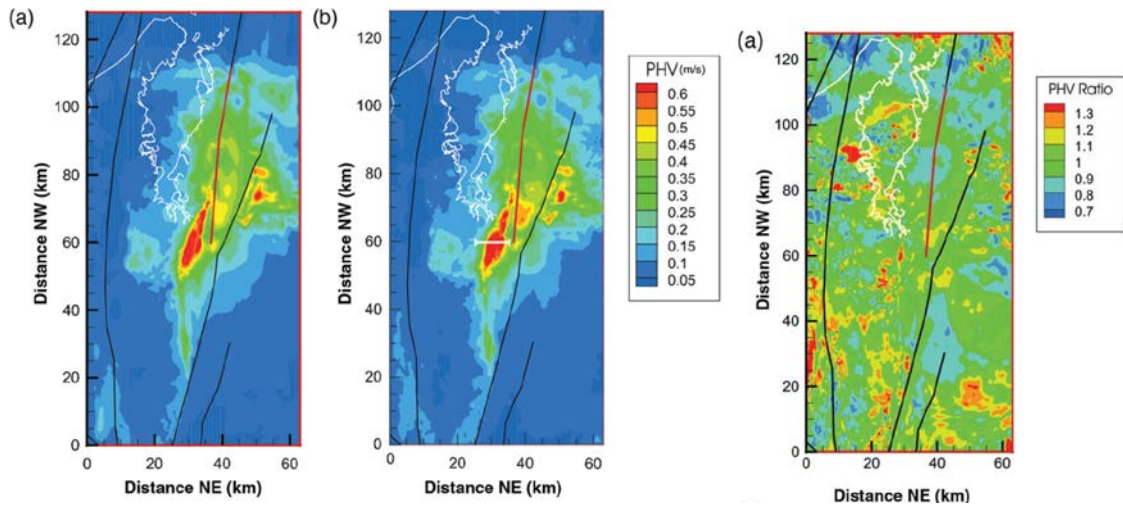
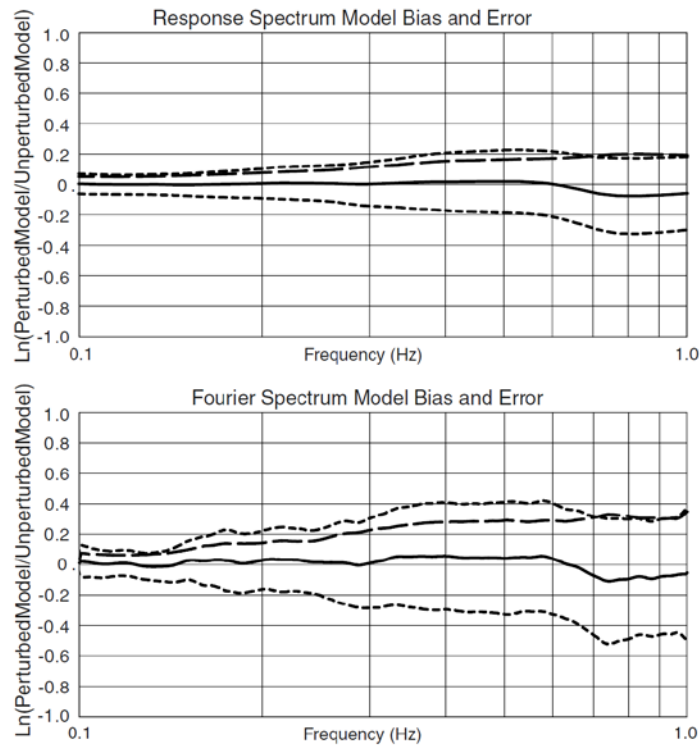


図 3.1-9 Hartzell et al. (2010)より、上：均質モデル（左）と不均質モデル（右）による水平成分速度最大値（PHV）の分布。相関距離 5 km、揺らぎ強さ 5%の場合。下：不均質／均質モデルの PHV 比の分布。



**Figure 9.** Same error measures as in Figure 8a for correlation length  $a = 5$  km and standard deviation in velocity  $\sigma = 5\%$ , but averaged over 8 separate runs with different random seeds used in the generation of the random velocity models.

図 3.1-10 Hartzell et al. (2010)より、相関距離 5 km、揺らぎ強さ 5%の場合の  $\ln(\text{不均質} / \text{均質})$  の計算出力地点平均 model bias のプロット。8 通りの乱数の種のを平均を取っている。

佐藤・翠川 (2016) では、上部地殻を想定した成層構造モデルにガウス関数型のランダム不均質を導入した 3次元媒質モデルと点震源モデルを用いて、3次元差分法で周期 0.2 秒以上を対象とした地震動シミュレーションを行い、不均質媒質の影響を詳細に調べている。

結論の一つとして、不均質媒質の影響が生じる周期帯域の上限が震央距離とともに長周期側に拡大していく傾向が示されている。すなわち、震源から遠い観測点では、不均質媒質の影響がより長周期の帯域までおよぶ。相関距離 4 km、不均質の強さ 5% のケースにおいて、震央距離 40 km の地点では周期 1.2 秒以下で速度応答スペクトルが低下している (図 3.1-11)。また、同じ震央距離でも観測点や乱数による地震動のばらつきは短周期ほど大きい。

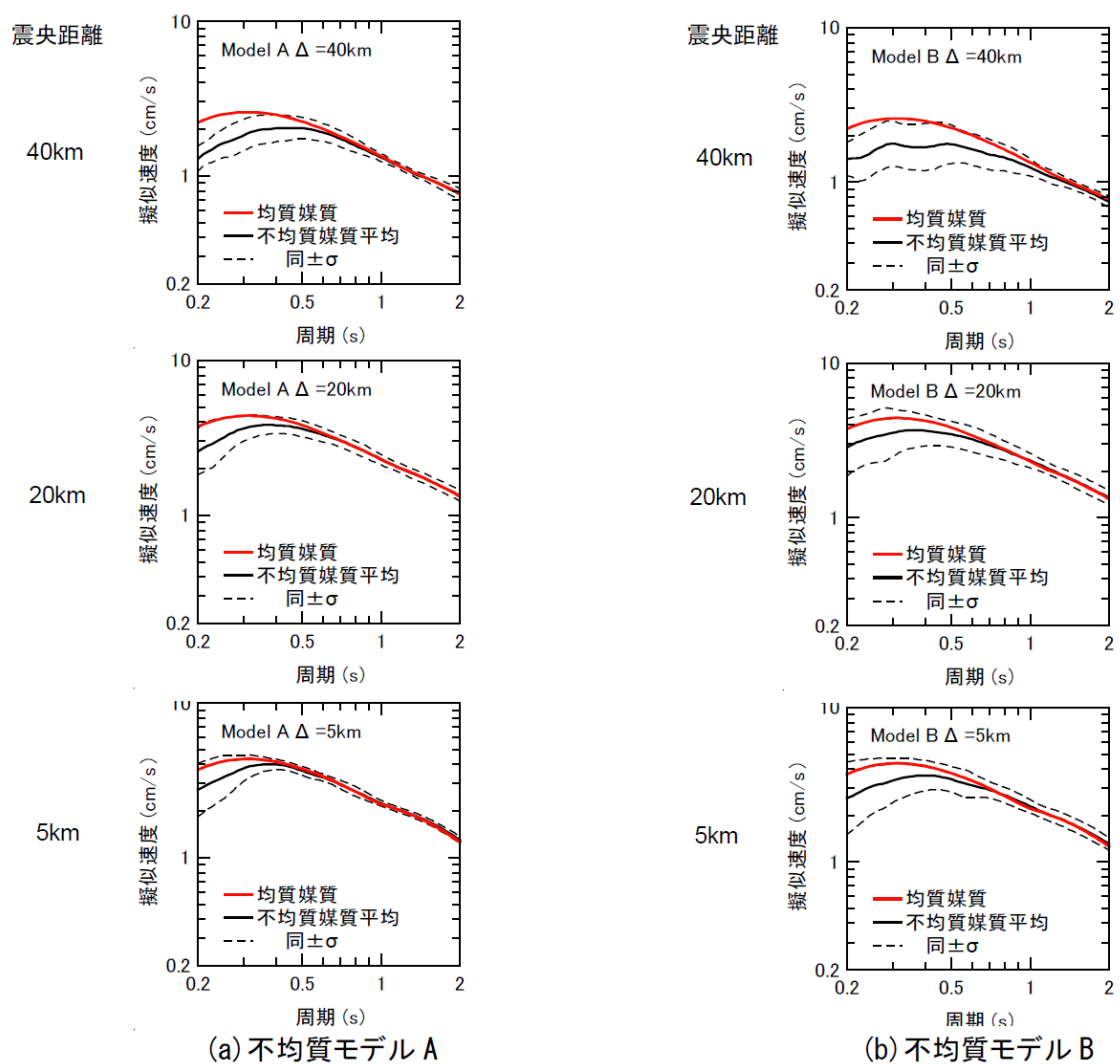


図 5 不均質媒質波における疑似速度応答スペクトル(減衰定数  $h=0.05$ )の変動

図 3.1-11 佐藤・翠川 (2016) より、震央距離ごとの均質媒質 (赤) と不均質媒質 (黒実線) による疑似速度応答スペクトルと、3種類の乱数による不均質媒質によるばらつき (点線)。



Savran and Olsen (2016)は、Los Angeles 盆地において音波検層データから von Kármán 型を仮定した媒質の不均質パラメータを直接推定することを試みており、P 波に関する深さ方向のパラメータとして  $\kappa = 0 \sim 0.2$ 、 $a_z = 15 \sim 150 \text{ m}$  が得られている。これは数 Hz 以上の高周波数の地震動を対象とした盆地内の細かなスケールの不均質を推定したものと言える。

一方、早川・佐藤(2005)では、関東平野の堆積層内のトレンド構造（深さとともに速度が漸増する構造）が長周期地震動に与える影響を地震動シミュレーションにより調べている。VSP 探査による S 波速度構造（例えば Yamamizu, 1996; 山水, 2004）と調和的なトレンド構造を設定し、堆積層表面波の特性の再現にはトレンド構造を考慮することが重要であることを示した。

地殻の不均質性の表現に一般的に用いられる Gauss 関数型・指数関数型・von Kármán 型の自己相関関数と、その 3 次元空間の場合のパワースペクトルを以下に示す（例えば Sato et al., 2012）。

・ Gauss 関数型

$$R(r) = \varepsilon^2 \exp(-r^2/a^2) \quad (3.1-6)$$

$$P(\mathbf{k}) = \varepsilon^2 \pi^{3/2} a^3 \exp(-a^2 \mathbf{k}^2/4) \quad (3.1-7)$$

・ 指数関数型

$$R(r) = \varepsilon^2 \exp(-r/a) \quad (3.1-7)$$

$$P(\mathbf{k}) = \frac{8\pi\varepsilon^2 a^3}{(1+a^2 \mathbf{k}^2)^2} \quad (3.1-8)$$

・ von Kármán 型

$$R(r) = \frac{\varepsilon^2 2^{1-\kappa}}{\Gamma(\kappa)} \left(\frac{r}{a}\right)^\kappa K_\kappa\left(\frac{r}{a}\right) \quad \text{for } \kappa = 0 \sim 1 \quad (3.1-9)$$

$$P(\mathbf{k}) = \frac{8\pi^{\frac{3}{2}}\varepsilon^2 a^3 \Gamma(\kappa+3/2)}{\Gamma(\kappa)(1+a^2 \mathbf{k}^2)^{\kappa+3/2}} \quad (3.1-10)$$

ここで  $\Gamma()$  はガンマ関数、 $K_\kappa()$  は  $\kappa$  次の第 2 種変形ベッセル関数。

## (2) 単純な地下構造モデルによる数値実験

本検討では、(1) の既往研究の知見を踏まえ、首都圏の浅部・深部統合地盤モデルの地震基盤以深の部分にランダム不均質性を導入した媒質モデルを用いた 3 次元差分法による地震動シミュレーションを実施し、以下のような方針で周期 1 秒以上の長周期地震動ハザード評価への影響を調べる。

まずは均質な 3 層の媒質からなる仮想の地下構造モデル ex1 を用いた数値実験を行った。モデル ex1 の概略図と物性値を図 3.1-12、表 3.1-3 に示す。

このうち、上部地殻を想定した第3層目の媒質にランダムな3次元空間の揺らぎを与え、不均質モデルを作成する。このとき媒質中の弾性波速度  $V$  ( $V_p$ または $V_s$ ) は、背景（平均）速度 $V_0$ からの揺らぎ  $d$ を用いて

$$V(\mathbf{r}) = V_0(1 + d(\mathbf{r})) \quad (3.1-11)$$

で表されるものとし ( $\mathbf{r} = (x, y, z)$  は空間座標)、揺らぎ $d(\mathbf{r})$ は、ここでは揺らぎの強さ $\varepsilon$ と相関距離  $a$ によって規定される指数関数型の自己相関関数（式 3.1-8, 3.1-9）で特徴づけられるものとする。

揺らぎの強さ $\varepsilon$ と相関距離  $a$ は、既往研究（例えば Hartzell et al., 2010; Imperatori and Mai, 2013; Takemura et al., 2015; 佐藤・翠川, 2016）を参考に、今回は表 3.1-4 に示す 6通りの組み合わせを検討した。ある深さにおける水平断面の速度揺らぎ ( $1 + d(\mathbf{r})$ ) の分布を図 3.1-13 に示す。

媒質モデルの中央、深さ 15km に鉛直横ずれ型の点震源(MW5.4 相当)を設定した。1、2層目および、3層目の震源位置とそれより深い領域には不均質を入れていない。3次元差分法で周期 1秒以上を対象として地震動を計算した。格子間隔は深さ 4 km までは水平・鉛直方向にそれぞれ 100 m、50 m とし、深さ 4 km 以深ではそれぞれ 300 m、150 m とした。観測点配置を図 3.1-14 に、計算結果を図 3.1-15~図 3.1-19 に示す。波形は 0.02 - 1 Hz でバンドパスフィルタを掛けている。

なお、ここでは、一つの乱数の種を用いた不均質媒質についての結果のみを示している。

表 3.1-3 均質モデル ex1 の物性値等。

層番号	$V_p$ [m/s]	$V_s$ [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	深さ [km]
1	2200	800	1850	0 - 3.0
2	3000	1400	2250	4.1
3	6000	3460	2700	30

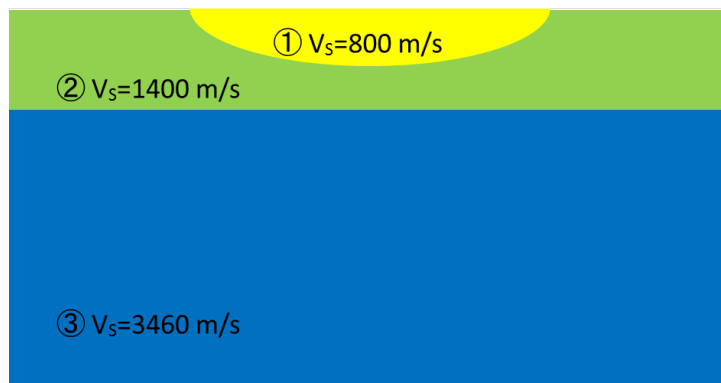


図 3.1-12 均質モデル ex1 の鉛直断面。

表 3.1-4 不均質モデルのパラメータ。

水平方向の相関距離 $a_x, a_y$	1000, 2000, 5000 [m]
鉛直方向の相関距離 $a_z$	$a_z = a_x$
揺らぎの標準偏差 $\varepsilon$	5%, 10%

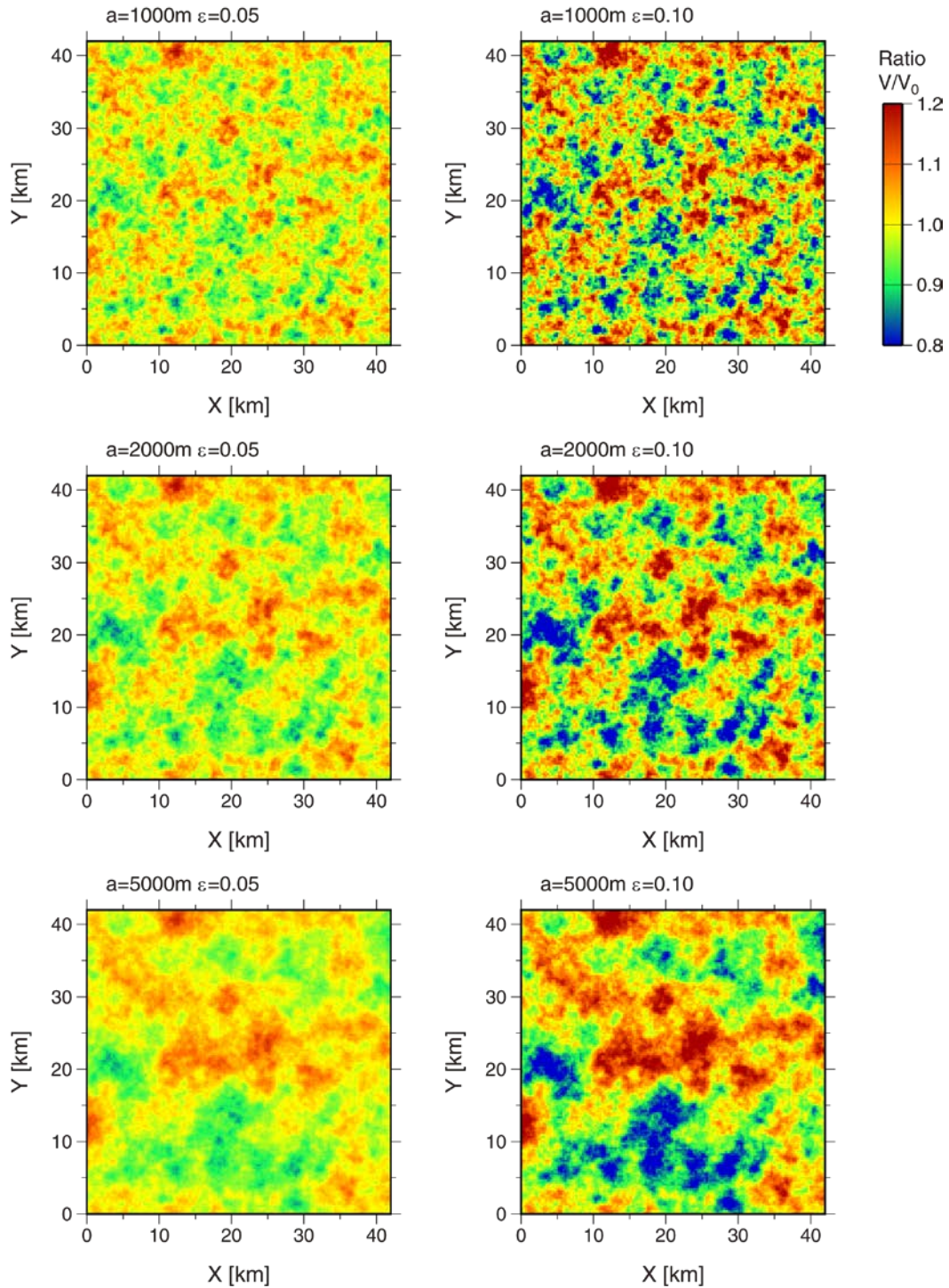


図 3.1-13 速度揺らぎ分布の例。

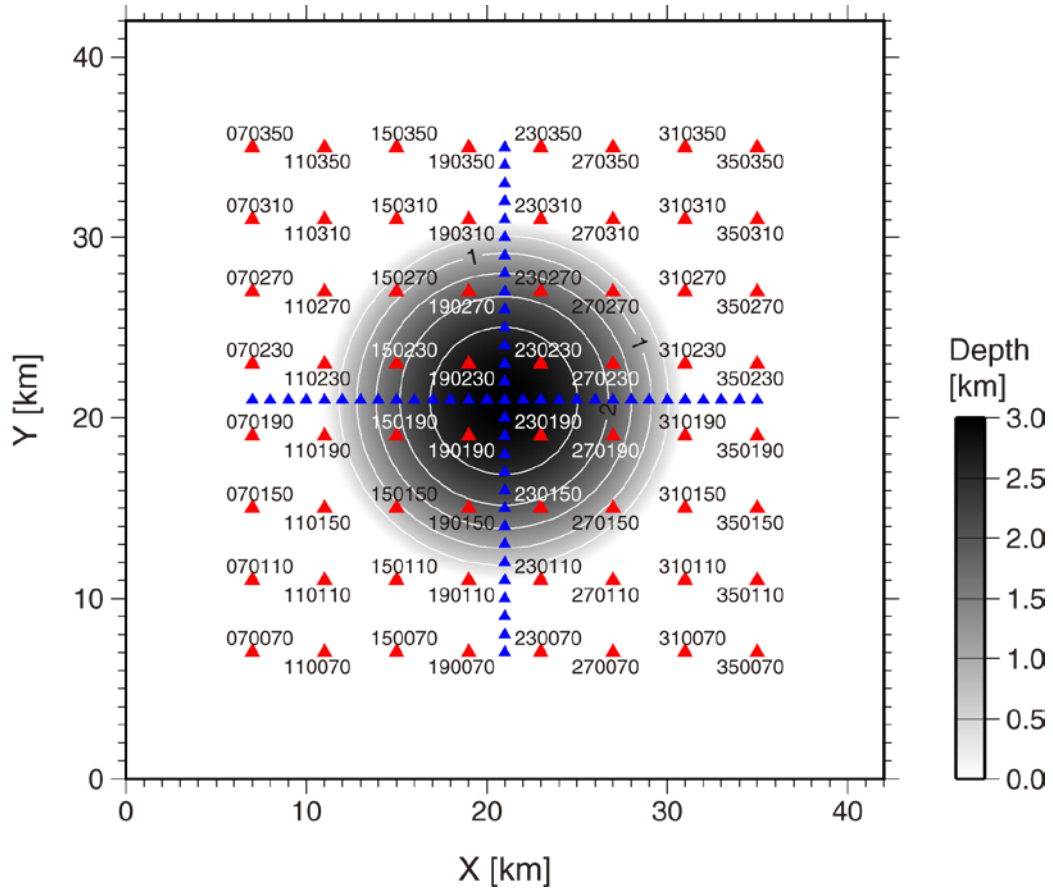


図 3.1-14 観測点位置△と第1層目の深さ分布。

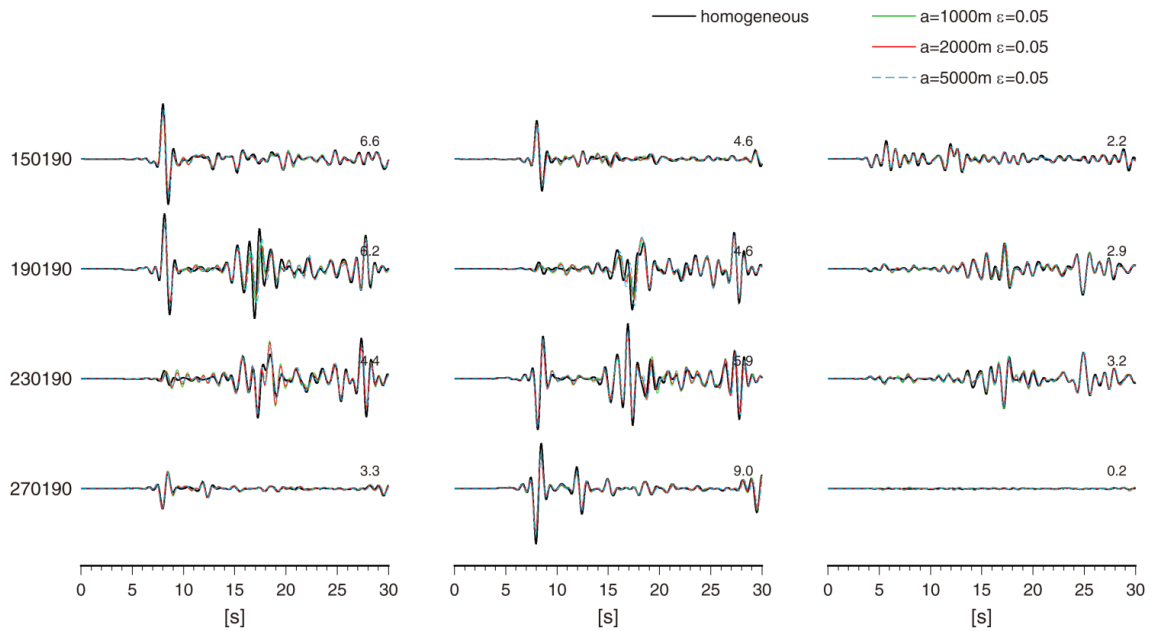


図 3.1-15 速度波形の例。(ε = 0.05 の場合)

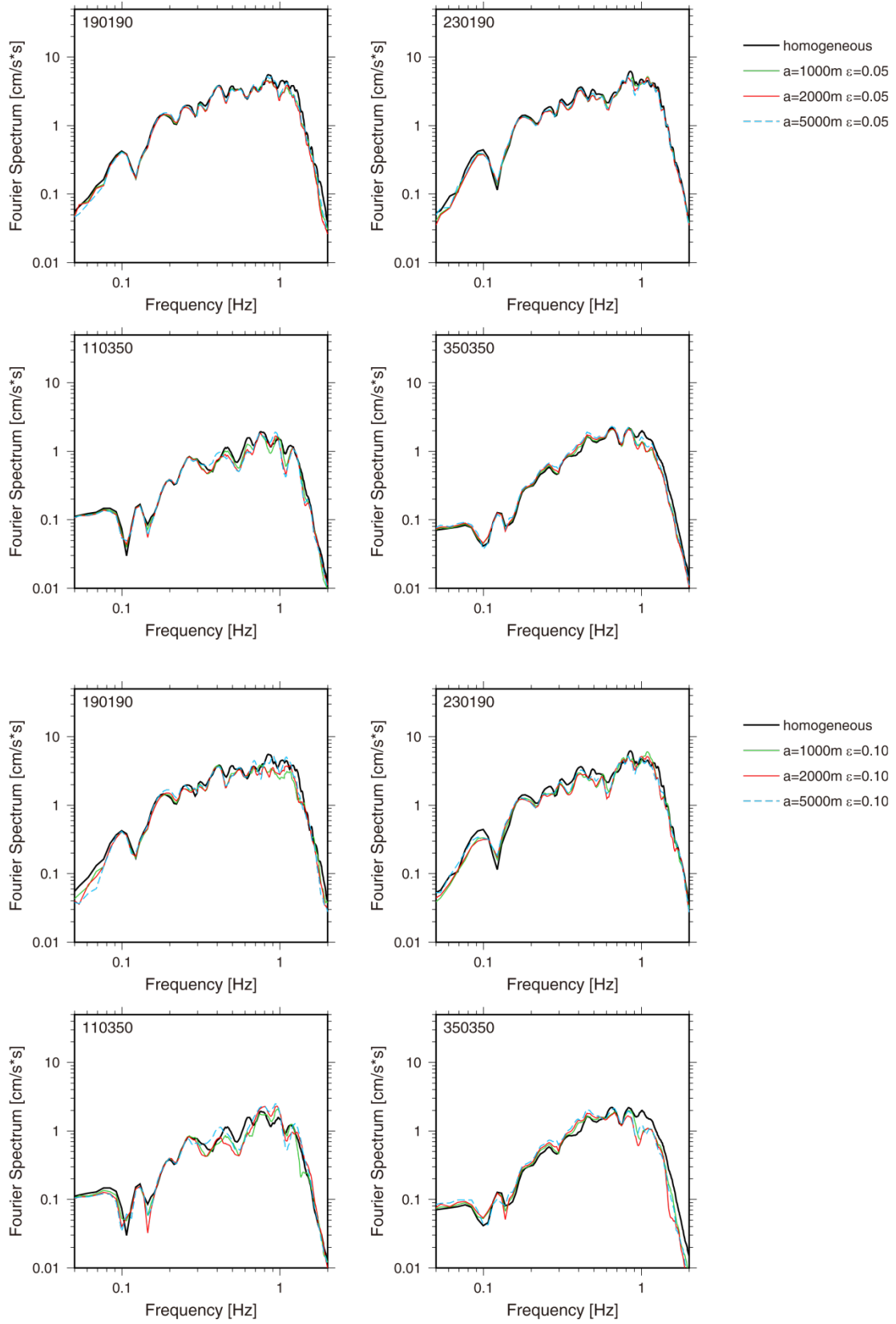


図 3.1-16 速度フーリエスペクトル(水平2成分の幾何平均)の例。上: $\varepsilon = 0.05$ 、下: $\varepsilon = 0.10$

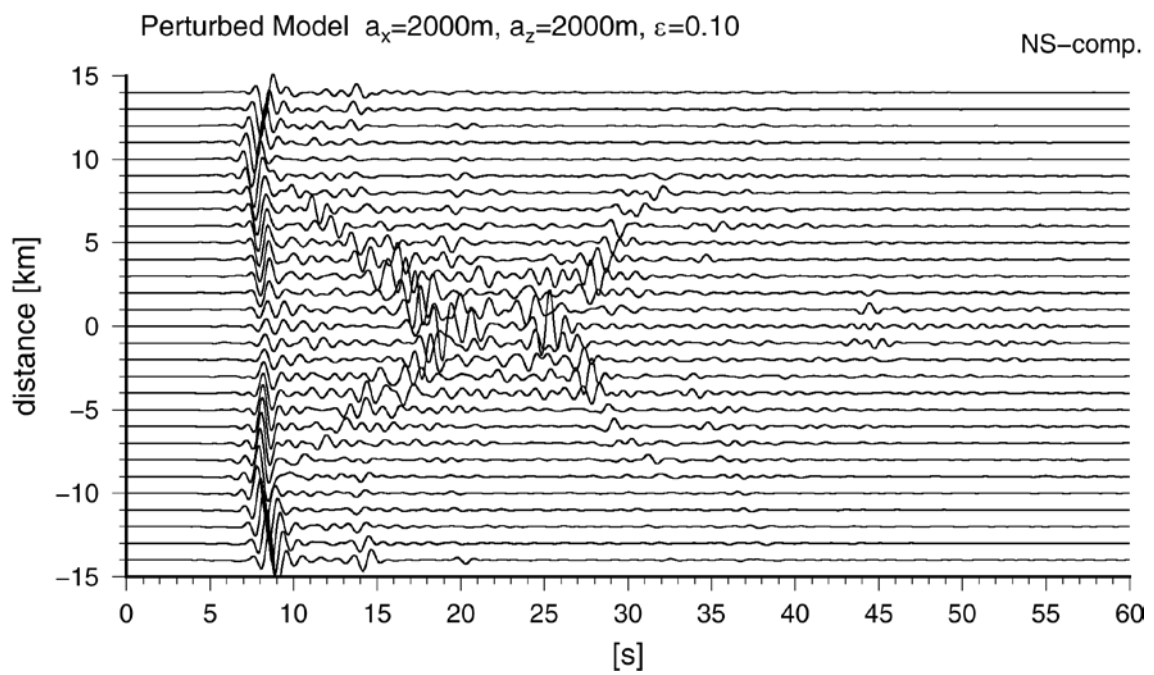
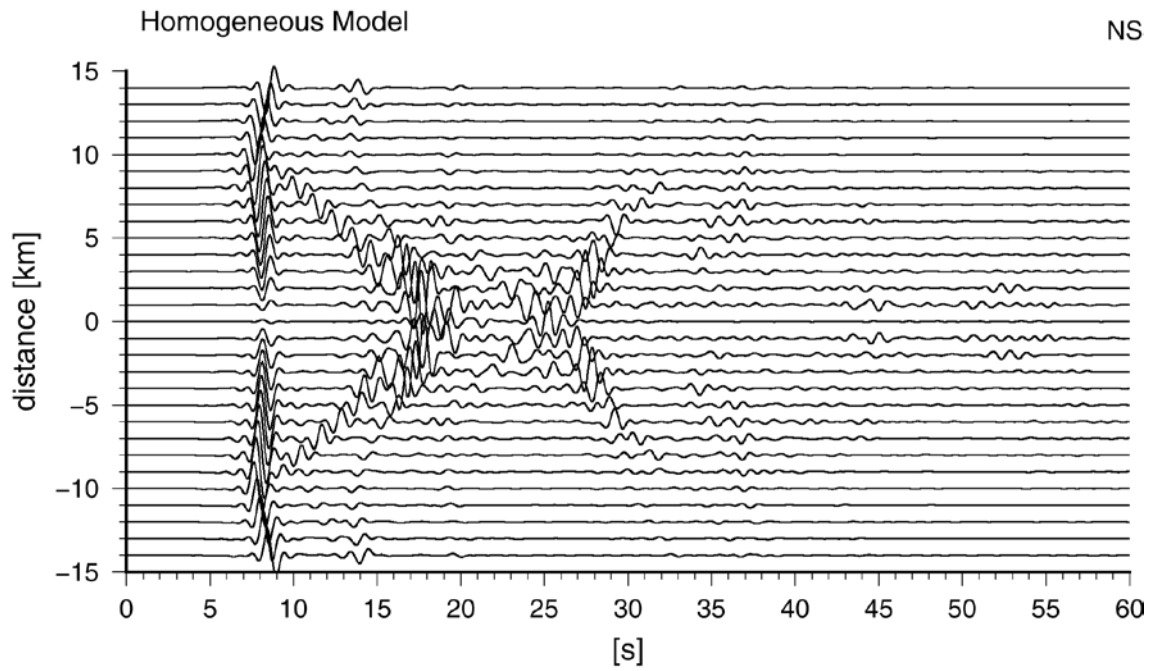


図 3.1-17 速度波形 along-X ペーストアップ。

### Fourier Spectrum Model Bias

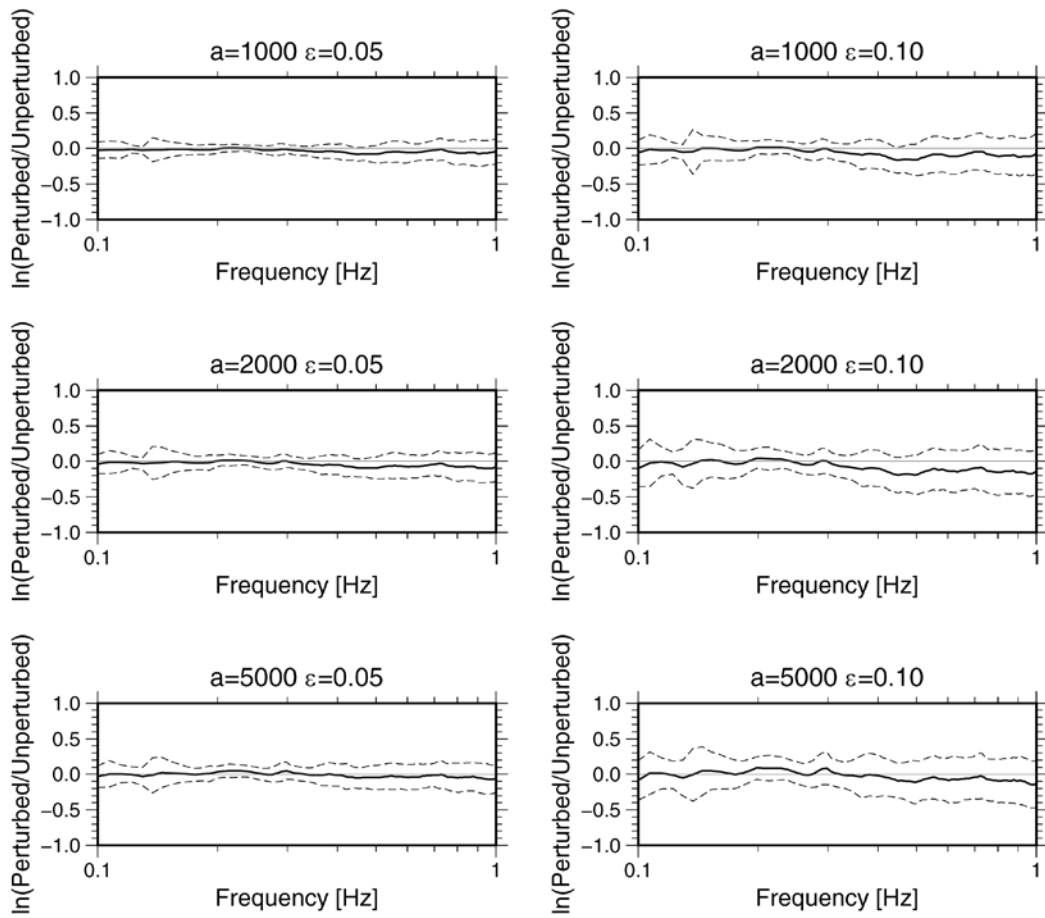


図 3.1-18 フーリエスペクトルの対数残差 (図 3 の 64 観測点)。



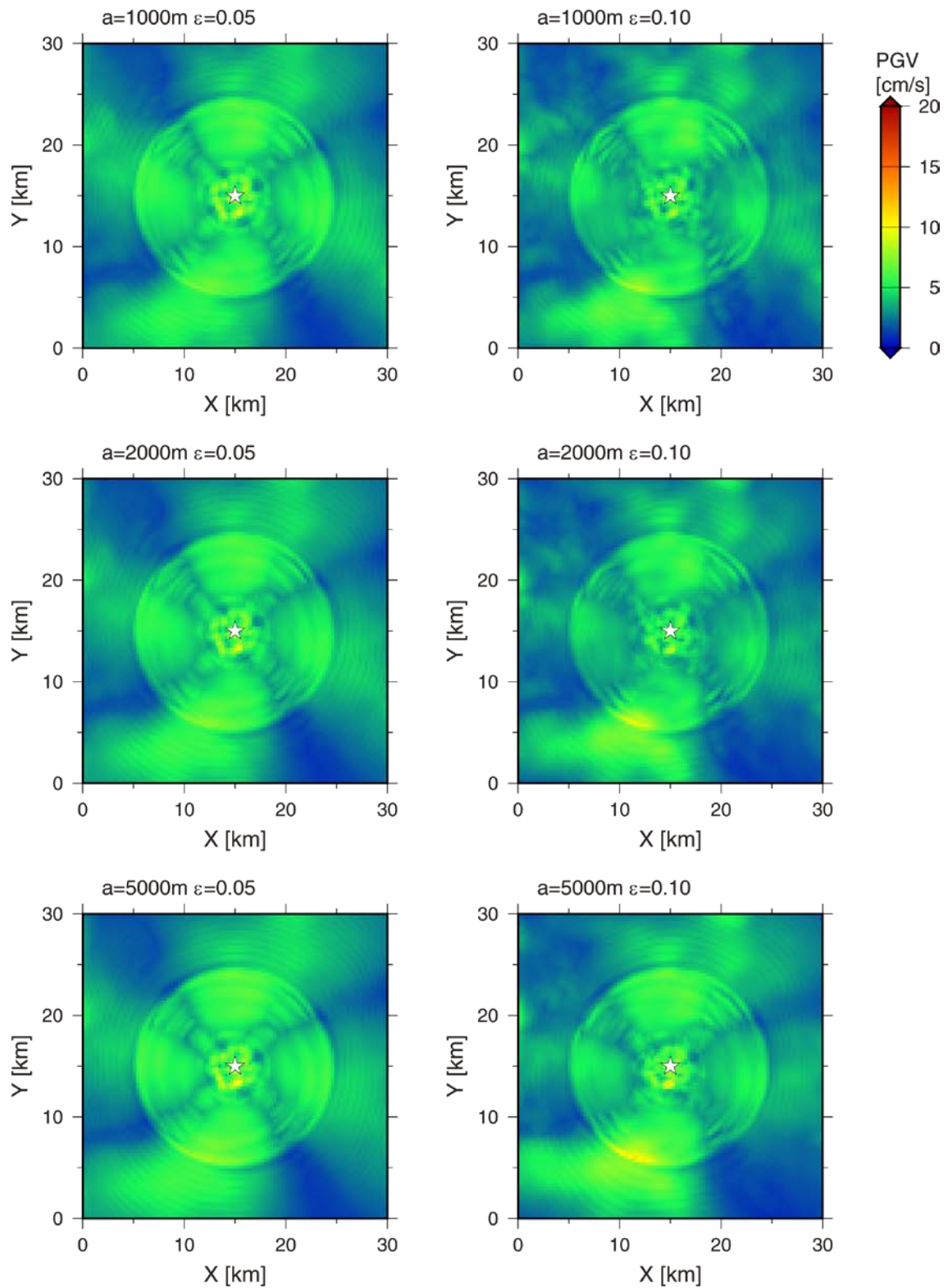


図 3.1-19 不均質モデルのPGV分布 (水平2成分の幾何平均)。☆は震央位置



### (3) 浅部・深部統合地盤モデルに基づく地下構造モデルへの適用

#### (ア) 手法

首都圏の浅部・深部統合地盤モデルの深部地盤モデル部分（最小  $VS=350\text{m/s}$ ）のうち、上部地殻に相当する層（ $VS=3200, 3400\text{ m/s}$ ）の媒質物性値に、指数関数型の自己相関関数を持つランダム不均質性を導入した（図 3.1-20）。相関距離  $a$  は水平、鉛直方向で等しいと仮定し、 $1\text{ km}, 3\text{ km}, 5\text{ km}$  の3通りのモデルを作成した。標準偏差  $\varepsilon$  は本検討では5%に固定した。物性値に不均質性を与える際、 $\text{平均値} \pm 3\varepsilon$  を上限・下限値とした。また、以下ではランダム不均質性を与えていないモデルを「均質モデル」、不均質性を与えたモデルを「不均質モデル」と呼ぶことにする。

不均質媒質が地震動に及ぼす影響に関する先行研究である佐藤・翠川（2016）では、相関距離と同程度の波長に対応する周期よりも短周期の応答スペクトルに地震波散乱の影響が表れることを示した。本検討では  $VS=3200\text{ m/s}$  として、波長  $1, 3, 5\text{ km}$  に対応する周期はそれぞれおよそ  $0.3, 0.9, 1.5$  秒であり、周期  $1$  秒以上の長周期地震動の計算結果に系統的な影響は少ないと予想される。ただし、佐藤・翠川（2016）では震源距離  $45\text{ km}$  以内の領域を解析対象としており、首都圏の地震ハザード評価としてより現実的な大きさ（少なくとも  $200\text{ km}$  四方程度）の領域での影響を見積もることも必要である。

表 3.1-5 に示す複数の smoothed ramp 関数のすべり速度時間関数を持つ点震源モデルを用いて、3次元差分法（GMS）で周期  $1$  秒以上を対象とした地震動計算を行った。S1\_3.3 と S2\_3.3 では震源から放出される波の波長はおよそ  $10\text{ km}$  となり、不均質媒質の特徴的な長さ  $a$  よりも長い。S1\_0.5 では波長はおよそ  $1.7\text{ km}$  であり、 $a$  と比べておおむね同等から短い波長となる。

#### (イ) S1\_3.3 の均質・不均質モデルによる結果

震源モデル S1\_3.3 について、均質モデルによる工学基盤上の3成分ベクトル合成速度最大値（PGV）の分布、および均質モデルに対する不均質モデルによる PGV の比（不均質／均質比）の分布を図 3.1-21 に示す。同様に周期  $2, 3, 5$  秒の5%減衰速度応答スペクトル（ $S_v$ ）の不均質／均質比の分布を図 3.1-22 に示す。PGV 比、 $S_v$  比ともおおむね  $3/2$  倍～ $2/3$  倍以内となっている。地震動の大きさそのものと不均質／均質比に相関はなく（図 3.1-23）、ランダム不均質構造に起因するものと考えられる。

表 3.1-5 点震源モデル

震源モデル	震源位置	パルス幅
S1_3.3	茨城県南部 40 km	3.3 秒
S2_3.3	神奈川県西部 8 km	3.3 秒
S1_0.5	茨城県南部 40 km	0.541 秒

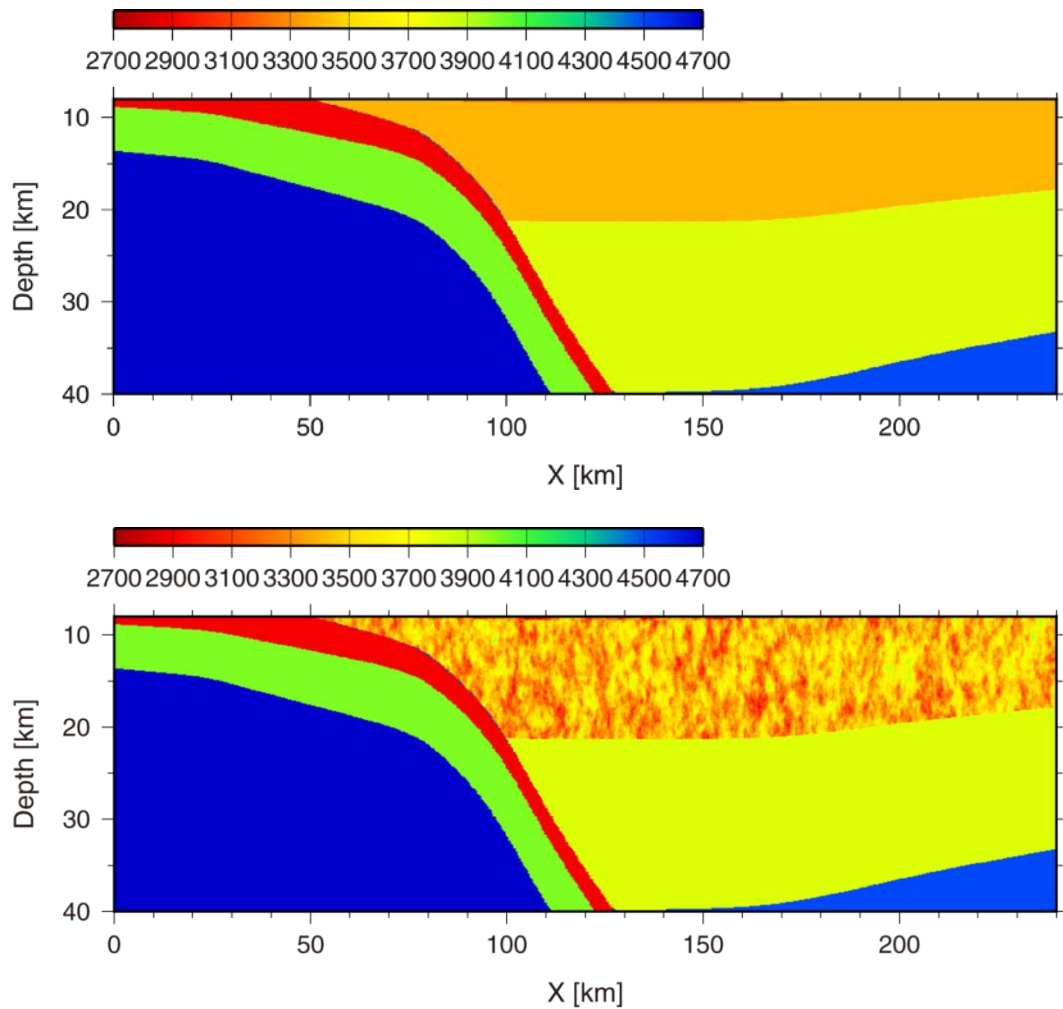


図 3.1-20 ランダム不均質を導入していない地下構造モデル（上）とランダム不均質を導入した地下構造モデル（下）の上部地殻以深の南北方向断面図。カラースケールはS波速度(m/s)を表す。

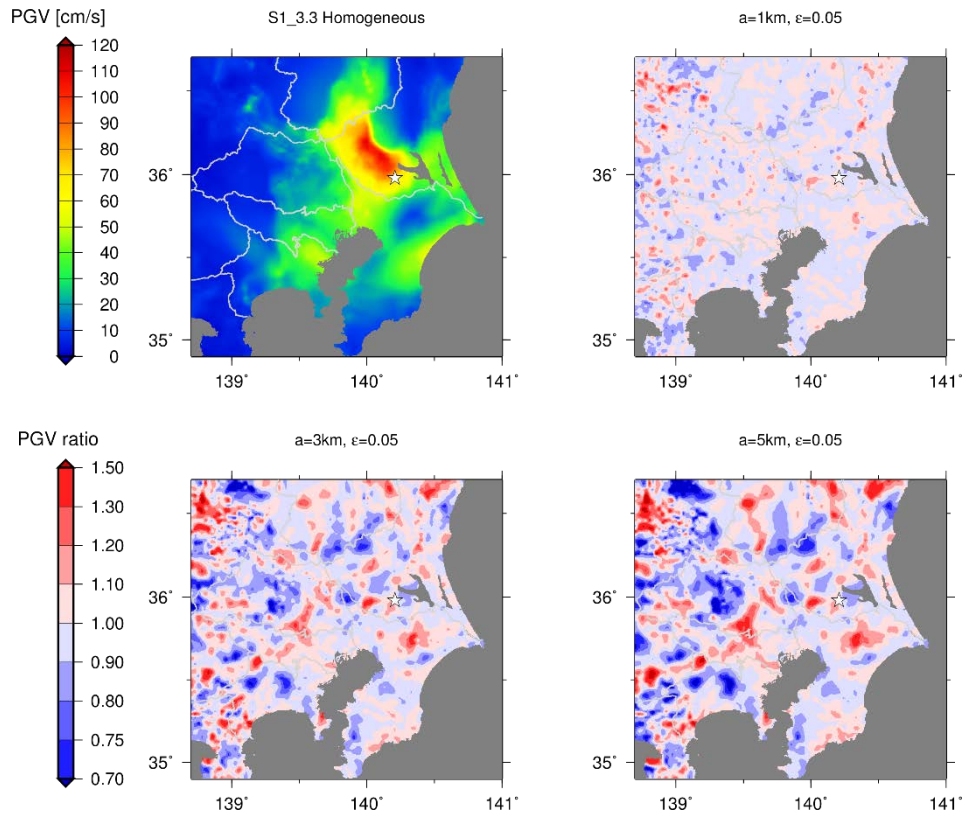


図 3.1-21 S1\_3.3 の均質モデルによる PGV 分布 (左上) と不均質/均質 PGV 比。

Sv (周期 2 秒)

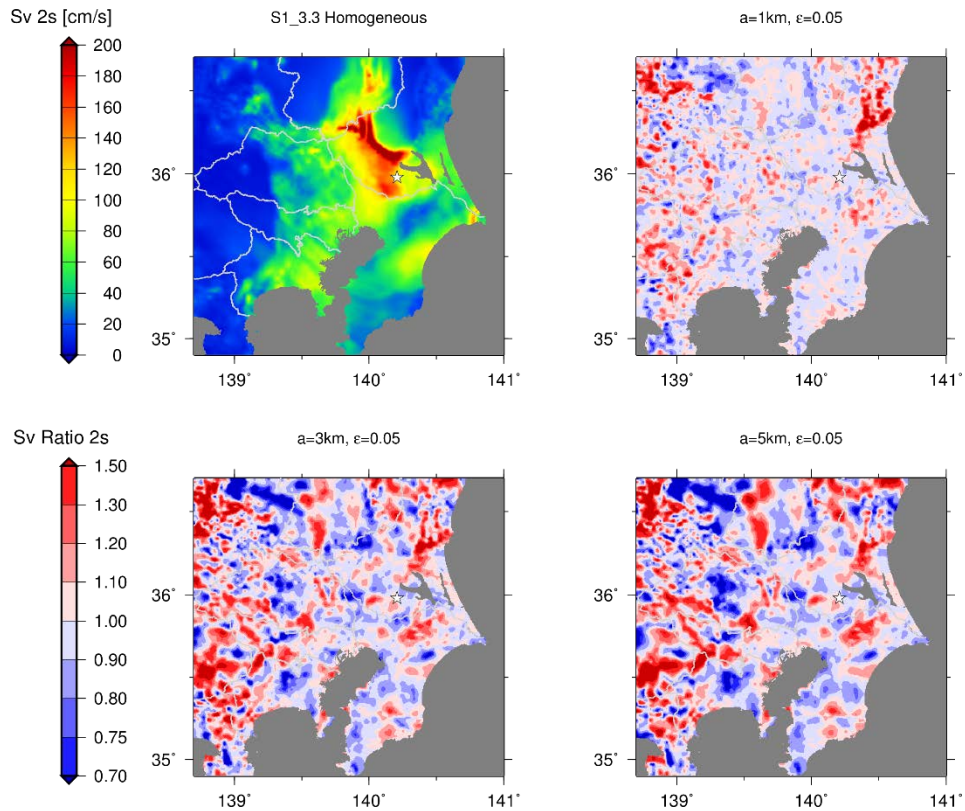
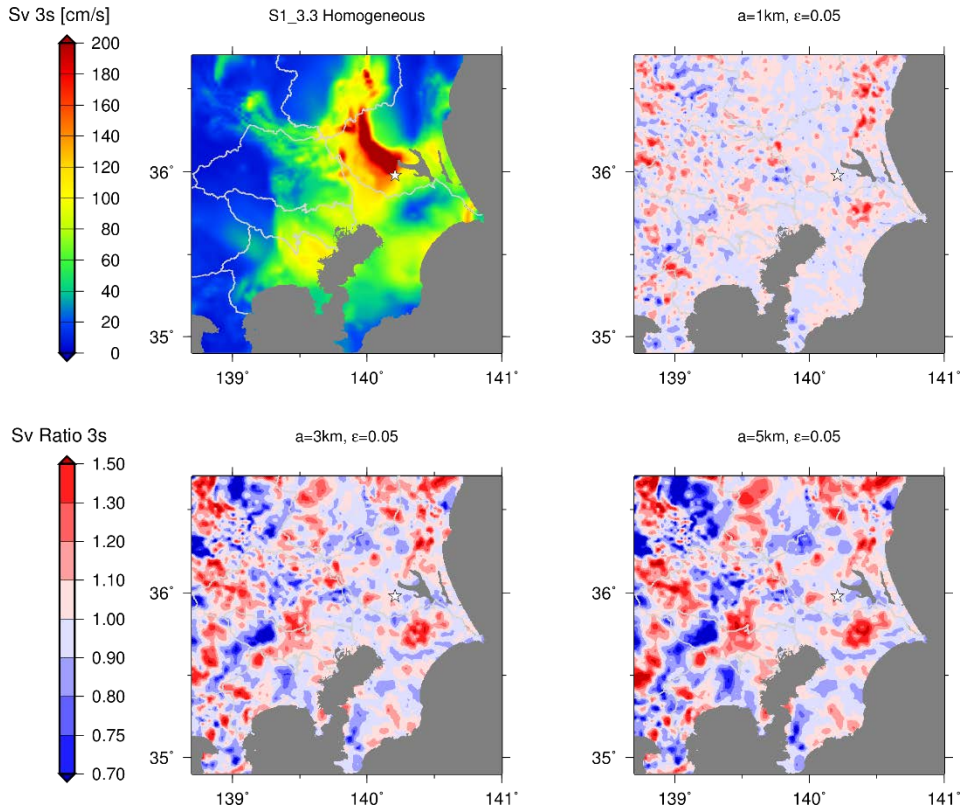


図 3.1-22 S1\_3.3 の均質モデルによる Sv 分布 (左上) と不均質/均質 Sv 比。

(b) Sv (周期 3 秒)



(c) Sv (周期 5 秒)

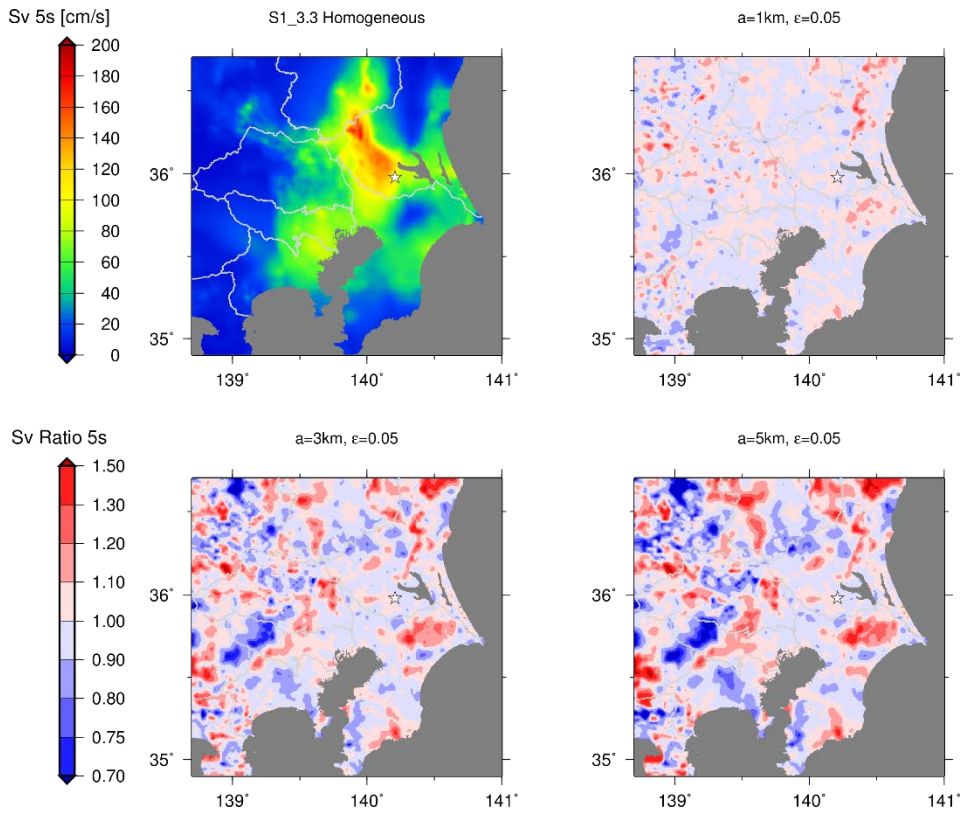


図 3.1-22 つづき。

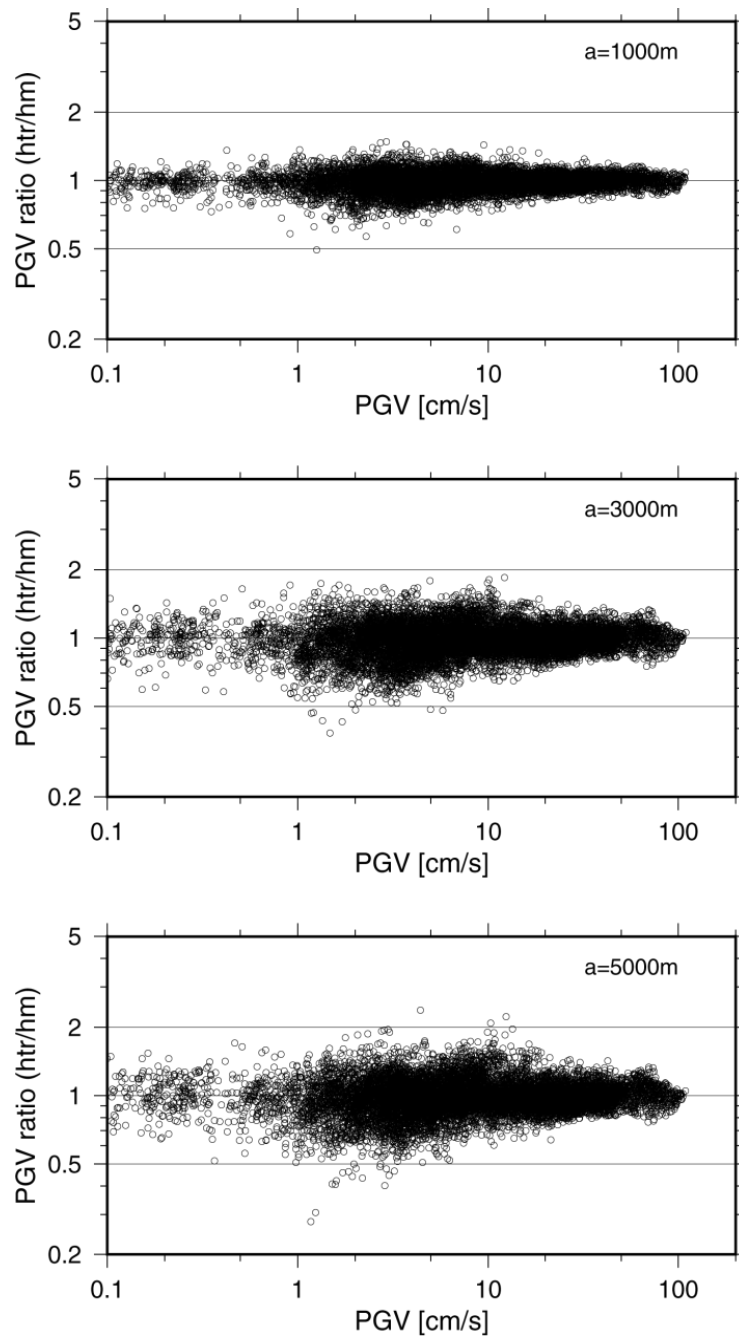


図 3.1-23 S1\_3.3 の 2km メッシュ出力地点における不均質 PGV と不均質／均質 PGV 比の対応。

地点ごとの振幅の増減はランダム不均質媒質、すなわち乱数の種に依存する為、single realization だけで個々の地点での結果について議論することはできない。

不均質媒質モデルによる計算領域全体への系統的な傾向を見るために、5つの異なる乱数 seed による不均質媒質を用いて、model bias を速度応答スペクトルについて(1)式のように求めた。

$$b_i = \frac{1}{K} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K \sum_{n=1}^N \ln p_{i,j,k} \quad (1)$$

ここで添え字  $i, k, n$  はそれぞれ周期、ランダム媒質を生成する乱数 seed、出力地点の番号を表し、乱数 seed の数  $K=5$  個と  $N=172$  地点（都県庁所在地および K-NET と KiK-net 観測点；図 3.1-24）の平均を取った。 $p_{i,j,k}$  は不均質/均質の  $S_v$  比を表す。

図 3.1-25 に model bias を標準偏差とともに周波数ごと(0.1-1 Hz, 周期 1-10 秒)にプロットした。Model bias の平均値はほぼフラットで 0 の値をとる。つまり、領域全体で見た場合、この条件下でこの周期帯では不均質媒質によって系統的に地震動が大きくなるまたは小さくなるということはほとんどない。標準偏差は比のばらつき（標準偏差）は 1 Hz に近づくほど大きくなり、1 秒の  $S_v$  で 0.25（約 1.3 倍）程度となった。

図 3.1-26 に S1\_3.3 の不均質/均質 PGV 比の 5 つの乱数による不均質モデルの平均値を示す。

図 3.1-27 に都県庁所在地における S1\_3.3、 $a=5\text{km}$  の均質モデルおよび不均質モデルによる速度応答スペクトル（水平 2 成分幾何平均）の 5 個の乱数の平均値と標準偏差を示す。

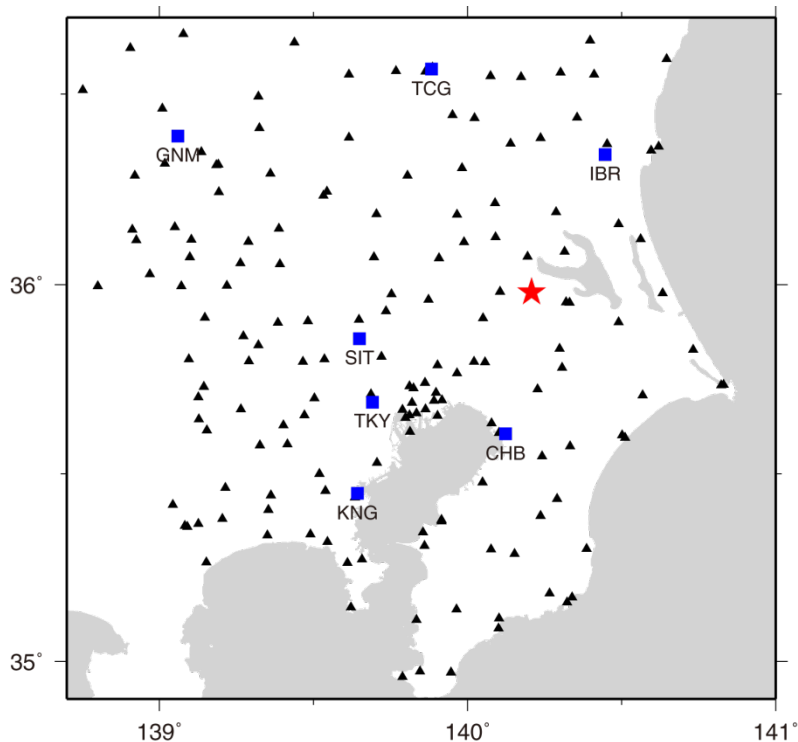


図 3.1-24 観測点位置。



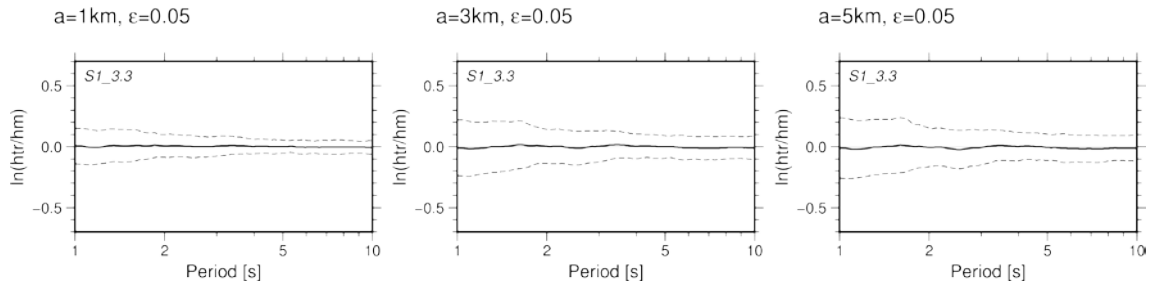


図 3.1-25 S1\_3.3 の不均質/均質 model bias。

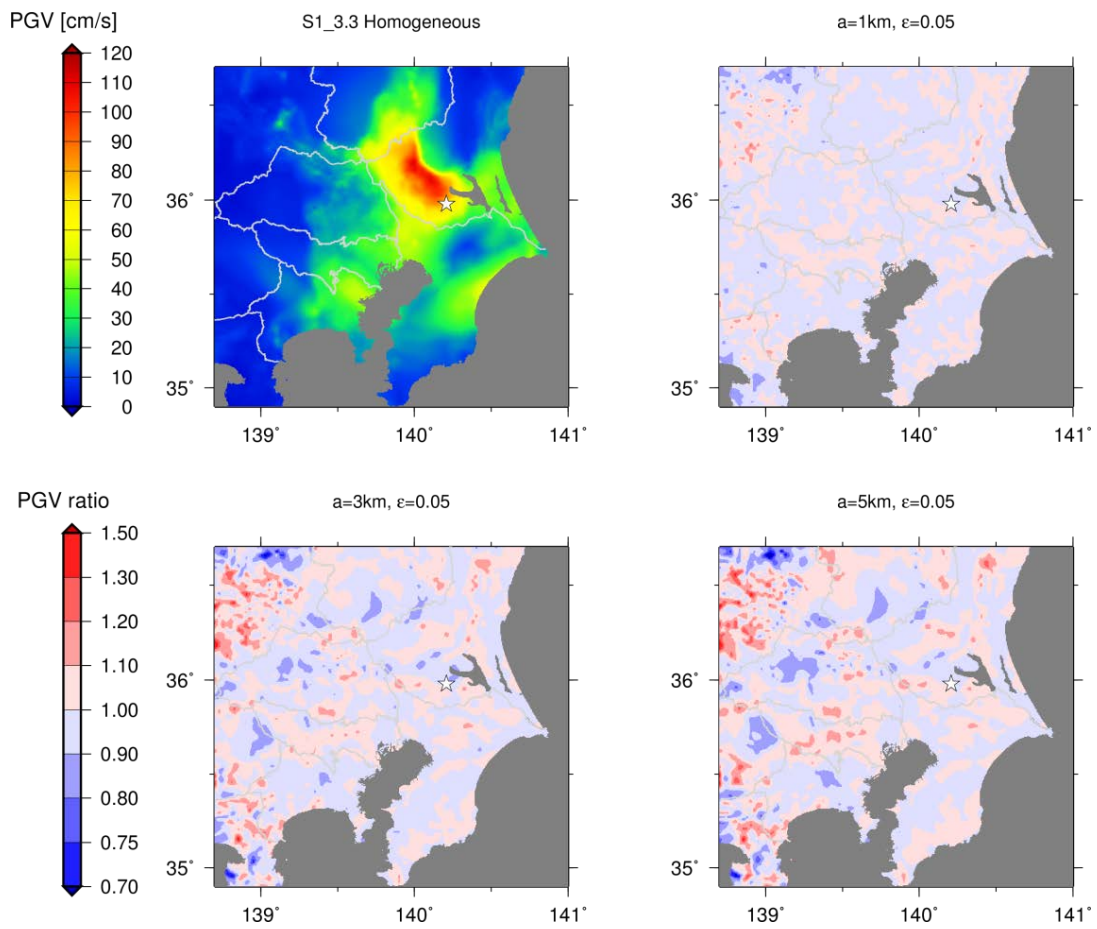


図 3.1-26 S1\_3.3 の不均質/均質 PGV 比の 5 つの乱数による不均質モデルの平均値。

### S1\_3.3

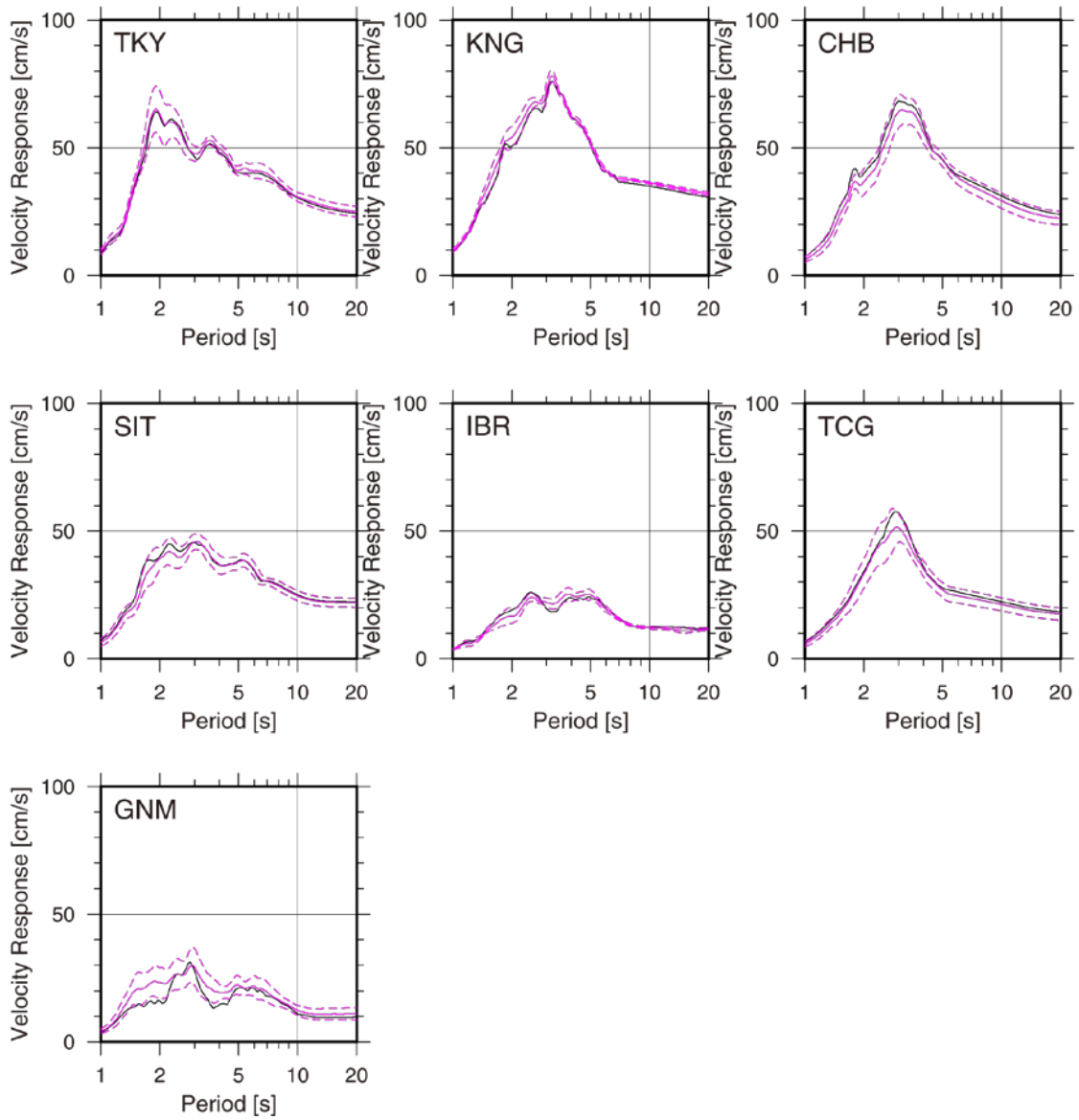


図 3.1-27 都県庁所在地における S1\_3.3 の均質モデル (黒) および不均質モデル (赤) による 5%減衰速度応答スペクトルの平均値 (実線) と標準偏差 (破線)。



(ウ) 震源位置の違い(S2\_3.3)

S2\_3.3の震源モデルによる不均質/均質PGV比の分布を図3.1-28に示す。S1\_3.3の震源モデルについてのPGV比(図3.1-21)と比較すると、同じ乱数による不均質構造による計算結果であるものの、震源の位置によってPGVに与える影響の空間分布が異なることが分かる。PGV比はおおむね3/2倍~2/3倍以内であるが、S2\_3.3(浅い地震)ではPGV比が倍半分程度に達するところもある。S1\_3.3の震源が上部地殻層よりも深い位置(フィリピン海プレート境界付近)に位置するのに対し、S2\_3.3は震源が不均質を与えた上部地殻層内に位置しているために不均質媒質の影響が強く出た可能性がある。

S1\_3.3、S2\_3.3それぞれについて震源距離とPGV比の関係をプロットしたものを図3.1-29に示す。いずれの震源位置でも、距離が遠くなるほどPGV比のバラツキは大きくなる傾向がある。

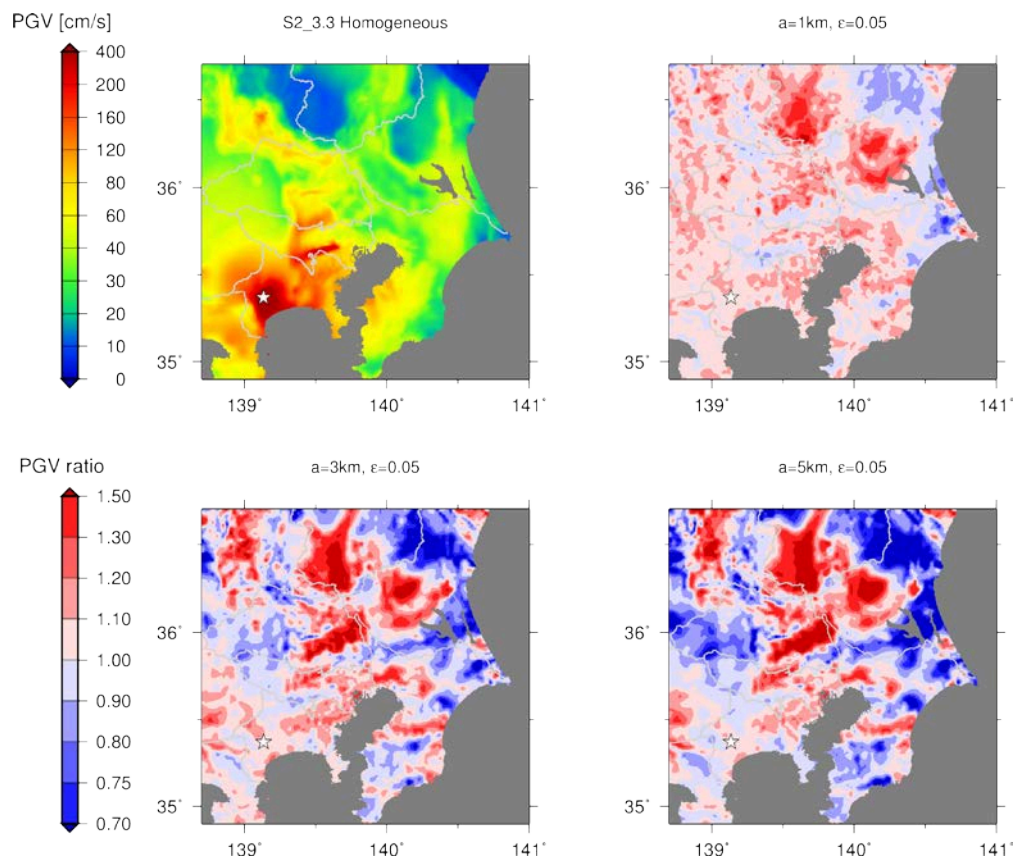


図 3.1-28 S2\_3.3の均質モデルによるPGV分布(左上)と不均質/均質PGV比。

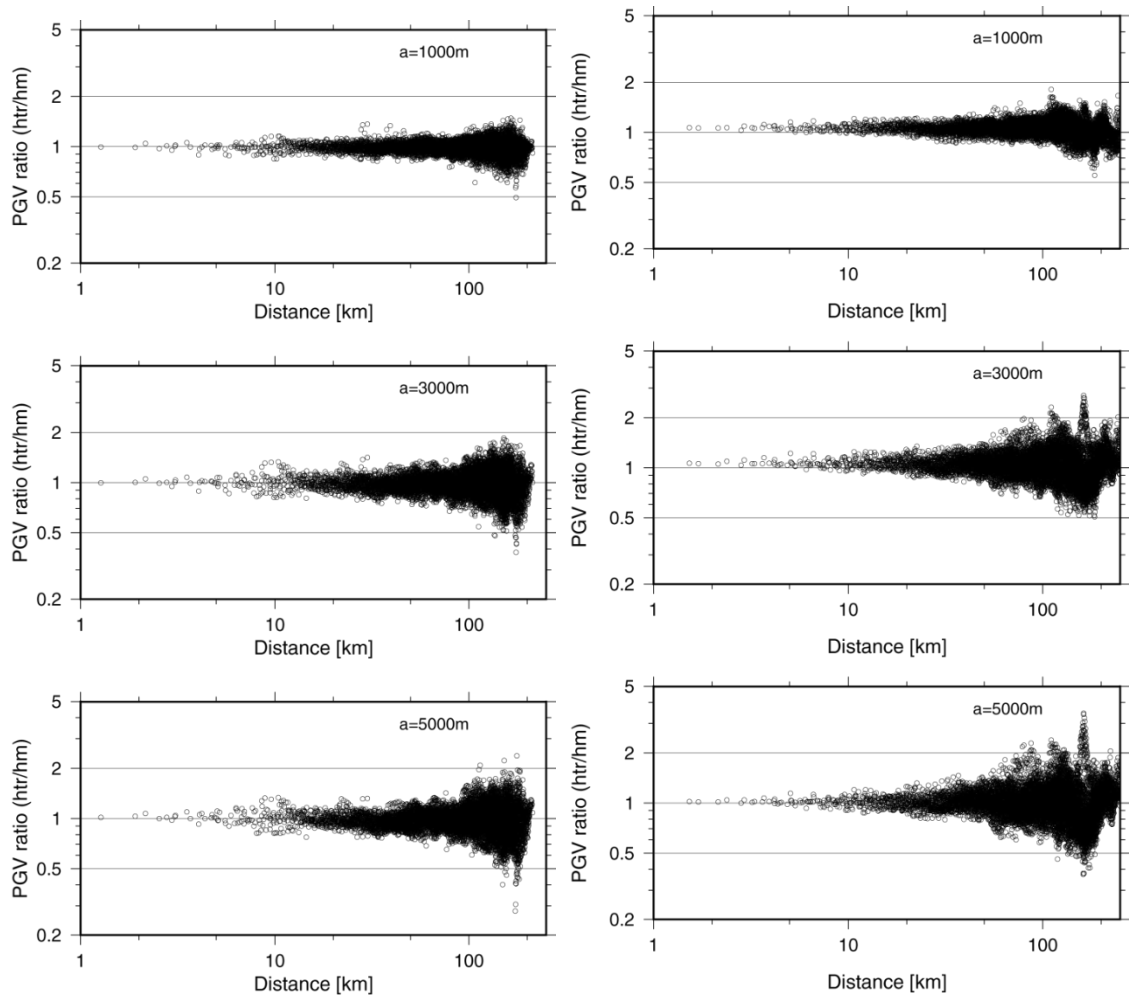


図 3.1-29 震源距離と不均質／均質 PGV 比の関係。(左) 震源 S1\_3.3、(右) 震源 S2\_3.3

#### (エ) 震源パルス幅の違い(S1\_0.5)

S1\_3.3 と S1\_0.5 の震源モデルで、均質／不均質モデルの PGV 比を図 3.1-30 および 3.1-31 にそれぞれ示す。S1\_3.3 と S1\_0.5 を比べると、同じ不均質媒質を用いているため分布のパターンは似ているものの、S1\_0.5 の方が全体的に比の値が大きい（色が濃い）。S1\_0.5 では震源から放出される波の波長が媒質の特徴的な波長に近く、S1\_3.3 と比べて同距離を伝播する波数が多いため、不均質媒質の影響がより強く出るものと考えられる。

S1\_0.5 について図 3.1-29 と同様の震源距離と PGV 比の関係図を図 3.1-32 に示す。S1\_3.3 や S2\_3.3 (図 3.1-29) と比べて短い震源距離から PGV 比のばらつきが大きくなっており、100 km 程度で倍半分以上を大きく超える地点がある。

S1\_3.3、S2\_3.3、S1\_0.5 の 3 つのモデルについて、周期 2, 3, 5 秒の速度応答および PGV の震源距離 0 ~ 15 km、15 ~ 30 km、30 ~ 60 km、60 ~ 120 km、120 ~ 240 km における標準偏差をそれぞれ求め、図 3.1-33 に示した。全体的に距離に応じて標準偏差が大きくなる傾向があり、同じ距離で見ると、短周期の Sv の標準偏差がより長周期の Sv や PGV と比べて大きい。ただし、破壊継続時間の短い S1\_0.5 では周期による標準偏差の大きさの違いはほとんど見られない。

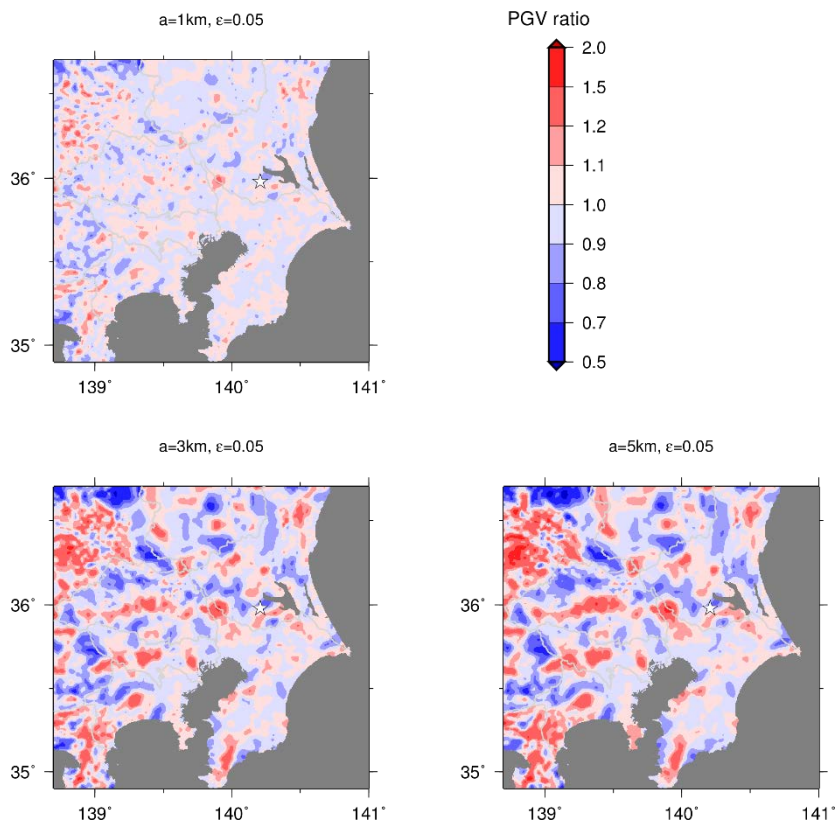


図 3.1-30 S1\_3.3 の不均質／均質 PGV 比。

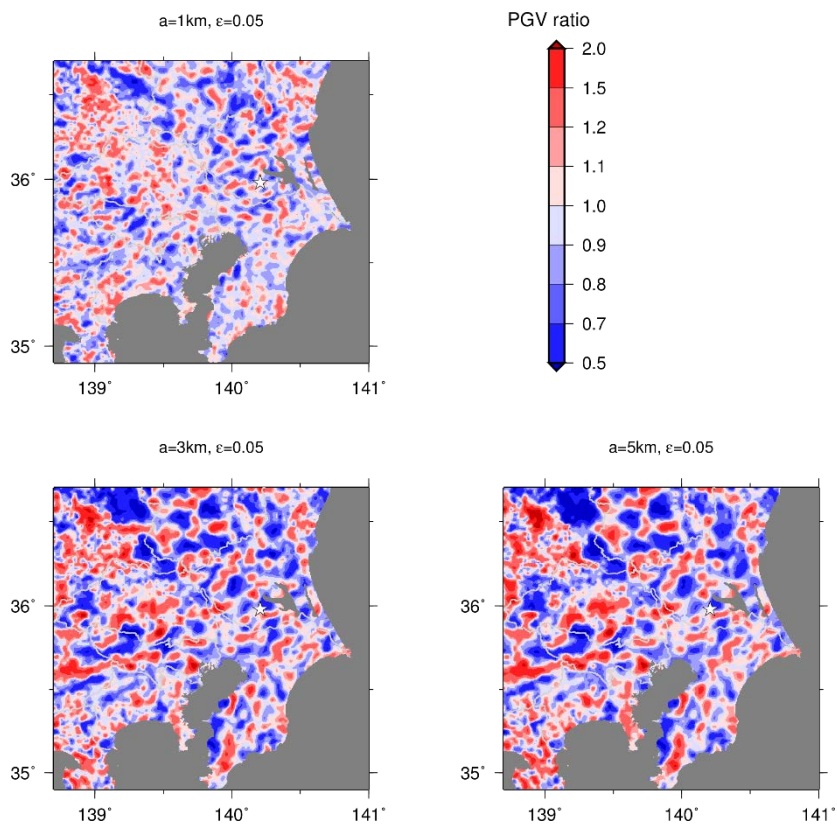


図 3.1-31 S1\_0.5 の不均質／均質 PGV 比。

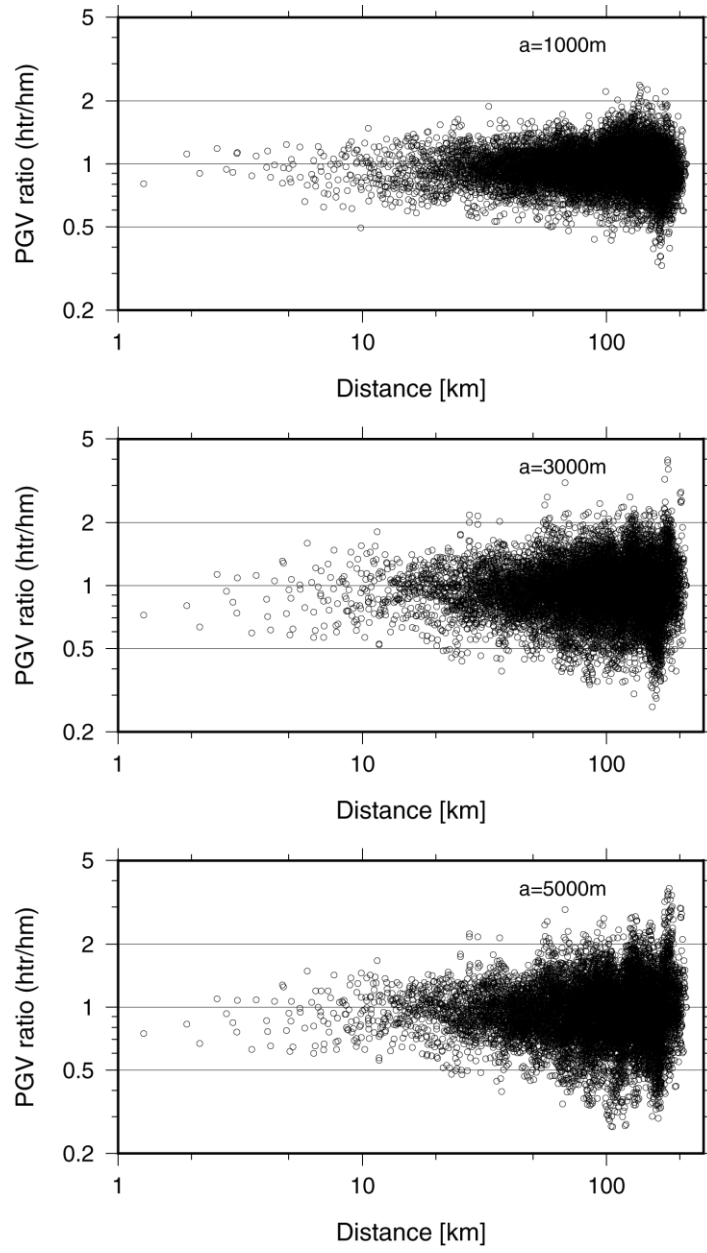


図 3.1-32 S1\_0.5 についての震源距離と不均質/均質 PGV 比の関係。

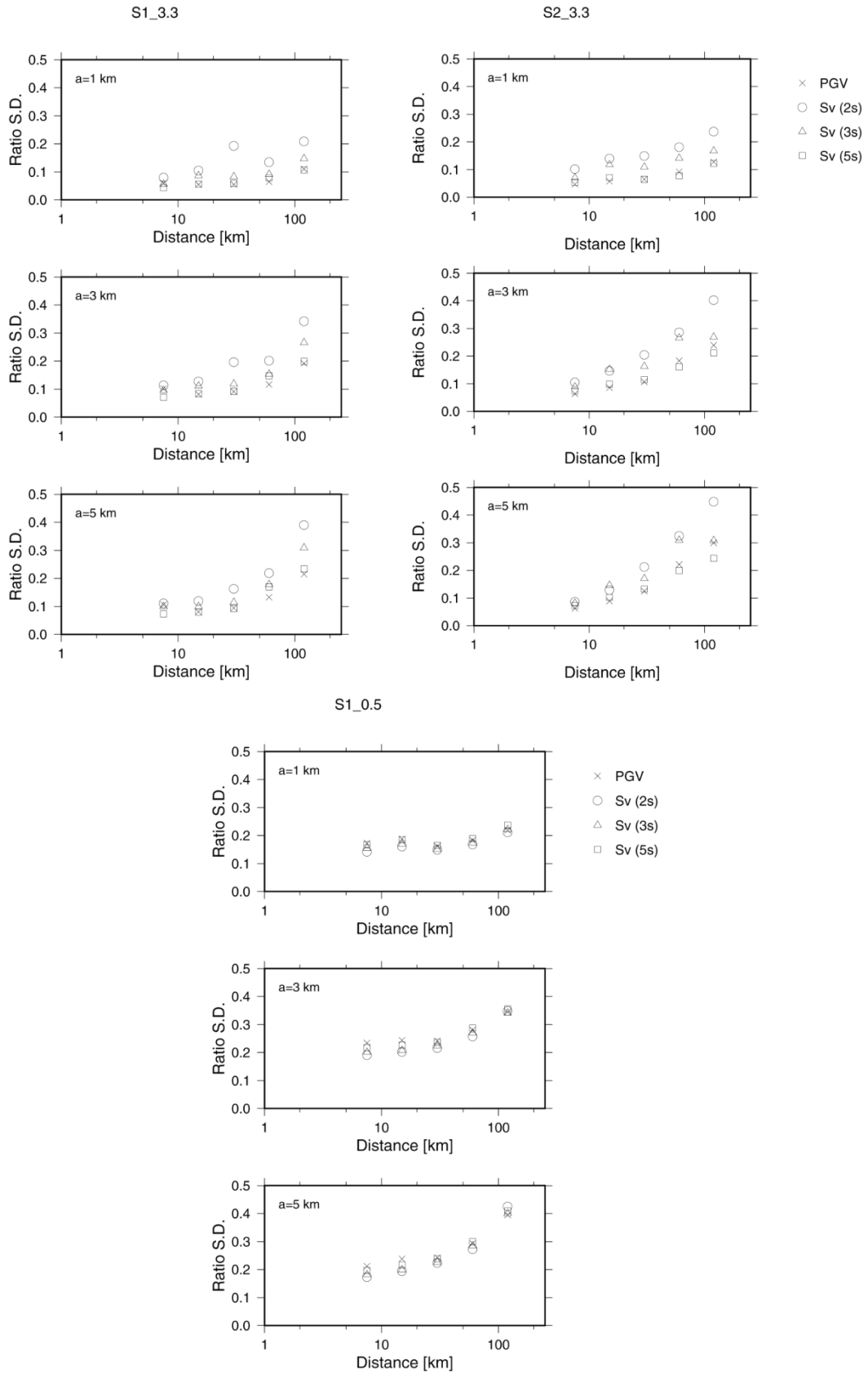


図 3.1-33 不均質／均質比の距離ごとの標準偏差。

### 3) 浅部地盤による増幅の検討

関東地域を対象として作成されている、浅部・深部統合地盤モデルの浅部地盤 ( $V_s=350\text{m/s}$  層以浅) による地震動の。その結果を図 3.1-34 に示す。これによると、周期 1 秒では大きな河川沿いにおいて大きな増幅が見られ、周期 2 秒でもきわめて狭い地域で増幅する場所も見られるが、周期 4 秒および 8 秒ではほとんど増幅していない。

なお、近年提案されている地震動予測式では、表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30) をパラメータとして応答スペクトルの増幅率が求められているものがある (Kanno et al., 2006、Morikawa and Fujiwara, 2013)。これらの予測式では、周期 2 秒以上において AVS30 が  $100\text{m/s}$  の場合 1.5 倍程度 (Morikawa and Fujiwara, 2013) ~2 倍程度 (Kanno et al, 2006)、AVS30 が  $200\text{m/s}$  の場合は両式とも 1.2 倍程度となっている。ただし、浅部地盤による増幅と深部地盤による増幅のトレードオフがあり、特に、浅部地盤による増幅のみモデル化されている Kanno et al. (2006) では深部地盤による増幅の影響も小さくないと考えられる。これらの予測式を長周期地震動に適用するにあたっては、この点留意が必要である。

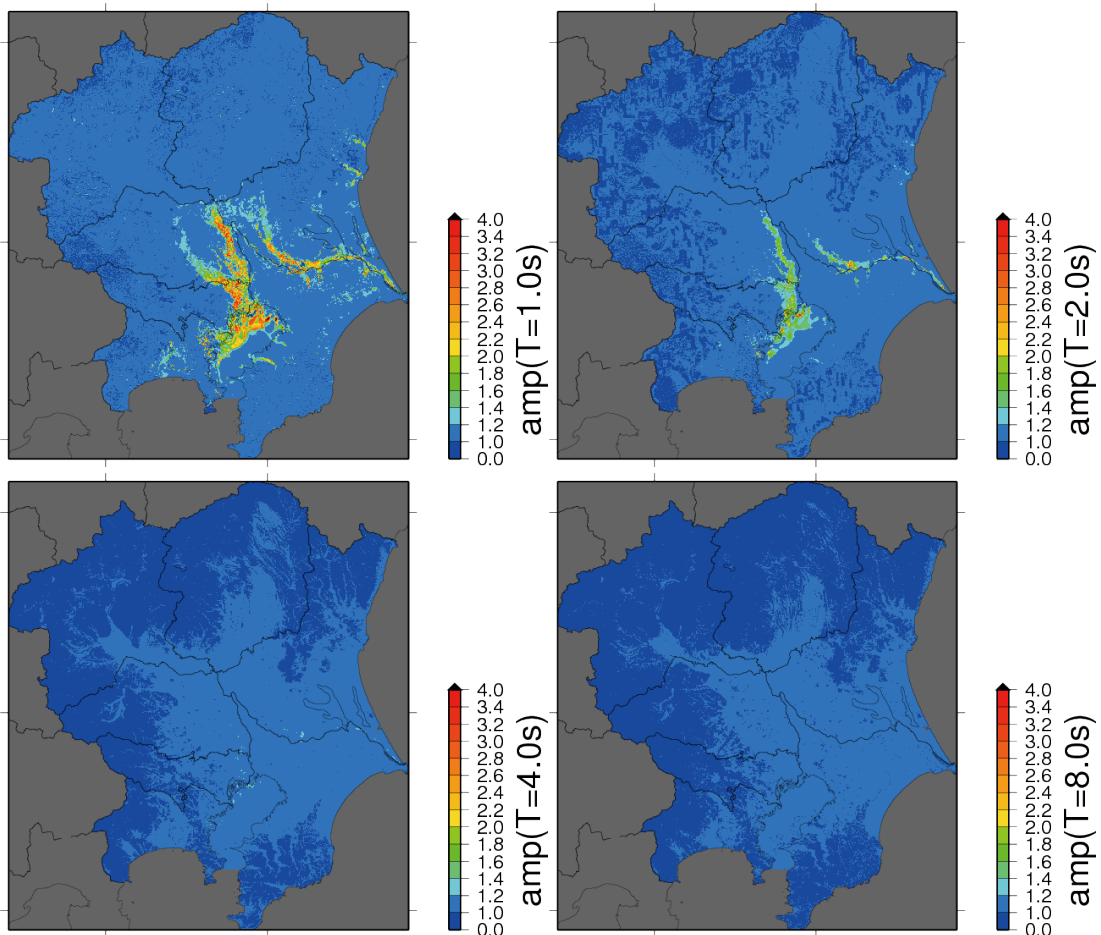


図 3.1-34 浅部・深部統合地盤モデルの浅部地盤モデルに基づいて推定された  $V_s=350\text{m/s}$  層上面からのスペクトル増幅率 (総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人: JST) の成果を活用したものである)。

(c) 結論ならびに今後の課題

関東地域の浅部・深部統合地盤モデルに対して、Graves(1996)の非弾性減衰効果の導入方法を用いる場合に適した  $Q$  値の設定について検討した。中規模地震の観測記録の再現性に基づいた検討からは、 $S$  波速度の 0.2 倍とする現状の  $Q_0$  値の設定（参照周期=3 秒）よりも、より小さな  $Q_0$  値とする方が観測値の再現性が高かった。ただし、現状の設定値を用いた場合に観測記録の説明性が著しく低下するという事ではない。波形の経時特性に基づいた検討からは、本検討で設定した  $Q$  値モデルにより観測記録の減衰特性を概ね説明することはできていた。ただし、観測記録長の制限により  $Q$  値の違いを詳細に議論するのは困難であった。

関東の深部地盤モデルの上部地殻相当層( $VS=3200\sim 3400\text{m/s}$ )の媒質物性値に指数関数型の自己相関関数を持つランダム不均質性を導入した。標準偏差 $\epsilon$ は 5%に固定し、相関距離  $a$  は水平、鉛直方向で等しいと仮定し、1 km, 3 km, 5 km の 3 通りを設定した。その結果、

- PGV や 5%減衰速度応答スペクトルの不均質／均質比は計算領域全体の平均としてはほぼ 1 になった。
- 不均質／均質比の空間分布はランダム不均質媒質に依存する。
- 不均質／均質比の平均値は安定しているが、ばらつき（標準偏差）は震源距離に応じて大きくなった。また、震源継続時間が短い震源モデルの方が比のばらつきが大きかった。
- 同じ震源距離の不均質／均質比の標準偏差は短周期ほど大きくなった。

ことが分かった。これらのことから、周期 2 秒程度以上を対象とした長周期地震動ハザード評価においては、ランダムな不均質性のない地下構造モデルで計算することにより「平均値」が得られることから、それに対して本検討で得られたような「ばらつき」を付与する方法をとった方が良いと考えられる。

浅部地盤による長周期地震動の増幅について、関東地域の浅部・深部統合地盤モデルの浅部地盤に基づいて求められたスペクトル増幅率は、周期 2 秒において関東平野全体の中でもきわめて限定された範囲で増幅する場所も見られたものの、基本的に周期 2 秒以上の長周期地震動については考慮する必要はないと考えられる。

(d) 引用文献

- Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara, (2008): Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- 青井真・早川俊彦・藤原広行 (2004) : 地震動シミュレータ : GMS, 物理探査, **57**, 651-666.
- Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa (2016): Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, *Geophys. J. Int.*, **204**, 1678-1694.
- Brocher, T. M. (2008): Key elements of regional seismic velocity models for long period



- ground motion simulations, *J. Seism.*, 12, 217-221.
- Dreger, D. S., G. C. Beroza, S. M. Day, C. A. Goulet, T. H. Jordan, P. A. Spudich, and J. P. Stewart (2015): Validation of the SCEC broadband platform V14.3 simulation methods using pseudospectral acceleration data, *Seism. Res. Lett.* 86, 39-47.
- Frankel, A. and R. W. Clayton (1986): Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 91, 6465-6489.
- Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Woodbell (2015): The SCEC broadband platform validation exercise: Methodology for code validation in the context of seismic-hazard analyses, *Seism. Res. Lett.* 86, 17-26.
- Graves, R.W. (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Graves R. W. and Pitarka, A. (2004): Broadband time history simulation using a hybrid approach. Proceedings of the 13<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, paper no. 1098.
- Graves R. and A. Pitarka (2016): Kinematic ground-motion simulations on rough faults including effects of 3D stochastic velocity perturbations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 106, doi: 10.1785/0120160088.
- Imperator, W. and P. M. Mai (2013): Broad-band near-field ground motion simulations in 3-dimensional scattering media, *Geophys. J. Int.*, 192, 725-744.
- Iwaki, A. and T. Iwata (2008): Validation of 3-D basin structure models for long-period ground motion simulation in the Osaka basin, western Japan, *J. Seism.*, 12, 197-215.
- Kawabe, H. and K. Kamae (2008): Prediction of long-period ground motions from huge subduction earthquakes in Osaka, Japan, *J. Seism.*, 12, 173-184.
- Hartzel, S. S. Harmsen, and A. Frankel (2010): Effects of 3D random correlated velocity perturbations on predicted ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 1415-1426.
- 早川崇・佐藤俊明 (2005) : 深度依存の速度勾配を考慮した関東平野の三次元速度構造のモデル化、日本建築学会大会 (近畿) 学術講演梗概集, 21092.
- 齊藤竜彦 (2009) : 短周期地震波の散乱理論—ランダム媒質中の走時と波形エンベロープ—、地震第2輯, 61, S93-S101.
- Sato, H, M. C. Fehler, and T. Maeda (2012): Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth, second edition, Springer, Berlin, 494pp.
- 佐藤吉之・翠川三郎 (2016) : 地震動シミュレーションに対する3次元不均質媒質の影響に関する基礎的検討、日本地震工学会論文集, 16, 27-39.
- Savran, W. H. and K. B. Olsen (2016): Model for small-scale crustal heterogeneity in Los Angeles basin based on inversion of sonic log data, *Geophys. J. Int.*, 205, 805-863.
- 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（2013）：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第 370 号.

Takemura, S., T. Furumura, and T. Maeda (2015): Scattering of high-frequency seismic waves caused by irregular surface topography and small-scale velocity inhomogeneity, *Geophys. J. Int.*, 201, 459-474.

Yamamizu, F. (1996): Down-hole measurements of seismic wave velocities in deep soil deposits beneath the Tokyo Metropolitan area, *Report of the NIED*, No.56.

山水史生（2004）：関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査、防災科学技術研究所研究資料第 251 号.