

山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について

平成 17 年 1 月 3 1 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」¹について検討するとともに、それを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、その評価結果を逐次公表してきた（地震調査委員会，2002²，2004b³など）。今回、この手法を基に山崎（やまさき）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。

¹ 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。

² 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）

³ 地震調査委員会(2004b)：石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（平成 16 年 11 月 29 日公表）

山崎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、山崎（やまさき）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「山崎断層帯の評価」（地震調査委員会、2003a；以下「長期評価」という）⁴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

山崎断層帯は、岡山県北東部から兵庫県南東部にかけて分布する活断層帯で、西から那岐山（なぎせん）断層帯、山崎断層帯主部、草谷断層の3つの起震断層に区分される。

山崎断層帯主部は、岡山県勝田郡勝田町から兵庫県三木市に至る長さが約80kmで、左横ずれが卓越する断層帯である。那岐山断層帯は、岡山県苫田（とまた）郡鏡野町から岡山県勝田郡奈義（なぎ）町に至る長さが約32kmで、北側が南側に対して相対的に隆起する断層帯である。草谷断層は、兵庫県三木市から兵庫県加古川市に至る長さが約13kmで、右横ずれが卓越する断層帯である。2005年1月1日を起点とした今後30年間の地震発生確率⁵は、山崎断層帯主部のうち北西部で0.08%－1%、南東部で0.03%－5%⁶、那岐山断層帯で0.07%－0.1%、草谷断層ではほぼ0%と評価されており、各地震発生確率の最大値をとると、山崎断層帯主部の南東部は、今後30年間に地震が発生する確率が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」を参照して、各断層帯の震源断層位置を図1のように設定した。震源断層としては、山崎断層帯主部のうち、大原断層・土万（ひじま）断層・安富断層と南東部が同時に活動する場合（以下、モデル1とする）、山崎断層帯主部の北西部のうち、大原断層・土万断層・暮坂峠断層（以下、モデル2とする）、山崎断層帯主部の南東部（以下、モデル3とする）、山崎断層帯主部の南東部と草谷断層が同時に活動する場合⁷（以下、モデル4とする）、那岐山断層帯（以下、モデル5とする）を想定した。

震源断層パラメータの一覧を表1に、各ケースの震源断層の形状、アスペリティ⁸および破壊開始点の位置を図2-1～2-3に示す。モデル1については、震源断層が長大であるため、アスペリティを3つとした。アスペリティの位置については、「長期評価」により平均的なずれの速度が比較的大きいと推測された大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ（第1アスペリティ）を、上下方向の平均的なずれの速度から活動性が比較的高いと推定される安富断層に対応する断層帯中央部と、平均的なずれの速度が比較的大きいと推測された琵琶甲断層に対応する断層帯南東部に同規模の小さいアスペリ

⁴ 地震調査委員会(2003a)：山崎断層帯の評価（平成15年12月10日公表）。

⁵ 地震調査委員会(2005)：長期評価における確率値の更新と活断層の地震規模の表記について（平成17年1月12日公表）。

⁶ 「長期評価」においては、「山崎断層帯主部全体が運動して活動する場合の地震発生確率は、北西部と南東部それぞれの地震発生確率を超えないと考えられる。」としている。

⁷ 「長期評価」において、兵庫県(2001)が、琵琶甲断層、三木断層（山崎断層帯主部の南東部）と草谷断層が同時に活動した可能性を指摘している点について触れていることによる。

⁸ 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

ティ（第2、第3アスペリティ）を配置した（ケース1-1）。破壊開始点は、地盤増幅効果に加えてディレクティビティ効果⁹により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想されるケースとして、第1アスペリティの北西端の下隅に設定した。また、「レシピ」の改良という観点から、長大な震源断層に対する震源断層パラメータの設定方法について検討することを目的として、さらに、3ケース（ケース1-2、1-3、1-4）¹⁰を試行ケースとして想定した。モデル2については、震源断層の面積が比較的大きいため、アスペリティを2つとし、大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ（第1アスペリティ）を、暮坂峠断層の北西端部に小さいアスペリティ（第2アスペリティ）を配置した。破壊開始点は、第1アスペリティの北西端の下隅（ケース2-1）と、第2アスペリティの南東端の下隅（ケース2-2）の2ケースとした。モデル3については、震源断層の面積が比較的小さいため、平均的なずれの速度が比較的大きいと推測された琵琶甲断層に対応する断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点は、モデル1と同様の観点から、アスペリティの北西端の下隅とした。モデル4については、モデル3と同様に、山崎断層帯主部の南東部の中央部に大きいアスペリティ（第1アスペリティ）を、草谷断層の草谷付近のトレンチ調査結果等を参考に、断層の北東端部に小さいアスペリティ（第2アスペリティ）を配置した。破壊開始点は、過去に2つの断層（帯）が同時に活動した可能性がある¹¹ことから、第2アスペリティの北東端の下隅とした¹²。モデル5については、震源断層の面積が比較的小さく、アスペリティの位置を設定するための情報に乏しいことから、平均的なケースとして、断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点をアスペリティの中央下端とした。

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¹³から上の工学的基盤¹⁴までの地盤構造（以下「深い地盤構造」という）の影響、および工学的基盤から地表付近に分布する表層地盤（以下「浅い地盤構造」という）のごく地域的な影響により増幅される。このため、山崎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作成した。「深い地盤構造」に対する地下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、これと速度層構造との対比を行った上で三次元地下構造モデルを作成した。この結果（図3参照）によると、大阪平野から大阪湾内、中央構造線断層帯周辺、および兵庫県北部で地震基盤の深い地域が見られる。また、これらの地域を除くと、評価範囲の「深い地盤構造」は非常に薄く、固い地盤構造となっている。一方、「浅

⁹ 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。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。

¹⁰ セグメントを2つとするケース（ケース1-2）、アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とするケース（ケース1-3）、アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%、震源断層全体の平均応力降下量を3.1MPaとし、震源断層全体の平均応力降下量とアスペリティの応力降下量の理論式からアスペリティの応力降下量を推定するケース（ケース1-4）を想定した。評価文では、ケース1-1の結果のみを示す。震源断層パラメータの詳細な設定方法や、その他のケースの結果については、説明文を参照。

¹¹ 兵庫県(2001):『平成12年度地震関係基礎調査交付金 山崎断層帯に関する調査成果報告書』, 103.

¹² モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、同領域におけるモデル4の結果にほぼ相当すると考えられる。

¹³ S波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

¹⁴ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s~700m/s程度である。

い地盤構造」の地下構造モデルについては、地盤調査データが乏しいことからモデルを作成せず、地形分類に基づいて経験的に算定される増幅率を用いて概略評価している。これにより求めた「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率（図4参照）から、瀬戸内海沿岸部、岡山平野や大阪平野周辺、鳥取平野等で増幅率が高い地域が見られる。

3 予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について、約1km四方のメッシュで強震動予測を行った。図5-1に、モデル1のうち、ケース1-1の地表における震度分布図を示す。大原断層、土万断層、および山崎断層帯主部の南東部の震源断層近傍では、概ね震度6弱～震度5強と予測された。ただし、安富断層周辺では、断層近傍でも震度5強に留まっている。また、姫路市東部から三木市にかけて、および神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。図5-2に、モデル2の地表における震度分布図（ケース2-1、2-2）を示す。ケース2-1では、ケース1-1とほぼ同様の傾向を示すが、山崎断層帯主部の南東部が含まれないため、同断層帯の周辺では、震度5強～震度5弱と予測された。ケース2-2では、震源断層周辺の震度分布についてはケース2-1との大きな差異は見られない。震源断層からやや離れた鳥取県西部の倉吉平野周辺では、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度5強～震度5弱、ごく一部で震度6弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度5弱～震度4に留まった。図5-3に、モデル3（上図）、モデル4（下図）の地表における震度分布図を示す。モデル3では、震源断層近傍において、概ね震度6弱が予測された。また、高砂市、加古川市等の一部の地域で震度6強以上、神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。モデル4では、震源断層近傍で概ね震度6弱、姫路市、高砂市、加古川市、加西市等の一部の地域で震度6強以上が予測された。モデル3で震度6弱が予測された神戸市の沿岸地域では、破壊進行方向と逆方向に位置しているため、概ね震度5強に留まった。図5-4に、モデル5の地表における震度分布図を示す。アスペリティの直上、およびその南側で概ね震度6弱～震度5強が予測された。なお、これまでの他の地震での評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて、震源断層周辺の震度がやや小さくなっている。これは、震源断層周辺の地盤が非常に固く、地震基盤と地表間での地震波の増幅が小さかったためである。

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最大速度の予測結果との関係を既存の距離減衰式(司・翠川, 1999)¹⁵と比較した(図6参照)。強震動予測結果は、ケース1-1、2-1、2-2については、断層近傍で全体的に小さ目の評価となっている。また、ケース2-2では、震源断層からの最短距離で70km～100kmにおいて、距離減衰式を大きく上回る地点が見られるが、これは、ディレクティビティ効果等の影響によるものと推察される。その他のケースは、全体的に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)¹⁶および鳥取県西部地震の強震動評価(地

¹⁵ 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.

¹⁶ 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.

震調査委員会強震動評価部会，2002)¹⁷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

個々の断層帯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。モデル1～3では、破壊開始点の位置が確定的に扱えなかった。そこで、モデル1、モデル3では、地盤増幅効果に加えてディレクティブティ効果により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想される位置に破壊開始点を設定した。モデル2では複数のケースを想定した。また、モデル5では、アスペリティや破壊開始点の位置、傾斜角や断層の種類についての情報が得られなかったので、平均的なケースを想定した。より信頼性の高い強震動予測を行うためには、例えば、深部構造探査等、これらの震源断層パラメータをより正確に推定するための継続的な調査研究が必要である。

アスペリティや破壊開始点の位置は、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，2003b¹⁸，2003c¹⁹，2004a²⁰)。本報告でも、モデル2に対して2ケースを想定し、破壊開始点の違いが強震動予測結果に与える影響について検討した。また、モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、モデル4で得られる結果にほぼ相当すると考えられるため、これらの領域について、両モデルの強震動予測結果を比較した。アスペリティと破壊開始点の位置等、情報の不足等により現状において確定的に扱えない震源断層パラメータに対しては、このような震源断層パラメータによる強震動予測結果のばらつきの大きさを把握しておくことが、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上では非常に重要である。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対するレシピの改良を目的として、モデル1に対して、別途3ケースを想定し、強震動予測を試行的に実施した。その結果、ケース1～4では、長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、レシピに従った結果と同程度の強震動予測結果が得られた(説明文参照)。ただし、ケース1～4で用いた震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaは、その適用範囲や適用条件について十分な検討が行われていない²¹。また、セグメント分けについては、例えば、栗田(2004)²²、遠田(2004)²³によるカスケード地震モデル等、新しいモデルが提案されているが、現時点では研究段階にある。以上のように、長大な断層に対する震源断層のモデル化やパラメータの設定方法については、調査研究に必要なデータが不足していることもあり、研究途上の段階にある。今後はそれらの研究成果を取り入れながら、ここで検討した方法の検証も行うことにより、レシピの改良を進めていく必要がある。

また、より精度の高い強震動予測を行うためには、中小地震観測記録を用いた手法や深部地盤構造探査などにより、今後さらに地下構造(「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」)に関する情報を充実させ、詳細な地下構造モデルを構築していく必要がある。

¹⁷ 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

¹⁸ 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(平成15年3月12日公表、平成15年3月20日訂正)

¹⁹ 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(平成15年7月31日公表)

²⁰ 地震調査委員会(2004a)：琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年6月21日公表)

²¹ 入倉次郎(2004)：強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一，京都大学防災研究所年報，47A.

²² 栗田泰夫(2004)：活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題，月刊地球，号外No.46，163-167.

²³ 遠田晋次(2004)：断層セグメントの多重破壊とスケーリング則，月刊地球，号外No.46，168-174.

表 1 山崎断層帯の震源断層パラメータ

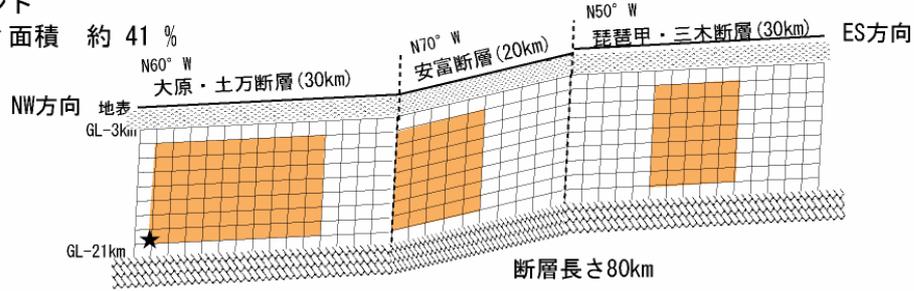
パラメータ	モデル1				モデル2		モデル3	モデル4	モデル5
	ケース1-1	ケース1-2	ケース1-3	ケース1-4	ケース2-1	ケース2-2			
断層総面積	1440 [km ²]	900	1440	1440	936	540	792	832	
地震モーメント	1.2E+20 [Nm]	7.9E+19	1.2E+20	1.2E+20	4.9E+19	1.6E+19	3.5E+19	3.9E+19	
地震規模	Mw	7.3	7.3	7.3	7.1	6.7	7.0	7.0	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	2.6E+19	2.0E+19	1.6E+19	-	1.9E+19	1.7E+19	1.8E+19	
基準点の位置		(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北西端-屈曲点1-屈曲点2-南東端)	(北端)~(南端)	(北西端)~(南東端)	(北西端)~(屈曲点)~(南西端)	(西端)~(東端)	
基準点の北緯	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53' ~34° 58' ~34° 47'	35° 08' ~34° 53'	34° 58' ~34° 47'	34° 58' ~34° 47'	35° 07' ~35° 09'	
基準点の東経	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43' ~134° 45' ~135° 00'	134° 16' ~134° 43'	134° 45' ~135° 00'	134° 45' ~135° 00'	133° 54' ~134° 13'	
走向	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W~N80° W	N60° W	N50° W	N50° W(山崎南東部) N60° E(草谷)	N80° W	
傾斜角	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	ほぼ垂直	(45° N)	
平均滑り量	D [cm]	247.8	209.7	247.8	161.1	92.9	136.3	143.2	
滑り方向		左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	左横ずれ断層	北側隆起の断層(逆断層)	
地震発生層深さ	dep [km]	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	3~21	
断層面の長さ	L [km]	地表約80km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約50km (大原・土方・安富断層)	地表約80km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約90km (大原・土方・安富・琵琶甲・三木断層)	地表約50km (山崎断層南東部・琵琶甲・三木断層)	地表約30km (山崎断層南東部・琵琶甲・三木断層)	地表約32km	
断層面の幅	W [km]	18	18	18	18	18	18	26	
断層面積	S [km ²]	1440	900	1440	1440	540	792	832	
地震モーメント	Moa [Nm]	5.6E+19	4.8E+19	2.9E+19	2.9E+19	7.0E+18	1.4E+19	2.2E+19	
面積	Sa [km ²]	296.7	247.3	154.8	154.8	191.9	146.5	237.9	
平均滑り量	Da [cm]	580.6	599.9	419.4	580.6	357.0	302.1	286.4	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	13.7	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.8E+19	1.7E+19	-	-	1.6E+19	1.4E+19	1.9E+19	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19	1.0E+19	1.0E+19	7.8E+18	5.1E+18	-	
面積	Sa [km ²]	148.4	123.6	77.4	77.4	95.9	73.2	-	
平均滑り量	Da [cm]	410.6	424.2	410.6	410.6	252.4	213.6	-	
静的応力降下量	Δσa [MPa]	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7	13.9	-	
短周期レベル	A [Nm/s ²]	1.3E+19	1.2E+19	-	-	1.1E+19	1.0E+19	-	
地震モーメント	Moa [Nm]	2.0E+19	1.7E+19						

S(面積) = 1440 (km²)
M₀ (モーメント) = 1.2E+20 (Nm)
M_w = 7.3

◎モデル1：ケース1-1 山崎断層帯主部 (北西部+南東部)

※1セグメント

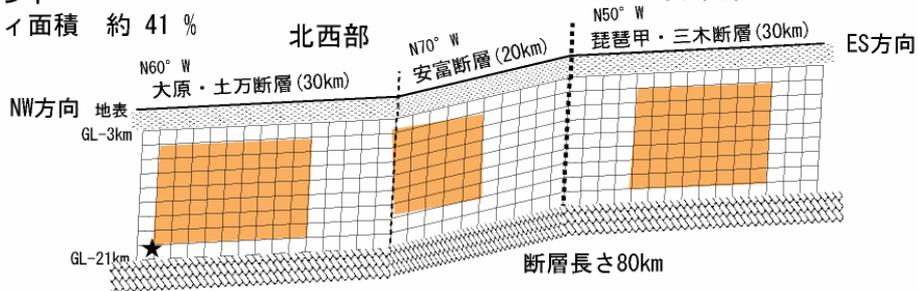
アスペリティ面積 約 41 %



◎モデル1：ケース1-2 山崎断層帯主部 (北西部+南東部)

※2セグメント

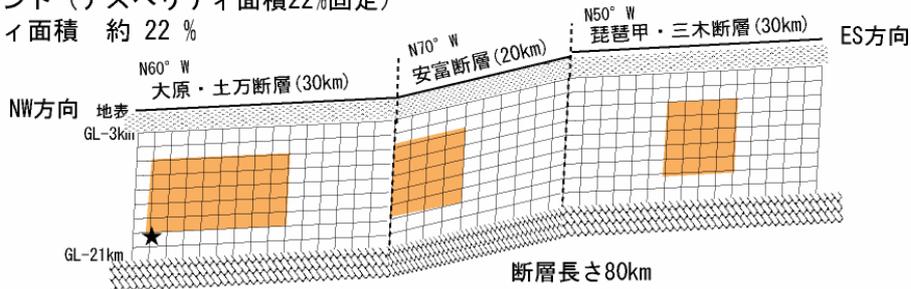
アスペリティ面積 約 41 %



◎モデル1：ケース1-3 山崎断層帯主部 (北西部+南東部)

※1セグメント (アスペリティ面積22%固定)

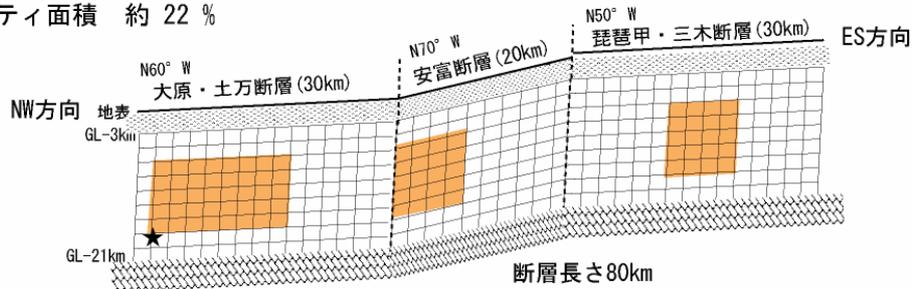
アスペリティ面積 約 22 %



◎モデル1：ケース1-4 山崎断層帯主部 (北西部+南東部)

※Fujii and Matsu'ura 3.1MPa (アスペリティ面積22%固定)

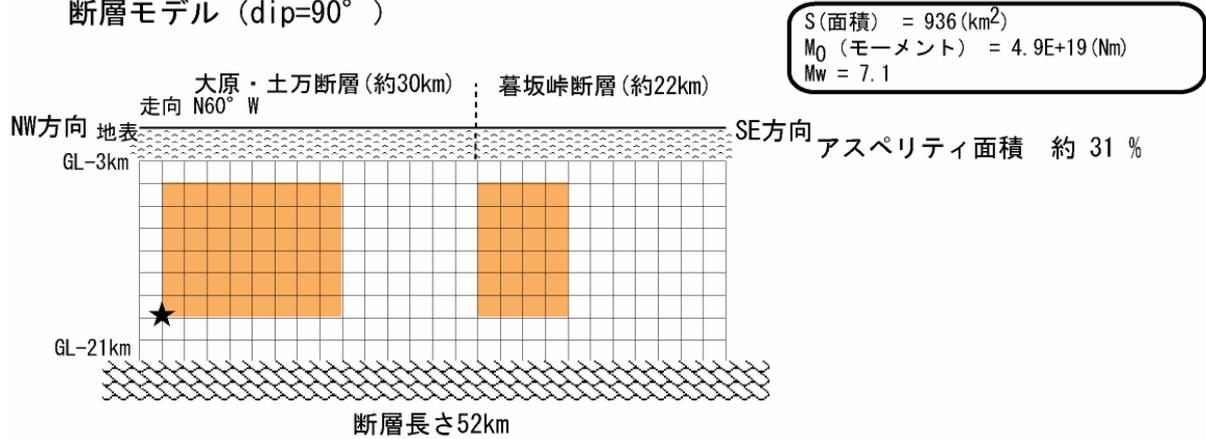
アスペリティ面積 約 22 %



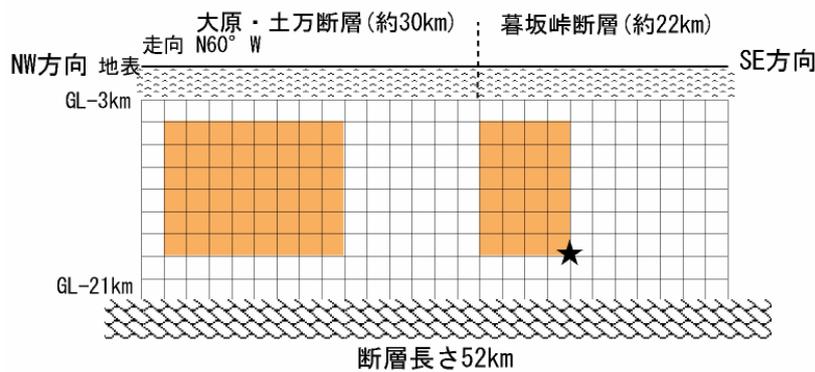
★ 破壊開始点 ■ アスペリティ領域 □ 要素断層 (2km×2km)

図2-1 想定した震源断層モデル
(モデル1：大原断層・土万断層・安富断層と南東部との連動)

◎モデル2：ケース2-1 山崎断層帯主部北西部（大原断層・土万断層・暮坂峠断層）
断層モデル（ $dip=90^\circ$ ）



◎モデル2：ケース2-2 山崎断層帯主部北西部（大原断層・土万断層・暮坂峠断層）



◎モデル3 山崎断層帯主部南東部（琵琶甲断層・三木断層）
断層モデル（ $dip=90^\circ$ ）

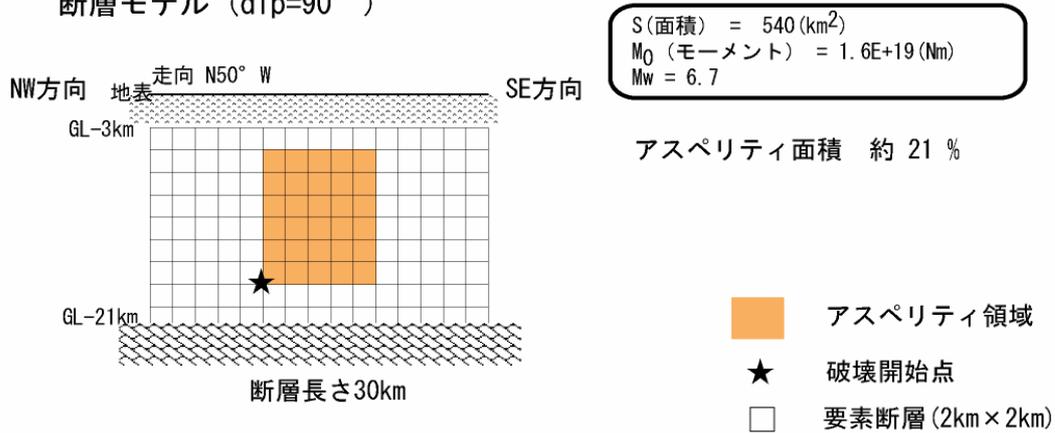
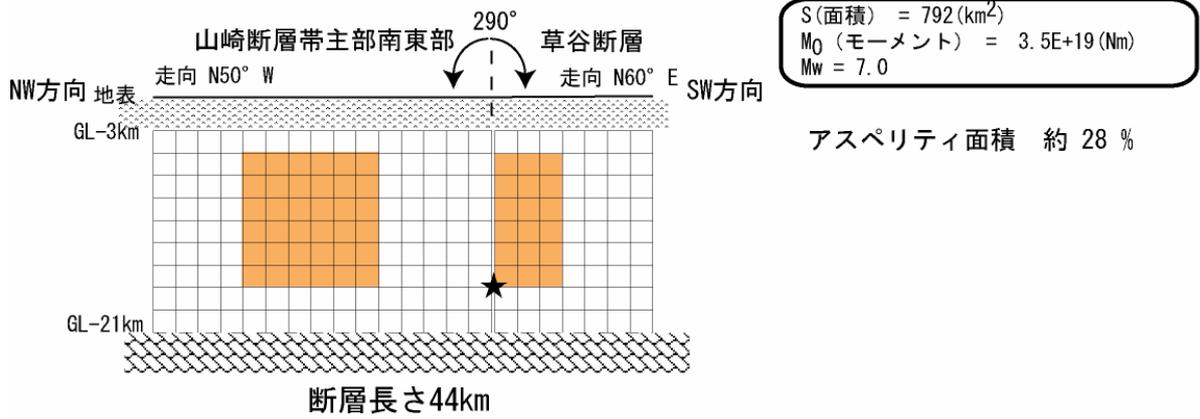


図2-2 想定した震源断層モデル（モデル2、3）

◎モデル4 山崎断層帯主部南東部（琵琶甲断層・三木断層）+草谷断層（dip=90°）



◎モデル5 那岐山断層帯（dip=45° N）

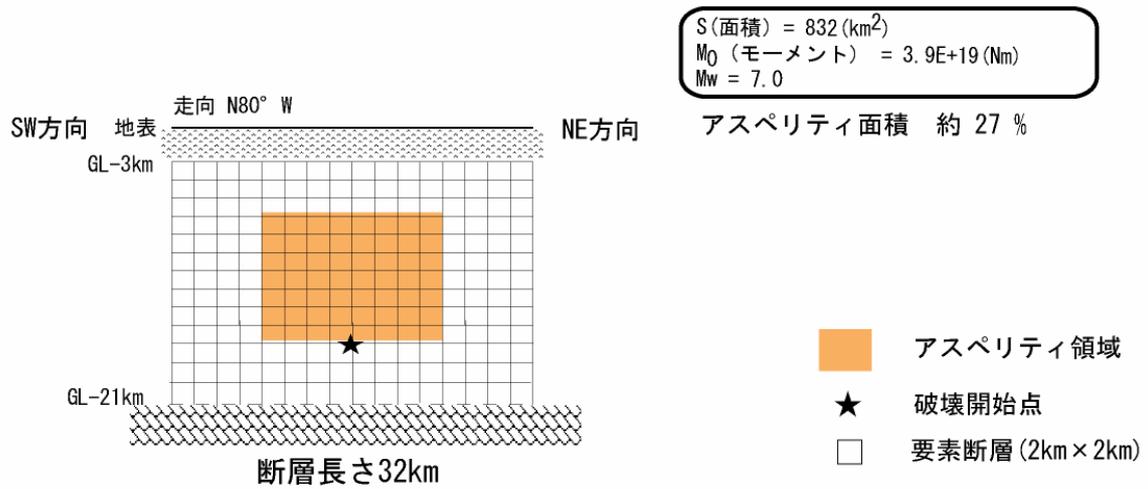


図2-3 想定した震源断層モデル（モデル4、5）

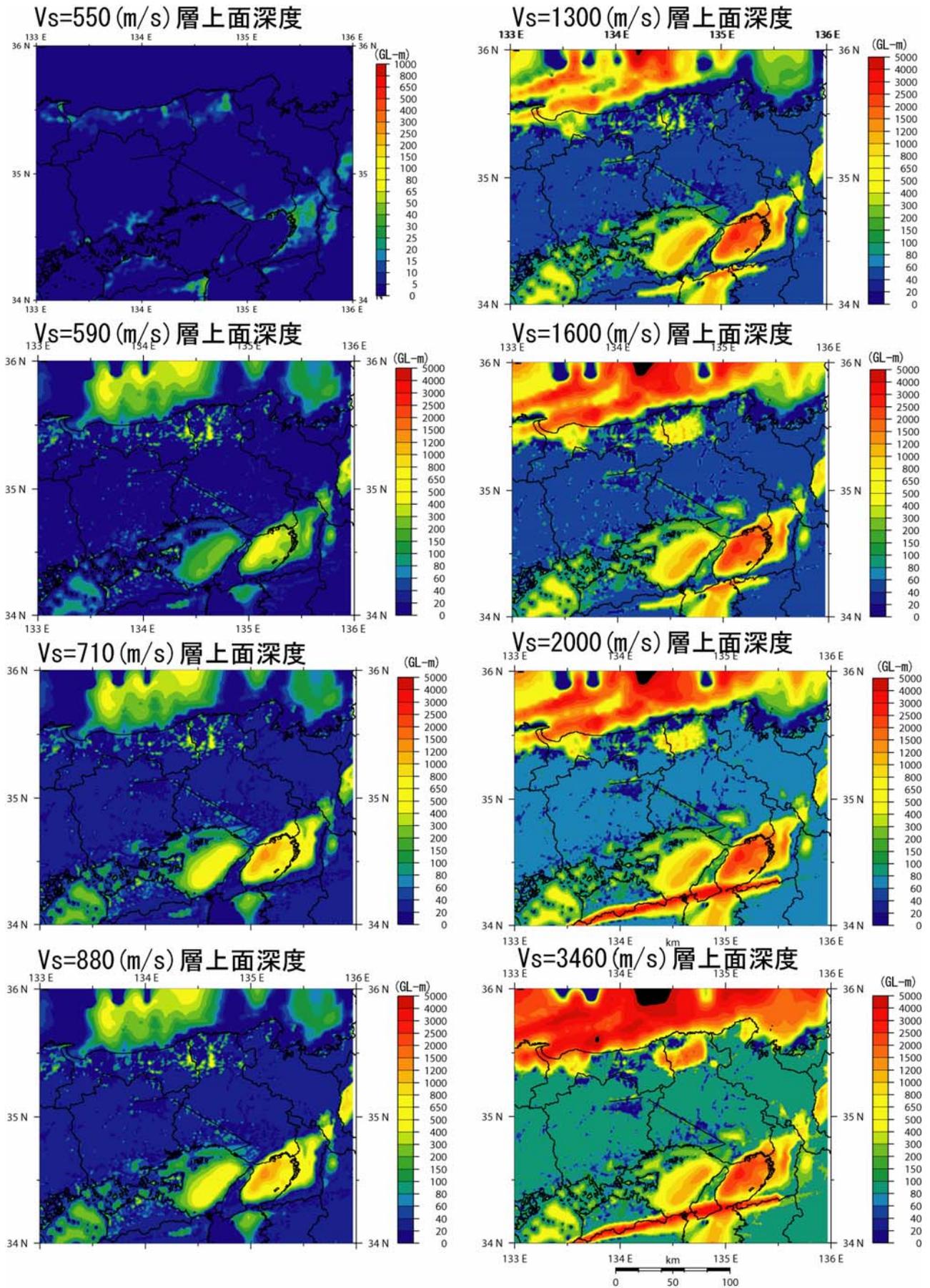


図3 「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル
(各速度層上面の深さ分布[GLm])

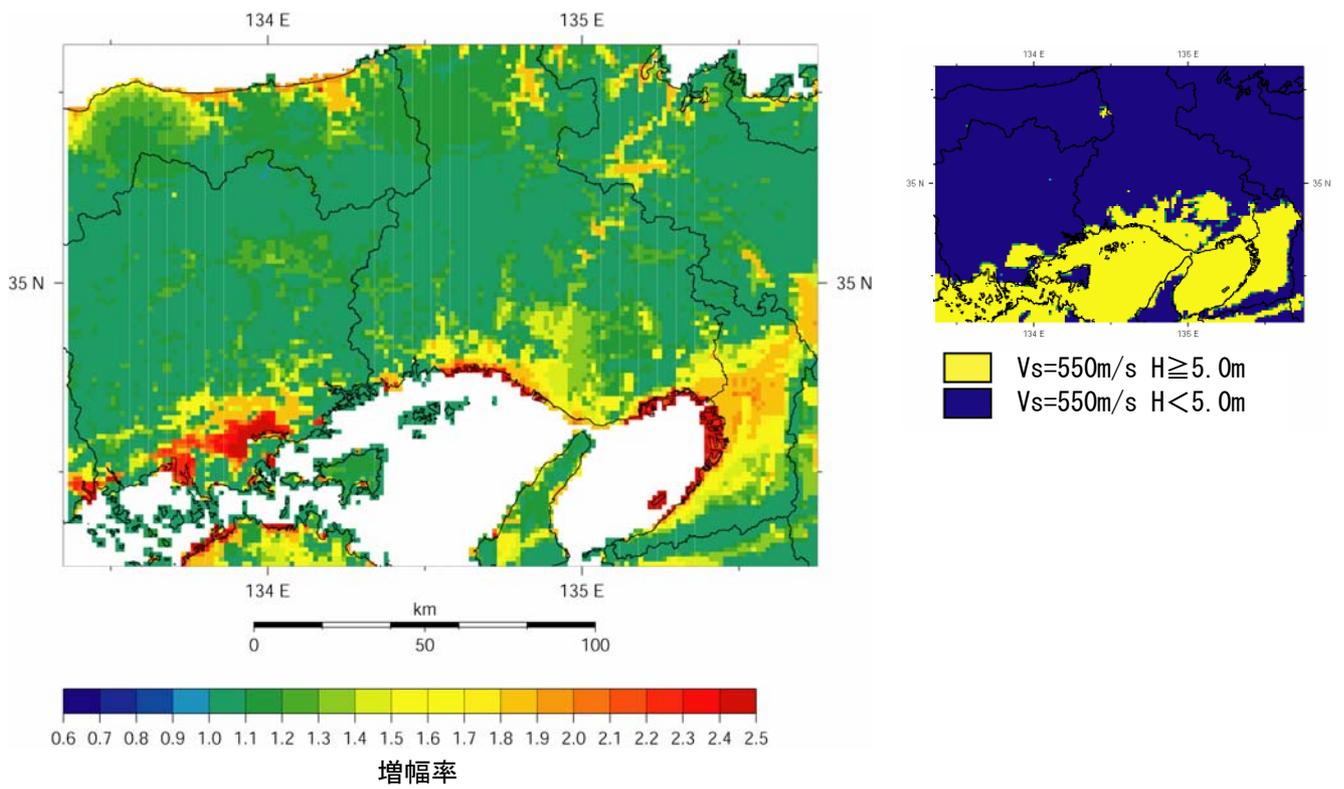
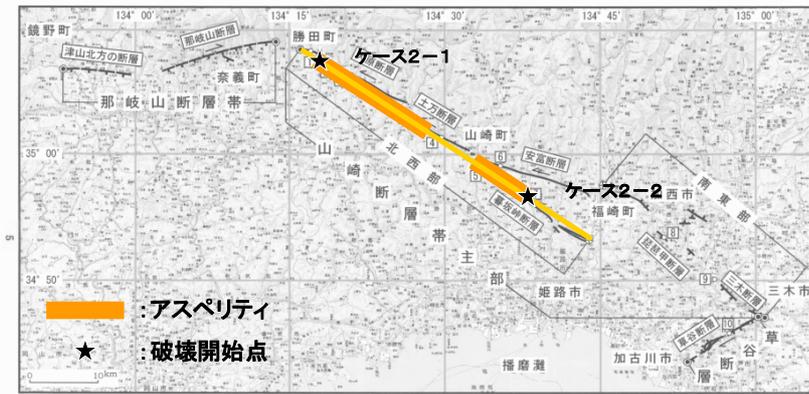
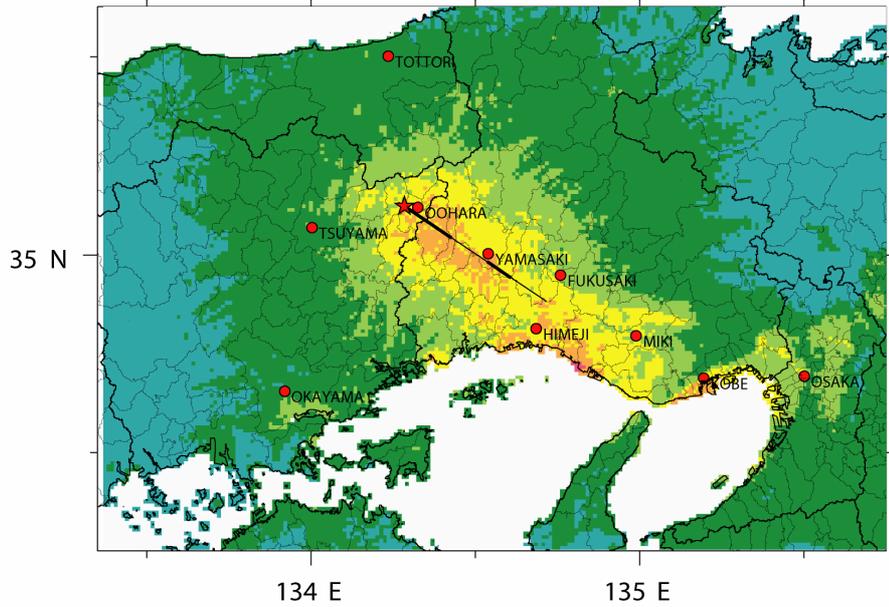


図4 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ の層厚が5 m以上の場合は $V_s=550\text{m/s}$ 、5 m未満の場合は $V_s=590\text{m/s}$ とする。(右図参照)) から地表までの最大速度の増幅率(「浅い地盤構造」)



* 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。下の図は、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。

モデル2：
ケース2-1



モデル2：
ケース2-2

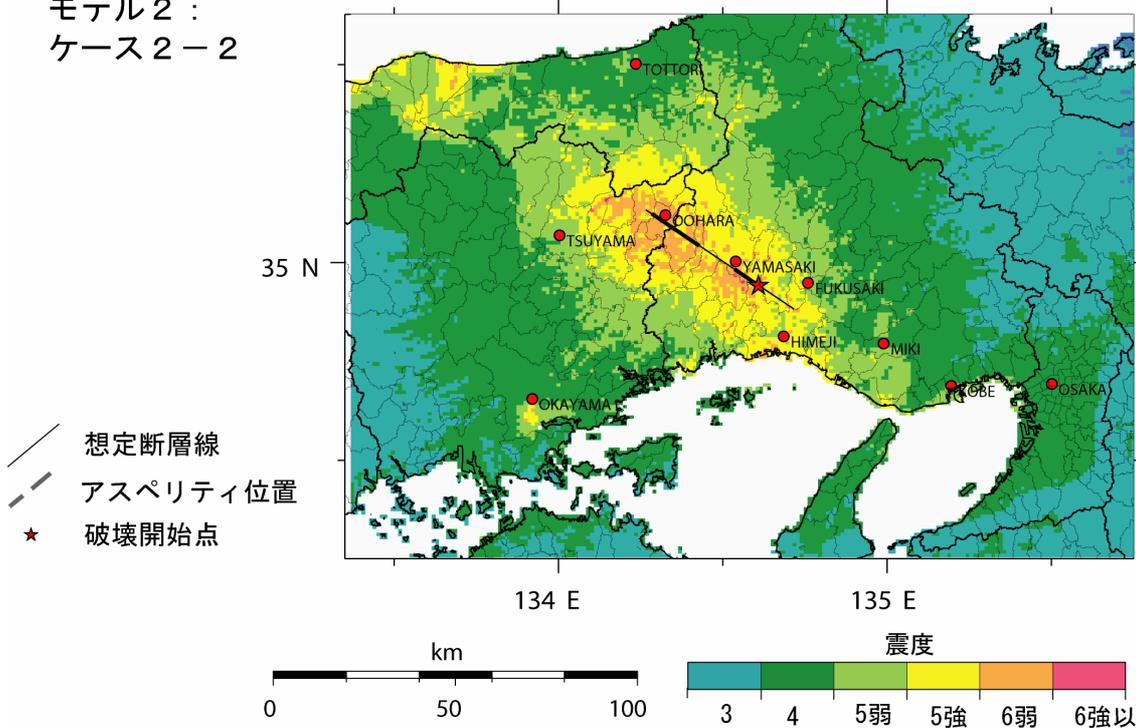
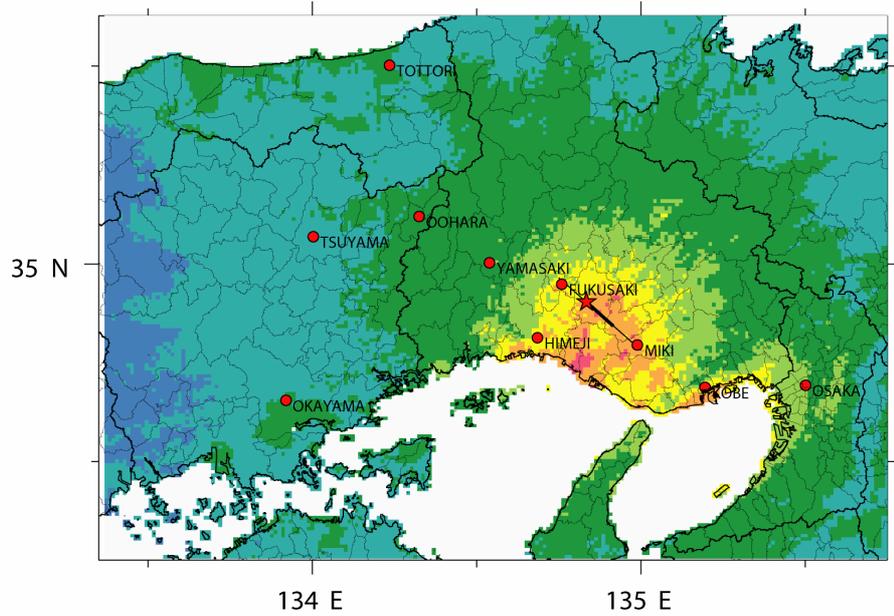


図5-2 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル2：ケース2-1、2-2）



* 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。下の図は、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。

モデル 3



モデル 4

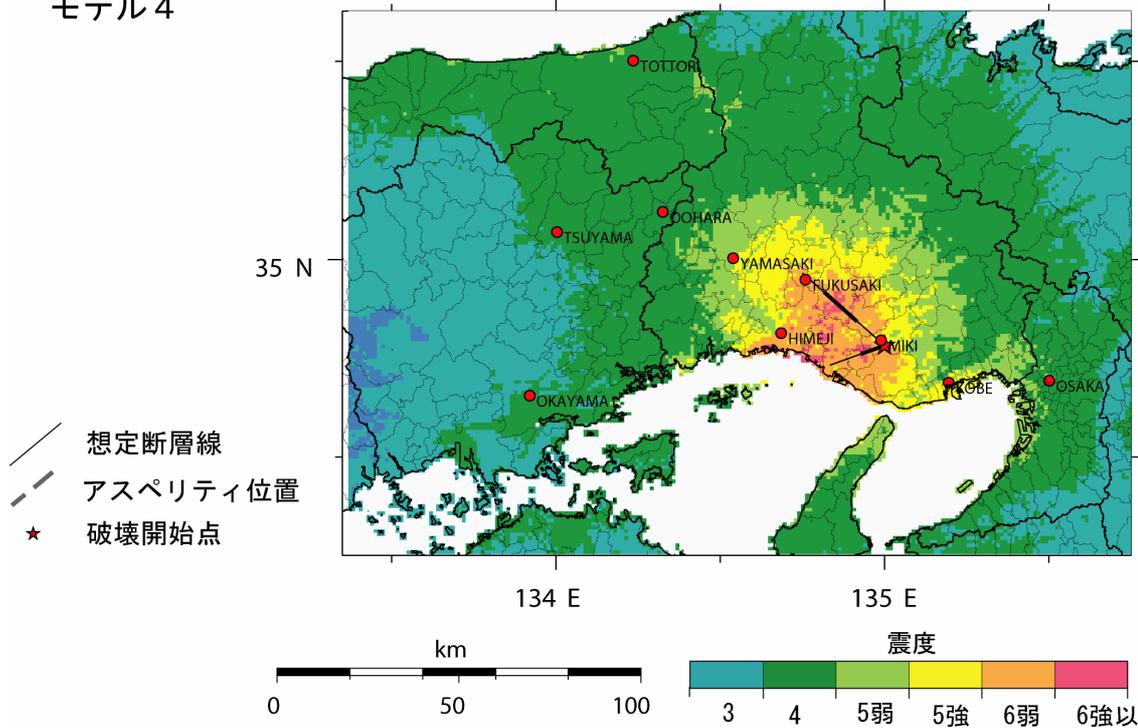
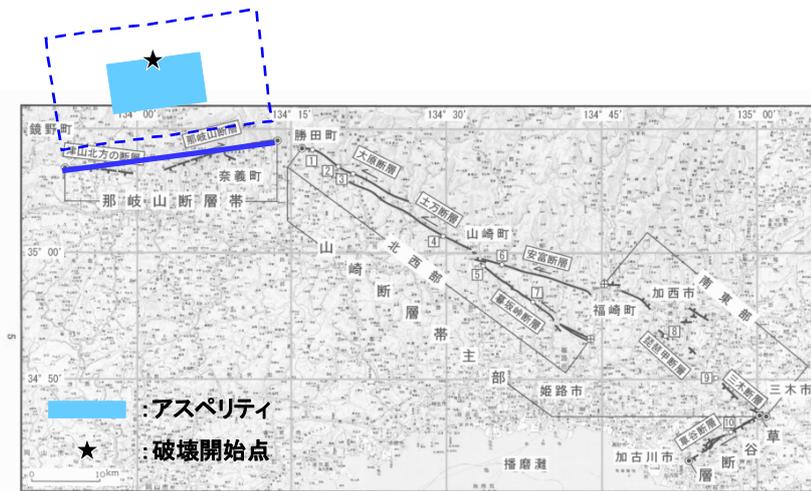


図 5-3 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル 3、4）



* 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。下の図は、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。

モデル5

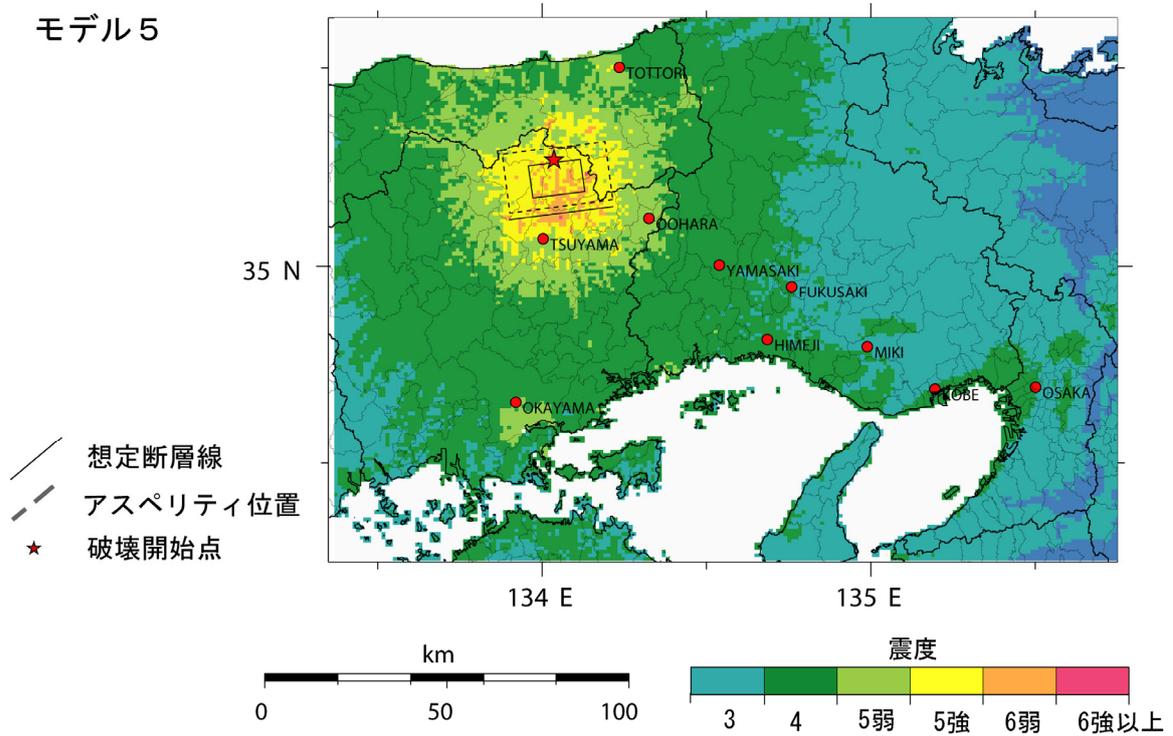
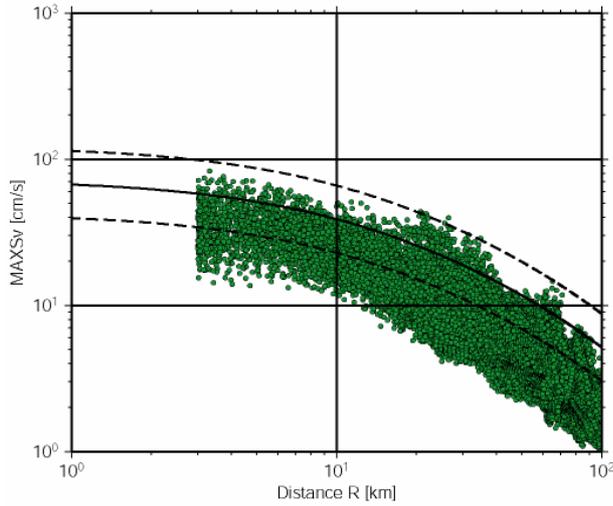
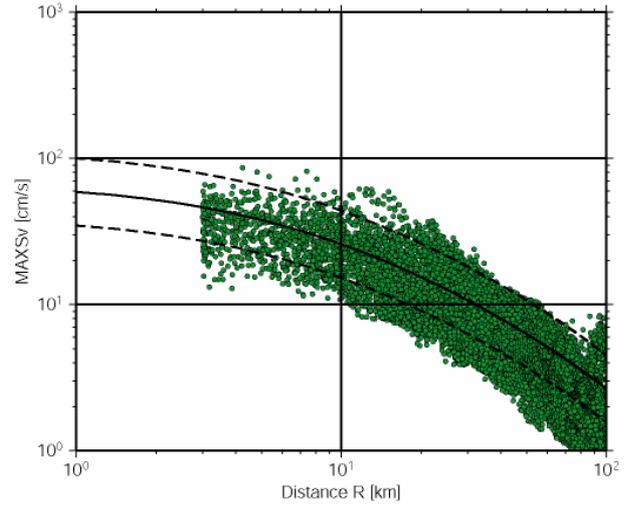


図5-4 詳細法による強震動予測結果：地表の震度分布（モデル5）

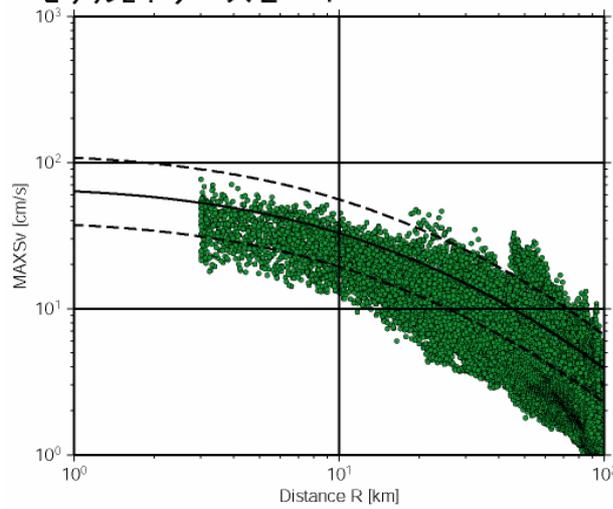
モデル1：ケース1-1



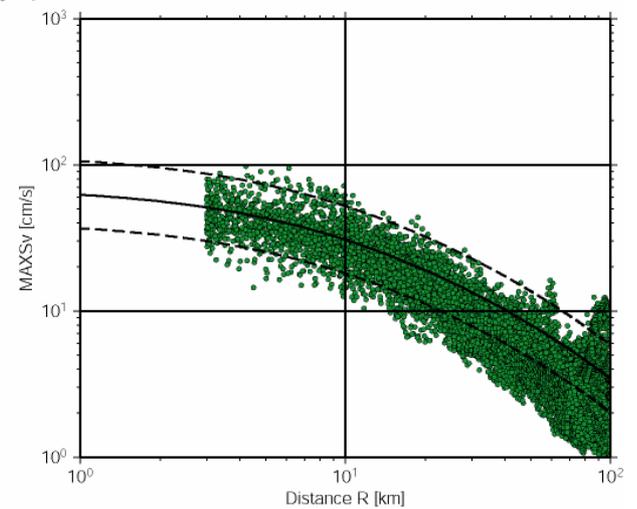
モデル3



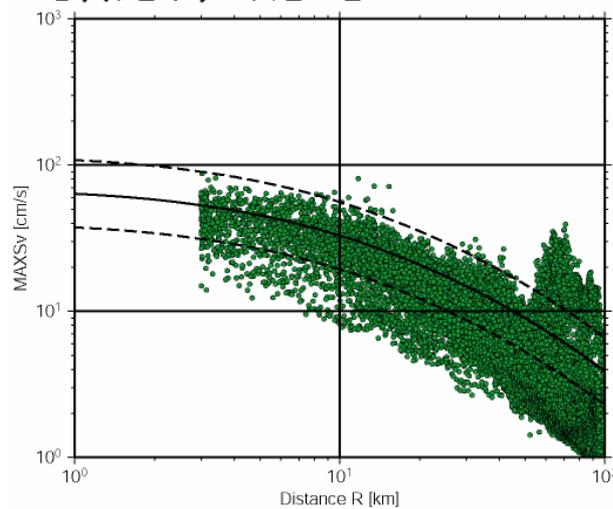
モデル2：ケース2-1



モデル4



モデル2：ケース2-2



モデル5

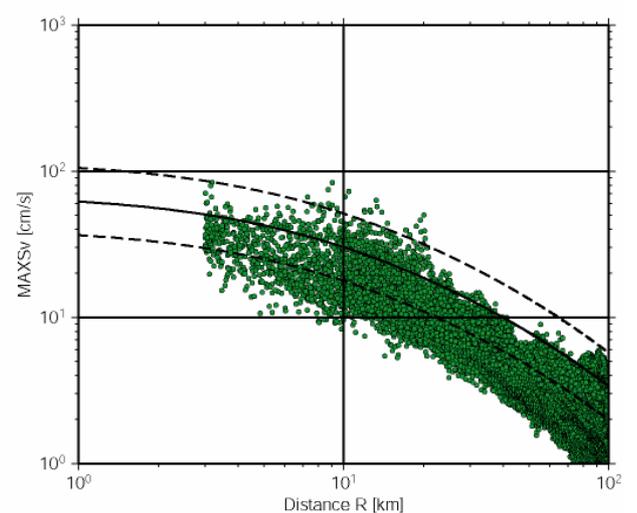


図6 「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算した値と 司・翠川 (1999) の距離減衰式との比較

山崎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

山崎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 「山崎断層帯の評価」(地震調査委員会, 2003a;以下、「長期評価」という)で示されたそれぞれの断層帯(山崎断層帯主部(北西部・南東部)、那岐山(なぎせん)断層帯、草谷断層)の位置図を参考にして、想定する震源断層モデルの位置・規模(長さ・幅)を設定した。山崎断層帯主部については、大原断層・土万(ひじま)断層・安富断層と南東部が同時に活動する場合(モデル1)と、大原断層・土万断層・暮坂峠(くれさかとうげ)断層(モデル2)の場合、および山崎断層帯主部の南東部の場合(モデル3)を想定した。草谷断層については山崎断層帯主部の南東部と同時に活動する場合(モデル4)を想定した。さらに、那岐山断層帯(モデル5)を想定した。モデル2については、破壊開始点を変えた2通りの震源断層モデルを設定した(ケース2-1、2-2)。
- 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¹を設定した。モデル1については、震源断層が長大であることから、特性化震源モデルの作成にあたって、試行的に別途3通りの方法で特性化震源モデルを設定した。したがって、合計で4ケース(ケース1-1、1-2、1-3、1-4)となる。
- ③ 山崎断層帯周辺の「深い地盤構造」に対する三次元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四方のメッシュごとに「詳細法」(ハイブリッド合成法: 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)による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」という)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を約1km四方に分割した各メッシュの

¹ 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性、および破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

中心とした。「詳細法」、および「簡便法」における評価範囲は、各々、以下のとおりである。

「詳細法」の評価範囲：次の4点を四隅とする矩形範囲（南北方向：155km、東西方向：215km）

北西端：北緯35.71°，東経133.25°

北東端：北緯35.71°，東経135.80°

南西端：北緯34.19°，東経133.25°

南東端：北緯34.19°，東経135.80°

「簡便法」の評価範囲：

東経 133.00° ～ 136.00°

北緯 34.00° ～ 36.00°

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）
- 「詳細法工学的基盤」上の最大速度
- 地表の最大速度、および計測震度

「簡便法」

- 地表の計測震度

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**にその位置を示す岡山市役所（岡山県）・津山市役所（岡山県）・鳥取市役所（鳥取県）・大原町役場（岡山県）・山崎町役場（兵庫県）・姫路市役所（兵庫県）・福崎町役場（兵庫県）・三木市役所（兵庫県）・神戸市役所（兵庫県）・大阪市役所（大阪府）のそれぞれに最も近い10評価地点について、時刻歴波形、および減衰定数5%の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

山崎断層帯は、岡山県北東部から兵庫県南東部にかけて分布する活断層帯で、西から那岐山断層帯、山崎断層帯主部、草谷断層の3つの起震断層に区分される。

山崎断層帯主部は、岡山県勝田郡勝田町から兵庫県三木市に至る長さが約80kmで、左横ずれが卓越する断層帯である。那岐山断層帯は、岡山県苫田郡鏡野町から岡山県勝田郡奈義（なぎ）町に至る長さが約32kmで、北側が南側に対して相対的に隆起する断層帯である。草谷断層は、兵庫県三木市から兵庫県加古川市に至る長さが約13kmで、右横ずれが卓越する断層である。2005年1月1日を起点とした今後30年間の地震発生確率は、山崎断層帯主部のうち北西部で0.08%～1%、南東部で0.03%～5%、那岐山断層帯で0.07%～0.1%、草谷断層でほぼ0%と評価されており（地震調査委員会、2005）、各地震発生確率の最大値をとると、山崎断層帯主部の南東部は、今後30年間に地震が発生する確率が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」を参照して、各断層帯の震源断層位置を**図1**のように設定し、震源断層の形状、アスペリティおよび破壊開始点の位置を**図2**に示すように、全部で9ケースの震源断層モデルを想定した。

以下では、各震源断層に対する特性化震源モデルの設定方法について順に示す。**図9**に活断層で発生する地震に対する特性化震源モデルの設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置については、「長期評価」による活断層位置図(図1)を参照に設定した。長さについては、基本的に「長期評価」によったが、山崎断層帯主部の北西部(長さ約51km)、および草谷断層(長さ約13km)については、震源断層モデルの作成の都合上、それぞれ52km、および14kmとした。モデル1については、震源断層が長大であるため、全体で1つのセグメントとする場合(ケース1-1)の他に、セグメントを2つに分け、「長期評価」を参考に、大原断層・土万断層・安富断層を1セグメント(以下、第1セグメント)、南東部を1セグメント(以下、第2セグメント)とする場合も想定した(ケース1-2)。セグメントを分けた場合の特性化震源モデルの設定方法についてはレシピに従った。ただし、活断層研究において、セグメント化やグループ化に関しては、まだ議論の途上であり、今後の研究課題となっている。

(2) 地震発生層の深さ

地震発生層の深さについては、モデル5(那岐山断層帯)以外のモデルでは、その上限、下限を「長期評価」や微小地震の深さ分布(図10参照)を参考に、それぞれ3km、21kmに設定した。モデル5については、深さを設定するだけの十分な微小地震記録が得られていないことから、他の断層帯と同様に、3km、21kmに設定した。

(3) 震源断層モデルの傾斜

震源断層モデルの傾斜角は、モデル5(那岐山断層帯)以外のモデルについては、「長期評価」により、「地下深部における断層面の傾斜が地表と同様であるとすれば断層面はほぼ垂直と推定されること」から90°とした。モデル5(那岐山断層帯)については、「長期評価」では傾斜は不明とされているが、北側が南側に対して相対的に隆起する断層であるとの記載を参考に、北側隆起の逆断層を想定し、傾斜角はレシピに従い45°とした。

(4) 震源断層モデルの面積 S

まず、上記の地震発生層の上限・下限深さ、および傾斜角から震源断層モデルの幅を算定した[レシピ(1)式参照]。これより、モデル5(那岐山断層帯)を除く各震源断層モデルの幅は18kmとなる。モデル5(那岐山断層帯)については、震源断層モデルの傾斜角を45°としていることから、地震発生層の深さの上下限界を考慮して、幅を26kmとした。

次に、各震源断層モデルの面積を、各震源断層モデルの幅と長さから算出した。

(5) 地震モーメント M_0

震源断層モデルの地震モーメントについては、レシピにおいて震源断層の面積が291km²以上の場合に適用するとした内陸地震の地震モーメント M_0 と断層面積Sとの関係に基づいて推定した[レシピ(3)式参照]。地震モーメント M_0 と断層面積Sの関係について過去の地震の解析結果をまとめた図に、今回の設定値をプロットして図11(上)に示す。

また、セグメントを分けたケース1-2については、震源断層全体の地震モーメントをレシピ(3)式から推定し、これをレシピ(4)式に従って各セグメントの断層面積の1.5乗に比例するように配分した。なお、近年の研究において、最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析から、断層セグメントが連動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適合が良いとの報告もある(例えば、栗田, 2004; 遠田, 2004)。ただし、セグメント分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、研究段階にあるため、今回の検討対象とはしなかった。

(6) 平均すべり量D

震源断層モデル全体、及び各セグメント（ケース1-2）の平均すべり量Dは、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、断層面積S、および平均すべり量Dと地震モーメント M_0 との関係式を用いて推定した[レシピ(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

(1) 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1-2微視的震源特性参照]。本報告では、アスペリティの数を、震源断層が長大であるモデル1については3つ（ケース1-2の場合は、第1セグメントに2つ、第2セグメントに1つ）、震源断層の面積が比較的大きいモデル2、4については2つ、その他のモデルは1つとした。

(2) アスペリティの総面積 S_a

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、短周期レベルという）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇ほか(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(6)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（図11(下)参照）。
- ② 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価半径 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(7)~(9)式参照]。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率は、モデル1ではケース1-1、ケース1-2で約41%、モデル2で約31%、モデル3で約21%、モデル4で約28%、モデル5で約29%となった。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全体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の総面積の占める割合は全断層面積の平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37%(石井ほか, 2000)といった結果が得られている。今回想定した震源断層モデルにおけるアスペリティの総面積は、モデル1のケース1-1、ケース1-2を除きこれらの範囲内にある。なお、ケース1-2では、各アスペリティの面積はケース1-1と異なる（表1参照）が、各セグメントにおける断層全体の面積とアスペリティの総面積の比率は、レシピに従って短周期レベルから算定しているため、ケース1-1と同じになる。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。レシピでは、巨視的震源特性である地震モーメント M_0 を、円形破壊面を仮定していないレシピ(3)式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出されるレシピ(6)~(9)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、ここではモデル1に対する試行ケースとして、レシピ(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅

(2001)による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%を適用した場合（ケース1-3、ケース1-4）の強震動予測を行い、その影響について検討した。

各アスペリティ間の面積比については、3つのアスペリティを設定するモデル1（ケース1-2を除く）に対しては、石井ほか(2000)を参考に2:1:1とした。2つのアスペリティを設定するモデル1のケース1-2、モデル2、およびモデル4については、石井ほか(2000)を参考に2:1と

した。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」により、大原断層、琵琶甲断層では、水平方向の平均的なずれの速度が比較的大きいと推定されている。同じく安富断層では、上下方向の平均的なずれの速度から、活動性が比較的高いと推定されている。

これらの調査結果を参考に、モデル1については、大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、安富断層に対応する断層帯中央部と琵琶甲断層に対応する断層帯南東部に同規模の小さいアスペリティ(第2、第3アスペリティ)を配置した。モデル2については、大原断層に対応する断層帯北西部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、暮坂峠断層の北西端部に小さいアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。モデル3については、琵琶甲断層に対応する断層帯中央部にアスペリティを配置した。モデル4については、モデル3と同様に、山崎断層帯主部の南東部の中央部に大きいアスペリティ(第1アスペリティ)を、草谷断層の草谷付近のトレンチ調査結果等を参考に、草谷断層の北東端部に小さいアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。モデル5については、アスペリティの位置を設定するための情報に乏しいことから、レシピに従って、平均的なケースとして断層帯中央部にアスペリティを配置した。アスペリティを配置した深さについては、どのモデルについても断層中央とした。

なお、ケース1-3、ケース1-4については、アスペリティの平面的な位置は、ケース1-1で設定した位置と西端部を一致させることとし、深さは断層中央部とした。

(4) 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、各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(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は、モデル1、2、3、4、およびモデル5で、それぞれ約5.0m、約3.2m、約1.9m、約2.7m、および約2.6mとなる。「長期評価」と直接比較ができないモデル1、4以外の、モデル2、3、およびモデル5に対する「長期評価」による1回のずれの量は、山崎断層帯主部の北西部で約2m、山崎断層帯主部の南東部で2m程度(以上、左横ずれ成分)、および那岐山断層帯で約2-3m(上下成分)であり、いずれのモデルについても両者は調和的である。また、参考までに、モデル1、モデル4について、断層長さから推定される1回の活動に伴う変位量を比較すると、モデル1(断層長さ80km)で6.4m、モデル4(断層長さ44km)で3.5mとなり、これらも概ね調和的な結果となっている。なお、地表での1回のずれの量と強震動インバージョンで推定されてい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。

(5) アスペリティの応力降下量・実効応力、および背景領域の実効応力

アスペリティの応力降下量・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(15)~(17)式参照]。

ただし、レシピ(6)~(9)式を用いずに、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率を約22%として算出したケース1-3では、アスペリティの応力降下量は24.2MPaで、ケース1-1の約1.9倍となった。これは、レシピ(6)~(9)式を用いて短周期レベルから算出されるアスペリティの総面積(約593km²)と震源断層全体の面積の約22%として算出されるアスペリティの総面積(約310km²)の比率に相当する。

Madariaga(1979)によれば、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ の関係は、次の理論式で与えられる。

$$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma \quad \text{--- (1)}$$

S : 震源断層全体の面積

S_a : アスペリティの総面積

レシピ(15)式は、円形破壊面を仮定できるような規模の震源断層に対しては、(1)式と等価であるため、レシピ(6)～(9)式を用いて短周期レベルからアスペリティの総面積を算定し、さらにレシピ(15)式を用いてアスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ を推定できる。しかし、モデル1のように、震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対しては、円形破壊面を仮定することが適当ではないため、2.2(2)でも述べたように、レシピ(6)～(9)式を用いた場合には、震源断層全体の面積が大きくなるほど、アスペリティの総面積が既往の調査・研究成果に比較して過大となる傾向がある(ケース1-1)。また、ケース1-3のように、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率を設定し、円形破壊面を仮定したレシピ(15)式からアスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ を推定した場合には、地震モーメントが大きくなるほど、 $\Delta \sigma_a$ が既往の調査・研究成果に比較して過大となる傾向にある。このような場合には、Madariaga (1979) による、震源断層の微視的震源特性に関するスケーリング則として一般的に成立する理論式((1)式)を用いて、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率の逆数(S/S_a)と震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ から $\Delta \sigma_a$ を推定することができる。長大な断層に対する $\Delta \sigma$ については、研究事例も少なく、汎用性のある数値を設定することは難しいが、ここでは試行的に、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率を約22%とした上で、Fujii and Matsu'ura (2000)が長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に対する関係式から導出した3.1MPa²を用いた場合について検討することとした(ケース1-4)。この値を用いると、アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、約14.4MPaとなり、ケース1-1(約12.6MPa)と同程度になる。ただし、3.1MPaは、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に関する経験式として、地震発生層の剛性率を40GPa(モデル1は約32GPa)、断層幅を15km(モデル1は18km)とする等のいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等については検討課題となっている(入倉, 2004)。

これらのケースの地震モーメント M_0 と断層面積Sの関係について図11(上)に、また、短周期レベルAと地震モーメント M_0 との関係について、図11(下)にプロットして示す。ケース1-3については、図11(下)から、壇ほか(2001)がまとめたデータのばらつきの範囲内ではあるが、短周期レベルがやや大き目に推定されている。一方、ケース1-4の短周期レベルは、アスペリティの応力降下量がやや増大した一方でアスペリティの総面積が小さくなったため、壇ほか(2001)による経験式[レシピ(6)式参照]に比較して若干小さい。

(6) f_{max}

f_{max}³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)の検討結果に基づき、6Hzに設定した。

(7) 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(18)～(21)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報が得られていない。そこで、モデル1で

² これは、巨視的震源特性に関する経験式のパラメータとして得られた値である。また、プレート内横ずれ断層の断層長さや地震モーメントの観測値を説明するのに適したパラメータではあるが、微視的震源特性に対するスケーリング則ではないことに注意が必要である。

³ 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数。

は、地盤増幅効果に加えてディレクティビティ効果により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想されるケースとして、第1アスペリティの北西端の下隅に設定した。モデル2では、破壊開始点の違いが評価結果に与える影響を調べるために、第1アスペリティの北西端の下隅（ケース2-1）とする場合と、第2アスペリティの南東端の下隅（ケース2-2）とする場合の2ケースを想定した。モデル3については、モデル1と同様の観点から、アスペリティの北西端の下隅に設定した。モデル4については、過去に2つの断層（帯）が同時に活動した可能性がある（兵庫県，2001）ことから、第2アスペリティの北東端下隅とした⁴。モデル5については、アスペリティの中央下端とした。

(2) 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）に進行するものとした。

(3) 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(22)式参照]。

2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図2参照）。

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」という）、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」という）の3つに分けて設定を行った。なお、本報告においては、工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「簡便法」による「工学的基盤」と区別して）「詳細法工学的基盤」⁵と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「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大構造については、Zhao *et al.* (1992, 1994) によるコンラッド、およびモホ面の出現深度を参照し、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ほか(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{————— (2)}$$

$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f：周波数(Hz)

⁴ モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、同領域におけるモデル4の結果にほぼ相当すると考えられる。

⁵ 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」については、強震動評価対象地域として、山陰地方、中国山地から瀬戸内地域、および近畿地方の地下構造モデルを作成した。ただし、特に中国山地から瀬戸内地域については、有用な資料が少ない状況にある。また、近畿地方の一部については、「琵琶湖西岸断層帯を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2004a）で用いた三次元地下構造モデルを転用した。

以下に、三次元地下構造モデルの作成手順について示す。

- ① 地質構成、地質構造に関する資料を整理(表3)し、地盤の速度構造に対応すると想定される地質区分(地震基盤の設定、堆積層の分類)を行った。
- ② ボーリングや物理探査、その他の調査資料を総合的に判断し、地質構造モデルを作成した。
- ③ 地震探査、速度検層等の速度に関するデータを収集(図12、表3参照)し、各地質区分に適切な速度値を与えて速度構造モデル(P波速度)を作成した。これにより、三次元地下構造モデルを $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 、 $V_p=5.2\text{km/s}$ の8層構造として作成した(図13、図14参照)。ただし、対象地域が広範囲に及ぶため、地域によって含まれる速度層は異なる(表4参照)。
- ④ 対象地域内のK-NET、KiK-netのP S検層結果から、P波速度とS波速度の関係を次式のように求め、これを用いて、S波速度を推定した。

$$V_s=0.1620V_p-0.5377 \quad (2 \leq V_p \leq 5.0\text{km/s}) \quad \text{—————} \quad (3)$$

ただし、浅部の $V_p=1.8\text{km/s}$ 層については、対象地域が大阪層群上面に対応することから、同地域を対象に推定されている既往の研究成果(香川ほか、2003、表3参照)を参考に設定した。この結果、三次元地下構造モデルのS波速度は上層から、 $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$ 、 $V_s=710\text{m/s}$ 、 $V_s=880\text{m/s}$ 、 $V_s=1.3\text{km/s}$ 、 $V_s=1.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=3.46\text{km/s}$ とした。なお、 $V_p=5.2\text{km/s}$ 層については、広域的な地殻構造を考慮して $V_s=3.46\text{km/s}$ としている。また、密度は、Ludwig *et al.* (1970)により推定した。

- ⑤ 山地部で地表に露出している基盤岩については、対象地域内のK-NET、KiK-netのP S検層結果を利用して風化帯の各速度層の深度を設定した(表5参照)。

図3は、1層目の上面を深さ0mとしたときの各速度層上面の深度コンターである。また、表4に、三次元地下構造モデルにおける各速度層と密度、および地質の対応表を示す。この図より大阪平野から大阪湾内、中央構造線断層帯周辺、および兵庫県北部で地震基盤の深い地域が見られる。これらの地域を除くと、評価範囲の「深い地盤構造」は非常に薄く、固い地盤構造となっている。本検討では、主に大阪平野から瀬戸内地域では、 $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚が5m以上であるため、 $V_s=550\text{m/s}$ 層を、その他の地域では $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚が5m未満であるため、 $V_s=590\text{m/s}$ 層を「詳細法工学的基盤」とした。地震基盤は $V_s=3.46\text{km/s}$ 層とした。

一方、「簡便法」においては、上記の三次元地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布しているとみなして、これを「工学的基盤」と定義した。「簡便法」における工学的基盤の定義は、「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)」（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」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$)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。すなわち、国土数値情報を利用した手法(藤本・翠川、2003)を用い、約1km四方のメッシュごとに「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[レシピ(23)~(24)式参照]。「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率を図4に示す。本検討では、3.2節でも示したように、 $V_s=550\text{m/s}$ 層の層厚に応じて、 $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$

の2種類で「詳細法工学的基盤」を定義している。図4の右図は、 $V_s=550\text{m/s}$ と $V_s=590\text{m/s}$ の領域を示している。これより、瀬戸内海沿岸部、岡山平野や大阪平野周辺、鳥取平野等で増幅率が高い地域が見られる。

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を用いてハイブリッド合成法により地震動波形を求める「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(距離減衰式)により最大速度を推定する「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」

(1) 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章で述べた上部マントルから地震基盤までの大構造、および「深い地盤構造」より、 $V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層上面を最上面（深さ0m）として、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元地下構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層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、長周期成分を不連続格子有限差分法（Aoi and Fujiwara, 1999）による理論的方法、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか, 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。合成の接続周期は1秒とした。また、波形は評価範囲（図8参照）を約1km四方に分割した各メッシュの中心で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、「2.4 詳細な計算に用いる震源断層モデル」で示した各要素断層の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。

① 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から佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定し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ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 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下構造モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の一次元地下構造モデルを作成し、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。

③ 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、および断層のすべ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成分の自乗平均と考へ、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。

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約1km四方のメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、および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、レシピ(24)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乗じることによって推定する。ただし、レシピ(24)式は、基準地盤(平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$)に対する増幅率として定義されているため、本評価においては、松岡・翠川(1994)による基準地盤から「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、および $V_s=590\text{m/s}$ 層)までの増幅率(=1.05、および ≈ 1.00)で、レシピ(24)式から算定される増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乗じることによって推定した。「詳細法工学的基盤」から地表まで最大速度の増幅率の分布図を図4に示している。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下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ることとした。

(3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、(4)式に示す翠川ほか(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。

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

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0\sim 7$ と $I=4\sim 7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0\sim 7$ 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、 $I=4\sim 7$ の式を選択した。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤上における最大速度の計算

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(平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{————— (5)}$$

PGV: 最大速度(cm/s)

M_w : 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)による表層地盤の最大速度増幅率の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($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度の計算

約1km四方のメッシュごとに、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(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に、この最大速度の増幅率を乗じることによって、地表における最大速度を求めた。

(3) 地表における計測震度の計算

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震源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。

理論的手法（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 5

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 6

「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 7

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 8

地表の最大速度分布 図 1 9

地表の震度分布 図 5

(1) 理論的手法（有限差分法）による「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 5 は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻で示したものである。計算結果には、ハイブリッド合成法で用いるものと同程度のローパスフィルターを施している。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。いずれの結果においても、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。

(2) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、および擬似速度応答スペクトル

「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る。図 1 6、図 1 7 に、岡山市役所（岡山県）・津山市役所（岡山県）・鳥取市役所（鳥取県）・大原町役場（岡山県）・山崎町役場（兵庫県）・姫路市役所（兵庫県）・福崎町役場（兵庫県）・三木市役所（兵庫県）・神戸市役所（兵庫県）・大阪市役所（大阪府）のそれぞれに最も近い10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 % の擬似速度応答スペクトルを示す。

① モデル1（ケース1-1）

震源断層の長さが80kmと長大であることから、全体的な傾向として、継続時間が他のモデルに比べて長くなっている。各評価地点で比べてみると、破壊進行方向と反対方向に位置する津山市役所、鳥取市役所（に最も近い評価地点、以下、同様）等では、短周期成分が卓越し、継続時間が長い。一方、震源断層モデル直上、あるいは破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所等では、相対的に継続時間は短く、第1アスペリティの影響によると考えられる周期2～4秒程度の明瞭なパルス波が認められる。第2、第3アスペリティに対しては、アスペリティの面積が第1アスペリティに比べて小さい（2分の1）ため、短周期成分が卓越した波形となっている。大阪市役所では、「深い地盤構造」の影響と見られる長周期成分が卓越した後続波が長時間継続している。また、震源断層の南側にある姫路市役所では、アスペリティに対応した明瞭な3つの波群が確認できる。岡山市役所では、0.8秒付近に明瞭なピークが見られ、同地域における「深い地盤構造」の影響と考えられる。破壊開始点直上に位置する大原町役場では、地表の地盤が固く、地震基盤が非常に浅いこともあり、0.2秒程度と短周期成分が卓越した地震波となっている。

② モデル2（ケース2-1、ケース2-2）

ケース2-1の場合、全体的な傾向はケース1-1と同じである。ただし、震源断層の長さが52kmとやや短いため、継続時間も短くなっている。また、ケース1-1と同様に、震源断層モデル直上、あるいは破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所では、第1アスペリティの影響によると考えられる明瞭なパルス波が認められるが、第1アスペリティの面積が小さくなったため、卓越周期は1.5秒～3秒程度とやや短周期側に移行している。大阪市役所では、「深い地盤構造」の影響と考えられる長周期成分が卓越した後続波が、ケース1-1に比べてより顕著に現れている。

ケース2-2の場合、破壊進行方向と同じ方向に位置する津山市役所では、ケース2-1に比べて継続時間が短く、第1アスペリティの影響によると考えられる周期2～3秒程度の明瞭なパルス波が認められる。一方、破壊進行方向と反対方向に位置する福崎町役場、三木市役所、神戸市役所では、相対的に継続時間が長く、ケース2-1の場合に見られた周期2～4秒程度のピークが小さくなっている。大阪市役所においても、同様に周期2～4秒程度のピークが小さく、ケース1-1、ケース2-1と比較して、短周期成分が卓越した地震波となっている。岡山市役所では、ケース1-1同様に、0.8秒付近に明瞭なピークが見られ、同地域における「深い地盤構造」の影響と考えられる。

③ モデル3

モデル3の場合、モデル2のケース2-1とほぼ同様の傾向を示す。神戸市役所では、破壊進行方向と同じ方向に位置する場合のディレクティビティ効果が認められる。

④ モデル4

モデル4の場合、破壊進行方向と同じ方向に位置する福崎町役場や山崎町役場では、ディレクティビティ効果により、長周期成分の振幅がモデル3に比べて大きい。また、破壊進行方向と逆の方向に位置する神戸市役所では、モデル3で見られた長周期のピークが認められず、逆に短周期側の振幅が増幅している。三木市役所や姫路市役所でも、同様にモデル3に比べて短周期成分の振幅が大きくなっている。

⑤ モデル5

モデル5の場合、津山市役所では、ケース1-1やケース2-1に比べて短周期側にピークが認められる。震源断層周辺の地点では、継続時間が非常に短く、津山市役所と同様に短周期成分が卓越している。

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、接続周期に相当する周期1秒以上の長周期成分しか有していない。

(3) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布

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18参照)。地震動の最大速度は、「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、その最大値として求めている。モデル1(ケース1-1)、モデル2、モデル3、モデル5では、断層直上でも最大で50~60cm/s程度と、これまでの強震動予測結果に比べると小さい。これは、地震基盤から地表までの地盤構造が非常に薄いため、地震波の増幅が小さかったためである。モデル4では、ごく一部で80cm/s程度と予測された。ケース1-2~ケース1-4については、微視的震源特性の設定方法による違いを比較するために試行したケースで、5.4節で説明する。

(4) ハイブリッド合成法による地表の最大速度分布、および震度分布

図18で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度に、「浅い地盤構造」による増幅率を乗じて、地表における最大速度を求めた結果を図19に示した。また、これらの最大速度より換算して求めた地表の震度分布を図5に示した。ここでは、図5を中心に説明する。

①モデル1(ケース1-1)

図5-1は、モデル1のケース1-1の地表における震度分布図である。大原断層、土万断層、および山崎断層帯主部の南東部の震源断層近傍では、概ね震度6弱~震度5強と予測された。ただし、安富断層周辺では、断層近傍でも震度5強に留まっている。また、姫路市東部から三木市にかけて、および神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。

②モデル2

図5-2は、モデル2の地表における震度分布図(ケース2-1、2-2)である。ケース2-1では、ケース1-1とほぼ同様の傾向を示すが、山崎断層帯主部の南東部が含まれないため、同断層帯の周辺では、震度5強~震度5弱と予測された。ケース2-2では、震源断層周辺の震度分布についてはケース2-1との大きな差異は見られない。震源断層からやや離れた鳥取県西部の倉吉平野周辺では、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度5強~震度5弱、ごく一部で震度6弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度5弱~震度4に留まった。

③モデル3・モデル4

図5-3は、モデル3(上図)、モデル4(下図)の地表における震度分布図である。モデル3では、震源断層近傍において、概ね震度6弱が予測された。また、姫路市東部のごく一部の地域で震度6強以上、神戸市の沿岸地域でも震度6弱が予測された。モデル4では、震源断層近傍で概ね震度6弱、一部で震度6強以上が予測された。モデル3で震度6弱が予測された神戸市の沿岸地域では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、概ね震度5強に留まった。

④モデル5

図5-4は、モデル5の地表における震度分布図である。アスペリティの直上、およびその南側で概ね震度6弱~震度5強が予測された。

以上の結果をこれまでの他の地震での強震動評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて、震源断層周辺の震度がやや小さくなっている。これは、先にも述べたが、震源断層周辺の地盤が非常に固く、「深い地盤構造」、「浅い地盤構造」を含め、地震基盤と地表の間での地震波の増幅が小さかったためである。

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((4)式)を用いている。この基となる統計データには計測震度6.0を越えるものは少ないため、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の「浅い地盤構造」における非線形挙動の影響については評価されていないという問題もある。これに加え、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮に入れると、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（地表の震度分布）を図20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。震源断層周辺では、「簡便法」による震度の方がやや大きめの評価となっている（図5参照）。震源断層周辺は、地震基盤から地表までが非常に薄く、固い地盤構造であるためである。

「簡便法」では、工学的基盤から地表までの「浅い地盤構造」による最大速度の増幅の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、評価範囲における地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による増幅の影響は考慮されていない。また、アスペリティの影響やディレクティブティ効果も反映されていない。したがって、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が「詳細法」の震度よりも小さくなっている。

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、「詳細法工学的基盤」上面における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）とを比較して図6に示す。強震動予測結果は、ケース1-1、ケース2-1、2-2については、断層近傍で全体的に小さ目の評価となっている。また、ケース2-2では、震源断層からの最短距離で70km~100kmにおいて、距離減衰式を大きく上回る地点が見られる。これは、ディレクティブティ効果等の影響によると推察される。その他のケースは、全体的に距離減衰式と良い対応を示している。

5.4 震源断層パラメータの設定方法の違いが強震動予測結果に与える影響について

モデル1に対して、「レシピ」の改良という観点から、試行ケースとして別途設定した震源断層パラメータを用いた3ケース（ケース1-2、1-3、1-4）の強震動評価結果について述べる。

図18-1、図18-2に3ケースの詳細法工学的基盤における最大速度分布、図19-1、図19-2に地表における最大速度分布を示す。なお、本評価のうち、レシピに従って実施した結果は、これまでの他の地震での評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて震源断層周辺の最大速度（震度）がやや小さくなっている。したがって、ここでは、各ケース間の相対的な比較のみを行うこととする。

(1) ケース1-2：セグメント分けしたケース

最大速度分布の傾向はケース1-1とほぼ同じである。やや詳細に見ると、第1アスペリティ（大原断層に対応する断層帯北西端部）周辺では、同アスペリティから発生する地震波の短周期レベルがケース1-1の方が若干大きいため、最大速度もややケース1-1の方が大きい。一方、第3アスペリティ（琵琶甲断層に対応する断層帯南東部）周辺では、逆に、同アスペリティから発生する地震波の短周期レベルがケース1-2の方が若干大きいため、最大速度もややケース1-2の方が大きくなる傾向が見られる。また、安富断層付近に設置したアスペリティの近傍では、アスペリティの面積や応力降下量はケース1-1と同程度であるが、予測された最大速度は、ケース1-2の方が大きい。

(2) ケース1-3：アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%としたケース

最大速度分布の定性的傾向はケース1-1とほぼ同じであるが、絶対値はケース1-1と比べるとかなり大きく、最大で2倍程度となっている。これは、短周期レベルが他のケースと比べて大きいこととも対応している（図11参照）。

(3) ケース1-4：アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とし、震源断層全体の平均応力降下量を3.1MPaとしたケース

モデル1の中では最大速度が最も小さくなっている。この結果は、短周期レベルが最も小さいこととも対応している（図11参照）。また、ケース1-1やケース1-2と比較すると、最大値は小さいが、最大速度の変化がやや滑らかになっているように見える。また、神戸市の沿岸地域の最大速度は、ケース1-1やケース1-2に比べると大きくなっている。これは、アスペリティの面積が小さくなったことにより、アスペリティから生成されるパルス波の卓越周期が短くなったことと、神戸市周辺の深い地盤構造により地震波が増幅されたことが原因と推察される。

以上の検討結果から、アスペリティに関する震源断層パラメータの算定方法の違いは、強震動予測結果に影響を与えることが分かった。セグメント分けを行った場合（ケース1-2）では、セグメントに設定するアスペリティの面積がケース1-1と異なってくるが、アスペリティの総面積や応力降下量はケース1-1とほぼ同じであるので、強震動予測結果はケース1-1と大差がない。アスペリティの面積を震源断層全体の面積の約22%とするだけの場合（ケース1-3）では、強震動予測結果が大きめに評価された。本断層帯の場合、地震基盤が浅いことから、短周期成分の影響が顕著となるため、「石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会、2004b）での検討結果よりも、さらに違いが明瞭に現れたと推察される。また、震源断層全体の面積の約22%とし、さらに震源断層全体の平均応力降下量を設定する場合（ケース1-4）では、モデル1のように長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、強震動予測結果もレシピに従った結果と同程度となる。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

アスペリティや破壊開始点の位置は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会、2003b, 2003c, 2004b）。しかし、情報の不足等により、モデル1、2、3については、破壊開始点を確定的に扱えなかった。そこで、モデル1、モデル3では、地盤増幅効果に加えてディレクティビティ効果により、瀬戸内海沿岸地域で揺れが大きくなると予想される位置に破壊開始点を設定した。モデル2では複数のケースを想定した。また、モデル5については、アスペリティや破壊開始点の位置、傾斜角や断層の種類についての情報が得られなかったので、「長期評価」やレシピを参照して平均的なケースを想定した。

アスペリティの総面積、および応力降下量は、強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会、2004b）。ここでは、レシピの改良を目的として、長大な震源断層モデルとなるモデル1に対し、試行ケースとして、別途3ケースの震源断層モデルを設定した。その結果、セグメント分けをした場合（ケース1-2）では、レシピに従って震源断層パラメータを設定したため、アスペリティの総面積や応力降下量はケース1-1とほぼ同じとなり、従って強震動予測結果もケース1-1と大差がなかった。アスペリティの面積を震源断層全体の面積の約22%とするだけの場合（ケース1-3）では、強震動予測結果がケース1-1に比べて大きめに評価された。アスペリティの総面積を震源断層全体の面積の約22%とし、これとFujii and Matsu'ura(2000)により推定されている震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaから、アスペリティの応力降下量と震源断層全体の平均応力降下量に関する理論式によりアスペリティの応力降下量を推定した場合（ケース1-4）では、既往の研究事例や強震動予測結果から乖離しない震源断層パラメータや予測結果が得られた。ただし、ここで用いた震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaは、長大な横ずれ断層の巨視的震源特性に関する経験式として、限られたデータに基づき、地震発生層の剛性率を40GPa、断層幅を15kmとする等、いくつかの条件下で導出された値である。したがって、例えば、これらの条件と大きく異なる震源断層を想定する必要がある場合には、3.1MPaをそのまま適用できない可能性がある。

「深い地盤構造」の三次元地下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、今回の評価対象地域は、一部を除き、調査等が十分には実施されてい

ないため、十分な情報が得られなかった。また、本断層帯が位置する中国山地周辺で基盤岩が露出している地域については、風化帯を設定したが、このための情報も十分ではなかった。したがって、このように調査結果等の資料が非常に限られている地域に対する三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。

地表における最大速度や震度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましい。しかし、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約1 km四方のメッシュごとの情報）を利用した経験的な方法を用いた。また、地表の計測震度も、経験式を用いて地表の最大速度より換算して求めた。

6.2 今後の課題

個々の断層帯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。特に、モデル1～3では破壊開始点の位置、モデル5（那岐山断層帯）では、アスペリティや破壊開始点の位置、傾斜角や断層の種類についての情報が得られなかった。より信頼性の高い強震動予測を行うためには、例えば、深部構造探査等、これらの震源断層パラメータをより正確に推定するための継続的な調査研究が必要である。

アスペリティと破壊開始点の位置は、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，2003c，2004a）。本報告でも、大原断層・土万断層・暮坂峠断層（モデル2）に対して、2ケースを想定することにより、破壊開始点の違いが強震動予測結果に与える影響について検討した。また、モデル3において破壊開始点をアスペリティの南東下端に配置した場合に、震源断層モデルの北西延長に位置する評価領域で推定される強震動は、モデル4で得られる結果にほぼ相当すると考えられるため、これらの領域について、両モデルの強震動予測結果を比較した。アスペリティと破壊開始点の位置等、情報の不足等により現状において確定的に扱えない震源断層パラメータに対しては、このような震源断層パラメータによる強震動予測結果のばらつきの大さを把握しておくことが、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上では非常に重要である。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対するレシピの改良を目的として、モデル1に対して、

- ①：2つのセグメントに分割（ケース1-2）
- ②：震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率を約22%（ケース1-3）
- ③：②とFujii and Matsu'ura(2000)による震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaから、Madariaga (1979)の理論式を用いてアスペリティの応力降下量を推定（ケース1-4）

の3ケースについて試行的に検討した。その結果、ケース1-4では、モデル1のように長大な断層に対しても、既往の研究と同程度の応力降下量が推定でき、レシピに従った結果と同程度の強震動予測結果が得られた。ただし、ケース1-4で用いた震源断層全体の平均応力降下量3.1MPaは、その適用範囲や適用条件について十分な検討が行われていない。また、ケース1-2で行ったセグメント分けについては、例えば、栗田（2004）、遠田（2004）によるカスケード地震モデル等、新しいモデルが提案されているが、現時点では研究段階にある。以上のように、長大な断層に対する震源断層のモデル化やパラメータの設定方法については、調査研究に必要なデータが不足していることもあり、研究途上の段階にある。今後はそれらの研究成果を取り入れながら、ここで検討した方法の検証も行うことにより、レシピの改良を進めていく必要がある。

また、より精度の高い強震動予測を行うためには、中小地震観測記録を用いた手法や深部地盤構造探査などにより、今後さらに地下構造（「深い地盤構造」、および「浅い地盤構造」）に関する情報を充実させ、詳細な地下構造モデルを構築していく必要がある。

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.
- 栗田泰夫(2004): 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, 月刊地球, 号外No. 46, 163-167.
- 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 ($M_{\text{JMA}}7.9$) 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.
- Fujii Y. and Matsu'ura M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 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, 13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 兵庫県(2001): 『平成12年度地震関係基礎調査交付金 山崎断層帯に関する調査成果報告書』, 103.
- 石井透・佐藤俊明・P. 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.
- 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(2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A.
- 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(2003a): 山崎断層帯の評価.
- 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(2003c): 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(2004a): 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b): 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2005): 長期評価における確率値の更新と活断層の地震規模の表記について.
- 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).
- 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.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): *Seismic Refraction, in the Sea*, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 74.
- Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 84, 2243-2250.
- 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.
- 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.
- 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.
- 遠田晋次(2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球, 号外No.46, 168-174.
- 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 ³)	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 - 1 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(速度構造の推定に用いた文献、図 1 2 参照)

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典	備考
1	石油公団	1990	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「香住沖」調査報告書		
2	石油公団	1983	昭和57年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「鳥取沖」調査報告書		
3	衣笠ほか	1997	P波及びS波VSPを用いた深層地質調査	物理探査学会第96回学術講演論文集、pp. 108-112	
4	朴ほか	1996	人工地震探査による兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域の地殻構造	日本地震学会講演予稿集、1996、No. 2、B73	文献には地質は記載されていない。
5	朴ほか	1996	高密度人工地震観測による淡路島北部浅部地殻構造	日本地震学会講演予稿集、1996、No. 2、B74	文献には地質は記載されていない。淡路島の地質文献から推定した。
6	蔵下ほか	1998	バイブレータ震源構造探査による淡路島北部の上部地殻速度構造	地震第2輯、51、pp. 233-237	
7	鳥取県	2003	鳥取県西部地震関連地域の地下構造探査成果報告書		文献には地質は記載されていない。地質図および弓ヶ浜における温泉ボーリング資料から該当する地質区分を推定した。
8	沢田ほか	2001	宍道地溝帯中軸部、美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌、107、6、pp. 394	
9	田中ほか	2001	微動アレーによる岡山市内の地下構造推定	第36回地盤工学研究発表会講演論文集、pp. 2333-2334	文献には地質は記載されていない。児島湾のボーリングにおいて基盤上面に中部中新統が厚く堆積していることから地質区分を推定した。
10	兵庫県土木地質図編纂委員会	1996	兵庫の地質－兵庫県地質図解説書		
11	本州四国連絡橋公団	1993	本州四国連絡橋地質地盤調査誌		

表 3 - 2 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献)

著者名	発表年	文献名	出典
新井 洋	2003	微動観測に基づく境港市の2次元S波速度構造の推定	日本地震工学会-2003梗概集, pp. 50-51
新井 洋・日比野浩・Purido, N・久保哲夫	2001	米子市における2000年鳥取県西部地震の強振動シミュレーション	第26回地震工学研究発表会講演論文集1, pp. 369-372
朴 成実ほか	1996	人工地震探査による兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域の地殻構造	日本地震学会講演予稿集, No. 2, B73
朴 成実ほか	1996	高密度人工地震観測による淡路島北部浅部地殻構造	日本地震学会講演予稿集, No. 2, B74
千田 昇・岡田篤正・中田 高・金田平太郎	2002	1:25,000都市圏活断層図「山崎」	国土地理院技術資料, D. 1-No. 396
地質調査所	1995	100万分の1日本地質図第3版CD-ROM版	
長谷川修一・斉藤 実	198	讃岐平野の生いたちー第一瀬戸内累層群以降を中心にー	アーバンクボタ28, 古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類, pp. 52-59
橋爪道郎ほか	1966	第1回, 第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造	地震第2輯, 19, pp. 125-134
服部 仁	1978	上石見地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
服部 仁・片田正人	1964	5万分の1地質図幅「根雨」及び同説明書	地質調査所
平田 直ほか	1996	淡路島横断反射・散乱法地震探査(TAPS)(2)	地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, A21-P11
広川 治・東郷文雄・神戸信和	1954	5万分の1地質図幅「大屋市場」及び同説明書	地質調査所
広島県	1980	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「府中」	
広島県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「尾道・土生」	
広島県	1997	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「上石見・新見・油木」	
本州四国連絡橋公団	1993	本州四国連絡橋地質地盤調査誌	
古川隆治・富沢昭文	1985	基礎試錐「鳥取沖」	石油技協誌, 50, pp. 43-52
藤田和夫・笠間太郎	1983	神戸地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
藤田和夫・前田保夫	1984	須磨地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
兵庫県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「由良・鳴門海峡」	
兵庫県	1984	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「北条」	
兵庫県	1987	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「佐用・板根」	
兵庫県	1989	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「高砂」	
兵庫県	1990	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」	
兵庫県	1993	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「福知山」	
兵庫県	1995	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「神戸」	
兵庫県	1999	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「出石・大江山」	
兵庫県	2000	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「城崎・宮津」	
兵庫県	2001	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「香住」	
兵庫県土木地質図編纂委員会	1996	兵庫の地質ー兵庫県地質図解説書・土木地質編ー	
兵庫県立人と自然の博物館	1997	阪神・淡路大震災と六甲変動ー兵庫県南部地震域の活構造調査報告ー	
今村外治・長谷 晃	1988	日本地方地質誌『中国地方』新版	朝倉書店
井本伸広・松浦浩久	1991	園部地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
猪木幸男・弘原海清	1980	上郡地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所

表 3 - 3 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
猪木幸男・坂本 亨	1977	多里地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
市原 稔編	1993	大阪層群	創元社
伊藤谷生ほか	1996	四国中央構造線地下構造の総合物理探査	地質学雑誌、102-4、pp. 346-360
地震調査研究推進本部地 震調査委員会	2003	山崎断層帯の長期評価について、 http://www.jishin.go.jp/main/	
香川県	1972	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「観音寺」	
香川県	1974	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「高松南部」	
香川県	1975	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「高松・草壁・ 西大寺・寒霞溪」	
香川県・徳島県	1972	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「池田」	
香川敬生・趙 伯明・宮 腰 研	2003	地殻・地盤構造情報の収集と物性値の特性化	平成13年度科学技術振興調整 費 地盤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、平成13年度研究成 果報告書、pp. 119-130
海上保安庁水路部	1992	5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「美保 関」	
鹿野和彦・中野 俊	1985	美保関地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図 幅)	地質調査所
鹿野和彦・中野 俊	1986	恵曇地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・竹内圭史	1991	今市地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・山内靖喜	1994	松江地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
鹿野和彦・吉田史郎	1985	境港地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所
河合正虎	1957	5万分の1地質図幅「津山東部」及び同説明書	地質調査所
河村知徳・荒井良祐・小 先章三・中田友之・津村 紀子・伊藤谷生	1998	反射法地震探査による淡路島小倉地区の詳細な地下構造調査	月刊地球、号外21、pp. 144- 148
神戸信和・広川 治	1963	5万分の1地質図幅「佐用」及び同説明書	地質調査所
経済企画庁	1967	5万分の1土地分類基本調査 (表層地質図) 「米子」	
近畿地方土木地質図編纂 委員会	1981	近畿地方土木地質図、同説明書	
衣笠善博・馮 少孔・杉 山長志・石川浩次	1997	P波及びS波VSPを用いた深層地質調査	物理探査学会第96回学術講演 論文集、pp. 108-112
小泉金一郎・藤本博巳・ 井口博夫・内津 将・河 野芳輝	1994	瀬戸内海における海上重力測定	測地学会誌、40-4、pp. 333- 345
国土交通省土地・水資源 局国土調査課		全国地下水資料台帳、国土調査ホームページ、 http://tochi.milt.go.jp/tochimizu/catalog	
国土庁土地局国土調査課	1973	土地分類図 (香川県)	
国土庁土地局国土調査課	1974	土地分類図 (兵庫県)	
国土庁土地局国土調査課	1974	土地分類図 (岡山県)	
駒澤正夫・太田陽一・渋 谷昭栄・熊井 基・村上 稔	1996	大阪湾の海底重力調査とその構造	物理探査、49-6、pp. 459-473

表 3 - 4 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子	1998	バイプレータ震源構造探査による淡路島北部の上部地殻速度構造	地震第2輯、51、pp. 233-237
栗本史雄・牧本 博	1990	福知山地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
栗本史雄・松浦浩久	1993	篠山地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
栗田泰夫・鈴木康弘	1996	1995年兵庫県南部地震を生起した野島断層系の活動履歴及び活動性調査	成7年度活断層研究調査概要報告書、地質調査所研究資料集No.259
京都市	2003	平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書(概要版)	
松浦浩久・栗本史雄	1995	広根地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
松浦 誠・芳賀保夫	1976	主要都市及びその周辺部の地盤特性と基礎工法 2. 中国地区	基礎工、4-12、pp. 44-62
三梨 昂・徳岡隆夫	1988	中海・宍道湖 地形・底質・自然史アトラス	島根大学山陰地域研究総合センター
光野千春・沼野忠之・高橋達郎	1982	岡山の地学	山陽新聞社
光野千春・大森尚泰	1965	5万分の1地質図幅「周匝」及び同説明書	地質調査所
水野清秀・服部 仁	1990	明石地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
水野清秀・吉岡敏和・岡村 眞・松岡裕美	1996	淡路島南部, 湊一本庄断層の活動性調査	平成7年度活断層研究調査概要報告報告書、地質調査所研究資料集No.259
村田明弘・竹村恵二・宮田隆夫・林 愛明	1998	野島断層500mボーリングコアの層序と累積変位	月刊地球、号外21、pp. 137-143
日本の地質『中国地方』編集委員会編	1993	日本の地質7 中国地方	共立出版
日本の地質『四国地方』編集委員会編	1993	日本の地質8 四国地方	共立出版
西田良平・寺田一樹・吉川大智・野口竜也・金本宏司・岡本拓夫	2002	2000年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造	物理探査、55-6、pp. 473-484
野口竜也・西田良平・岡本拓夫・平澤孝規	2003	人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定	第27回地震工学研究発表会論文集、CD-ROM
岡本拓夫・西田良平・野口竜也	2003	鳥取県西部地震(2000, M7.3)時に認められた境港市の異常震域に関する一考察	第27回地震工学研究発表会論文集、CD-ROM
岡山県	1979	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「岡山南部」	
岡山県	1980	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「津山東部」	
岡山県	1982	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「周匝・上郡」	
岡山県	1987	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「大山・湯本」	
岡山県	1990	5万分の1土地分類基本調査(表層地質図)「板根・佐用」	
太田良平	1962	5万分の1地質図幅「米子」及び同説明書	地質調査所
太田良平	1962	5万分の1地質図幅「湯本」及び同説明書	地質調査所
尾崎正紀・栗本史雄・原山 智	1995	北条地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所
尾崎正紀・松浦浩久	1988	三田地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所

表 3 - 5 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男	1996	神戸層群の地質年代	地質学雑誌、102-2、pp.73-83
Sato, H・Hirata, H・Ito, T・Tsumura, N・Ikawa, T	1998	Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japa	Tectonophysics, 286, pp.19-30
澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高	1999	琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動、烏丸地区深層ボーリング調査団編、琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査	琵琶湖博物館研究報告、No.12、pp.147-153
沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和	2001	宍道地溝帯中軸部、美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌、107-6、pp.392-405
石油開発公団	1975	昭和49年度大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「北陸-山陰」調査報告書	
石油公団	1983	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「鳥取沖」調査報告書	
石油公団	1990	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「香住沖」調査報告書	
四国地方土木地質図編纂委員会	1998	四国地方土木地質図、同解説書	
新編島根県地質図編集委員会	1997	1:200,000新編島根県地質図	内外地図株式会社
鈴木茂之・壇原 徹・田中 元	2003	吉備高原に分布する第三系のフィッション・トラック年代	地学雑誌、112-1、pp.35-49
高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁	1992	洲本地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所
玉木賢策・湯浅真人・村上文敏	1982	海洋地質図20『隠岐海峡海底地質図』	地質調査所
田中 均・山田悦子・入江紀嘉・福元俊一・小西純一	2001	微動アレーによる岡山市内の地下構造推定	第36回地盤工学研究発表会講演論文集、pp.2333-2334
田中 隆・小草欽治	1981	山陰沖における中期中新世以降の構造運動	地質学雑誌、87-11、pp.725-736
鳥取県	1966	鳥取県地質図説明書	
鳥取県	2002	平成13年度鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
鳥取県	2003	平成14年度鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
鳥取県	2004	鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査	
佃 栄吉	1997	中央構造線活断層系（紀伊半島地域）の活動性調査	地質調査所研究資料集No.303（平成8年度活断層研究調査概要報告書）、pp.73-94
佃 栄吉・佐藤 努	1996	徳島県鳴門市坂東観測井周辺の地下構造	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景、pp.90-93
津久井雅志	1984	大山火山の地質	地質学雑誌、90、pp.643-658
津久井雅志・西戸祐嗣・長尾敬介	1985	蒜山火山群・大山火山のK-Ar年代	地質学雑誌、91、pp.279-288
津村紀子ほか	1996	淡路島横断反射・散乱法地震探査(TAPS)による地質構造解明(速報)	地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集、A21-P12
通商産業省	1970	昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」	
中国地方土木地質図編纂委員会	1984	中国地方土木地質図、同解説書	
中国地方基礎地盤研究会	1995	山陰臨海平野地盤図	
上村不二雄・坂本 亨・山田直利	1979	若桜地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所

表 3 - 6 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルに関する参考文献
(その他の文献のつづき)

著者名	発表年	文献名	出典
氏家良博	1976	広島・岡山両県の北部に分布する中新統備北層群の堆積環境について	地質学雑誌、82-1、pp. 51-67
山田直利	1961	5万分の1地質図幅「奥津」及び同説明書	地質調査所
山田直利	1966	5万分の1地質図幅「智頭」及び同説明書	地質調査所
山本博文・上嶋正人・岸本清行	1990	海洋地質図35『鳥取沖海底地質図』	地質調査所
山本博文・上嶋正人・岸本清行	1993	海洋地質図40『経ヶ岬沖海底地質図』	地質調査所
山元孝広・星住英夫	1988	丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動	地質学雑誌、94-10、pp. 769-781
山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和	2000	龍野地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所
山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和	2002	山崎地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	産業技術総合研究所
山本裕雄・栗田祐司・松原尚志	2000	兵庫県淡路島北部の第三系岩屋層から産出した始新世石灰質ナンノ・渦鞭毛藻化石とその意義	地質学雑誌、106-5、pp. 379-382
山内靖喜	2001	宍道断層はどのようにしてできたか	島根県地学会会誌、16、pp. 25-29
山内靖喜・岩田昭夫	1998	宍道低地帯東部における熱水資源評価	応用地質、39-4、pp. 361-371
山内靖喜・岩田昭夫・野村律夫・佐藤勉・角秀紀	1997	松江温泉第二温泉源と竹内団地泉源の掘削資料について	山陰地域研究、13、pp. 11-23
横倉隆伸・加藤直巳・山口和雄・宮崎光旗	1996	反射法深部地下構造探査による1995年兵庫県南部地震震源域周辺の断層・基盤構造	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景、pp. 33-36
横倉隆伸ほか	1998	大阪湾における反射法深部地下構造探査	地質調査所月報、49-11、pp. 571-590
米子工業高等専門学校	1985	岡山県臨海地帯地盤図	
吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕	1992	反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造	地質学論集、40、pp. 177-186
吉岡敏和・水野清秀・栗田泰夫	1996	淡路島中部、志筑断層及び先山断層の活動性調査	平成7年度活断層研究調査概要報告報告書、地質調査所研究資料集No.259

表4 各地域の地質構造と三次元地下構造モデルに用いた物性分布
(V_p ・ V_s (km/sec), ρ (g/cm³)) の対応表

山陰		中国山地～ 瀬戸内		四国・淡路・ 和歌山		近畿					
						大阪平野		京都盆地		近江盆地	
鮮新統・ 第四紀火山	D	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A	鮮新統・ 更新統	A
中部中新 統下部～ 下部中新 統	E		D		D				B		B
	G	古第三系	E	後期白亜 系	F	基盤岩	H		C	堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F
基盤岩	H	基盤岩	H	基盤岩	H			堆積層下 の基盤岩 の風化帯	F		G
									G	基盤岩	H
								基盤岩	H		

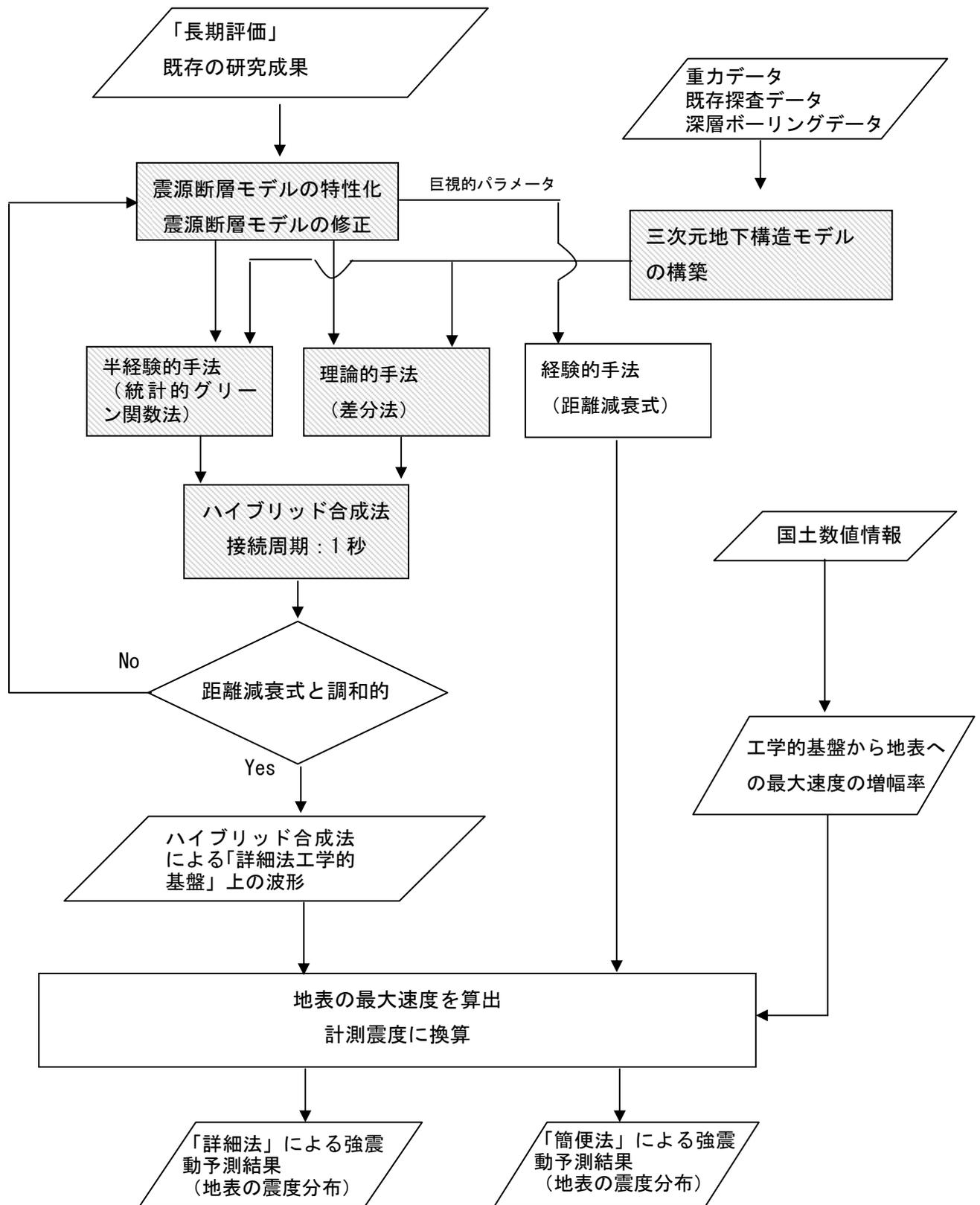
*上記表の記号は下表を参照。

*各速度層の深さ分布、層厚については、図13、図14を参照。

地層	A	B	C	D	E	F	G	H
V_p (km/s)	1.8	2.0	2.2	2.5	3.3	3.8	4.4	5.2
V_s (km/s)	0.55	0.59	0.71	0.88	1.3	1.6	2.0	3.46
ρ (g/cm ³)	1.9	2.0	2.1	2.1	2.3	2.4	2.5	2.6

表5 風化帯の設定

速度区分		層厚(m)
Vp (km/s)	Vs (km/s)	
1.8	0.55	18
2.0	0.59	21
2.2	0.71	25
2.5	0.88	31
3.3	1.3	47
3.8	1.6	57
4.4	2.0	68
5.2	3.46	84



※網掛けした処理は、「詳細法」の処理

図7 強震動評価の流れ

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、予測結果の検証の手法や設定にあたっての現状における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の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。

1. 震源特性

活断層で発生する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、破壊開始点や破壊過程を示すその他の震源特性の3つの震源特性を考慮して特性化震源モデル¹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、想定する地震（シナリオ地震）に対して特性化震源モデルを構築する際に用いるものであり、強震動評価における震源特性パラメータの設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

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、最新活動の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層では変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設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

震源断層モデルの巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置と構造（位置と走向、およびセグメント²）
- ・ 震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）・深さ・傾斜
- ・ 地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量

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。ただし、地震調査委員会長期評価部会の評価結果（以下「長期評価」という）があれば、基本的にそれを用いる。

（1）震源断層モデルの位置と構造（位置と走向、およびセグメント）

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に「長期評価」で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される断層帯の両端の点は、直接的な資料で活断層（帯）の分布が確認されたその両端を示しているため、震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層（帯）の両端の点やそれらを結んだ直線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを延長させることや、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを平行移動させることを検討する場合もある。また、活断層（帯）が屈曲しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層（帯）の一部が 5km 以上離れている場合には、震源断層モデル

¹ 強震動を再現するために震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。特性化震源モデルは、震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性および、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」は Somerville *et al.*(1999)の characterization の訳語に由来する。

² 最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で、分割放出型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位で、根拠としたデータにより、地震セグメント、幾何セグメント、挙動セグメントまたは活動セグメントに分類される。強震動評価においては、詳細な定義は行わずセグメントという表現を用いる。

を活断層（帯）に沿って複数の直線でモデル化することも想定する。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ³の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層（帯）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」、「活断層詳細デジタルマップ」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。

(2) 震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）、深さ、傾斜 $L \cdot W \cdot D \cdot \theta$

震源断層モデルの長さ $L(\text{km})$ については「(1) 震源断層モデルの位置と構造」で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅 $W(\text{km})$ については、入倉・三宅(2001)による下記に示した幅 W と長さ L の経験的關係、

$$W = L \quad (L < W_{\max}) \quad \text{-----} \quad (1-a)$$

$$W = W_{\max} \quad (L \geq W_{\max}) \quad \text{-----} \quad (1-b)$$

を用いる。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$

W_s : 地震発生層の厚さ ($W_s \leq 20\text{km}$) $W_s = H_d - H_s$

θ : 断層の傾斜角

H_d , H_s : それぞれ地震発生層の下限、上限の深さ（微小地震の深さ分布から決めることができる (Ito, 1999)）。

この(1-a)式は、内陸の震源断層の幅 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。

震源断層モデルの傾斜角については、地震発生層最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明らかとなった例は少ないが、その一方で、次の地震規模の推定に大きな影響を与えるため、注意深く設定する必要がある。そこで、対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推定する資料があった場合にはそれを参照するほか、周辺にある同じタイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それらを参照する。上記のような資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層： 45°

横ずれ断層： 90°

正断層： 45°

ただし、周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、対象断層とその周辺の地質構造との関係が説明できるように留意する。また、「長期評価」により、「低角」、または「高角」とある場合には、上記の点に留意して、それぞれ、 $0-30^\circ$ 、または $60-90^\circ$ の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深さ $D_s(\text{km})$ については、微小地震発生層の上限の深さ H_s (km)（微小地震の浅さ限界）と一致させるものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学的モデルの研究から地表付近の数 $k\text{m}$ に及ぶ堆積岩層で応力降下がほとんど発生しない場合があるが、この場合で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 M_0 ）

地震モーメント $M_0(\text{dyn} \cdot \text{cm}^4)$ 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、

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

となる。ただし、(2)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いるが、この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。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震源断層の面積は、地震規模が大きくなると(2)式に比べて系

³ 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

⁴ 本文ではモーメントの単位に $\text{N} \cdot \text{m}$ を用いる。

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

統的に小さくなっている。したがって、震源断層の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。

$$S=4.24 \times 10^{-11} \times Mo^{1/2} \quad (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、両式で表される直線の交点となる震源断層の面積が291km²以上(地震モーメントが4.7×10²⁵[dyn・cm]、Mw6.4相当以上)の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメントは1.0×10²⁸[dyn・cm]を上限とする必要がある。

複数のセグメントが同時に動く場合は、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 Mo を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、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乗の重みで配分する。

$$Mo_i = Mo \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (4)$$

Mo_i : 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) 震源断層モデルの平均すべり量 D

震源断層モデル全体の平均すべり量 D(cm)と総地震モーメント Mo(dyn・cm)の関係は、震源断層の面積 S (cm²)と剛性率 μ (dyn/cm²)を用いて、

$$Mo = \mu \cdot D \cdot S \quad (5)$$

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

震源断層モデル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}⁵
- ・ 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について、起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされている(杉山ほか, 2002)。これより、震源断層モデルのアスペリティの位置は、活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定する。具体的には、

- ・ 長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的差異を表す記述があった場合には、それを参照する。
- ・ 活断層詳細デジタルマップに記載されてい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)の値を算出する。

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

上記の推定方法は、震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど、不確実性が高い。しかし、アスペリティの位置の違いは、強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動評価結果から明らかになっている。したがって、アスペリティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大さを把握するため、複数のケースを設定しておくことが、防災上の観点からも望ましい。

アスペリティの個数は、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、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多くなる傾向にある。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)

⁵ 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

が5個、台湾・集集地震(Mw=7.6)が6個(Iwata *et al.*,2001 ; 宮腰ほか,2001)といった研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、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) アスペリティの総面積 Sa

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」という)と密接な関係がある。したがって、「短周期レベル」の値を推定してアスペリティの総面積を求めることとする。「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もしくは表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点での地震波形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震においては、発生間隔が非常に長いため、最新活動の地震による「短周期レベル」の想定は、現時点では不可能である。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」の算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメント Mo と「短周期レベル」A(dyn・cm/s²=10⁻⁷N・m/s²)の経験的關係を用いる(入倉ほか,2002)。

$$A=2.46 \times 10^{17} \times Mo^{1/3} \quad \text{—————(6)}$$

アスペリティの総面積 Sa は、上記によって推定された「短周期レベル」A と(7)式で示される等価半径 r (=√(Sa/π))から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状は円形であると仮定する。アスペリティの総面積の等価半径 r は(6)式によって推定された短周期レベル A を用いて、(7)式により算出される。

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

なお、(7)式は、シングル・アスペリティモデルにおける Mo と A の理論的關係より導出された(8)式(Boatwright,1988)及び(9)式(壇ほか,2001)から導出する。

$$Mo=(16/7) \times r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \quad \text{—————(8)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(9)}$$

ここで、R は断層面積 S に対する等価半径、Δσ_a はアスペリティの応力降下量、β は震源域の S 波速度である。(8)式と(9)式は、マルチ・アスペリティモデルにも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか (2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径 r は $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$ (半径 r_i の N 個のアスペリティ) で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティの総面積の占める割合は震源断層の総面積の平均 22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか,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個ある場合の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 (石井ほか,2000)となるとの見方も参照して設定する。

注：地震規模と震源断層の面積、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の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 Da・Db

アスペリティ全体の平均すべり量 Da は震源断層全体の平均すべり量 D の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*,1999 ; 石井ほか,2000) を基に ξ=2 倍とする。

$$Da=\xi \cdot D \quad \text{—————(10)}$$

これにより、背景領域の平均すべり量 Db は全体の地震モーメント Mo からアスペリティの地震モーメント Moa を除いた背景領域の地震モーメント Mob を算定することにより、背景領域の面積 Sb から算出される。

$$Moa=\mu \cdot Da \cdot Sa \quad \text{————— (11)}$$

$$Mob=Mo-Moa \quad \text{————— (12)}$$

$$Db=Mob/(\mu \cdot Sb) \quad \text{————— (13)}$$

ここで、 μ 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破壊面と仮定した場合に、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。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad (14)$$

ここで、 γ_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「(2) アスペリティの総面積」で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

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、(10)式の ξ の値を調整する。

(4) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、(8)式を変形して求めた(15)式から算定されることになる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \times Mo / (r^2 \cdot R) \quad (15)$$

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モデルの面積が変化すると応力降下量に変化することになる。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、各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の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 σ_a は、経験的にその応力降下量 $\Delta\sigma_a$ とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力 σ_b は、壇ほか(2002)に基づき、

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、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad (16)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad (17)$$

より算定する。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、便宜的に震源断層モデルの面積 S から、断層のおおよそのアスペクト比 (L/W) を考慮して、断層幅を求める (例えばアスペクト比が2の場合は $W = (S/2)^{1/2}$)。

(5) f_{max}

地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ (鶴来ほか, 1997) および $f_{max} = 13.5\text{Hz}$ (佐藤ほか, 1994) の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ のケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、 $f_{max} = 6\text{Hz}$ を用いることとする。

(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、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/td \cdot t(1-t/2td) & 0 < t < t_b \\ b/(t-\epsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (18)$$

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

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

c, ar : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

V_r : 破壊伝播速度

で表され、この近似式で計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- ・ 最大すべり速度到達時間 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 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

$$V_m = \Delta\sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (19)$$

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等)

W : $W = W_a$ (アスペリティ)

$W = W_b$ (背景領域)

※ (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

$$f_{max} \doteq 1 / (\pi \cdot t_d) \quad (20)$$

- ・ 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
(18)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

$$t_r \doteq \alpha \cdot W / V_r \quad (21)$$

($\alpha = 0.5$)

注：地震調査研究推進本部でこれまで実施してきた強震動評価においては、壇・佐藤(1998)による重ね合わせを想定したライズタイムを用いている。「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」(地震調査委員会強震動評価部会,2002)では、 α を 0.42~0.49 にした場合に、観測記録がよく再現できるとしている。また、片岡ほか (2003) によれば、釜江ほか (1991) による重ね合わせを想定した場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α としては、内陸地震 (4 地震) では、0.2~0.4 程度、海溝型地震 (2 地震) では、0.25~0.6 程度としている。 α については、重ね合わせの方法にも配慮して、これらの値を参考に設定することもある。

1-3 その他の震源特性

その他の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 V_r

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

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (22)$$

により推定する。

注：近年の研究においては、Geller(1976)による係数 0.72 よりも大き目の値が得られている。例えば、Somerville *et al.* (1999) は収集した 15 の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度として $2.4\text{km/s} \sim 3.0\text{km/s}$ を得ており、平均値は 2.7km/s となっている。これは、地震発生層の S 波速度 V_s を 3.4km/s とすれば、その約 0.8 倍である (片岡ほか,2003)。

(2) 破壊開始点

中田ほか(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進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。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⁶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⁷までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、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」という）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、基本的な考え方を説明する。

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あるいは震源決定に使われている構造モデルを参照して設定する。

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」の三次元地下構造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、複数本の深部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の断面を推定する。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、中小地震の震源断層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し、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に連続した堆積平野（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

⁶ S波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

⁷ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300～700m/s 程度である。

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。
- ⑤ 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、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値構造）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」の地下構造モデルは、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下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が必要となり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、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 四方の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。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log \text{Dist} \pm \sigma \quad \text{————— (23)}$$

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)

σ : 標準偏差 a,b,c : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- 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（松岡・翠川, 1994）。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \text{—— (24)}$$

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 四方のメッシュごとで「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、減衰特性の一次元地盤構造モデルの設定を行う。さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形挙動を示すことから、非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。この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。

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。

3-1 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、経験的手法、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る（例えば、香川ほか、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。

(1) 経験的手法

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最も簡便な方法である。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。

(2) 半経験的手法

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である。ただし、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。

これに対して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。したがって、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。

両者いずれによっても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。

(3) 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できるが、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、現時点では困難である。

(4) 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である。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である。

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、半経験的手法である統計的グリーン関数法（例えば、壇・佐藤,1998；釜江ほか,1991）と理論的手法である有限差分法（例えば、Aoi and Fujiwara,1999；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下構造モデルの影響を直接取り入れることが可能
- ・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

といった点である。半経験的手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)、理論的手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手法(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、理論的手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)を用いることができる。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、モデル化や計算が比較的簡単で、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。ハイブリッド合成法等については、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」(防災科学技術研究所研究資料 第225号,2004)等を参考にされたい。

なお、ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して接続周期を決めることが望ましい。

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、経験的手法(例えば、司・翠川,1999)や統計的グリーン関数法を用いる。評価に用いる各パラメータについては、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。

3-2 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」の地下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。

(1) 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。

(2) 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。

①線形解析法

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

②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%までとされている。

また、強い揺れにより液状化等が生じる可能性がある地盤への適用は難しい。

③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可能となる。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にあたるのが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析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域的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析法は、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の検討を目的として、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、逐次非線形解析法による広域の地震動評価算出への課題は多い。すなわち、逐次非線形解析法の広域の地震動評価への適用は、まだ緒についたばかり

りで、今後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、等価線形解析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、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、基本的には、距離減衰式との比較により、活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証を行う。

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あり、予測結果の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必要がある。

なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。

以上

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.
- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 防災科学技術研究所(2004): 森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第225号
- 壇一男・佐藤俊明(1998): 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・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.
- 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎(2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560.
- 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.
- 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. R. (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) : 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) : 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) .
- 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.
- 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.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 第15号.
- 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 (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.

山崎断層帯を想定した強震動評価

図のもくじ（図 8～図 20）

図 8	強震動評価範囲と波形例を示す評価地点.....	1
図 9	活断層で発生する地震に対する特性化震源モデルの設定の流れ.....	2
図 10	山崎断層帯付近の微小地震分布.....	3
図 11	地震モーメント M_0 と断層面積 S の経験的關係および地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係.....	4
図 12	「深い地盤構造」に対する 3 次元地下構造モデルの作成に用いた文献の位置図.....	5
図 13	想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造（速度層上面標高コンター図）.....	6
図 14	想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造断面図.....	10
図 15	有限差分法による計算結果例（スナップショット）.....	13
図 16	「詳細法工学的基盤」（ $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$ ）上の計算波形例.....	19
図 17	「詳細法工学的基盤」（ $V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$ ）上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル.....	25
図 18	「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.....	31
図 19	「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布.....	34
図 20	「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布.....	37

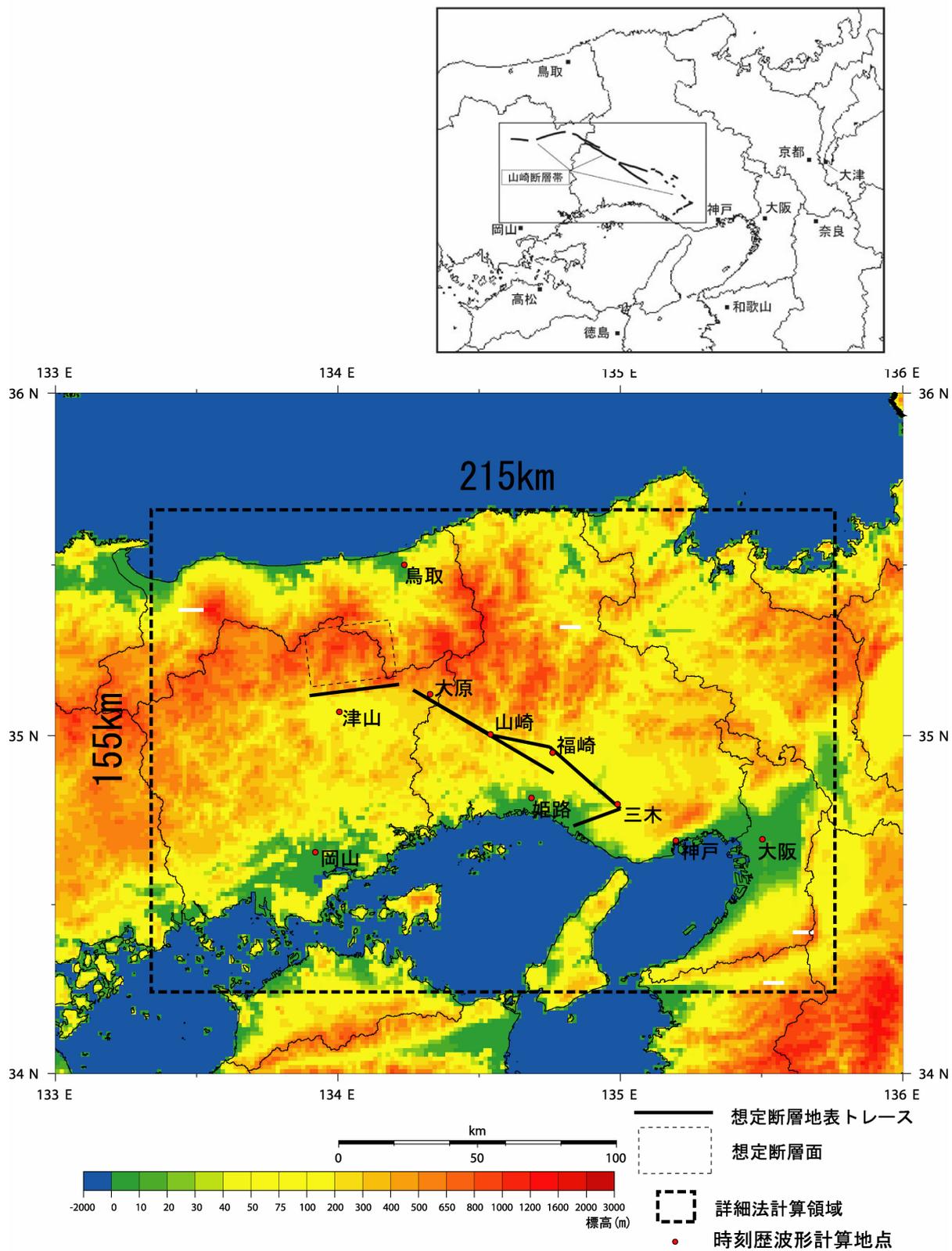


図8 強震動評価範囲と波形例を示す評価地点

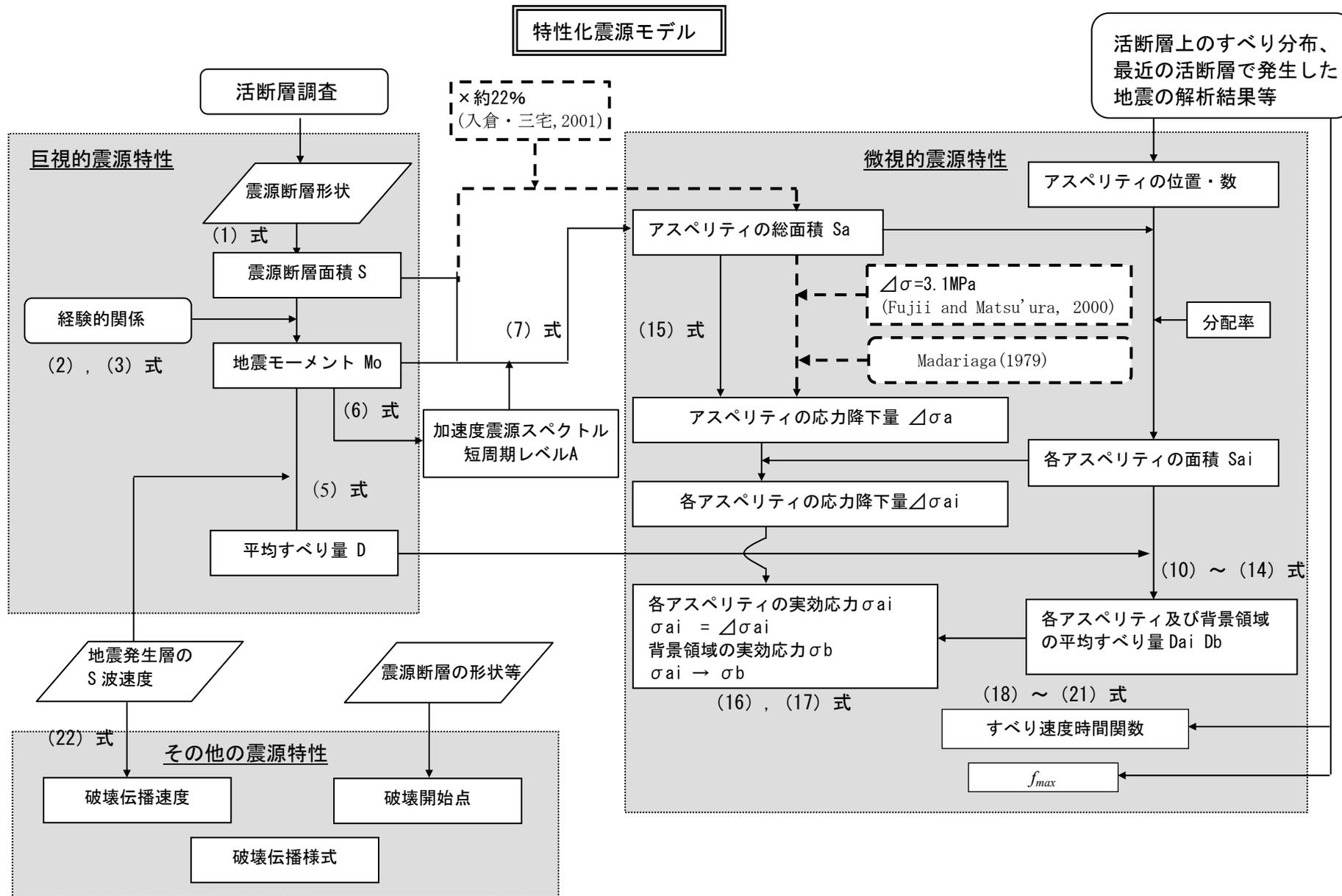


図9 活断層で発生する地震の震源特性の設定の流れ
 (式は付録「活断層地震の強震動評価のレシピ」の式番号に対応する。破線は今回試行的に行ったケースを表す。)

震央分布図

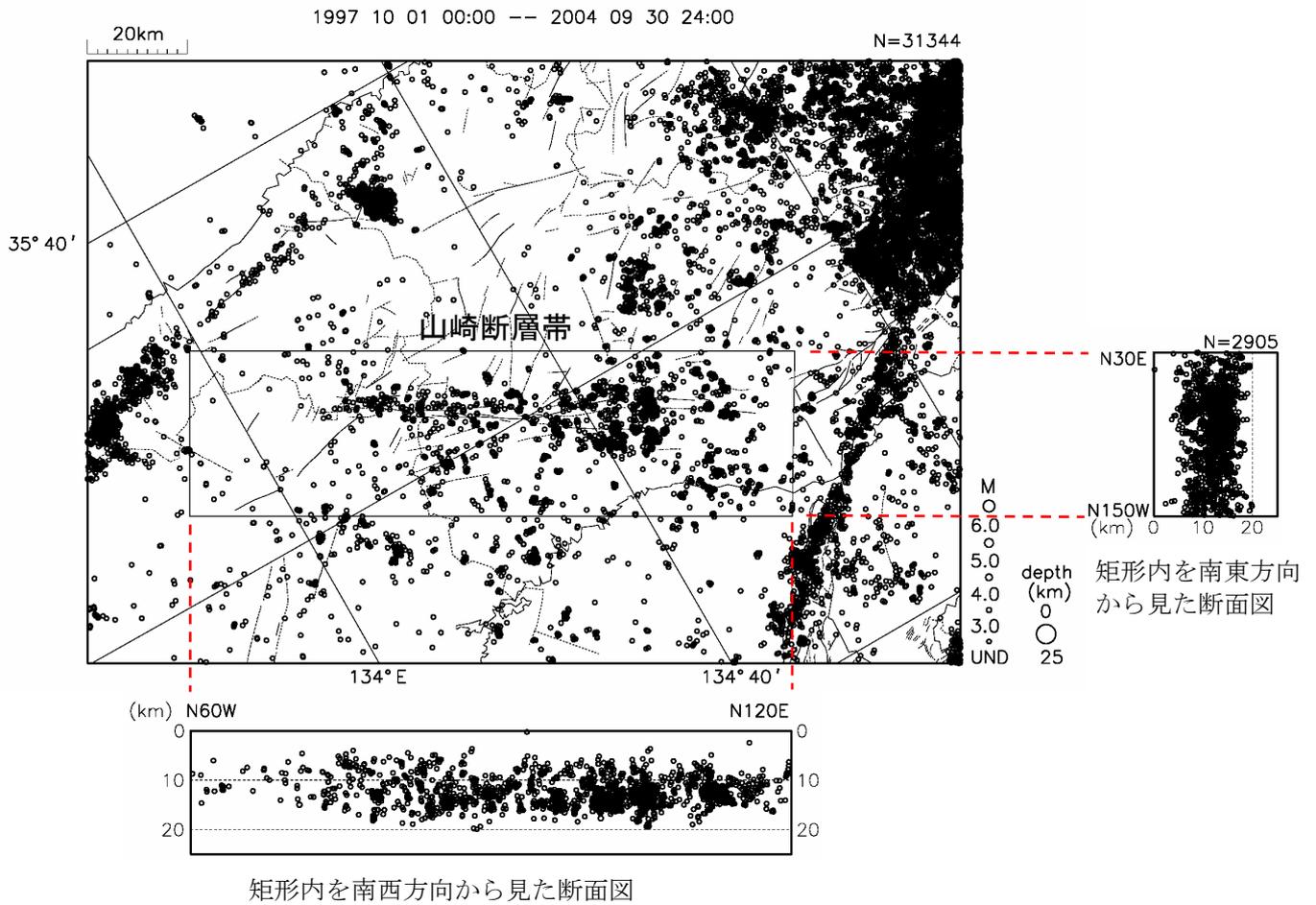


図10 山崎断層帯付近の微小地震分布
(1997.10~2004.9、気象庁の震源データによる)

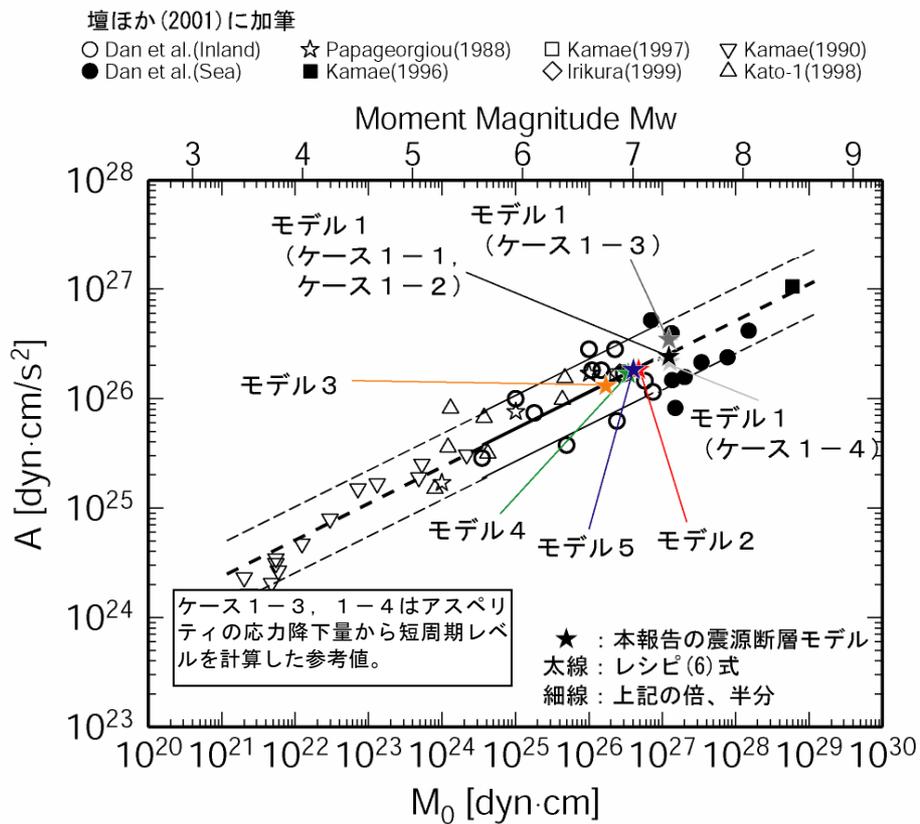
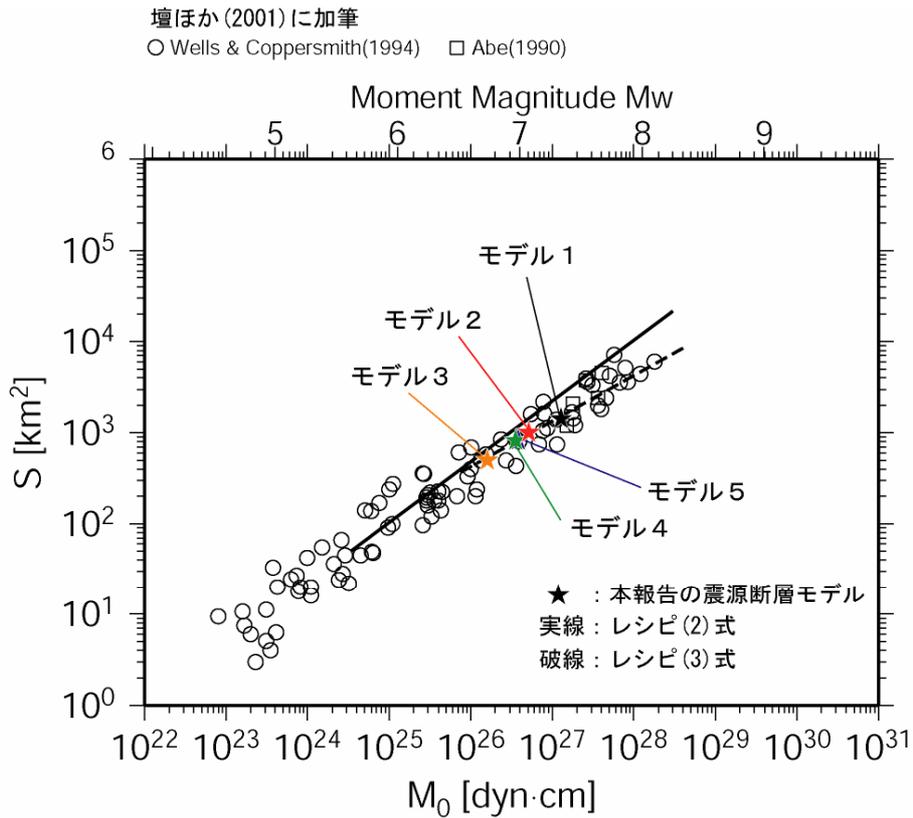


図 1 1 地震モーメント M_0 と断層面積 S の経験的關係 (上) および地震モーメント M_0 と短周期レベル A の關係 (下)

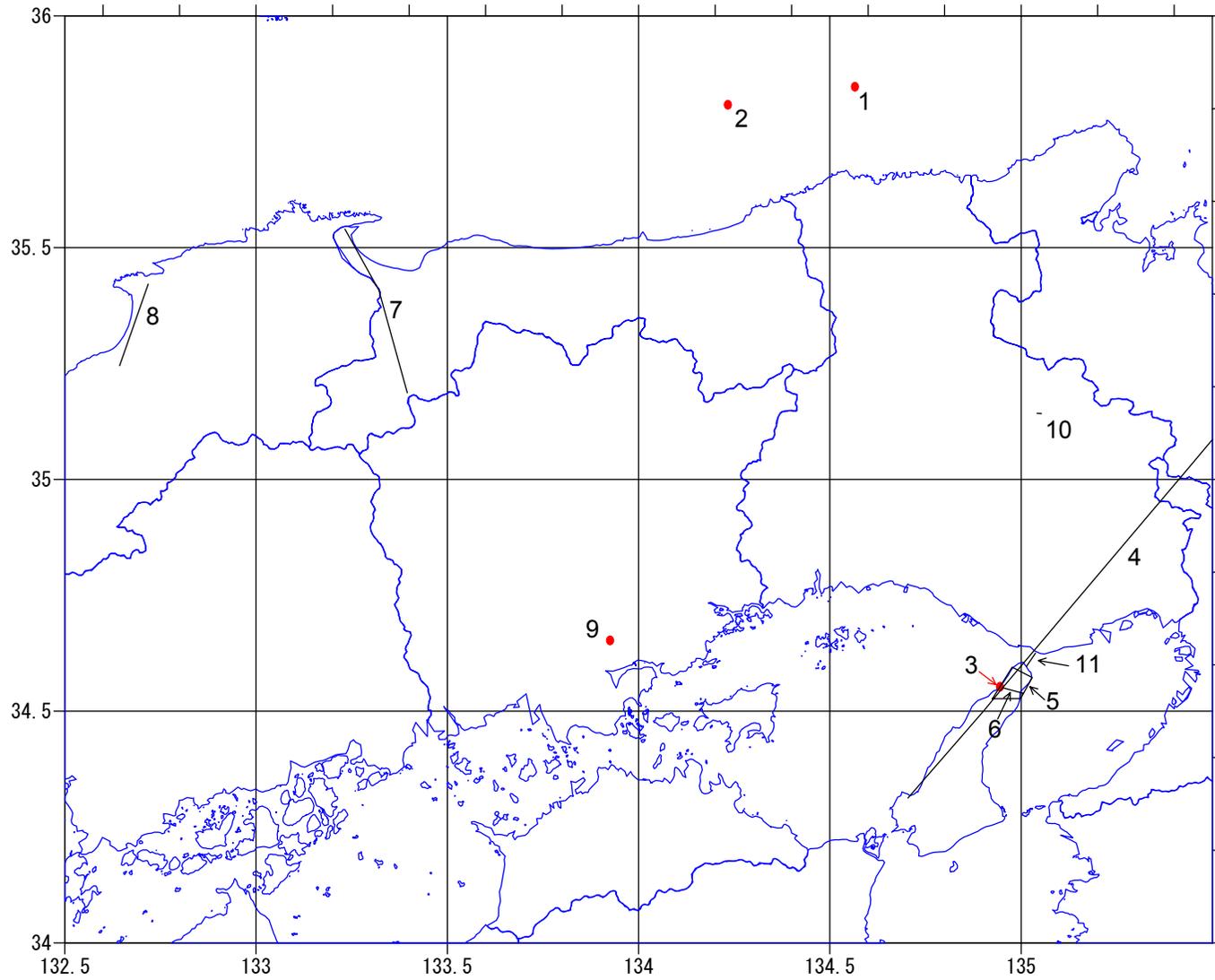


図 1 2 「深い地盤構造」に対する 3 次元地下構造モデルの作成に用いた文献の位置図 (番号は表 3 を参照)

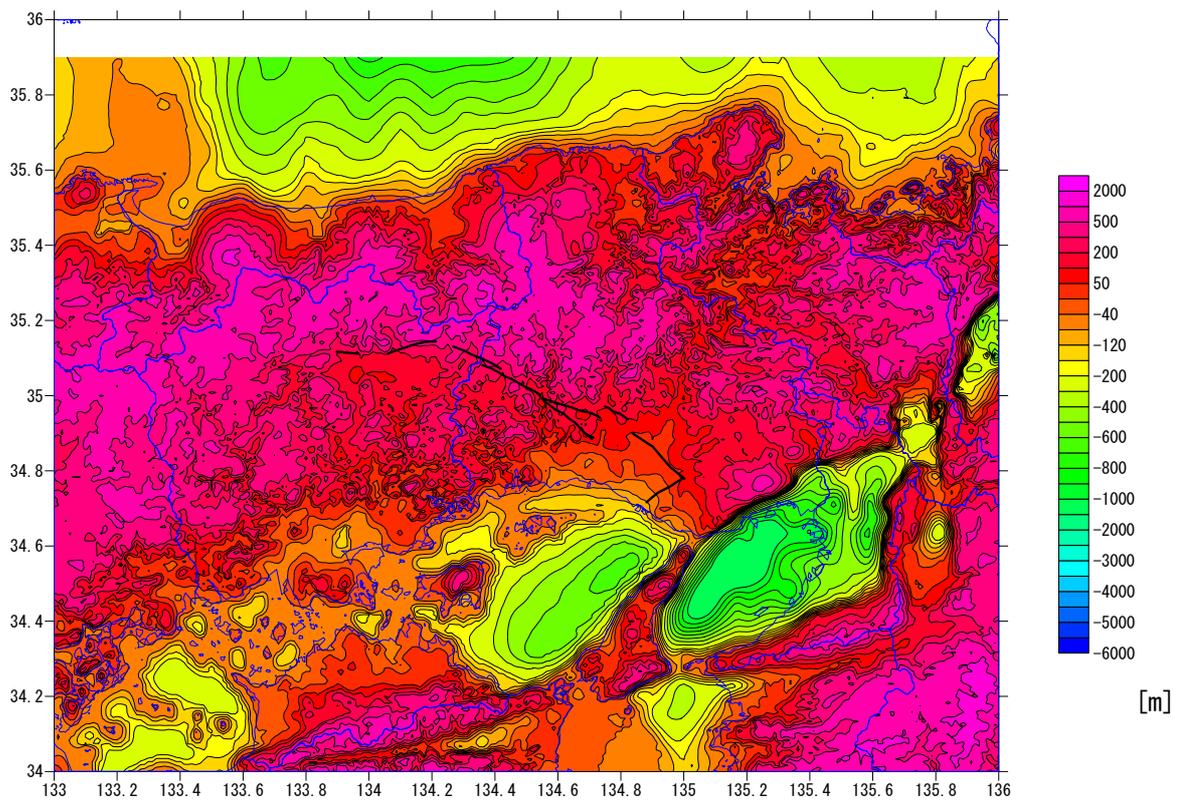
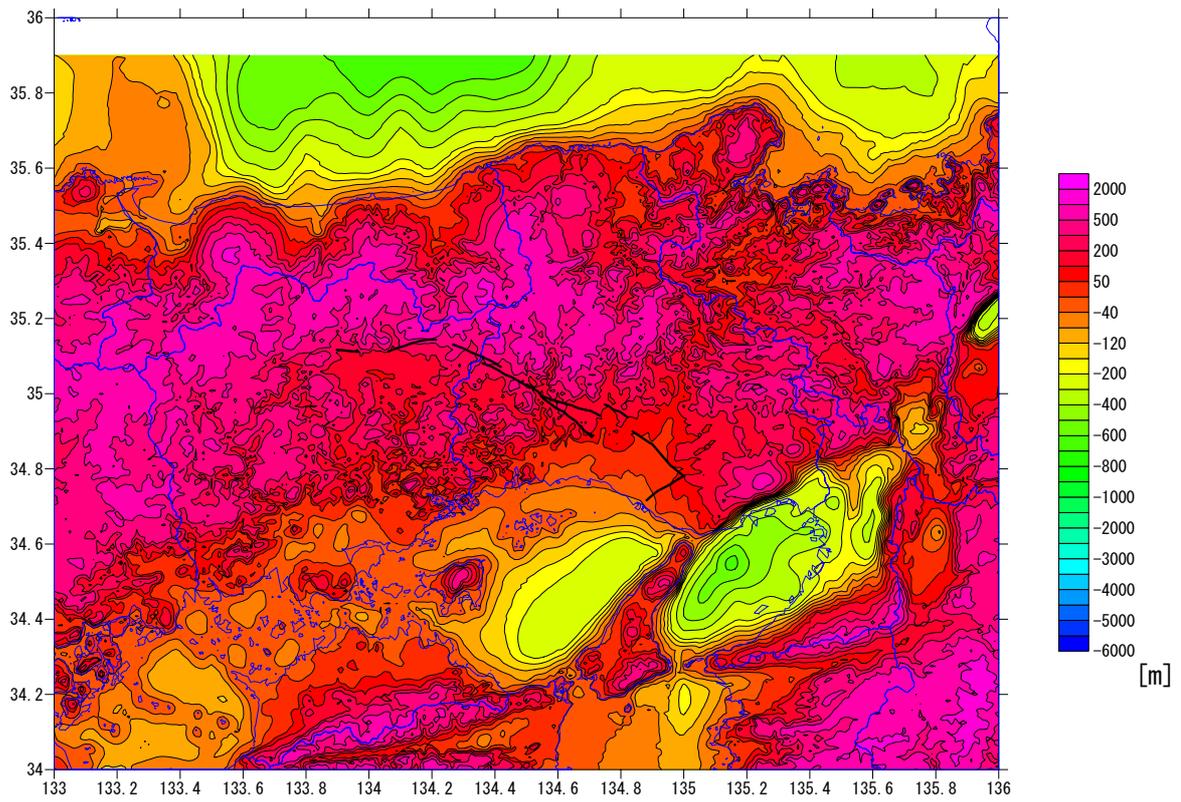


図 1 3 - 1 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造
 (速度層上面標高コンター、上 : $V_p=1.8\text{km/s}$ ($V_s=0.55\text{km/s}$)、下 : $V_p=2.0\text{km/s}$ ($V_s=0.59\text{km/s}$))

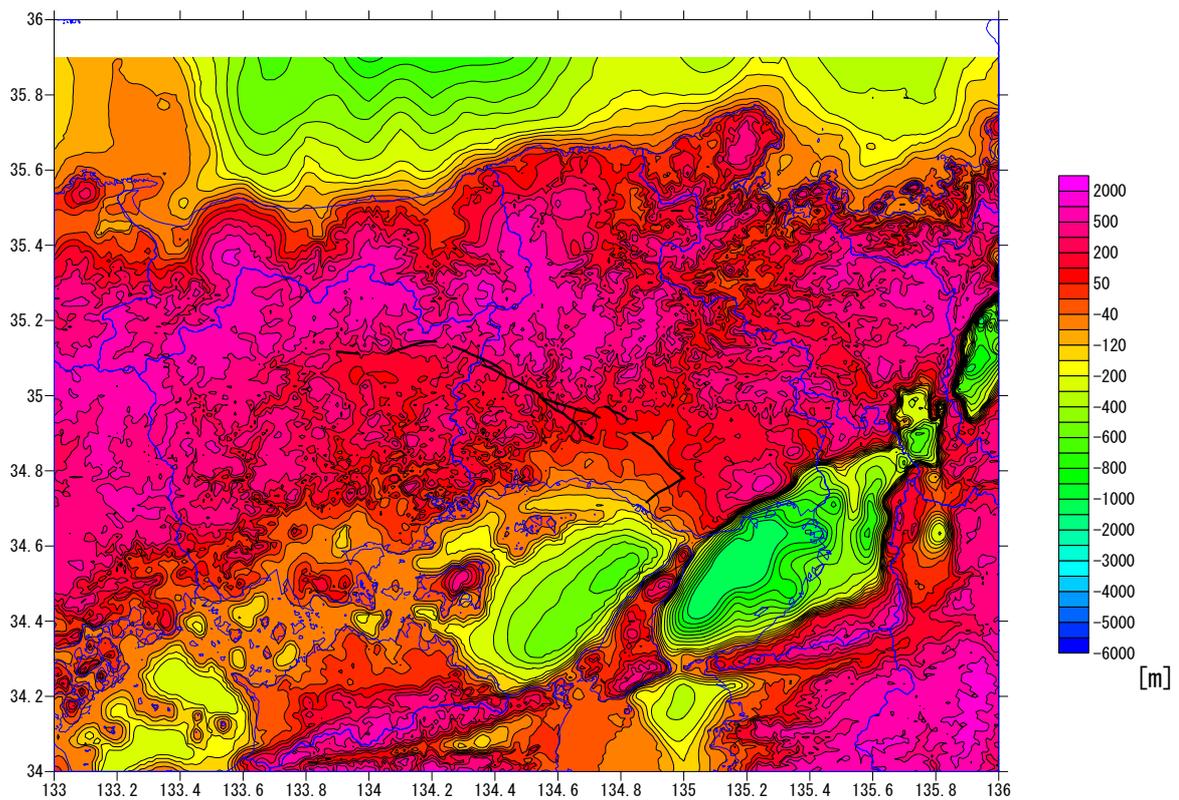
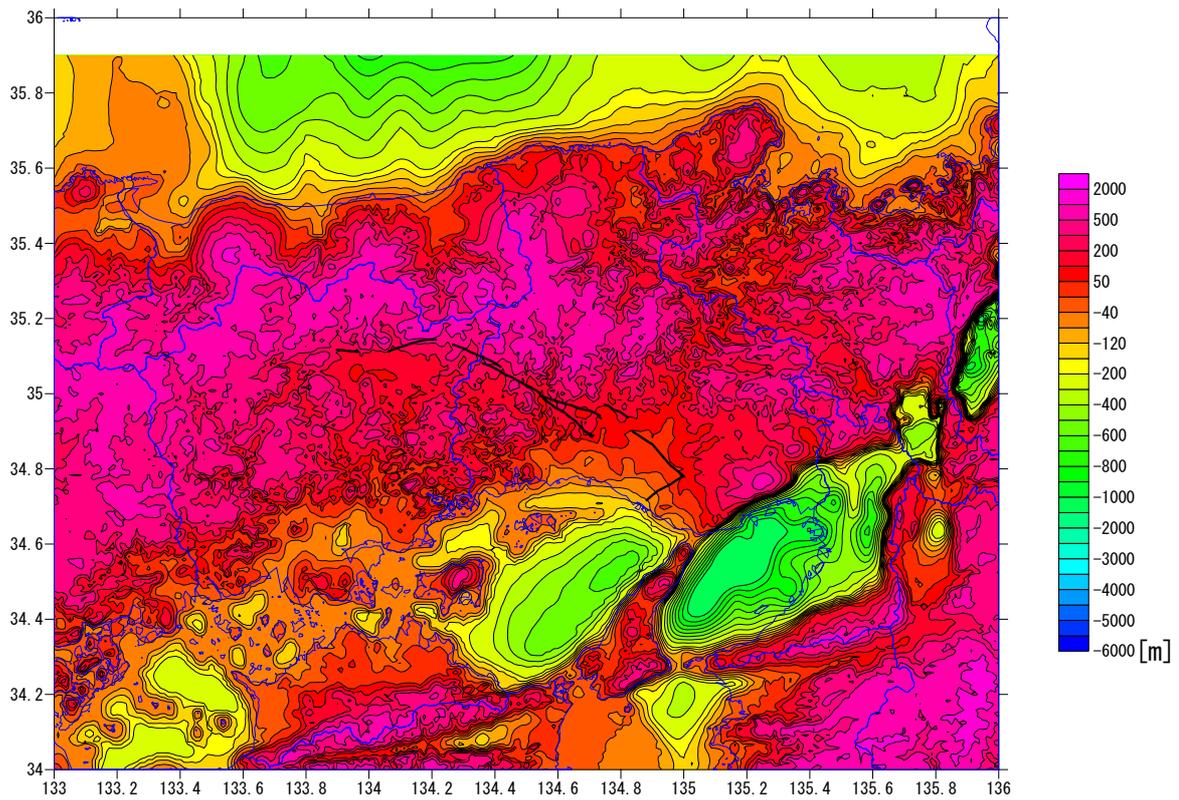


図 13-2 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造
 (速度層上面標高コンター、上 : $V_p=2.2 \text{ km/s}$ ($V_s=0.71 \text{ km/s}$)、下 : $V_p=2.5 \text{ km/s}$ ($V_s=0.88 \text{ km/s}$))

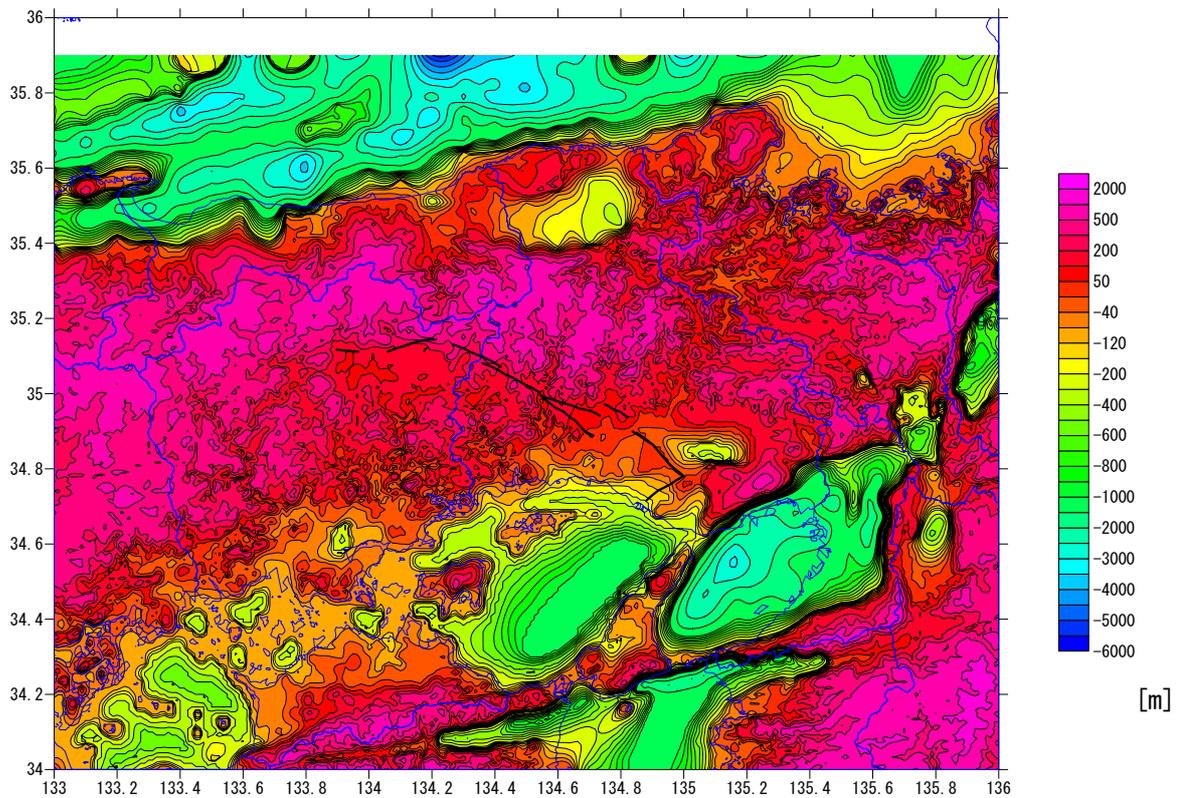
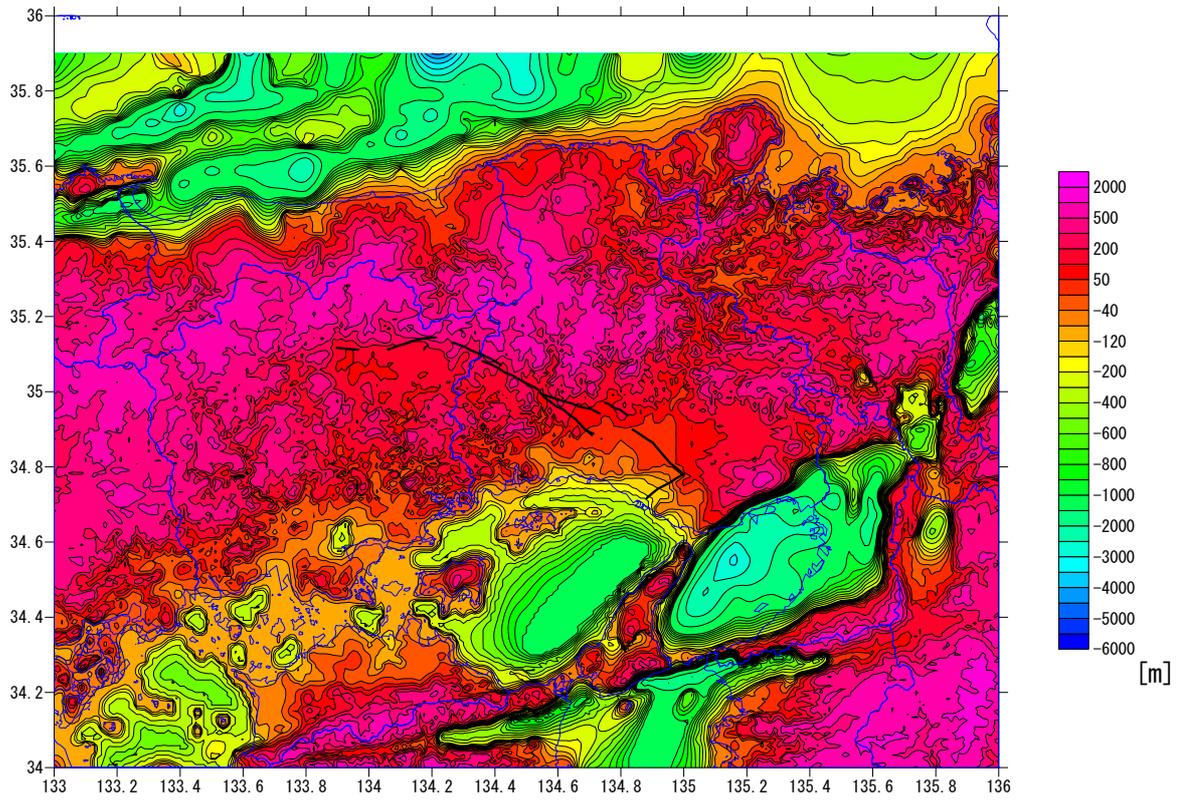


図13-3 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造
 (速度層上面標高コンター、上 : $V_p=3.3\text{km/s}$ ($V_s=1.3\text{km/s}$)、下 : $V_p=3.8\text{km/s}$ ($V_s=1.6\text{km/s}$))

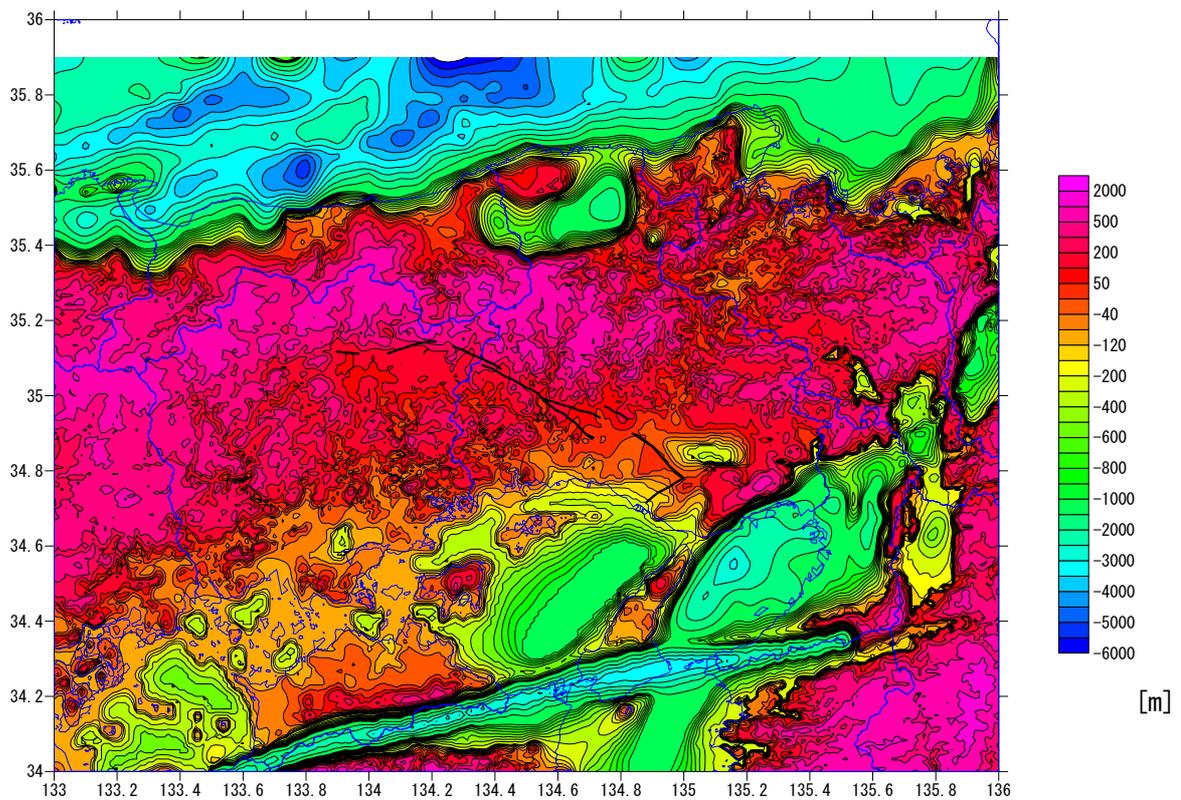
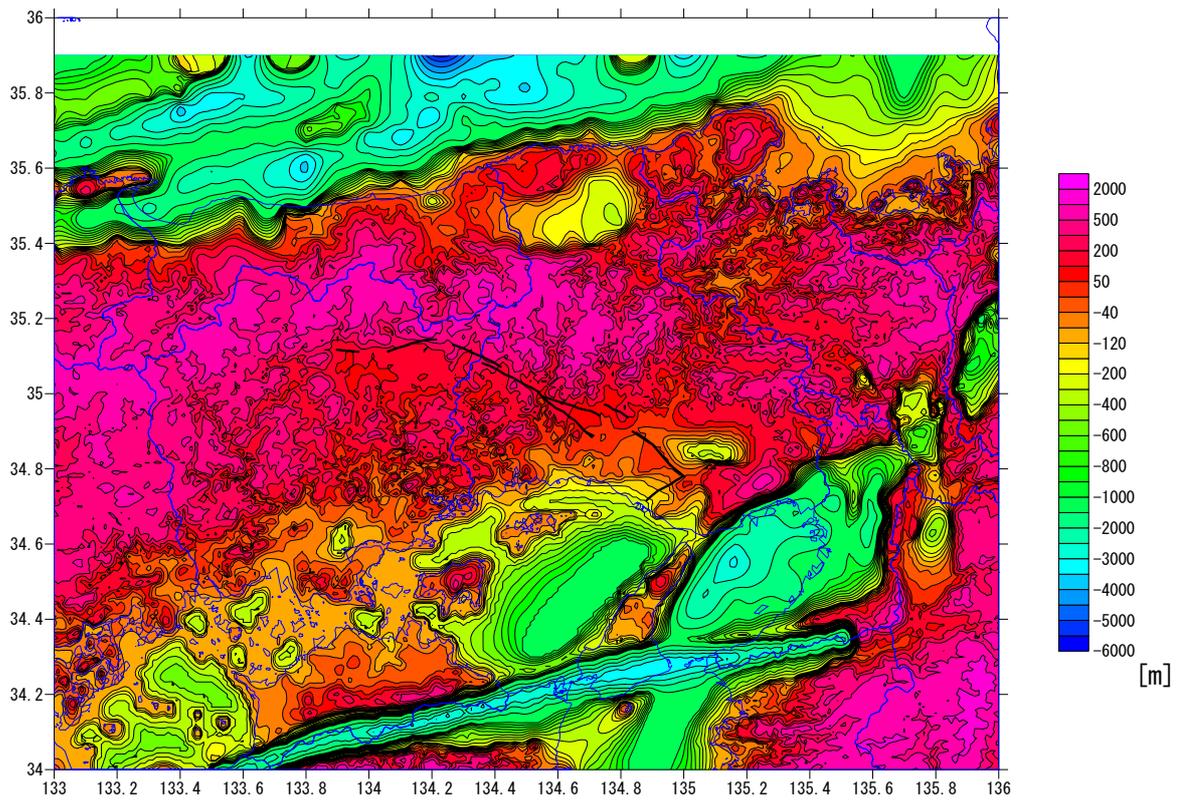
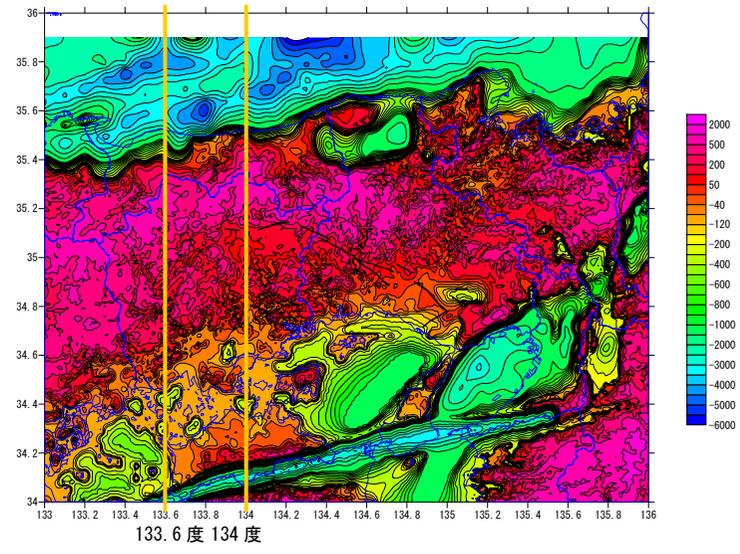
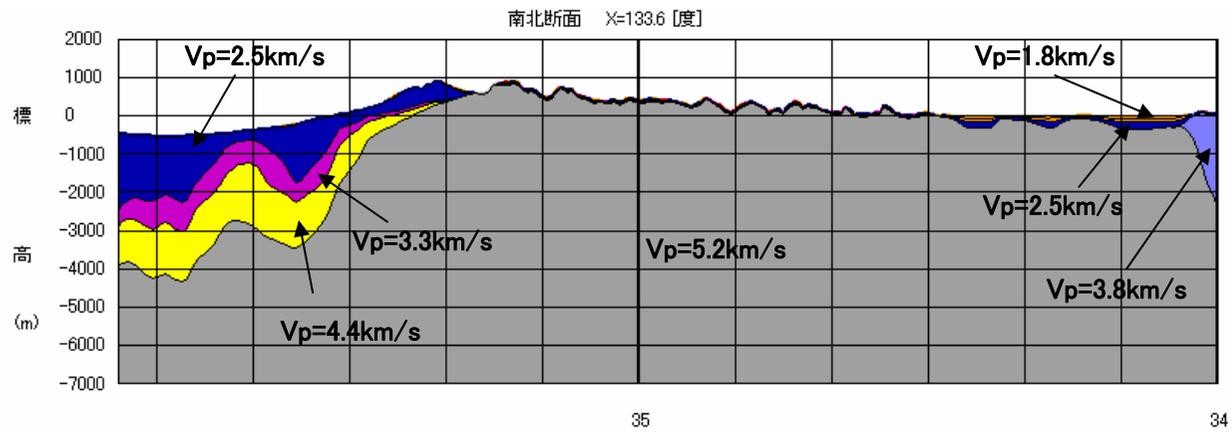


図 1 3 - 4 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造
 (速度層上面標高コンター、上 : $V_p=4.4 \text{ km/s}$ ($V_s=2.0 \text{ km/s}$)、下 : $V_p=5.2 \text{ km/s}$ ($V_s=3.46 \text{ km/s}$)



Vp=5.2km/s (Vs=3.46km/s) の速度層上面標高コンター

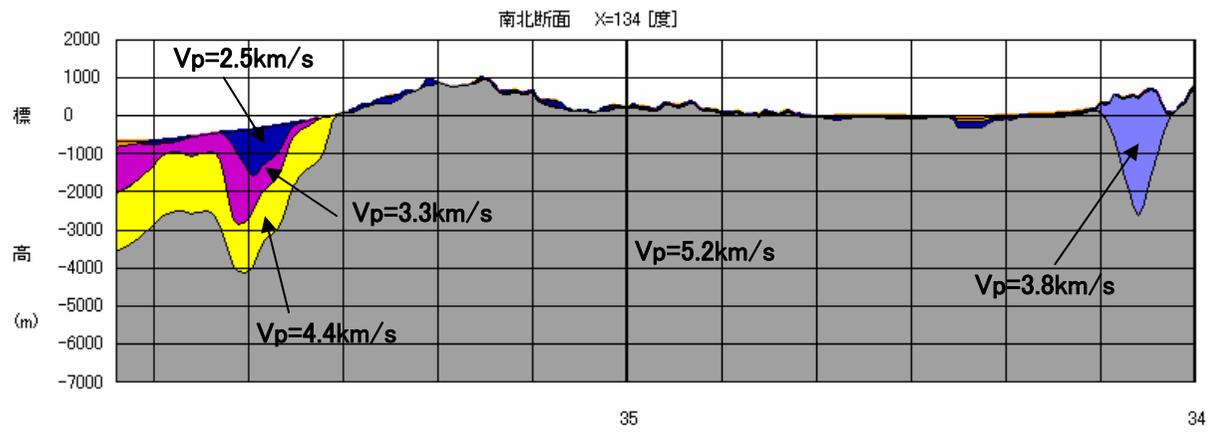


図 1 4 - 1 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造断面図
(その 1、上図：南北断面 133.6 度、下図：南北断面 134 度)

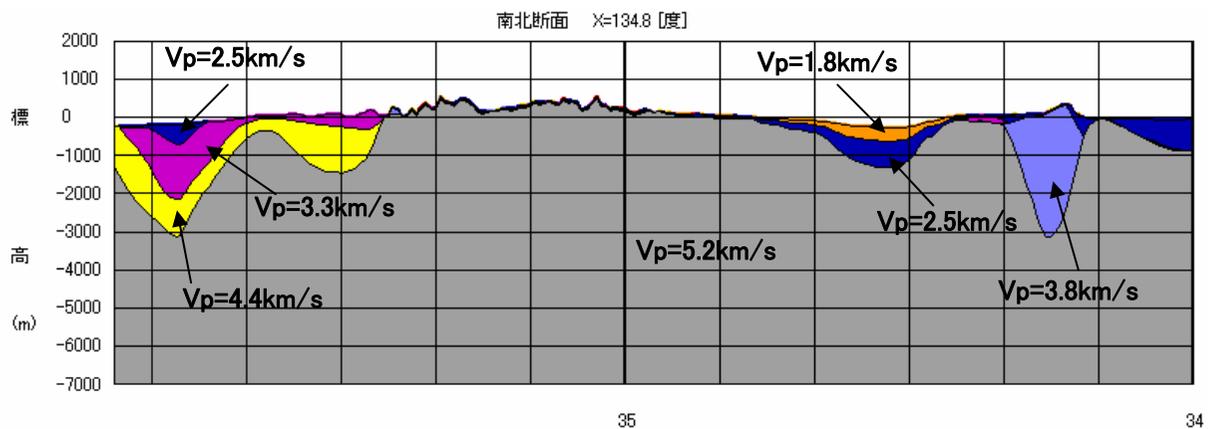
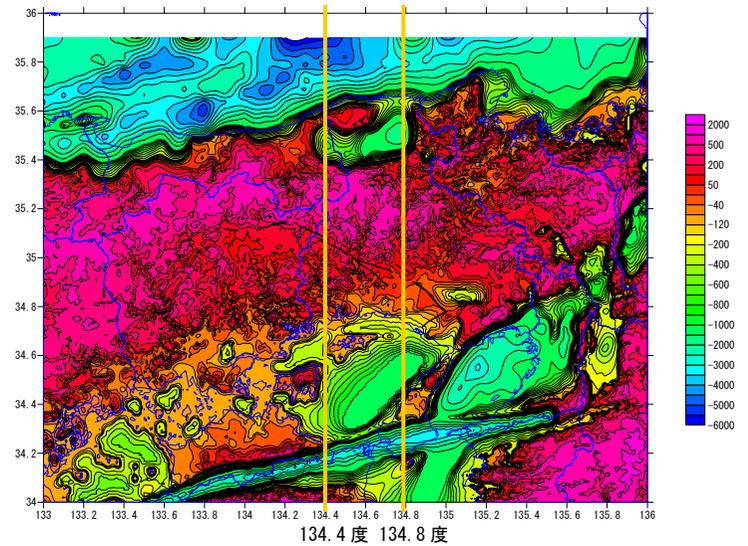
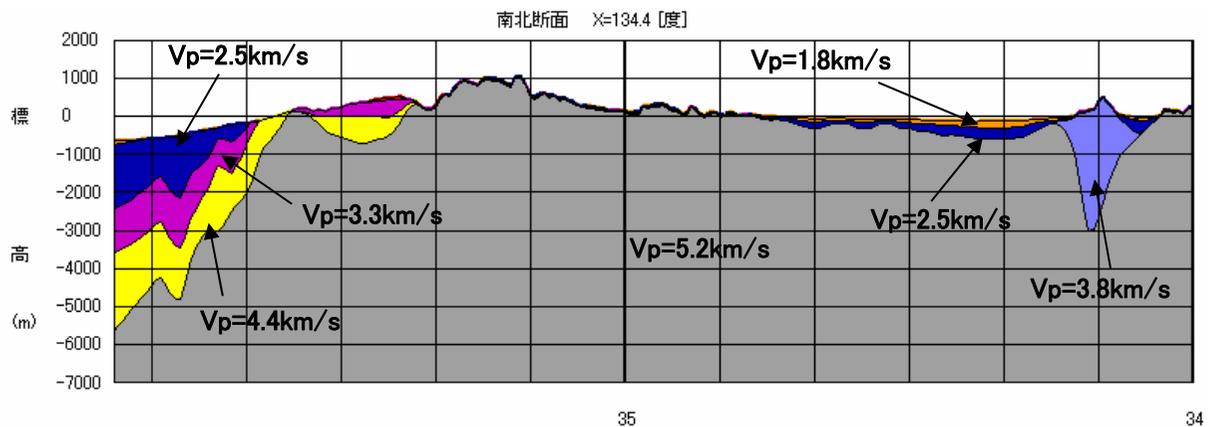
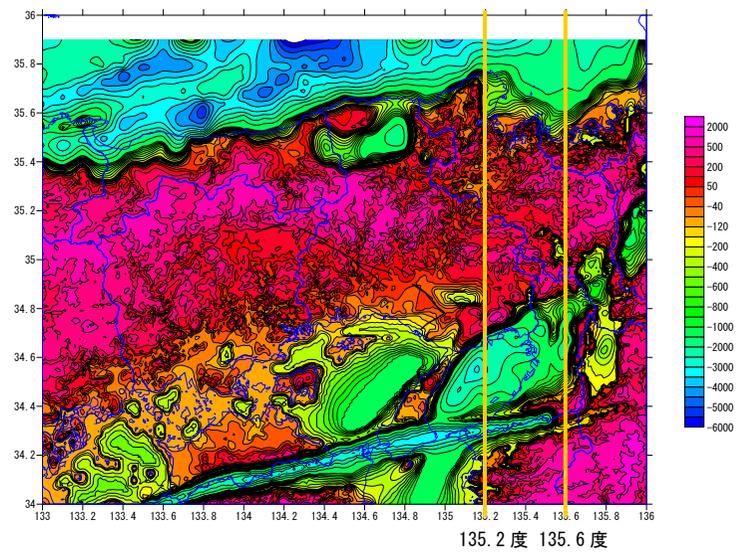
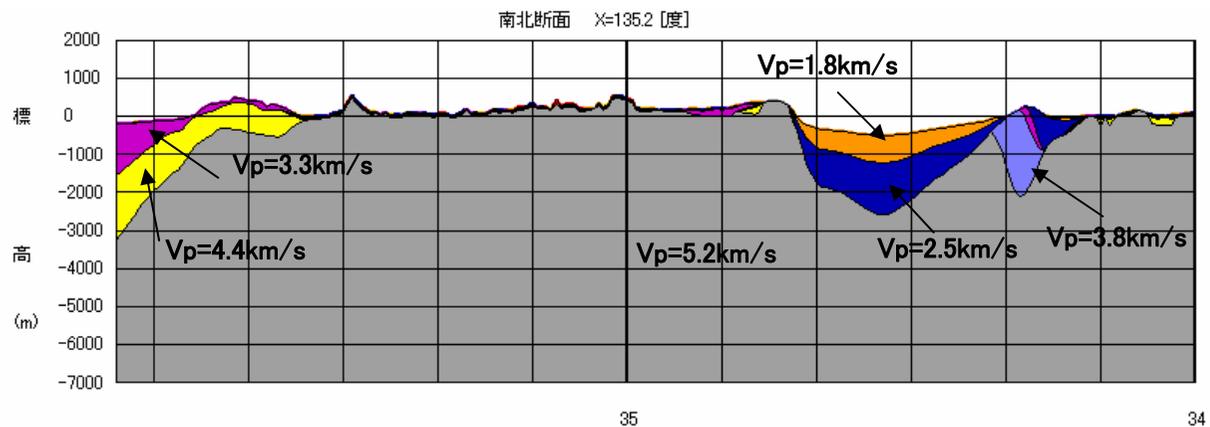


図 1 4 - 2 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造断面図
(その 1、上図：南北断面 134.4 度、下図：南北断面 134.8 度)



Vp=5.2km/s (Vs=3.46km/s) の速度層上面標高コンター

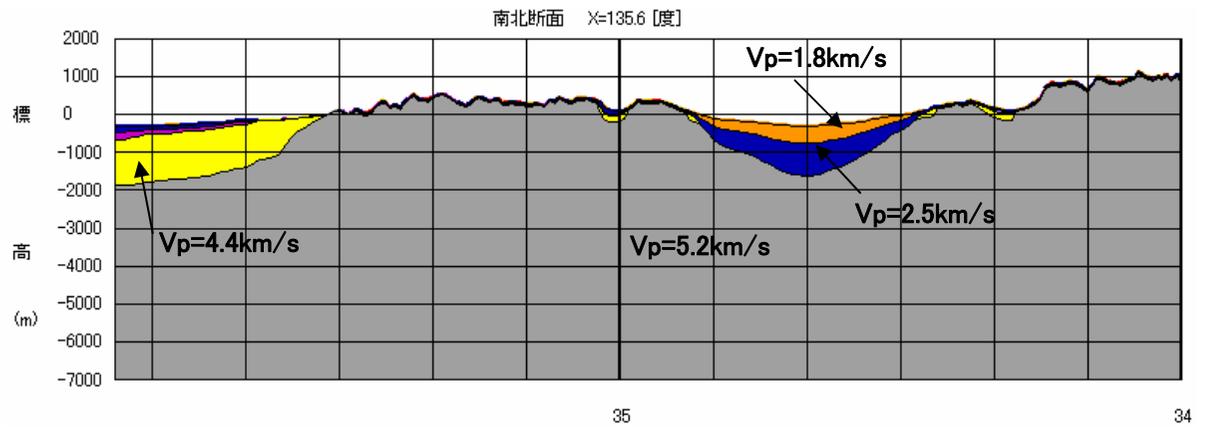
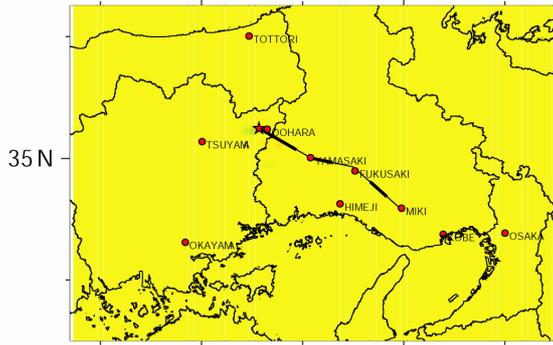
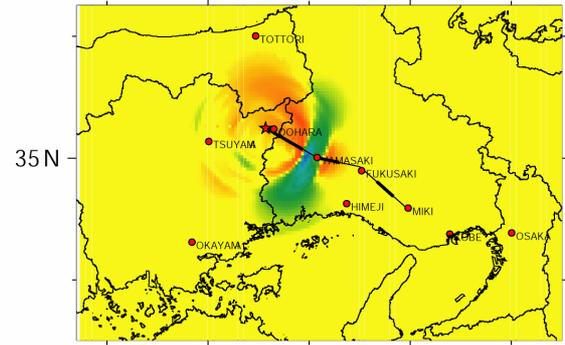


図14-3 想定した震源断層の周辺地域における「深い地盤構造」の速度層構造断面図
(その1、上図：南北断面135.2度、下図：南北断面135.6度)

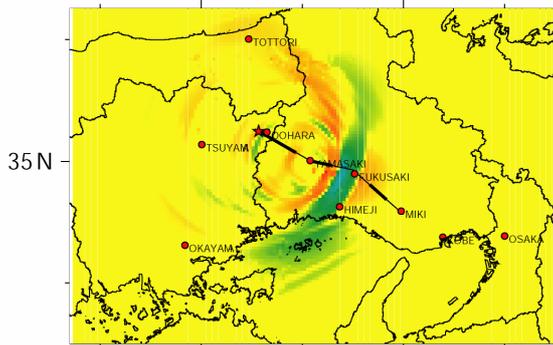
T = 5.0(s)



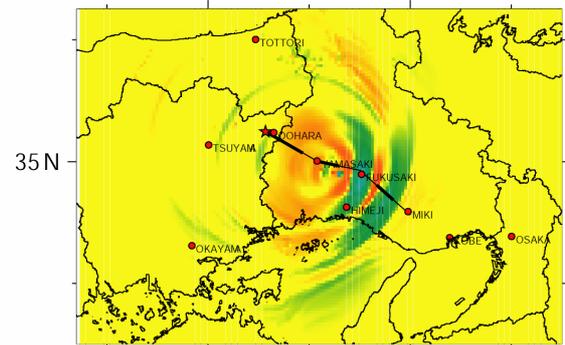
T = 10.0(s)



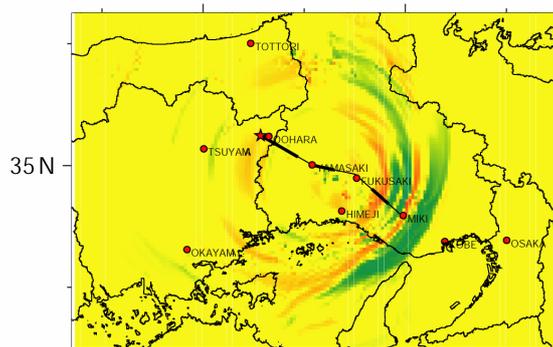
T = 15.0(s)



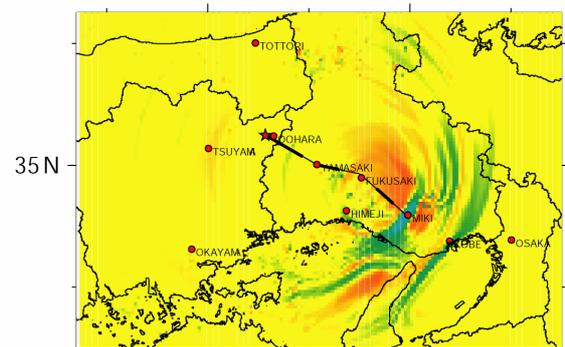
T = 20.0(s)



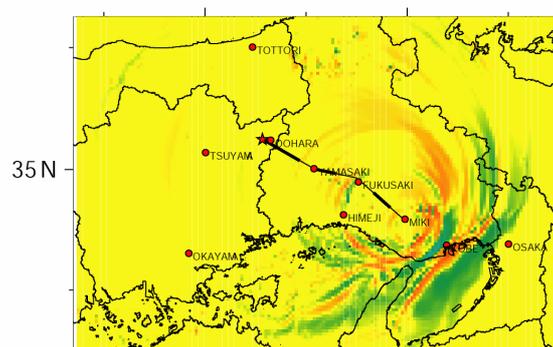
T = 25.0(s)



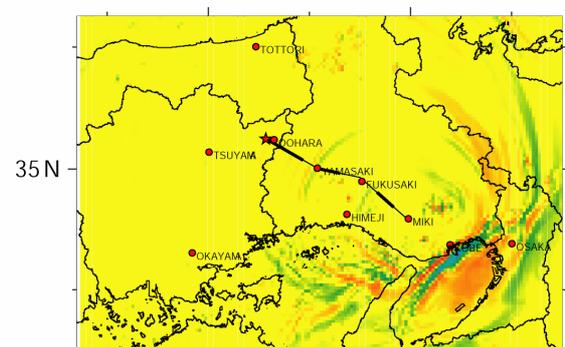
T = 30.0(s)



T = 35.0(s)



T = 40.0(s)



- 想定断層線
- アスペリティ位置
- ★ 破壊開始点

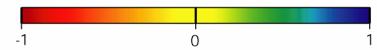
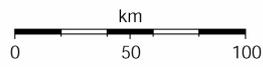


図 15-1 有限差分法による計算結果例 (モデル 1 : ケース 1-1、「詳細法工学的基盤」
($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上) の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

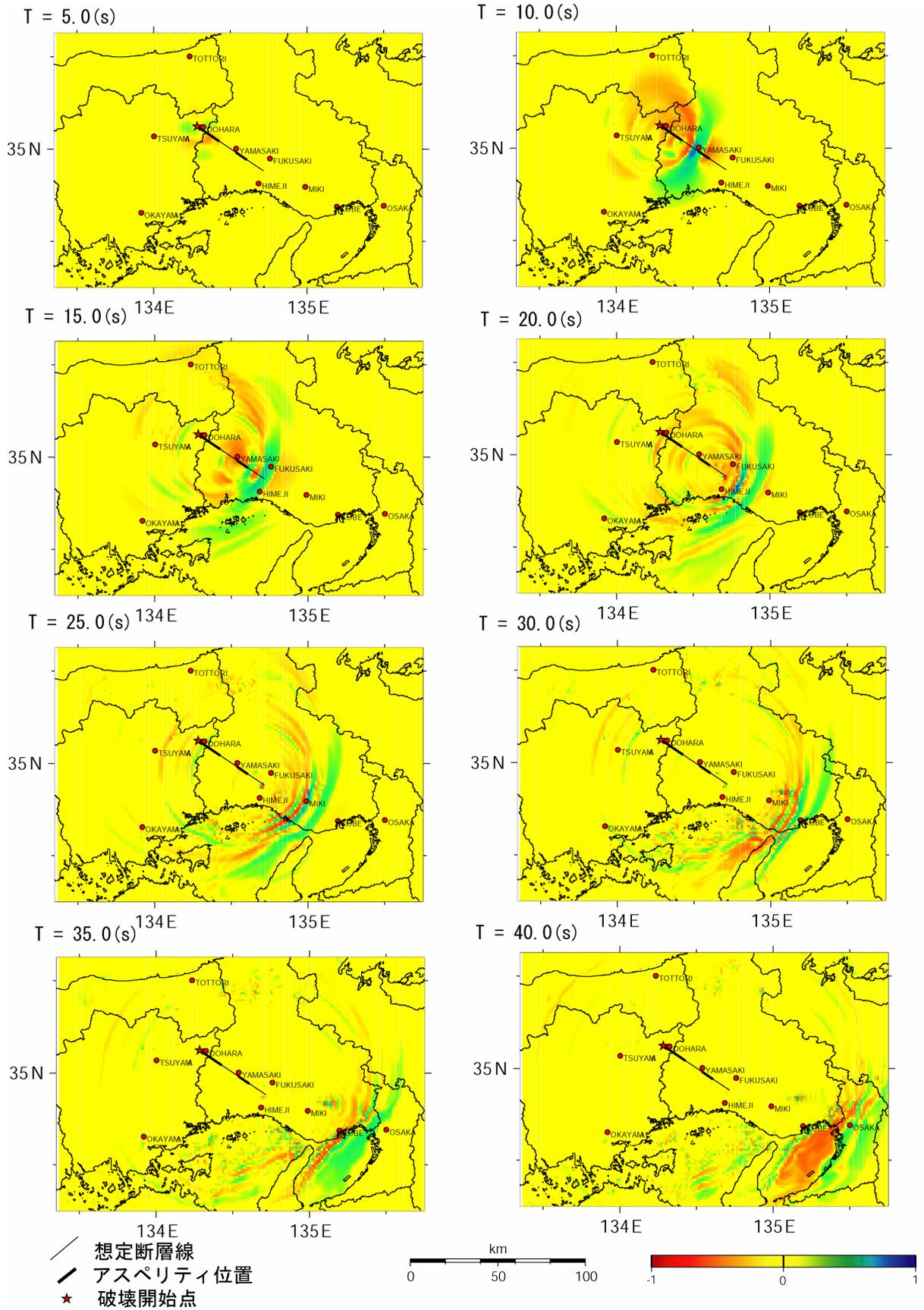


図 15-2 有限差分法による計算結果例 (モデル 2 : ケース 2-1、「詳細法工学的基盤」
 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

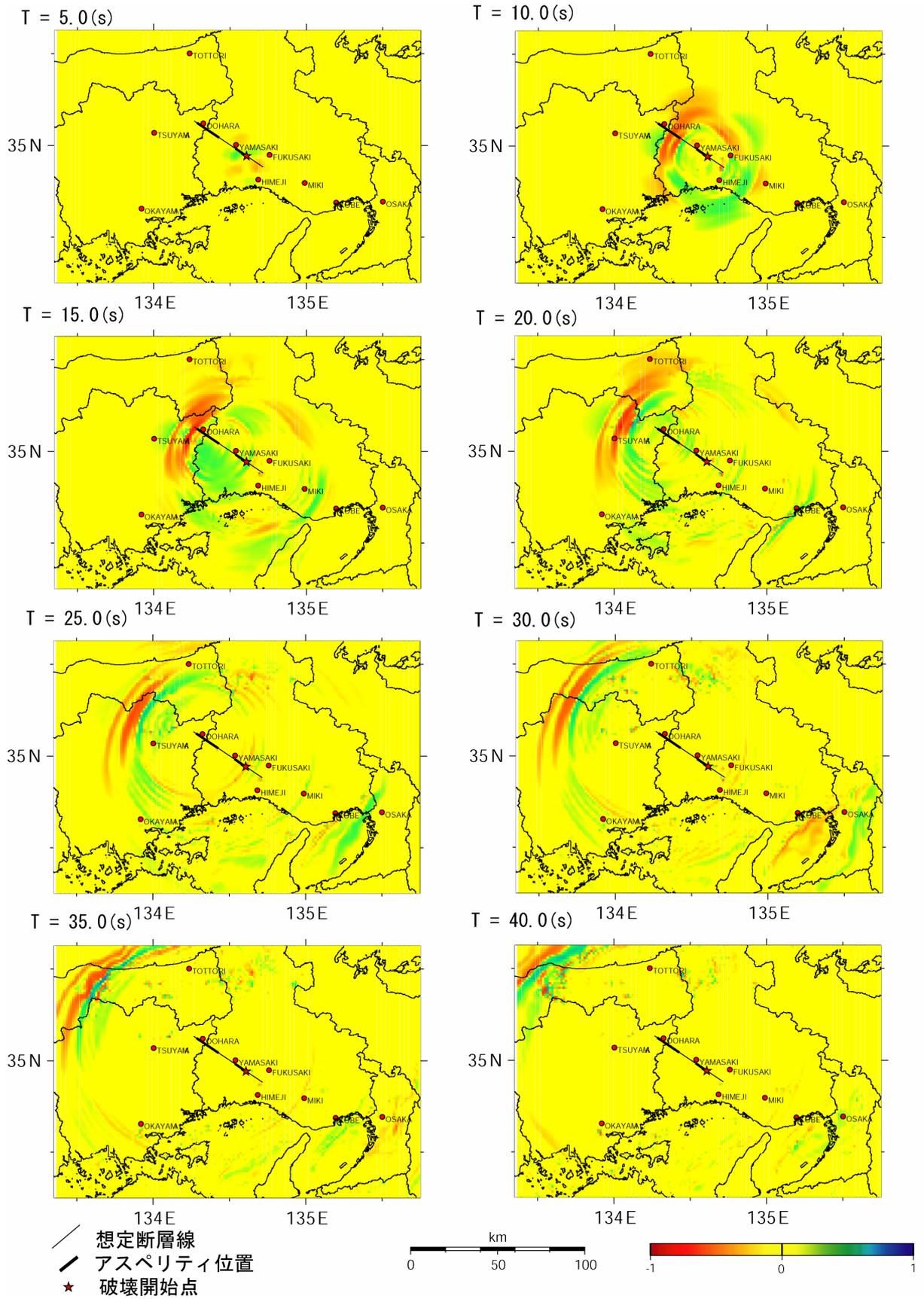


図 15-3 有限差分法による計算結果例 (モデル 2 : ケース 2-2、「詳細法工学的基盤」
 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

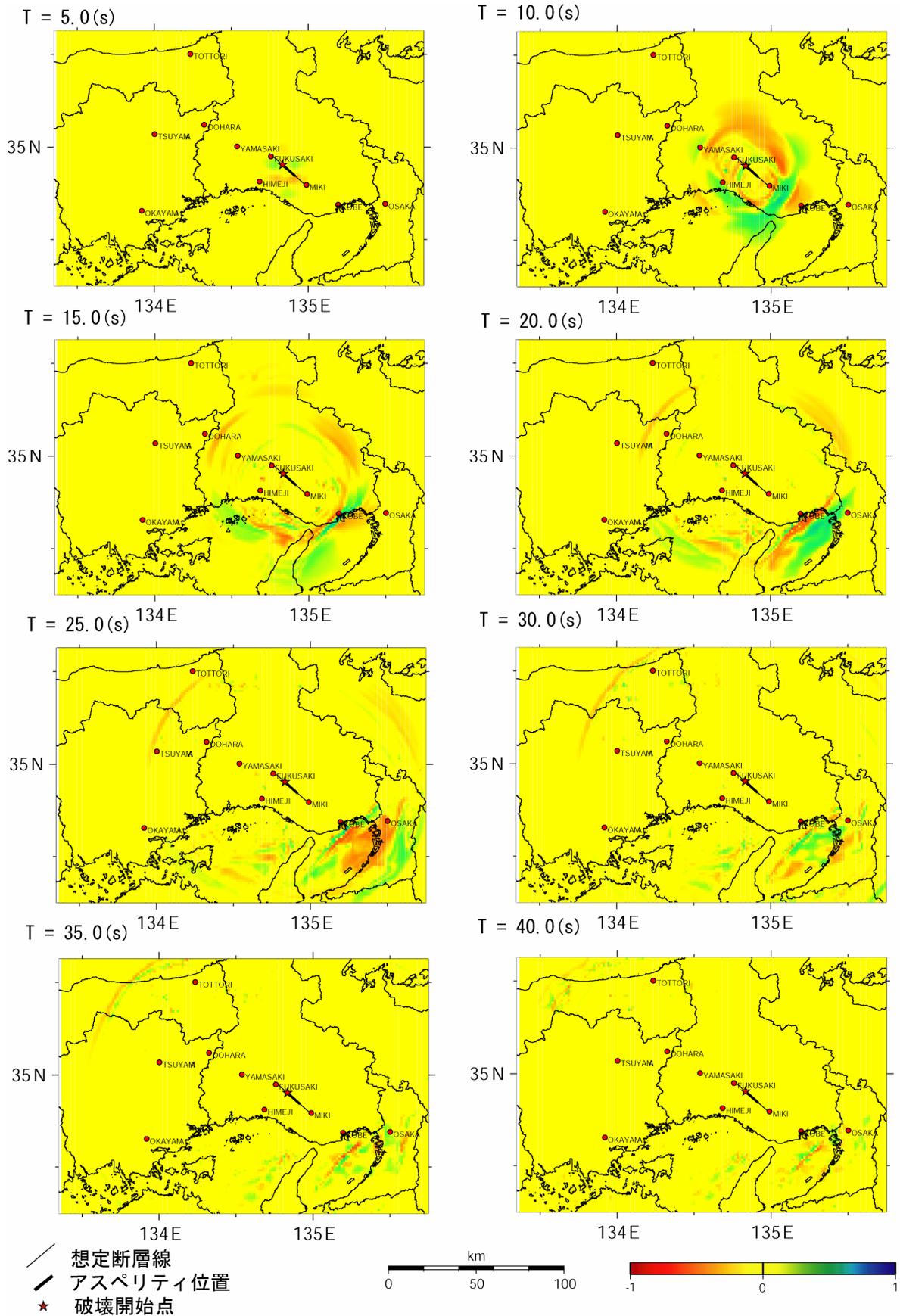


図15-4 有限差分法による計算結果例（モデル3、「詳細法工学的基盤」
 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の速度振幅のスナップショット、NS成分)

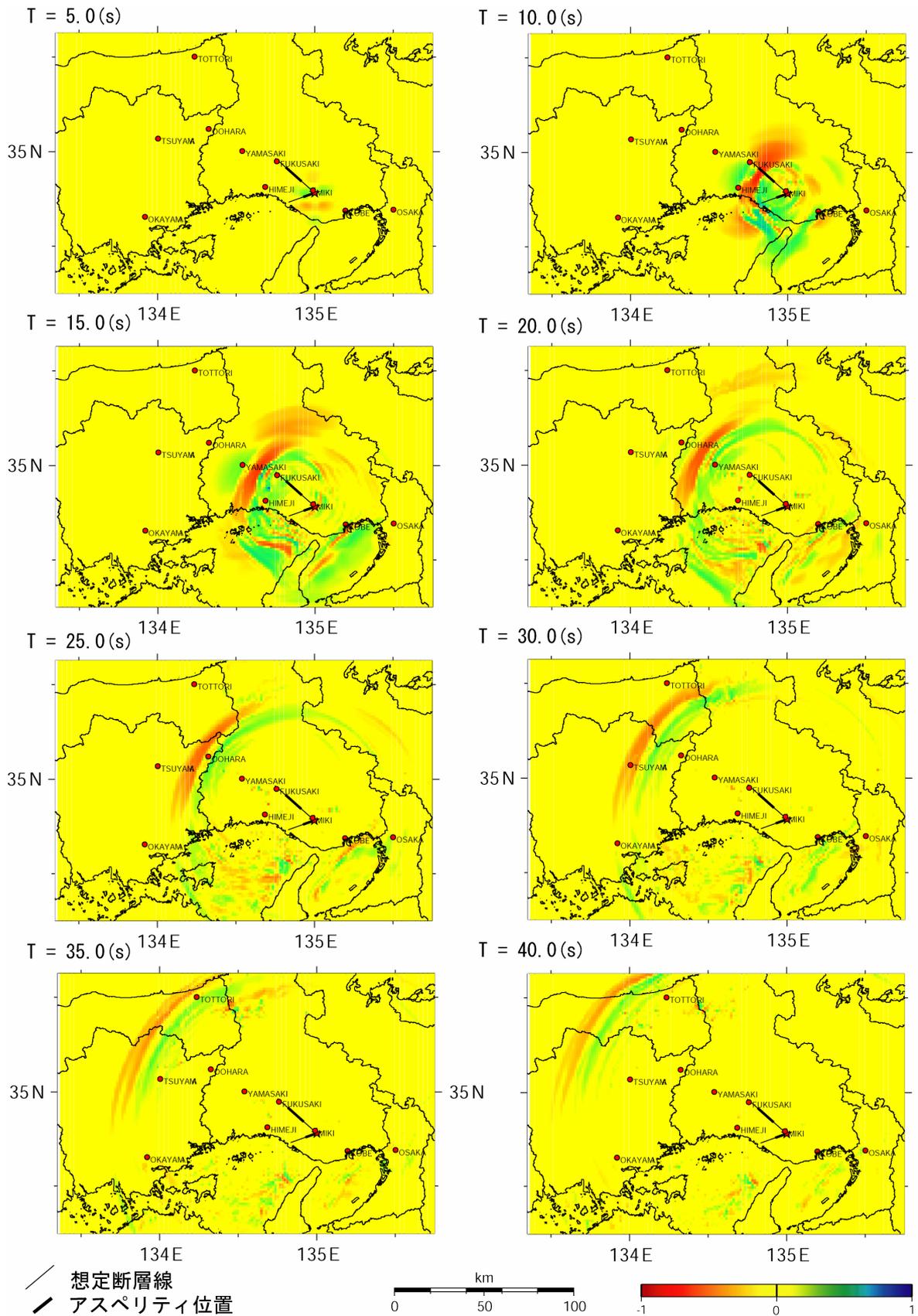


図 15-5 有限差分法による計算結果例 (モデル4、「詳細法工学的基盤」
 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

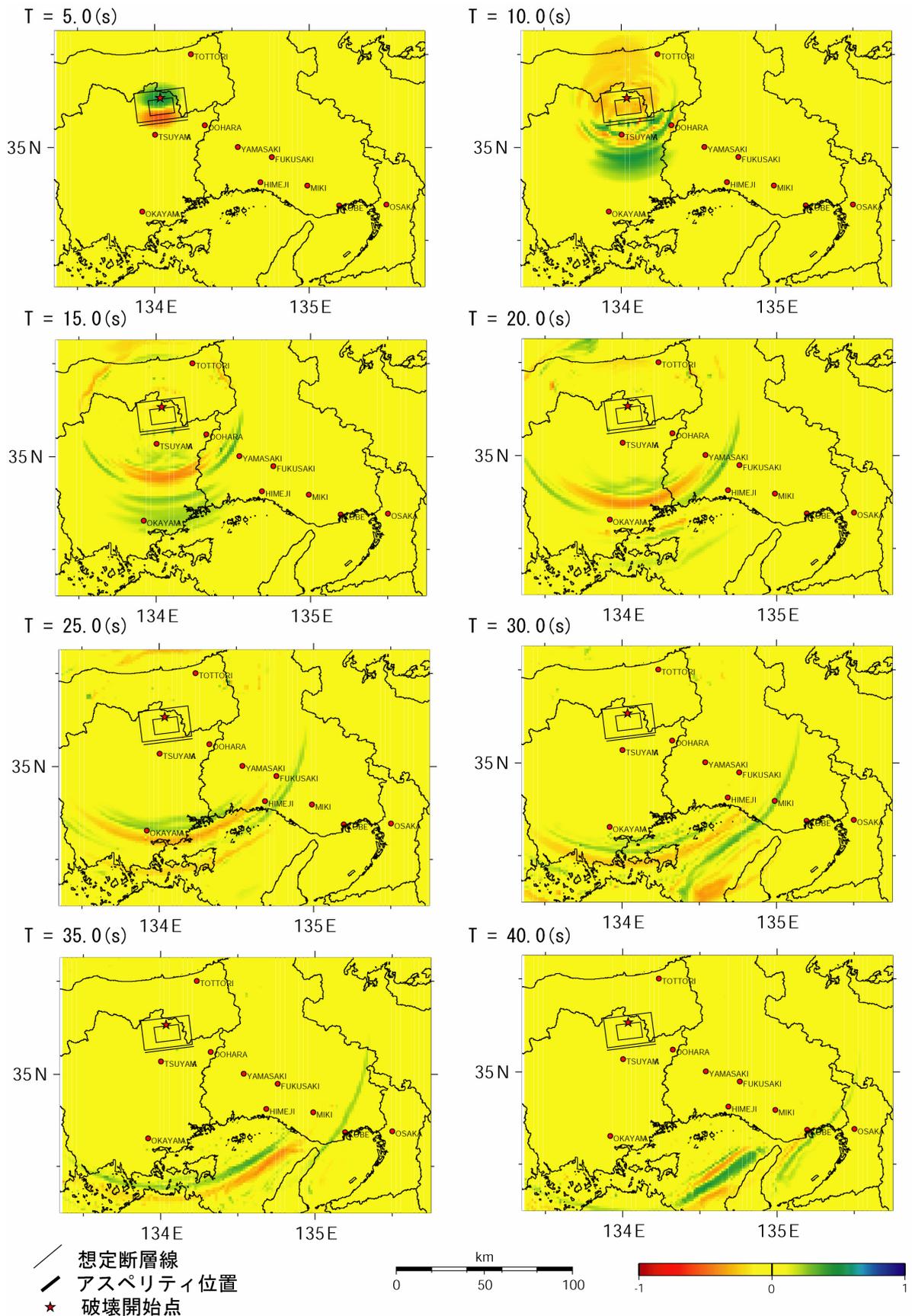


図 15-6 有限差分法による計算結果例 (モデル5、「詳細法工学的基盤」
 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の速度振幅のスナップショット、NS 成分)

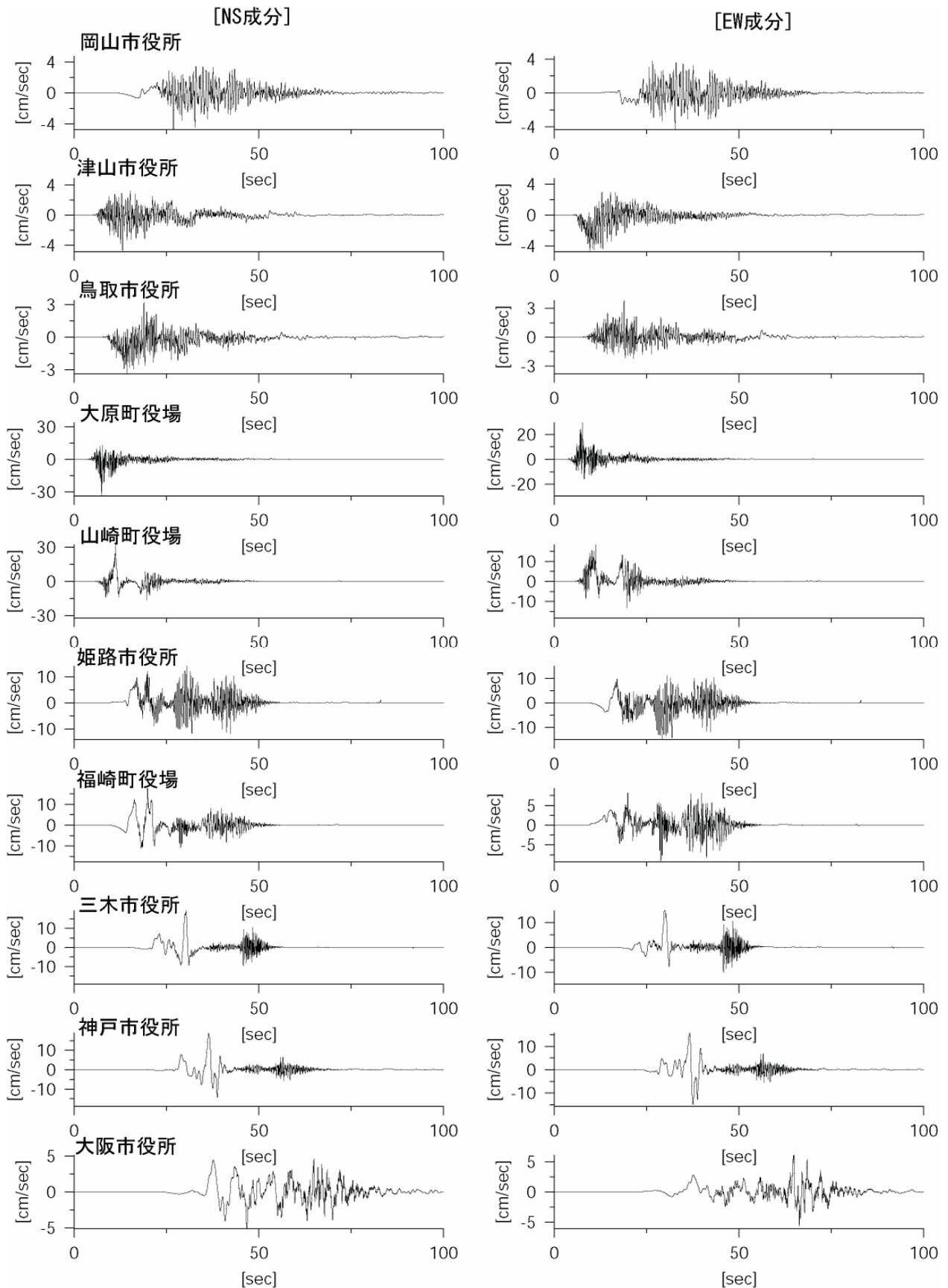


図 16-1 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 1、ケース 1-1、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS 成分、右：EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

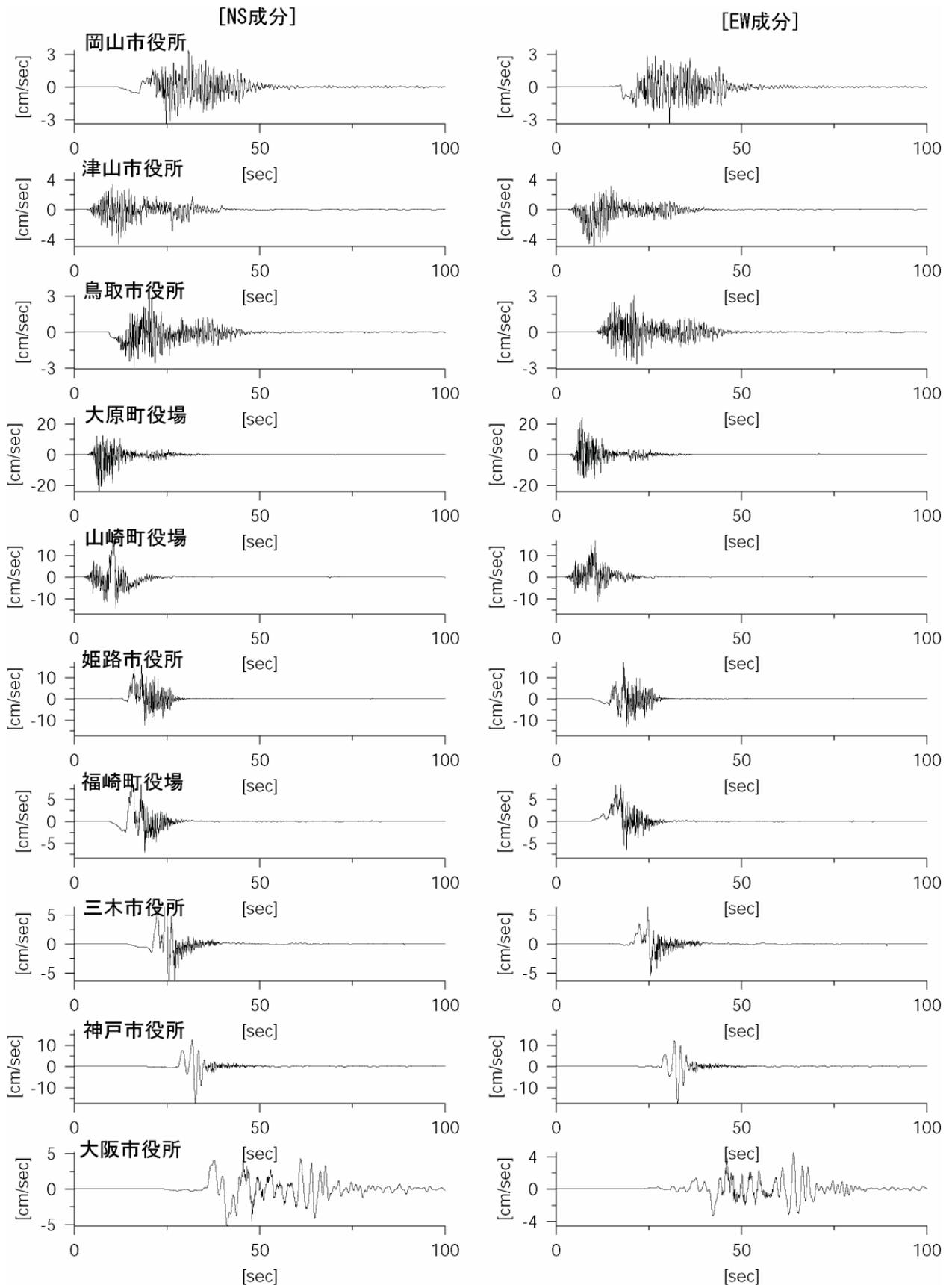


図 1 6 - 2 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 2、ケース 2-1、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

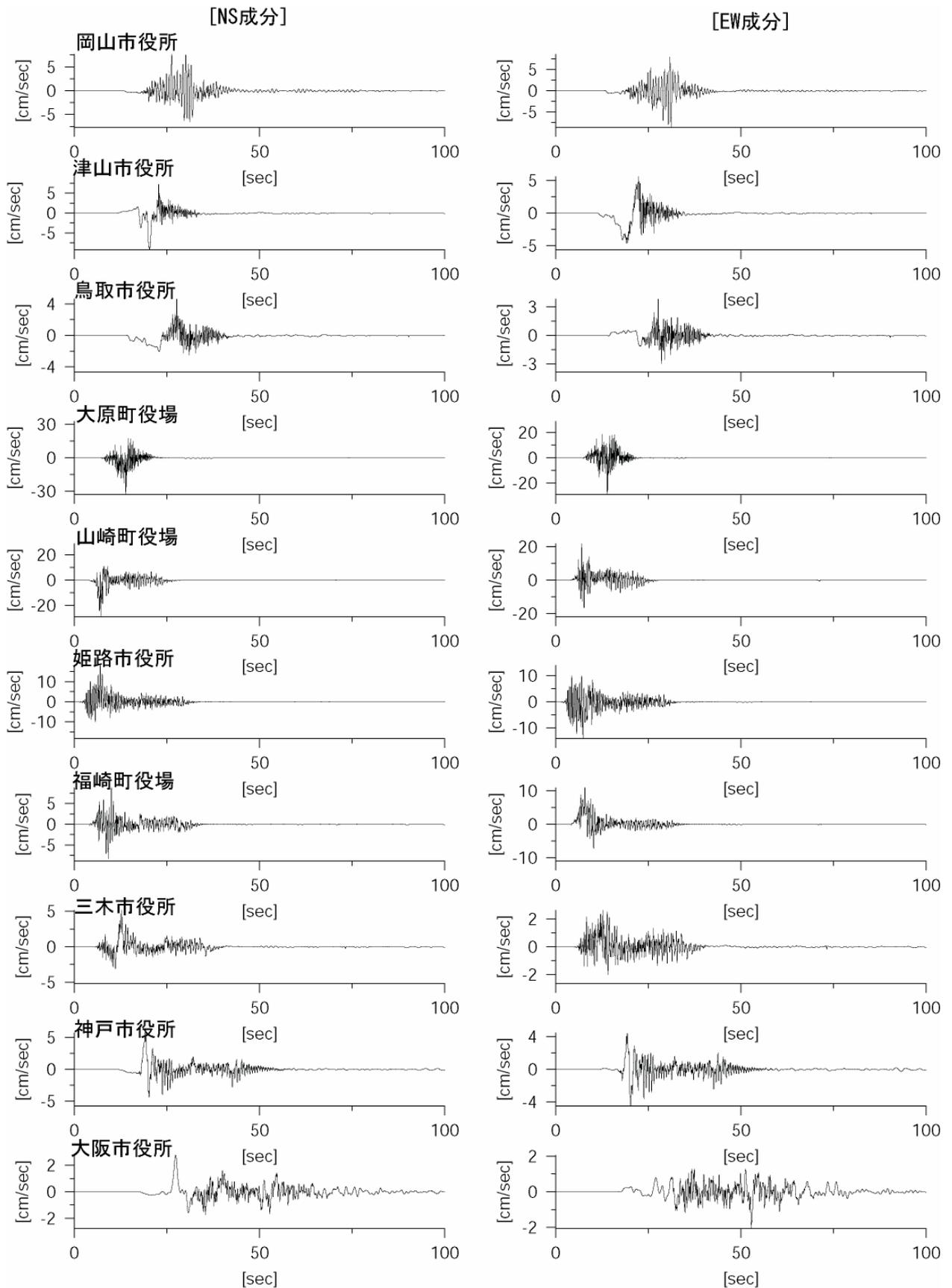


図 1 6 - 3 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 2、ケース 2 - 2、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

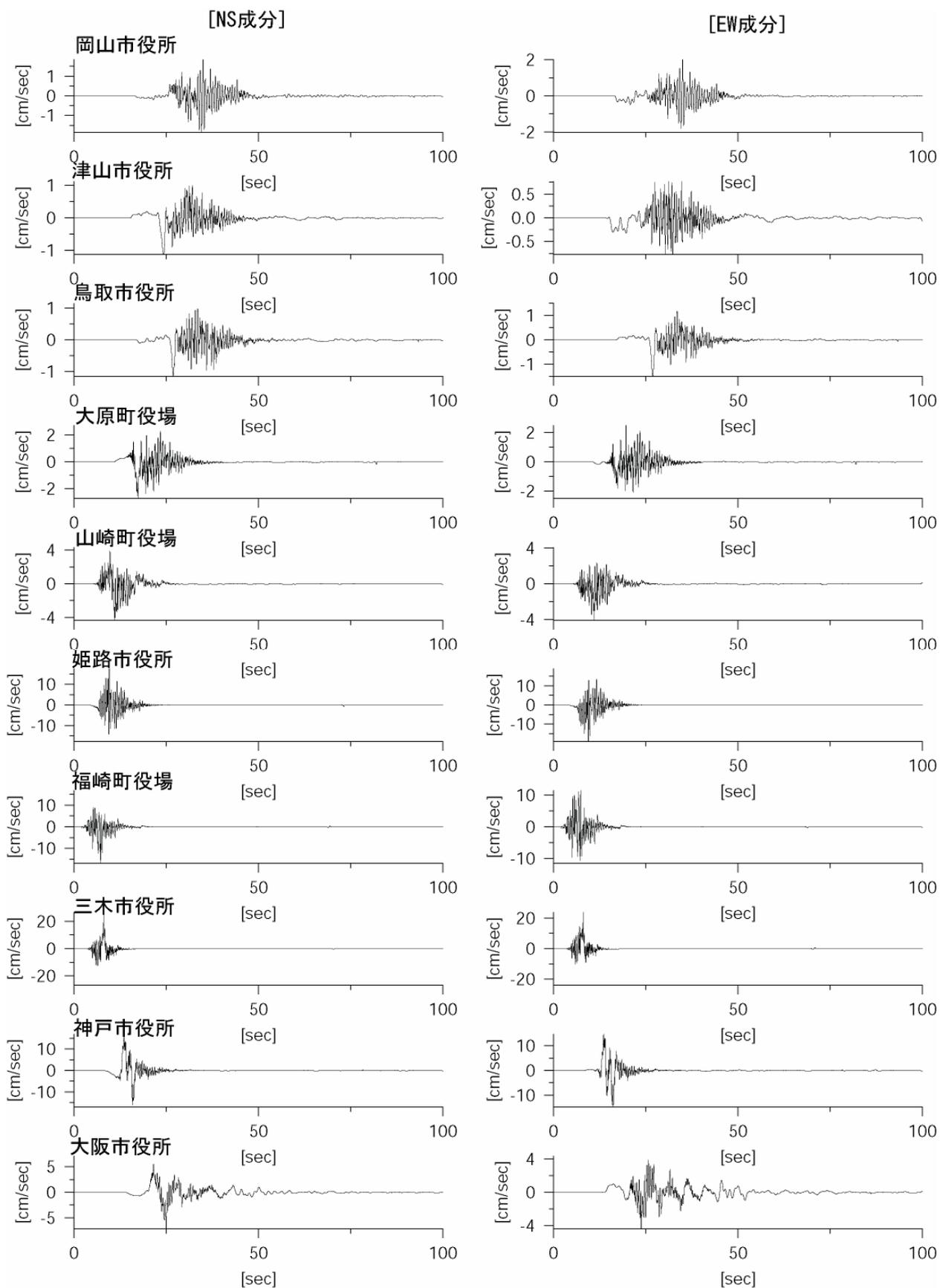


図 16-4 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル3、ハイブリッド合成法、速度波形、左: NS成分、右: EW成分、各表記施設に最も近い評価地点)

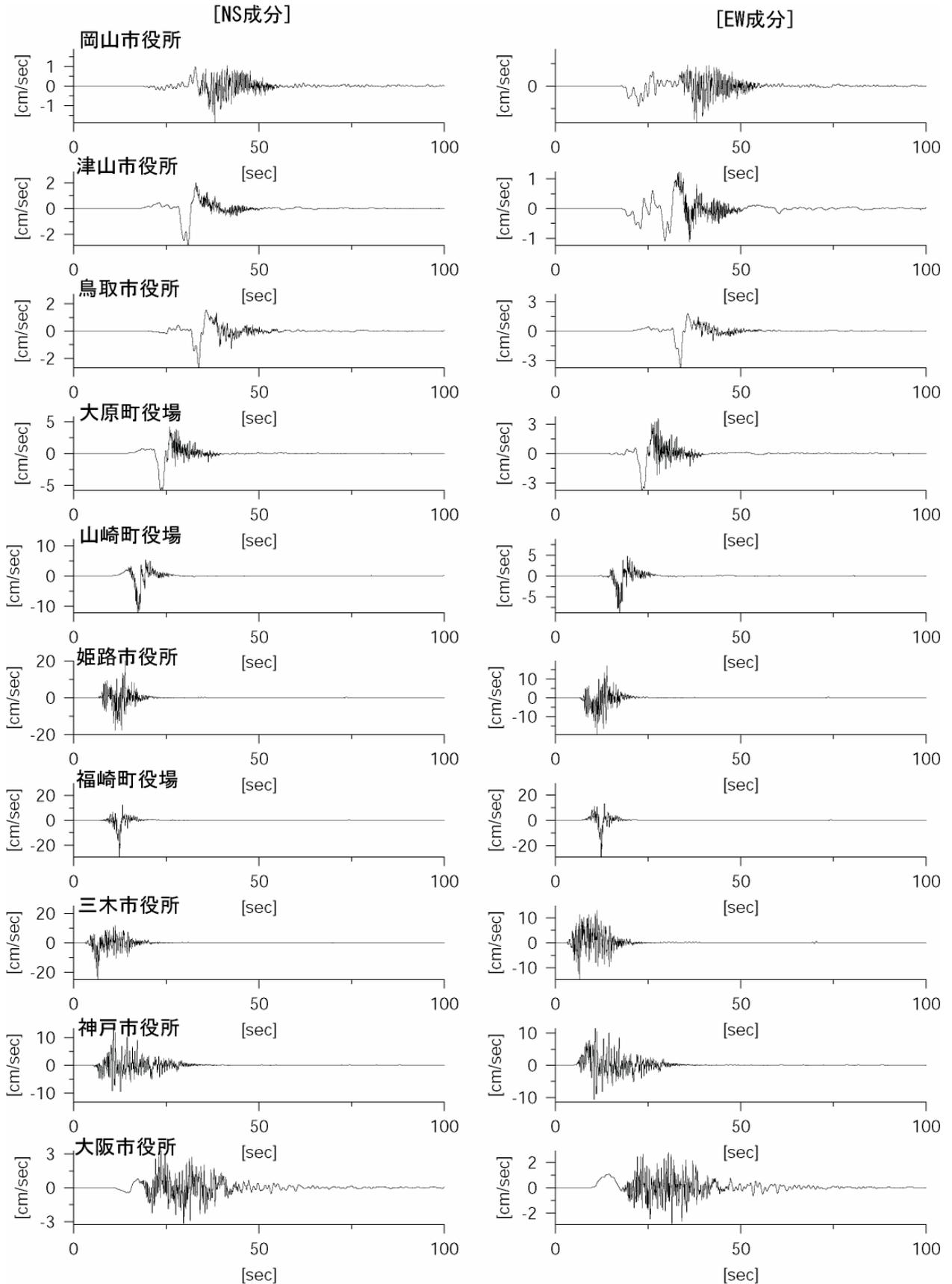


図 1 6 - 5 「詳細法工学的基盤」($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の計算波形例 (モデル 4、ハイブリッド合成法、速度波形、左 : NS 成分、右 : EW 成分、各表記施設に最も近い評価地点)

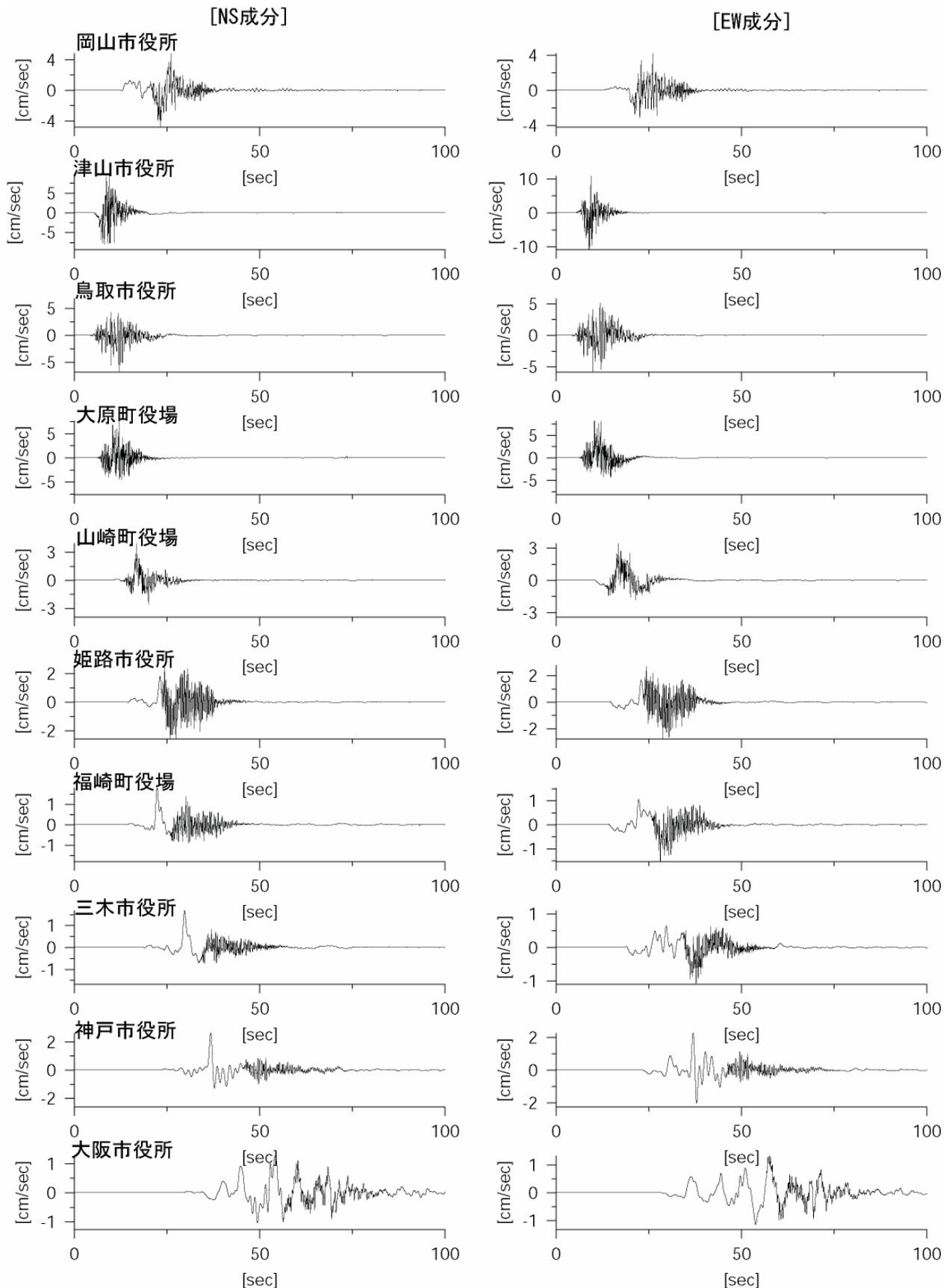


図16-6 「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s)上の計算波形例(モデル5、ハイブリッド合成法、速度波形、左：NS成分、右：EW成分、各表記施設に最も近い評価地点)

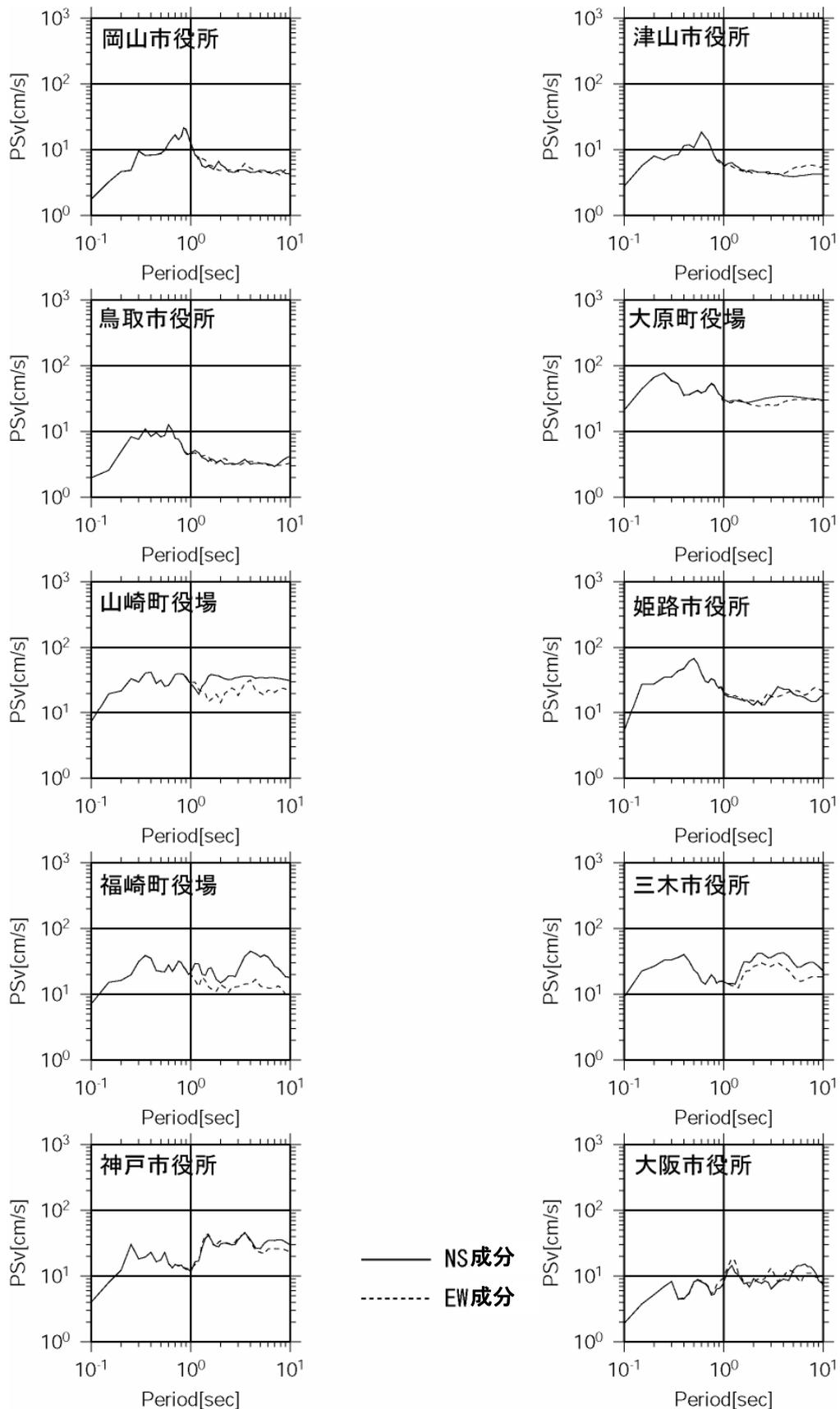


図 1 7 - 1 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 1 : ケース 1-1、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

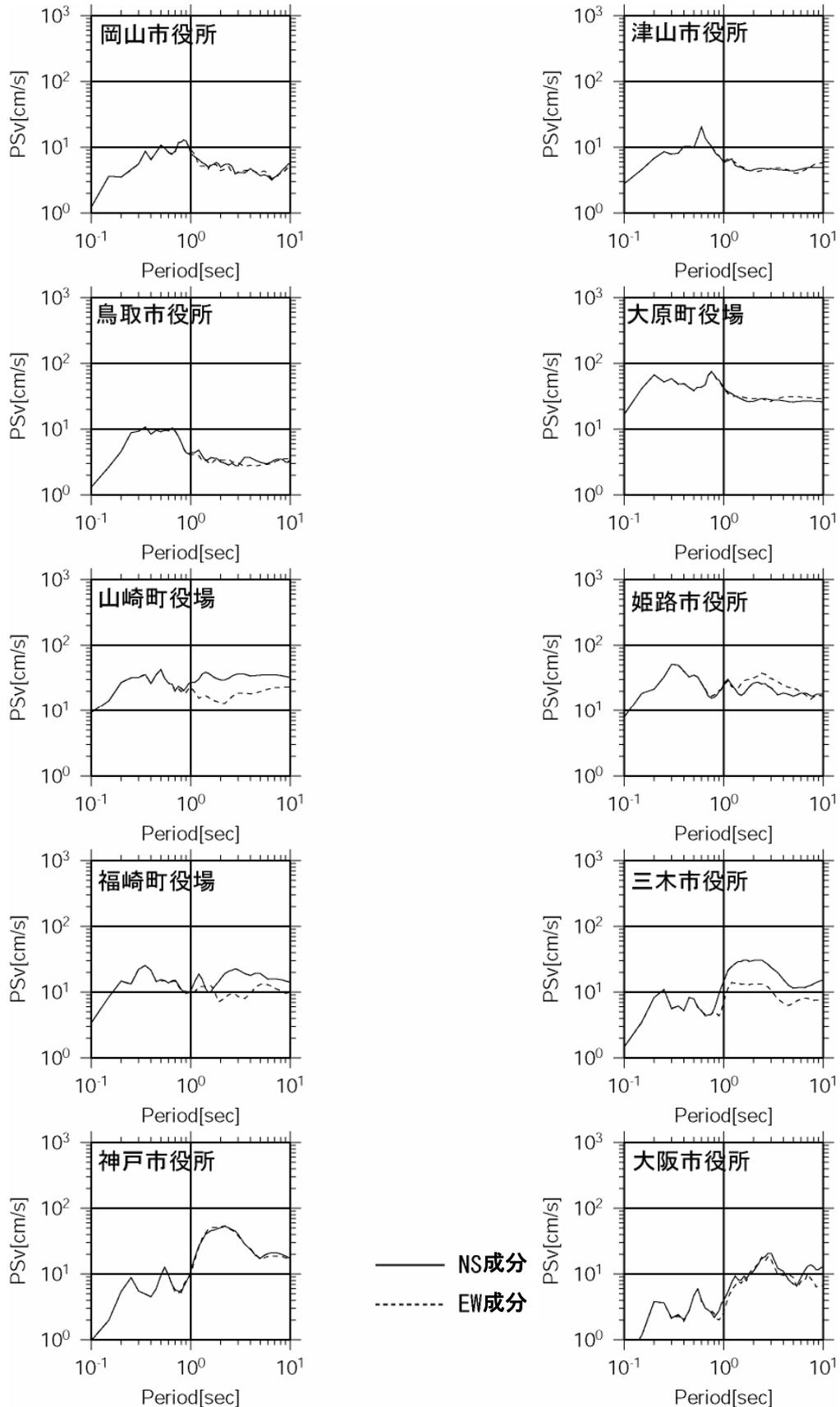


図 17-2 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 2 : ケース 2-1、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

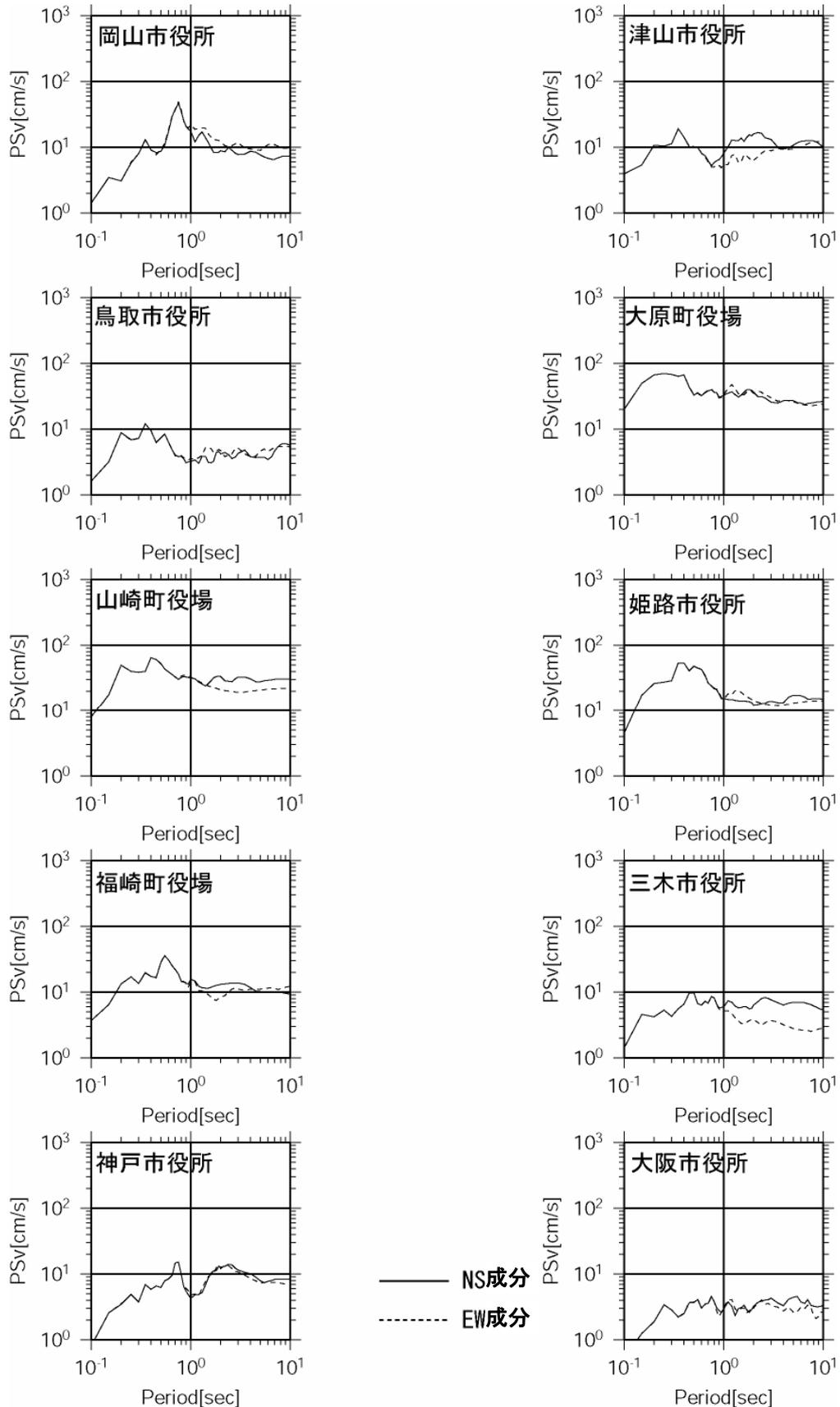


図 17-3 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 2 : ケース 2-2、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

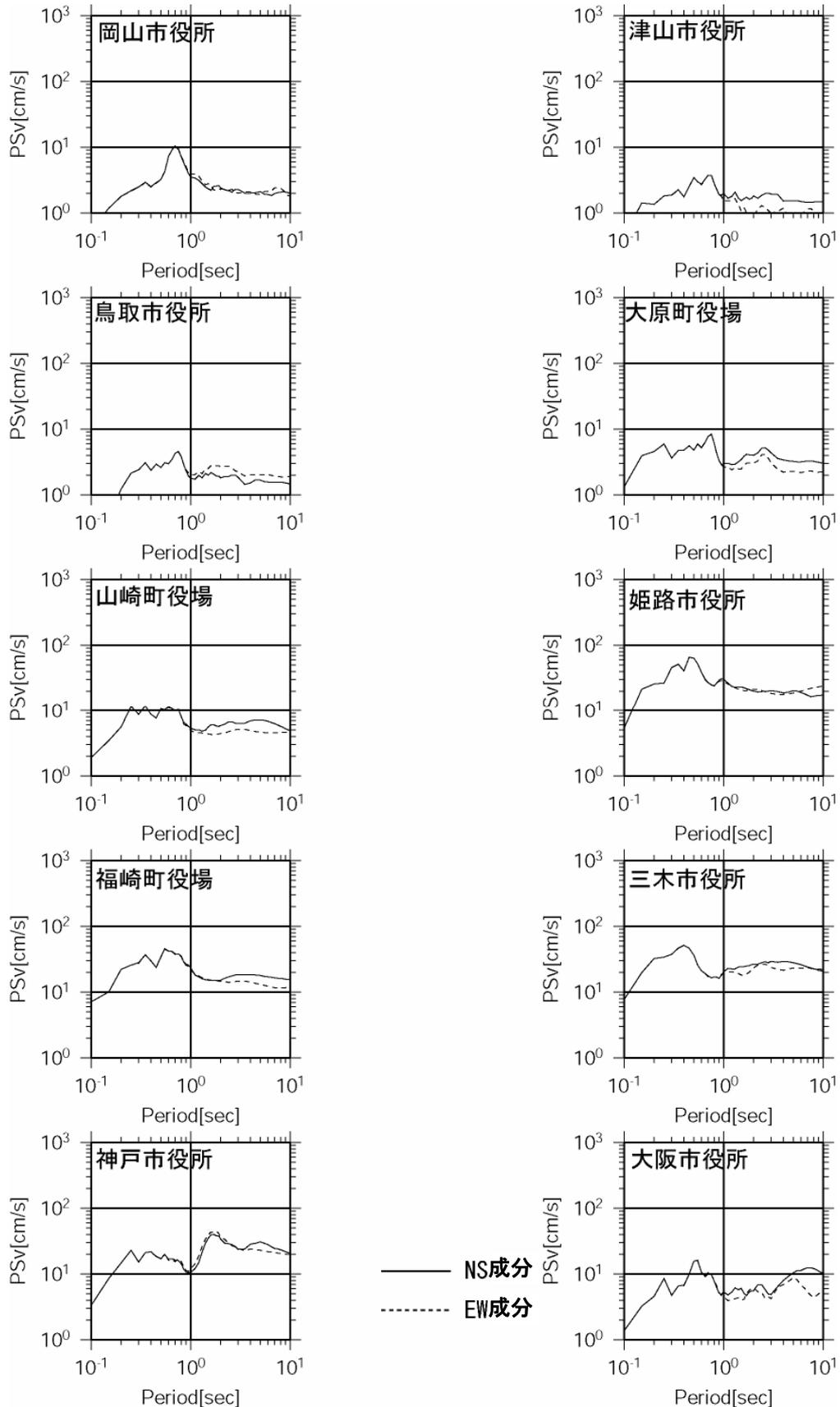


図 17-4 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 3、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

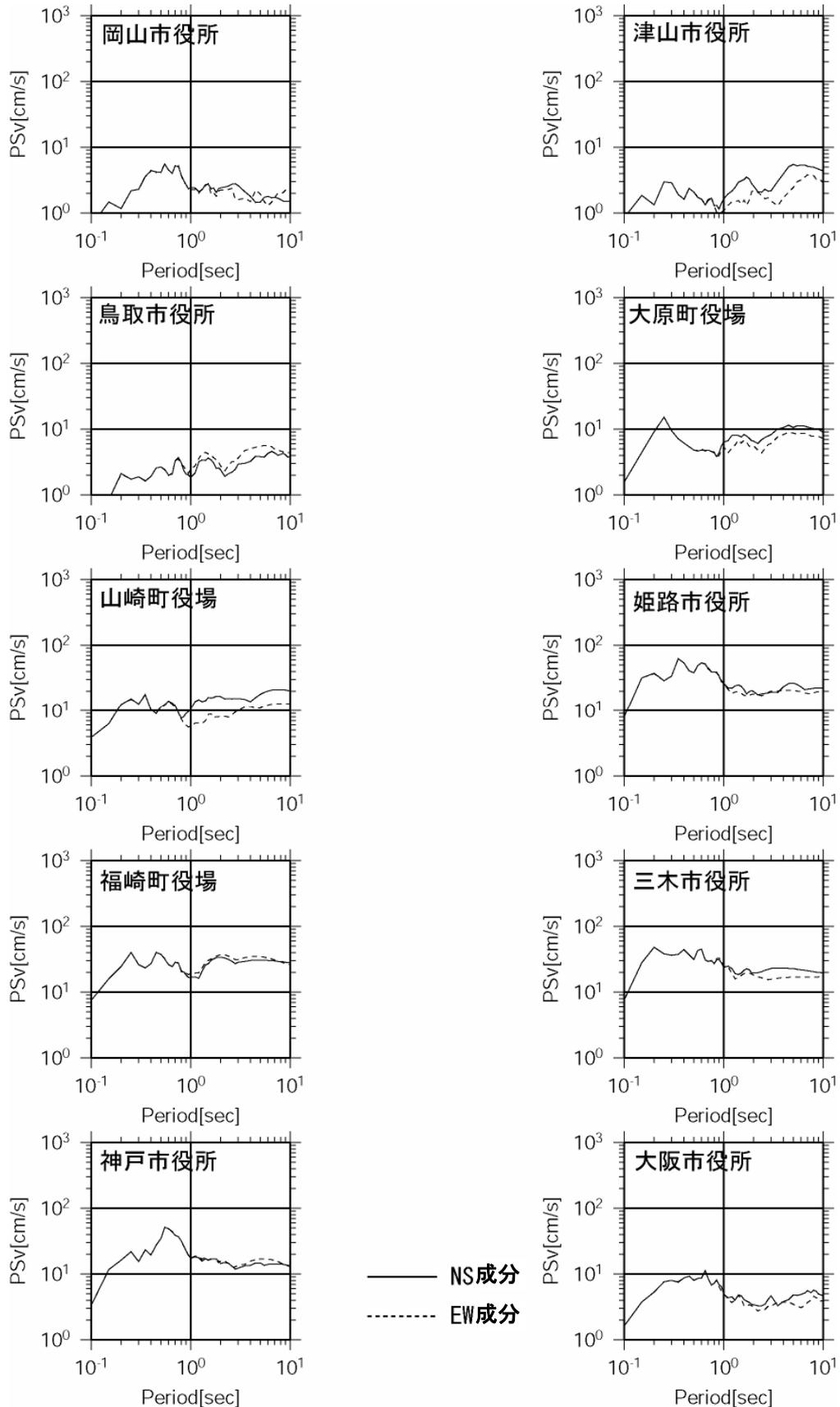


図 17-5 「詳細法工学的基盤」(Vs=550m/s、Vs=590m/s)上の地震動の減衰定数5%擬似速度応答スペクトル(モデル4、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

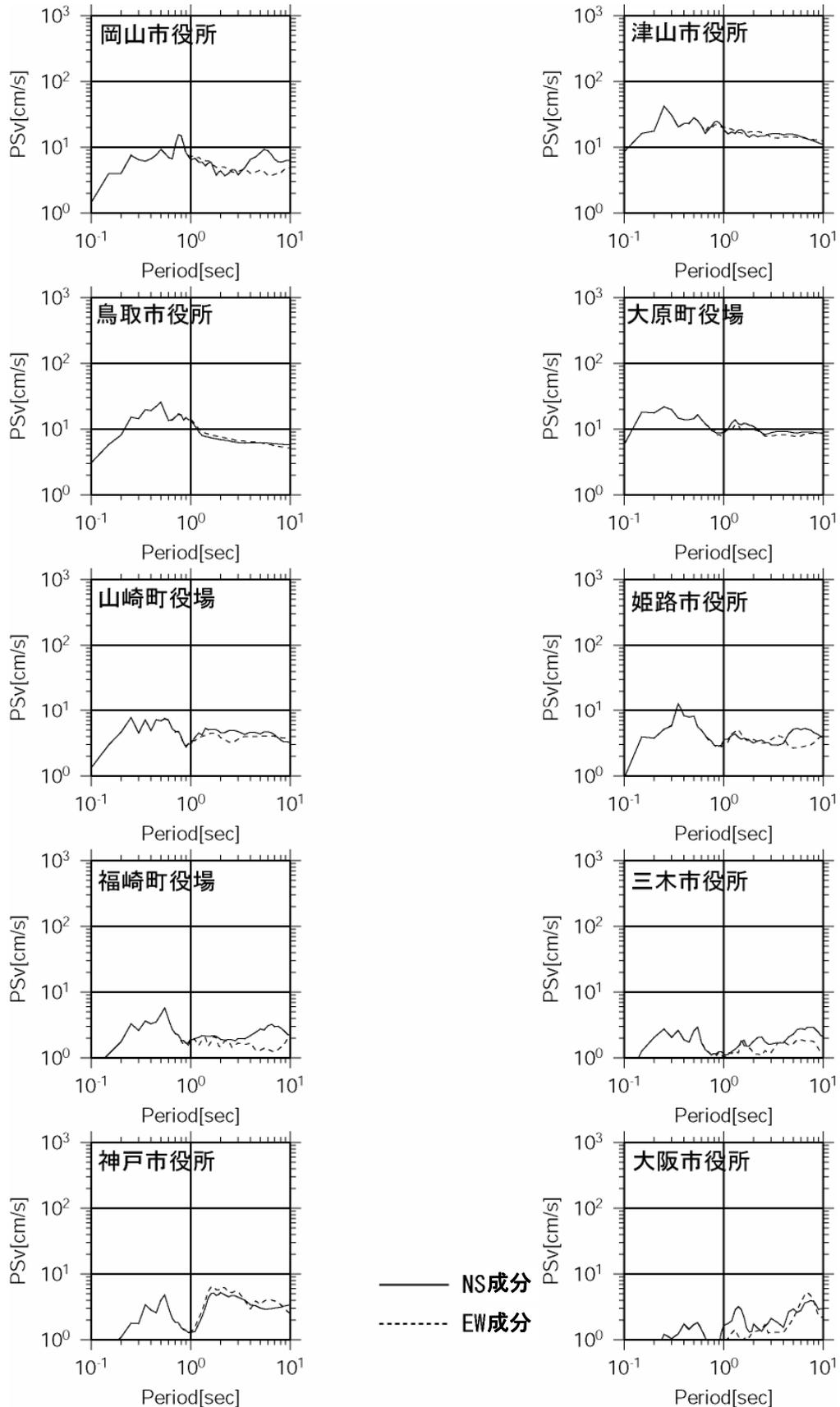
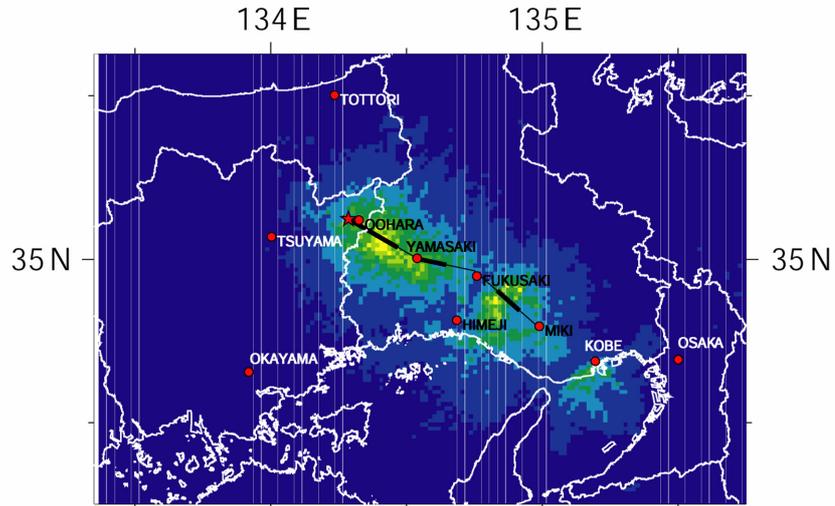
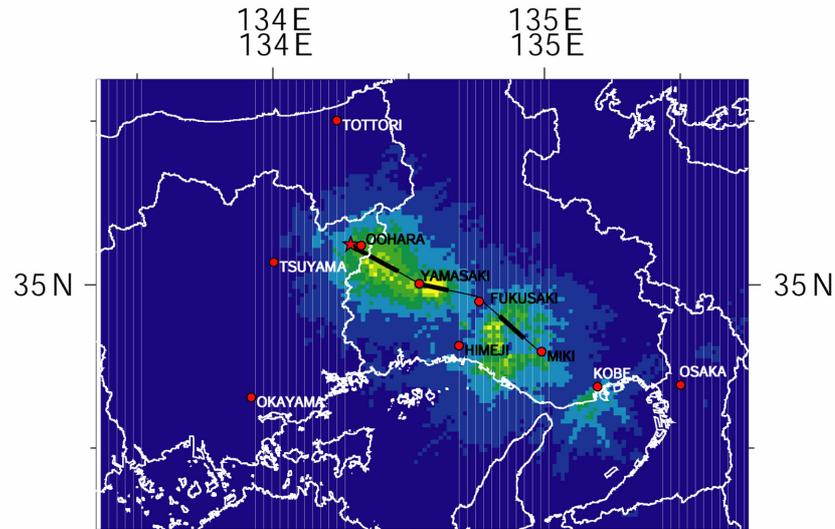


図 17-6 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=550\text{m/s}$ 、 $V_s=590\text{m/s}$) 上の地震動の減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル (モデル 5、ハイブリッド合成法、各表記施設に最も近い評価地点)

モデル1：
ケース1-1



モデル1：
ケース1-2



モデル1：
ケース1-3

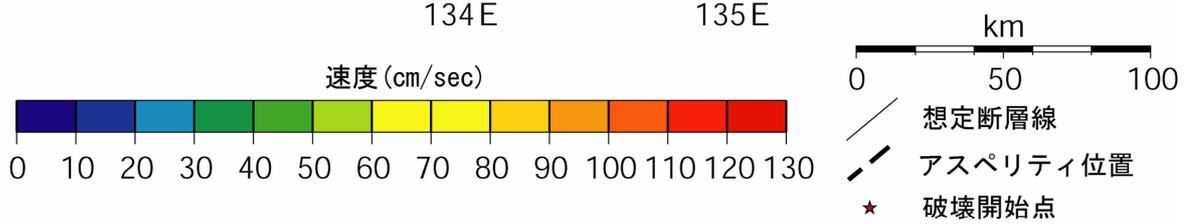
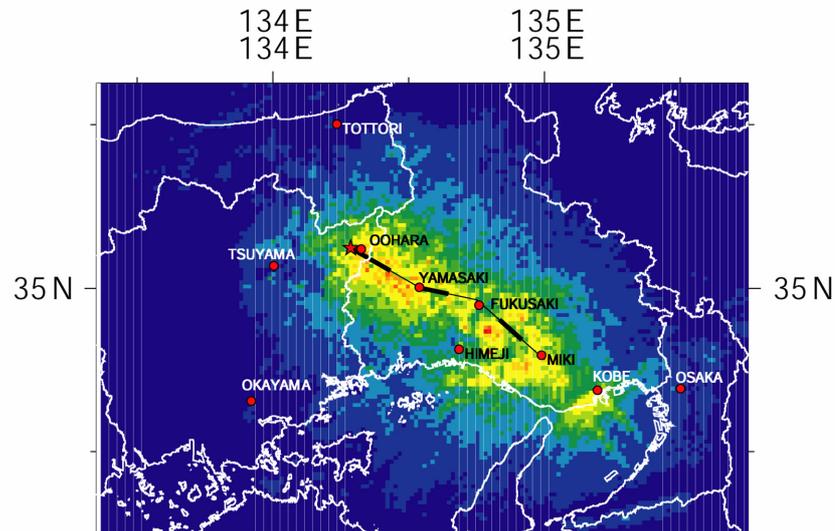


図18-1 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
(モデル1：ケース1-1、1-2、1-3)

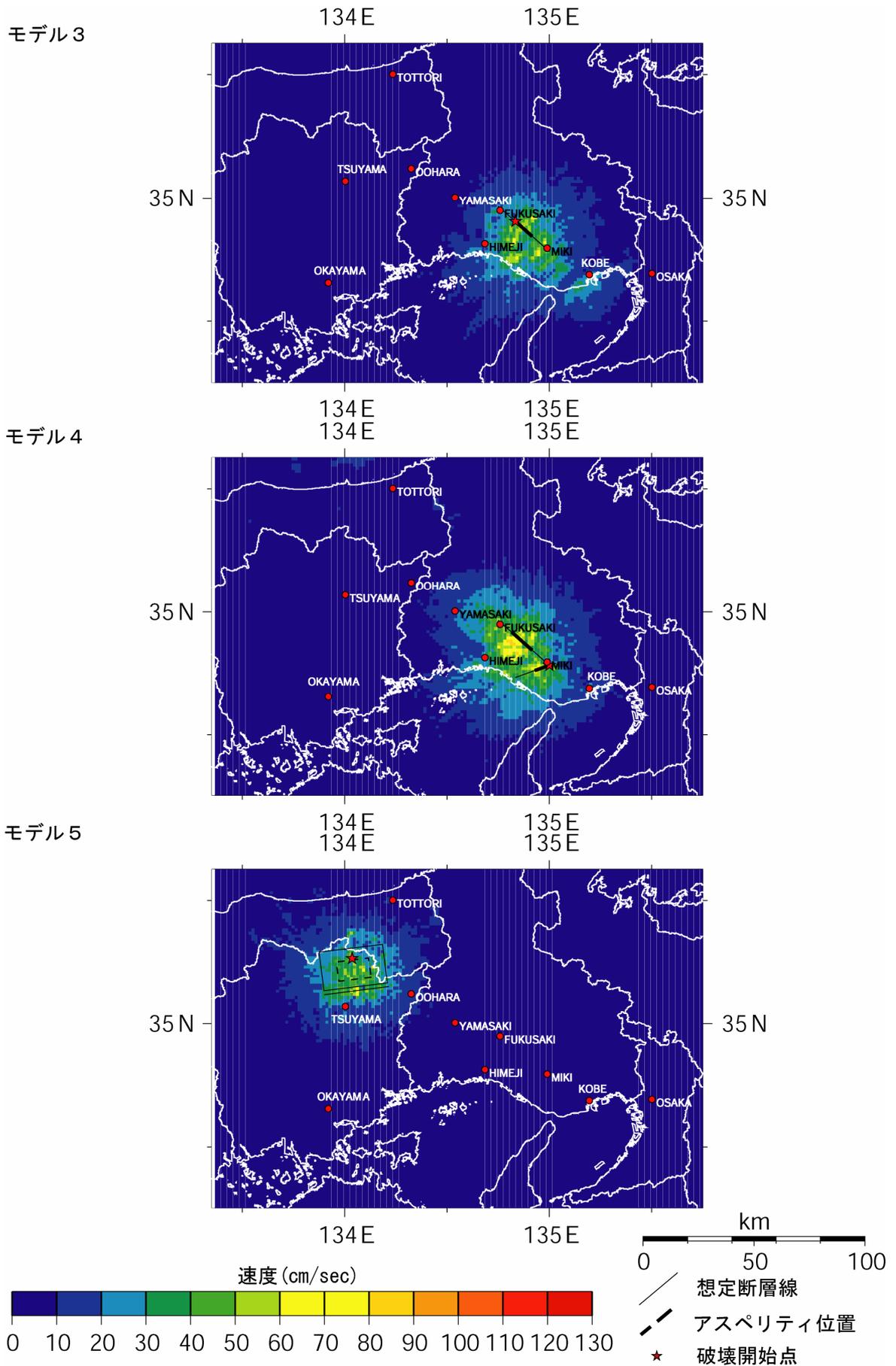
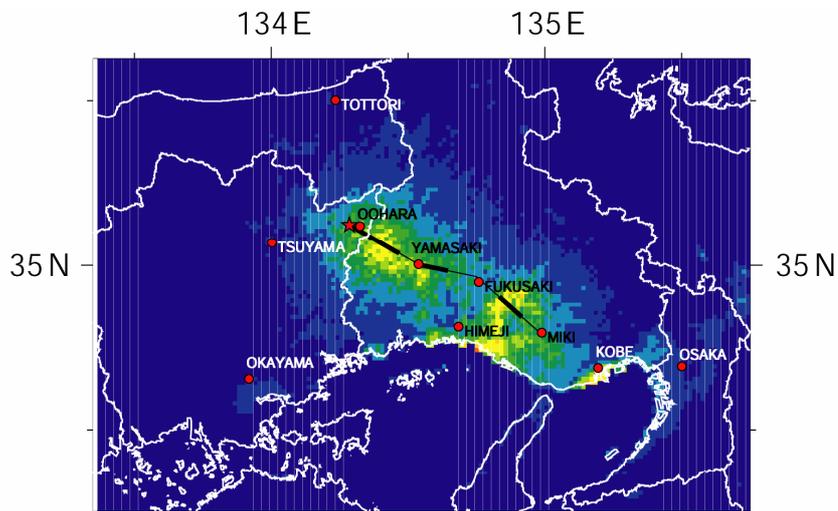
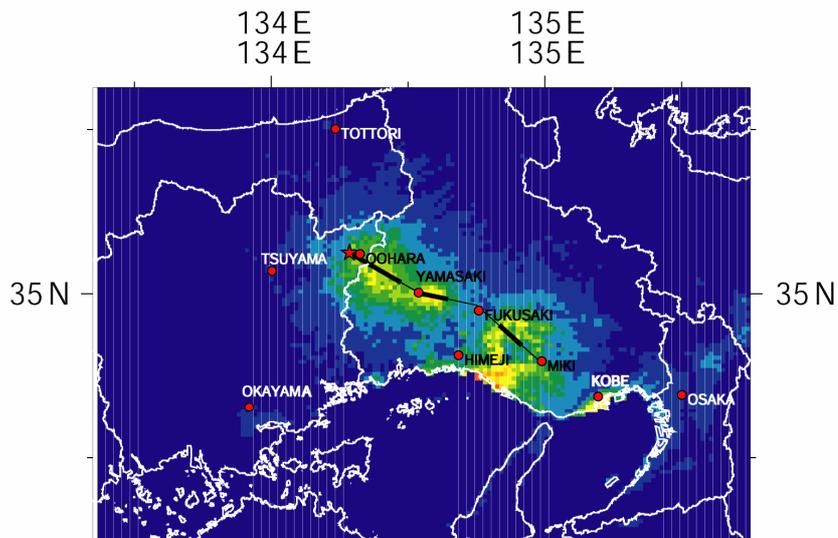


図18-3 「詳細法」による強震動予測結果：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
 (モデル3、モデル4、モデル5)

モデル1：
ケース1-1



モデル1：
ケース1-2



モデル1：
ケース1-3

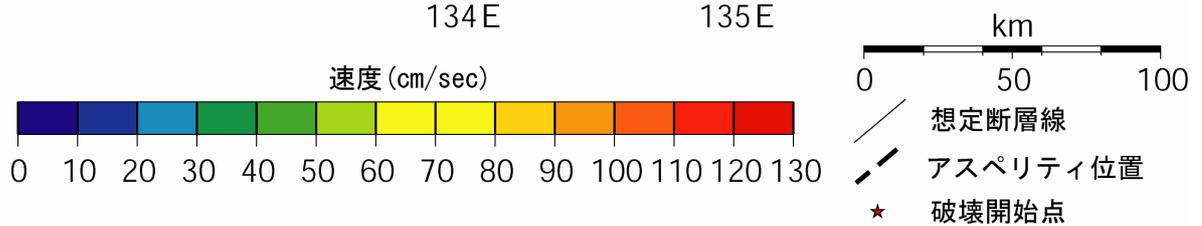
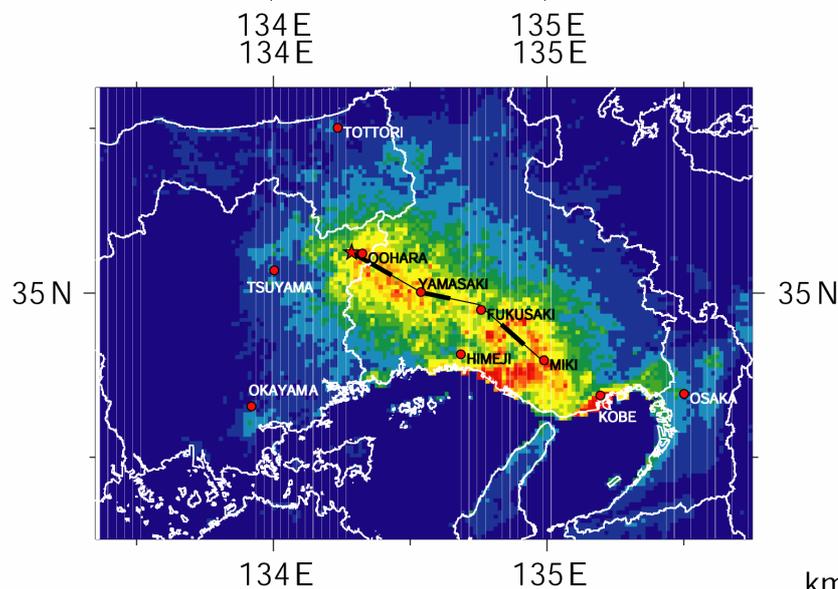
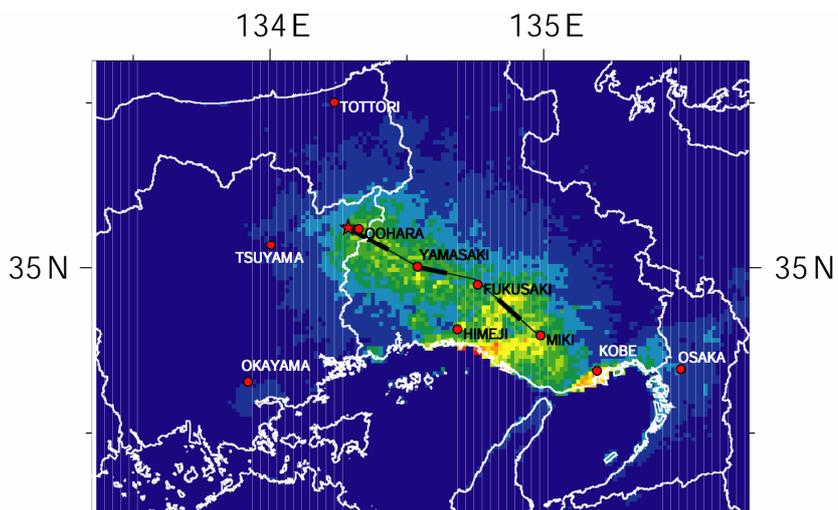
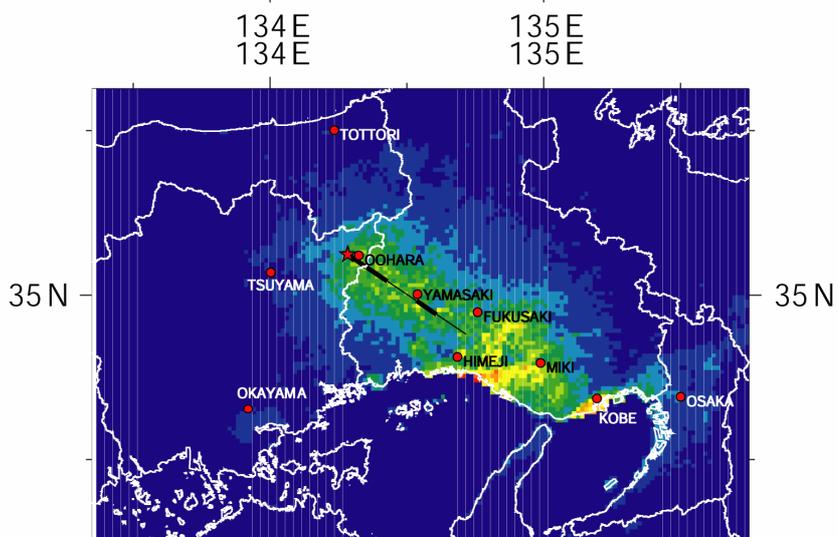


図19-1 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
(モデル1：ケース1-1、1-2、1-3)

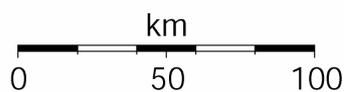
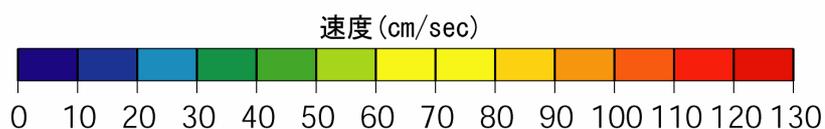
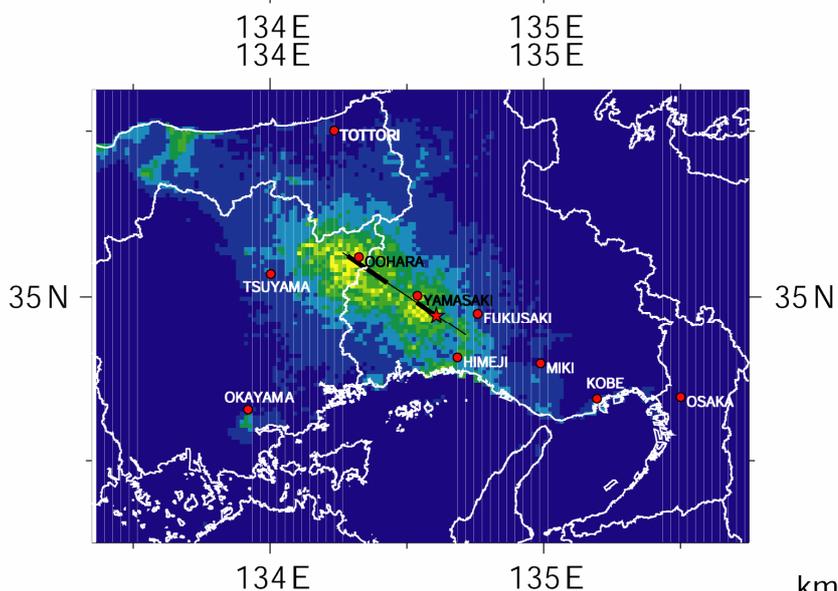
モデル1：
ケース1-4



モデル2：
ケース2-1



モデル2：
ケース2-2



- 想定断層線
- アスペリティ位置
- ★ 破壊開始点

図19-2 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
(モデル1：ケース1-4、モデル2：ケース2-1、2-2)

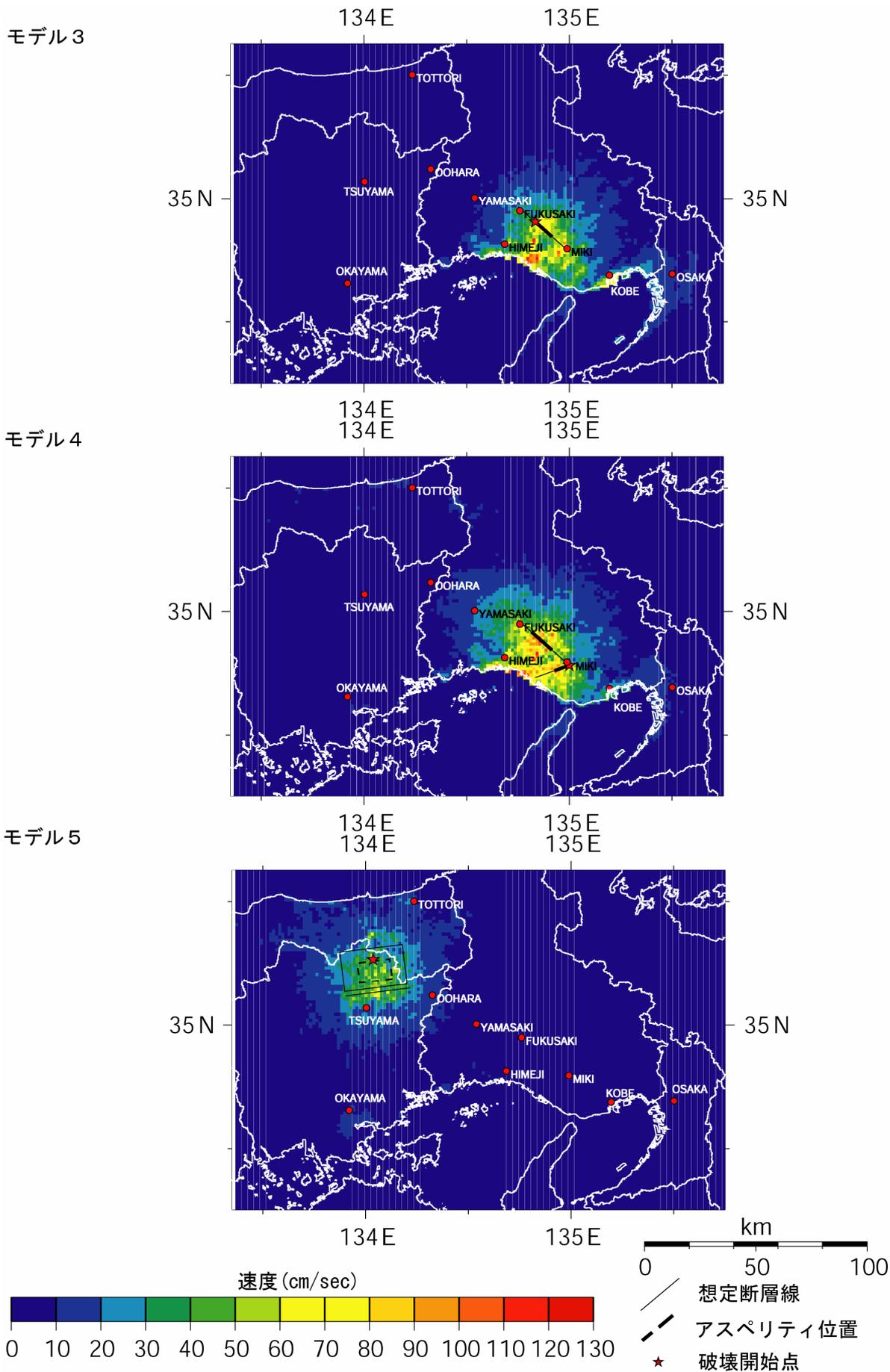
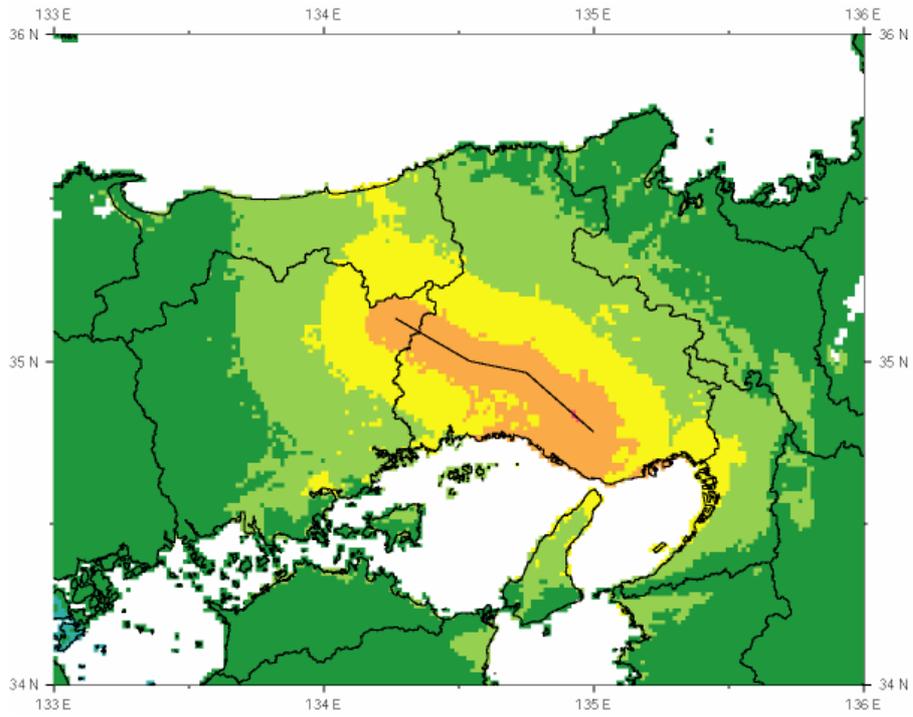


図19-3 「詳細法」による強震動予測結果：地表の最大速度分布
 (モデル3、モデル4、モデル5)

モデル 1



モデル 2

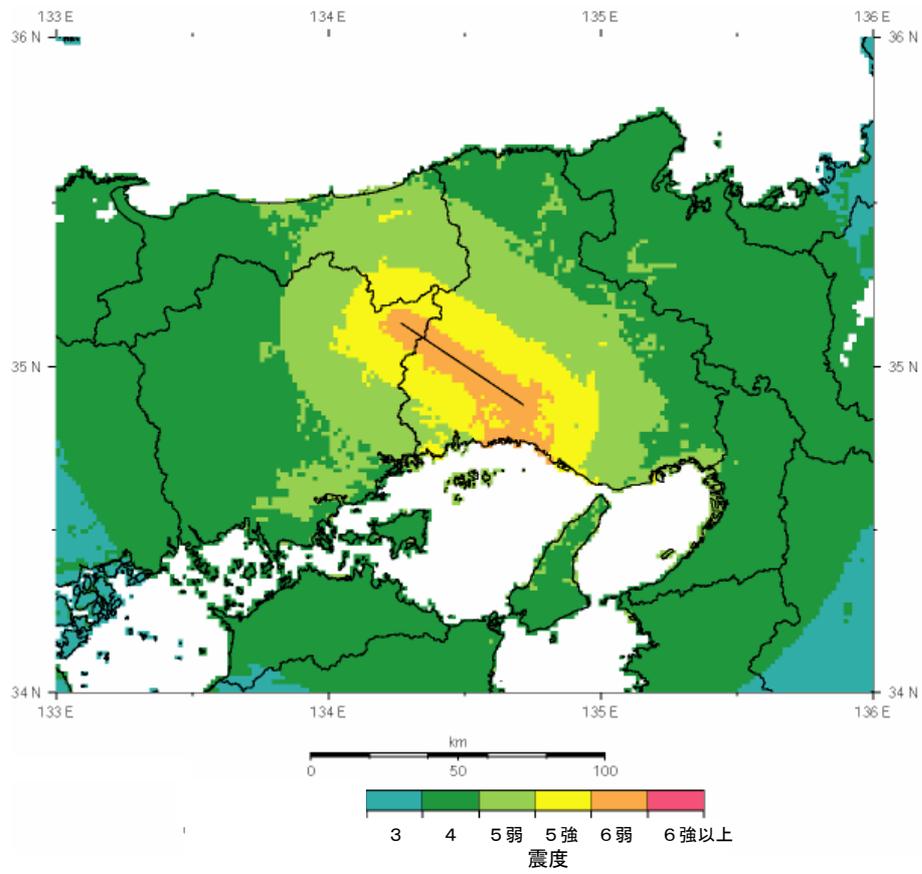
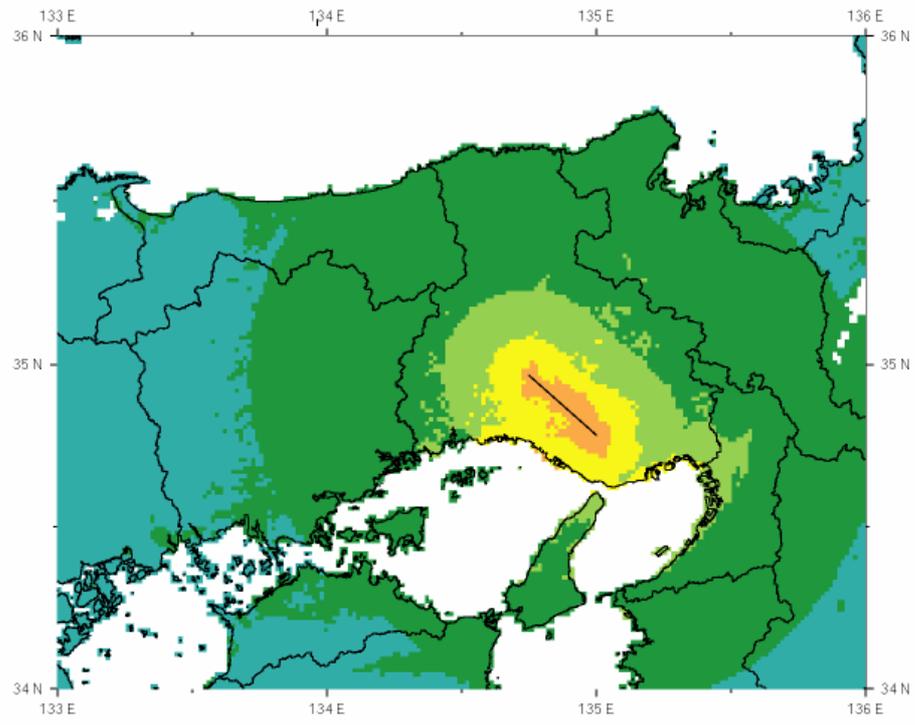


図 20-1 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布(上図:モデル1、下図:モデル2)

モデル3



モデル4

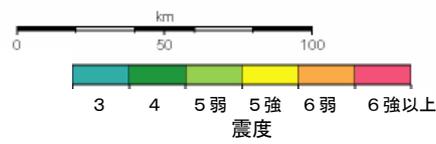
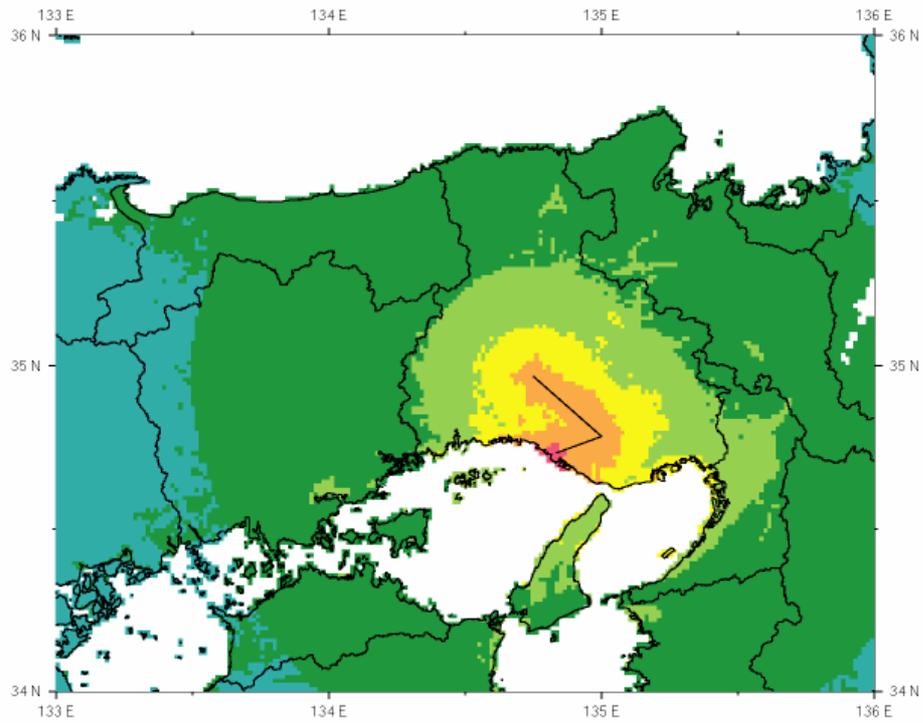


図20-2 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布(上図:モデル3、下図:モデル4)

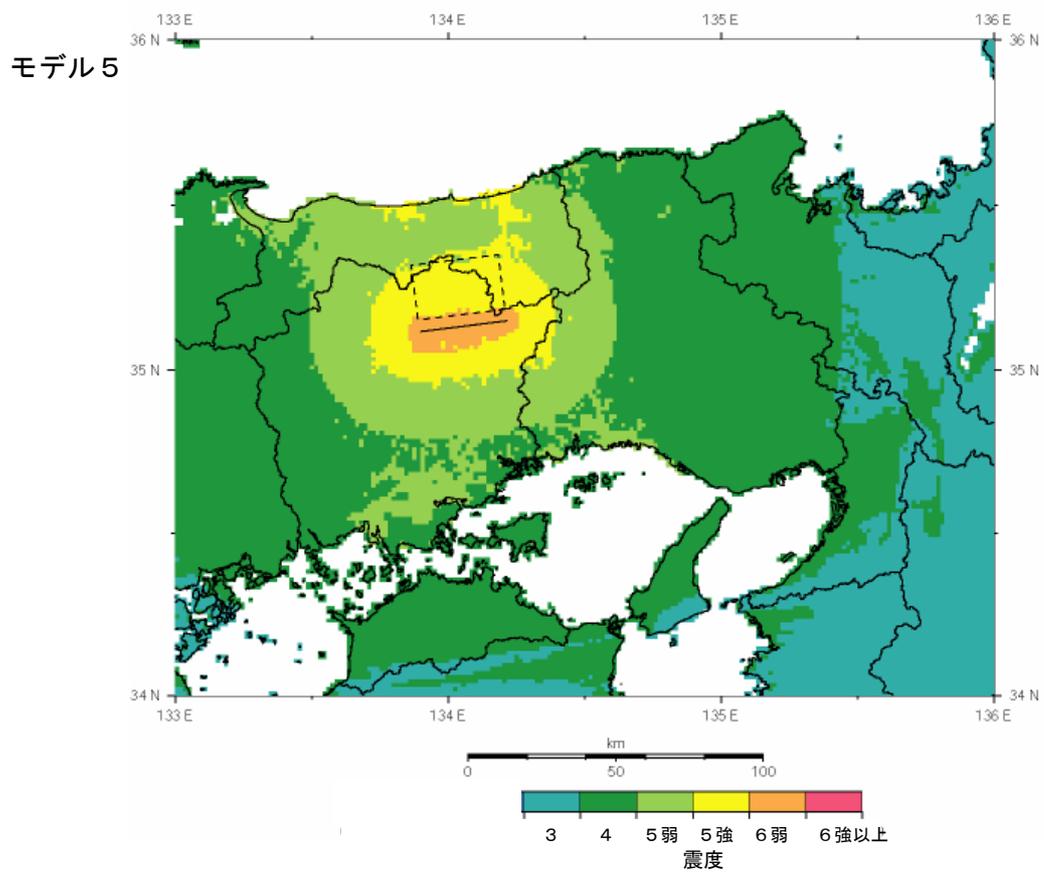


図20-3 「簡便法」による強震動予測結果：地表の震度分布(モデル5)