

## 6. 震源モデルの作成

第6章では、想定東海地震、東南海地震、宮城県沖地震の長周期地震動予測地図の作成に用いられた震源モデルについて紹介します。一般にプレート境界地震は、内陸地殻内地震に比べて規模が大きく再来期間が短いとされています。そのため、日本ではプレート境界地震におけるアスペリティの繰り返しに関する研究が多く行われており、東北日本を中心として大地震のアスペリティが繰り返しすべる事例が報告されています（たとえば、永井・他，2001；Yamanaka and Kikuchi, 2004）。アスペリティとは、断層のなかでもすべりが大きく、地震波を多く放出する領域のことです。また、震源モデルの作成において、波形インバージョンにより得られるすべり分布は基礎的な情報となることが知られています。Murotani *et al.* (2008) は、日本におけるプレート境界地震の波形インバージョン結果をコンパイルし、プレート境界地震の断層面積やアスペリティ総面積のスケーリングは、Somerville *et al.* (1999) の内陸地殻内地震のスケーリングに比べてやや大きな値を取るものの、断層領域に対するアスペリティ領域の面積比やすべり量比は、内陸地殻内地震のそれらとほぼ似通っているとの結論を得ています（図 6.1）。

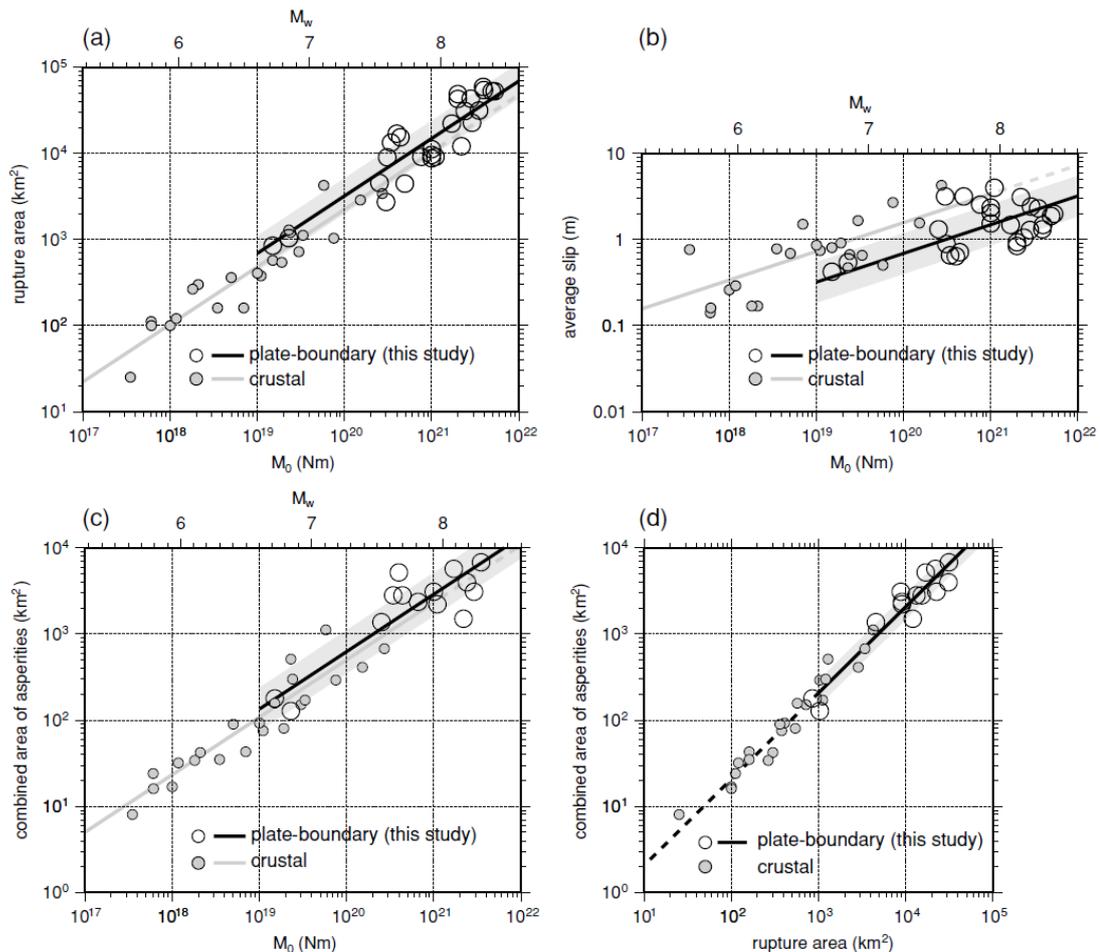


図 6.1 プレート境界地震の断層面積とアスペリティ総面積のスケーリング (Murotani *et al.*, 2008)

そこで本予測地図では、長周期地震動予測地図のためのプレート境界地震の震源モデルを次の2通りの方法で作成しました。発生サイクルにおいて過去の地震の震源モデルがわかっている場合、アスペリティが繰り返すことを前提に、その震源モデルを前イベント震源モデル (previous event source model) として用います。一方、過去の地震の震源モデルがわかっていない地震については、震源過程モデルのコンパイルによるスケージング則に基づく特性化震源モデル (characterized source model) を用いることとします。特性化震源モデルとは、巨視的断層パラメータ、微視的断層パラメータ、その他の断層パラメータから構成される震源モデルです。詳細は、地震調査委員会 (2008a) による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (レシピ)」および入倉・他 (2003) を参照してください。

したがって、過去の地震の震源モデルが得られていない想定東海地震については、プレート境界地震のスケージングを基にした特性化震源モデルを作成します。一方、過去の地震の震源モデルが推定されている東南海地震と宮城県沖地震については、震源インバージョン結果を前イベント震源モデルとして、長周期地震動予測地図の作成に用いました。

## 6. 1 想定東海地震の震源モデル

南海トラフの地震については、地震調査委員会 (2001) によって形状評価が行われています。また、近年のプレート境界面深さの再定義 (たとえば Sato *et al.*, 2005) に基づいた震源モデルの再構築が重要な課題となっています。本予測地図では想定東海地震及び東南海地震の震源域について、形状評価と海陸における制御地震探査データに基づき構築されたフィリピン海プレートの上面深度を考慮した震源のモデル化を行いました。想定東海地震については、地震調査委員会 (2009a) によって  $M$  8 程度の地震規模の今後 30 年以内の地震発生確率が 87% (参考値) というモデル化がなされています。想定東海地震は、過去の地震の震源モデルが得られていないので、本予測地図では、地震活動と固着域の関係を参考にアスペリティと背景領域からなる特性化震源モデルを作成しました (図 6.2、表 6.1)。

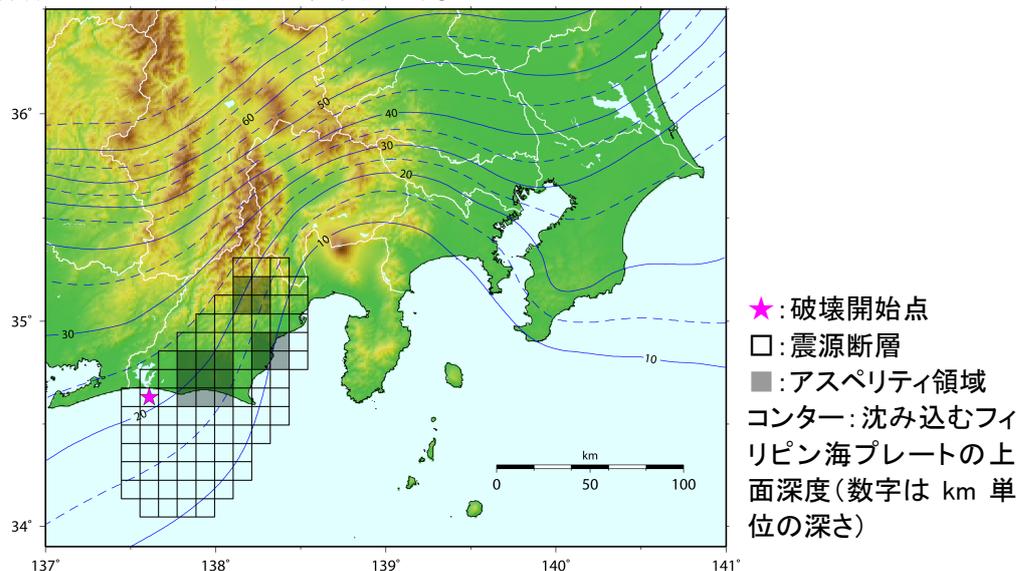


図 6.2 想定東海地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル

表 6.1 想定東海地震の特性化震源モデルの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	
巨視的断層 パラメータ	走向 $\theta$	プレート形状より	平均 220 (205-235)度
	傾斜 $\delta$	プレート形状より	平均 15 (10-20)度
	すべり角 $\lambda$	逆断層	90 度
	断層面積 $S$	形状評価より	約 9400 km <sup>2</sup>
	投影断層面積	$S \cos \delta$	9100 km <sup>2</sup>
	静的応力降下量 $\Delta\sigma_c$	仮定	3.0 MPa
	地震モーメント $M_0$	$S^{1.5} \Delta\sigma_c / (7\pi^{1.5}/16)$	1.12E+21 Nm
	モーメント マグニチュード $M_w$	$(\log_{10} M_0 - 16.1) / 1.5$	8.0
	剛性率 $\mu$		3.48E+10 N/m <sup>2</sup>
	平均すべり量 $D$	$M_0 / (\mu S)$	3.42 m
	微視的断層 パラメータ	アスペリティ総面積 $S_a$	$0.19 S$
投影アスペリティ総面積		$S_a \cos \delta$	1700 km <sup>2</sup>
投影アスペリティ面積			900, 400, 400 km <sup>2</sup>
平均すべり量 $D_a$		$2.1 D$	7.18 m
地震モーメント $M_{0a}$		$\mu S_a D_a$	4.46E+20 Nm
応力降下量 $\Delta\sigma_a$		$\Delta\sigma_c S / S_a$	15.8 MPa
ライズタイム $T_a$		レシピより	5.53, 3.70, 3.70 s
アスペリティの個数		仮定	3
背景領域の面積 $S_b$		$S - S_a$	約 7614 km <sup>2</sup>
投影背景領域面積		$S_b \cos \delta$	7400 km <sup>2</sup>
地震モーメント $M_{0b}$		$M_0 - M_{0a}$	6.73E+20 Nm
平均すべり量 $D_b$		$M_{0b} / (\mu S_b)$	2.54 m
実効応力 $\sigma_b$		$0.2 \Delta\sigma_a$	3.16 MPa
ライズタイム $T_b$		レシピより	11.11 s
$f_{max}$		レシピより	6 Hz
すべり時間関数		中村・宮武 (2000)	
その他の断層 パラメータ	破壊伝播様式	レシピより	同心円状
	破壊伝播速度 $V_r$	仮定	2.7 km/s

まず、地震調査委員会 (2001) および中央防災会議 (2001) による震源域の形状と、Hyndman *et al.* (1997) による温度の拘束条件を考慮し、馬場・他 (2006) によるフィリピン海プレートの深さ約 10~25 km の間に概ね収まる湾曲した曲面を震源域としました。平均応力降下量には、過去の南海トラフのプレート境界地震を参考に 3.0 MPa を与え、円形クラックの式を適用すると、地震規模は モーメントマグニチュード (以下  $M_w$  と略記) 8.0 となります。次に、微視的断層パラメータを設定します。アスペリティは、松村 (2002) による地震活動と固着域の関係を参考に 3 個設定しました。これらのアスペリティ位置は、浜名湖の北西側で生じた東海スローイベントの領域 (Ozawa *et al.*, 2002; Ohta *et al.*, 2004; Miyazaki *et al.*, 2006) と相補的になるように配置

されています。断層領域に対するアスペリティ領域の面積比やすべり量比は、Murotani *et al.* (2008) のプレート境界地震のスケーリング則に基づきそれぞれ 19%、2.1 倍としました。その結果、アスペリティモデルを適用すると、アスペリティの応力降下量は 15.8 MPa となります。すべり速度時間関数には、中村・宮武 (2000) を用いています。なお、小断層はフィリピン海プレート上面より 1 km 浅い場所に設定しました。最後に、その他の断層パラメータを設定します。想定東海地震の破壊開始点は、Heki and Miyazaki (2001) による GPS 解析結果や Hori (2006) によるサイクルシミュレーション結果を参考に、東海スローイベントの終端部分に近い西側の部分に配置しました。断層は、破壊開始点から同心円状に広がりながら、北東方向に割れ進むと仮定し、その破壊伝播速度は、震源域近傍の平均的な S 波速度を超えないように 2.7 km/s と設定しました。

想定東海地震の震源モデルは上記のように作成されましたが、特性化震源モデルを海溝型巨大地震に適用した長周期地震動予測においては、すべり量や破壊伝播速度に不均質性を導入することが有効であると考えられています (たとえば Hisada, 2000; Sekiguchi *et al.*, 2008; 渡辺・他, 2008)。今後、研究の進展や手法の改良に伴い、より高精度な長周期地震動予測が待ち望まれます。

## 6. 2 東南海地震の震源モデル

東南海地震については、地震調査委員会 (2009a) によって  $M$  8.1 前後の地震規模の今後 30 年以内の地震発生確率が 60~70%という長期評価がなされています。過去の震源過程が推定されている東南海地震では、近地波形インバージョンを行った山中 (2004) による 1944 年東南海地震の震源モデル (図 6.3) を、長周期地震動予測地図の震源モデルとして採用しました。

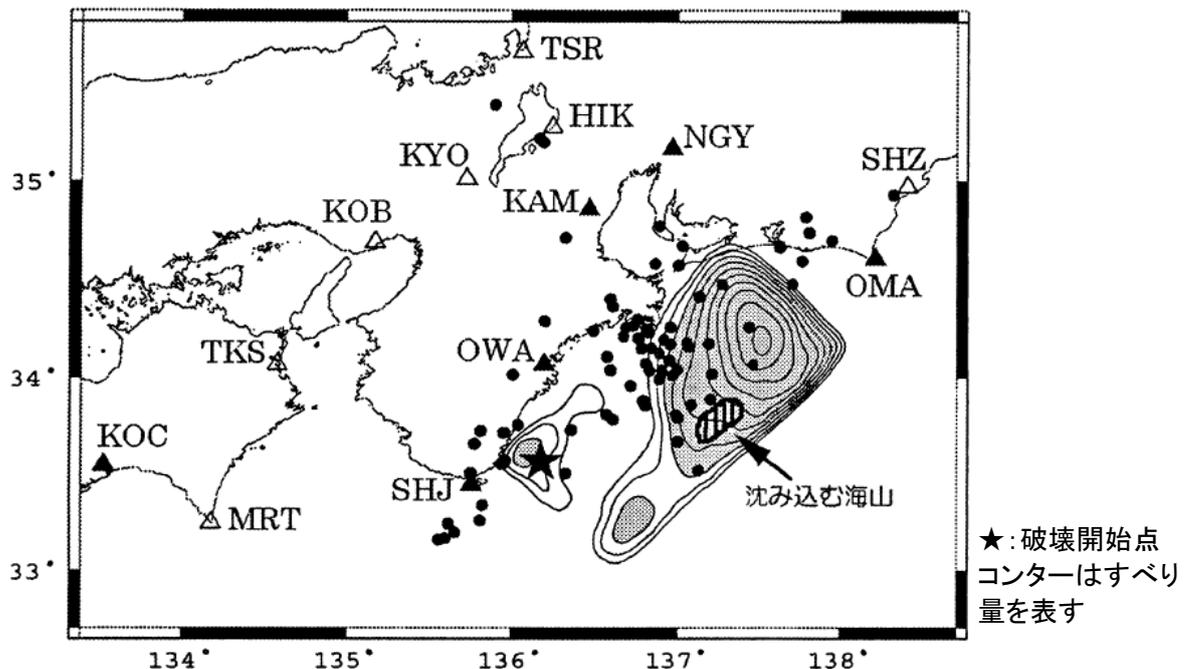


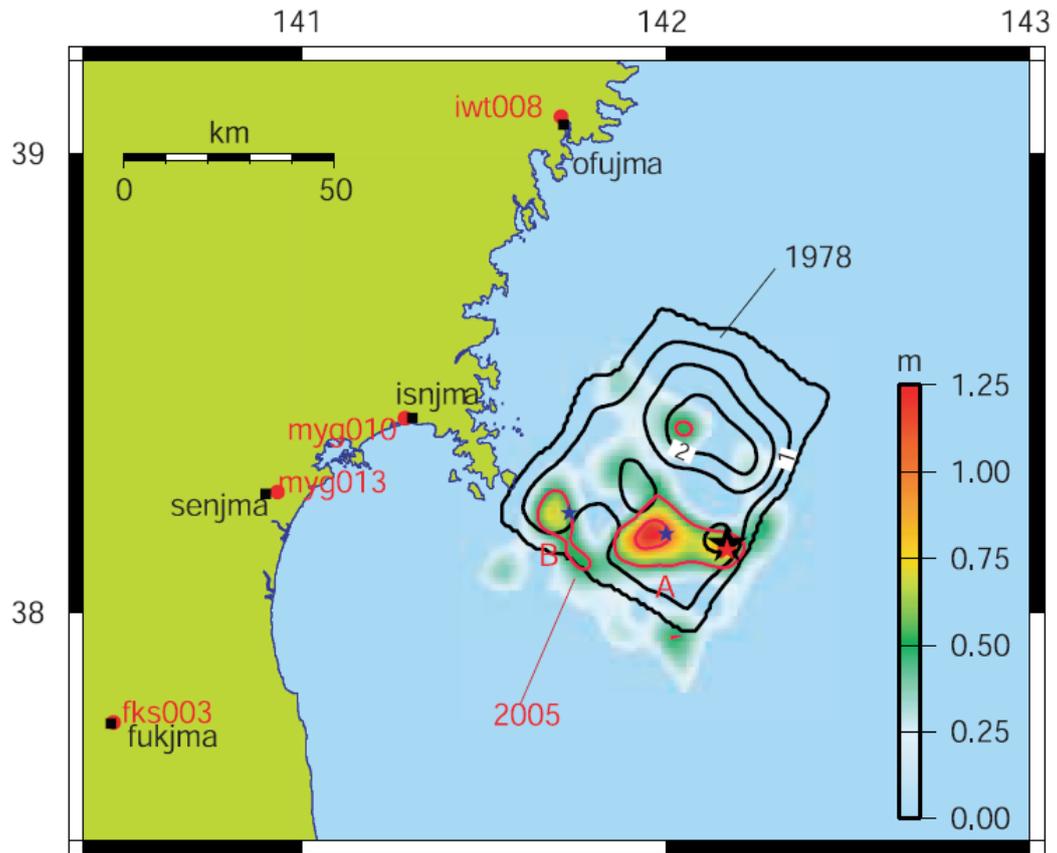
図 6.3 東南海地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル (山中, 2004)

1944年東南海地震は、紀伊半島の南西部から破壊が始まり、北東に向かって割れ進んだとされています。山中(2004)では、震源域の北東の浅い位置にアスペリティが求められており、地震規模は $M_w$  8.1と推定されています。この震源モデルの平均応力降下量は1.23 MPaで、想定東海地震で設定されている3.0 MPaよりは小さい値となっていますが、他の1944年東南海地震の震源モデル(たとえば、Ichinose *et al.*, 2003)と似た値となっています。震源インバージョンで設定されている断層面は一枚の平面であるため、これらの結果を長周期地震動予測に使用する場合、海域構造を含む三次元地下構造モデルのプレート境界に沿って再配置する必要があります。本予測地図では、震源モデルの小断層をフィリピン海プレート上面より1 km 浅い場所に配置しています。

### 6. 3 宮城県沖地震の震源モデル

宮城県沖地震については、地震調査委員会(2009a)によって $M$  7.5 前後の地震規模の今後30年以内の地震発生確率が99%という長期評価がなされています。また、地震調査委員会長期評価部会(2002)によって形状評価が、地震調査委員会(2005)によって特性化震源モデルに基づいた強震動評価が行われています。本予測地図では、宮城県沖地震の長周期地震動予測地図作成に向けて、上記の形状評価と海陸における制御震源地震探査データに基づき構築された太平洋プレートの上面深度、および最新の震源インバージョン結果を考慮した震源のモデル化を行いました。

宮城県沖地震は、1978年宮城県沖地震と2005年宮城県沖の地震の震源インバージョンをはじめ、アスペリティや破壊開始点の繰返しに関する研究が行われています(たとえば、Yamanaka and Kikuchi, 2004; Okada *et al.*, 2005; 海野・他, 2007; 柳沼・他, 2007; Wu *et al.*, 2008)。ここでは、強震波形インバージョンを行ったWu *et al.* (2008)による1978年宮城県沖地震の震源モデル(図6.4)を、長周期地震動予測地図の作成にあたって採用しました。1978年宮城県沖地震の震源インバージョンでは、震源域の北側に大きなアスペリティが1つ、南側に小さなアスペリティが2つ推定されています。そのうち南側の領域は、2005年宮城県沖地震の破壊域とほぼ重なっていることが震源インバージョン比較および強震波形比較より示されています。また、破壊は震源域南東部の太平洋プレートの浅い部分から深い方向へ進んだと推定されています。Wu *et al.* (2008, 2009)の震源インバージョン結果から算出された地震規模は $M_w$  7.6、その平均応力降下量は1.65 MPaとなり、Murotani *et al.* (2008)によって得られている日本周辺のプレート境界地震の平均応力降下量1.4 MPaとは近いものの、地震調査委員会(2005)や中央防災会議(2005)で採用されている7.0 MPaや4.0 MPaといった値より小さい特徴があります。震源インバージョンで設定されている断層面は一枚の平面であるため、これらの結果を長周期地震動予測に使用する場合、海域構造を含む三次元地下構造モデルのプレート境界に沿って再配置する必要があります。本予測地図では、震源モデルの小断層を太平洋プレート上面より1 km 浅い場所に配置しています。



★:破壊開始点  
コンターはすべり  
量を表す

図 6.4 宮城県沖地震の長周期地震動予測地図のための震源モデル (Wu et al., 2008)  
(黒線: 1978 年の宮城県沖地震の震源モデル)