

日向灘の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 日向灘の地震の強震動評価の概要

ここでは、日向灘の地震を想定した強震動評価の概要として、評価全体の流れ、強震動評価の対象とする震源域、評価地点、及び評価項目について述べる。

1.1 評価全体の流れ

日向灘の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図10には作業内容をフローチャートにして示す。

- ① 地震調査委員会より公表した「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会，2004；以下「長期評価」という）を参考に、江戸時代以降現在までに日向灘で発生したM7.5以上の地震である、1968年日向灘地震（M7.5）と1662年の日向灘の地震（M7.6）の震源域で発生する地震（以下、それぞれケース1、ケース2という）を想定し、特性化震源モデルを作成した。
- ② ケース1については、観測記録を用いて上記の特性化震源モデルを修正した¹。
- ③ 震源域周辺の地下構造モデルとして、「深い地盤構造」については、既存の探査データ等を利用して三次元地下構造モデルを作成した。「浅い地盤構造」については、最大速度の増幅率を、国土数値情報（国土地理院，1987）を基に作成した。
- ④ ③で作成した三次元地下構造モデルについては、鹿児島県薩摩地方を震源とする1997年3月26日の地震等のK-NETにおける地震観測記録を用いてモデルの修正を行った。
- ⑤ 上記のとおり設定した特性化震源モデル、及び三次元地下構造モデルを基に、震源断層周辺の領域において、約1km四方の領域ごとに「詳細法」（ハイブリッド合成法；4章参照）を用いて強震動予測を行った。
- ⑥ 強震動予測結果の検証として、震度分布や観測波形（ケース1のみ）、及び距離減衰式との比較を行った。
- ⑦ 平均的な地震動分布を把握するため、「簡便法」（4章参照）による強震動予測を行った。

次章以降では、1.1節の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算」、「予測結果の検証」の考え方については、付録に添付した「震源を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（以下、「レシピ」という。）

¹ 本検討では、「レシピ」に従った初期のモデルをモデル1、観測記録を用いて修正したモデルをモデル2とし、強震動予測にはモデル2を用いた。

に基づいており、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述する。

1.2 強震動評価の対象とする震源域

日向灘の地震を想定した強震動評価の対象とする震源域として、ケース1については、「長期評価」や八木ほか(1998)、Yagi and Kikuchi (2003)によるすべり量分布等を参考に設定した。ケース2については、「長期評価」やブーゲー異常図[「レシピ」参照]等を参考に設定した。本検討において想定した震源域の平面図を、「長期評価」と併せて図1に示す。

1.3 評価地点

本報告における「詳細法」、及び「簡便法」による強震動の評価範囲は下記のとおりとした(図11参照)。

「詳細法」の評価範囲：

- ケース1：北緯：31.1833 ～ 33.6667
東経：131.0000 ～ 133.3625
- ケース2：北緯：31.0083 ～ 33.6667
東経：130.0750 ～ 132.3500

「簡便法」の評価範囲：

- ケース1, 2：北緯 31° ～ 35°、東経129° ～ 134°

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した。

1.4 評価項目

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

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」(3章参照)上の時刻歴波形(計算有効周期範囲：0.1～10秒)
- 「詳細法工学的基盤」上の最大速度
- 地表の最大速度、及び震度

「簡便法」

- 地表の震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上で計算された波形のうち、ケース1については、図11に示す気象庁の官署(以下、気象官署という)として、大分地方気象台(大分県)・延岡測候所(宮崎県)・宮崎地方気象台(宮崎県)・宇和島測候所(愛媛県)・清水測候所足摺分室²(高知

² 現在は、清水測候所。本検討では、以下、足摺分室という。

県)、その他に宿毛市役所(高知県)のそれぞれに最も近い6評価地点³、ケース2については、同図に示す延岡市役所(宮崎県)・日向市役所(宮崎県)・西都市役所(宮崎県)・宮崎市役所(宮崎県)・日南市役所(宮崎県)・都城市役所(宮崎県)・国分市役所(鹿児島県)・鹿児島市役所(鹿児島県)のそれぞれに最も近い8評価地点について、時刻歴波形、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

2. 日向灘の地震の震源特性の設定

海溝型地震の強震動評価にあたっては、過去の地震に関連するデータとの整合性を検討しつつ、震源特性を設定する[「レシピ」参照]。ここでは、日向灘の地震の震源特性を評価した内容について、震源断層パラメータごとに説明する。表1に震源断層パラメータを、図2に設定した震源断層モデルを示す。なお、ケース1については、1968年日向灘地震の観測波形が得られており、前述したように、これに基づいた震源の破壊過程の推定等(八木ほか,1998; Yagi and Kikuchi, 2003)も実施されているので、これらの成果を反映させるとともに、観測波形をなるべく説明できるように、微視的震源特性を中心に震源断層パラメータの修正を行った。ここでは、修正の経緯についても簡単に説明する。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層の位置・形状・面積・傾斜角・深さ

震源断層の位置・形状・面積・傾斜角・深さは、「長期評価」や既往の研究成果に基づいて、下記のように設定した。

(a) ケース1

- ① 位置、形状、及び面積Sについては、八木ほか(1998)、Yagi and Kikuchi(2003)による1968年日向灘地震におけるすべり量分布や断層面積を参照して設定した。
- ② 深さ、傾斜角 δ 、走向 ϕ 等については、「長期評価」によるフィリピン海プレート上面の等深線(図12参照)と整合するように設定した。

(b) ケース2

- ① 位置、形状については、「長期評価」やブーゲー異常図[「レシピ」参照]等を参考に設定した(図13、14参照)。
- ② 面積Sは、モーメントマグニチュードMwが1662年の日向灘の地震の地震規模とほぼ対応するように設定した。
- ③ 深さ、傾斜角 δ 、走向 ϕ 等については、「長期評価」によるフィリピン海プレート上面の等深線(図12参照)と整合するように設定した。

³ ケース1については、予測結果の検証として、各気象官署で得られている観測記録と計算結果の比較を行うため、これらの地点を代表地点とした。宿毛市役所は、四国地方の計算波形の例示を充実させるため、代表地点として追加した。なお、検証としては、この他に、港湾地域強震観測システム(独)港湾空港技術研究所、<http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>)で観測された細島観測点(日向市細島、図11参照)の加速度記録(数値データ)との比較も行った。

(2) モーメントマグニチュード、地震モーメント、平均応力降下量

平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は、1968年日向灘地震に対して、八木ほか（1998）によって推定された値（3.4MPa）を用いた。この値と震源断層の面積 S を用いて、地震モーメント M_0 ($N\cdot m=10^7$ dyn \cdot cm) を、Kanamori and Anderson(1975)の関係式[「レシピ」(24)式参照]により算定した。なお、これらの地震の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、それぞれ、7.5（ケース1）、及び7.6（ケース2）となる。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1 \text{ —————(1)}$$

(3) 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 M_0 、及び震源断層の面積 S を用いて推定した[「レシピ」(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

日向灘の地震の微視的震源特性として、アスペリティの個数・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。

(1) アスペリティの個数・位置

(a) ケース1

アスペリティは、当初の段階では、八木ほか（1998）、Yagi and Kikuchi（2003）の震源インバージョン解析によるすべり量が大きい領域のうち、震源断層のほぼ中央部に第1アスペリティ、震源断層の北東部に第2アスペリティを配置した。最終的には、1968年日向灘地震の観測記録（震度分布、観測波形）をより説明できるように、第2アスペリティの位置を出来るだけ北東側へ移動させた。（図2-1参照）。

(b) ケース2

アスペリティの個数は、ケース1と同じく2個とし、震源断層の北西部（第1アスペリティ）と南東部（第2アスペリティ）に配置した（図2-2参照）。

(2) アスペリティの面積・応力降下量・実効応力

(a) ケース1

アスペリティの総面積 S_a は、当初の段階では、「レシピ」(6)～(7)式を用いて、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) と地震モーメント M_0 から算定した。また、第1アスペリティと第2アスペリティの面積比は、「レシピ」を参照して、2:1とした。アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{ai}$ については、アスペリティ全体の応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と等しいと仮定し、「レシピ」(15-2)式より算定した。

さらに、アスペリティの位置と同様、1968年日向灘地震の観測記録（震度分布、観測波形）をより説明できるように、

- ① : アスペリティの総面積をやや小さくする
- ② : ①に加えて、第1アスペリティと第2アスペリティの面積比をほぼ1 : 1とする
- ③ : ②に加えて、第2アスペリティの応力降下量を第1アスペリティの応力降下量の2倍とする

等の検討を試行的に実施した結果、最終的には③の方法を採用した(表1参照)。同様な操作は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003)においても実施している⁴。

参考として、ここで設定した震源断層パラメータから算定される短周期レベルと地震モーメントとの関係を図15に示す。図には、ケース2についても併せて示している。ここで算出した短周期レベルは、壇ほか(2001)による経験式(図15(a))、あるいは太平洋岸の海溝性地震の地震モーメントと短周期レベルの関係(図15(b))のばらつきの範囲内にある。なお、図15(b)には、佐藤・巽(2002)による、日向灘におけるプレート間地震での短周期レベルと地震モーメントの推定式⁵を合わせて示している。この結果と比較すると、今回設定した応力降下量は、日向灘におけるプレート間地震としては、大きめの評価となっている。

(b) ケース2

アスペリティの総面積 S_a は、「レシピ」(6)~(7)式を用いて、短周期レベルAと地震モーメント M_o から算定した。また、第1アスペリティと第2アスペリティの面積比は、「レシピ」を参照して、2 : 1とした。アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{ai}$ については、アスペリティ全体の応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と等しいと仮定し、「レシピ」(15-2)式より算定した。

なお、震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の割合は、ケース1では約26%、ケース2では約33%となる⁶。また、アスペリティの実効応力 σ_{ai} は、応力降下量と等しいとした。

(3) アスペリティの平均すべり量

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(石井ほか, 2000)を基に震源断層全体の平均すべり量 D の2倍とした。また、各アスペリティの平均すべり量は、「レシピ」(14)式より算定した。この結果、ケース1では両アスペリティで約4m、ケース2の第1アスペリティでは約5m、第2アスペリティでは約3mとなった。

「長期評価」によれば、1968年日向灘地震におけるずれの量は、プレート境界で平均160cm~170cmと推定されており、今回ケース1で設定した震源断層全体の平均すべり量(約190cm)は、これとほぼ同等の評価となっている。また、プレートの相対運動速度を、各種モデルから推定された5~7cm/年とすると、平均発生頻度(約200年に1回)から、平均すべり量は、約10~14mとな

⁴ 「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003)においては、2つのアスペリティの面積(ともに96km²)と応力降下量の比(1 : 2.5)を与えて、短周期レベルを満足するように、それぞれの応力降下量を算定している。

⁵ 同様な結果は、川瀬・松尾(2004)でも示されている。

⁶ 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(2001)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%の値を設定している。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総面積の比は、これらの値とほぼ同程度となっている。

る。今回各ケースで設定した各アスペリティの平均すべり量（3～5 m）は、これらの値よりも小さい。以上の点から、今回設定したアスペリティの平均すべり量は、概ね妥当な値であると考えられる。

(4) 背景領域の平均すべり量及び実効応力

背景領域の平均すべり量 Δb は、「レシピ」(12)～(13)式より算出した。また、背景領域の実効応力 σ_b は、「レシピ」(18)式より算出した。

(5) f_{max}

f_{max} は、「レシピ」に従って、13.5Hzとした。

(6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[「レシピ」(19)～(22)式参照]。

2.3 その他の震源特性

日向灘の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。

(1) 破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置は、過去の地震の震源位置に設定することが妥当とされることから、ケース1については、八木ほか(1998)による推定結果を参考に、1968年日向灘地震の震央位置付近を破壊開始点とした。ただし、最終的には、アスペリティの位置等と同様、1968年日向灘地震の観測記録(震度分布、観測波形)をより説明できるように、5 km程度第1アスペリティに近づけた(図2-1参照)。ケース2については、破壊開始点に関する資料が得られていないため、2つのアスペリティのほぼ中間に設定した(図2-2参照)。

(2) 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)に広がるものとした。

(3) 破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 V_r は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[「レシピ」(23)式参照]。

2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル

「詳細法」に用いた震源断層モデルは、ケース1では、長さ64km、幅48km(解析上の断層面積は3,082km²)、ケース2では、長さ75km、幅50km(解析上の断層面積は4,079km²)とした。また、「詳細法」では、これを約5 km×約6 kmの要素に分割して計算を実施した(図2参照)。

3. 地下構造モデルの設定

日向灘の地震を想定した強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を、

- ① 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」
- ② 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）
- ③ 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、本報告において工学的基盤は2通りに定義されているが、これについては、「3.2 深い地盤構造（地震基盤～工学的基盤）」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」（伝播経路）

地震基盤より深い「大構造」について、三次元有限差分法[「レシピ」参照]においては、Zhao and Hasegawa(1993)によるコンラッド、及びモホ面の出現深度を参照し、表2のとおり設定した。（図3参照）。一方、統計的グリーン関数法[「レシピ」参照]においては、「大構造」を単一層と仮定し、S波速度と減衰特性（Q値）を設定した。S波速度については、八木ほか(1998)を参照し、減衰特性（Q値）については、震源断層周辺の情報が無いため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を用いることとした。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{—————} \quad (2)$$

$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f：周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」（地震基盤～工学的基盤）

(1) 「深い地盤構造」（三次元地下構造モデル）の作成

「深い地盤構造」（三次元地下構造モデル）の設定にあたっては、「レシピ」の中の「深い地盤構造のデータが揃っている場合」に相当するものとして、次の手順に従って設定した。

- ① 本評価領域、及びその周辺で実施された物理探査結果、検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献を収集・整理した。図16、及び表3に、収集した資料の位置図、及び文献リストを示す。
- ② 屈折法、及び反射法のデータを用いて、P波の速度区分を行った。これにより、 $V_p=5.5\text{km/s}$ 、 5.0km/s 、 4.0km/s 、 3.5km/s 、 2.0km/s の5つの速度層に区分した。
- ③ 山地部で基盤岩が露出している地域については、風化帯を考慮した。風化帯の設定にあたっては、KiK-netの検層データを用いた。表5に、山地部における風化帯の各速度層の深さ（出現する深さ）を示す。
- ④ ②、③の結果に基づき、各速度層の平面分布データを作成した。既往の物理探査データが少ない地域については、地質資料等を用いて補完した。

- ⑤ $V_p=3.5\text{km/s}$ 層については、陸域における資料が乏しく、地質的にも不明瞭な点が多いことから、海域の調査結果である市川（1997）と陸域のKiK-netの検層データを用いて、境界面の推定を行った。
- ⑥ S波速度 V_s 、及び密度 ρ は、Ludwig et al. (1970)より算定した。これより、S波速度の速度層は、 $V_s=3.1\text{km/s}$ ($V_p=5.5\text{km/s}$)、 2.8km/s ($V_p=5.0\text{km/s}$)、 2.1km/s ($V_p=4.0\text{km/s}$)、 1.5km/s ($V_p=3.5\text{km/s}$)、 600m/s ($V_p=2.0\text{km/s}$)となる。
- ⑦ 第1層については、KiK-net等のボーリングデータを用いて、速度($V_s=500\text{m/s}$, $V_p=1.6\text{km/s}$)と層上面の深さ（図4-3参照）を設定し、Ludwig et al. (1970)より密度 ρ を算定した。
- ⑧ 三次元地下構造モデルの検証の観点から、鹿児島県薩摩地方を震源とする1997年3月26日の地震等のK-NETにおける観測記録を用いて、これらの記録を説明できるように、得られた三次元地下構造モデルを修正した（（2）三次元地下構造モデルの修正参照）。

以上の手順により得られた三次元地下構造モデルの諸元を表4に示す。本報告では、この三次元地下構造モデルにおいて、 $V_s=3.1\text{km/s}$ ($V_p=5.5\text{km/s}$)層を地震基盤、 $V_s=500\text{m/s}$ ($V_p=1.6\text{km/s}$)層を「詳細法工学的基盤」と定義した。

（2）三次元地下構造モデルの修正

本検討では、（1）⑧に示したように、評価領域、及びその周辺で、近年発生した中小地震の観測記録を説明できるように、三次元地下構造モデルの修正を行った。修正の手順は以下のとおりである。

- ① 近年、評価領域、及びその周辺で発生した中小地震のうち、マグニチュードが4程度以上、震源の深さが50km未満で、鹿児島県と宮崎県にあるK-NETの10地点程度以上で地震波形が記録されている地震の観測記録を収集した（図17参照）。
- ② 得られている観測記録のH/Vスペクトル比⁷（水平動と上下動のスペクトル比）を算定した。
- ③ 観測点ごとに、直下の一次元地下構造モデルを用いて、一次元波動理論により、レイリー波の理論H/Vスペクトル比を計算し、観測記録のH/Vスペクトル比と比較した。
- ④ 鹿児島県薩摩地方を震源とする1997年3月26日の地震⁸（図17の5の地震）を対象として、有限差分法による地震波形の計算を行い、波形と応答スペクトルを観測記録と比較した。
- ⑤ ③、④の比較結果から、整合が取れていない観測点については、観測記録のH/Vスペクトル比のピーク周期と整合するように当該地点における一次元地下構造モデルを試行錯誤的に修正した。修正にあたっては、速度を固定し、各層上面の深さ（あるいは、各層厚）を変更した。
- ⑥ 修正した一次元地下構造モデルから、三次元地下構造モデルを再構築した。
- ⑦ 全体的におおよその整合性が取れるように、③～⑥を繰り返した。

修正後の鹿児島県、宮崎県内のK-NET地点におけるレイリー波の理論H/Vスペクトル比と観測記録のH/Vスペクトル比の比較結果例を図18に示す。観測記録のH/Vスペクトル比にピークが明瞭

⁷ 本検討では、観測波のS波の立ち上がり以降を用いて計算した。

⁸ 震源断層パラメータ等は、菊地・山中(1997)に拠った。

に現れず、修正が十分に行えなかった地点も見られるが、それ以外では、ピーク周期をほぼ表現できるモデルとなっている。ただし、当該地域は、観測記録のH/Vスペクトル比のピーク周期が1秒以下の短周期側にある地点も多く、このような地点では、「浅い地盤構造」の影響が強い可能性もある。修正前と修正後の有限差分法による計算結果と観測記録との比較結果を図19に示す。波形はすべて3秒～20秒のバンドパスフィルターによる処理をしている。これから、比較対象とした観測点ごとに差はあるものの、概ね再現性が向上していることがわかる。例えば、KGS003のように、大幅に再現性が向上した地点も認められる。一方、KGS009等、観測波形で見られる後続波部分が再現できていない地点や、MYZ004等、有限差分法による計算結果に振幅の多少大きい後続波が認められる地点もある。これらの地点は、平野端部や規模の小さな盆地に位置しており、三次元地下構造モデルの精度が不十分なことが原因と考えられるが、探査資料や地質学的な情報が不足しているため現状では限界がある。今後、データの蓄積を行い、三次元地下構造モデルをさらに修正していく必要がある。

以上の手順により修正された三次元地下構造モデルを図3、4、及び図20左図に示している。図20右図は、修正前の三次元地下構造モデルである。主な三次元地下構造モデルの修正箇所は以下のとおりである。

- ① $V_p=5.5\text{km/s}$ ($V_s=3.1\text{km/s}$) 層 (図3参照) : 宮崎県北部の形状
- ② $V_p=5.0\text{km/s}$ ($V_s=2.8\text{km/s}$) 層 (図20参照) : 宮崎県全域の形状
鹿児島県大隈半島中部の形状
- ③ $V_p=4.0\text{km/s}$ ($V_s=2.1\text{km/s}$) 層 (図20参照) : 宮崎県全域の形状
鹿児島県全域の形状
- ④ $V_p=3.5\text{km/s}$ ($V_s=1.5\text{km/s}$) 層 (図20参照) : 宮崎県全域の形状
鹿児島県全域の形状
- ⑤ $V_p=2.0\text{km/s}$ ($V_s=600\text{m/s}$) 層 (図20参照) : 大隈半島北部～宮崎県南東部の形状
鹿児島県北部の形状

図3、4、及び図20より、宮崎県では、プレートの沈み込みに伴って、ほぼ全域で地震基盤 ($V_p=5.5\text{km/s}$ 層) が深く、特に南部では、内陸部から海側40km付近まで、深さ約10kmを越える窪みが認められる。また、宮崎県を除く陸域では、地震基盤が深さ数km程度と比較的浅い。「詳細工学的基盤」 ($V_p=1.6\text{km/s}$ 層の上面) については、筑紫平野、熊本平野等の平野部でやや深い地域が認められる (図4-3参照)。

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、「全国を概観した地震動予測地図」(地震調査委員会, 2005) 中の「工学的基盤」の定義と同義である。

3.3 浅い地盤構造（工学的基盤～地表）

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ ）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「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。すなわち、国土数値情報を利用した手法（藤本・翠川，2003）を用い、約1 km四方の領域ごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した[「レシピ」(25)～(26)式参照]。図5に、「浅い地盤構造」における最大速度の増幅率（「詳細法工学的基盤」から地表）の分布図を示す。これより、宮崎平野、延岡平野、及び有明海から八代海にかけての沿岸部等で増幅率の高い地域が認められる。また、評価領域の大半を占める山間地では0.9倍～1.2倍程度と増幅率は比較的小さい。

4. 強震動計算

本報告では、強震動計算にあたって、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、ハイブリッド合成法により「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基に、マグニチュードと震源断層からの距離をパラメータとする経験式（距離減衰式）より「工学的基盤」上の最大速度を求める「簡便法」を用いた。以下に、「詳細法」、及び「簡便法」の概要や特徴について示す。

4.1 「詳細法」

(1) 三次元地下構造モデル（「詳細法工学的基盤」）上面における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの大構造、及び「深い地盤構造」より、 $V_s=500\text{m/s}$ 層上面を最上面（深さ0 m）として、三次元地下構造モデルを再構築した。この三次元地下構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=500\text{m/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を不等間隔格子有限差分法（Pitarka, 1999）による理論的手法、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか，2000）によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上でそれらを合成することによって広帯域の地震動を評価する。合成の接続周期は2秒とした。また、波形は評価範囲（図1-1参照）を約1 km四方に分割した各領域の中心で求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、「2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル」で示した各要素断層の地震基盤における統計的グリーン関数、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佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 三次元地下構造モデル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地震基盤よりも上位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三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

③ 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用いた波形合成

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。

なお、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、及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。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値 (最大速度) を求める際には、2 成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、3.3「浅い地盤構造」で設定した平均 S 波速度から、「レシピ」(26)式を用いて最大速度の増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形から読み取った最大速度に乗じて推定した。ただし、「レシピ」(26)式は、基準地盤(平均 S 波速度が $V_s=600\text{m/s}$)に対する増幅率として定義されているため、基準地盤から「詳細法工学的基盤」($V_s=500\text{m/s}$)までの増幅率(=1.13)で「レシピ」(26)式で算出された増幅率を除した値を「詳細法工学的基盤」上の最大速度に乗じて求めている。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても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時刻歴波形を計算し、その結果から最大値を求めることが望ましいが、ここでは、面的に十分な地盤調査データが得られていないことから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ることとした。

(3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、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。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4\sim 7) \quad \text{————— (3)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0\sim 7$ の式と $I=4\sim 7$ の 2 つの式が提示されているが、 $I=0\sim 7$

の式は低震度データの性質が強く反映され、高震度データの性質があまり反映されていない怖れがある。ここでは、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と考え、I=4～7の式を選択した。

4.2 「簡便法」

(1) 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 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038Dep - 1.29 + d - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (4)$$

PGV : 最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

Dep : 震源深さ (km)

d : 地震のタイプ別係数 (プレート間地震: $d=-0.02$)

X : 断層最短距離 (km)

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 ($V_s=400\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

(2) 地表における最大速度の計算

約1km四方の領域ごとに、3章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」(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乗ずることによって、地表における最大速度を求めた。

(3) 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、4.1「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。

4.3 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章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」、及び最新の地震学の知見に基づいて設定された震源断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章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。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる (本報告では「詳細法工学的基盤」上の波形)。

- ・ 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。

「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。

5. 強震動予測結果とその検証

「簡便法」、「詳細法」による強震動予測結果、及び「詳細法」による強震動予測結果の検証結果を示す。

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」の評価範囲において約1 km四方の領域ごとに強震動計算を行った。この結果について下記の内容で示した。

評価項目	図番号
理論的手法（有限差分法）の結果	
「詳細法工学的基盤」上の速度振幅のスナップショット	図2 1
ハイブリッド合成法の結果	
「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル例	図2 2、2 3
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図2 4
地表の最大速度分布	図2 5
地表の震度分布	図6、8

(1) 理論的手法による「詳細法工学的基盤」上の速度振幅のスナップショット

図2 1は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」上の地震波（速度振幅、NS成分）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻（10秒～150秒を10秒ごと）で示したものである。計算結果には、ハイブリッド合成法で用いるものと同等のローパスフィルターを施している。ケース1（図2 1-1、2）については、破壊開始点と各アスペリティを結ぶ方向（北東側と南西側）に、ディレクティビティ効果⁹により強い地震波が伝播している。また、宮崎平野沿岸付近の地震基盤が深い領域では、振幅の大きい揺れが長時間継続している。ケース2（図2 1-3、4）については、ディレクティビティ効果により、特に南南東側に強い地震波が伝播している。ケース1で見られたような深い地盤構造による顕著な後続の揺れは認められない。

⁹ 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るらない。

(2) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって(ハイブリッド合成法)、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算される。ケース1について、**図22**に、大分地方気象台(大分県)・延岡測候所(宮崎県)・宮崎地方気象台(宮崎県)・宇和島測候所(愛媛県)・足摺分室(高知県)・宿毛市役所(高知県)のそれぞれに最も近い6評価地点、ケース2について、**図23**に、延岡市役所(宮崎県)・日向市役所(宮崎県)・西都市役所(宮崎県)・宮崎市役所(宮崎県)・日南市役所(宮崎県)・都城市役所(宮崎県)・国分市役所(鹿児島県)・鹿児島市役所(鹿児島県)のそれぞれに最も近い8評価地点のハイブリッド合成法によって計算された波形、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示す。

(a) ケース1 (図22)

延岡測候所、宮崎地方気象台では、2つのアスペリティに対応した2つの波群が認められる。一方、足摺分室、宇和島測候所、あるいは宿毛市役所では、両アスペリティからの距離が同程度で、南側の第1アスペリティに対しては、破壊進行方向と反対方向に位置しており、また、応力降下量も第2アスペリティに比べて小さいため、第1アスペリティによる2つ目の振幅の大きな波群は認められない。大分地方気象台や宮崎地方気象台では、同地域周辺の「深い地盤構造」の影響により、振幅は小さいものの、継続時間の長い後続波が認められる。また、いずれの地点においても、0.5秒付近と1~2秒付近に明瞭なピークが認められる。足摺分室では、北側の第2アスペリティの影響により、短周期成分を多く含んだ波形となっている。

(b) ケース2 (図23)

宮崎市役所や都城市役所では、2つのアスペリティに対応すると考えられる2つの波群が認められる。ケース1の宮崎地方気象台と比較すると、宮崎市役所は、震源断層に近くなることから短周期成分を多く含んだ波形となっている。日南市役所も同様の理由により、短周期成分が比較的多い。また、いずれの計算波形にも後続波が認められるが、その振幅は非常に小さい。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前(P波初動付近)は、有限差分法のみにより計算されており、接続周期に相当する周期2秒程度以上の長周期成分しか有していない。

(3) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布

各ケースの「詳細法工学的基盤」上の最大速度の分布を比較する(**図24**参照)。地震動の最大速度は、「詳細法工学的基盤」上で求められた2成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値として求めている。

(a) ケース1

図24(a)より、宮崎平野を中心に10~20cm/s程度、高知県の西端部で40~70cm/s程度が予測された。

(b) ケース 2

図 2 4 (b) より、宮崎平野を中心に概ね20～30cm/s程度が予測された。

(4) ハイブリッド合成法による地表の最大速度分布、及び震度分布

図 2 4 で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」上の最大速度に、「浅い地盤構造」による増幅率を乗じて、地表における最大速度を求めた結果を図 2 5 に示した。また、これらの最大速度より換算して求めた地表の震度分布を図 6、8 に示した。ここでは、図 6、8 を中心に説明する。

(a) ケース 1 (図 6)

高知県の沖ノ島周辺で震度 6 弱、震源断層に近い延岡市から宮崎市にかけての沿岸部と四国の南西端部で震度 5 強が予測された。評価領域の大部分を占める山間地は震度 5 弱～4 に留まっている。

(b) ケース 2 (図 8)

第 1 アスペリティに近い宮崎平野の沿岸部で震度 6 弱が予測された。また、ケース 1 に比べてアスペリティが九州に近いこともあり、宮崎平野を中心に震度 5 強がケース 1 よりも広く分布している。評価領域の大部分を占める山間地は震度 5 弱～4 に留まっている。

5.2 「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)を図 2 6 に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。両ケースとも、「簡便法」による震度分布と「詳細法」による震度分布は概ね対応している。しかし、「簡便法」では、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」に伴う増幅の効果、アスペリティの影響やディレクティビティ効果が反映されていないことより、ケース 1 における四国の南西端部 (図 6 参照) のように、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が、「詳細法」の震度よりも小さくなっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果の検証

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

- 震度
- 観測波形記録 (ケース 1)
- 経験的方法 (距離減衰式)

以下、それぞれの項目について述べる。

(1) 震度

計算された震度分布と1968年日向灘地震、1662年の日向灘の地震における震度分布との比較により、強震動予測結果を検証した。図 7、及び図 9 に、1968年日向灘地震、及び1662年の日向灘の地震の震度分布図を示す。

(a) ケース 1 (図 6、図 7)

震度 5、4 の地域と強震動予測結果とは概ね対応している。ただし、高知県の西端部については、強震動予測結果の方がやや大きめの震度となった。

(b) ケース 2 (図 8、図 9)

強震動予測結果の震度 6 弱～5 弱の領域は、推定震度分布図 (宇佐美, 1996) における震度 6、5 の領域と概ね対応している。

(2) 観測波形記録

1968年日向灘地震において 6 地点 (延岡測候所¹⁰、宮崎地方気象台¹⁰、足摺分室¹⁰、宇和島測候所¹⁰、大分地方気象台¹⁰、細島観測点¹¹) の地表で得られた観測波形と、「詳細法」(ハイブリッド合成法) による「詳細法工学的基盤」上の計算波形を比較した。ケース 1 では、「レシピ」に従った初期の震源断層モデル (以下、モデル 1 という) から、観測記録をなるべく説明できるように、微視的震源特性等の修正を行った震源断層モデル (以下、モデル 2 という) を強震動予測に用いている。そこで、ここでは、震源断層モデルの検証の観点から、モデル 1 による計算波形も合わせて示すこととした。図 2 7 は、モデル 1 とモデル 2 の相違点や、震度分布図の比較結果を示している。表 6 には、上記 6 地点の他、詳細法評価範囲に含まれる気象官署における 1968 年日向灘地震の震度と、同地点を含む領域における予測結果 (震度と計測震度) を示した。図 2 7、及び表 6 から、震源断層モデルを修正することによって、高知県の西端部で震度がやや大きめとなるが、計算範囲内の四国地方全体での対応関係が向上していることがわかる。

観測波形のうち、延岡、宮崎、足摺、宇和島、大分の各観測点については、変位波形を複写したものを計算波形と比較した。細島観測点については、数値データ (加速度記録)、及び同観測点の柱状図が公開されているので、「詳細法工学的基盤」上の計算波形から、一次元の等価線形解析法 (吉田・末富, 1996) により、地表での時刻歴波形を計算した。図 2 8 に、細島観測点の柱状図、及び「詳細法工学的基盤」から地表までの時刻歴応答計算用の一次元地下構造モデルを示す。一次元地下構造モデルの作成に当たっては、太田・後藤 (1978) の経験式に基づいて N 値から S 波速度を推定し、密度は、道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編 (1990) を参照した。また、等価線形解析を行うための、地盤の動的変形特性については、今津・福武 (1986a, b) を用いた。

(a) 延岡、宮崎、足摺、宇和島、大分の各観測点における観測波形 (変位波形) の比較結果

図 2 9 に、延岡、宮崎、足摺、宇和島、大分の各観測点における観測波形と震源断層モデルの修正前後 (モデル 1、2) の計算波形を示す。計算波形では、速度波形を積分し、計器特性に関する補正を施すことにより、「詳細法工学的基盤」上の変位波形を算定している。また、極性は、観測波形と対応させて表示している。延岡、宮崎、足摺、宇和島においては、観測波形とモデル 2 による計算波形は、振幅が小さい後続波の部分は再現できていないものの、主要動の部分については概ね調和的である。また、モデル 2 では、観測記録に見られる特徴的なパルス等の再現性

¹⁰ 気象官署の 1 倍強震計による観測記録 (気象庁提供)。

¹¹ 図 1 1 参照。港湾地域強震観測のデータ (SMAC-B2型強震計による加速度記録) を用いた ((独) 港湾空港技術研究所: 港湾地域強震観測システム、<http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>)。

が向上している。ただし、大分地方気象台については、あまり調和的な結果が得られなかった。大分地方気象台の観測波形には、他の観測点に比べて短周期成分が多く含まれることが認められるなど、他の観測波形と異なった特徴を有しており、今回用いた三次元地下構造モデルでは十分な精度の確保が難しい局所的な地下構造の影響等が含まれている可能性がある。

(b) 細島観測点における観測波形（加速度波形）の比較結果

図 28 に示した細島観測点の一次元地下構造モデルにより等価線形解析を行い、さらにSMAC-B2型強震計相当の波形となるように後藤ほか（1978）による補正を行った計算結果を、観測記録と比較した。また、観測波形については、計算結果に合わせるように方位修正を行っている。図 30 に、加速度波形と減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトルの比較結果を示す。細島観測点における観測記録は、初動、及び主要動の始まる部分が含まれていないが、記録開始部分付近で加速度値が大きくなっており、記録全体として、2つのピークが存在すると考えられる。モデル 2 と計算波形を比較すると、振幅レベルはやや小さめではあるが、モデル 1 で再現できていない2つのピークを有しており、包絡形状も調和的である。擬似速度応答スペクトルについては、いずれも 1 秒付近にスペクトルの高まりが見られるが、ピークの周期やスペクトル全体の形状は、モデル 2 の方が観測記録と調和的である。

本検討では、先に示した計測震度の他、補足的に、次式に示すスペクトル強度（S I 値）を比較した¹²。

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_v(T, h) dT \quad (h=0.2) \quad \text{————— (5)}$$

$S_v(T, h)$: 減衰定数 h における速度応答スペクトル

T : 周期

観測記録、及び修正前後の震源断層モデル（モデル 1、2）による計算波形から (5) 式を用いて計算した S I 値の、観測記録に対する比を表 7 に示す。なお、図 30 に示した観測波形では基線のずれが認められ、また、擬似速度応答スペクトルでも、周期 3 秒程度以上でノイズ等の影響が認められることから、この帯域については、地動が正確に記録されていない可能性があり、信頼性は低いと考えられる。また、計測震度については、気象庁(1996)に拠り時刻歴波形から直接求めたが、計算波形では上下成分が計算されていないため、条件を揃えるために、上下成分はともに 0 とした。表 7 から、モデル 2 の S I 値の方が、モデル 1 に比べて、観測記録に近いことがわかる。

以上より、今回の検討においては、波形形状やスペクトル形状は、モデル 2 による結果の方が観測記録との対応が良く、修正後の震源断層モデルの方が、相対的に説明性は高いといえる。

¹² Housner (1952, 1965) の定義式では、擬似速度応答スペクトルにより算定するが、ここでは、速度応答スペクトルを用いた。

(3) 経験的方法（距離減衰式）

「詳細法」による「詳細法工学的基盤」上の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較結果を図3-1に示す。両ケースとも距離減衰式と良く対応している。

6. 問題点と今後の課題

以上の検討から明らかになった問題点、及び今後の課題について述べる。

6.1 問題点

(a) 三次元地下構造モデルの精度の向上

今回初めて、三次元地下構造モデルの精度向上を目的として、評価領域、及びその周辺で発生した中小地震の観測記録を説明できるよう、三次元地下構造モデルの修正を行った。その結果、計算波形等が改善された。しかし、計算波形と観測波形との比較においては、調和的でなかった地点もあるなど、まだ、三次元地下構造モデルの精度に地域差があるものと考えられる。これは、現時点で収集できる物理探査結果や検層結果等の情報量に限界があること、モデルの修正に用いた地震観測記録についても、三次元地下構造モデルの修正に有効な長周期成分が少ないことや、H/Vスペクトル比で明瞭な特徴が見られない地点があること等、データの量、質の両方に課題があるためと考えられる。

(b) 予測結果の検証

予測結果の検証にあたっては、気象官署、及び港湾地域強震観測システムの細島観測点の観測記録と予測結果との比較を行った。気象庁の観測記録については、記象紙から数値データへの変換処理を行っていないので、時刻歴波形について目視による定性的評価を行った。また、港湾地域強震観測システムの細島観測点については、数値データが得られているので、時刻歴波形の定性的評価に加えて、今回、定量的評価として、計測震度の他に、両波形のスペクトル強度を初めて比較した。ただし、同観測記録には、初動部分、及び主要動の始めの部分が含まれていない等の問題点があった。また、今回評価対象とした1968年日向灘地震の場合には、当時の観測網が余り密ではないこともあって得られている観測記録が少ないことや、紙記録であることから、定量的評価による予測結果の総合的な検証は難しい。

6.2 今後の課題

これまで海溝型地震の強震動評価においては、過去の地震の震源特性を参考に震源断層モデルを設定してきた。本検討では、過去に日向灘で発生した地震として、1968年と1662年の事例に基づく2つのケースを想定し、強震動評価を行った。しかし、長期評価によれば、次の日向灘で発生するプレート間地震は、震源断層（震源域）が特定されていない。このような地震によって強い揺れに見舞われる可能性を的確に把握するためには、これまでの手法に加えて、震源断層位置のばらつき等の不確定性を考慮した強震動予測手法の検討が必要である。

「深い地盤構造」については、今後、さらにデータを蓄積し、これらを適切に用いて三次元地

下構造モデルを作成・修正することにより、領域全体である程度均質な精度を確保していくことが重要である。また、直接的なデータが十分に収集できない場合でも、自然地震観測波形等を利用した三次元地下構造モデルの作成・修正方法に関する研究が進展すれば、精度の向上が図れる可能性もある。

海溝型地震の強震動予測では初めての試みとして、ハイブリッド合成法を採用した。その結果、幾つかの観測点では、計算波形と観測波形との比較において、調和的な結果が得られた。このことから、三次元地下構造モデルの精度が確保されており、震源断層モデルが適切に設定できれば、海溝型地震に対してもハイブリッド合成法が適用可能であると考えられる。今後、さらに多くの海溝型地震に対して、ハイブリッド合成法の適用について評価・検証し、「レシピ」の改良を行う必要がある。

予測結果の検証として、定量的な評価を行うことは、客観性の観点から非常に重要である。本検討では、定量的な検討は十分には行えなかったが、記象紙の数値データ化を進め、定量的評価が可能なデータを増やすことにより、検証結果に対する信頼性の向上が期待できる。また、現在は、地震観測網が飛躍的に拡充されており、今後発生する地震については、広域かつ多角的な検証が可能となると考えられる。今後は、評価指標を含めた客観的な比較手法の検討が必要である。

平成7年（1995年）兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、強震動予測手法や震源断層パラメータの検証に適した観測記録が得られてきていることから、より高精度な検証ならびに三次元地下構造モデルの精度向上を進めることができる環境が整いつつあると言える。さらに、海域の地下構造の解明も進められている。このような観測記録や調査結果を用いることにより、地下構造モデルの精度向上とそれに伴う強震動予測精度の向上が期待される。

参考文献（アルファベット順）

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (MJMA7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 独立行政法人港湾空港技術研究所: 港湾地域強震観測システム, <http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003) : 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, 第3巻, 第3号, 13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 後藤尚男・亀田弘行・杉戸真太・今西直人 (1978) : デジタルフィルタによるSMAC-B2加速度計記録の補正について, *土木学会論文報告集*, 277, 57-69.
- 羽鳥徳太郎 (1985) : 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査—1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波—, *地震研究所彙報*, Vol. 60, 439-459.
- Housner, G. W. (1952): Spectrum Intensities of Strong-Motion Earthquakes, *Proc. the Symposium of Earthquake and Blast Effects on Structures*, EERI, Los Angeles, California, 21-36.
- Housner, G. W. (1965): Intensity of Earthquake Ground Shaking near the Causative Fault, *Proc. of 3rd. WCEE*, 94-115.
- 今津雅紀・福武毅芳 (1986a) : 砂礫材料の動的変形特性, 第21回土質工学研究発表会, 509-512.
- 今津雅紀・福武毅芳 (1986b) : 動的変形特性のデータ処理に関する一考察, 第21回土質工学研究発表会, 533-536.
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville (2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2001) : 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について (中間報告).
- 地震調査委員会 (2003) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会 (2004) : 日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価.
- 地震調査委員会 (2005) : 「全国を概観した地震動予測地図」 報告書.

- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1998): 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震2, 51, 123-138.
- 川瀬博・松尾秀典(2004): K-NET, Kik-net v JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52.
- 菊地正幸・山中佳子(1997): 97年3月26日 鹿児島県薩摩地方の地震 (Mj6.2), EIC地震学ノートNo.18, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/.
- 気象庁 (1996): 気象庁告示(第4号).
- 国土地理院(1987): 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p.74.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.
- 中村洋光・宮武隆(2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, 53, 1-9.
- (社) 日本道路協会(1990): 道路橋示方書・同解説V耐震設計編.
- 太田裕・後藤典俊(1978): 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探鉱, 第31巻, 第1号, 8-17.
- Pitarka, A. (1999): 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, pp.54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 佐藤智美・小林義尚・八代和彦(2000): 強震動の高周波フーリエスペクトル特性-f_{max}と応力降下量一, 日本建築学会構造系論文集, 527, 79-87.
- 佐藤智美・巽誉樹(2002): 全国の強震動記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 556, 15-24.
- (独) 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2004): 日本重力CD-ROM第2版.
- 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, 523, 63-70.
- 宇佐美龍夫(1996): 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版], 東京大学出版会.
- 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子(1998): 1968年4月1日, 日向灘地震 (M_{JMA}7.5) の震源

過程とその後の地震活動との比較, 地震第2輯, 51, 139-148.

Yagi, Y. and M. Kikuchi (2003) : Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, Geophysical Research Letters, Vol.30, No.2, 1087, doi:10.1029/2002GL015664, 59-1-4.

吉田望・末富岩雄(1996) : DYNEQ : 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム, 佐藤工業(株)技術研究所報, 61-70.

Zhao, D. and A. Hasegawa (1993) P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, J. Geophys. Res., 98, 4333-4353.

表2 地震基盤以深の「大構造」に対する地下構造モデルの諸元

名称	S波速度 (km/s)	P波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
上部地殻	3.1	5.5	2.6	110
下部地殻	4.0	6.8	3.0	150
上部マントル	4.3	7.8	3.4	600

表3-1 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデル作成に用いた文献一覧

著者名	発表年	文献名	出展	位置番号 (図16 参照)
市川 岳	1997	海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究	北海道大学修士論文, 56p.	1
T. Iwasaki, N. Hirata, T. Kanazawa, J. Mells, K. Suyehiro, T. Urabe, L. Moller, J. Makris and H. Shimamura	1990	Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding	Geophys. J. Int., 102, pp.631-651.	2
Kakuta, T.	1982	Upper crustal structure in south Kyushu	J. Phys. Earth, Vol. 30, pp.113-129.	3
西 潔	1997	構造探査データを用いた霧島火山体浅部の3D速度構造	火山, Vol. 42, pp.165-170.	4
宮町宏樹・後藤和彦	1999	島弧としての九州の構造探査	月刊地球号外, No. 27, pp.222-226.	5
山崎義典・鈴木貞臣・三浪俊夫・石原和彦・山本 明・堀修一郎・長谷川 昭	1995	別府-九重地溝の地殻構造	日本地震学会予稿集, No. 2, B19.	6
Kusumoto .S, Fukuda .Y, Takemoto .S and Yusa .Y	1996	Three-dimensional Subsurface Structure in the Eastern Part of the Beppu-Shimabara Graben Kyushu, Japan, as Revealed by Gravimetric Data	J. Geod. Soc. Japan, 42, 3, pp.167-181.	7
大野一郎・河野芳輝・藤本博巳・小泉金一郎	1994	瀬戸内海西部の重力異常と負異常帯の地下構造	地震, 第2輯, 47, pp.395-401.	8
由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽	1992	反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造	地震, 第2輯, 45, pp.199-212.	9
早坂祥三	1984	鹿児島地溝	アーバンクボタ, No. 22, pp.19-22.	10
星住英夫・宇都浩三	2000	雲仙火山の形成史	月刊地球, Vol. 22, No. 4, pp.237-245.	11
木野義人・太田良平	1977	都城地域の地質	地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 45p.	12
木野義人・影山邦夫・奥村公男・遠藤秀典・福田 理・横山勝三	1984	宮崎地域の地質	地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100p.	13
松本徹夫	1984	九州の火山と陥没構造	アーバンクボタ, No. 22, pp.23-35.	14
岡村行信	1998	豊後水道南方海底地質図	海洋地質図, no. 49, 地質調査所.	15
新エネルギー総合開発機構	1987	全国地熱資源総合調査(第2次)地熱調査成果報告会資料(国分地域)		16
新エネルギー総合開発機構	1991	地熱開発促進調査報告書No. 25 菱刈地域.		17

表3-2 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデル作成に参照したその他の文献一覧

著者名	発表年	文献名	出展
相田 勇	1974	地震の断層モデルによる津波の数値実験	地震, 第2輯, Vol. 27, pp. 141-154.
安藤 誠・森谷武男・岩崎貴哉・武田哲也・朴 成美・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規・宮町宏樹・田代勝也・松島 健・鈴木貞臣	2000	九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造	地震研究所彙報, Vol. 77, pp. 277-285.
安藤 誠・森谷武男・宮町宏樹・田代勝也・鈴木貞臣・松島 健・岩崎貴哉・吉井敏尅・武田哲也・朴成美・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規	1998	屈折法人工地震探査による九州東部の地殻構造Ⅱ	日本地震学会講演予稿集, P162.
爆破地震動研究グループ	1999a	九州東部域における爆破地震動の観測Ⅰ(庄内-串間測線)	地震研究所彙報, Vol. 74, pp. 123-140.
爆破地震動研究グループ	1999b	九州東部域における爆破地震動の観測Ⅱ(安心院-田野測線)	地震研究所彙報, Vol. 74, pp. 141-160.
遠藤秀典・鈴木祐一郎	1986	妻及び高鍋地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 105p.
藤岡換太郎・小林和男・富士原敏也・北里 洋・岩淵 洋・田村千織・大森琴絵・加藤和浩・有吉正幸・小寺 透	1996	フィリピン海プレート南端部のテクトニクス	JAMSTEC深海研究, 12.
後藤和彦・本田貴子・八木原 寛・角田寿喜・清水洋	2001	南九州における稍深発地震面の形状と発震機構	月刊地球, Vol. 23, No. 10, pp. 664-668.
星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎	1988	別府地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 131p.
市川 岳・白銀哲雄・仲西理子・塩原 肇・島村英紀・日野亮太・山田知郎・杉岡裕子・金沢敏彦	1996	海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究	日本地震学会講演予稿集, No. 2, B70.
市川 岳・白銀哲雄・仲西理子・塩原 肇・島村英紀・日野亮太・山田知郎・杉岡裕子・金澤敏彦	1997	海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究	地球惑星科学関連学会合同大会, E11-11.
今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司	1979	神門地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 44p.
今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司	1982	諸塚山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 71p.
鎌山恒臣・歌田久司・上嶋 誠・増谷文雄・神田 径・田中良和・増田秀晴・村上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武 毅・茂木 透・網田和宏・大志万直人・三品正明	1996	霧島火山群中南部の比抵抗構造	火山, 41, 5, pp. 215-225.
海上保安庁水路部	1975	日向灘の海底地形, 地質構造, 地磁気全磁力	地震予知連絡会会報, Vol. 14, pp. 131-136.
海上保安庁水路部	1995	伊予・日向灘の海底地形と地質構造	地震予知連絡会会報, Vol. 53, pp. 669-673.
海上保安庁水路部	1988	沿岸の海の基本図(海底地質構造図)「鹿児島湾北部」	
海上保安庁水路部	1989	沿岸の海の基本図(海底地質構造図)「鹿児島湾南部」	
鎌田浩毅	1997	宮原地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 127p.
角田寿喜・後藤和彦	2002	九州-南西諸島北部域の地震活動とテクトニクス	地震, 第2輯, Vol. 55, pp. 317-336.
唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆	1992	日本の地質9 九州地方	共立出版株式会社, 371p.
菊池秀夫	1963a	三池炭田の層序と堆積環境に関する研究	鉾山地質, Vol. 13, pp. 8-19.
菊池秀夫	1963b	三井炭田の造構造運動に関する研究	鉾山地質, Vol. 13, pp. 20-29.
木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・坂巻幸雄	1991	尾鈴山地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 137p.
木野義人・太田良平	1976	野尻地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)	地質調査所, 45p.
国土庁土地局国土調査課	1971	1:200,000 土地分類図(鹿児島県)	
松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光	2003	震源分布からみた伊予灘周辺フィリピン海プレートの形状および地震特性	地震, 第2輯, Vol. 56, pp. 267-279.

表3-3 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデル作成に参照したその他の文献一覧（つづき）

著者名	発表年	文献名	出展
宮町宏樹・鈴木貞臣・吉井敏尅・岩崎貴哉・酒井慎一・朴成美・武田哲也・飯高隆・久保篤規・森谷武男	1996	人工地震探査による九州東部の地殻構造（庄内―串間測線）	日本地震学会講演予稿集, B72.
宮町宏樹・玉井百枝・上野寛・平松秀行・関谷博・金子和弘・角田寿喜・後藤和彦・鍵山恒臣・三ヶ田均・増谷文雄	1997	爆破地震動観測による九州南部の上部地殻構造（田野―出水測線）	地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 131-P38s.
村上寛史・久保寺章・伊藤潔・檜橋秀衛・三浪俊夫	1981	タイムターム法による九重火山域の上部地殻構造の解析	日本地震学会講演予稿集, No. 2, A33.
中田節也・星住英夫・清水洋	2000	科学掘削によって期待される成果	月刊地球, Vol. 22, No. 4, pp. 278-284.
日本地熱資源開発促進センター	1976	昭和50年度 地熱開発精密調査報告書 No/11 霧島	
西山賢一・横田修一郎・岩松暉	1995	鹿児島県出水平野の地質構造	鹿児島大学理学部紀要（地質・生物学）, 28, pp. 79-99.
岡村行信	1988	海山の沈み込みとフィリピン海プレートのかつての沈み込み方向	月刊地球, Vol. 10, No. 10, pp. 603-607.
奥田義久	1977	西南日本外帯沖広域海底地質図	海洋地質図, no. 8, 地質調査所.
奥村公男・寺岡易司・杉山雄一	1985	蒲江地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所, 58p.
大見士朗・清水洋	1992	雲仙火山とその周辺地域の地震波速度構造	火山, 37, 3, pp. 133-145.
斎藤真・佐藤喜男・横山勝三	1994	末吉地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所, 111p.
酒井治孝	2002	約100万年前に始まった琉球弧と西南日本弧の地殻変動	月刊地球, Vol. 24, No. 11, pp. 813-819.
石油開発公団	1973	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「天草」調査報告書.	
清水洋・松本聡・植平賢司・松尾綱道・大西正純	2002	雲仙火山における火道探査実験	月刊地球, Vol. 24, No. 12, pp. 878-882.
新エネルギー総合開発機構	1983	地熱開発促進調査報告書No. 3 栗野・手洗地域（要約）.	
新エネルギー総合開発機構.	1985	昭和59年度 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐59有3号調査報告書	
新エネルギー総合開発機構	1986	昭和60年度 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐60有4号調査報告書.	
新エネルギー総合開発機構	1987a	昭和61年度 石炭資源開発基礎調査 有明海地域海上試錐61有5号調査報告書.	
新エネルギー総合開発機構	1987b	昭和61年度 石炭資源開発基礎調査 有明海地域物理探査再解析報告書.	
新エネルギー総合開発機構	1987c	地熱開発促進調査報告書No. 18 久住地域（第一年次中間報告書）.	
新エネルギー総合開発機構	1987d	大規模深部地熱発電所環境保全実証調査総合評価報告書（豊肥地域）.	
新エネルギー・産業技術総合開発機構	1989	昭和63年度全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査 阿蘇地域 火山岩分布・年代調査報告書要旨.	
汐見勝彦・小原一成・佐藤春夫	2003	中国・四国地方下のフィリピン海プレート形状と地震活動	月刊地球, Vol. 25, pp. 578-582.
Shiono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa	1980	Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to inter-mediate-depth earthquakes	J. Phys. Earth, Vol. 28, pp. 17-43.
鈴木貞臣・山崎義典・石原和彦・山本明・堀修一郎・三浪俊夫	1996	爆破地震動による豊肥地溝の地殻構造	月刊地球号外, No. 17, pp. 123-128.
田代勝也・鈴木貞臣・松島健・宮町宏樹・岩崎貴哉・吉井敏尅・武田哲也・朴成美・酒井慎一・飯高隆・久保篤規・森谷武男・安藤誠	1999	人工地震探査による九州東部の上部地殻構造	九大理研報（地球惑星）, Vol. 20, pp. 111-123.
寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井彰・小野晃司	1992	犬飼地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所, 129p.
寺岡易司・奥村公男・村田明広・星住英夫	1990	佐伯地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）	地質調査所, 78p.

表3-4 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデル作成に参照したその他の文献一覧（つづき）

著者名	発表年	文献名	出展
戸松稔貴・熊谷博之・國友孝洋・山岡耕俊・渡辺了	1997	人工地震探査による霧島火山群の速度構造—波面法を用いた南北測線の初動走時データの解析—	火山, Vol. 42, pp. 159-163.
筒井智樹・須藤靖明・増田秀晴・追 幹雄・山田年広・外 輝明・吉川 慎・川崎慎治・岡本 茂・賀来宏之・松島 健・岡田 弘・森 濟・前川徳光・宮腰 研・三ヶ田 均・井川 猛・黒田 徹・香川敬生	1993	阿蘇カルデラ南郷谷における地震探査	物理探査学会第89回学術講演論文集, pp. 129-131.
筒井智樹・須藤靖明・吉川 慎・井川 猛・黒田 徹	1997	阿蘇カルデラ南郷谷における反射法地震探査	火山, Vol. 42, pp. 257-268.
筒井智樹ほか	1996	人工地震探査による霧島火山群の地震波速度構造—はぎとり法による解析—	火山, Vol. 41, pp. 227-241.
通商産業省福岡通商産業局・工業技術院地質調査所	1966	八代地区地下構造調査報告書.	
植平賢司・清水 洋・松尾綱道・後藤和彦	2001	四国・中国西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構	月刊地球, Vol. 23, No. 10, pp. 669-673.
雲仙火山人工地震グループ	1996	雲仙火山地域の浅部地殻構造	地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集.
宇都浩三・中田節也	2000	雲仙火山および島原半島火山岩類のマグマ発達史	月刊地球, Vol. 22, No. 4, pp. 246-251.
渡部史郎・横倉隆伸・加野直巳・山口和雄	1986	阿蘇カルデラの反射法探査	物理探査学会1986年春季大会講演予稿集, 55-56.
八木勇治・菊池正治・吉田真吾・山中佳子	1998	1968年4月1日、日向灘地震 (MJMA7.5) の震源過程とその後の地震活動との比較	地震, 第2輯, Vol. 51, pp. 139-148.
吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博	1997	大分地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	地質調査所, 65p.
吉村智昭・前田寿朗	2000	重力異常を用いた3次元地盤モデルの構築と地震波伝播シミュレーション	日本建築学会構造系論文集, 533, pp. 75-82.
吉村雄三郎・柳本 裕・中込 理	1985	鹿児島県伏目地区の地熱構造について	地熱, 22, pp. 167-194.

表4 「深い地盤構造」に対する地下構造モデルの諸元

名称	S波速度 (km/s)	P波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第1層	0.5	1.6	1.7
第2層	0.6	2.0	1.9
第3層	1.5	3.5	2.3
第4層	2.1	4.0	2.4
第5層	2.8	5.0	2.5
第6層	3.1	5.5	2.6

表5 風化帯の設定

名称	P波速度 (km/s)	層上面深さ (m)
第2層	2.0	20
第3層	3.5	55
第4層	4.0	67
第5層	5.0	90
第6層	5.5	100

表6 震度の観測記録と予測結果での比較

観測地点	観測記録	モデル1	モデル2
阿蘇測候所	4	4 (4.1)	4 (4.3)
大分地方气象台	4	4 (4.0)	4 (4.2)
延岡測候所	5	5弱(4.9)	5弱(4.9)
宮崎地方气象台	4	5弱(4.7)	5弱(4.7)
都城測候所	4	5弱(4.6)	4 (4.3)
油津測候所	4	5弱(4.5)	4 (4.2)
宇和島測候所	4	4 (4.1)	5弱(4.5)
宿毛測候所	5	5弱(4.5)	5強(5.4)
足摺分室	4	5弱(4.5)	6弱(5.5)
細島観測点	5強(5.3)	5弱(4.9)	5強(5.0)

*括弧内は計測震度を示す。ただし、計測震度は、細島観測点では気象庁告示(第4号)(1996)に従い、他は「レンピ」に従って「詳細法工学的基盤」上の最大速度から経験式により算定した。

表7 細島観測点における観測記録に対する予測結果のスペクトル強度(SI)の比

		モデル1	モデル2
スペクトル強度 の比	NS成分	0.50	0.70
	EW成分	0.60	0.66