

### 3. 事業の成果

#### 3.1. 南海トラフ地震の多様な震源モデルの調査・作成

##### (1) 事業の内容

###### (a) 事業の題目

南海トラフ地震の多様な震源モデルの調査・作成

###### (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

南海トラフ巨大地震を対象とした長周期地震動ハザードマップ作成のため、特性化震源モデルに破壊過程の不均質性を導入した多種多様なマグニチュード8級の巨大地震の震源モデルを作成する。また、マグニチュード9級の地震に対して、同じ手法により破壊過程の不均質性を導入した震源モデルを試作する。

##### (2) 事業の成果

###### (a) 事業の要約

平成29年度の検討を踏まえ、地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震本部と記す）による「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）について」において震源域の例として示されているマグニチュード8級の地震に、様々なアスペリティおよび破壊開始点位置を考慮した多数の震源モデル（計126）に対して、Iwaki et al. (2016) の方法（パラメータ）により破壊伝播速度、すべり量、すべり角の不均質性を付与した震源モデルを作成した。また、マグニチュード9級の地震として、平成23年東北地方太平洋沖地震を対象として、地震本部による『震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）』（以下、「レシピ」と記す）に従って設定した特性化震源モデルに対して上記のマグニチュード8級の地震と同様の手法により破壊不均質性を付与した震源モデルを試作した。破壊不均質性を付与しない震源モデルによる長周期地震動シミュレーション結果および観測記録との比較を行い、マグニチュード9級の地震に対する破壊不均質性付与の効果を確認した。

###### (b) 事業の成果

###### 1) 南海トラフ地震の震源モデル作成

「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査委員会、2013）では、図3.1-1に示される領域区分に基づいた図3.1-2の15通りの発生様式および震源域が示されている。このうち、平成29年度の「長周期地震動ハザードマップ作成のための基礎調査・モデル作

成等」において「東海」と「南海」においてマグニチュード 8 級の地震が別々に発生する 4 通り、および「東海」と「南海」が同時に活動する浅部のみを震源とする計 5 通りの震源域について検討がなされている。そこで本検討では、「東海」と「南海」が同時に活動する地震のうち、図 3.1-2 における Z から E 全体が震源域となる地震と平成 29 年度に検討された地震を除く計 6 通りの震源域で発生する地震を対象とした。このうち、AF110 および TO110 はマグニチュード 9 クラスとなる（表 3.1-1）。これらの震源域に関して、平成 25 年度長周期地震動予測地図作成等支援事業（文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所、2014）において図 3.1-3 に示されるアスペリティ（強震動生成域）および破壊開始点位置の不確かさを考慮した検討が行われている。その中では、平均応力降下量を 3MPa、アスペリティ面積を約 20%と仮定した上で「レシピ」に従って震源パラメータが設定されている（表 3.1-1）ものの、破壊過程の不均質性が付与されていなかった。そこで、これらの震源モデルに対して相模トラフ巨大地震を対象とした長周期地震動評価 2016 年試作版（地震調査委員会、2016）で採用されている、Iwaki et al. (2016) の検討に基づく破壊伝播速度等の不均質性（表 3.1-2）の付与を行った。さらに、長周期地震動評価 2016 年試作版の考え方に基づいて、破壊開始点位置を図 3.1-1 で区分されている領域内の中央付近とするケースを追加した。結果として、表 3.1-3 に示す 126 ケースの震源モデルを作成した。不均質性の付与にあたっては一様分布に従う乱数を用いた。このとき、各ケースで用いる乱数を代えている。

それぞれの震源モデルについて、防災科学技術研究所から公開されている地震動シミュレータ GMS（青井・他、2004）で使用することができる形式のファイルを作成した。



	深さ	推定破壊域					スケーリング則から 推定される $M_w$		
		Z	A	B	C	D			E
東海・南海地 域が連動する パターン	浅部							8.8	
	中部								
	深部								
	浅部							9.0 <sup>*1</sup>	
	中部								
	深部								
	浅部							9.0	
	中部								
	深部								
	浅部							9.1 <sup>*2</sup>	
	中部								
	深部								
	浅部							8.7	AO010
	中部								
	深部								
	浅部							8.9	AO110
	中部								
	深部								
浅部							8.8	TO010	
中部									
深部									
浅部							9.0	TO110	
中部									
深部									
浅部							8.7	AF010	
中部									
深部									
浅部							8.9	AF110	
中部									
深部									
浅部							8.4		
中部									
深部									
東海・南海地 域の2地震が 時間差をおい て発生するパ ターン	浅部							8.7, 8.3	
	中部								
	深部								
	浅部							8.5, 8.3	
	中部								
	深部								
	浅部							8.7, 8.2	
	中部								
深部									
浅部							8.5, 8.2		
中部									
深部									

\*1: 内閣府(2011) 強震動計算モデル

\*2: 内閣府(2011) 津波計算モデル

図 3.1-2 長期評価において例示されている南海トラフの地震の発生様式。右枠外に震源域記号を付したのが本検討で対象とした震源域（地震調査委員会、2013 に加筆）。



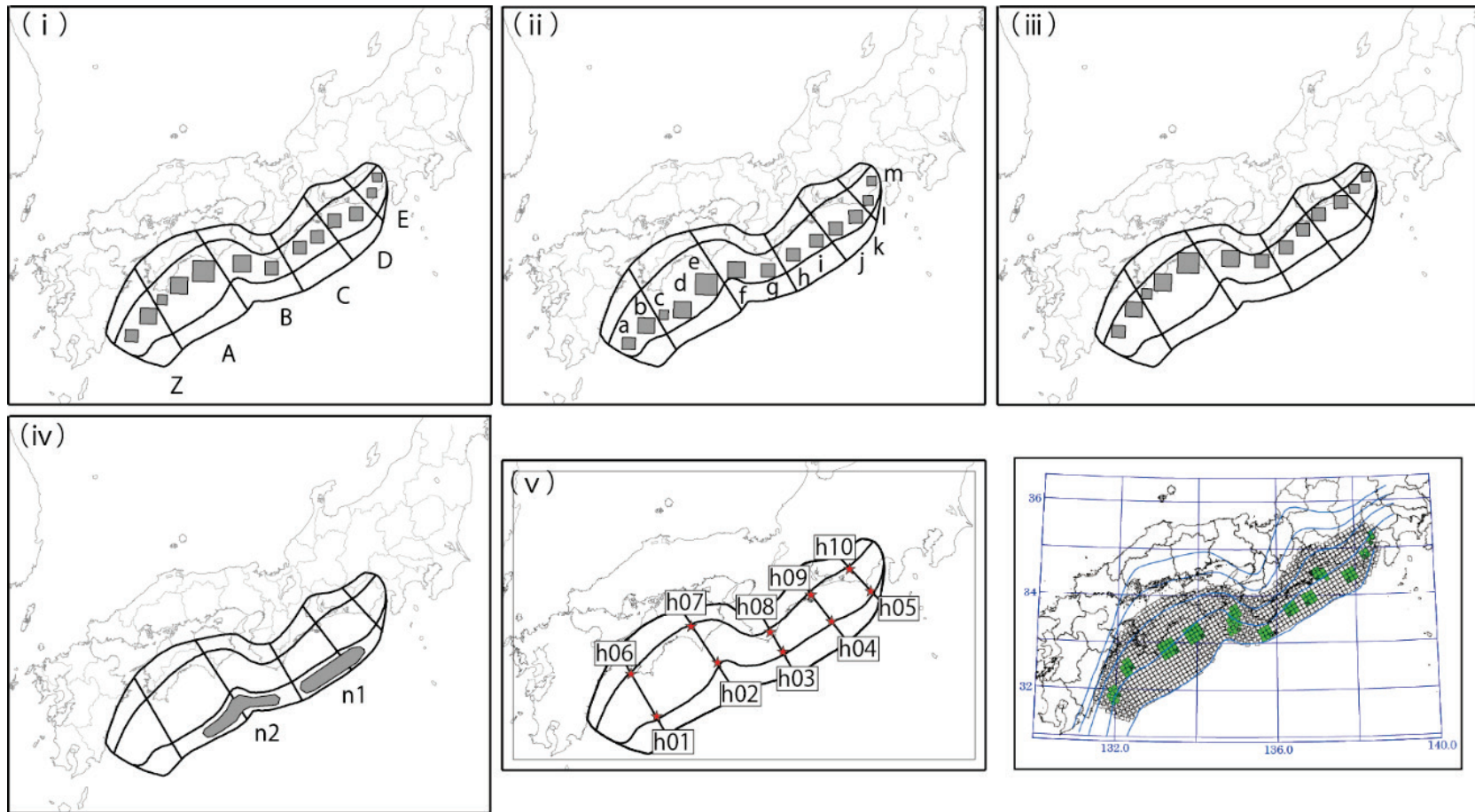


図 3.1-3 本検討で設定したアスペリティ（強震動生成域； i ~ iv）および破壊開始点位置（v）（文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所，2014に基づく）。

表 3.1-1 本検討で対象とした地震の震源パラメータ（文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所，2014に基づく）。

ケース名		AF010	AF110	AO010	AO110	TO010	TO110
地震モーメント[×10 <sup>22</sup> Nm]		1.9	3.4	1.7	3.1	2.2	4.0
モーメントマグニチュード		8.8	9.0	8.8	8.9	8.8	9.0
平均応力降下量 [MPa]		3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
平均すべり量 [m]		7.6	9.2	7.3	8.9	8.0	9.7
アスペリティ実効応力 [MPa]		15.0	15.1	15.0	15.0	15.0	15.7
A	面積 [km <sup>2</sup> ]	—	—	—	—	900	900
	すべり量 [m]	—	—	—	—	14.1	13.2
b	面積 [km <sup>2</sup> ]	—	—	—	—	1,430	1,430
	すべり量 [m]	—	—	—	—	17.7	16.6
c	面積 [km <sup>2</sup> ]	540	540	540	540	540	540
	すべり量 [m]	10.6	9.6	9.8	9.0	10.9	10.2
d	面積 [km <sup>2</sup> ]	1,650	1,650	1,650	1,650	1,650	1,650
	すべり量 [m]	18.5	16.9	17.1	15.8	19.0	17.9
e	面積 [km <sup>2</sup> ]	2,540	2,540	2,540	2,540	2,540	2,540
	すべり量 [m]	23.0	20.9	21.2	19.6	23.6	22.1
f	面積 [km <sup>2</sup> ]	1,670	1,670	1,670	1,670	1,670	1,670
	すべり量 [m]	18.6	17.0	17.2	15.9	19.1	15.2
g	面積 [km <sup>2</sup> ]	1,050	1,050	1,050	1,050	1,050	1,050
	すべり量 [m]	14.8	13.4	13.6	12.6	18.0	14.2
h	面積 [km <sup>2</sup> ]	970	970	970	970	970	970
	すべり量 [m]	14.2	12.9	13.1	12.1	13.7	13.1
i	面積 [km <sup>2</sup> ]	960	960	960	960	960	960
	すべり量 [m]	14.1	12.9	13.0	12.0	13.6	13.0
j	面積 [km <sup>2</sup> ]	1,030	1,030	1,030	1,030	1,030	1,030
	すべり量 [m]	14.6	13.3	13.5	12.5	14.1	13.5
k	面積 [km <sup>2</sup> ]	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040
	すべり量 [m]	14.7	13.4	13.6	12.5	14.2	13.6
l	面積 [km <sup>2</sup> ]	550	550	—	—	—	—
	すべり量 [m]	10.7	9.7	—	—	—	—
m	面積 [km <sup>2</sup> ]	540	540	—	—	—	—
	すべり量 [m]	10.6	9.6	—	—	—	—
n	面積 [km <sup>2</sup> ]	—	5,710	—	5,710	—	5,710
	すべり量 [m]	—	31.4	—	29.3	—	33.2
背景	面積 [km <sup>2</sup> ]	50,170	73,640	45,820	68,640	55,140	82,490
	すべり量 [m]	5.3	6.5	5.1	6.2	5.6	7.0
	実効応力 [MPa]	1.0	1.1	1.1	1.2	1.0	1.1

※ケース名と震源域との対応は表 3.1-3 を、a~n は図 3.1-3 (ii, iv) を参照

表 3.1-2 震源モデル付与した破壊過程の不均質性（地震調査委員会，2016 に基づく）。

パラメータ	考慮するゆらぎ（不均質性）の範囲
すべり量の不均質性	$\pm 0.5D_{ave}$ ( $D_{ave}$ は平均すべり量)
破壊伝播速度の不均質性	$\pm 400\text{m/s}$
すべり角の不均質性	$\pm 45$ 度

表 3.1-3 本検討で作成した南海トラフの地震の 126 震源モデル。

ケース名	震源域 図 3.1-3 参照	破壊開始点位置	アスペリティ (強震動生成域)	ケース数
SO010	A~E 中部	10	3	30
SF010	A~E 浅・中部	10	6	60
AS010	A~D 中部	3	2	6
AO100	A~D 浅・中部	3	4	12
TO100	Z~D 中部	3	2	6
TO110	Z~D 浅・中部	3	4	12

## 2) 平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象とした検討

南海地震の震源モデル作成方法検討のため、M9 級の海溝型巨大地震である平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、地震本部の「レシピ」に基づいた特性化震源モデルを設定し、それに対して M8 級の平成 15 年十勝沖地震を対象とした Iwaki et al. (2016) と同様の手法により破壊不均質性を付与した震源モデルを試作した。破壊不均質性を付与しない震源モデルによる長周期地震動シミュレーション結果および観測記録との比較を行い、M9 級の地震に対する破壊不均質性付与の効果を確認した。具体的な検討内容を以下に示す。

### (1) 震源モデル

平成 23 年東北地方太平洋沖地震の震源像は、周期 10 秒程度を境にして短周期側と長周期側で異なることが主に地震動記録から推定された震源モデルから示唆されており、それらは互いに相補的であるとの見方もある（三宅・他 2016）。比較的短周期帯域（0.1-10 秒程度）の解析からは震源付近やそれより深い領域に強震動生成域（SMGA）が推定されている（Asano and Iwata 2012; 川辺・釜江 2013）のに対し、それよりも長周期帯域（およそ 10 秒以上）での解析では震源付近から海溝軸付近に数 10m 以上の大きなすべりが推定されている（例えば Suzuki et al. 2011; Yoshida et al. 2011）。

本検討では長周期地震動ハザードマップの目的を鑑みて対象周期をおおむね 2-20 秒とし、海溝軸付近の浅い領域における大すべり域、それより深い領域における SMGA と背景領域からなる特性化震源モデルを構築する。SMGA には川辺・釜江（2013）によるモデルを参照する。海溝軸付近の大すべり域は対象周期帯の地震動への寄与は小さいと考え、津波レシピ（地震調査委員会、2017）を参考にすべり量を設定する。全体の震源域及び地震モーメントをインバージョン解析による震源モデルから設定し、全体から SMGA と大すべり域を除いた残りの領域を背景領域とする。

特性化震源モデルにマルチスケール不均質（関口・吉見、2006）による破壊不均質性を付与し、計算される地震動への影響を調べる。以下では不均質を付与したモデルを「不均質モデル」、付与しないモデルを「均質モデル」と呼ぶ。以下に震源モデルの設定方針を記す。

1. 全体の震源域と地震モーメントは、長周期帯域（周期 8-50 秒）を対象とした Suzuki et al. (2011) のモデルを参考に設定する。
2. 太平洋プレート上面 1 km に、真上から見て 500 m 間隔となるように点震源を配置し、それぞれの strike、dip、rake 角をその位置でのプレート形状とプレート全体の平均的な沈み込み角度（115°；平成 23 年長期評価）から求める。
3. SMGA には、川辺・釜江（2013）による 5 つの SMGA の位置形状、面積、地震モーメント、応力降下量を用いる。
4. 海溝軸付近の深さ 12km 未満の領域に全体の面積のそれぞれ 20%、10% となるように大すべり域（以下 LMGA と記す）と超大すべり域（以下 SLMGA）を設定する。LMGA と SLMGA のすべり量は、全体の面積と地震モーメントから得られる平均すべり量のそれぞれ 2 倍と 4 倍とする。

5. 全体の地震モーメントから SMGA、LMGA、SLMGA の地震モーメントを引いたものを背景領域の地震モーメントとし、背景領域のすべり量や実効応力をレシピに従って求める。背景領域の実効応力を求めるのに必要となる、SMGA 全体の応力降下量は、そこから求められる短周期レベルが個々の SMGA による短周期レベルの合算値と等しくなるように決めた。
6. SMGA および背景領域内はレシピに従い中村・宮武（2000）によるすべり速度時間関数を設定する。関数の立ち上がり幅を決める  $f_{max}$  は 13.5Hz とする。LMGA と SLMGA においては三角形関数とし、背景領域と同じライズタイム（三角形の幅）とした
7. 気象庁による震央位置を破壊開始点とし、S 波速度の 72%の破壊伝播速度で破壊が伝わるものとする。ただし、各 SMGA は川辺・釜江（2013）で求められたそれぞれの破壊開始時刻・破壊開始点を用いて SMGA 内部を一定速度で破壊を伝播させる。
8. 不均質モデルには破壊伝播速度・すべり量・滑り角にマルチスケール不均質を与える。

図 3.1-4 に震源モデルの概要図を示す。表 3.1-4 と表 3.1-5 に均質モデルにおける震源パラメータとライズタイム、表 3.1-6 に震源域の媒質物性値（下部地殻）を示す。

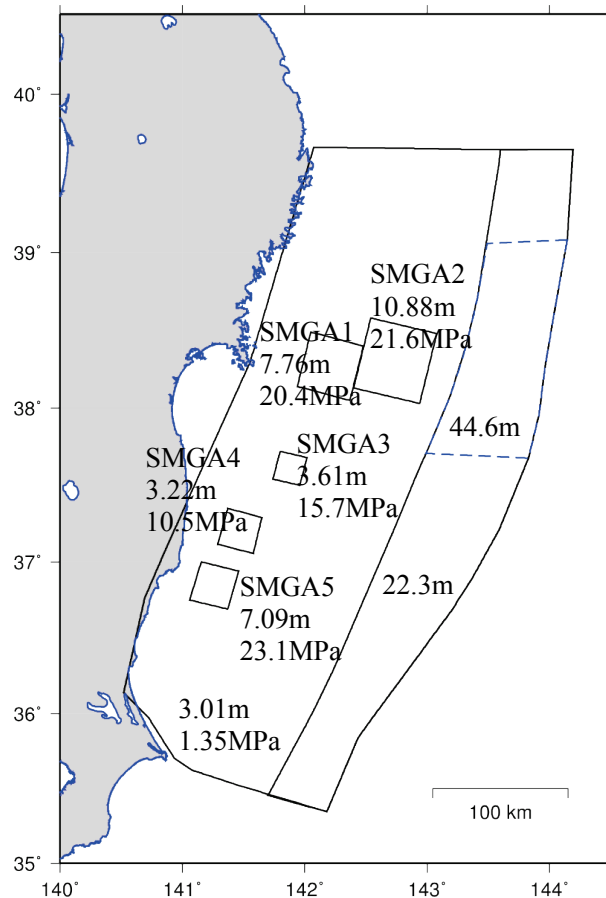


図 3.1-4 本検討で設定した東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデル。

表 3.1-4 特性化震源モデルの震源パラメータ。

面積	km <sup>2</sup>	9,8015.10
地震モーメント	Nm	4.42E+22
モーメントマグニチュード		9.0
平均すべり量	M	11.15
短周期レベル	Nm/s <sup>2</sup>	3.82E+20
平均静的応力降下量	MPa	3.00
SMGA 総面積	km <sup>2</sup>	6,225.0
SMGA 総地震モーメント	Nm	2.03E+21
SMGA1 面積	km <sup>2</sup>	1,600
SMGA1 すべり量	m	7.76
SMGA1 地震モーメント	Nm	5.0E+20
SMGA1 応力降下量	MPa	20.4
SMGA2 面積	km <sup>2</sup>	2,500
SMGA2 すべり量	m	10.88
SMGA2 地震モーメント	Nm	1.10E+21
SMGA2 応力降下量	MPa	21.6
SMGA3 面積	km <sup>2</sup>	441
SMGA3 すべり量	m	3.61
SMGA3 地震モーメント	Nm	6.43E+19
SMGA3 応力降下量	MPa	15.7
SMGA4 面積	km <sup>2</sup>	784
SMGA4 すべり量	M	3.22
SMGA4 地震モーメント	Nm	1.02E+20
SMGA4 応力降下量	MPa	10.5
SMGA5 面積	km <sup>2</sup>	900
SMGA5 すべり量	m	7.09
SMGA5 地震モーメント	Nm	2.58E+20
SMGA5 応力降下量	MPa	23.1
LMGA 面積	km <sup>2</sup>	19,109
LMGA すべり量	m	22.31
LMGA 地震モーメント	Nm	1.72E+22
SLMGA 面積	km <sup>2</sup>	9,558
SLMGA すべり量	m	44.61
SLMGA 地震モーメント	Nm	1.72E+22
背景面積	km <sup>2</sup>	63,123
背景幅	km	221
背景すべり量	m	3.02
背景地震モーメント	Nm	7.70E+21
背景実効応力	MPa	1.3490



図 3.1-5a に均質モデルの破壊時刻分布を示す。SMGA にはそれぞれ破壊遅れがあるのに対し、背景領域は一定速度で破壊が進み、SMGA よりも 30 秒ほど先に断層端に破壊がおわる。この震源モデルに基づく計算波形は、特に関東平野内など破壊開始点から遠方の観測点において背景領域による地震動が先に到達し、観測記録と整合的ではない。また、地震波形記録から推定される震源モデルではおよそ 120 秒程度以上かけて破壊が進んでおり(例えば Suzuki et al. 2011)、Uchide (2013) では様々な破壊伝播方向を含む複雑な断層破壊によって断層全体の破壊伝播速度が見かけ上遅い可能性を指摘している。本検討では、単純化した震源モデルでできるだけ観測波形を説明するため、背景領域、LMGA、SLMGA の破壊伝播速度を SMGA よりも 10%遅い、S 波速度の約 65%と仮定した震源モデルを用いる。図 3.1-5b に、背景領域の破壊時刻を遅くした均質モデルの破壊時刻分布を示す。

不均質モデルでは、Iwaki et al. (2016) と同様の手法で最大空間スケールが最小 SMGA サイズに相当するマルチスケール不均質(関口・吉見 2006)を付与する。表 3.1-7 に各パラメータに与える変動量の最大値を示す。不均質なすべり分布と破壊時刻分布を用いて、LMGA と SLMGA を除いた各点震源の震源時間関数をすべて足し合わせた震源全体の震源時間関数を求め、震源スペクトルが対象周期帯でおおむね $\omega^{-2}$ に従うことを確認した(図 3.1-6)。また、応力降下量の小さい背景領域や海溝付近の領域と SMGA では震源不均質性の特徴が異なる可能性を考慮するため、SMGA 以外の領域では表 3.1-7 に示した値の半分の変動量を与えた不均質モデルも検討した。図 3.1-7 にそれぞれの不均質モデルのすべり量分布および破壊時刻分布を示す。

表 3.1-5 ライズタイムの設定値 (秒)。

SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5	背景領域	LMGA	SLMGA
7.3	9.1	3.8	5.1	5.5	32.5	32.5	32.5

表 3.1-6 震源域の媒質物性値。

$V_p$	m/s	6400
$V_s$	m/s	3800
密度	kg/m <sup>3</sup>	2800
剛性率	N/m <sup>2</sup>	4.04E+10

表 3.1-7 不均質モデルのパラメータ最大変動量。

破壊伝播速度	m/s	400
すべり量	m	平均すべり量の 1/2
すべり角	°	±45

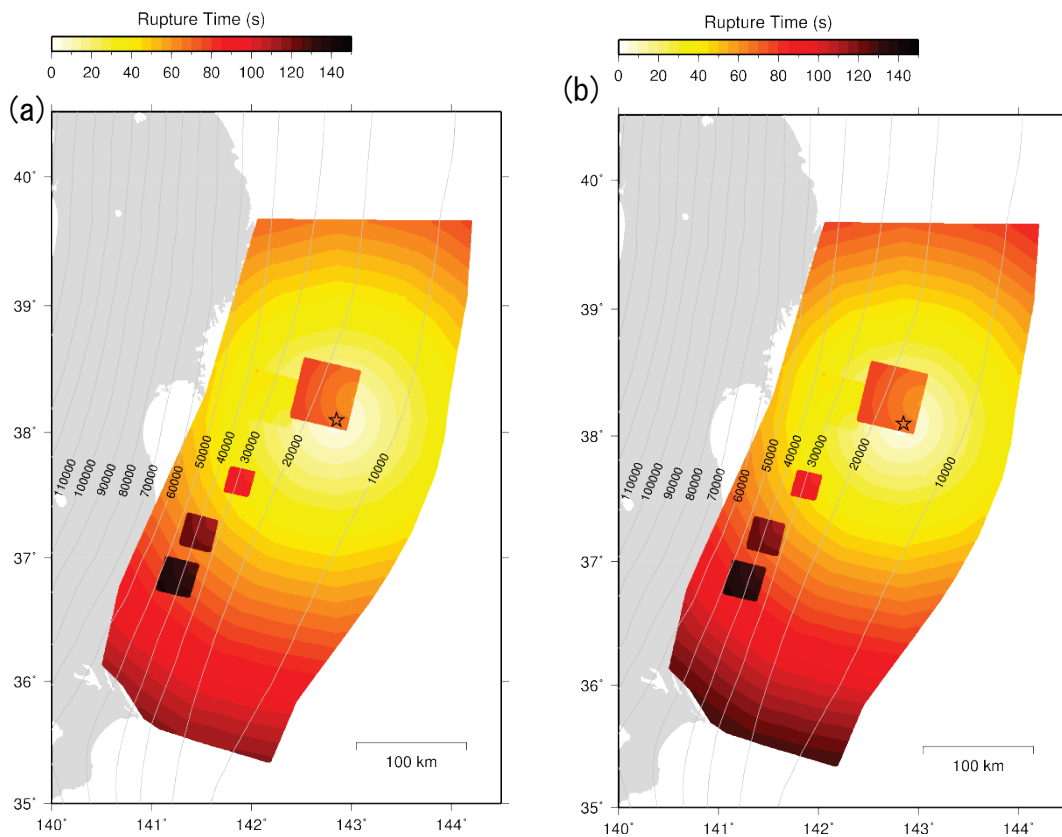
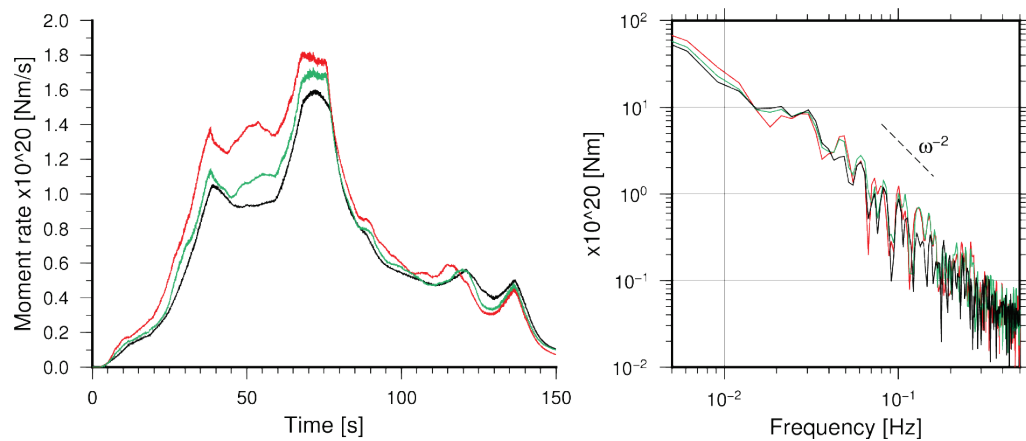


図 3.1-5 (a) 均質モデルの破壊時刻分布。(b) SMGA 以外の破壊伝播速度を遅くした均質モデルの破壊時刻分布。



黒：均質モデル、赤：不均質モデル、緑：背景領域の不均質性を半分にしたモデル

図 3.1-6 震源全体の震源時間関数と震源スペクトル。

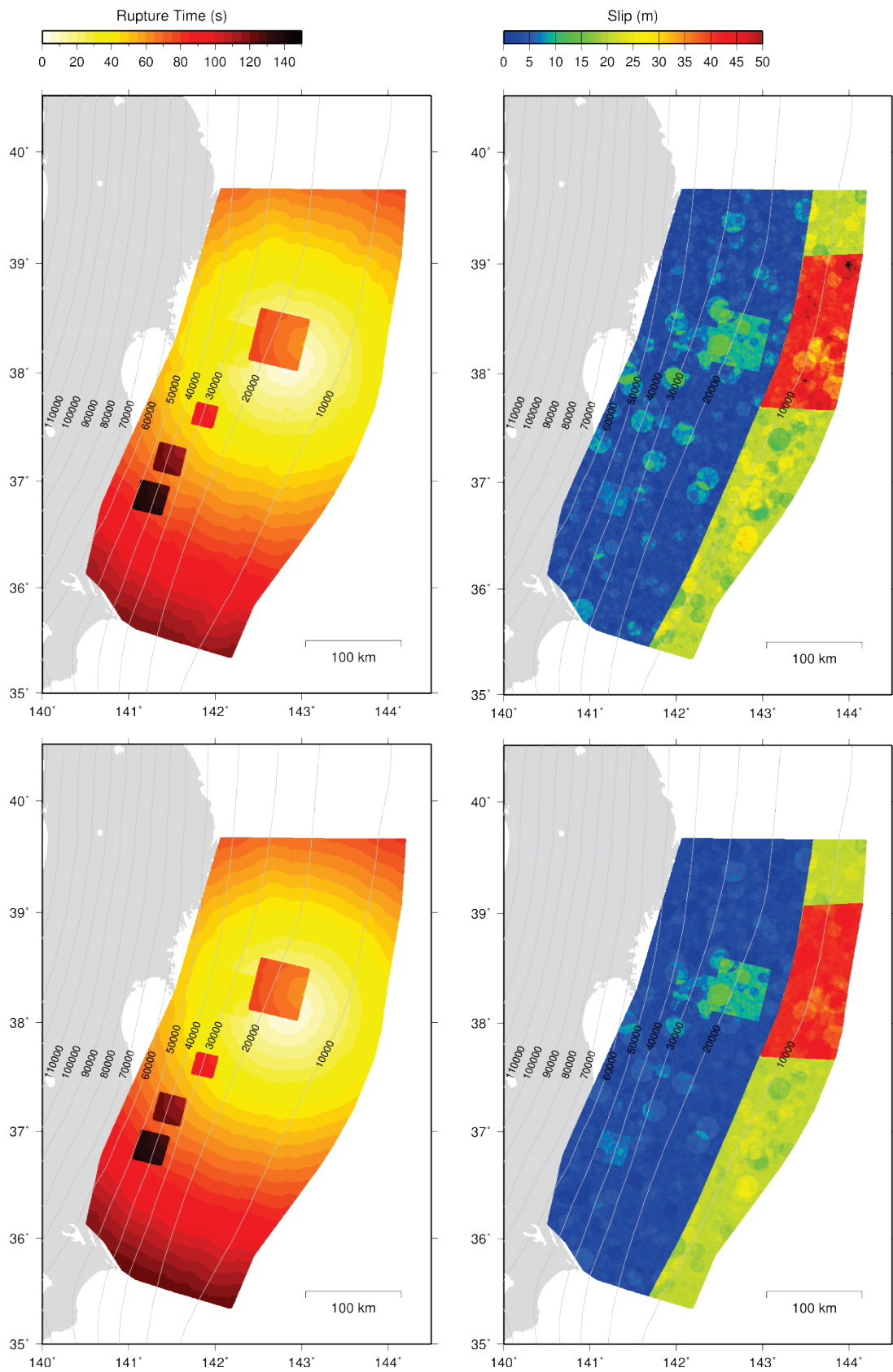


図 3.1-7 不均質モデルのすべり分布と破壊時刻分布。上：表 4 の変動量を載せた不均質モデル、下：SMGA 以外の変動量を半分にした不均質モデル

## (2) 地震動シミュレーション

周期 2 秒以上を対象に三次元差分法 (GMS ; 青井・他 2004) による地震動シミュレーションを行う。差分法による計算の概要は以下のとおりである。

- ▶ 地下構造モデル：全国一次地下構造モデル (暫定版) (地震調査委員会、2012)
  - 第 1 層 (VS=350 m/s) の物性値を第 2 層 (VS=500 m/s) の物性値で置換
  - 地表近くの層厚 50m 以下の層を除去
  - Q 値の参照周期：5 秒
- ▶ 格子間隔：不連続格子 (Aoi and Fujiwara, 1999)
  - 水平方向 200 m、深さ方向 100 m (深さ 0-8 km)
  - 水平方向 600 m、深さ方向 300 m (深さ 8-70 km)
- ▶ 時間間隔：0.008333 秒 (約 120 Hz)
- ▶ 時間ステップ数：42000 ステップ (350 秒間)
- ▶ 計算領域：約 850 km (NS)×850 km (EW)×70 km (鉛直方向) (約 19 億格子)

## (3) シミュレーション結果

シミュレーションで得られた計算速度波形に 0.5Hz のローパスフィルタ (または 0.1-0.5 Hz のバンドパスフィルタ) をかけて時間刻み 40Hz にリサンプリングした。

図 3.1-8 に観測速度波形と均質モデル、不均質モデルによる計算速度波形の比較を示す。ここでは特に周期 10 秒以下の波群に注目するために、0.1 - 0.5 秒のバンドパスフィルタをかけた波形を示す。全体的に、主な波群の到来時刻などは観測記録と整合的である。また、波形の振幅は均質モデルよりも不均質モデルの方が大きく、観測記録との整合性もよい。すなわち、マグニチュード 8 クラスの 2003 年十勝沖地震を対象とした検討 (例えば、Iwaki et al., 2016) と同様に、最も小さい SMGA でも 20km×20km を超えており、単純化された特性化震源モデルを用いた差分法による地震動シミュレーションでは周期 10 秒程度以下の地震動振幅が小さく計算されるのに対して、破壊伝播の不均質性を導入することである程度回復することがマグニチュード 9 クラスの地震に対しても確かめられたと言える。対して関東平野内 (千葉、東京) や日本海側の堆積層の厚い観測点でも、不均質モデルの方が継続時間の長い地震動の振幅をよりよく再現している。

図 3.1-9 に観測フーリエ振幅スペクトルと均質モデル、不均質モデルによる計算フーリエ振幅スペクトルの比較を示す。フーリエ振幅スペクトルで見ると、均質モデルは周期およそ 6-8 秒 (0.1Hz と 0.2Hz の間) よりも短周期側で観測よりも小さいのに対し、不均質モデルではおおむねその周期帯で均質モデルよりも系統的に振幅が大きくなり、観測記録により近い。

なお、本検討では長周期地震動ハザードマップの目的から対象周期を 2 - 20 秒としたが、多くの観測点で周期 10 秒よりも長い周期帯で計算が観測を下回っている。震源モデルのうち、SMGA モデル (川辺・釜江、2013) が対象としている周期 10 秒よりも長い周期帯に寄与すると考えられる海溝軸付近の浅い領域 (LMGA、SLMGA を設定した領域) のモデル化が十分でない可能性がある。例えば破壊伝播の単純さの影響が考えられる。本検討の震

源モデルでは SLMGA 内では主に陸域から離れる方向に破壊が伝播するが、Suzuki et al. (2011)の震源モデルでは、海溝軸付近のすべりの大きい領域内で海溝軸から陸域に向かう方面に破壊が伝播する様子も見られる。

図 3.1-10 に、地図上の各観測点における PGV と速度応答スペクトル (減衰 5%; 以下 Sv) (周期 2、3、5 秒) の均質モデルに対する不均質モデルの比の自然対数を示す。Sv は各周期における水平 2 成分の大きい方の値、PGV は 0.1-0.5 秒のバンドパスフィルタをかけた三成分波形の最大値をとった。Sv (2 秒) では多くの地点で不均質モデルは均質モデルの 2 倍 (自然対数で約 0.7) 以上の振幅となり、局所的には 4 ~ 8 倍程度におよぶ地点もある。Sv (2 秒) に比べると Sv (3、5 秒) はやや小さいものの、PGV 比はおおむね 2 倍以内に収まっている。PGV は周期 10 秒付近の長周期成分が寄与しており、不均質性の影響が周期 2-5 秒と比べると小さいと考えられる。

図 3.1-11 に PGV、Sv (2、3、5 秒) の観測記録に対する不均質モデルの比を示す。PGV は観測記録のおおむね倍半分 (自然対数で±0.7 以内) に収まっている地点が多いが、関東地方以南などで過小評価傾向にある。Sv も同様の傾向だが、特に周期 2 秒では過小評価の地点が多い。不均質性を導入したことにより均質モデルと比べて観測記録の再現性は向上しているが (図 3.1-8 および図 3.1-9)、場所によっては過小評価であると言える。ただし、本検討で用いた地下構造モデルにおいて、福島県沖や茨城県沖の震源域に関しては検証が十分ではないため、過小評価の要因が震源モデル以外にもある可能性が残されている。

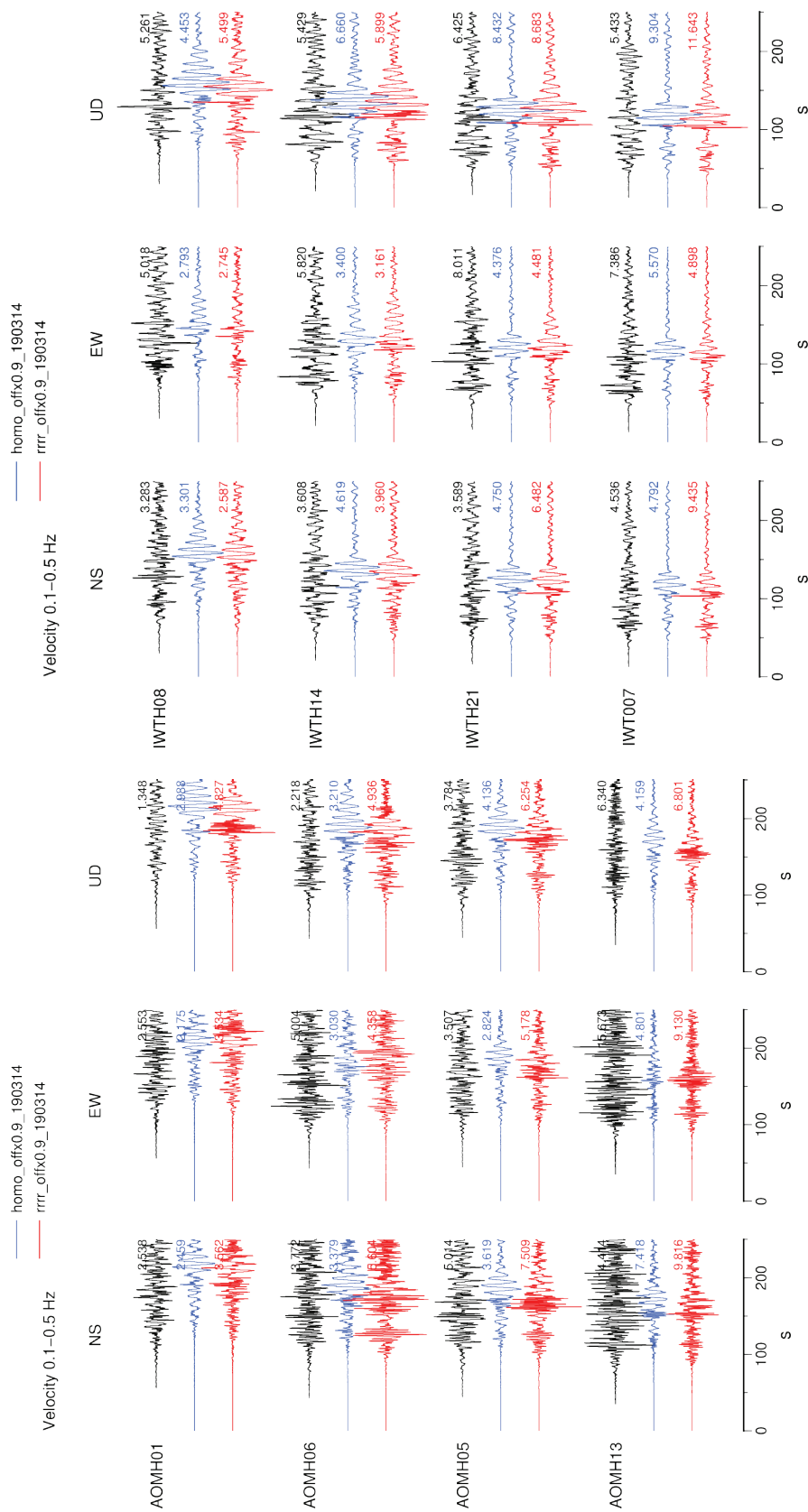


図 3.1-8(1) 速度波形(0.1-0.5Hz)の比較。(青森、岩手県内の観測点)

黒：観測、青：均質モデル、赤：不均質モデル



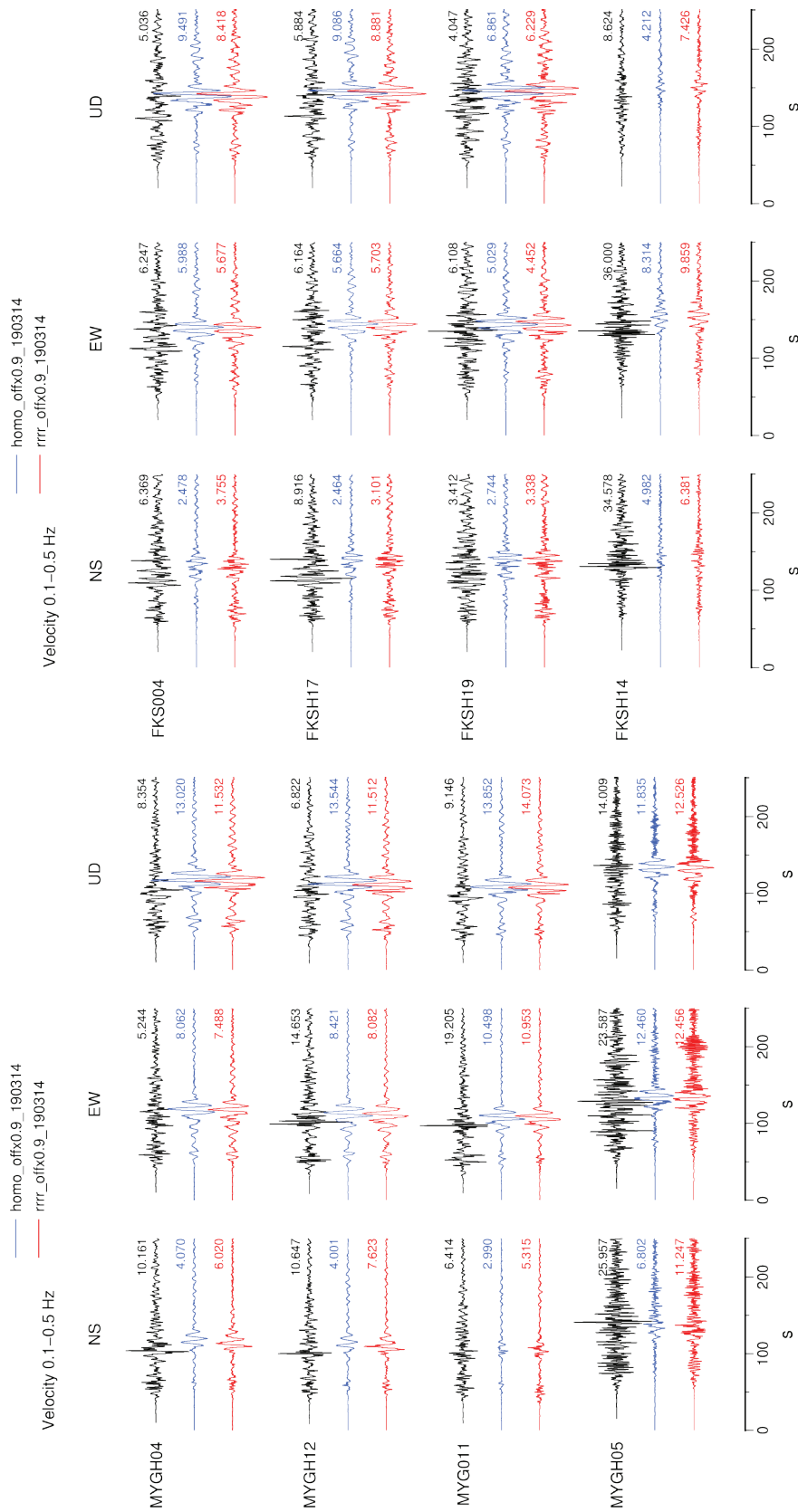


図 3.1-8(2) 速度波形(0.1-0.5Hz)の比較。(宮城、福島県内の観測点)

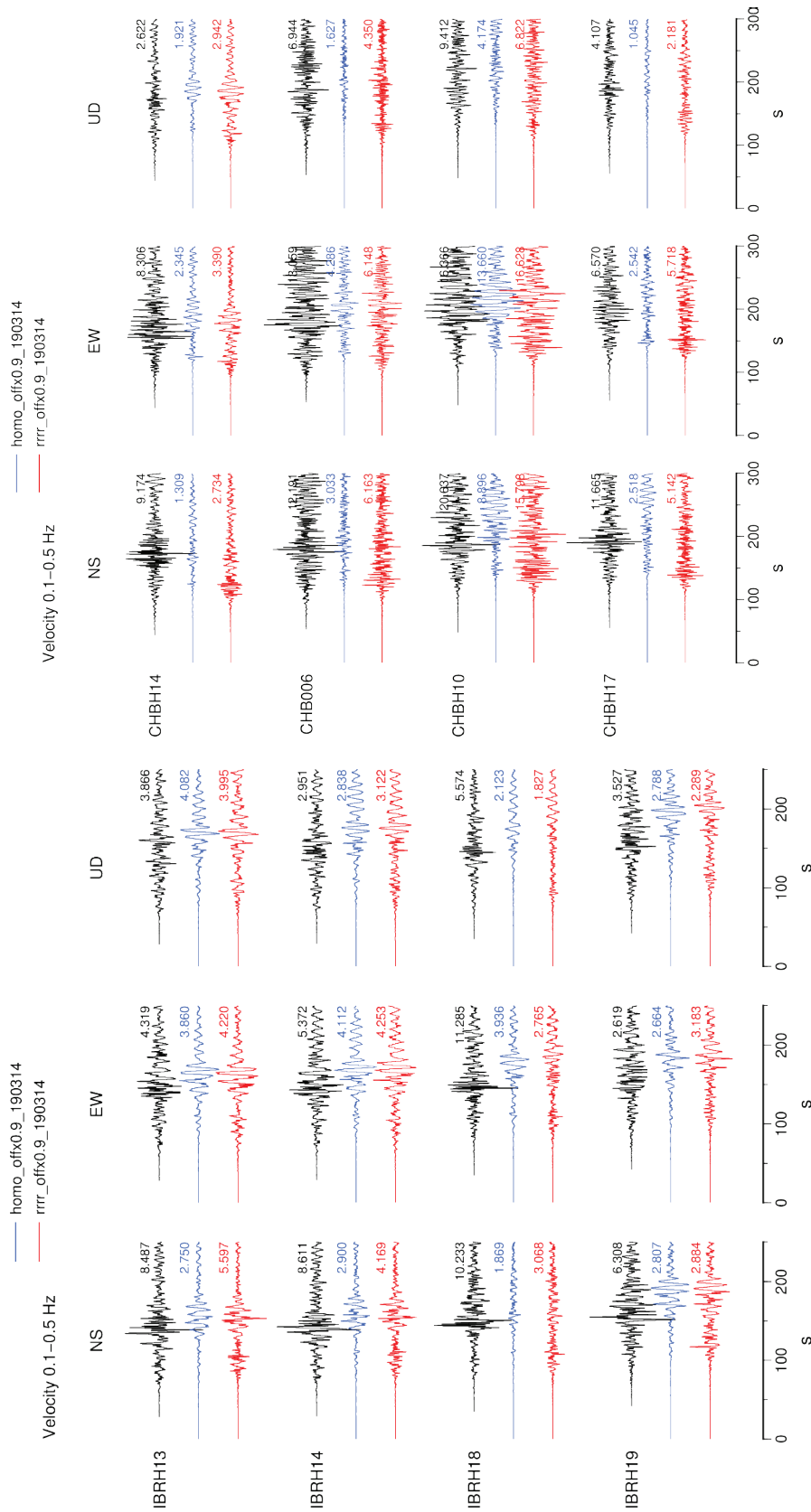


図 3.1-8(3) 速度波形(0.1-0.5Hz)の比較。(茨城、千葉県内の観測点)

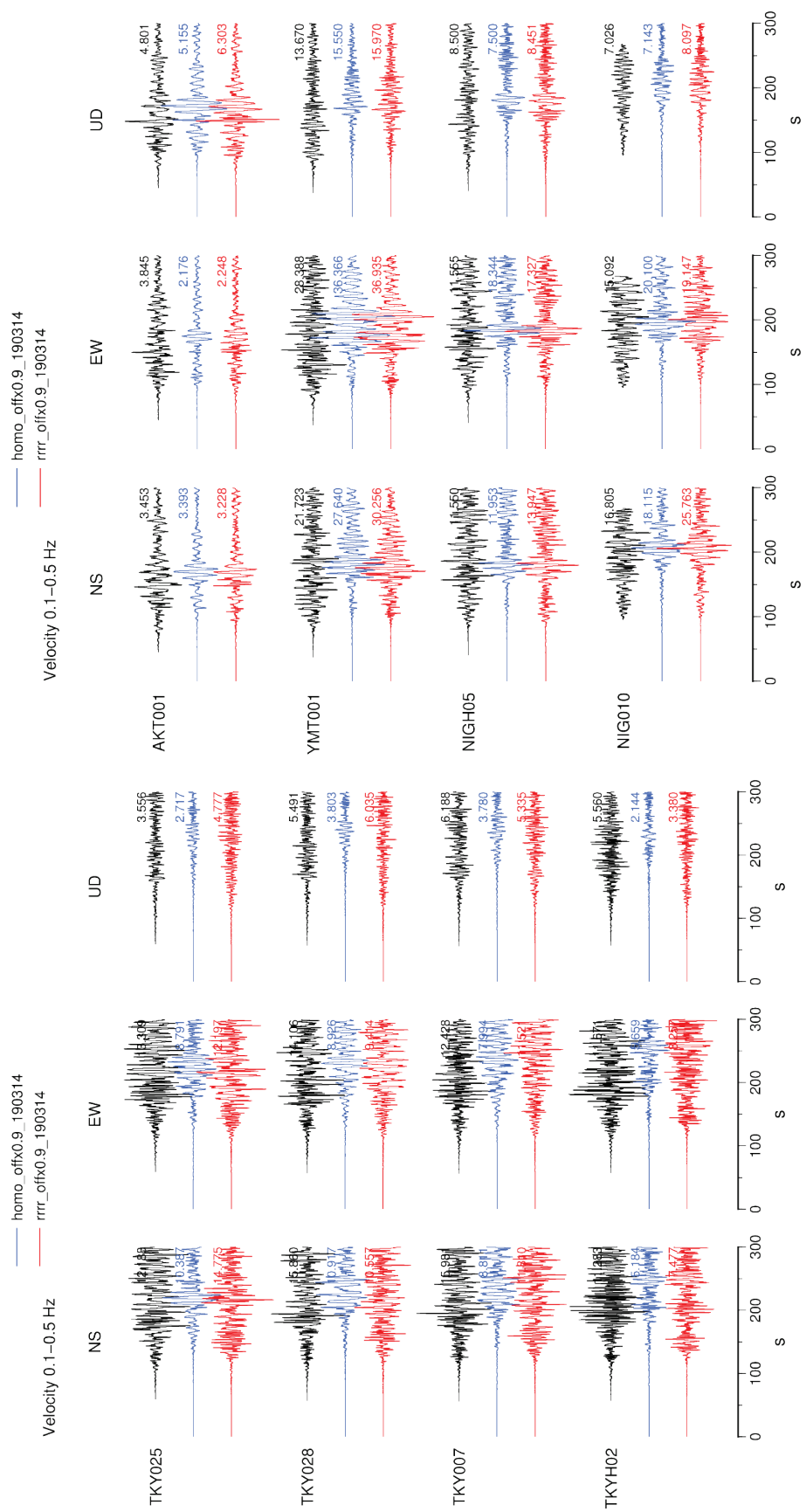


図 3.1-8(4) 速度波形(0.1-0.5Hz)の比較。(東京都内と日本海側の観測点)

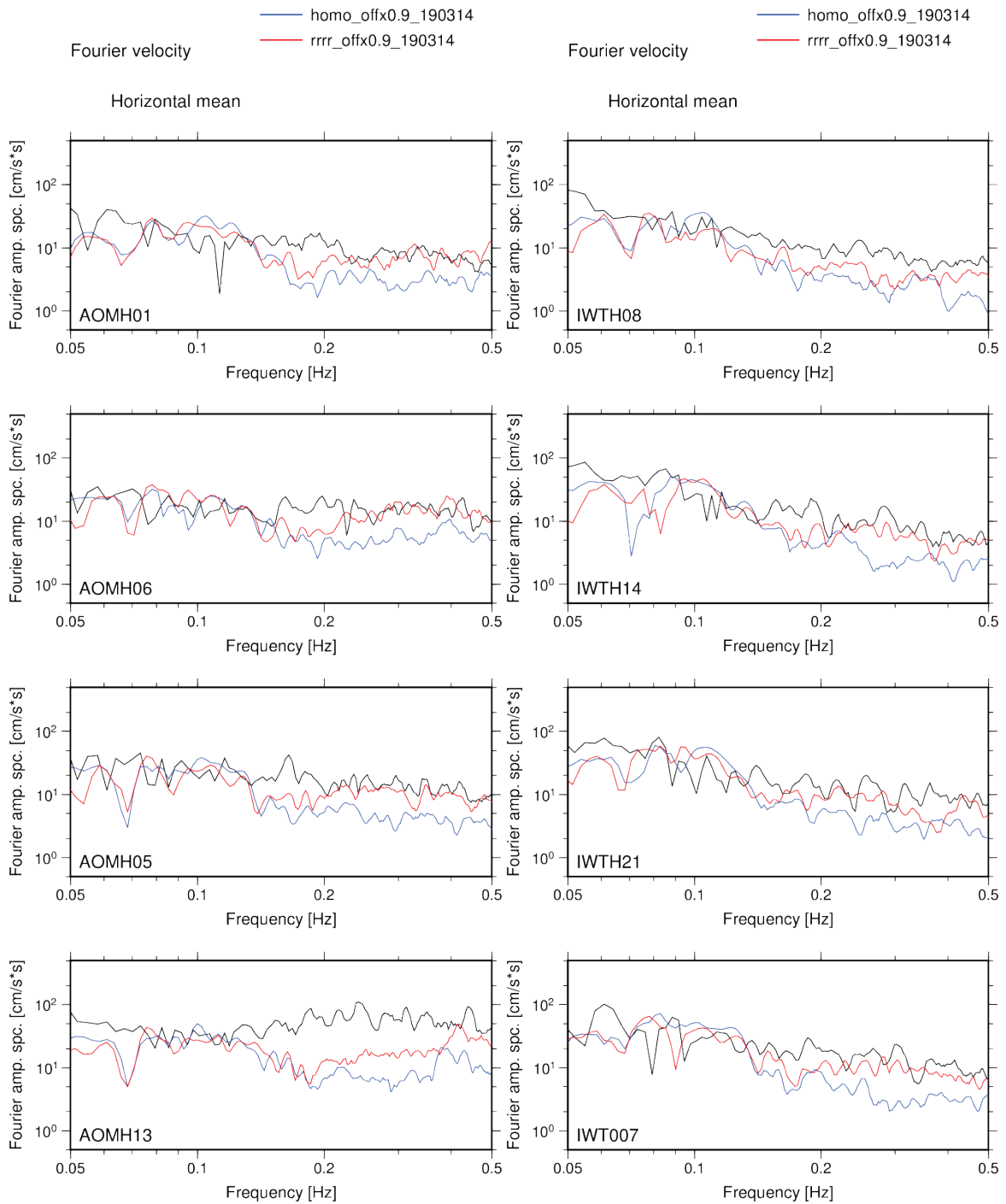


図 3.1-9(1) 速度フーリエ振幅スペクトルの比較。(青森、岩手県内の観測点)

黒：観測、青：均質モデル、赤：不均質モデル

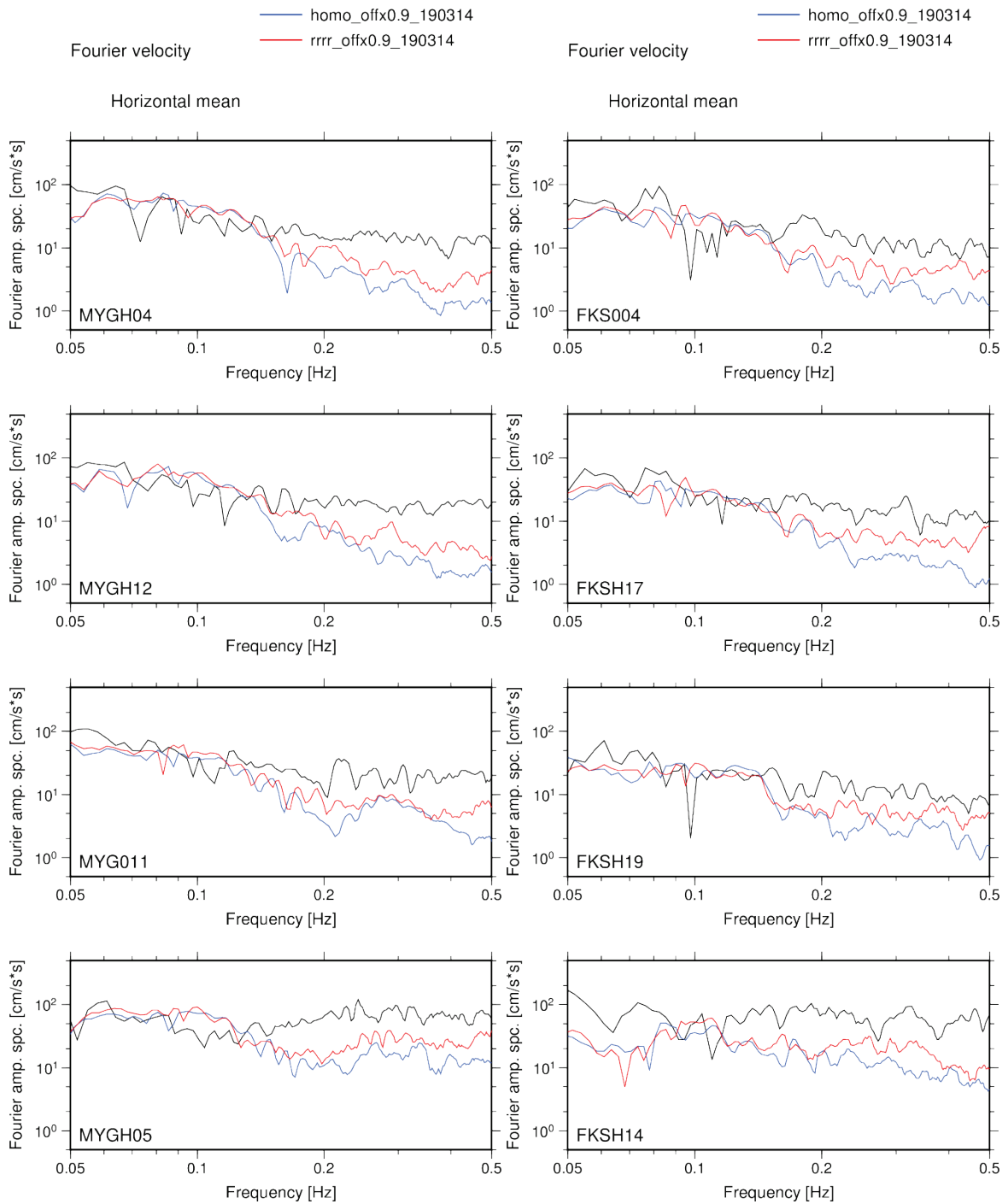


図 3.1-9(2) 速度フーリエ振幅スペクトルの比較。(宮城、福島県内の観測点)

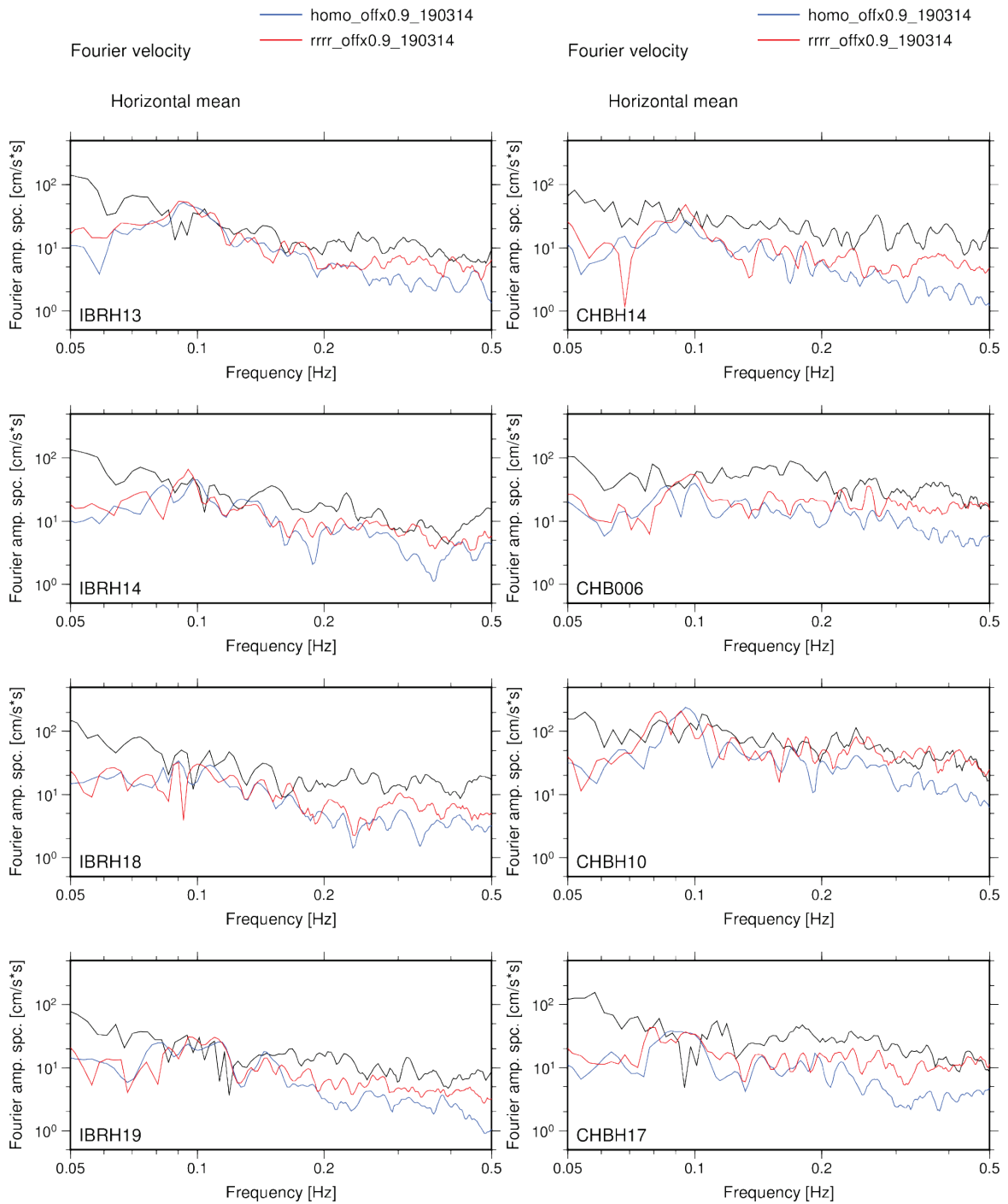


図 3.1-9(3) 速度フーリエ振幅スペクトルの比較。(茨城、千葉県内の観測点)



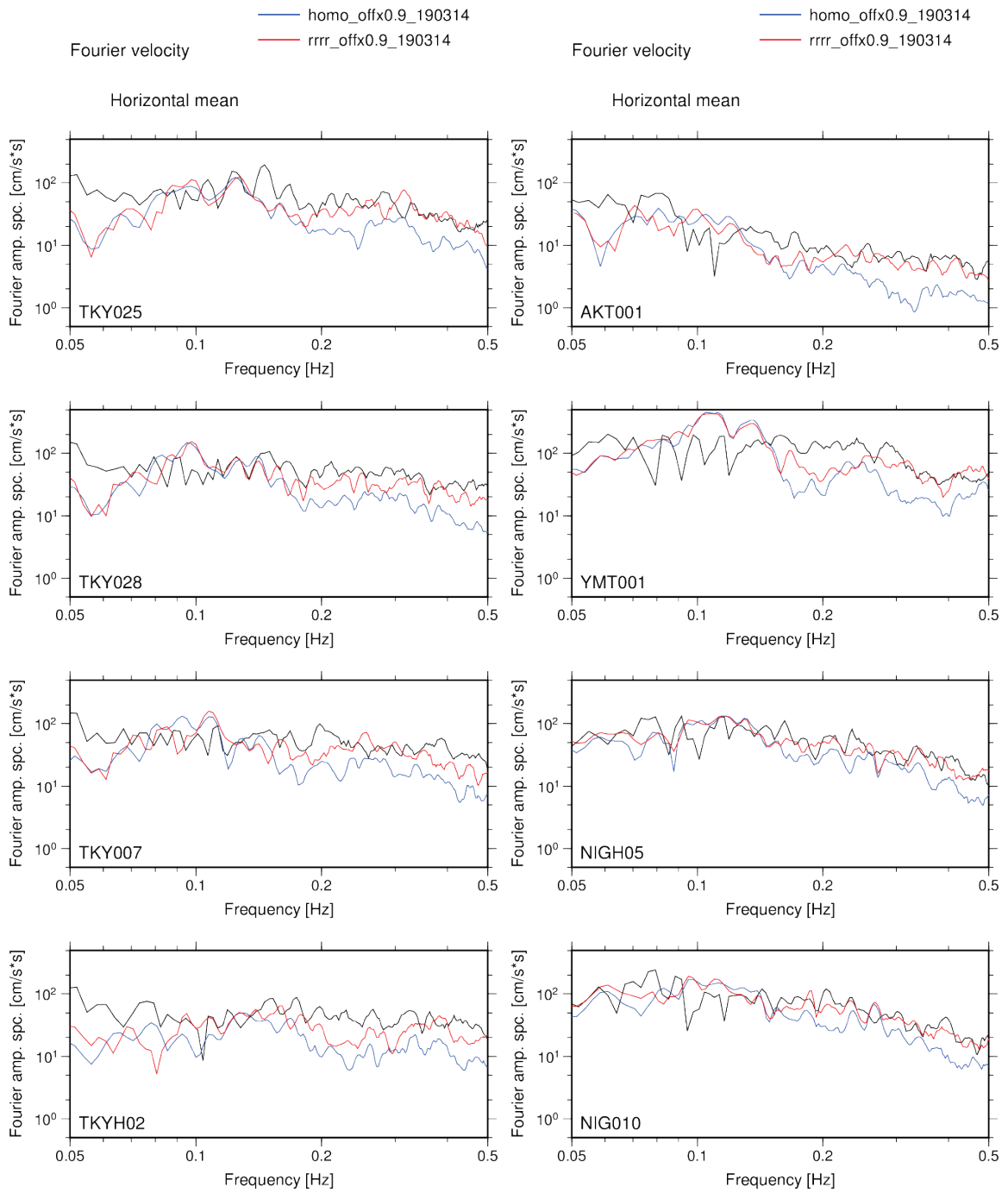


図 3.1-9(4) 速度フーリエ振幅スペクトルの比較。(東京都内、日本海側の観測点)

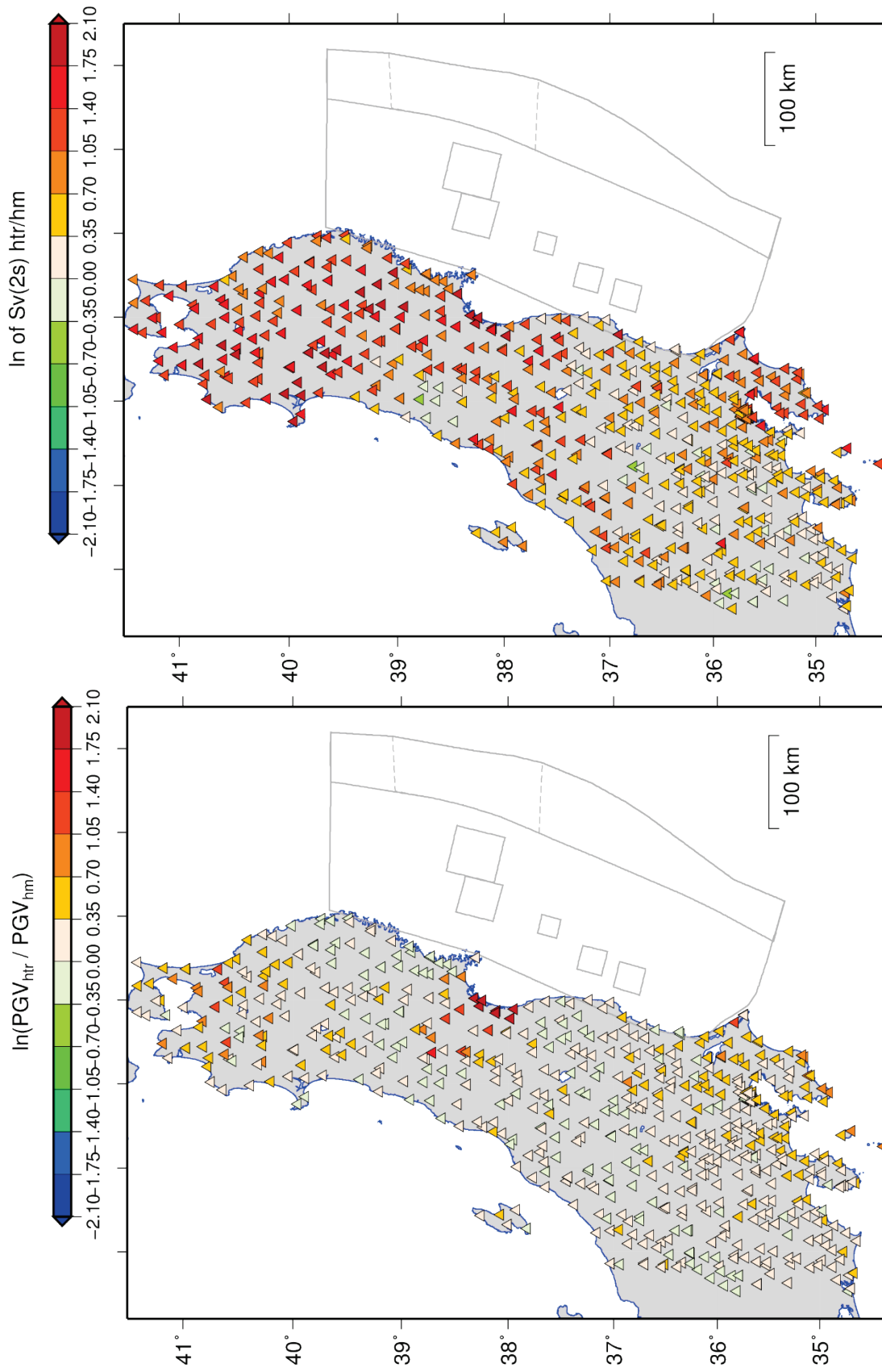


図 3.1-10(1) 均質モデルに対する不均質モデルの比。左：PGV、右：Sv (周期 2 秒)

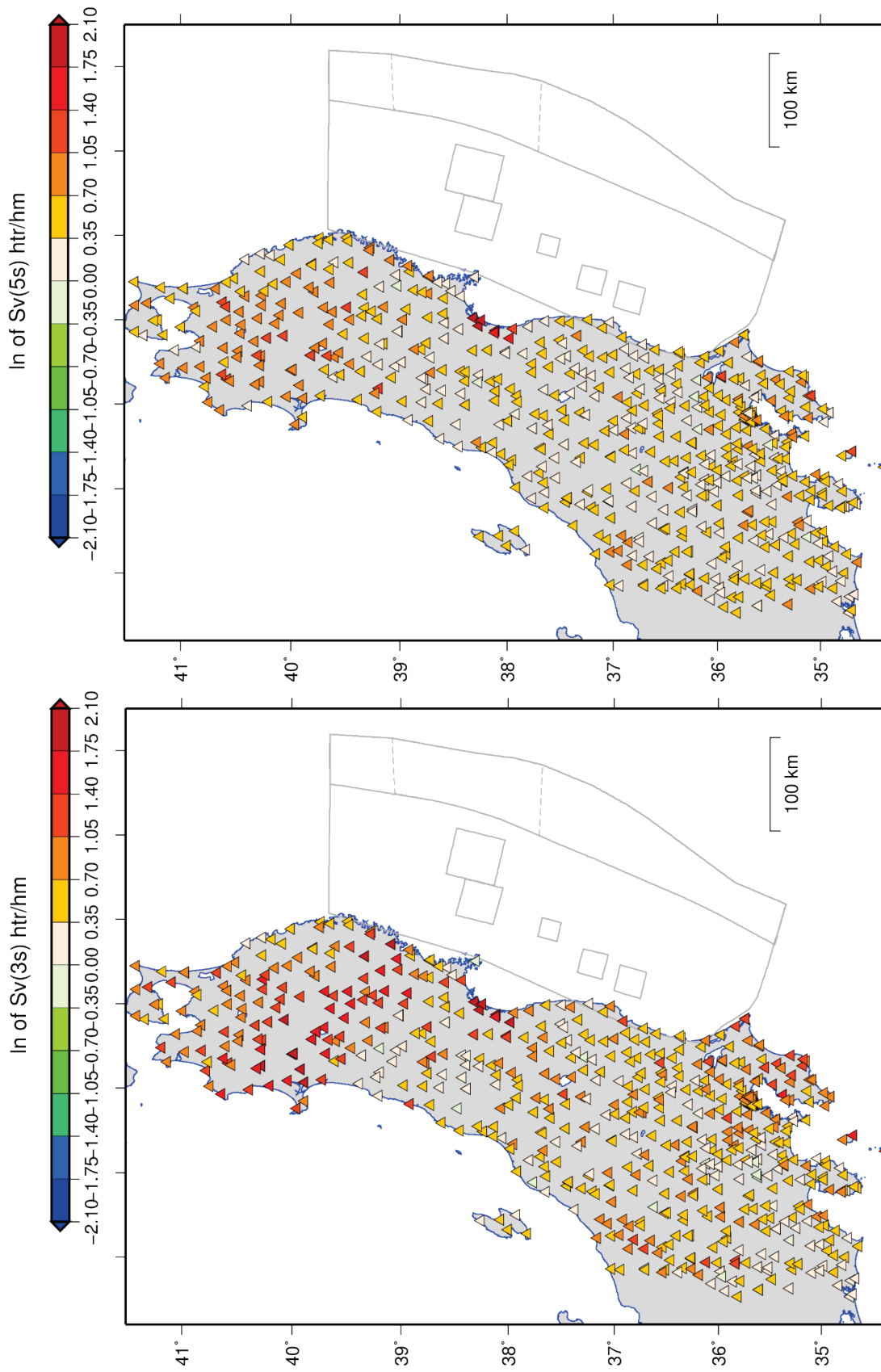


図 3.1-10(2) 均質モデルに対する不均質モデルの比。左：Sv (周期 3 秒) 右：Sv (周期 5 秒)

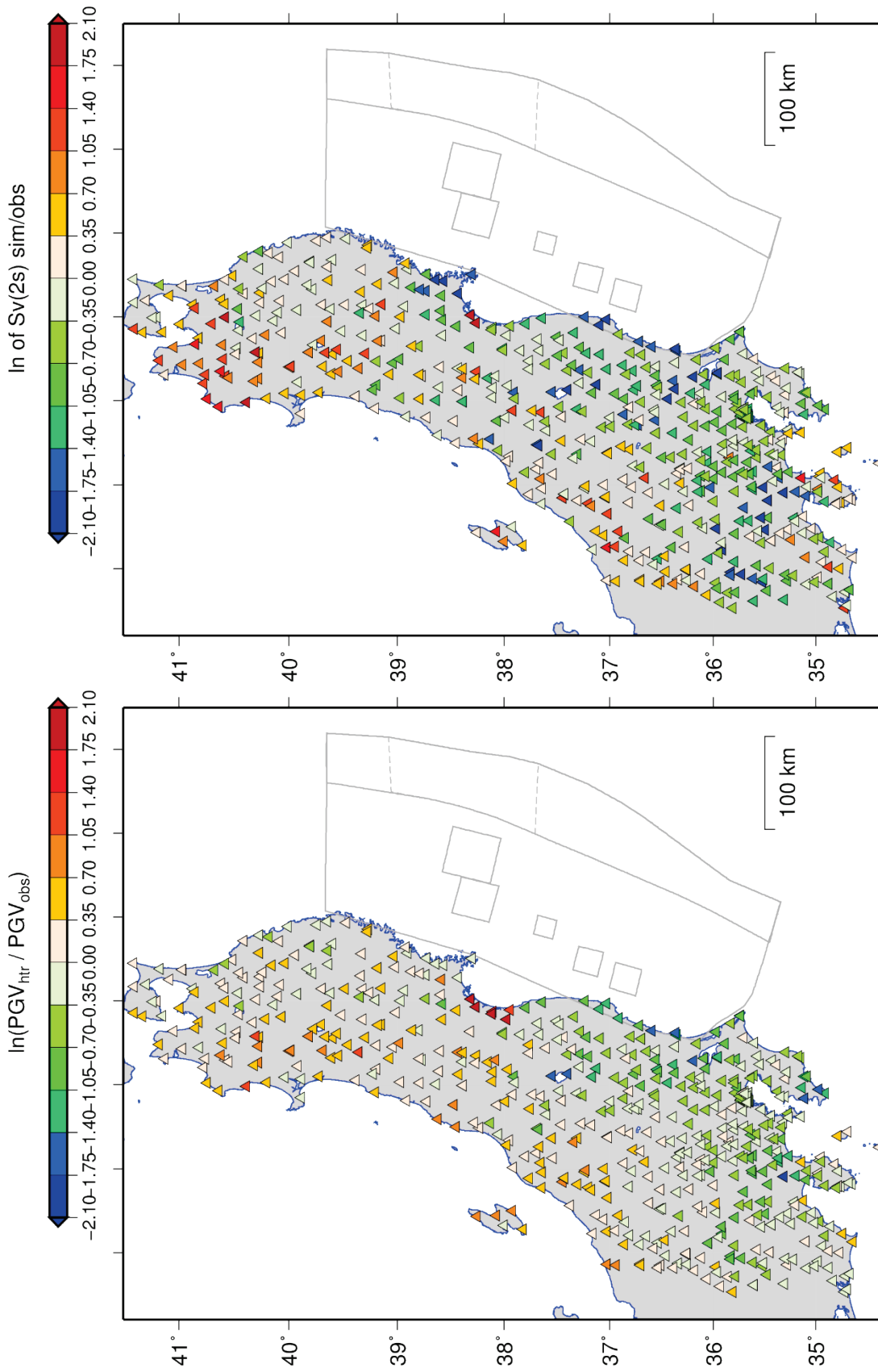


図 3.1-11(1) 観測記録に対する不均質モデルの比。左：PGV 右：Sv (周期 2 秒)

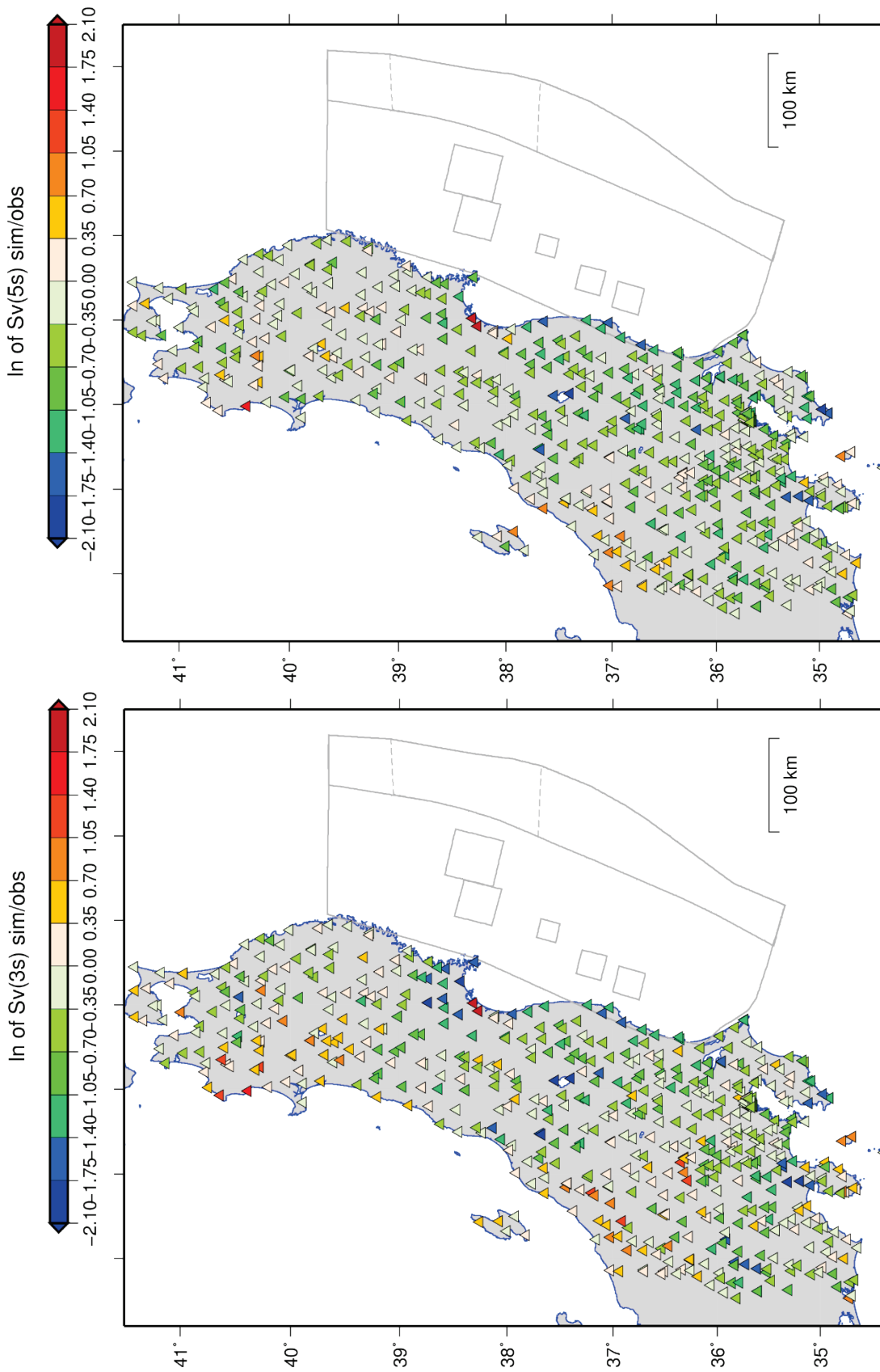
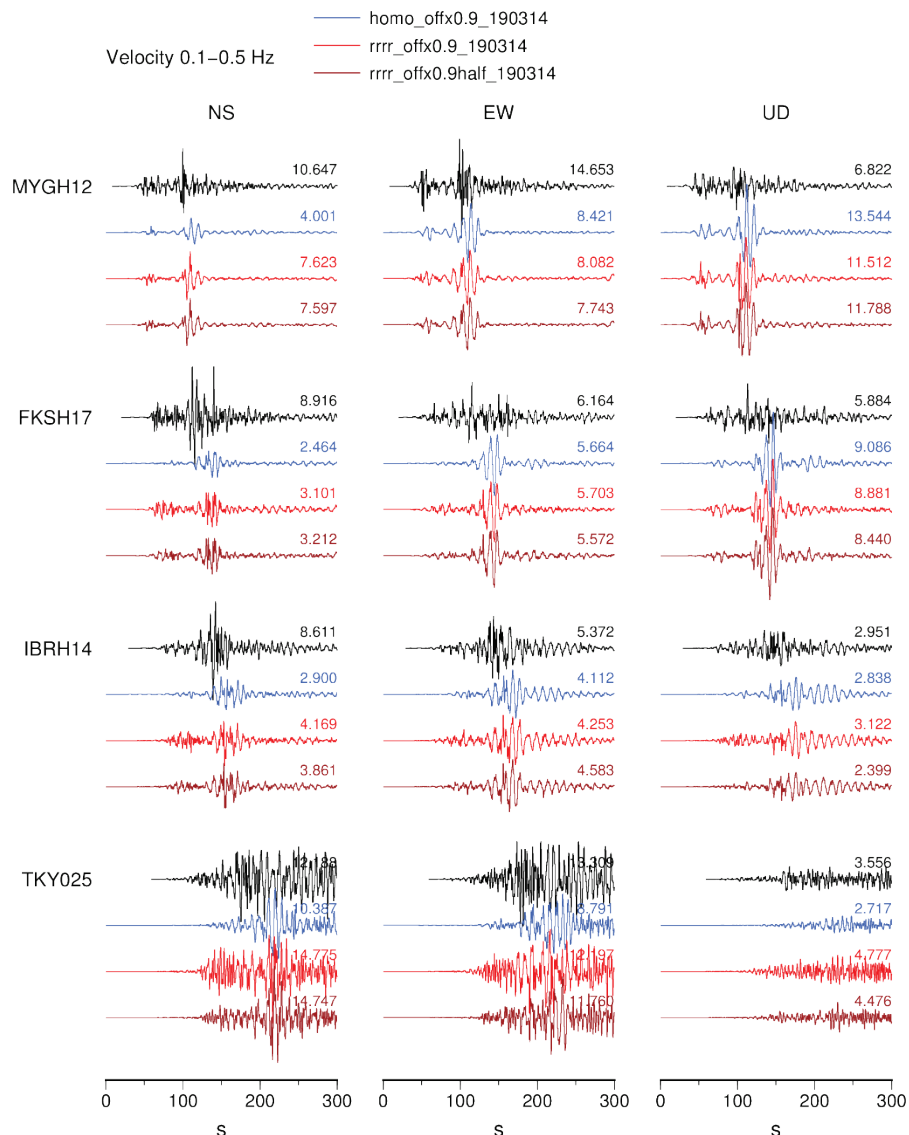


図 3.1-11(2) 観測記録に対する不均質モデルの比。左：Sv（周期 3 秒） 右：Sv（周期 5 秒）

SMGA 以外の領域（背景領域、LMGA、SLMGA）で表 4 に示した値の半分の変動量を与えた不均質モデル（以下では不均質半分モデルと呼ぶことにする）について、速度波形とフーリエ振幅スペクトル例をそれぞれ図 3.1-12 および 3.1-13 に示す。

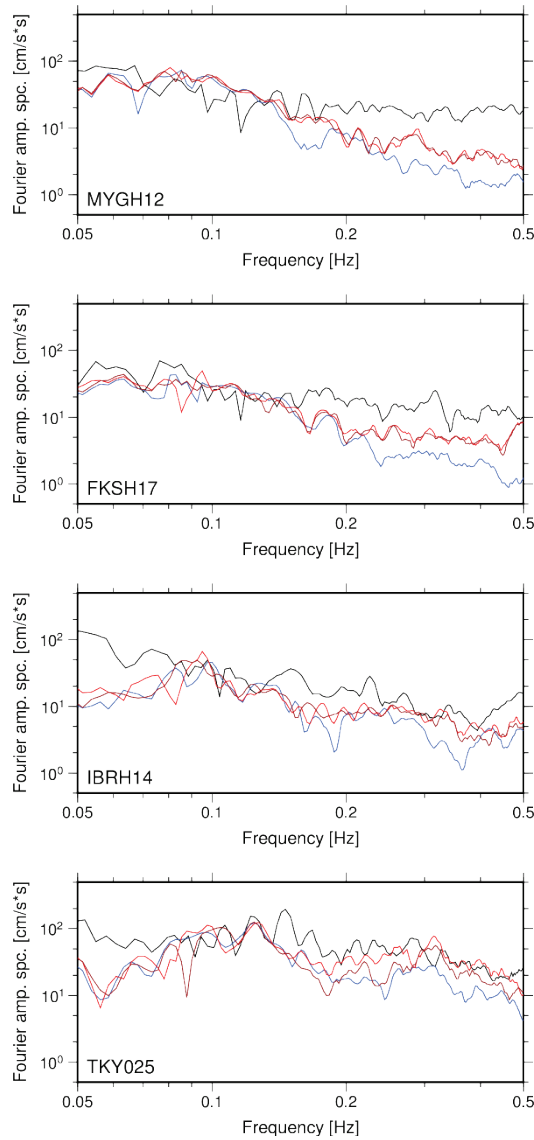
また、不均質性導入の影響について計算領域全体の傾向を見るために、均質モデルに対する不均質モデルと不均質半分モデルのフーリエ振幅スペクトル比をとり、計算領域中の K-NET、KiK-net 観測点での平均値と標準偏差を図 3.1-14 にプロットした。どちらの不均質モデルも周期 6-8 秒程度（0.1 から 0.2 Hz の間）よりも短周期側で均質モデルよりも顕著に振幅が大きくなり、周期 2 秒では平均で 2 倍強の振幅になる。不均質半分モデルは全帯域で不均質モデルよりも振幅がやや小さくなる傾向が見られ、周期 10 秒以上では標準偏差も小さくなった。SMGA に対する不均質性の有無そのものが周期 2-10 秒程度の地震動シミュレーションにおける振幅を大きくする要因となっている一方で、SMGA 以外の領域に関しては周期 10 秒以上も含めた広い周期帯に対して大きくはないものの影響している。



黒：観測、青：均質モデル、赤：不均質モデル、茶：不均質半分モデル

図 3.1-12 速度波形（0.1-0.5Hz）の比較。





黒：観測、青：均質モデル、赤：不均質モデル、茶：不均質半分モデル  
 図 3.1-13 速度フーリエ振幅スペクトル（水平成分幾何平均）の比較。

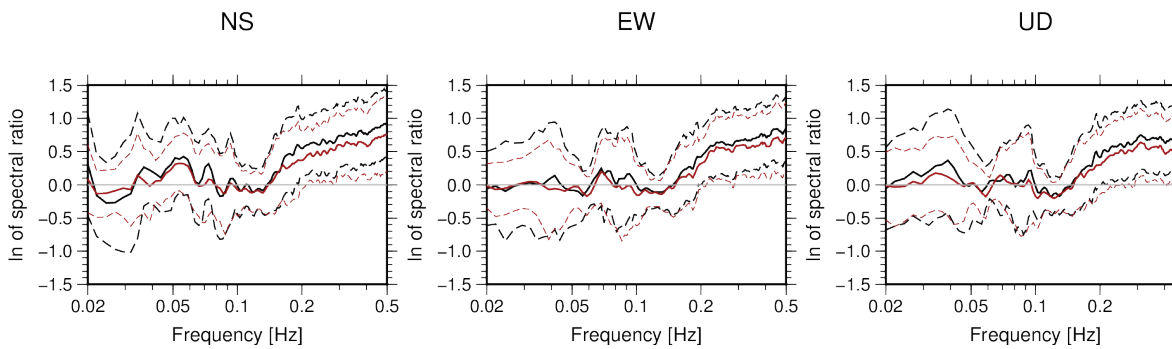


図 3.1-14 速度フーリエ振幅スペクトルの均質モデルに対する不均質モデルの比の平均（実線）と標準偏差（破線）。黒：不均質モデル、茶：不均質半分モデル

(c) 結論ならびに今後の課題

南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）で例示されている震源域のうち、「東海」域と「南海」域が同時に活動する地震として示されている 6 通りの震源域を対象として、アスペリティ（強震動生成域）および破壊開始点の不確かさを考慮し、さらに Iwaki et al. (2016) に従ってすべり量、破壊伝播速度、すべり角に関する不均質さを付与した 126 ケースの震源モデルを作成した。

平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、強震動生成域 SMGA (川辺・釜江、2013)、背景領域、海溝軸付近の浅い領域における大すべり域 (LMGA と SLMGA) からなる特性化震源モデルを構築し、震源パラメータ（破壊伝播速度、すべり量、すべり角）にマルチスケール不均質を付与した。周期 2 - 20 秒を対象として三次元差分法による長周期地震動シミュレーションを行い、震源不均質性導入の効果と観測記録の再現性を調べた。不均質モデルは周期 6 - 8 秒程度 (0.1 から 0.2 Hz の間) よりも短周期側で均質モデルよりも顕著に振幅が大きくなる。フーリエ振幅スペクトルについて均質モデルに対する不均質モデルの比をとると、周期 2 秒では計算領域内の平均で 2 倍強の振幅になった。周期 10 秒以上では空間的なばらつきは大きいものの、平均としては均質モデルとの比は小さかった。

観測記録の再現性について、均質モデルでは速度波形の主要な波群の到来時刻を再現することはできたが、観測と比べて系統的に振幅が小さかった。不均質モデルでは均質モデルと比べて振幅が大きくなり、周期 2 - 10 秒の観測記録をおおむね再現することができた。ただし、周期 10 - 20 秒の帯域では多くの地点で観測記録よりも過小評価であった。これは SMGA 以外の震源のモデル化が不十分であることによると考えられ、今後の課題である。

以上より、東北地方太平洋沖地震のようなマグニチュード 9 クラスの地震を対象とした長周期地震動ハザードマップの作成には、震源モデルに関して背景領域における不均質性導入の詳細なモデル化手法の確立とともに、震源域全体の詳細な三次元地下構造モデルの構築・検証が課題として残されていることが明らかとなった。地下構造モデルに関しては海域の構造探査や地震観測データの蓄積とそれに基づく調査研究が行われつつあり、それらを取り入れていくことが必要となる。一方で、震源モデルに関しては、検討対象となるマグニチュード 9 クラスの地震が東北地方太平洋沖地震のみであり、詳細なモデル化手法の確立はすぐには困難であると思われる。

(d) 引用文献

- Aoi, S., & Fujiwara, H. (1999). 3D finite-difference method using discontinuous grids. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 918–930.
- 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(6), 651–666.
- Asano, K., & Iwata, T. (2012). Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1–10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 64(12), 1111–1123. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.05.003>
- Iwaki, A., T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi and H. Fujiwara (2013): Kinematic source models for

- long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 68:95.
- 地震調査委員会 (2013) : 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版).
- 地震調査委員会 (2016) : 長周期地震動評価 2016 年試作版 - 相模トラフ巨大地震の検討 - .  
文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所 (2014) : 平成 25 年度長周期地震動予測地図  
作成等支援事業 成果報告書.
- 川辺秀憲・釜江克宏 (2013). 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化. *日本地震工学会論文集*, 13(2), 75-87.
- Koketsu, K., Miyake, H., & Suzuki, H. (2012). Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1. *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 1-4.
- 三宅弘恵・浅野公之・瀬瀬一起・岩田知孝 (2016). 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震記録を用いた震源モデルの概要. *日本地震工学会論文集*, 16(4), 12-21.
- 中村洋光・宮武隆 (2000). 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. *地震第 2 輯*, 53, 1-9.
- 関口春子・吉見雅行(2006). 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*, No.55, 103-109.
- Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H., & Kunugi, T. (2011). Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data. *Geophysical Research Letters*, 38(20), 2-7.
- Uchide, T. (2013). High-speed rupture in the first 20 s of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*, 40(12), 2993-2997.
- Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D., & Aoki, S. (2011). Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 565-569.