

2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について

平成16年12月20日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
強震動評価部会

地震調査委員会強震動評価部会は、「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、これを用いた強震動の評価を行うこととしている。本部会はその一環として、海溝型地震に適用する強震動評価手法について検討を進め、その成果は、「南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会，2001）²、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会，2003b）³、「三陸沖北部の地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会，2004a）⁴として公表した。

このたび、海溝型地震の強震動予測手法の妥当性を検証する上で非常に有用な観測記録が多数得られた「平成15年(2003年)十勝沖地震」(M8.0)の震源断層を用いて、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」⁵に基づいた強震動計算を実施し、観測記録との比較を行ったので報告する。なお、検討の詳細については、今年度末に公表予定の報告書を参照されたい。

¹ 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を数多くのパラメータを用いて詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。

² 地震調査委員会強震動評価部会(2001)：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）（平成13年12月7日、平成13年12月10日訂正）

³ 地震調査委員会(2003b)：宮城県沖地震を想定した強震動評価（平成15年6月18日公表）

⁴ 地震調査委員会(2004a)：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（平成16年5月21日公表）

⁵ 強震動評価において、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考え方をまとめたものをここでは「レシピ」と呼ぶ。

2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証

本報告では、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」という）の検証を行うため、「平成 15 年(2003 年)十勝沖地震」（M8.0）（以下、「2003 年十勝沖地震」という）についての震源断層に関する既往の研究成果に「レシピ」をそのまま適用して強震動の試算を行い、観測記録と比較することにより、「レシピ」の適用範囲や改良点について検討した。

1 検証の流れ

図 1 に、強震動予測手法の検証の流れについて示す。検証では、まず、2003 年十勝沖地震の巨視的震源特性と微視的震源特性について、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」（地震調査委員会, 2003a、以下、「長期評価」という）⁶や、既往の震源インバージョン解析結果を参考に評価し、特性化震源モデルを設定する。次に、評価対象領域の地下構造モデルを作成する。これらのモデルに基づき、「詳細法」により強震動計算を行い、強震動予測結果を防災科学技術研究所（K-NET、KiK-net）、気象庁、および北海道開発土木研究所（WISE）で得られた観測記録と比較する。比較対象は、震度分布、最大速度分布と、K-NET、KiK-net の各観測点（図 2 参照）で得られた地表の観測波形、およびスペクトルとする。

2 想定する震源断層

2003 年十勝沖地震は、北海道が載っている陸のプレートの下へ太平洋側から太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら二つのプレートの境界面が破壊する（ずれる）ことによって発生する M8.0 のプレート間地震である。

本報告では、2003 年十勝沖地震の強震動評価にあたり、想定する震源断層パラメータを、2003 年十勝沖地震の震源特性に関する既往の研究成果に基づいて設定した。震源断層の位置や形状については、Honda *et al.* (2004)⁷の震源断層モデル⁸を参照した。アスペリティ⁹の個数は、震源インバージョン解析結果を参考に 3 個とした。アスペリティの位置は、既往の研究成果と、2003 年十勝沖地震の余震観測記録を用いた検討結

⁶ 地震調査委員会(2003a)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（平成 15 年 3 月 24 日公表、平成 15 年 11 月 12 日変更）

⁷ Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara (2004): Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 56, 317-322.

⁸ この震源断層モデルに用いた太平洋プレートの等深線は、「長期評価」によるものとほぼ整合している。また、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)」（地震調査委員会, 2004b、平成 16 年 12 月 20 日公表）において、等深線の再評価がなされているが、ここでは、地震調査委員会(2003a)の等深線を採用している。

⁹ 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）。

果（フォワードモデリング）から、破壊開始点付近、震源断層中央付近、および震源断層北端部に設定した。また、破壊開始点は、震央位置が気象庁による 2003 年十勝沖地震の震央位置に対応するように、震源断層モデル上に設定した。設定した震源断層モデルを図 2 に、震源断層パラメータを表 1 に示す。

3 用いた地下構造

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¹⁰から上の工学的基盤¹¹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、想定する震源断層を含む強震動評価範囲の地下構造モデルを既存の地下構造探査データ等により作成した。

「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、および深さ分布）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。山間部については、風化帯を設定した。この結果（図 3 参照）によると、石狩平野周辺、十勝平野周辺、根釧台地の中部から北部で地震基盤が深くなっていることがわかる。特に、石狩平野の中部から勇払平野にかけては、地震基盤が非常に深い。

一方、「浅い地盤構造」の地下構造モデルについては、震度分布や最大速度分布の面的評価を行う場合には、地盤調査データが乏しいことから地下構造モデルを作成せず、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。図 4 に、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率分布図を示す。これより、石狩平野、勇払平野、十勝川河口付近、さらに釧路平野周辺等で増幅率の高い地域が見られる。また、地表で得られた観測波形やそのスペクトルの比較を行う場合には、「浅い地盤構造」として、対象とする K-NET、KiK-net の各観測点（図 2 参照）におけるボーリング調査結果を用いて一次元地下構造モデルを作成した。観測波形の比較対象とした観測点の速度層構造（S 波速度）を図 5 に示す。

4 強震動予測結果とその検証

図 6-1 は、厚い堆積地盤上に位置する観測点（HKD129）における、統計的グリーン関数法¹²、理論的手法¹³による計算結果と、観測記録の比較である。これより、周期 5 秒以上に着目すると、統計的グリーン関数法のみでは計算結果が過小評価となってい

¹⁰ S 波速度 3km/s 程度の堅硬な岩盤。

¹¹ 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。

¹² 経験的に得られた特性を有する要素波を、想定する震源断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。半経験的方法の一つ。

¹³ 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。

るが、理論的手法では改善されていることがわかる。これは、理論的手法では、精度的にはやや問題が残るものの、厚い堆積層を有する「深い地盤構造」が、三次元地下構造モデルとして考慮されていることによる。図6-2は、理論的手法による計算結果と観測点（HKD077、HKD112）における観測記録との比較（波形と減衰5%の擬似速度応答スペクトル）である。観測波形には、5秒～25秒のバンドパスフィルターを施している。これより、5秒以上では両者は良く対応しており、理論的手法によって観測記録を概ね再現できていることがわかる。なお、5秒よりも短周期側については、理論的手法の適用性に関する検討の対象外とする。

図7-1～図7-4は、ハイブリッド合成法¹⁵により得られた地表における波形と擬似速度応答スペクトルの観測記録との比較結果である。ここでは、「浅い地盤構造」は線形の一次元地下構造モデルとして取り扱っている。また、先の検討結果を参考に、接続周期を5秒としている。すなわち、周期5秒程度よりも長周期側の地震動計算には理論的手法、周期5秒程度よりも短周期側の地震動計算には統計的グリーン関数法を用いている。図7-1は、震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点（HDKH05、TKCH11、HKD087、KSRH04）での比較結果である。波形の振幅値や擬似速度応答スペクトルの形状は、観測記録を概ね説明できている。図7-2も、震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点（TKCH05、TKCH07、TKCH08、KSRH09）での比較結果であるが、スペクトルの振幅を比較すると、短周期成分が過大評価となっている。しかし、スペクトル形状は似ており、計算結果によるピークの方が短周期側に見られることから、「浅い地盤構造」による非線形性の影響を考慮することにより、計算結果が改善されることが予想される。図7-3は、石狩平野、勇払平野の大規模な堆積平野内の観測点（HKD129、HKD182、HKD185、HDKH06）における比較である。これより、計算結果は、1秒前後の成分が過小評価であることがわかる。また、平野の端部の観測点（HKD185、HDKH06）は、観測記録と大きく異なっている。これらは、「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルの精度の問題であると考えられる。図7-4は、火山フロント¹⁶の両側にある観測点（HKD033、HKD037、HDKH02、HKD038）での比較である。火山フロントより北側の観測点（HKD033、HKD037）では約1秒以下、日高地方の観測点（HDKH02）では約0.5秒以下の成分が過大評価となっていることがわかる。これは、「浅い地盤構造」の非線形性の影響や、現在の三次元地下構造モデルでは考慮していない、地震波の伝播経路に依存した地域的な減衰特性の違いによるものと推察される。

これらの結果から、1秒程度以下の短周期帯域の強震動は、評価地域の地域的な減衰特性や「浅い地盤構造」の非線形性を考慮することで、統計的グリーン関数法によって、観測記録を概ね再現できると考えられる。また、5秒以上の長周期帯域の強震動予測には、理論的手法が適用できることがわかった。ただし、石狩平野、勇払平野の

¹⁵ 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。

¹⁶ 海溝にほぼ平行して分布する火山の火口分布のうち、海溝側の境界線。北海道地域においては、道南から道東にかけての恵山、倶多楽山、樽前山、雌阿寒岳等の活火山を結ぶ線である。

ように堆積層が厚く分布する地域での観測記録を十分に再現するためには、三次元地下構造モデルの精度を向上させる必要がある。

次に、地表の最大速度、および震度分布について、ハイブリッド合成法による強震動計算結果と観測記録から求めた結果を比較して、**図 8-1**～**図 8-4**に示す。比較対象には、気象庁 (□)・K-NET と KiK-net (○)・WISE (△) の各観測点で得られた観測記録を用いる¹⁷。**図 8-1**は、地表における最大速度分布の比較結果、**図 8-2**は、地表における最大速度の観測値と計算結果との比較結果、**図 8-3**は、計測震度分布の比較結果、**図 8-4**は、計測震度の観測値と計算結果との比較結果を示している。**図 8-1**、**図 8-2**から、最大速度については、計算結果が観測値よりも全体的に小さめとなっている。これは、三次元地下構造モデルの精度の問題も考えられるが、本検討では、周期 5 秒以下の強震動を統計的グリーン関数法によって計算しているため、盆地や平野における地下構造の三次元的な影響が評価できていないことや、特性化震源モデルの設定方法に主な原因があると考えられる。一方、堆積層が非常に厚い石狩平野、勇払平野周辺、あるいはえりも岬付近等では、計算結果が観測記録を上回っている観測点も散見される。これらは、大規模な堆積平野の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルの精度や観測点周辺の減衰特性のモデル化が不十分であること等によると考えられる¹⁸。

一方、計測震度について見ると、**図 8-3**、**図 8-4**から、全体的な傾向として、計測震度の小さい範囲で、計算結果が観測記録よりも大きくなっている。また、先に示した地域と火山フロントより北側の地域において、計算結果が観測記録よりも大きい観測点が見られる。これは、「レシピ」に従って最大速度から計測震度を推定する際に、4～7の計測震度に対して推定精度が高い経験式を用いていることが原因の一つと考えられる。また、この経験式は、卓越周期が 2 秒以上の地震動に対しては、計測震度を過大に評価する傾向がある。えりも岬付近や火山フロントよりも北側の観測点では地域的な減衰特性による地震動の短周期成分の低減効果、石狩平野や勇払平野周辺では「深い地盤構造」による長周期成分の増幅効果によって、長周期成分が卓越した地震動が観測されたため、計算結果の計測震度が観測値よりも大きくなったと考えられる。その他の地域では、両者は概ね対応した結果が得られた。

以上をまとめると、5 秒～25 秒程度の長周期帯域の強震動計算では、本地震の震源インバージョン解析における対象周期帯域に対応していることもあり、理論的手法が有効であることがわかった。また、1 秒程度以下の短周期帯域の強震動計算では、統計的グリーン関数法が有効であることが、今回の検証結果からも確認された。

5 今後に向けて

¹⁷ 観測記録のコンター図 (**図 8-1**、**図 8-3**) は、地表の観測記録を藤本・翠川 (2003) による工学的基盤から地表までの最大速度の増幅率で除して、工学的基盤上の最大速度に換算した上で、工学的基盤上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることより作成した。

¹⁸ えりも岬 (HKD112) については、一次元地下構造モデルの修正やこの周辺の地域的な減衰特性を考慮することにより予測精度が向上する可能性がある。

2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証によって、1 秒程度以下と 5 秒程度以上の周期帯域の強震動は、現在のレシピによって概ね再現可能であることがわかった。今後は、周期帯域が数秒程度（1 秒程度以上～5 秒程度以下）の強震動に対する予測精度を向上させるために、レシピの改良や震源域も含めた大規模な三次元地下構造モデルの精度の向上が必要である。

レシピの改良策としては、検証結果から、特性化震源モデルや計算手法の更なる改良・高度化が挙げられる。特性化震源モデルに関する最近の研究事例としては、例えば、2003 年十勝沖地震の余震観測記録に基づく特性化震源モデルの推定や適用性の検討¹⁹、アスペリティの階層化に関する研究²⁰等がある。また、計算手法についても、例えば、震源インバージョン解析結果の精度向上により、理論的手法の適用範囲を 5 秒よりも短周期側に拡張する試み²¹や、2 段階ハイブリッド合成法による強震動計算手法の研究²²等が行われている。レシピの改良にあたっては、このような最新の研究成果を取り入れていくことが望ましい。

今回用いた三次元地下構造モデルは、言わば初期モデルであり、強震動予測に適応したモデルとして十分な調整がされていないため、観測記録をうまく再現できない地点もあった。強震動予測結果の精度を向上させるためには、今後も地下構造に関する情報を収集するとともに、例えば、中小の地震観測記録を用いた手法等により、既往の三次元地下構造モデルの再構築を行うことが必要である。

また、平成 15 年度科学技術振興調整費による 2003 年十勝沖地震に関する緊急調査研究（平田編, 2004）²³によって、十勝沖周辺のプレート等深線の見直しが行われ、長期評価としても公表されている（地震調査委員会, 2004b）⁸。今後、これらの成果を参考に、震源断層パラメータの見直し等を行うことが、特性化震源モデル（震源断層パラメータ）の精度向上とともに、強震動計算結果の信頼性向上につながるものと期待される。

¹⁹ Kamae, K. and Kawabe, H. (2004): Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{\text{JMA}}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 56, 323-327.

²⁰ 広帯域の強震動の生成のために、アスペリティの中にさらにパラメータの異なるアスペリティを設置する方法。例えば、Matsushima, S., Kawase, H. and Sato, T. (2004): A Technique for Estimating Distinctive Strong Motion Generation Patches and Its Slip Velocity Functions by Waveform Fitting, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, No.1405.

²¹ 例えば、青井真・本多亮・森川信之・関口春子・早川譲・藤原広行（2004）：2003 年十勝沖地震の 3 次元有限差分法による地震波動伝播シミュレーション（その 2），日本地震学会 2004 年秋季大会予稿集，B23.

²² 想定地震に対してひとまわり小さい地震をまずハイブリッド合成法により作成し、これを要素地震とした波形合成と理論的手法によるハイブリッド合成法を再度行うことにより広帯域に有効な強震動を予測する方法。例えば、佐藤俊明・渡辺基史・早川崇（2004）：巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法（その 1）～（その 3），21261-21263，日本建築学会大会学術講演梗概集（北海道）2004 年 8 月，pp. 521-526.

²³ 平田編（2004）：平成 15 年（2003 年）十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書，東京大学地震研究所。

表1 震源断層パラメータ

		項目	パラメータ	(単位)
巨視的震源特性		断層位置	図2参照	-
		走向	N246° E	-
		傾斜角	18°	-
		断層面積	9000	km ²
		断層上端深さ	22	km
		断層下端深さ	53	km
		破壊開始点	図2参照	-
		破壊伝播形式	放射状	-
		静的応力低下量 (円形クラック)	3.0	MPa
		地震モーメント	1.05×10^{21}	N・m
		モーメントマグニチュード	8.0	-
		剛性率	4.68×10^{10}	N/m ²
		平均すべり量	249.6	cm
	S波速度	3.9	km/s	
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	1.69×10^{20}	N・m
		面積	722.4	km ²
		平均すべり量	499.3	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	9.34×10^{19}	N・m/s ²
	第1アスペリティ (破壊開始点付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
		面積	180.6	km ²
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
	第2アスペリティ (断層中央付近)	地震モーメント	9.89×10^{19}	N・m
		面積	361.2	km ²
		平均すべり量	584.9	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	7.66×10^{19}	N・m/s ²
	第3アスペリティ (断層北端付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
		面積	180.6	km ²
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
背景領域	地震モーメント	8.83×10^{20}	N・m	
	面積	8277.6	km ²	
	平均すべり量	227.8	cm	
	実効応力	4.1	MPa	
	短周期レベル	4.05×10^{19}	N・m/s ²	
その他の震源特性	破壊伝播速度	2.8	km/s	
	破壊開始点	2003年十勝 沖地震の震央	-	
	破壊様式	同心円状	-	

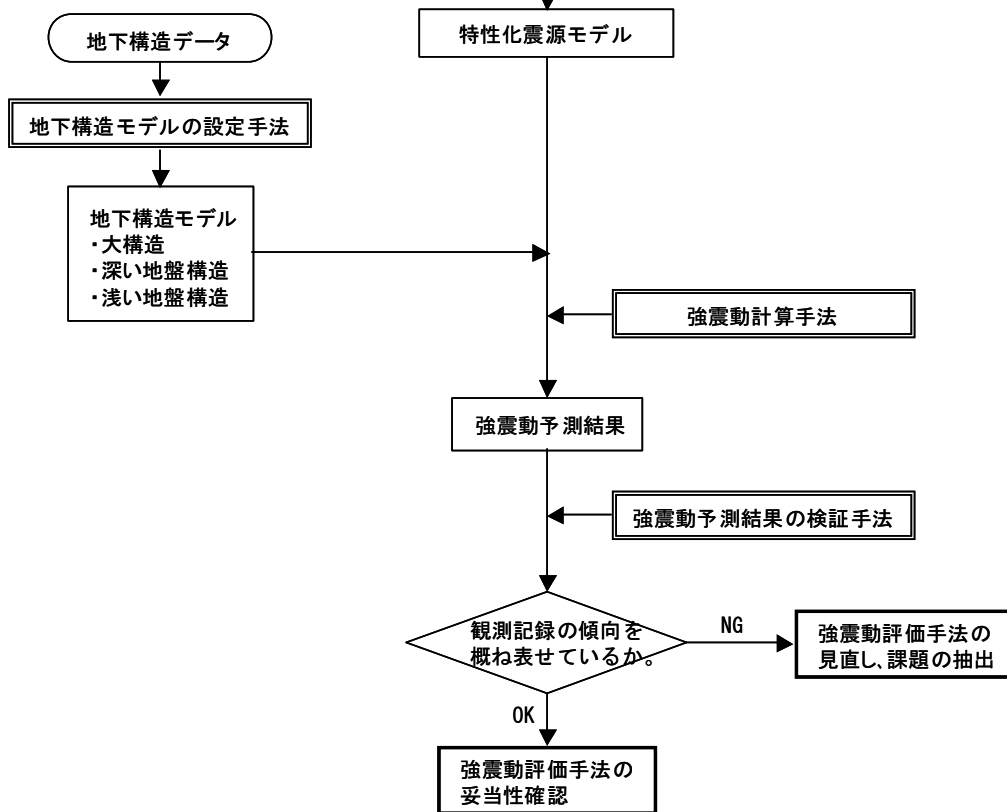
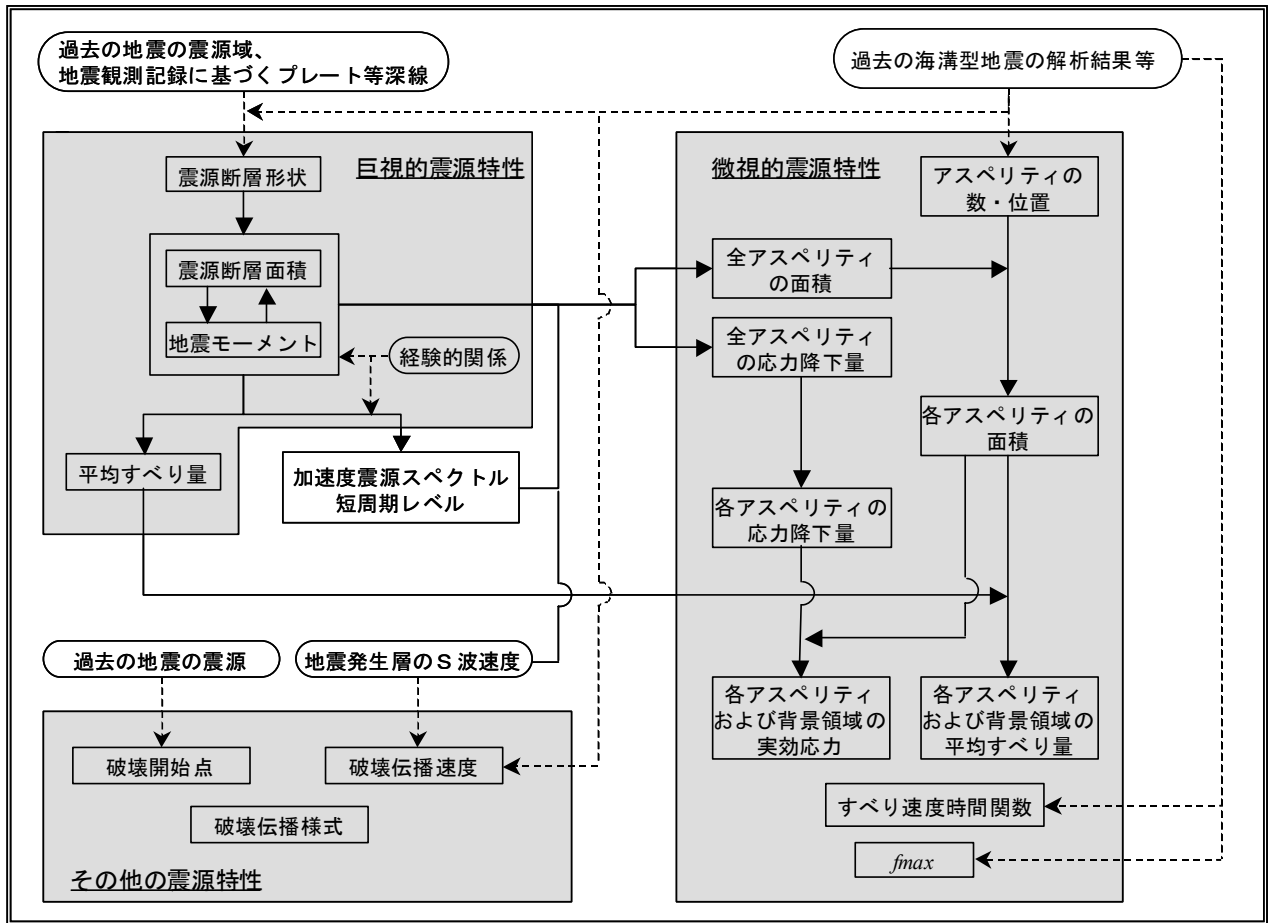


図1 海溝型地震の強震動予測手法の検証の流れ

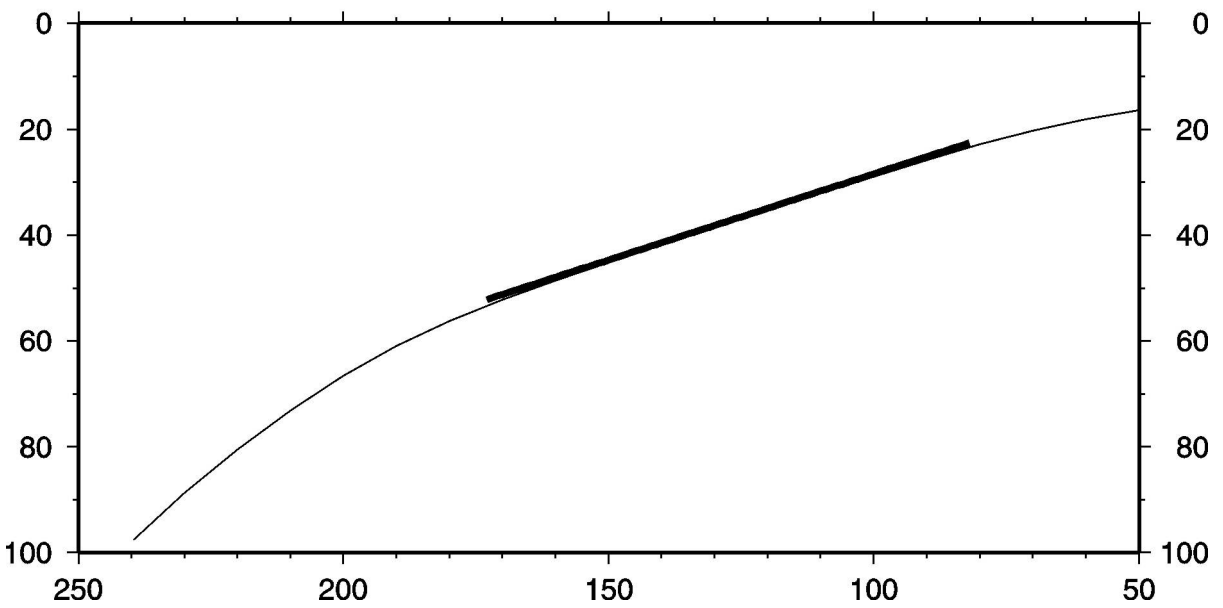
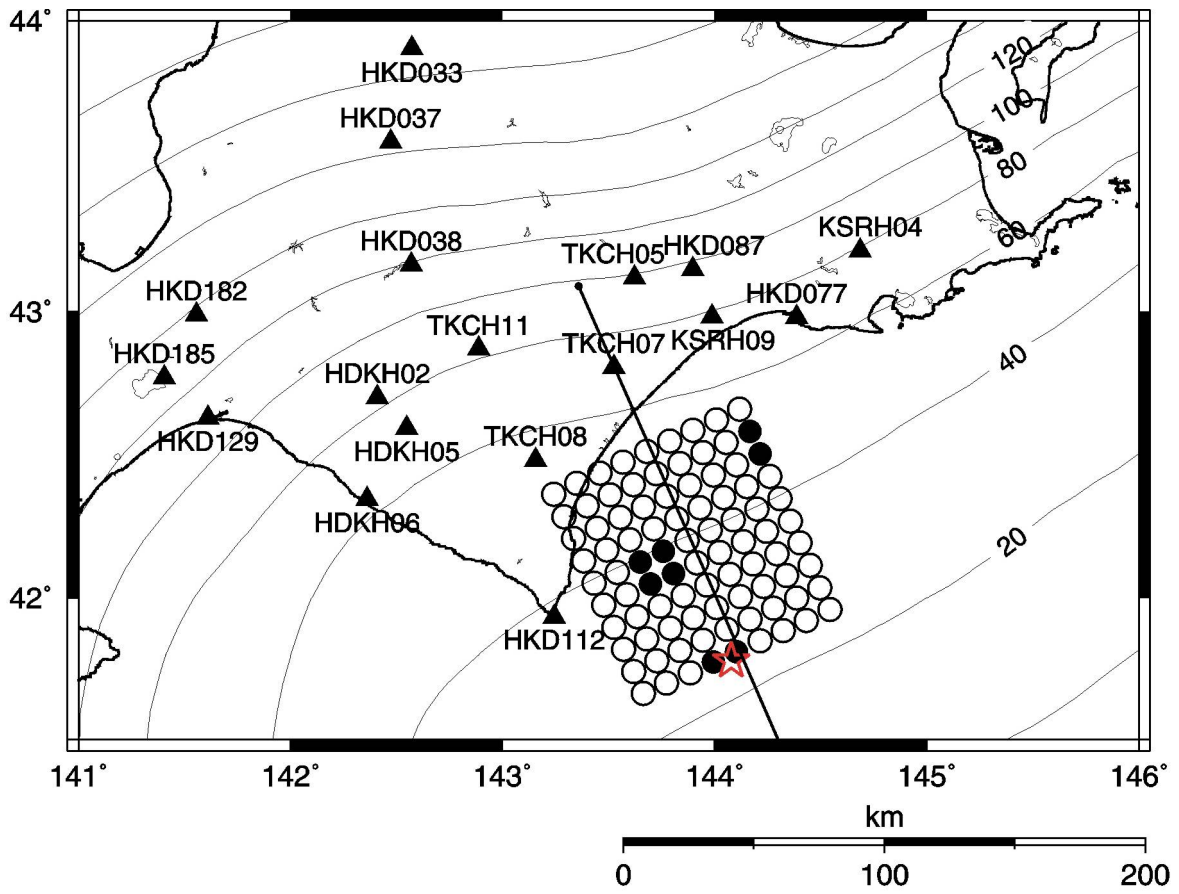


図2 「詳細法」による2003年十勝沖地震の強震動評価対象領域と震源断層モデル（●はアスペリティ、☆は破壊開始点。プレート境界は「長期評価(2003a)」に基づく）

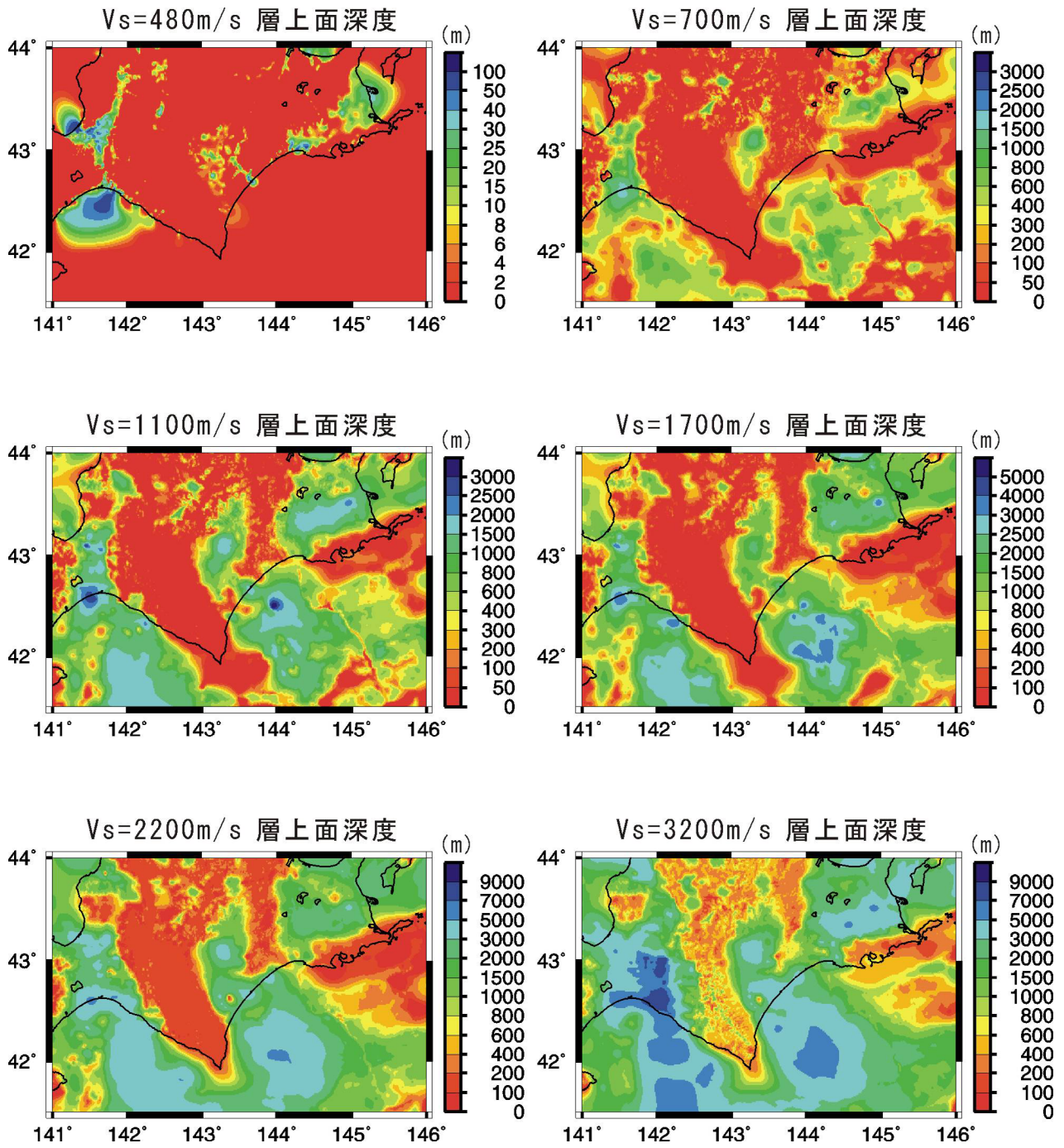


図3 「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル（各速度層上面の深さ分布）

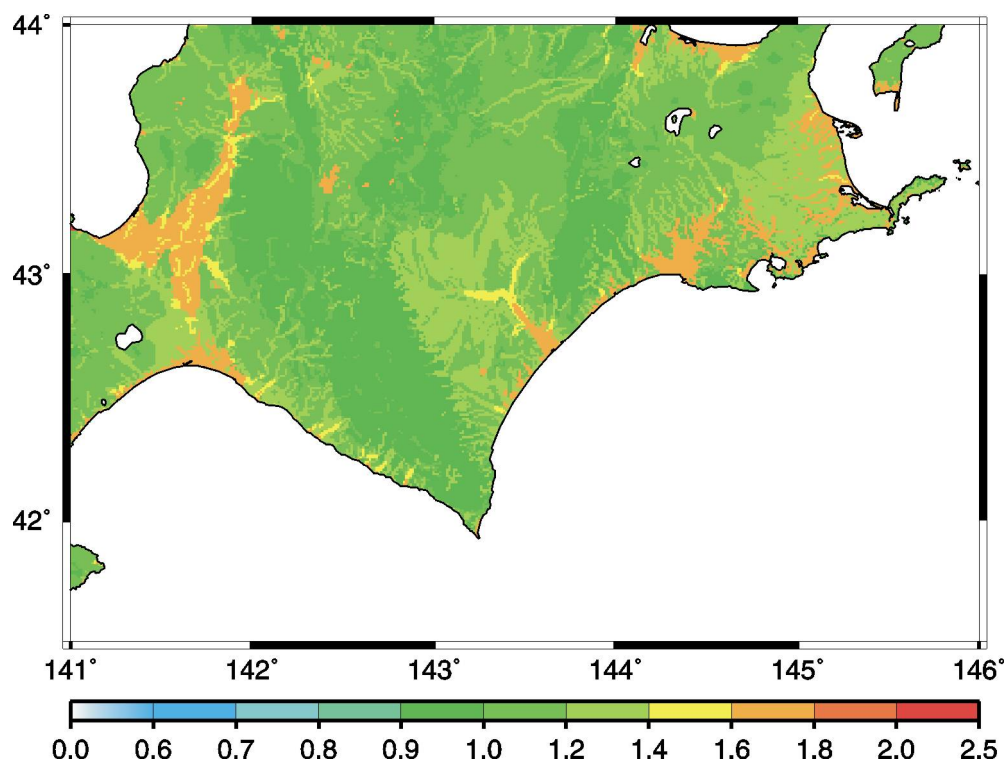


図4 「詳細法工学的基盤」 ($V_s=480\text{m/s}$) から地表までの最大速度の地盤増幅率分布
 (「浅い地盤構造」、藤本・翠川, 2003)

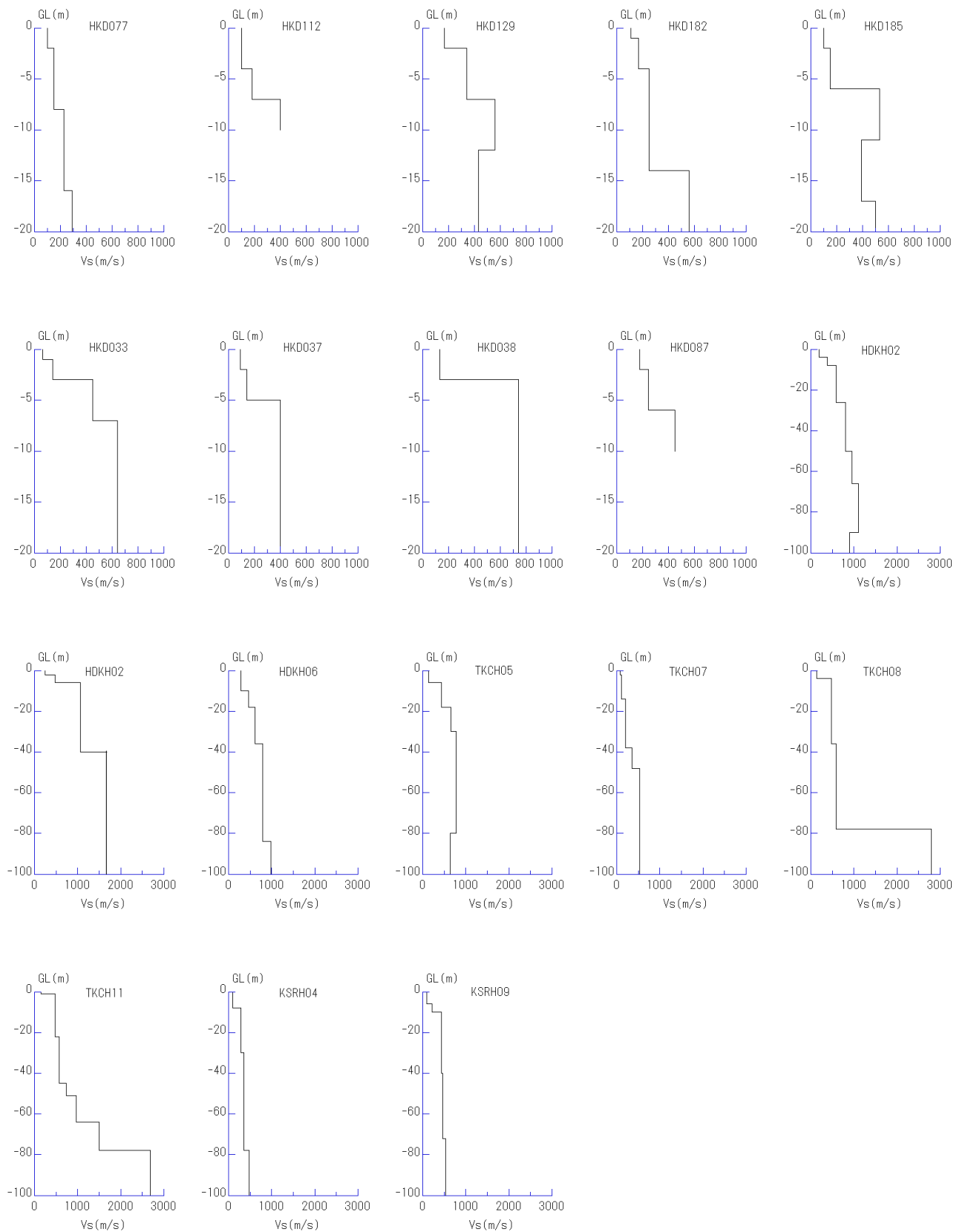


図5 地表における波形の計算に用いた各観測点の一次元地下構造 (S波速度)

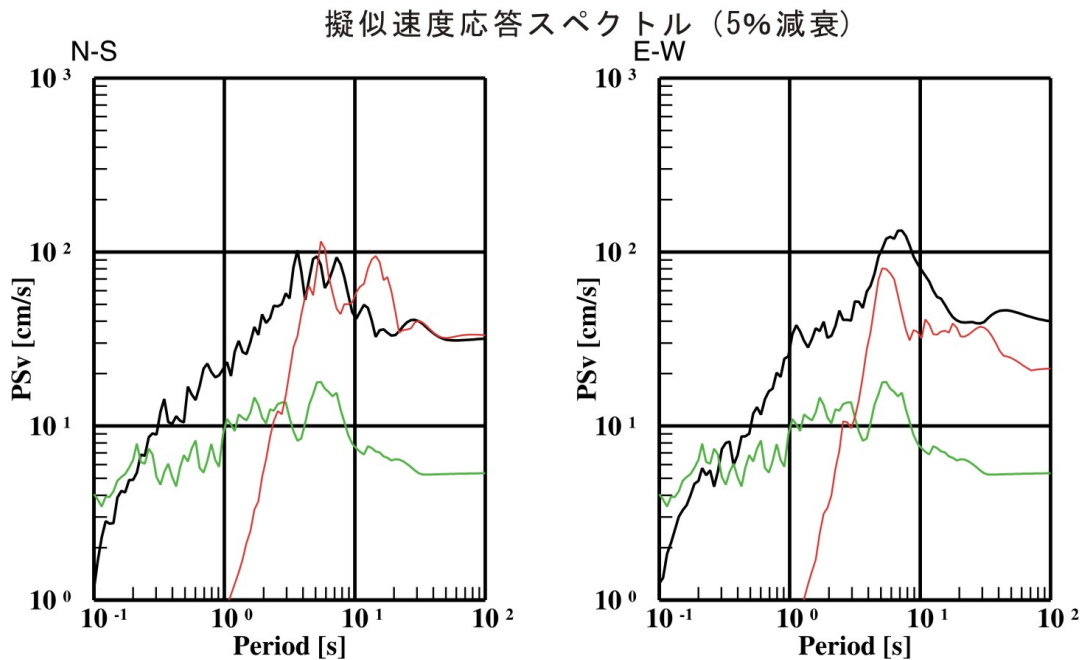
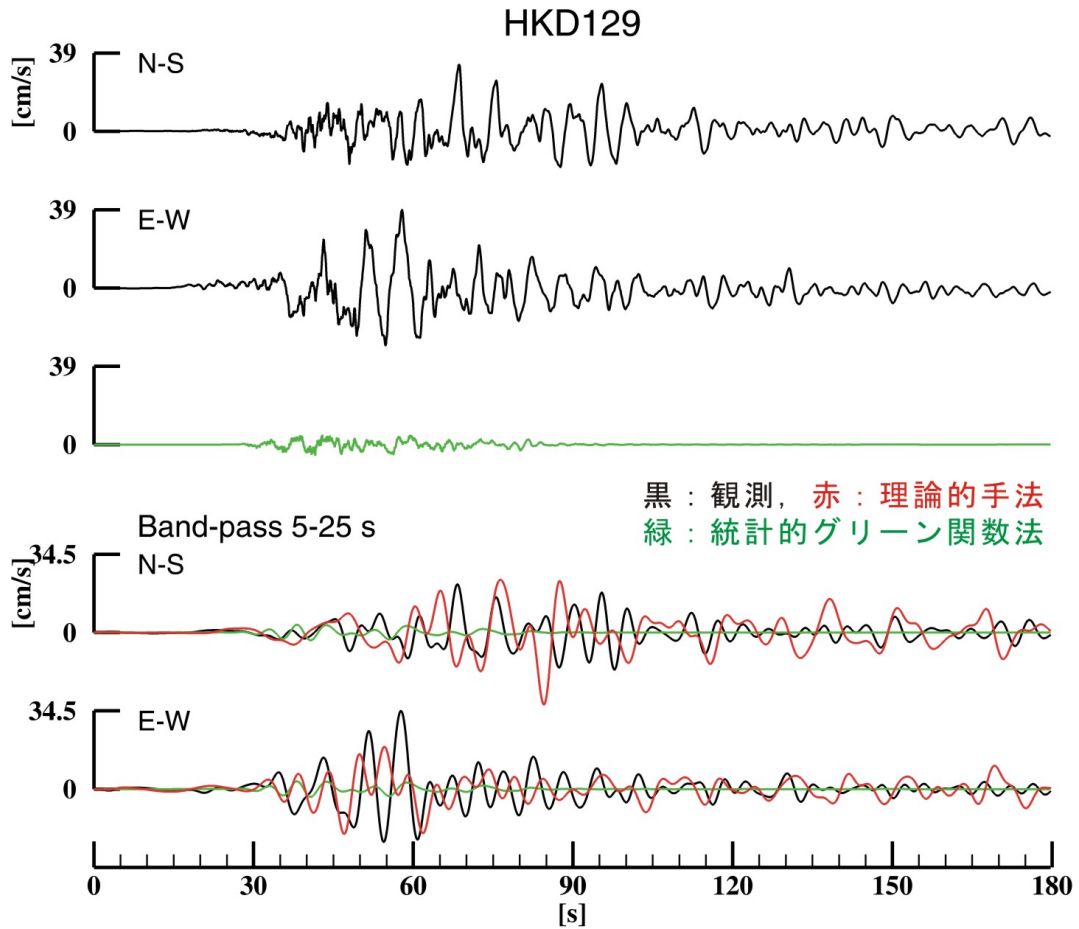


図6-1 2003年十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例
 (その1: 統計的グリーン関数法、理論的手法と観測記録との比較)

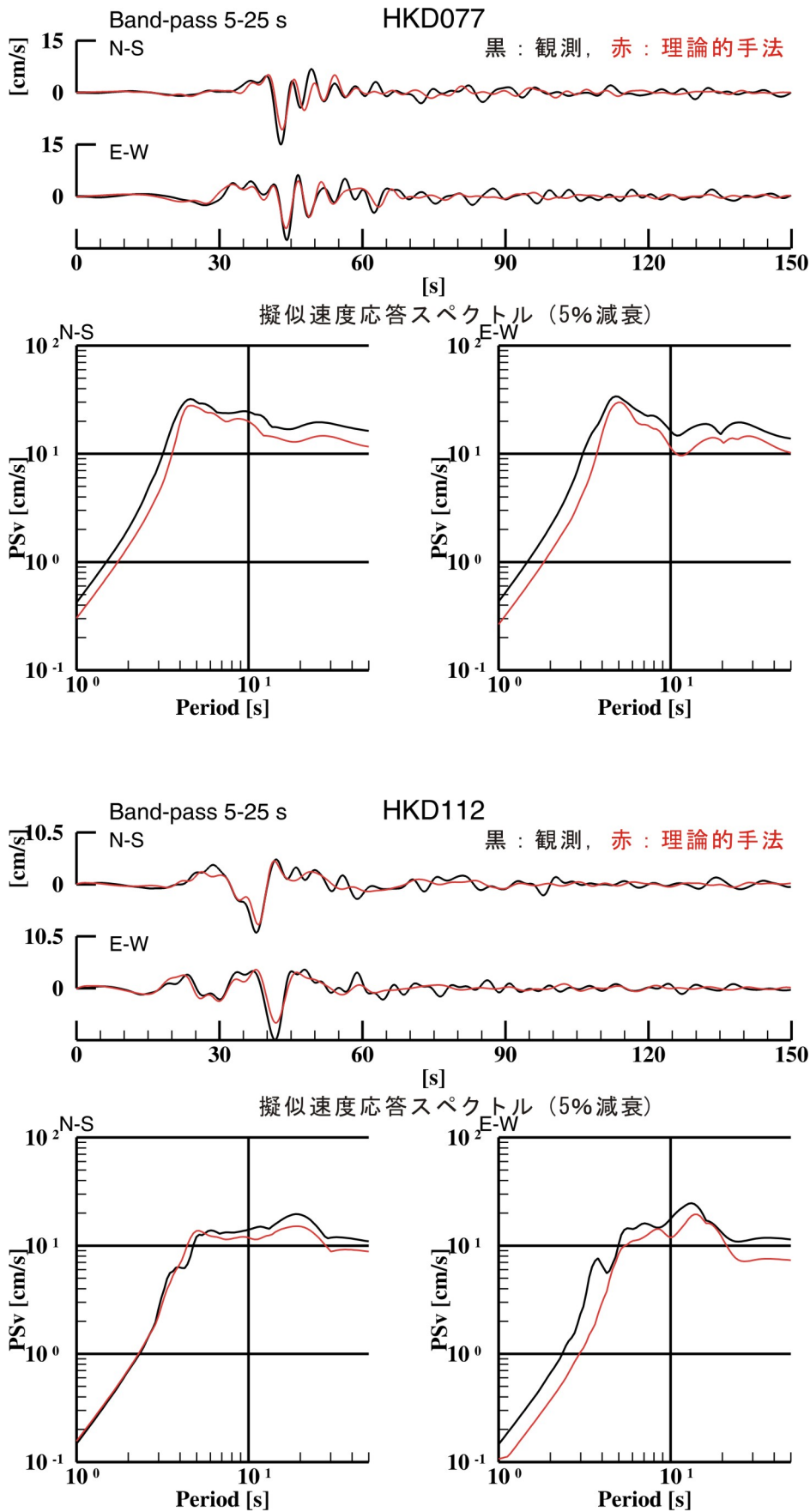


図6-2 2003年十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例（その2：理論的手法と観測記録との比較、観測記録には、5秒～25秒のバンドパスフィルターを施している。）

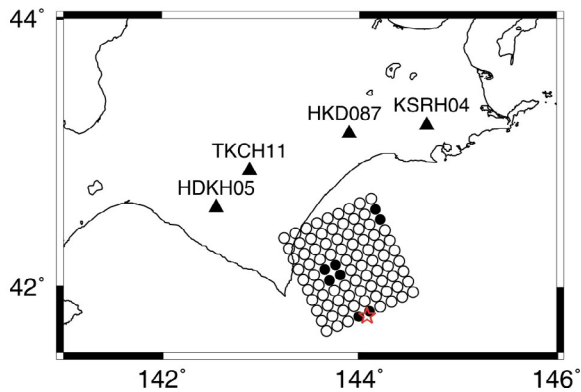
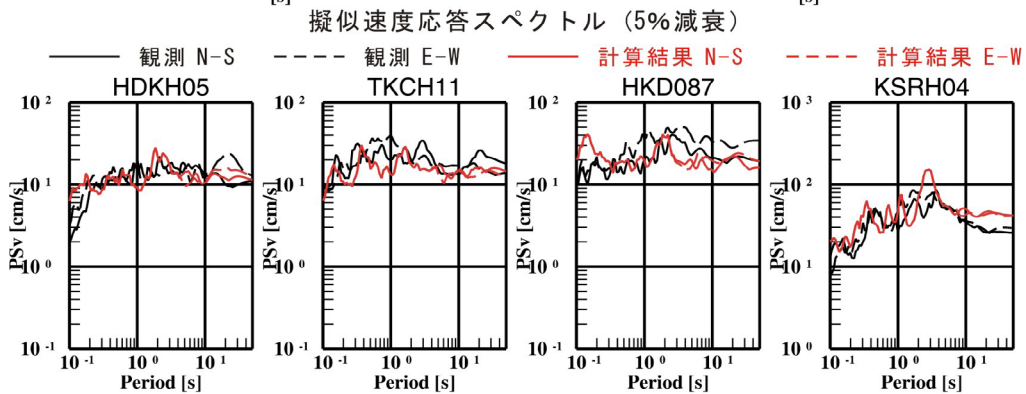
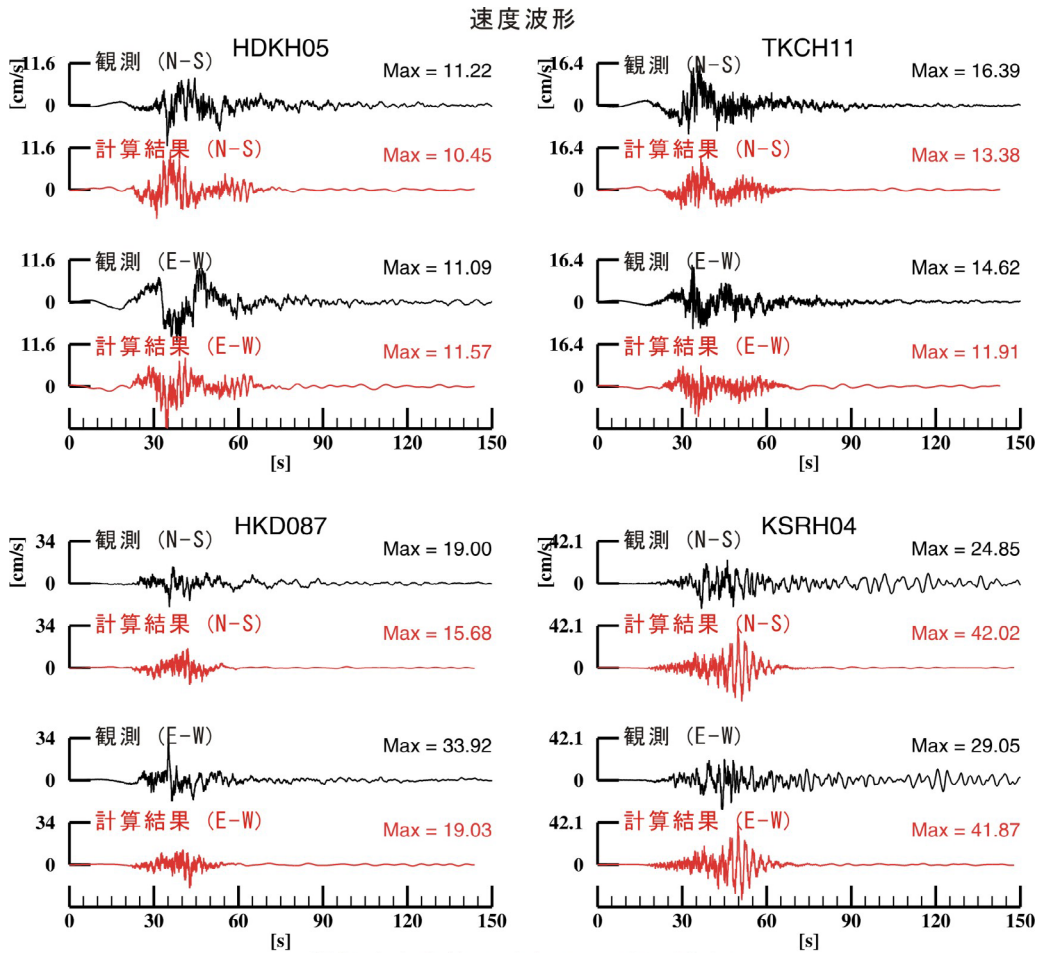


図 7 - 1 2003 年十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例 (震源域に近い観測点)

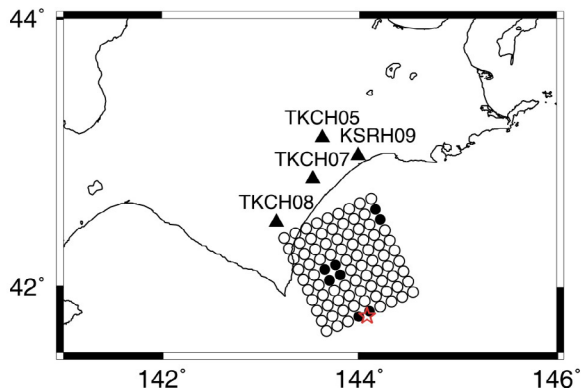
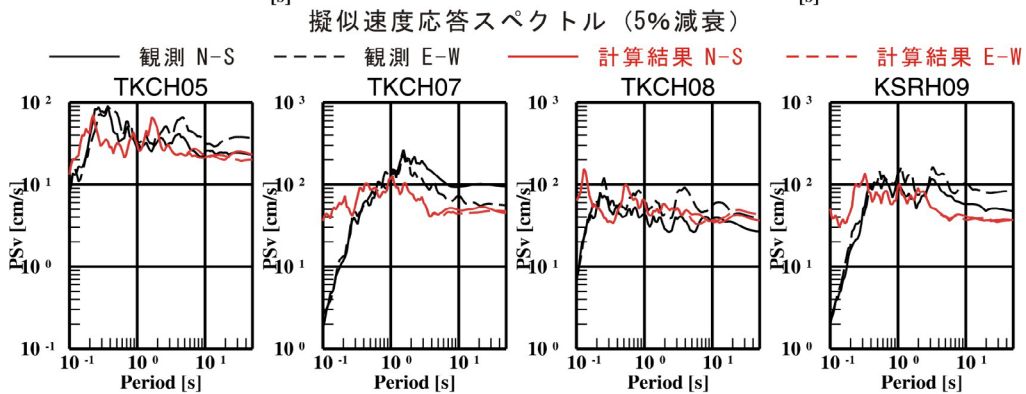
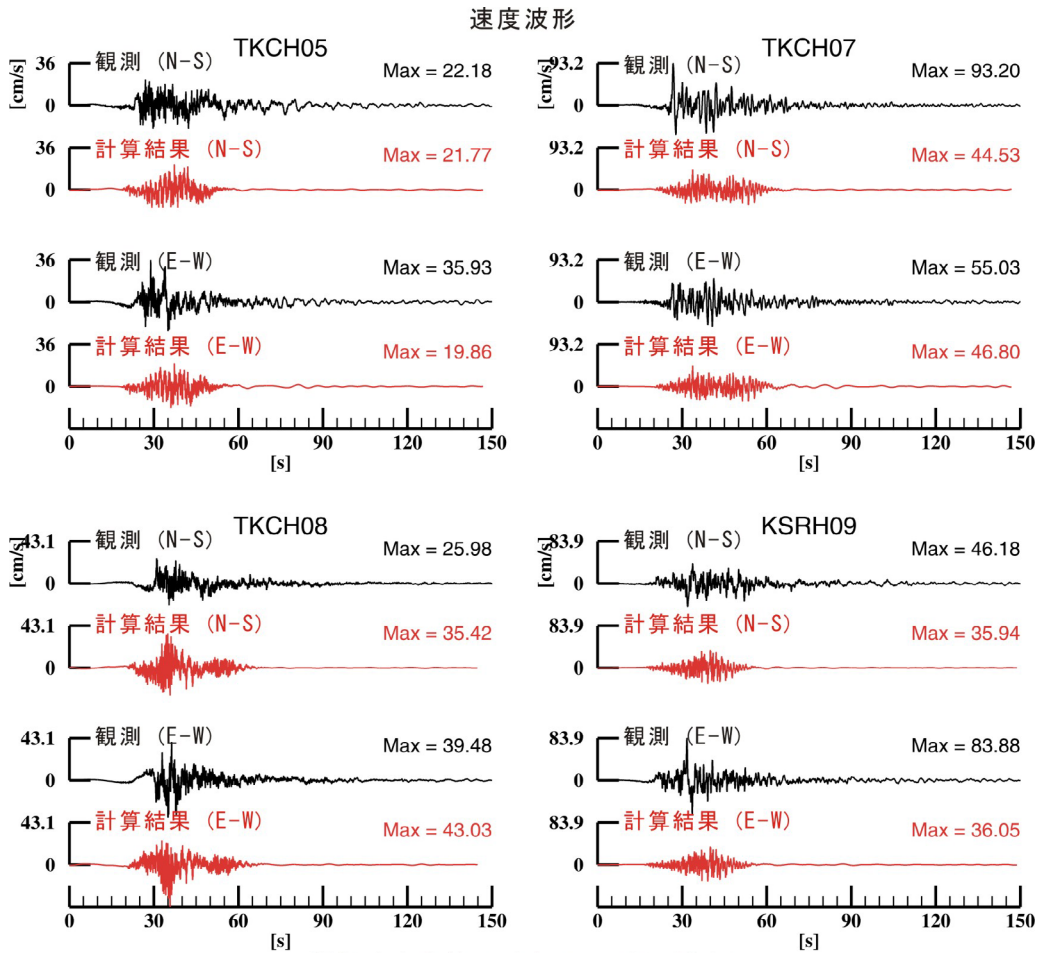


図7-2 2003年十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例
(つづき：震源域に近い観測点)

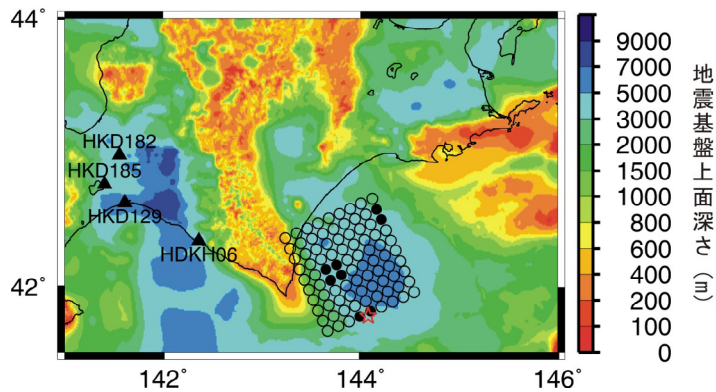
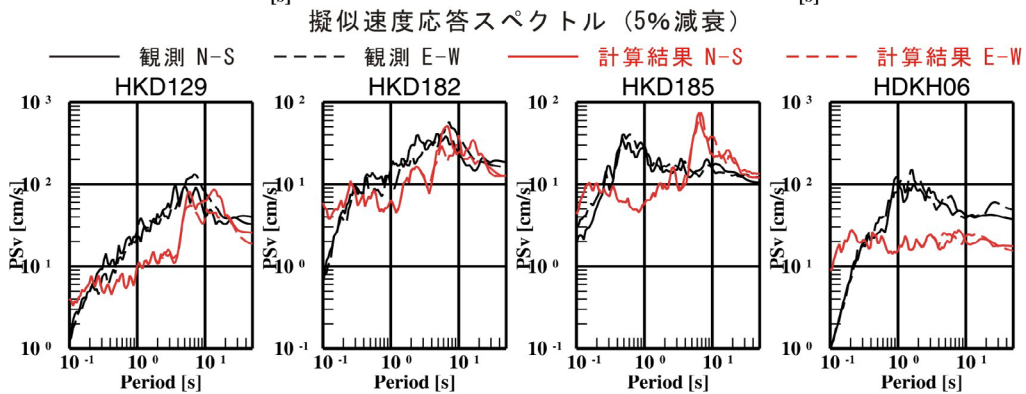
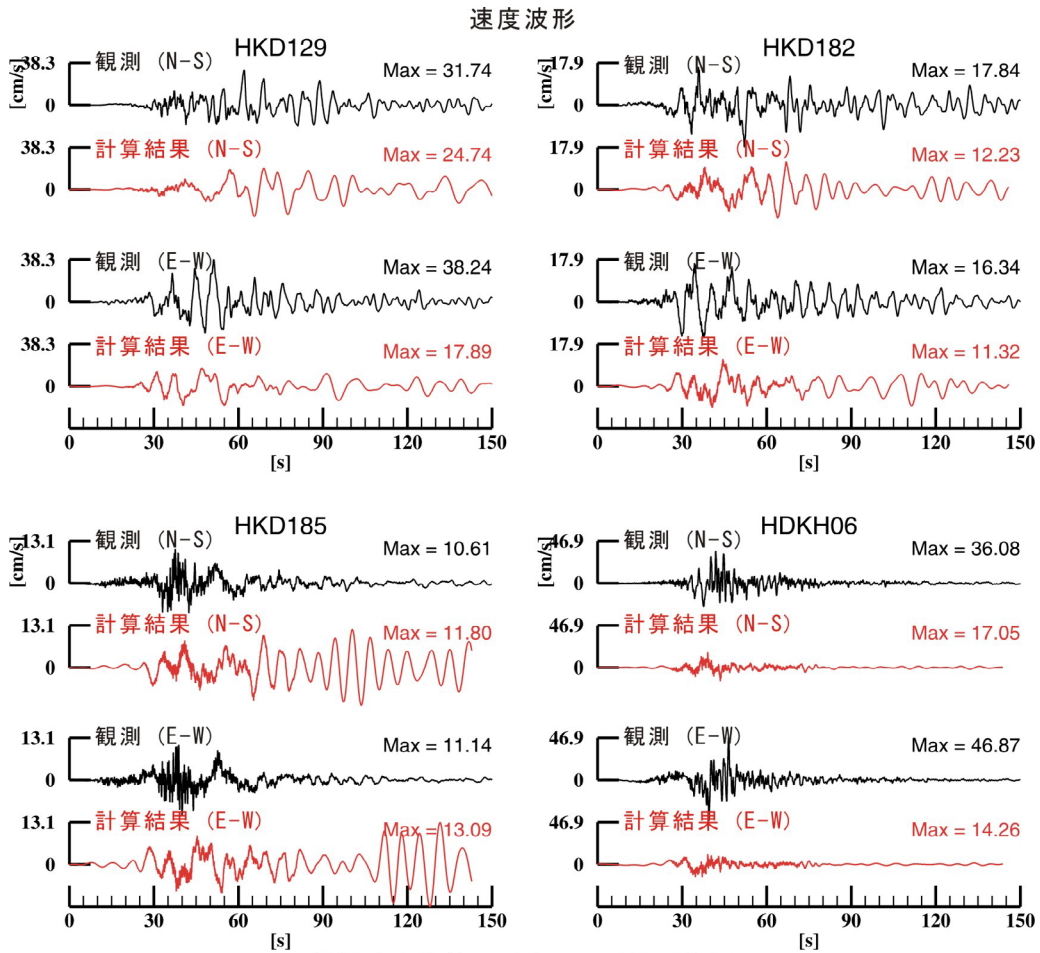


図7-3 2003年十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例 (つづき：堆積層の厚い平野内の観測点)

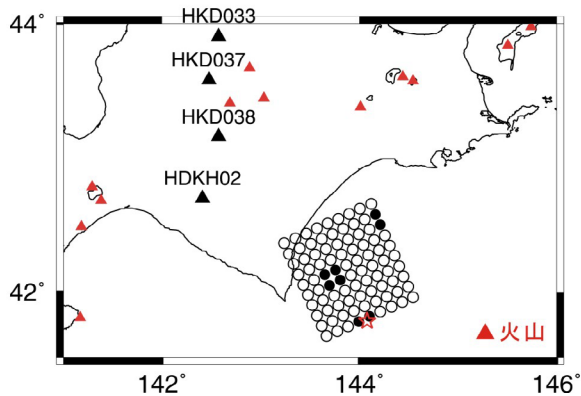
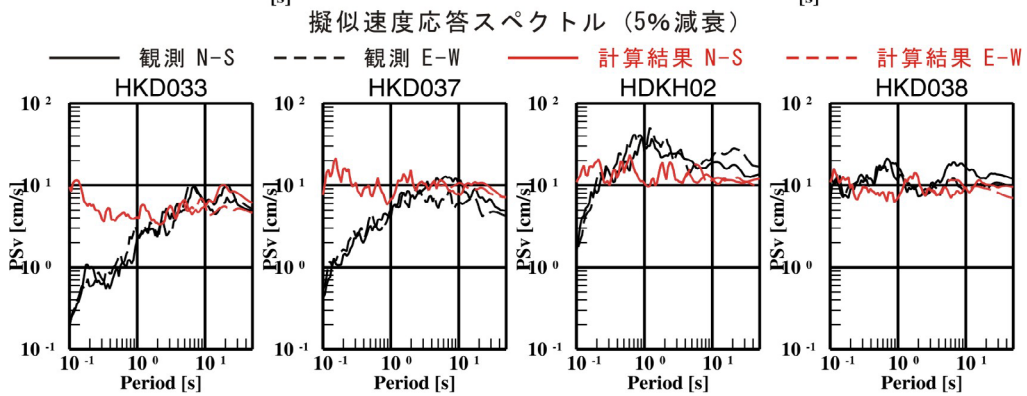
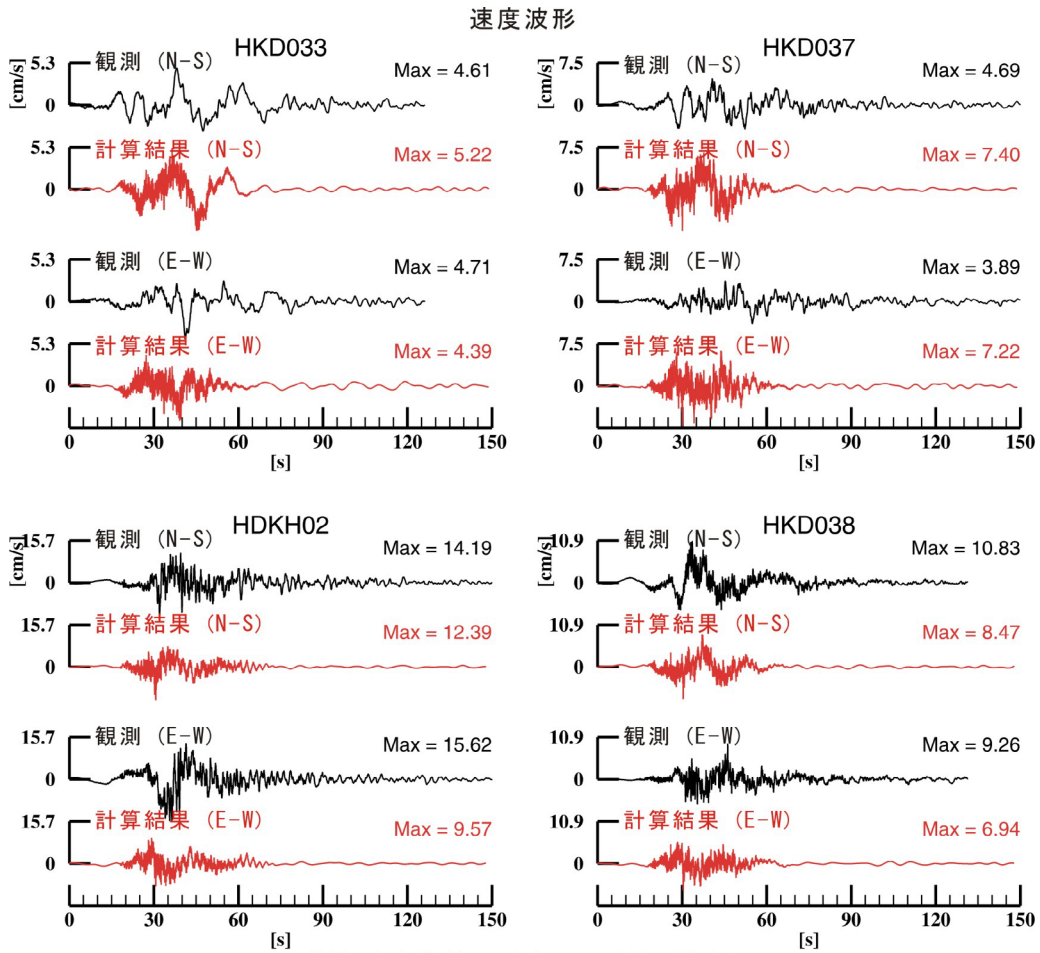


図7-4 2003年十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例
(つづき：火山フロントの両側の観測点)

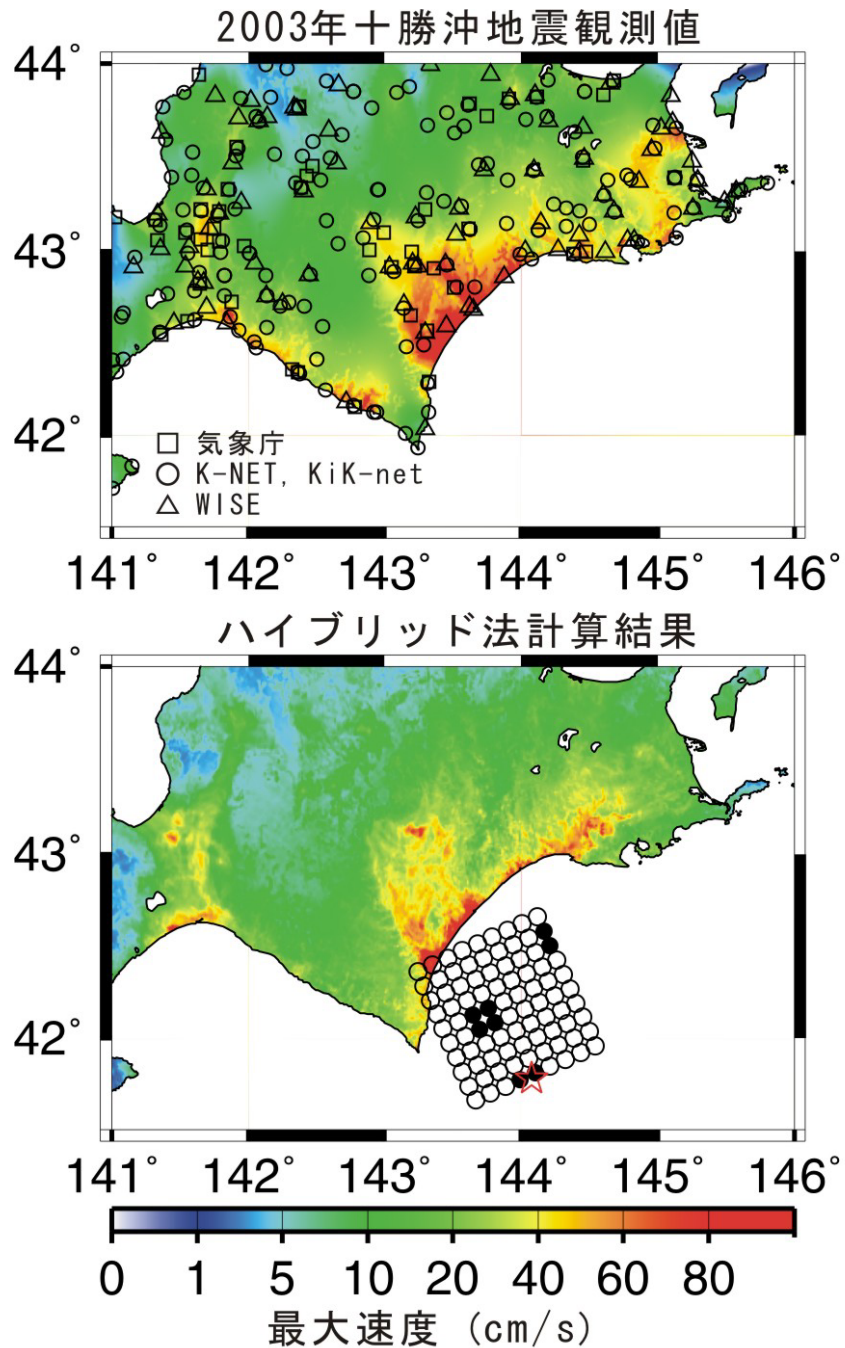


図8-1 ハイブリッド合成法による強震動計算結果と2003年十勝沖地震の観測記録との比較
 (地表の最大速度分布の比較。観測記録のコンター図(上図)は、地表の最大速度を藤本・翠川(2003)による工学的基盤から地表までの最大速度の増幅率で除して、工学的基盤上の最大速度に換算し、工学的基盤上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることにより作成した。)

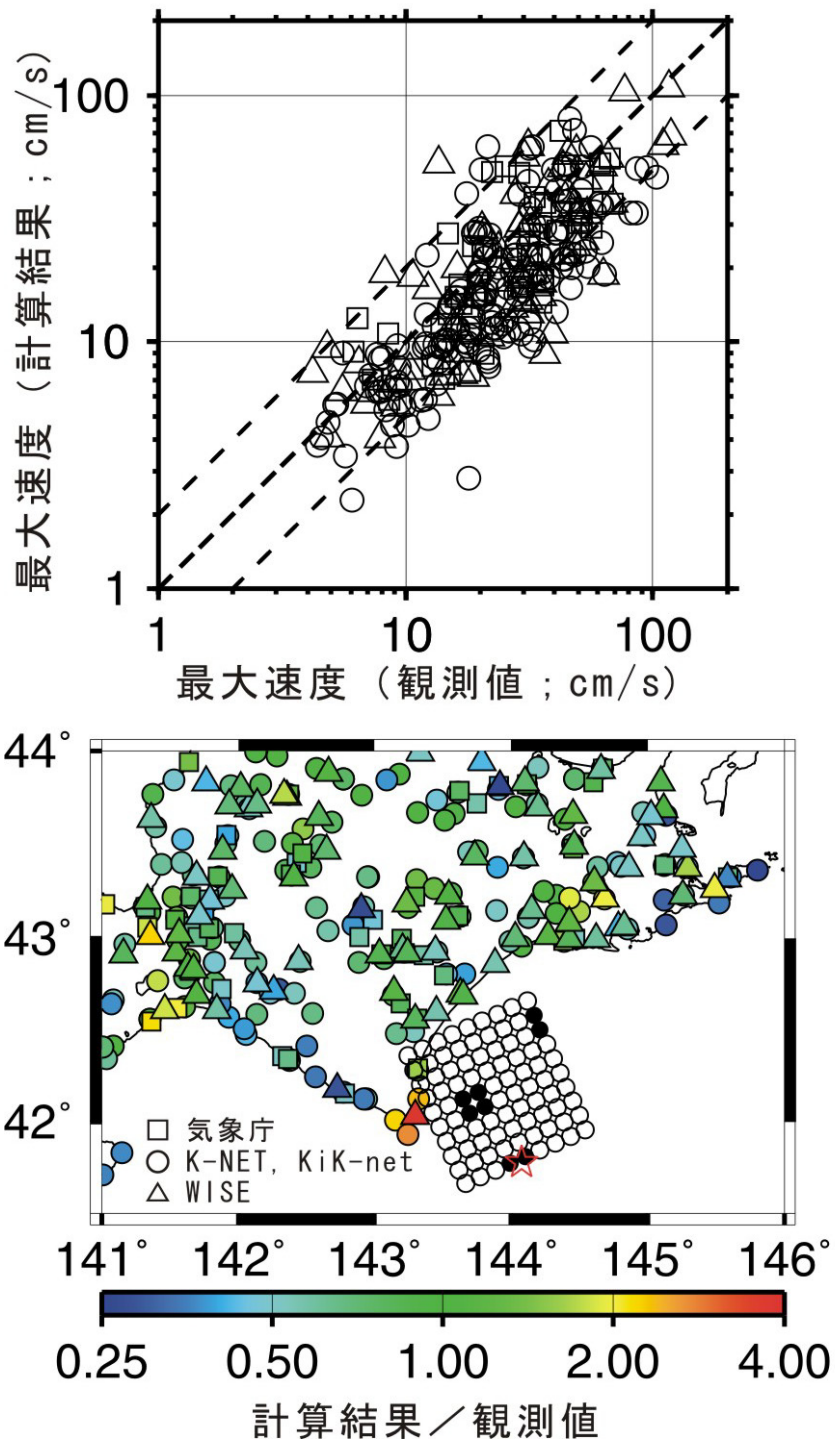


図 8-2 ハイブリッド合成法による強震動計算結果と 2003 年十勝沖地震の観測記録との比較
(地表の最大速度の観測値と計算結果の比較)

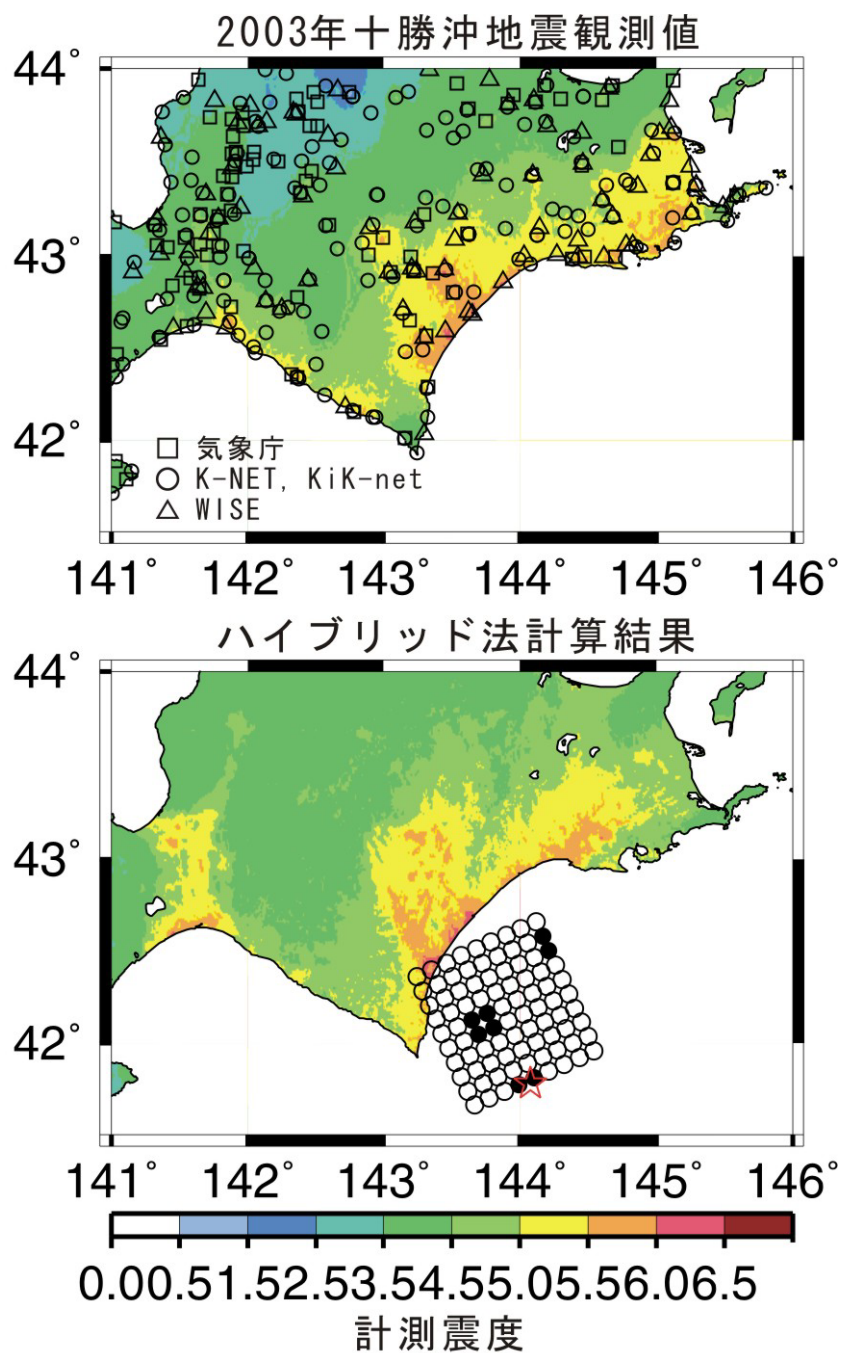


図8-3 ハイブリッド合成法による強震動計算結果と2003年十勝沖地震の観測記録との比較
 (計測震度分布の比較。観測記録のコンター図(上図)は、図8-1と同様の方法により作成した。)

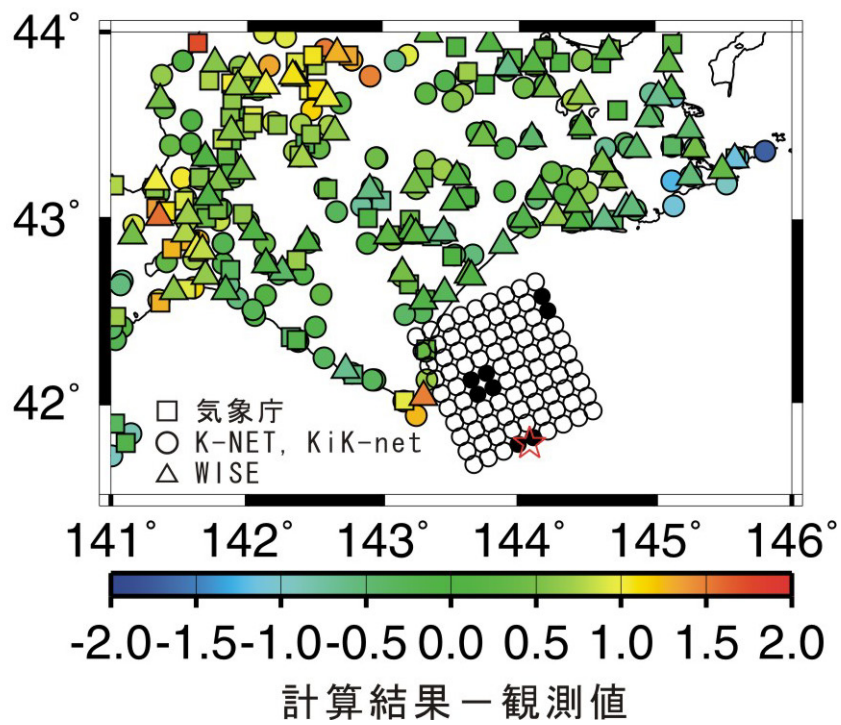
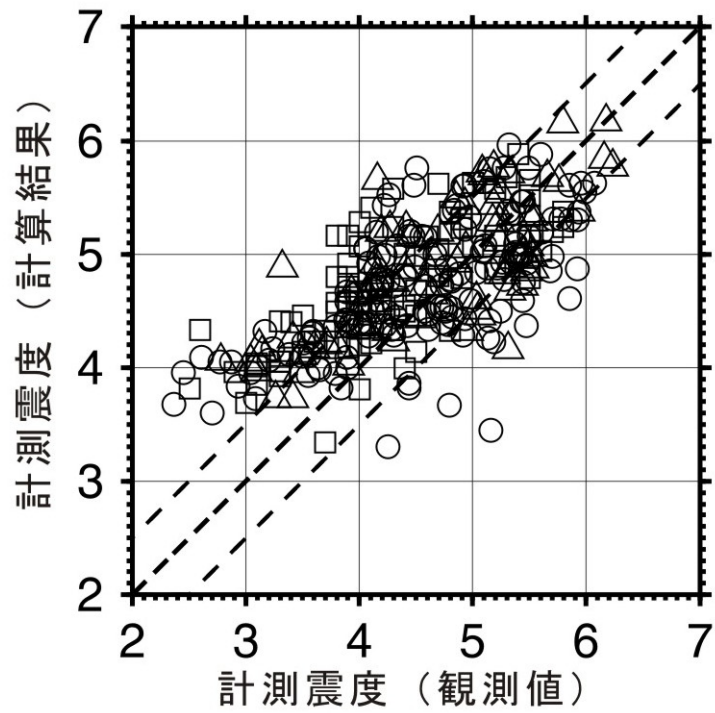


図8-4 ハイブリッド合成法による強震動計算結果と2003年十勝沖地震の観測記録との比較
(計測震度の観測値と計算結果の比較)