8. 震源断層を特定した地震動予測地図

「全国地震動予測地図 2009 年版」(地震調査委員会, 2009, 藤原・他, 2009a)では、全国の主要活断層帯および主な海溝型地震を対象として、距離減衰式を用いる簡便法により震源断層を特定した地震動予測地図が作成された。また、ほぼ全ての主要活断層帯については、波形計算を行う詳細法による震源断層を特定した地震動予測地図も作成され、いずれも公開されている。「全国地震動予測地図 2010 年版」(地震調査委員会, 2010a)では、2009年に長期評価が新たに公表された、あるいは改訂により震源断層の位置・形状の評価に変更があった7つの主要活断層帯を対象として、詳細法および簡便法による震源断層を特定した地震動予測地図の更新が行われた。

2010 年に新たに宮古島断層帯の長期評価が公表された(地震調査委員会,2010b) ことにより,同断層帯も震源断層を特定した地震動予測地図を作成する対象となった.しかしながら,南西諸島地域については地下構造に関する情報が十分に得られていないこともあり,詳細法の計算に必要不可欠である深部地盤モデルがこれまで作成されていなかった.そのため,本検討では最初に,南西諸島地域の深部地盤モデルを作成するとともに,一部修正することにより,モデルの更新を行った.

一方,これまで詳細法では,高周波数(短周期)地震動の計算に用いる統計的グリーン関数法において,水平動のみを対象としており,上下動計算については「全国地震動予測地図」の高度化に向けた課題の一つとして挙げられているにとどまっていたが,重要構造物の耐震設計において上下動も考慮されつつあり,詳細法による上下動計算の必要性が高まってきている。そこで,統計的グリーン関数法による上下動波形の計算手法についても検討し,福岡県西方沖の地震を対象とした検証を踏まえて,詳細法の計算に適用することとした。

本章では、はじめに従来からの震源断層を特定した地震動予測地図作成の高度化としての南西諸島地域の深部地盤モデルの作成と統計的グリーン関数法による上下動の計算手法の検討について示す。続いて、従来からの計算手法も含めて、本検討で作成した震源断層を特定した地震動予測地図について示す。

8.1 全国深部地盤モデルの更新

8.1.1 南西諸島地域のモデル作成

南西諸島地域の深部地盤モデルの作成は、海域の旧石油公団による基礎物理探査の結果を基本として、陸域の地質データを加えて地質モデルを作成する、物性値については、いくつかの基礎試錐のデータを参照して決定するが、データ数が少ないため、暫定的に与えるものとする。また、既に作成済みの全国深部地盤モデル(藤原・他、2009b)との整合性を考慮する。なお、本検討でのモデルの作成対象はほとんどが海域であり、地震動記録による検証や修正が現状ではきわめて困難なことから、初期モデル(0次モデル)に位置付けられ、既に作成した地域と比べて精度や信頼度は劣る。

新たにモデルを作成するにあたり、以下のデータ等を 収集した.

- · 基礎物理探查(旧石油公団)
- ①S47:沖縄-与那国, S48:沖縄~沖縄・宮古・石垣 (S48報告).
- ②S50:沖縄西方海域~沖縄・奄美・鹿児島
- ③S55:トカラ列島海域~沖縄・奄美・鹿児島
- ④H2: 九州南西ートカラ沖~宮古・沖縄・奄美(全体の総括)
- · 基礎試錐調查(旧石油公団)

S55: 宮古島沖

・その他の試錐

とか-1, 沖縄沖1-X (上記④中の記載を使用).

・地質図

1/20 万図幅:「魚釣島」,「久米島」,「宮古島」

1/5 万図幅:「糸満及び久高島地域」,「那覇及び沖縄

市南部地域」,「石垣島島北部地域」,「伊 平屋島及び伊是名島地域」,「与那国島地域」,「多良間島地域」,「伊良部島地域」, 「宮古島地域」,「宮古島北部地域」

このうち、基礎物理探査の測線を図 8.1.1-1 に示す. ① および②は深度断面図、③および④は時間コンター図を使用する.

モデルの作成は、はじめに地質モデルを作成し、弾性 波速度構造モデルへ変換する.

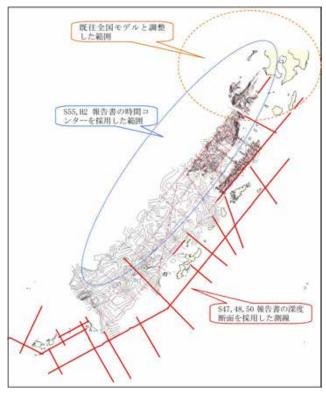


図 8.1.1-1 南西諸島及び沖縄地方の基礎物理探査測線位 置図.

地質モデルの作成は, 海域について,

- a. 調査範囲全体についてのデータを作成するために、 基礎物理探査の③、④ (前節参照) に掲載されてい る基盤上面といくつかの層準の時間コンター図を デジタル化する.
- b. 時間コンターデータに別途設定する速度値を与えて深度コンターに変換する.
- c. 基礎物理探査の①, ② (前節参照) 所収の深度断面 を読み取る.

d. b, c のデータを統合し、深度モデルとしてまとめる. なお、海上保安庁の沖縄トラフ付近の構造モデルについては、地震基盤以浅の構造がモデル化の精度と整合しないため、本検討では採用していない. 一方、陸域および島嶼部について、

- e. 島嶼範囲両側の海域と島嶼部を合わせた地形, 地質 断面を作成する.
- f. 島嶼部の既往地質図(平面図・断面図)から地質境

界を読み取り、それをもとに e の断面を修正する.

g. 陸,海域の地質境界を接合して,地質モデルとする. また,既往の全国深部地盤モデルにおける九州地域との接合部付近について,既往モデルの南端部のデータを本検討のデータで置き換える.

続いて、基礎試錐「とかー1」の検層データ等を用いて地質区分毎の速度値を設定する(図 8.1.1-2). このようにして作成した深部地盤モデルの各層の上面深さ分布を図 8.1.1-3 に、設定された値を全国モデルとの対比と合わせて表 8.1.1-1 にそれぞれ示す.

8.1.2 既存モデルの修正

既存モデルにおいて、モデル間の接合部やダミーデータを入力していた海域において、モデル内に境界面の不連続がある場所があった。そのため、これらの不連続部分を抽出し、スムーズな面構造となるように修正した。修正後のモデルの例を図 8.1.2-1 に示す。

海	域区分	中部沖縄トラフ	琉球地背針	4区南部	- 0
	坑井名	とか-1	沖縄沖 1-X	基礎試錐 「宮古島神」	
	調査年 実施者	1976 新西日本石油 開発(株)	1978 ガルフ - 帝国石油	1980 通商産業省	
CC P	羅 緯度(N) 経度(E)	29° 16' 22.2° 128° 55' 29.6°	25° 40° 29.09° 126° 42' 38.58°	24* 46' 19.868* 125* 41' 48.399*	
選打	深測線上の 位置 水深 掘止深度	Q90-B SP 358 T80-15 SP 500 84 m 2,958 m	Q90-D SP 3070 (15km SE offset) 215 m 3,043 m	Q90-D SP 8477 286 m 3,711 m	
第四紀	琉球層群				面の層
rL.		93 —	I層 — 231 —	520 —	4
	島尻層群	(551). VI	2230, 2670, 3350m	/sec	
鮮			Ⅱ層		1
新世一中	(阿良岳曆)	2,435	欠知 4550m/sec	欠如	
新世	八重山層群	一次如	欠如	工層	
		2,910 -	2,978 —		$\langle \neg$
- 8	蒸盤	Vp:5500m/sec		: 付加体堆積物	
1	2.5	V 層:結	晶質岩	0 81	

深度は全て海面からの値である。

* 深度93~551mが第四紀層 (琉球層群相当層) である可能性もある。

基礎物理探査報告書所収のデータ H2 報告書 : 4層準のコンター S55 報告書 : 基盤上面、中新統上面のコンター S47,48,50 報告書 : 基盤上面、中新統上面の断面

図 8.1.1-2 調査地域内の概略層序・弾性波速度とモデルの層構造の対応.

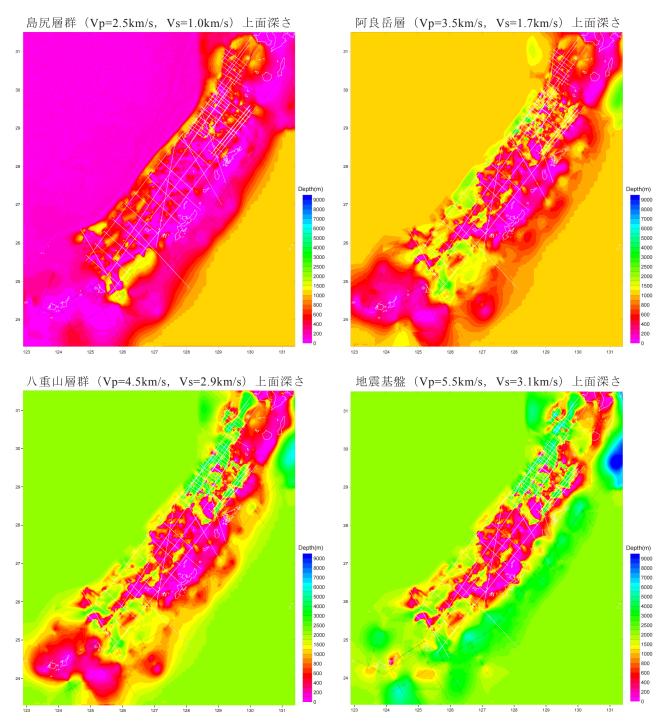


図 8.1.1-3 作成した深部地盤モデルの各層上面の深さ分布. 黒線及び白線は用いた探査測線位置を表す.

表 8.1.1-1 モデル化した地質区分と設定した弾性波速度及び全国モデルの層区分との対応.

層番号	地質区分	P波速度	S波速度	全国モデルにお
眉笛万	型 貝 色 刀	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ける層区分
I	琉球層群	1.5	0.35	第 1 層
П	島尻層群	2.5	1.0	第 15 層
Ш	阿良岳層	3.5	1.7	第 21 層
IV	八重山層群	4.5	2.9	第 26 層
V	地震基盤	5.5	3.1	第 30 層

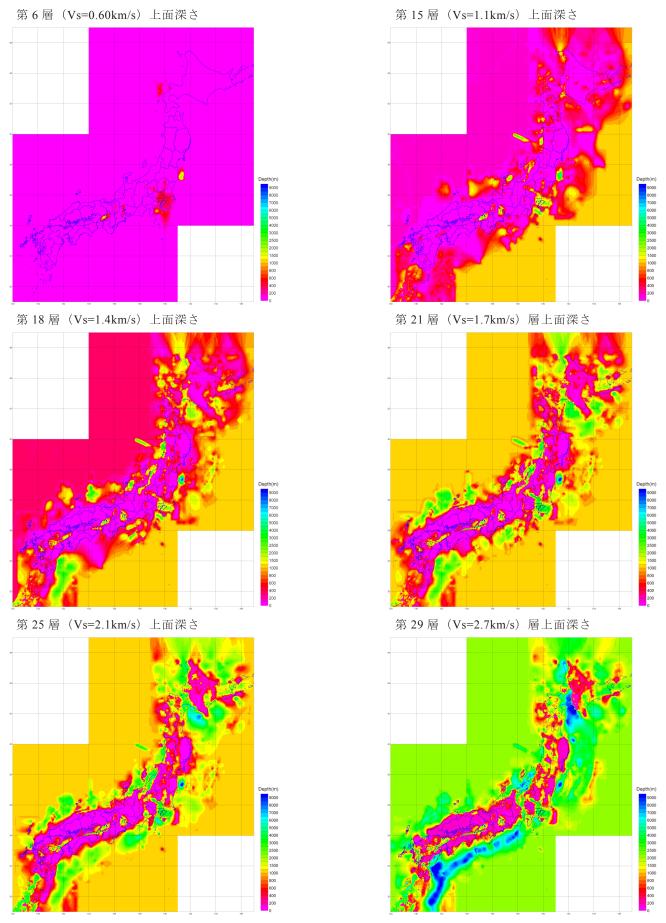


図 8.1.2-1 全国深部地盤モデルの修正版の例(各層上面の深さ分布). 層番号等は表 8.6.2-1 を参照.

8.2 統計的グリーン関数法による上下動計算 8.2.1 計算手法

統計的グリーン関数法による上下動の計算において考慮すべき項目として

- ①計算する波の種類 (S波のみか P波も考慮するか)
- ②ラディエーション係数の与え方
- ③地震基盤から工学的基盤までの地盤応答の計算法が挙げられる.これらの点に注目して、最近の研究等において提案あるいは用いられている手法での扱いを表8.2.1-1に整理する.周波数(または波長)に依存したラディエーション係数を導入し、地震基盤に対して SV 波の斜め入射とした地盤応答計算を適用した手法が多い.しかしながら、斜め入射とした場合には、入射角が小さい震源近傍において振幅が特に過小評価となることがが指摘されている(例えば、三明・他、1999).一方で、佐藤(2008)は上下動に関する地盤増幅特性に関して、高周波数成分では、S 波の評価に対しても P 波の鉛直入射とした応答を用いることで観測記録をおおむね説明でる結果が得られることを示している。また、ラディエーション係数については、高周波数帯では等方的になるとして一定値を与えているものがほとんどである.

従来の地震動予測地図における水平動の計算では SH 成分のみを対象としており, ラディエーション係数は対象地点や周期によらず一定値とし, 地震基盤から工学的基盤までの増幅特性は SH 波の鉛直入射の応答として計算している. それでも「地震動予測手法の検証」において, 震度分布や最大速度分布が観測記録とおおむね整合する結果が得られているという実績がある(例えば, 地震調査委員会強震動評価部会, 2008; Morikawa et al., 2008). また,ハイブリッド合成法を適用しており,統計的グリーン関数法による計算波形は 1Hz以上の高周波数帯域のみを用いている. これらのことを踏まえ, 現状の水平動の計算手法の枠組みを可能な限り踏襲しつつ実用的な計算結果が得られる, という観点に立って, 地震動予測地図に導入する上下動の統計的グリーン関数法の計算手法として以下を提案する.

- 1. S 波部分のみ (SV 波) を対象とする.
- 2. ラディエーション係数は、対象地点、周波数によらず S 波の全方位平均を等分配した値を用いる.
- 3. 経験的な上下動/水平動スペクトル比を用いて,水 平動スペクトルから上下動成分(振幅)を求める.
- 4. 鉛直入射として求められる P 波の地盤応答を地震 基盤への入力波に掛け合わせる。
- 5. その他, エンベロープ, 波形合成法などは水平動と 同じとする. ただし, 要素地震波形 (スペクトル) の位相特性は, 水平動と上下動で変える.

Nishimura et al. (2001) は、地震基盤上の観測記録を基に経験的な上下動/水平動スペクトル比を求めており、ここではその比を採用する。ただし、対象となる高周波数帯域(1Hz以上;周期1秒以下)ではほぼ一定値となっていることから、周期1秒以下の平均値である0.57を全周期帯に適用することとする(図8.2.1-1).

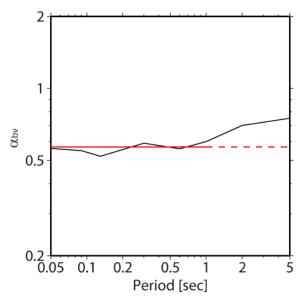


図 8.2.1-1 Nishimura et al. (2001) による上下動/水平動スペクトル比(・_{bv};黒)と本検討で用いる値(赤).

	表 8.2.1-	1 統計的グリーン関数法の)比較.	
手法	考慮する波の種類	ラディエーション係数	地盤応答の計算	射出角・入射角計算
全国地震動予測地図	SH 波 (水平動のみ)	全周波数で一定値	鉛直入射	不要
中央防災会議(2003)	SV 波,SH 波	理論値(<0.5Hz) 一定値(>5Hz)	斜め入射	波線理論に基づく
香川(2004)	P波, SV波, SH波	理論値(<0.5Hz) 一定値(>5Hz)	斜め入射	波線理論に基づく
堀家・大西(2008)#1	P波, SV波, SH波	理論値 (D _t /W ₁ <0.5) 一定値 (D _t /W ₁ >5)	斜め入射	波線理論に基づく
佐藤(2008)#2	P波, SV波, SH波	理論値(<3Hz) 一定値(>6Hz)	斜め入射 (<3Hz) 鉛直入射 (>6Hz)	波線理論に基づく
本検討の提案手法 #2	SV 波,SH 波	全周波数で一定値	鉛直入射	不要

表 8.2.1-1 統計的グリーン関数法の比較

$1:D_t$ は伝播距離、 W_1 は波長を表す、#2:上下動の鉛直入射については、S波においてもP波として計算.

8.2.2 提案手法の検証

提案手法の有効性について,地震調査委員会強震動評価部会 (2008) および Morikawa et al. (2008) により強震動予測手法の検証がなされている 2005 年福岡県西方沖の地震に適用し検証する.

波形計算のための深部地盤構造モデル及び震源モデルは、上記「検証」と同じものを用いる.深部地盤構造モデルを表 8.2.2-1 及び図 8.2.2-1 に、震源パラメータの一覧を表 8.2.2-2 及び図 8.2.2-2 にそれぞれ示す.震源モデルに関して、ケース $1\sim3$ は既往研究の震源インバージョン解析結果を参考に設定されたもの,ケース 4 はレシピに従って設定されたものである.

上記「検証」において観測記録との比較が行われている観測点(図 8.2.2-3 参照)について、速度波形の比較を図 8.2.2-4 に示す.ここで、水平動については、Morikawa et al. (2008) によるものであり、波形については観測、計算いずれもハイブリッド合成法で現在用いているマッチングフィルターにより、周期 0.67 秒以上(1.5Hz 以下)の成分をカットしている.なお、観測波形は地表であるのに対して計算波形は工学的基盤上(Vs=600m/s)と異

なっているために厳密な比較はできないものの、本検討により計算された上下動は、水平動と同等程度かそれ以上に観測波形と対応している。図 8.2.2-4では、上下動/水平動スペクトル比について Nishimura et al. (2001)による値をそのまま用いた場合の計算結果も示しているが、本検討で提案した全周期帯に対して一定値とした場合との違いはほとんど見られない。

表 8.2.2-1 深部地盤モデルの物性値.

	P波速度	S波速度	密度	Os
	[km/s]	[km/s]	[g/cm ³]	Qs
1	2.0	0.6	1.90	100
2	2.5	1.1	2.15	100
3	3.0	1.4	2.25	100
4	3.5	1.7	2.30	100
5	4.0	2.1	2.40	200
6	5.0	2.7	2.50	200
7	5.5	3.1	2.60	300

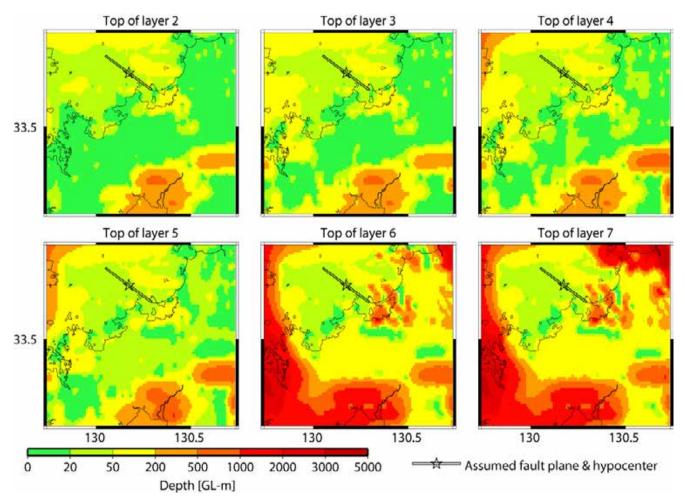


図 8.2.2-1 計算に用いた深部地盤モデル(各層上面の深さ分布; Morikawa et al., 2008 による).

表 8.2.2-2 2005 年福岡県西方沖の地震を対象とした強震動評価手法の検証において用いた特性化震源モデル(地震調査委員会強震動評価部会, 2008 による).

			版形人ンパージ	波形インバージョン結果に基づく特性化震源モデル	化震源モデル	「レシビ」による	「レシビ」による特性化震源モデル	
严層 ペルメータ	₹ <u> </u>		ケース1 (Kobavashi <i>et al.</i> 2006)	7—72 (Aseno and Iwata 2006)	ケース3 (Sekiguchi et al. 2006)	(初期設定)	7-74	霍北
	震源位置「破壊開始点	壊開始点] (° N ′ ° E)	33.7402/130.1722	33.7402/130.1722	33.7402/130.1722		33.7402/130.1722	1) より (参考:気象庁 33.738/130.175)
-1-10-5	ま向 8(°)		N 126 F	N 126 F	N 126 F		N126F	14(1
-	国命のの		87	87	87		87	1) 240
	(km) 7 全当		28	28	28		28	波形インベージョン結果より設定
	幅 W (km)		16	16	16		16	$W=W_{\rm s}/\sin\delta$
	画積 S (km²)		448	448	448		448	M·7=S
	地震発生層	岩脈発牛層 [上編~下編] (km)	3~19	3~19	3~19		3~19	(地職発生層の厚さ M ₀ =16km)
巨視的	震源深さ [破	震源深さ[破壊開始点] (km)	=	14	12		=	波形イン バージョン結果より設定 (参考:1)では 9.84km, 気象庁 9km)
_	右服モーメント Mo (N·m)	F M₀ (N·m)	1.12E+19	1.12E+19	1.12E+19	1.12E+19	1.12E+19	(3)式 M ₂ =(S/4.24・10 ¹¹) ² ・10 ⁻⁷ の関係式より算定
<u> 1-11 </u>	モーメントマク	モーメントマグニチュード M.,	6.63	6.63	6.63	6.63	6.63	logMo=1.5M,+9.1 の定義式(Kanamori, 1977)より
1 44	1000			-00			1000	$(21-2)$ $\pm \Delta \sigma = (7/16) \cdot M_0/R^3$. $S = \pi R^2$
, de	静田心力陸	静的心力陸ト軍 △♂ (MPa)	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	(R: 断層面積S/こ対する等価半径)
	副性率 ≠ (N/m²)	4/m²)	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 (kg/m^3)$, $\beta = 3.4 km/s$
erl	平均すべり量	I D (m)	080	0.80	08'0	0.80	080	$D=M_0/\pi/S$
*	短周期レベル	短周期レベル A (N·m/s²)	1.18E+19	1.18E+19	1.18E+19	1.18E+19	1.18E+19	(11) = $A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot (M_0 \cdot 10^7)^{1/3}$
		総面積 S _a (km²)	64	64	48	79	80	$S_a = \pi \cdot r^2$ (但し、ケース4では2km単位の矩形として再設定)
		割合(%)	14.3	14.3	10.7	17.6	17.9	S/ ⁸ S
•	4	等価半径r (km)	4.51	4.51	3.91	5.02	5.05	(12) $\pm r = (7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \cdot \beta = 3.4 \text{km/s}$
	テスペリティ	本事エーメント M. (N.m.)	2 105+10	2 10 0 + 10	2 30E+10	2 045 ± 10	2 000-110	(ケース4では5=π・パ・より換算)
			0.191.0	0.192.10	2.395.10	0.945	0.335	
		静的心力降下量 △♂。(MPa)	20.08	20.08	26.77	16.26	16.06	O
		平均すべり量 D _a (m)	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	(15) 式 $D_s= \xi \cdot D$, $\xi=2$
		面積 S _{a1} (km²)	64	48	48	79	80	S _{a1} : S ₂₂ = 16:6を基に設定 (ケース2), その他は S ₂₁ =S ₂
		等価半径r ₁ (km)		3.91	3.91	5.02	5.05	
441)		1.60	1.79	1.60	1.60	1.60	(19) $\mathbf{I} = D_{a_1} = (\gamma_1/\sum \gamma_1^3) \cdot D_a$, $\gamma_1 = r_1/r$
<u>. · · </u>	アスペリティ	_	3.19E+18	2.67E+18	2.39E+18	3.94E+18	3.99E+18	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$
400		実効応力 σ_{a1} (MPa)	20.08	20.08	26.77	16.26	16.06	
被視的解析性		ライズタイム t,	1.3	1.4	1.4	2.0	1.6	t,=W ₃ //(2V _r)(アスペリティ断層幅W ₃ /は右図参照)
阪原付出		面積 S _{a2} (km²)	1	16	1	ı	1	$S_{s1}: S_{s2} = 16: 6$ を基に設定 (ケース2), その他は $S_{s2} = 0$
			-	2.26	-	ı	1	
4-41	3%		-	1.03	ı	ı	ı	(19)式 $D_{s2}=(\gamma_2/\Sigma\gamma_1^3)\cdot D_s$. $\gamma_1=r_1/r$
<u>· · · </u>	アスペリティ		-	5.15E+17	-	ı	-	$M_{0s2} = \mu \cdot D_{s2} \cdot S_{s2}$
		実効応力 _{σ2} (MPa)	-	20.08	-	1	1	
		ライズタイム t,	_	1.0	_	_	_	
		地震モーメント Mos	7.97E+18	7.97E+18	8.77E+18	7.22E+18	7.18E+18	(17) 式 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
		西積 S_b (km²)	384	384	400	369	368	$S_{\mathrm{b}} = S - S_{\mathrm{a}}$
nº	地加加斯	平均すべり量 D _b (m)	0.67	0.67	0.70	0.63	0.62	(18) $\overrightarrow{\pi}$ $D_b = M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$
	ž ž	実効応力 σ_{b} (Mpa)	4.18	3.24	4.42	3.55	3.14	(23) $\vec{\mathbf{I}} = \sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\Pi^{1/2}/D_b) \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \nabla Y_b^{-1} \cdot \cdot \cdot (T - \mathbf{Z})$ (23) $\vec{\mathbf{I}} = \sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (D_b/W_b) \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (T - \mathbf{Z})$
		ライズタイム t.	2.7	3.8	3,8	3.3	33.3	t=W(2V,)
1.	f _{max} (Hz)		9	9	9	9	9	
Inc	砂块伝播速度	重 V (km/s)	3.0	9.1	9.1	2.4	2.4	(24) 1 V =0.72 β
	数本間がよ	1	S. Hill	1.7 High	1.7	- 5.3	1.7	
震源特性	破壊伝播様式	Ť.	原原第1フロントは同心円	原修第1フロントは同心日	原原第1フロントは同心円	国心田	同心田	
				* * * * * * * * * * * * * * * * * * * *	1			
				波 杉インペーンヨン結果 より設定	果より設定	有子は波形イング	ーンヨン結果に扱い	青子 は波 ガイソスーンョン結果 に恭 しき 設定 した値を 不 り
]フシア かの 名の 監 条 共 よっ 診 引	たい設定			
				100000000000000000000000000000000000000	SON DEACH			

※備寿禰は [____]以外のバラメータ設定根拠を示す ※※1)についてば、http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/fukuoka050320/による ※※1)についてば、http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/fukuoka050320/による

]モデル化において再設定

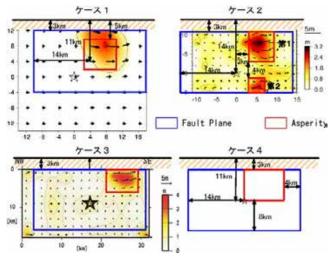


図 8.2.2-2 設定した 4 つの震源モデルの模式図.

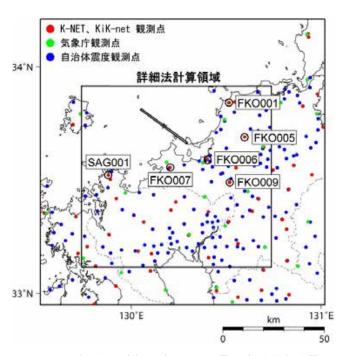


図8.2.2-3 波形を示す観測点位置(地震調査委員会強震動評価部会,2008に加筆).

地盤の応答に関して、「レシピ」通りに震源パラメータが設定されているケース 4 を対象として、SV 波の斜め入射を考慮した場合と本検討で提案した手法との比較を行った(図 8.2.2-5). ここでは、入射角については各要素断層と観測点との位置関係によらず一定とした. 図 8.2.2-4 では、図 8.2.2-4 と同様、観測波形が地表、計算波形が工学的基盤上のものと異なっているが、入射角が小さくなるほど振幅が過小評価となる傾向が見られる. このことは、三明・他(1999)の指摘と同様、入射角が小さい震源近傍において上下動成分が特に過小評価になることが示唆される. 一方、比較的大きな入射角では、

地下構造によって増幅特性が大きく異なる傾向が見られる.本検討の提案手法は観測波形とよく対応した計算結果が得られており、佐藤(2008)の結論を支持する.

ハイブリッド合成を行った結果の速度波形と観測記録との比較の例を図 8.2.2-6 に示す. 観測波形は地表, 計算波形は工学的基盤上のものであるが, 観測波形に対する計算波形の再現性は, 最大振幅, スペクトル形状とも既に検証がなされている水平動と同等程度に確保されている. なお, 本検討では, 上下動単独でハイブリッド合成(重ね合わせ)を行ったこともあり, 既存の水平動と比べて重ね合わせの位置が合っていないものがある. 実際の適用にあたっては, 水平動と同じ位置で重ね合わせる必要がある.

地震動予測地図は「平均的」な地震動予測結果が得られる標準的な評価手法と位置付けられるが、本検討で提案した上下動計算手法は、経験的な上下動/水平動スペクトル比を用いており、「平均的」な予測結果が得られる手法と言える。現行手法と整合する上下動計算手法の導入は、地震動予測手法高度化の成果の一つである。しかしながら、今後は水平動も含めてさらなる高度化が必要であり、統計的グリーン関数法のみの検討ではなく、今後は、ハイブリッド合成法全体として接続周期を高周波数側へシフトさせることを目指した検討が必要である。

8.2.3 震度の算出に関する検討

現在,詳細法による計算結果としての地表の計測震度は,詳細法工学的基盤上での水平動二成分の計算波形から求められる計測震度をもとに,工学的基盤上の最大速度がパラメータとして含まれる震度増分を加えることにより算出される.計測震度は本来上下動も含めた三成分の地震動波形から算出されるが,震度増分の基礎となっている最大速度の増幅率などの経験的関係式は水平動の記録から求めらたものであり,上下動を含めた記録に対する適用性に関して不明である.そこで,震度の算出に関しては,従来の水平動二成分から求める手法を適用する方針とする.ここではその妥当性について,前節で計算された波形および観測記録を用いて検討する.

前節の計算領域全体を対象として、約 1km 四方メッシュの中心点毎に計算された工学的基盤上のハイブリッド合成波形について、水平動二成分のみから求めた計測震度と上下動を含めた三成分から求めた計測震度の比較を図 8.2.3-1 に示す。両者の差はほとんど 0.1 以内であり、特に震度 3 以上に関してはほぼ一致していることが分かる。一方、2009 年末までの K-NET および KiK-net による観測記録について、同様に水平動二成分のみから求めた計測震度の比較を行った結果、特に地震動予測地図の予測対象となる震度 4 以上においては、95%以上の観測記録が 0.1 未満の差となっている(図 8.2.3-1 の最右列)。このことから、これまでの計算結果との整合性も考慮して、地表の計測震度の算出においては、上下動を計算した場合でも従来通り水平動二成分のみから求めることとする。

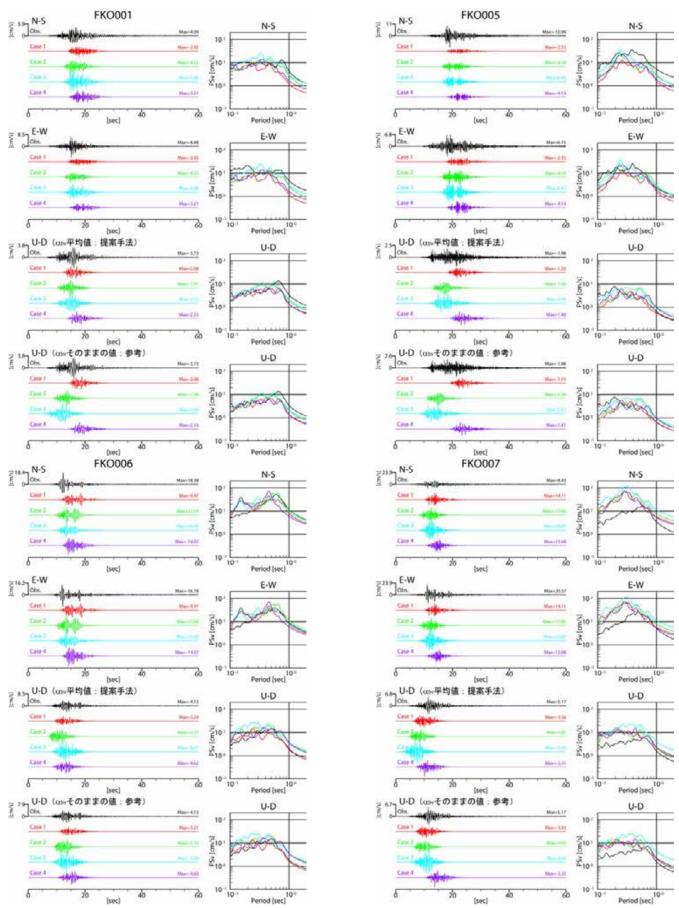


図 8.2.2-4 観測記録と計算結果の速度波形および擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の比較. 周期 0.67 秒以上の成分をフィルターでカットしている. 観測は地表, 計算は工学的基盤上であることに注意.

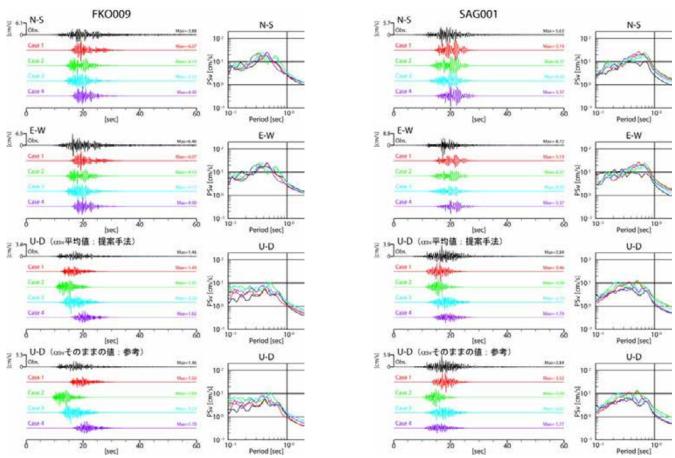


図 8.2.2-4 観測記録と計算結果の速度波形および擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の比較(つづき). 周期 0.67 秒以上の成分をフィルターでカットしている. 観測は地表, 計算は工学的基盤上であることに注意.

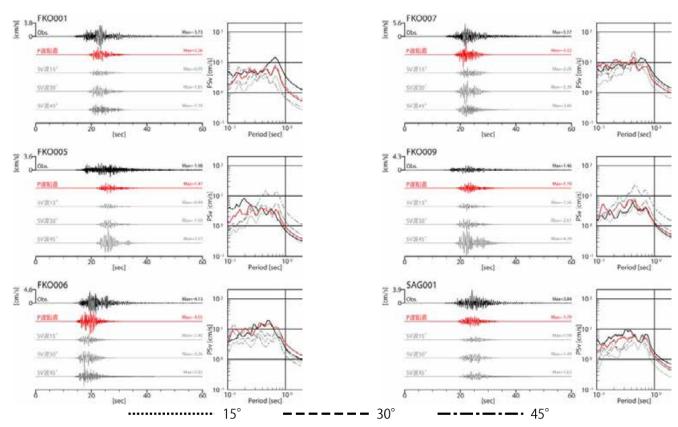


図 8.2.2-5 観測記録と提案手法および斜め入射による計算結果の比較. フィルター等の条件は図 8.2.2-4と同じ.

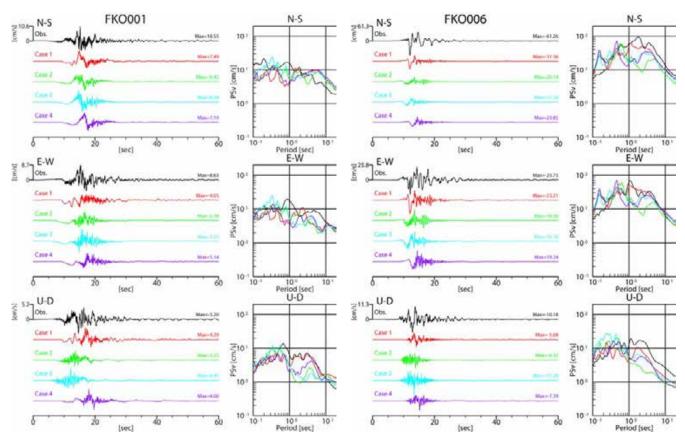


図 8.2.2-6 上下動を含めたハイブリッド合成波形と観測記録の比較例. 観測記録は地表, 合成波形は工学的基盤上であることに注意.

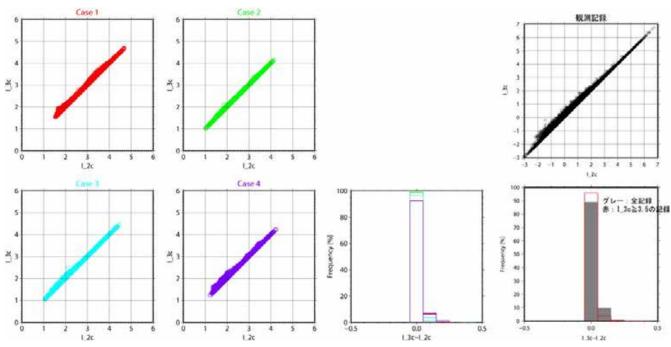


図 8.2.3-1 水平動のみから計算される計測震度 (I_2c)と三成分から計算される計測震度 (I_2c)の比較. 左側 3 列は本検討での計算波形によるもの, 最右列は 2009 年末までの K-NET, KiK-net 観測記録によるもの.

8.3 評価の手順と結果の表示方法

8.3.1 評価対象とした地震

震源断層を特定した地震動予測地図は,2010年および 2011年に長期評価が新たに公表された,あるいは改訂に より震源断層の位置・形状の評価に変更があった以下の 主要活断層帯を対象として作成する.

- 石狩低地断層帯(主部、南部)
- ·新庄盆地断層带(東部、西部)
- 中央構造線断層帯(金剛山地東縁区間、和泉山脈南 縁区間)
- 宮古島断層帯(中部、西部)

全ての断層帯について、「レシピ」に従って巨視的震源 特性および微視的震源特性を設定し、詳細法による強震 動波形計算を行うとともに、簡便法(距離減衰式を用い た手法)による計算も行う. なお、長期評価による長さ が 20km 未満の断層帯については本来、「レシピ」の適用 外であるために巨視的・微視的震源パラメータの設定法 が確立されていないが、本検討では「レシピ」を例外的 に外挿により適用して計算することとした.

8.3.2 評価手法の概要

主要活断層帯を対象とした詳細法による強震動計算は、「レシピ」の手順に従って行う. おおまかな流れは以下の通りである.

- 1) 巨視的・微視的震源パラメータ及び地下構造モデルを設定する.
- 2) 詳細法工学的基盤上の強震動波形を計算する.
- 3) 浅部地盤モデルをもとに地表の地震動を評価する.

一方, 簡便法による強震動計算のおおまかな流れは以下の通りである.

- 一) 巨視的震源パラメータを設定する.
- 二) 距離減衰式により詳細法工学的基盤上の地震動を 計算する.
- 三) 浅部地盤モデルをもとに地表の地震動を評価する.

なお,ここでは S 波速度が 600m/s の地盤を「詳細法工学的基盤」と定義し、確率論的地震動予測地図で用いた工学的基盤 (S 波速度が 400m/s の地盤) と区別する.

8.3.3 結果の表示方法

詳細法による計算結果として,詳細法工学的基盤上での最大速度分布,及び地表での震度分布の地図を示す.また,地図作成領域内の主要地点)を選定し,その市区町村の役所または役場を含むメッシュにおける,詳細法工学的基盤上の速度波形,及び擬似速度応答スペクトル(減衰 5%)を示す.

簡便法による計算結果として、地表での震度分布、対象地震が発生した場合に震度5弱以上、震度5強以上、震度6弱以上、及び震度6強以上となる確率の分布の地図を示す。

8.4 地図の作成領域と仕様

8.4.1 地図の作成領域

震源断層を特定した地震動予測地図の作成領域は,評価対象の断層帯ごとに個別に設定する.詳細法による地図の作成は,断層の端部から水平距離がおよそ 50km の範囲を含む矩形の領域を対象とした.これは,M7 程度の主要活断層帯に対して,距離減衰式による予測結果において震度 5 強となる領域をおおむね包含する領域となっている.震源断層に対する位置関係や人口を参考にしながら,この地図作成領域内で 10 都市を主要地点として選択し,その市区町村の役所(あるいは役場)が含まれるメッシュにおける工学的基盤上の波形および擬似速度応答スペクトル(減衰 5%)を示す.ただし,宮古島断層帯については,計算領域が宮古島市のみのため,主要地点も 1 都市のみになっている.

簡便法による地図の作成領域は、詳細法による地図よりもやや広めの断層端から水平距離がおよそ 80km の範囲を含む矩形の領域とした.これは、震度 5 弱となる領域をおおむね包含する領域である.

8.4.2 地図の仕様

詳細法による地震動予測地図は、対象の断層帯ごとに以下のものを一組として作成する.

- 地形図及び断層面位置図
- ・ 詳細法工学的基盤における司・翠川 (1999) による 距離減衰式との比較
- 詳細法工学的基盤上の最大速度分布
- 詳細法工学的基盤上の震度分布
- ・ 詳細法工学的基盤から地表までの震度増分の分布
- 地表の震度分布

簡便法による地震動予測地図は,以下のものを一組と して作成する.

- 地形図及び断層面位置図
- 地形・地盤分類図
- 詳細法工学的基盤上の最大速度分布
- 詳細法工学的基盤から地表までの最大速度の増幅 率分布
- 地表の最大速度分布
- ・ 地表の震度分布
- 対象の地震が発生した場合にある震度以上となる 確率分布(条件付超過確率,震度5弱以上,震度5 強以上,震度6弱以上,震度6強以上の4種類)

いずれの地図においても、地表における地震動の評価地点は、対象領域に含まれる第3次地域区画メッシュ(約1km四方)を16等分割した4分の1地域メッシュ(約250m四方)の中心とした。ただし、詳細法工学的基盤上については、1kmメッシュの中心としている。なお、各地図の緯度経度は測量法改正前の日本測地系に基づいている。

8.5 震源パラメータの設定

詳細法による強震動計算を行うため、微視的震源特性、及びその他の震源特性を「レシピ」における一律に手続き化された方法に従って設定する。巨視的震源特性については、長期評価の公表時に地震調査研究推進本部事務局作成資料として合わせて出される予測震度分布の計算に用いられたものを用いる。設定されたパラメータを表8.5-1 にまとめる。以下にその詳細を述べる。

8.5.1 微視的震源特性の設定

設定の流れ全体を図 8.5.1-1 に示す. 個別のパラメータ 設定方法は以下の通りである.

a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置を全国一律に手続き化された手法として設定するため,以下の原則を定めた.

- 深さ(断層幅)方向に関して
 - ・ 中央に配置する.
 - 最浅及び最深の断層モデルメッシュはアスペリティとならないようにする.
 - 背景領域となるメッシュが奇数となる場合は、 中央よりも浅い方へアスペリティを寄せる。
- 長さ(走向)方向に関して
 - ・ 長期評価において変位量分布が記述されている場合には、その変位量が大きいところが中心となるように配置する.
 - ・ そのような情報が無い場合には、アスペリティ を断層面の中央部に配置する.
 - 断層モデルの両端のメッシュはアスペリティとならないようにする.

アスペリティの個数は断層セグメントを基本として定める. 長期評価で活動区間が分けられているものについては、それをセグメントに置き換える. 断層モデルの長さが 60km 以上の場合、長期評価における記述を参考に二つのセグメントに分割する. 長期評価に基づいて分割ができない場合は、強震動用セグメントとして断層モデルの長さを半分程度に分割する. また、断層に屈曲点が設けられている場合は屈曲点でセグメント分割する. それ以外の場合は、一つの断層帯で一つのセグメントとする. セグメントの長さが 25km 未満の場合は 1 個, 30km以上の場合は 2 個, 25km~30km の場合には 1 個または 2 個とする. 断層帯が単一のセグメントから成り、その長さが 25km~30km である場合は、アスペリティが 1 個と 2 個の両方のモデルを設定する.

b) アスペリティの総面積 S_a [km²]

アスペリティの総面積は、加速度震源スペクトルの短周期レベル A $(N\cdot m/s^2)$ より求めることを基本とする、短周期レベルは、壇・他(2001)による地震モーメント M_0 $(N\cdot m)$ との経験的関係式(「レシピ」の(11)式)

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$$
(8.5-1)

より算出する (入倉・他, 2002). アスペリティが円形であると仮定した場合, その等価半径 r (km) は,

$$r = \frac{7\pi}{4} \cdot \frac{M_0}{A \cdot R} \cdot \beta^2 \tag{8.5-2}$$

(「レシピ」の(12)式) より求められる. ここで, R (km) は断層モデル全体を面積が等価な円に置き換えた場合の半径, β (km/s) は地震発生層のS 波速度である. 結果としてアスペリティ総面積は,

$$S_a = \pi r^2 \tag{8.5-3}$$

より得られる. なお, 屈曲した2つの断層面が地中で連続する断層帯(魚津断層帯など)の場合, 元の面積と重複部分を削除して小さくなった面積の二通りについてそれぞれ微視的震源特性の設定を行い計算することとした.

ところで、長大断層のように断層モデルの長さが幅に比べて非常に大きい場合、上記の手順でアスペリティの総面積を求めると、断層面全体の面積に対する比が経験的関係で示されている値、Somerville et al. (1999) の 22%、宮腰・他(2001)の 15~37%、石井・他(2000)の 37%、と大幅に異なることが生じる。これは、断層面全体を円形と仮定することが適切でないことを示している(地震調査委員会、2005)。従って、このような場合は、アスペリティの総面積が Somerville et al. (1999) に基づいて震源断層モデル全体の面積 S_{model} の 22%と仮定する.

一つのセグメントに二つのアスペリティがある場合, 石井・佐藤 (2000) の研究成果に基づきその面積比を 2: 1 とする. 個々のアスペリティを断層モデルメッシュで 表すにあたって,以上により求められる面積よりもでき る限り下回らないような正方形に近い形状となるように 設定する. このとき,アスペリティの長さ/幅が概ね 1.0 ~1.5 程度を目安とする.

c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D_a , D_b [m] アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は, 震源断層モデル全体の平均すべり量 D_{model} (m) の ξ 倍とした

$$D_{\rm a} = \xi \cdot D_{\rm model} \tag{8.5-4}$$

(「レシピ」の(15)式) において、Somerville et al. (1999)、石井・他(2000)に基づき、 ξ =2 として求める.背景領域のすべり量 D_b は、全体の地震モーメント M_0 (N・m)からアスペリティの地震モーメント M_{0a} (N・m)を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} (N・m)求めた後、以下の式(「レシピ」の(16)~(18)式)

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \tag{8.5-5}$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \tag{8.5-6}$$

$$D_{\rm b} = \frac{M_{\rm 0b}}{\mu \cdot S_{\rm b}} = \frac{M_{\rm 0b}}{\mu \cdot (S_{\rm model} - S_{\rm a})}$$
(8.5-7)

により算出される. ここで、 μ は地震発生層の剛性率である (「レシピ」の(10)式参照). アスペリティが複数の場合,個々のアスペリティのすべり量 D_{ai} は以下の式(「レシピ」の(19)式)

$$D_{ai} = \frac{\gamma_i}{\sum \gamma_i^3} \cdot D_a \tag{8.5-8}$$

$$\gamma_i = \frac{r_i}{r} \tag{8.5-9}$$

より算出する.

d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と 実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma$, $\Delta\sigma$ _a, σ _b [MPa]

円形の破壊面を仮定できる断層の場合は、震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量($\Delta\sigma$ 及び $\Delta\sigma$ a)をEshelby (1957) に基づく以下の式 (「レシピ」の(21-2)式,及び(20-2)式)

$$\Delta \sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \tag{8.5-10}$$

$$\Delta \sigma_{\rm a} = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^2 \cdot R} \tag{8.5-11}$$

より求められる。ただし、アスペリティの総面積を求める際に断層面全体の面積の 22%と仮定している、円形の破壊面を仮定できない長大断層などの断層帯については、Fujii and Matsu'ura (2000) の研究成果を採り入れ、 $\Delta \sigma$ =3.1 MPa であると仮定した上で、Madariaga (1979) による以下の式(「レシピ」の(20-1)式)

$$\Delta \sigma_{a} = \frac{S_{\text{model}}}{S_{a}} \cdot \Delta \sigma \quad (= 14.1 \text{ MPa})$$
(8.5-12)

によりアスペリティの静的応力降下量を設定する.

アスペリティが複数ある場合、特にその震源域の詳しい情報が無い限り、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量と一致し、アスペリティの実効応力 (σ_a) は静的応力降下量と等しいとする.

背景領域の実効応力 (σ_b) は、 壇・他 (2002) に基づき、アスペリティがセグメントに一つの場合は

$$\sigma_{\rm b} = \frac{D_{\rm b}}{W_{\rm b}} \cdot \frac{W_{\rm a}}{D_{\rm a}} \cdot \sigma_{\rm a} \tag{8.5-13}$$

(「レシピ」の(22)式),アスペリティが複数の場合は

$$\sigma_{\rm b} = \frac{D_{\rm b}}{W_{\rm b}} \cdot \frac{\sqrt{\pi}}{D_{\rm a}} \cdot r \cdot \left(\sum \gamma_i^3\right) \cdot \sigma_{\rm a} \tag{8.5-14}$$

(「レシピ」の(23)式)とする. ここで、 γ_i は (8.5-9) 式で与えられ、 W_a (km) はアスペリティの幅、 W_b (km) は背景領域が矩形とした場合の幅である.

e) f_{max} [Hz]

 f_{max} は Hanks (1982) によって定義された、加速度スペ

クトルの高周波数領域において急激に減衰を始める周波数である。ここでは、計算を実施する全ての断層帯に対して、活断層を対象とした強震動計算で用いてきた値である、鶴来・他(1997)による f_{max} =6Hz とする。

f) 平均破壊伝播速度 V_r [km/s]

平均破壊伝播速度 V_r は、対象地域の詳しい情報が無い限り、Geller (1976) による地震発生層の S 波速度 $\beta(km/s)$ との経験的関係式(「レシピ」の(24)式)

$$V_{\rm r} = 0.72 \cdot \beta \tag{8.5-15}$$

より設定する.

8.5.2 その他の震源特性の設定

A) 破壞開始点

破壊開始点は、中田・他(1998)による活断層の分岐 形態に基づいたモデル化をすることが望ましいが、現状 では分岐形態がはっきりしない断層帯が多い.ここでは、 「レシピ」の基本ケースにより設定する(図 8.5.2-1). すなわち、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ 下端の角とし、アスペリティが一つのときはその両角、 複数あるときは最も端にあるアスペリティの断層端側角 の2ケースを設定する。縦ずれ成分が卓越する場合(正 断層型、逆断層型)にはアスペリティ下端の中央とし、 複数のアスペリティがある場合には、それぞれのアスペ リティ部分を破壊開始点とする、アスペリティの個数分 のケースを設定する.

B) 破壞形態

破壊開始点から一定の破壊伝播速度 V_r で放射状に進行していくものとする.異なるセグメント間では,最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する.ただし,セグメント間で傾斜角が異なる場合には,破壊開始点と同じ深さで破壊が最も早く到達する地点から伝播していくものとする.

最終的に合計 29 のケースが設定されている. なお,一律に手続き化された方法の例外的な扱いとなっている断層帯については,表 8.5.2-1 において背景に色を付けて示している. なお,各モデルは 2km 四方のメッシュで表現されるため,詳細法の計算において最終的に設定される地震モーメントは当初求められる値と若干異なる場合があることに留意されたい.

表 8.5.2-1 主要活断層帯における詳細法による強震動計算に用いたパラメータ(その1).

							₩	全体断層						全ア	全アスペリティ	71	背景領域	頁城
		T	M	M_0	$M_{\scriptscriptstyle W}$	$D_{ m us}$	\mathcal{S}	$L_{ m model}$	$W_{ m model}$	S_{model}	$D_{ m model}$	$\Delta\sigma$	A	S_a	D_a	$arDelta\sigma_a$	S_b	D_b
		km		N·m		km	度	km	km	km^2	m	MPa	$N \cdot m/s^2$	km^2	m	MPa	km^2	m
	石狩低地東縁断層帯主部		7.0	0 20E 110	7.7	6	30	42	18	756	, ,	4.0	0 200 10	262.5	4.8	13.7	493.5	1.1
0601	(A. レシピ通りの地震モーメント)	93	<i>y</i> .		7:7	6	30	26	18	468	7:7	4.0	2.32E+19	162.5	3.8	13.7	305.5	6.0
1000	石狩低地東縁断層帯主部	8	7		1	6	30	42	18	626.4	1.1	,	1 00E 10	184.3	3.8	14.3	442.1	1.1
	(B. 面積が重なった分を削除)		y. /	3.18E+19	1.,	6	30	26	18	338.4	I.,	4.7 2.4	1.98E+19	9.66	2.8	14.3	238.8	0.8
0602	石狩低地東縁断層帯南部	54	7.7	5.66E+19	7.1	6	30	99	18	1008	1.8	4.3	2.04E+19	306.3	3.6	14.2	701.7	1.0
1701	新庄盆地断層帯東部	22	7.1	9.83E+18	9.9	3	35	24	18	432	0.7	2.7	1.14E+19	69.2	1.5	16.7	362.8	9.0
1702	新庄盆地断層帯西部	17	6.9	5.95E+18	6.4	3	45	18	18	324	0.6	2.5	9.60E+18	47.2	1.2	17.1	276.8	0.5
8101	中央構造線断層帯金剛山地東縁区間	23	6.9	6.65E+18	6.5	1	30	18	20	360	9.0	2.4	9.97E+18	49.3	1.2	17.3	310.7	0.5
8106	中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間	52	7.7	5.26E+19	7.1	4	45	54	18	972	1.7	4.2	5.26E+19	288.0	3.5	14.3	684.0	1.0
11001	宮古島断層帯中部	28	7.2	1.57E+19	6.7	3	09	30	18	540	6.0	3.1	1.33E+19	103.6	1.9	15.9	436.4	0.7
11002	宮古島断層帯西部	17	6.9	5.95E+18	6.4	3	09	20	18	360	0.5	2.1	9.60E+18	42.5	1.1	18.0	317.5	0.5

注)パラメータ(本文も参照のこと)

L: 断層の長さ,

Smodel: 断層モデルの面積, D_{us}: 断層面の上端深さ,

M: マグニチュード, 8: 断層面の傾斜角,

 D_{model} : 断層モデルの平均すべり量, A: 加速度震源スペクトルの短周期レベル,

S_b: 背景領域の面積, Δσα: アスペリティの静的応力降下量,

D_b: 背景領域の平均すべり量. Sa: アスペリティの総面積,

Da: アスペリティの平均すべり量,

M_w: モーメントマグニチュード,

 $W_{
m model}$:断層モデルの幅,

 $L_{
m model}$: 断層モデルの長さ, M_0 : 地震モーメント,

Δσ: 静的応力降下量,

背景の色

蘂

屈曲した断層面が地中で連続するように設定した断層 (二通りの微視的パラメータ設定を行っている). 薄藤色:

詳細法の計算を行う短い断層(特例的に「レシピ」を外挿することにより微視的パラメータを設定).

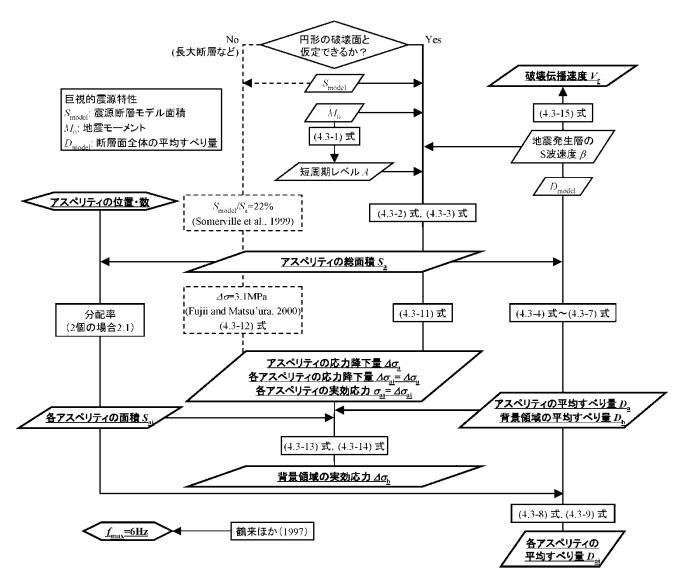


図 8.5.1-1 微視的震源特性設定の流れ(「レシピ」の付図 5 をもとに作成).

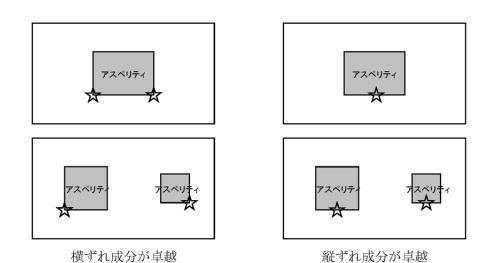


図 8.5.2-1 破壊開始点の設定方法(「レシピ」より).

破壊開始点(☆)とアスペリティの位置の一例

8.6 地下構造モデルの設定

強震動計算に用いる地下構造モデルとして,地震調査研究推進本部による「レシピ」に準じて,「地震基盤以深の地殻構造」,「深部地盤モデル」,「浅部地盤モデル」の3つに分けて作成,適用をすることとした(図 8.6-1).以下に,それぞれについて概要を示す.

8.6.1 地震基盤以深の地殻構造

全国地震動予測地図では、地震基盤以深の地殻構造と

して Matsubara et al. (2008) の成果を基に、図 8.6.1-1 及び表 8.6.1-1 に示す 3 層の構造を地震基盤以深の地殻構造モデルとして設定しており、本検討でもそのまま用いることとする. ただし、本検討において拡張された南西諸島については、Matsubara et al. (2008) による構造がないため、宮古島断層帯の評価においてのみ、Zhao et al. (1994) によるコンラッド面(上部一下部地殻境界)及びモホ面(地殻ーマントル境界面)を参照して同様の 3 層構造を別途設定した.

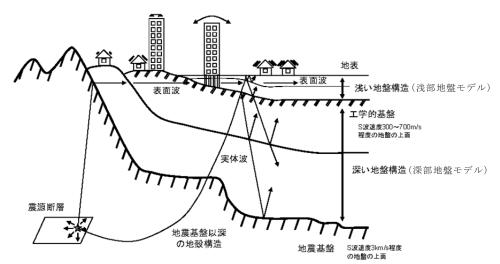


図 8.6-1 地下構造モデルの模式図(「レシピ」より).

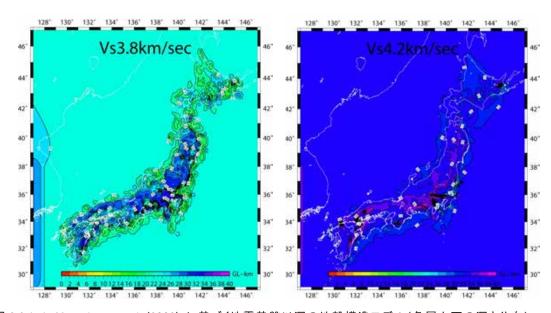


図 8.6.1-1 Matsubara et al. (2008) に基づく地震基盤以深の地殻構造モデル(各層上面の深さ分布).

表 8.6.1-1 地震基盤以深の地殻構造モデルの物性値. Q 値は差分法計算で用いた周波数 1Hz での値(8.5.2 節参照).

区分	P波速度 [km/s]	S波速度 [km/s]	密度 [g/cm³]	Qp, Qs
1	5.8	3.4	2.70	300
2	6.5	3.8	2.80	300
3	7.2	4.2	2.90	300

8.6.2 深部地盤モデル

深部地盤モデルは、図 8.6-1 に示す工学的基盤から 地震基盤までの間の地盤を指す、「全国地震動予測地図」 の作成において主要活断層帯を対象とした強震動計算を 実施するため、全国を対象として深部地盤モデルが作成 された(藤原・他、2009b). このモデルは、基本的に「レ シピ」の手順に沿って作成されたものであり、既往の研 究等により作成されたモデルを取り込むことによって、 最終的には表 8.6.2-1 に示すような 33 層から成る三次元構造として表現されている。ただし、本検討における強震動計算では、詳細法工学的基盤を S 波速度が 600 m/s の層と定めたため、それよりも遅い層(第 1 層~第 5 層)については計算では用いないこととした。

本検討では、このモデルについて、一部修正とともに 新たに南西諸島地域まで拡張したモデル(8.1 節参照) を用いる.

表 8.6.2-1 深部地盤モデルにおける物性値. Q 値は本検討における差分法で用いた周波数 1Hz での値(8.7.2 節参照), 及び 統計的グリーン関数法で用いた値(一定値).

層区分	P波速度 [km/s]	S波速度 [km/s]	密度 [g/cm³]	Qp, Qs	旧層区分*
1	1.6	0.35	1.85	60	-
2	1.7	0.40	1.85	60	-
3	1.8	0.45	1.9	60	-
4	1.8	0.50	1.9	60	-
5	1.8	0.55	1.9	60	-
6	2.0	0.60	1.9	100	第 1 層
7	2.0	0.65	1.95	100	-
8	2.1	0.70	2.0	100	-
9	2.1	0.75	2.0	100	-
10	2.2	0.80	2.0	100	-
11	2.3	0.85	2.05	100	-
12	2.4	0.90	2.05	100	-
13	2.4	0.95	2.1	150	-
14	2.5	1.00	2.1	150	-
15	2.5	1.1	2.15	150	第 2 層
16	2.6	1.2	2.15	150	-
17	2.7	1.3	2.2	150	-
18	3.0	1.4	2.25	150	第 3 層
19	3.2	1.5	2.25	150	-
20	3.4	1.6	2.3	150	-
21	3.5	1.7	2.3	150	第 4 層
22	3.6	1.8	2.35	150	-
23	3.7	1.9	2.35	150	-
24	3.8	2.0	2.4	200	-
25	4.0	2.1	2.4	200	第 5 層
26	4.0	2.1	2.4	200	第 6 層
27	5.0	2.7	2.5	300	第 7 層
28	4.6	2.9	2.55	300	-
29	5.0	2.7	2.5	300	-
30	5.5	3.1	2.6	300	第 8 層
31	5.5	3.2	2.65	300	-
32	5.7	3.3	2.7	300	-
33	6.0	3.4	2.75	300	-

*初期モデル (藤原・他, 2006) における区分.

8.6.3 浅部地盤モデル

(1) 基本的な考え方

浅部地盤モデルの作成方法については、簡易法から詳細法までいくつかの方法があるが、ここでは簡易的に地盤の増幅度を全国同水準で求めることを前提に考えることとする.

浅部地盤の評価方法は、全国を網羅した表層地盤特性を表すデータベースである 250m メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップによる微地形区分等を用いて、地表から深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度 (AVS30)の分布を推定し、これより地盤の増幅度を求め、工学的基盤における地震動強さ(最大速度)にこの増幅度をかけることにより、地表の地震動強さを求める.

(2) 増幅率評価に用いる地形・地盤分類 250m メッシュマップ

若松・他(2004, 2005)は、既存の地盤データベースの問題点を克服した日本全国の地形・地盤を統一的に分類するための工学的な地形分類基準を提案し、これに基づき、広域ハザード評価のための GIS データベース地形・地盤分類メッシュマップを約 1km メッシュ単位で構築した. さらに、若松・松岡(2008)は、この1km メッシュ単位のメッシュマップに基づき、微地形区分の判読と格納を 250m メッシュごとに行い、空間解像度をより向上させた地形・地盤分類 250m メッシュマップの全国版を構築した. このマップが網羅する範囲は、北は北方四島の択捉島、南は東京都の沖ノ鳥島、西は与那国、東は南鳥島を含む北緯 20.41875 度~45.5541667 度、東経122.934375 度~153.9875 度の地域である.

メッシュの区分方法は、「統計に用いる標準地域メッシュ及び標準地域メッシュ・コード(昭和 48 年 7 月 12 日行政管理庁告示第 143 号) の 4 分の 1 地域メッシュに準拠しており、緯度方向 7.5 秒、経度方向 11.25 秒で約 250m 四方である. 緯度経度は 10 進法により小数点以下 6 桁の精度(最大 30cm のずれ)により記述されている. このメッシュの測地系は、日本測地系に基づいた標準地域メッシュ(地域メッシュコード N)を採用しており、2002年4月1日から施行された世界測地系に基づく標準地域メッシュ(地域メッシュコード)とはメッシュの境界位置が異なる. 日本測地系で構築された理由は、本メッシュデータの構築が 2002年に着手されたため、データ作成に不可欠な必要な国土地理院の縮尺 5 万分の 1 および 2 万 5 千分の 1 の地形図の世界測地系版が未整備であっためである.

250m メッシュごとに表 8.6.3-1 に示す地形分類の属性を持たせている。この分類は純地形学的な地形分類基準を踏襲しつつ、かつ表層地盤特性の評価という工学的用途を考慮した若松・他(2005)による分類基準に準拠しているが、メッシュサイズが約 250m 四方と細かいため、1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップには現れない小面積の微地形区分である「砂州・砂丘間低地」、「磯・岩礁」、「河原」、「河道」が追加されている。一つのメ

ッシュ内に複数の微地形区分が存在する場合は、原則としてメッシュ内で最も広い面積を占める区分をそのメッシュの属性として与えられているが、山地や丘陵等で挟まれた谷底低地のみ、人間活動が山地や丘陵より谷底低地で行われることを考慮して、メッシュ内の谷底低地の占める割合が 1/3 程度以上の場合には、属性を谷底低地としている。また、メッシュ内の大部分が水域でも、わずかでも陸が存在する場合は、その陸域の微地形区分が付与されている。

以上のようにして、表 8.6.3-1 に示す $1\sim24$ の地形分類 コードが与えられたメッシュの合計は、5,955,179 メッシュである。図 8.6.3-1 にサンプル画像を示す。

(3)地表から深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度の推定

松岡・他 (2005) は,日本全国の任意の地点での深さ30mまでの地盤の平均 S 波速度 (AVS30) を推定するために,S 波速度に関する調査資料が得られている全国約2000 地点について,AVS30 と若松・他 (2004, 2005) による微地形区分との関係を検討した。その結果,微地形毎の AVS30 には地盤の形成過程や堆積環境に起因すると考えられる違いが認められ,微地形区分を基本変数として,標高,地盤の傾斜,第三紀およびそれ以前の地質からなる山地・丘陵までの距離を追加的な説明変数とした回帰式によって,AVS30 が比較的精度良く推定できることを示した。さらに,1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップを利用することで,日本全国のAVS30 分布が得られることを示した。以下のその回帰式を,表 8.6.3-2 には回帰係数と標準偏差を示す。

 $\log AVS30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma$ (8.6.3-1)

ここで, a,b,c,d は回帰係数, σ は標準偏差, Ev は標高 (単位:メートル), Sp は傾斜 (正接の値を 1000 倍したもの), Dm は, 第三紀およびそれ以前の地質からなる山地・丘陵までの距離 (単位はキロメートル) である.

表 8.6.3-2 の回帰係数から一般に言えることは,標高が高いほど,傾斜が大きいほど,山地や丘陵からの距離が近いほど AVS30 の値が大きくなることである.河川の上流部(標高が高く,傾斜が大きい地域)では,堆積物の粒径が大きい,山地や丘陵に近いほど岩盤までの深さが浅い,などの理由により AVS30 が大きくなると考えられ,得られた回帰係数の傾向は各微地形区分の堆積環境と矛盾のないものと言える.

(8.6.3-1) 式は、もともと 1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップを利用して、AVS30 を推定するために提案されたものである。メッシュサイズが 250m と細かくなったことにより、前述のように、1km メッシュのデータには含まれていなかった「砂州・砂丘間低地」、「磯・岩礁」、「河原」、「河道」が追加されている(表 8.6.3-1).このうち、砂州・砂丘間低地については、砂丘として扱い、磯・岩礁、河原、河道については計算対象外とした。また、

AVS30 の計算に必要な地理的指標のうち、標高 (Ev)、傾斜 (Sp) は、1km メッシュ単位の地形・地盤分類メッシュマップ (若松・他、2005) に含まれる値を利用した。 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (Dm) の算出

に必要な地質年代の情報も、1kmメッシュ単位の形・地盤分類メッシュマップから抽出し、説明変数の値が1以下の場合は、その値を1に固定した.図8.6.3-2にAVS30分布の推定結果を示す.

表 8.6.3-1 地形分類コードと分類基準(その 1;若松・松岡, 2008).

		表 8.6.3-1 地形分類コードと分類基準(その 1;若松・松岡, 2008).	
No.	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
1	山 地	1kmメッシュにおける起伏量(最高点と最低点の標高差)が概ね200m以上で, 先第四系(第三紀以前の岩石)からなる標高の高い土地.	先第三系* ¹ •第三系の 岩石.
2	山麓地	先第四系山地に接し、土石流堆積物・崖錐堆積物など山地から供給された堆積物等よりなる比較的平滑な緩傾斜地.	第四系の崩積土.
3	丘 陵	標高が比較的小さく、1kmメッシュにおける起伏量が概ね200m以下の斜面からなる土地.	先第三系〜第四系更 新統の岩石・軟岩.
4	火山地	第四系火山噴出物よりなり、標高・起伏量の大きなもの.	第四系火山岩類
5	火山山麓地	火山地の周縁に分布する緩傾斜地で,火砕流堆積地や溶岩流堆積地,火山体の開析により形成される火山麓扇状地・泥流堆積地などを含む.	第四系火山岩類,完新 統* ² の砂礫.
6	火山性丘陵	火砕流堆積地のうち侵食が進み平坦面が残っていないもの、または小面積で 孤立するもの.	第四系火山岩類.
7	岩石台地	河岸段丘または海岸段丘で表層の堆積物が約5m以下のもの,隆起サンゴ礁の石灰岩台地を含む.	先第三系・第三系の岩 石, 更新統石灰岩.
8	砂礫質台地	河岸段丘または海岸段丘で表層に約5m以上の段丘堆積物(砂礫層,砂質土層)をもつもの.	更新統*3の砂礫質土.
9	ローム台地	河岸段丘または海岸段丘で表層が約5m以上のローム層(火山灰質粘性土) からなるもの.	更新統の火山灰質粘 性土.
10	谷底低地	山地・火山地・丘陵地・台地に分布する川沿いの幅の狭い沖積低地.表層堆積物は山間地の場合は砂礫が多く、台地・丘陵地・海岸付近では粘性土や泥炭質土のこともある.	完新統の砂礫・砂質 土・粘性土・泥炭質土. 下流に行くほど軟弱層 が卓越.
11	扇状地	河川が山地から沖積低地に出る所に形成される砂礫よりなる半円錐状の堆積地. 勾配は概ね1/1000以上.	完新統の中位に締まった砂礫. 扇端部では砂が卓越.
12	自然堤防	河川により運搬された土砂のうち粗粒土(主に砂質土)が河道沿いに細長く堆積して形成された微高地.	完新統のゆるい砂質 土.
13	後背湿地	扇状地の下流側または三角州の上流側に分布する沖積低地で自然堤防以外の低湿な平坦地. 軟弱な粘性土, 泥炭, 腐植質土からなる. 砂丘・砂州の内陸側や山地・丘陵地・台地等に囲まれたポケット状の低地で粘性土, 泥炭, 腐植質土が堆積する部分を含む.	完新統の極めて軟弱な 粘性土.
14	旧河道	過去の河川の流路で,低地一般面より0.5~1m低い帯状の凹地.	完新統の極めてゆるい 砂質土. 軟弱粘性土・ 腐植土が被覆している こともある.
15	三角州・ 海岸低地	三角州は河川河口部の沖積低地で,低平で主として砂ないし粘性土よりなるもの.海岸低地は汀線付近の堆積物よりなる浅海底が陸化した部分で,砂州や砂丘などの微高地以外の低平なもの.海岸・湖岸の小規模低地を含む.	完新統の砂質土・粘性 土.
16	砂州· 砂礫州	波や潮流の作用により汀線沿いに形成された中密ないし密な砂または砂礫よりなる微高地.過去の海岸沿いに形成され,現在は内陸部に存在するものも含む.	完新統の中位に締まっ た砂礫・砂質土.
17	砂丘	風により運搬され堆積した細砂ないし中砂が表層に約5m以上堆積する波状の地形.一般に砂州上に形成されるが,台地上に形成されたものを含む.	完新統の極めてゆるい 風成砂.
18	砂州· 砂丘間低地	砂州や砂丘の間の低地.一般に堤間低地と呼ばれるものも含む.表層は風成砂よりなるが,その下位は腐植土や粘性土で構成されることが多い.	完新統の極めてゆるい 風成砂・軟弱粘性土・ 腐植土.
19	干拓地	浅海底や湖底部分を沖合の築堤と排水により陸化させたもの. 標高は水面よりも低い.	完新統のゆるい砂質 土・軟弱粘性土,表層 は盛土の場合が多い.

8. 震源断層を特定した地震動予測地図

表 8.6.3-1 地形分類コードと分類基準(その 2;若松・松岡, 2008).

No.	微地形区分	定義・特徴	対応する地質・土質
20	埋立地	水面下の部分を盛土により陸化させたもの. 標高は水面よりも高い.	未改良の場合はゆるい 埋土の砂質土.
21	磯·岩礁	基盤の岩が露出、または岩塊が多い海岸.	先第三系・第三系の岩 石, 更新統の石灰岩.
22	河原	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地のうち,常時は水流がない (冠水していない)部分.	完新統の中位に締まっ た砂礫ないしゆるい砂 質土.
23	河道	雨や雪などの表流水の流路となる細長い凹地で、常時に水流がある部分.	水域.
24	湖沼	四方陸地に囲まれて、海とは直接連絡のない静止した水域.	水域.

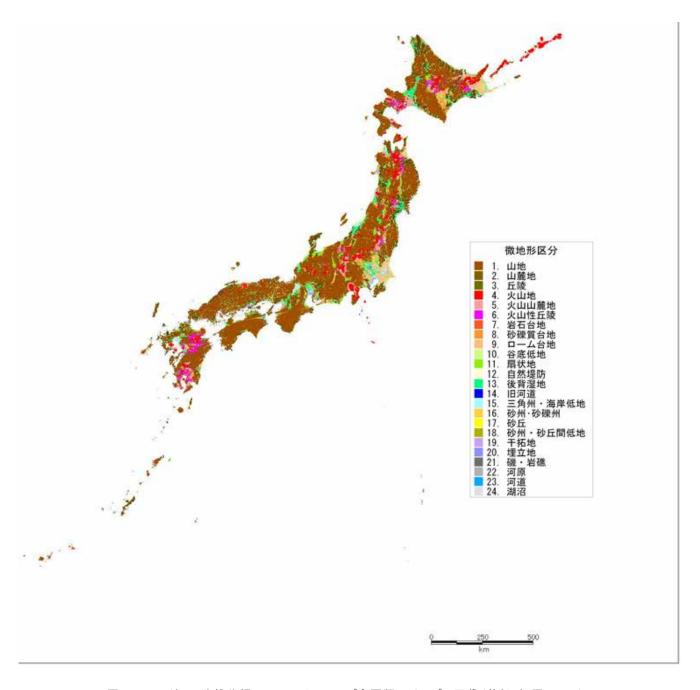


図 8.6.3-1 地形·地盤分類 250m メッシュマップ全国版のサンプル画像(若松·松岡, 2008).

表 8.6.3-2 多変量解析による回帰係数(括弧内は標準回帰係数)(松岡・他, 2005に加筆).

ID	AN 141 TO 11		回帰係数 (標	準回帰係数)		標準偏差
ID	微地形区分	а	b	c	d	σ
1p	山地(先第三系)	2.900	0	0	0	0.139
1t	山地(第三系)	2.807	0	0	0	0.117
2	山麓地	2.602	0	0	0	0.092
3	丘陵	2.349	0	0.152 (0.219)	0	0.175
4	火山地	2.708	0	0	0	0.162
5	火山山麓地	2.315	0	0.094 (0.382)	0	0.100
6	火山性丘陵	2.608	0	0	0	0.059
7	岩石台地	2.546	0	0	0	0.094
8	砂礫質台地	2.493	0.072 (0.270)	0.027 (0.101)	-0.164 (-0.336)	0.122
9	ローム台地	2.206	0.093 (0.269)	0.065 (0.223)	0	0.115
10	谷底低地	2.266	0.144 (0.447)	0.016 (0.040)	-0.113 (-0.265)	0.158
11	扇状地	2.350	0.085 (0.419)	0.015 (0.059)	0	0.116
12	自然堤防	2.204	0.100 (0.368)	0	0	0.124
13	後背湿地	2.190	0.038 (0.178)	0	-0.041 (-0.152)	0.116
14	旧河道	2.264	0	0	0	0.091
15	三角州·海岸低地	2.317	0	0	-0.103 (-0.403)	0.107
16	砂州·砂礫州	2.415	0	0	0	0.114
17	砂丘	2.289	0	0	0	0.123
18	干拓地	2.373	0	0	-0.124 (-0.468)	0.123
19	埋立地	2.404	0	0	-0.139 (-0.418)	0.120

 $\log AVS30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma$

AVS30: 地盤の平均S波速度 (m/s), Ev: 標高 (m), Sp: 傾斜 * 1000, Dm: 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離 (km)

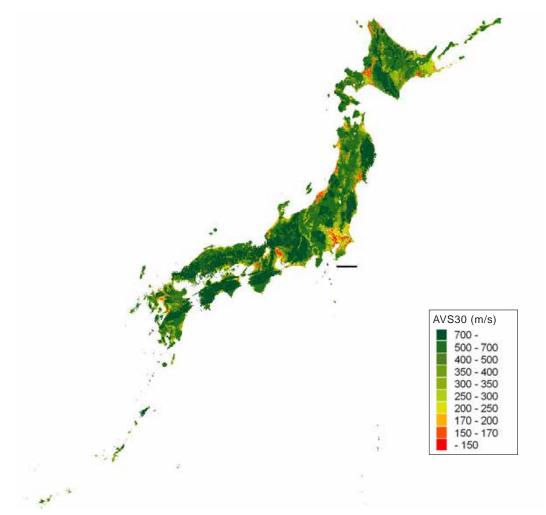


図 8.6.3-2 地形·地盤分類 250m メッシュマップより推定した地盤の平均 S 波速度分布(松岡·若松, 2008 に加筆).

8.7 強震動計算方法

強震動の計算の手順は、はじめに詳細法工学的基盤上の地震動を求めた後、それをもとに地表の地震動を算出する.この大まかな手順は、詳細法と距離減衰式による方法で基本的に同じである.図 8.7-1 に両手法による計算方法の流れを示す.

8.7.1 詳細法工学的基盤上の波形計算

詳細法工学的基盤上の強震動は、広い周波数帯域の波形計算においてこれまでに多くの実績があるハイブリッド合成法により行う。決定論的手法を適用する低周波数(長周期)成分については三次元有限差分法を、半経験的手法を適用する高周波数(短周期)成分については統計的グリーン関数法を用い、両者を時間領域で合成する。8.2.2節で述べた通り、詳細法工学的基盤上の波形は、1kmメッシュの中心点について計算する。これは、「深い地盤構造」の精度が250mメッシュに対しては必ずしも確保

されていないことを考慮して、計算量を軽減するためにとる措置である.

8.7.1.1 三次元有限差分法

有限差分法は有限要素法とならんで、解析領域全体を離散化して問題を解く方法(領域法)の代表的なものである.最近の計算機性能の向上により大規模な三次元波動場のシミュレーションが可能となりつつある.しかし、表層付近の低速度層を扱う場合、小さな格子に分割する必要があり、均質な間隔の格子を用いる限りは計算機に対して膨大な負荷を要する.このような計算機負荷を軽減するため、不均質な格子による計算法が開発されてきている(例えば、Aoi and Fujiwara、1999、Pitarka、1999)、本検討では、Aoi and Fujiwara (1999)による不連続格子を用いた空間 4 次精度の差分法(Levander、1988)により計算を行う.

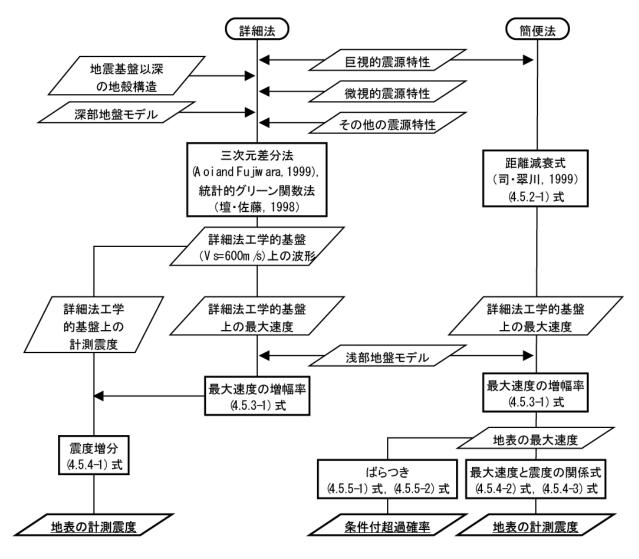


図 8.7-1 震源断層を特定した地震動予測地図における強震動計算の流れ.

Aoi and Fujiwara (1999) の差分法では、高速度層から成る深部(領域 II)の格子点間隔は低速度層が含まれる浅部(領域 I)の 3 倍となっている。また、変位(あるいは速度)を評価する格子点と応力を評価する格子点を格子点間隔の半分だけずらす食い違い格子(例えば、Virieux and Madariaga, 1982)が採用されている。数値計算の安定性を満たすために必要な条件は、それぞれの領域内では等間隔格子となっていることから、計算に用いる時間ステップ Δt (s) に関して、

$$\Delta t < \frac{0.495h}{v_{\text{max}}} \tag{8.7.1.1-1}$$

(Graves, 1996), また, 計算したい最大の周波数 f_{upper} (Hz) に関して

$$f_{upper} < \frac{v_{\min}}{5h} \tag{8.7.1.1-2}$$

である. ここで、 ν_{max} (m/s) と ν_{min} (m/s) はそれぞれ領域内の最大と最小の速度、h (m) は格子点間隔である. 本検討では、 $\Delta t = 0.0083333$ 秒、領域 I (浅部) の格子点間隔を 100m としている. (8.7.1.1-2)式における ν_{min} は詳細法工学的基盤の S 波速度 (600m/s) であることから (8.6.2 節参照)、1.14Hz 以下 (周期約 0.88 秒以上) の帯域について計算が可能となっている.

計算領域の境界からの人工的な反射波を最小限に抑えるため、Cerjan et al. (1985) による.

$$Atn = \exp\{-\alpha(J_0 - j)^2\}, \quad (j=1,2,\dots,J_0)$$
 (8.7.1.1-3)

の吸収境界条件を適用している. これは, 境界面から J_0 点の格子点を帯状の吸収境界として時間ステップごとに 波の振幅を徐々に減少させる方法である. パラメータ α と J_0 は, Aoi and Fujiwara (1999) に従い, 領域 I (浅部) については 0.005 と 60, 領域 I (深部) については 0.015 と 20 とした.

媒質の非弾性的な減衰(Q値)は、近似的扱いにより空間的に変化するQ値の効果を有限差分法に導入する方法 (Graves, 1996)を用いる.この方法では、Q値が周波数に比例し、P波とS波で同じであると仮定されている(表 8.6.1-1 及び表 8.6.2-1 参照).

震源のモデル化は、応力項にモーメントを加える方法 (例えば、Coutant et al., 1995; Pitarka, 1999) により行う. 震源時間関数は「レシピ」に従い、中村・宮武 (2000) によるすべり速度関数の近似式 (「レシピ」の(25)式)

$$\frac{dD(t)}{dt} = \begin{cases}
\frac{2V_m}{t_d} \cdot t \cdot (1 - \frac{t}{2t_d}) & 0 \le t < t_b \\
\frac{b}{\sqrt{t - \varepsilon}} & t_b \le t < t_r \\
c - a_r(t - t_r) & t_r \le t < t_s \\
0 & t < 0, t \ge t_s
\end{cases}$$
(8.7.1.1-4)

を用いる. この近似式の計算に必要な各パラメータは,

$$\varepsilon = \frac{5t_b - 6t_d}{4(1 - t_d / t_b)} \tag{8.7.1.1-5}$$

$$b = 2V_m \cdot \frac{t_b}{t_d} \cdot \sqrt{t_b - \varepsilon} \cdot (1 - \frac{t_b}{2t_d})$$
(8.7.1.1-6)

$$t_d \cong \frac{1}{\pi \cdot f_{\text{max}}} \tag{8.7.1.1-7}$$

$$t_r \cong \alpha \frac{W'}{V_r}, \quad \alpha = 0.5$$
 (8.7.1.1-8)

$$V_m = \Delta \sigma \cdot \frac{\sqrt{2f_c \cdot W' \cdot V_r}}{\mu}, \quad f_c = f_{\text{max}}$$
 (8.7.1.1-9)

で与えられる (中村・宮武, 2000, 2001). ここで, W (km) は,アスペリティ領域ではアスペリティの幅 (W_a),背景領域では断層全体の幅 (W_{model}) である. すべり速度が Kostrov 型の関数に移行する時間である t_b (s)は,最終すべり量をもとに,二分法を用いることによって得られる (中村・宮武, 2001).

本検討での実際の計算にあたっては、GMS(青井・他, 2004)を用いている.

8.7.1.2 統計的グリーン関数法

大地震による強震動波形を再現するための計算法とし て、対象とする大地震の震源域近傍で発生した小地震に よる観測記録をグリーン関数として重ね合わせる経験的 グリーン関数法がある.これは、伝播経路特性及び地盤 増幅特性が, 同じ地域で発生した小地震の記録に含まれ ているという考えに基づいたものであり、Hartzell (1978) によって提案されて以後, Irikura (1983)などによって実 際の地震に対して適用され、手法の有効性が示されてい る. この方法の利点は、大地震における震源の破壊過程 をある程度表現できることとともに, 地下構造の情報が 無い, あるいは不十分な場合であっても, 決定論的な計 算が困難である短周期成分まで計算できるところにある. 一方, Boore (1983)は、それまで最大加速度などの最大 値を予測するために用いられていた Hanks and McGuire (1981)による手法を拡張し、Brune (1970, 1971)の ω^2 震源 スペクトル (Aki, 1967) に観測記録から統計的に求めた 波形の包絡形状を付加することによって, 時間領域の波 形を生成する方法を提案した. 統計的グリーン関数法は, Boore (1983)による方法で生成される波形を小地震記録 に見立てて経験的グリーン関数法と同様に重ね合わせる ことによって地震動の波形を計算する方法である. この 方法は、観測記録が得られていない地点においても波形 計算が可能であるという利点があり、特に決定論的な手 法による計算が困難な短周期成分を考慮した強震動予測 に用いられてきている(例えば,釜江・他,1991;壇・ 他, 2000).

本検討では、壇・佐藤(1998)及び壇・他(2000)による統計的グリーン関数法を適用して、短周期成分の強震動波形計算を行う.以下にその概要を示す.

(1) 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

地震基盤における統計的グリーン関数は、主に仙台地域で観測された海溝型地震の記録から推定された、佐藤・他(1994a、1994b)によるパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルをもとに、Boore (1983)と同様の手法によって作成する.

地震基盤における小地震のS波スペクトル $(A_s(f))$ は、以下の式で示す地震動の加速度フーリエスペクトルのモデルによって表現した。

$$A_{s}(f) = \frac{F}{4\pi\rho_{s}\beta_{s}^{3}} \cdot \frac{M_{0s} \cdot (2\pi f)^{2}}{1 + (f/f_{cs})^{2}} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{max})^{m}}} \times \frac{1}{r_{s}} \exp\left(-\frac{\pi f r_{s}}{Q(f) \cdot \beta_{s}}\right) \times 2\sqrt{\frac{\rho_{s}\beta_{s}}{\rho_{sb}\beta_{sb}}}$$
(8.7.1.2-1)

ここで、s は小地震の断層に関する添え字であり、F は地震波の放射特性(ラディエーションパターン)、 ρ_s (kg/m³)及び ρ_s (m/s) は小地震断層における媒質の密度及び S 波速度、 M_{0s} (N·m) は地震モーメント、 f_{cs} (Hz) は臨界振動数、 r_s (m) は震源から対象とする地点までの距離、Q(f) は伝播経路全体の平均の Q 値、 ρ_{sb} (kg/m³)及び ρ_{sb} (m/s) は地震基盤の密度及び S 波速度である。また、最終項は、自由表面の影響と要素断層における媒質と地震基盤のインピーダンスの相違(佐藤、1978)を考慮したものである(壇・他、2000)。

Q(f)に関して、最近の強震動記録の増加により、地域性を考慮したQ値の導出が行われつつある状況にあるが(例えば、川瀬・松尾、2004)、本検討ではこれまでの地震動予測地図で採用されている佐藤(1994b)による

$$Q(f) = \begin{cases} 110 f^{0.69} & f \ge 1Hz \\ 110 & f < 1Hz \end{cases}$$
 (8.7.1.2-2)

を全ての断層帯に対して適用する.

(8.5.1.2-1)式におけるFについて、ここでは地震動の高周波数成分において放射特性が不明瞭となることを考慮して、Boore and Boatwright (1984) によるS波の全震源球面上の平均値である0.63とし、実際の計算においては、この値を水平二成分の二乗和平均と考え、 $2^{1/2}$ で除した0.445を適用する.また、mは震源スペクトルの高周波数領域における減衰の程度を表す定数であるが、ここでは佐藤・他(1994b)による4.2を用いている。さらに、震源の大きさに関する量である M_{0s} 及び f_{cs} は以下の関係式

$$M_{0s} = \mu_s L_s W_s D_s \tag{8.7.1.2-3}$$

$$f_{cs} = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \cdot \beta_s \cdot \left(\frac{\sigma_s}{M_{0s}}\right)^{1/3}$$
(8.7.1.2-4)

$$\mu_s = \rho_s \beta_s^2 \tag{8.7.1.2-5}$$

$$\sigma_s = \frac{7\pi}{16} \cdot \frac{\mu_s D_s}{\sqrt{L_s W_s / \pi}} \tag{8.7.1.2-6}$$

より求める. ここで、 L_s 及び W_s は小地震断層の長さ及び幅であり、いずれも本検討における断層モデルメッシュサイズ(2km, 2.1.2 節参照)にあたる. μ_s ($N\cdot m/s^2$)及び σ_s (Pa)は小地震断層における媒質の剛性率及び実効応力である.

時刻歴波形の作成には経時特性,あるいはスペクトルの位相特性が必要となる.これらは本来,地域性などを考慮した検討結果を基に設定するべきであるが,現時点では十分な研究成果が得られていない.そこで本検討では,佐藤・他(1994a)による仙台地域の工学的基盤における地震記録から求められた,以下の経験的経時特性モデル (E(t)) を準用する.

$$E(t) = \begin{cases} \left(\frac{t - t_a}{t_b - t_a}\right)^2 & (t_a \le t < t_b) \\ 1 & (t_b \le t < t_c) \\ \exp\left\{-\frac{(\ln 10) \cdot (t - t_c)}{t_d - t_c}\right\} & (t_c \le t < t_d) \end{cases}$$
(8.7.1.2-7)

ここで,

$$\log(t_b - t_a) = 0.229M - 1.112$$

$$\log(t_c - t_b) = 0.433M - 1.936$$

$$\log(t_d - t_c) = 0.778\log r_s - 0.34$$
(8.7.1.2-8)

である. 統計的グリーン関数は,

- ① (8.7.1.2-1)式のフーリエ振幅に対して、乱数を用いて $-\pi \sim \pi$ の位相を一様に与えたスペクトルをフーリエ 逆変換にすることにより時刻歴波形を作る.
- ② 時刻歴波形に (8.7.1.2-7)式の経時特性をかけ, フーリエ変換することにより位相情報を得る.
- ③ ②の位相に対して再び (8.7.1.2-1)式のフーリエ振幅 を与えたスペクトルをフーリエ逆変換し, 時刻歴波 形を得る.
- ④ ③の位相情報を変えないようにエンベロープ処理を 行う.

の手順によって作成する(先名・他,2004). なお,ここでは別途検討を行った結果から,計算波形の振幅が平均的となるただ一つの乱数を選択して用いている.

(2) 詳細法工学的基盤上の統計的グリーン関数

8.6.2 節で作成した三次元の深い地盤構造から,各計算地点の直下における一次元(水平成層)地盤モデルを作成する.地震基盤における統計的グリーン関数をこの構造に対して鉛直入射波と仮定して,SH波の一次元重複反射理論により詳細法工学的基盤上の統計的グリーン関数を計算する.

(3) 詳細法工学的基盤上での統計的グリーン関数法 による波形合成 波形合成は、(2)で作成した統計的グリーン関数を小地震記録と見立て、壇・佐藤(1998)による、断層の非一様すべりを考慮した半経験的波形合成法に従って行う.

$$\frac{L_l}{L_s} = a$$
, $\frac{W_l}{W_s} = b$ (8.7.1.2-9)

と置くと、大地震の波形 $u_1(t)$ は、

$$u_l(t) = \sum_{p=1}^{a} \sum_{a=1}^{b} u_{pq}(t), \quad u_{pq}(f) = F_{pq}(f) \cdot u_s(f)$$
 (8.7.1.2-10)

と表される. ここで、l は大地震に関する添え字を表し、L と W はそれぞれ断層の長さと幅、 $u_{pq}(f)$ は $u_{pq}(t)$ のフーリエ変換、 $u_s(f)$ は小地震記録に見立てた統計的グリーン関数である. 壇・佐藤(1998)の方法では、要素断層(添え字 pq)の最終すべり量(D_{pq})と最大すべり速度(V_{pq})が考慮されており、各要素断層における小地震と大地震の震源スペクトルの違いを補正する $F_{pq}(f)$ は、

$$F_{pq}(f) = \frac{D_{pq}}{D_s} \cdot \frac{(1 + j \cdot f / f_{cs})^2}{(1 + j \cdot f / f_{Dpq})(1 + j \cdot f / f_{Spq})} \times \frac{r_s}{r_{pq}} \cdot \exp\{\frac{2\pi f}{2O(f)\beta}(r_s - r_{pq})\}$$
(8.7.1.2-11)

$$f_{Dpq} = \frac{1}{2\pi} \frac{V_{pq}}{D_{pq}} = \frac{2\beta\sigma_{pq}}{2\pi\mu D_{pq}}$$
(8.7.1.2-12)

$$f_{Spq} = \frac{1}{2\pi} \frac{\beta}{\lambda_{pq}} \tag{8.7.1.2-13}$$

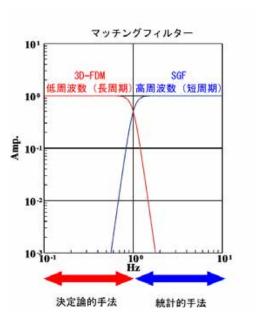
と表される. ここで, j は虚数単位, r (m) は震源距離, λ (m) は面積が等しい円形の断層に置換した場合の半径である.

なお,本検討では,上記 SH 波に加え,8.2 節で提示した手法により上下動(SV 波)も計算する.

8.7.1.3 ハイブリッド合成法

ハイブリッド合成法は、高周波数(短周期)成分と低周波数(長周期)成分においてそれぞれ計算された二つの結果を合成して広帯域の強震動を評価する方法である(例えば、川瀬・松島、1998、佐藤・他、1998、入倉・釜江、1999)、8.7.1.1 節及び8.7.1.2 節で述べた二つの手法により計算された詳細法工学的基盤上の波形を合成する。それぞれの時刻歴波形に対して、ある接続周期を中心とする二種類のフィルターの組み合わせによるマッチングフィルターを通した後に両者を時間領域で重ね合わせる。本検討における接続周期は1秒とし、図8.7.1.3-1に示した組み合わせのマッチングフィルターを採用している。なお、統計的グリーン関数法による計算波形では、水平動の二成分ともに同じ波形をここでは用いている。

本手法における詳細法工学的基盤上の最大速度は,以上により計算された波形について,水平動二成分のベクトル合成したものの値を採用する.



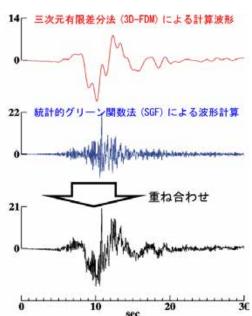


図 8.7.1.3-1 ハイブリッド法の概念(右)と本検討で用いたマッチングフィルター(左).

8.7.2 距離減衰式を用いた工学的基盤上の最大速度計算

簡便法は、基本的に確率論的地震動予測地図における 地震動の計算と同じである。ただし、ここでは、詳細法 工学的基盤 (Vs=600m/s) 上における最大速度 *PGV* (cm/s) を求める。すなわち、司・翠川 (1999) の距離減衰式

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038H + d - 1.29$$
$$-\log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002X$$
(8.7.2-1)

より算出される値をそのまま用いる. ここで、H (km) は震源断層モデルの中心深さ、X (km) は断層最短距離

を表す。断層タイプ別の係数dは、主要活断層帯の地震に対して内陸地殼内地震の値である0.0を用いる。

8.7.3 地表における最大速度の評価

「浅部地盤構造」(8.6.3 節参照) で求められた表層 30 mの平均 S 波速度 AVS30 (m/s) (図 8.6.3-2) から,藤本・翠川 (2006) による経験的関係式 (「レシピ」の(32)式)

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \tag{8.7.3-1}$$

により、詳細法工学的基盤から地表までの最大速度増幅率 (amp) が得られる.この値を詳細法工学的基盤上の最大速度に乗じることにより、地表の最大速度を評価する.これは、詳細法、距離減衰式による方法の両者とも共通の手法である.なお、詳細法では、詳細法工学的基盤上の最大速度が、1kmメッシュの中心点で求められている.地表の最大速度算出にあたっては、250mメッシュで行う.このため、波形計算地点である1つの1kmメッシュに含まれる16個の250mメッシュにおいては、全て同一の値(波形)を用いて地表の最大速度を評価する.

8.7.4 地表における計測震度の評価

地表の計測震度の算出は,詳細法と距離減衰式による 方法で異なる手法を用いる.

詳細法では、計算された波形の周期特性を活かすために、詳細法工学的基盤上で計算された波形より気象庁(1996)の定義に従って詳細法工学的基盤上の計測震度をはじめに算出する。このとき、上下動については従来の計算結果との整合性などを考慮して、振幅をゼロとして計算する(詳細については 8.2.3 節参照)。「浅い地盤構造」による増幅特性として、地形・地盤分類より算出された表層 30m の平均 S 波速度 (AVS30, m/s) を用いる。具体的には、AVS30 と最大速度の増幅率の関係(8.7.3-1)式、及び最大速度と計測震度の関係式(2.5.4-2)式を組み合わせることで得られる以下の震度増分(ΔI)

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^{2} -0.426 \cdot \log(PGV_{b}) \cdot \log(amp)$$
(8.7.4-1)

(地震調査委員会、2008a、「レシピ」の(35)式)を詳細法工学的基盤上の計測震度に加えることによって地表の計測震度を求める。ここで、 PGV_b (cm/s)はS波速度が600m/s である工学的基盤上の最大速度である。なお、本検討では、詳細法による計算は、カテゴリーIIIに分類される主要活断層帯のみを対象としているため、最大速度と計測震度の関係式として、藤本・翠川(2005)による

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log PGV_S - 0.213 \cdot (\log PGV_S)^2$$
 (8.7.4-2)

(「レシピ」の (33) 式) を採用している.

一方, 簡便法では, 上記の最大速度と計測震度の経験 的関係式により, 前節で求めた地表の最大速度 (PGV。) より算出する. なお, (8.7.4-2) 式は震度 4 以上を対象とした式であるが, 震度 4 未満となる場合であってもそのまま適用して震度を求めることとする.

8.7.5 条件付超過確率

簡便法では、ばらつきを考慮することにより、対象とする地震が発生した場合にある地震動強さ以上の揺れとなる確率を(2.1.2-4)式のように求めることができる.ここでは、対象とした地震が発生した場合に震度5弱以上~震度6強以上の揺れとなる確率4種類をそれぞれ算出し、地図として表すこととする.

地表の震度を算出する方法は、確率論的地震動予測地図における地震動評価手法と同じである。すなわち、工学的基盤上における最大速度のばらつきの分布形状が対数正規分布であると仮定するが、分布の裾においては、対数標準偏差の 3 倍より外側を打ち切る。距離減衰式のばらつき(対数標準偏差)は、カテゴリー \mathbf{III} の地震に対する断層最短距離 X (km) に依存したばらつき

$$\sigma_{\text{III}} = \begin{cases} 0.23 & X \le 20 \text{km} \\ 0.23 - 0.03 \cdot \frac{\log(X/20)}{\log(30/20)} & 20 < X \le 30 \text{km} \\ 0.20 & X \ge 30 \text{km} \end{cases}$$
(8.7.5-1)

(図 2.5.5-2 の赤線参照)を適用する.

8.8 評価結果

詳細法による評価結果について、地震動分布を図 8.8-1 ~図 8.8-29 に、代表地点の速度波形と擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) を図 8.8-30~図 8.8-53 に示す. なお、宮古島断層帯については、計算範囲が宮古島市のみであるため、代表地点を 1 点とした.

簡便法による評価結果を図 8.8-54~図 8.8-61 に示す. 各図はそれぞれ,地震動分布の地図(その1),条件付超 過確率分布の地図(その2),の2種類から成る.

なお,図に描かれている行政区界は 2012 年 1 月 1 日現 在のものである.

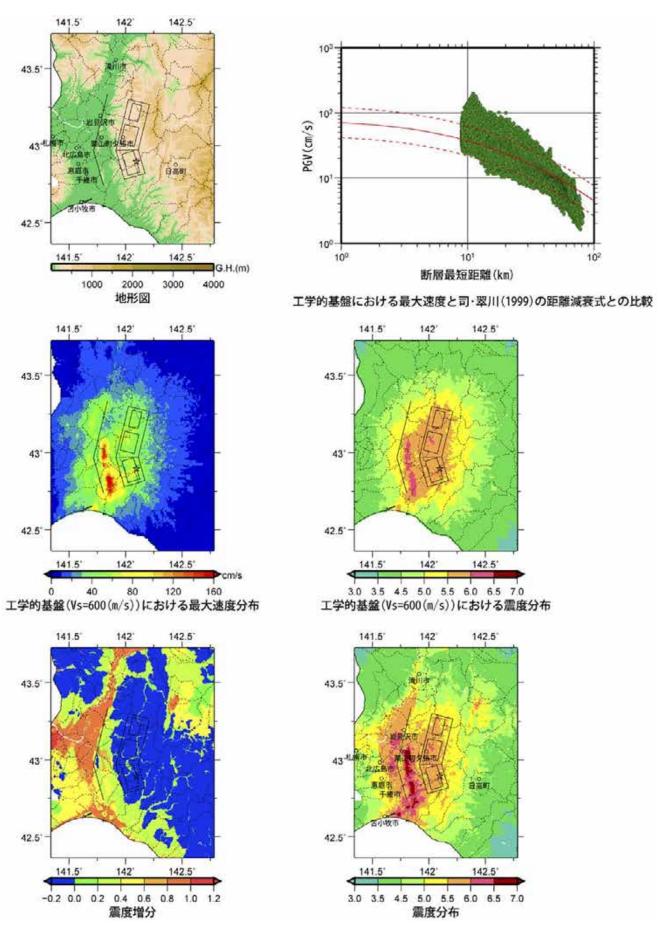


図 8.8-1 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 1).

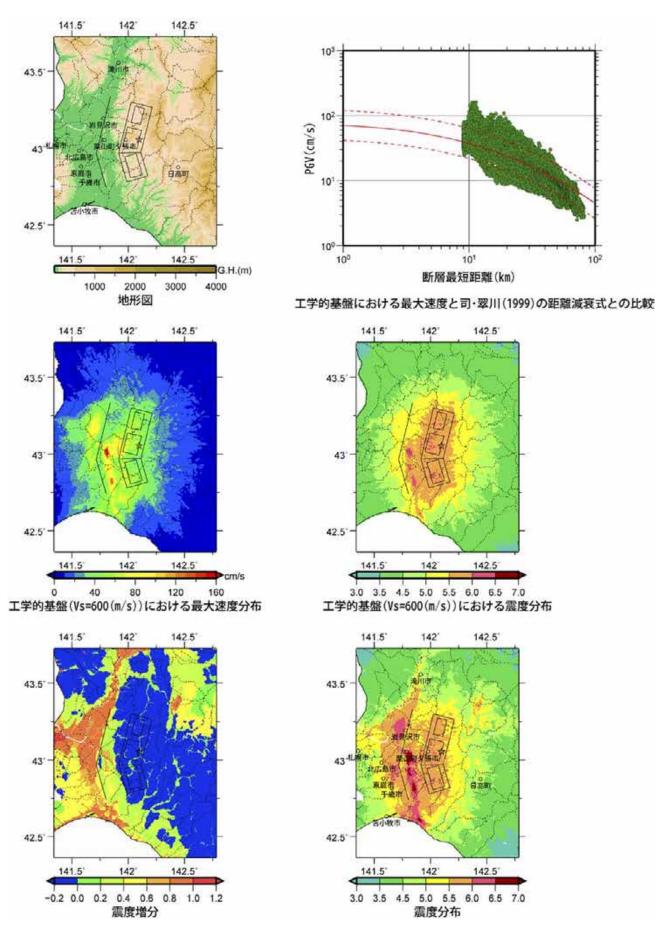


図 8.8-2 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 2).

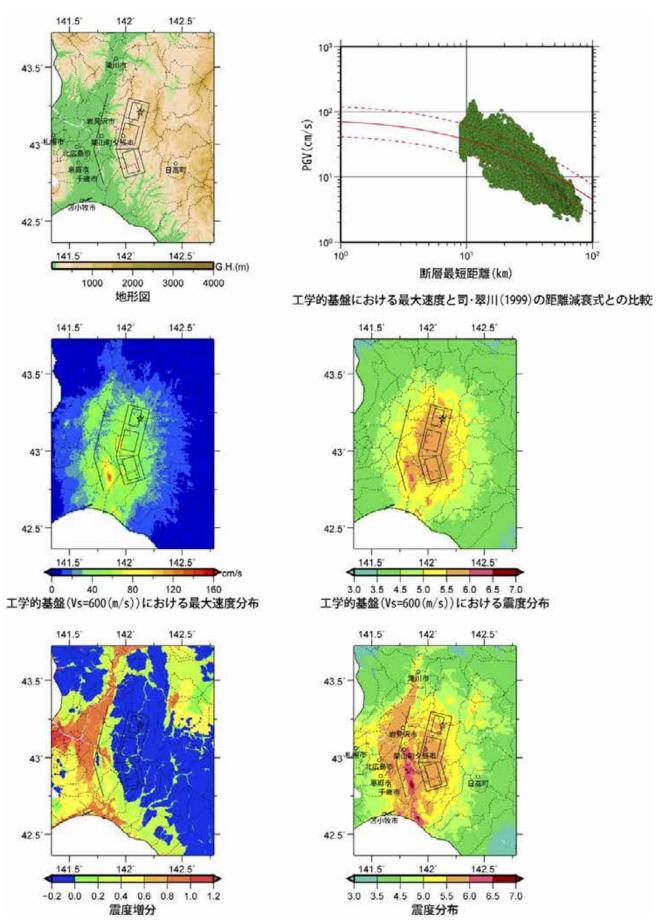


図 8.8-3 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 3).

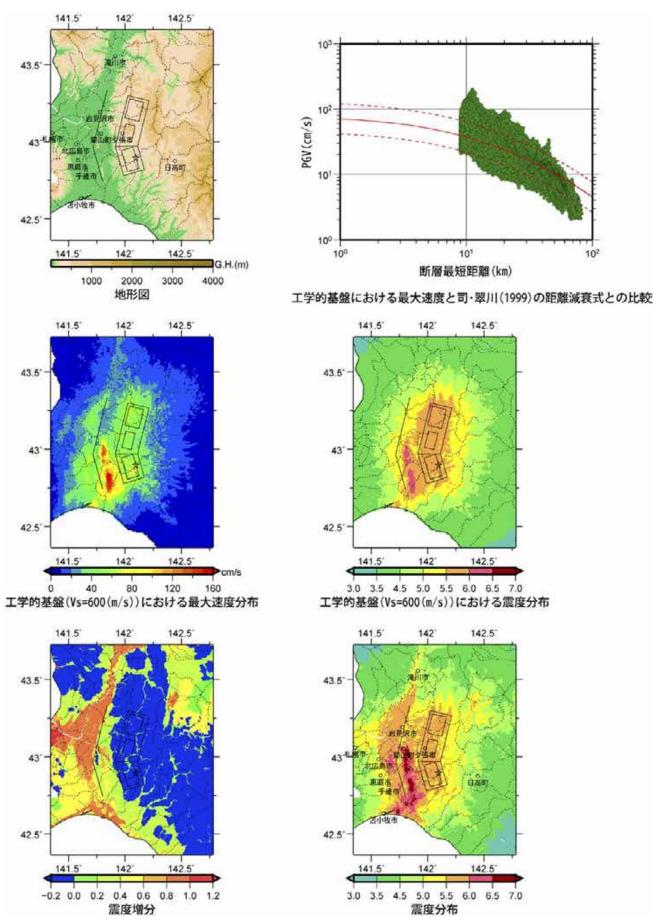


図 8.8-4 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 4).

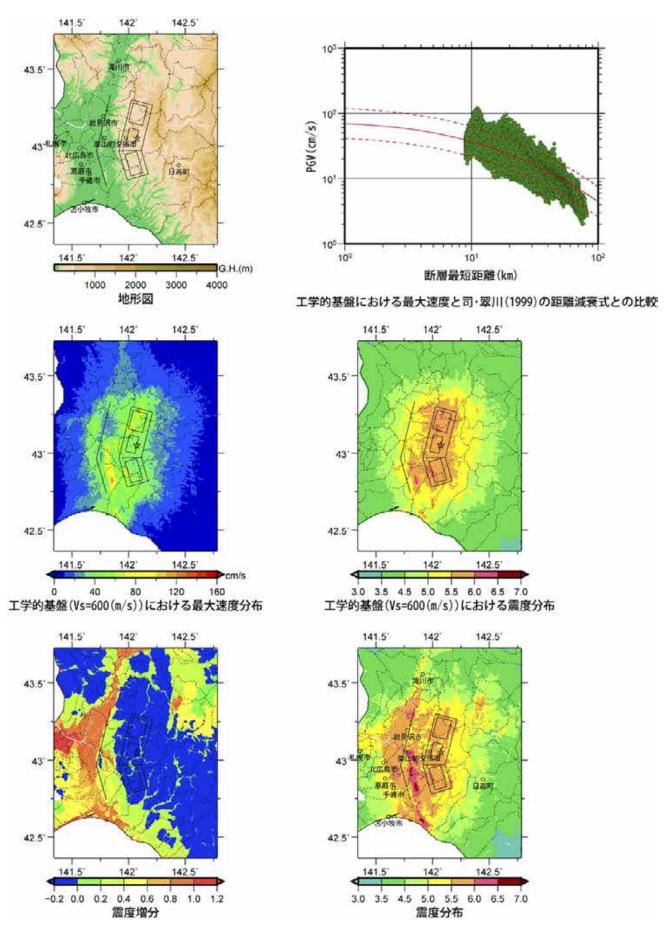


図 8.8-5 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 5).

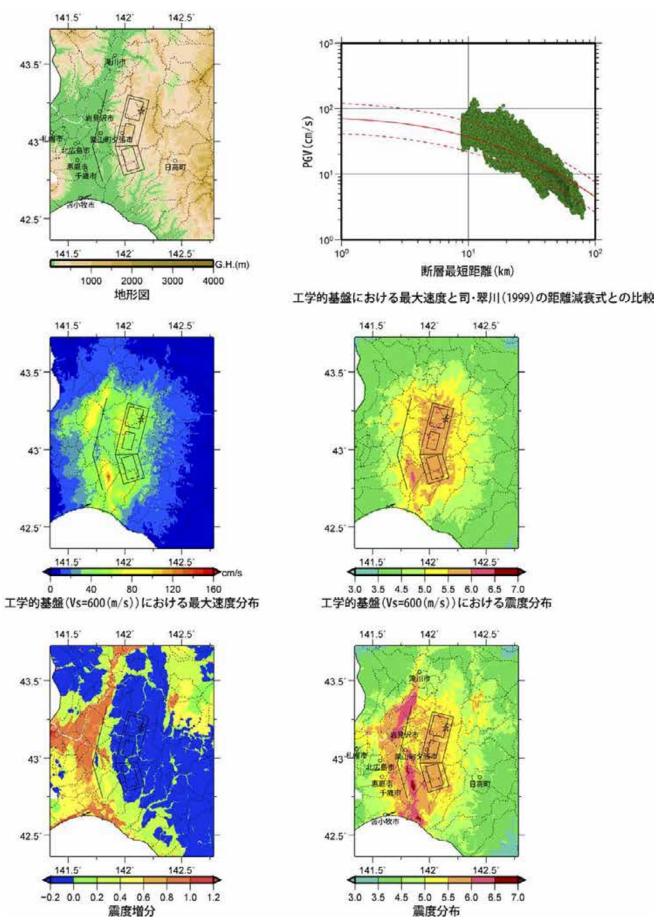


図 8.8-6 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 6).

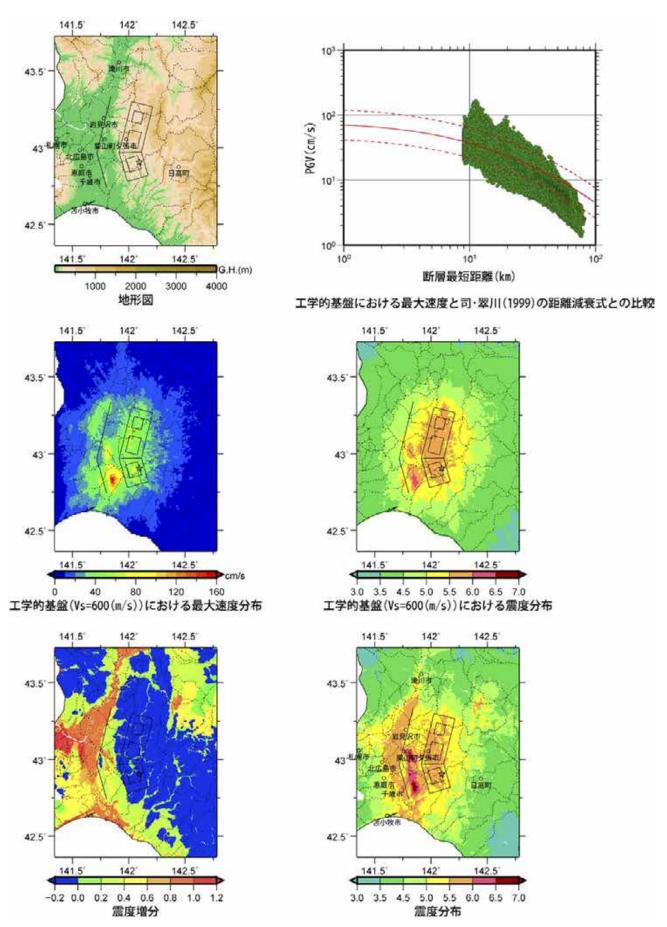


図 8.8-7 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 7).

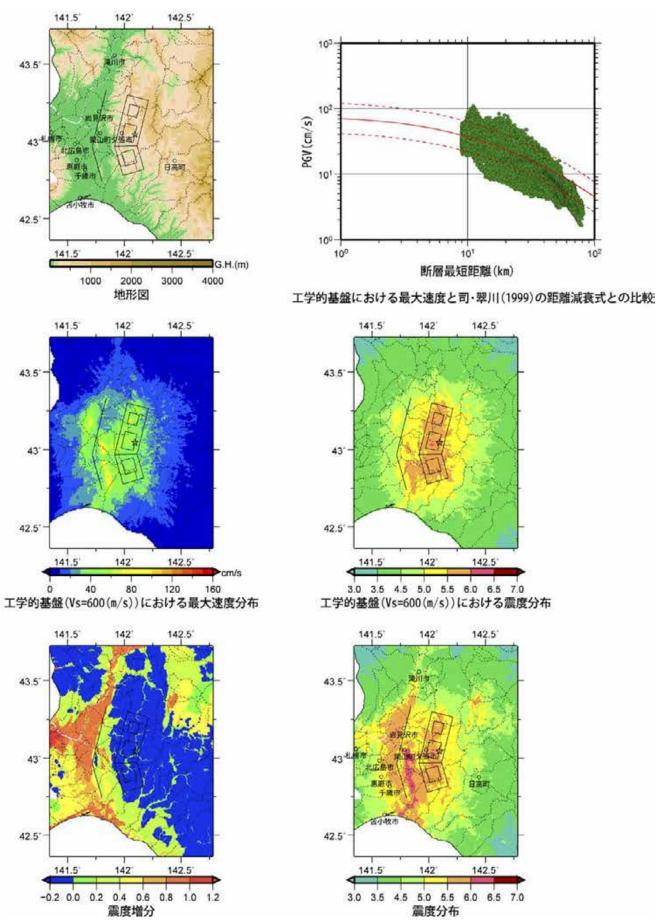


図 8.8-8 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 8).

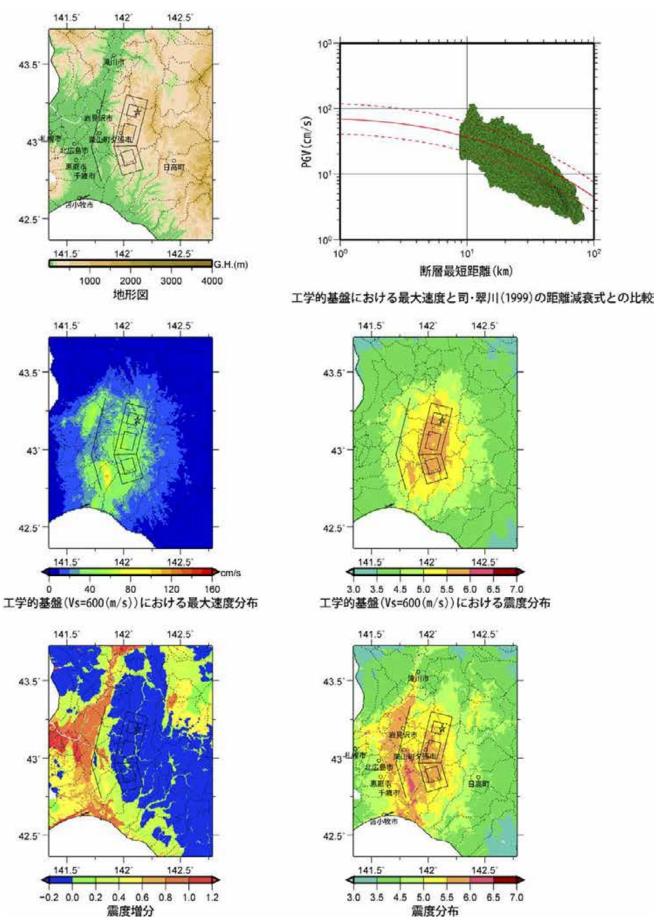


図 8.8-9 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 9).

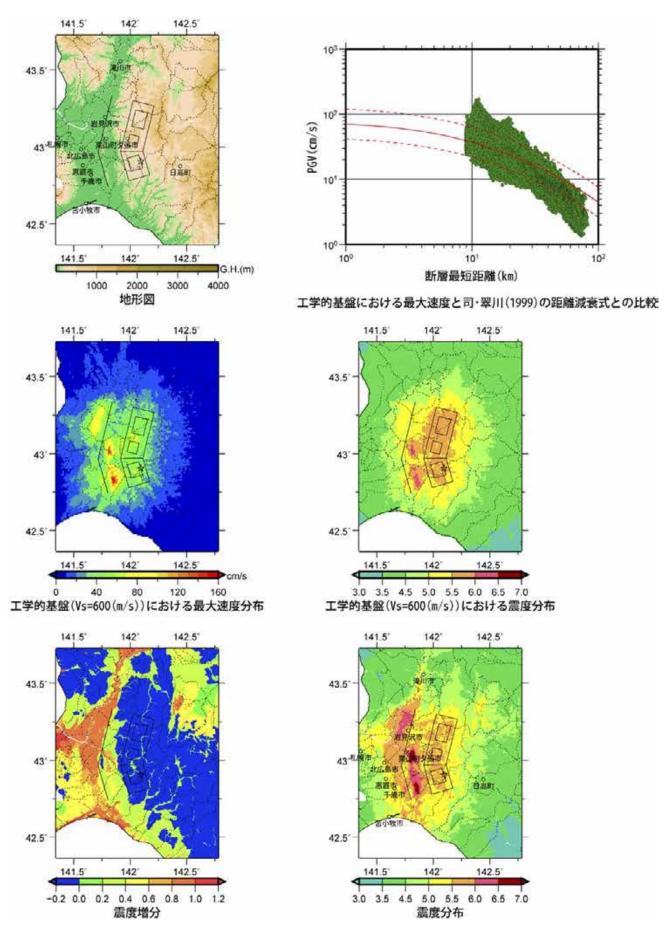


図 8.8-10 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 10).

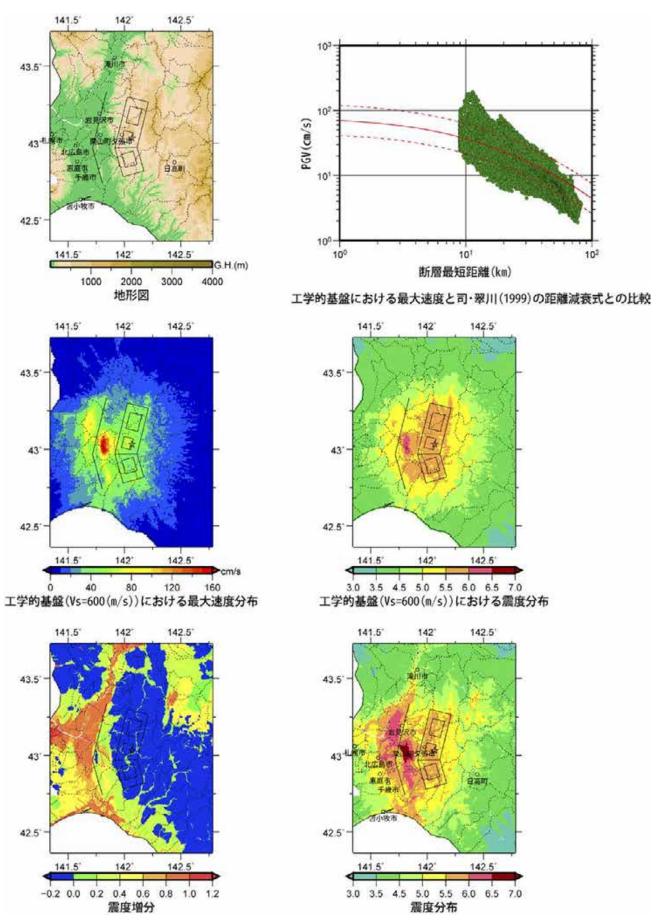


図 8.8-11 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 11).

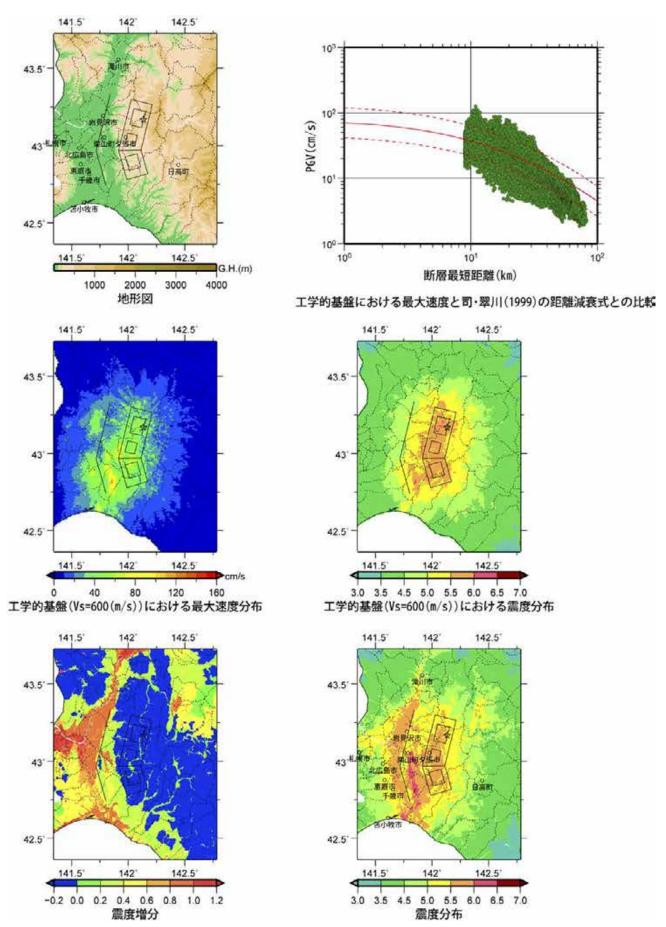


図 8.8-12 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 12;その 1).

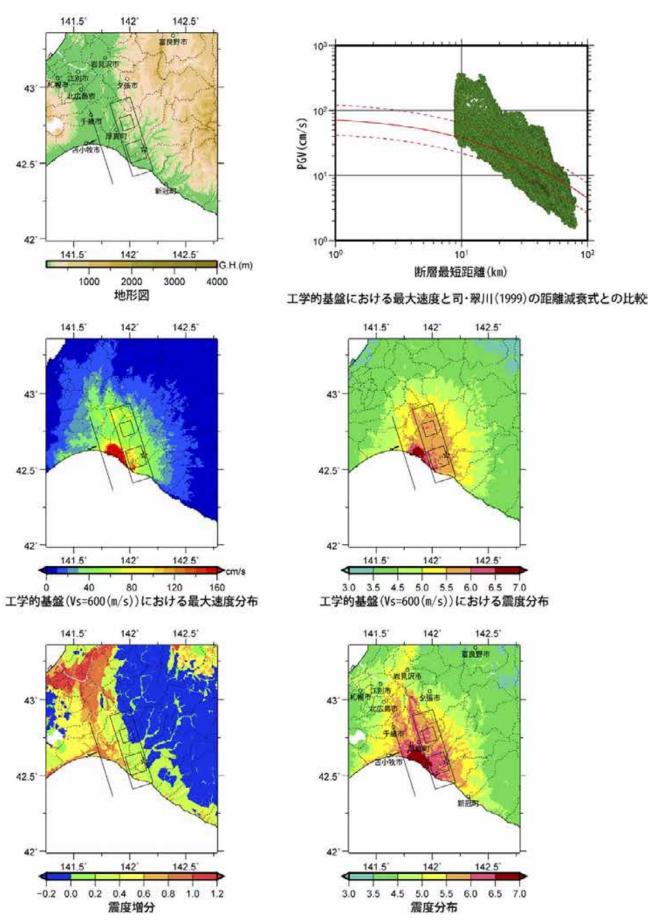


図 8.8-13 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 1;その 1).

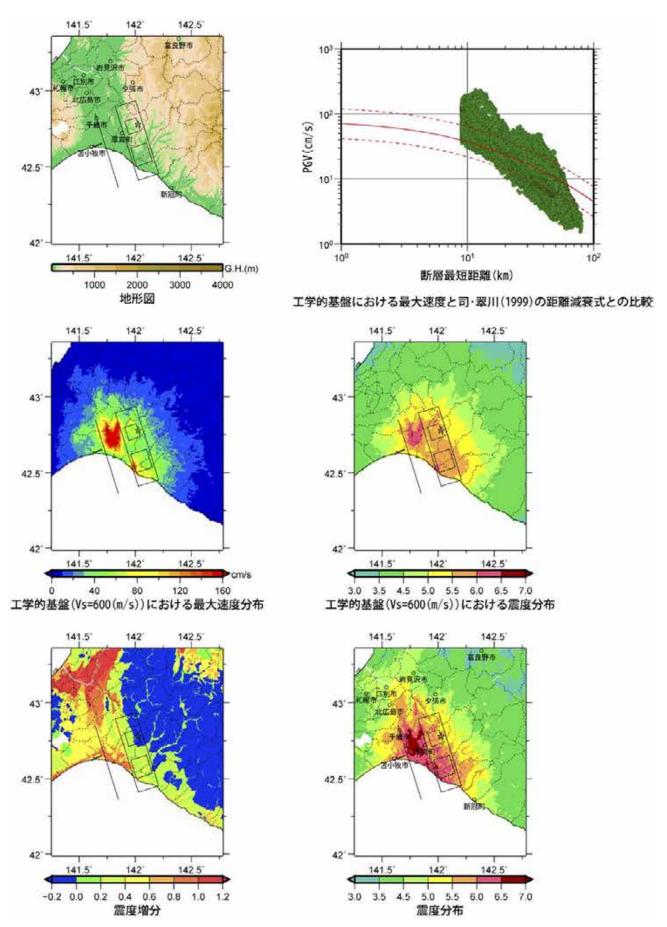


図 8.8-14 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 2;その 1).

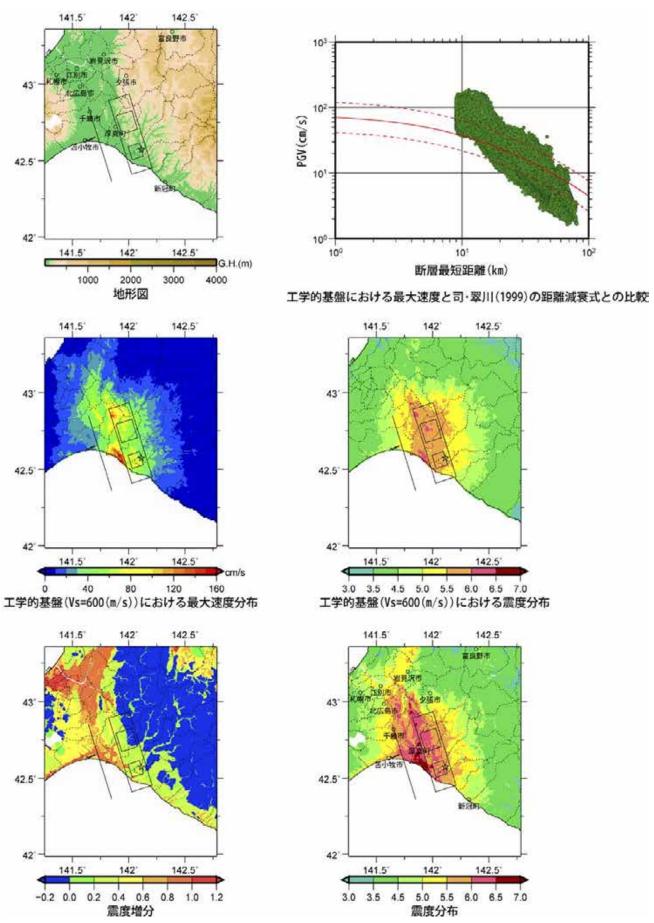


図 8.8-15 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 3;その 1).

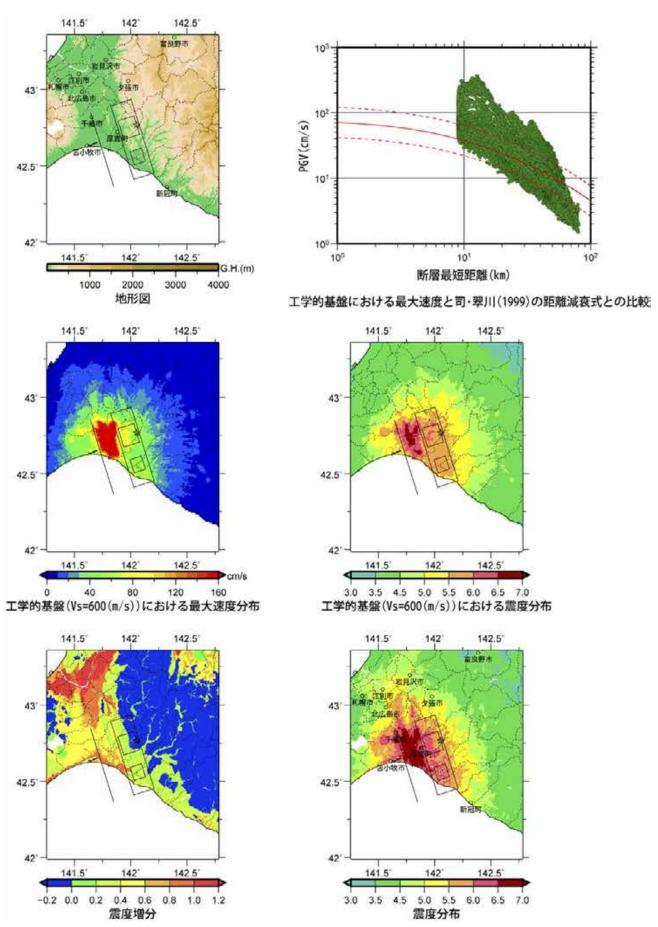


図 8.8-16 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 4; その 1).

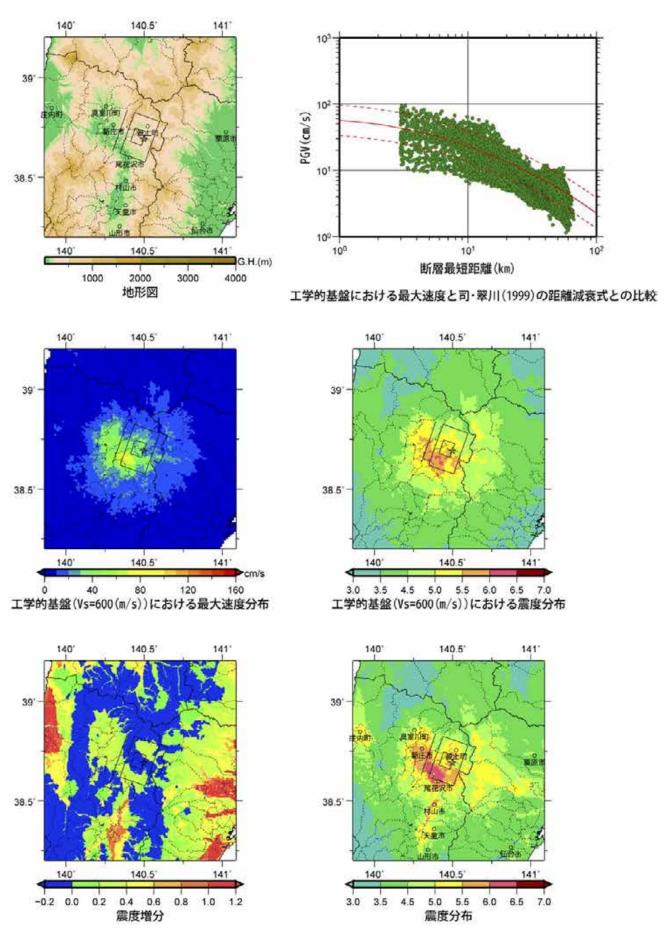


図 8.8-17 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯東部ケース 1).

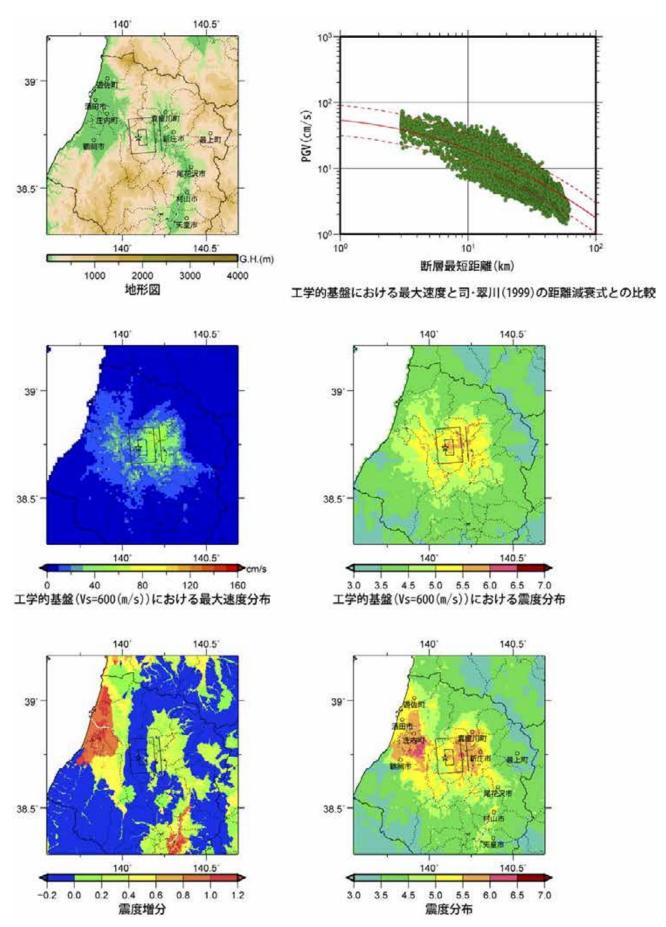


図 8.8-18 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯西部ケース 1).

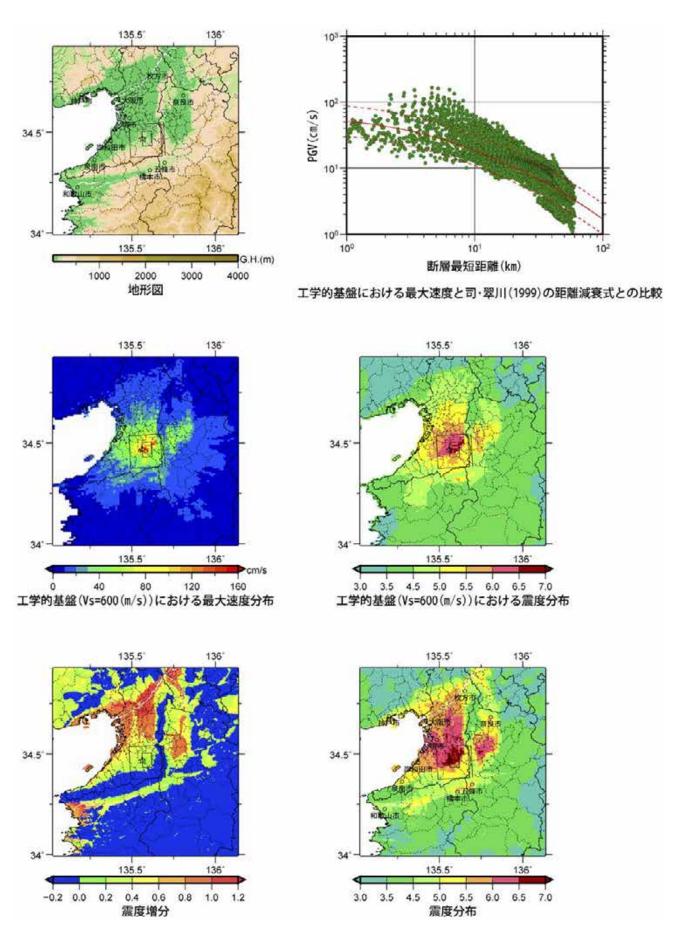


図 8.8-19 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯金剛山地東縁区間ケース 1).

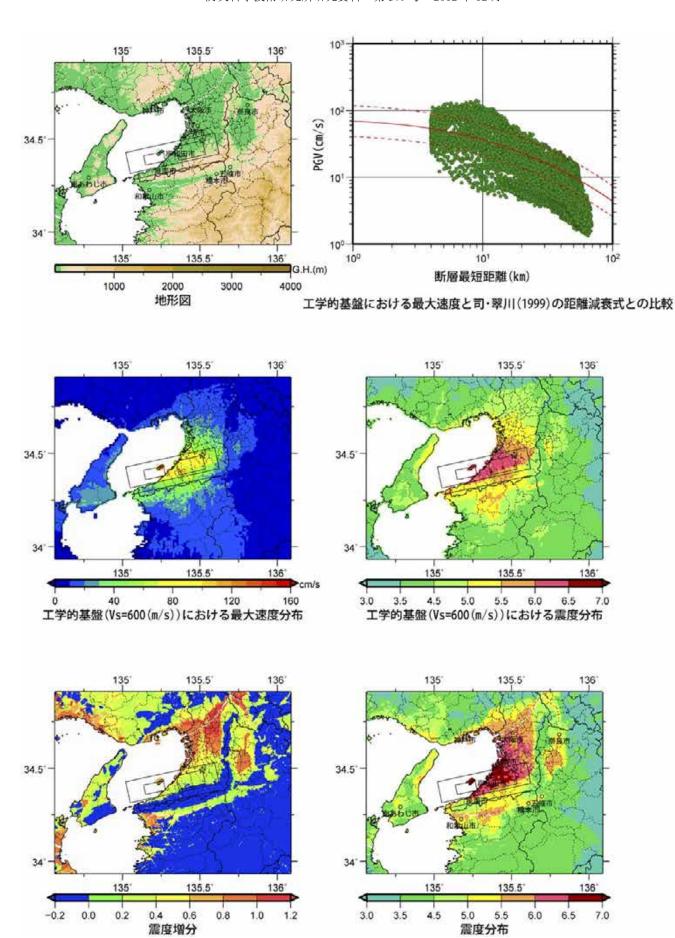


図 8.8-20 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 1).

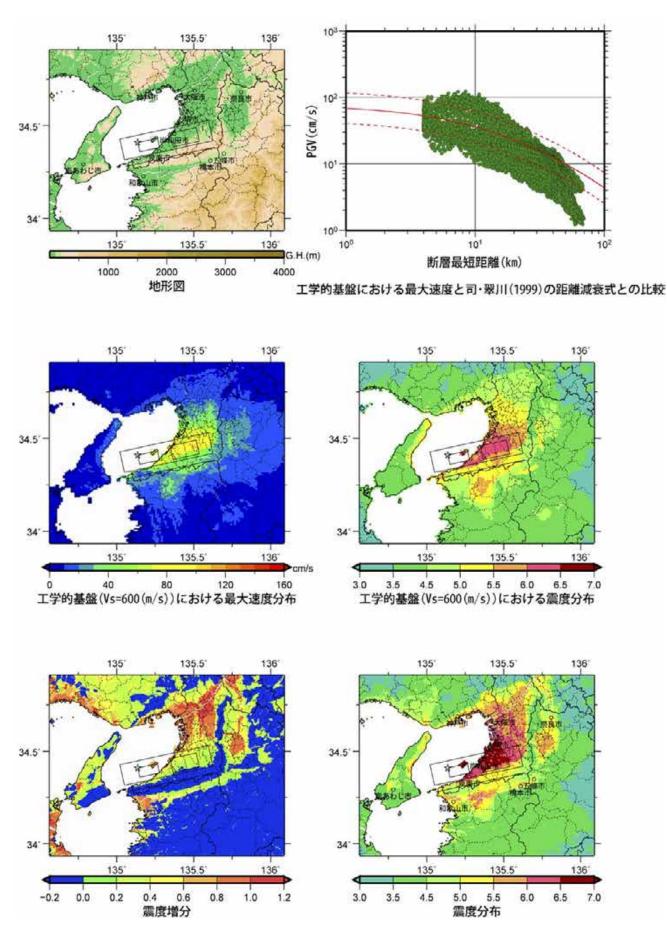
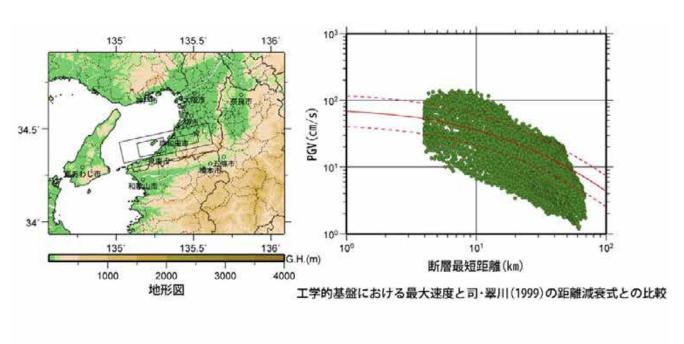


図 8.8-21 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 2).



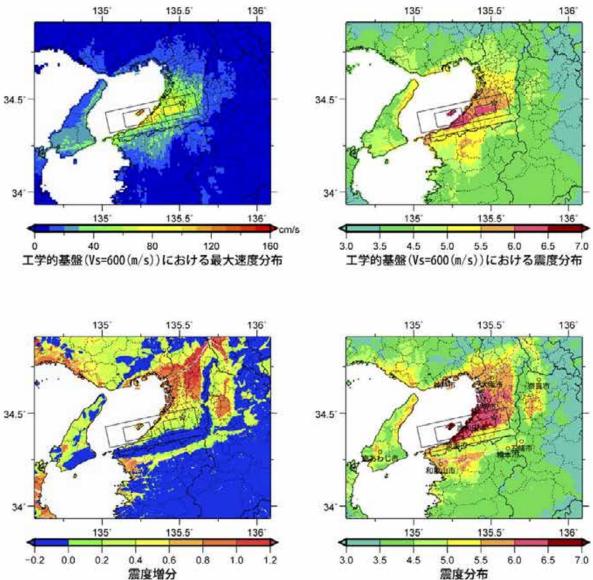


図 8.8-22 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 3).

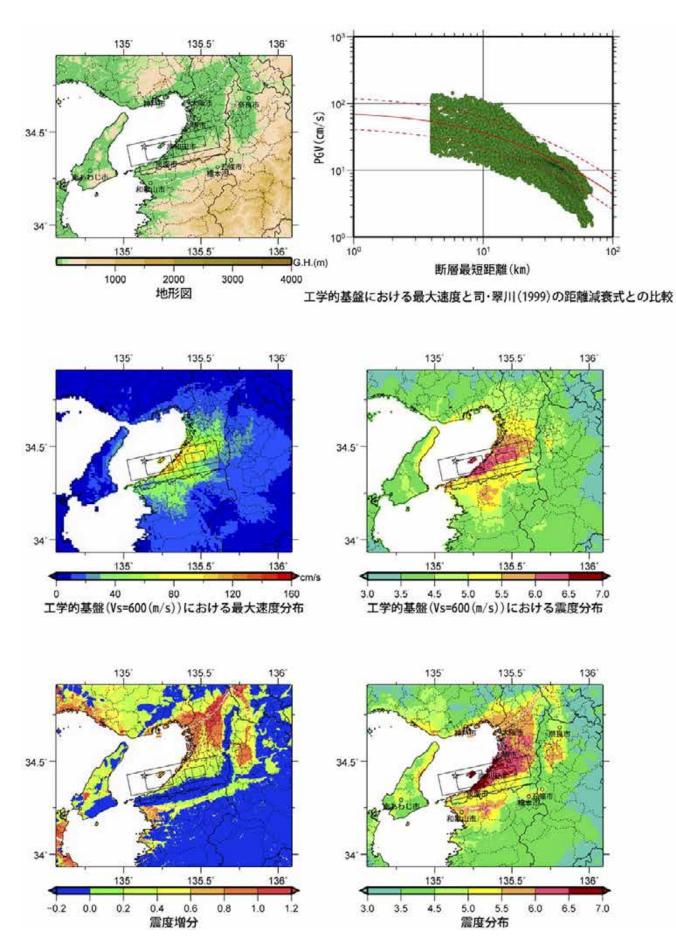


図 8.8-23 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 4).

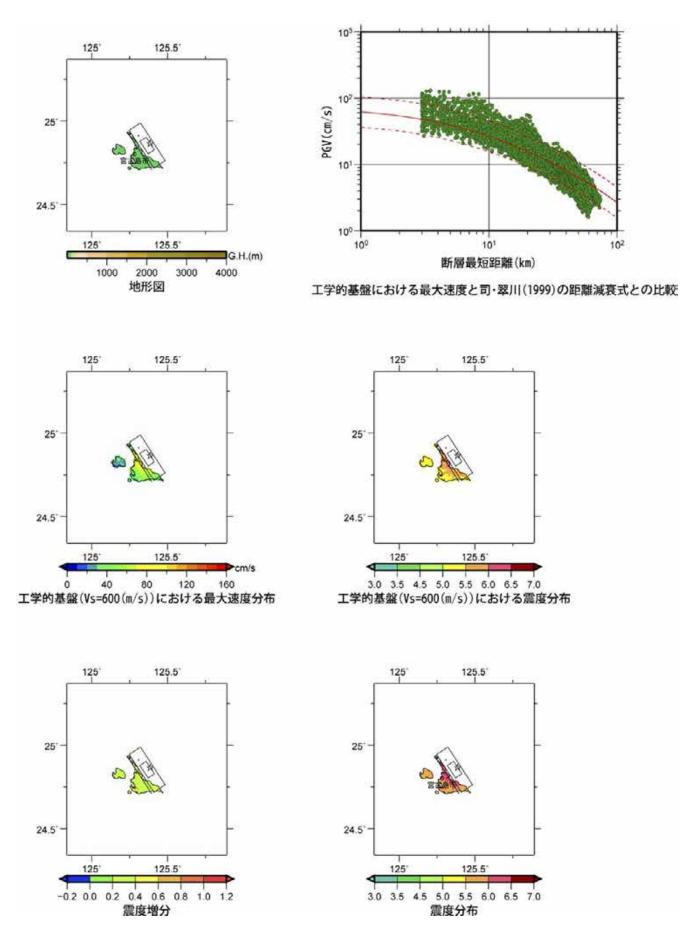


図 8.8-24 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 1).

8. 震源断層を特定した地震動予測地図

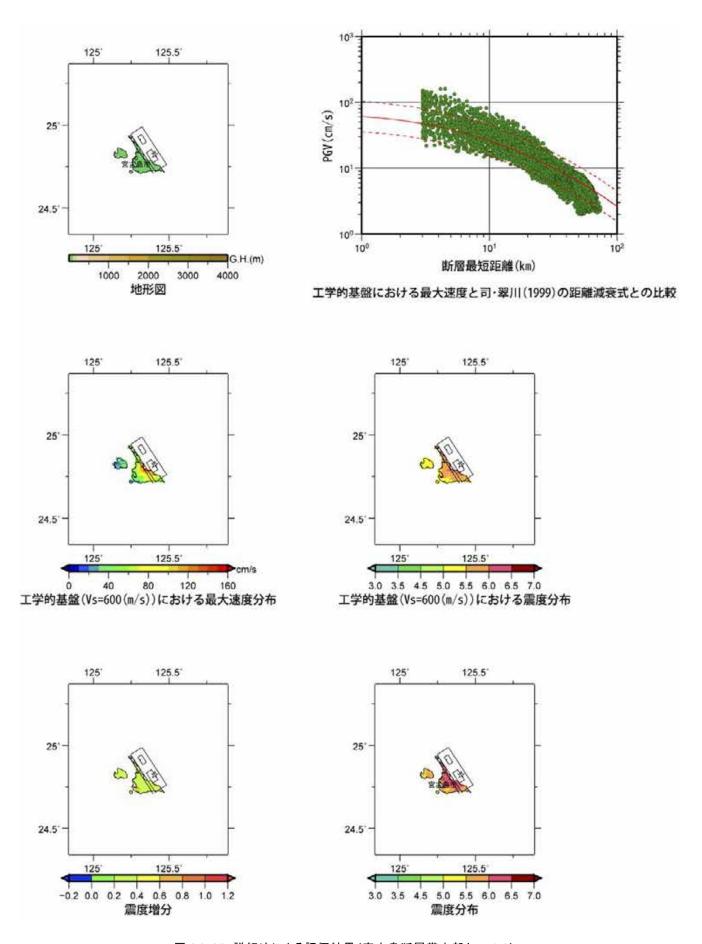


図 8.8-25 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 2).

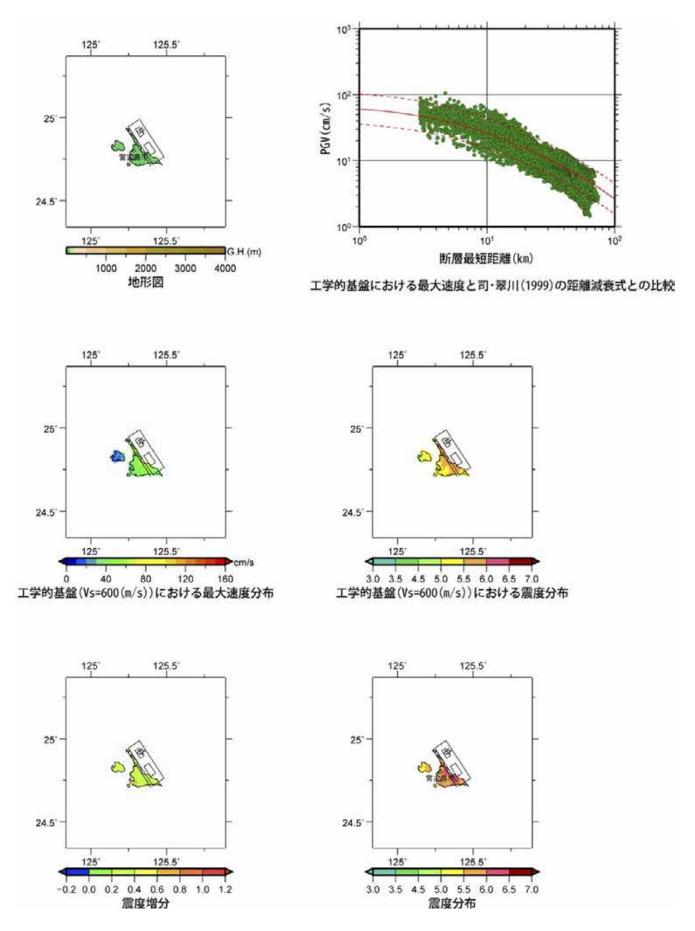


図 8.8-26 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 3).

8. 震源断層を特定した地震動予測地図

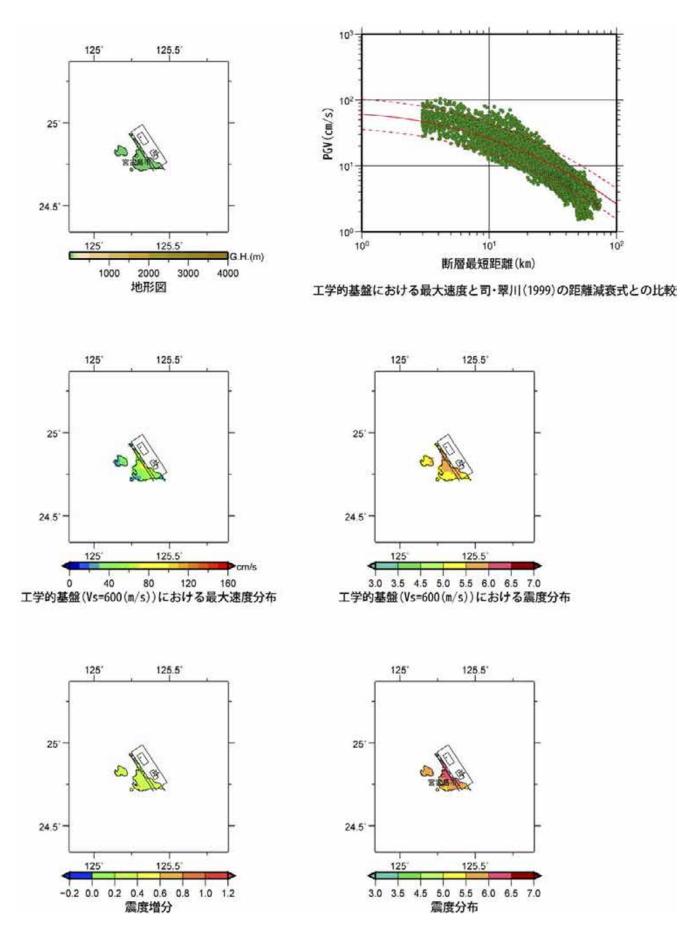


図 8.8-27 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 4).

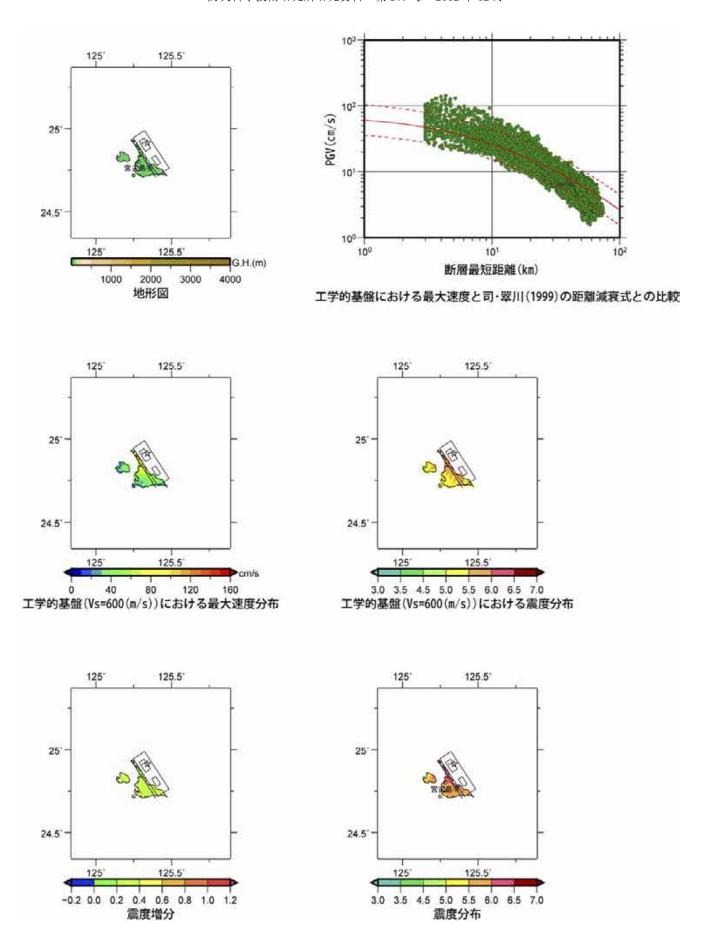


図 8.8-28 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 5).

8. 震源断層を特定した地震動予測地図

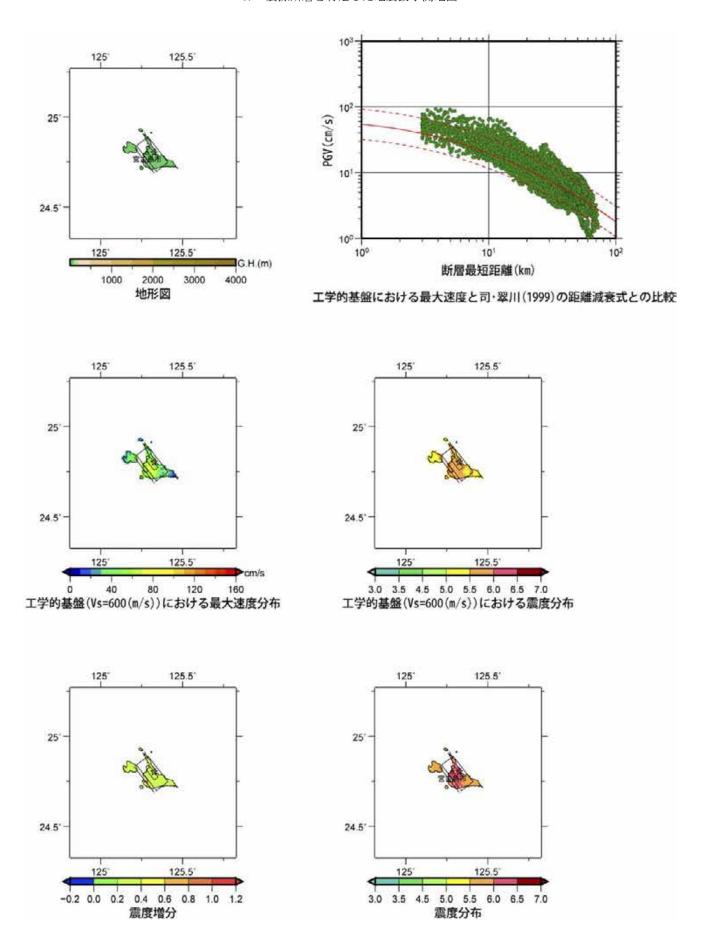


図 8.8-29 詳細法による評価結果(宮古島断層帯西部ケース 1).

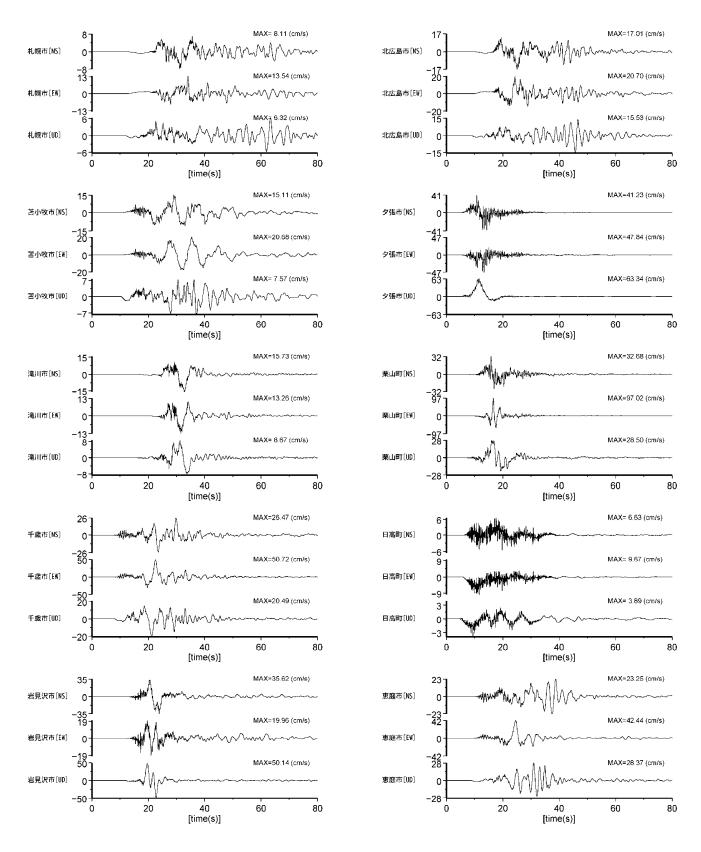
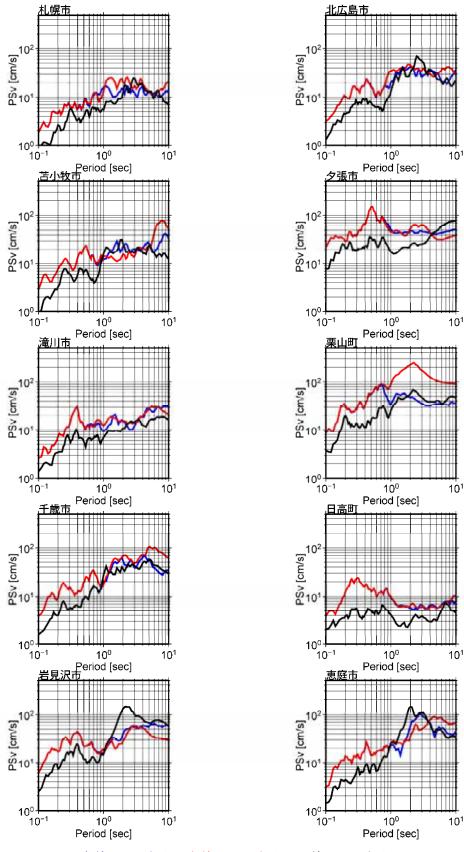


図 8.8-30 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線: NS 成分 赤線: EW 成分 黒線: UD 成分

図 8.8-30 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

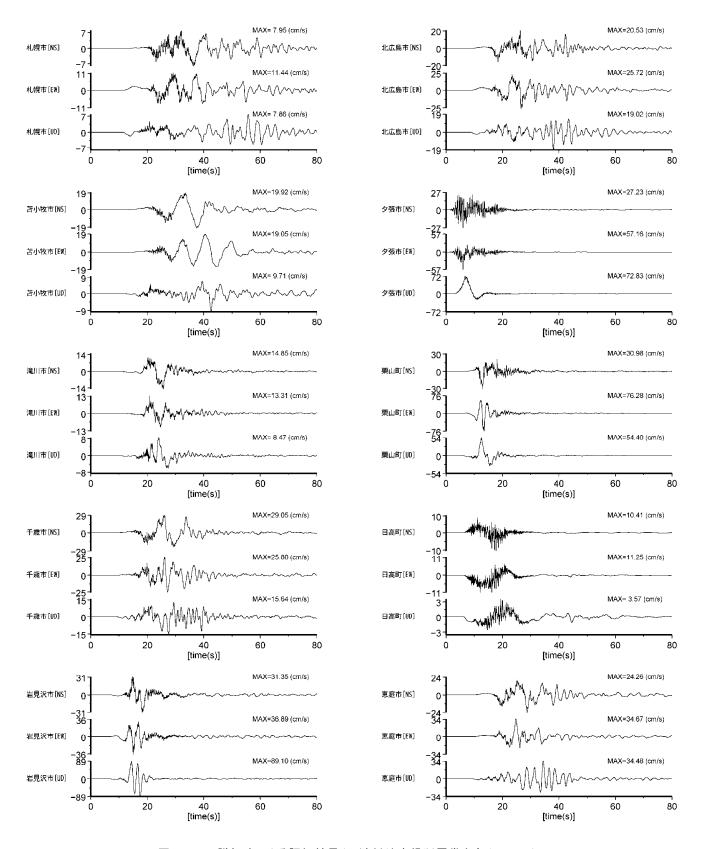


図 8.8-31 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 2). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

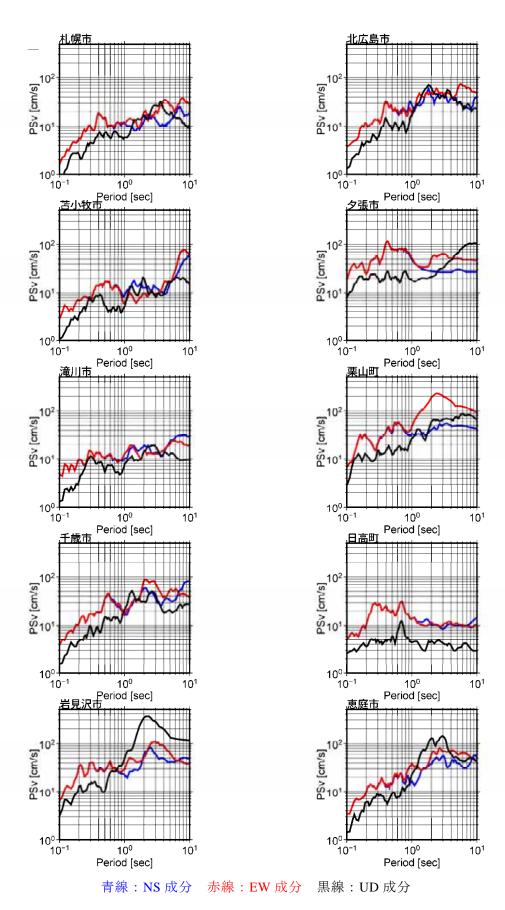


図 8.8-31 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 2). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

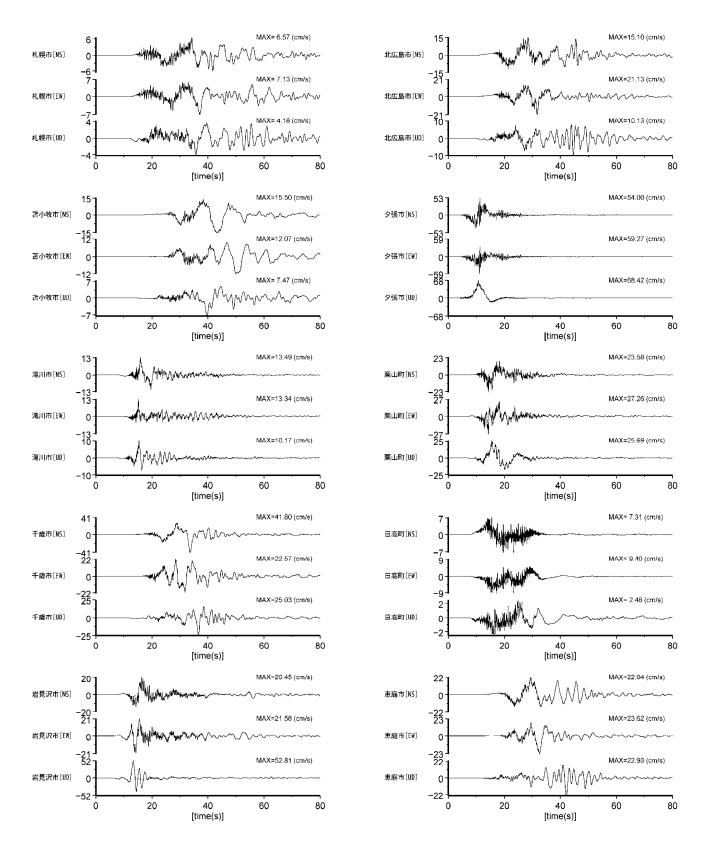


図 8.8-32 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 3). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

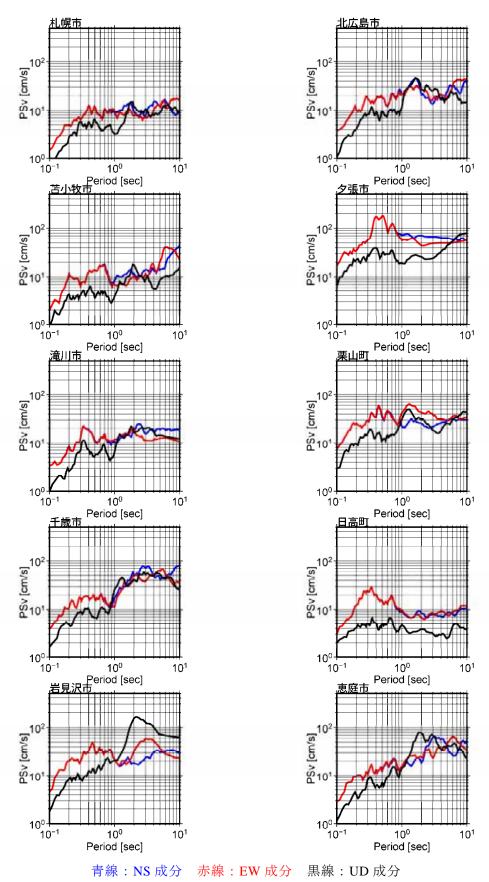


図 8.8-32 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 3). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

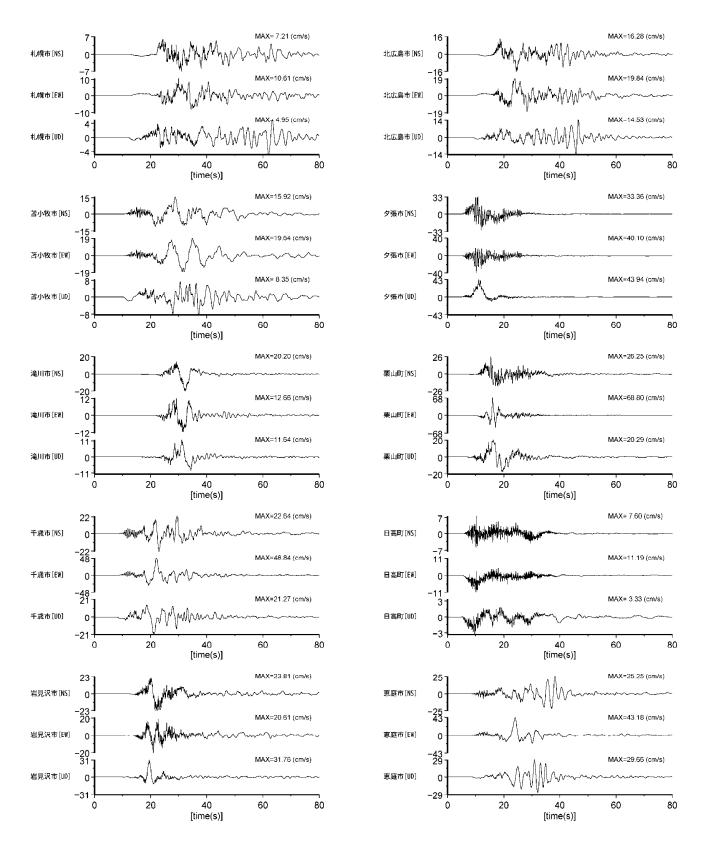


図 8.8-33 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 4). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

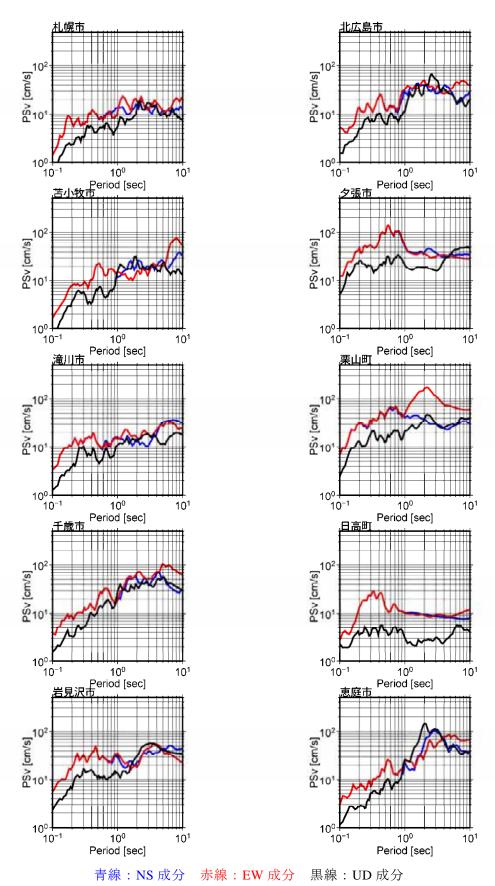


図 8.8-33 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 4). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

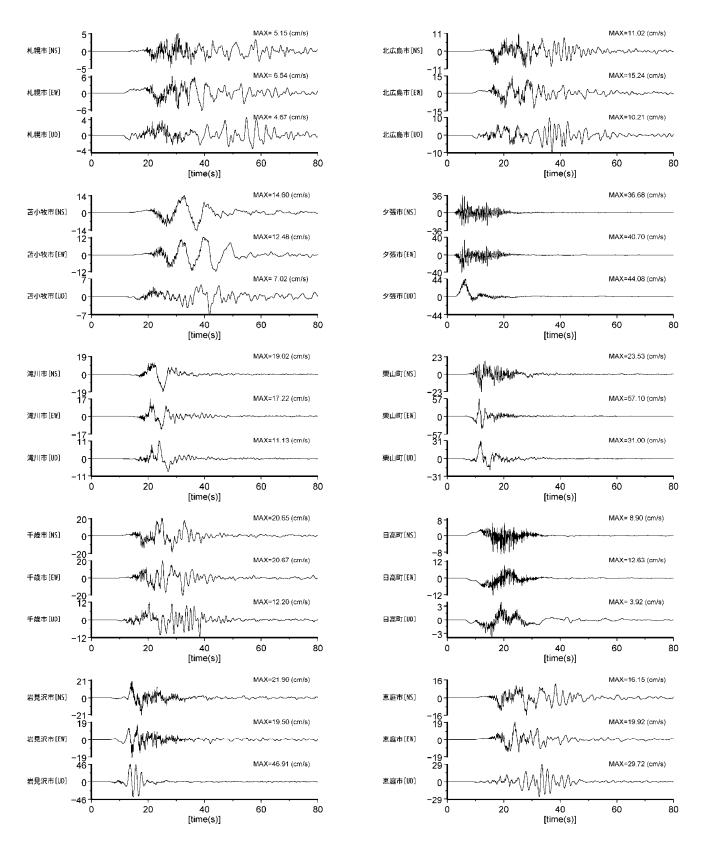


図 8.8-34 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 5). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

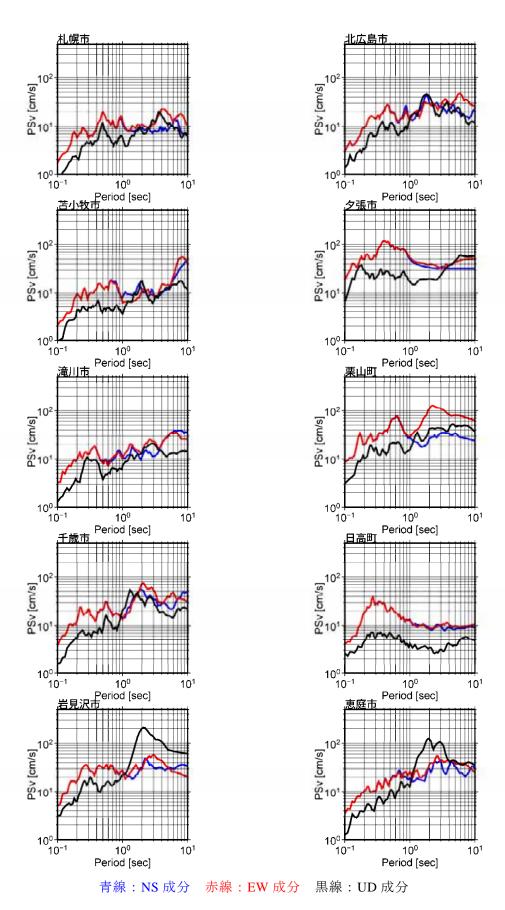


図 8.8-34 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 5). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

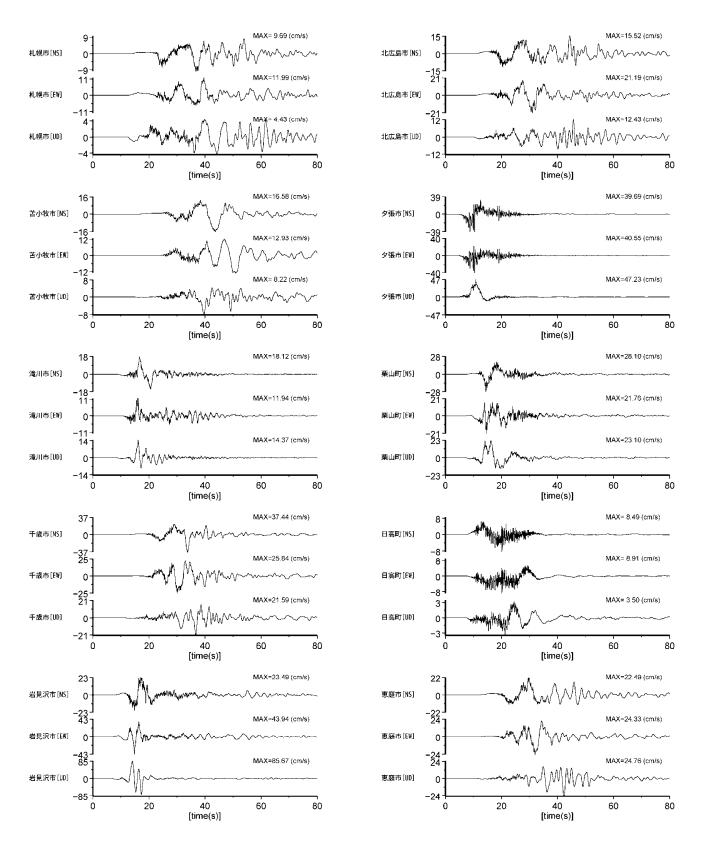
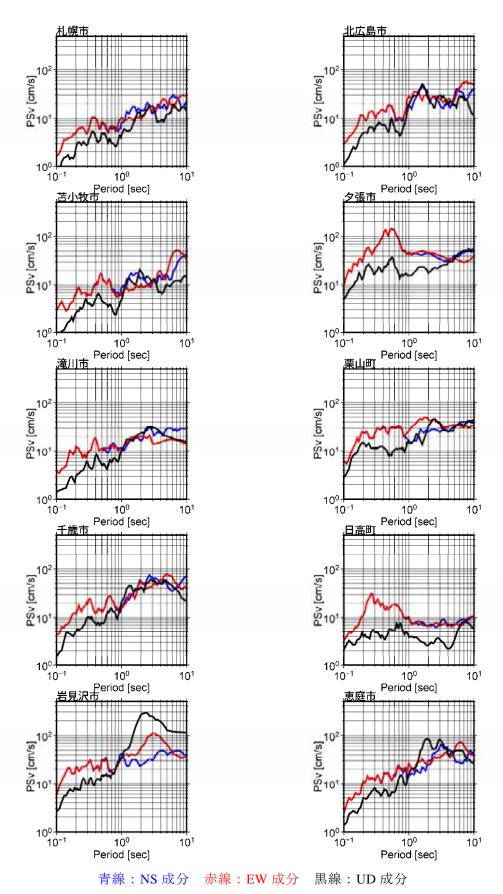


図 8.8-35 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 6). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



35 詳細注による延価結果(石狩併地車緑斯層帯主部ケース)

図 8.8-35 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 6). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

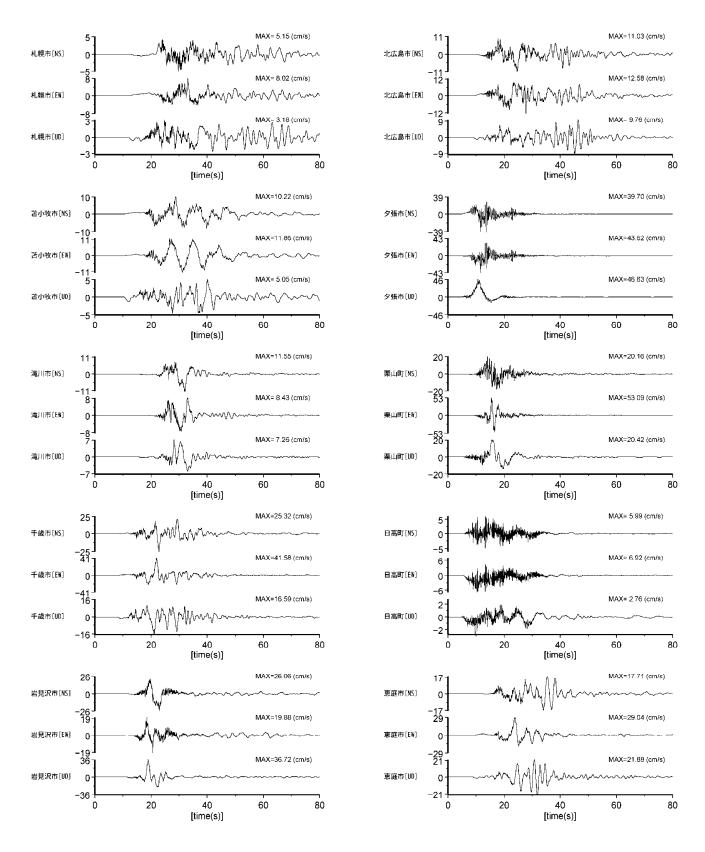


図 8.8-36 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 7). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

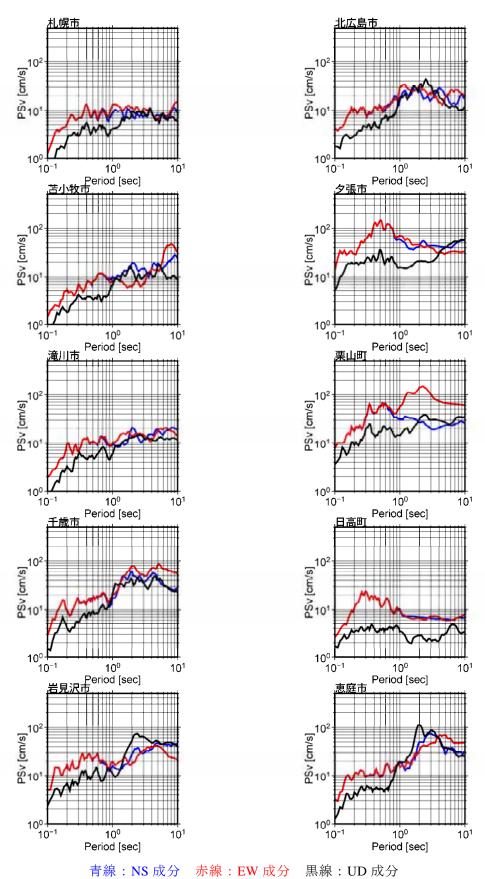


図 8.8-36 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 7). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

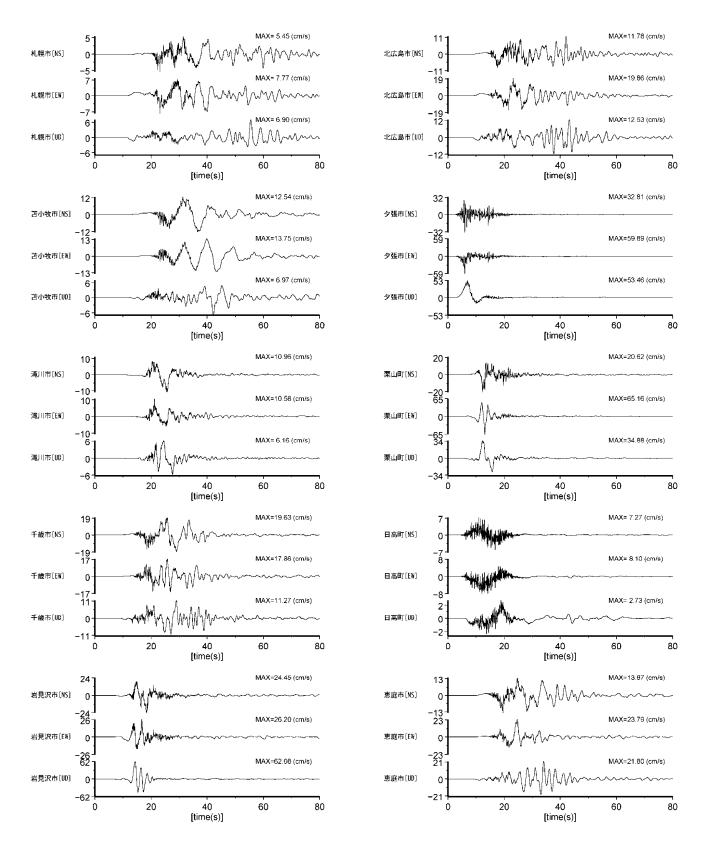


図 8.8-37 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 8). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

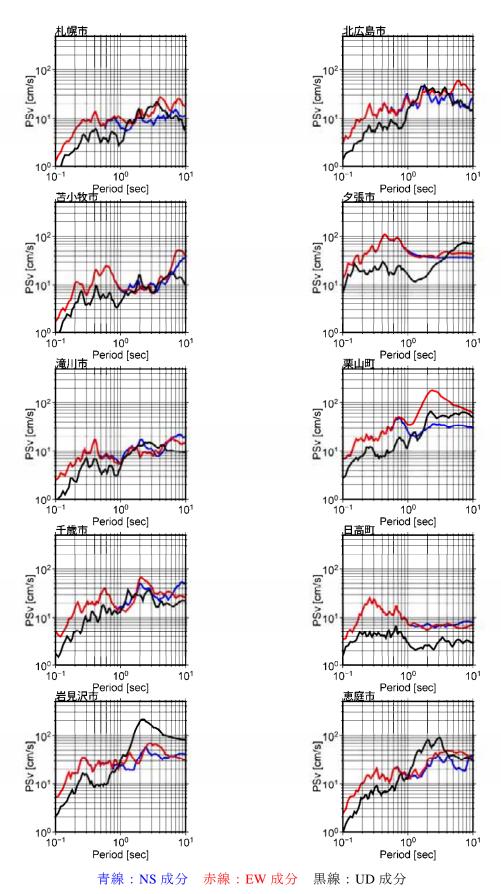


図 8.8-37 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 8).

3.6.537 詳細法による計画指案(石材低地果稼働層帯主部グーへる) 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

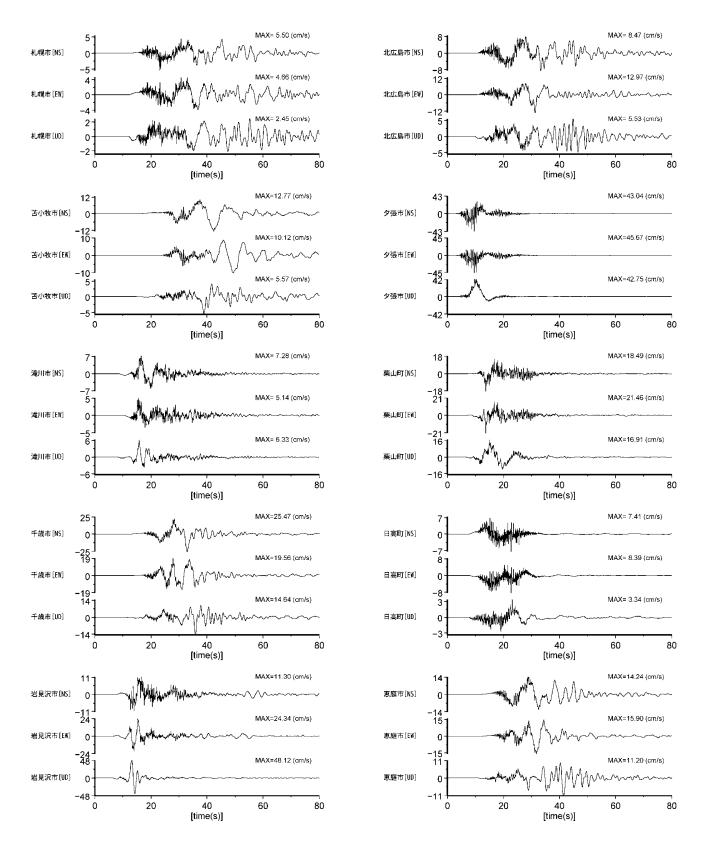


図 8.8-38 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 9). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

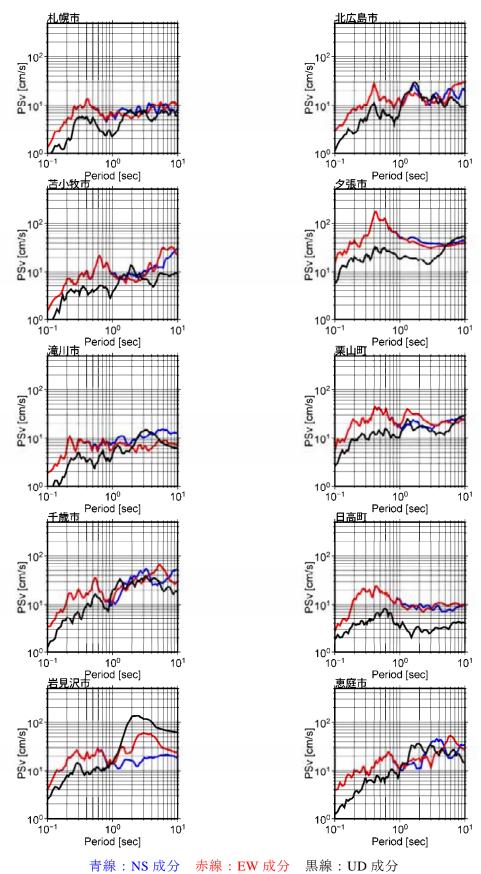


図 8.8-38 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 9). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

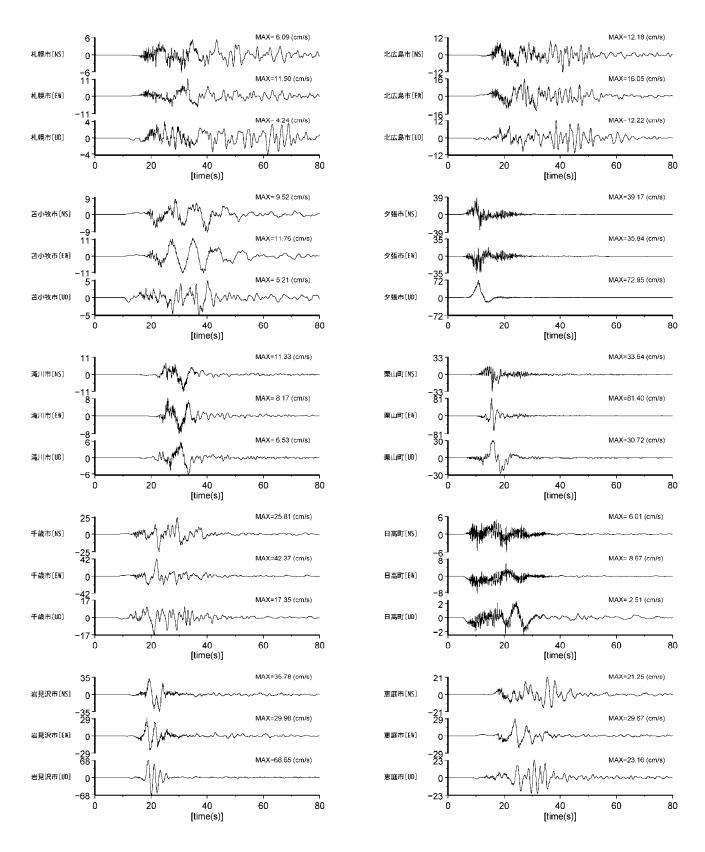
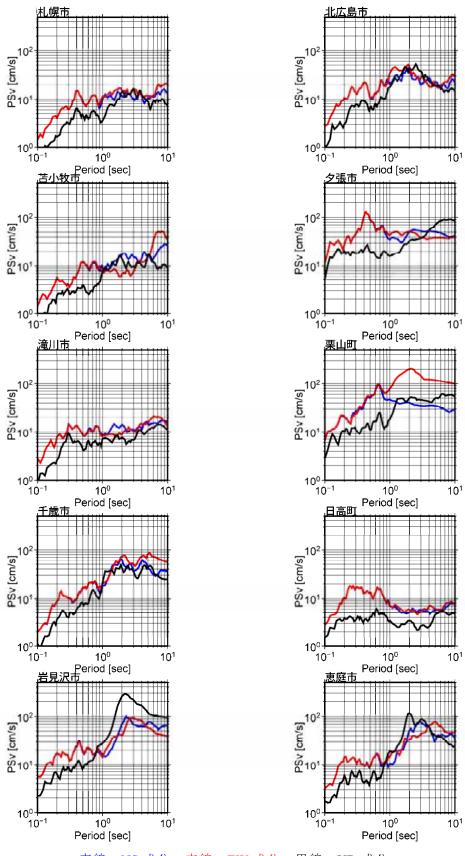


図 8.8-39 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 10). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線:NS 成分 赤線:EW 成分 黒線:UD 成分

図 8.8-39 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 10). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

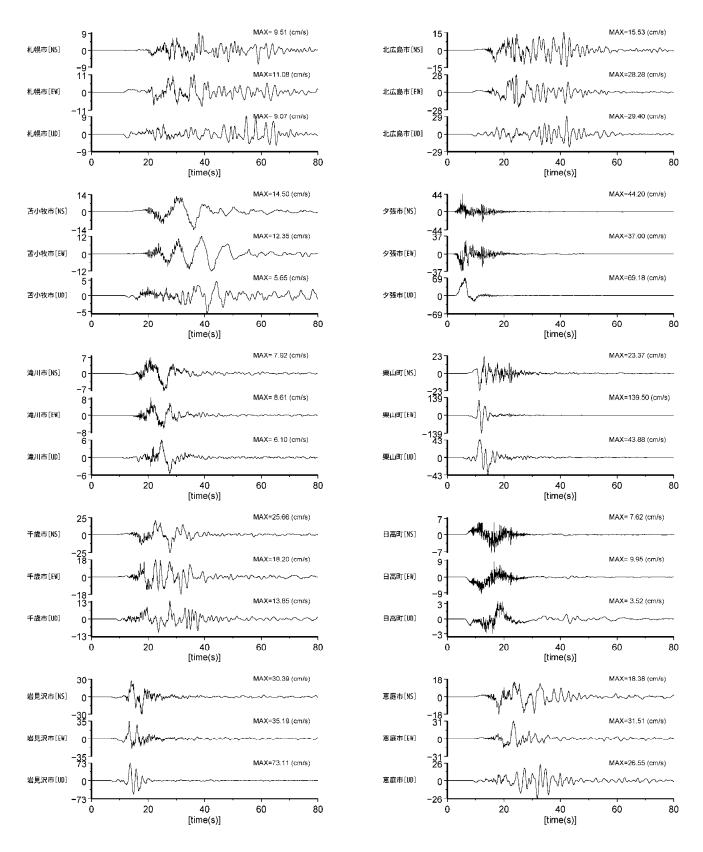
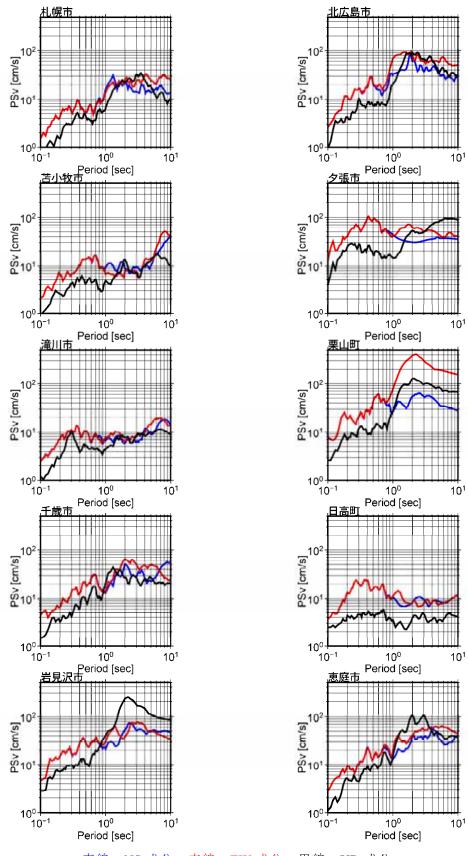


図 8.8-40 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 11). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線:NS 成分 赤線:EW 成分 黒線:UD 成分

図 8.8-40 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 11). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

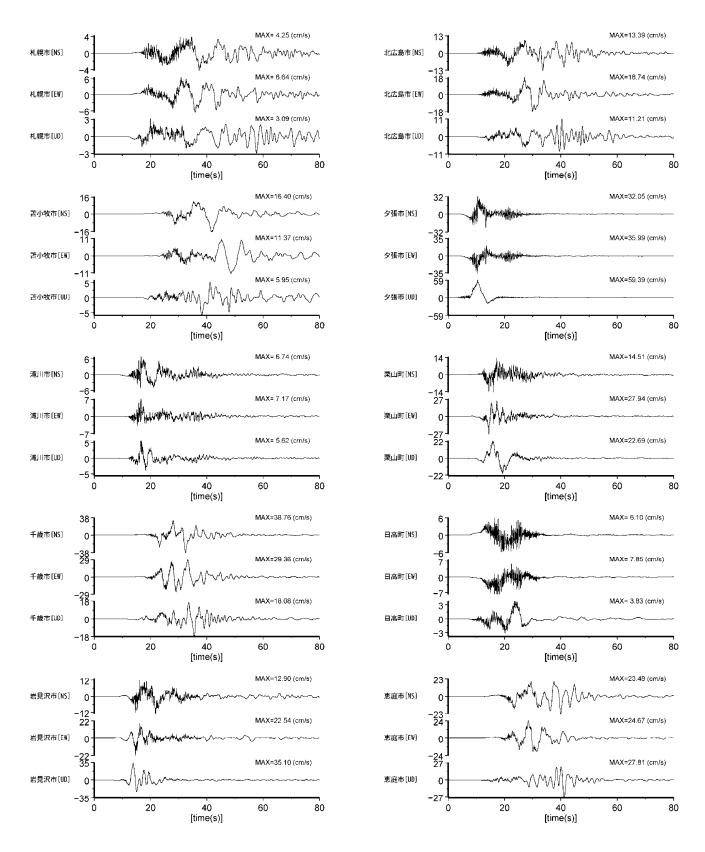


図 8.8-41 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 12). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

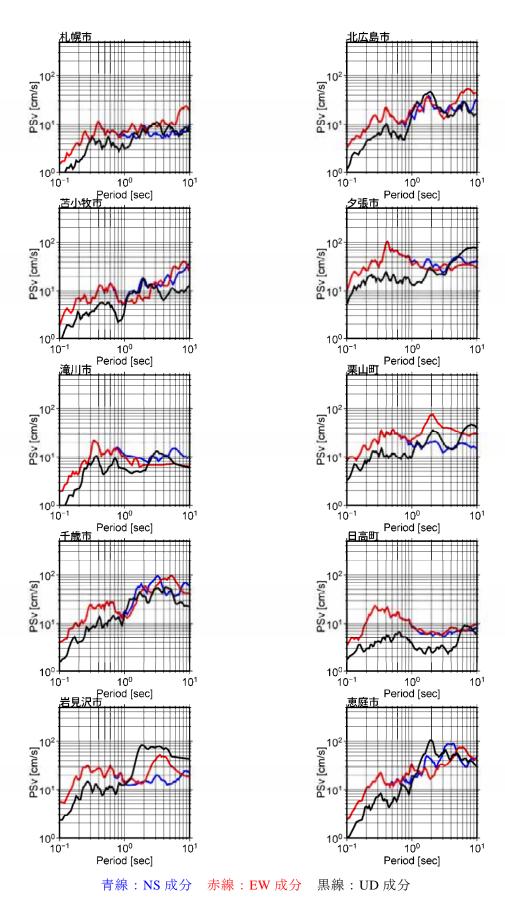


図 8.8-41 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部ケース 12). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

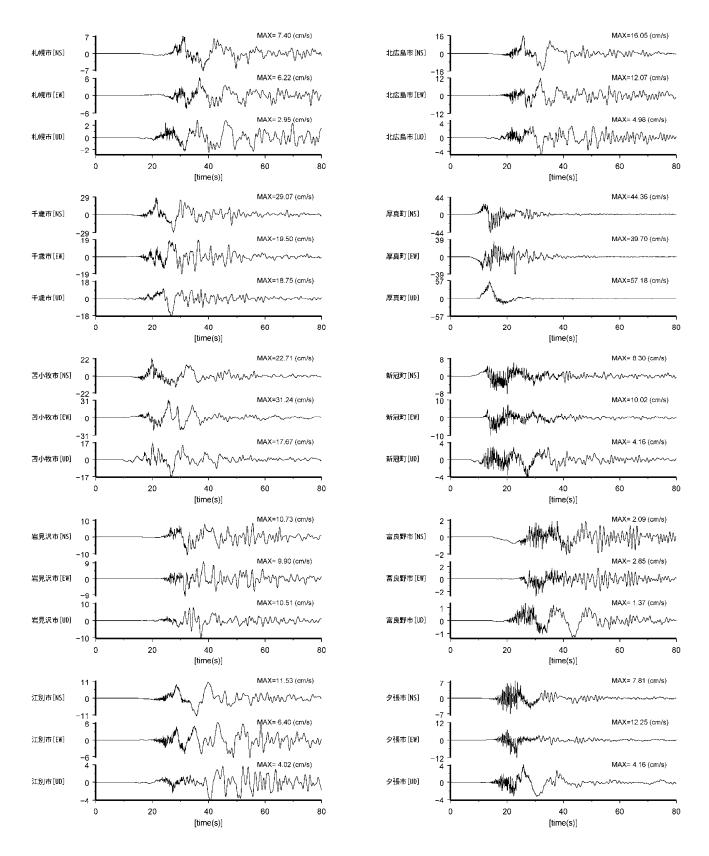
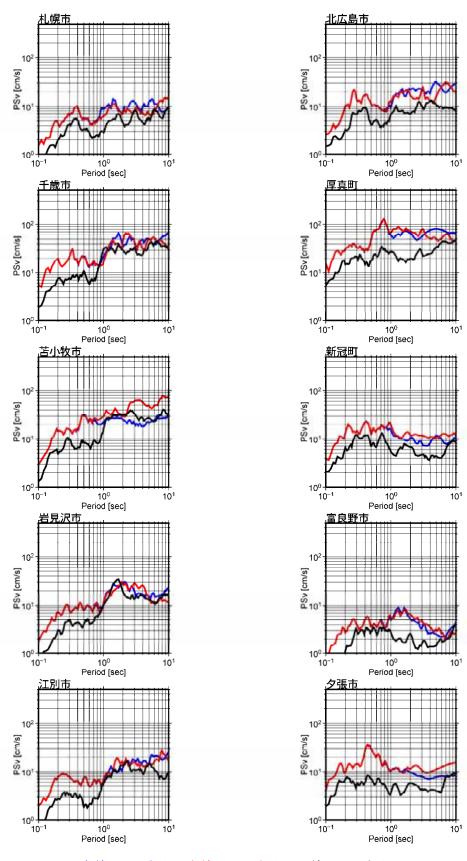


図 8.8-42 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線: NS 成分 赤線: EW 成分 黒線: UD 成分

図 8.8-42 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

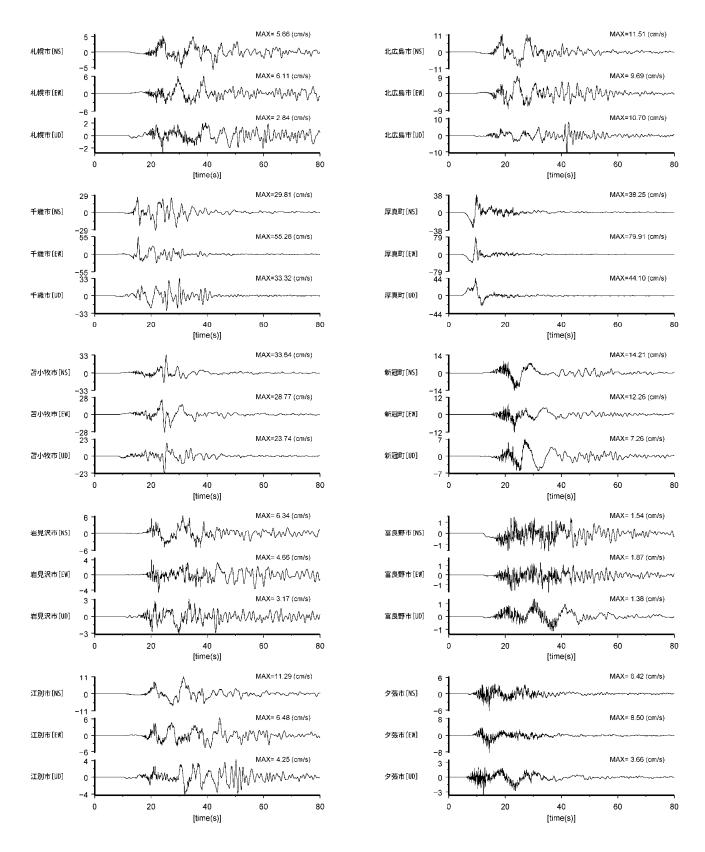
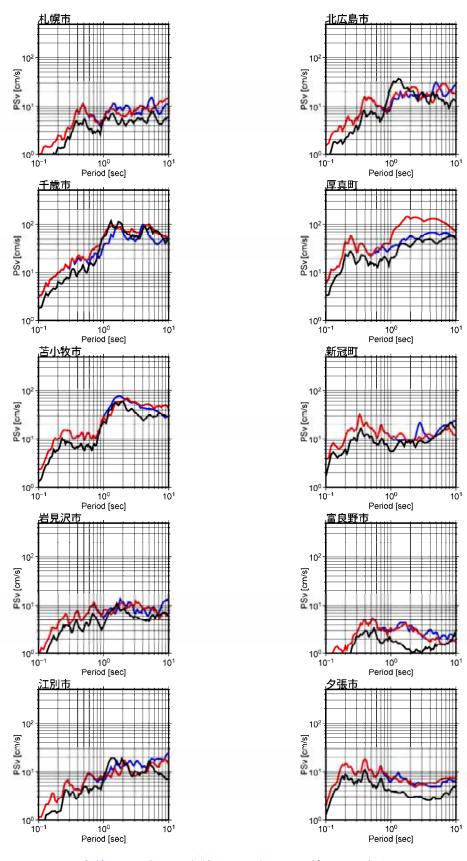


図 8.8-43 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 2). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線: NS 成分 赤線: EW 成分 黒線: UD 成分

図 8.8-43 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 2). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

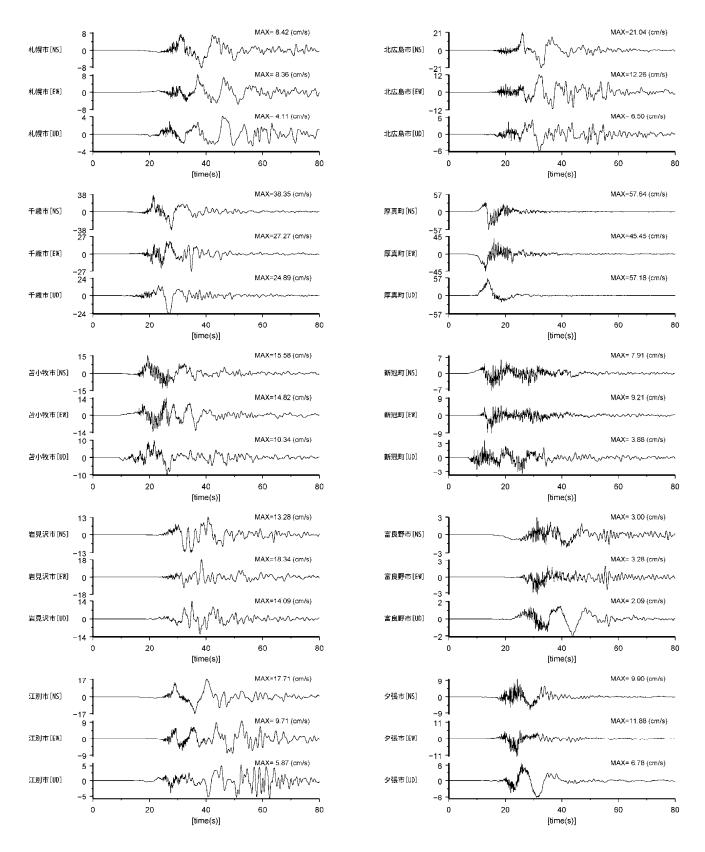
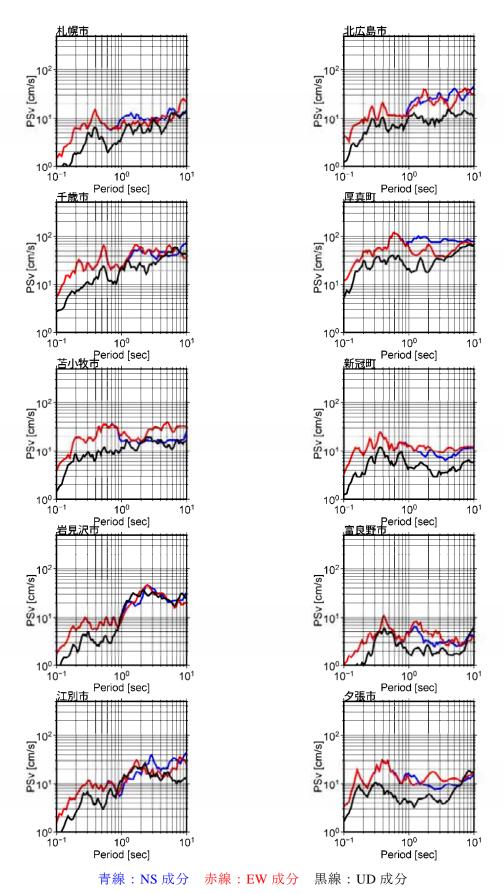


図 8.8-44 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 3). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



-44 詳細注による評価結果(石狩紙地車緑版層帯南部ケース3

図 8.8-44 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 3). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

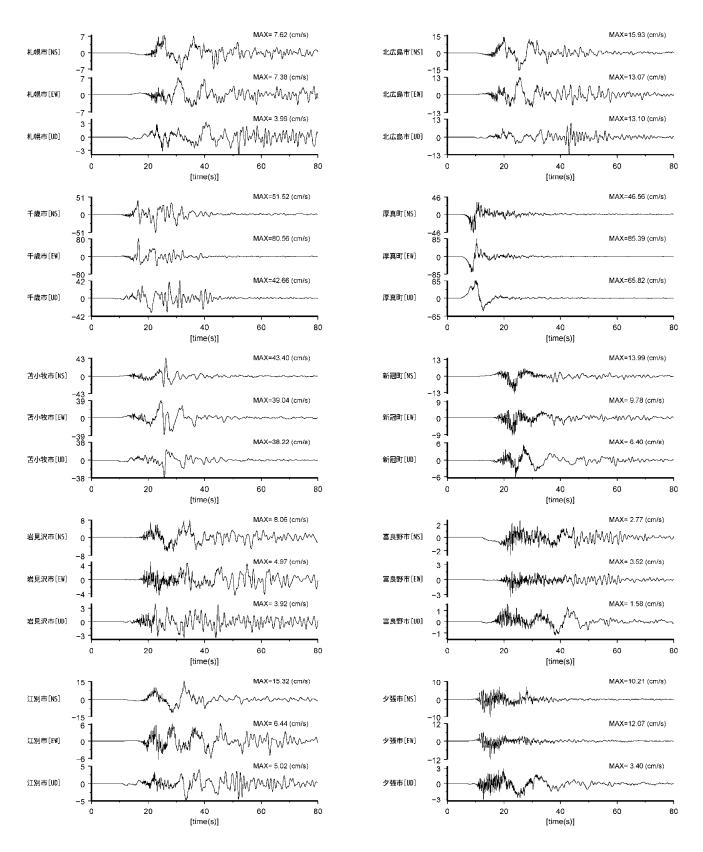


図 8.8-45 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 4). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

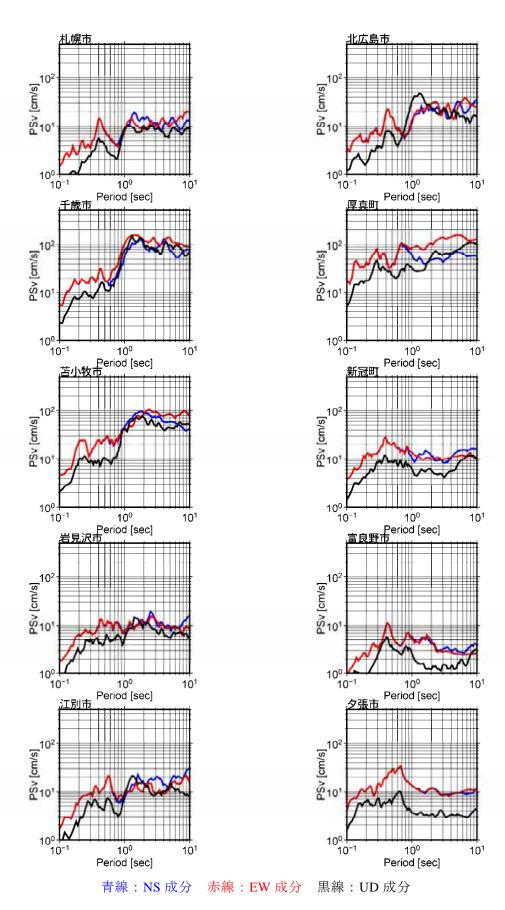


図 8.8-45 詳細法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部ケース 4). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

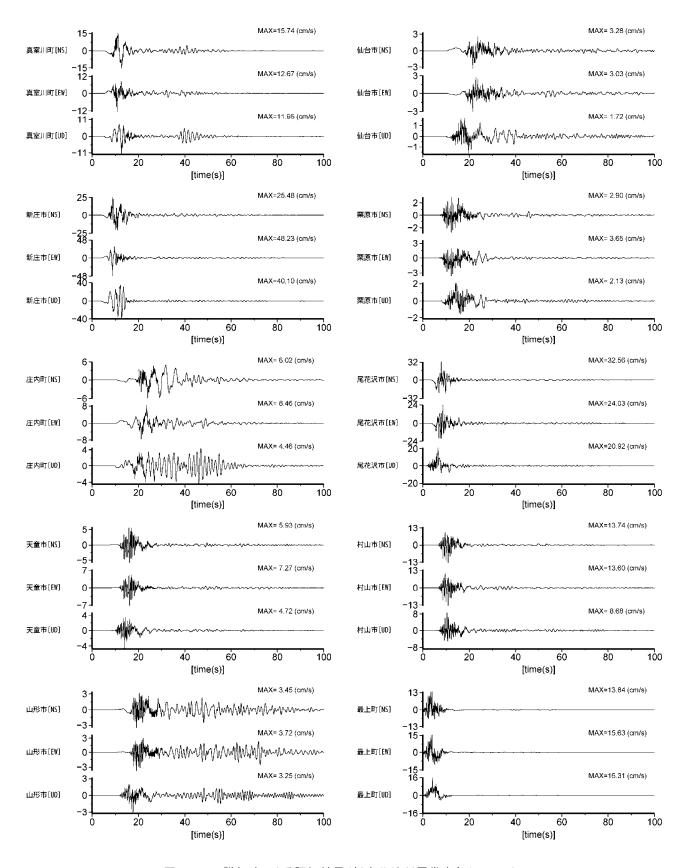
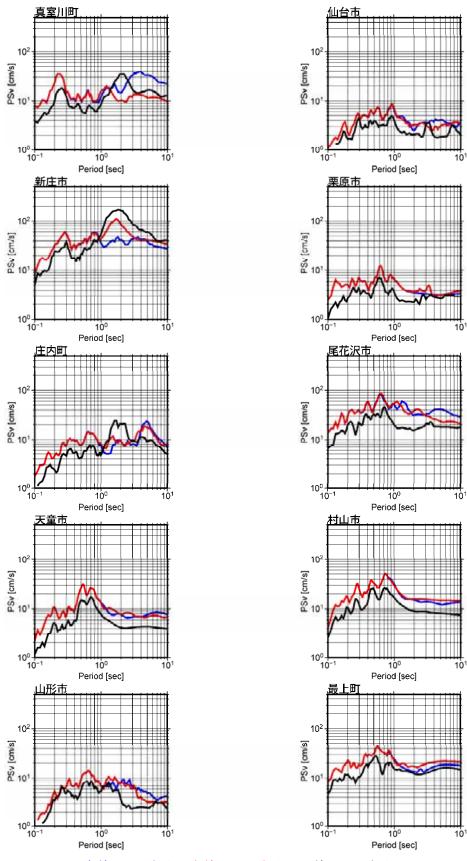


図 8.8-46 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯東部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.



青線:NS 成分 赤線:EW 成分 黒線:UD 成分

図 8.8-46 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯東部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

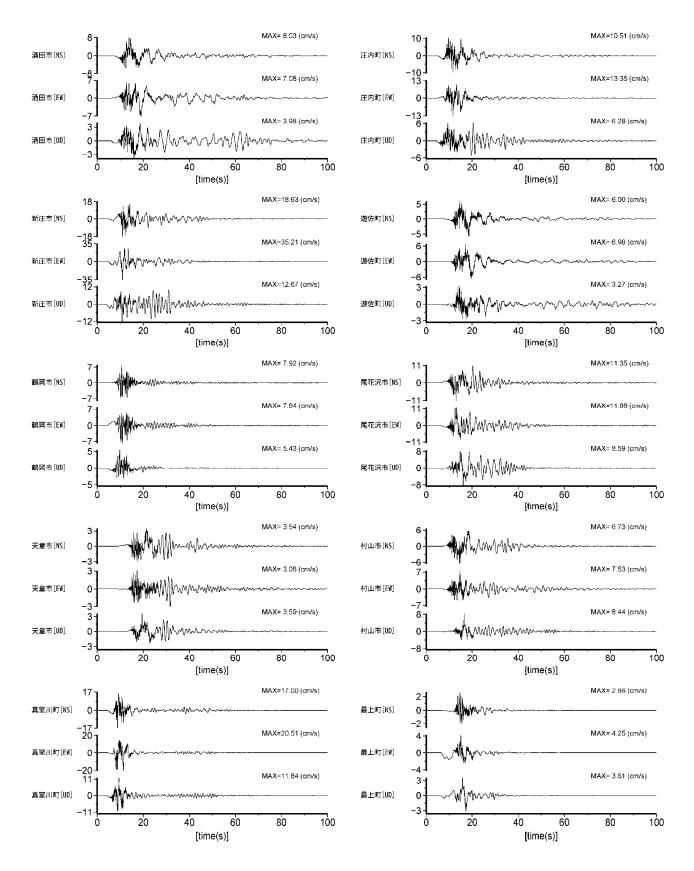


図 8.8-47 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯西部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

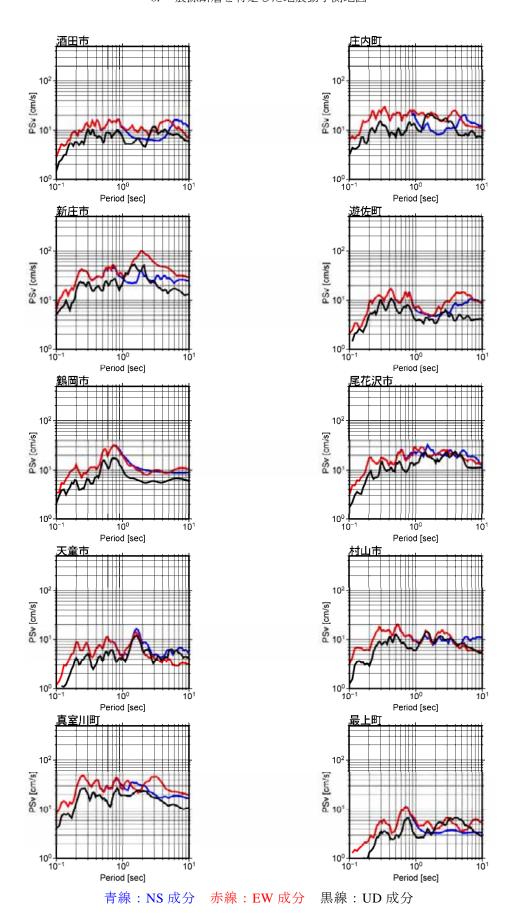


図 8.8-47 詳細法による評価結果(新庄盆地断層帯西部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

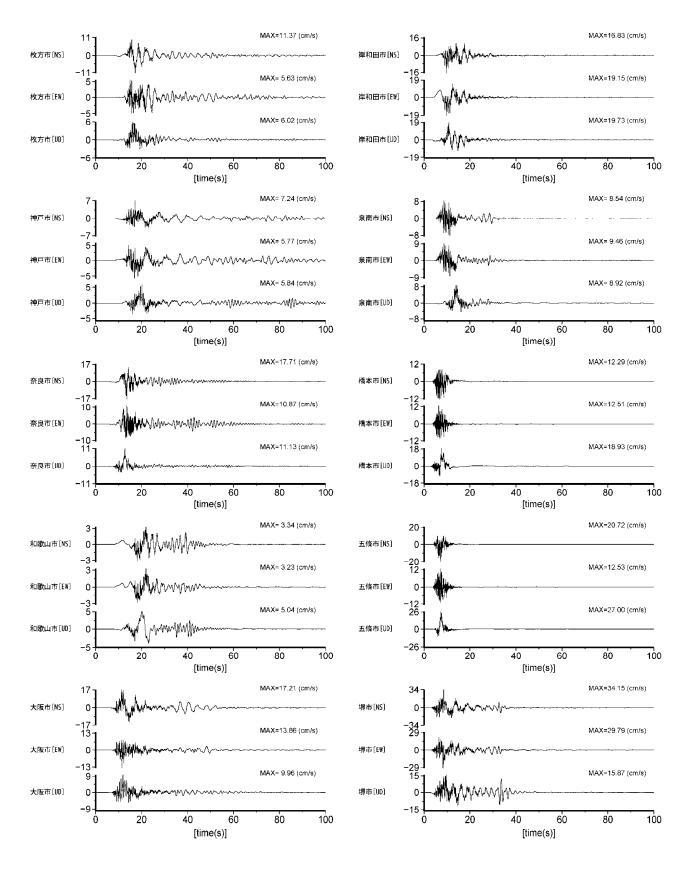


図 8.8-48 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯金剛山地東縁区間ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

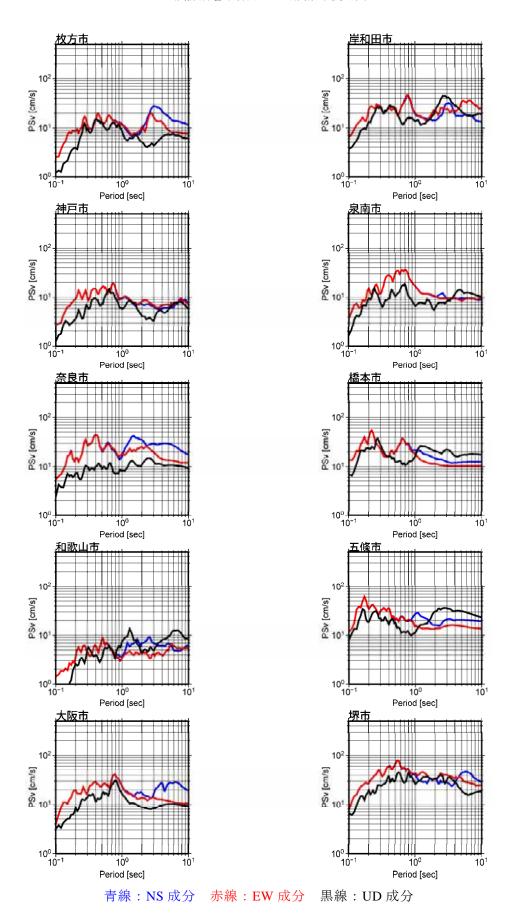


図 8.8-48 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯金剛山地東縁区間ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

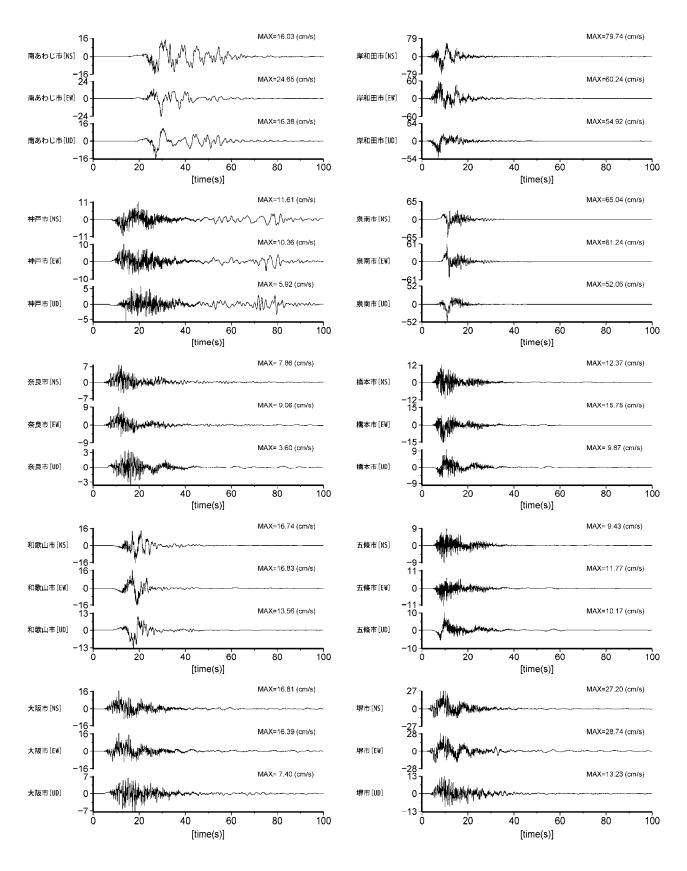


図 8.8-49 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

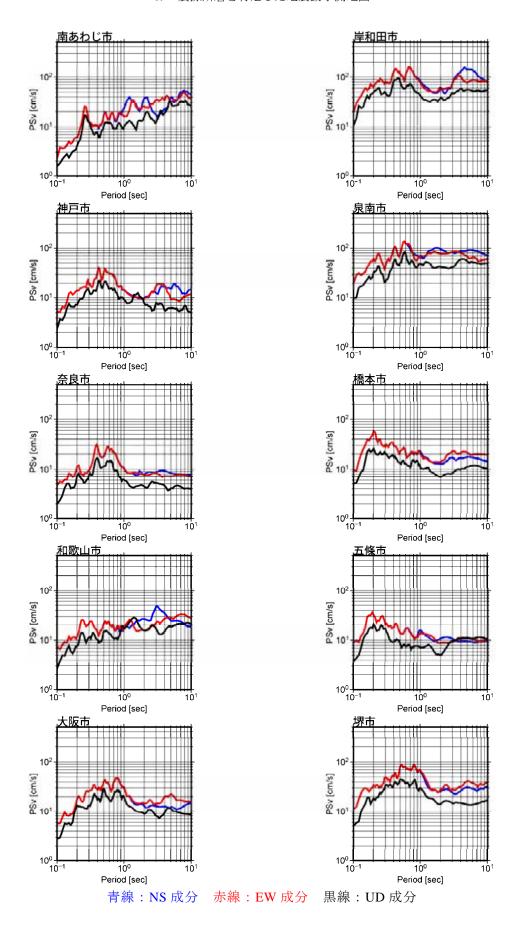


図 8.8-49 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

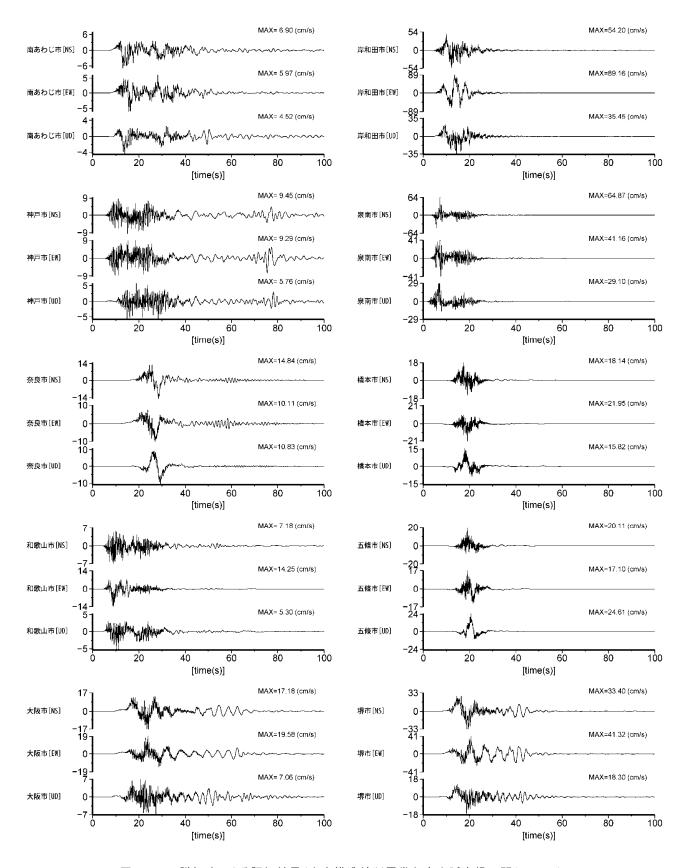


図 8.8-50 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 2). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

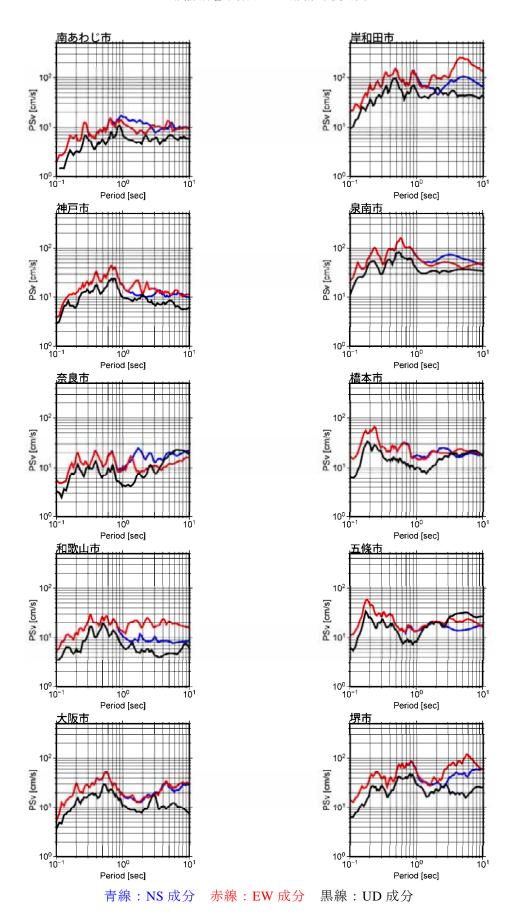


図 8.8-50 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 2). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

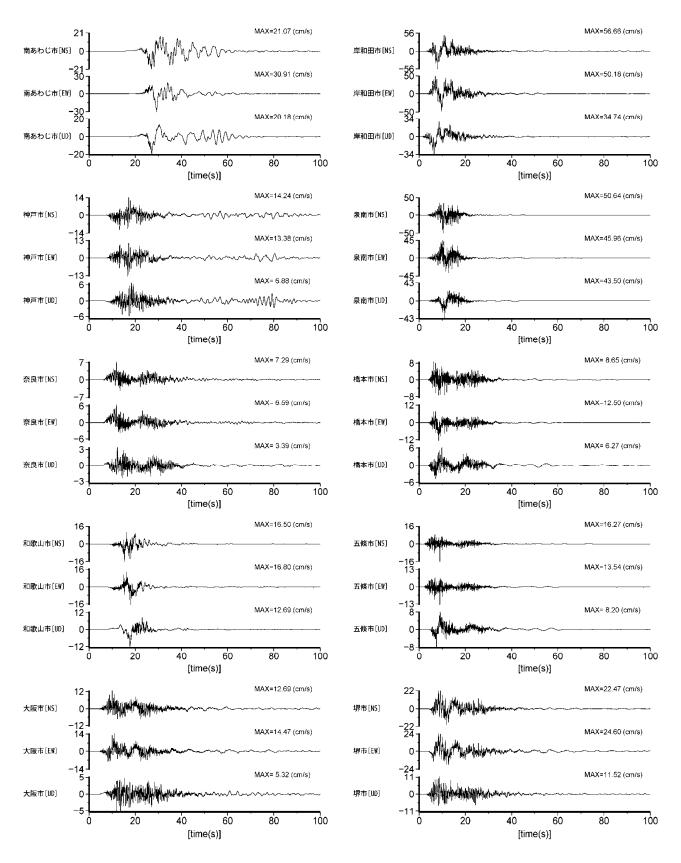


図 8.8-51 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 3). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

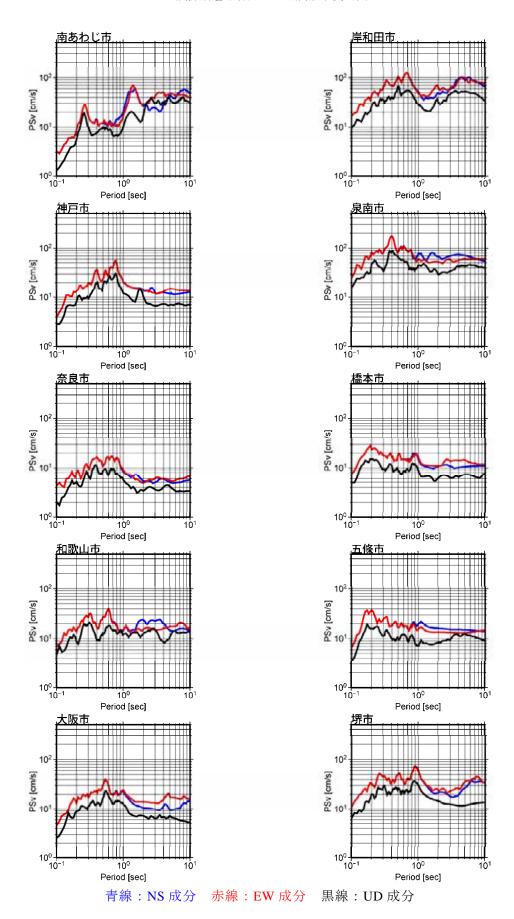


図 8.8-51 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 3). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

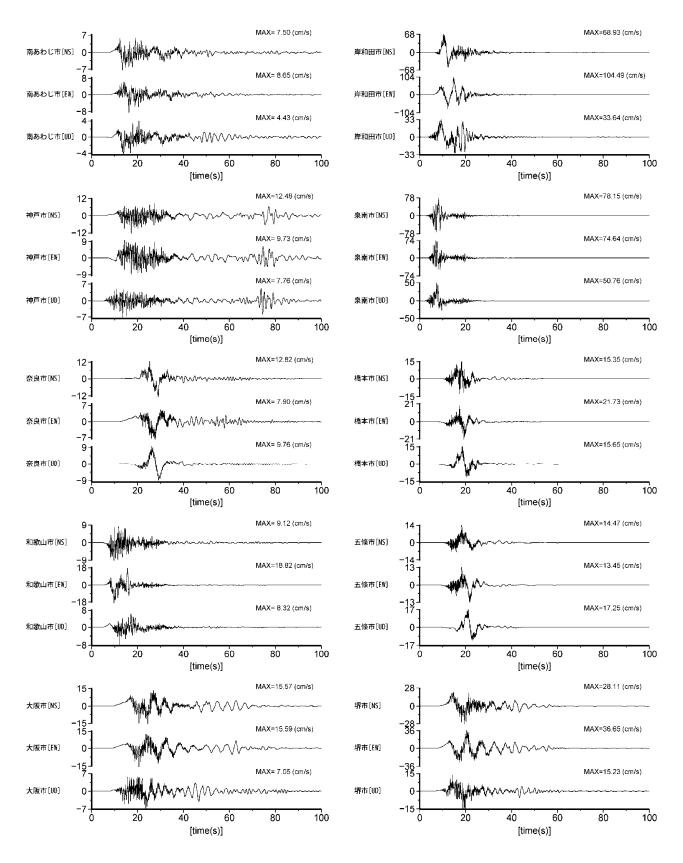


図 8.8-52 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 4). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

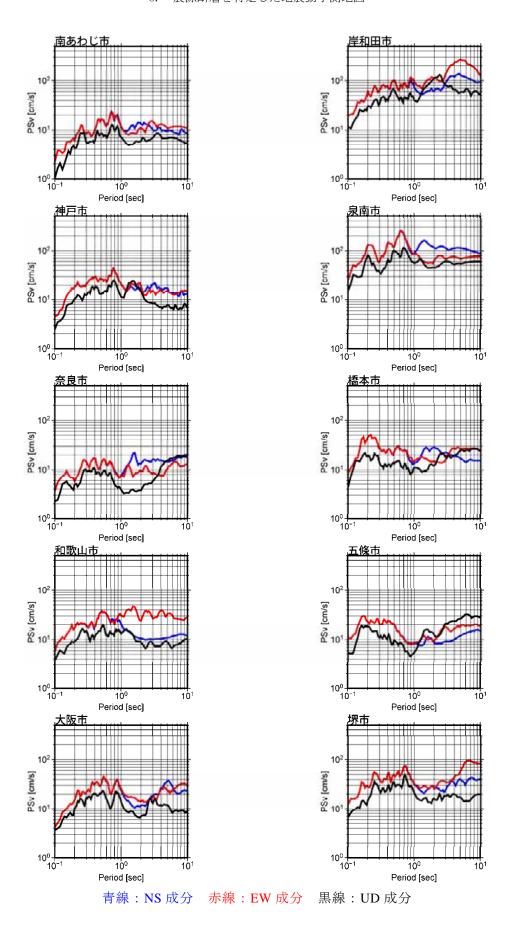
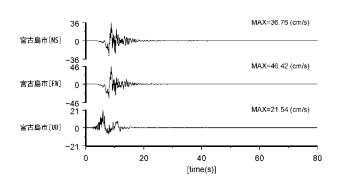
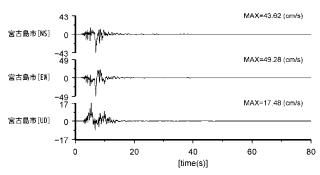


図 8.8-52 詳細法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間ケース 4). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

宮古島断層帯中部 ケース 1

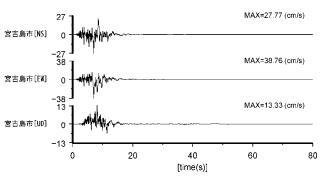
宮古島断層帯中部 ケース 2

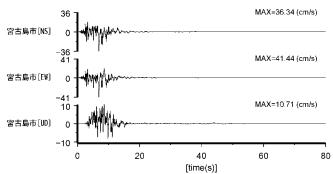




宮古島断層帯中部 ケース 3

宮古島断層帯中部 ケース 4





宮古島断層帯中部 ケース 5

宮古島断層帯西部 ケース1

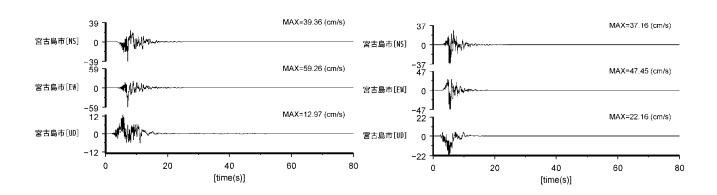
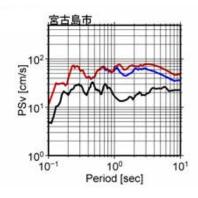
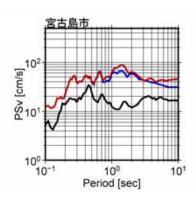


図 8.8-53 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 1~4 および宮古島断層帯西部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の速度波形.

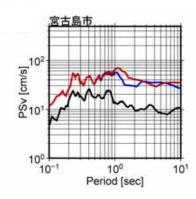
宮古島断層帯中部 ケース1



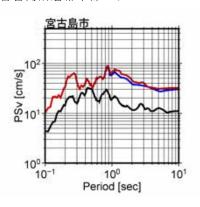
宮古島断層帯中部 ケース 2



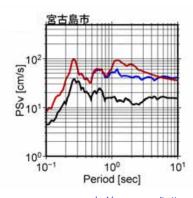
宮古島断層帯中部 ケース 3



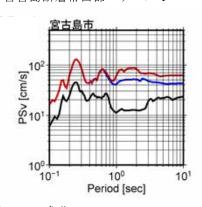
宮古島断層帯中部 ケース 4



宮古島断層帯中部 ケース 5



宮古島断層帯西部 ケース1



青線: NS 成分 赤線: EW 成分 黒線: UD 成分

図 8.8-53 詳細法による評価結果(宮古島断層帯中部ケース 1~5 および宮古島断層帯西部ケース 1). 詳細法工学的基盤上の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%).

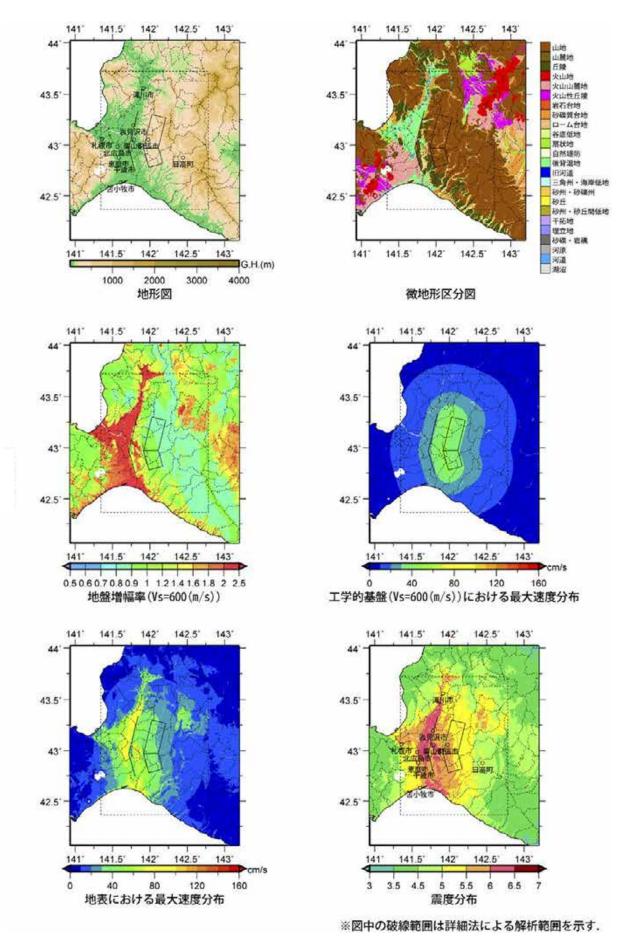


図 8.8-54 簡便法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部;その 1).

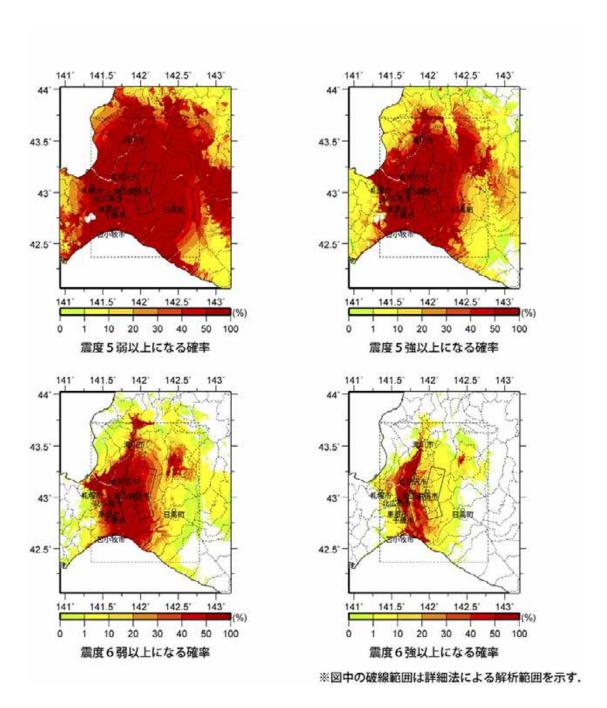


図 8.8-54 簡便法による評価結果(石狩低地東縁断層帯主部;その 2).

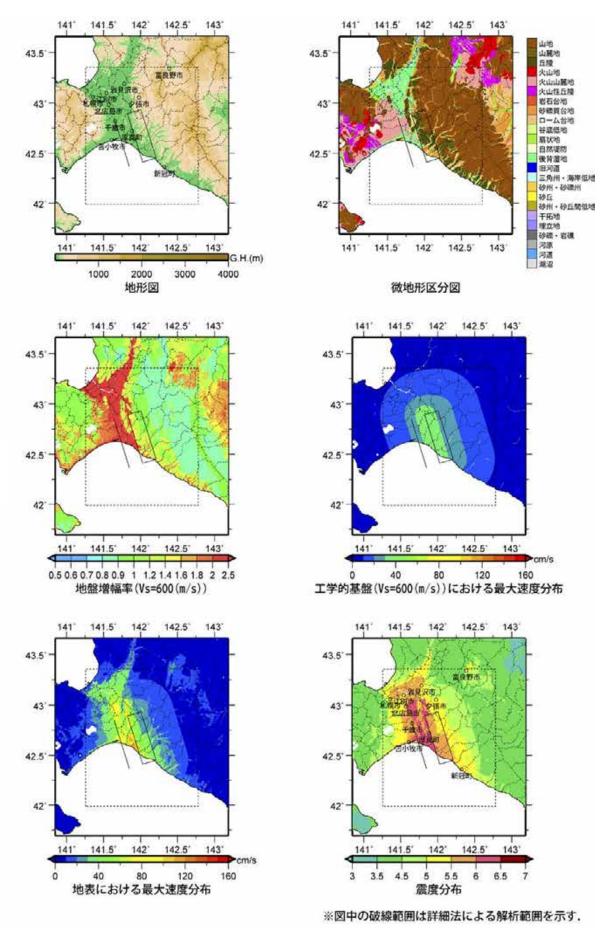


図 8.8-55 簡便法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部;その1).

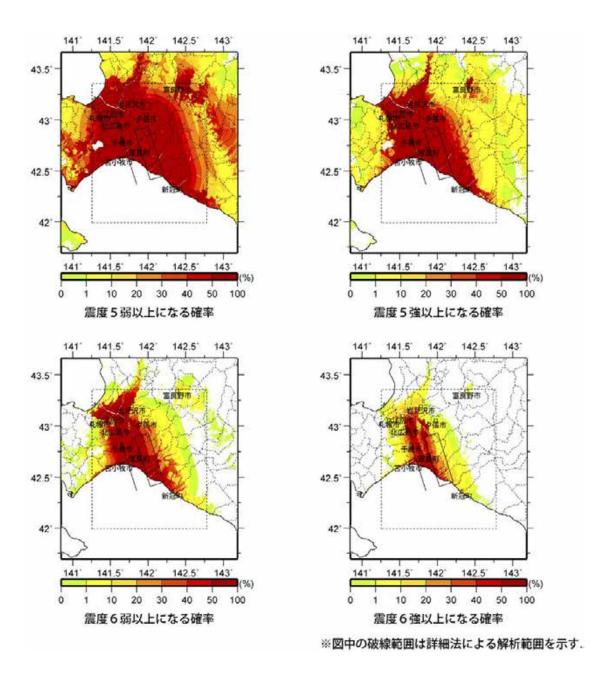


図 8.8-55 簡便法による評価結果(石狩低地東縁断層帯南部;その 2).

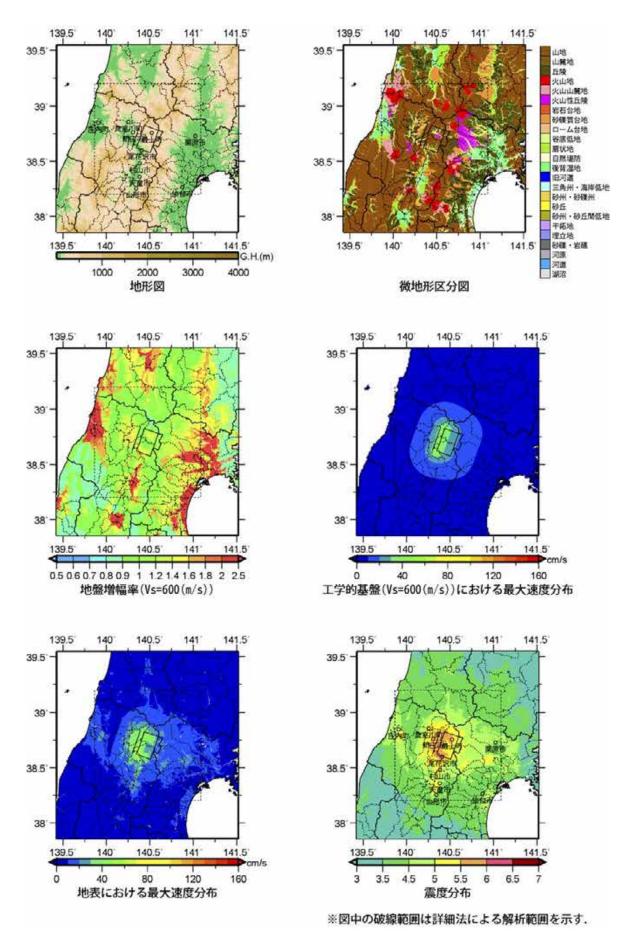


図 8.8-56 簡便法による評価結果(新庄盆地断層帯東部;その 1).

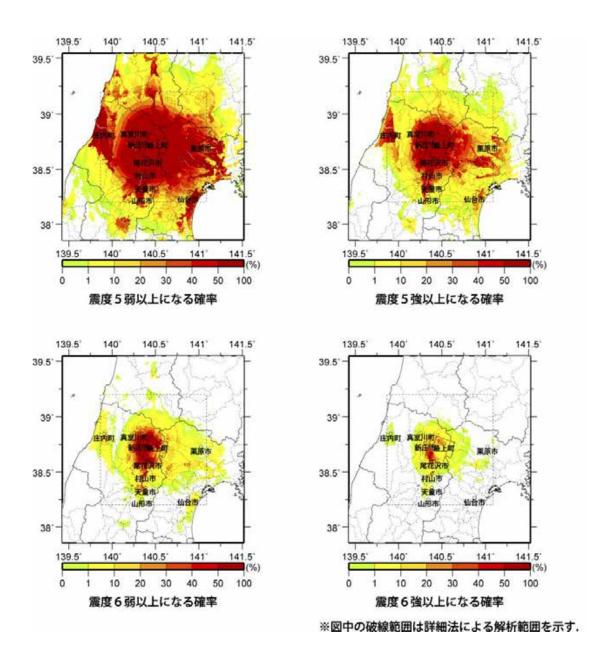


図 8.8-56 簡便法による評価結果(新庄盆地断層帯東部;その 2).

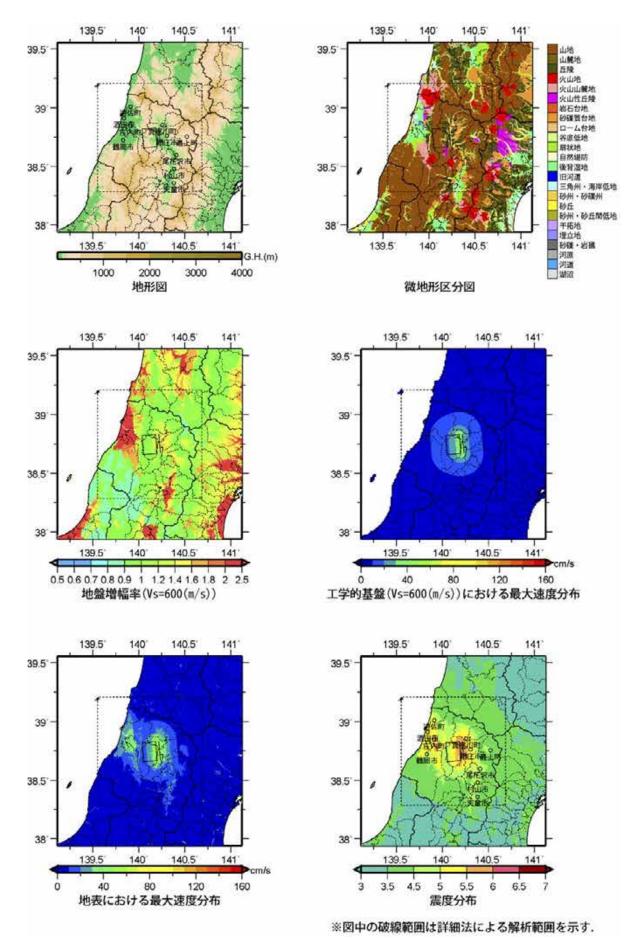


図 8.8-57 簡便法による評価結果(新庄盆地断層帯西部;その 1).

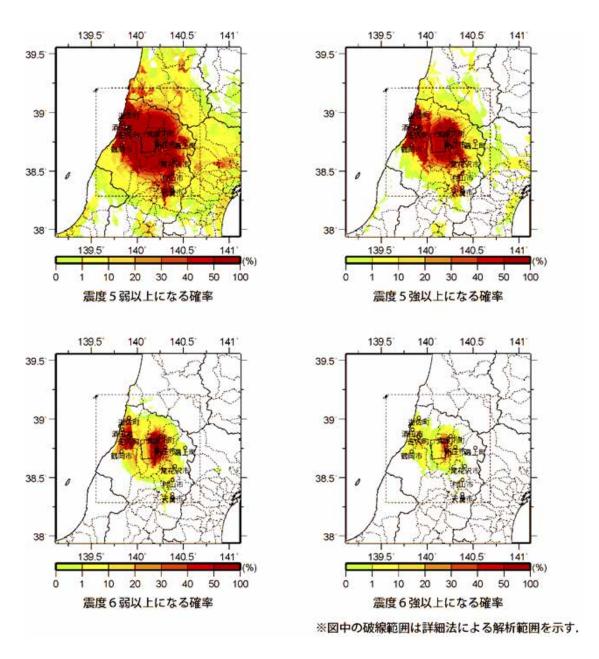


図 8.8-57 簡便法による評価結果(新庄盆地断層帯西部;その 2).

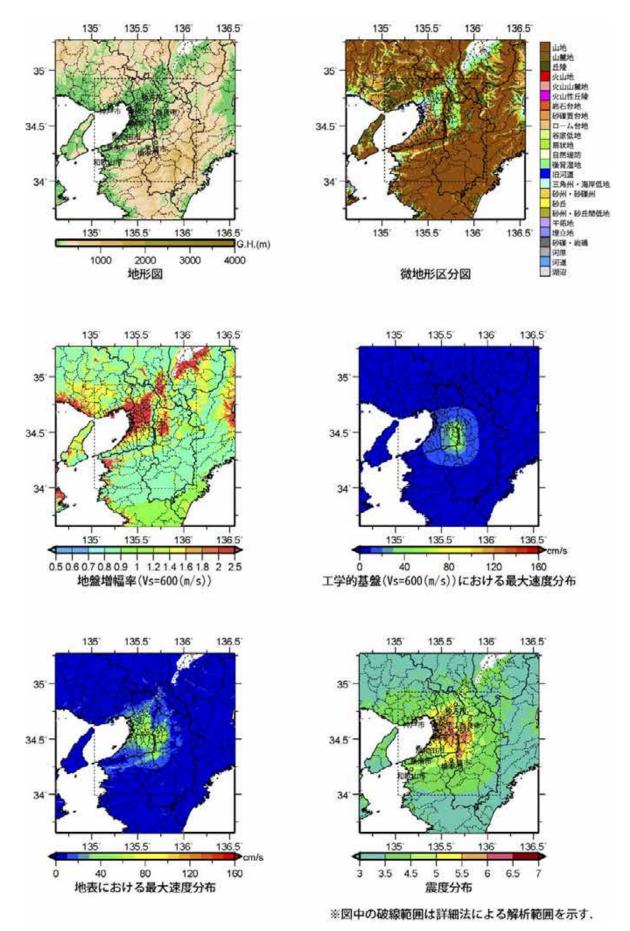


図 8.8-58 簡便法による評価結果(中央構造線断層帯金剛山地東縁;その 1).

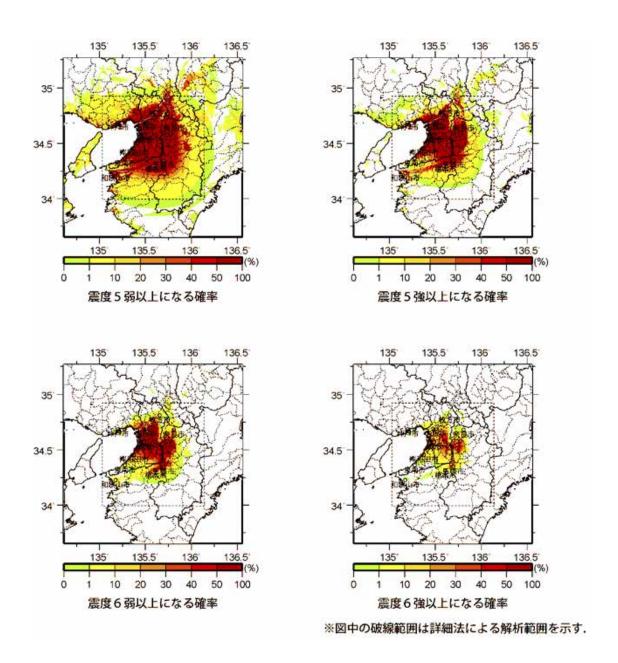


図 8.8-58 簡便法による評価結果(中央構造線断層帯金剛山地東縁区間;その 2).

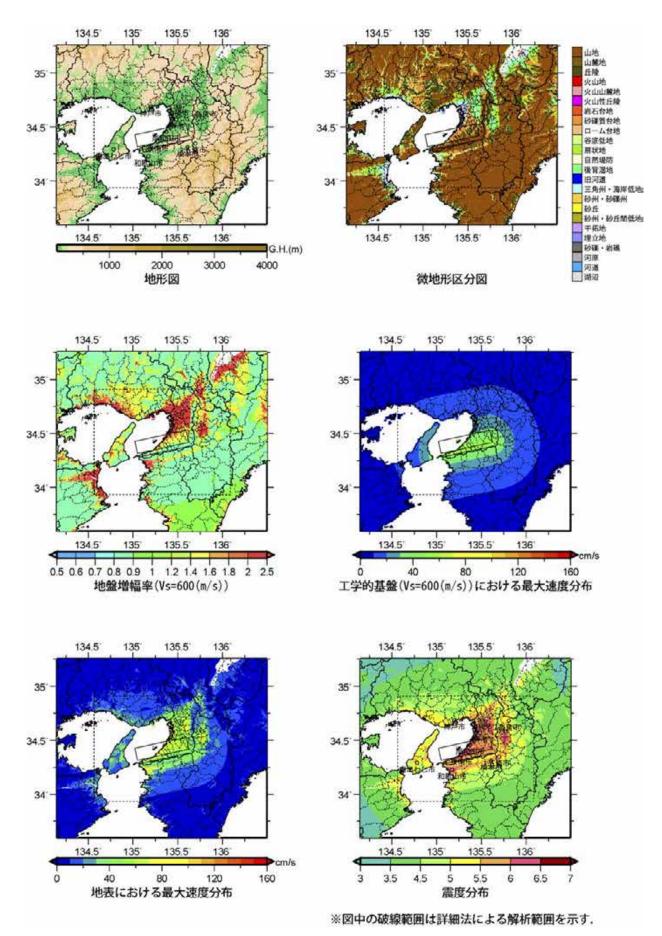


図 8.8-59 簡便法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間;その 1).

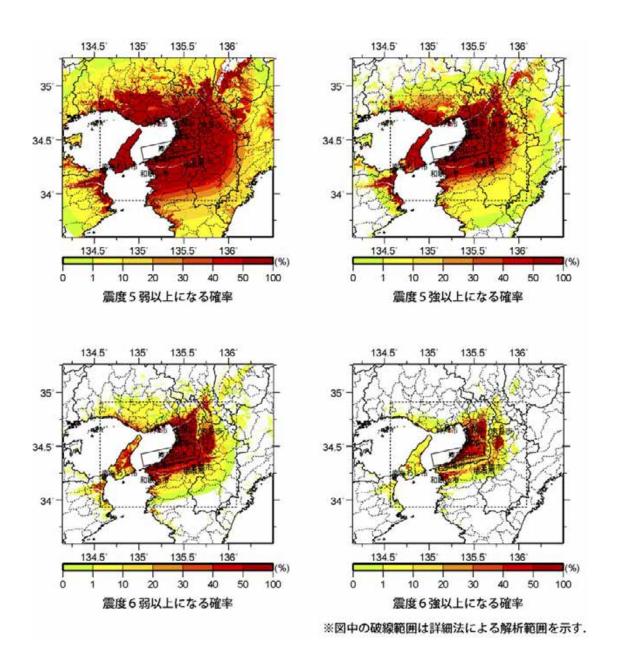


図 8.8-59 簡便法による評価結果(中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間;その 2).

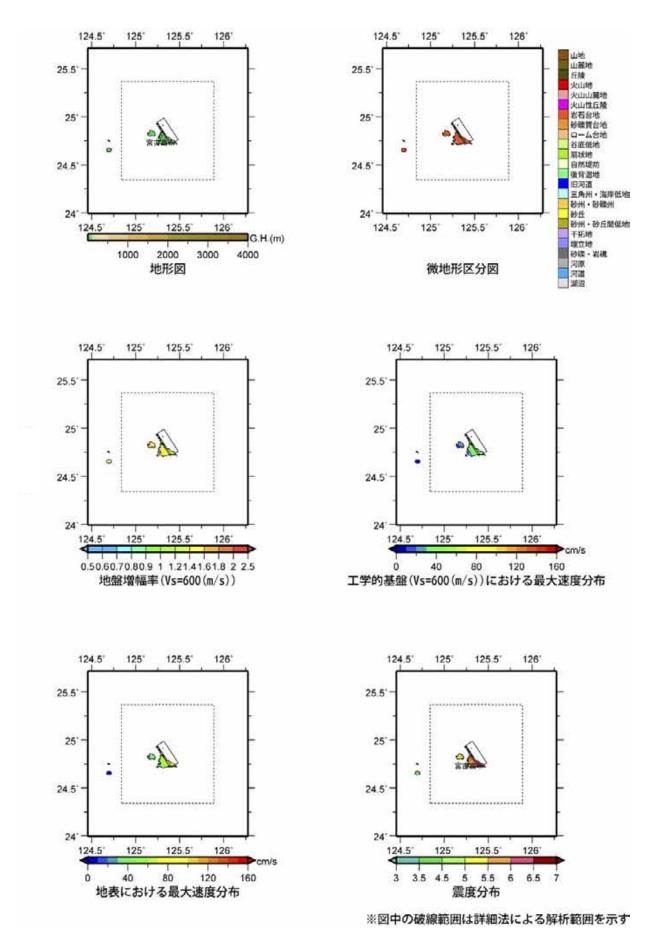


図 8.8-60 簡便法による評価結果(宮古島断層帯中部;その1).

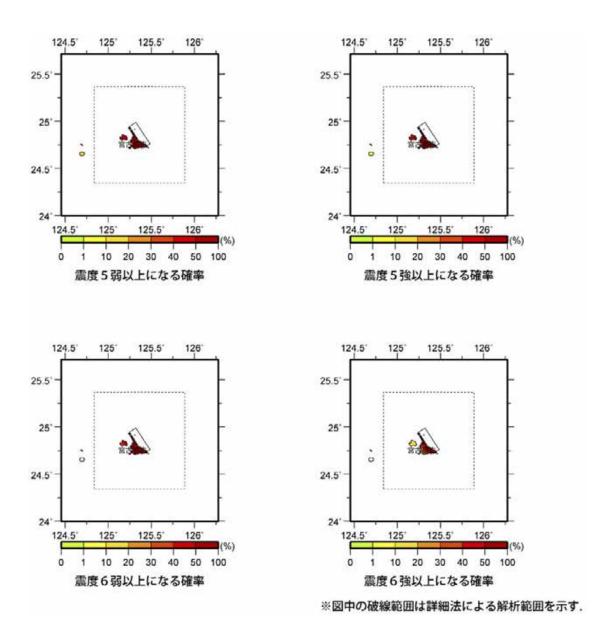


図 8.8-60 簡便法による評価結果(宮古島断層帯中部;その 2).

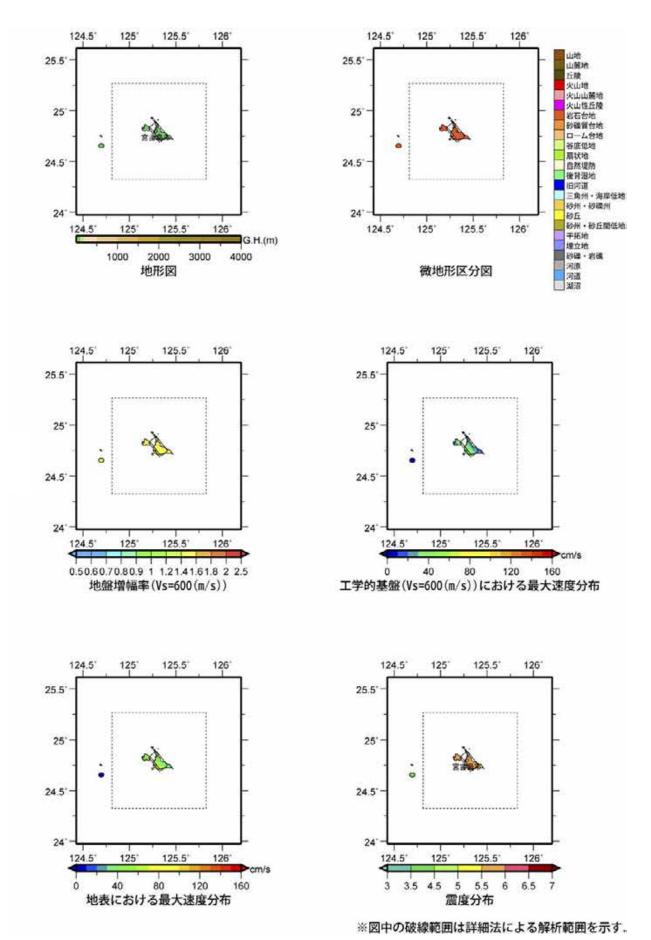


図 8.8-61 簡便法による評価結果(宮古島断層帯西部;その 1).

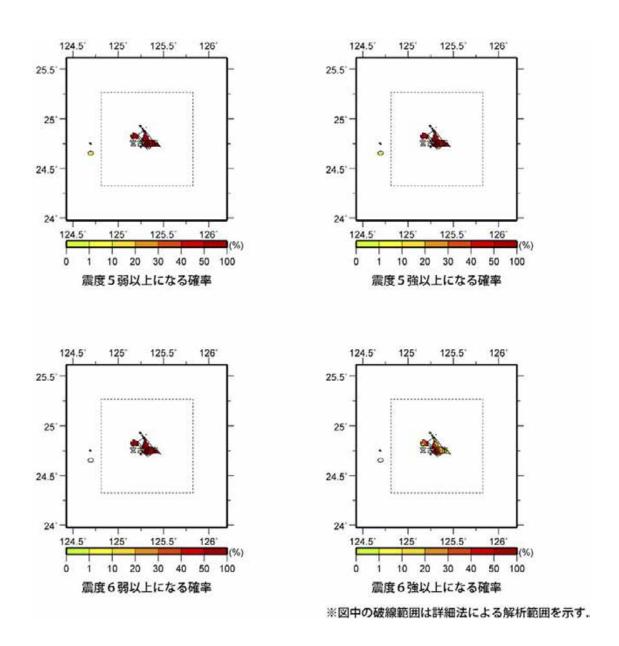


図 8.8-61 簡便法による評価結果(宮古島断層帯西部;その 2).