

防災科学技術研究所研究資料

第261号

**A Study on Strong-Motion Maps for Scenario Earthquakes
along Miura Peninsula Faults**

三浦半島断層群の地震を想定した
地震動予測地図作成手法の検討

December 2004

三浦半島断層群の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討

藤原 広行・河合 伸一・青井 真・功刀 卓・石井 透・
早川 讓・森川 信之・本多 亮・小林 京子・
大井 昌弘・先名 重樹・八十島 裕・奥村 直子

独立行政法人 防災科学技術研究所 特定プロジェクトセンター

平成7年1月17日に発生した兵庫県南部地震は、6,400名を超える死者を出し、我が国の地震防災対策に関して多くの課題を残した。この地震の教訓を踏まえ、議員立法により、平成7年7月に地震防災対策特別措置法が制定され、この法律に基づいて地震調査研究推進本部が総理府に設置（現在：文部科学省に設置）された。地震調査研究推進本部は、平成11年4月に、今後10年間程度にわたる地震調査研究の基本として、「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について-」（以下では総合基本施策と呼ぶ）を策定した。総合基本施策によれば、当面推進すべき地震調査研究の課題の1つとして、活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成が掲げられている。これに基づき地震調査委員会では、平成16年度末を目途として、「全国を概観した地震動予測地図」を作成することとしている。

防災科学技術研究所では、地震調査研究推進本部地震調査委員会が進めている「全国を概観する地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」を実施している。地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「震源を特定した地震動予測地図」の2種類の性質の異なった地図を組み合わせることによって作成される予定となっている。特に、本研究資料では、「震源を特定した地震動予測地図」の作成に資するため、三浦半島断層群の地震を想定した地震動予測地図作成に必要な検討を実施し、その成果をとりまとめた。本検討結果は、地震調査研究推進本部地震調査委員会が作成する「震源を特定した地震動予測地図」の具体的な作成事例に資するものとして位置づけられる。

目 次

1. はじめに	1
2. 地震動予測地図作成条件	3
3. 地下構造モデルの設定	
3.1 地下構造モデル設定の考え方と方針	7
3.2 対象地域の地質環境	9
3.3 伝播経路モデル	17
3.4 深部地盤構造モデル	20
3.5 浅部地盤構造モデル	40
4. 断層モデルの設定	
4.1 地震シナリオ	51
4.2 断層モデル設定の考え方と方針	55
4.3 断層モデルの設定	62
5. 簡便法による地震動最大値と震度および地震動予測地図	
5.1 計算手法	79
5.2 計算結果	83
6. 詳細法による地震動時刻歴および地震動予測地図	
6.1 計算手法	87
6.2 計算手法に応じた地下構造モデル	94
6.3 武山断層帯地震ケース 1 の計算結果	97
6.4 武山断層帯地震ケース 2 の計算結果	116
6.5 武山断層帯地震ケース 3 の計算結果	135
6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果	154

7. 結果の考察	173
8. まとめ	177
付録 三次元有限差分法	179
参考文献	185
謝辞	197

1. はじめに

独立行政法人防災科学技術研究所では、地震調査研究推進本部地震調査委員会が進めている「全国を概観した地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」を開始し、地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に、実際の地震動予測地図作成に関する作業を実施している。地震動予測地図には「確率論的手法による地震動予測地図」と「シナリオ地震による地震動予測地図」の2種類あるが、本研究資料では、後者のシナリオ地震による地震動予測地図のうち、特に、三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価に関する検討をまとめたものである。

本研究資料では、地震調査委員会から公表された「三浦半島断層群の長期評価について」（平成14年10月9日）の評価結果に基づき、地震動の計算に必要なパラメータの設定、具体的には、地震動予測地図作成領域の設定、強震動予測に必要な三次元地下構造モデルと特性化された断層モデルの設定を行った。次に、経験的距離減衰式を用いた簡便法および高精度な広帯域ハイブリッド法を用いた詳細法により地震動を計算し、地震動予測地図作成のために必要な検討を実施した。

2. 地震動予測地図作成条件

想定三浦半島断層群地震（三浦半島断層群を起震断層とした地震）の地震動評価の計算対象領域は、概ね震度 5 以上の地震動が予測される（より）広い領域を対象とした簡便法による地震動予測地図作成領域と、そのなかでさらに概ね震度 6 弱よりも強い地震動が予測される領域を対象とした詳細法による地震動予測地図作成領域の 2 つ（の領域）を設定している。

簡便法による地震動予測地図作成領域は、三浦半島断層群を含む北緯 $34^{\circ} 50'$ ～ $36^{\circ} 00'$ 、東経 $138^{\circ} 50'$ ～ $140^{\circ} 30'$ の領域である。図 2-1 に巨視的断層モデルの設定位置と簡便法による地震動予測地図作成領域を示す。

詳細法による地震動予測地図作成領域は、南西の角を（北緯 35.04° / 東経 139.25° ）とした東西 70km、南北 80km の領域である。緯度・経度の座標系と平面直角座標系は第 9 系（原点緯度= $36^{\circ} 0' 0''$ 、原点経度= $139^{\circ} 50' 0''$ ）（日本地図センター（1994））の関係を用いて変換している。この領域は簡便法による地震動の事前評価を行った後に、概ね震度 6 弱よりも強い地震動が予測される領域を基本として設定されたものであるが、巨大都市東京が近傍にあること、盆地構造が広範囲にわたっていること等から、計算領域案の北端と西端はかなり広範囲な領域を対象に考えている。具体的には、以下の事項を踏まえて詳細法の計算領域案を設定した。

- 1) 西側は盆地端部が近く、盆地端部からの表面波が予想されるため、地震基盤が露頭している範囲までとする。
- 2) 北側は防災的な意義を考慮し、東京都心が含まれるように設定する。

図 2-2 に巨視的断層モデルの設定位置と詳細法による地震動予測地図作成領域を示す。詳細法による地震動評価を行う計算地点は計算領域を 1km 間隔にグリッド分割した点である。具体的には、縦（南北方向）81 グリッド、横（東西方向）71 グリッドに分割した各点において地震動評価を行った。従って詳細法では、工学的基盤で地震動の時刻歴波形が 1 km グリッド、 $81 \times 71 = 5751$ 点で得られるが、本検討でそれらの波形をすべて表示することはできない。そこで、6 章では下記の 10 地点の工学的基盤での地震動を代表例として示す。

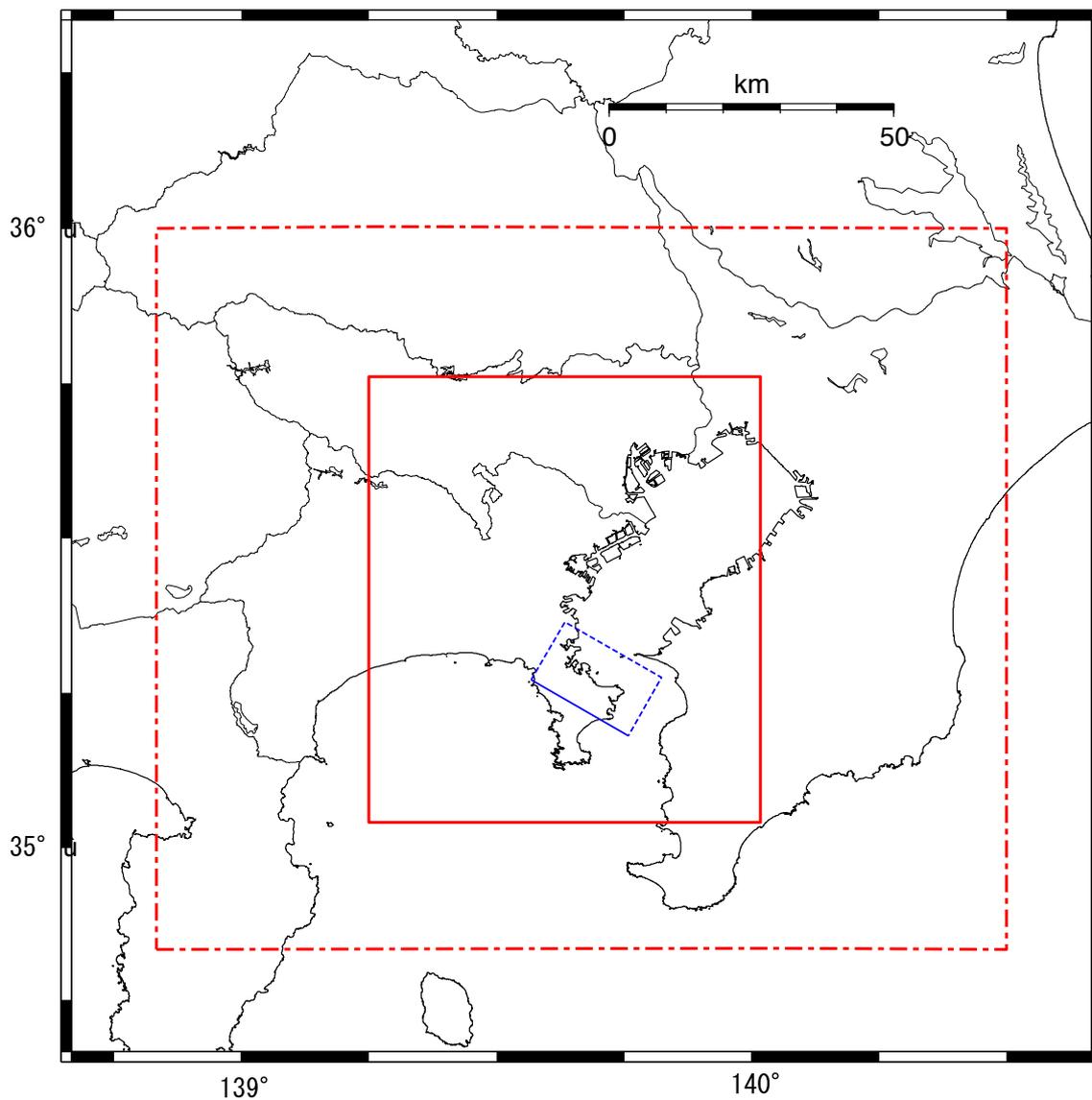


図 2-1 想定三浦半島断層群地震の地震動予測地図作成領域

(赤実線：詳細法による地図作成領域、

赤一点鎖線：簡便法による地図作成領域、

青点線および青実線の矩形は武山断層帯ケース 1 およびケース 2 の断層モデル)

2. 地震動予測地図作成条件

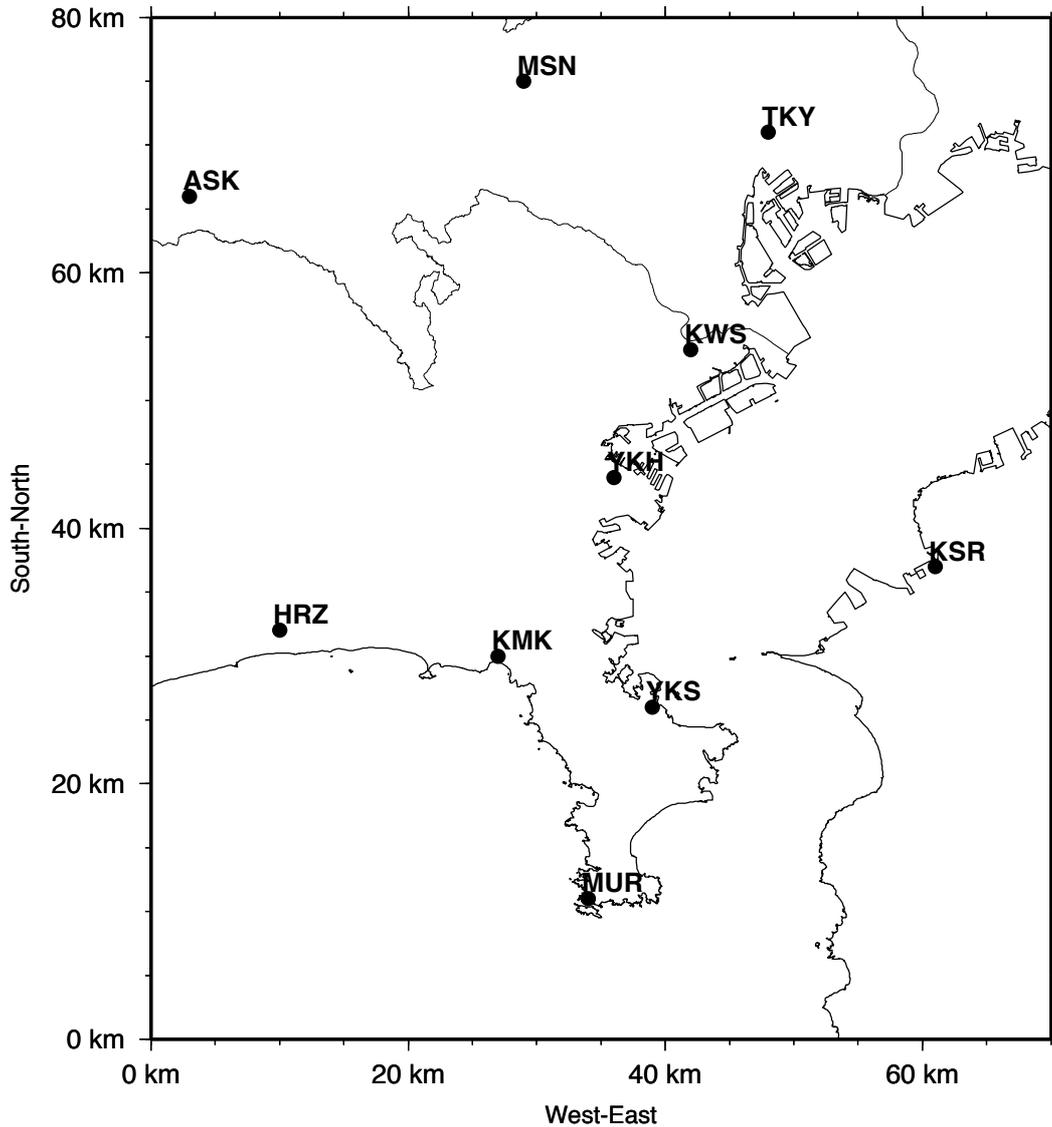


図 2-2 詳細法による地震動計算ポイントのうち、6 章において代表例として地震動波形を示す 10 地点の位置

TKY (139.772, 35.667)	東 京 (東京駅・都心)
MSN (139.569, 35.715)	武蔵野 (山の手の代表都市)
ASK (139.283, 35.635)	浅 川 (領域西端付近の基盤岩上)
KWS (139.706, 35.528)	川 崎 (政令指定都市)
YKH (139.641, 35.441)	横 浜 (日本第二の大都市・県庁所在地)
YKS (139.675, 35.278)	横須賀 (断層至近中核都市)
KMK (139.550, 35.316)	鎌 倉 (断層至近中核都市・古都)
HRZ (139.353, 35.332)	平 塚 (断層破壊延長・神奈川中西部の代表都市)
MUR (139.624, 35.141)	三 浦 (断層の南側の町の代表)
KSR (139.920, 35.373)	木更津 (断層の東側＝房総半島の都市の代表)

代表点は TKY、ASK を除いて、県庁または市町村役場での位置である。

3. 地下構造モデルの設定

3.1 地下構造モデル設定の考え方と方針

地表における地震動予測計算に必要とされる地下構造モデルとしては、図 3.1-1 に示すように震源から地表までを対象としている。地下構造モデルを作成するには、必要となる資料やモデル作成の手法によって、以下のモデルを設定する必要がある。

- ・ 伝播経路モデル：震源から対象地域の地震基盤までの広域の地下構造
- ・ 深部地盤構造モデル：対象地域の地震基盤から工学的基盤までの地下構造
- ・ 浅部地盤構造モデル：対象地域の工学的基盤から地表までの地下構造

地震基盤とは、S波速度で 3km/s 程度以上の地層

工学的基盤とは、S波速度で 400m/s 程度の地層

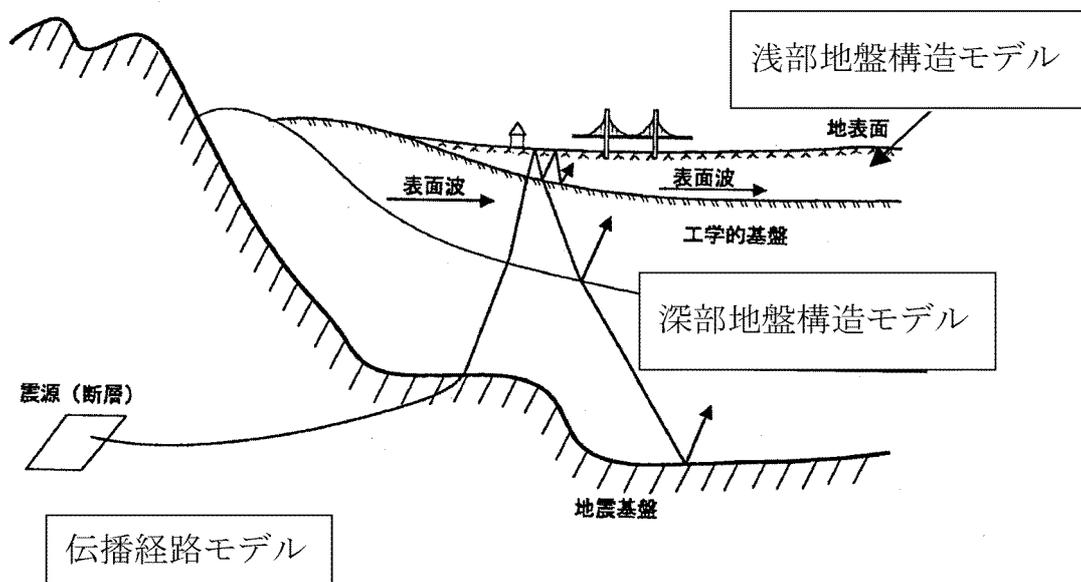


図 3.1-1 地震動の伝播経路と地下構造モデル

A. 伝播経路モデル

伝播経路モデルの対象範囲は、想定地震の断層モデルが平面的にも深さ方向にも十分入る領域とする。したがって、プレート、上部マントル、下部地殻、

上部地殻が含まれ、深さは 40km 程度までを考える。

伝播経路モデルの設定に際しては、文献調査を行い、最新の知見を反映させることを基本とする。必要なパラメータは、層厚、P 波速度、S 波速度、密度、Q 値 (Q_p 、 Q_s) である。

B. 深部地盤構造モデル

深部地盤構造モデルの対象範囲は、地震基盤以浅で工学的基盤までの地層を対象とする。深部地盤構造モデルの設定に際しては、伝播経路モデルの設定と同様に文献調査を行い、最新の知見を反映させることを基本とする。

伝播経路モデルおよび深部地盤構造モデルにおいては、理論的評価手法による地震動の計算を行うことから、3次元のモデル化を行う。

C. 浅部地盤構造モデル

深部地盤構造モデルの対象範囲は、工学的基盤から地表までの地層を対象とする。浅部地盤構造モデルの作成の考え方は次の地震動算出の考え方によって2種類のモデルの作成を行った。

- ①計算対象範囲及びその周辺地域を簡易的な手法によって地震動を算出する方法として、国土数値情報の微地形区分を用いた増幅倍率を求める。
- ②ハイブリッド法によって算出された工学的基盤における地震波形を用いて応答計算によって地表の地震動を求めるための地盤モデルの作成。

①については、国土数値情報が第三次地域標準メッシュ (約 1km×1km メッシュ) となっていることから、第三次地域標準メッシュごとに微地形分類を行い、松岡・翠川(1994)の方法によって増幅倍率を求める。

②については、ボーリングデータをデータベース化し、ボーリング 1 本ごとに1次元の応答計算を行えるようモデル化を行う。必要なパラメータは、層厚、S 波速度、密度、動的変形特性曲線 (G/G_0 , $h-\gamma$ 曲線) であり、対象地域のデータの収集・整理も行い、解析に利用できるものは利用していく。

3.2 対象地域の地質環境

3.2.1 概要

図 3.2-1 に関東平野から伊豆半島・丹沢山地の地質平面図を示す。本地域の地質は、神奈川県西部を境として西側と東側で地質構造区が異なる。

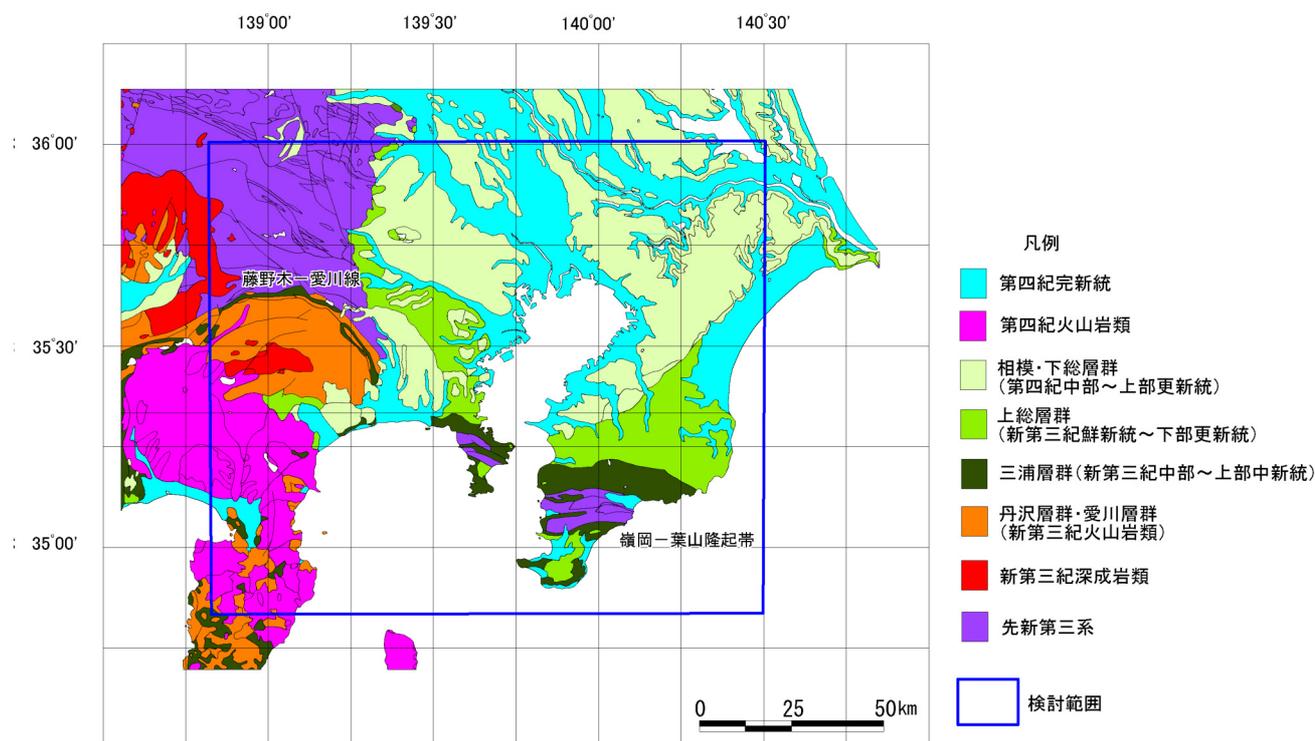


図 3.2-1 関東平野～伊豆半島・丹沢山地の地質平面図

図 3.2-2 に南部フォッサマグナ地域の地質概要を示す。赤石山地東縁の糸魚川－静岡構造線と関東山地南縁の藤野木－愛川線に囲まれた地域が南部フォッサマグナと呼ばれる地域であり、藤野木－愛川線は三浦半島から房総半島にかけてのびる葉山－嶺岡隆起帯につづくと考えられている。伊豆半島と丹沢山地はその南部と東部に位置する。南部フォッサマグナ地域の地質は、膨大な量の火山噴出物と碎屑性の堆積岩類で特徴づけられる。本地域の地質は、フィリピン海プレート上の古伊豆－マリアナ弧が衝突・付加したものと考えられている（天野ほか，1990，1999 など）。

表 3.2-1 地質構成表

標準地層名	伊豆	大磯・丹沢山地 関東山地	三浦	房総
完新統				
第四紀火山岩類	箱根火山岩類など	(火山灰層)		
相模・下総層群 (中部～上部更新統)		二の宮層群	相模層群	下総層群
上総層群 (鮮新統～下部更新統)		足柄層群	上総層群	上総層群
三浦層群 (中新統)	白浜層群		三浦層群	三浦層群
先新第三系及び 相当層	湯ヶ島層群	丹沢層群・新第三紀 深成岩類・三波川帯 秩父帯・四万十帯	葉山層群	保田層群・ 嶺岡層群

A. 先新第三系およびその相当層

先新第三系は北から足尾・八溝帯、領家帯、三波川帯、秩父帯、四万十帯北帯および南帯からなる(図 3.4-5)。これらは関東平野下の基盤をなす地層である。

房総半島で嶺岡隆起帯に沿って分布する嶺岡層群は、古第三紀～前期中新世の四万十帯南帯に相当する地層である。本層群はチャート、石灰岩、玄武岩を伴い、蛇紋岩などの超塩基性岩類に貫入されている。三浦層群などの関東構造盆地の堆積岩類とは地層の性状が異なり、先新第三系に含めた。

保田・葉山層群は前期(～中期)中新世の地層であり、房総半島では嶺岡層群の南北両側に分布している。三浦半島では、葉山隆起帯に沿って分布している。四万十帯南帯に属するかどうかについて定説はなく、新第三紀中新世の地層であるが、嶺岡層群と岩相が類似していることから、先新第三系相当層とした。

相模湾の北西に分布する丹沢層群は、新第三紀中新世の火山岩類である。地質年代では三浦層群に相当する地層であるが、火山岩類であること、埋没深度が大きく、変成作用を受けていること、また、地塁をなす岩体のほぼ中央に深成岩類が分布していることから、先新第三系相当層とした。

伊豆半島北東部には、箱根火山岩類の下位に湯ヶ島層群が分布している。湯ヶ島層群は丹沢層群と同じ理由で先新第三系相当層とした。

B. 新第三系～第四系

新第三系～第四系は、関東平野で代表的な地層である三浦層群、上総層群、相模・下総層群を標準地層名とした。伊豆半島や大磯丘陵の新第三系～第四系は、これらの地層と年代や性状がやや異なるが、標準地層名に統一した。

伊豆半島の白浜層群は中新世後期～鮮新世の地層であり、三浦層群相当層とした。

丹沢山地南方に分布する足柄層群は鮮新世～前期更新世の堆積岩類であり、上総層群相当層とした。

大磯丘陵の二宮層群は相模・下総層群相当層にした。

3.2.3 地質構造

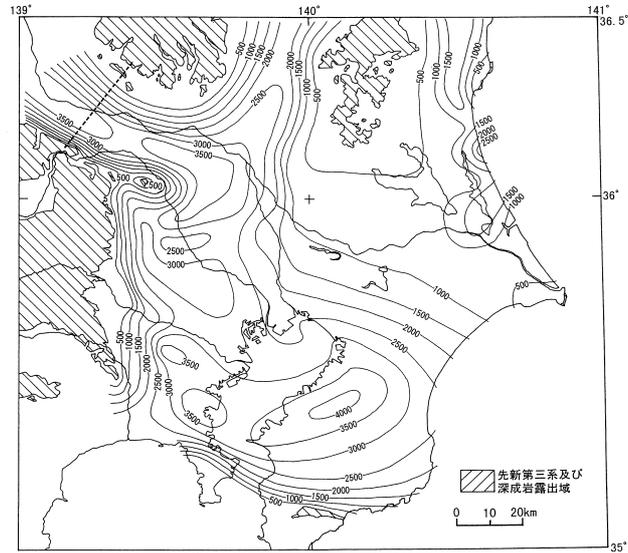
鈴木（2002）は観測井の深層ボーリングや物理探査（屈折法および反射法地震探査）を収集・整理し、関東平野の地質構造を検討し、先新第三系、三浦層群および上総層群上面の等深線図を作成している（図 3.2-3）。これによると、先新第三系上面の深度は 4,000m 以上に達する。図 3.2-4 に長谷川（1990）による関東平野の重力ブーゲー異常分布を示す。低重力異常分布と先新第三系が深い位置はほぼ一致している。

鈴木（2002）による等深線図は嶺岡一葉山隆起帯から北側の関東平野に限られているので、20 万分の 1 地質図および海洋地質図などから、三浦および房総半島南部、相模湾、伊豆半島北東部地域の地質構造を推定し、検討範囲全域の等深線図を作成した。

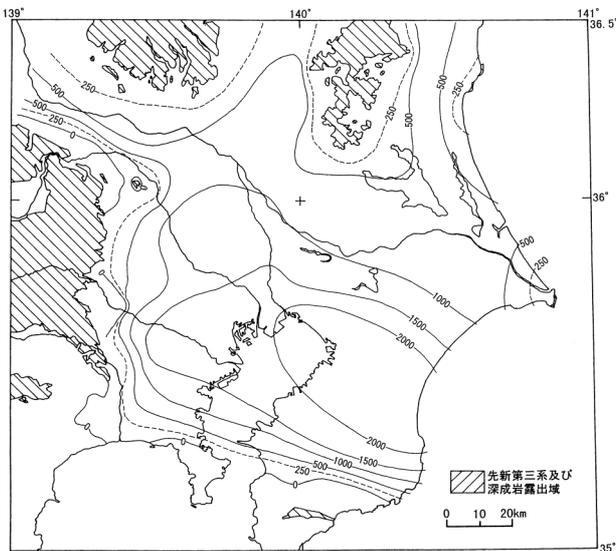
図 3.2-5(1)～(3)に先新第三系、三浦層群、および上総層群上面の等深線図を示す。図には北西－南東方向に延びる 2 列の隆起帯を示している。北側の隆起帯は、前節で述べたように、房総半島南部から三浦半島にかけてのびており、嶺岡一葉山隆起帯と呼ばれている。これに沿って先新第三系が露出している。南側はフィリピン海プレートの沈み込みに伴い形成された、相模トラフ北東端に沿う沖ノ山堆列と呼ばれる隆起帯である。

先新第三系上面の最深部は横浜市から房総半島中部にかけての地域である。三浦層群上面は千葉市からその南東側の地域、上総層群上面は松戸市から千葉市にかけての地域に最深部がある。このように、堆積盆の中心は地層ごとに異なり、三浦層群から相模・下総層群にかけて、堆積盆の中心が北側に移動している。

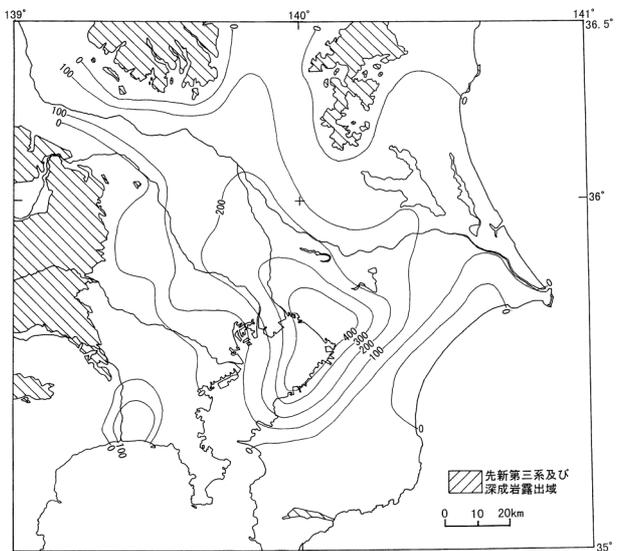
3.2 対象地域の地質環境



(1) 先新第三系上面



(2) 三浦層群上面



(3) 上総層群上面

図 3.2-3 各地層上面の等深線図
海水準を 0m としたときの深度 (m) (鈴木, 2002)

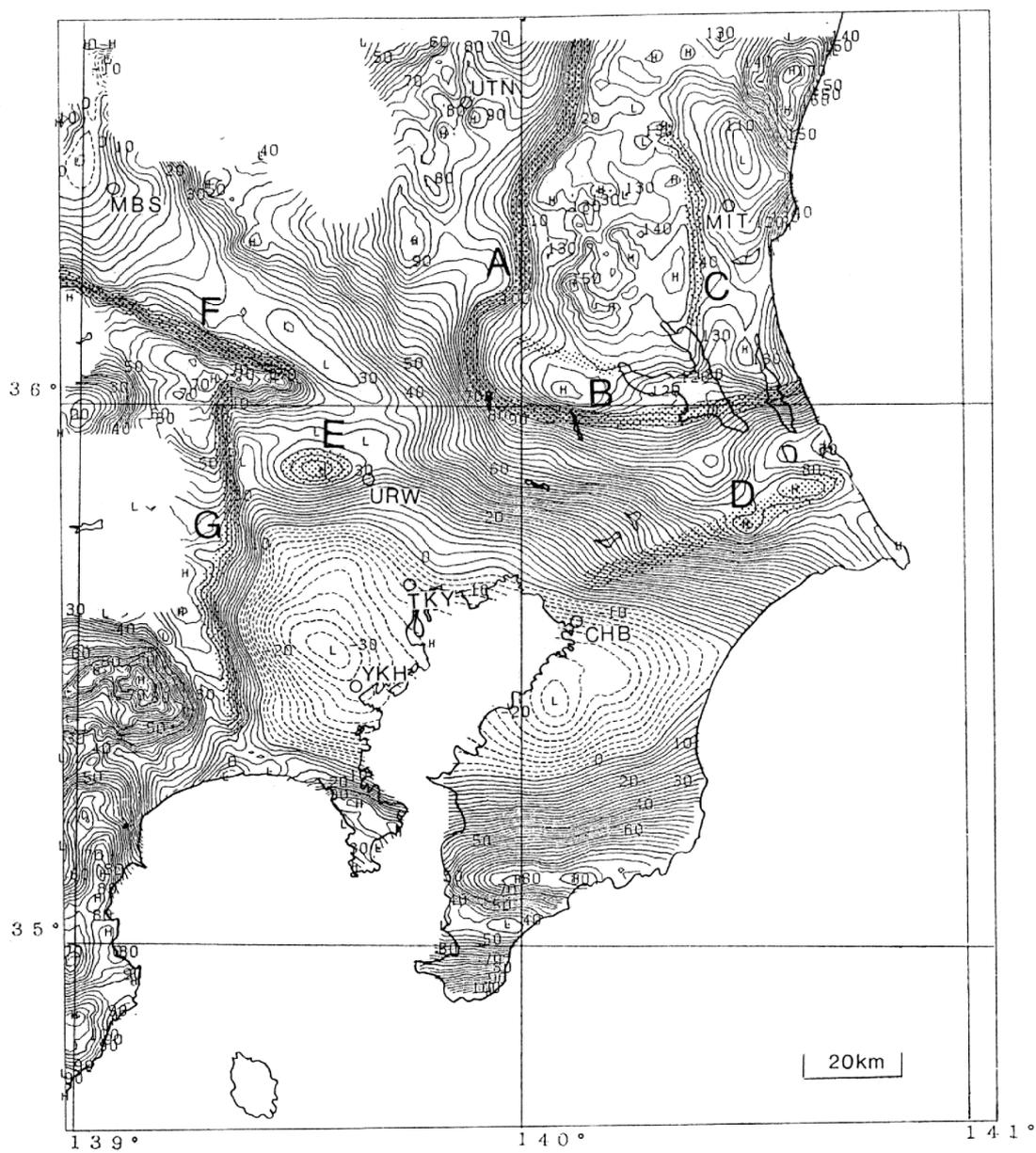


図 3.2-4 関東地方の重力ブーゲー異常分布
(長谷川, 1990)

3.2 対象地域の地質環境

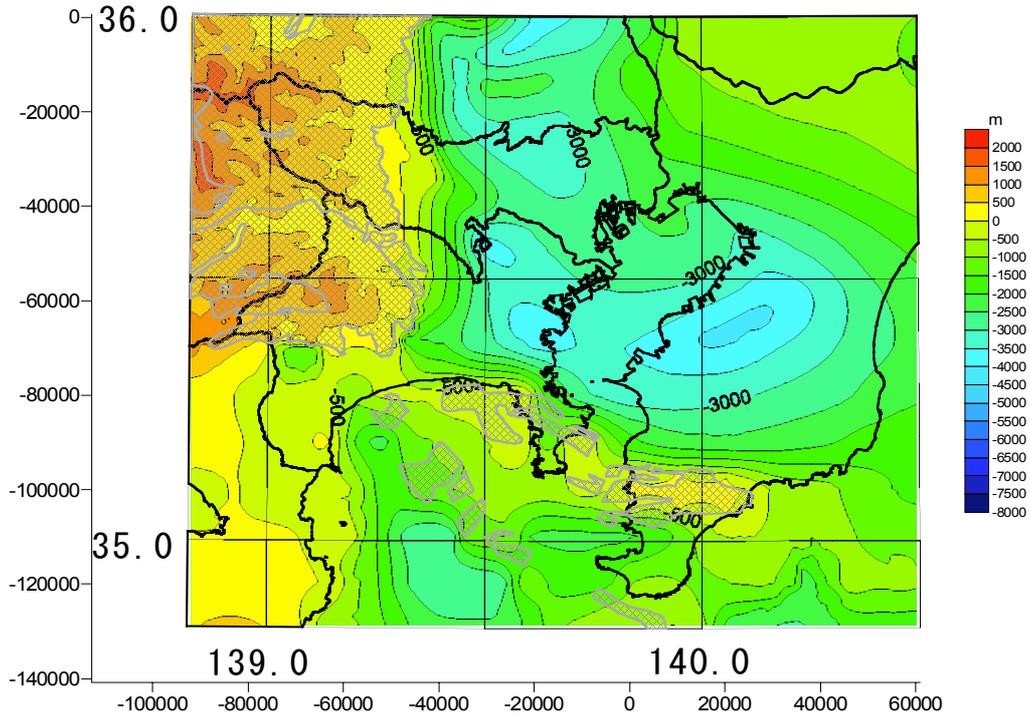


図 3.2-5 (1) 先新第三系及び相当層上面（三浦層群基底面）等深線図

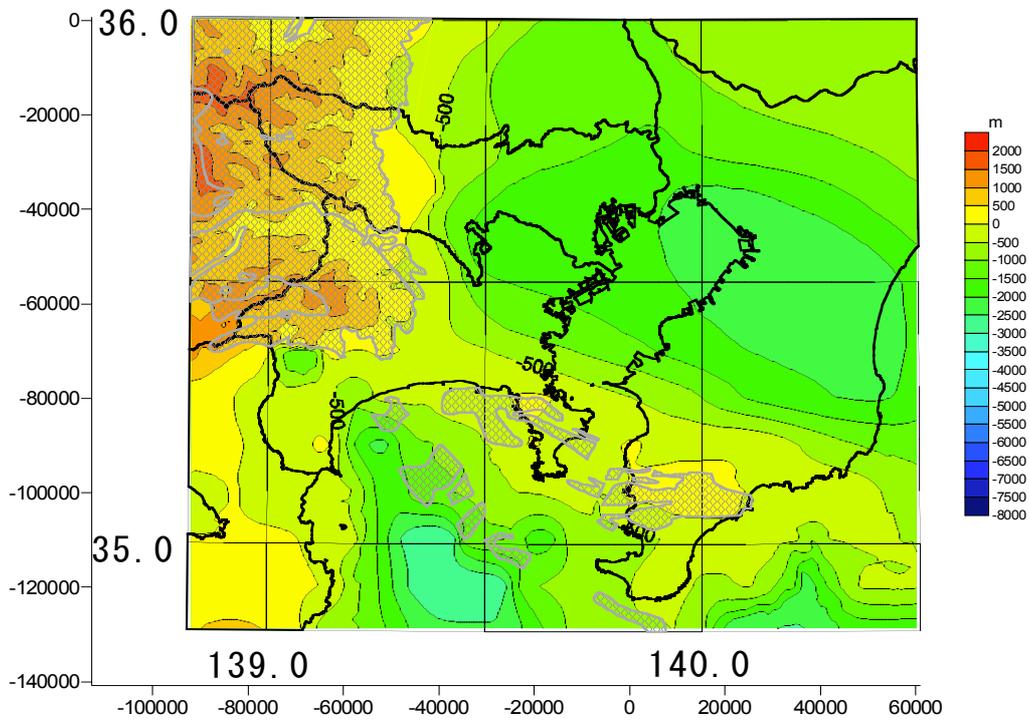


図 3.2-5 (2) 三浦層群上面（上層群基底面）等深線図

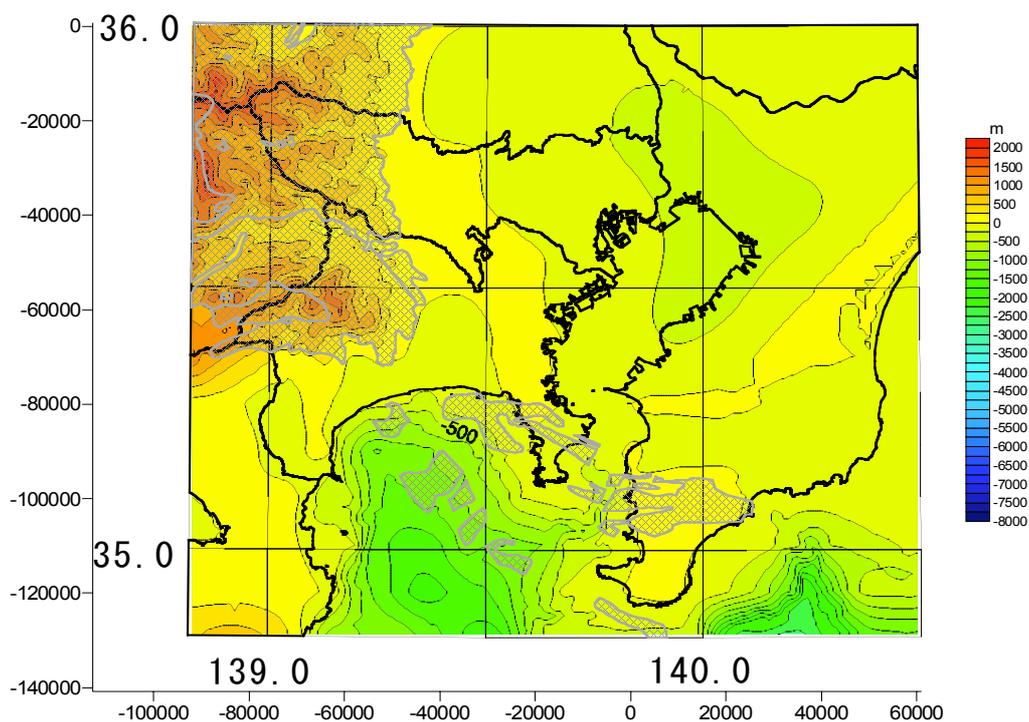


図 3.2-5 (3) 上総層群上面（下総層群基底面）等深線図

網目の部分は隆起帯を示す。房総半島から三浦半島の隆起帯は嶺岡一葉山隆起帯。その南側は沖ノ山堆列。左上は関東山地と丹沢山地。嶺岡一葉山隆起帯より北側の等深線図は鈴木（2002）による。

3.3 伝播経路モデル

当地域は、ユーラシアプレート、フィリピン海プレート、太平洋プレートの3つのプレートの会合点である。関東地域の大部分はユーラシアプレートに属し、その下方に相模・駿河トラフから沈み込んだフィリピン海プレートが存在し、さらに下方には日本海溝から沈み込んだ太平洋プレートが存在している。関東から東海地域の高感度地震観測網で観測された地震の震源分布から作成されたプレート等深線分布を図3.3-1に示す。これによると三浦半島周辺では、太平洋プレートは100km前後となっており、フィリピン海プレートは数キロから40km程度となっている。

想定している断層モデルは、上端深さが3kmで断層幅が17km、傾斜角が 45° となっていることから、下端深さは約15kmとなる。伝播経路のモデル作成に際し、この深さは、対象領域でフィリピン海プレート含まれる40kmまでを考えることにした。

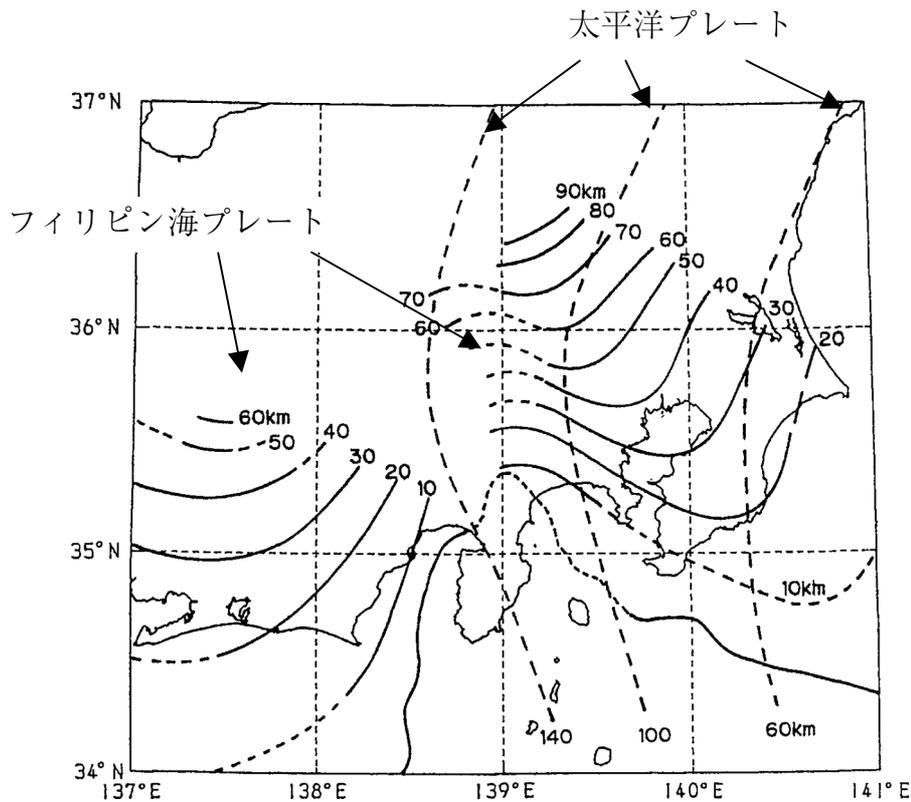


図3.3-1 関東・東海地域のフィリピン海プレートおよび太平洋プレートの等深線分布 (Ishida,1992)

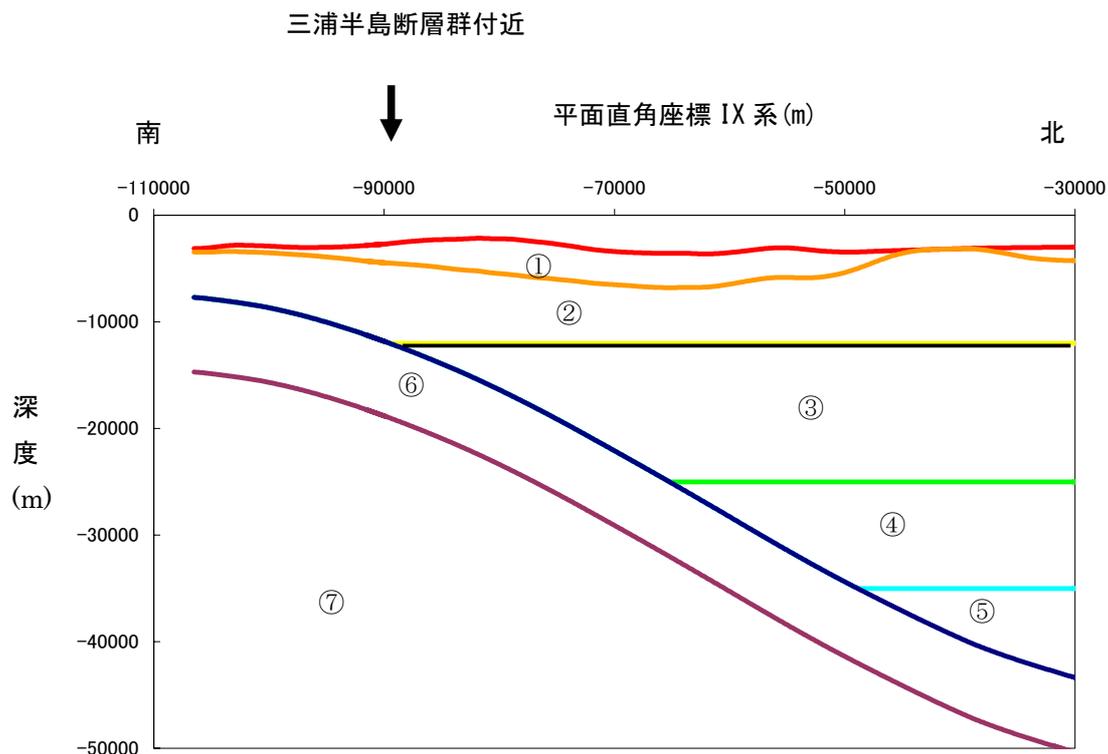
震源モデルから地震基盤までの伝播経路のモデルについて図 3.3-2 に示すように設定した。

上部地殻の層厚、P 波速度、S 波速度、密度については、Yamazaki et al. (1992) が設定したそれぞれ 13km、 $V_p=6.15\text{km/s}$ $V_s=3.4\text{km/s}$ $\rho=2.7\text{g/cm}^3$ とした。

フィリピン海プレートの上面深度分布は、図 3.3-1 の分布を読みとることにした。プレートの厚さは、仲西・他 (1994) によるエアガンを用いた探査によって求められた東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態から、7km とした。また、P 波速度についても仲西・他 (1994) より 6.8km/s とし、S 波速度は関口 (2000) による神奈川県中央部を通る南北断面のポアソン分布からポアソン比を読み取り ($\gamma=0.25$) $V_p/V_s=1.73$ を求め、これより 3.4km/s と設定した。密度は、Yamazaki et al. (1992) が設定した 2.9g/cm^3 とした。

上部マントルの P 波速度は、仲西・他 (1994) の探査結果から 7.8km/s とした。S 波速度は、Yamazaki et al. (1992) が設定した $V_p=7.5\text{km/s}$ 、 $V_s=4.3\text{km/s}$ より $V_p/V_s (=1.74)$ を求め、 4.47km/s とした。密度は、Yamazaki et al. (1992) の 3.2g/cm^3 とした。

なお、図 3.3-2 の①②の層での物性値については 3.4 節を参照されたい。



速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	代表する地質構造
①	4.8	2.8	2.6	先新第三系(四万十帯)
②	5.5	3.2	2.65	先新第三系(領家帯、三波川帯、秩父帯)
③	6.15	3.4	2.7	上部地殻
④	6.7	3.7	2.9	
⑤	7.5	4.3	3.2	
⑥	6.8	3.93	2.9	フィリピン海プレートの地殻
⑦	7.8	4.47	3.2	フィリピン海プレートおよび上部マントル

図 3.3-2 三浦半島断層群の地震における地震動計算のための伝播経路モデルの模式断面図

3.4 深部地盤構造モデル

三浦半島断層群の地震動予測地図を作成するために、三浦半島周辺地域（関東平野南部）の地下構造モデルを検討した。

地下構造モデル設定の考え方と方針は次のとおりである。

- ① 関東平野では、夢の島爆破、神奈川県および千葉県の地下構造調査など多くの地震探査が実施されている。これらの観測データから速度構造モデルを作成する。
- ② 強震動予測を行うためには、S波と密度の地下構造モデルを作成する必要がある。しかし、地震探査の多くはP波速度構造に関するデータである。したがって、最初にP波速度構造モデルを作成し、P波速度とS波速度の関係を検討し、S波速度構造モデルに変換する。
- ③ 鈴木（2002）は、深層ボーリングや地震探査データを集約し、関東平野の地下構造を検討している。また、各種機関から地質図や海洋地質図が発行されている。これらの地質データから、地質と速度構造の関係を総合的に検討する。
- ④ 地震探査データがない地域は、地質データから補完する。

3.4.1 速度に関する文献

表 3.4-1 に速度に関する文献一覧、図 3.4-1 に文献位置を示す。

これらの文献により速度構造断面を検討したが、測線が交わる位置で速度構成や速度層の深度が一致しない文献がある。また、周辺の速度構造と矛盾し、地質構造上解釈できない文献もある。これらを取捨選択し、速度構造を検討した。

- ① 千葉県（2000）による反射法および屈折法地震探査の速度断面（例えば、測線 204-2）は、周辺の屈折法地震探査文献による結果に対して、最下部層（ $V_p=5.5\text{km/s}$ ）の深度が浅い。そのため、最下部層の深度は屈折法地震探査の結果を用い、反射法地震探査の結果は採用しなかった。

- ② 夢の島における速度構造は、 $V_p=4.8\text{km/s}$ 上面の深度はどの文献もほぼ一致しているが、 $V_p=5.5\text{km/s}$ 上面深度は文献により異なる。周辺の数値分布や地質構造と調和しない文献は採用しなかった。
- ③ 神奈川県 (2001b) により再解析されている屈折法地震探査の測線 111、113 は、最下部層 ($V_p=5.5\text{km/s}$) が西側で深くなる速度構造を示す。測線の西端部付近では、推定線で示されているが、その深度が 8,000m を超えている。地質構造上解釈できないので、西端部最下部層のデータは用いなかった。
- ④ 東京湾では音波探査 (加藤, 1984a, 1984b) と活断層調査を目的とした反射法地震探査 (神奈川県, 1997 など) が行われている。これらの探査結果は地質構造解析で利用したが、速度値が示されていないので、速度データとしては用いなかった。

3.4.2 速度層区分

図 3.4-2 に観測された P 波速度の分布図を示す。この図は、文献に示された P 波速度を東西および南北方向に投影したものである。これによると、本地域の速度層は次のように区分される。

速度層 1	$V_p=2.1\text{ km/s}$
速度層 2	$V_p=3.1\text{ km/s}$
速度層 3	$V_p=3.5\text{ km/s}$
速度層 4	$V_p=4.3\text{ km/s}$
速度層 5	$V_p=4.8\text{ km/s}$
速度層 6	$V_p=5.5\text{ km/s}$

これらの速度層で 2.1、3.1、4.8、および 5.5km/s は、関東平野で一般的に観測される速度値である。これに対して、3.5 および 4.3km/s は、神奈川県西部や房総半島の一部の地域でしか観測されていない。

表 3.4-1 速度に関する文献一覧

著者	文献名	出典	年	測線番号	探査種別*
Shuzo Asano, Toshikatsu Yoshii, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Sadaomi Suzuki, Tetsu Masuda, Hiroshi Murakami, Noritake Nishieda, and Hideki Inatani	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 1.Mishima-Shimoda Profile	Journal of Physics of the Earth, 30 , 367-387	1982	56	1
千葉県	関東平野（千葉県中央部地域）の地下構造調査	2002年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 59-68.	2002	205	1, 2, 3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書		1999	201-1, 201-2, 202、微動アレイ	1, 2, 3
千葉県	平成10年度 千葉県地下構造調査成果報告書・別冊微動アレイ参考資料		1999	微動アレイ	3
千葉県	平成11年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2000	203	1, 2, 3
千葉県	平成12年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2001	201-1, 201-2, 202, 203, 204-1, 204-2, 微動アレイ	1, 2, 3
千葉県	平成13年度 千葉県地下構造調査成果報告書		2002	206	1
浜田宏司・金子史夫・山田敏博・土井俊雄	人工地震探査によって求めた埼玉県における深い地盤構造とやや長周期地震動の特性について	応用地質年報, 12, 13-37	1990	18, 19, 20, 21, 22, 23, 24	1
長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・小野見司・相原輝雄・楠瀬勲一朗・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・栗田泰夫・渡辺史郎・鈴木尉元・小玉喜三郎・牧本博・酒井彰・ほか	屈折法による地下探査-房総半島	「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書	1987	16, 17, 25, 100	1
長谷川功・佐藤隆司・伊藤公介・鈴木尉元・小玉喜三郎・奥田麻雄・佐藤堅司・高梨祐司・楡井久・原雄・樋口茂生・古野邦雄・水上雅義・飯塚進	夢の島〜大洗の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2, C60	1984	26	1
長谷川功・伊藤公介・渡辺史郎・駒澤正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当倉利行・杉原光彦	屈折法および反射法による足柄平野の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2, C40	1992	34	2
長谷川功・伊藤公介・高橋学・飯塚 進	上矢作〜伊豆大島測線の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No2, C06	1989	46	1
岩田知孝・入倉孝次郎・松浪孝治・松井一郎・篠崎祐三・堀家正則・青木義彦・尾崎昌弘・辻本厚・横田裕	τ -p法による足柄平野の表層構造の推定	日本地震学会講演予稿集, No2, A27	1989	36-1, 36-2	1
Japanese National Working Group on the Effects of Geology on Seismic Motion(JESG)	Ashigara Valley Blind Prediction Test		1991	106, 107, 108	2
神奈川県	関東平野南部（神奈川県地域）の地下構造	第2回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 19-28.	2001	111, 112, 113, 114, 115, 116、微動アレイ	1
神奈川県	伊勢原断層に関する調査報告書		1996	101	1
神奈川県	平成11年度 神奈川県地下構造調査報告書		2000	微動アレイ	3
神奈川県	平成12年度 神奈川県地下構造調査報告書		2001	111, 112, 113, 114, 115, 116、微動アレイ	1, 3
神奈川県	平成13年度 神奈川県地下構造調査報告書		2002	102, 103	2
笠原敬司・田中環・井川猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生	微動アレイ観測による足柄平野の地下構造の推定	物理探査学会第100回学術講演会論文集	1999	微動アレイ	3
足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所放射法地震探査90-AS,91-TANデータの再解析	地震研究所叢報, 77 , 181-189	2002	104	2	
神奈川県	関東平野南部（神奈川県・横浜市・川崎市地域）の地下構造調査	第1回 堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 19-50.	2000	111, 112, 113, 114, 115, 116	1
小林ほか	首都圏南西部の地下構造に関する研究	川崎市の震災予防に関する調査報告書, 1-42	1985	28, 29, 30, 31, 60	1
小林啓美・衣笠善博・鈴木英治・井川猛・溝畑茂治	千葉県印旛郡における反射法探査	日本地震学会講演予稿集, No2, p.13	1996	32	1
宮藤研・岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努	小田原市における微動を用いた地下構造探査	日本地震学会講演予稿集, No1, C42-09	1991	35	1
西澤あずさ・金澤敏彦・岩崎貴哉・島村英紀	海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造(2)	日本地震学会講演予稿集, No2, C43	1991	77, 78, 79, 80	1
沖野郷子・西澤あずさ・浅田昭	相模湾北西部の地殻構造探査	水路部研究報告, 30, 383-393	1994	109	1, 2
嶋悦三・柳沢馬住・座間信作, Albert Veloso	千葉県中部の地下構造	日本地震学会講演予稿集, No1, B90	1983	27	1
鈴木宏芳・広部良輔・渡辺健	人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査	防災科学技術研究所報告, 51, 23-40	1993	12	1
Fumio Yamamizu	Down-Hole Measurements of Seismic Wave Velocities in Deep Soil Deposits beneath the Tokyo Metropolitan Area	Report of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No56, 1-32	1996	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8	1
山中清明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・嶋悦三・野沢貴	人工地震による首都圏南西部の地下構造(5)	日本地震学会講演予稿集, No1, D22-07	1993	13	1
山中清明・山田伸之	微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築	物理探査, 55 , 53-65	2002	微動アレイ	3
横井康孝・平田直・浅田昭	エアガンー海底地震計探査による相模湾北部の地殻構造(2)	地球惑星科学関連学会, 1993年合同学会予稿集, F41-09	1993	81	1
Toshikatsu Yoshii, Shuzo Asano, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Tetsu Masuda, Takeo Moriya, and Hiroshi Murakami	Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 2.Ito-Matsuzaki Profile	Journal of Physics of the Earth, 33 , 435-451	1985	57	1
座間信作・柳沢馬住・嶋悦三	千葉県中部の地下構造(2)-簡単な走時計算法とその適用-	日本地震学会講演予稿集, 2, B52	1985	14, 15	1

*1:屈折法地震探査、2:反射法地震探査、3:微動アレイ

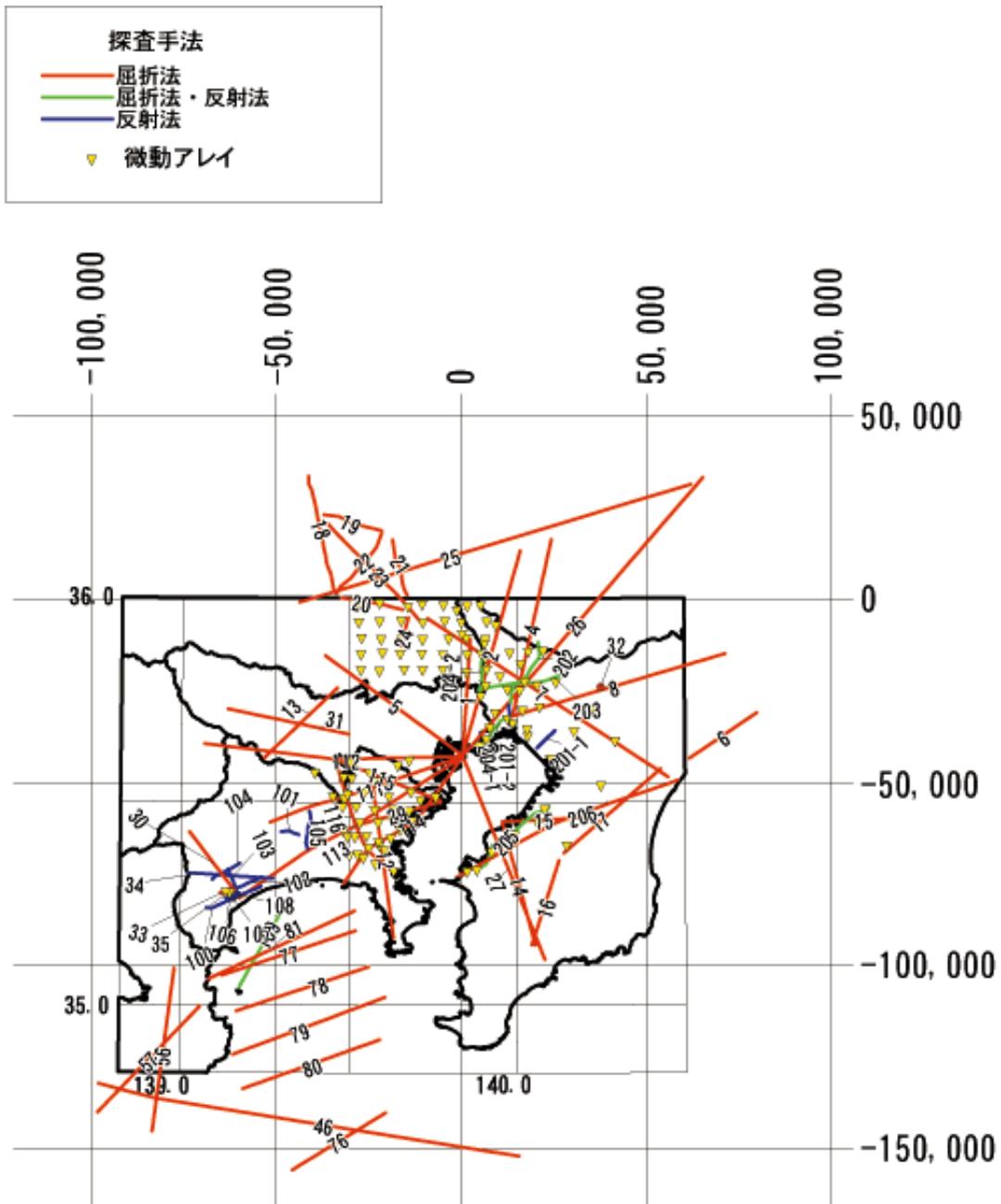
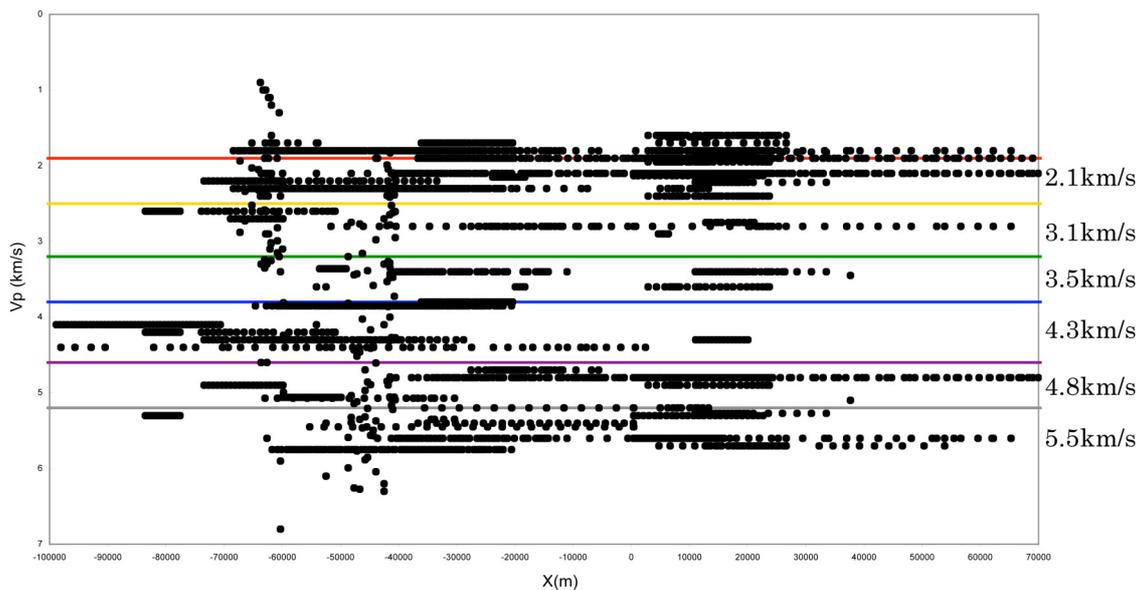
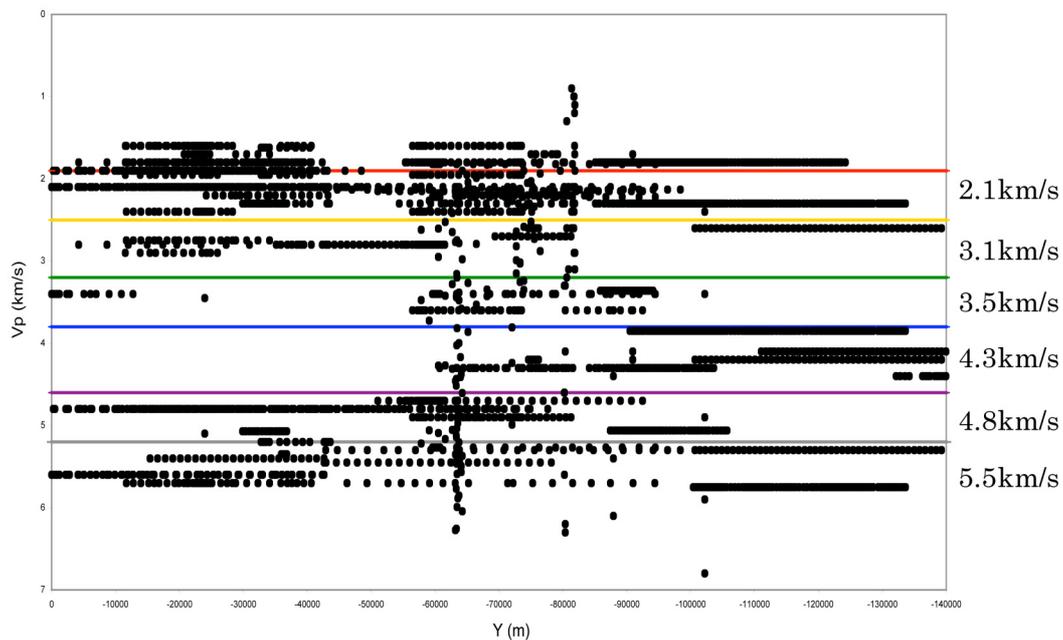


図 3.4-1 文献位置 (屈折法・反射法・微動アレイ)



東西断面



南北断面

図 3.4-2 観測された P 波速度分布図

3.4.3 P波速度構造モデル

図 3.4-3 (1)~(7) に各速度層上面標高のコンター図、(9) にそれらの鳥瞰図、(8) に工学的基盤の等層厚線図を示す。また、図 3.4-4 (1)~(4) に東西方向の地質および速度構造断面、(5) および (6) に南北方向の地質および速度構造断面を示す。

工学的基盤は東京都、千葉県、神奈川県、埼玉県の被害想定報告書資料を用いて作成した。工学的基盤の基準は各県でやや異なるため、N値 50、S波速度 500m/s を基準として、ボーリング資料を再検討し、等層厚線図を作成した。

各速度層の分布は次のとおりである。

・ $V_p=5.5\text{km/s}$ 層上面

本速度層の上面標高は、東京都と神奈川県の境界付近を境として、その南側で急激に深くなっている。横浜市から房総半島中部にかけての地域と相模湾で最も深く、最深部は 6,000m をこえている。横浜市から相模トラフにかけて最深部の谷が連続しているが、これは 109 測線と 113 測線のデータを結んだ結果である。嶺岡-葉山隆起帯が平塚市付近にのびるとすれば、横浜市付近と相模トラフの最深部は分離される可能性もある。現状、海岸線付近のデータがないので、連続した構造のままとした。

図 3.4-5 に関東平野における先新第三系の分布を示す。関東平野下の先新第三系は、北から足尾・八溝帯、領家帯、三波川帯、秩父帯、四万十帯北帯および南帯からなる。本速度層上面標高コンター図と先新第三系の分布を重ね合わせると、秩父帯と四万十帯の境界付近を境として、その南側で 5.5km/s 層が急激に深くなっている。先新第三系のうち、北側の足尾・八溝帯-秩父帯が本来の基盤岩類であり、P波速度は 5.5km/s 以上であるが、四万十帯（とくに南帯）は地質年代が若く、地層そのものの速度値は 5km/s に達しないものと考えられる。そのため、秩父帯より北側では、 5.5km/s 層上面の深度が浅く、南側の四万十帯で深くなっている。

・ $V_p=4.8\text{km/s}$ 上面

嶺岡-葉山隆起帯より北の関東平野では、本速度層上面は先新第三系上面位置とほぼ一致している。そのため、先新第三系及び相当層上面等深線図と本速度層上面のコンター図は似た形状をなす。一方、嶺岡-葉山隆起帯より南では、先新第三系にも、風化帯による低速度層が認められる。相模トラフのプレート境界に近づくほど深くなる。

・ $V_p=4.3\text{km/s}$ 上面

本速度層は三浦層群の下部に相当する。図 3.4-4 (1)~(3) の地質および速度構造断面図に示すように、本速度層は神奈川県西側に分布し、東に傾斜した形状をなす。そのため、本速度層上面の深度は横浜市付近でやや浅くなり、千葉市から富津岬付近が最深部になっている。

・ $V_p=3.5\text{km/s}$ 上面

本速度層は三浦層群の中部に相当する。図 3.4-4 (1)~(3) のように、本速度層上面は西から東へ傾斜した形状をなす。そのため、 $V_p=4.3\text{km/s}$ 層と同様に、横浜市付近でやや浅くなり、最深部は千葉市南方付近にある。

・ $V_p=3.1\text{km/s}$ 上面

本速度層は三浦層群の上部に相当する。そのため、本速度層上面コンター図は三浦層群上面（上総層群基底面）の等深線図とほぼ一致している。千葉市付近に最深部がある。

・ $V_p=2.1\text{km/s}$ 上面

本速度層は上総層群の分布とほぼ一致している。上面は下総層群との地質境界よりやや下方に位置する。千葉市南方から夢の島にかけて最深部がある。

各速度層と地質との関係を見ると、嶺岡一葉山隆起帯より北方の関東平野では、地質と速度層の関係が明瞭である（図 3.4-4 (1)~(6) 参照）。すなわち、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 層は上総層群の分布と一致する。また、 $V_p=4.8\text{km/s}$ 層の上面は先新第三系上面（三浦層群との地質境界）にほぼ一致している。 3.1 、 3.5 および 4.3km/s 層は三浦層群の上部、中部、下部に相当する。

先新第三系は 4.8 および 5.5km/s の P 波速度からなる。両速度層の境界は地質境界ではないが、 4.8km/s 層は関東平野の北側で薄く、南ほど厚くなる傾向が認められる。前述したように、四万十帯は一般に 5km/s 未満の P 波速度をなすと考えられる。しかし、屈折法地震探査によると、四万十帯でも 5.5km/s が観測されている。四万十帯における 5.5km/s 層は地質の違いではなく、圧密によるものと推定される。このような地質構造を反映して、南部ほど 4.8km/s 層が厚く、 5.5km/s 層が深くなっている。

嶺岡一葉山隆起帯では、先新第三系が露出している地域がある。これらの地域では、風化により表層に低速度層が分布しており、地質との関係は明瞭ではなくなる。

3.4 深部地盤構造モデル

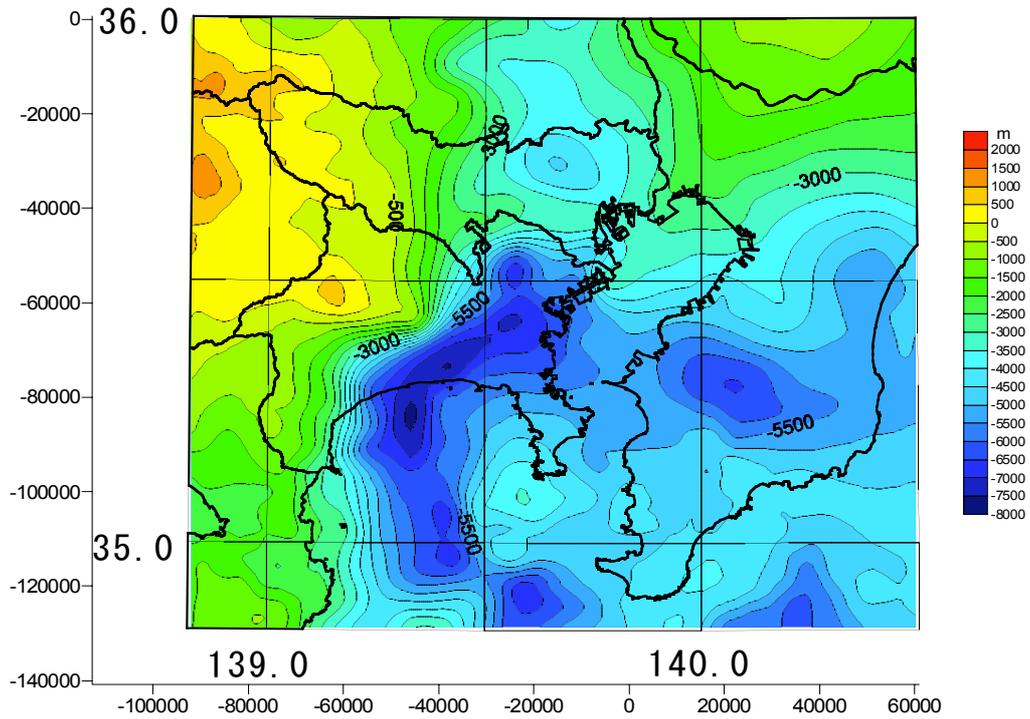


図 3.4-3 (1) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=5.5\text{km/s}$)

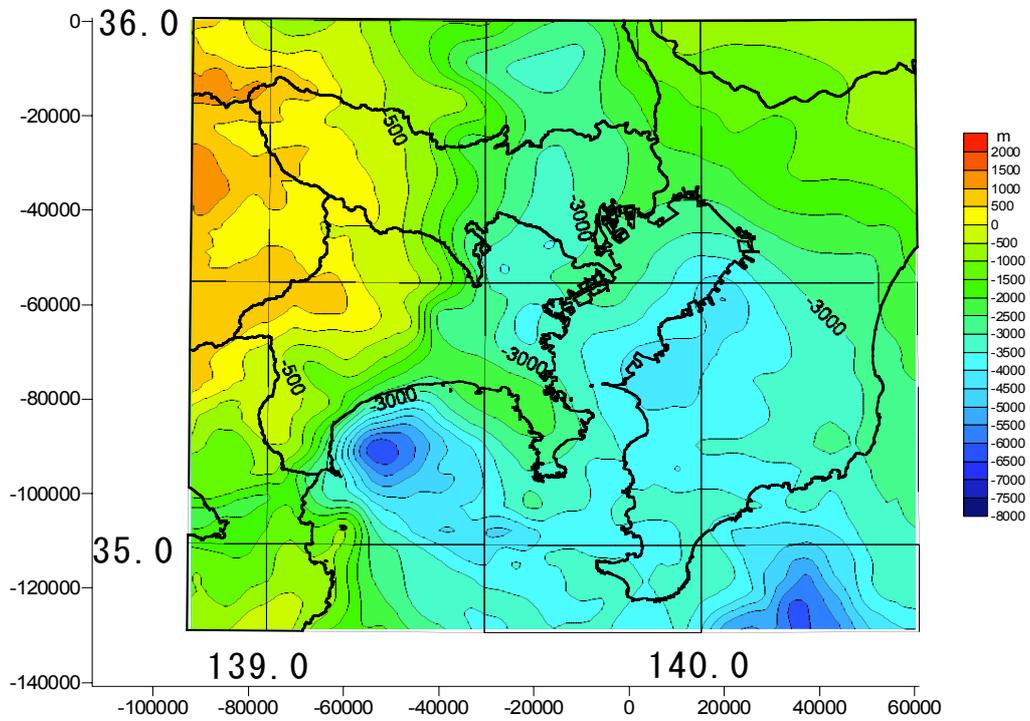


図 3.4-3 (2) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=4.8\text{km/s}$)

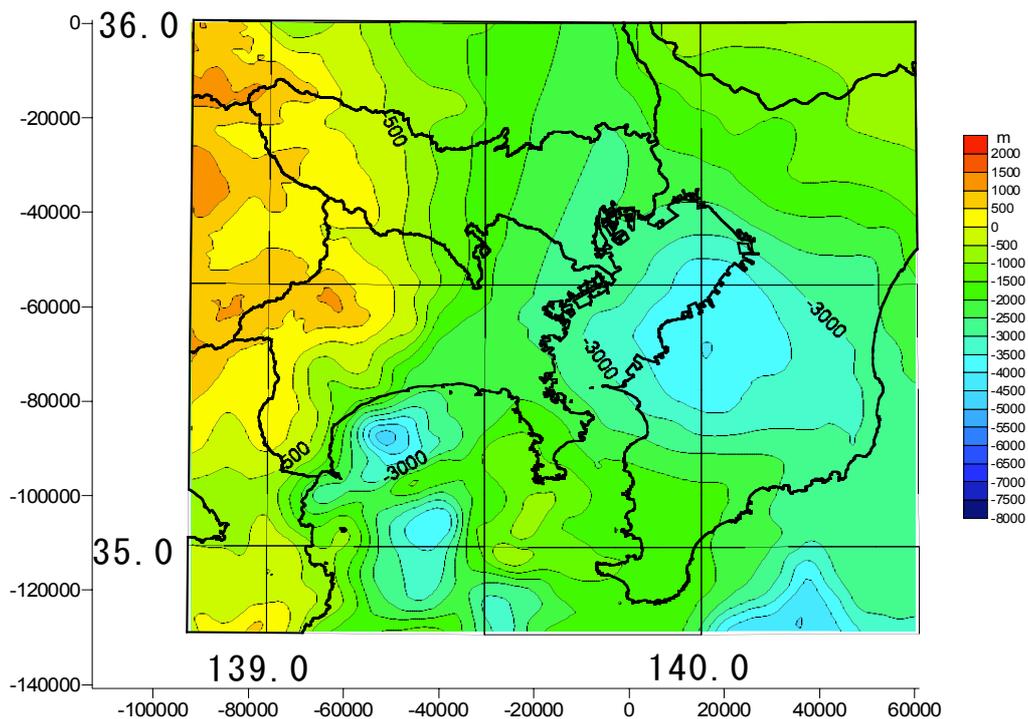


図 3.4-3 (3) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=4.3\text{km/s}$)

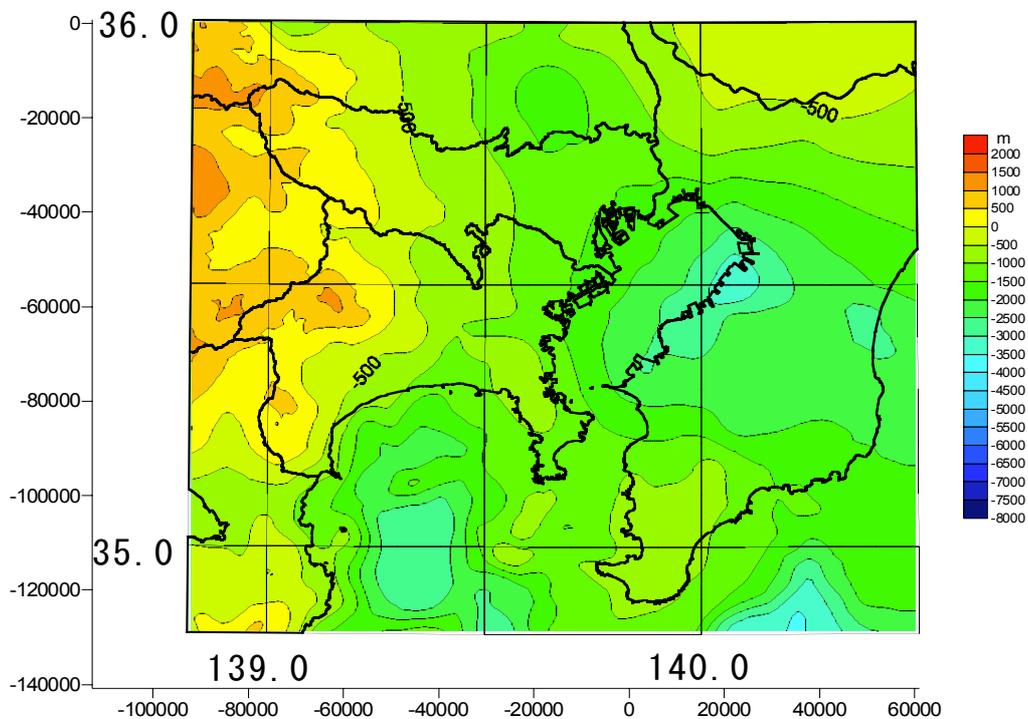


図 3.4-3 (4) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=3.5\text{km/s}$)

3.4 深部地盤構造モデル

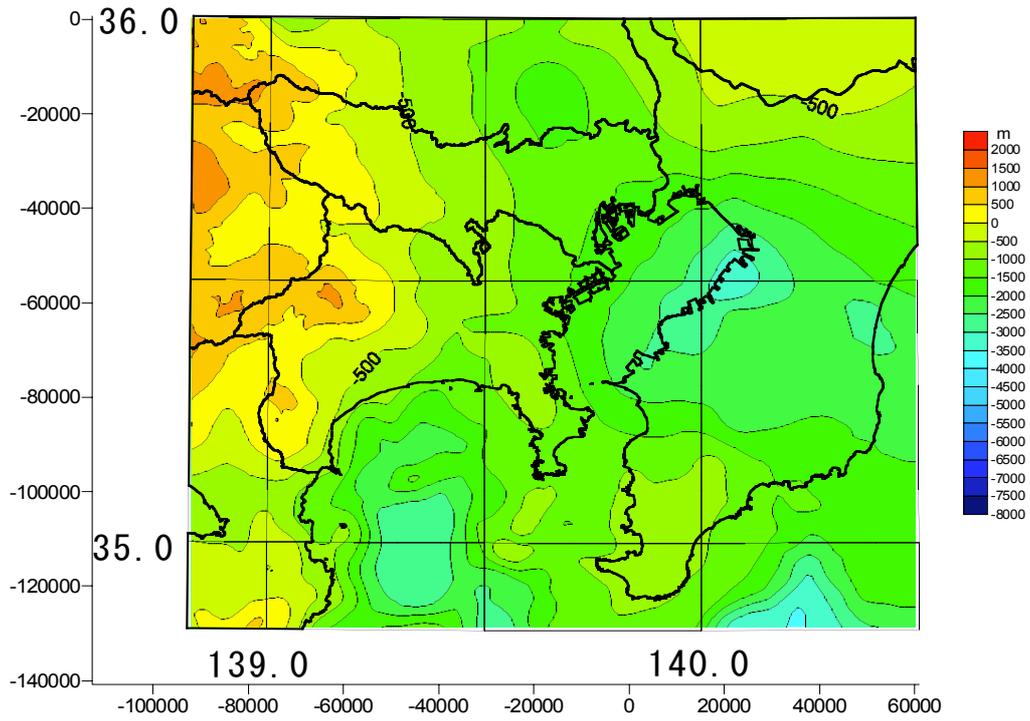


図 3.4-3 (5) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=3.1\text{km/s}$)

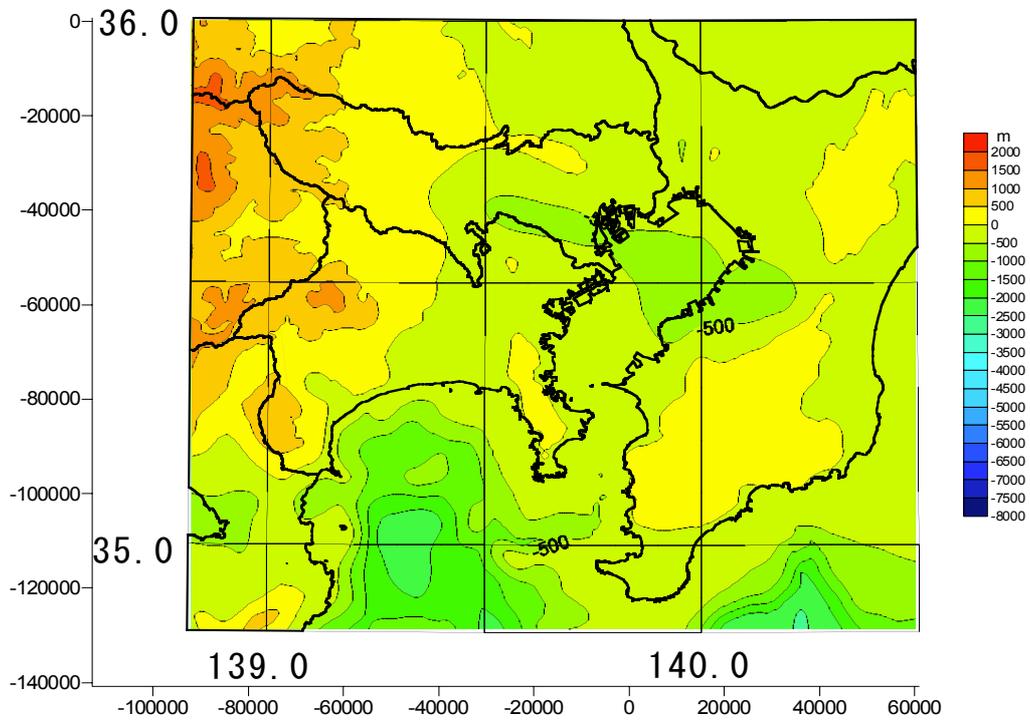


図 3.4-3 (6) 速度層上面標高コンター図 ($V_p=2.1\text{km/s}$)

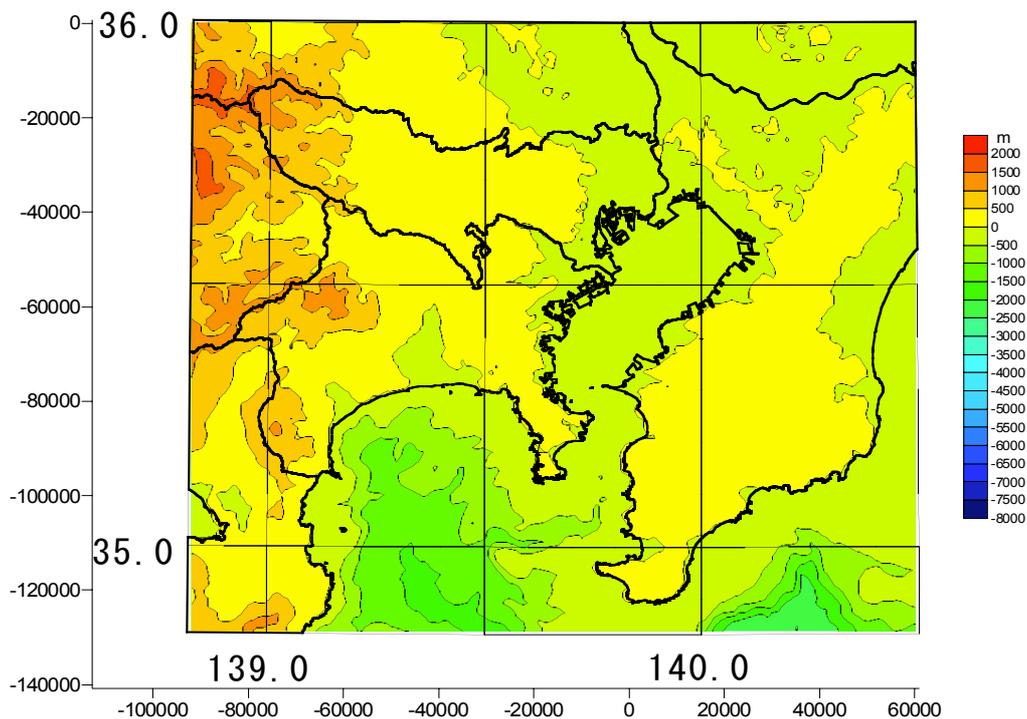


図 3.4-3 (7) 工学的基盤 ($V_s=500\text{m/s}$ 相当) 上面標高コンター図

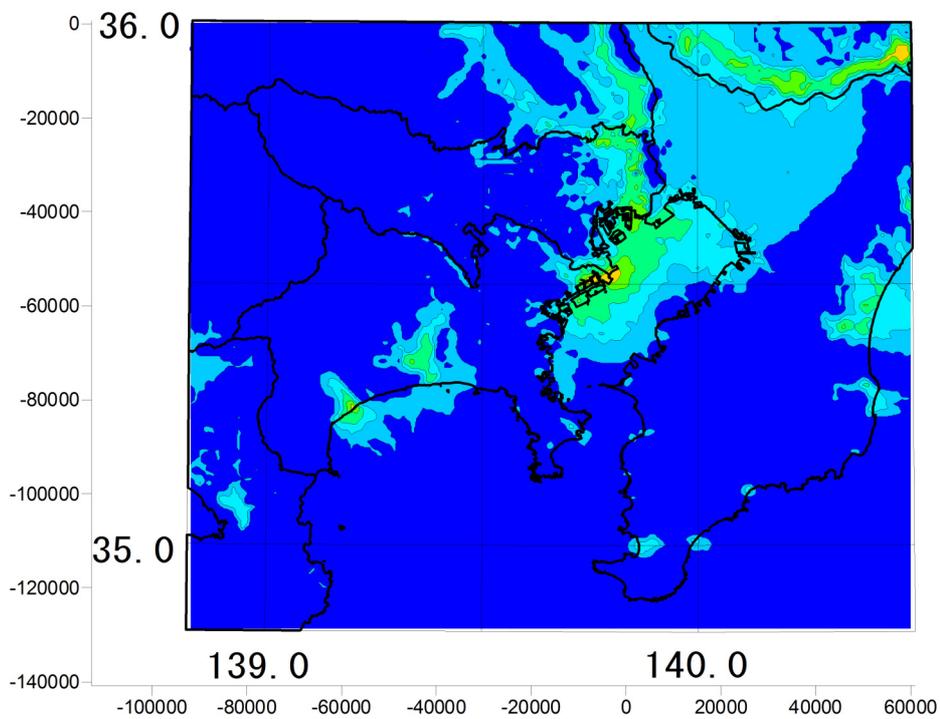


図 3.4-3 (8) 工学的基盤 ($V_s=500\text{m/s}$ 相当) 層厚コンター図

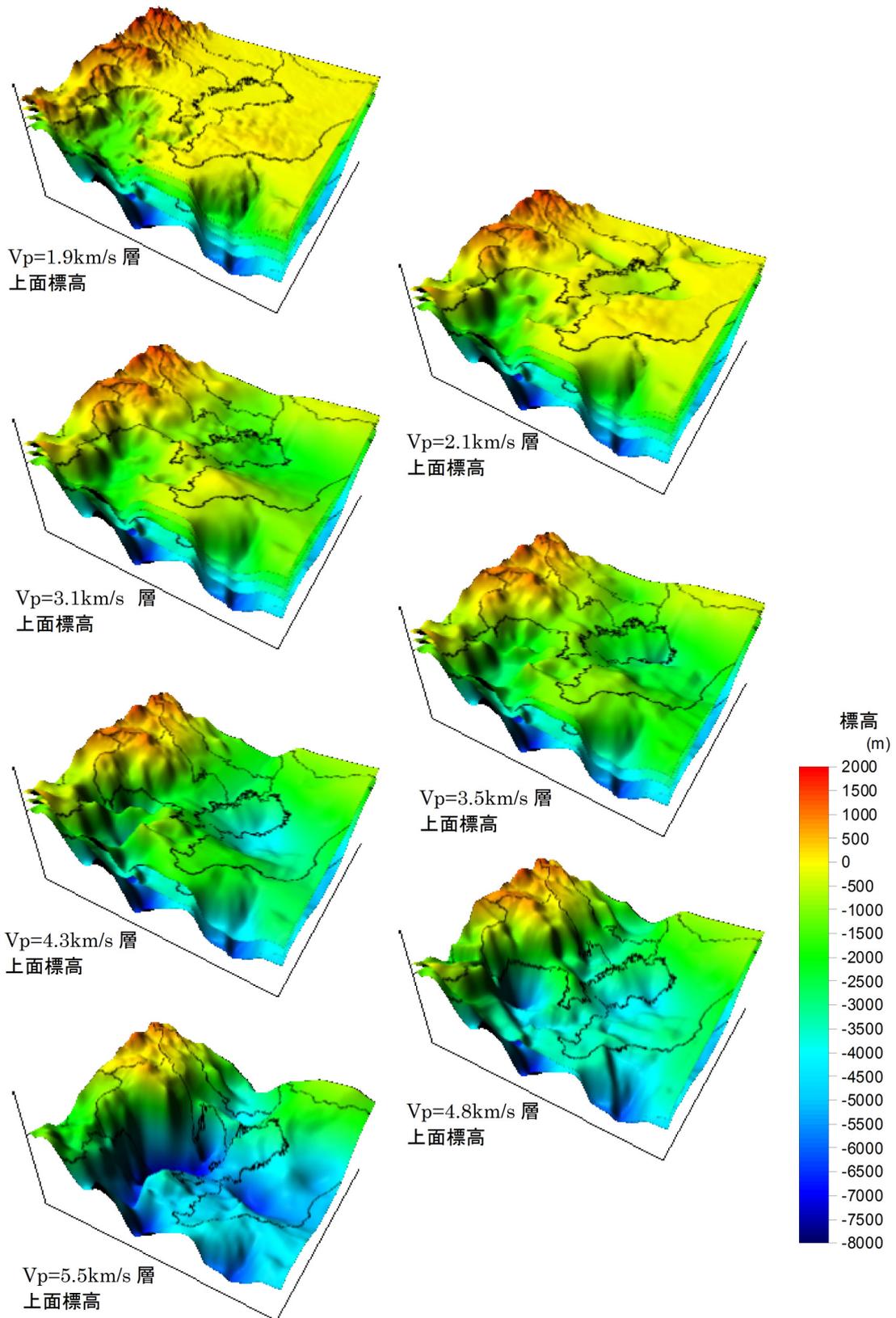
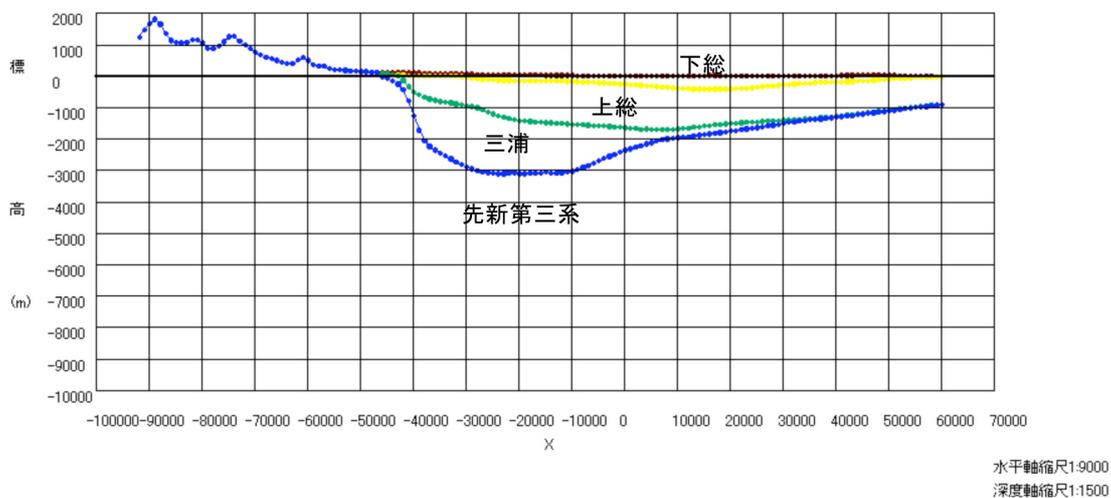
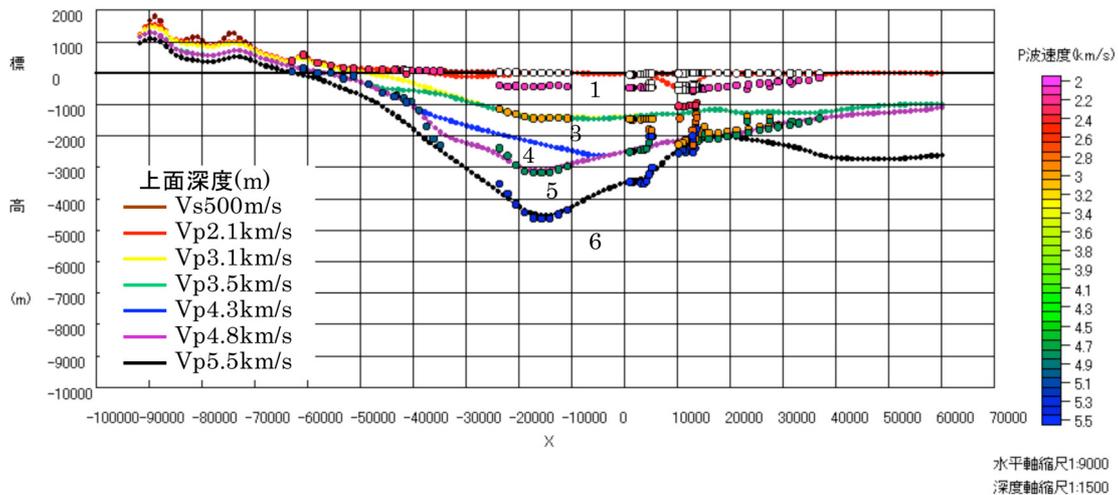


図 3.4-3 (9) 三浦半島周辺鳥瞰図



地質断面図

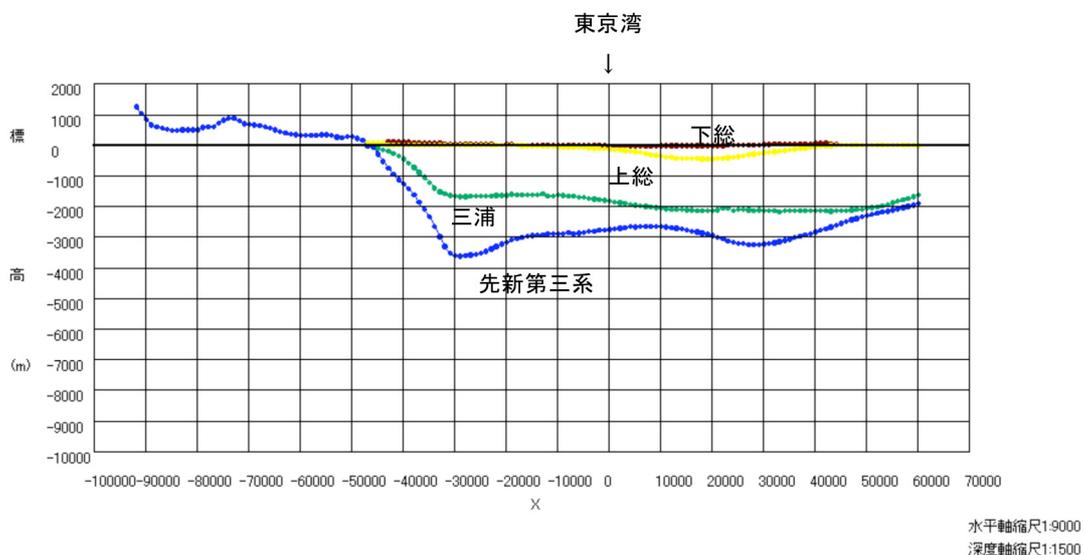


速度断面図

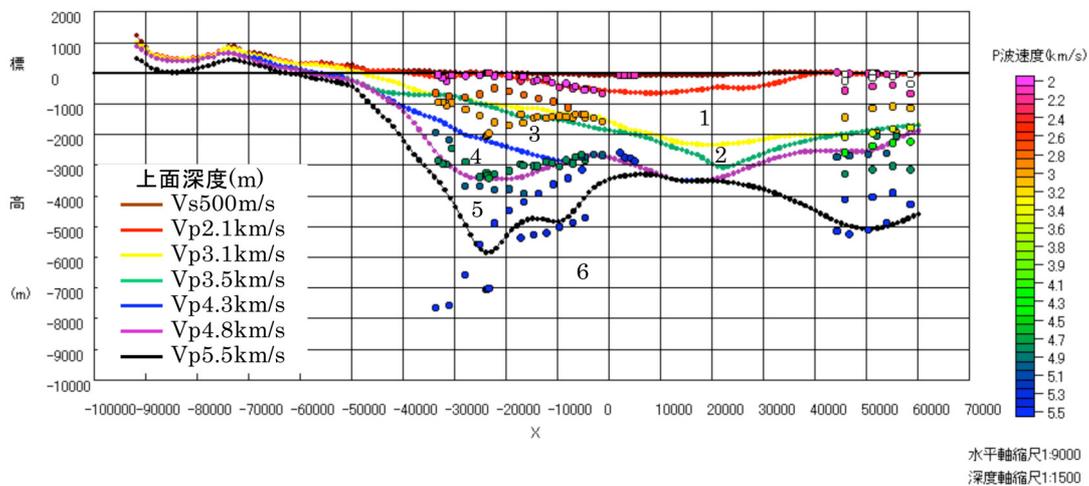
(プロットは物理探査による P 波速度値)

図 3.4-4 (1) 地質および速度構造断面図 (東西断面 -30000m)

3.4 深部地盤構造モデル



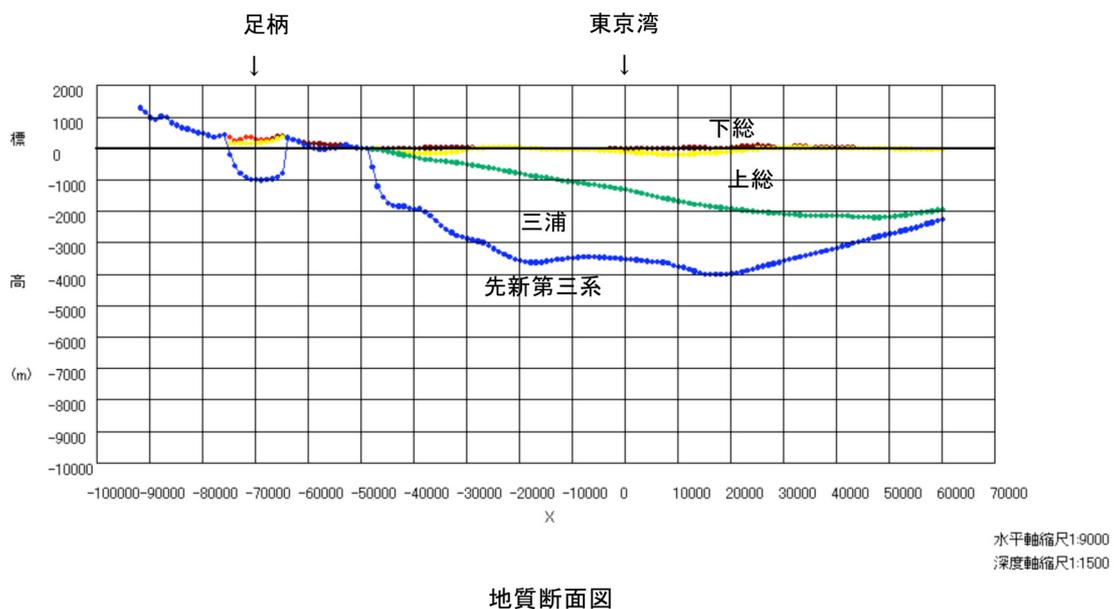
地質断面図



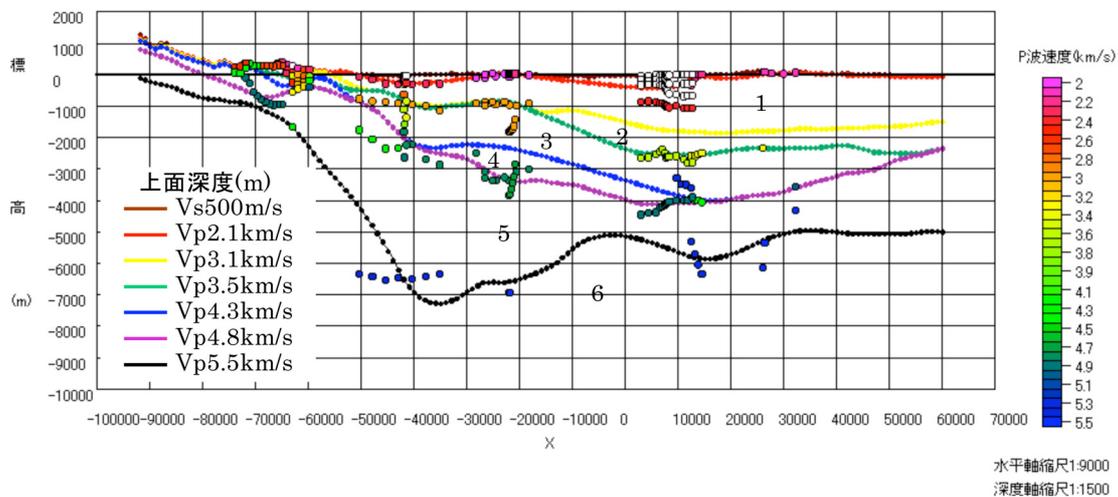
速度断面図

(プロットは物理探査によるP波速度値)

図 3.4-4 (2) 地質および速度構造断面図 (東西断面 -50000m)



地質断面図



速度断面図

(プロットは物理探査による P 波速度値)

図 3.4-4 (3) 地質および速度構造断面図 (東西断面 -70000m)

3.4 深部地盤構造モデル

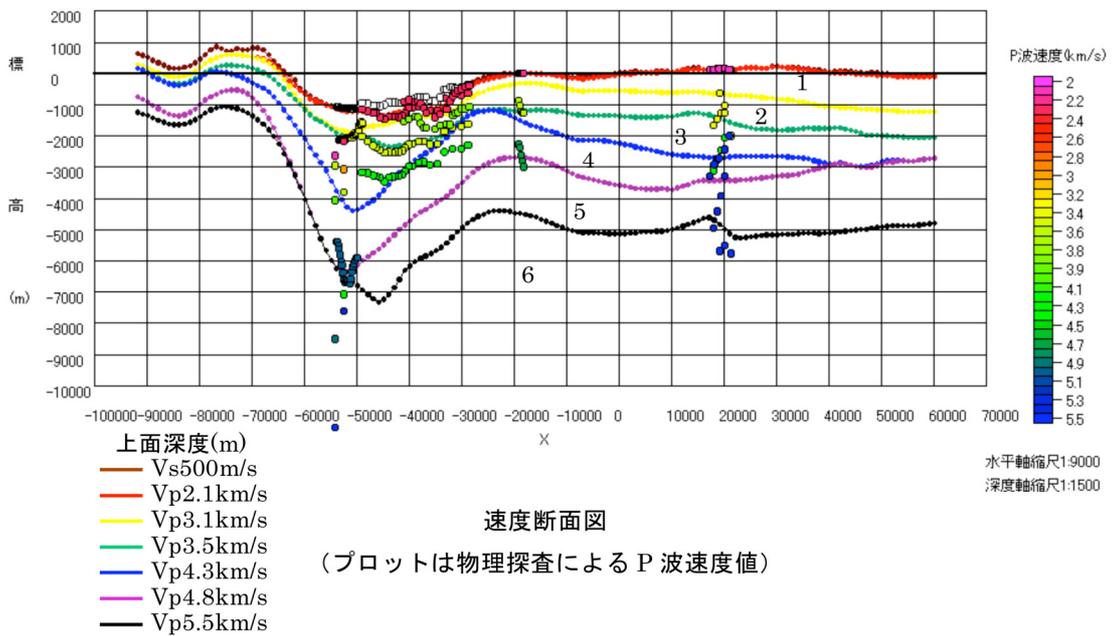
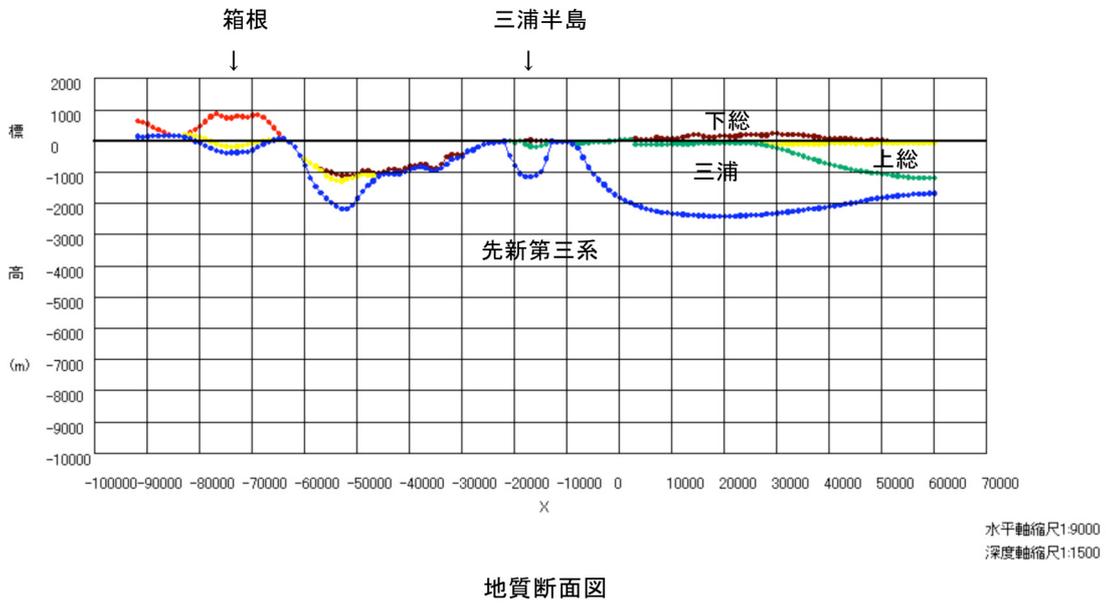
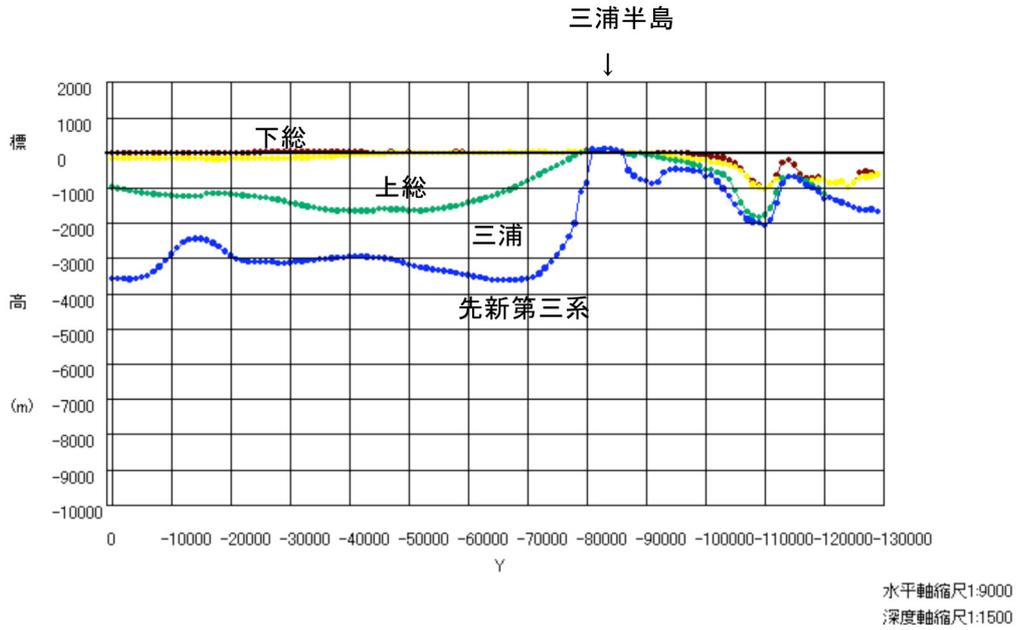
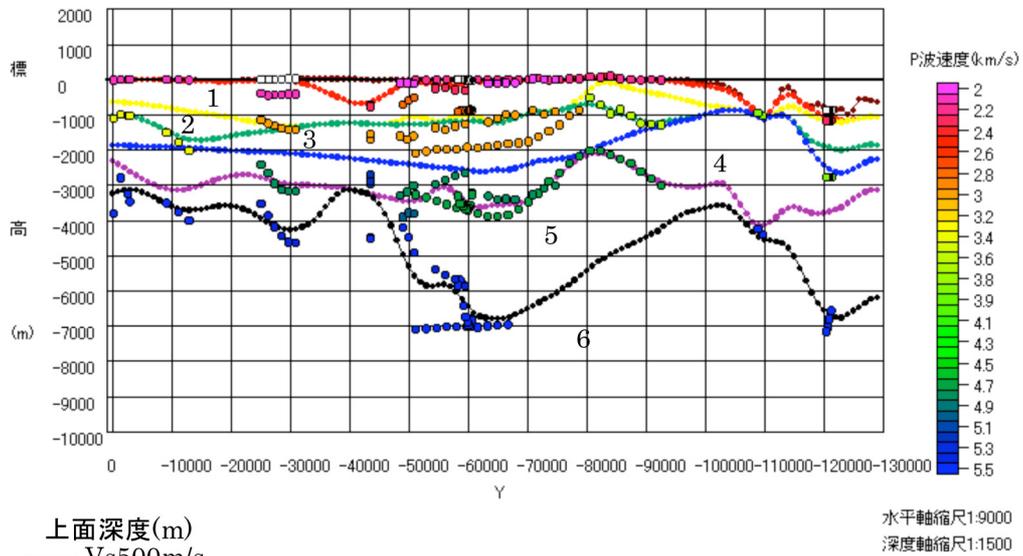


図 3.4-4 (4) 地質および速度構造断面図 (東西断面 -90000m)



地質断面図



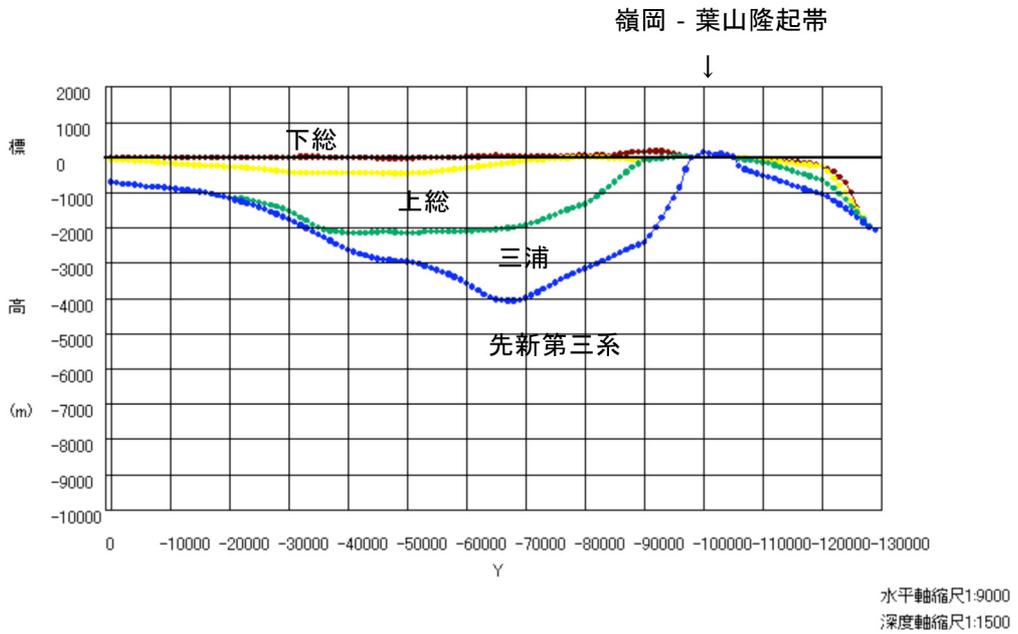
- 上面深度(m)
- Vs500m/s
 - Vp2.1km/s
 - Vp3.1km/s
 - Vp3.5km/s
 - Vp4.3km/s
 - Vp4.8km/s
 - Vp5.5km/s

速度断面図

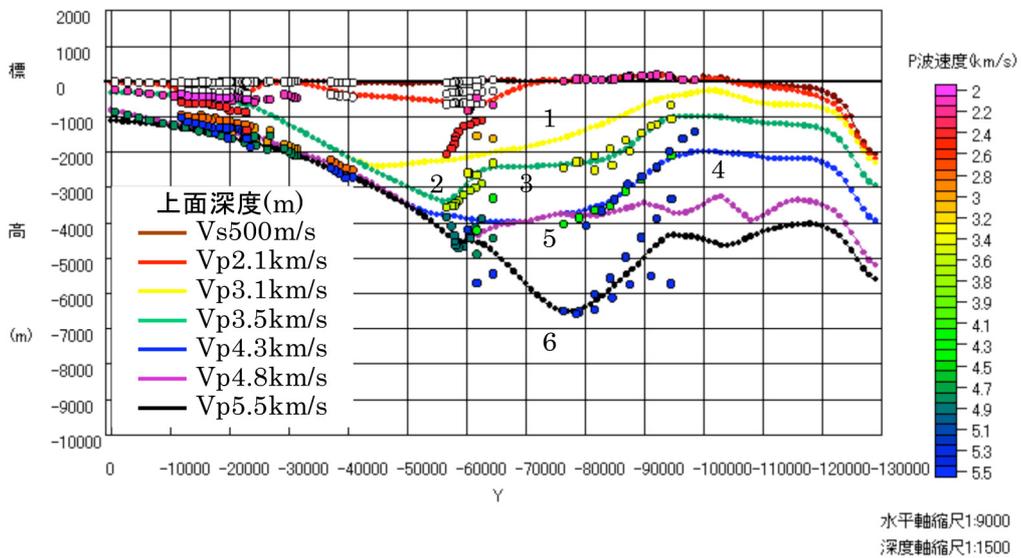
(プロットは物理探査による P 波速度値)

図 3.4-4 (5) 地質および速度構造断面図 (南北断面 -20000m)

3.4 深部地盤構造モデル



地質断面図



速度断面図

(プロットは物理探査によるP波速度値)

図 3.4-4 (6) 地質および速度構造断面図 (南北断面 20000m)

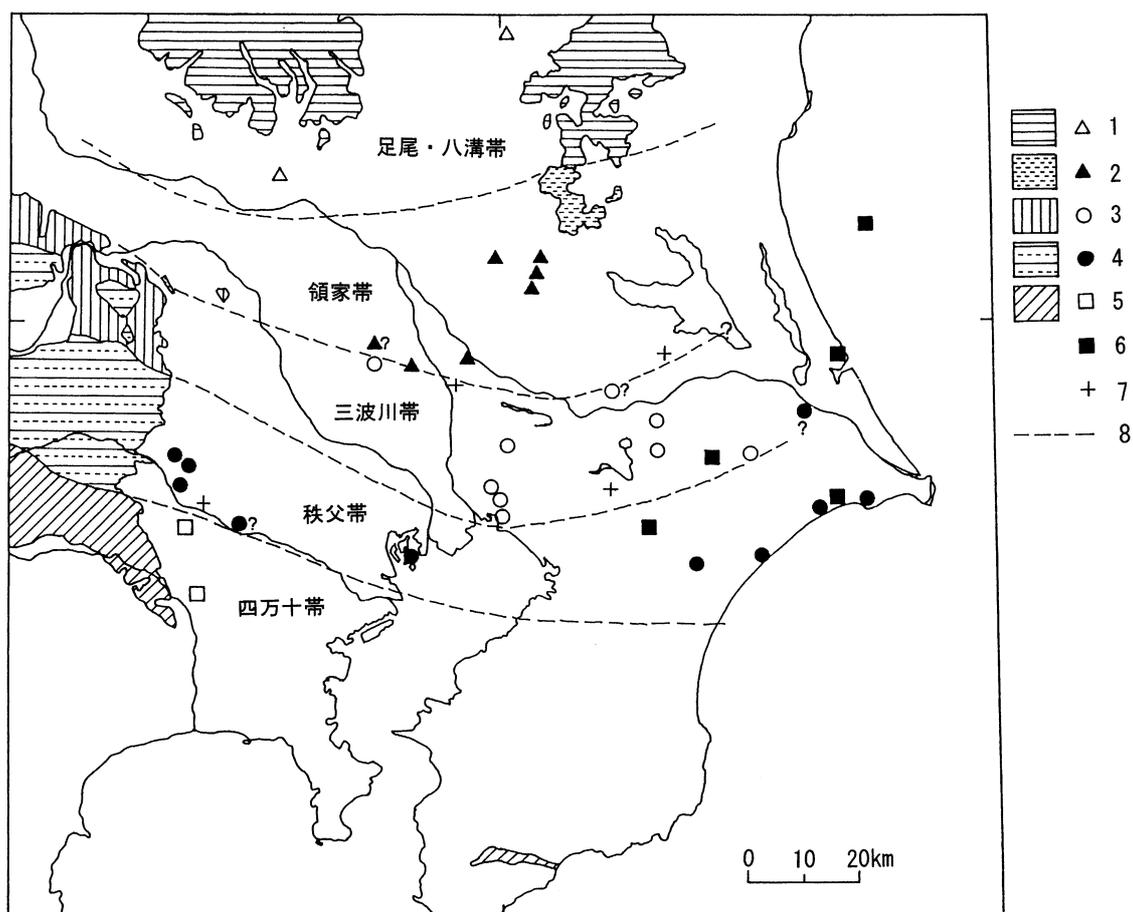


図 3.4-5 関東平野下及び周辺の先新第三系の分布 (鈴木, 2002) -

3.4.4 物性値

表 3.4-2 に各速度層の物性値を示す。S 波速度と密度は、Ludwig et al. (1970) の関係図により P 波速度から推定した (図 3.4-6)。深層観測井の速度検層および音波検層などから、P および S 波速度と密度の関係を検討したが、Ludwig et al. (1970) の関係図よりも S 波速度がやや小さい傾向がみられ、本検討では採用しなかった。

表 3.4-2 各層の物性値 (Ludwig et al. (1970) により推定)

速度層 区分	P 波速度 Vp km/s	S 波速度 Vs km/s	密度 g/cm ³	代表的な地質
1	2.1	0.7	2	上総層群
2	3.1	1.5	2.2	三浦層群 (上部)
3	3.5	1.9	2.3	三浦層群 (中部)
4	4.3	2.3	2.4	三浦層群 (下部)
5	4.8	2.8	2.6	先新第三系 (嶺岡・保田・葉山層群、四万十帯)
6	5.5	3.2	2.65	先新第三系 (領家帯, 三波川帯, 秩父帯)

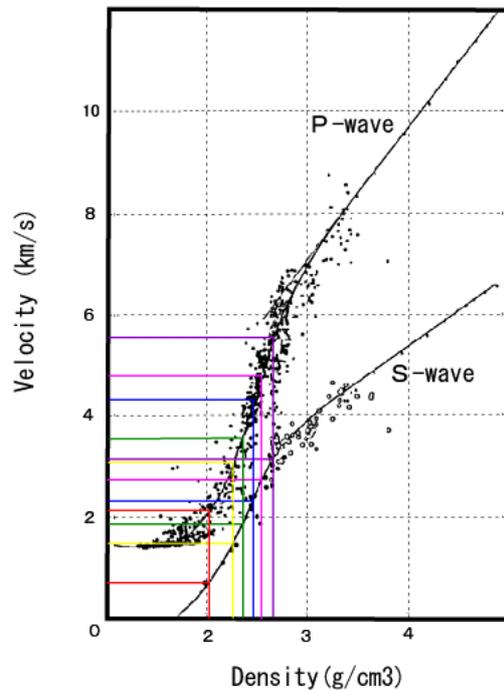


図 3.4-6 Ludwig et al. (1970) による P および S 波速度と密度の関係図

3.5 浅部地盤構造モデル

浅部地盤構造モデルは、地震動の評価方法によって二通りの方法を用いてモデル化を行った。まず、地震動評価の方法を整理すると、一つは、工学的基盤における地震動強さ（最大速度）が求められた場合に、予め求めておいた表層地盤の増幅倍率をかけて地表の地震動強さを算出する方法がある。これには国土数値情報を利用した簡易的な方法がある。二つには、工学的基盤における地震動強さとして地震波形が求められている場合に、これを入力として地盤の応答計算を行い、地表の地震動強さ（波形）を求める方法がある。以下には、これらの二通りの方法について述べる。

3.5.1 国土数値情報を用いた表層地盤の増幅率の評価

A. 基本的な考え方

地震動評価における表層地盤の増幅率評価については、簡易的に地盤の増幅度を全国同水準に求めることを前提に考えた。

国土数値情報に含まれる地形学的情報が全国を網羅しており、これより地盤の増幅度を求め、工学的基盤における地震動強さ（最大速度）にこの増幅度をかけることにより、地表の地震動強さを求める方法である。用いる方法は、松岡・翠川(1994)によって提案された方法とした。

B. 増幅率評価に用いる国土数値情報および地質図

地盤を一律に細かく評価した資料として、国土数値情報（国土交通省国土地理院）や 100 万分の 1 地質図(独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)などがある。前者については微地形分類、海岸線、主要河川、標高のデータ、後者については表層地質分布から地質年代のデータを使用する事ができる。このうち、地形分類のデータは、全国を約 1 km のメッシュに分けて、メッシュごとに評価されている。しかし、これは県を単位とした分析であり、県によって評価の精度が違ったり、表現が異なったりしており、全国的には統一でない部分もある。また、これらのデータは主に昭和 40 年代に作成されたためにその後埋め立てられたり、造成されたりした地域のデータは含まれていない。以上の点を踏まえ、対象地域の地形分類データについて統一的に見直す作業を行った。

表 3.5-1 国土数値情報による地形分類および表層地質分類と松岡・翠川による微地形区分との関係

国土数値情報による地形分類および表層地質分類		地盤の増幅度の計算に用いる微地形区分 松岡・翠川(1994)	
コード ¹⁾	地形分類	微地形区分	
副6	埋立地	埋立地	
副7	干拓地	人工改変地	
副5	人工改変地	デルタ・後背湿地 $D \leq 0.5$ ²⁾	
主21	三角州性低地	デルタ・後背湿地 $D > 0.5$ ²⁾	
主22	砂州・自然堤防	自然堤防	
主23	被覆砂丘	谷底平野	
区12、主16	(砂丘砂の)砂礫台地	砂州・砂丘	
主19	扇状地性低地	扇状地	
主14	ローム台地	ローム台地	
主16	(砂丘砂以外の)砂礫台地	砂礫台地	
主9~11	丘陵地	丘陵地	
時代5,6	沖積・洪積	他の地形(火山など)	
時代4	新第三紀	先第三紀	
時代3	古第三紀		
時代2	中生代		
時代1	古生代		

1) 主および副は、国土数値情報の地形分類における主分類および副分類。区および時代は、国土数値情報の表層地質分類における岩石区分および時代区分
2) Dは主要河川からの距離(km)

表 3.5-1 に国土数値情報による地形分類および表層地質分類と松岡・翠川(1994)による微地形区分との関係を示す。ここでは、表 3.5-1 の対応関係を基本として、松岡・翠川(1994)の微地形分類を行うこととした。

なお、以下の2点について新たに考慮することとした。

①微地形区分の「他の地形（沖積・洪積）」の見直し

国土数値情報を用いた微地形区分の中にある「他の地形（沖積・洪積）」という分類は、その大半が第四紀に噴火した火山の地形であるが、同地域の地質図と比較すると第三紀以前の岩盤が露出している地域が混在している箇所が多く見られた。そこで、「他の地形（沖積・洪積）」に分類される地域の地質図と照らし合わせて、再分類を行った。

②微地形区分がなされていないメッシュの再評価

国土数値情報では、湖や海沿いにおいて 1km メッシュの大半が水面部である場合は対象から除外している。このため、メッシュ内に陸がわずかに存在する場合でも、微地形区分が抜けている場合がある。そこで、データが抜けている湖および海沿いのメッシュに対して微地形ないしは地質を追加する作業を行った。

C. 表層地盤の増幅の評価

表層地盤の増幅の評価については、前項で示した地震動評価のための微地形区分ごとに平均 S 波速度を設定し、その平均 S 波速度から増幅度を算定する方式を採用した。そこでまず、松岡・翠川(1994)によって示された式(3.5-1)の關係を用いて微地形区分ごとの平均 S 波速度を算定する。

$$\text{LogAVS} = a + b \cdot \text{Log}H + c \cdot \text{Log}D \pm \sigma \quad (3.5-1)$$

- AVS ; 地表から地下 30m までの
推定平均 S 波速度 (m/s)
- a, b, c, σ ; 係数(表 3.5-2)
- H ; 標高 (m)
- D ; 主要河川からの距離 (km)

表 3.5-2 式(3.5-1)における微地形区分ごとの係数

No	微地形区分	a	b	c	σ
1	埋立地	2.23	0	0	0.14
2	人工改変地	2.26	0	0	0.09
3	三角州・後背湿地(D ≤ 0.5)	2.19	0	0	0.12
4	三角州・後背湿地(D > 0.5)	2.26	0	0.25	0.13
5	自然堤防	1.94	0.32	0	0.13
6	谷底平野	2.07	0.15	0	0.12
7	砂州・砂丘	2.29	0	0	0.13
8	扇状地	1.83	0.36	0	0.15
9	ローム台地	2	0.28	0	0.11
10	砂礫台地(段丘)	1.76	0.36	0	0.12
11	丘陵	2.64	0	0	0.17
12	その他(火山など)	2.25	0.13	0	0.16
13	先第三紀	2.87	0	0	0.23

松岡・翠川(1994)による

ところで、Matsuoka and Midorikawa (1994)によると、それぞれの微地形区分における標高のデータに係る係数 b と主要河川までの最短距離に係る係数 c は、実測値データを元に決定した関数によるものであり、対応する標高には有効な範囲が存在する。そこで、Matsuoka and Midorikawa (1994)で示されているグラフから微地形区分ごとに標高の範囲と主要河川までの最短距離の範囲を決定し、範囲から外れる標高値については、標高が範囲を下回る場合は下限を、範囲を上回る場合は上限の値を用いることとした。表 3.5-3 および表 3.5-4 に設定した係数 b の標

高の範囲と係数 c の主要河川からの最短距離の範囲を示し、図 3.5-1 および図 3.5-2 に Matsuoka and Midorikawa (1994) による AVS と標高の関係および主要河川からの最短距離の関係図を示す。

表 3.5-3 係数 b の標高の範囲

微地形区分	標高 (m)	
	下限	上限
自然堤防	1.5	80
谷底平野	0.7	200
扇状地	4.0	150
ローム台地	7.0	180
砂礫台地	20.0	150
その他	2.0	1000

表 3.5-4 係数 c の主要河川からの最短距離の範囲

微地形区分	主要河川からの距離 (km)	
	下限	上限
デルタ・後背湿地 ($D > 0.5$)	0.5	4.5

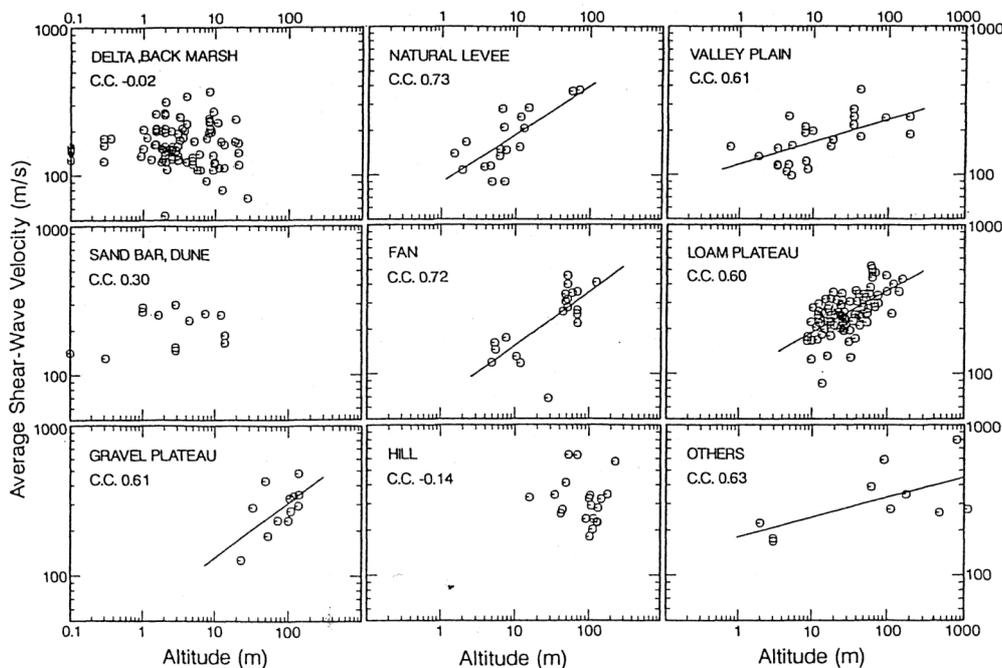


図 3.5-1 AVS と標高の関係 (Matsuoka and Midorikawa, 1994)

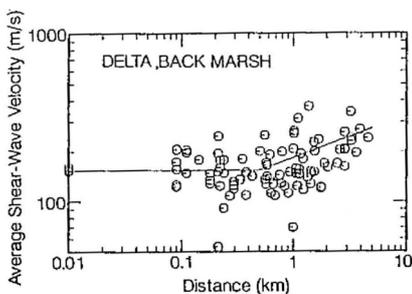


図 3.5-2 AVS と主要河川からの距離の関係 (Matsuoka and Midorikawa, 1994)

松岡・翠川 (1994) は、第三紀ないしそれ以前の丘陵地 (AVS が 600m/s 程度) を基準とした表層地盤の速度の増幅度について、式 (3.5-2) を用いて算定することを提案している。ここでも同様な方法を用いて表層地盤の増幅度を求めることとした。これにより、何らかの方法によって求められた基盤速度に、この増幅度を掛け合わせることで各メッシュの地表速度が算定できる。

なお、標高値や主要河川からの距離によっては地表から地下 30m までの平均 S 波速度が 100m/s 未満となる場合が生じるが、ここでは、平均 S 波速度が 100m/s 未満となった場合には、平均 S 波速度 100m/s の速度増幅度で評価するものとした。

$$\begin{aligned} \text{LogARV} &= 1.83 - 0.66 \cdot \text{LogAVS} \pm 0.16 \\ &(100 < \text{AVS} < 1500) \end{aligned} \quad (3.5-2)$$

AVS: 地表から地下 30m までの推定平均 S 波速度 (m/s)

ARV: 地表から地下 30m までの速度増幅度

また、式 (3.5-2) は、平均 S 波速度が 600m/s を基準 (増幅度=1.0) としている。今回の予測地図作成に当たっての基盤の評価は、工学的基盤 (S 波速度 400m/s 相当) で行うことを想定しているため、上記増幅度を S 波速度 400m/s の地盤上に適用する場合には、1.31 で割った増幅度を用いることにした。

以上までに述べた方法で、三浦半島断層群周辺について、1km メッシュごとの微地形区分の分布および工学的基盤以浅の速度の増幅度の分布を求めた。求めた結果を下記の図として示す。

- ・ 図 3.5-3: 国土数値情報を用いた微地形区分の分布
- ・ 図 3.5-4: 松岡・翠川 (1994) の方法に基づく工学的基盤以浅の速度増幅度分布

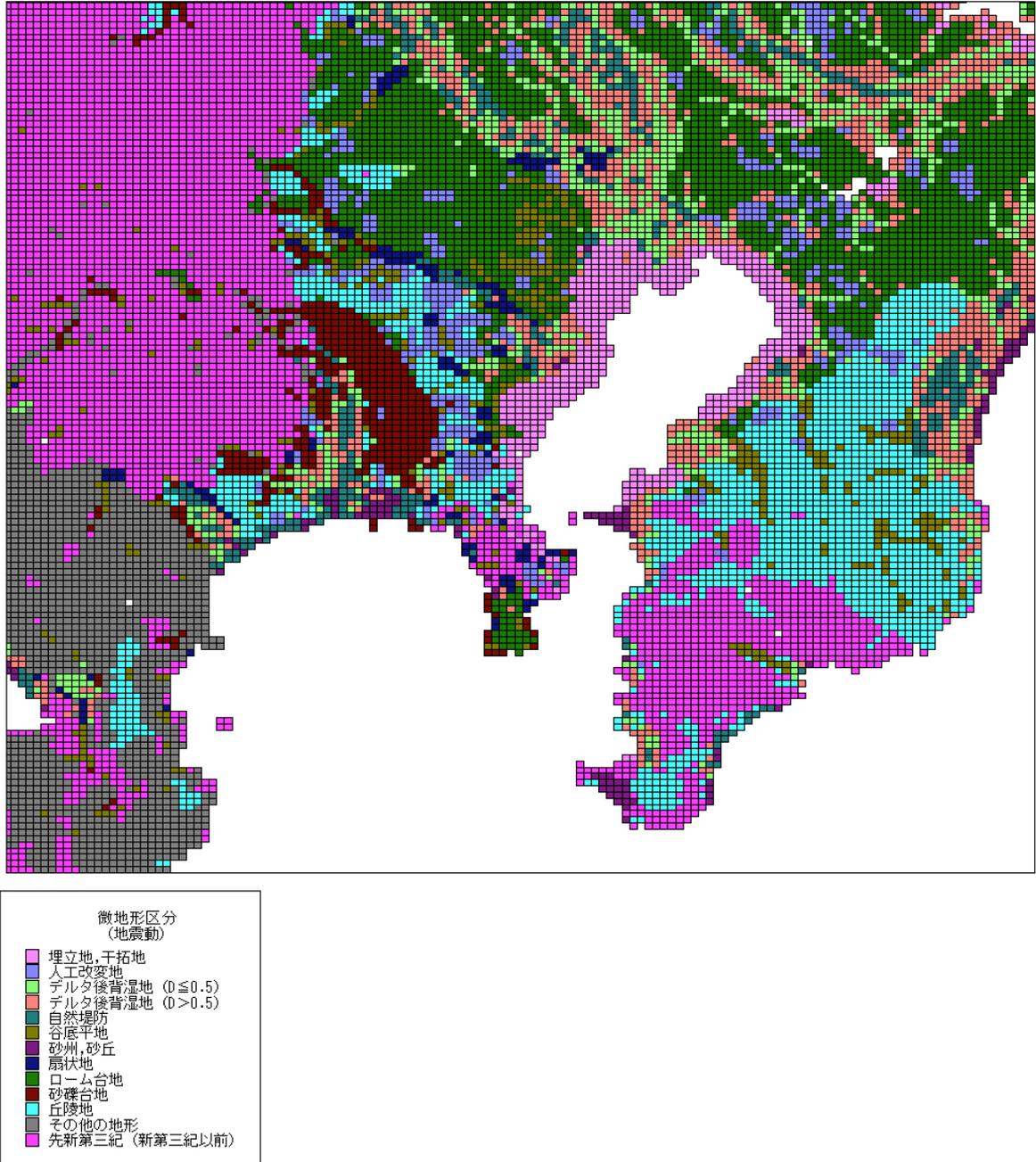


図 3.5-3 国土数値情報を用いた微地形区分の分布

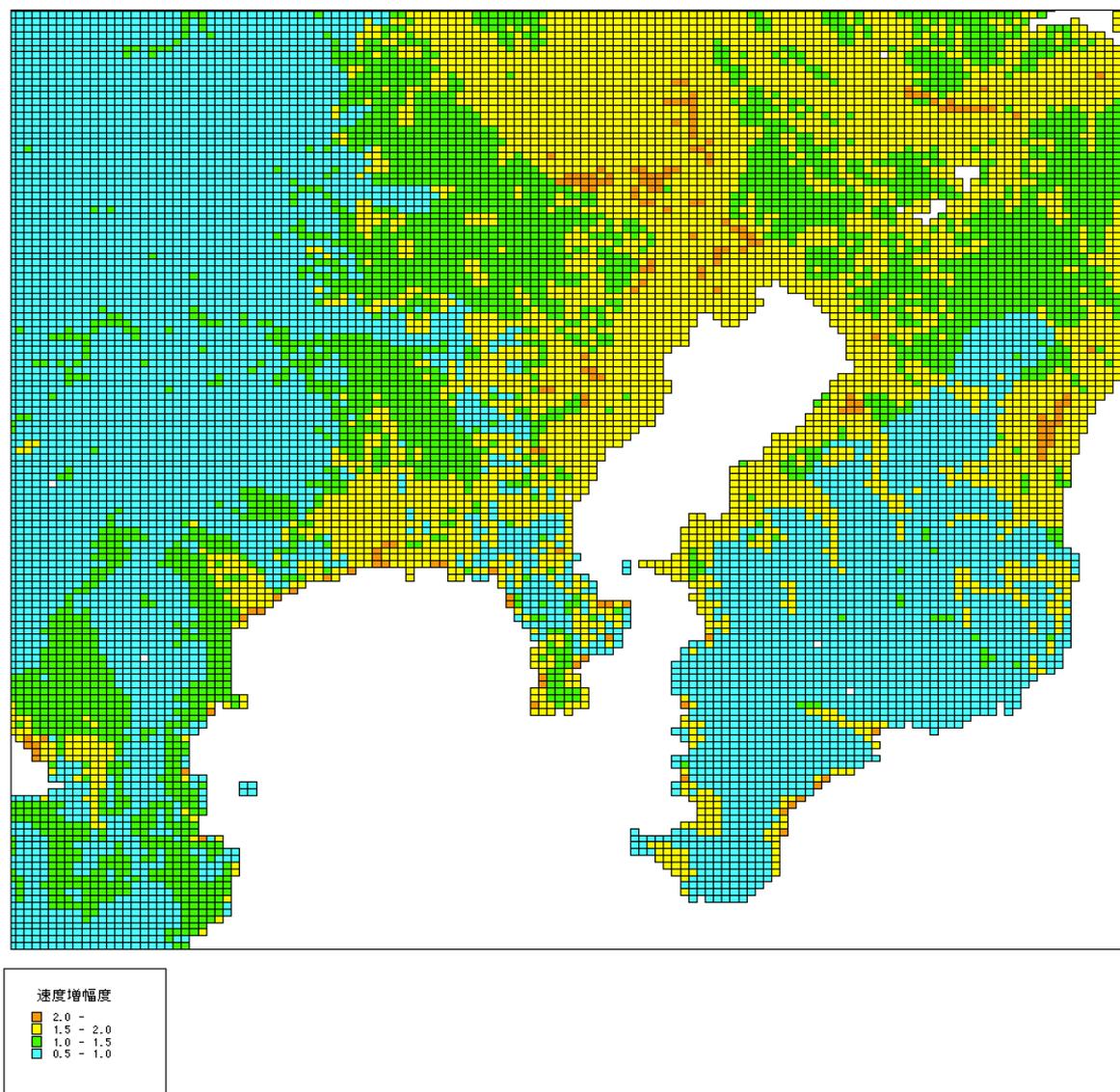


図 3.5-4 松岡・翠川(1994)の方法に基づく工学的基盤以浅の速度増幅度分布

3.5.2 ボーリングデータを利用した表層地盤のモデル化

A. 基本的な考え方

ボーリング柱状図の収集整理を行い、ボーリング柱状図ごとの地質区分および区分ごとの平均N値を整理し、モデル化を行うことを基本とする。

解析に必要な物性値については、極力データを収集するが、ボーリング1本ごとにはデータがないことから、地質区分ごとに設定する。

B. ボーリングデータの収集・整理

公的機関が収集整理しているボーリングデータを収集し、位置情報もあわせてデータベース化を行う。ボーリングデータは、国土交通省、自治体、各種団体や学会、防災科学技術研究所等を中心として収集を行う。この時、ボーリングデータ以外に土質試験結果やP S検層結果についても収集を行う。

収集したボーリング資料は、表 3.5-5 に示すとおりで、図 3.5-5 に解析対象領域のボーリング位置図を示す。

表 3.5-5 収集したボーリング資料の数量

資料の種類	ボーリング本数	備考
J A C I C	1, 237	神奈川県
	1, 925	千葉県
神奈川県	19, 289	
防災科研	1	KiK-net
	58	K-NET
合計	22, 510	

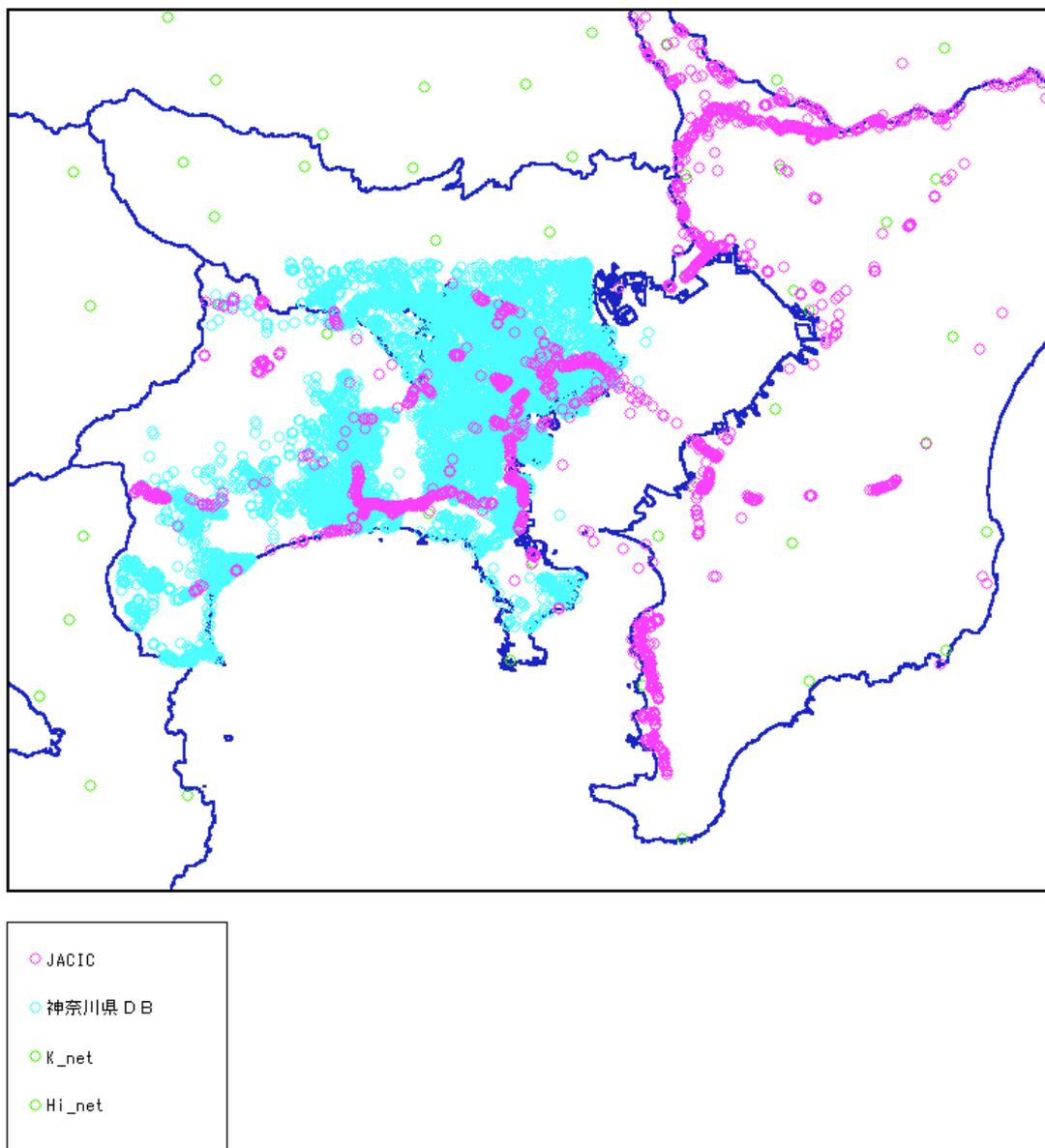


図 3.5-5 三浦半島周辺のボーリング位置図

C. 地質区分の設定

ボーリング1本ごとにP S検層を実施したり、土質試験を実施していることは少ない。ボーリング柱状図の地質表記やN値をもとに地質区分を行う。

地質区分は、表3.5-6のTerzaghi-Peckによる地盤区分を参考に、表3.5-7および表3.5-8に示す土質区分の設定を行う。沖積と洪積の区分がある、なしというのは、ボーリング柱状図に沖積と洪積の区別がされている場合には区別のあるものを、ない場合には区別のないものを用いるということである。ここでは、ボーリング柱状図の沖積および洪積の区分がないために、表3.5-8によって地質区分を行う。

表 3.5-6 Terzaghi-Peck による地盤区分

<砂の場合>		<粘性土の場合>	
N値	地盤区分	N値	地盤区分
0~4	非常に緩い	0~2	非常に軟らかい
4~10	緩い	2~4	軟らかい
10~30	中位の	4~8	普通の
30~50	密な	8~15	硬い
50以上	非常に密な	15~30	非常に硬い
		50以上	固結した

表 3.5-7 地質区分の設定
(沖積・洪積の区別がある場合)

地質区分	地質名	記号	N値
第四紀	埋土	B1	0~4
		B2	4~10
		B3	10~
	腐植土	Ap1	0~1
		Ap2	1~
	粘性土	Ac1	0~2
		Ac2	2~4
		Ac3	4~8
		Ac4	8~15
		Ac5	15~30
		Ac6	30~
	砂質土	As1	0~4
		As2	4~10
		As3	10~30
		As4	30~50
		As5	50~
	礫質土	Ag1	~20
		Ag2	20~30
		Ag3	30~50
		Ag4	50~
更新世	ローム・凝灰質粘土	Lm1	0~4
		Lm2	4~
	粘性土	Dc1	0~2
		Dc2	2~4
		Dc3	4~8
		Dc4	8~15
		Dc5	15~30
		Dc6	30~
	砂質土	Ds1	0~4
		Ds2	4~10
		Ds3	10~30
		Ds4	30~50
		Ds5	50~
	礫質土	Dg1	~20
Dg2		20~30	
Dg3		30~50	
Dg4		50~	

表 3.5-8 地質区分の設定
(沖積・洪積の区別がない場合)

地質区分	地質名	記号	N値
第四紀	埋土	B1	0~4
		B2	4~10
		B3	10~
	腐植土	p1	0~1
		p2	1~
	粘性土	c1	0~2
		c2	2~4
		c3	4~8
		c4	8~15
		c5	15~30
		c6	30~
	砂質土	s1	0~4
		s2	4~10
		s3	10~30
		s4	30~50
		s5	50~
	礫質土	g1	~20
		g2	20~30
		g3	30~50
		g4	50~
ローム・凝灰質粘土	Lm1	0~4	
	Lm2	4~	
第三紀		K	

4. 断層モデルの設定

地震調査研究推進本部地震調査委員会から公表された「三浦半島断層群の長期評価について」（2002年10月9日、表4.1-1参照、以後「長期評価」と略す）に基づき、三浦半島断層群によるシナリオ地震地図作成のための地震シナリオおよび想定地震（以後「想定三浦半島断層群地震」と呼ぶ）の断層モデルを設定した。

4.1 地震シナリオ

三浦半島断層群は三浦半島断層群主部と三浦半島断層群南部に分けられ、三浦半島断層群主部は衣笠・北武断層帯と南側の武山断層帯に分けられる（図4.1-1）。これらの断層群はフィリピン海プレートの沈み込みによる巨大地震（関東地震）の副断層（垣見・他、1974）とも考えられる。地震のシナリオとしてはプレート境界巨大地震の発生に伴う副断層の破壊か、プレートの沈み込みによる地殻のひずみによる地殻内破壊の2通りが考えられる。しかし1923年の関東地震では武山断層帯のごく一部でのみしか断層が出現しなかったこと、相模トラフ沿いのプレート間地震は今後の長期評価の結果を待って別の機会に検討予定であることから、本検討では基本的に関東地震とは切り離して地殻内のみで発生する地震を対象に三浦半島断層群を考える。

長期評価によれば、三浦半島断層群主部は三浦半島断層群南部の最新活動である2万年以上前から現在までに3回の活動を起こしており、最新活動も活動間隔も異なる。このことから本検討では主部と南部はそれぞれ単独に活動すると想定する。

長期評価によれば、三浦半島断層群主部の衣笠・北武断層帯と武山断層帯の最新活動は前者が6-7世紀、後者が約2千3百年以後～約1千9百年以前と異なっており、単独に活動している。ただし両断層帯の距離が近いことから、同時活動の可能性も指摘されている。従って、主部の2つの断層群は、各々単独に活動する場合と同時に活動する場合が想定される。

以上まとめると、以下の4ケースが想定される。

- 1) 三浦半島断層群南部による地震
- 2) 三浦半島断層群主部の衣笠・北武断層帯による地震

- 3) 三浦半島断層群主部の武山断層帯による地震
- 4) 三浦半島断層群主部の衣笠・北武断層帯と武山断層帯の同時活動による地震

シナリオ地震選定にあたっては地震の規模も重要である。長期評価によると三浦半島断層群主部のマグニチュードは 6.7 程度もしくはそれ以上、三浦半島断層群南部ではマグニチュード 6.0 もしくはそれ以上と、南部と比較して主部の方が大きい。また武山断層帯と衣笠・北武断層帯の主部の 2 つの断層群は活動時期が異なるため、各々単独に活動する可能性が高いと判断される。長期評価によると武山断層帯の方が地震の生起確率が高いため、本検討では武山断層帯単独による地震を検討対象とすること、および、衣笠・北武断層帯単独による地震を補足的に検討対象とすることとした。

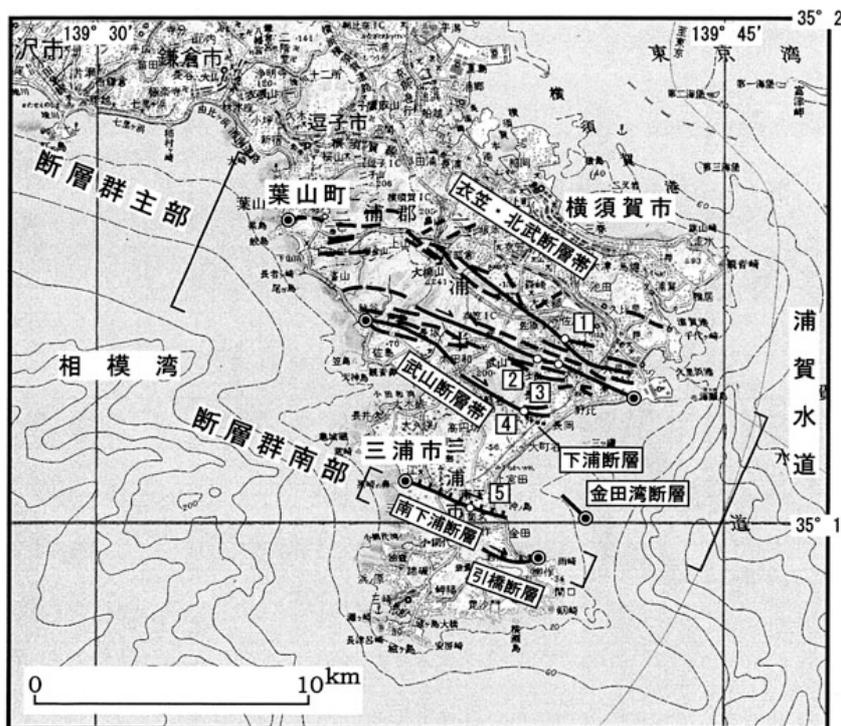


図 4.1-1 三浦半島断層群 (地震調査研究推進本部による)

表 4.1-1 地震調査研究推進本部地震調査委員会から公表された
三浦半島断層群の長期評価

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層群の位置・形態			
(1) 三浦半島断層群主部を構成する断層	衣笠・北武(きぬがさ・きたたけ)断層帯: 衣笠断層帯、北武断層帯 武山(たけやま)断層帯: 武山断層帯(金田湾断層を含む)		文献5による。
(2) 断層群の位置・形状等	地表または海底における断層群の位置・形状 断層群の位置(確認されている範囲の両端位置) 衣笠・北武断層帯 (東端)北緯 35° 12' 東経 139° 43' (西端)北緯 35° 16' 東経 139° 35' 武山断層帯 (東端)北緯 35° 10' 東経 139° 42' (西端)北緯 35° 14' 東経 139° 38' 長さ 衣笠・北武断層帯 約 14km もしくはそれ以上 他のデータをもとに計算により求めると約 22km もしくはそれ以上の可能性もある。 武山断層帯 約 11km もしくはそれ以上 地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 衣笠・北武断層帯、武山断層帯ともに地表または海底での長さ・位置と同じ 上端の深さ 衣笠・北武断層帯、武山断層帯ともに 0 km 一般走向(確認されている範囲の一般走向) 衣笠・北武断層帯 N 60° W 武山断層帯 N 50° W 傾斜 衣笠・北武断層帯、武山断層帯ともに、地表付近では高角度 幅 不明	△ △ ○ △ ○ ○ ◎ △ △ ○	断層帯の位置は、文献 1、8 に基づき、分布が確認されている両端の緯度・経度。 衣笠・北武断層帯の長さのうち約 14km は確認されている範囲の両端を直線で結んだ長さ。約 22km は平均的なずれの速度の最小値と平均活動間隔の最小値から求められた 1 回のずれの量をもとに推定。 武山断層帯の長さは確認されている範囲の両端を直線で結んだ長さ。 上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は確認されている範囲の断層帯の西端と東端を直線で結んだ方向(図 2 参照)。 地表付近の傾斜は、文献 3、4 に示された断層露頭やトレンチでの観察結果から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	右横ずれ断層。上下成分を伴うが、北側隆起と南側隆起の箇所とが混在。	◎	文献 3、4、5、6、8 に示された変位地形・断層露頭などによる。
2. 断層群の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	衣笠・北武断層帯 0.9-2.3m/千年(右横ずれ成分) 武山断層帯 0.5-2.8m/千年(右横ずれ成分)	△ △	最小値は文献 6 などに示された数値から推定。最大値は 1 回の活動に伴うずれの量の想定し得る最大値と平均活動間隔の最小値から推定(注 5)。 1 回の活動に伴うずれの量と平均活動間隔から推定(注 6)。
(2) 過去の活動時期	衣笠・北武断層帯 活動 1(最新活動) 6-7 世紀 活動 2(一つ前の活動) 約 7 千 2 百年前以後、約 3 千 4 百年前以前 このほか、約 1 万 6 千年前以後、約 1 万 1 千年前以前にも活動 武山断層帯 活動 1(最新活動) 約 2 千 3 百年前以後、約 1 千 9 百年前以前 活動 2(一つ前の活動) 約 3 千百年前以後、約 2 千 3 百年前以前 活動 3(二つ前の活動) 約 5 千 6 百年前以後、約 5 千 4 百年前以前 1923 年の大正関東地震の際に、三浦半島東岸の武山断層帯付近で、長さ 1 km 程度にわたって地震断層が出現したが、地震断層の現れた範囲は武山断層帯のごく一部の範囲に限られているため、武山断層帯固有の活動ではないと推定される。	◎ ○ ◎ ◎ ○ ○	活動時期は文献 3、4 などに示された資料から推定。 文献 7 の記述などから推定。

表 4.1-1 地震調査研究推進本部地震調査委員会から公表された
三浦半島断層群の長期評価 (続き)

<p>(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔</p>	<p>衣笠断層・北武断層帯 1 回のずれの量 (右横ずれ成分) 1 m 程度もしくはそれ以上 他のデータをもとに計算により求めると 2 m 程度もしくはそれ以上の可能性もある。 平均活動間隔 1 千 9 百年 - 4 千 9 百年程度</p> <p>武山断層帯 1 回のずれの量 (右横ずれ成分) 1 m 程度もしくはそれ以上 平均活動間隔 1 千 6 百年 - 1 千 9 百年程度</p>	<p>△ △ △ △ ○</p>	<p>衣笠・北武断層帯の 1 回のずれの量のうち、1 m は、確認されている断層の長さから推定。また、2 m は平均的なずれの速度の最小値と平均活動間隔の最小値から推定。平均活動間隔の最小値は最新 2 回の活動時期から推定。最大値は平均的なずれの速度の最小値及び 1 回の活動に伴うずれの量の想定し得る最大値から推定 (注 7)。</p> <p>武山断層帯の 1 回のずれの量は、確認されている断層の長さから推定。平均活動間隔は最新 3 回の活動時期から推定。</p>
<p>(4) 過去の活動区間</p>	<p>活動区間: 最新活動時は、衣笠・北武断層帯と武山断層帯でそれぞれ 1 区間。それ以前の活動時には全体が 1 区間として活動した可能性もある。</p>	<p>◎ △</p>	<p>文献 3、4 に示された資料から推定。 断層の位置関係、形状などから推定。</p>
<p>3. 断層群の将来の活動</p>			
<p>(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模</p>	<p>活動区間: 衣笠・北武断層帯と、武山断層帯がそれぞれ 1 区間として活動。全体が 1 区間として活動する可能性もある。</p> <p>地震の規模とずれの量 衣笠・北武断層帯 地震規模: マグニチュード 6.7 程度もしくはそれ以上。 他のデータをもとに計算により求めるとマグニチュード 7.0 程度もしくはそれ以上の可能性もある。 ずれの量 (右横ずれ成分) : 1 m 程度もしくはそれ以上 他のデータをもとに計算により求めると 2 m 程度もしくはそれ以上の可能性もある。</p> <p>武山断層帯 地震規模: マグニチュード 6.5 程度もしくはそれ以上 ずれの量 (右横ずれ成分) : 1 m 程度もしくはそれ以上</p>	<p>○ ○ △ △ △ ○ △</p>	<p>最新活動から推定。 断層の位置関係、形状などから推定。</p> <p>衣笠・北武断層帯の地震規模及びずれの量のうち、マグニチュード 6.7、ずれの量 1 m は確認されている断層の長さから推定。マグニチュード 7.0、ずれの量 2 m は他の数値と整合をはかるため平均的なずれの速度の最小値と平均活動間隔の最小値から推定。</p> <p>武山断層帯の地震規模及びずれの量は分布が確認されている範囲の断層の長さから推定。</p>

4.2 断層モデル設定の考え方と方針

想定地震の断層モデルを図 4.2-1 の流れに沿って設定した。

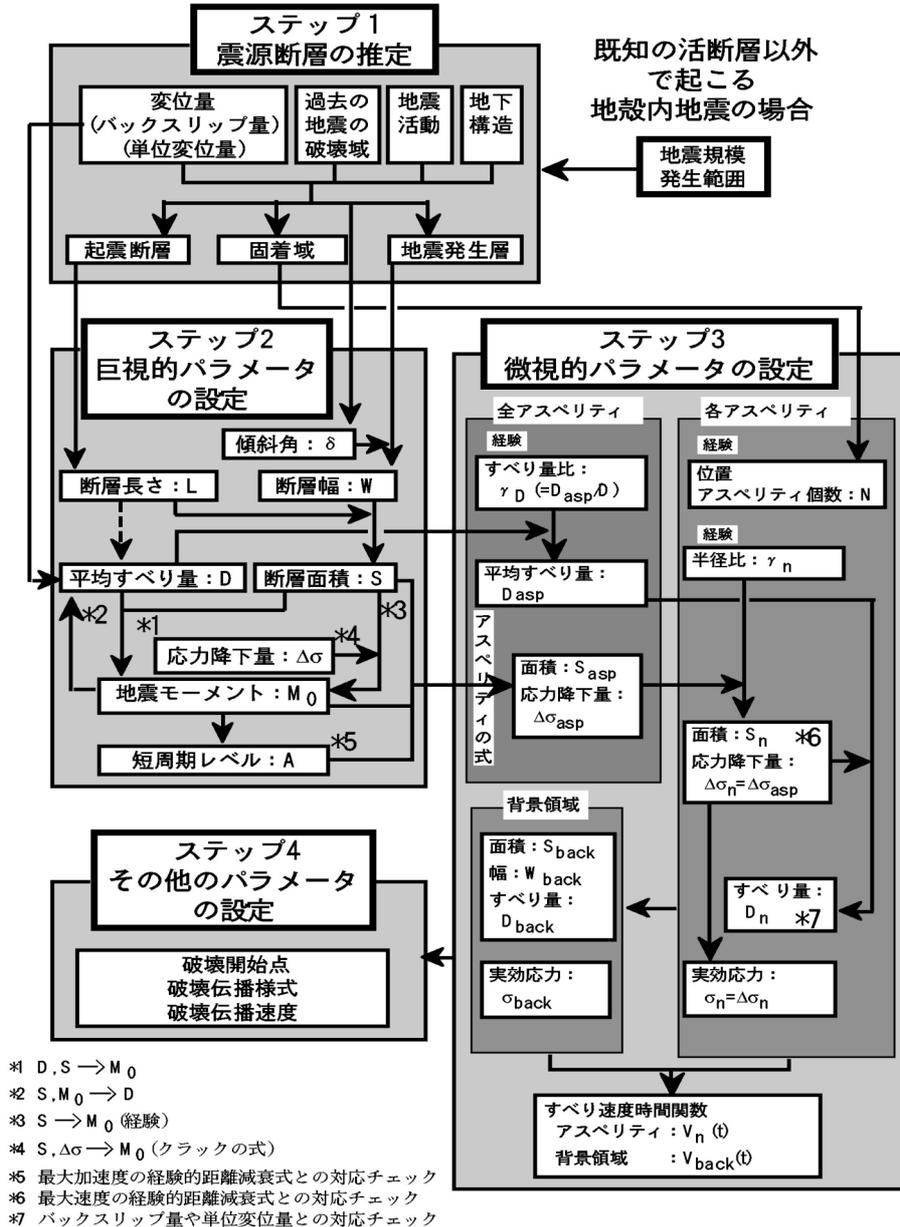


図 4.2-1 断層パラメータの設定方法

4.2.1 巨視的断層パラメータ

(1) 断層長さ

・ 武山断層帯

海域での十分な調査データが無く、断層長さの推定が困難である。ここでは、強震動評価部会の判断として断層長さを $L=20\text{km}$ に設定した。

・ 衣笠・北武断層帯（補足検討対象）

長期評価では平均横ずれ変位速度の最小と最小活動間隔から断層最小長さを 22km と推定しているが、この値は最小値で、実際には更に長いと考えられる。そこで、長期評価結果の断層両端から直線的に延長し、西は湘南海岸まで、東は浦賀水道の最深部まで延長した。西の延長線上の陸域に断層が認められないことや、東の延長上の浦賀水道海底の東斜面に断層の跡が認められないことにより、直線延長した場合の想定可能な最大長を採用したものである。その結果、断層長さは 28km とした。

(2) 断層の走向・傾斜角・滑り角

長期評価による走向や地表断層の走向および強震動評価部会の判断に基づいて、両断層とも平均的な走向を $N60^\circ W$ として与え、それぞれ 1 セグメントとしてモデル化した。このようにして定められた武山断層帯のモデルの地表トレースを図 4.2-2 に、衣笠・北武断層帯のモデルの地表トレースを図 4.2-3 に、それぞれ線分で示す。両図には、長期評価結果の断層両端位置も ●印で併せ示した。武山断層帯モデルの地表トレースは、長期評価結果の断層両端位置からそれぞれ等距離にあって前述の平均的な走向と長さを有する線分となっている。

断層の傾斜角は強震動評価部会の判断に基づいて 45° に設定した。両断層とも変位地形や断層露頭からみて右横ずれ成分が卓越すること、同断層帯での微小地震の震源メカニズム解が見あたらず縦ずれを支持するデータがないことから、断層の滑り方向は右横ずれのみとする。なお、太田・他 (1982) などによれば、三浦半島断層群の変位様式は第四紀中期頃から現在の右ずれ主体になったとされている。

4.2 断層モデル設定の考え方と方針

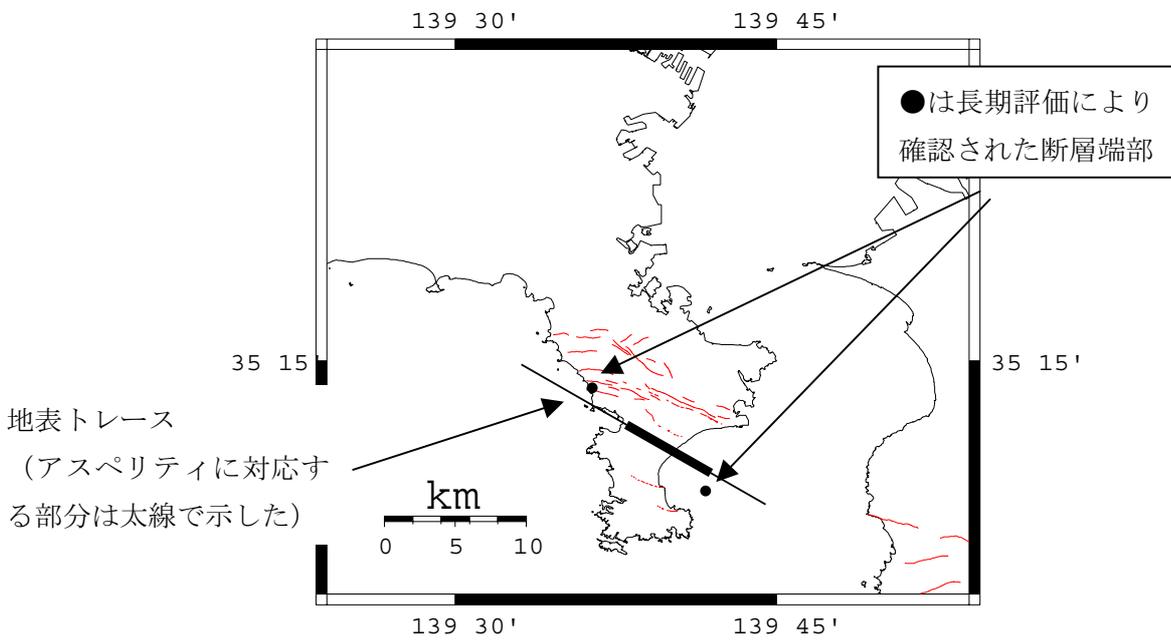


図 4.2-2 武山断層帯モデルの地表トレース

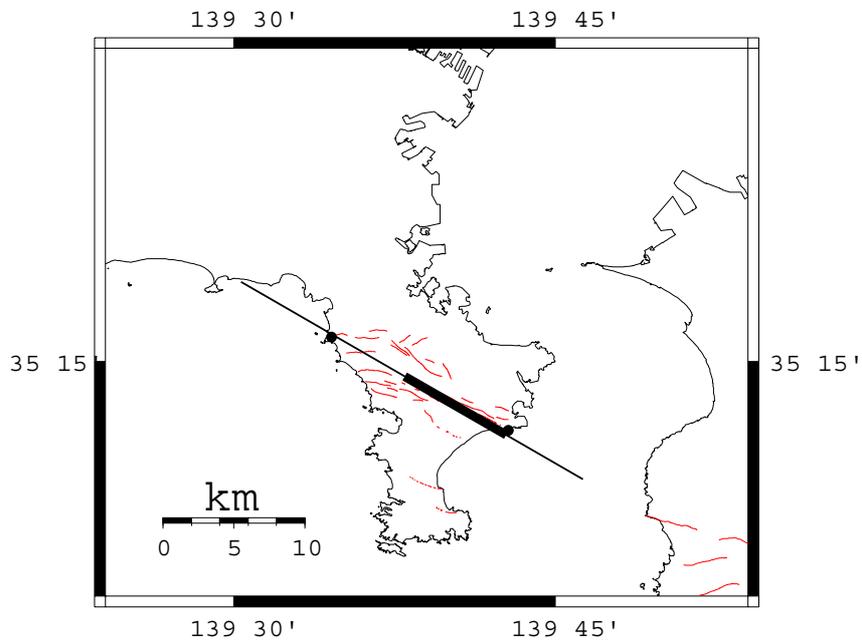


図 4.2-3 衣笠・北武断層帯モデルの地表トレース

(3) 断層の上端・下端深さ

断層上端は、関東平野下の上部地殻と考えられる先新第三系の上面と考える。先新第三系での地震波の放出は、Wald and Somerville (1995) による 1923 年の関東地震の震源インバージョンにおいても認められる。神奈川県 (2001b) では、タイムターン法による基盤深度を重力で補間して面的な基盤深度の分布を求めている (図 4.2-4)。両断層付近では基盤深度が平均的にみて約 3km となっており、ここでは断層上端深さを 3km と設定した。

断層下端は地殻内地震の平均的な発生層下端と考え、強震動評価部会の判断に基づいて断層下端深さを 15km と設定した。なお、Ishida (1992) が震源分布から推定したフィリピン海プレート上面深度 (図 4.2-5) をみると、両断層付近では約 15km 程度となっている。従って、ここで設定した断層下端はフィリピン海プレートの上に載っている地殻内地震の断層下端として問題ないと判断される。

(4) 地震モーメント・平均滑り量・短周期レベル・ f_{max}

総地震モーメントは、断層面積との平均的な関係に基づき設定した。平均滑り量は地震モーメントと断層面積から計算して求めた。総短周期レベルは、地震モーメントとの平均的な関係に基づき設定した。 f_{max} は、兵庫県南部地震などの内陸地震の f_{max} を考慮して設定した [鶴来・他 (1997) による兵庫県南部地震の値である 6 Hz を採用]。

4.2 断層モデル設定の考え方と方針

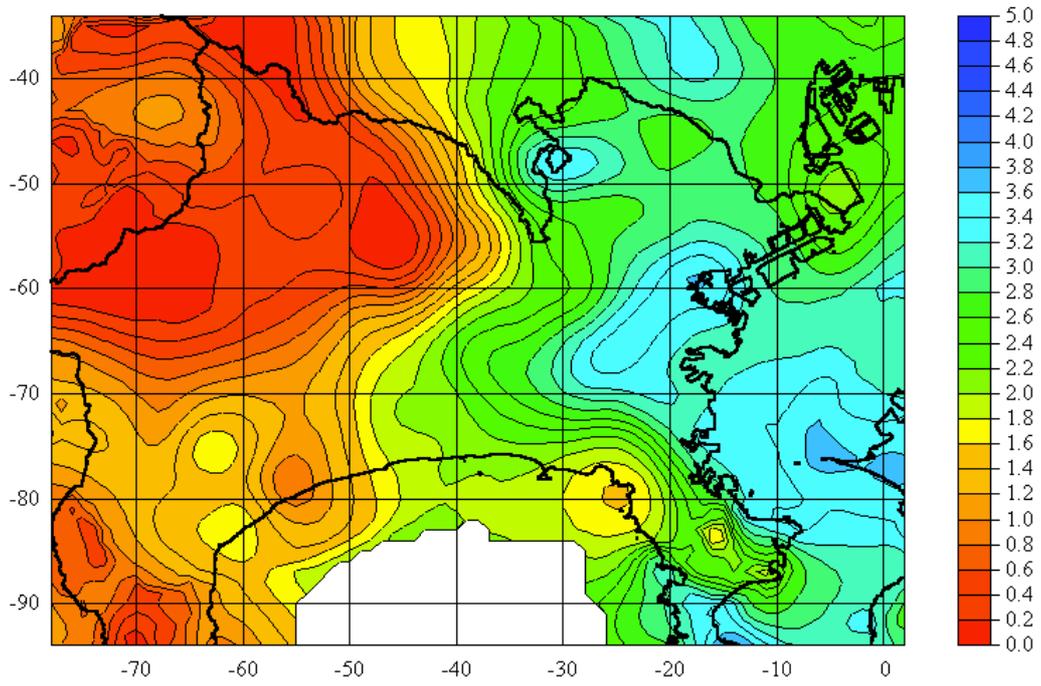


図 4.2-4 神奈川県 (2001b) による基盤深度 (単位は [km])

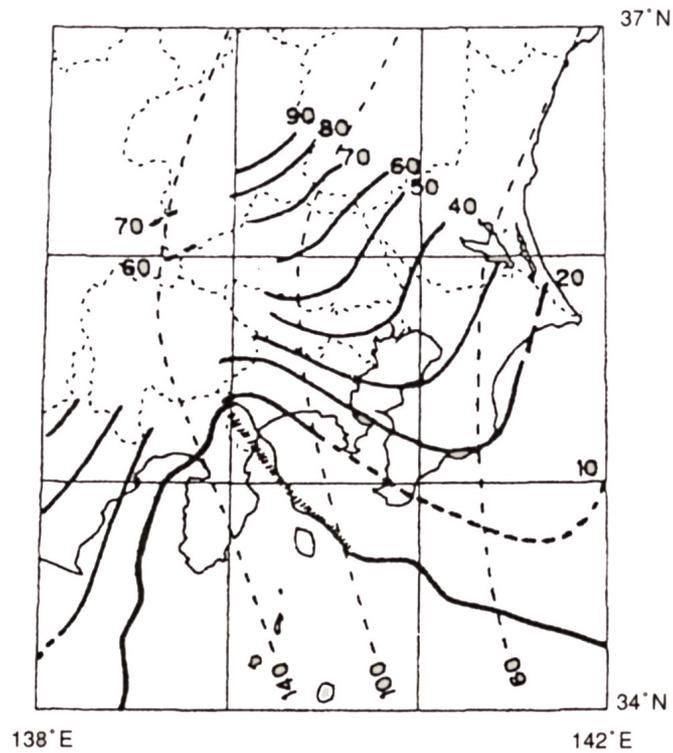


図 4.2-5 Ishida (1992) によるフィリピン海プレート上面深度 (単位は [km])

4.2.2 微視的断層パラメータ

(1) アスペリティの個数

アスペリティの個数は、Somerville et al. (1999) によれば、先験的には 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。ここでは両断層帯ともセグメントが 1 つであり、アスペリティも 1 つ設定した。

(2) アスペリティの位置 (緯度、経度、標高、深さ)

両断層帯とも三浦半島東部で断層地形が明瞭で、西部で不明瞭である (神奈川県(2001a))。従ってここでは、三浦半島東部を中心としてアスペリティを配置した。Most Probable との立場から、傾斜方向 (深さ方向) には中間的な位置にアスペリティを設定した。

(3) アスペリティの総面積

アスペリティの総面積は、断層総面積、地震モーメント、短周期レベルから、理論的および経験的關係式により算出した。

(4) アスペリティの長さ と 幅

Most Probable との立場から形状は正方形とした。

(5) アスペリティの平均すべり量

各アスペリティの平均すべり量は、各セグメントの平均すべり量の 2 倍とした。

(6) アスペリティの実効応力

アスペリティの実効応力は、アスペリティの平均応力降下量と概ね等しいことを踏まえ、断層全体の地震モーメント、総面積、およびアスペリティの総面積、平均応力降下量の関係式から算出した。

(7) 背景領域の地震モーメントもしくは平均すべり量

各セグメントにおける背景領域の地震モーメントもしくは平均すべり量は、セグメント全体の地震モーメントとアスペリティの地震モーメントから算出した。

(8) 背景領域の実効応力

背景領域の実効応力は、各セグメントにおいて、アスペリティの実効応力、幅、平均すべり量、および背景領域の幅、平均すべり量から算定した。

(9) アスペリティおよび背景領域のすべり時間関数

中村・宮武(2000)の論文を参考に設定した。

4.2.3 その他のパラメータ

(1) 破壊開始点

破壊開始点の深さは、Somerville et al. (1999) の結果および兵庫県南部地震のアスペリティと破壊開始点との関係（例えば Sekiguchi et al. (1996) など）に基づき、アスペリティの下端に設定した。

(2) 破壊伝播様式

同心円状とした。

(3) 破壊伝播速度

破壊伝播速度は、Geller (1976) による剪断波速度との経験的な関係式に基づき設定した。

4.2.4 検討ケース

検討ケースは上記の設定を基本とし、データの不確かさや地震動予測に与える影響を考慮し、武山断層帯地震に関しては以下のケースを追加した。

- 1) 断層傾斜角を 60° とする場合（表 4.2-1 のケース 3）
- 2) アスペリティ位置を断層上端とする場合（表 4.2-1 のケース 2）

全検討ケースを表 4.2-1 に示す。

表 4.2-1 想定三浦半島断層群地震の検討ケース比較

断層帯	ケース番号	断層長さ (km)	断層傾斜角	アスペリティ上下位置
武山断層帯	ケース 1	20	45°	中央
	ケース 2		45°	上端
	ケース 3		60°	中央
衣笠・北武断層帯		28	45°	中央

4.3 断層モデルの設定

4.3.1 断層モデルの設定

断層モデルの位置を表 4.3-1 に示す。武山断層帯のケース 1、ケース 2 の断層モデルを表 4.3-2 に示す。両ケースはアスペリティ位置が異なるだけで断層パラメータは同一である。武山断層帯のケース 3 の断層モデルを表 4.3-3 に示す。また衣笠・北武断層帯の断層モデルを表 4.3-4 に示す。

武山断層帯のケース 1、ケース 2、ケース 3 および衣笠・北武断層帯の断層モデルをそれぞれ図 4.3-1、図 4.3-2、図 4.3-3、図 4.3-4 に示す。また武山断層帯のケース 1、ケース 2、ケース 3 および衣笠・北武断層帯地震で用いた計算用モデルの要素分割を図 4.3-5、図 4.3-6、図 4.3-7、図 4.3-8 に示す。

武山断層帯のケース 1、ケース 2 の地震モーメント～断層面積の関係および地震モーメント～短周期レベルの関係を既往の地震と比較して図 4.3-9 および図 4.3-10 にそれぞれ示す。同様にして、武山断層帯のケース 3 を図 4.3-11、図 4.3-12 に、衣笠・北武断層帯を図 4.3-13、図 4.3-14 に示す。また全ケースを比較して地震モーメント～断層面積の関係および地震モーメント～短周期レベルの関係を図 4.3-15、図 4.3-16 に示す。

表 4.3-1 断層モデル位置

断層帯		地表トレース				断層原点		
		西端		東端		北緯[度]	東経[度]	深さ(km)
		北緯[度]	東経[度]	北緯[度]	東経[度]			
武山断層帯	ケース1	35. 2477	139. 5514	35. 1576	139. 7415	35. 181	139. 758	3. 0
	ケース2							
	ケース3					35. 1711	139. 751	3. 0
衣笠・北武断層帯		35. 3010	139. 5054	35. 1748	139. 7716	35. 1982	139. 7881	3. 0

表 4.3-2 武山断層帯のケース 1、ケース 2 の断層モデル

断層パラメータ	設定方法	想定三浦半島断層群地震			
		武山断層帯 (ケース1、ケース2)			
走向	長期評価による	N300E			
傾斜角	反射法断面による	45°			
すべり角	変位地形や断層露頭による	-180°			
断層長さ		20.0 km			
断層幅	断層上端、下端深さと傾斜角から算定	17.0 km			
断層面積	$S=L \cdot W$	340.0 km ²			
断層上端深さ	上部地殻の上面深度から設定	3.0 km			
破壊開始点		アスペリティ下端部			
破壊伝播形式	同心円状	同心円状			
地震モーメント	$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2$	6.40E+18 N・m		注1)	
モーメントマグニチュード	$\log M_0 (\text{N} \cdot \text{m}) = 1.5 \cdot M_w + 9.1$	6.5		注2)	
(気象庁マグニチュード M_J)	$(M_J = (\log L + 2.9) / 0.6)$	(7)		注3)	
静的応力降下量	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	2.5 MPa			
剛性率	$\mu = \rho \beta^2, \rho = 2.65 \text{g/cm}^3, \beta = 3.2 \text{km/s}$	2.71E+10 N/m ²			
平均すべり量	$D = M_0 / (\mu S)$	69.5 cm			
S波速度	$\beta = 3.2 \text{km/s}$	3.2 km/s			
破壊伝播速度	$V_R = 0.72 \cdot \beta \text{ km/s}$	2.3 km/s			
短周期レベル	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3}$	9.80E+18 N・m/s ²		注4)	
アスペリティ	総面積	$S_a = \pi r^2$ $r = \frac{7\pi M_0}{4 AR} \beta^2$	38.5 km ²		注5)
	平均すべり量	$D_a = \gamma_D \cdot D$	139.0 cm		注6)
	地震モーメント	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	1.45E+18 N・m		
	静的応力降下量	$\Delta\sigma_{asp} = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 R)$	22.0 MPa		注7)
背景領域	地震モーメント	$M_{0b} = M_0 - M_{0asp}$	4.95E+18 N・m		注8)
	面積	$S_b = S - S_{asp}$	301.5 km ²		注8)
	平均すべり量	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	60.6 cm		注8)
	実効応力	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (W_{asp} / D_{asp}) \cdot \sigma_{asp}$	3.5 MPa		注9)

表 4.3-3 武山断層帯のケース 3 の断層モデル

断層パラメータ		設定方法	想定三浦半島断層群地震		
			武山断層帯 (ケース3)		
走向		長期評価による	N300E		
傾斜角		反射法断面による	60°		
すべり角		変位地形や断層露頭による	-180°		
断層長さ			20.0 km		
断層幅		断層上端、下端深さと傾斜角から算定	13.9 km		
断層面積		$S=L \cdot W$	278.0 km ²		
断層上端深さ		上部地殻の上面深度から設定	3.0 km		
破壊開始点			アスペリティ下端部		
破壊伝播形式		同心円状	同心円状		
地震モーメント		$M_0 = \{S / (2.23 \times 10^{-15})\}^{1.5}$	4.40E+18 N・m		注1)
モーメントマグニチュード		$\log M_0 (\text{N} \cdot \text{m}) = 1.5 \cdot M_w + 9.1$	6.4		注2)
(気象庁マグニチュード M_J)		$(M_J = (\log L + 2.9) / 0.6)$	(7)		注3)
静的応力降下量		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	2.3 MPa		
剛性率		$\mu = \rho \beta^2, \rho = 2.65 \text{g/cm}^3, \beta = 3.2 \text{km/s}$	2.71E+10 N/m ²		
平均すべり量		$D = M_0 / (\mu S)$	58.4 cm		
S波速度		$\beta = 3.2 \text{km/s}$	3.2 km/s		
破壊伝播速度		$V_R = 0.72 \cdot \beta \text{ km/s}$	2.3 km/s		
短周期レベル		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3}$	8.70E+18 N・m/s ²		注4)
ア ス ペ リ テ ィ	総面積	$S_a = \pi r^2 \quad r = \frac{7\pi}{4} \frac{M_0}{AR} \beta^2$	28.3 km ²		注5)
	平均すべり量	$D_a = \gamma_D \cdot D$	116.8 cm		注6)
	地震モーメント	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	9.00E+17 N・m		
	静的応力降下量	$\Delta\sigma_{asp} = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 R)$	22.8 MPa		注7)
背 景 領 域	地震モーメント	$M_{0b} = M_0 - M_{0asp}$	3.50E+18 N・m		注8)
	面積	$S_b = S - S_{asp}$	249.7 km ²		注8)
	平均すべり量	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	51.7 cm		注8)
	実効応力	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (W_{asp} / D_{asp}) \cdot \sigma_{asp}$	3.9 MPa		注9)

表 4.3-4 衣笠・北武断層帯の断層モデル

断層パラメータ		設定方法	想定三浦半島断層群地震		
			衣笠・北武断層帯		
走向		長期評価による	N300E		
傾斜角		反射法断面による	45°		
すべり角		変位地形や断層露頭による	-180°		
断層長さ		想定可能な最大長	28.0 km		
断層幅		断層上端、下端深さと傾斜角から算定	17.0 km		
断層面積		$S=L \cdot W$	476.0 km ²		
断層上端深さ		上部地殻の上面深度から設定	3.0 km		
破壊開始点			アスペリティ下端部		
破壊伝播形式		同心円状	同心円状		
地震モーメント		$M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2$	1.26E+19 N・m		注1)
モーメントマグニチュード (気象庁マグニチュード M_J)		$\log M_0 (\text{N} \cdot \text{m}) = 1.5 M_w + 9.1$ $(M_J = (\log L + 2.9) / 0.6)$	6.7 (7.2)		注2) 注3)
静的応力降下量		$\Delta\sigma = 7/16 * M_0 / R^3$	3.0 MPa		
剛性率		$\mu = \rho\beta^2, \rho = 2.65 \text{ g/cm}^3, \beta = 3.2 \text{ km/s}$	2.71E+10 N/m ²		
平均すべり量		$D = M_0 / (\mu S)$	97.7 cm		
S波速度		$\beta = 3.2 \text{ km/s}$	3.2 km/s		
破壊伝播速度		$V_R = 0.72 * \beta \text{ km/s}$	2.3 km/s		
短周期レベル		$\Lambda = 2.46 * 10^{17} * M_0^{1/3}$	1.23E+19 N・m/s ²		注4)
ア ス ペ リ テ ィ	総面積	$S_a = \pi r^2$ $r = \frac{7\pi}{4} \frac{M_0}{AR} \beta^2$	69.4 km ²		注5)
	平均すべり量	$D_a = \gamma_D \cdot D$	195.4 cm		注6)
	地震モーメント	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	3.67E+18 N・m		
	静的応力降下量	$\Delta\sigma_{asp} = 7/16 * M_0 / (r^2 R)$	20.3 MPa		注7)
背 景 領 域	地震モーメント	$M_{0b} = M_0 - M_{0asp}$	8.93E+18 N・m		注8)
	面積	$S_b = S - S_{asp}$	406.6 km ²		注8)
	平均すべり量	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	81.0 cm		注8)
	実効応力	$\sigma_b = (D_b / W_b) * (W_{asp} / D_{asp}) * \sigma_{asp}$	4.1 MPa		注9)

注1 総地震モーメント M_0

総地震モーメントは、Wells and Coppersmith (1994) の内陸地震の断層面積と地震モーメントのデータに基づき設定。図4.3-9、図4.3-11、図4.3-13の★印が想定三浦半島断層群地震

注2 モーメントマグニチュード M_W

Kanamori (1977) の定義式 $M_W = [\log M_0(\text{dyn-cm}) - 16.1] / 1.5$ で算出

注3 気象庁マグニチュード M_J

武村 (1990) の経験式 $M_J = [\log M_0(\text{dyn-cm}) - 17.72] / 1.17$ で算出

注4 総短周期レベル A

壇・他 (2001) の経験式 $A (\text{dyn-cm/s}^2) = 2.46 \times 10^{17} \times [M_0(\text{dyn-cm})]^{1/3}$ で算出

図4.3-10、図4.3-12、図4.3-14の★印が想定三浦半島断層群地震

注5 アスペリテイの総面積 S_{asp}

Boatwright (1988) および壇・他 (2001) に基づき、 $r = (7p/4)[M_0/(AR)]b^2$ で設定
ここに、 $r = (S_{asp}/p)^{0.5}$ 、 $R = (S/p)^{0.5}$

注6 アスペリテイの平均すべり量 D_{asp}

各セグメントの平均すべり量 D_m の 2 倍として算出

注7 アスペリテイの実効応力 s_{asp}

アスペリテイの実効応力は、アスペリテイの平均応力降下量と概ね等しいことを踏まえ、Boatwright (1988) および壇・他 (2001) に基づき、 $s_{asp} = (7/16)[M_0/(r^2R)]$ で算出

注8 背景領域の平均すべり量 D_{back}

各セグメントにおいて、地震モーメントが M_0 となるように、 $D_{back} = M_0 \text{ back} / (mS_{back})$ で算出

ここに、 $M_0 \text{ back} = M_0 - mS_{asp}D_{asp}$ 、 $S_{back} = S - S_{asp}$ で算出

注9 背景領域の実効応力 s_{back}

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 / (2×破壊伝播速度) の関係に基づき、各セグメントにおいて、 $s_{back}=(D_{back}/W_{back})(W_{asp}/D_{asp}) s_{asp}$ で算出

ここに、 $W_{back}=W$ 、 $W_{asp}=S_{asp}^{0.5}$

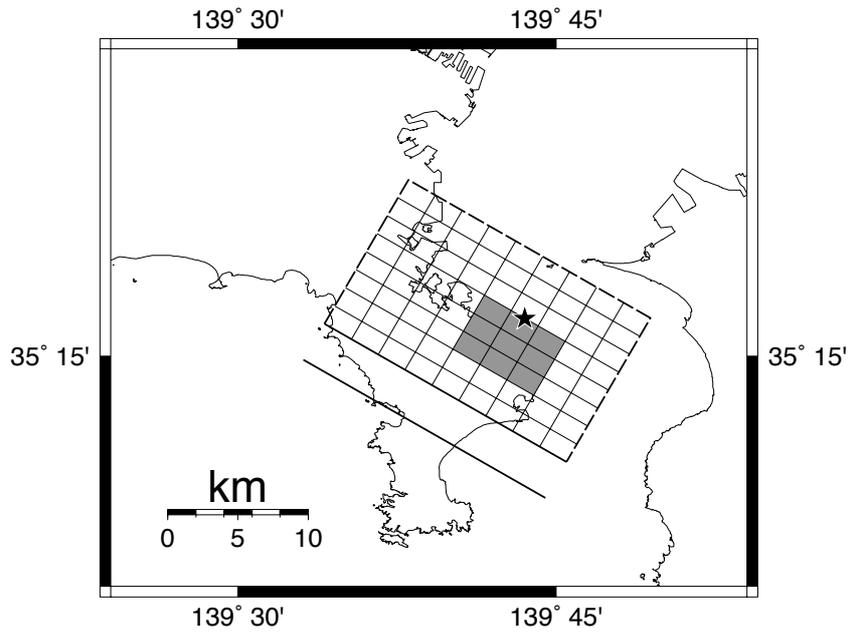


図 4.3-1 武山断層帯のケース 1 の断層モデル
(★は破壊開始点)

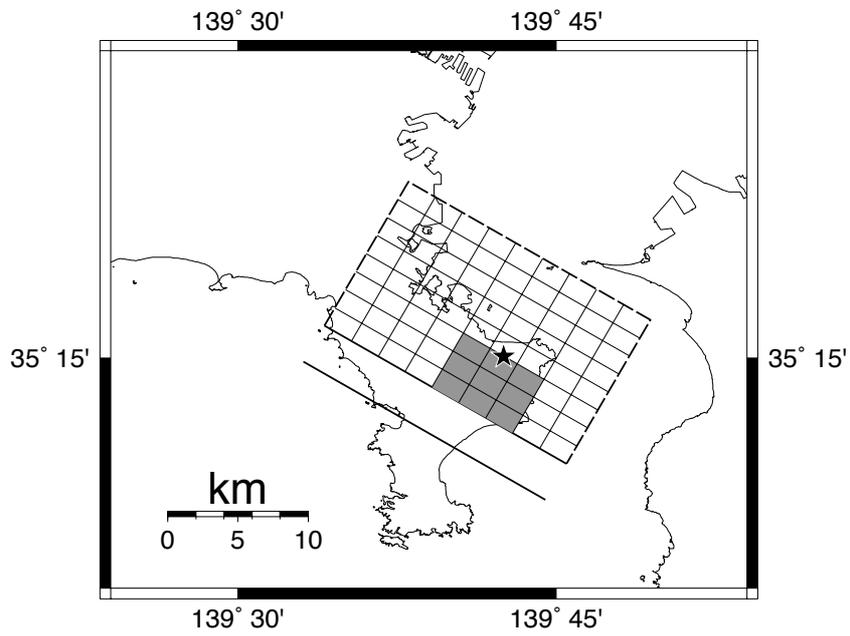


図 4.3-2 武山断層帯のケース 2 の断層モデル

4.3 断層モデルの設定

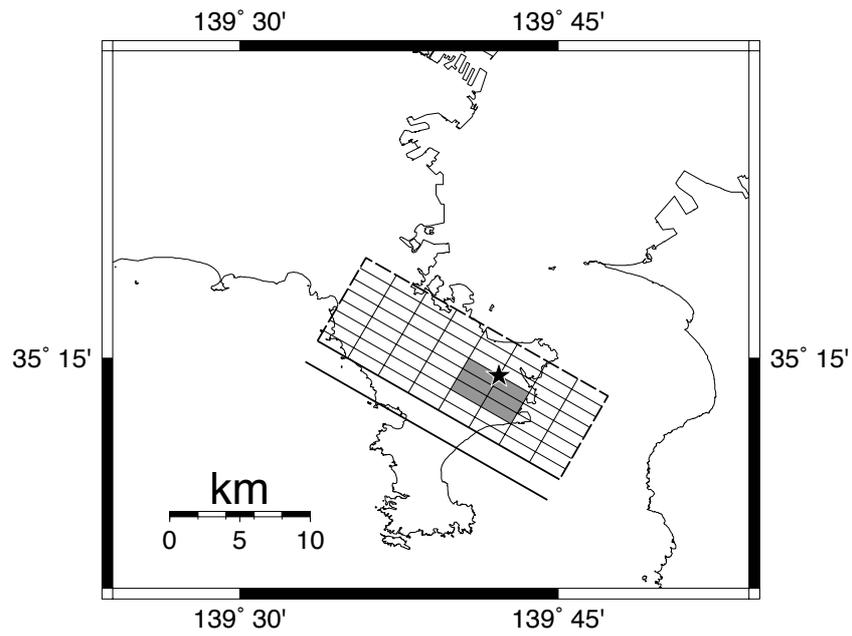


図 4.3-3 武山断層帯のケース 3 の断層モデル

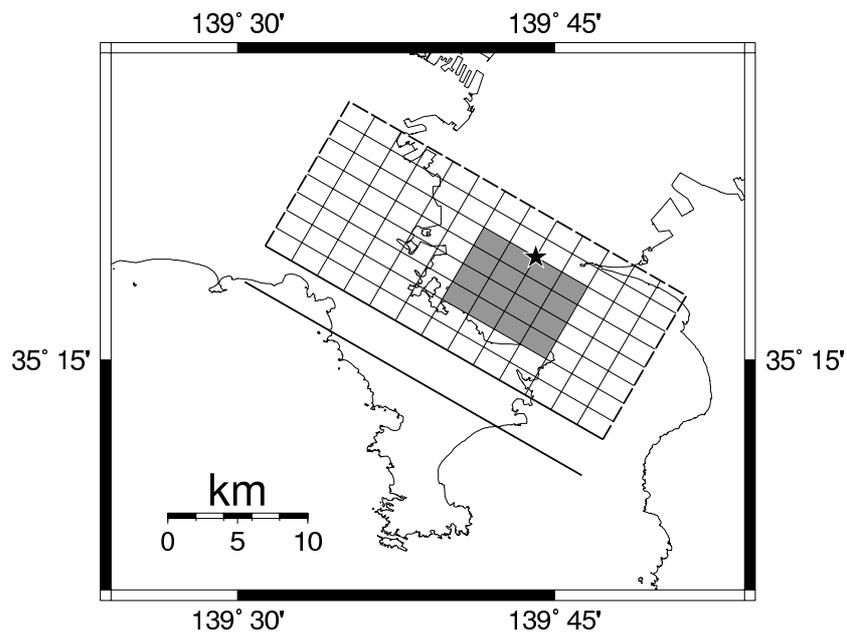


図 4.3-4 衣笠・北武断層帯の断層モデル

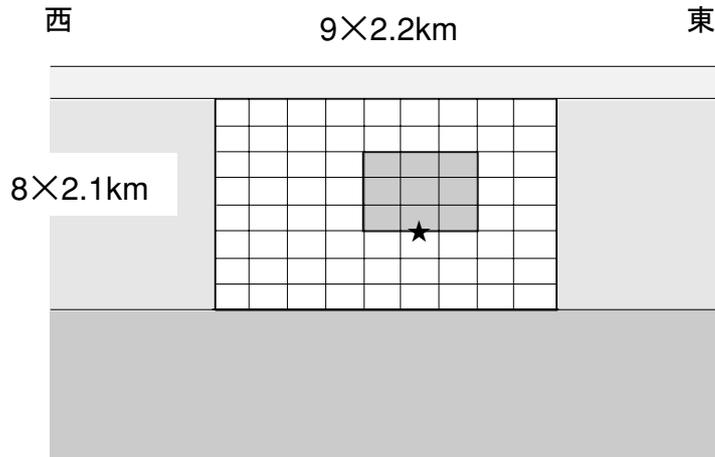


図 4.3-5 武山断層帯のケース 1 の断層モデルの要素分割
(網掛けはアスペリティ部分、★は破壊開始点)

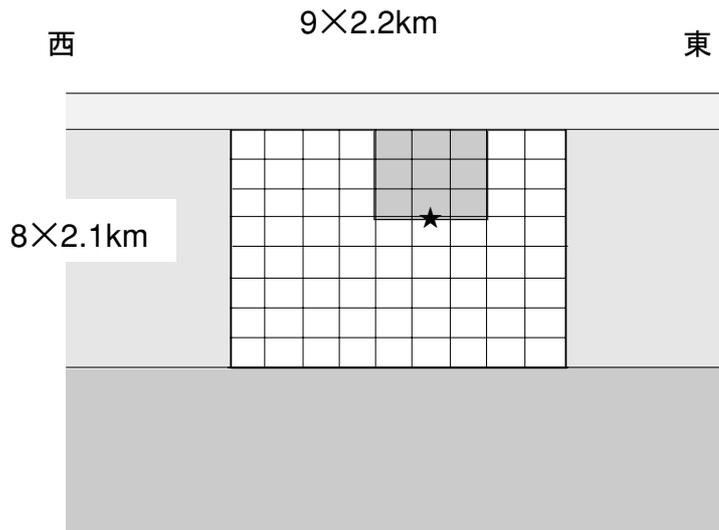


図 4.3-6 武山断層帯のケース 2 の断層モデルの要素分割

4.3 断層モデルの設定

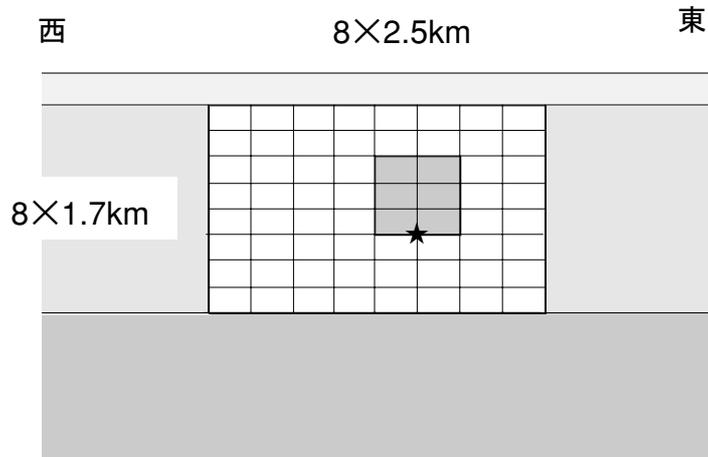


図 4.3-7 武山断層帯のケース 3 の断層モデルの要素分割

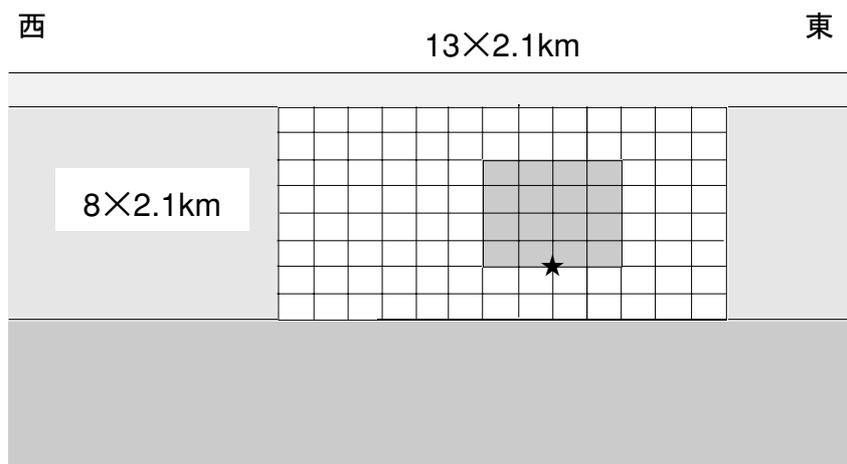


図 4.3-8 衣笠・北武断層帯の断層モデルの要素分割

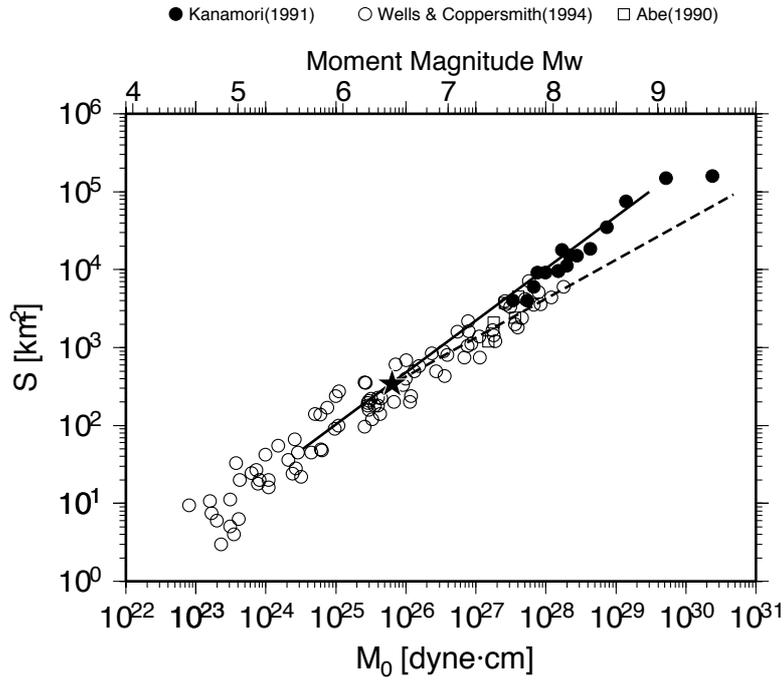


図 4.3-9 断層モデルの地震モーメント M_0 と断層総面積 S との関係
 [★：武山断層帯地震ケース 1 & ケース 2]

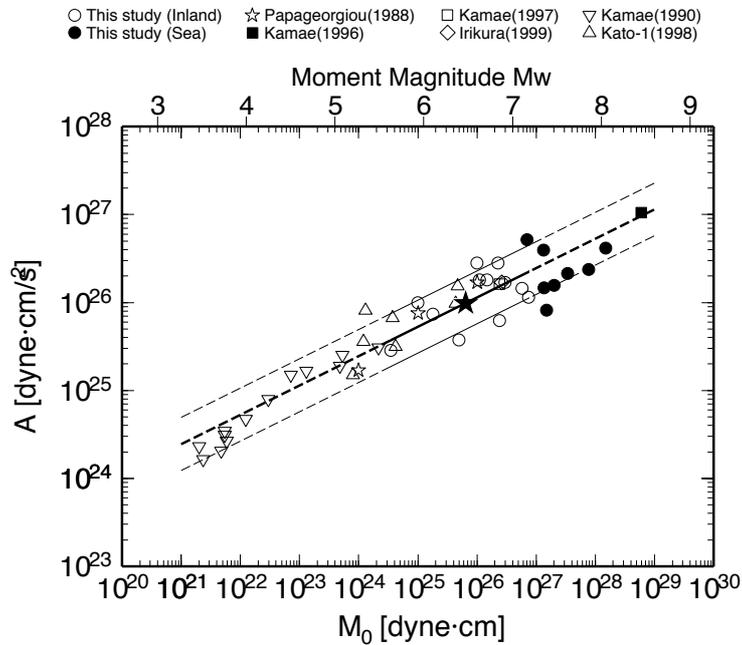


図 4.3-10 断層モデルの地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係
 [★：武山断層帯地震ケース 1 & ケース 2]

4.3 断層モデルの設定

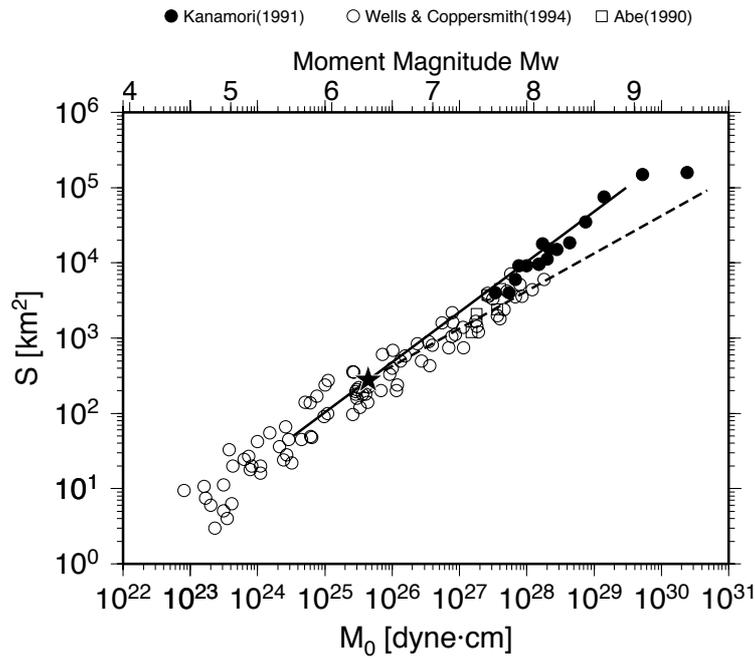


図 4.3-11 断層モデルの地震モーメント M_0 と断層総面積 S との関係
 [★：武山断層帯地震ケース 3]

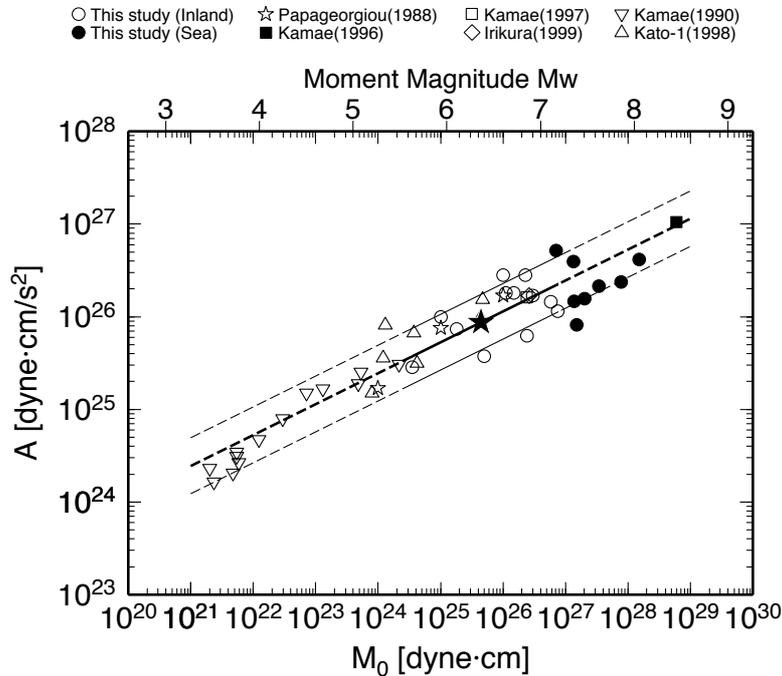


図 4.3-12 断層モデルの地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係
 [★：武山断層帯地震ケース 3]

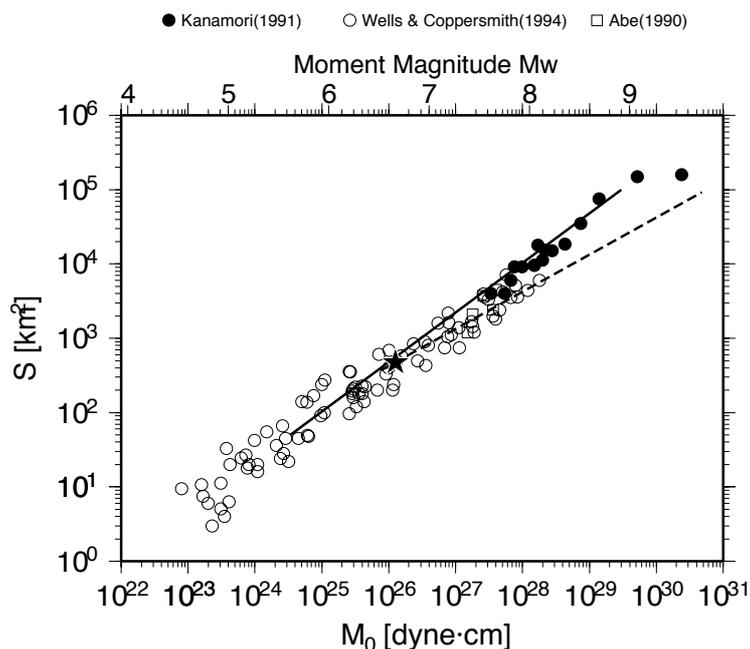


図 4.3-13 断層モデルの地震モーメント M_0 と断層総面積 S との関係
 [★：衣笠・北武断層帯地震]

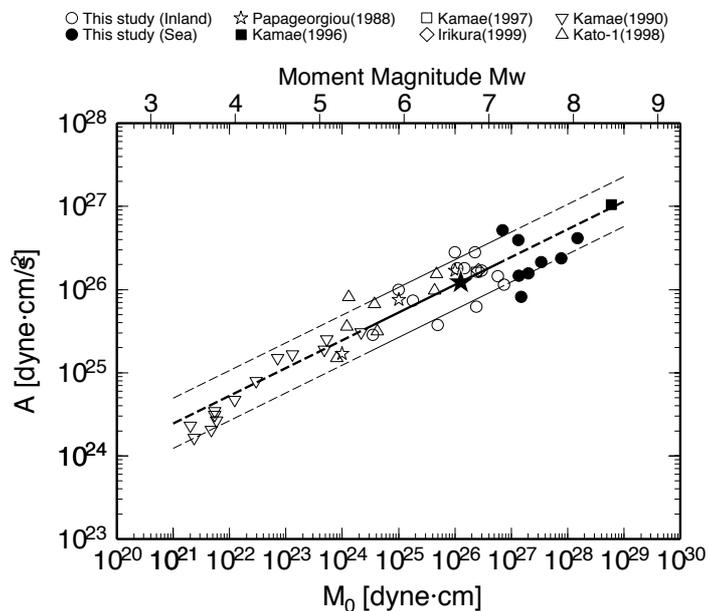


図 4.3-14 断層モデルの地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係
 [★：衣笠・北武断層帯地震]

4.3 断層モデルの設定

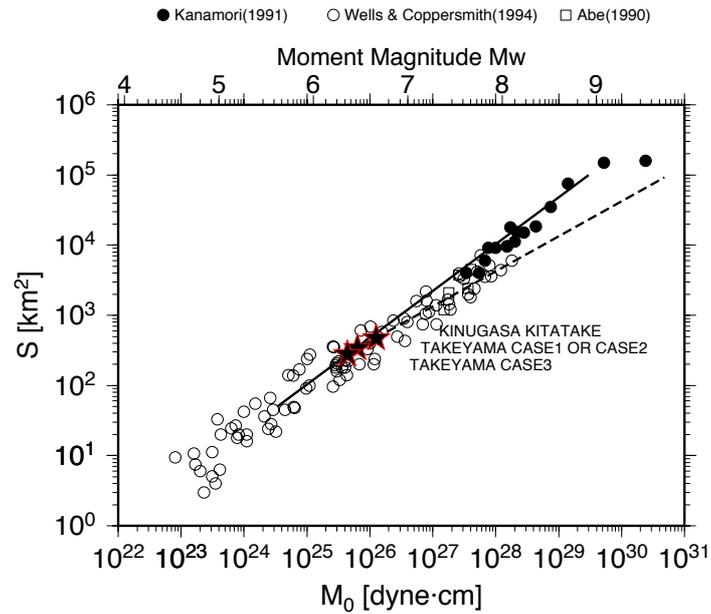


図 4.3-15 全断層モデルの地震モーメント M_0 と断層総面積 S との関係

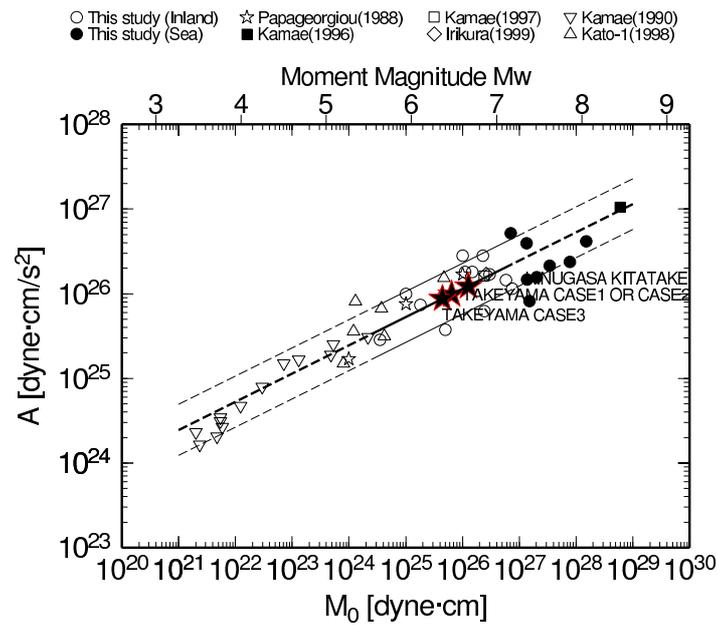


図 4.3-16 全断層モデルの地震モーメント M_0 と短周期レベル A との関係

4.3.2 すべり速度関数の設定

すべり速度関数は中村・宮武(2000)の近似式を用いた。表 4.3-5 にすべり速度関数算定の際に用いたパラメータを示す。図 4.3-17 に武山断層帯地震のケース 1 とケース 2 のすべり速度関数を示す（※両ケースで断層面積や形状が同じであるため、すべり速度関数は同一となる）。図 4.3-18、図 4.3-19 にそれぞれ武山断層帯地震のケース 3 と衣笠・北武断層帯地震のすべり速度関数を示す。

表 4.3-5 中村・宮武(2000)によるすべり速度関数のパラメータ

断層モデル 領域		武山断層帯 ケース1、ケース2		武山断層帯 ケース3		衣笠・北武断層帯	
		アスペリティ	背景領域	アスペリティ	背景領域	アスペリティ	背景領域
断層幅W	[km]	6.2	17	5.3	13.9	8.3	17
最終すべり量D	[m]	1.39	0.61	1.17	0.52	1.95	0.81
実効応力 σ	[MPa]	22	3.5	22.8	3.9	20.3	4.1
密度 ρ	[g/cm ³]	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65
せん断波速度Vs	[km/s]	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2
剛性率 μ	[GPa]	27.1	27.1	27.1	27.1	27.1	27.1
破壊伝播速度Vr	[km/s]	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3
fmax	[Hz]	6	6	6	6	6	6
最大すべり速度vm	[m/s]	10.619	2.798	10.176	2.82	11.338	3.277
最大すべり速度 到達時間td	[s]	0.053	0.053	0.053	0.053	0.053	0.053
ライズタイムtr	[s]	1.348	3.696	1.152	3.022	1.804	3.696
すべり終了時刻ts	[s]	2.022	5.543	1.728	4.533	2.707	5.543
Kostrov型関数に 以降する時刻tb	[s]	0.096	0.093	0.097	0.095	0.093	0.092

4.3 断層モデルの設定

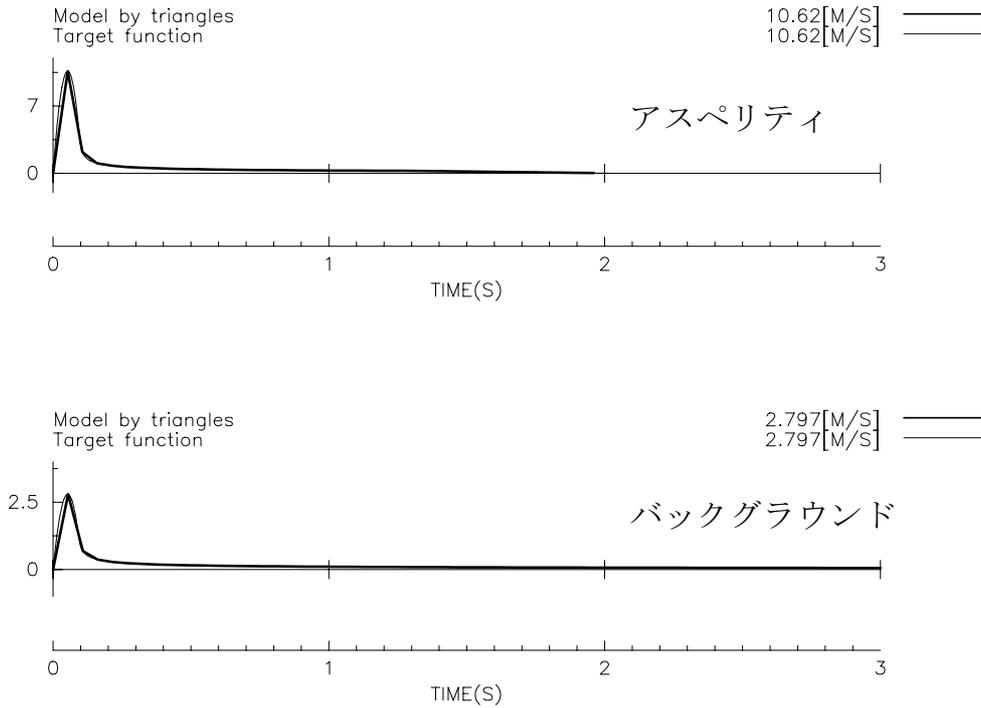


図 4.3-17 武山断層帯の断層モデル（ケース 1、ケース 2）のすべり速度関数
（細線：中村・宮武 (2000)、太線：差分法で用いた中村・宮武 (2000)を近似したすべり速度関数)

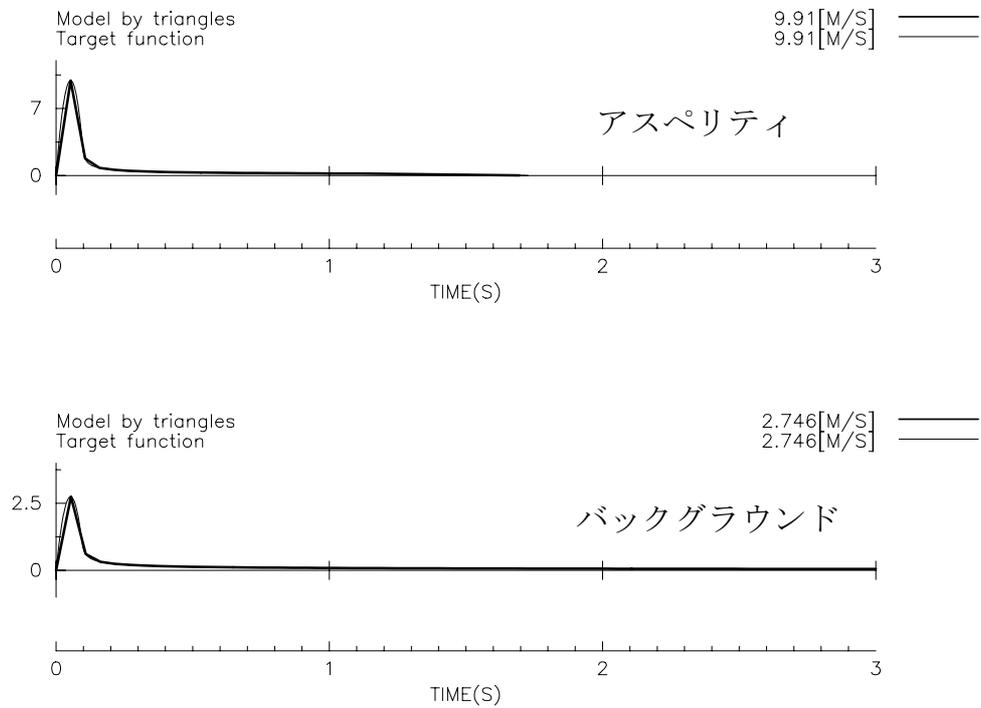


図 4.3-18 武山断層帯の断層モデル（ケース 3）のすべり速度関数

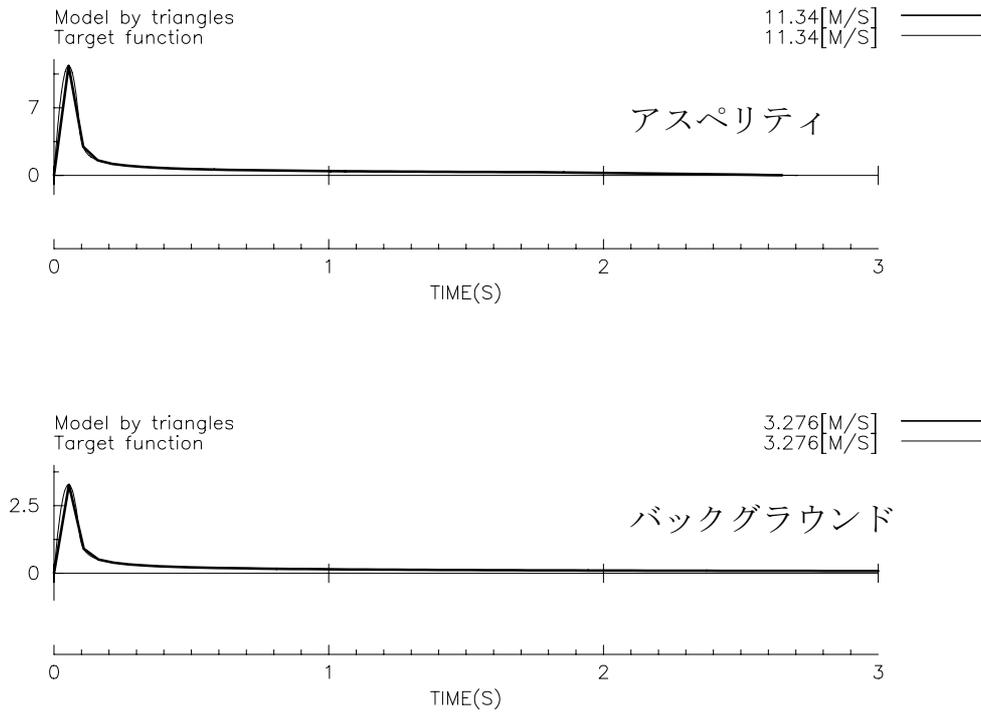


図 4.3-19 衣笠・北武断層帯の断層モデルのすべり速度関数

5. 簡便法による地震動最大値と震度および地震動予測地図

5.1 計算手法

(1) 簡便法基準地盤における地震動強さ（距離減衰式）

簡便法により計算する簡便法基準地盤（S波速度 400m/s 相当）における地震動強さ指標は、最大加速度と最大速度とする。計算には、司・翠川 (1999) の距離減衰式を用いる。司・翠川 (1999) は、断層面からの距離の取り方として、断層最短距離と等価震源距離を用いた 2 つの式を求めているが、ここでは断層最短距離を用いた式を採用する。

$$\begin{aligned} \log PGA &= 0.50M_w + 0.0043D + 0.61 \\ &\quad - \log (X + 0.0055 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.003X \end{aligned} \quad (5.1-1)$$

$$\begin{aligned} \log PGV &= 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 \\ &\quad - \log (X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \end{aligned} \quad (5.1-2)$$

PGA ; 最大加速度 (cm/s²)

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)

最大加速度の距離減衰式と最大速度の距離減衰式とは、地盤特性の評価方法の内容が異なっている。最大加速度の距離減衰式に関しては、司・翠川 (1999) が Joyner and Boore (1981) に従って岩盤・地盤を分類しているが、S波速度との明確な対応は不明である。そこで、本検討では、岩盤での値を簡便法基準地盤（S波速度 400m/s 相当）における最大加速度とみなす。(5.1-1) 自体は地盤上の最大加速度の式なので、司・翠川 (1999) に従い、(5.1-1) から求まる地盤上の最大加速度を 1.4 で除して岩盤上の値に変換し、これを簡便法基準地盤（S波速度 400m/s 相当）上の最大加速度とする。一方、最大速度の距離減衰式である (5.1-2) の基準地盤は S波速度 600m/s の硬質地盤なので、(5.1-2) の基準地盤（S波速度 600m/s）から簡便法基準地盤（S波速度 400m/s 相当）までの最大速度の増幅率は、

松岡・翠川 (1994) による表層地盤の速度増幅度算定式

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS (\pm 0.16) \quad (5.1-3)$$

$$(100 < AVS < 1500)$$

ARV ; 地下 30m から地表までの速度増幅率

AVS ; 地下 30m から地表までの平均 S 波速度(m/s)

を用いて算定される速度増幅度の比として評価することにする。具体的にはその比の値が 1.31 となるので、(5.1-2) から求められた最大速度に 1.31 を乗じ、それを簡便法基準地盤の最大速度とする。

(2) 国土数値情報を用いた表層地盤の速度増幅度

表層地盤による地震動の増幅は、微地形区分ごとに表層 30m の平均 S 波速度を設定し、その平均 S 波速度から増幅度を算定する方法により評価する。

松岡・翠川 (1994) による表層地盤の増幅度評価の方法は次の通りである。まず初めに、国土数値情報に基づいて微地形区分に分類した上で、各微地形区分ごとに表層 30m の平均 S 波速度を評価する。次に (5.1-3) を用いて、各微地形区分ごとに求められた表層 30m の平均 S 波速度から、第三紀ないしそれ以前の丘陵地 (平均 S 波速度が 600m/s 程度) を基準とした速度増幅度を求める。

本検討でも同様な方法により表層の速度増幅度を求める。ただし、本検討では S 波速度 400m/s の簡便法基準地盤において強震動を評価し、その最大速度を求めるので、簡便法基準地盤から地表までの速度増幅度は S 波速度 400m/s の地盤を基準としたものにしなければならない。

そこで、まず、松岡・翠川 (1994) による基準地盤 (S 波速度 600m/s) から簡便法基準地盤 (S 波速度 400m/s 相当) までの増幅度を求める。具体的には、(5.1-3) にそれぞれの S 波速度を代入して算定された速度増幅度の比を増幅度とする。このようにして求めた比の値は 1.31 となる。次に、松岡・翠川 (1994) に示された手順により求められた表層地盤の速度増幅度を 1.31 で除し、得られた値を本検討における簡便法基準地盤から地表までの速度増幅度とする (図 5.1-1 参照)。

(3) 地表における地震動強さ

簡便法により計算する地表での地震動強さ指標は、(5.1-2)で算定された簡便法基準地盤での最大速度値に対して簡便法基準地盤から地表までの増幅度(図 5.1-1 参照)を乗じることにより得られる地表での最大速度である。

(4) 地表における計測震度

翠川・他(1999)が示している最大速度と計測震度との関係式

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log PGV (\pm 0.21) \quad (5.1-4)$$

$$(4 < I_{INSTR} < 7)$$

I_{INSTR} ; 計測震度

PGV ; 最大速度

を用いて、地表での最大速度から計測震度を計算し、その分布を求める。

上記の最大速度と計測震度との関係式における最大速度 PGV は水平動 2 成分を合成した最大速度である。一方、司・翠川(1999)の距離減衰式から求められる最大速度は水平 2 成分のうち大きい方の値である。このように、厳密な意味では両者の定義が異なるが、本検討では両者の結論に大きな相違はないと考える。

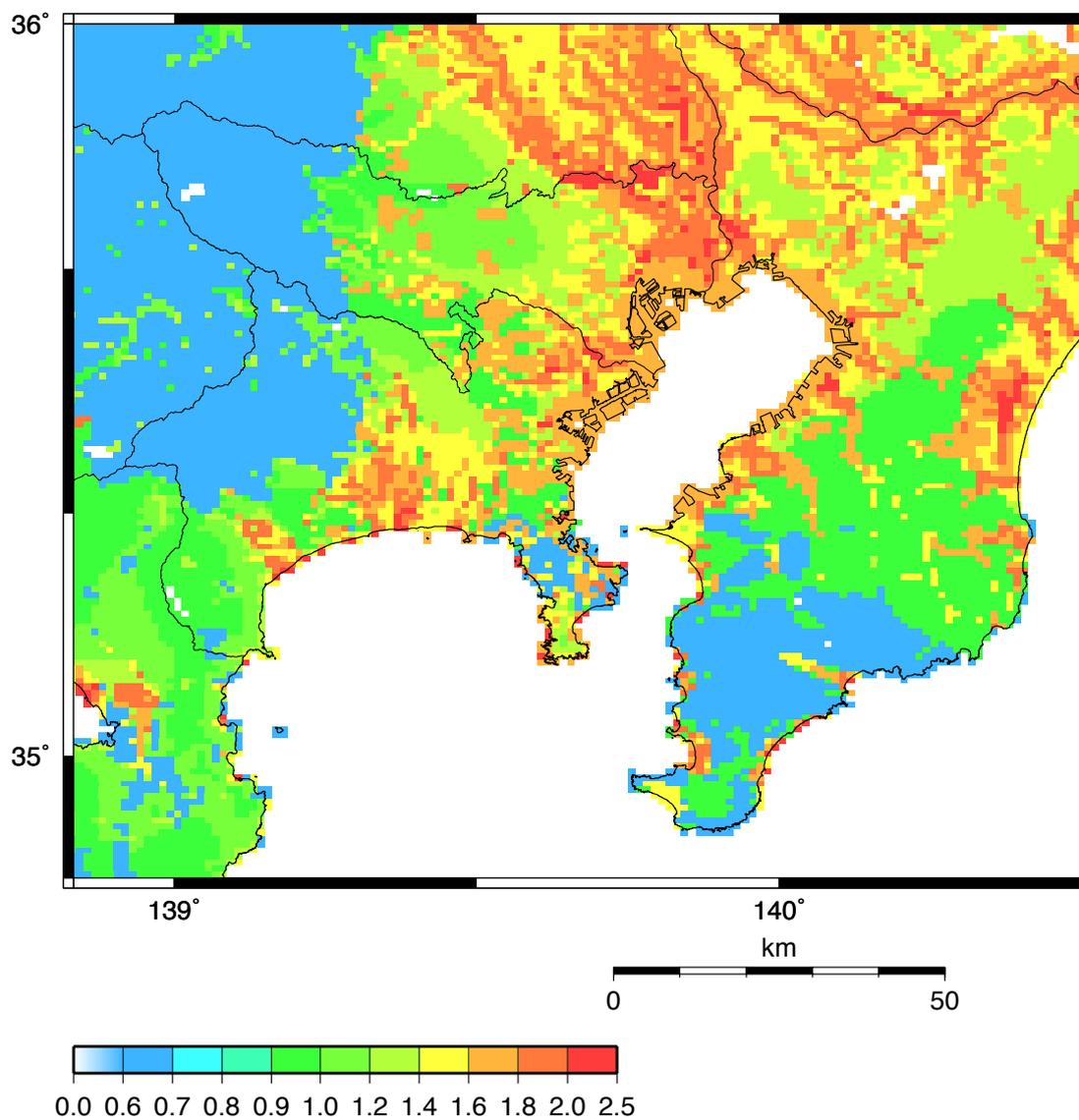


図 5.1-1 簡便法による強震動評価対象領域における
簡便法基準地盤～地表の速度増幅度

5.2 計算結果

図 5.2-1 に武山断層帯モデルのケース 1 とケース 2 の地震動評価結果を示す（※両ケースは断層面位置と形、マグニチュードが等しいため、地震動評価は全く同一となる）。同様にして図 5.2-2、図 5.2-3 にそれぞれ武山断層帯モデルのケース 3 および衣笠・北武断層帯モデルの地震動評価結果を示す。

基本ケースである武山断層帯のケース 1 では断層上端の直上となる横須賀付近では地表の最大速度 80cm/s 程度、震度 6 弱程度となっている。震源から離れに従い地震動強さは弱まり、震源から 30km 程度離れた川崎や平塚で震度 5 弱となっている。ケース 3 は断層面積がほぼ等しいためケース 1 とほぼ同程度である。衣笠・北武断層帯は断層面積が大きいため震度 6 弱の領域が平塚まで延びるなど、最大加速度、最大速度、計測震度が大きくなっている。

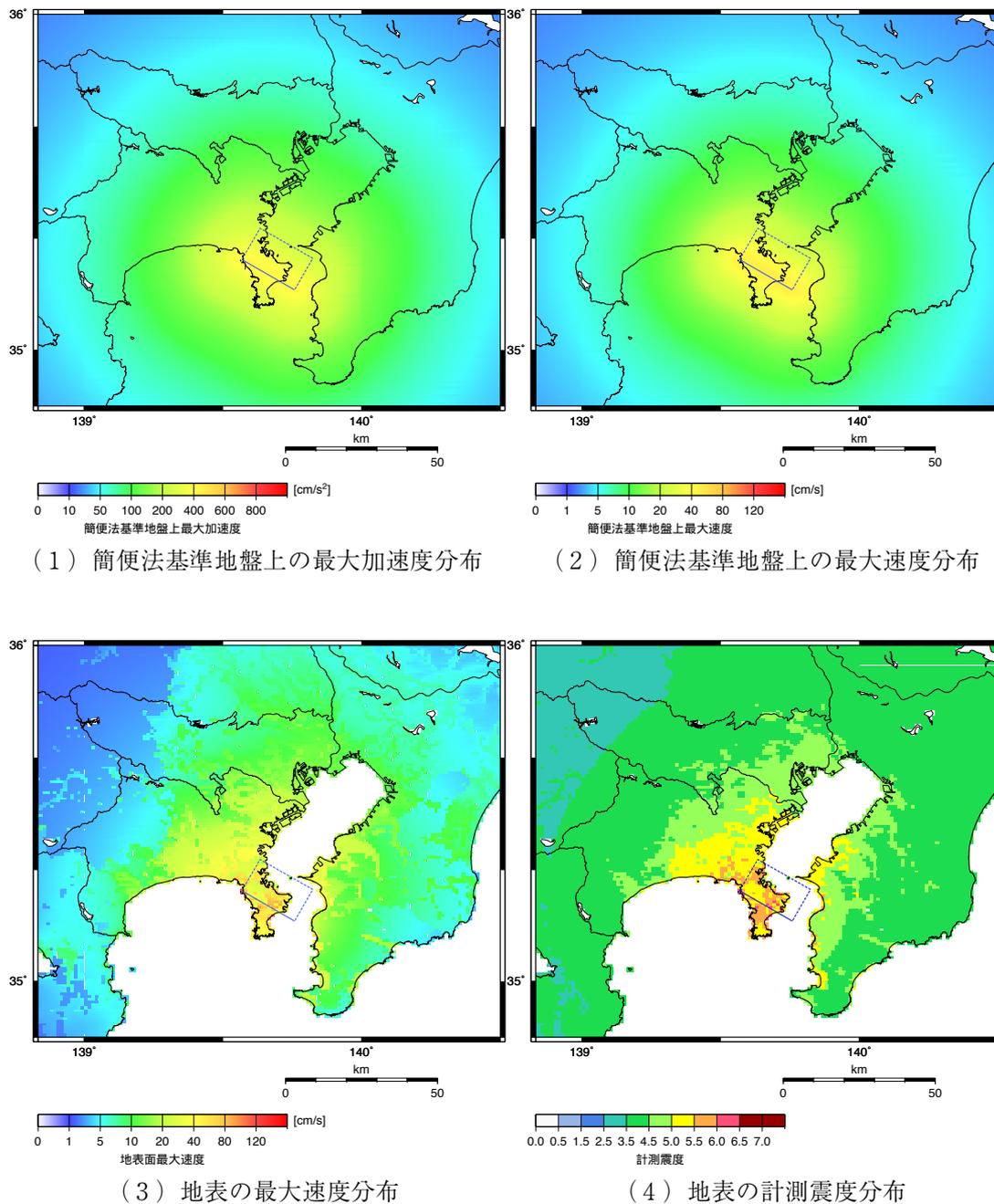
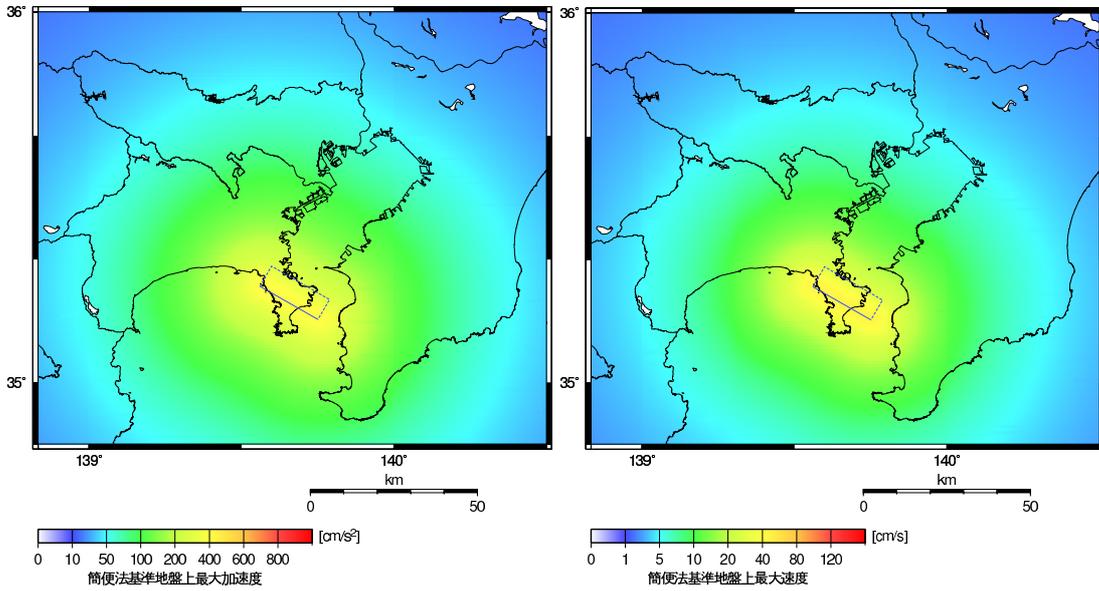


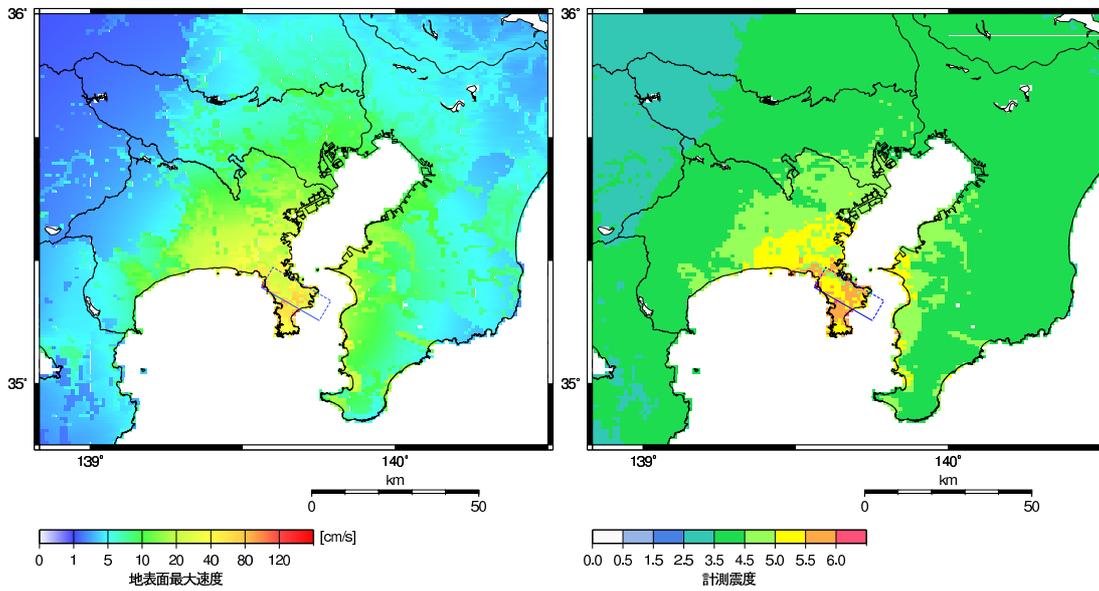
図 5.2-1 簡便法による武山断層帯モデルのケース 1 およびケース 2 の強震動評価

5.2 計算結果



(1) 簡便法基準地盤上の最大加速度分布

(2) 簡便法基準地盤上の最大速度分布



(3) 地表の最大速度分布

(4) 地表の計測震度分布

図 5.2-2 簡便法による武山断層帯モデルのケース 3 の強震動評価

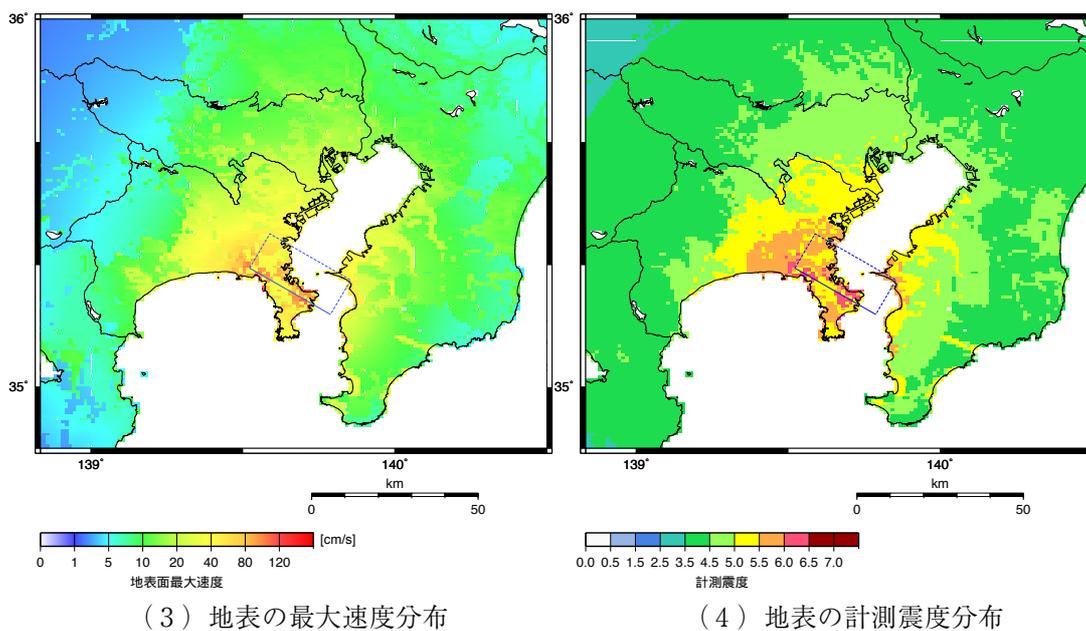
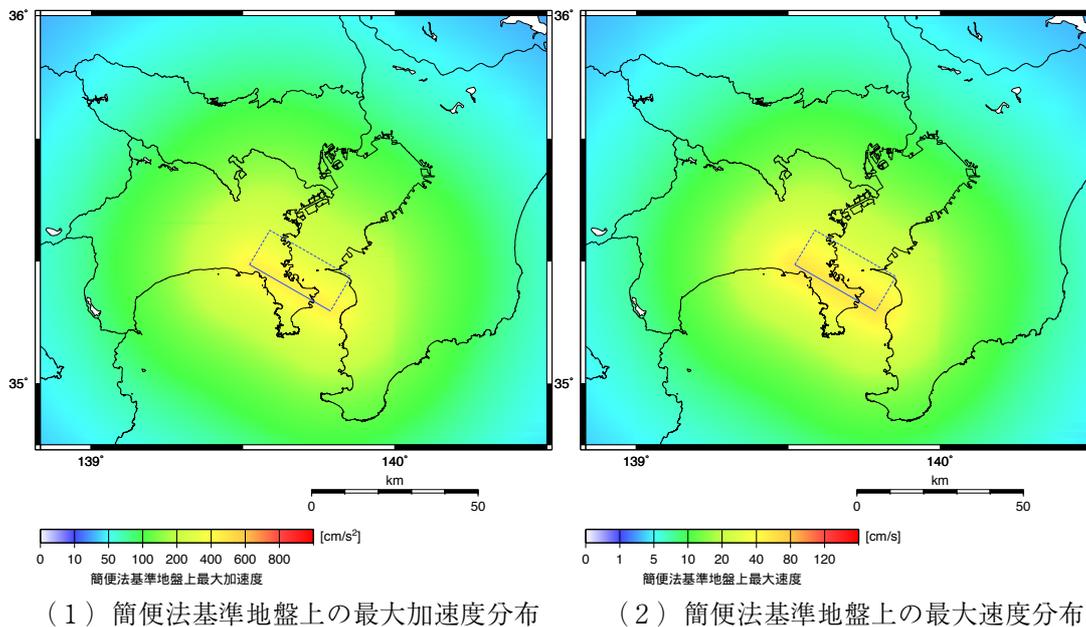


図 5.2-3 簡便法による衣笠・北武断層帯モデルの強震動評価

6. 詳細法による地震動時刻歴および地震動予測地図

6.1 計算手法

6.1.1 で計算の手順を述べ、6.1.2 では計算手法の詳細に関して述べる。図 6.1-1 に計算手順を示す。

6.1.1 計算手順

(1) 手順 [1] : 工学的基盤上面における波形計算

工学的基盤上面における波形をハイブリッド合成法により求める。ハイブリッド合成法は、長周期成分を理論的方法 (Pitarka (1999) による不等間隔格子有限差分法)、短周期成分を統計的グリーン関数法 (壇・他 (2000)) によりそれぞれ計算し、合成する方法である。

(2) 手順 [2] : 地表における最大速度の計算

簡便法と基本的には同様であるが、図 6.1-2 に示すように詳細法の工学的基盤上面の S 波速度は簡便法基準地盤の S 波速度 (400m/s 相当) とは異なる。そこで簡便法の表層地盤の増幅率 (図 6.1-3) に、工学的基盤から簡便法基準地盤までの増幅度の補正係数を乗じる。増幅度の補正係数は、松岡・翠川 (1994) による表層地盤の速度増幅度算定式 (6.1-1) にそれぞれの S 波速度を代入して算定された速度増幅度の比とする。すなわち補正係数は (工学的基盤の S 波速度 / 400) ^{0.66} で算定される。

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS (\pm 0.16) \quad (6.1-1)$$

(100 < AVS < 1500)

ARV ; 地下 30m から地表までの速度増幅率

AVS ; 地下 30m から地表までの平均 S 波速度(m/s)

(3) 手順 [3] : 地表における計測震度

簡便法と全く同様である。

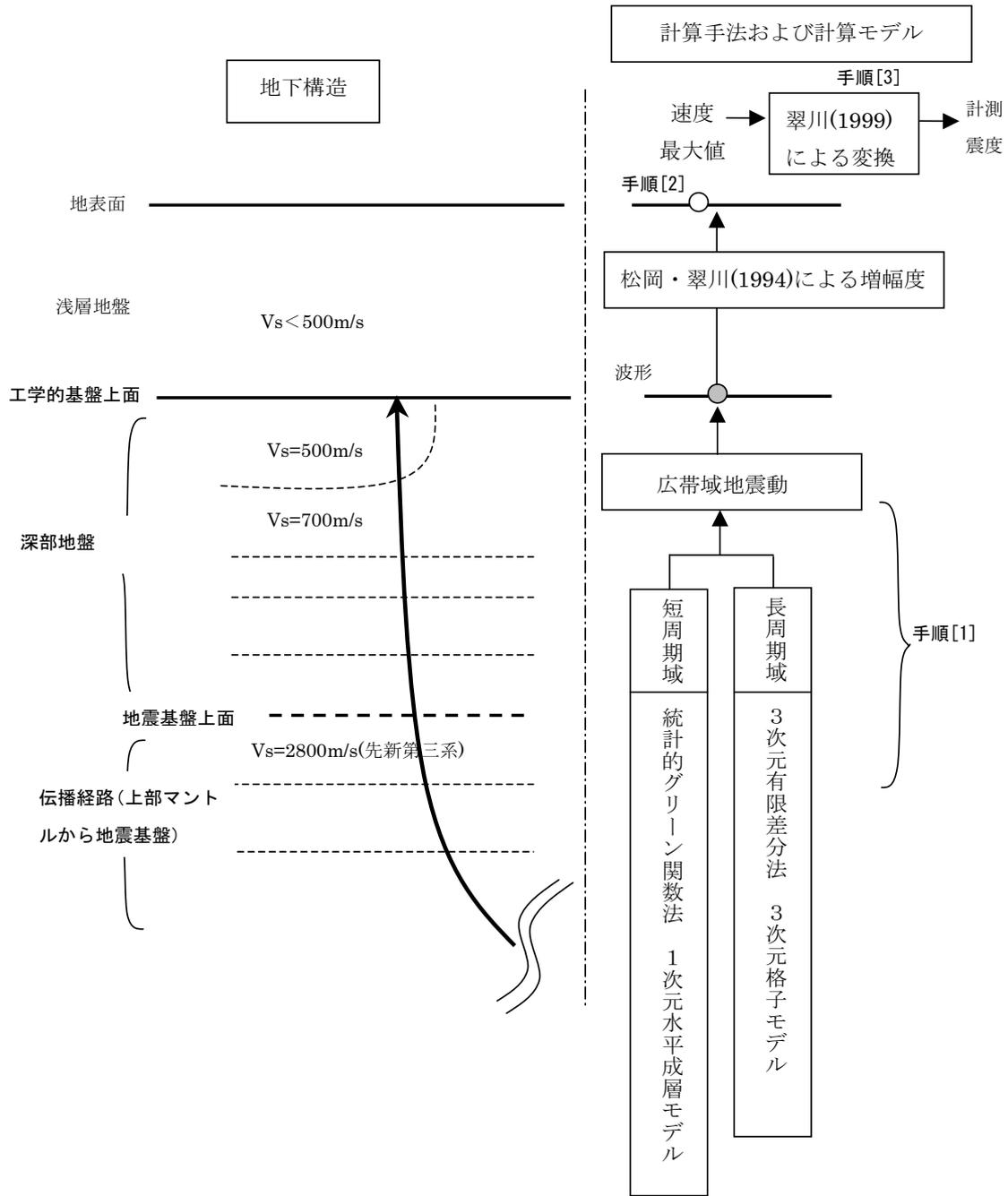


図 6.1-1 計算の流れと地下構造

6.1 計算手法

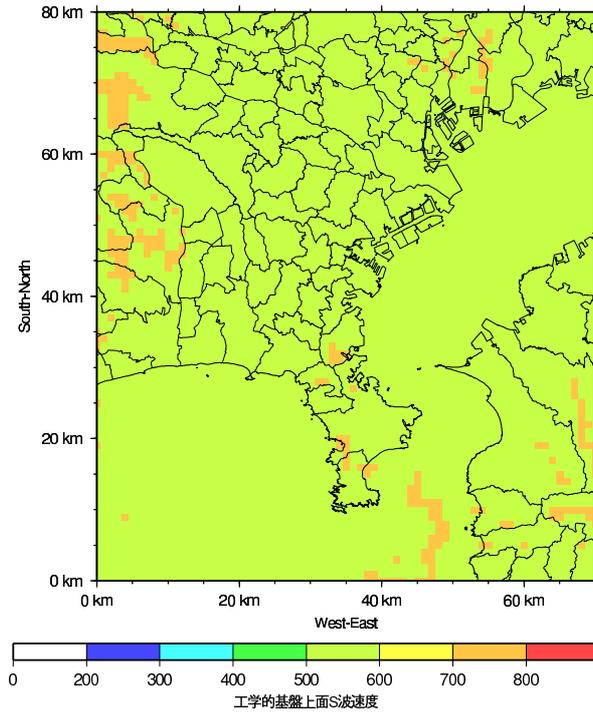


図 6.1-2 詳細法で用いる地下構造の工学的基盤上面の S 波速度

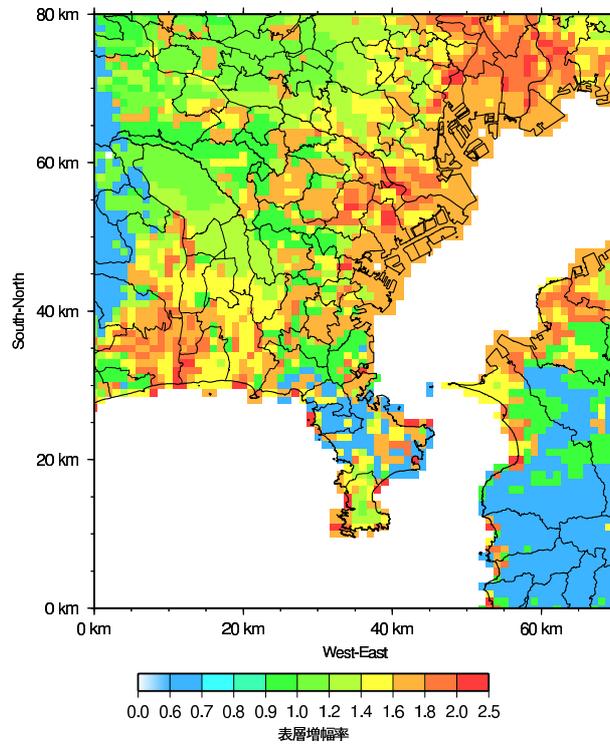


図 6.1-3 詳細法計算領域での表層増幅率
(図 5.1-1 の再掲載)

6.1.2 計算手法

(1) ハイブリッド合成法

ハイブリッド合成法は、短周期領域での地震動を統計的グリーン関数法で、長周期領域を 3 次元差分法で算定し、最終的に両者を重ね合わせて広帯域地震動を作成する方法である。この手法の特徴は、地盤や断層の不均質性の影響を受けにくく波動モデルで説明可能な長周期地震動を物理モデルに基づいて理論的に計算し、逆に地盤や断層の不均質性の影響を受け易く統計的にしか説明できない、もしくは理論的な計算効率が悪い短周期地震動を統計的に計算することである。両領域を接続する周期は、地下構造データや振動特性、差分法計算に用いる計算機的能力を考慮して決定する。短周期成分はハイパスフィルタ処理を、長周期域成分はローパスフィルタ処理を行った後、両者を重ね合わせて接続する（このフィルタをマッチングフィルタと呼ぶ）。両フィルタとも接続周期 T_c で 0.5 となるコサイン型 ($-90^\circ \sim 90^\circ$) で、 $T_c/1.4 \sim T_c/0.6$ の周期幅で 1 から 0 に減衰する。

接続周期は、アスペリティから放出されるパルスが再現できるよう 1.1 秒とし、マッチングフィルタの形状は 0.8~1.6 秒間を 0~1 まで変化するコサイン型とした。図 6.1-4 にマッチングフィルタを示す。

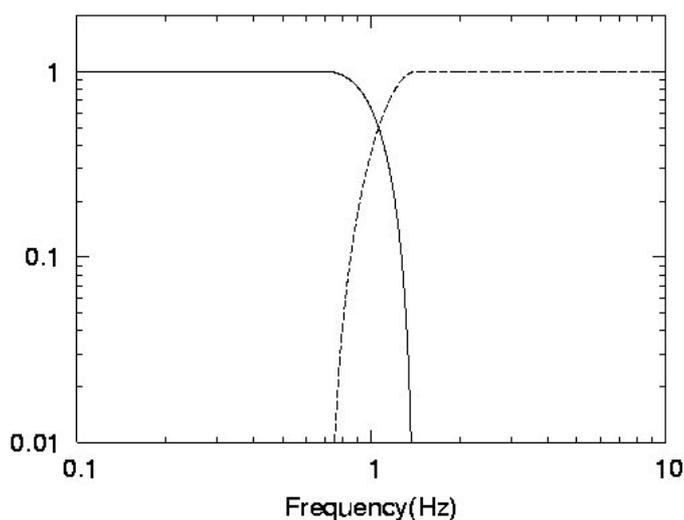


図 6.1-4 マッチングフィルタ

(2) 統計的グリーン関数法

(a) 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

地震基盤における統計的グリーン関数は、佐藤（1994a、1994b）が仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore（1983）と同様の手法で作成した。

地震基盤における S 波主要動のスペクトルは、次式で表わされる地震動の加速度フーリエスペクトルのモデルによって表現した。

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

ここに、 pq は要素断層に関する添字で、 $A_{pq}(f)$ は地震動の加速度フーリエスペクトル、 F は地震波の放射特性、 ρ_{pq} および β_{pq} は要素断層における地殻の密度および剪断波速度、 M_{0pq} は地震モーメント、 f_{cpq} は臨界振動数、 $f_{\max pq}$ は高周波遮断振動数、 m は定数、 r_{pq} は震源距離、 $Q(f)$ は地殻の Q 値、 ρ_{sb} および β_{sb} は地震基盤の密度および剪断波速度である。 ρ_{pq} および β_{pq} は震源における密度 2.65 g/cm^3 と S 波速度 3.2 km/s である。最終項は、自由表面の影響および要素断層における地殻のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違（佐藤，1978）を考慮した項である（壇・他，2000）。

地殻の Q 値である $Q(f)$ は、

$$Q = \begin{cases} 110f^{0.69} & f \geq 0.8\text{Hz} \\ 110 & f < 0.8\text{Hz} \end{cases} \quad (6.1-2)$$

で表わされる値とした。(6.1-2) の上の関係式は、佐藤・他(1994b)の推定値であるが、最近の研究では、0.8Hz 前後以下で Q 値が頭打ちするかあるいは減少することが指摘されていることから、(6.1-2) の下の関係式のように、0.8Hz 以下で一定値とした。

断層モデルの中心点付近で、断層の長さ L_{pq} 、幅 W_{pq} を 図 4.3-5～図

4.3-8 の要素断層のサイズに、実効応力 σ_{pq} を 10MPa として、統計的グリーン関数を作成した。この場合、要素断層のモーメントは以下の関係から

$$\sigma_{pq} = (7/16)M_{0pq} \left(\sqrt{\frac{\pi}{W_{pq}L_{pq}}} \right)^3$$

f_{cpq} は以下の式から算出できる。

$$f_{cpq} = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \beta_{pq} \left(\frac{\sigma_{pq}}{M_{0pq}} \right)^{1/3}$$

評価地点が面的に存在し断層に対して様々な角度にあることからレイエーション係数 F は全方位での平均的な係数 0.63 を水平 2 成分に分解するため $\sqrt{2}$ で除して 0.45 とした。 $f_{\max pq}$ と m は、佐藤・他 (1994b) の推定値である $f_{\max pq} = 6.0\text{Hz}$ および $m = 4.2$ である。

一方、時刻歴波形の作成には経時特性あるいは位相特性が必要であるが、地震基盤における S 波主要動の経時特性に関しては現在までに十分な研究成果が得られていない。しかし、本検討では、最終的に統計的グリーン関数を定義する位置を工学的基盤上とするため、佐藤・他 (1994a) の仙台地域の工学的基盤における地震記録から求められた経験的経時特性モデルを準用した。

$$E(t) = \begin{cases} [(t-t_a)/(t_b-t_a)]^2 & (t_a \leq t \leq t_b) \\ 1 & (t_b \leq t \leq t_c) \\ \exp[-(\ln 10)(t-t_c)/(t_d-t_c)] & (t_c \leq t \leq t_d) \end{cases}$$

ここに、

$$\log(t_b - t_a) = 0.229M_{JMApq} - 1.112$$

$$\log(t_c - t_b) = 0.433M_{JMApq} - 1.936$$

$$\log(t_d - t_c) = 0.778 \log r_{pq} - 0.34$$

である。気象庁マグニチュードは、佐藤 (1995) に基づいて、地震モーメ

ント M_{0pq} から算出した。

(b) 工学的基盤上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント毎に 1 次元地盤モデルを作成し、(a) において作成された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 1 次元重複反射理論により、工学的基盤上面での統計的グリーン関数を計算する。 Q_s 値は、(6.1-2) と同じである。これは、佐藤・他 (1994b) において、仙台で観測された強震記録のスペクトルインバージョンに基づき求められた経験的地盤増幅が $Q_s = 110f^{0.69}$ を用いた 1 次元地盤モデルによりほぼ説明できることが示されているためである。

(c) 工学的基盤上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

(b) で作成された工学的基盤上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤 (1998) の断層の非一様滑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なう。この際、大地震の要素断層の滑り量と応力降下量が再現されるように、震源スペクトルを補正した。このようにして算定された要素断層の波形を大地震の断層面全体の破壊過程を考慮して合成した。

(3) 3 次元差分法

差分法は Pitarka (1999) の手法を用いた。差分法の詳細な説明は付録に添付した。

6.2 計算手法に応じた地下構造モデル

計算に直接用いるデータは計算手法の特徴等から各計算手法で異なる。本節では、3章で説明された物理検層、重力異常、地質等から推定された地下構造に基づいて作成した計算用のモデルの概要を示す。

接続周期が 0.8 秒であるため、同振動数まで精度が確保されるように最小格子間隔は最小波長の 1/6 である 83.3m とした。また時間刻み Δt は (A-1) 式をみたすように $\Delta t=0.005$ 秒とした。水平方向のグリッドは、X、Y 方向とも全て最小グリッド間隔 $h (=83.33\text{m})$ で分割した。従って地図作成領域である約 70km×80km の範囲で 996×451 格子となる。鉛直方向のグリッド間隔は深度に応じた速度で変化させる。図 6.2-1 に格子分割を示す。また、表 6.2-1 に詳細法の計算に用いた地盤モデルの媒質の物性値を示す。

・ Q 値

表 6.2-1 の Q_0 値は、Sato et. al. (1999) を参考に周期 2.5 秒での Q 値として算定した。すなわち、差分計算の際は、 Q_0 をレファレンス振動数 $f_0 = 0.4\text{Hz}$ での値と見なして、振動数比例の Q 値

$$Q = Q_0 \frac{f}{f_0}$$

を使用している。

・ スポンジ領域

地図領域から外部に逸散する波動の吸収のため、地図領域の外周部に 3km の幅のスポンジ領域を設けた。スポンジ領域の物性は地図領域外周の物性を外周面の法線方向に延長して作成した。

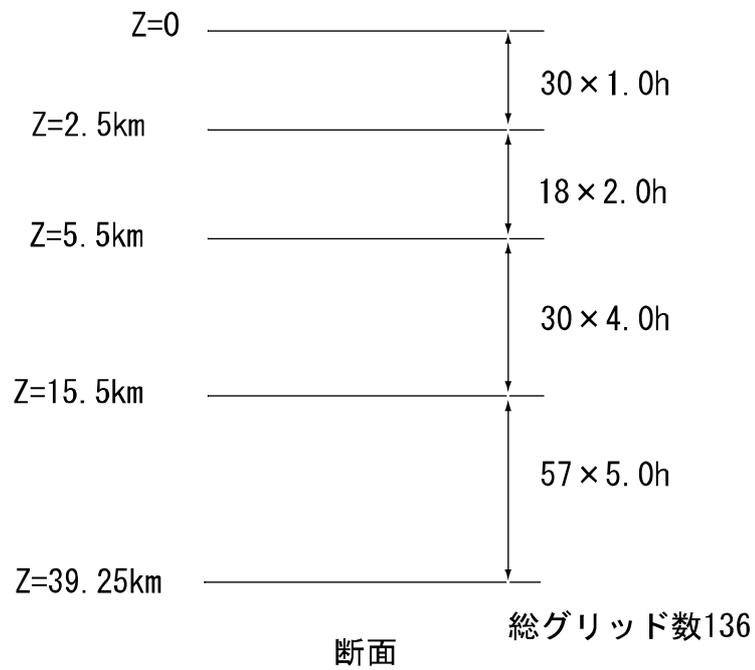
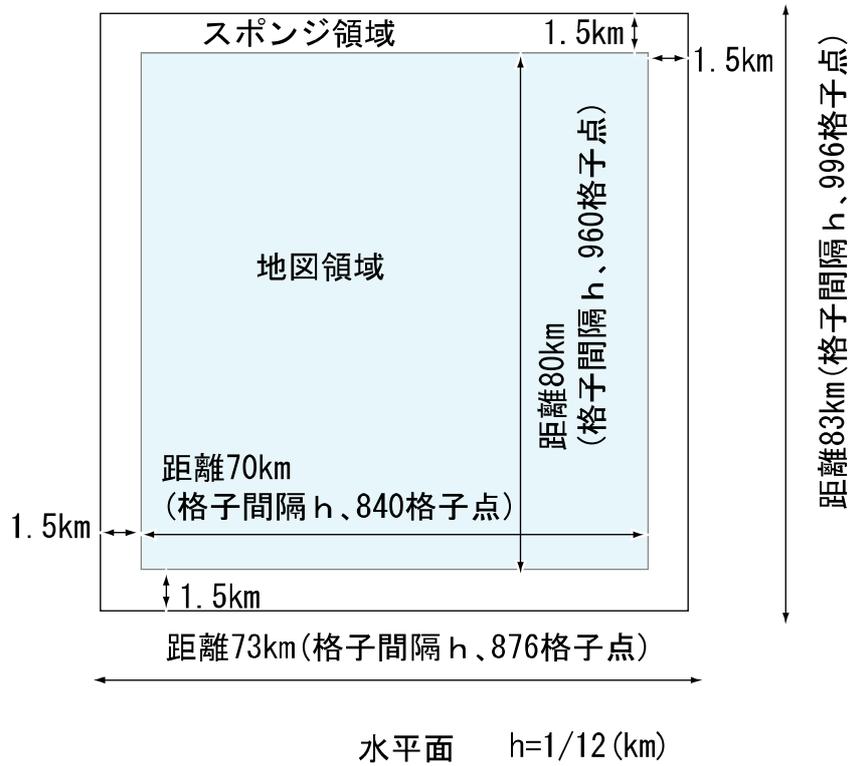


図 6.2-1 差分格子

表 6.2-1 詳細法の計算に用いた地盤モデルの媒質の物性値

層番号	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q ₀ 値
0	1.9	0.5	1.8	50
1	2.1	0.7	2.0	50
2	3.1	1.5	2.2	75
3	3.5	1.9	2.3	75
4	4.3	2.3	2.4	75
5	4.8	2.8	2.6	150
6	5.5	3.2	2.65	150
7	6.15	3.4	2.7	150
8	6.7	3.7	2.9	250
9	7.5	4.3	3.2	500
10	6.8	3.93	2.9	250
11	7.8	4.47	3.2	500

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

図 6.3-1～図 6.3-10 に代表地点の工学的基盤上面での波形を示す。図 6.3-11 に同波形の 5%減衰の擬似速度応答スペクトルを示す。図 6.3-12、図 6.3-13、図 6.3-14 にそれぞれ NS 成分、EW 成分、NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値マップを示す。図 6.3-15、図 6.3-16 にそれぞれ地表における最大速度、計測震度のマップを示す。厚い堆積層上に位置しかつ比較的震源から遠い TKY、MSN、KSR では周期 10 秒程度の後続動が顕著である。また断層に近い YKS、MUR、KMK では継続時間が 10 秒程度と短いながら 20～40cm/s と大きな最大速度を有する地震動波形となっている。地表の最大震度はアスペリティの直上で震度 7 の地点が存在し、震度 5 強の領域が西は平塚、北は川崎まで広がっている。

図 6.3-17 に武山断層帯地震ケース 1 での NS 成分と EW 成分の最大速度を簡便法で用いた距離減衰式と比較して示す。同距離減衰式は $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤における最大速度であり、図 6.3-17 の詳細法の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当の地盤での値となるように補正して距離減衰を描いたのが図 6.3-18 である。図 6.3-18 を見ると詳細法による最大速度の平均は既往の距離減衰式とよく対応していることが分かる。

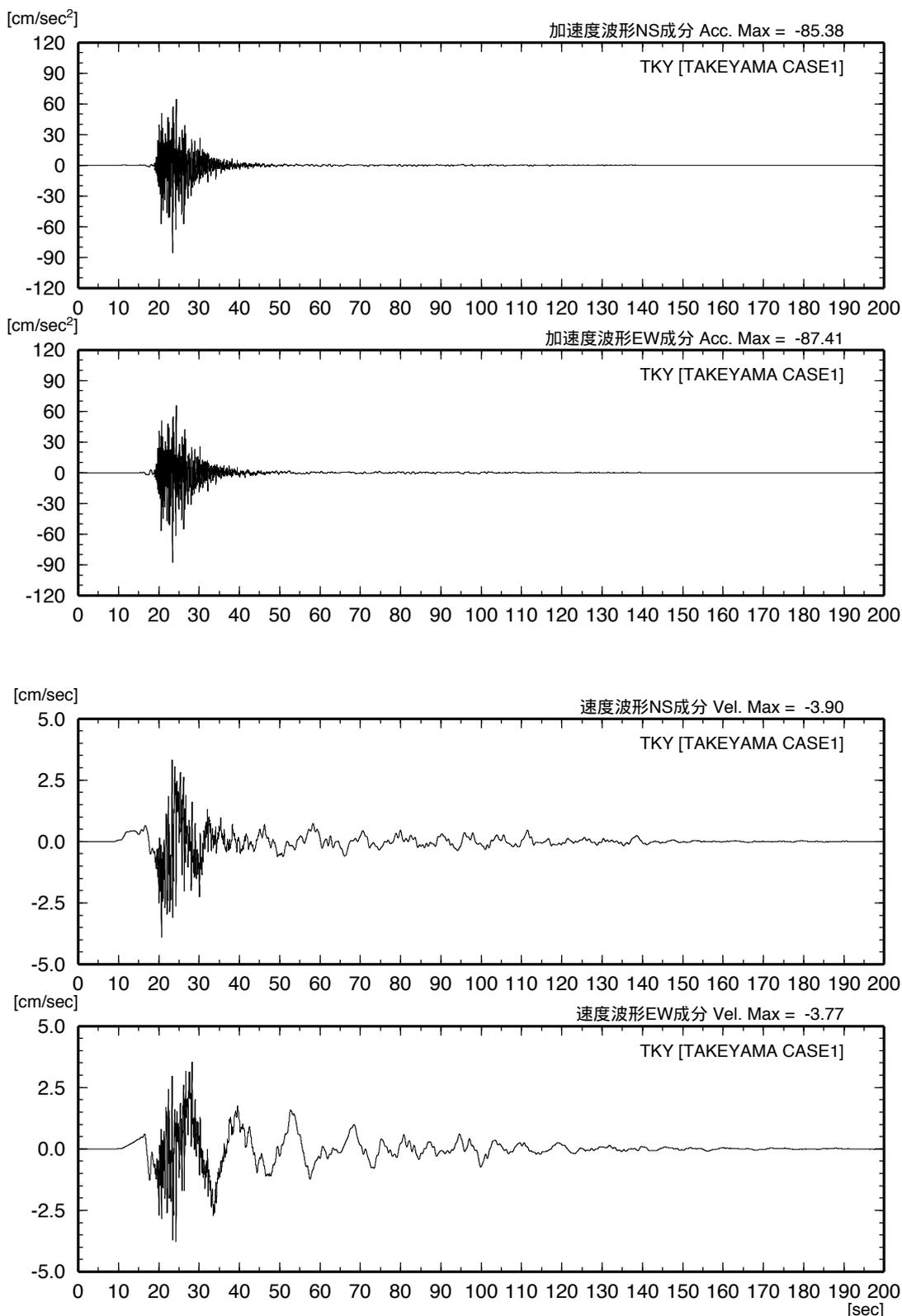


図 6.3-1 工学的基盤における TKY（東京）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 1）による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

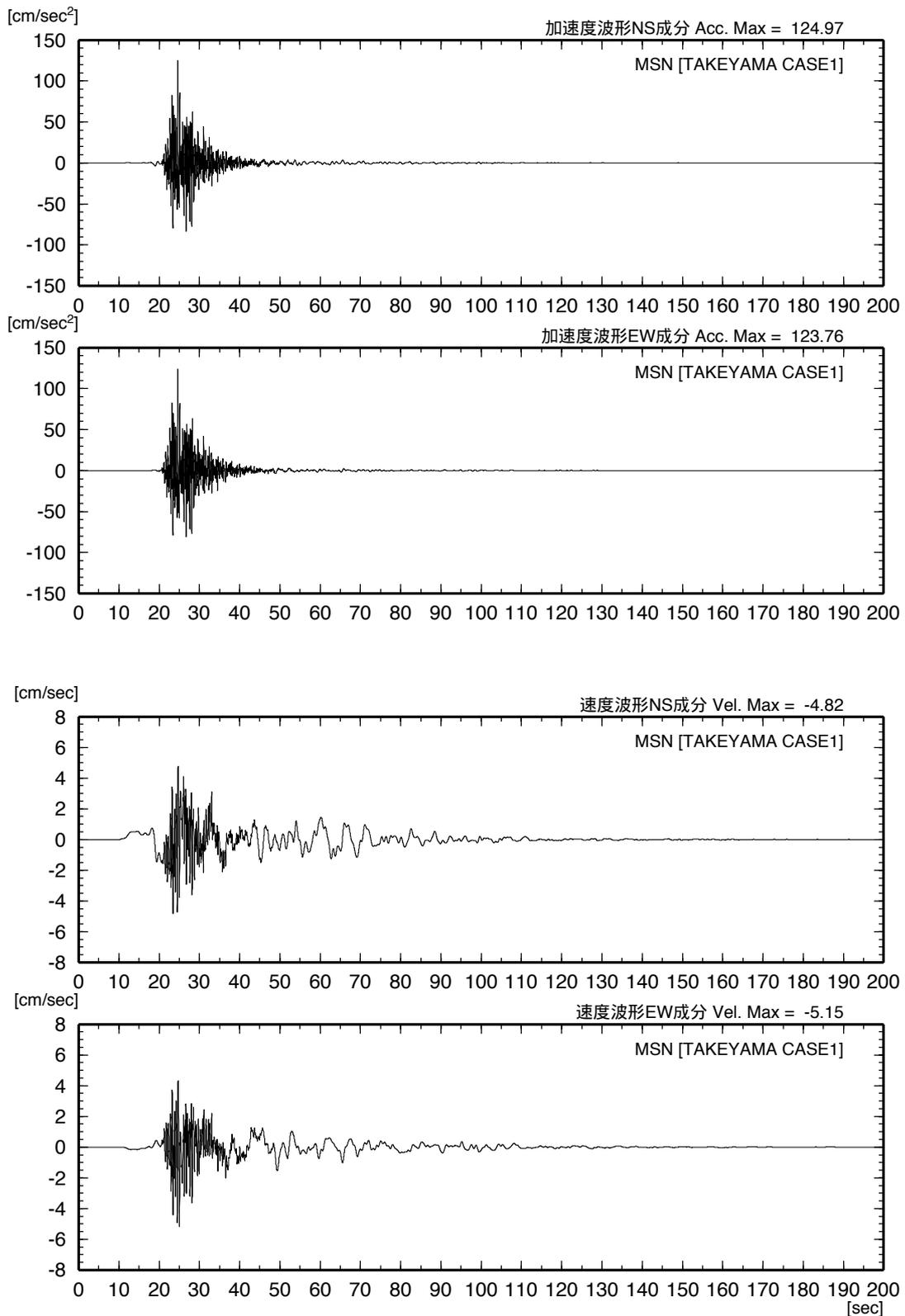


図 6.3-2 工学的基盤における MSN（武蔵野）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース1）による地震]

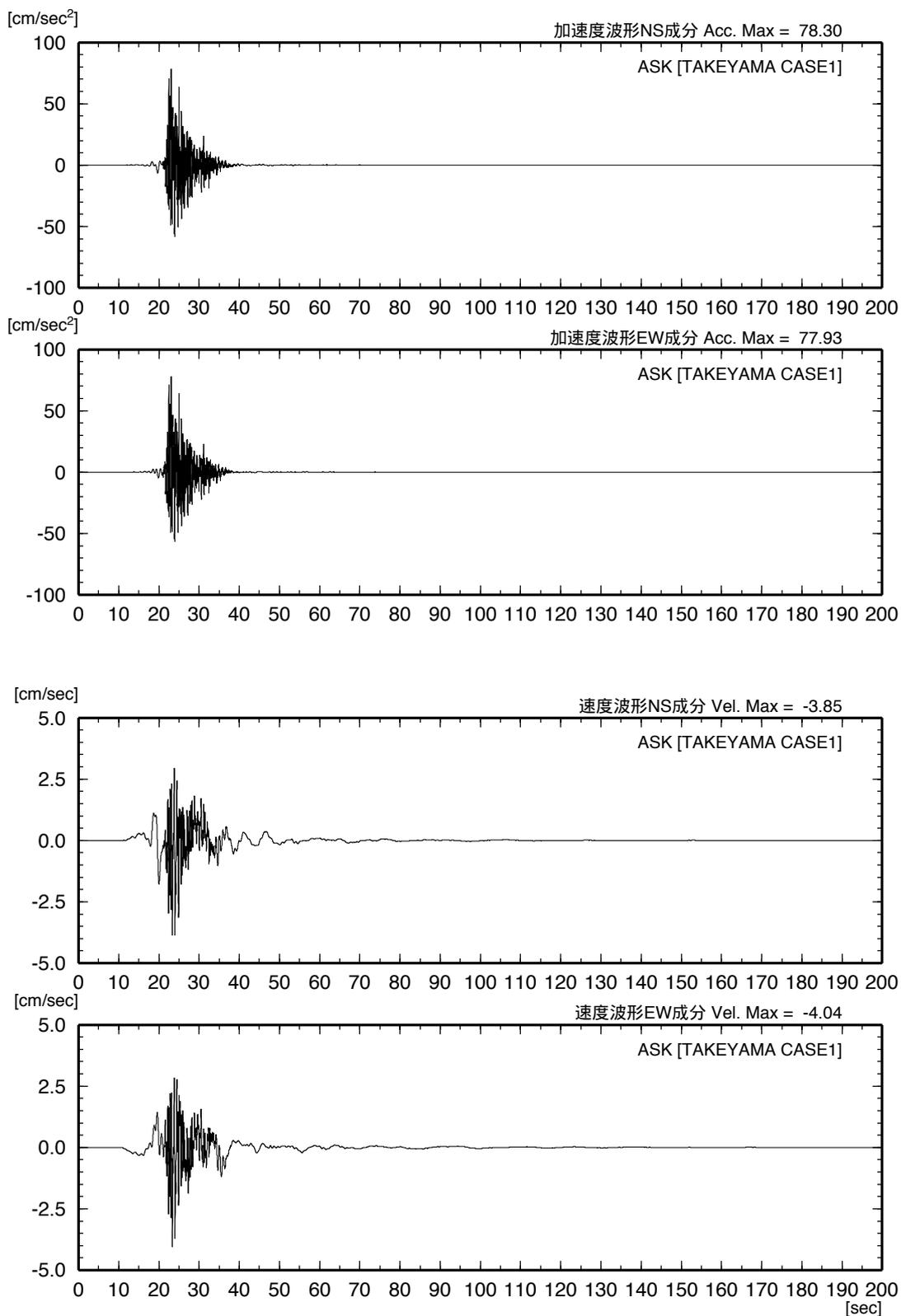


図 6.3-3 工学的基盤における ASK (浅川) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース 1) による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

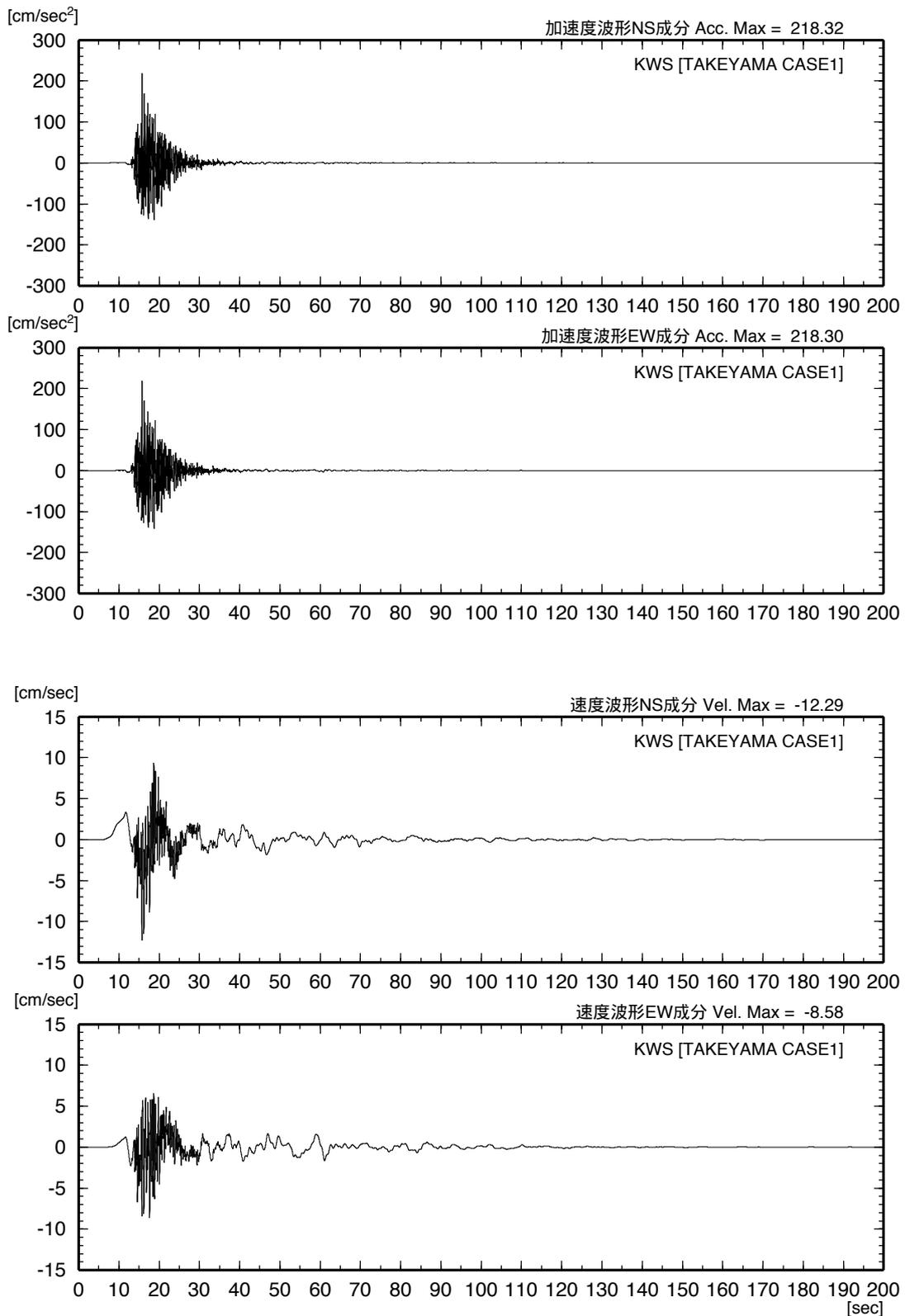


図 6.3-4 工学的基盤における KWS（川崎）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース1）による地震]

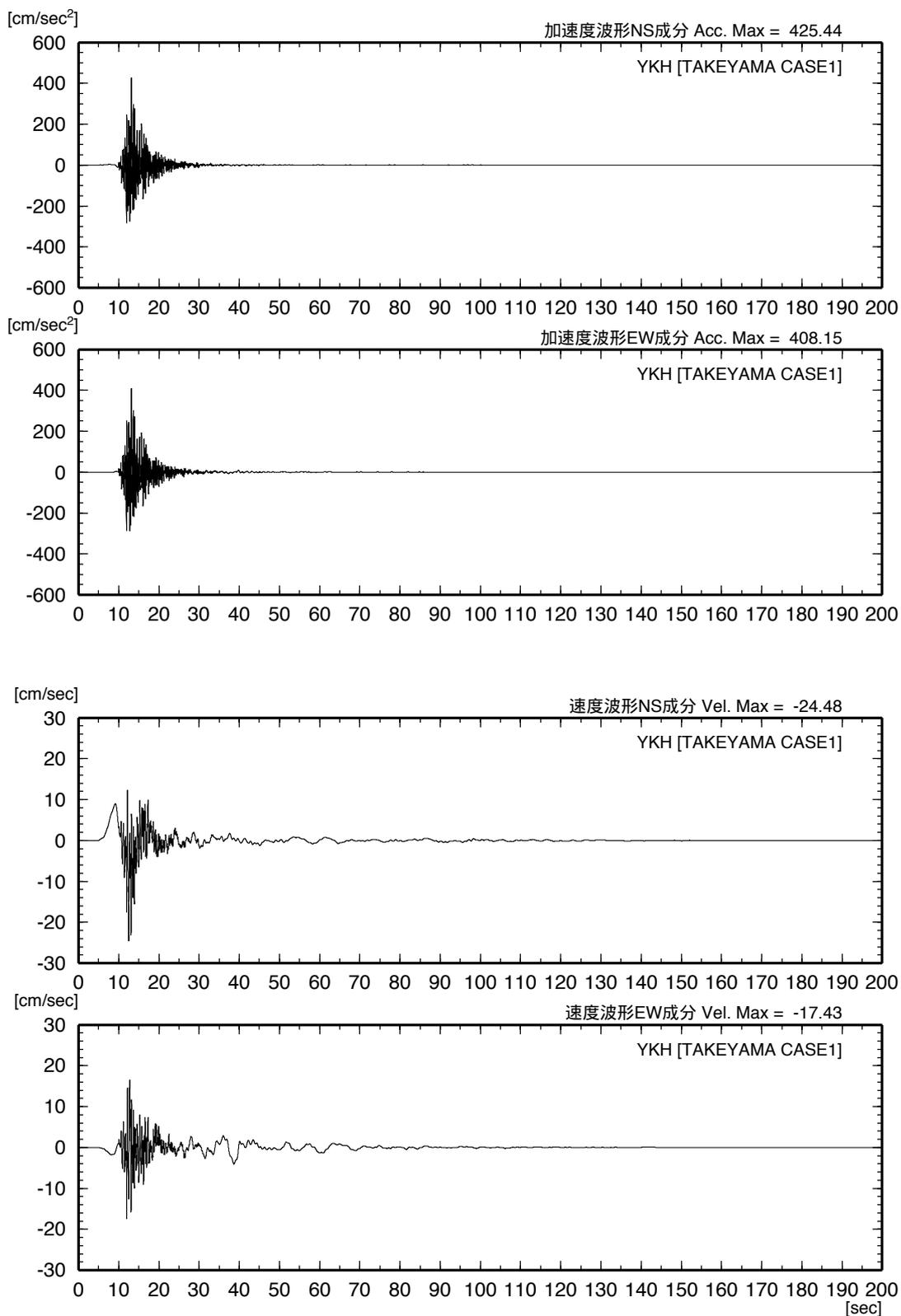


図 6.3-5 工学的基盤における YKH（横浜）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 1）による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

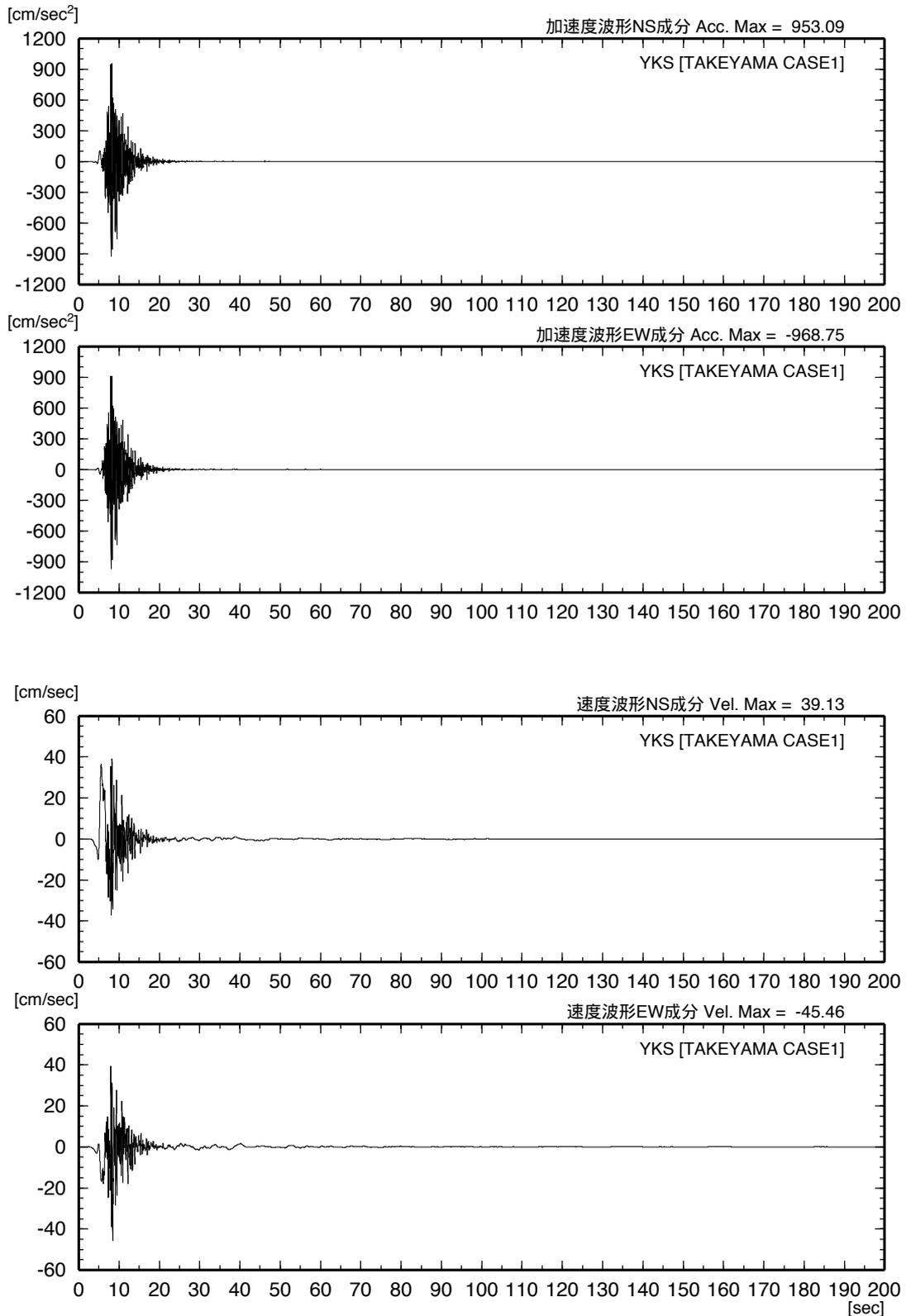


図 6.3-6 工学的基盤における YKS (横須賀) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース1) による地震]

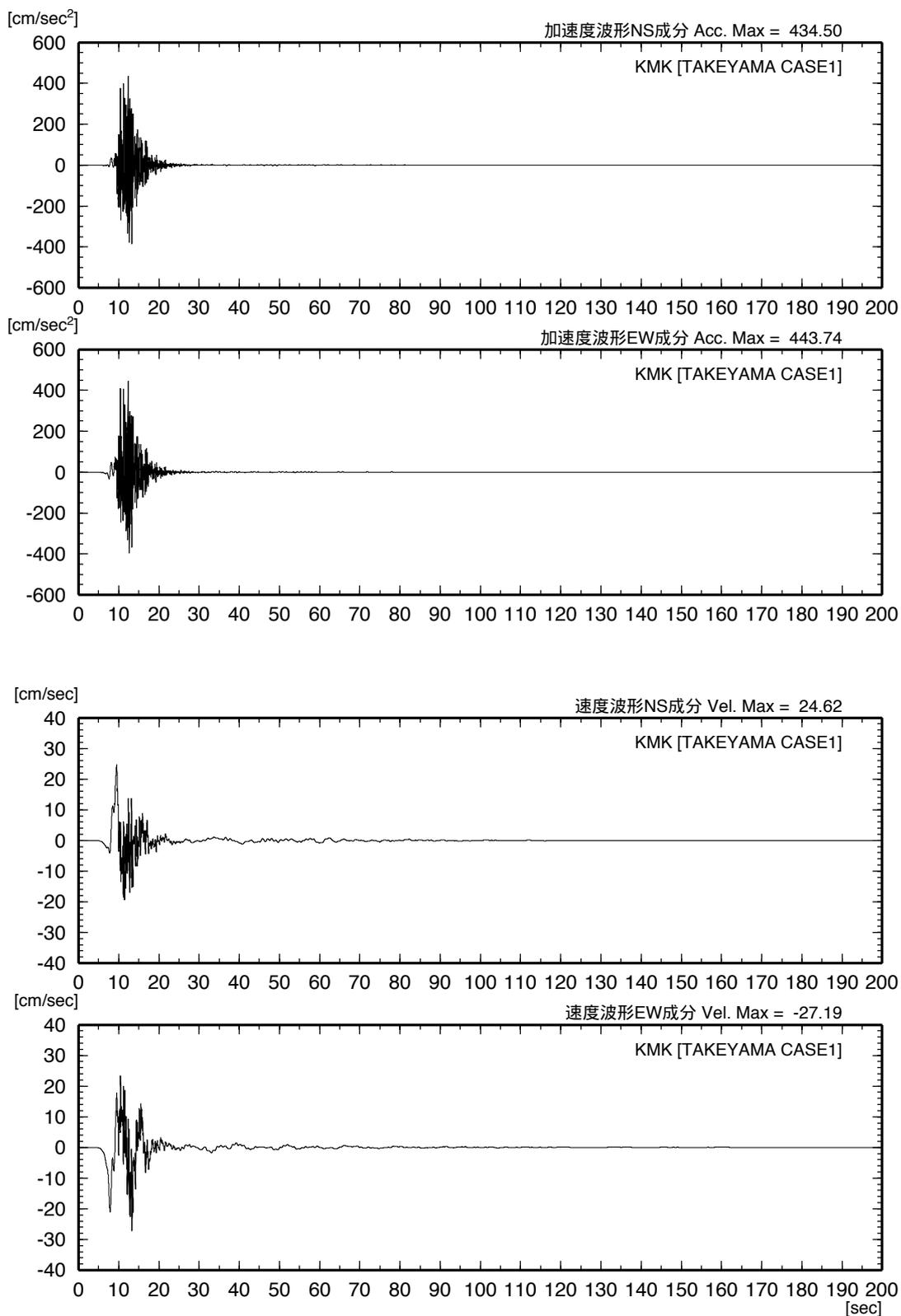


図 6.3-7 工学的基盤における KMK (鎌倉) での加速度および速度波形
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

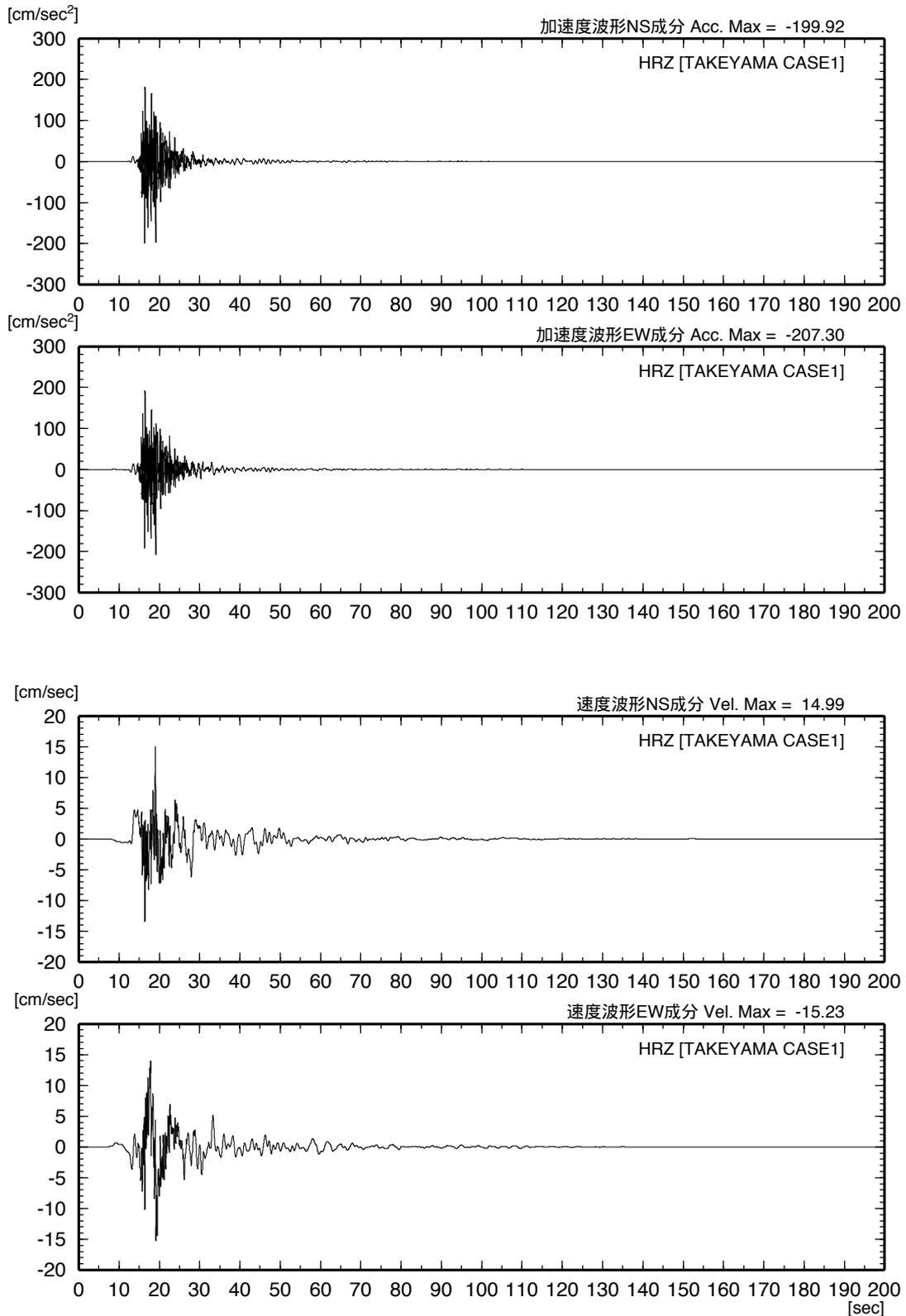


図 6.3-8 工学的基盤における HRZ（平塚）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース1）による地震]

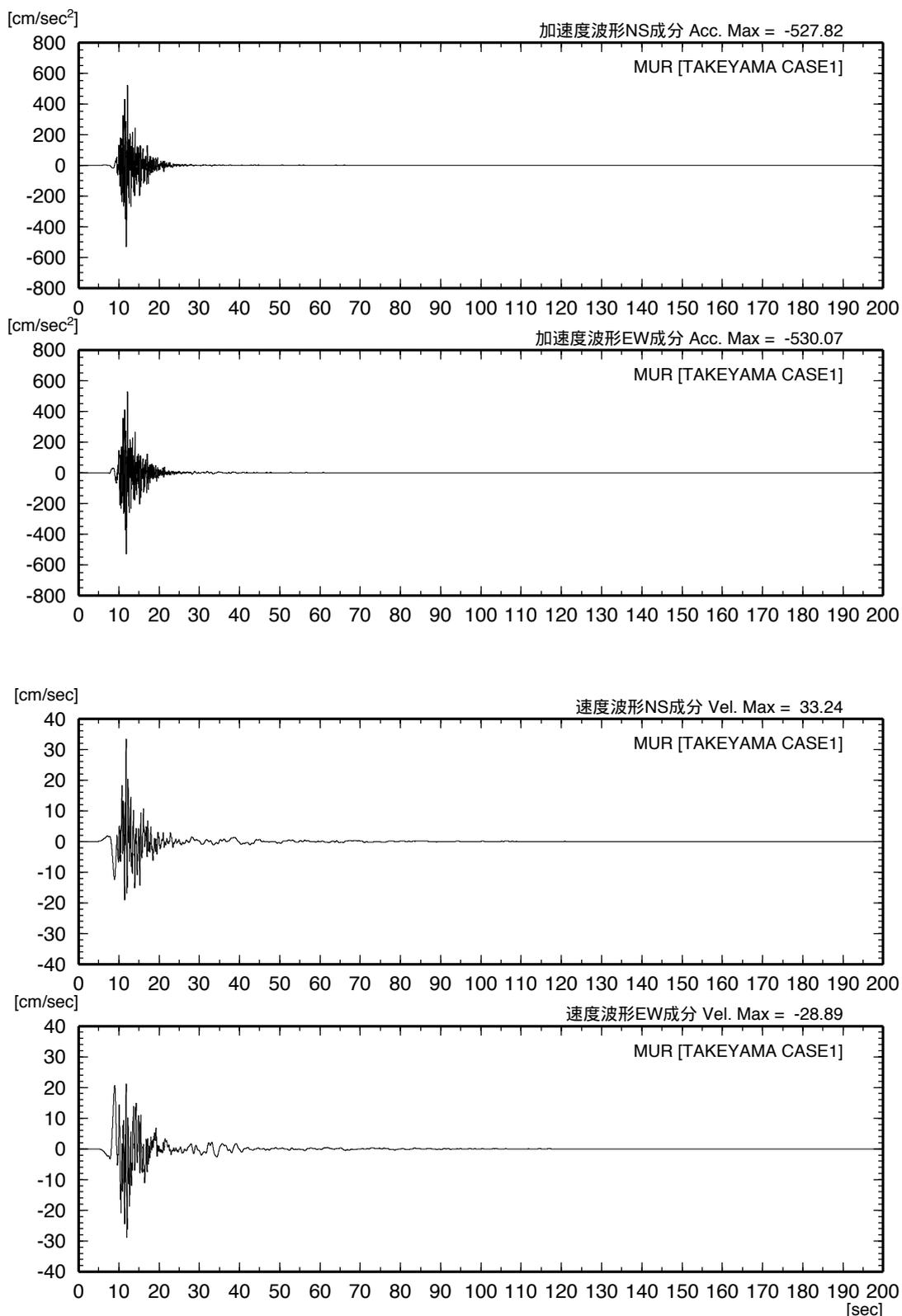


図 6.3-9 工学的基盤における MUR (三浦) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース 1) による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

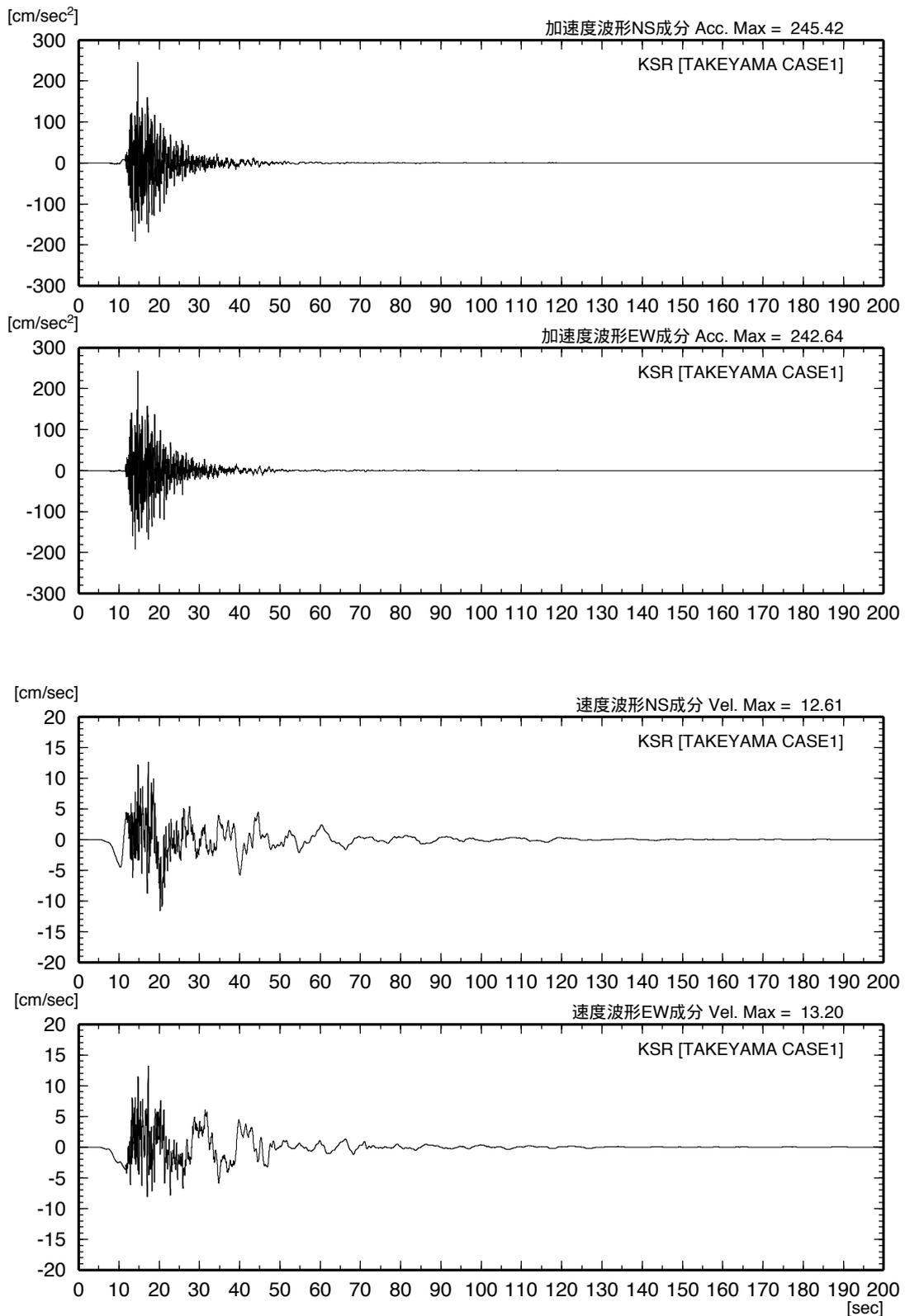
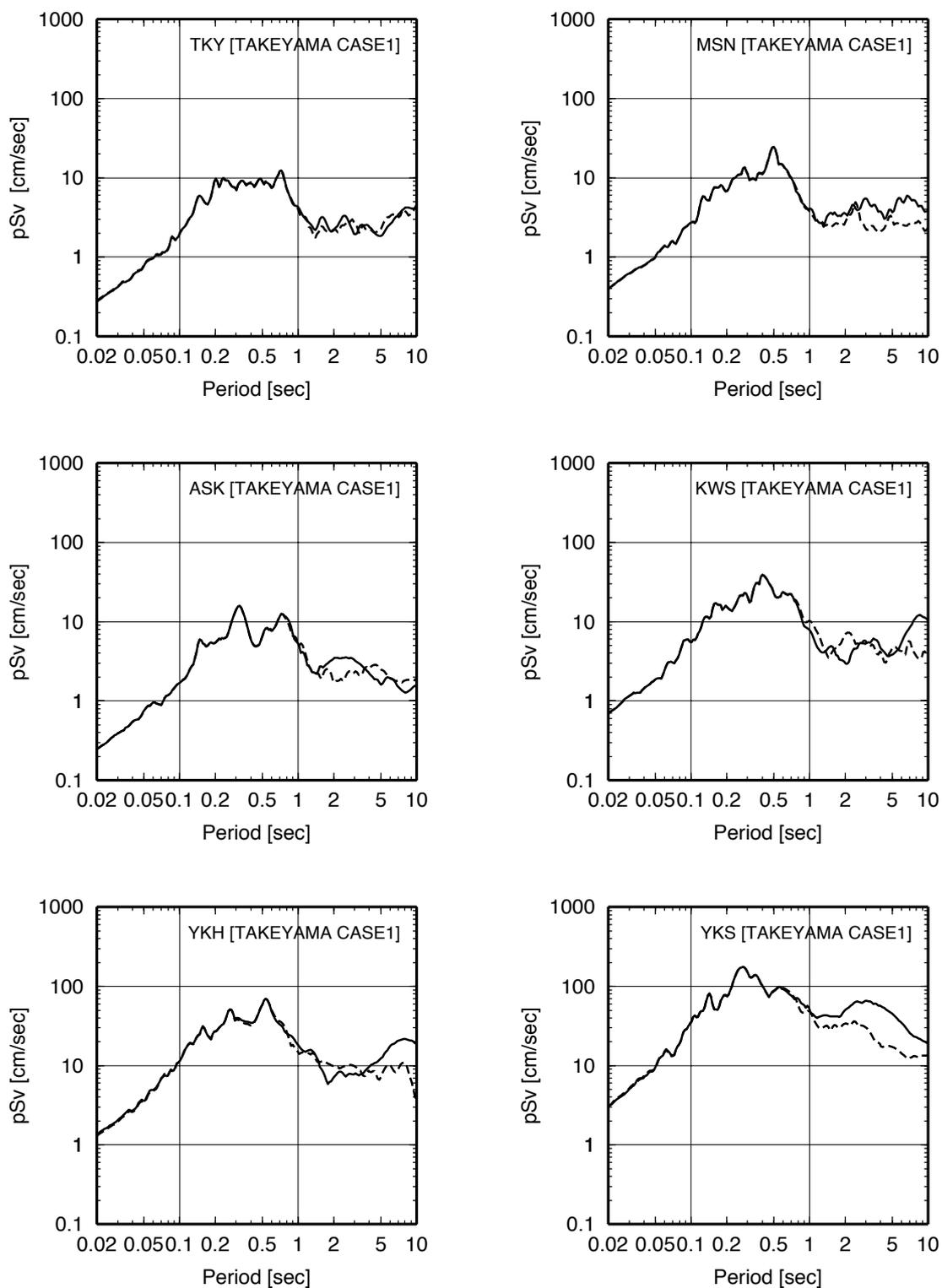
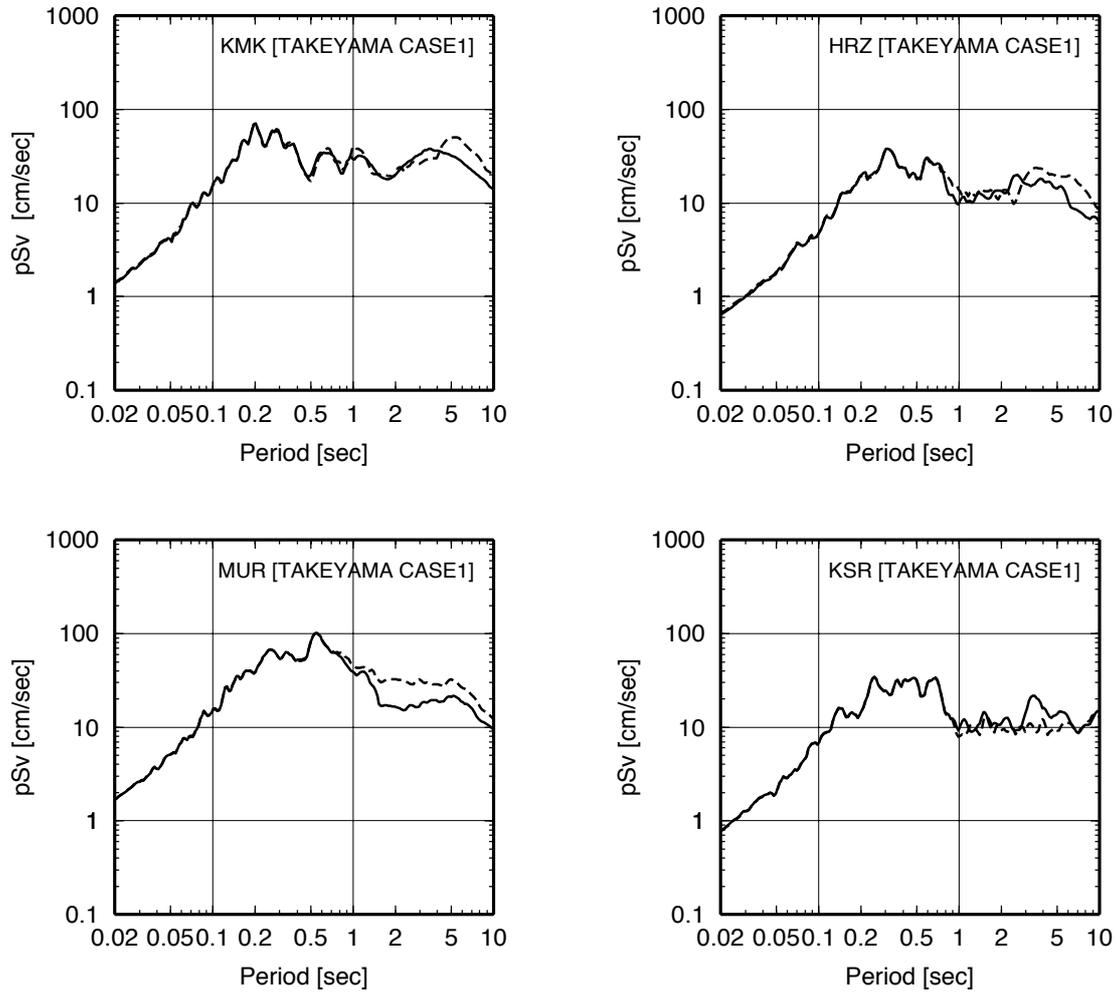


図 6.3-10 工学的基盤における KSR (木更津) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース1) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.3-11 工学的基盤における波形の減衰 5% の擬似速度応答スペクトル
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.3-11 (続き) 工学的基盤における波形の減衰 5%の擬似速度応答
 スペクトル
 [武山断層帯 (ケース1) による地震]

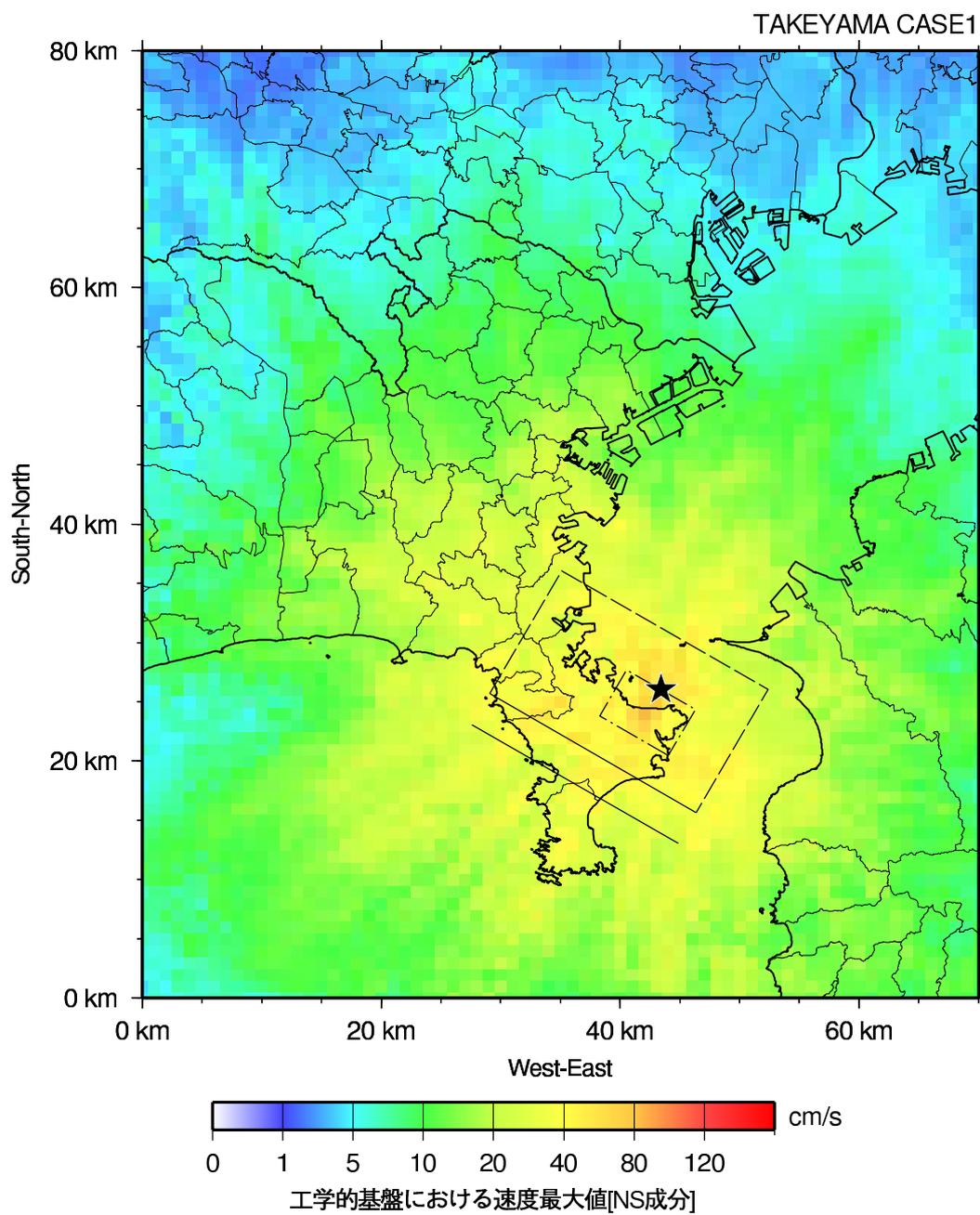


図 6.3-12 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (NS 成分)
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]

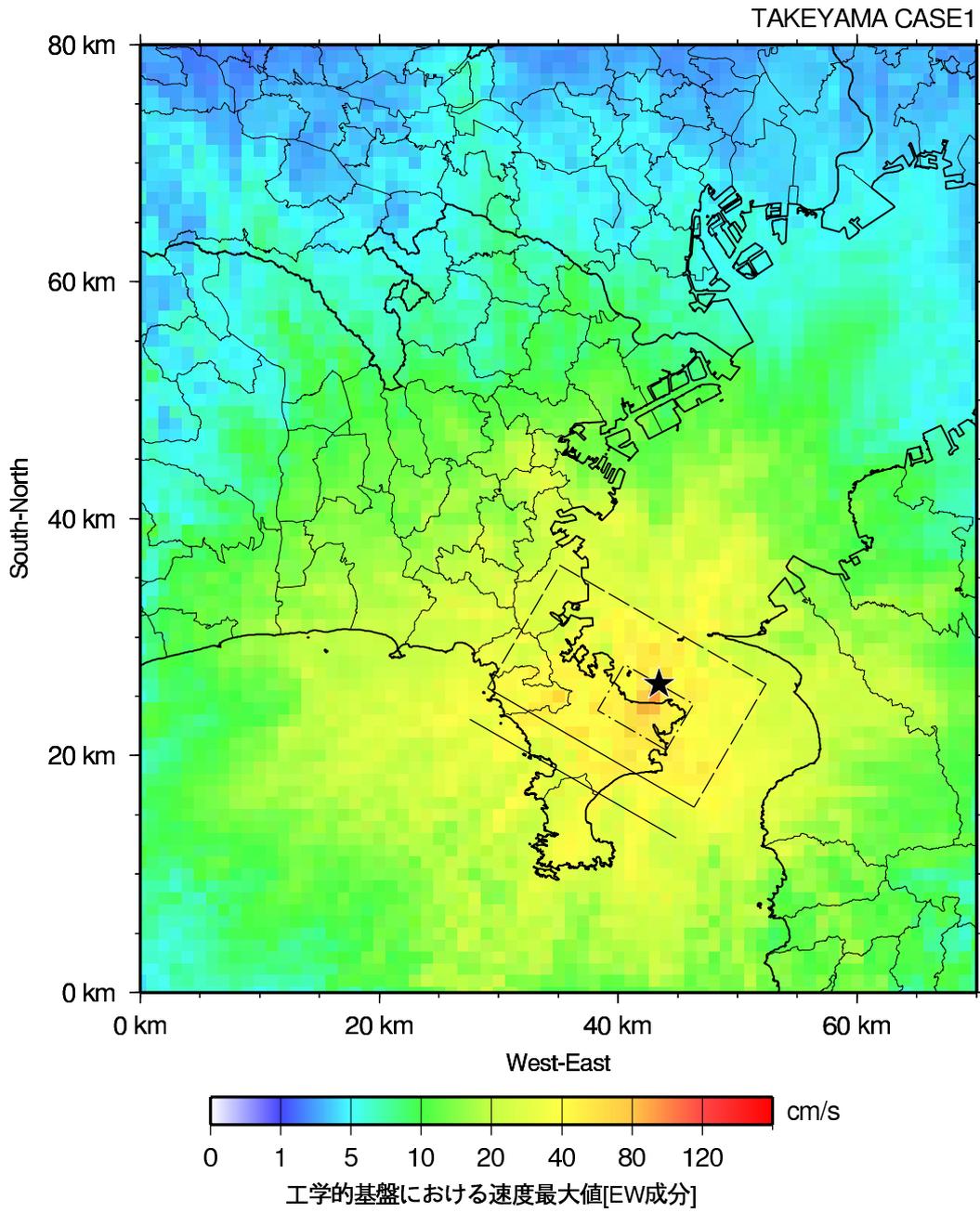


図 6.3-13 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (EW 成分)
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]

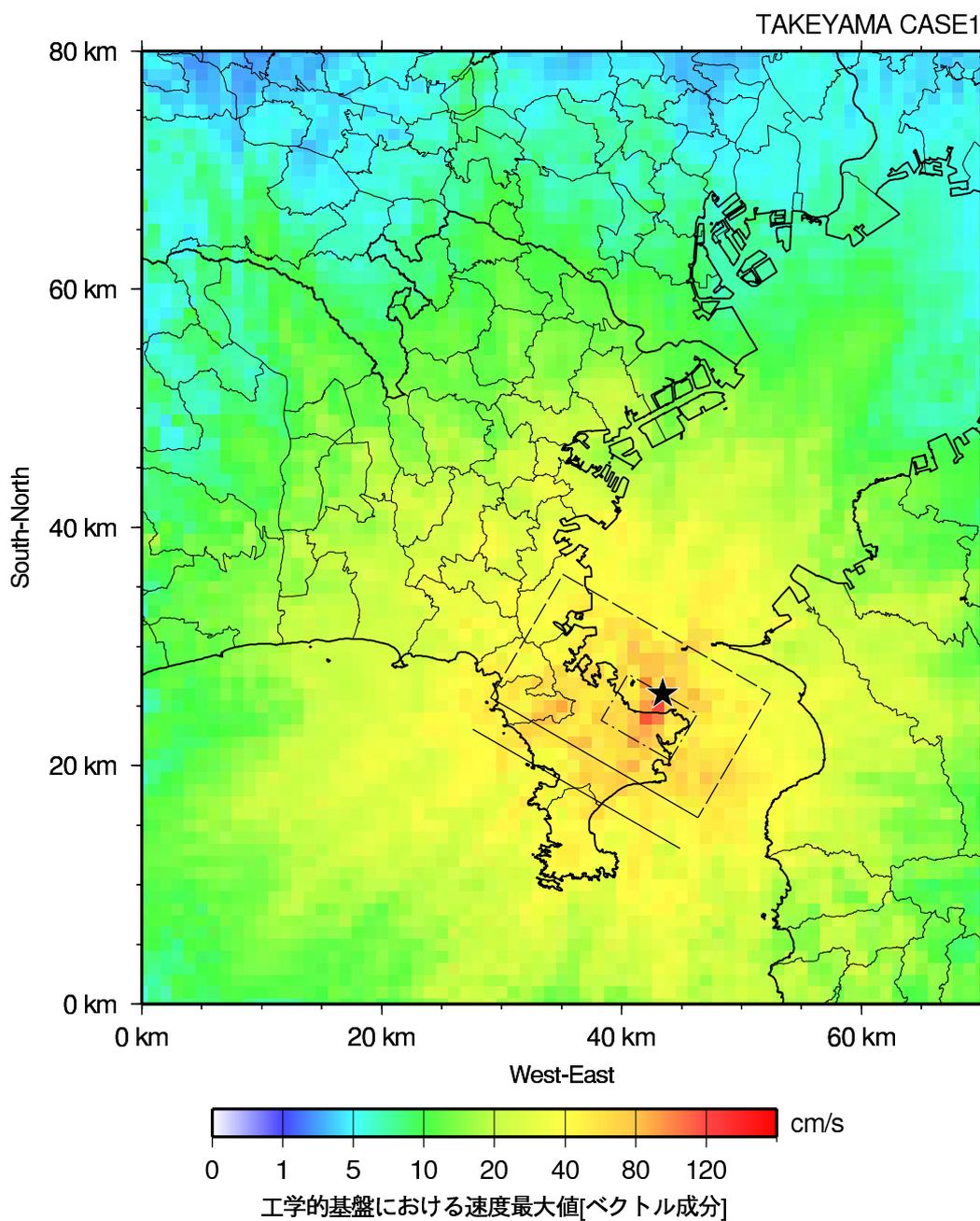


図 6.3-14 工学的基盤における地震動の最大速度マップ
(NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値)
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]

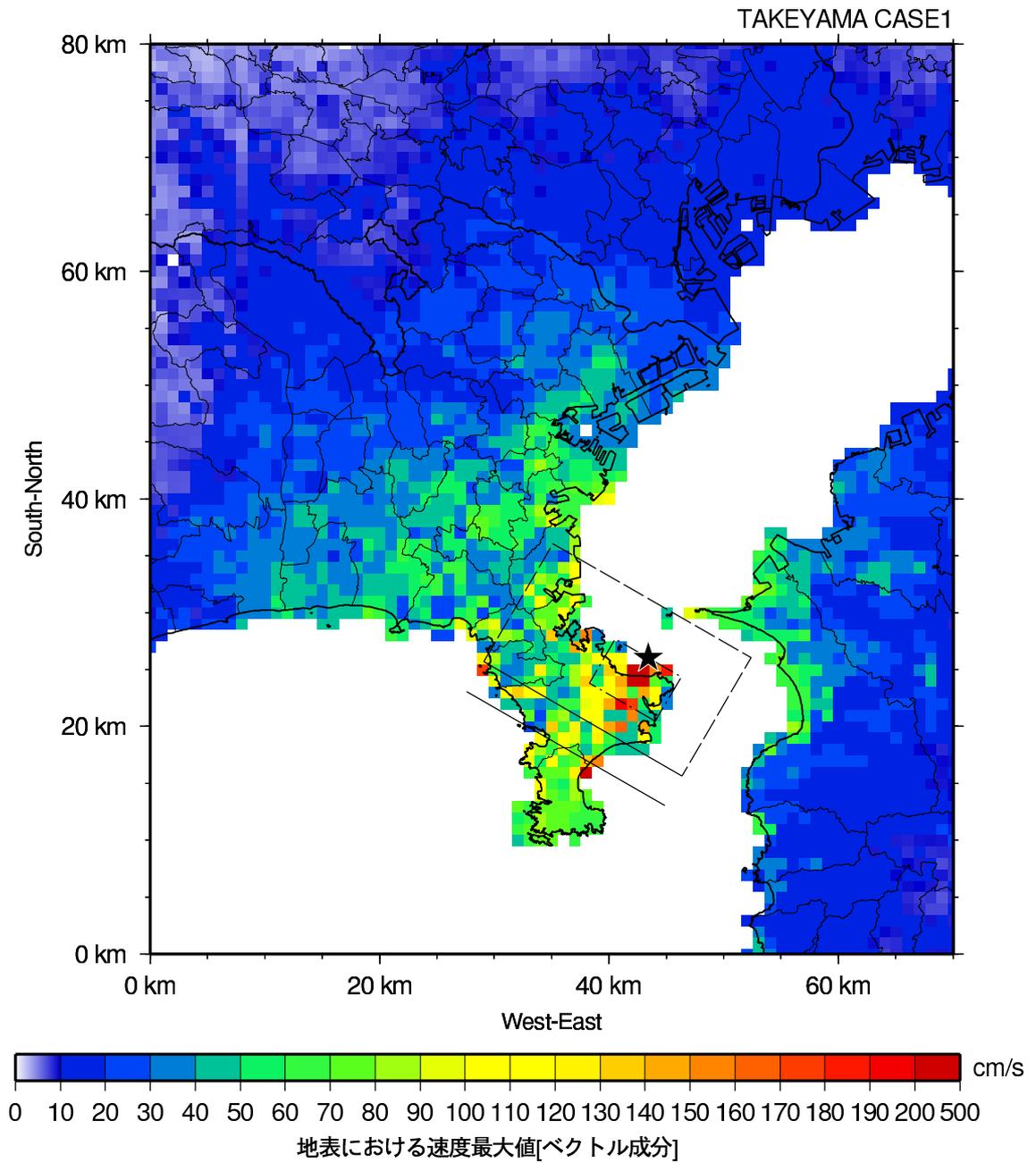


図 6.3-15 地表における地震動の最大速度マップ
[武山断層帯（ケース1）による地震]

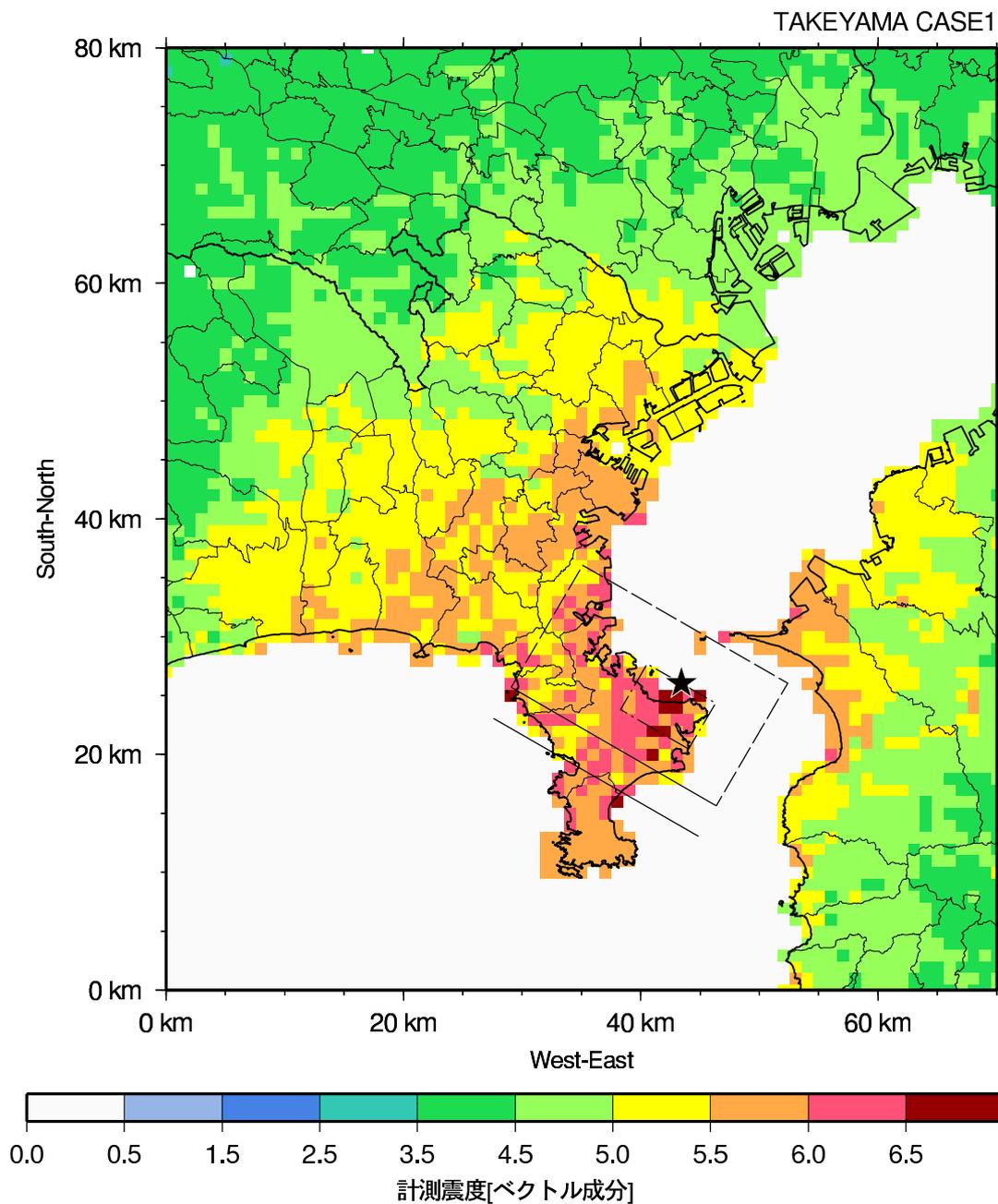


図 6.3-16 計測震度マップ
[武山断層帯 (ケース 1) による地震]

6.3 武山断層帯地震ケース1の計算結果

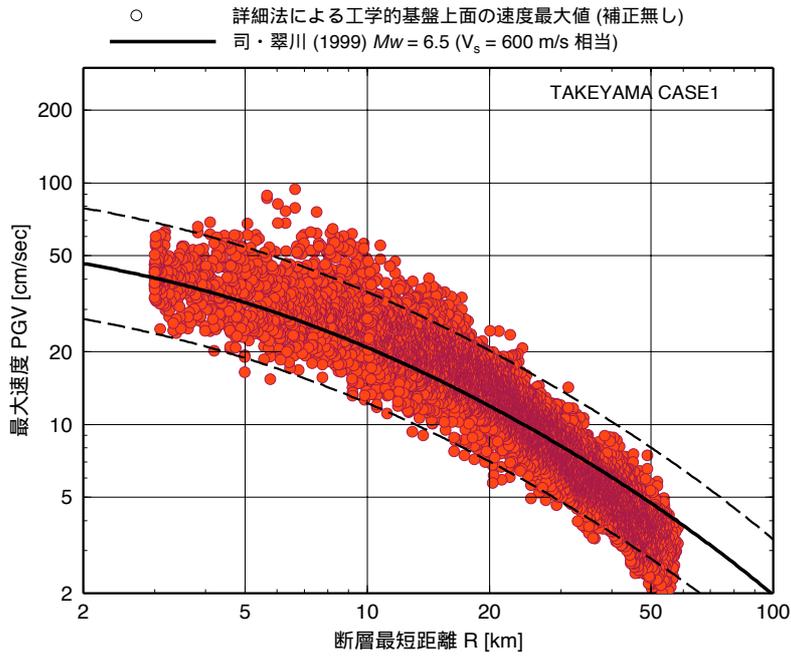


図 6.3-17 工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
 [武山断層帯ケース1による地震]

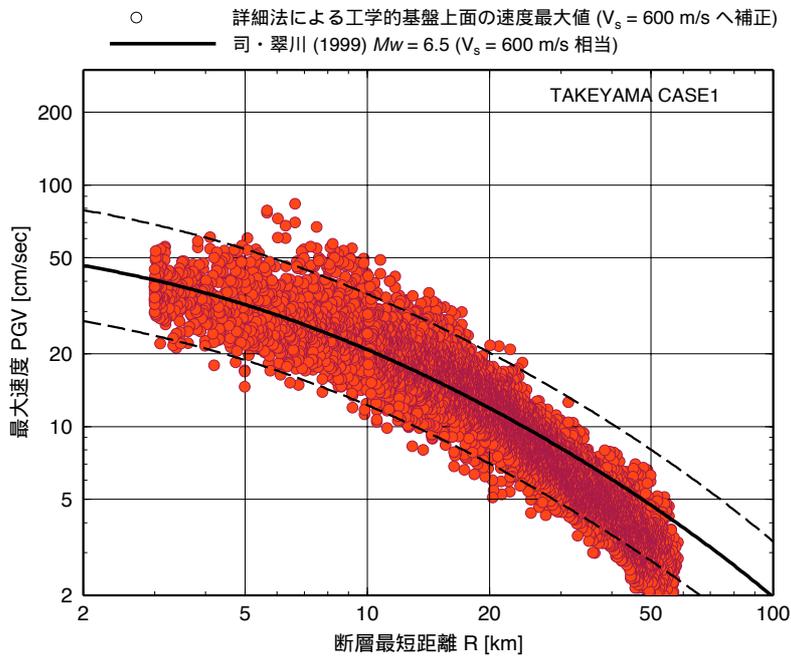


図 6.3-18 S波速度で補正した
 工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
 [武山断層帯ケース1による地震]

6.4 武山断層帯地震ケース 2 の計算結果

図 6.4-1～図 6.4-10 に代表地点の工学的基盤上面での波形を示す。図 6.4-11 に同波形の 5%減衰の擬似速度応答スペクトルを示す。図 6.4-12、図 6.4-13、図 6.4-14 にそれぞれ NS 成分、EW 成分、NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値マップを示す。図 6.4-15、図 6.4-16 にそれぞれ地表における最大速度、計測震度のマップを示す。代表地点における地震動波形および応答スペクトル、最大加速度、最大速度分布、計測震度の分布に関してはケース 1 とほぼ同様な傾向である。主な相違点はアスペリティが地表近くに存在するため、アスペリティ直上では震度 7 の領域が大きく広がっているなど、断層近くの点では大きな地震動となっていることである。

武山断層帯地震ケース 1 と同様に、図 6.4-17、図 6.4-18 に武山断層帯地震ケース 2 での NS 成分と EW 成分の最大速度を簡便法で用いた距離減衰式と比較して示す。図 6.4-18 を見ると平均的にみて、詳細法による最大速度は既往の距離減衰式よりやや大きめな結果となってもものの、多くは距離減衰式の標準偏差内に収まっている。

6.4 武山断層帯地震ケース2の計算結果

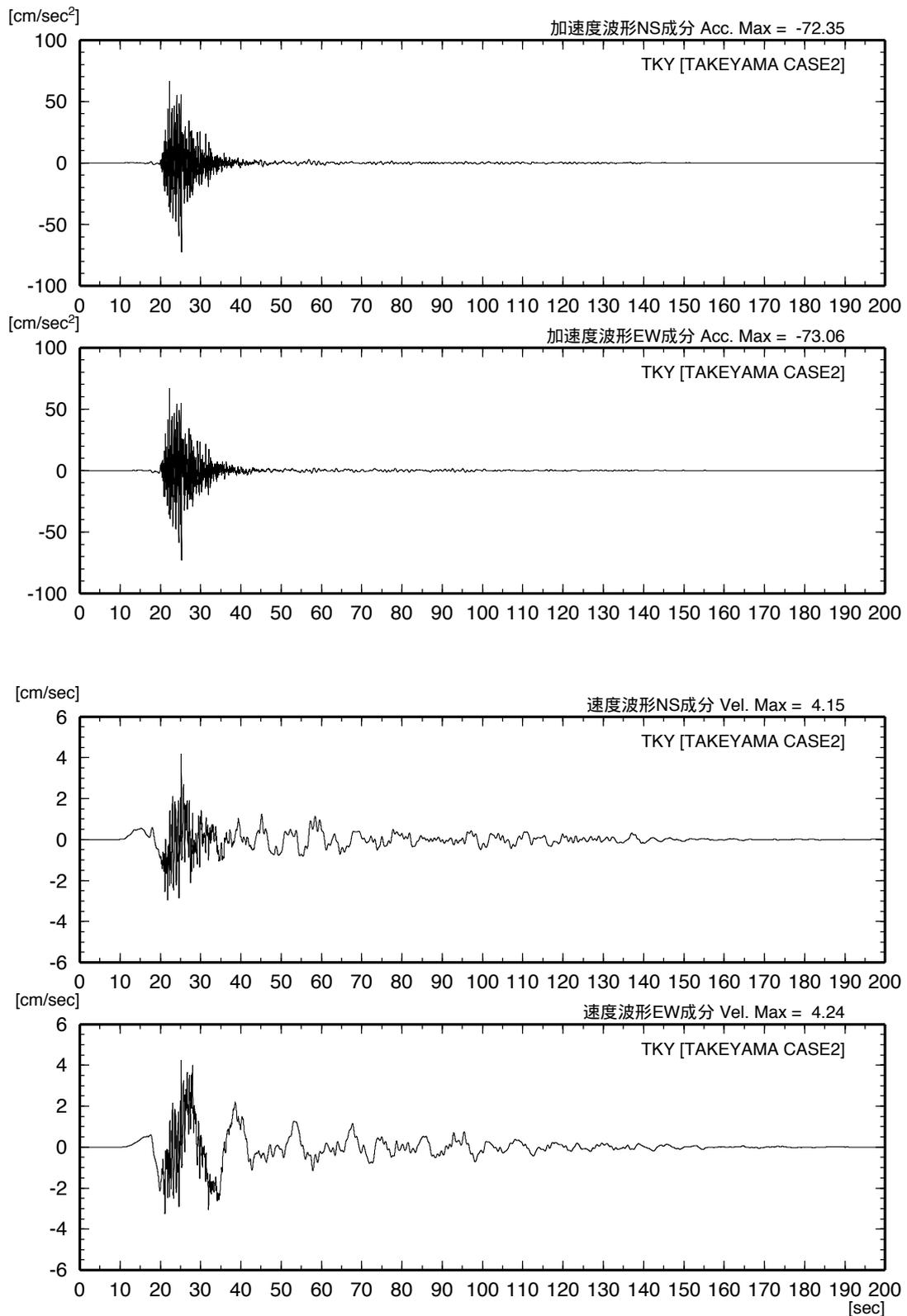


図 6.4-1 工学的基盤における TKY（東京）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース2）による地震]

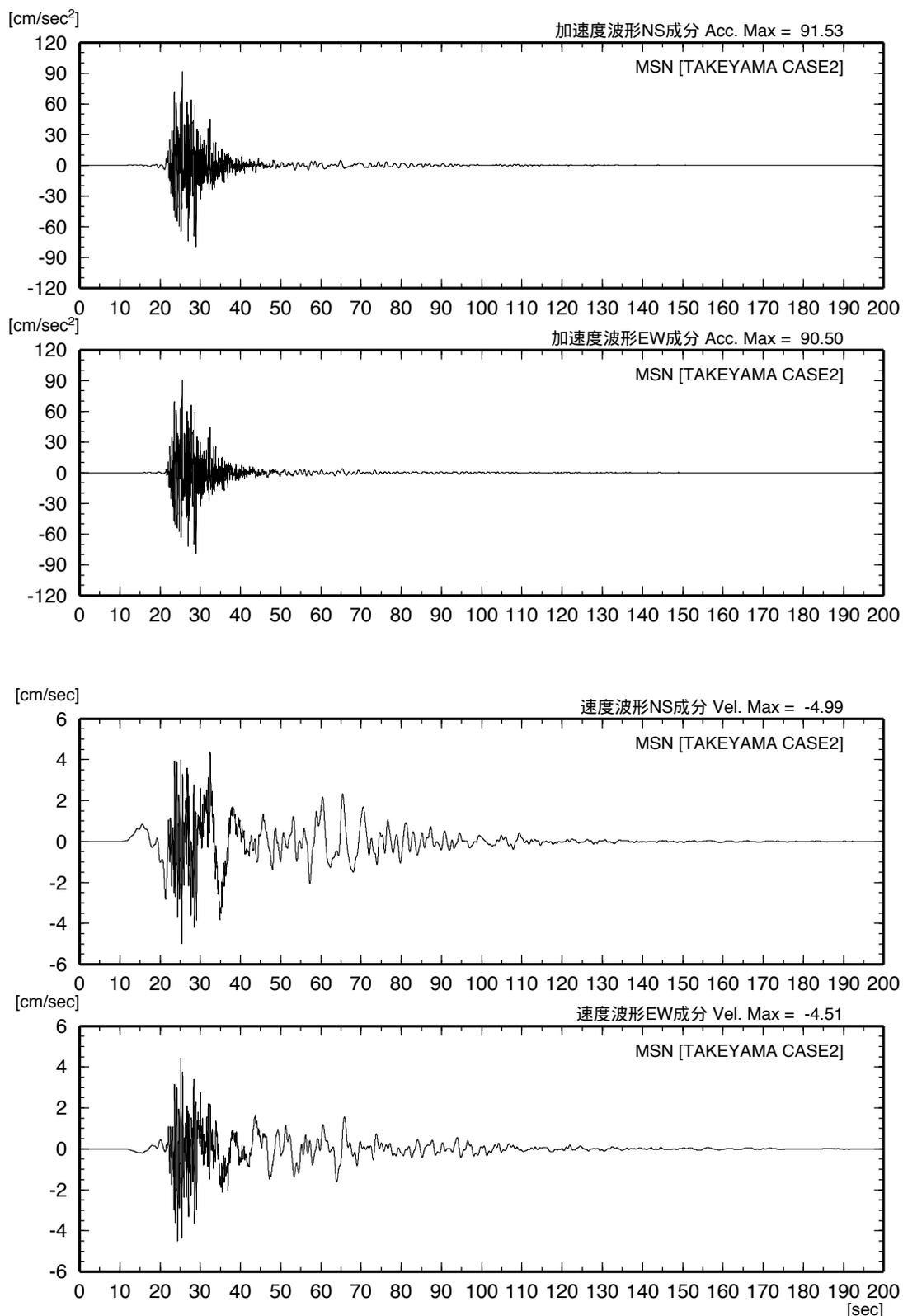


図 6.4-2 工学的基盤における MSN（武蔵野）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 2）による地震]

6.4 武山断層帯地震ケース2の計算結果

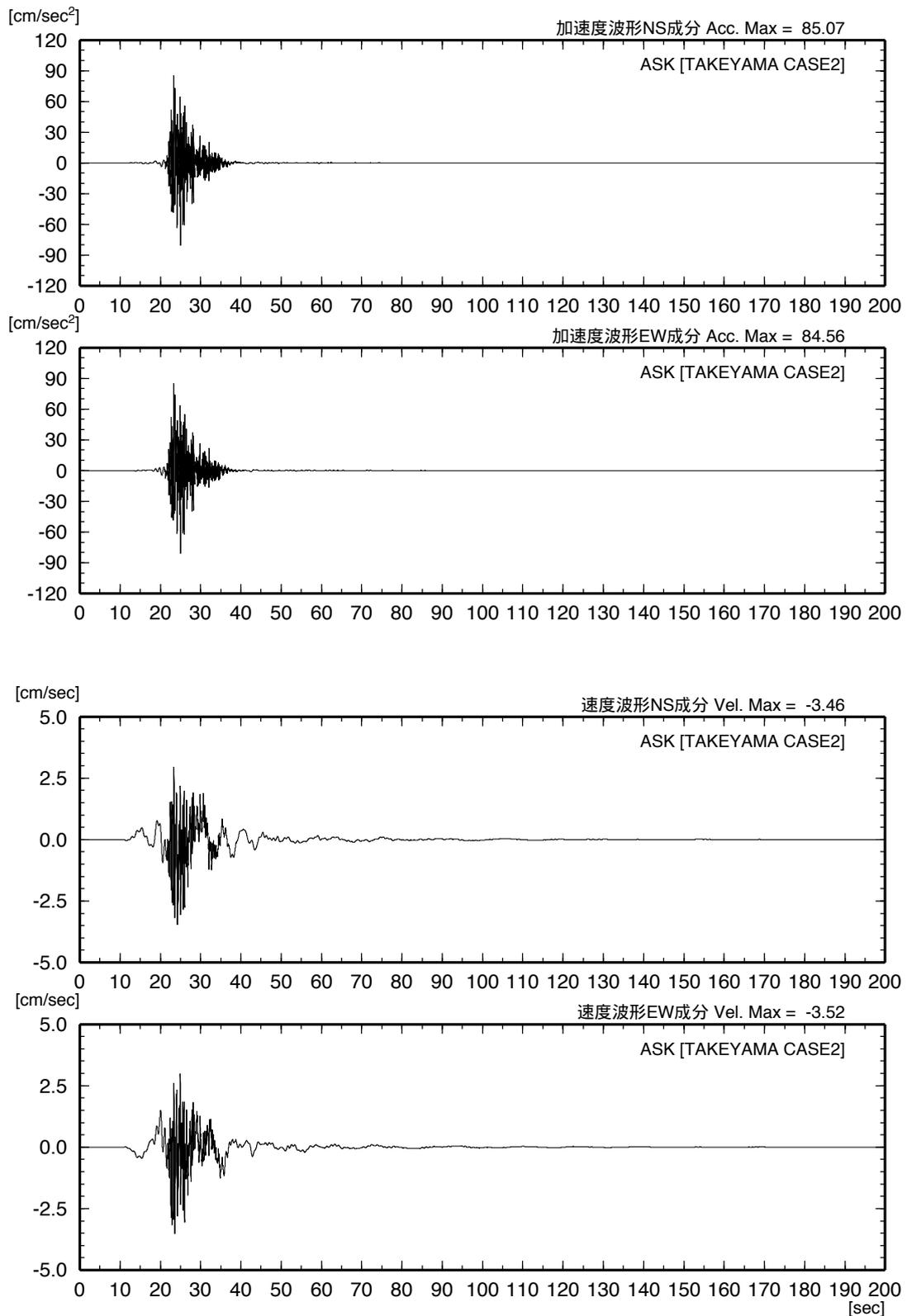


図 6.4-3 工学的基盤における ASK（浅川）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース2）による地震]

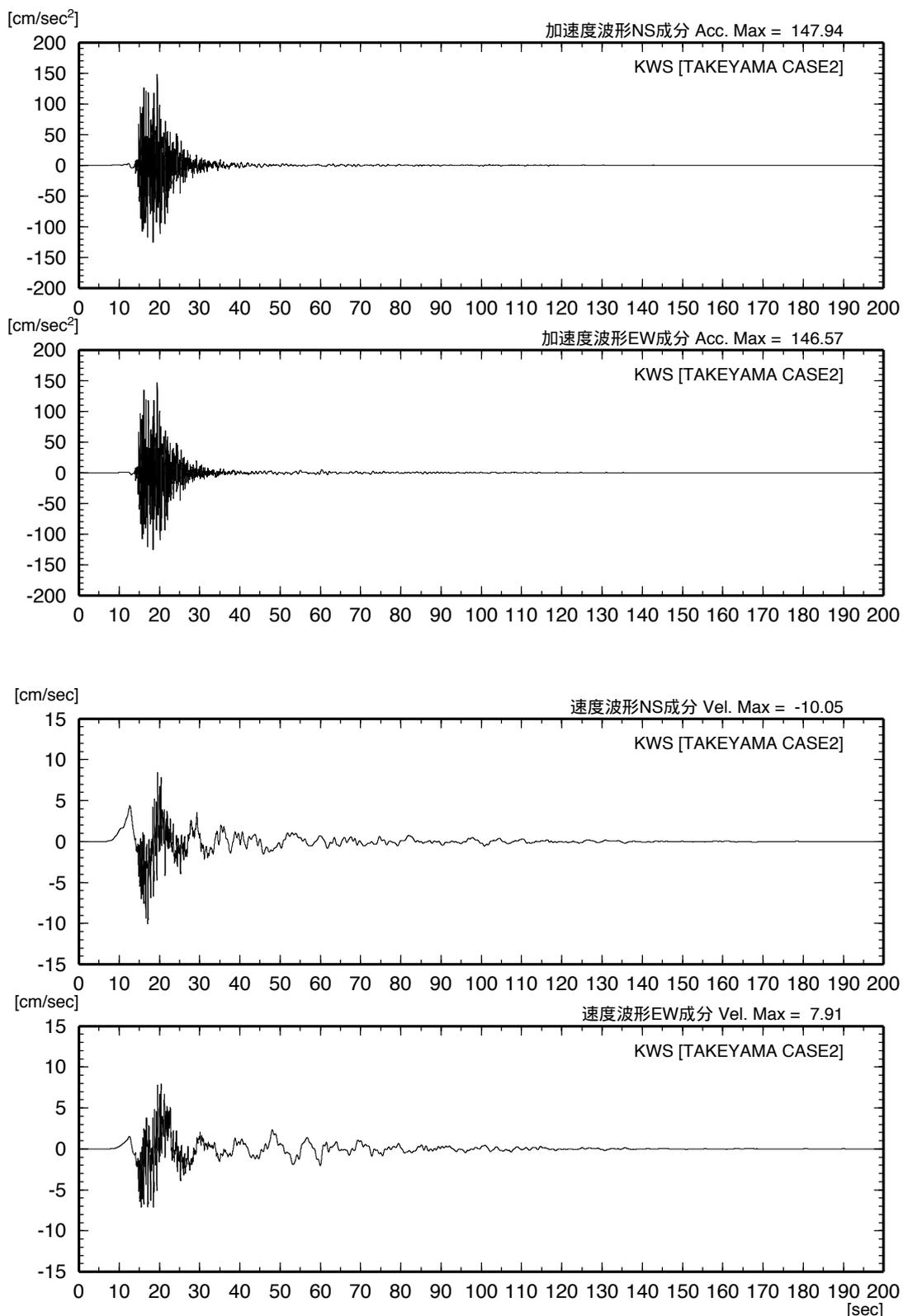


図 6.4-4 工学的基盤における KWS (川崎) での加速度および速度波形
[武山断層帯 (ケース 2) による地震]

6.4 武山断層帯地震ケース2の計算結果

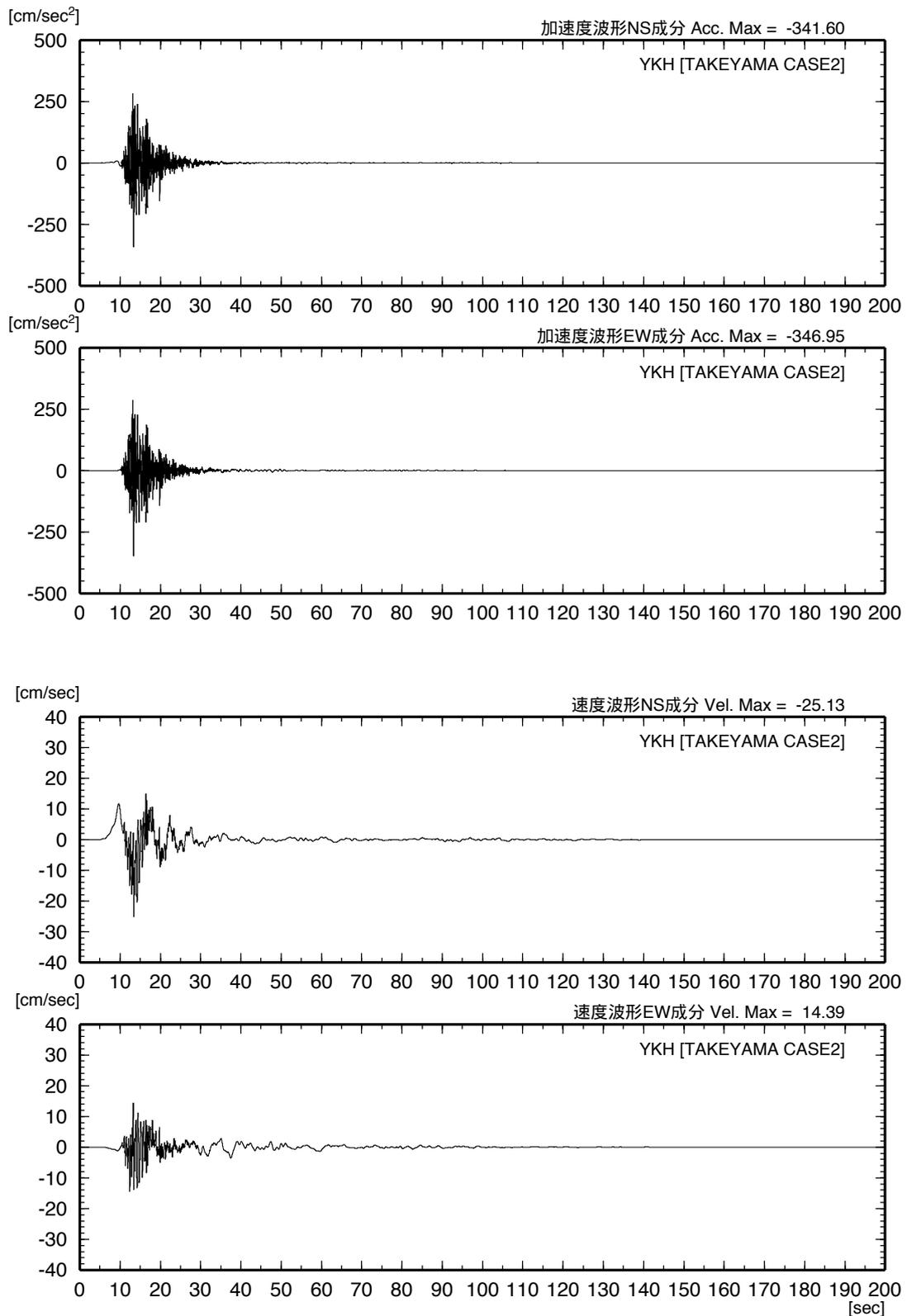


図 6.4-5 工学的基盤における YKH（横浜）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース2）による地震]

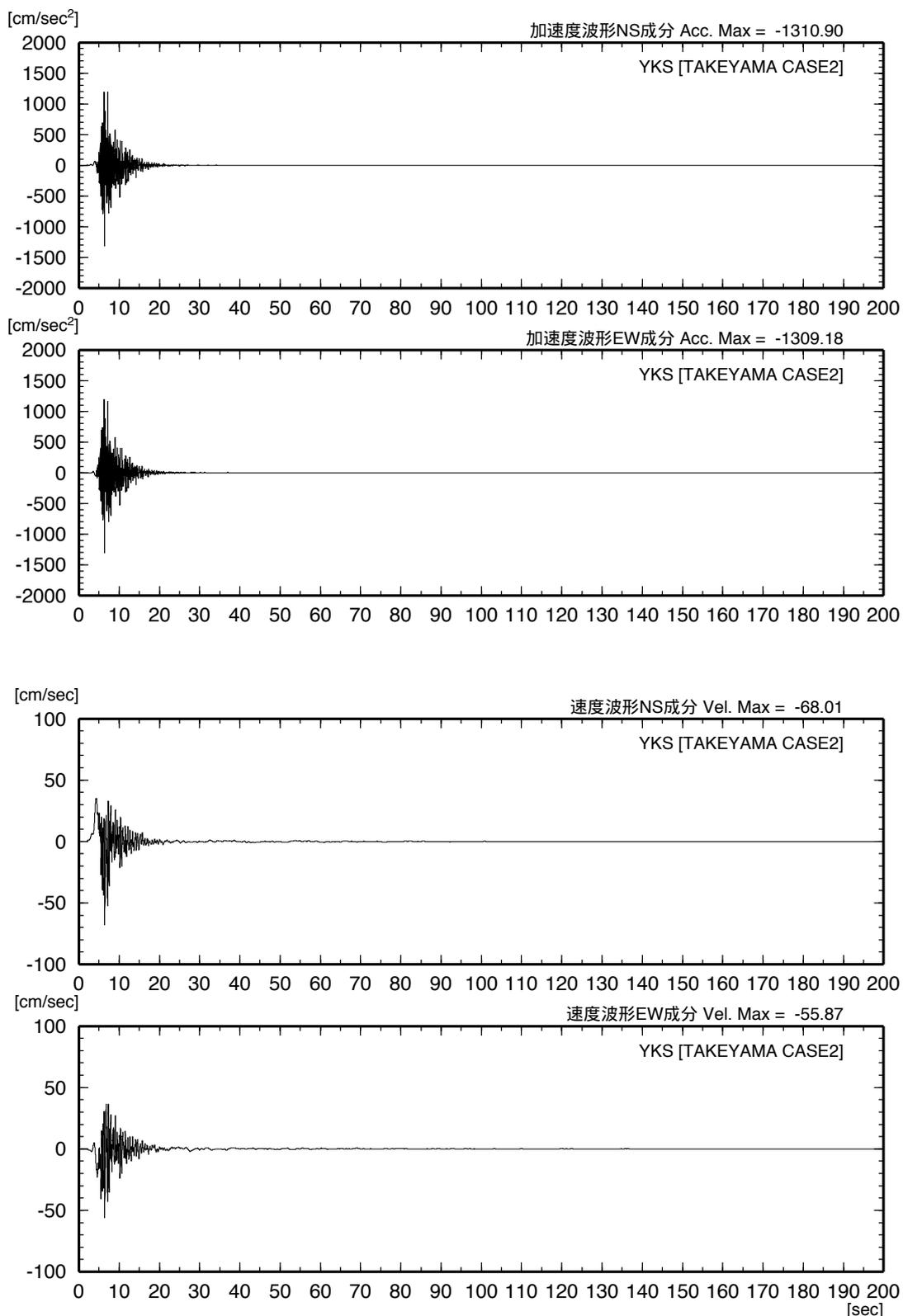


図 6.4-6 工学的基盤における YKS（横須賀）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 2）による地震]

6.4 武山断層帯地震ケース2の計算結果

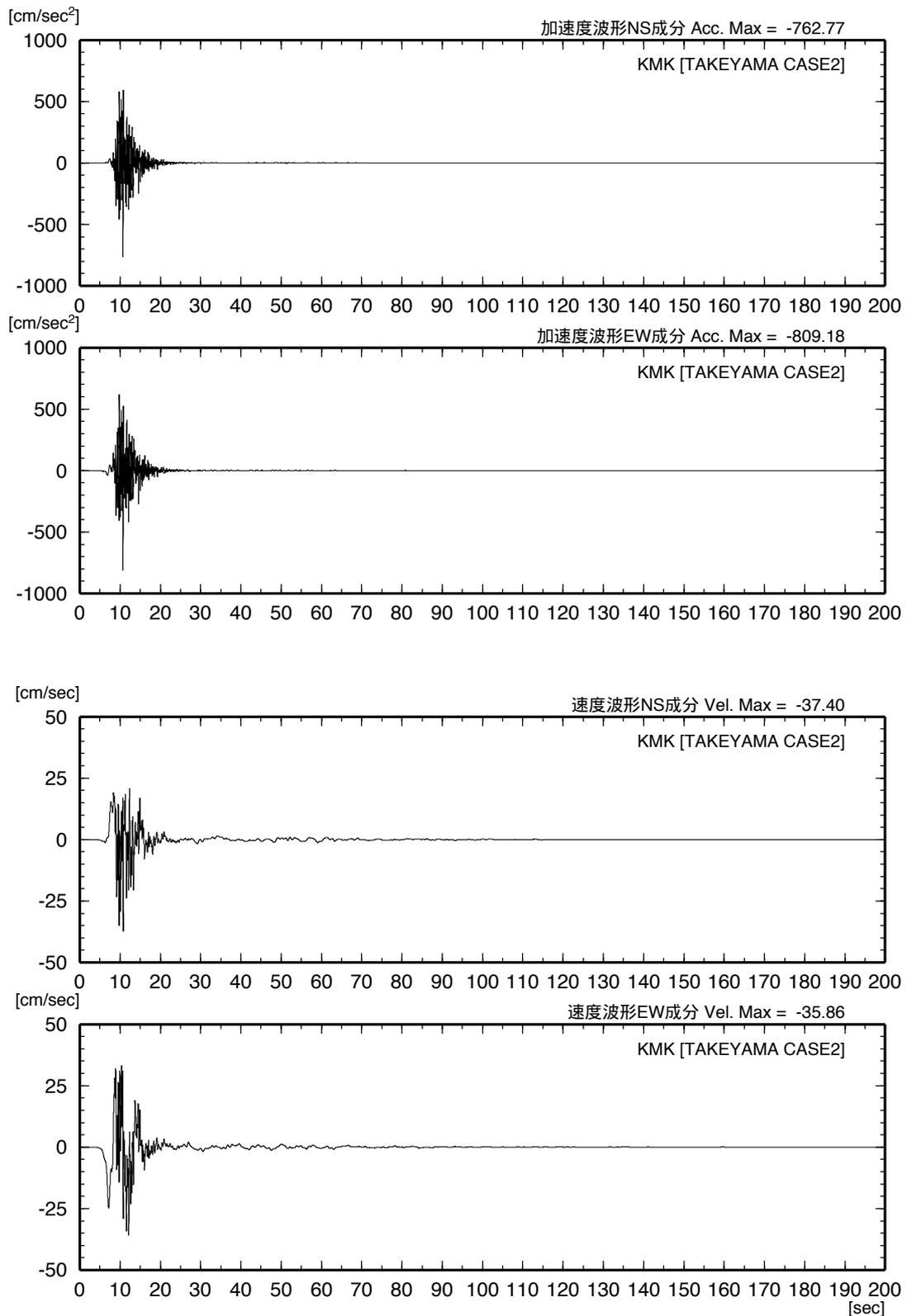


図 6.4-7 工学的基盤における KMK（鎌倉）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース2）による地震]

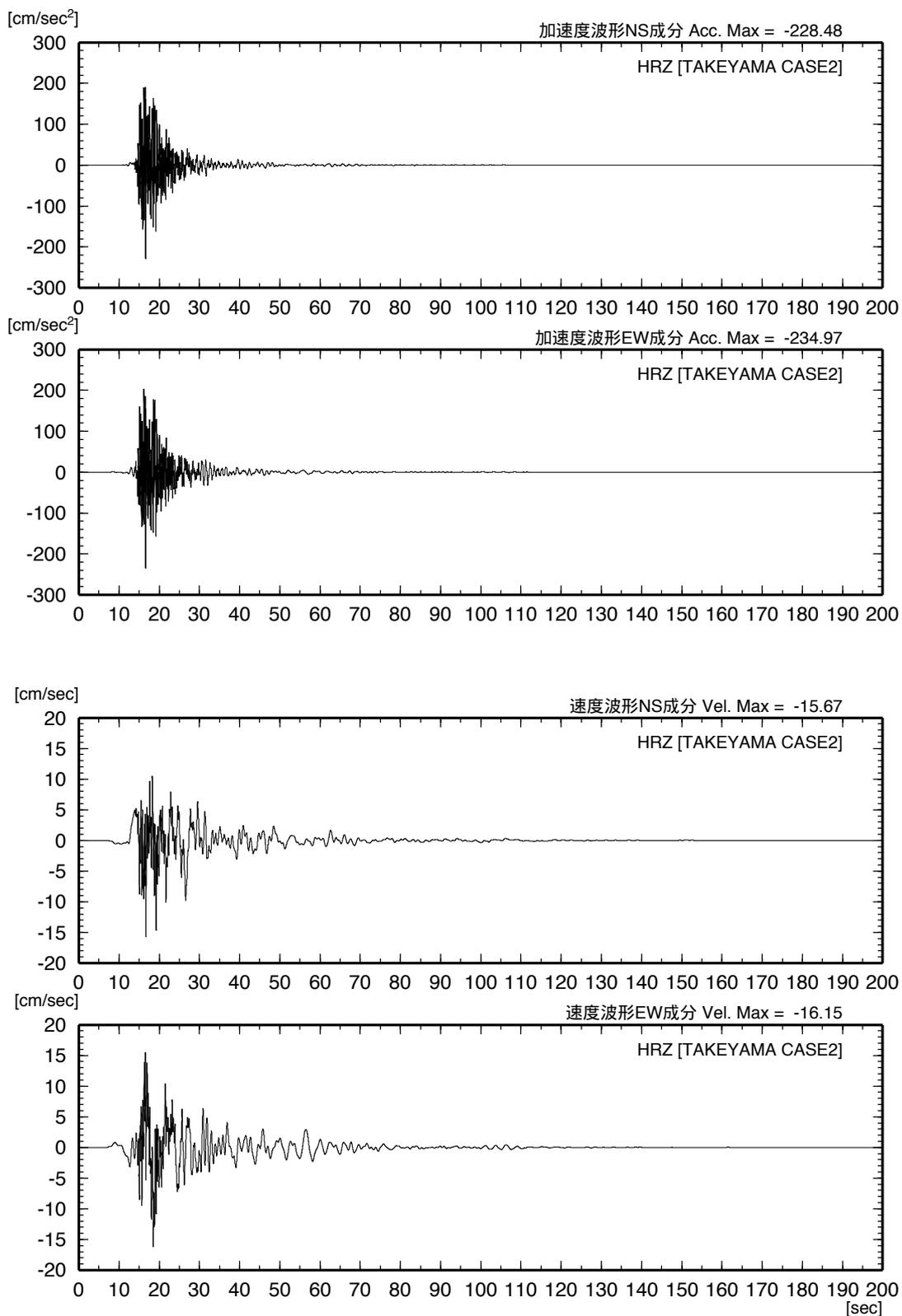


図 6.4-8 工学的基盤における HRZ（平塚）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 2）による地震]

6.4 武山断層帯地震ケース2の計算結果

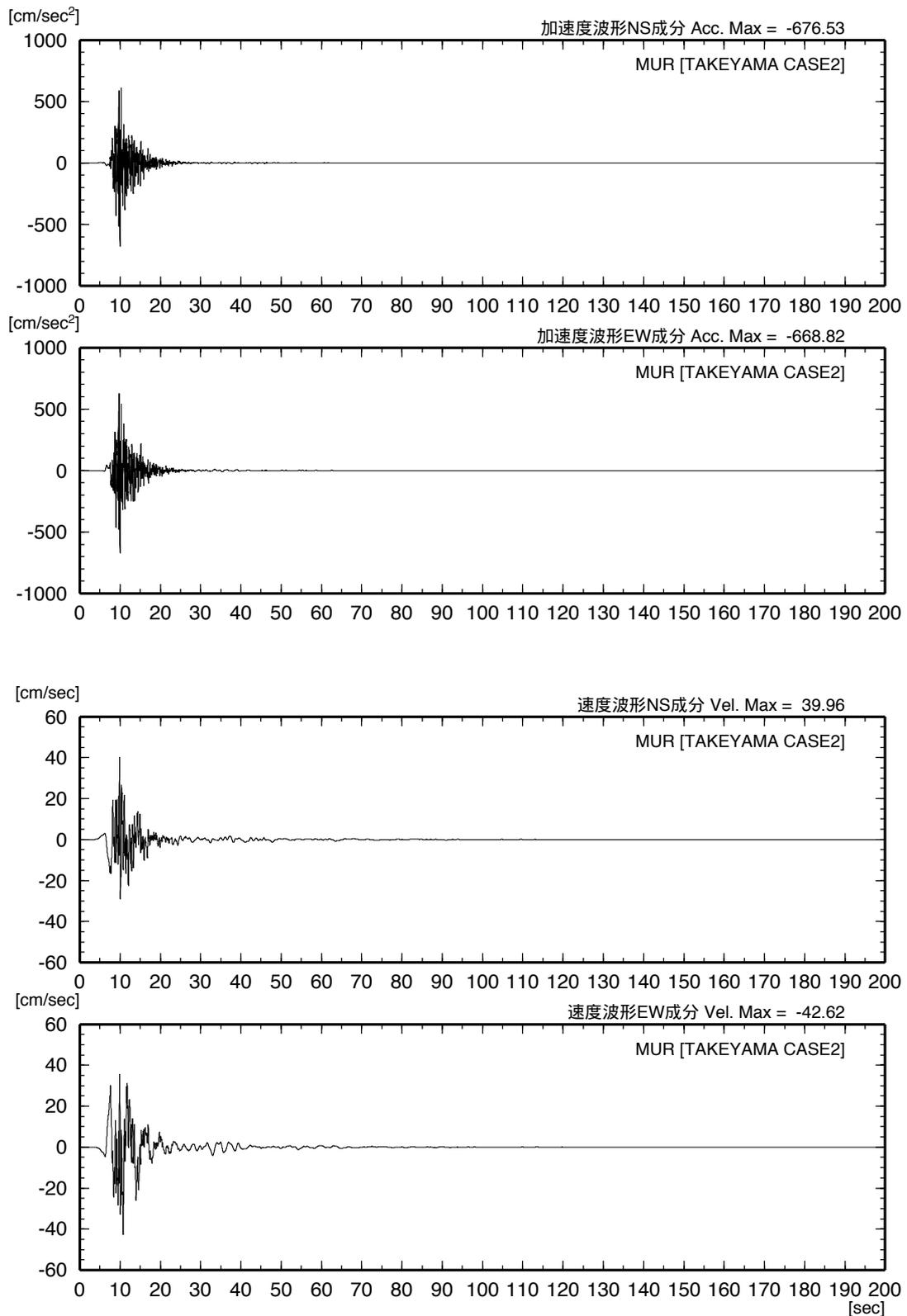


図 6.4-9 工学的基盤における MUR（三浦）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース2）による地震]

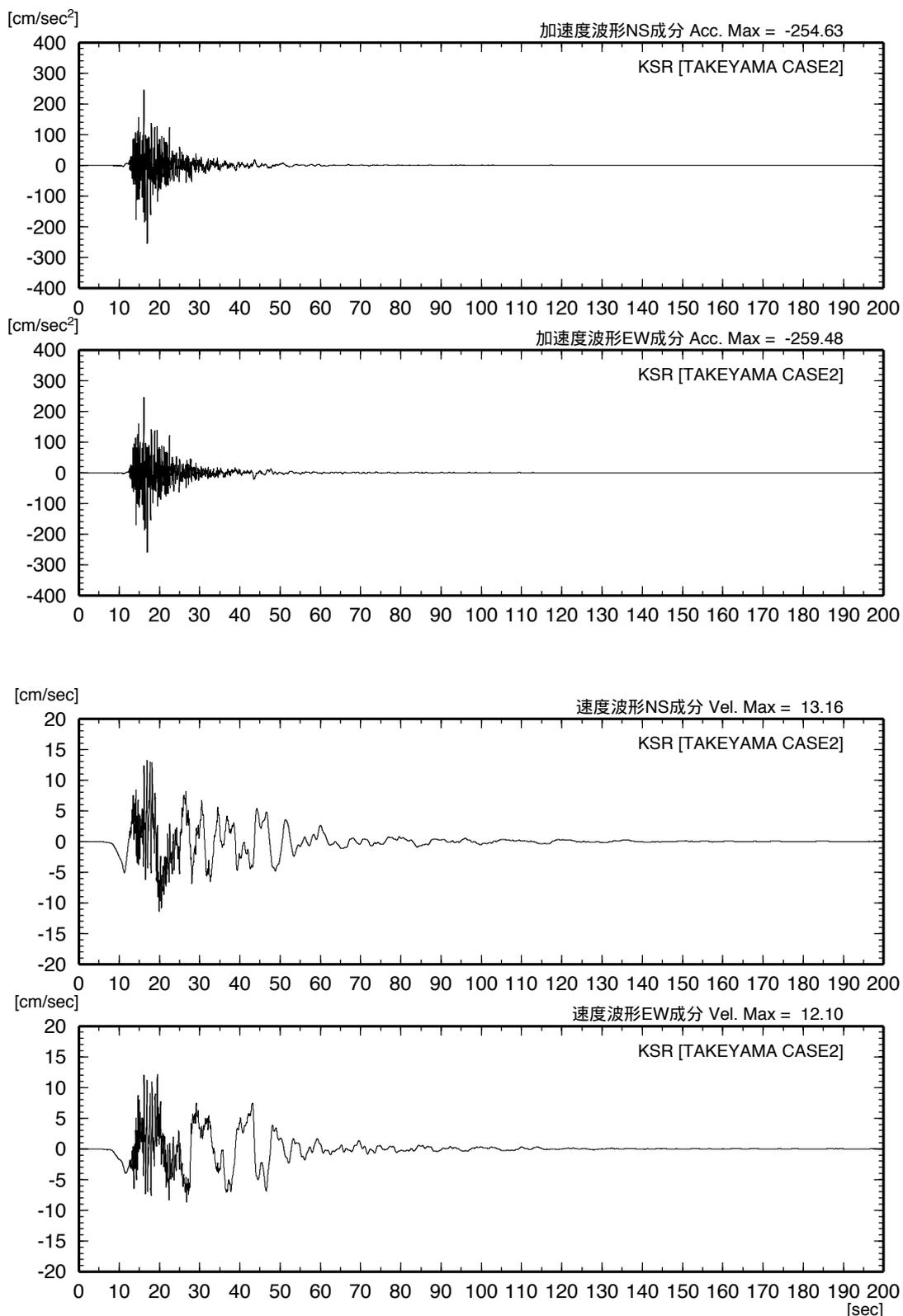
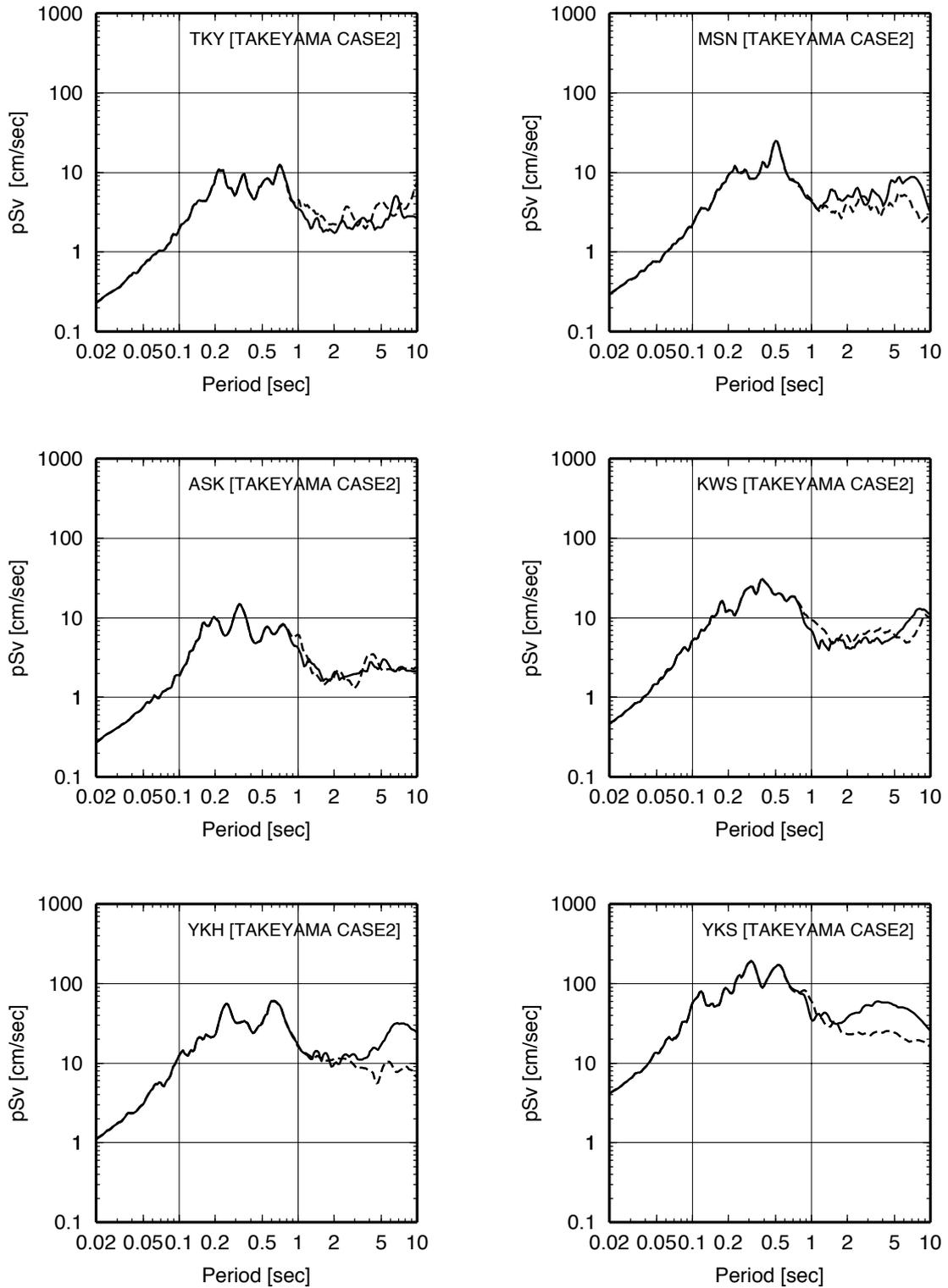
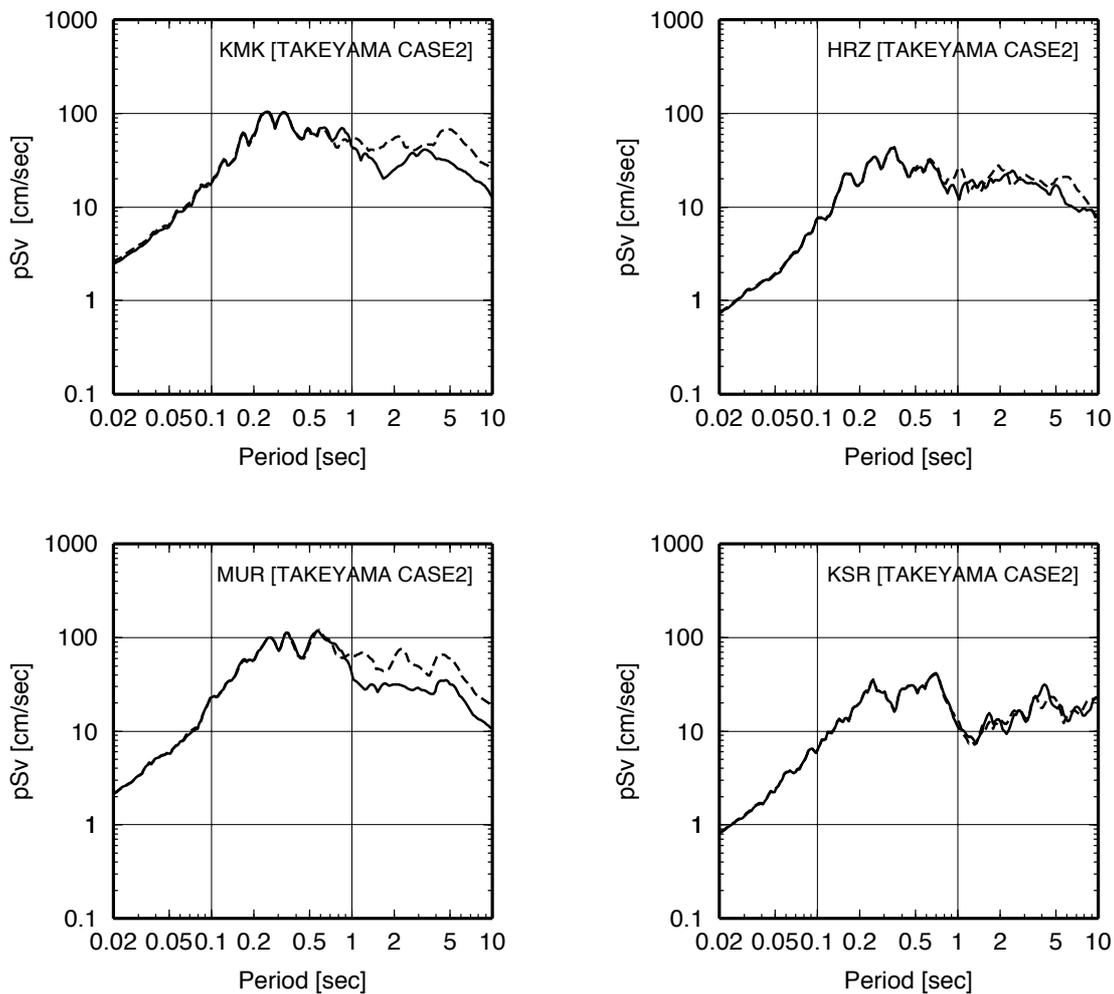


図 6.4-10 工学的基盤における KSR (木更津) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース 2) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.4-11 工学的基盤における波形の減衰 5%の擬似速度応答スペクトル
[武山断層帯 (ケース 2) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.4-11 (続き) 工学的基盤における波形の減衰 5% の擬似速度応答
スペクトル

[武山断層帯 (ケース 2) による地震]

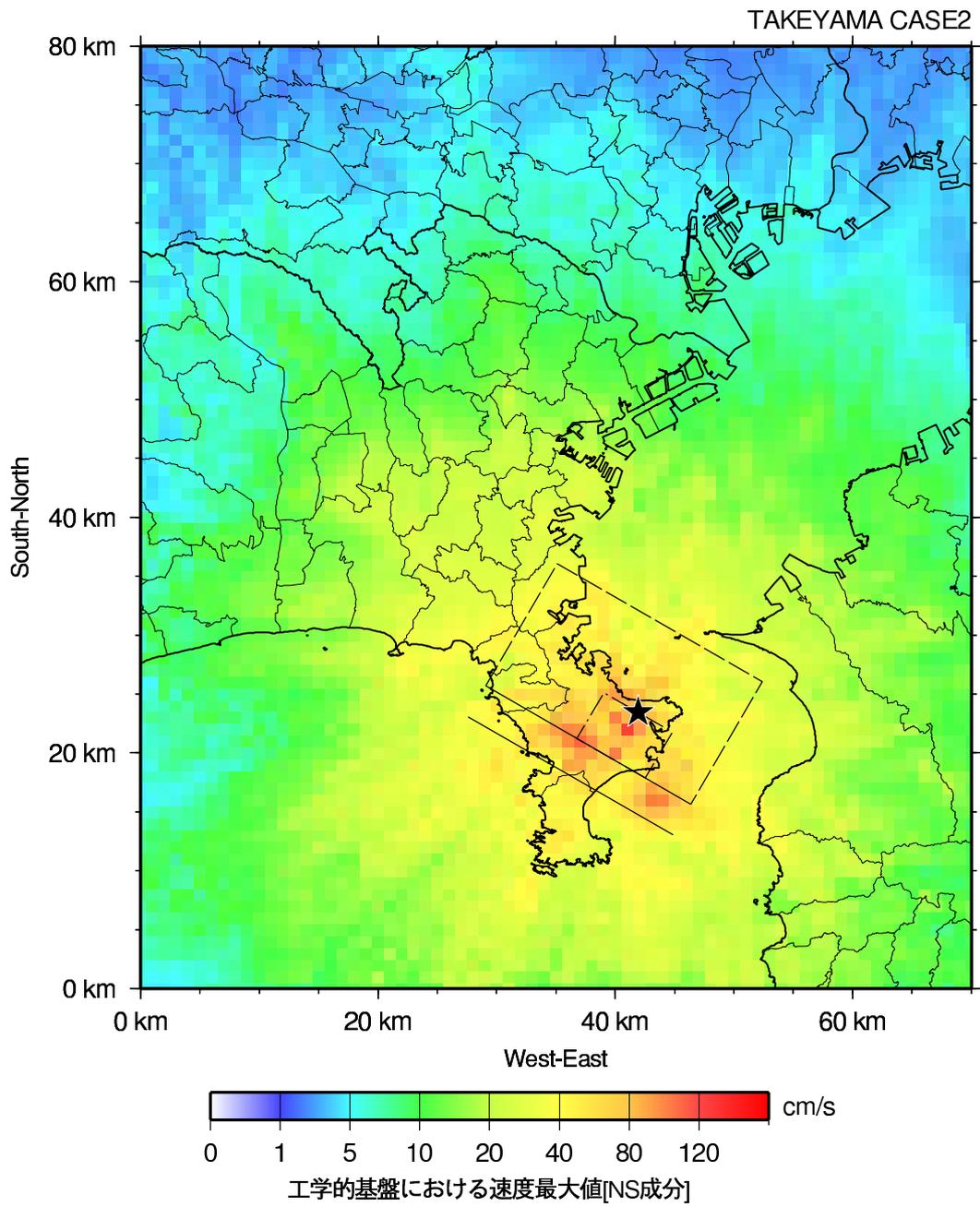


図 6.4-12 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (NS 成分)
[武山断層帯 (ケース 2) による地震]

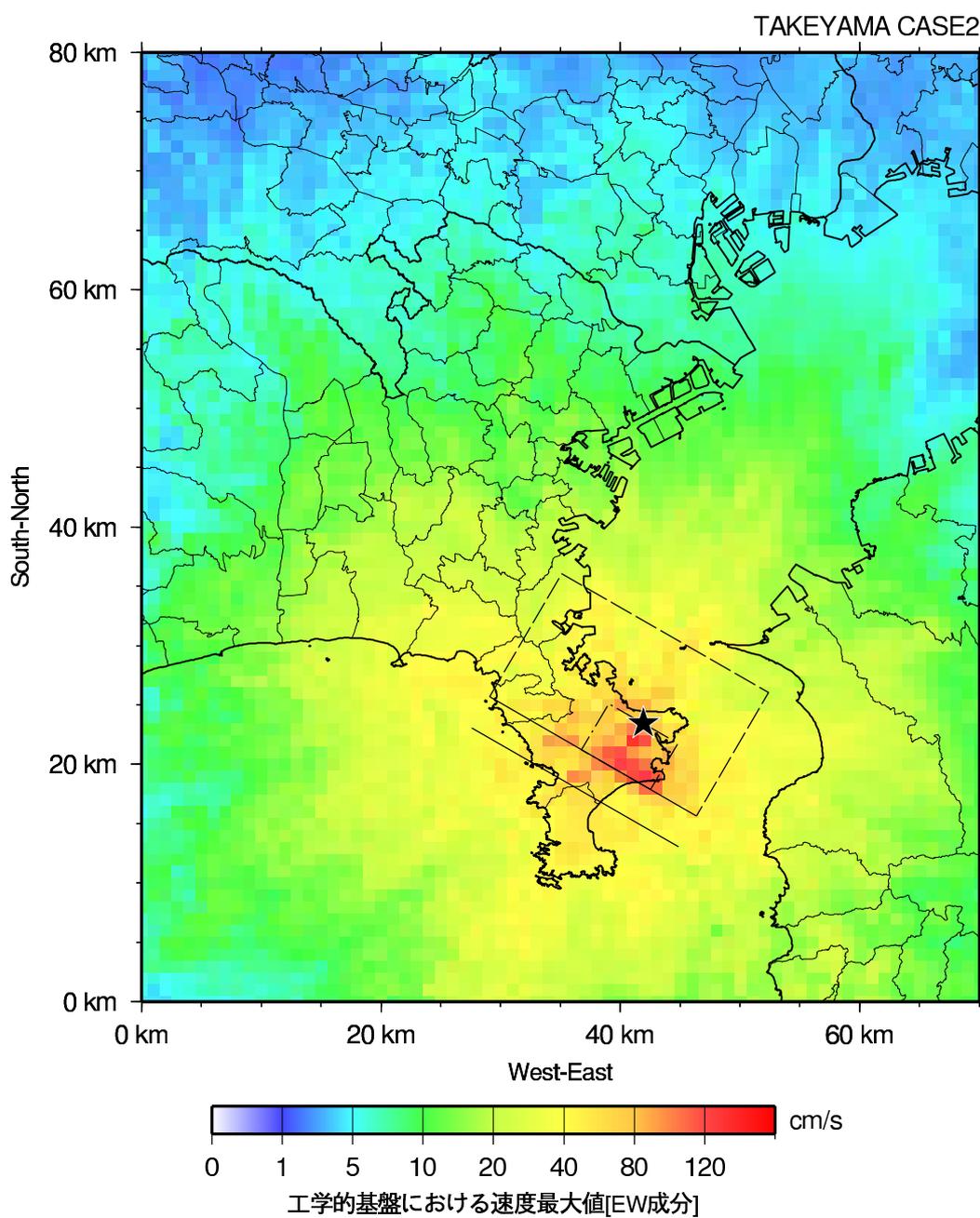


図 6.4-13 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (EW 成分)
[武山断層帯 (ケース 2) による地震]

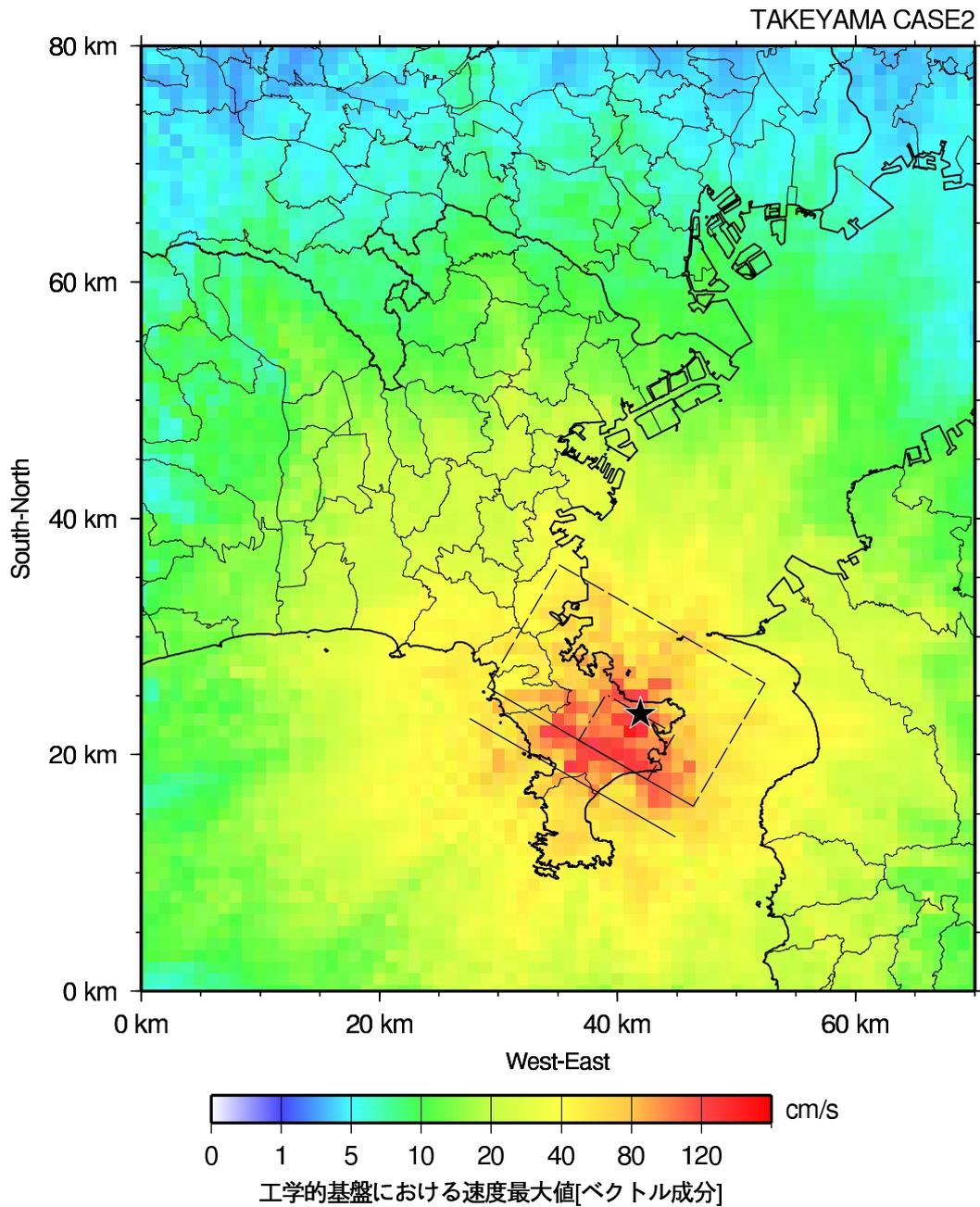


図 6.4-14 工学的基盤における地震動の最大速度マップ
 (NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値)
 [武山断層帯 (ケース 2) による地震]

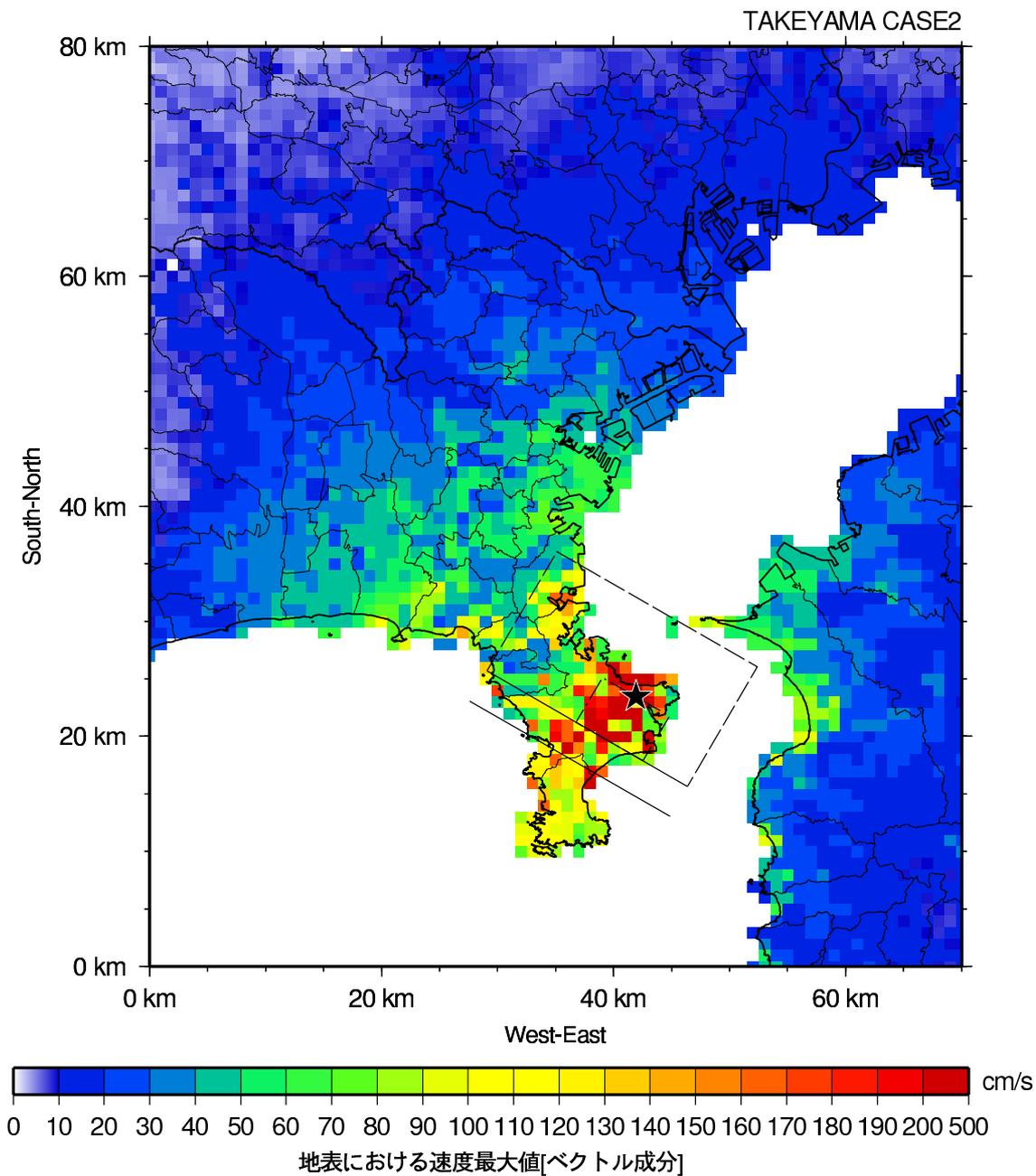


図 6.4-15 地表における地震動の最大速度マップ
[武山断層帯 (ケース 2) による地震]

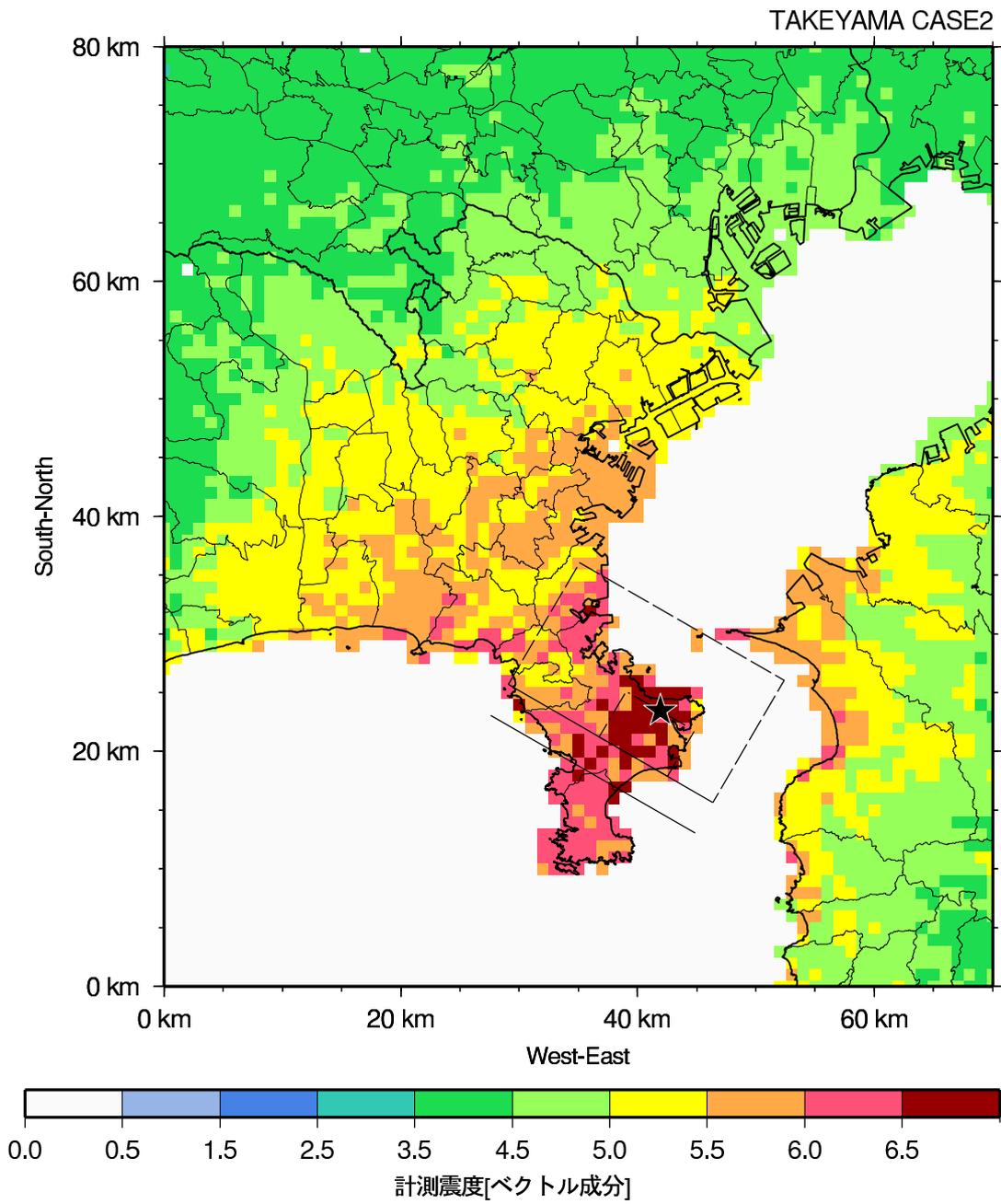


図 6.4-16 計測震度マップ
[武山断層帯 (ケース2) による地震]

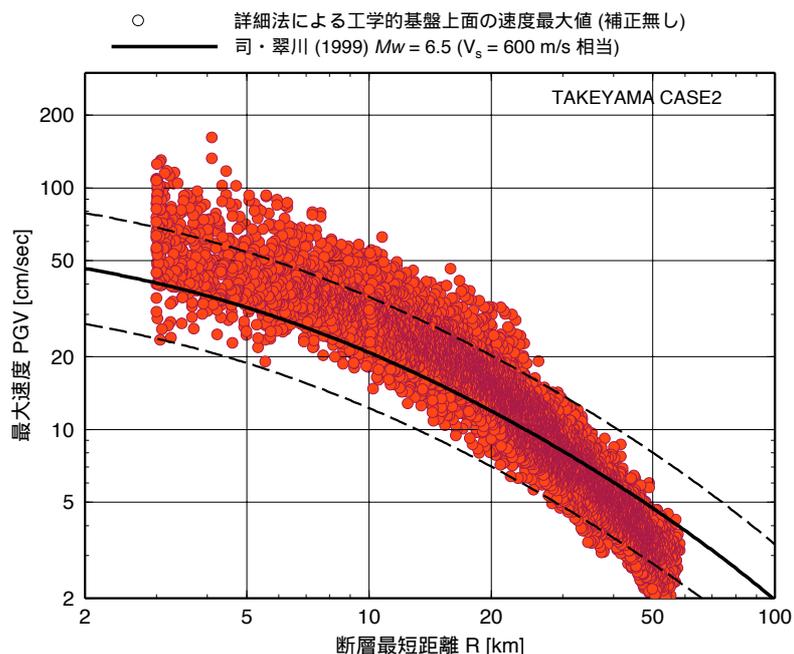


図 6.4-17 工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[武山断層帯ケース 2 による地震]

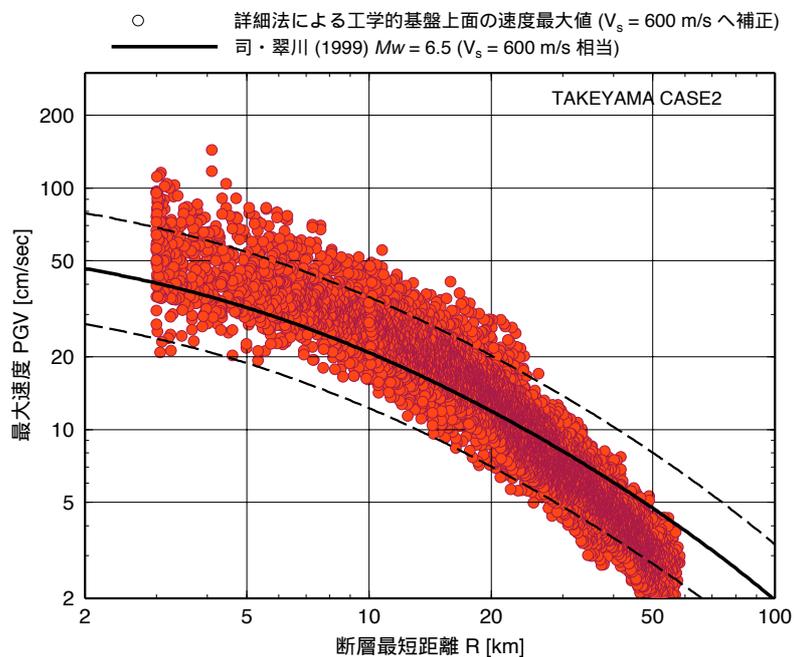


図 6.4-18 S 波速度で補正した
工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[武山断層帯ケース 2 による地震]

6.5 武山断層帯地震ケース 3 の計算結果

図 6.5-1～図 6.5-10 に代表地点の工学的基盤上面での波形を示す。図 6.5-11 に同波形の 5%減衰の擬似速度応答スペクトルを示す。図 6.5-12、図 6.5-13、図 6.5-14 にそれぞれ NS 成分、EW 成分、NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値マップを示す。図 6.5-15、図 6.5-16 にそれぞれ地表における最大速度、計測震度のマップを示す。代表地点における地震動波形および応答スペクトル、最大加速度、最大速度分布、計測震度の分布に関してはケース 1 とほぼ同様な傾向である。主な相違点は三浦半島南部で地震動が大きくなっていることである。これは断層が高角なため破壊伝播効果が同地域に強く現れたことが原因と考えられる。

武山断層帯地震ケース 1 と同様に、図 6.5-17、図 6.5-18 に武山断層帯地震ケース 3 での NS 成分と EW 成分の最大速度を簡便法で用いた距離減衰式と比較して示す。図 6.5-18 から平均的にみて、詳細法による最大速度は既往の距離減衰式よりやや大きめの結果となってもものの、多くは距離減衰式の標準偏差内に収まっている。

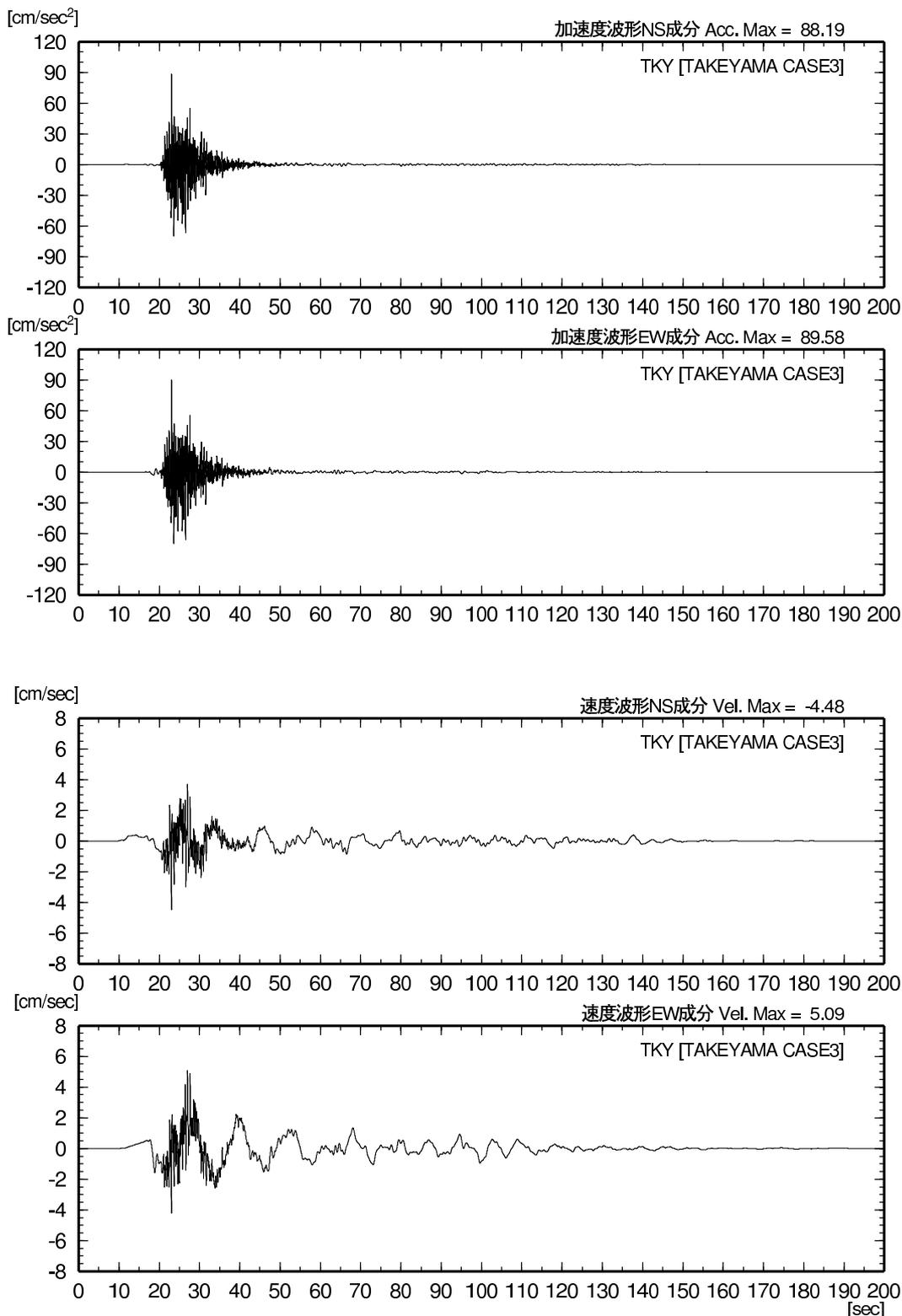


図 6.5-1 工学的基盤における TKY（東京）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 3）による地震]

6.5 武山断層帯地震ケース3の計算結果

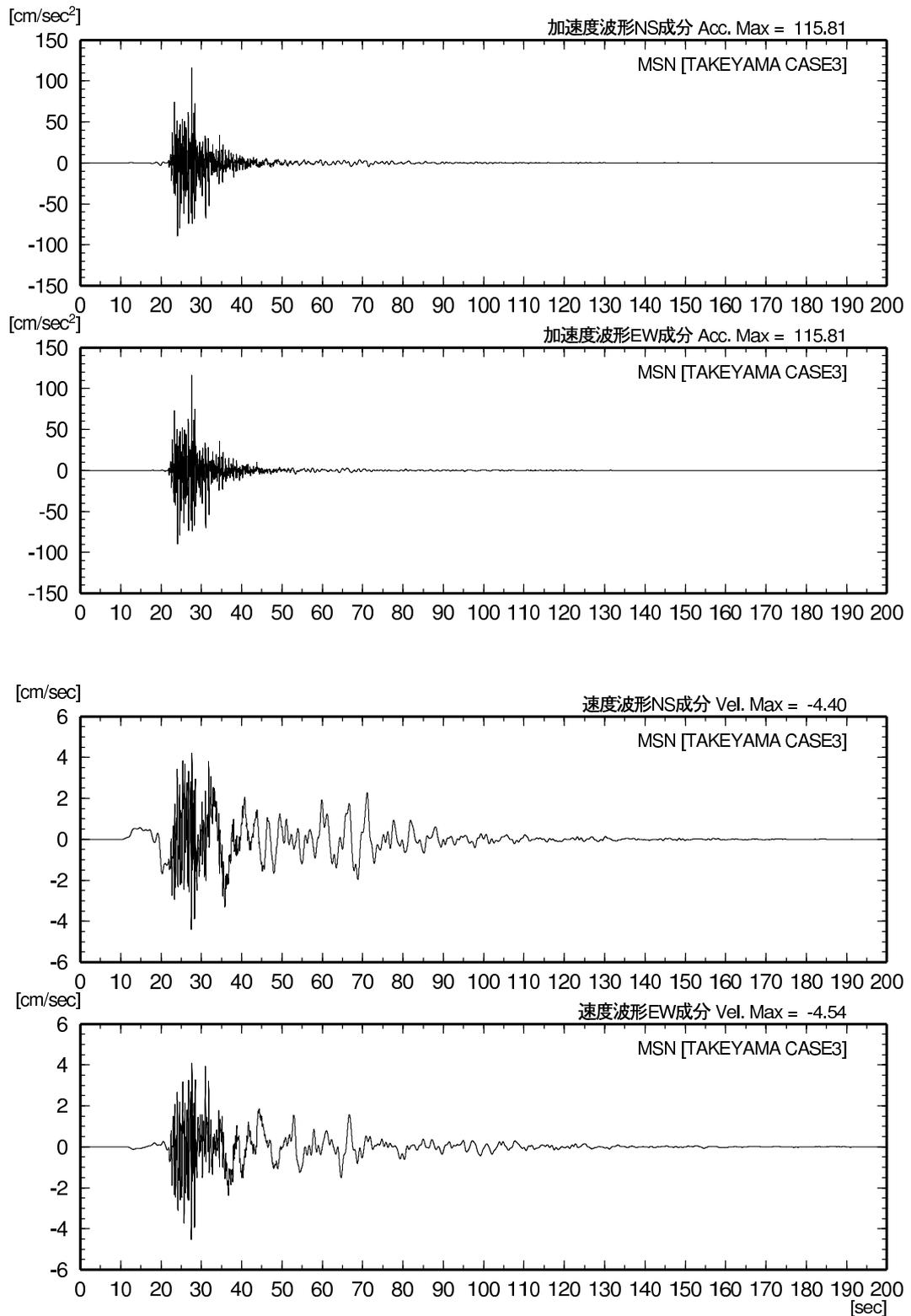


図 6.5-2 工学的基盤における MSN（武蔵野）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース3）による地震]

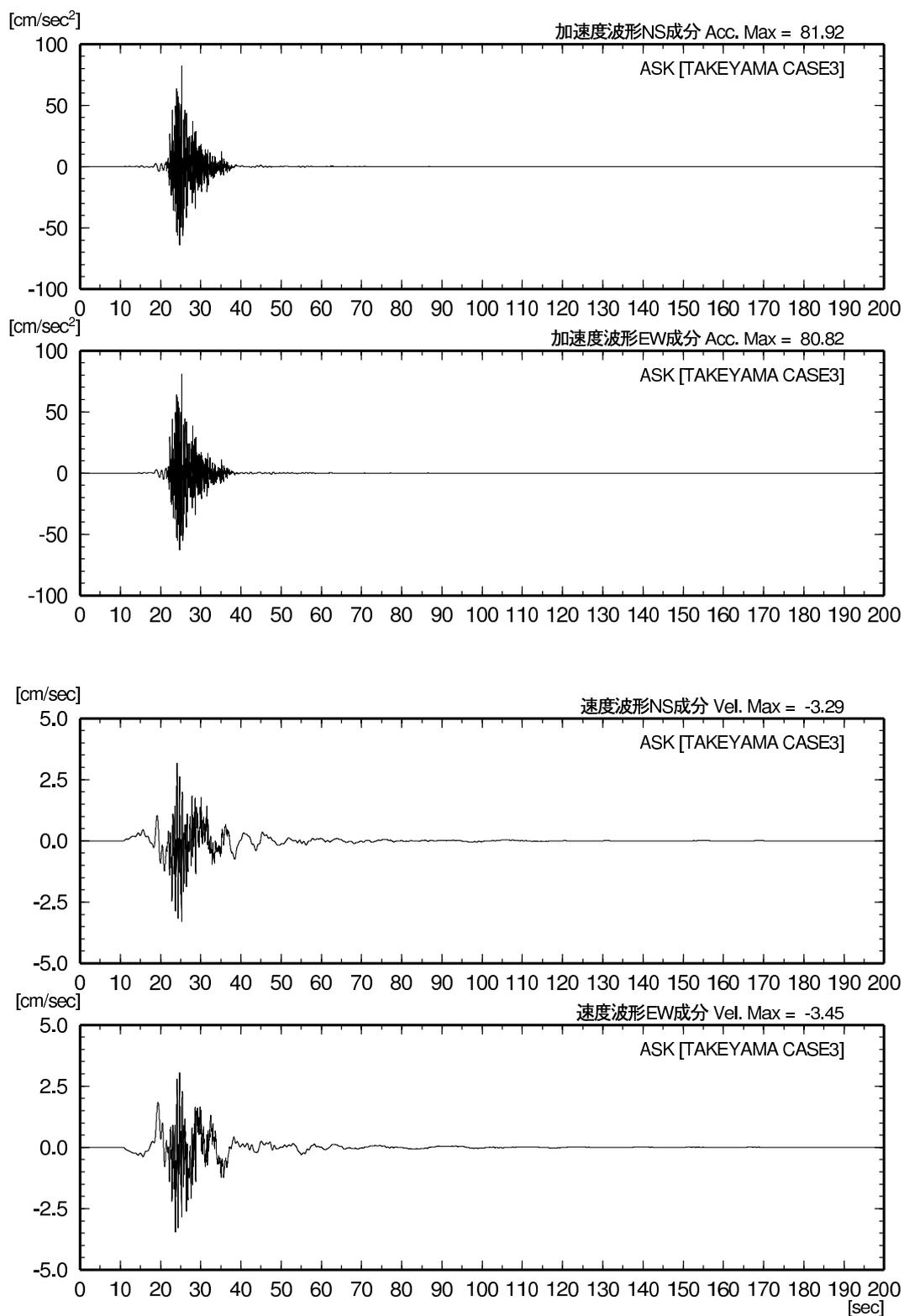


図 6.5-3 工学的基盤における ASK (浅川) での加速度および速度波形
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

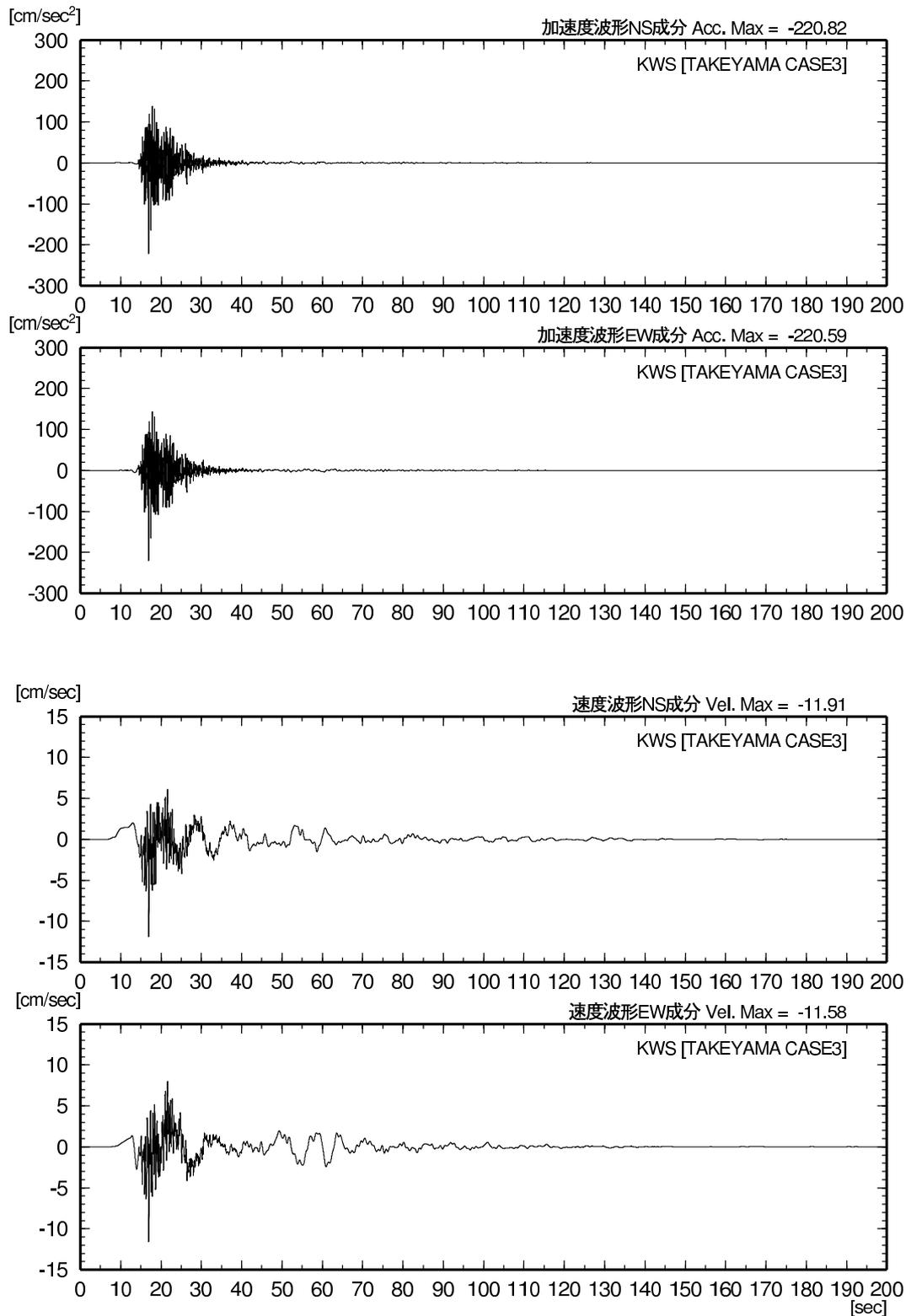


図 6.5-4 工学的基盤における KWS（川崎）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース3）による地震]

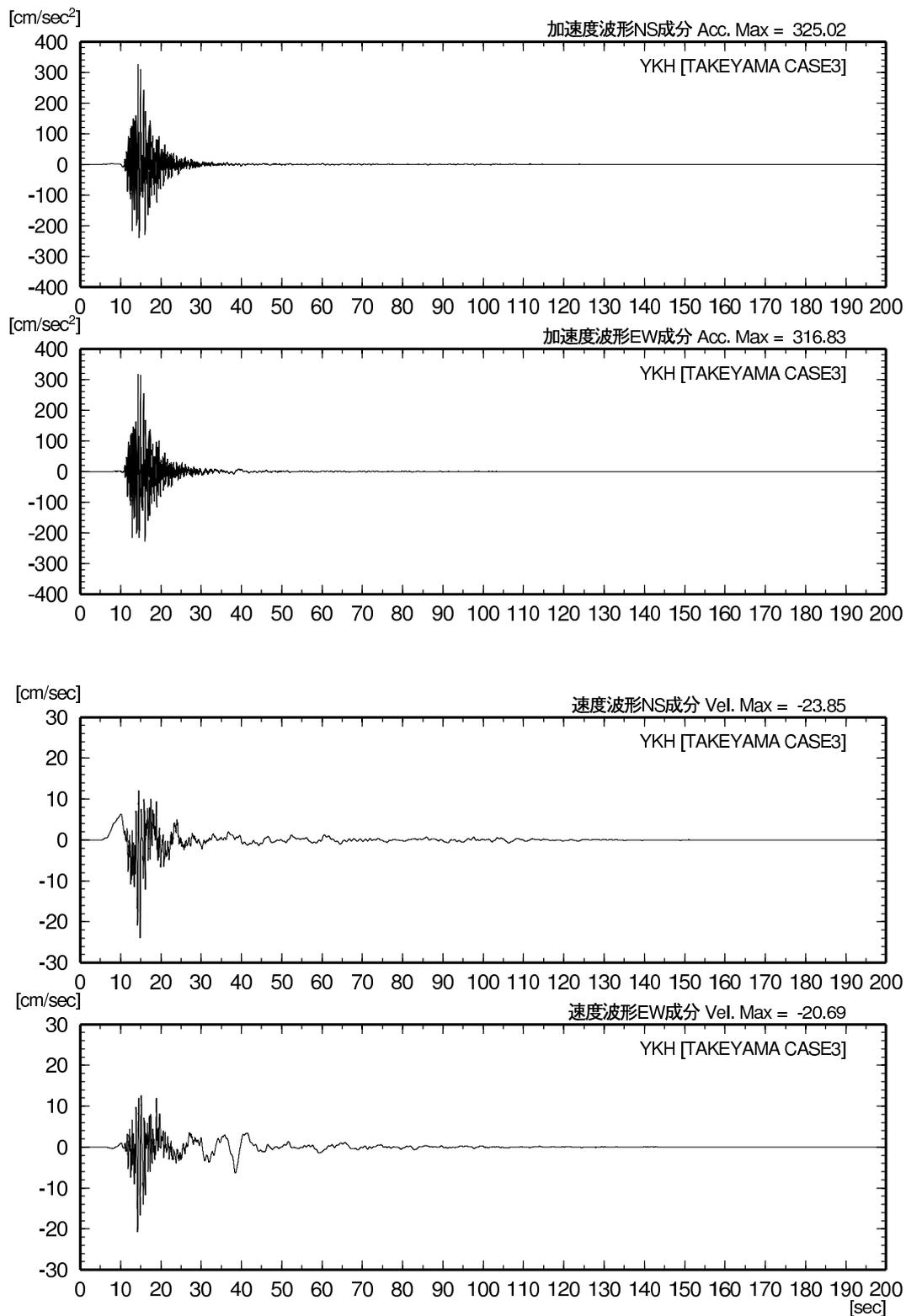


図 6.5-5 工学的基盤における YKH (横浜) での加速度および速度波形
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

6.5 武山断層帯地震ケース3の計算結果

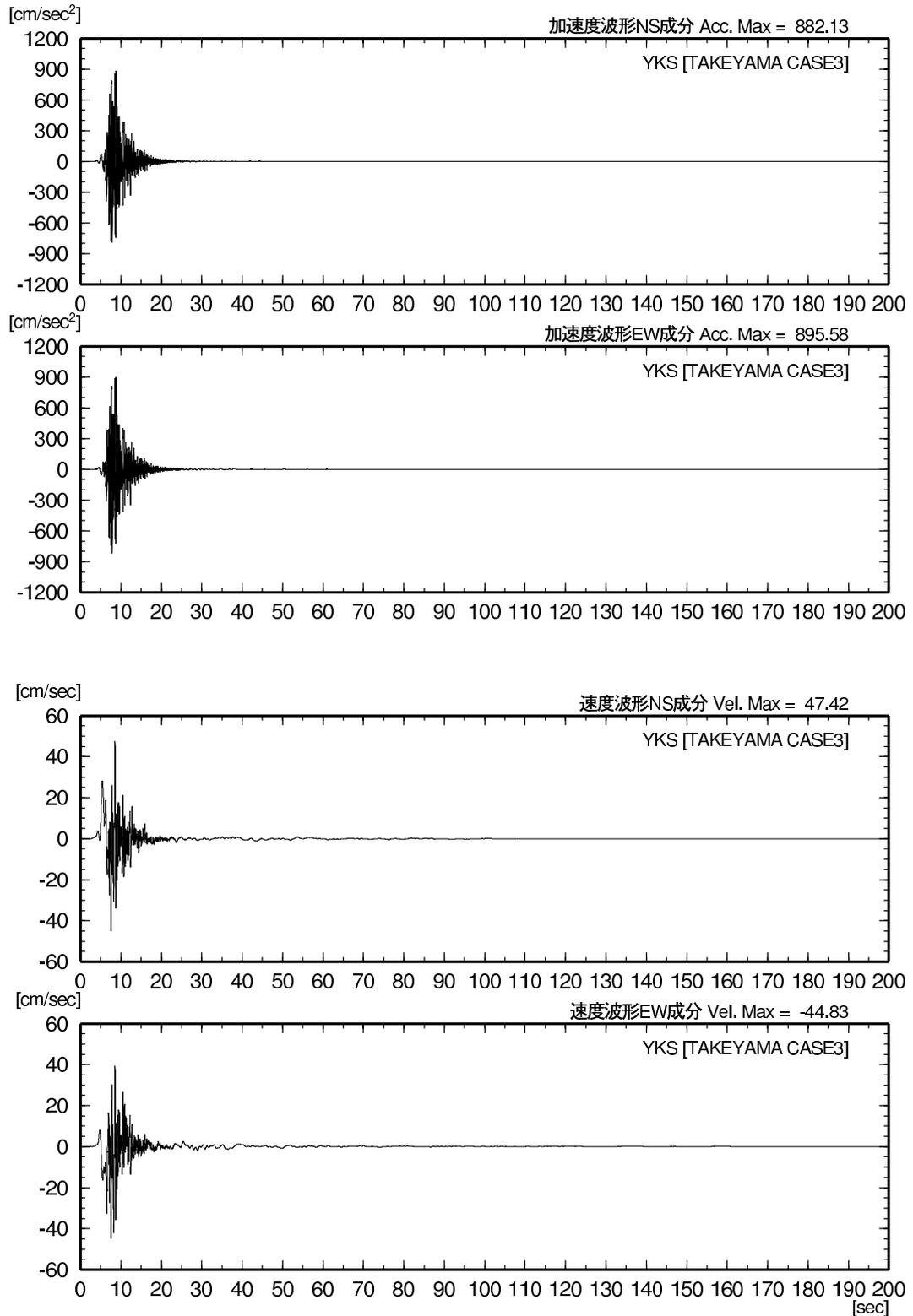


図 6.5-6 工学的基盤における YKS（横須賀）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース3）による地震]

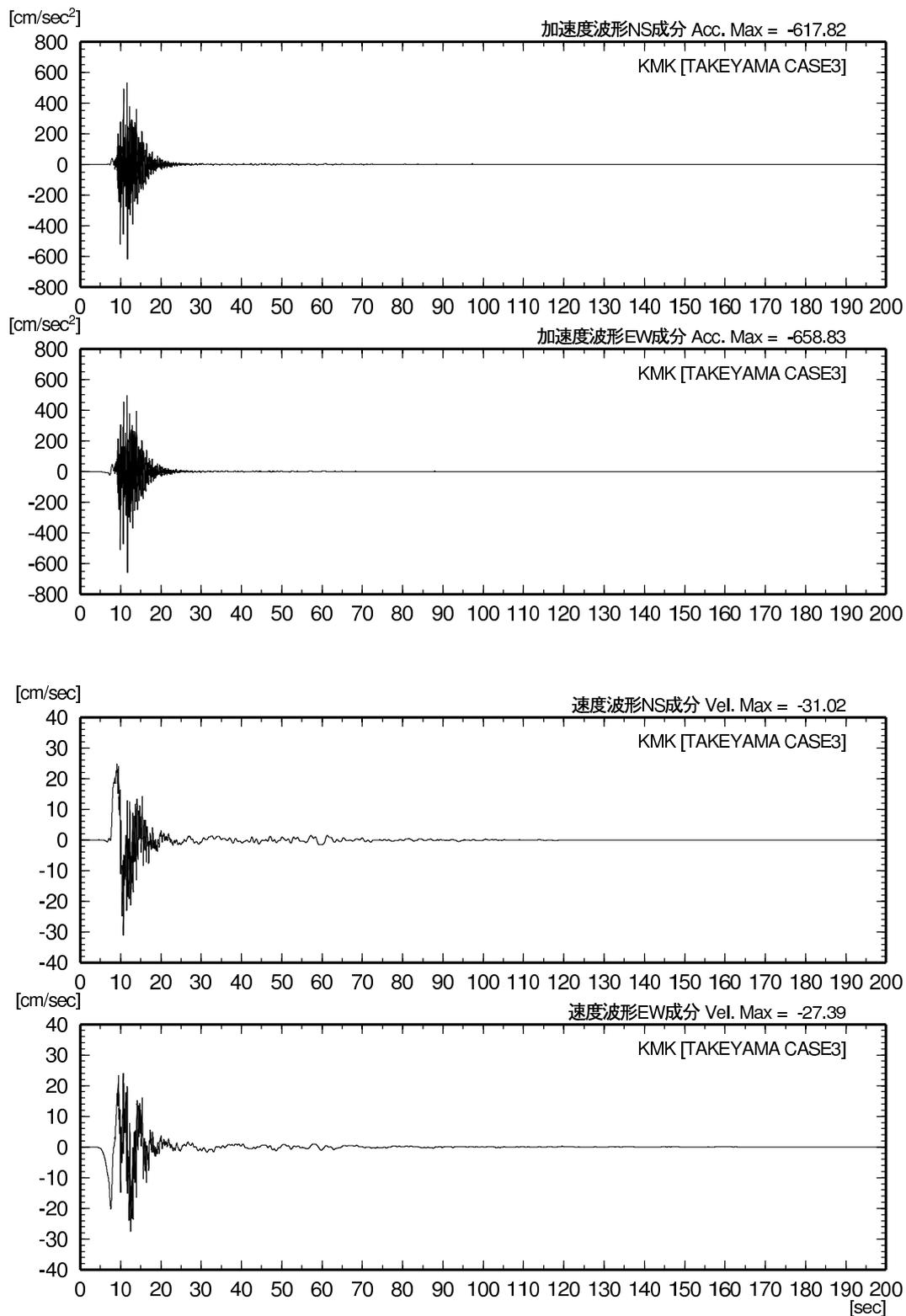


図 6.5-7 工学的基盤における KMK（鎌倉）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 3）による地震]

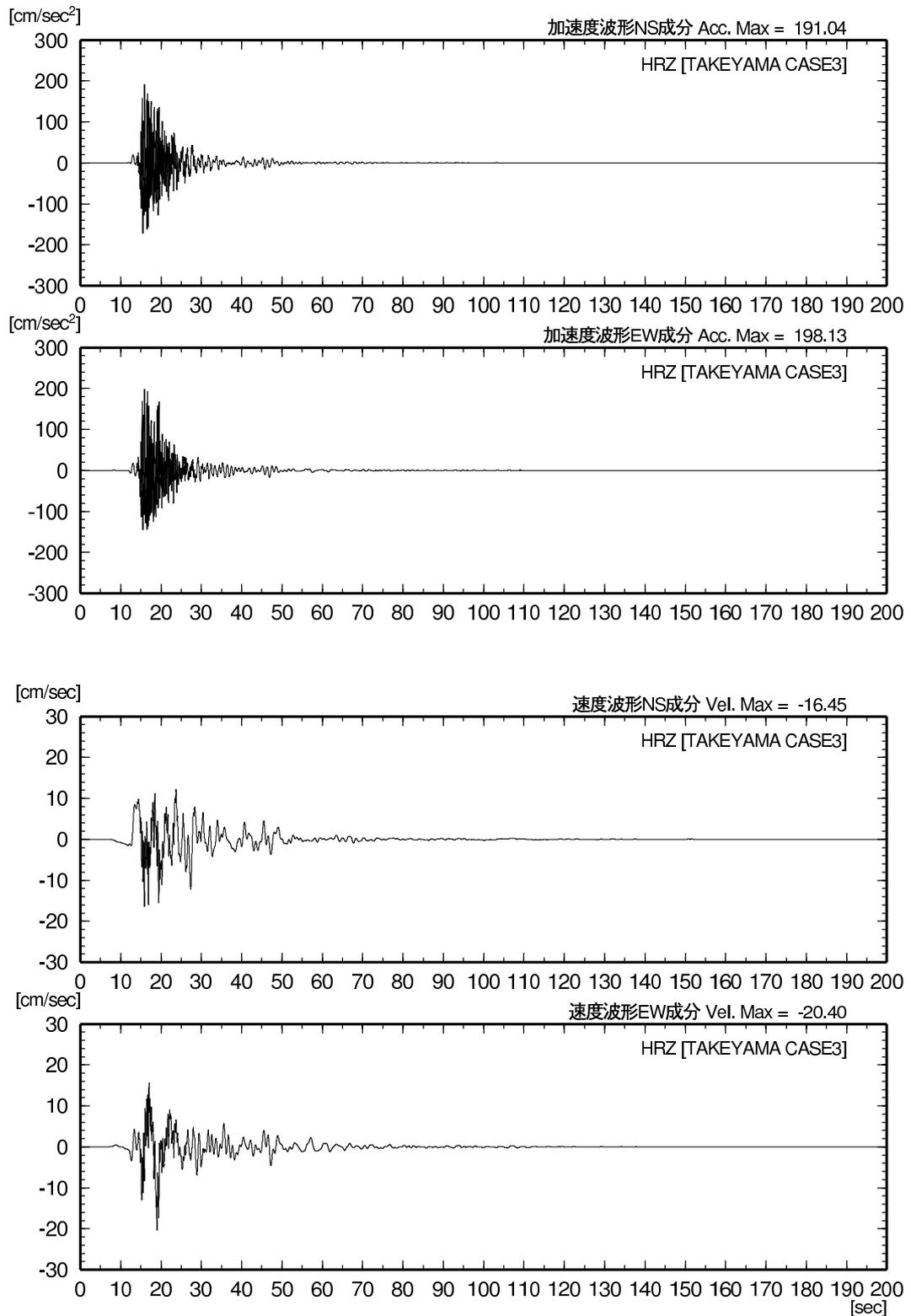


図 6.5-8 工学的基盤における HRZ（平塚）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース3）による地震]

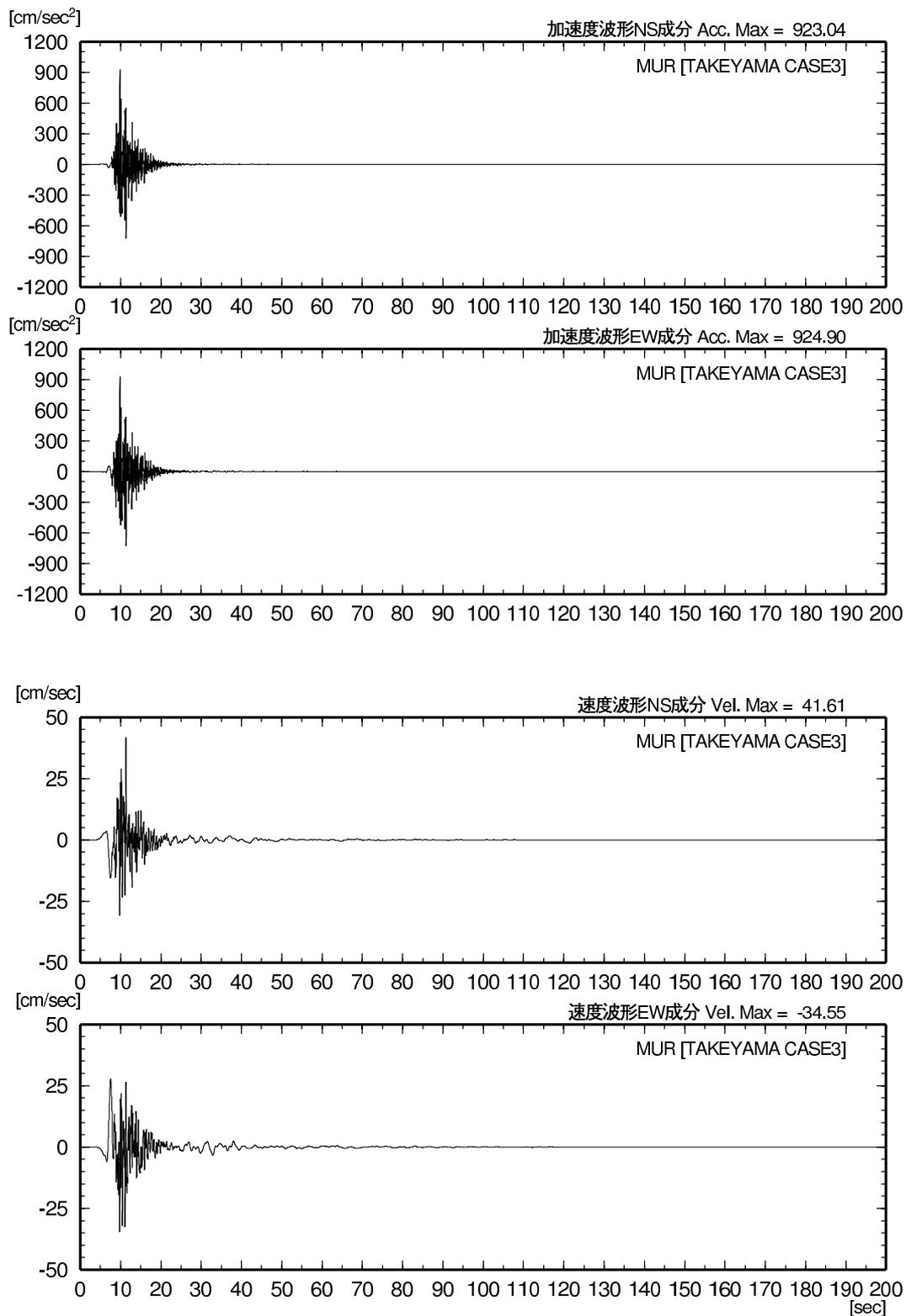


図 6.5-9 工学的基盤における MUR（三浦）での加速度および速度波形
[武山断層帯（ケース 3）による地震]

6.5 武山断層帯地震ケース3の計算結果

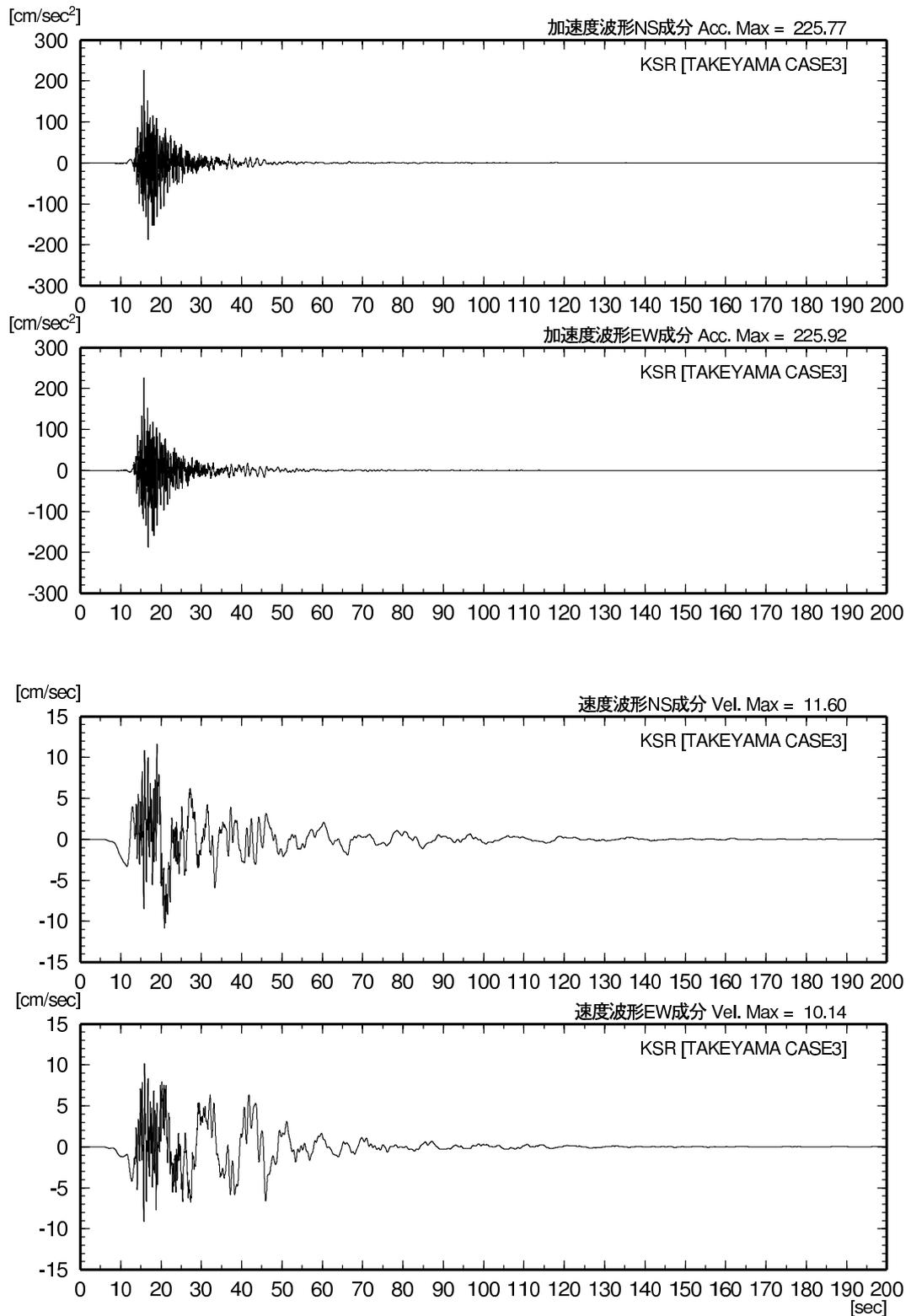
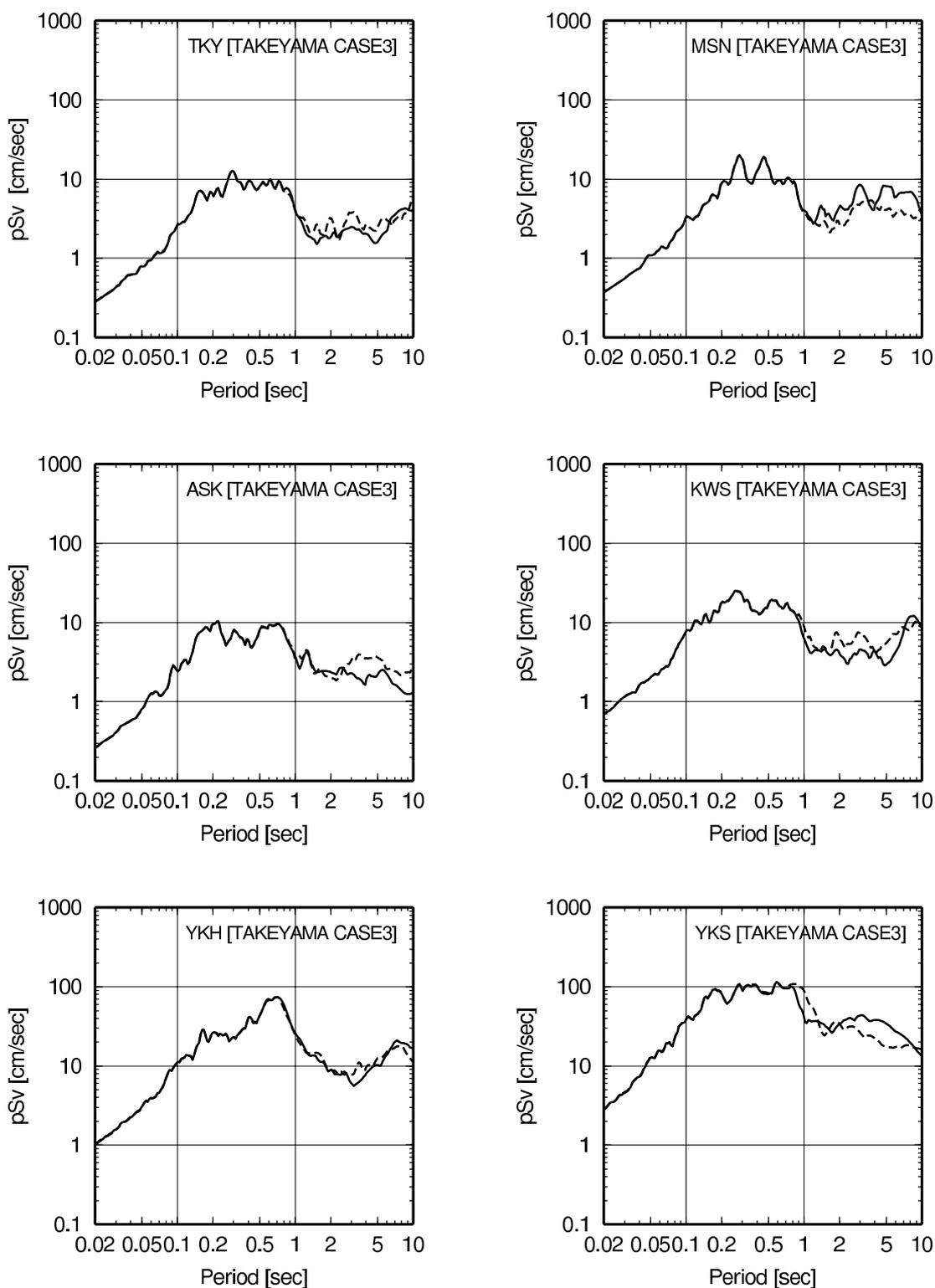
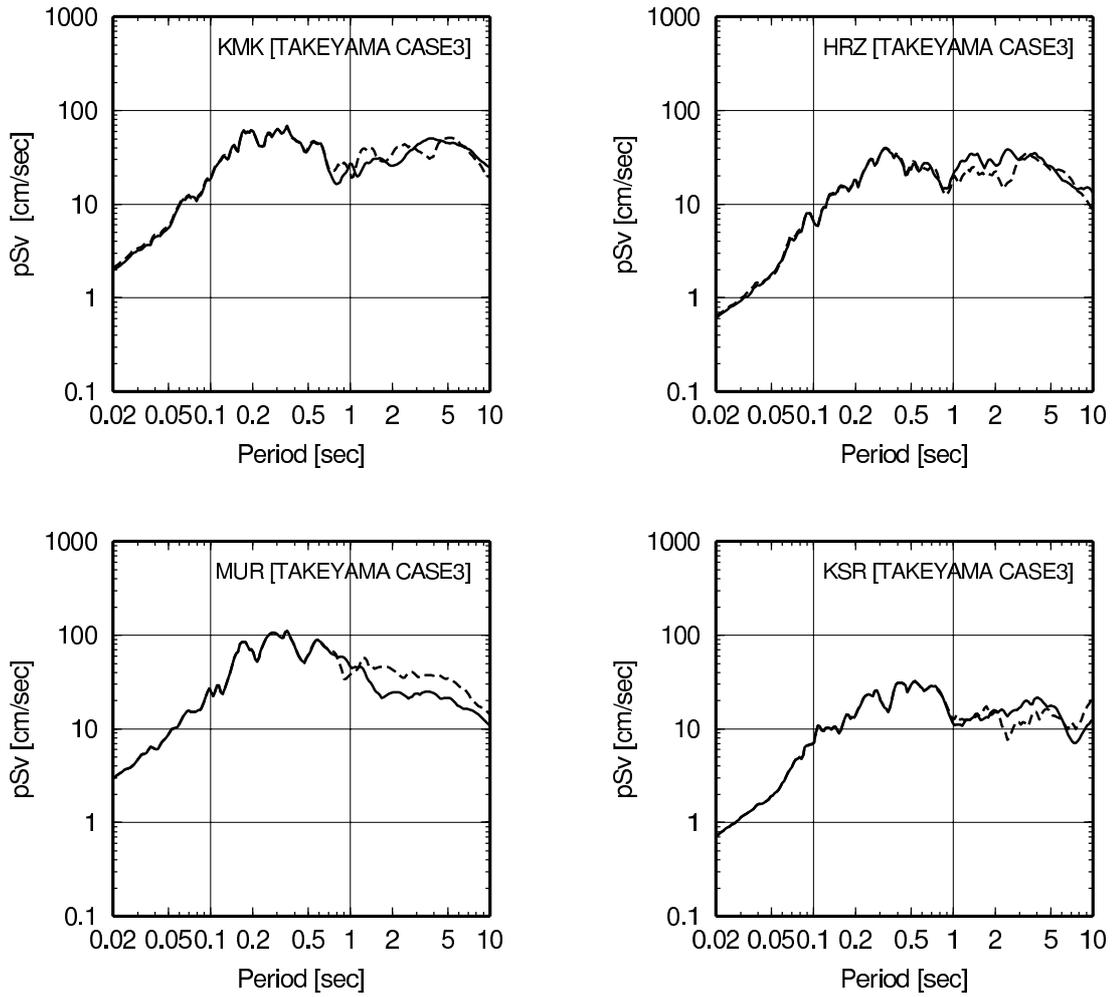


図 6.5-10 工学的基盤における KSR (木更津) での加速度および速度波形 [武山断層帯 (ケース3) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.5-11 工学的基盤における波形の減衰 5%の擬似速度応答スペクトル
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.5-11 (続き) 工学的基盤における波形の減衰 5%の擬似速度応答
 スペクトル
 [武山断層帯 (ケース 3) による地震]

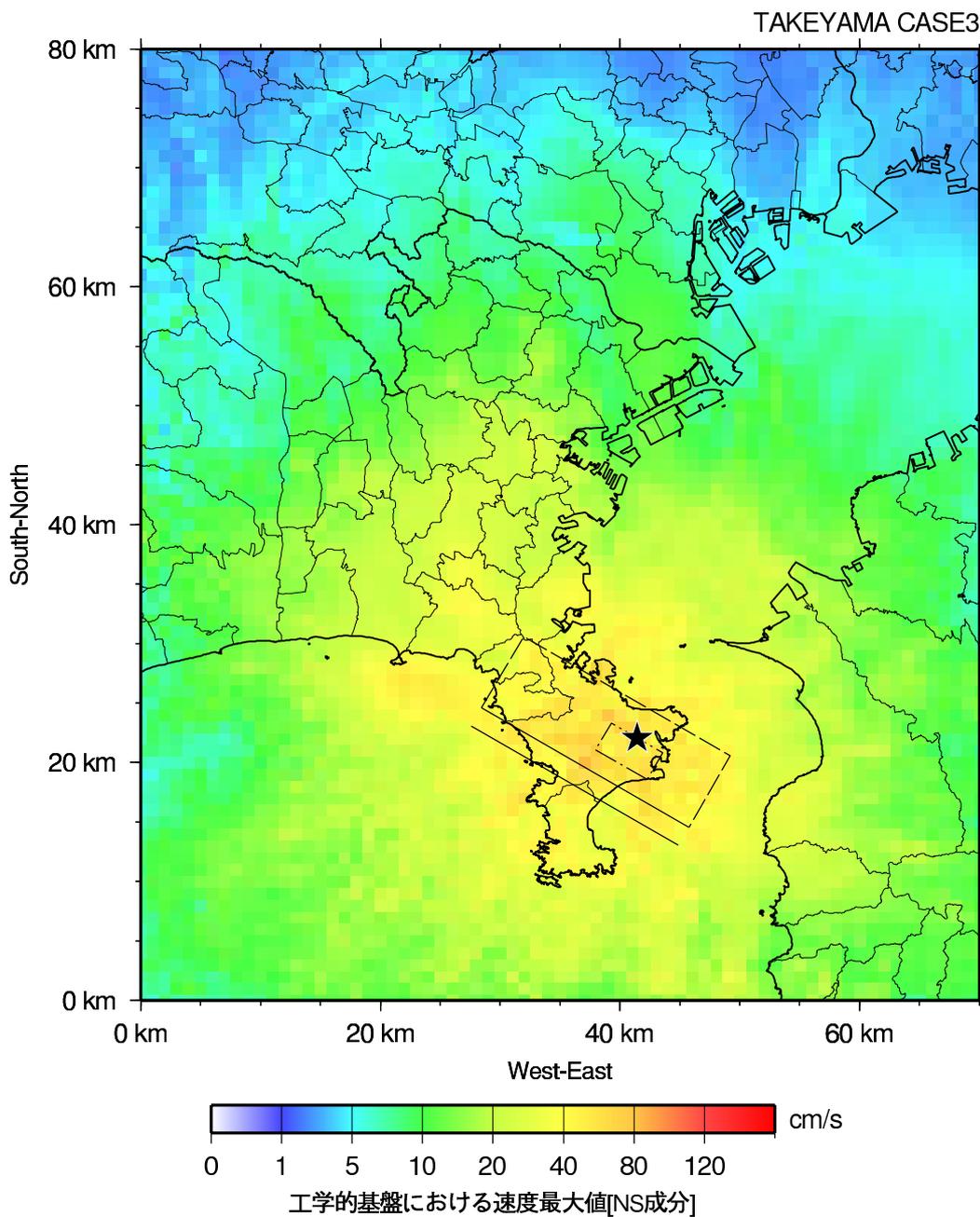


図 6.5-12 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (NS 成分)
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

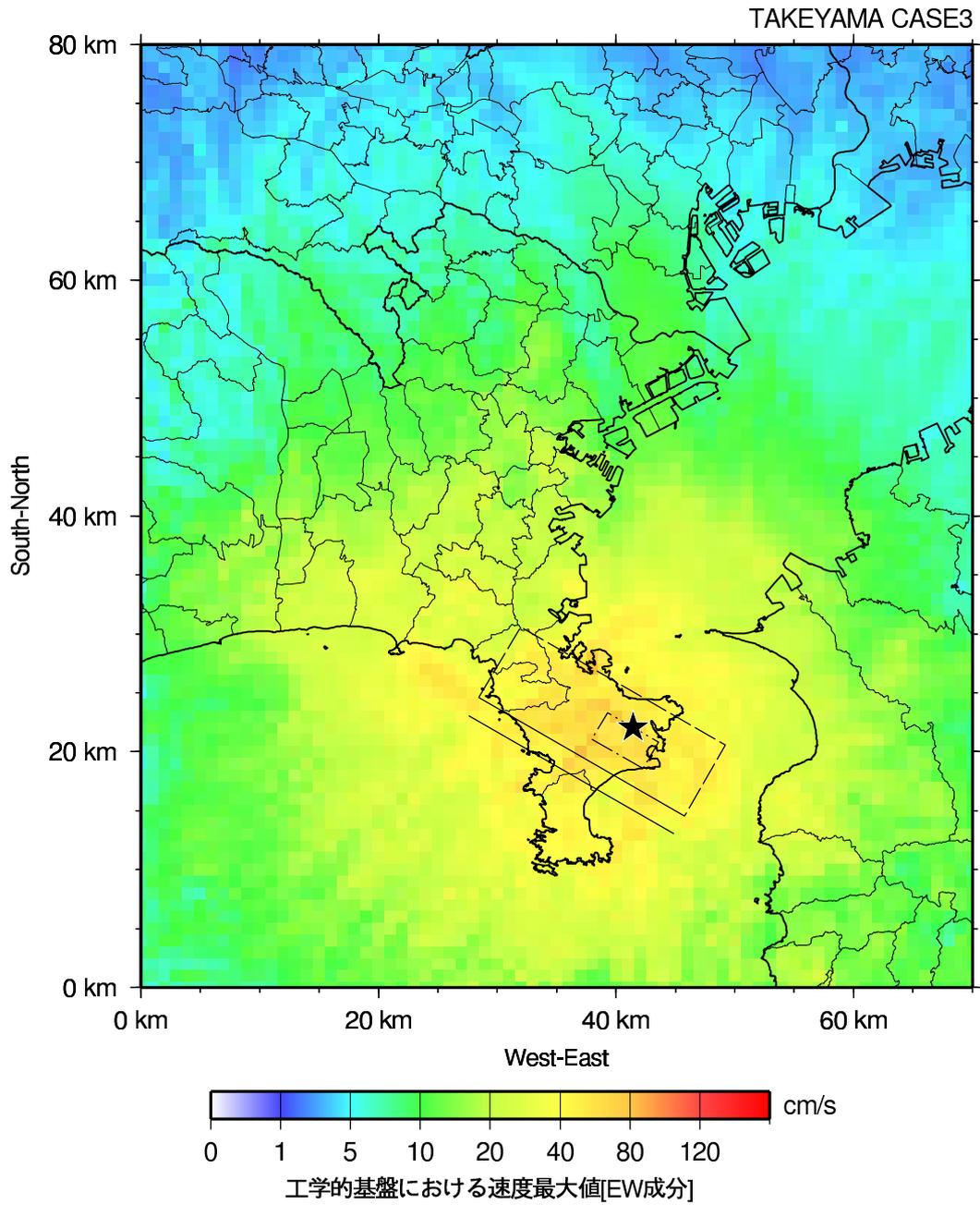


図 6.5-13 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (EW 成分)
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

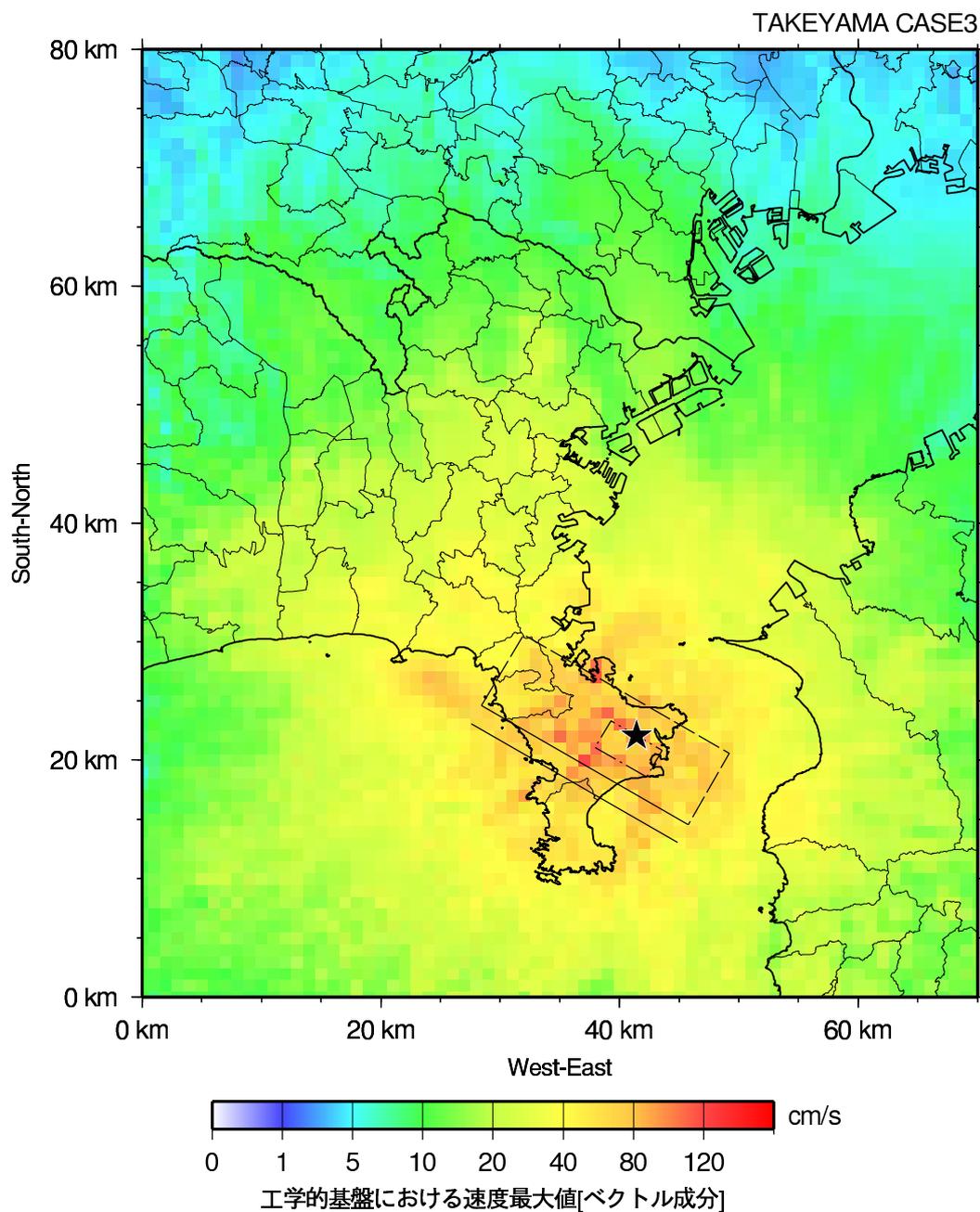


図 6.5-14 工学的基盤における地震動の最大速度マップ
(NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値)
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

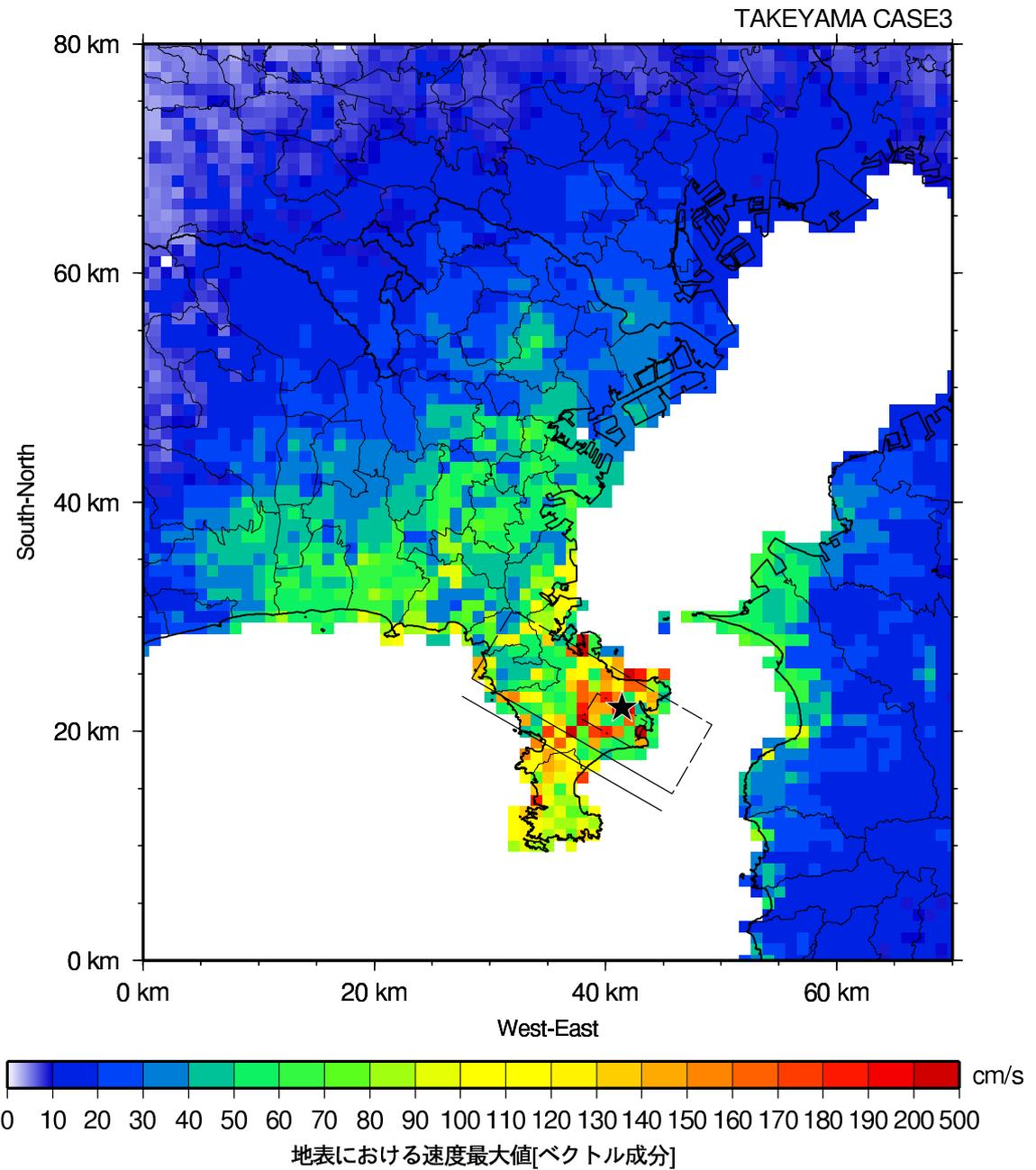


図 6.5-15 地表における地震動の最大速度マップ
[武山断層帯 (ケース3) による地震]

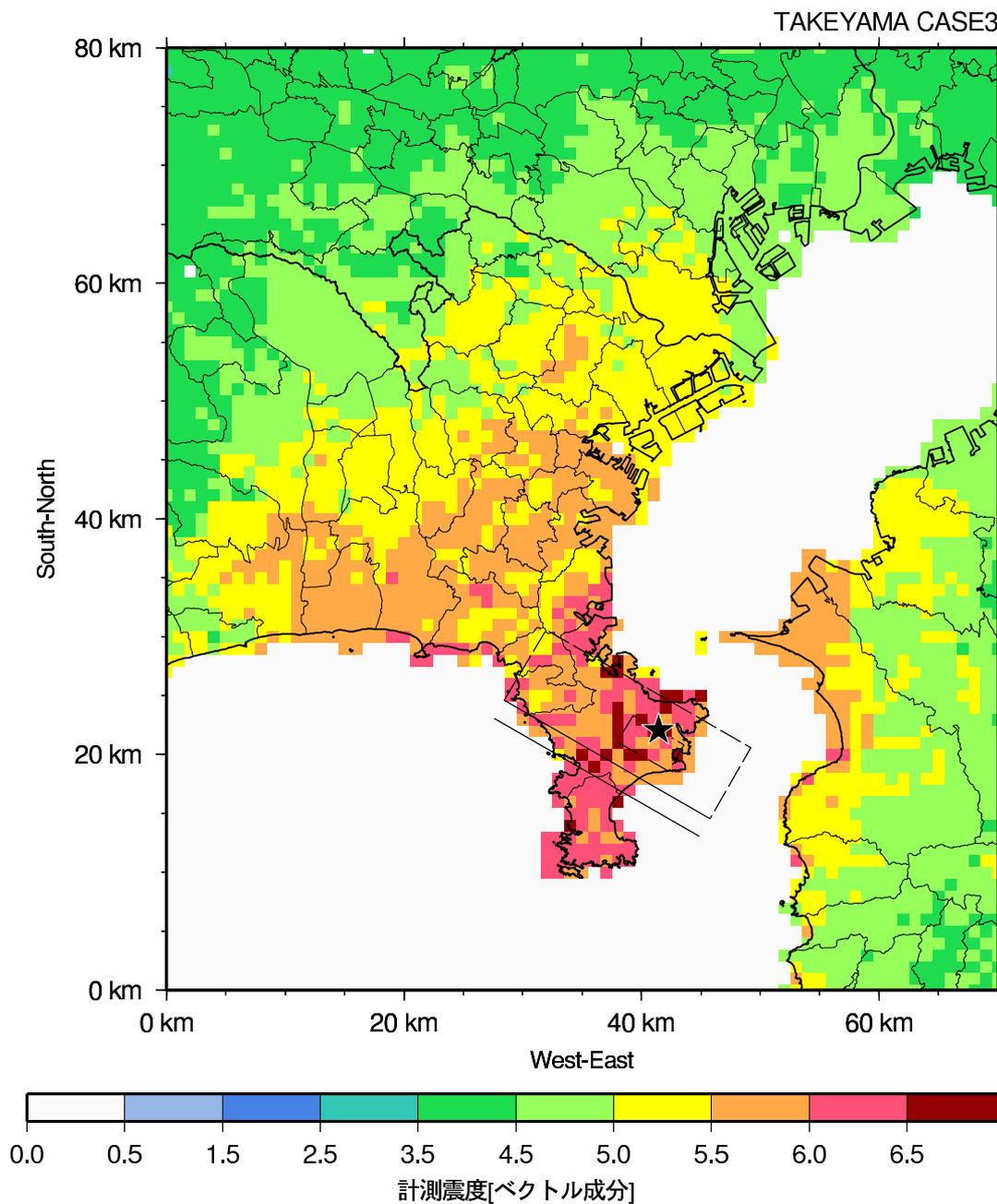


図 6.5-16 計測震度マップ
[武山断層帯 (ケース 3) による地震]

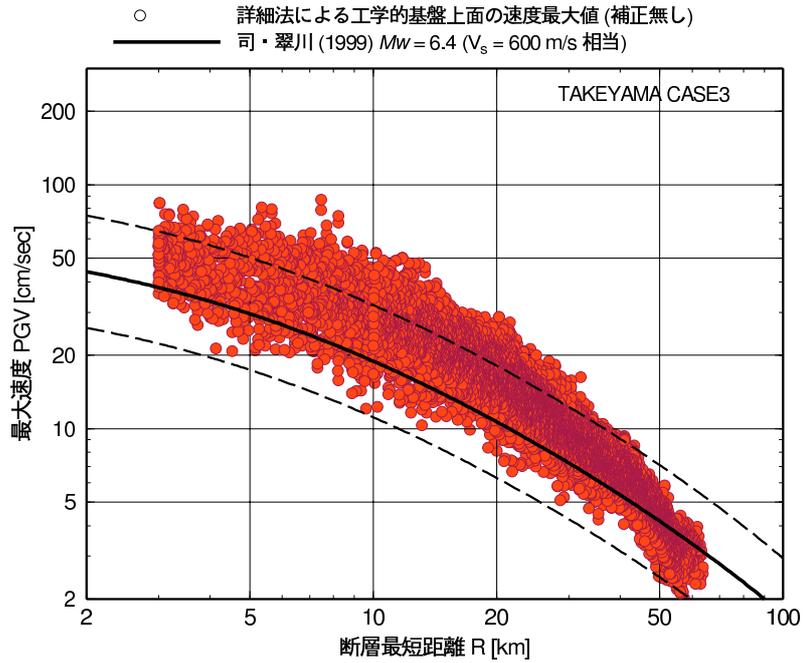


図 6.5-17 工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[武山断層帯ケース3による地震]

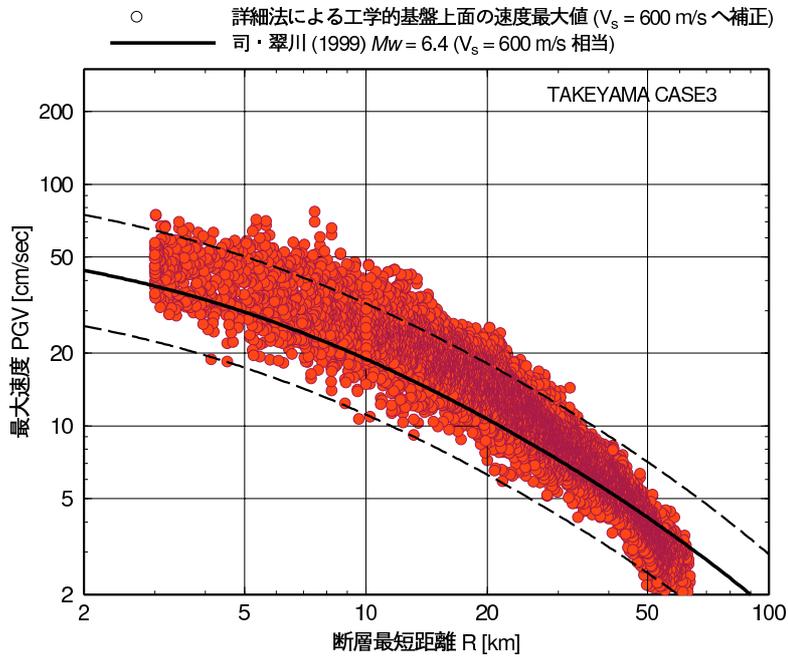


図 6.5-18 S波速度で補正した
工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[武山断層帯ケース3による地震]

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

図 6.6-1～図 6.6-10 に代表地点における波形を示す。図 6.6-11 に同波形の 5% 減衰の擬似速度応答スペクトルを示す。図 6.6-12、図 6.6-13、図 6.6-14 にそれぞれ NS 成分、EW 成分、NS 成分と EW 成分の最大値のマップを示す。図 6.6-15、図 6.6-16 にそれぞれ地表における最大速度、計測震度のマップを示す。代表地点における地震動波形および応答スペクトル、最大加速度、最大速度分布、計測震度の分布に関してはケース 1 とほぼ同様な傾向である。主な相違点は、断層が走向方向に長いため東西に地震動の大きい領域が広がったことである。震度でみると、震度 6 強の領域が西は江ノ島、東は富津市の沿岸まで大きく広がっている。

武山断層帯地震ケース 1 と同様に、図 6.6-17、図 6.6-18 に衣笠・北武断層帯地震での NS 成分と EW 成分の最大速度簡便法で用いた距離減衰式と比較して示す。図 6.6-18 から平均的にみて、詳細法による最大速度は既往の距離減衰式とよく対応している。

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

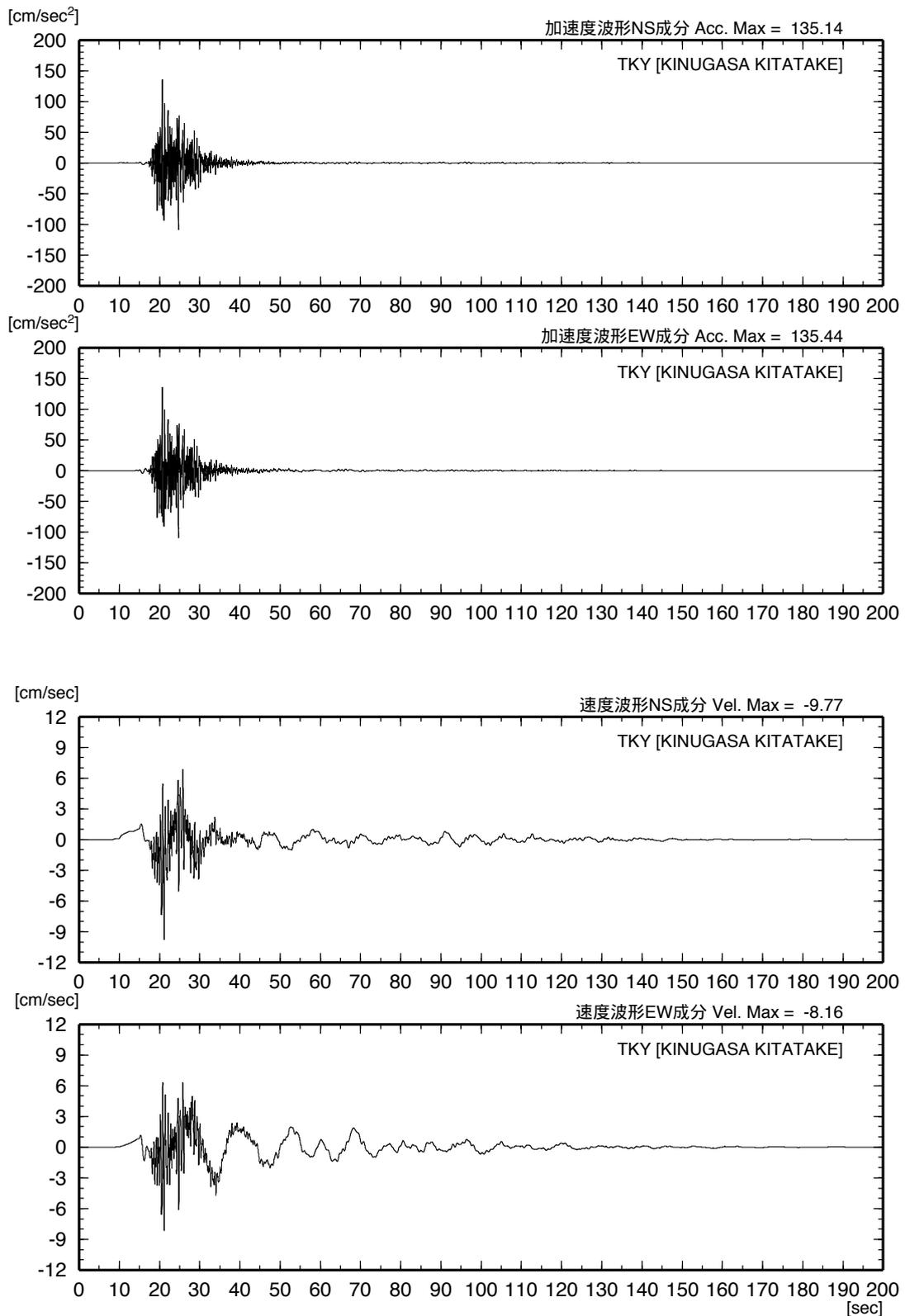


図 6.6-1 工学的基盤における TKY（東京）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

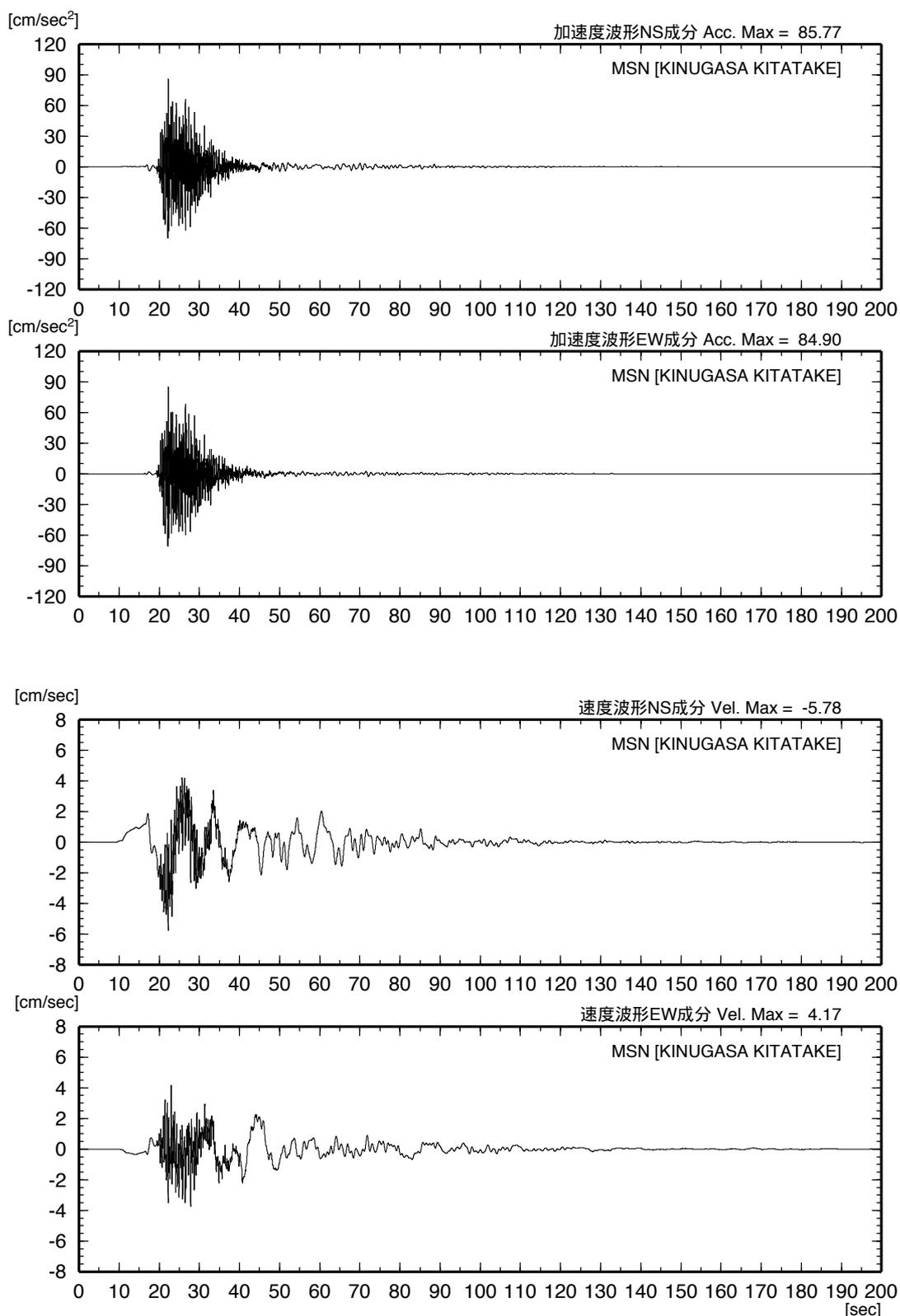


図 6.6-2 工学的基盤における MSN（武蔵野）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

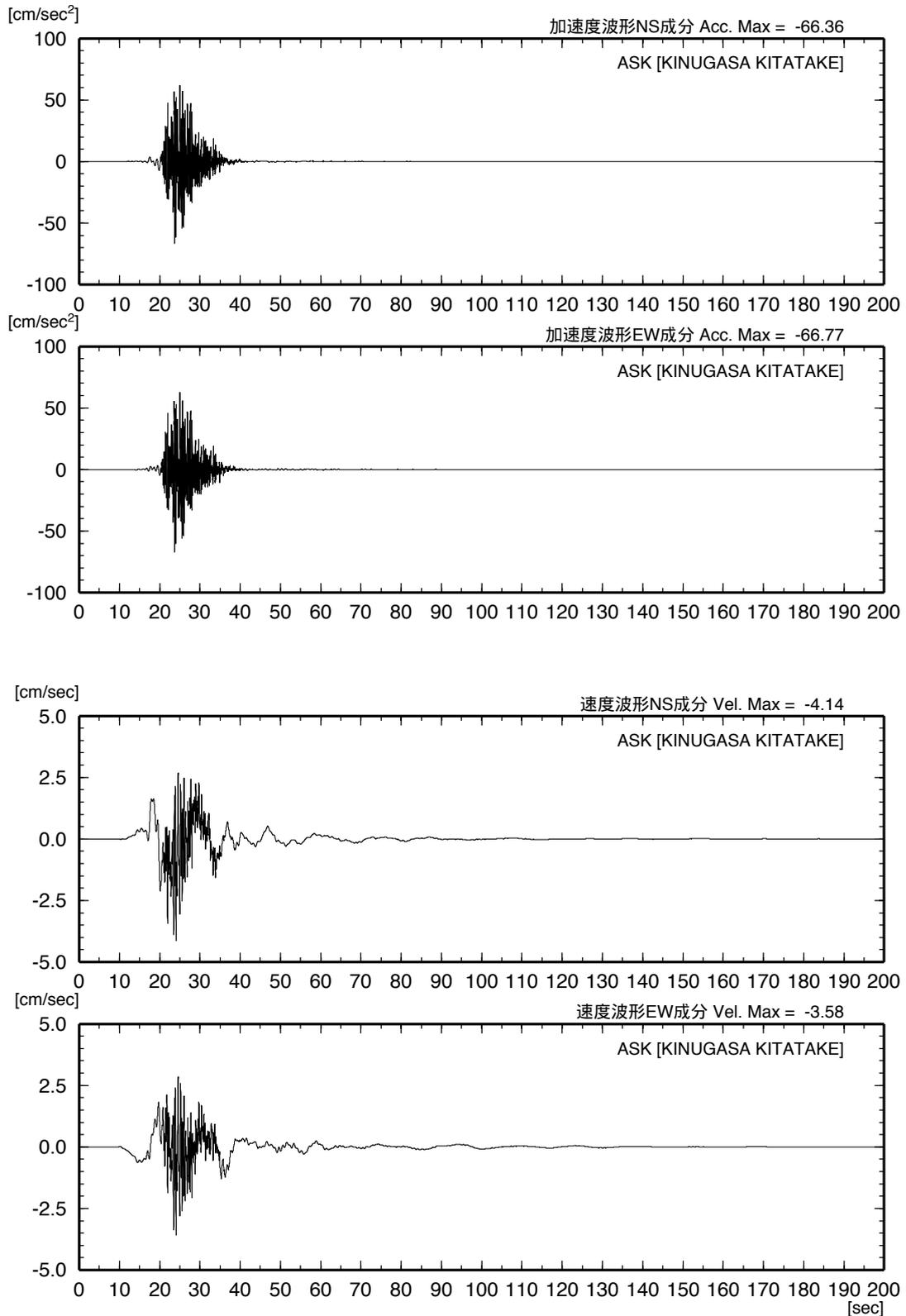


図 6.6-3 工学的基盤における ASK（浅川）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

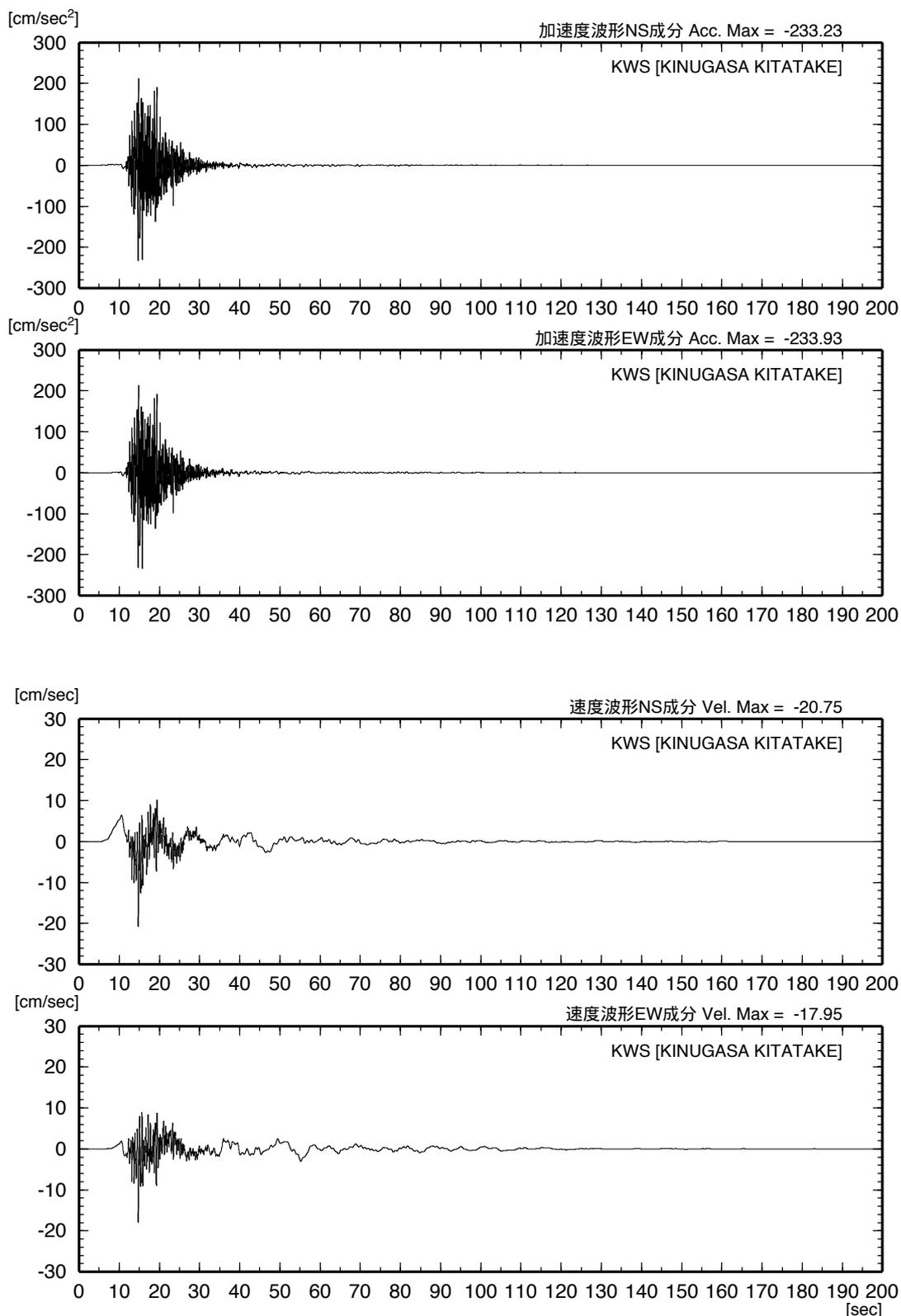


図 6.6-4 工学的基盤における KWS (川崎) での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

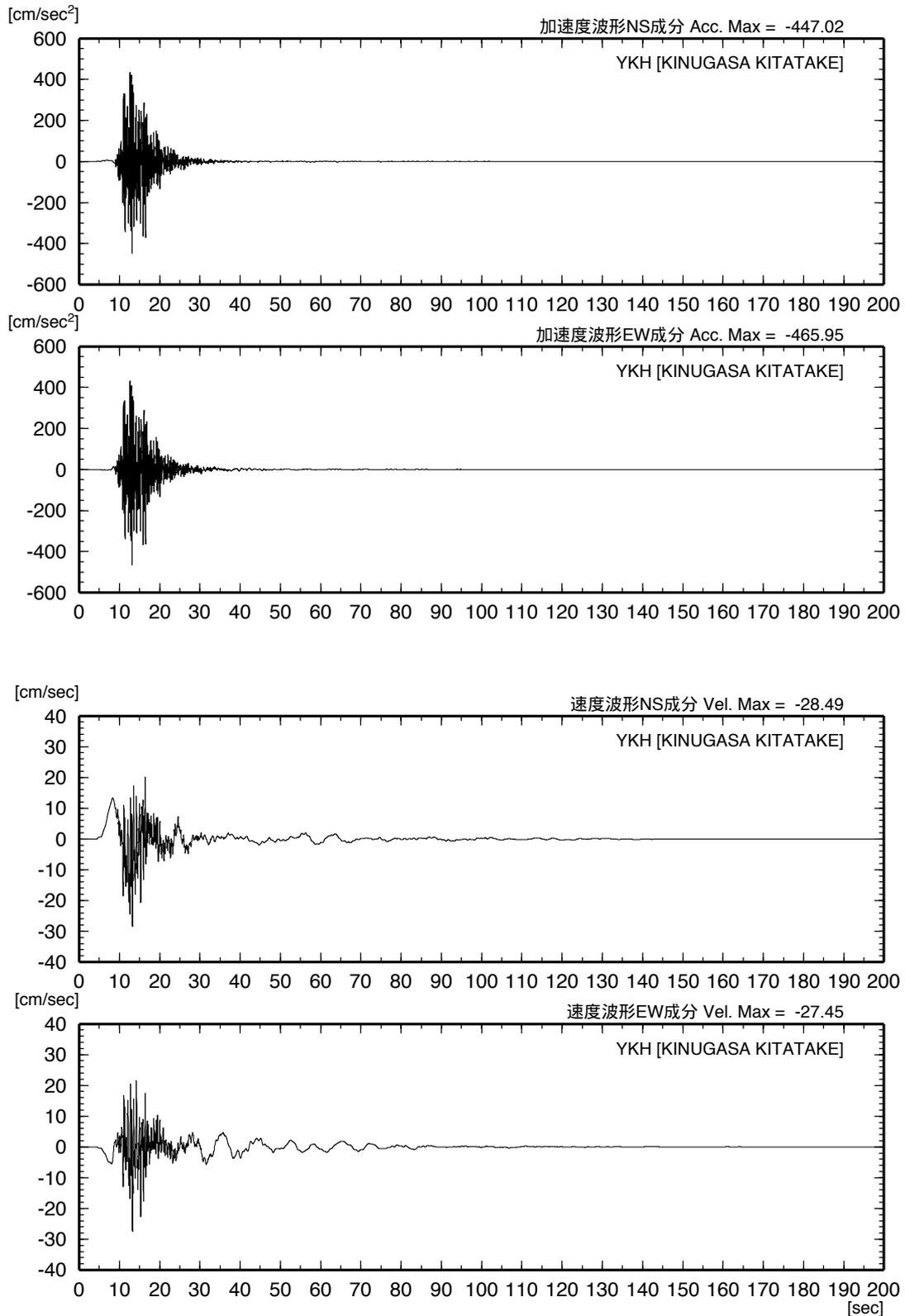


図 6.6-5 工学的基盤における YKH（横浜）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

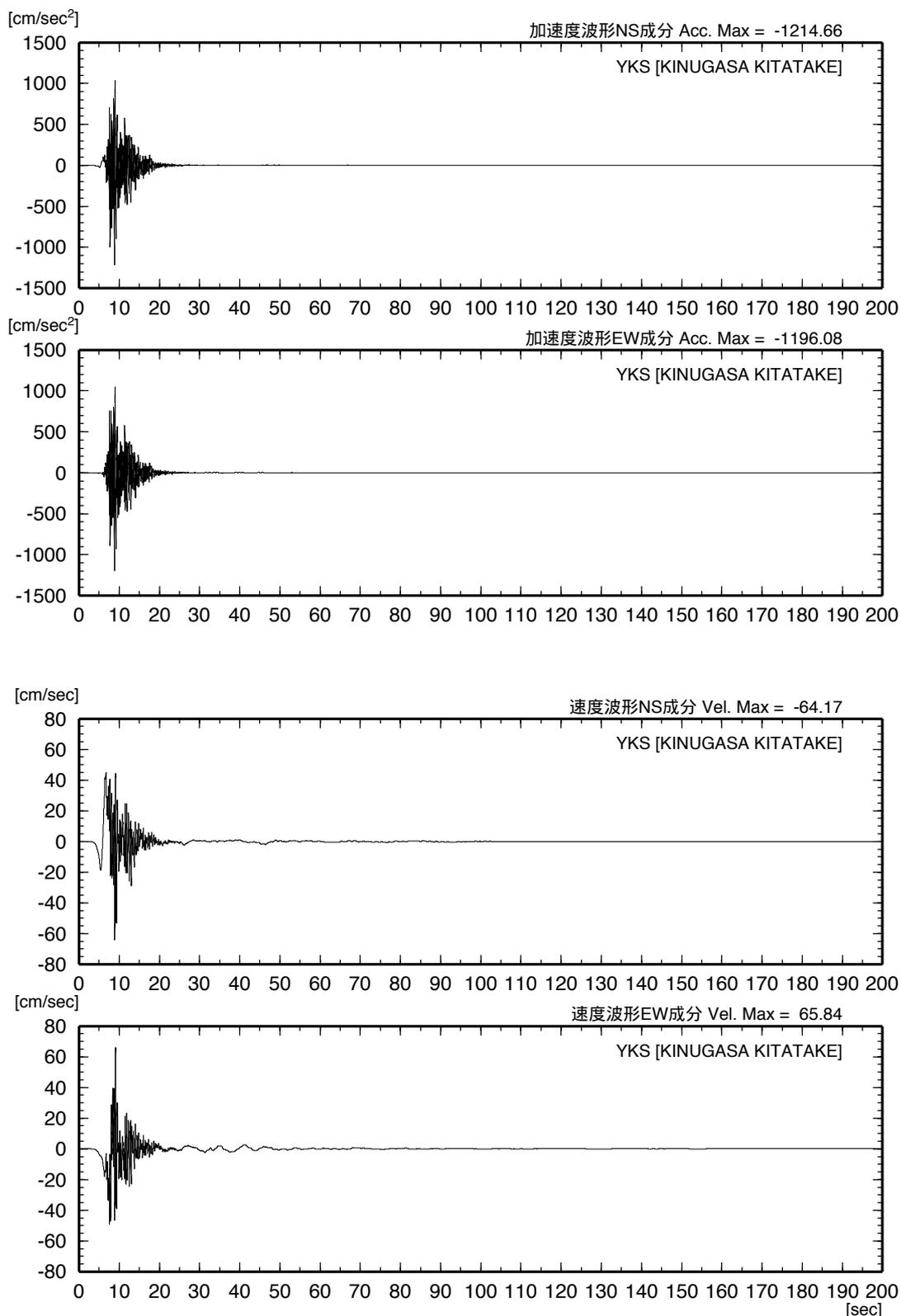


図 6.6-6 工学的基盤における YKS (横須賀) での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

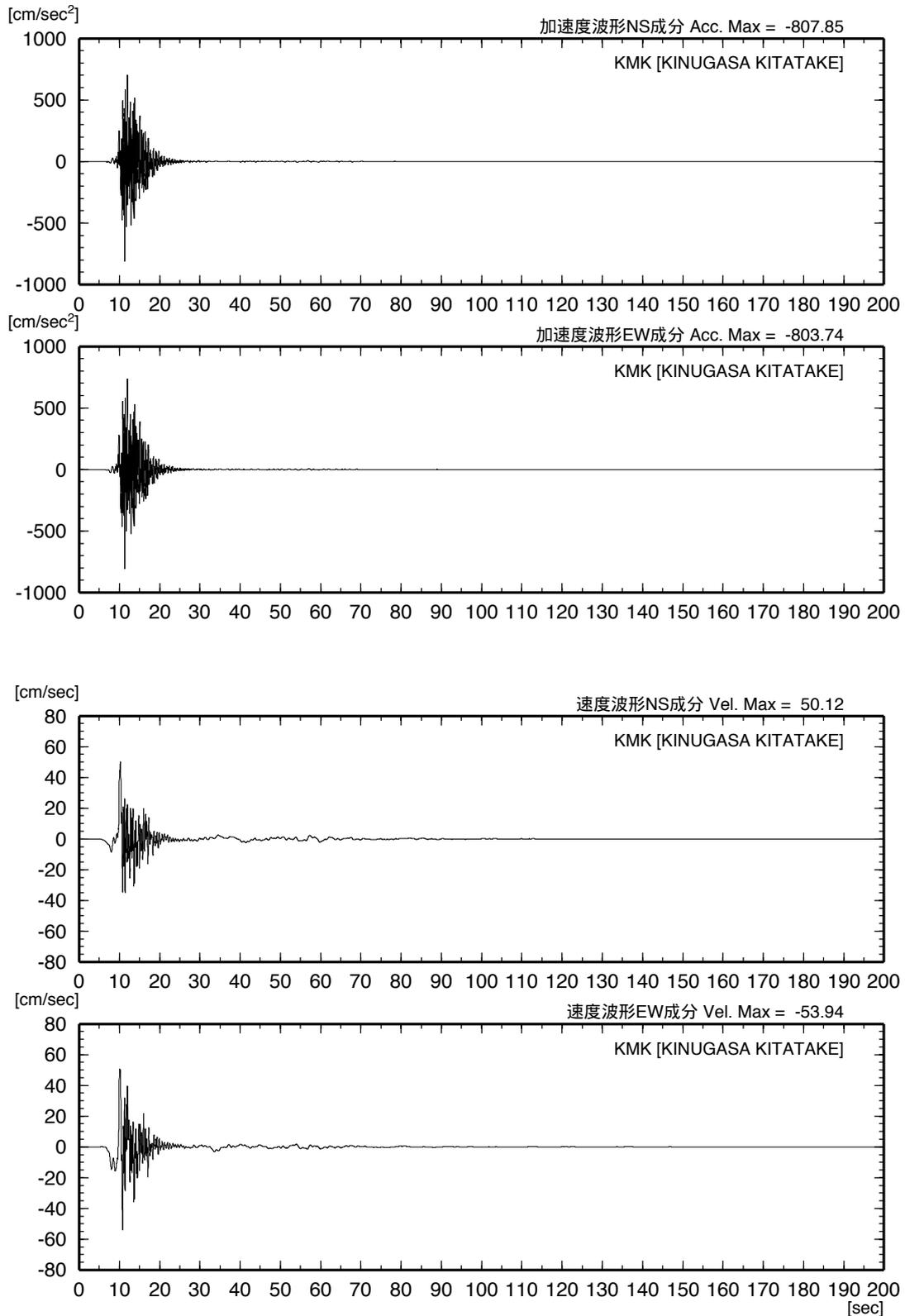


図 6.6-7 工学的基盤における KMK（鎌倉）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

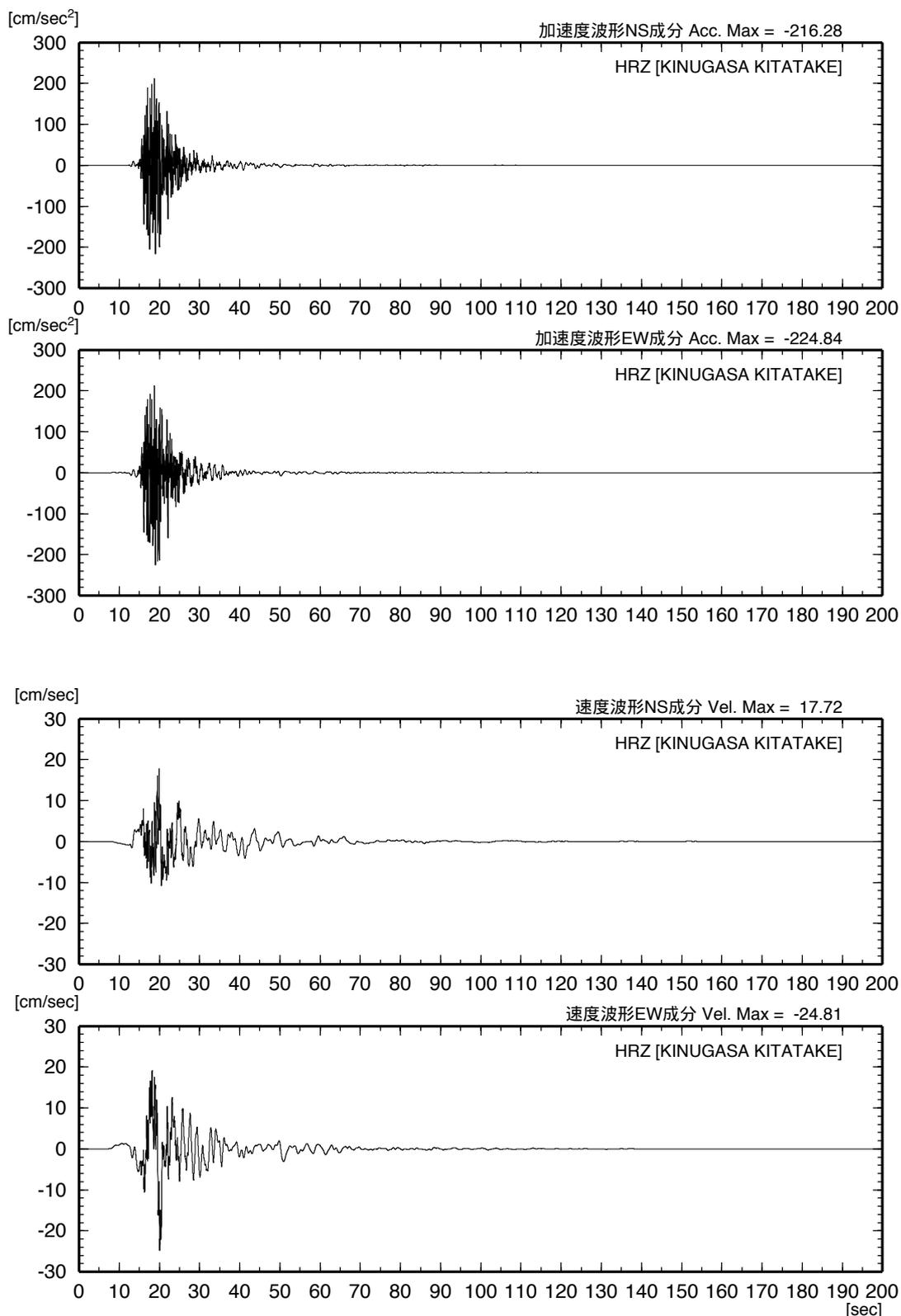


図 6.6-8 工学的基盤における HRZ（平塚）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

6.6 衣笠・北武断層帯の計算結果

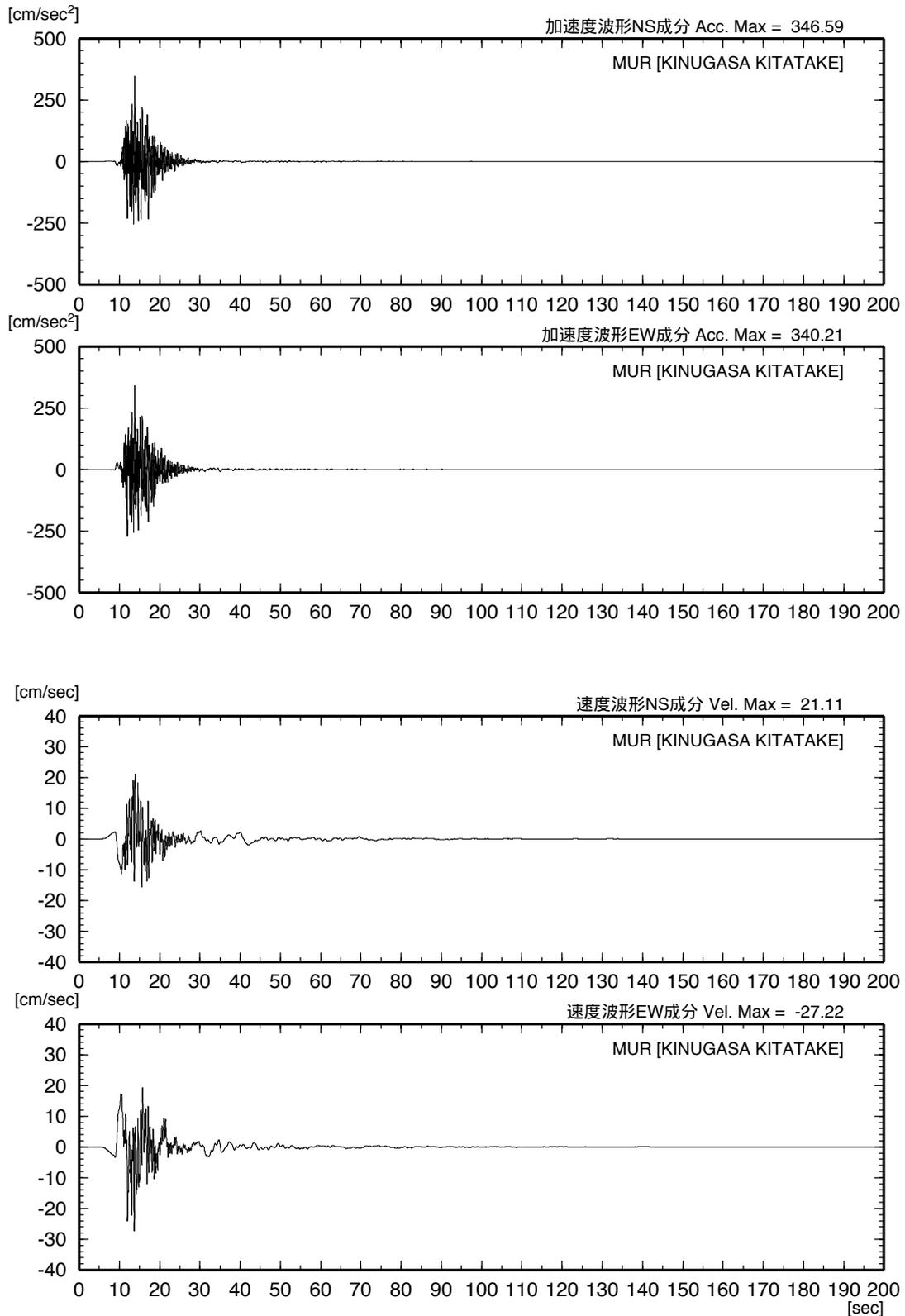


図 6.6-9 工学的基盤における MUR（三浦）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]

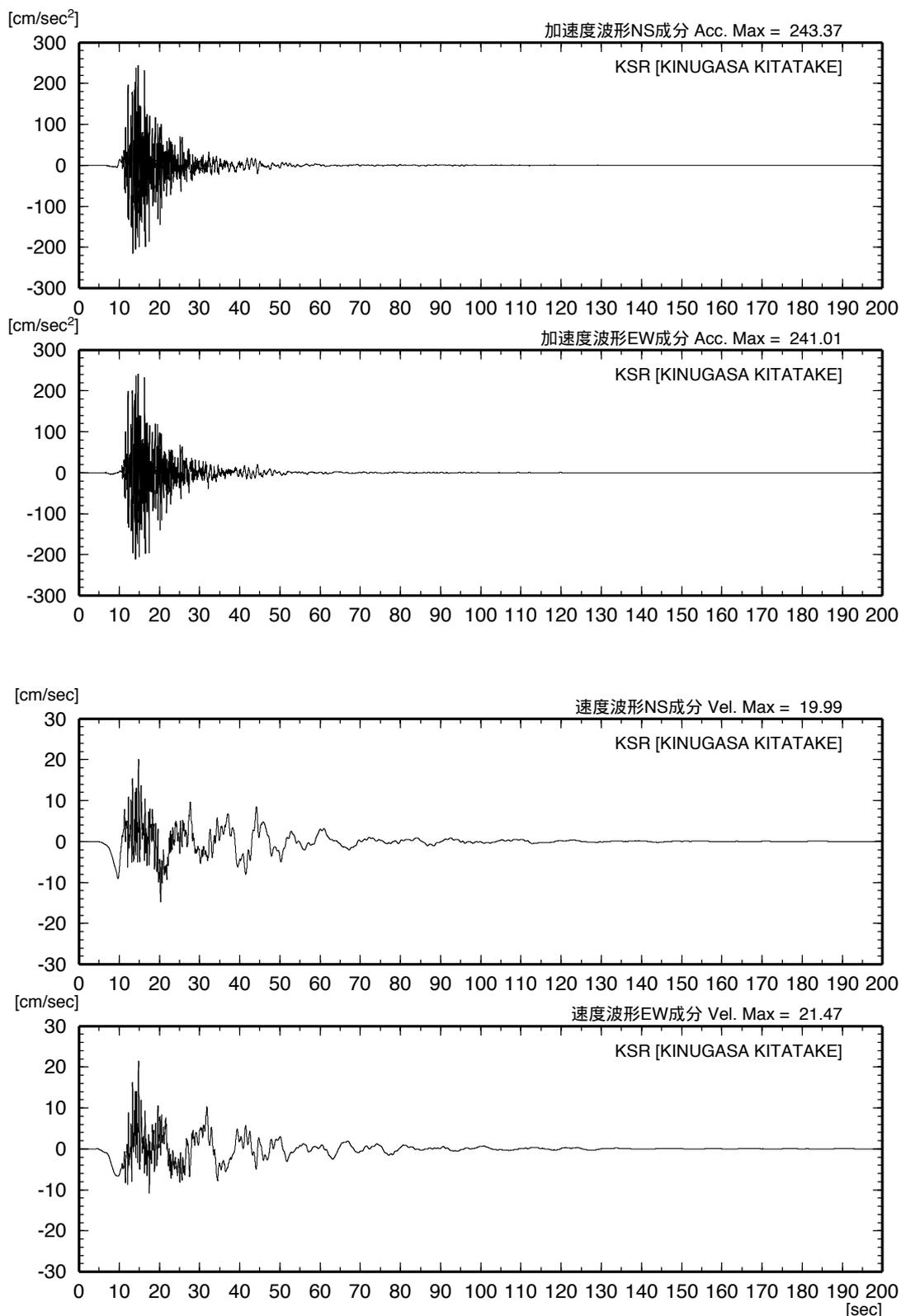
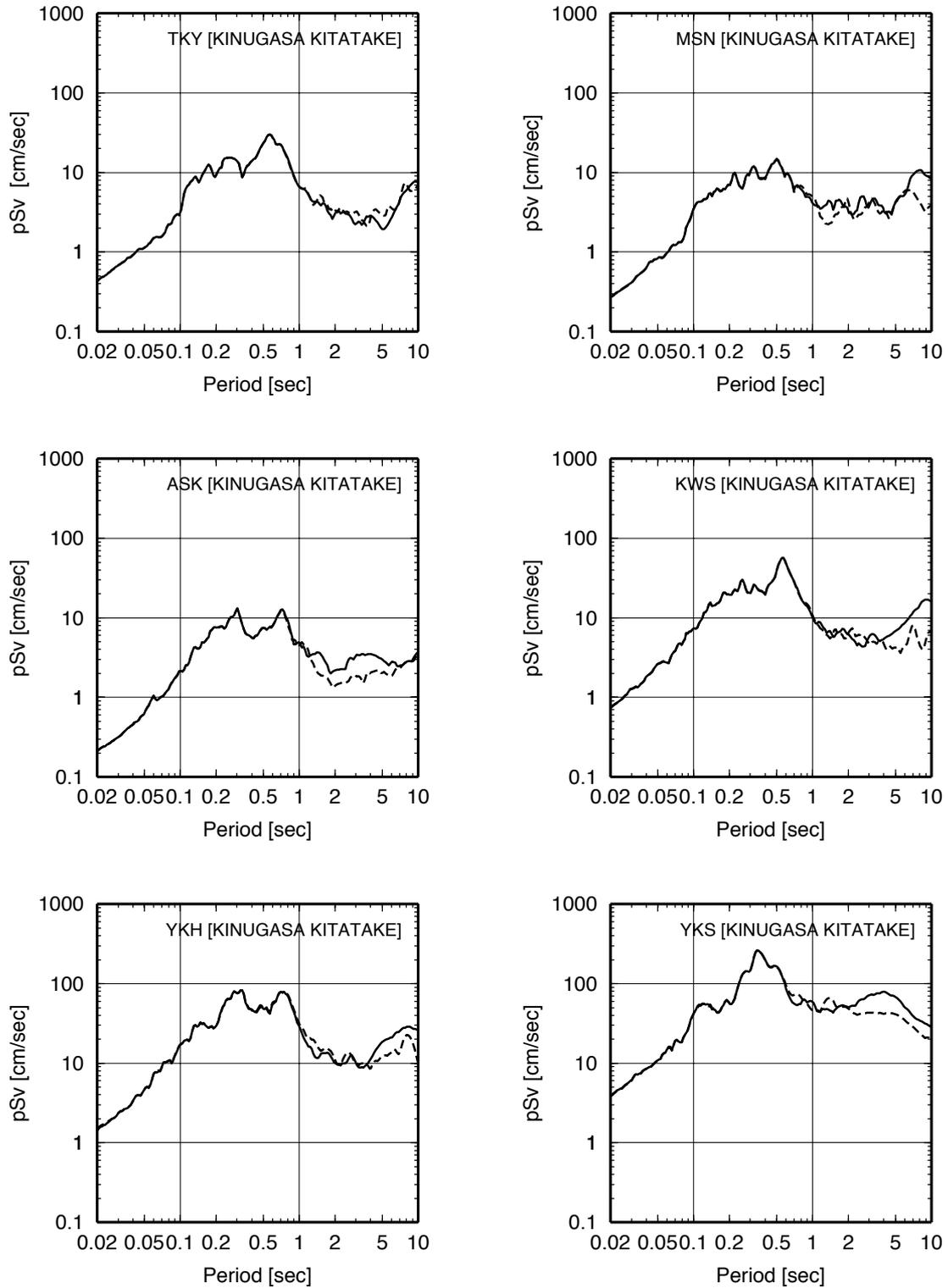
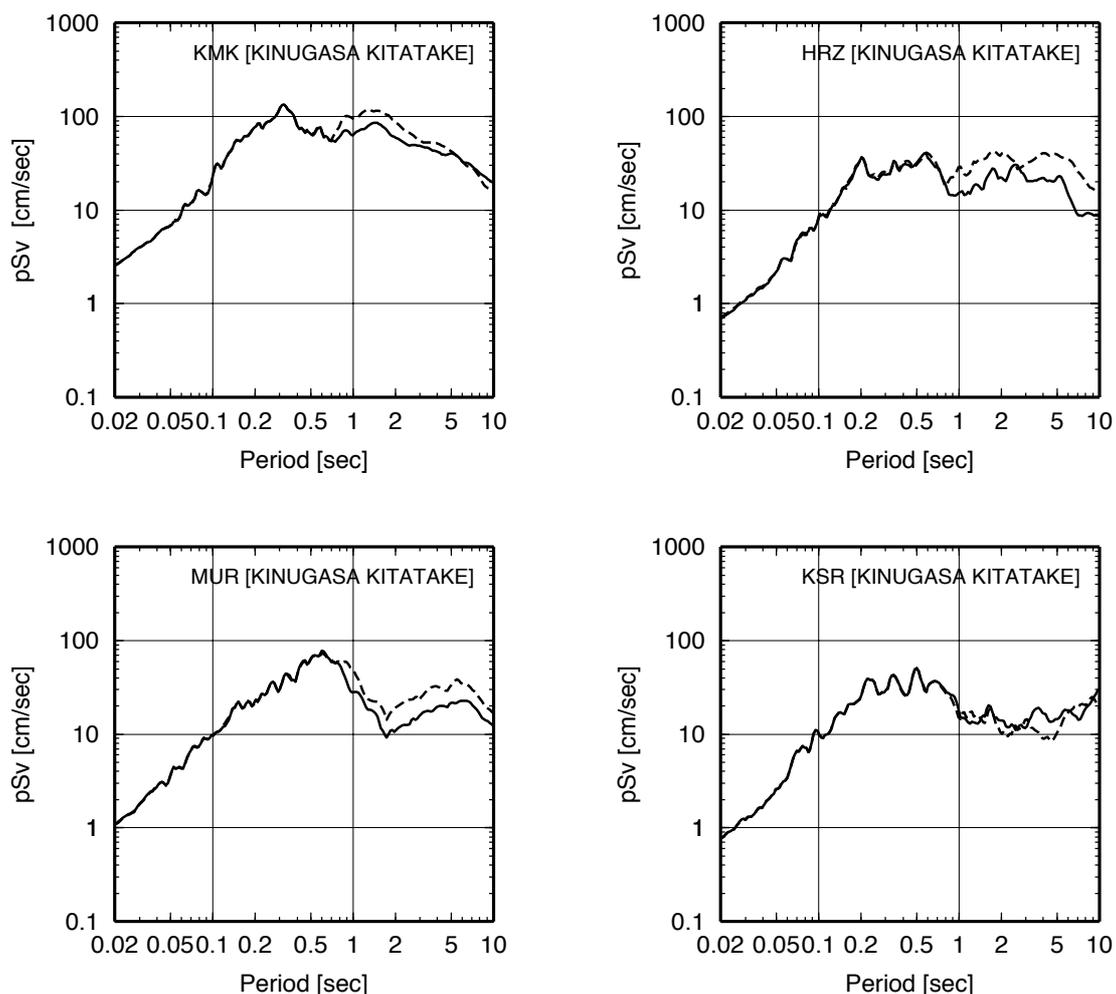


図 6.6-10 工学的基盤における KSR（木更津）での加速度および速度波形
[衣笠・北武断層帯による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.6-11 工学的基盤における波形の減衰 5% の擬似速度応答スペクトル
[衣笠・北武断層帯による地震]



(実線：EW 成分、破線：NS 成分)

図 6.6-11 (続き) 工学的基盤における波形の減衰 5% の擬似速度応答
 スペクトル
 [衣笠・北武断層帯による地震]

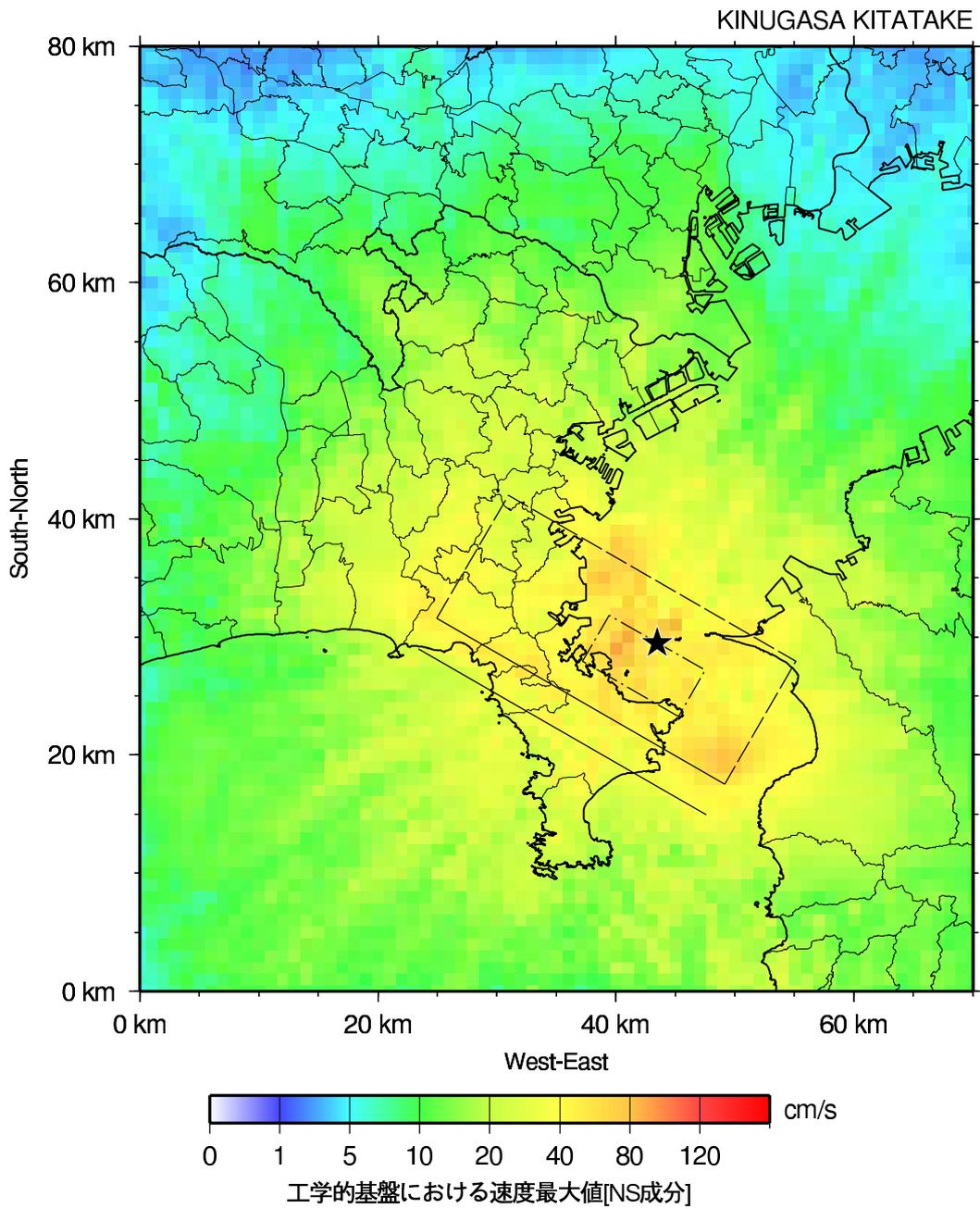


図 6.6-12 工学的基盤における地震動の最大速度マップ（NS 成分）
[衣笠・北武断層帯による地震]

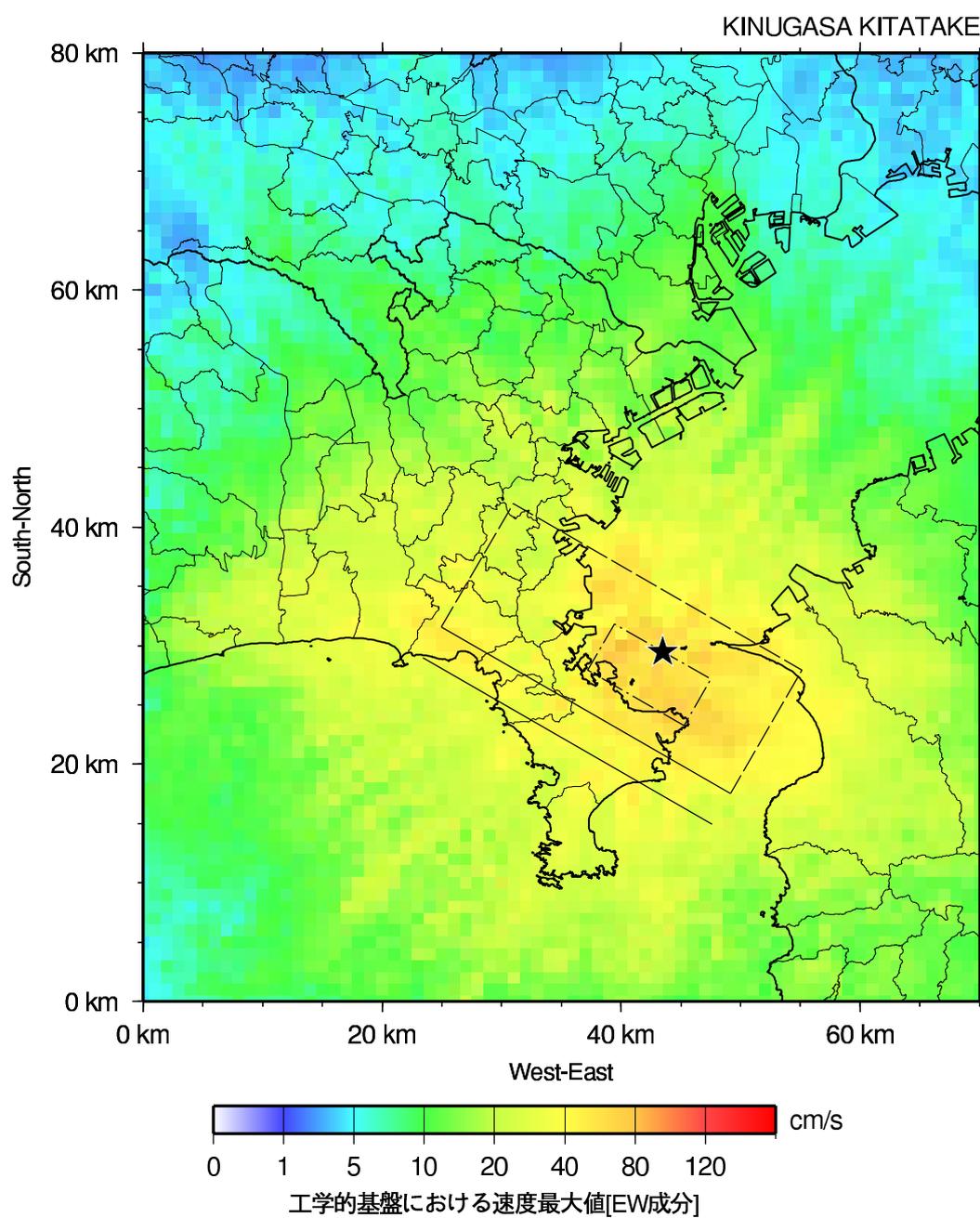


図 6.6-13 工学的基盤における地震動の最大速度マップ (EW 成分)
[衣笠・北武断層帯による地震]

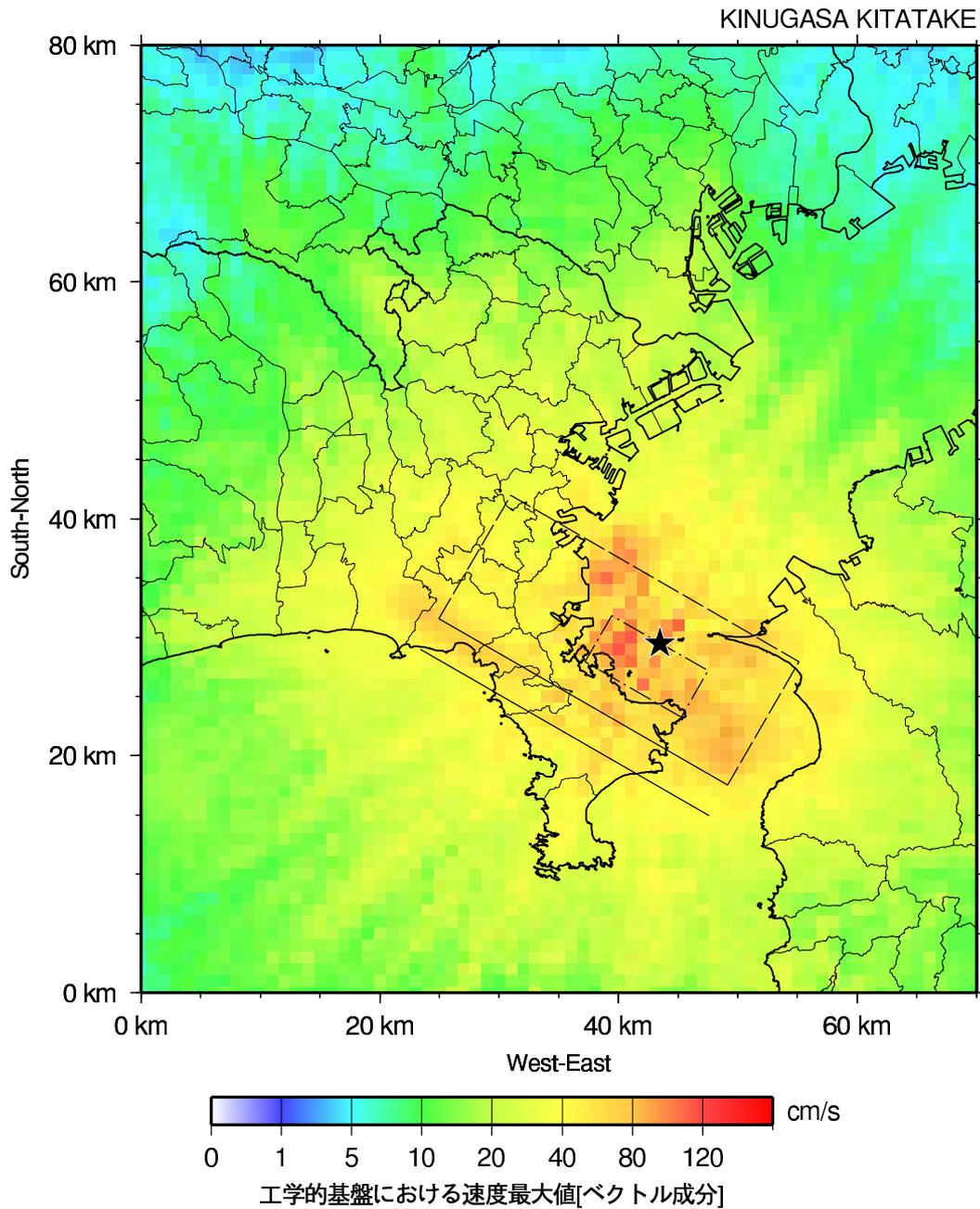


図 6.6-14 工学的基盤における地震動の最大速度マップ
 (NS 成分と EW 成分のベクトル波の最大値)
 [衣笠・北武断層帯による地震]

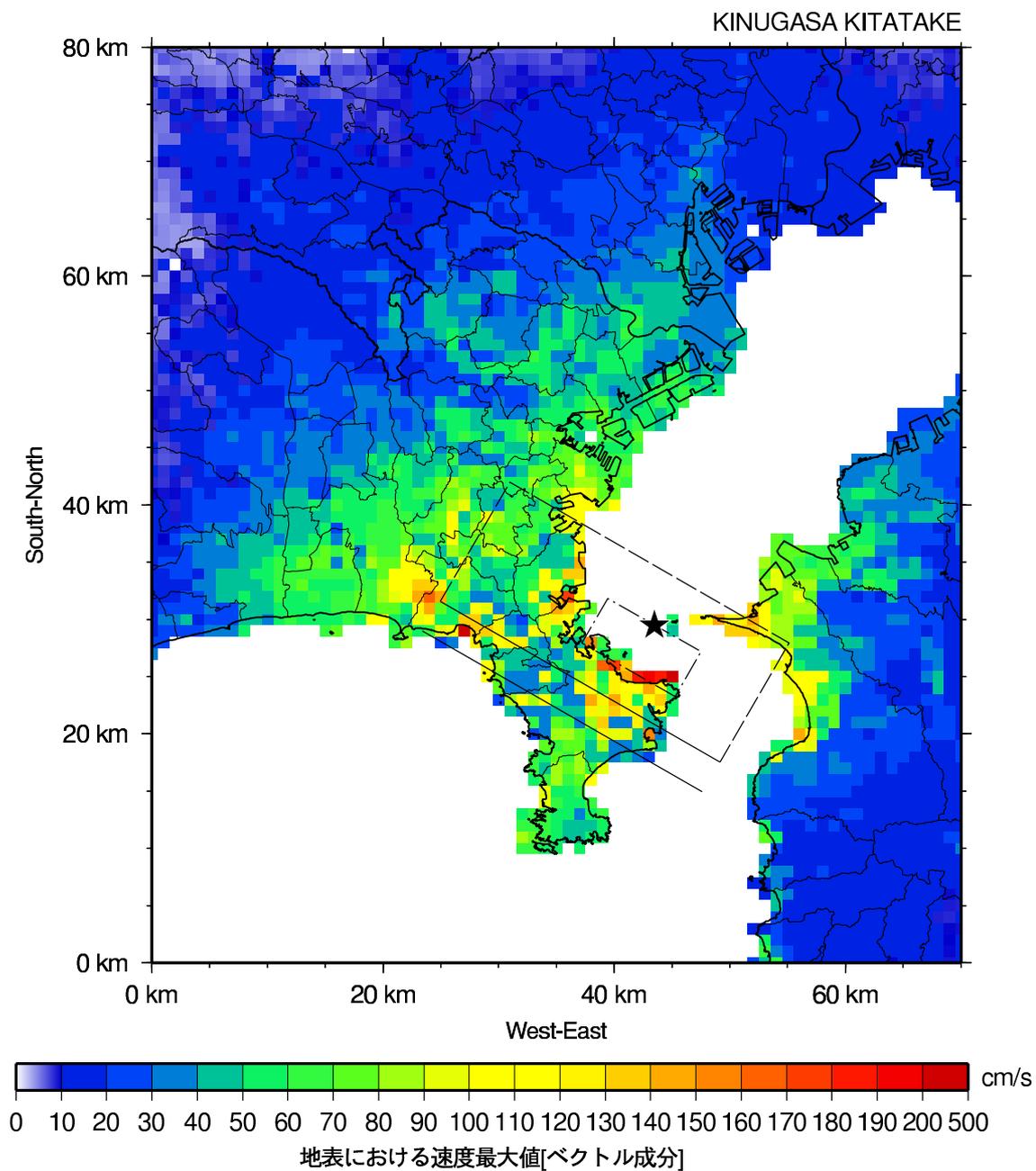


図 6.6-15 地表における地震動の最大速度マップ
[衣笠・北武断層帯による地震]

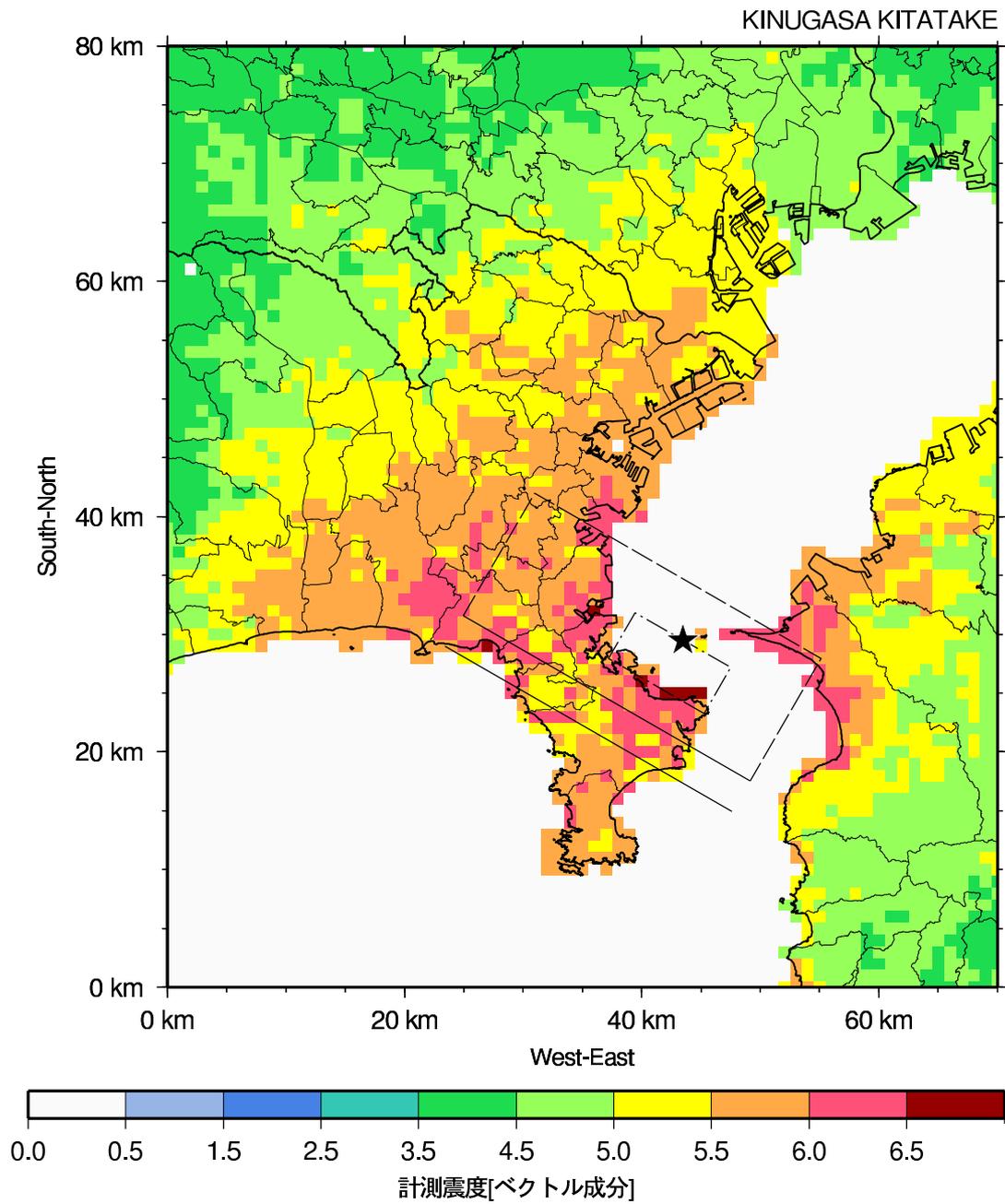


図 6.6-16 計測震度マップ
[衣笠・北武断層帯による地震]

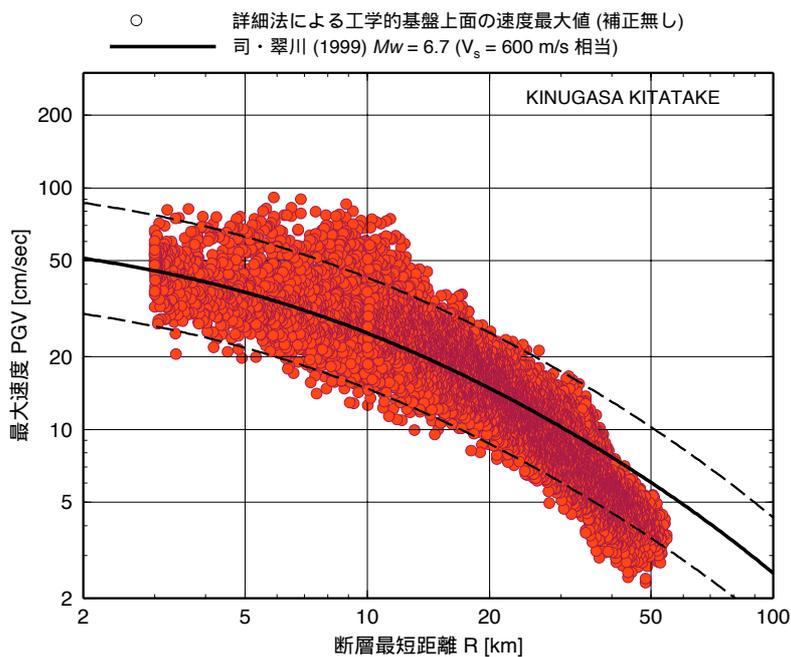


図 6.6-17 工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[衣笠・北武断層帯による地震]

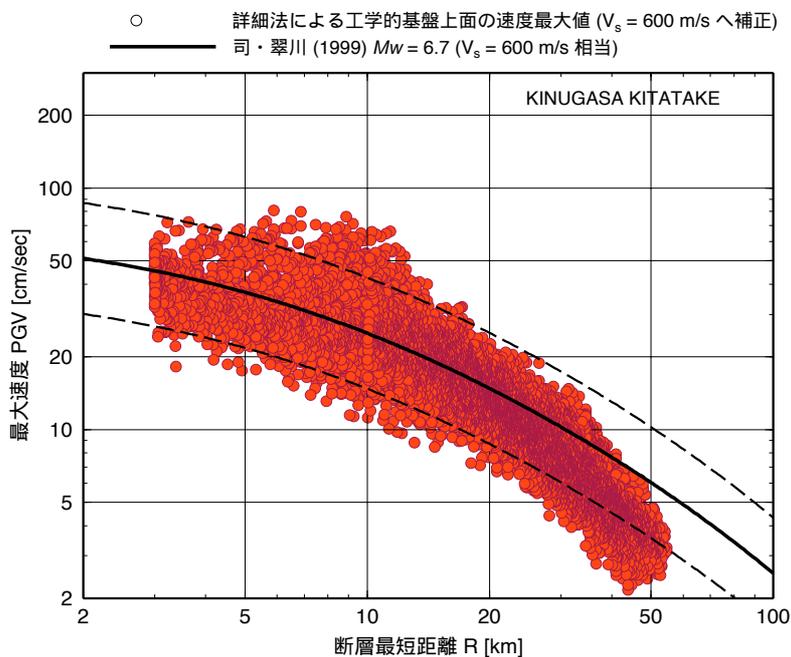


図 6.6-18 S波速度で補正した
工学的基盤の最大速度と既往の距離減衰式との比較
[衣笠・北武断層帯による地震]

7. 結果の考察

・詳細法による工学的基盤における地動強さ

全ケースとも基本的にアスペリティの直上付近で最大となりアスペリティからの距離に従って減衰する分布となっている。基本ケースである武山断層帯のケース1では、アスペリティ直上の横須賀市とその周辺では80cm/s程度、藤沢や川崎で30cm/s程度の最大速度となっている。

断層近傍である三浦半島内の結果をみると、基本ケースとなる武山断層帯のケース1および衣笠・北武断層帯が全体的にみて最も地震動が小さく、ケース2が最も地震動が大きい。ケース3はその中間である。ケース2が最も大きい理由は、アスペリティが断層上端に存在し、地表との距離が短いことによる。ケース3がケース1より大きい理由は、断層が高角で破壊伝播方向でのアスペリティ～地表間の距離が短く、破壊伝播効果（Near Fault Rupture Directivity Effect）がより顕著に現れたことによると考えられる。

三浦半島以外の地域では断層面の大きい衣笠・北武断層帯の結果が断層西端部付近の鎌倉～藤沢付近で60cm/s程度となるなど、武山断層帯地震の3ケースの結果に比べて最大速度が大きい領域が広範囲に存在する。

距離減衰式と詳細法による最大速度を比較（図6.3-18、図6.4-18、図6.5-18、図6.6-18）すると、基本ケースである武山断層帯のケース1と衣笠・北武断層帯地震では最大速度の平均が距離減衰式とほぼ一致し、既往の観測波形の平均的な速度最大値と同程度である。また、このことから同ケースでは詳細法による予測は簡便法と平均的にはほぼ対応することが分かる。他のケースでは最大速度の平均が距離減衰式を上回っている。

図6.6-17の衣笠・北武断層帯地震の距離減衰において10km前後に標準偏差を上回る地点群が特徴的に認められる。この地点群を図7-1のように抜き出し、NS成分、EW成分でそれぞれ地図にプロットしたのが図7-2である。同図から標準偏差を超える地点はアスペリティ中心付近からのびる法線が地表と交わる所にほぼ位置している。アスペリティ面の法線方向に射出されるS波放射の腹が効率よく重なったため、地震動が大きくなっている可能性がある。

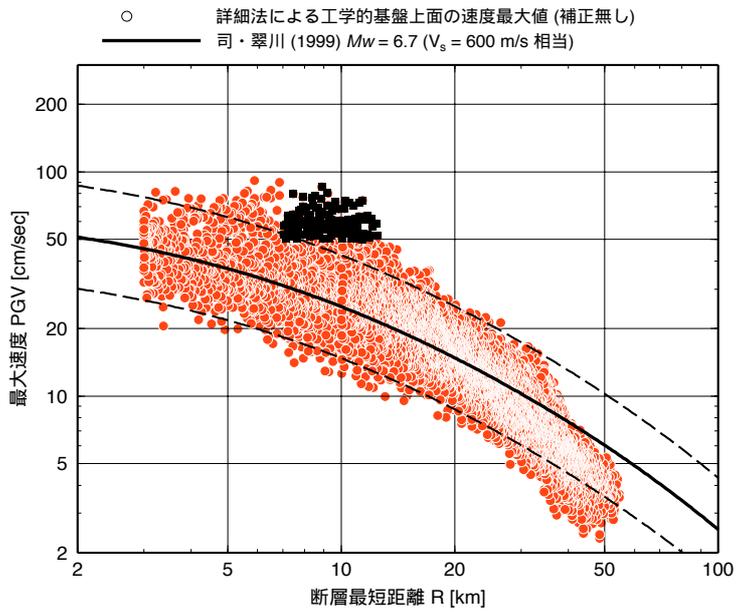
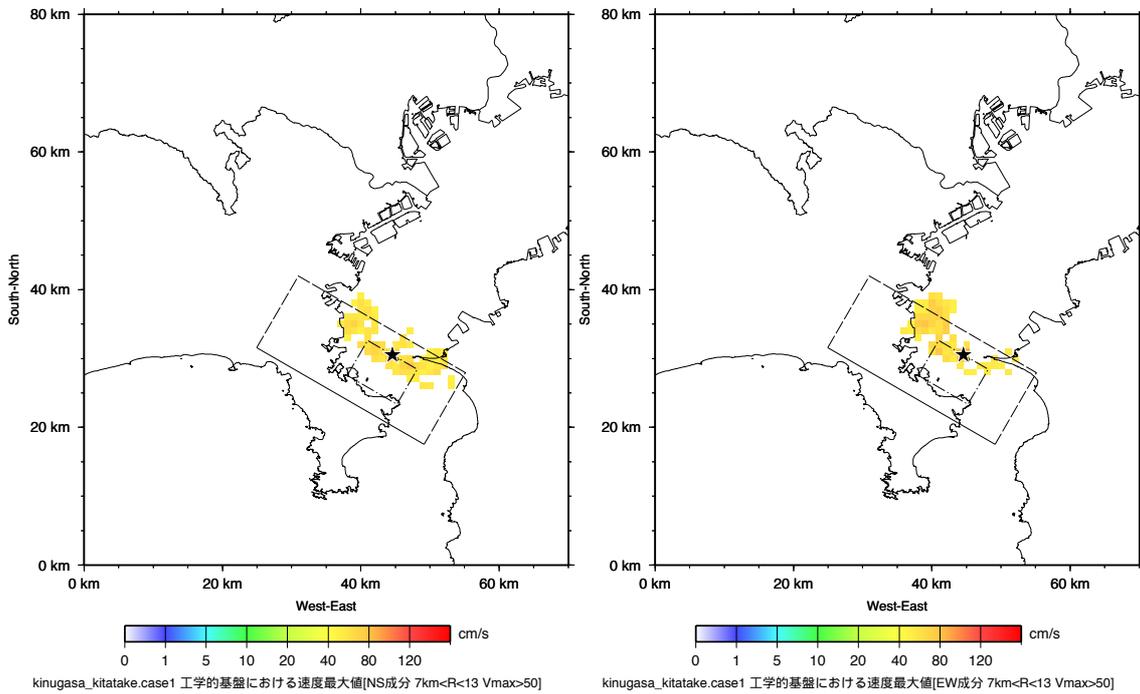


図 7-1 既往の距離減衰式の標準偏差以上となる地点群 (図中■)
 [衣笠・北武断層帯による地震]



NS 成分

EW 成分

図 7-2 既往の距離減衰式の標準偏差以上となる地点群の位置

・ 詳細法による地表における地動強さ

全ケースで、最大速度（図 6.3-15、図 6.4-15、図 6.5-15、図 6.6-15）及び震度（図 6.3-16、図 6.4-16、図 6.5-16、図 6.6-16）は工学的基盤と同様、アスペリティからの距離に応じて減衰する分布となっている。基本ケースである武山断層帯のケース 1 では、アスペリティ直上の横須賀市とその周辺で震度 7 地点も見られ、三浦半島のほぼ全域で震度 6 弱以上となっている。藤沢や川崎では震度 5 強ないし震度 6 弱となっている。他のケースでケース 1 とは異なる特徴的な点を以下に挙げると、

- ・ 武山断層帯のケース 3 では三浦半島の南部において震度 6 強の地域が広がっている。これは同地域で工学的基盤の最大速度が大きいことに加えて、表層の増幅率が大きいことが主な原因である。
- ・ 工学的基盤での地震動強さが影響して、武山断層帯のケース 2 では震度 7 の非常に強い揺れの領域が、アスペリティ直上付近に広く認められる。
- ・ 衣笠・北武断層帯地震は断層面積が大きいため、藤沢付近でも震度 6 強以上の領域がみられるなど、広範囲に震度 6 強の地点が分布している。

・ 簡便法と詳細法との比較

簡便法と比較して詳細法では、特に断層近傍で断層破壊性状を反映した複雑な地震動強さ分布となった。例えば簡便法では計算されなかった震度 7 弱の領域が詳細法ではアスペリティ直上に現れていることや、その領域の広さがアスペリティ位置に依存していること、ケース 3 では断層破壊伝播の効果で三浦半島南部に震度 6 強の領域が現れたこと等が指摘される。

8. まとめ

想定三浦半島断層群地震の地震動予測結果のまとめと今後の課題について以下に示す。

・簡便法による地震動強さについて

基本ケースである武山断層帯のケース1では、断層直上の横須賀市付近で震度6弱程度となった。震源から離れるに従い地震動強さは弱まり、震源から30km程度離れた川崎や平塚で震度5強となった。衣笠・北武断層帯は断層面積が大きいため震度6弱の領域が平塚まで延びるなど、最大加速度、最大速度、計測震度ともに武山断層帯の予測結果を上回った。

・詳細法による地震動強さについて

全ケースにおいて、工学的基盤での最大速度は基本的に、アスペリティの直上付近で最大となり、アスペリティからの距離に応じて減衰する分布となった。基本ケースである武山断層帯のケース1では、アスペリティ直上では100cm/s程度、藤沢や川崎で30cm/s程度となった。

断層の極近傍である三浦半島内の結果を大きくみると、衣笠・北武断層帯と武山断層帯のケース1が同レベル、更にケース3、ケース2の順番に全体的にみて地震動が大きくなる。ケース2が最も大きい理由はアスペリティが地表に最も近いこと、ケース3がケース1より大きい理由は断層面が高角で断層の破壊伝播効果がより顕著に現れたことによると考えられる。三浦半島以外の地域では断層面の大きい衣笠・北武断層帯が藤沢付近まで60cm/s程度となるなど大きい地震動となった。距離減衰式と工学的基盤の最大速度の比較では、基本ケースである武山断層帯のケース1と衣笠・北武断層帯地震では最大速度の平均が距離減衰式と対応していることから、既往の観測波形の平均的な速度最大値と対応すると考えられる。また、このことから同ケースでは詳細法による予測は簡便法と平均的にはほぼ対応すると考えられる。

地表の最大速度や震度分布の特徴も基本的に工学的基盤と同様であるが、表層地盤の増幅によりさらに複雑な分布となった。武山断層帯のケース3では破壊伝播効果と表層増幅が原因で震度6強以上の領域が三浦半島の南部に

広く形成された。また断層面積が広い衣笠・北武断層帯地震の結果では藤沢付近でも震度 6 強以上の領域がみられるなど、他のケースと比べて広範囲に震度 6 強の地点が分布した。

・ 詳細法と簡便法との比較

簡便法と比較して、詳細法では特に断層近傍で断層の破壊性状を反映した地震動強さとなった。この例として、簡便法では評価されなかった震度 7 の領域が詳細法ではアスペリティー直上に現れていること等が指摘される。このことは特に断層近傍においては詳細法による予測が重要であることを表している。

・ 今後の課題

アスペリティーや破壊開始点の位置は強震動の諸特性（その強さも含む）に大きく影響するにもかかわらず、未だ精度良く推定できないのが現状である。今回は限られた検討ケースの結果であり、今後複数のアスペリティーや破壊開始点の位置の組み合わせで強震動評価することが重要と考えられる。またアスペリティーの位置をより精度良く推定するための情報の収集と研究の蓄積が一層必要である。地下構造に関しては観測波を用いた検証等が十分になされておらず、今後検証と改良を進めてゆく必要があると考えられる。

付録 三次元有限差分法

(1) 手法の概要

有限差分法は有限要素法とならんで解析領域全体を離散化して解く方法（領域法）の代表的なものである。具体的には、対象領域内に配置された離散化された節点(格子点)において、波動場を記述する波動方程式の変数にテーラー展開を適用し微係数を差分近似することで格子点での値に関する連立一次方程式（差分方程式）を作成し、これを逐次解いていく方法である。

格子点毎に独立に物理定数が付与できるので不均質性が強い場の問題を解くのに適するほか、非線形の問題にも適用でき、応用範囲が広い。解き得る問題の規模は計算機の記憶容量と計算時間に依存するが、差分法の計算アルゴリズム自体がベクトル化に適しており、他の手法と比べて大規模な数値演算が容易に行える利点がある。また、他の領域型の離散化手法と同様にすべての格子点での応答が同時に得られるので、可視化の技法を使えば地動の面的分布は容易に表現できる。しかし、次に示すような領域法に属する離散化手法が避けて通れない難点がある。第一は、空間上の離散化された格子点すべてに地盤の弾性定数を与えなければならず扱うデータ量が膨大となることである。第二は空間上の離散化によって生じる数値誤差のため計算精度に留意する必要がある、適用できる周波数帯域は格子点間隔から決まる特定の周波数よりも低周波数側に限定されることである。第三は地盤の半無限性（無限境界）の扱いが完全ではないことである。これらに加え、次のような差分法特有の問題点があげられる。差分格子は一般的には等間隔の直交格子が基本となるため、格子点の配置に有限要素法のような融通性がなく複雑な境界条件の扱いも容易ではない。例えば、凹凸がある地表面の応力解放条件を満足させるのは容易ではない。時空間上の有限差分法では計算効率が陰解法と比べて格段に優れている陽解法を採用するのが普通である。陽解法とは各時間ステップ毎の各格子点における解をその点自身とその極く近傍の格子点の数ステップ前までの解を用いて、式を解かずに直接計算するだけで求める方法であり、陰解法に比べて計算に必要な記憶容量が非常に少なく済み、計算時間も大幅に短縮されるという利点がある。しかし、陽解法を採用する場合、空間および時間の離散化において数値安定性を考慮する必要がある、空間的に変化するQ値を導入する場合、近似的な扱いとならざるを得ない。上

述したようないくつかの難点もあるが、有限要素法と比べて簡便で計算時間が速いので、最近では大規模な領域を対象とした地震波の波動伝播問題によく用いられている。

(2) 地盤および波動伝播特性のモデル化と精度

・ 格子点の配置

媒質の離散化における格子点（グリッド）の配置方法として、食い違い格子あるいはスタガードグリッド（staggered grid）と呼ばれるものを用いる。これは、変位（あるいは速度）を評価する格子点と応力を評価する格子点を格子点間隔 h の半分だけずらす方法である（例えば、Virieux and Madariaga, 1982）。変位勾配から歪み・応力が決まるという物理的な性質をよく表しており自然であり、数値安定性が向上する利点がある。ただし、変位（あるいは速度）の各成分の格子点が互いに異なる点にあるため、厳密には同一点での値を求めることができない不自由さがある。図 A-1 に Graves (1996) の論文に記載されている食い違い格子の模式図を示す。図中、速度の各成分は黒印の点で計算され、応力の各成分は、その黒印の点から半グリッド ($h/2$) だけずれた白印の点で計算される。また、媒質を規定するパラメータである密度およびラーメの定数（密度、P波速度、S波速度を与えればラーメの定数は一意に定まる）は白丸の点毎に独立に与えられる。

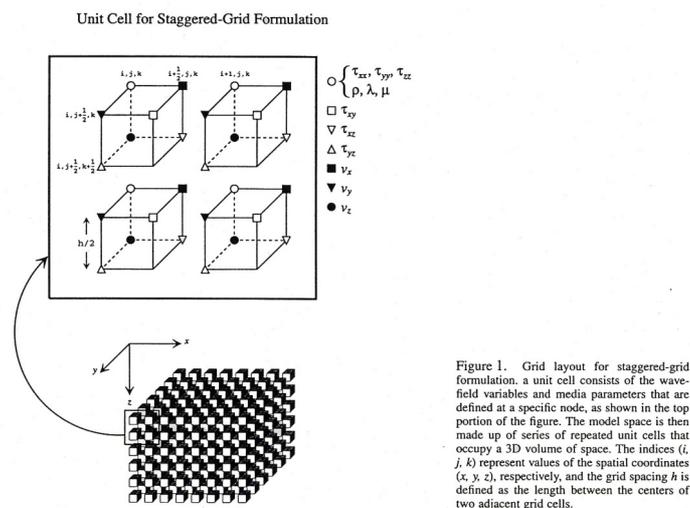


Figure 1. Grid layout for staggered-grid formulation. a unit cell consists of the wavefield variables and media parameters that are defined at a specific node, as shown in the top portion of the figure. The model space is then made up of series of repeated unit cells that occupy a 3D volume of space. The indices (i, j, k) represent values of the spatial coordinates (x, y, z) , respectively, and the grid spacing h is defined as the length between the centers of two adjacent grid cells.

図 A-1 食い違い格子の模式図

- ・ 離散化誤差と数値安定性

微分演算の差分近似は、微分点の前後での値の変化が十分に小さいことを仮定してテーラー展開を用いて誘導されるので、離散化誤差を小さくするためには格子点間隔を対象波長に対して小さく選ぶ必要がある。格子点間隔を対象波長の何分の一以下にすべきかは差分方程式の近似度（あるいは精度ともいう）によって決まる。微分法の値は近似度4（4次精度）の場合、その周囲の4つの格子点の値から定まる。三次元波動場の計算に最近よく用いられる差分法は空間に関して近似度4のものが多い（例えば、Frankel and Vidale、1992; Graves、1996; Pitarka、1999）。実際の計算上の精度を確保するための格子点間隔は、空間に関して近似度4の場合、対象波長の5分の一以下にする必要がある（Levander、1988）。それよりも短い波長の波は減衰させられる（例えば、Buell、1991; 竹中、1993）と同時に位相速度の変化（数値分散）が顕著になる。波動方程式を陽解法型の差分方程式に近似して解く場合の差分スキームの安定性を確保するための必要条件は、単位の時間ステップ Δt だけ経過したときの波面の進行距離が単位のグリッド内におさまるという条件である。この場合、グリッド間隔 h の等間隔グリッドを用いた三次元差分方程式では、最速波の速度を V_{\max} とすると時間ステップ Δt は以下の条件を満足しなければならない（Graves、1996）。

$$\Delta t < 0.495h/V_{\max} \quad (\text{A-1})$$

- ・ 吸収境界条件

計算機的能力に限界があることから、有限差分法でモデル化できる媒質の範囲（計算領域）は限られる。計算領域の境界面に何らの境界条件も与えないとこれらの面は剛体壁（固定端）として振る舞うため、この面に達した波は完全反射して計算領域内に戻ってきてしまう。しかし、実際の地盤にこのような壁は存在しない。この計算上の反射波を防ぐには、十分大きな計算領域を設定し、反射波が着目地点に戻ってくる前に計算を打ち切る必要がある。しかし、この方法では計算する地震波の継続時間が長ければ長いほど計算領域を大きくとらなければならなくなり、記憶容量、計算時間とも膨大になってしまう。そこで計算領域を必要以上に大きくとらない方法として、境界面に入射した波が吸収される吸収境界条件（absorbing

boundary condition) が開発された。この吸収境界条件としては Clayton and Engquist(1977)のものが有名であるが、この吸収境界条件だけでは反射波の抑止が完全ではない。そこで最近では、境界面から 20 あるいは 30 点の格子点を帯状の波動吸収領域として用い、この中では時間ステップ毎に波の振幅に指数関数を乗じ振幅を徐々に減少させる方法 (Cerjan et al., 1985) が用いられている。Graves(1996)、Pitarka(1999)の有限差分法では、Clayton and Engquist(1977)の吸収境界条件と Cerjan et al.(1985)の帯状の吸収領域が併用されている。

- ・ 地表面における応力解放条件

直交格子を基本とする有限差分法で地表面における応力解放条件を満足させ、かつ数値安定性を確保することはそう簡単ではない。有限差分法で地表面を扱う方法の一つは自由地表面での応力零の条件を陽に定式化する方法である (Zero - stress formulation)。地表面が水平な場合には場の逆対称性を利用して応力零の条件を満足するために必要な地表面上および地表面より上の空中の格子点の変位や応力の値を容易に計算できる (例えば、Levander, 1988; Graves, 1996; Pitarka, 1999)。この場合には数値的な安定性が確保され精度もよい。しかし、この方法を凹凸がある地表面に適用することは難しい。

- ・ Q 値

媒質の一般的な非弾性減衰を考慮するには応力と歪みとのコンボリューションの操作が必要となるため単純な陽解法を維持できなくなり、計算に必要な記憶容量や計算時間が格段に増大する (例えば、Emmerich and Korn, 1987)。そのため、これまでの有限差分法の計算では Q 値の効果を無視する場合が多い (例えば、Yomogida and Etgen, 1993; Olsen and Archuleta, 1996)。最近、近似的扱いにより陽解法を維持したまま空間的に変化する Q 値の効果を有限差分法に導入するテクニックが提案され、その有効性の確認が行われている (Graves, 1996)。このテクニックでは、限られた帯域波の計算を前提に非弾性減衰による位相速度の分散性を無視し、P 波と S 波の Q 値を区別せずに周波数に比例する Q 値を仮定することで、各時間ステップの

速度場および応力場に指数関数型の減衰項を乗じる操作を施す。強震記録から推定されたQ値に関する多くの既往の研究ではQ値が周波数にほぼ比例する結果となっている。これらの研究で用いた記録の分解能からは約1Hzよりも低周波数帯域でQ値が周波数に比例するのかどうか定かではないが、約1Hzより高周波数帯域の観測結果に基づけば、Graves (1996)の周波数比例のQ値の仮定は不自然ではない。ただし、この方法ではP波とS波のQ値を区別できない。

(3) 震源のモデル化

断層面上の滑り時間関数や破壊時刻といった運動学的パラメータを先験的に与える運動学的断層モデルの場合、有限差分法のような領域法に属する離散化手法で最も問題なのは、一つの格子点にダブルカップルを厳密に作用させるのが簡単ではないことにある。この問題点の解決法として、分布震源を用いる方法とソースボックス法の二通りがある（竹中、1993）。前者は有限な広さを持つ複数の格子点にそれぞれ異なった向きのシングルフォースを作用させることで分布震源としてダブルカップルを近似的に表現する方法である（Aboudi、1971）。この方法は簡便なことからよく用いられてきた（例えば、Frankel et al.、1992）。最近、Graves (1996)はこの方法と食い違い格子（スタガードグリッド）との取り合わせがよいことに着目し、三次元場の食い違い格子におけるモーメントテンソルの表現式を導いている。Pitarka (1999)でもGraves (1996)と同様の方法でダブルカップルの点震源をモデル化している。

(4) 不等間隔格子による有限差分法

本検討では、不等間隔格子を用いたPitarka(1999)の有限差分法により計算を行う。不等間隔格子の模式図を図A-2に示す。有限差分法による計算を行う際には、計算の対象とする媒体を直方体の格子点に離散化する。この時、計算の安定条件を満たすために、格子間隔は(A-1)式と次の(A-2)式を満たす必要がある。

$$f < V_{\min} / (6h) \quad (\text{A-2})$$

ここで、 f は最大周波数(Hz)、 V_{\min} (km/s)はモデル内の媒質の伝播速度のう

ち最も遅い速度、 h (km)は最小格子間隔である。

また、用いる格子点数はすなわち必要とする計算機のメモリ量となるため、同じメモリ量を使用できる場合はより大きな領域を計算できる。

以上の理由により三次元盆地構造を考慮した地震動の計算に不等間隔格子による有限差分法を用いた。

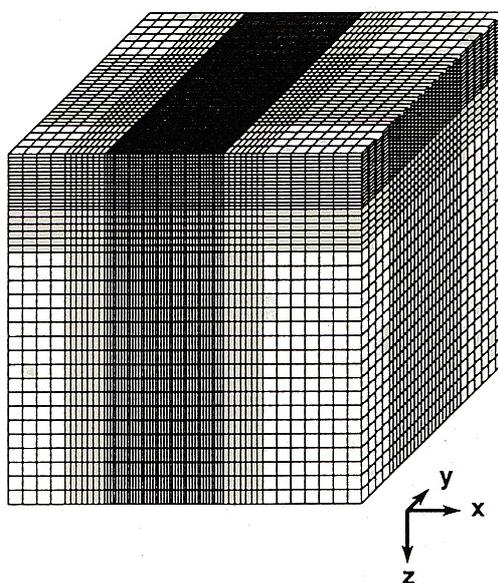


図 A-2 不等間隔格子の模式図

参考文献

- Aboudi, J. (1971) : Numerical simulation of seismic sources, *Geophysics*, 36, 810-821.
- 天野一男・伊藤健二 (1990) : 南部フォッサマグナの形成—堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス—、*地質学論集*、No.34、45-56.
- 天野一男・マーティン J. アンドリュー・田中館宏橘・金栗 聡・依田直樹・会津隆 (1999) : 島弧 島弧衝突テクトニクスと堆積盆の形成 南部フォッサマグナを例として 、*構造地質*、No.43、11-20.
- Asano, S., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, H. Okada, S. Suzuki, T. Masuda, H. Murakami, N. Nishide, and H. Inatake (1982): Crustal structure in Izu peninsula, central Japan , as derived from explosion seismic observations 1. Mishima-Shimoda profile. *J. Phys. Earth*, Vol.30, 367-387.
- Asano, S., K. Wada, T. Yoshii, M. Hayakawa, Y. Misawa, T. Moriya, T. Kanazawa, H. Murakami, F. Suzuki, R. Kubota, and K. Suyehiro (1985): Crustal structure in the northern part of the Philippine sea plate as derived from seismic observations of Hatoyama-Off Izu peninsula explosions. *J. Phys. Earth*, Vol.33, 173-189.
- Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508.
- 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 coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.74, 1615-1621.
- Buell, J. C. (1991): A Hybrid Numerical Method for Three-Dimensional Spatially-Developing Free-Shear Flows, *J. Comput. Phys.*, 95, 313-338..
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshef (1985) : A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equations, *Geophysics*, 50, 705-708.
- 千葉県 (1999) : 平成 10 年度 地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造探査成果報告書および別冊微動アレー参考資料.
- 千葉県 (2000) : 平成 11 年度 地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査成果報告書.

- 千葉県 (2001) : 平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査
成果報告書.
- 千葉県 (2001) : 関東平野 (千葉県西部地域) の地下構造調査、2002 年活断層調
査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集、59-68.
- 千葉県 (2002) : 平成 13 年度 地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造探査
成果報告書.
- Clayton, R. and B. Engquist (1977) : Absorbing Boundary Conditions for Acoustic and
Elastic Wave Equations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1529-1540.
- 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($M_{JMA}7.9$)の広帯域強震動評価、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.
- Emmerich, H. and M. Korn (1987) : Incorporation of Attenuation Into Time-Domain
Computations of Seismic Wave Fields, *Geophysics*, 52, 1252-1264.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川 功 (1997) : 浅層反射法弾
性波探査による関東平野中央部の地下地質構造、*地球科学*、Vol.51、15-28
- Frankel, A. and J. Vidale (1992) : A Three-Dimensional Simulation of Seismic Waves
in the Santa Clara Valley, California, From Loma Prieta Aftershocks, *Bull.
Seism. Soc. Am.*, 82, 2045-2074.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳 (1988) : 関東平野の地下地質と地層流体、地質
学論集、No.31、5-40.
- Geller, R. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes,
Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 5, 1501-1523.
- Graves, R. W. (1996) : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media
Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- 浜田宏司・金子史夫・山田敏博・土井俊雄 (1990) : 人工地震探査によって求め
た埼玉県における深い地盤構造とやや長周期地震動の特性について、*応用
地質年報*、No12、13-37.

- 長谷川 功 (1988) : 地震探査から見た関東平野の基盤構造、地質学論集、No.31、41-56.
- 長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・栗田泰夫・渡辺史郎・鈴木尉元・小玉喜三郎・牧本博・酒井彰 (1987) : 屈折法による地下探査-房総半島, 「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書.
- 長谷川功・伊藤公介・高橋学・飯塚 進 (1989) : 上矢作 伊豆大島測線の地下構造、日本地震学会講演予稿集、No2、C06.
- 長谷川功・伊藤公介・佐藤隆司・楠瀬勤一郎・小野晃司・相原輝雄・渡辺史郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・栗田泰夫 (1983) : 首都圏北部の地下構造、日本地震学会講演予稿集、No. 1、A46.
- 長谷川功・伊藤公介・渡辺史郎・駒澤正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舎利行・杉原光彦 (1992) : 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造、日本地震学会講演予稿集、No2、C40.
- 長谷川功・駒澤正夫 (1990) : 関東平野の基盤構造. 地質ニュース、No.432、pp.37-44.
- 長谷川功・佐藤隆司・伊藤公介・鈴木尉元・小玉喜三郎・奥田庸雄・佐藤堅司・高梨祐司・楡井久・原雄・樋口茂生・古野邦雄・水上雅義・飯塚進 (1984) : 夢の島～大洗の地下構造、日本地震学会講演予稿集、No2、C60.
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公雄・須田芳郎・小川健三・北島真理子 (1976) : 20 万分の 1 地質図「静岡・御前崎」、地質調査所.
- 稲崎富士・倉橋稔幸 (1995) : 東京湾口部での音波探査記録に認められたダイヤピル様構造、日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨.
- 石田瑞穂 (1990) : 関東・東海地域の地震活動とプレート構造、地質ニュース、432、18-26.
- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., 97, 489-513..
- 伊藤公介・長谷川 功・佐藤隆司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・高橋 学・渡辺司郎・横倉隆伸・小玉喜三郎 (1987) : 屈折法による地下構造調査 房総半島地域、「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書、pp.173-183、科学技術庁研究開発局.

- 岩田知孝・入倉孝次郎・松波孝治・松井一郎・篠崎祐三・堀家政則・青木義彦・尾崎昌弘・辻本厚詞・横田 裕 (1989) : $\tau - p$ 法による足柄平野の表層構造の推定、地震学会講演予稿集、No. 2、A27.
- 岩淵 洋・加藤幸弘・浜本文隆・近藤 忠・進林一彦 (1991) : 相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査、海洋調査技術、Vol. 3、39-51.
- Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion(JESG) (1991) : Ashigara Valley Blind Prediction Test.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981): Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, 2011-2038.
- 垣見俊弘・鈴木尉元 : 「関東地方の地震と地殻変動」、ラテイス社、1974.
- 神奈川県 (1996) : 平成 7 年度 地震関係基礎調査交付金 伊勢原断層に関する調査 成果報告書.
- 神奈川県 (1997) : 神奈川県活断層調査成果報告書 伊勢原断層・北武断層群 (概要版)、15p.
- 神奈川県 (2000) : 平成 11 年度 地震関係基礎調査交付金 神奈川県地下構造調査 成果報告書、73p.
- 神奈川県 (2000) : 関東平野南部 (神奈川県・横浜市・川崎市) の地下構造、第 1 回堆積平野地下構造調査研究報告会予稿集、19-50.
- 神奈川県(2001a) : 平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地域活断層 (三浦半島断層群) 調査報告書.
- 神奈川県(2001b) : 平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県地下構造調査成果報告書.
- 神奈川県 (2002) : 平成 13 年度 地震関係基礎調査交付金 神奈川県地下構造調査報告書.
- 神奈川大荏本研究室 (2001) : 微動観測による南足柄市の表層地盤振動特性評価に関する研究、神奈川大学工学部研究報告書.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 82, No. 20, 2981-2987.
- 神野達夫 (1999) : 微動アレー観測による足柄平野の地下構造の推定、物理探査学会第 100 回学術講演会論文集.
- 関東地方土木地質図編纂委員会 (1996) : 関東地方土木地質図・同解説.

- 笠原敬司・田中環・井川猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生（2002）：足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS,91-TAN データの再解析、地震研究所彙報、Vol.77、181-189.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・清水祥四郎（1991）：足柄平野 国府津・松田断層を横切る地震波反射断面、地震学会講演予稿集、No. 2、324.
- 加藤 茂（1984a）：東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査、水路部研究報告、No.19、pp.1-57.
- 加藤 茂（1984b）：東京湾の海底地質構造、地学雑誌、Vol.93、1-14.
- 加藤 茂（1988）：音波探査断面から見た東京湾の地下構造、地質学論集、No.31、75-84.
- 木村政昭（1976）：20 万分の 1 海洋地質図「相模灘及付近海底地質図」、海洋地質図 3、地質調査所、9p.
- 小林啓美・嶋 悦三・瀬尾和大（1985）：首都圏南西部の地下構造に関する研究、川崎市の震災予防に関する調査報告書、1-42.
- 小林啓美・衣笠善博・鈴木英治・井川猛・溝畑茂治（1996）：千葉県印旛郡における反射法探査、日本地震学会講演予稿集、No2、P13.
- 国土庁計画調整局・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.
- 駒澤正夫・広島俊男・長谷川功・村田泰章・杉山雄一（1997）：重力構造図、50 万分の 1 活構造図 8 「東京」（第 2 版）、地質調査所.
- 倉橋稔幸・稲崎富士（1997）：東京湾口部海底の地質区分と物性、土木技術資料 39-1、50-55.
- Levander, A. R. (1988) : Forth-Order Finite-Difference P-SV Seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p.74.
- 松田時彦（1989）：南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味、月刊地球、Vol.11、522-525.
- 松田時彦（1993）：相模湾北西部地域の地震テクトニクス、地学雑誌、Vol.102、354-364.
- 松岡昌志・翠川三郎（1993）：「国土数値情報を利用した地盤の平均 S 波速度の推定」、日本建築学会構造系論文報告集、第 443 号、65-71.

- 松岡昌志、翠川三郎 (1993) : 国土数値情報を利用した広域震度分布予測、日本建築学会構造系論文報告集、第 447 号、51-56.
- 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、日本建築学会.
- Matsuoka, M. and S. Midorikawa (1994) : GIS-BASED SEISMIC HAZARD MAPPING USING THE DIGITAL LAND INFORMATION、第 9 回日本地震工学シンポジウム、1994.
- 松岡達郎・白石英孝・梅沢夏実 (2000) : 深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討 深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析、物理探査、Vol.53、12-28.
- 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、Vol.1、51-56.
- 三梨 昂・小野晃司・須田芳郎 (1980) : 20 万分の 1 地質図「横須賀」、地質調査所.
- 三梨 昂・須田芳郎 (1980) : 20 万分の 1 地質図「大多喜」、地質調査所.
- 宮腰研・岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努 (1991) : 小田原市における微動を用いた地下構造探査、日本地震学会講演講演予稿集、No1、C42-09.
- 宮腰研・岡田広・松島健・笹谷努・森谷武男・凌甦群・齋藤誠治 (1994) : 小田原市における ESG Blind Prediction Test Sites の地下構造 微動探査による推定、地震 2、Vol.47、273-285.
- 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、第 2 輯、第 53 卷、第 1 号、1-9.
- 仲西理子、塩原 肇、日野亮太、小平秀一、金澤敏彦、島村英紀 (1994) : 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明 - エアガン-海底地震計探査による銭洲海嶺、南海トラフ東部の地殻構造 -、地震 第 2 輯、47、311-331.
- 中山俊雄・中村正明・松延隆志 (1998) : 浅層反射法弾性波探査による足立区北部の地下地質構造、都土木技研年報、235-244.
- 日本地図センター (1994) : 数値地図ユーザズガイド (改定版) .
- 日本道路公団 (1983) : 設計要領 第一集、第一編土工、28-29.
- 日本道路協会 (1990) : 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編.

- 西澤あずさ・金澤敏彦・岩崎貴哉・島村英紀 (1991) : 海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造 (2)、日本地震学会講演予稿集、No. 2、C43.
- 落合努・神奈川大荏本研究室 (2001) : 高密度微動観測を用いた相模平野の3次元地盤構造の推定と地震伝播特性に関する研究、神奈川大学大学院工学研究科建築学専攻修士論文.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本慎一 (1999) : 20万分の1海洋地質図「駿河湾海底地質図」、海洋地質図52及び説明書、地質調査所、44p.
- 沖野郷子・西澤あずさ・浅田昭 (1994) : 相模湾北西部の地殻構造探査、水路部研究報告、No.30、383-393.
- Olsen, K. B. and R. J. Archuleta (1996) : Three-Dimensional Simulation of Earthquakes on the Los Angeles Fault System, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 575-596.
- 大久保秀一・戸野 聡・渡子直記 (1990) : 房総半島沖堆積盆の形成機構、地質学論集、No.34、21-30.
- 大森昌衛・端山好和・堀口万吉 (1986) : 日本の地質3「関東地方」、共立出版株式会社、335p.
- 太田陽子・山下由紀子(1982) : 三浦半島の活断層詳細図の試作、活断層研究、10、9-26.
- Pitarka, A. (1999) : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光夫・宇野沢 昭・岡 重文・広島俊男・駒澤正夫・村田泰章 (1987) : 20万分の1地質図「東京」、地質調査所.
- 佐竹健治・石田瑞穂・杉山雄一 (1997) : 地震構造図, 50万分の1活構造図8「東京」(第2版)、地質調査所.
- 佐藤良輔編著 (1995) : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック、鹿島出版会
- 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、第461号、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、第462号、79-89.

- Sato, T., D. V. Helmberger, P. G. Somerville, R. W. Graves and C. K. Saikia (1998): Estimates of Regional and Local Strong Motions during the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake (Ms 8.2). Part 1: Source Estimation of a Calibration Event and Modeling of Wave Propagation Paths, *B.S.S.A.*, 88, 1, 183-205.
- Sato, T., R.W.Graves and P.G.Somerville (1999): Three-Dimensional Finite-Difference Simulations of Long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake (M_j 5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake (M_s 8.2) in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, No.3, 579-607, 1999.
- 佐藤泰夫 (1978): 弾性波動論, 岩波書店.
- Sekiguchi, H., K.Irikura, T.Iwata, Y.Takehi, and M.Hoshiba (1996) : Minute Location of Faulting beneath Kobe and the Waveform Inversion of the Source Process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, Earthquake Using Strong Ground Motion Records, *J. Phys. Earth*, 44, 473-487.
- 関口渉次 (2000): 関東東海中部地域最上部マントル 3 次元 P 波および S 波速度構造、地震 第 2 輯、53、137-151.
- 石油公団 (2000) : 平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「房総沖浅海域」、63p.
- 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報告集, 第 523 号, 63-70.
- 嶋悦三、柳沢馬住、座間信作、Albert Veloso (1983) : 千葉県中部の地下構造、日本地震学会講演予稿集、No1、B90.
- Somerville, P., K.Irikura, R.Graves, S.Sawada, D.Wald, N.Abrahamson, Y.Iwasaki, T.Kagawa, N.Smith, A.Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismo. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- 杉山雄一・遠藤秀典・廉澤 宏・下 泰彦 (1995) : 音波探査による首都圏の伏在活断層、物理探査、Vol.48、490-503.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄 (1997) : 活構造図, 50 万分の 1 活構造図 8 「東京」(第 2 版)、地質調査所.
- 鈴木宏芳 (1996) : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造、防災科学技術研究所研究報告、No.56、77-123.

- 鈴木宏芳 (2001) : 深井戸を用いた首都圏での地震観測と基盤構造、月刊地球号外, Vol.34、128-135.
- 鈴木宏芳 (2002) : 関東平野の地下地質構造、防災科学技術研究所研究報告、No.63、1-19.
- 鈴木宏芳・広部良輔・渡辺健 (1993) : 人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査、防災科学技術研究所報告、No.51、23-40.
- 鈴木慰元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝充・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座英一 (1995) : 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版)、特殊地質図 20、地質調査所
- 鈴木宏芳・小村健太郎 (1999) : 関東地域の孔井データ資料集、防災科学技術研究所研究資料、No.191、80p.
- 武村雅之 (1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係、地震、第 2 輯, 第 43 卷, 第 2 号, 257-265.
- 竹中博士 (1993) : 不整形地盤における波動伝播の数値解析法、地震 2, 46, 191-205.
- Terzaghi, K. & R.B.Peck (1948) : Soil Mechanics in Engineering Practice.
- 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, 1997 年合同大会予稿集, 103.
- 植竹富一・工藤一嘉 (2001) : LOVE 波分散性から評価した足柄平野とその周辺地域の三次元 S 波速度構造、地震 2、Vol.54、281-297.
- 宇野沢 昭・岡 重文・坂本 亨・駒澤正夫 (1983) : 20 万分の 1 地質図「千葉」、地質調査所.
- Virieux, J. and R. Madariaga (1982) : Dynamic Faulting Studied by a Finite Difference Method, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 345-369.
- Wald and Somerville (1995) : Variable-Slip Rupture Model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and Body-Waveform Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 159-177.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No.4, 974-1002.

- Yamamizu, F. (1996) : Down-Hole Measurements of Seismic Wave Velocities in Deep Soil Deposits beneath the Tokyo Metropolitan Area. Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 56, 1-32.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (2000) : 深谷断層周辺における反射法地震探査 江南台地と妻沼低地の地下構造、地震 2、Vol.53、115-125.
- 山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大 (1998) : 表層の地盤特性を拘束条件とした S 波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価、地震 2、Vol.51、193-202.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大 (1999) : 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測 川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定、地震 2、Vol.51、355-365.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎 (1986) : 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 (2) 黒川-岡津測線および長津田測線の地下構造、地震 2、Vol.39、607-620.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬住 (1988) : 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 (3) 1983、1984 年に実施された人工地震データの総合的解析、地震 2、Vol.41、527-539.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・嶋悦三・野沢 貴 (1993) : 人工地震による首都圏南西部の地下構造 (5)、日本地震学会講演予稿集、No1、D22-07
- 山中浩明・山田伸之 (2002) : 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築、物理探査、Vol.55、53-65.
- 山崎晴雄 (1993) : 「しんかい 2000」による相模海丘北西端部の地形・地質調査、しんかいシンポジウム報告書、191-203.
- Yamazaki, K., M. Minamishima and K. Kudo (1992): Propagation Characteristics of Intermediate-Period (1-10 Seconds) Surface Waves in the Kanto Plain, Japan, J. Phys. Earth, 40, 117-136.
- 矢島敏彦 (1981) : 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造、地質学論集、No.20、187-206.
- 横井康孝、平田直、浅田昭 (1993) : エアガン 海底地震計探査による相模湾北部の地殻構造 (3)、地球惑星科学関連学会合同学会予稿集、F41-09.

参考文献

- Yomogida, K. and J. T. Etgen (1993) : 3-D Wave Propagation in the Los Angeles Basin for the Whitter-Narrows Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1325-1344.
- Yoshii, T., Shuzo Asano, Susumu Kubota, Yoshimi Sakai, Hiroshi Okada, Tetsu Masuda, Takeo Moriya, and Hiroshi Murakami (1985) : Crustal Structure in IZU Peninsula, Central Japan, as Derived From Explosion Seismic Observations 2. Ito-Matsuzaki Profile. Journal of Physics of the Earth, Vol.33, 435-451.
- 座間信作・柳沢馬住・嶋悦三 (1985) : 千葉県中部の地下構造 (2) 簡単な走時計算法とその適用、日本地震学会講演予稿集、No. 2、B52.

謝辞

本検討は、地震調査研究推進本部地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に実施された。検討作業では、株式会社大崎総合研究所の早川崇氏、佐藤俊明氏、及び、応用地質株式会社の森野道夫氏、濱田俊介氏、滝沢文教氏、篠原秀明氏に御協力を頂いた。

