

4. レベル2地震動の試算

4. 1 はじめに

本章では、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて、3. に示した地震動推定手法にしたがってレベル2地震動を試算した結果を示す。内陸地震については強震記録が多数得られている2000年鳥取県西部地震をとりあげ、海溝型地震については関東地方におけるレベル2対象地震の1つと考えられる1923年関東地震を対象とする。

4. 2 内陸地震をレベル2対象地震とした試算

4. 2. 1 強震記録との比較

3. に示した地震動推定手法を用いて、2000年鳥取県西部地震によって生じた強震動のシミュレーションを行い、KiK-netの地表観測点で得られた強震記録と比較することにより、地震動推定手法の妥当性を検討する。

震源モデルとしては、経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングから提案されている最適震源モデル⁹⁾を用いる(図-4.1)。このモデルは、図-4.1(b)のように2つのアスペリティと背景領域からなっており、アスペリティ1内の★印からアスペリティ1と背景領域に円形に破壊が伝播し、アスペリティ1からの破壊がアスペリティ2内の★印に到達した時点で、そこからアスペリティ2に円形に破壊が伝播するという複雑な震源過程をもっている。震源パラメータは表-4.1に示すとおりである。

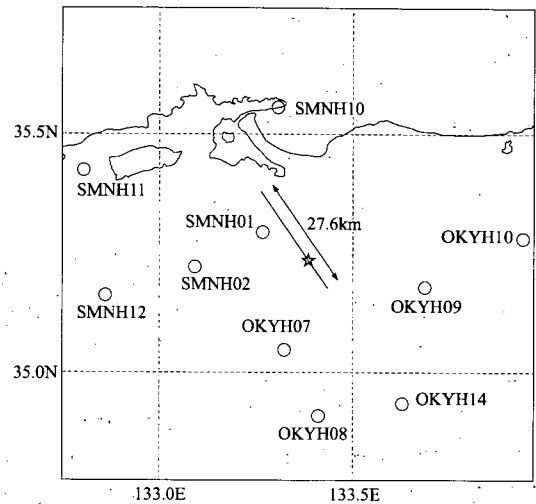
表-4.1 設定した2000年鳥取県西部地震の震源パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	145, 90
断層長さ L [km], 幅 W [km]	27.6, 16.8
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	9.6×10^{25}
平均くい違い量 D [cm]	63
破壊伝播速度 v [km/s]	2.5, 3.0
アスペリティ1 くい違い量 D_{a1} [cm]	209
アスペリティ2 くい違い量 D_{a2} [cm]	104
背景領域 くい違い量 D_b [cm]	49
アスペリティ1 応力降下量 σ_a [MPa]	28, 14
背景領域 応力降下量 σ_b [MPa]	2.8

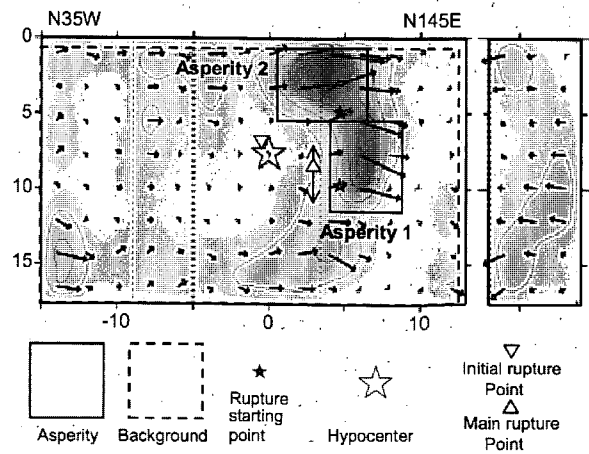
震源域のS波速度は3.5[km/s]、密度は2.7[t/m³]としている。また、断層面全体を1.2[km]×1.2[km]の小断層に分割し、アスペリティ1は4×5、アスペリティ2は5×4の小断層からなっているとしている。

ここでは3. 3. 2で述べた、内陸地震を対象としたS波速度700[m/s]相当の工学的基盤における地震動の加速度応答スペクトル及び包絡線の推定式を用いて統計的グリーン関数を作成した。したがって、計算される地震動も、S波速度700[m/s]相当の工学的基盤における地震動となる。しかし、同等な工学的基盤の観測点は限られているため、以下の条件で比較の対象とする観測点を選択した。

震央距離60[km]以内に位置するKiK-net観測点について、その地盤構造からS波速度500[m/s]以上の層を工学的基盤とみなし、それより浅い層(表層地盤と呼ぶ)の



(a) 断層面と試算地点の位置



(b) 抽出したアスペリティと背景領域

図-4.1 2000年鳥取県西部地震の震源モデル(池田・他, 2002)

一次卓越周期が0.2[s]よりも短い、あるいは表層地盤がない観測点を選択した。図-4.1(a)には選択した観測点の位置が示されている。表層地盤が存在する観測点については、強震記録に表層地盤の増幅が影響しているため、表層地盤の一次卓越周期に近い周期あるいはそれよりも短い周期では推定地震動との比較はできない。

これら KiK-net 観測点位置における地震動を推定した結果を強震記録と比較して図-4.2-1~4.2-10 に示す。図のキャプションには、観測点コード、断層面最短距離 R [km]、工学的基盤のS波速度 V_s [m/s]、表層地盤の一次卓越周期 T [s] を示した。ただし、 $T=0$ [s] はこの観測点では工学的基盤が地表面に現れていることを意味する。SMNH01 (図-4.2-1) については表層地盤の非線形性の影響が強いため、永野・他(2001)が逆解析で求めた地盤モデルを用いて $V_s = 573$ [m/s] の解放基盤面における地震動を算出したものを強震記録として、推定地震動と比較しているが、他の観測点については観測された強震記録をそのまま推定地震動と比較している。

これらの図によると、短周期成分の影響が大きい加速度波形では、工学的基盤以浅の地盤による短周期地震動の増幅のため、波形には一部を除いてあまりよい一致が見られない。一方、速度波形については、パルス波の振幅や位相がよく再現できている地点もある。加速度応答スペクトルは、どの地点についてもある程度の一致が見られる。ただし上述のように、表層地盤が存在する観測点については、表層地盤の一次卓越周期に近い周期で強震記録に大きなピークがあり、この周期帯域では強震記録と推定地震動の比較はできない。

上述のように逆解析で求めた地盤モデルを用いて算出した SMNH01 の強震記録については、推定地震動は時刻歴波形、加速度応答スペクトルとも比較的良い一致を示している。また、SMNH01 の EW 成分、SMNH02 の NS 成分の強震記録に見られるやや大きい速度パルスが推定地震動で再現されているほか、加速度応答スペクトルについてもよく一致する結果が得られている。

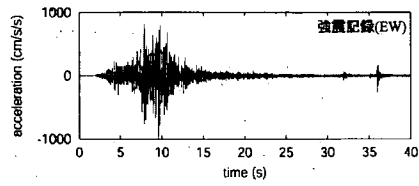
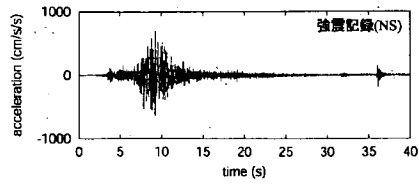
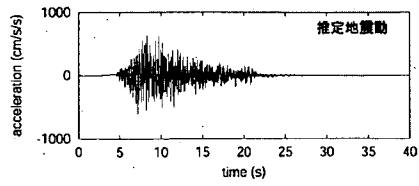
一方、SMNH10 の EW 成分のパルス波が推定地震動では再現されていない、OKYH09 の推定地震動に強震記録にはないパルスがある、OKYH07 や OKYH09 の推定地震動の後続波群が強震記録に見られない、といったような不一致もある。これらは震源モデルや統計的グリーン関数の位相のモデル化を改善する必要があることを意味するものと考えられる。

OKYH07、OKYH09、SMNH11 の加速度応答スペクトルについては、推定地震動がほぼ全周期帯域にわたって過大評価になっている。例えば OKYH07 での強震記録は、ほぼ同じ断層面最短距離である SMNH10 や SMNH02 よりもかなり振幅が小さい。ここで用いている統計的グリーン関数法では、震源域から工学的基盤面までの地盤構造の影響は、加速度応答スペクトル及び包絡線の推定式

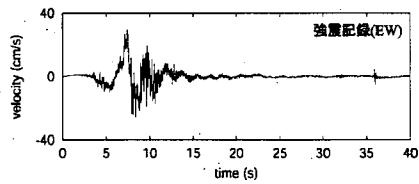
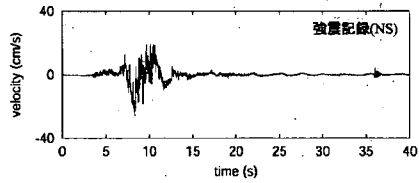
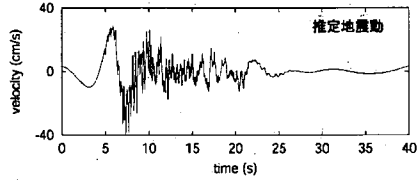
によって考慮されているため、平均化されたものとなっている。そのため、このような地盤構造の影響については、個々の地点の特性を反映したものとなっておらず、地点によっては過小あるいは過大評価になる可能性がある。しかし、工学的基盤よりも深い地盤構造の影響は、周辺の地盤構造や震源との位置関係によって大きく変化するため、観測点直下の一次元地盤構造のみから精度よく推定することは困難である。上記の3地点についても、直下の一次元地盤構造には増幅率が小さくなるような特徴はみられない。

なお、アスペリティから上記3地点の方向は、アスペリティのくい違い方向(走向に平行)と約45°の角度をなしており、これらの観測点はS波の放射特性の節に位置していることになる。ここでの地震動推定では放射特性を考慮していないため、放射特性の影響がある周期約0.5[s]以上の地震動成分については、このことも過大評価の一因であると考えられる。

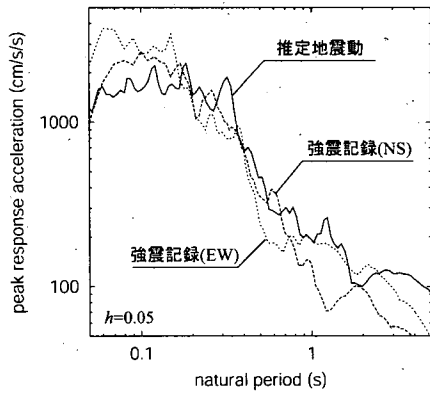
以上のように再現できていない部分はあるものの、特に加速度応答スペクトルについては、全般的に推定地震動は強震記録とよく程度一致している。推定地震動が過大評価の地点もあるが、これを改善するためには、広域にわたる詳細な地盤モデルの設定及び地震動の数値シミュレーション、もしくは対象地点での継続的な強震観測によるサイト特性の分析が必要となり、一般土木構造物の耐震設計においては困難な場合がほとんどである。ここで用いた統計的グリーン関数法では、新たな情報を取得することなく、実用的な精度をもって内陸地震の地震動を推定することが可能であり、一般土木構造物の耐震設計に用いるレベル2地震動を設定する際には有効な手法であるといえる。本節では2000年鳥取県西部地震の最適震源モデルを用いたが、次節では将来発生する地震を想定し、詳細な震源過程が不明な場合についても本手法の妥当性を検証する。



(a) 加速度波形

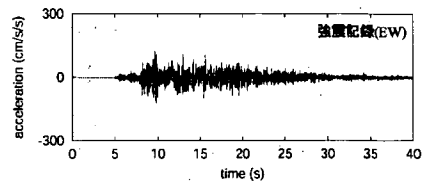
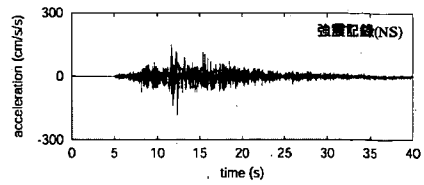
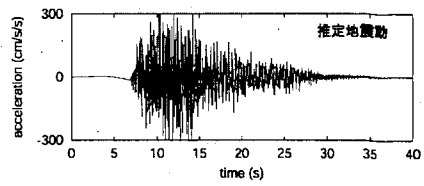


(b) 速度波形

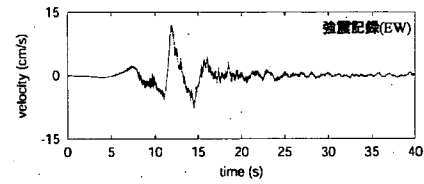
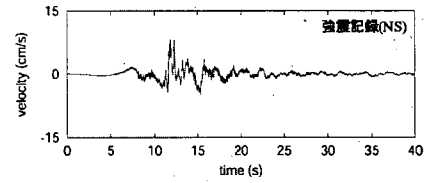
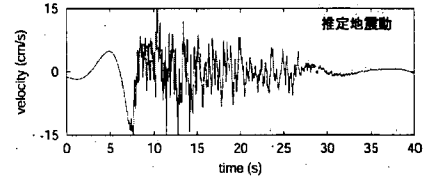


(c) 加速度応答スペクトル

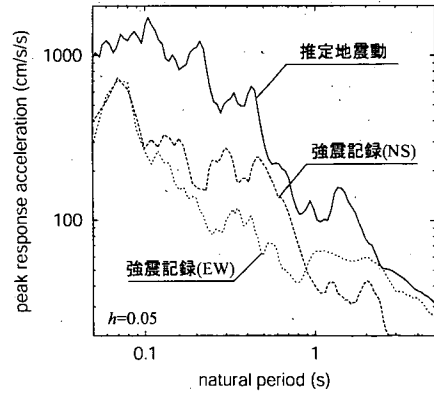
図-4.2-1 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH01, $R=6$ [km], $V_s=573$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

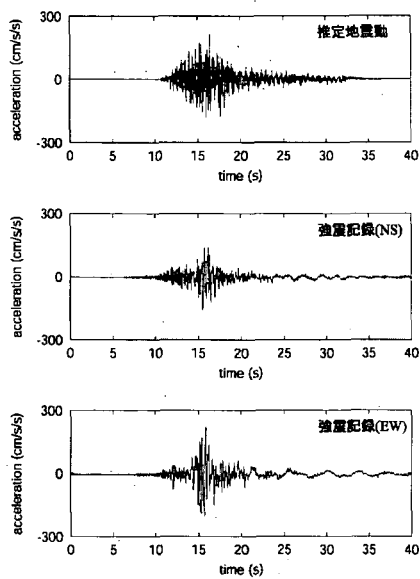


(b) 速度波形

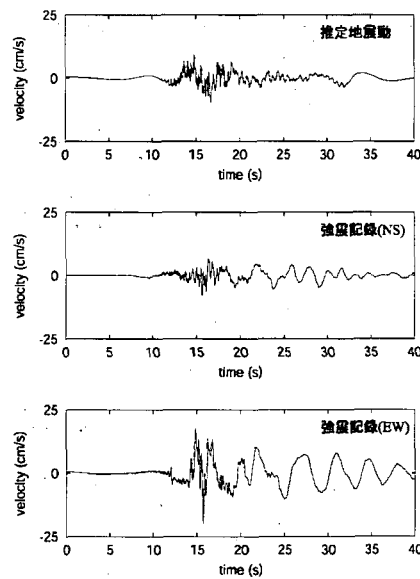


(c) 加速度応答スペクトル

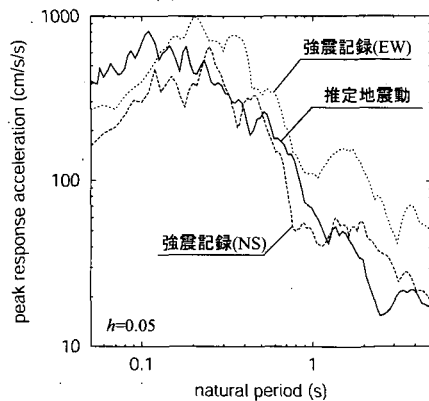
図-4.2-2 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH07, $R=18$ [km], $V_s=510$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

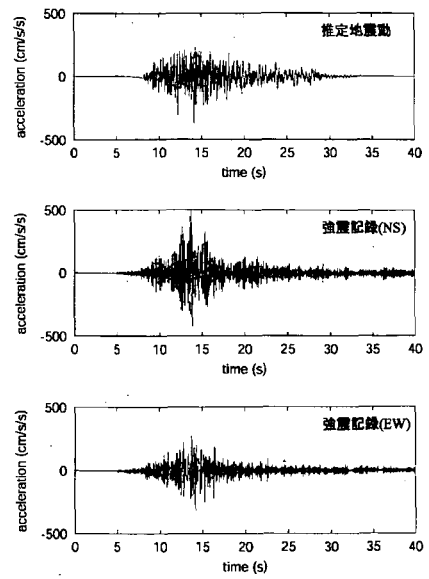


(b) 速度波形

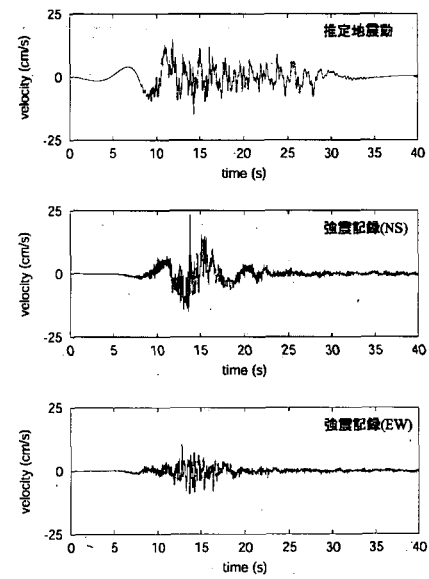


(c) 加速度応答スペクトル

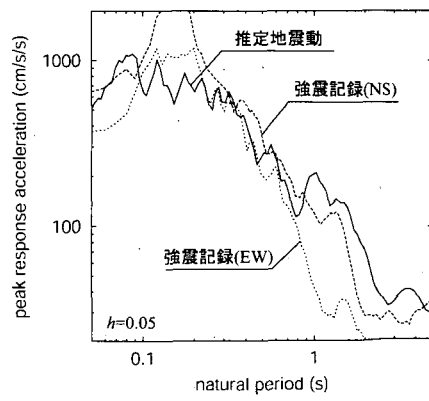
図-4.2-3 推定地震動と強震記録との比較
(SMNH10, $R=20$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

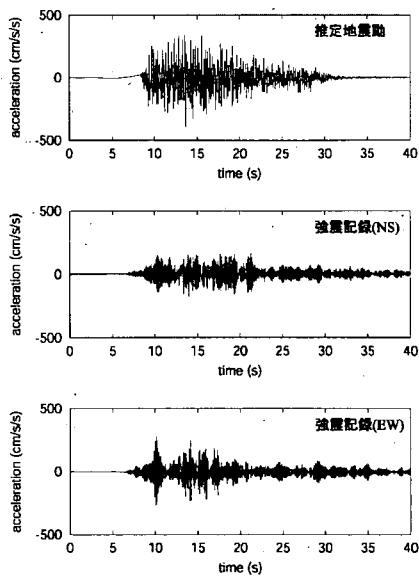


(b) 速度波形

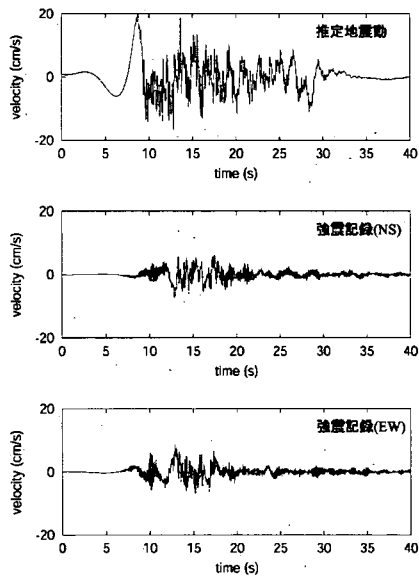


(c) 加速度応答スペクトル

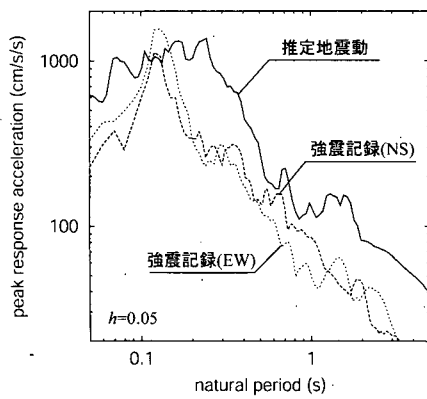
図-4.2-4 推定地震動と強震記録との比較
(SMNH02, $R=23$ [km], $V_s=720$ [m/s], $T=0.15$ [s])



(a) 加速度波形

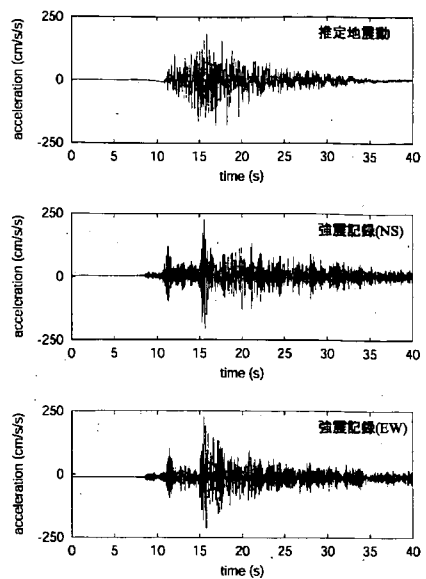


(b) 速度波形

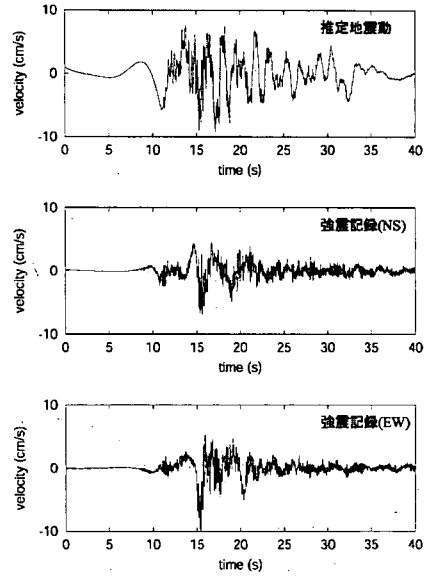


(c) 加速度応答スペクトル

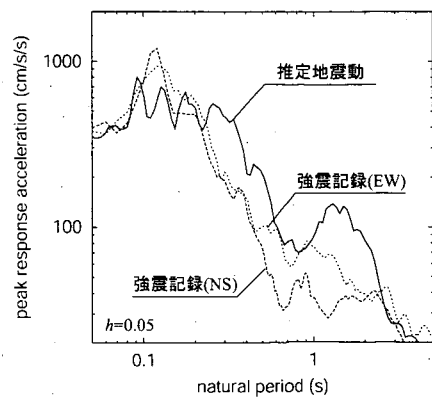
図-4.2-5 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH09, $R=23$ [km], $V_s=750$ [m/s], $T=0.18$ [s])



(a) 加速度波形

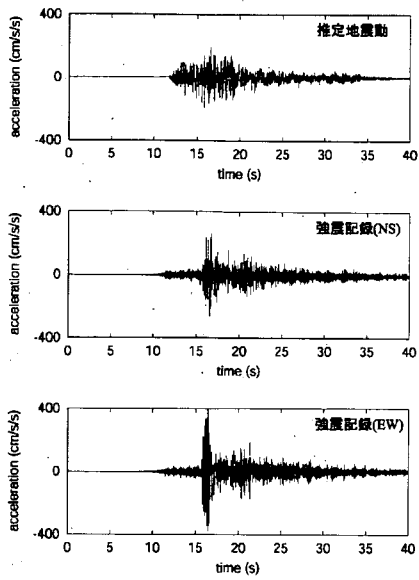


(b) 速度波形

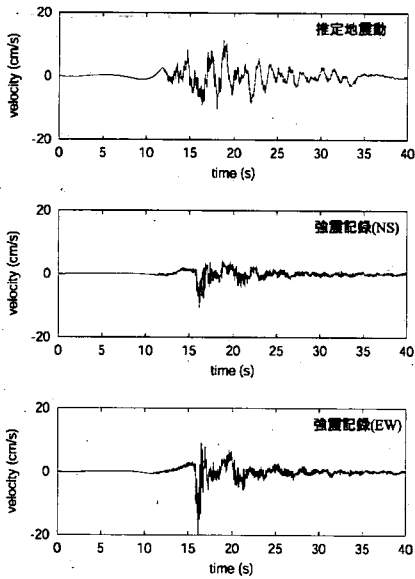


(c) 加速度応答スペクトル

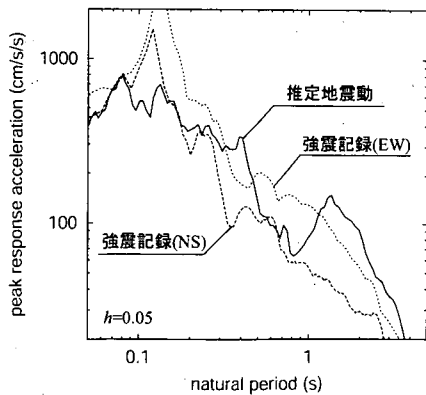
図-4.2-6 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH08, $R=31$ [km], $V_s=600$ [m/s], $T=0.06$ [s])



(a) 加速度波形

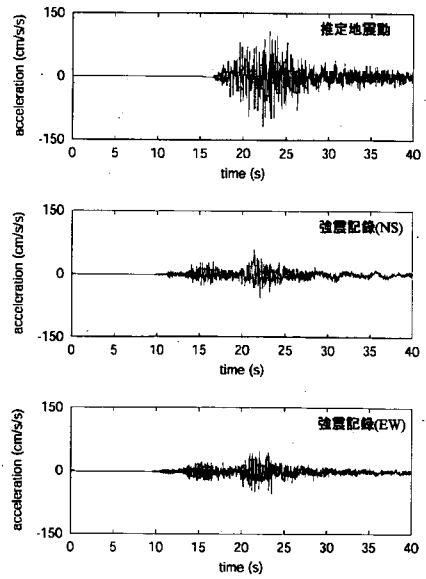


(b) 速度波形

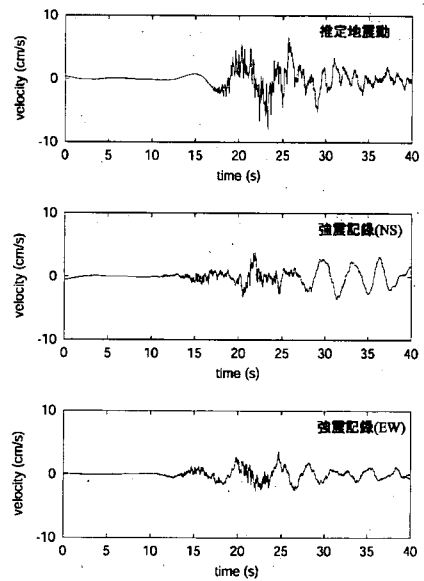


(c) 加速度応答スペクトル

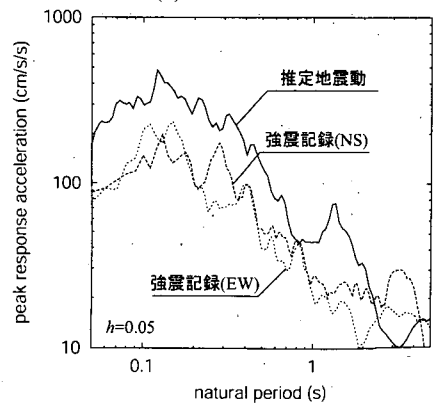
図-4.2-7 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH14, $R=33$ [km], $V_s=1200$ [m/s], $T=0.10$ [s])



(a) 加速度波形

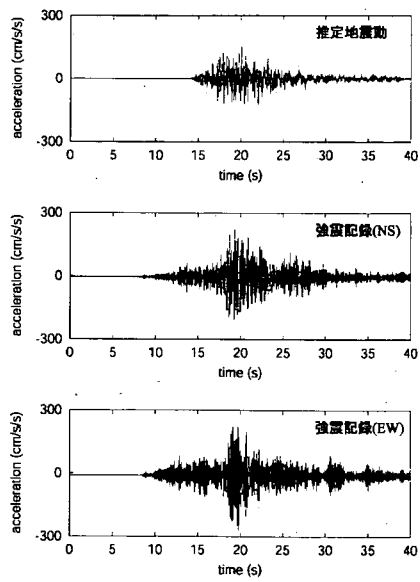


(b) 速度波形

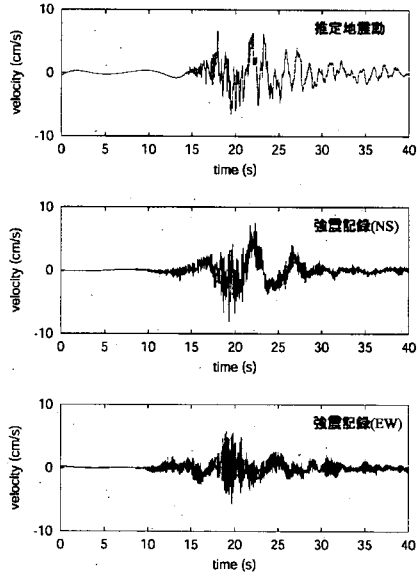


(c) 加速度応答スペクトル

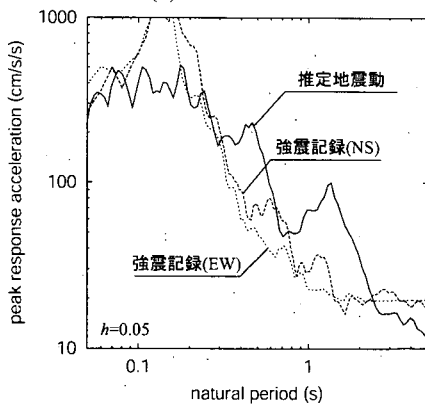
図-4.2-8 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH11, $R=43$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

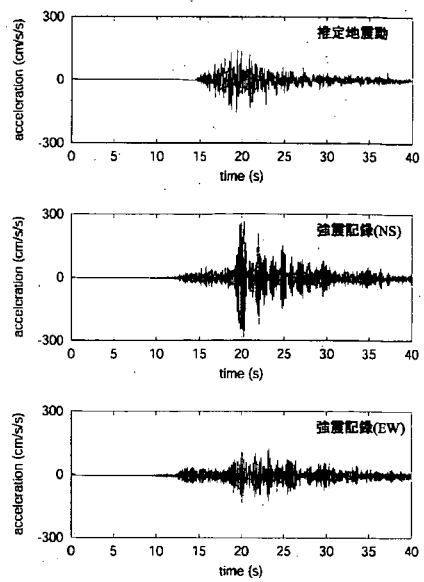


(b) 速度波形

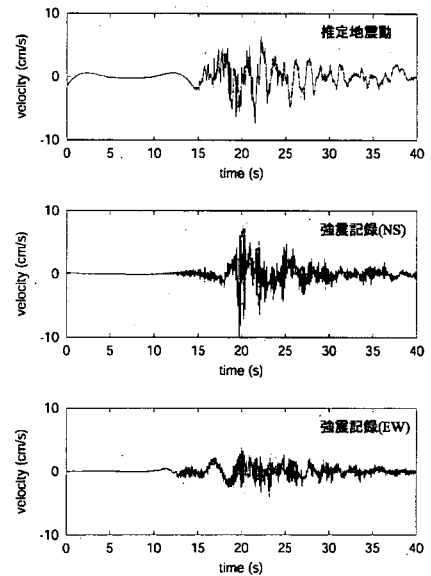


(c) 加速度応答スペクトル

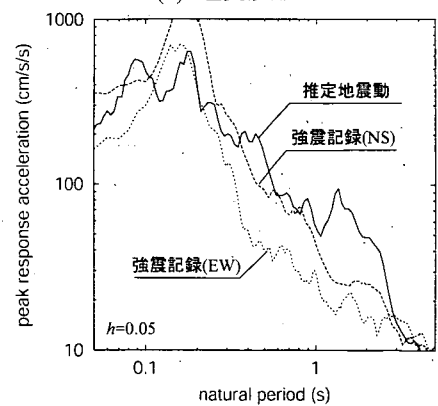
図-4.2-9 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH12, $R=44$ [km], $V_s=1000$ [m/s], $T=0.13$ [s])



(a) 加速度波形



(b) 速度波形



(c) 加速度応答スペクトル

図-4.2-10 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH10, $R=47$ [km], $V_s=940$ [m/s], $T=0.13$ [s])

4. 2. 2 想定地震によるレベル2地震動の試算

4. 2. 1では詳細な震源過程を既知とし、最適震源モデルを用いて2000年鳥取県西部地震の地震動を推定した。しかし、実際に内陸活断層による地震を想定してレベル2地震動を設定する際には、活断層の位置及び長さしか分からない場合がほとんどであり、そのような場合の震源モデルの設定手法は3. 2に示したとおりである。したがって、3. 2の手法を用いて設定した震源モデルを用いることにより、詳細な震源過程が不明な内陸地震を対象とした場合についても、地震動の推定精度を検証するとともに、震源モデルによる推定地震動の変動を把握しておく必要がある。

そこで、2000年鳥取県西部地震の断層面と同じ位置及び大きさをもつ内陸地震を想定し、4. 2. 1と同様にKiK-net観測点におけるレベル2地震動の試算を行う。断層面の位置及び大きさ以外のパラメータは、3. 2. 2に示した内陸地震の震源モデルの設定手法に従って定めた。設定したパラメータをまとめて表-4.2に示すが、地震モーメント以降の値は表-3.3に従って定められている。表-4.1に示した2000年鳥取県西部地震の震源モデルとの大きな違いは、アスペリティが1個の場合も対象とすること、アスペリティの応力降下量が全て同じであること、及び破壊伝播速度を3ケース考慮することである。

表-4.2 設定した想定内陸地震の震源パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	145, 90
断層長さ L [km], 幅 W [km]	27.6, 16.8
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	1.02×10^{26}
平均くい違い量 D [cm]	67
破壊伝播速度 v [km/s]	2.5, 2.8, 3.2
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	133
アスペリティ(大)くい違い量 D_{a1} [cm]	149
アスペリティ(小)くい違い量 D_{a2} [cm]	91
背景領域くい違い量 D_b [cm]	48
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	13
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2.6

3. 2. 2(9)に記したように、震源位置やアスペリティ位置を1つに決定することは困難なため、図-4.3に示す9ケースのアスペリティ位置、3ケースの震源位置を考慮するとともに、3ケースの破壊伝播速度を用いて、計81ケースの試算を行った。

その結果を加速度応答スペクトルで強震記録と比較して示したものが図-4.4である。この図によると、(b)OKYH07, (e)OKYH09, (h)SMNH11では、周期0.5秒以下の短周期領域において多くの推定地震動が強震記録を上回っているが、これらの地点では4. 2. 1でも同様に推定地震動が強震記録を上回っていることから、前述のように、地震動の推定において震源域から工学的基盤面までの地盤構造の影響が平均化されたものとなっていることが原因と考えられる。それ以外の地点については、平均的な震源パラメータを用いた、限られたケースの試算であるにも関わらず、表層地盤の影響がない周期帯域については、ほとんどの地点において強震記録は試算結果の変動幅に含まれていることが分かる。

したがって、ここで既知量として与えた走向、傾斜角、断層長さ、断層幅を地震発生前に特定することができる場合には、ここに示したような試算を行うことにより、適切な設計地震動を設定することが可能であると考えられる。ただし、図-4.4によれば、強震記録が変動幅の平均あるいは下限に位置する場合もあるが、(c)SMNH10のEW成分や(d)SMNH02のNS成分のように、表層地盤の影響がない周期帯域において変動幅の上限に位置する場合もある。そのため、レベル2地震動を設定する際には、現時点では変動幅の上限近くをとることにより安全性に配慮したレベル2地震動を設定する必要があると考えられる。

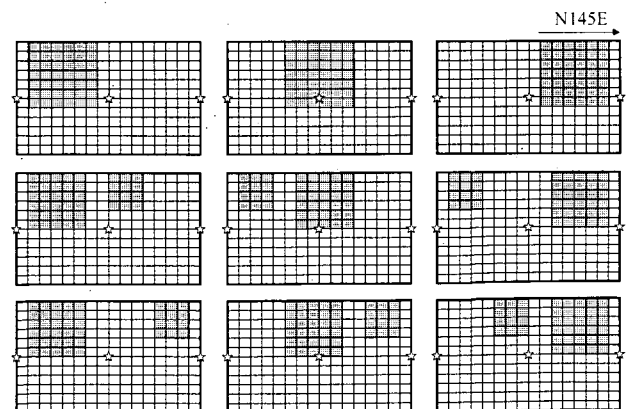
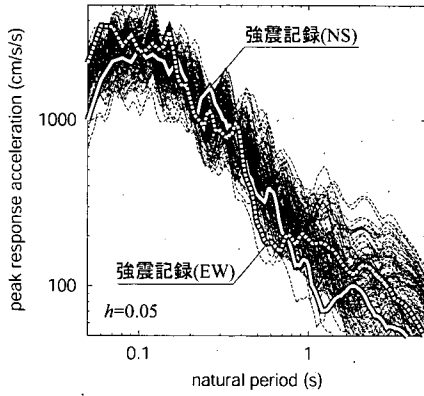
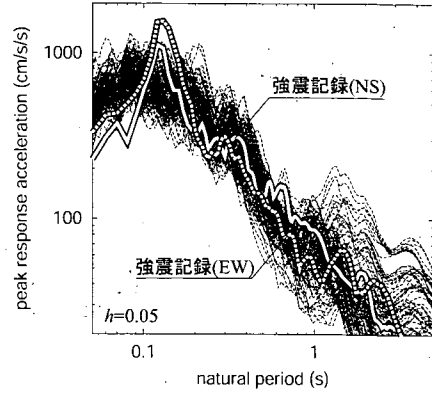


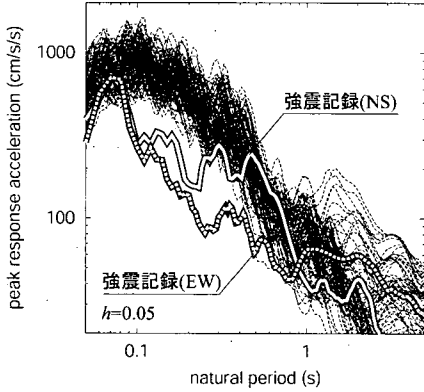
図-4.3 アスペリティ位置を変更した断層モデル (☆震源位置)



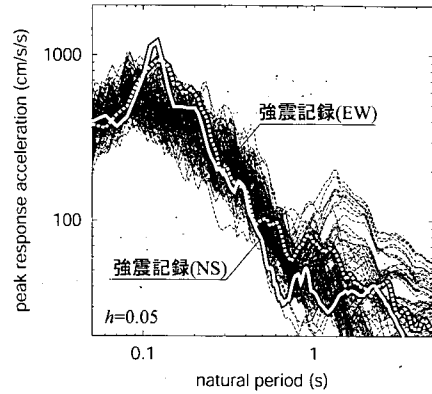
(a)SMNH01($R=6$ [km], $V_s=573$ [m/s], $T=0$ [s])



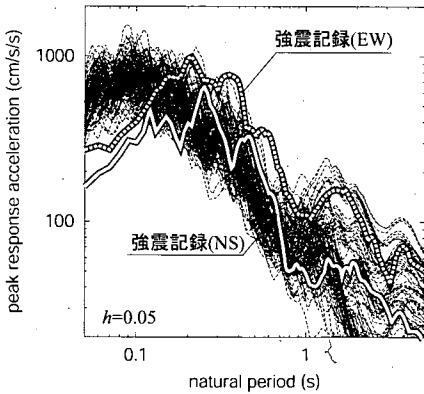
(e)OKYH09($R=23$ [km], $V_s=750$ [m/s], $T=0.18$ [s])



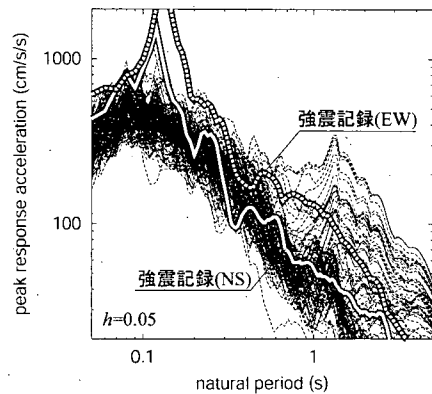
(b)OKYH07($R=18$ [km], $V_s=510$ [m/s], $T=0$ [s])



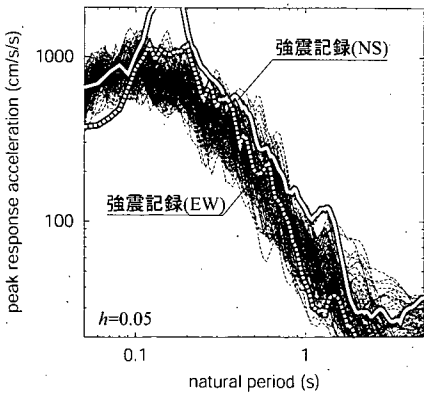
(f)OKYH08($R=31$ [km], $V_s=600$ [m/s], $T=0.06$ [s])



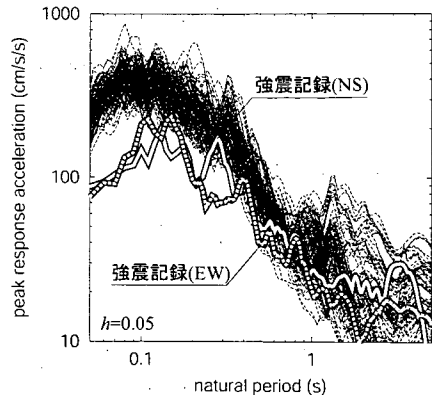
(c)SMNH10($R=20$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(g)OKYH14($R=33$ [km], $V_s=1200$ [m/s], $T=0.10$ [s])



(d)SMNH02($R=23$ [km], $V_s=720$ [m/s], $T=0.15$ [s])



(h)SMNH11($R=43$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])

図-4.4(1) 試算地震動と強震記録との比較

図-4.4(2) 試算地震動と強震記録との比較

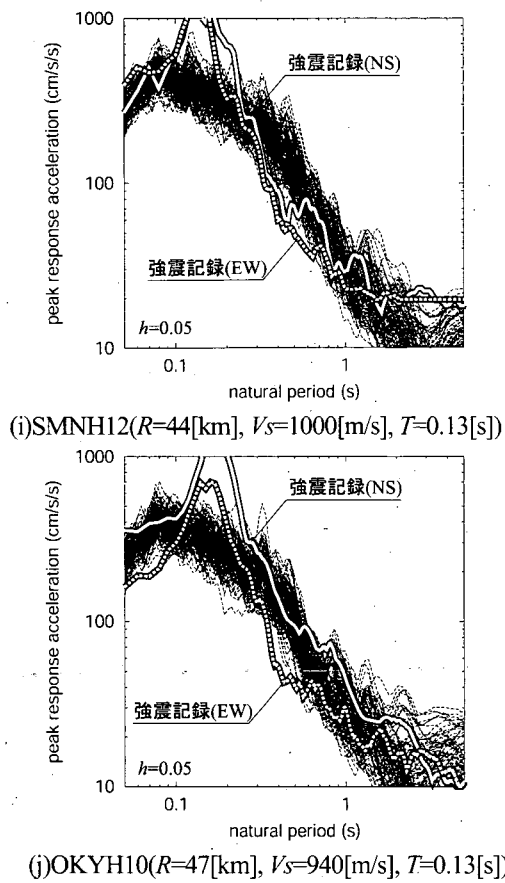


図-4.4(3) 試算地震動と強震記録との比較

4. 3 海溝型地震をレベル2対象地震とした試算

4. 3. 1 距離減衰式との比較

1923年関東地震を対象として地震動を推定し、最大加速度と最大速度を距離減衰式による推定値と比較することにより、海溝型地震を対象とした地震動推定の妥当性を検討する。Wald and Somerville(1995)が推定した1923年関東地震の震源モデルから、Somerville et al. (1999)の手順によりアスペリティを抽出した結果、図-4.5のように2つのアスペリティが抽出された。アスペリティにおけるくい違い量や破壊伝播速度はWald and Somerville(1995)による推定値に基づいて定めた。アスペリティの応力降下量は3. 2. 3で示した16[MPa]とする。設定したパラメータをまとめて表-4.3に示す。

図-4.5に示した範囲について、緯度・経度とも0.10°間隔に地震動の推定を行い、その最大加速度・最大速度と距離減衰式による推定値を比較したものが図-4.6である。最大加速度の距離減衰式は岩盤上の値に変換し、最大速度の距離減衰式は $V_s=700$ [m/s]相当層に変換して

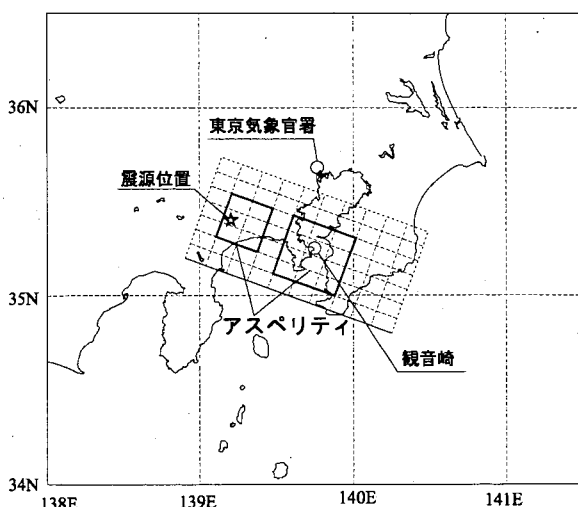


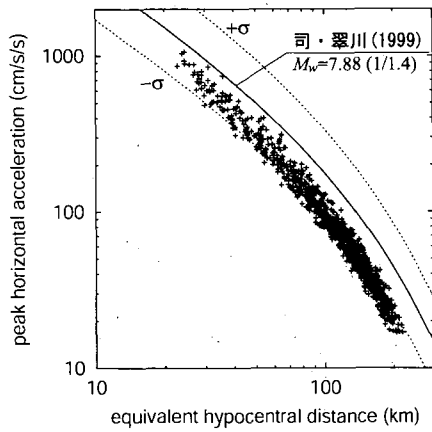
図-4.5 地震動の推定に用いた1923年関東地震の断層モデル

表-4.3 設定した1923年関東地震の断層パラメータ

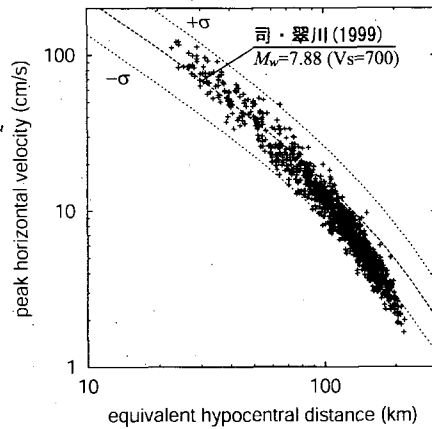
パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	290, 25
断層長さ L [km], 幅 W [km]	130, 70
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	8.42×10^{27}
平均くい違い量 D [cm]	240
破壊伝播速度 v [km/s]	3.0
アスペリティ(大)くい違い量 D_{a1} [cm]	480
アスペリティ(小)くい違い量 D_{a2} [cm]	480
背景領域くい違い量 D_b [cm]	157
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	16
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2

いる(司・翠川, 1999)。また、両者とも等価震源距離(広がりをもつ断層面を等価な点震源に置換したときの震源距離)を距離の指標とした距離減衰式を用いている。

この図によると、最大加速度、最大速度の両者とも、震源距離が大きくなるにしたがって推定値は距離減衰式よりも小さくなる傾向がある。比較の対象とした距離減衰式では、回帰式中の震源距離 X の係数が既往の研究をもとに-0.002に固定されている(司・翠川, 1999)。一方、ここで統計的グリーン関数の作成に用いた加速度応答スペクトルの距離減衰式では、同じ震源距離 X の係数が固



(a) 最大加速度



(b) 最大速度

図-4.6 1923年関東地震の推定地震動と距離減衰式の比較

有周期ごとに求められているが、東日本の海溝性地震についてはおよそ -0.004 となっている(佐藤・他, 2002)。この係数は地震波の伝播経路における散乱や地盤の粘性による減衰の大きさを表しており、本研究の方がより大きい減衰を仮定しているため、震源距離が大きい場合に推定値が距離減衰式よりも小さくなっていると考えられる。

最大加速度の推定値は、震源距離が大きい場合だけでなく、震源近傍でも距離減衰式より小さくなっている。最大加速度の距離減衰式は岩盤上の値に変換したものであるが、地震動を推定した $V_s=700$ [m/s]の層とは異なる可能性がある。ただし、最大速度については同じ $V_s=700$ [m/s]の層で比較しており、震源近傍では推定値と距離減衰式がよく一致する結果が得られている。

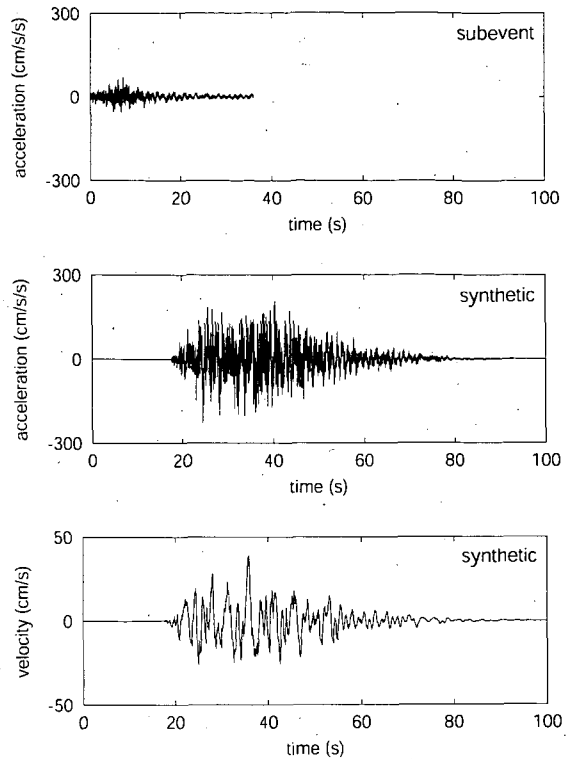


図-4.7 東京気象官署の工学的基盤における推定地震動の加速度・速度波形(上段:小地震の地震動の加速度波形,中段:合成した地震動の加速度波形,下段:合成した地震動の速度波形)

4. 3. 2 他の手法による推定地震動との比較

1923年関東地震の際には、短周期成分まで信頼できる強震記録は得られていないが、近年、複数の研究グループが、震源モデルを用いた地震動の推定手法により、1923年関東地震による地震動の推定を試みている。

壇・他(2000)は、地震基盤におけるS波主要動の統計的グリーン関数を、Boore(1983)の統計モデルに基づいて作成し、それを重ね合わせることで、東京気象官署(35.683N, 139.767E)の工学的基盤($V_s=600$ m/sの層)における地震動を推定した。その結果、最大加速度 242 (cm/s^2)、最大速度 30.9 (cm/s)の推定地震動を得ている。

池田・他(2000)は、1989年に伊豆半島近海で発生した地震(M5.7)による観測波形(上記東京気象官署から約1.5kmの地点で得られた)を工学的基盤($V_s=700$ m/sの層)に引き戻したものを経験的グリーン関数として、そ

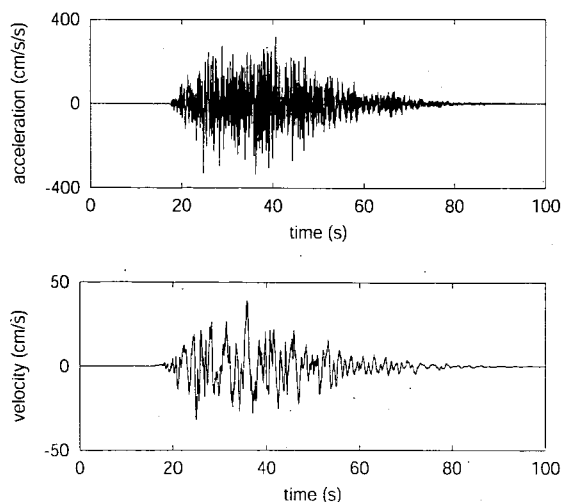


図-4.8 東京気象官署の地表面における推定地震動 (加速度・速度波形)

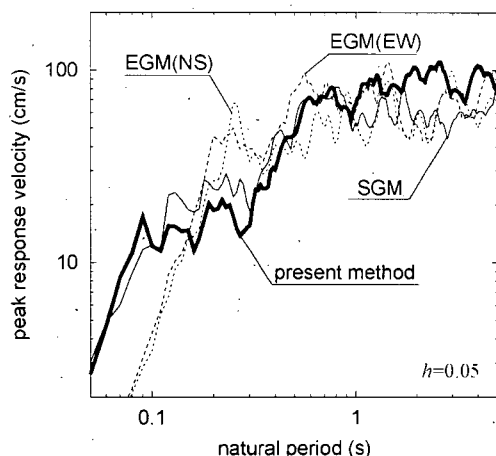


図-4.9 東京気象官署の地表面における推定地震動の速度応答スペクトルの比較

れを重ね合わせることで地震動を推定した。その結果、最大加速度 $351(\text{cm/s}^2)$ 、最大速度 $42.9(\text{cm/s})$ の推定地震動を得ている。

提案手法により、4.3.1と同じ1923年関東地震の震源モデルを用いて、東京気象官署の位置での工学的基盤 ($V_s=700[\text{m/s}]$ の層) における地震動を推定した結果を図-4.7に示す。推定地震動の最大加速度は $227[\text{cm/s}^2]$ 、最大速度は $38.9[\text{cm/s}]$ であり、上記の既往の研究による結果と同程度の値になっている。

また、壇・他(2000)と同様に、東京気象官署における地盤構造モデルを用いて、工学的基盤における地震動から地表面の地震動を推定した。図-4.8にその加速度波

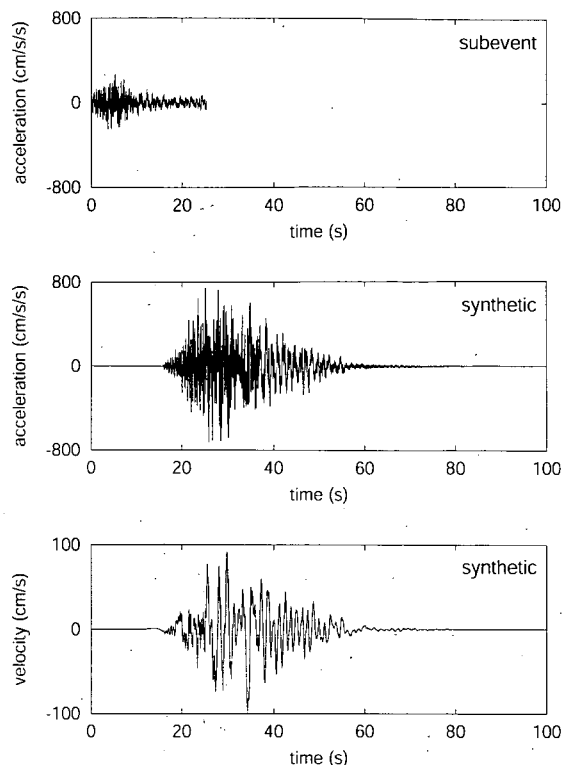
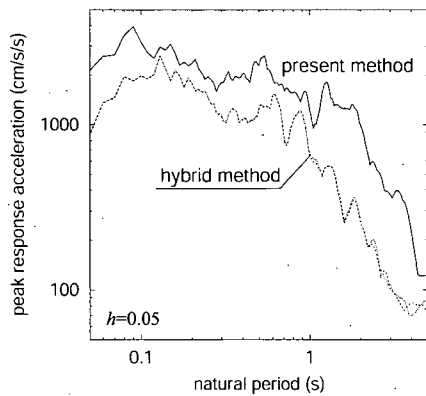


図-4.10 観音崎の工学的基盤における推定地震動の加速度・速度波形 (上段：小地震の地震動の加速度波形，中段：合成した地震動の加速度波形，下段：合成した地震動の速度波形)

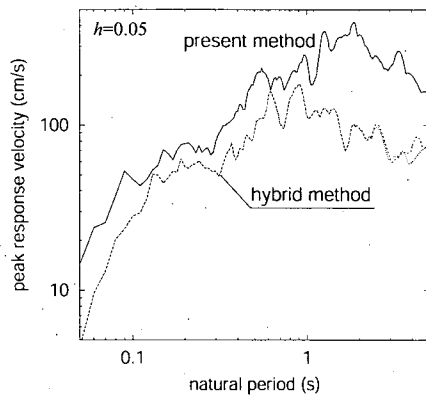
形と速度波形を示す。また、図-4.9は、その速度応答スペクトルを壇・他(2000)による地表面での推定地震動と比較したものである。図中のSGMは上述の統計的グリーン関数法による結果、EGMは1990年神奈川県西部地震 ($M_j=5.1$) の東京気象官署における加速度記録を経験的グリーン関数として1923年関東地震の地震動を推定した結果である。この図によると、提案手法による推定地震動は壇・他(2000)と比較して、固有周期 $0.2[\text{s}]$ 付近でやや小さいが、全体的にはよく一致していることが分かる。

提案手法により観音崎 (35.250N , 139.750E) の工学的基盤 ($V_s=700\text{m/s}$ の層) における地震動を推定した結果を図-4.10に示す。この地震動に一次元地盤の増幅率をかけて地表面 (S 波速度 $420[\text{m/s}]$) における地震動を算出し、統計的グリーン関数法と三次元差分法のハイブリッド法 (建設省土木研究所, 2000) による推定地震動と比較したものが図-4.11、図-4.12である。

図-4.12によれば、短周期において両者の加速度応答スペクトルのレベルはほぼ一致しているが、提案手法に



(a) 加速度応答スペクトル

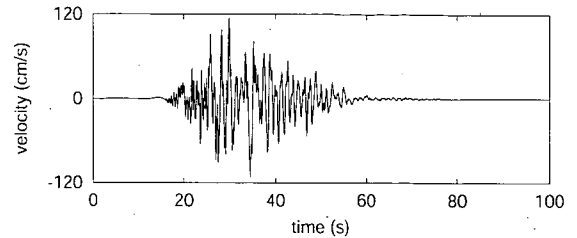
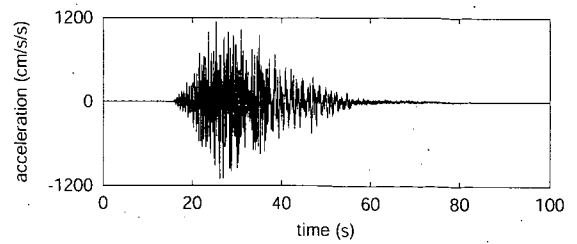


(b) 速度応答スペクトル

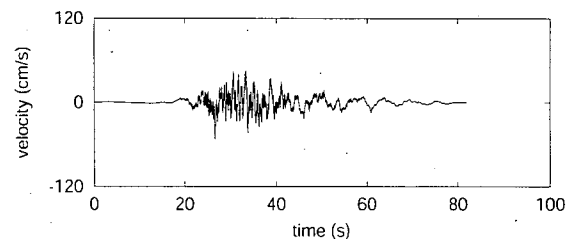
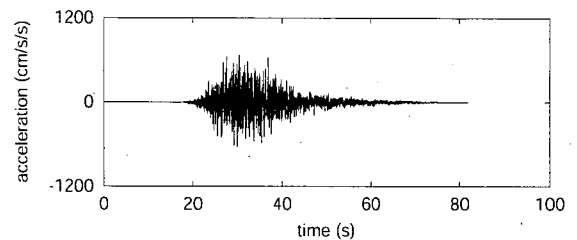
図-4.12 観音崎の地表面における推定地震動の加速度・速度応答スペクトルの比較

よる推定地震動の方がやや大きい。この違いは、3.3.2で述べたように、提案手法では水平面内での最大応答をもとにした加速度応答スペクトルを用いて統計的グリーン関数を作成しているため、推定地震動の振幅が水平2成分の平均をとった場合の約1.3倍となることから説明できる。また、1秒以上の長周期領域では提案手法による結果の方がかなり大きくなっているが、ハイブリッド法による推定地震動の周期4秒以下はS波の加速度振幅スペクトルモデル(Boore, 1983)に基づく統計的グリーン関数法で計算されたものであり、周期4秒以下の表面波の影響が無視されていることが主な原因と考えられる。

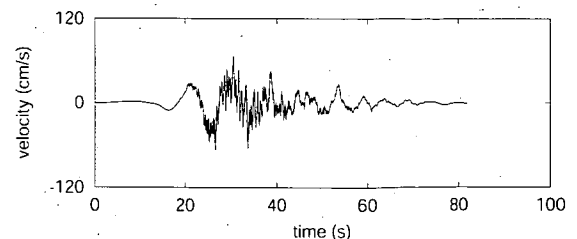
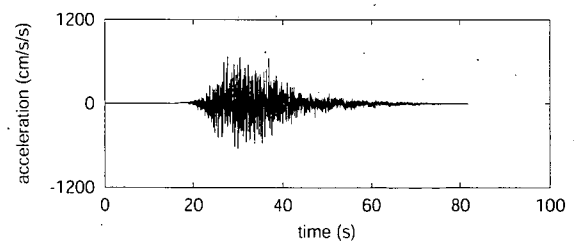
以上のように、提案手法による推定地震動の最大速度は同じ地盤条件で比較した最大速度の距離減衰式に良く一致しており、既往の研究結果とも応答スペクトルがよく一致する結果が得られている。ただし、図-4.11に示したように、ハイブリッド法による推定地震動の速度波形には、周期約8秒の大きな振幅の波が見られるが、提案手法による推定地震動には見られない。これは三次元



(a) 提案手法



(b) ハイブリッド法(NS)



(c) ハイブリッド法(EW)

図-4.11 観音崎の地表面における推定地震動(加速度・速度波形)の比較

差分法で計算されたものであり、この波を再現するためには、広域にわたる詳細な地盤モデルの設定及び地震動の数値シミュレーションが必要となる。このように再現できていない部分はあるものの、ここで用いた統計的グリーン関数法では、新たな情報を取得することなく、実用的な精度をもって海溝型地震の地震動を推定することが可能であり、一般土木構造物の耐震設計に用いるレベル2地震動を設定する際には有効な手法であるといえる。

4. 3. 3 想定地震によるレベル2地震動の試算

4. 3. 1及び4. 3. 2では詳細な震源過程を既知として1923年関東地震の地震動を推定した。しかし、実際に海溝型地震を想定してレベル2地震動を設定する際には、過去に発生した地震やプレート構造から推定した震源断層の位置及び大きさしか分からない場合がほとんどであり、そのような場合の震源モデルの設定手法は3. 2に示したとおりである。したがって、3. 2の手法を用いて設定した震源モデルを用いることにより、詳細な震源過程が不明な海溝型地震を対象とした場合についても、地震動の推定精度を検証するとともに、震源モデルによる推定地震動の変動を把握しておく必要がある。

そこで、1923年関東地震の断層面と同じ位置及び大きさをもつ海溝型地震を想定し、4. 3. 2と同様に東京気象官署及び観音崎におけるレベル2地震動の試算を行う。断層面の位置及び大きさ以外のパラメータは3. 2. 3に示した海溝型地震の震源モデルの設定手法に従って定めた。設定したパラメータをまとめて表-4.4に示すが、地震モーメント以降の値は表-3.4に従って定められている。表-4.3に示した1923年関東地震の震源モデルとの大きな違いは、アスペリティが1個の場合も対象とすること、地震モーメントがより大きいこと、及び破壊伝播速度を3ケース考慮することである。

3. 2. 3(8)に記したように、震源位置やアスペリティ位置を1つに決定することは困難なため、図-4.13に示す9ケースのアスペリティ位置、5ケースの震源位置を考慮するとともに、3ケースの破壊伝播速度を用いて、計135ケースの試算を行った。

その結果を加速度応答スペクトルで1923年関東地震の推定地震動と比較して示したものが図-4.14及び図-4.15である。1923年関東地震の推定地震動は、図-4.7及び図-4.10に示した地震動である。これらの図によれば、1923年関東地震の推定地震動は、試算結果の変動幅に含まれていることが分かる。したがって、ここで既知量として与えた走向、傾斜角、断層長さ、断層幅を地震

表-4.4 設定した海溝型地震の断層パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	290, 25
断層長さ L [km], 幅 W [km]	130, 70
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	1.06×10^{28}
平均くい違い量 D [cm]	303
破壊伝播速度 v [km/s]	2.6, 3.0, 3.3
アスペリティ(大)くい違い量 D_{a1} [cm]	673
アスペリティ(小)くい違い量 D_{a2} [cm]	476
背景領域くい違い量 D_b [cm]	202
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	16
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2.7

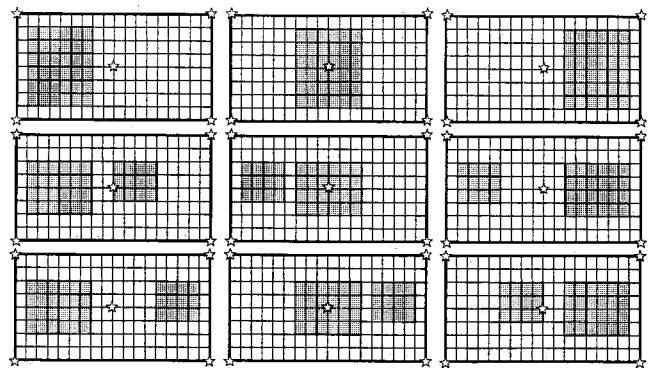
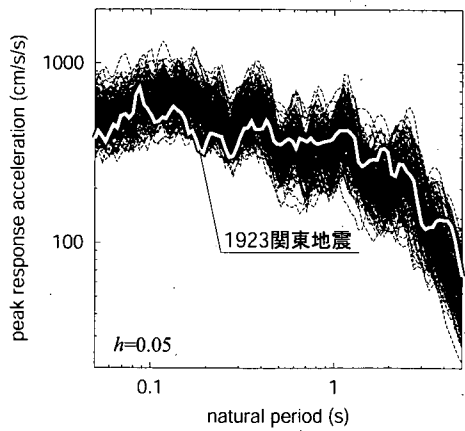
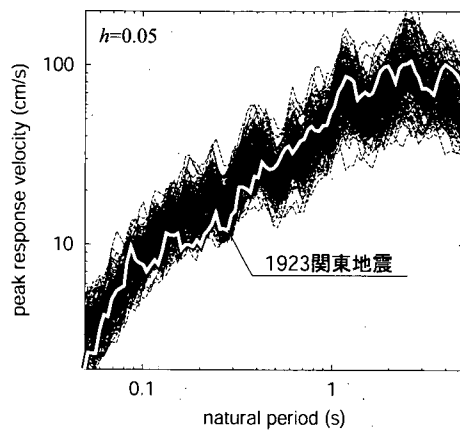


図-4.13 アスペリティ位置を変更した断層モデル (☆震源位置)

発生前に特定することができる場合には、ここに示したような試算を行うことにより、適切な設計地震動を設定することが可能であると考えられる。しかし、観音崎については、1923年関東地震の推定地震動は変動幅の上限に近いスペクトルとなっている。これは図-4.5からも明らかのように、1923年関東地震の際にはアスペリティが観音崎の直下に存在していたことによるものである。したがって、レベル2地震動の設定にあたっては、震源モデルの設定によって推定地震動が大きく変動することや、その変動幅の上限に近い強震動を発生させるようなケースが実際に発生し得ることに十分注意しなければならない。現時点では変動幅の上限近くをとることにより、安全性に配慮したレベル2地震動を設定する必要があると考えられる。

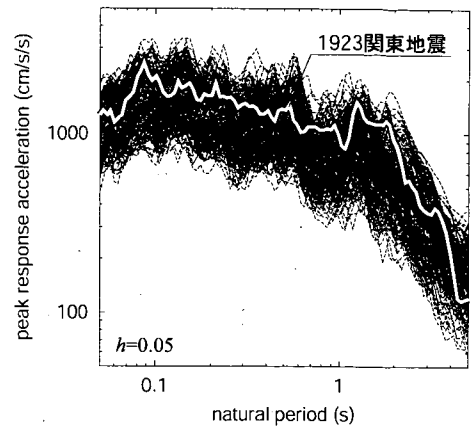


(a) 加速度応答スペクトル

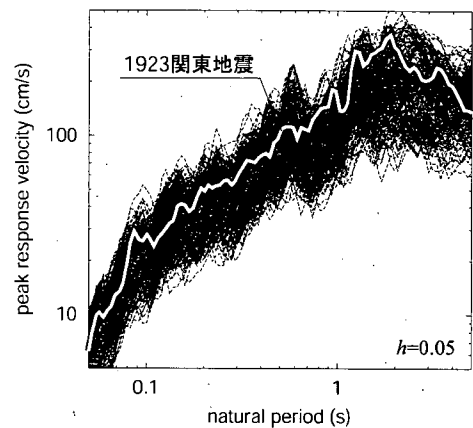


(b) 速度応答スペクトル

図-4.14 試算したレベル2地震動と1923年関東地震の推定地震動との比較（東京気象官署）



(a) 加速度応答スペクトル



(b) 速度応答スペクトル

図-4.15 試算したレベル2地震動と1923年関東地震の推定地震動との比較（観音崎）

図-4.16 は、図-4.15 に示した観音崎における試算結果と地震危険度解析により算出した100年超過確率2, 5, 10%の加速度応答スペクトルを比較したものである。これらの地震危険度に対応する加速度応答スペクトルは、Takahashi et al.(2000) による加速度応答スペクトルの距離減衰式（地盤条件：rock site）を用い、過去の地震記録、活断層及びプレート境界地震を考慮した地震危険度解析手法（中尾・他, 2003）によって算出した。この図によると、地震危険度に対応する加速度応答スペクトルは、どの超過確率でも地震動の変動幅に含まれている。したがって、本研究で提案した手法により試算した地震動の上限近くをとれば、発生位置を予め特定できない地震についても確率論的に十分配慮したレベル2地震動を設定することが可能と考えられる。

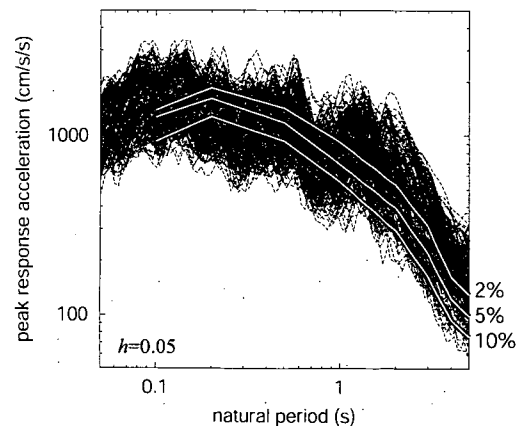


図-4.16 試算したレベル2地震動と地震危険度解析結果（100年超過確率2, 5, 10%）の比較（観音崎）