

## 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価について

平成 16 年 3 月 22 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(2002a)<sup>2</sup>、地震調査委員会(2003a)<sup>3</sup>などとして公表した。今回、この手法を基に砺波平野断層帯および呉羽山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強震動評価は、現在までに得られている最新の知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものである。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(2002a)：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）

<sup>3</sup> 地震調査委員会(2003a)：山形盆地断層帯断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 15 年 11 月 25 日公表）

## 砺波平野断層帯・呉羽山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、砺波平野断層帯および呉羽山断層帯について、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「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価」（地震調査委員会，2002b；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

砺波平野断層帯は、砺波平野北西縁の富山県高岡市から西礪波郡（にしとなみぐん）福光町に至る砺波平野断層帯西部（長さ約26km）と、砺波平野南東縁の富山県砺波市から東礪波郡平村（たいらむら）に至る砺波平野断層帯東部（長さ約30km）からなる。また、呉羽山断層帯は富山平野の婦負郡（ねいぐん）八尾町（やつおまち）から富山市を経て富山湾まで達している（長さ22km以上）（図1）。砺波平野断層帯東部は、断層の東側が西側に対し相対的に隆起し、砺波平野断層帯西部および呉羽山断層帯は、断層の西側が東側に対し相対的に隆起する逆断層である。それぞれは、全体が1つの区間として活動する可能性がある。

本報告では「長期評価」に基づき、地震発生の長期確率の最大値をとった場合に上記の中で最も確率が高い砺波平野断層帯東部について2通り、次に確率が高い砺波平野断層帯西部について1通り、砺波平野断層帯と比べれば地震発生の長期確率が低く評価されているが、地震が発生した場合に富山市市街や高岡市市街への影響が大きいと考えられる呉羽山断層帯について1通り、合計4通りのケース（断層モデル）を想定した。

それぞれの断層面の傾斜については、断層形態が逆断層であることと、物理探査の結果等を考慮し、45度と想定した。いずれの断層モデルについてもその長さが比較的短いことより、アスペリティ<sup>4</sup>はそれぞれの断層モデルに1つとすることを基本としたが、砺波平野断層帯東部については、アスペリティが2つとなるモデルも想定した。断層の平均変位量が比較的大きいところが推定できる砺波平野断層帯（東部、西部）については、その位置にアスペリティを配置し、破壊開始点はアスペリティの下端隅に設定した。呉羽山断層帯については、上記のような情報が得られていないことより、アスペリティは断層の中央に配置し、破壊開始点はそのアスペリティの中央下端とした。

各ケースにおける断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を図2に示す。

### 2 用いた地下構造モデル

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）より上の地層の影響（以下「深い地盤構造」という）および地表付近に分布する表層地盤のごく地域的な影響（以下「浅い地盤構造」という）により増幅される。このため、砺波平野断層帯および呉羽山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、これらの地下構造モデルを評価

<sup>4</sup> 震源断層の中で特にすべり量が大きい領域（強い地震波を生成する）。

した。深い地盤構造モデルの作成にあたっては、各種物理探査結果、ボーリング調査および物理検層の結果、地質資料等の情報の収集、整理を行った。次に地質構造（地層の平面及び深さ分布）をモデル化し、地質構造と速度構造の対比を行った上で速度構造モデルを作成した。この結果（図3）によると、富山湾沖合より砺波平野を経て金沢平野、さらにその沖合にかけて、地震基盤が谷状に深くなっている。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る最大地動の増幅率でみると、評価範囲内では、富山平野の沿岸部や金沢平野の沿岸部が増幅率の高い地域となっている（図4参照）。

### 3 予想される強震動

設定した震源断層と地下構造の評価結果に基づき、評価範囲について約1kmサイズのメッシュで強震動予測を行った。

図5-1に砺波平野断層帯東部の地震を想定した場合の震度分布を示す。アスペリティが1つのモデルの結果と2つのモデルの結果を比較しているが、震度分布に大きな相違は無く、断層の直上およびその周辺の一部の地域において震度6弱の揺れが予測された。図5-2には、砺波平野断層帯西部および呉羽山断層帯の地震を想定した場合の震度分布を示す。砺波平野断層帯西部では、アスペリティに近く、地表における増幅率が高い金沢平野の広い範囲で震度6弱、その一部では震度6強以上の揺れが予測された。呉羽山断層帯では破壊開始点がアスペリティの中央下端にあることにより、ディレクティビティ効果<sup>5</sup>によってアスペリティ直上付近の地震動が大きくなり、さらに堆積層が厚く（深い地盤構造）、表層における増幅率も高いことより、高岡市から富山市にかけての広い範囲で震度6強以上の揺れが予測された。

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6)。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。

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)<sup>6</sup>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)<sup>7</sup>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。

<sup>5</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)。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

<sup>6</sup> 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.

<sup>7</sup>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。

#### 4 今後に向けて

- 個々の断層について、想定したアスペリティや破壊開始点の位置は、必ずしも確定的なものではない。一方でアスペリティの位置や破壊の伝播方向は、地表の地震動に大きな影響を与えることが報告されている（地震調査委員会(2003b)<sup>8</sup>、地震調査委員会(2003c)<sup>9</sup>）。より精度の高い強震動予測を行うためには、これらの断層パラメータに関する調査研究が重要である。
- 本報告では、上記のアスペリティや破壊開始点位置等の想定を変えたケースの検討は行っていないが、砺波平野断層帯東部についてアスペリティの数を変化させ、その影響を検討した。この結果も踏まえ、強震動予測結果のばらつきについては、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。
- 本報告の評価範囲は地震調査委員会(2003b)<sup>8</sup>における評価範囲と大部分が重なっているが、ここでは、新たな知見をもとに深い地盤構造及び浅い地盤構造の再構築を行った。しかしながら、地下構造に関する情報はまだ十分とは言えず、より精度の高い強震動予測を行うためには、今後もさらに地下構造（深い地盤構造および浅い地盤構造）に関する情報を得る必要がある。

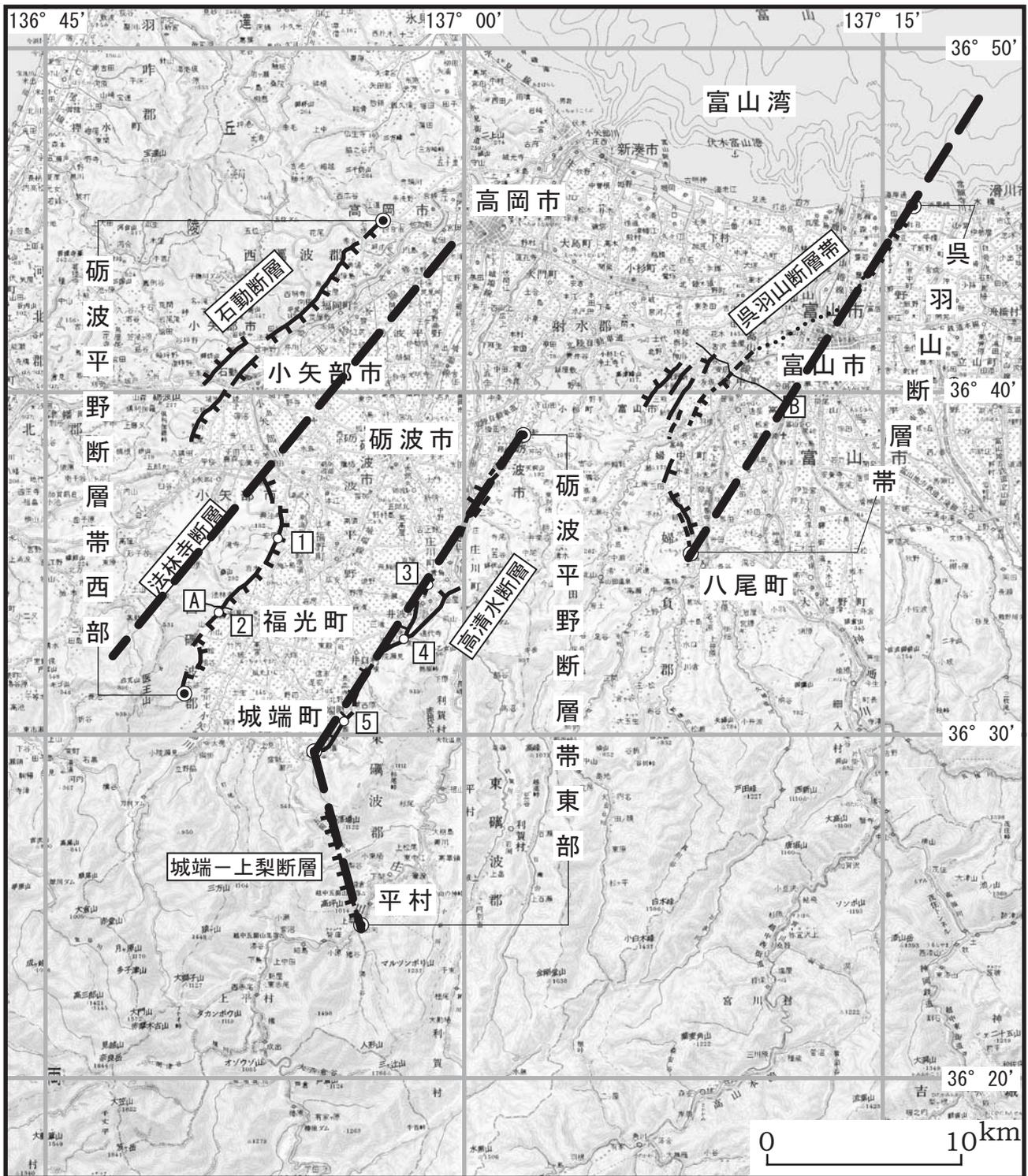
---

<sup>8</sup> 地震調査委員会(2003b)：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価

<sup>9</sup> 地震調査委員会(2003c)：布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価

表1 震源パラメーター一覧

断層帯	(ケース)	砺波平野断層帯東部		砺波平野断層帯西部	呉羽山断層帯	単位		
		アスペリティ1つ	アスペリティ2つ					
巨視的震源特性	断層総面積	S	552	572	660	[km <sup>2</sup> ]		
	地震モーメント	M0	1.7E+19	1.8E+19	2.4E+19	[Nm]		
	地震規模	Mw	6.8	6.8	6.9			
	短周期レベル	A	1.4E+19	1.4E+19	1.5E+19	[Nm/s <sup>2</sup> ]		
	基準点の位置		(北端) ~ (屈曲点) ~ (南端)	(北端) ~ (南端)	(延長北端) ~ (南端)			
	基準点の北緯		36° 39' ~ 36° 29' ~ 36° 24'	36° 45' ~ 36° 31'	36° 50' ~ 36° 35'			
	基準点の東経		137° 02' ~ 136° 55' ~ 136° 56'	136° 57' ~ 136° 50'	137° 19' ~ 137° 08'			
	走向	strike	(主) 高清水断層N30° E : (副) 城端-上梨断層N20° W	N22° W	N30° E			
	傾斜角	dip	(主) 45° E	45° W	45° W			
	平均滑り量	D	95	98	114	[cm]		
	滑り方向		東側隆起の逆断層	西側隆起の逆断層	西側隆起の逆断層			
	地震発生層深さ	dep	4~20	4~20	4~20	[km]		
	断層面の長さ	L	地表30km (高清水断層22km : 城端-上梨断層8km)	地表約26km	地表約30km	[km]		
	断層面の幅	W	22.6	22.6	22.6	[km]		
	断層面積	S	552	572	660	[km <sup>2</sup> ]		
微視的震源特性	アスペリティ-1	地震モーメント	MOa	7.4E+18	4.9E+18	8.1E+18	1.2E+19	[Nm]
		面積	Sa	120	80	127	162	[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Da	190	190	197	227	[cm]
		静的応力降下量	Δσa	15	15	15	14	[MPa]
		短周期レベル	A	1.4E+19	1.4E+19	1.4E+19	1.5E+19	[Nm/s <sup>2</sup> ]
	アスペリティ-2	地震モーメント	MOa	-	2.5E+18	-	-	[Nm]
		面積	Sa	-	40	-	-	[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Da	-	190	-	-	[cm]
		静的応力降下量	Δσa	-	15	-	-	[MPa]
		短周期レベル	A	-	1.4E+19	-	-	[Nm/s <sup>2</sup> ]
	背景領域	地震モーメント	MOb	9.6E+18	9.6E+18	1.0E+19	1.2E+19	[Nm]
		面積	Sb	432	432	445	498	[km <sup>2</sup> ]
		平均滑り量	Db	69	69	70	77	[cm]
		実効応力	Σσb	2.6	2.6	2.7	2.8	[MPa]
	その他の震源特性	アスペリティ位置		南	南	南		
アスペリティ深さ			中	中	中			
破壊開始点の深さ			中下	中下	中下			
破壊様式			同心円上					
破壊伝播速度			2.5 (β=3.46の72%)			[km/s]		
Fmax			6			[Hz]		
震源時間関数			中村・宮武(2000)による					

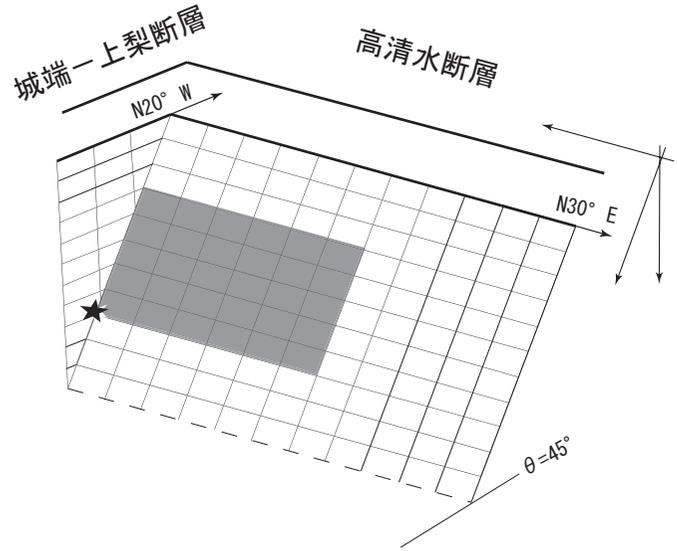


1 : 安居地点      2 : 法林寺地点      3 : 井波地点  
 4 : 東城寺地点    5 : 蓑谷地点  
 A : 法林寺測線    B : 奥羽山測線  
 活断層の位置は文献1、文献3、文献6及び文献7に基づく  
 ..... : 活断層が地表に現れていない区間  
 ◎ : 断層帯の両端と屈曲点  
 基図は国土地理院発行数値地図200000「富山」「高山」  
 「七尾」及び「金沢」を使用。

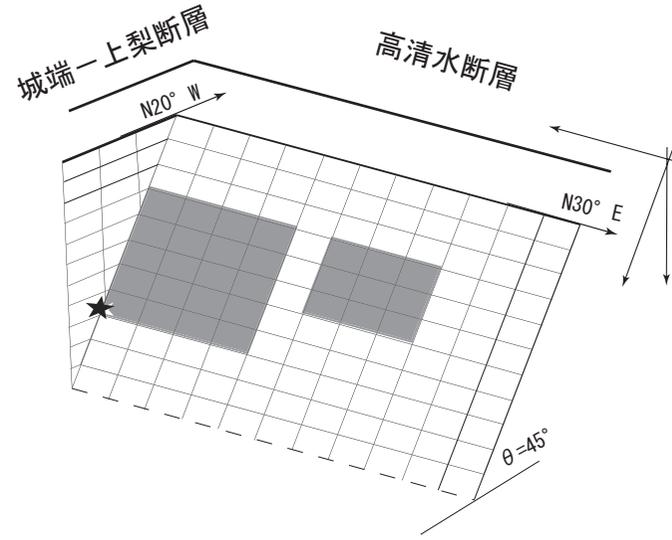
— — — — — 想定した断層（地表トレース）

図1 砺波平野断層帯・奥羽山断層帯の活断層位置図  
 地震調査委員会(2002b)に加筆

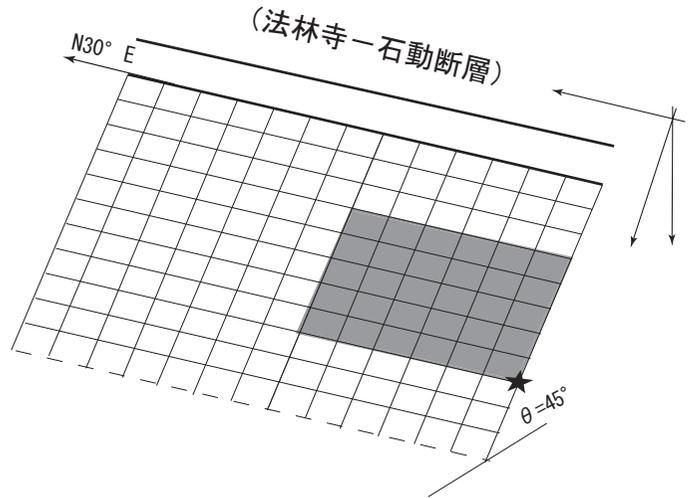
砺波平野断層帯東部 (アスペリティが1つ)



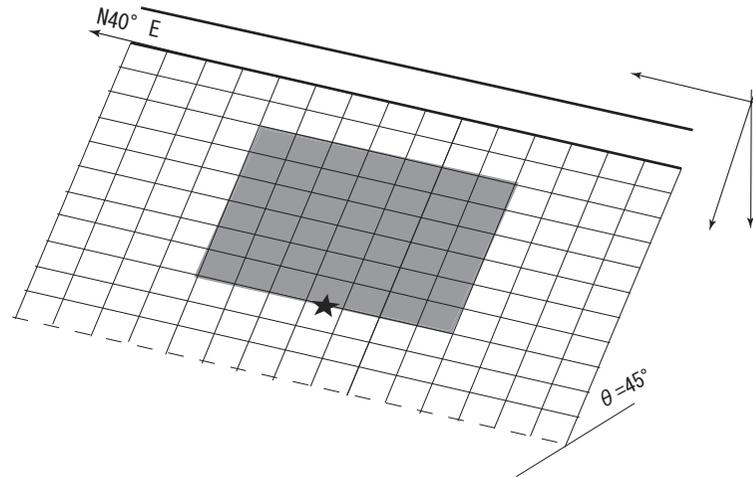
砺波平野断層帯東部 (アスペリティが2つ)



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯



- 要素断層 (2km × 2km)
- アスペリティ領域
- ★ 破壊開始点

図2 断層モデル

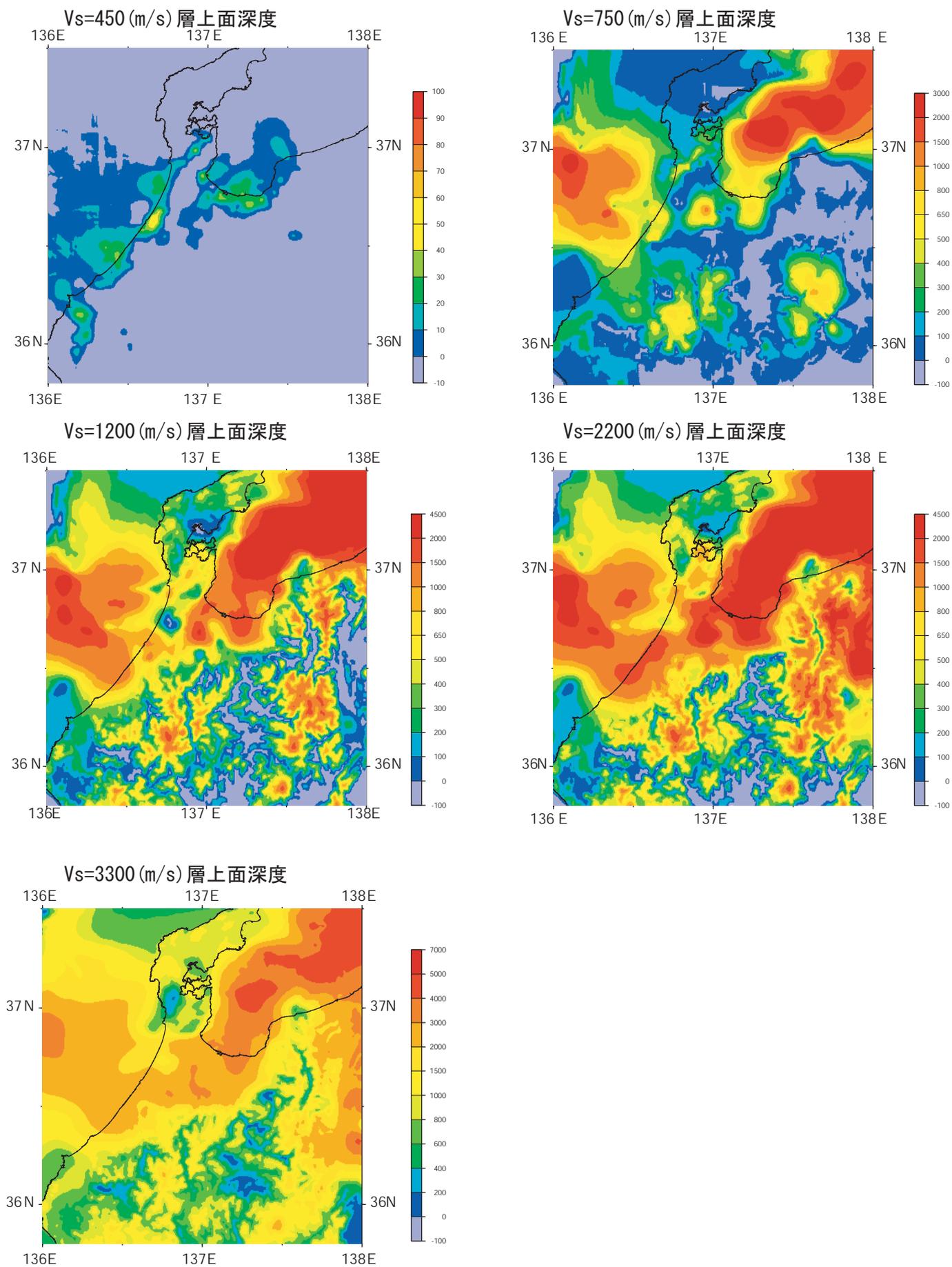


図3 深い地盤モデル (各速度層上面の深さ分布[GL- m])

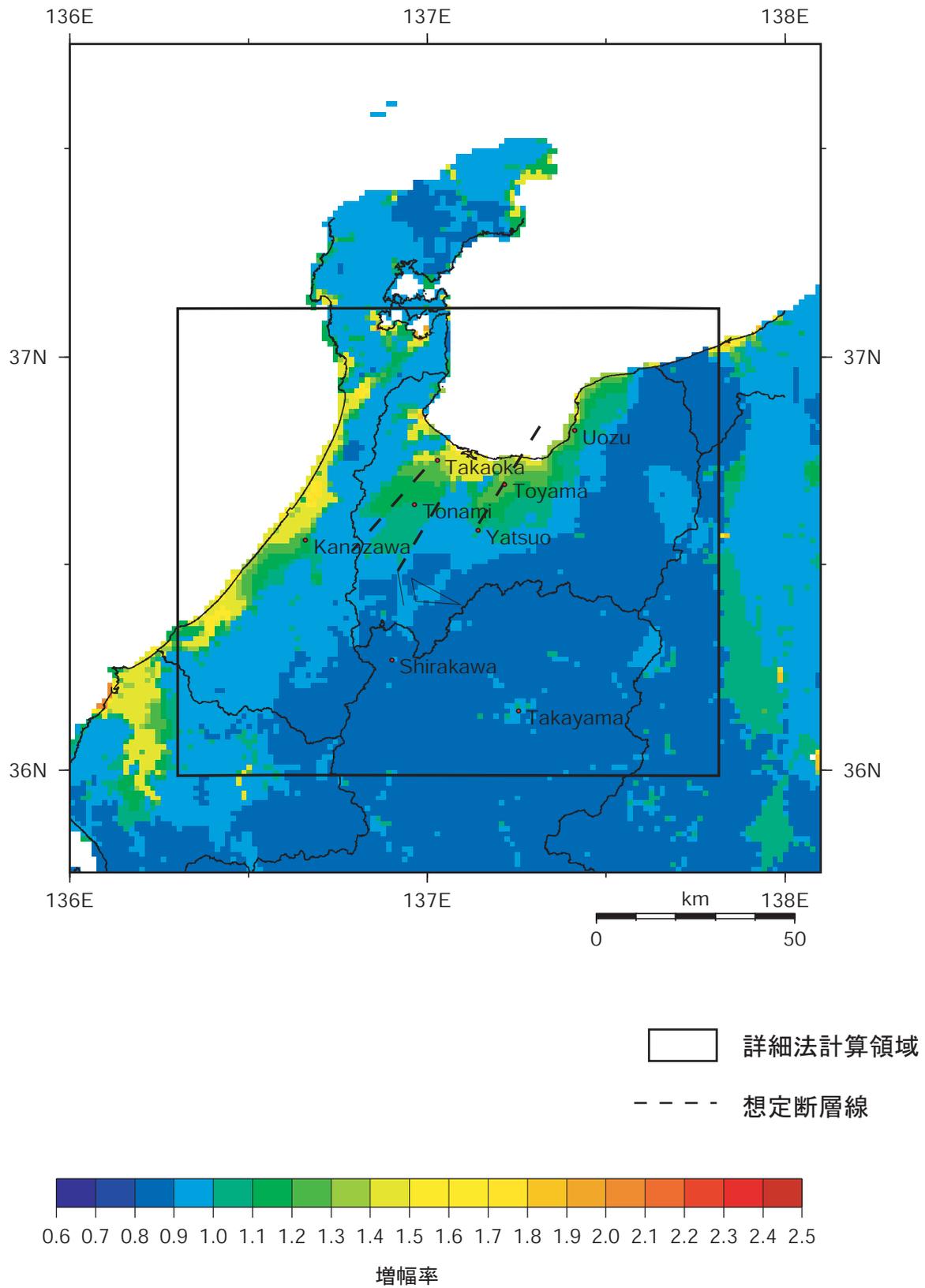
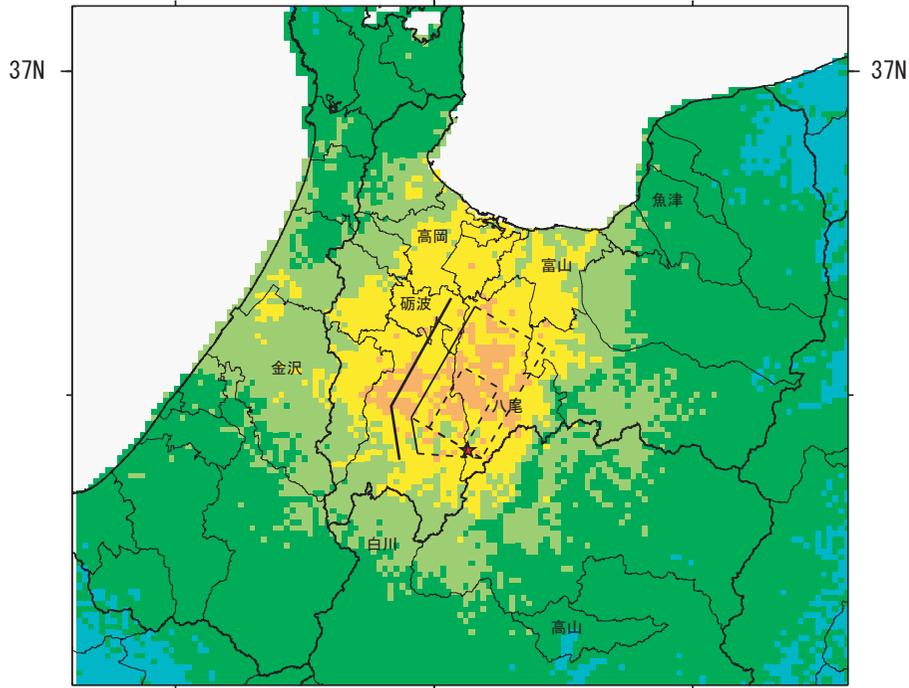


図4 工学的基盤( $V_s=400\text{m/s}$ 相当)から地表までの最大速度の増幅率(浅い地盤構造)

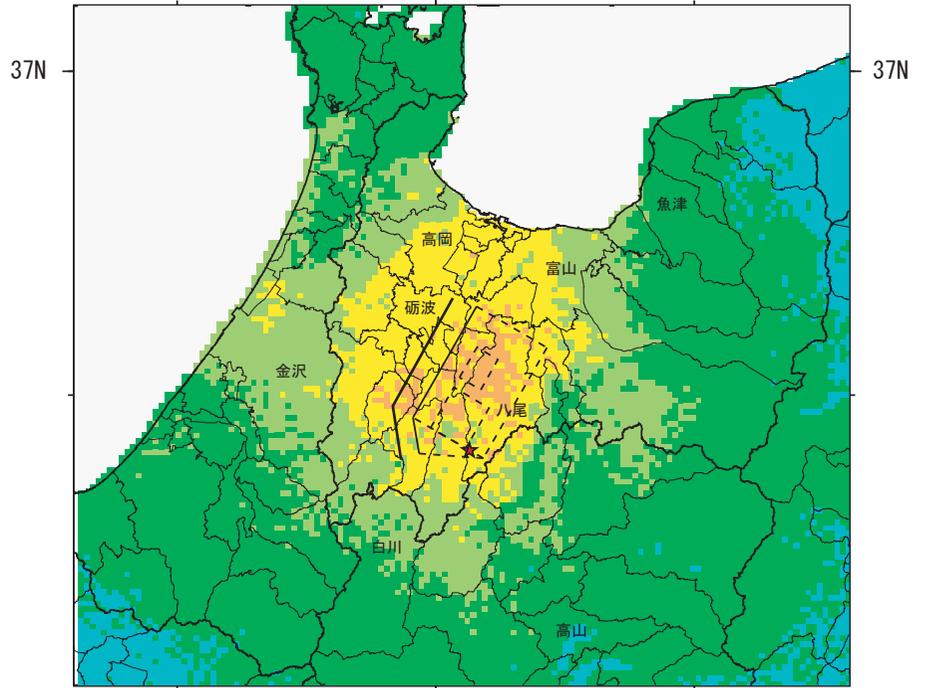
砺波平野断層帯東部（アスペリティが1つ）

137E

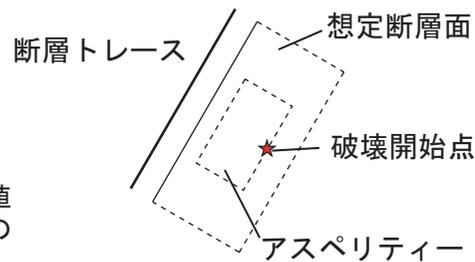


砺波平野断層帯東部（アスペリティが2つ）

137E



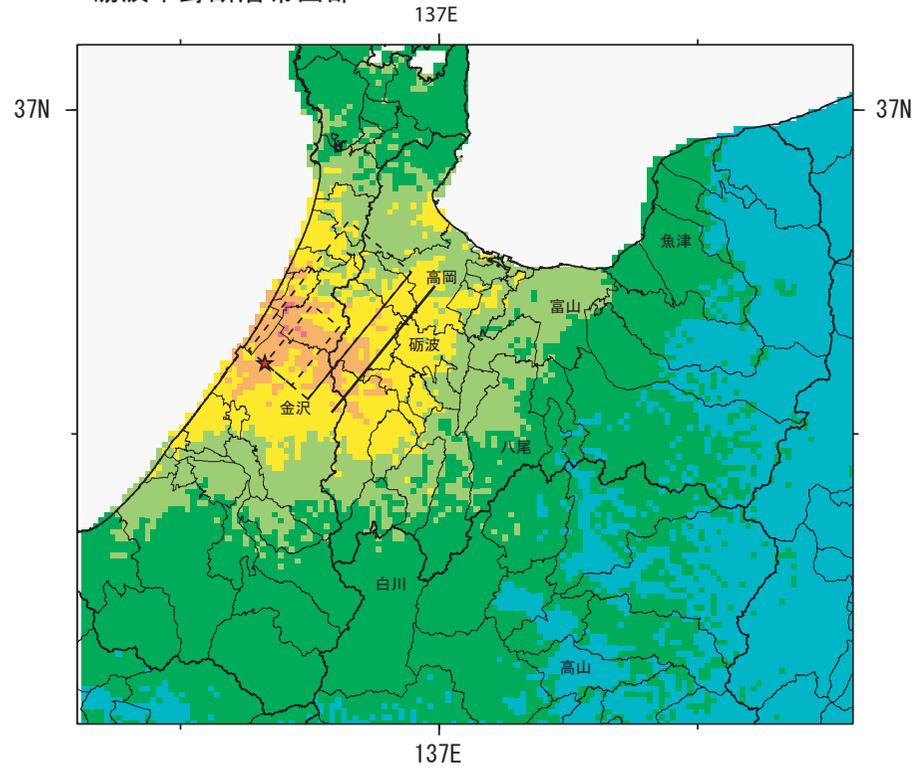
6



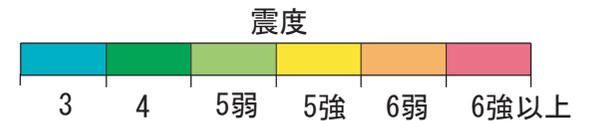
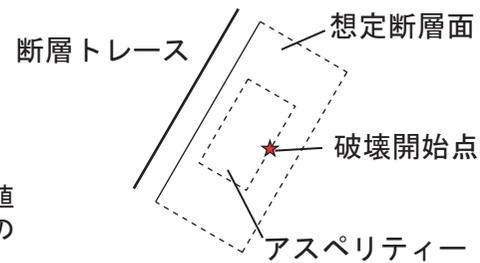
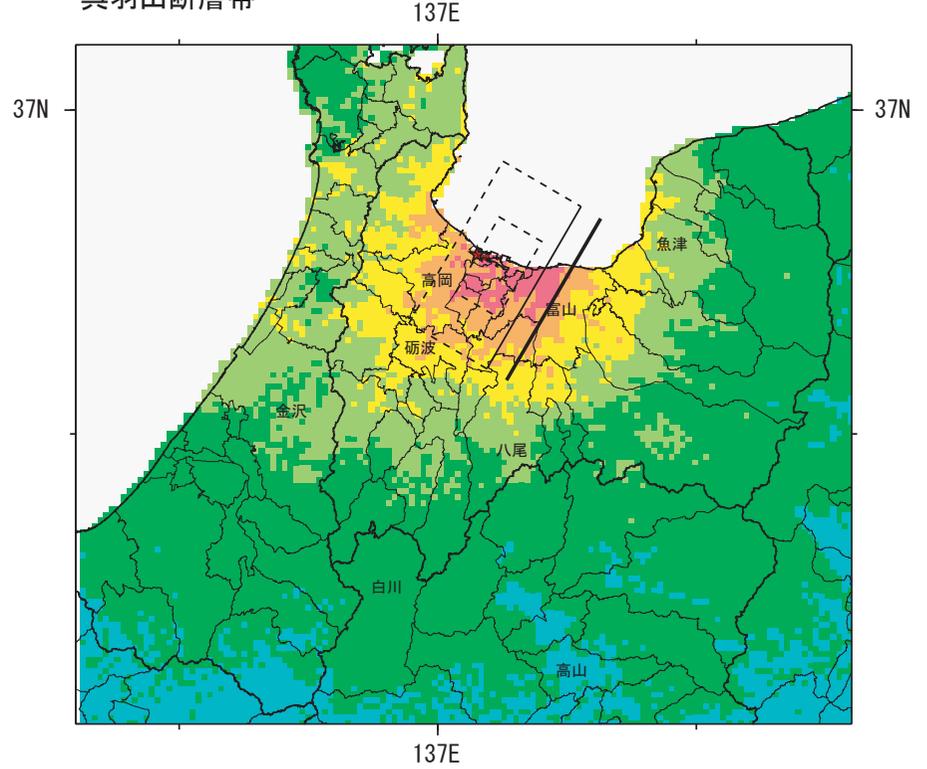
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを見極めるためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-1 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（砺波平野断層帯東部）

砺波平野断層帯西部



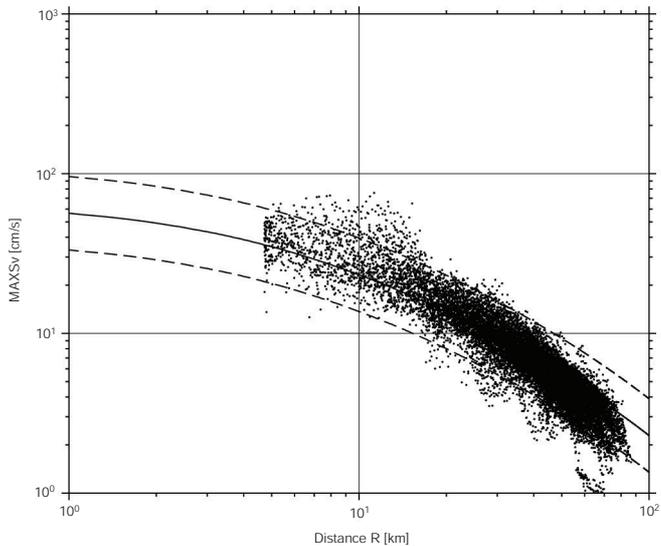
呉羽山断層帯



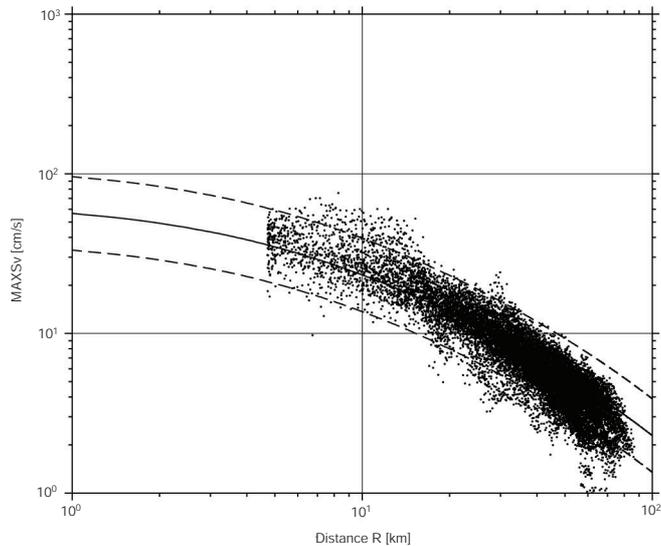
※震度6強以上と計算された地域においては震度7になる可能性もあり得る。上の図は、震度分布の広がりを見極めるためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要がある。

図5-2 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（砺波平野断層帯西部、呉羽山断層帯）

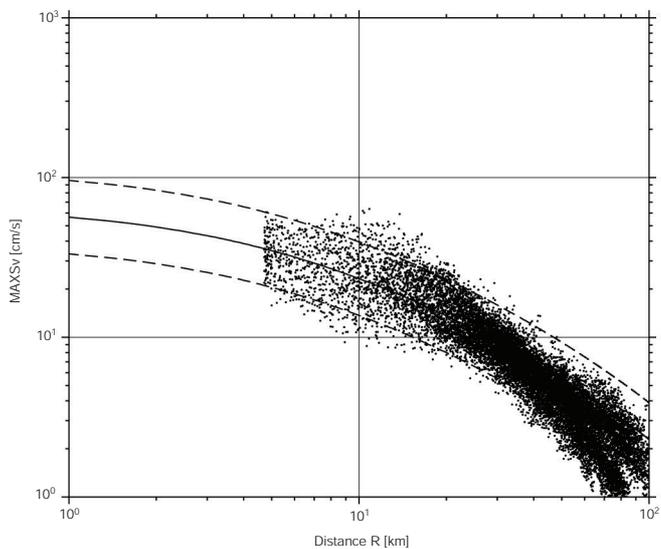
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



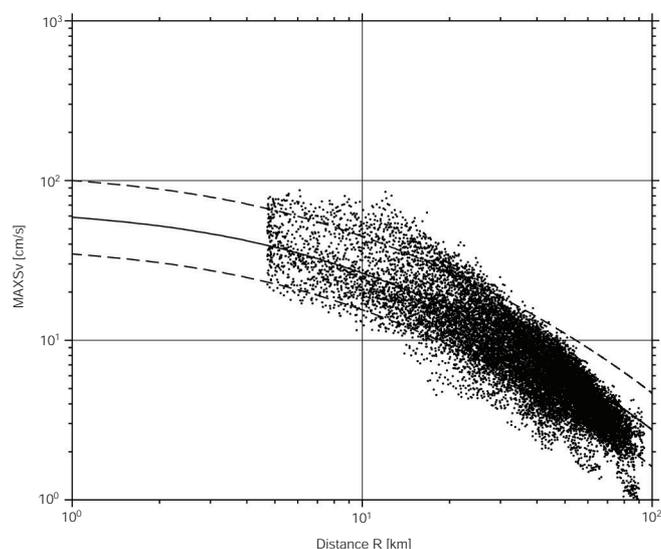
砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯



• 「詳細法工学的基盤」上の最大速度 ( $V_s=600\text{m/s}$ に換算)

— 司・翠川 (1999)  
 - - -  $\pm 1\sigma$

図6 「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

## 砺波平野断層帯・呉羽山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

砺波平野断層帯・呉羽山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7には作業内容をフローチャートにして示す。

- 1) 「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価」(地震調査委員会, 2002b;以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯の位置図を参考にして、想定する断層モデルの位置・規模(長さ)を設定した。
- 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。
- 3) 砺波平野周辺の地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査の結果等より評価した。浅い地盤構造は国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- 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下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約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。
- 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」、「地下構造モデル」、「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1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、図8に示した強震動評価範囲の中にある約1kmメッシュの中心とした。なお、強震動予測の時刻歴波形計算においては、南北方向をX、東西方向をY方向とした。

#### 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

「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、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、図8にその位置を示す金沢市役所(石川県)、白川村役場(岐阜県)、砺波市役所(富山県)、高岡市役所(富山県)、八尾町役場(富山県)、富山市(富山県)、高山市(岐阜県)、魚津市(富山県)それぞれに最も近

い8 評価地点について、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。

## 2. 震源特性の設定

本報告では、「長期評価」に基づき、地震発生長期確率の最大値をとった場合に最も確率が高い砺波平野断層帯東部について2通り、次に確率が高い砺波平野断層帯西部について1通り、砺波平野断層帯と比べれば地震発生長期確率が低く評価されているが、地震が発生した場合に富山市市街や高岡市街への影響が大きいと考えられる呉羽山断層帯について1通り、合計4通りのケース（断層モデル）を想定した。図9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・形状・深さ・傾斜角・面積

- 1) 震源断層の位置については、「長期評価」による活断層位置図を参照した。砺波平野断層帯東部については、その高清水（たかしょうず）断層と城端（じょうはな）ー上梨（かみなし）断層とで走向が大きく異なっているため、屈曲点を設けた。砺波平野断層帯西部については、石動（いするぎ）断層と法林寺（ほうりんじ）断層との間に4～6kmのステップが認められている。ここでは、断層モデルの走向を両断層の走向に合わせ、かつ断層モデルの地表トレースが両断層帯の中間に位置するように設定した。呉羽山断層帯については、「長期評価」で示されている断層の南端と北端を直線で結び、さらにその北方の富山湾海域にある尾根状地形東縁部の北東端まで断層が7km延長していると想定した。
- 2) 地震発生層の深さについて、その上限、下限を微小地震の深さ分布および地盤構造の評価結果より、それぞれ4km、20kmと推定した。
- 3) いずれの断層についても、断層の形態が逆断層であること、また呉羽山断層帯や砺波平野断層帯西部（法林寺断層）を横切る反射法探査結果から読み取れる地表付近における断層の傾斜角より、震源断層の傾斜角は45°とした。
- 4) 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 $M_0$

地震モーメントについては、内陸地震の震源断層全体の面積と地震モーメントとの関係に基づき、地震モーメントの値を求めた[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

アスペリティの個数は、経験上、1地震につき平均2.6個で、1セグメントにつき1～2個とされている[レシピ参照]。本報告では、断層面積が比較的小さいことよりアスペリティの数は1つとした。ただし、砺波平野断層帯東部については、アスペリティが2つのケースも想定した。

#### ○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) 上記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、アスペリティの面積 $S_a$ を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。
- 3) 2つのアスペリティの面積比は、石井・他(2000)に従い2:1とした。

算定した結果、震源断層の面積に対するアスペリティの総面積の比は、22~24%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。

### ○アスペリティの位置

「長期評価」では、アスペリティの位置を直接推定できるような情報は示されていないことより、いずれの断層帯についても、強震動評価の観点よりアスペリティ位置を想定した。

砺波平野断層帯東部については、富山県(2000)によると、高清水断層北部の情報が少なく、中部から南部のほうで調査事例があり、比較的 average 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 average 変位速度[相当]の値を算出)。また、城端-上梨断層については、その活動時期を推定する資料が得られていない。これらより、高清水断層の南部から中部付近で比較的すべり量が大きいと考えられることから、その南端~中央付近にアスペリティを1つ、または2つ設置したケースを設定した。

同様に砺波平野断層帯西部についても、断層帯北部の石動断層の情報は少なく、断層南部の法林寺断層のほうで調査事例があり、比較的 average 変位量が大きいことが読み取れる。これより、法林寺断層全域で比較的すべり量が大きい可能性があることから、砺波平野断層帯西部の南端から中央付近にアスペリティを配置した。

呉羽山断層帯については、上記のような情報も得られていないことより、断層帯の中央にアスペリティを配置した。

### ○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、砺波平野断層帯東部で約1.9m、砺波平野断層帯西部でも約2.0m、呉羽山断層帯では、約2.3mとなり、「長期評価」による1回のずれ量(それぞれ、1.5m、2.0m、2.0m[垂直成分])とほぼ同じ大きさとなっている。

### ○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]。

### ○ $f_{max}$

$f_{max}$ については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した。

### ○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

破壊開始点については、分岐形態等から想定することは困難であったことより、屈曲点のある砺波平野断層帯東部ではその屈曲点（高清水断層の南端）、アスペリティを南端に寄せた砺波平野断層帯西部ではその南端、アスペリティを中央に設定した呉羽山断層帯では、そのアスペリティ中央を破壊開始点とした（いずれも深さはアスペリティの下端）。

### ○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]。

## 2.4 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2）。

## 3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下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2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 $V_s=3.4\text{km/s}$ 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。

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

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については、レシピの中の「深い地盤構造のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、その考え方に基つき、以下の手順でモデルの作成を行った。

- 1) 砺波平野周辺で実施された物理探査結果及び検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行った。表3に収集した文献の一覧を示す。地質文献からは、砺波平野周辺の地質構造を把握した。
- 2) 弾性波速度を示す物理探査結果及び検層結果の位置、速度層の分布の情報をデジタル化した。図10に収集した速度構造に関する資料の位置を示す。

- 3) 地質構造と2)の速度層に関する情報より速度層モデルを設定した。1層目、2層目はHi-netからP波、S波速度を設定した。3層目からは弾性波探査及びP S検層結果をもとにP波速度を設定した。速度構造に関する情報については、P波速度に関する情報が主であったことより、P波速度を基に、速度層構造モデルを設定した。
- 4) 上記のデータをもとに内挿、外挿を行い、5層から成る速度層構造 ( $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.7\text{km/s}$ 層、 $V_p=5.9\text{km/s}$ 層) として、三次元速度構造モデルを評価した。
- 5) 各速度層の密度、及び3層目以深のS波速度は、P波速度よりLudwig(1970)の関係をを用いて換算した。

図11には上記で作成された三次元速度構造モデルの断面図の例を示す。図3には、各速度層上面の深さをコンタで示す。図3の各コンタにおいて、深さが0mと示されているところは、それより下位の層が露岩していることを示す。各速度層と地質との関係は次のとおりである。

- $V_p=1.8\text{km/s}$ 層 ( $V_s=450\text{m/s}$ 層) は、第四系に相当する。また、新第三系が露出する地域では、表層風化部に相当する。
- $V_p=2.3\text{km/s}$ 層 ( $V_s=750\text{m/s}$ 層) は、氷見層～音川層 (堆積岩類)
- $V_p=3.1\text{km/s}$ 層 ( $V_s=1.2\text{km/s}$ 層) は、東別所層～黒瀬谷層上部 (堆積岩類) に相当する。
- $V_p=4.7\text{km/s}$ 層 ( $V_s=2.2\text{km/s}$ 層) は、黒瀬谷層下部～岩稲層 (火山岩類) に相当する。
- $V_p=5.9\text{km/s}$ 層 ( $V_s=3.3\text{km/s}$ 層) は、基盤岩類相当する。

本報告では、この三次元速度構造モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義した。なお、図3に示したように、下位の層が露岩するところがあることより、「詳細法工学的基盤」上の地盤速度は、一定でない。また、 $V_p=5.9\text{km/s}$ ( $V_s=3.3\text{km/s}$ )の層を地震基盤とした。

一方、「簡便法」においては、上記地下構造モデルを用いることなく、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)の中の「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、レシピの中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報を利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4) [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下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マグニチュードと距離をパラメータとする経験式により最大速度を算定する「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2)。

#### ○三次元地下構造モデル(「詳細法工学的基盤」)上面における波形計算

3章で述べた深い地盤構造及び上部マントルから地震基盤までの大構造より、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元速度構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により「詳細法工学的基盤」上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、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する。そして、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することによって広帯域地震動を評価することができる。合成の接続周期は1.0秒とした。なお、波形は評価範囲(図8)における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、三次元地下構造モデル上面(ここでは、「詳細法工学的基盤」と同じ)における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

##### ・地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b)が推定した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用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本報告では $V_p=5.9\text{km/s}$ 層( $V_s=3.3\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱った。

##### ・三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地盤モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

##### ・三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数  $F$  を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係および断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984)に示された  $F$  の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗和平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445 を $F$ として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値(最大速度)を求める際には、2成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

#### ○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、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」上面のS波速度、及び3章で述べた地下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ビ(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の式を選択した。

#### 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。

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

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の地盤を工学的基盤とみなし、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章で述べた地下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下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

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

有限差分法の結果

「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット 図 1 2

ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図 1 3

「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル 図 1 4

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 5

地表の最大速度分布 図 1 6

地表の震度分布 図 5

図 1 2 に理論的方法（有限差分法）を用いて計算された「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショットを示す。計算結果には、マッチングフィルターと同じローパスフィルターを適用しており、振幅表示はそれぞれの時間における最大振幅で正規化している。いずれのケースにおいても、主となる破壊の伝播方向（砺波平野断層帯東部では北方向、砺波平野断層帯西部では北東方向、呉羽山断層帯では東方向）において、ディレクティブティ効果の影響で振幅が大きくなっている。呉羽山断層帯のケースでは、富山平野下の厚い堆積層で地震動が増幅する効果もあわせて、断層西側の振幅が顕著に大きくなっている。また、地震動の継続時間に着目すると、堆積層の厚い富山平野および砺波平野では、断層破壊が始まってから30秒経過した時点でも山間部と比べ相対的に振幅が大きい。

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって（ハイブリッド合成法）、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算された。図 1 3、1 4 には、金沢市役所（石川県）、白川村役場（岐阜県）、砺波市役所（富山県）、高岡市役所（富山県）、八尾町役場（富山県）、富山市（富山県）、高山市（岐阜県）、魚津市（富山県）それぞれに最も近い8評価地点について、ハイブリッド合成法によって計算された波形および減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。計算された波形の全般的な特徴としては、概ね周期0.2~0.8秒の成分の振幅が大きい。断層との位置関係で破壊の伝播する方向にある計算地点では、そのディレクティブティ効果の影響で1秒よりも長周期の成分の振幅が比較的大きめとなっている。なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前（P波初動付近）は、有限差分法のみにより計算されており、長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

次に各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する(図 1 5)。なお、地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。いずれのケース（断層）についても、アスペリティの直上およびその周辺の一部の地域で地震動が大きく、40cm/sを超えている。図 1 5 で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に浅い地盤構造による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図 1 5 に示した。また、これら最大速度値より換算して求めた震度（地表）の分布を図 5 に示した。図 5 - 1 ではアスペリティが1つのモデルの結果と2つのモデルの結果を比較しているが、震度分布に大きな相違は無く、断層の直上およびその周辺の一部の地域において震度6弱の揺れが予測された。図 5 - 2 には、砺波平野断層帯西部および呉羽山断層帯の地震を想定した場合の震度分布を示す。砺波平野断層帯西部では、アスペリティに近く、地表における増幅率が高い金沢平野の

広い範囲で震度6弱、その一部では震度6強以上の揺れが予測された。呉羽山断層帯では破壊開始点がアスペリティの中央下端にあることにより、ディレクティブティ効果によってアスペリティ直上付近の地震動が大きくなり、さらに堆積層が厚く（深い地盤構造）、表層における増幅率も高いことより、高岡市から富山市にかけて広い範囲で震度6強以上の揺れが予測された。

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はすべて「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」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（震度分布）を図17に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり地震基盤から工学的基盤までの増幅は考慮されていない。また断層付近に着目すると、「簡便法」ではディレクティブティ効果を評価していないため、「簡便法」の震度は、「詳細法」の震度より小さめとなっている。

## 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、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して図6に示す。

いずれのケースについても、全体的には、予測結果は距離減衰式と良い対応を示しているものの、特に震源距離10km付近に着目すると、距離減衰式を大きく上まわっている予測値が多く見受けられる。これは、砺波平野断層帯東部および西部についてはアスペリティ直上におけるディレクティブティ効果によるものであり、呉羽山断層帯については、上記に加え深い堆積層での増幅の影響によるものである。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点

- 本報告での評価範囲は、地震調査委員会(2003b)とほぼ同じ範囲となっているが、今回の強震動評価のために、新たな知見を取り入れて（浅い地盤構造については付録2を参照）改めて地下構造モデルを構築した。深い地盤構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、情報の不足している地域もあり、この作業においてはいくつかの仮定が必要となった。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（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。
- 「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、地表における波形を求めるのに必要な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。

る可能性がある。

## 6.2 今後の課題

- 本報告では、砺波平野周辺に分布する3つの断層帯を評価の対象とし、その中の砺波平野断層帯東部についてのみ、アスペリティの数を変えて評価を行ったが、いずれのケースについても、アスペリティの位置や破壊の伝播方向、断層の傾斜角についての想定を変えたケースについては検討を行わなかった。これらの設定については、地表の地震動の大きさに与える影響が大きいことが報告されている（地震調査委員会，2003a, 2003b）。強震動予測結果のばらつきについては、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。
- 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（深い地盤構造及び浅い地盤構造）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.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 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.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, 第3巻, 第3号, 1-15.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002) : 予測のための震源のモデル化, *月刊地球/号外*, 37, 62-77.
- 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(2002a) : 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(2002b) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003a) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 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) .
- 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*.
- 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(1989) : 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. *地質調査所報告*, 270, 482.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea*, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- 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(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学

- 的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b): 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.
- 富山県(2000) : 平成11年度 砺波平野断層帯に関する調査成果報告書.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

表 2 地震基盤以深の各層のモデルパラメータ

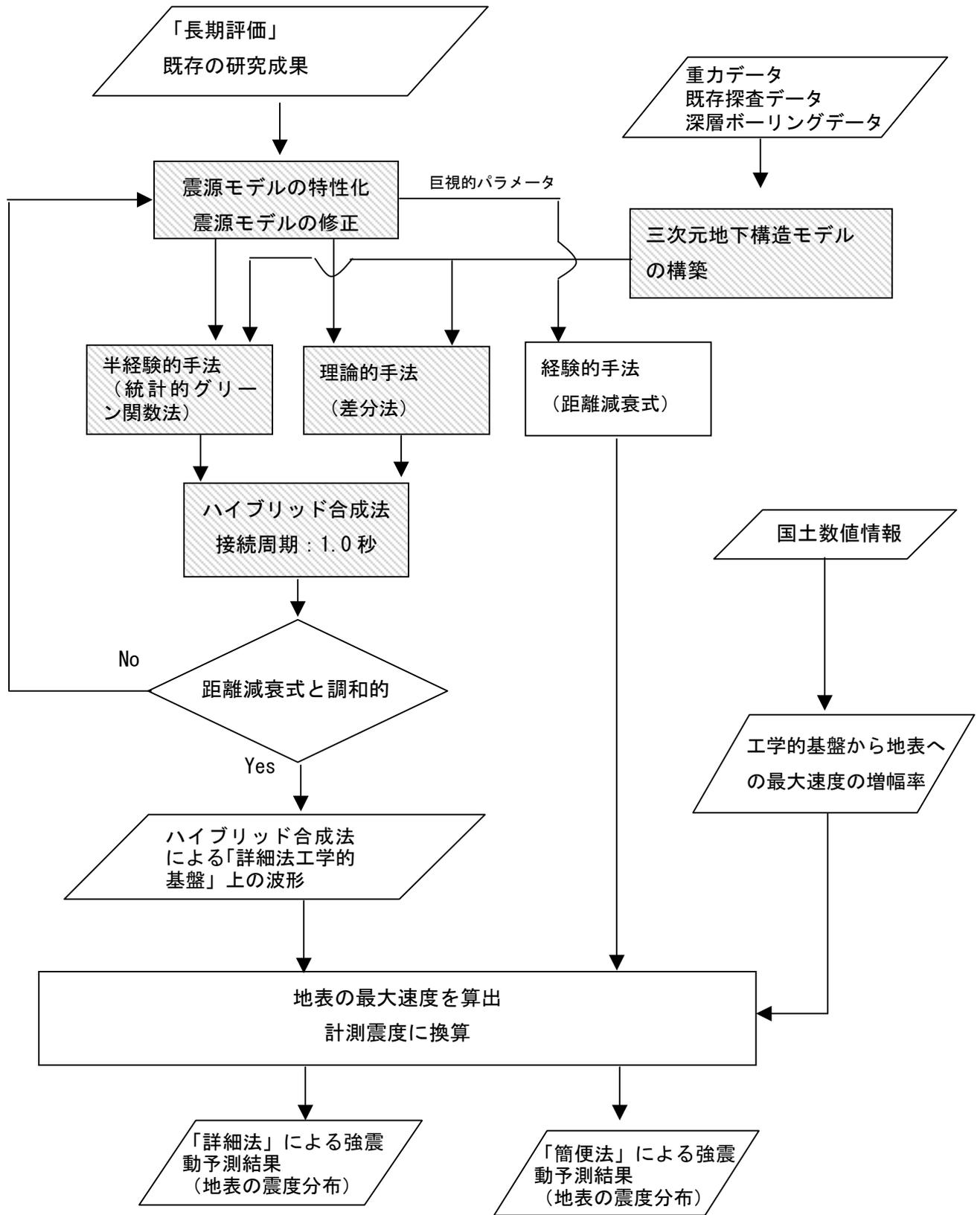
名称	S 波速度 (km/s)	P 波速度 (km/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q
上部地殻	3.46	5.90	2.70	300
下部地殻	3.80	6.60	2.90	500
上部 マントル	4.10	7.20	3.10	500

表3 深い地盤構造モデルに関する文献

著者	発表年	文献名	出典
天池文男・竹内文郎・春日茂・古川信雄・平野憲雄	1994	地震探査により推定された福井地震断層とその地震学的考察	地震2, Vol.37, 441-452
爆破地震動研究グループ	1985	長野県および周辺地域における爆破地震動の観測	地震研彙報, 60, 615-637
爆破地震動研究グループ	1986	長野県および山梨県における爆破地震動観測(御代田-敷島測線)	地震研彙報, 61, 483-501
爆破地震動研究グループ	1994	中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻-金沢測線)	地震研彙報, 69, 139-158
福井県	1997	柳ヶ瀬断層帯に関する調査	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 44-50
福井県	1998	福井平野東縁断層帯に関する調査(剣ヶ岳断層、細呂木断層、篠岡断層、松岡断層、福井地震断層、福井東側地震断層)	第2回活断層調査成果報告会予稿集, 277-285
藤井昭二・相場恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝	1992	10万分の1富山県地質図説明書	富山県, 201
北陸農政局計画部	1977a	石川県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 58
北陸農政局計画部	1977b	福井県の水理地質と地下水および付図	北陸農政局計画部, 48
北陸農政局計画部	1980	地盤沈下調査邑知平野地区調査報告書	
Ikami, A. T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsuura and K. Wada	1986	A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan.	J. Phys. Earth, 34, 457-474
池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編	2002	第四紀逆断層アトラス	東京大学出版会, 254
石川県森本断層調査グループ・石川県環境安全部	1997	金沢市の森本活断層の発掘調査	地質学雑誌, 103, XXXI-XXXII
石川県地盤図編集委員会(編)	1982	石川県地盤図(10万分の1)、同付図「平野部の断面図」、および同解説書	北経調査研究報告(北経経済調査会), 66, 36p
神野達夫・森川信之・先名重樹・成田章・藤原広行	2002	金沢平野における三次元地下構造モデル	(社)物理探査学会第107回学術講演会論文集, 162-165
紺野義夫	1993	新版・石川県地質図(10万分の1)および石川県地質誌	石川県・北陸地質研究所, 321p
紺野義夫・三浦静・藤井昭二	1992	北陸の丘陵と平野	アーバンクボタ, No.31, 65p
片川秀基・大村一夫・中村俊夫	1995	邑知潟平野北縁部のリニアメントと断層、	第四紀研究, Vol.34, 9-18
建設省北陸地方建設局	1979	富山県平野部の地盤図集	北陸建設弘済会
建設省北陸地方建設局	1982	石川県平野部の地盤図集(1)~(4)	北陸建設弘済会
小嶋啓介・山中浩明	2003	観測地震動に基づく福井平野の地下構造の推定	応用地質, 44, 94-103
工藤健	1996	重力で見た飛騨山脈周辺の地殻構造	月刊地球, 18, 2, 116-122
中川耕三・竹内清和・中川重紀	1996	金沢市街と金沢平野における大桑層・卯辰山層の分布と構造及び水理地質	北陸地質研究所報告, No. 5, 287-309
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
日本の地質「中部地方II」編集委員会	1988	:『日本の地質5 中部地方II』	共立出版, 310p

表3 深い地盤構造モデルに関する文献（つづき）

著者	発表年	文献名	出典
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏剋・山崎文人	1993	人工地震による中部日本地域の地殻構造，吾妻一金沢測線	地震学会講演予稿集，2，175
酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫	1996	爆破地震動による中部日本地域の地殻構造	月刊地球，18，2，104-109
坂本 亨	1966	富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史	地質調査所報告，213，1-28
下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治	2002	石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査	活断層・古地震研究報告，No.2，69-79
石油公団	1981	昭和56年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山沖・北陸～隠岐沖・山陰沖」調査報告書，48p
石油公団	1982	昭和57年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書，13p
石油公団	1983	昭和58年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎物理探査「富山～金沢地域」調査報告書，22p
石油公団	1985	昭和59年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「富山」調査報告書，60p
石油公団	1986	昭和60年度国内石油・天然ガス基礎調査	基礎試錐「金沢沖」調査報告書，94p
角 靖夫・野沢 保・井上政昭	1989	石動地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所，118p
田中 隆	1979	北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格	石油技術協会誌，Vol.44，pp.308-320
富山県・富山県活断層調査委員会	1997	呉羽山断層に関する調査について	平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集，51-54
富山県	1999	砺波平野断層帯に関する調査	第3回活断層調査成果報告会予稿集，pp.271-279
富山県	2000	砺波平野断層帯に関する調査	第4回活断層調査成果報告会予稿集，69-78
堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口強	2000	石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査	活断層研究，19，69-76
山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮腰 研・赤澤隆士	2000	微動アレイ観測による福井平野のS波速度構造の推定	地震2，Vol.53，pp.37-43
吉井敏剋	1994	人工地震による日本列島の地下構造	地震2，46，479-491



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図7 強震動評価の流れ

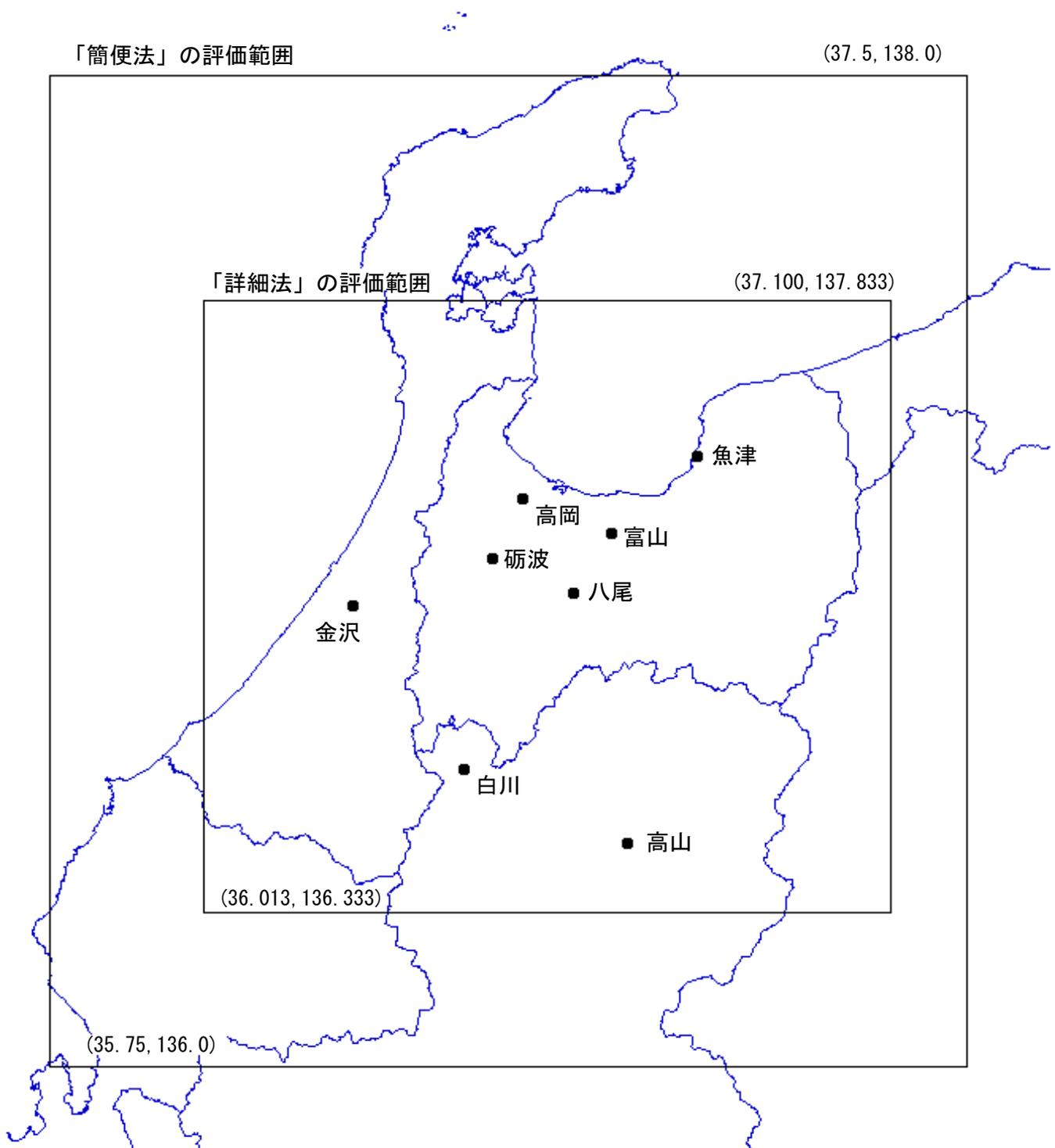


図8 強震動評価範囲と波形例を示す地点

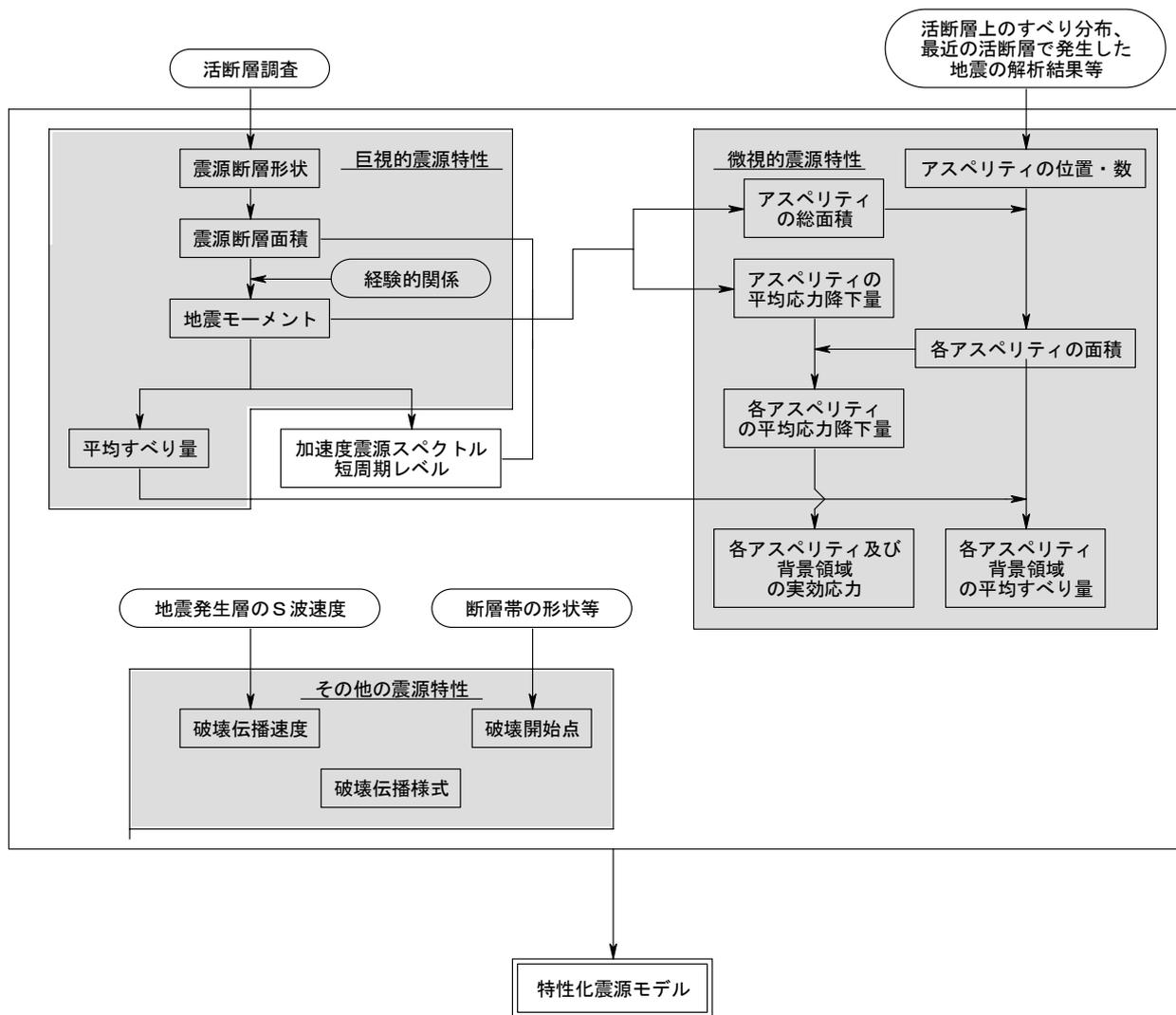


図9 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ

## 付録 1：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  $M_0(\text{dyn} \cdot \text{cm}^*)$  は震源断層の面積  $S(\text{km}^2)$ との経験的關係より算定する。Somerville et al.(1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

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

となる。ただし、Somerville et al.(1999)の式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしており、この中にはM8クラスの巨大地震は含まれていない。一方Wells and Coppersmith (1994)では余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、これらによる地震モーメントに対する断層面積は、地震規模が大きくなると上式に比べて系統的に小さくなっている。したがって、断層面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith(1994)をコンパイルした次式を用いる。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} \quad (2)'$$

なお、(2)' 式を適用するのは、両式の交点となる断層面積が  $291\text{km}^2$ 以上 (地震モーメントが  $4.7 \cdot 10^{25}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ 、 $M_w 6.4$  相当) の地震とし、(2)' 式を基としたデータの分布より地震モーメントが  $1.0 \cdot 10^{28}[\text{dyn} \cdot \text{cm}]$ を上限とする必要がある。

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  $M_0(\text{dyn} \cdot \text{cm})$ の關係は、震源断層の面積  $S(\text{cm}^2)$ と剛性率  $\mu(\text{dyn}/\text{cm}^2)$ 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

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

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

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  $A(\text{dyn} \cdot \text{cm/s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m/s}^2)$  の経験的關係により短周期レベルを設定する(入倉・他, 2002)。

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

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、 $\Delta \sigma_a$  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て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  $M_o$  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 ( $D_{ai}/r_i = \text{一定}$ ) 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が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 0.1~10Hz 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、6Hz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、

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

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

$$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

$c, ar$  : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2 : 1$

$V_r$  : 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  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$
- ・ 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  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の4つのパラメータを与える必要がある。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  $V_m$

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

$f_c$  : ローパスフィルタのコーナー周波数( $f_{max}$  と同等)

$W$  : 断層幅

※ (5) で  $f_{max}$  を想定していない場合には、便宜的に  $f_{max} = 10\text{Hz}$  と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$

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

- ・ 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  $t_b$   
(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  $t_r$

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

### 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  $V_r(\text{km/s})$  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  $V_s(\text{km/s})$  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( $V_s=3\text{km/s}$ 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三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ある程度揃っている場合

一般的には、複数本の深層ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状のうち広域的な形状は屈折法地震探査、山地境界部等の詳細な形状は反射法地震探査で複数断面推定する。さらに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、全体の三次元地下構造モデルを作成する。また、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三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三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、三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の地質断面から二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、二次元密度構造モデルの修

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。

- ④ ④で作成された複数の二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、その地域の三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三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一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)や藤本・翠川(2003)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標高と表層 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：表層 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。

半経験的な方法—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。

ハイブリッド合成法—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三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

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一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ことが重要である。

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、採用する応力-ひずみ関係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、逐次非線形解析による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.
- 藤本一雄・翠川三郎(2003)：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，第3巻，第3号，1-15.
- 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, 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, 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)：1948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)：シナリオ地震の強震動予測，*地学雑誌*，110，849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002)：強震動予測のための修正レシピとその検証，第11回日本地震工学シンポジウム論文集，567-572.
- 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』，*サイスモ*，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 (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- 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.

## 付録 2 : 浅い地盤構造の求めかたの見直しについて

本文の 3. 地下構造モデルの設定や 4. 強震動計算方法で述べたとおり、浅い地盤構造における地震動の増幅については、国土数値情報の地形分類・標高データ等と経験的な関係として求められる深さ 30m までの平均 S 波速度 (AVS30) より増幅率を評価している。地震調査委員会によるこれまでの強震動評価では、この AVS30 を求めるのに松岡・翠川 (1994) による経験式を用いていた。ただし、松岡・翠川 (1994) では、関東の一部の地域のデータよりこの経験式を求めており、国内の他の地域におけるこの経験式の適用性については、検証されていなかった。これに対し、藤本・翠川 (2003) は、日本全国のボーリングデータを収集して解析を行った結果として、日本を 3 つの地域に分け、それぞれの地域について地形分類・標高等のデータと AVS30 の経験式を求めた。本報告では、この藤本・翠川 (2003) による経験式を用いて、浅い地盤構造における増幅率を求めたが、その際に、松岡・翠川 (1994) を用いた場合や、浅い地盤構造を柱状モデル化した場合の地表における波形を求めた結果との比較を行なったので、以下に述べる。

### 松岡・翠川 (1994) との比較

図 18 (上) に、松岡・翠川 (1994) の経験式 (より求めた AVS30) による増幅率、図 18 (下) には藤本・翠川 (2003) による増幅率を示す。前者は、増幅率の小さい山間部では後者よりも小さい増幅率となる一方で、増幅率の大きい平野部では、後者よりも大きい増幅率となる傾向が見られる。言い換えると、前者の山間部から平野部に至る増幅率の幅 (レンジ) は、後者のそれよりも大きくなっている。

図 19 には、本報告の「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布より松岡・翠川 (1994) の (経験式による) 増幅率を用いて計算した地表の震度分布、図 20 には、同じく藤本・翠川 (2003) の増幅率を用いて計算した地表の震度分布を示す (本文で示した地表の震度分布と同じ結果である)。前述した増幅率の違いより、本評価範囲における震度の幅 (レンジ) は、前者のほうが後者よりも若干大きい。

### モデル柱状図を用いた波形計算による震度分布との比較

本報告の評価範囲内の 1 km グリッド毎に対してモデル柱状図の作成を行った。評価範囲は富山、石川、福井、岐阜、長野、新潟の 6 県にわたる。作成に関しては以下の文献を参考にした。例として石川県と富山県のモデル柱状図の物性値を表 4 に示す。また、作成したモデル柱状図の一部を図 21 に示す。

- ・石川県地震被害想定調査 (平成 7 年度) 石川県
- ・富山県地震被害想定調査 (平成 13 年度) 富山県
- ・岐阜県地震被害想定調査 (平成 10 年度) 岐阜県
- ・長野県地震対策基礎調査 (平成 14 年度) 長野県
- ・福井県地震被害予測調査 (平成 8 年度) 福井県
- ・新潟県地震被害想定調査 (平成 10 年度) 新潟県

波形計算の方法としては、統計的グリーン関数法において、上記モデル柱状図を深い地盤構造に付け足した地盤構造モデルを用いて、一次元重複反射法（線形計算）により地表における波形を計算した。これと有限差分法による「詳細法工学的基盤」（ $V_s=750\text{m/s}$ ）上における波形とを接続周期付近でフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上で合成した。浅い地盤構造の  $Q$  値については、小林・他(1999)の  $V_s$  を考慮した式より算定した。合成の接続周期は約 1 秒とした。

その波形の最大値（最大速度）を読み取り、震度に換算した結果を図 2 2 に示す。この震度分布と図 1 9、2 0 とを比較すると、その評価範囲における震度のレンジ、分布の傾向ともに、図 2 0（藤本・翠川）に近いことが認められる。また、図 2 3 には、上記のモデル柱状図を用いて算出した地表の最大速度値とそれぞれの地盤増幅率を用いて算出した最大速度値の関係を示す。それぞれのグラフには、最大速度から換算した計測震度の差（ $\pm 0.5$  と  $\pm 0.25$ ）を直線で示している。松岡・翠川（1994）を用いた場合は、モデル柱状図を用いた場合との震度の差が  $\pm 0.25$  以内となる地点が約半数であるが、藤本・翠川(2003)を用いた場合は、約 9 割の地点の計算結果の差が  $\pm 0.25$  以内に収まっている。これらより、ここで行なった柱状モデルを用いた波形計算の結果は、藤本・翠川(2003)の経験式がこの評価地域についてはより適用性が高いことを示唆すると考えられる。ただし、上記の評価のいずれについても、材料の非線形性については考慮されていないことに、注意が必要である。

#### 参考文献

- 藤本一雄・翠川三郎(2003)：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，第 3 巻，第 3 号，1-15.
- 小林喜久二・久家英夫・植竹富一・真下貢・小林啓美(1999)：伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定—その 3 Q 値の基本式に関する検討，日本建築学会学術講演梗概集，B-2，253-254.
- 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.

表4 石川県・富山県のモデル柱状図の物性値

地盤を構成する地層の物性値（石川県全域）

時代	地質名	層相	地層記号	N 値の範囲	平均 N 値	単位堆積重量 (gf/cm <sup>3</sup> )	S波速度 Vs(m/sec)	
第四紀	沖積層	盛土	—	Bs	—	12	1.80	180
		埋土	砂質土	F	10~20	12	1.70	170
		砂丘	砂質土	Ad	10~20	12	1.70	170
		沖積層	腐植土	Ap	0~3	1	1.10	110
			粘性土	Ac1	0~5	3	1.40	140
				Ac2	5~20	8	1.60	190
			砂質土	As1	5~30	15	1.80	190
		As2		15~	35	1.90	250	
	礫質土	Ag1	30~	40	2.00	280		
	洪積層	洪積層	粘性土	Dc	8~35	15	1.80	260
			砂質土	Ds	10 以上	40	1.90	320
			礫質土	Dg	30 以上	50	2.00	360
		卯辰山・大桑層の一部	砂礫・砂岩・泥岩	Ut	—	—	2.00	450

地盤を構成する地層の物性値（富山県全域）

時代	地質名	層相	地層記号	N 値の範囲	平均 N 値	単位堆積重量 (gf/cm <sup>3</sup> )	S波速度 Vs(m/sec)	
第四紀	沖積層	盛土	—	Bs	—	7	1.80	150
		埋土	砂質土	F	—	6	1.90	140
		砂丘	砂質土	Ad	—	6	1.90	140
		沖積層	腐植土	Ap	—	2	1.20	120
			粘性土	Ac1	—	4	1.50	150
				As1	—	6	1.80	180
			As2	—	25	1.90	220	
		礫質土	Ag1	—	38	2.00	260	
	洪積層	洪積層	粘性土	Dc	—	11	1.80	260
			砂質土	Ds	—	27	1.90	290
			礫質土	Dg	—	50	2.00	360
		工学的基盤	—	—	—	—	2.10	450

砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価

## 図のもくじ

(図10～23)

図10	物理探査測線・ボーリング位置	1
図11	速度構造モデル断面	3
図12	有限差分法による計算結果例(スナップショット)	4
図13	「詳細法工学的基盤」における計算波形例	8
図14	「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数5%擬似 応答スペクトル	12
図15	「詳細法」による強震動予測結果:「詳細法工学的基盤」 における最大速度	16
図16	「詳細法」による強震動予測結果:地表の最大速度分布	17
図17	「簡便法」による強震動予測結果:地表の震度分布	18
図18	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	19
図19	「詳細法」による震度分布:松岡・翠川(1994)による 増幅率を使用	20
図20	「詳細法」による震度分布:藤本・翠川(2003)による 増幅率を使用	21
図21	モデル柱状図の例	22
図22	「詳細法」による震度分布:モデル柱状図を用いた 波形計算	23
図23	砺波平野断層帯西部の詳細法結果における地盤増幅率と モデル柱状図による地表最大速度の比較	24

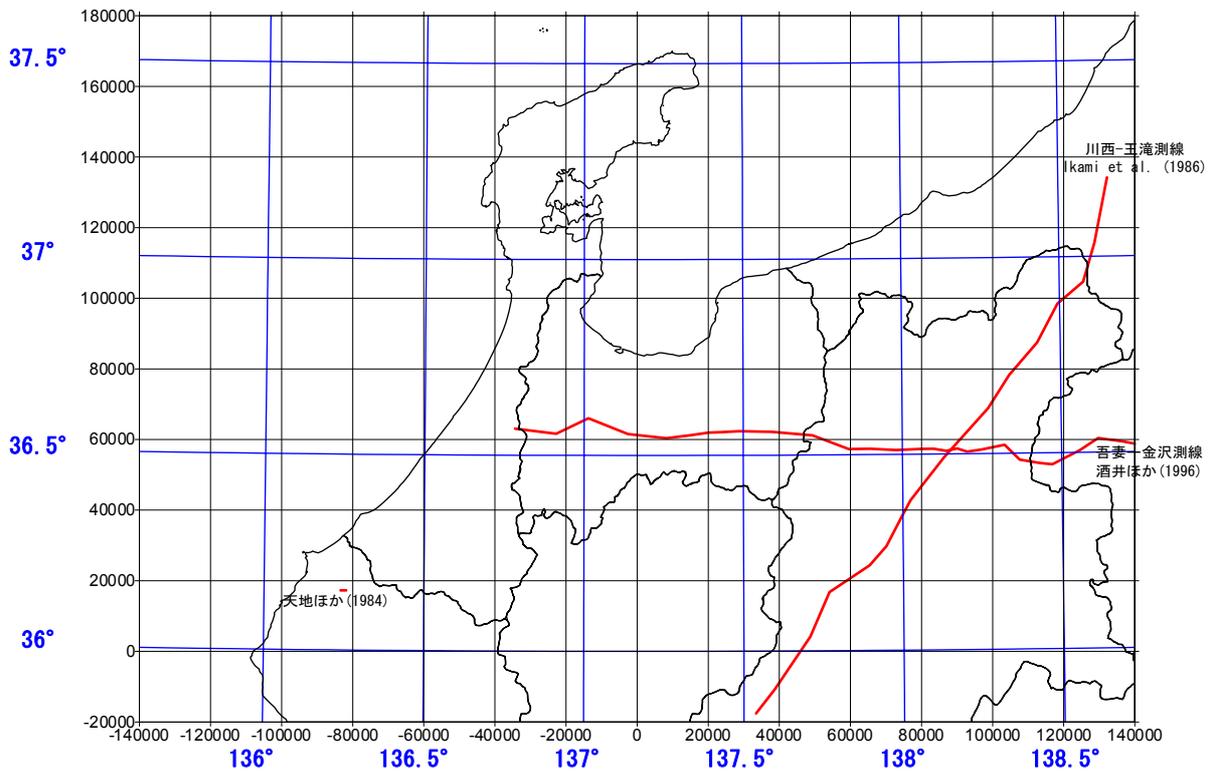


図 10-1 文献位置 (屈折法地震探査)

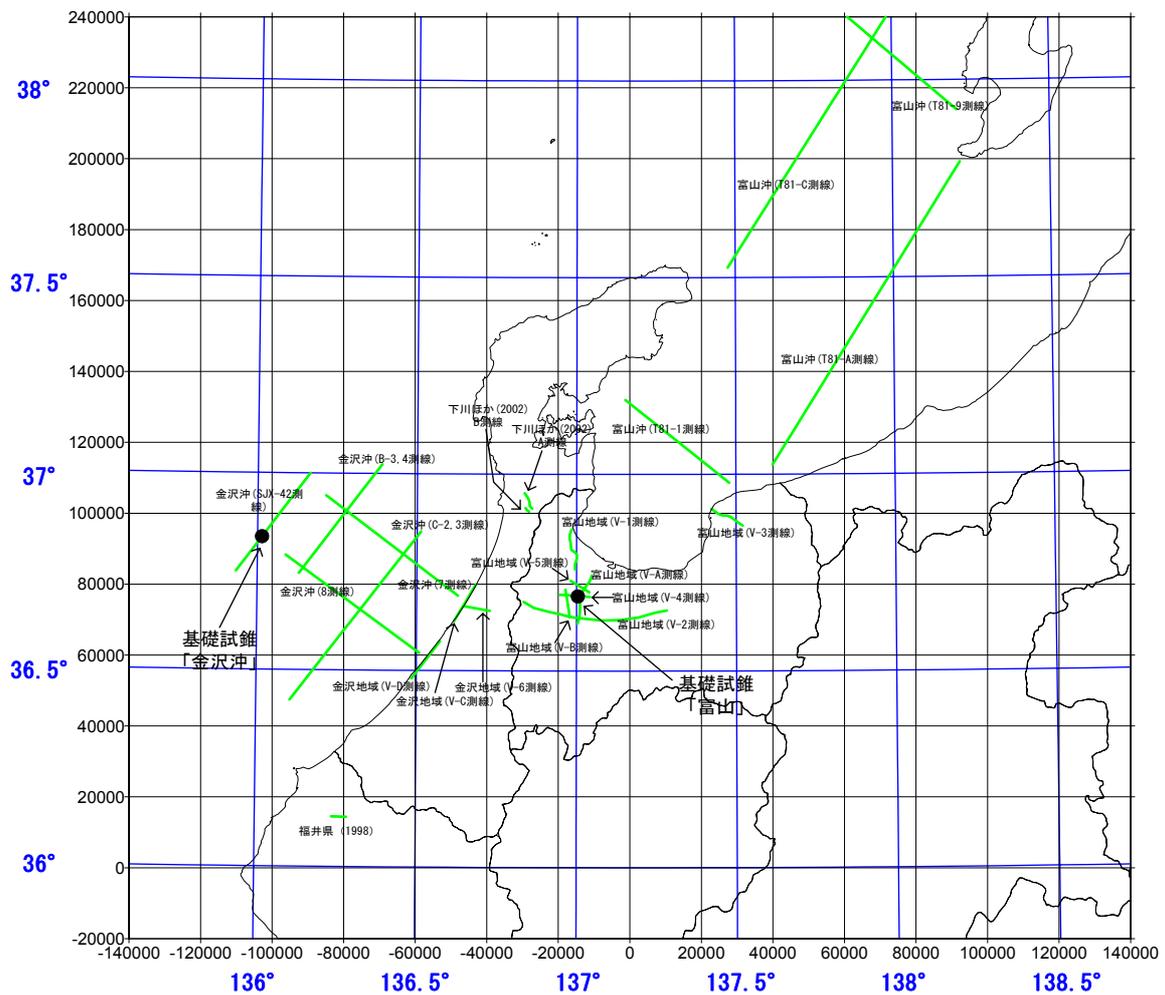


図 10-2 文献位置 (反射法地震探査)

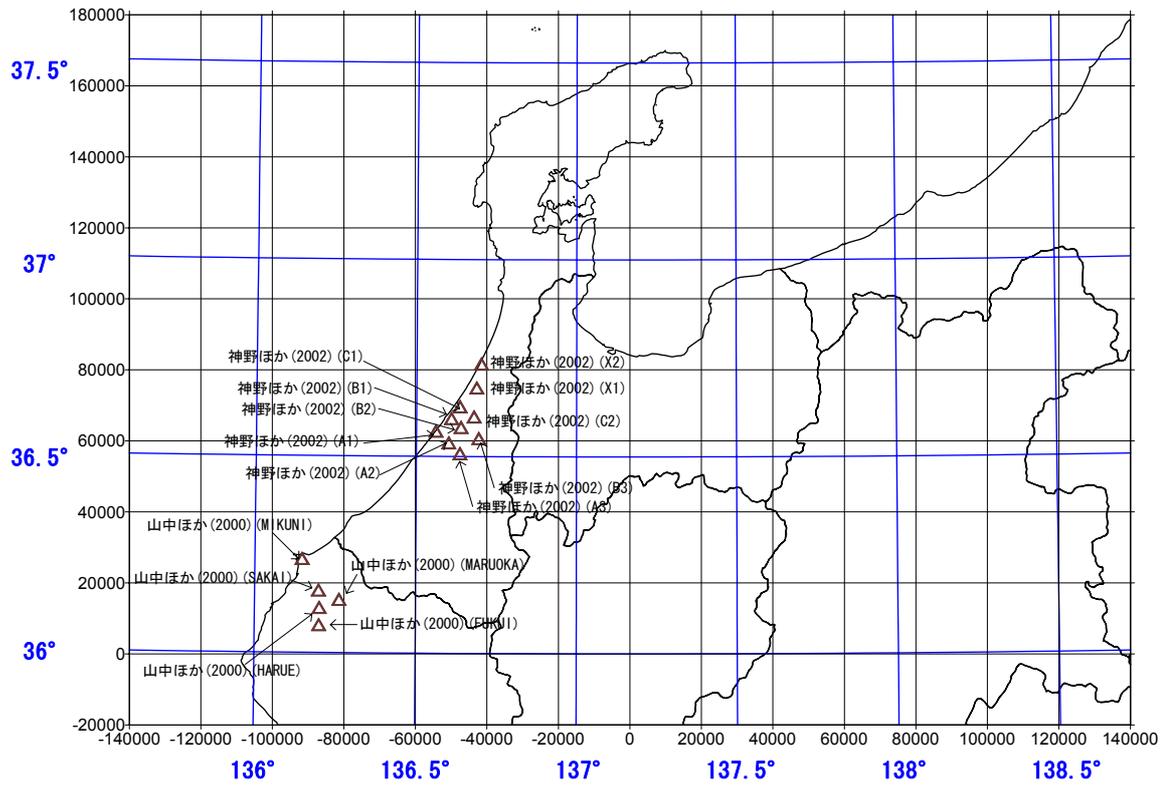


図10-3 文献位置(微動アレイ探査)

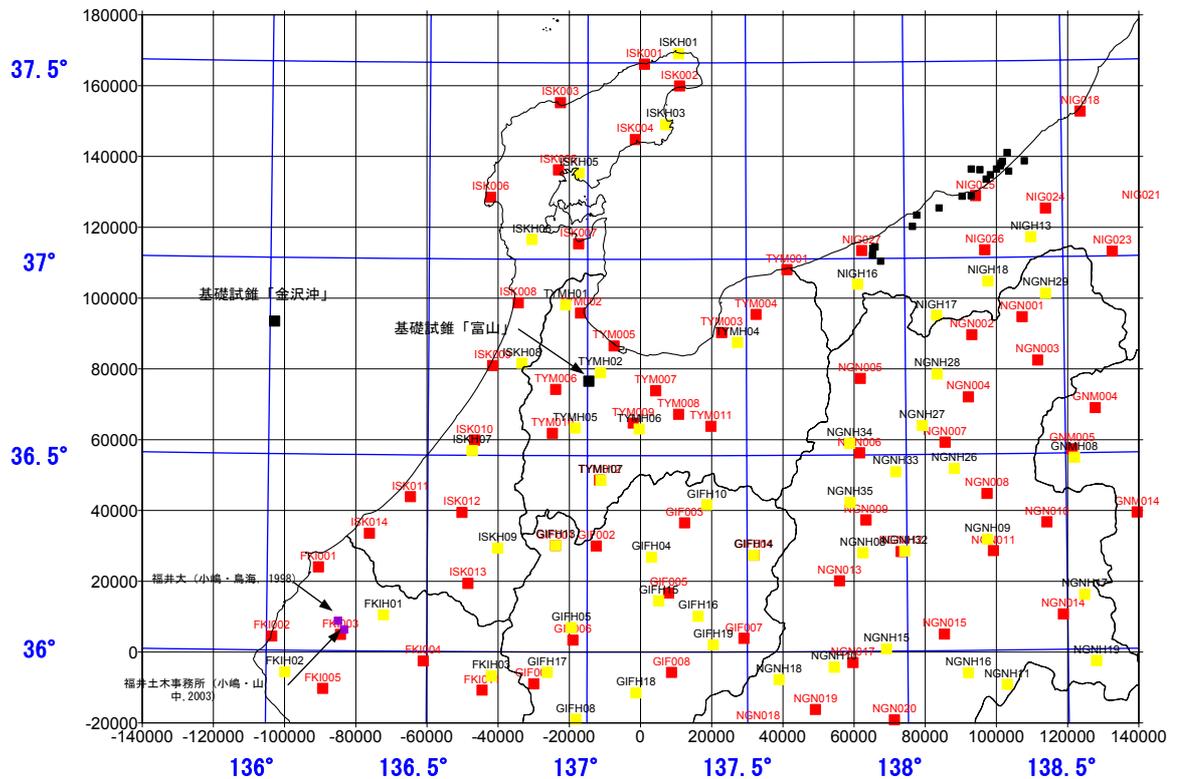


図10-4 文献位置(ボーリングデータ)

赤 : K-NET  
 黄 : Kik-net  
 黒 : 基礎試錐  
 紫 : その他

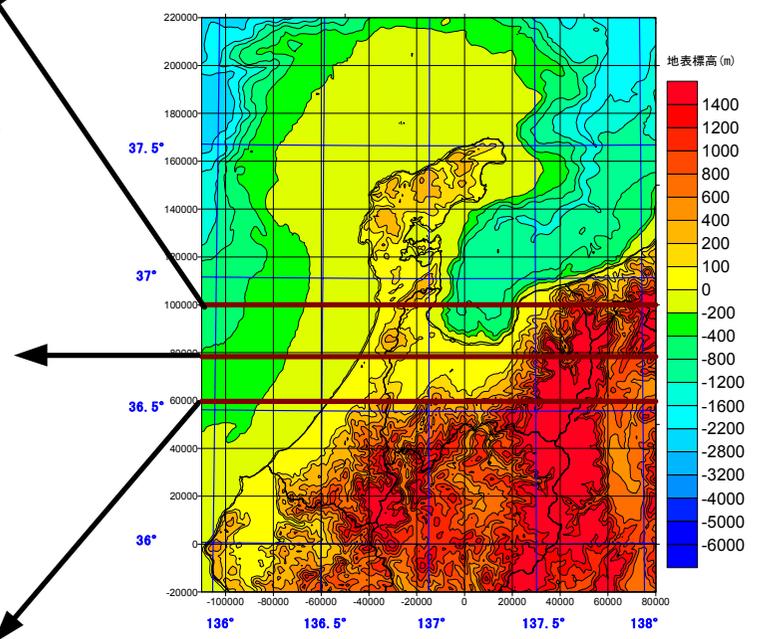
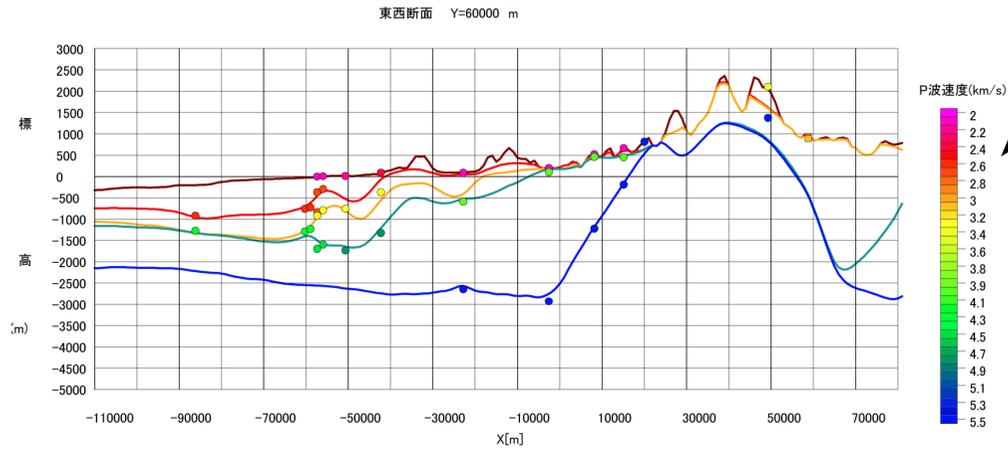
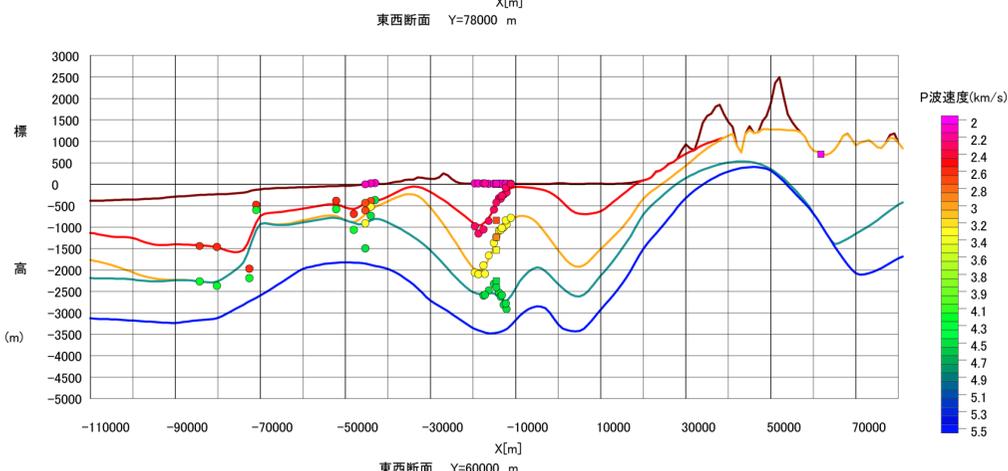
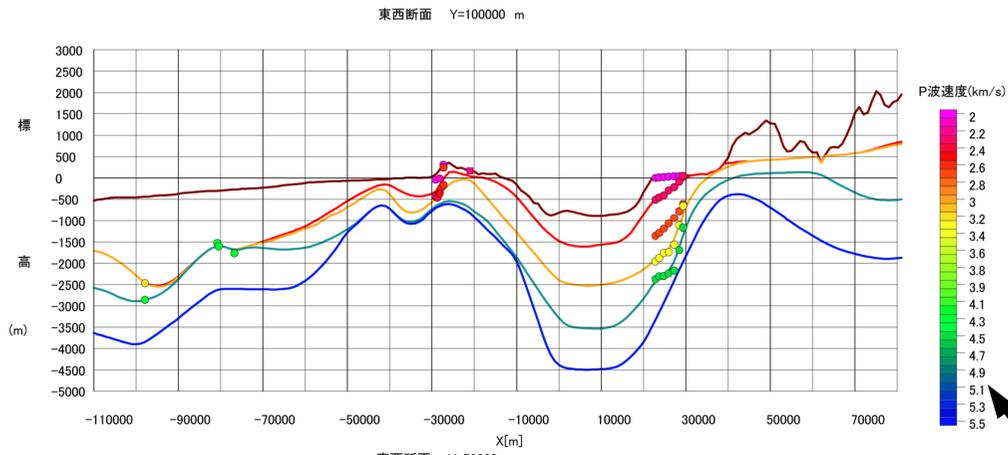


図 1 1 速度構造モデル断面

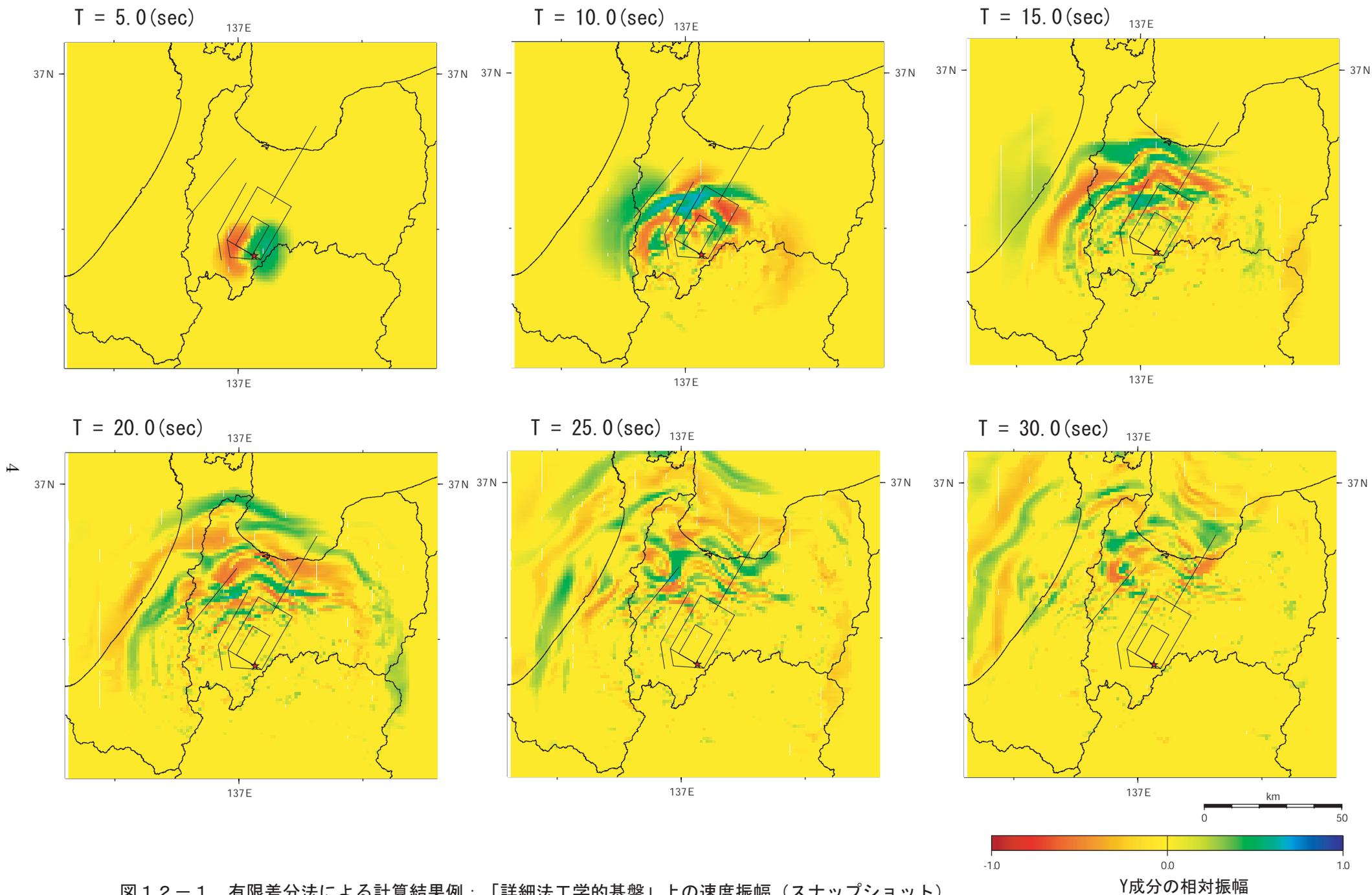


図 1 2 - 1 有限差分法による計算結果例：「詳細法工学的基盤」上の速度振幅（スナップショット）  
 砺波平野断層帯東部（アスペリティ 1 つ）

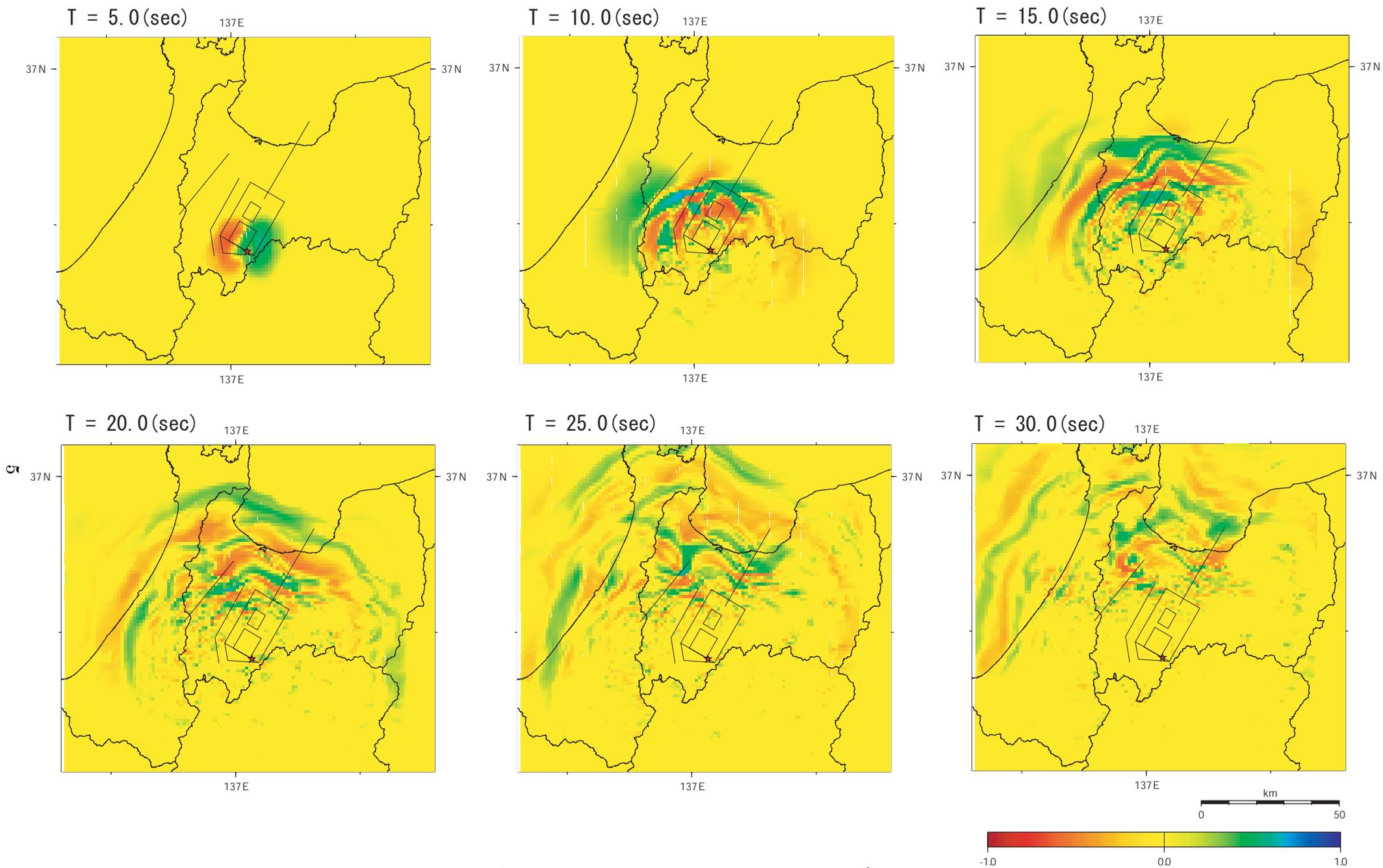


図 1 2 - 2 有限差分法による計算結果例：「詳細法工学的基盤」上の速度振幅（スナップショット）  
 砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）

Y成分の相対振幅

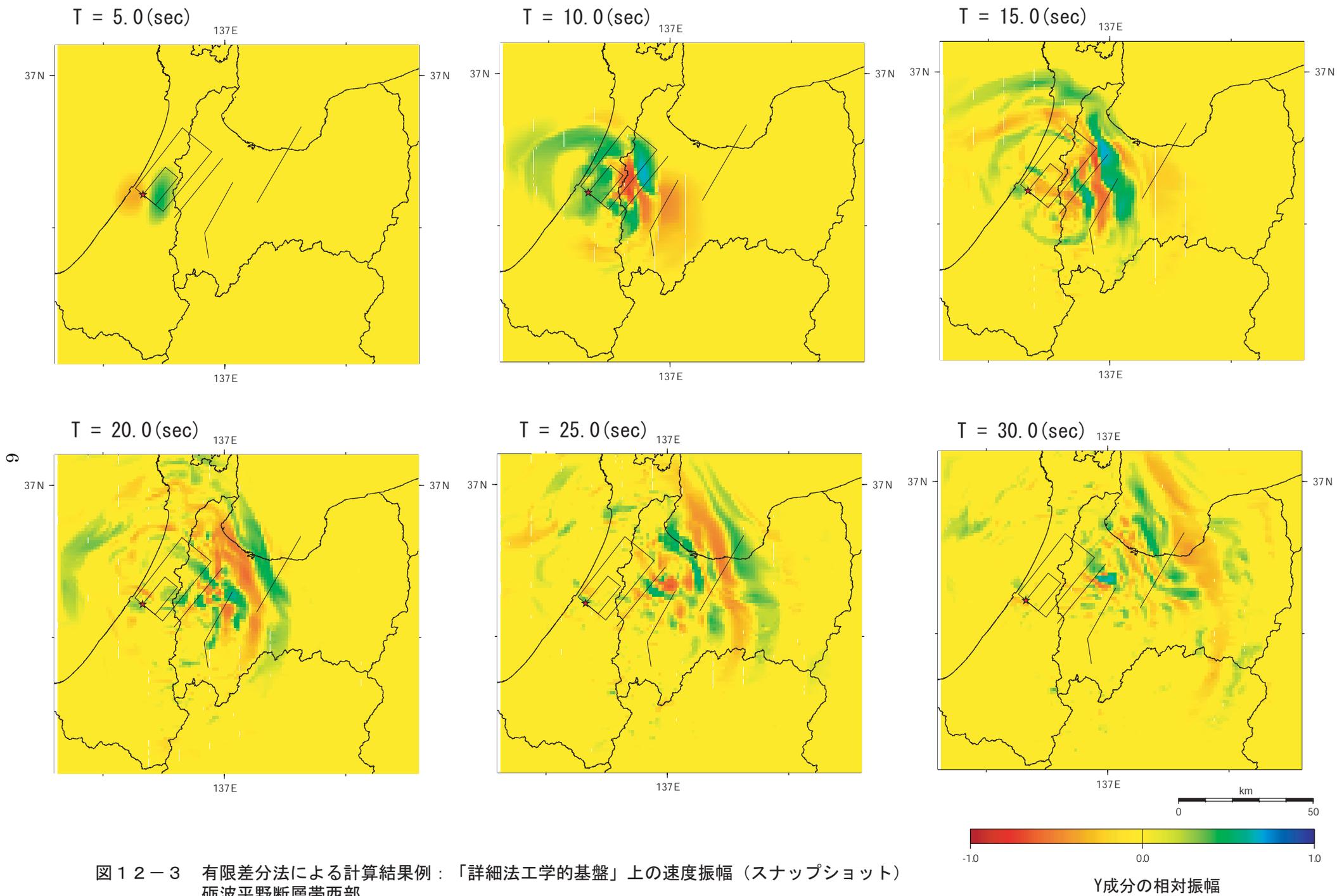


図 1 2 - 3 有限差分法による計算結果例：「詳細法工学的基盤」上の速度振幅（スナップショット）  
 砺波平野断層帯西部

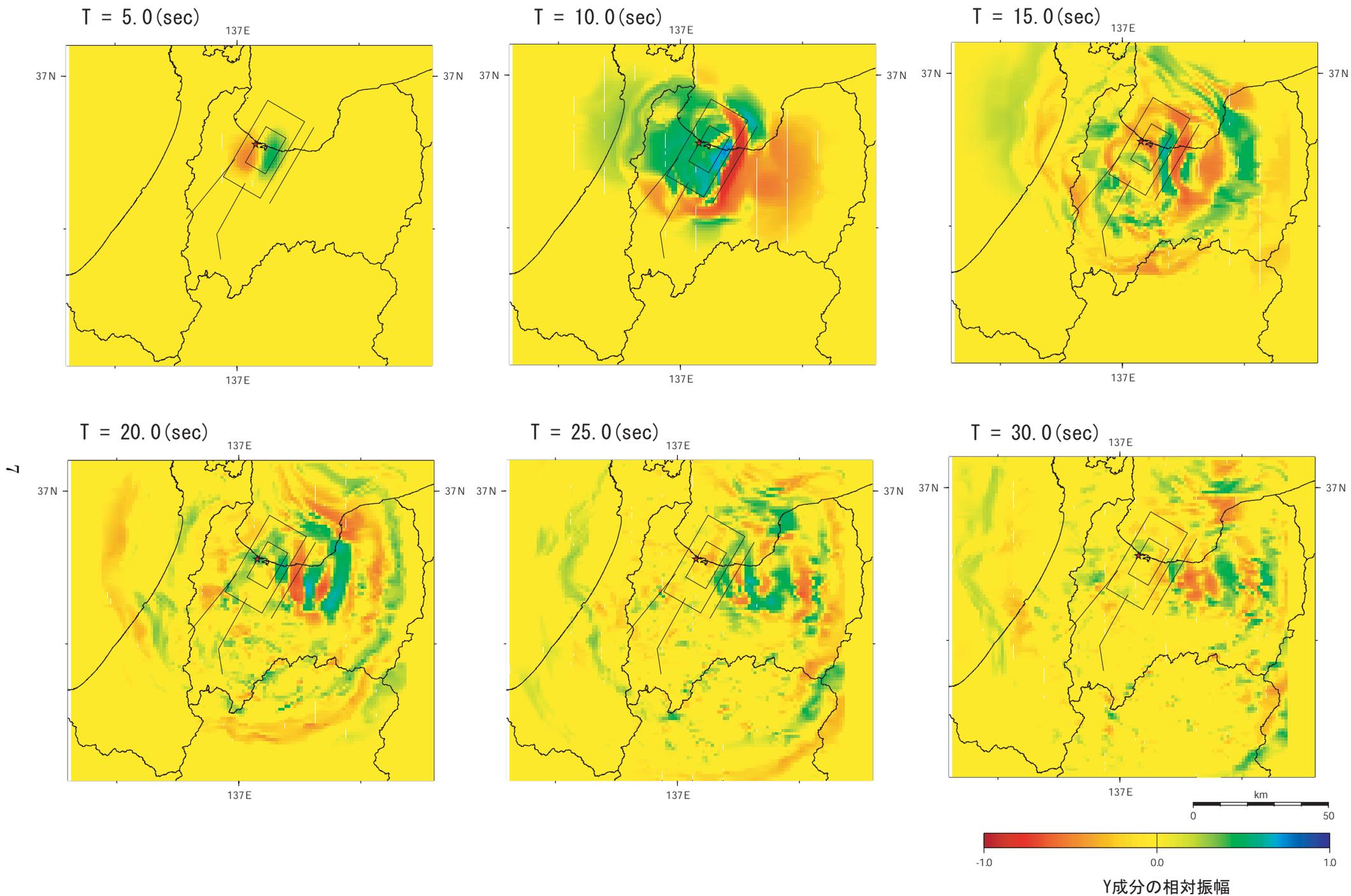


図 1 2 - 4 有限差分法による計算結果例：「詳細法工学的基盤」上の速度振幅（スナップショット）  
 呉羽山断層帯

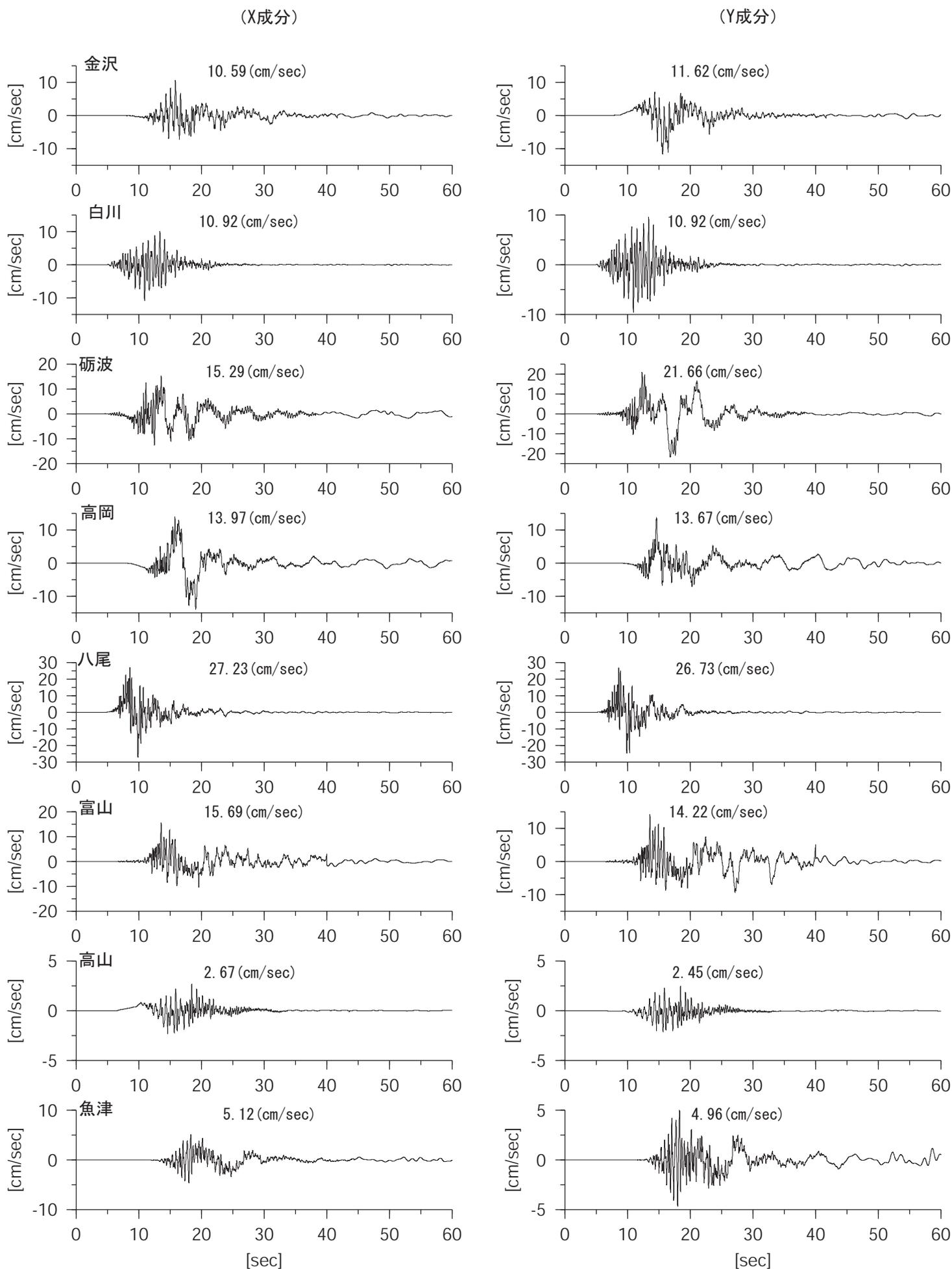


図 1 3 - 1 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=450\text{m/s}$ ) における計算波形例  
 砺波平野断層帯東部 (アスペリティ 1 つ)

(X成分)

(Y成分)

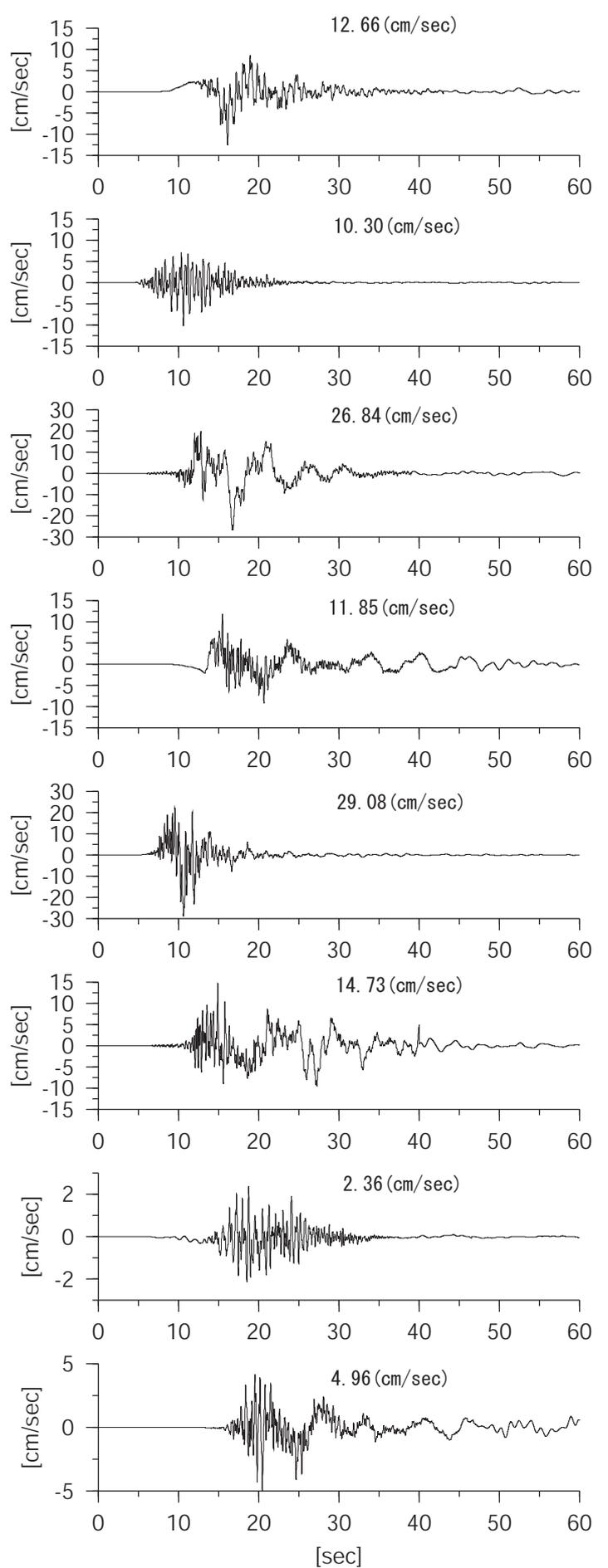
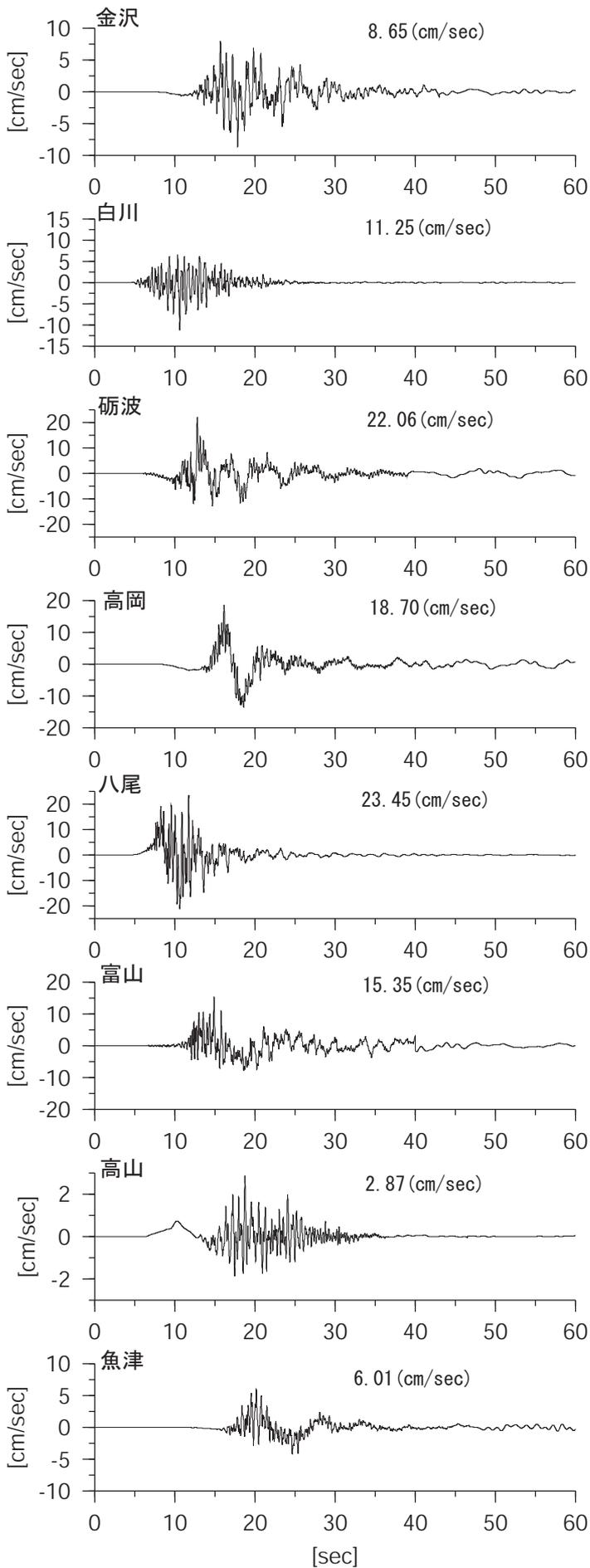


図 13-2 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=450\text{m/s}$ ) における計算波形例  
砺波平野断層帯東部 (アスペリティ2つ)

(X成分)

(Y成分)

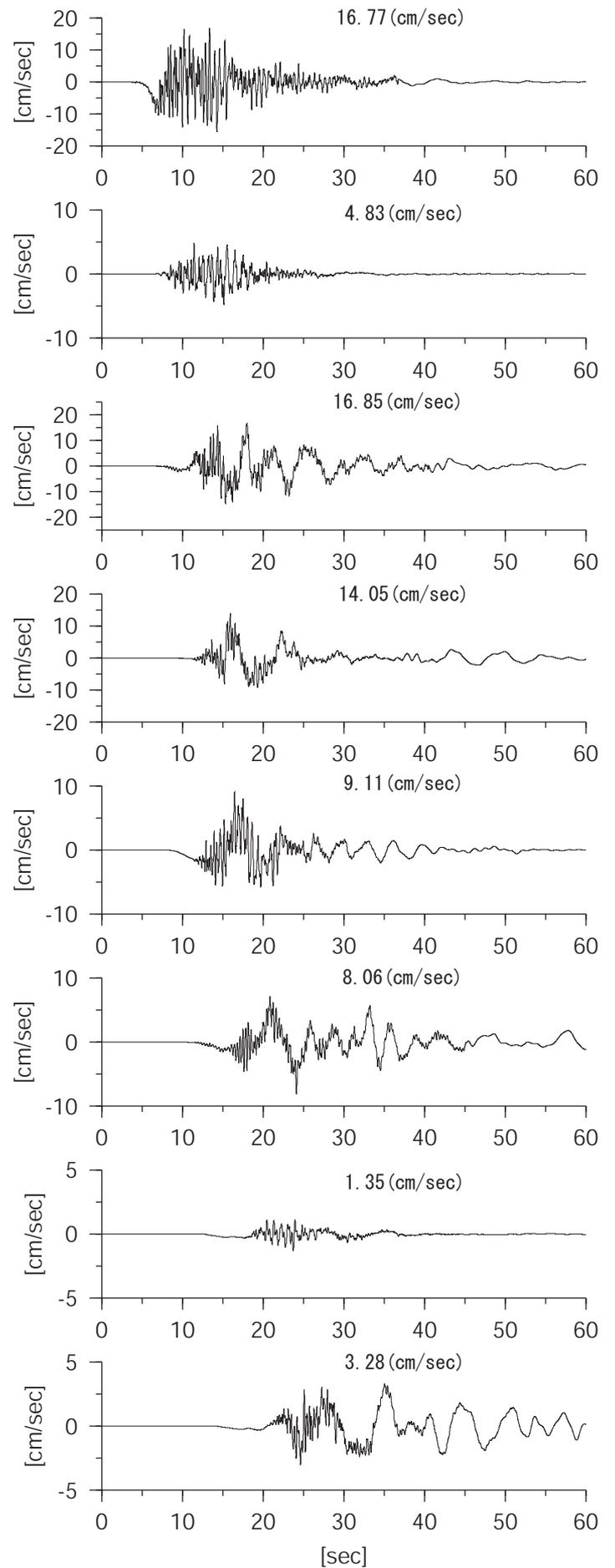
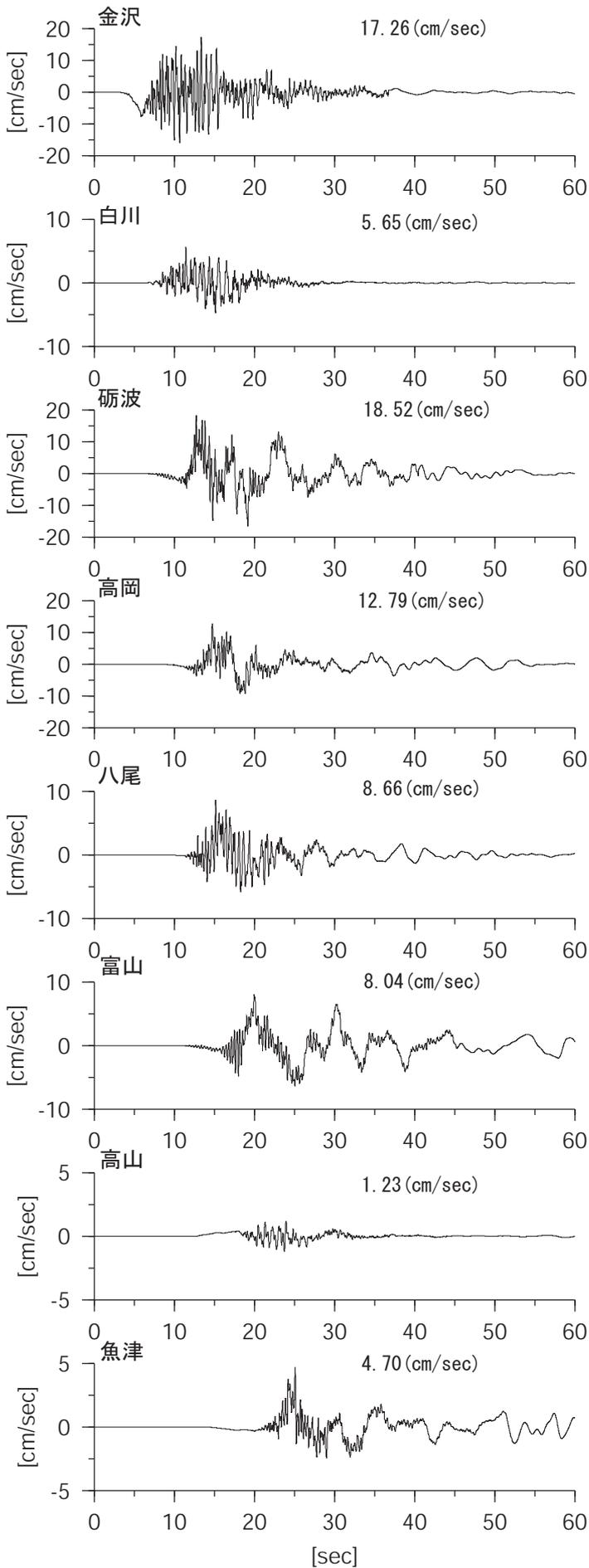


図 1 3 - 3 「詳細法工学的基盤」 ( $V_s=450\text{m/s}$ ) における計算波形例  
砺波平野断層帯西部

(X成分)

(Y成分)

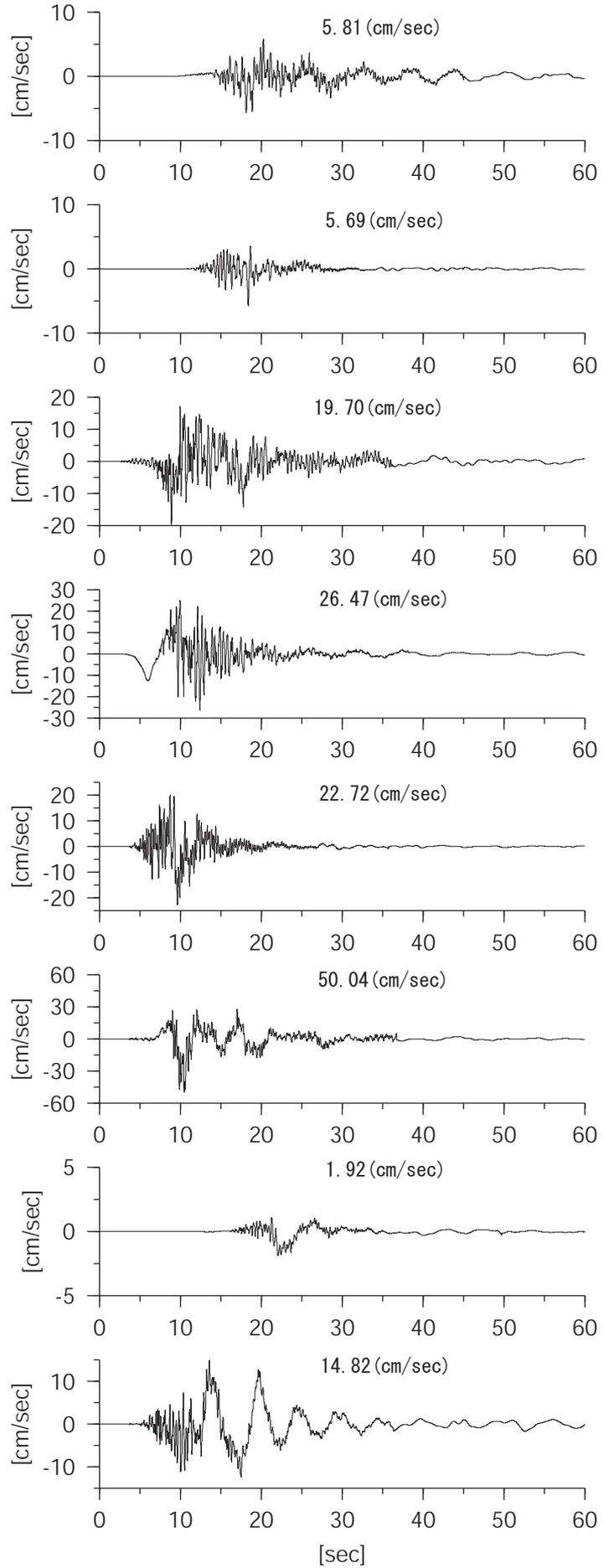
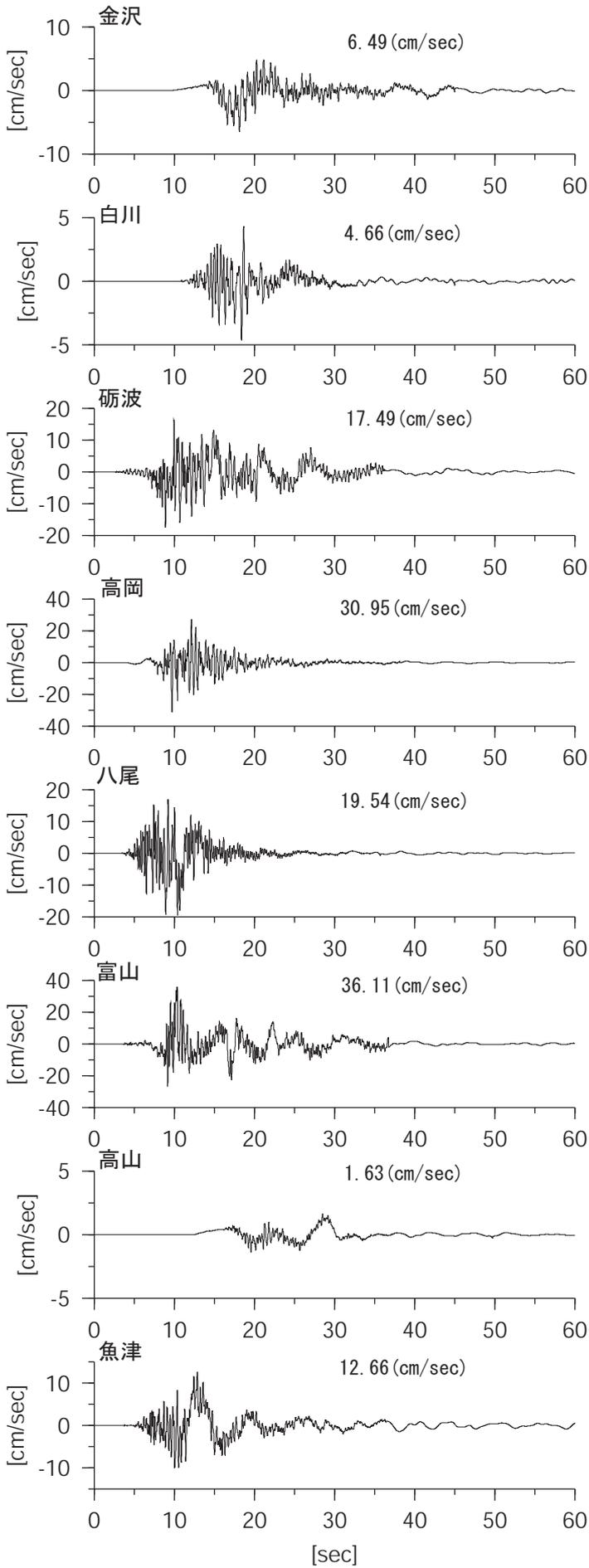


図 1 3 - 4 「詳細法工学的基盤」(Vs=450m/s)における計算波形例  
吳羽山断層帯

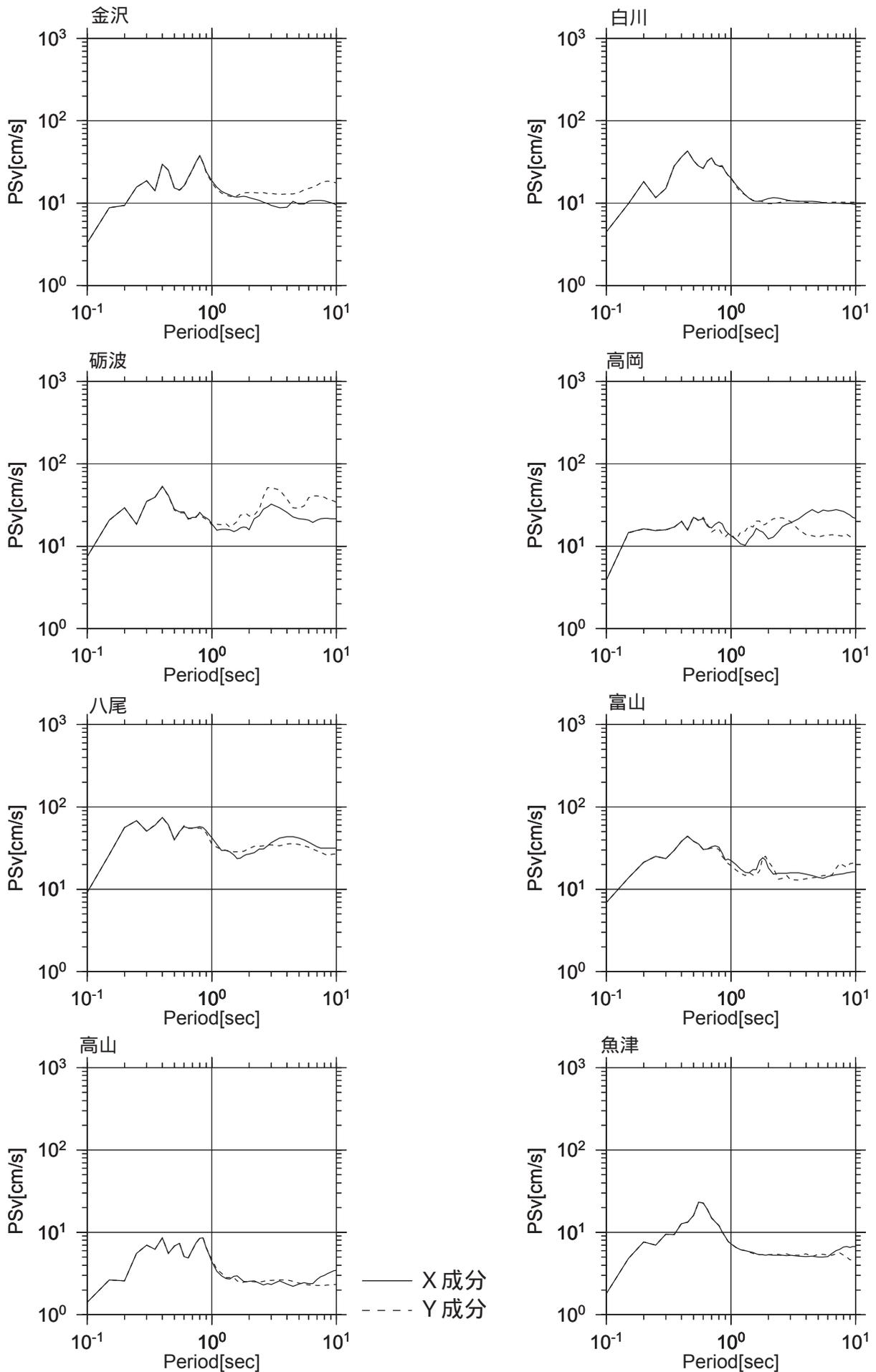


図 1 4 - 1 「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数 5 % 疑似速度応答スペクトル  
 砺波平野断層帯東部 (アスペリティ 1 つ)

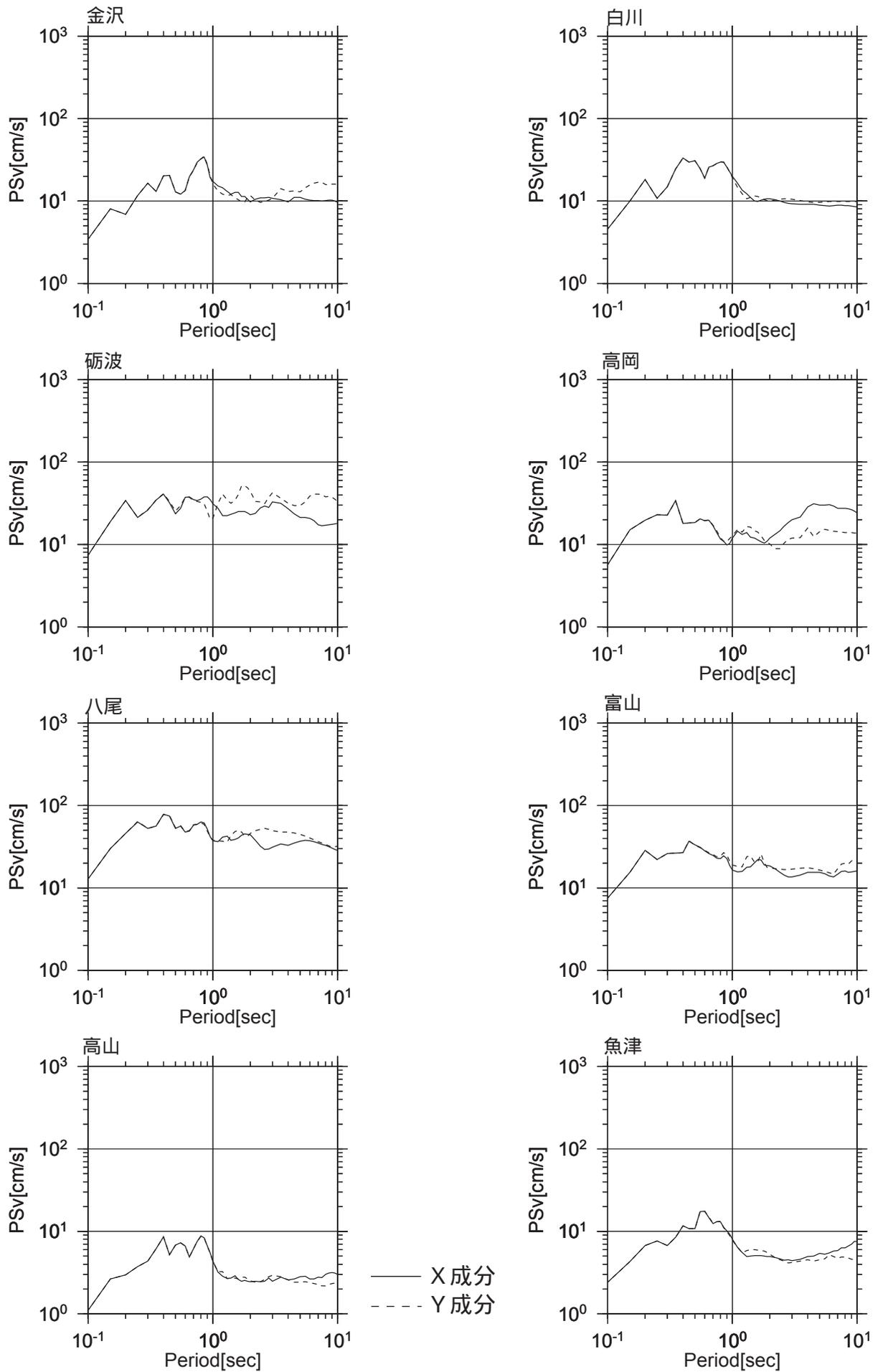


図 1 4 - 2 「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数 5 % 疑似速度応答スペクトル  
 砺波平野断層帯東部 (アスペリティ 2 つ)

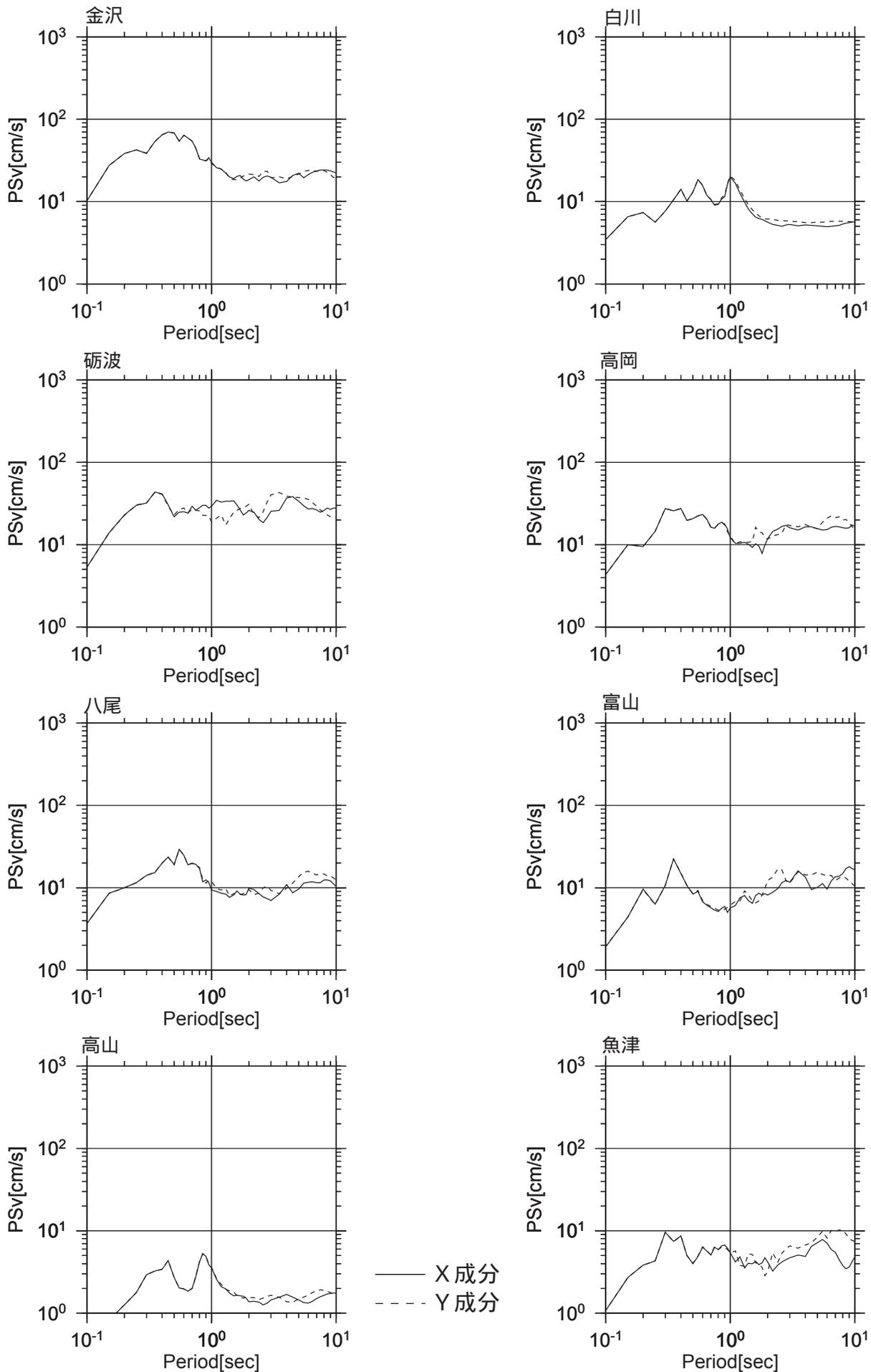


図 1 4 - 3 「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数 5 % 疑似速度応答スペクトル  
 砺波平野断層帯西部

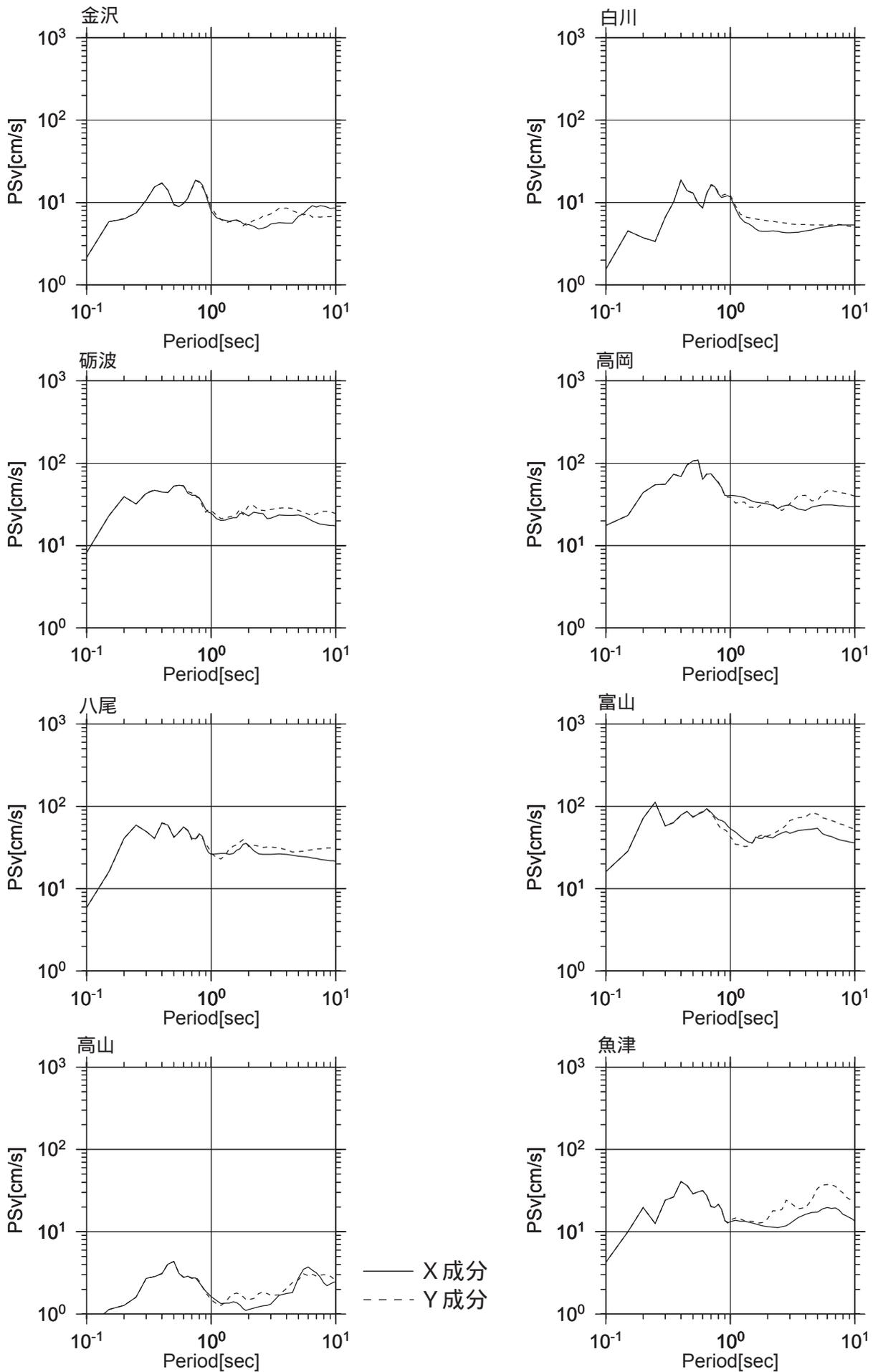
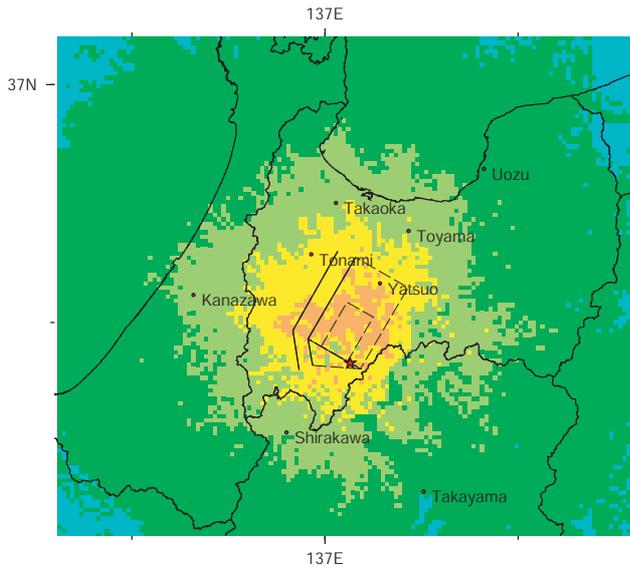
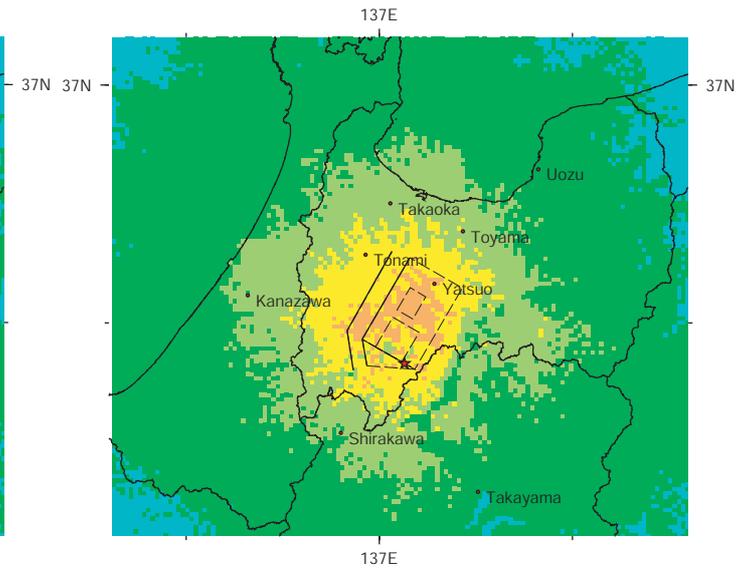


図 1 4 - 4 「詳細法工学的基盤」上の地震動の減衰定数 5 % 疑似速度応答スペクトル  
 吳羽山断層帯

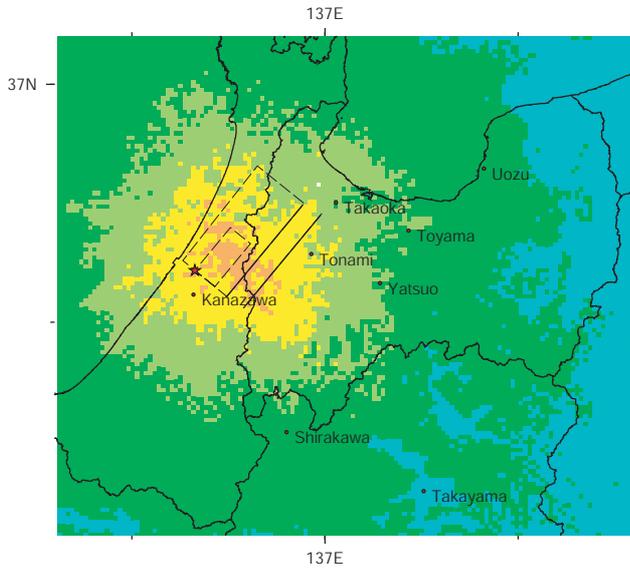
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯

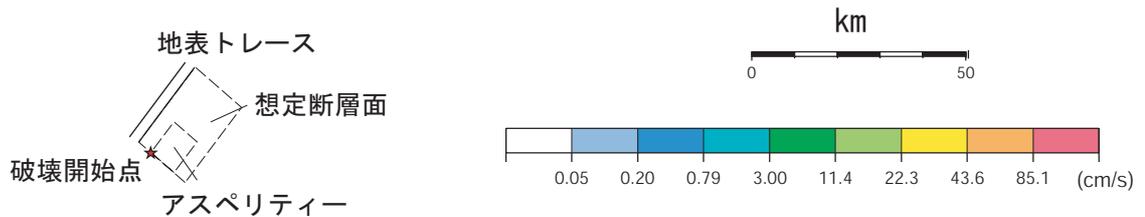
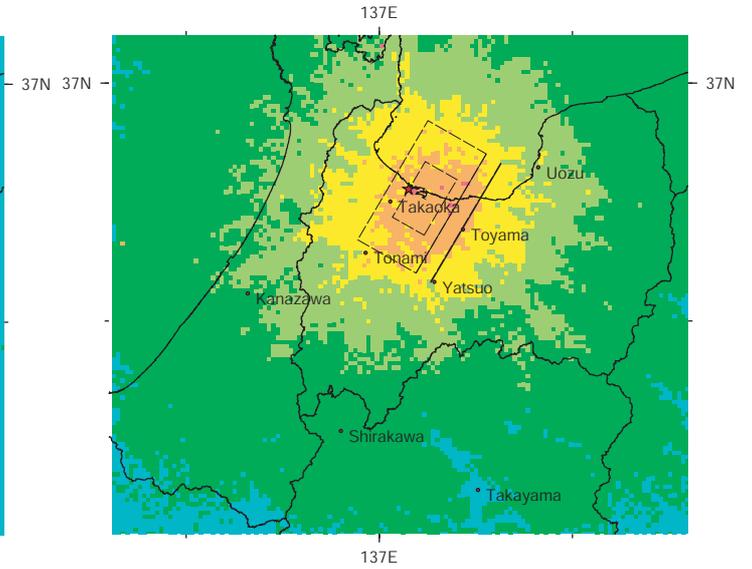
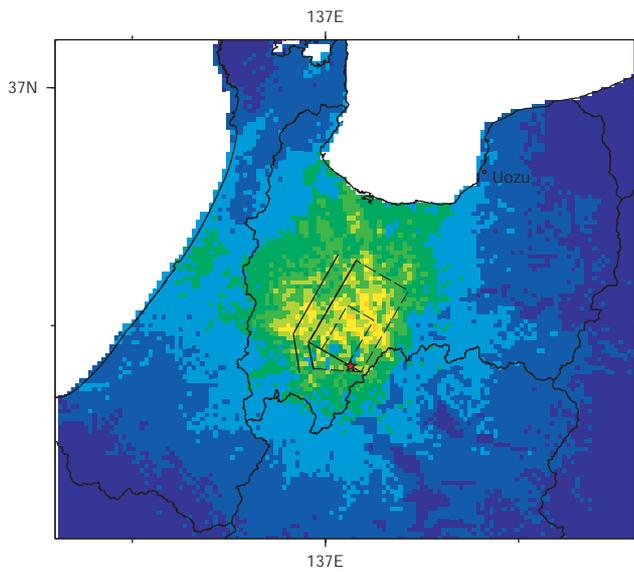
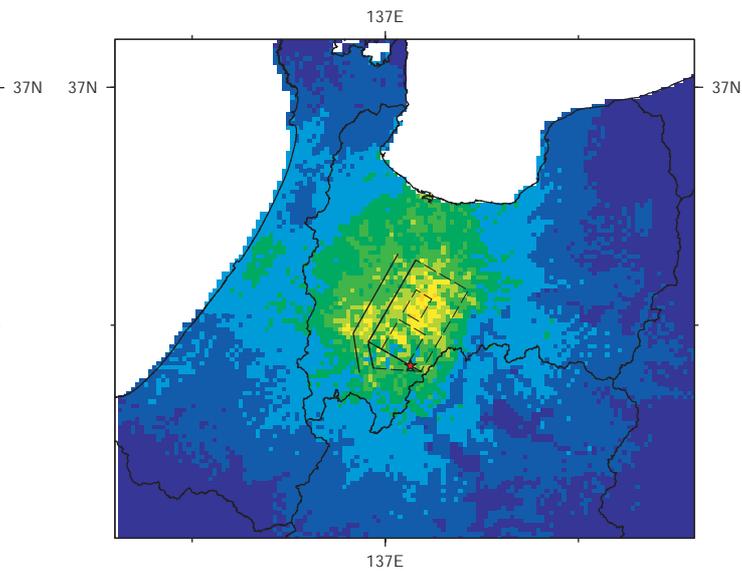


図15 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」における最大速度

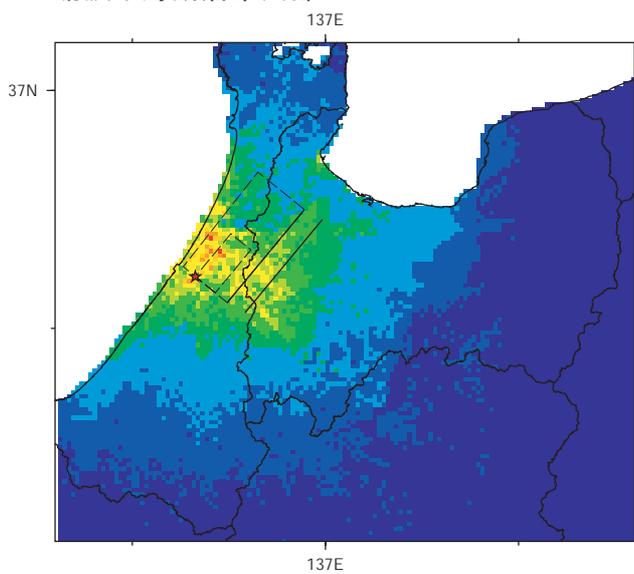
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯

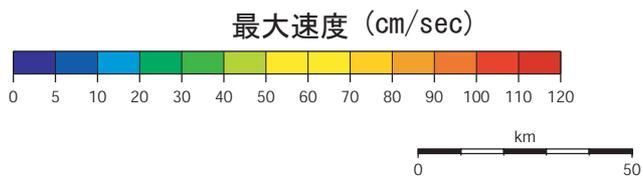
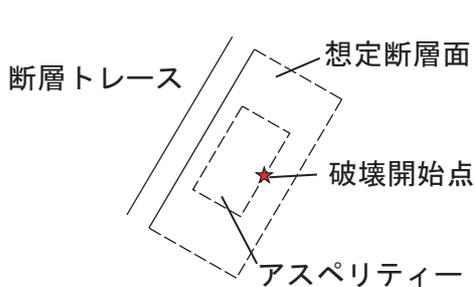
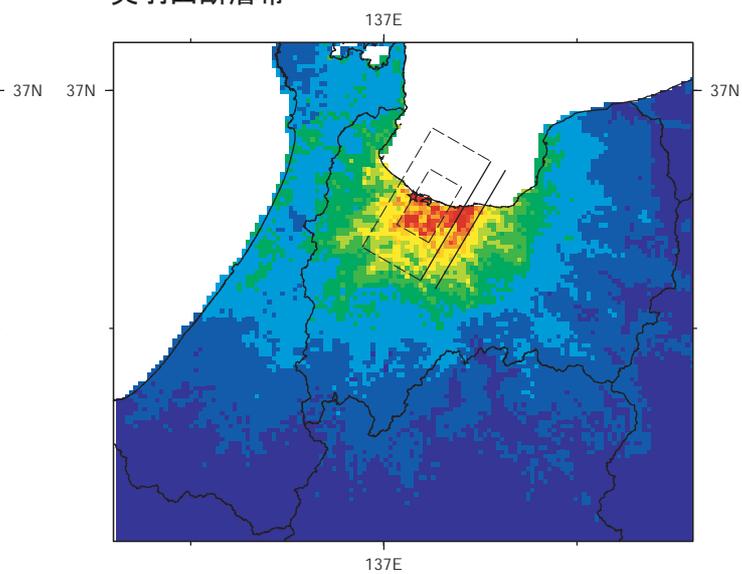
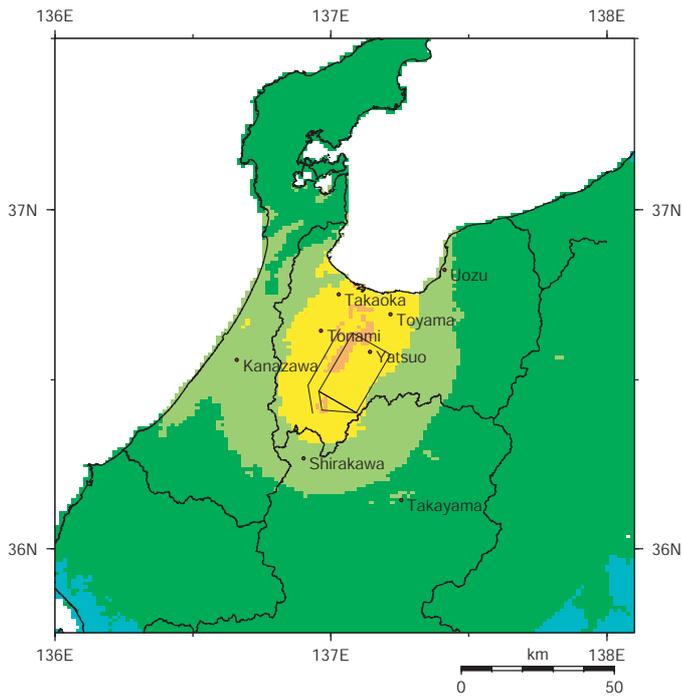
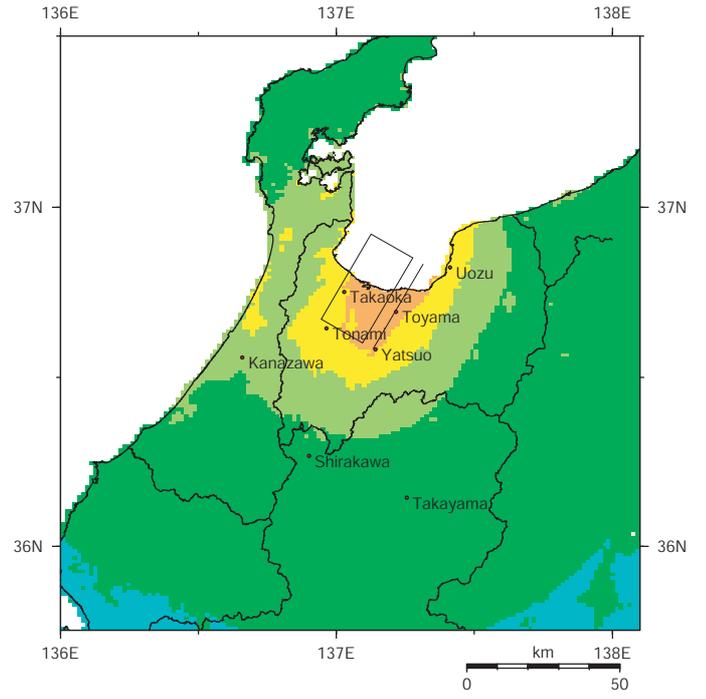


図 16 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布

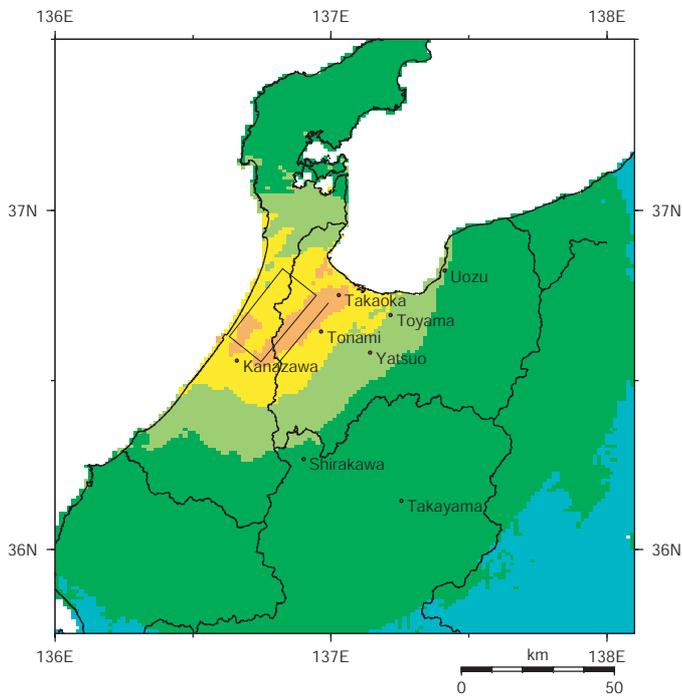
砺波平野断層帯東部



呉羽山断層帯



砺波平野断層帯西部



震度

凡例

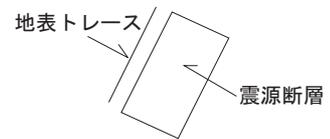


図17 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布

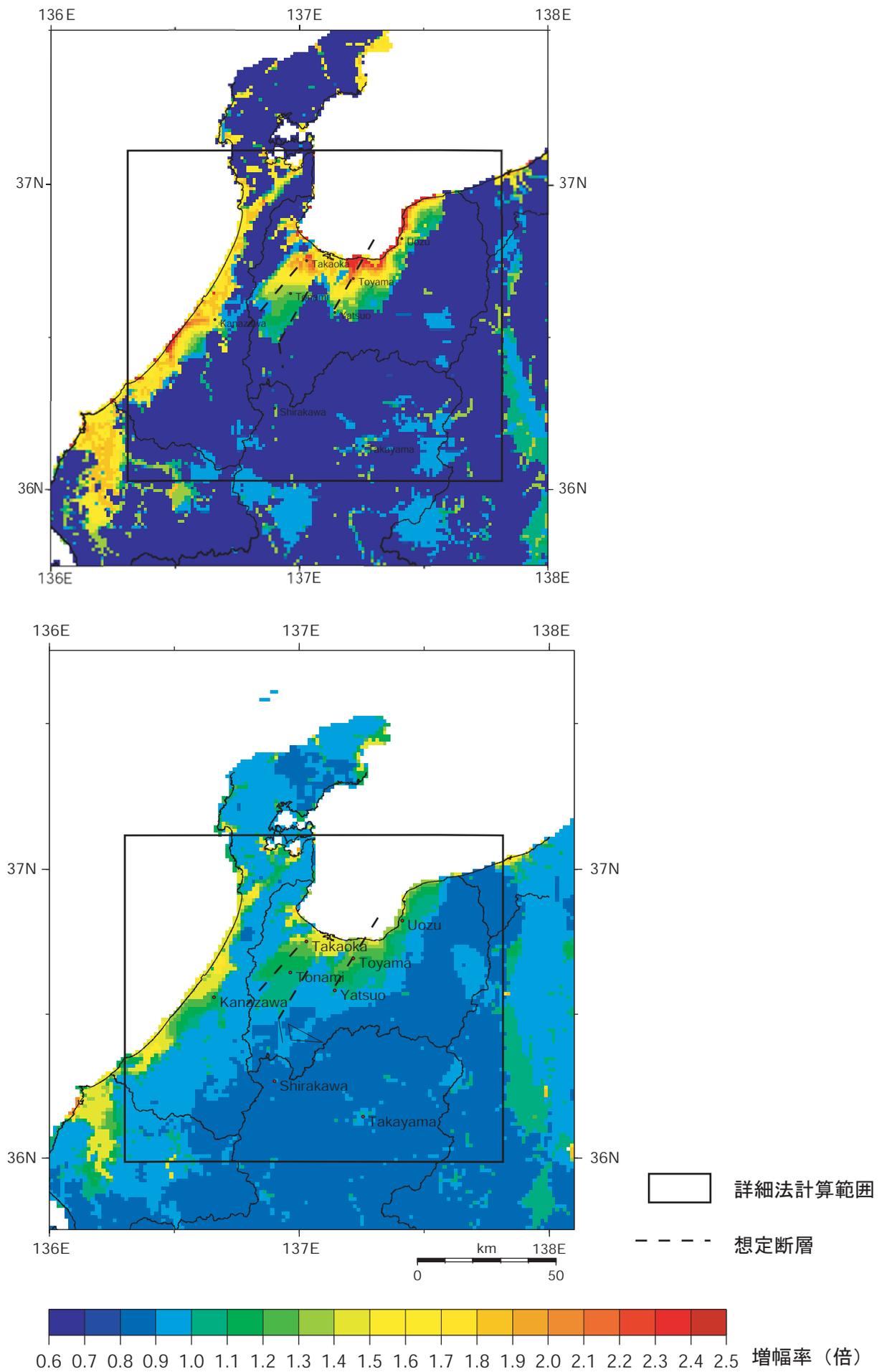
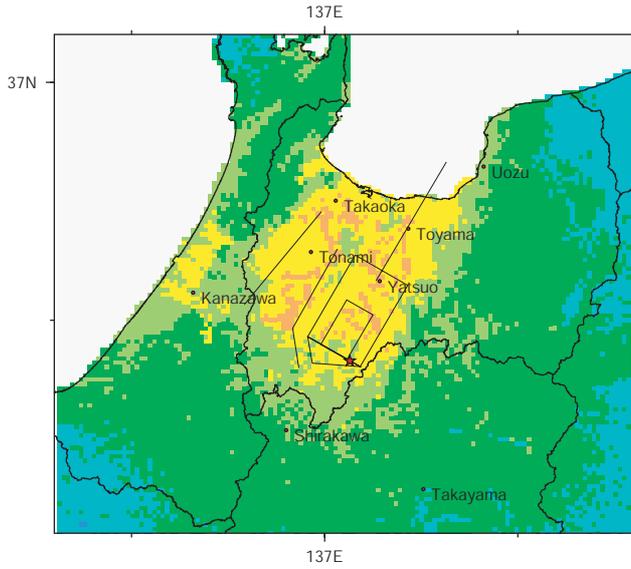
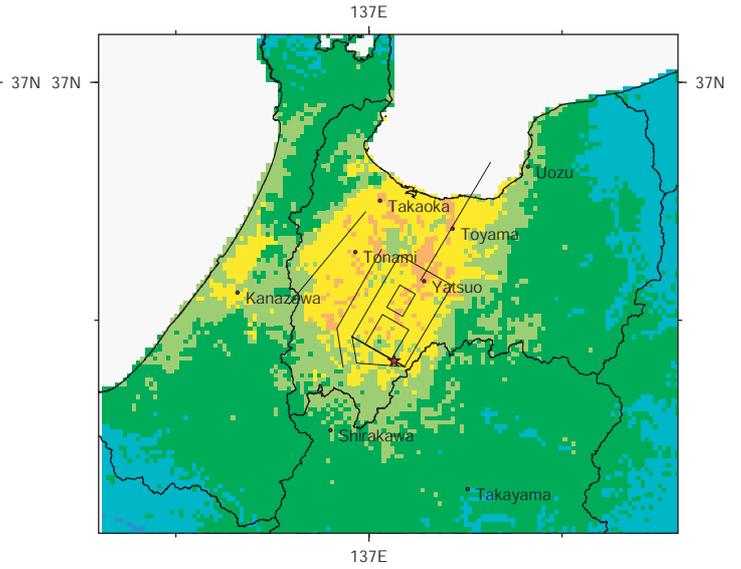


図18 工学的基盤 ( $V_s=400\text{m/s}$ 相当) から地表までの最大速度の増幅率 (浅い地盤構造)  
 (上: 松岡・翠川(1994)による地盤増幅率、下: 藤本・翠川(2003)による地盤増幅率)

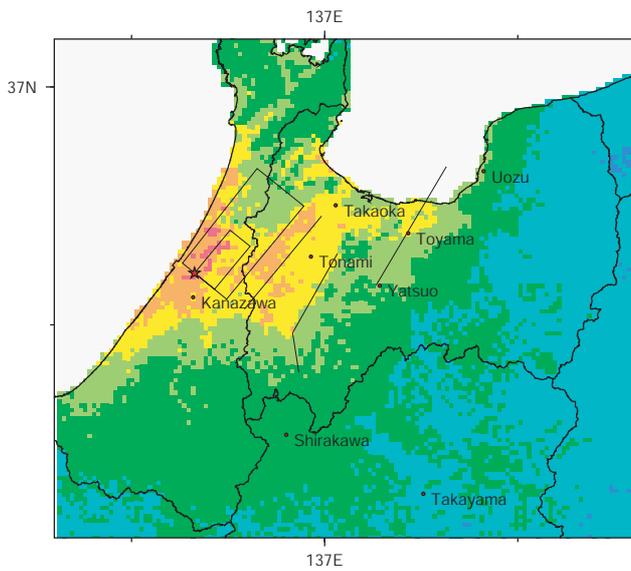
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯

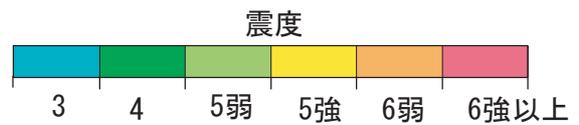
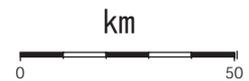
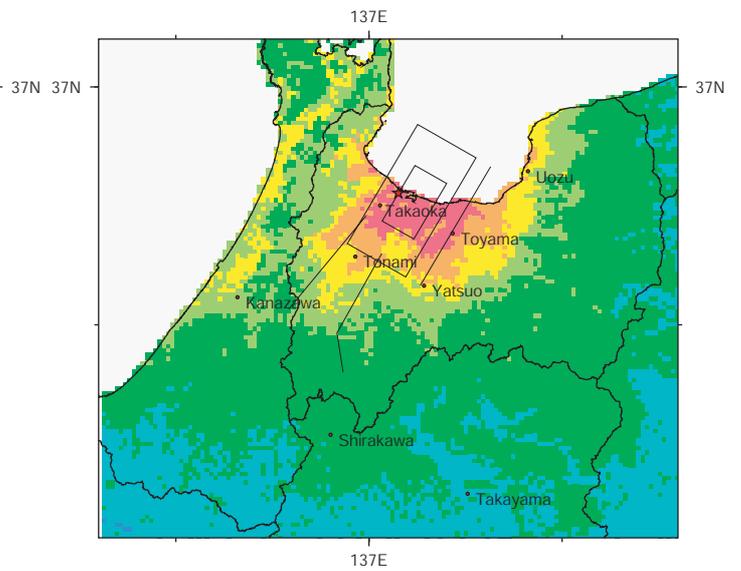
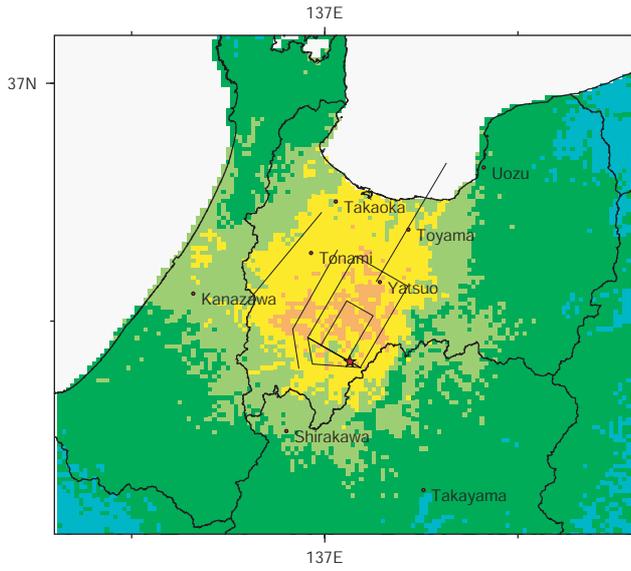
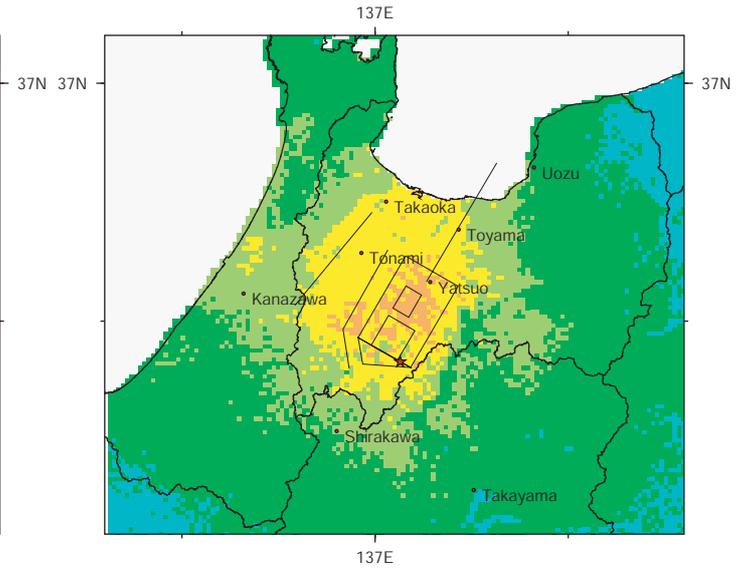


図19 「詳細法」による地表における震度分布：松岡・翠川(1994)による増幅率を使用

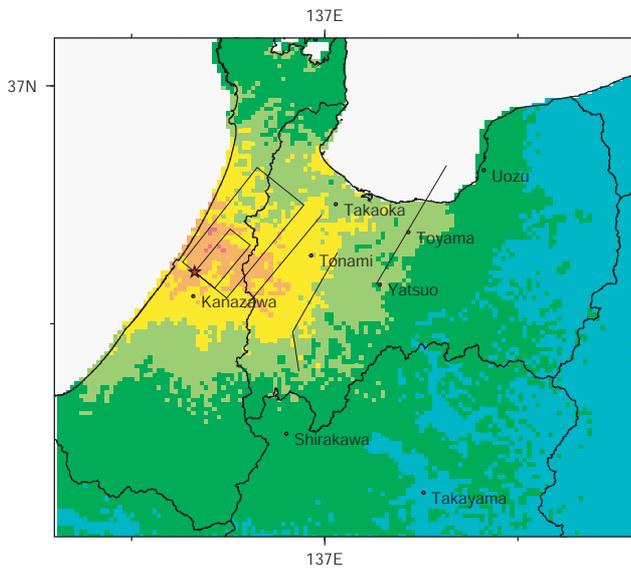
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯

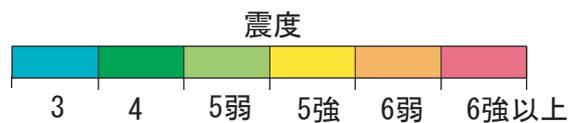
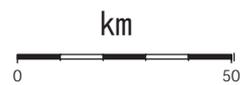
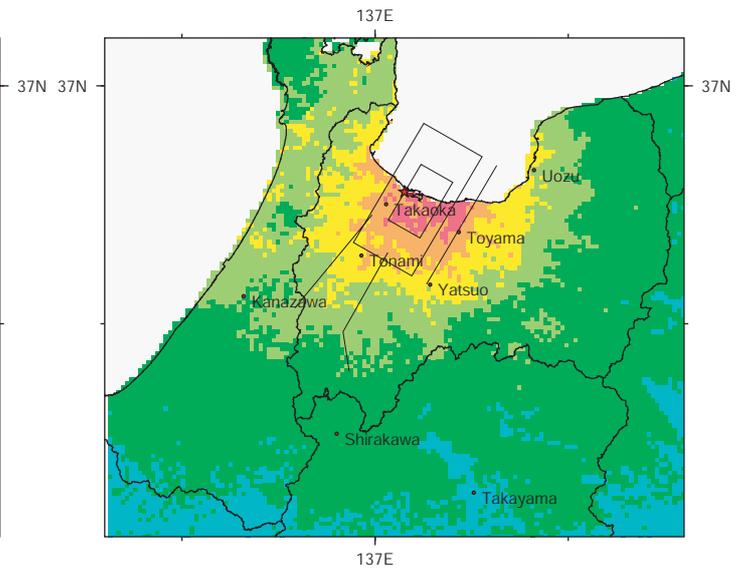
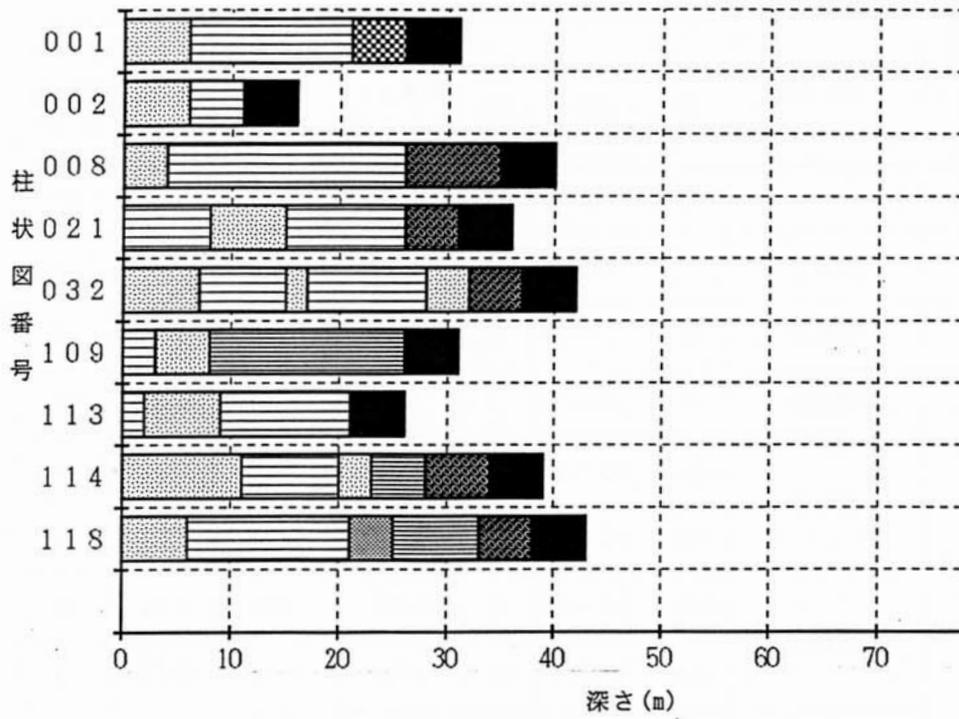
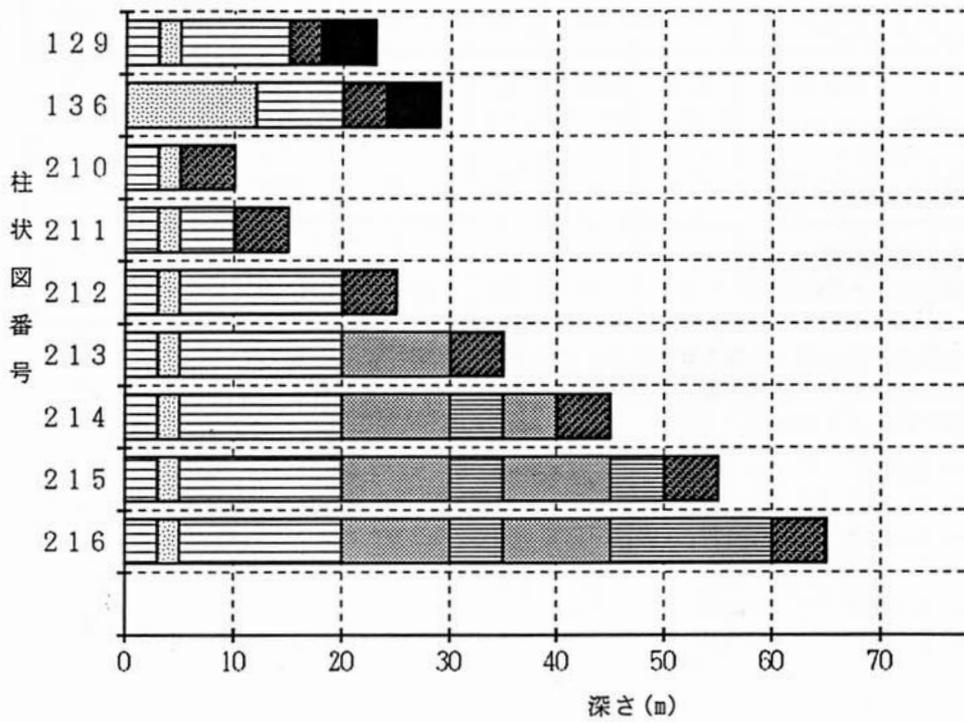


図20 「詳細法」による地表における震度分布：藤本・翠川(2003)による増幅率を使用

平野(1) (加賀平野)



平野(2) (金沢平野)



← 金沢市役所

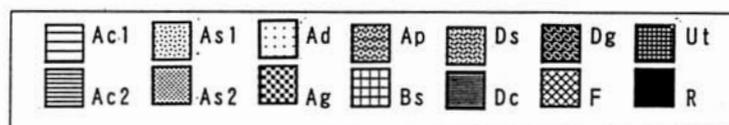
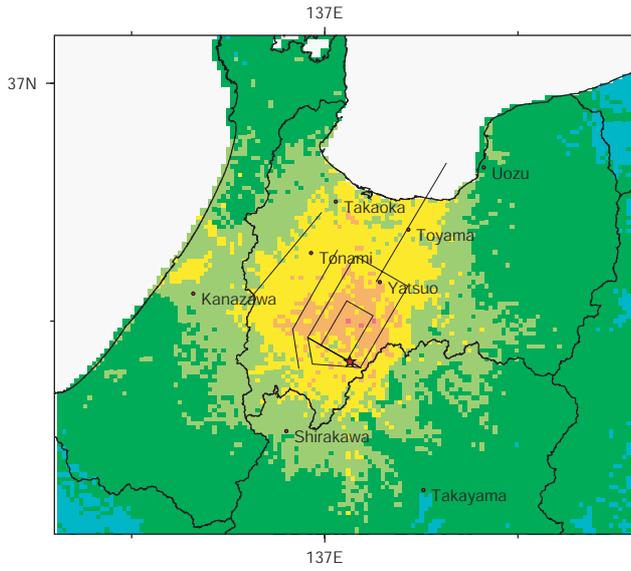
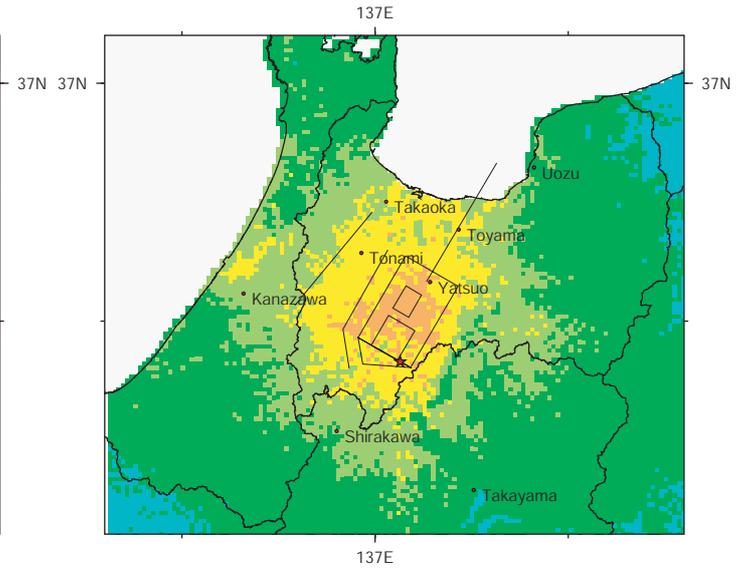


図 2 1 モデル柱状図の例 (石川県の加賀平野と金沢平野に小区分化)

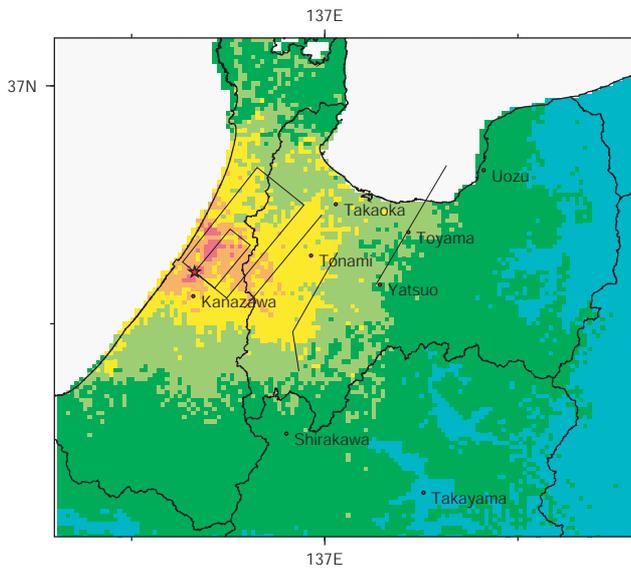
砺波平野断層帯東部（アスペリティ1つ）



砺波平野断層帯東部（アスペリティ2つ）



砺波平野断層帯西部



呉羽山断層帯

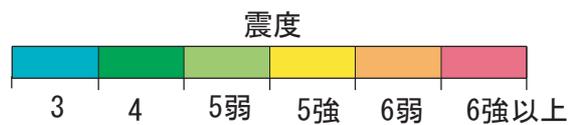
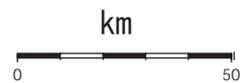
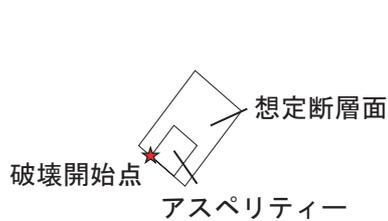
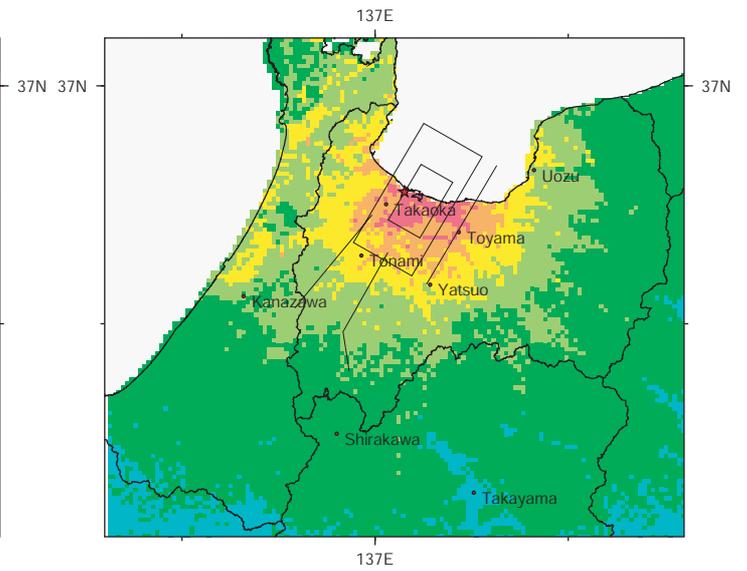


図22 「詳細法」による地表における震度分布：モデル柱状図を用いた波形計算

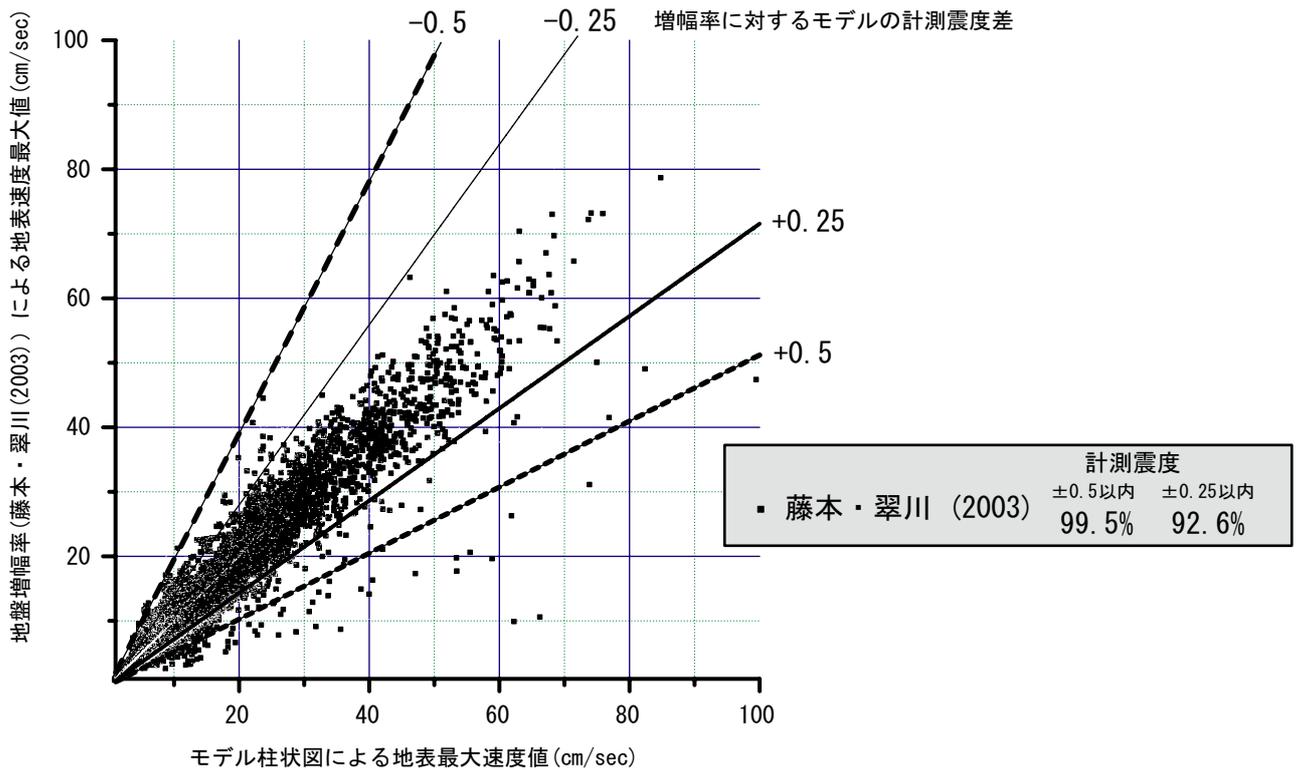
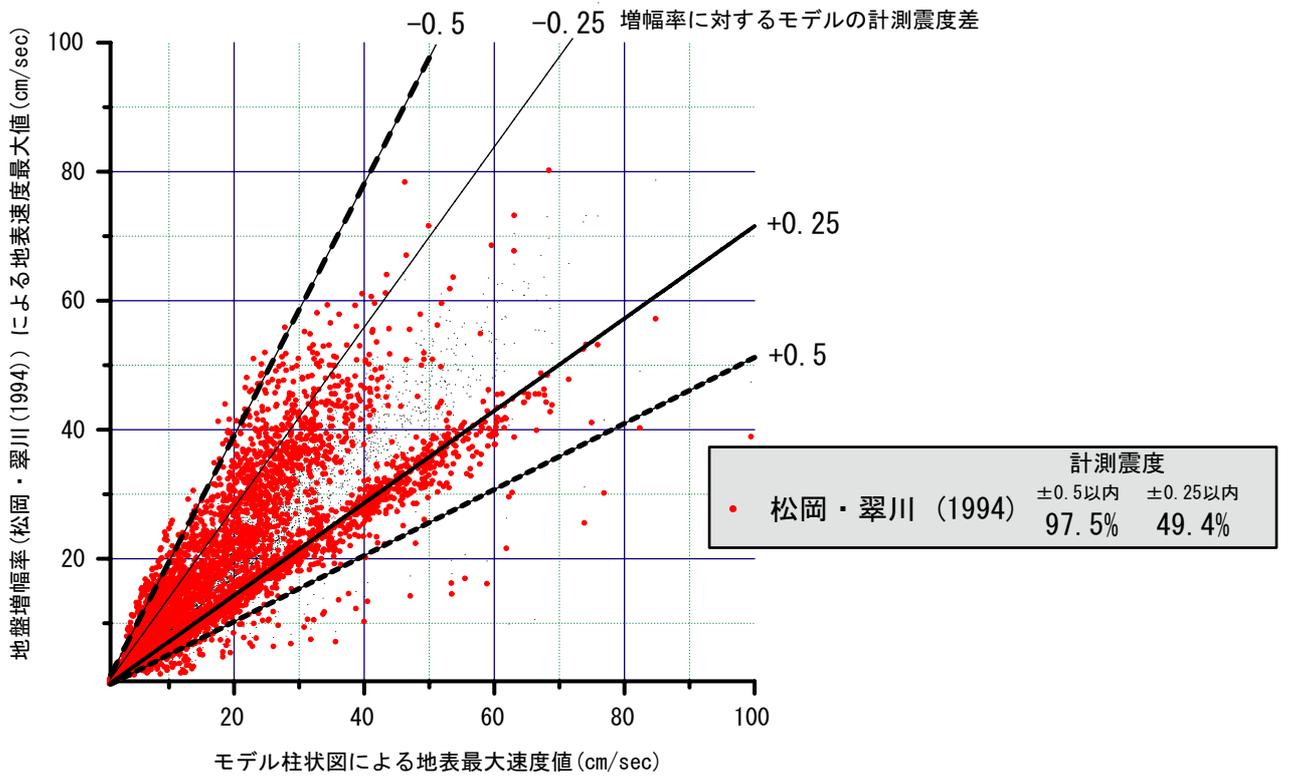


図 2 3 砺波平野断層帯西部の詳細法結果における地盤増幅率とモデル柱状図による地表最大速度の比較  
(上図：松岡・翠川(1994)との比較、下図：藤本・翠川(2003)との比較)