

第2章 改良経験式の連動型地震に対する適用性と信頼性の向上に資する検討

2-1 概要

昨年度、東北地方太平洋沖地震及びその余震によるデータ等を用いて、長周期地震動の経験式の改良を行った。改良経験式は、観測点がある地点のみで計算が可能であった。そこで、今年度は、改良経験式による任意の建設地点での評価方法を検討する。また、南海トラフ沿いの巨大地震や東北地方太平洋沖地震のような連動型地震に対する、震源モデル設定方法を検討し、地震動作成手法、設定手法の適用性の検討を行う。そして、内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震(Mw9.0)の震源モデルに基づき、長周期地震動を作成し、内閣府(2012)が公開している地震動(周期3秒程度以下が有効範囲)との比較を行う。これらの検討の中で、各種ばらつきを評価し、地震動設定手法を検討する。

昨年度作成した改良経験式の概要を、以下に示す。

周期 T の関数である減衰定数5%の絶対加速度応答スペクトル $S_A(T)$ を、 M_w と断層最距離 R [km] をパラメータとする(1)式で表現される。

$$\log_{10} S_A(T) = a_1(T) M_w + a_2(T) M_w^2 + be(T)R + bw(T)R - \log_{10}(R^p + d(T)10^{0.5M_w}) + c_0(T) + c_j(T) + cw_j(T) \quad (2.1-1)$$
 T は、0.1~10.0秒で55ポイントで定義した。 a_1 、 a_2 、 be 、 bw 、 d 、 p 、 c_0 、 c_j 、 cw_j は回帰係数である。このうち、 a_1 、 a_2 は、震源特性を表現する回帰係数であり、この改良経験式では M_w^2 項を導入している。 be 、 bw は、太平洋プレートの地震、フィリピン海プレートの地震の内部減衰に関する伝播特性を表す係数であり、地震によりいずれかの係数が選択され、選択外の係数は0となる。同様に、 c_j 、 cw_j は、観測点でのサイト係数であり、周期1秒以上における 10° 、 10^{cw} を地盤増幅率と呼ぶ。関東平野の1都6県にある T_z が1秒以上の観測点において、フィリピン海プレートの地震を対象とする場合は、 cw_j を選択し、それ以外は c_j を選択する。ここで、 T_z は、地震基盤上面から工学的基盤上面までの、鉛直伝播するS波の伝播時間であり、地盤の固有周期の1/4に相当する指標である(2-2節の(2)式参照)。したがって、本研究では、関東平野の観測点のうち地盤の固有周期が4秒以上の観測点では、太平洋プレートの地震とフィリピン海プレートの地震でサイト係数が異なると設定したことに相当する。 T_z が大きいほど地盤増幅率が大きくなることから、地盤増幅率が大きい観測点で地盤増幅率の違いを考慮している。なお、 $T_z > 3.2$ が1秒以上の観測点でも、太平洋プレートとフィリピン海プレートの地震の両方が観測されていない観測点では、 c_j が用いられる。 c_0 は、基準としたFKSH19(都路)でのサイト係数である。FKSH19は、周期1秒以上では、地震基盤からの地盤増幅がないとみなすことができる。なお、 c_j 、 cw_j とも、地殻内地震に対して求められているサイト係数と地震数で重みづけ平均したものが最終的に用いられる。

中心周波数 f の関数である群遅延時間の平均値 $\mu_{igr}(f)$ 、分散 $\sigma_{igr}^2(f)$ は M_0 [dyne-cm] と震源距離 X [km] をパラメータとする次式で表現される。

$$\mu_{igr}(f) = A_{igr1}(f)M_0^{1/3} + Be_1(f)X + Bw_1(f)X + C_{1j}(f) + Cw_{1j}(f) \quad (2.1-2)$$

$$\sigma_{igr}^2(f) = A_{igr2}(f)M_0^{1/3} + Be_2(f)X + Bw_2(f)X + C_{2j}(f) + Cw_{2j}(f) \quad (2.1-3)$$

ここで、 A_{tgr1} 、 Be_1 、 Bw_1 、 C_{1j} 、 Cw_{1j} 、 A_{tgr2} 、 Be_2 、 Bw_2 、 C_{2j} 、 Cw_{2j} は回帰係数であり、このうちの C 、 Cw をサイト係数と呼ぶ。 Be 、 Bw 、 C_j 、 Cw_j の太平洋プレートの地震とフィリピン海プレートの地震に対する扱いは、 be 、 bw 、 c_j 、 cw_j と同じである。

2-2. 任意地点での長周期地震動の計算方法の検討

2-2-1. はじめに

平成 23 年度に作成した改良経験式に基づく長周期地震動予測手法では、地震観測点において、その地点固有の地盤増幅率、サイト特性を考慮した時刻歴波形の予測が可能となっている。しかし、任意地点での予測方法はまだ検討されていない。ここでは、旧経験式の場合と同様に、地震調査研究推進本部(以後、地震本部と呼ぶ)が公開している、工学的基盤までの三次元地下構造モデルの西日本用(地震本部、2012)を用いて、大阪平野、濃尾平野、関東平野での加速度応答スペクトル $S_A(h=5\%)$ の地盤増幅率、群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数の面的評価を行うための回帰式の作成を行なう。

なお、工学的基盤での $S_A(h=5\%)$ の地盤増幅率、群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数は、周期 1 秒以上で観測点固有の地盤増幅率、周期 0.5 秒以下では全国一律の工学的基盤での地盤増幅率、周期 0.5～1 秒ではこれらの遷移域となるため、ここでの検討対象周期は 0.5～10 秒である。

2-2-2. 手法

旧経験式による面的評価の際には、(1)式により、地震基盤上面から工学的基盤上面までの堆積層伝播時間 $T_z[s]$ を定義している。

$$T_z = \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{Vs_i} \quad (2.2-1)$$

ここで、 H_i 、 Vs_i は、それぞれ、 i 層の厚さ、 S 波速度、 N は層数である。地震本部(2009,2012)から公開されている三次元速度構造モデルでは、地震基盤の S 波速度は、関東平野、濃尾平野で 3.2km/s、大阪平野で 2.9km/s であるため、 T_z に地震基盤の S 波速度 $Vs[km/s]$ を付与して、 $T_z3.2$ 、 $T_z2.9$ と呼ぶ。対象とする 3 つの平野での T_z 分布を図 2.2-1 に示す。なお、地震本部(2009,2012)の三次元速度構造モデルの工学的基盤の Vs は、大阪平野、濃尾平野、関東平野でそれぞれ、0.35km/s、0.35km/s、0.5km/s である。

観測点での速度構造は、地震本部の約 1km 間隔の三次元速度構造モデルから、観測点を囲む 4 地点での速度構造の重み付け平均で算出した。

周期 T における加速度応答スペクトルの地盤増幅率 $C(T)$ は、旧経験式の場合と同様に、バイリニア型でモデル化する。バイリニア型モデルは、折れ曲がりの T_z を $Tlim(T)$ とすると、 $Tlim(T)$ を境に(2.2-2)式による 2 つの回帰式で表現される。

$$\log_{10}C(T)=a(T)+b(T)T_z \quad (2.2-2)$$

ここで、 a 、 b は回帰係数である。はじめに、 $Tlim(T)$ 以上で(2.2-2)式で回帰分析を行ない、次に、 $Tlim(T)$ での $C(T)$ の値を固定して、 $Tlim(T)$ 以下で(2.2-2)式で回帰分析を行なった。 $Tlim(T)$ も未知パラメータとして初期解析を行ったところ、2 つの回帰式の傾き $b(T)$ の違いが小さい場合、 $Tlim(T)$ がよく決まらず、周期により大きく変動することがわかった。そこで、 $Tlim(T)$ は、この初期解析での推定値と表面波理論振幅応答(メディアムレスポンス)を同様に回帰した場合の推定値を参考

に設定した。表面波理論振幅応答としては、旧経験式の場合と同様に、ラブ波とレイリー波の表面波理論振幅応答の対数平均を用いた。

群遅延時間の平均値のサイト係数 $c_{\mu gr}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数 $c_{\sigma gr}$ は、それぞれ、1 本の回帰式で表現する。

$$c_{\mu gr} = a(T) + b(T)Tz \quad (2.2-3)$$

$$c_{\sigma gr} = a(T) + b(T)Tz \quad (2.2-4)$$

関東平野では、 $Tz3.2$ が 1 秒以上の観測点で、太平洋プレートの地震とフィリピン海プレートの地震で地盤増幅率、サイト係数を区別している。太平洋プレートの地震の地盤増幅率、サイト係数が、上式のモデルと合うことから、太平洋プレートの地震の地盤増幅率に対して(2.2-2)式により回帰式を作成した。そして、太平洋プレートの地震の地盤増幅率に対するフィリピン海プレートの地盤増幅率の比 $rat(T)$ をモデル化した補正係数を算出し、フィリピン海プレートの地盤増幅率を表すこととした。同様に、フィリピン海プレートのサイト係数からの太平洋プレートの地震のサイト係数の差 $diff(T)$ をモデル化した補正係数を算出し、フィリピン海プレートのサイト係数を表すこととした。後述のように、フィリピン海プレートの地盤増幅率、サイト係数とも $2.75 \leq Tz3.2 \leq 3.5$ 秒の東京都内の観測点で大きいことから、この地域を対象とした $rat(T)$ 、 $diff(T)$ の平均値を補正係数としている。地盤増幅率に対しては、この地域以外の観測点を対象に、 $rat(T)$ の平均値も求め補正係数としている。

2-2-3. データ

図 2.2-2 には、関東平野 1 都 6 県(島は除く)での地盤増幅率 C と $Tz3.2$ の関係を示す。周期 1~10 秒を 1 秒刻みで表示した。図 2.2-2 をみると、 $Tz3.2$ が 0.75 秒以下の千葉県の一部の観測点と神奈川県の一部の 1 地点で、他の観測点に比べ、地盤増幅率が大きい傾向があることがわかる。

これらの観測点は、図 2.2-3 に示すように、 $Tz3.2$ が大きい領域に挟まれた、 $Tz3.2$ が 0.75 秒以下の房総半島南部 9 地点と三浦半島南部 1 地点である。これらの地点での表面波が、周辺の $Tz3.2$ が大きい領域の地下構造の影響を大きく受けているためと考えられる。図 2.2-3 の(c)は、北緯 $34.5^\circ \sim 35.4^\circ$ 、東経 $139.5^\circ \sim 140.15^\circ$ で、 $Tz3.2 \leq 0.75$ 秒の場合に +1.5 秒して図化したものである。図 2.2-3 で赤丸で表示した地点と、この周辺の $Tz3.2$ が 0.75~1.5 秒の地点(図 2.2-3 で青丸で表示)を他地点と区別して、 $Tz3.2$ との関係を表示したのが図 2.2-4、図 2.2-6 である。図 2.2-4 は千葉県、図 2.2-6 は神奈川県である。赤丸で表示した地点は、明らかに他地点より、同じ $Tz3.2$ に対して地盤増幅率が大きいことが確認できる。また、図 2.2-4 に示したように千葉県では 1 地震のみの観測点が 3 地点ある。他の 1 地震のみの観測点は、東京の 1 観測点である。これらの地点は、1 地震の特徴のみが反映されているため、回帰のデータには含めないことにした。また、赤丸で表示した地点は、図 2.2-5、図 2.2-7 に示したように周期 1 秒以上で $Tz3.2$ を +1.5 秒にして回帰分析を行うこととした。周期 1 秒未満では、補正は行わない。

図 2.2-8 には、濃尾平野での地盤増幅率 C と $Tz3.2$ の関係を示す。三重県の観測点は愛知県の観測点に比べやや増幅率が小さい傾向がある。愛知県で過小評価になることを避けるために、回帰では三重県のデータを除くこととした。なお、濃尾平野では 1 地震のみの観測点はない。

図 2.2-9 には、大阪平野での地盤増幅率 C と $Tz2.9$ の関係を示す。和歌山県の観測点は山地のみ

であるが T_z が大きく、地盤増幅率は大きくない。旧経験式の場合と同様に堆積層が厚い地域での地盤増幅率の予測を重視して、和歌山県の観測点は検討対象から除いた。周期 4 秒程度以上では、同じ $T_z2.9$ に対する地盤増幅率が兵庫県の方が大阪府より大きい特徴がみられる。 $T_z2.9 \geq 1.2$ 秒の兵庫県の観測点を $T_z2.9$ 分布とともに図 2.2-10 に赤丸で表示した。 $T_z2.9$ が大きい海域の領域と $T_z2.9$ が小さい六甲山に挟まれた領域にあることがわかる。関東平野の場合と同様に、これらの地点での表面波が、周辺の $T_z2.9$ が大きい領域の構造の影響を大きく受けたためと考えられる。図 2.2-10 の(c)は、北緯 $34.6^\circ \sim 34.75^\circ$ 、東経 $135.0^\circ \sim 135.35^\circ$ で、 $T_z2.9 \geq 1.2$ 秒の場合に +0.3 秒して図化したものである。図 2.2-10 で赤丸で表示した地点を他地点と区別して、 $T_z2.9$ との関係を表示したのが図 2.2-11 である。赤丸で表示した地点は、明らかに他地点より、同じ $T_z2.9$ に対して地盤増幅率が大きいことが確認できる。そこで、赤丸で表示した地点は、図 2.2-12 に示したように周期 4 秒以上で $T_z2.9$ を +0.3 秒にして回帰分析を行うこととした。周期 4 秒未満では、補正は行わない。また、図 2.2-11 に塗りつぶした記号で示した、1 地震のみが観測されている兵庫県 2 地点、大阪府 1 地点は回帰のデータには含めないことにした。さらに、兵庫県の淡路島の 2 観測点は、 T_z の割に地盤増幅率が小さく、これにより回帰式が過少評価となることを避けるため、回帰のデータには含めないことにした。

群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数も、同様の考え方でデータの補正、取捨選択を行った。ただし、地盤増幅率は、海溝型地震と地殻内地震の地震数の重み付け平均であるのに対して、群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数は、海溝型地震のみで求められている。したがって、関東平野で太平洋プレートとフィリピン海プレートで分類した場合、1 地震のみの観測点も多いため、関東平野では 1 地震の観測点もデータに含めることとした。また、大阪平野では、地盤増幅率は周期 4 秒以上で $T_z2.9$ を +0.3 秒としたが、観測値に基づき群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数は周期 1 秒以上で $T_z2.9$ を +0.3 秒とした。継続時間の方が、最大値指標である加速度応答スペクトルより、より短周期まで三次元地下構造の影響が大きいものと考えられる。

2-2-4. 回帰結果

(a) 加速度応答スペクトルの地盤増幅率

図 2.2-13～図 2.2-15 には、3 つの平野の観測点の T_z と表面波理論振幅応答の関係を示す。 $Tlim(T)$ もパラメータとしたバイリニア型の回帰式も図示している。図 2.2-16～図 2.2-18 には、3 つの平野の T_z と地盤増幅率の関係を算出したデータと最終的なバイリニア型の回帰式を示す。図 2.2-16 の関東平野において、 $T_z3.2$ が 3 秒付近の東京は都内の地点であり、他の地点よりやや増幅率が大きい傾向がみられる。都内は、既存の超高層建物も多く、今後も建設が予測されることから、工学的に重要な地域である。そこで、 $T_z3.2$ が 2.25 秒以上の東京の観測点の重みを 2 倍にして回帰分析を行っている。また、 $T_z3.2$ が 3.35 秒以上では、データも少なく、また、増大する特徴がほとんどみられないため、 $T_z3.2 \leq 3.35$ 秒を回帰のデータとし、 $T_z3.2 \geq 3.35$ 秒では $T_z3.2$ の増幅率で一定としている。濃尾平野と大阪平野では、観測点の T_z の最大値以上は、地盤増幅率を一定とした。濃尾平野と大阪平野の観測点の T_z の最大値は、それぞれ、津島における 1.65 秒、此花における 2.93 秒である。濃尾平野では周期 4 秒以上で、 $Tlim$ より長周期側の回帰式は 2 地点のみで決まっているため、この 2 地点での増幅率は周期 4 秒以上で元の増幅率と一致する。大阪平野では周期

4 秒以上で、 T_z が長周期側の回帰式は 3 地点のみで決まっており、うち 2 地点の T_z と増幅率がほぼ同じであるため、この 3 地点での増幅率は周期 4 秒以上で元の増幅率とほぼ一致する。

図 2.2-19～図 2.2-21 には、回帰係数を示す。上述のように、 T_{lim} もパラメータとして、 T_z と表面波理論振幅応答の関係、 T_z と地盤増幅率との関係の回帰式を作成した場合の T_{lim} を参照して、最終的な回帰式の T_{lim} を設定している。なお、旧経験式では全周期で $T_{lim}=1$ 秒としていたが、今回は、短周期で T_{lim} が小さいという、表面波理論振幅応答にも地盤増幅率にもみられる特徴を反映させている。関東平野では、 T_{lim} より長周期側での回帰係数は、旧経験式と改良経験式でほとんど同じである。これは、 T_{lim} が周期 2.5 秒以上で同じであることが一因である。ただし、ここで示した改良経験式は、太平洋プレートの地震に対する増幅率であり、フィリピン海プレートの地震に対する増幅率はさらに大きくなる。したがって、平均的には、改良経験式による地盤増幅率の方が旧経験式による地盤増幅率より大きくなる。 T_{lim} より長周期側での回帰誤差 e が改良経験式の方が小さい主な要因は、フィリピン海プレートの地震に対する増幅率を区別したことによるものと考えられる。 T_{lim} より短周期側での回帰誤差 e が改良経験式の方が小さいのは、 T_{lim} を周期依存としたことと、上述のように千葉県や神奈川県の一部の観測点の T_z を補正したことによるものと考えられる。濃尾平野で、 T_{lim} より長周期側での回帰誤差 e が周期 4 秒以上で 0 であるのは、2 観測点のみから求められたためである。同様に、大阪平野で、 T_{lim} より長周期側での回帰誤差 e が周期 4 秒程度以上で 0 に近いのは、上述のように 3 観測点のみから求められ、かつ、内 2 観測点の T_z と地盤増幅率がほぼ同じであるためである。

図 2.2-22 には、関東平野における太平洋プレートの地震の地盤増幅率に対するフィリピン海プレートの地震の地盤増幅率の比 rat を示す。 $2.75 \leq T_z \leq 3.5$ 秒の東京の観測点で大きい傾向がある。 $2.75 \leq T_z \leq 3.5$ 秒の東京の観測点での比の平均値と、他の観測点での比の平均値を図中に示した。図 2.2-23(a)には東京周辺の T_z 分布、(b)、(c)には rat 分布を示す。東京で rat が大きい地域は、ほぼ東京 23 区内である。図 2.2-24(d)には、 rat の周期依存性を示す。太平洋プレートの地震の増幅率に rat を乗ずることによりフィリピン海プレートの地震の増幅率が算出できる。

(b) 群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数

図 2.2-24～図 2.2-29 には、 T_z の補正やデータの取捨選択前の元データのサイト係数と T_z との関係を示す。図 2.2-30～図 2.2-35 には、 T_z の補正やデータの取捨選択後のデータと最終的な回帰式を示す。地盤増幅率の場合と同様、関東平野、濃尾平野、大阪平野では、 T_z が、それぞれ、3.35 秒以上、1.65 秒以上、2.93 秒以上で一定とした。地盤増幅率と比較して、データのばらつきが大きい。

図 2.2-36～図 2.2-38 には、回帰係数を示す。旧経験式に対するサイト係数の回帰式はバイリニア型であるため、改良経験式に対するサイト係数の回帰式よりパラメータが 1 つ多いが、改良経験式の方が回帰誤差が小さいか同程度である。特に、関東平野はフィリピン海プレートの地震を区別したため、回帰誤差が特に小さくなっている。

図 2.2-39、図 2.2-40 には、関東平野におけるフィリピン海プレートの地震のサイト係数から太平洋プレートの地震のサイト係数を引いた値 $diff$ を示す。 $2.75 \leq T_z \leq 3.5$ 秒の範囲の東京の観測点での $diff$ の平均値を図中に示した。その他の地点では、 $diff$ がほぼ 0 に近いことから、平均値は

示していない。図 2.2-41(a)には群遅延時間の平均値の *diff* 分布を、(b)には *diff* の周期依存性を示す。群遅延時間の標準偏差については同様に図 2.2-42 に示す。太平洋プレートの地震のサイト係数に *diff* を加えるによりフィリピン海プレートの地震のサイト係数が算出できる。

2-2-5. 回帰式に基づく地盤増幅率とサイト係数の予測

図 2.2-43 には、太平洋プレートの地震に対する関東平野の 4 観測点における元の地盤増幅率と地盤増幅率の回帰式に基づく地盤増幅率との比較を示す。元の地盤増幅率については、その観測点で加速度応答スペクトルの経験式(距離減衰式)作成に用いられている地震の記録に基づき、観測点毎の標準偏差を計算して、平均±標準偏差を表示した。東雲、横浜では、両地盤増幅率がほぼ同じである。一方、大手町、新宿では、回帰式は周期 5~8 秒で特に過小評価である。フィリピン海プレートの地震に対する同様の結果を図 2.2-44 に示す。±標準偏差を考慮すると回帰式による地盤増幅率は元の地盤増幅率をほぼ表している。なお、 T_z を用いた回帰式の標準誤差は、誤差伝播の法則に基づき、太平洋プレートの地震に対する回帰式の標準誤差と *rat* の標準誤差の二乗和のルートで計算し、標準偏差はその 10 のべき乗とした。濃尾平野の 2 観測点、大阪平野の 2 観測点での同様の結果を図 2.2-45、図 2.2-46 に示す。名古屋と大阪では、周期 5~6 秒でやや過大評価である。津島や此花は、上述のように、周期 4 秒以上でこれらの地点の増幅率に合うような回帰式となっていることがわかる。

同様の検討結果を、群遅延時間の平均値のサイト係数に対して図 2.2-47~図 2.2-50 に、群遅延時間の標準偏差のサイト係数に関して図 2.2-51~図 2.2-54 に示す。元のサイト係数は、海溝型地震のみから得られており、特に関東平野では、太平洋プレートとフィリピン海プレートに分類したため、サイト係数の算出に用いられている地震数が少ないため表示していない。 T_z を用いたサイト係数の回帰式の標準偏差が大きいことからわかるように、特に関東平野では両サイト係数の違いが大きい観測点もある。濃尾平野と大阪平野の観測点では、±標準偏差を考慮すると両サイト係数はほぼ合っている。

図 2.2-55~図 2.2-60 には、3 つの平野における、観測点での地盤増幅率を地図上で空間補間した場合と地盤増幅率の回帰式を用いて、地震本部の地下構造モデルと同じほぼ 1km 間隔で予測した場合の比較を示す。関東平野は太平洋プレートの地震に対する増幅率である。濃尾平野では、三重県でやや過大評価であるのは、同じ T_z に対して相対的に地盤増幅率がやや大きい愛知県での地盤増幅率が過小評価されるのを避けるために、三重県の観測点のデータを除いて回帰分析を行ったためである。

群遅延時間の平均値のサイト係数に対する同様の比較を図 2.2-61~図 2.2-66 に、群遅延時間の標準偏差のサイト係数に対する同様の比較を図 2.2-67~図 2.2-72 に示す。群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数については、地盤増幅率に比べ、再現性はよくない。

考察のために、図 2.2-73~図 2.2-75 には、地震本部(2009,2012)による南海地震、東南海地震、想定東海地震に対する速度応答スペクトル分布、最大速度分布、継続時間分布を示す。震源の影響もあるため、定量的な比較はできないが、スペクトルが継続時間が大きい領域は T_z が大きい領域に対応している。大阪平野では、改良経験式で観測点が少ない大阪府の東側の領域では、 T_z を用いた地盤増幅率やサイト係数が大きくなっており、地震本部によるスペクトル分布、継続時間

分布と定性的に整合している。

2-2-6. まとめ

関東平野(1 都 6 県)、濃尾平野、大阪平野を対象として、加速度応答スペクトルの地盤増幅率と群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数の面的評価のための回帰式を作成した。回帰式は、地震本部(2012)の約 1km 間隔の三次元地下構造モデルに基づく、対象地点直下の地下構造モデルから算出される地震基盤上面から工学的基盤上面までの伝播時間(固有周期の 1/4) T_z がパラメータとなっている。旧経験式に対する回帰式の回帰誤差と同じか小さい回帰式が作成された。地盤増幅率については、回帰式の回帰誤差も小さく、元の地盤増幅率の再現性が比較的良好な結果となった。一方、サイト係数は、回帰式の回帰誤差が相対的に大きく、元のサイト係数の再現性が必ずしもよくない結果であった。

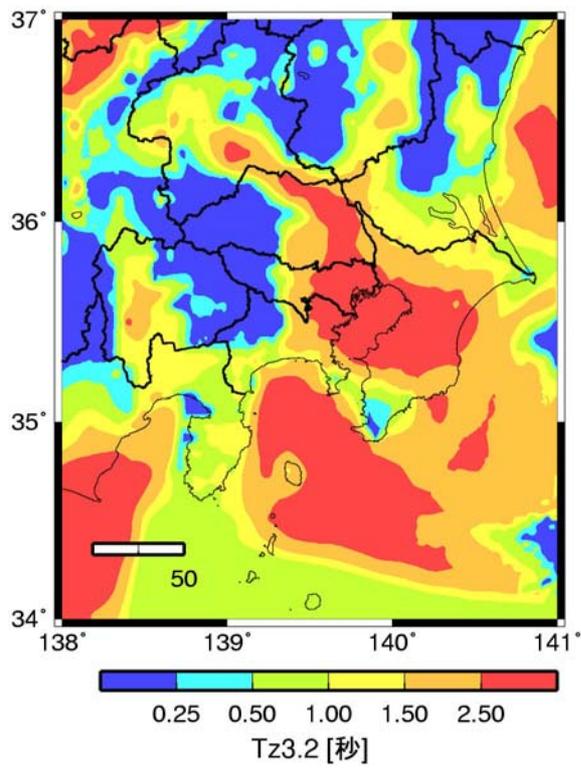
参考文献

地震本部(2009).「長周期地震動予測地図」2009 年試作版、

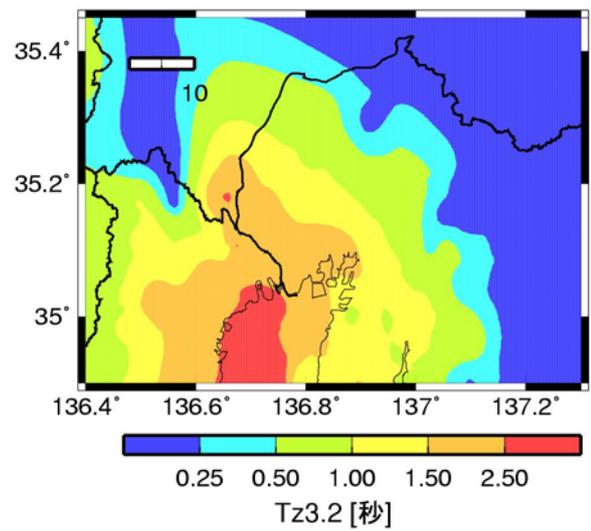
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009_c3.pdf

地震本部(2012).「長周期地震動予測地図」2012 年試作版、[http:// www.jishin.go.jp](http://www.jishin.go.jp)

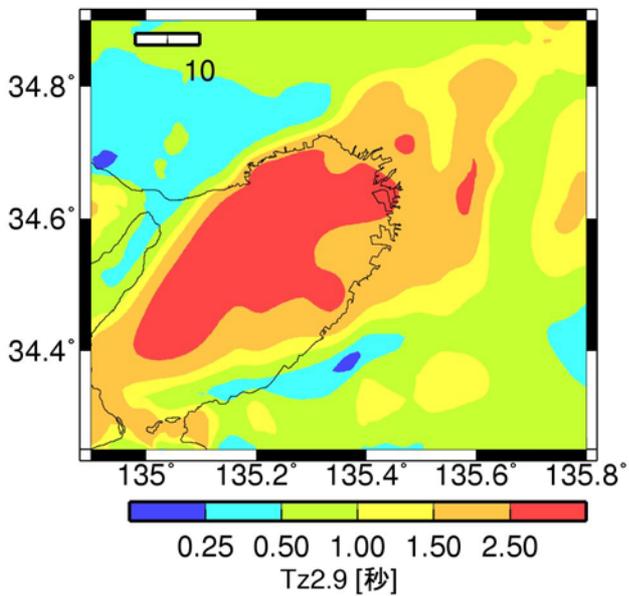
[/main/chousa/12_choshuki/choshuki2012.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/choshuki2012.pdf)



(a) 関東平野



(b) 濃尾平野



(c) 大阪平野

図 2.2-1 地震本部(2012)の地下構造モデルに基づく T_z 分布

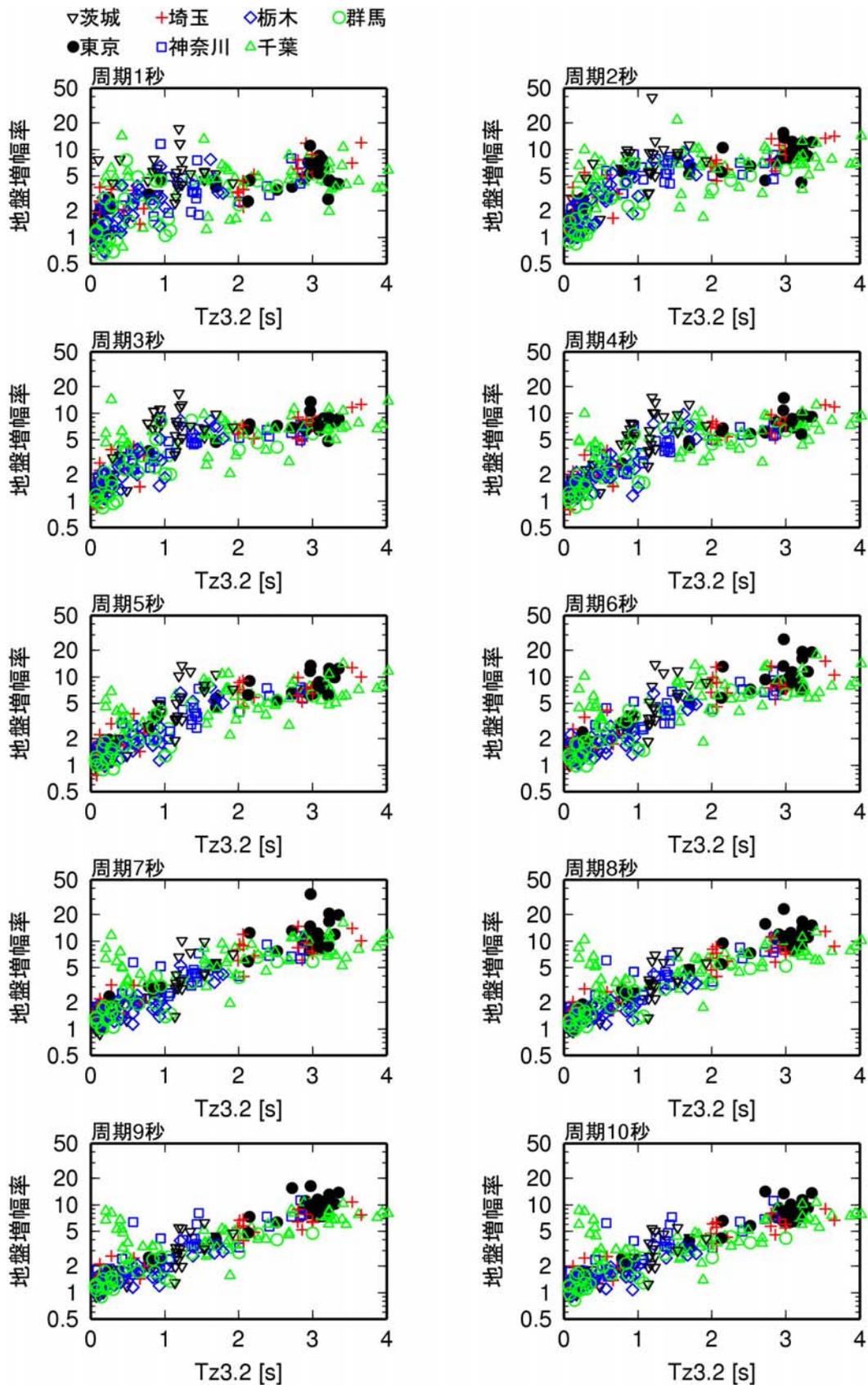
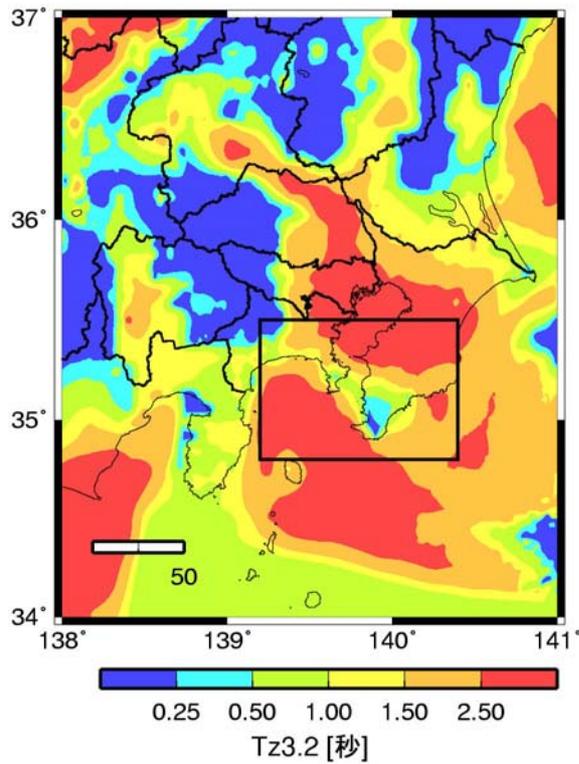
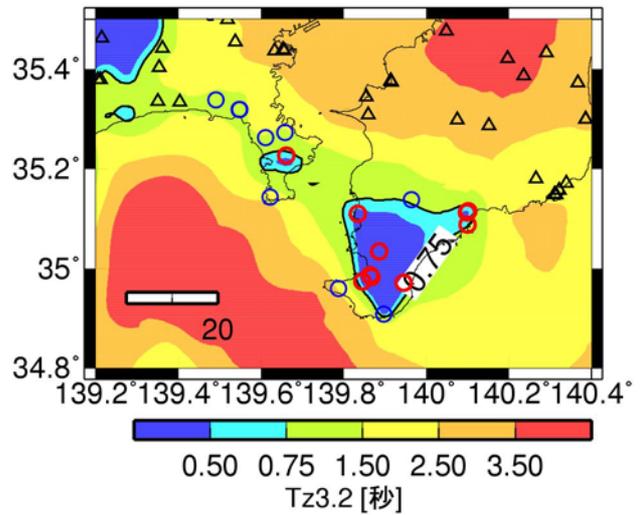


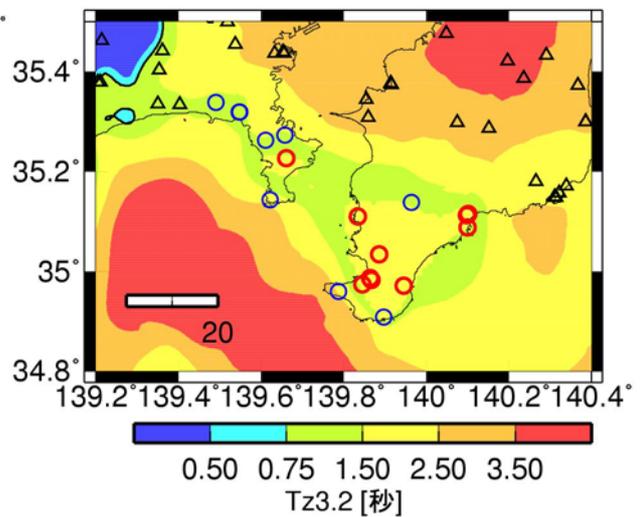
図 2.2-2 関東平野の観測点の元データの $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係(太平洋プレートの地震)



(a) $Tz_{3.2}$ 分布



(b) (a)の矩形領域の $Tz_{3.2}$ 分布と観測点



(c) (b)の $Tz_{3.2} \leq 0.75$ の領域の $Tz_{3.2}$ に +1.5 秒を加えて補正した $Tz_{3.2}$ 分布と観測点

- 補正する観測点
- 補正する観測点の周辺地点
- △ 補正しない地点

図 2.2-3 関東平野の $Tz_{3.2}$ 分布と観測点

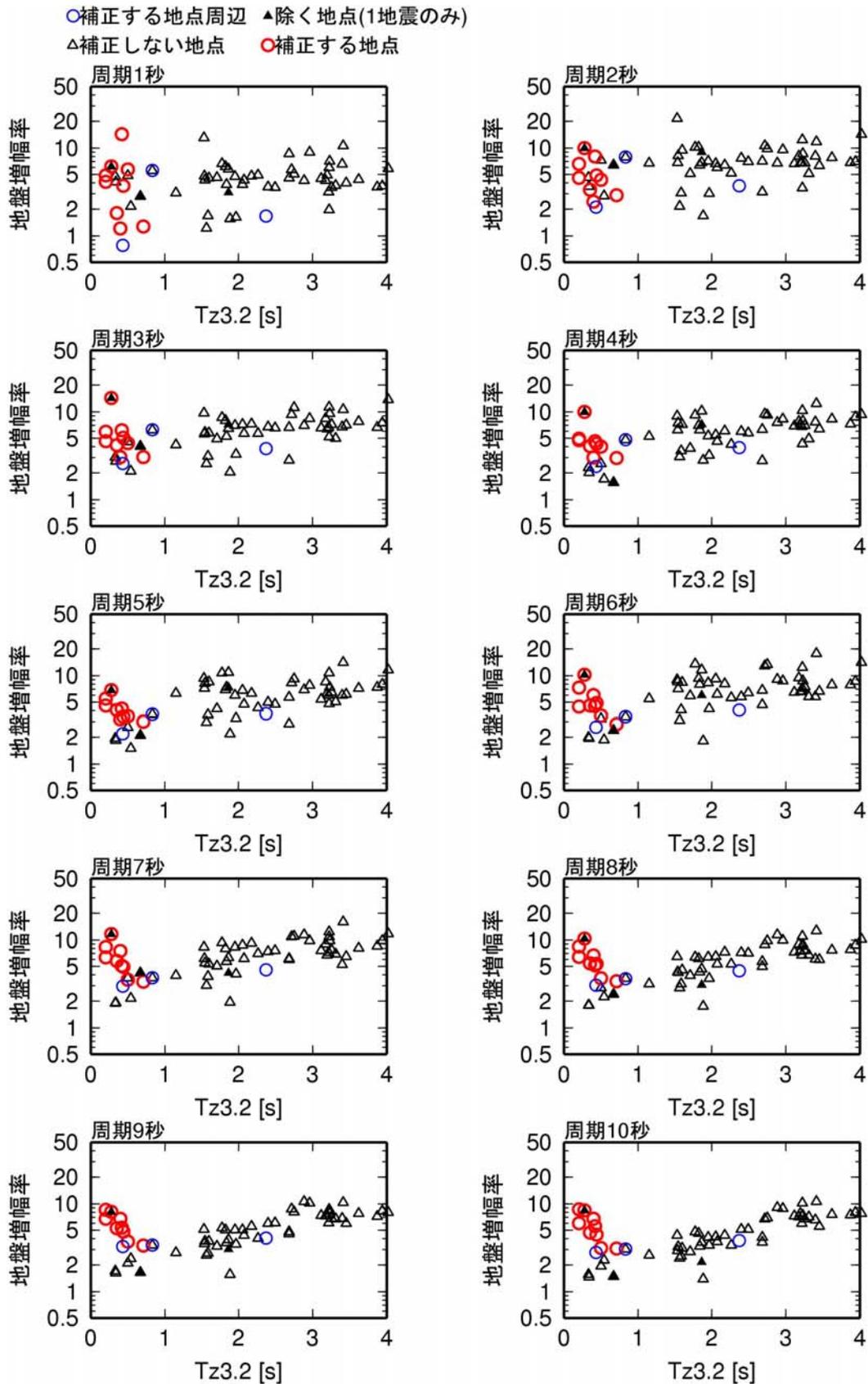


図 2.2-4 千葉県観測点の元データの $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係(太平洋プレートの地震)

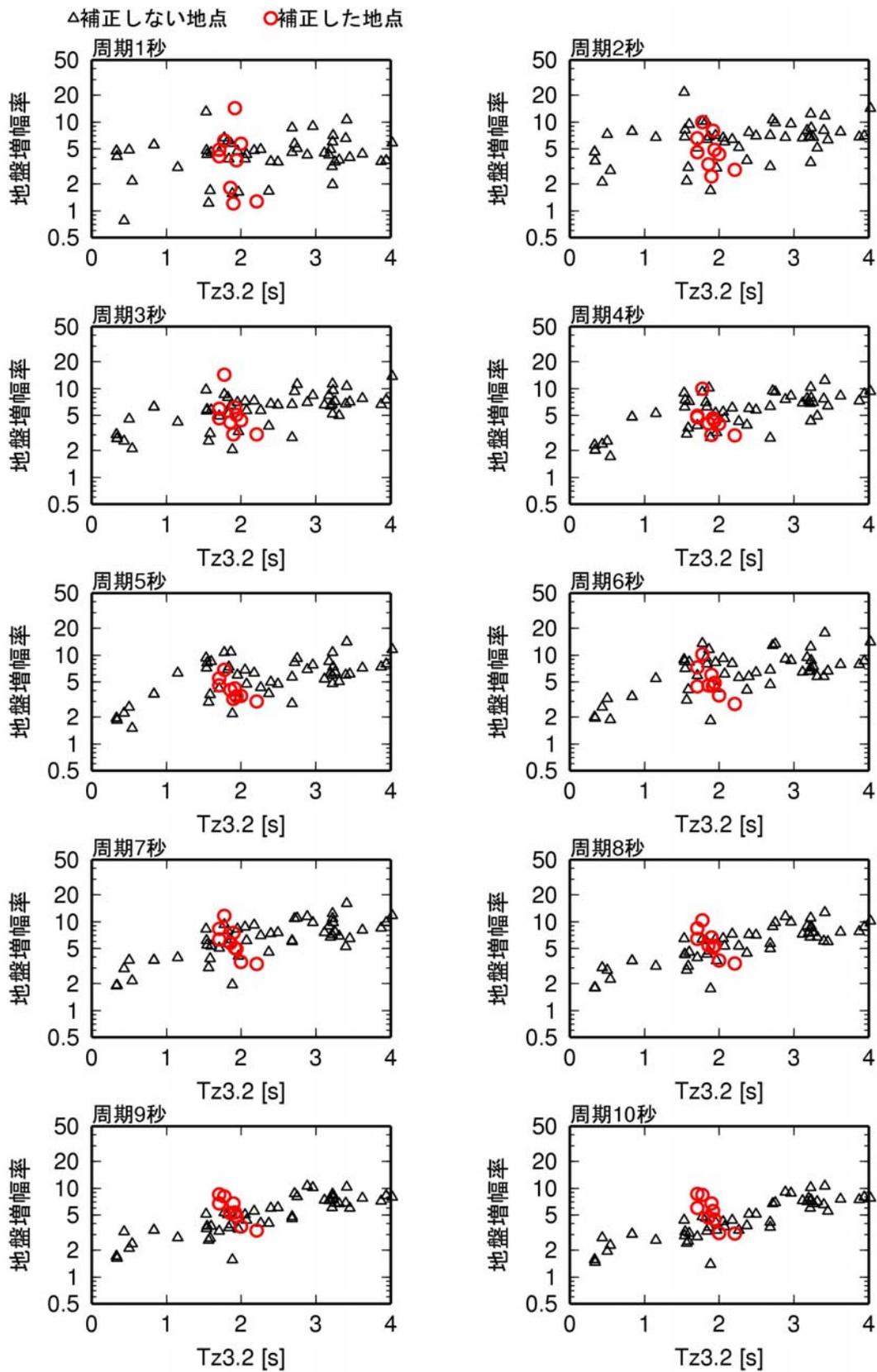


図 2.2-5 千葉県観測点の補正後の $Tz_{3.2}$ と地盤増幅率の関係(太平洋プレートの地震)

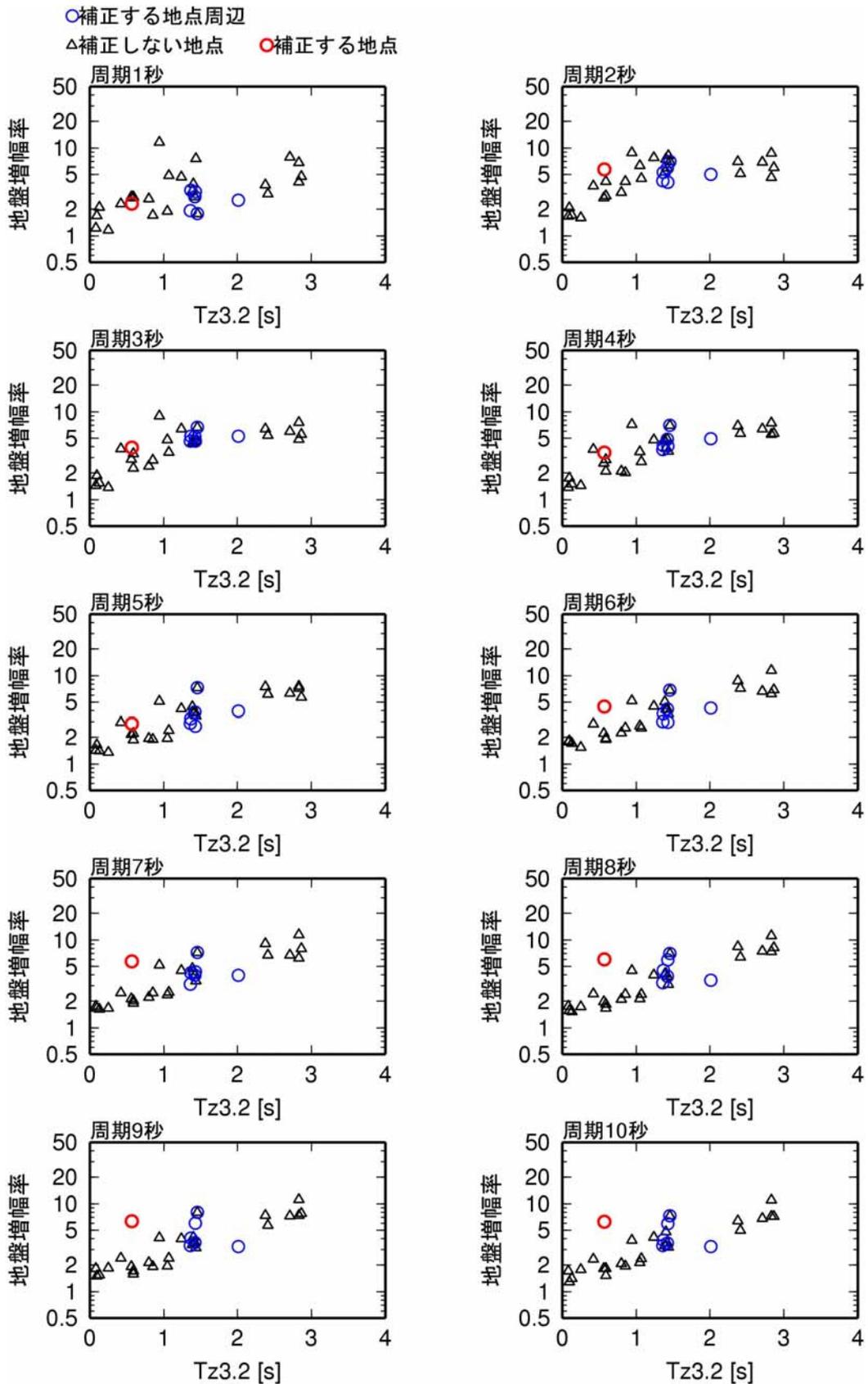


図 2.2-6 神奈川県観測点の元データの $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係(太平洋プレートの地震)

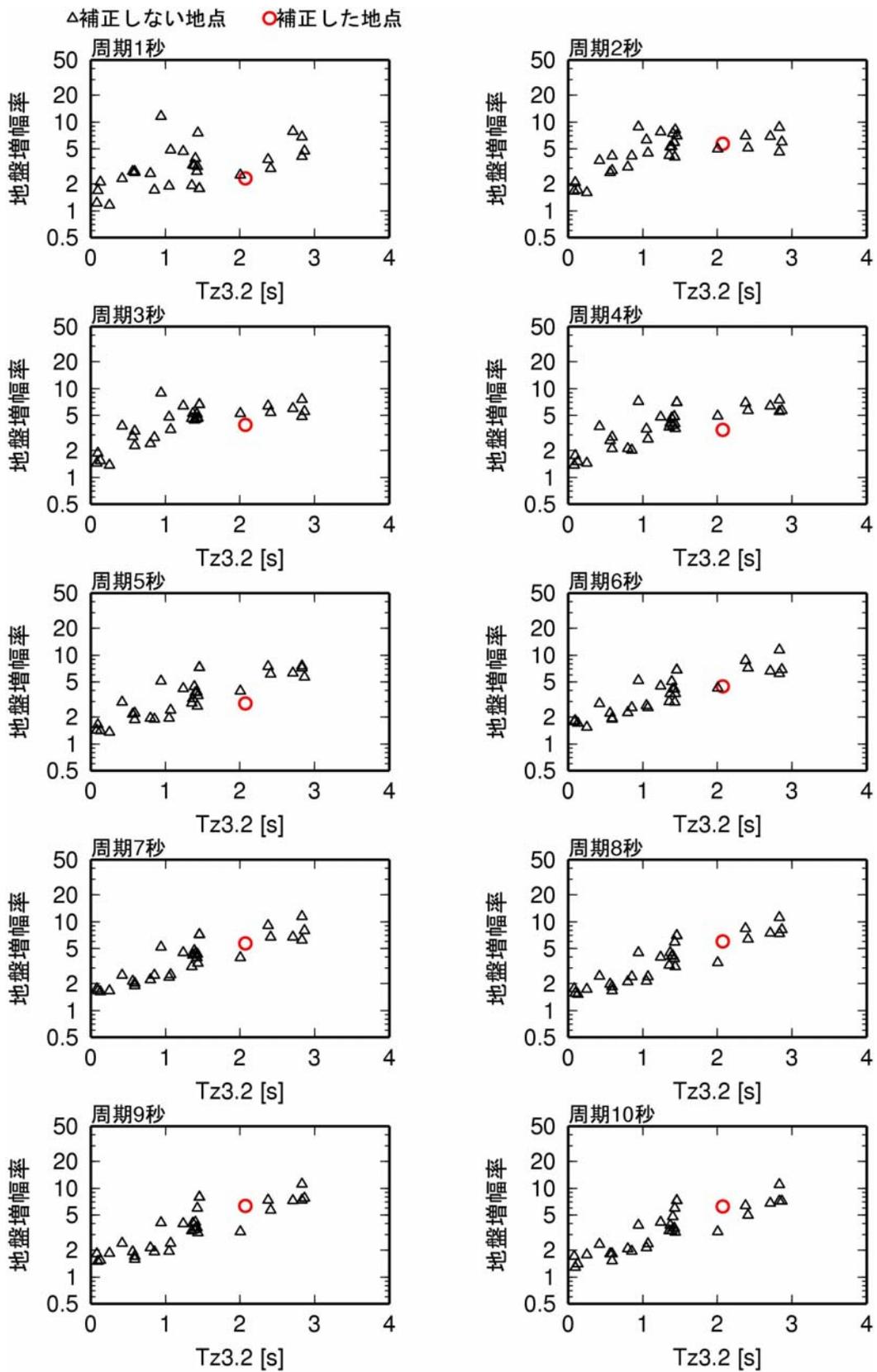


図 2.2-7 神奈川県観測点の補正後の $Tz_{3.2}$ と地盤増幅率の関係(太平洋プレートの地震)

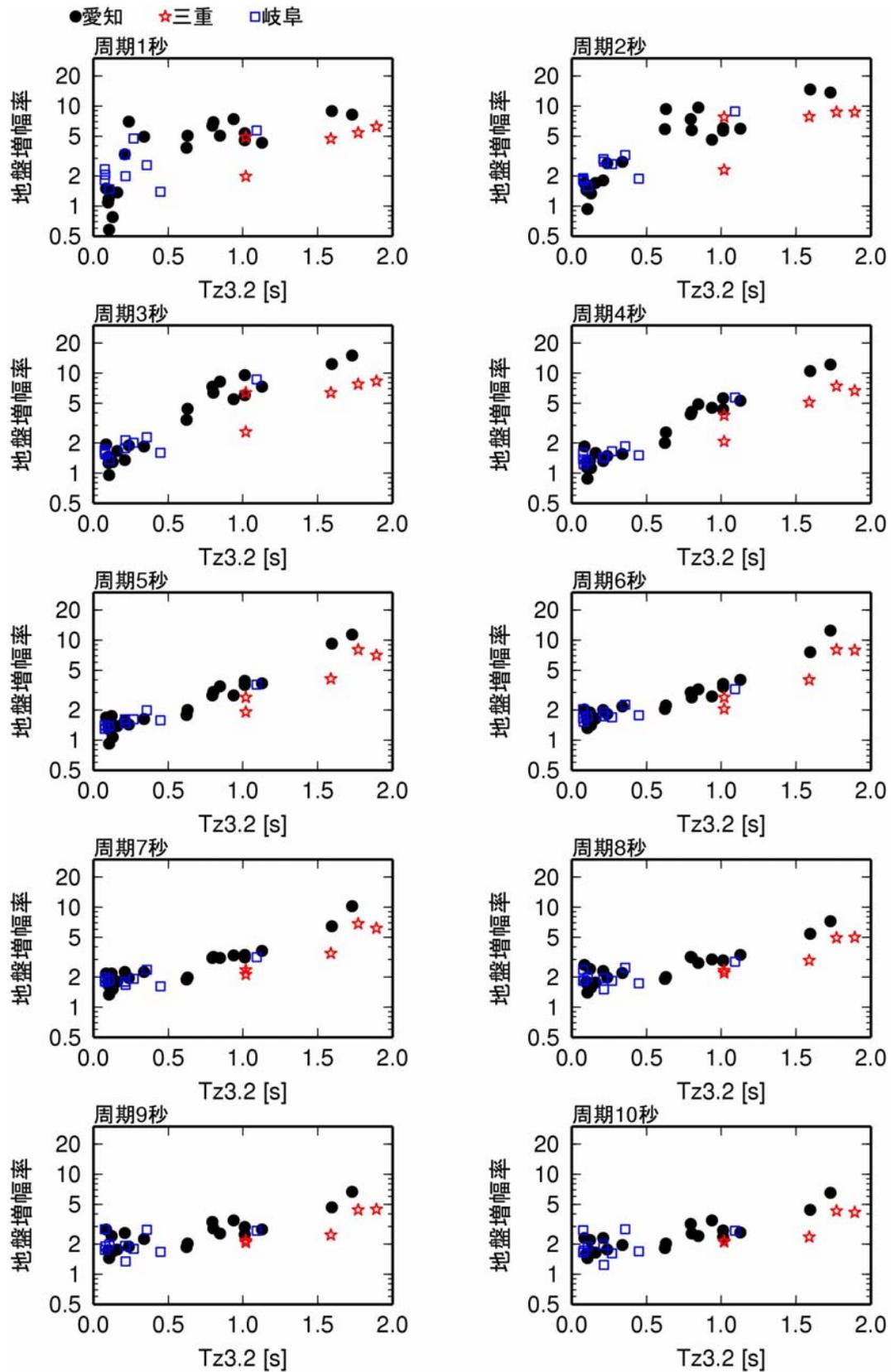


図 2.2-8 濃尾平野の観測点の元データの $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係

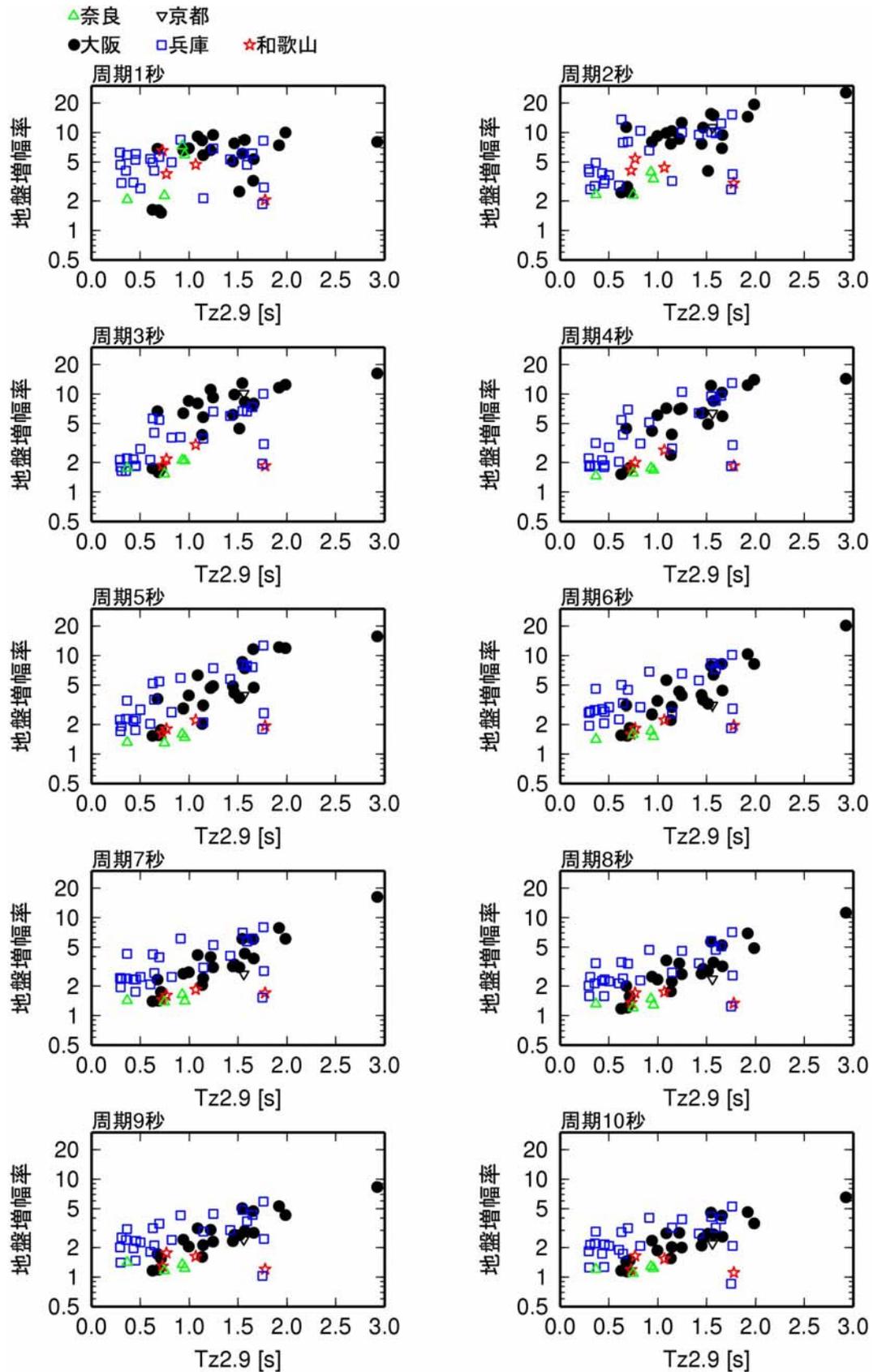
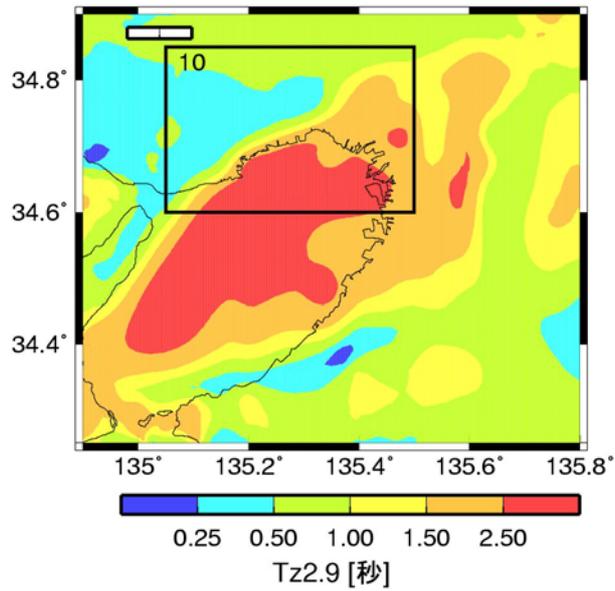
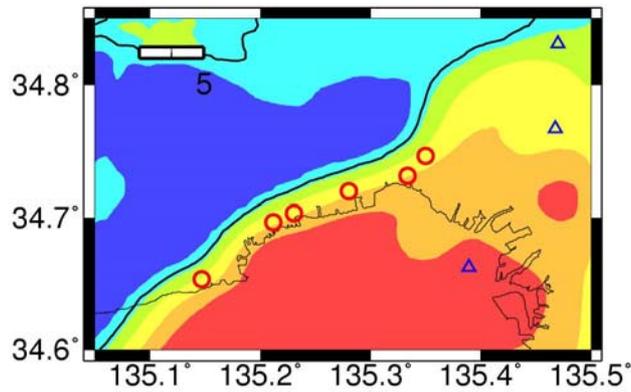


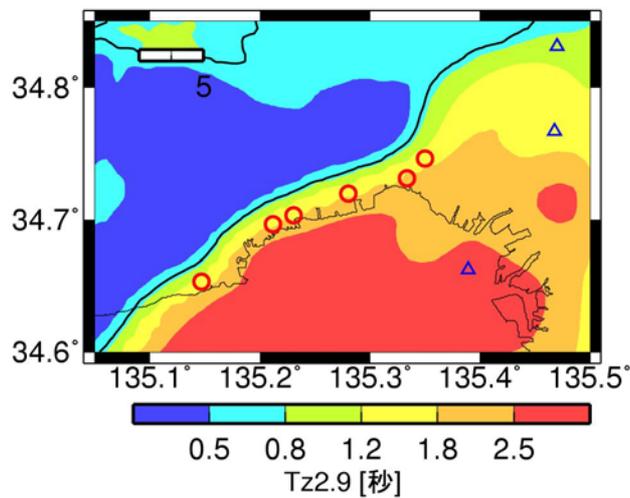
図 2.2-9 大阪平野の観測点の元データの $Tz_{2.9}$ と地盤増幅率の関係



(a) $T_{z2.9}$ 分布



(b) (a)の矩形領域の $T_{z2.9}$ 分布と観測点



(c) (b)の $T_{z2.9} \geq 1.20$ の領域の $T_{z2.9}$ に +0.3 秒を加えて補正した $T_{z2.9}$ 分布と観測点

○ 補正する観測点 △ 補正しない観測点(黒：兵庫県、青：大阪府)

図 2.2-10 大阪平野の $T_{z2.9}$ 分布と観測点

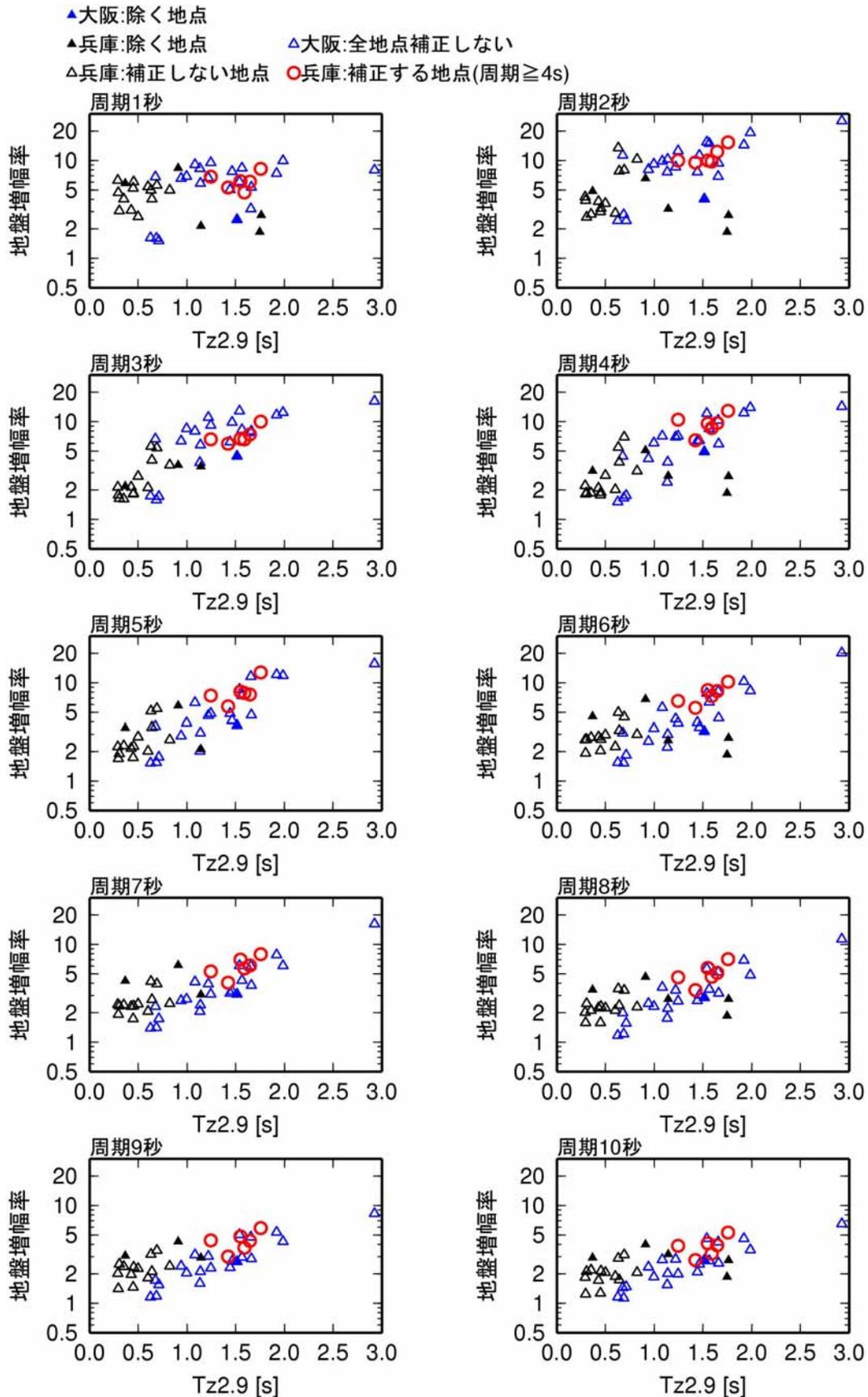


図 2.2-11 兵庫県と大阪府の観測点の元データの $T_{z2.9}$ と地盤増幅率の関係

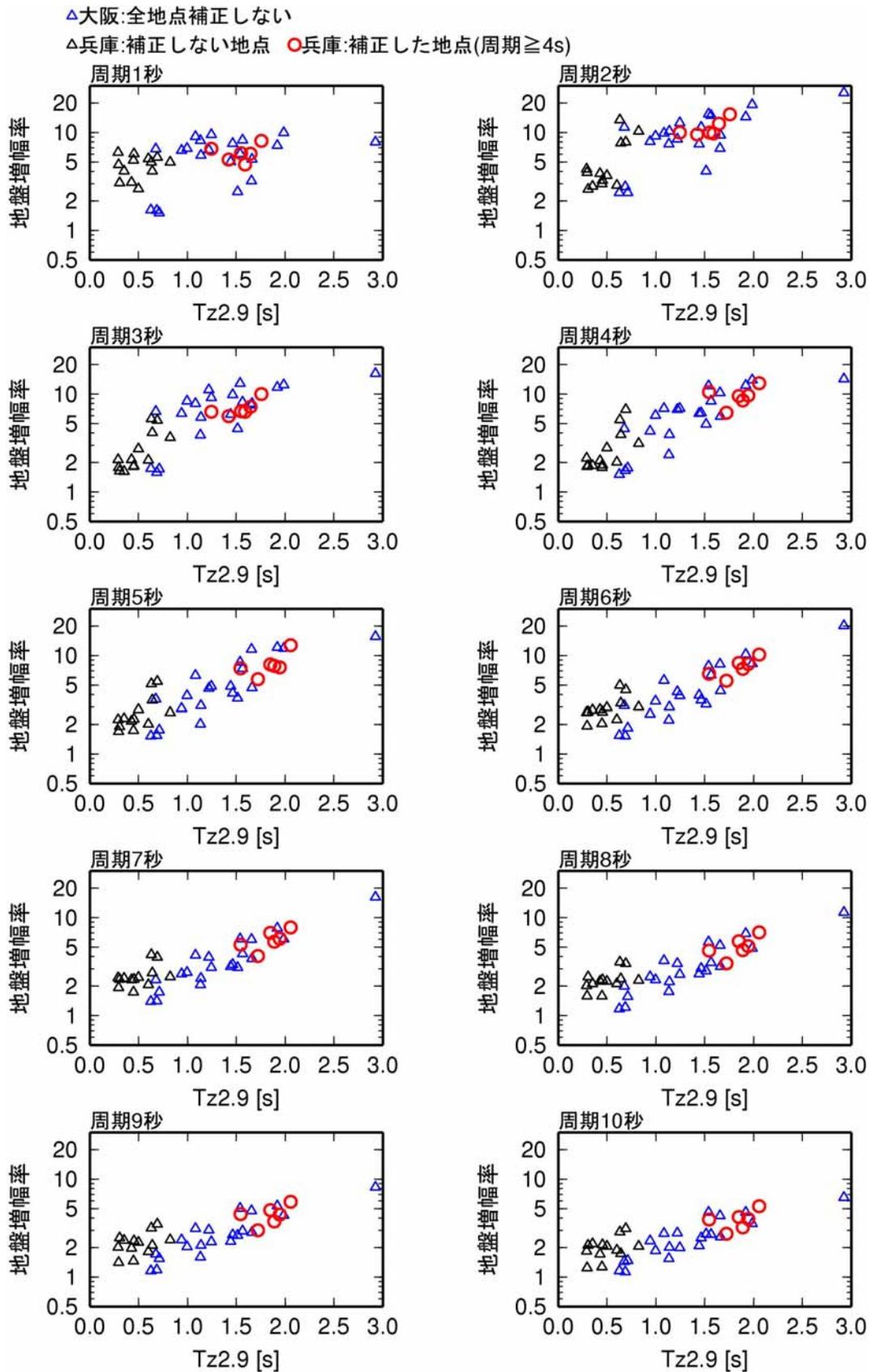


図 2.2-12 兵庫県と大阪府の観測点の補正後の $T_{z2.9}$ と地盤増幅率の関係

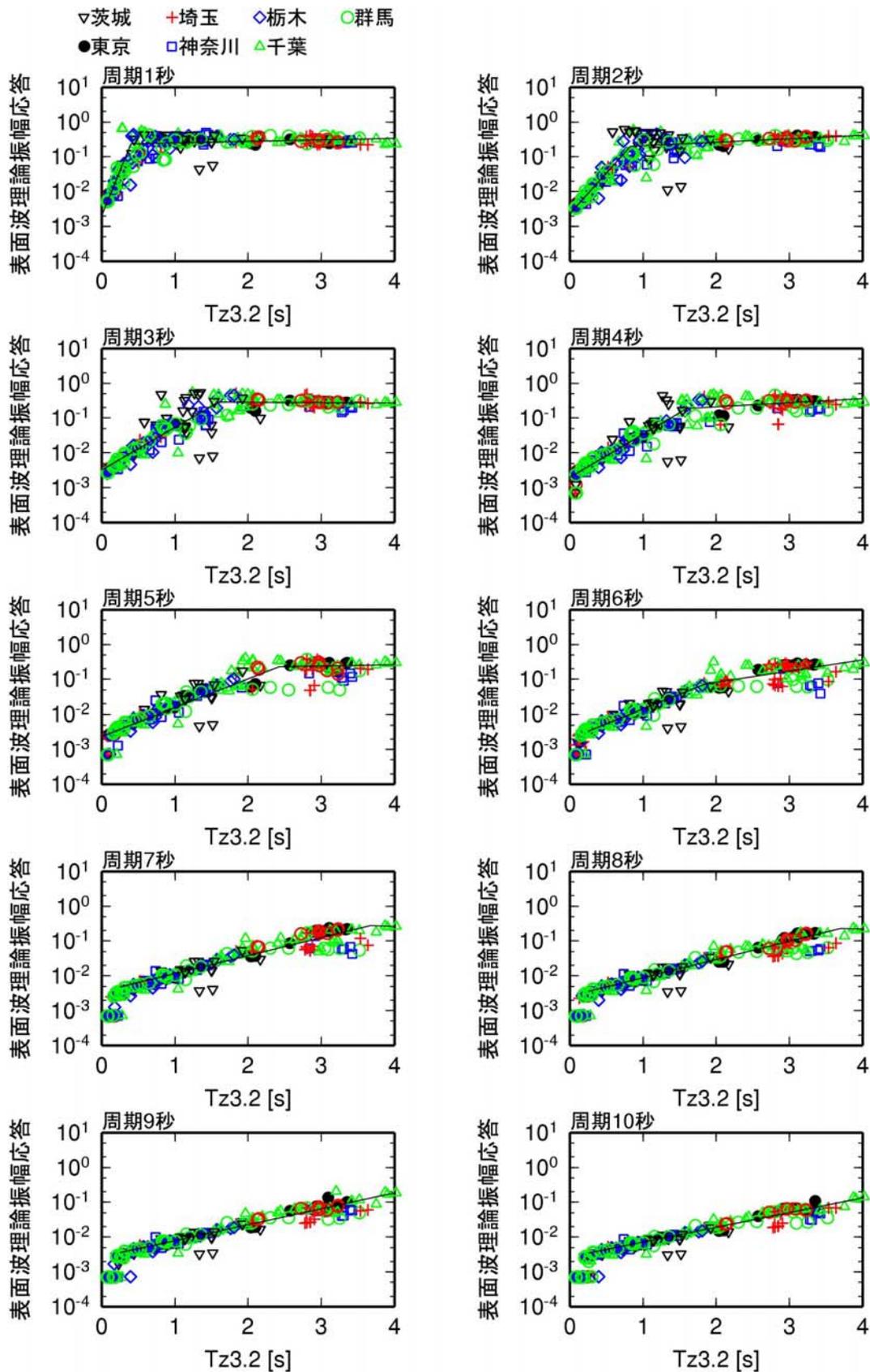


図 2.2-13 関東平野の観測点の $Tz_{3.2}$ と表面波理論振幅応答の関係と回帰式

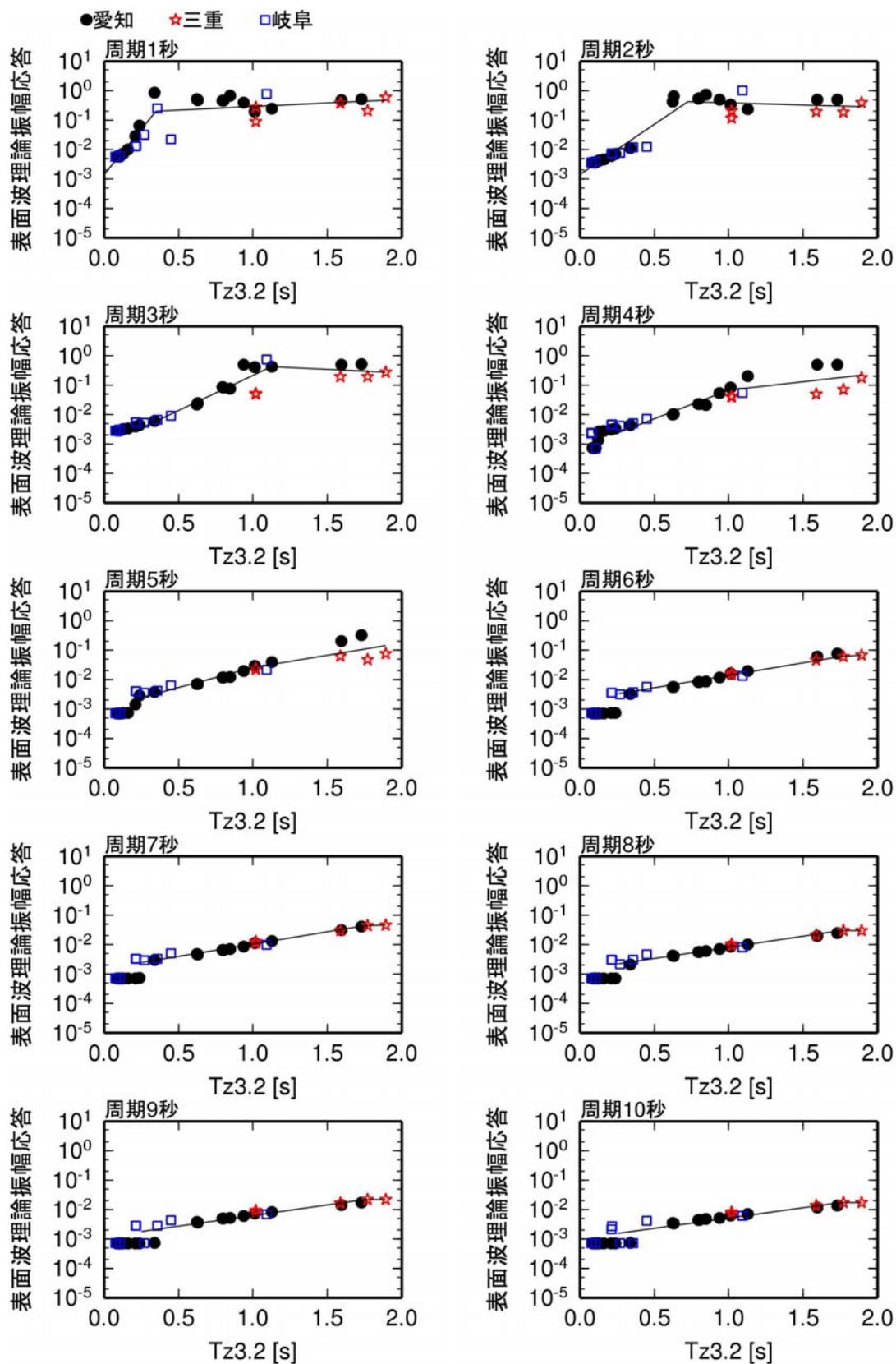


図 2.2-14 濃尾平野の観測点の $Tz_{3.2}$ と表面波理論振幅応答の関係と回帰式

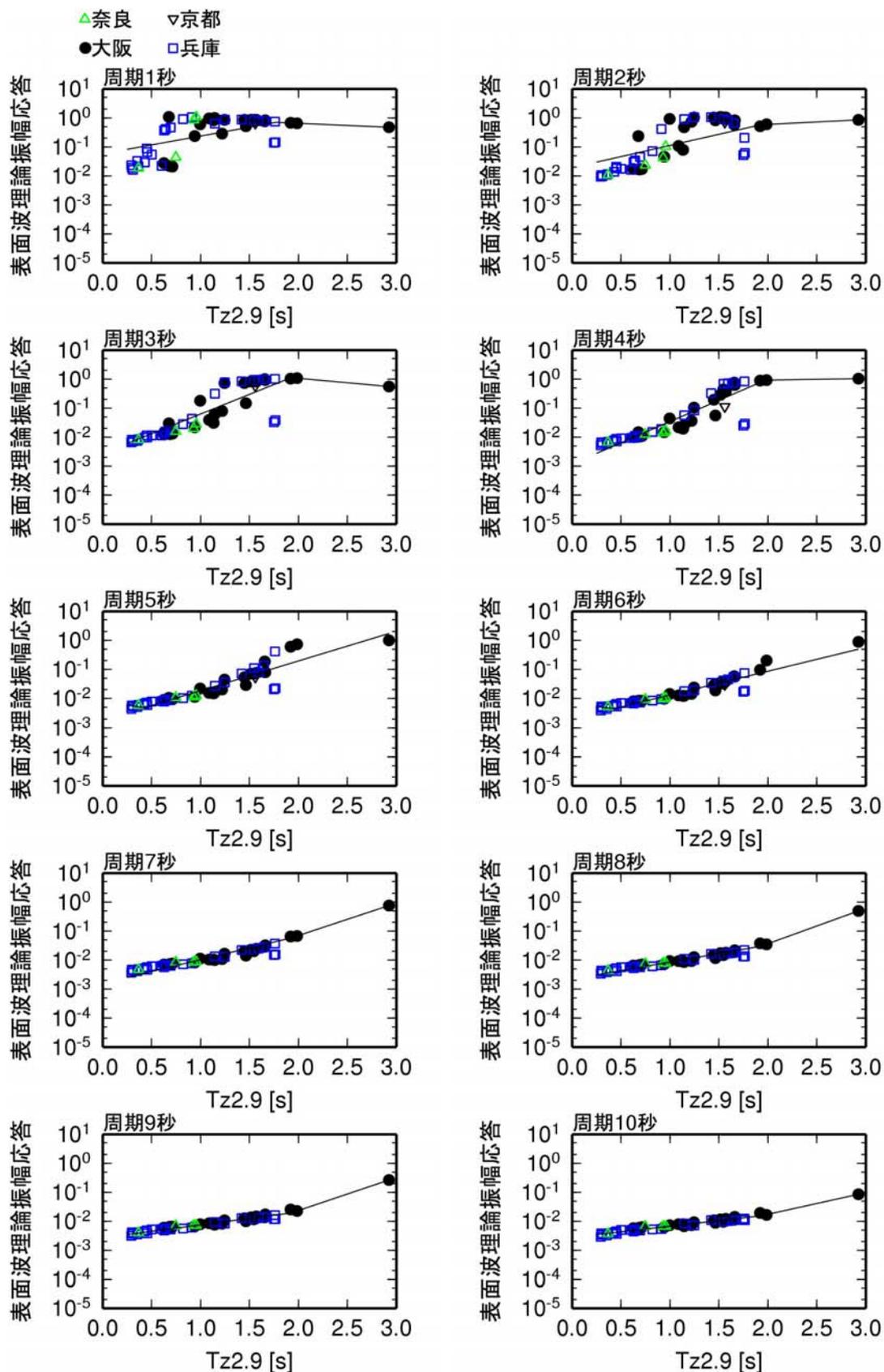


図 2.2-15 大阪平野の観測点の $Tz_{2.9}$ と表面波理論振幅応答の関係と回帰式

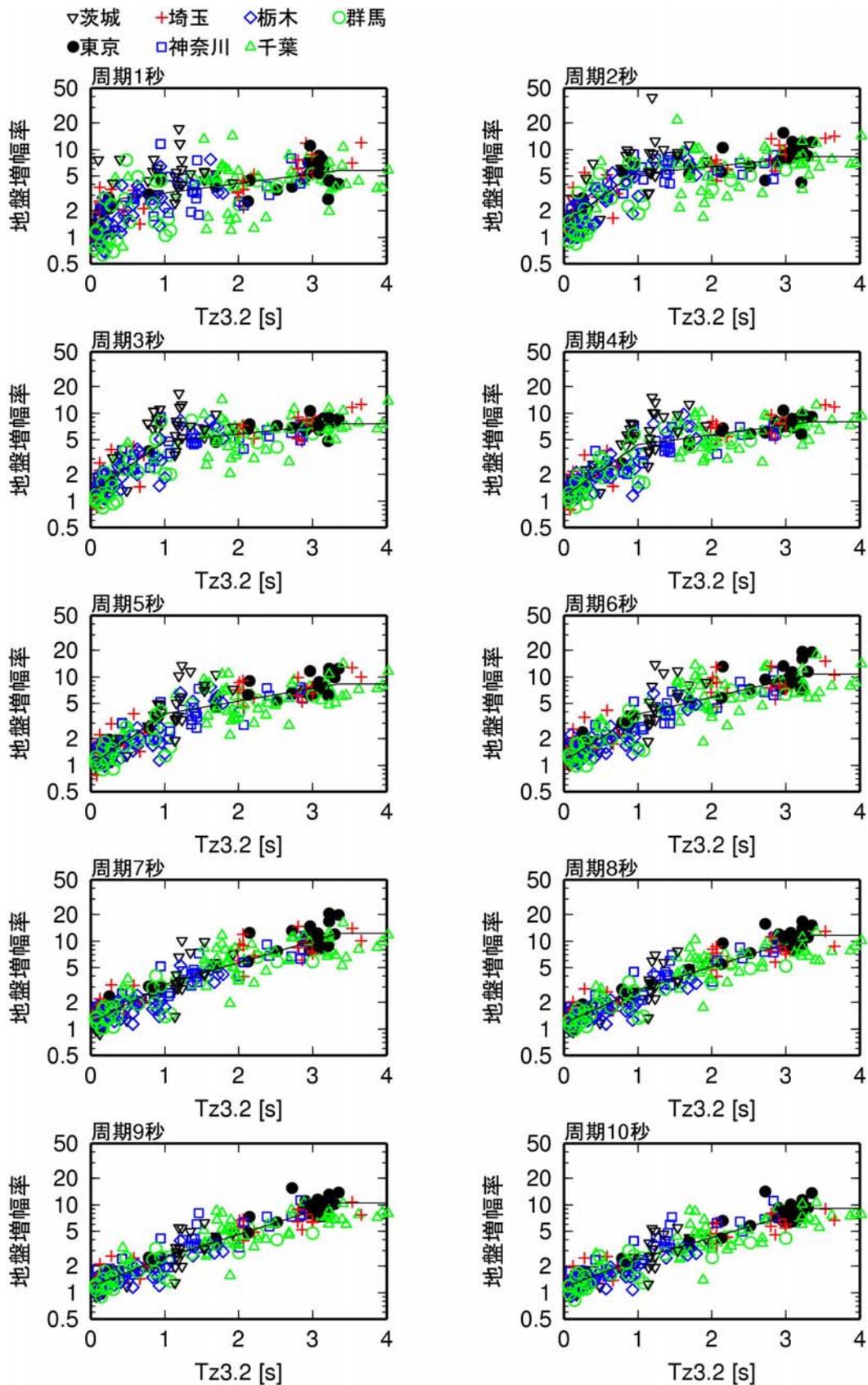


図 2.2-16 関東平野の観測点の $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係と回帰式(太平洋プレートの地震)

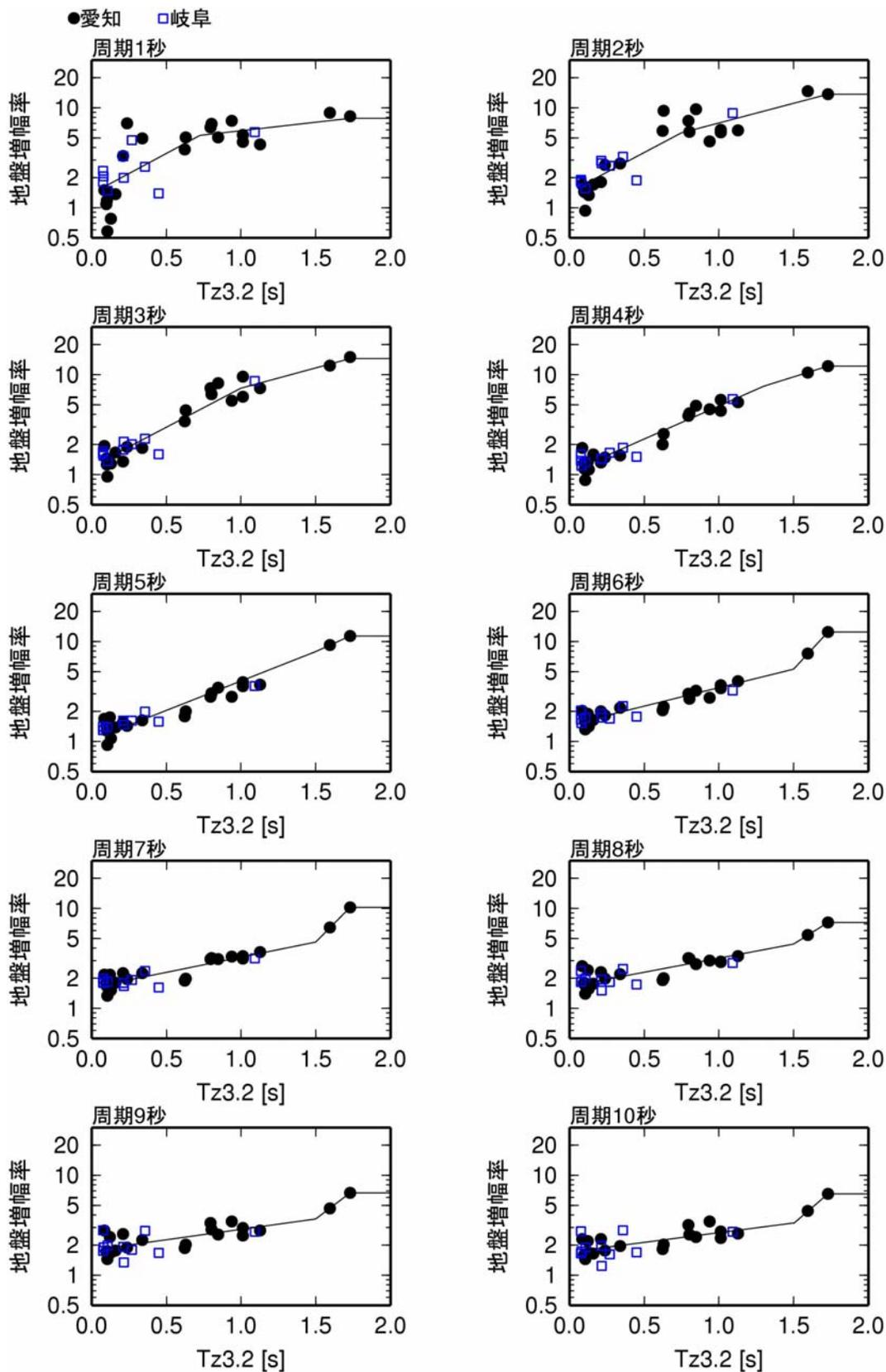


図 2.2-17 濃尾平野の観測点の $T_{z3.2}$ と地盤増幅率の関係と回帰式

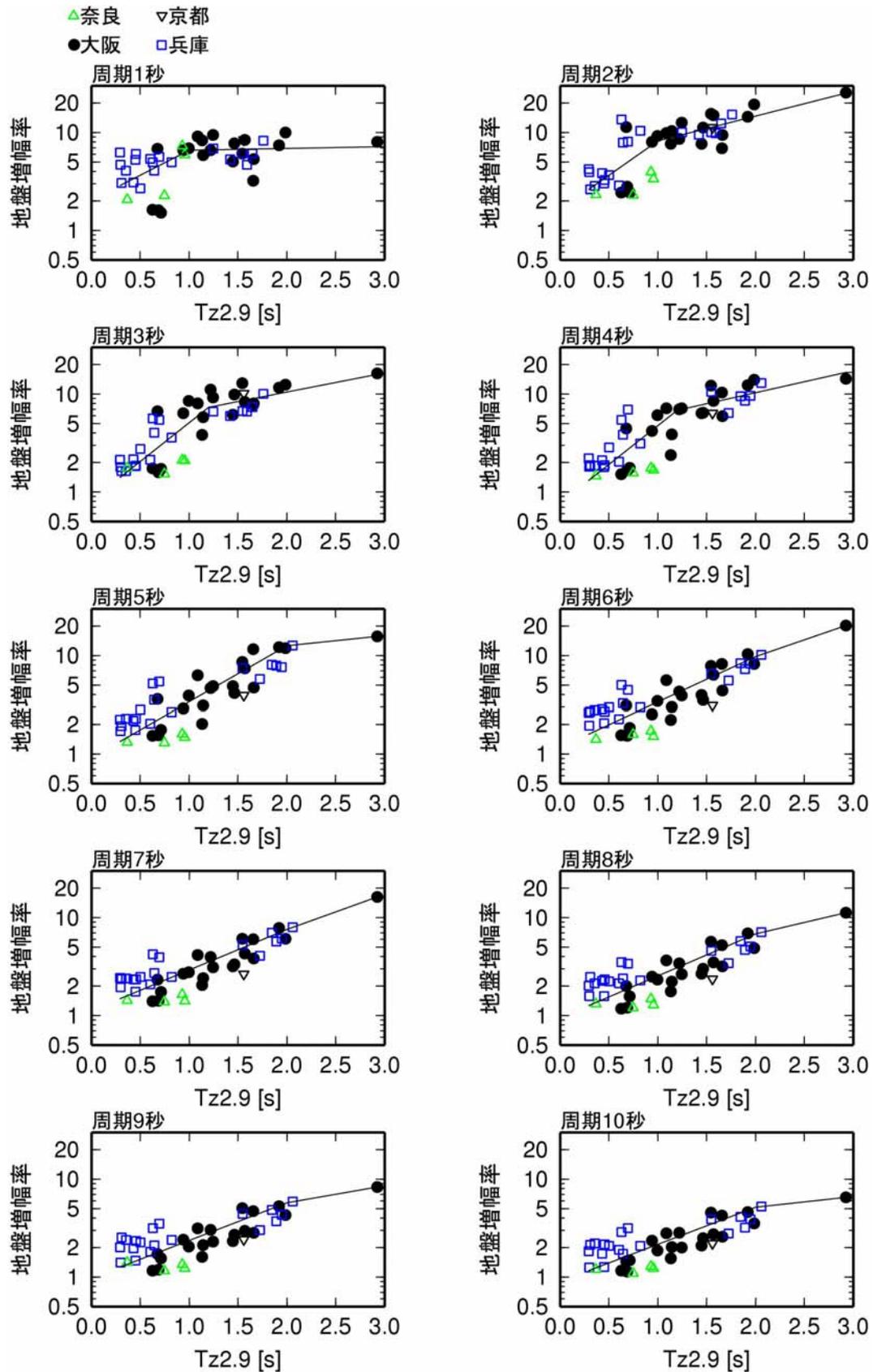


図 2.2-18 大阪平野の観測点の $T_{z2.9}$ と地盤増幅率の関係と回帰式

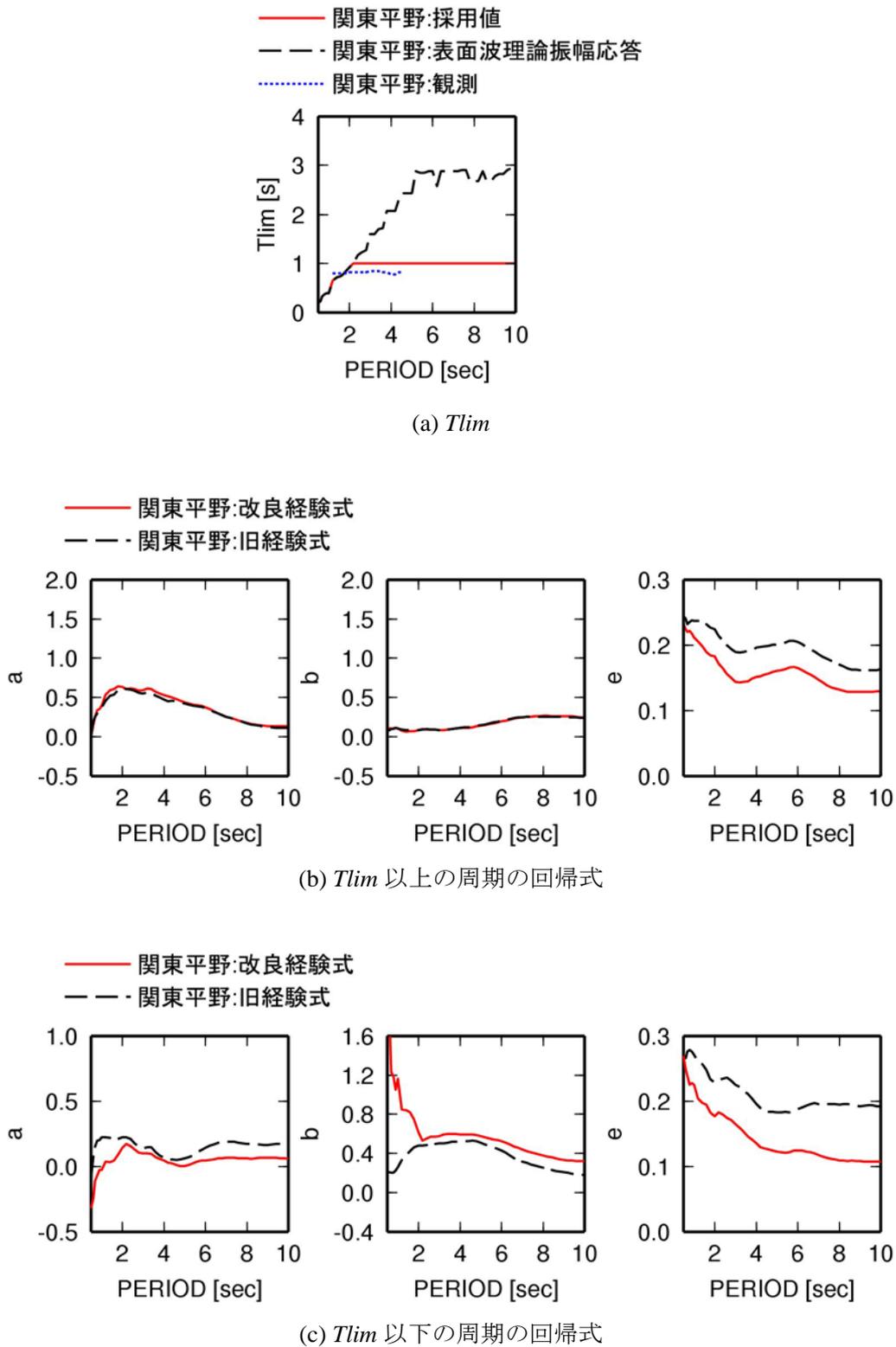
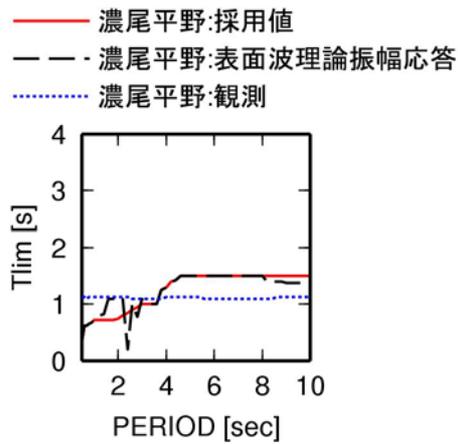
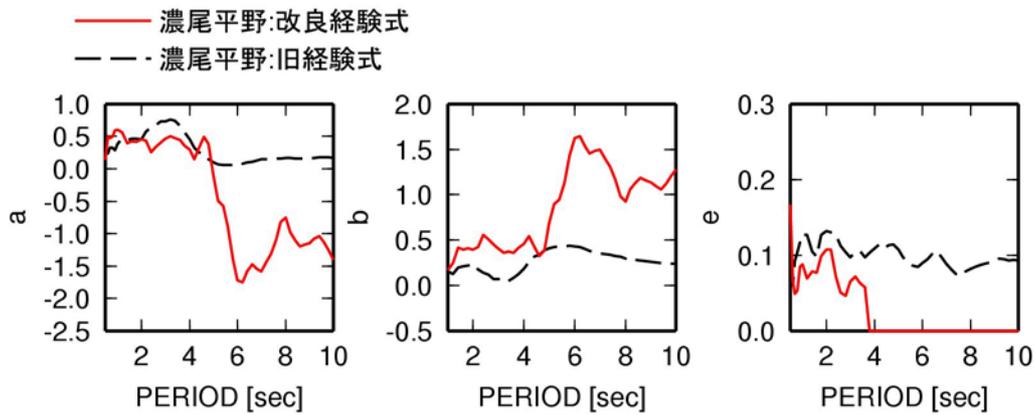


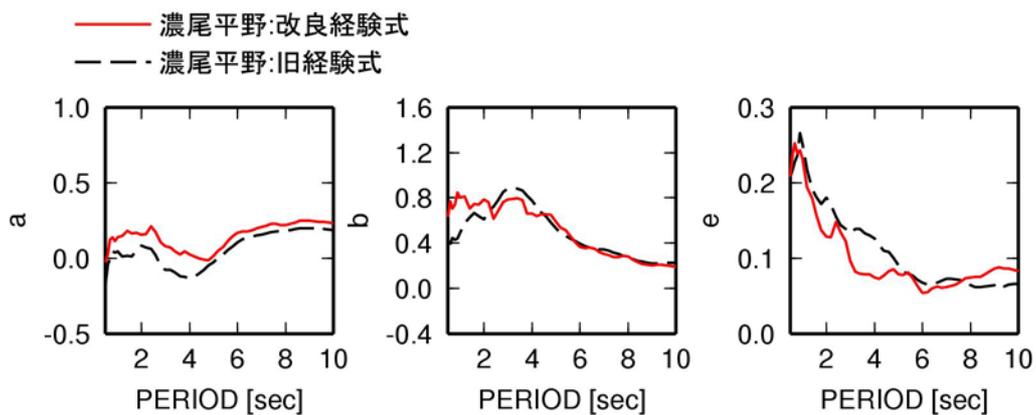
図 2.2-19 関東平野の地盤増幅率の回帰係数と回帰誤差 e(太平洋プレートの地震)



(a) T_{lim}

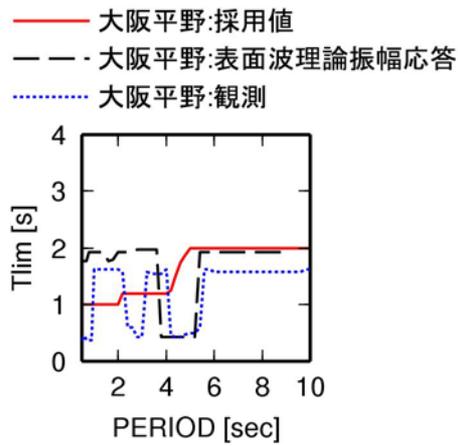


(b) T_{lim} 以上の周期の回帰式

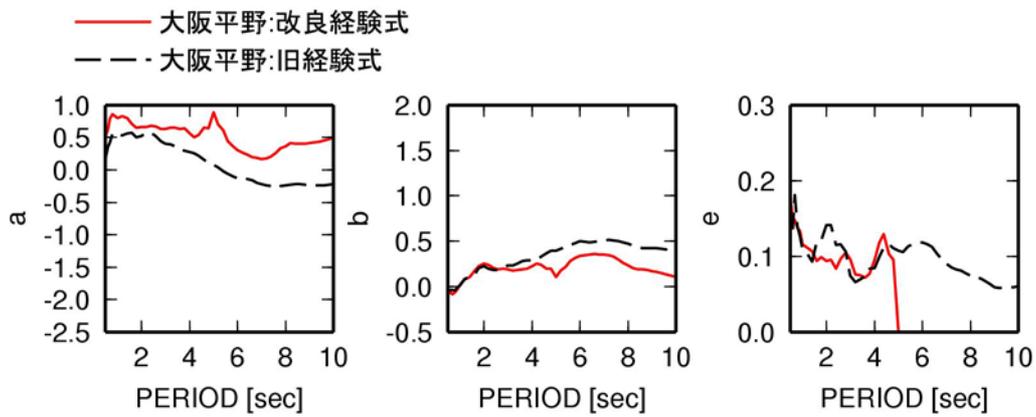


(c) T_{lim} 以下の周期の回帰式

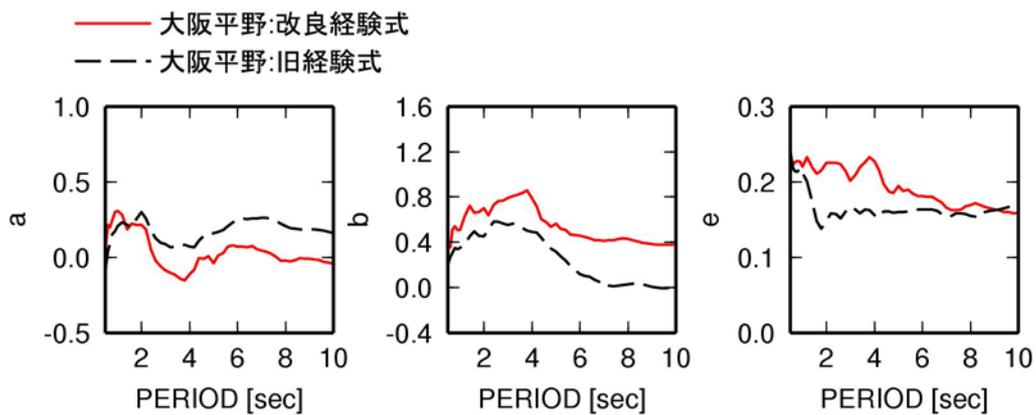
図 2.2-20 濃尾平野の地盤増幅率の回帰係数と回帰誤差 e



(a) T_{lim}



(b) T_{lim} 以上の周期の回帰式



(c) T_{lim} 以下の周期の回帰式

図 2.2-21 大阪平野の地盤増幅率の回帰係数と回帰誤差

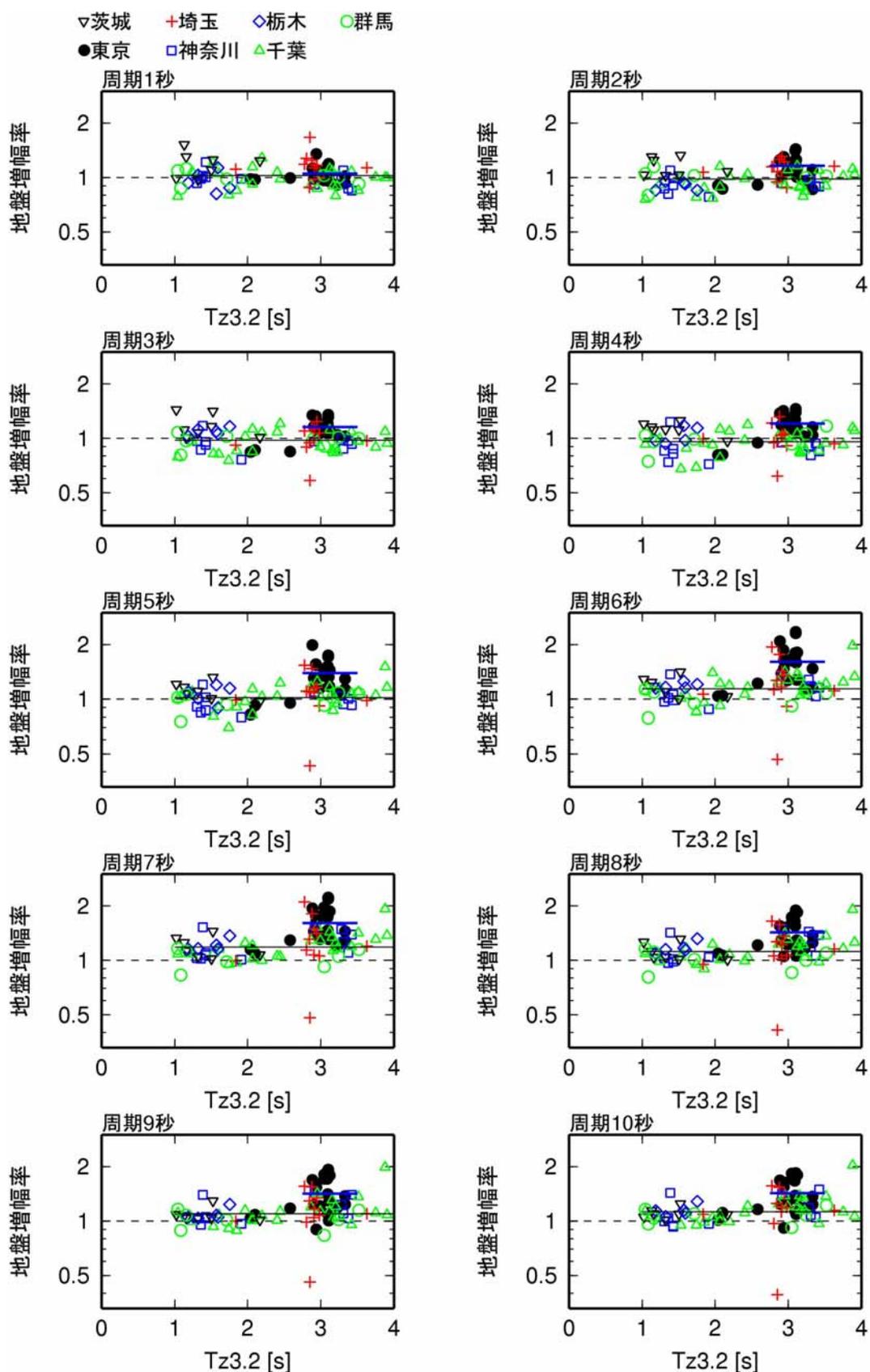
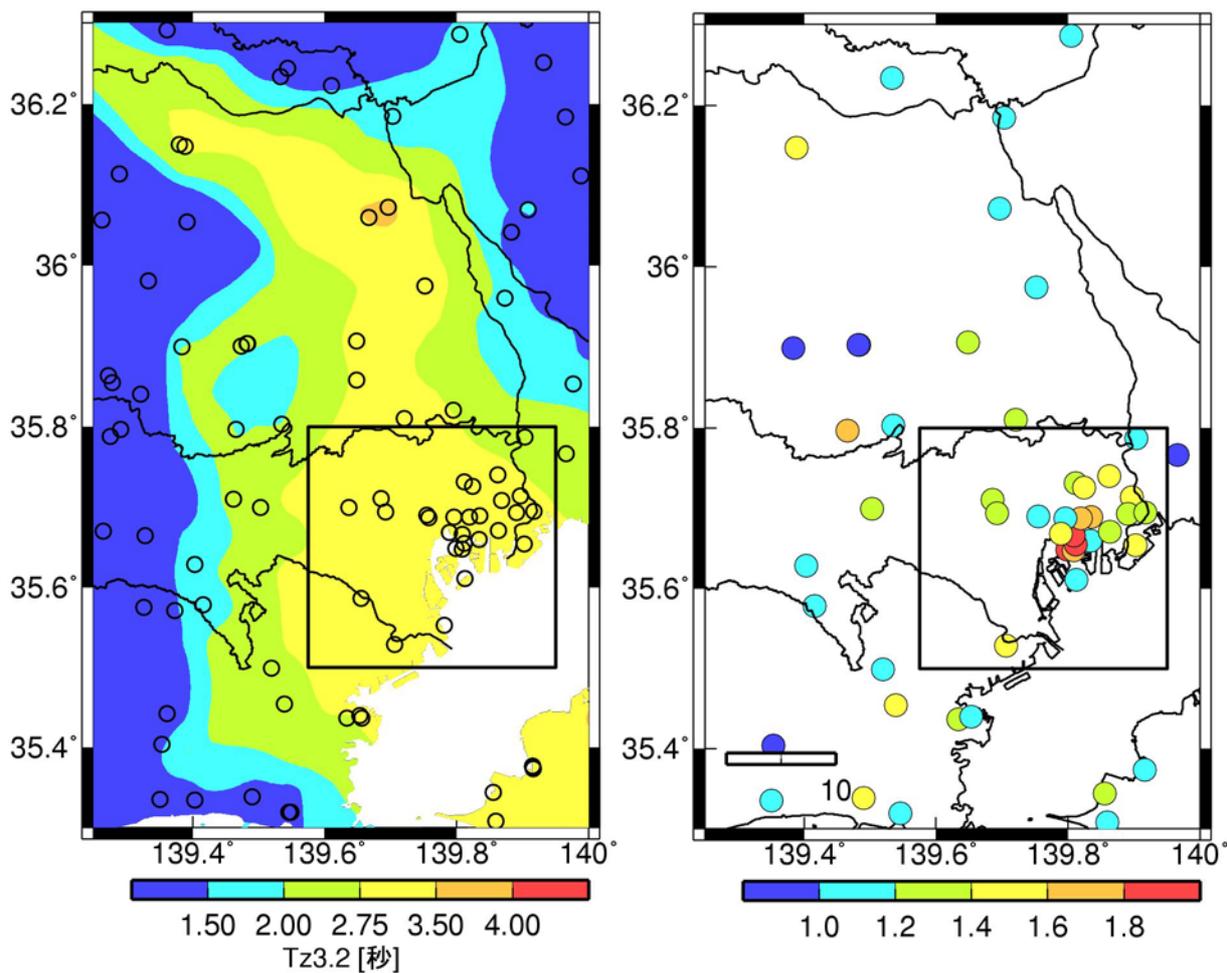
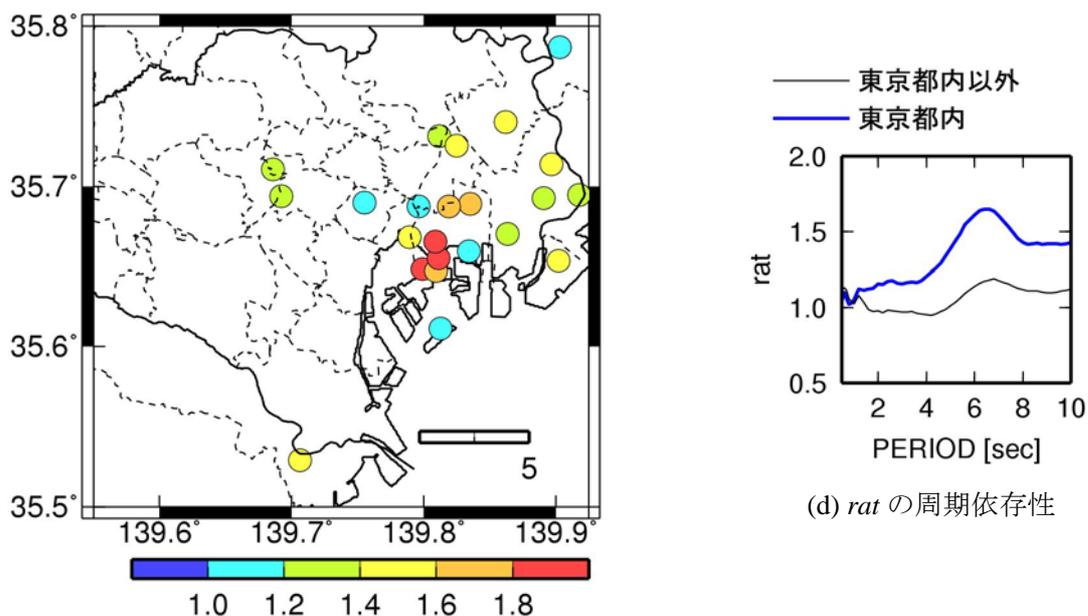


図 2.2-22 関東平野の $Tz_{3.2} \geq 1$ s 以上の観測点での太平洋プレートの地震の地盤増幅率に対するフィリピン海プレートの地震の地盤増幅率の比 rat



(a) $Tz_{3.2}$ 分布(○ : 全観測点)

(b) rat 分布(○ : rat がある観測点)



(c) (a),(b)の矩形領域内の rat 分布(○ : rat がある観測点)

(d) rat の周期依存性

図 2.2-23 関東平野の $Tz_{3.2}$ 分布と太平洋プレートの地震の地盤増幅率に対するフィリピン海プレートの地震の地盤増幅率の比 rat

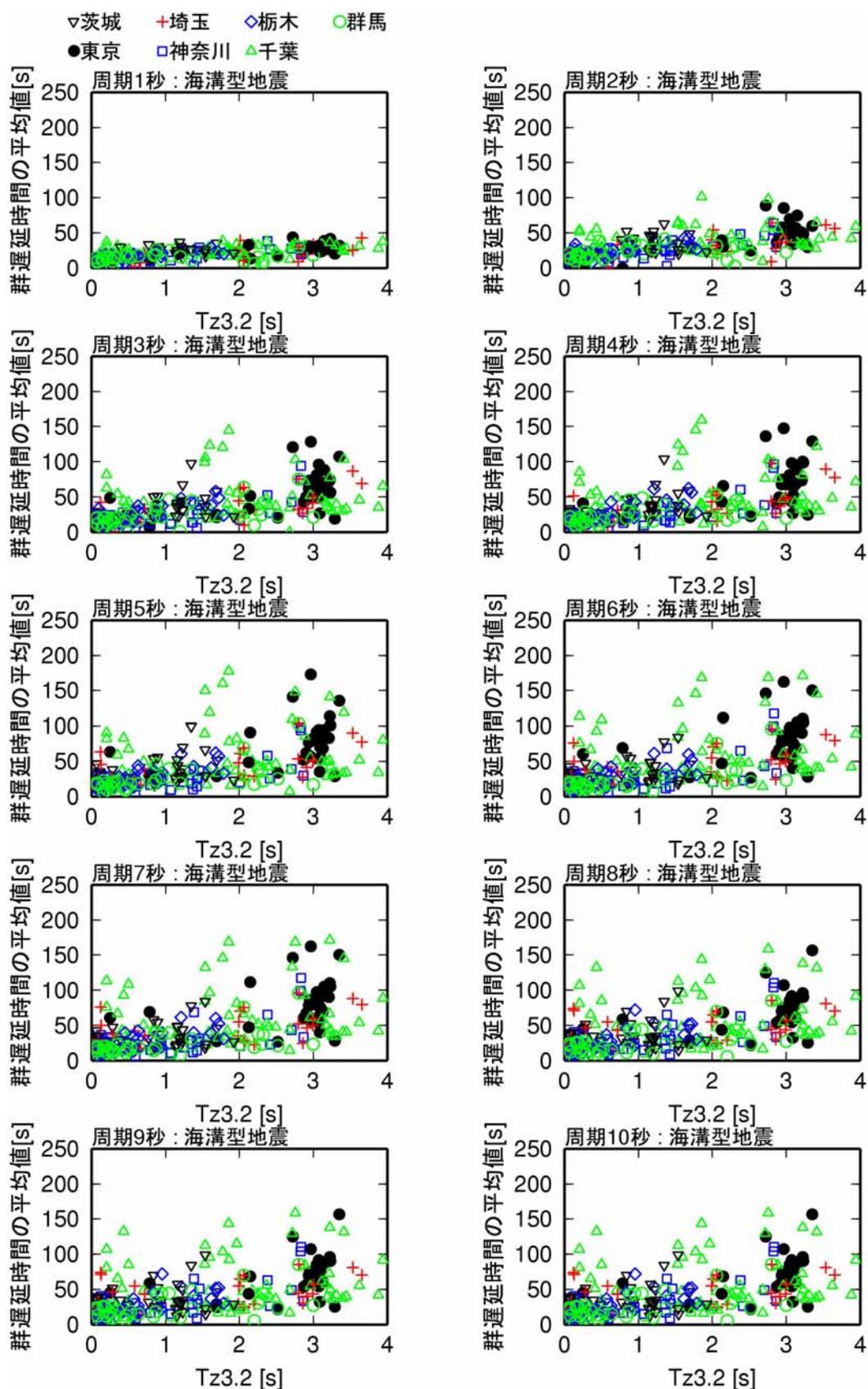


図 2.2-24 関東平野の観測点の元データの $T_{z3.2}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係(太平洋プレートの地震)

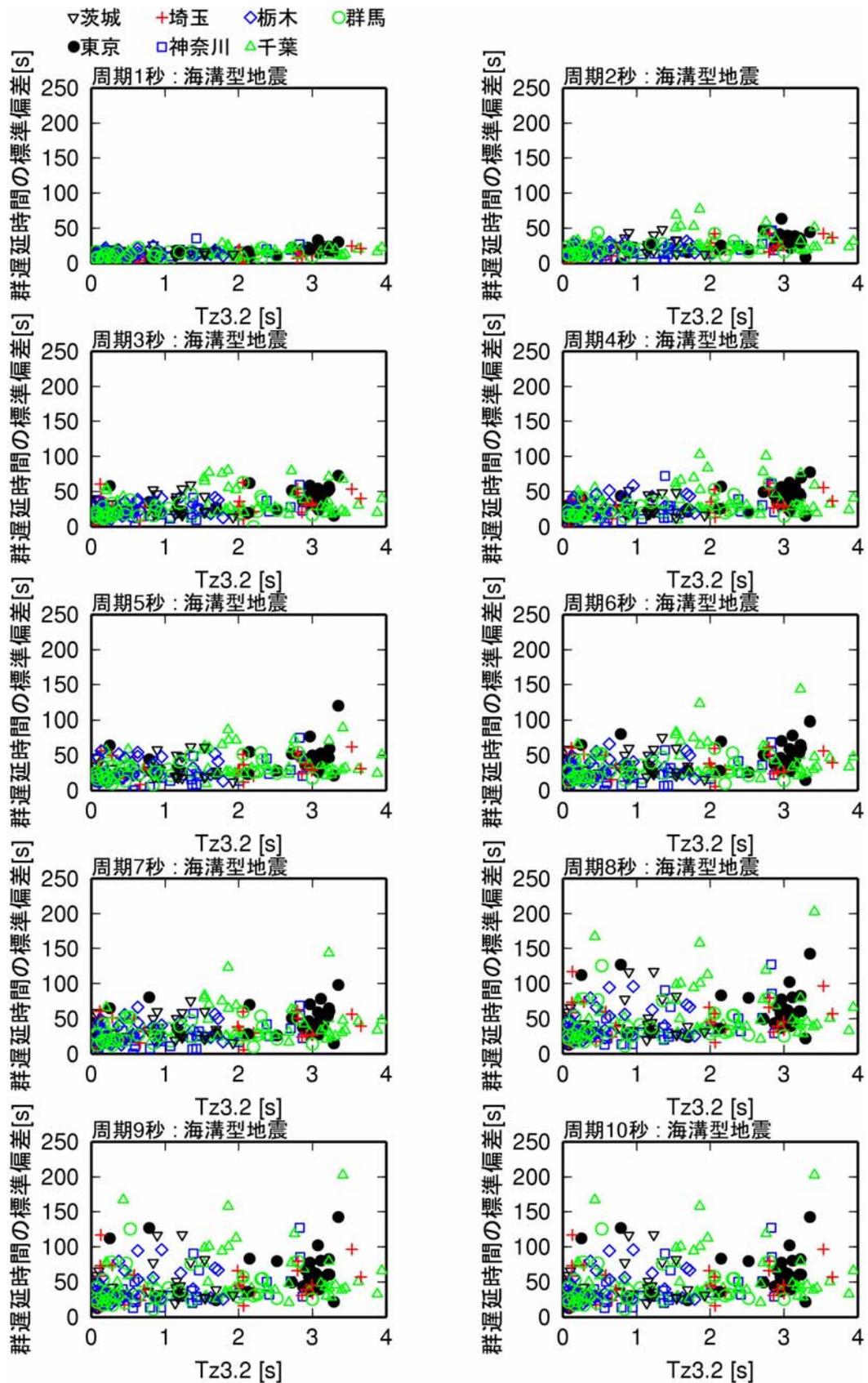


図 2.2-25 関東平野の観測点の元データの $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係(太平洋プレートの地震)

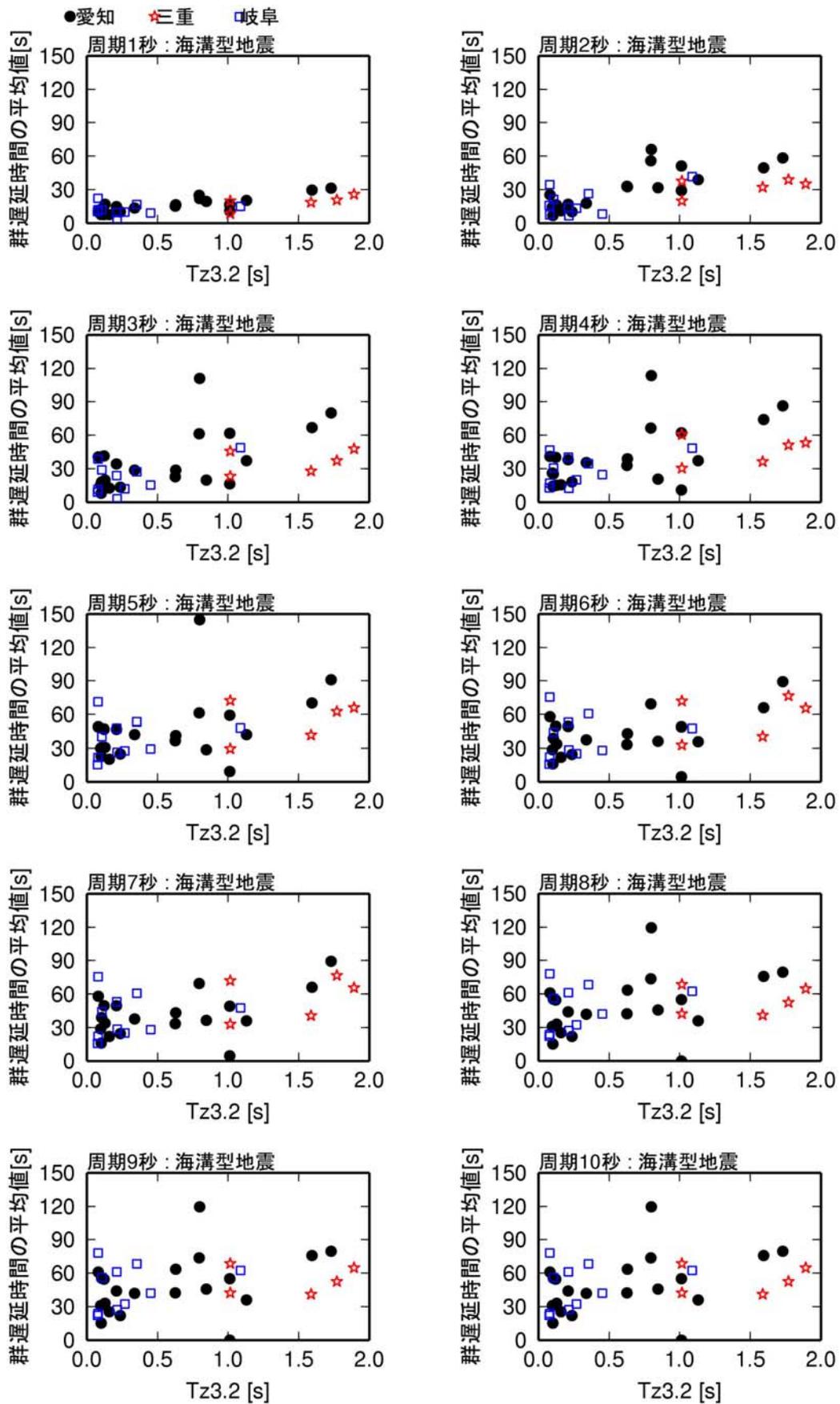


図 2.2-26 濃尾平野の観測点の元データの $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係

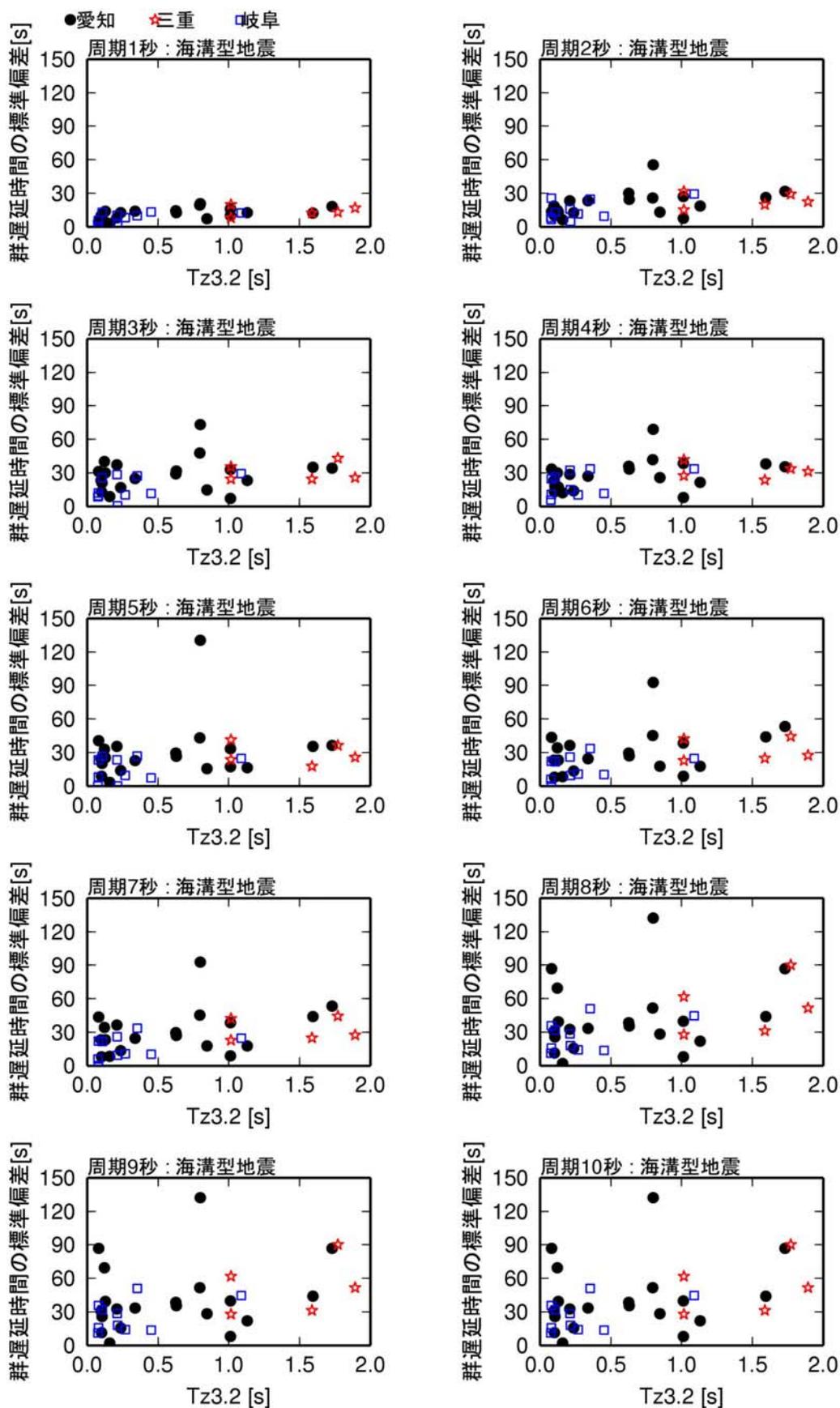


図 2.2-27 濃尾平野の観測点の元データの $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係

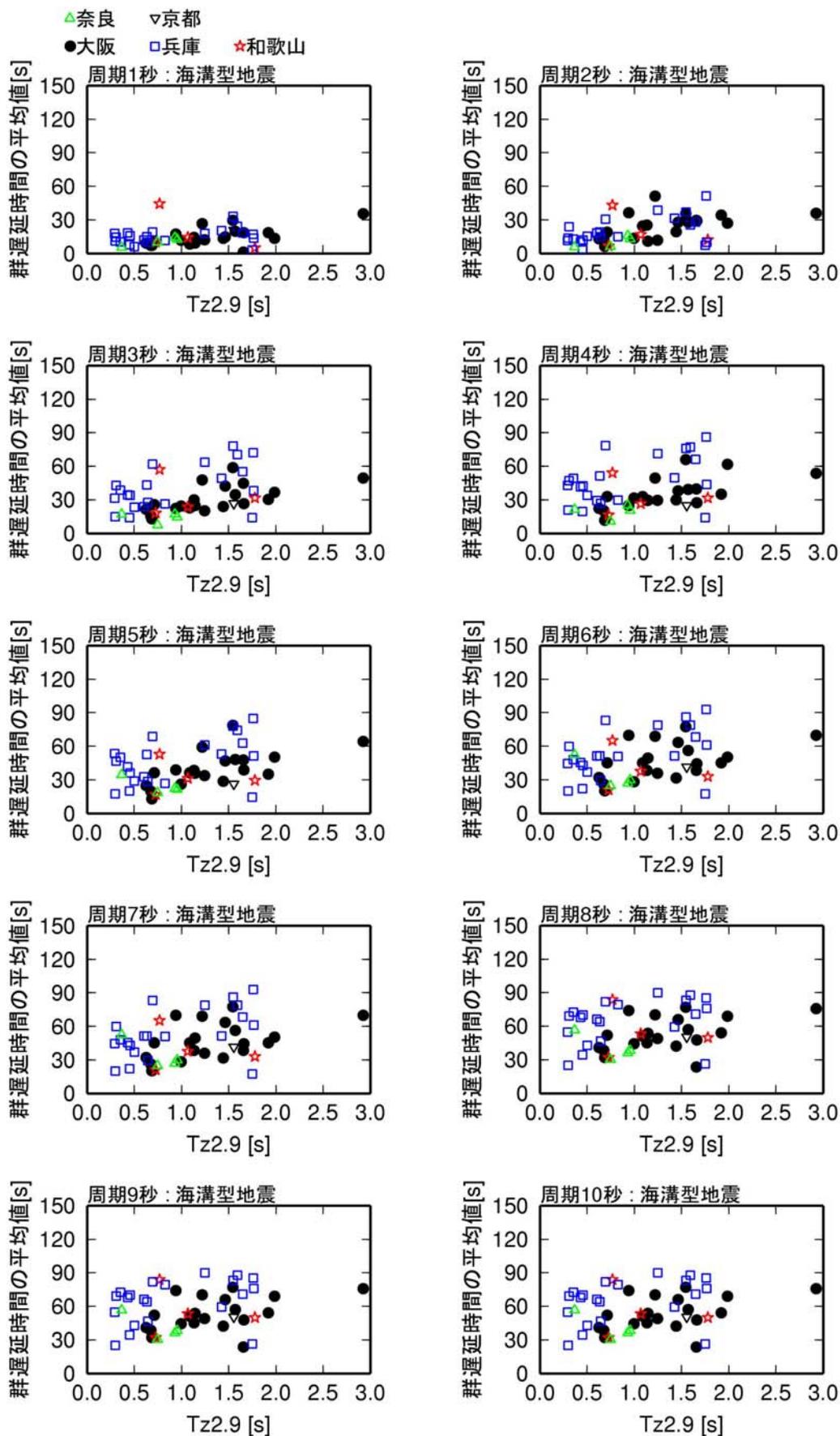


図 2.2-28 大阪平野の観測点の元データの $Tz_{2.9}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係

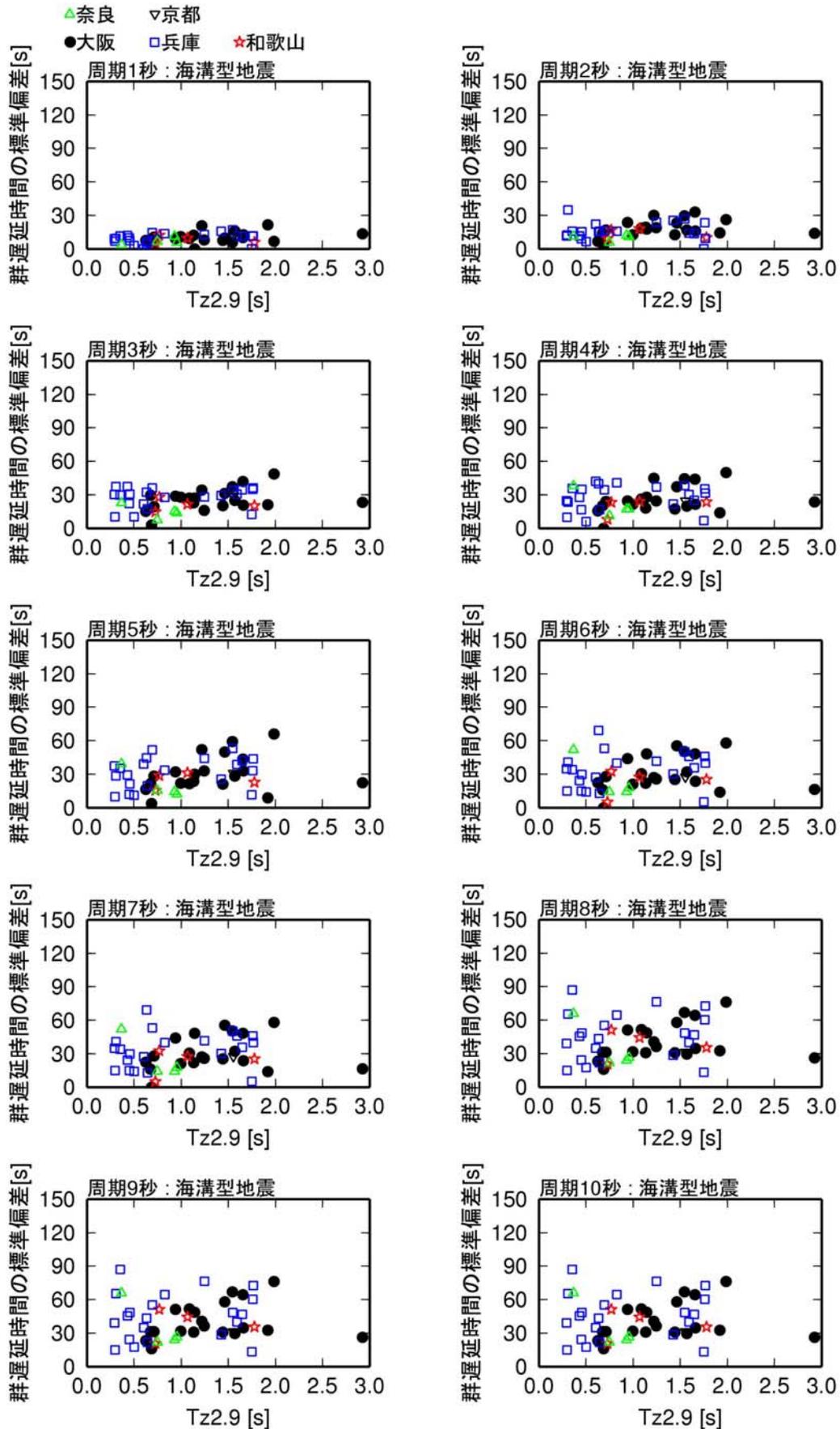


図 2.2-29 大阪平野の観測点の元データの $Tz_{2.9}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係

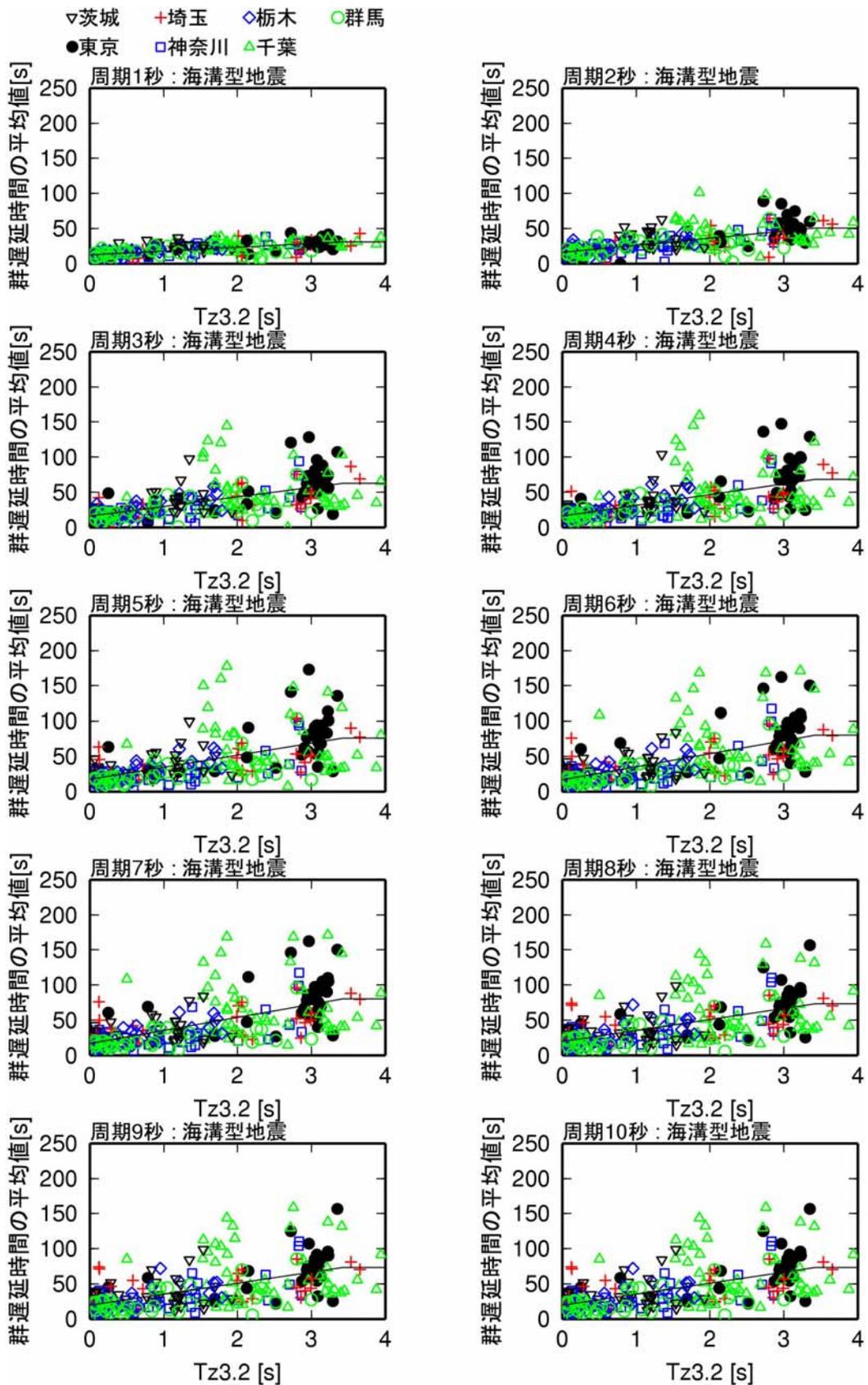


図 2.2-30 関東平野の観測点の $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係と回帰式

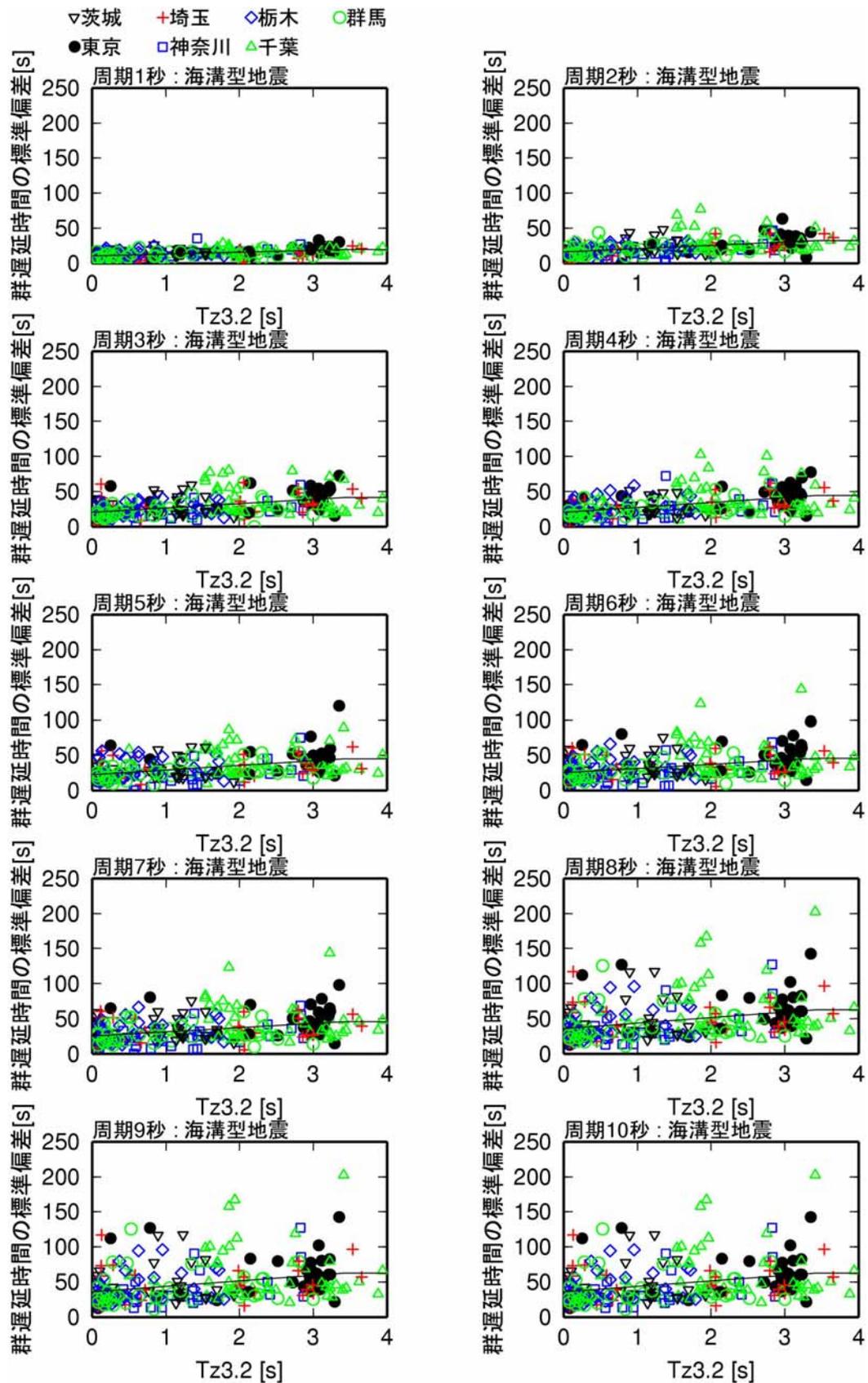


図 2.2-31 関東平野の観測点の $T_{z3.2}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係と回帰式

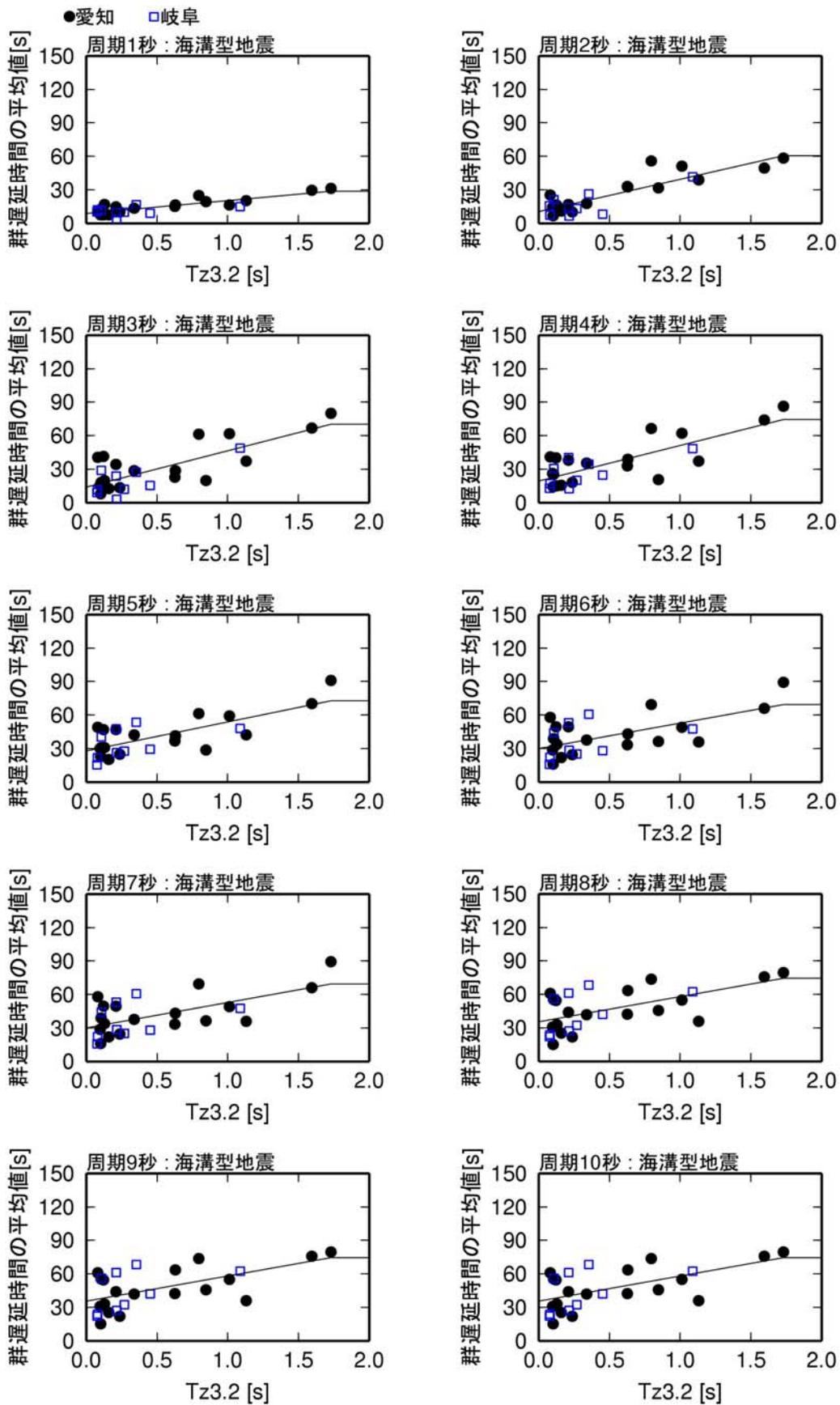


図 2.2-32 濃尾平野の観測点の $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係と回帰式

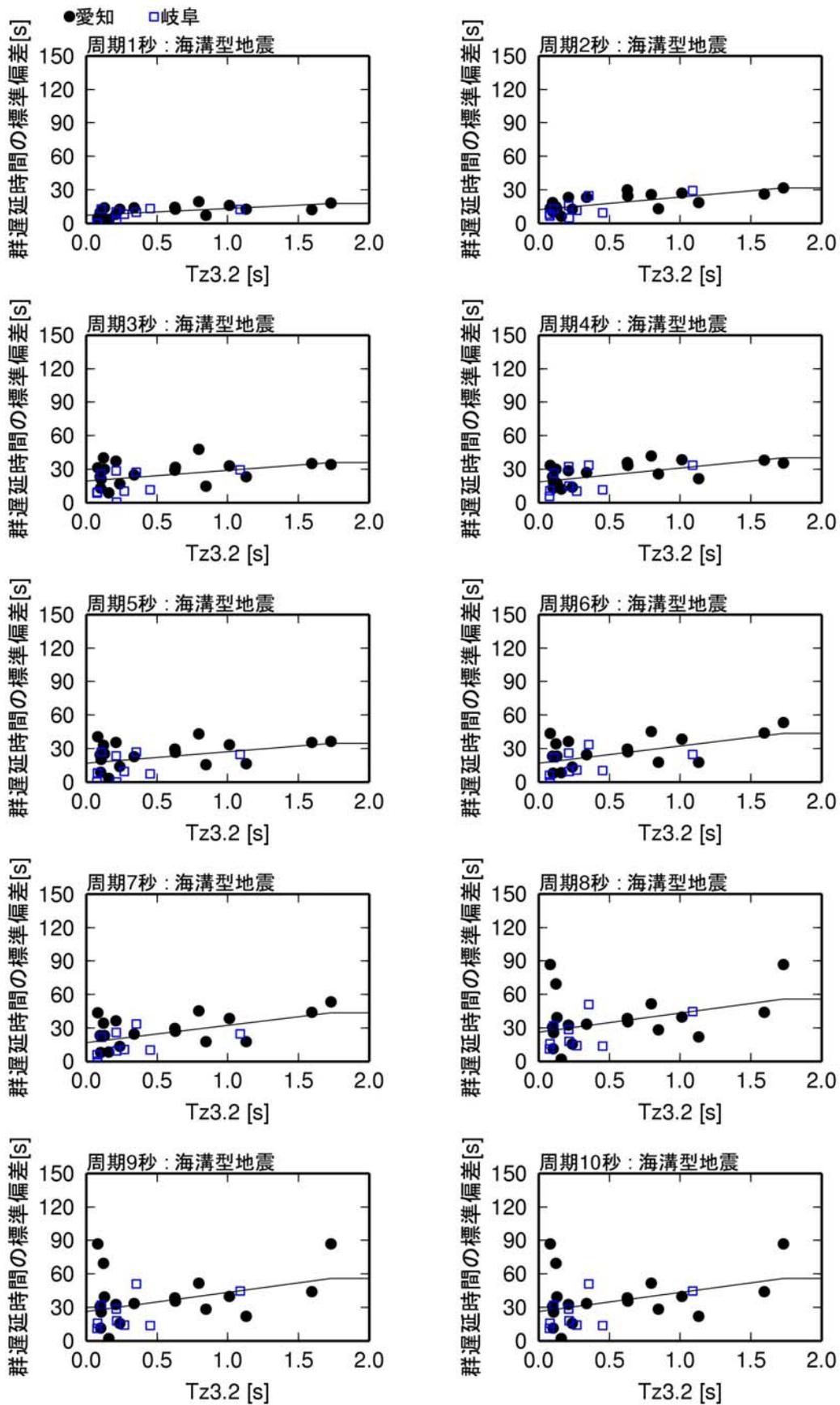


図 2.2-33 濃尾平野の観測点の $Tz_{3.2}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係と回帰式

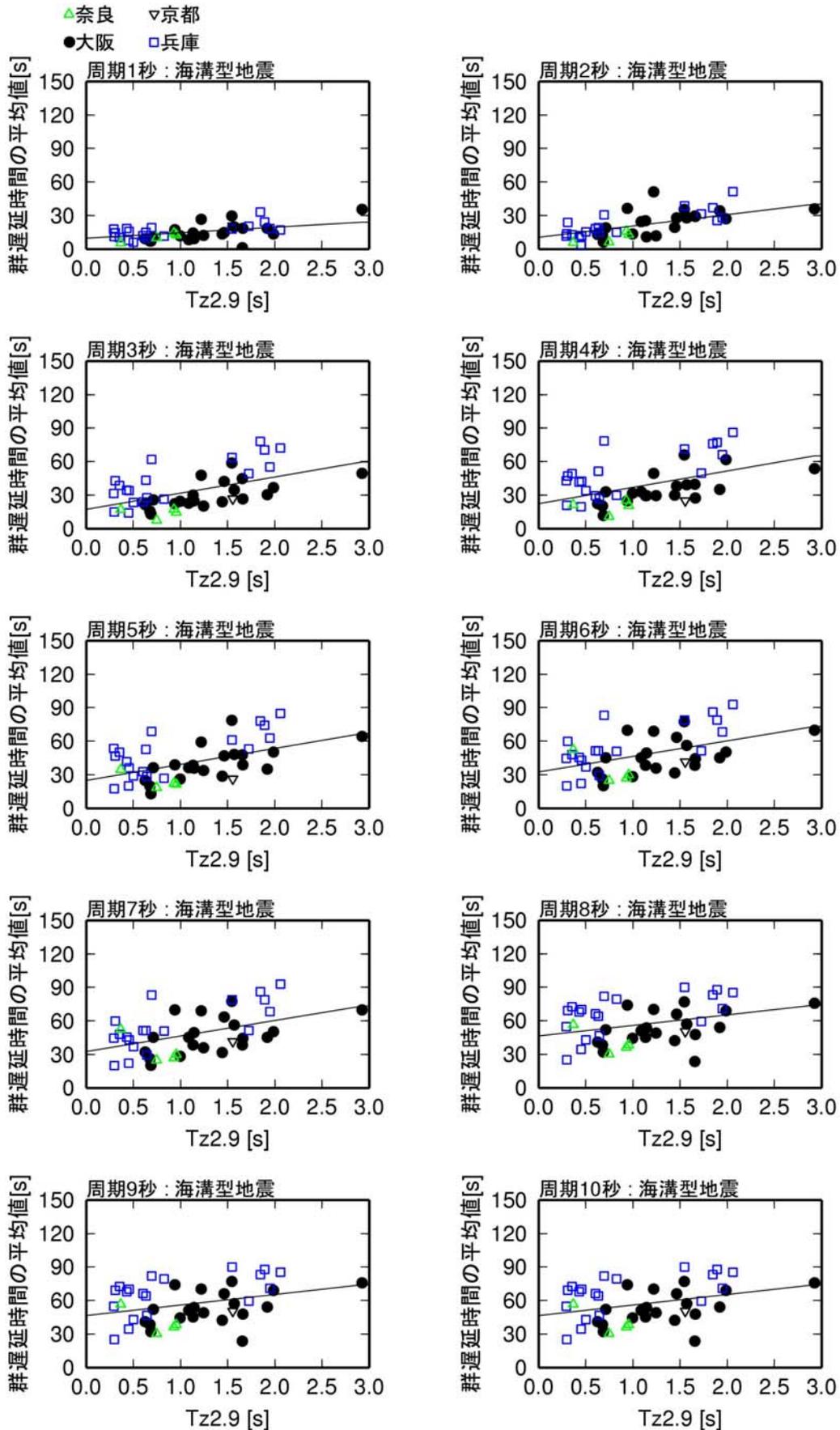


図 2.2-34 大阪平野の観測点の $Tz_{2.9}$ と群遅延時間の平均値のサイト係数の関係と回帰式

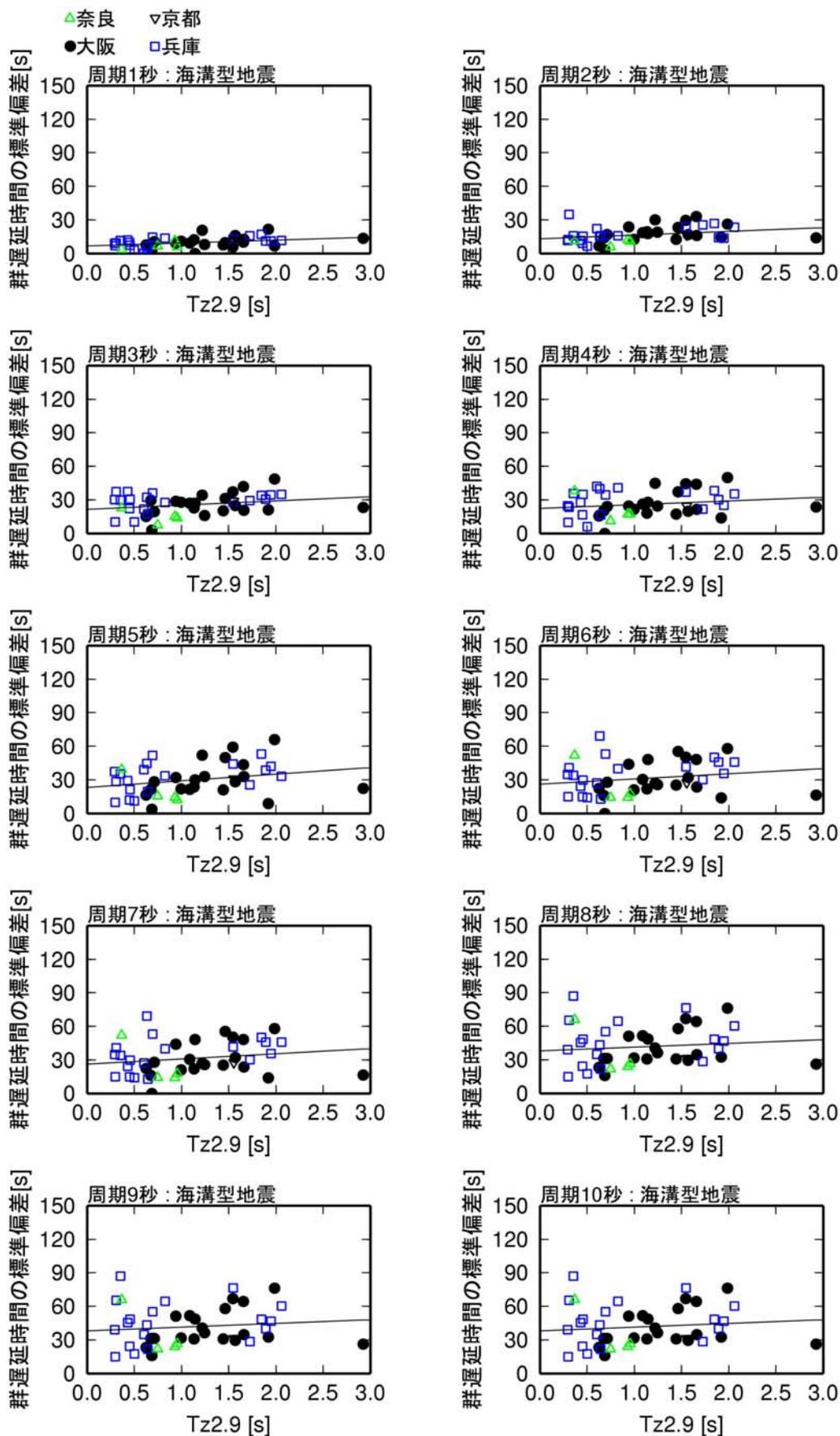


図 2.2-35 大阪平野の観測点の $Tz_{2.9}$ と群遅延時間の標準偏差のサイト係数の関係と回帰式

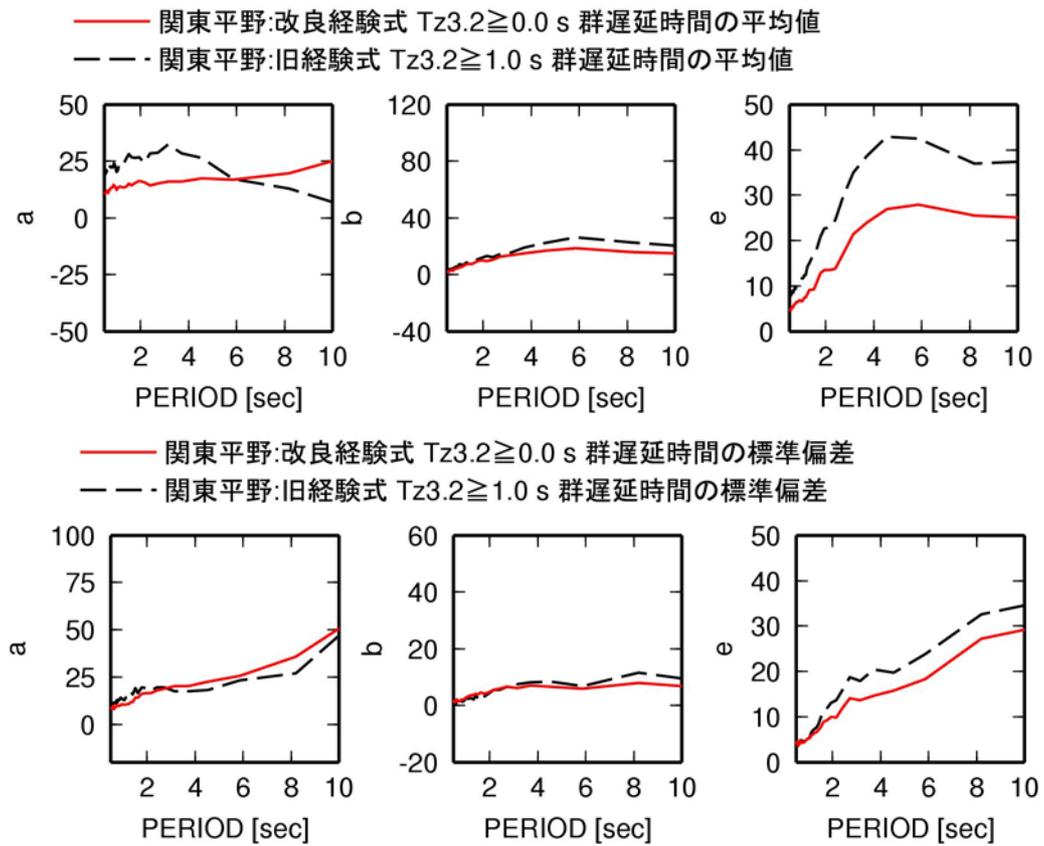


図 2.2-36 関東平野の群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数の回帰係数と回帰誤差 e(太平洋プレートの地震)

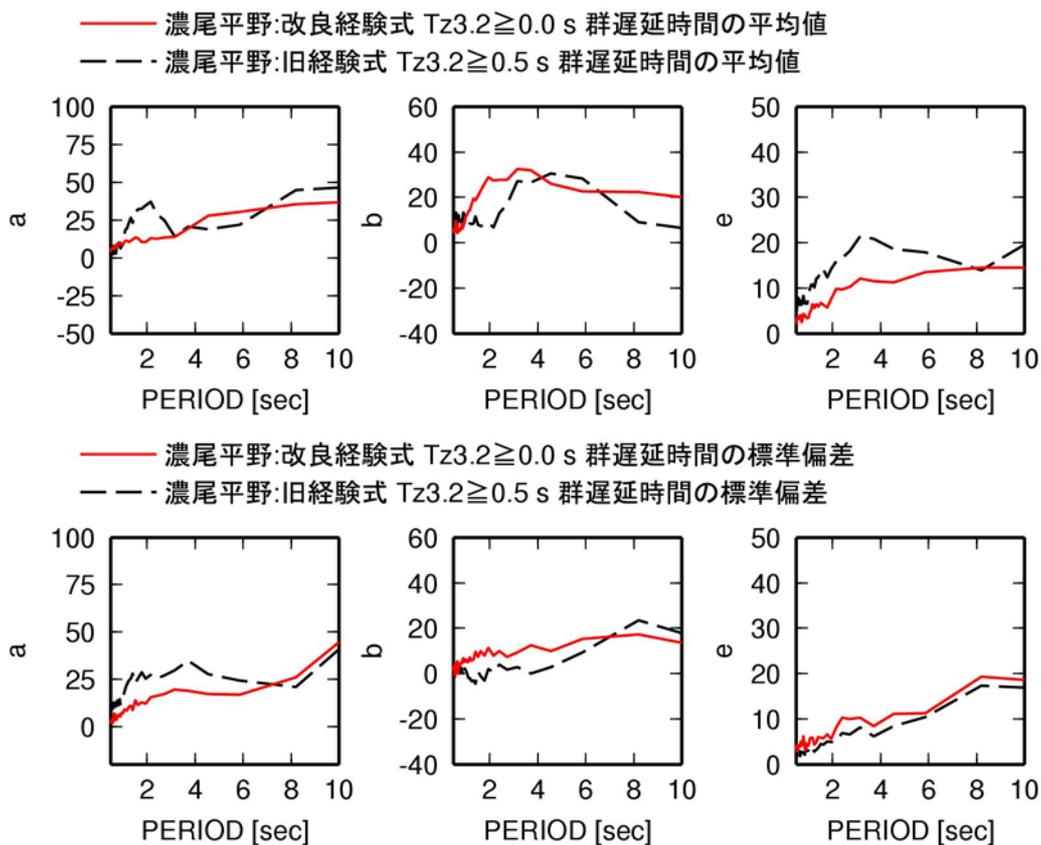


図 2.2-37 濃尾平野の群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数の回帰係数と回帰誤差 e

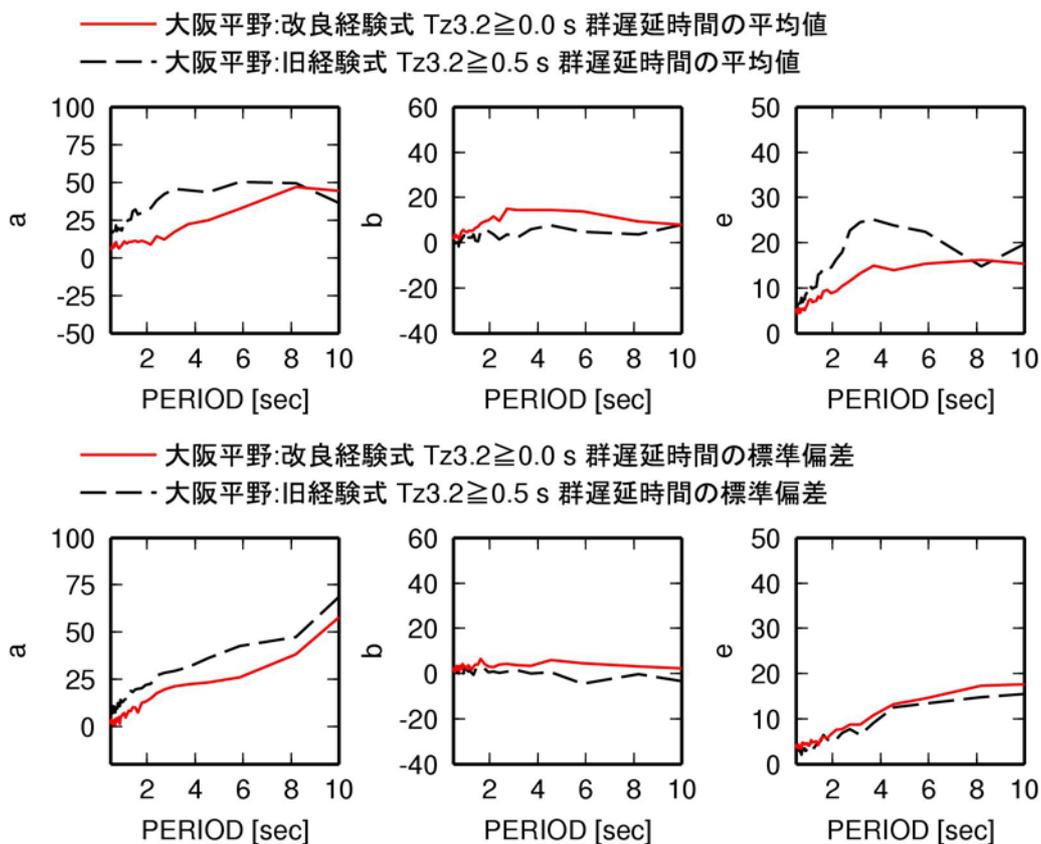


図 2.2-38 大阪平野の群遅延時間の平均値と標準偏差のサイト係数の回帰係数と回帰誤差 e

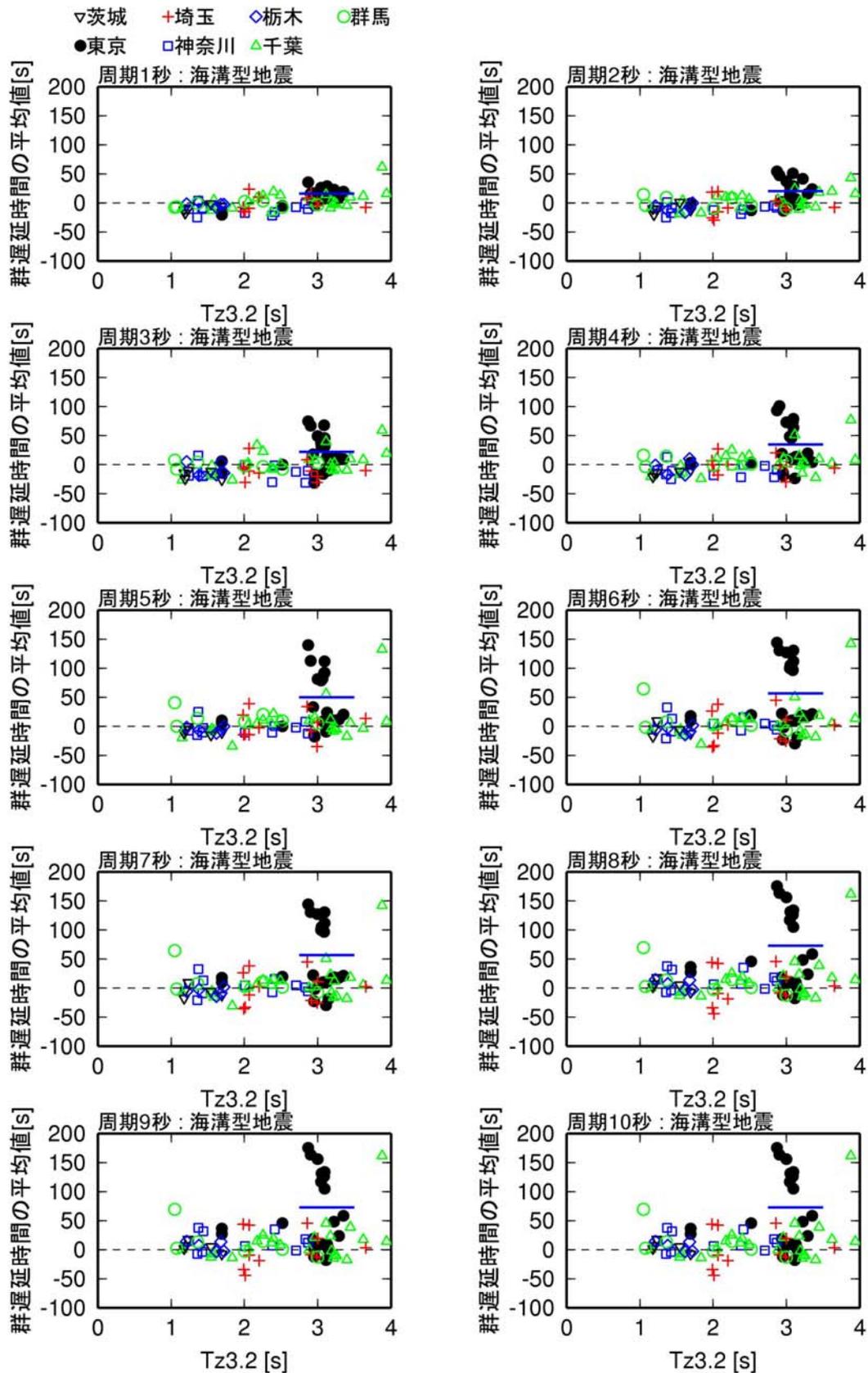


図 2.2-39 関東平野の $Tz_{3.2} \geq 1$ s 以上の観測点でのフィリピン海プレートの地震の群遅延時間の平均値のサイト係数の太平洋プレートの地震の群遅延時間の平均値のサイト係数からの差 diff

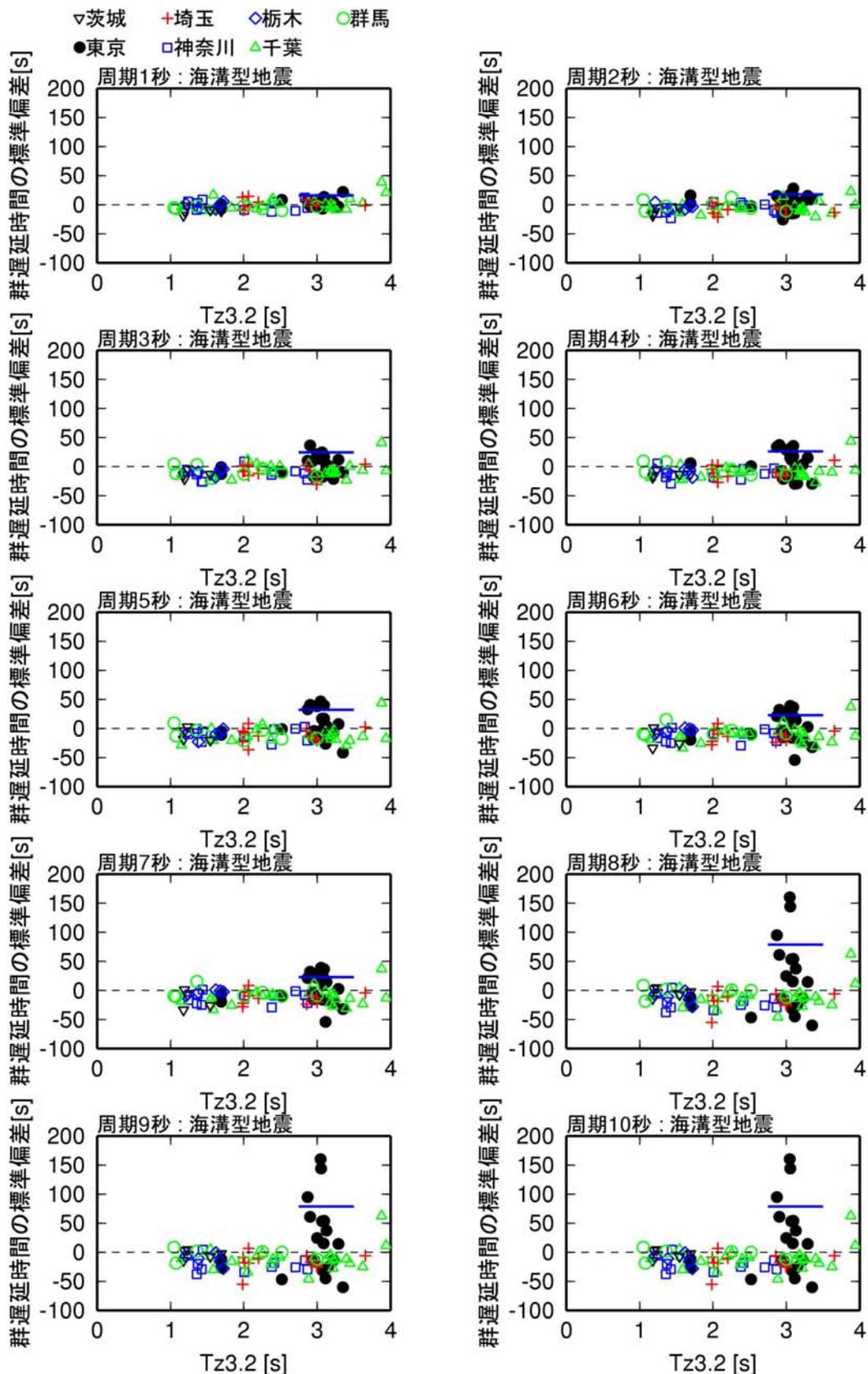


図 2.2-40 関東平野の $Tz_{3.2} \geq 1$ s 以上の観測点でのフィリピン海プレートの地震の群遅延時間の標準偏差のサイト係数の太平洋プレートの地震の群遅延時間の標準偏差のサイト係数からの差 diff

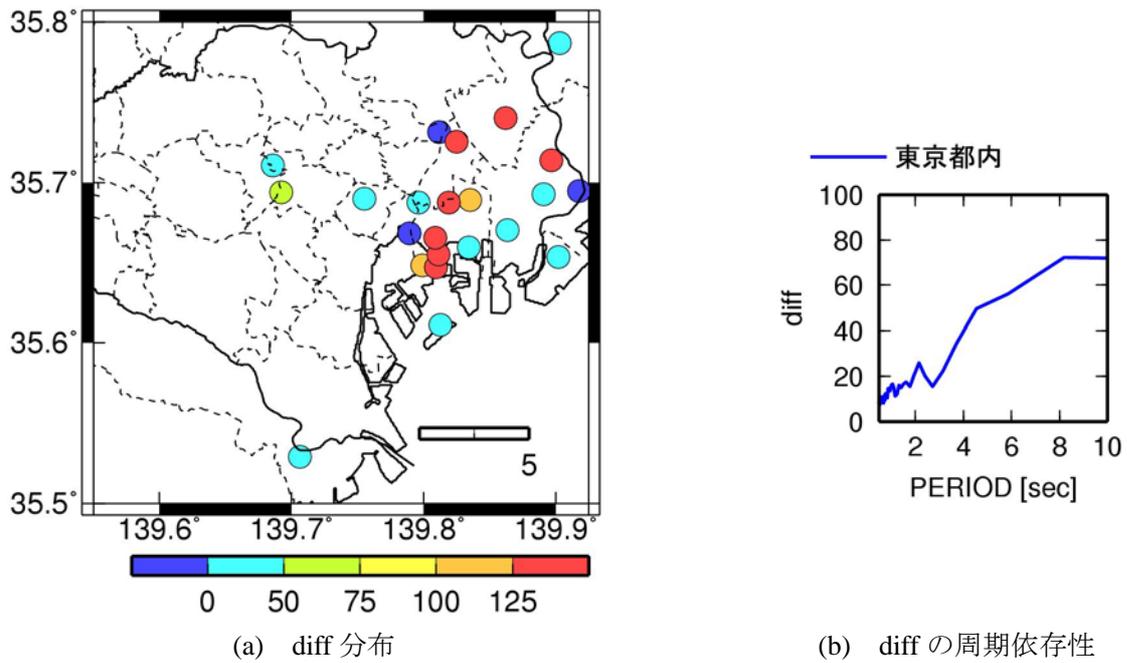


図 2.2-41 関東平野のフィリピン海プレートの地震の群遅延時間の平均値のサイト係数の太平洋プレート
の地震の群遅延時間の平均値のサイト係数からの差 diff の分布と diff の周期
依存性

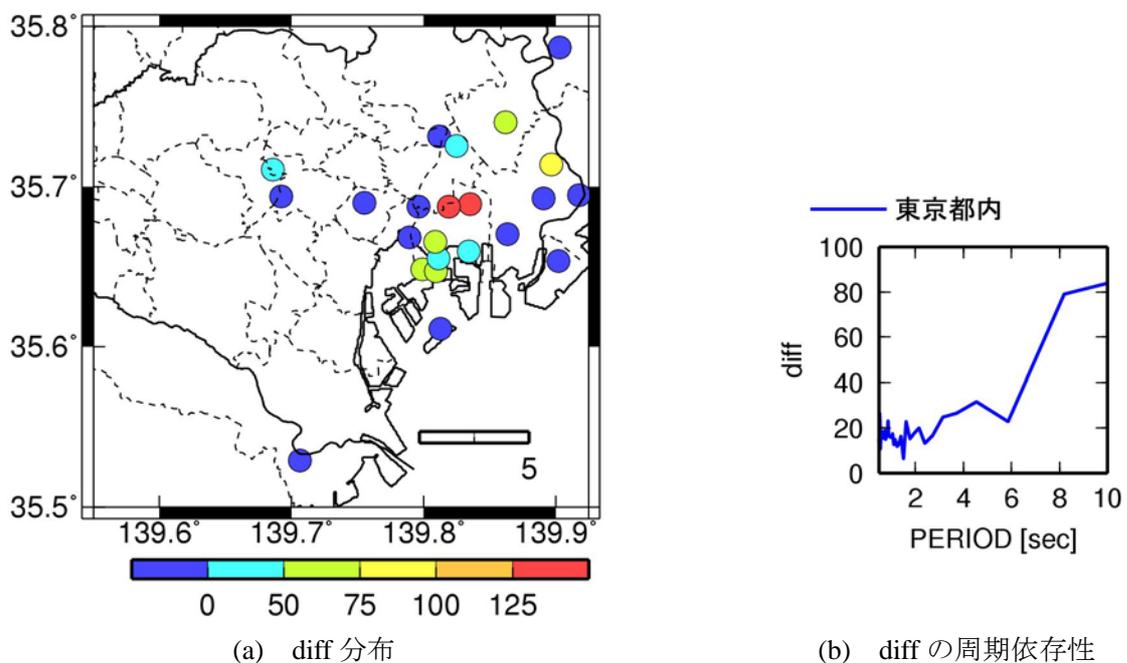


図 2.2-42 関東平野のフィリピン海プレートの地震の群遅延時間の標準偏差のサイト係数の太平洋
プレート
の地震の群遅延時間の標準偏差のサイト係数からの差 diff の分布と diff の
周期依存性

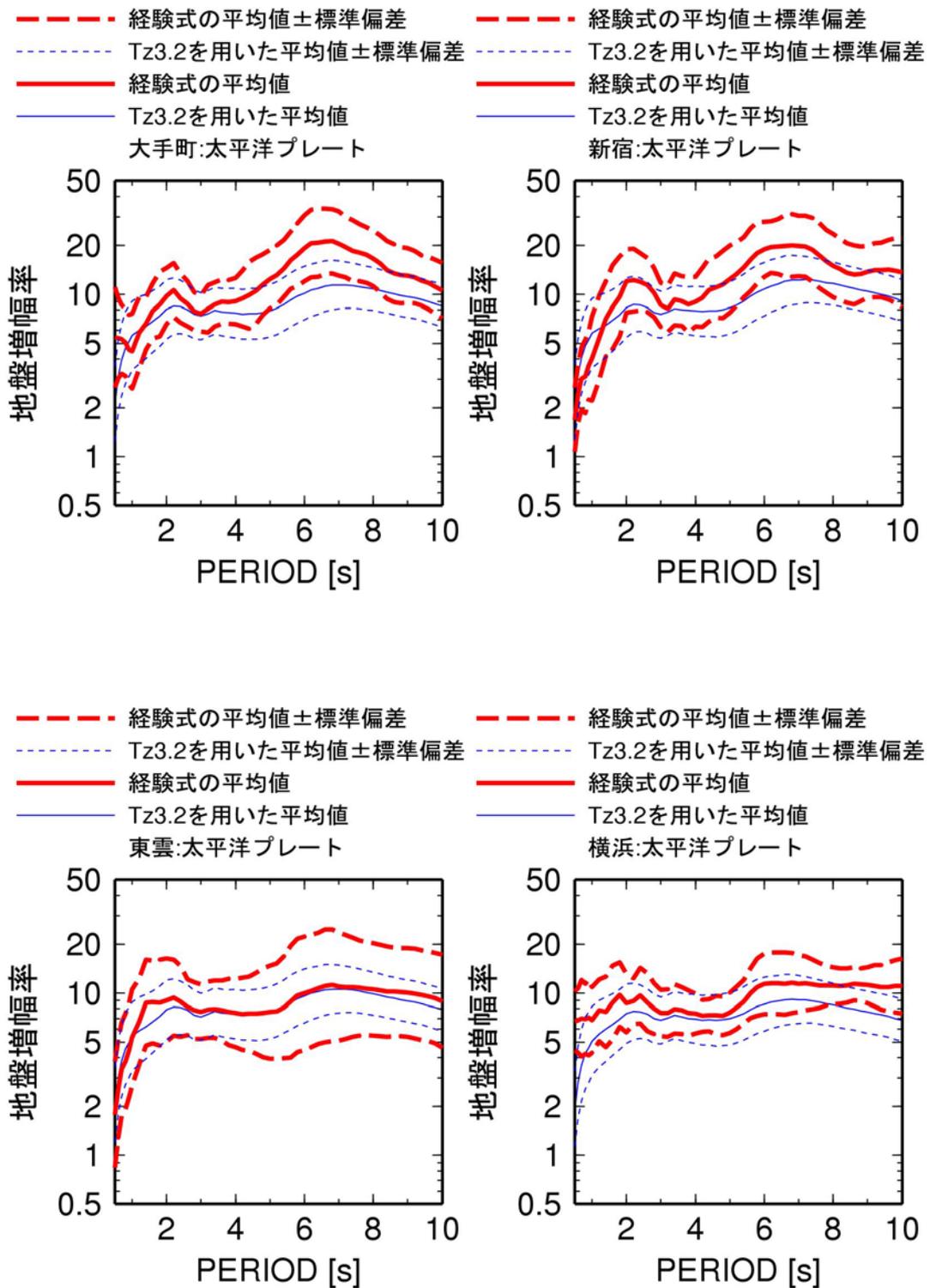


図 2.2-43 関東平野の 4 観測点での元の地盤増幅率と補間の回帰式に基づく地盤増幅率の比較(太平洋プレートの地震)

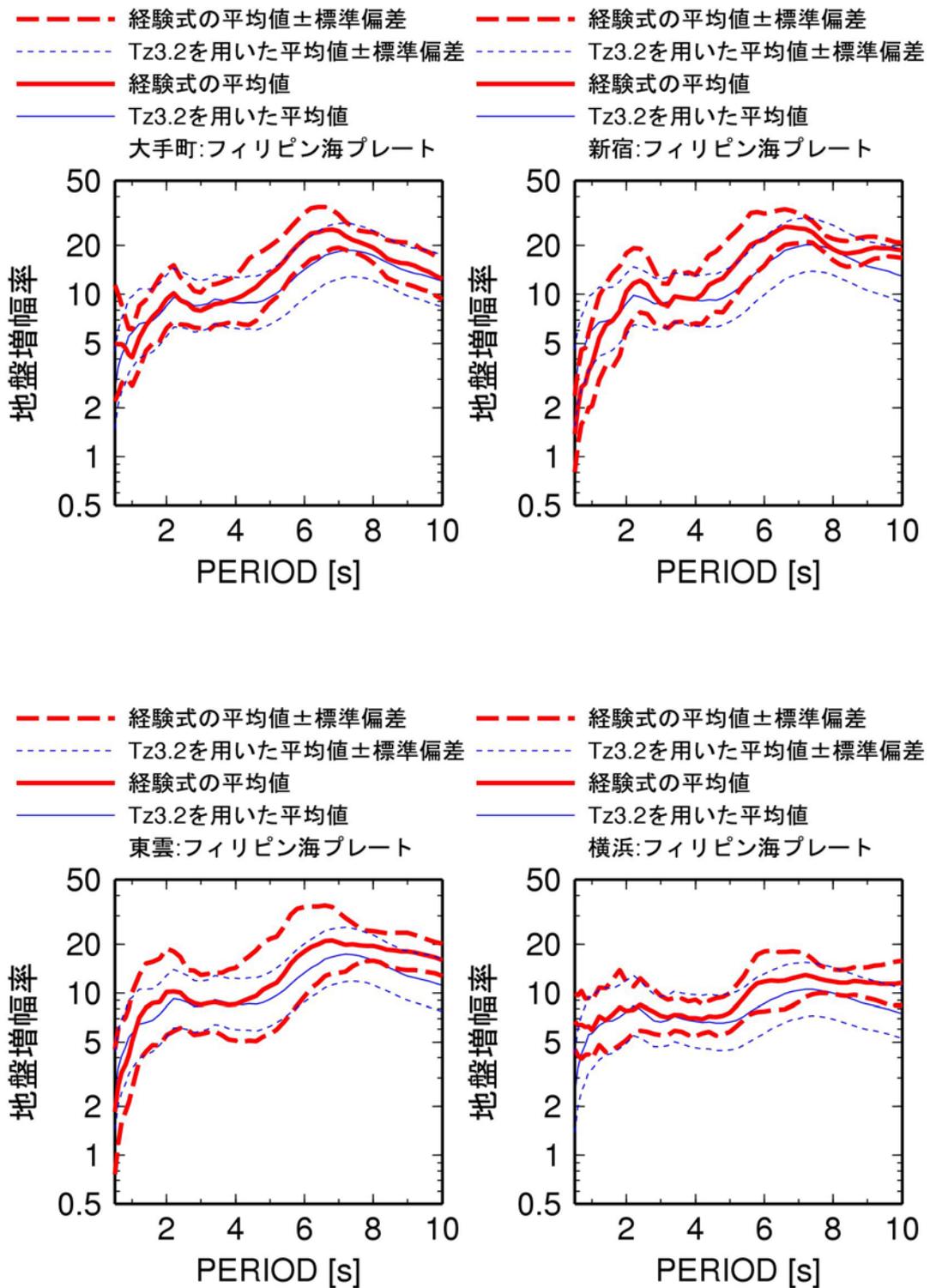


図 2.2-44 関東平野の 4 観測点での元の地盤増幅率と補間の回帰式に基づく地盤増幅率の比較(フィリピン海プレートの地震)

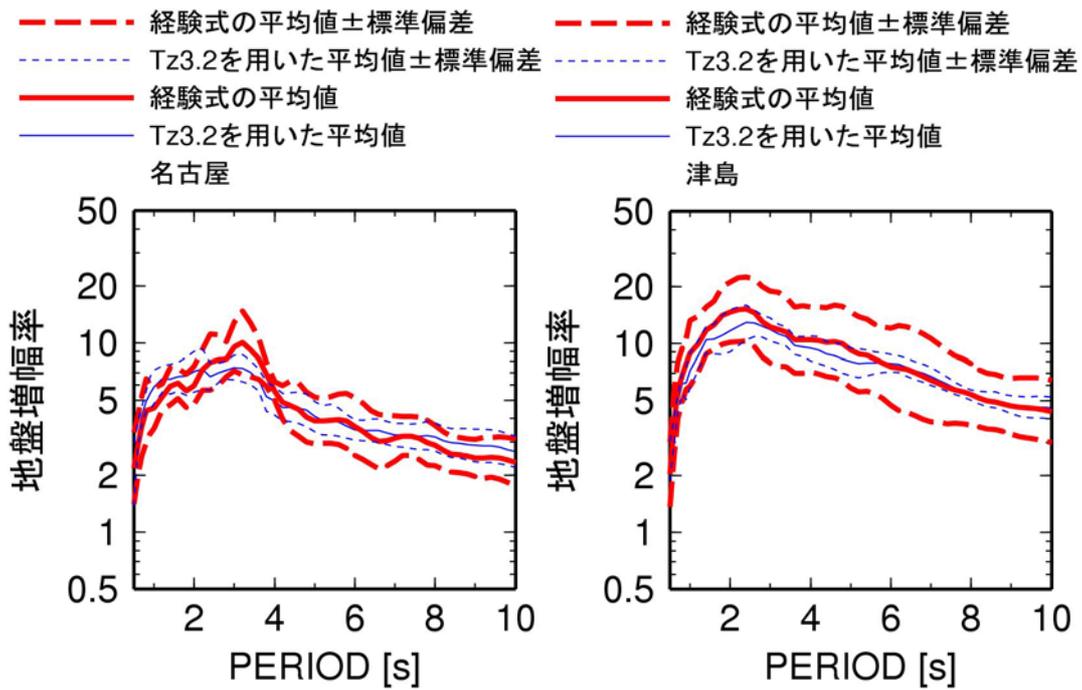


図 2.2-45 濃尾平野の 2 観測点での元の地盤増幅率と補間の回帰式に基づく地盤増幅率の比較

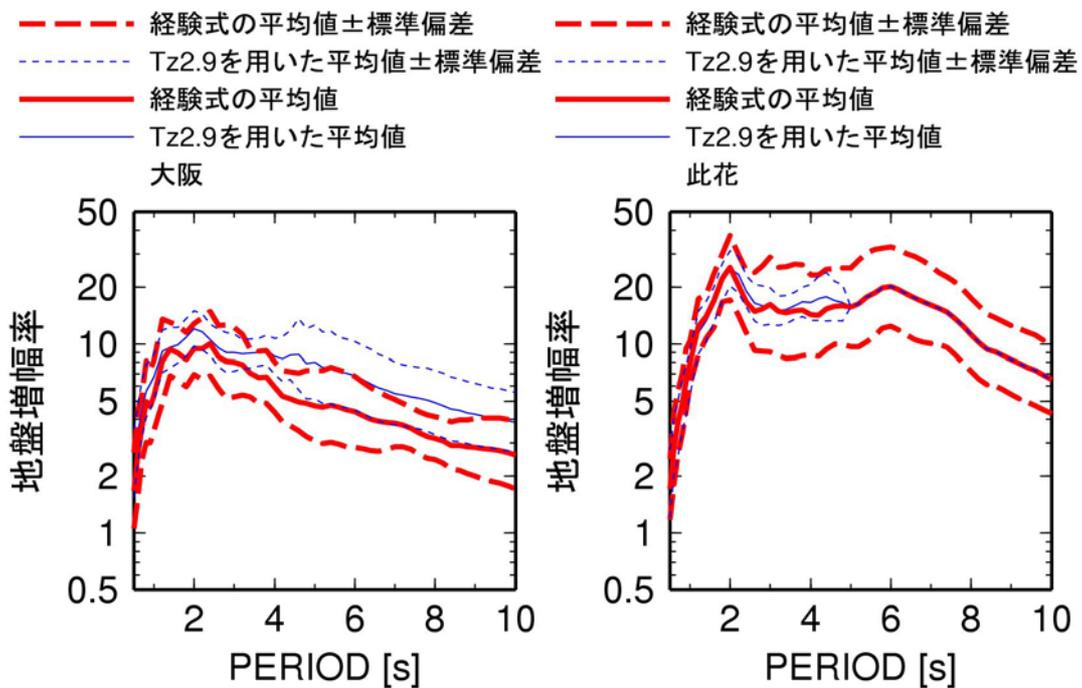


図 2.2-46 大阪平野の 2 観測点での元の地盤増幅率と補間の回帰式に基づく地盤増幅率の比較

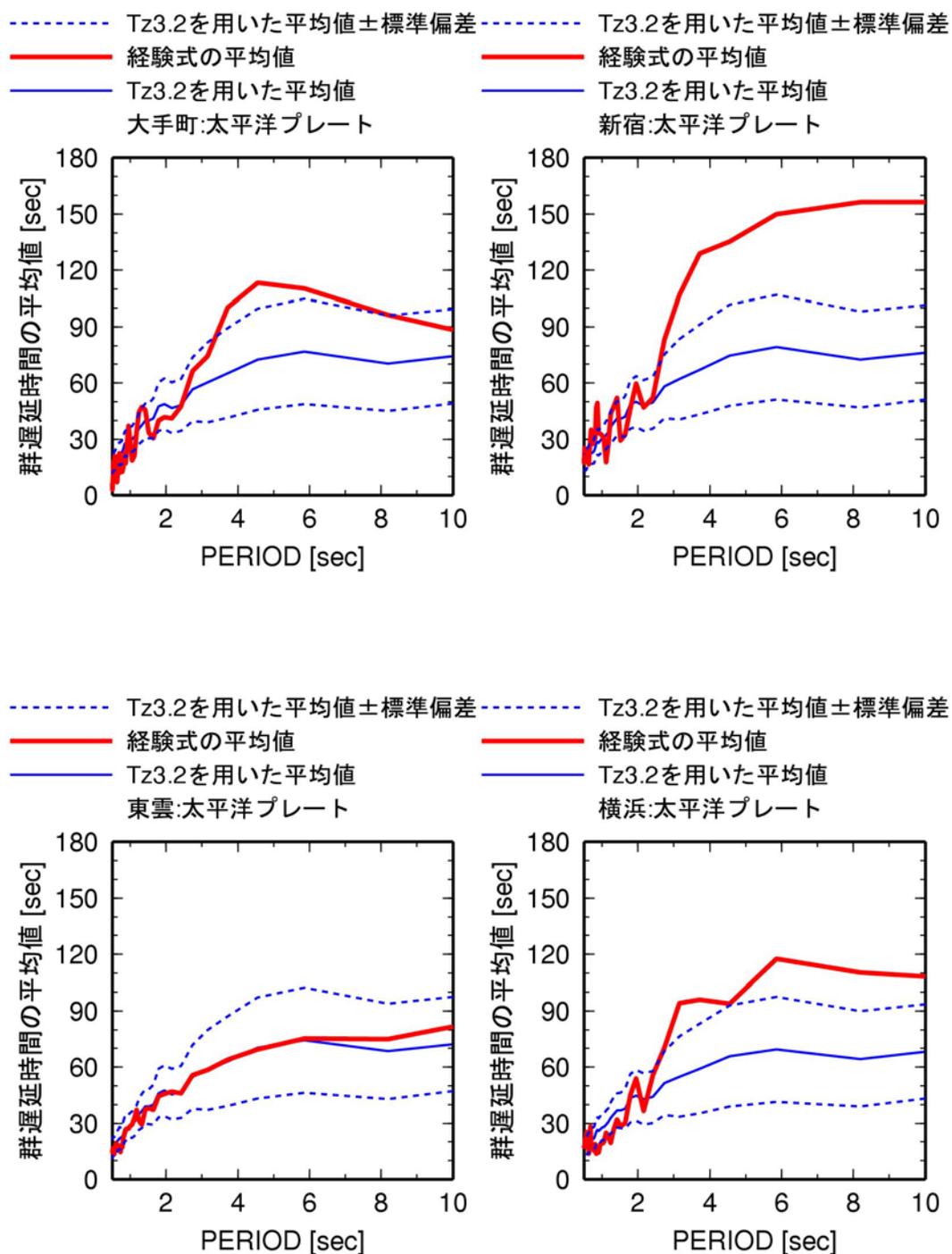


図 2.2-47 関東平野の 4 観測点での元の群遅延時間の平均値のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較(太平洋プレートの地震)

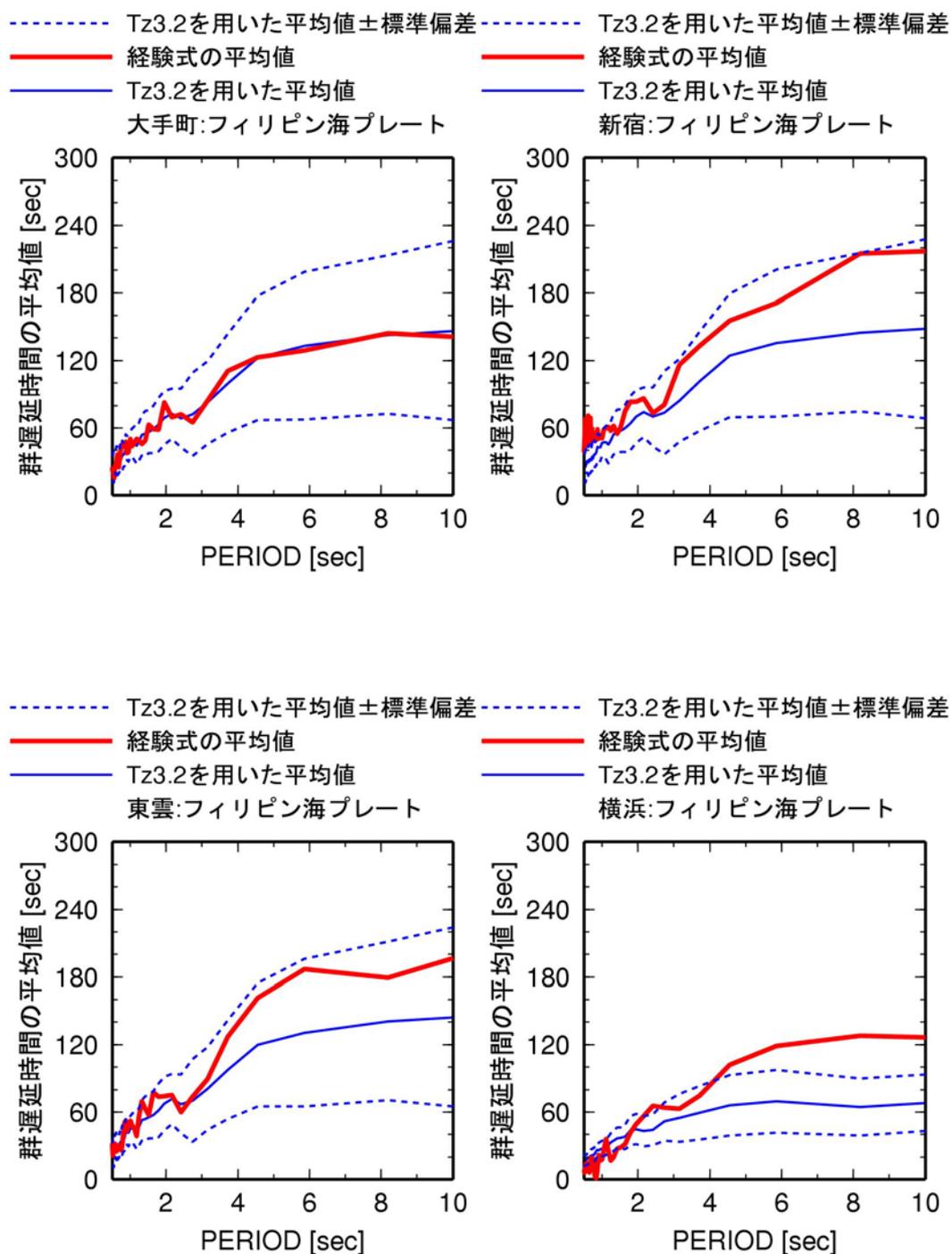


図 2.2-48 関東平野の 4 観測点での元の群遅延時間の平均値のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較(フィリピン海プレートの地震)

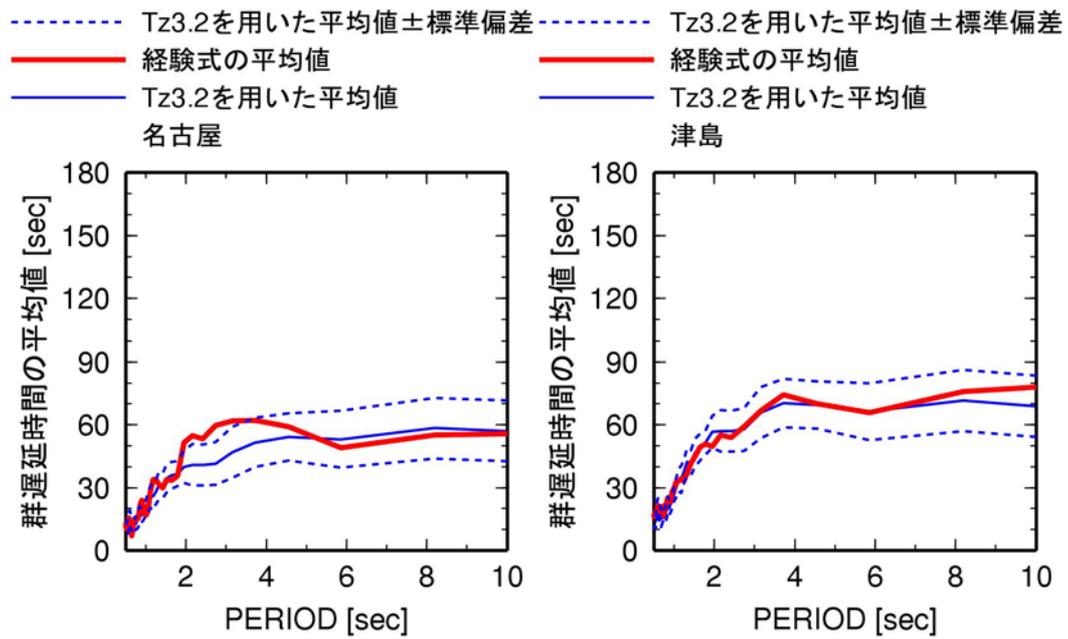


図 2.2-49 濃尾平野の 2 観測点での元の群遅延時間の平均値のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較

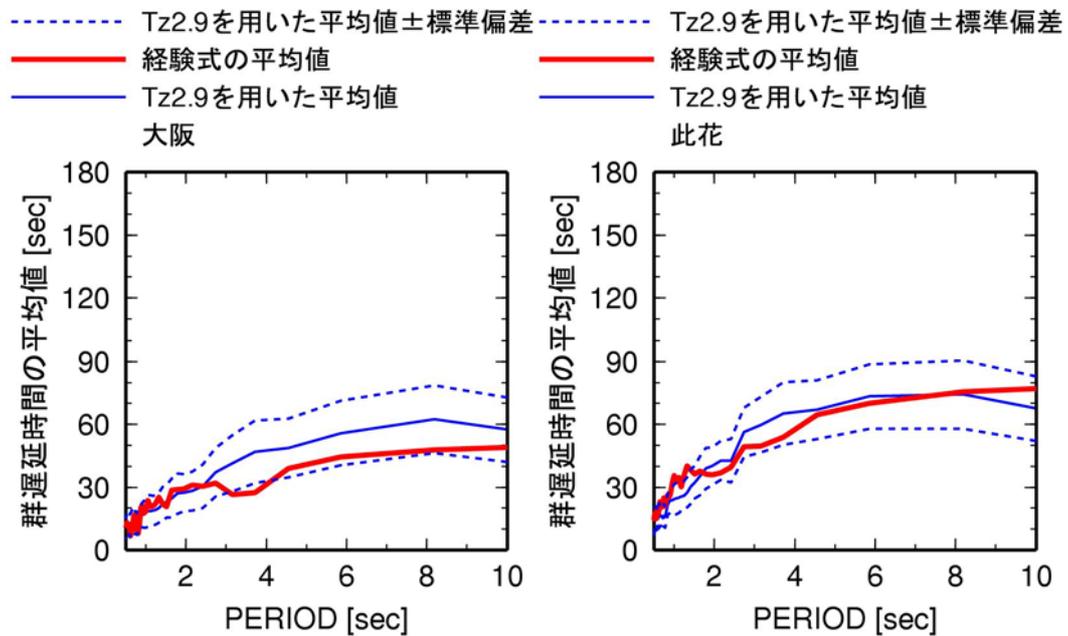


図 2.2-50 大阪平野の 2 観測点での元の群遅延時間の平均値のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較

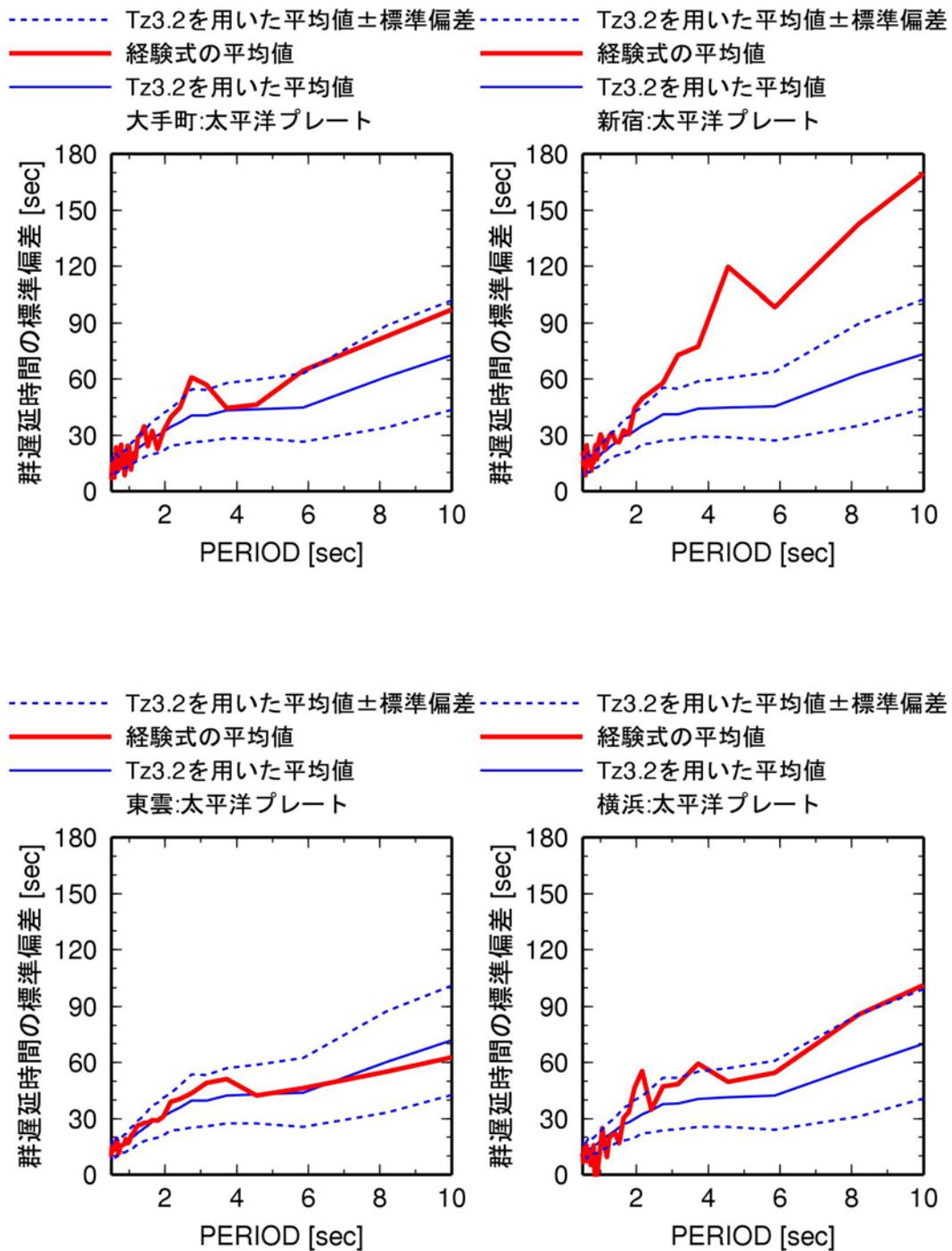


図 2.2-51 関東平野の 4 観測点での元の群遅延時間の標準偏差のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較(太平洋プレートの地震)

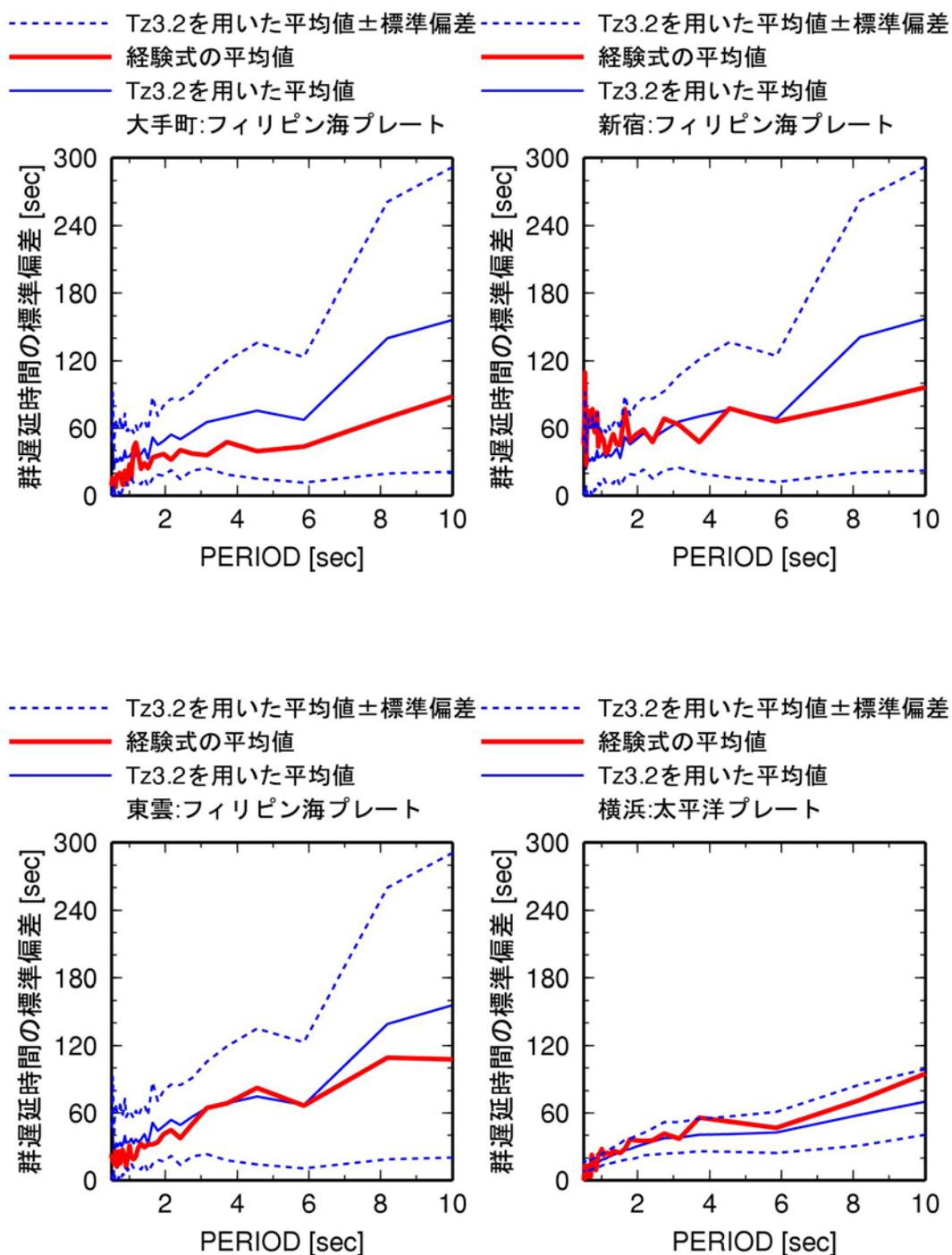


図 2.2-52 関東平野の 4 観測点での元の群遅延時間の標準偏差のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較(フィリピン海プレートの地震)

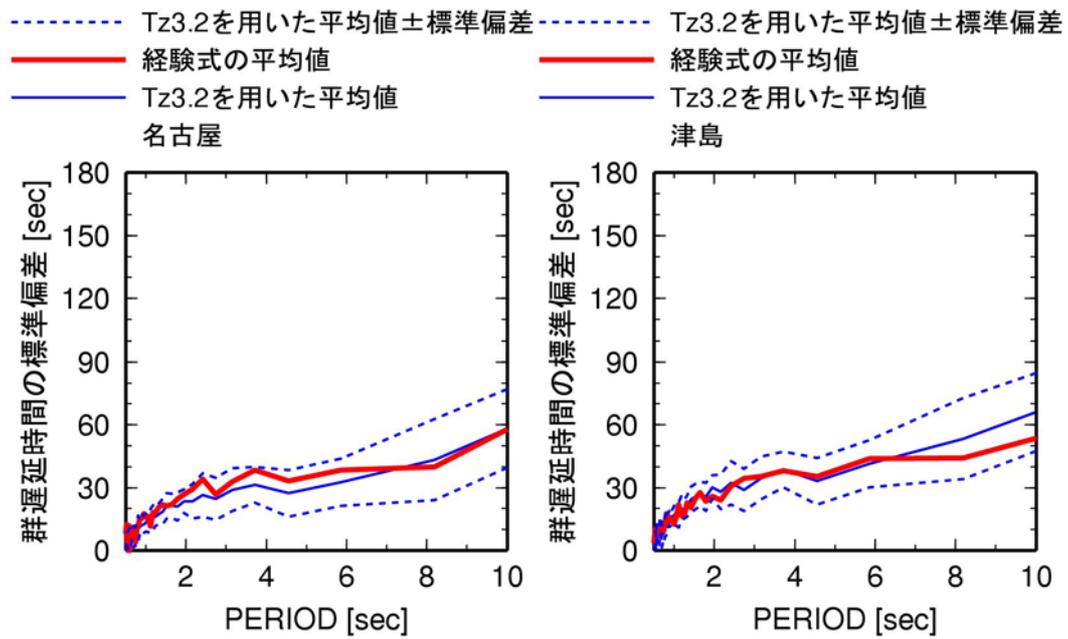


図 2.2-53 濃尾平野の 2 観測点での元の群遅延時間の標準偏差のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較

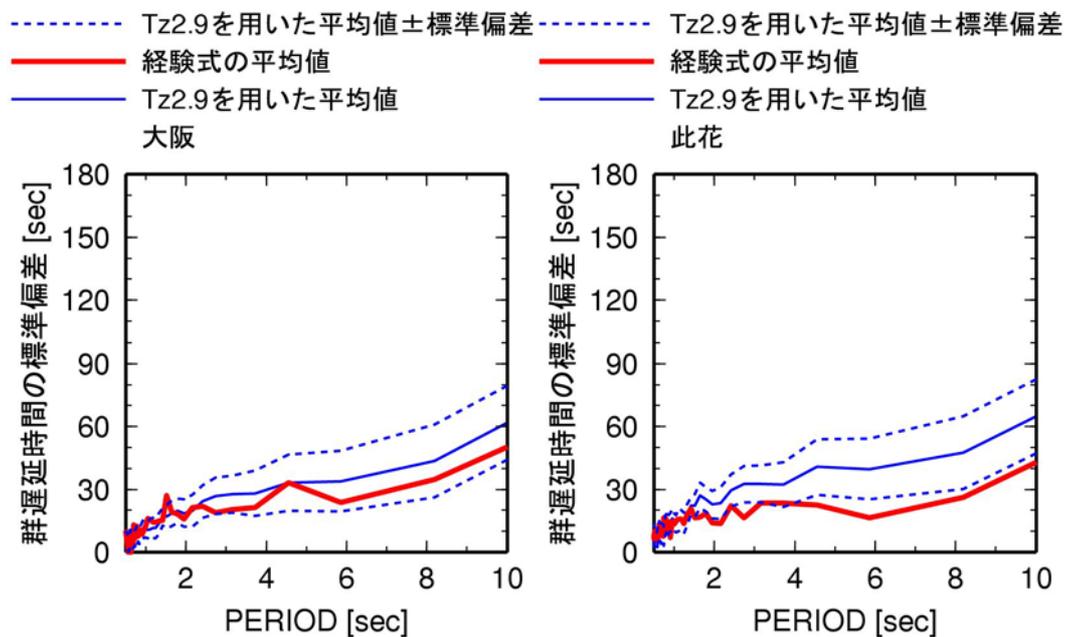
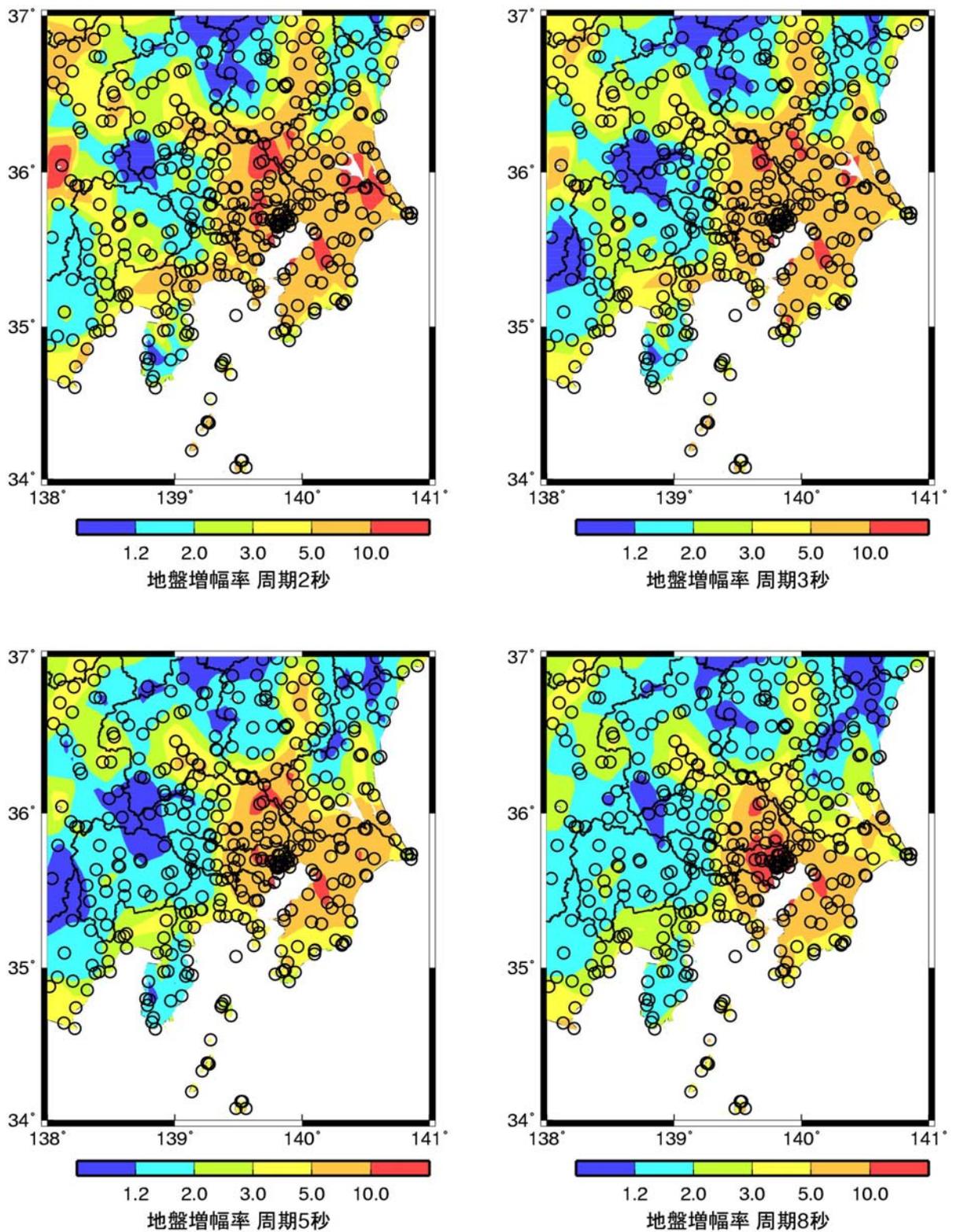
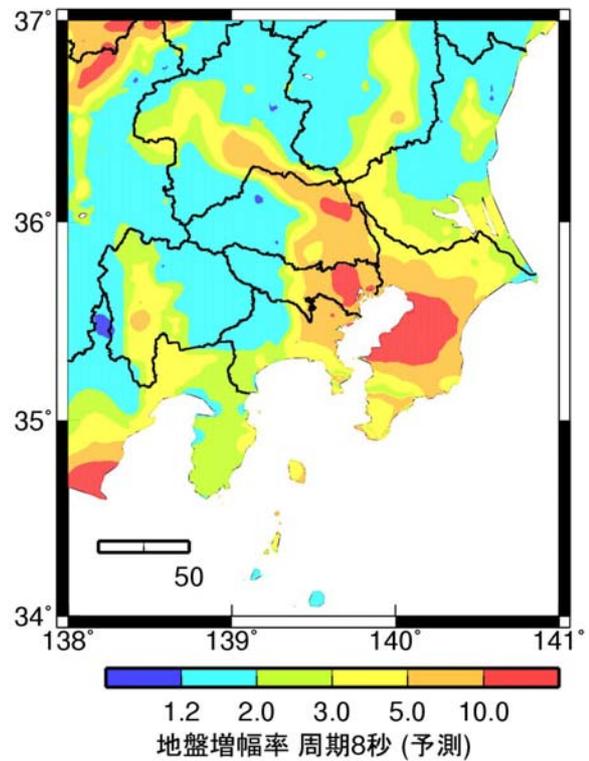
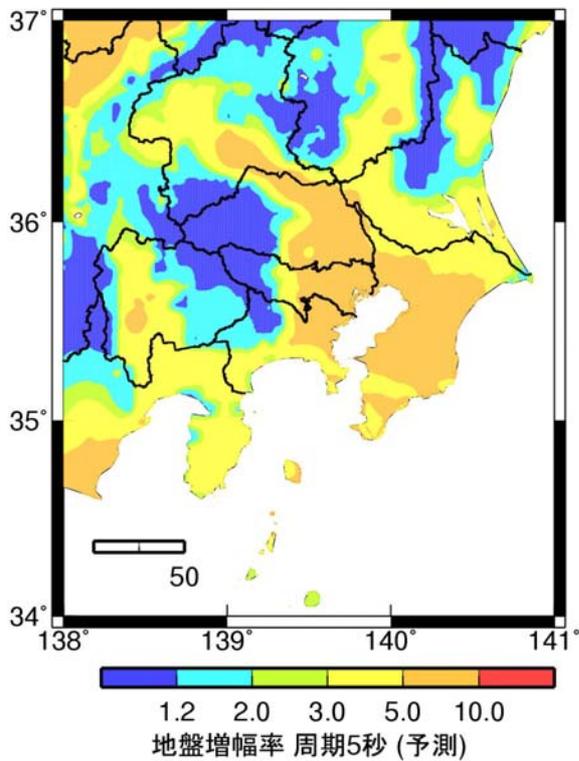
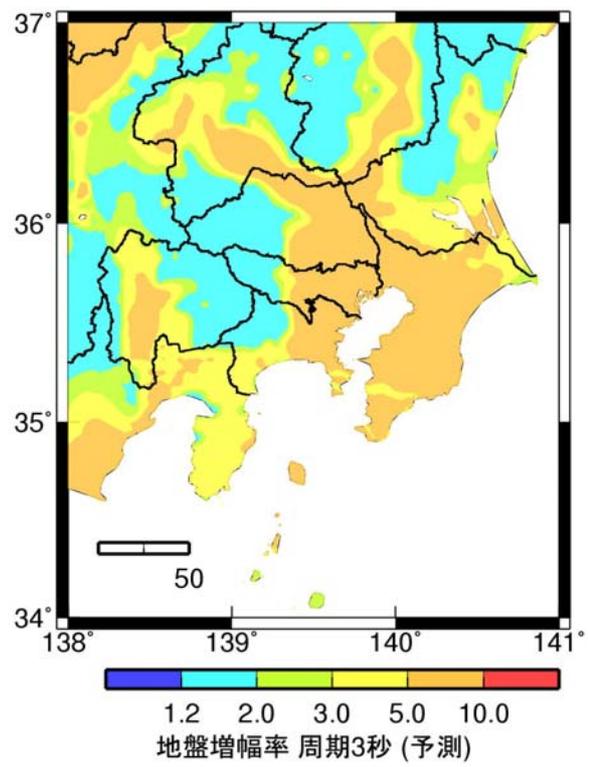
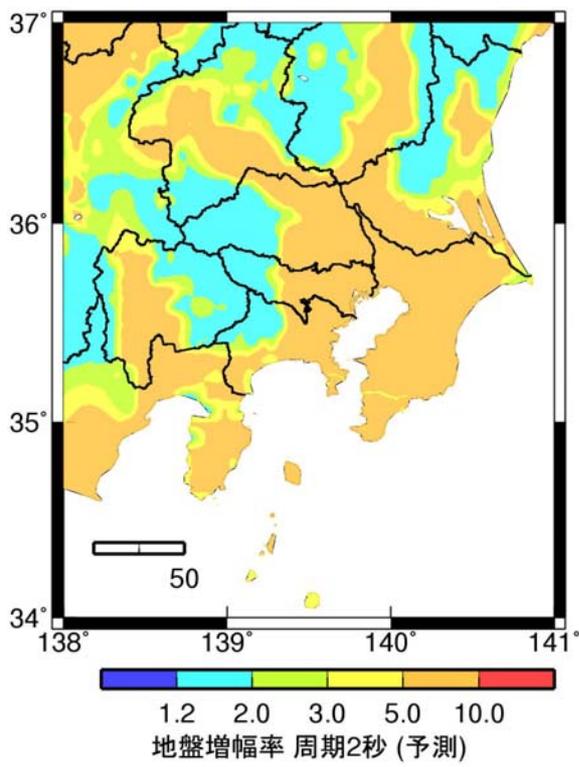


図 2.2-54 大阪平野の 2 観測点での元の群遅延時間の標準偏差のサイト係数と補間の回帰式に基づくサイト係数の比較



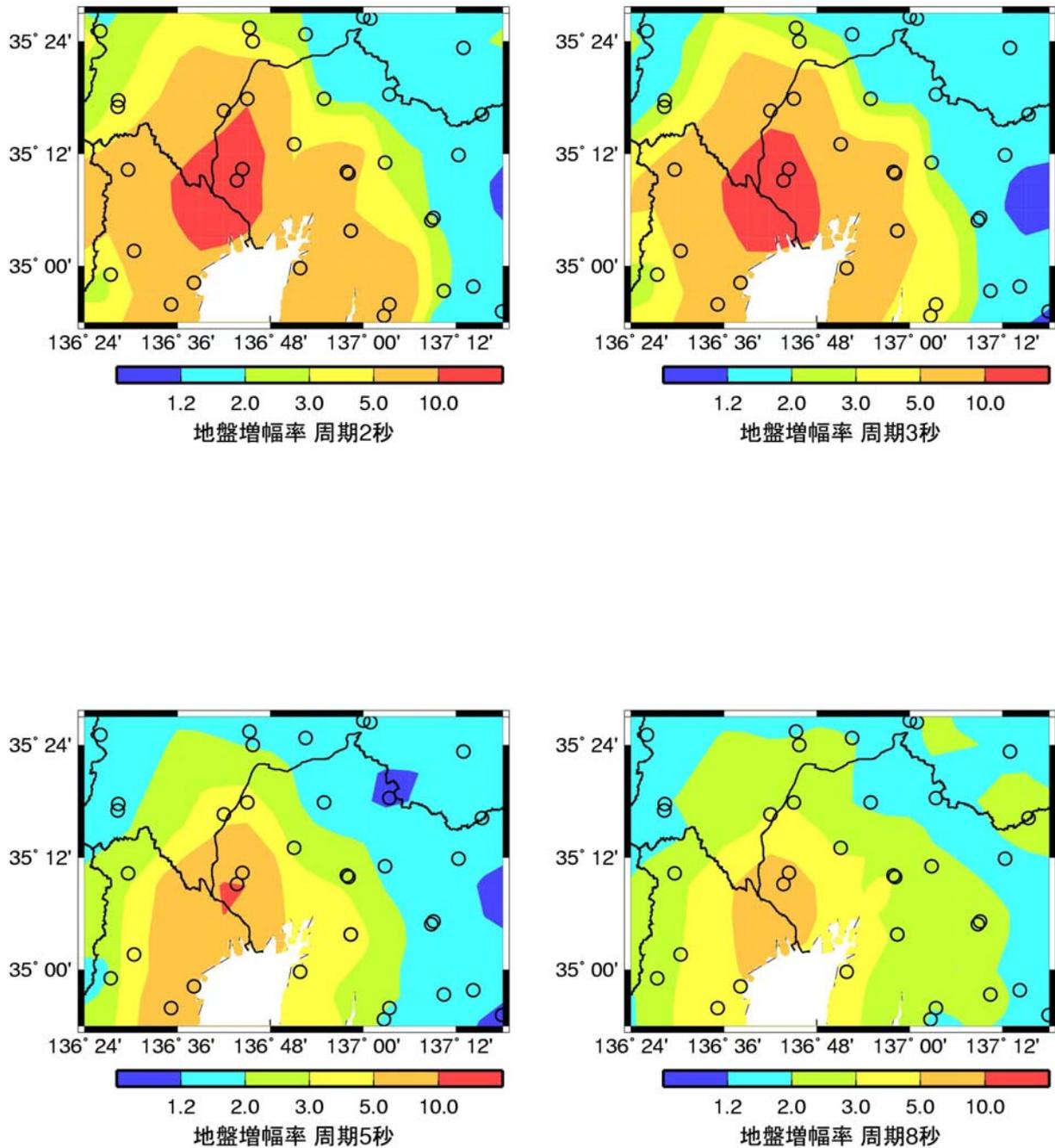
S_A h=5 %: 水平成分(Mw2: 海溝型地震は伝播経路東+地殻内地震)

図 2.2-55 関東平野の観測点での地盤増幅率の単純な空間補間(太平洋プレートの地震)



S_A h=5 %: 水平成分

図 2.2-56 関東平野の地盤増幅率の回帰式に基づく予測(太平洋プレートの地震)



S_A h=5 %: 水平成分(Mw2: 海溝型地震は伝播経路西十地殻内地震)

図 2.2-57 濃尾平野の観測点での地盤増幅率の単純な空間補間

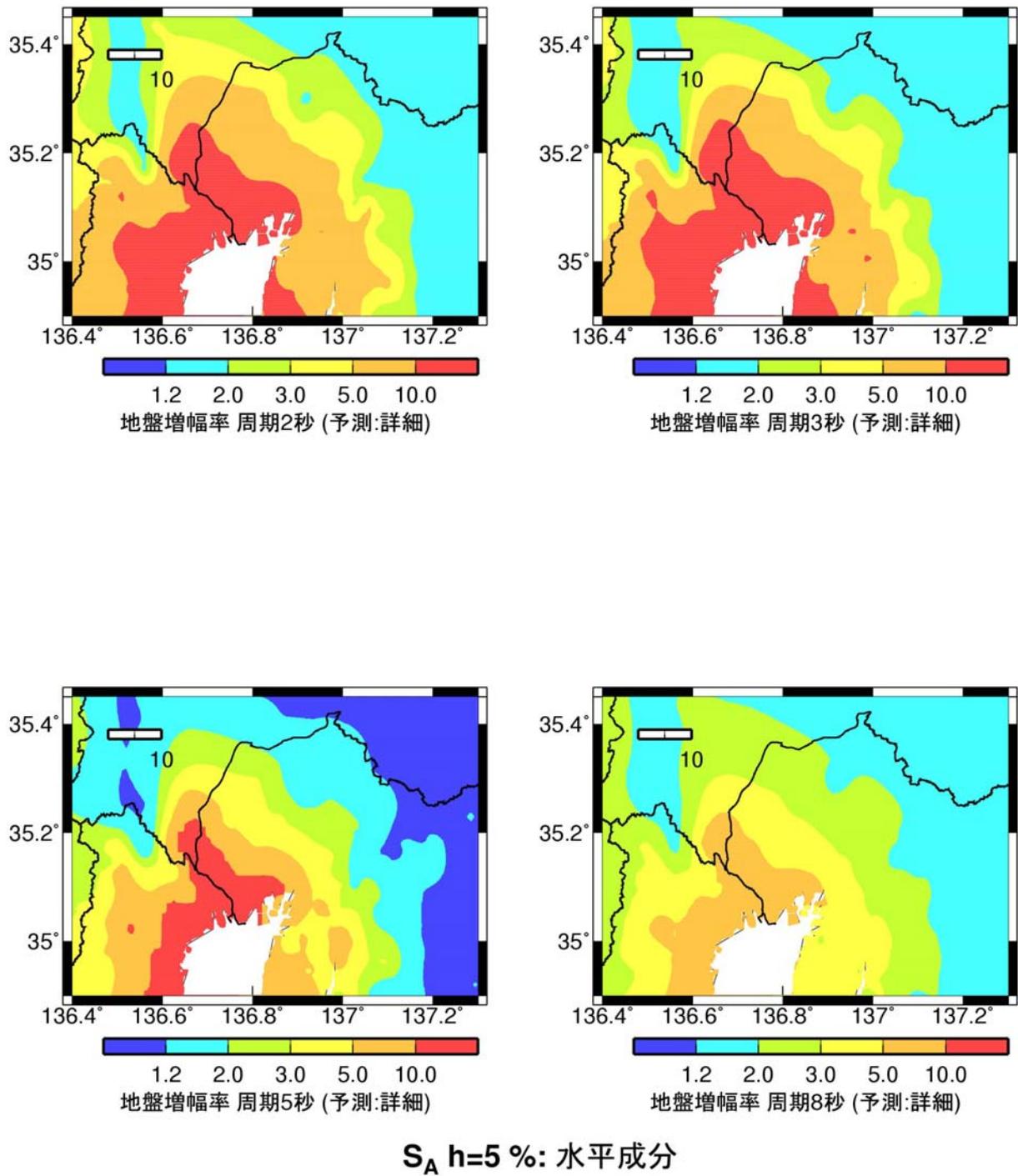
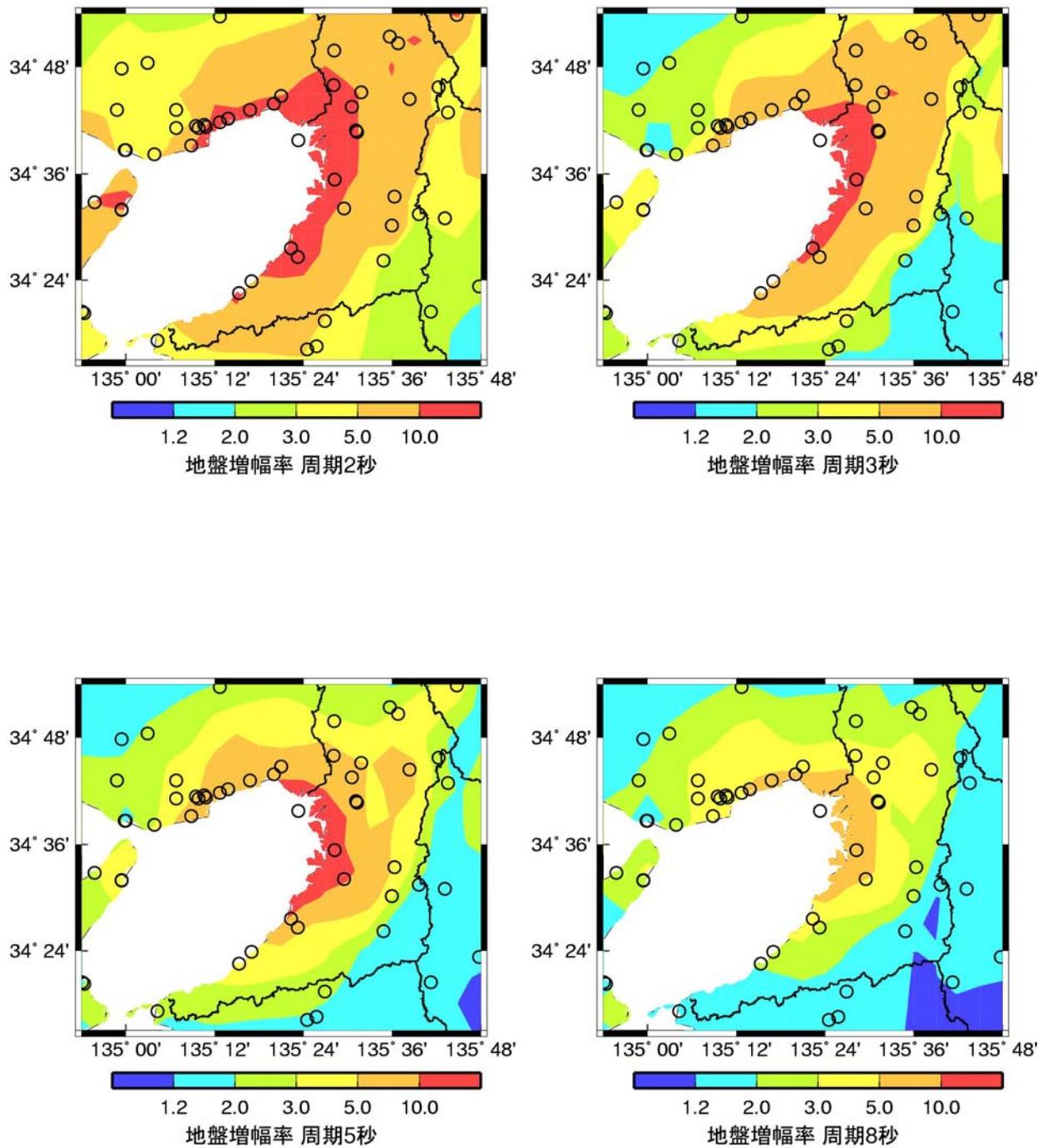
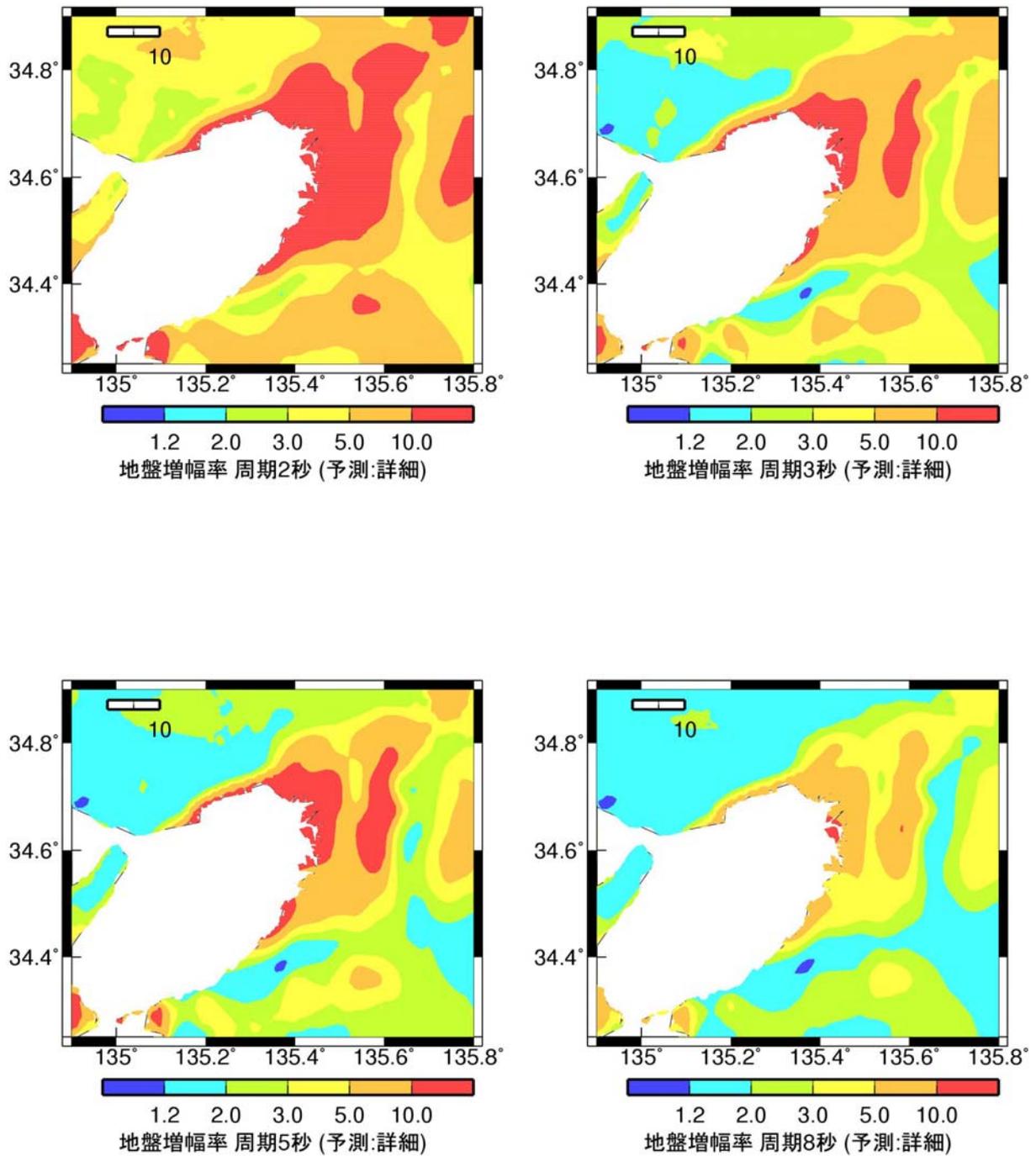


図 2.2-58 濃尾平野の地盤増幅率の回帰式に基づく予測



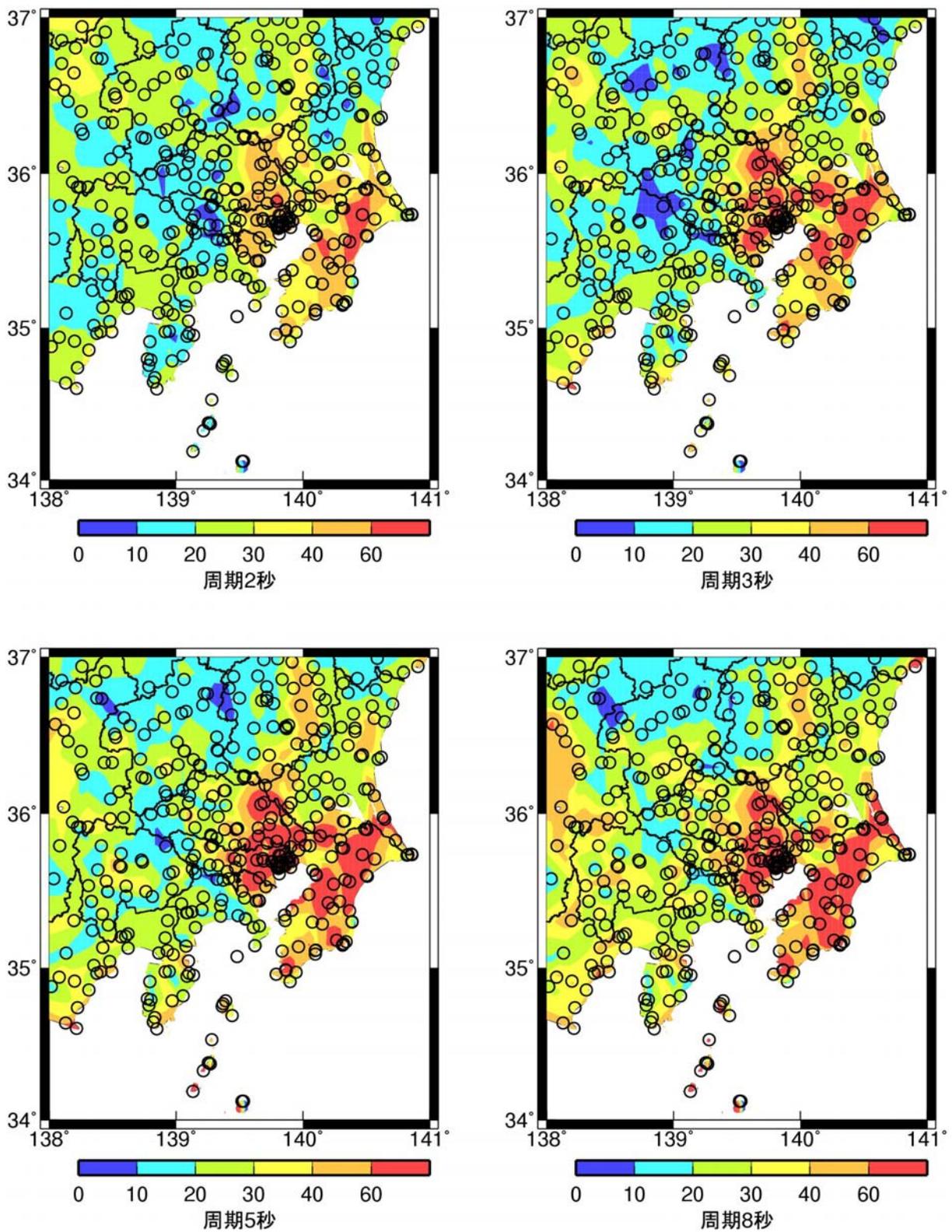
S_A h=5 %: 水平成分(Mw2:海溝型地震は伝播経路西+地殻内地震)

図 2.2-59 濃尾平野の観測点での地盤増幅率の単純な空間補間



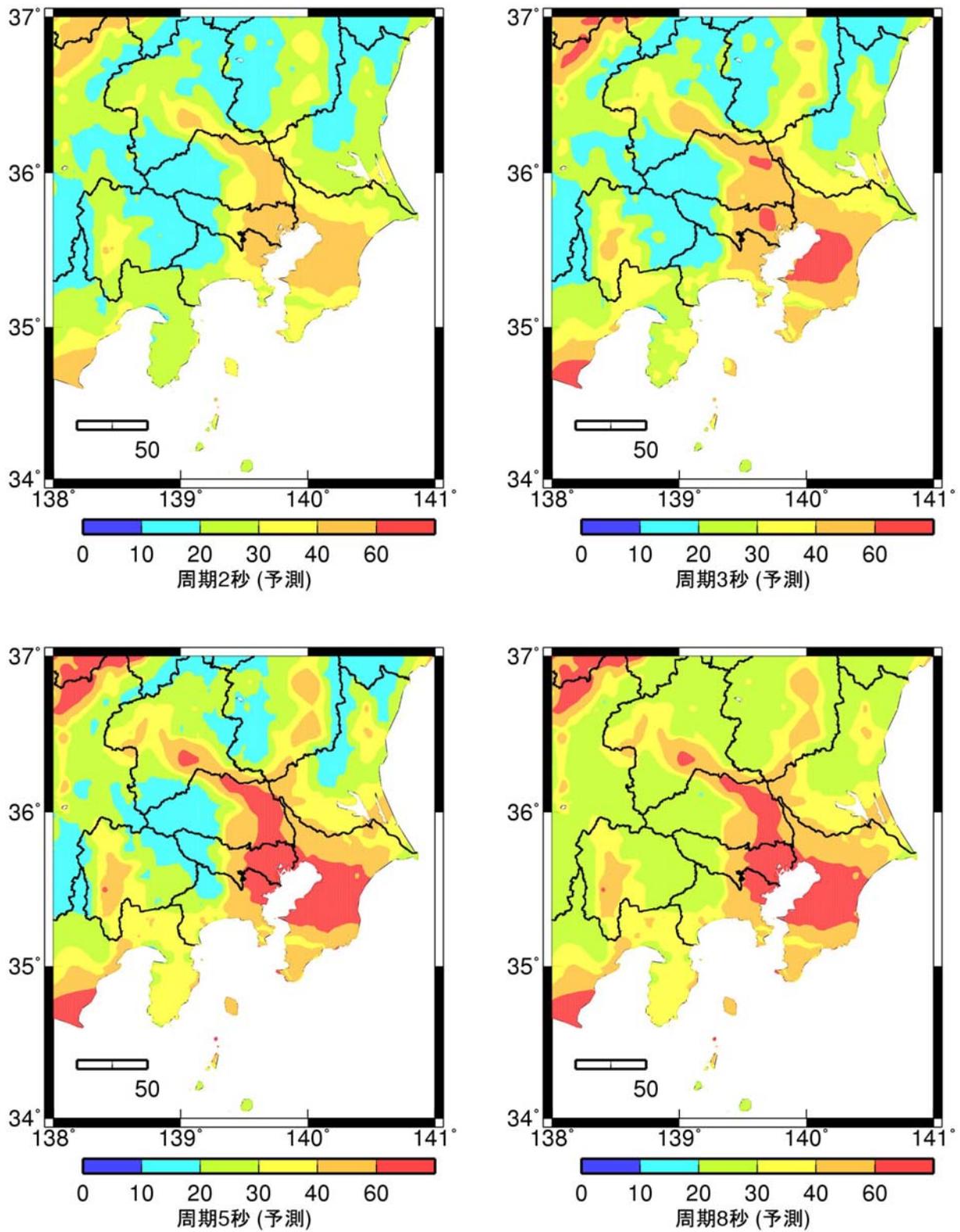
S_A h=5 %: 水平成分

図 2.2-60 大阪平野の地盤増幅率の回帰式に基づく予測



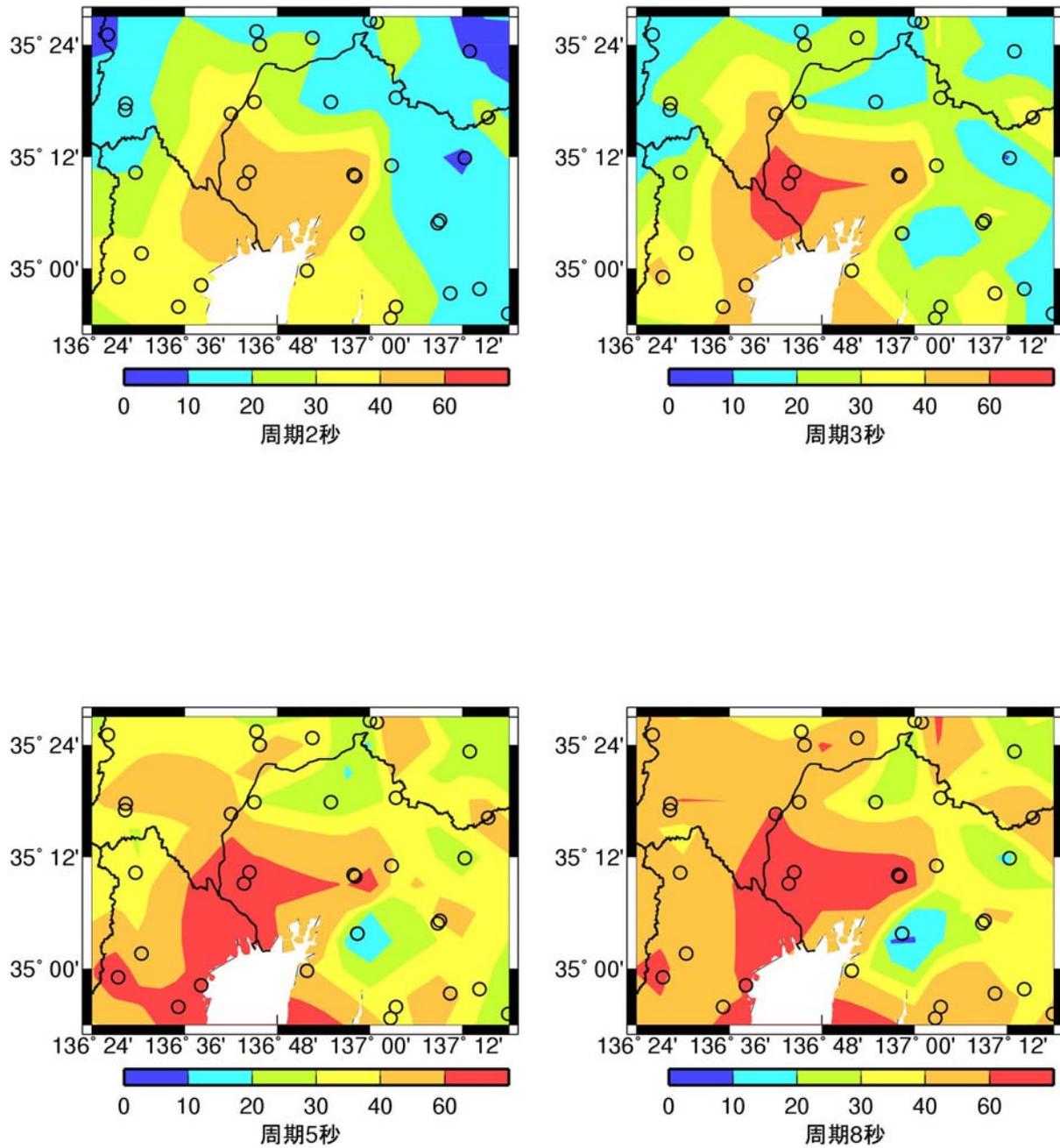
群遅延時間の平均値: 水平成分(伝播経路東)

図 2.2-61 関東平野の観測点での群遅延時間の平均値のサイト係数の単純な空間補間(太平洋プレート地震)



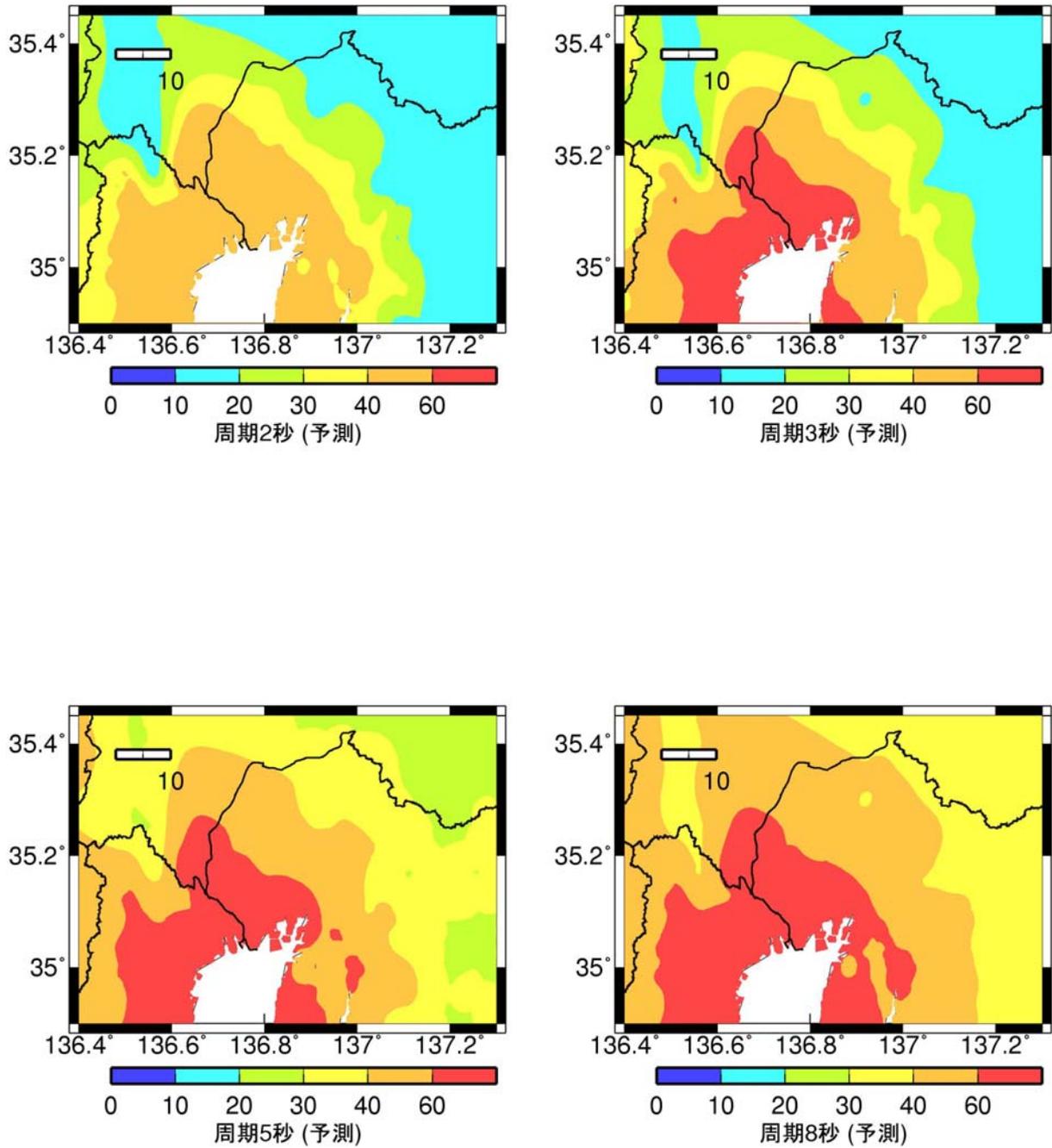
群遅延時間の平均値: 水平成分

図 2.2-62 関東平野の群遅延時間の平均値のサイト係数の回帰式に基づく予測(太平洋プレートの地震)



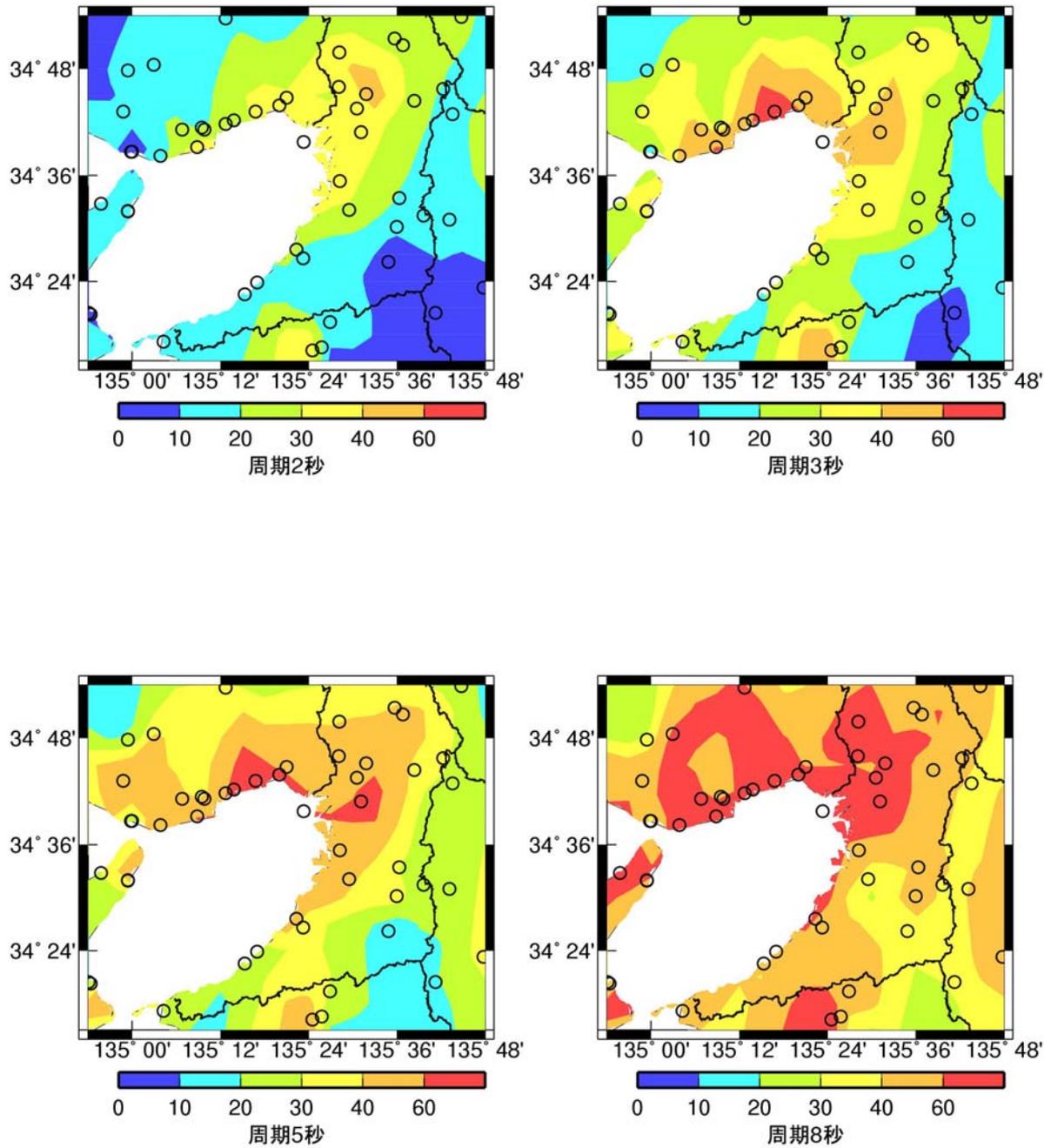
群遅延時間の平均値: 水平成分(伝播経路西)

図 2.2-63 濃尾平野の観測点での群遅延時間の平均値のサイト係数の単純な空間補間



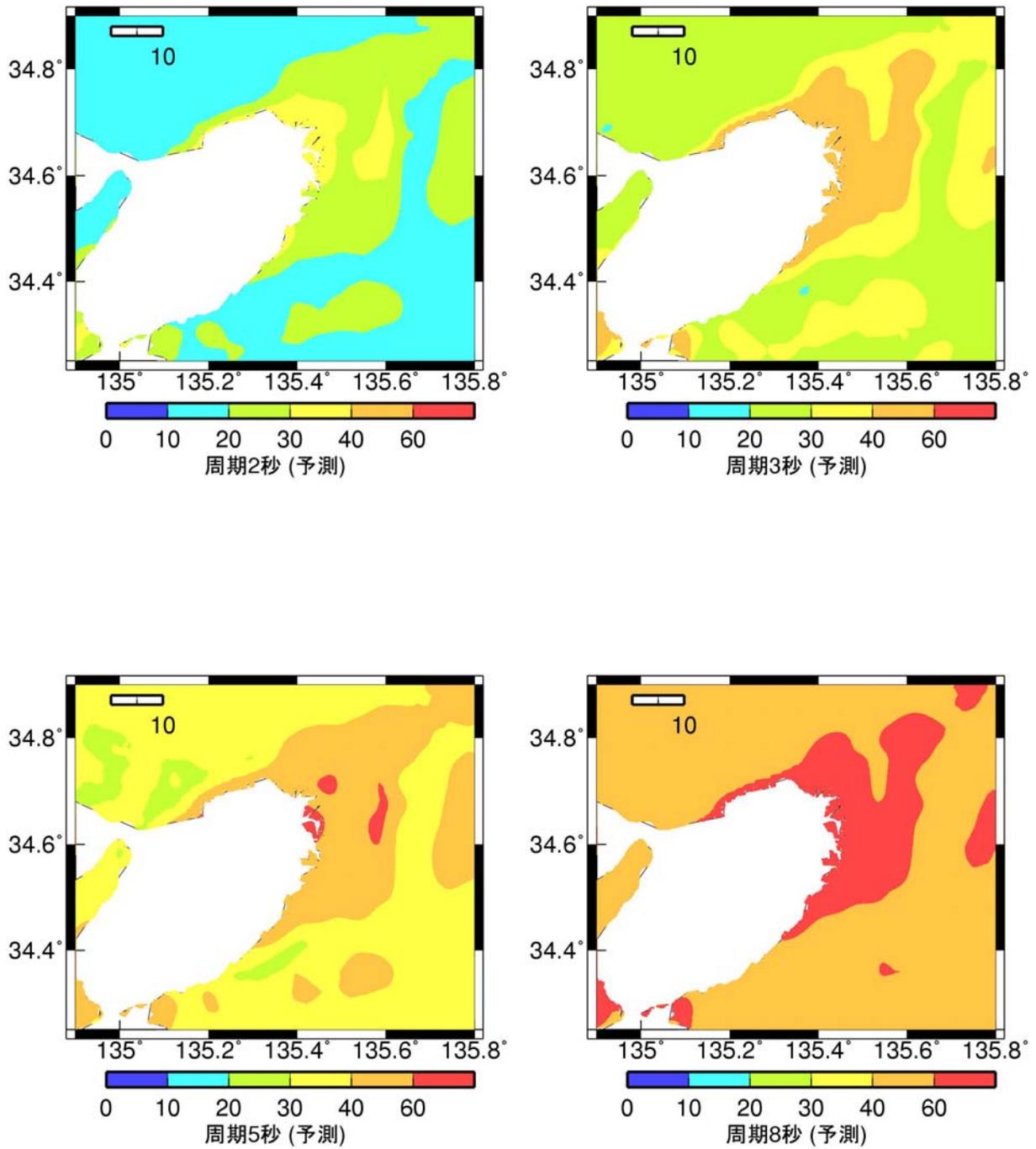
群遅延時間の平均値

図 2.2-64 濃尾平野の群遅延時間の平均値のサイト係数の回帰式に基づく予測



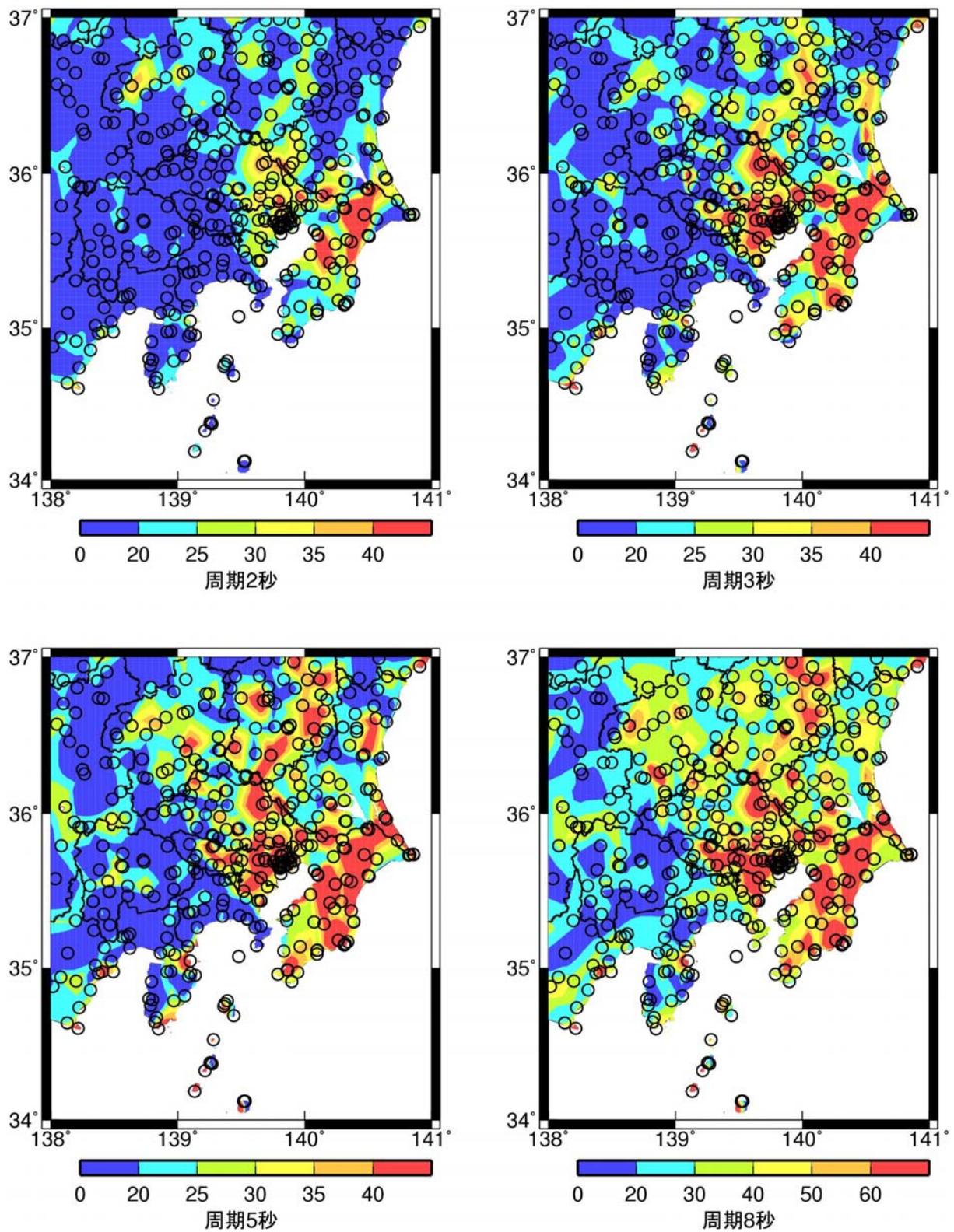
群遅延時間の平均値: 水平成分(伝播経路西)

図 2.2-65 大阪平野の観測点での群遅延時間の平均値のサイト係数の単純な空間補間



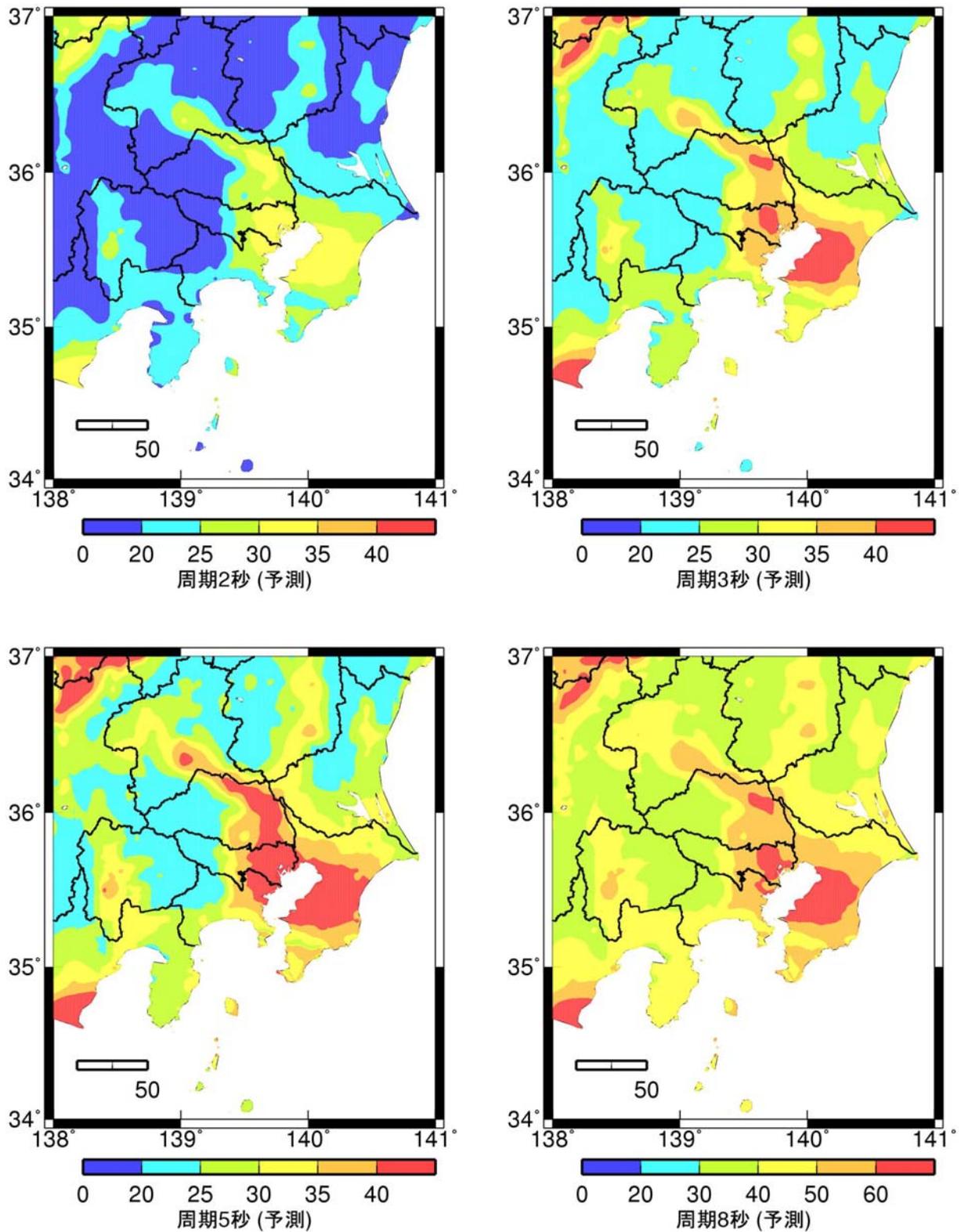
群遅延時間の平均値

図 2.2-66 大阪平野の群遅延時間の平均値のサイト係数の回帰式に基づく予測



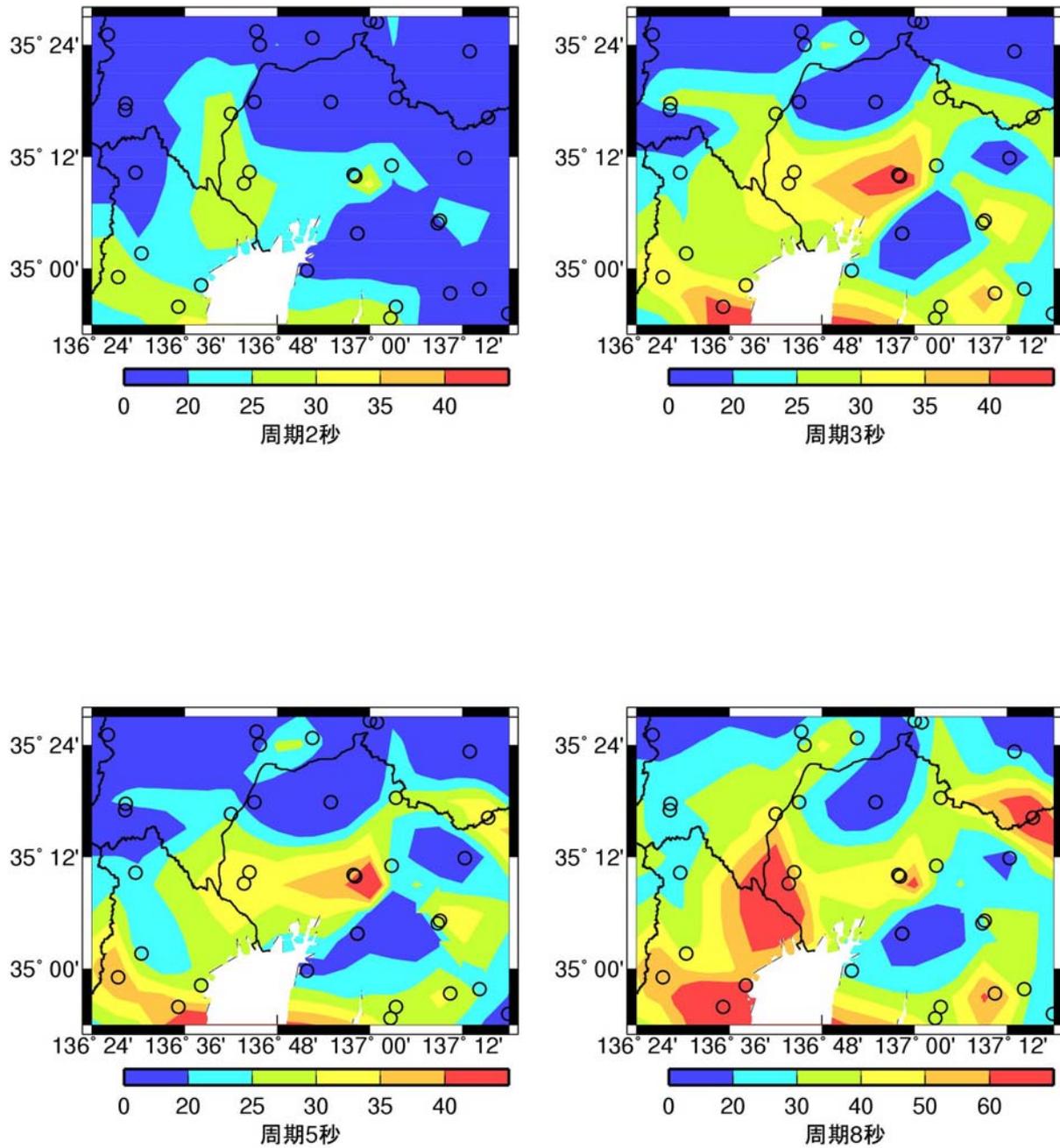
群遅延時間の標準偏差: 水平成分(伝播経路東)

図 2.2-67 関東平野の観測点での群遅延時間の標準偏差のサイト係数の単純な空間補間(太平洋プレート地震)



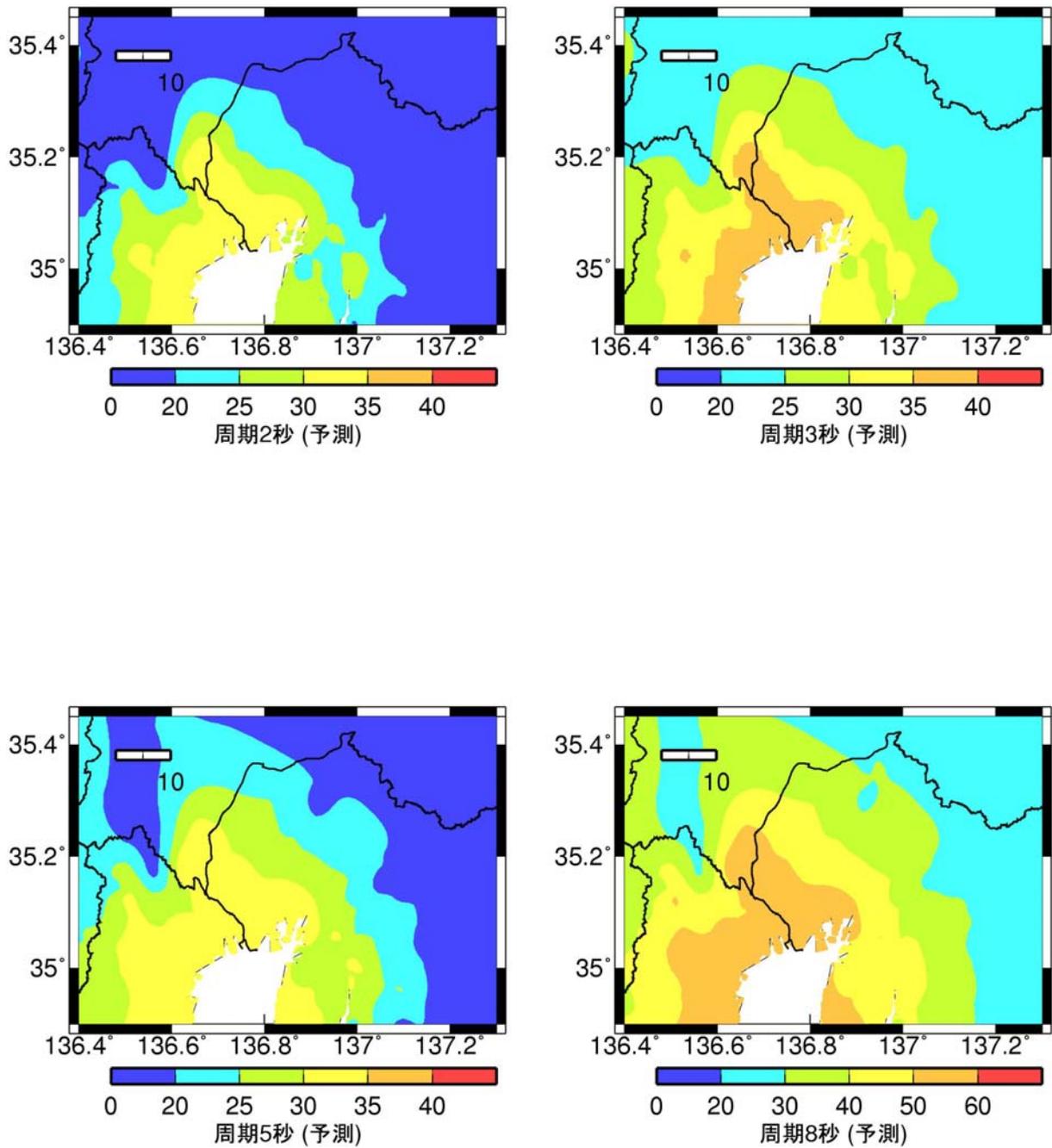
群遅延時間の標準偏差: 水平成分

図 2.2-68 関東平野の群遅延時間の標準偏差のサイト係数の回帰式に基づく予測(太平洋プレートの地震)



群遅延時間の標準偏差: 水平成分(伝播経路西)

図 2.2-69 濃尾平野の観測点での群遅延時間の標準偏差のサイト係数の単純な空間補間



群遅延時間の標準偏差

図 2.2-70 濃尾平野の群遅延時間の標準偏差のサイト係数の回帰式に基づく予測

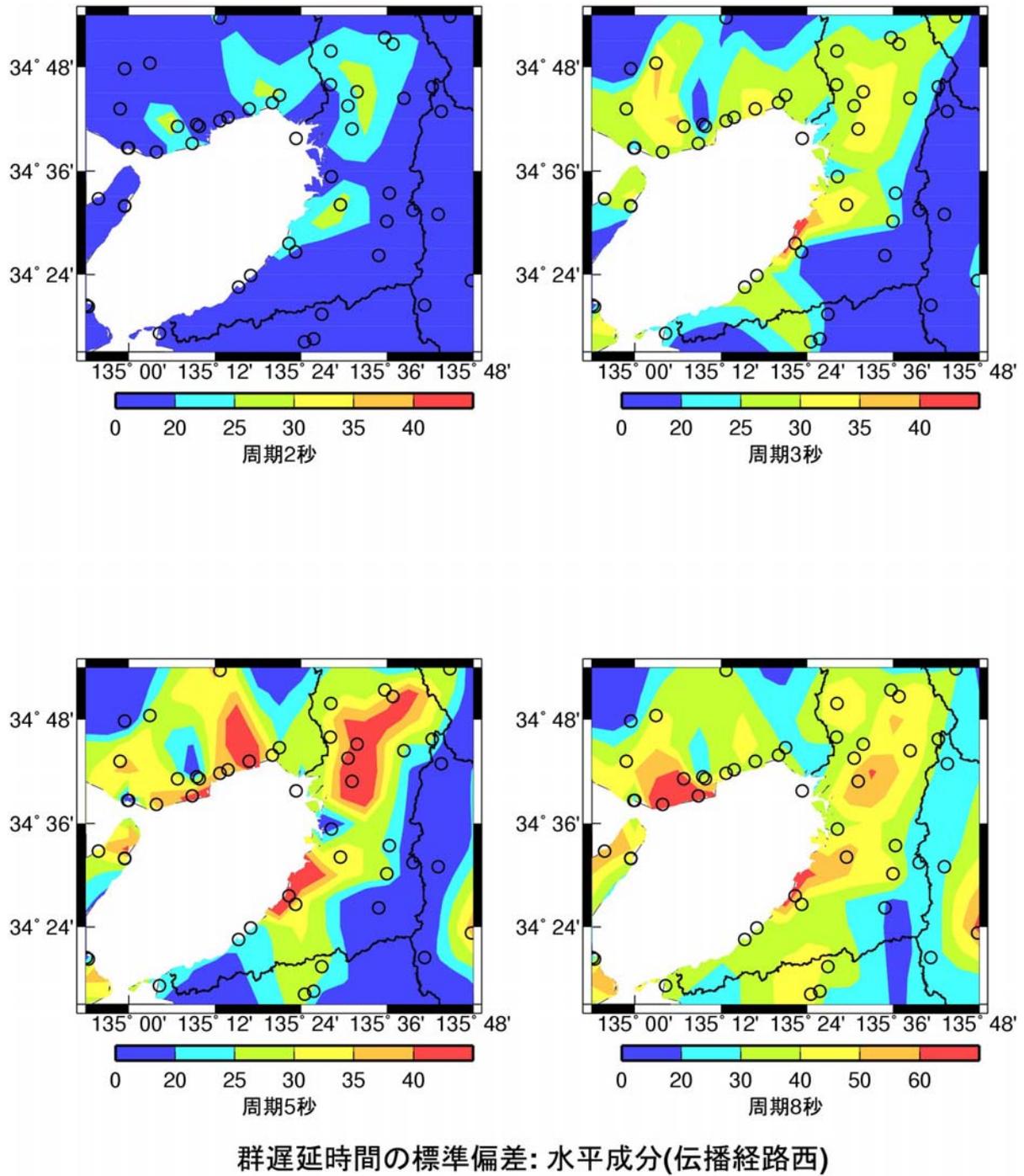
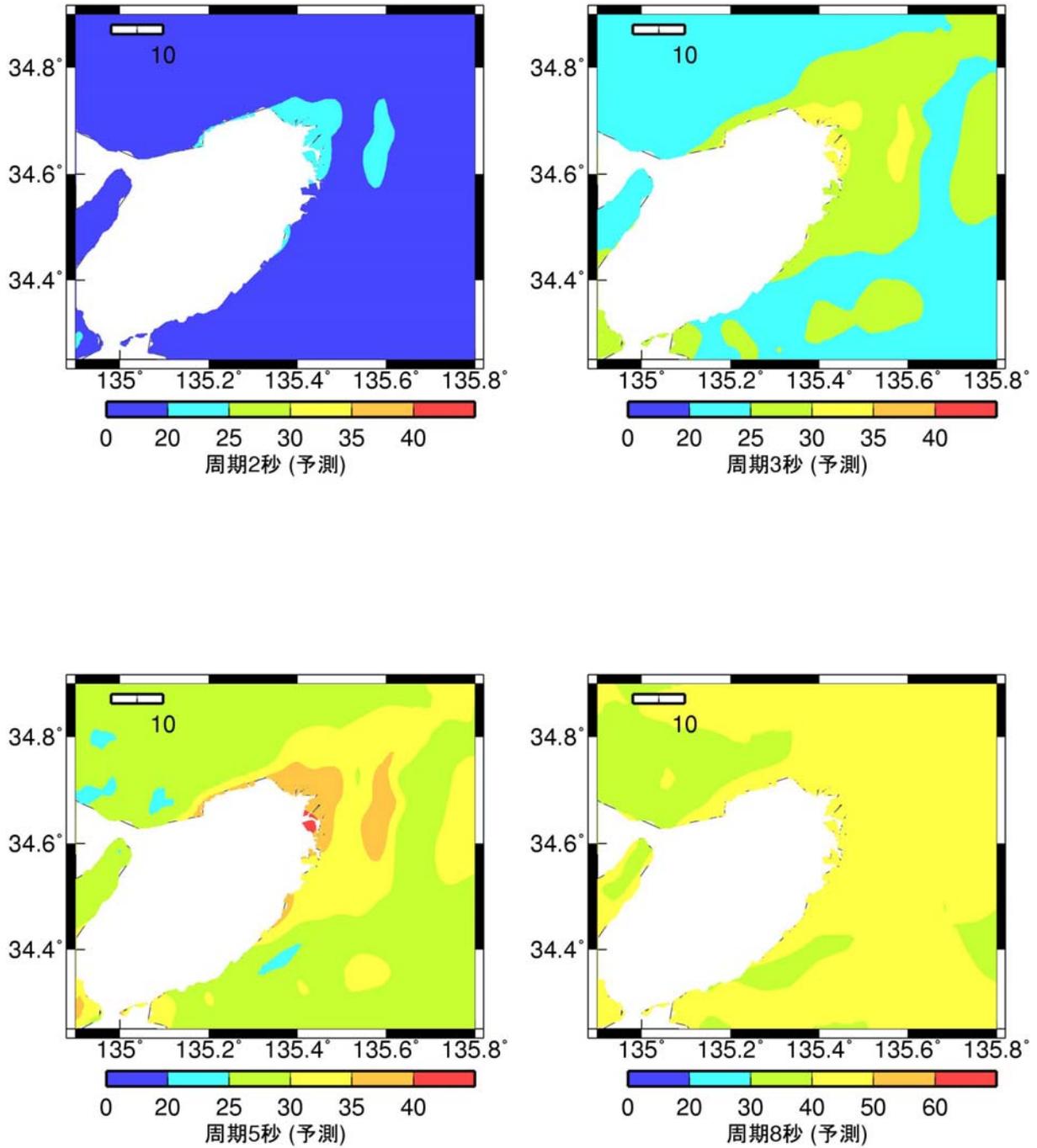


図 2.2-71 大阪平野の観測点での群遅延時間の標準偏差のサイト係数の単純な空間補間



群遅延時間の標準偏差: 水平成分

図 2.2-72 大阪平野の群遅延時間の標準偏差のサイト係数の回帰式に基づく予測

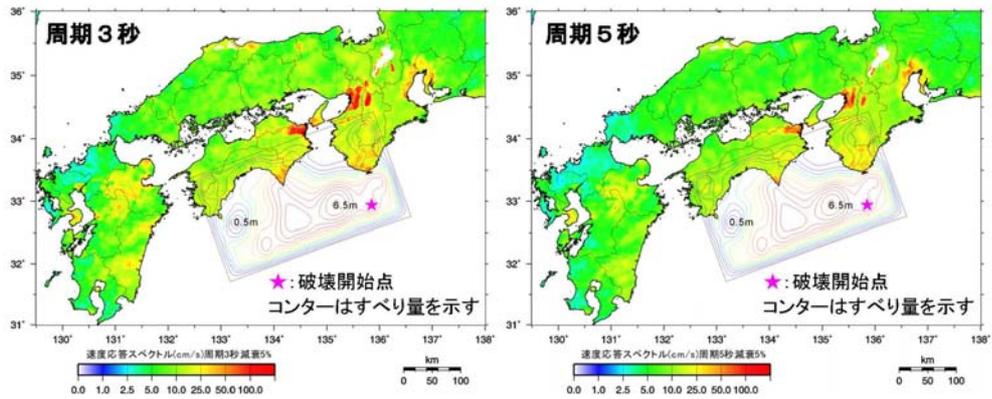


図 3.1-1 相対速度応答スペクトル(周期 3 秒と周期 5 秒)の分布

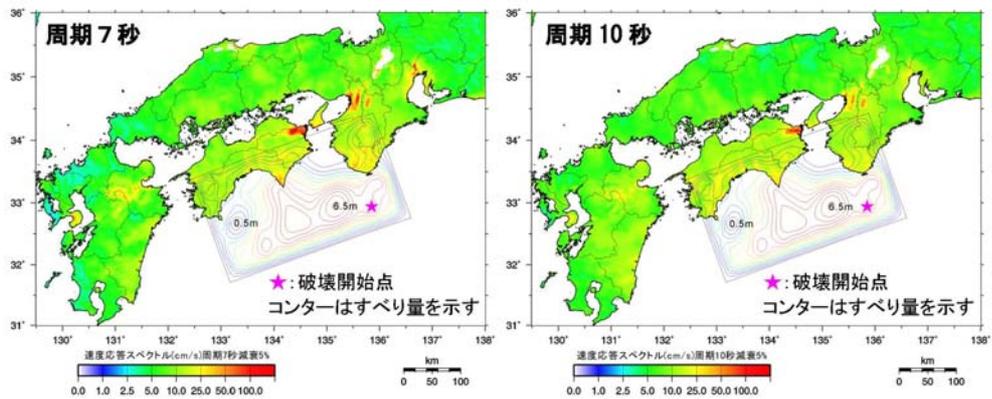


図 3.1-2 相対速度応答スペクトル(周期 7 秒と周期 10 秒)の分布

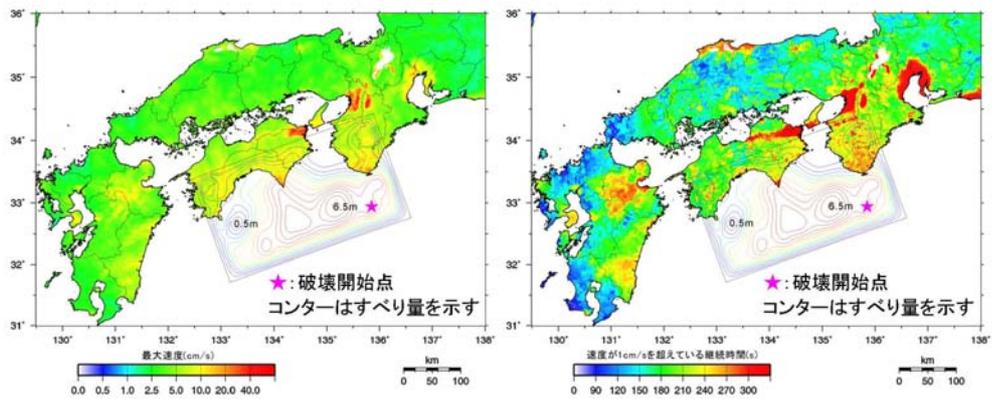


図 3.2 最大速度の分布

図 3.3 継続時間の分布

図 2.2-73 南海地震に対する地震動分布(地震本部, 2012)

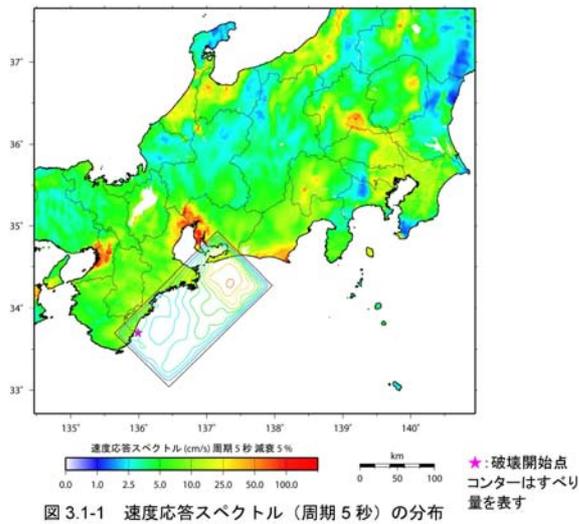


図 3.1-1 速度応答スペクトル (周期 5 秒) の分布

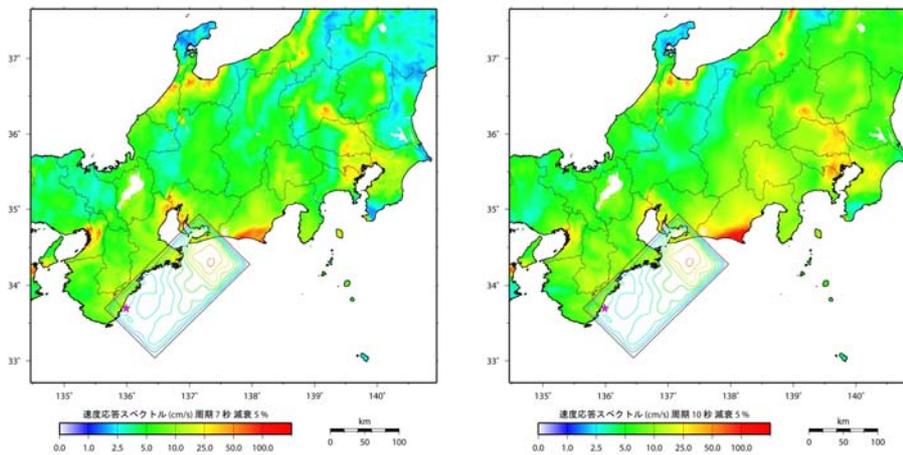


図 3.1-2 速度応答スペクトル (周期 7 秒と周期 10 秒) の分布

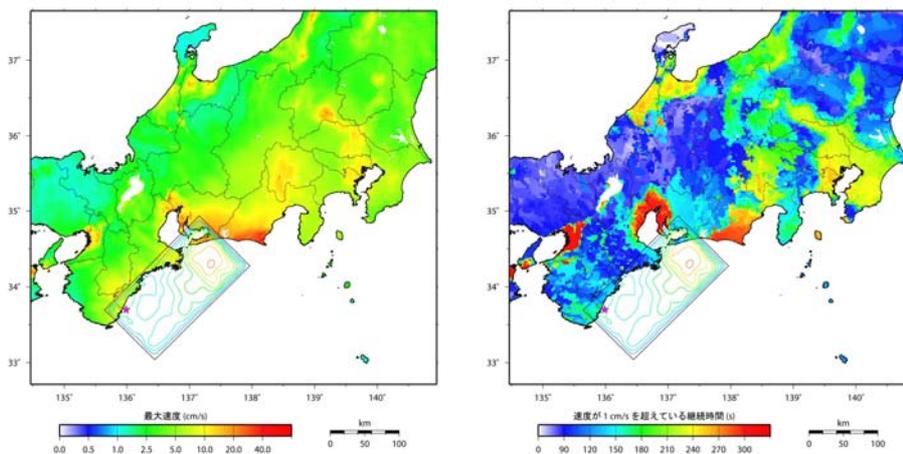


図 3.2 長周期地震動における最大速度の分布 図 3.3 長周期地震動の継続時間の分布

図 2.2-74 東南海地震に対する地震動分布(地震本部, 2009)

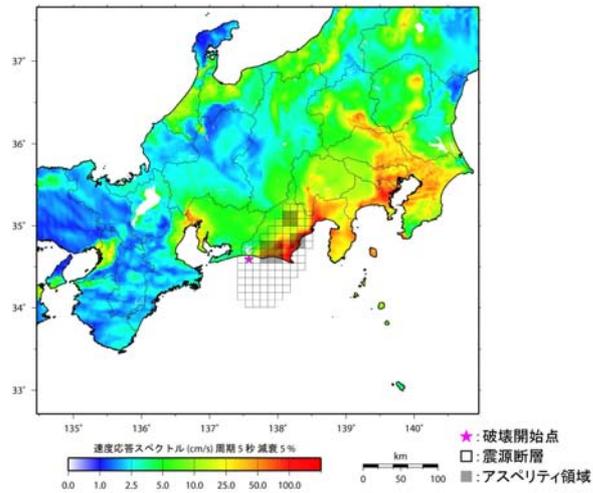


図 2.1-1 速度応答スペクトル (周期 5 秒) の分布

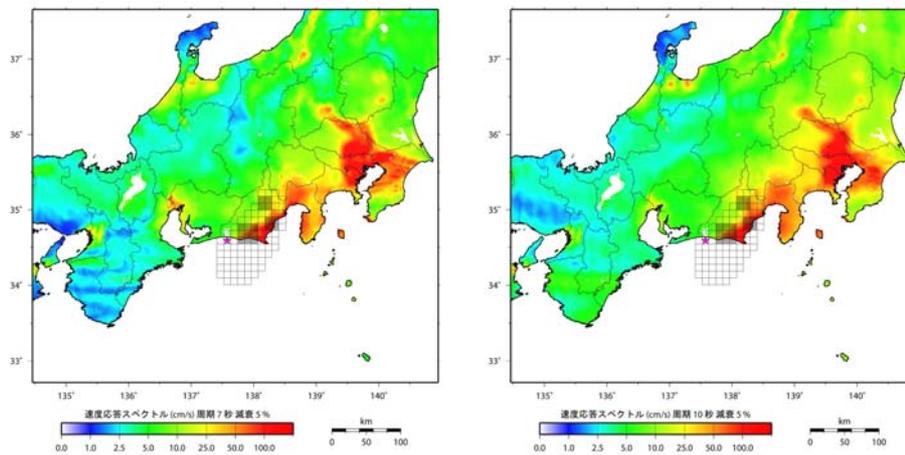


図 2.1-2 速度応答スペクトル (周期 7 秒と周期 10 秒) の分布

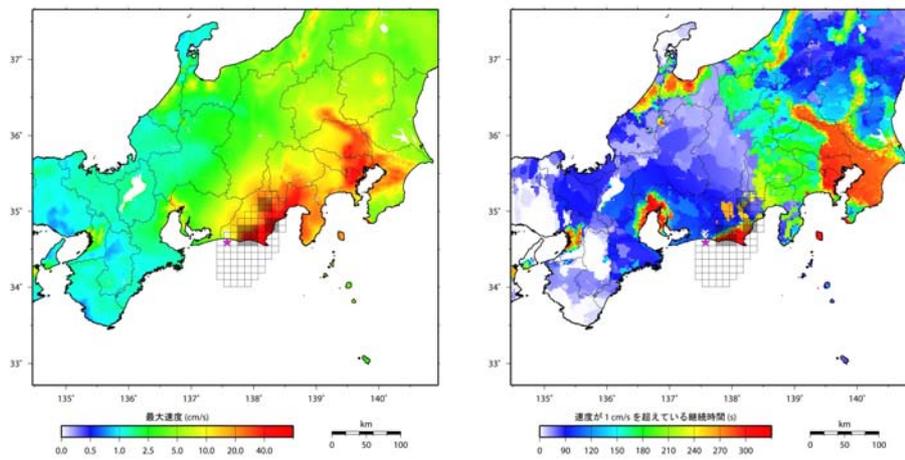


図 2.2 長周期地震動における最大速度の分布 図 2.3 長周期地震動の継続時間の分布

図 2.2-75 想定東海地震に対する地震動分布(地震本部, 2009)

2-3 南海トラフ沿いの巨大地震に対する地表における長周期地震動波形の計算と地震動特性の設定方法の検討

2-3-1 はじめに

内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震の断層モデル(Mw9.0)に基づき、震源モデルを設定し、改良経験式を用いて、地表における長周期地震動(平均波)を計算する。そして、23年度検討した、3連動の震源モデル(Mw8.7)の長周期地震動との比較を行う。また、震源モデルを矩形化したモデルも作成し、矩形化した場合としない場合で長周期地震動を作成し、その違いを検討する。

さらに、乱数により異なる波形が計算されるため、複数の計算波から、平均的な波を設定あるいは選択する方法について検討する。

また、内閣府(2012)の計測震度との比較、藤原・他(2012)の南海トラフの巨大地震に対する三次元有限差分法、統計的グリーン関数法による計算波との比較を行う。

最後に、連動型地震の計算波の応答スペクトルと、それぞれの断層から計算される応答スペクトルのSRSS(二乗和平方根)との比較を行い、その違いについて考察する。

2-3-2 計算条件

内閣府(2012)では、巨視的断層面が同じで、強震動生成域の位置が異なる4ケースで強震動の計算を行っている。図2.3-1には、そのうちの基本ケースの断層面と、23年度用いた5つの巨視的断層面から成る3連動(東海・東南海・南海)の断層面との比較を示す。内閣府(2012)の断層面は、23年度用いた3連動の断層面と比べ、日向灘域が追加されるとともに陸域に広がっていることが大きな特徴である。図2.3-2には、23年度用いた3連動(Mw8.7)の断層面と破壊開始点、計算地点を示す。図2.3-3には、4連動4セグメントモデルの断層面と破壊開始点、計算地点を示す。内閣府(2012)の巨視的断層面は、地形的な構造単位では6つのセグメントに分けられることから、4連動6セグメントモデルも設定した。図2.3-4にはこの断層面と破壊開始点、計算地点を示す。また、4連動6セグメントモデルとこれを矩形化した断層面を図2.3-5に示す。

表2.3-1に23年度用いた3連動の断層パラメータを、表2.3-2に4連動4セグメントモデル、表2.3-3に4連動6セグメントモデルの断層パラメータを示す。23年度実施した、東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーションを通じて設定したMw8.4での頭打ち(上限値)を考慮した。したがって、表2.3-2、3に示したように、内閣府(2012)に基づく4連動の断層の全体のMwは8.9となる。ただし、参考にした内閣府(2012)のMw9.0を用いてMw9.0と表記する。4連動の震源モデルでは、巨視的断層面毎に最も到達時間の早い小断層を破壊開始点としている。矩形化モデルの破壊開始点は、矩形化しないモデルと同じとした。計算地点は、これまで用いてきた代表8観測点と、23年度に建物応答に使われた浜松(SZ0024)である。

図2.3-6には、4連動6セグメントモデルを矩形化した場合としない場合の断層最短距離の比較を示す。関東平野の観測点では、最も近い駿河湾域でも距離の違いは小さい。そこで、関東平野の観測点を除く5観測点で、4連動6セグメントモデルを矩形化した場合としない場合の計算波の応答スペ

クトルの比較を行う。両モデルによる断層最短距離が特に異なるのは、大阪平野 2 地点であり、矩形モデルの方が、南海域東断層、東海域西断層からの断層最短距離が小さくなっている。大阪平野 2 地点までの断層最短距離をほぼ同じに断層面を設定することは可能であるが、その場合、四国や愛知県の地点までの距離の違いが非常に大きくなるなどの問題が生じる。

なお、改良経験式のデータは、断層最短距離 20～400km の範囲にあるが、計算地点は 20km 以内にある。

4 セグメントモデルと同様に、6 セグメントモデルでも改良経験式の平均の地表での地震動を作成する。また、乱数の異なる 21 波を計算する。

2-3-3 平均的な波の選択・作成方法

21 個の波から、平均的な波を選択・作成する方法として、以下の 3 つで比較検討を行う。

- a. 正規軸の残差が小さい波を選択する方法(これまでの方法)
 - ・各波の擬似速度応答スペクトルから擬似速度応答スペクトルの平均値を引いた周期 1～10 秒での残差の和が正で、残差の絶対値が小さい波を選択
 - ・選択された波のうち、エネルギースペクトルからエネルギースペクトルの平均値を引いた周期 1～10 秒での残差の和が正で、残差の絶対値が小さい波を選択
- b. 対数軸の残差が小さい波を選択する方法
 - ・各波の擬似速度応答スペクトルの対数から擬似速度応答スペクトルの対数平均値を引いた周期 1～10 秒での残差の和が正で、残差の絶対値が小さい波を選択
 - ・選択された波のうち、エネルギースペクトルの対数からエネルギースペクトルの対数平均値を引いた周期 1～10 秒での残差の和が正で、残差の絶対値が小さい波を選択
- c. 三の丸波作成方法(宮腰・他, 2006)と同じ方法
 - ・擬似速度応答スペクトルの対数平均値を算出
 - ・21 波の速度波形のうち、最大速度が中央値の波の位相スペクトルを算出
 - ・上記 2 つを用いて波形を再作成

2-3-4 長周期地震動の計算波

図 2.3-7～図 2.3-24 には、代表 8 観測点と浜松(SZ0024)での計算波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)とエネルギースペクトルを示す。各図の(a)は、4 連動 6 セグメントモデルの 21 波とその平均値(対数平均値)である。(b)は、3 連動(Mw8.7)の平均波と平均+標準偏差波、4 連動 4 セグメントモデル、4 連動 6 セグメントモデルの平均波の 21 波の平均値の比較である。(c)は、b の方法(対数の残差を用いる方法)により 21 波から選択された波と平均値の比較、(d)は、a の方法(正規軸の残差を用いる方法)により 21 波から選択された波と平均値の比較である。

(b)をみると、関東平野 4 地点では、4 連動 4 セグメントモデル、4 連動 6 セグメントモデルの違いは小さい。これは、最も断層最短距離が小さい駿河湾域の断層が両者で同じであるためである。濃尾

平野 2 地点では、4 連動 4 セグメントモデル、4 連動 6 セグメントモデルでの擬似速度応答スペクトルの違いは小さいが、エネルギースペクトルは 6 セグメントモデルの方がやや大きい。これは、最も近い断層までの断層最短距離と M_w が同じであるが、6 セグメントモデルでは継続時間がやや長くなったためである。大阪平野 2 地点では、擬似速度応答スペクトルは 4 連動 6 セグメントモデルの方が 4 連動 4 セグメントモデルよりやや小さいが、エネルギースペクトルの違いは小さい。これは、最も近い 2 つの断層までの断層最短距離は同じであるが、6 セグメントモデルでは東海域西断層の M_w が 8.3 であるのに対して、4 セグメントモデルでは東海域の M_w が 8.4 であるためと考えられる。ただし、6 セグメントモデルの方が継続時間が長いこと、エネルギースペクトルは同程度となったものと考えられる。浜松では、4 セグメントモデルと 6 セグメントモデルでは、最も近い直上の断層と次に近い駿河湾域の断層までの断層最短距離、 M_w と同じであるため、両モデルによる違いはほとんどない。継続時間の影響を受けるエネルギースペクトルもほぼ同じであるのは、この 2 つの断層と比較して他の断層は断層最短距離が遠く、影響が小さいためと考えられる。

(c) と (d) を比較すると、波の選択方法 a、b による違いはほとんどないことがわかる。ただし、津島 (AIC003) では、a の方法を用いた場合の擬似速度応答スペクトルのピーク値が平均値よりかなり小さくなっている。波の選択方法 a、b によるスペクトルは、c の方法による平均値のスペクトルとの違いも小さい。

図 2.3-25 には、c の方法で作成された波のエネルギースペクトルと、21 波のエネルギースペクトルの平均値(対数平均)との比較を示す。作成された波とエネルギースペクトルの平均値がほぼ合っていることがわかる。

図 2.3-26～図 2.3-30 には、3 連動 (M_w 8.7) の平均波と平均+標準偏差波、4 連動 4 セグメントモデル、4 連動 6 セグメントモデルの平均波の速度波形の比較を示す。4 連動 6 セグメントモデルは、b の方法と c の方法の場合である。同様に図 2.3-31～図 2.3-35 には、加速度波形の比較を示す。図 2.3-26～図 2.3-35 は、経験式の適用範囲である 0.1～10 秒のバンドパスフィルターをかけた波形を表示している。大阪平野 2 地点では、6 セグメントモデルの方が 4 セグメントモデルに比べて、最大速度は小さいが、継続時間が長くなっていることがわかる。

図 2.3-36 には、4 連動 6 セグメントモデルを矩形化した場合としない場合の計算波の擬似速度応答スペクトルの比較を示す。矩形化することにより、南海域東断層、東海域西断層からの断層最短距離が短くなった此花 (OSKH02)、大阪 (OSK005) では、両モデルによる違いがある。矩形化の仕方により計算波が異なることになるため、オリジナルのモデルを用いた方がよいものと考えられる。

2-3-5 既往の計算波、観測波との比較

図 2.3-37、38 には、南海地震の此花 (OSKH02) における断層モデルに基づく既往の計算波(鶴来・他, 2005; 関口・他, 2006; 釜江・川辺, 2006) と地震本部 (2012) の舞洲での計算波の擬似速度応答スペクトルと速度波形(周期 0.1～10 秒)との比較を示す。擬似速度応答スペクトルをみると 4 連動 6 セグメントモデルは、釜江・川辺の NS 成分よりやや小さいが 2 成分の平均値と同レベルである。速度波

形をみると、4セグメントモデルでは南海地震の既往の計算波より継続時間がやや短い、6セグメントモデルでは同程度かやや長くなっている。図 2.3-39 は、東海・東南海地震(Mw8.3)の三の丸における断層モデルに基づく既往(宮腰・他, 2006)の計算波(三の丸波)と旧経験式に基づく名古屋(AIC004)での計算波との比較である。4連動の平均波の周期3秒でのスペクトルレベルは、三の丸波の小さい方のレベルである。なお、三の丸波は工学的基盤波であり、他は地表での波であるため、周期1秒以下は直接比較できない。また、名古屋(AIC004)と三の丸は数km離れている。

図 2.3-40 には、津島(AIC003)での計算波と東北地方太平洋沖地震の古川(MYG006)での擬似速度応答スペクトルを示す。地震も観測点も違うが、津島(AIC003)での計算波は、古川(MYG006)での大きい方の成分(EW成分)レベルである。

図 2.3-41 には、内閣府(2012)による計測震度分布を示す。強震動生成域の位置が異なる4ケースに対する統計的グリーン関数法に基づく結果と経験的方法に基づく結果及びこれら5ケースの最大値の結果である。4連動6セグメントモデルで算出した波形から計算した9地点での計測震度と9地点が含まれる市町村における内閣府の計測震度との比較を表 2.3-4 に示す。なお、本検討の計算波は水平1成分のみであることから、計測震度の計算では、水平2成分とも同じ波形と仮定し、上下成分はないとした。また、本検討の計算波は0.1~10秒のみである。このような原因により、内閣府(2012)による計測震度分布より小さめの計算結果になっていると考えられる。

図 2.3-42 には、藤原・他(2012)による南海トラフ沿いの地震の震源モデルを示す。このうち、三次元差分法と統計的グリーン関数法の計算波形のフーリエスペクトルと速度波形が示されている震源モデル(3連動+遠州灘、ANNI4c-s-c スケーリング)と計算地点を図 2.3-43 に示す。愛知県庁と東京都庁のみでは、ANNI4c-s-c スケーリング、ANNI4c-s-c カスケード、ANNI4c-s-c 箱型関数(スケーリング)、ANNI4c-s-cQ 値無限大(スケーリング)の速度応答スペクトルと速度波形が示されている。これらの波形やスペクトルと本検討の計算波との比較を行う。表 2.3-5 には、藤原・他(2012)による南海トラフ沿いの地震の震源モデルの震源パラメータを示す。黄色とオレンジが、本検討と計算波を比較するモデルである。表 2.3-6 には、藤原・他(2012)による南海トラフ沿いの地震の計算ケースを示す。黄色とオレンジが、本検討と計算波を比較するケースである。

図 2.3-44、図 2.3-45、図 2.3-46 には、藤原・他(2012)による表 2.3-6 の全一スの三次元有限差分法に基づく愛知県庁、東京都庁、大阪府庁の速度波形(NS成分)を示す。黄色とオレンジが3連動+遠州灘(ANNI4c-s-c)のケースである。うち、オレンジがスケーリングのケースである。3連動のみ(ANNI3-s-c)と比べると、遠州灘にある浅い震源の影響で3連動+遠州灘(ANNI4c-s-c)のケースは愛知県庁では200~220秒付近で、東京都庁では220秒以降で表面波と考えられる波群の振幅が大きくなっていることがわかる。大阪府庁でも遠州灘の浅い震源の影響がややみられる。なお、全ケースの結果は、図 2.3-43 の5地点で波形のみが示されている。図 2.3-47、48、49 には、名古屋、新宿、大阪での本検討と藤原・他(2012)の統計的グリーン関数法と三次元有限差分法に基づく3連動+遠州灘(ANNI4c-s-c スケーリング, Mw 8.9)のケースの速度フーリエスペクトルと速度波形の比較を示す。本検討の内閣府(2012)に基づく震源モデルはカスケードであり、波形選択方法bによる波形(周期0.1

～10 秒のフィルター波)である。藤原・他(2012)の三次元有限差分法の計算波は周期 5 秒以上で信頼できる(Maeda et al., 2012)。名古屋で本検討の 3 連動(Mw8.7)と比較すると、藤原・他(2012)の波形の方が、上述のように遠州灘の浅い震源の影響で 200～220 秒の振幅が大きくなっている。フーリエスペクトルは周期 3 秒で卓越する特徴は両者同じであるが、震源モデルの違いのため、本検討の 3 連動の方がやや小さい。新宿では、藤原・他(2012)の三次元有限差分法による波形にはパルスがみられるが、これは主に周期 10 秒以上の成分である。本検討の波形は周期 10 秒以下のみであるため、このようなパルスはみられない。周期 5～10 秒のフーリエスペクトルは、藤原・他(2012)に比べて、本検討の 3 連動がやや小さい程度であり、Mw9.0 の 4 連動ではほぼ同じレベルである。大阪府庁では、本検討の 3 連動と藤原・他(2012)のスペクトルは、周期 5～10 秒でほぼ同じレベルである。藤原・他(2012)の波形の方が、上述のように遠州灘の浅い震源の影響で 250 秒以降の振幅が大きくなっている。図 2.3-50、図 2.3-51 には、名古屋、新宿での本検討と藤原・他(2012)の三次元有限差分法に基づく 3 連動+遠州灘(ANNI4c-s-c)のケースの速度応答スペクトルと速度波形の比較を示す。新宿、名古屋とも周期 5～10 秒の本検討の 3 連動(Mw8.7)と、藤原・他(2012)のカスケード(Mw8.7)のスペクトルがほぼ同じレベルであり、ほぼ整合しているといえる。

2-3-6 SRSS との比較

連動型地震の計算波は、各断層からの計算波の時刻歴での足し合わせとなるため、応答スペクトルの経験式のみから作成することができない。ここでは、各断層からの応答スペクトルの SRSS(二乗和平方根)を計算し、連動型地震の計算波の応答スペクトルとの比較を試みた。検討対象としたのは、4 連動 6 セグメントモデルの新宿(KGIN)、津島(AIC003)、此花(OSKH02)での計算波である。図 2.3-52 には、各断層からの応答スペクトルとその SRSS、連動型地震の計算波の 21 波の応答スペクトルの平均との比較を示す。SRSS は、連動型地震の応答スペクトルと比べて大きい。特に、複数の断層からの波が重なりあう OSKH02 では、その差が大きい。SRSS は、簡便ではあるが大きめの評価となることに注意が必要である。

2-3-7 まとめ

内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震の断層モデル(Mw9.0)に基づき、4 連動 4 セグメントモデルと、地形的な構造単位に基づく 6 つのセグメントに対応した 6 つの巨視的断層面から成る 4 連動 6 セグメントモデルを設定し、改良経験式を用いて地表での長周期地震動(平均波)を試算した。4 連動 6 セグメントモデルの計算波は 4 連動 4 セグメントモデルの計算波と比べて、濃尾平野、大阪平野の観測点では継続時間が伸びることがわかった。大阪平野の 2 観測点では、擬似速度応答スペクトルは 6 セグメントモデルの方が 4 セグメントモデルより小さいが、エネルギースペクトルはほぼ同じであった。濃尾平野の 2 観測点では、擬似速度応答スペクトルはほぼ同じであったが、エネルギースペクトルは 6 セグメントモデルの方が 4 セグメントモデルより大きかった。浜松と関東平野では、両モデルの違いは小さかった。4 セグメントモデルでは、南海地震に対する既往の計算波より継続時間が

短い傾向があったが、6セグメントモデルにすることにより、改善されることがわかった。

また、6セグメントモデルを矩形化した場合についても検討を行ったが、断層最短距離が異なる地点では計算波に違いが生じることが確認された。矩形化の仕方で計算波が変動することになるため、矩形化しないオリジナルモデルを用いる方がよいと考えられる。

また、異なる乱数を用いた21波からの平均的な波の選択・作成方法について、3つの考え方に基づき比較検討を行った。3つの考え方による違いは小さかった。

本検討と藤原・他(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震に対する計算波形、スペクトルの比較を行った。震源モデルが異なるため、定量的な比較は困難であるが、両者のモデルの違いを考慮するとほぼ整合する結果となっていると考えられる。

参考文献

- 中央防災会議 東南海・南海地震等に関する専門調査会(2003). 第16回資料3 図表集, pp. 18-20,
<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai>
- 藤原広行・森川信之・青井真・前田宜浩(2012). 3.4 長周期・広帯域地震動予測のための時刻歴波形の検討等, 長周期地震動予測地図作成等支援事業 平成23年度成果報告書,
http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/choshuki_shien/h23/3_4.pdf
- 釜江克宏・川辺秀憲(2006). 南海地震における近畿圏の強震動予測, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp. 35-40.
- Maeda, T., N. Morikawa, S. Aoi, H. Fujiwara (2012). FD simulation for long-period ground motions of Great Nankai Trough, Japan earthquakes, The 15th world conference of earthquake engineering, WCEE2012_5422.pdf
- 宮腰淳一・中田猛・福和伸夫・柴田昭彦・白瀬陽一・斎藤賢二(2006). 名古屋市三の丸地区における耐震改修用の基準地震動の作成, 日本地震工学会大会, pp. 394-395.
- 内閣府(2012). 南海トラフの巨大地震に関する津波高、浸水域、被害想定公表について
http://www.bousai.go.jp/nankaitrough_info.html
- 関口春子・吉見雅行・吉田邦一・堀川晴央(2006). 海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール不均質モデルと南海地震への適用, 海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測 2ーシンポジウム論文集, pp. 61-73.
- 鶴来雅人・趙伯明・Petukhin A.・香川敬生(2005). 東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例ー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集, pp. 73-82.
- 地震調査研究推進本部(2009). 「長周期地震動予測地図」2009年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf
- 地震調査研究推進本部(2012). 「長周期地震動予測地図」2012年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/choshuki2012.pdf

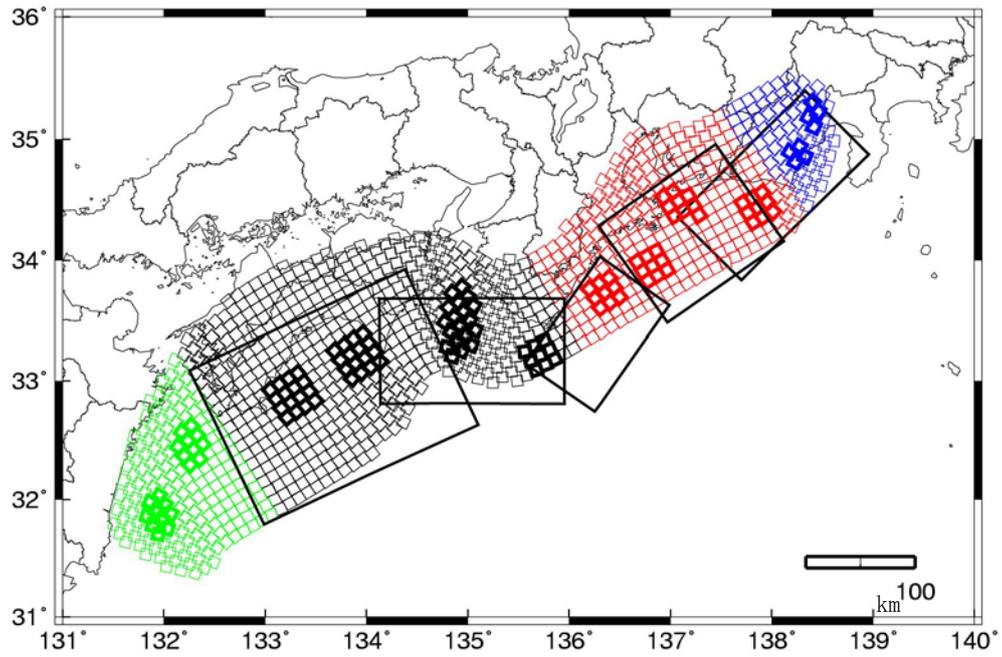
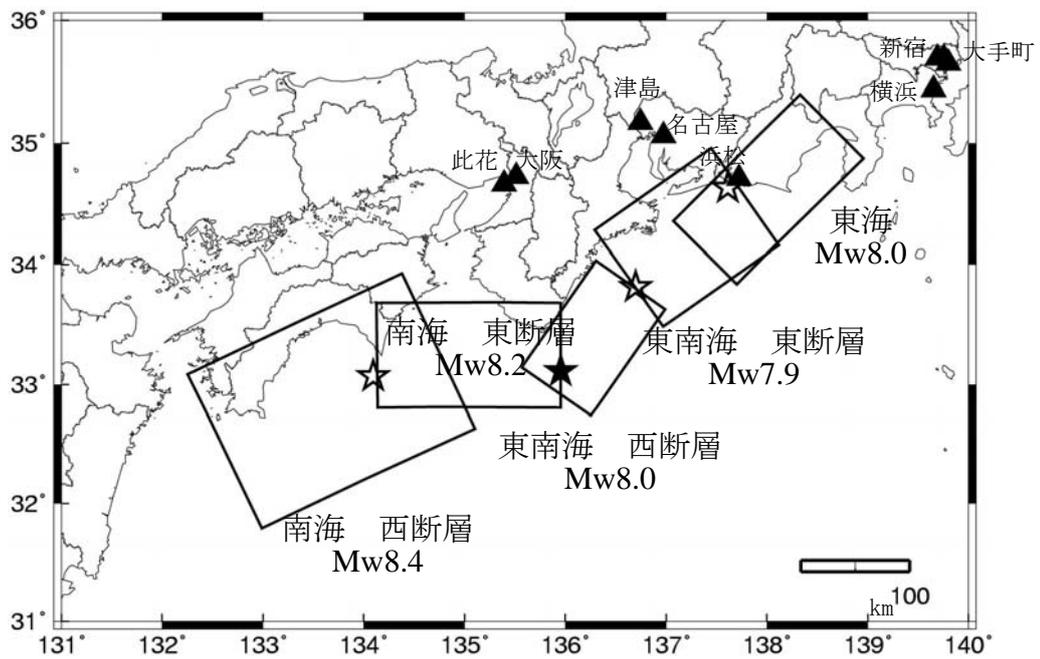
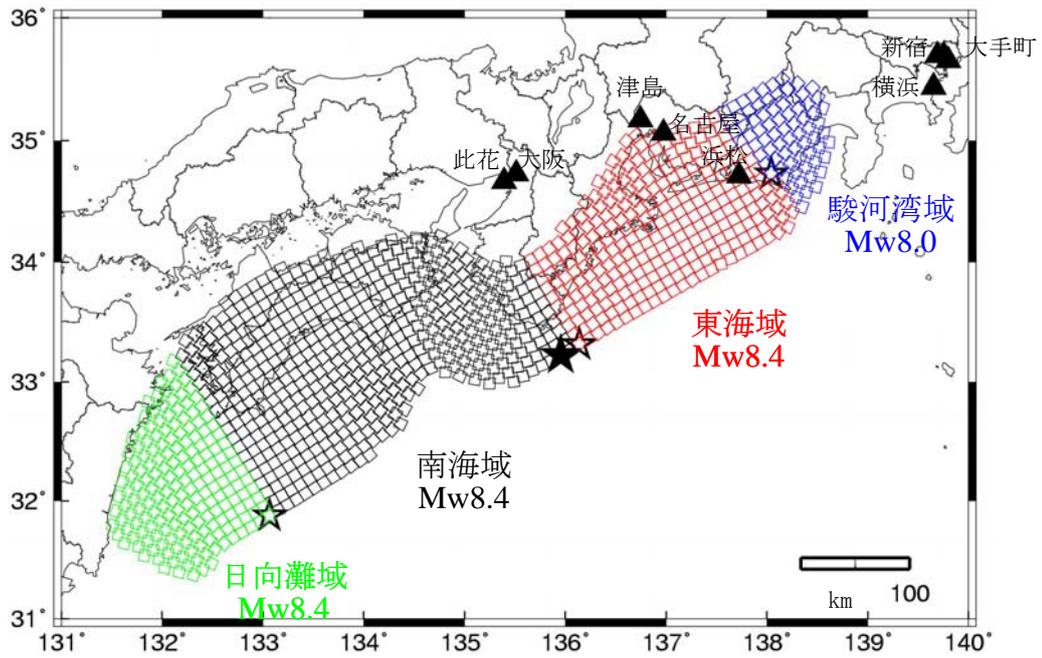


図 2.3-1 23年度の検討に用いた3連動の断層面(5つの大きな矩形)と内閣府(2012)の基本ケースの断層面(小さな正方形の内、濃い方が強震動生成域、薄い方が背景領域)



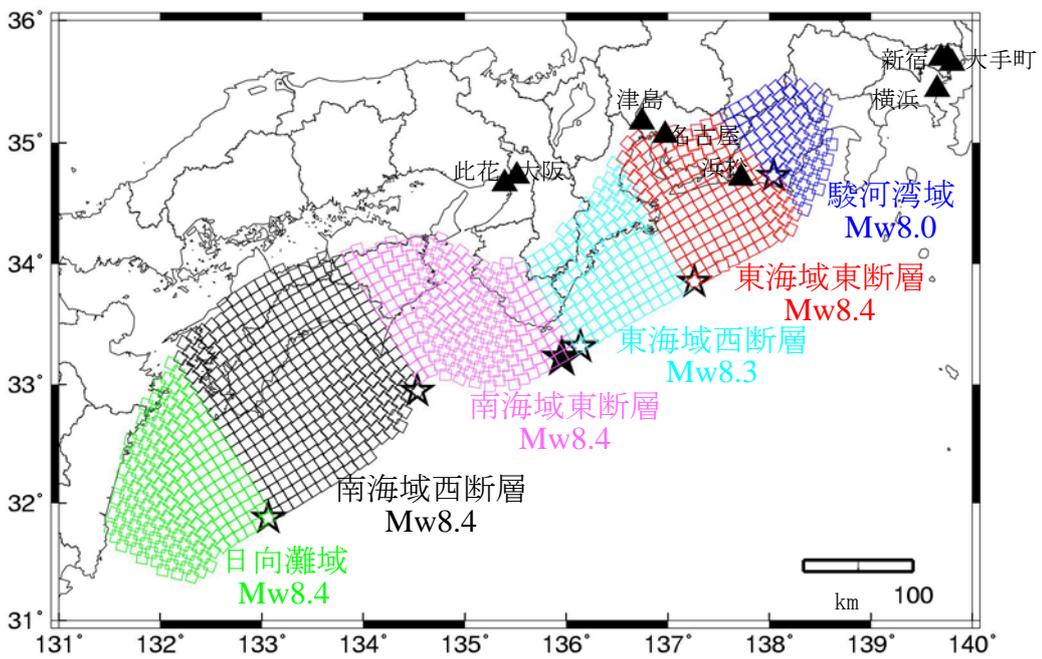
★第1破壊開始点、☆その他の破壊開始点

図 2.3-2 23年度の検討に用いた3連動の断層面(5つの大きな矩形)と破壊開始点及び計算地点



★第1破壊開始点、☆その他の破壊開始点

図 2.3-3 4連動4セグメントモデルと計算地点



★第1破壊開始点、☆その他の破壊開始点

図 2.3-4 4連動6セグメントモデルと計算地点

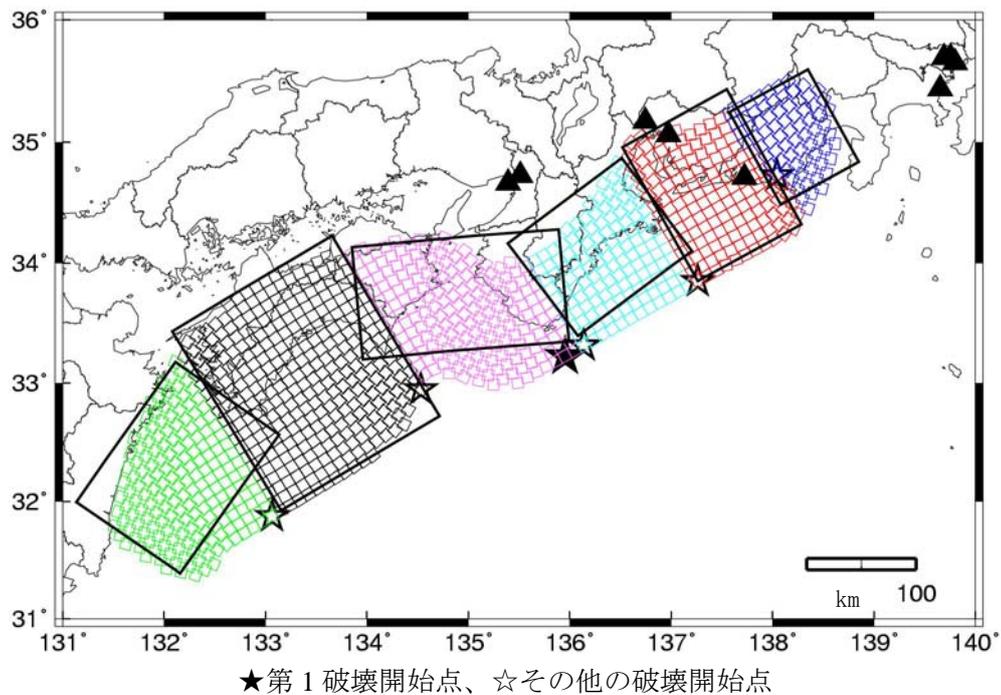


図 2.3-5 今回検討した4連動6セグメントモデルとこれを矩形化した震源モデルと計算地点

表 2.3-1 23年度の検討に用いた3連動(Mw8.7)モデル

		M_0 [dyne · cm]	M_w	破壊時間差[s]	参考文献	参考文献中での引用
南海	東断層	2.91×10^{28}	8.2	0.0	鶴来・他(2005)	中央防災会議(2003)
	西断層	5.46×10^{28}	8.4	64.4	鶴来・他(2005)	中央防災会議(2003)
東南海	東断層	9.01×10^{27}	7.9	38.5	鶴来・他(2005)	中央防災会議(2003)
	西断層	1.48×10^{28}	8.0	0.0	鶴来・他(2005)	中央防災会議(2003)
東海		1.12×10^{28}	8.0	84.5	地震本部(2009)	
全体		1.2×10^{29}	8.7			

*鶴来・他(2005)は中央防災会議(2003)に基づいている。地震本部(2009)も中央防災会議(2003)に基づいている。

表 2.3-2 内閣府(2012)に基づく4連動4セグメント(Mw9.0)モデル

		M_0 [dyne · cm]	M_w	破壊時間差[s]	参考文献	参考文献中での M_0 と M_w
日向灘域		4.3×10^{28}	8.4	114.7	内閣府(2012)	同じ
南海域		5.0×10^{28}	8.4	0.0	内閣府(2012)	2.2×10^{29} (Mw8.8)
東海域		5.0×10^{28}	8.4	7.4	内閣府(2012)	8.3×10^{28} (Mw8.5)
駿河湾域		1.2×10^{28}	8.0	94.4	内閣府(2012)	同じ
全体		2.77×10^{29}	8.9		内閣府(2012)	3.4×10^{29} (Mw9.0)

表 2.3-3 内閣府(2012)に基づく4連動6セグメント(Mw9.0)モデル

		M_0 [dyne · cm]	M_w	破壊時間差[s]	参考文献	参考文献中での M_0 と M_w
日向灘域		4.3×10^{28}	8.4	114.7	内閣府(2012)	同じ
南海域	西断層	5.0×10^{28}	8.4	50.3	内閣府(2012)	1.26×10^{29} (Mw8.7)
南海域	東断層	5.0×10^{28}	8.4	0.0	内閣府(2012)	7.77×10^{28} (Mw8.5)
東海域	西断層	3.97×10^{28}	8.3	7.4	内閣府(2012)	同じ
東海域	東断層	4.31×10^{28}	8.4	51.8	内閣府(2012)	同じ
駿河湾域		1.2×10^{28}	8.0	94.4	内閣府(2012)	同じ
全体		2.77×10^{29}	8.9		内閣府(2012)	3.4×10^{29} (Mw9.0)

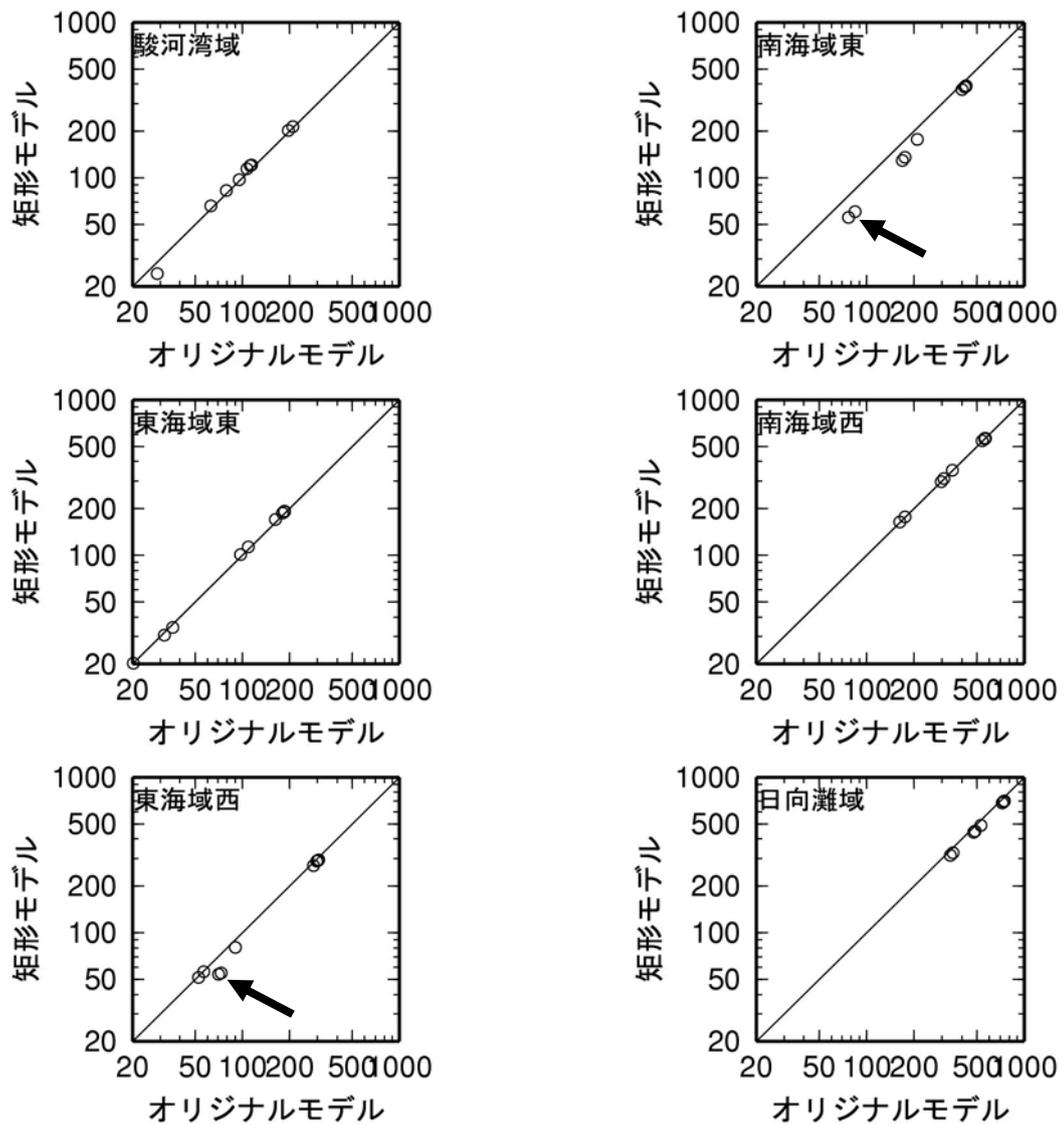
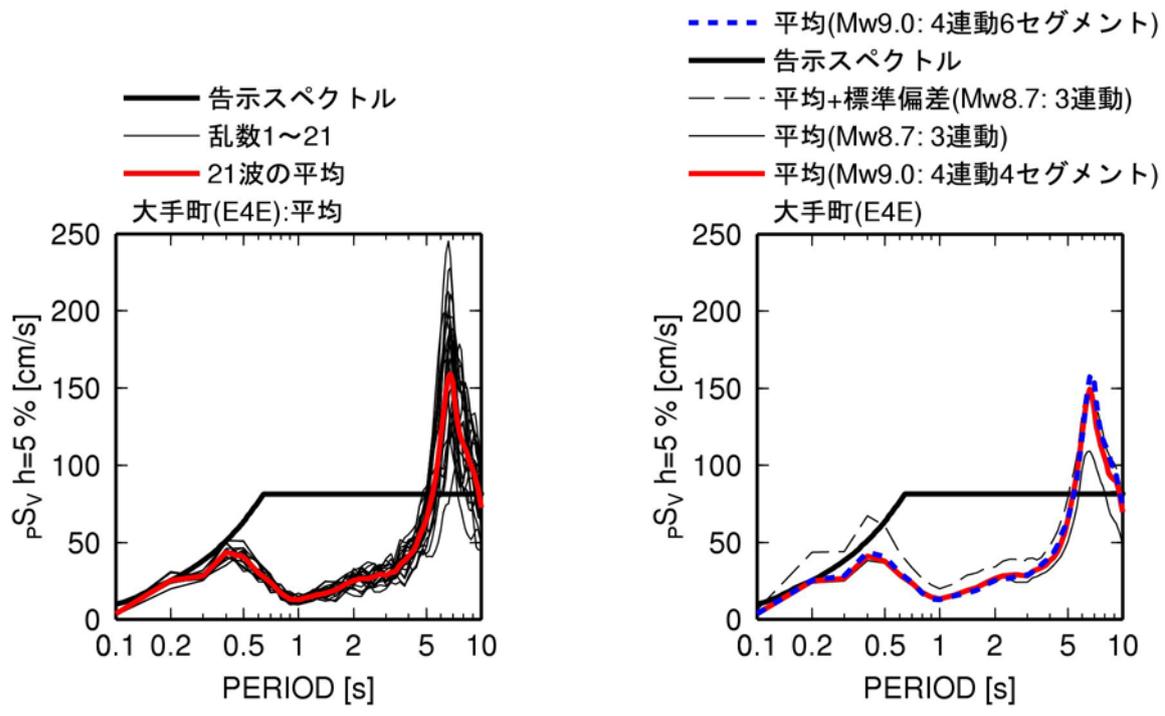
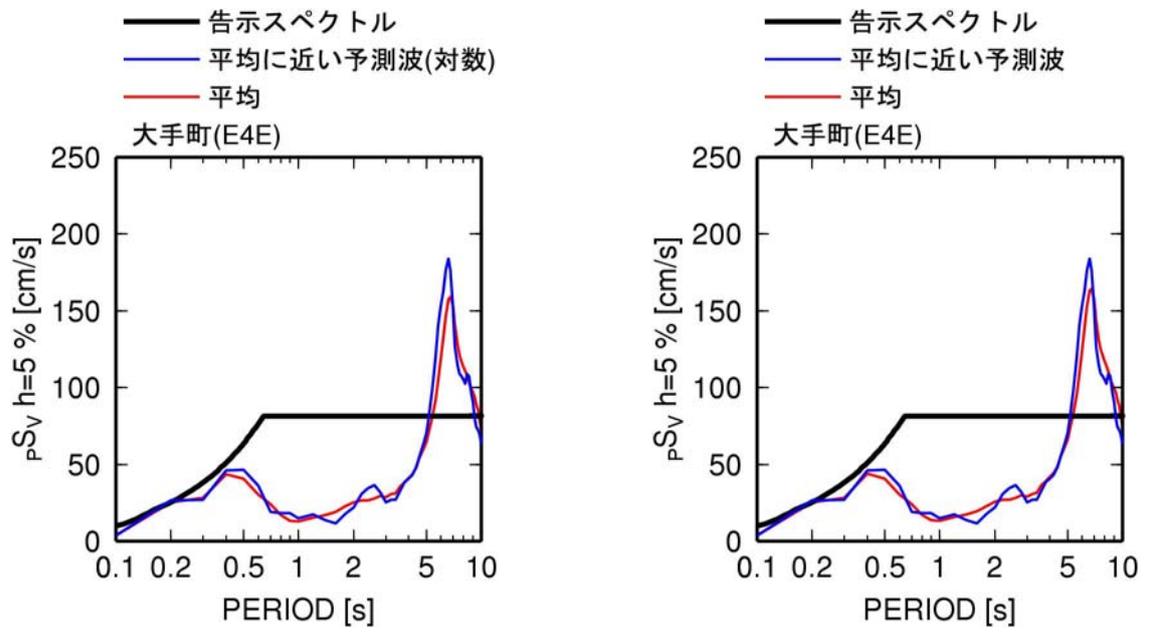


図 2.3-6 4連動6セグメントモデルを矩形化した場合としない場合(オリジナルモデル)の9観測点での断層最短距離の比較(矢印は大阪平野の2観測点)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

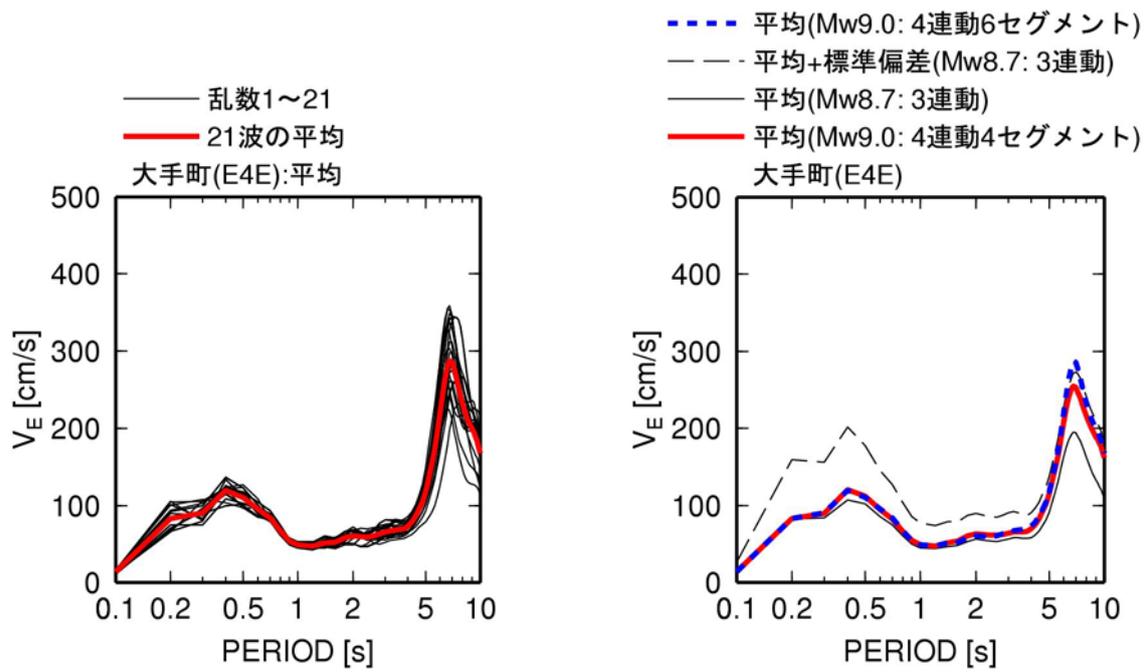
(b) 異なる震源モデルの比較



(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

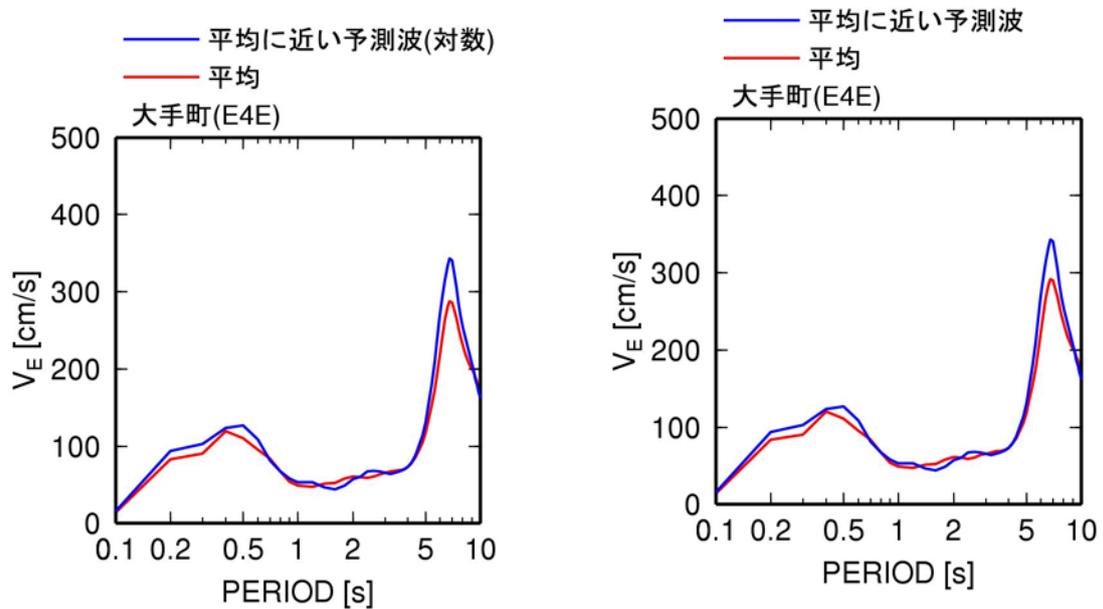
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-7 大手町(E4E)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

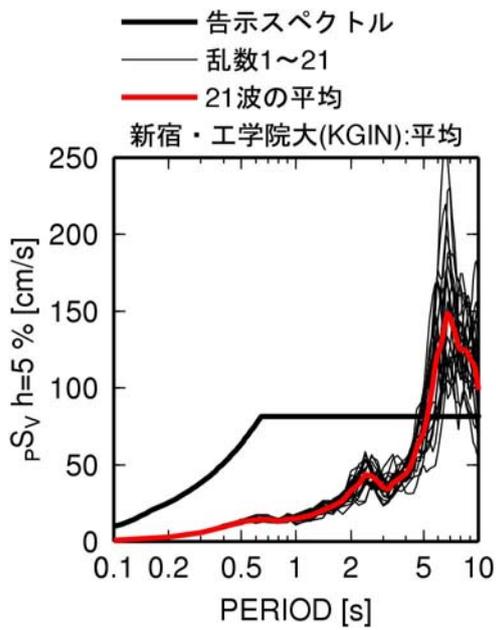
(b) 異なる震源モデルの比較



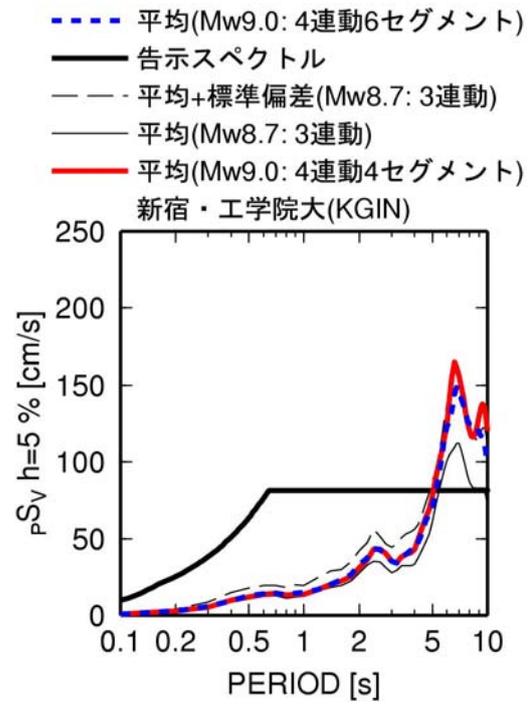
(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

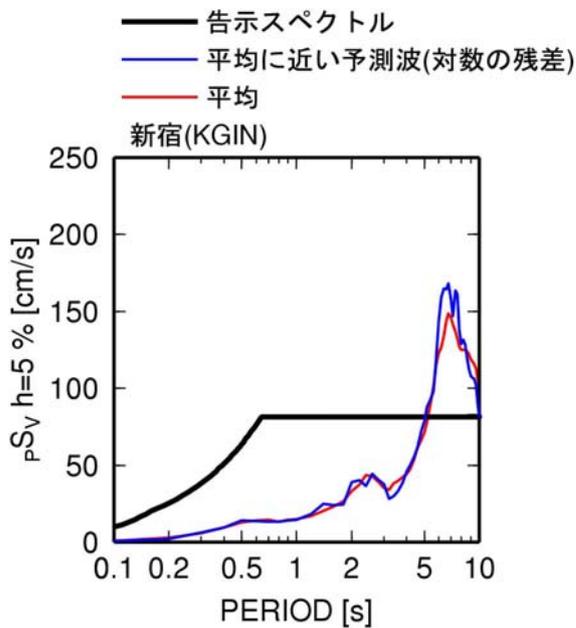
図 2.3-8 大手町(E4E)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)のエネルギースペクトル(h=10%)



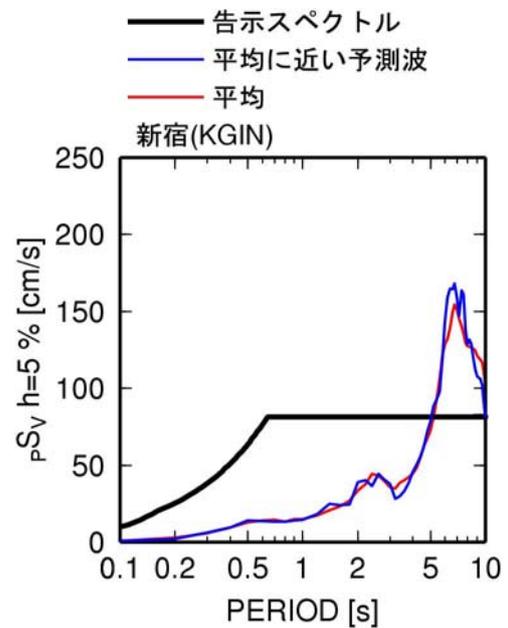
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

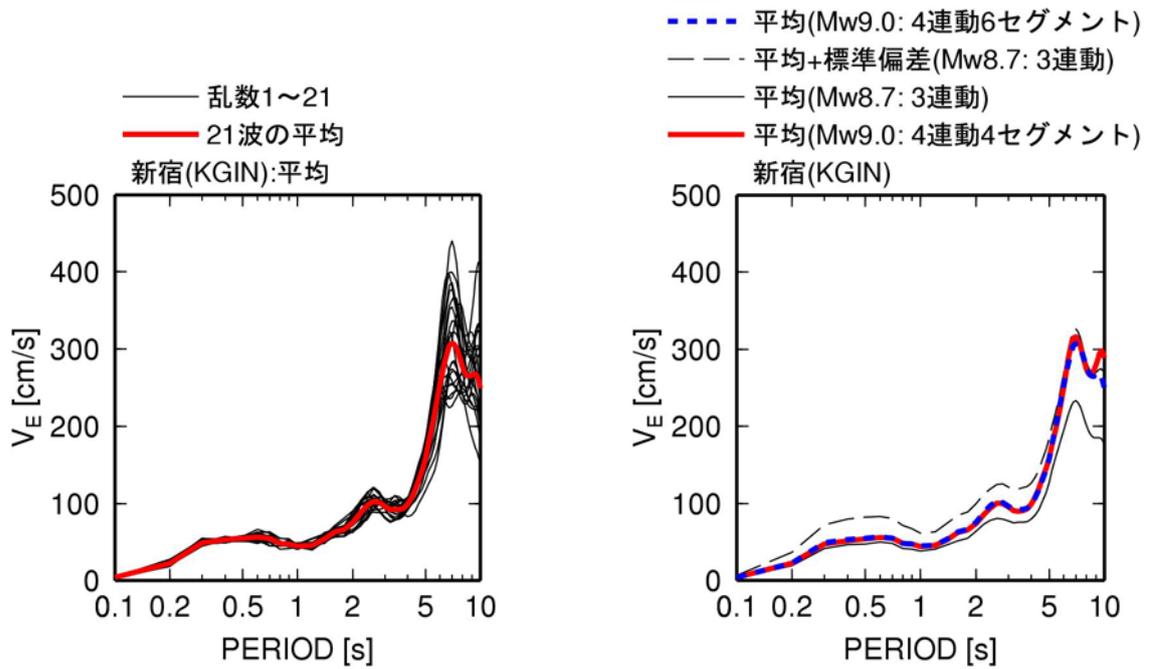


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波



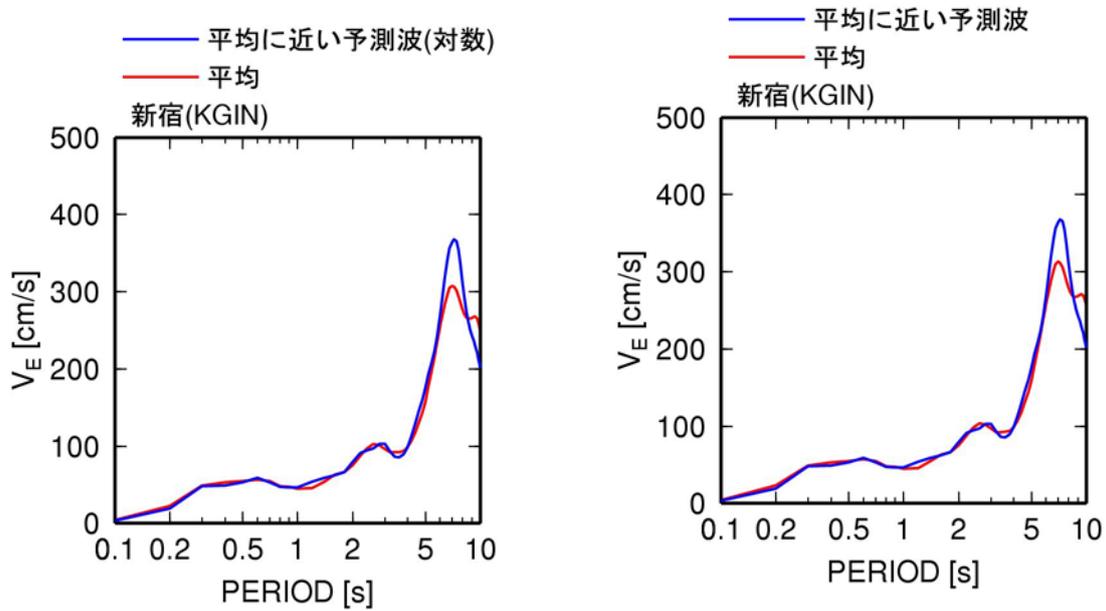
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-9 新宿・工学院大(KGIN)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

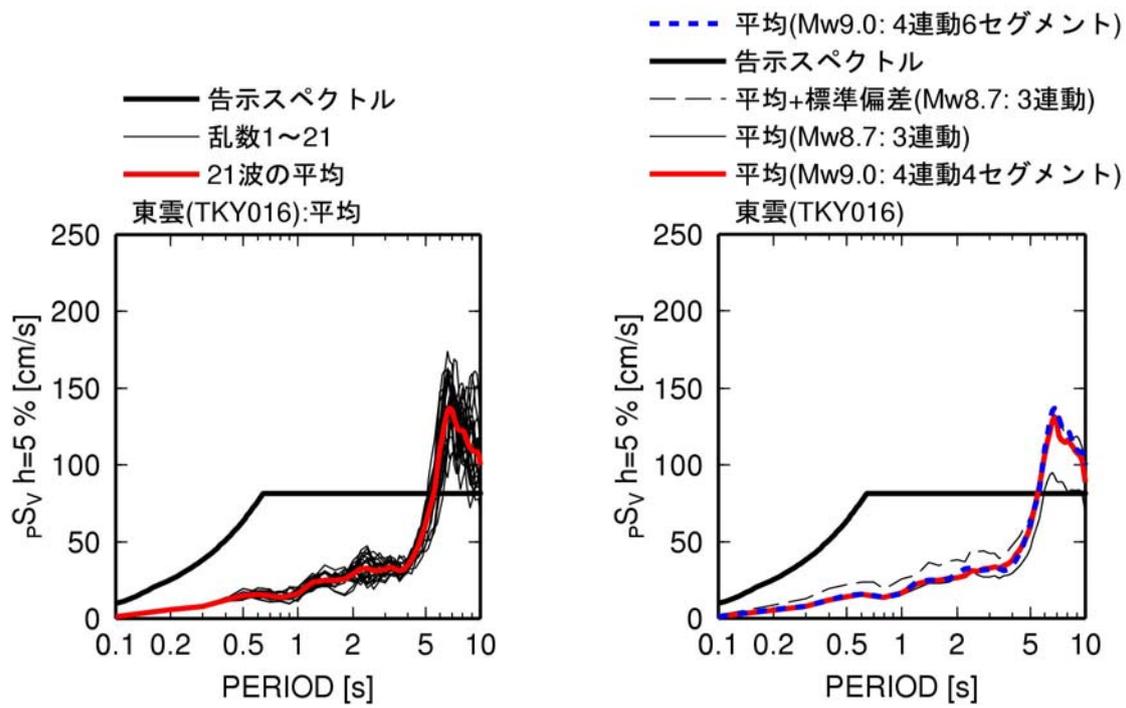
(b) 異なる震源モデルの比較



(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

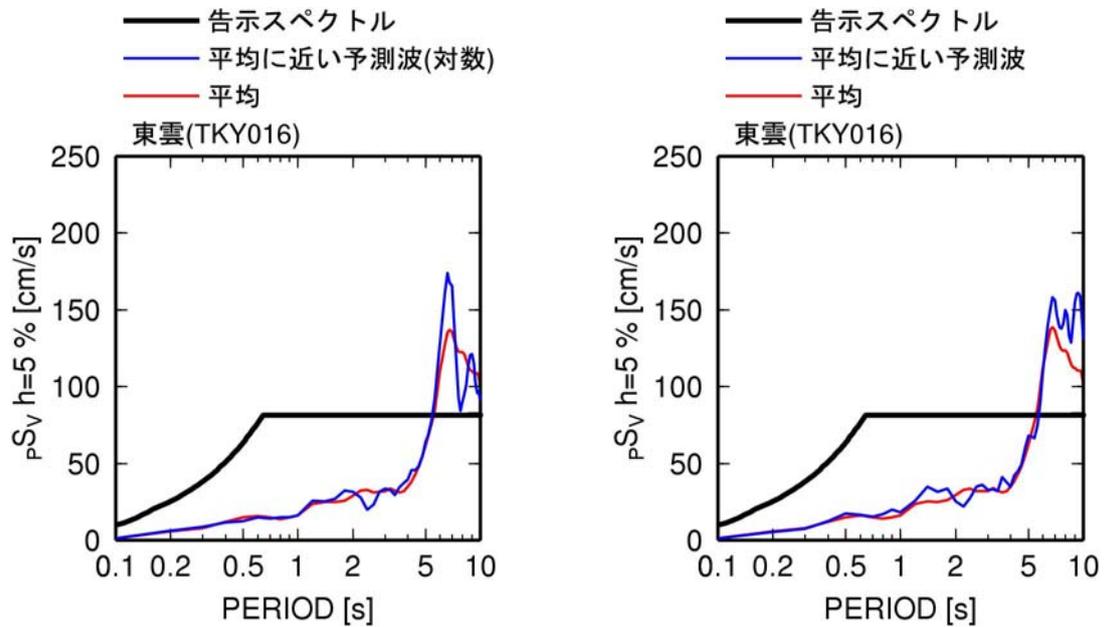
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-10 新宿・工学院大(KGIN)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)のエネルギースペクトル ($h=10\%$)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

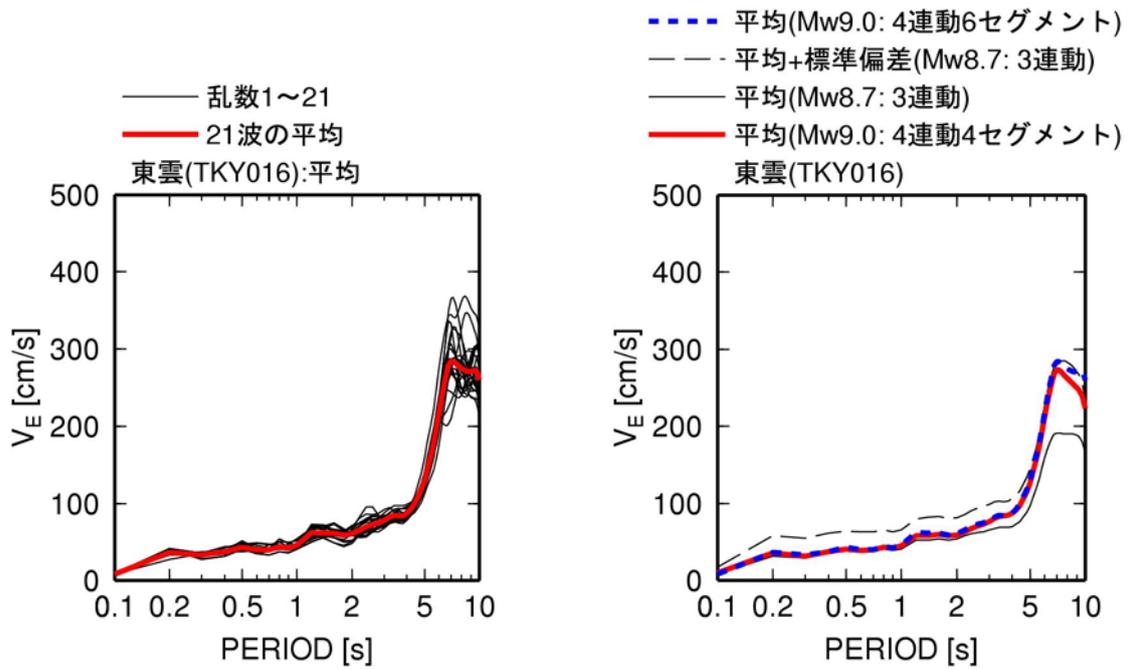
(b) 異なる震源モデルの比較



(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

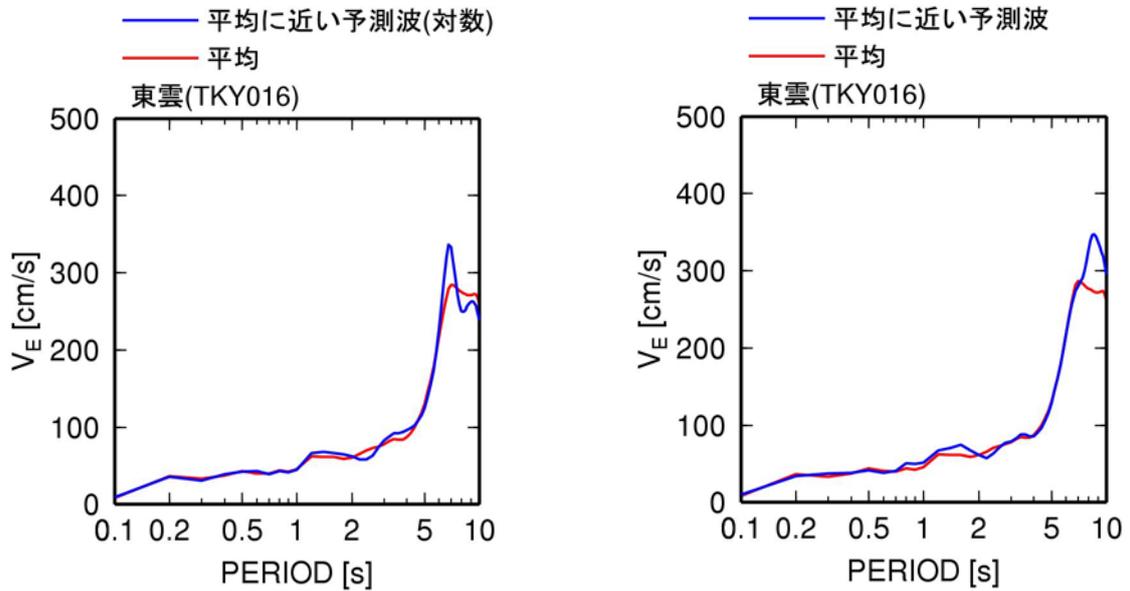
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-11 東雲(TKY016)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

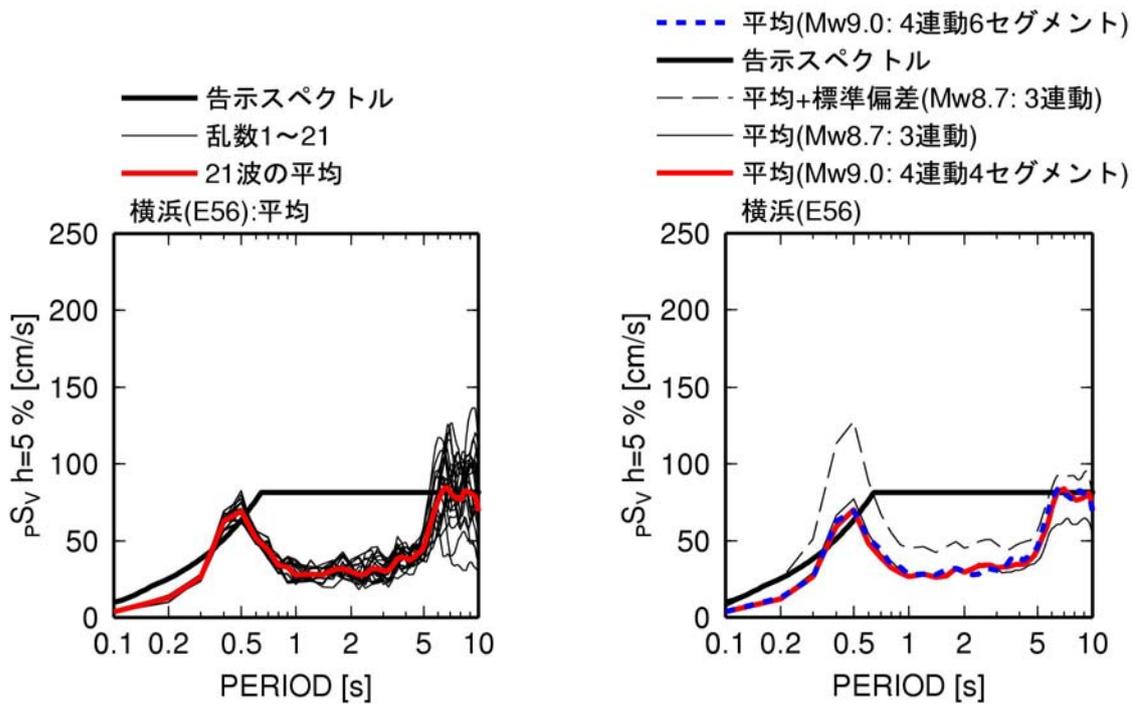
(b) 異なる震源モデルの比較



(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

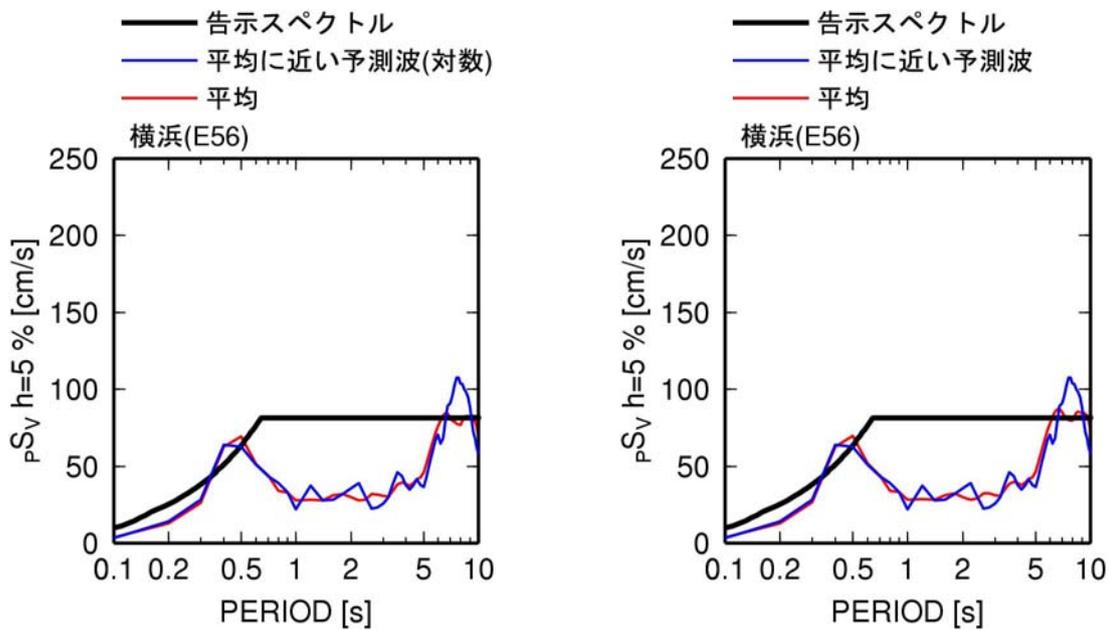
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-12 東雲(TKY016)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)のエネルギースペクトル(h=10%)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

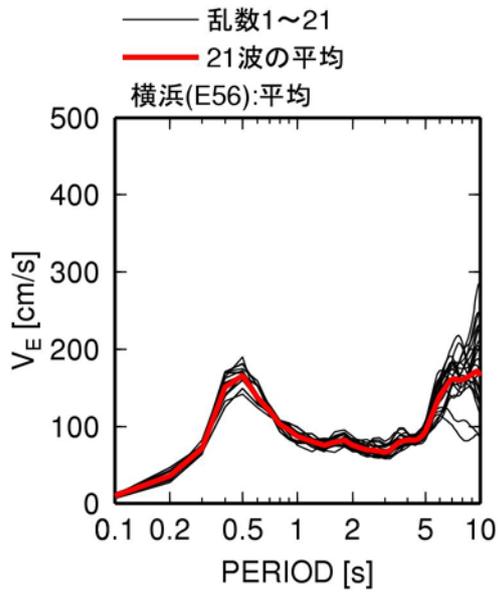
(b) 異なる震源モデルの比較



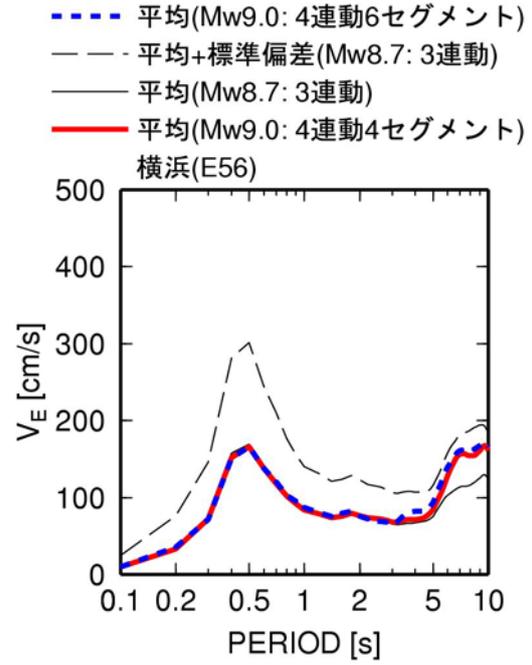
(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

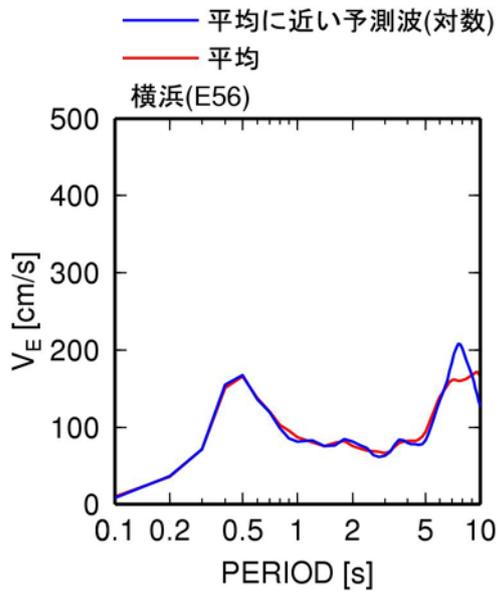
図 2.3-13 横浜 (E56) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) の擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$)



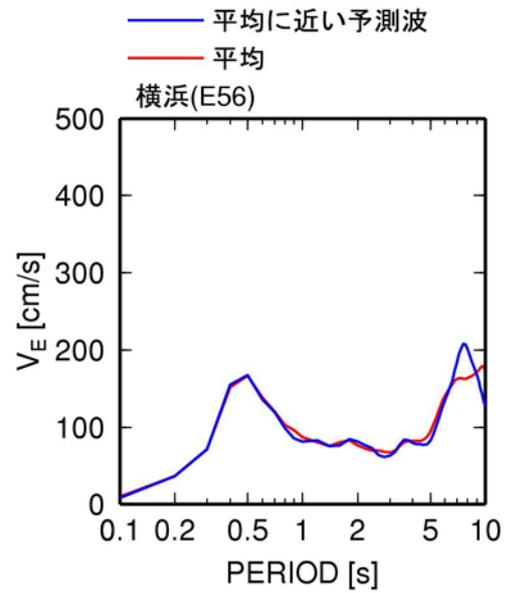
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

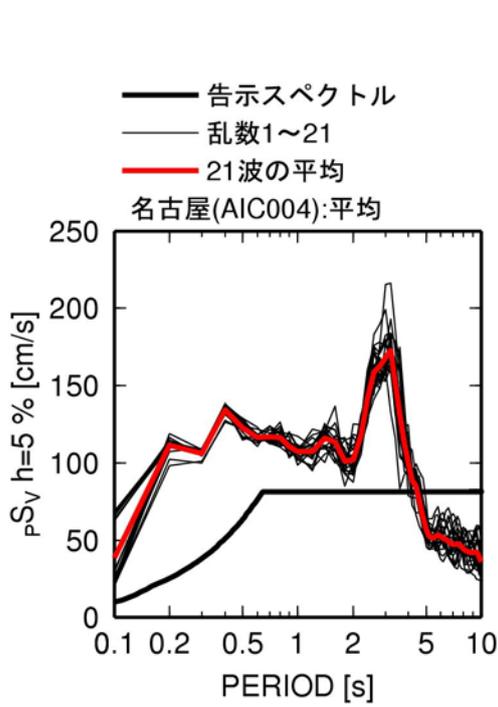


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

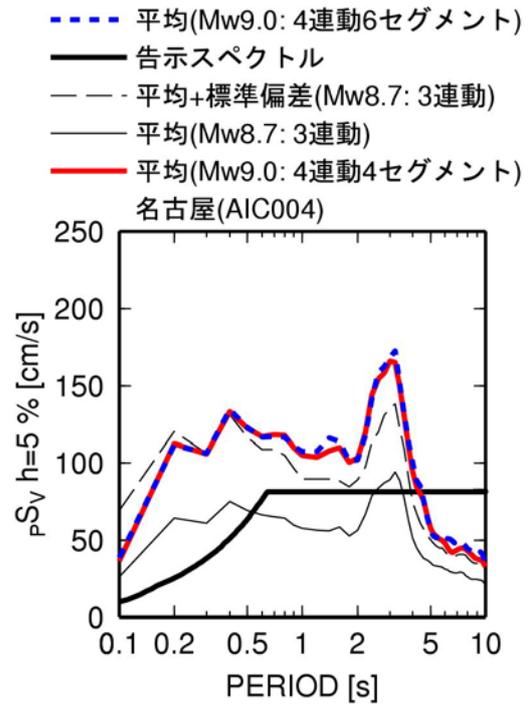


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

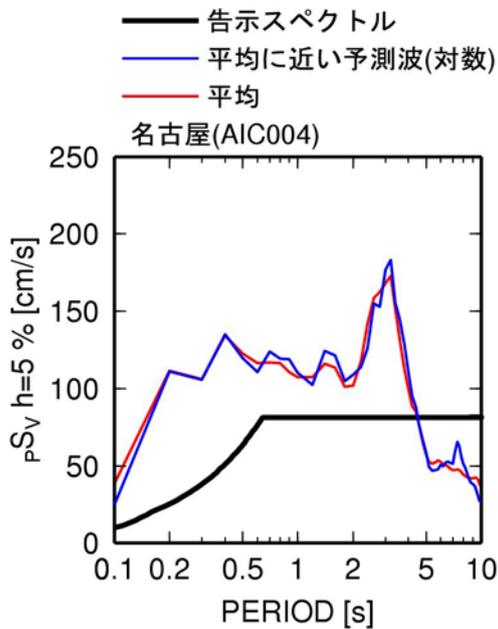
図 2.3-14 横浜 (E56) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) のエネルギースペクトル ($h=10\%$)



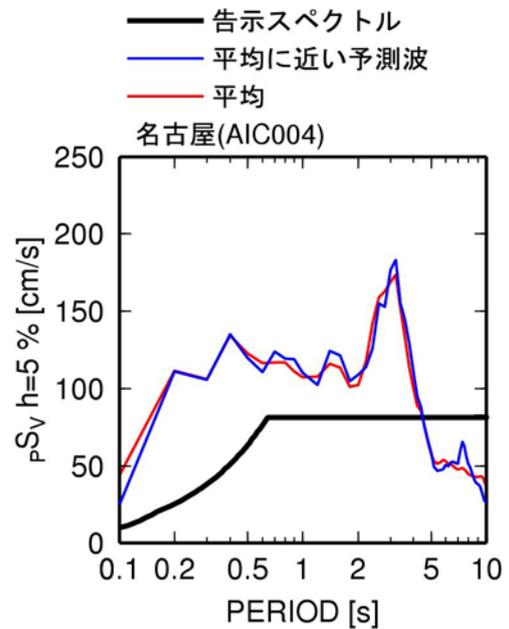
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

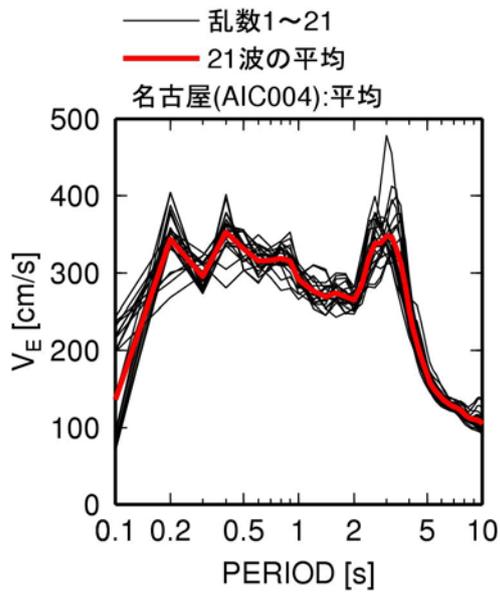


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

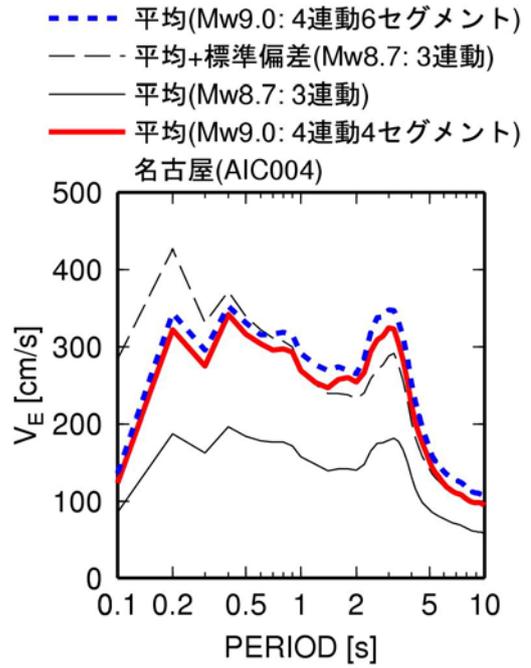


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

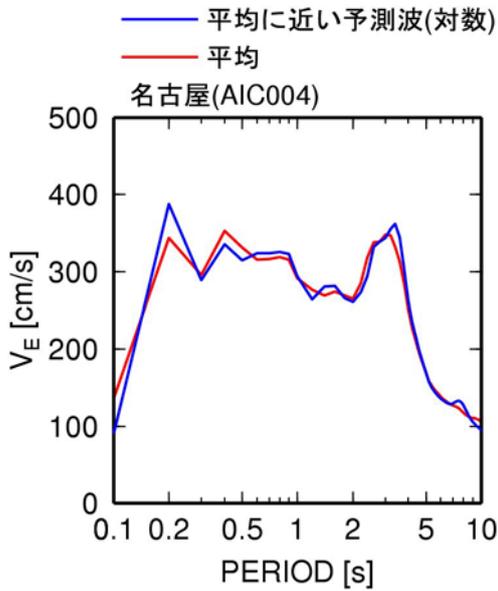
図 2.3-15 名古屋(AIC004)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



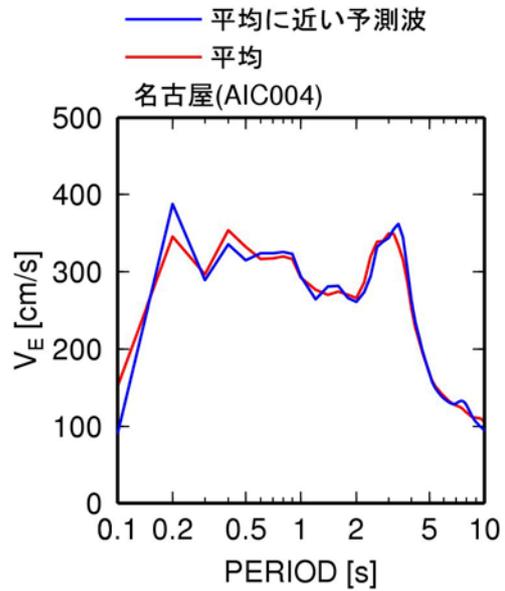
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

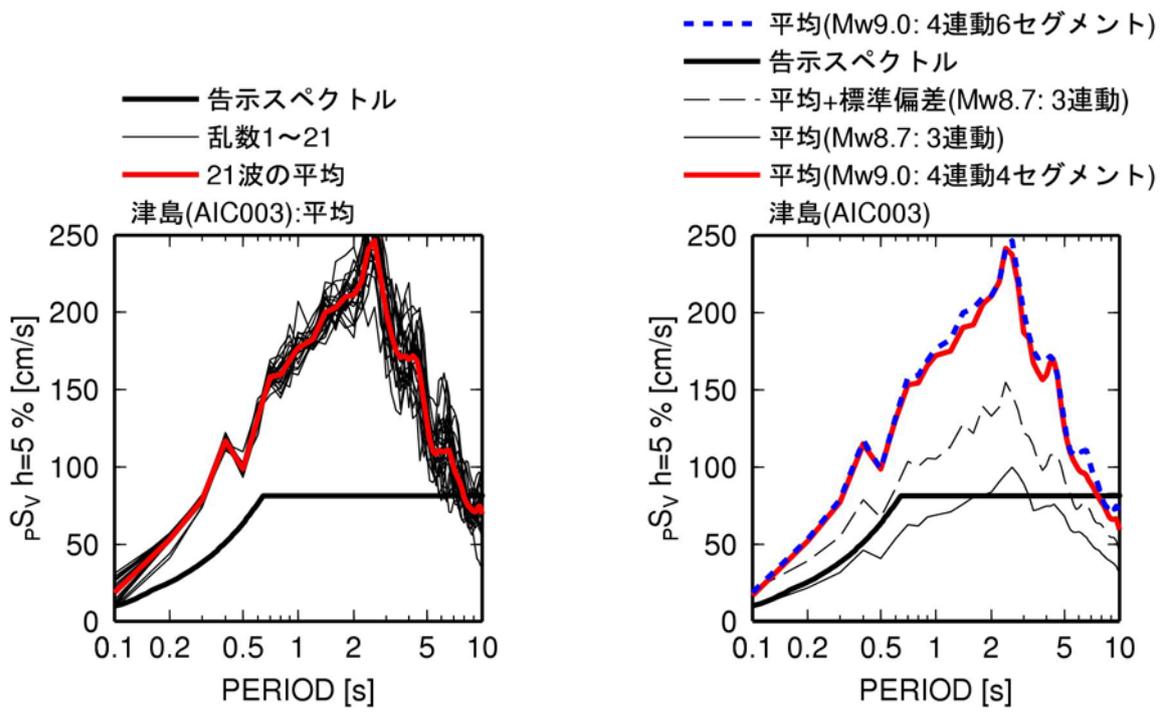


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波



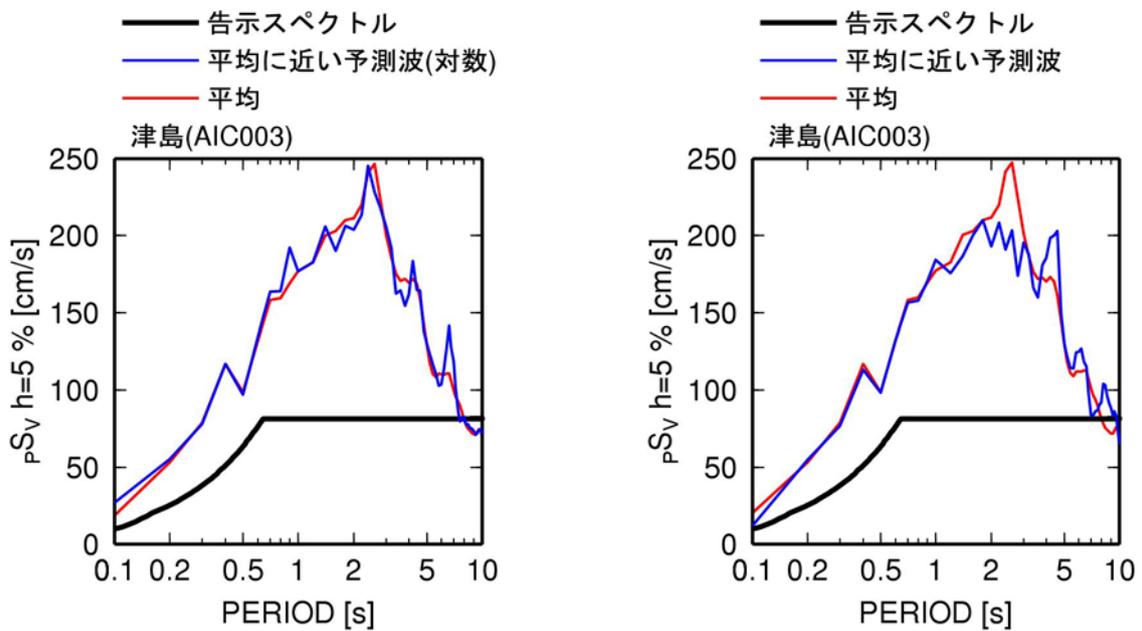
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-16 名古屋 (AIC004) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) のエネルギースペクトル ($h=10\%$)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

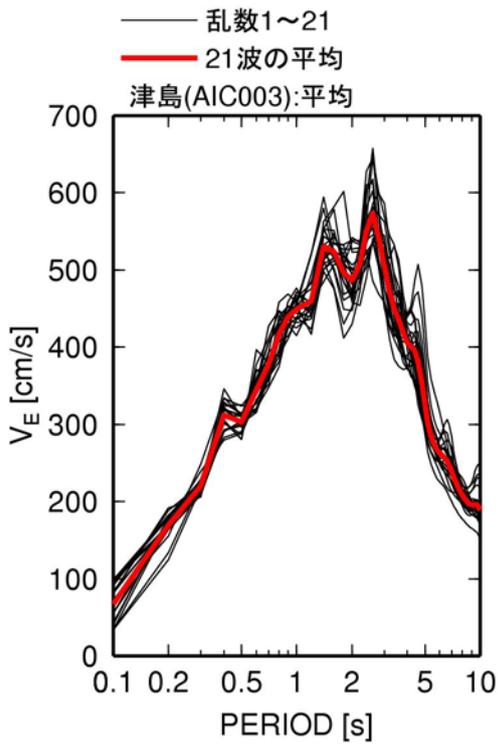
(b) 異なる震源モデルの比較



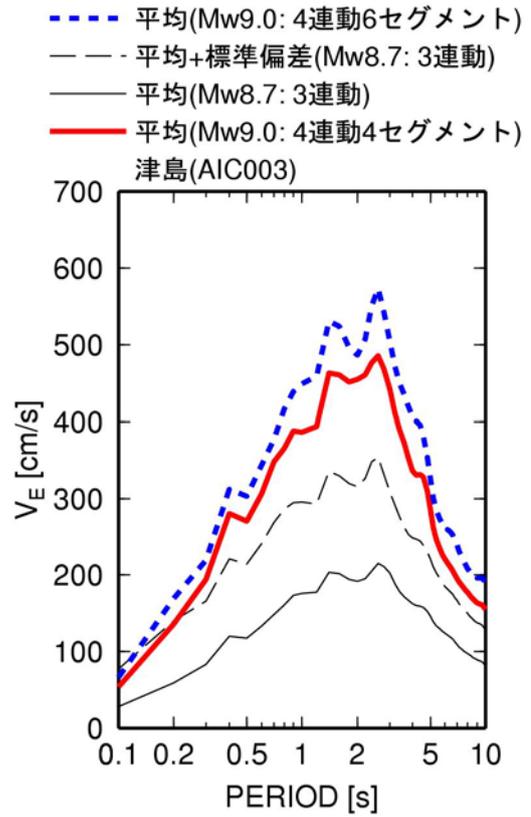
(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

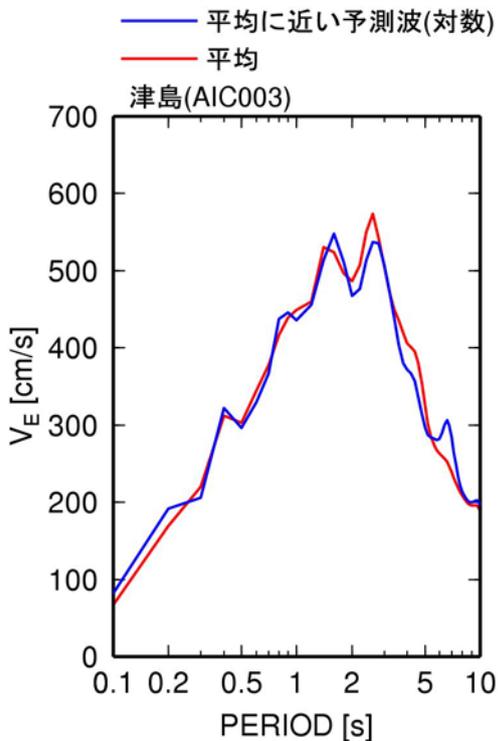
図 2.3-17 津島(AIC003)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



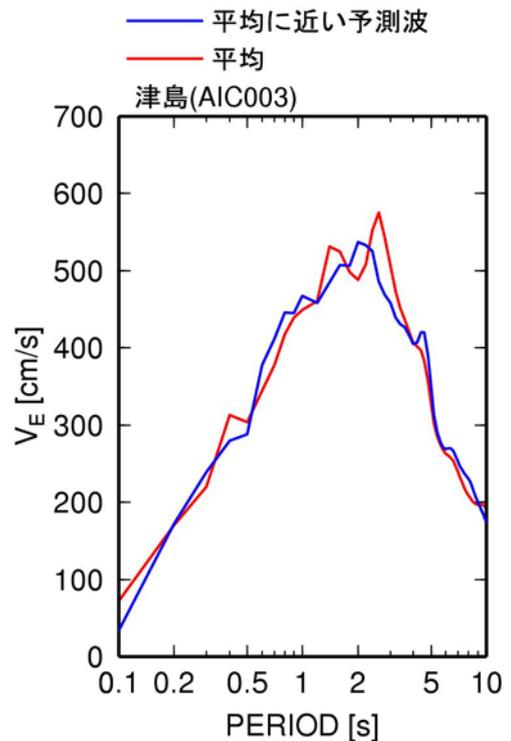
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

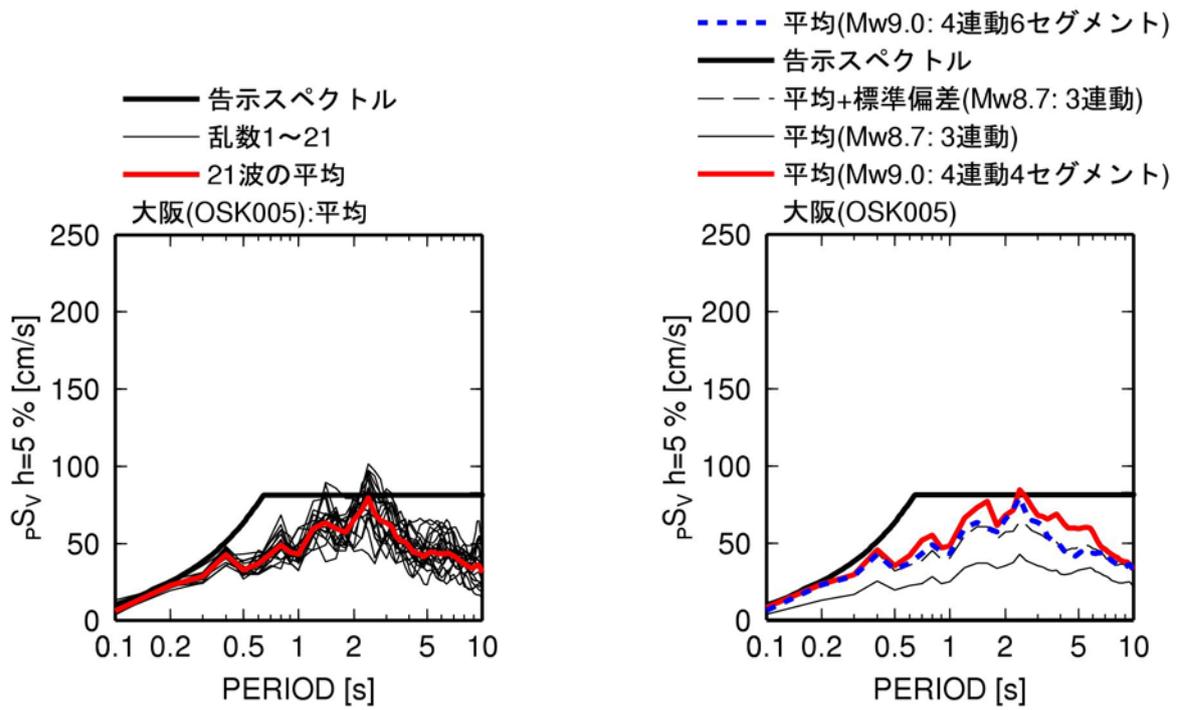


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波



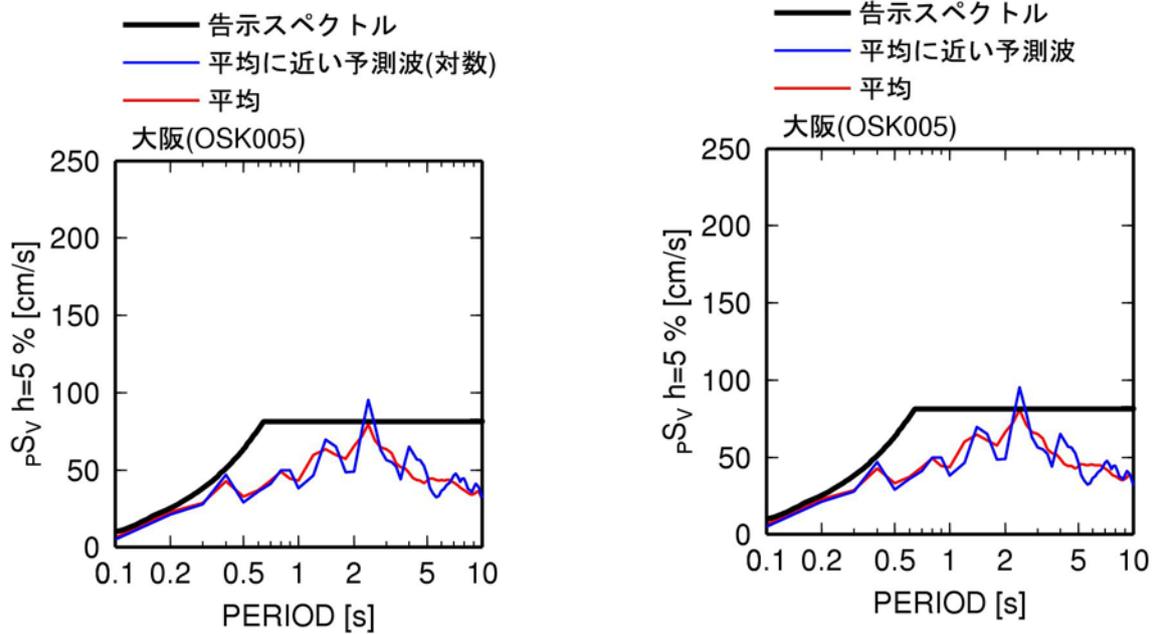
(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-18 津島(AIC003)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)のエネルギースペクトル(h=10%)



(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)

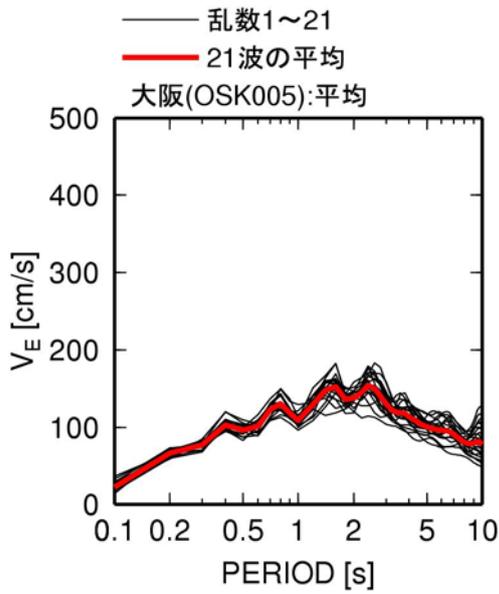
(b) 異なる震源モデルの比較



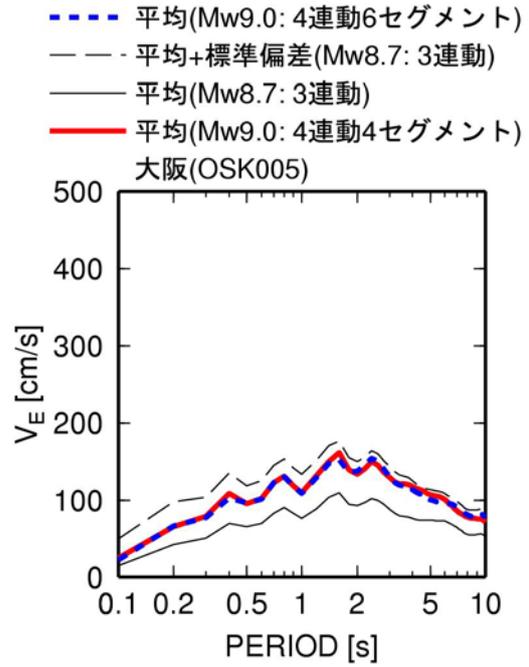
(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

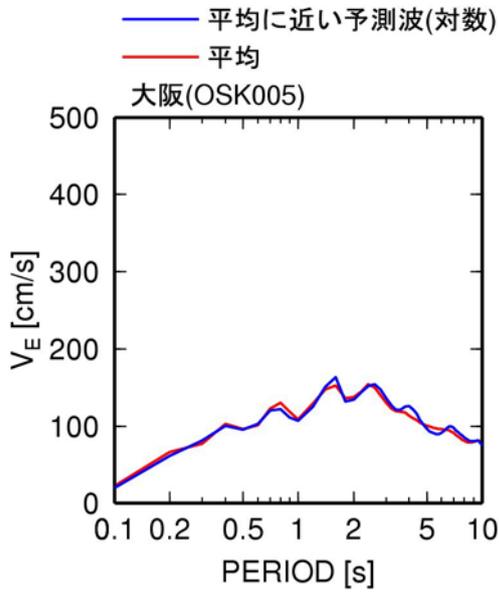
図 2-3-19 大阪 (OSK005) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) の擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$)



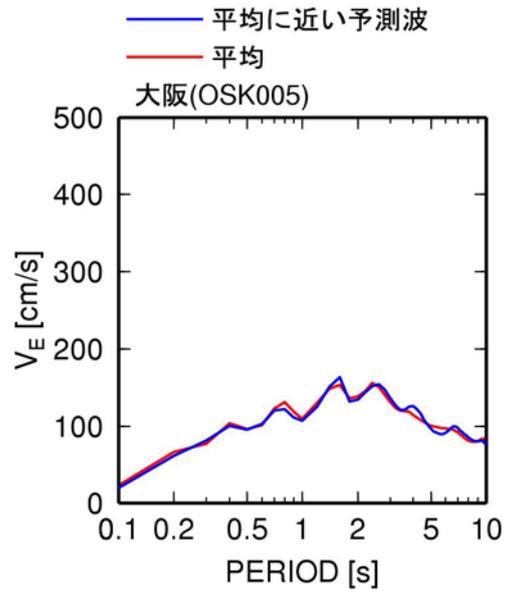
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

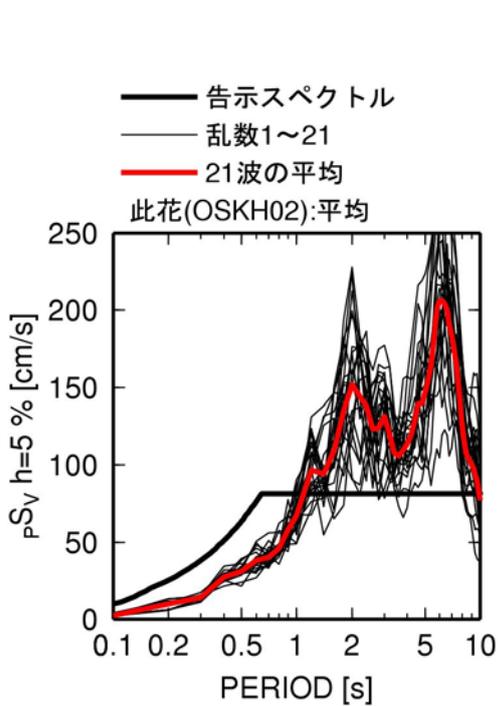


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

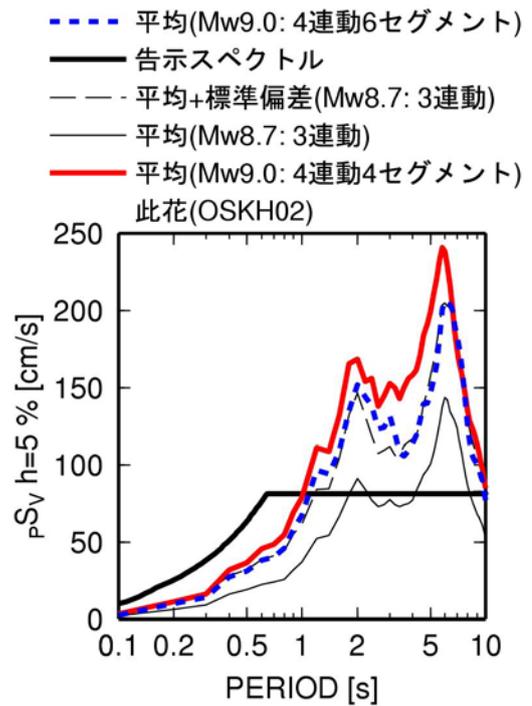


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

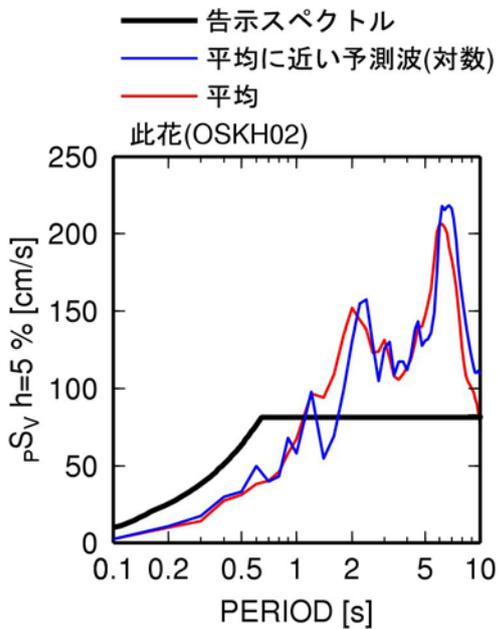
図 2.3-20 大阪 (OSK005) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) のエネルギースペクトル (h=10%)



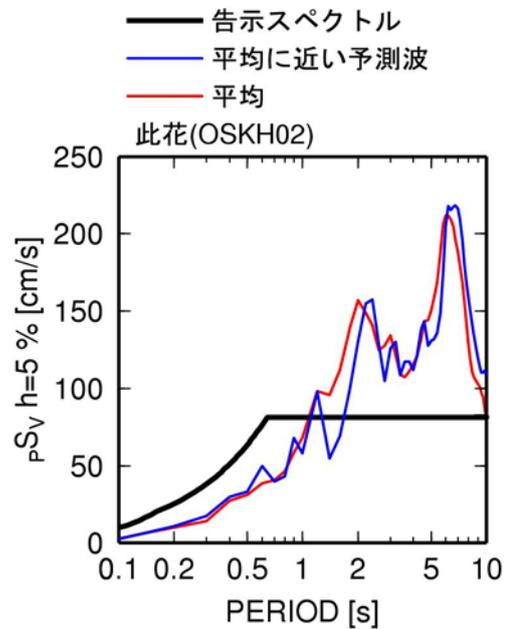
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

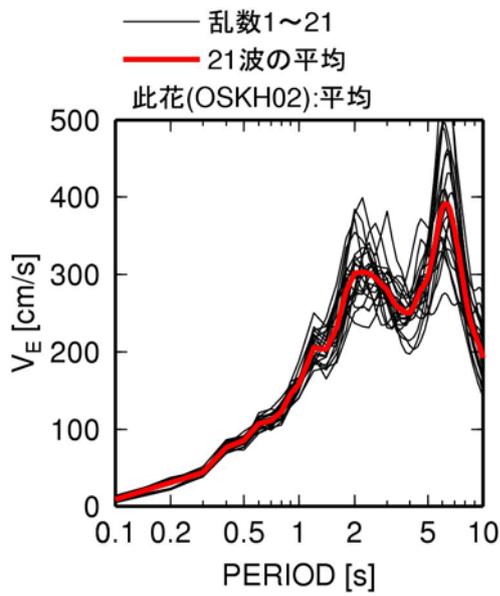


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

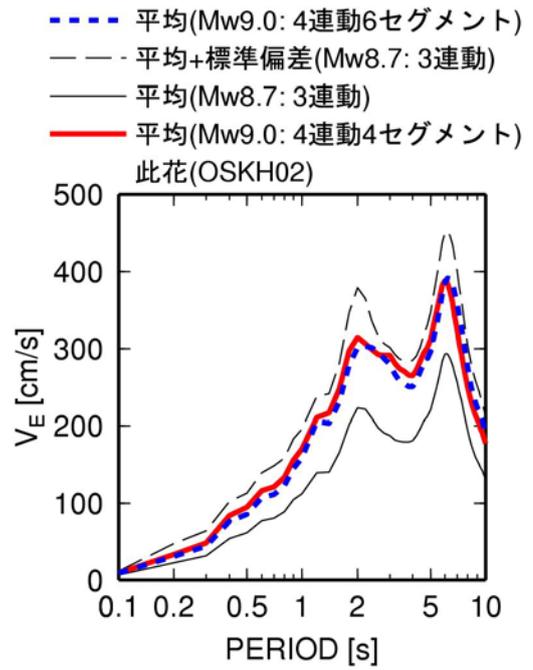


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

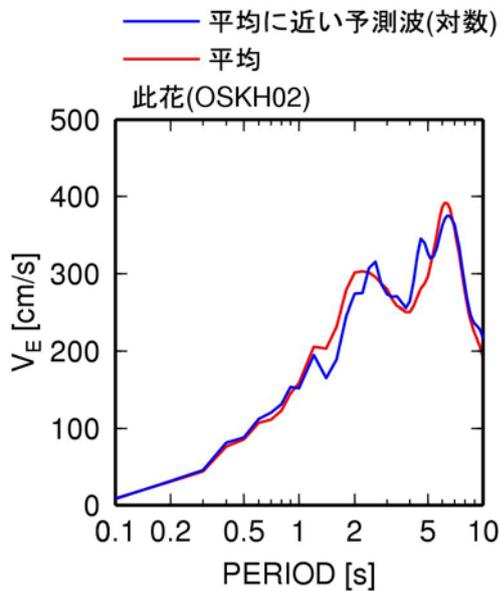
図 2.3-21 此花(OSKH02)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



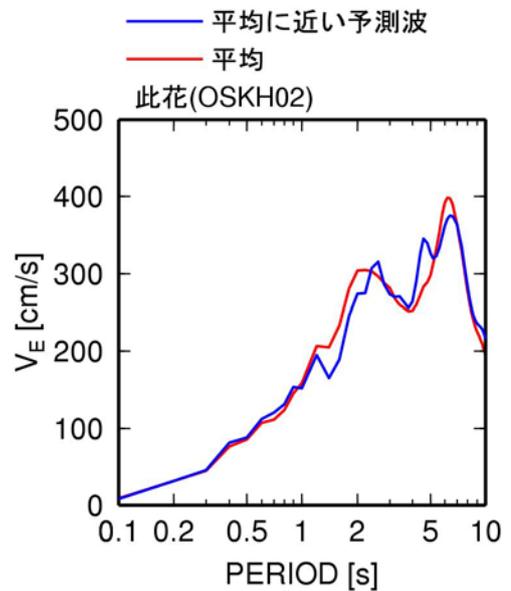
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

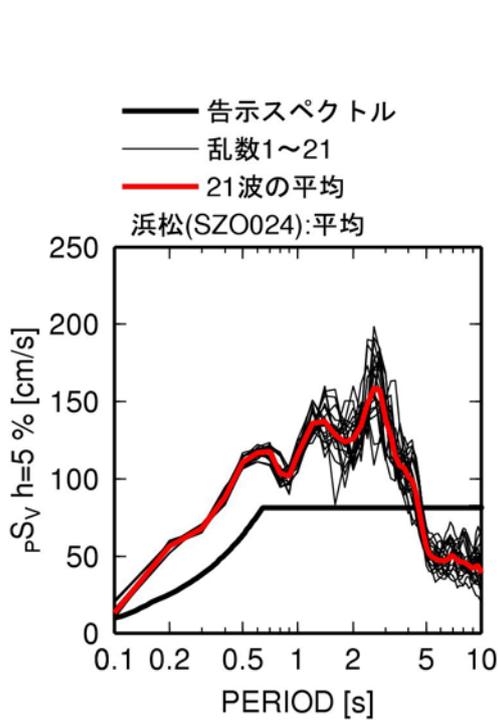


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

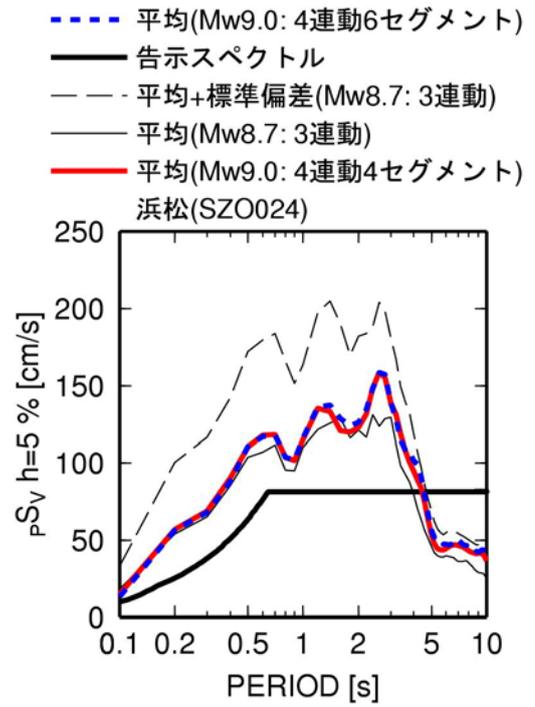


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

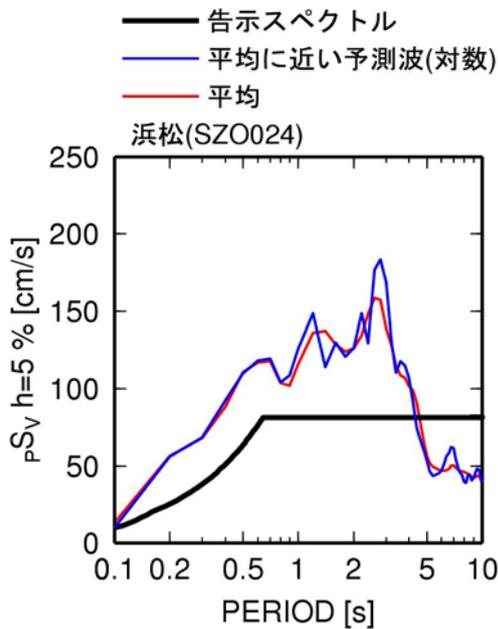
図 2.3-22 此花(OSKH02)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)のエネルギースペクトル(h=10%)



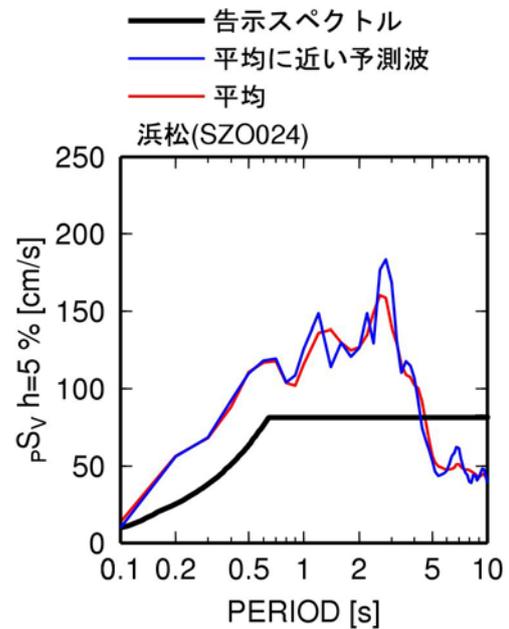
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較

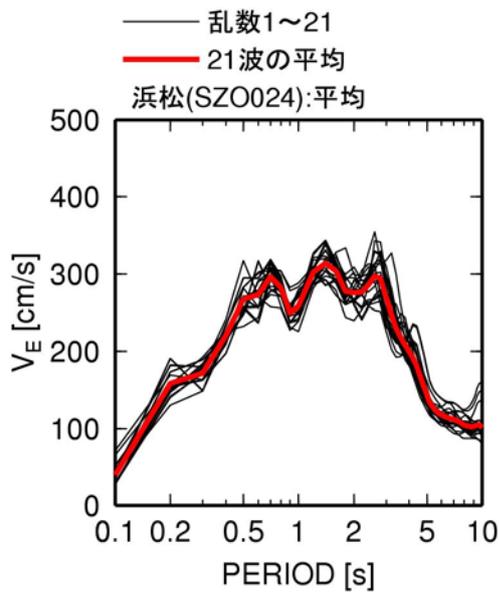


(c) 21波の平均に対数での残差が近い波

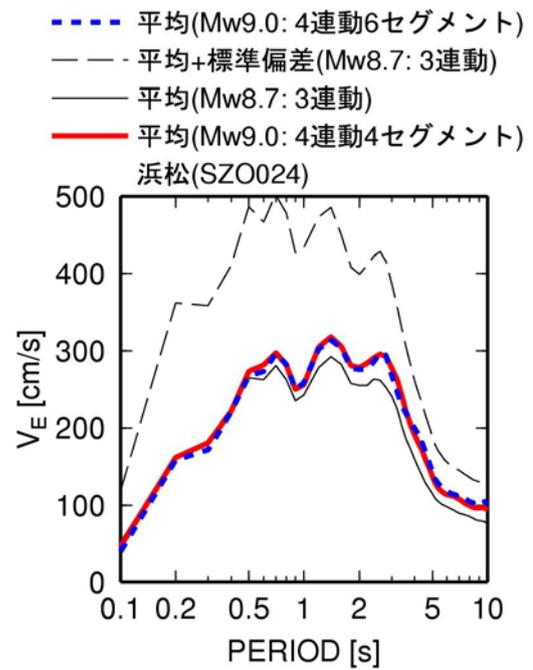


(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

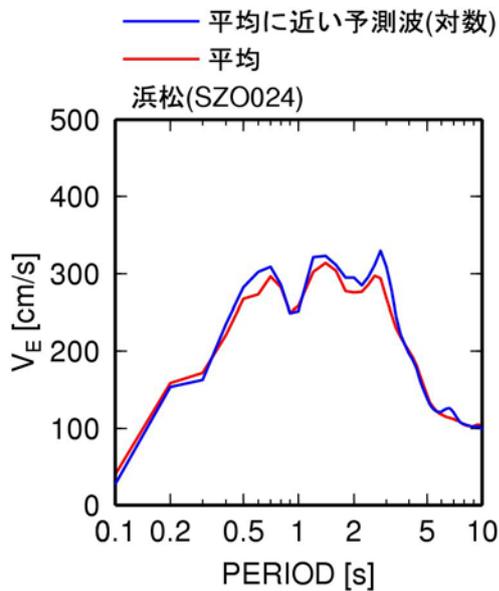
図 2.3-23 浜松(SZO024)での4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の平均波21波とその平均及び平均に近い波、及び3連動(Mw8.7)、4連動4セグメントモデル(Mw9.0)の擬似速度応答スペクトル(h=5%)



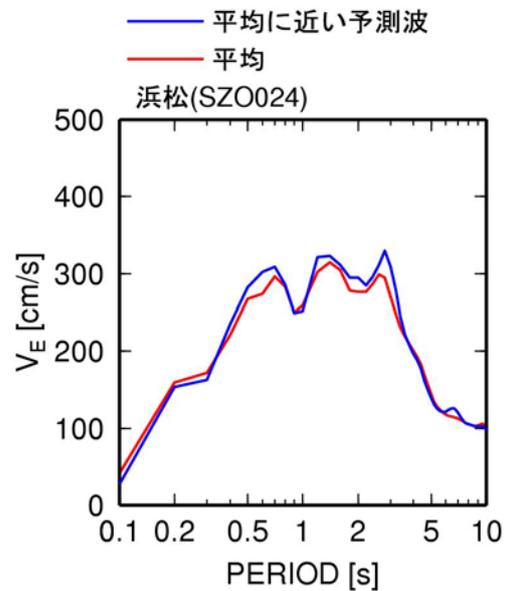
(a) 21波とその平均(4連動6セグメントモデル)



(b) 異なる震源モデルの比較



(c) 21波の平均に対数での残差が近い波



(d) 21波の平均に正規軸での残差が近い波

図 2.3-24 浜松 (SZO024) での 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の平均波 21 波とその平均及び平均に近い波、及び 3 連動 (Mw8.7)、4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) のエネルギースペクトル (h=10%)

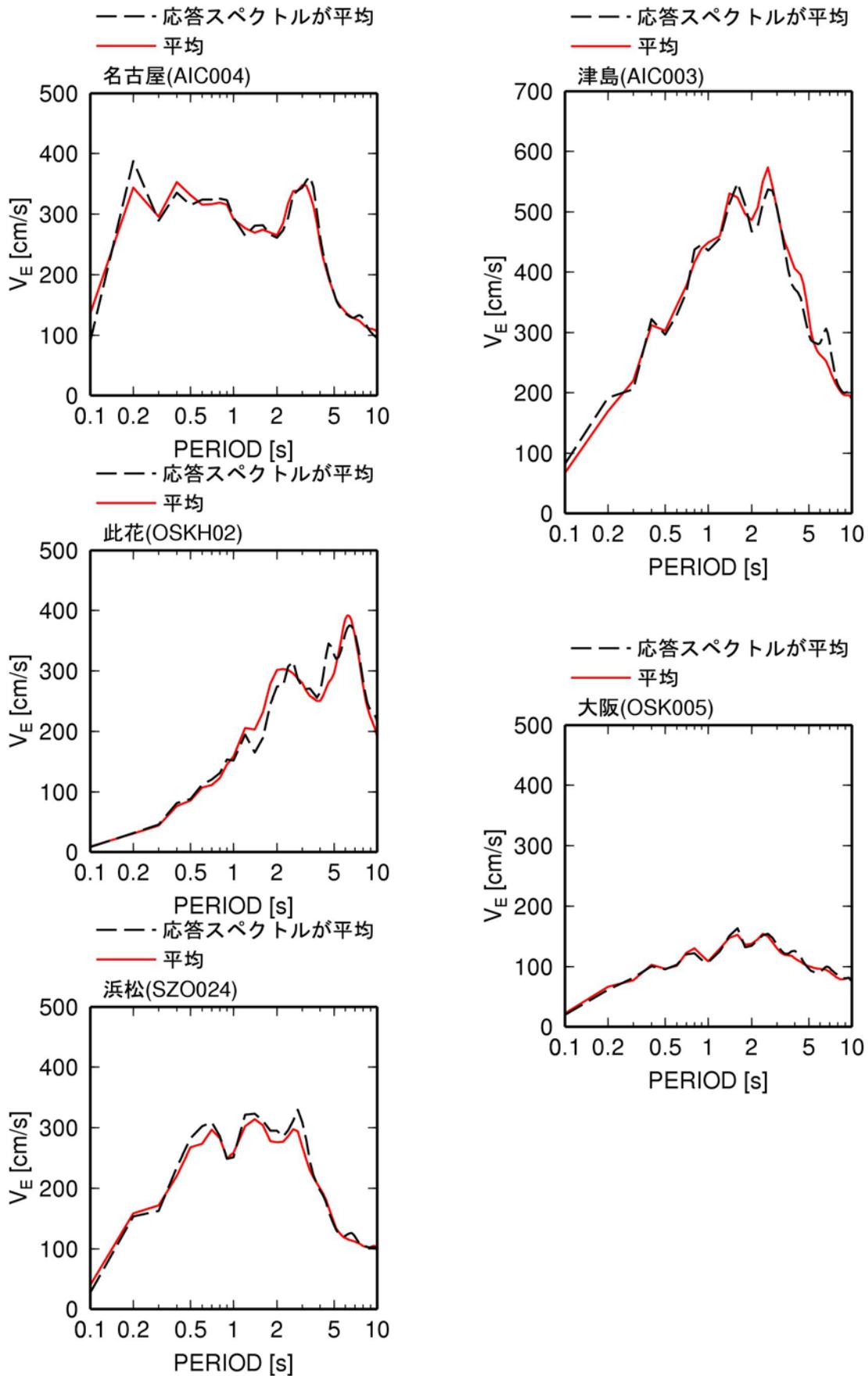


図 2.3-25 応答スペクトルの平均にフィッティングさせて作成した波形のエネルギースペクトル

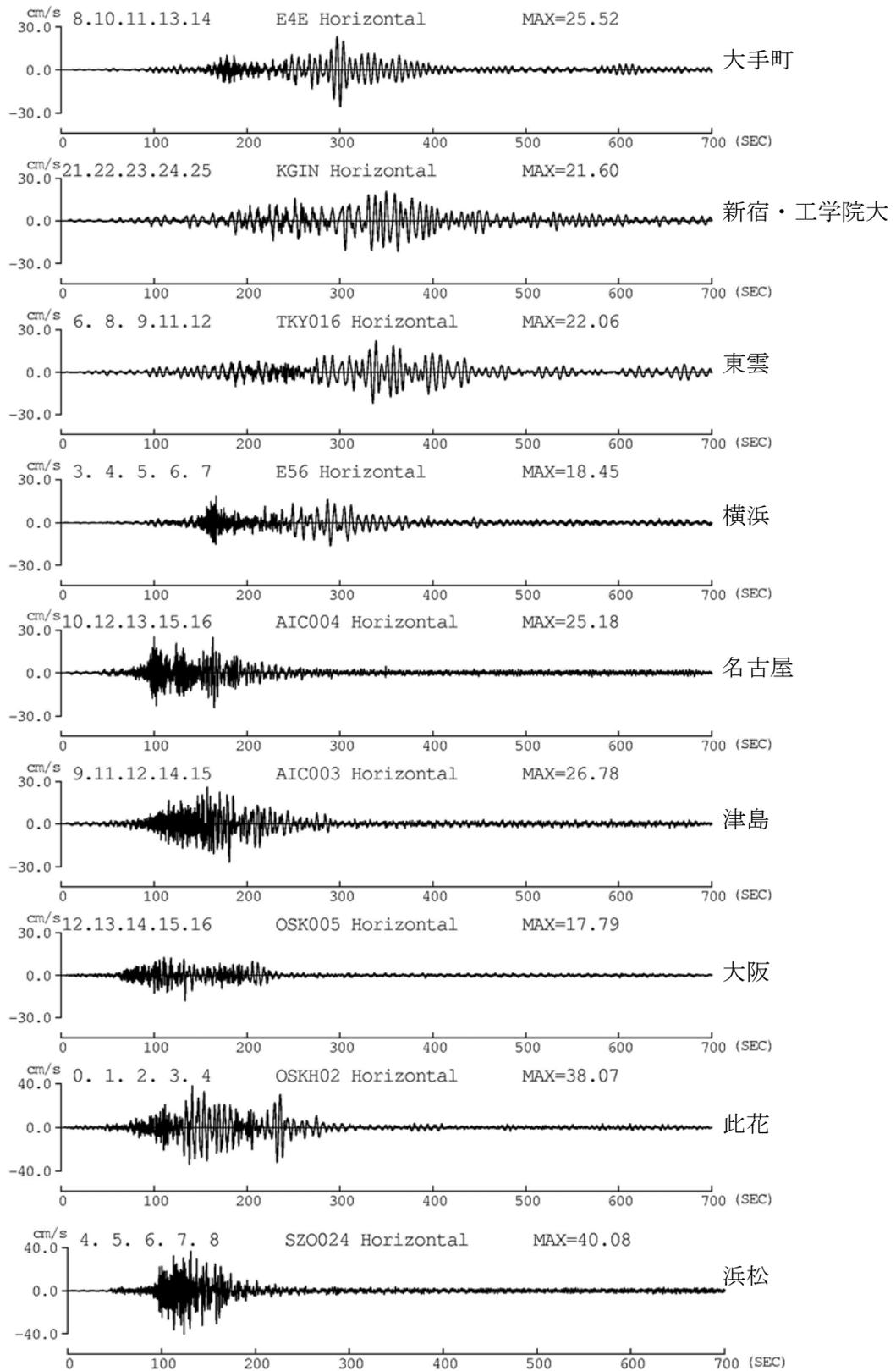


図 2.3-26 3連動(Mw8.7)の代表8観測点と浜松での平均波の速度波形

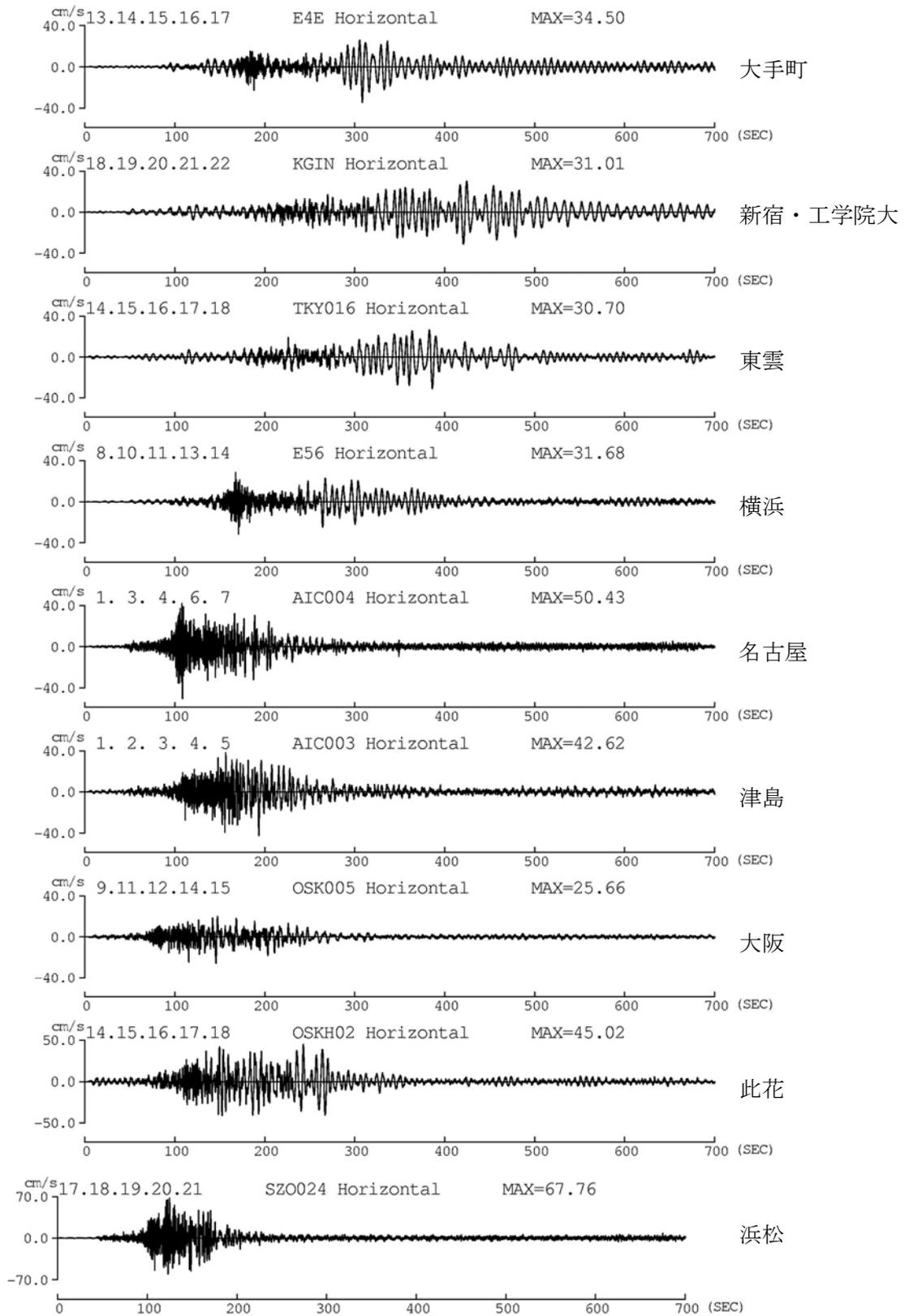


図 2.3-27 3連動(Mw8.7)の代表8観測点と浜松での平均+標準偏差波の速度波形

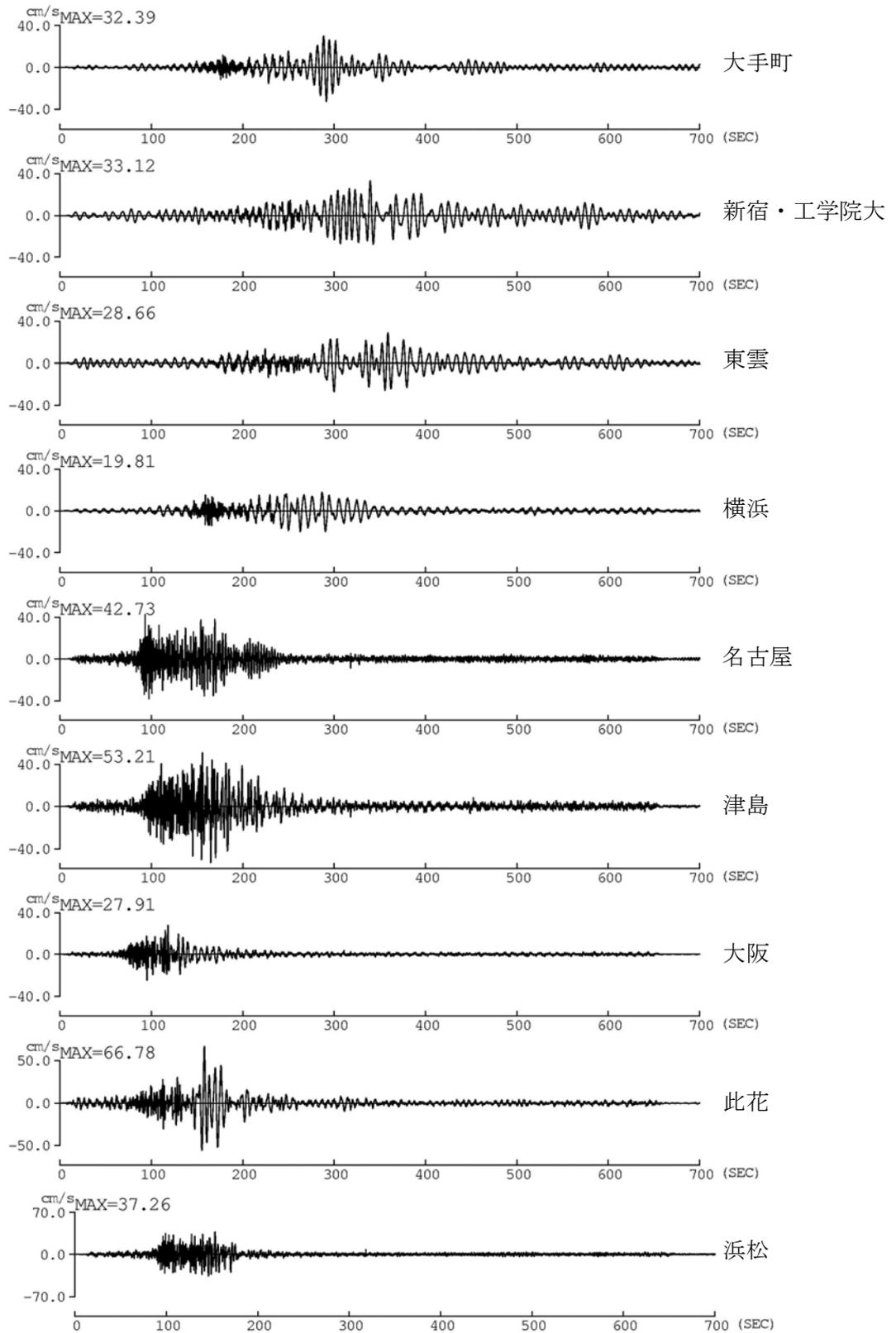


図 2.3-28 4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) の代表 8 観測点と浜松での平均波の速度波形

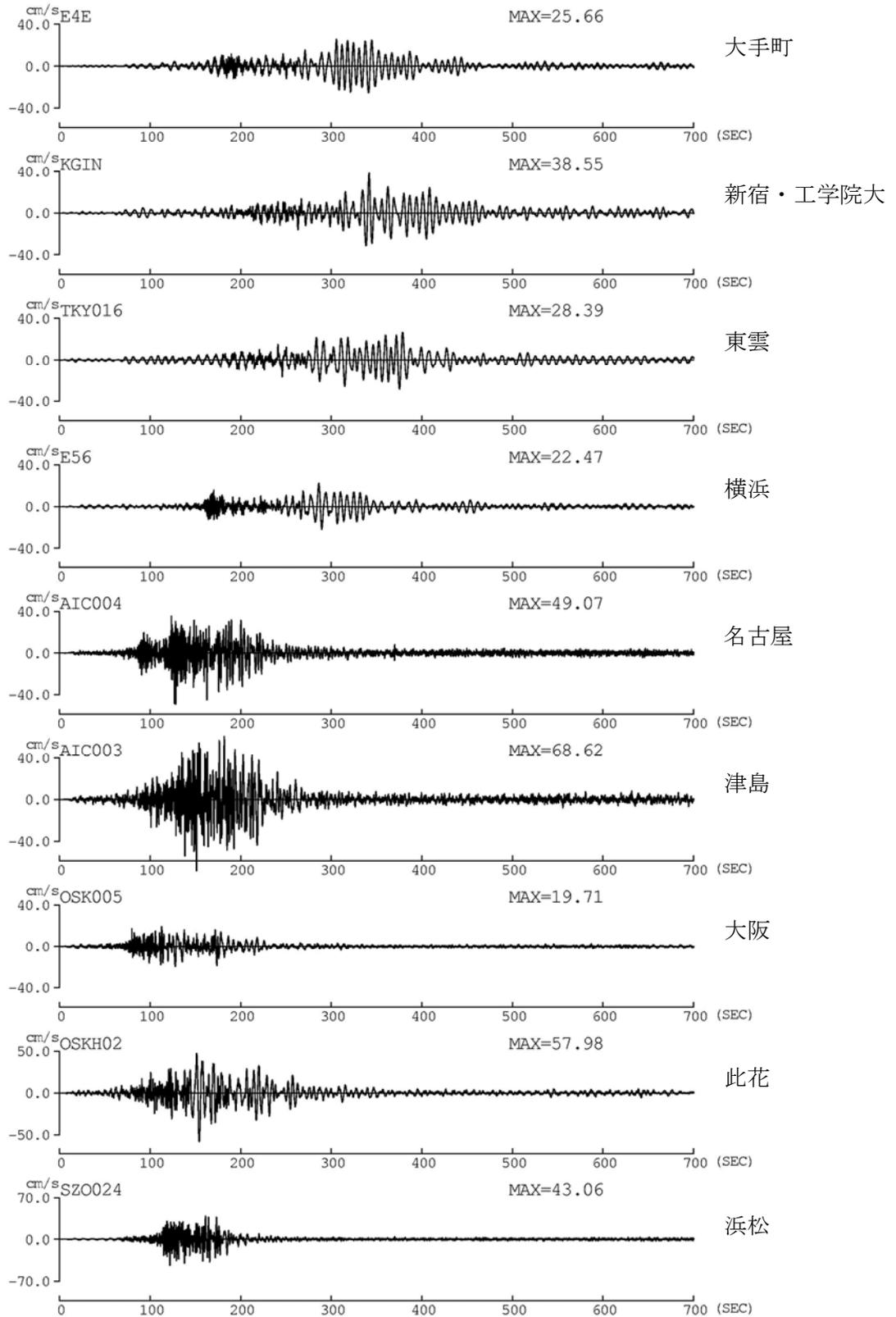


図 2.3-29 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の代表 8 観測点と浜松での平均波の速度波形 ((21 波の応答スペクトルの平均値との対数残差が小さい波形を選択した場合: 平均的な波作成方法 b)

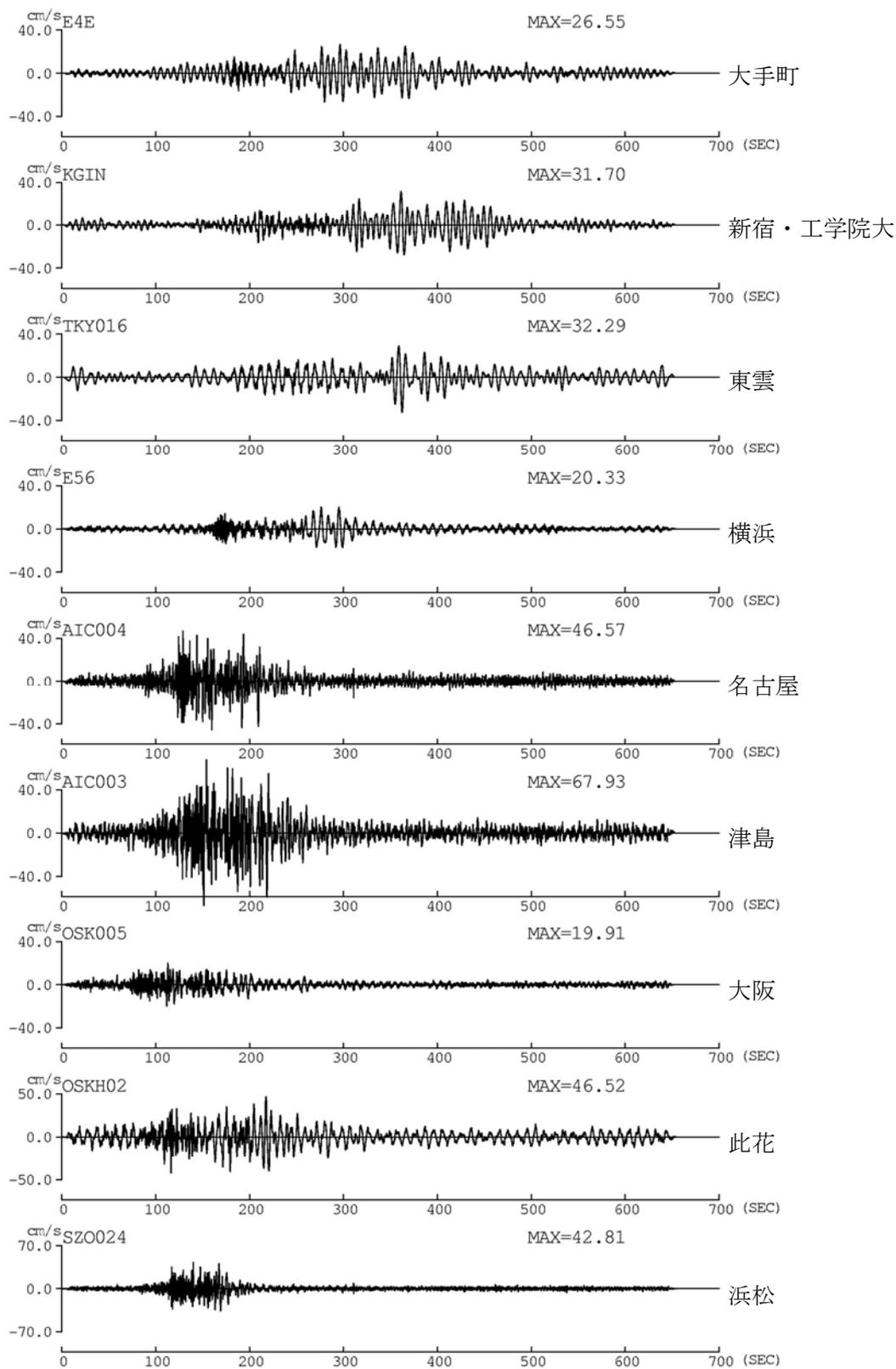


図 2.3-30 4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の代表8観測点と浜松での平均波の速度波形(応答スペクトルの平均値を用いた場合：平均的な波作成方法c)

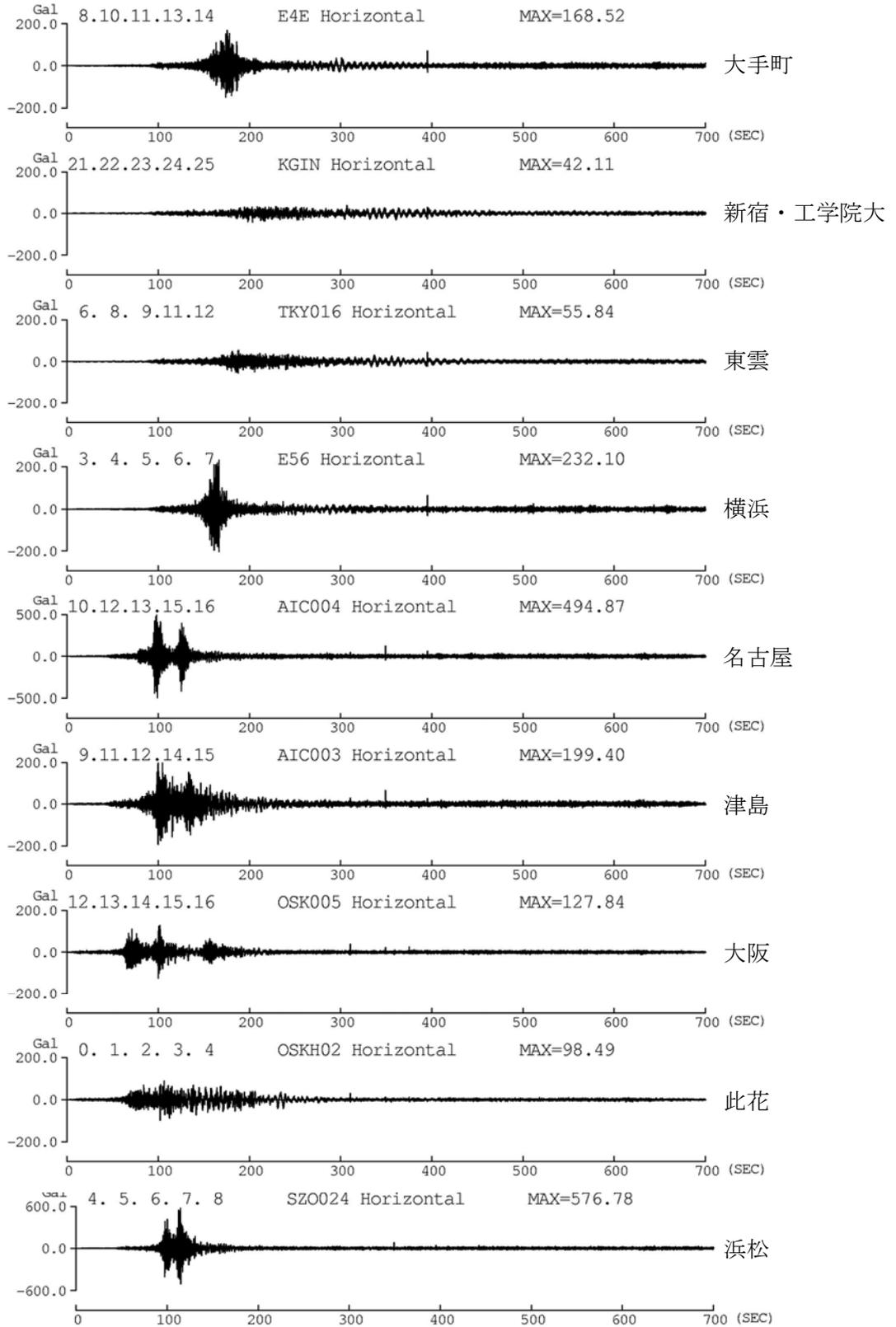


図 2.3-31 3連動(Mw8.7)の代表8観測点と浜松での加速度波形(平均)

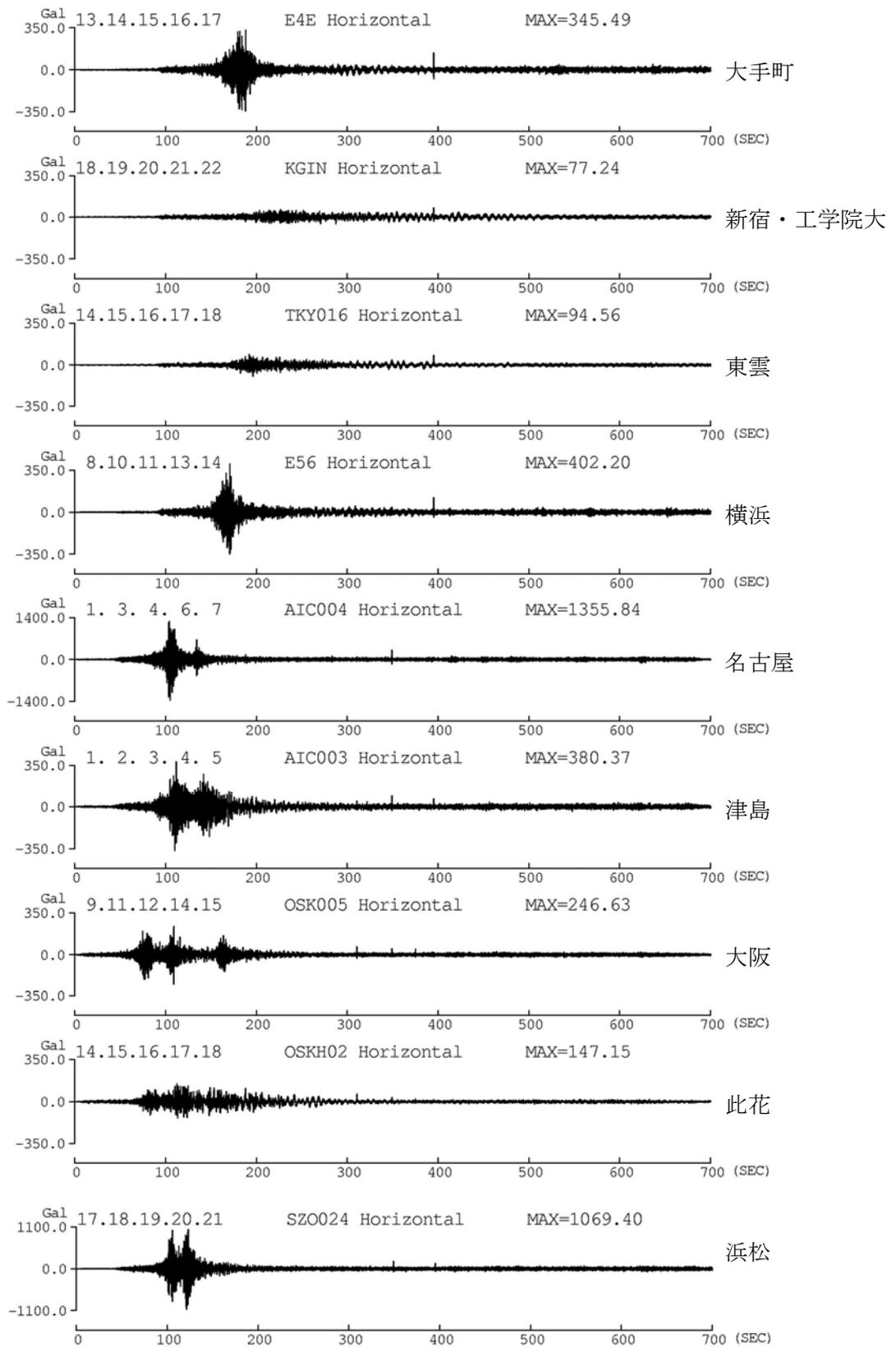


図 2.3-32 3連動(Mw 8.7)の代表8観測点と浜松での平均+標準偏差波の加速度波形

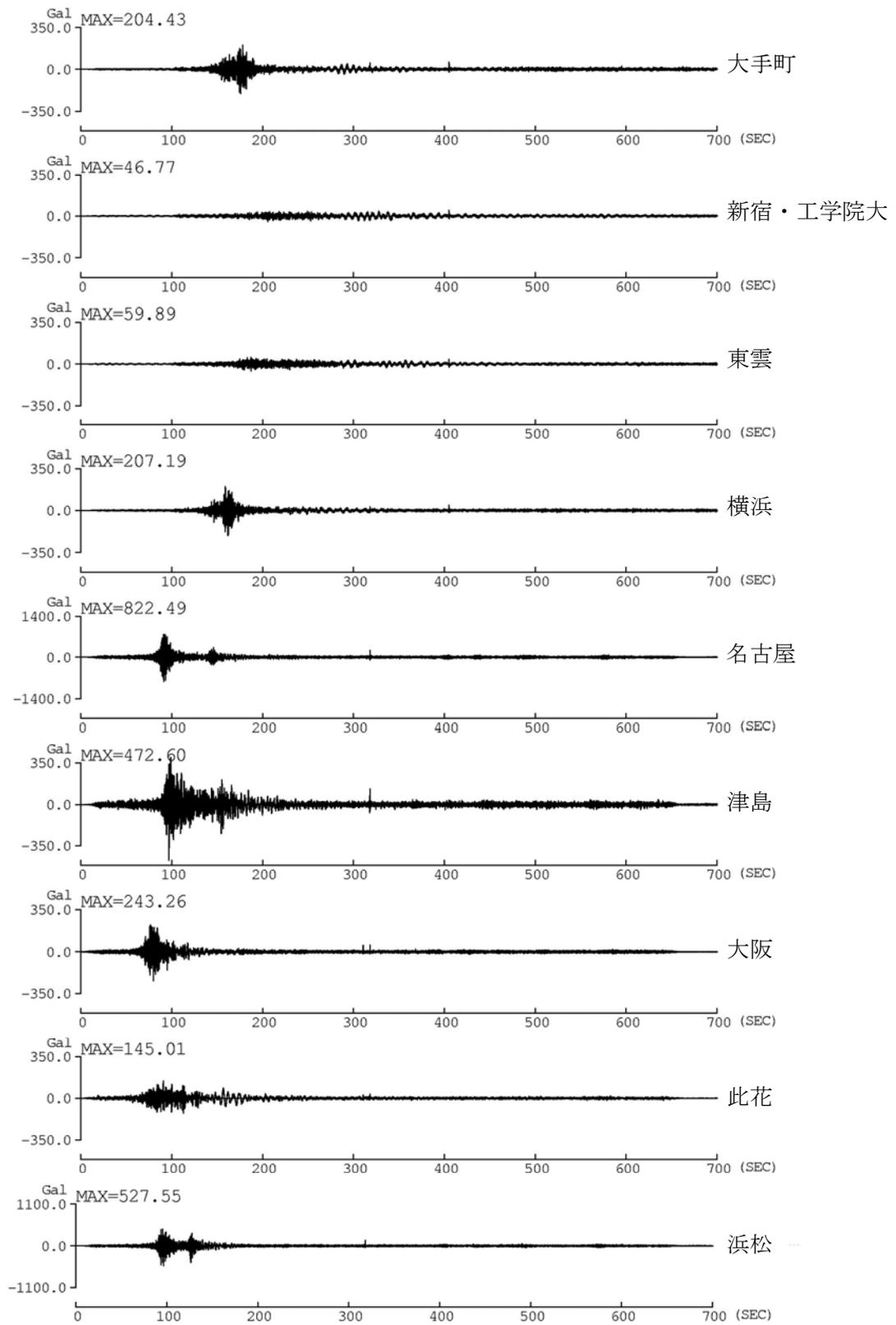


図 2.3-33 4 連動 4 セグメントモデル (Mw9.0) の代表 8 観測点と浜松での平均波の加速度波形

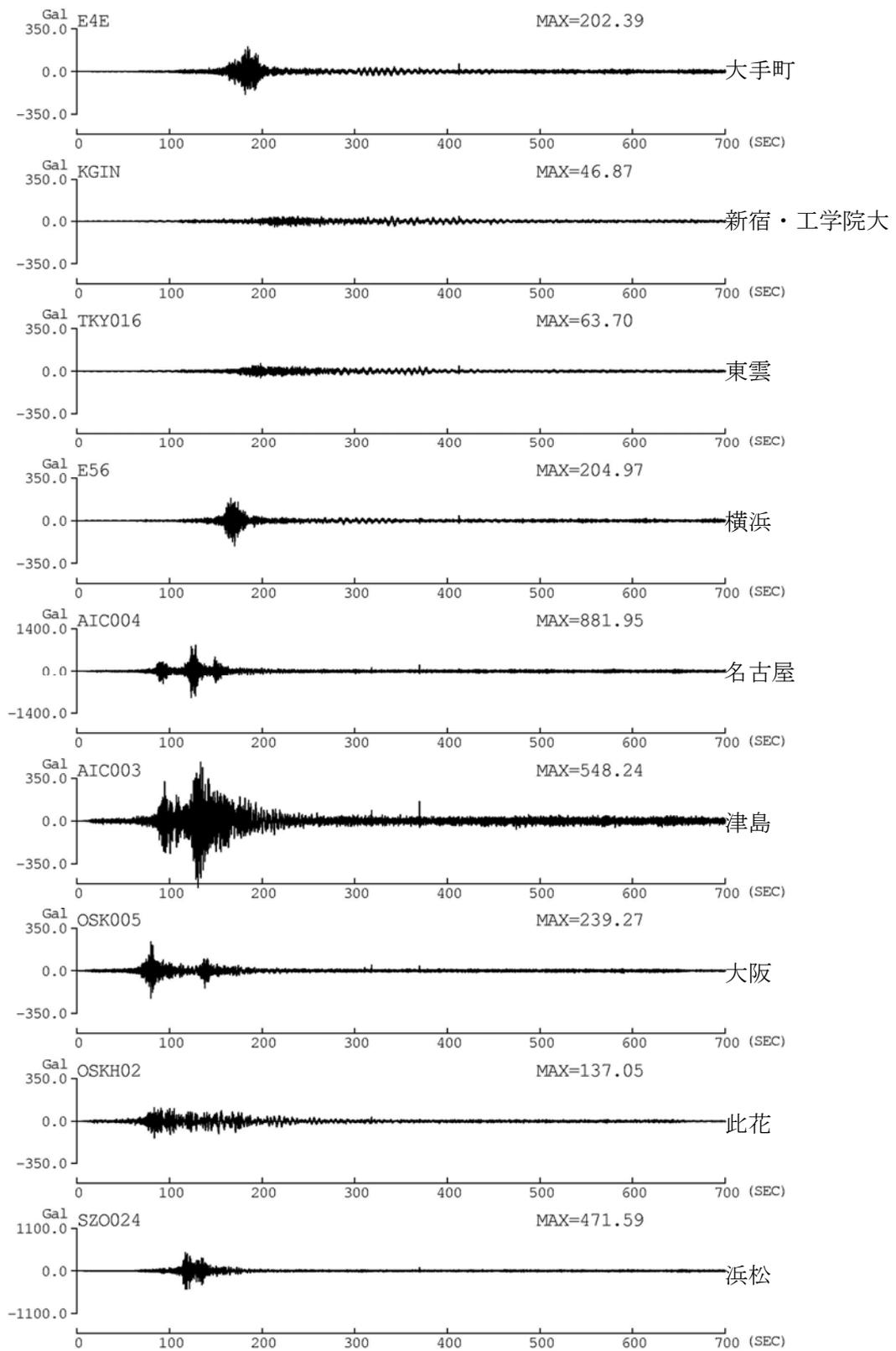


図 2.3-34 4 連動 6 セグメントモデル (Mw9.0) の代表 8 観測点と浜松での平均波の加速度波形 (21 波の応答スペクトルの平均値との対数残差が小さい波形を選択した場合: 平均的な波作成方法 b)

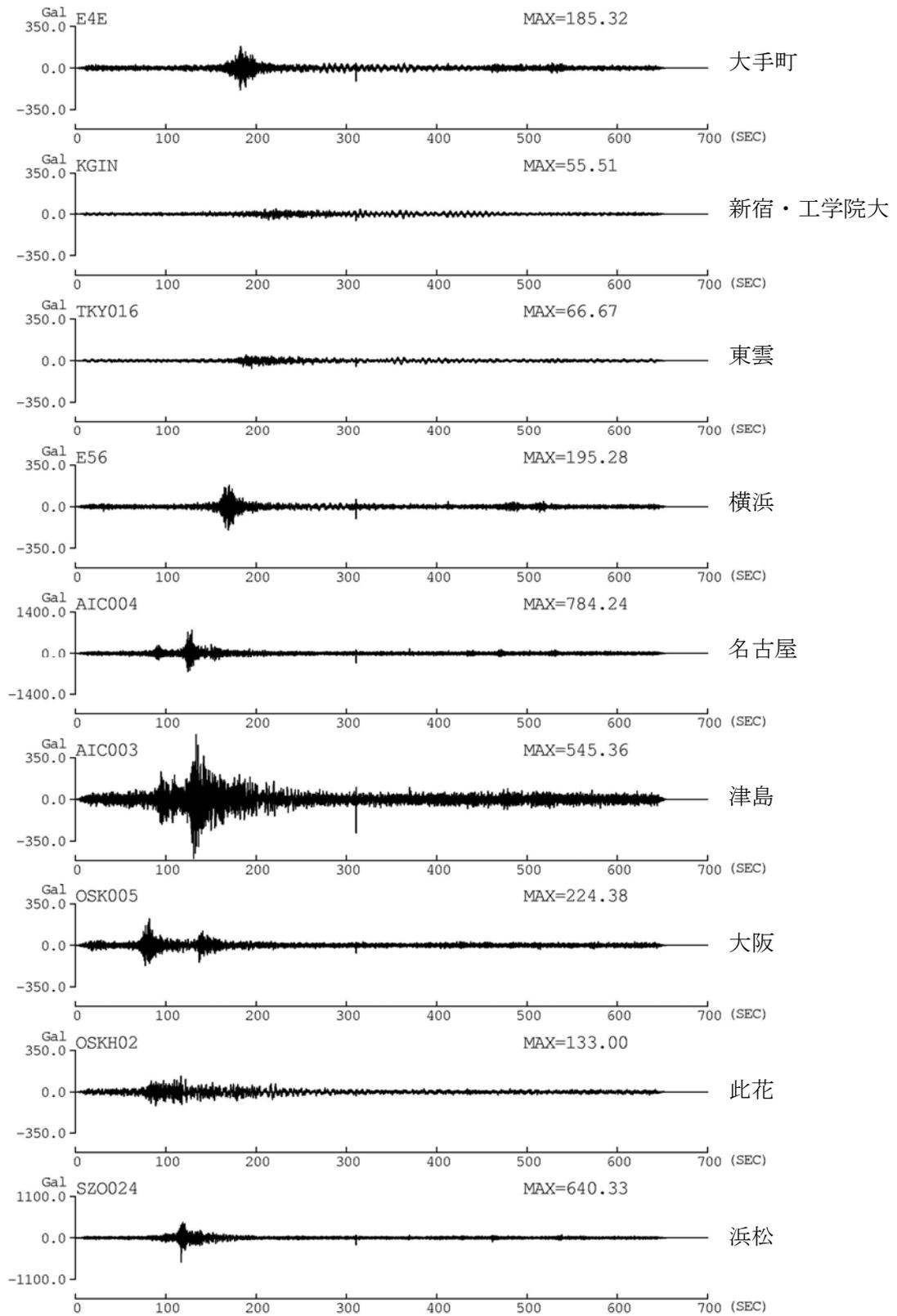


図 2.3-35 4連動6セグメントモデル(Mw9.0)の代表8観測点と浜松での平均波の加速度波形(応答スペクトルの平均値を用いた場合：平均的な波作成方法 c)

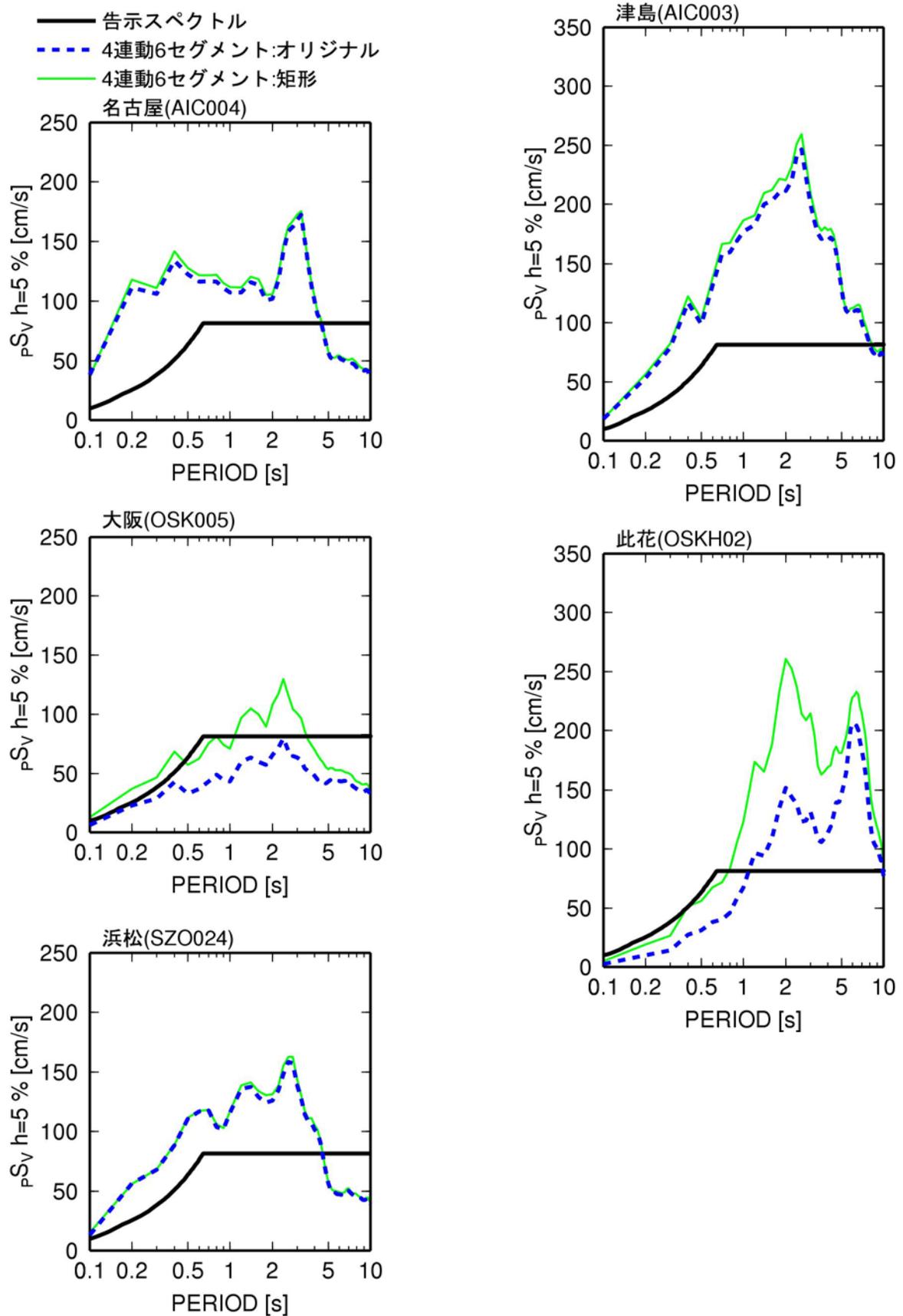
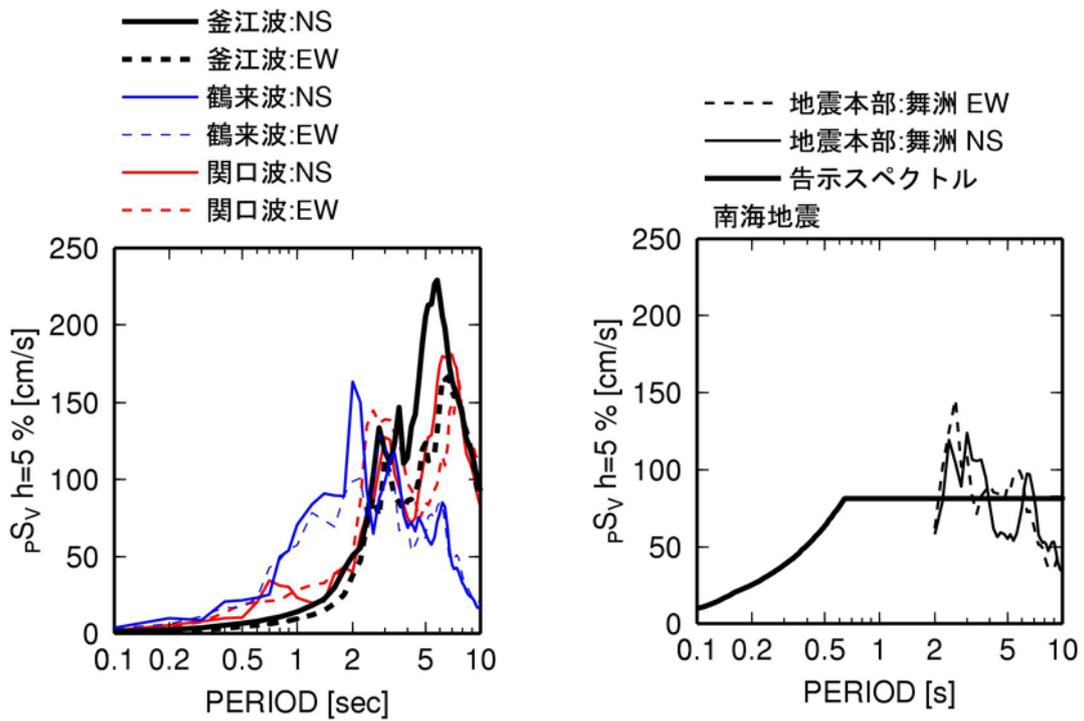
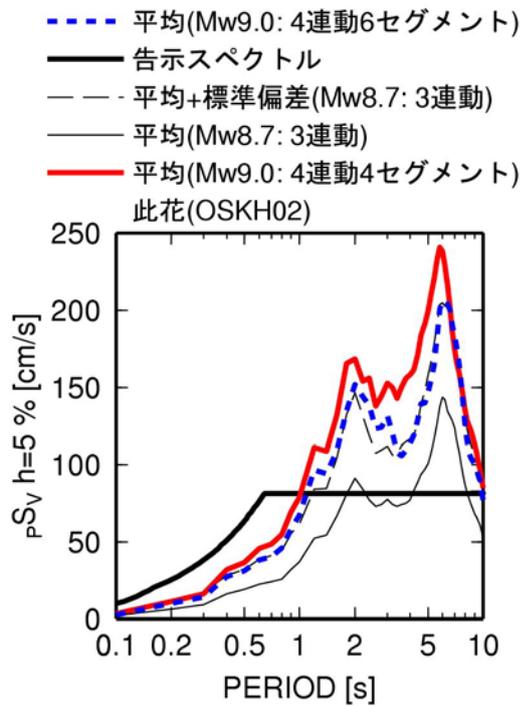


図2.3-36 6セグメントモデルを矩形化した場合としない場合(オリジナルモデル)の5地点での擬似速度応答スペクトルの比較



(a) 南海地震の OSKH02 での既往の計算波 (b) 南海地震の舞洲での地震本部(2012)による計算波

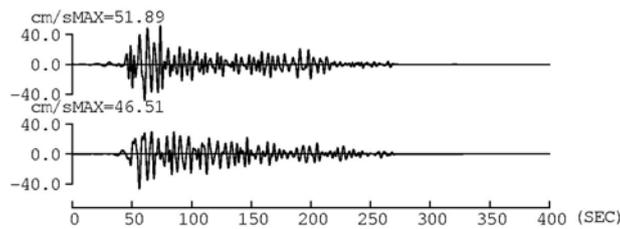


(c) 連動地震の本検討の OSKH02 での計算波

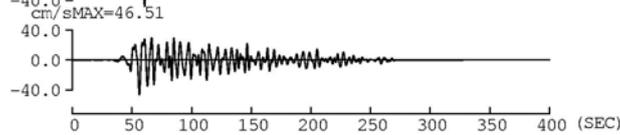
図 2.3-37 南海地震の OSKH02 または舞洲での既往の計算波と本検討の OSKH02 での連動地震の計算波の擬似速度応答スペクトル

釜江波(OSKH02)

NS

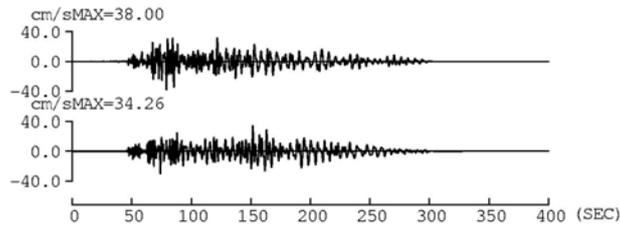


EW

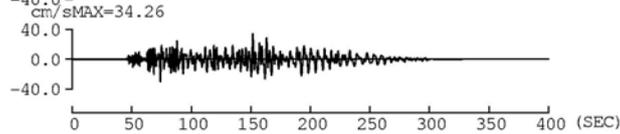


鶴来波(OSKH02)

NS

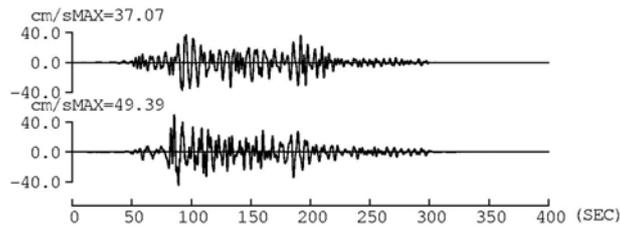


EW

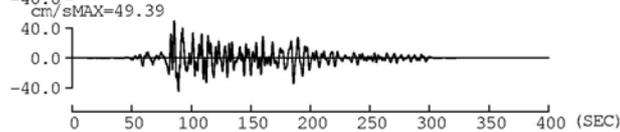


関口波(OSKH02)

NS

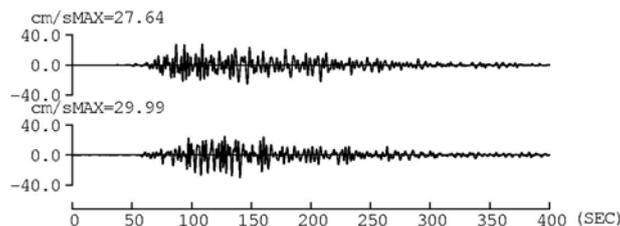


EW

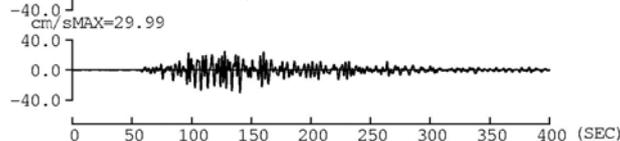


地震本部(舞洲)

NS



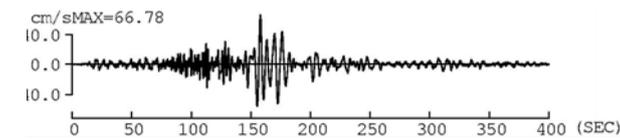
EW



本業務 (OSKH02)

4セグメントモデル

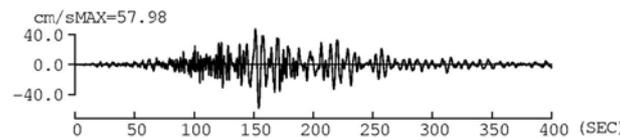
選択された波



本業務 (OSKH02)

6セグメントモデル

選択された波



本業務 (OSKH02)

6セグメントモデル

再作成された波

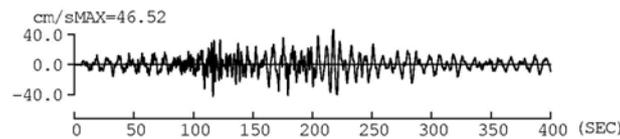
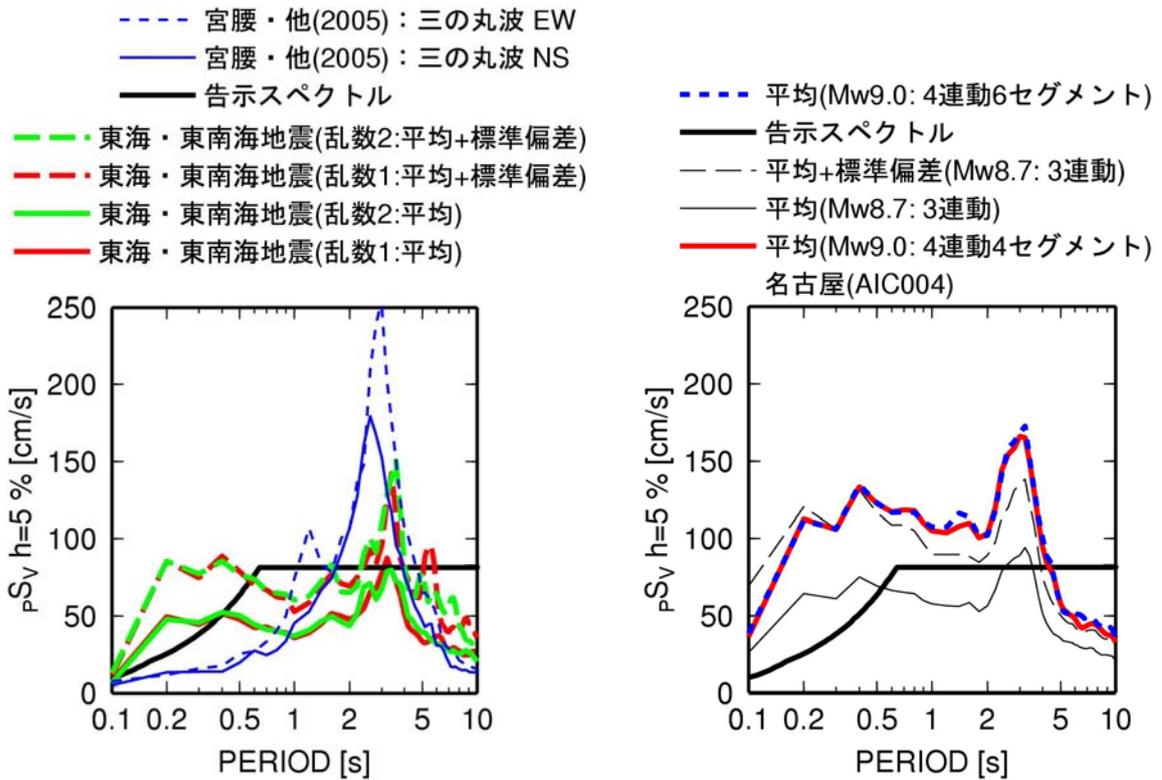


図 2.3-38 南海地震に対する OSKH02 での既往の計算波 (OSKH02) と地震本部の舞洲での計算波および本業務の OSKH02 での計算波の周期 0.1~10 秒の速度波形の比較 (ただし、釜江波は 2.5~10 秒、地震本部の波は 2~10 秒)

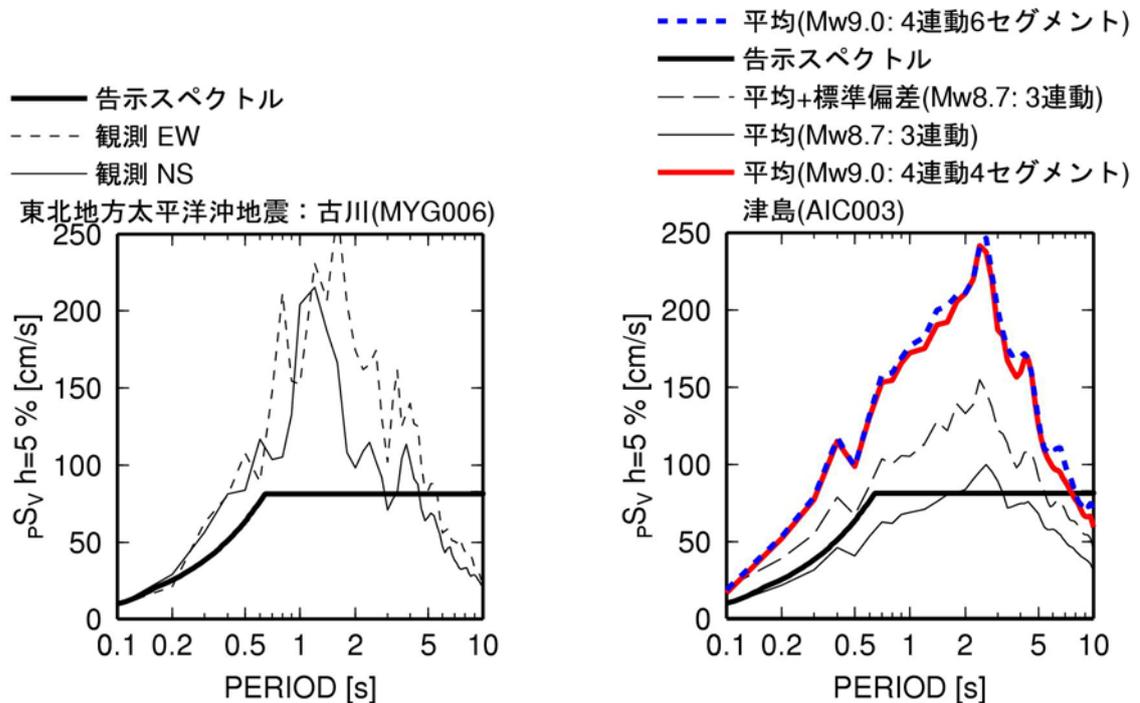


(a) 東海・東南海地震の三の丸での既往の計算波(三の丸波)

と H22 年度に建物応答用に用いた名古屋(AIC004)での計算波

(b) 本検討の計算波

図 2.3-39 名古屋での既往の計算波と本検討の計算波



(a) 東北地方太平洋沖地震の古川

(b) 南海トラフ沿いの巨大地震の本業務の津島

図 2.3-40 津島での計算波と東北地方太平洋沖地震の古川での観測波の擬似速度応答スペクトルの比較

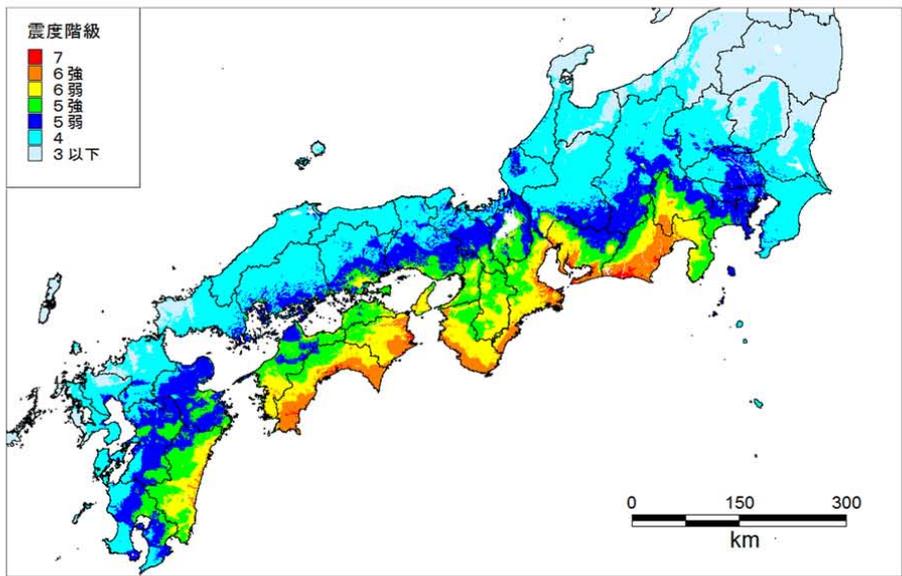


図5.1 基本ケースの震度分布

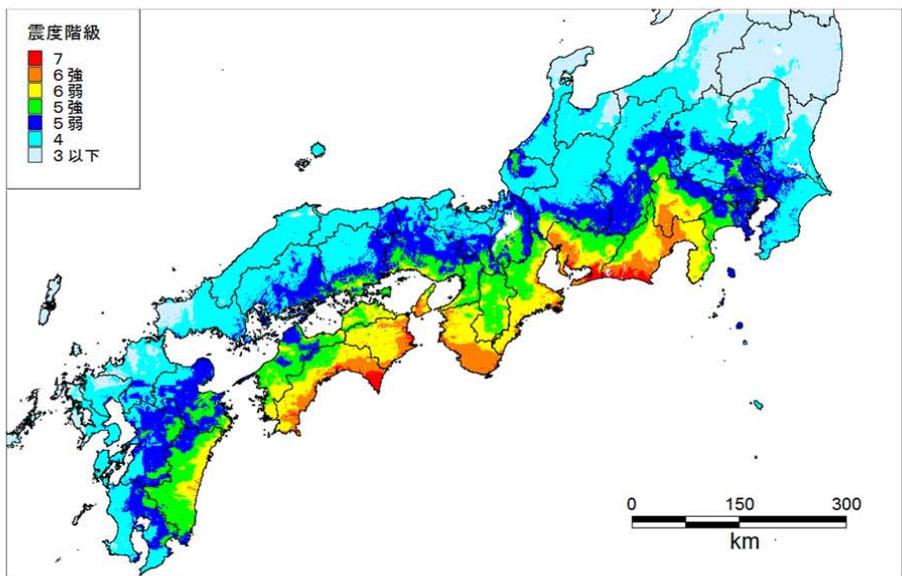


図5.2 東側ケースの震度分布

図 2.3-41 内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震の震度分布

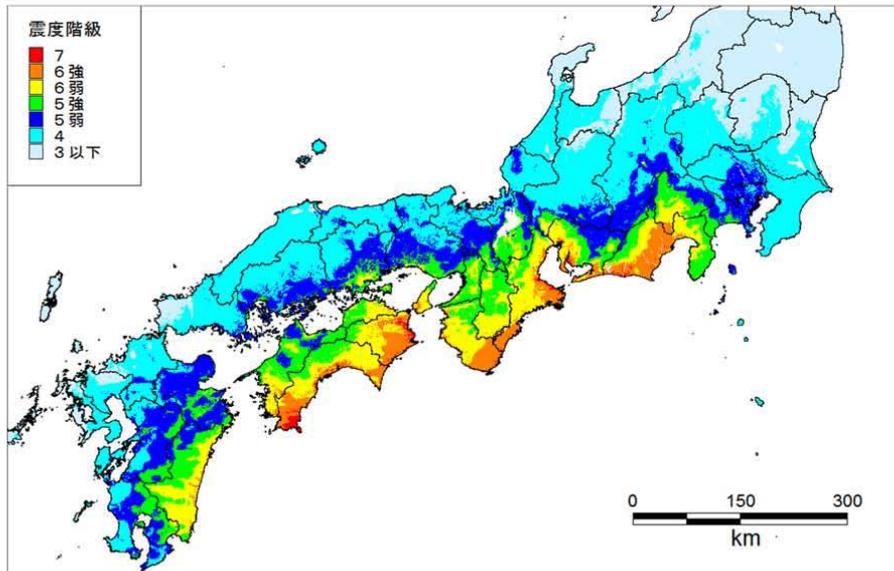


図5.3 西側ケースの震度分布

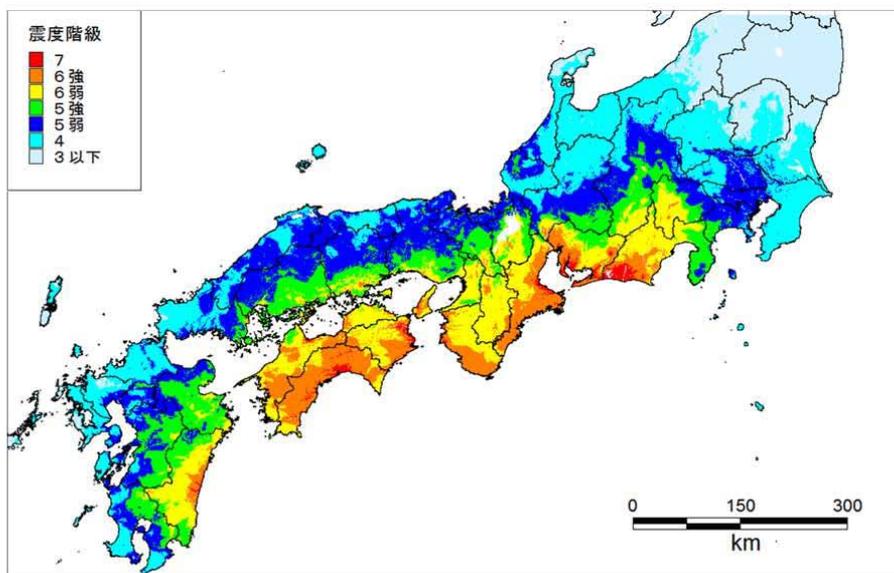


図5.4 陸側ケースの震度分布

図 2.3-41 内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震の震度分布 (続き)

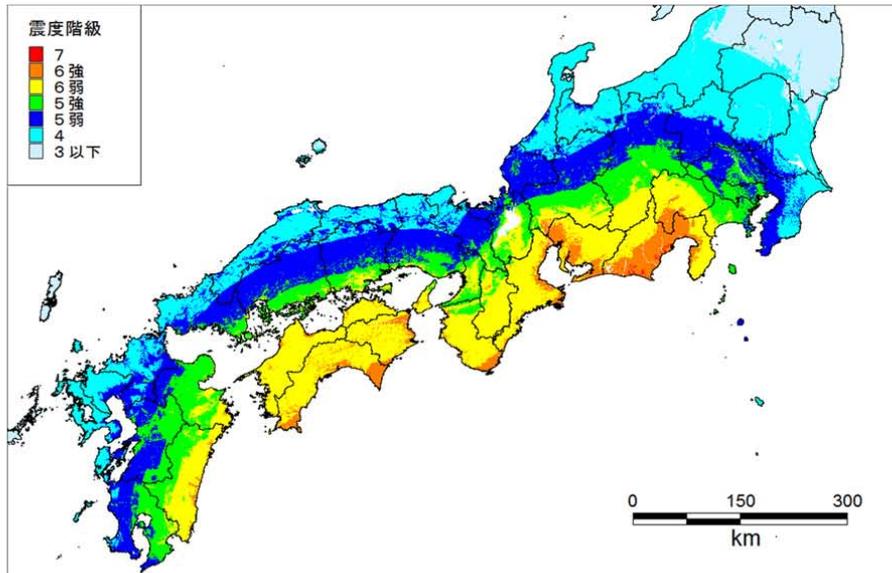


図5.5 経験的手法による震度分布

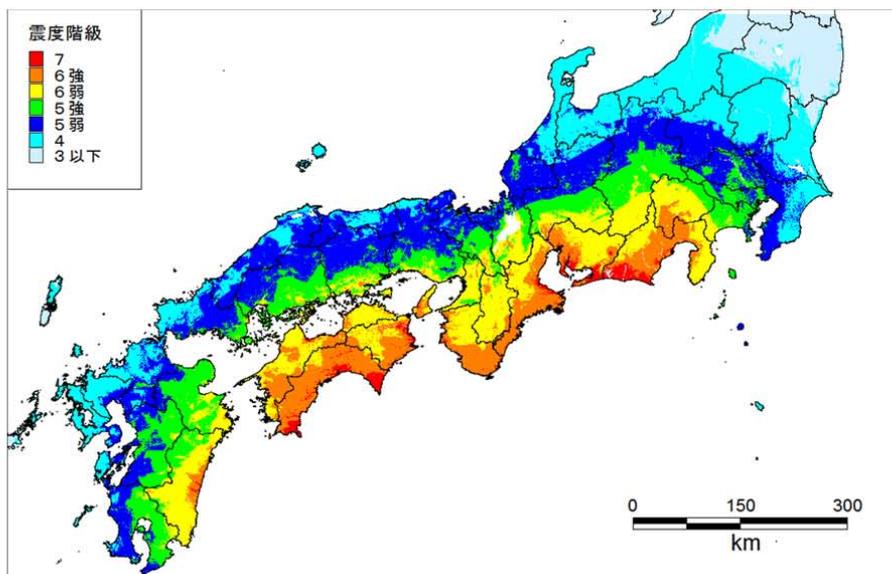


図5.6 震度の最大値の分布図

強震波形4ケースと経験的手法の震度の最大値の分布

図 2.3-41 内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震の震度分布 (続き)

表 2.3-4 内閣府(2012)と本業務の計測震度の比較

M9.0 : 6セグメントモデル(本検討)						M9.0(内閣府, 2012)							M8.7(中央防災会議, 2003)
観測点 記号	観測点 名	平均値に近い波を選択		応答スペクトルの平均		市町村名	基本 ケース	陸側 ケース	東側 ケース	西側 ケース	経験的 手法	最大値	
		計測 震度	震度 階級	計測 震度	震度 階級								
E4E	大手町	5.0	5強	5.0	5強	東京都千代田区	5弱	5弱	5強	5弱	5強	5強	5弱
KGIN	新宿	4.2	4	4.3	4	東京都新宿区	5弱	5弱	5強	5弱	5強	5強	5弱
TKY016	東雲	4.1	4	4.1	4	東京都江東区	5弱	5強	5強	5弱	5強	5強	5弱
E56	横浜	5.2	5強	5.2	5強	神奈川県横浜市中区	5強	5強	5強	5強	6弱	6弱	5弱
AIC004	名古屋	6.2	6強	6.1	6強	愛知県名古屋市緑区	6強	6強	6強	6強	6強	6強	6弱
AIC003	津島	6.0	6強	6.0	6強	愛知県津島市	6強	6強	6強	6弱	6強	6強	6弱
OSK005	大阪	5.1	5強	5.0	5強	大阪府大阪市東淀川区	6弱	6強	6弱	6弱	6弱	6強	5強
OSKH02	此花	5.2	6弱	5.4	6弱	大阪府大阪市此花区	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱	6弱
SZ0024	浜松	5.9	6弱	5.9	6弱	静岡県浜松市中区	7	7	7	7	6強	7	7

*本検討は水平2成分のみを用い、10Hz以上は含まれていないため、小さめになると考えられる。

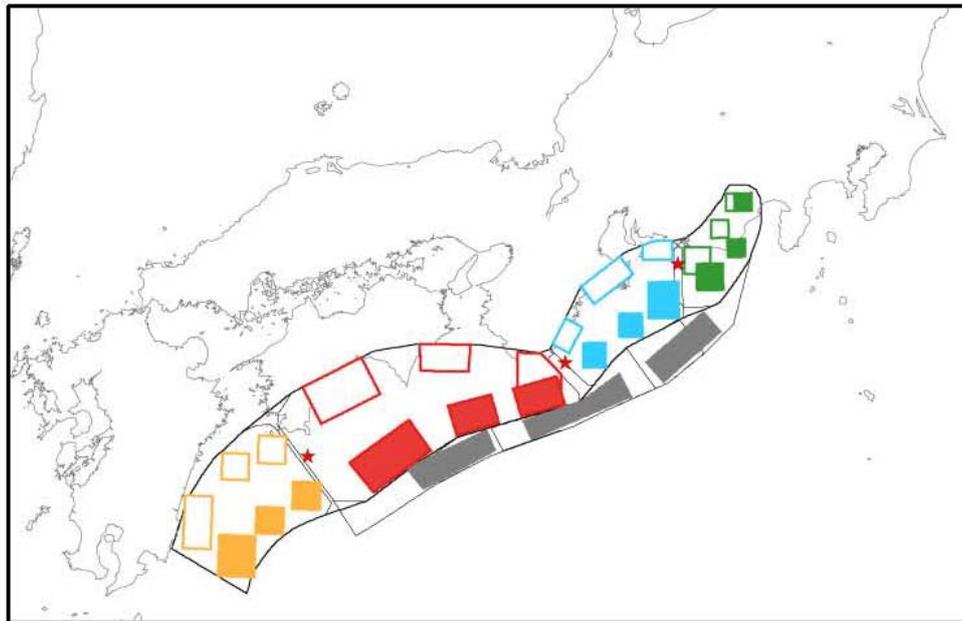


図 3.4-2 本検討で設定した震源モデル。南海（赤：ANNKI）、東南海（青：ATNKI）、想定東海（緑：ATOKI）、日向灘（橙：AHGND）、トラフ沿い（灰：ATRGH）のアスペリティ分布。想定東海、東南海、南海、日向灘については、深いアスペリティ（白抜き）と浅いアスペリティを設定している。トラフ沿いは、(a) 四国沖、(b) 紀伊半島沖、(c) 遠州灘沖の 3 か所にすべりの大きな領域を設定している。想定東海、東南海、南海が同時に破壊したケースが 3 連動（ANNI3）、3 連動にトラフ沿いの領域を組み合わせたケース（ANNI4）と、3 連動に日向灘を組み合わせたケース（ANNI5）が 4 連動となる。図内の赤星印は、仮定した破壊開始点（西、中央、東）である。

図 2.3-42 藤原・他(2012)の震源モデル

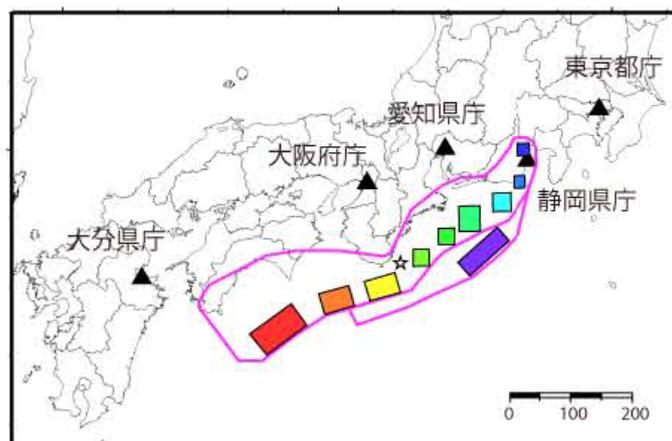


図 2.3-43 藤原・他(2012)の震源モデルのうち、三次元差分法と統計的グリーン関数法の計算波形のフーリエスペクトルと速度波形が示されている震源モデル(3 連動+遠州灘、ANNI4c-s-c スケーリング)と計算地点。愛知県庁と東京都庁では、ANNI4c-s-c スケーリング、ANNI4c-s-c カスケード、ANNI4c-s-c 箱型関数(スケーリング)、ANNI4c-s-cQ 値無限大(スケーリング)の速度応答スペクトルと速度波形が示されている。

表 2.3-5 震源パラメータの一覧(藤原・他, 2012)

		南海	東南海	想定東海	日向灘	トラフ沿い	南海-東南海	
							カスケード	スケーリング
全体	面積(km ²)	35800	14500	9400	19000	12500	50300	51200
	地震モーメント(Nm)	8.33×10^{21}	2.14×10^{21}	1.13×10^{21}	3.23×10^{21}	1.72×10^{21}	1.05×10^{22}	1.43×10^{22}
	平均すべり量(m)	5.8	3.7	3.0	4.2	3.4	—	6.9
	応力降下量(MPa)	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
	Mw	8.5	8.2	8.0	8.3	8.1	8.6	8.7
南海1	面積(km ²)	3580	—	—	—	—	3580	3580
	地震モーメント(Nm)	2.15×10^{21}	—	—	—	—	2.15×10^{21}	2.87×10^{21}
	平均すべり量(m)	14.9	—	—	—	—	14.9	19.8
	応力降下量(MPa)	15.0	—	—	—	—	15.0	15.3
南海2,3	面積(km ²)	1790	—	—	—	—	1790	1790
	地震モーメント(Nm)	7.60×10^{20}	—	—	—	—	7.60×10^{20}	1.02×10^{21}
	平均すべり量(m)	10.5	—	—	—	—	10.5	14.0
東南海1	面積(km ²)	—	1450	—	—	—	1450	1450
	地震モーメント(Nm)	—	5.54×10^{20}	—	—	—	5.54×10^{20}	7.40×10^{20}
	平均すべり量(m)	—	9.5	—	—	—	9.5	12.6
	応力降下量(MPa)	—	15.0	—	—	—	15.0	15.3
東南海2,3	面積(km ²)	—	725	—	—	—	725	725
	地震モーメント(Nm)	—	1.96×10^{20}	—	—	—	1.96×10^{20}	2.62×10^{20}
	平均すべり量(m)	—	6.7	—	—	—	6.7	8.9
想定東海1	面積(km ²)	—	—	940	—	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	2.89×10^{20}	—	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	7.6	—	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	15.0	—	—	—	—
想定東海2,3	面積(km ²)	—	—	470	—	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	1.02×10^{20}	—	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	5.4	—	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	15.0	—	—	—	—
日向灘1	面積(km ²)	—	—	—	1900	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	8.31×10^{20}	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	—	10.8	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	—	15.0	—	—	—
日向灘2,3	面積(km ²)	—	—	—	950	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	2.94×10^{20}	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	—	7.7	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	—	15.0	—	—	—
トラフ沿い	面積(km ²)	—	—	—	—	2500	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	—	7.57×10^{20}	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	—	—	7.50	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	—	—	15.00	—	—
背景領域	面積(km ²)	28640	11600	7520	15200	10000	40240	41140
	地震モーメント(Nm)	4.66×10^{21}	1.19×10^{21}	6.33×10^{20}	1.81×10^{21}	9.64×10^{20}	5.85×10^{21}	8.10×10^{21}
	平均すべり量(m)	4.0	2.6	2.1	2.9	2.4	—	4.9
	応力降下量(MPa)	1.8	1.8	1.8	1.8	3.0	—	1.4
参考								
中央防災会議	Mw	8.6	8.2	8.0	—	—	8.6	—
地震本部	Mw	8.4	8.1	8.0	—	—	8.5	—

表 2.3-5 震源パラメータの一覧(藤原・他, 2012) (続き)

		東南海-想定東海		南海-東南海-想定東海		3連動+日向灘		3連動+トラフ沿い	
		カスケード	スケーリング	カスケード	スケーリング	カスケード	スケーリング	カスケード	スケーリング
全体	面積(km ²)	23900	23600	59700	60300	78700	80482	72200	72800
	地震モーメント(Nm)	3.27×10^{21}	4.46×10^{21}	1.16×10^{22}	1.82×10^{22}	1.48×10^{22}	2.81×10^{22}	1.33×10^{22}	2.42×10^{22}
	平均すべり量(m)	—	4.7	—	7.5	—	8.6	—	8.2
	応力降下量(MPa)	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
	Mw	8.3	8.4	8.6	8.8	8.7	8.9	8.7	8.9
南海1	面積(km ²)	—	—	3580	3580	3580	3580	3580	3580
	地震モーメント(Nm)	—	—	2.15×10^{21}	3.34×10^{21}	2.15×10^{21}	3.98×10^{21}	2.15×10^{21}	3.57×10^{21}
	平均すべり量(m)	—	—	14.9	23.1	14.9	27.5	14.9	24.6
	応力降下量(MPa)	—	—	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
南海2,3	面積(km ²)	—	—	1790	1790	1790	1790	1790	1790
	地震モーメント(Nm)	—	—	7.60×10^{20}	1.18×10^{21}	7.60×10^{20}	1.41×10^{21}	7.60×10^{20}	1.26×10^{21}
	平均すべり量(m)	—	—	10.5	16.3	10.5	19.5	10.5	17.4
	応力降下量(MPa)	—	—	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
東南海1	面積(km ²)	1450	1450	1450	1450	1450	1450	1450	1450
	地震モーメント(Nm)	5.54×10^{20}	7.66×10^{20}	5.54×10^{20}	8.61×10^{20}	5.54×10^{20}	1.03×10^{21}	5.54×10^{20}	9.19×10^{20}
	平均すべり量(m)	9.5	13.1	9.5	14.7	9.5	17.5	9.5	15.7
	応力降下量(MPa)	15.0	14.8	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
東南海2,3	面積(km ²)	725	725	725	725	725	725	725	725
	地震モーメント(Nm)	1.96×10^{20}	2.71×10^{20}	1.96×10^{20}	3.05×10^{20}	1.96×10^{20}	3.63×10^{20}	1.96×10^{20}	3.25×10^{20}
	平均すべり量(m)	6.7	9.2	6.7	10.4	6.7	12.4	6.7	11.1
	応力降下量(MPa)	15.0	14.8	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
想定東海	面積(km ²)	940	940	940	940	940	940	940	940
	地震モーメント(Nm)	2.89×10^{20}	4.00×10^{20}	2.89×10^{20}	4.50×10^{20}	2.89×10^{20}	5.36×10^{20}	2.89×10^{20}	4.80×10^{20}
	平均すべり量(m)	7.6	10.5	7.6	11.8	7.6	14.1	7.6	12.6
	応力降下量(MPa)	15.0	14.8	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
想定東海2,3	面積(km ²)	470	470	470	470	470	470	470	470
	地震モーメント(Nm)	1.02×10^{20}	1.41×10^{20}	1.02×10^{20}	1.59×10^{20}	1.02×10^{20}	1.89×10^{20}	1.02×10^{20}	1.70×10^{20}
	平均すべり量(m)	5.4	7.4	5.4	8.4	5.4	10.0	5.4	8.9
	応力降下量(MPa)	15.0	14.8	15.0	15.2	15.0	15.3	15.0	15.1
日向灘1	面積(km ²)	—	—	—	1900	1900	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	8.31×10^{20}	1.54×10^{21}	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	—	10.8	20.0	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	—	15.0	15.3	—	—	—
日向灘2,3	面積(km ²)	—	—	—	950	950	—	—	—
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	2.94×10^{20}	5.45×10^{20}	—	—	—
	平均すべり量(m)	—	—	—	7.7	14.2	—	—	—
	応力降下量(MPa)	—	—	—	15.0	15.3	—	—	—
トラフ沿い	面積(km ²)	—	—	—	—	—	—	2500	2500
	地震モーメント(Nm)	—	—	—	—	—	—	7.57×10^{20}	2.08×10^{21}
	平均すべり量(m)	—	—	—	—	—	—	7.50	20.60
	応力降下量(MPa)	—	—	—	—	—	—	15.00	15.10
背景領域	面積(km ²)	19120	18820	47760	48360	62960	64742	57760	58360
	地震モーメント(Nm)	1.83×10^{21}	2.48×10^{21}	6.48×10^{21}	1.03×10^{22}	8.29×10^{21}	1.60×10^{22}	7.45×10^{21}	1.36×10^{22}
	平均すべり量(m)	—	3.3	—	5.3	—	6.1	—	5.8
	応力降下量(MPa)	—	1.3	—	1.2	—	1.0	—	1.1
参考									
中央防災会議	Mw	8.3		8.7					
地震本部	Mw	8.4		8.5					

表 2.3-6 地震動計算を行ったケースの一覧(藤原・他, 2012)

ケース名					領域						
領域	トラフ沿い	深さ	破壊	※	南海	東南海	想定東海	日向灘	トラフ沿い		
									a. 四国沖	b. 紀伊半島沖	c. 遠州灘沖
ANNKI		d	c		○						
		s	c		○						
ATNKI		s	c			○					
ATOKI		s	e				○				
AHGND		d	w					○			
		s	w					○			
ATRGH	a		c						○		
	b		w							○	
	c		c								○
ANNI1		s	c	cas	○	○					
		s	e	cas	○	○					
ANNI2		s	c	cas		○	○				
ANNI3		d	w		○	○	○				
		d	c		○	○	○				
		d	e		○	○	○				
		s	w		○	○	○				
		s	w	cas	○	○	○				
		s	c		○	○	○				
		s	c	cas	○	○	○				
		s	e		○	○	○				
ANNI4	a	d	w		○	○	○		○		
	a	d	c		○	○	○		○		
	a	d	e		○	○	○		○		
	a	s	w		○	○	○		○		
	a	s	c		○	○	○		○		
	a	s	c	cas	○	○	○		○		
	a	s	c	box	○	○	○		○		
	a	s	e		○	○	○		○		
	b	d	w		○	○	○			○	
	b	d	c		○	○	○			○	
	b	d	e		○	○	○			○	
	b	s	w		○	○	○			○	
	b	s	c		○	○	○			○	
	b	s	e		○	○	○			○	
	c	d	w		○	○	○				○
	c	d	c		○	○	○				○
	c	d	e		○	○	○				○
c	s	w		○	○	○				○	
c	s	c		○	○	○				○	
c	s	c	cas	○	○	○				○	
c	s	c	box	○	○	○				○	
c	s	c	qi	○	○	○				○	
c	s	e		○	○	○				○	
ANNI5		d	c		○	○	○	○			
		s	c		○	○	○	○			

※ cas: カスケードモデル、box: 箱形関数、qi: Q値無限大モデル

表 2.3-6 地震動計算を行ったケースの一覧(藤原・他, 2012) (続き)

ケース名		アスペリティ深さ			破壊開始点 (南海トラフ全体に対して)			震源のモデル化			
領域	トラフ沿い	深さ	破壊	※	深い	浅い	西	中央	東	カスケード	スケーリング
ANNKI		d	c		○			○			○
		s	c			○		○			○
ATNKI		s	c			○		○			○
ATOKI		s	e			○			○		○
AHGND		d	w		○		○				○
		s	w			○	○				○
ATRGH	a		c			-		○			○
	b		w			-	○				○
	c		c			-		○			○
ANNI1		s	c	cas		○		○		○	
		s	e	cas		○			○	○	
ANNI2		s	c	cas		○		○		○	
ANNI3		d	w		○		○				○
		d	c		○			○			○
		d	e		○					○	○
		s	w			○	○				○
		s	w	cas		○	○			○	○
		s	c			○		○			○
		s	c	cas		○		○		○	○
		s	e			○			○		○
ANNI4	a	d	w		○		○				○
	a	d	c		○			○			○
	a	d	e		○				○		○
	a	s	w			○	○				○
	a	s	c			○		○			○
	a	s	c	cas		○		○		○	○
	a	s	c	box		○		○			○
	a	s	e			○			○		○
	b	d	w		○		○				○
	b	d	c		○			○			○
	b	d	e		○				○		○
	b	s	w			○	○				○
	b	s	c			○		○			○
	b	s	e			○			○		○
	c	d	w		○		○				○
	c	d	c		○			○			○
	c	d	e		○				○		○
c	s	w			○	○				○	
c	s	c			○		○			○	
c	s	c	cas		○		○		○	○	
c	s	c	box		○		○			○	
c	s	c	qi		○		○			○	
c	s	e			○			○		○	
ANNI5		d	c		○			○			○
		s	c			○		○			○

※ cas: カスケードモデル、box: 箱形関数、qi: Q 値無限大モデル

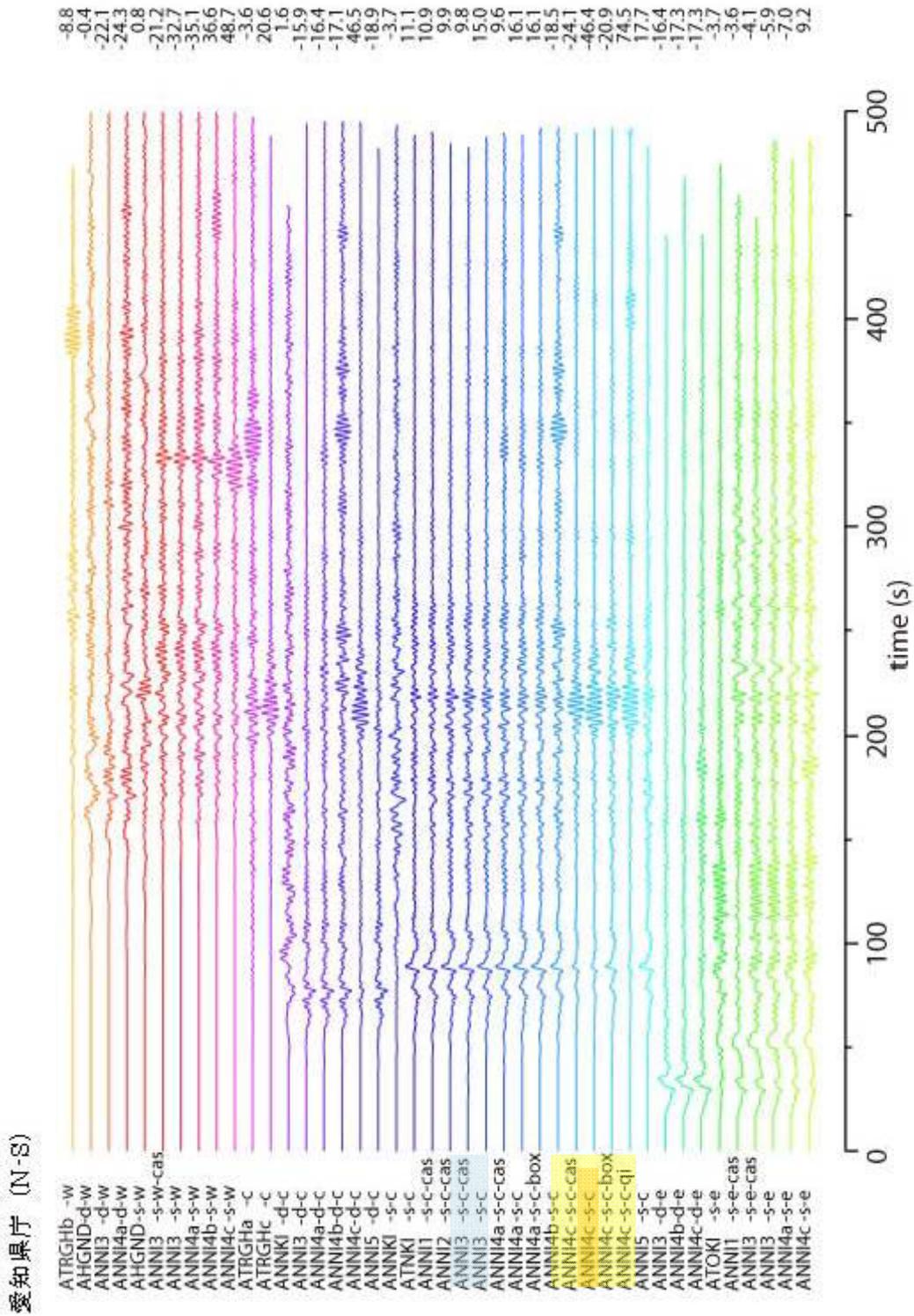


図 3.4-5 全ケースの速度波形。右の数値は最大振幅（単位は cm/s）。

図 2.3-44 三次元有限差分法に基づく全ケースの愛知県庁の NS 成分の速度波形(藤原・他, 2012)

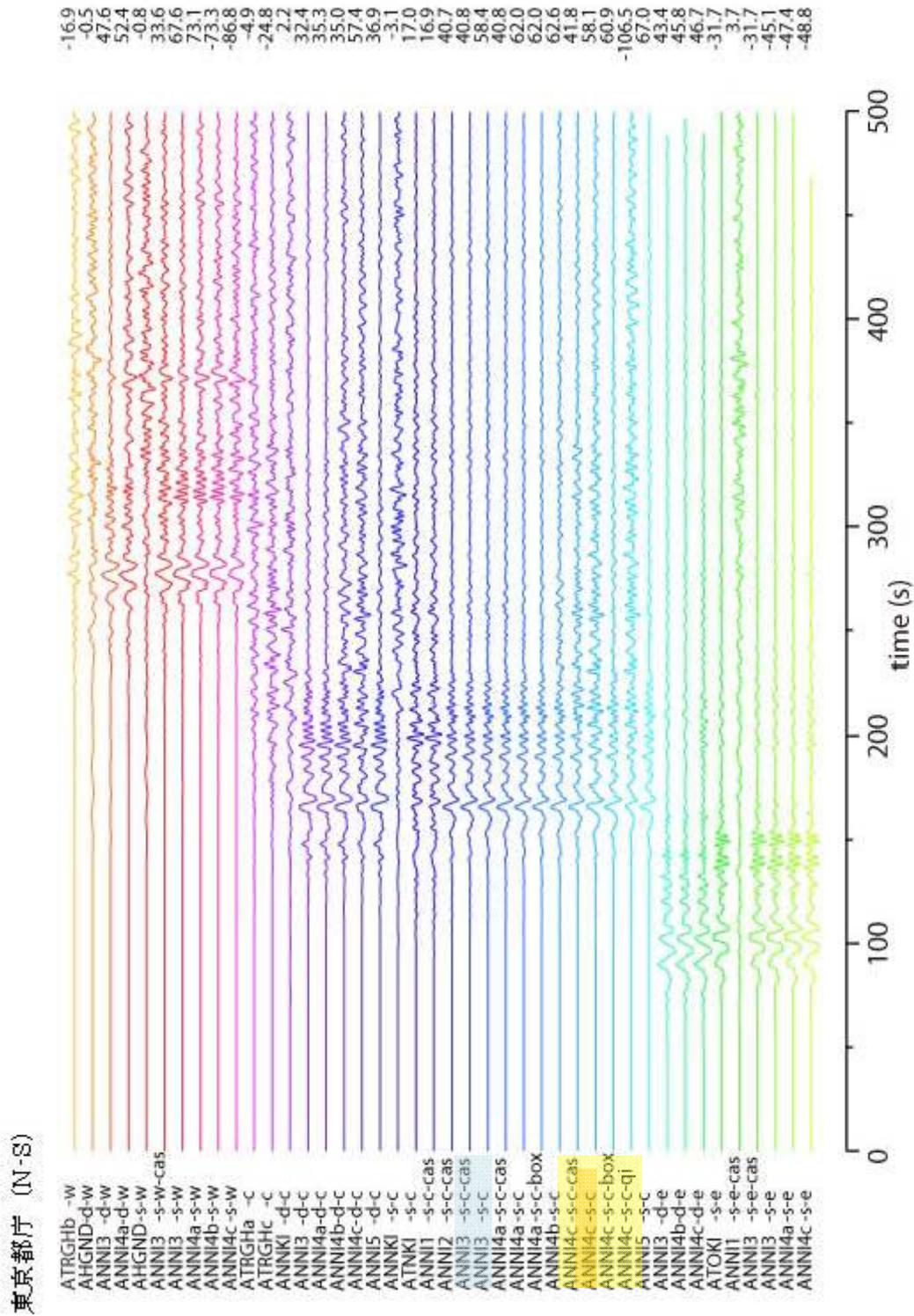


図 3.4-5 全ケースの速度波形。右の数値は最大振幅 (単位は cm/s)。

図 2.3-45 三次元有限差分法に基づく全ケースの東京都庁の NS 成分の速度波形(藤原・他, 2012)

大阪府庁 (N-S)

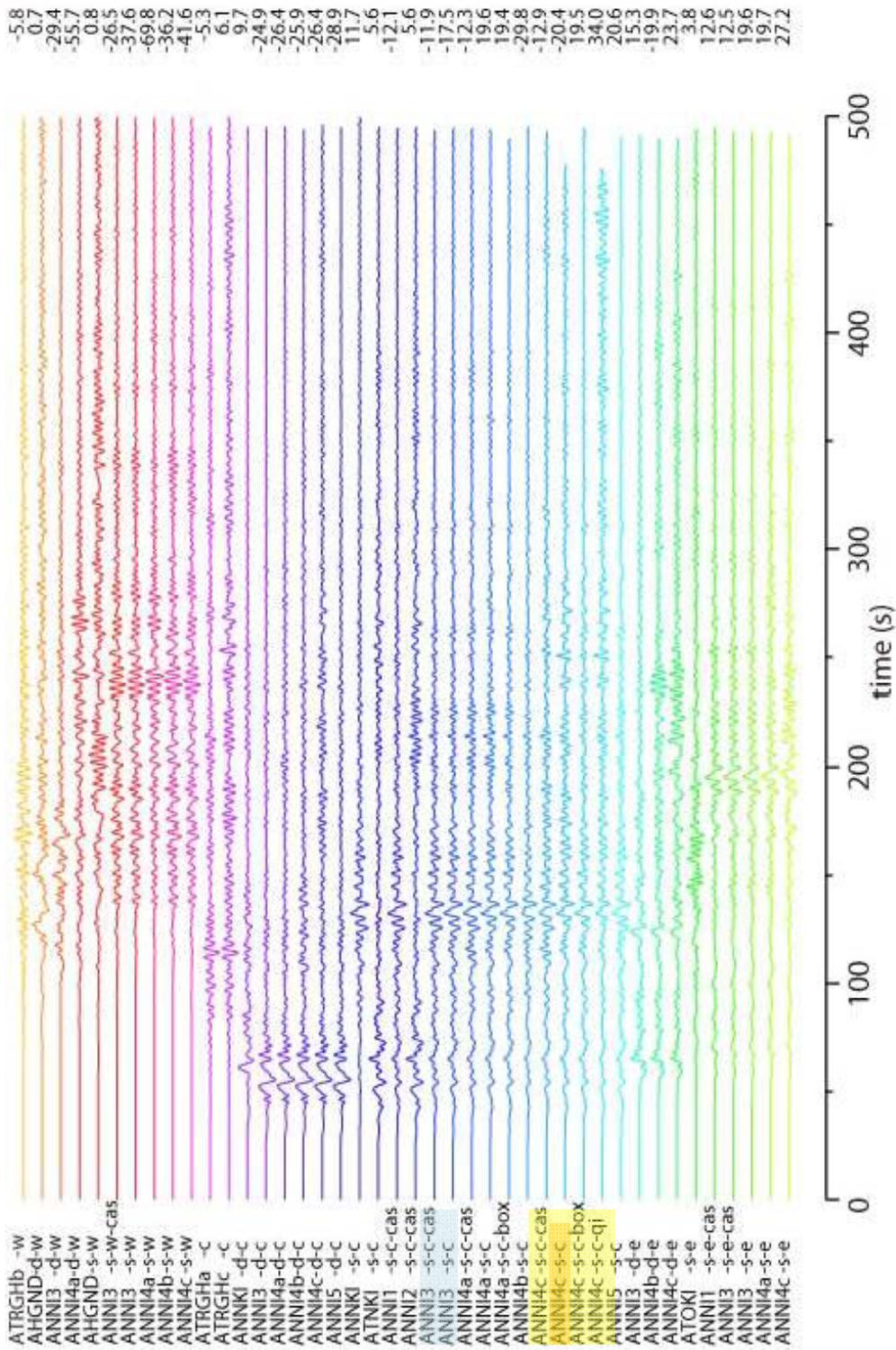
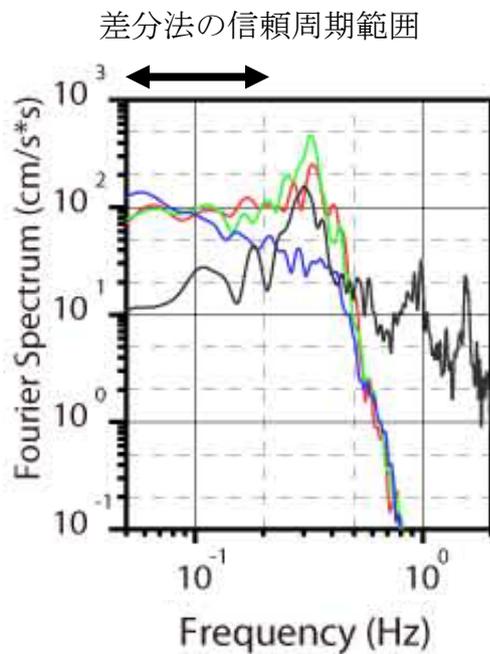
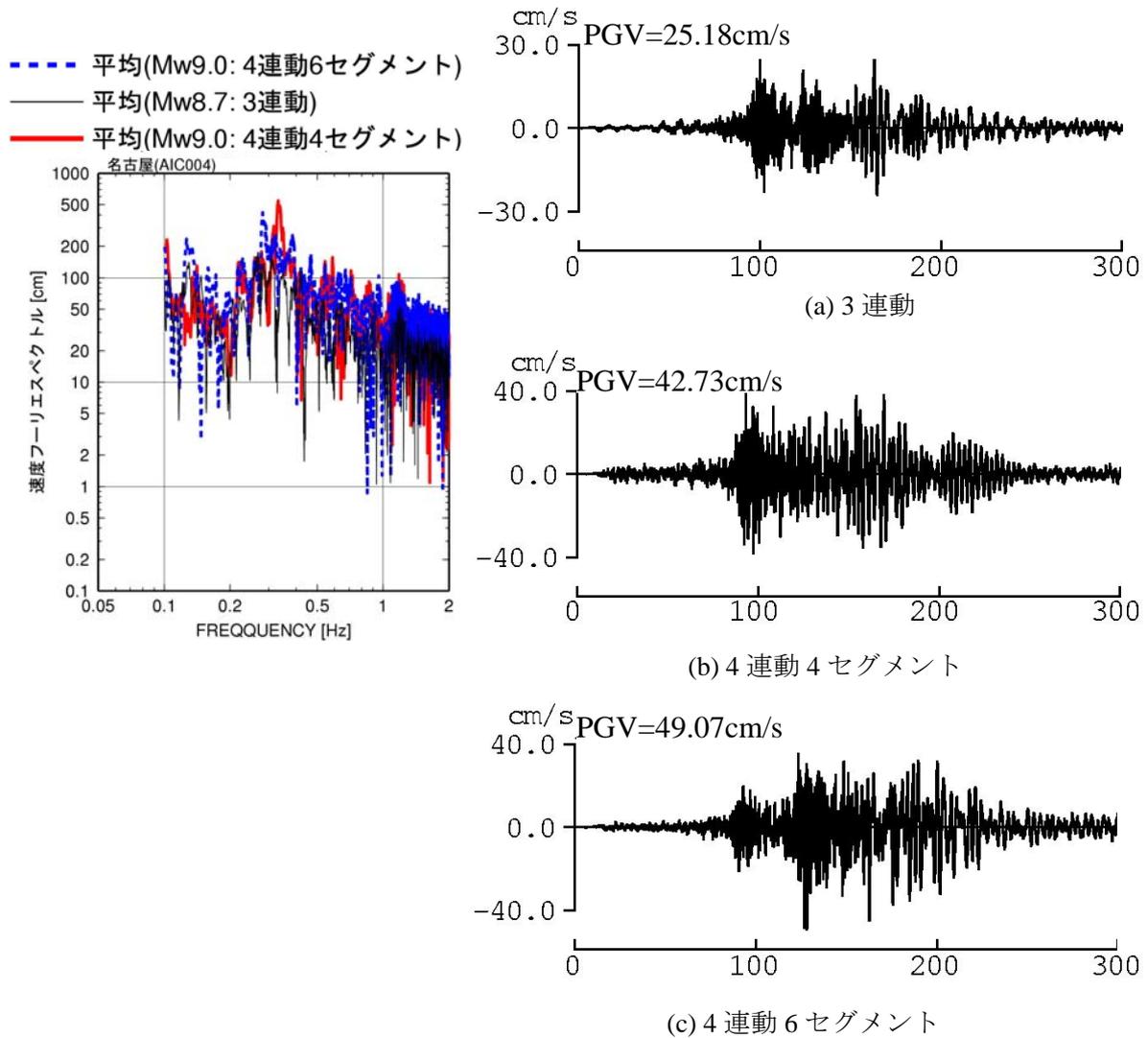
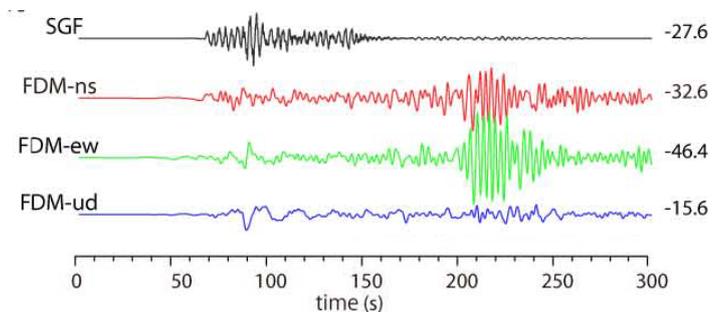


図 3.4-5 全ケースの速度波形。右の数値は最大振幅（単位は cm/s）。

図 2.3-46 三次元有限差分法に基づく全ケースの大阪府庁の NS 成分の速度波形(藤原・他, 2012)

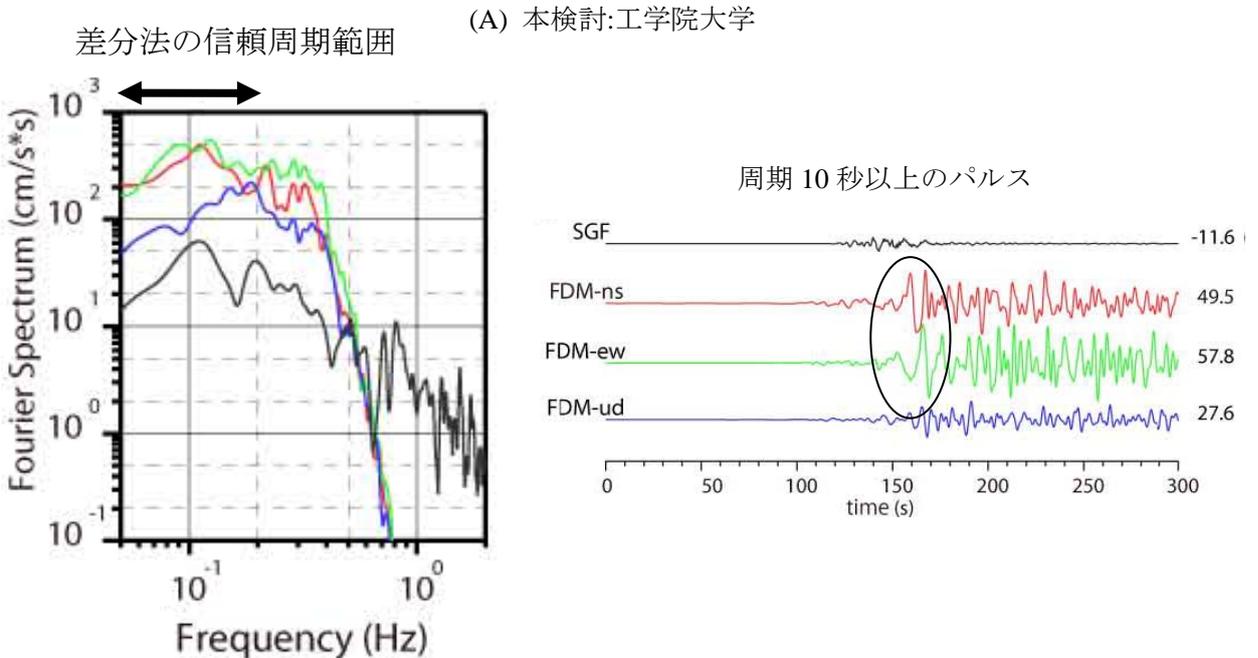
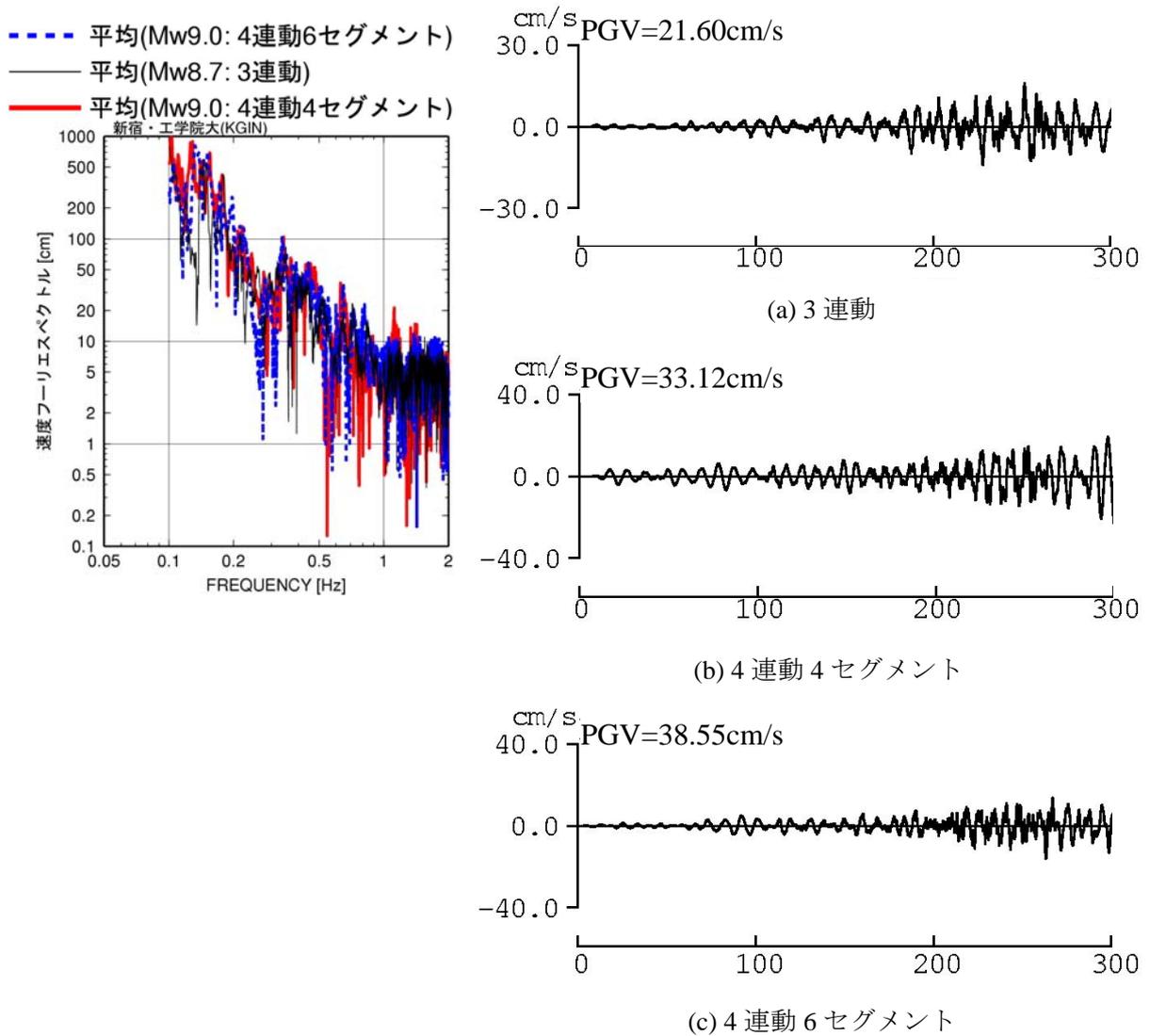


(A) 本検討:AIC004



(B) 藤原・他(2012):愛知県庁(3連動+遠州灘、ANNI4c-s-c スケーリング)

図 2.3-47 本検討と藤原・他(2012)の名古屋での計算波の速度フーリエスペクトルと速度波形



(B) 藤原・他(2012):東京都庁(3連動+遠州灘、ANNI4c-s-c スケーリング)

図 2.3-48 本検討と藤原・他(2012)の新宿での計算波の速度フーリエスペクトルと速度波形

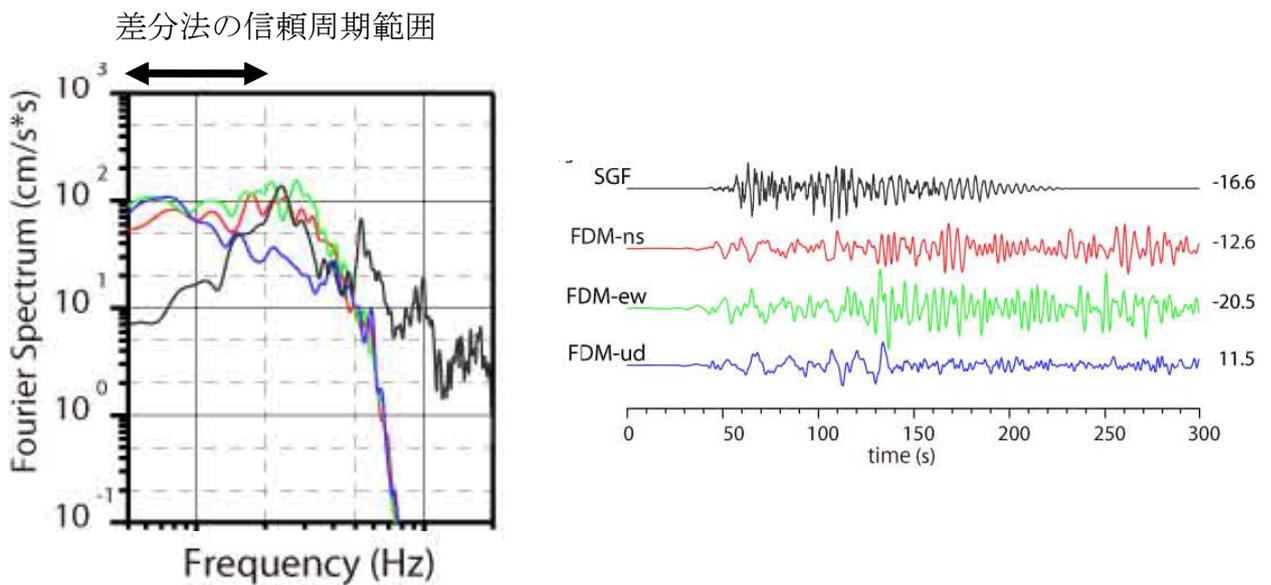
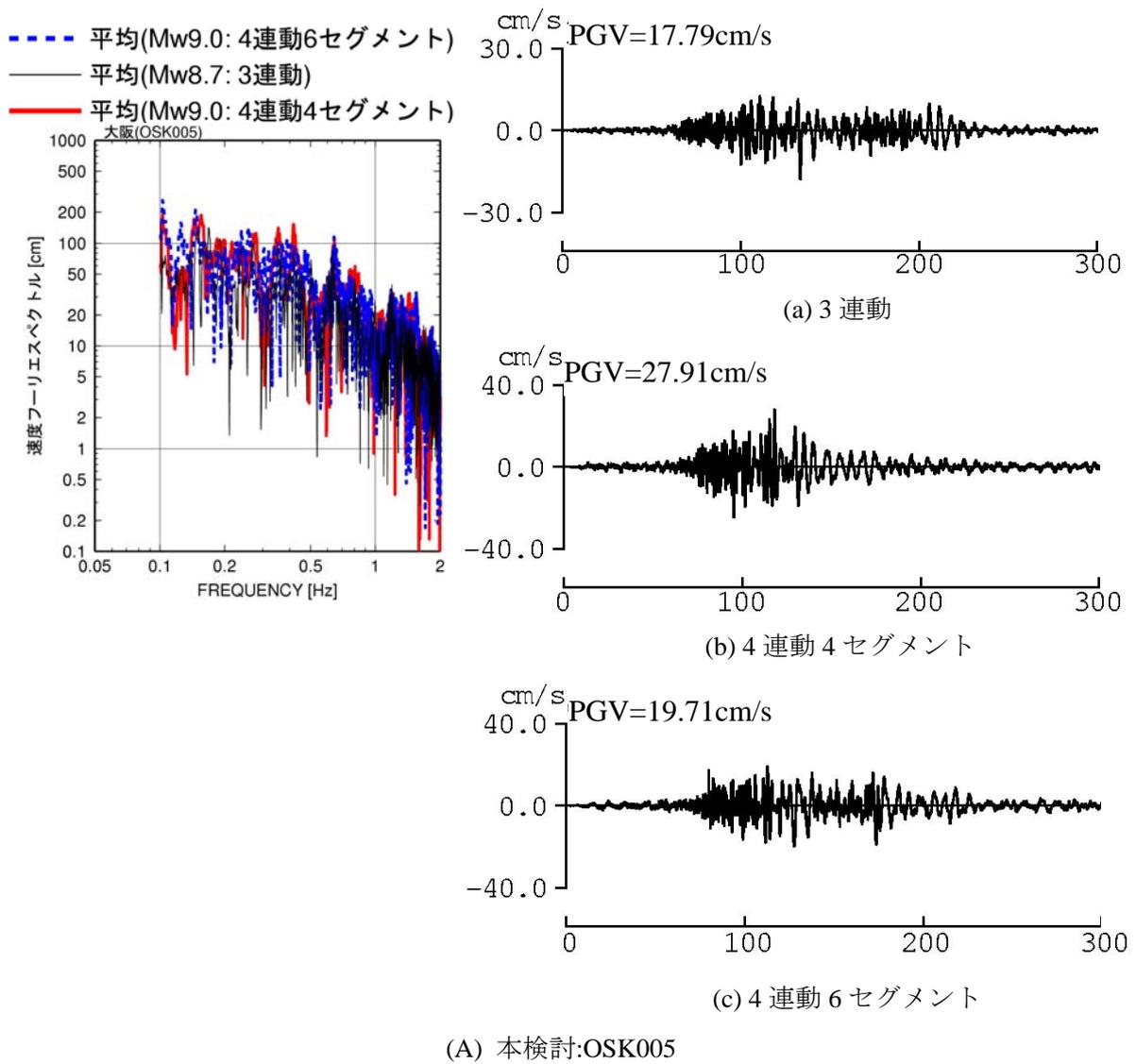


図 2.3-49 本検討と藤原・他(2012)の大阪での計算波の速度フーリエスペクトルと速度波形

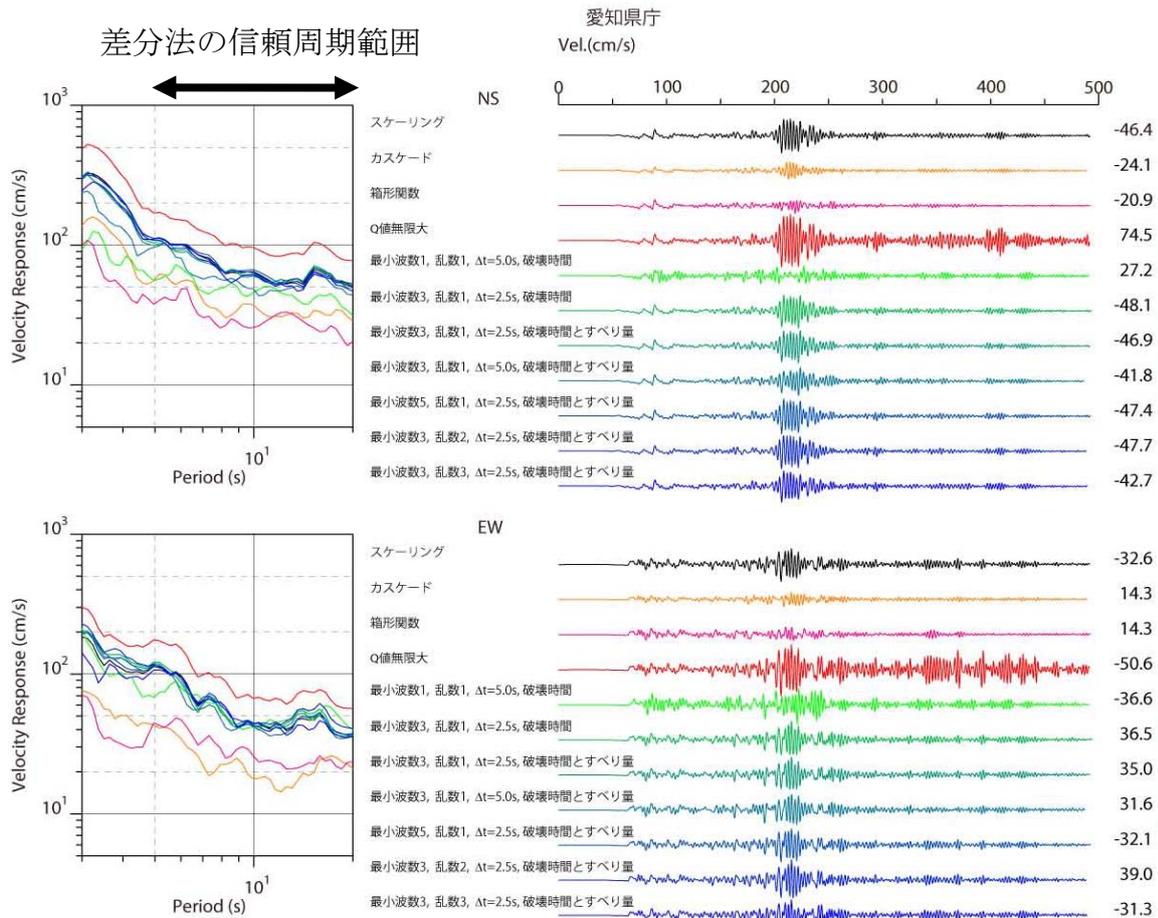
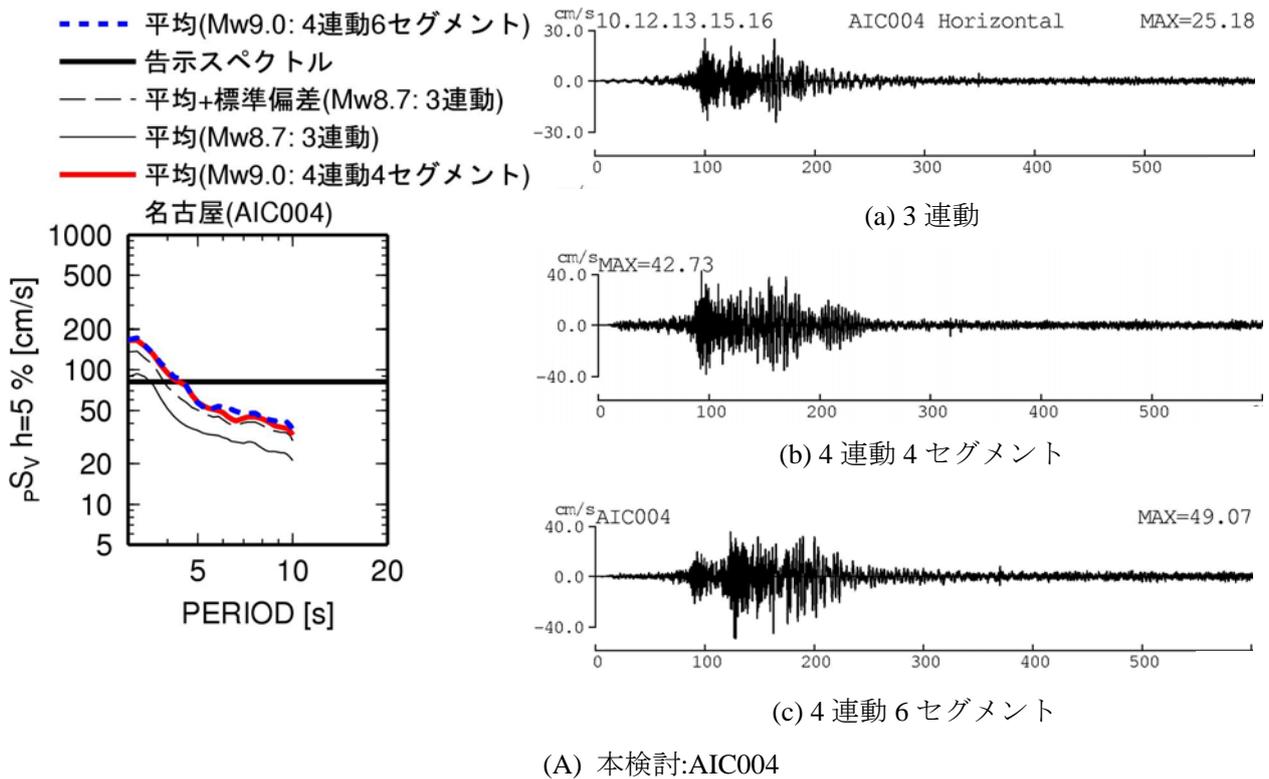
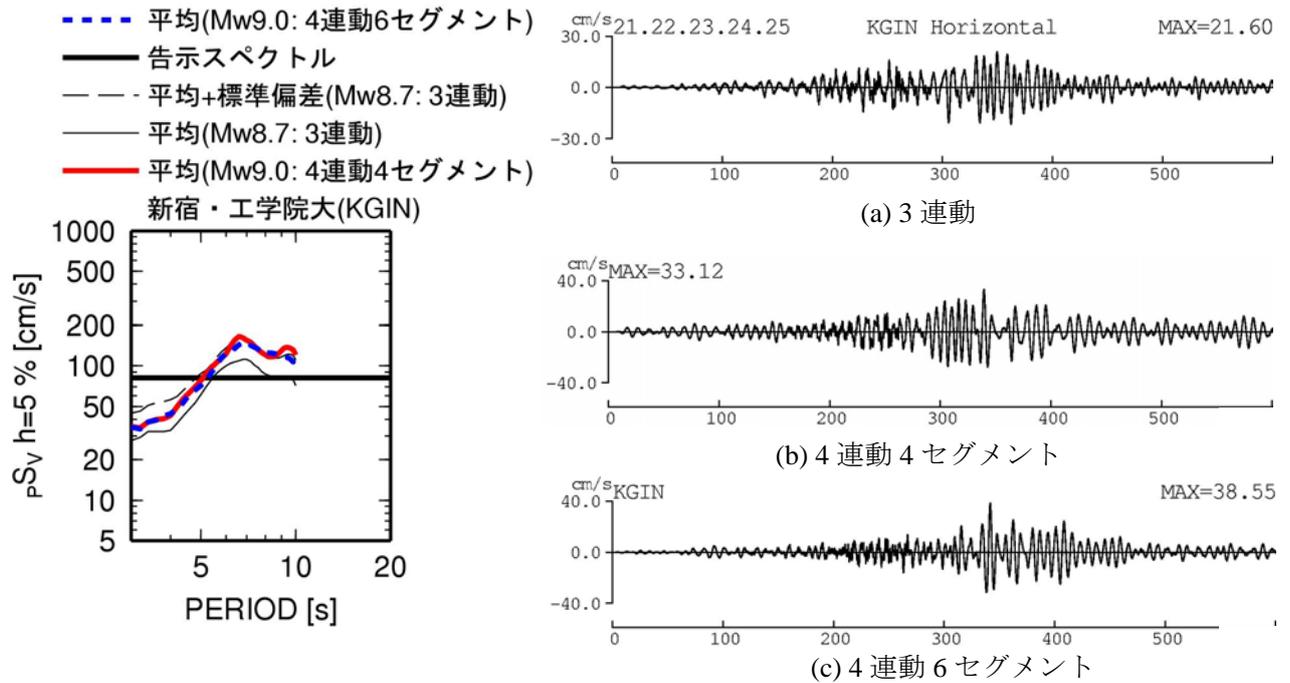
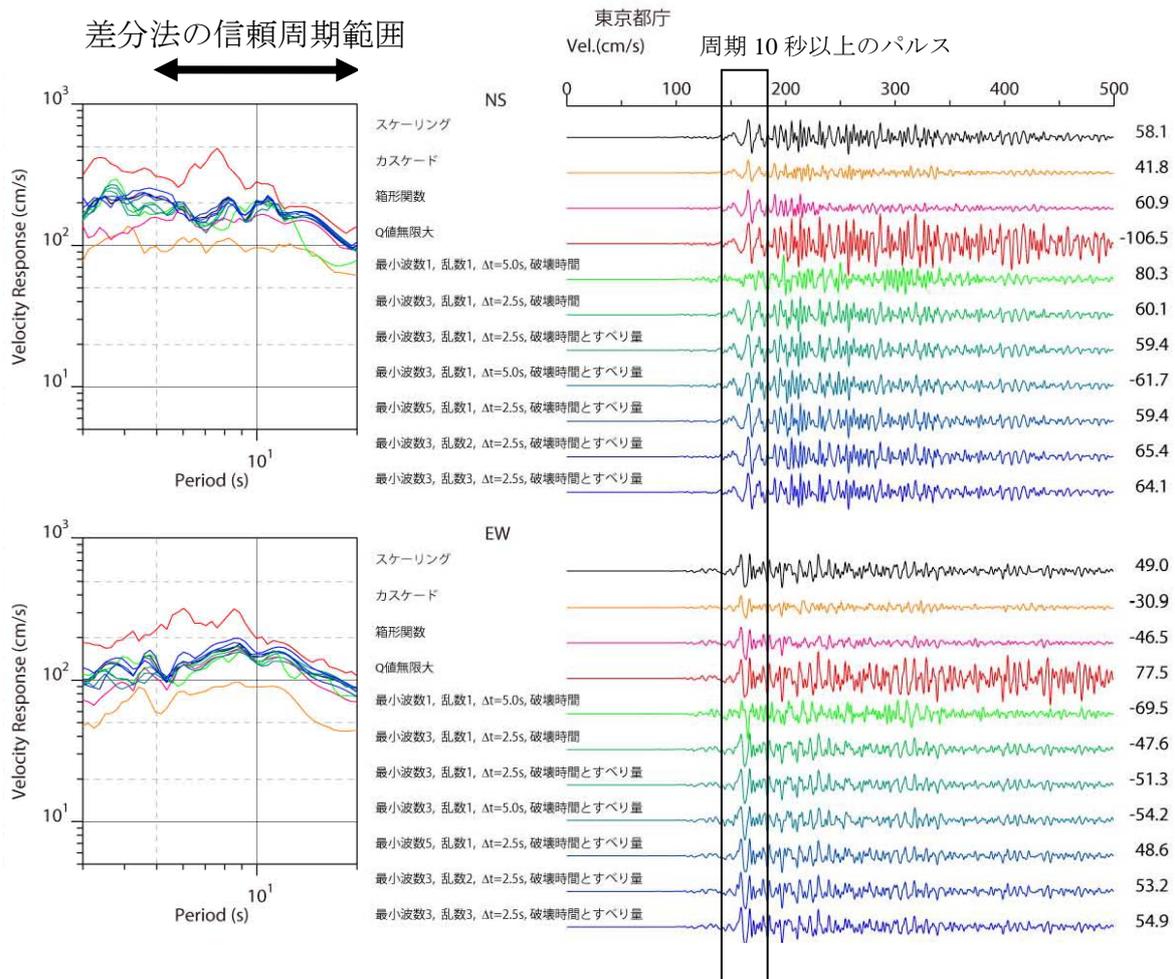


図 2.3-50 本検討と藤原・他(2012)の名古屋における計算波の速度応答スペクトルと速度波形



(A) 本検討 (工学院大学)



(B) 藤原・他(2012) : 東京都庁(3 連動+遠州灘、ANNI4c-s-c)

図 2.3-51 本検討と藤原・他(2012)の新宿での計算波の速度応答スペクトルと速度波形

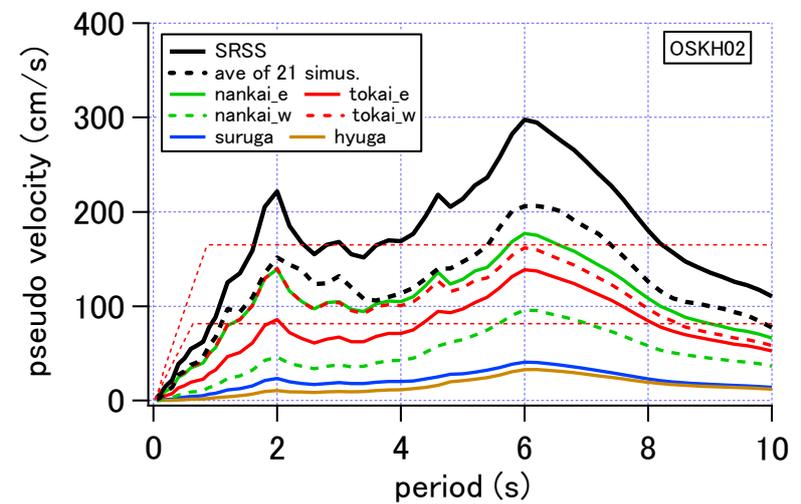
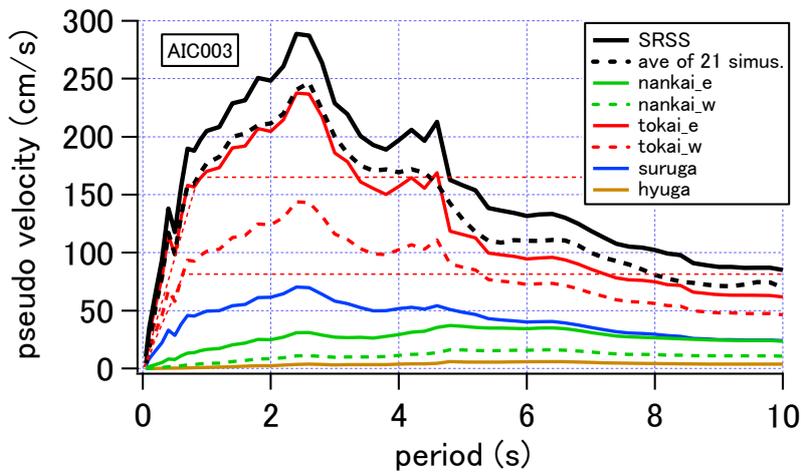
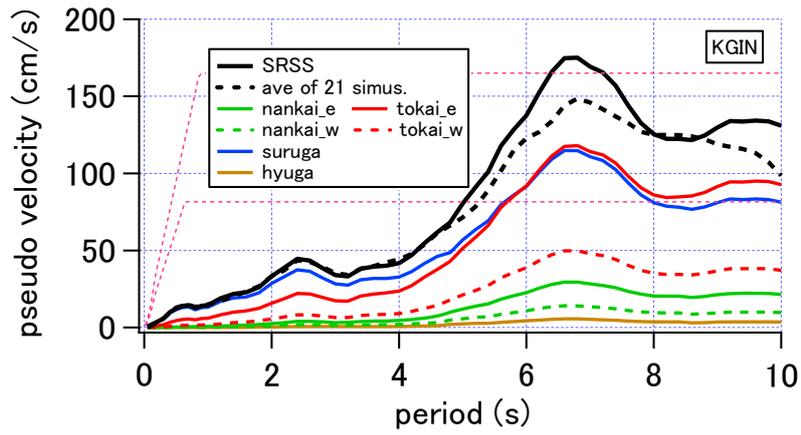


図 2.3-52 4連動6セグメントモデルによる擬似速度応答スペクトルと各セグメントからの擬似速度応答スペクトルとそのSRSS

2-4 工学的基盤における内閣府による計算波と本業務の計算波の比較

2-4-1 はじめに

内閣府(2012)により、南海トラフの巨大地震に対する計算波形のデジタル値が公開された。この計算波は工学的基盤での波であるため、本業務でも工学的基盤での波形を計算し、両者の比較を行う。

2-4-2 内閣府(2012)の震源モデルと手法の概要

内閣府(2012)の波形は、5km×5km メッシュの工学的基盤 (S 波速度 $V_s=350\sim 700\text{m/s}$ 相当層) における強震動(加速度)波形である。統計的グリーン関数法に基づき計算された波形であるため、周期 3 秒程度以下のみが有効である。内閣府(2012)では、強震動生成域の位置が異なる 4 ケースで計算を実施しているが、今回公開された波形は、図 2.4-1 に示す基本ケースと陸域ケースの 2 ケースである。表 2.4-1 には、基本ケースの断層パラメータを示す。

2-4-3 本業務の震源モデルと手法の概要

本業務の震源モデルは、内閣府(2012)の震源モデルに基づき設定した、4 連動 6 セグメントモデルである。2.3 節では、9 地点の地表での計算を行ったが、この 2.4 節では、工学的基盤での波形を計算する。

計算地点は、23 年度に 3 連動地震に対して地表の計算波形を作成した 22 地点に、西日本の 9 地点を加えた 31 地点である。図 2.4-1 に、震源モデルと計算地点を示す。表 2.4-2 に、本業務の断層パラメータを示す。図 2.4-2 には、計算地点のうち関東平野、濃尾平野、大阪平野での観測点位置を、フィリピン海プレートの地震に対する周期 5 秒での地盤増幅率分布とともに示す。表 2.4-3、表 2.4-4 に観測点リストを示す。なお、図 2.4-1 の▲で示した観測点では、2-2 節で作成した T_z をパラメータとした地盤増幅率とサイト係数の回帰式を用いて補間した場合の計算も実施した。なお、 T_z は、地震本部(2009)の地下構造モデルに基づく地震基盤から工学的基盤までの地盤の固有周期の 1/4 に相当する指標 ▲で示した観測点を代表観測点と呼ぶ。

なお、本業務の計算波は、2-3 で示した 3 つの手法のうち、以下のような三の丸波作成方法(宮腰・他, 2006)と同じ方法で作成した。

- ・擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の対数平均値を算出
- ・21 波の速度波形のうち、最大速度が中央値の波の位相スペクトルを算出
- ・上記 2 つを用いて波形を再作成

2-4-4 工学的基盤波への変換

23 年度、K-NET、KiK-net 観測点での S 波検層結果に S 波速度 400m/s 以上の基盤が存在し、この層上面からの 1 次周期が 0.067 秒以下 (15Hz 以上) の観測点を工学的基盤の観測点として選択し、全国一律の工学的基盤補正係数を作成している。図 2.4-4 には、両条件のスペクトルの地盤増幅率が求められている工学的基盤の観測点の分布を示す。339 地点であったものが、S 波速度 600m/s 以下という条件を加えたことにより、237 地点となった。図 2.4-5 には、両条件の群遅延時間のサイト係数が求められている工学的基盤の観測点の分布を示す。332 地点であったものが、

S波速度 600m/s 以下という条件を加えたことにより、224 地点となった。両条件による工学的基盤補正係数を図 2.4-6、図 2.4-7 に示す。スペクトルの地盤増幅率、群遅延時間のサイト係数とも両条件によるの違いは小さい。そこで、以降の検討では、23 年度作成した工学的基盤補正係数を用いた。

周期 1 秒以上では、地表の地盤増幅率、サイト係数を用い、周期 0.5 秒以下では、工学的基盤補正係数を用いる。そして、周期 0.5～1 秒では、図 2.4-8 に示すマッチングフィルターを用いて、両者の重み付け平均として、工学的基盤波を計算する。Tz をパラメータとした補間の回帰式を用いた場合は、これを地表の地盤増幅率、サイト係数として、同様にして工学的基盤波を計算する。

2-4-5 計算波の比較

図 2.4-9、図 2.4-10 には、本業務と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の比較を示す。このうち、図 2.4-9 では、本業務の計算波として、回帰式を用いて補間した場合も示している。補間の回帰式を反映して、補間した場合は、補間しない場合に比べ、大きい地点ではやや小さく、小さい地点ではやや大きくなっている。ただし、両者の違いは、内閣府(2012)の基本ケースと陸域ケースの違い程度である。本業務と内閣府(2012)による計算波が比較できる 3 秒以下でみると、関東平野では両者はほぼ同レベルであり、特に本業務は内閣府(2012)の基本ケースと類似している。濃尾平野の 2 観測点では、周期 2 秒以下では、本業務は内閣府(2012)の陸域ケースレベルであるが、周期 2～3 秒では本業務は陸域ケースよりさらに大きい。大阪平野では、此花(OSKH02)で周期 2 秒前後で本業務の方が大きい。図 2.4-10 をみると、内閣府(2012)の陸域ケースにおいて、浜松(SZ0024)、徳島(TKS002)、高知(KOC007)などの震源直上の観測点で本業務のスペクトルレベルを超えている。ただし、これらの 3 観測点のうち徳島(TKS002)、高知(KOC007)では、基本ケースは本業務のスペクトルレベル程度である。関東平野や濃尾平野の観測点は、図 2.4-9 と同様の特徴がある。近畿地方の観測点では、奈良(NAR002)を除き、本業務の方が内閣府より小さい傾向がある。15 ページの九州の 2 観測点では、大分(OIT010)では本業務が内閣府の 2～3 倍と大きく、宮崎(MYZ013)ではほぼ同レベルである。近畿地方の観測点や九州の観測点での計算波の特徴については、5 節で考察する。

図 2.4-11、図 2.4-12 には、エネルギースペクトル(h=10%)について、図 2.4-9、図 2.4-10 と同様に示す。濃尾平野付近の観測点や此花(OSKH02)では、本業務の方が内閣府より大きい傾向が、応答スペクトルの場合より顕著である。これは、本業務の方が継続時間が長いためと考えられる。

図 2.4-13～図 2.4-27 には、本業務と内閣府(2012)による計算波の 0.1～10Hz の加速度フィルター波を示す。本業務の代表観測点では、地盤増幅率とサイト係数の回帰式を用いて補間した場合の計算波も示している。補間した場合としない場合の波形の形状は類似している。関東平野では、本業務の方が内閣府(2012)より継続時間が長い特徴がある。これは、内閣府の計算波は周期 3 秒程度以下が有効周波数であるが、本業務の関東平野の観測点の波は周期 3 秒以上が卓越しているためと考えられる。その他の地域では、主要な部分の継続時間は類似している。これは、此花(OSKH02)を除くと、関東平野の観測点と比較して周期 3 秒以上の波がそれ以下の波に比べて小さいためと考えられる。本業務の計算波の最大加速度は、浜松(SZ0024)の 560cm/s^2 が最大で、TKS002

で 500cm/s^2 で 2 番目に大きい。濃尾平野では 300cm/s^2 程度である。一方、内閣府の計算波の最大加速度は、陸域ケースでは、浜松(SZ0024)で 1600cm/s^2 、高知(KOC007)で、 1500cm/s^2 程度と大きい。基本ケースでも 1000cm/s^2 、徳島(TKS002)や高知(KOC007)で 700cm/s^2 程度と大きい。

内閣府の計算波は周期 3 秒程度以下が有効周波数であるため、参考程度であるが、図 2.4-28～図 2.4-42 には、同様に $0.1\sim 10\text{Hz}$ の速度フィルター波を示す。本業務の最大速度は、関東平野では、東京都心部や横、埼玉南部で $20\sim 30\text{cm/s}$ 、埼玉北部や千葉では $10\sim 20\text{cm/s}$ である。濃尾平野の津島(AIC003)で約 70cm/s であるが、その他の濃尾平野や大阪平野、浜松では $40\sim 60\text{cm/s}$ である。徳島(TKS002)の最大速度が、本業務で計算した 31 観測点で最大で約 80cm/s 、大分で 2 番目に大きく 73cm/s である。一方、内閣府の計算波の最大速度は、陸域ケースでは、浜松(SZ0024)で約 170cm/s 、高知(KOC007)で 114cm/s と 100cm/s を超える地点もある。基本ケースでも、徳島(TKS002)で 85cm/s 、浜松(SZ0024)で 75cm/s と大きい。

なお、内閣府(2012)で用いている統計的グリーン関数法では、断層最短距離を X とし、 C を定数として $1/(X+C)$ で距離減衰すると仮定している。 C は 18km としているが、この値は暫定的なものであり、震源直上の震度の大きさを適正に評価するには、今後再検討が必要であると述べられている。したがって、本業務の経験式に基づく震源直上の計算波の妥当性の検証を、内閣府(2012)の計算波との比較から行うことは困難である。

2-4-6 考察

追加した観測点のうち、本業務の計算波が、内閣府の計算波に比べて小さい傾向にあった京都(KYT012)、滋賀(SIG010)、和歌山(WKY001)と、大きい特徴があった大分(OIT010)での計算波について、経験式作成に用いた観測記録を用いて考察を行う。

図 2.4-43(a)には、京都(KYT012)、滋賀(SIG010)、和歌山(WKY001)と、本業務と内閣府の計算波が同レベルであった奈良(NAR002)の位置と 2004 年 9 月 5 日 23:57 に発生した紀伊半島沖地震の本震($M_w7.4$)と約 5 時間前の前震($M_w7.2$)の震央位置とメカニズム解を示す。図 2.4-43(b)には、大分(OIT010)と、九州の観測点である宮崎(MYZ013)、四国の観測点である高知(KOC007)、徳島(TKS002)の位置と、1996 年 10 月 29 日と 10 月 3 日の日向灘の地震(共に $M_w6.7$)、2001 年芸予地震($M_w6.7$)の震央位置とメカニズム解を示す。なお、図 2.4-43 のコンターは、応答スペクトルの周期 3 秒での地盤増幅率である。

図 2.4-44(a)、(b)には、図 2.4-43(a)、(b)に示した観測点での応答スペクトルの地盤増幅率を示す。(a)をみると、奈良(NAR002)が一番大きいことがわかる。(b)をみると大分(OIT010)が 1 番大きく、周期 2～3 秒では他の 3 地点の 5 倍程度あることがわかる。

図 2.4-40 には、紀伊半島沖地震の前震と本震の観測擬似速度応答スペクトル(水平 2 成分の幾何平均)と、経験式の距離減衰特性を用いて、断層最短距離を 200km に補正した場合のスペクトルを示す。距離補正したスペクトルでみると両地震とも奈良(NAR002)で他の 3 地点より大きくなっており、このような特徴が地盤増幅率に反映されている。計算結果も、この特徴の影響を受けて、奈良(NAR002)では他の 3 観測点より大きくなっていると考えられる。

図 2.4-46 には、日向灘の 2 つの地震と芸予地震の観測擬似速度応答スペクトル(水平 2 成分の幾何平均)と、経験式の距離減衰特性を用いて、断層最短距離を 100km に補正した場合のスペクトル

ルを示す。距離補正したスペクトルで見ると、地震による違いがあるものの、大分(0IT010)では他の観測点より周期2~3秒で2~5倍大きくなっており、このような特徴が地盤増幅率に反映されている。この特徴の影響を受けて、本業務の計算波は大分(0IT010)で大きくなったものと考えられる。

内閣府(2012)の波形データの位置は、約1km間隔の3次メッシュで与えられ、5個間隔の3次メッシュの波形が公開されているため、結果的に5km×5km間隔のデータとなっている。観測点と3次メッシュの位置の違いに例を図2.4-47に示す。図2.4-47(a)には、KYT012、SIG010、図2.4-47(b)には、0IT010の観測点位置を▲で、最も近い3次メッシュの範囲を□で示している。図2.4-47のコンターは地震本部(2012)に基づく地震基盤深さである。0IT010では地震基盤が3km程度と、東京都心部と同程度に堆積層厚が厚いことがわかる。また、3次メッシュの範囲と観測点が離れている場合もあり、地下構造が急変する地域では、計算位置が異なることにより計算結果に若干の違いが生じる可能性が考えられる。

図2.4-48には、23年度計算した、地震本部(2012)の南海地震(Mw8.4)の震源モデルに基づく京都(KYT012)、滋賀(SIG010)、和歌山(WKY001)、奈良(NAR002)での経験式に基づく計算波(地表)と地震本部の計算波の擬似速度応答スペクトルの比較を示す。本業務の改良経験式に基づく計算波のスペクトルは周期2~10秒で、地震本部の計算波のスペクトルとほぼ同じレベルであったことが確認できる。

最後に、三次元有限差分法による南海地震(Mw8.5)の大分(0IT010)の計算波(岩城・他, 2009)との比較を行う。岩城・他(2009)は、図2.4-49に示す破壊開始点が東にあるケース(east-hypo)と西にあるケース(west-hypo)で計算を行っている。図2.4-50には、岩城・他(2009)の計算波と、本業務と内閣府(2012)の4連動地震の計算波の擬似速度応答スペクトルを示す。岩城・他(2009)の計算波は、破壊開始点が東にある場合は、EW成分では周期3秒で150cm/s程度であり、周期6~8秒では350cm/s程度に達している。したがって、本業務の計算波が必ずしも大きすぎるわけではないものと考えられる。

2-4-7 まとめ

南海トラフ沿いの4連動地震(Mw9.0)に対する、経験式に基づく本業務の計算波と、統計的グリーン関数法に基づく内閣府(2012)の計算波(基本ケースと陸域ケース)との比較を行った。

両者が比較できる周期3秒以下のスペクトルは、関東平野ではほぼ同レベルであった。濃尾平野では、本業務の方が周期2~3秒でやや大きい地点が多かった。大阪平野では、大阪府では本業務がやや大きいか同レベルであったが、京都や大津などで本業務がやや小さかった。大分では、本業務が内閣府に比べてはるかに大きい特徴があったが、本業務の計算波は南海地震(Mw8.5)に対する三次元有限差分法による計算波(岩城・他, 2009)より小さいか同程度であった。震源直上の観測点である浜松や高知、徳島などでは、最大加速度が内閣府の方が本業務よりはるかに大きく、周期3秒以上の成分が乏しいのにもかかわらず最大速度も内閣府の方が本業務より大きい傾向があった。ただし、内閣府(2012)の計算波については、震源直上の震度の大きさを適正に評価するには、今後再検討が必要であると明記されている。したがって、内閣府(2012)の計算波との比較に基づく本業務の震源直上の計算波の妥当性の検証は困難である。

また、本業務の計算波では、地盤増幅率とサイト係数を T_z を用いて補間した場合と補間しない場合の比較を行ったが、両者の違いは、内閣府(2012)の計算波の基本ケースと陸域ケースの違い程度であることがわかった。

参考文献

- 岩城麻子・岩田知孝・関口春子・浅野公之・吉見雅行・鈴木晴彦(2009). 大分平野における想定南海地震による長周期地震動のシミュレーション, 地震 第2輯, 第61巻, pp.161-173.
- 宮腰淳一・中田猛・福和伸夫・柴田昭彦・白瀬陽一・斎藤賢二(2006). 名古屋市三の丸地区における耐震改修用の基準地震動の作成, 日本地震工学会大会, pp.394-395.
- 内閣府(2012). 南海トラフの巨大地震に関する津波高、浸水域、被害想定公表について
http://www.bousai.go.jp/nankaitrough_info.html
- 地震調査研究推進本部(2009). 「長周期地震動予測地図」2009年試作版、
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf
- 地震調査研究推進本部(2012). 「長周期地震動予測地図 2.4-」2012年試作版、
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm

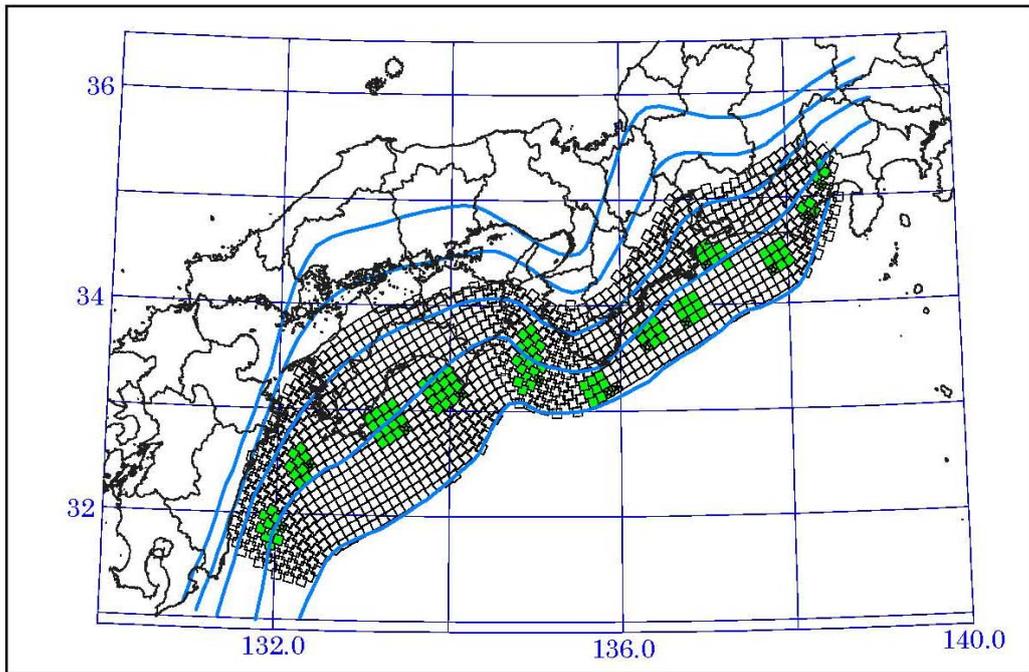


図3.3 強震動生成域の設定の検討ケース(基本ケース)

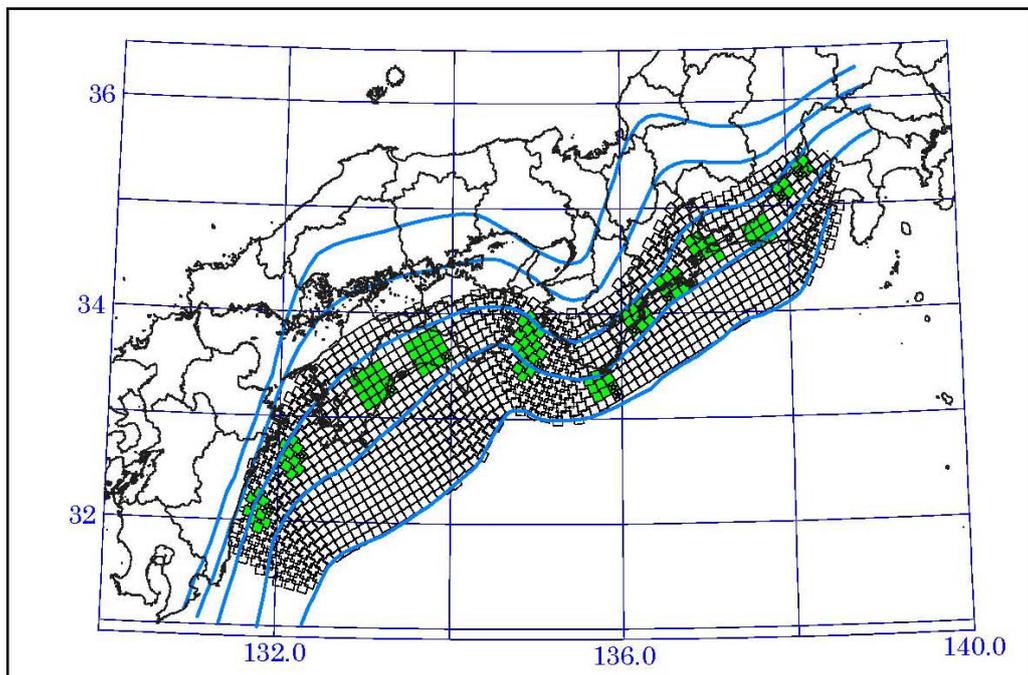


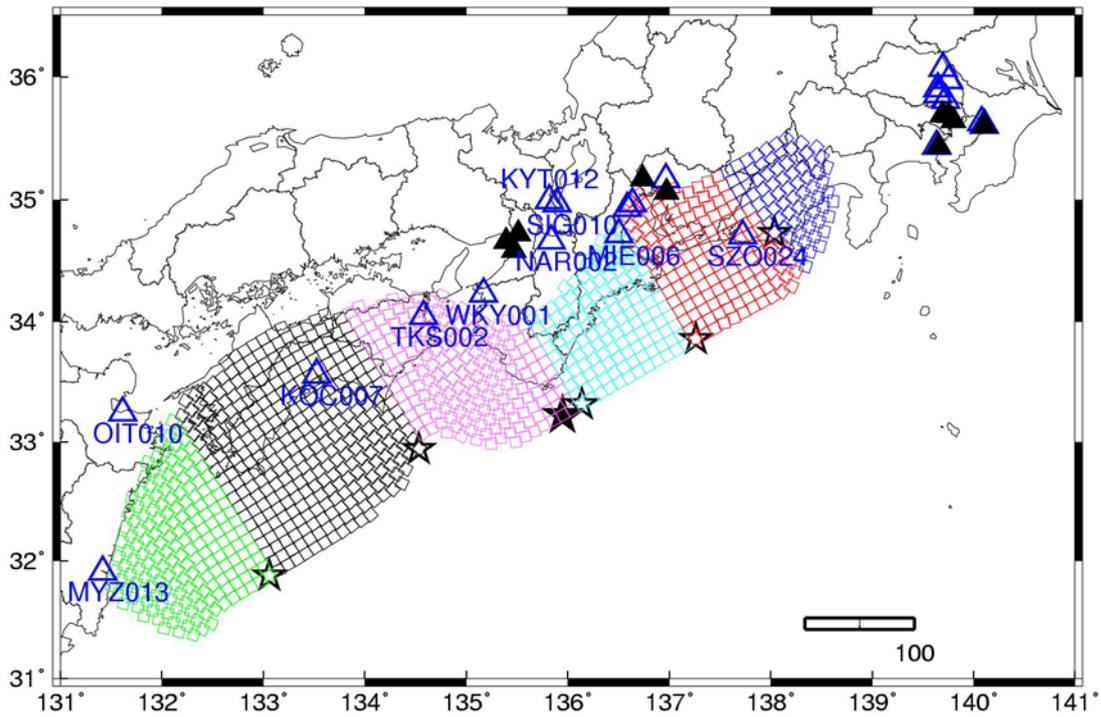
図3.6 強震動生成域の設定の検討ケース(陸側ケース)

図 2. 4-1 内閣府(2012)により、統計的グリーン関数法による強震動計算波形のデジタル値が公開されている2つのケースの強震動生成域の位置(内閣府, 2012)

表 2.4-1 内閣府(2012)の設定している断層パラメータ

表6.2 強震断層モデルのパラメータ一覧(基本ケース)

全体	面積(km ²)	110,150			
	応力パラメータ (MPa)	2.3			
	平均すべり量(m)	7.6			
	地震モーメント(Nm)	3.4E+22			
	Mw	9.0			
各セグメント	セグメント名	日向灘域	南海域	東海域	駿河湾域
	面積(km ²)	19,053	53,790	29,419	7,888
	平均応力降下量(MPa)	4	4	4	4
	平均すべり量(m)	5.5	9.3	6.9	3.6
	地震モーメント(Nm)	4.3E+21	2.0E+22	8.3E+21	1.2E+21
	Mw	8.4	8.8	8.5	8.0
強震動生成域 SMGA	面積(km ²)	2,047	6,109	3,661	853
	面積比	11%	11%	12%	11%
	平均すべり量(m)	11.1	18.6	13.7	7.1
	地震モーメント(Nm)	9.3E+20	4.7E+21	2.1E+21	2.5E+20
	Mw	7.9	8.4	8.1	7.5
強震動生成域 SMGA①	面積(km ²)	1,018	1,953	910	438
	応力パラメータ (MPa)	34.5	46.4	45.4	34.4
	平均すべり量(m)	11.0	20.5	13.7	7.2
	地震モーメント(Nm)	4.6E+20	1.6E+21	5.1E+20	1.3E+20
	Mw	7.7	8.1	7.7	7.3
強震動生成域 SMGA②	面積(km ²)	1,029	1,615	914	415
	応力パラメータ(MPa)	34.5	46.4	45.4	34.4
	平均すべり量(m)	11.1	18.7	13.7	7.0
	地震モーメント(Nm)	4.7E+20	1.2E+21	5.1E+20	1.2E+20
	Mw	7.7	8.0	7.7	7.3
強震動生成域 SMGA③	面積(km ²)	/	1,612	913	/
	応力パラメータ (MPa)		46.4	45.4	
	平均すべり量(m)		18.7	13.7	
	地震モーメント(Nm)		1.2E+21	5.1E+20	
	Mw		8.0	7.7	
強震動生成域 SMGA④	面積(km ²)	/	929	924	/
	応力パラメータ (MPa)		46.4	45.4	
	平均すべり量(m)		14.2	13.8	
	地震モーメント(Nm)		5.4E+20	5.2E+20	
	Mw		7.8	7.7	
背景領域	面積(km ²)	17,006	47,681	25,758	7,035
	応力パラメータ (MPa)	3.7	3.7	3.7	3.7
	平均すべり量(m)	4.9	8.1	5.9	3.1
	地震モーメント(Nm)	3.4E+21	1.6E+22	6.2E+21	9.0E+20
	Mw	8.3	8.7	8.5	7.9
そのほか	破壊伝播速度(km/s)	2.7	2.7	2.7	2.7
	fmax(Hz)	6Hz	6Hz	6Hz	6Hz
	剛性率(Nm ²)	4.1E+10	4.1E+10	4.1E+10	4.1E+10



★：震央位置(第1破壊開始点) ☆：各セグメントでの破壊開始点

▲と△：計算地点 (このうち▲ではTzによる補間の回帰式に基づく計算も実施)

図 2.4-2 内閣府(2012)の巨視的断層モデルに基づく本検討の4連動6セグメントモデルと計算地点

表 2.4-2 本業務の4連動6セグメントモデルの震源パラメーター

	M_0 [dyne · cm]	M_w	破壊時間差[s]	参考文献	参考文献中での M_0 と M_w
日向灘域	4.3×10^{28}	8.4	114.7	内閣府(2012)	同じ
南海域 西断層	5.0×10^{28}	8.4	50.3	内閣府(2012)	1.26×10^{29} ($M_w 8.7$)
南海域 東断層	5.0×10^{28}	8.4	0.0	内閣府(2012)	7.77×10^{28} ($M_w 8.5$)
東海域 西断層	3.97×10^{28}	8.3	7.4	内閣府(2012)	同じ
東海域 東断層	4.31×10^{28}	8.4	51.8	内閣府(2012)	同じ
駿河湾域	1.2×10^{28}	8.0	94.4	内閣府(2012)	同じ
全体	2.38×10^{29}	8.9		内閣府(2012)	3.4×10^{29} ($M_w 9.0$)

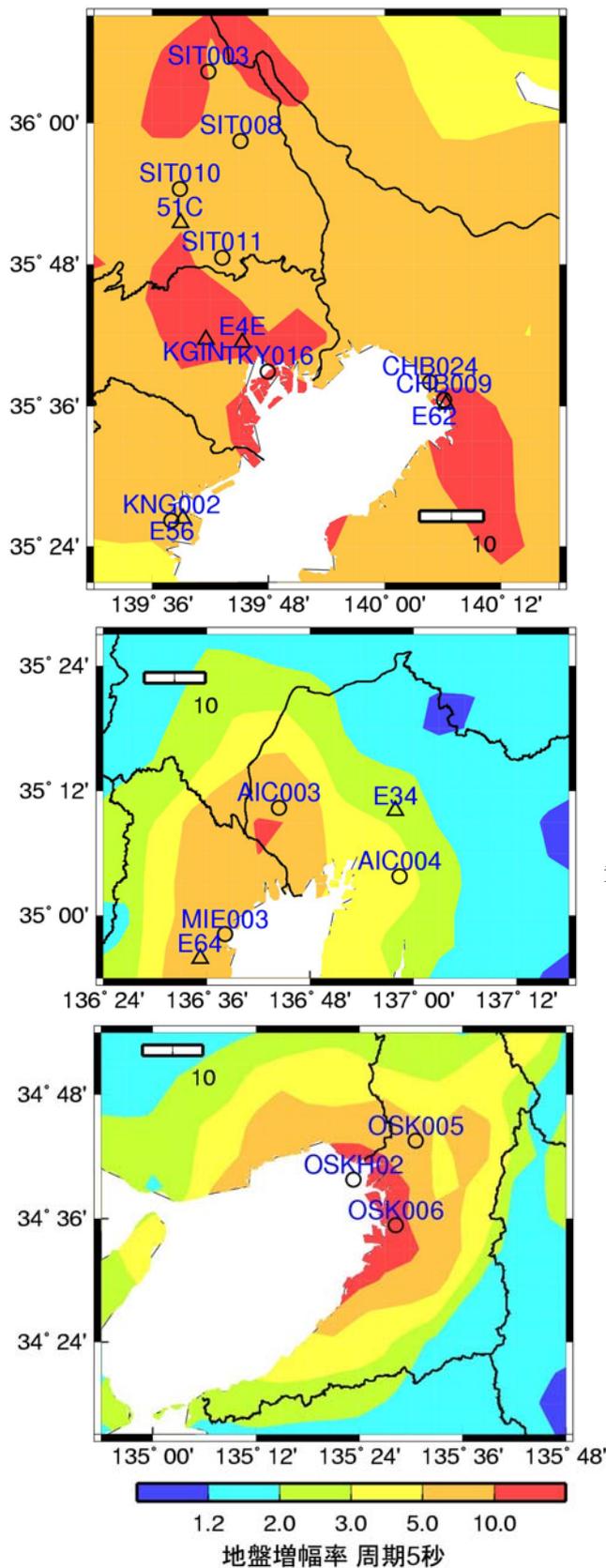


表 2.4-3 23 年度、3 連動地震を計算した観測点と共通の観測点

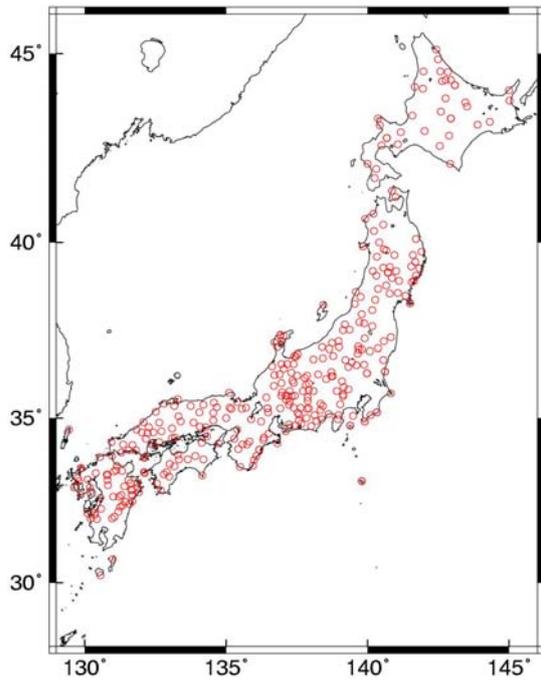
E62	千葉
CHB009	千葉
CHB024	稲毛
SIT003	久喜
SIT008	春日部
SIT010	大宮
51C	さいたま
SIT011	川口
E4E	大手町
KGIN	新宿
TKY016	東雲
E56	横浜
KNG002	横浜
SZ0024	浜松
E34	JMA名古屋
AIC004	名古屋
AIC003	津島
MIE003	四日市
E64	四日市
OSK005	大阪
OSKH02	此花
OSK006	堺

黄色の代表観測点では Tz による回帰式を用いた計算も実施

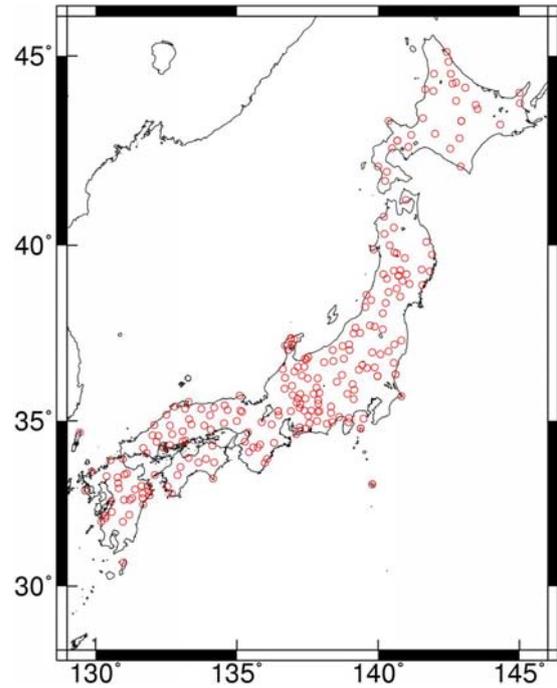
表 2.4-4 今年度、追加した西日本の観測点

NAR002	奈良
KOC007	高知
TKS002	徳島
WKY001	和歌山
MIE006	津
SIG010	大津
MYZ013	宮崎
OIT010	大分
KYT012	京都

図 2.4-3 図 2.4-2 の観測点のうち関東平野、濃尾平野、大阪平野の観測点

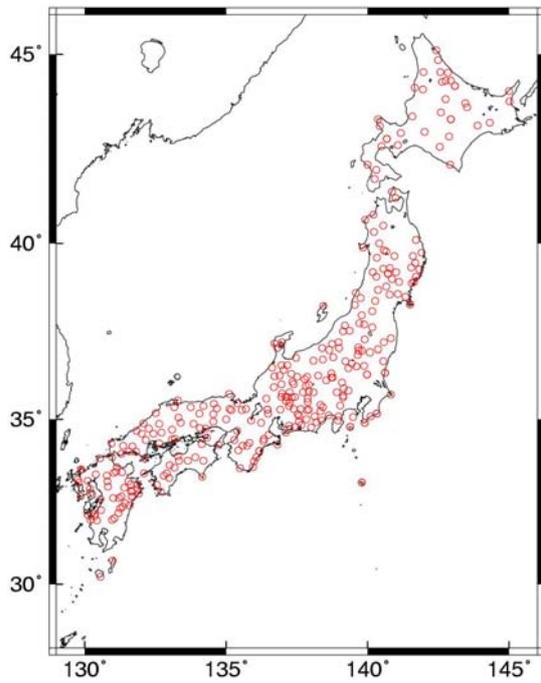


(a) $400\text{m/s} \leq V_s$

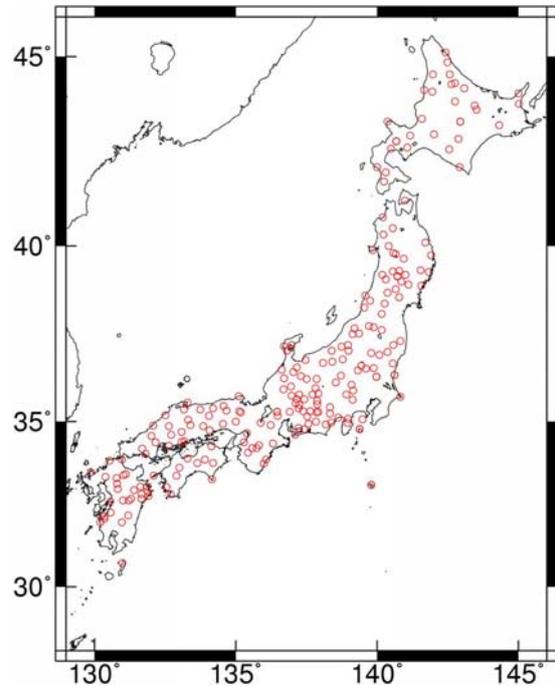


(b) $400\text{m/s} \leq V_s \leq 600\text{m/s}$

図 2.4-4 スペクトルの工学的基盤の地盤増幅率の算出に用いた工学的基盤の観測点



(a) $400\text{m/s} \leq V_s$



(b) $400\text{m/s} \leq V_s \leq 600\text{m/s}$

図 2.4-5 群遅延時間のサイト係数算出に用いた工学的基盤の観測点

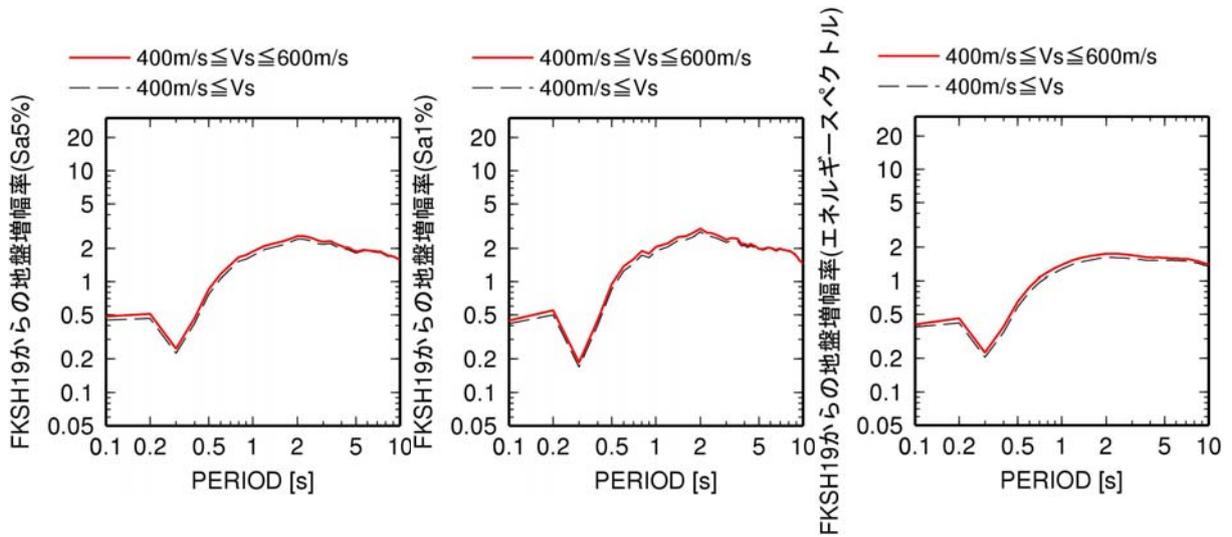


図 2.4-6 スペクトルの経験式の工学的基盤での地盤増幅率

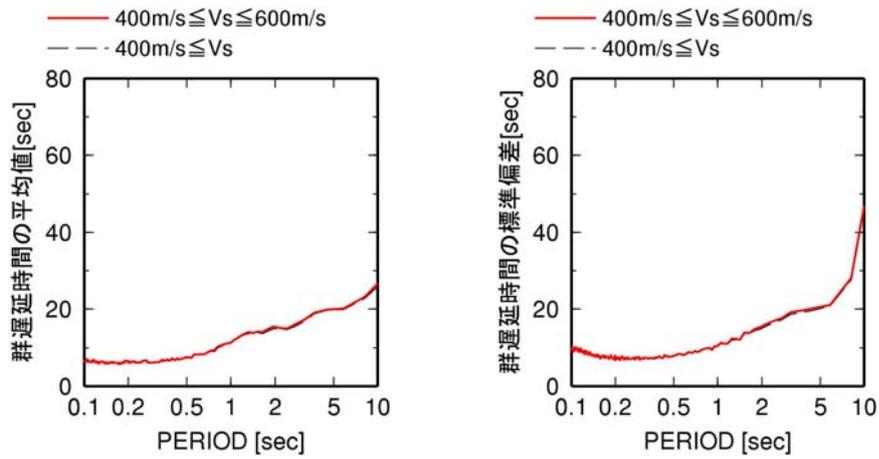


図 2.4-7 群遅延時間の経験式の工学的基盤でのサイト係数

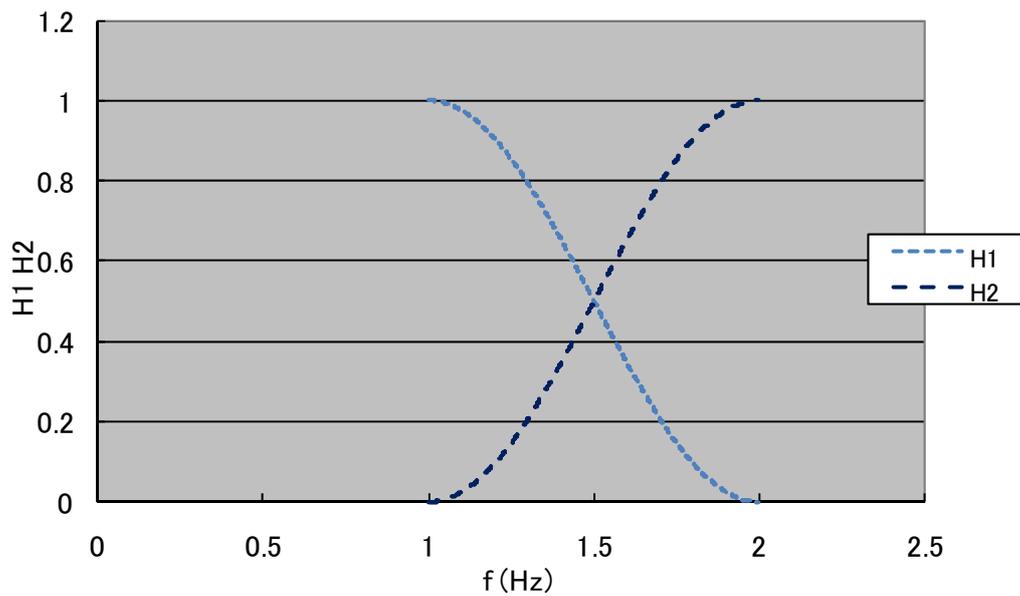


図 2.4-8 マッチングフィルター

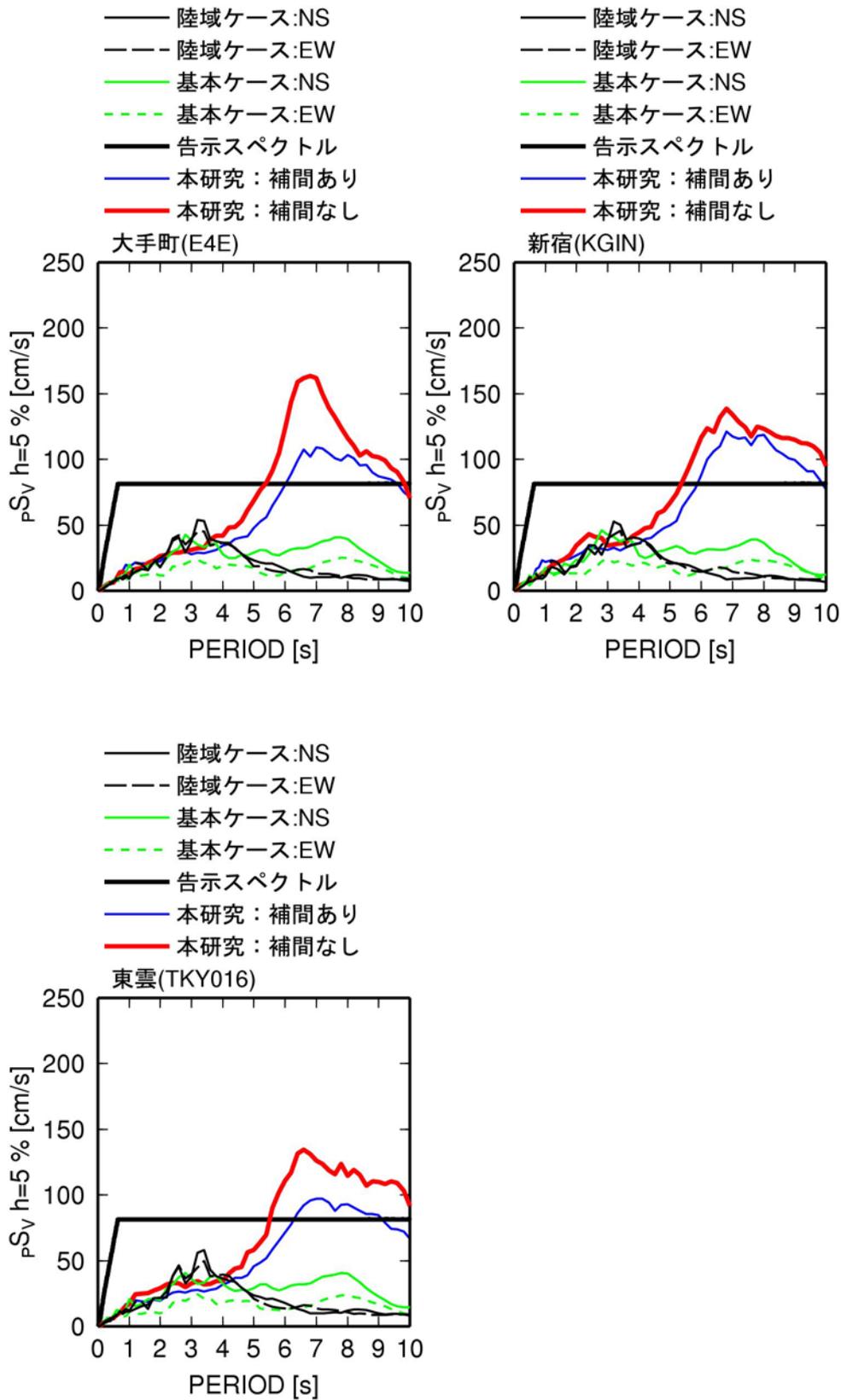


図 2.4-9 本業務(Tzによる補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較

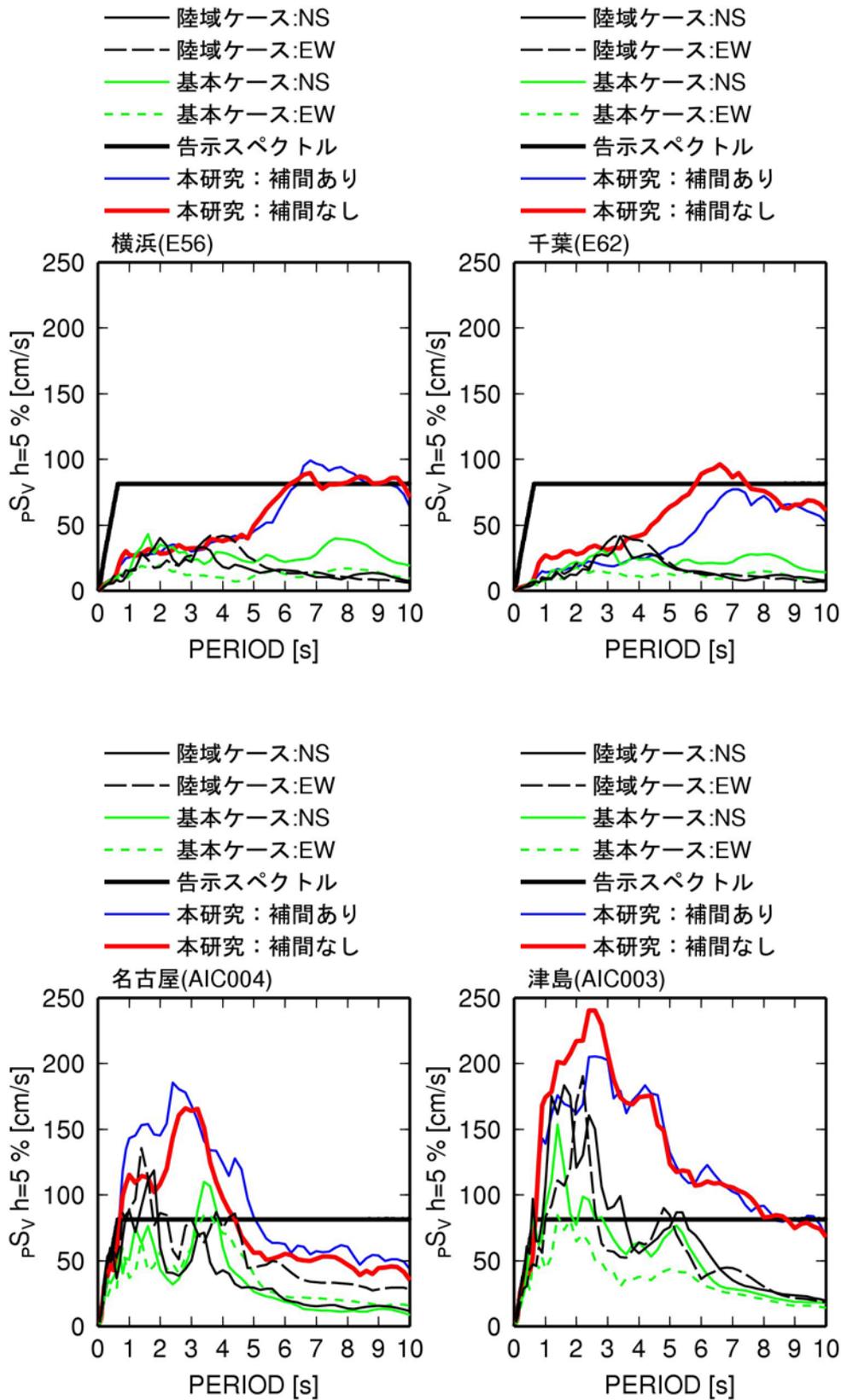


図 2.4-9 本業務(Tz による補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較(続き)

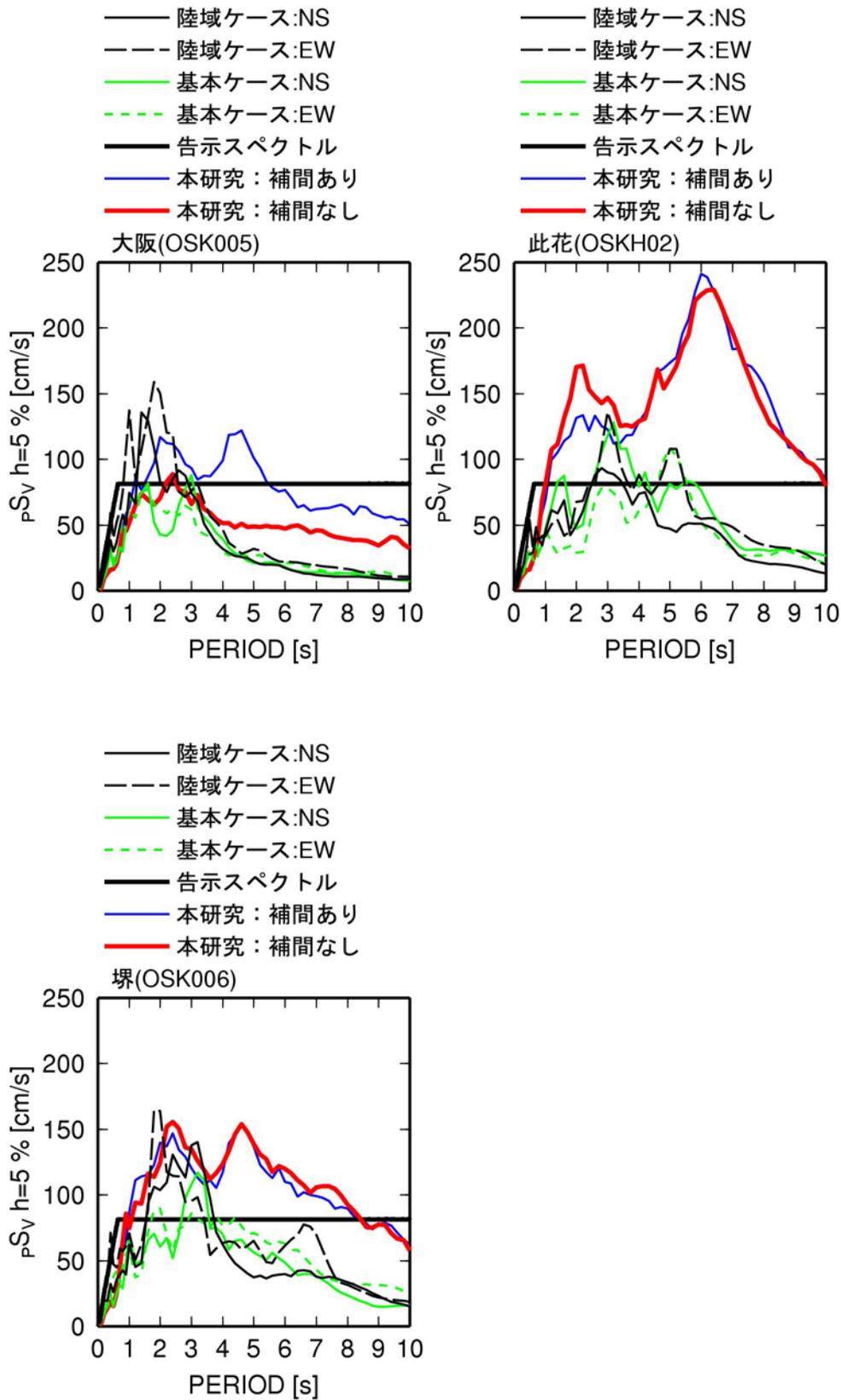


図 2.4-9 本業務(Tzによる補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較(続き)

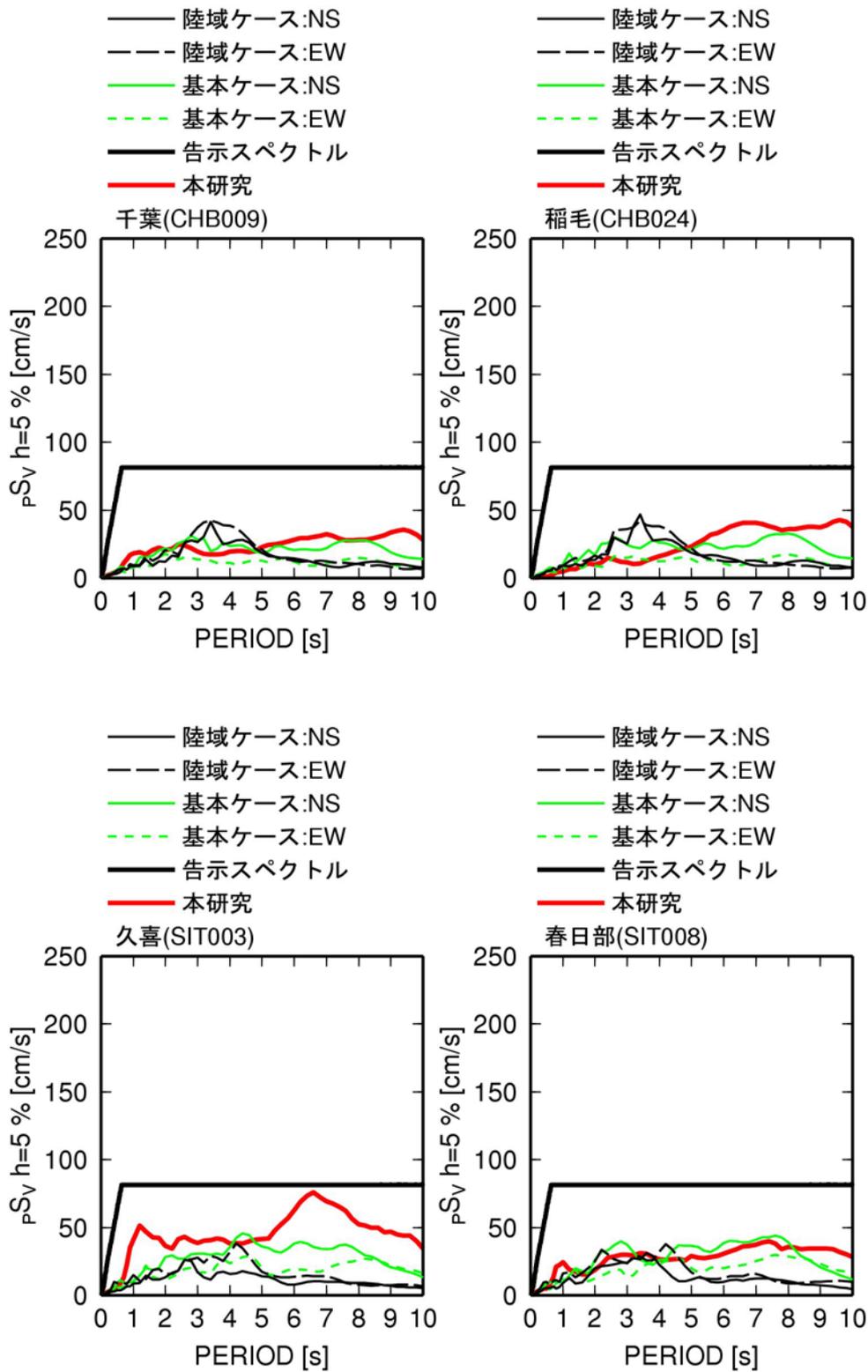


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較

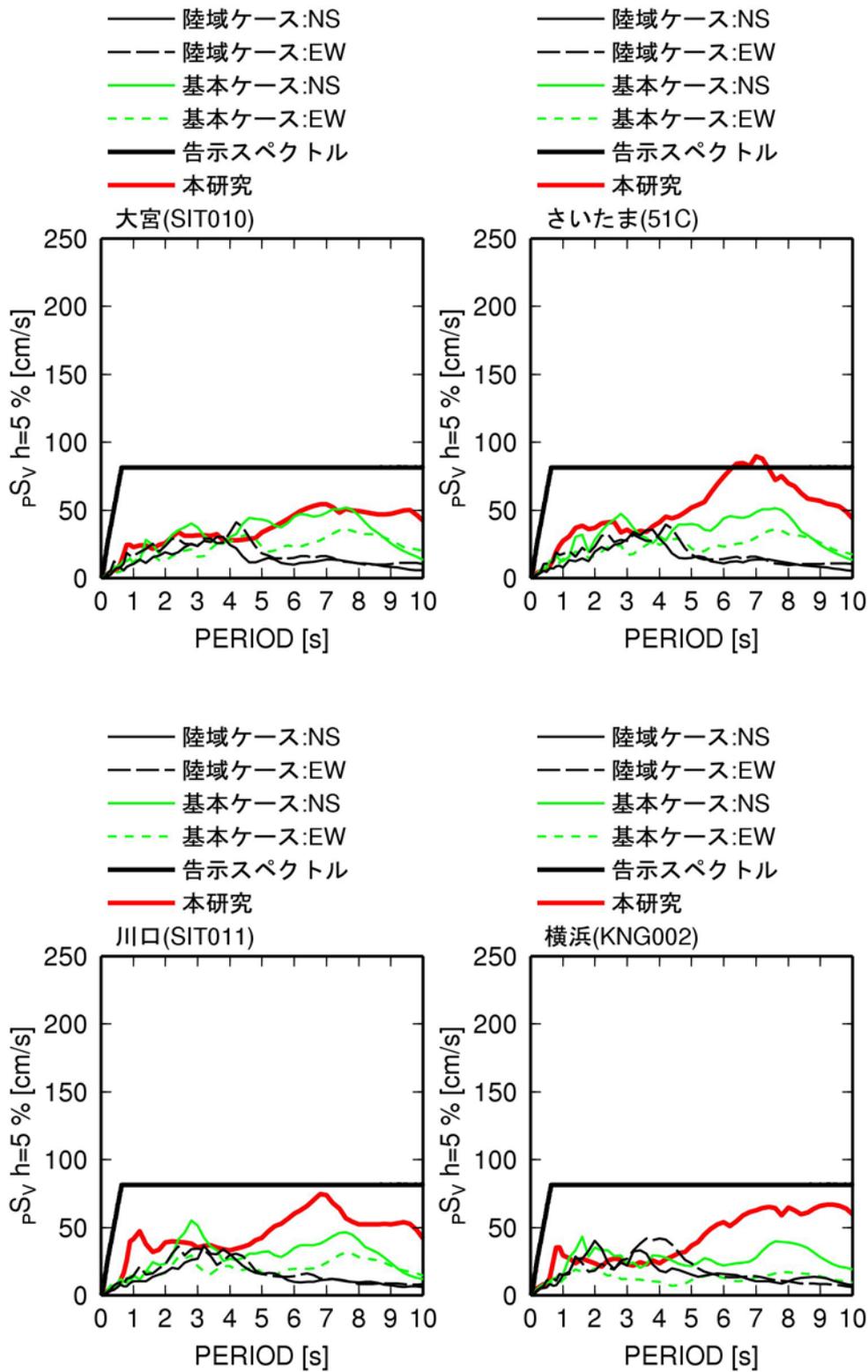


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

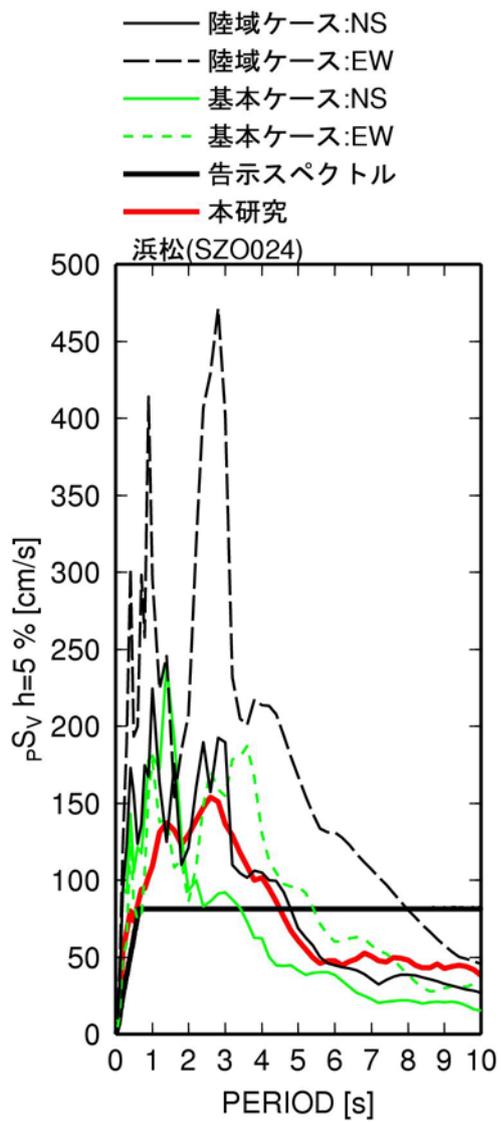


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

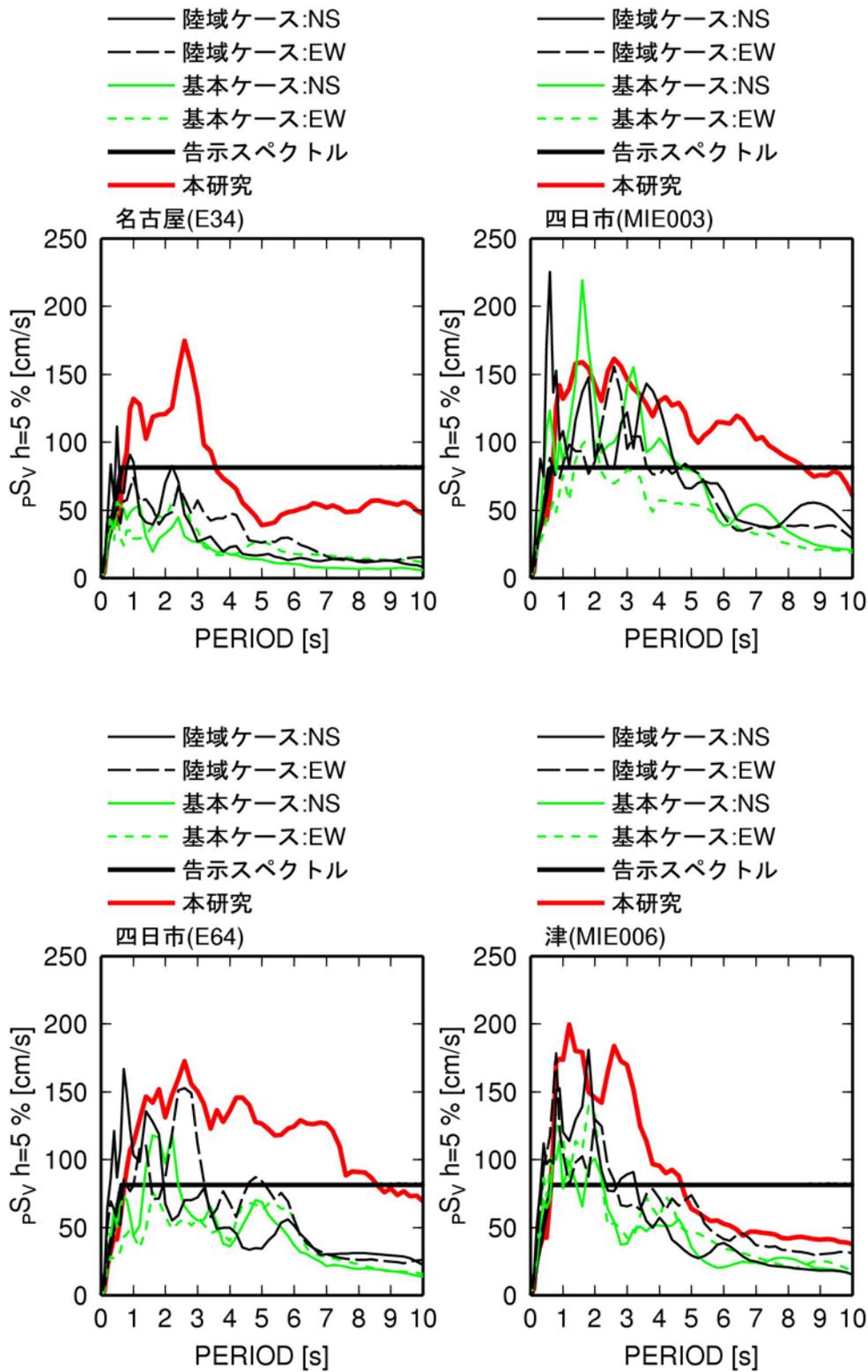


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

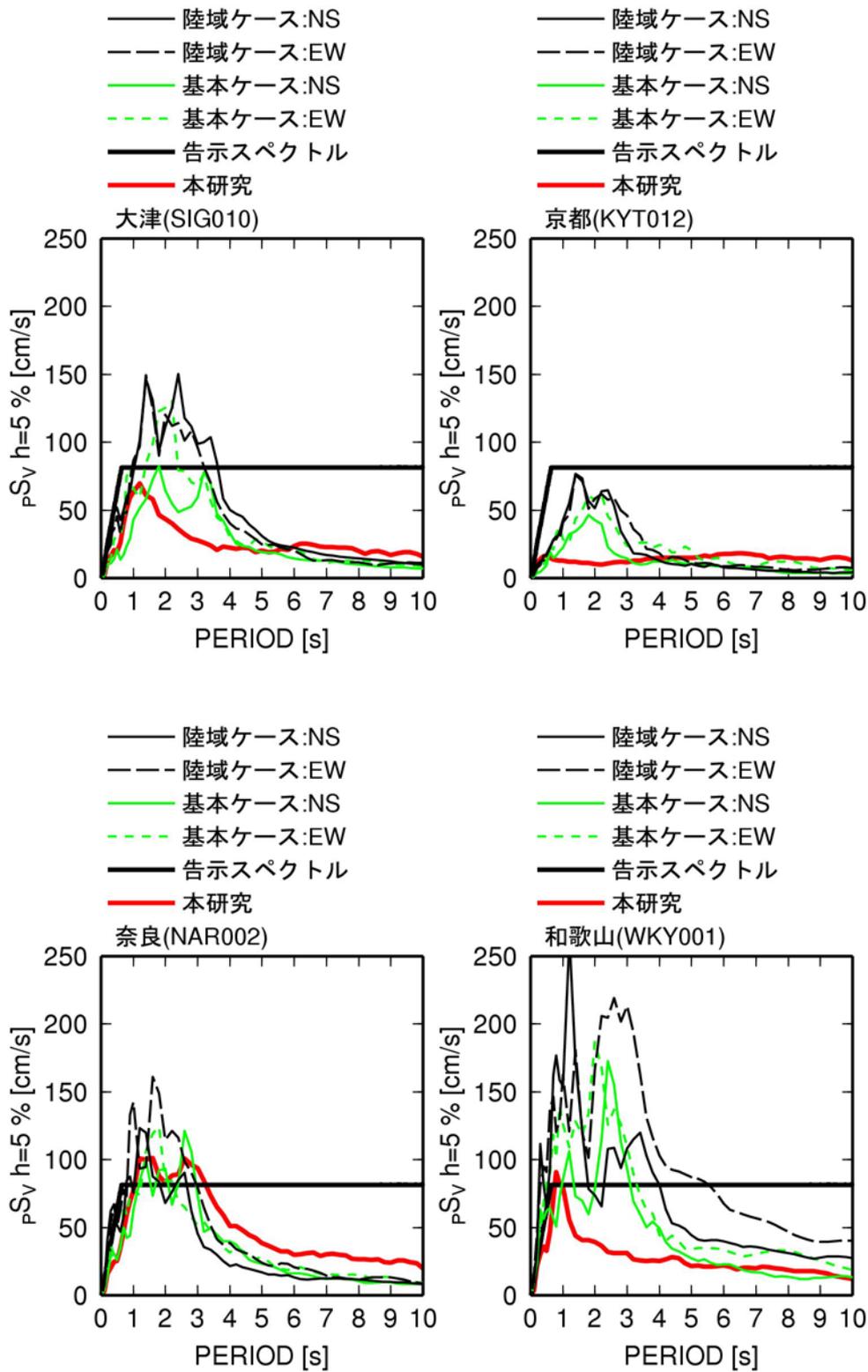


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

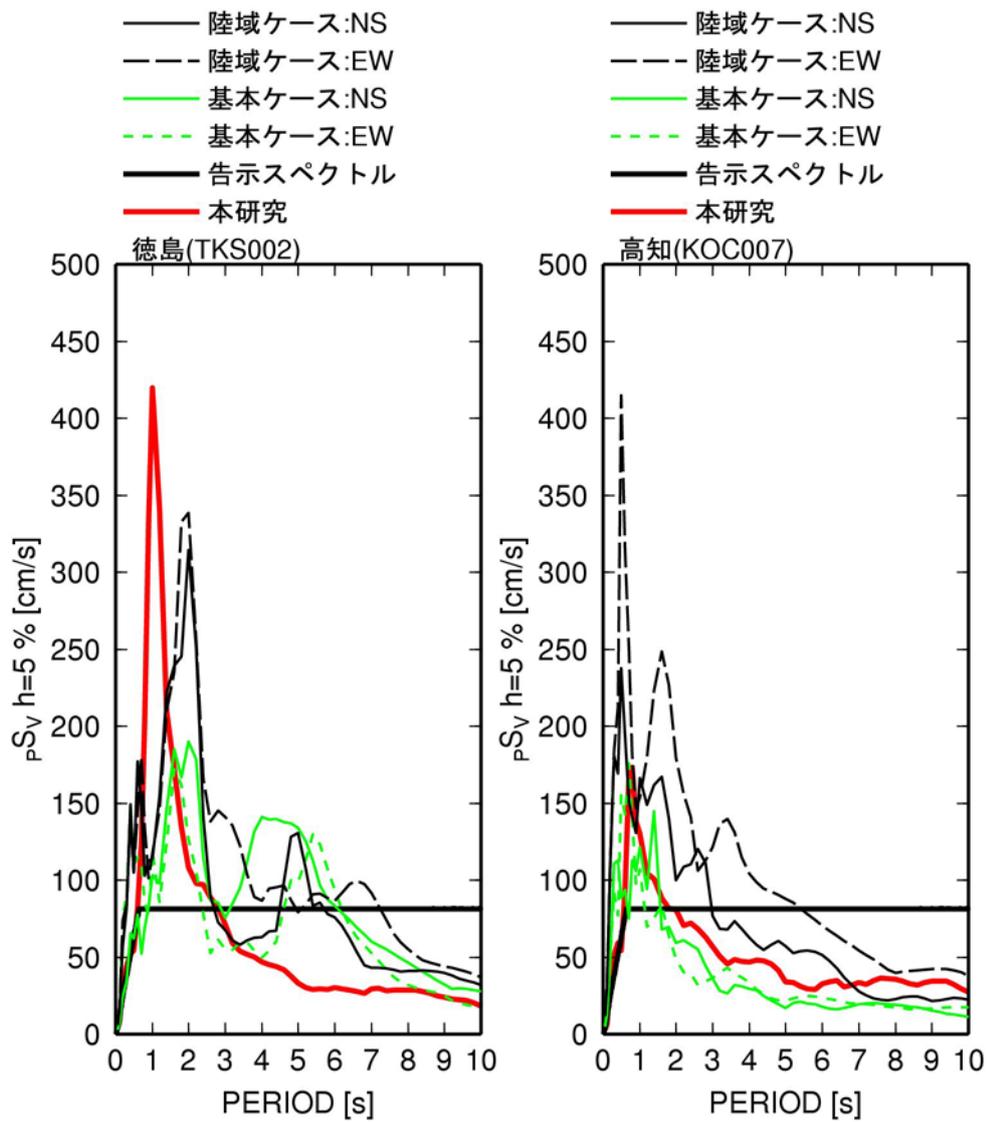


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

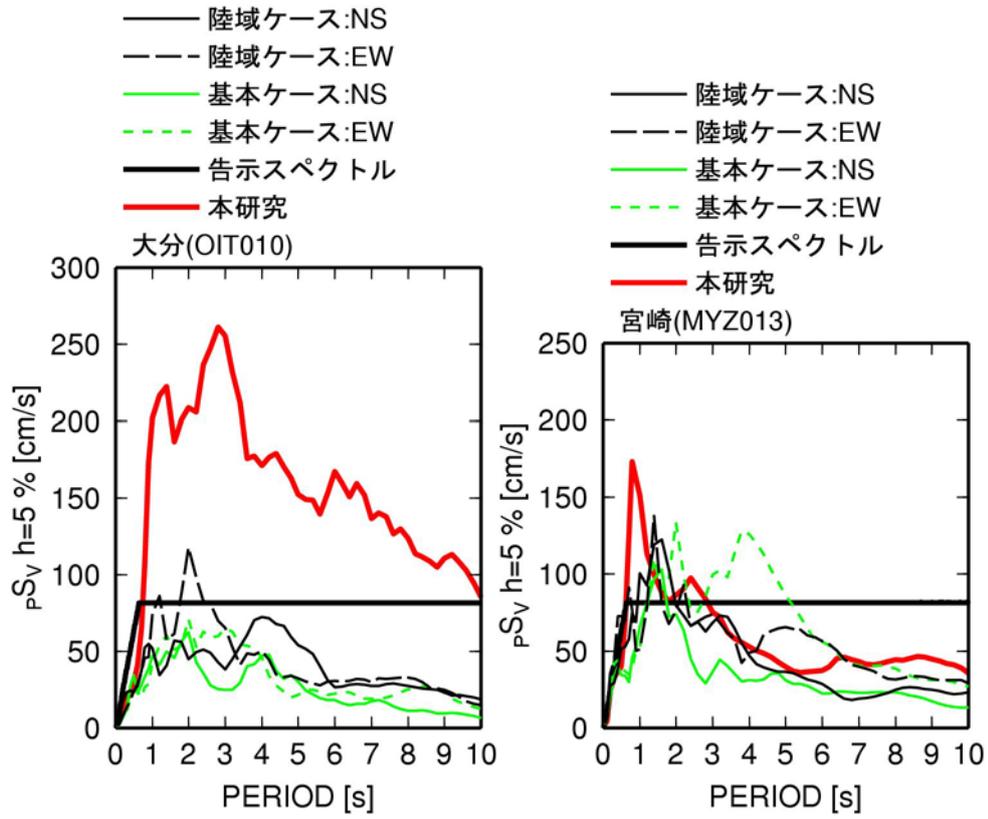


図 2.4-10 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波の擬似速度応答スペクトル (h=5%)の比較(続き)

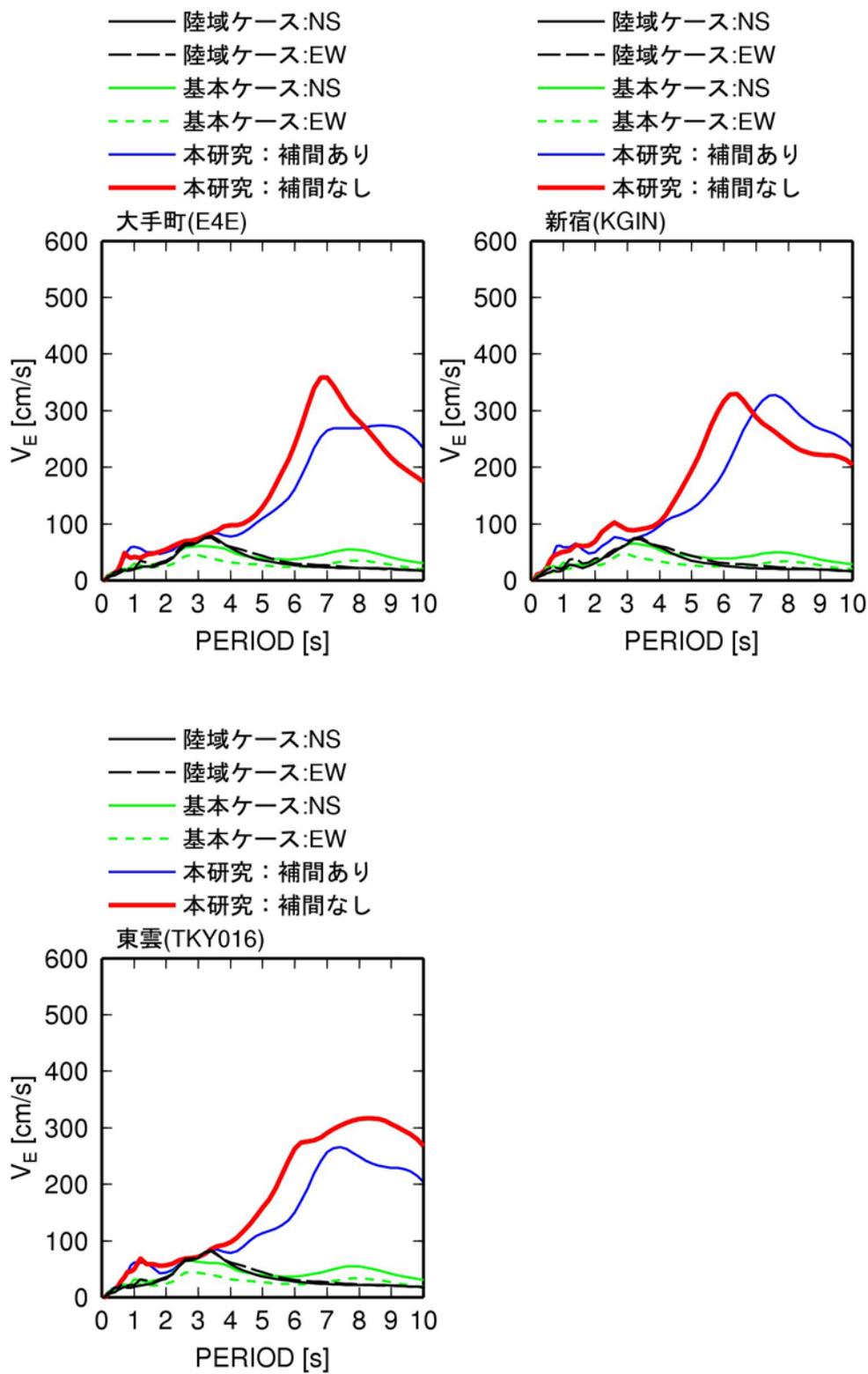


図 2.4-11 本業務(Tzによる補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル(h=10%)の比較

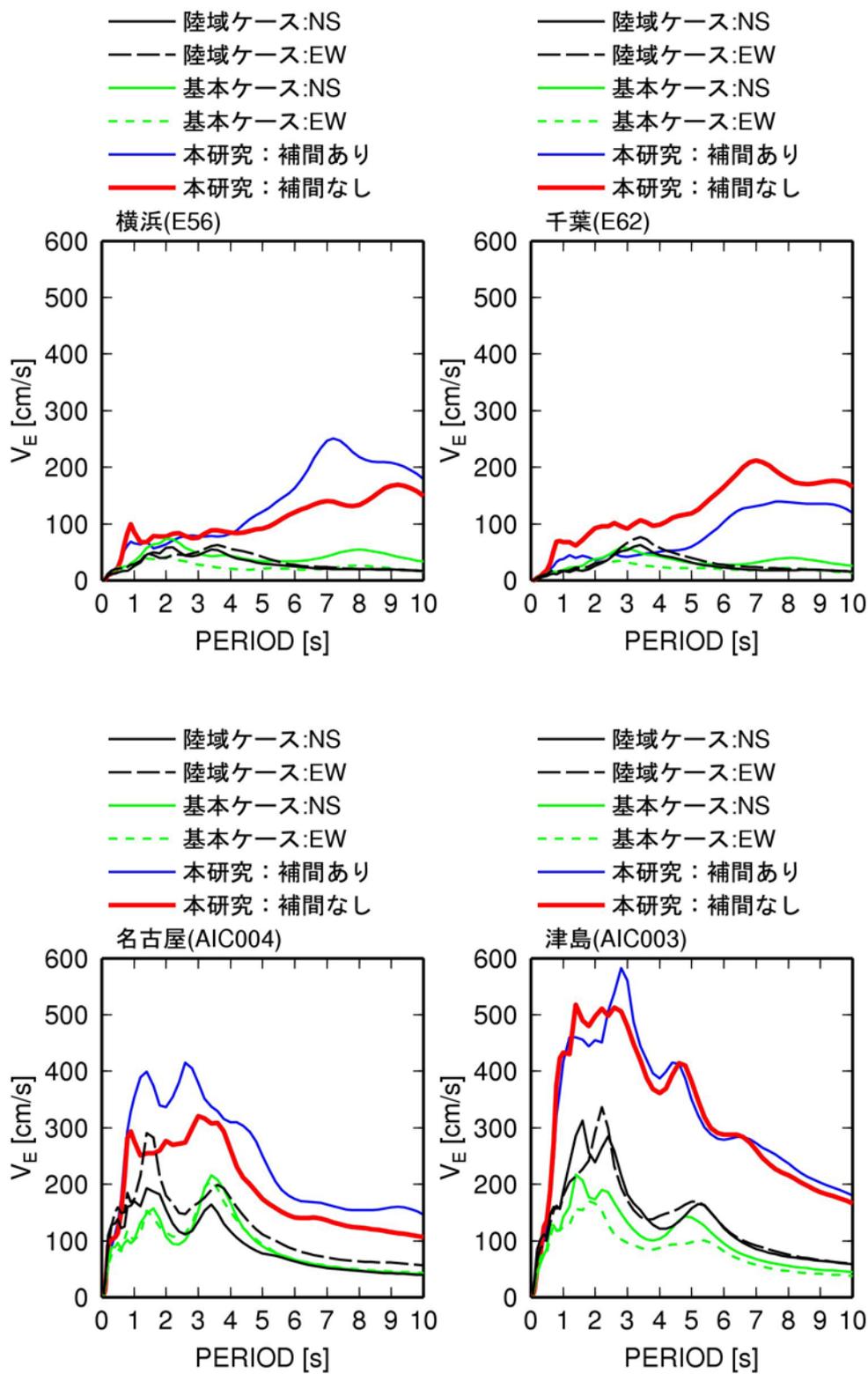


図 2.4-11 本業務(Tzによる補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル(h=10%)の比較(続き)

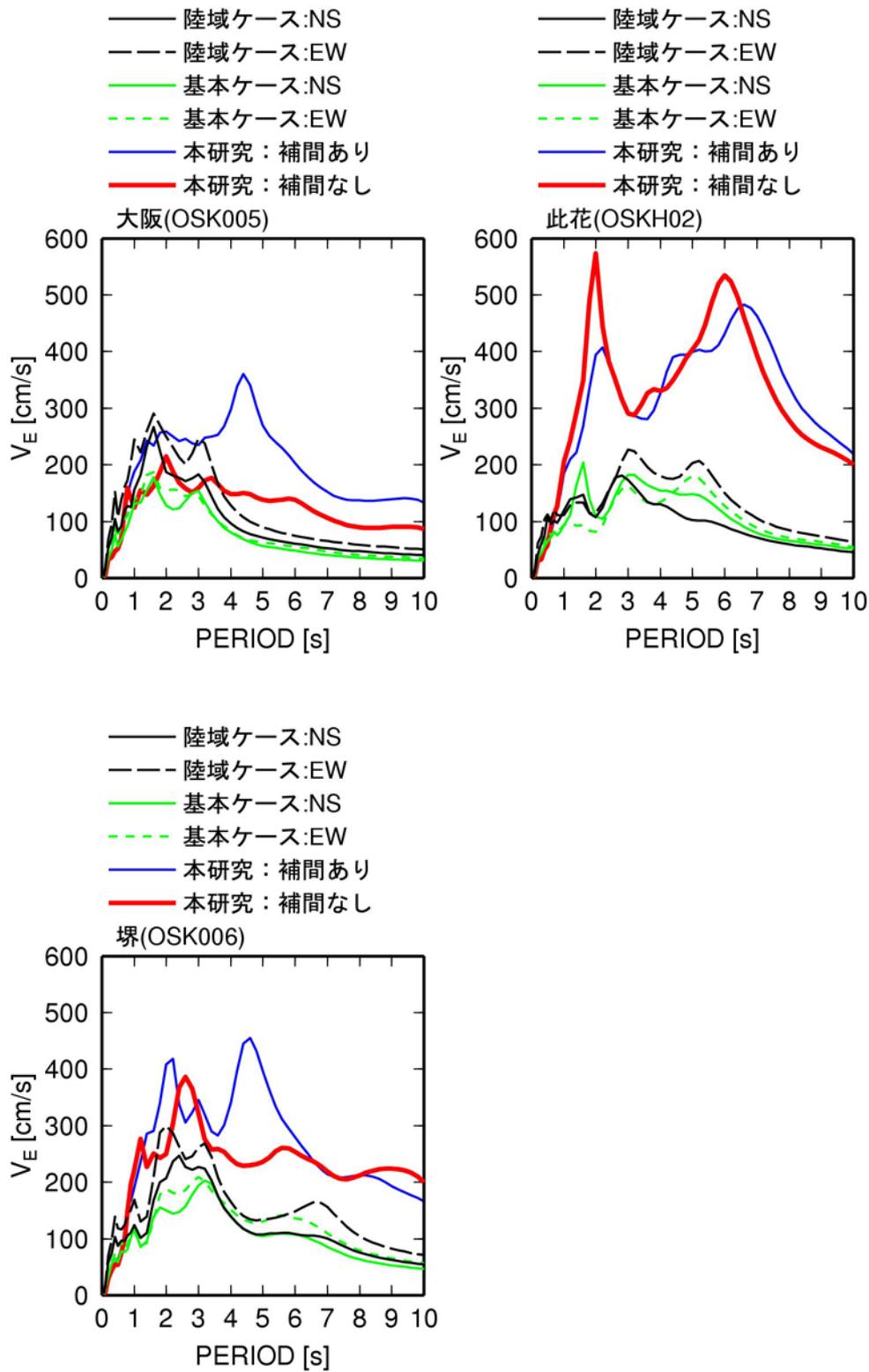


図 2. 4-11 本業務(Tzによる補間ありとなし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル(h=10%)の比較(続き)

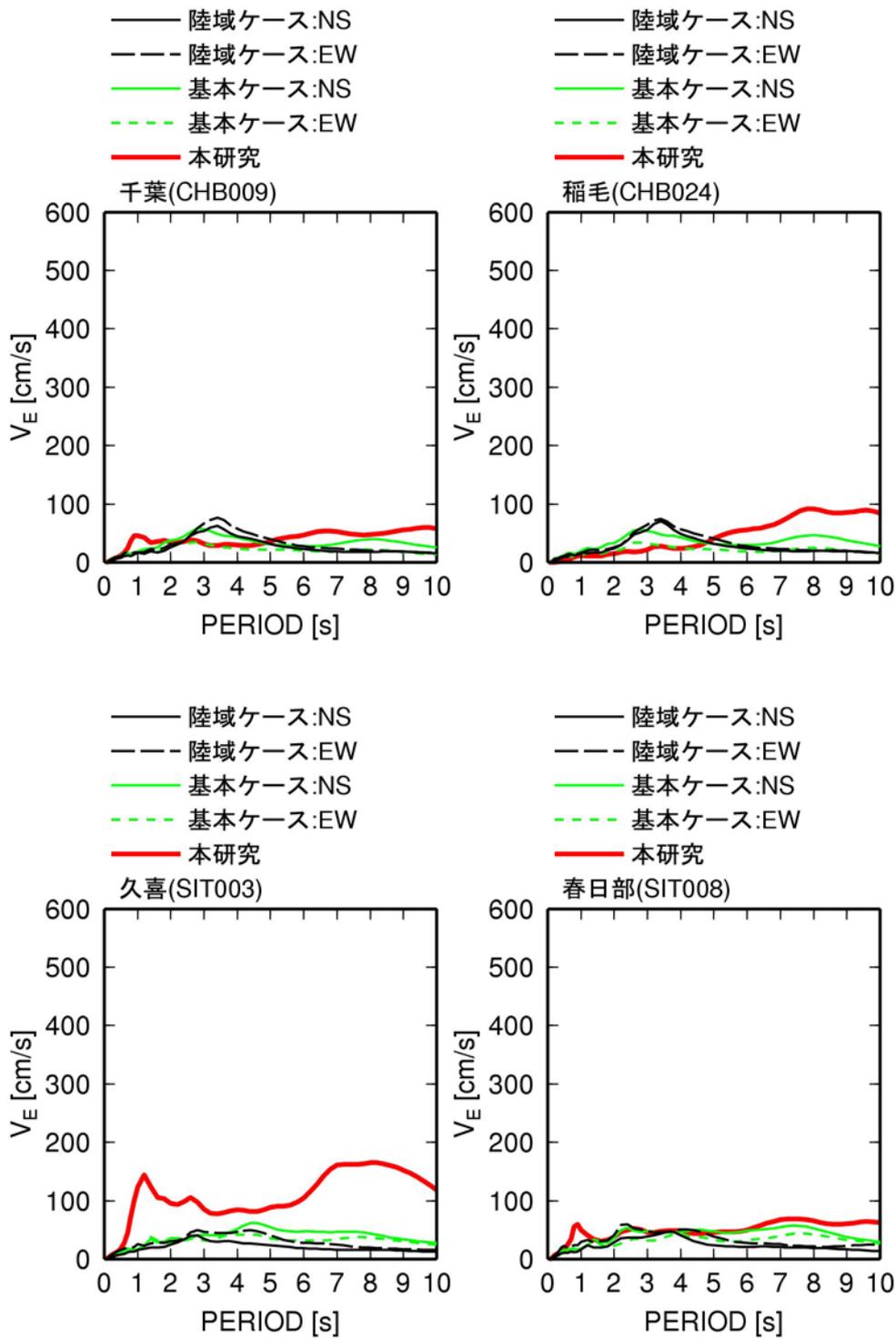


図 2.4-12 本業務(T_z による補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル ($h=10\%$)の比較

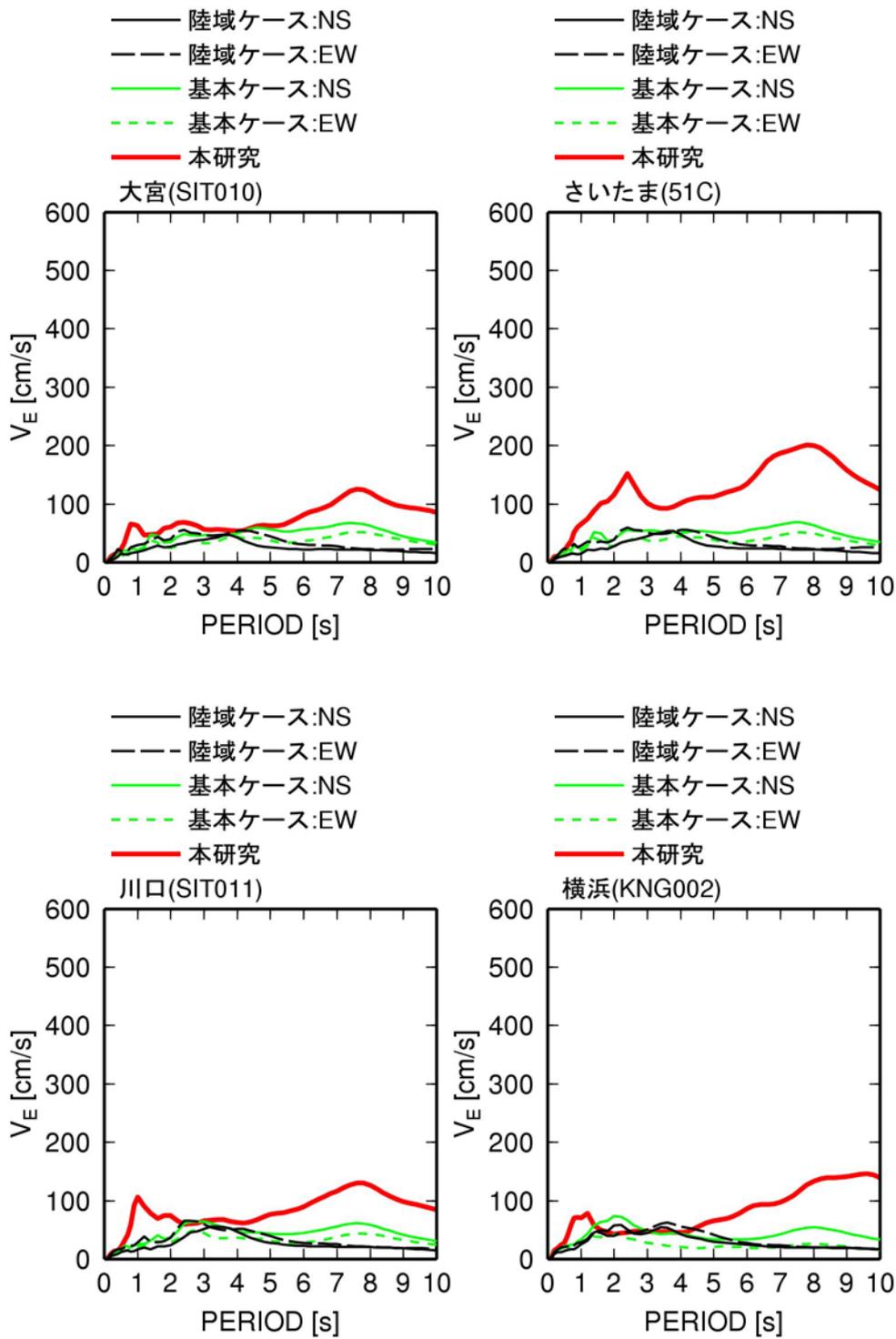


図 2.4-12 本業務(T_z による補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル ($h=10\%$)の比較(続き)

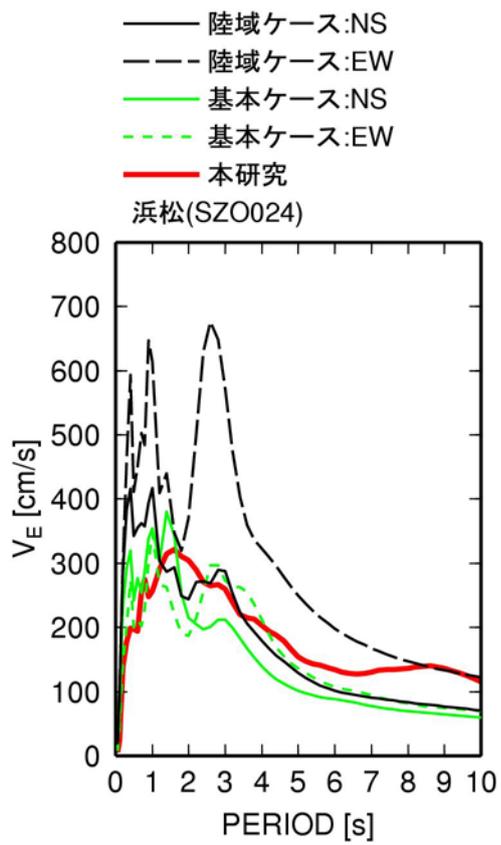


図 2.4-12 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル (h=10%)の比較(続き)

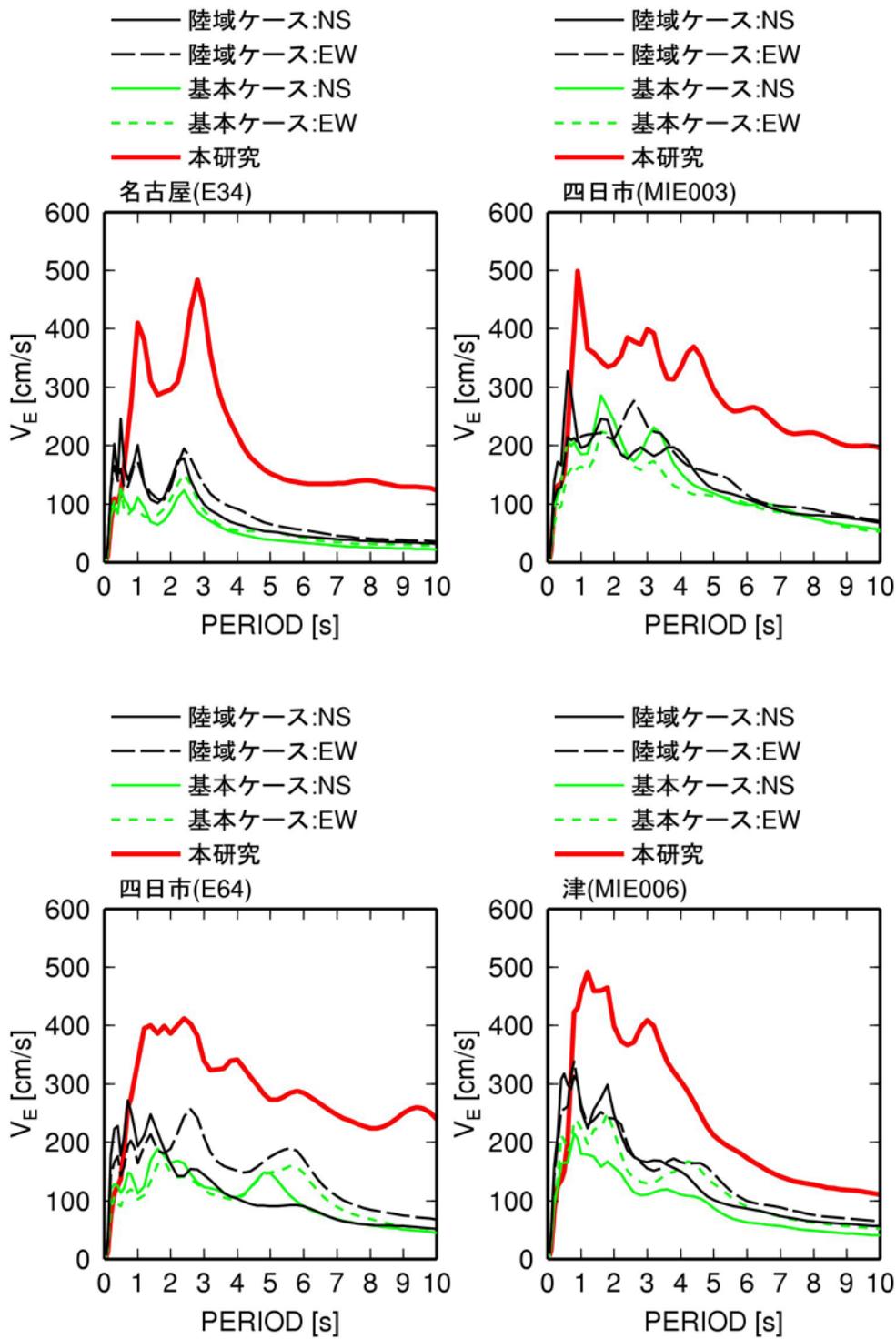


図 2.4-12 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル (h=10%)の比較(続き)

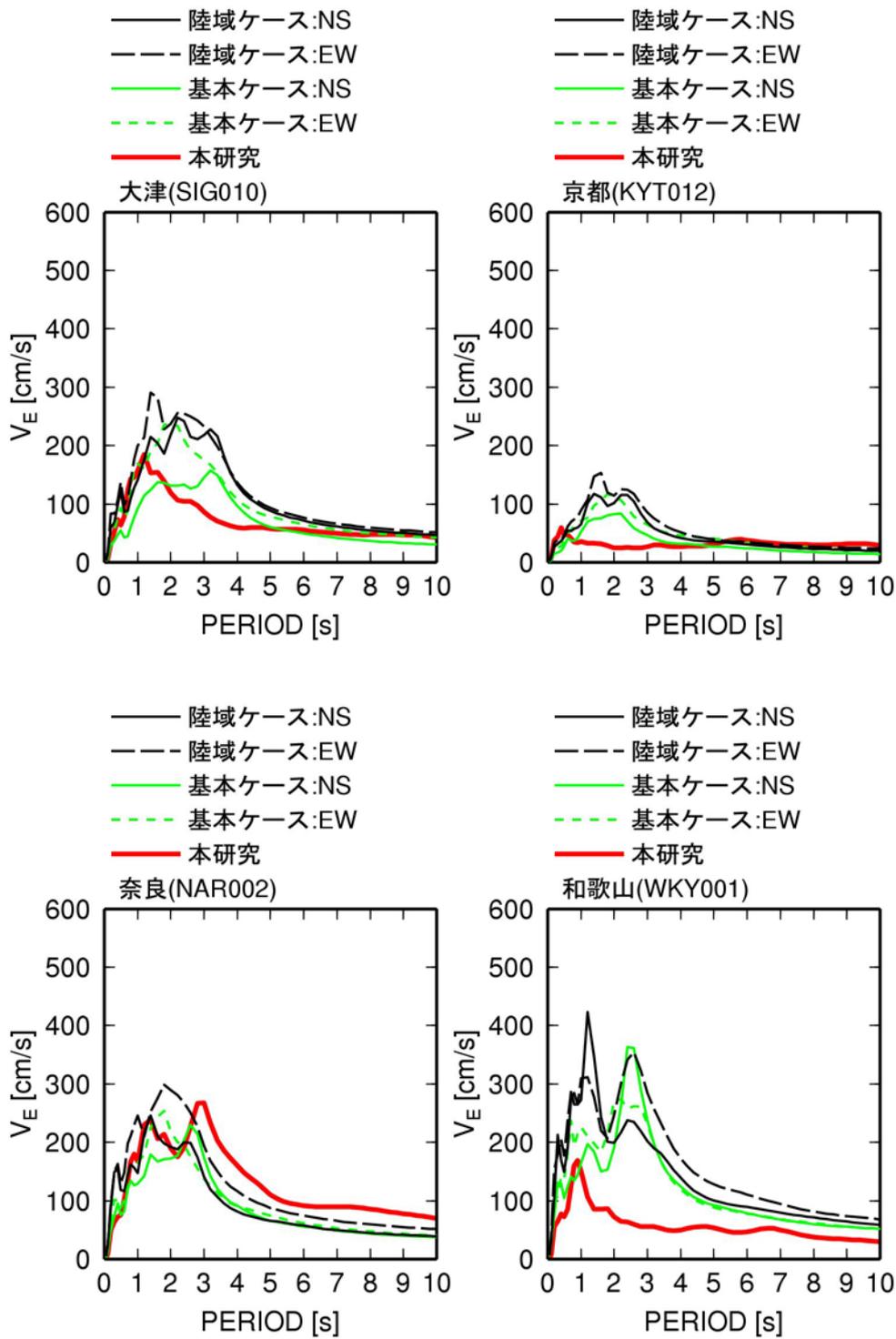


図 2.4-12 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル (h=10%)の比較(続き)

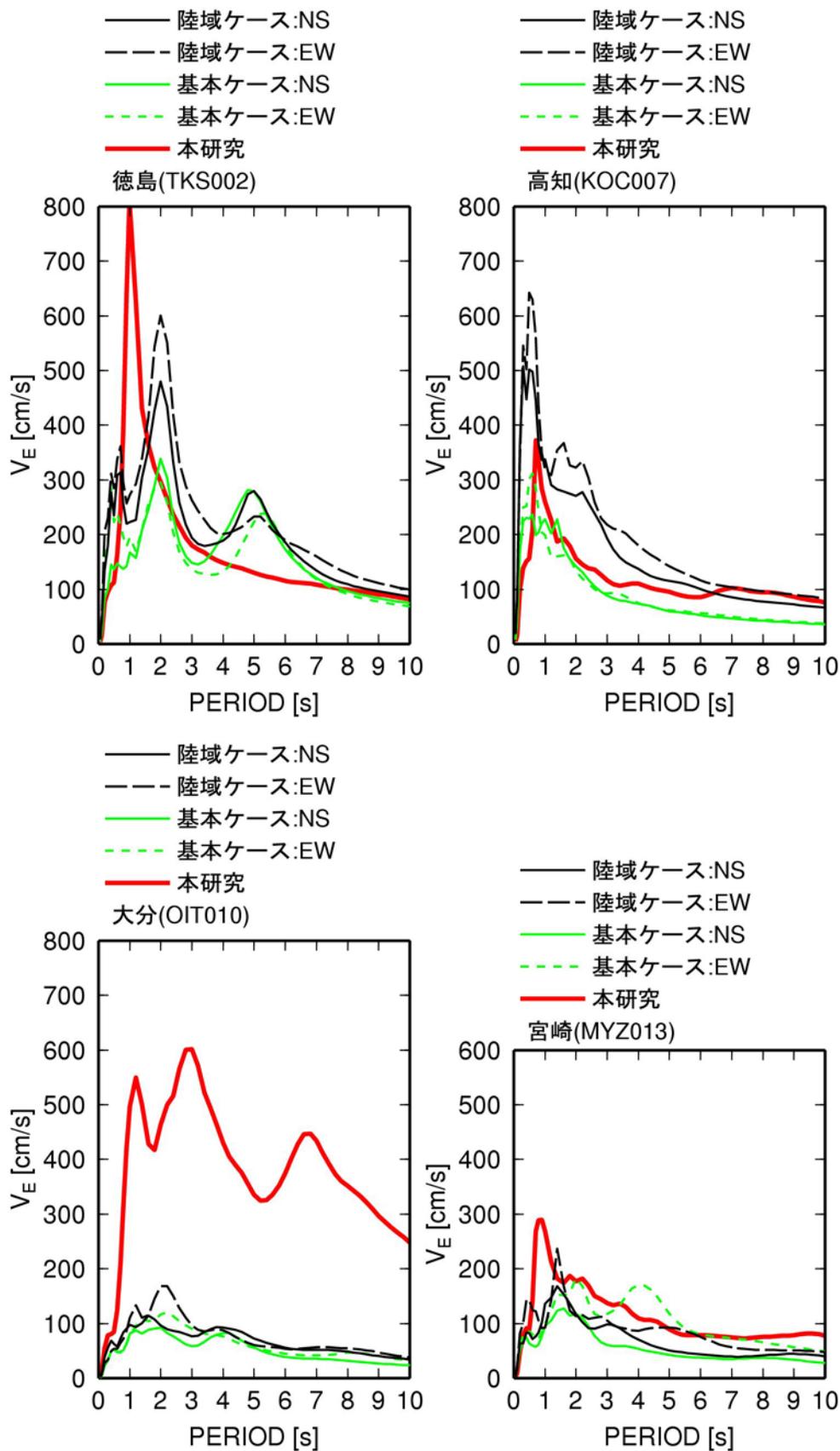
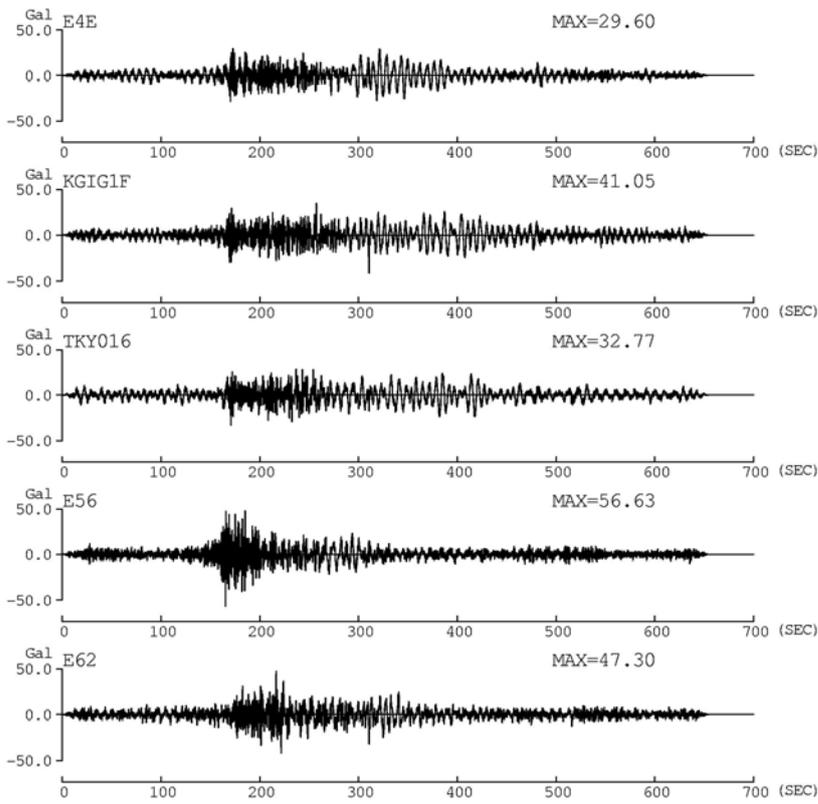
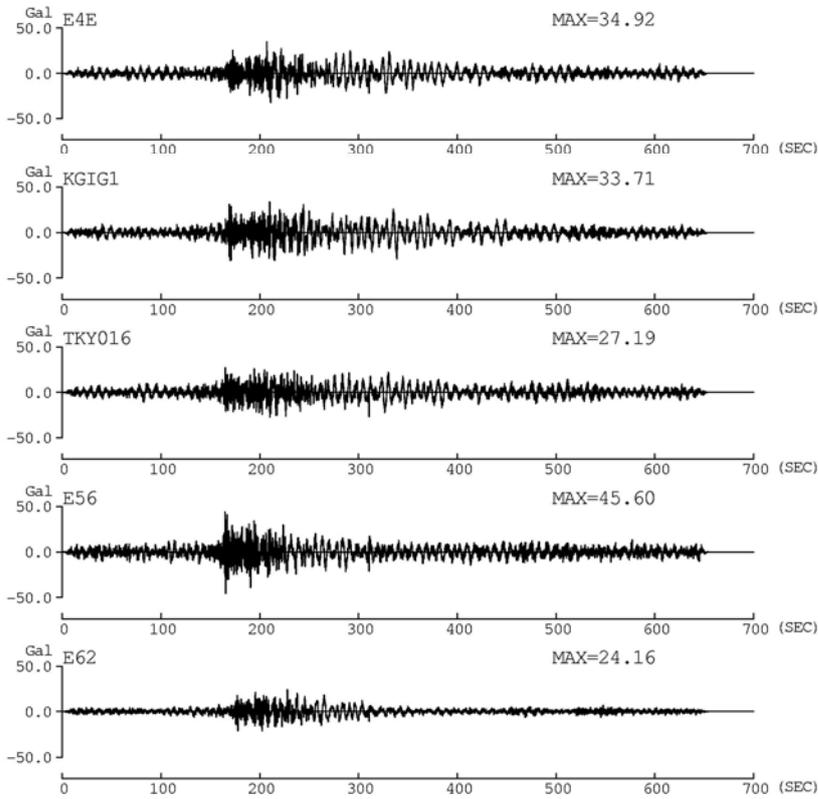


図 2.4-12 本業務(Tzによる補間なし)と内閣府(2012)による計算波のエネルギースペクトル (h=10%)の比較(続き)

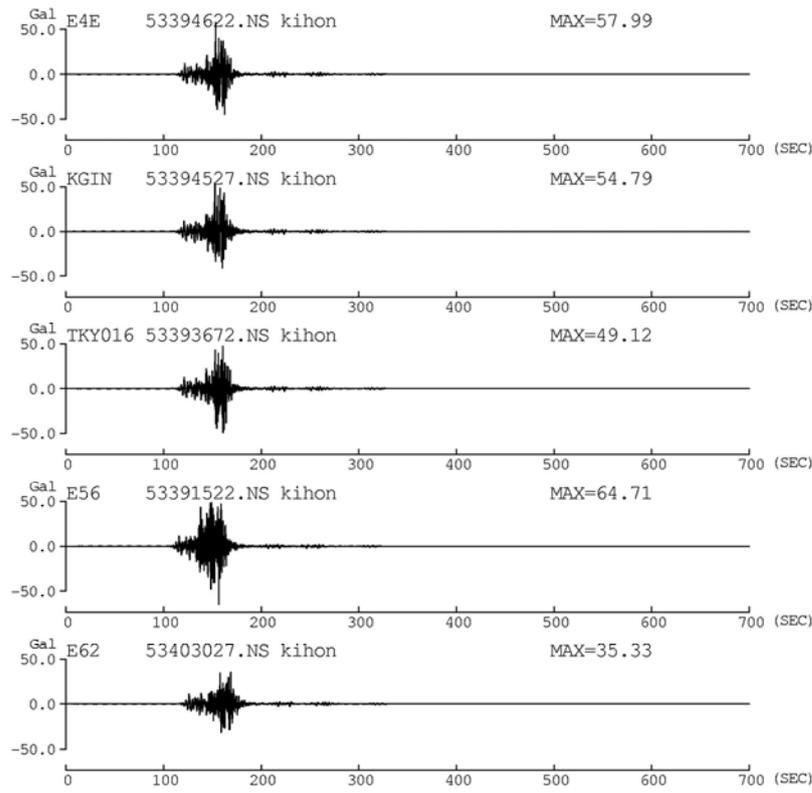


(a) 補間なし

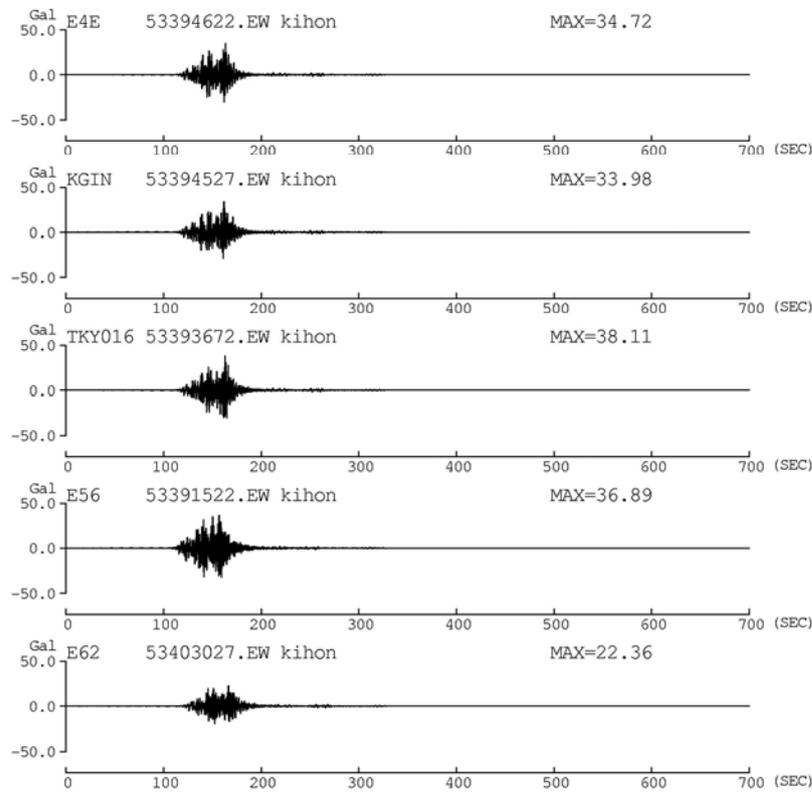


(b) 補間あり

図 2.4-13 関東平野の代表観測点での本業務の 0.1~10Hz の加速度フィルター波

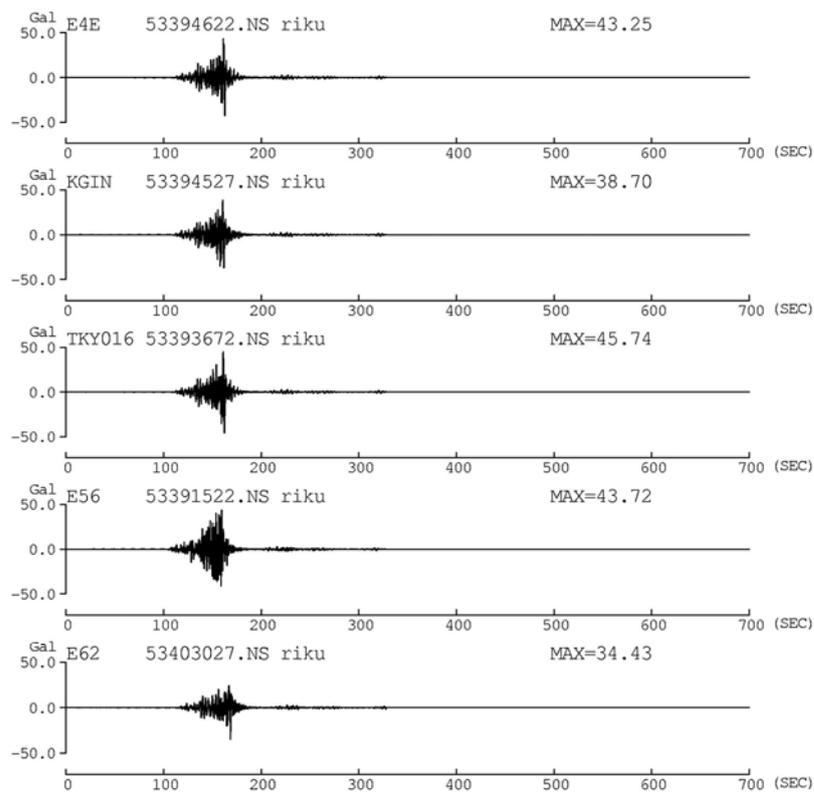


(a) NS 成分

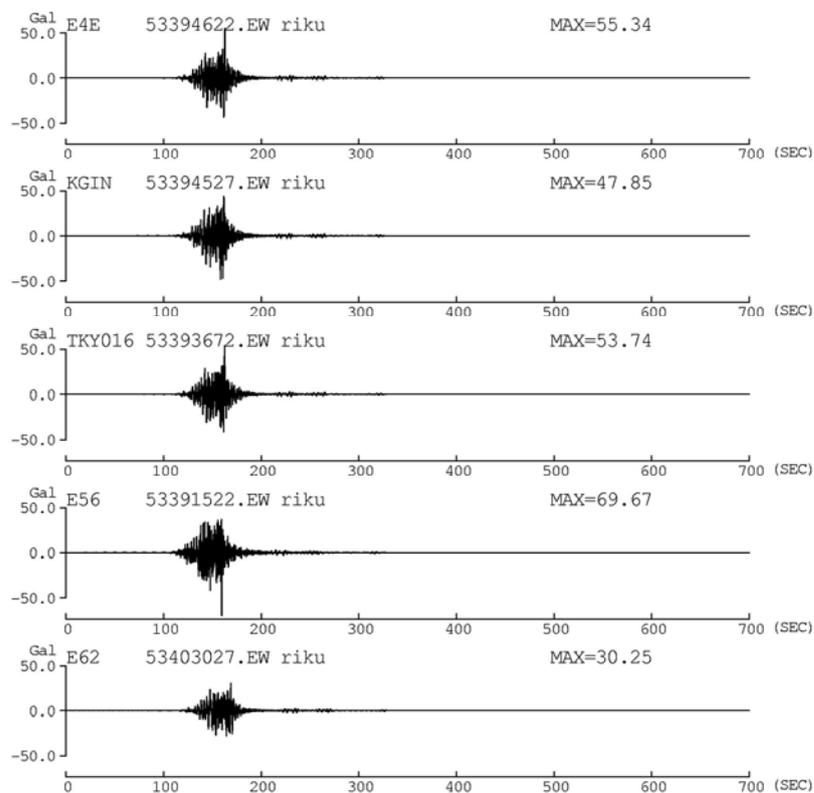


(b) EW 成分

図 2.4-14 関東平野の代表観測点での内閣府(2012)の基本ケースの0.1~10Hzの加速度フィルタ一波

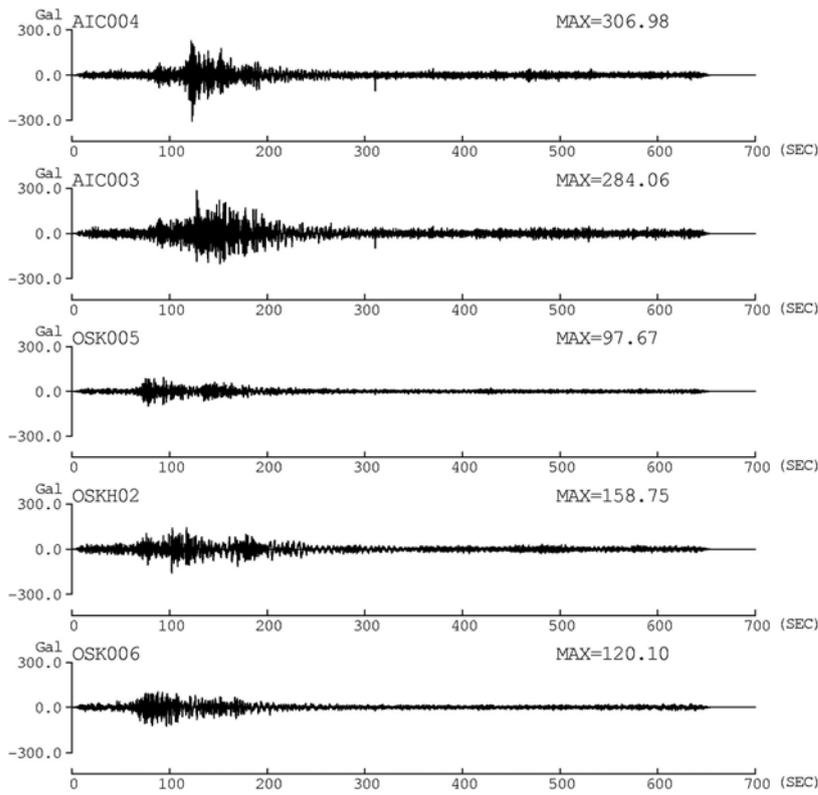


(a) NS 成分

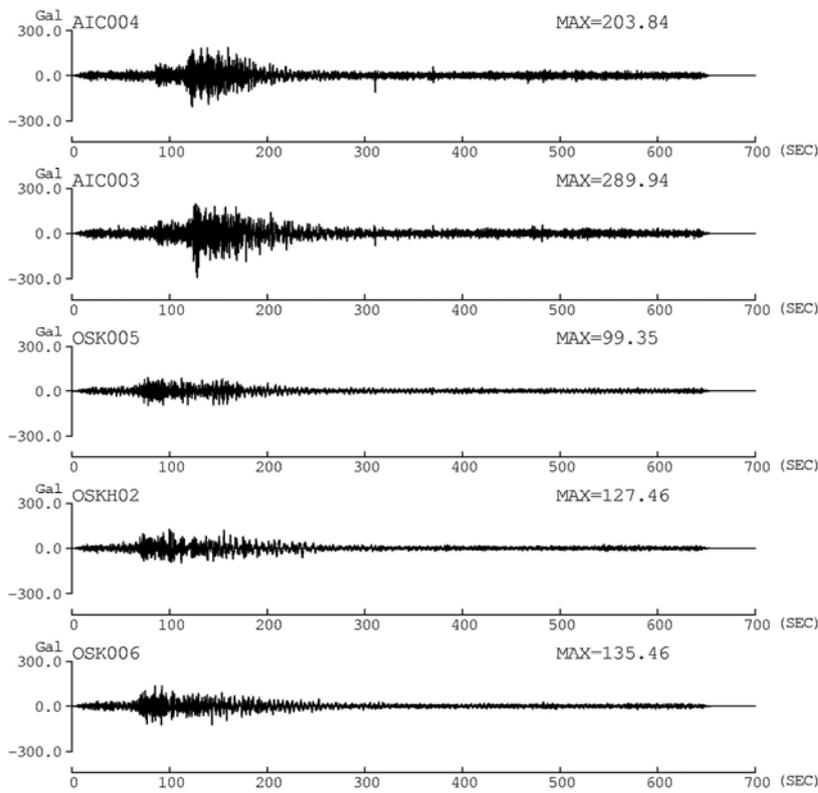


(b) EW 成分

図 2.4-15 関東平野の代表観測点での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルタ一波

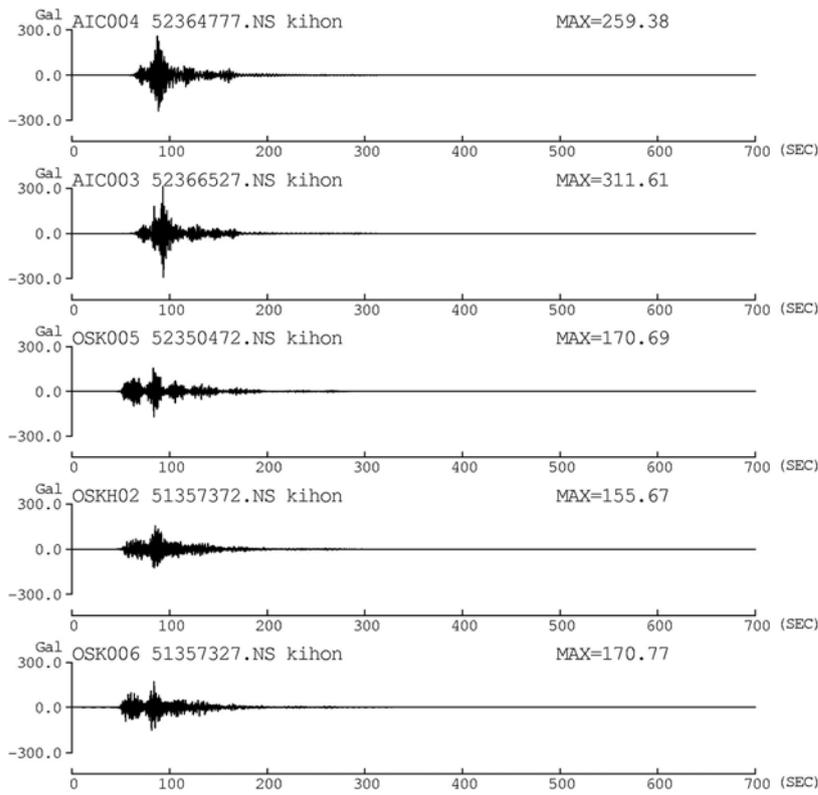


(a) 補間なし

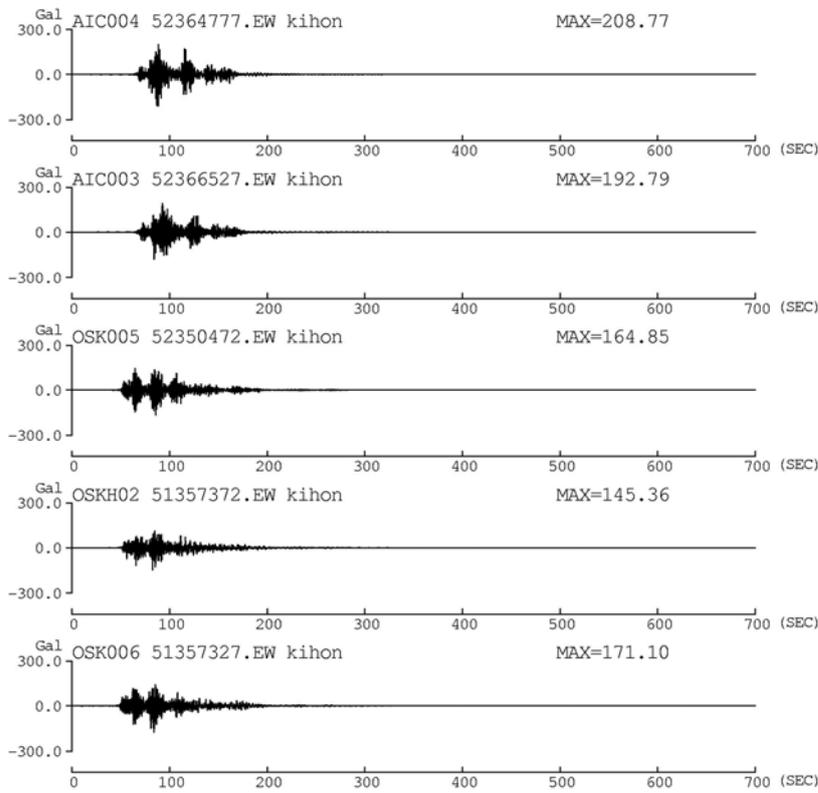


(b) 補間あり

図 2.4-16 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での本業務の 0.1~10Hz の加速度フィルター波

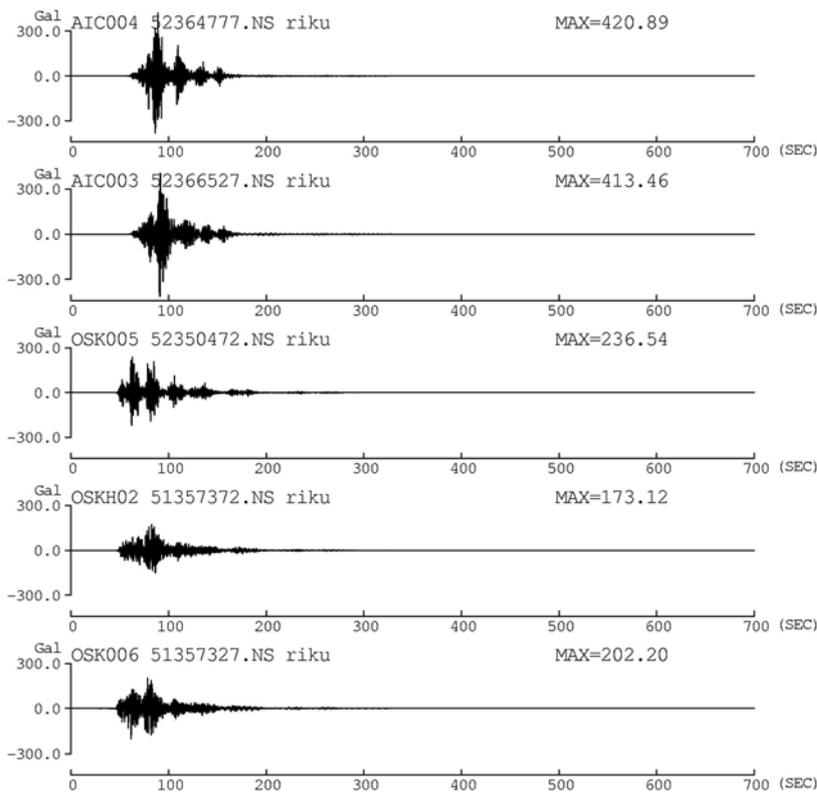


(a) NS 成分

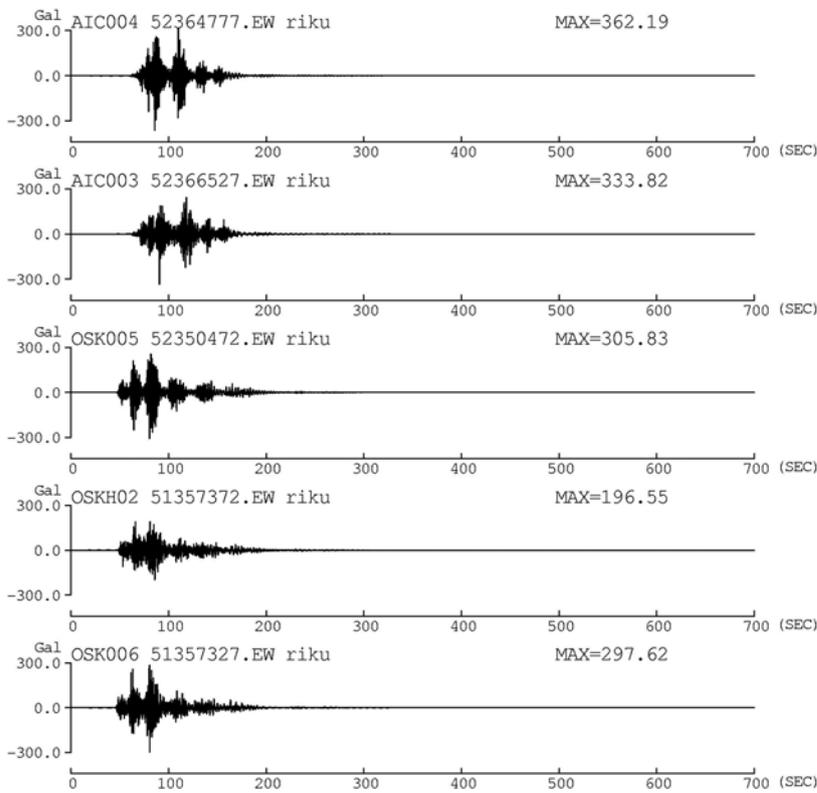


(b) EW 成分

図 2.4-17 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波



(a) NS 成分



(b) EW 成分

図 2.4-18 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波

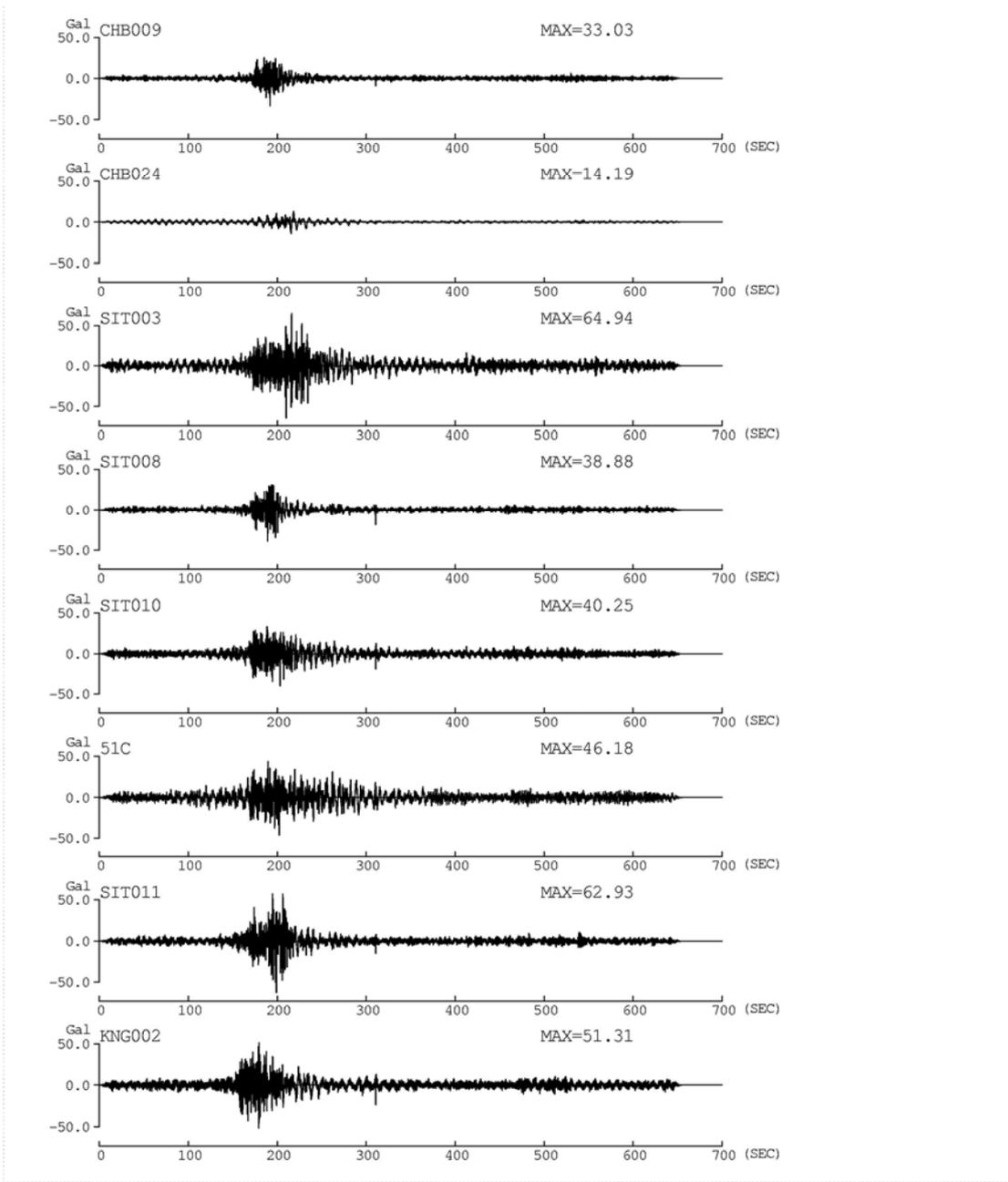
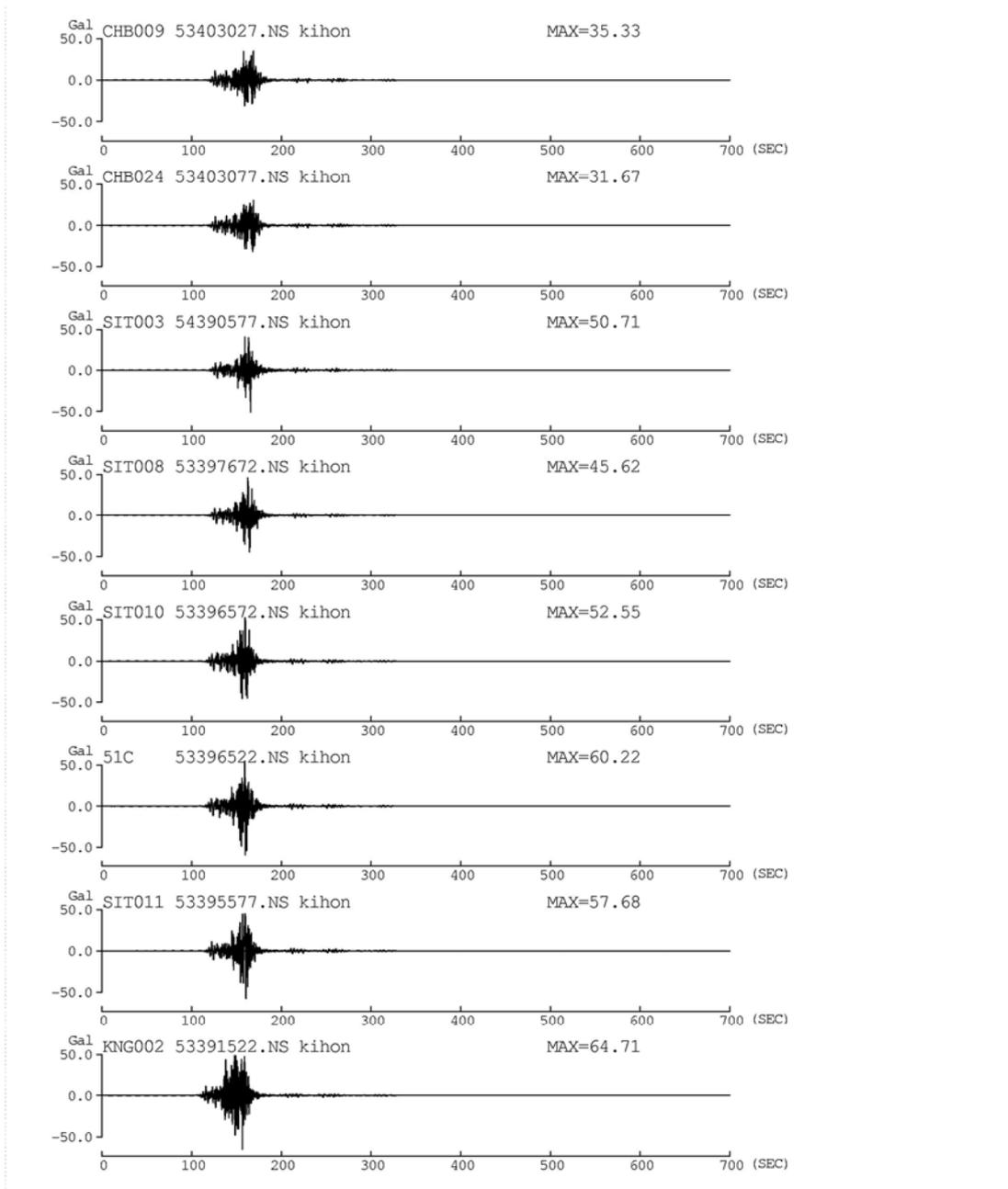
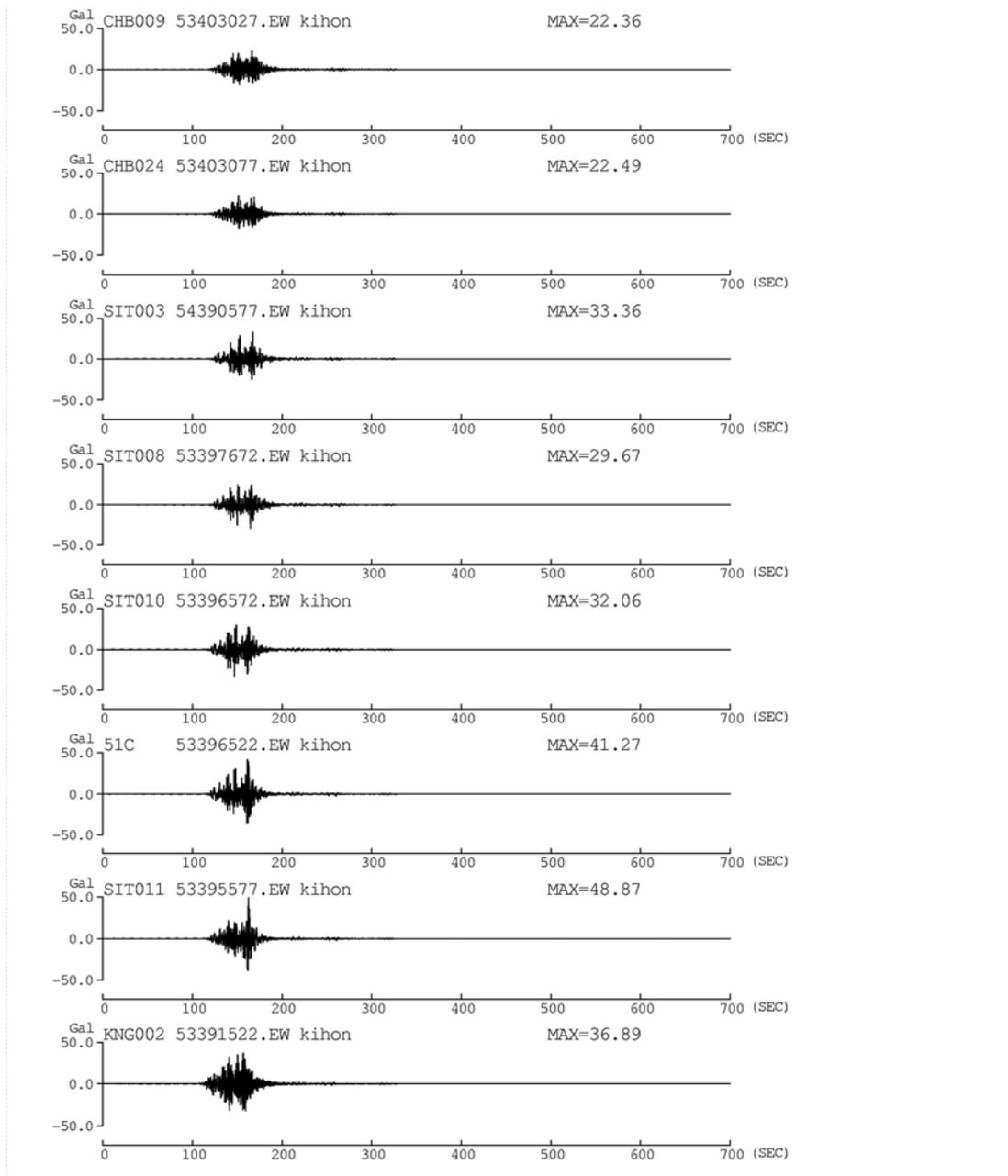


図 2. 4-19 関東平野の代表観測点以外での本業務の 0. 1~10Hz の加速度フィルター波



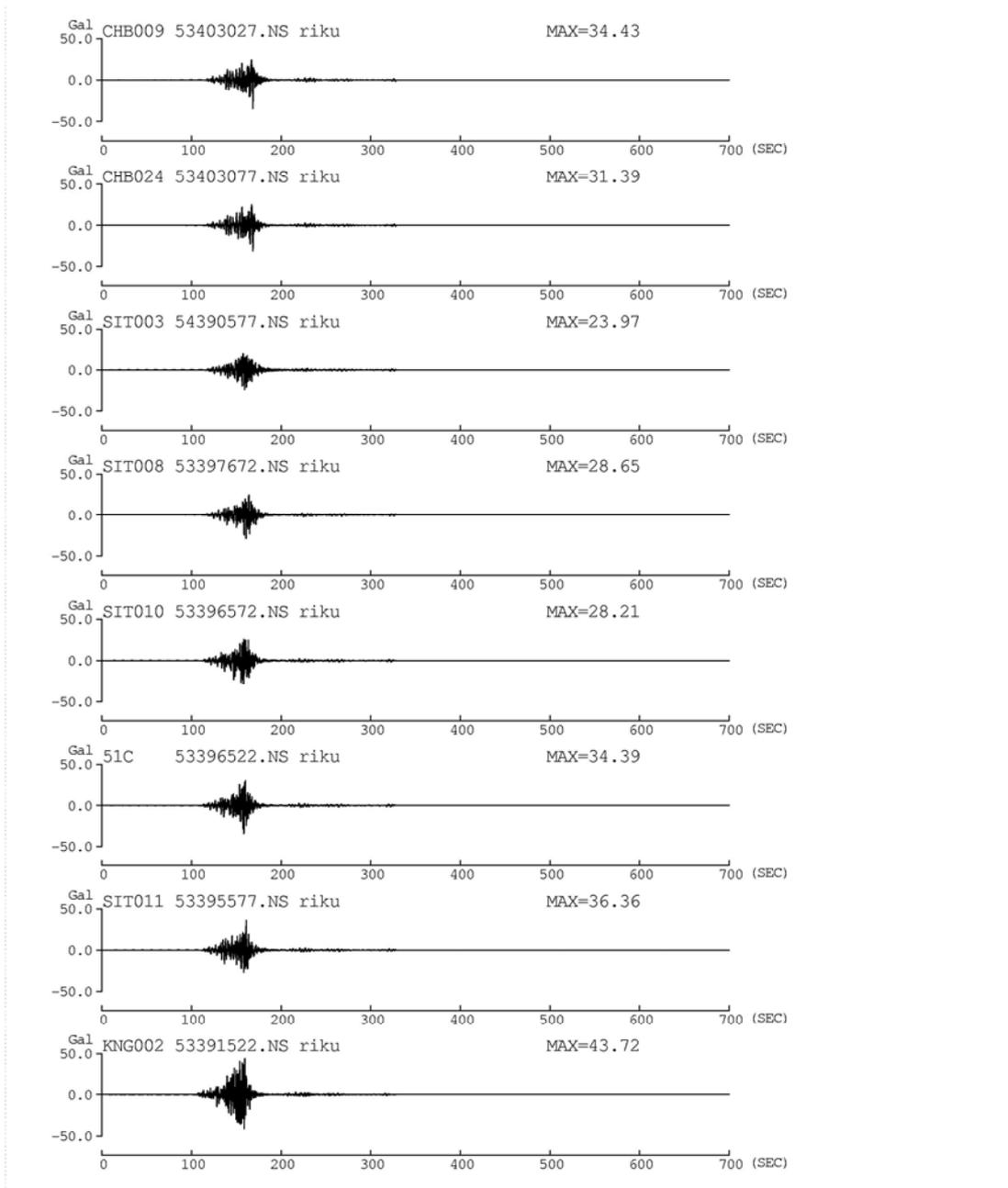
(a) NS 成分

図 2. 4-20 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0. 1~10Hz の加速度フィルター波



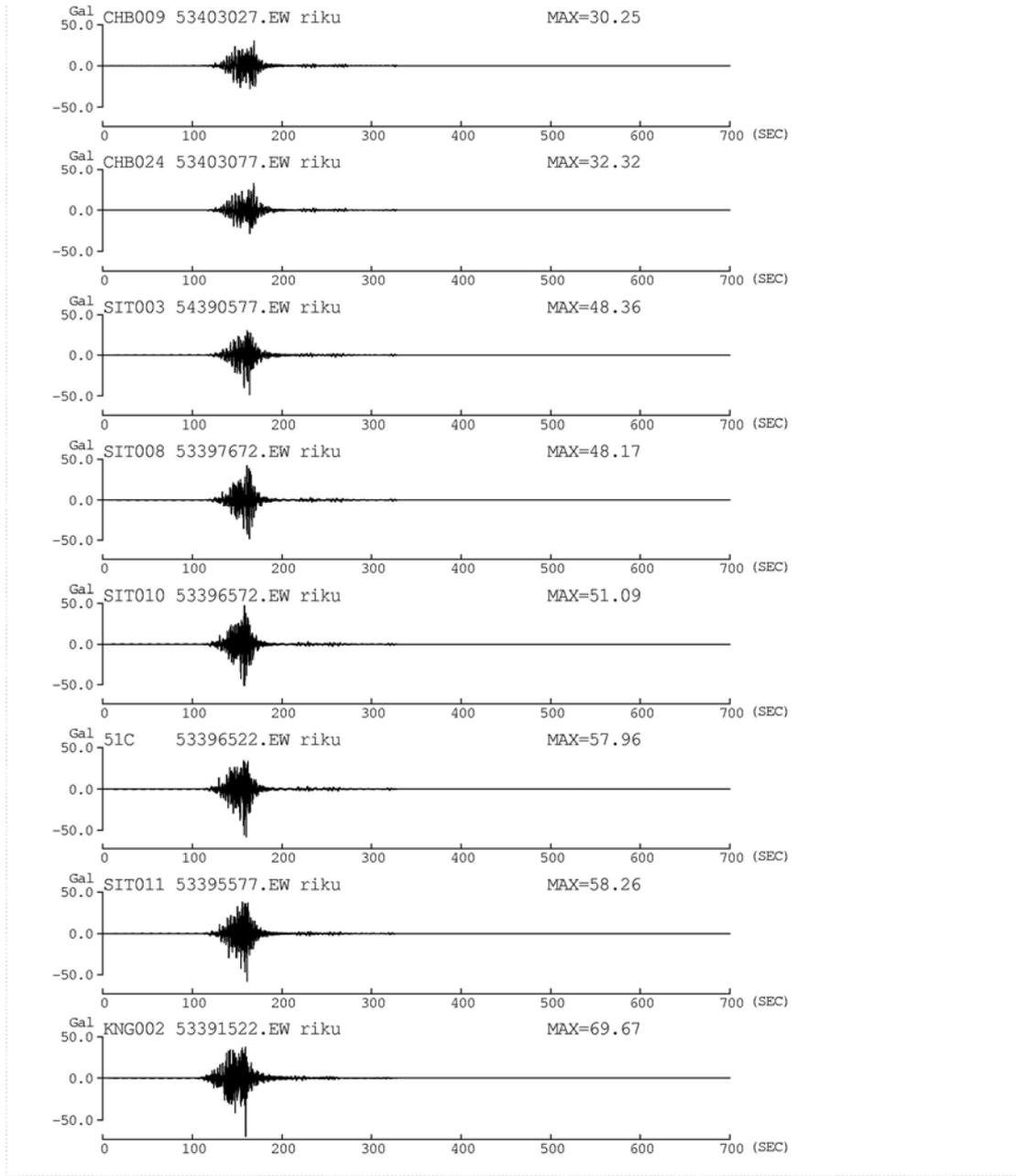
(b) EW 成分

図 2.4-20 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの0.1~10Hzの加速度フィルター波(続き)



(a) NS 成分

図 2.4-21 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波



(b) EW 成分

図 2.4-21 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波(続き)

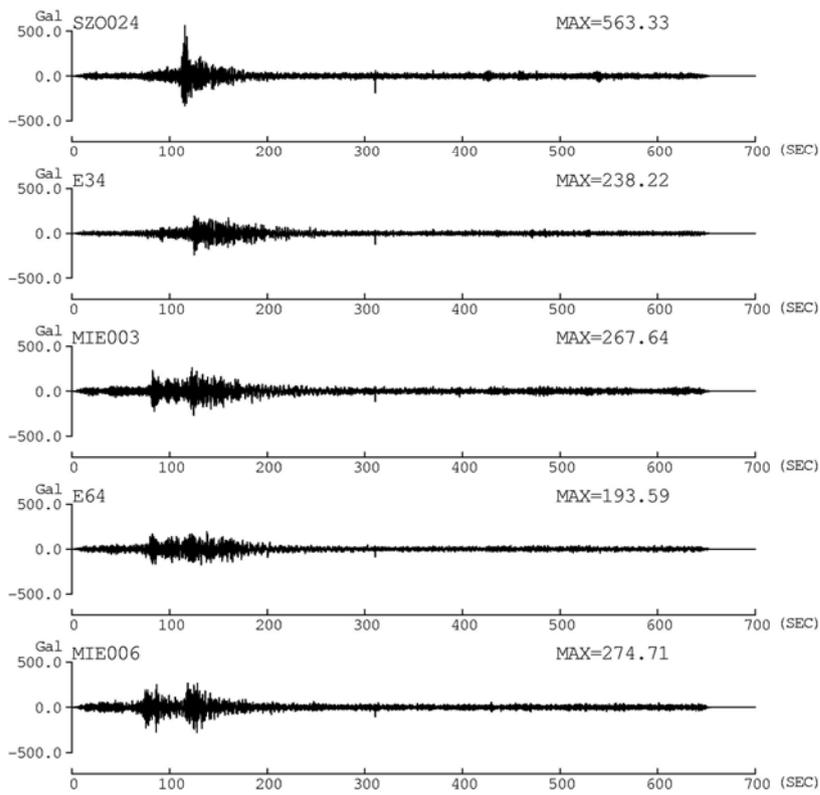
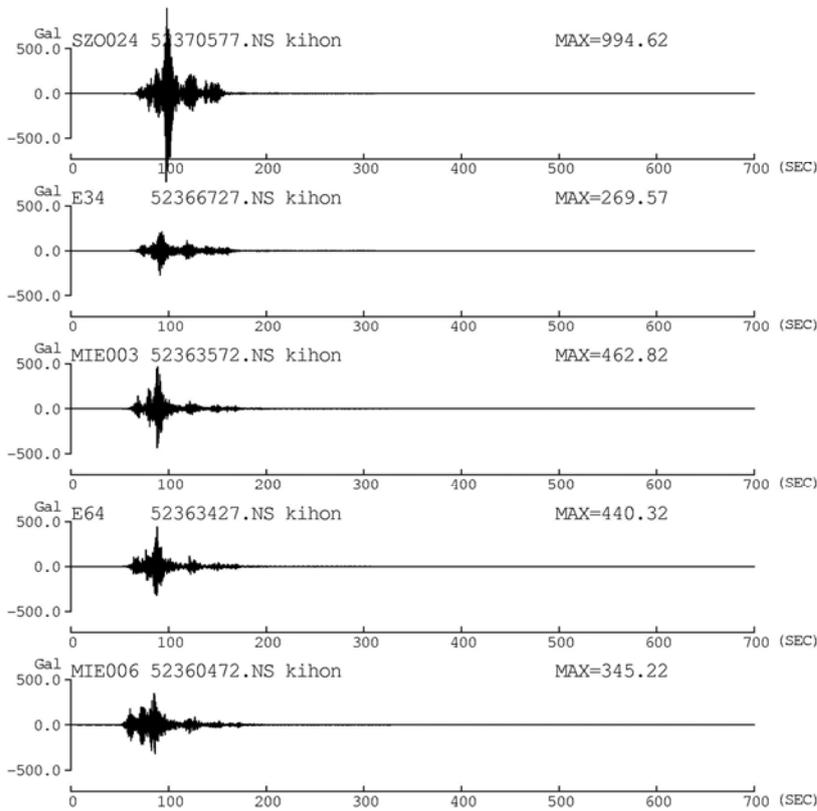
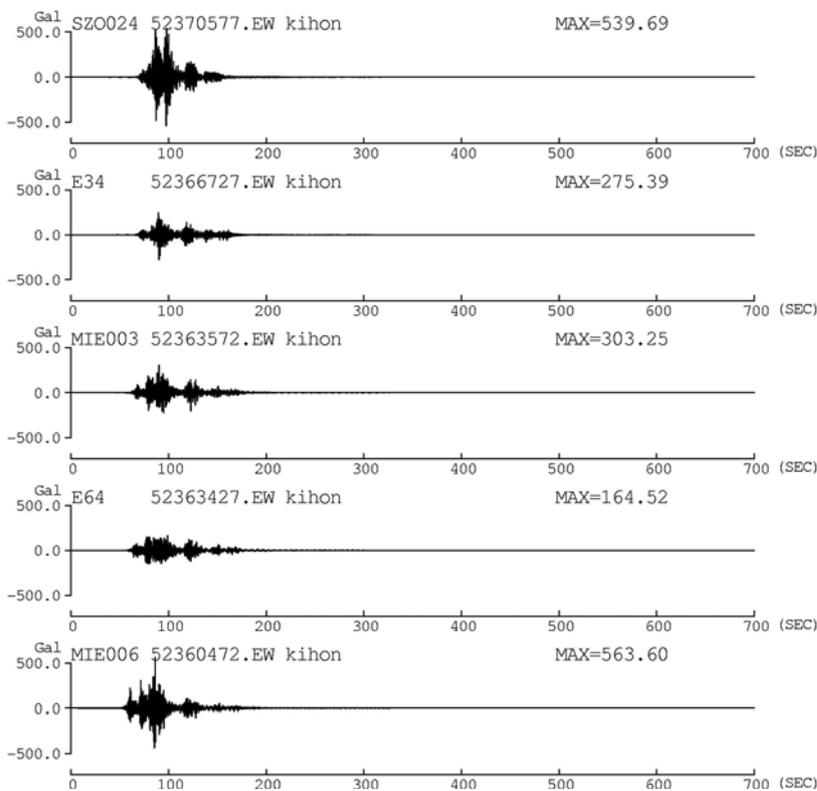


図 2.4-22 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での本業務の 0.1~10 秒の加速度フィルター波

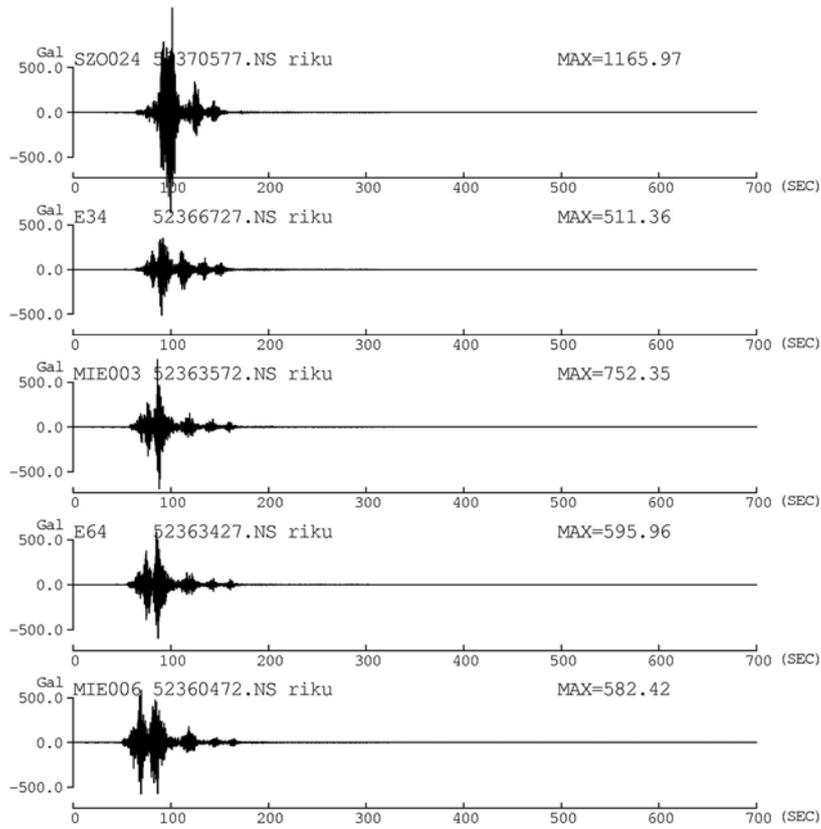


(a) NS 成分

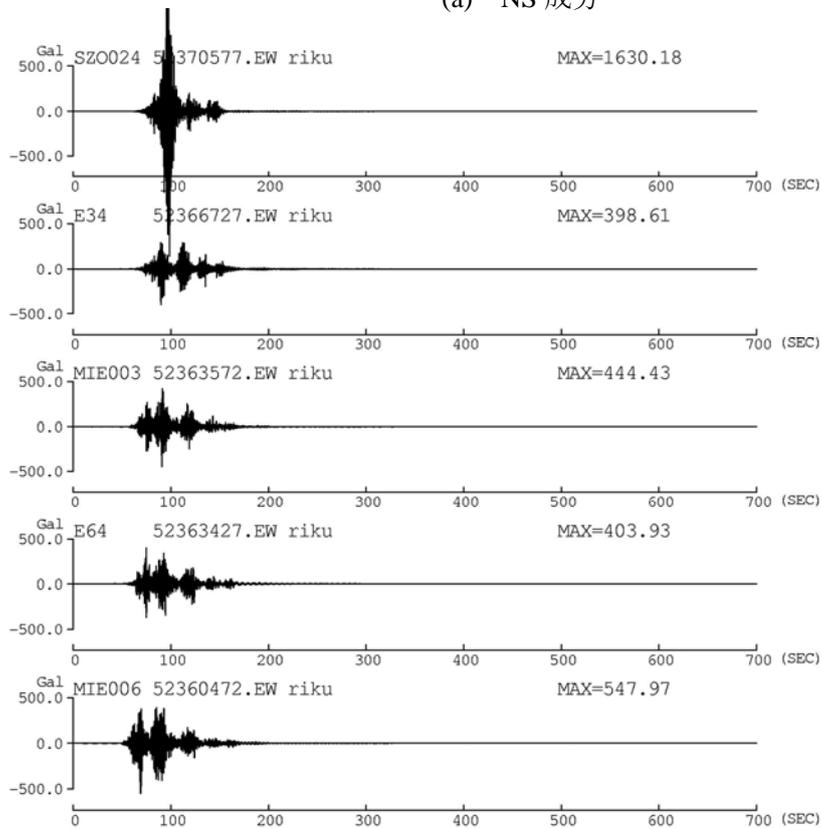


(b) EW 成分

図 2.4-23 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10 秒の加速度フィルター波



(a) NS 成分



(b) EW 成分

図 2.4-24 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10 秒の加速度フィルター波

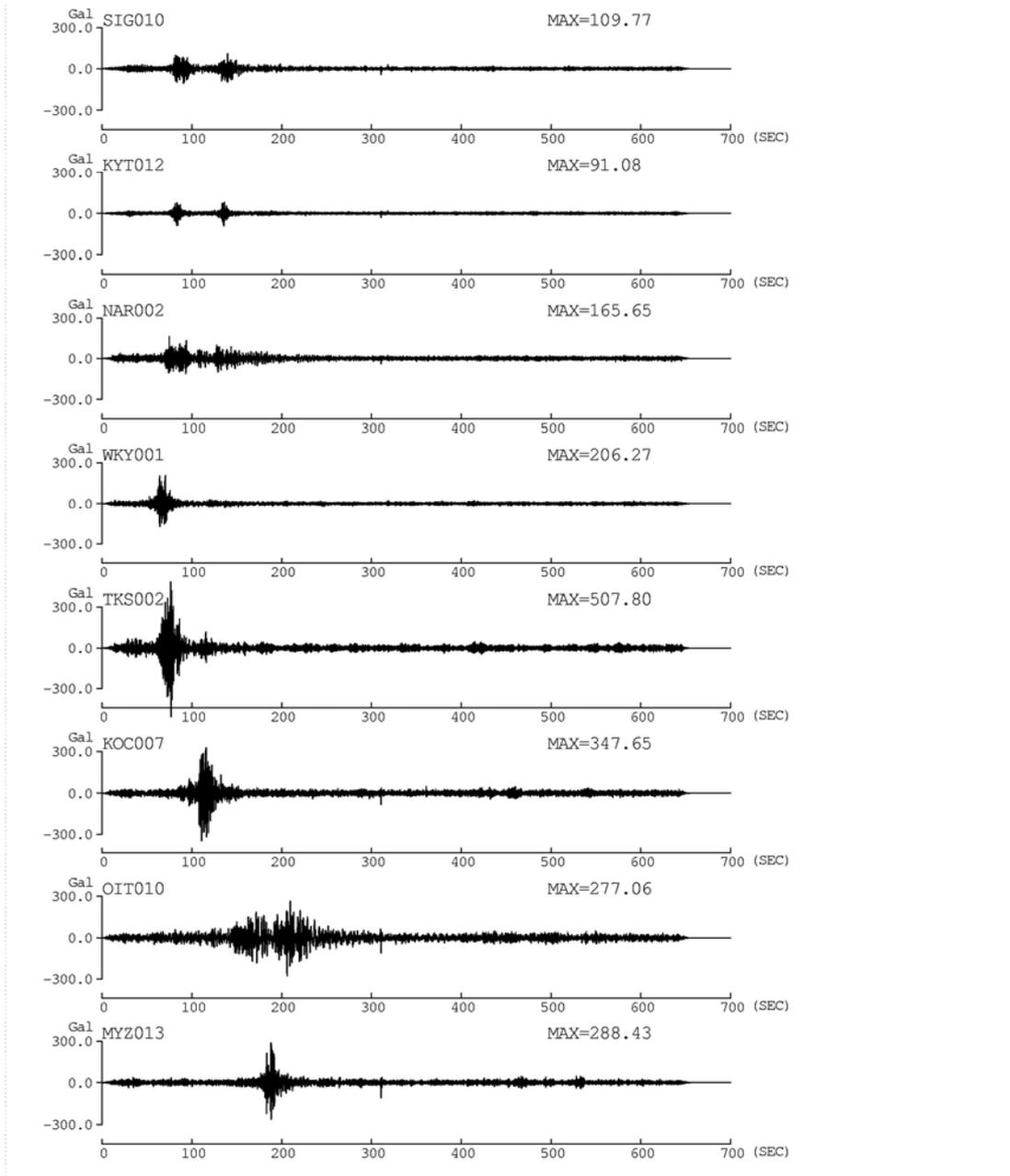
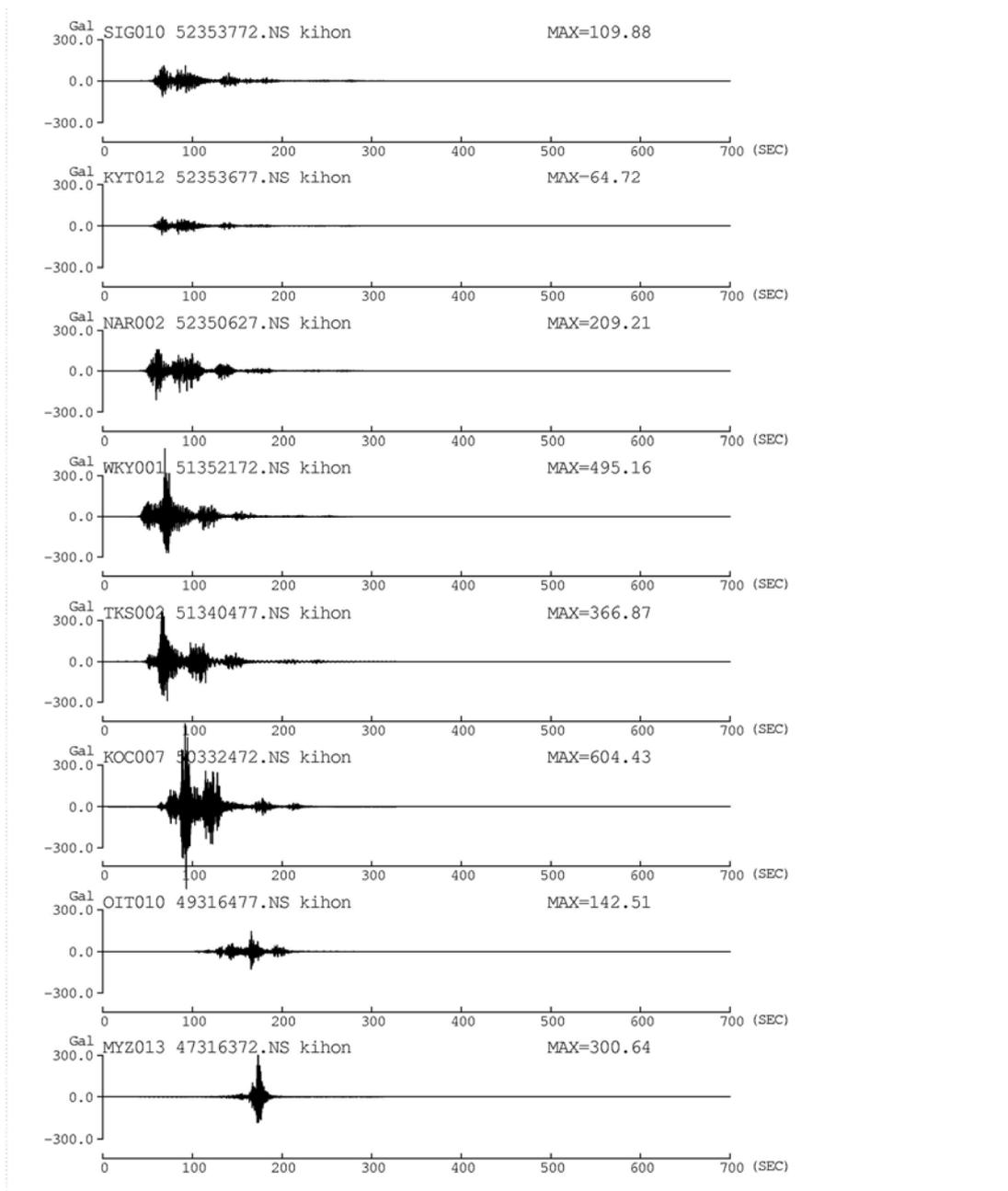
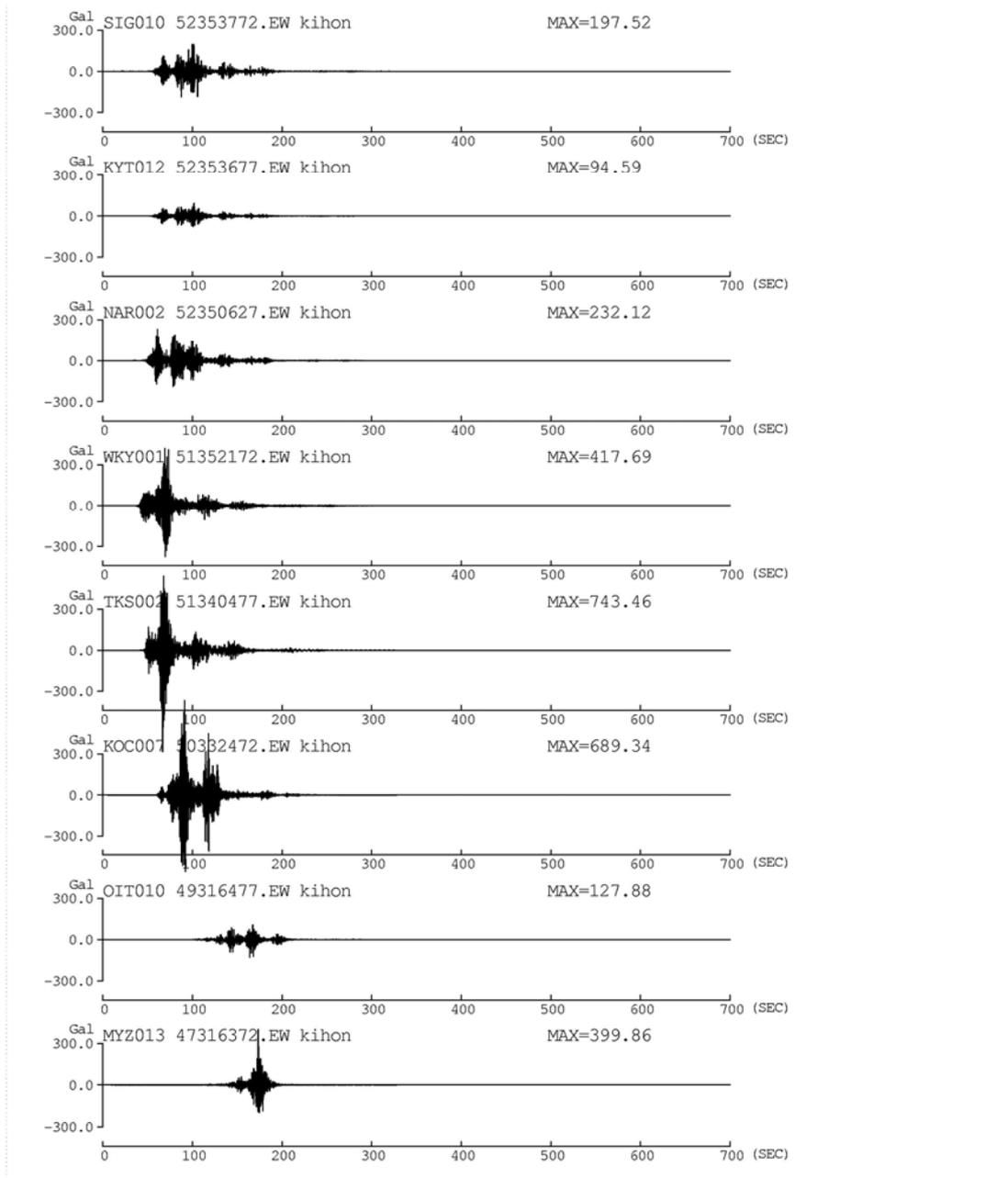


図 2.4-25 西日本の代表観測点以外での本業務の 0.1~10Hz の加速度フィルター波



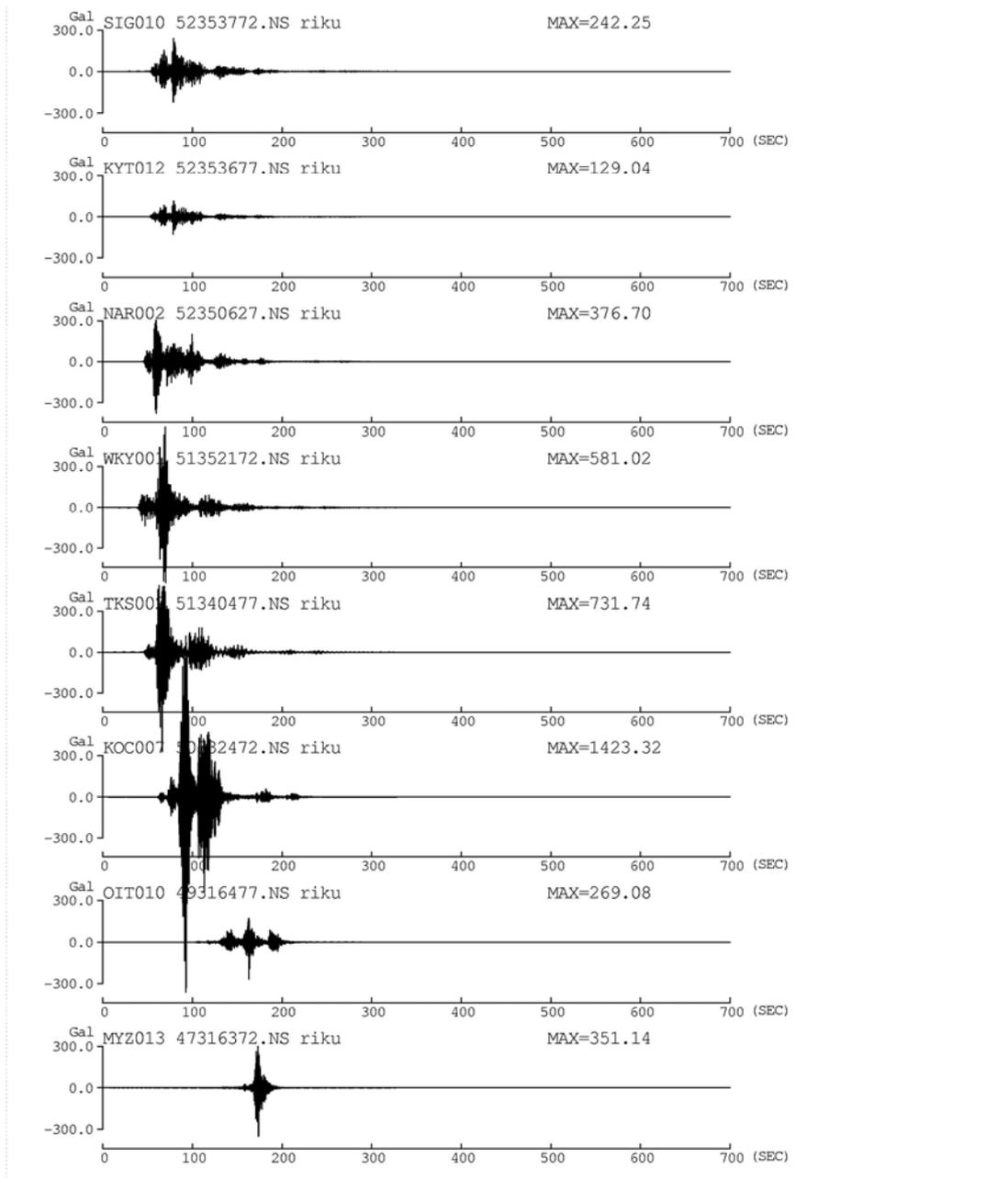
(a) NS 成分

図 2. 4-26 西日本の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波



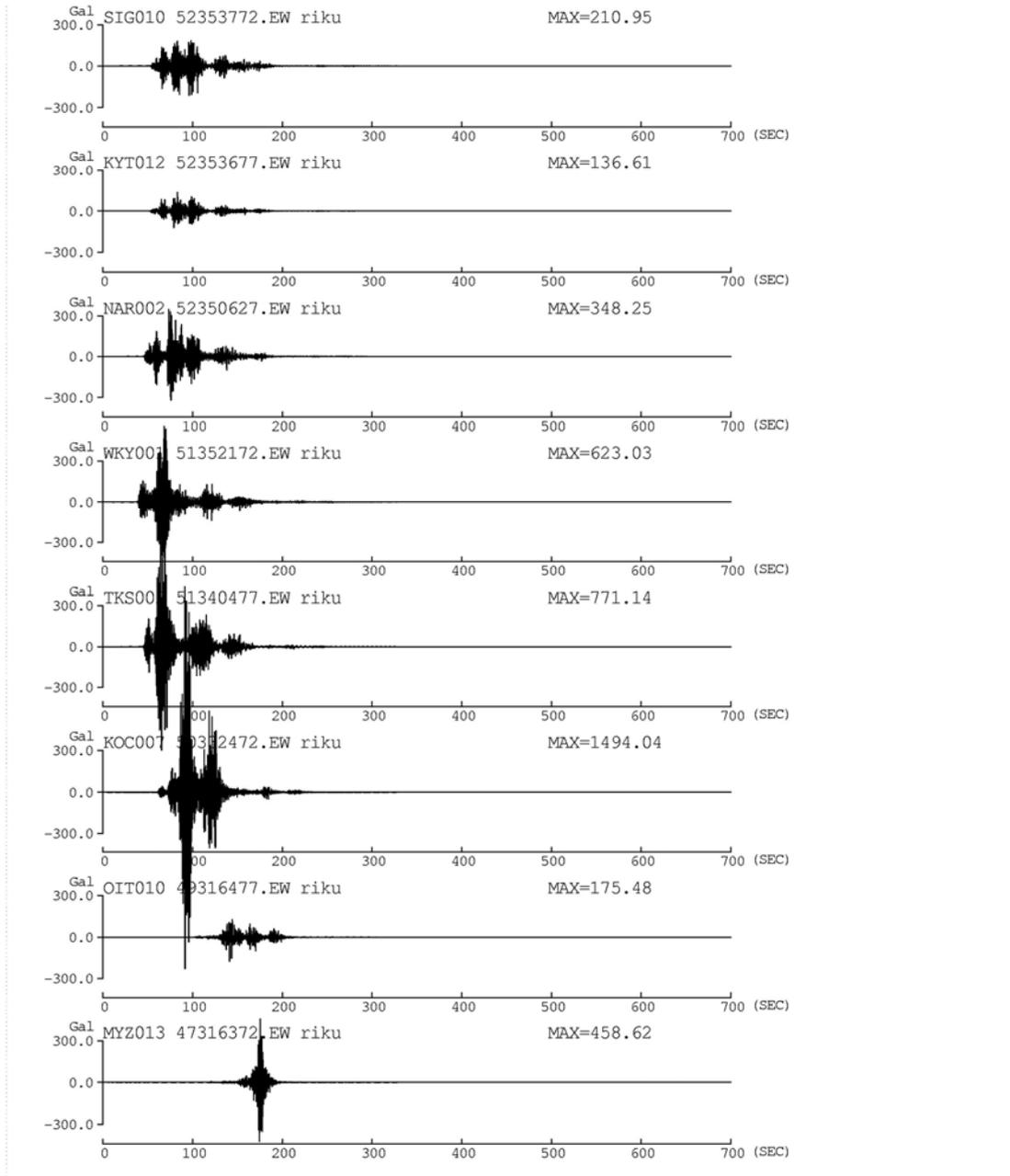
(b) EW 成分

図 2.4-26 西日本の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波(続き)



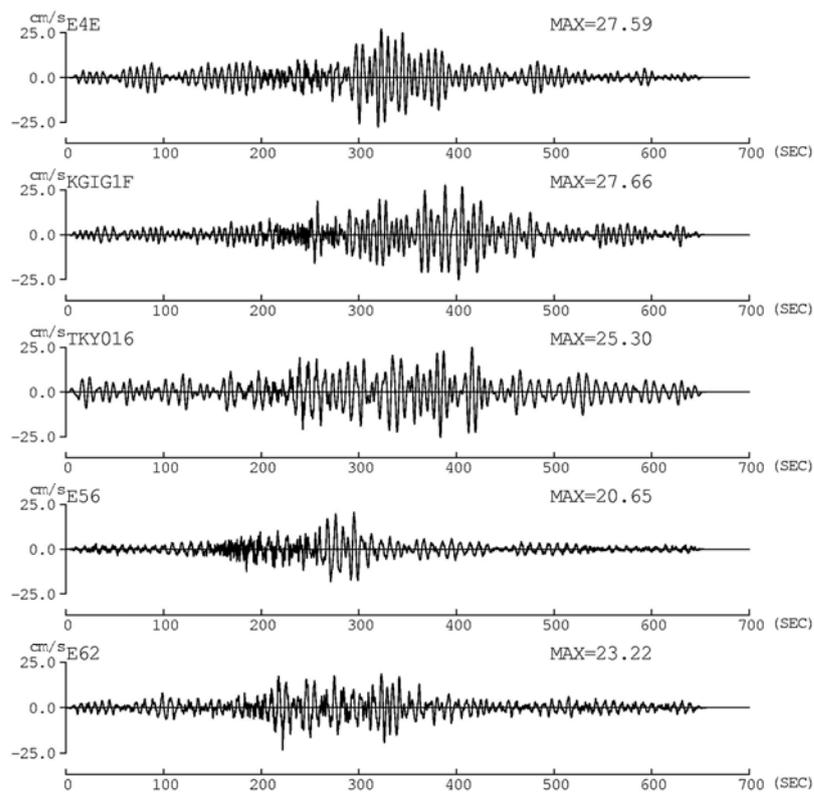
(a) NS 成分

図 2.4-27 西日本の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波

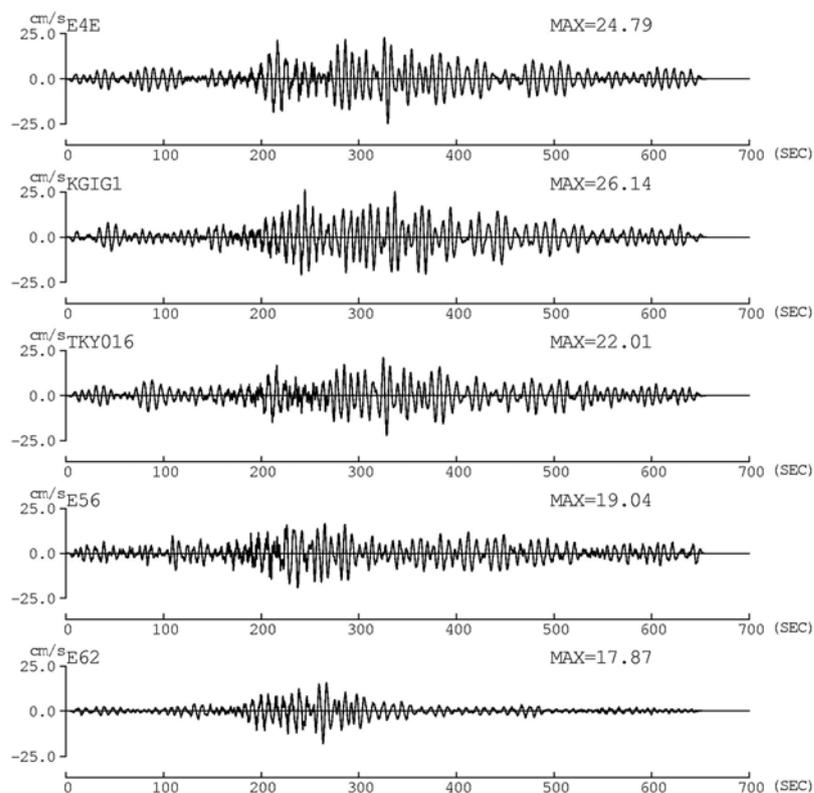


(b) EW 成分

図 2.4-27 西日本の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の加速度フィルター波(続き)

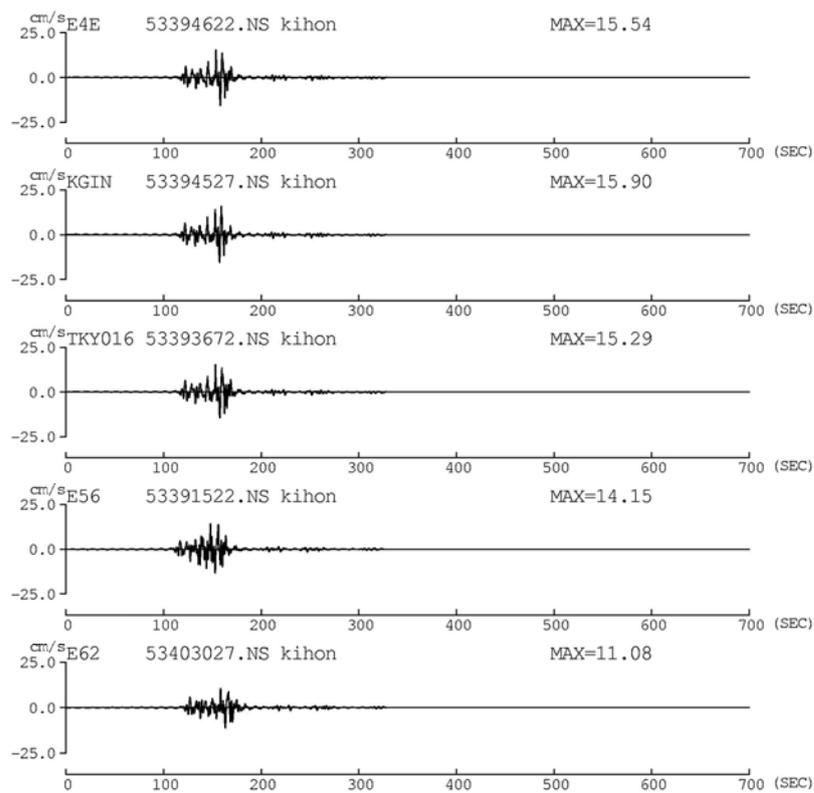


(a) 補間なし

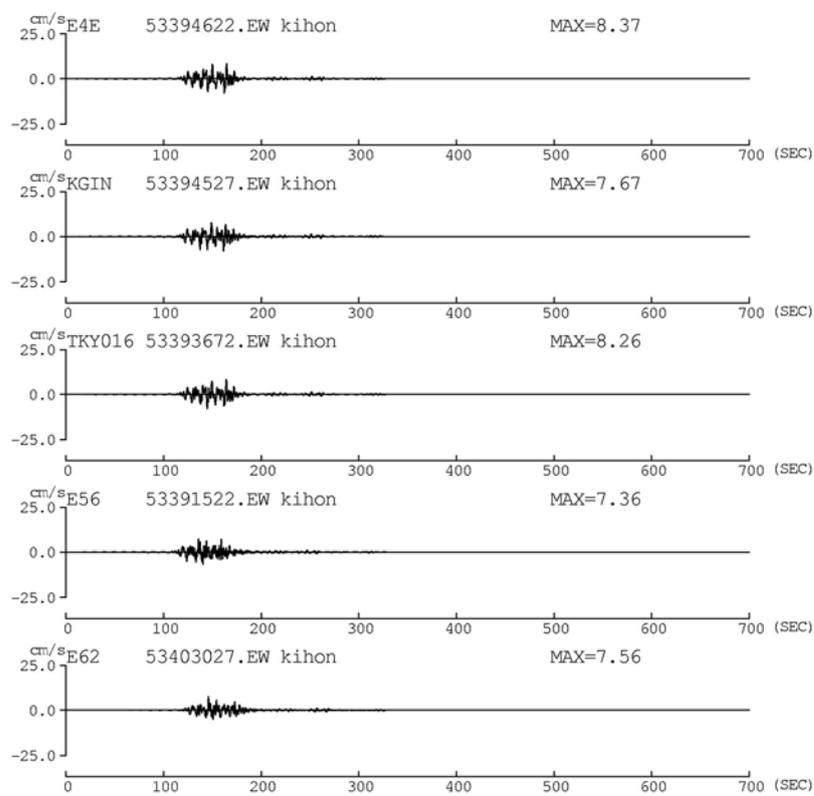


(b) 補間あり

図 2.4-28 関東平野の代表観測点での本業務の 0.1~10Hz の速度フィルター波

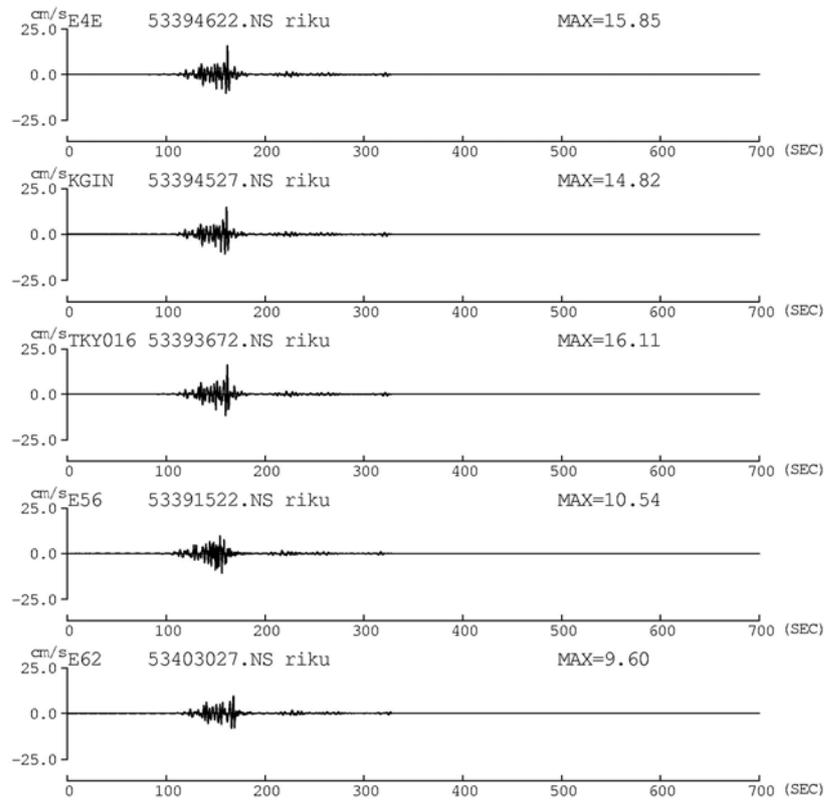


(a) NS 成分

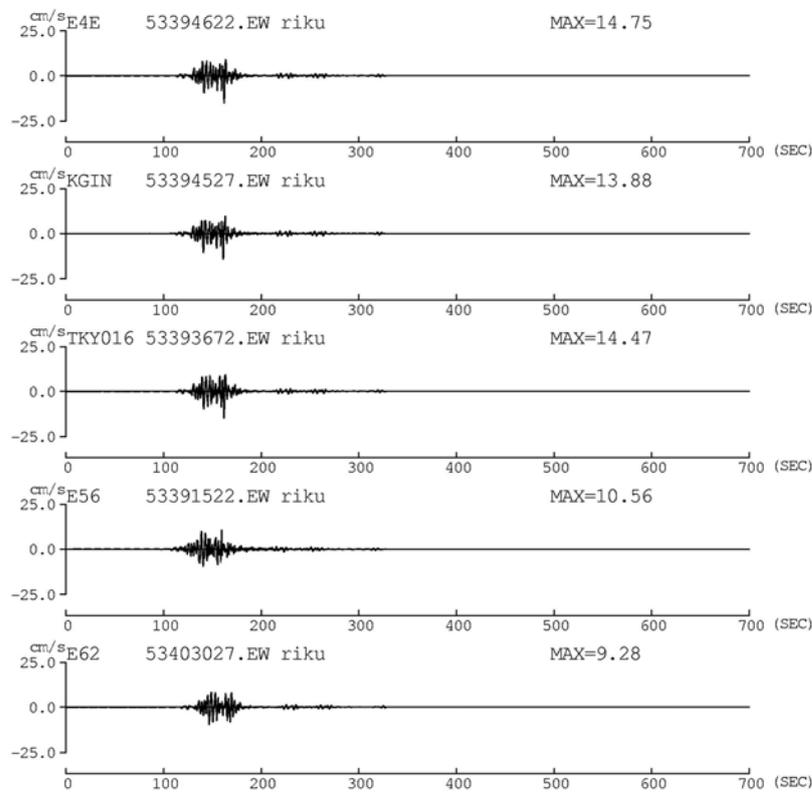


(b) EW 成分

図 2.4-29 関東平野の代表観測点での内閣府(2012)の基本ケースの0.1~10Hzの速度フィルター波

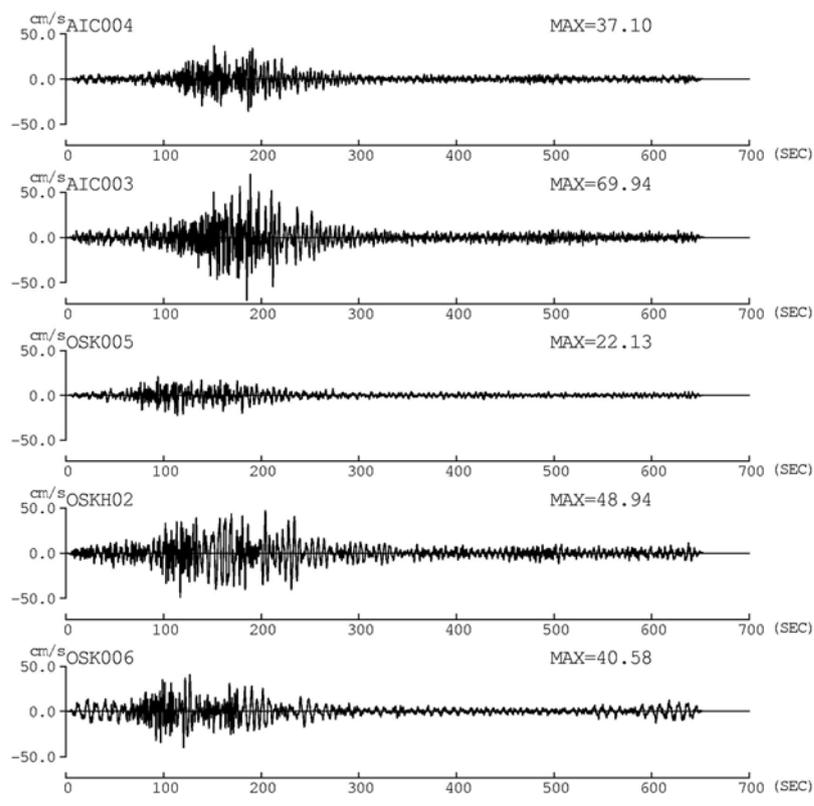


(a) NS 成分

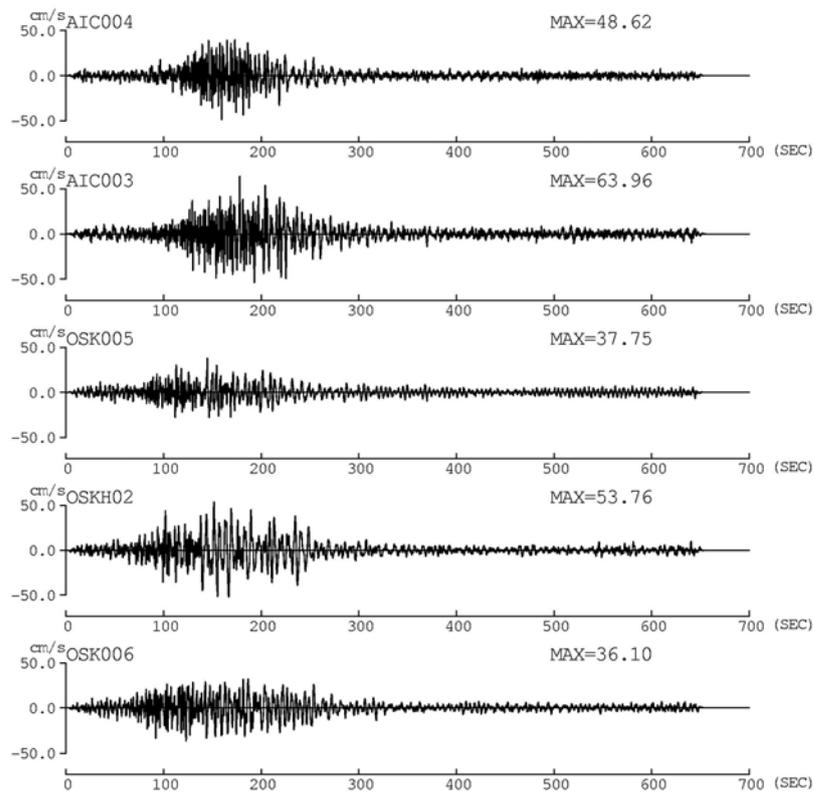


(b) EW 成分

図 2.4-30 関東平野の代表観測点での内閣府(2012)の陸域ケースの0.1~10Hzの速度フィルター波

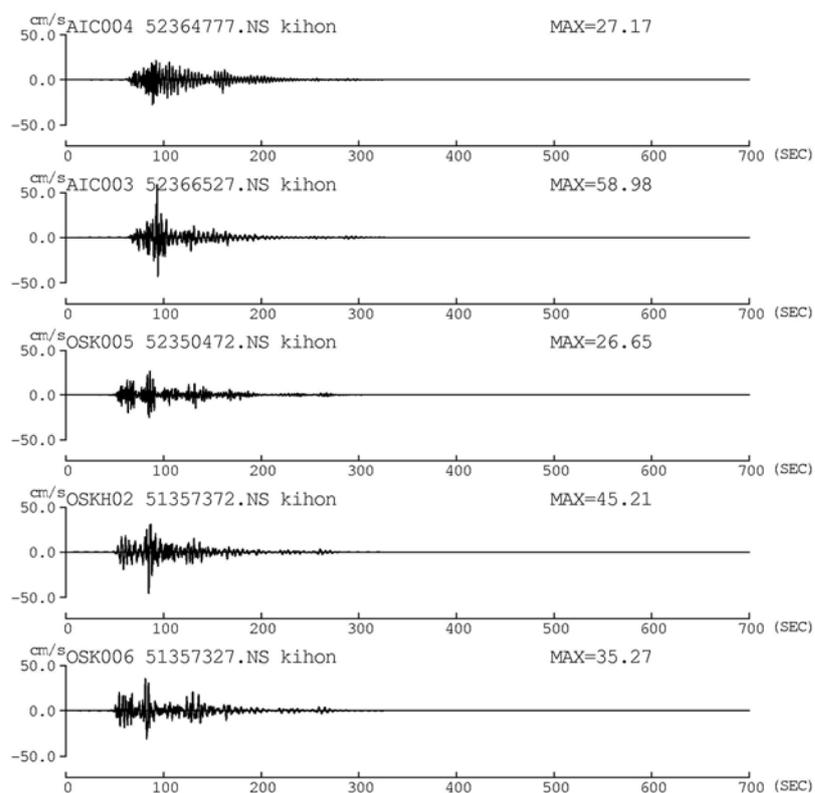


(a) 補間なし

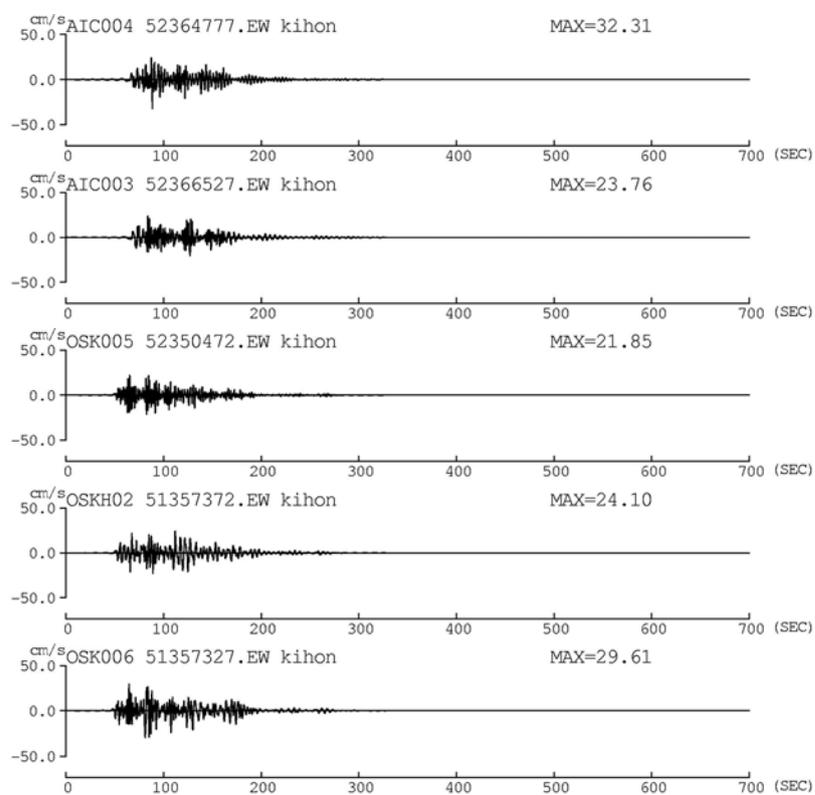


(b) 補間あり

図 2.4-31 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での本業務の 0.1~10Hz の速度フィルター波

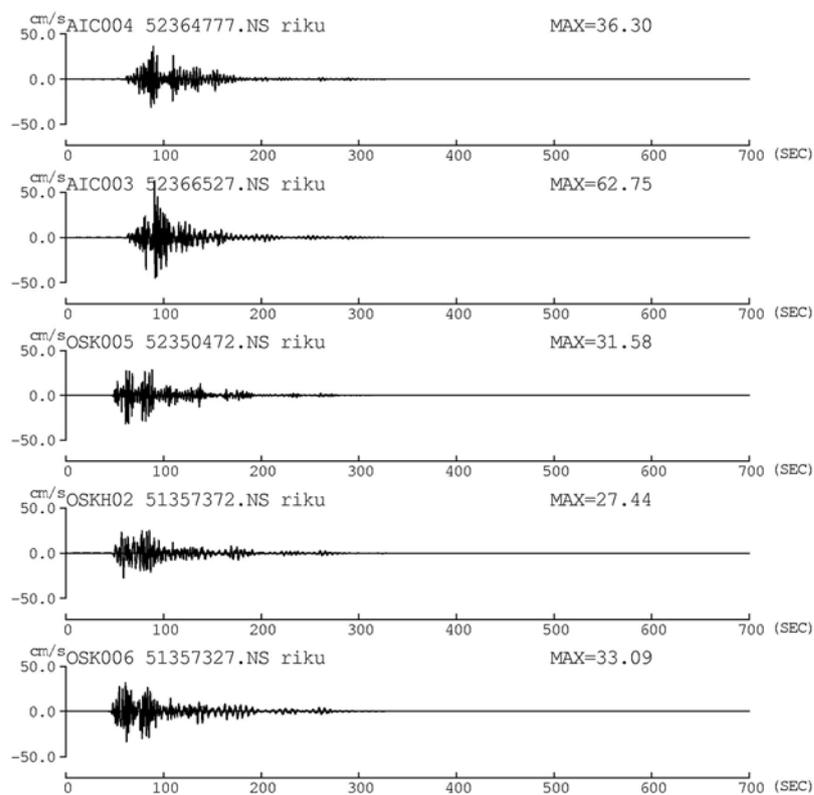


(a) NS 成分

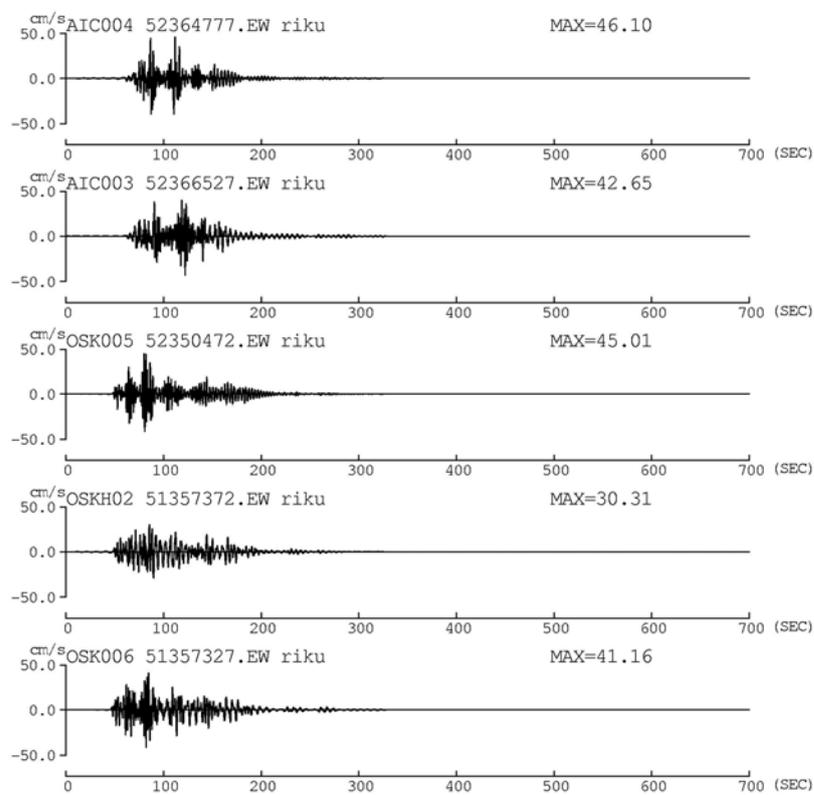


(b) EW 成分

図 2.4-32 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波



(a) NS 成分



(b) EW 成分

図 2.4-33 濃尾平野・大阪平野の代表観測点での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波

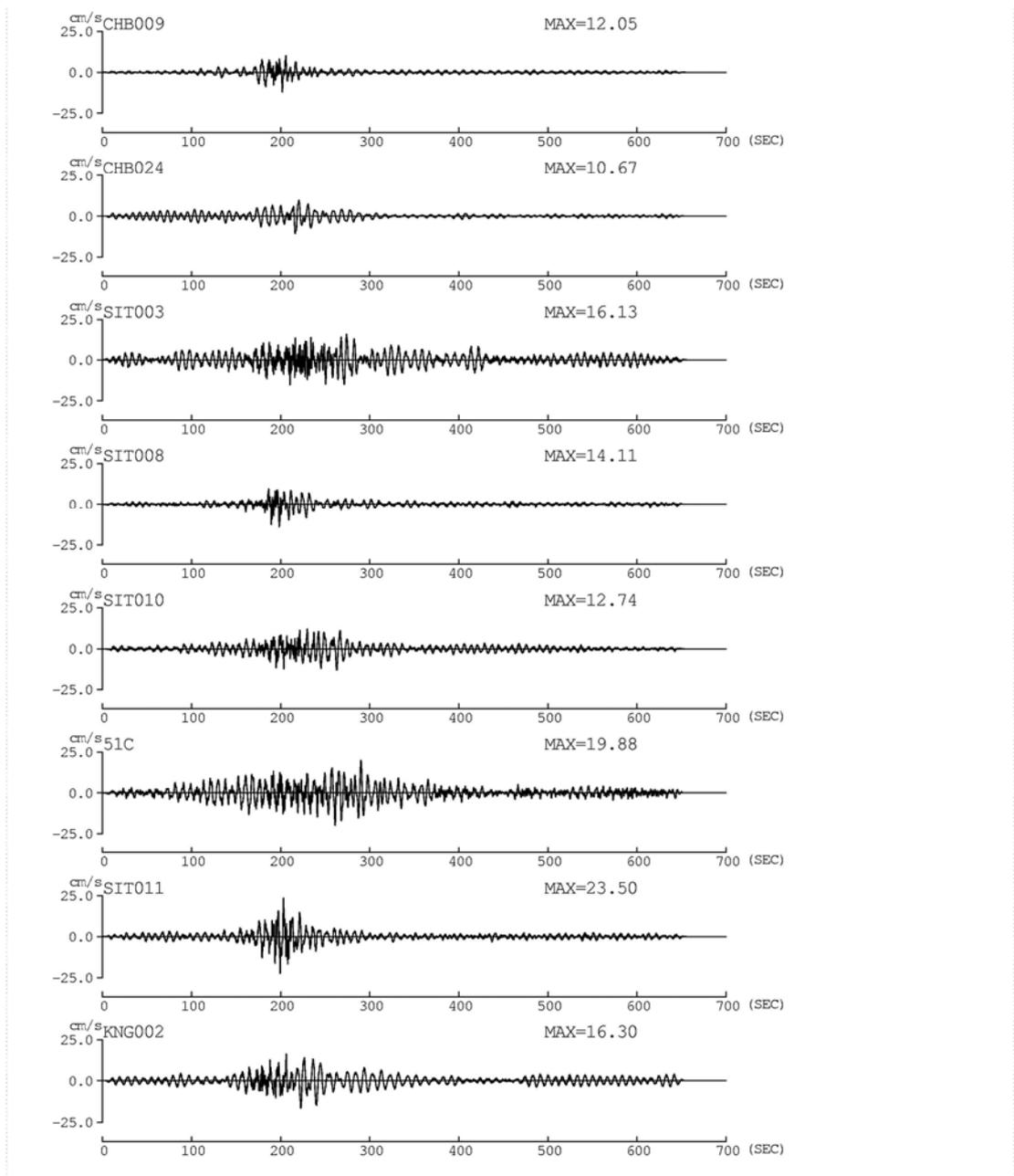
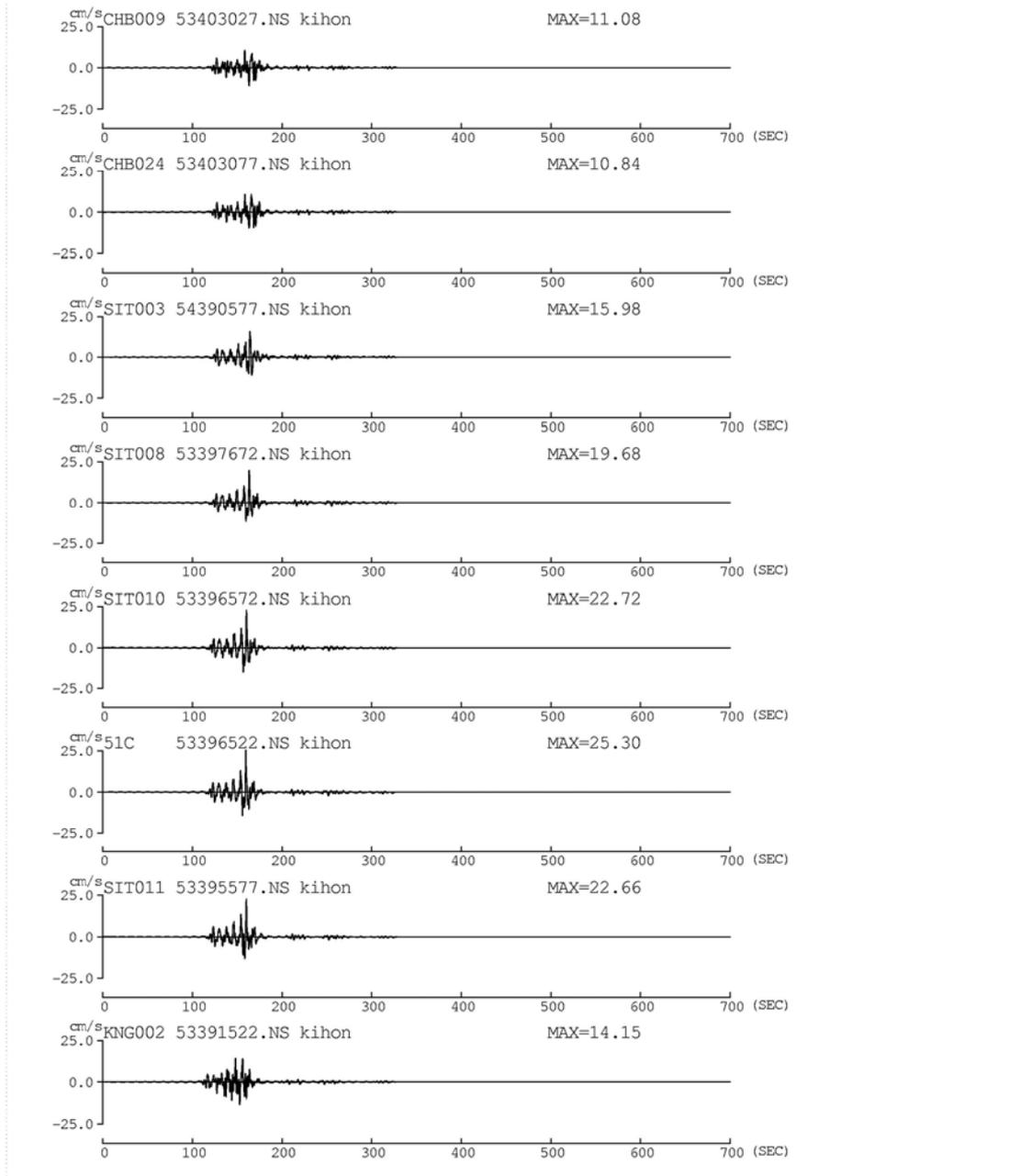
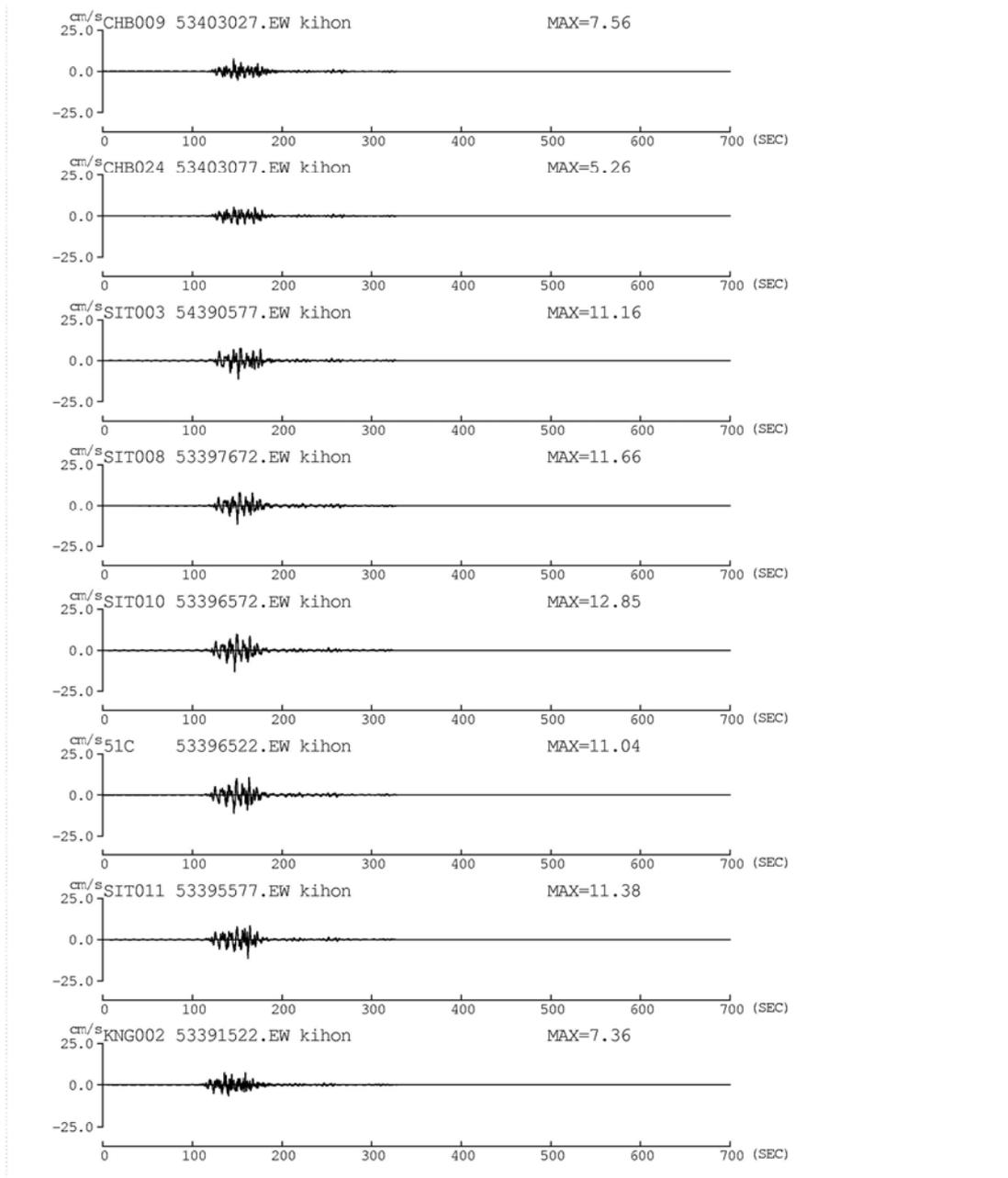


図 2.4-34 関東平野の代表観測点以外での本業務の 0.1~10Hz の速度フィルター波



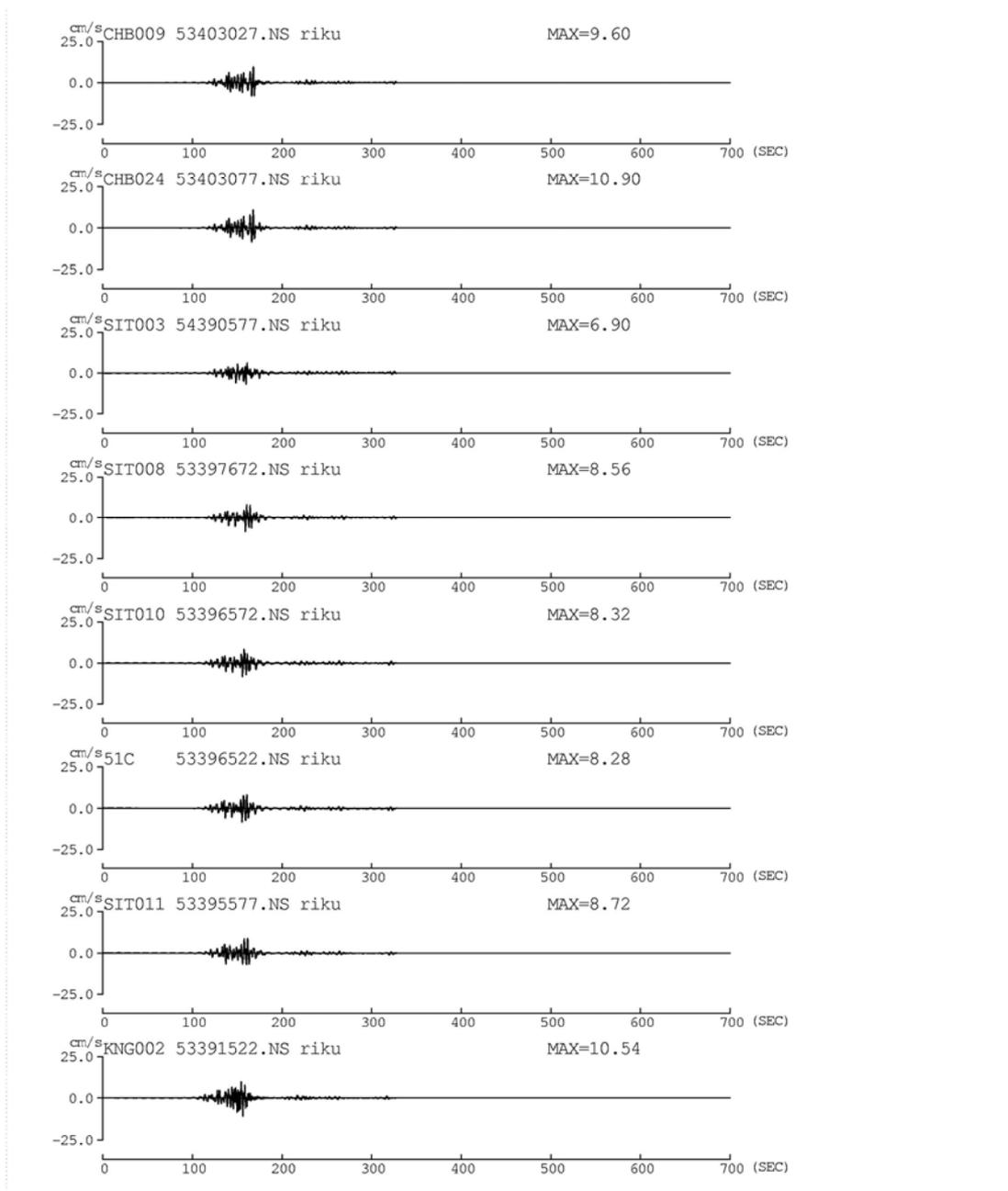
(a) NS 成分

図 2. 4-35 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波



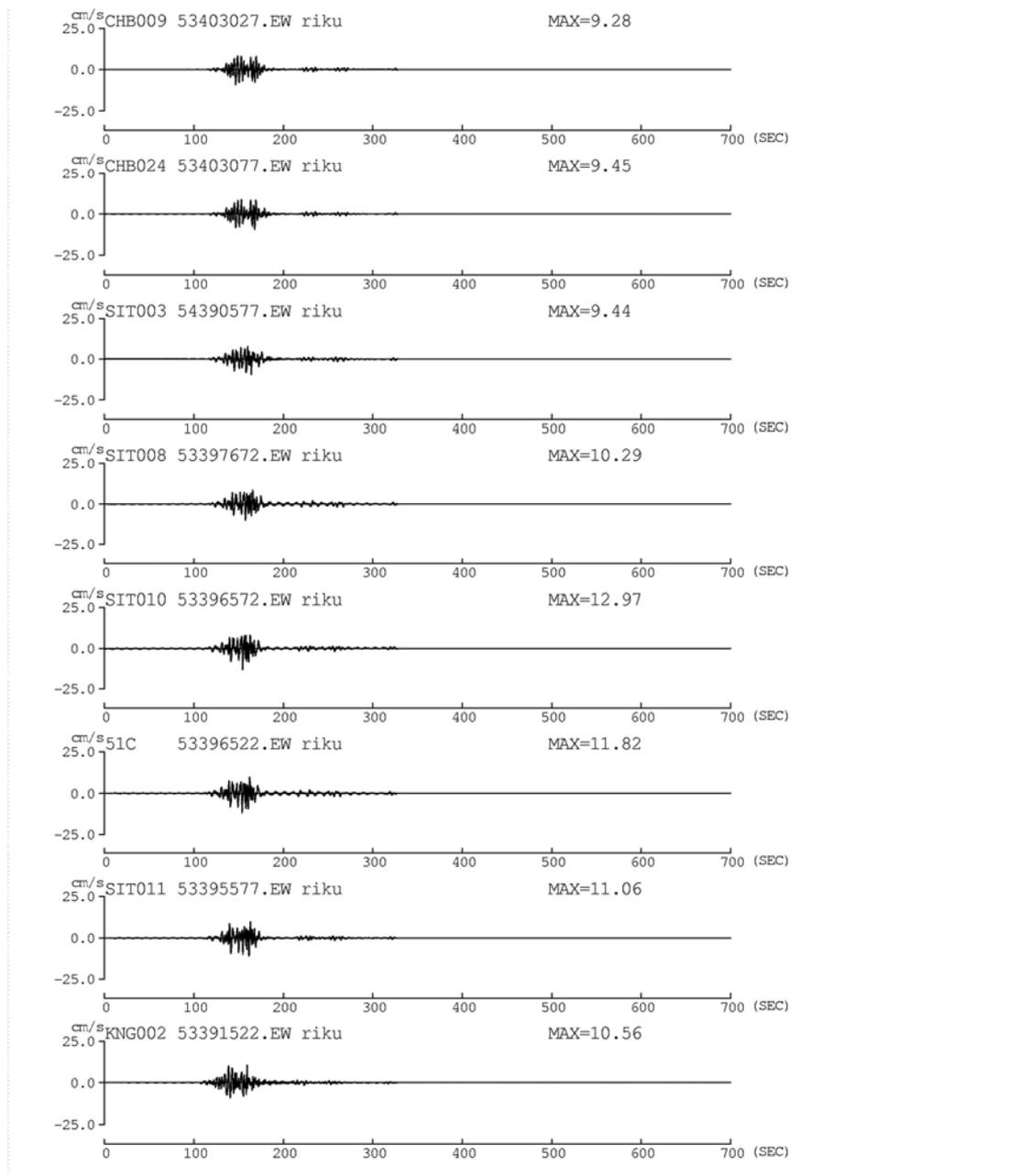
(b) EW 成分

図 2.4-35 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波(続き)



(a) NS 成分

図 2.4-36 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波



(b) EW 成分

図 2.4-36 関東平野の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10Hz の速度フィルター波(続き)

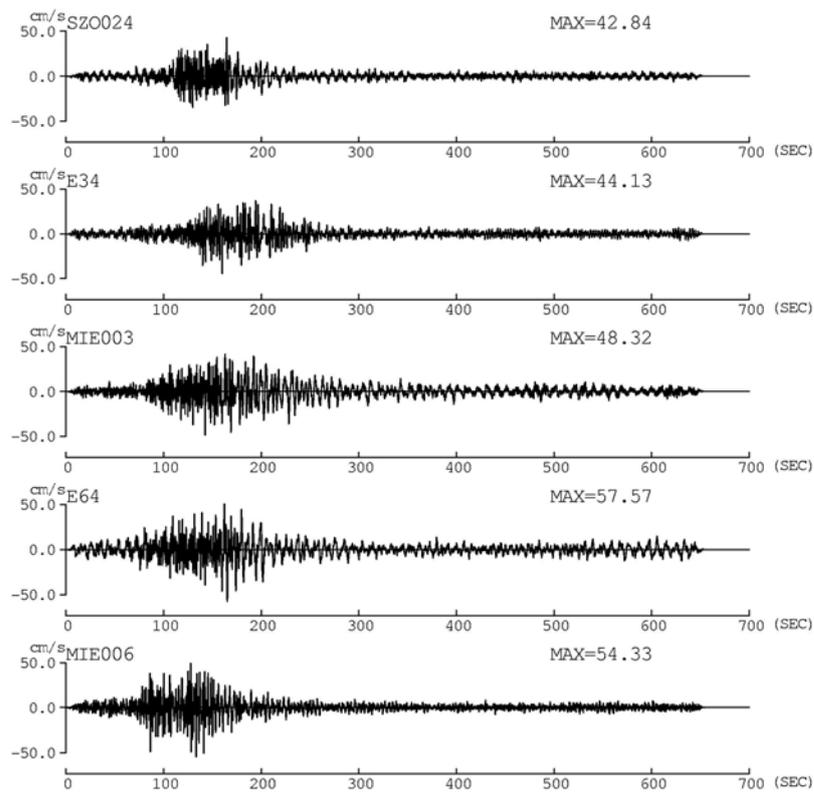
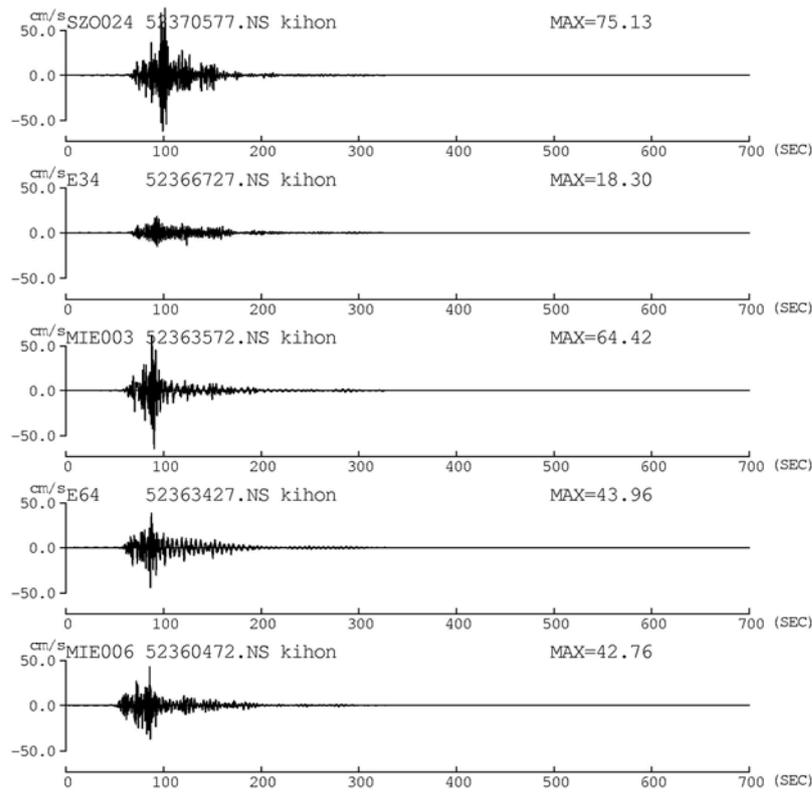
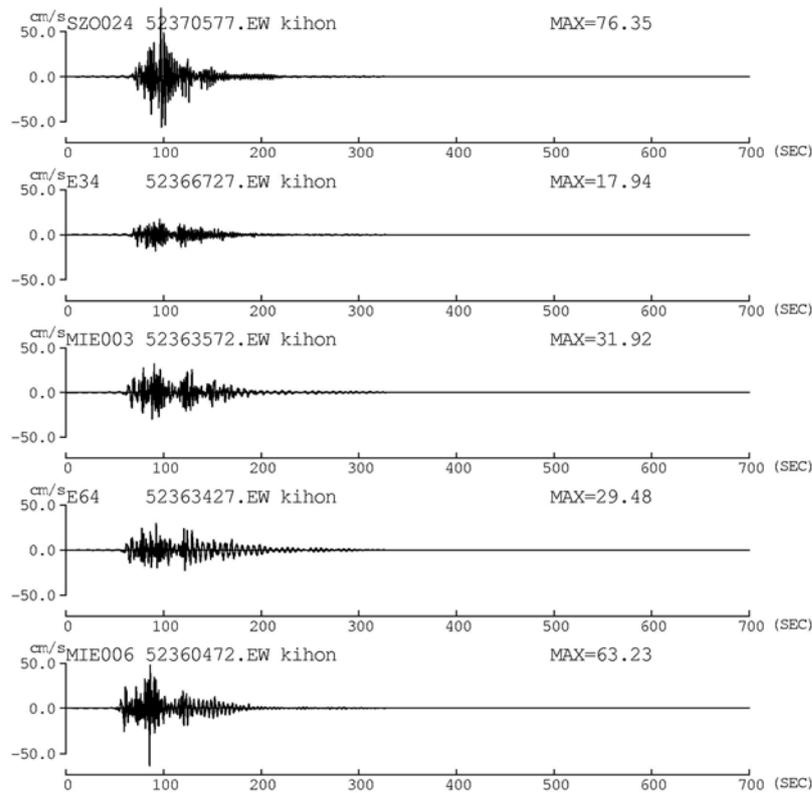


図 2.4-37 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での本業務の 0.1~10 秒の速度フィルター波

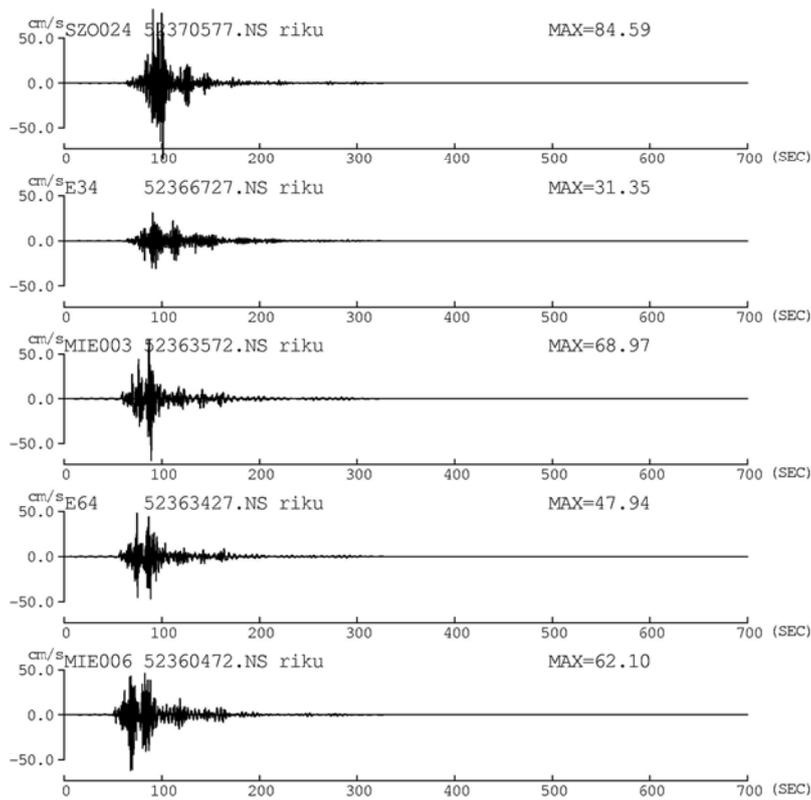


(a) NS 成分

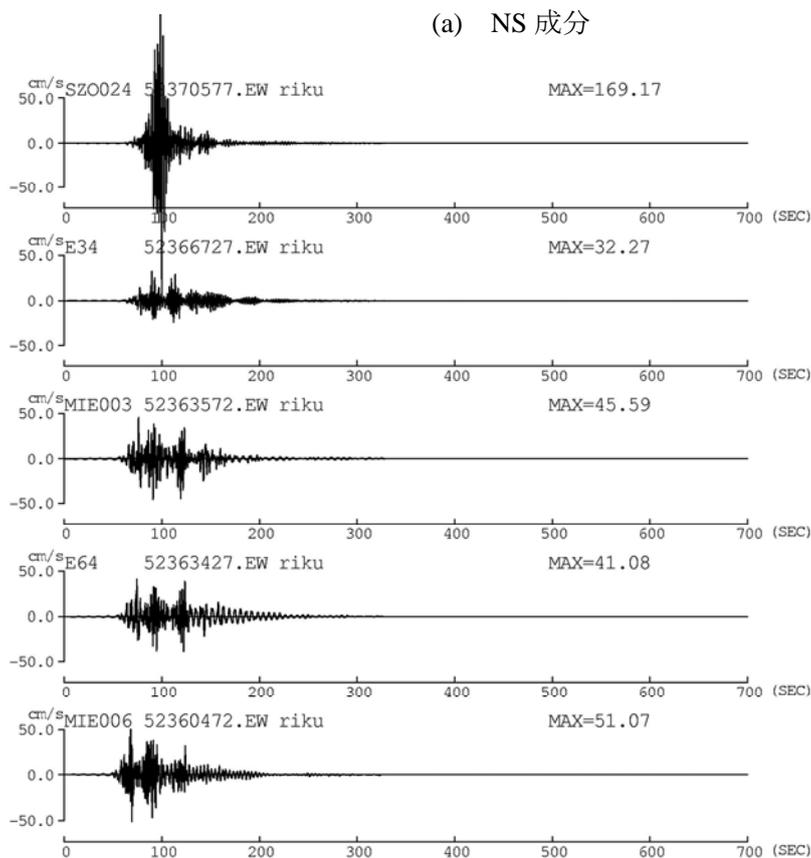


(b) EW 成分

図 2.4-38 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での内閣府(2012)の基本ケースの 0.1~10 秒の速度フィルター波



(a) NS 成分



(b) EW 成分

図 2.4-39 濃尾平野、東海地方の代表観測点以外での内閣府(2012)の陸域ケースの 0.1~10 秒の速度フィルター波

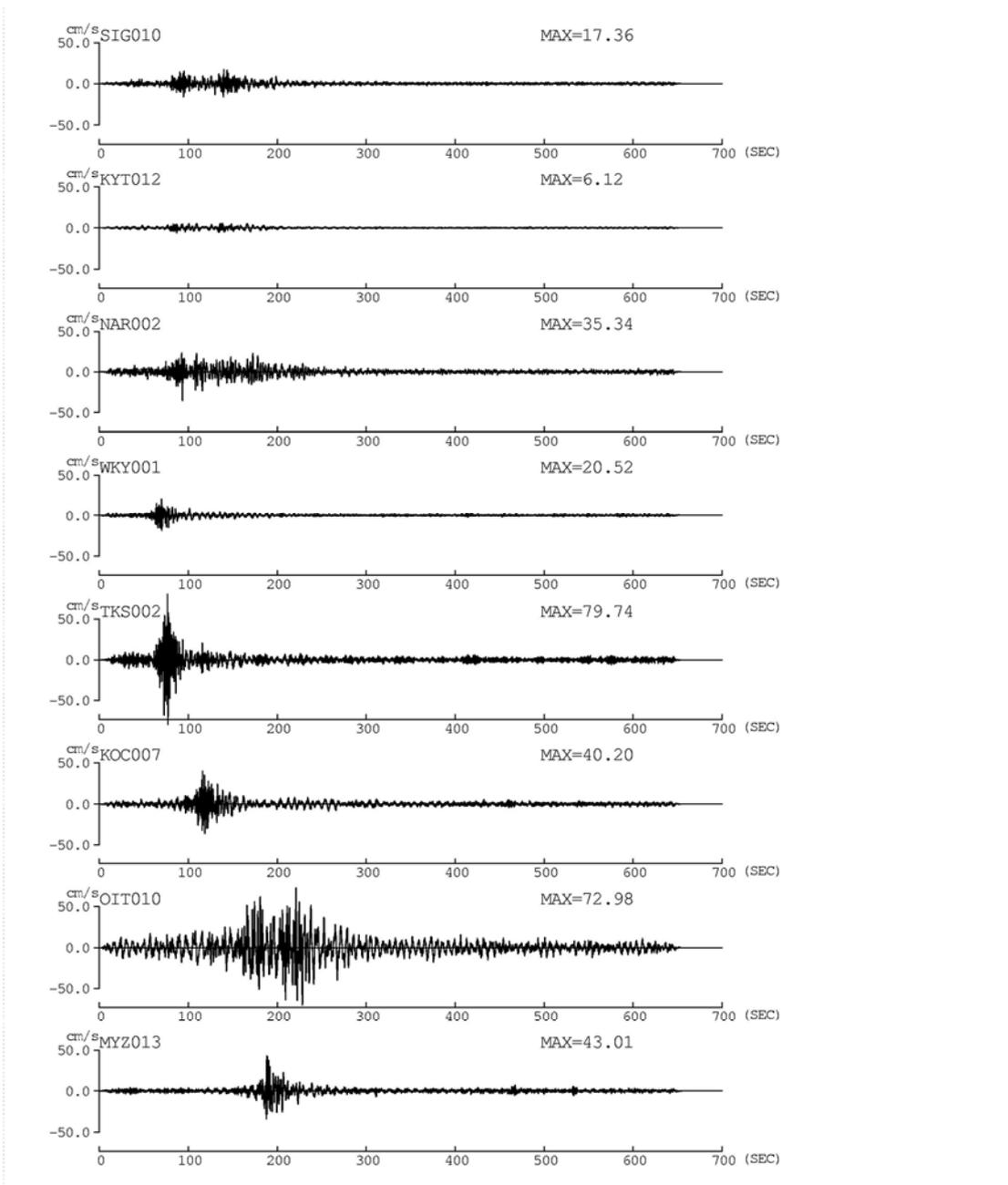
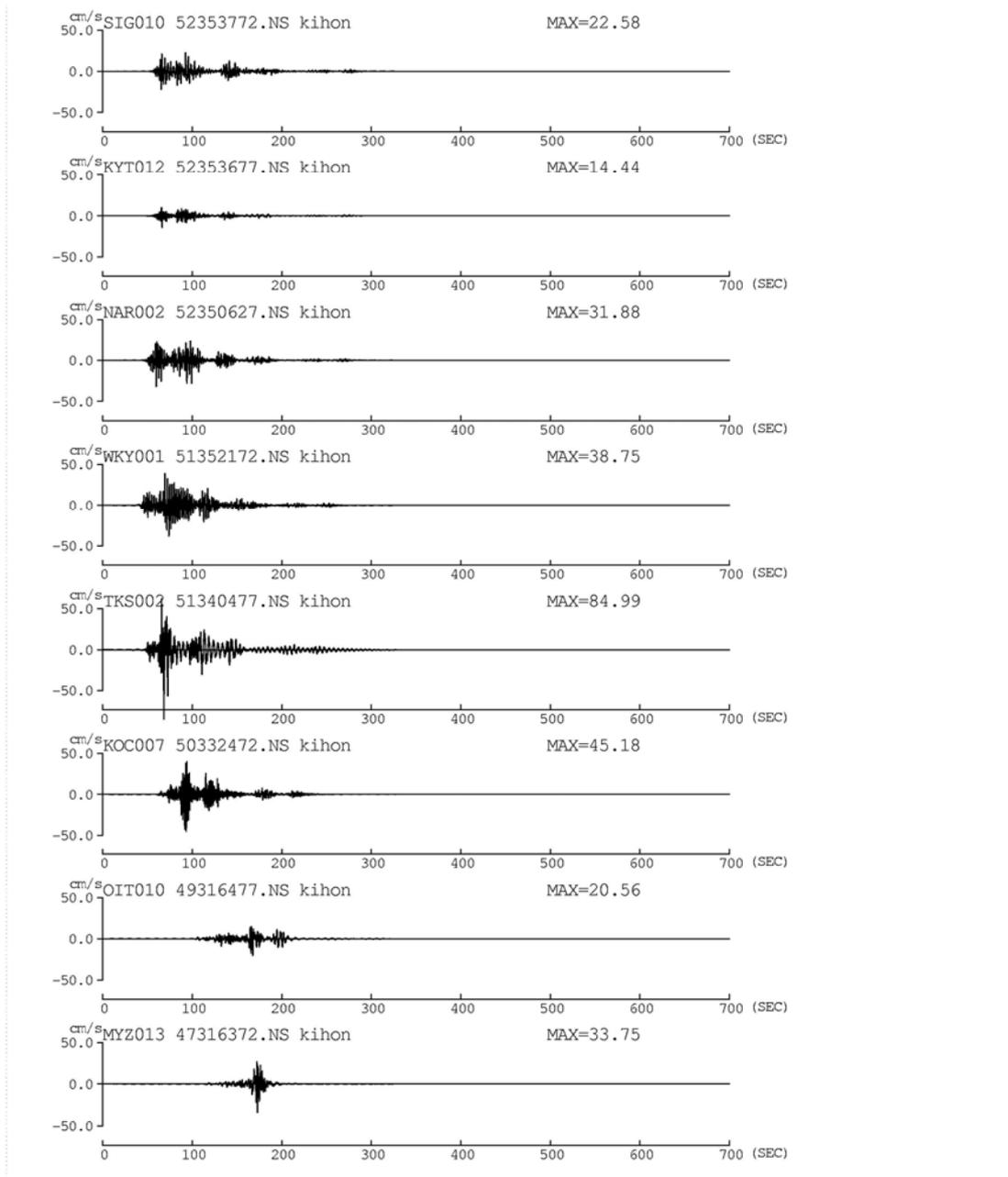
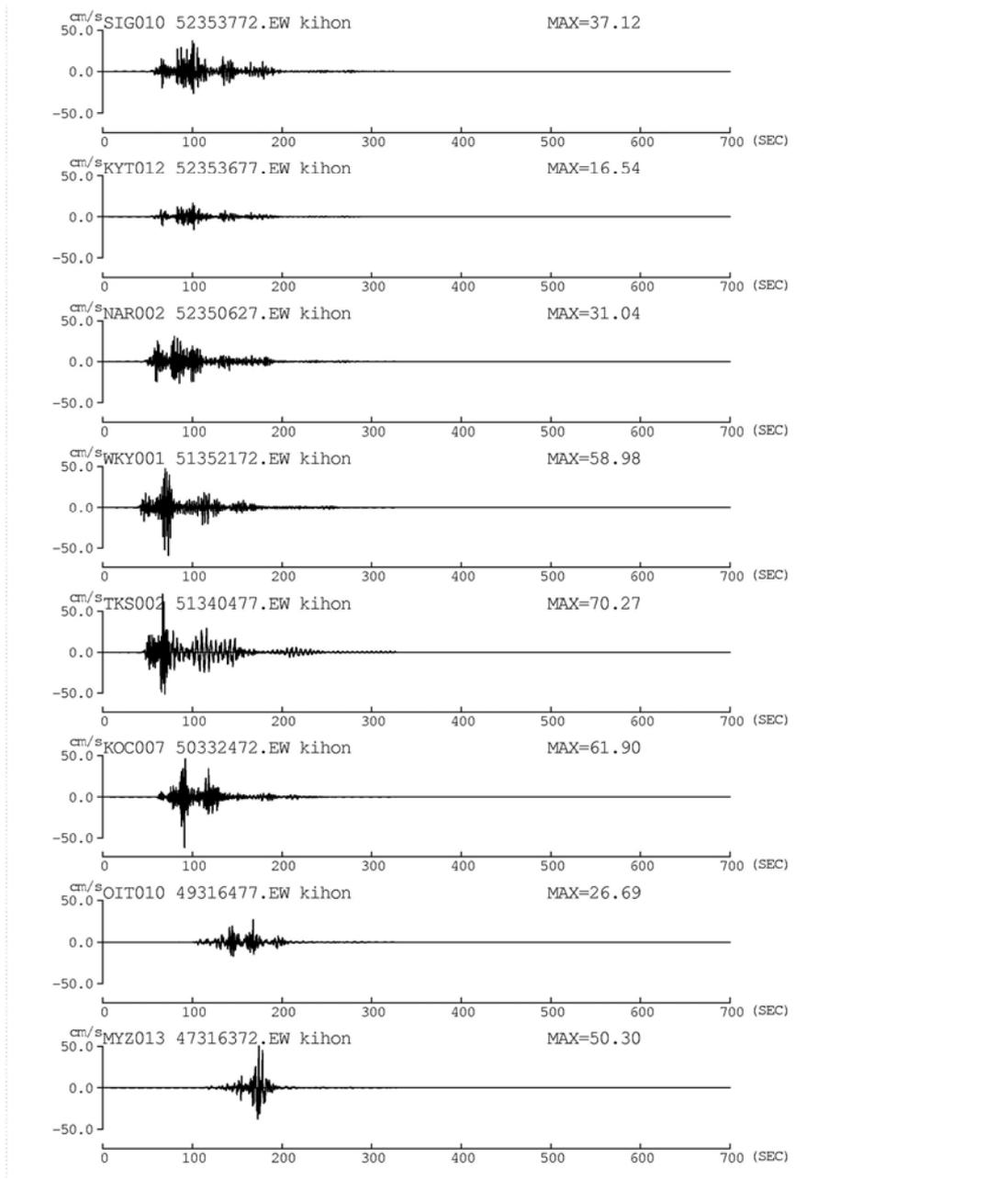


図 2.4-40 西日本の代表観測点以外の本業務の 0.1~10 秒の速度フィルター波



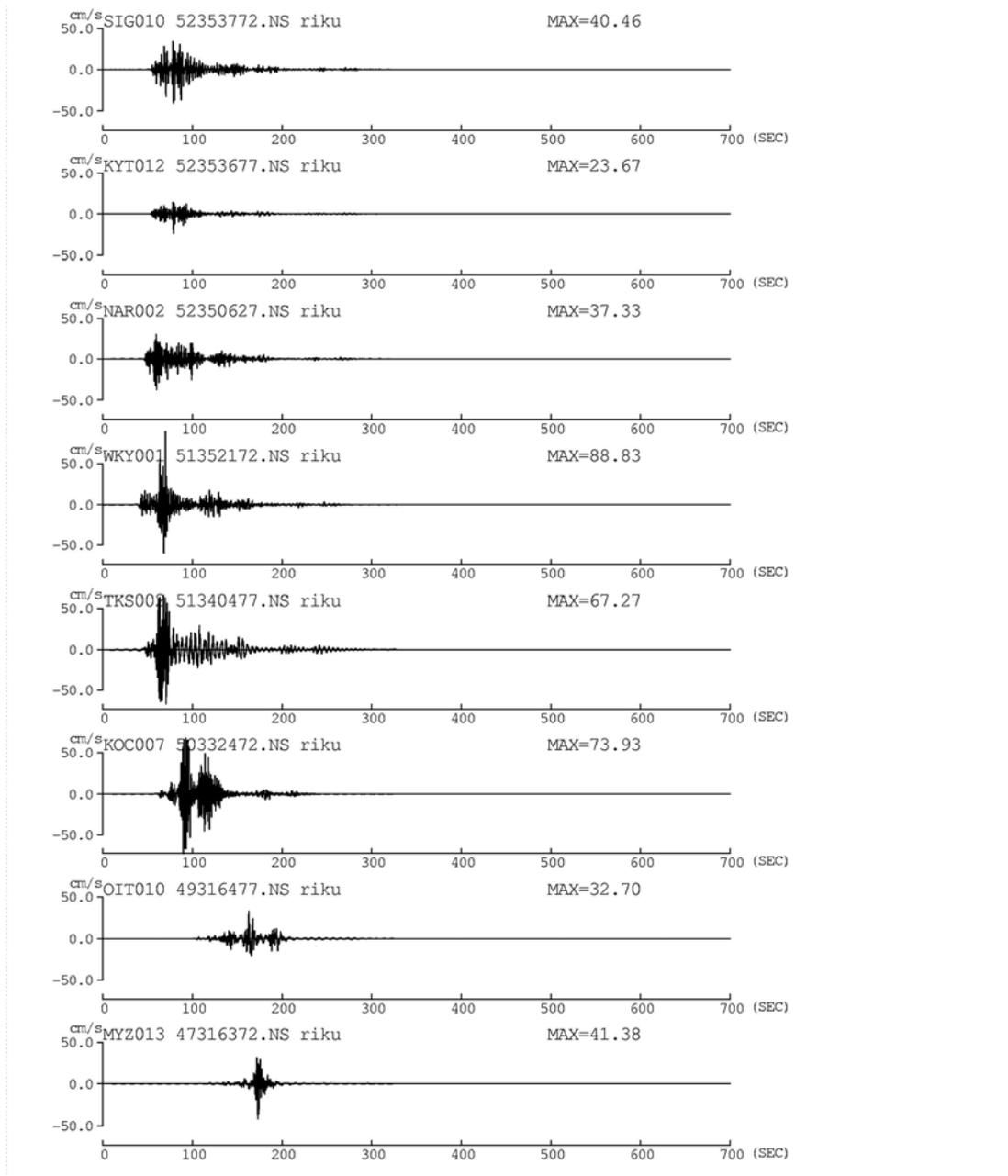
(a) NS 成分

図 2.4-41 西日本の代表観測点以外の内閣府(2012)の基本ケースの0.1~10秒の速度フィルター波



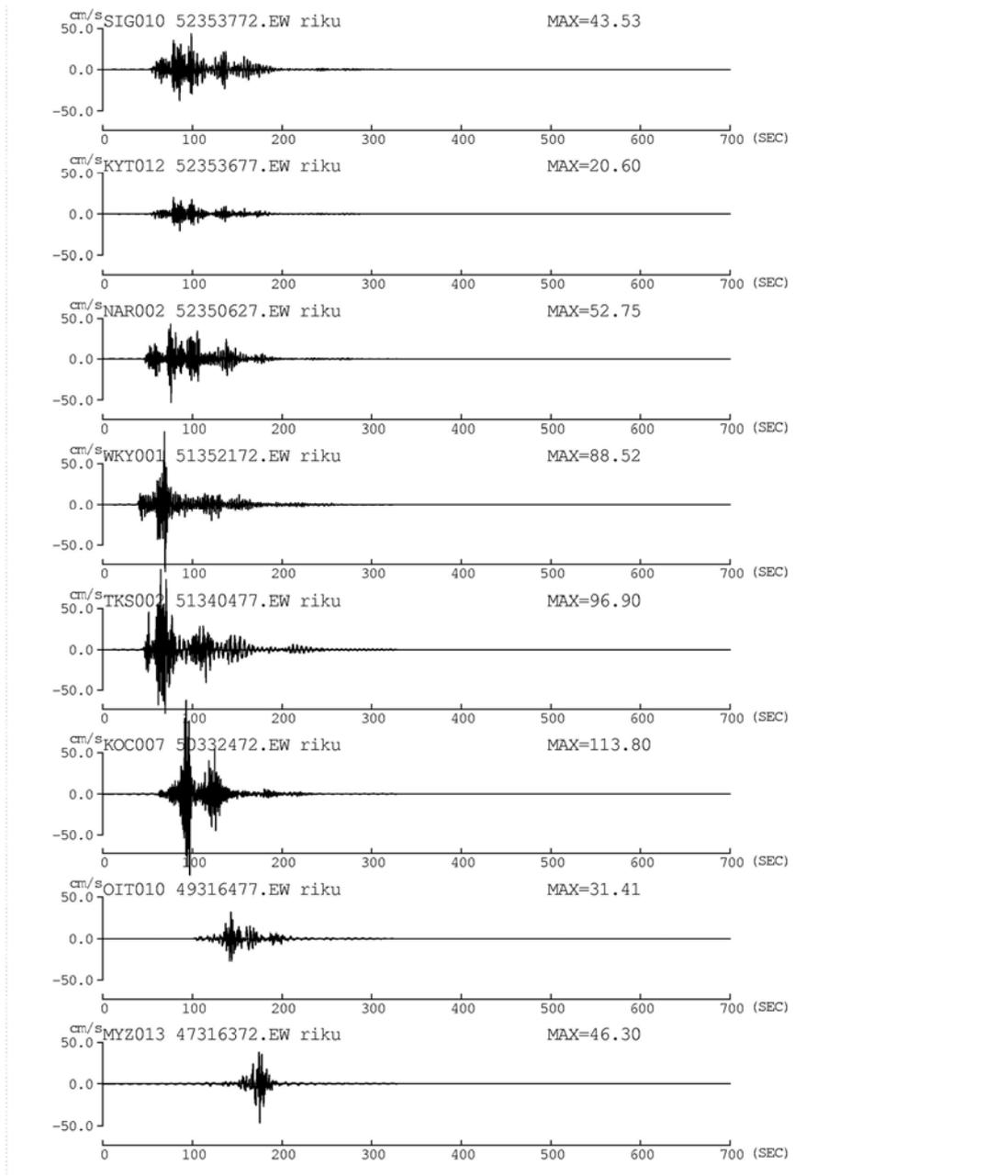
(b) EW 成分

図 2.4-41 西日本の代表観測点以外の内閣府(2012)の基本ケースの0.1~10秒の速度フィルター波(続き)



(a) NS 成分

図 2.4-42 西日本の代表観測点以外の内閣府(2012)の陸域ケースの0.1~10秒の速度フィルター波



(b) EW 成分

図 2.4-42 西日本の代表観測点以外の内閣府(2012)の陸域ケースの0.1~10秒の速度フィルター波(続き)

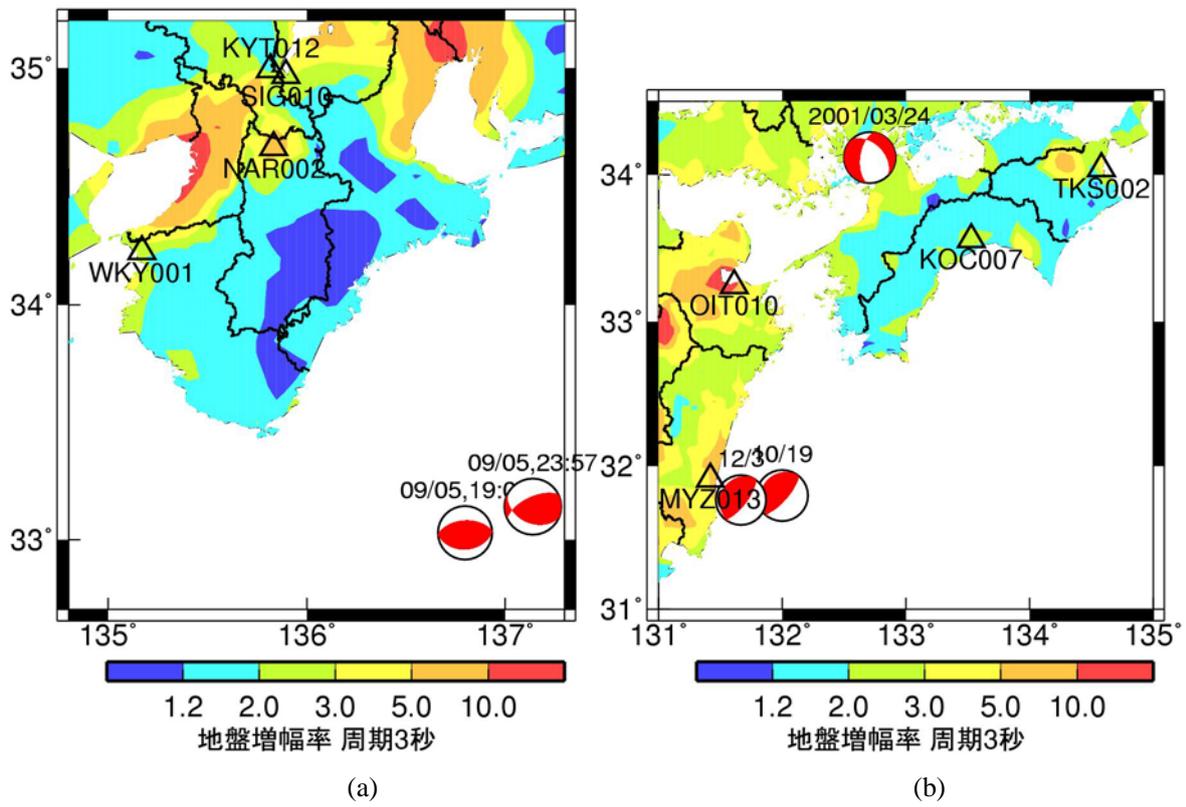


図 2.4-43 観測記録の比較を行う観測点と地震の震央位置とメカニズム解

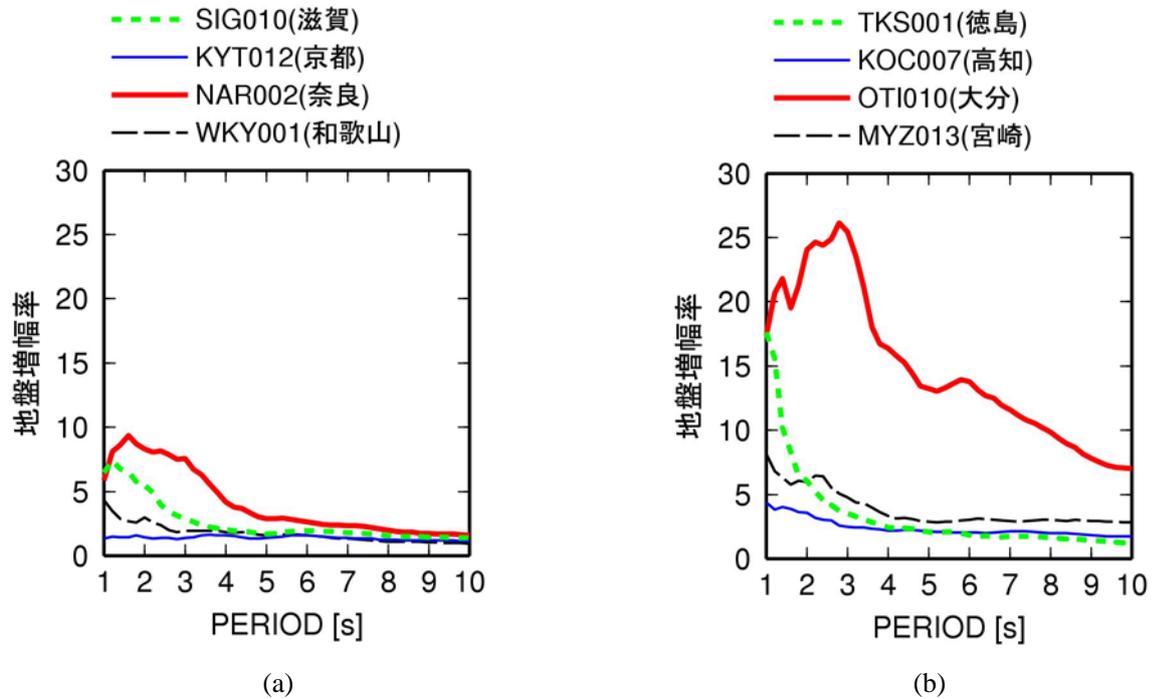


図 2.4-44 応答スペクトルの経験式の地盤増幅率

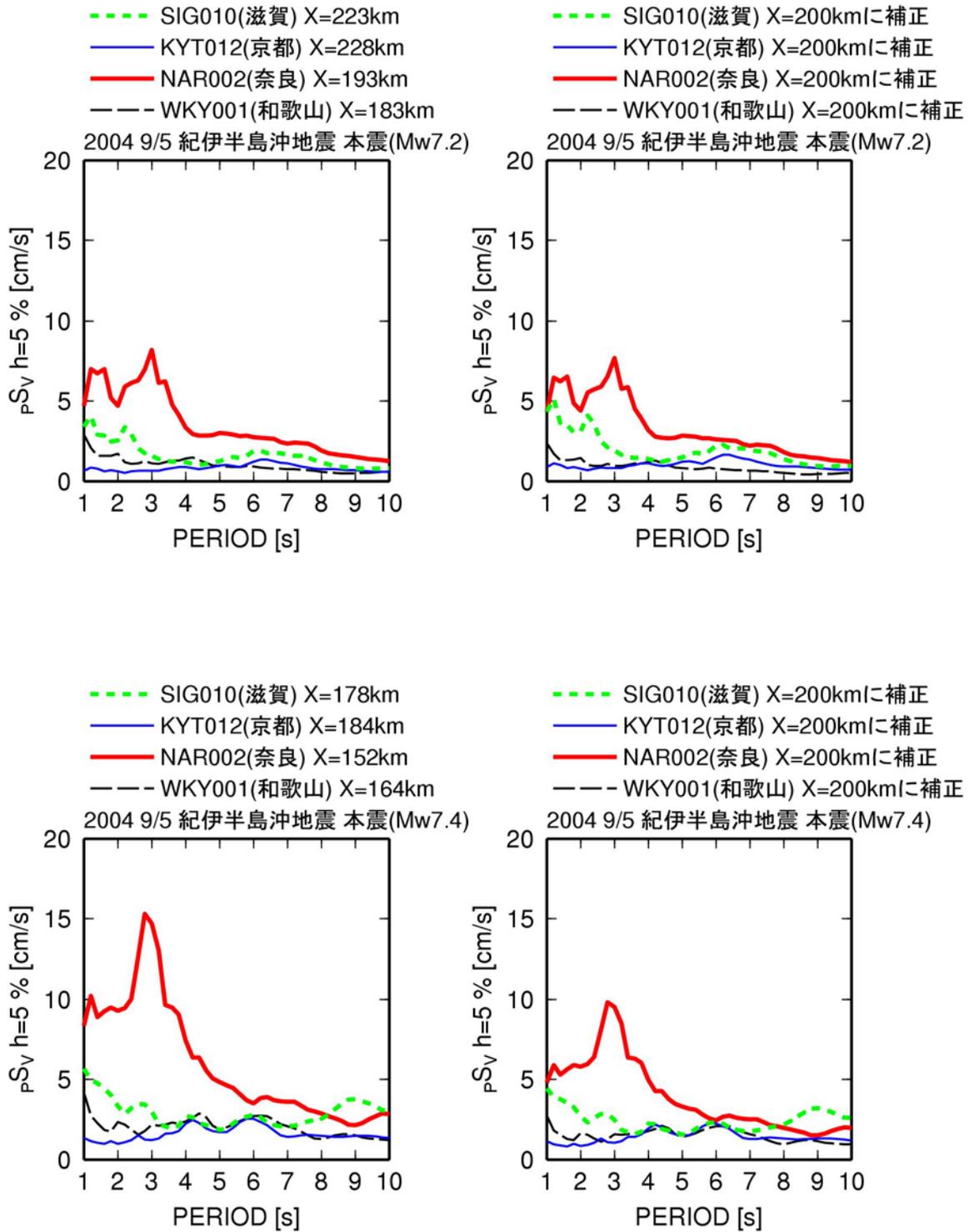


図 2. 4-45 4 観測点での 2004 年紀伊半島沖地震の前震と本震の観測擬似速度応答スペクトルと断層最短距離 200km に距離補正したスペクトル

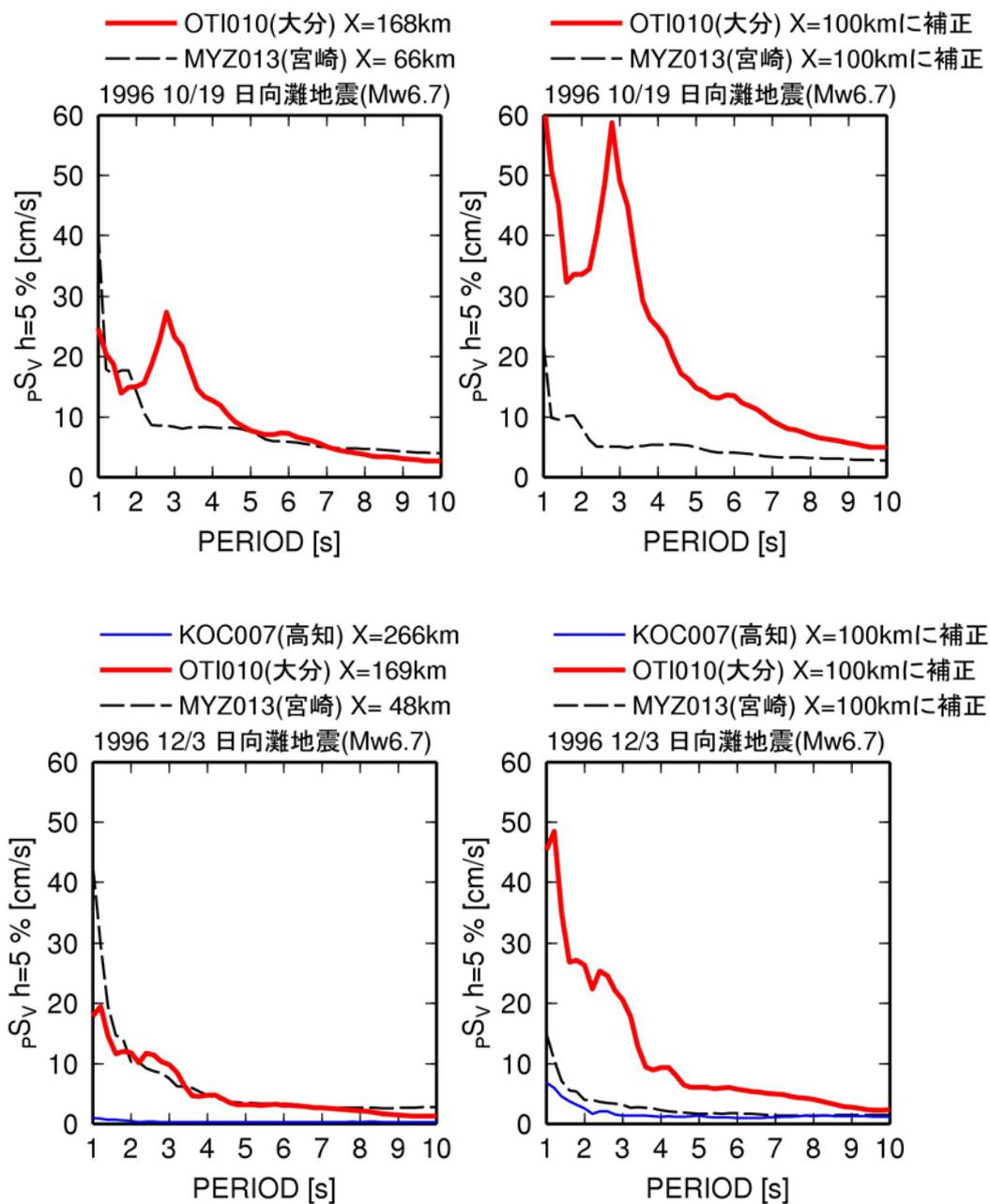


図 2.4-46 4 観測点での 1996 年の 2 つの日向灘地震と 2001 年芸予地震の観測擬似速度応答スペクトルと断層最短距離 200km に距離補正したスペクトル

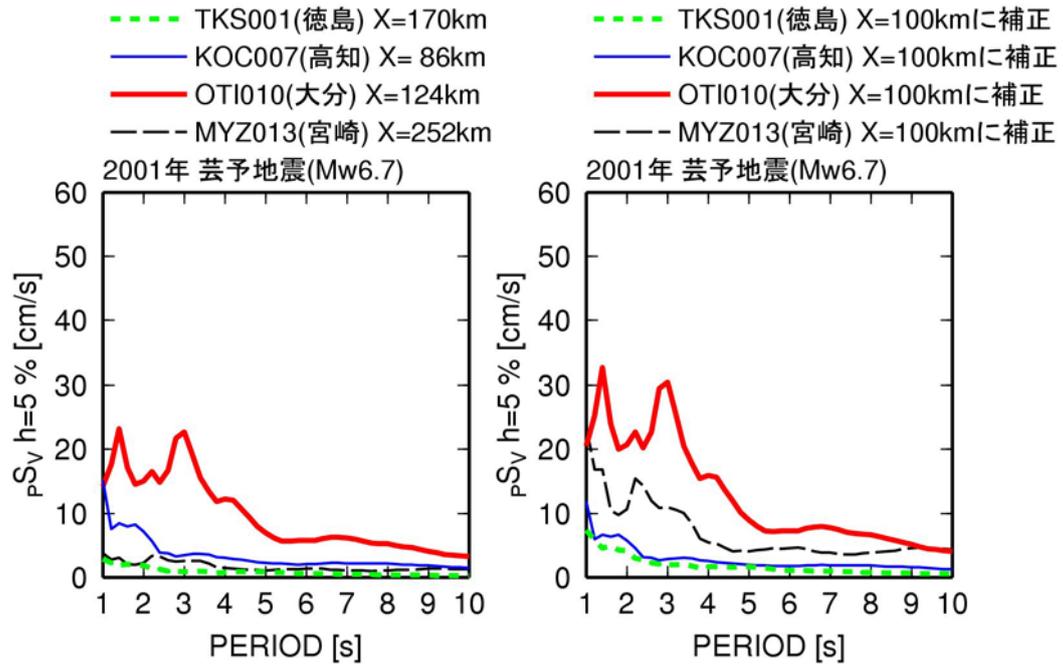
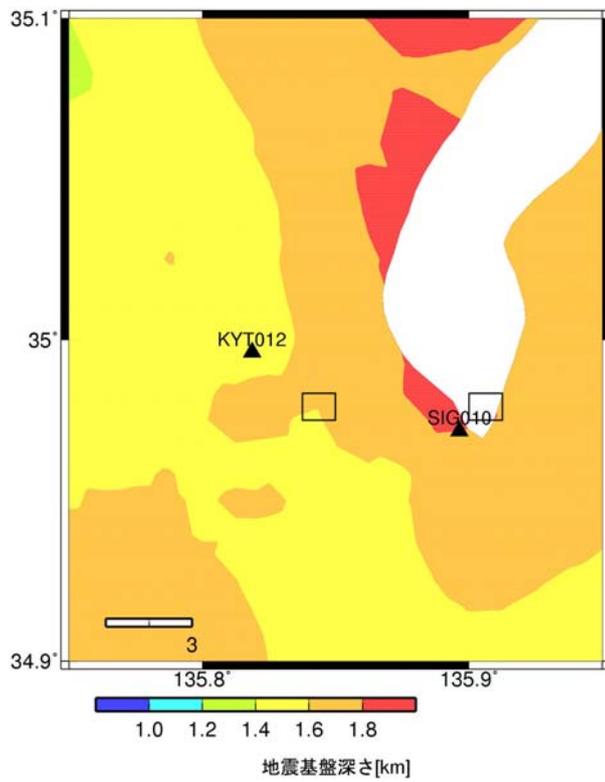
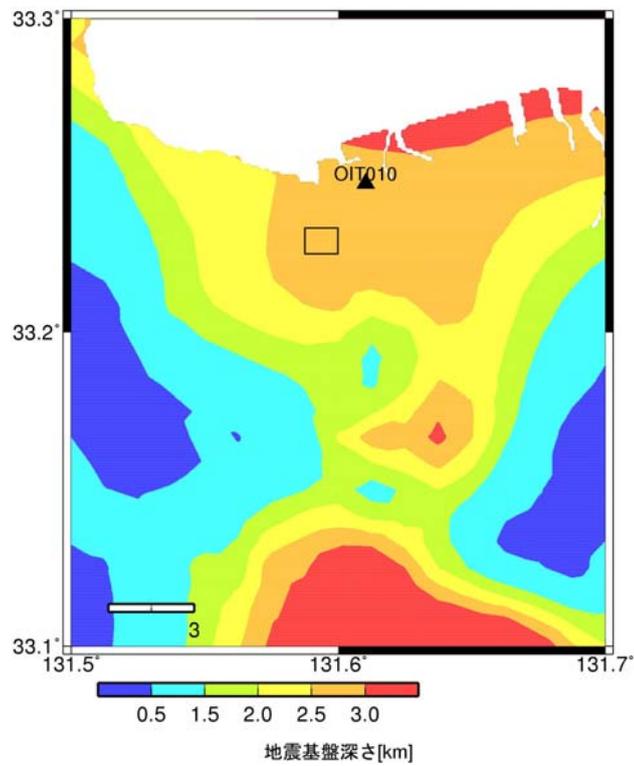


図 2. 4-46 4 観測点での 1996 年の 2 つの日向灘地震と 2001 年芸予地震の観測擬似速度応答スペクトルと断層最短距離 200km に距離補正したスペクトル(続き)



(a) 京都(KYT012)と大津(SIG010)



(b) 大分(OIT010)

図 2.4-47 観測点位置(▲)と波形が公開されている3次メッシュの範囲(□)の比較と地震本部(2012)に基づく地震基盤深さ

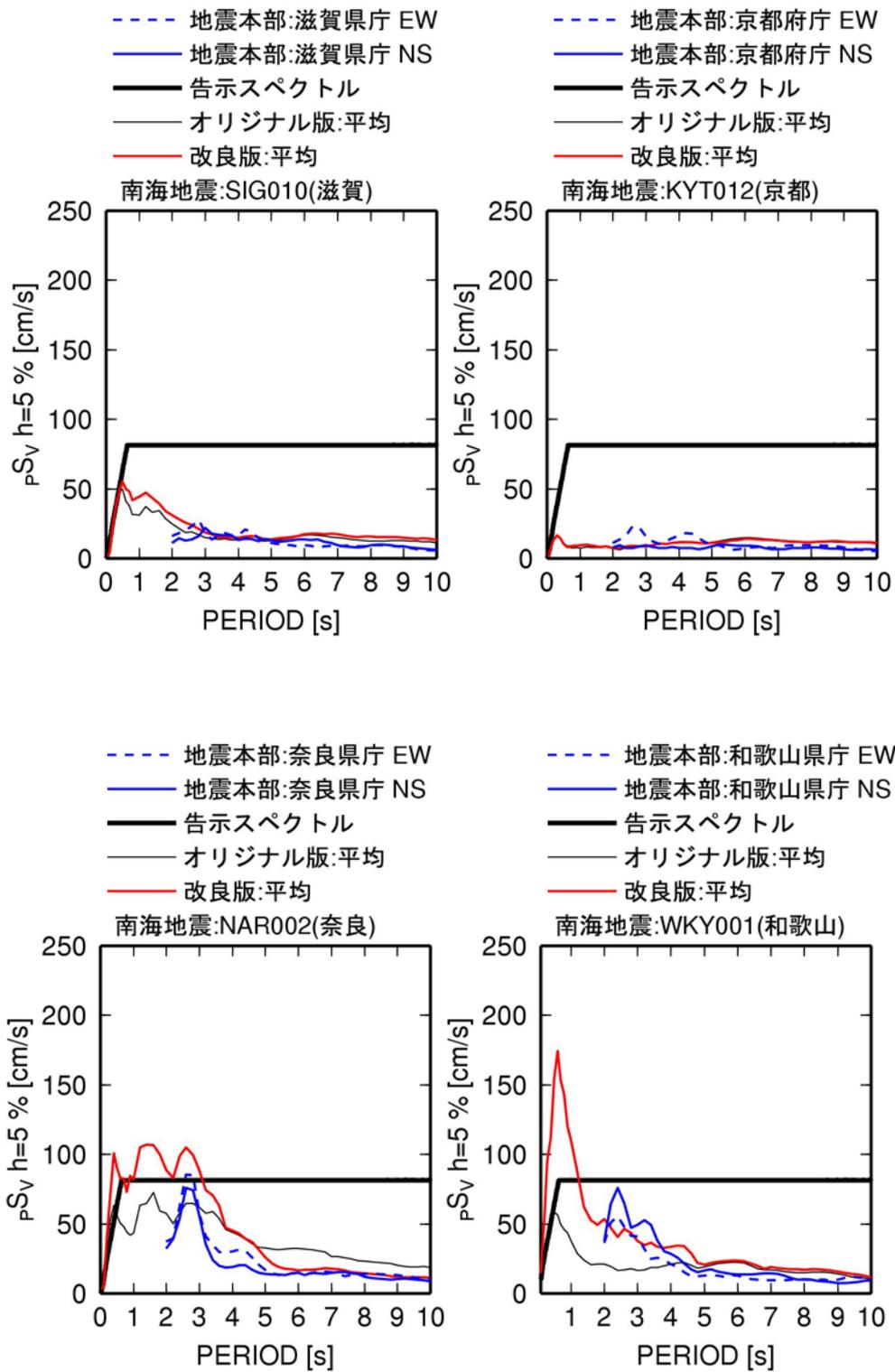


図 2.4-48 地震本部(2012)の南海地震(Mw8.4)の計算波形と、この震源モデルに基づく本業務の経験式(オリジナル版と改良版)の計算波形の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較

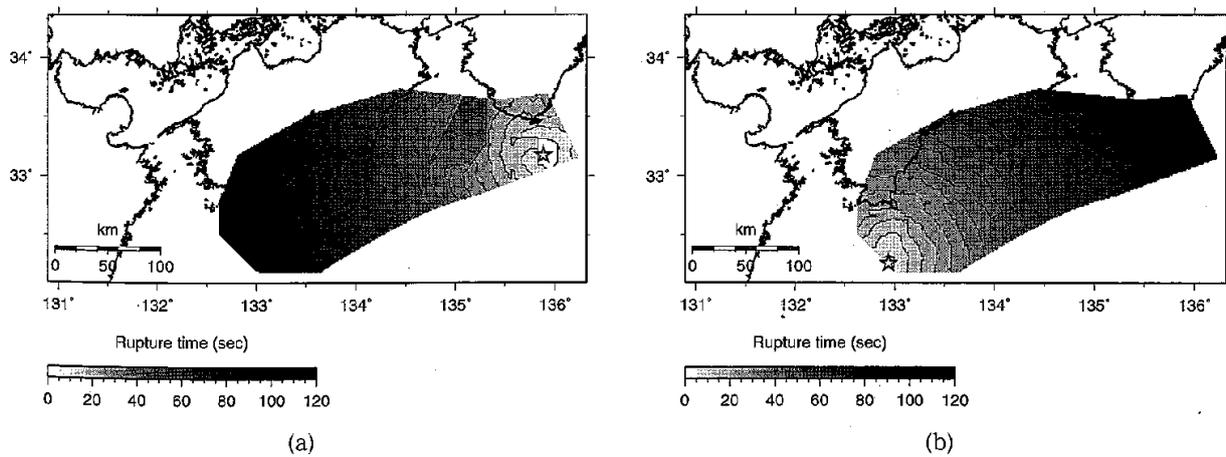


Fig. 10. Rupture time distribution for (a) the east-hypo model and (b) the west-hypo model. The stars indicate the rupture starting points.

図 2.4-49 岩城・他(2009)が3次元有限差分法による南海地震の計算に用いた破壊開始点が異なる2ケース

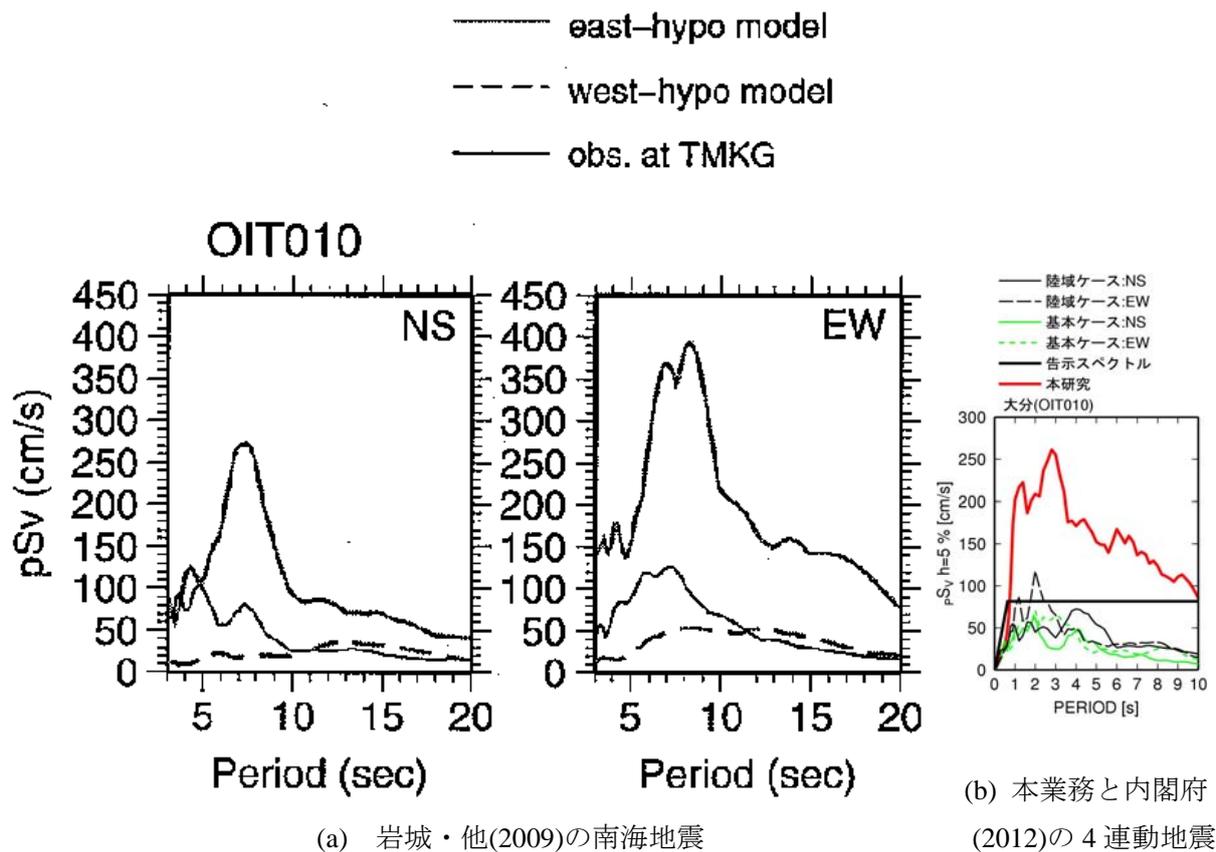


図 2.4-50 大分(OIT010)における岩城・他(2009)の3次元有限差分法による南海地震(Mw8.5)の計算波と、本業務と内閣府(2012)の4連動地震(Mw9.0)の計算波の擬似速度応答スペクトルの比較

2-5 東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーションの整理

2-5-1 はじめに

23年度、旧経験式と改良経験式を用いて、3月9日の前震と3月11日の最大余震と東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーションを行っている。24年度、改良経験式を用いて南海トラフの巨大地震(Mw9.0)の長周期地震動の計算を行ったが、23年度の東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーションを修正すべき点はないと考えられる。ここでは、23年度の内容に、一部加筆して整理した。この成果は、佐藤・他(2012)の論文中にもまとめられている。

2-5-2 震源モデルの設定

前震については、気象庁(2011)による震源モデルの M_0 と巨視的断層面を用いた。最大余震については、F-netの M_0 、走向、傾斜角を用いて断層面を設定した。断層面積は、静的応力降下量3MPa(Kanamori and Anderson, 1975; Kanamori and Brodsky, 2004; 中央防災会議, 2003)を仮定して計算し、正方形断層を仮定して断層長さや幅を決めた。破壊開始点は、気象庁の震源位置とし、断層面の中心になるように断層面をおいた。表2.5-1に、これら2つの地震の震源パラメータをまとめて示す。なお、ここで用いた静的応力降下量の3MPaという値は、世界の浅い地震の平均的値であり(Kanamori and Anderson, 1975; Kanamori and Brodsky, 2004)、プレート境界地震に限ってもほぼこの値前後に分布している(Kanamori and Brodsky, 2004)。中央防災会議(2003)の東海・東南海・南海地震の3連動地震の震源モデルでも3MPaが使われている。

本震の震源モデルは、経験的グリーン関数法に基づく佐藤(2012)の震源モデルと地震調査研究推進本部(2009)の強震動予測レシピに基づき設定した。表2.5-2に設定した震源パラメータを示す。図2.5-1には、設定した3つの巨視的断層面と佐藤(2012)の4つの強震動生成領域・破壊開始点を示す。また、観測波とシミュレーション波の比較を例示する6つの観測点位置と、改良経験式の周期3秒での地盤増幅率の分布も示している。工学的には、地震動が大きくなる地点でのシミュレーション結果が重要であるため、周期1~10秒で地盤増幅率が比較的大きく、東北地方太平洋沖地震の長周期地震動も大きい観測点を選択した。

強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部, 2009)では、巨視的断層のパラメータを先に設定し、その後アスペリティのパラメータを設定するようになっている。本研究では、強震動予測レシピで使われている式を用いて、強震動生成領域のパラメータからカスケード的に巨視的断層のパラメータを設定する。強震動予測レシピには、地殻内地震については、「1つのセグメントに1つあるいは2つのアスペリティを設定する」と記述されているが、海溝型については、「アスペリティの個数は、アスペリティの位置が推定されている場合には、結果的に想定する震源域に含まれるアスペリティの数に相当する。」と記述されている。そこで、佐藤(2012)の震源モデルの第3と第4強震動生成領域(図2.5-1の青と緑の矩形

破線)は、ほぼ同じ時間に破壊していることから、1つの巨視的断層に2つの強震動生成領域があると仮定した。また、第1強震動生成領域(図2.5-1の赤の矩形破線)、第2強震動生成領域(図2.5-1の黒の矩形破線)に対しては、それぞれ1つずつの巨視的断層を仮定した。3つの巨視的断層の破壊開始点と破壊開始時間差は、佐藤(2012)の強震動生成領域1~3の破壊開始点、破壊開始時間差を用いて、3連動震源モデルを設定した。本研究では、予測ではなくシミュレーションを目的としているため、この地震以前に考えられていたセグメントの情報は用いない。

各断層のパラメータの設定方法は以下の通りである。佐藤(2012)の震源モデルには背景領域がないため、背景領域は考慮しない。各断層の巨視的断層の面積 S は、静的応力降下量 $\Delta\sigma$ を3MPaと設定して、強震動生成領域の面積 S_a と応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を用いて、次式(Madariaga, 1979)により設定する。

$$S = \Delta\sigma_a S_a \quad (2.5-1)$$

断層3では、右辺は2つの強震動生成領域の $\Delta\sigma_a S_a$ の和となる。

断層は正方形を基本とした。ただし、長周期波形を用いた震源インバージョンで用いられている断層幅が200km程度である(例えば、鈴木・他, 2011)ことから、巨視的断層の幅の上限は200kmに設定した。巨視的断層の位置は、長さ方向は強震動生成領域が中心となるように設定し、幅方向は、深さ60kmとなる位置まで陸側に接するように設定した。この際の走向、傾斜角は強震動生成領域と同じ、 200° 、 15° とし、巨視的断層面上に強震動生成領域が載るように設定した。

巨視的断層の地震モーメント M_0 は、(2)式(Eshelby, 1957)により計算する。

$$M_0 = 16 / (7\pi^{3/2}) \Delta\sigma S^{3/2} \quad (2.5-2)$$

経験式のデータの最大 M_w は8.2であることから、 M_w 8.2以上では外挿となる。 M_w^2 項が考慮されていても、 M_w 8.2以上での拘束がない。そのため、上述のように震源パラメータを設定した場合、断層2の M_w は8.8となり、改良経験式でも長周期帯域でスペクトルを過大評価する結果が得られた。そこで、応答スペクトルの改良経験式に M_w の頭打ちを8.2~8.8まで0.1刻みで与えてシミュレーションを実施した。その結果、 M_w 8.4程度で、本震の長周期地震動がほぼ説明できることから、改良経験式では断層2の M_w を8.4とした。司・他(2011)は、東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0)、2003年十勝沖地震(M_w 8.3)、2001年ペルー地震(M_w 8.4)、2010年チリ地震(M_w 8.8)の記録と司・翠川(1999)の最大速度の距離減衰式を用いて、 M_w 8.3程度で頭打ちを示している。司・他(2011)では、1枚の巨視的断層面を用いており、最大速度が対象であるが、本研究で推定した M_w 8.4はこの値に近い。

2-5-3 長周期地震動シミュレーション

図2.5-2には、前震(2011/3/9/11:45 M_w =7.4, 三陸沖)と最大余震(2011/3/11/15:15 M_w =7.8, 茨城県沖)の周期3秒での擬似速度応答スペクトル分布を、観測と、改良経験式、旧経験式に基づくシミュレーションで比較した結果を示す。図中の丸印が、観測記録が得られてい

るK-NET、KiK-net観測点である。いずれの図も、観測点での値を図化の際に空間補間した結果である。どちらの経験式もほぼ観測を再現しているが、旧経験式はやや過大評価である。

図2.5-3には、東北地方太平洋沖地震の周期3秒と周期5秒での擬似速度応答スペクトル分布を示す。前震と最大余震の結果と同様に、旧経験式ではやや過大評価であるのに対して、改良経験式は観測をほぼ再現している。旧経験式と改良経験式によるシミュレーション結果の違いをわかりやすくするため、図2.5-4には、周期3秒での観測に対するシミュレーションの擬似速度応答スペクトル比の分布を示す。周期3秒での回帰誤差 e から算出されるばらつきは、 $1/1.5 \sim 1.5$ 倍であるが、改良経験式ではほぼこのばらつきの範囲内にあるのに対して、旧経験式は平均的に過大評価となっていることが確認できる。

図2.5-1に示した6つの観測点における観測と改良経験式に基づく擬似速度応答スペクトル及び周期0.1~10秒の速度フィルター波の比較を図2.5-5、図2.5-6に示す。地盤の非線形性の影響が小さいと考えられる4つの観測点を図2.5-5に、影響が大きいと考えられる2つの観測点を図2.5-6に示している。なお、経験式による地震動は、同図凡例に示すように水平2成分の相乗平均という位置づけで作成されている。

地盤の非線形性の影響が大きいと考えられる観測点では、以下のようにして、地盤の非線形性の影響を考慮したシミュレーションも行った。気象庁の震度発表観測点で震度7は、MYG004(築館)のみであったが、TCGH16(芳賀)も震度7相当である。TCGH16での水平2成分の最大加速度は、約 1200 cm/s^2 、 800 cm/s^2 であり、地盤の非線形性の影響があるものと考えられる。MYG006でも水平2成分の最大加速度は、 440 cm/s^2 、 570 cm/s^2 であり、地盤の非線形性の影響が指摘されている(例えば、Nagashima et al., 2012)。そこで、TCGH16では、本震の地表の水平成分の加速度応答スペクトルを地中-112mの水平成分の加速度応答スペクトルで除した H/H を求め、これを改良経験式作成に用いたデータの H/H の平均値で除した値で、シミュレーション波の加速度応答スペクトルを補正した。そして、シミュレーション波の位相スペクトルを用いて、地盤の非線形性を考慮したシミュレーション波を作成した。本震の地表の水平成分の加速度応答スペクトルを地表の上下成分の加速度応答スペクトルで除した H/V でも、同様にして、地盤の非線形性を考慮したシミュレーション波を作成した。地表の観測点のみであるMYG006では H/V を用いて、地盤の非線形性を考慮したシミュレーション波を作成した。ただし、MYG006の観測波は、断層1と断層2から生成される2つの波群に分かれている。加速度が大きいのは、断層2から生成される波群であるため、断層2に対するターゲットスペクトルを H/V で補正することにより、地盤の非線形性を考慮したシミュレーション波を作成した。図2.5-7には、補正に用いたTCGH16での本震と本震以外の H/H 、 H/V 、MYG006での本震と本震以外の H/H を示す。本震では、ピークが長周期化しており、これは主に地盤の非線形性の影響と考えられる。

図2.5-5をみると、シミュレーション波は観測波をほぼ再現している。ただし、周期10秒付近で過大評価の傾向がある。図2.5-6に示した、地盤の非線形性の影響があると考えられ

る観測点では、H/VやH/Hで補正することにより地盤の非線形を考慮したシミュレーション波のスペクトルは、観測をほぼ再現できるようになっている。波形の形状は、必ずしも再現性がよくないが、これは、位相スペクトルに、地盤非線形性を考慮していないためである可能性がある。

周期10秒付近で過大評価という結果について、考察を行う。図2.5-8には、SIT003とTKY018での最大余震の観測とシミュレーションの擬似速度応答スペクトルの比較を示す。最大余震の観測スペクトルと図2.5-5の本震の観測スペクトルと比べると、周期10秒付近では、両地点とも、20cm/s程度と同じレベルになっている。最大余震からの断層最短距離と本震の断層3からの断層最短距離の差は小さく、最大余震の M_w は7.8、断層3の M_w は8.1である。したがって、周期10秒付近で本震と最大余震のスペクトルレベルが同程度であるのは、本震は最大余震に比べて、地震規模のわりに周期10秒付近の長周期地震動の励起が小さかったものと考えられる。

最後に、図2.5-9には、TKY018での旧経験式と改良経験式の地盤増幅率の比較を示す。改良経験式のフィリピン海プレート地震の増幅率 $10^{0.7}$ は太平洋プレート地震の増幅率 10^0 の2倍以上大きく、旧経験式の地盤増幅率はこれらの中間にある。図2.5-4、図2.5-5で示したように、同じ規模で同じ距離の場合には、周期5秒以上では、地震基盤におけるスペクトルレベルが太平洋プレート地震とフィリピン海プレート地震でほぼ同じであり、周期2秒でも2倍の違いはない。したがって、TKY018では、フィリピン海プレート地震の方が太平洋プレート地震よりスペクトルが大きくなる。したがって、南海トラフ沿いの海溝型地震に対する長周期地震動予測では、このような特徴が反映されることになる。

2-5-4 まとめ

本震については、経験的グリーン関数法に基づき推定されている強震動生成領域から、強震動予測レシピに基づき、3つの巨視的断層からなる3連動震源モデルを作成した。この震源モデルでは、断層1、2、3の M_w が8.4、8.8、8.1となり、2つの断層で経験式のデータセットの最大 M_w である8.2の外挿となる。そこで、シミュレーションに基づき改良経験式に M_w 8.4での頭打ちを導入した。

東北地方太平洋沖地震及び前震(M_w 7.4)、最大余震(M_w 7.8)とも、旧経験式では応答スペクトルが過大評価の傾向があったが、改良経験式では観測スペクトルをほぼ再現できることを示した。なお、改良経験式でも本震の周期10秒付近では過大評価であったが、本震の断層3(M_w 8.1)と最大余震と断層最短距離が同じである関東平野の観測点では、周期10秒付近で観測スペクトルがほぼ同じであることから、これは本震固有の特徴と考えられる。

参考文献

中央防災会議 東南海・南海地震等に関する専門調査会(2003). 第16回, 資料3図表集,

- pp.18-20. <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai>
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, pp.376-396.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.65, pp.1073-1095.
- Kanamori, H. and E. E. Brodsky (2004). The physics of earthquakes, *Rep. Prog. Phys.* Vol.67, pp.1429-1496.
- 気象庁(2011). 3月9日 三陸沖の地震ー 遠地実体波および近地強震波形による震源過程解析(暫定), <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20110309farandnear.pdf>
- Madariaga, R. : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, 1979, pp.2243-2250.
- Nagashima, F., H. Kawase, S. Matsushima, F. J. Sanchez-Sesma, T. Hayakawa, T. Satoh and M. Oshima : Application of the H/V spectral ratios for earthquake ground motions and microtremors at K-NET sites in Tohoku Region, Japan to delineated soil nonlinearity during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the Giant Earthquake, 2012*, pp.361-370.
- 佐藤智美(2012). 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルー プレート境界地震の短周期レベルに着目してー, *日本建築学会構造系論文集*, 第675号, pp. 695-704.
- 佐藤智美・大川出・西川孝夫・佐藤俊明(2012). 長周期地震動の経験式の改良と2011年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション, *日本地震工学会論文集*, 第12巻, 第4号(特集号), pp. 354 - 373.
- 鈴木亘・青井真・関口春子(2011). 近地強震記録を用いた2011年03月11日東北地方太平洋沖地震の震源インバージョン解析(2011/08/12改訂版), http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/TohokuTaiheiyo_20110311/inversion/,
- 司宏俊・瀨瀨一起・三宅弘恵・翠川三郎(2011). 超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用について-2011年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討-, *日本地震学会講演予稿集*, p. 63.
- 司宏俊・翠川三郎(1999). 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 第523号, pp. 63-70.
- 地震調査研究推進本部(2009). 全国を概観した地震動予測地図 2008年度版 付録3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成20年4月11日改訂, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/a3.pdf

表 2.5-1 前震と最大余震の震源パラメータ

パラメータ	単位	3月9日の前震	3月11日の最大余震
M ₀	dyne・cm	1.34E+27	5.66E+27
M _w		7.4	7.8
面積	km ²	4900.0	5960.0
長さ	km	70.0	77.2
幅	km	70.0	77.2
走向	°	187.0	209.0
傾斜角	°	11.0	31.0

表 2.5-2 本震の震源パラメータ
(改良経験式ではカッコ内を使用)

	パラメータ	単位	本震
全体	M ₀	dyne・cm	2.97E+29 (1.20E+29)
	M _w		8.9(8.7)
	走向	°	200.0
	傾斜角	°	15.0
断層1	M ₀	dyne・cm	5.42E+28
	M _w		8.4
	面積	km ²	26844.8
	長さ 幅	km	163.8 163.8
断層2	M ₀	dyne・cm	2.27E+29 (5.01E+28)
	M _w		8.8(8.4)
	面積	km ²	69795.0
	長さ 幅	km	349.0 200.0
断層3	M ₀	dyne・cm	1.58E+28
	M _w		8.1
	面積	km ²	11815.5
	長さ 幅	km	108.7 108.7

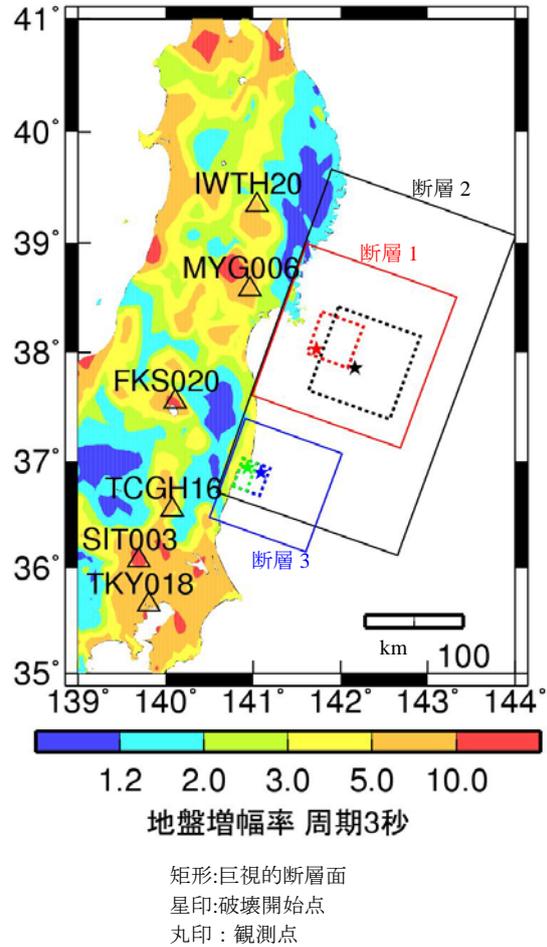
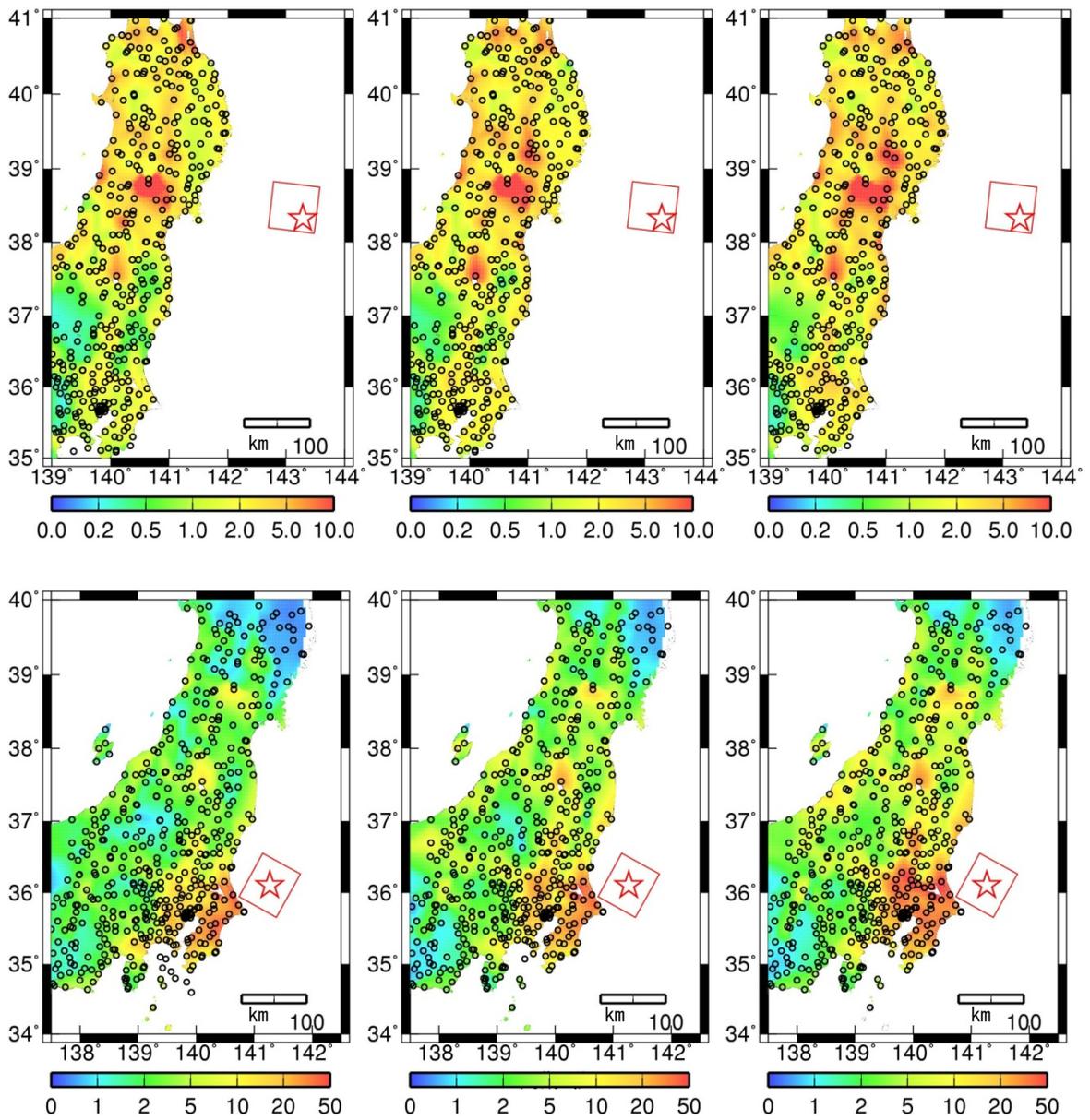


図 2.5-1 設定した 3 つの巨視的断層面(矩形実線)と佐藤(2012)の 4 つの強震動生成領域(矩形破線)・破壊開始点(星印)と観測波とシミュレーション波の比較を例示する観測点位置(三角印)及び周期 3 秒での改良経験式の地盤増幅率の分布



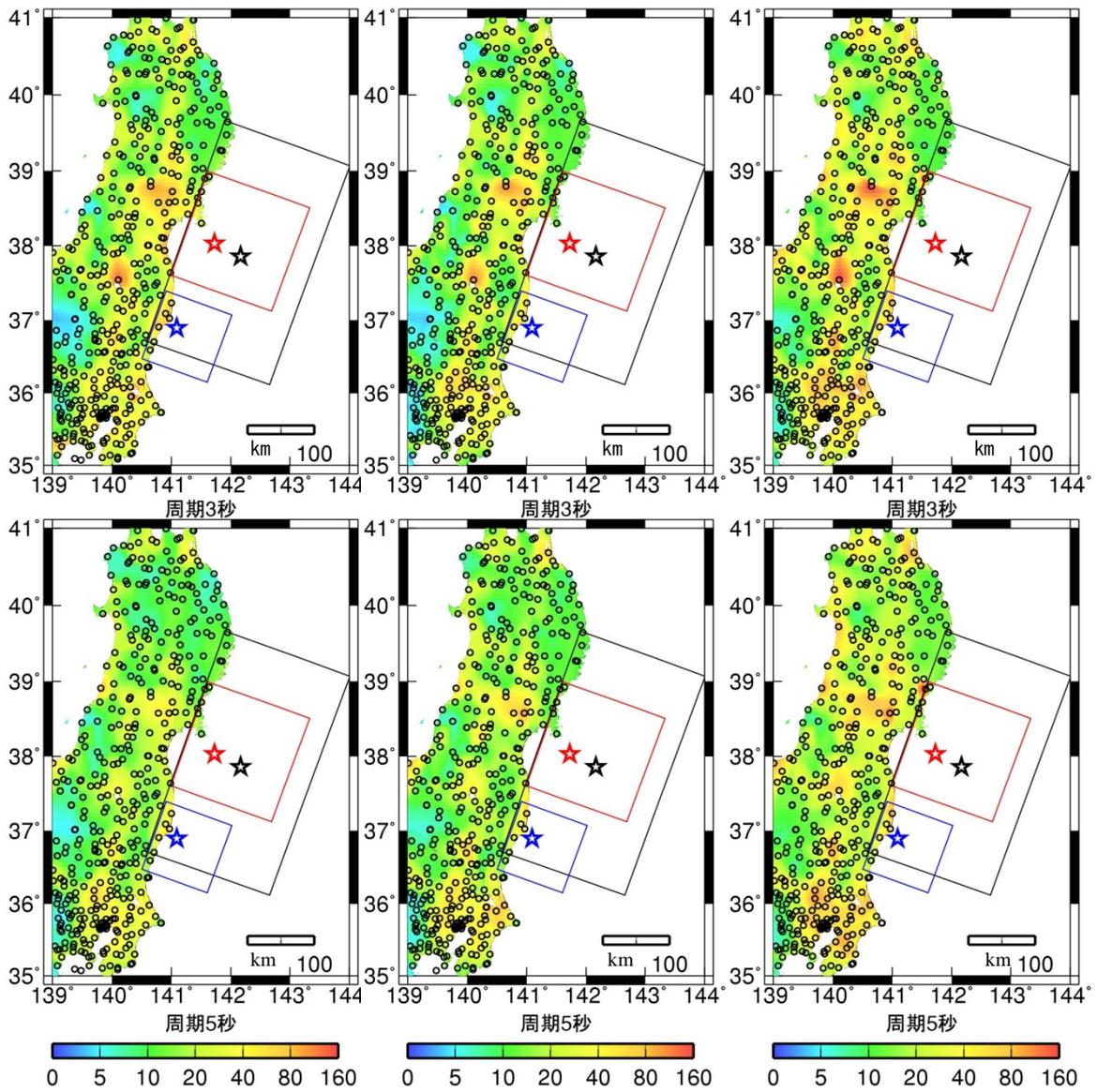
矩形:巨視的断層面、星印:破壊開始点、丸印:観測点

(a) 観測

(b) 改良経験式

(c) 旧経験式

図 2.5-2 前震(上段)と最大余震(下段)の観測とシミュレーションの周期 3 秒での擬似速度
応答スペクトル分布[cm/s]



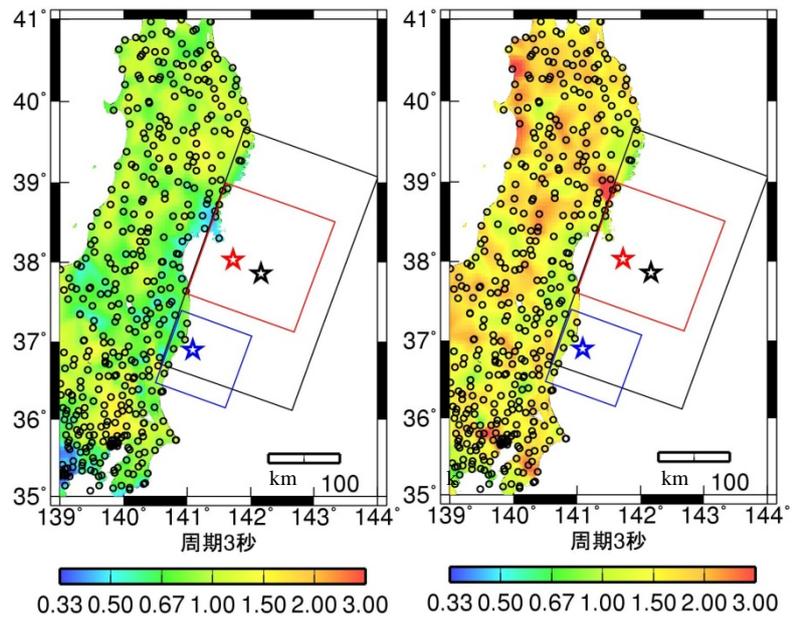
矩形:巨視的断層面、星印:破壊開始点、丸印:観測点

(a) 観測

(b) 改良経験式

(c) 旧経験式

図 2.5-3 本震の観測とシミュレーションの周期 3 秒と 5 秒での擬似速度応答スペクトル分布 [cm/s]



矩形:巨視的断層面、星印:破壊開始点、丸印:観測点

(a) 改良経験式

(b) 旧経験式

図 2.5-4 本震の観測に対するとシミュレーションの周期 3 秒での擬似速度応答スペクトル比分布

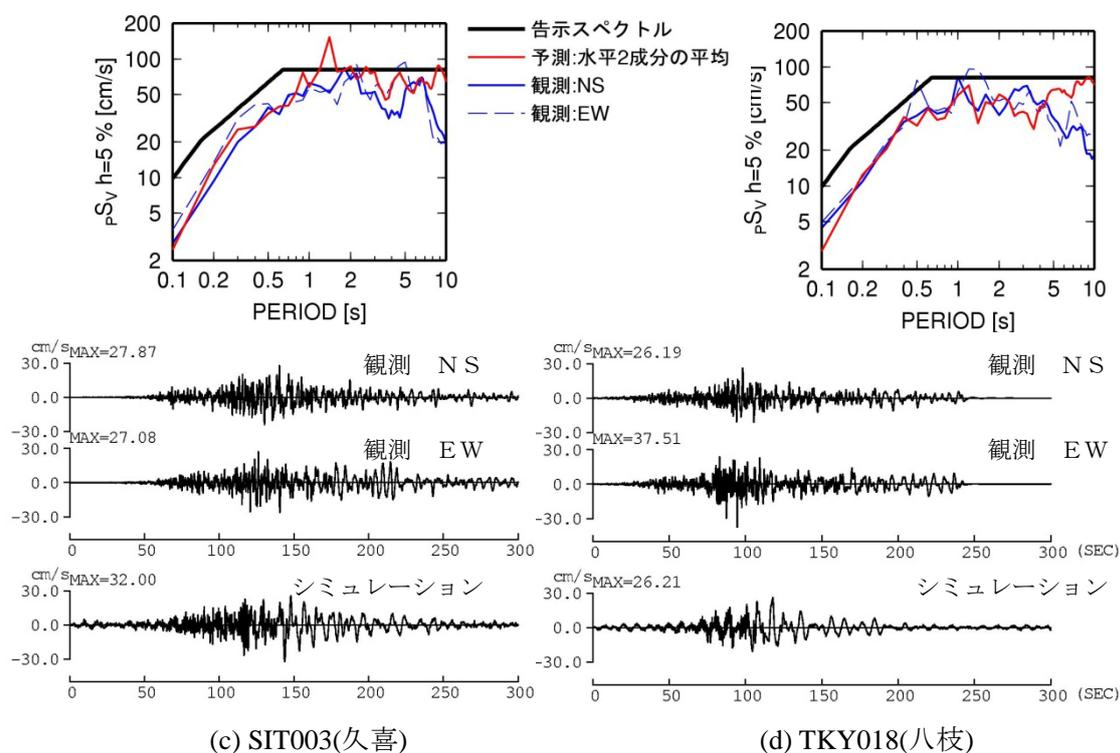
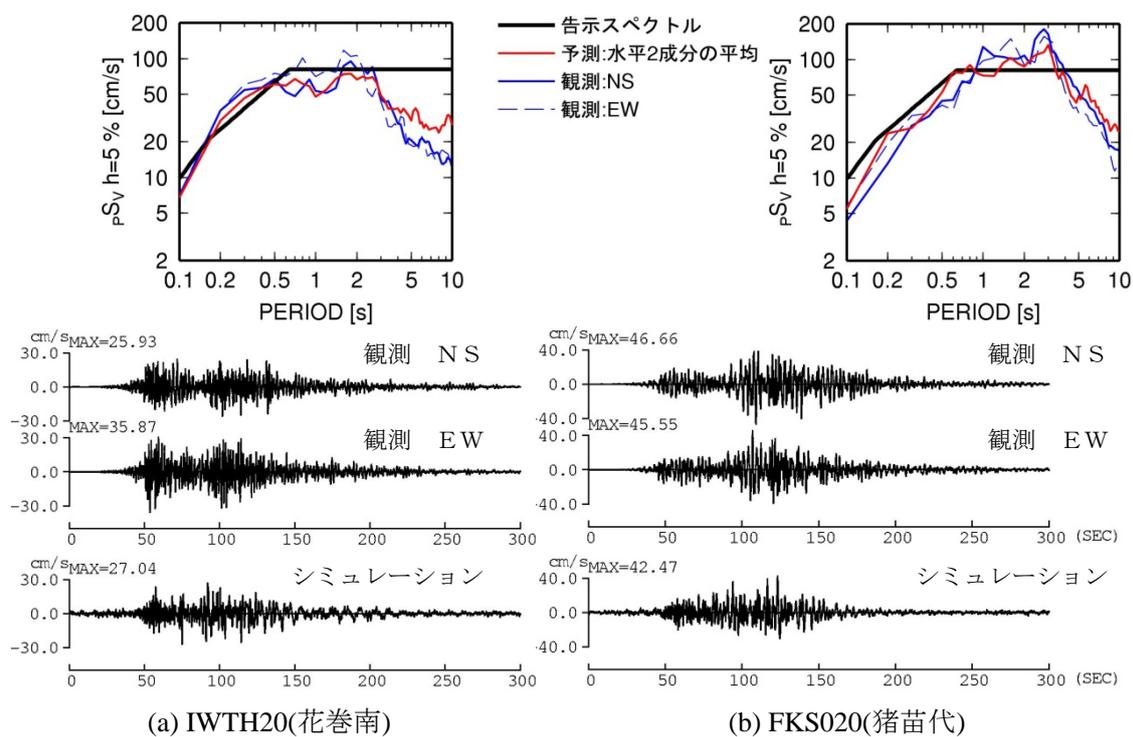


図 2.5-5 地盤の非線形性の影響がないと考えられる観測点における本震の観測と改良経験式に基づくシミュレーションの擬似速度応答スペクトルと速度波形

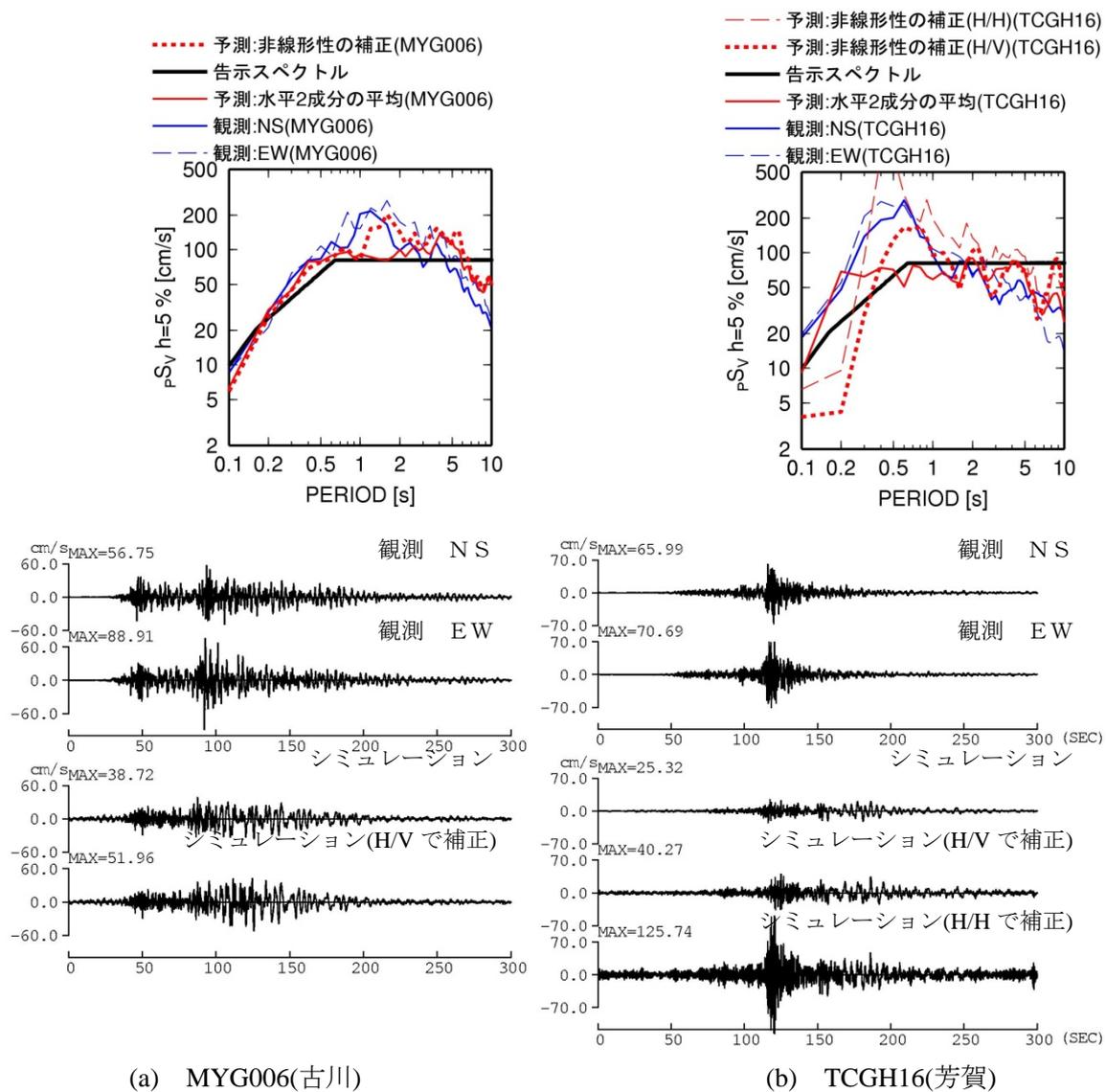


図 2.5-6 地盤の非線形性の影響があると考えられる観測点における本震の観測と改良経験式に基づくシミュレーションの擬似速度応答スペクトル pS_v と速度波形

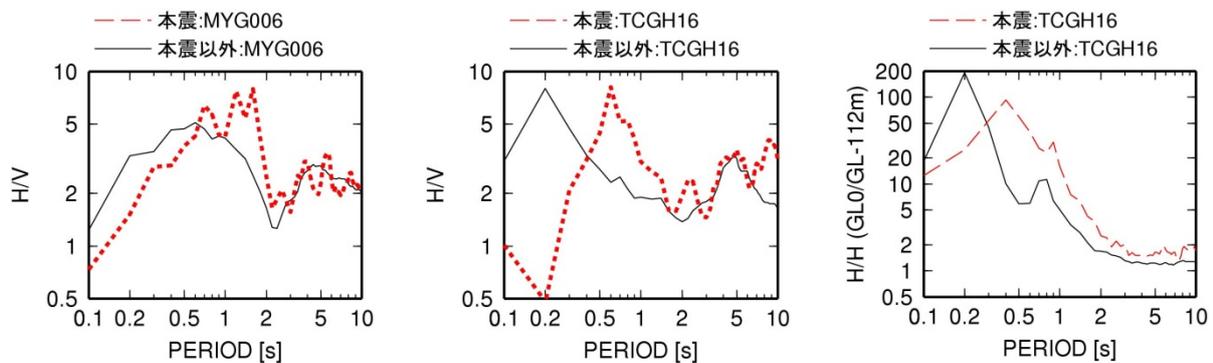


図 2.5-7 補正に用いた本震と本震以外の H/V 及び H/H (GL0/GL-112m)

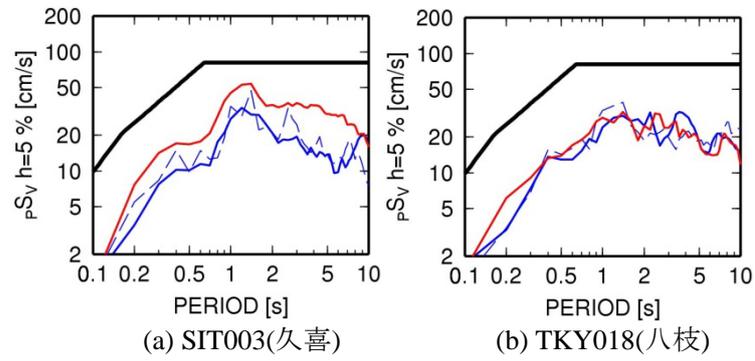


図 2.5-8 最大余震の観測と改良経験式に基づくシミュレーションの擬似速度応答スペクトル

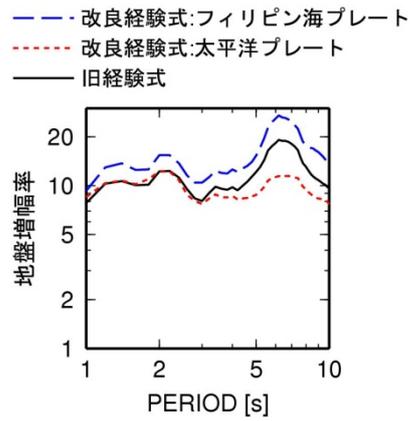


図 2.5-9 TKY018 での旧経験式と改良経験式の地盤増幅率の比較

2-6 考察とまとめ

第2章では、23年度作成した改良経験式が、大阪平野、濃尾平野、関東平野の任意地点で適用できるように、応答スペクトルの地盤増幅率と、群遅延時間の平均値・標準偏差のサイト係数の回帰式を作成した。また、内閣府(2012)の南海トラフ沿いの巨大地震(Mw9.0)の震源モデルに基づき、長周期地震動を作成した。内閣府(2012)がデジタル波形を公開している統計的グリーン関数法に基づく地震動(周期3秒程度以下が有効範囲)と比較した結果、震源近傍を除く多くの観測点で、応答スペクトルのレベルは同程度であった。任意地点での回帰式を用いた場合と用いない場合の波形のスペクトルの違いは、内閣府(2012)の計算波の基本ケースと陸側ケースとの違い程度であった。なお、内閣府(2012)の計算波には震源近傍では課題があることが明記されているため、震源近傍での比較は困難であった。継続時間は、内閣府(2012)の計算波は周期3秒程度以下が有効であることもあり、本業務の計算波の方が長い傾向があった。また、藤原・他(2012)の三次元有限差分法の計算波(周期5秒程度以上が有効範囲)の図面とも比較し、震源モデルが異なるため定量的な比較は困難であるが、両者のモデルの違いを考慮するとほぼ整合する結果となった。内閣府(2012)は、三次元有限差分法による計算を行う予定としていることから、今後、この計算波との比較が必要になると考えられる。また、計算波は乱数によりばらつくため平均的波の設定手法についても検討し、21波の応答スペクトルの平均値を用い、最大速度が中間の波形のフーリエ位相を用いる三の丸波作成方法を選択した。さらに、連動型地震の計算波の応答スペクトルと、それぞれの断層から計算される応答スペクトルのSRSS(二乗和平方根)との比較を行ったが、SRSSは簡便な方法であるが元の計算波の応答スペクトルより大きく、実用に資するには更なる検討が必要と考えられる。

