## 日向灘の地震を想定した強震動評価について

平成 17 年 9 月 26 日

地震調查研究推進本部

地震調查委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について-地震に関する観測、 測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策-」(平成11年)にお いて、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の 主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つ として挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、強震動評価部会を設け、同部会を中心に「全国 を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動の予測手法として 「詳細法」<sup>1</sup>について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行ってきた。 その成果は「全国を概観した地震動予測地図」報告書<sup>2</sup>において「震源断層を特定し た地震動予測地図」として公表したところである。本委員会としては、引き続き強 震動予測手法の高度化に向けた検討を行うこととして、今回、これまでの手法を基 に日向灘の地震を想定した強震動評価を取りまとめたので報告する。

今回行った「詳細法」における工学的基盤までの強震動評価は、現在までに得ら れている知見を総合し、最適な手法を用いて行ったものであるが、浅層地盤の影響 評価については利用できる地盤情報データが限られていることから簡便な手法を用 いた。また、地震動の計算に用いる地下構造モデルや微視的震源パラメータの精度 良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでい る。したがって、個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意す るとともに、詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動 予測手法(説明文 4.1 参照)。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 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(平成17年3月23日公表).

## 日向灘の地震を想定した強震動評価

日向灘の地震に関して地震調査委員会は、「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)<sup>3</sup>を公表し、 この中で日向灘の地震の想定震源域の位置や発生確率などを示した。今回、この 「長期評価」を踏まえて、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシ ピ」)」に基づいて日向灘で発生する地震の強震動評価を実施した。

## 1 想定する震源断層

日向灘で発生する地震は、フィリピン海プレートが陸側のプレートの下に沈み込 むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生するプレート間地震である。

「長期評価」によると、想定地震の震源域の範囲(図1青線の扇形領域)で発生 すると考えられる地震の最大規模はマグニチュード(M)7.6 前後で、今後30年間 の発生の可能性は10%程度である。

本報告では、「長期評価」を参照し、震源断層として、最新の活動である 1968 年 日向灘地震(M7.5、以下、ケース1という)と、1662 年の日向灘の地震(M7.6、以 下、ケース2という)の2つのケースを想定した(図1赤線の矩形領域)。震源断 層パラメータの設定にあたっては、ケース1では、「長期評価」の他、八木ほか (1998)<sup>4</sup>、Yagi and Kikuchi (2003)<sup>5</sup>を参照した。また、アスペリティ<sup>6</sup>に関するパ ラメータについては、震度分布と計算波形が観測記録と調和的となるように修正し た。ケース2では、観測波形が無く、震源におけるすべり破壊過程の解析ができな いため、「長期評価」の他に、津波の波源域の情報と重力異常分布図を参考に震源 断層の位置を決定し、その他のパラメータは、「レシピ」に従って設定した。

設定した震源断層モデルを図2に、震源断層パラメータを表1に示す。

## 2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源から上部マントルを含む地下を伝わり次第に減衰して いく。しかし、地震基盤<sup>7</sup>から工学的基盤<sup>8</sup>までの地下構造(以下、「深い地盤構造」

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 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(平成16年2月27 日公表).

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> 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<sub>JM</sub>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.

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 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.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域(すべり量や応力降下量が大きい領域)。

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>S波速度Vs=3km/s程度の堅固な岩盤。今回の評価範囲ではVs=3.1km/s(Vp=5.5km/s)層の上面 に相当する。陸域では地下数kmの深さに、海域では地下数km~数十kmの深さに存在する。

という)の影響、及び工学的基盤から地表までの地下構造(以下、「浅い地盤構造」という)のごく地域的な影響により増幅される。このため、想定する震源断層を含む強震動評価範囲の地下構造モデルを既存の地下構造探査データ等により作成した(図3、図4参照)。

上部マントルから地震基盤までの地下構造モデルについては、 Zhao and Hasegawa (1993)<sup>9</sup>を参照した。

「深い地盤構造」については、より強震動評価に適した地下構造モデルとするため、既往の地下構造探査結果等を参考に地下構造モデルを作成した後、最近観測された地震記録を用いてモデルの修正を行った。その修正により、観測記録を参照した幾つかの評価地点では、計算波形が改善された(図19、説明文参照)。「深い地盤構造」の修正後の三次元地下構造モデルを、修正前と比較して図4に示す。モデルの修正により、形状がやや複雑になっていることが分かる。また、宮崎平野周辺では、各層の上面の深さがやや浅くなっている(図4、図20参照)。強震動評価範囲の「深い地盤構造」の特徴として、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(Vp=5.5km/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。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。工学的基盤(Vp=1.6km/s 層)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)。

「浅い地盤構造」については、実際の地盤構造の複雑さに比べて地盤調査データ が少ない上、そのデータが都市部に集中するなど偏在しているため、面的に詳細な モデル化が難しいことから、速度構造モデルを作成せず、工学的基盤から地表まで の最大速度の増幅率を地形分類データに基づいて評価した。図5に、「浅い地盤構 造」における最大速度の増幅率の分布図を示す。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。

## 3 強震動予測計算

本報告では、震源域付近の海域から陸域までの三次元地下構造モデルがある程度 の精度で構築されていることから、「詳細法」として、統計的グリーン関数法<sup>10</sup>と理 論的手法(三次元有限差分法)によるハイブリッド合成法<sup>11</sup>を適用することとした。

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するときに地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、 そのS波速度は、構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s~700m/s程度 である。今回の評価範囲では、Vs=500m/s層の上面に相当する。

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> 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.

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> 経験的に得られた平均的な特性を有する要素波を想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。半経験的な方法のひとつ。「レシピ」参照。

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> 長周期成分を理論的手法、短周期成分を統計的グリーン関数法によりそれぞれ計算し、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し広帯域地震動を評価する 方法。今回の接続周期は2秒とした。説明文,及び「レシピ」参照。

ハイブリッド合成法を用いた海溝型地震の強震動予測は、2003 年(平成 15 年)+勝沖地震の検証<sup>12</sup>を除けば、地震調査委員会としては今回が初めての試みである。強 震動評価は、評価範囲を約1km四方の領域に分割して行った。

## 4 予想される強震動

図6、図8に詳細法による強震動予測結果を示す。ケース1(図6)では、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。ケース2(図8)では、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。なお、両ケースとも、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。

強震動予測結果の検証として、ケース1については、震度分布、時刻歴波形、及 び距離減衰式の比較、ケース2については、震度分布と距離減衰式の比較を行った。 ケース1について、図7に1968年日向灘地震の震度分布図を示す。これを図6と比 較すると、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 知県の西端部では、強震動予測結果の方がやや大きめの震度となった。また、宮崎 や延岡等で得られた地表の観測波形と計算波形とを比較した(説明文参照)。その結 果、今回作成した三次元地下構造モデルが、地域によっては情報量の不足等により、 十分な精度を確保できていないこともあり、観測波形を十分に再現できなかった観 測点もあったが、総合的には両者は概ね調和的であった。ケース2について、図9 に 1662年の日向灘の地震の推定震度分布図<sup>13</sup>を示す。これを図8と比較すると、強 震動予測結果の震度6弱~5弱の領域は、推定震度分布図における震度6、5の領 域と概ね対応している。

距離減衰式との比較では、両ケースとも概ね対応した結果が得られた(図31、 説明文参照)。

## 5 今後に向けて

日向灘の地震を想定した強震動評価を通して得られた今後の課題として、次の点が挙げられる。

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

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> 地震調査委員会強震動評価部会(2004): 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(平成16年12月20日公表).

<sup>13</sup> 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.

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、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に三次元地下構造モデルを修正することを、今回初めて実 施した。その結果、計算波形などに改善が認められた。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があるなど、まだデータが不足して いる地域もあり、必ずしも全領域で十分な精度が確保された地下構造モデルにはな っていない。したがって、今後、さらにデータを蓄積し、それらを適切に用いて三 次元地下構造モデルを修正することが重要である。

また、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。

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有効な観測記録が多数得られてきている 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。

<b></b> 霍 酒 쎀 性		ケース1(1968年日向灘地震)		ケース2(1662年の日向灘の地震)		
		<b>展</b> 协门工	設定値	備考	設定値	備考
		緯度(゜)	32.38	<u> </u>	32.05	
		経度(°)	132.80		132.17	
		走向 o(°)	$204 \sim 241$		$188 \sim 205$	
		(倾斜δ(° )	9~17	フィリピン海プレート	$13 \sim 33$	フィリピン海プレート
		長さL(km)	64	上面に沿った面	75	上面に沿った面
		幅W(km)	48	(矩形ではない)	50	(矩形ではない)
F	Ξ.	上端深さd(km)	17		20	
1	見	断層面積S(km <sup>2</sup> )	3082	—	4079	_
É	的	静的応力降下量	3 4	八木ほか(1998)	3 4	八木ほか(1998)
9	喪	$\Delta \sigma$ (MPa)	0. 1		0.1	
2 4 1	原 時 生	地震モーメントMo(Nm)	2.40E+20	Mo=16/ $(7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta \sigma \cdot$ S <sup>3/2</sup> (S= $\pi R^2$ ) 「レシピ」(24)式	3.64E+20	Mo=16 $\checkmark$ (7・ $\pi^{3/2}$ ) ・ $\Delta \sigma$ ・ S <sup>3/2</sup> (S= $\pi R^2$ ) 「レシビ」(24)武
		モーメントマグニ チュードMw	7.5	logMo=1.5Mw+9.1	7.6	logMo=1.5Mw+9.1
		S波速度Vs(km/s)	3 75	八木ほか(1998)	3 75	八木ほか(1998)
		亚均密度。(g/am <sup>3</sup> )	3	八本ほか(1998)	3	八大行か(1998)
			4 2E+10	$V = V^{-2}$	4 2E±10	$V = V^{-2}$
		<u>−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−−</u>	1 95	$\mu = \rho VS$ $M_0 = \dots DS \qquad [L(S/B^0) + (5) = 1^*$	4.2L+10	$\frac{\mu - \rho vs}{M_{e^-} + \rho vs} = \left[ \frac{1}{1} \frac{1}{3} \frac{1}{1} \frac{1}{1} \frac{1}{3} \frac{1}{1} 1$
	-	平均9~り里U(II) 野屋会体の毎月期しぐ	1.00	$MO = \mu DS + \nu \nu L \int (S) L$	2.12	$MO - \mu DS + \nu \nu L (3) L$
	全アスペリティ	同層主体の短向期レベ ルA(Nm/s <sup>2</sup> )	-	-	3.78E+19	A=2.46×10 <sup>-1</sup> ×Mo <sup>-1</sup> (ただし、cgs単位系)
		全アスヘリティの面積 $S_a(km^2)$	803	観測波形が合うように修正	1344	$S_a = \pi r^2$ , $r = 7\pi/4 \cdot Mo/(A \cdot R) \cdot \beta^2$
		全アスペリティの平均 すべり量D <sub>a</sub> (m)	3.69	D <sub>a</sub> =D×2 「レシピ」(10)式	4. 23	D <sub>a</sub> =D×2 「レシピ」 (10)式
		全アスペリティの地震 モーメントMo <sub>a</sub> (Nm)	1.25E+20	Mo <sub>a</sub> =µD <sub>a</sub> S <sub>a</sub> 「レシピ」(11)式	2. 40E+20	Mo <sub>a</sub> =µD <sub>a</sub> S <sub>a</sub> 「レシビ」(11)式
		アスペリティの静的応 力降下量⊿σ <sub>a</sub> (MPa)	_	_	10.4	⊿σ <sub>a</sub> =(7/16)×Mo/(r <sup>2</sup> ×R) 「レシピ」(15-2)式
		アスペリティの個数 (個)	2	-	2	_
	第1アスペリティ	アスペリティの面積 S <sub>a1</sub> (km <sup>2</sup> )	390	S <sub>a1</sub> :S <sub>a2</sub> ≒1:1	913	S <sub>a1</sub> :S <sub>a2</sub> ≒2:1
緲		アスペリティの平均す べり量D <sub>a1</sub> (m)	3.64	D <sub>ai</sub> =(γ <sub>1</sub> /Σγ <sup>3</sup> <sub>i</sub> )D <sub>a</sub> 「レシピ」(14)式	4.68	D <sub>a1</sub> =(γ <sub>1</sub> /Σγ <sub>i</sub> <sup>3</sup> )D <sub>a</sub> 「レシピ」(14)式
視的		アスペリティの実効応 力σ <sub>a1</sub> (MPa)	13. 1	観測波形が合うように修正 (S/Sa×⊿σとして算定)	10.4	$\sigma_{a1} = \Delta \sigma_{a}$
震源		アスペリティの地震 モーメントMo <sub>a1</sub> (Nm)	5.98E+19	Mo <sub>a1</sub> =µD <sub>a1</sub> S <sub>a1</sub> 「レシビ」(11)式	1.80E+20	Mo <sub>a1</sub> =μD <sub>a1</sub> S <sub>a1</sub> 「レシピ」(11)式
特性	第2アスペリティ	アスペリティの面積 S <sub>a2</sub> (km <sup>2</sup> )	413	$S_{a1}:S_{a2}=1:1$	431	$S_{a1}:S_{a2}=2:1$
		アスペリティの平均す べり量D <sub>a2</sub> (m)	3.74	$\begin{array}{c} \mathbb{D}_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^{3}) \mathbb{D}_a \\ \Gamma レ シ \mathbb{C}^{\circ} \downarrow (14) 式 \end{array}$	3. 22	D <sub>a2</sub> =( γ <sub>2</sub> / Σ γ <sub>i</sub> <sup>3</sup> ) D <sub>a</sub> 「レシピ」 (14) 式
		アスペリティの実効応 力σ <sub>a2</sub> (MPa)	26.2	観測波形が合うように修正 (σ <sub>a2</sub> =2×σ <sub>a1</sub> として算定)	10.4	$\sigma_{a2} = \bigtriangleup \sigma_{a}$
		アスペリティの地震 モーメントMo <sub>a2</sub> (Nm)	6.52E+19	Mo <sub>a2</sub> =μD <sub>a2</sub> S <sub>a2</sub> 「レシビ」(11)式	5.85E+19	Mo <sub>a2</sub> =μD <sub>a2</sub> S <sub>a2</sub> 「レシピ」(11)式
	背景領域	背景領域の地震モーメ ントMo <sub>b</sub> (Nm)	1.15E+20	Mo <sub>b</sub> =Mo-Mo <sub>a</sub> 「レシピ」(12)式	1.24E+20	Mo <sub>b</sub> =Mo-Mo <sub>a</sub> 「レシピ」(12)式
		背景領域の面積 S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	2279	S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub>	2735	S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub>
		背景領域のすべり量 D <sub>b</sub> (m)	1.20	Mo <sub>b</sub> =µD <sub>b</sub> S <sub>b</sub> 「レシビ」 (13)式	1.08	Mo <sub>b</sub> =µD <sub>b</sub> S <sub>b</sub> 「レシピ」 (13)式
		背景領域の実効応力 σ <sub>b</sub> (MPa)	2.0	$\sigma_{b} = (D_{b}/W_{b}) \times (\pi^{1/2}/D_{a}) \times r \times \Sigma \gamma_{i}$ <sup>3</sup> × $\sigma_{a}$ ( $\sigma_{a} = 13.1$ ) 「レシビ」(18)式	1.44	$\sigma_{b} = (D_{b}/W_{b}) \times (\pi^{1/2}/D_{a}) \times r \times \Sigma \gamma_{i}$ <sup>3</sup> × $\sigma_{a}$ ( $\sigma_{a} = 10.4$ ) 「レジピ」(18)式
	f max(Hz)		13. 5	地震調査委員会 強震動評価部会	13. 5	地震調査委員会 強震動評価部会
便感	7	S波速度Vs(km/s)	3.75	八木ほか(1998)	3.75	八木ほか(1998)
辰源		破壊伝播形式	概ね同心円 状	-	概ね同心円 状	_
村他		破壊伝播速度Vr(km/s)	2.7	Vr=0.72Vs 「レシピ」(23)式	2.7	Vr=0.72Vs 「レシピ」 (23) 式

# 表1 日向灘の地震の震源断層パラメータ



図1 日向灘の地震の震源域の範囲及び想定する震源断層 (地震調査委員会,2004、図2、図4-1、図8、図9-14をもとに作成)



# 図 2 - 1 設定した震源断層モデル ケース 1 (1968 年日向灘地震)



図2-2 設定した震源断層モデル ケース2 (1662年の日向灘の地震)

-1



(1) N32.2°東西断面(ケース1の震源断層を表示)



(2) N31.9°東西断面(ケース2の震源断層を表示)

図3 強震動評価に用いた「深い地盤構造」の三次元地下構造モデル断面図 (断面位置は図4に表示、●:プレート上面位置、■:震源断層面位置、数値はP波速度)



図4-1 地震基盤(P波速度 5.5km/s 層上面)の深さ分布図 (上図は初期モデル、下図は観測記録を用いて修正したモデル)



図4-2 P 波速度 3.5km/s 層上面の深さ分布図 (上図は初期モデル、下図は観測記録を用いて修正したモデル)



図4-3 詳細法工学的基盤(Vs=500m/s 層上面)の深さ分布図 (ハイブリッド合成法による強震動計算においては、詳細法工学的基盤を基準面(GLOm) として三次元地下構造モデルが作成されるため、詳細法工学的基盤の深さについては、修 正を行わず、その直下の層(P波速度 2.0km/s 層)以深の層を修正の対象としている。)



図5 「浅い地盤構造」(詳細法工学的基盤(Vs=500m/s)から地表まで)における 最大速度の増幅率



図6 詳細法によるケース1(1968年日向灘地震)の強震動予測結果:地表の震度分布 (宿毛市を除く、〇印は気象庁の各官署の地点を表している。)

図7 1968年日向灘地震の震度分布図

13



図8 詳細法によるケース2(1662年の日向灘の地震)の強震動予測結果: 地表の震度分布

14

平成17年9月26日 地震調査研究推進本部 地震調査委員会

#### 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。

- 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<sup>1</sup>。
- 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。)

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>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<sup>2</sup>(高知

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 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<sup>3</sup>、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

- 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
  - 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。

<sup>3</sup> 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⊿σ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Mo(N・m=10<sup>7</sup> dyn・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Mw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。

 $\log Mo = 1.5Mw + 9.1$  (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Mo、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Sa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・m/s<sup>2</sup>;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Mo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<sup>4</sup>。

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<sup>5</sup>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Sa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 Mo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<sup>6</sup>。また、アスペリティの実効応力σ<sub>ai</sub>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Da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

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>「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96km<sup>2</sup>)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。

<sup>5</sup> 同様な結果は、川瀬・松尾(2004)でも示されている。

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> 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(3~5m)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Dbは、「レシピ」(12)~(13)式より算出した。また、背景領域の実効 応力  $\sigma_{\rm b}$ は、「レシピ」(18)式より算出した。

## (5) fmax

fmax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、5km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Vr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3,082km<sup>2</sup>)、ケース2では、長さ75km、幅50km(解析上の断層面積は4,079km<sup>2</sup>)とした。また、 「詳細法」では、これを約5km×約6km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・f<sup>0.69</sup> (f≧1.0Hz) (2) Q=110 (f<1.0Hz) 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。

- 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、Vp=5.5km/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 Vp=3.5km/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Vs、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、Vs=3.1km/s(Vp=5.5km/s)、2.8km/s(Vp=5.0km/s)、2.1km/s(Vp=4.0km/s)、1.5 km/s(Vp=3.5km/s)、600m/s(Vp=2.0km/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(Vs=500m/s, Vp=1.6km/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、Vs=3.1km/s (Vp=5.5km/s)層を地震基盤、Vs=500m/s (Vp=1.6km/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。

- 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<sup>7</sup>(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<sup>8</sup>(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

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>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。

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> 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個所は 以下のとおりである。

(1)	Vp=5.5km/s(Vs=3.1km/s)層( <b>図3</b> 参照)	: 宮崎県北部の形状
2	Vp=5.0km/s(Vs=2.8km/s)層( <b>図20</b> 参照)	: 宮崎県全域の形状
		鹿児島県大隈半島中部の形状
3	Vp=4.0km/s(Vs=2.1km/s)層(図20参照)	: 宮崎県全域の形状
		鹿児島県全域の形状
4	Vp=3.5km/s(Vs=1.5km/s)層( <b>図20</b> 参照)	: 宮崎県全域の形状
		鹿児島県全域の形状
5	Vp=2.0km/s(Vs=600m/s)層( <b>図20</b> 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 (Vp=5.5km/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 法工学的基盤」(Vp=1.6km/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Vs=400m/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)の中の「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」(Vs=500m/s)の上に分布し、 「簡便法」においては工学的基盤(Vs=400m/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1km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、Vs=500m/s 層上面を最上面(深さ0m)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Vs=500m/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11参照)を約1km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Vs=600m/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」(Vs=500m/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・log PGV±0.21
 (I=4~7)
 (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=0~7の式とI=4~7の2つの式が提示されているが、I=0~7

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(Vs=600m/s)にお ける最大速度を求めた。

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(Vs=400m/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1km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21
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22、23
「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布	図24
地表の最大速度分布	図25
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21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21-1、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<sup>9</sup>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21-3、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。

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> 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) 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24(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24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25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26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<sup>10</sup>、宮崎地方気象台<sup>10</sup>、足摺分室<sup>10</sup>、宇和島測候 所<sup>10</sup>、大分地方気象台<sup>10</sup>、細島観測点<sup>11</sup>)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27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27、 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28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29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

<sup>10</sup> 気象官署の1倍強震計による観測記録(気象庁提供)。

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> 図11参照。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3 O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(SI値)を比較した<sup>12</sup>。

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_V(T,h) dT$$
 (*h*=0.2) (5)

*S<sub>v</sub>(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SI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SI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。

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> 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Vs=600m/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31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):ディジタルフィルターによる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-fmaxと応力降 下量-,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<sub>M</sub>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	P 波速度	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q值
		5.5	2 6	110
下部地殼	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	別府ー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, <b>42</b> , 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 ー・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
松本徰夫	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 実・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 成実・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 (庄内一串間測線)	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 (安心院一田野測線)	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	フィリピン海ブ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, N o. 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.
鍵山恒臣・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	霧島火山群中南東部の比抵抗構造	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.
<u>唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆</u> 菊池秀夫	1992 1963a	日本の地質9 九州地方 三池炭田の層序と堆積環境に関する研究	共立出版株式会社, 371p. 鉱山地質, 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	鉱山地質, 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)	地雷 笠の根 ソート 56 007
松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光	2003	辰源万巾からみた伊ァ灘周辺ノイリヒン海 プレートの形状および地震特性	地底, 弗 2 聑, Vol. 50, pp. 267- 279.

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 成実・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 ケ田 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(田野ー出水測線)	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・楢橋秀衛・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, N o.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 かっての沈み込み方向	月刊地球, Vol.10, No.10, pp.603-607.
奥田義久	1977	西南日本外带沖広域海底地質図	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 眞・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・松尾紃道・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・吉井敏剋・武田哲也・朴 成実・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3-3 「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)

## 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 ー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 済・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 度構造ーはぎとり法による解析ー	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・松尾紃道・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 <sup>3</sup> )
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	層上面深さ
	(km/s)	(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)
大分地方気象台	4	4 (4.0)	4 (4. 2)
延岡測候所	5	5弱(4.9)	5弱(4.9)
宮崎地方気象台	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「レシピ」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	NS成分	0. 50	0. 70
の比	EW成分	0. 60	0. 66



平成17年9月26日 地震調査研究推進本部 地震調査委員会

## 付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と呼ぶ)は、地震 調査委員会において実施してきた、強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素 となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあた っての考え方について取りまとめたものである。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生 する地震」と「海溝型地震」の内のプレート境界で発生する地震について、合わせて12件の強震動 評価を実施し、公表してきている。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年) +勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した(地震調査委員会強震動評価部会, 2002, 2004)。

また、「レシピ」は、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測するため の、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目指しており、今後も 強震動評価における検討により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。

**付図1**に、「レシピ」に従った強震動予測の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデル<sup>1</sup>の 設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算、④予測結果の検証の4つの過程からなる。以降で は、この流れに沿って各項目について解説する。

#### 1. 特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの設定では、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主とし て震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つの震源特性 を考慮して、震源特性パラメータを設定する。

以下に説明する震源特性パラメータの設定方法は、想定した震源断層で発生する地震に対して、 特性化震源モデルを構築するための基本的な方針を示したものであり、強震動予測における震源断 層パラメータの標準値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

ここでは、特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法について、地震のタイプ(活 断層で発生する地震と海溝型地震)ごとに説明する。

#### 1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の発生間隔が長いために、最新活動時の 地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合 には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡のみから特性化震源モデルを設定 しなければならないため、海溝型地震の場合と比較して、そのモデルの不確定性が大きくなる傾向 にある。このため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ま しい。**付図2**に、活断層で発生する地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

## (1) 巨視的震源特性

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」と呼ぶ。 特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的 震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville et

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層モデルの位置と構造(位置、走向、セグメント<sup>2</sup>)
- ・ 震源断層モデルの大きさ(長さ・幅)・深さ・傾斜
- 地震規模
- ・ 震源断層モデルの平均すべり量

を設定する。

#### (a) 震源断層モデルの位置・構造

震源断層モデルの位置の設定にあたっては、基本的に、地震調査委員会長期評価部会の評価結果 (以下、「長期評価」と呼ぶ)で示された活断層位置図を参照する。ただし、長期評価で示される 断層帯の両端の点は、直接的な資料で活断層(帯)の分布が確認されたその両端を示しているので、 震源断層モデルの位置や走向を設定する際には、必ずしもその活断層(帯)の両端の点を結んだ直 線の走向に合わせる必要はない。長期評価における記述を参照し、両端の点より震源断層モデルを 延長させること(地震調査委員会,2003d,2004a)や、両端の点を結んだ直線より震源断層モデルを 平行移動させること(地震調査委員会,2004d)を検討する場合もある。また、活断層(帯)が屈曲 しており、上記の両端の点を結んだ線から活断層(帯)の一部が5km以上離れている場合には、震源 断層モデルを活断層(帯)に沿って複数の直線でモデル化することも想定する(地震調査委員会, 2003e,2004e)。

セグメントについては、長期評価で活動区間が分けられているものについては、それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本とするが、後述するアスペリティ<sup>3</sup>の数、位置との関係も考慮して設定する。

なお、長期評価がなされていない活断層(帯)については、変動地形調査や既存のデータをとり まとめた「新編日本の活断層」、「都市圏活断層図」、「活断層詳細デジタルマップ」などを基に 設定する。その際、付近に複数の断層が存在する場合には、松田(1990)の基準に従って、起震断層 を設定する。

## (b) 震源断層モデルの大きさ(長さL・幅//)・深さ・傾斜

震源断層モデルの長さL(km)については、(a) 震源断層モデルの位置・構造で想定した震源断層 モデルの形状を基に設定する。幅W(km)については、入倉・三宅(2001)による下記に示したWとLの経 験的関係、

 $W = L \qquad (L < W_{\text{max}}).....(1-a)$ 

を用いる。ここで、

 $W_{\rm max} = W_s / \sin \theta$ 

 $W_s = H_d - H_s$ 

W<sub>s</sub>:地震発生層の厚さ(W<sub>s</sub>≤20km)、θ:断層の傾斜角

al. (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 最大規模の地震を発生させる単位にまとめた活断層の中で,分割放出型地震としてやや規模の小さな地震を発生させる単位で、根拠としたデータにより、地震セグメント、幾何セグメント、挙動セグメントまたは活動セグメントに分類される。強震動評価においては、詳細な定義は行わずセグメントという表現を用いる。

<sup>3</sup> 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域(すべり量や応力降下量が大きい領域)。

 $H_d$ 、 $H_s$ : それぞれ地震発生層の下限および上限の深さ(微小地震の深さ分布から決めることができる(Ito, 1999)。)

(1)式は、内陸の活断層地震の10%、ある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。

震源断層モデルの傾斜角については、地震発生層最下部にいたる活断層全体の形状が実際に明ら かとなった例は少ないが、その一方で、次の地震規模の推定に大きな影響を与えるため、注意深く 設定する必要がある。そこで、対象とする断層についての反射法探査結果など、断層の傾斜角を推 定する資料があった場合にはそれを参照する(地震調査委員会,2004a)等、また、周辺にある同じタ イプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それらを参照する。上記のような資料が得られない 場合は、断層のずれのタイプ(ずれの方向)により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層:45°

正断層:45°

横ずれ断層:90°

ただし、周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、対象断層とその周辺の地質構造との関係が 説明できるように留意する。また、「長期評価」により、「低角」、または「高角」とある場合に は、上記の点に留意して、それぞれ、0-30°、または60-90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度D<sub>s</sub>(km)については、微小地震発生層の上面の深度H<sub>s</sub>(微小地震の浅さ限界)と一致するものとする。これは、震源の動力学モデルの研究から、地表付近の数kmに及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり、地表に断層変位として達することがわかってきたためである(例えば、Dalguer *et al.*, 2001)。

## (c) 地震規模(地震モーメントM)

地震モーメント $M_0$  (dyn・cm)<sup>4</sup>、震源断層の面積 $S(km^2)$ との経験的関係より算定する。Somerville *et al.* (1999)によると地震モーメントと震源断層の面積の関係は、

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

となる。ただし、上式は、過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにして おり、この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。一方、Wells and Coppersmith (1994)では余震 ・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含んでおり、 これらによる地震モーメントに対する震源断層の面積は、地震規模が大きくなると上式に比べて系 統的に小さくなっている。したがって、震源断層の面積が大きい地震については、入倉・三宅 (2001) の提案によるWells and Coppersmith(1994)をコンパイルした次式を用いる。

 $S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} \tag{3}$ 

なお、(3)式を適用するのは、両式の交点となる震源断層の面積が291km<sup>2</sup>以上(地震モーメントが  $M=4.7 \cdot 10^{25}$ [dyn・cm]、 $M_{n}6.4$ 相当)の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメント が $M=1.0 \cdot 10^{28}$  [dyn・cm]を上限とする必要がある。

\* ここでは、利便性に配慮して機械的に値が求められるように、両式の使い分けの閾値を決め ているが、原理的には断層幅が飽和しているかどうかでスケーリング則が変わるため、断層幅 が飽和していない場合((1-a)式)は(2)式を、飽和している場合((1-b)式)は(3)式を用いる方 が合理的である。震源断層の面積を算出するにあたっては、この点にも配慮して、用いる式 を選択することが可能である。

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> dyn  $\cdot$  cm=10<sup>-7</sup>N  $\cdot$  m

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を 用いて全体の地震モーメントM<sub>0</sub>を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべ てのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の1.5乗の 重みで配分する。

 $M_{oi}: i$ 番目のセグメントの地震モーメント  $S_i: i$ 番目のセグメントの面積

\* 最近発生した複数のセグメントの破壊を伴う大地震のデータの解析からは、セグメントが連 動して地震を起こしても個々のセグメントの変位量は一定とするカスケード地震モデルの適 合が良いとの報告もある(例えば、粟田、2004;遠田、2004)。特に長大な活断層帯の評価 の際には、長期評価とあわせてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント 分けを行った場合のスケーリング則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研 究段階にある。

(d) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量D(cm)と地震モーメント $M_0(dyn \cdot cm)$ の関係は、震源断層の面積 $S(cm^2)$ と剛性率 $\mu(dyn/cm^2)$ を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \tag{5}$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

## (2) 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして、

- アスペリティの位置・個数
- アスペリティの面積
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の実効応力
- $f_{\rm max}^{5}$
- すべり速度時間関数
- ・ すべり角

を設定する。

#### (a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置について、起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断 層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされている(杉山ほ か,2002)。これより、震源断層モデルのアスペリティの位置は、活断層調査から得られた1回の地 震イベントによる変位量分布、もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定する。 具体的には、

・長期評価で、変位量の分布についての記述、または、間接的に変位量の地域的差異を表す記述があった場合には、それを参照する(例えば、地震調査委員会,2002、2004a)

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 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数側において急減し始める周波数。

・活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度(相当)の値を算出する(例えば、地震調査委員会,2003a、2004c)
 等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

上記の推定方法は、震源断層深部のアスペリティの位置が推定されないなど、不確定性が高い。 しかし、アスペリティの位置の違いは、強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動 評価結果から明らかになっている(例えば、地震調査委員会,2002、2003a)。したがって、アスペリ ティの位置に対する強震動予測結果のばらつきの大きさを把握するため、複数のケースを設定して おくことが、防災上の観点からも望ましい。

アスペリティの個数は、過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理したSomerville *et al.* (1999)によると、1 地震当たり平均2.6個としている。また、想定する地震規模が大きくなるにつれて、一般的に同時に動くセグメントが多くなり、アスペリティの数も大きくなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震( $M_{\mu}$ =6.8)が2個、兵庫県南部地震( $M_{\mu}$ =6.9)が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震( $M_{\mu}$ =7.4)が5個、台湾・集集地震( $M_{\mu}$ =7.6)が6個(Iwata *et al.*,2001; 宮腰ほか,2001)といったこれまでの研究成果がある。アスペリティの個数は、これらの研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個に設定する。

## (b) アスペリティの総面積 S<sub>a</sub>

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペク トルのレベル(以下、短周期レベルと呼ぶ)と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短 周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地 盤の影響が少ない固い地盤の観測点や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波 形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震については、発生間隔が非常に長いため、 最新活動の地震による短周期レベルの想定が現時点では不可能である。その一方で、想定する地震 の震源域に限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的 関係が求められている。そこで、短周期レベルの算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)によ る地震モーメントMと短周期レベル4(dyn・cm/s<sup>2</sup>=10<sup>-7</sup>N・m/s<sup>2</sup>)の経験的関係を用いる(入倉ほか,2002)。

 $A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \dots$  (6)

アスペリティの総面積 $S_a$ は、次の(7)式で決まる等価半径 $r (= \sqrt{S_a/\pi})$ より求められる。ここでは 便宜的に震源断層とアスペリティの形状は円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径rは (6)式によって推定された短周期レベルAを用いて、(7)式より算出される。

 $r = (7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \dots (7)$ 

なお、上式は、シングル・アスペリティモデルにおける*M*<sub>0</sub>と*A*の理論的関係より導出され、ここでは 次の(8)式 (Boatwright, 1988) および(9)式 (壇ほか, 2001) から導出する。

 $M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a \qquad (8)$ 

 $A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma_a \cdot \beta^2 \dots \qquad (9)$ 

ここで、*R*は断層面積*S*に対する等価半径、 $\Delta \sigma_a$ はアスペリティの応力降下量、 $\beta$ は震源域における岩盤のS波速度である。(8)式と(9)式は、複数のスペリティモデルを持つ場合(マルチ・アスペリティモデル)にも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか(2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径*r*は $\sqrt{\sum_{i=1}^{n}}$  (半径*r<sub>i</sub>*のN個のアスペリティ)で与えられる。

一方、最近の研究成果から、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の

平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか,2001)であり、拘束条件にはならないが、 こうした値も参照しておく必要がある。アスペリティがセグメントに2個ある場合、各アスペリテ ィへの面積の配分は、最近の研究成果から16:6(入倉・三宅,2001)、2:1(石井ほか,2000)となる との見方も参照する。

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定す ることは必ずしも適当ではないことが指摘されている。レシピでは、巨視的震源特性であるモーメ ントマグニチュードMを、円形破壊面を仮定しない(3)式から推定しているが、微視的震源特性であ るアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される(6)~ (9)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往 の調査・研究成果に比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊 面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関す るスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこ で、このような場合には、(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅(2001)による震源断層全体の面積に 対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。た だし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算定方法にも注意する必要があり、この方法に ついては、(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

## (c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 D<sub>a</sub>, D<sub>b</sub>

アスペリティ全体の平均すべり量 $D_a$ は震源断層全体の平均すべり量Docentric effective conduct effective conduct

メントM<sub>oa</sub>を除いた背景領域の地震モーメントM<sub>0b</sub>と、背景領域の面積S<sub>b</sub>から、以下の式で算定される。

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$$
 (12)

$$D_{h} = M_{0h} / (\mu \cdot S_{h}) \tag{13}$$

ここで、μは剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量 $D_{ai}$ は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 $S_{ai}$ (i番目のアスペリティの面積)から算定される半径 $r_i$ (i番目のアスペリティの半径)との比を全てのアスペリティで等しい( $D_{ai}/r_i$ =一定)と経験的に仮定し、次式により算定する。

 $D_{ai} = \left( \gamma_i / \sum \gamma_i^3 \right) \cdot D_a \quad \dots \qquad (14)$ 

ここで、 *y<sub>i</sub>はr<sub>i</sub> / r*であり、*D<sub>ai</sub>はi*番目のアスペリティの平均すべり量、rは、(b) アスペリティの総 面積で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

- \*ただし、こうして求まった最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(10)式の *ξ* の値を調整する。
- (d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力  $\Delta \sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

アスペリティの応力降下量Δ σ<sub>a</sub>については、Madariaga (1979)により以下の式が提案されている。

Δσ: 震源断層全体の平均応力降下量

S: 震源断層全体の面積

Sa:アスペリティの総面積

(15-1) 式を用いれば、震源断層全体の面積*S*とアスペリティの総面積*S*。の比率、および震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ を与えることにより、アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma$ 。が算出できる。

円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、震源断層全体の地震モーメントMが震源断層 全体の面積 $S(=\pi R)$ の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957)ため、 (15-1)式と等価な式として、(8)式 を変形して得られる次式により  $\Delta \sigma_a$ を算定することができる。

ここで、アスペリティ全体の等価半径rは、(7)式により求めることができる。

一方、(b) アスペリティの総面積でも触れたように、円形破壊面を仮定して導かれた(7)式を用いて、長大な断層におけるアスペリティの等価半径rを算出する方法には問題があるため、(15-2)式を用いることができない。この場合には、(15-1)式からアスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ を求める。 震源断層全体の面積Sとアスペリティの総面積 $S_a$ の比率は、入倉ほか(2001)に基づき約22%とする。 震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ については、Fujii and Matsu'ura(2000)の研究成果がある。 Fujii and Matsu'ura(2000)は、長大な断層に対するMとSとの関係式として、次式を提案しており、

W: 断層幅、L: 断層長さ、

a,b:構造依存のパラメータ(数値計算により与えられる)

内陸の長大な横ずれ断層に対する関係式として、 $\mu$ -15km、a=1.4×10<sup>-2</sup>、b=1.0を仮定した上で、収集 した観測データに基づく回帰計算により、 $\Delta \sigma$ =3.1MPaを導出している。例えば、震源断層全体の平 均応力降下量 $\Delta \sigma$ として、この3.1MPaを用いると、(15-1)式から $\Delta \sigma_a$ は約14.4MPaとなり、既往の 調査・研究成果とおおよそ対応する数値となる(地震調査委員会,2005)。そこで現時点では、 $\Delta \sigma$ として暫定的に3.1MPaを与えることとする。ただし、Fujii and Matsu'ura(2000)による3.1MPaは、 横ずれ断層を対象とし、上述したようにいくつかの条件下で導出された値であり、その適用範囲等 については、今後、十分に検討していく必要がある(入倉,2004)。

アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの 応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペ リティの実効応力  $\sigma_a$ は、経験的にその応力降下量 $\Delta \sigma_a$ とほぼ等しいと仮定する。 背景領域の実効応力  $\sigma_b$ は、壇ほか(2002)に基づき、

実効応力∝すべり速度∝(すべり量/立ち上がり時間)

立ち上がり時間=震源断層(矩形の場合)の幅/(破壊伝播速度×2) の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数がセグメントに1つの場合、アスペリティ領域の幅Waを用いて、

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

ここで W<sub>b</sub>は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源 断層の面積Sから、断層のおおよそのアスペクト比(L/W)を考慮して、断層幅を求める(例えばアス ペクト比が2の場合は $W = (S/2)^{1/2}$ )。

\*以上のように設定した震源特性パラメータを用いて計算された地震波形や震度分布が、検証 用の過去の地震データと一致しない場合もある。その場合には、第一義的に推定される地震 規模や、短周期レベルを優先してパラメータを再度設定する。過去の地震波形データがある 場合は、波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。

(e)  $f_{\rm max}$ 

地震調査委員会強震動評価部会(2001)では、 $f_{max}$ =6Hz(鶴来ほか,1997)および $f_{max}$ =13.5Hz(佐藤ほか,1994)の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{max}$ =6Hzのケースの方が、既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため、 $f_{max}$ =6Hzを用いることとする。

(f) すべり速度時間関数 *dD*(*t*)/*dt* 

中村・宮武(2000)の近似式を用いろ。中村	・ 宮武 (2000) の近似式は	
(2V/t + t(1 + 2t))		
$\frac{2V_m}{l_d} \cdot l(1-l/2l_d)$	$0 < l < l_b$	
$dD(t)/dt = \begin{cases} b/(t-\varepsilon)^{r^2} \\ c \\ $	$t_b < t < t_r \tag{19}$	
$c-a_r(t-t_r)$	$t_r < t < t_s$	
0	$t < 0$ or $t > t_s$	
$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d / t_b)\}$		
$b = 2V_m \cdot t_b / t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b / 2t_b)^{1/2}$	$\left(t_{d}\right)$	
<i>c</i> , <i>a<sub>r</sub></i> :係数		
$t_r:(t_s-t_r)=2:1$		
V <sub>r</sub> :破壊伝播速度		
で表され、この近似式を計算するためには、		
<ul> <li>最大すべり速度振幅V<sub>m</sub></li> </ul>		
・最大すべり速度到達時間t <sub>d</sub>		
<ul> <li>すべり速度振幅が1/t<sup>1/2</sup>に比例するKos</li> </ul>	$trov型関数に移行する時間t_b$	
・ ライズタイム <i>t</i> r		
の4つのパラメータを与える。それぞれのパ	ラメータの設定方法は次の通りである。	
<ul> <li>・最大すべり速度振幅V<sub>m</sub></li> </ul>		
$V_m = \Delta \sigma \cdot \left(2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r\right)^{1/2} / \mu \ldots$		
$f_c:$ ローパスフィルタのコーナー周辺	皮数 ( $f_{max}$ と同等)	
<i>W=W<sub>a</sub></i> (アスペリティ領域)		
$= W_b$ (背景領域)		
・最大すべり速度到達時間t <sub>d</sub>		
$f_{\max} \cong 1/(\pi \cdot t_d) \dots$		
<ul> <li>すべり速度振幅が1/t<sup>1/2</sup>に比例するKos</li> </ul>	trov型関数に移行する時間 $t_b$	
(19)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 <i>t</i> ,		

$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r$	(22)
<i>a</i> =0.5	

\* 地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤(1998)による重ね合わせ を用いている。片岡ほか(2003)によれば、釜江ほか(1991)による重ね合わせを用いた場 合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる αとしては、 内陸地震(4地震)では、0.2~0.4程度、海溝型地震(2地震)では、0.25~0.6程度として いる。「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」(地震調査委員会強 震動評価部会,2002b)では、釜江ほか(1991)による重ね合わせを用い、αを0.42~0.49と した場合に観測記録がよく再現できるとしている。αについては、重ね合わせの方法にも配 慮して、これらの値を参考に設定することもある。

また、すべり速度時間関数を1/t<sup>4/2</sup>の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が 小さ目に予測される傾向がある。

#### (g) すべり角

すべり角については、「長期評価」で示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、 断層のずれのタイプ(ずれの方向)により次に示すすべり角を基本とする。

> 逆断層:90° 正断層:-90° 左横ずれ断層:0° 右横ずれ断層:180°

\* 実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにお いて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に 顕著に表れすぎる傾向がある。

## (3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- · 平均破壊伝播速度
- · 破壞開始点
- 破壞形態

を設定する。

#### (a) 平均破壊伝播速度 $V_r$

平均破壊伝播速度 $V_r(km/s)$ は、特にその震源域の詳しい情報がない限り、Geller(1976)による地 震発生層のS波速度 $V_s(km/s)$ との経験式

 $V_r = 0.72 \cdot V_s \tag{23}$ 

により推定する。

\* 近年の研究においては、Geller (1976)による係数0.72よりも大き目の値が得られている。例 えば、Somerville *et al.* (1999)は収集した15の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度 として2.4km/s~3.0km/sを得ており、平均値は2.7km/sとなっている。これは、地震発生層の S波速度Vsを3.4km/sとすれば、約0.8倍である(片岡ほか,2003)。

#### (b) 破壞開始点

中田ほか(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモ デル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響 を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定するのが望 ましい(例えば、地震調査委員会,2003c、2004c)。アスペリティの位置との関係については、 Somerville *et al.*(1999)、菊地・山中(2001)によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する 傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001) によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設 定する。

#### (c) 破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊 が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻 差は、次のように求める。

- セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間の歪み波(S波)の伝播を仮定して算出する。

## 1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いために、海域によって は過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、それ らの情報を活用することができる。また、4.予測結果の検証でも説明するように、過去の地震関 連データを用いて、それぞれの段階で特性化震源モデルの検証を行い、必要があれば震源特性パラ メータの見直しを行う。このような特性化震源モデルの見直しの段階では、観測波形等を説明でき る震源特性パラメータが求められることより、以下の「レシピ」を拡大解釈する形で検討すること もある。この場合、過去の地震関連データ(地震規模、震源域、地震波形記録、震度、被害など) すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータ を採用することが必要となる。付図3に海溝型地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示 す。

#### (1) 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・震源断層の位置・構造(位置、走向、深さ)
- ・ 震源断層の大きさ・地震規模
- ・ 震源断層の平均すべり量

を設定する。

## (a) 震源断層の位置・構造(位置、走向、深さ)

震源断層の位置については、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に設 定する。深さについては、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域の海洋プレー ト上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。

「長期評価」で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用す るのが望ましい。

## (b) 震源断層の大きさ・地震規模(断層面積S、地震モーメントM)

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

・(a) 震源断層の位置・構造(位置、走向、深さ)により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模-断層面積の経験的関係から地震規模を推定する。

・ 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模-断層面積の経験的関係から震源断層の面積を設定する。

また、上記の地震規模(地震モーメント $M_0$ ) –断層面積Sの経験式については、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson(1975)と同様に円形破壊面を仮定した次の関係式(Eshelby, 1957)を基に震源域の地震の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ を推定することで地域的な地震モーメント $M_0$ (dyn·cm) – 断層面積Sの関係式を設定する。

 $M_0 = \left(16/(7 \cdot \pi^{3/2})\right) \cdot \Delta \sigma \cdot S^{3/2} \quad \dots \qquad (24)$ 

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震規模-断層面積(例えば、宇津,2001;石井ほか,2000)または地震モーメント-断層面積(例えば、佐藤,1989; Yamanaka and Shimazaki,1990)などの経験式を用いる。ただし、これらの式を利用するにあたって は経験式のデータセットとなる震源断層の面積がどのように想定されているか留意する必要がある。

「長期評価」により、震源域の形状評価がある場合には、その形状評価を推定根拠に留意して利 用するのが望ましい。

## (c) 平均すべり量 D

1.1(1)(d)参照。

## (2) 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

- アスペリティの位置・個数
- アスペリティの面積
- アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の実効応力
- $f_{\rm max}$
- すべり速度時間関数
- ・ すべり角

を設定する。

#### (a) アスペリティの位置・個数

近年の研究(菊地・山中,2001)、平成15年(2003年)十勝沖地震に関する一連の研究(Yamanaka and Kikuchi,2003; Koketsu *et al.*,2004; Yagi,2004など)により、同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスペリティは、ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきた。したがって、想定する震源域で、近年、地震が発生していれば、その観測記録の解析からアスペリティの位置を推測することができる。また、近年の観測記録がなくても、アスペリティではプレート間のカップリングレートが周辺より高いと考えられることから、地殻変動データよりバックスリップの分布が推定できれば、バックスリップの大きい箇所がアスペリティの位置になると想定される。あるいは、Wells *et al.*(2003)やSugiyama(2004)では、負の異常重力域とプレート間地震の震源域におけるアスペリティの位置とに対応関係が見られることを指摘していることから、重力異常のデータを参考

にすることもできる。

アスペリティの個数は、アスペリティの位置が推定されている場合には、結果的に想定する震源 域に含まれるアスペリティの数に相当する。一般的にはアスペリティの数は想定する震源域・地震 規模が大きくなるにつれて、多くなる傾向にある。

## (b) アスペリティの総面積 S<sub>a</sub>

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペク トルのレベル(以下、短周期レベルと言う)と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短 周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地 盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点 の地震波形を基にいくつかの地震については推定されている。一方、想定する地震の震源域に限定 しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的関係が求められ ている。短周期レベルの値は、条件に応じて下記のいずれかの方法により求める(入倉ほか,2002)。

- ・想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、壇ほか (2001)による地震モーメントM<sub>6</sub>と短周期レベルA(dyn・cm/s<sup>2</sup>=10<sup>-7</sup>N・m/s<sup>2</sup>)の経験的関係により 短周期レベルを設定する((6)式)。
- ・想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値 と地震モーメントとの経験的関係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じ た短周期レベルを設定する(地震調査委員会, 2003b, 2004b)。

アスペリティの総面積 $S_a$ は、上記によって推定された短周期レベルAと前述の(7)式より算出される。 ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径Rの円形破壊面であるとするとともに、アスペリティは等 価半径rの円形破壊面が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a$  (=  $\pi \times r^2$ )を求める。

一方、最近の研究成果から、7つの海溝型地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の35%±11%程度(石井ほか,2000)であり、拘束条件とはならないがこうした値も参照しておく必要がある。

アスペリティが複数ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最新活動の地震のアスペリティの大きさやバックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、最近の研究成果からアスペリティが2つの場合は2:1、アスペリティが3つの場合は2:1:0.5となる(石井ほか,2000)との見方も参照して設定する。

## (c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量 $D_a$ , $D_b$

1.1(2)(c)参照。

\*これより求められた最大アスペリティの平均すべり量が、海溝型地震の震源域におけるプレート相 対運動速度と地震の発生間隔から推定される地震時のすべり量の上限値やこれまでの地震時の推 定すべり量の最大値の目安と比較して矛盾がないことを確認することが望ましい。

# (d) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 Δ σ<sub>a</sub>, σ<sub>b</sub> 1.1(2)(d)参照。

\* 地震規模、断層面積、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの 総面積と実効応力が一意に与えられる。それらのパラメータを用いて計算された地震波形や 震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模 や、短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合は、 波形のパルス幅などから個々のアスペリティ面積を推定できる可能性がある。 (e)  $f_{max}$ 

データの不足等により、地域性を考慮して設定することが困難であるため、現時点では、佐藤ほか(1994)により、仙台地域における中小地震の観測記録から推定された f<sub>max</sub> =13.5Hzを採用する(地 震調査委員会, 2003b、2004b)。

## (f) すべり速度時間関数 dD(t)/dt

中村・宮武(2000)の近似式を用いる(1.1(2)(f)参照)。

\* 地震調査委員会でこれまで実施してきた強震動評価では、壇・佐藤(1998)による重ね合わせ を用いている。片岡ほか(2003)によれば、釜江ほか(1991)による重ね合わせを用いた場 合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる αとしては、 内陸地震(4地震)では、0.2~0.4程度、海溝型地震(2地震)では、0.25~0.6程度として いる。「鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証」(地震調査委員会強 震動評価部会,2002b)では、釜江ほか(1991)による重ね合わせを用い、αを0.42~0.49と した場合に観測記録がよく再現できるとしている。αについては、重ね合わせの方法にも配 慮して、これらの値を参考に設定することもある。

また、すべり速度時間関数を1/t<sup>1/2</sup>の関数として計算した地震動は、短周期領域での振幅が 小さ目に予測される傾向がある。

#### (g) すべり角

1.1(2)(g)参照。

\* 実際の地震での震源断層におけるすべり角は場所によってばらつきがある。震源断層モデルにお いて、すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に 顕著に表れすぎる傾向がある。

#### (3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- · 平均破壊伝播速度
- 破壞開始点
- 破壞形態

を設定する。

#### (a) 平均破壊伝播速度 V,

1.1(3)(a)参照。

## (b) 破壞開始点

破壊開始点の位置については、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設 定するのが妥当である。また、菊地・山中(2001)によれば、破壊の進む方向に地域性があり、三陸 沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるため、 今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、 地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(c)破壊形態

1.1(3)(c)参照。

## 2. 地下構造モデルの作成

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層 厚(形状)、減衰特性があり、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<sup>6</sup>から工学的基盤<sup>7</sup>までの地盤構造(以下、「深い地盤構造」と呼ぶ)、
- ・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」と呼ぶ)

の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

## 2.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

上部マントルから地震基盤までの「大構造」は、震源インバージョン解析で用いた構造や大規模 屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている地下構造モデルを参照して設定を行う。

## 2.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータに関しては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、 重力探査などのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要 がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設 定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方に ついて説明する。**付図4に**三次元地盤構造モデル作成の流れを示す。

## (1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、二次元的な形状のうち広域的 な形状は屈折法地震探査、山地境界部等の詳細な形状は、反射法地震探査で複数の断面を推定する。 さらに微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の三次元地下構造モデル を作成する。また、地下構造モデルの検証のため、直下の中小地震に対して強震動計算を行い、観 測記録と比較し、違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正するこ とにより、精度の高い三次元地下構造モデルを作成することができる。

## (2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データ を利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、地質学の知見を基にして、(a) 対 象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、(b) 過去の堆積環境が区域 によってかなり変化していると想定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設 定を行う。

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>S波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、 構造物の種類や地盤の状況によって異なるが、多くの場合、300m/s~700m/s程度である。

#### (a) 過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ②他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
- ③「堆積環境が概ね一様なある連続した堆積平野(または堆積盆地)においては、残差重力値 と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつ かの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関 関係を導く。
- ④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地 下構造モデルを作成する。
- (b) 過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース
  - ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
  - ② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断す る複数の地質断面を想定する。
  - ③②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
  - ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する二次元密度構造モデルを作成する。
  - ⑤④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何 学的対応関係(連続性、生成消滅関係)に基づき各断面間を補間することによって、その地 域の三次元地下構造モデルを作成する。

## (3) 「深い地盤構造」のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、 詳細な強震動予測を行うことは難しい。したがって強震動計算手法としては、後述する経験的手法 や半経験的手法を用いることになる。その場合、可能であれば周辺の観測データを基に減衰特性(Q 構造)を評価して、地域的な減衰特性の影響を式に反映させるようにするのが望ましい。

\* これまでの強震動評価により、現時点で、ほぼ全国規模での三次元地下構造モデルが完成しつ つある。しかし、モデルの十分な検証がなされていないのが実情である。今後は、強震動予 測結果の精度向上に向けて、堆積盆地等の地下構造調査結果も十分に活用しながら、現在の 三次元地下構造モデルを強震動予測に適したモデルに改良していくことが重要である。これ に伴って、地下構造モデルの作成手法についても、今後、改良が加えられていくことになる。

## 2.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリング データを収集して一次元地下構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、「浅い地盤構 造」は水平方向に局所的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成 するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に「浅い地盤 構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化 が考案されている。以下に「浅い地盤構造」の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデー タによるモデル化の考え方について説明する。

## (1) 面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、松岡・翠川(1994)や藤本・翠川(2003)による国土数 値情報を利用した方法が代表的である。この方法では、全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土 数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに作成した微地形区分データか ら、「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率を算定する(3.2(1)参照)。この方法を用いれば、 全国を約1km四方の領域ごとに、比較的簡便に「浅い地盤構造」をモデル化することができる。

## (2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う。 さらに、「浅い地盤構造」は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、 非線形特性を表すパラメータの設定を行う必要がある。これについては、土質試験を行って設定す るのが望ましいが、当該地盤に対する土質試験結果が得られない場合には既往の土質試験結果を用 いて設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあ たっては、多数のボーリングデータや地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域 ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これを分割した領域ごとに当てはめる方法がある。 このとき、分割した領域の大きさは東西-南北1kmないし500mとすることが多い。

## 3. 強震動計算

強震動計算では、地盤のモデル化や設定条件の違いから工学的基盤上面までの計算方法と工学的 基盤上面~地表の計算方法では異なるため、それぞれについて説明する。

## 3.1 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、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(例えば、香川ほか,1998)。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

#### 経験的手法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと 距離の関数で算定する最も簡便な方法。平均的な値で評価するため、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

#### 半経験的手法

既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的グリーン 関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素 波(グリーン関数)として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予 測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できる。ただし、予め評価地点で適当な観測 波形が入手されている必要がある。統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ 波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価 地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の 方法で計算される。

## 理論的手法

数値理論計算により地震波形を理論的に計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響 やアスペリティの影響を考慮できる。この方法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周 期領域については評価しうるものの、短周期地震動の生成に関係する破壊過程および地下構造の推 定の困難さのため、短周期領域についての評価は困難となる。

## ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領 域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響や アスペリティの影響を考慮できる。広帯域の評価が可能。

このうち、特性化震源モデルおよび詳細な地下構造モデルが利用可能な地域では、面的に強震動 計算を行う方法として、半経験的手法である統計的グリーン関数法(例えば、釜江ほか,1991;壇ほ か,1998)と理論的手法である有限差分法(例えば、Aoi and fujiwara,1999;Graves,1996; Pitarka,1999)を合わせたハイブリッド合成法(例えば、入倉・釜江,1999)がよく用いられる。この 理由としては、

- 特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を直接取り入れることが可能
- 面的な予測が可能
- ・ 強震動評価の対象となる周期帯(0.1秒~10秒)に対応可能

といった点であり、半経験的手法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であるこ と(経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため)、理論的手 法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法(例えば、有限要素法、境 界要素法等)と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、か つ計算時間も速いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、 理論的手法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法(例えば、Hisada, 1995)を用いること ができる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、 モデル化や計算が比較的簡単で、震源断層モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体 波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。ハイブリッド合成法等につ いては、例えば、「森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討」(防災科 学技術研究所研究資料, 255, 2004)等を参考にされたい。

なお、ハイブリッド合成法では、理論的手法の精度の限界および半経験的手法の有効性を考慮して、接続周期を決めることが望ましい。

一方、特性化震源モデルや詳細な地下構造モデルが得られない地域では、経験的手法(例えば、 司・翠川,1999)や統計的グリーン関数法を用いる。算定式のパラメータの設定にあたっては、地域 性を取り入れたものが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式やパラメータをそのまま利用 する。

## 3.2 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、「浅い地盤構造」の地下構造モデルが面的な評価によってモデル化さ れた場合とボーリングデータによってモデル化された場合とで異なるため、それぞれのケースにつ いて説明する。

## (1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

工学的基盤における最大速度の値に微地形区分から想定される増幅率Rを掛け合わせることで地 表の最大速度を算定する。

微地形区分から想定される増幅率Rは以下の手順で評価する。

- ① 全国を網羅した約1km四方の領域ごとの国土数値情報から微地形区分データ作成する。
- ② その区分に次式に示す標高と表層30mの平均S波速度AVSとの経験的関係をあてはめる。

 $\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma$  (25)

AVS:表層30mの平均S波速度(m/s)
 H:標高(m)
 Dist:主要河川からの距離(km)
 σ:標準偏差
 a、b、c:微地形区分ごとに与えられる回帰係数

③ 表層30mの平均S波速度AVSは、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率Rと相関が良い。 そこで、次式に示す関係式(松岡・翠川, 1994)を用いて、AVSから最大速度の増幅率Rを算定 する。

 $\log R = 1.83 - 0.66 \cdot \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1500) \quad \dots \quad (26)$ 

R:平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

## (2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として 一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、 主として、線形解析法(例えば、Haskell, 1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel *et al.*, 1972)、 逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑, 1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

重複反射理論により計算を行うものである。土の非線形性を考慮していないため、大地震により 非線形性が生じる場合には正しい結果が得られない。

## 等価線形解析法

重複反射理論を基に土の非線形特性を等価な線形の関係に置き換え、解析の間一定の材料特性を 用いる方法である。ひずみレベルが大きくなると精度は低下する。どの程度のひずみレベルまで適 用できるかは、必要とする精度や地盤条件にもよるが、一般的には0.1~1%までである。また、強い 揺れにより液状化等が生じた場合には、正しい結果は得られない。

逐次非線形解析法

材料の非線形特性を数学モデルや力学モデルで表現し、材料特性の変化を逐次計算しながら挙動 を求めようとする方法である。したがって、1%を超える大きなひずみレベルでも適用可能となる。 その一方で、設定すべきパラメータが多く、専門的な知識を持って解析にあたることが重要である。

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等 価線形解析法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が 既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析法は、 今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、 検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。 また、採用する応力--ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個 々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。 このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、 まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表における強震動の計算手法としては、等 価線形解析法を中心に検討することとした。

## 4. 予測結果の検証

予測結果の検証では、強震動予測結果が妥当であるかどうかを確認する方法について説明する。 予測結果の検証は、予測結果と過去の観測事実との比較により行うが、活断層で発生する地震と海 溝型地震では地震の発生間隔が異なり、これまでに得られている情報量にも違いあるため、それぞ れの検証方法について示す。

#### 4.1 活断層で発生する地震の強震動予測結果に対する検証

活断層で発生する地震は、発生間隔が長いため、最新活動における地震の震度情報や観測情報が 得られていない場合が多い。したがって、基本的には、距離減衰式を用いた推定値との比較により、 活断層で発生する地震の強震動予測結果の検証を行う。

#### (1) 距離減衰式を用いた推定値との比較

半経験的手法や理論的手法による計算結果と距離減衰式を用いた推定値とを比較し、計算結果が 距離減衰式を用いた推定値のばらつき(以下、「距離減衰式のばらつき」と呼ぶ)の範囲内にある ことを確認する。

距離減衰式を用いた推定値と強震動予測結果との比較にあたっては、地域性を考慮した距離減衰 式を用いることが望ましい。地域性を考慮した距離減衰式が作成されていない場合には、既存の距 離減衰式との比較を行う。この場合は、設定した震源特性や地下構造モデルの特性が平均的な特性 と違う場合には、予測結果のばらつきの傾向も異なってくることから、その点にも十分に留意した 上で比較・検証を行うことが重要である。検証の結果、距離減衰式のばらつきの傾向と強震動予測 結果の傾向にかなり差が出て妥当性に問題がある場合には、設定した特性化震源モデルや地下構造 モデルを修正する。

## 4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して発生間隔が短いために、最新活動における地震の 被害情報や観測情報が残されている場合が多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強 震動予測結果を比較することで、強震動予測結果の検証および震源特性などの見直しが可能となる。 検証の項目としては、震度分布、観測波形記録、距離減衰式を用いた推定値との比較が挙げられる。

## (1) 震度分布との比較

震度分布は、面的に強震動予測結果を検証するにあたって、現在、最もよく使われる指標である。 震度分布としては、明治中期以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以 降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布 が推定されている。震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験 的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、震源特性の 見直しを行う。

## (2) 観測波形記録との比較

1960年代以降から、デジタル強震記録が得られはじめているため、1968年十勝沖地震以降の海溝 型地震を想定する場合には、強震動予測結果の時刻歴波形と観測記録を比較し、検証することが可 能である。観測記録との比較において、計算波形をどの程度まであわせる必要があるかという点に ついては、観測波形の質、震源やその他の情報の多寡等によりケースごとに異なる。現状の多くの 場合では、位相を含めて精度良く合わせることは大変困難であり、振幅スペクトルがある程度説明 できることをもって検証と位置付けている。

計算結果を観測波形に合わせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討し直す ことが必要となる。

## \* ただし、強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この作業に 終始することのないよう留意する必要がある。

## (3) 距離減衰式を用いた推定値との比較

## 4.1(1)参照。

なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリー ン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている。したがって、ハイブリッド 合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地 震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法 の結果を比較することも可能である。

## <u>引用文献(アルファベット順)</u>

- Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.
- 粟田泰夫(2004):活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題,月刊地球,号外No.46, 163-167.
- 防災科学技術研究所(2004):森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料,255.
- Dalguer L. A, Irikura, K., Riera, J. and Chiu, H. C. (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, Geophysical Research Letters, April 1, vol. 28, No. 7, 1327-1330.
- ・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・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.
- 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎(2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源 モデルの特性化手法,第11回日本地震工学シンポジウム,555-560.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. Roy. Soc., A241, 376-396.
- Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 2283-2302.
- 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, Vol. 3, 3, 13-27.
- 藤原広行(2004):地震動予測地図作成の現状とねらい,「地震動予測地図」の建築物の耐震設計・ 評価への活用,2004年度日本建築学会大会(北海道)構造部分(荷重)パネルディスカッショ ン資料,3-17.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
- Graves, W. R. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seis. Soc. Am., 86, 1091-1106.

Haskell, N. A. (1960) : Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.

- Hisada, Y. (1995): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1080-1093.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999):1948年福井地震の強震動,地震第2輯,52,129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌,110,849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002):強震動予測のための修正レシピと その検証,第11回日本地震工学シンポジウム論文集,567-572.
- 入倉孝次郎(2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法-, 京都大学防災研究所 年報, 47A.
- 石井 透・佐藤俊明・Somerville, P. G. (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.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
- Iwata, T., Sekiguchi, H. and Miyakoshi, K. (2001): Characterization of source processes of

recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, 53-59.

地震調査委員会(2002):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(平成14年10月31日公表).

地震調査委員会(2003a):森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年3月12日公表).

地震調査委員会(2003b):宮城県沖地震を想定した強震動評価(平成15年6月18日公表).

地震調査委員会(2003c):布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年7月31日公 表).

地震調査委員会(2003d):三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価(平成15年10月28日公表).

地震調査委員会(2003e):山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価(平成15年11月25日公表).

地震調査委員会(2004a):砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年3 月22日公表).

地震調査委員会(2004b):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価(平成16年5月21日公表).

地震調査委員会(2004c):琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年6月21日公表).

地震調査委員会(2004d):高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年9月27日公表).

地震調査委員会(2004e):石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価(平成16年11月29日公 表).

地震調査委員会(2005):山崎断層帯の地震を想定した強震動評価(平成17年1月31日公表).

地震調査委員会強震動評価部会(2001):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(中間報告)(平成13年5月25日公表).

地震調査委員会強震動評価部会(2002):鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検 証(平成14年10月31日公表).

- 地震調査委員会強震動評価部会(2004):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(平成16年12月20日公表).
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998):強震動予測の現状と将来の展望,地震第2輯,51,339-354.

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測
 :統計的波形合成法による予測,日本建築学会構造系論文集,430,1-9.

Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.

片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一(2003):想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法 に関する研究,国土技術政策総合研究所研究報告,15.

菊地正幸・山中佳子(2001):『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスモ, 5(7), 6-7.

Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S (2004): Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, 329-334.

Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., 84, 2243-2250.

松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図,東京大学地震研究所彙報,65,1, 289-319.

- 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.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝(2001): すべりの空間的不均質性の抽出,平成12年度科学振興調 整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉(1998):活断層はどこから割れ始めるのか?-活断層の 分岐形態と破壊伝播方向-,地学雑誌,107,512-528.

- 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.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 佐藤良輔編著(1989):日本の地震断層パラメータ・ハンドブック,鹿島出版会.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994):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.
- Shnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- 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.
- Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・粟田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一(2002):活断層情報と不均質震源特性との 関係,平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する 研究」研究成果報告書,119-129.
- Sugiyama, Y. (2004): Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, 1-9.
- 遠田晋次(2004):断層セグメントの多重破壊とスケーリング則,月刊地球,号外No.46,168-174. 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明(1997):近畿地方で発生する地震のfmaxに関する基礎 的検討,地球惑星科学関連学会合同大会予稿集,103.
- 宇津徳治(2001):『地震学第3版』,共立出版.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P. A. (2003): Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. B10, 2507, ESE16 1-30.
- Yagi, Y. (2004): Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, 311-316.
- Yamanaka, Y. and Shimazaki, K. (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24.
- 吉田 望・東畑郁生(1991): YUSAYUSA-2 理論と使用方法.



付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(詳細法)の流れ



付録-25







付図4 三次元地盤構造モデル作成の流れ(藤原,2004):地震動予測地図とそれに係る地下構造調査の 必要性、2004年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会、p116,図3を修正)

平成 17 年 9 月 26 日 地震調査研究推進本部 地 震 調 査 委 員 会

日向灘の地震を想定した強震動評価

# 図のもくじ

(図11~31)

図11	「長期評価」による日向灘の地震の震源域の範囲・規模・地震のタイプ・30 年地震	
	発生確率(2005年1月1日起点)、強震動評価領域、及び計算波形を示す代表地点.	. 1
図12	微小地震の震源分布にもとづくプレート境界面の推定等深線図	. 1
図13	1662 年の日向灘の地震における波高分布と波源域分布図	. 2
図14	想定した震源断層とブーゲー異常図	. 3
図15	地震モーメント Ӎと短周期レベル Аとの関係	. 4
図16-1~3	三次元地下構造モデルの作成に用いた物理探査データ	. 5
図17	収集した地震記録の震央位置、K-NETの観測点、及び収集地震観測記録リスト	. 8
図18-1~4	H/Vスペクトル比の比較	10
図19-1~4	三次元地下構造モデルの修正後の差分法による計算結果(赤)と観測記録(黒)と	
	の比較	14
図20−1~4	修正前後での三次元地下構造モデルの比較	18
図21-1~4	「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット	22
図22−1~3	「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s) 上の計算波形(速度波形、上:NS 成分、下:EW	
	成分)、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース1)	26
図23−1~4	「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s) 上の計算波形(速度波形、上:NS 成分、下:EW	
	成分)、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース2)	29
図24	「詳細法」による強震動予測結果:「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布図	33
図25	「詳細法」による強震動予測結果:地表の最大速度分布図	34
図26	「簡便法」による強震動予測結果:地表の震度分布図	35
図 2 7	ケース1における初期の震源断層モデルと修正後の震源断層モデルの比較	37
図28	細島観測点の柱状図、及び柱状図を参照して設定した一次元地下構造モデル	39
図29-1~5	「詳細法」による計算波形と観測波形の比較	40
⊠ 3 0 − 1 ~ 2	「詳細法」による計算結果と細島観測点で得られた観測記録の比較	45
図31	「詳細法工学的基盤」上における最大速度値を Vs=600m/s 相当に換算した値と司・	
	翠川(1999)の距離減衰式との比較	47



図11 「長期評価」による日向灘の地震の震源域の範囲・規模・地震のタイプ・30年地震発生確率(2005 年1月1日起点)、強震動評価領域、及び計算波形を示す代表地点



図12 微小地震の震源分布にもとづくプレート境界面の推定等深線図(地震調査委員会, 2004)


図13 1662年の日向灘の地震における津波の波高分布と波源域分布図(羽鳥, 1985)







(+印:今回想定した日向灘の地震、六角形印:宮城県沖地震(地震調査委員会,2003)、太線:壇ほか(2001) の平均値、細線:2倍と2分の1)



図16-1 三次元地下構造モデルの作成に用いた物理探査データ(屈折法、反射法)位置図 (番号は表3-1参照)



(番号は表3-1参照)



(番号は表3-1参照)



図17 収集した地震記録の震央位置、K-NETの観測点、及び収集地震観測記録リスト (リストは次ページ)

番号	発震時刻					200亩/°\\	/9/10/10/10		マグニ	K-NET 観
	年	月	В	時	分		神侵しノ	/₩⊂(Km/	チュード	測点数
1	1996	9	9	13	34	130.9	30.5	20	5.7	27
2	1996	10	18	19	50	131.18	30.58	36	6.2	42
3	1996	10	19	23	24	132	31.8	39	6.6	154
4	1996	12	3	7	18	131.63	31.78	35	6.6	121
5	1997	3	26	17	31	130.37	31.98	8	6.3	122
6	1997	4	3	4	33	130.32	31.98	9	5.5	63
7	1997	4	23	10	24	130.63	32.75	14	4.2	29
8	1997	5	13	14	38	130.3	31.95	8	6.2	1 0 9
9	1997	6	25	18	50	131.67	34.45	12	6.1	174
10	1999	3	9	12	53	131.02	32.95	10	4.5	62
11	2000	1	23	16	40	131.02	30.26	22	5.2	7
12	2000	6	8	9	32	130.75	32.7	10	4.8	84
13	2000	6	25	15	34	131.61	31.02	48	5.9	40
14	2000	8	3	14	30	131.44	31.11	36	5.1	18
15	2000	10	6	13	30	133.35	35.27	11	7.3	303
16	2001	3	24	15	28	132.71	34.12	51	6.4	316
17	2001	4	25	23	40	132.35	32.78	42	5.6	138
18	2002	3	8	22	2	131.99	32.22	27	4.2	9
19	2002	Б	20	22	19	130.81	32.64	14	4.2	29
20	2002	7	16	4	58	131.82	31.95	34	4.4	22
21	2002	11	4	13	36	131.87	32.41	35	5.7	123
22	2003	4	12	13	28	130.26	31.99	10	4.8	54
23	2003	11	30	12	45	130.33	31.97	10	4.8	40
24	2004	4	21	12	21	131.84	31.56	25	5	25
25	2004	11	4	3	13	130.5	33.1	10	4.3	43
26	2004	11	21	9	27	130.5	32.5	10	4.2	37

## 収集地震観測記録リスト

\*防災科学技術研究所HPより



図18-1 H/Vスペクトル比の比較(観測記録のH/V比(黒)とレイリー波の理論H/V比(赤) との比較、鹿児島県、その1、H/Vスペクトル比の右側に、最終的に得られた観測点直下の一次元地 下構造モデルを示す。)



図18-2 H/Vスペクトル比の比較(観測記録のH/V比(黒)とレイリー波の理論H/V比(赤) との比較、鹿児島県、その2、H/Vスペクトル比の右側に、最終的に得られた観測点直下の一次元地 下構造モデルを示す。)



図18-3 H/Vスペクトル比の比較(観測記録のH/V比(黒)とレイリー波の理論H/V比(赤) との比較、宮崎県、その1、H/Vスペクトル比の右側に、最終的に得られた観測点直下の一次元地下 構造モデルを示す。)



図18-4 H/Vスペクトル比の比較(観測記録のH/V比(黒)とレイリー波の理論H/V比(赤) との比較、宮崎県、その2、H/Vスペクトル比の右側に、最終的に得られた観測点直下の一次元地下 構造モデルを示す。)



図19-1 三次元地下構造モデルの修正後の差分法による計算結果(赤)と観測記録(黒)との比較 (波形とフーリエスペクトル、観測記録、及び計算結果には3~20秒のバンドパスフィルター処理を施 した。モデルを大きく変更した宮崎県内の観測点について示す。)



(a)初期モデル

(b)修正モデル

(a) 初期モデル

(b)修正モデル

黒:観測記録(K-NET)、赤:差分法の計算結果(ともに、3~20秒のバンドパスフィルター処理を施した。)

図19-2 三次元地下構造モデルの修正後の差分法による計算結果(赤)と観測記録(黒)との比較 (NS成分、観測記録のみ表示している観測点は、詳細法による評価対象外の観測点)



(a)初期モデル

(b)修正モデル

(a)初期モデル

(b) 修正モデル

黒:観測記録(K-NET)、赤:差分法の計算結果(ともに、3~20秒のバンドパスフィルター処理を施した。)

図19-3 三次元地下構造モデルの修正後の差分法による計算結果(赤)と観測記録(黒)との比較 (EW 成分、観測記録のみ表示している観測点は、詳細法による評価対象外の観測点)



黒:観測記録(K-NET)、赤:差分法の計算結果(ともに、3~20秒のバンドパスフィルター処理を施した。)

図19-4 三次元地下構造モデルの修正後の差分法による計算結果(赤)と観測記録(黒)との比較 (UD 成分、観測記録のみ表示している観測点は、詳細法による評価対象外の観測点)



図20-1 修正前後での三次元地下構造モデルの比較(P波速度5.0km/s層上面標高、水色の破線で囲った領域は主な修正領域を示す。)



図20-2 修正前後での三次元地下構造モデルの比較(P波速度4.0km/s層上面標高、水色の破線で囲った領域は主な修正領域を示す。)



図20-3 修正前後での三次元地下構造モデルの比較(P波速度3.5km/s層上面標高、水色の破線で囲った領域は主な修正領域を示す。)



図20-4 修正前後での三次元地下構造モデルの比較(P波速度2.0km/s層上面標高、水色の破線で囲った領域は主な修正領域を示す。)



図21-1 「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット(ケース1、有限差分法、NS成分、10秒~80秒、★:破壊開始点)



図21-2 「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット(ケース1、有限差分法、NS成分、90秒~150秒、★:破壊開始点)



図21-3 「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット(ケース2、有限差分法、NS成分、10秒~80秒、★:破壊開始点)



図21-4 「詳細法工学的基盤」における速度振幅のスナップショット(ケース2、有限差分法、NS成分、90~150秒、★:破壊開始点)



(b) 延岡測候所

図22-1 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース1、その1)



図22-2 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース1、その2)



図22-3 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース1、その3)



図23-1 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース2、その1)



図23-2 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース2、その2)



図23-3 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル(ケース2、その3)



図23-4 「詳細法工学的基盤」(Vs=500m/s)上の計算波形(速度波形、上:NS成分、下:EW成分)、 及び減衰5%の擬似速度応答スペクトル(ケース2、その4)



図24 「詳細法」による強震動予測結果:「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布図



図25 「詳細法」による強震動予測結果:地表の最大速度分布図



図26-1 「簡便法」による強震動予測結果:地表の震度分布図 (ケース1(1968年日向灘地震)、赤枠:ケース1の「詳細法」の計算範囲)







(a) 初期の震源断層モデル(モデル1)

(b) 修正後の震源断層モデル(モデル2)

電酒性社	ケース 1 (1968年)					
辰你村社	モデ	ル1	モデル2			
微視的震源特性						
断層全体の短周期レベルA(Nm/s <sup>2</sup> )		3.29E+19	_			
全アスペリティの面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )		998	803			
全アスペリティの平均すべり量D <sub>a</sub> (m)		3.69	3.69			
全アスペリティの地震モーメントMo <sub>a</sub> (Nm)		1.55E+20	1.25E+20			
アスペリティの個数	2		2			
	第1アスペ リティ	第2アスペ リティ	第1アスペ リティ	第2アスペ リティ		
アスペリティの面積S <sub>ai</sub> (km <sup>2</sup> )	667	331	390	413		
アスペリティの平均すべり量D <sub>ai</sub> (m)	4.17	2.94	3.64	3.74		
アスペリティの応力パラメータσ <sub>a</sub> (MPa)	10.4	10.4	13.1	26.2		
アスペリティの地震モーメントMo <sub>ai</sub> (Nm)	1.17E+20	4.10E+19	5.98E+19	6.52E+19		
背景領域の地震モーメントMo <sub>b</sub> (Nm)		8.46E+19	1.15E+20			
背景領域の面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )		2084	2279			
背景領域のすべり量D <sub>b</sub> (m)		0.96	1.20			
背景領域の応力パラメータσ <sub>b</sub> (MPa)		1.3	2.0			

(c) 修正を行った微視的震源特性の比較

図27-1 ケース1における初期の震源断層モデル(モデル1)と修正後の震源断層モデル(モデル 2)の比較(震源断層モデル図と震源断層パラメータ)


(a) モデル1

(b) モデル2



(c) 1968年日向灘地震の震度分布(再掲)

図27-2 ケース1におけるモデル1とモデル2の比較 (震度分布図)



## (a) 細島観測点の柱状図

土質	Vp(m/s)	Vs(m∕s)	$\rho$ (cm/s <sup>3</sup> )	層厚(m)
砂	1500	135	1.7	4
砂	1600	190	1.8	3
砂	1650	230	1.8	5
砂	1600	190	1.8	4
粘土	1650	185	1.75	5
粘土	1650	190	1.75	6
砂	1800	240	1.8	4
砂	1800	310	1.9	5
粘土	1800	250	1.75	5
砂礫	1900	390	2	4
_	2000	500	2	-

(b) 柱状図をもとに設定した一次元地下構造モデル

図28 細島観測点の柱状図、及び柱状図を参照して設定した一次元地下構造モデル



(b) W-E 成分

図29-1 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較(ケース1、宮崎地方気象台、変位波形、震 源断層モデルの違いによる比較結果を含む。計算波形は、地震計の計器特性に関する補正を行っている。)



(b) E-W 成分

図29-2 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較(ケース1、延岡測候所、変位波形、震源断 層モデルの違いによる比較結果を含む。計算波形は、地震計の計器特性に関する補正を行っている。)



(b) W-E 成分

図29-3 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較(ケース1、足摺分室、変位波形、震源断層 モデルの違いによる比較結果を含む。計算波形は、地震計の計器特性に関する補正を行っている。)



(b) W-E 成分

図29-4 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較(ケース1、宇和島測候所、変位波形、震源 断層モデルの違いによる比較結果を含む。計算波形は、地震計の計器特性に関する補正を行っている。)



図29-5 「詳細法」による計算波形と観測波形の比較(ケース1、大分地方気象台、変位波形、震 源断層モデルの違いによる比較結果を含む。計算波形は、地震計の計器特性に関する補正を行っている。)



図30-1 「詳細法」による計算結果と細島観測点で得られた観測記録の比較(加速度波形、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル、NS 成分、ケース1における震源断層モデルの違いによる比較結果を含む。ただし、絶対時刻は合わせていない。) (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。)



図30-2 「詳細法」による計算結果と細島観測点で得られた観測記録の比較(加速度波形、及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル、EW 成分、ケース1における震源断層モデルの違いによる比較結果を含む。ただし、絶対時刻は合わせていない。) (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。)



(a) ケース1 (1968 年日向灘地震)



(b) ケース2(1662年の日向灘の地震)

図31 「詳細法工学的基盤」上における最大速度値を Vs=600m/s 相当に 換算した値と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較