

## 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について

平 1 5 年 3 月 1 2 日  
地震調査研究推進本部  
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（平成 11 年）において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動の評価手法として「詳細法」<sup>1</sup>について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行うこととしている。強震動評価部会はその一環として、活断層で発生する地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は地震調査委員会強震動評価部会(2001)<sup>2</sup>、地震調査委員会(2002)<sup>3</sup>として公表した。今回、この手法を基に森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価を取りまとめたので報告する。

なお、今回行った「詳細法」における工学的基盤までの地震動評価は、現在までに得られている最新の知見を用いて行なわれたものである。浅層地盤の影響評価については利用できるデータが限られているため簡便な手法を用いた。地震動の計算に用いる地下構造や微視的震源パラメータの精度良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

---

<sup>1</sup>断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。説明文参照。

<sup>2</sup> 地震調査委員会強震動評価部会(2001)：糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法について（中間報告）（平成 13 年 5 月 25 日公表）

<sup>3</sup> 地震調査委員会(2002)：糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価（平成 14 年 10 月 31 日公表）

## 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価

地震調査委員会では、森本・富樫断層帯について、その位置および形態、過去や将来の活動等に関する評価結果を「森本・富樫断層帯の評価」（地震調査委員会，2001；以下「長期評価」という）としてまとめ、公表している。今回、この報告を踏まえ、強震動評価を行ったので以下に報告する。

### 1 想定する震源断層

森本・富樫断層帯は、「長期評価」によると、石川県河北郡津幡町（つばたまち）から金沢市を経て石川郡鶴来町（つるぎまち）に至る長さ 26km の断層帯で、断層帯の東側に西側に乗り上げる逆断層である（図 1）。過去の最新の活動は約 2 千年前以後、約 2 百年前以前にあったと考えられており、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、確率の最大値をとると我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。

本報告では「長期評価」に基づき、上記の断層帯に対応する、1 つのセグメントから成る断層を、想定する震源断層とした。「長期評価」では「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、断層の傾斜角は、一般の逆断層の傾斜角の範囲内にあると考えられる 30°、45°、60° の 3 通りに変化させた（図 2）。また、アスペリティ<sup>4</sup>や破壊開始点の位置について、「長期評価」ではそれらを推定するのに資する情報は記されていない。本報告では、断層のずれの量や活動年代を示す資料<sup>5</sup>より、平均的なずれ速度（相当）の値を算出し、その分布に基づいてアスペリティを断層の南端に配置した。また、断層の分岐形状を考慮して、破壊開始点を震源断層の南端に推定した。さらに、傾斜角 45° の場合については、金沢市中心部へ比較的大きな影響を与えるシナリオ想定として、アスペリティおよび破壊開始点を震源断層中央へ配置したケースを考えた。そして、この場合のアスペリティの深さを断層中央、上端、下端と変えることによる地震動分布の変化も検討した。

各ケースにおける断層傾斜角、アスペリティおよび破壊開始点の位置を図 3 に、設定した震源特性のパラメータを表 1 に示す。

### 2 用いた地盤構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり、次第に減衰していく。しかし、地震基盤（地下数 km に分布する堅固な岩盤）より上の堆積層の影響（深い地盤構造）および地表付近に分布する軟弱層のごく地域的な影響（浅い地盤構造）により増幅される。このため、森本・富樫断層帯の震源断層を含む強震動評価を行う範囲において、これらの構造を既存の地下探査データ等により評価した。この結果、深い構造における地震基盤までの深さは、森本・富樫断層帯近傍では金沢平野北部（金沢市付近）で深くなっている（図 4 参照）。また、浅い地盤構造の影響については、地盤調査データが乏しいことから地形分類に基づいて概略評価している。これにより求めた浅い地盤構造によ

<sup>4</sup> 震源断層の中で特に地震波が強く出る領域。

<sup>5</sup> 中田高・今泉俊文（編）（2002）：活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会

る最大地動の増幅率でみると、評価範囲内では、日本海沿岸地域において増幅率の高い地域が多くなっている（図5参照）。

### 3 予想される強震動

1と2で設定した震源断層と地下構造の評価結果に基づき、設定した評価範囲について約1km間隔のメッシュで強震動予測を行った。ここでは、評価を行った6ケースのうち、代表ケースとしてケース1a、これと比較して断層の傾斜角の影響を検討するためにケース2（図6-1）、またアスペリティ等の位置の影響を検討するためケース1b（図6-2）の強震動予測結果を示す。残りの3ケースについては、説明文を参照されたい。

ケース1aでは、アスペリティの北西に位置する金沢市中心付近の広さおよそ百平方キロメートルの範囲で震度6強以上を示す結果となった。これは、この金沢市中心付近から日本海沿岸にかけては堆積層が厚く最大地動の増幅率が高いこととディレクティビティ効果<sup>6</sup>によるものである。震源断層の傾斜角を変えたケース2では、アスペリティが最大地動の増幅率の高い西側に移動した影響で、ケース1aと比べて震度6強以上を示す範囲が広がる。アスペリティを中央に配置したケース1bでは、ディレクティビティ効果が広範囲に現れやすい位置（アスペリティの中央下端）に破壊開始点が設置されている影響で、ケース1aと比べ震度6強以上および震度6弱以上を示す範囲がともに広がる。また、アスペリティの位置が近くなるために震源断層の北東部に位置する砺波平野南部でも比較的広い範囲で震度6弱を示している。一方、高岡市中心付近や小松市北部については、震源断層から比較的離れているものの、地表における増幅率が高い平野部に位置することより、ケース1aで震度5弱、ケース2およびケース1bでは震度5強を示す結果となっている。

強震動予測結果の検証として、震源断層からの最短距離と予測結果の関係を既存の距離減衰式(司・翠川, 1999)と比べた（図7）。全体的に予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。しかし、上記したディレクティビティ効果が広範囲に現れやすいケース1bの予測結果は、断層最短距離20km以下で距離減衰式と比べ若干大きめの値となる。

なお、計算手法の検証としては、ここで用いた手法と同様の手法により兵庫県南部地震の強震動評価（地震予知総合研究振興会, 1999）および鳥取県西部地震の強震動評価（地震調査委員会強震動評価部会, 2002）を行っており、それぞれの評価結果が震度分布や観測記録を説明できることを確認している。

### 4 今後に向けて

- ・断層面の傾斜角、アスペリティ位置等の設定を変え、複数のケースにおける強震動予測計算を行い、そのばらつきを含めて検討した。今後の調査研究により、これら強震動予測結果に大きな影響及ぼす震源特性に関する情報が得られれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- ・強震動予測結果のばらつきについては、上記の検討や地震調査委員会(2002)の評価結果に加え、今後他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。
- ・強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデルが必要となる。

---

<sup>6</sup>断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）効果。

表 1 森本・富樫断層帯を想定した地震の震源パラメータ

巨視的 震源特 性	ケース		1 a	1 b	1 c	1 d	2	3		
	断層総面積	S	513				420	676	[km <sup>2</sup> ]	
	地震モーメント	Mo	1.1 E+19				0.82 E+19	1.7 E+19	[Nm]	
	地震規模	Mw	6.6				6.5	6.8		
	短周期レベル	A	1.2 E+19				1.1 E+19	1.4 E+19	[N m/s <sup>2</sup> ]	
	基準点の位置		(北端) ~ (南端)							
	基準点の北緯		36° 40' ~36° 28'							
	基準点の東経		136° 44' ~136° 37'							
	走向		N25.7° E							
	傾斜角		45° E				60° E	30° E		
	平均滑り量	D	66				60	76	[cm]	
	滑り方向		東側隆起の逆断層							
	地震発生層深さ		4~18						[km]	
	断層面の長さ	L	26						[km]	
	断層面の幅	W	20				16	26	[km]	
微視的 震源特 性	アスペ リティ	地震モーメント	MOa	3.2 E+18				2.3 E+18	4.7 E+18	[Nm]
		面積	Sa	73				60	96	[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Da	130				120	150	[cm]
		静的応力降下量	$\Delta\sigma_a$	16				16	16	[MPa]
		短周期レベル	A	1.2 E+19				1.1 E+19	1.4 E+19	[N m/s <sup>2</sup> ]
	背景領 域	地震モーメント	MOb	7.9 E+18				5.9 E+18	1.2 E+19	[Nm]
		面積	Sb	440				360	580	[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Db	55				50	64	[cm]
		実効応力	$\Sigma\sigma_b$	2.9				3.2	2.6	[MPa]
その 他の 震源 特性	アスペリティ位置		南端	中央			南端	南端		
	アスペリティ深さ		中央	中央	上端	下端	中央	中央		
	破壊開始点		南端	中央			南端			
	破壊開始点の深さ		アスペリティ下端					[km]		
	破壊様式		同心円上							
	破壊伝播速度		2.5 ( $\beta=3.46$ の 72%)					[km/s]		
	Fmax		6					[Hz]		
	震源時間関数		中村・宮武(2000)による							

その他： S波速度 ( $\beta$ ) =3.46km/s, 密度 ( $\rho$ ) =2.7g/cm<sup>3</sup>, 剛性率 ( $\mu$ ) =3.2323 E+10 [N/m<sup>2</sup>]

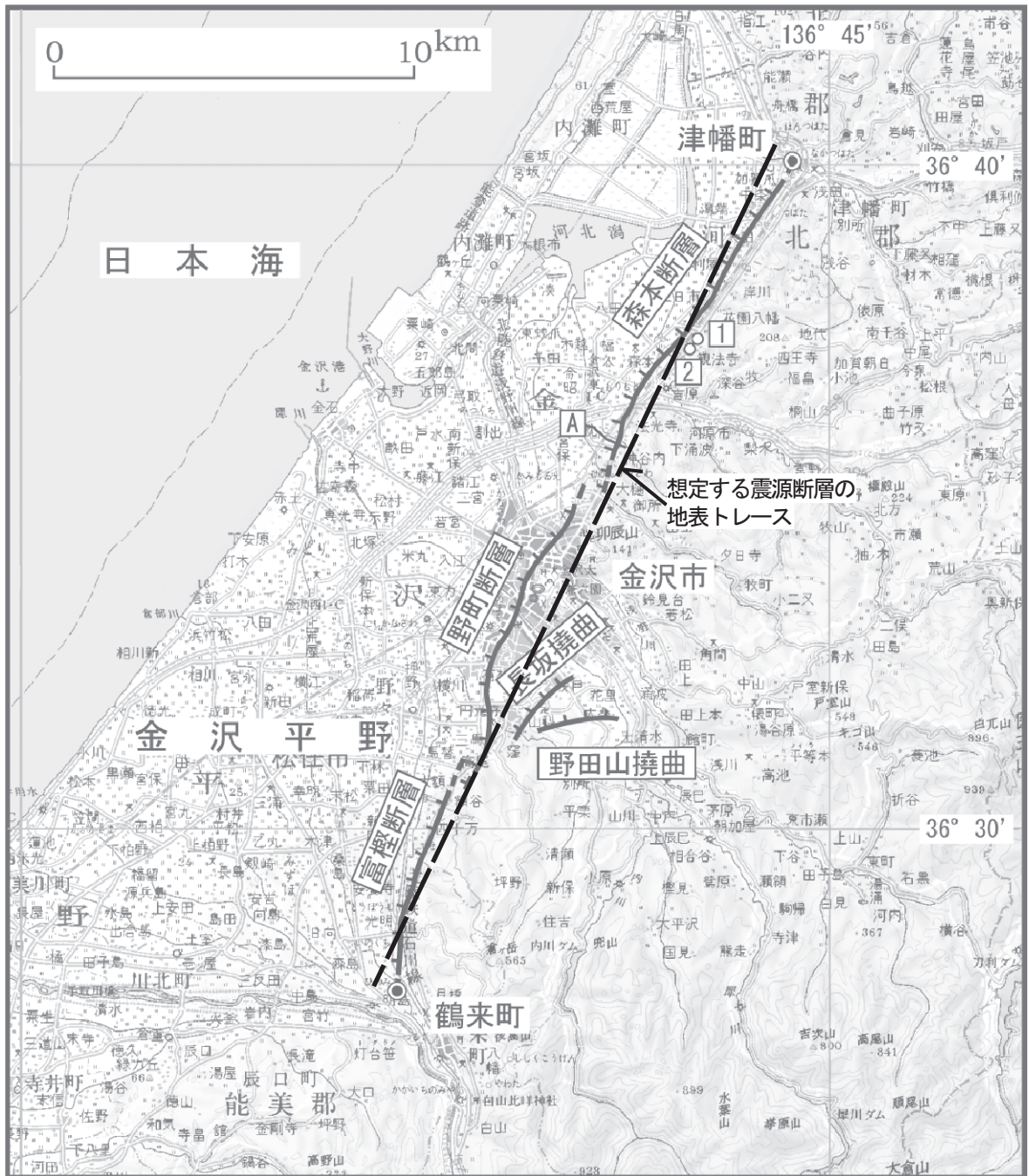
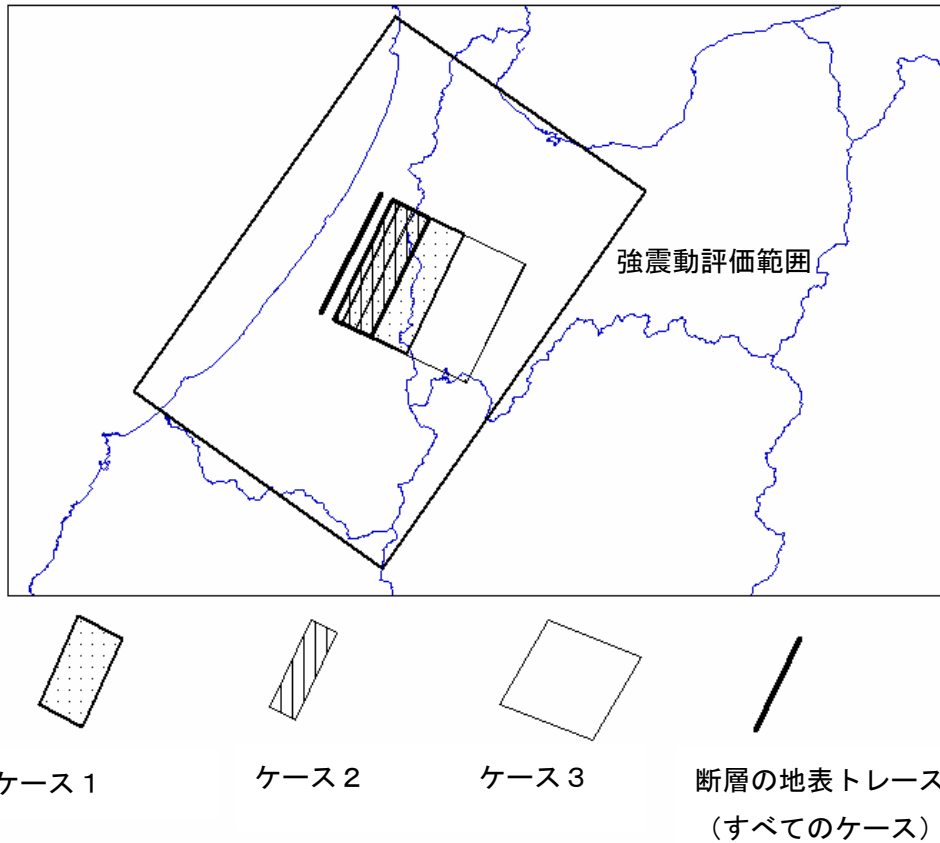
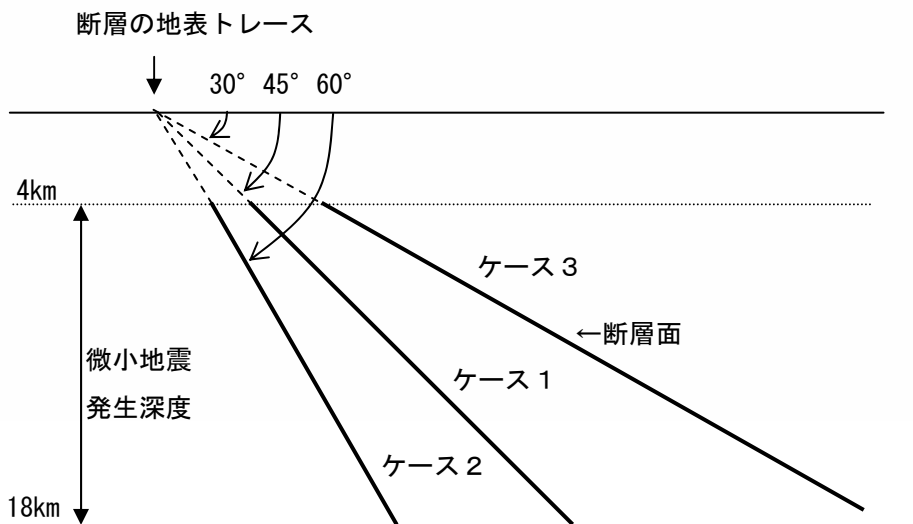


図1 森本・富樫断層帯の活断層位置図  
地震調査委員会(2001)に加筆



(a) 評価範囲と断層位置 (地表投影)



(b) 模式断面図 (断層の走向に垂直方向)

図2 強震動評価範囲および各ケースの震源断層の位置

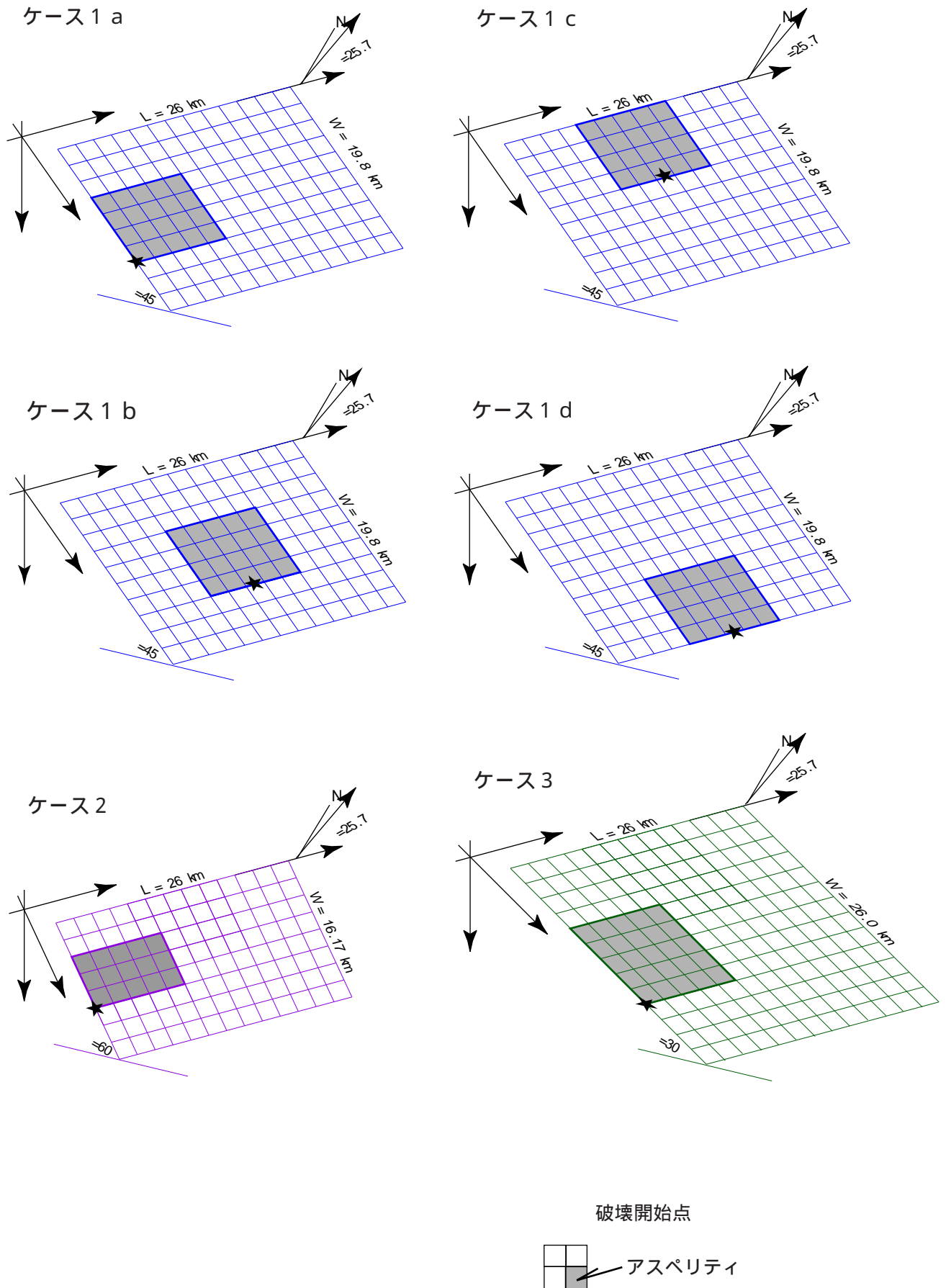
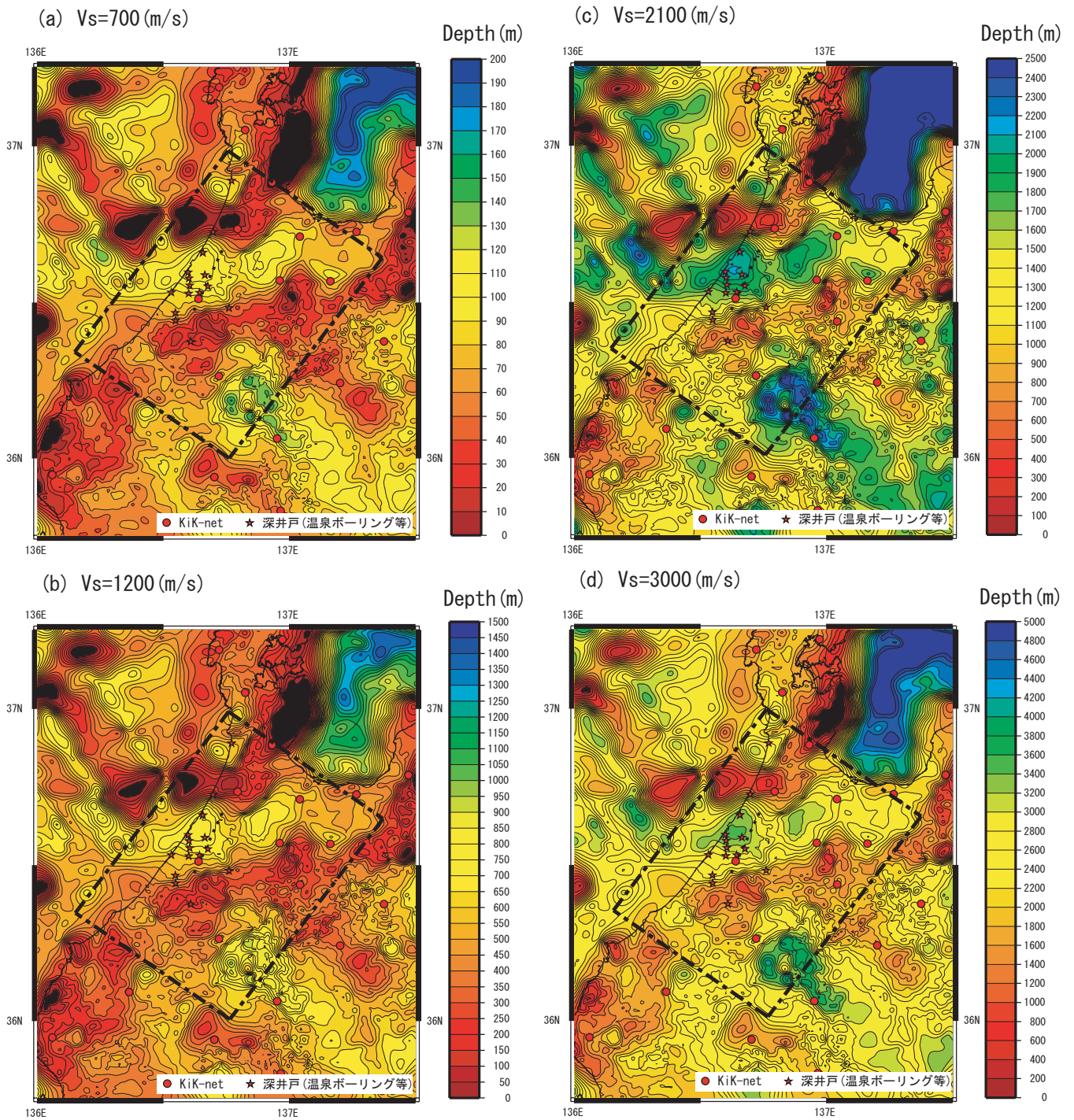


図3 各ケースの断層モデル（アスペリティ、破壊開始点の位置）



- (a) 700m/s層の上面の深度分布
- (b) 1200m/s層の上面の深度分布
- (c) 2100m/s層の上面の深度分布
- (d) 3000m/s層の上面の深度分布

※各図において色－深度の対応は異なる

図4 深い地盤モデル（各S波速度層の上面の深度分布）



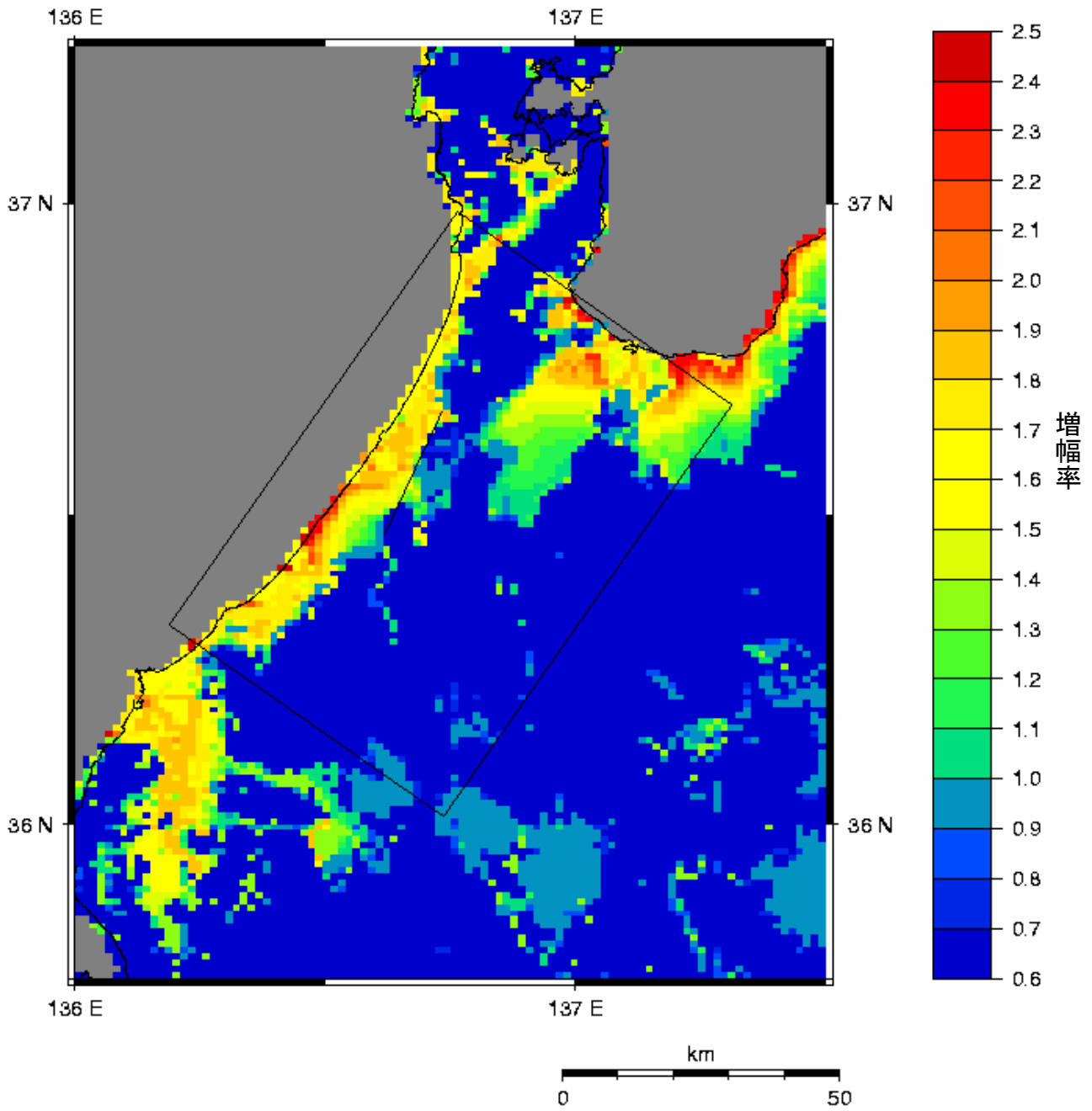
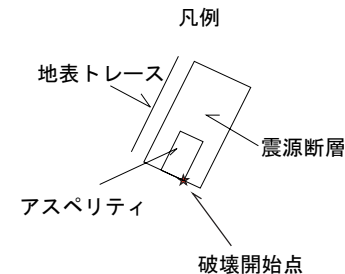
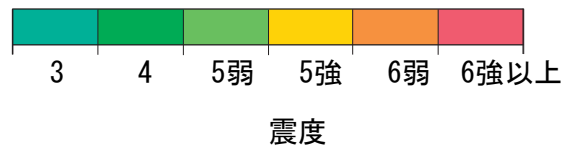
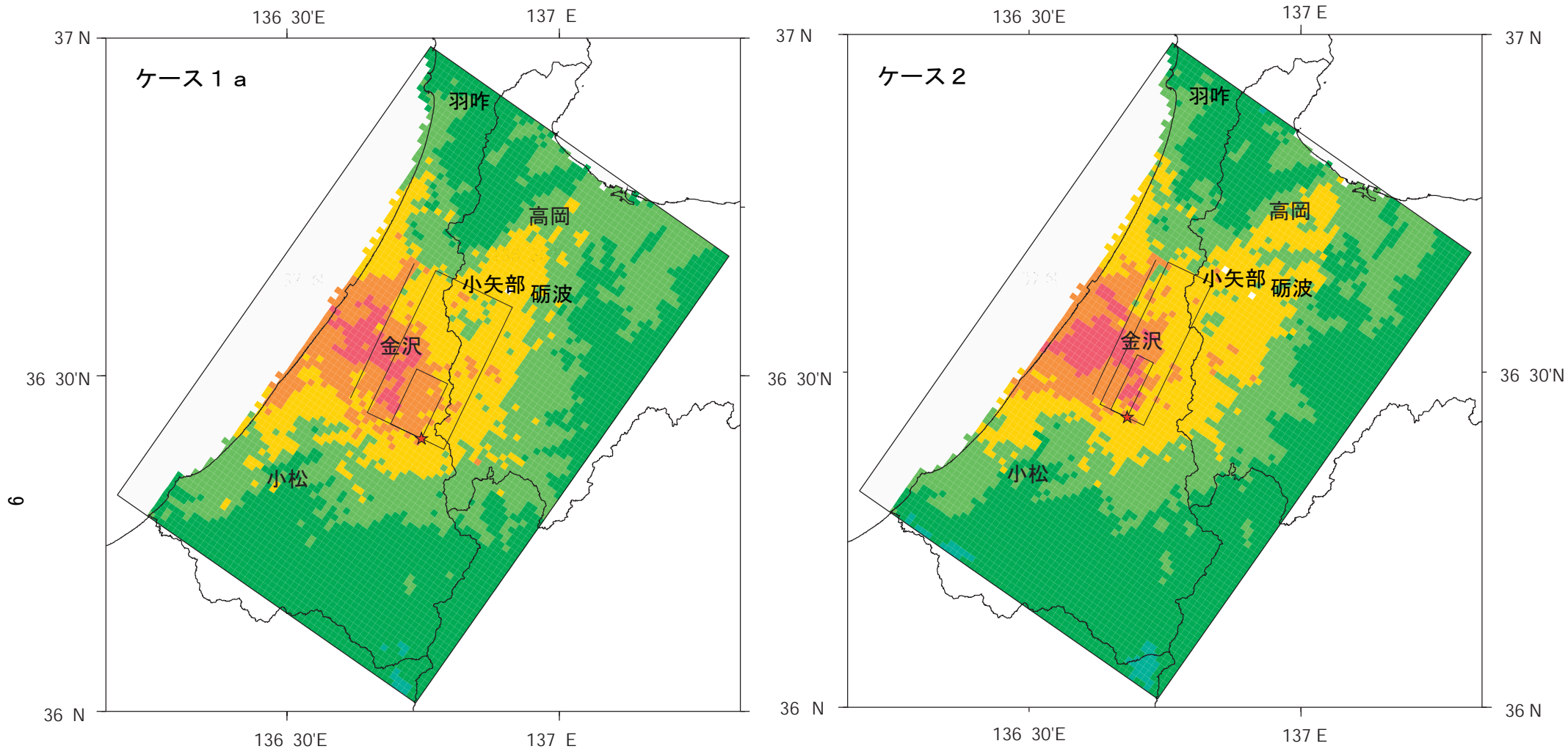
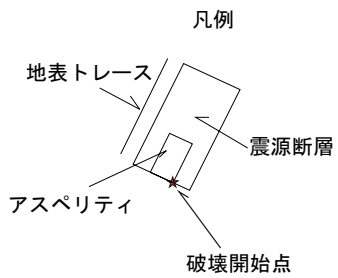
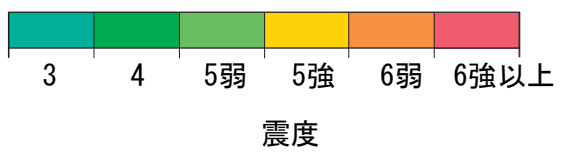
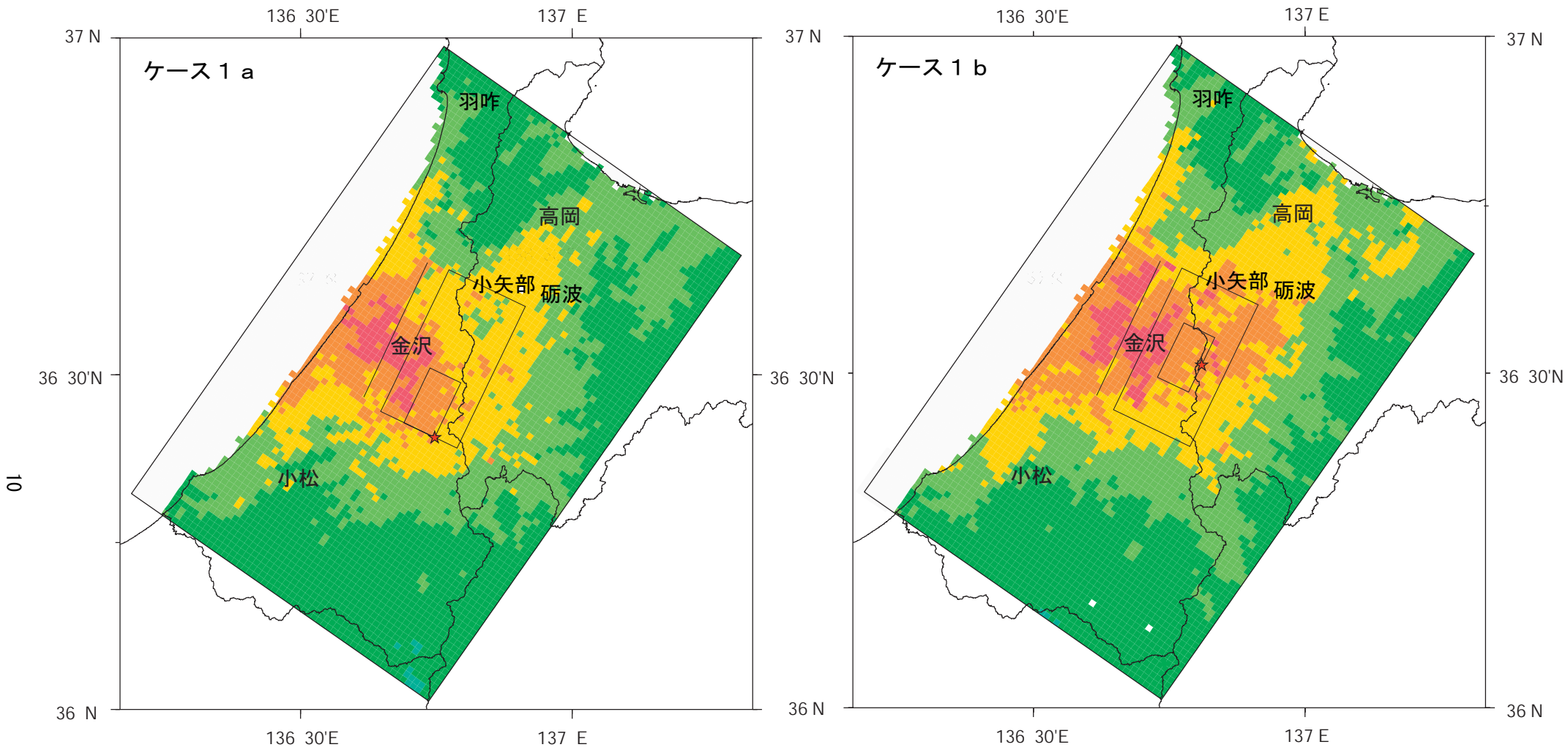


図5 工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$  相当) から地表までの最大速度の増幅率  
(浅い地盤構造)



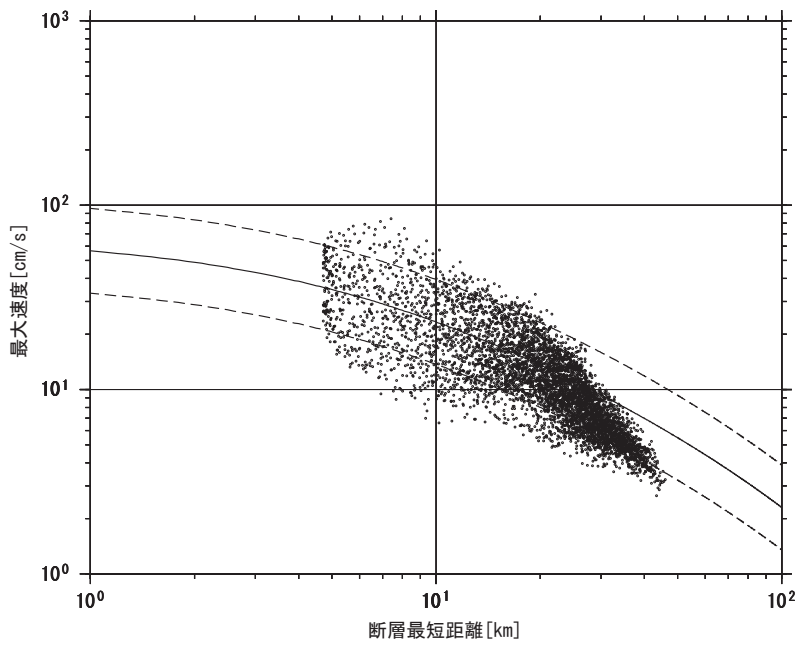
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを見極めるためのものであり、個々の地点ではある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図6-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（ケース1a、ケース2）

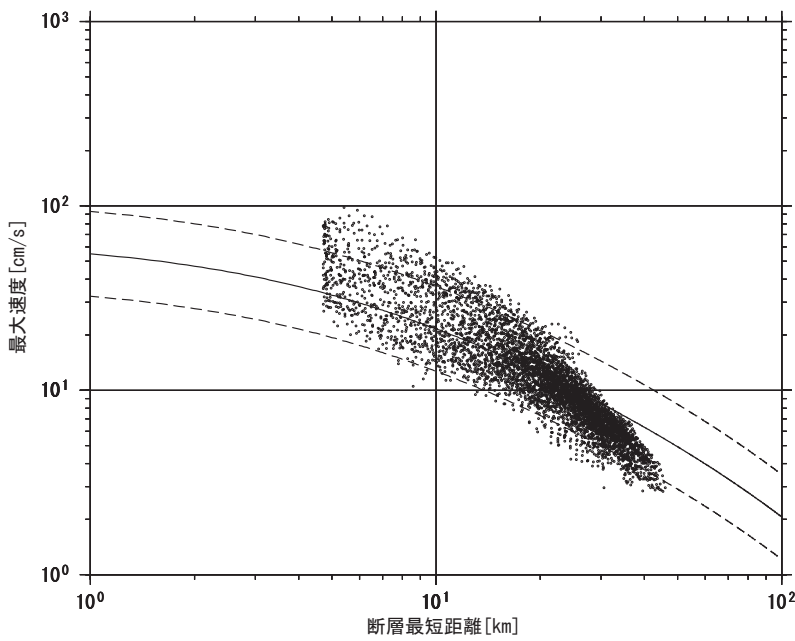


※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

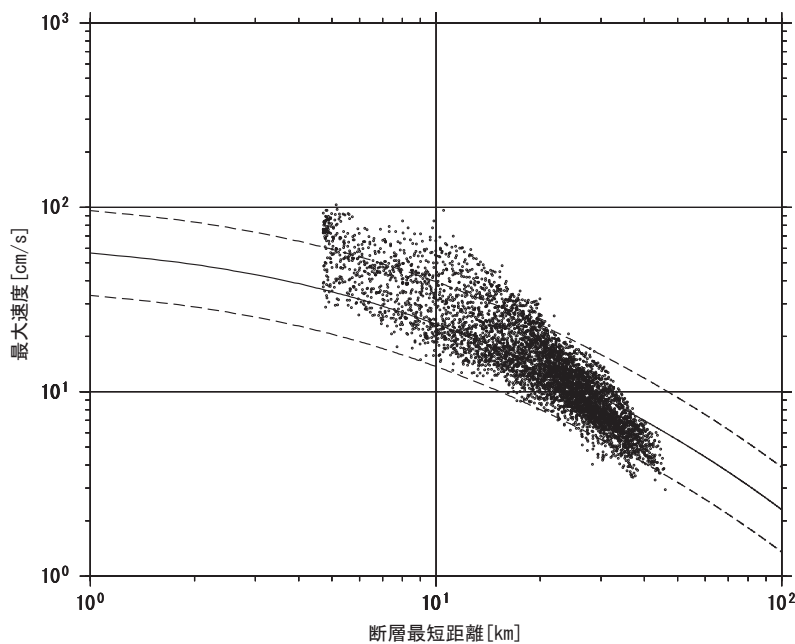
図6-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布（ケース1a、ケース1b）



ケース 1 a



ケース 2



ケース 1 b

・ : 最大速度  
 — : 司・翠川(1999)の式

図7 「詳細法工学的基盤」における最大速度 ( $V_s=600\text{m/s}$ 相当層に換算) と司・翠川(1999)の式

森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

## 1. 強震動評価の概要

### 1.1 評価全体の流れ

森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図8には作業内容をフローチャートにして示す。

- 1) 地震調査委員会による「森本・富樫断層帯の評価」(地震調査委員会, 2001; 以下、「長期評価」という)より、巨視的震源特性を設定した。ただし、長期評価では、「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、傾斜角のパラメータを3通り設定した。
- 2) 1)の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデルを設定した。ここで、アスペリティと破壊開始点を変えた4通りのケースを設定した。
- 3) 震源断層周辺の三次元地盤構造モデルは面的に得られている重力データを基に既存の探査データを利用して作成した。浅い地盤構造モデルは国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。また、別途ボーリングデータも収集した。
- 4) 2)で作成された特性化震源モデル、3)で作成された三次元地盤構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、1kmメッシュ単位で「詳細法」(4章参照)を用いて強震動評価を行った。その強震動評価結果については、既存の距離減衰式と比較を行い、検討を行った。
- 5) 平均的な地震動分布を評価するため「簡便法」(4章参照)を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地盤構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」と呼ぶ)に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

### 1.2 評価地点

本報告における評価地点は、下記4点を4隅とする長方形の評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした(図2)。なお、この長方形の長辺方向と設定した断層の走向(N25.7° E)とはほぼ同じ方向であり(両者の成す角度は10°弱である)、強震動予測の時刻歴波形計算においてはこの長辺方向をX方向、短辺方向をY方向とした。

北端：北緯36.987°	東経136.764°
東端：北緯36.677°	東経137.312°
南端：北緯36.013°	東経136.736°
西端：北緯36.323°	東経136.188°

### 1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」(3章参照)上の時刻歴波形(計算有効周期範囲：0.1~10秒)。
- 地表の最大速度および計測震度

- 評価範囲内の2点において、地表の時刻歴波形「簡便法」

- 工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ 相当：3章参照) 上の最大速度
- 地表の最大速度および計測震度

本報告では、計算された「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形のうち、**図9**にその位置を示す5地点について、時刻歴波形および擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。また地表の波形計算については、同図に示す金沢の2地点 (K-NETおよびKiK-net観測点) について検討した。

## 2. 震源特性の設定

**図10**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

### 2.1 巨視的震源特性

#### ○震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

- 震源断層の位置については、「長期評価」によるものを利用した。
- 震源断層の深さについては、微小地震分布 (**図11**) および地盤評価の結果から、深さ4~18kmが断層周辺の地震発生層とし、この範囲に震源断層が存在するものとした。
- 「長期評価」では、「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、断層の傾斜角は、一般の逆断層の傾斜角の範囲内にあると考えられる $30^\circ$ 、 $45^\circ$ 、 $60^\circ$ の3通りに変化させた (**図2、3**)。

上記の地震発生層の厚さおよび傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ(1)式参照]、震源断層の面積を算出した。

#### ○地震モーメント $M_0$

地震モーメント $M_0$ については、内陸地震の震源断層全体の面積 $S$ と $M_0$ との関係に基づいて求めた[レシピ(2)式参照]。

#### ○平均すべり量 $D$

震源断層全体の平均すべり量 $D$ は、想定震源域の平均的な剛性率 $\mu$ 、地震モーメント $M_0$ 及び震源断層の面積 $S$ を用いて推定した[レシピ(4)式参照]。

### 2.2 微視的震源特性

#### ○アスペリティの数・位置

震源断層の長さが26kmと比較的短いことより、アスペリティの数は一つとした。アスペリティの位置については、「長期評価」にはそれを推定するに資する情報は示されていないことより強震動評価の観点にたって設定を行った(レシピ参照)。中田・今泉(2002)によると、森本・富樫断層帯ではその南部のほうで比較的変位量が大きいことが読み取れる(断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度[相当]の値を算出)。これより、震源断層の南部で比較的すべり量が大きい可能性があるとして、その南端にアスペリティを配置したケースを設定し、**ケース1 a**とした。また、金沢市の中心地へ比較的大きな影響を与えるシナリオ想定として、アスペリティを震源断層の中央に配置し、その深さについて以下に示すようなケースを考えた。

- ケース1 a : アスペリティを震源断層の南端に配置(深さは中央)。
- ケース1 b : アスペリティを震源断層の中央に配置(深さも中央)。
- ケース1 c : アスペリティを震源断層の中央の上端に配置。
- ケース1 d : アスペリティを震源断層の中央の下端に配置。

また、前述の傾斜角を変えた**ケース 2**と**ケース 3**については、**ケース 1 a**と同じく震源断層の南端（深さも中央）にアスペリティを設置した（**図 3**）。

### ○アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下短周期レベルと呼ぶ）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- 1) 壇・他(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(5)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した。
- 2) 1)で算定した短周期レベルから、便宜的に等価な半径 $r$ の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 $S_a$ を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。

算定した結果、アスペリティの総面積 $S_a$ は、震源断層の面積 $S$ に対して、14.2%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均22%(Somerville et al.,1999)、15%~27%(宮腰・他, 2001)、平均37%(石井・他,2000)といった結果が得られている。本報告のアスペリティの面積比は若干小さめであるものの既存の研究成果の値のばらつきの範囲内にある。

### ○アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 $D_a$ は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果（Somerville et al, 1999）を基に震源断層全体の平均すべり量 $D$ の2倍とし、アスペリティのすべり量および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(9)~(13)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は約1.3mとなり、「長期評価」による1回のずれ量2m（垂直成分）と比べると小さめとなっている。ただし、活断層調査で報告されている地表での1回のずれ量と強震動インバージョンで推定されている震源における平均すべり量とがどのような関係にあるか十分に検証されているわけではないことに注意が必要である。

### ○アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力および背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(14)~(15)式参照]。この結果、アスペリティの平均応力降下量は16MPaとなった。

### ○ $f_{max}$

$f_{max}$ については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会(2002)と同様、兵庫県南部地震の研究成果（鶴来・他, 1997）である6Hzを用いた。

### ○すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(16)~(19)式参照]。

## 2.3 その他の震源特性

### ○破壊開始点の位置

破壊開始点の水平位置については、アスペリティ位置とあわせ、金沢市中心部への影響が大きくなるよう考慮してアスペリティの中心とした。ただし、**ケース 1 a**については、中田・隈元(2002)による断層分岐モデルより、震源断層の南端（アスペリティの南端でもある）とした。破壊開始点の深さについては、Somerville et al.(1999)、菊地・山中(2001)により、破壊開始点がアスペリティ内部には存在しない傾向にあることから、アスペリティの下端の深さに設定した。

## ○破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に割れていくものとした。

## ○破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 $V_r$ は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(20)式参照]。

## 3. 地盤構造モデルの設定

地盤構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤( $V_s=3\text{km/s}$ 相当層)までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤( $V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 相当層)までの地盤構造（以下、深い地盤構造と呼ぶ）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、浅い地盤構造と呼ぶ）の3つに分けて設定を行った。

なお、本報告において工学的基盤は二通りに定義されているが、これについては「3.2深い地盤構造」において説明する。

### 3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造

地震基盤よりも深い構造について、コンラッドおよびモホ面の出現深度についてはZhao et al. (1992)、釜田・武村(1999)による1993年能登半島沖地震による表面波解析より求めた $V_s=3,400\text{m/s}$ 層の上面深度（4km）等を参照し、表2のとおり設定した。なお、形状については水平成層構造とした。ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{————— (1)}$$
$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、 $f$ : 周波数(Hz)

### 3.2 深い地盤構造

深い地盤構造モデルの設定については、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース」に相当するものとして、その考え方に基づいて設定を行った。

具体的には以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 重力データの既存資料（工業技術院地質調査所，2000）から解析範囲のブーゲー異常分布を抽出した（図12(a））。
- ② ①のデータから、フィルター処理（カットオフ波長100km）によりプレートやモホ面などといった対象よりもさらに深い構造に起因すると考えられる非常に長い成分の波形（「長波成分」という）を除去し、対象とする地震基盤およびその上位層の構造に対応すると考えられる残差重力成分を抽出した（図12(c））。
- ③ 強震動評価範囲において、微動アレイ観測を実施し、S波構造を推定した（神野・他，2002）。
- ④ ②で得られた残差重力値と各層の深度が概ね比例すると仮定して、③で得られたS波構造の深度と残差重力値との相関関係を設定した（図13）。
- ⑤ ④で作成した面的な地点の回帰式を基に、その地点の各層の上面深度を推定し、その結果から評価地域の三次元構造を作成した。

以上により推定した震源域周辺の $V_s=700\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,500\text{m/s}$ 層、 $V_s=2,100\text{m/s}$ 層、 $V_s=3,000\text{m/s}$ 層の上面深度を図4に示す。三次元地盤構造モデルは、その上面が700m/s層の上面に相当するように、図4に示した各速度層の上面深度を用いて構築した。本報告では、この700m/s層を「詳細法工



学的基盤」と定義した。

一方、「簡便法」においては、この深い構造は用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ ) と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会による「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について」(地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002)の中、「工学的基盤」の定義と同義である。

### 3.3 浅い地盤構造

浅い地盤構造は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ ) の上に分布するという前提でモデル化を行った。

レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいて、浅い地盤構造の設定を行った。即ち、国土数値情報を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した(図5)[レシピ(21)~(22)式参照]。

## 4. 強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地盤構造モデルの影響を取り入れてハイブリッド合成法を用いて地震波形を求める「詳細法」と過去のデータを基に、最大速度をマグニチュードと距離の経験式で算定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

### 4.1 「詳細法」

#### ○詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図3)。

#### ○「詳細法工学的基盤」上における波形計算

3章で述べた地盤構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地盤構造モデル(深い地盤構造)を用いて「詳細法工学的基盤」上における波形をハイブリッド合成法により求める。ハイブリッド合成法は、長周期成分を理論的方法(Aoi and Fujiwara, 1999)による不等間隔格子有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇・他, 2000)によりそれぞれ計算し、接続周期付近でフィルター処理(マッチングフィルター)を施した上でそれらを合成し広帯域地震動を評価する方法である。合成の接続周期は約1.0秒とした。また、波形は詳細法評価範囲(図2)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。なお、本報告での三次元地盤構造の上面のS波速度( $V_s$ )は、いずれの評価地点でも700m/sである。

#### ○地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、(ボーリング情報のある地点を除き)一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度、及び3章で述べた地盤構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求めた。

#### ○地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \text{Log PGV} \pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \text{————— (2)}$$

I: 計測震度 PGV: 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の2つの式が提示されているが、I=0~7の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、I=4~7の式を選定した。

## 4.2 「簡便法」

### ○工学的基盤上における最大速度

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤（S波速度600m/s）における最大速度を求めた。

$$\text{Log PGV} = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 \cdot \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{--- (3)}$$

PGV:最大速度(cm/s)

M<sub>w</sub>:モーメントマグニチュード

D:震源深さ(km)

X:断層最短距離(km)

さらに、S波速度が400m/sの地盤を工学的地盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤(V<sub>s</sub>=400m/s)における最大速度を求めた。

### ○地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、3章で述べた地盤構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

### ○地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

## 4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

### 「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」および最新の地震学の知見に基づいて想定された断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地盤構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

### 「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

## 5. 強震動予測結果とその検証

### 5.1 「詳細法」による強震動予測結果

6つのケースにおける「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例

図 1 4

「詳細法工学的基盤」上の擬似速度応答スペクトル

図 1 5

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布  
地表の最大速度分布（X、Y成分のうち大きい方）  
地表の震度分布

図 1 6  
図 1 7  
図 1 8

図 1 4 - 1 ~ 6 の「詳細法工学的基盤」での速度波形を観察すると、ケースまたは計算地点によって多様な形態を示しており、中でも**ケース 1 c**のKanazawa地点の波形には、その最大振幅が83.5cm/sとなるパルスが形成されていることが特徴的である。

各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度分布を比較すると(図 1 6 - 1 ~ 2)、アスペリティを浅い位置に設定した**ケース 1 c**において最も大きい地震動を示す結果となった。次に大きい地震動を示すのは断層面の傾きを小さく設定した**ケース 3**であるが、これは**ケース 3**の断層面が大きく、したがって地震規模も大きく設定されていること、さらに断層傾斜角が低いことよりアスペリティが浅い位置にあることによるものと考えられる。また、それぞれのケースでX成分とY成分とを比較すると、断層のすべる方向（断層走向方向に直角の方向）に近いY成分の方が大きめの地震動となっている。

図 1 8 - 1 には、断層傾斜角を変えたときの地震動分布の比較が示されている。本報告の設定では、断層傾斜が高角になるに従い断層面積が小さく、したがって地震規模も小さく設定される。それにもかかわらず、断層傾斜角が60°の**ケース 2**では、断層傾斜角が45°の**ケース 1 a**と比べ、震度6強以上を示す範囲が広がっている。これは、主にアスペリティが断層面の傾斜角の変化によって最大地動の増幅率の高い西側に移動した影響であると考えられる。**ケース 3**については、前述のとおり断層規模が大きく設定され、またアスペリティが浅い位置にあることより、**ケース 1 a**と比べて広い範囲で震度6弱以上となっている。

図 1 8 - 2 には、震源断層内のアスペリティ位置の変化による地震動分布の比較が示されている。アスペリティを断層面の中央に設置した**ケース 1 b**では、ディレクティブティ効果が広範囲に現れやすい位置（アスペリティの中央下端）に破壊開始点が設置されている影響で、**ケース 1 a**と比べ震度6強以上および震度6弱以上を示す範囲がともに広がっている。アスペリティ位置が浅い**ケース 1 c**では、計算された6ケース中、最も大きな地震動分布を示し、アスペリティ位置が深い**ケース 1 d**では、6ケース中最も小さな地震動分布を示す。これより、アスペリティの深さが地震動予測結果の大小に大きく影響することが確認できる。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法(2)式を用いている。この基としている統計データに計測震度6.0を越えるものは少なく、したがって計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されていない問題もある。さらに、強地震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

## 5.2 「簡便法」による強地震動予測結果

「簡便法」による強地震動予測結果を下記の通り示す。

工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）上の最大速度分布  
地表の最大速度分布  
地表の震度分布

図 1 9  
図 2 0  
図 2 1

「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化しており、また、森本・富樫断層帯を境として北西側で最大地動の増幅率が高いことを反映して、断層中央付近から西側にかけての震度が大きい。震源特性のうち、地震規模と震源断層の位置（断層からの最短距離として）の影響しか反映しないことより、「詳細法」の結果と比べ断層傾斜角の変化による地震動分布の変化は小さい。

### 5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、断層最短距離と「詳細法工学的基盤」上の最大速度値との関係を司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して示す（図22）。

ケース3については断層最短距離10km前後において、またケース1cについては断層最短距離10km以下において、予測結果が経験式を大きく上回っており、中には経験式の3～4倍になる予測値もある。それぞれ、ディレクティビティ効果やアスペリティの位置が浅いことによるものであると考えられる。アスペリティ位置が浅い場合でも、アスペリティが浅くなるに従い応力降下量が減少するように設定した場合には、予測結果は経験式に近づくと考えられるが、現状では内陸の地震についてアスペリティの深さと応力降下量との明確な関係を示す情報は得られていないため、今後検討が必要である。アスペリティが震源断層中央に位置するケース1bでも断層最短距離20km未満で経験式より若干大きめの値となっているが、これもディレクティビティ効果によるものである。

上記以外のケースでは、若干予測結果の曲線の傾きが大きい傾向も認められるが、おおまかには強震動予測結果と経験式の対応は良いといえる。

一方で、経験式は内陸で発生した様々な震源メカニズムの地震のデータの平均を表しており、これと典型的な逆断層として計算された予測結果との比較を行えば、本来その傾向には違いがあるべきだと考えることができる。また、ケース1cのような（アスペリティが浅く、ディレクティビティ効果の顕著な逆断層の）地震の断層最短距離の短いデータが経験式のもととなる統計データに含まれていないという問題もある。したがって、今後の観測等により、細かく分けられた断層タイプ毎の距離減衰式を求めるためデータの充実が期待される。

「詳細法」による予測結果と「簡便法」による予測結果（最大速度）の比較を地図上で行い、図23に示した。この比較によるとアスペリティの近傍および断層に直交する方向にある計算地点において、「詳細法」の予測結果が「簡便法」より大きい値を示すことが分かる。これより、震源断層からの距離が同じであっても、アスペリティに近いところにおいては地震動が大きくなること、および「簡便法」では反映されていないディレクティビティ効果が「詳細法」では反映できていることが確認できる。

### 5.4 地表での時刻歴波形計算結果例

評価範囲にあるK-NET金沢およびKiK-net金沢観測地点において、そのボーリング情報を用いて浅い地盤のモデルを作成し、ケース1a、1b、1cについて「詳細法工学的基盤」上の波形より地表における波形を線形解析によって求めた（レシピの3. 強震動計算方法を参照）。「詳細法工学的基盤」上の波形および求めた地表における波形を図24に示す。

表3には、①上記線形解析法による波形計算により求めた最大速度および計測震度（X、Y成分のうち大きい方）、②ボーリングデータより求めた深さ30mまでの平均S波速度から求まる増幅率を用いて求めた最大速度および震度、③微地形データより推定した平均S波速度より求まる増幅率を用いて求めた最大速度および震度を比較して示す。

わずか2点における評価であるが、それぞれの値を比較すると①と②は良い対応を示している。③について①、②と比較すると、K-NET金沢では若干大きい値、KiK-net金沢では若干小さめの値となっている（ただし、その差は計測震度で±0.5以内に収まっている）。この主な理由としては、③で推定したS波速度が各計算地点を含む約1kmメッシュの平均的なものであり、各計算地点のS波速度とは必ずしも一致していないことが挙げられる。本報告の地表における震度分布図（図18）は③の方法で求めており、予測地図の結果より特定の地点における強震動を検討する際には、上記のことについても注意する必要がある。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

- ・ 地盤構造モデル作成のためには、可能な限りデータ収集を行っており、また本報告では微動アレイ観測を実施し、深い地盤構造モデル作成に役立てた。しかしながら、複雑な断層近傍の地

盤構造を十分に再現するためのデータとしては、まだ不足していると考えられる。

- ・ 微視的震源パラメータのみならず、巨視的震源パラメータである断層の傾斜角についても、これを確定的に定めるための情報が無かったことより、その傾斜角を変えた多くのケース（シナリオ）について強震動計算を行った。今後の強震動評価においては、その評価範囲の広がりなどによって、多くのケースについて計算することは困難である。震源パラメータについて、それを推定するための情報に乏しい場合に、そのパラメータを強震動評価の観点よりどのように設定するか、改めて検討が必要である。
- ・ ケース3やケース1cのアスペリティが浅い位置にあるケースの強震動予測結果は、経験式と比べて大きい値となっている。予測結果の検証で述べたように応力降下量の深さ依存性についても検討が必要である。
- ・ 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。地盤調査データが乏しいことより、（ボーリング情報のある地点を除き）地表における波形を求めるのに必要な一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用い最大速度の増幅率を推定することによって地表における最大速度を求めた。さらに地表の計測震度も経験式を用いて最大速度より換算して求めている。
- ・ ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されておらず、断層に近いところでの強震動予測結果（地表の最大速度／震度）は、過大評価となっている可能性がある。

## 6.2 今後の課題

- ・ 強震動予測結果を工学的に利用するために、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。
- ・ 理論的グリーン関数の計算効率の向上また計算機能力の向上により、今後は評価範囲の拡張、想定ケースの数の増加が期待できる。
- ・ 「詳細法」による強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデルが必要となる。

## 参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000)：統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M<sub>JMA</sub>7.9) の広域強震動評価、日本建築学会構造系論文集、530、53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001)：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本建築学会構造系論文集、545、51-62.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000)：強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出、日本建築学会構造系論文集、527、61-70.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002)：確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について.
- 地震調査委員会(2001)：森本・富樫断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2002)：糸魚川-静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002)：鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について（地震調査委員会(2002)の別添）.
- 地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター（1999）：平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書、603-715.
- 釜田正毅・武村雅之(1999)：近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ、震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造、地震2、52、255-270.
- 神野達夫・森川信之・先名重樹・成田章・藤原広行(2002)：金沢平野における3次元構造モデル、第107回物理探査学会学術講会予稿集.
- 菊地正幸・山中佳子(2001)：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』、サイスマ、5(7)、6-7.
- 国土地理院(1987)：国土数値情報、国土情報シリーズ2、大蔵省印刷局.
- 工業技術院地質調査所（2000）：日本重力CD-ROM .
- 松岡昌志・翠川三郎(1994)：国土数値情報とサイスマックマイクロゾーニング、第22回地盤震動シンポジウム資料集、23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999)：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係、地域安全学会論文集、1、51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝（2001）：すべりの空間的不均質性の抽出、平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書、99-109.
- 中田高・今泉俊文（編）(2002)：活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会.
- 中田高・隈元崇(2002)：断層分岐モデルに基づく起震断層帯の設定と破壊開始点の推定、地震調査委員会強震動評価部会第24回強震動予測手法検討分科会参考資料.
- 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2、53、1-9.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、日本建築学会構造系論文集、462、79-89.
- 司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、第523号、63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997)：近畿地方で発生する地震のf<sub>max</sub>に関する基礎的検討、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、103.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa (1992): Seismic velocity of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.

## 図のもくじ

(表 2~3、図 8~15)

- 表 2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ
- 表 3 各計算方法による地表の地震動計算結果例
- 図 8 強震動評価の流れ
- 図 9 時刻歴波形例を示す地点の位置と地表における時刻歴波形計算を行った地点の位置
- 図 10 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ
- 図 11 微小地震発生分布
- 図 12 重力異常解析の過程
- 図 13 残差ブーゲー異常値と各速度層の上面深度との相関関係
- 図 14 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例
- 図 15 「詳細法工学的基盤」上の減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル

表2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

名称	上面深度 (km)	層厚 (km)	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q
上部地殻	4	14	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	18	9	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	27	∞	4.10	7.20	3.10	500



表3 各計算方法による地表の地震動計算結果例

K-NET金沢

ケース1a

700m/s上の最大速度	
54	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	72	cm/s	6.22
②	K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	80	cm/s	5.95
③	微地形データよりAVSを推定	177m/s	134	cm/s	6.34

ケース1b

700m/s上の最大速度	
44	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	81	cm/s	6.04
②	K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	65	cm/s	5.80
③	微地形データよりAVSを推定	177m/s	109	cm/s	6.19

ケース1c

700m/s上の最大速度	
98	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	120	cm/s	6.45
②	K-NETボーリングデータよりAVSを計算	388m/s	145	cm/s	6.40
③	微地形データよりAVSを推定	177m/s	243	cm/s	6.78

KiK-NET金沢

ケース1a

700m/s上の最大速度	
42	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	54	cm/s	5.70
②	KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	57	cm/s	5.70
③	微地形データよりAVSを推定	741m/s	40	cm/s	5.44

ケース1b

700m/s上の最大速度	
44	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	58	cm/s	5.70
②	KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	60	cm/s	5.74
③	微地形データよりAVSを推定	741m/s	42	cm/s	5.48

ケース1c

700m/s上の最大速度	
88	cm/s

	平均S波速度	倍率	地表の最大速度		震度
①	波形計算	-	106	cm/s	6.16
②	KiK-netボーリングデータよりAVSを計算	440m/s	120	cm/s	6.25
③	微地形データよりAVSを推定	741m/s	84	cm/s	5.99

AVS: 深さ30mまでの平均S波速度

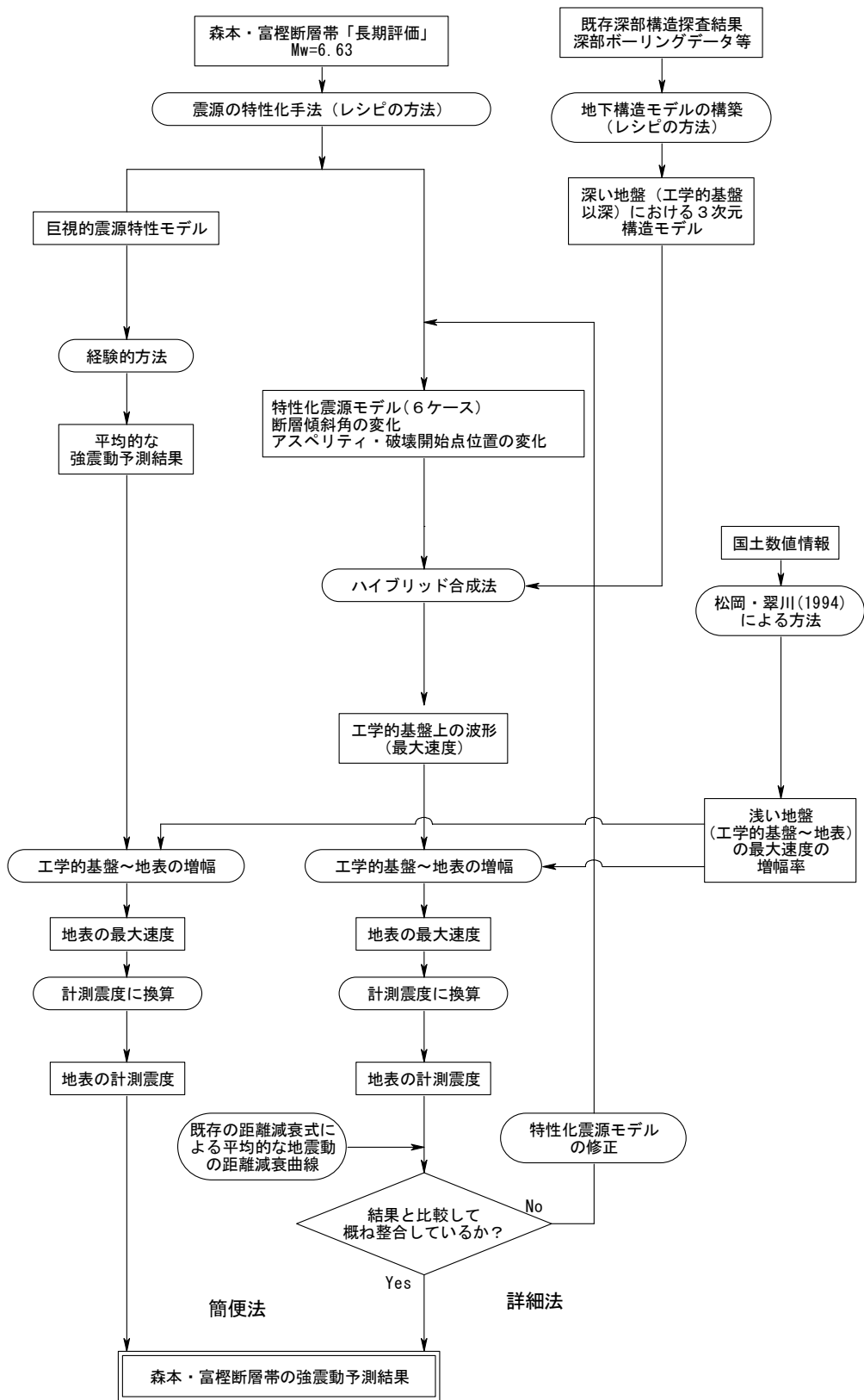
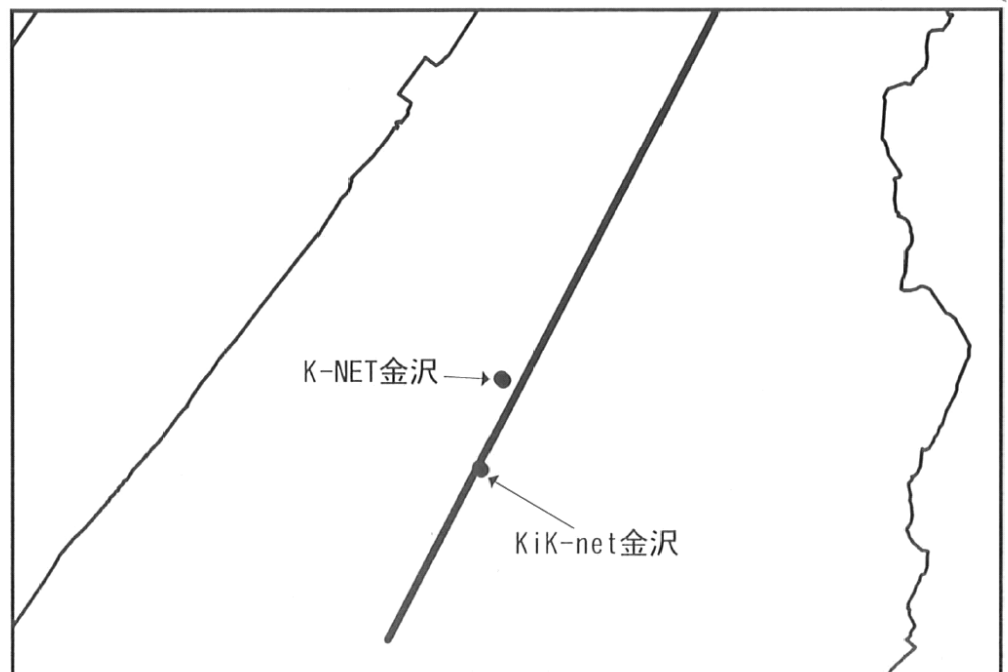
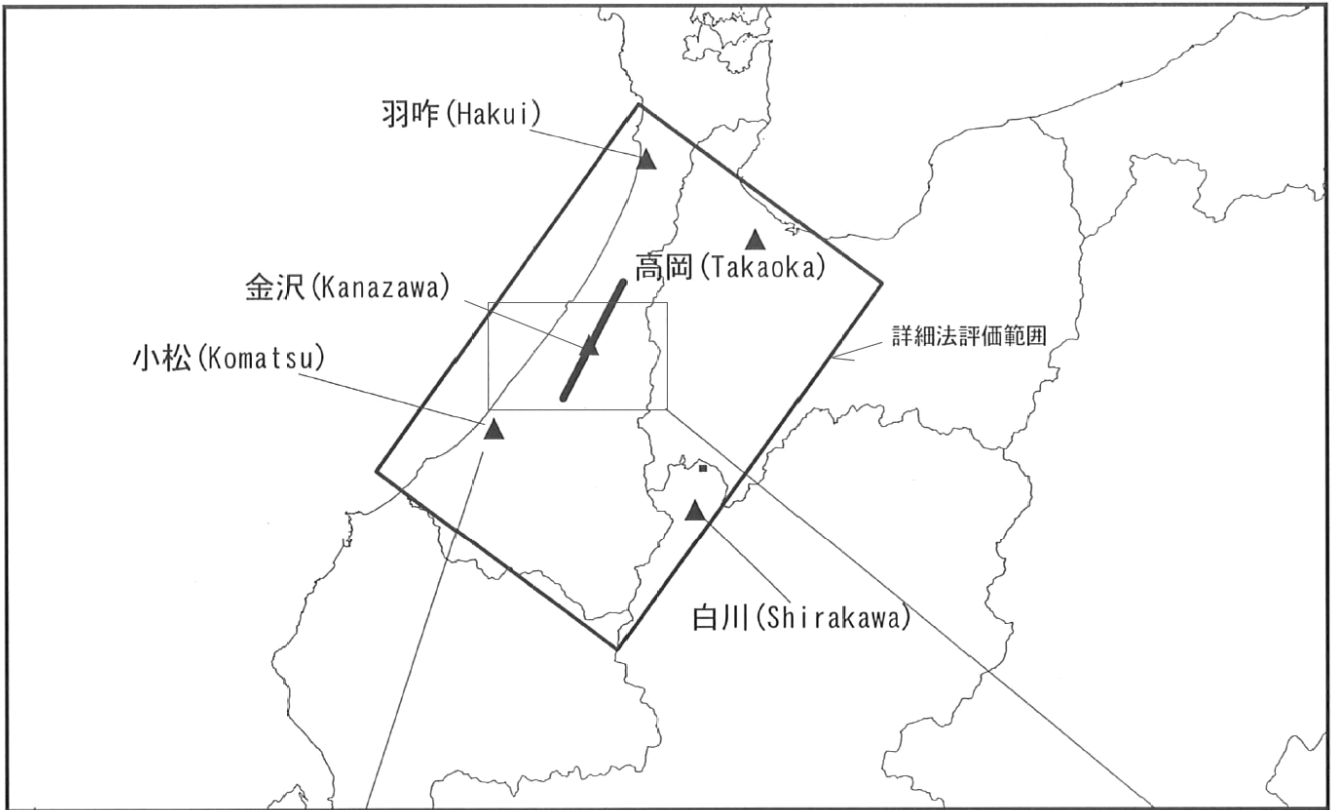


図8 強震動評価の流れ

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例を示す5地点の位置



地表における時刻歴波形計算を行った2地点の位置

図9 時刻歴波形例を示す地点の位置（上）と地表における時刻歴波形計算を行った地点の位置（下）

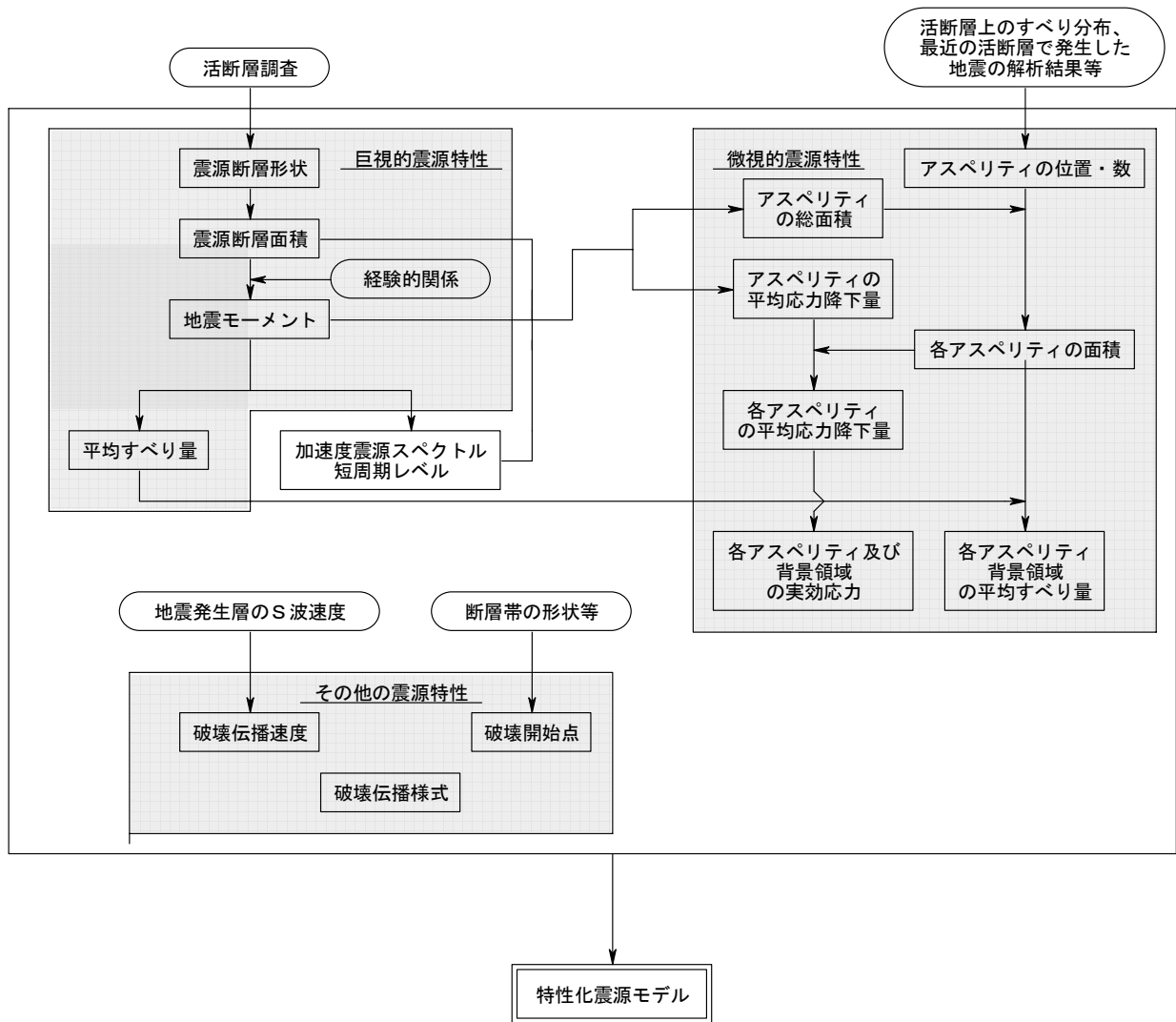
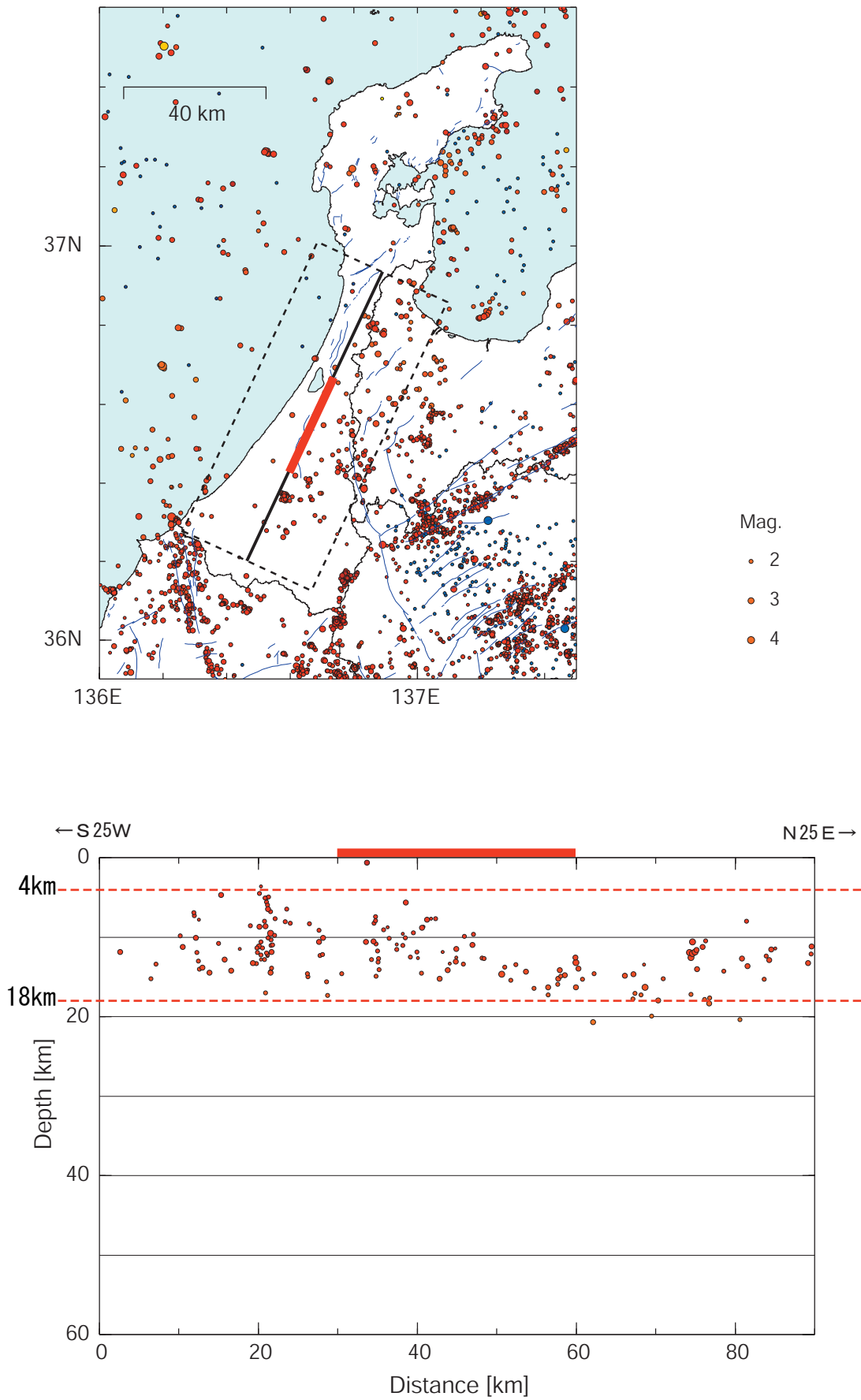
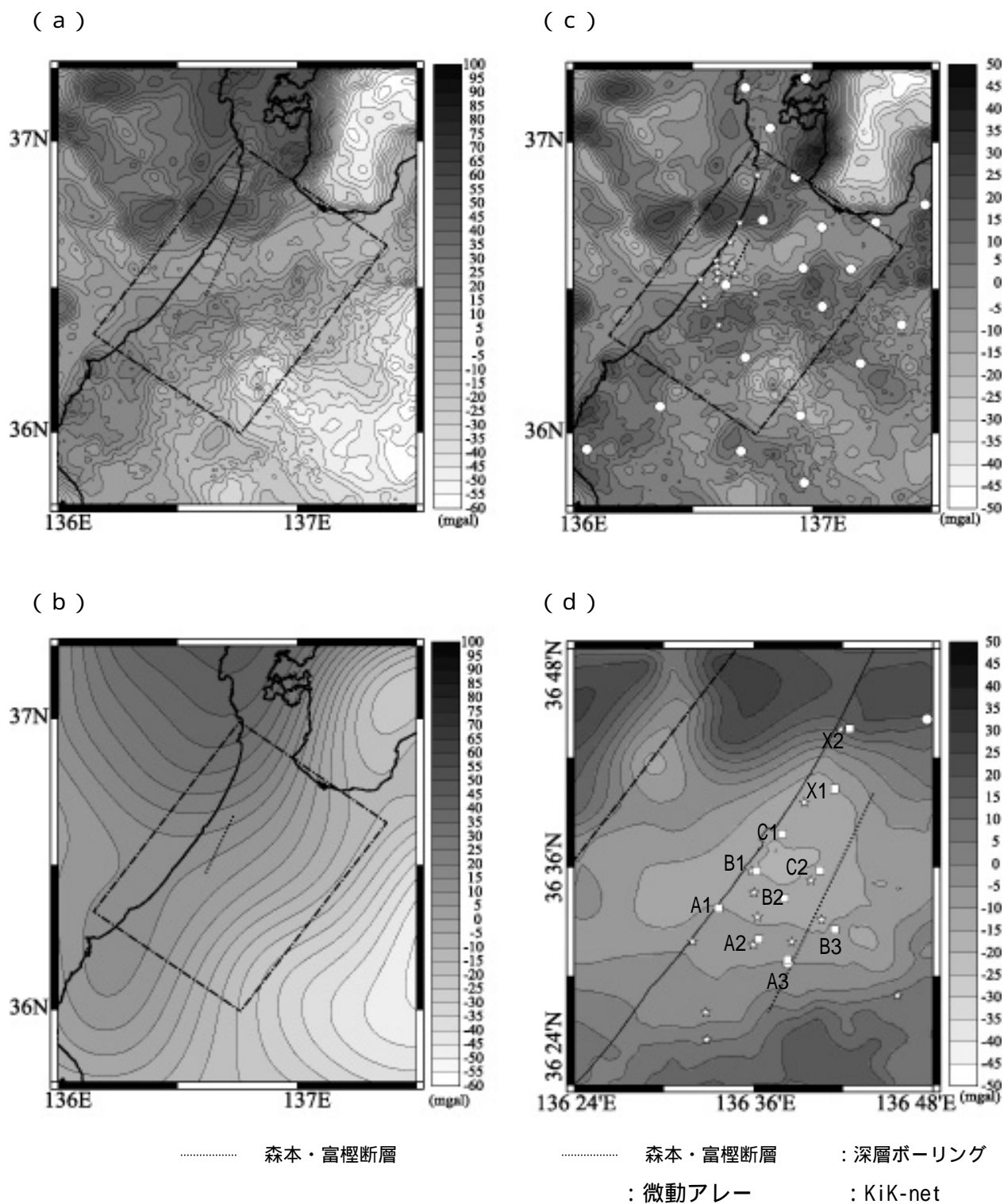


図10 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ



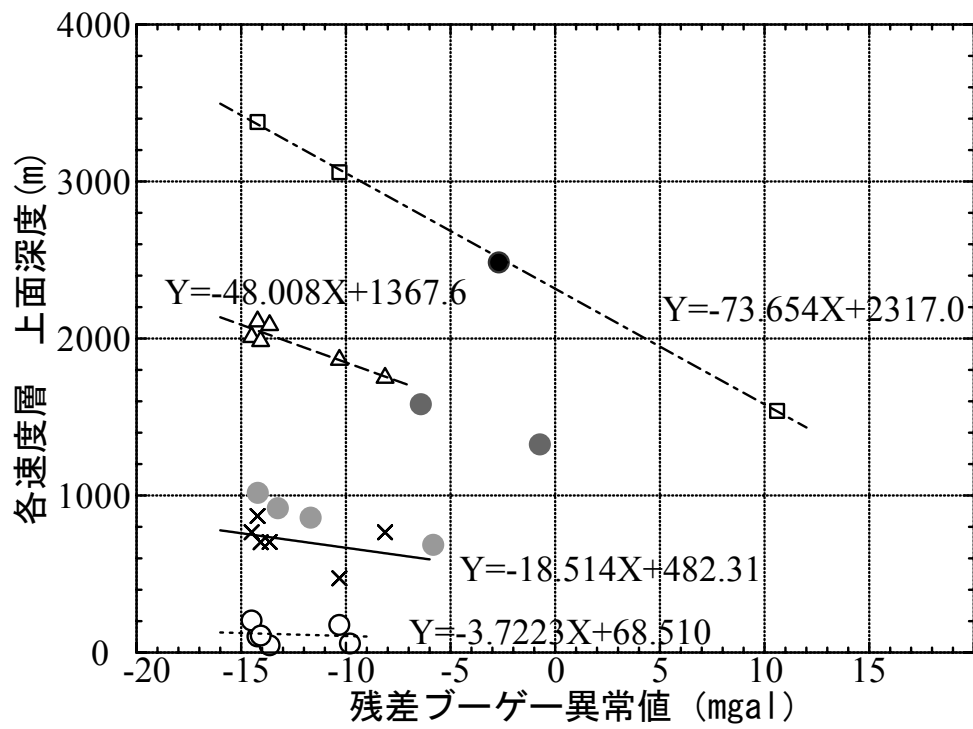
1997/10/01～2002/06/30の期間に発生した地震を表示

図 1 1 微小地震発生分布



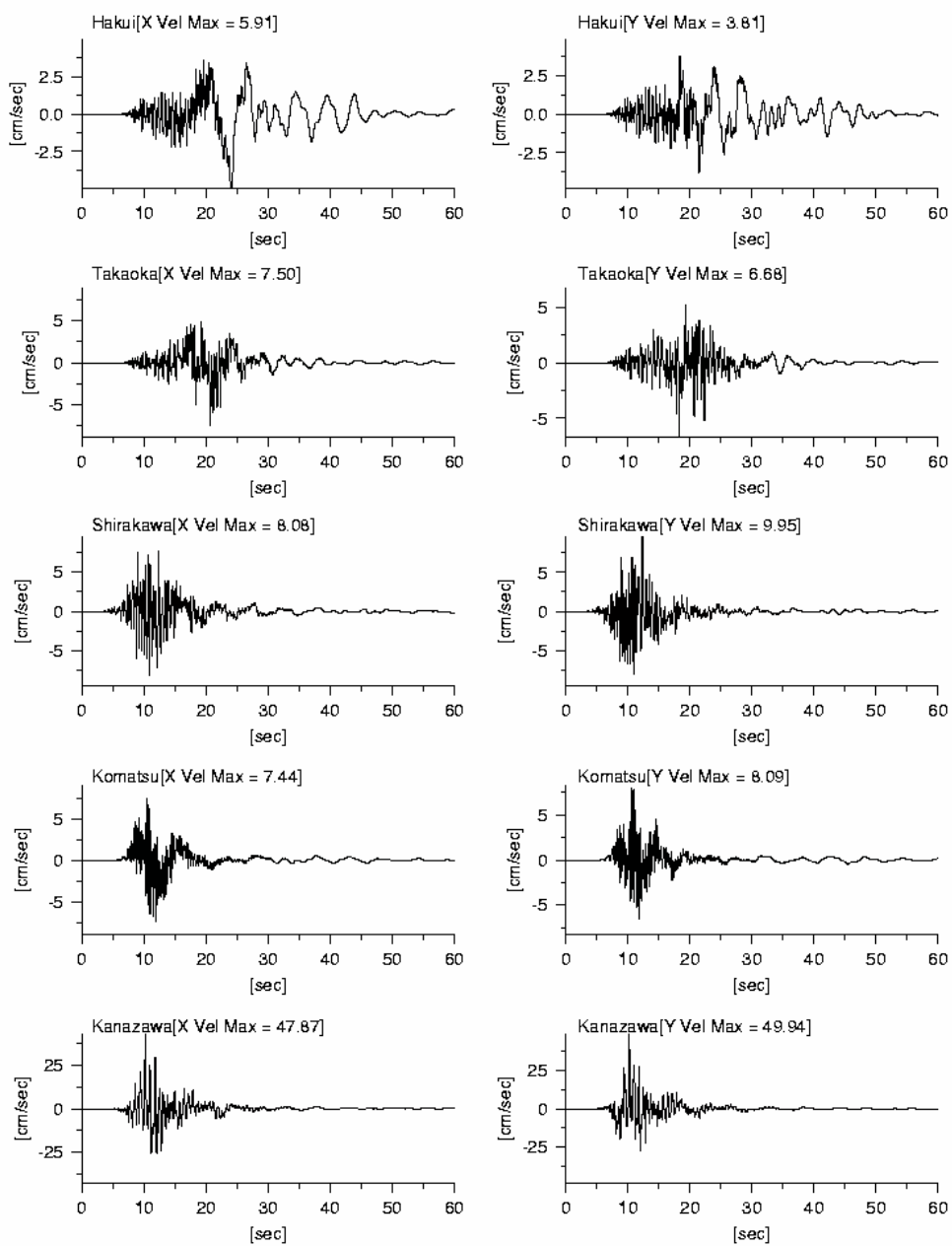
(a) 密度を  $2.67\text{g/cm}^3$  と仮定して補正されたブーゲー異常  
 (b) カットオフ波長 100km とした場合の長波成分の分布  
 (c) 長波成分(b)を除去した残差ブーゲー異常分布  
 (d) (c)の拡大 (金沢市周辺)

図 1.2 重力異常解析の過程



- |         |                 |
|---------|-----------------|
| ● ボーリング | ○ 微動アレー観測       |
| ● 高窪層   | ○ Vs = 700 m/s  |
| ● 黒瀬谷層  | × Vs = 1200 m/s |
| ● 岩相層   | △ Vs = 2100 m/s |
|         | □ Vs = 3000 m/s |

図 1 3 残差ブーゲー異常値と各速度層の上面深度との相関関係



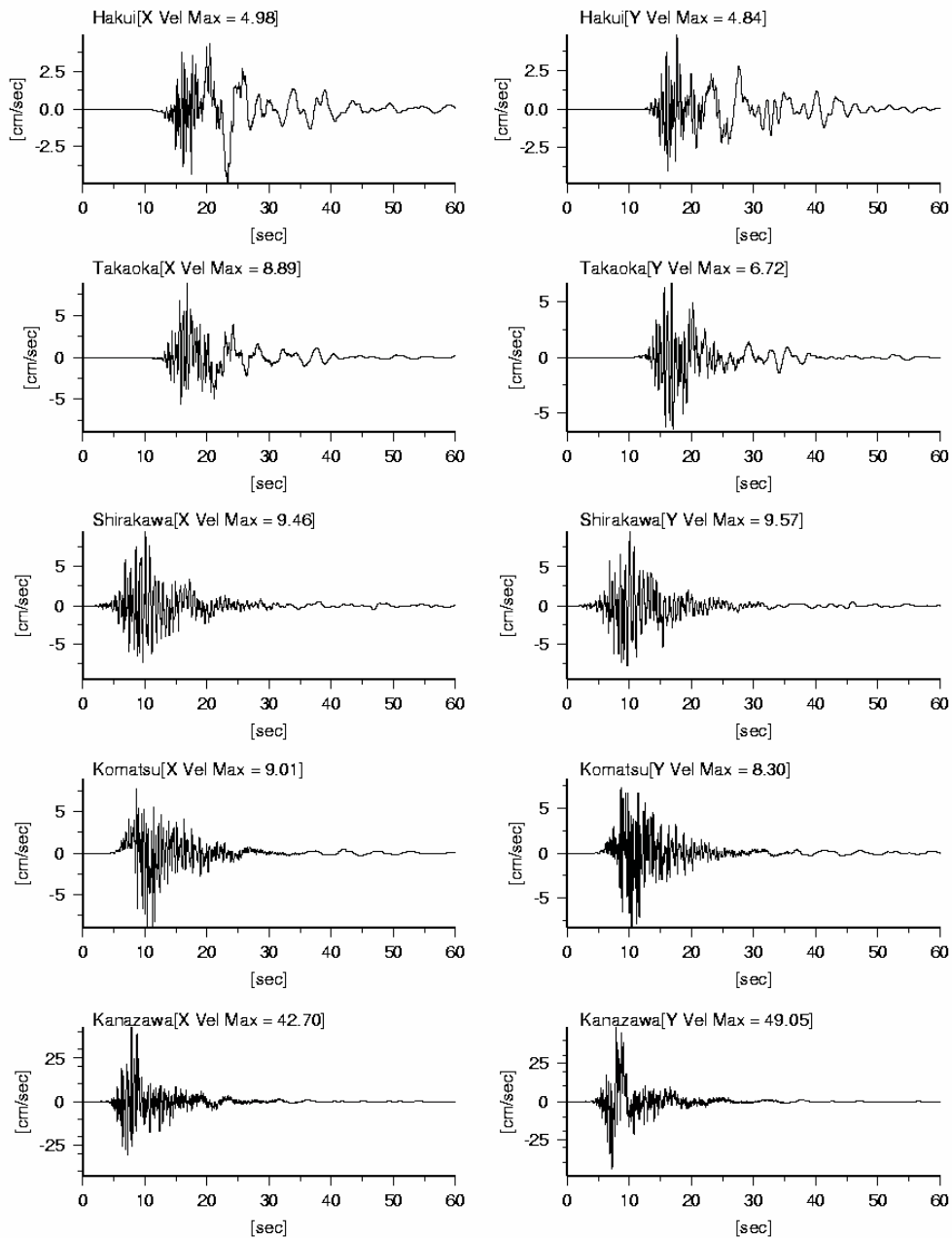
(X成分)

(Y成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 1 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 (ケース 1 a)



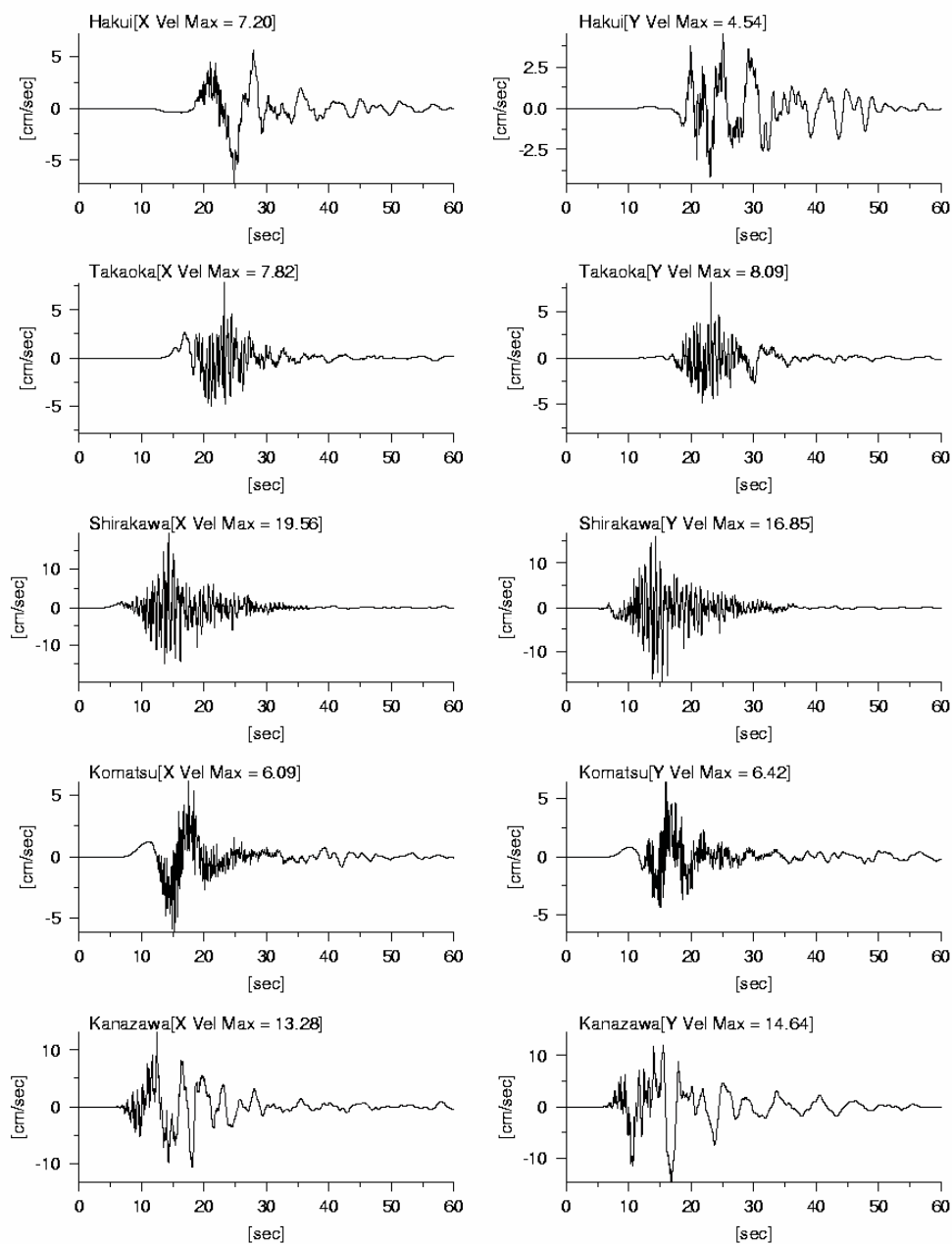


(X成分)

(Y成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 2 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 (ケース 2)

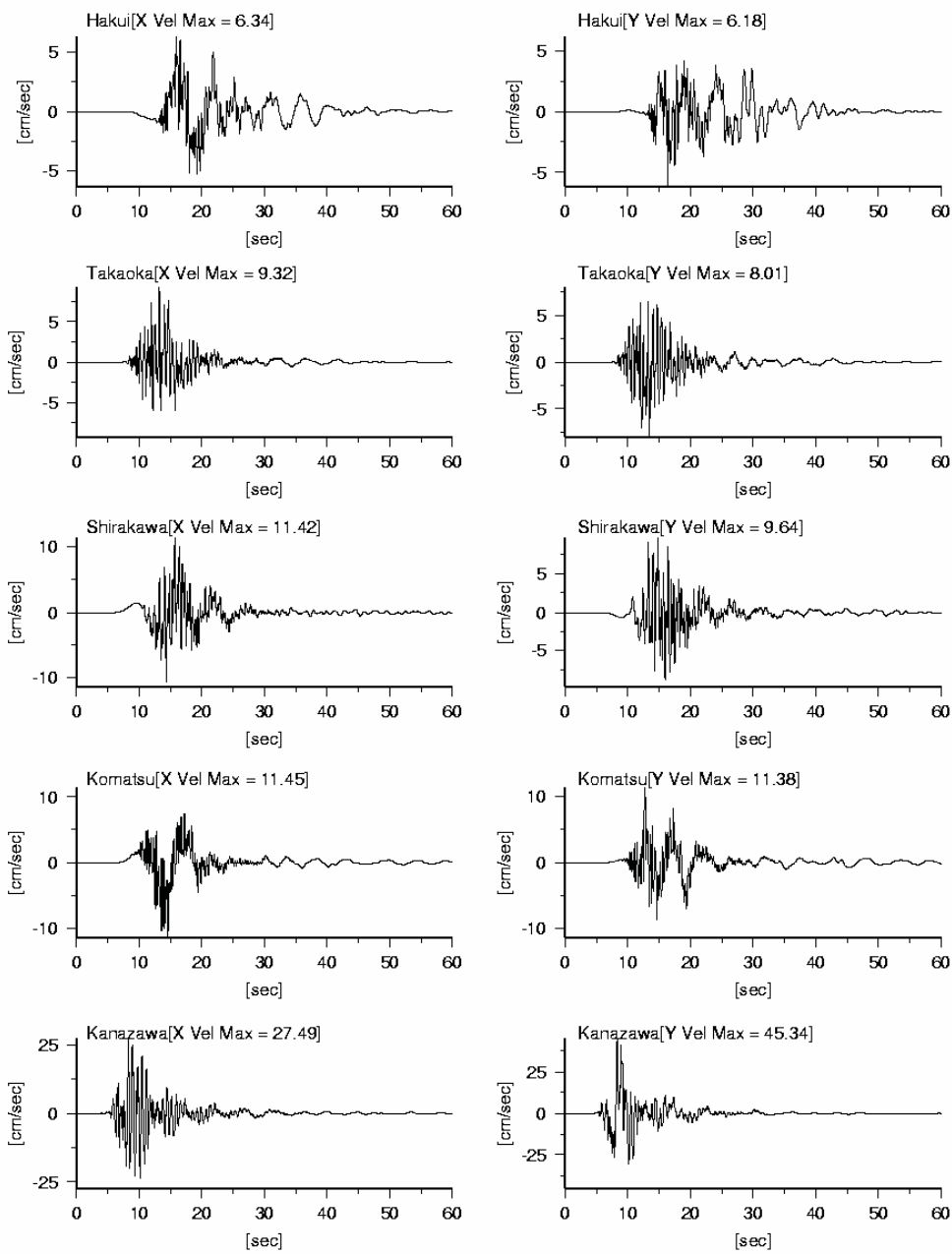


(X成分)

(Y成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 3 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 (ケース 3)

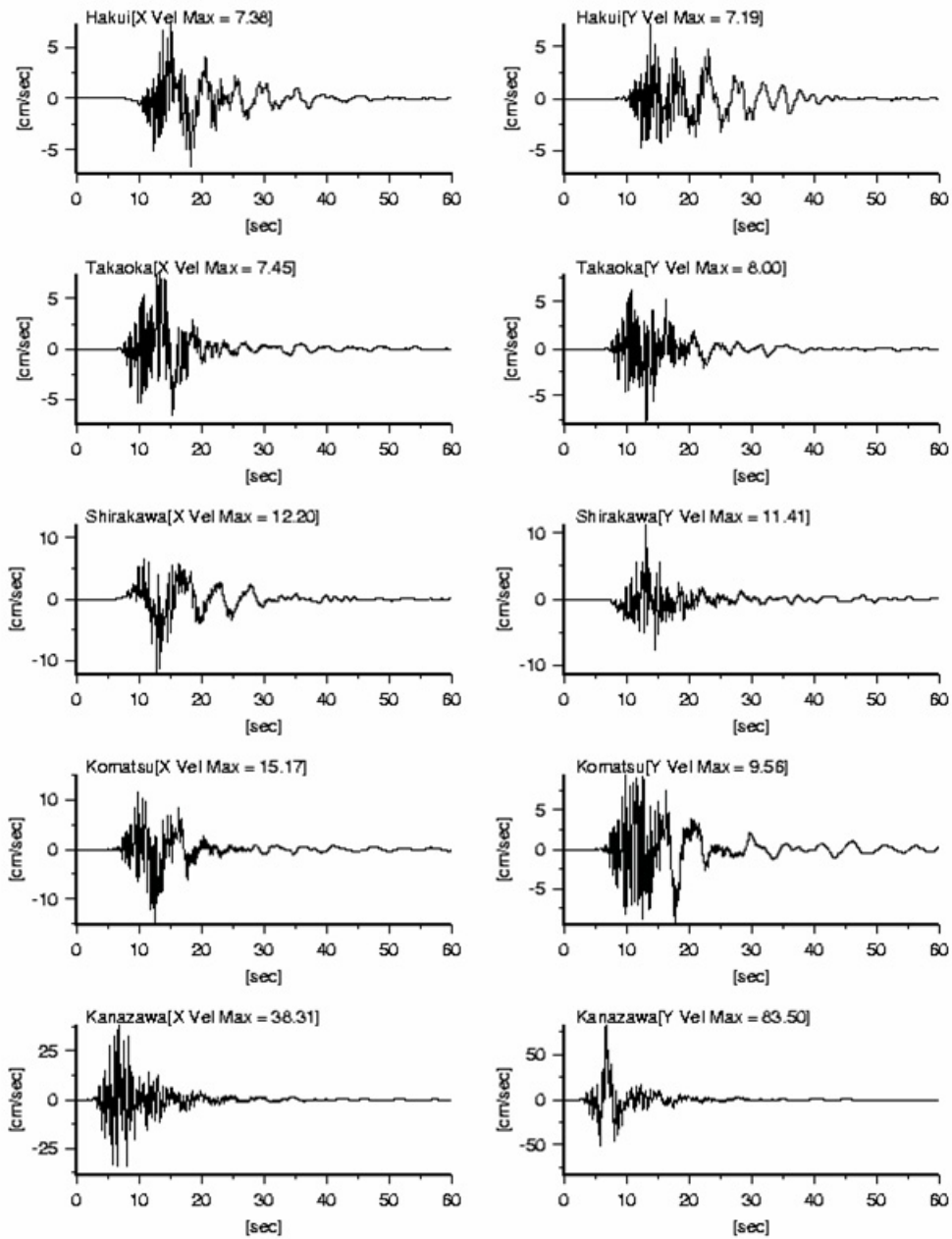


(X成分)

(Y成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 4 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 (ケース 1 b)

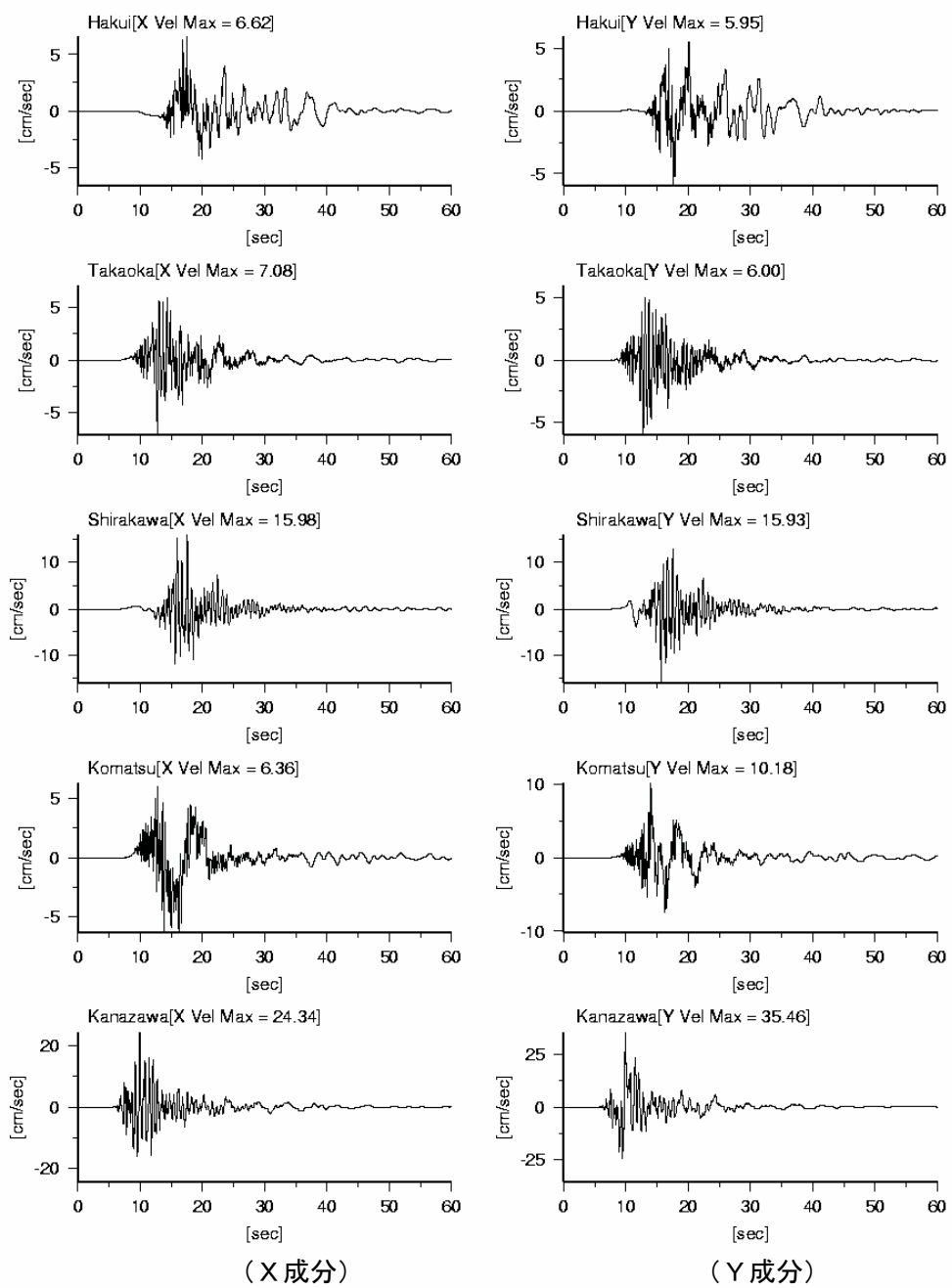


(X成分)

(Y成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 5 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 (ケース 1 c)



( X 成分) ( Y 成分)

上から Hakui : 羽咋、Takaoka : 高岡、Shirakawa : 白川、  
Komatsu : 小松、Kanazawa : 金沢

図 1 4 - 6 「詳細法工学的基盤」上の速度波形例 ( ケース 1 d )

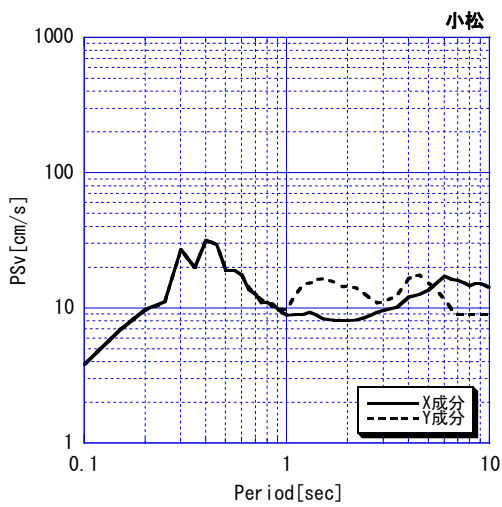
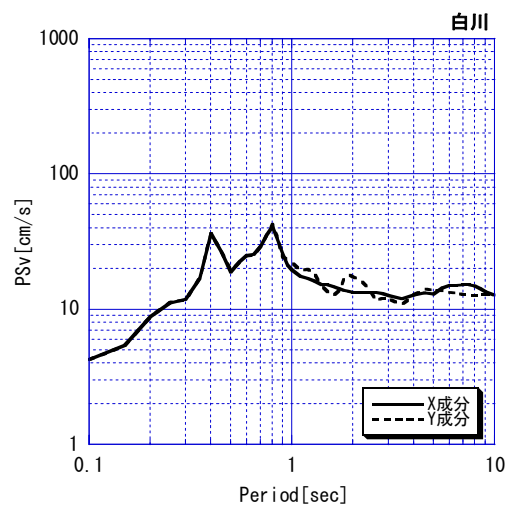
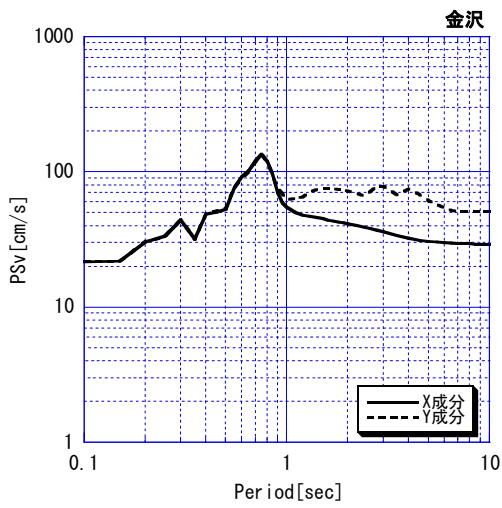
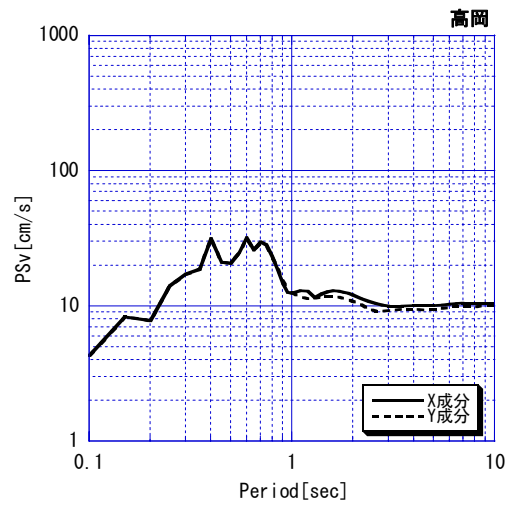
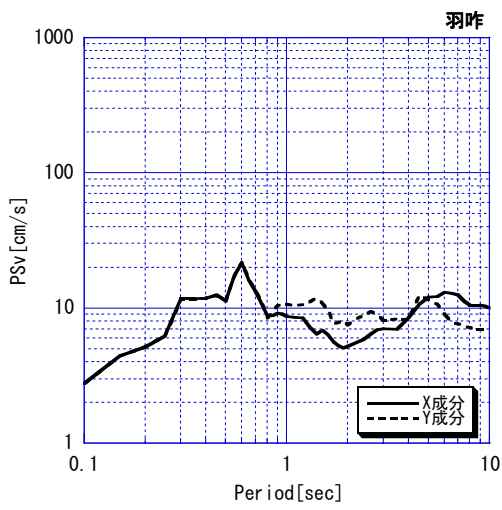


図 15 - 1  
「詳細法工学的基盤」上の  
減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル  
(ケース 1 a)

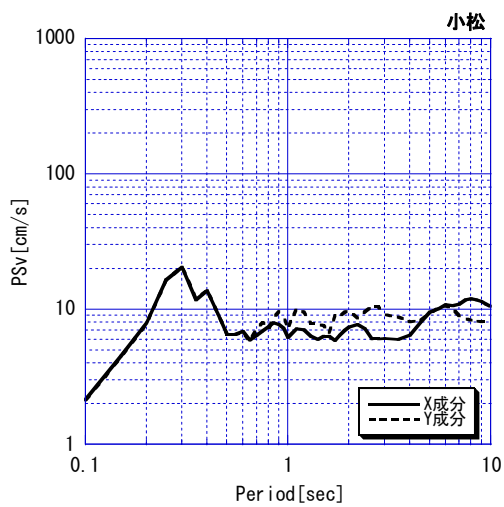
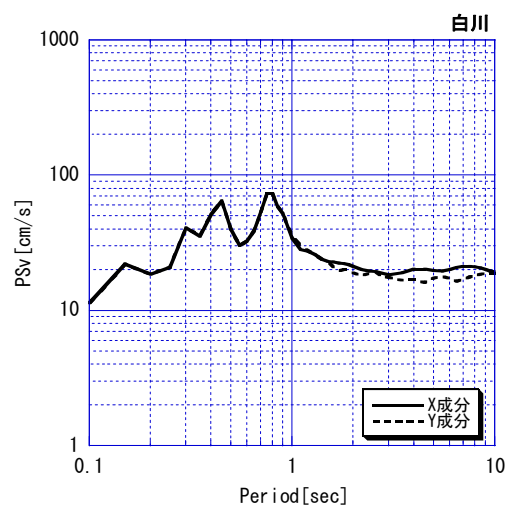
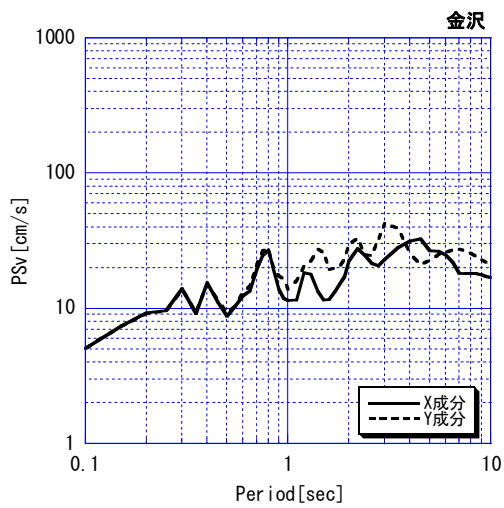
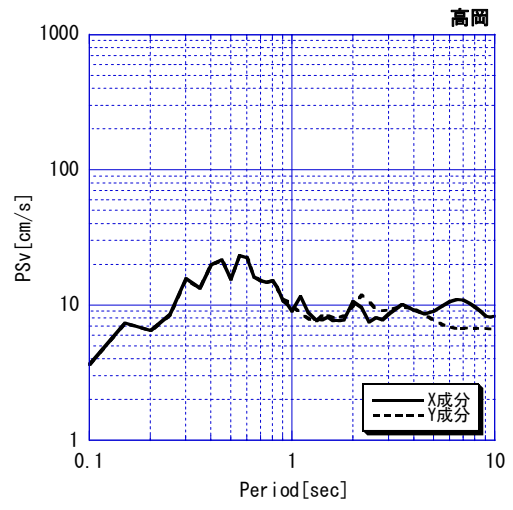
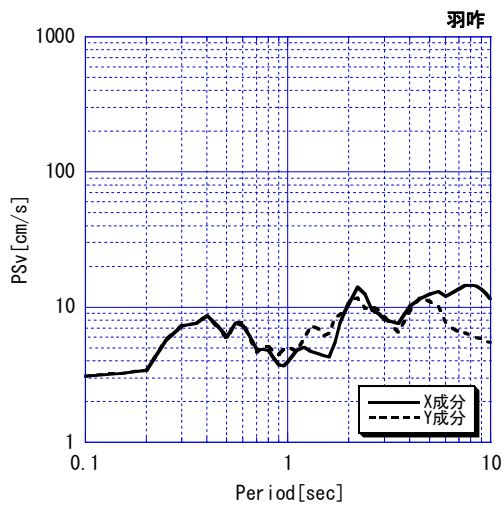


図 15-2  
「詳細法工学的基盤」上の  
減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル  
(ケース 2)

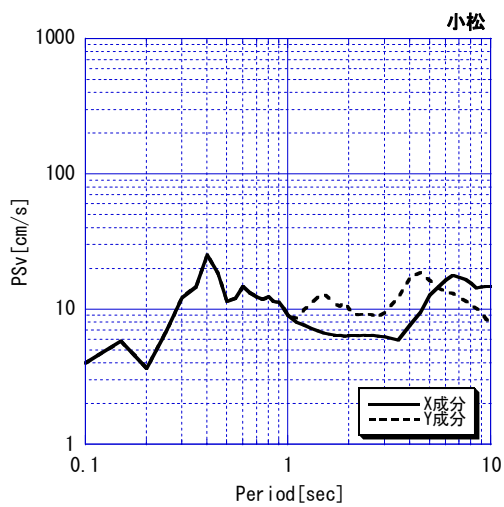
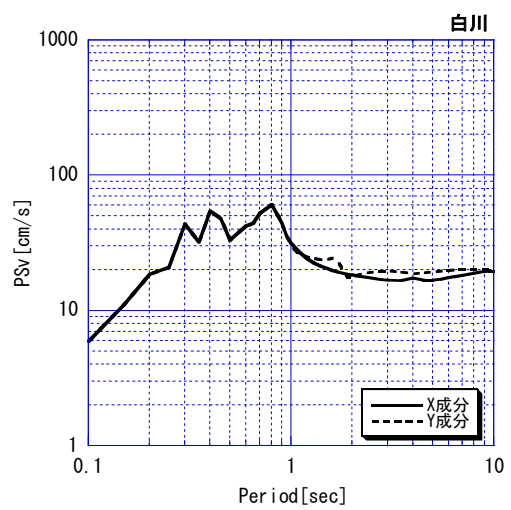
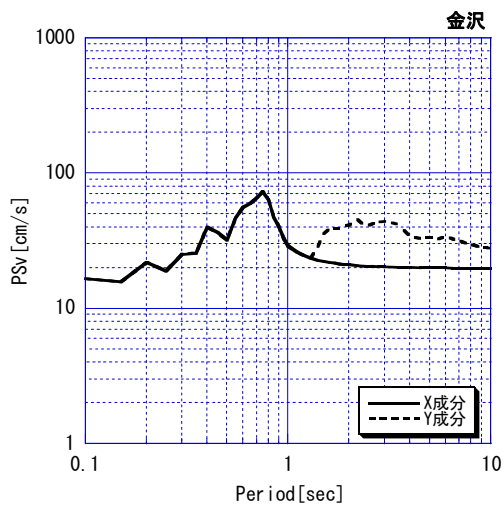
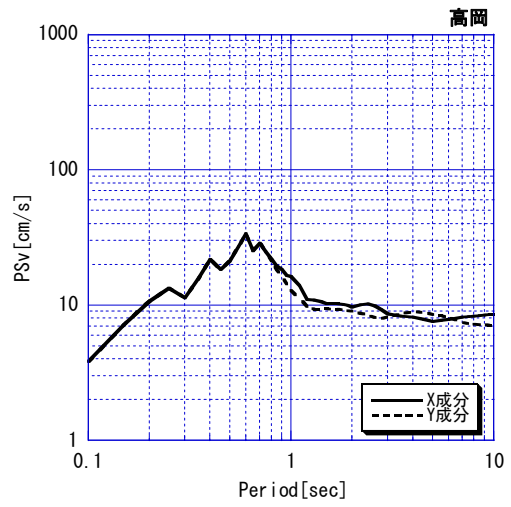
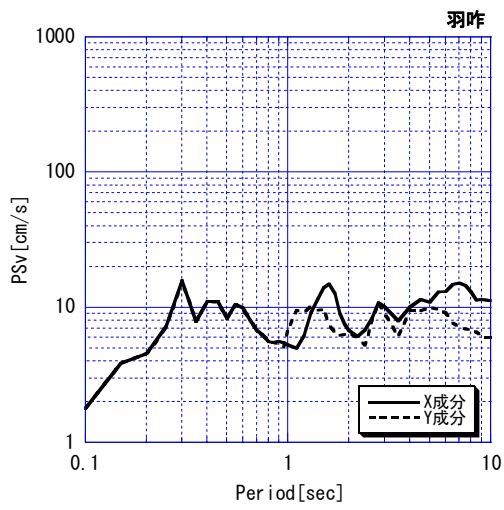


図 15-3  
「詳細法工学的基盤」上の  
減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル  
(ケース 3)



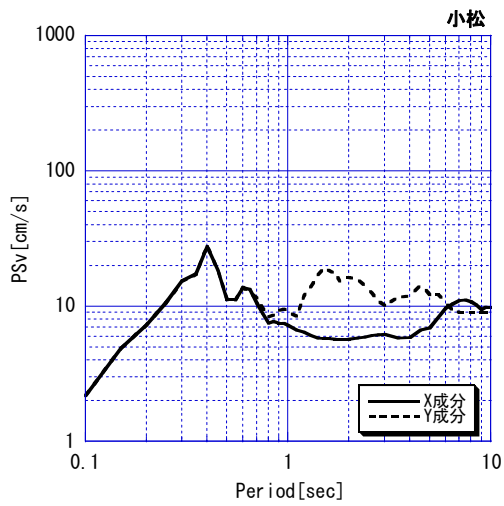
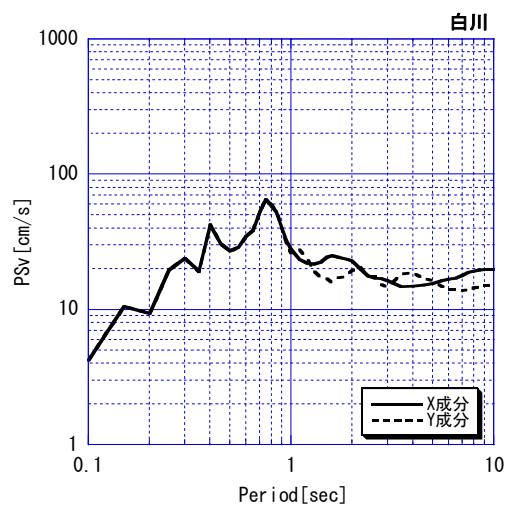
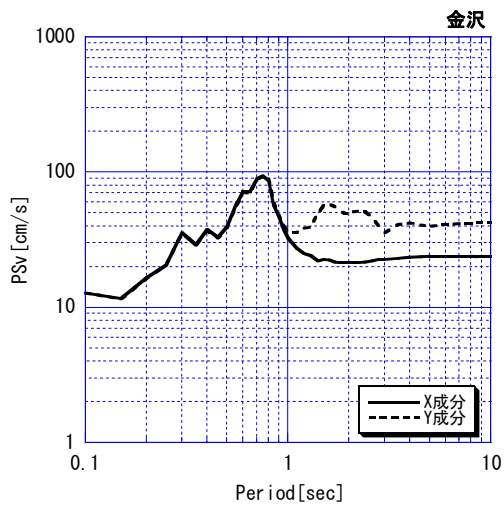
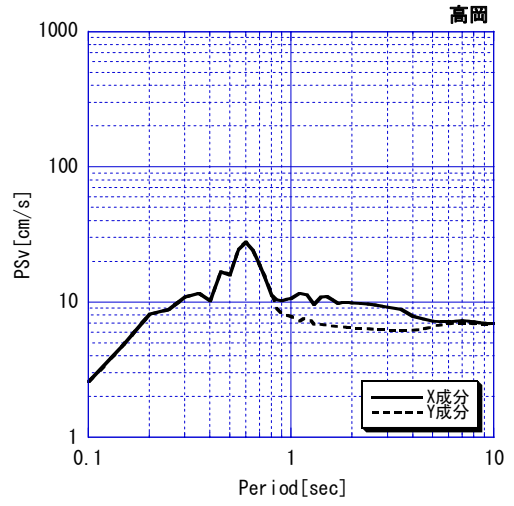
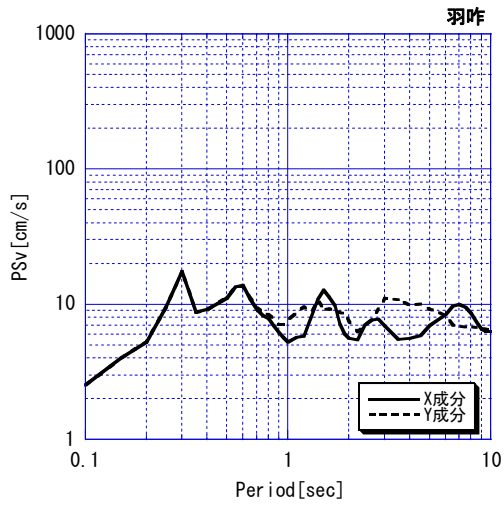


図 15-4  
「詳細工学的基盤」上の  
減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル  
(ケース 1 b)

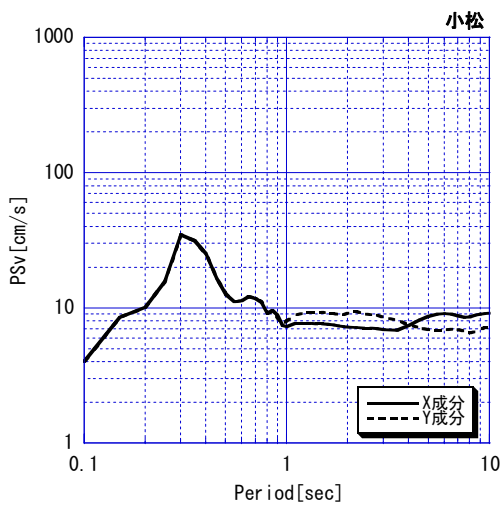
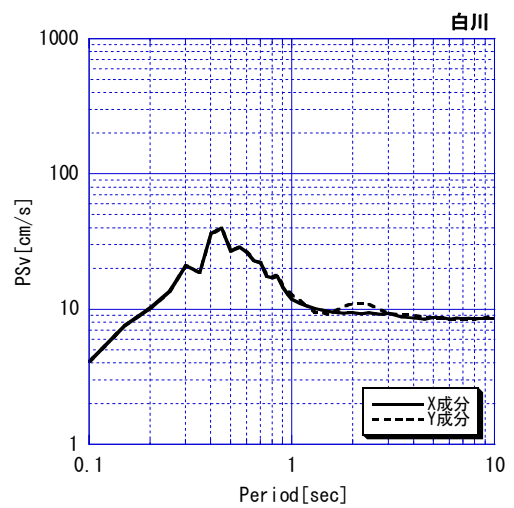
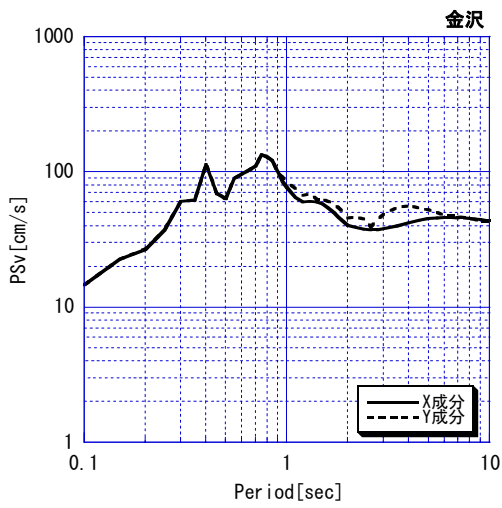
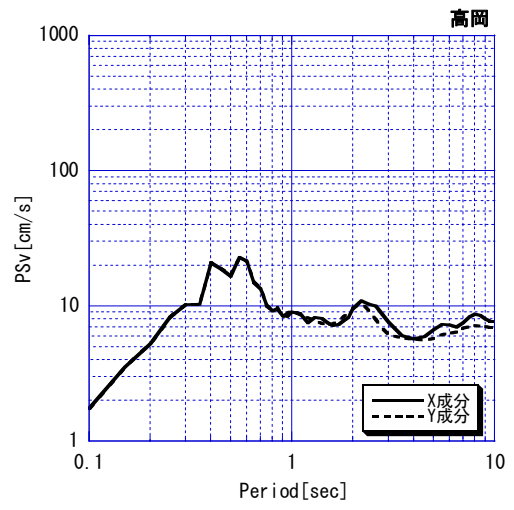
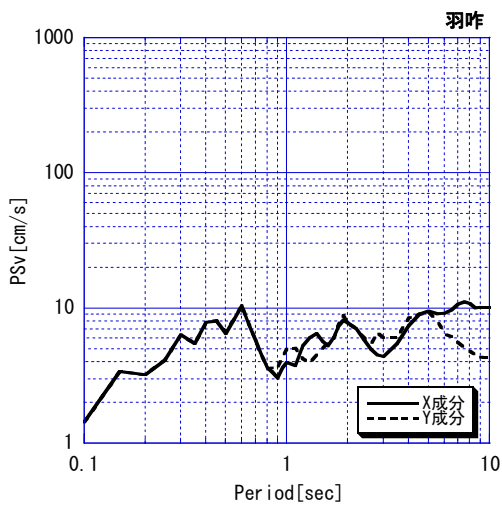


図 15-5  
「詳細法工学的基盤」上の  
減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル  
(ケース 1c)

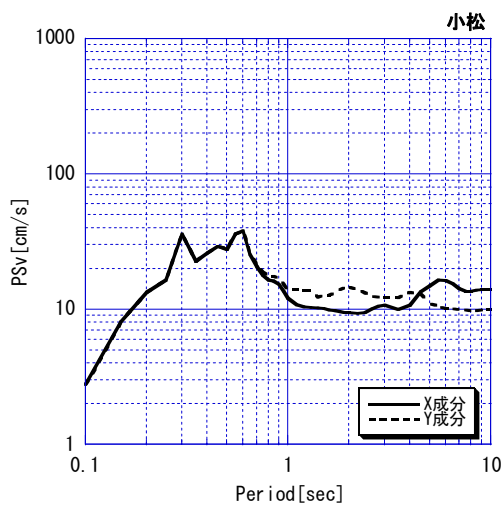
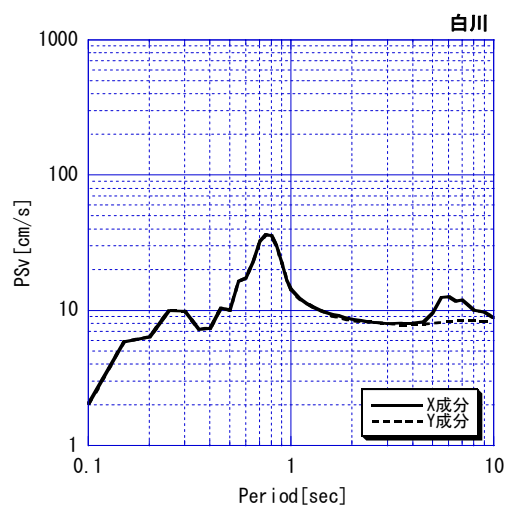
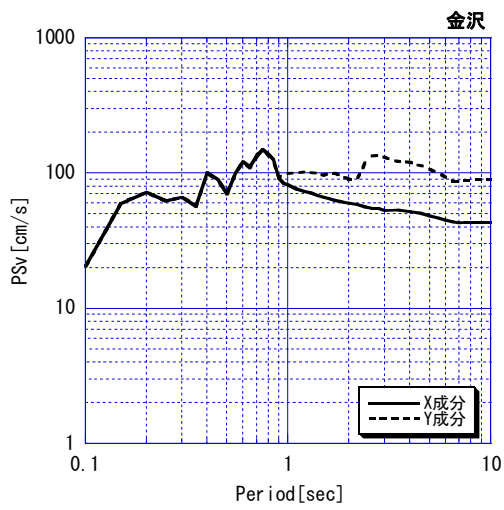
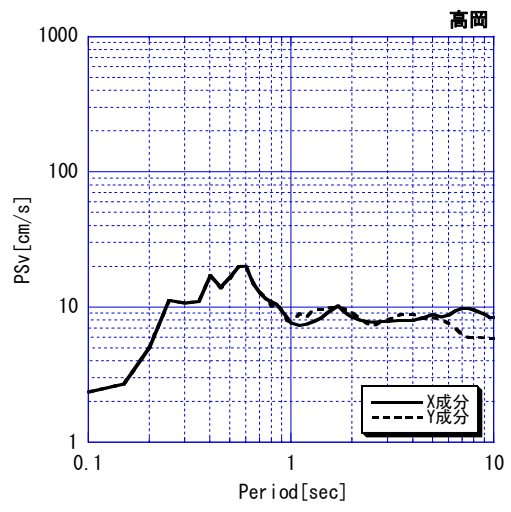
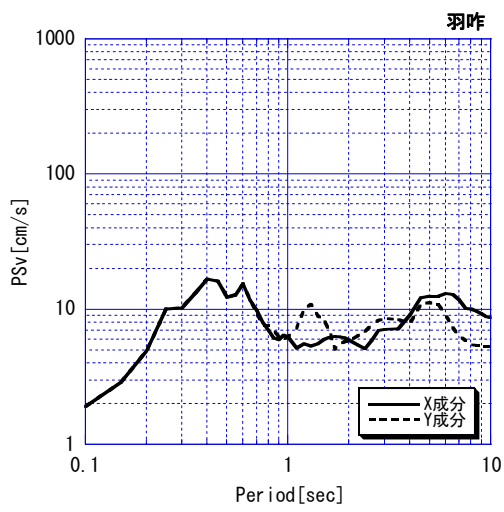


図 15-6  
「詳細法工学的基盤」上の  
減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル  
(ケース 1 d)

## 付録：活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ

これは、活断層で発生する地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会（および強震動予測手法検討分科会）における検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。

なお今後の強震動評価部会および強震動予測手法検討分科会における強震動評価作業における検討によりレシピには修正が加えられ、「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」は改訂されることとなる。

### 1. 震源特性

活断層で発生した地震の震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つに分けて設定を行い、特性化震源モデルを作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、基本的には想定するシナリオ地震に対して最初に特性化震源モデルを構築する際に用いる設定方法であり、強震動評価初期段階における震源特性パラメータの設定が、一貫性をもってなされることを目的としている。

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の活動間隔が長いために、最新活動の地震による観測記録が得られていることは少ない。したがって、活断層では地表における過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを推定しなければならないため、海溝型地震と比較して、そのモデルの不確実性が大きくなる傾向にある。そのため、そうした不確実性を考慮して、複数のモデルを想定することが望ましい。

以下では、それぞれの震源特性ごとに説明する。

#### 1-1 巨視的震源特性

断層の巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）
- ・ 断層の大きさ・深さ
- ・ 地震規模
- ・ 断層の平均すべり量

を設定する。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

但し、地震調査委員会長期評価部会の評価結果があれば、基本的にそれを用いる。

##### （1）断層の幾何学的位置（基準位置と走向）

断層の幾何学的位置については、変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」などを基に設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、起震断層を設定する。また、断層間の形状、活動間隔、地表の変位量等の情報により、必要に応じてセグメント分けを行う。セグメント分けした場合には、想定される地震をすべて設定することが望ましいが、現状では計算量が膨大になることから可能な範囲で確率の高いもの、規模の大きいものなどから順に想定地震を設定する。

地震調査委員会長期評価部会で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

##### （2）断層の大きさ（長さ、幅）、深度

長さ  $L(\text{km})$  については（1）で想定した起震断層の形状を基に設定する。幅  $W(\text{km})$  については、Somerville et al.(1999)による下記に示した  $W$  と  $L$  の経験的關係、

$$\begin{aligned} W &= L & (L < W_{\max}) \\ W &= W_{\max} & (L \geq W_{\max}) \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。この関係は内陸の活断層地震の  $W$  はある規模以上の地震に対して飽和して一定値となる

ことを示している。ここで、 $W_{max} = W_s / \sin \theta$ 、 $W_s$ :地震発生層の厚さ( $W_s \leq 20\text{km}$ )、 $\theta$ :断層の傾斜角。 $W_s = H_d \cdot H_s$ 。 $H_d$ と $H_s$ は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる[Ito(1999)]。

断層上端の深度  $D(\text{km})$ については、微小地震発生層の上面の深度  $H_s$  (微小地震の浅さ限界) と一致するものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学モデルの研究から地表付近の数  $k \text{ m}$  に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである (例えば、Dalguer et al., 2001)。

### (3) 地震規模 (地震モーメント)

地震モーメントは震源断層の面積 (=長さ×幅) との経験的關係より算定する。強震動インバージョン結果を基に設定された Somerville et al.(1999)によると地震モーメント  $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}^*)$  と震源断層の面積  $S(\text{km}^2)$  の関係は、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、Somerville et al.(1999)の式は過去の大地震の強震動インバージョン結果を基に設定されているため、地震モーメントの適用範囲が制限される。したがって、適用範囲を超える地震については Wells and Coppersmith(1994)等による強震動インバージョンが行われていないデータから妥当な値を設定する。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の総地震モーメント  $M_0$  を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで振り分ける。

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

$M_{0i}$  :  $i$  番目のセグメントの地震モーメント

$S_i$  :  $i$  番目のセグメントの面積

### (4) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量  $D(\text{cm})$  と総地震モーメント  $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm})$  の関係は、震源断層の面積  $S(\text{cm}^2)$  と剛性率  $\mu(\text{dyne}/\text{cm}^2)$  を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (4)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

## 1-2 微視的震源特性

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・  $f_{max}$
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

### (1) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置、強震動評価地点および破壊開始点の位置関係により強震動予測結果は大きく変化するため、アスペリティの位置の設定は重要である。地震断層の変位分布を詳細に調査した最近の研究では、深度の浅いアスペリティの位置が地震断層の変位の大きい領域によく対応することが明らかにされている(杉山・他,2002)。したがって、活断層においても詳細な変位分布が把握できれば、アスペリティの位置をある程度特定することが可能である。しかし、実際には活断層において、このようなデータが得られていることはほとんどなく、アスペリティの位置を1箇所特定することは困

\* 本文ではモーメントの単位に  $\text{N} \cdot \text{m}$  を用いる。

$\text{dyne} \cdot \text{cm} = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$

難であることから、

- ・ トレンチ調査等で大きな変位量が観測された地点の付近
- ・ 防災上の観点から影響が大きいと推定される地点の付近
- ・ 強震動予測結果のばらつき

といった点を配慮して、複数のケースを想定することが望ましい。

アスペリティの個数は、1)過去の内陸地震の強震動インバージョン結果を整理した Somerville et al.(1999)によると、1地震当たり平均 2.6 個、2)想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震(Mw=6.8)が 2 個、兵庫県南部地震(Mw=6.9)が 3 個に対し、トルコ・コジャエリ地震(Mw=7.4)が 5 個、台湾・集集地震(Mw=7.6)が 6 個(Iwata et al.,2001 ; 宮腰・他, 2001)といった研究成果を参照し、状況に応じて 1 セグメントあたり 1 個か 2 個設定する。

## (2) アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルと言う）と密接に関係があることから、まず短周期レベルの値を推定してから求めることにする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、強震動評価の対象となる長期発生確率の高い活断層においては、最新活動の地震による短周期レベルの想定は不可能である。その一方で、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係が求められている。そこで、短周期レベルの値を算定するのに当たっては、次式に示す壇・他(2001)による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A(\text{dyne} \cdot \text{cm/s}^2=10^7 \text{N} \cdot \text{m/s}^2)$  の経験的關係により短周期レベルを設定する。

$$A=2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad \text{—————(5)}$$

アスペリティの総面積  $S_a$  は、上記によって推定された短周期レベル  $A$  から次の(6)式から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径  $R$  の円形割れ目であるとするとともに、アスペリティは複数存在したとしても、等価な半径  $r$  の円形割れ目が一つあるとみなして、アスペリティの総面積  $S_a(=\pi \cdot r^2)$  を求める。

$$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad \text{—————(6)}$$

(6)式は、次の(7)式(Boatwright,1988)及び(8)式(壇・他, 2001)から導出する。

$$M_0=(16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma a \quad \text{—————(7)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(8)}$$

ここで、 $M_0$  は地震モーメント、 $\Delta \sigma a$  はアスペリティの平均応力降下量、 $\beta$  は震源域の S 波速度。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均 22%(Somerville et al., 1999)、15%~27%(宮腰・他,2001)であり、拘束条件にはならないがこうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに 2 個ある場合、各アスペリティへの面積の割り振りは、最近の研究成果から 16:6 (入倉・三宅,2001)、2:1 (石井・他,2000) となるとの見方も参照する。

注：地震規模と断層面積が与えられ、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いた計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティ面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

## (3) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量  $D_a$  は震源断層全体の平均すべり量  $D$  の  $\alpha$  倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (石井・他, 2000) を基に  $\alpha=2$  倍とする。

$$D_a=\alpha \cdot D \quad \text{—————(9)}$$

これにより、背景領域の平均すべり量  $D_b$  は全体の地震モーメント  $M_0$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{oa}$  を除いた背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  を算定することにより、背景領域の面積  $S_b$  から算出される。

$$M_{oa}=\mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{—————(10)}$$

$$M_{ob} = M_o - M_{oa} \quad \text{—————(11)}$$

$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b) \quad \text{—————(12)}$$

ここで、 $\mu$  は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量  $D_{ai}$  は、個々のアスペリティを便宜的に円形割れ目と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積  $S_{ai}$  ( $i$  番目のアスペリティの面積) から算定される半径  $r_i$  ( $i$  番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ( $D_{ai}/r_i = \text{一定}$ ; 平均応力降下量が全てのアスペリティで等しい。) と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{—————(13)}$$

ここで、 $\gamma_i$  は  $r_i/r$  であり、 $D_{ai}$  は  $i$  番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 $r$  は上の「アスペリティの面積」で述べたアスペリティ全体の便宜的な半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(9)式の  $\alpha$  の値を調整する。

#### (4) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  は、(7)式を変形して求めた次の(14)式から算定されることになる。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \cdot M_o / (r^2 \cdot R) \quad \text{—————(14)}$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層の面積が変化すると平均応力降下量に変化することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力  $\sigma_a$  は、経験的にその平均応力降下量  $\Delta \sigma_a$  とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力  $\sigma_b$  は、

実効応力  $\propto$  すべり速度  $\propto$  (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度  $\times 2$ )

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅  $W_a$  を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad \text{—————(15)}$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad \text{—————(15)'}$$

ここで  $W_b$  は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層の面積  $S$  から、 $W = (S/2)^{1/2}$  として求める。

#### (5) $f_{max}$

$f_{max}$  については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象範囲が  $0.1 \sim 10\text{Hz}$  であることから、 $f_{max}$  を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時点で  $f_{max}$  を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、 $f_{max} = 6\text{Hz}$  (鶴来・他,1997) および  $f_{max} = 13.5\text{Hz}$  (佐藤・他,1994) の2つのケースを想定し、最大加速度の予測結果を比較した結果、 $f_{max} = 6\text{Hz}$  のケースの強震動予測結果の最大加速度と震源距離との関係が、既存の距離減衰式のばらつきの範囲に収まったため、 $6\text{Hz}$  の方が妥当と判断した。

#### (6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/td \cdot t(1-t/2td) & 0 < t < t_b \\ b/(t \cdot \epsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad \text{—————(16)}$$

ただし、 $\epsilon = (5t_b - 6td) / \{4(1 - td/t_b)\}$

$$b = 2V_m \cdot tb/td \cdot (tb \cdot \epsilon)^{1/2} \cdot (1 - tb/2td)$$

c,ar : 係数、  $tr:(ts-tr)=2:1$

Vr : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 Vm
- ・ 最大すべり速度到達時間 td
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 tb
- ・ ライズタイム tr

の4つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅 Vm

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (17)$$

fc : ローパスフィルタのコーナー周波数(fmax と同等)

W : 断層幅

※ (5) で fmax を想定していない場合には、便宜的に fmax=10Hz と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間 td

$$f_{max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \quad (18)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 tb  
(16)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム tr

$$tr \doteq W/(2 \cdot V_r) \quad (19)$$

### 1-3 その他の震源特性

その他の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

#### (1) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 Vr(km/s)は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地震発生層のS波速度 Vs(km/s)との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (20)$$

により推定する。

#### (2) 破壊開始点

中田・他(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動評価結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい。アスペリティの位置との関係については、Somerville et al.(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、断層の下部に設定する。

#### (3) 破壊形態

破壊開始点から放射状に割れていくものとし、異なる断層セグメント間では、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。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・ セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・ セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波(S波)の伝播を仮定して算出する。

## 2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚



(形状)、減衰特性があり、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤( $V_s=3000\text{m/s}$ 相当層)までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤( $V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 相当層)までの地盤構造(以下、深い地盤構造と呼ぶ)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、浅い地盤構造と呼ぶ)の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

## 2-1 上部マントルから地震基盤までの大構造

上部マントルから地震基盤までの大構造は、強震動インバージョンで用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている構造モデルを参照して設定を行う。

## 2-2 深い地盤構造

深い地盤構造のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の深い地盤構造の3次元モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

### (1) 深い地盤構造のデータが十分に揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、2次元的な形状を広域的な形状は屈折法、山地境界部等の詳細な形状は反射法で複数断面推定し、屈折法・反射法の測線の隙間は複数地点での微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の3次元地下構造モデルを作成する。さらに、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い3次元地下構造モデルを作成することができる。

### (2) 深い地盤構造のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して3次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

#### ○過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
- ③ 「堆積環境が概ね一様なある連続したの堆積平野(または堆積盆地)においては、残差重力値と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。
- ④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、3次元地下構造モデルを作成する。

#### ○過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。
- ③ ②の地質断面から2次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、2次元密度構造モデルを修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。
- ⑤ ④で作成された複数の2次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係(連続性、生成消滅関係)に基づき各断面間を補間することによって、その地域の3次元地下構造モデルを作成する。

### (3) 深い地盤構造のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な3次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性(Q構造)を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

## 2-3 浅い地盤構造

浅い地盤構造のモデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリングデータを収集して1次元地盤構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、浅い地盤構造は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に浅い地盤構造を評価するにはあたっては、国土数値情報などを基に経験的方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に浅い地盤構造の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の考え方について説明する。

### (1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。この方法は、以下の手順で浅い地盤構造の増幅特性を評価する。

- ① 全国を網羅した約1kmメッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。
- ② その区分に次式に示す表層30mの平均S波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log \text{Dist} \pm \sigma \quad \text{————— (21)}$$

AVS： 地下30mの平均S波速度(m/s)

H： 標高(m)      Dist： 主要河川からの距離(km)

$\sigma$ ： 標準偏差      a,b,c： 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

(但し、この経験的關係は、主に関東地方のデータを基に作成されたものであり、全国の地盤に適用するにあたっては、地域別に新たに経験的關係を作成するのが望ましい。)

- ③ 表層30mの平均S波速度値は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \text{—— (22)}$$

R： 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を直接モデル化することができる。

### (2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う。さらに、浅い地盤は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形性を表すパラメータの設定を行う必要がある。この非線形を表すパラメータについては、土質試験を行って設定するのが望ましいが、これが得られない場合には既往の土質試験結果を用いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュごとに当てはめる方法がある。このとき、メッシュの大きさは東西-南北1kmないし500mとすることが多い。

## 3. 強震動計算方法

強震動計算方法は、地盤のモデル化や入力条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的基盤上面～地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

### (1) 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算手法は、経験的方法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド

合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている[例えば、香川・他(1998)]。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

経験的方法—過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する方法。最も簡便。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

半経験的な—既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的方法  
方法 統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。但し、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。

統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法—数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価しうるものの、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域についての評価は困難となる。

ハイブリッド—震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動計算を行う方法として、半経験的方法である統計的グリーン関数法（例えば、釜江・他,1991）と理論的方法である有限差分法(例えば、Graves,1996 ; Pitarka,1999)を合わせたハイブリッド合成法(例えば、入倉・釜江,1999)がよく用いられる。

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと3次元地盤構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能。
- ・面的な予測が可能。
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1秒~10秒)に対応可能。

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること（経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため）、理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法（例えば、有限要素法、境界要素法等）と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法(例えば、Hisada,1995)を用いる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期について予備検討を行った結果、接続周期2秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1秒では評価できることを確認した(地震調査委員会強震動評価部会,2001)。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく1秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

一方、特性化震源モデルや詳細な地盤構造モデルが得られない地域では、経験的方法（例えば、司・翠川,1999）や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータにあたっては、地域性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用する。

## (2) 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、浅い地盤構造モデルが面的な評価によってモデル化された場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースについて説明する。

### ○面的な評価によってモデル化された浅い地盤構造の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率を掛け合わせることで地表の最大速度を算定する。

### ○ボーリングデータによってモデル化された浅い地盤構造の場合

工学的基盤における時刻歴波形より、ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて1次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。1次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel et al., 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

#### 線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形性を考慮していないため、大地震により非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

#### 等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1~1%までである。また、強い揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

#### 逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用範囲となる。その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析あたる必要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、応力-ひずみ関係の採用式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析の広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討することとした。

## 4. 予測結果の検証

活断層で発生する地震は活動間隔が長いため、強震動評価の対象となる長期発生確率が高い活断層においては最新活動の地震の震度情報や観測情報は得られていない。したがって、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証は経験的方法による距離減衰式との比較を行うことが唯一の検証方法となる。

具体的には、地域性を考慮した距離減衰式が作成されている場合には、その距離減衰式のばらつきの範囲に強震動の予測結果が概ね収まることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性とどの程度違うかによって、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した上で比較・検証を行うことが重要である。

このような検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動評価結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題があるのであれば、設定した特性化震源モデルや地下構造モデルを修正する。

以上

参考文献 (アルファベット順)

- Boatwright, J.(1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、*日本建築学会構造系論文集*、545、51-62.
- Dalguer L.A, K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, pp.1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, pp.1080-1093.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出、*日本建築学会構造系論文集*、527、61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999) : 1994年福井地震の強震動、*地震2*、52、129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : M8クラスの大地震の断層パラメーター—断層長さ、幅、変位と地震モーメントの関係—の再検討、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/irikura/welcomeJ.html>.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) .
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998) : 強震動予測の現状と将来の展望、*地震2*、51、339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測、*日本建築学会構造系論文集*、430、1-9.
- 菊地正幸・山中佳子(2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, *サイスマ*, 5(7), 6-7.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図、*東京大学地震研究所彙報*、65、1、289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング ; 第22回地盤震動シンポジウム資料集、23-34.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出、平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書、99-109.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-、*地学雑誌*、107、512-528.
- 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2*、53、1-9.
- Pitarka, A. (1999), 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、*日本建築学会構造系論文集*、462、79-89.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、*日本建築学会構造系論文集*、第523号、pp.63-70.
- Shnabel, P.B., J. Lysmer, and H. B. Seed,;SHAKE, A Computer Program for Earthquake

Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, 1972.

Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T.

Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.

杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002) : 活断層情報と不均質震源特性との関係、平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書、119-129.

鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997) : 近畿地方で発生する地震の $f_{max}$ に関する基礎的検討、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、103.

Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

吉田望・東畑郁生(1991) : YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価

## 図のもくじ

(図16～24)

- 図16 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
- 図17 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
- 図18 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布
- 図19 「簡便法」による強震動予測結果：工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ ) 上の最大速度分布
- 図20 「簡便法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
- 図21 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布
- 図22 「詳細法工学的基盤」における最大速度( $V_s=600\text{m/s}$  相当層に換算)と司・翠川(1999)の式との比較
- 図23 「詳細法」の結果と「簡便法」結果(地表の最大速度)の比較
- 図24 地表における時刻歴波形の計算例

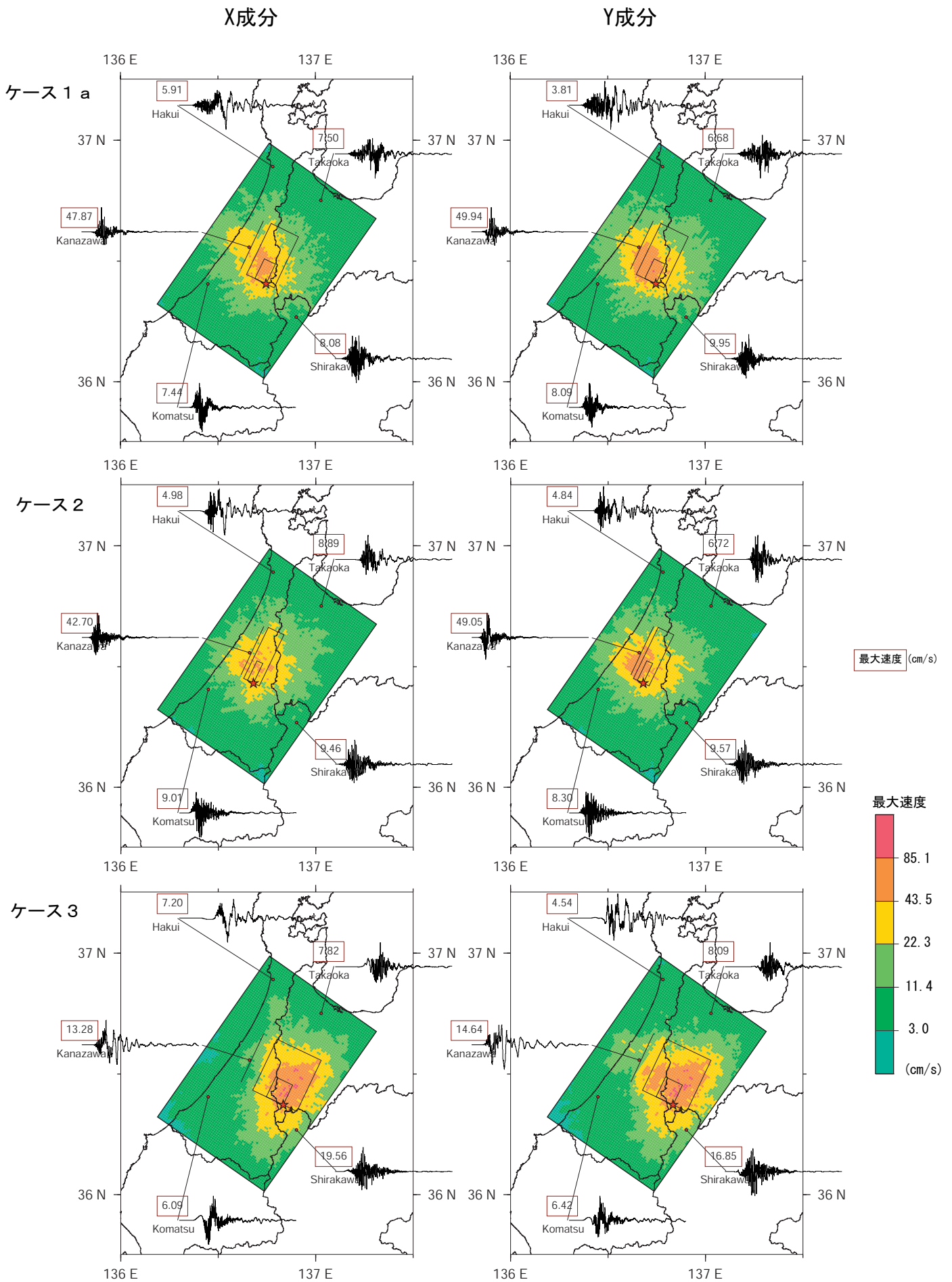
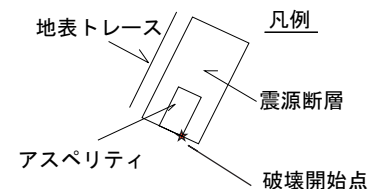


図16-1 詳細法による強震動予測結果  
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布





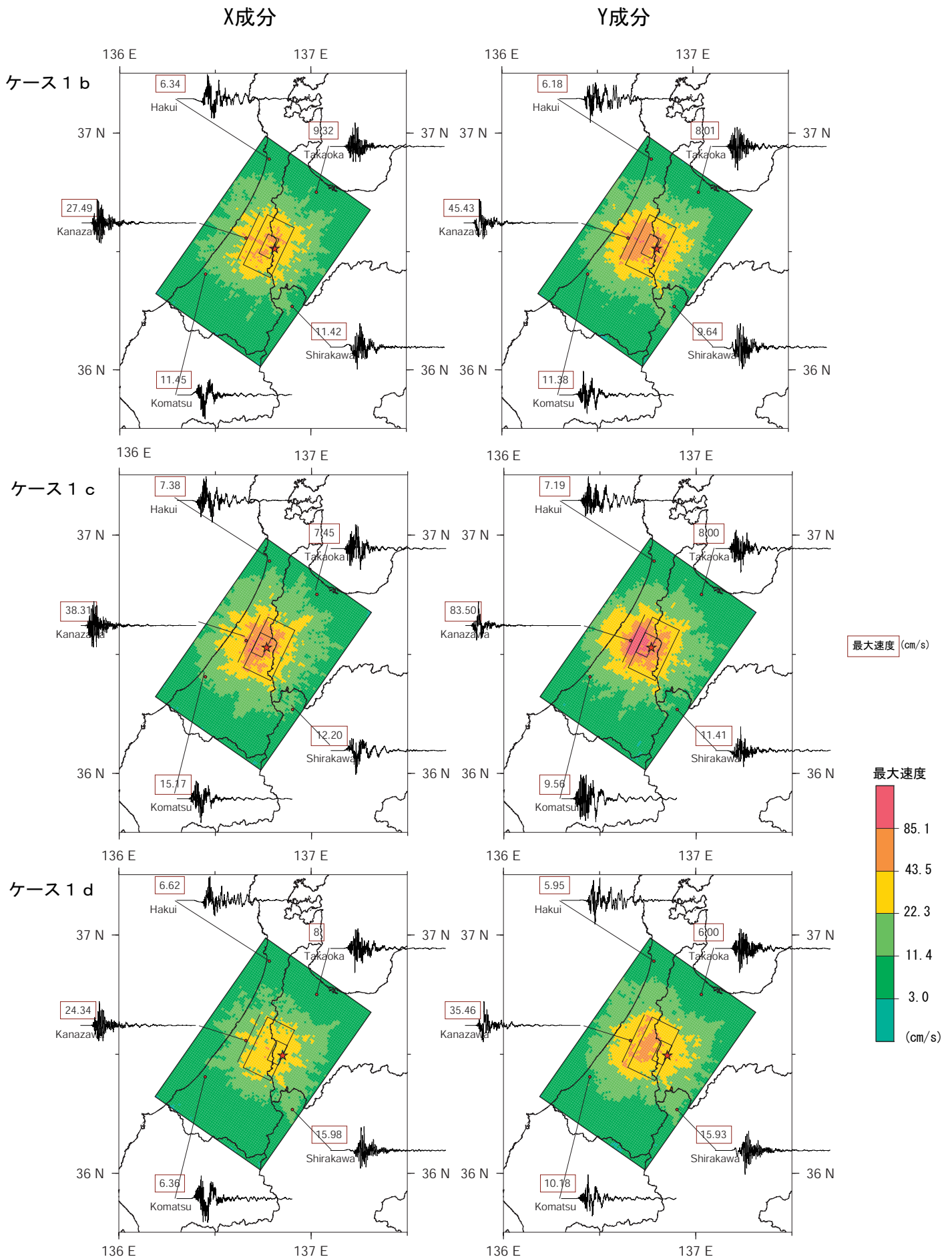
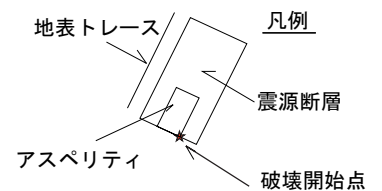
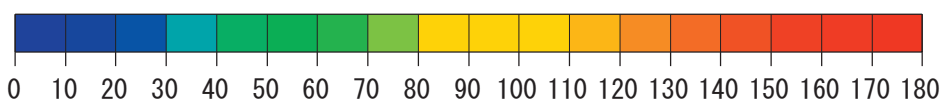
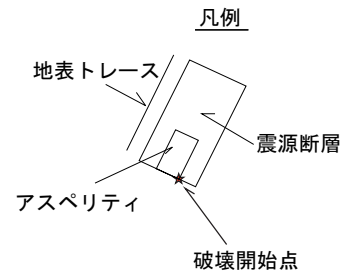
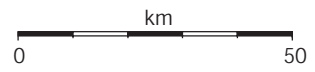
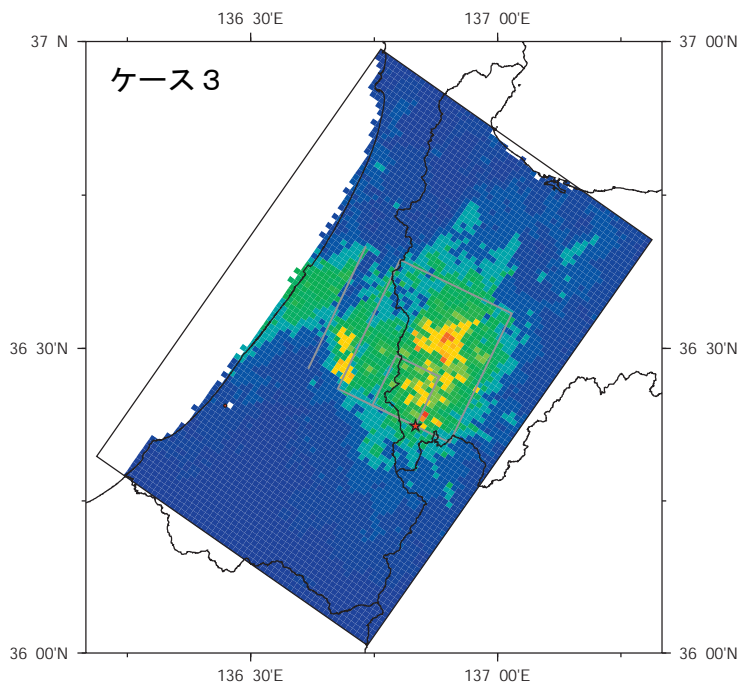
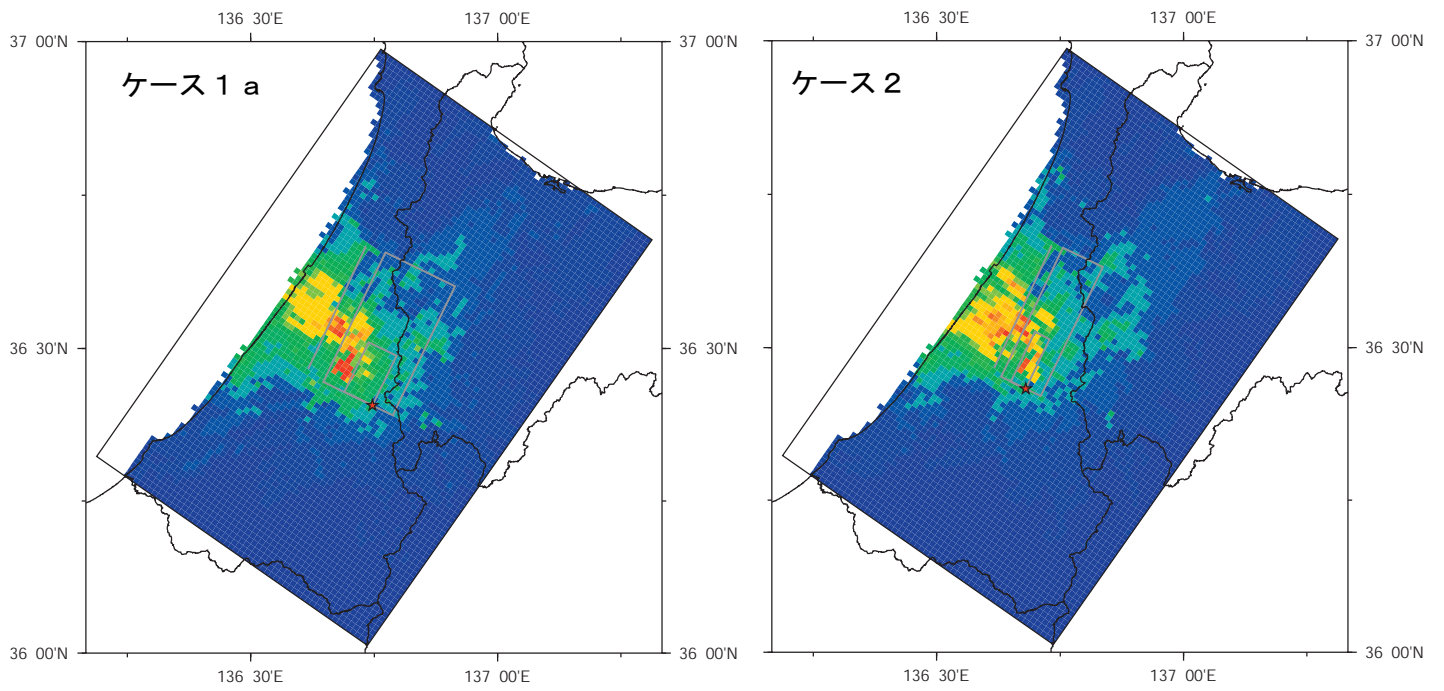


図 16-2 詳細法による強震動予測結果  
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布





最大速度 (cm/s)

図 1 7-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布

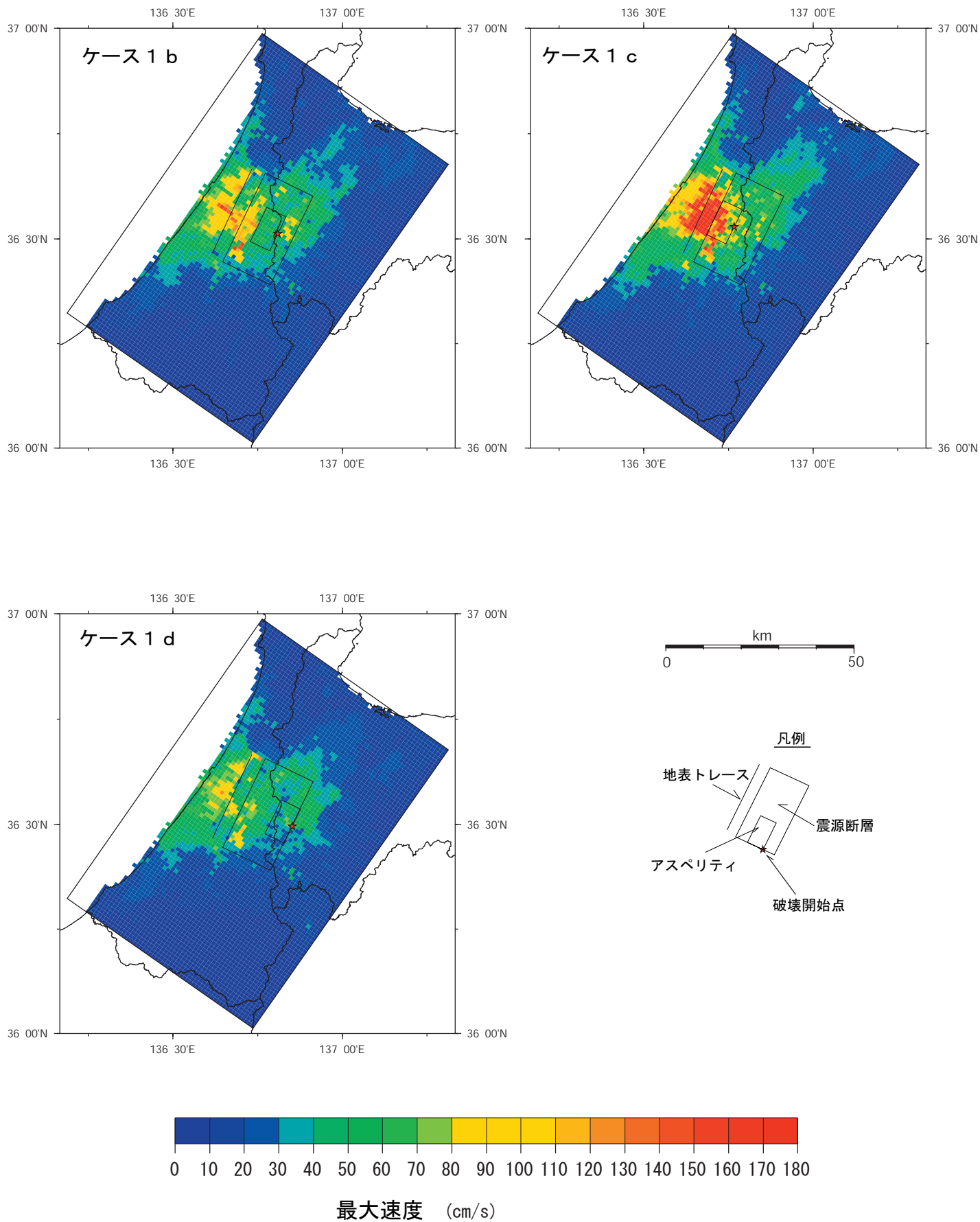
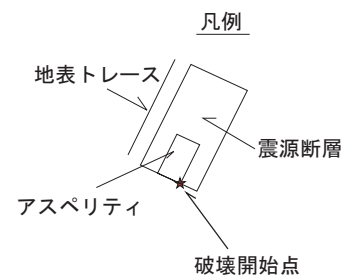
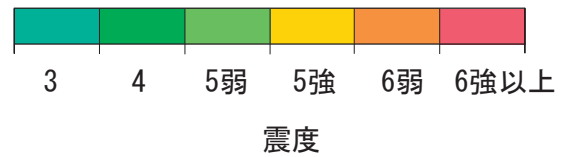
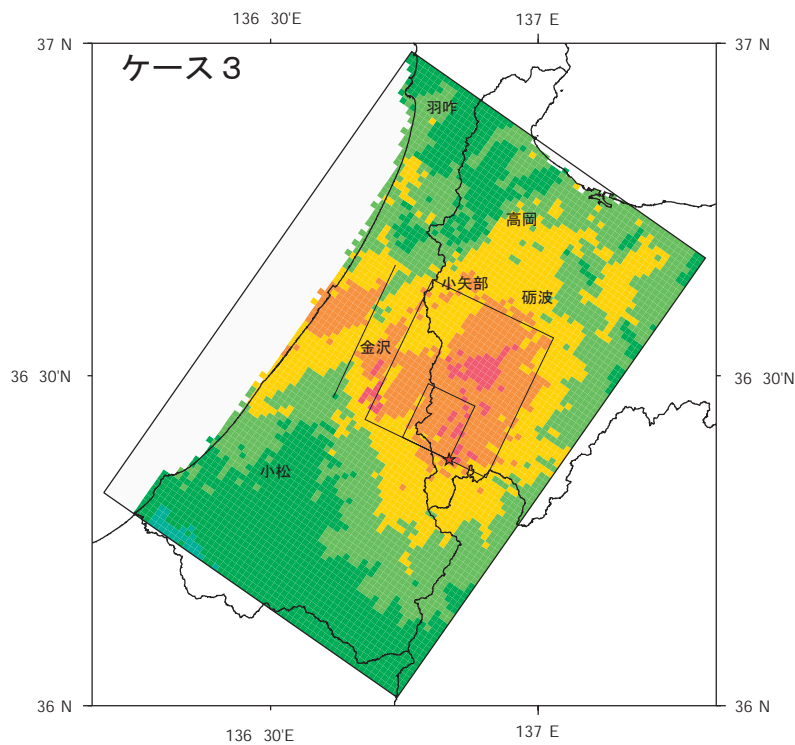
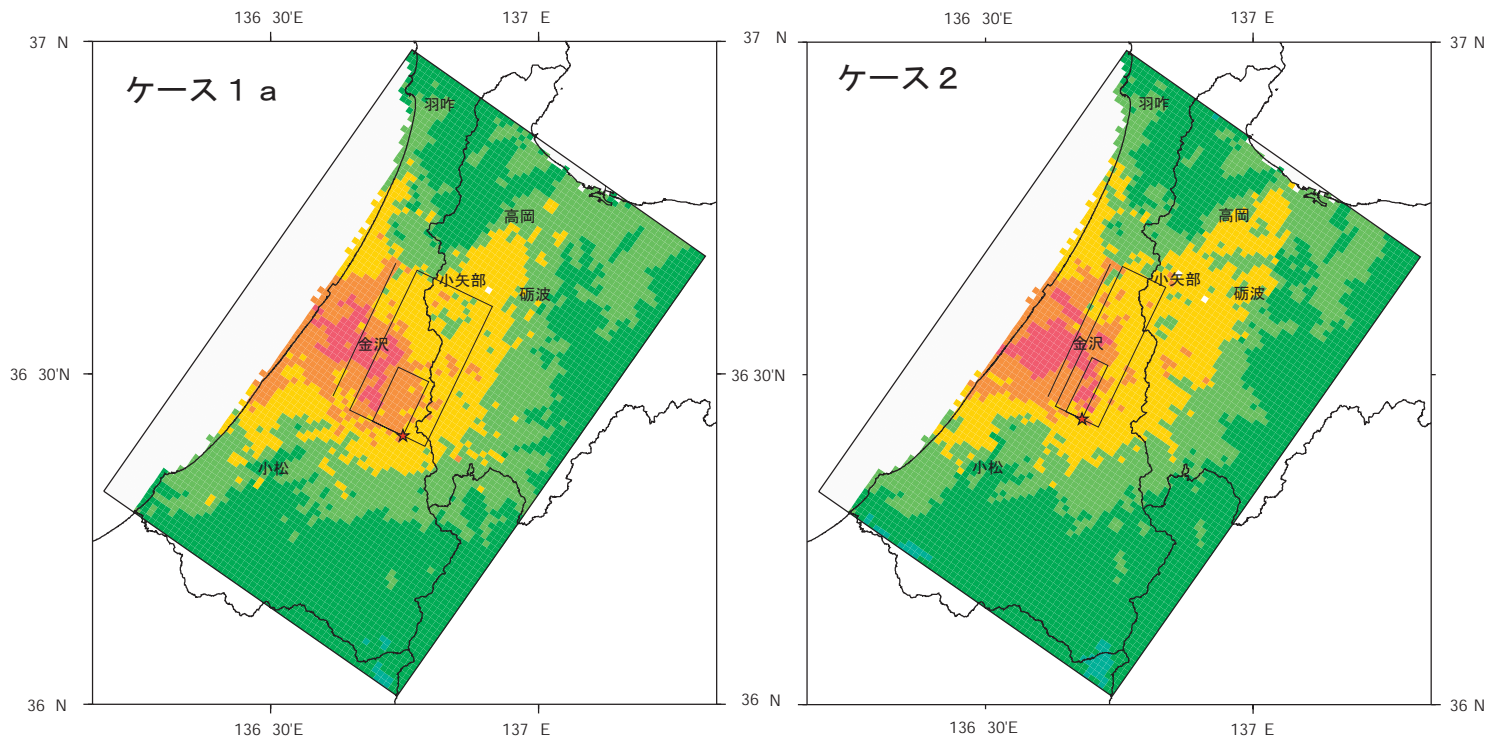
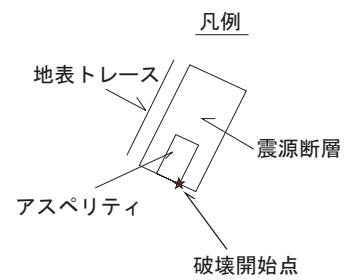
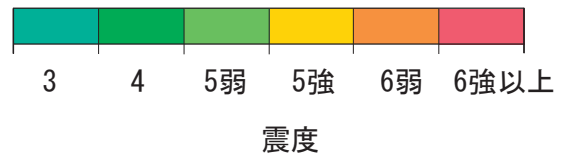
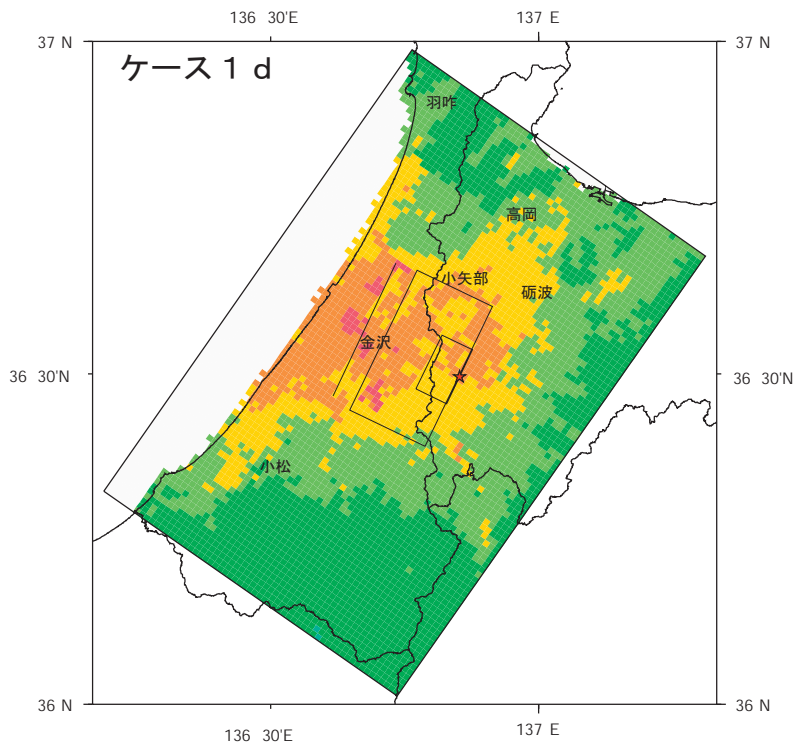
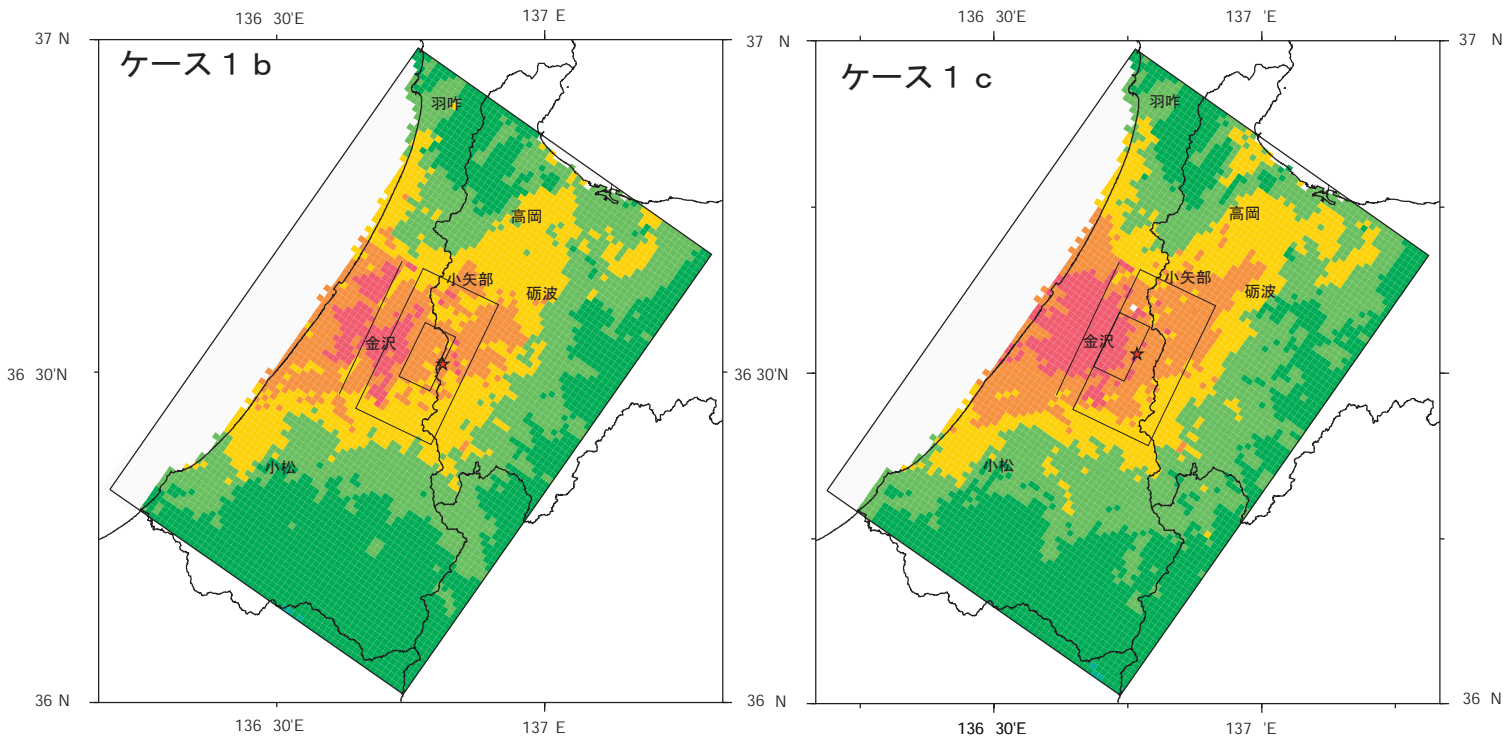


図 17-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。これらの図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図18-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布



※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。これらの図は、震度分布の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図18-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

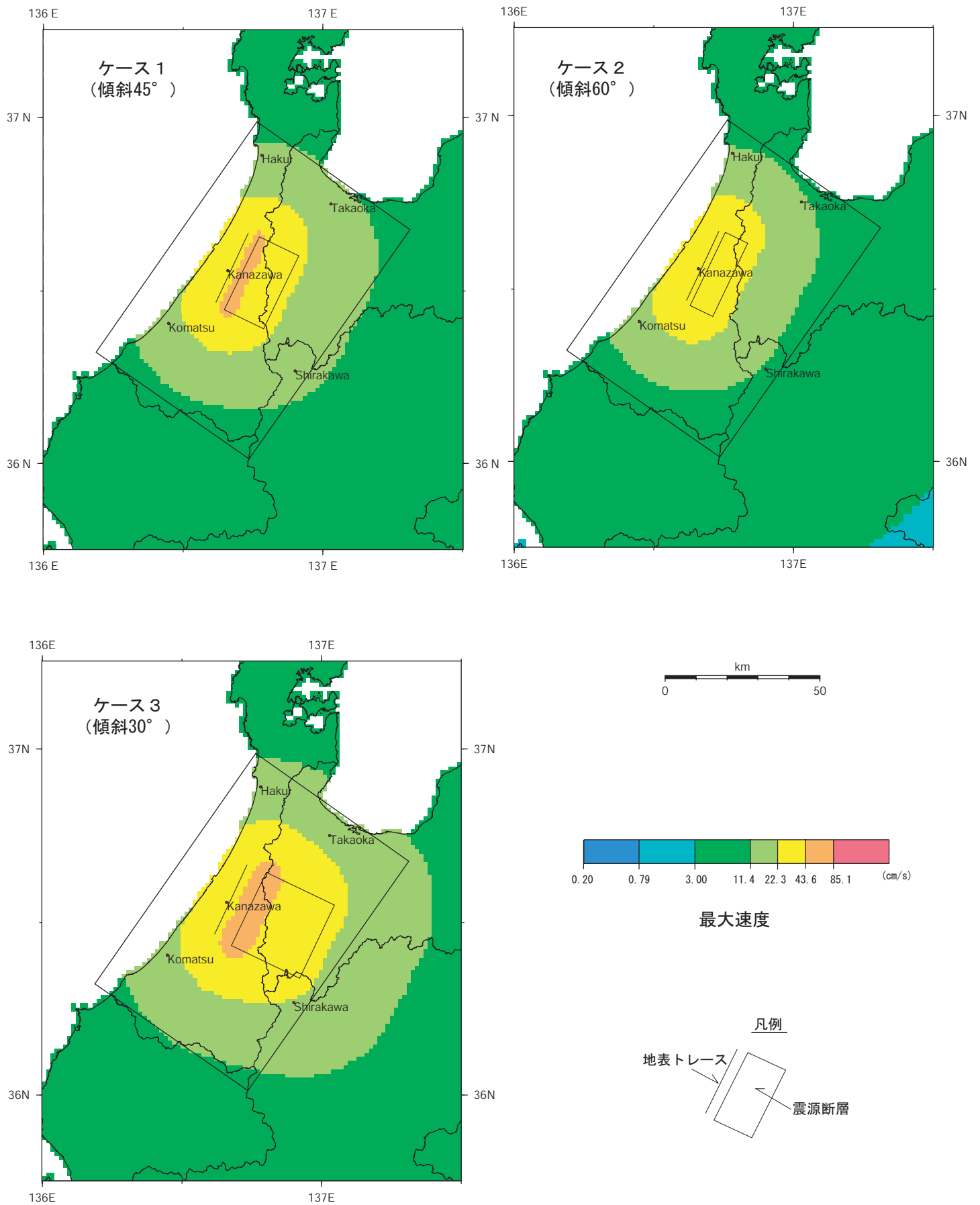


図19 「簡便法」による強震動予測結果：工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ )の最大速度分布

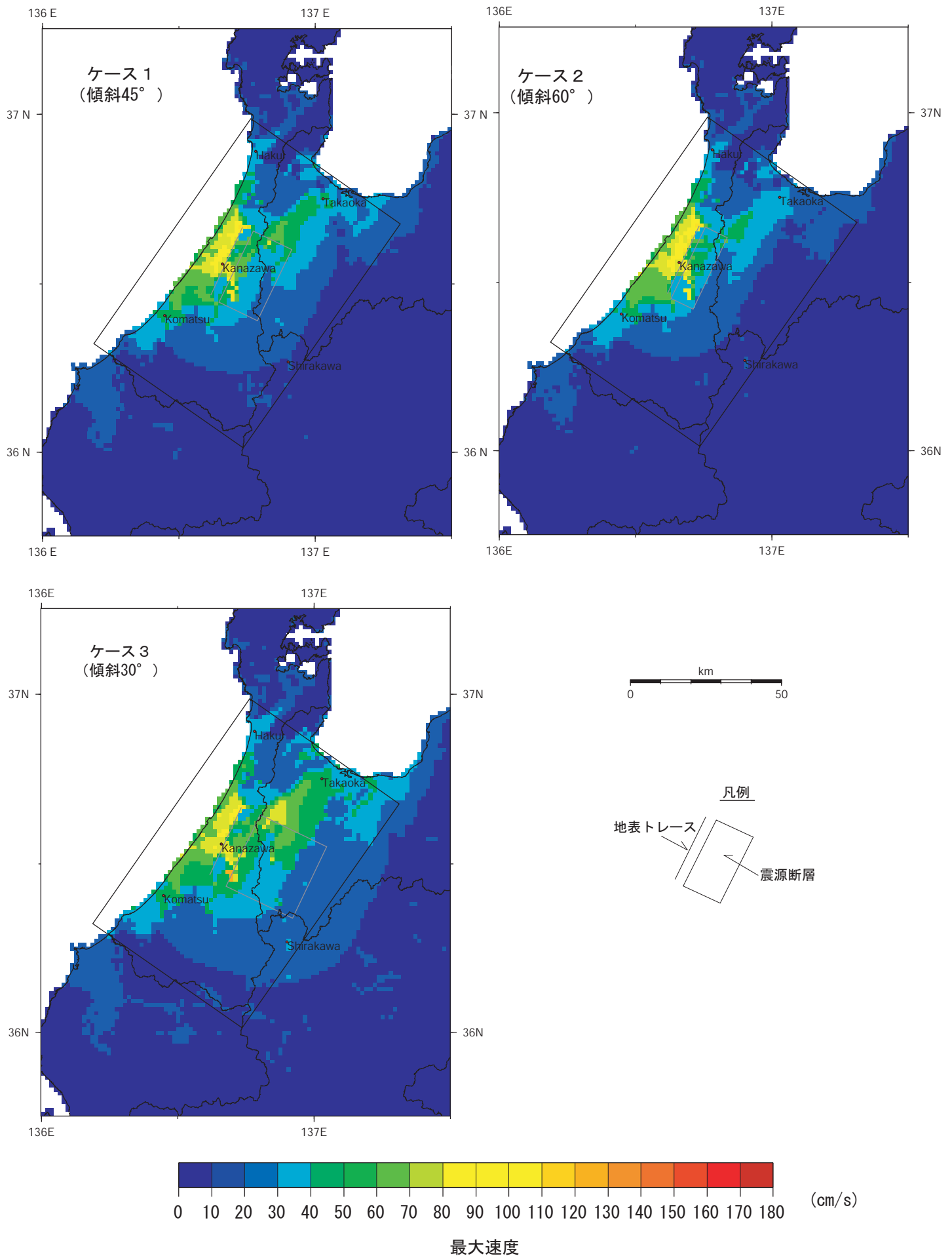


図20 「簡便法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布

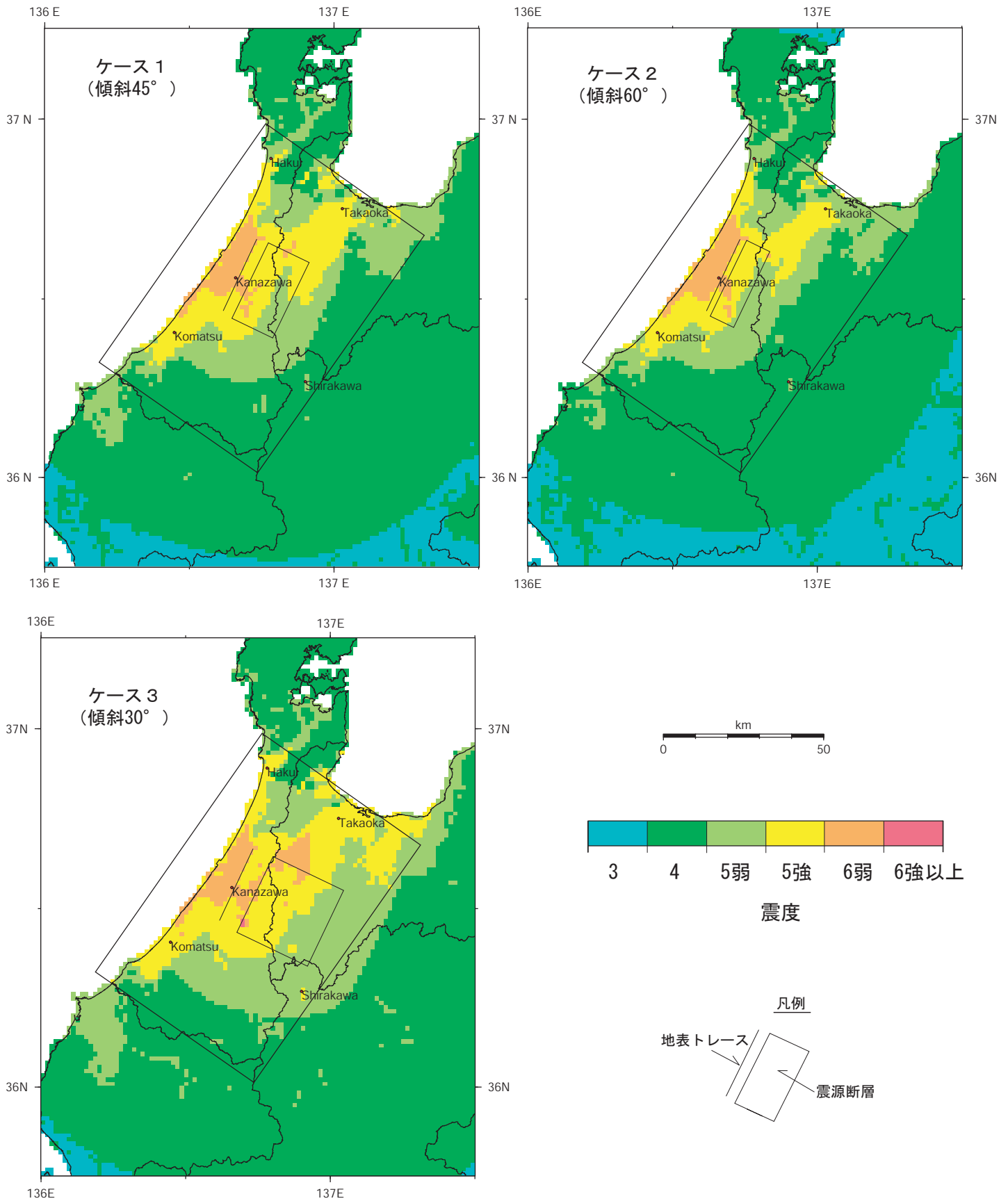
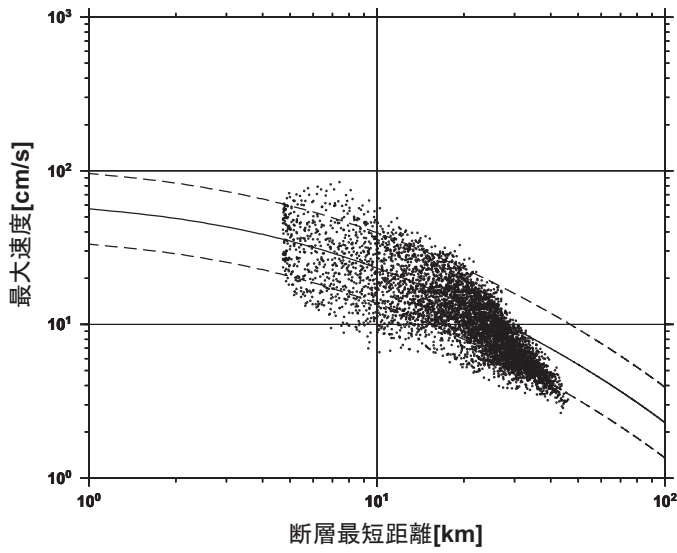


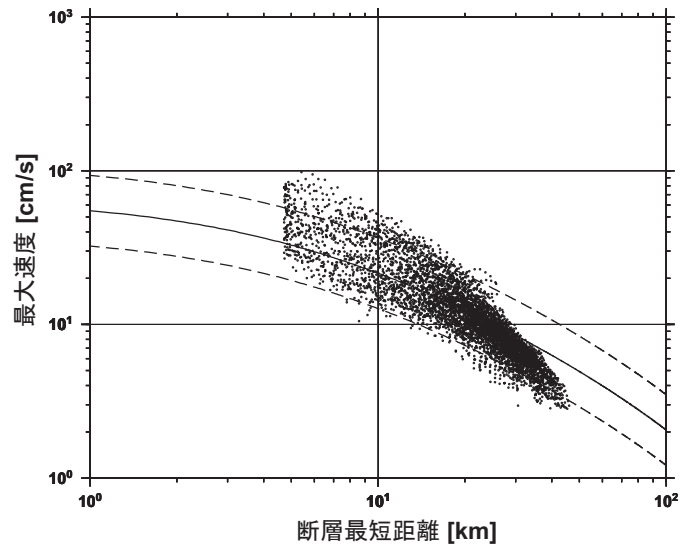
図 2 1 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布



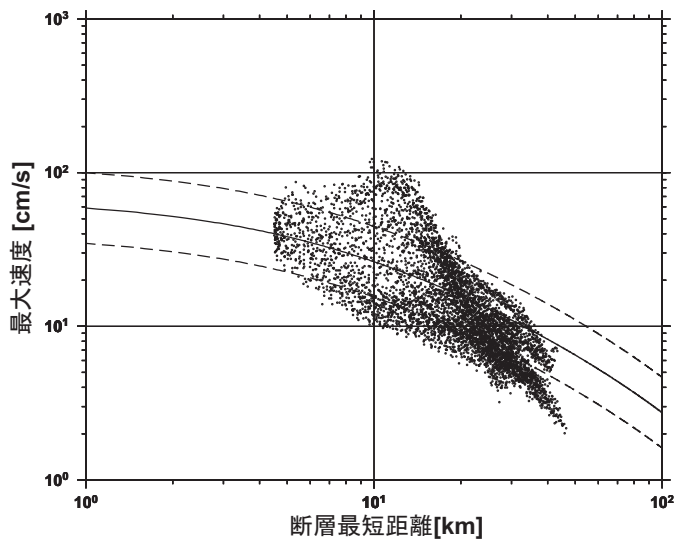
ケース 1 a



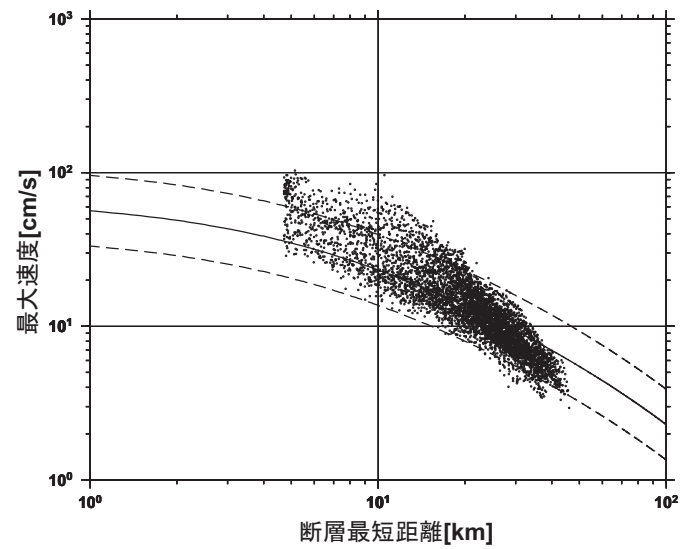
ケース 2



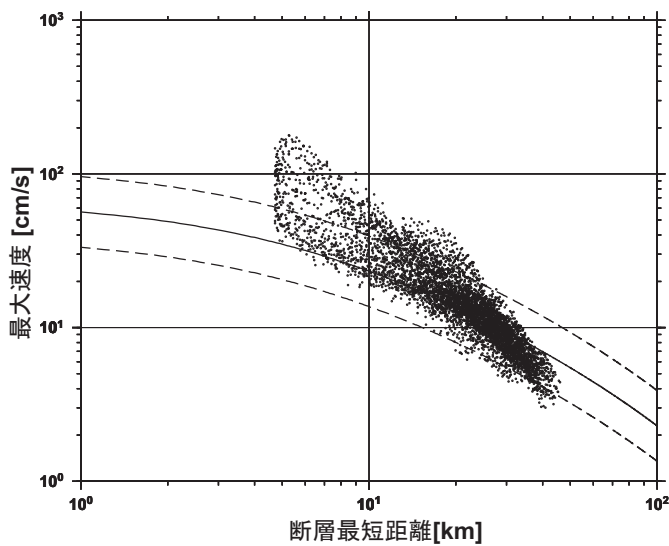
ケース 3



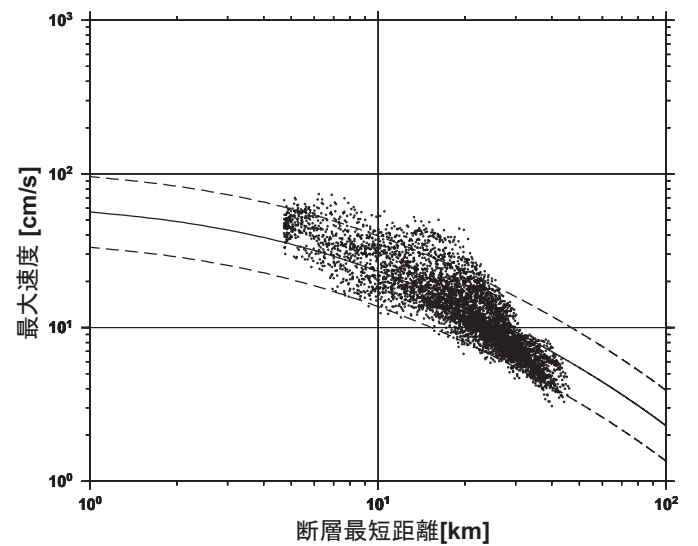
ケース 1 b



ケース 1 c

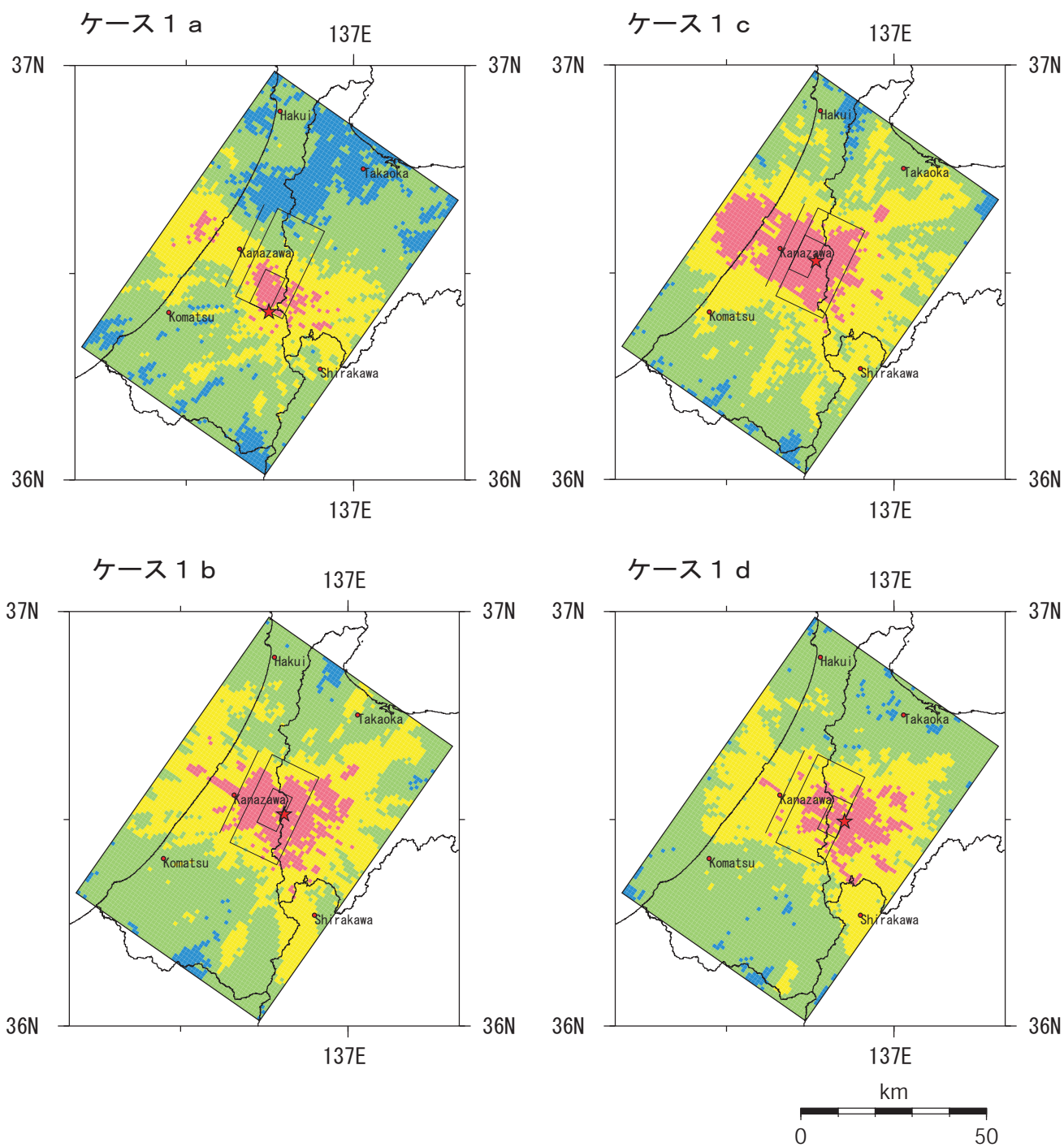


ケース 1 d



・ : 最大速度  
 — : 司・翠川(1999)の式

図 2 2 「詳細法工学的基盤」における最大速度 ( $V_s=600\text{m/s}$ 相当層に換算) と司・翠川(1999)の式

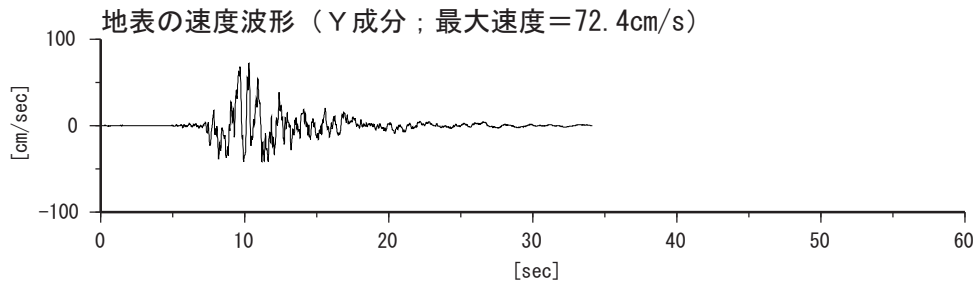
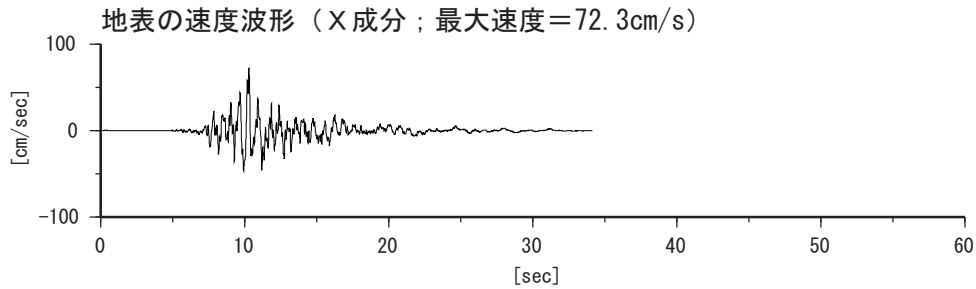
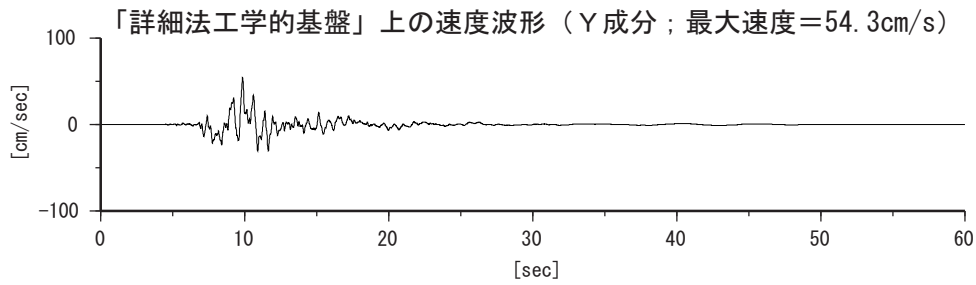
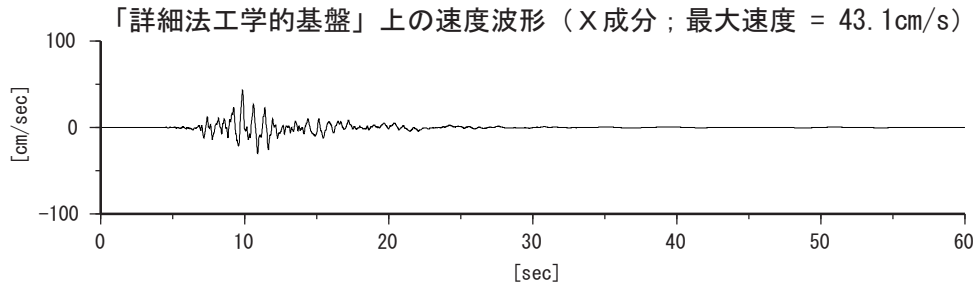


- $\Delta PGV > +1\sigma$
- $0 < \Delta PGV \leq +1\sigma$
- $-1\sigma < \Delta PGV \leq 0$
- $\Delta PGV \leq -1\sigma$

$\Delta PGV$  : 詳細法予測結果－簡便法予測結果  
 $\sigma$  : 距離減衰式[司・翠川(1999) ; 簡便法で利用]の標準偏差

図 2 3 「詳細法」による予測結果と「簡便法」による予測結果の比較

K-NET金沢



KiK-net金沢

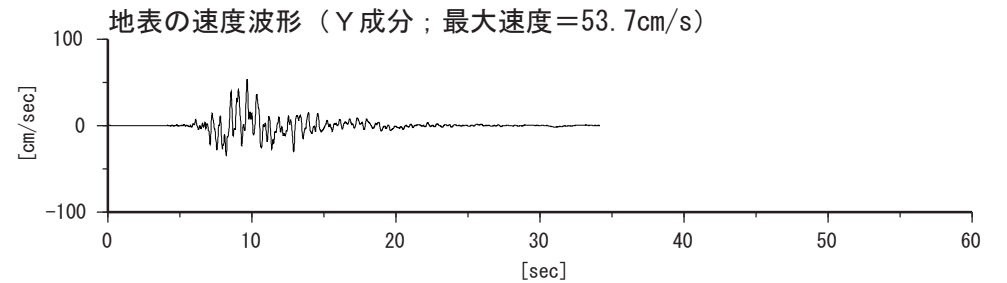
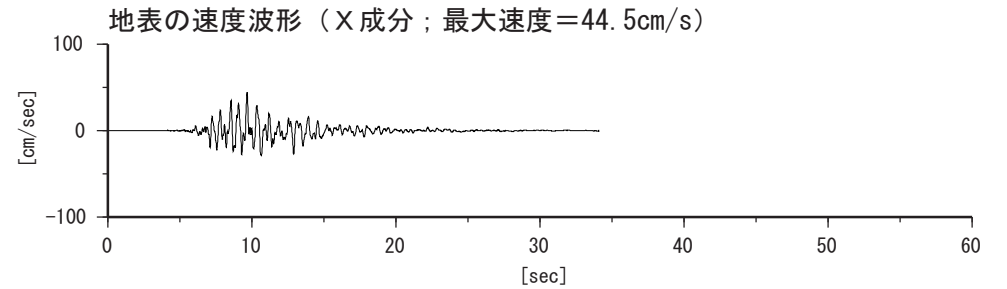
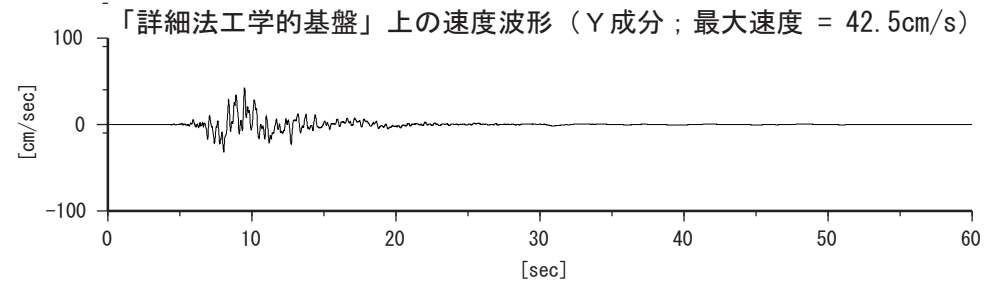
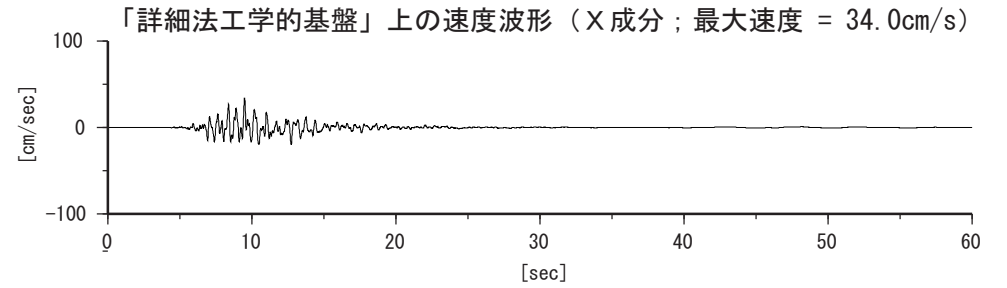
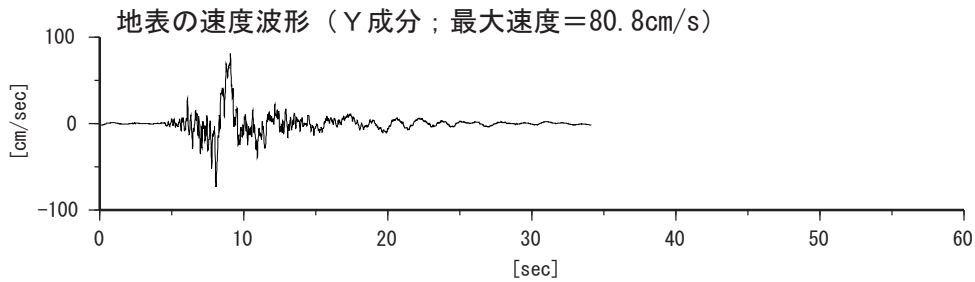
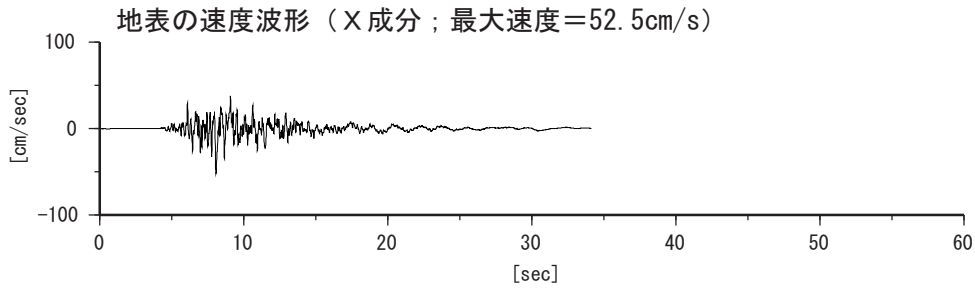
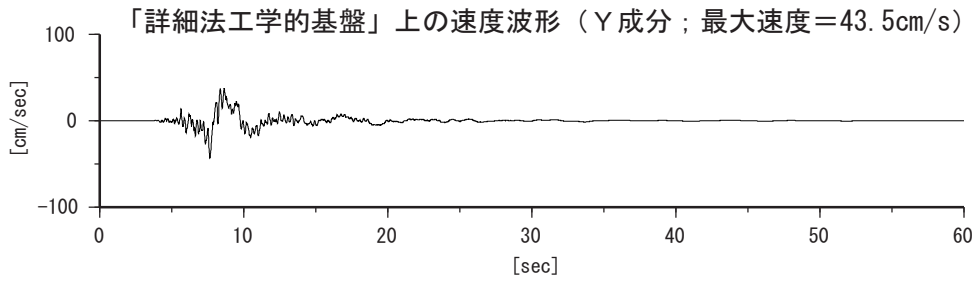
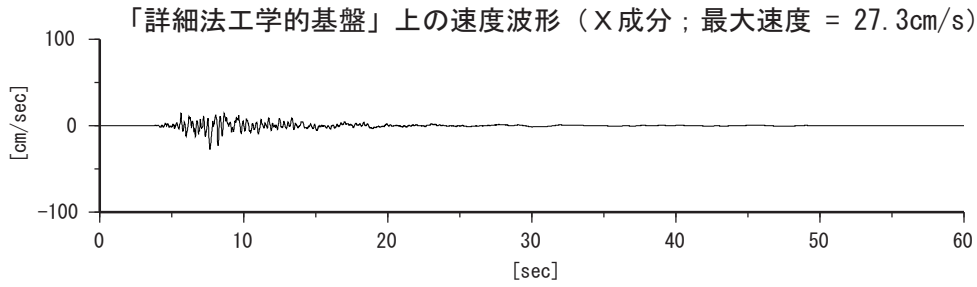


図 2 4 - 1 地表における時刻歴波形の計算例（ケース 1 a）

K-NET金沢



KiK-net金沢

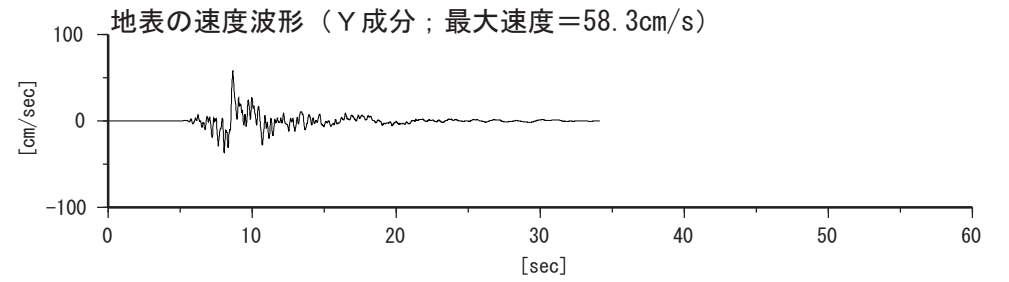
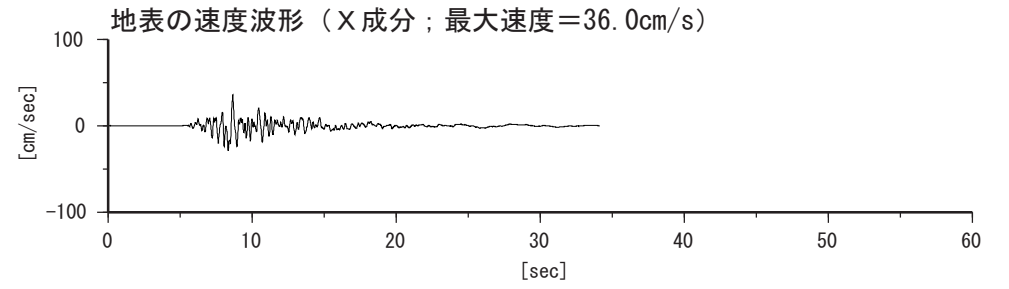
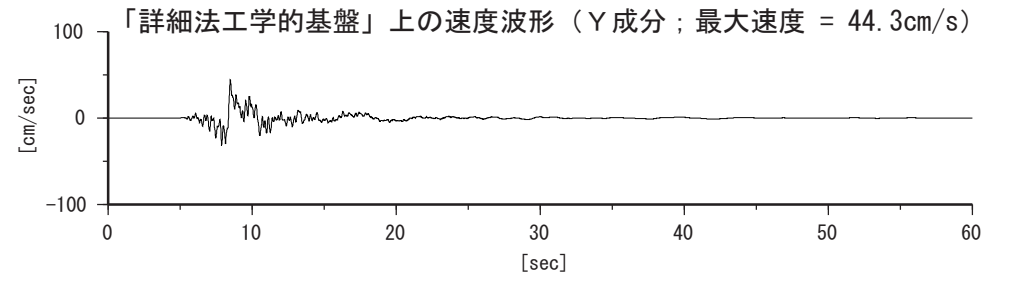
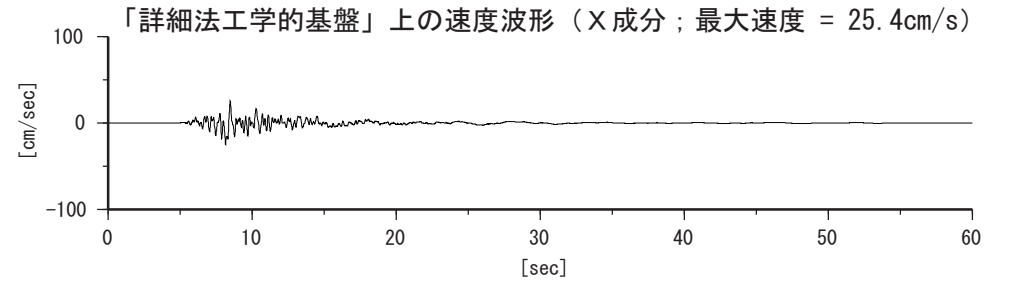
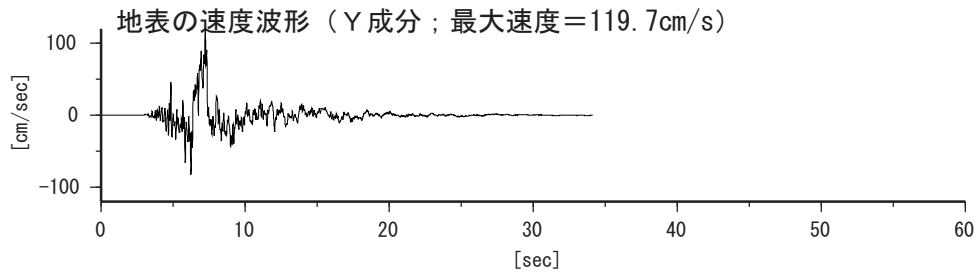
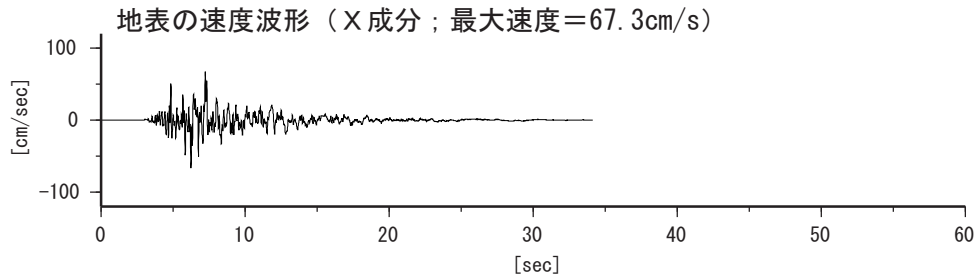
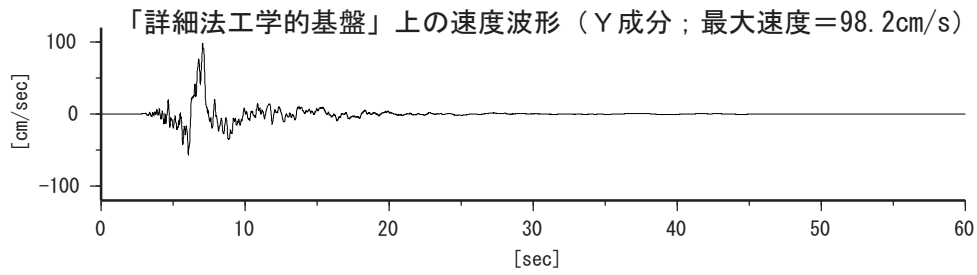
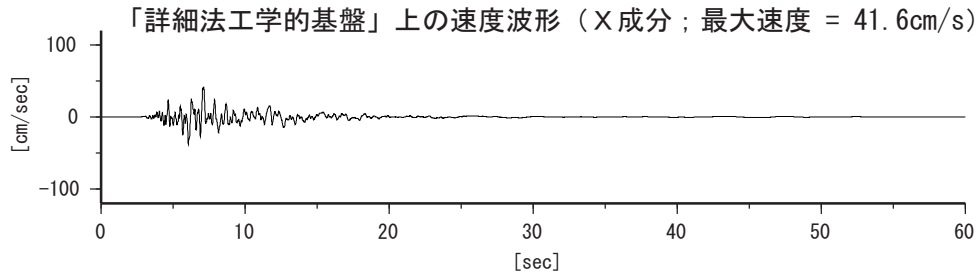


図 2 4 - 2 地表における時刻歴波形の計算例（ケース 1 b）

K-NET金沢



KiK-net金沢

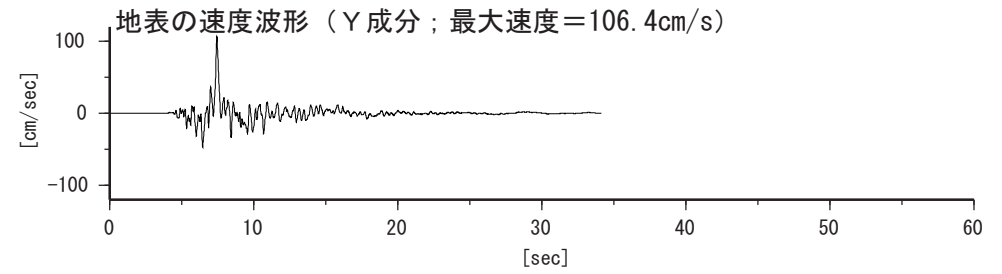
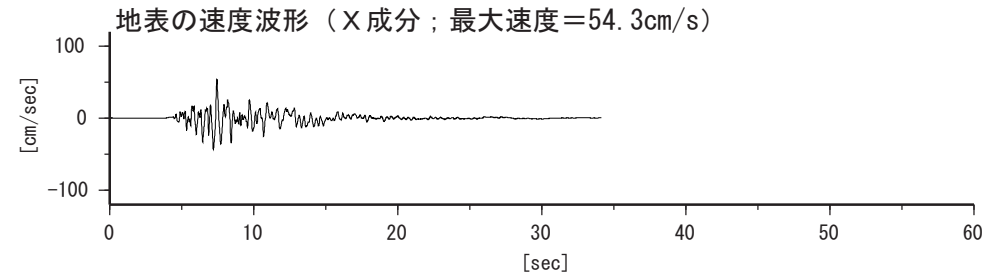
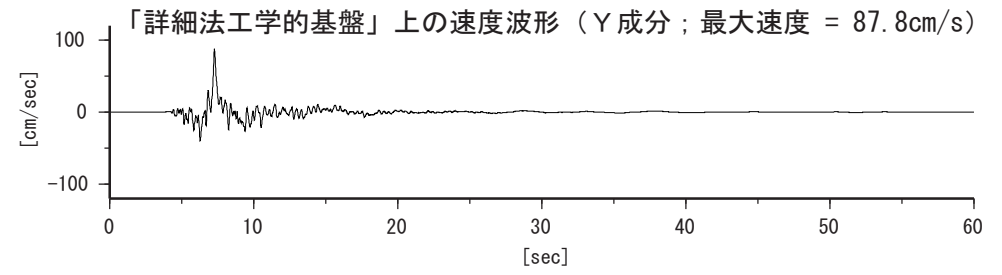
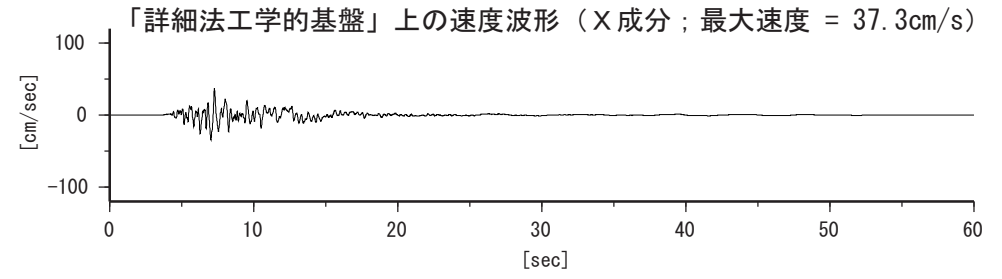


図 2 4 - 3 地表における時刻歴波形の計算例（ケース 1 c）