

2. 過去の地震観測記録を用いた震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）の適用性の検討

「レシピ」の高度化にあたっては、モデルの設定方法や考えが妥当であったかを検証し、問題があれば「レシピ」を見直していくことも重要な作業である。検証にあたっては、過去の地震の震度分布や可能であれば観測波形があることが望ましい。地震調査委員会では、「レシピ」の検証の観点から、平成12年（2000年）鳥取県西部地震、平成15年（2003年）十勝沖地震に対して「レシピ」に基づいた強震動を計算し、観測記録との比較を行っている（地震調査委員会強震動評価部会、2002b, 2004）ので、ここでは、これらの詳細な検討結果について紹介する。

2.1 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について

平成12年（2000年）鳥取県西部地震（ $M=7.3$ ）（以下、鳥取県西部地震と呼ぶ）では、鳥取県西部を震源とする浅い内陸地震が発生し、幸い死者は発生しなかったものの、多くの被害が発生した。この地震は平成7年兵庫県南部地震（ $M=7.3$ ）以後はじめての、 $M=7$ を越す内陸地震であり、整備されたK-NETやKiK-netといった強震動観測網によって、震源近くの貴重な観測記録を数多く得ることができた。また、鳥取県西部地震の震源断層は、地表にほとんど現れず、活断層と認識されてはいなかった場所で発生したものであるが、余震分布や強震動インバージョン等により、断層の形状は明らかにされている。そのため、鳥取県西部地震の震源断層の形状を既知とすれば、強震動予測手法を基に強震動の予測を行うことが可能になる。そこで、ここでは、

- ① 「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会、2001a）、以下、「糸静中間報告」と呼ぶ）の強震動予測手法をそのまま鳥取県西部地震の震源断層に適用させ、その予測結果と観測記録の違いを検証する。
- ② 強震動予測手法のうちの震源の特性化手法の有効性を確認するため、余震記録による経験的グリーン関数法により観測記録を説明できるような特性化震源モデルを設定する。
- ③ ①と②の特性化モデルの違いから、震源断層を特定した地震の強震動予測手法の課題を整理する。

を目的として、鳥取県西部地震の震源断層を起震断層とした強震動試算を行った。

図2.1-1に鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証の流れを示す。

2.1.1 鳥取県西部地震の強震動評価に関連する既往の調査研究

前述したように、鳥取県西部地震では、K-NETやKiK-netといった強震動観測網によって、震源近くの観測記録を数多く得ることができたため、その記録を利用してインバージョンにより、震源断層の形状や断層面上のすべり分布が推定されている（例えば、菊地・山中、2001；関口・岩田、2000；井出、2000）。さらに、それらの震源の解析結果を基に特性化震源モデルを作成し、経験的グリーン関数法により、K-NETやKiK-netの観測点の強震動を予測している事例もある（池田ほか、2001）。

2.1.2 試算の前提条件

ここでは、強震動の試算を行うにあたって、以下のような前提条件を設定した。

- ・ 計算地点は、震源断層に近いKiK-net日野、伯太、北房3地点の地中観測点とした。計算地点を地中観測点としたのは、地表では表土による非線形作用の影響が大きく、検証には向かないためと判断したからである。

- ・ 震源特性を想定するケースとしては、冒頭の中で述べたように、1) 「糸静中間報告」の手法をそのまま取り入れたケース（以下、ケース1とする）、2) 観測記録をできるだけ再現するケース（以下、ケース2とする）の2ケースとした。
- ・ 震源断層の形状やアスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とした。複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の2つの領域に単純化する震源の特性化手法の有効性を確認する目的があるため、単純化することによる影響だけをみるために、アスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とする必要があった。

2.1.3 予測手法の説明

強震動予測手法は、「糸静中間報告」の中で示したように、①「震源の特性化手法」、②「地下構造モデルの設定手法」、③「強震動計算手法」、及び④「予測結果の検証手法」の4つの構成要素からなる。以下では、構成要素ごとに説明する。

(1) 震源の特性化

震源特性は、評価対象を巨視的震源特性（例：想定される地震の震源断層の位置、長さ、幅、傾斜、深さ、走向、地震モーメント）、微視的震源特性（例：想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数及び f_{max} ）、その他の震源特性（破壊開始点、破壊伝播様式）の3つに分けることができるので、対象ごとに内容を説明する。設定したパラメータについては表2.1.3-1に一覧にして示した。

(a) 巨視的震源特性

鳥取県西部地震の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、地震モーメント・平均すべり量の設定方法について以下説明する。図2.1.3-1には震源断層の位置を示した。

a. 震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向

震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向は、前提条件で述べたように震源断層の形状は既知としたため、ケース1・2共通で、強震動インバージョンにより推定された関口・岩田(2000)のモデルを基に設定した。複数の強震動インバージョン結果から関口・岩田(2000)のモデルを選んだ理由は、地震動の短周期成分も含めた解析を行って算定したためである。ただし、インバージョンより得られる断層の領域は、ほとんど動いていない部分も含まれていて、実際の断層面よりもかなり広めに設定される傾向にある。そこで、Somerville *et al.* (1999)の規範に従い、インバージョンより得られた断層の領域からほとんど動いていない部分を取り除いた。その結果、インバージョンによる断層長さが33kmであったのが27kmに短縮した。深さ方向については、気象庁等の余震分布を参考にして、地震発生層を2~16kmと推定し、この部分に断層を設定した。

b. 地震モーメント

地震モーメント (M_0) については、ケース1・2によって求め方が異なる。ケース1では、下に示す糸静中間報告で用いられたSomerville *et al.* (1999)による断層総面積 (S) と地震モーメントの経験式より算定された値 ($7.0 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$)、ケース2では菊地・山中(2001)により鳥取県西部地震において推定されている値 ($9.6 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$) を用いる。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \dots \dots \dots (2-1)$$

S : 断層総面積 (km^2)

M_0 :地震モーメント (dyne · cm)⁹

c. 平均すべり量

震源断層全体の平均すべり量 (D) は、想定震源域の平均的な剛性率 (μ)、地震モーメント、震源断層の総面積 (S) により算定する。ケース 1・2 では地震モーメントが異なるため、平均すべり量の値も異なる (ケース 1 : 56cm、ケース 2 : 77cm)。

$$M_0 = \mu DS \dots\dots\dots (2-2)$$

(b) 微視的震源特性

鳥取県西部地震の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・実効応力 (平均応力降下量)、背景領域の平均すべり量・実効応力 (平均応力降下量) について以下説明する。設定した主要なパラメータおよびアスペリティ位置についてはその概要を図 2.1.3-2 に示した。

a. アスペリティの数・位置

前提条件で述べたように、アスペリティの数、およそその位置は既知としたため、ケース 1・2 共通で、巨視的震源特性同様に鳥取県西部地震の強震動インバージョンにより推定された関口・岩田 (2000) のモデルを基に設定した。この結果、震源断層内にアスペリティは 2 つ設定し、すべり分布の結果に基づいて、第 1 アスペリティは南東側の上端深さ 4km、第 2 アスペリティは断層の中央部の上端深さ 2km にそれぞれ設定した。

b. アスペリティの面積

ケース 1 では、糸静中間報告で用いた Somerville *et al.* (1999) による震源断層の総面積とアスペリティ総面積の経験式により、震源断層の総面積の 22% とした。なお、アスペリティは 2 つ設定したため、入倉・三宅 (2000) の考え方も取り入れて、第 1 アスペリティは震源断層の総面積の 16%、第 2 アスペリティは震源断層の総面積の 6% とした。

ケース 2 では、鳥取県西部地震の関口・岩田 (2000) モデルのすべり分布より推定した。この結果、第 1 アスペリティ・第 2 アスペリティとも震源断層の総面積の約 13% となった。

c. アスペリティ・背景領域のすべり量

ケース 1 では、糸静中間報告で用いた Somerville *et al.* (1999) による震源断層全体の平均すべり量とアスペリティ全体の平均すべり量の経験式を用いて、アスペリティ全体の平均すべり量を震源断層全体の平均すべり量の 2.01 倍とした。この値を基に、第 1 アスペリティ、第 2 アスペリティの平均すべり量はアスペリティ全体の地震モーメントから、アスペリティにおける応力降下量が一定となるようにアスペリティの面積の 1.5 乗の重みで振り分けることにより算定する。この結果、第 1 アスペリティの平均すべり量は 125cm、第 2 アスペリティの平均すべり量は 77cm となった。ケース 2 では、鳥取県西部地震の関口・岩田 (2000) モデルのすべり分布結果を基にアスペリティ領域の平均すべり量を設定した。この結果、第 1 アスペリティ・第 2 アスペリティとも平均すべり量は 221cm となった。

背景領域の平均すべり量は、背景領域のモーメント量より算出する。この結果、背景領域の平均すべり量はケース 1 で 40cm、ケース 2 で 19cm となった。

d. アスペリティ・背景領域の実効応力 (応力降下量)

ケース 1 では、アスペリティ・背景領域の実効応力は糸静中間報告で用いた壇ほか (2001) の考え方に基づき算定した。この方法は、地震モーメントから短周期加速度震源スペクトルレベルを拘束

⁹ 経験式は、引用文献で示された単位系にて表示する (dyne · cm = 10⁻⁷ N · m)。

し、短周期加速度震源スペクトルレベルと実効応力の関係式を利用して、アスペリティ・背景領域の実効応力を算定するものである。アスペリティおよび背景領域の実効応力 σ_a 、 σ_b は、短周期加速度震源スペクトルレベル A と実効応力 σ の関係、震源のスケーリング則(γ : 断層全体の平均値に対するアスペリティ内の平均値)、断層全体の物理量とアスペリティ(添字 a)、背景領域(添字 b)の物理量の関係から、

$$A_a = 4\pi(S_a/\pi)^{1/2}\sigma_a\beta^2 \dots\dots\dots (2-3)$$

$$A_b = 4\pi(S_b/\pi)^{1/2}\sigma_b\beta^2 \dots\dots\dots (2-4)$$

β : 断層面のS波速度(km/s)

$$S_a = \gamma_s S \dots\dots\dots (2-5)$$

$$\sigma_a = \gamma_\sigma \sigma \dots\dots\dots (2-6)$$

$$\sigma = (\sigma_a S_a + \sigma_b S_b) / S \dots\dots\dots (2-7)$$

$$A = (A_a^2 + A_b^2)^{1/2} \dots\dots\dots (2-8)$$

$$S = S_a + S_b \dots\dots\dots (2-9)$$

となり、これらの式より

$$\sigma_a = [(1-\gamma_s)\gamma_\sigma / (1-\gamma_s\gamma_\sigma)]\sigma_b \dots\dots\dots (2-10)$$

$$\sigma_b = A[\gamma_s \{(1-\gamma_s)\gamma_\sigma / (1-\gamma_s\gamma_\sigma)\}^2 + 1 - \gamma_s]^{-1/2} / [4(\pi S)^{1/2}\beta^2] \dots\dots\dots (2-11)$$

と表される。この結果、アスペリティの実効応力は10.6MPa、背景領域の実効応力は3.8MPaとなった。

ケース2においては、まずケース1と同様な考え方でアスペリティ・背景領域の実効応力を推定し、その値を基にして、観測波形に可能な限り合わせるようにパラメータを修正した結果、第1アスペリティの実効応力は16.0MPa、第2アスペリティの実効応力は11.3MPa、背景領域の実効応力は0.9MPaとなった。

e. すべり速度時間関数

すべり速度時間関数はケース1・2とも糸静中間報告で用いられた中村・宮武(2000)の方法で設定した。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t-\varepsilon)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \dots\dots\dots (2-12)$$

ただし、

$$\begin{aligned} \varepsilon &= (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\} \\ b &= 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{0.5} \cdot (1 - t_b/2t_d) \\ c, a_r &: \text{係数、} \quad t_r : (t_s - t_r) = 2:1 \end{aligned}$$

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d
- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例するKostrov型関数に移行する時間 t_b
- ・ ライズタイム t_r

の4つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- $$V_m = \Delta\sigma (2 \cdot f_c \cdot w \cdot V_r)^{0.5} / \mu \dots\dots\dots (2-13)$$

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{\max} と同等)

w : 断層幅

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d
- $$f_{\max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \dots\dots\dots (2-14)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例するKostrov型関数に移行する時間 t_b

(2-12)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

・ ライズタイム t_r

$$t_r \doteq w / (2 \cdot V_r) \dots\dots\dots (2-15)$$

このうち、すべり速度時間関数のパラメータであるライズタイムについては、ケース2において観測波形に合わせるために第1アスペリティ内での値を(2-15)式で推定される値から変更した。この結果、ライズタイムの値はケース1の第1アスペリティで1.7秒、第2アスペリティで0.9秒、背景領域で3.0秒、ケース2の第1アスペリティで0.8秒、第2アスペリティで1.2秒、背景領域で3.0秒となった。

f. f_{\max}

f_{\max} については震源に依存したものか、地点に依存したものか、十分に解明されていないが、ここでは、震源に依存したものと仮定している。そこで、鳥取県西部地震の f_{\max} を試みに観測記録から特定しようとしたが、十分な結果が得られず特定には至らなかった。そのため、ケース1・2とも糸静中間報告で用いた兵庫県南部地震で解析された値6Hz（鶴来ほか, 1997）をそのまま利用した。

(c) その他の震源特性

鳥取県西部地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方式について以下説明する。

a. 破壊開始点の位置

破壊開始点の位置は、前提条件により既知として、ケース1では、関口・岩田(2000)のモデルを基に断層のほぼ中央部深さ約14kmに設定した。ケース2では、観測波形にできるだけ合わせるために破壊開始点の深さを約10kmにやや浅く設定した。結果的に気象庁の震源位置(11km)にほぼ一致することになった。

b. 破壊伝播様式

破壊伝播様式は、ケース1・2とも破壊開始点から放射状に広がるように設定した。

c. 破壊伝播速度

破壊伝播速度(V_r)は、ケース1では下に示す糸静中間報告で用いられたGeller(1976)によるS波速度(V_s)との経験式より設定した。

$$V_r = 0.72 V_s \dots\dots\dots (2-16)$$

ケース2についてもケース1と同様にして設定を行ったが、観測波形にできるだけ合わせるために、第1アスペリティの破壊速度を変更した。この結果、ケース1、ケース2の第1アスペリティ以外の領域の破壊速度は2.3km/s、ケース2の第1アスペリティの破壊速度は3.15km/sとなった。

(2) 地下構造モデルの設定

地下構造モデルを設定するにあたっては、震源断層を含む強震動計算領域において、地質構造に基づいて、地震波速度構造（P波速度、S波速度）、密度構造、減衰構造、層形状（層厚）を設定する必要がある。ただし、鳥取県西部地域周辺には、現段階において過去に地下構造調査が実施されたことがなかったため、下記に示す条件を基に地下構造モデルの設定を行った。

- ・ 震源断層を含む計算地点周辺は山地であり、堆積平野のような三次元構造を想定せずに一次元構造を仮定しても結果に大きくは影響しないと判断した。
- ・ 地震基盤($V_s=3\text{km/s}$ 相当層)より下の構造は、関口・岩田(2000)で解析に利用した京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取地震観測所の震源決定に用いられる構造（伊藤ほか, 1995）を利用

した。

- 地震基盤から地表までの速度構造は、計算地点におけるKiK-net 観測点のボーリングデータから設定を行った。ただし、ボーリングの最下層が地震基盤に完全には届いていないため、周辺のKiK-net 観測点のボーリングデータや最下層の速度と地震基盤の速度から、関数を仮定して補間する（渋谷ほか, 2000）ことにより設定した。
- 地震基盤から地表までの密度構造は、KiK-net 観測点のボーリング情報にデータがないため、表層近い部分では周辺のK-NET 観測点のデータから推測した。その他の部分は、次式に示すP波速度 V_p (m/s) と密度 ρ (g/cm³) の関係式(Gardner *et al.*, 1974) を基に設定を行った。

$$\rho=0.31V_p^{1/4} \dots\dots\dots (2-17)$$

- 減衰構造を表すQ値は、1Hz以下の低周波成分では周波数に係わらず一定の値、1Hz以上の高周波成分では周波数に依存するよう設定した。設定にあたっては、低周波成分はモデルやS波速度等を参照し、高周波成分は次式に示す近畿地方における観測結果(Petukhin *et al.*, 2003)を適用した。

$$Q(f)=86f^{0.82} \dots\dots\dots (2-18)$$

なお、S波速度が300m/s以下の柔らかい層では、鳥取県西部地震で大きなひずみをうけることにより、非線形な挙動を起こしたことが確認され、それに対応するQ値が推定されている（永野ほか, 2001）ため、その値を利用した。

このようにして、設定した計算地点（日野、伯太、北房）の地下構造モデルを表2.1.3-2に示した。

(3) 強震動計算

強震動計算手法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている（糸静中間報告参照）。ここでは、ケース1が糸静中間報告の手法をそのまま取り入れるケース、ケース2が観測記録をできるだけ再現するケースであることから、

ケース1 ————— ハイブリッド合成法（統計的グリーン関数法＋波数積分法）

ケース2 ————— 経験的グリーン関数法

を採用した。

ハイブリッド合成法の具体的な計算方法は統計的グリーン関数法が壇ほか(2000)の方法、波数積分法がHisada(1995)の方法を用い、接続周期1秒で合成している。一方、経験的グリーン関数法の具体的な方法はIrikura(1986)による震源スペクトルの相似則に従った合成方法に従い、用いる要素波形は、鳥取県西部地震の余震を利用して、観測点との位置関係（図2.1.3-1参照）から、

日野、北房 ——— 2000/10/17 22:17 に発生したM4.2の余震

伯太 ——— 2000/10/7 06:22 に発生したM3.9の余震

を使った（余震の震源のパラメータは表2.1.3-3参照）。

(4) 予測結果の検証

ここでの予測結果の検証は、試算した結果と計算地点における鳥取県西部地震の地中観測記録を比較することによって行った。その結果を下記のようにして出力した。

- 地震波形の比較図（図2.1.3-3）
- スペクトルの比較図（図2.1.3-4）
- 最大加速度、最大速度、計測震度（水平2成分のみ）比較一覧表（表2.1.3-4）

これらの図表を参照して、観測記録との違いを検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

- 時刻歴波形については、ケース1ではいずれの地点も加速度波形、速度波形ともに観測記録と整合していない。ケース2では加速度波形についてはあまり整合していないが、速度波形については位相がかなり合っている。

- ・スペクトルについては、ケース1では伯太での1秒以下、日野のEW成分では概ね整合している。ケース2では、全般的に観測記録との整合の度合いがケース1より良くなり、ケース1でほとんど整合していない北房がケース2でかなり改善される。
- ・最大地動のうち、最大加速度についてはケース1・2とも概ね倍半分の範囲に入っているが、計算地点によっては約3倍、1/3になる場合もある。最大速度については、ケース1は最大加速度と同様なばらつきが見られるのに対し、ケース2ではすべての地点・成分において倍半分の範囲に入る。計測震度の違いは、ケース1・2とも最大で0.5以内に収まっている。

2.1.4 強震動予測手法の妥当性検討と今後の課題

ここでは、前項で示されたケース1・2の試算結果の違いや観測記録の比較を基に、現状の強震動予測手法の妥当性やその基盤となる震源の特性化手法の有効性について考察した。その結果を以下にとりまとめた。

- ・ケース2の試算結果と観測記録の比較により、パラメータを的確に設定できれば、複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の2つの領域に単純化しても地震波形（速度波形）をある程度再現でき、震源の特性化手法の有効性が確認できた。
- ・ケース1の試算結果と観測記録の比較により、アスペリティの位置や破壊開始点の位置が概ね合っていれば、評価地点の位置にもよるが、現状の強震動予測手法においてスペクトルレベルではある程度観測記録を説明できることが確認できた。
- ・ケース1とケース2の試算結果の違いは、北房で特に大きい。北房は断層走向の延長線上に位置し、断層破壊の進行方向の影響が特に強い領域に当たる。したがって、震源特性によるパラメータの違いがこうした領域に敏感に影響を与えることを意味する。

以上の点から、現状の強震動予測手法の妥当性を概ね確認できたが、ここでの検討結果から、より精度を高めるにあたっての今後の課題をまとめると下記の通りである。

- ・再現期間の長い活断層を想定した強震動評価を行うには、地表の情報から破壊開始点、アスペリティの位置を推定する方法を確立することが望ましい。
- ・現状の強震動予測手法では、個々のアスペリティで応力降下量を一定と仮定しているが、地震や地域によっては応力降下量そのものの値や個々のアスペリティごとに変化することが予想される。したがって、地域ごとの中小地震の観測等のデータを解析して、事前に地域性を考慮できるようなデータベースを作成していただくことが望まれる。
- ・現状の強震動予測手法では、破壊様式は断層面で破壊速度一定で破壊開始点から放射線状に広がるよう設定されている。しかしながら、実際には同じ断層面でも破壊速度や破壊伝播様式は変化しているものと想定される。したがって、破壊速度や破壊伝播様式について、強震動インバージョンの結果を収集して、何かのパラメータから拘束条件を設定できるようになれば、より精度の高い強震動予測が期待できる。

表2. 1. 3-1 強震動試算に用いた鳥取県西部地震の震源特性のパラメータ一覧

震源特性	断層パラメータ	ケース1 (糸静中間報告の手法を用いたケース)	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	
地震の規模	気象庁マグニチュード(M)7.3。			
巨視的 震源特性	震源断層の位置	図2. 1. 3-1参照	同左	
	走向	図2. 1. 3-1参照	同左	
	傾斜角	90°	同左	
	震源断層の長さ	27 km *1	同左	
	震源断層幅	14 km	同左	
	震源断層の面積	378 km ² *2	同左	
	震源断層の上端～下端深さ	2～16 km	同左	
	地震モーメント	7.0E+18 N・m	9.6E+18 N・m	
	平均すべり量	56 cm	77 cm	
加速度震源スペクトル短周期レベル	1.0E+19 N・m/s ²	1.1E+19 N・m/s ²		
微視的 震源特性	全 ア ス ペ リ テ ィ	地震モーメント	3.1E+18 N・m	7.9E+18 N・m
		総面積	83 km ²	108 km ²
		平均すべり量	112 cm	221 cm
	第 1 ア ス ペ リ テ ィ	面積	60 km ² *3	54 km ² *4
		平均すべり量	125 cm	221 cm
		地震モーメント	2.5E+18 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	16.0 MPa
		ライズタイム	1.7 sec	0.8 sec
	第 2 ア ス ペ リ テ ィ	面積	23 km ² *5	54 km ² *6
		平均すべり量	77 cm	221 cm
		地震モーメント	5.7E+17 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	11.3 MPa
		ライズタイム	0.9 sec	1.2 sec
	背 景 領 域	地震モーメント	3.9E+18 N・m	1.7E+18 N・m
		面積	295 km ² *7	270 km ² *8
		平均すべり量	40 cm	19 cm
		実効応力	3.8 MPa	0.9 MPa
		ライズタイム	3.0 sec	3.0 sec
	fmax		6 Hz	同左
	その他の 震源特性等	破壊開始点	図2. 1. 3-2参照 (深さ約14km)	図2. 1. 3-2参照 (深さ約10km)
破壊伝播形式		放射状	同左	
破壊伝播速度		2.3 km/s	2.3 (第1アスペリティのみ3.15) km/s	

※震源域のS波速度3.5km/s、剛性率は $3.3 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

- *1 実際の計算は26kmで行った。(計算では震源を2km×2kmのメッシュで分割したため、以下同様)
- *2 実際の計算は26km×14kmの領域で行った。
- *3 実際の計算は8km×8kmの領域で行った。
- *4 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- *5 実際の計算は6km×4kmの領域で行った。
- *6 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- *7 実際の計算は(26km×14km-8km×8km-6km×4km)の領域で行った。
- *8 実際の計算は(26km×14km-8km×8km-6km×6km)の領域で行った。

表2.1.3-2 評価地点の1次元構造モデル

日野							
層番号	密度 (g/cm ³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
				理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性		
1	1.6	-	0.09	-	-	7.9	0.004
2	1.6	-	0.06	-	-	7.9	0.007
3	2.1	-	0.23	-	-	7.9	0.009
4	2.2	2.10	0.56	100	50	周波数依存	0.022
5	2.4	2.60	0.79	200	100	周波数依存	0.058
6	2.6	3.70	1.20	400	200	周波数依存	0.080
7	2.6	4.65	1.75	400	200	周波数依存	0.320
8	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
9	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
10	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
11	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

伯太							
層番号	密度 (g/cm ³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
				理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性		
1	1.6	-	0.23	-	-	6.8	0.004
2	2.0	-	0.16	-	-	6.8	0.007
3	2.2	2.50	0.55	100	50	周波数依存	0.011
4	2.4	3.70	1.20	100	50	周波数依存	0.020
5	2.6	5.30	1.90	200	100	周波数依存	0.012
6	2.6	5.30	2.80	300	150	周波数依存	0.446
7	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
8	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
9	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
10	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

北房							
層番号	密度 (g/cm ³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
				理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性		
1	1.6	-	0.12	-	-	6.8	0.003
2	2.1	2.25	1.20	200	100	周波数依存	0.007
3	2.6	4.65	1.75	300	150	周波数依存	0.032
4	2.6	4.65	2.25	300	150	周波数依存	0.558
5	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
6	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
7	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
8	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

計算条件

- ハイブリッド法の波形計算は工学的基盤面上で計算を行った。
- 工学的基盤面上から評価地点である地中観測点までの増幅特性の計算はSH波の重複反射理論で行い、工学的基盤より上の影響も考慮した。

表2.1.3-3 経験的グリーン関数法の計算に利用した余震のパラメーター一覧

項目	日野、北房の計算に用いた余震	伯太の計算に用いた余震
発生日時	2000/10/17 22:17	2000/10/7 6:22
震央位置	35.388° N, 133.428° E	35.310° N, 133.323° E
震源深さ	12 km	12 km
マグニチュード(Mj)	4.2	3.9
地震モーメント	2.84×10^{15} N・m	5.44×10^{14} N・m
応力降下量	23 bar	32 bar

表2.1.3-4 最大地動等による地中観測点での試算結果と観測記録との比較一覧

地点	波形	成分	最大加速度 (gal)	最大速度 (kine)	計測震度
日野	観測記録	NS成分	316.40	49.41	5.3
		EW成分	472.74	16.26	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	560.01	25.69	5.7
		EW成分	562.67	28.71	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	1188.60	47.86	5.8
		EW成分	717.45	18.49	
伯太	観測記録	NS成分	173.41	19.56	4.7
		EW成分	145.80	24.29	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	126.28	8.78	4.5
		EW成分	125.59	8.25	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	214.33	18.56	4.7
		EW成分	146.55	13.56	
北房	観測記録	NS成分	64.76	8.25	4.2
		EW成分	114.50	12.72	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	NS成分	34.12	4.20	3.7
		EW成分	34.90	5.19	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	NS成分	101.45	5.93	4.0
		EW成分	103.10	8.43	

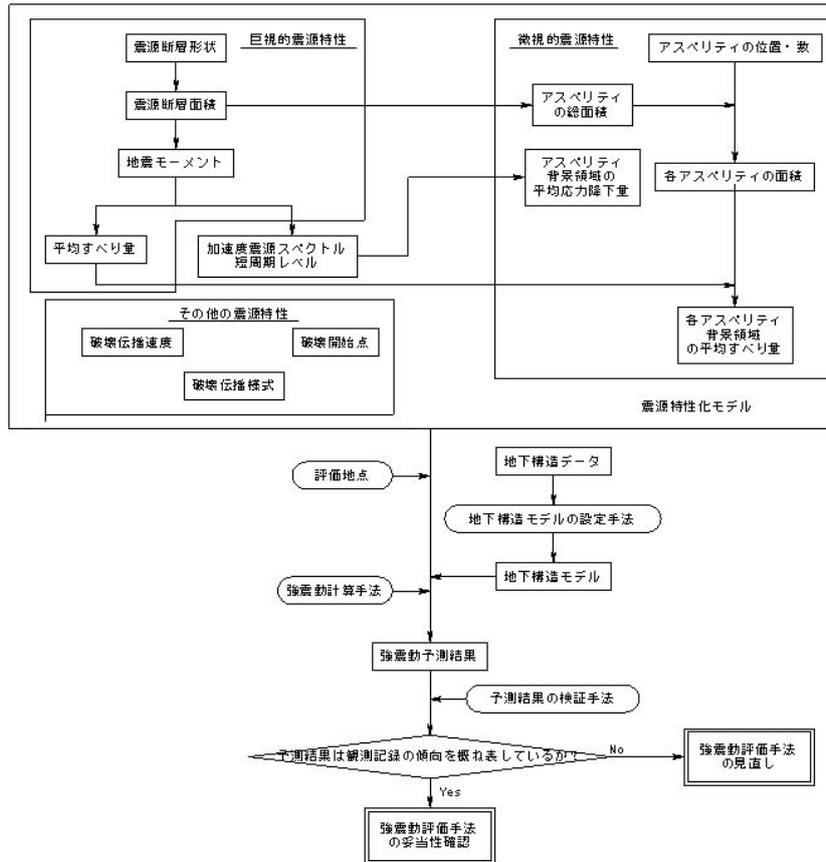


図2.1-1 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証の流れ

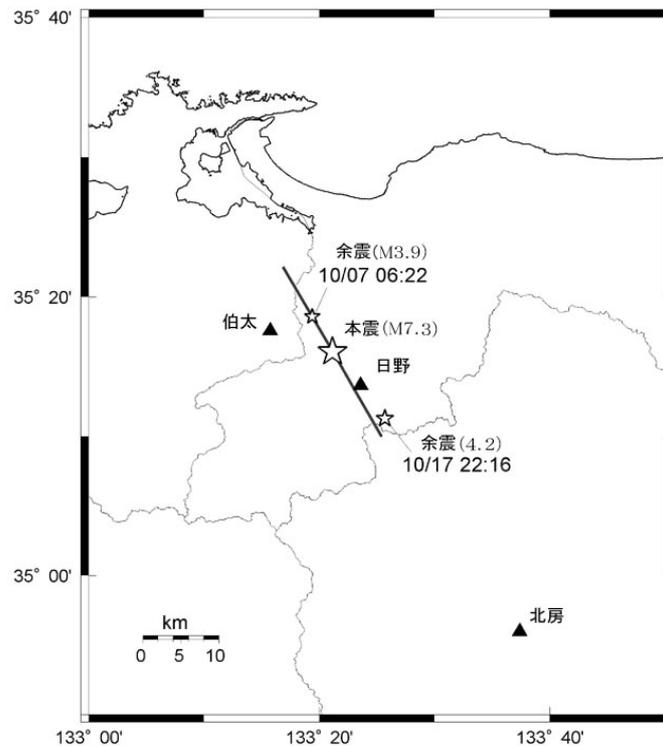


図2.1.3-1 鳥取県西部地震の震源断層（太線）と試算地点（▲）位置図

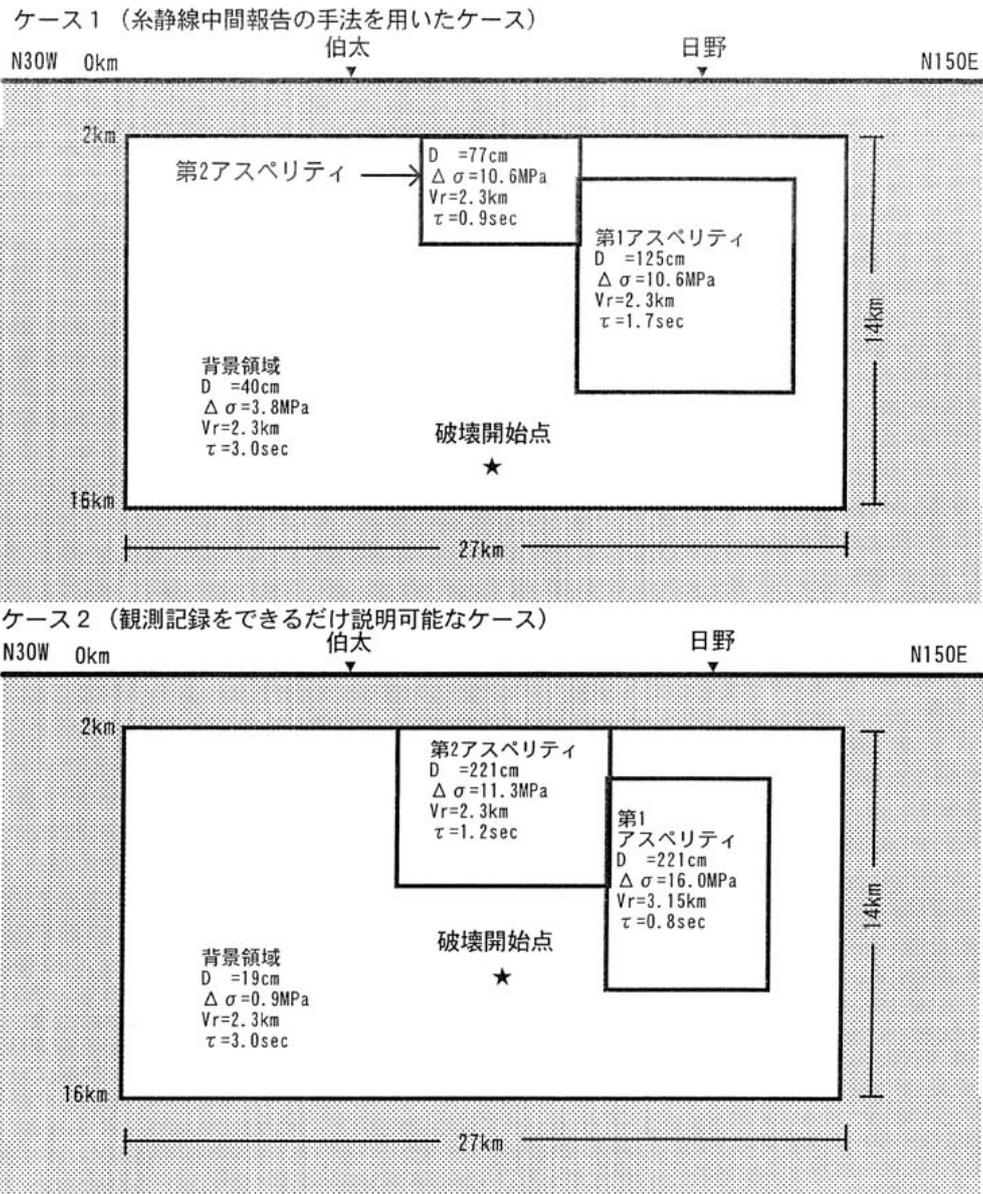


図2.1.3-2 鳥取県西部地震のアスペリティ位置図および主要なパラメータ

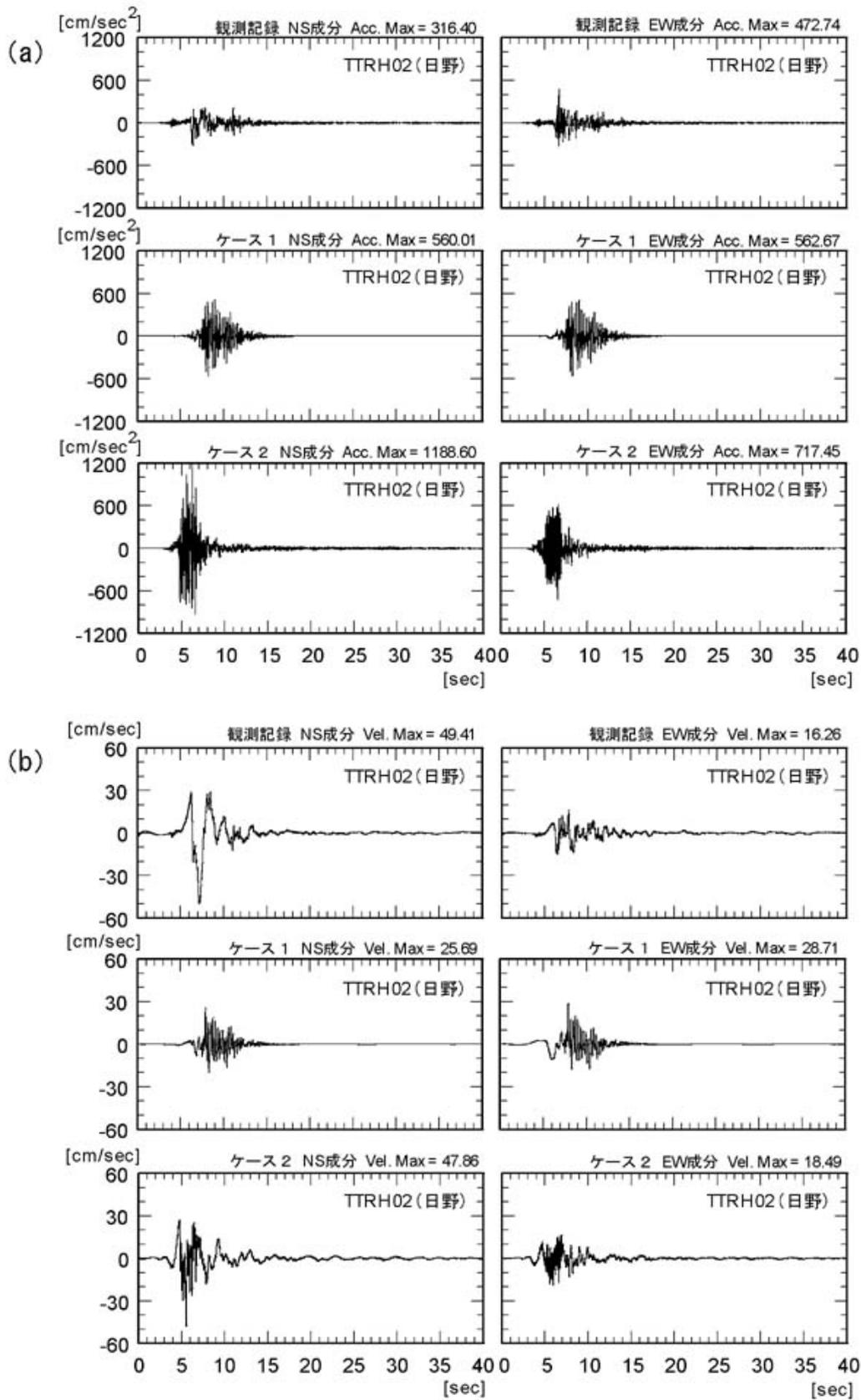


図2.1.3-3(1) 地中観測点における地震波形（観測波形、ケース1、ケース2）の比較（日野観測点；（a）：加速度波形 （b）：速度波形）

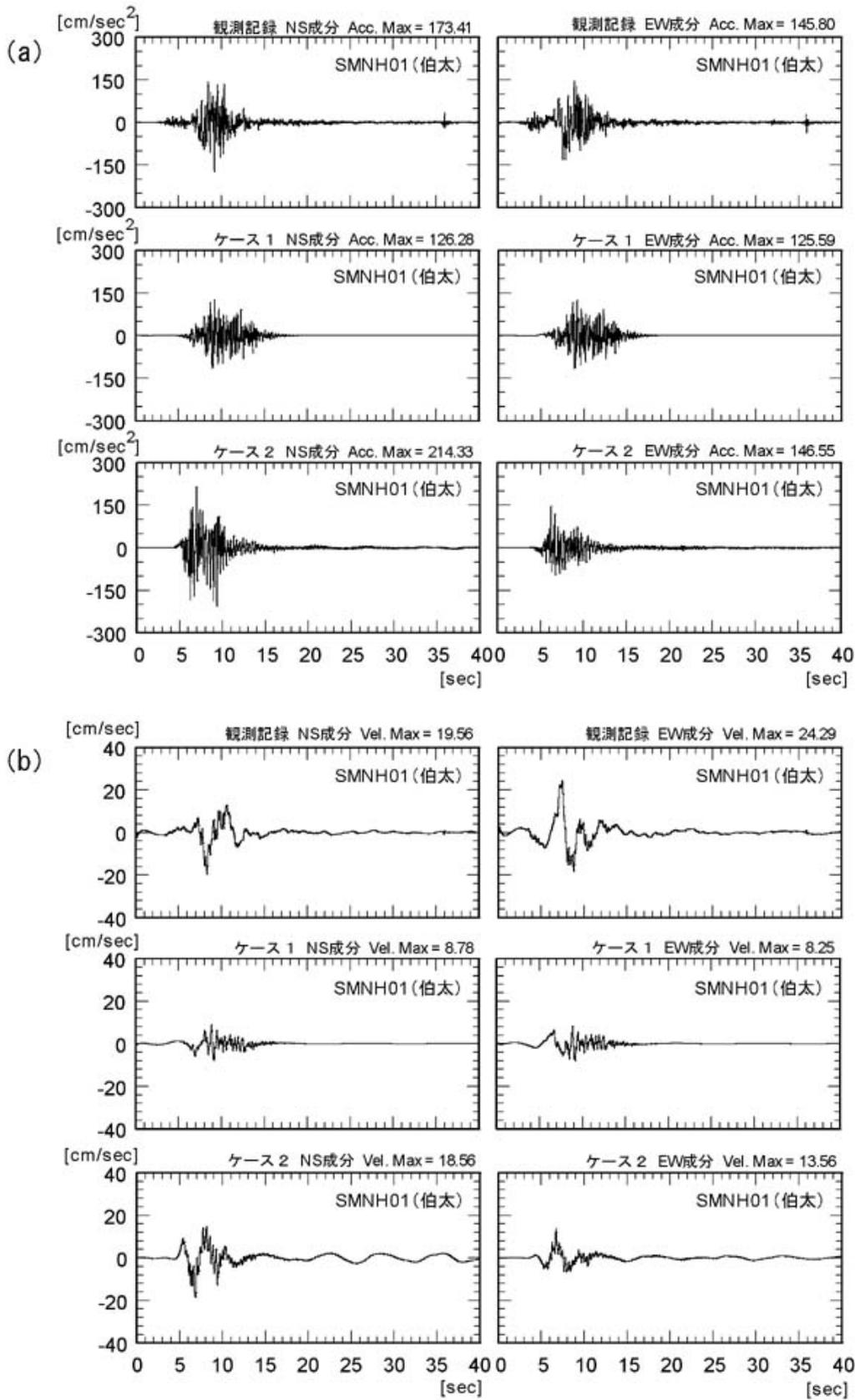


図2.1.3-3(2) 地中観測点における地震波形（観測波形、ケース1、ケース2）の比較（伯太観測点；（a）：加速度波形 （b）：速度波形）

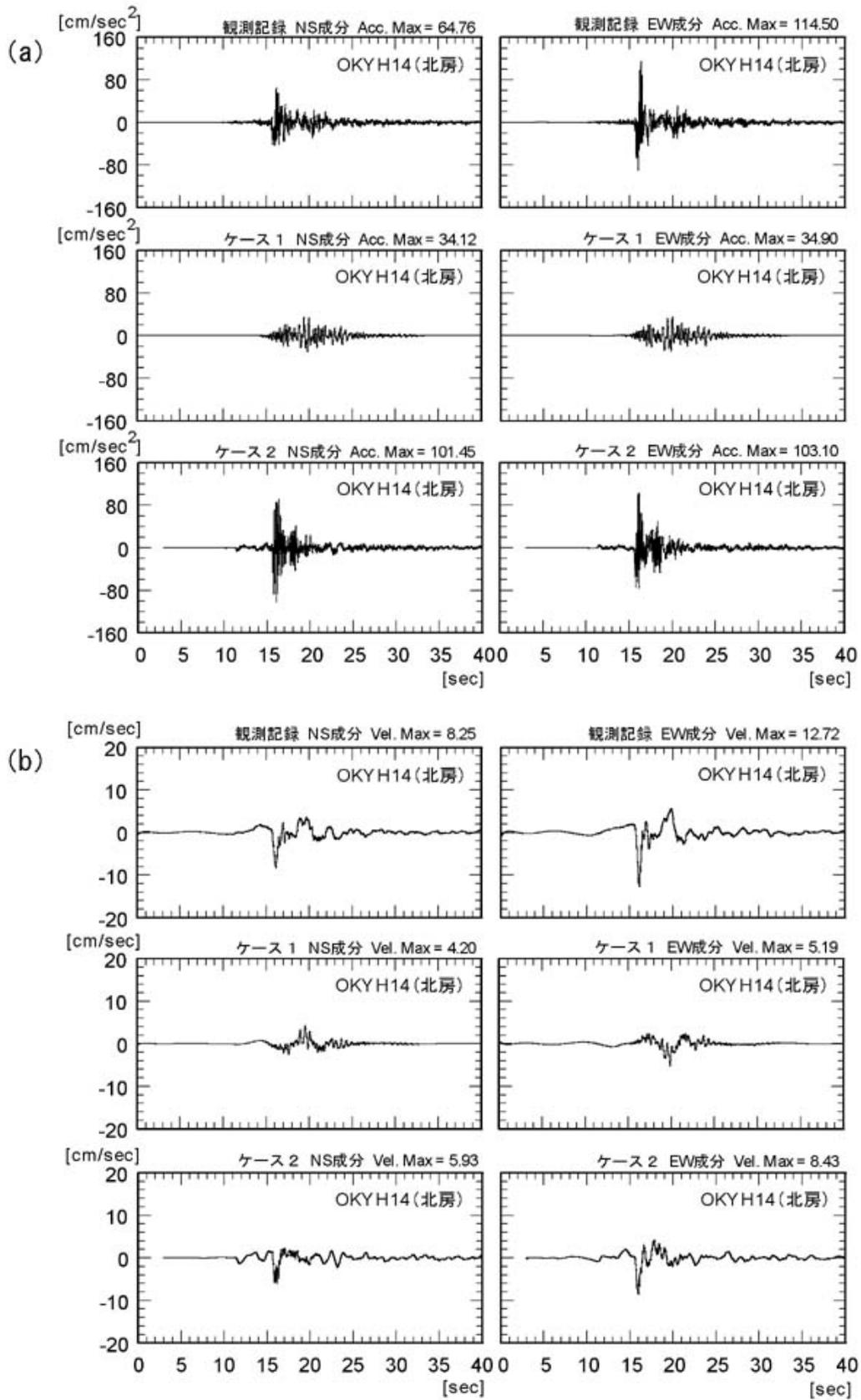


図2.1.3-3(3) 地中観測点における地震波形（観測波形、ケース1、ケース2）の比較（北房観測点；（a）：加速度波形 （b）：速度波形）

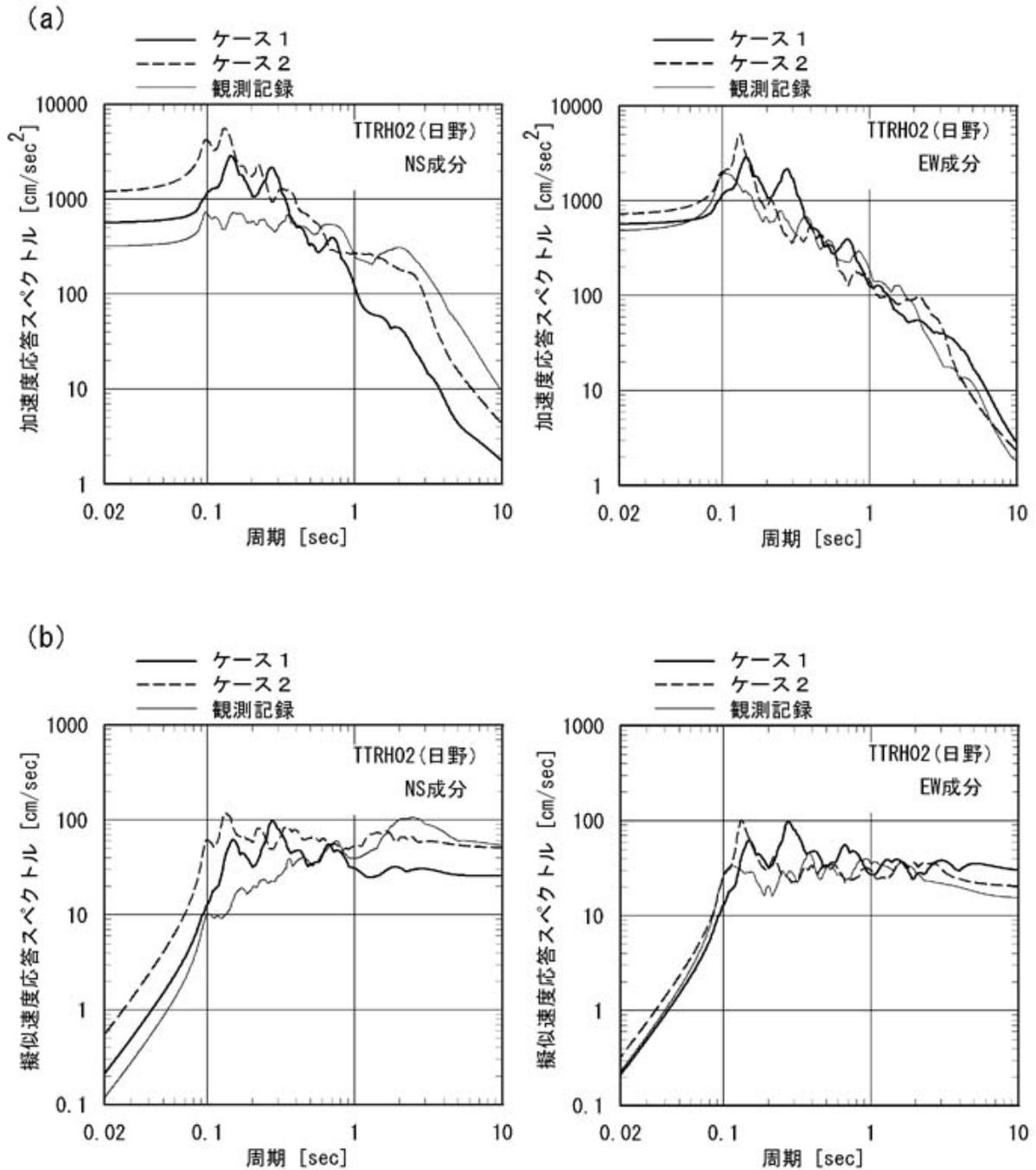


図2.1.3-4(1) 地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース1、ケース2）の比較（日野観測点；（a）：5%減衰加速度応答スペクトル、（b）：5%減衰擬似速度応答スペクトル）

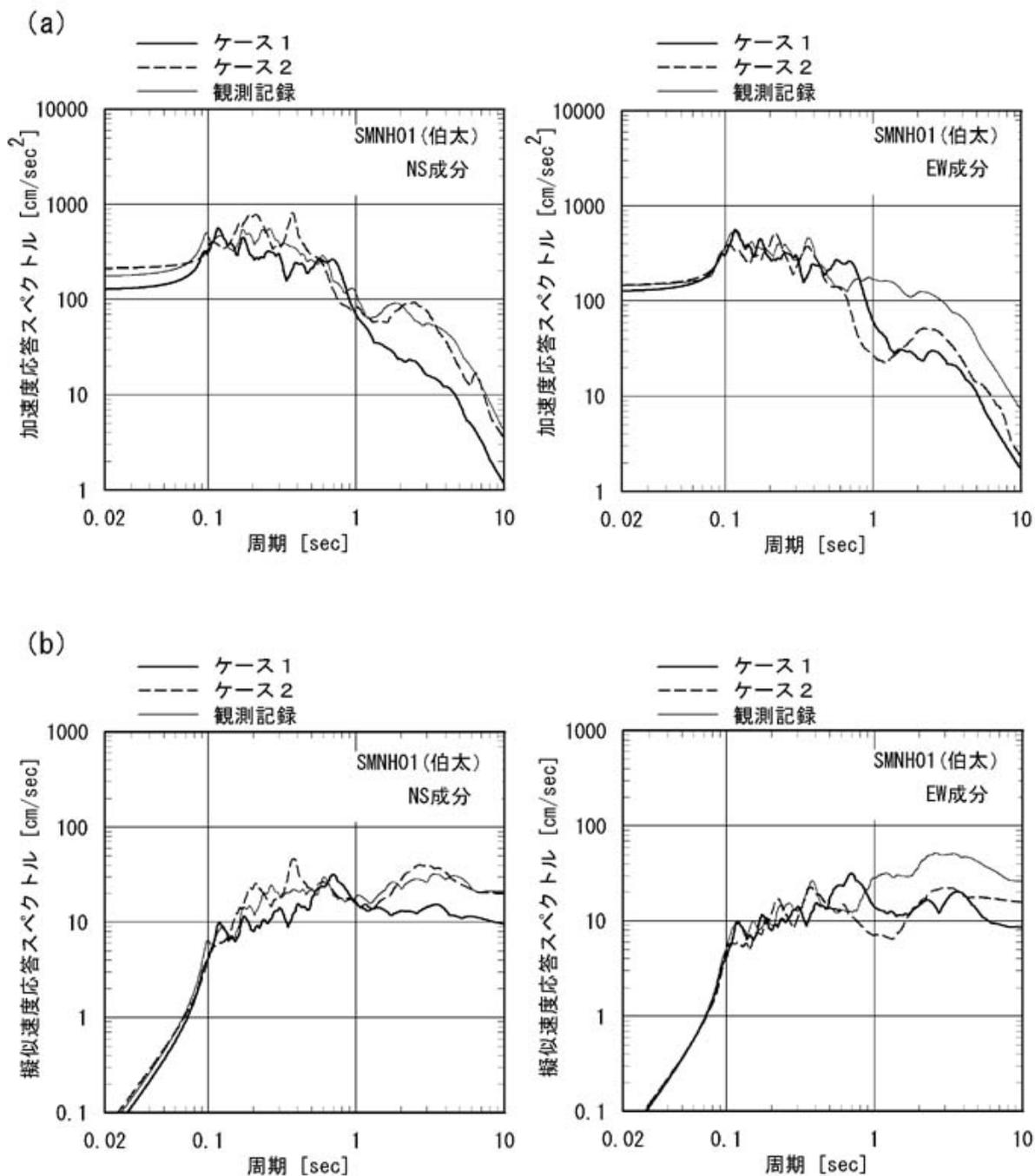


図2.1.3-4(2) 地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース1、ケース2）の比較（伯太観測点；（a）：5%減衰加速度応答スペクトル、（b）：5%減衰擬似速度応答スペクトル）

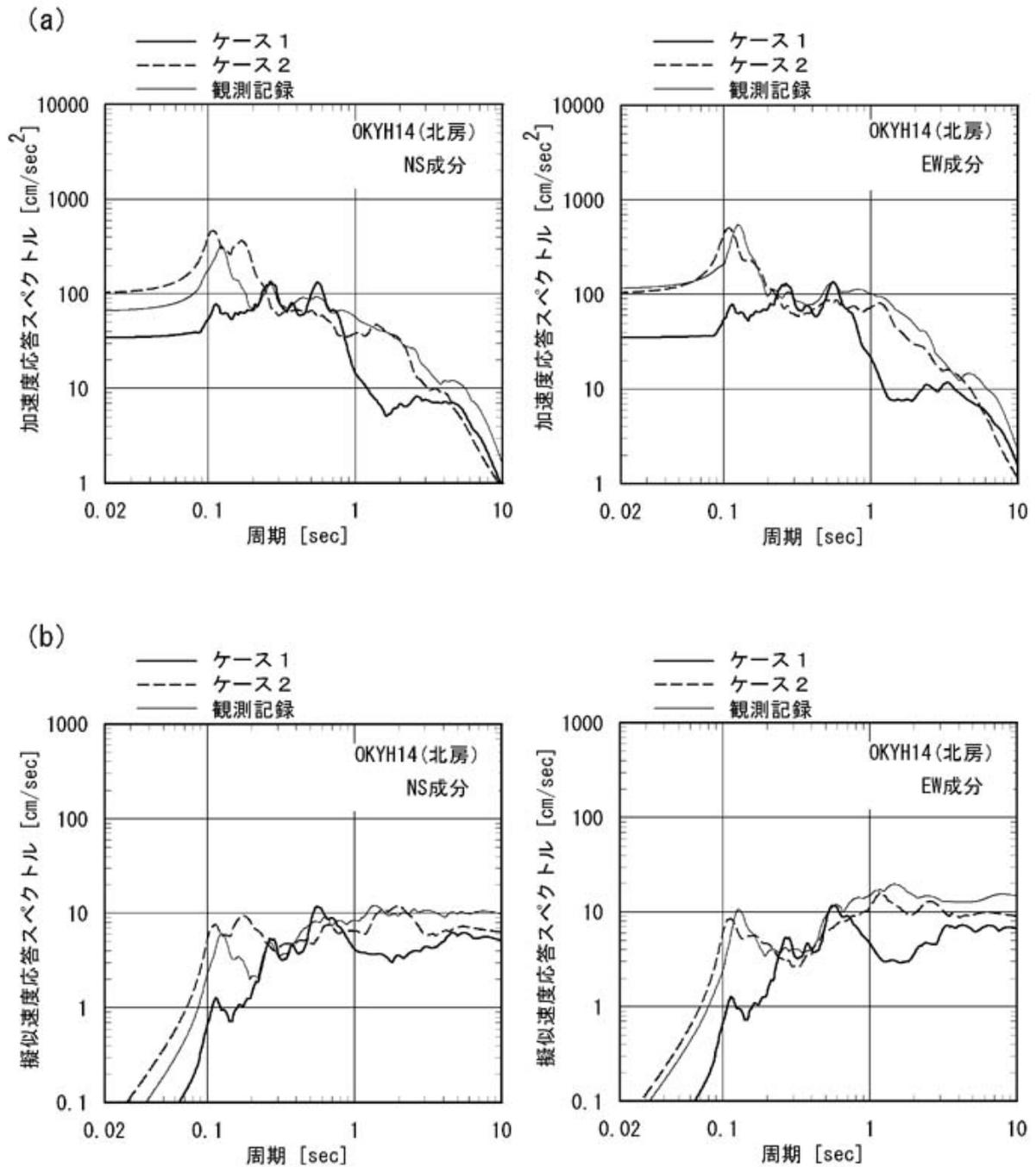


図2.1.3-4(3) 地中観測点におけるスペクトル（観測波形、ケース1、ケース2）の比較
 （北房観測点；（a）：5%減衰加速度応答スペクトル （b）：5%減衰擬似速度応答スペクトル）

2.2 2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証について

平成15年（2003年）十勝沖地震（M8.0）（以下、十勝沖地震と呼ぶ）では、北海道の十勝沖を震源とする地震が発生し、北海道、および東北地方の広域で大きな震度が観測された。最大震度は6弱を観測し、地震被害は十勝地方を中心に広範囲に及んだ。この地震では、阪神・淡路大震災（平成7年兵庫県南部地震）以降、整備・拡充されてきたK-NET、KiK-netに代表される強震動観測網において、貴重な観測記録が多数得られた。また、これまでに、余震観測や震源インバージョン解析結果により、同地震の震源特性が明らかにされてきている。十勝沖では、1952年にも同様の地震が発生しており、これらの調査結果や研究成果を総合的に判断することにより、同海域における地震発生メカニズム等、今後の強震動予測に重要な知見も得られている。

ここでは、十勝沖地震の震源断層に関する研究成果に基づき、「レシピ」をそのまま適用して十勝沖地震のシミュレーション解析を行い、その結果を観測記録と比較する。その比較結果から、現在の「レシピ」の適用範囲や今後の課題について整理する。

2.2.1 十勝沖地震の強震動評価に関連する既往の調査研究

十勝沖地震の強震動評価に関する研究事例として、次のものが挙げられる。

Honda *et al.* (2004)、Koketsu *et al.* (2004)、Yagi (2004)、Yamanaka and Kikuchi (2003)は、遠地実体波等の地震観測記録や測地データに基づく震源インバージョン解析を実施している。いずれの研究においても、震源断層の深い領域と浅い領域で破壊伝播速度が異なることを指摘している。鈴木・岩田 (2004)は、十勝沖地震の余震群についての震源モデルの推定を行っている。

Kamae and Kawabe (2004)は、余震観測記録を用いて経験的グリーン関数法により、Yamanaka and Kikuchi (2003)による震源インバージョン結果を参考にして、特性化震源モデルの推定を試みている。渡辺ほか (2004)は、十勝沖地震の観測記録、および震源インバージョン結果を元に、破壊過程の複雑さの度合いが、長周期強震動予測結果に与える影響について検討している。青井ほか (2004)は、三次元有限差分法による地震波の伝播シミュレーションを実施し、理論的手法の適用性について検討している。

前田ほか (2004)は、十勝沖地震で観測された長周期地震動に着目し、地震波放射の方向性依存の観点から、その特性について分析している。吉田ほか (2004)、あるいは永野ほか (2004)は、石狩平野、あるいは苫小牧周辺で観測された長周期地震動の発生原因について、当該地域の地盤増幅特性の観点から検討している。

また、全体をまとめた報告書としては、平成15年科学技術振興調整費による「平成15年（2003年）十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書」（平田編, 2004）があり、例えば、余震観測結果に基づく十勝沖のプレート等深線の検討等を実施している。

2.2.2 十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証の流れ

ここでは、十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証の概要として、検証全体の流れ、強震動評価の対象となる震源域、評価地点および評価項目について述べる。

(1) 検証全体の流れ

十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証についての全体の流れを以下に示す（図2.2.2-1参照）。

- ① 震源断層モデルは、十勝沖地震についての既往の研究成果を参照して設定した。
- ② 十勝沖地震で観測された波形データ等を参照し、フォワードモデリングにより微視的震源特

性を評価し、上記の震源断層モデルを修正した。

- ③ 北海道地方の三次元地下構造モデルは、主に、石油公団による基礎試錘、物理探査の資料（表2.2.2-1参照）、および同地域の地質構造図を利用して作成（山地部については風化帯も設定）し、浅い地盤構造モデルは国土数値情報（国土地理院，1987）を基に作成した。
- ④ 上記のとおり設定した特性化震源モデルおよび三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」（統計的グリーン関数法、理論的手法（有限差分法）、ハイブリッド合成法；2.2.5参照）により強震動計算を行った。
- ⑤ ④の強震動計算結果と十勝沖地震の観測記録との比較を行った。
- ⑥ 「簡便法」（2.2.5参照）による強震動計算結果と観測記録との比較を行った。

(2) 強震動評価の対象とする震源域

十勝沖地震の強震動評価の対象とする震源域は、Honda *et al.* (2004)による震源断層モデルを基に設定した。

(3) 評価地点

本報告における「詳細法」、および「簡便法」による強震動の面的な評価範囲は以下のように設定した（図2.2.2-2参照）。

「詳細法」： 北緯 41° 30′ ～ 44° 00′ 、東経141° 00′ ～ 146° 00′
「簡便法」： 北緯 40° 00′ ～ 44° 30′ 、東経139° 30′ ～ 146° 00′

強震動評価においては、それぞれの評価範囲を約1km四方の領域に分割し、各領域の中心点で評価する。

また、地表における地震波形や計測震度等、観測記録と予測結果との比較を行う評価地点は、防災科学技術研究所（K-NET、KiK-net）、気象庁、および北海道開発土木研究所（WISE）の各観測点とした。

(4) 評価項目

本報告における、「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価項目は下記のとおりとする。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（2.2.4参照）上の最大速度
- 地表の時刻歴波形、および擬似速度応答スペクトル
- 地表の計測震度、および最大速度

「簡便法」

- 地表の計測震度

本報告では、時刻歴波形や擬似速度応答スペクトルの比較については、図2.2.2-3に示したK-NET、KiK-net観測点での結果を示す。

2.2.3 十勝沖地震の震源特性の設定

十勝沖地震の震源特性の設定内容について、震源断層パラメータごとに説明する。表2.2.3-1に震

源断層パラメータを、図2.2.2-3に設定した震源断層、アスペリティ、破壊開始点の位置を示す。

(1) 巨視的震源特性

(a) 地震モーメント、モーメントマグニチュード

地震モーメント M_0 ($N \cdot m = 10^7 \text{ dyn} \cdot \text{cm}$)は、十勝沖地震に対して、遠地実体波の解析によって推定されているYamanaka and Kikuchi(2003)による値を用いた。なお、この地震モーメントより、モーメントマグニチュード M_w は、以下の定義式によれば8.0となる。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1 \quad \dots\dots\dots (2-19)$$

(b) 震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さ

震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さは、既往の研究成果に基づいて下記のようにして設定した。

- ① 震源の位置、形状については、Honda *et al.* (2004)による十勝沖地震におけるすべり量分布のインバージョンで用いられた震源断層モデルを参照して設定した。この震源断層モデルに用いた太平洋プレートの等深線は、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会, 2003c、以下、「長期評価」と呼ぶ)によるものとほぼ整合している。
- ② 震源断層の面積 S は、想定されている地震モーメント M_0 および震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (3.0MPa) から、Kanamori and Anderson(1975)の地震モーメントと震源断層の面積の関係式[レシピ(1-24)式参照]により算定した。
- ③ 傾斜角、走行、すべり角については、Honda *et al.* (2004)と同様とした。

(c) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 、および震源断層の面積 S を用いて推定した[レシピ(1-5)式参照]。

(2) 微視的震源特性

十勝沖地震の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力などの設定について以下に説明する。

(a) 短周期レベル A

短周期レベル A ($N \cdot m/s^2$; 短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル)は、十勝沖地震の観測記録から推定された値を用いた。ここで用いた短周期レベルは、これまでに十勝沖で発生した地震に対して推定された値(森川・藤原, 2003)と同程度である。また、図2.2.3-1に示すように、地震モーメントとここで算出した短周期レベルとの関係は、壇ほか(2001)の経験式と比べると2.0倍程度となっている。

(b) アスペリティの数・位置・面積・応力降下量

アスペリティの数、位置、面積、応力降下量は、既往の文献を参考に設定し、計算波形が、十勝沖地震の観測波形と調和的となるように一部修正を加えた。アスペリティの数は、Yamanaka and Kikuchi(2003)、Honda *et al.* (2004)、Koketsu *et al.* (2004)、Yagi(2004)による震源インバージョン解析結果を参考に3個とした。位置は、震源インバージョン解析結果のすべり量分布を参考に、十勝沖地震の観測波形になるべく調和的となるように経験的グリーン関数法(2.2.5参照)を用いたフォワードモデリングを行った結果、破壊開始点付近(第1アスペリティ)、えりも岬の東側(第2アスペリティ)、震源断層モデルの北端付近(第3アスペリティ)に設定した(図2.2.2-3参照)。

アスペリティの総面積は、上記で推定した短周期レベル A とレスピ(1-7)~(1-9)式より算定した。これより、アスペリティの総面積と巨視的断層面積との比は約0.08となる¹⁰。また、各アスペリティの面積は、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングの結果から、1（第1アスペリティ）：2（第2アスペリティ）：1（第3アスペリティ）とした。

アスペリティの応力降下量については、レスピ(1-15-2)式より算定した。また、アスペリティの実効応力は、応力降下量と等しいとして取り扱った。

(c) アスペリティの平均すべり量 D_a

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*, 1999 ; 石井ほか, 2000) を基に震源断層全体の平均すべり量 D の2倍とし、約5mとした。一方、既往の研究によると、十勝沖地震のすべり量分布では、最大すべり量が約5~7mの範囲で推定されている。上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、この研究結果とほぼ同程度の評価となっている。

各アスペリティの平均すべり量 D_{ai} については、レスピ(1-14)式より算定した。

(d) 背景領域のすべり量および実効応力

背景領域のすべり量はレスピ(1-11)~(1-13)式より算出した。また、背景領域の実効応力は、レスピ(1-18)式より算出した。

(e) f_{\max} ¹¹

f_{\max} の値は、主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値である13.5Hz (佐藤ほか, 1994b) に設定した。

(f) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レスピ(1-19)~(1-22)式参照]。

(3) その他の震源特性

十勝沖地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下に説明する。

(a) 破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置については、気象庁による十勝沖地震の震央位置に設定した(図2.2.2-3参照)。

(b) 破壊伝播様式

破壊は、破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に進行するものとした。

(c) 破壊伝播速度 V_r

震源域の平均的なS波速度 V_s をもとに、レスピ(1-23)式より設定した。

¹⁰ これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、海溝型地震では約35%という成果(石井ほか, 2000)が得られている。また、地震調査委員会強震動評価部会(2001b)では南海トラフで発生する地震に対して、ケースによって30%、15%の値を採用したが、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003c)では、1978年宮城県沖地震の観測記録を用いた推定結果を用いて、約9%とした。本報告における震源断層の面積に対するアスペリティの面積比は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」で採用した値とほぼ等しい。

¹¹ 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

(4) 強震動予測に用いる震源断層モデル

十勝沖地震の強震動予測に用いる震源断層モデルは、震源断層の長さを90km、幅を100kmとした。また、「詳細法」では、これを10km×10kmの要素に分割して計算を実施した（図2.2.2-3参照）。

2.2.4 地下構造モデルの設定

十勝沖地震の強震動予測のための地下構造モデルについては、対象を、地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」という）の3つに分けて設定を行った。なお、本報告においては、工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「簡便法」による「工学的基盤」と区別して）「詳細法工学的基盤」¹²と呼んでいる。これらの具体的な設定方法については、「(2) 「深い地盤構造」」において説明する。

(1) 上部マントルから地震基盤までの大構造（伝播経路）

Iwasaki *et al.* (1991) による十勝沖などを対象とした速度構造断面を参照して、速度構造モデルの設定を行った（図2.2.4-1参照）。ただし、統計的グリーン関数法のためのモデルとしては、減衰特性（Q値）のみを考慮し、森川・藤原(2003)によって十勝地方の観測記録から推定された周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=100f^{1.0} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \dots\dots\dots (2-20)$$
$$Q=100 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、 f : 周波数 (Hz)

(2) 「深い地盤構造」（地震基盤～工学的基盤）

「深い地盤構造」（三次元地下構造モデル）の設定については、レシピの中の「「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、次の手順に従って設定を行った。

- ① 石油公団による基礎試錘、および反射法地震探査結果、微動アレイ探査結果、札幌市による深部地下構造調査結果、およびK-NET、KiK-netのP S 検層結果等を収集・整理した（表2.2.2-1、図2.2.4-2参照）。
- ② これらの資料のうち、石油公団による反射法地震探査と基礎試錘の結果を元に、微動アレイ探査結果や屈折法探査結果も参考にして、速度層区分を検討するとともに、P波速度の等深線図を作成した。
- ③ 反射法地震探査が行われていない地域や、地震基盤までのデータが得られていない地域については、地質情報を参考に補完した。これより、三次元地下構造モデルを $V_p=2.1\text{km/s}$ 、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 、 $V_p=5.5\text{km/s}$ の5層構造として作成した。
- ④ ③で得られた三次元地下構造モデルのP波速度から、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 、 $V_p=3.3\text{km/s}$ の層については、K-NET、KiK-netのP S 検層結果に基づいたP波速度とS波速度の関係式を用い、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 、 $V_p=5.5\text{km/s}$ の層については、微動アレイ探査結果を用いて、それぞれS波速

¹² 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

度を推定し、 $V_s=700\text{m/s}$ 、 $V_s=1.1\text{km/s}$ 、 $V_s=1.7\text{km/s}$ 、 $V_s=2.2\text{km/s}$ 、 $V_s=3.2\text{km/s}$ とした。また、Ludwig *et al.* (1970)に基づき密度を推定した（表2.2.4-1参照）。

- ⑤ さらに、工学的基盤を設定するために、北海道地域のボーリングデータを収集した。
- ⑥ このデータから、N値が50以上となる深さを工学的基盤上面と定義して、K-NETのデータからN値50以上が連続して確認された区間を抽出し、工学的基盤のP波速度、S波速度をこれらの区間の平均値として、それぞれ、 $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_s=480\text{m/s}$ に設定した。また、密度については、Ludwig *et al.* (1970)に基づき、 1.9g/cm^3 と推定した。
- ⑦ 基盤岩が露頭した山地部に対しては、上記で示した三次元地下構造モデルの速度層構造に対応して、風化帯を表2.2.4-2のように設定した。

本報告では、この三次元地下構造モデルにおいて、 $V_s=3.2\text{km/s}$ 層 ($V_p=5.5\text{km/s}$)を地震基盤、 $V_s=480\text{m/s}$ 層 ($V_p=1.8\text{km/s}$)を「詳細法工学的基盤」と定義した。

以上の手順により得られた三次元地下構造モデルを図2.2.4-3に示している。これらの結果から、石狩平野から勇払平野、さらにその南方の海域に至る領域、十勝平野からその南方の海域に至る領域、および根釧台地の中部から北部で地震基盤が深くなっている。また、石狩川沿いや苫小牧市周辺の海域、釧路平野等で「詳細法工学的基盤」 ($V_s=480\text{m/s}$)の深い地域が見られる。

一方、「簡便法」においては、上記の三次元地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布しているとみなして、これを「工学的基盤」と定義した。「簡便法」における工学的基盤の定義は、「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)」(地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002)の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

(3) 「浅い地盤構造」 (工学的基盤～地表)

「浅い地盤構造」は、「詳細法」における面的な評価においては、「詳細法工学的基盤」 ($V_s=480\text{m/s}$)の上に分布し、「簡便法」においては、工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$)の上に分布するという前提でレシピの中の「面的な評価によるモデル化の方法」に基づいて設定を行った。即ち、国土数値情報(国土地理院, 1987)を利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約1km四方の領域ごとに「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算定した [レシピ(1-25)～(1-26)式参照]。図2.2.4-4に示した「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率の分布図より、石狩平野、勇払平野、十勝川河口付近、さらに釧路平野周辺等で増幅率の高い地域が見られる。

「詳細法」のうち、統計的グリーン関数法によって、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を算定する場合¹³には、各観測点で得られている速度層構造を一次元地下構造モデルとして用いる(図2.2.4-5参照)。密度が得られていない観測点については、Ludwig *et al.* (1970)に基づきS波速度から推定した。

2.2.5 強震動計算

本報告では、これまでに述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」により、地表の時刻歴波形、震度分布を計算するとともに、「簡便法」により地表の震度分布を計算する。以下に、「詳細法」、および「簡便法」の概要について示す。

¹³ 理論的手法では、「詳細法工学的基盤」 ($V_s=480\text{m/s}$)より上位の「浅い地盤構造」については、対象領域内のほとんどで層厚が100mに満たないことより、長周期成分の計算結果には影響を及ぼさないと考えられるため、評価の際には「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形をそのまま用いることとし、一次元地下構造モデルは作成しない。

(1) 「詳細法」

(a) 三次元地下構造モデル上面における波形計算

2.2.4で述べた地下構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地下構造モデル（「深い地盤構造」）を用いて、三次元地下構造モデル上面における波形を統計的グリーン関数法により求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ 層、三次元地下構造モデル上面）における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から推定したスペクトルモデル（佐藤ほか、1994b）と経時特性モデル（佐藤ほか、1994a）を用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。

② 「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ 層）上面での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ 層）上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ 層）上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ 層）上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

また、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright(1984)に示された F の値のうち、S波の全震源球面上の平均値である0.63を水平2成分の自乗和平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445を F として採用した。

時刻歴波形は、詳細法評価範囲を約1km四方の領域に分割し、それぞれの中心点で算定した。

(b) 地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、「浅い地盤構造」についても、評価地域全体の一次元地下構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、（ボーリング情報のある地点を除き）一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、約1km四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(480m/s)、および2.2.4で述べた地下構造モデルのうちの「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率を藤本・翠川(2003)より求めた。次に、各領域における「詳細法工学的基盤」における波形の最大速度を読み取り、これに求めた最大速度の増幅率を乗じることによって、地表における最大速度を求めた。ただし、藤本・翠川(2003)は、 $V_s=600\text{m/s}$ に対する増幅率として定義されているが、本検討での「詳細法工学的基盤」は、 $V_s=480\text{m/s}$ の層としている。そこで、松岡・翠川(1994)による基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ 程度）から $V_s=480\text{m/s}$ までの増幅率(=1.16)で、藤本・翠川(2003)による $V_s=600\text{m/s}$ の層から地表までの増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」（ $V_s=480\text{m/s}$ ）における最大速度に乗じることによって算定した。

一方、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を求める場合には、地震基盤から地表までの一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて地表における統計的グリーン関数を作成した後、壇・佐藤(1998)の半経験的波形合成法により地表面上で波形合成を行った。一次元地下構造モデルは、「深い地盤構造」については、三次元地下構造モデルから各評価地点に最も近い領域の一次元

地下構造モデルを作成し、これと「浅い地盤構造」における一次元地下構造モデルとを組み合わせ作成した。計算波形から算定される最大速度は、水平方向2成分をベクトル合成した波形の最大値とした。

(c) 地表における計測震度の計算

計算された地表の最大速度より、次に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I = 2.68 + 1.72 \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \dots\dots\dots (2-21)$$

I: 計測震度 *PGV*: 地表最大速度 (cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では*I*=0~7の式と*I*=4~7の2つの式が提示されているが、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要なことより、ここでは*I*=4~7の式を採用した。

なお、K-NET、KiK-net観測点の地表における時刻歴波形を求める場合には、気象庁(1996)に基づき、計算波形から直接計測震度を求めた。この際、上下成分は0とした。

(2) 「簡便法」

(a) 工学的基盤における最大速度の計算

次式で示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤 (*V_s*=600m/s) における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 + d - \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \dots\dots\dots (2-22)$$

PGV: 最大速度 (cm/s)

M_w: モーメントマグニチュード

d: 地震のタイプ別係数 (プレート間地震: *d*=-0.02)

D: 震源深さ (km)

X: 断層最短距離 (km)

本検討では、北日本特有の減衰特性を反映させるために、森川ほか(2003)の方法に準じた補正項 *V₁*、*V₂*を導入する。補正項 *V₁*はやや深発地震などで観測される異常震域を表現するための係数、補正項 *V₂*は、司・翠川(1999)の距離減衰式を断層最短距離300km以遠まで拡張するための係数であり、それぞれ次式で与えられる。

$$\log V_1 = (-4.0 \times 10^{-5} \times R_r + 9.9 \times 10^{-3}) \cdot (D - 30) \quad (D > 30 \text{ km}) \quad \dots\dots\dots (2-23)$$

$$V_2 = \max \{ 1.0, (R/300)^{2.064} \times 10^{-0.012} \} \quad \dots\dots\dots (2-24)$$

R_r: 海溝軸から観測点までの距離 (km)

R: 震源距離 (km) (震源断層の中心を基準とする)

D: 震源深さ (km) (震源断層の中心を基準とする)

補正は、司・翠川(1999)の距離減衰式 ((2-22) 式) に *V₁*、*V₂* を乗じて行う。

さらに、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅率算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤 (*V_s*=400m/s) における最大速度を求めた。

(b) 地表面における最大速度の計算

約1km四方の領域ごとに、2.2.4で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(1-26)式より求める。工学的基盤における最大速度に、求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

(c) 地表における計測震度の計算

地表における計測震度については、2.2.5(1)「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

(3) それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2.2.3(2)で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」および最新の地震学の知見に基づいて想定された震源モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 2.2.4で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。(特にハイブリッド合成法を用いる場合)
- ・ 時刻歴波形を求めることができる。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。(特にハイブリッド合成法を用いる場合)

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する地震動分布を評価するので、個々の地震の特徴や微視的震源特性の影響を反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

2.2.6 強震動予測結果とその検証

「詳細法」、「簡便法」による強震動予測結果と観測記録との比較を行うことにより、レシピの適用範囲と課題について考察する。

(1) 「詳細法」による強震動予測手法の検証

ここでは、「詳細法」による強震動予測手法の検証のため、下記の項目に対して検討を行った。

- 統計的グリーン関数法、理論的手法(有限差分法)による計算結果と観測記録との比較
- ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較(地表における波形の比較)
- ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較(地表における最大速度分布、計測震度分布の比較)

強震動予測結果の比較対象としては、防災科学技術研究所(K-NET、KiK-net)、気象庁、および北海道開発土木研究所(WISE)で得られた観測記録を用いた。

以下、それぞれの項目について述べる。

(a) 統計的グリーン関数法、理論的手法(有限差分法)による計算結果と観測記録との比較

ここでは、統計的グリーン関数法、理論的手法(有限差分法)の適用性について検討する。

図2.2.6-1(1)は、厚い堆積地盤上に位置する観測点(HKD129)における、統計的グリーン関数法、理論的手法による計算結果と観測記録の比較である。これらより、統計的グリーン関数法では、計算結果が過小評価となっているが、理論的手法では改善されていることがわかる。これは、理論的手法では、精度的にはやや問題が残るものの、勇払平野周辺における厚い堆積層の影響が三次元地

下構造モデルとして考慮されていることによる。また、**図2.2.6-2**の(a)に、地表における最大速度分布の観測記録(上図、□：気象庁、○：KiK-netとK-NET、△：WISE)と統計的グリーン関数法による計算結果(下図)との比較を示す。観測記録に基づく最大速度分布のコンター図(上図)は、地表の観測記録(最大速度)を藤本・翠川(2003)による「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率で除して「詳細法工学的基盤」上の最大速度に換算した上で、「詳細法工学的基盤」上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることによって作成している。この結果から、両者は概ね対応しているように見える。ただし、石狩平野や勇払平野の堆積層が厚く分布している地域では、特に地震動の長周期成分に影響する地下構造の三次元的な震動特性が考慮されていないため、統計的グリーン関数法の結果が過小評価となっている。

図2.2.6-1(2)は、理論的手法による計算結果と観測点(HKD077、HKD112)における観測記録との比較(波形とフーリエスペクトル)である。観測波形には、5秒～25秒のバンドパスフィルターを施している。これは、本地震の震源インバージョン解析での対象周期帯域と対応する。これより、5秒以上では両者は良く対応しており、理論的手法によって観測記録を概ね再現できることがわかる。また、**図2.2.6-2**の(b)に、地表における最大速度分布の、観測記録(上図、□：気象庁、○：KiK-netとK-NET、△：WISE)と理論的手法(有限差分法)による計算結果(下図)との比較を示す。最大速度は、ともに、5秒～25秒のバンドパスフィルターを通した波形の最大値を示している。この結果から、長周期成分だけの評価ではあるが、統計的グリーン関数法では過小評価となっていた石狩平野や勇払平野周辺の予測精度が向上していることがわかる。なお、5秒よりも短周期側については、理論的手法の適用性に関する検討の対象外とする。

以上の結果から、本地震の震源インバージョン解析での対象周期帯域に相当する周期5秒以上の周期帯域では、理論的手法により観測記録を概ね再現できることがわかった。ただし、5秒よりも短周期側では、三次元地下構造モデルの精度の問題等により、まだ十分に観測記録を再現できず、過小評価となる傾向が見られた。

(b) ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較(地表における波形)

図2.2.6-3(1)～**図2.2.6-3**(4)は、ハイブリッド合成法により得られた地表における波形と減衰5%の擬似速度応答スペクトルの観測記録との比較結果である。ここでは、「浅い地盤構造」は線形の一次元地下構造モデルとして取り扱っている。また、先の検討結果を参考に、接続周期は5秒としている。すなわち、周期5秒程度よりも長周期側の地震動計算には理論的手法、周期5秒程度よりも短周期側の地震動計算には統計的グリーン関数法を用いている。

図2.2.6-3(1)は、震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点(HDKH05、TKCH11、HKD087、KSRH09)での比較結果である。波形の振幅値や擬似速度応答スペクトルの形状は、観測記録の傾向を概ね再現できている。

図2.2.6-3(2)は、**図2.2.6-3**(1)と同様に震源域に近い十勝地方、釧路地方の観測点(TKCH05、TKCH07、TKCH08、KSRH09)での比較結果である。計算波形から得られた擬似速度応答スペクトル形状は、観測記録によるスペクトル形状から全体的に短周期側にずれているように見える。これに伴って、計算波形から得られた擬似速度応答スペクトルの短周期成分が過大評価となっている。これは、今回の検討では考慮していない「浅い地盤構造」による非線形性の影響と考えられる。**図2.2.6-4**は、**図2.2.6-3**(2)に示したKiK-net観測点における観測記録の地中に対する地表のスペクトル比を示している。赤線は十勝沖地震の本震記録、黒線は、十勝沖地震の震源域で発生したその他の地震(マグニチュードは5.0～7.1、地表の最大加速度で100cm/s²未満)の観測記録の結果である。いずれの結果を見ても、十勝沖地震の本震の場合には、その他の地震記録に比べて、スペクトル比のピークが低振動数側(長周期側)に移動していることより、少なくとも地中の観測点から地表までの地盤において、地盤が軟化したことが推察できる。**図2.2.6-5**は、**表2.2.6-1**に示した各観測点の地盤データから作成した地盤モデルを用いて、観測波を入力地震波とした応答解析を実施した場合

の入力波形と地表の応答波形のスペクトル比を示している。結果は、地盤が線形（黒色）の場合と等価線形の場合（赤色）で比較している。地盤の履歴特性は、今津・福武(1986)に基づいて設定している。これらの結果から、KSRH09を除いて一次の卓越周期には大きな変化はないが、振幅値がやや小さくなっている。また、高次の卓越周期については、長周期化し、振幅値も小さくなっており、地盤の非線形化の影響が現れている。KSRH09では、これらの傾向に加えて、一次の卓越周期についても、長周期化の傾向が強く現れている。以上の検討結果は、図2.2.6-4に示した結果と調和的である。

以上の結果から、「浅い地盤構造」の非線形性を考慮することにより、少なくとも短周期側の予測精度が向上することが期待できる。

図2.2.6-3(3)は、石狩平野、勇払平野の大規模な堆積平野内の観測点(HKD129、HKD182、HKD185、HDKH06)における比較である。これより、計算結果は、周期1秒前後の成分が過小評価であることがわかる。また、HKD185、HDKH06では、計算結果は観測記録と大きく異なっている。HKD185は勇払平野の西縁、HDKH06は日高山脈西部における地震基盤が急激に深くなる境界付近に位置している。これらの相違は、平野や盆地と山地部との境界付近の三次元地下構造モデルの精度を向上させることにより改善されることが期待される。

図2.2.6-3(4)は、火山フロントの両側にある観測点(HKD033、HKD037、HDKH02、HKD038)の比較である。火山フロントより北側の観測点(HKD033、HKD037)では、短周期側(約1秒以下、日高地方の観測点(HDKH02)では周期約0.5秒以下)の成分が過大評価となっていることがわかる。これは、「浅い地盤構造」の非線形性の影響や、現在の三次元地下構造モデルでは考慮されていない地震波の伝播経路に依存した地域的な減衰特性の違いによるものと考えられる¹⁴。なお、HDKH02では周期1秒前後、HKD038では周期0.6秒前後のピークが観測記録には見られるが、計算波形では表現できていない。これは、HDKH02は、HDKH06と同様に日高山脈西部における地震基盤が急激に深くなる境界付近、また、HKD038は山脈に囲まれた「富良野盆地」の南端付近に位置しており、三次元地下構造モデルの精度が不十分であったためと考えられる。図2.2.6-6は、図2.2.6-3(4)に示した観測点に対して、減衰特性を変更した場合の計算波形や擬似速度応答スペクトルの観測記録との比較結果である。ここでは、(2-20)式の代わりに火山フロントよりも北側で設定する減衰特性を、中村・植竹(2002)によって推定された三次元Q構造(図2.2.6-7参照)を参考に下式で与えている。

$$Q=100f^{0.5} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \dots\dots\dots (2-25)$$

$$Q=100 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、 f : 周波数(Hz)

この結果から、火山フロントよりも北側に位置する観測点(HKD033、HKD037)では、短周期側の予測精度が向上しており、評価地域の地域的な減衰特性を考慮することによって、短周期側の予測精度が向上することが期待できる。

以上の結果から、周期5秒以上の長周期帯域の強震動予測には、理論的手法が適用できることがわかった。また、短周期帯域(周期1秒程度以下)の強震動は、評価地域の地域的な減衰特性や「浅い地盤構造」の非線形性を考慮することで、統計的グリーン関数法によって、観測記録を概ね再現できることが確認された。ただし、石狩平野、勇払平野のように堆積層が厚く分布する地域で、観測記録を理論的手法により精度良く再現するためには、三次元地下構造モデルの精度を向上させる必要がある。

(c) ハイブリッド合成法による計算結果と観測記録との比較(地表における最大速度分布、計測震

¹⁴ 火山フロントに係る減衰特性については、前田・笹谷(2002)において既に指摘されている。また、日高地方のごく浅部(深さ数km程度)に「Low-Q(減衰が大)」の領域が存在していることが、既往の研究で確認されている(古村・森谷,1990)。さらに、HDKH02やHDKH06等、日高地方の観測点における地震動特性については森川・藤原(2004)でも指摘されている。

度分布)

地表の最大速度、および震度分布について、ハイブリッド合成法による強震動計算結果と観測記録から求めた結果との比較を図2.2.6-8に示す。左上図が気象庁(□)・KiK-netとK-NET(○)・WISE(△)の各観測点での最大速度(および震度)、左下図が計算結果に基づく最大速度(および震度)、右上図が観測値と計算結果の比較、右下図が観測値と計算結果の差をそれぞれ示している。

「浅い地盤構造」については、藤本・翠川(2003)を用いて「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率としてモデル化している。また、地表における観測記録の計測震度は、気象庁(1996)に基づき、観測された波形から直接求めた。観測記録に基づく震度分布のコンター図(左上図)は、図2.2.6-2と同様の方法により作成している。

最大速度については、計算結果が観測値よりも全体的に小さめとなっている。これは、三次元地下構造モデルの精度の問題も考えられるが、本検討では、周期5秒以下の強震動を統計的グリーン関数法によって計算しているため、盆地や平野における周期1秒程度から5秒程度の成分に影響する地下構造の三次元的な効果が評価できていないことや、特性化震源モデルの設定方法に原因があると考えられる。また、堆積層が非常に厚い石狩平野、勇払平野周辺、あるいはえりも岬付近等では、計算結果が観測記録を上回っている地点も散見される。これらは、大規模な堆積平野の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルの精度が不十分であることや観測点周辺の減衰特性がモデルに十分に反映されていないこと等によると考えられる¹⁵。

一方、計測震度については、広い地域で概ね対応した結果が得られた。ただし、火山フロントより北側の計測震度が比較的小さい地域や、計測震度の大きい地点の一部でも、計算結果が観測記録よりも大きい地点が見られる。これは、最大速度から計測震度を推定する際に、4以上の計測震度に対して推定精度が高い経験式を用いていることが一つの原因であると考えられる。また、この経験式は、卓越周期が2秒以上の地震動に対しては、計測震度を過大に評価する傾向がある。えりも岬付近や火山フロントよりも北側の観測点では地域的な減衰特性による地震動の短周期成分の低減効果、石狩平野や勇払平野周辺では「深い地盤構造」による長周期成分の増幅効果によって、長周期成分が卓越した地震動が観測されたため、計算結果の計測震度が観測値よりも大きくなったと考えられる。

以上の3つの検討結果をまとめると、5秒～25秒程度の長周期帯域の強震動計算では、本地震の震源インバージョン解析における対象周期帯域に相当していることもあり、理論的手法が有効であることがわかった。また、1秒程度以下の短周期帯域の強震動計算では、統計的グリーン関数法が有効であることが、今回の検証結果からも確認された。

(2) 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果(地表の震度分布)と観測結果との比較を図2.2.6-9に示す。今回の検討では、北日本特有の距離減衰特性を考慮している(2.2.5(2)(a)参照)。両者は概ね対応しているが、詳細に見れば、震源域近傍ではやや小さめ、北海道の北部ではやや大きめの評価となっている。前者は、「簡便法」では評価できないアスペリティの影響やディレクティビティ効果¹⁶、後者は、図2.2.6-7にも示したように、北海道地方の減衰特性として、火山フロントの北側では短周期成分の減衰が大きくなるため、長周期成分が卓越した地震波となっていることが主な原因として考えられる(2.2.6(1)(c)参照)。

¹⁵ えりも岬(HKD112)については、一次元地下構造モデルの修正やこの周辺の地域的な減衰特性を考慮することにより予測精度が向上する可能性がある。

¹⁶ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる(パルスが鋭くなる)。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

2.2.7 まとめと今後の課題

平成15年（2003年）十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証によって、1秒程度以下と5秒程度以上の周期帯域の強震動は、現在のレシピによって概ね再現可能であることがわかった。今後は、周期帯域が数秒程度（1秒程度以上～5秒程度以下）の強震動に対する予測精度を向上させるために、レシピの改良や震源域も含めた大規模な三次元地下構造モデルの精度の向上が必要である。

レシピの改良策としては、検証結果から、特性化震源モデルや計算手法の更なる改良・高度化が挙げられる。特性化震源モデルに関する最近の研究事例としては、例えば、2003年十勝沖地震の余震観測記録に基づく特性化震源モデルの推定や適用性の検討（Kamae and Kawabe, 2004）、アスペリティの階層化に関する研究（Matsushima *et al.*, 2004）等がある。また、計算手法についても、例えば、震源インバージョン解析結果の精度向上により、理論的手法の適用範囲を5秒よりも短周期側に拡張する試み（青井ほか, 2004）や、2段階ハイブリッド合成法による強震動計算手法（佐藤ほか, 2004）の研究等が行われている。レシピの改良にあたっては、このような最新の研究成果を取り入れていくことが望ましい。

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

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

表 2.2.2-1(1) 反射法地震探査参考文献一覧 (図 2.2.4-2 を参照)

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	石油公団	1989	昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「北海道西部～北東部海域」調査報告書	47p
2	石油公団	1970	昭和45年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「石狩-礼文島」調査報告書	24p
3	石油公団	2002	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「チカッパ」調査報告書	55p
4	石油公団	1996	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書	36p
5	石油公団	1995	平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書	121p
6	石油公団	1998	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 「オホーツク」調査報告書	32p
7	石油公団	1982	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「後志沖」「十勝～釧路海域」「オホーツク海」調査報告書	57p
8	石油公団	1986	昭和60年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「留萌」調査報告書	86p
9	石油公団	1998	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「雨竜」調査報告書	30p
10	石油公団	1983	昭和58年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	15p
11	石油公団	1984	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	26p
12	石油公団	1992	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「網走地域」調査報告書	31p
13	石油公団	1995	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	121p
14	石油公団	1993	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	25p
15	石油公団	1995	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	81p
16	札幌市	2003	平成14年度 石狩平野地下構造調査業務成果報告書	291p
17	石油公団	2003	平成13年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野北部」調査報告書	53p
18	石油公団	1971	昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「空知」調査報告書	39p
19	石油公団	1999	平成9年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「夕張」調査報告書	91p
20	石油公団	1998	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「馬追」調査報告書	91p
21	石油公団	1990	平成元年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	22p
22	石油公団	2002	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「別海」調査報告書	45p
23	石油公団	1982	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	19p
24	石油公団	1982	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	15p
25	石油公団	1993	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	25p
26	石油公団	1975	昭和49年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「軽舞」調査報告書	26p
27	石油公団	1996	平成7年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書	35p
28	石油公団	1981	昭和55年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「渡島半島地域」調査報告書	10p
29	石油公団	1987	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書	36p
30	石油公団	1983	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「十勝沖」調査報告書	31p
31	石油公団	1973	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝-釧路」調査報告書	18p

表 2.2.2-1(1) 反射法地震探査参考文献一覧 (つづき)

	著者	発表年	文献名	出典
図中に表示した以外の文献	石油公団	1972	石油公団 (1972) : 昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「稚内」調査報告書	37p
	石油公団	1973	石油公団 (1973) : 昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「浜勇知」調査報告書	36p
	石油公団	1973	石油公団 (1973) : 昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「南幌」調査報告書	35p
	石油公団	1974	石油公団 (1974) : 昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「遠別」調査報告書	34p
	石油公団	1976	昭和50年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「新冠」調 査報告書	19p
	石油公団	1982	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐 「黒松内」調査報告書	31p
	石油公団	1983	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐 「豊頃」調査報告書	54p
	石油公団	1987	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐 「北見大和堆」調査報告書	31p
	石油公団	1998	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐 「馬追」調査報告書	91p
	石油開発公団	1971	昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「サロ ベツ原野」調査報告書	22p
	石油開発公団	1972	昭和46年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基 礎物理探査「宗谷一網走」調査報告書	25p
	石油開発公団	1973	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「天塩 平野」調査報告書	22p
	石油開発公団	1973	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物 理探査「日高一渡島」調査報告書	18p
	石油開発公団	1973	昭和48年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査 「石狩平野」調査報告書	12p
	石油開発公団	1975	昭和49年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査 「日高南部」調査報告書	19p
	石油公団	1975	昭和49年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理 探査「羽幌～留萌」調査報告書	14p
	石油公団	1984	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理 探査「根釧地域」調査報告書	39p
	石油公団	1991	平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎 物理探査「天北地域」調査報告書	39p

表 2.2.2-1(2) 屈折法地震探査参考文献一覧 (図 2.2.4-2 を参照)

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	浅野周三	1989	地震動予測精密化のための地下深部構造の研究、文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果	自然災害科学総合研究班、No. A-63-3
2	Iwasaki T., Hajime Shiobara, Azusa Nisizawa, Toshihiko Kanazawa, Kiyoshi Suyehiro, Naoshi Hirata, Taku Urabe, Hideki Shimamura	1989	A detail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies.	Tectonophysics, 165, 315-336
3	岩崎貴哉・酒井慎一・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣	1994	人工地震探査による北海道地域の地殻構造 その3 (津別―門別測線)	地震学会講演予稿集, P12
4	岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元	1995	人工地震探査による北海道地域の地殻構造、その4	地震学会講演予稿集, B4
5	岩崎貴哉・森谷武男	2000	制御震源探査から見た北海道の地殻構造	北海道大学地球物理学研究報告、No. 65、pp. 291-302
6	横倉隆伸・宮崎光旗・渡辺寧・浦辺徹郎	1992	深部地殻構造に向けた反射法地震探査実験概報―GSJ90-1日高測線―	地震第2輯, 第45巻, 145-156
7	森谷武男	1999	北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動	月刊地球号外、No. 27、pp. 206-210
8	早川正亮・笠原順三・佐藤利典・日野亮太・篠原雅尚・西野実・上村彩・佐藤壮・伊藤亜紀・石川端人・藤江剛・金沢敏彦	2000	海底地震観測から分かった1968年十勝沖、1994年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造	日本地震学会講演予稿集, A46

表 2.2.2-1(3) 微動アレイ探査参考文献一覧 (図 2.2.4-2 を参照)

図中の参照番号	著者	発表年	文献名	出典
1	松島健・大島弘光	1989	長周期微動を用いた地下構造の推定―黒松内低地帯における探査例―	物理探査, 第42巻, 第2号, P97-105.
2	Matsushima Takeshi, Hiroshi Okada	1990	Determination of deep geological Structures under Urban Areas Using Long-Period Microtremors	BUTSURI-TANSA, Vol. 43, No. 1, P21-33.
3	宮腰研・松島健・森谷武男・笹谷努・平田賢治・渡辺儀輝・岡田広・大島弘光・秋田藤夫	1989	長周期微動を用いた地下構造の推定(4)―小樽市における探査例―	物理探査学会第80回学術講演会論文集, P118-120.
4	岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努	1990	広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法	物理探査, 第43巻, 第6号, P402-417.
5	松島健	1990	長周期微動に基づく地下構造推定法の研究	博士論文, 北海道大学理学部
6	小柳敏郎・松島健・岡田広・森谷武男・笹谷努・坂尻直巳・佐々木嘉三・宮腰研	1990	微動探査法(4)―長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定―	物理探査学会第83回学術講演会論文集, P172-176.
7	宮腰研・岡田広・笹谷努・森谷武男・凌甦群・斎藤誠治・石川顕・坂尻直巳・小柳敏郎	1994	微動観測による釧路市の地下構造推定と地盤振動特性の予測	物理探査学会第90回学術講演会論文集, P230-234.
8	札幌市	2003	平成14年度地震調査関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査成果報告書	

表 2.2.3-1 震源断層パラメータ

		項目	パラメータ	(単位)
巨視的震源特性	断層位置		図 2.2.2-3 参照	-
	走向		N246° E	-
	傾斜角		18°	-
	断層面積		9000	km ²
	断層上端深さ		22	km
	断層下端深さ		53	km
	破壊開始点		図 2.2.2-3 参照	-
	破壊伝播形式		放射状	-
	静的応力降下量 (円形クラック)		3.0	MPa
	地震モーメント		1.05×10^{21}	N・m
	モーメントマグニチュード		8.0	-
	剛性率		4.68×10^{10}	N/m ²
	平均すべり量		249.6	cm
	S 波速度		3.9	km/s
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	1.69×10^{20}	N・m
		面積	722.4	km ²
		平均すべり量	499.3	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	9.34×10^{19}	N・m/s ²
	第 1 アスペリティ (破壊開始点付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
		面積	180.6	km ²
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
	第 2 アスペリティ (断層中央付近)	地震モーメント	9.89×10^{20}	N・m
		面積	361.2	km ²
		平均すべり量	584.9	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	7.66×10^{19}	N・m/s ²
	第 3 アスペリティ (断層北端付近)	地震モーメント	3.50×10^{19}	N・m
		面積	180.6	km ²
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	N・m/s ²
背景領域	地震モーメント	8.83×10^{20}	N・m	
	面積	8277.6	km ²	
	平均すべり量	227.8	cm	
	実効応力	4.1	MPa	
	短周期レベル	4.05×10^{19}	N・m/s ²	
その他の震源特性	破壊伝播速度	2.8	km/s	
	破壊開始点	平成 15 年 (2003 年) 十 勝沖地震の震央	-	
	破壊様式	同心円状	-	

表 2. 2. 4-1 三次元地下構造モデルにおける各速度層の物性値

速度層	Vp (km/s)	Vs (km/s)	密度 (g/cm ³)	地層
第1層	2. 1	0. 7	2. 0	鮮新統
第2層	2. 5	1. 1	2. 2	上部中新統
第3層	3. 3	1. 7	2. 3	中部中新統
第4層	4. 0	2. 2	2. 45	下部中新統～上部白亜系
第5層	5. 5	3. 2	2. 65	基盤岩類

表 2. 2. 4-2 三次元地下構造モデルにおける山地部の風化帯の設定値

速度層	Vp (km/s)	深度 (m)
第1層	2. 1	6. 0
第2層	2. 5	15. 0
第3層	3. 3	64. 0
第4層	4. 0	170. 0

表 2.2.6-1 計算に用いた地盤モデル

(a) TKCH05 (本別)

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性 ($G/G_0-h, \gamma$ 曲線) 設定のための土質種別*
140	280	1.8	3	-	19	砂
140	1760	1.8	2.5	3	19	砂れき
430	1760	1.9	12	5.5	29	-
660	1760	2.0	12	17.5	44	-
770	2090	2.0	50	29.5	51	-
640	2090	2.0	20	79.5	43	-
1100	2500	2.15	-	99.5	73	-

観測波形の入力位置

(b) TKCH07 (豊頃)

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性 ($G/G_0-h, \gamma$ 曲線) 設定のための土質種別*
80	280	1.4	2	-	5	粘土
110	280	1.5	2	2	7	粘土
110	1060	1.5	10	4	7	粘土
200	1060	1.8	24	14	13	砂
350	1650	2.0	10	38	23	砂れき
530	1650	2.0	52	48	35	-
700	2100	2.0	-	100	47	-

観測波形の入力位置

(c) TKCH08 (大樹)

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性 ($G/G_0-h, \gamma$ 曲線) 設定のための土質種別*
130	300	1.9	4	-	9	砂れき
480	1850	2.0	32	4	32	-
590	1850	2.0	42	36	39	-
2800	5000	2.6	-	78	187	-

観測波形の入力位置

(d) KSRH09 (白糠)

Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	層厚 (m)	深さ (m)	Qs	履歴特性 ($G/G_0-h, \gamma$ 曲線) 設定のための土質種別*
90	300	1.8	2	-	6	粘土
90	300	1.8	4	2	6	砂
220	1260	1.9	4	6	15	砂
440	1260	2.0	30	10	29	-
460	1660	2.0	32	40	31	-
530	1830	2.0	28	72	35	-
1100	2500	2.15	-	100	73	-

観測波形の入力位置

* 「-」 は非線形性を考慮せず

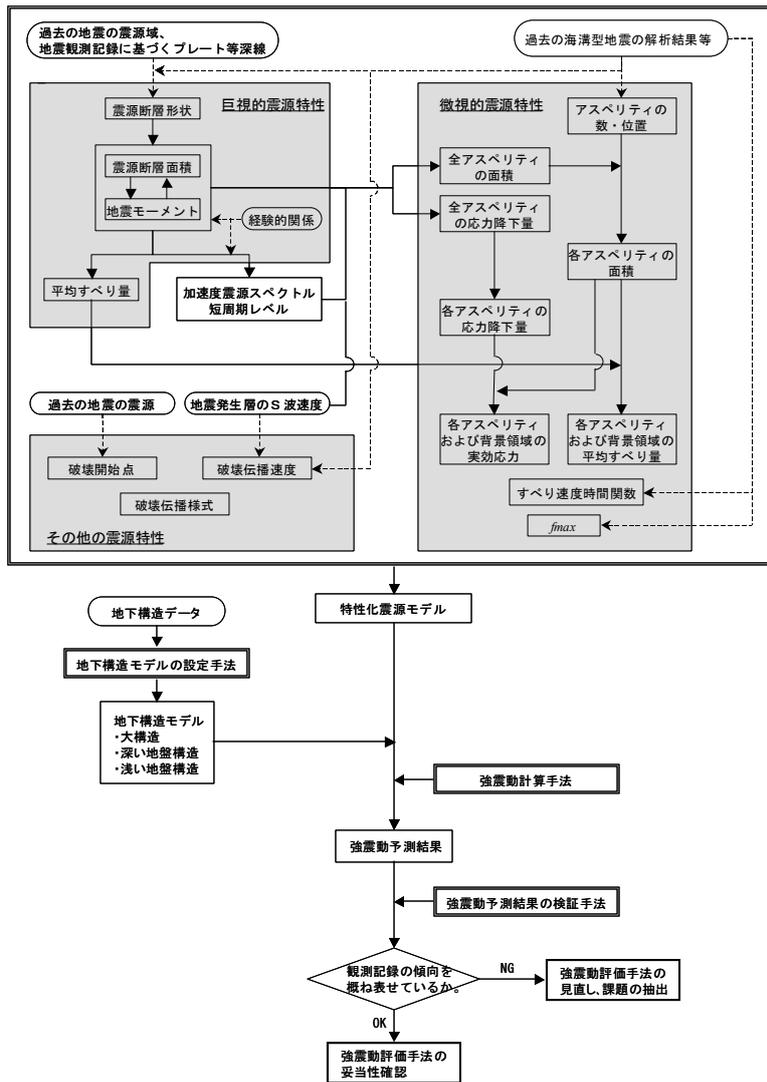


図 2.2.2-1 海溝型地震の強震動予測手法の検証の流れ

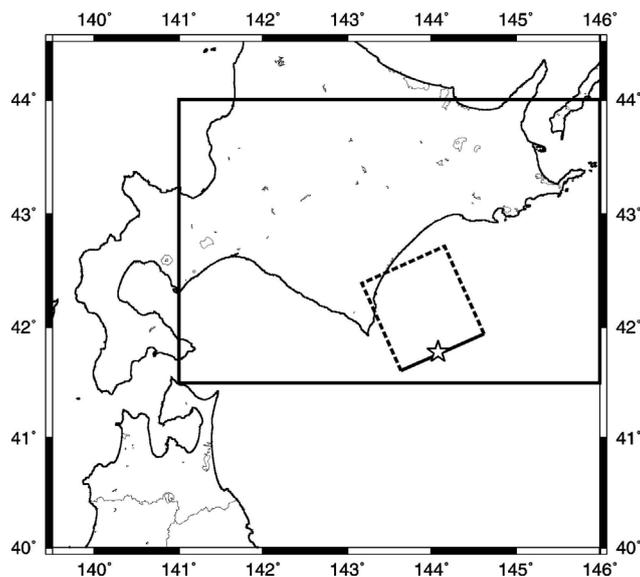


図 2.2.2-2 断層面の設定位置と簡便法の計算領域および詳細法の計算領域（太線枠）

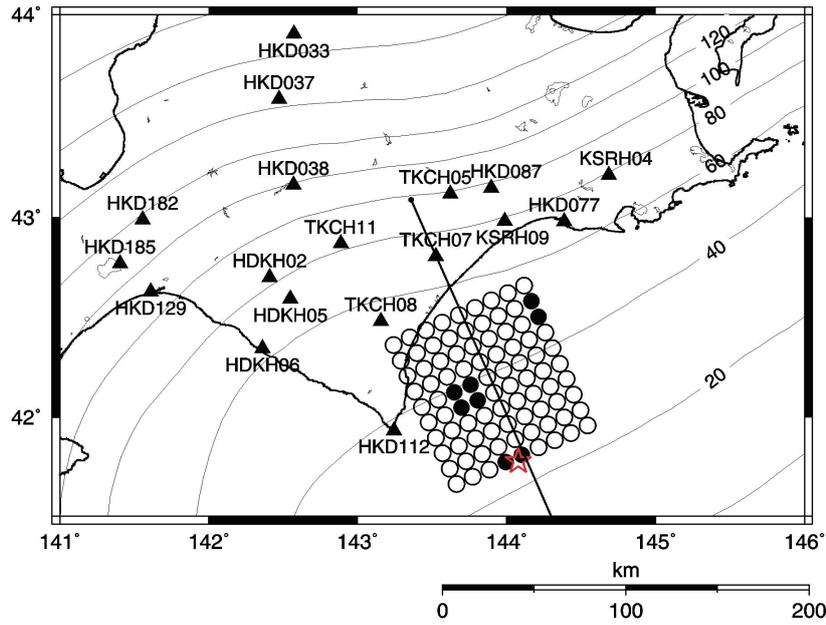


図 2.2.2-3 「詳細法」による平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の強震動評価対象領域と震源断層モデル（●はアスペリティ、☆は破壊開始点）

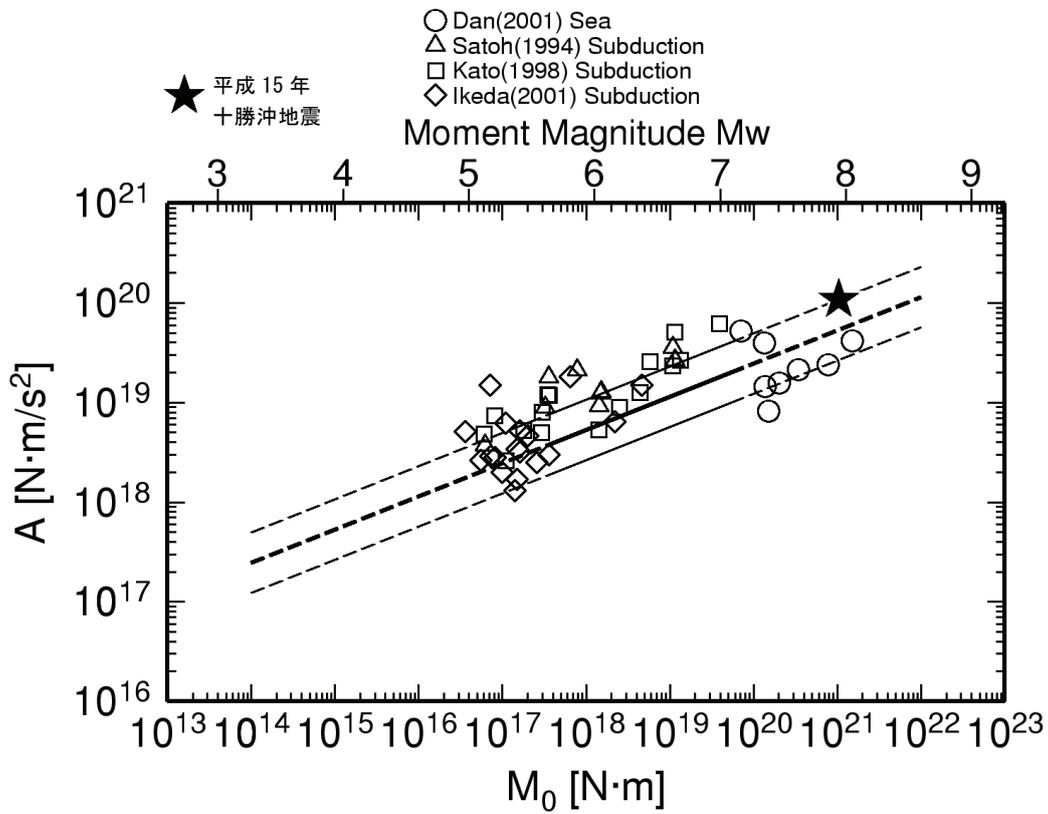


図 2.2.3-1 平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の短周期レベルと地震モーメントの関係（壇ほか，2001 に加筆）

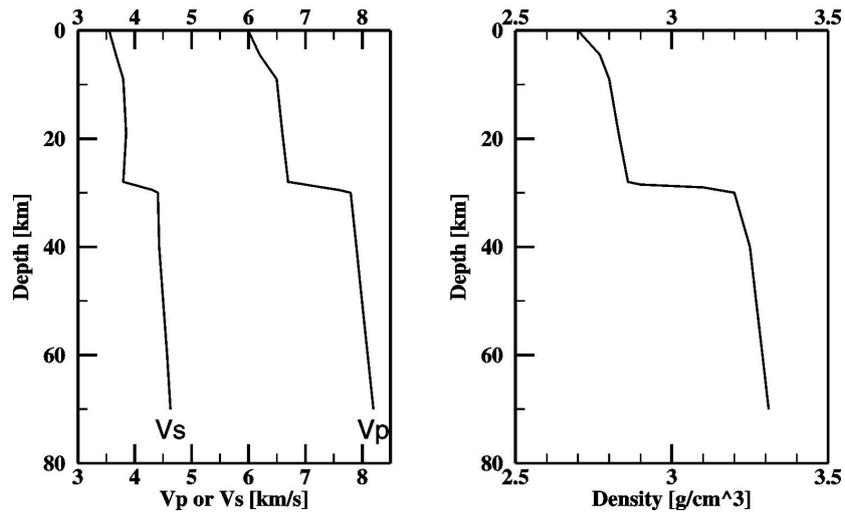
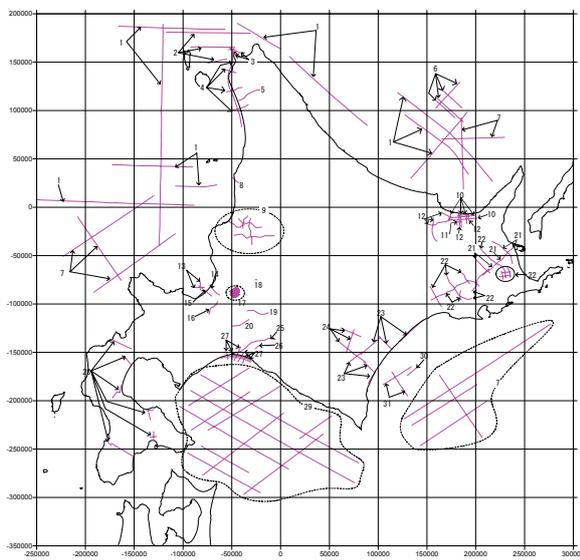
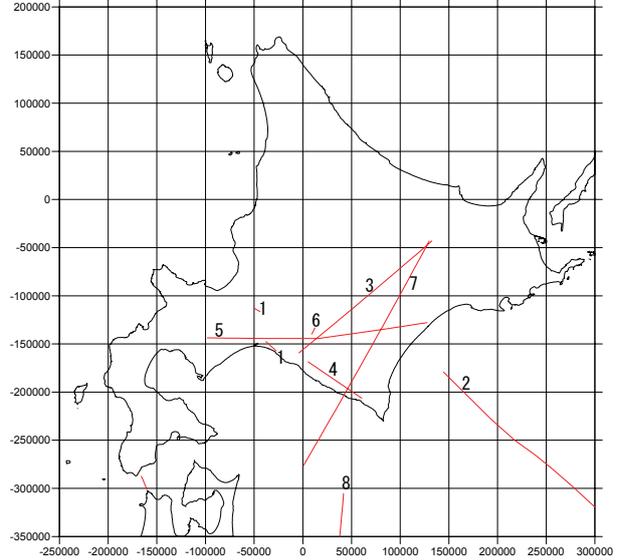


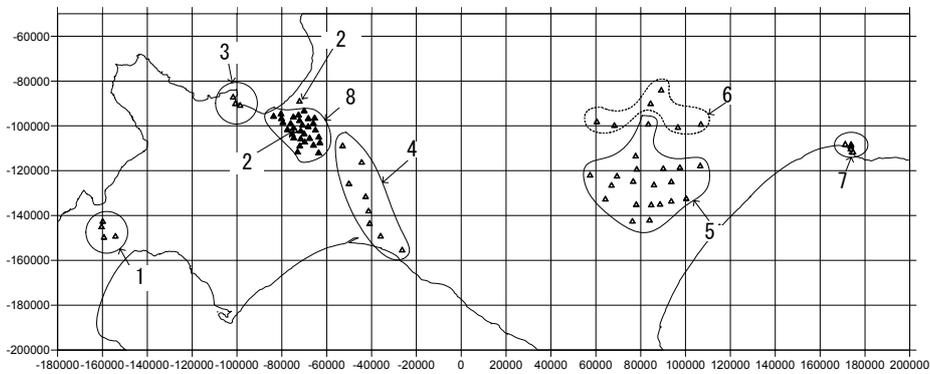
図 2.2.4-1 Iwasaki *et al.* (1991)に基づく、「詳細法」の理論的手法による計算に用いた上部マントルから地震基盤までの大構造モデル (左: P波速度およびS波速度、右: 密度)



(a) 反射法地震探査測線位置図
(図中の番号は表 2.2.2-1(1)を参照)



(b) 屈折法地震探査測線位置図
(図中の番号は表 2.2.2-1(2)を参照)



(c) 微動アレイ探査測線位置図 (図中の番号は表 2.2.2-1(3)を参照)

図 2.2.4-2 地盤調査位置図

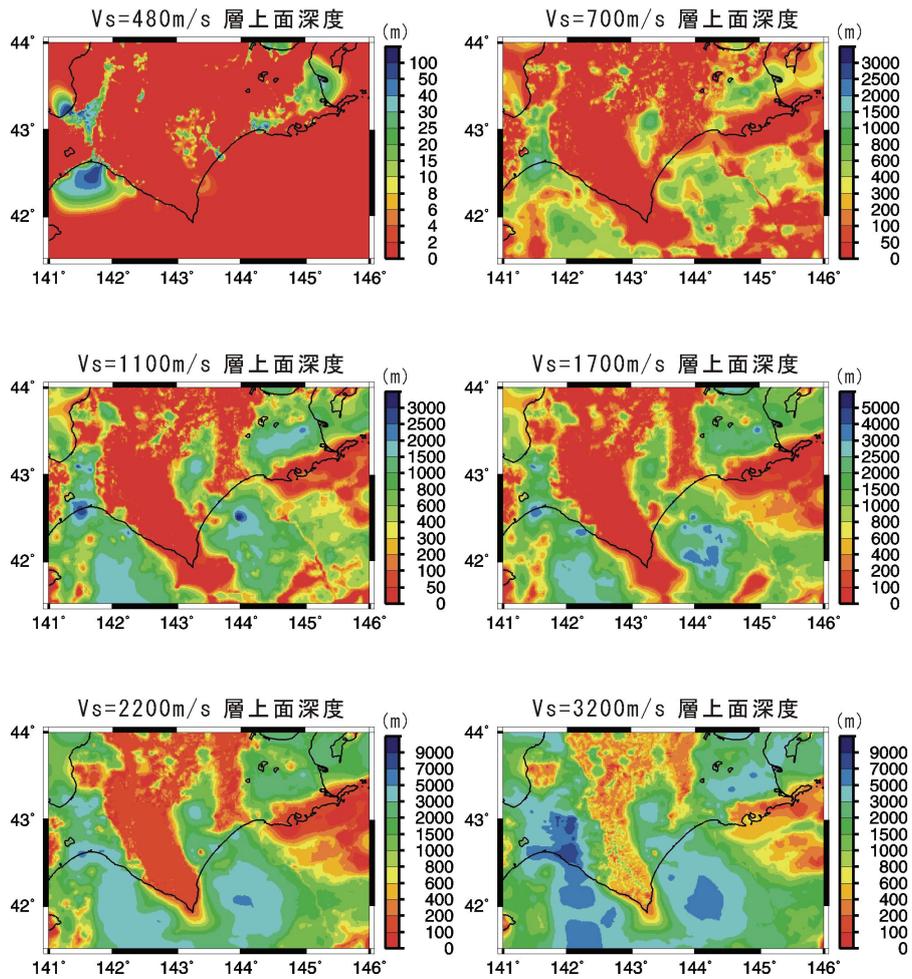


図 2. 2. 4-3 「深い地盤構造」に用いた三次元地下構造モデル（各速度層上面の深さ分布）

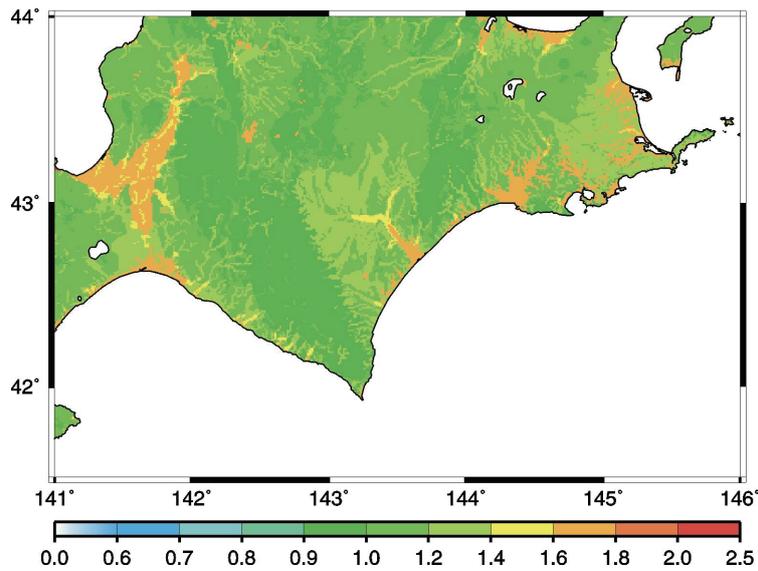


図 2. 2. 4-4 「詳細法工学的基盤」(Vs=480m/s) から地表までの最大速度の地盤増幅率分布（「浅い地盤構造」、藤本・翠川, 2003）

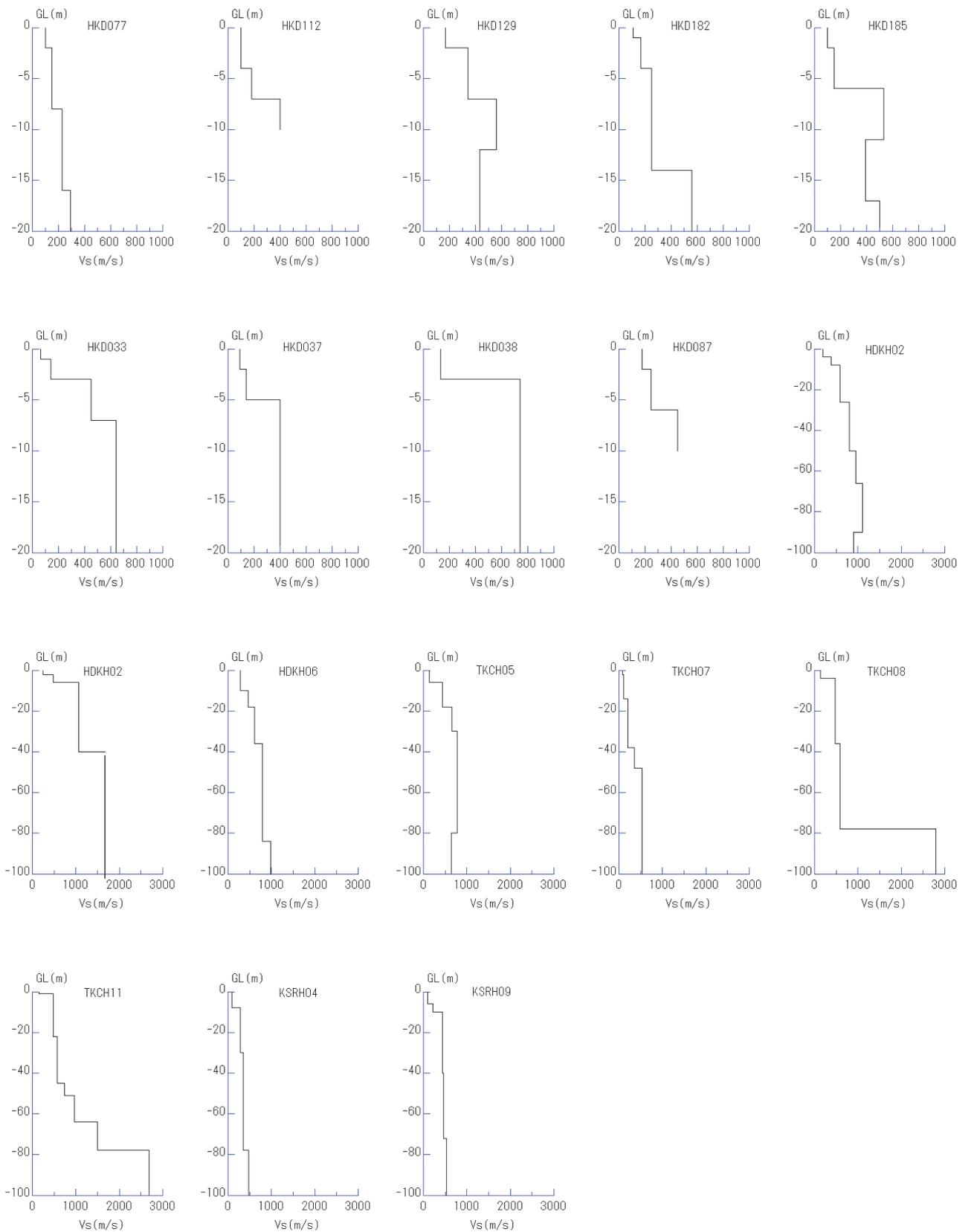


図 2. 2. 4-5 地表における波形の計算に用いた各観測点の一次元地下構造 (S 波速度)

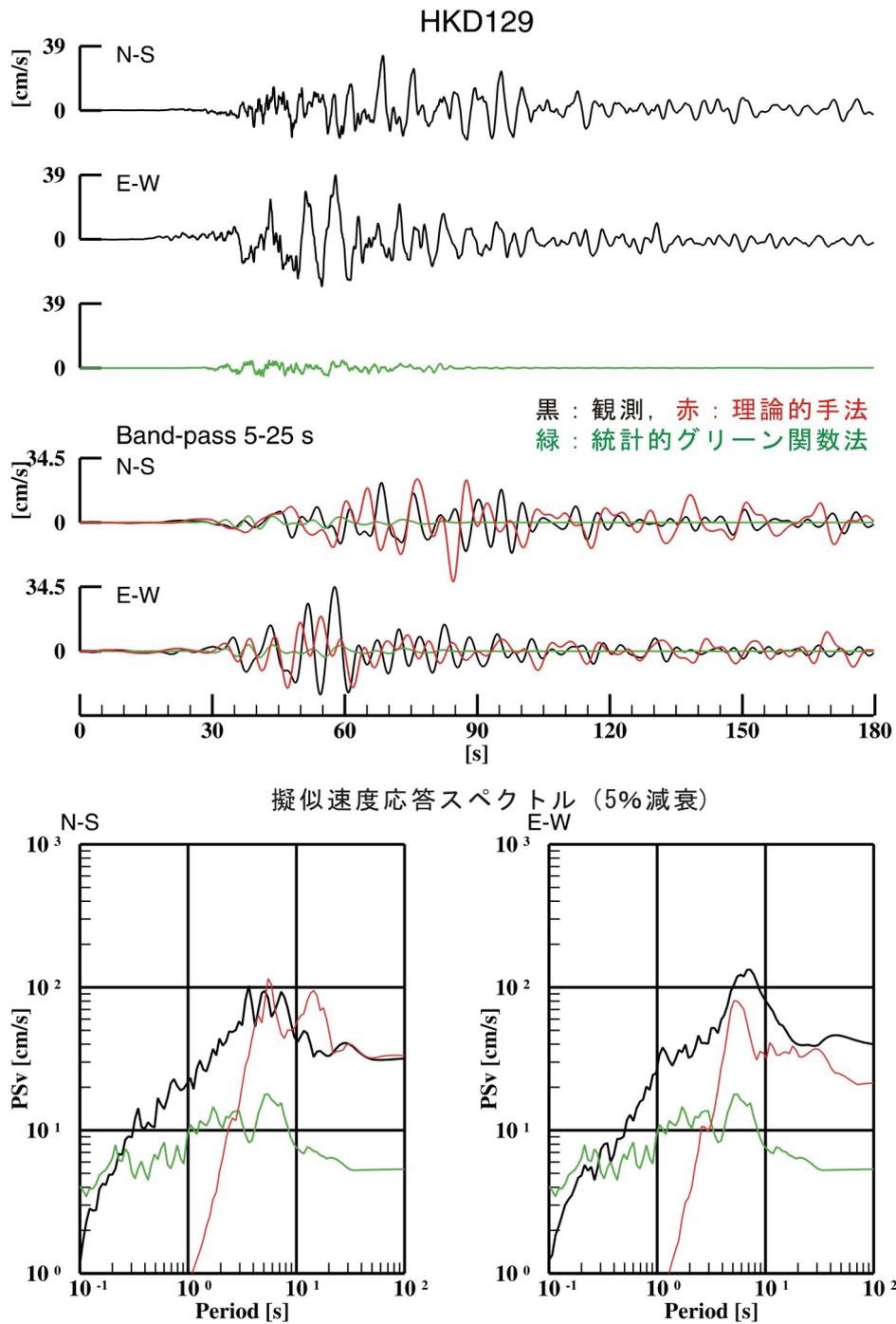


図 2.2.6-1(1) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例
(その 1 : 統計的グリーン関数法、理論的手法と観測記録との比較)

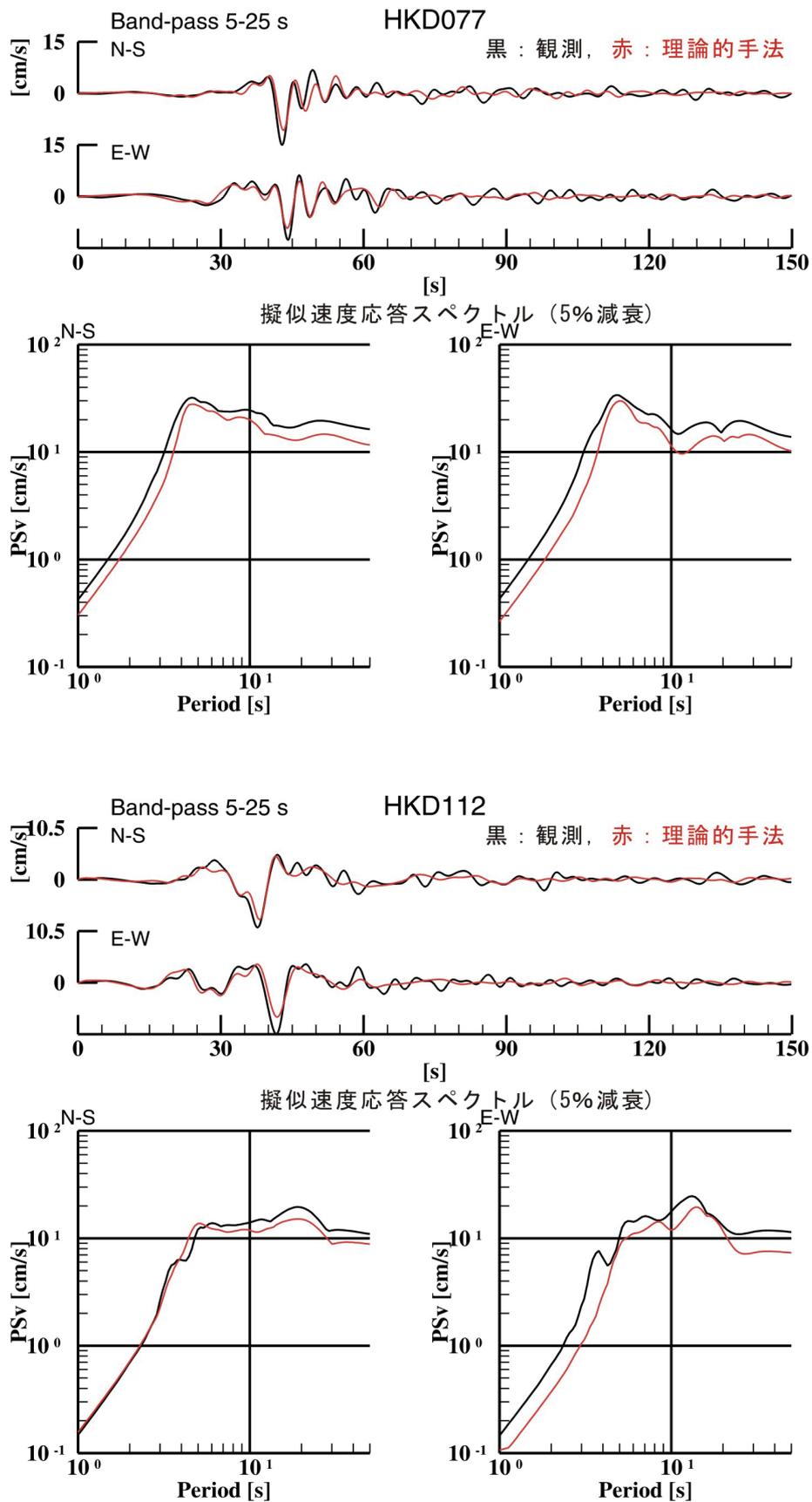


図 2.2.6-1(2) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測記録と強震動計算結果の波形比較の例 (その 2 : 理論的手法と観測記録との比較、観測記録には、5 秒~25 秒のバンドパスフィルターを施している。)

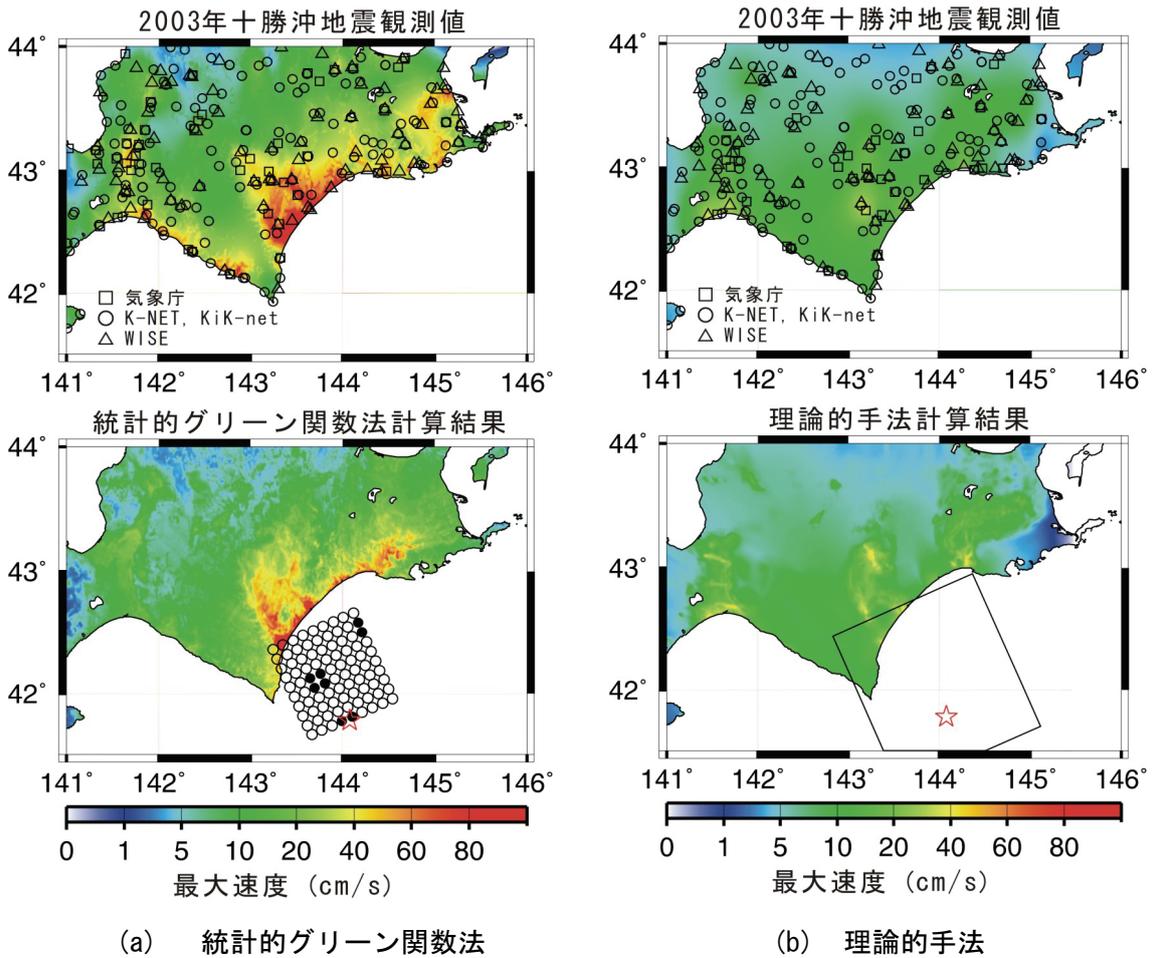


図 2.2.6-2 観測記録と詳細法（統計的グリーン関数法、理論的手法）による強震動評価結果の比較（地表の最大速度分布。観測記録のコンター図（上図）は、地表の最大速度を藤本・翠川（2003）による工学的基盤から地表までの最大速度の増幅率で除して、工学的基盤上の最大速度に換算し、工学的基盤上でコンターを作成した後、このコンターに最大速度の増幅率を再度乗じることにより作成した。）

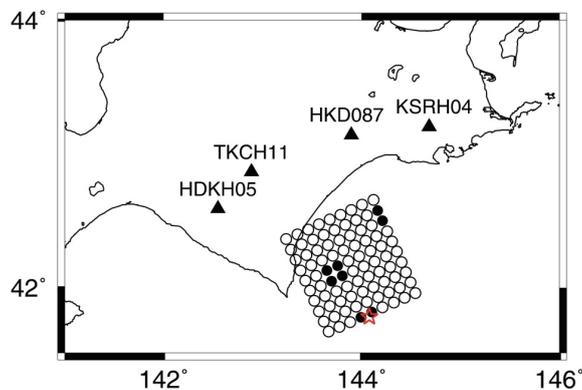
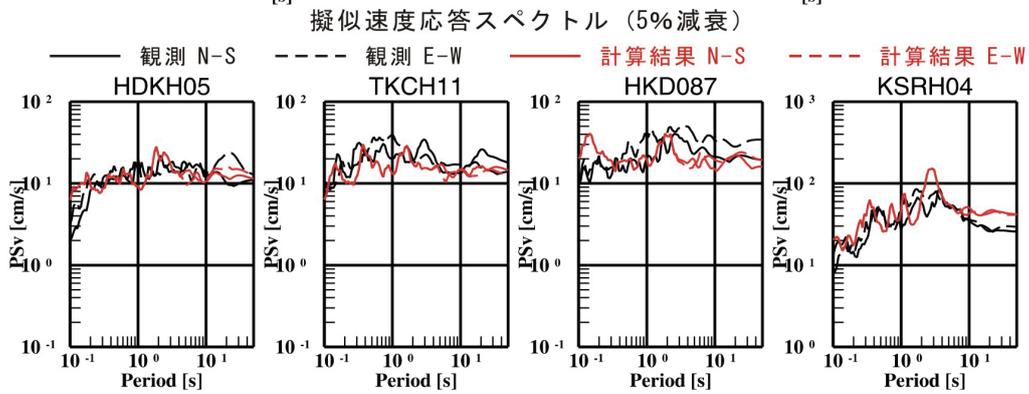
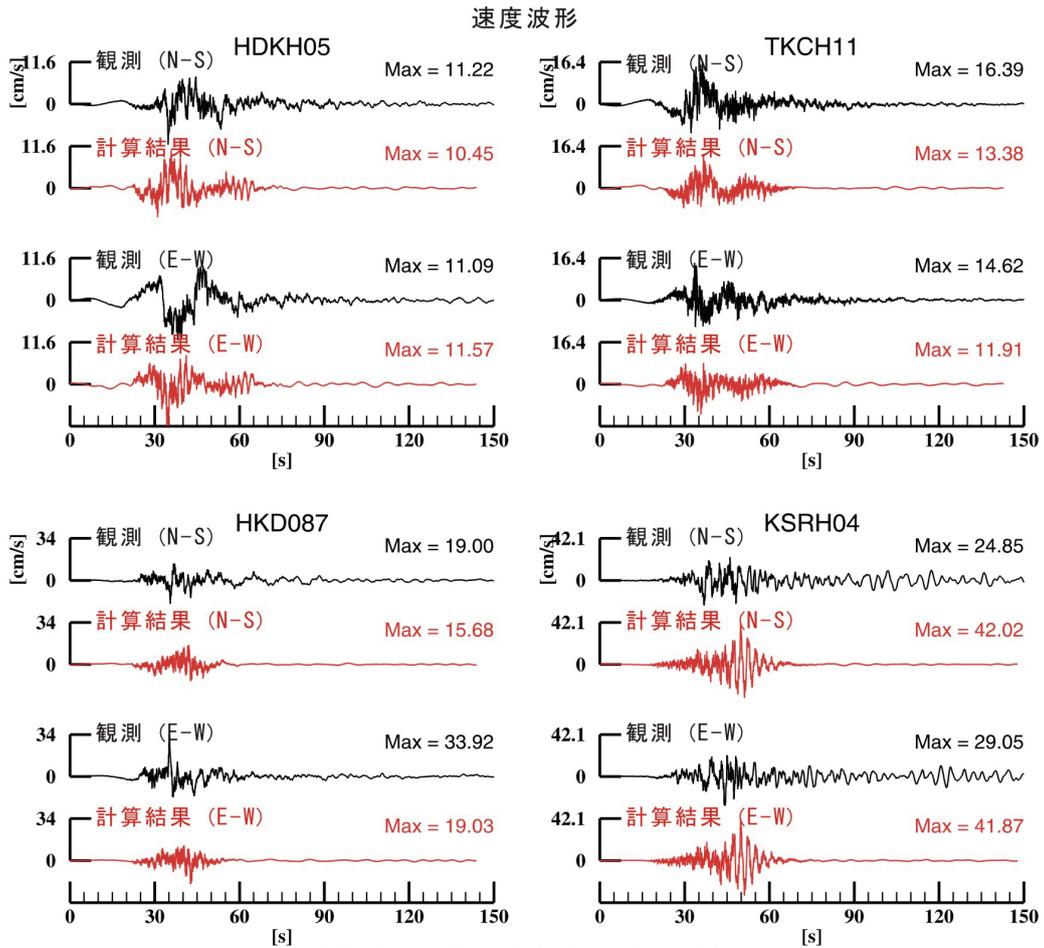


図 2.2.6-3(1) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測波形記録と詳細法による計算波形との比較例 (震源域に近い観測点)

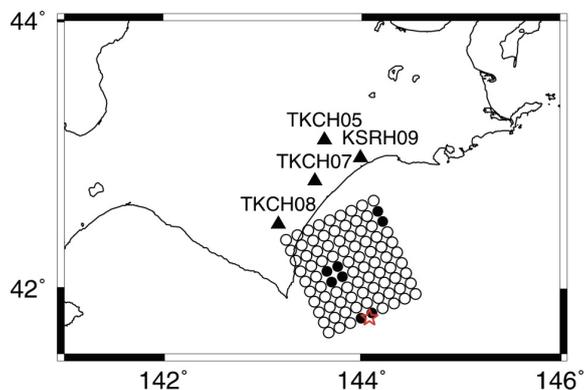
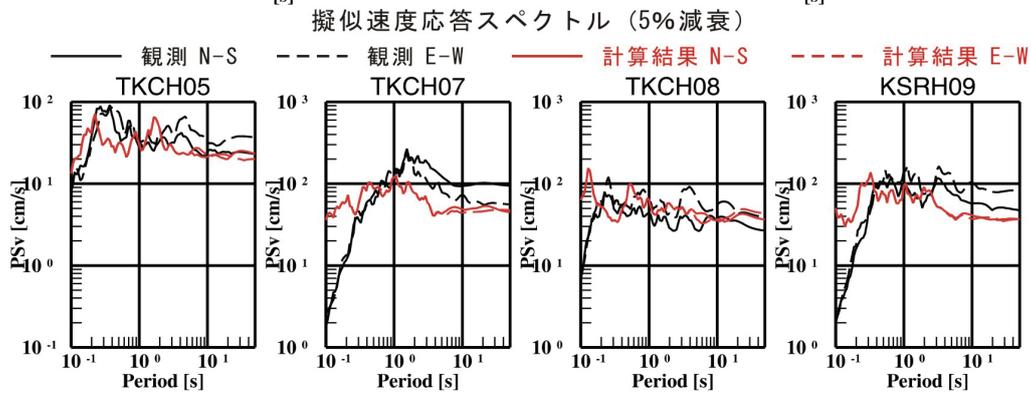
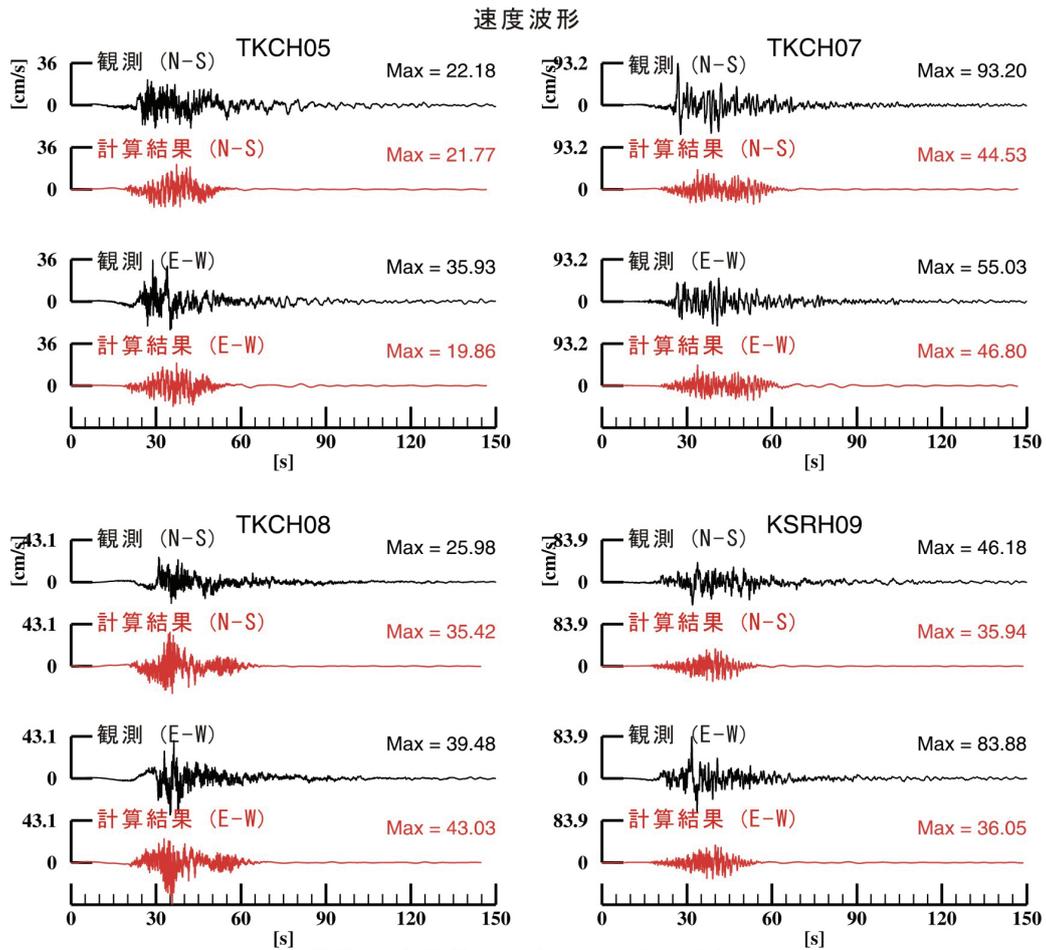


図 2.2.6-3(2) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測波形記録と
 詳細法による計算波形との比較例 (つづき: 震源域に近い観測点)

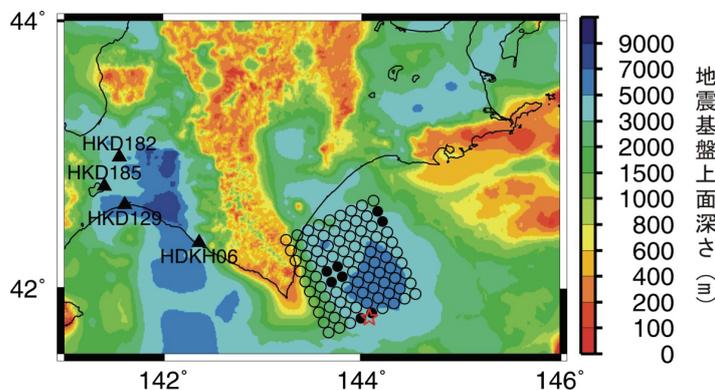
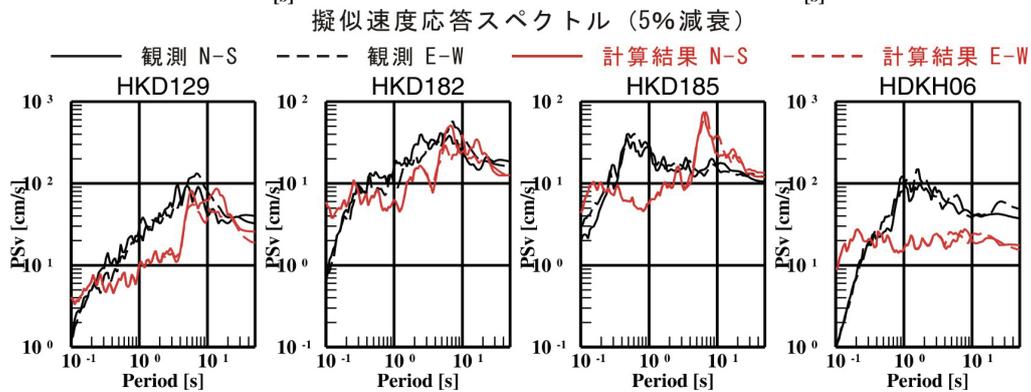
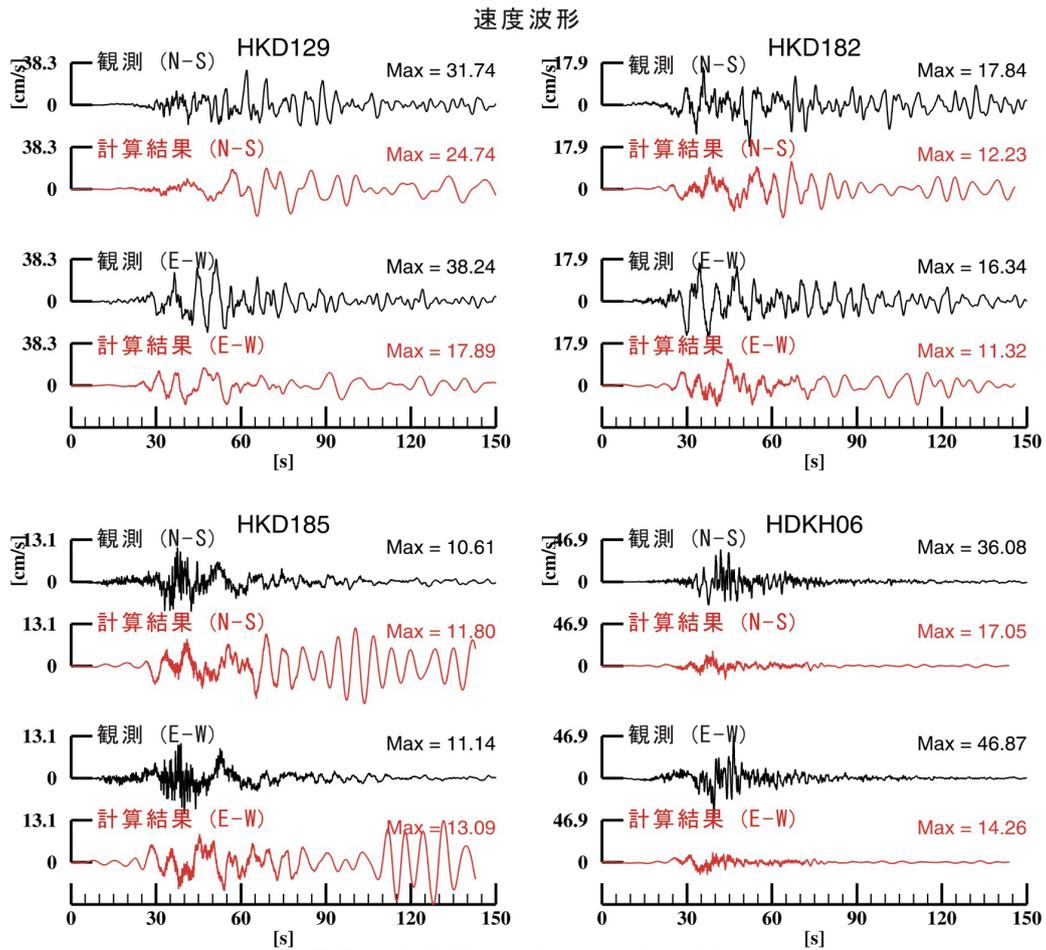


図 2.2.6-3(3) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測波形記録と
 詳細法による計算波形との比較例 (つづき: 堆積層の厚い平野内の観測点)

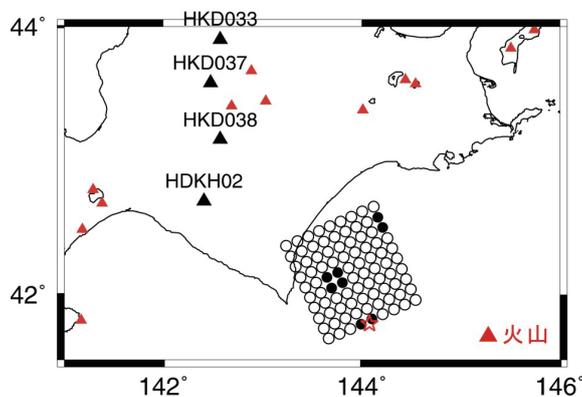
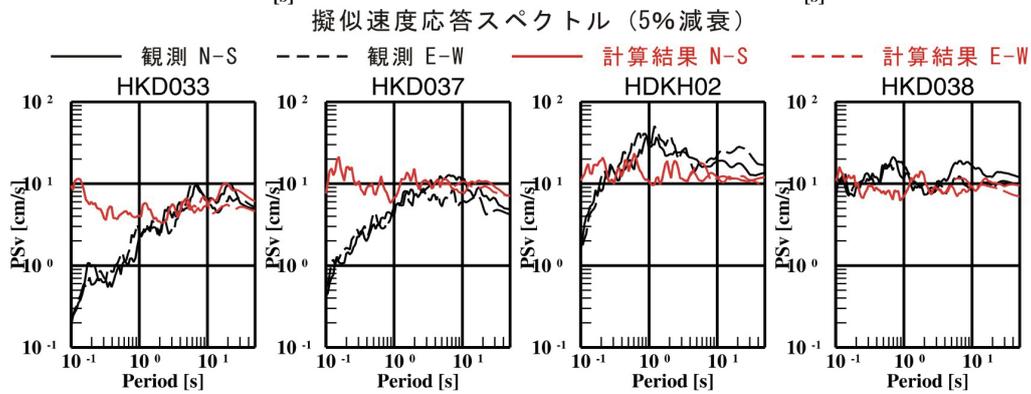
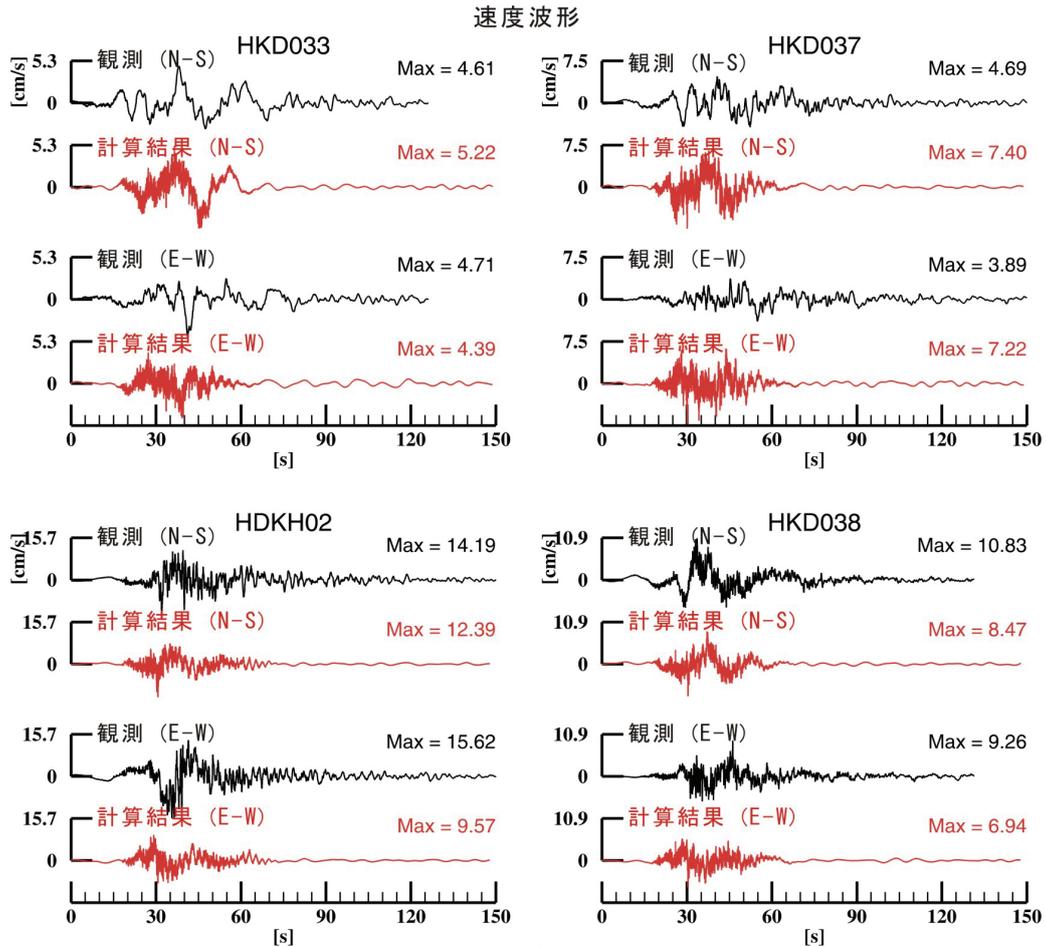


図 2.2.6-3(4) 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の観測波形記録と
 詳細法による計算波形との比較例 (つづき: 火山フロントの両側の観測点)

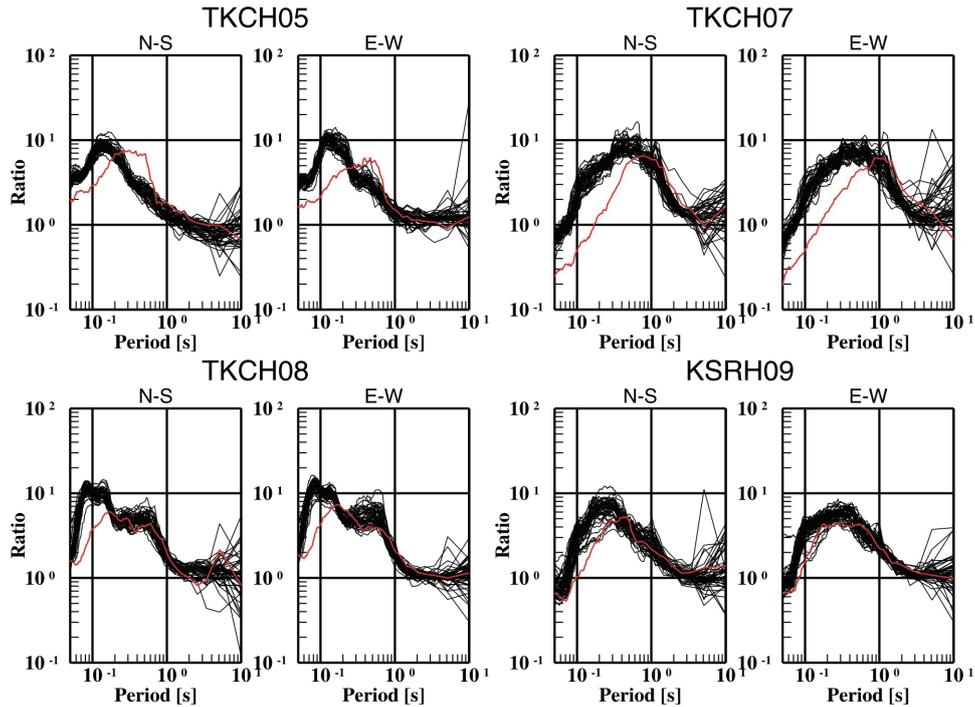


図 2.2.6-4 図 2.2.6-3(2) に示した KiK-net 観測点における地表と地中の観測記録のスペクトル比 (S波部分：地表/地中、赤線は十勝沖地震の本震記録、黒線はその他の地震記録)

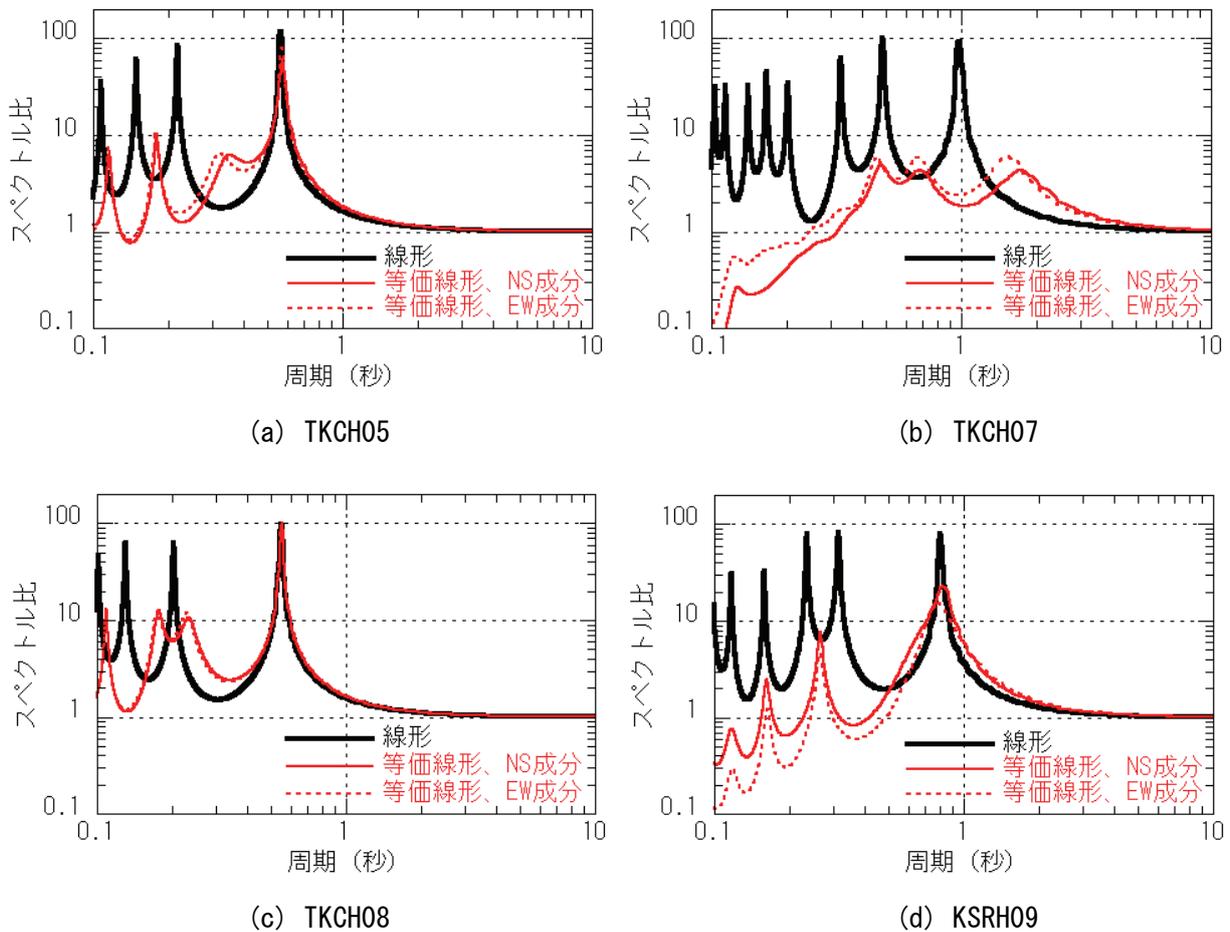
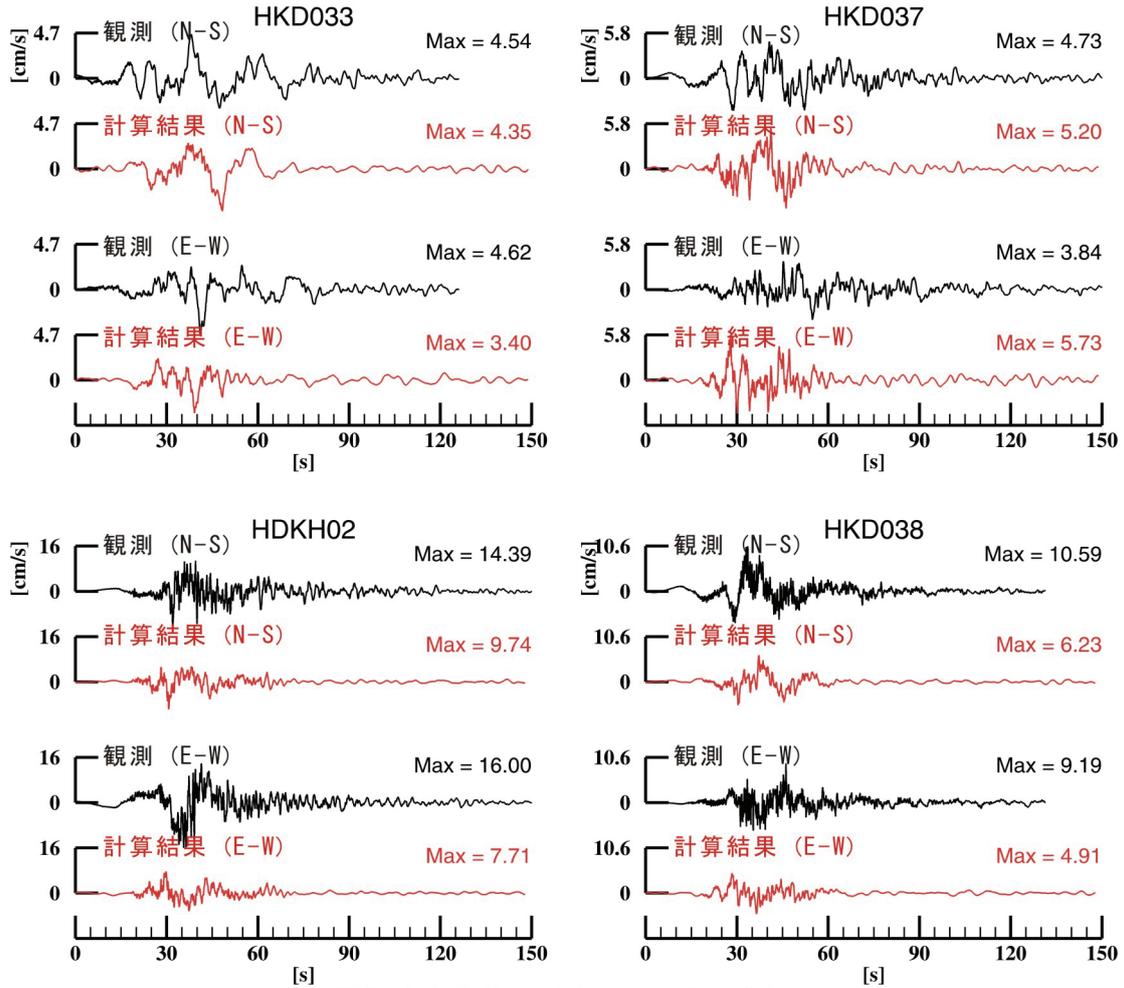


図 2.2.6-5 各 KiK-net 観測点における孔中と地表でのスペクトル比の比較 (黒：線形、赤：等価線形 (実線：NS、点線：EW))

速度波形



擬似速度応答スペクトル (5%減衰)

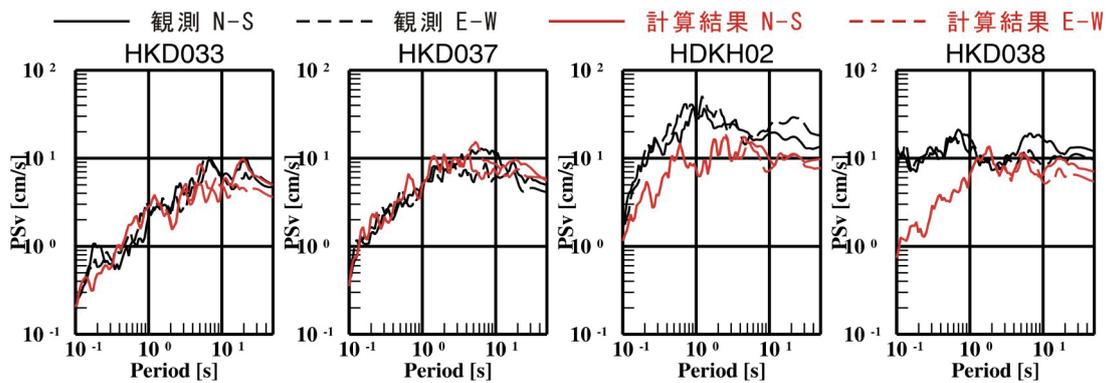


図 2. 2. 6-6 図 2. 2. 6-3(4) に示した観測点における観測波形記録と詳細法による計算波形との比較 (減衰特性 (Q 値) を変えた検討)

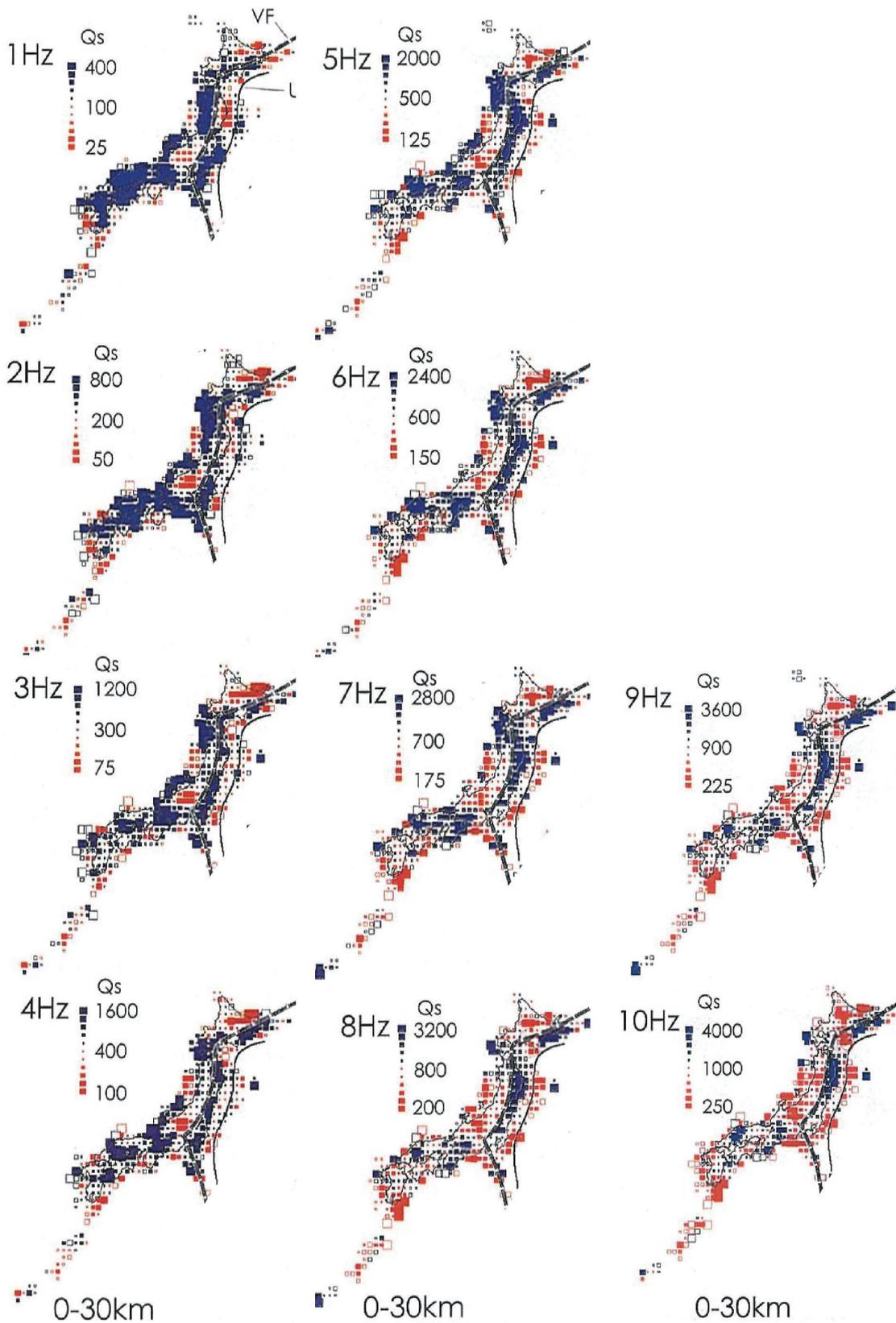


図 2.2.6-7 三次元 Q 構造 (中村・植竹, 2002 より深さ 0-30km のみ抜粋)

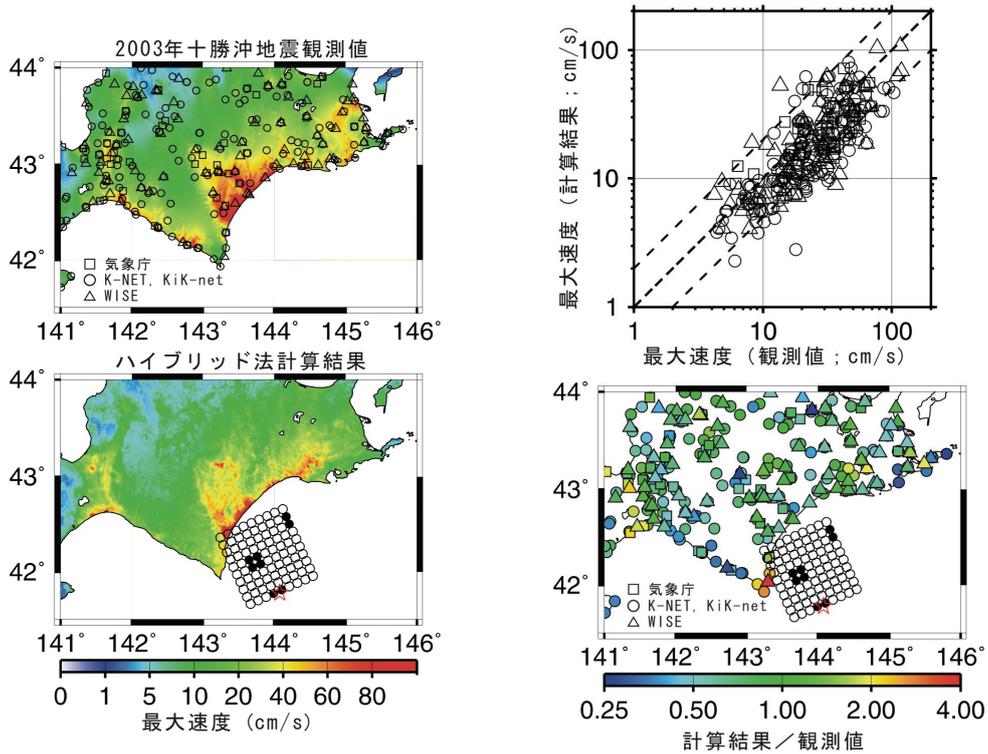


図 2.2.6-8(1) ハイブリッド合成法による強震動計算結果と平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録との比較（地表の最大速度分布の比較。観測記録のコンター図（左上図）は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。）

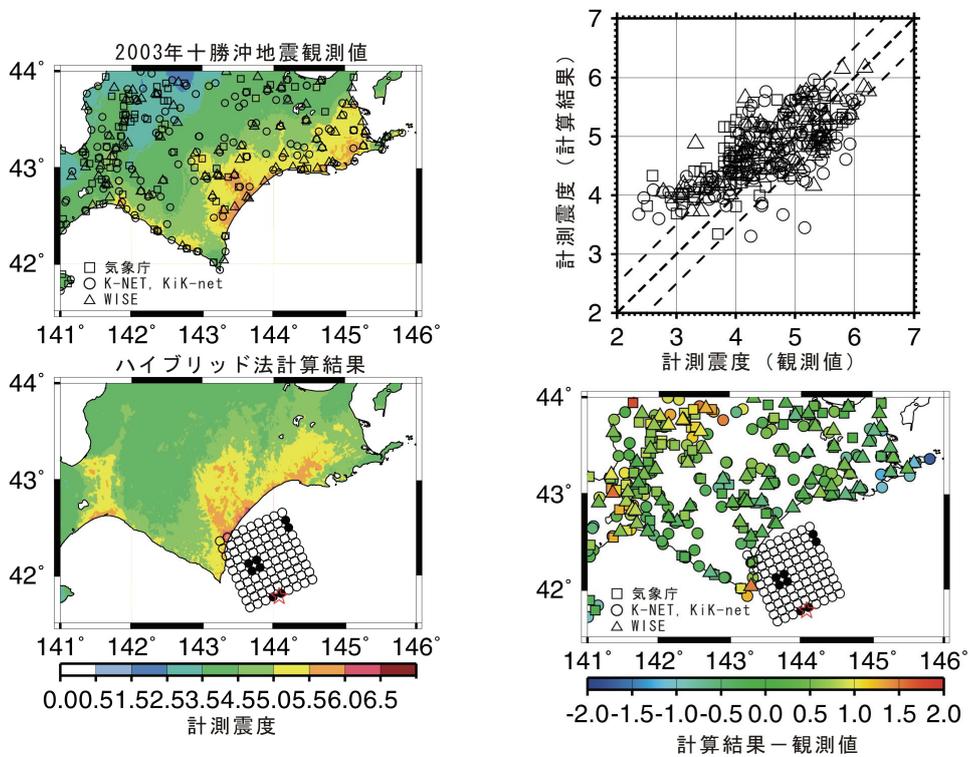


図 2.2.6-8(2) ハイブリッド合成法による強震動計算結果と平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の観測記録との比較（計測震度分布の比較。観測記録のコンター図（左上図）は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。）

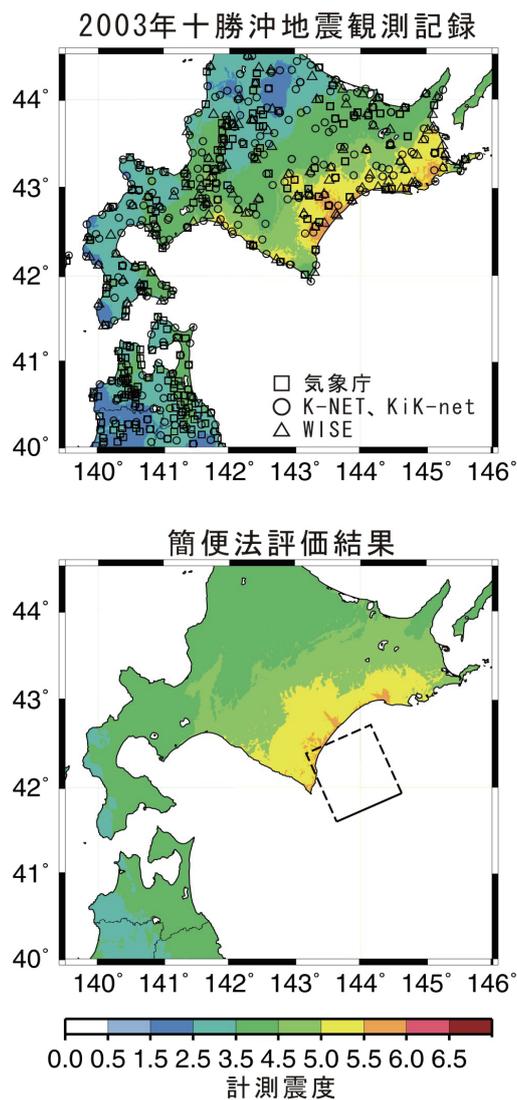


図 2.2.6-9 簡便法による強震動予測結果と観測された震度との比較
(観測記録のコンター図(上図)は、図 2.2.6-2 と同様の方法により作成した。)