

## 警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価（説明）

（説明）

1. 強震動評価の概要	1
1.1 評価全体の流れ	1
1.2 評価地点	2
1.3 評価項目	2
2. 震源特性の設定	2
2.1 巨視的震源特性	3
2.2 微視的震源特性	4
2.3 その他の震源特性	6
2.4 「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデル	6
3. 地下構造モデルの設定	6
3.1 「地震基盤以深の地殻構造」	7
3.2 「深い地盤構造」	7
3.3 「浅い地盤構造」	8
4. 強震動計算方法	8
4.1 「ハイブリッド合成法」	8
4.2 「距離減衰式に基づく方法」	11
4.3 それぞれの手法の特徴	11
5. 強震動予測結果とその検証	12
5.1 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果	12
5.2 「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果	13
5.3 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証	14
5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較	14
6. 問題点と今後の課題	15
6.1 問題点とその対応策	15
6.2 今後の課題	16
参考文献	17

## (説明)

### 1. 強震動評価の概要

#### 1.1 評価全体の流れ

警固断層帯（南東部）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 8 にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ①「警固断層帯の長期評価について」（地震調査委員会, 2007 ; 以下、「長期評価」という）で示された活断層帯（玄界灘から博多湾を経て、福岡平野にかけてほぼ北西－南東に分布する活断層帯）に沿って震源断層モデルを想定した。断層帯北西部の最新活動が 2005 年福岡県西方沖の地震であったことを考慮し、本評価では断層帯南東部について強震動評価を行うこととする。
- ② ①の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデル<sup>1</sup>を設定した（図 9 参照）。アスペリティの個数（1 つと大小 2 つの場合）と破壊開始点の位置（2 カ所）によって 4 ケースの震源断層モデルを想定した。アスペリティが 1 つの場合は、アスペリティを断層中央部に配置させ、破壊開始点をアスペリティ下端の北西部（ケース 1a）と南東部（ケース 1b）とした。アスペリティが大小 2 つの場合は、太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから南部に大きなアスペリティを、北部に小さなアスペリティを配置させ、破壊開始点を小さなアスペリティの北西部（ケース 2a）と大きなアスペリティの南東部（ケース 2b）とした。
- ③警固断層帯周辺の「深い地盤構造」に対する三次元地下構造モデルは、既存の物理探査結果、ボーリング調査結果、地震観測記録等より作成した。工学的基盤上面より上の「浅い地盤構造」のモデルは、地形・地盤分類 250m メッシュデータ（若松・松岡, 2007）を基に最大速度の増幅率の分布として取り扱った。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと③で作成された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 メッシュごとに「ハイブリッド合成法」（4 章参照）を用いて工学的基盤上面の地震波形を求めた。さらに、約 250m メッシュごとに震度増分を設定してこれを工学的基盤上面の計測震度に加算することで地表の震度を求めた。また、試行的にボーリング調査データによる「浅い地盤構造」のモデルを用いて一次元地震応答計算により地表の震度も求めた。
- ⑤平均的な地震動分布を評価するため、「距離減衰式に基づく方法」（4 章参照）を用いた強震動予測も行った。

次章以降、上記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「特性化震源モデル」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、基本的に付録の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（以下、「レシピ」という）に基づいたものであり、その内容と重複する事項については簡単に記述する。なお、「地下構造モデル」は、「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づ

---

1 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、およ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 al.*(1999)の characterization の訳語に由来する。

く強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）と同じものを用いており、ここではその概要を記述する。

## 1.2 評価地点

本評価における評価範囲は、警固断層帯（南東部）の断層面が福岡県西方沖の地震の断層面よりも南東側に位置することや、後述の深部地盤モデルにおいて阿蘇山方面にかけて地震基盤が深くなっていることなどを加味して、福岡県西方沖の地震における評価（検証）領域よりも南東側へ拡張した範囲とした。具体的には以下の四隅で囲まれる範囲とした（図 3 参照）。評価地点は、工学的基盤上面の波形については約 1km（3 次）メッシュの中心点とし、地表の最大速度分布および計測震度分布については約 250m（3 次メッシュの 16 等分）メッシュの中心点とした。

北西端：北緯 33.9167° 東経 129.7375°、北東端：北緯 33.9167° 東経 131.0125°  
南西端：北緯 33.0083° 東経 129.7375°、南東端：北緯 33.0083° 東経 131.0125°

## 1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「ハイブリッド合成法」、「距離減衰式に基づく方法」、それぞれ以下のとおりである。

「ハイブリッド合成法」

- ・「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面（3 章参照）の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10 秒）および擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）（全ケース）
- ・「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の最大速度分布（全ケース）
- ・地表の最大速度分布（全ケース）
- ・震度分布（全ケース）

「距離減衰式に基づく方法」

- ・地表の最大速度分布
- ・震度分布

本評価では、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面において計算された波形のうち、図 3 にその位置を示す福岡市役所、太宰府市役所、久留米市役所、うきは市役所、宗像（むなかた）市役所、飯塚市役所、前原市役所、唐津市役所、柳川市役所、佐賀市役所のそれぞれに最も近い計算メッシュの中心の 10 地点について時刻歴波形および擬似速度応答スペクトルを例として示した。

## 2. 震源特性の設定

「長期評価」によると、警固断層帯は、福岡市東区志賀島北西沖の玄界灘から博多湾、同市中央区、同市南区、春日市、大野城市、太宰府市を経て、筑紫野市に至る断層帯である。

断層帯の長さは 55km 程度で、概ね北西－南東方向に延びる。過去の活動時期の違いから、玄界灘から志賀島付近にかけての 2005 年福岡県西方沖の地震の震源域にあたる北西部（長さ 25km 程度）と、志賀島南方沖の博多湾から筑紫野市の警固断層にあたる南東部（長さ約 27km）に区分される。北西部は平均活動間隔などが明らかでないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることができないが、最新活動が 2005 年福岡県西方沖の地震であったことを考慮すると、ごく近い将来に今回評価したような地震が発生する可能性は低いとしている。一方、南東部ではマグニチュード 7.2 程度の地震が発生すると推定され、将来このような地震が発生する長期確率は今後 30 年以内に 0.3～6%（基準日：2008 年 1 月 1 日）で、我が国の主要活断層帯の中では高いグループに属するとされている。ここでは、警固断層帯の「南東部」が活動するとして、アスペリティの個数および破壊開始点の位置を変えた 4 通りの特性化震源モデルを想定した。表 1 に各ケースの震源断層パラメータを示す。

## 2.1 巨視的震源特性

長期評価された活断層の長さ  $L$  (km)（繰り返し活動して形成された活断層の長さ）から求められた気象庁マグニチュード  $M$  を固定パラメータとして、他の断層パラメータを「レシピ」に従って設定した。巨視的断層パラメータの設定フローは、図 9 [「レシピ」付図 3] に示すとおりである。

### 2.1.1 震源断層モデルの位置

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さ）と走向）を設定した（図 1 参照）。走向は北側で N136°E とした。

### 2.1.2 断層の長さ $L$

断層長さは、地表地震断層長さ（1 回の活動でできた地表断層）と見なし、「長期評価」の断層長さをを用いる。

### 2.1.3 気象庁マグニチュード $M$

松田 (1975) に基づき、 $M=(\log L+2.9)/0.6$  により、 $M=7.2$  となる。

### 2.1.4 地震モーメント $M_0$

武村 (1990) に基づき、 $\log M_0=1.17M+10.72$  により、 $M_0=1.47\times 10^{19}$  (N·m) となる。

### 2.1.5 モーメントマグニチュード $M_w$

Kanamori (1977) に基づき、 $M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$  により、 $M_w=6.7$  となる。

### 2.1.6 断層の面積 $S$ (仮設定)

入倉・三宅 (2001) に基づき、 $S=4.24\times 10^{-11}\cdot(M_0\times 10^7)^{1/2}$  より、 $S=513$  (km<sup>2</sup>) となる（図 12-1 参照）。

### 2.1.7 断層の幅 $W$ (仮設定)

$W=S/L$  より、 $W=19$  (km) となる。

### 2.1.8 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、気象庁の地震カタログによる微小地震の発生分布および 2005 年福岡県西方沖の地震の精密余震分布 (九州大学・他, 2006 ; 図 10 参照) から下端深さは 16km とし、「深い地盤構造」モデル (図 11 参照) から上端深さは 2km とした。したがって、地震発生層の幅は 14km となる。

### 2.1.9 断層モデルの幅 $W_{\text{model}}$ と長さ $L_{\text{model}}$

震源断層を地震発生層の上端深さの 2km とすると、断層の下端が地震発生層の下限深さを貫くことから、次のように断層モデル幅  $W_{\text{model}}$  (km) と長さ  $L_{\text{model}}$  (km) を設定した。 $W_{\text{model}}$  は、断層モデル下端深さが地震発生層下限深さ+2km よりも浅い断層モデルのメッシュサイズの倍数とする。 $L_{\text{model}}$  は、 $S/W_{\text{model}}$  (ただし、 $L$  より大きく  $L+5\text{km}$  以内の断層モデルメッシュサイズの倍数) とする。メッシュサイズを 2km とすると、 $W_{\text{model}}=16$  (km)、 $L_{\text{model}}=32$  (km) となる。

### 2.1.10 断層モデルの面積 $S_{\text{model}}$

$W_{\text{model}}=16$  (km)、 $L_{\text{model}}=32$  (km)より、 $S_{\text{model}}=L_{\text{model}}\times W_{\text{model}}=512$  (km<sup>2</sup>) となる。

### 2.1.11 断層モデルの傾斜角 $\delta$

「長期評価」では、断層露頭やトレンチ調査において高角度な断層が確認されている (下山・他, 2005 ; 宮下・他, 2007 など)。一方、2005 年福岡県西方沖の地震発生後の精密地震観測では、福岡県西方沖の地震の余震分布がほぼ垂直に並んでいることが確認されている。以上のことから、傾斜角は 90°とした。

### 2.1.12 断層平均すべり量 $D$

平均すべり量  $D$  (m) と地震モーメント  $M_0$  (N・m) の関係  $M_0=\mu \cdot D \cdot S$  から算定する。ここで、剛性率  $\mu=\rho \cdot \beta^2$  (N/m<sup>2</sup>)、 $\rho$  は密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $\beta$  は震源における S 波速度(km/s)。

$D=M_0/(S_{\text{model}} \cdot \mu)=0.9$  (m)となる。

## 2.2 微視的震源特性

### 2.2.1 アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験的に 1 地震当たり平均 2.6 個との報告があり (Somerville *et al.*, 1999)、1 セグメント当たり 1 個か 2 個とされている [「レシピ」1.1.2 微視的震源特性参照]。

本評価では、「断層帯南東部」の地表トレース沿いに、アスペリティの位置を設定できるような変位量分布が認められないことから、アスペリティが1つの場合と2つの場合を想定した。

### 2.2.2 アスペリティの総面積 $S_a$

アスペリティの総面積は、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」という）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇・他 (2001) による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[「レシピ」(11)式参照]を用いて地震モーメントから「短周期レベル」を算定した（図 12-2 参照）。
- ② 上記で算定した「短周期レベル」から、便宜的に等価半径  $r$  (km) の円形のアスペリティが1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積  $S_a$  (km<sup>2</sup>) を求めた[「レシピ」(12)~(14)式参照]。
- ③ 2つのアスペリティの面積比は、石井・佐藤 (2000) を参考に 2 : 1 とした。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、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は、約 19% となった。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの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、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ面積の占める割合は、断層面積の平均 22% (Somerville *et al.*, 1999)、15%~27% (宮腰・他, 2001)、平均 37% (石井・他, 2000) といった結果が得られており、今回の比率はこれらの範囲内にある。

### 2.2.3 アスペリティの位置

アスペリティの位置は、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とされている [「レシピ」1.1.2 微視的震源特性参照]。

本評価では、「断層帯南東部」の地表トレース沿いに、アスペリティの位置を設定できるような過去の活動による変位量分布が不明であることから、断層中央部に1つまたは2つのアスペリティをバランス良く設置した。なお、アスペリティが2つの場合は、面積比を 2 : 1 とし、太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから南部に大きなアスペリティを、北部に小さなアスペリティを配置させた。

### 2.2.4 アスペリティ・背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果 (Somerville *et al.*, 1999) を基に震源断層全体の平均すべり量の 2 倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[「レシピ」(15)~(19)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量  $D_a$  は約 1.8m、背景領域の平均すべり量  $D_b$  は約 0.7m となる。

### 2.2.5 アスペリティの応力降下量・実効応力および背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$ ・実効応力  $\sigma_a$ 、および背景領域の実効応力  $\sigma_b$  (MPa) は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(20)～(23)式参照]。

この結果、アスペリティの応力降下量  $\Delta\sigma_a$ ・実効応力  $\sigma_a$ は 16.0MPa、背景領域の実効応力  $\sigma_b$ は 2.8MPa となる。

### 2.2.6 $f_{\max}$

$f_{\max}$  については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より 6Hz に設定した[「レシピ」1.1.2. (e) $f_{\max}$  参照]。

### 2.2.7 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(25)～(28)式参照]。

## 2.3 その他の震源特性

### 2.3.1 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報が得られていない。そこで、図 2 に示すように、アスペリティの下端とした4通りとした。

- ・ケース 1a：アスペリティ 1 個、南東側から破壊
- ・ケース 1b：アスペリティ 1 個、北西側から破壊
- ・ケース 2a：アスペリティ 2 個、南東側から破壊
- ・ケース 2b：アスペリティ 2 個、北西側から破壊

### 2.3.2 破壊伝搬様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

### 2.3.3 破壊伝搬速度 $V_r$

平均破壊伝播速度は、地震発生層の S 波速度との関係 (Geller, 1976) から、2.4km/s とした [レシピ(24)式参照]。

## 2.4 「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、約 2km×2km の要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った (図 2 参照)。

## 3. 地下構造モデルの設定

強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの地殻構造(以下、「地震基盤以深の地殻構造」という)、主に地震

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上面までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、主に地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤上面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。

本評価においては、工学的基盤上面として設定する地盤のS波速度が「距離減衰式に基づく方法」と「ハイブリッド合成法」で異なっている。「ハイブリッド合成法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を（「距離減衰式に基づく方法」による工学的基盤上面と区別して）「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面と呼んでいる。ここで設定した「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面のS波速度（ $V_s$ ）は、600m/sである。

「地震基盤以深の地殻構造」および「深い地盤構造」モデル（「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤～地震基盤）は、「2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証」（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）に用いたものを使った（図4、表2）。以下に、概要を述べる。

### 3.1 「地震基盤以深の地殻構造」

「地震基盤以深の地殻構造」については、Zhao *et al.* (1992, 1994) によるコンラッド面、およびモホ面の出現深度を参照し、表3のとおり設定した。なお、それぞれの境界深さは本対象地域の平均的な深さをとった。ただし、半経験的方法[「レシピ」3.1 工学的基盤上面までの計算方法参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他 (1994b) による周波数依存のQ値を利用した。

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

$f$ : 周波数(Hz)

### 3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」については「レシピ」に従い、まず、九州全域の地形・地質資料、物理探査資料、ボーリングデータ等を収集し、整理を行う。速度構造モデルを構築するだけの物理探査データがないことから、主に地質データから総合的に判断して地質構造モデルを作成する。次に、地震探査や速度検層等の速度に関するデータを収集し、地質区分に適切な速度値を与えて、三次元速度構造モデル（P波速度）を作成する。屈折法および反射法探査等の物理探査データやK-NETおよびKiK-net等のPS検層データから、地質区分ごとのP波速度とS波速度の関係を求め、S波速度、密度の設定を行って0次モデルとする。

次に、九州全域のK-NETおよびKiK-netで観測された代表的な観測波形を用いて、上述のように作成した0次モデルの修正を行う。修正は、観測された波形記録のS波主要動以降の部分について、観測記録による動径方向成分と上下動成分のスペクトル比を求め、次に、対象地点の速度構造モデルに用いて計算されるレイリー波の基本モードによるH/Vスペク

トル比を求めて、両者の比較を行ってそれぞれのスペクトル比のピーク周期等を説明できるように速度構造モデルを修正し、0.5 次モデルを構築する。さらに、この 0.5 次モデルを用いて代表的な地震に対して三次元差分法による地震動シミュレーションを行い、モデルによる理論スペクトル比と観測記録のスペクトル比の比較や理論波形と観測波形の比較を通して、速度構造モデルの再修正を繰り返し行い、1 次モデルを構築した。

以上のようにして作成した「深い地盤構造」の 1 次モデルの物性値を表 2 に、各速度層上面の深さ分布を図 4 に示した。

### 3.3 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の考慮に関しては、国土数値情報を利用した手法（松岡・翠川 (1994) および藤本・翠川 (2006)）を用い、約 250m のメッシュごとの微地形から換算した最大速度の増幅率（図 5 参照）を用いることとした。微地形区分は若松・松岡 (2007) による九州の地形・地盤分類 250m メッシュマップを用い、これより推定された深さ 30m までの平均 S 波速度（松岡・若松, 2007）に対して、藤本・翠川 (2006) による最大速度の増幅率の経験式を用いた。なお、ハイブリッド合成法に用いる工学的基盤上面の S 波速度は 600m/s である。

$$\log(\text{amp}) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500)$$

*amp* : 最大速度の増幅率

*AVS30*: 深さ30mまでの平均S波速度(m/s)

また、参考事例として震源断層に近く比較的ボーリング調査データが揃っている福岡市の中心市街地において一次元速度構造モデル[「レシピ」2.3 浅い地盤構造参照]を約 250m メッシュごとに作成した。

## 4. 強震動計算方法

本評価で用いた強震動計算方法は、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを取り込んで地震動波形を求める「ハイブリッド合成法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式（距離減衰式）により最大速度を算定する「距離減衰式に基づく方法」を用いた。さらに、地表の計測震度については、震度増分の考え方を用いた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

### 4.1 「ハイブリッド合成法」

#### 4.1.1 三次元地下構造モデル（「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面）における波形計算

3 章で述べた「地震基盤以深の地殻構造」及び「深い地盤構造」の 1 次モデルより、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、「ハイブリッド合成法」により工学的基盤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、長周期成分を理論的方法（Aoi and Fujiwara, 1999）による不連続格子を用いた三次元差分法、

短周期成分を統計的グリーン関数法に基づく波形合成法（壇・佐藤, 1998）によりそれぞれ計算した。そして、両者の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地震動を評価する。合成する際の接続周期を 1 秒とした。なお、波形は評価範囲（図 3 参照）の約 1km のメッシュのそれぞれの中心点で求めた。

統計的グリーン関数法は、2.4「ハイブリッド合成法」に用いる震源断層モデルで述べた震源断層モデルの要素断層ごとに地震基盤と「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面（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て波形合成を行った。

#### 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・他 (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上面における地震記録から佐藤・他 (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、および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された  $F$  の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗和平均と考え、0.63 を  $\sqrt{2}$  で除した 0.445 を  $F$  として採用した。

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。

### 4.1.2 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約 250m メッシュごとに、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の S 波速度、および 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、「レシピ」(31)~(32)式を用いて最大速度増幅率を求め、これを約 1km メッシュごとの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤 ( $V_s=600\text{m/s}$ ) 上面における最大速度に乗じることによって、計算量を増大させないような推定手順をとった。「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面から地表までの最大速度増幅率の分布図を図 5 に示している。

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」についても一次元速度構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましいが、ここでは地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことより、一次元速度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。

また、参考として、断層近傍の福岡市街地ではボーリングデータを集めて、約 250m メッシュごとの一次元地下構造モデルを作成して[「レシピ」2.3「浅い地盤構造」及び図 13 参照]、等価線形解析法 (Shnabel *et al.*, 1972) による一次元地震応答計算を行い[「レシピ」3.2 地表面までの計算方法参照]、地表における時刻歴波形から最大速度を求めた。物性値は、S 波速度については、福岡市域および周辺地域において収集した PS 検層のデータも踏まえ、中央防災会議において設定されている N 値と S 波速度の関係式 (中央防災会議, 2003) を用いることにした。また、密度および動的変形特性 ( $G/G_0 \sim \gamma$ ,  $h \sim \gamma$  の関係) についても、中央防災会議の資料で示されている土質区分と密度値および動的変形特性曲線を用いた。また、比較のため、一次元重複反射理論による線形応答計算も行った。

#### 4.1.3 地表における計測震度の計算

「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」(地震調査委員会強震動評価部会, 2004) および「2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証」(地震調査委員会強震動評価部会, 2008) において検討を行った以下の方法により、地表における計測震度を算出した。

工学的基盤上面の波形より気象庁 (1996) に従って算出した「工学的基盤上面の震度」に対して、藤本・翠川 (2006) による最大速度増幅率および藤本・翠川 (2005) による最大速度と計測震度の経験的關係式より求められる「震度増分」を加えることによって、地表の計測震度を算出した。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (I \geq 4)$$

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp)$$

$I$  : 計測震度

$\Delta I$  : 工学的基盤の計測震度に対する震度増分度

$PGV$ : 最大速度 (cm/s)

$PGV_b$ : 工学的基盤上の最大速度 (cm/s)

$amp$ : 工学的基盤から地表までの最大速度増幅率

なお、ここでは計測震度 5 弱以上になる地点に主眼を置いているため、便宜的に計測震度 3 以下についても、上記の式により算出した。なお、計測震度の計算では、水平 2 成分の波形を用いて気象庁 (1996) の計測震度の求め方により求めた。この時、上下動成分については考慮していない。

## 4.2 「距離減衰式に基づく方法」

### 4.2.1 工学的基盤上面における最大速度の計算

次に示す司・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。

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

$PGV$ : 最大速度(cm/s)

$M_w$ : モーメントマグニチュード

$D$ : 震源深さ(km)

$X$ : 断層最短距離(km)

### 4.2.2 地表面における最大速度の計算

約 250m メッシュごとに、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」(31)~(32)式より求め、工学的基盤上面の最大速度に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。

「浅い地盤構造」モデルは約 250m メッシュでモデル化されているため、当該メッシュが含まれる 3 次メッシュ (約 1km メッシュ) における計算波形に対して増幅率を適用した。すなわち、1つの 3 次メッシュ中に含まれる 16 個の約 250m メッシュに対して、すべて同じ最大速度を与えて地表の最大速度を求めた。

### 4.2.3 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「ハイブリッド合成法」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。

### 4.3.1 「ハイブリッド合成法」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」、および最新の地震学の知見に基づいて想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「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の波形)。

- ・ 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。

#### 4.3.2 「距離減衰式に基づく方法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 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

#### 5.1 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果

「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

○理論的手法（三次元差分法）の結果

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における速度振幅のスナップショット  
図 14

○ハイブリッド合成法の結果

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の速度波形 図 15

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の波形の擬似速度応答スペクトル  
図 16

「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面の最大速度分布 図 17

○地表の最大速度分布 図 18

○地表の震度分布 図 6

##### 5.1.1 理論的手法（三次元差分法）による「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における速度振幅のスナップショット

図 14 は、理論的手法（三次元差分法）により計算された「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子をいくつかの時刻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。また、地震波の伝播の様子を分かり易くするために、振幅値は、任意の速度振幅値で正規化している。いずれの結果においても、ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、強い地震波が伝播していることがわかる。

##### 5.1.2 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤上面の時刻歴波形および擬似速度応答スペクトル

「ハイブリッド合成法」の評価範囲の全地点について、「ハイブリッド合成法」によって工学的基盤上面の時刻歴波形が計算される。図 15 に代表地点（図 3）における工学的基盤上面の「ハイブリッド合成法」によって計算された波形を、図 16 に減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトルを示す。なお、これらの代表地点は、「深い地盤構造」モデルの修正にお

いて使用した強震観測点（K-NET、KiK-net）が近くにあることや断層面との位置関係などを考慮して選択している。

震源断層のごく近傍に位置する福岡市、太宰府市では、ケース間での波形の違いが大きい。断層の南東側に位置する久留米市、うきは市では、アスペリティの破壊の進行方向となる場合（ケース 1b、2b）と、反対方向となる場合（ケース 1a、2a）との違いが周期数秒において顕著に見られる。特に、断層の延長線上にあたるうきは市では、ケース 1b、2b において周期 3～4 秒の大振幅のパルス波が現れている。これは、震源の破壊過程におけるフォワードディレクティビティの影響と「深い地盤構造」による増幅の相乗効果によるものと考えられる。筑紫平野南西部の柳川市、佐賀市では、いずれのケースにおいても厚い堆積層の影響により長周期（周期 4～5 秒）の表面波が卓越している。断層の走向と垂直な方向に位置する宗像市、飯塚市、前原市、唐津市では、最大振幅、波形およびスペクトルのいずれにおいてもケース間での大きな違いは見られない。

### 5.1.3 「ハイブリッド合成法」による工学的基盤上面の最大速度分布

各ケースの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面での最大速度の分布を図 17 に示した。地震動の最大速度値は、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面で求められた水平 2 成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。

破壊開始点を北西に置いたケース 1b、2b では、破壊開始点を南東に置いた場合（ケース 1a、2a）に比べると、福岡市街地および筑紫平野の北東部の最大速度が大きくなっている。特に、アスペリティを断層中央の一つ置いた場合（ケース 1a、1b）では、アスペリティを 2 つ置いた場合に比べると、福岡市街地で最大速度が大きくなっている。2 つのアスペリティで破壊開始点を北西に置いた場合（ケース 2b）では、筑紫平野の北東部の最大速度が大きな分布となっている。以上のように、アスペリティの位置や破壊開始点の位置の違いによるディレクティビティ、そして「深い地盤構造」の違いが結果に反映されている。

### 5.1.4 「ハイブリッド合成法」による地表の最大速度分布および震度分布

図 17 で示した各ケースの「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤上面での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度を求めた結果を図 18 に示した。また、工学的基盤上面において気象庁(1996)の方法によって求めた計測震度に震度増分を加えて求めた地表の計測震度分布を図 6 に示した。

地表の計測震度分布では、いずれのケースにおいても福岡市内の広い範囲で震度 6 強以上、筑紫平野では北東部（筑後川中流域）の広い範囲で震度 6 弱以上、南西部の広い範囲で震度 5 強以上となっている。また、北西側から破壊が開始した場合（ケース 1b、2b）には、破壊の進行方向にあたる筑紫平野北東部の広い範囲で震度 6 強以上が現れている。

## 5.2 「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果

「距離減衰式に基づく方法」による強震動予測結果（地表の震度分布）を図 19 に示す。「距離減衰式に基づく方法」による震度分布は断層から遠ざかるに従って比較的滑らかに震

度が小さくなっている。震源断層周辺では、「距離減衰式に基づく方法」による震度の方が「ハイブリッド合成法」による震度（図 6 参照）よりやや大きめの評価となっている。筑紫平野北東部では、「距離減衰式に基づく方法」による震度が「ハイブリッド合成法」の破壊開始点が南東部の場合（ケース 1a、2a）よりも大きめの震度となっているが、破壊開始点が北西部の場合（ケース 1b、2b）よりも小さめの震度となっている。

「距離減衰式に基づく方法」では、工学的基盤上面から地表までの「浅い地盤構造」による最大速度の増幅の影響は反映されているが、「ハイブリッド合成法」と異なり、評価範囲における地震基盤から工学的基盤上面までの「深い地盤構造」による増幅の影響は考慮されていない。また、アスペリティの影響やディレクティビティ効果も反映されていない。したがって、これらの影響が大きく現れる地域においては、「距離減衰式に基づく方法」の震度が「ハイブリッド合成法」の震度よりも小さくなっている。

### 5.3 「ハイブリッド合成法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、「ハイブリッド合成法」に用いる工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）上面における最大速度を、司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）による最大速度と比較した（図 7）。

いずれのケースについても距離減衰式と比べるとやや小さい結果となっている。これは、今回の計算対象領域である福岡県及び佐賀県地域では、地震基盤までの深さが比較的浅いことが要因として考えられる。これは、山崎断層帯の強震動評価（地震調査委員会、2005）においても同様の例が挙げられている。

### 5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較

地表における最大速度の分布と工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）上面からの最大速度増幅率の分布をそれぞれ図 20、21 に示す。地形区分および速度構造モデルを用いて算定した表層 30m までの平均 S 波速度（ $AVS30$ ）から、経験式により求められる増幅率を用いた地表最大速度も併せて示している。全体を通してみると、応答計算による結果は、微地形区分や  $AVS30$  による結果よりも最大速度が小さな値となっており、その分布状況は地盤の特性を反映したより詳細な結果となっている。特に、等価線形法を用いている場合、海岸に近いところで最大速度がより小さくなる傾向が見られる。これは、非線形応答が生じていることが示唆される。ケースごとにみると、ケース 1a、1b ではアスペリティが断層中央に位置していることから、アスペリティ付近の福岡市中心市街地で最大速度が大きくなっている。ケース 2a、2b ではアスペリティを大小に分けて断層両端に配置させたことから、全体的にケース 1a、1b より最大速度分布が小さく、解析対象領域においては北西のアスペリティ周辺の博多湾沿いで最大速度が大きくなっている。

計測震度と工学的基盤上面からの震度増分の分布をそれぞれ図 22、23 に示す。なお、図 23 では基準となる工学的基盤上面の震度および応答計算による地表の計測震度は、工学的基盤上面の波形および地表の波形より気象庁（1996）（ただし、上下動成分は考慮せず）に従って算出している。応答計算による計測震度分布は、地形区分から算出した計測震度分布

と大局的には同様な分布を示しているが、所々で異なった分布を示しており、地盤の詳細なモデル化の違いや非線形性の考慮の違いによるものと言える。

## 6. 問題点と今後の課題

### 6.1 問題点とその対応策

強震動評価においては、震源断層形状（長さ  $L$  (km)、幅  $W$  (km)）を設定してから地震モーメント  $M_0$  (N·m)を求め、 $M_0$ と気象庁マグニチュード ( $M$ ) の関係から  $M$  を求めている。一方、長期評価においては、地表地震断層の長さ  $L$  (km)（繰り返し活動して形成された活断層を1回の活動でできた活断層とみなす）と  $M$  の関係から  $M$  を求めている。これらの  $M$  は、設定方法が異なることから、必ずしも同じ値とはならないでいた。そこで、ここでは長期評価で設定されている  $M$  を固定パラメータとして、他の断層パラメータを設定した。

アスペリティや破壊開始点の位置は地表における強震動予測結果に大きく影響する（地震調査委員会, 2003a, 2003b, 2004）。しかし、今回の評価においては、情報の不足等によりアスペリティや破壊開始点の位置を確定的に扱えなかった。そこで、アスペリティの個数については1つの場合と大小2つの場合を考え、1つの場合は震源断層モデルの中央に、2つの場合は、断層の南部に位置する太宰府市大佐野（おおざの）地点において上下変位が認められていることから、南部に大きなアスペリティを北部に小さなアスペリティを配置させた。破壊開始点は、アスペリティの北西下端と南東下端とした。

「深い地盤構造」の0次モデルの構築にあたっては、物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、今回の評価対象地域は、一部を除き、調査等が十分には実施されていないため、十分な情報が得られなかった。また、山地周辺で基盤岩が露出している地域について、今回の検討では風化帯を設定していない。基本的には資料が非常に限られていることから三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。また、K-NET、KiK-netによる観測記録を基に、一次元地盤構造モデルによるレイリー波基本モードの計算や三次元差分法を用いての地震動計算を行い、スペクトル比や波形の比較によって地盤モデルの修正を行って1次モデルの構築を行った。基本的には資料が非常に限られていることから三次元地下構造モデルの構築にあたっては、いくつかの仮定が必要となった。

地表における最大速度や震度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についてもボーリングデータ等を用いて一次元速度構造モデルを作成し、これを用いて算定される地表における時刻歴波形から推定することが望ましい。しかし、計算対象領域では地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないため、一次元速度構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約250mメッシュごとの情報）を利用した最大速度の増幅率を用いて地表の最大速度を求めた。さらに、最大速度増幅率および速度と計測震度の経験式から導かれる震度増分を算出し、工学的基盤上面の波形より算出した計測震度に震度増分を加えて、地表の計測震度を求めた。

## 6.2 今後の課題

震源断層形状やアスペリティ、破壊開始点の位置、さらにマグニチュードの算定方法などの精度向上においては、現状、確定的に取り扱えない震源断層パラメータの違いによる強震動予測結果のばらつき大きさをケース分けによって把握しておくことが、強震動評価およびその結果の利活用上の判断を行う上で非常に重要であり、併せて活断層調査や深部物理探査等の調査結果の蓄積および震源断層パラメータの経験式の検討など、継続的な調査研究が必要である。

今回4通りのアスペリティの破壊開始パターンを計算した結果、ある特定の地点においてやや長周期の波動が得られた。これにより、アスペリティの大きさおよび破壊開始点の位置の設定に課題が残された。この長周期成分の影響は震度に現れ、震度算定において工学的基盤上面の波形から算出した計測震度に震度増分を加えて計測震度を求める方法をとることにより、長周期成分の影響を低減させることができた。

一方、強震動予測の精度をさらに高めていくためには、精度の高い地下構造モデル（特に「深い地盤構造」および「浅い地盤構造」のモデル）の設定が必要である。このうち、深い地盤構造の高精度化（1次モデル化）については、全国1次地下構造モデル構築の試みを一層推進する必要がある（瀧瀬・他, 2008）。また、「浅い地盤構造」モデルの計測震度への影響については、今回の検討で、これまでの微地形区分による増幅率を用いて経験式から算出する方法とボーリング調査データに基づいて非線形性を考慮した一次元地震応答計算による方法とで計測震度に明らかな差異が認められる地点もあった。今後「浅い地盤構造」の非線形性の影響についてさらに検討を進めていく必要があるが、応答計算が適用できるモデルの構築にはボーリングデータ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要であり、検証と併せてこれらのデータの収集・データベース化の仕組み作りも、予測精度の向上のための課題であり、科学技術振興調整費による「統合化地下構造データベースの構築」のプロジェクト（藤原, 2007）などの成果が期待される。さらに、構築した三次元地下構造モデルの検証を含め強震動予測手法の検証を行うためには、2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく検討（地震調査委員会強震動評価部会, 2008）のように、K-NET および KiK-net 観測網、気象庁や自治体震度計観測網による強震記録が不可欠である。さらに、「浅い地盤構造」の検証にはより多くの強震観測点が必要であり、今後の一層の充実が期待される。

## 参考文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999) : 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 918-930.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984) : Average body-wave radiation coefficients, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 1615-1621.
- 中央防災会議 (2003) : 東南海・南海地震等に関する専門調査会, 参考資料 2, 79-89.
- 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・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.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2005) : 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, *地域安全学会論文集*, No.7, 241-246.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2006) : 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, *日本地震工学会論文集*, 第 6 巻第 1 号, 11-22.
- 藤原広行 (2007) : 統合化地下構造データベースの構築に向けて, シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築に向けて」予稿集, 9-22.
- Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 1501-1523.
- 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.
- 石井 透・佐藤俊明 (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面積とモーメントの関係, *日本地震学会 2000 年秋季大会予稿集*, B09.
- 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.
- 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について (平成 15 年 3 月 12 日公表) .
- 地震調査委員会 (2003b) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価について (平成 15 年 7 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2004) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価について (平成 16 年 6 月 21 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について (平成 17 年 1 月 31 日公表) .
- 地震調査委員会 (2007) : 警固 (けご) 断層帯の長期評価について, (平成 19 年 3 月 19 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 (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について (平成 16 年 12 月 20 日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2008) : 2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について (平成 20 年 4 月 11 日公表) .
- Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- 気象庁 (1996) : 気象庁告示第 4 号.
- 額綱一起・三宅弘恵・引間和人 (2008) : 全国 1 次地下構造モデル構築の現状, 第 2 回シンポジウム「統合化地下構造データベースの構築」予稿集, 63-64.
- 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター・東京大学地震研究所・鹿児島大学理学部・京都大学防災研究所・東北大学大学院理学研究科・北海道大学大学院理学研究科 (2006) : 福岡県西方沖地震の精密余震分布と震源域周辺の地殻構造, 地震予知連絡会会報, 第 75 巻, 10-4, 546-552.
- 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.
- 松岡昌志・若松加寿江 (2007) : 九州の地形・地盤分類 250m メッシュマップを利用した 2005 年福岡県西方沖地震の地震動分布推定, 日本地震工学会大会—2007 梗概集, 104-105.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* 2, 28, 269-283.
- 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.
- 宮下由香里・吾妻 崇・二階堂学・岡崎和彦 (2007) : 警固断層の活動履歴—大野城市上大利トレンチ調査結果—, *月刊地球*, 29, 133-138.
- 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* 2, 53, 1-9.
- 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.
- Schnabel, P.B., J. Lysmer and H.B. Seed (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*, 第 523 号, 63-70.
- 下山正一・磯 望・松田時彦・市原季彦・千田 昇・岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢々部秀美・樗木政昭・松浦一樹 (2005) : 警固断層, 薬院地区 (福岡市) でのトレンチ調査報告, *活断層研究*, 25, 117-128.

- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 武村雅之 (1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震* 2, 43, 257-265.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2007) : 九州の地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築, *日本地震工学会大会－2007 梗概集*, 102-103.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa (1992) : Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.
- Zhao D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, 99, 22313-22327.