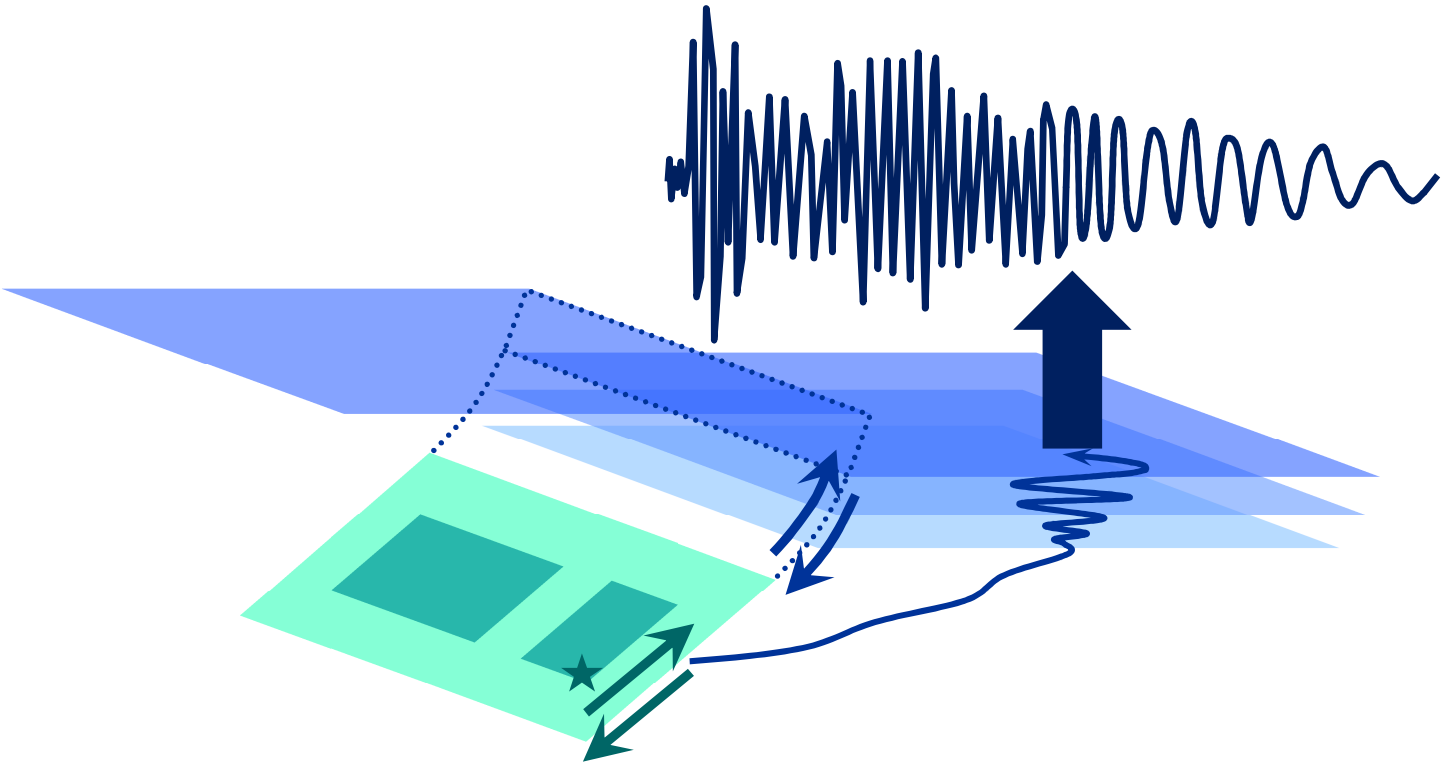
震源断層を特定した地震の強震動予測手法

（「レシピ」）



平成 28 年（2016 年）6 月

地震調査研究推進本部 地震調査委員会

震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）

目次

1. 特性化震源モデルの設定 ---------- 1
1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル ---------- 1
1.1.1 巨視的震源特性 ---------- 2
1.1.2 微視的震源特性 ---------- 8
1.1.3 その他の震源特性 ---------- 14
1.2 プレート境界地震の特性化震源モデル ---------- 15
1.2.1 巨視的震源特性 ---------- 16
1.2.2 微視的震源特性 ---------- 16
1.2.3 その他の震源特性 ---------- 18
1.3 スラブ内地震の特性化震源モデル ---------- 19
1.3.1 巨視的・微視的震源特性 ---------- 19
2. 地下構造モデルの作成 ---------- 22
2.1 「地震基盤以深の地殻構造」 ---------- 23
2.2 「深い地盤構造」 ---------- 23
2.2.1 通常の場合 ---------- 23
2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合 ---------- 27
2.3 「浅い地盤構造」 ---------- 27
2.3.1 ボーリングデータによるモデル化の方法 ---------- 27
2.3.2 面的な評価によるモデル化の方法 ---------- 28
3. 強震動計算 ---------- 28
3.1 工学的基盤上面までの計算方法 ---------- 28
3.2 地表面までの計算方法 ---------- 29
3.2.1 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 ---------- 30
3.2.2 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 ---------- 30
4. 予測結果の検証 ---------- 32
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 ---------- 32
4.1.1 距離減衰式を用いた推定値との比較 ---------- 32
4.1.2 震度分布との比較 ---------- 33
4.1.3 観測波形記録との比較 ---------- 33
4.2 プレート境界地震の強震動予測結果に対する検証 ---------- 33
4.2.1 震度分布との比較 ---------- 33
4.2.2 観測波形記録との比較 ---------- 34
4.3 スラブ内地震の強震動予測結果に対する検証 ---------- 34
引用文献 ---------- 35

震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）

平成28年 6月10日改訂

「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震源特性パラメータの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」について11件、「海溝型地震」のうちプレート境界で発生する地震について4件、併せて15件の強震動評価を実施し、公表してきている[1]。また、平成12年（2000年）鳥取県西部地震、平成15年（2003年）十勝沖地震、2005年福岡県西方沖の地震のK-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網など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；2008）。

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[2]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。

なお、上記の「レシピ」は、個々の断層を個別に取り上げて、詳細に強震動評価をする上で参考となる「レシピ」と位置づけられる。一方、約100余りの主要活断層帯で発生する地震の強震動を一括して計算するような場合、「レシピ」に基づきながらも、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法が作業上有効と考えられるので、それも併せて掲載する。

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、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、という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。

ここで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的な値の設定が、再現性をもってなされることを目指したものである。

以下、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（プレート境界地震およびスラブ内地震））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

---

[1] 地震調査研究推進本部のホームページで強震動評価が公表されている。http://www.jishin.go.jp/

[2] 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 al* . (1999) のcharacterizationの訳語に由来する。

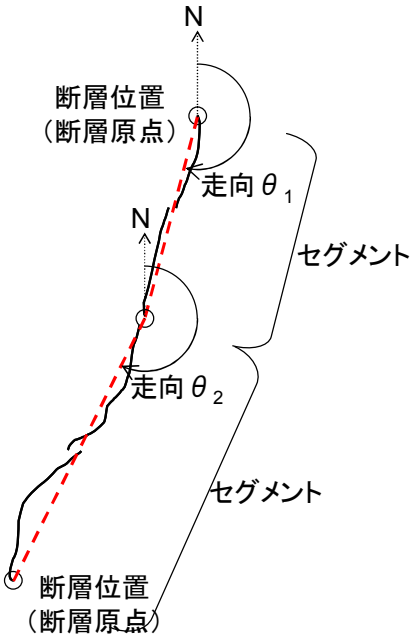
のため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

ここでは、過去の地震記録などに基づく震源断層を用いる場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合（1.1.1 (ア) 参照）と、地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合（1.1.1 (イ) 参照）とで、異なる巨視的震源特性の設定方法を解説する。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。

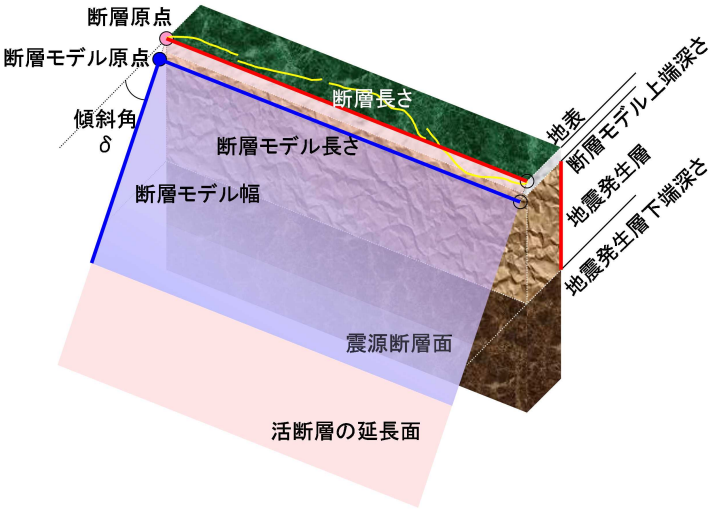
1.1.1 巨視的震源特性

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[3]）
- 震源断層モデルの大きさ（長さ・幅）・深さ・傾斜角
- 地震規模
- 震源断層モデルの平均すべり量



位置、走向、セグメント



断層モデル長さ、幅、深さ、傾斜角

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、地震調査委員会による長期評価結果（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、活断層（帯）の分布が確認された位置の両端を示しているだけなので、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

[3] 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。

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[4]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」（活断層研究会編, 1991）、「都市圏活断層図」（国土地理院）、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編, 2002）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。

（ア）過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合

過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合には、その知見を生かした断層モデルの設定を行う。

(b) 震源断層モデルの大きさ（長さL・幅W）・深さ・傾斜角（δ）

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、

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

$$W = W_{\max} \qquad (L \geq W_{\max}) \quad \text{(1-b)}$$

を用いる。ここで、

$$W_{\max} = T_s / \sin\delta$$

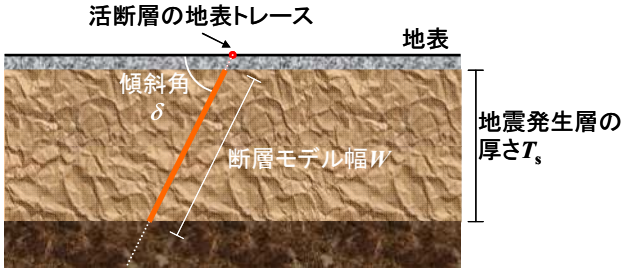
$$T_s = H_d - H_s$$

T_s：地震発生層の厚さ (km) (T_s≦20km)

δ：断層の傾斜角

H_d、H_s：それぞれ地震発生層下限および断層モデル上端の深さ (km)（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、内陸地殻内の活断層で発生する地震の震源断層モデルの幅 W が、地震発生層の厚さT_sに応じて飽和して一定値となることを示している。



地震発生層の厚さT_sと断層モデル幅Wの関係

[4] 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）。

震源断層モデルの傾斜角については、地表から地震発生層の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る場合にはそれを参照する（例えば、地震調査委員会, 2004a）。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°、60°～90°の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深さについては、微小地震発生層の上面の深さ（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_0）

地震モーメント M_0 (N･m) 、震源断層の面積 S (km^2) との経験的関係より算出する。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、

$$M_0 = \left(\frac{S}{2.23}\times 10^{15}\right)^{3/2}\times 10^{-7} \quad (2)$$

となる[5]。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、地震モーメント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) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24}\times 10^{11}\right)^{2}\times 10^{-7} \quad (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、M_0=7.5×10^{18} (N･m)（モーメントマグニチュードM$_w$6.5相当）以上M_0 =1.8×10^{20} (N･m) （M_w 7.4相当）以下の地震とする。

一方、M_0 =1.8×10^{20} (N･m) を上回る地震では、断層長さや断層変位量に関するStirling (2002) のデータの再検討結果や、震源インバージョン結果に基づき、Murotani *et al*. (2015) の提案による次式を用いる。

$$M_0 = S\times 10^{17} \quad (4)$$

なお、(4)式の基になったデータ分布の上限値 M_0=1.1×10^{21} (N･m) に留意する必要がある。

[5] Somerville *et al.* (1999)や入倉・三宅（2001）はCGS単位系で記述されているが、ここではMKS単位系にて記述することとする。

＊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、式の使い分けの閾値を決めているが、原理的には断層幅や平均すべり量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)式あるいは(4)式を用いる方が合理的である。また、断層幅と平均すべり量の両方が飽和している場合は(4)式を用いることが望ましい。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。

（イ）地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合

長期評価で評価された地表の活断層長さ L (km) から推定される地震規模から、地震規模に見合うように震源断層の断層モデルの面積を経験的関係により推定する。断層モデルの面積の推定までのフローを付図3に示す。このフローは、M7以上の場合に適用するものとし、それよりも規模の小さい場合は適宜適切な方法を選定するものとする。また、活断層長さが概ね80kmを超える場合も、適宜適切な方法によりモデル化をすることが望ましい。

(d) 地震規模（地震モーメント M_0）

地震モーメント M_0 (N･m) については、長期評価による地震規模（マグニチュード M）と地震モーメント M_0 の経験的関係（武村,1990）を用いて、

$$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72 \quad \text{.....(5)}$$

とする。ここで、Mは $M = (\log L + 2.9)/0.6$（松田, 1975）より求める。今後、長期評価による地震規模 M は気象庁マグニチュード M_{JMA} と等価とする。

＊活断層長さがおおむね80kmを超える場合は、松田(1975)の基になったデータの分布より、松田(1975)の適用範囲を逸脱するおそれがあるため、例えば、（ア）の方法や「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書（地震調査委員会長期評価部会、2010）記載の方法など、過去の地震の例を参考にしながら、適宜適切な方法でマグニチュード（地震モーメント）を算定する必要がある。

(e) 震源断層の面積 S

震源断層の面積 S (km^2) と地震モーメント M_0 (N･m) の経験的関係に基づき、以下の式により算出する。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{2/3} \qquad \left(M_0 < 7.5 \times 10^{18} (N \cdot m)\right) \quad \text{.....(2)'}$$

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{1/2} \qquad \left(7.5 \times 10^{18} \le M_0 \le 1.8 \times 10^{20} (N \cdot m)\right) \quad \text{.....(3)'}$$

$$S = 1.0 \times 10^{-17} \times M_0 \qquad \left(M_0 > 1.8 \times 10^{20} (N \cdot m)\right) \quad \text{.....(4)'}$$

ここで、$M_0 = 1.8 \times 10^{20}$ (N･m)（M_w 7.4相当）を上回る地震ではMurotani *et al*. (2015) の(4)’式を、$M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N･m) （M_w 6.5相当）を下回る場合はSomerville *et al*. (1999) の(2)’式を、それ以外は入倉・三宅 (2001) の(3)’式を用いる。

(4)’式の基になったデータ分布の上限値$M_0 = 1.1 \times 10^{21}$ (N･m) に留意する必要がある。また、（1.1.1 (c)）に付記（＊）したように、式の選択には注意が必要である。

(f) 震源断層モデルの幅 W_{model}と震源断層モデルの長さ L_{model}

震源断層幅 W(km) については、震源断層の面積 S(km^2) を活断層の長さ L(km) で除した次式により求める。

$$W = S / L \quad \cdots\cdots (6)$$

ここで、求めた震源断層幅 W(km) と傾斜角 δ(°) を考慮した場合に断層モデル下端が地震発生層を貫く場合と貫かない場合で、震源断層モデル幅の算出方法を変える。地震発生層の下限深さは微小地震の深さ分布から決める(Ito, 1999)。地震発生層の上限深さについては、深い地盤構造からV_s=3.0km/s程度の層の深さを目安とする。

i) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫かない場合
震源断層モデルの幅 (km) $W_{\mathrm{model}} = W$より小さい断層モデルメッシュサイズ[6]の倍数
震源断層モデルの長さ (km)

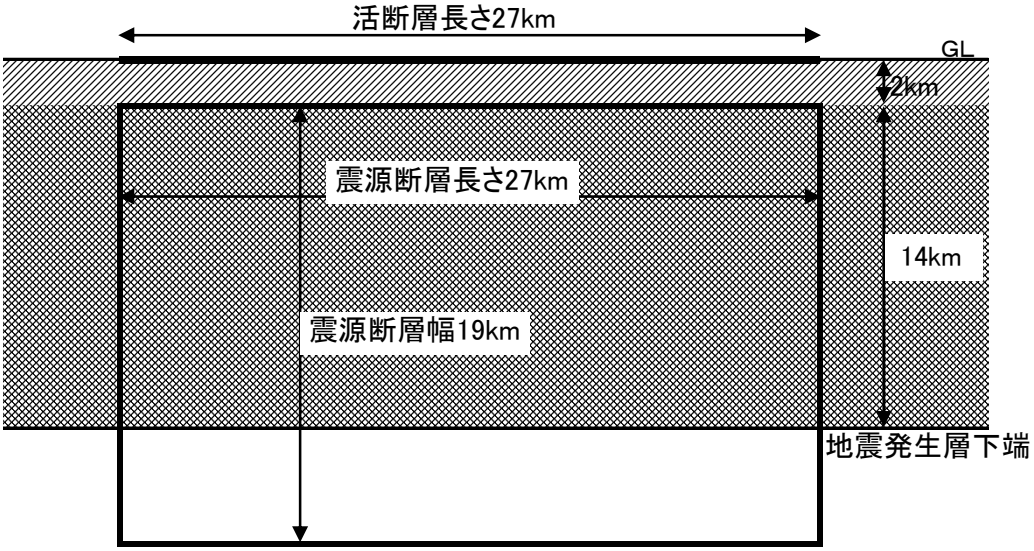
$$L_{\mathrm{model}} = S / W_{\mathrm{model}} \quad \cdots\cdots (7)$$

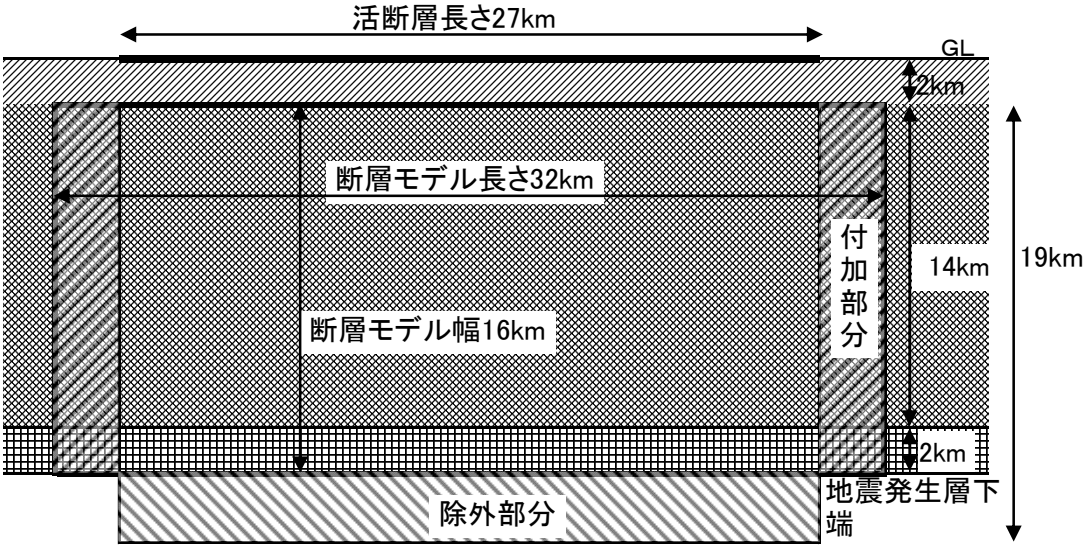
ただし、Lより大きい断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

ii) 震源断層モデルの下端が地震発生層の下限深さを貫く場合
震源断層モデルの幅 (km) W_{model} = 断層モデル下端深さが地震発生層+2kmよりも浅い断層モデルメッシュサイズの倍数
断層モデルの長さは、(7)式により求めるが、L_{model} (km) はL (km) より大きくL+5km以下の断層モデルメッシュサイズの倍数とする。

傾斜角は、長期評価に基づくこととするが、評価されていない場合には、付図4に示すフローに従う。

[6] ハイブリッド合成法で用いることを念頭に、震源断層モデルは統計的グリーン関数法で用いるメッシュサイズを最小単位として計算する。現時点では、メッシュサイズを2km四方として計算することとしており、ここでは震源断層モデルの長さと幅は2の倍数として扱っている。今後、統計的グリーン関数法の計算方法の進捗に応じこの値については再検討を行う必要がある。





断層モデル長さおよび幅の概念図
（上）初期モデル、（下）修正モデル

(g) 震源断層モデルの面積 S_{model}

震源断層モデルの面積 $S_{\mathrm{model}}\,(\mathrm{km}^2)$ は、震源断層モデルの長さ $L_{\mathrm{model}}\,(\mathrm{km})$ および震源断層モデルの幅 $W_{\mathrm{model}}\,(\mathrm{km})$ から次式により求める。

$$S_{\mathrm{model}} = L_{\mathrm{model}} \cdot W_{\mathrm{model}} \quad \cdots\cdots (8)$$

震源断層モデルの面積 $S_{\mathrm{model}}\,(\mathrm{km}^2)$ を震源断層面積と等価と見なし、1.1.2 **微視的震源特性**のパラメータ設定を行う。

（ウ）（ア）と（イ）に共通

(h) セグメントごとの地震モーメント M_0

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、(2)、(3)、(4)式を用いて全体の地震モーメント M_0 (N･m) を算出する。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。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} \Big/ \sum S_j^{\ 3/2} \quad \cdots\cdots (9)$$

M_{0i}：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、長期評価と併せてこうした考え方を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。

(i) 平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D (m) と地震モーメント M_0 (N･m) の関係は、震源断層の面積 S (km^2)（もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km^2)）と剛性率 μ (N/m^2) を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \quad \cdots\cdots (10)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m^3)、S波速度 β (km/s) から算出する。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \quad \cdots\cdots (11)$$

1.1.2 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
- アスペリティおよび背景領域の平均すべり量
- アスペリティおよび背景領域の実効応力
- $f_{\max}$ [7]
- 平均破壊伝播速度
- すべり速度時間関数
- すべり角

を設定する。

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

(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・他, 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）
- 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多くなる傾向にある。例えば、鳥取県西部地震 (M_w=6.8) が2個、兵庫県南部地震 (M_w=6.9) が3個であるのに対し、トルコ・コジャエリ地震 (M_w=7.4) が5個、台湾・集集地震 (M_w=7.6) が6個（Iwata *et al.*, 2001；宮腰・他, 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。

＊アスペリティの位置については､平均的な地震動を推定することを目的とする場合で平均変位速度の分布などの情報に基づき設定できない場合には､やや簡便化したパラメータ設定として､アスペリティが1個の場合には中央付近、アスペリティが複数ある場合にはバランス良く配分し、設定するケースを基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。

(b) 短周期レベル A とアスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積S_a (km^2)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 S_a (km^2) 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、短周期レベルの算出に当たっては、次式に示す壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 (N･m) と短周期レベル A (N･m/s^2) の経験的関係を用いる（入倉・他，2002）。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{1/3} \quad \text{.....(12)}$$

アスペリティの総面積 S_a (km^2) は $S_a = \pi r^2$ 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面積が等価な円形と仮定する。アスペリティの総面積の等価半径 r (km) は(12)式に

よって推定された短周期レベル A (N･m/s^2) を用いて、(13)式より算出される。

$$r = (7\pi/4)\cdot\{M_0/(A\cdot R)\}\cdot\beta^2 \quad (13)$$

なお、上式は、シングル・アスペリティモデル（ただ1つのアスペリティを持つモデル）におけるM_0とAの理論的関係から (14)式 (Boatwright, 1988) および(15)式 (壇・他, 2001) により導出される。

$$M_0 = (16/7)\cdot r^2\cdot R\cdot\Delta\sigma_a \quad (14)$$

$$A = 4\pi\cdot r\cdot\Delta\sigma_a\cdot\beta^2 \quad (15)$$

ここで、R (km) は断層面積 S (km^2) に対する等価半径、$\Delta\sigma_a$ (MPa) はアスペリティの応力降下量、β (km/s) は震源域における岩盤のS波速度である。(14)式と(15)式は、複数のア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・他 (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 (km) は $\sqrt{\sum_{i=1}^{N} r_i^2}$ （半径が $r_1, r_2, \ldots, r_N$ のN 個のアスペリティを想定）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・他, 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・佐藤, 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地震モーメントM_0 (N･m) を、円形破壊面を仮定しない (3)'式および(4)'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 (12)～(15)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・研究成果と比較して過大評価となる傾向にあるため、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、(12)～(15)式を用いず、Somerville *et al.* (1999) 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出方法にも注意する必要があり、この方法については、**(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と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_a , D_b

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a (m) は震源断層全体の平均すべり量 D (m) のξ倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果（Somerville *et al.*, 1999；石井・他, 2000）を基に、ξ=2とする。

$$D_a = \xi\cdot D \quad (16)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b (m) は全体の地震モーメント M_0 (N･m) からアスペリティの地震モーメント M_{0a} (N･m) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} (N･m) と、背景領域の面積 S_b (km^2) から、以下の式で算出される。

$$M_{0a} = \mu\cdot D_a\cdot S_a \quad (17)$$

$$M_{0\mathrm{b}} = M_0 - M_{0\mathrm{a}} \quad \cdots\cdots (18)$$

$$D_{\mathrm{b}} = M_{0\mathrm{b}} / (\mu \cdot S_{\mathrm{b}}) \quad \cdots\cdots (19)$$

ここで、μは(11)式の剛性率 (N/m^2)である。

個々のアスペリティの平均すべり量 $D_{\mathrm{a}i}$ (m) 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 $S_{\mathrm{a}i}$ (km^2)（i番目のアスペリティの面積）から算出される半径 r_i (km)（i番目のアスペリティの半径）との比が全てのアスペリティで等しい（$D_{\mathrm{a}i}/r_i$= 一定）と経験的に仮定し、次式により算出する。

$$D_{\mathrm{a}i} = \left(\gamma_i \Big/ \sum \gamma_j^{\,3}\right) \cdot D_{\mathrm{a}} \quad \cdots\cdots (20)$$

ここで、γ_iはr_i / rであり、$D_{\mathrm{a}i}$ (m) はi番目のアスペリティの平均すべり量、アスペリティ全体の等価半径 r (km)は、(13)式により求めることができる。

＊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、(16)式のξの値を調整する。

(d) 震源断層全体及びアスペリティの静的応力降下量と実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_{\mathrm{a}}, \sigma_{\mathrm{a}}, \sigma_{\mathrm{b}}$

アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_{\mathrm{a}}$ (MPa)については、Madariaga (1979)により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_{\mathrm{a}} = (S/S_{\mathrm{a}}) \cdot \Delta\sigma \quad \cdots\cdots (21\text{-}1)$$

$\Delta\sigma$：震源断層全体の静的応力降下量 (MPa)
S：震源断層全体の面積 (km^2)
S_{a}：アスペリティの総面積 (km^2)

(21-1)式を用いれば、震源断層全体の面積 S (km^2) とアスペリティの総面積 S_{a} (km^2) の比率、および震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を与えることにより、アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) 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_0 (N･m) が震源断層全体の面積 S (=πR^2) (km^2) の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957) ため、(21-1)式と等価な式として、(14)式を変形して得られる次式により$\Delta\sigma_{\mathrm{a}}$を算出することができる。

$$\Delta\sigma_{\mathrm{a}} = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \quad \cdots\cdots (21\text{-}2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径 r (km) は、(13)式により求めることができる。

一方、(b) **短周期レベルと**アスペリティ**の総面積**でも触れたように、長大な断層に関しては円形破壊面を仮定して導かれた (13)式を用いたアスペリティの等価半径 r (km) を算出する方法には問題があるため、(21-2)式を用いることができない。この場合には、(21-1)式からアスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_{\mathrm{a}}$ (MPa) を求める。震源断層全体の面積 S (km^2) とアスペリティの総面積 S_{a} (km^2) の比率は、Somerville *et al.* (1999) に基づき約22%とする。なお、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) については、Fujii and Matsu'ura (2000) の研究成果があり、長大な断層に対する地震モーメント M_0 (N･m) と断層形状（断層幅 W (km)と断層長 L (km)）との関係式として次式を提案している。

$$M_0 = \{WL^2 / (aL + b)\} \cdot \Delta\sigma \quad \cdots\cdots (22\text{-}1)$$

W：断層幅 (km)
L：断層長さ (km)
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は、W=15km、a=1.4×10^{-2}、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、$\Delta\sigma$=3.1 (MPa) を導出している。例えば、震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) としてこの3.1MPaを用いると、(21-1)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）。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）が、長大断層の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) に関する新たな知見が得られるまでは暫定値としては $\Delta\sigma$ = 3.1 (MPa) を与えることとする。

他方、円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては、Eshelby (1957) を基に(21-2)式と同様にして次式により震源断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) を算出することができる。

$$\Delta\sigma = (7/16)\cdot M_0 / R^3 \quad \text{.....(22-2)}$$

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 σ_a (MPa) は、経験的にその静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) とほぼ等しいと仮定する。背景領域の実効応力 σ_b (MPa) は、壇・他 (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 W_a (km) を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\cdot\sigma_a \quad \text{.....(23)}$$

より算出し、アスペリティが複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b)\cdot(\sqrt{\pi}/D_a)\cdot r\cdot\sum\gamma_i^3\cdot\sigma_a \quad \text{.....(24)}$$

とする。ここでW_b (km) 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 (km^2) 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$W_b = \sqrt{S/2}$）。

＊円形破壊面を仮定せずアスペリティ面積比を22%、静的応力降下量を3.1MPaとする取扱いは、暫定的に、断層幅と平均すべり量とが飽和する目安となるM_0 =1.8×10^{20} (N･m)を上回る断層の地震を対象とする。断層幅のみが飽和するような規模の地震に対する設定方法に関しては、今後の研究成果に応じて改良される可能性がある。

＊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_{max}

地震調査委員会強震動評価部会 (2001) では、f_{max} = 6Hz（鶴来・他, 1997）およびf_{max} = 13.5Hz（佐藤・他, 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）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 β (km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \quad \text{.....(25)}$$

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βを3.4km/sとすれば、約0.8倍である（片岡・他, 2003）。なお、「レシピ」に従った計算では、破壊伝播速度を変化させると、特に長周期成分の計算結果が大きくばらつくことも確認されている（地震調査委員会強震動評価部会，2008）。

（g）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。中村・宮武 (2000) の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d)\cdot t\cdot\{1-(t/2t_d)\} & 0<t<t_b \\ b/\sqrt{t-\varepsilon} & t_b<t<t_r \\ c-a_r(t-t_r) & t_r<t<t_s \\ 0 & t<0 \text{ or } t>t_s \end{cases} \quad \text{.....(26)}$$

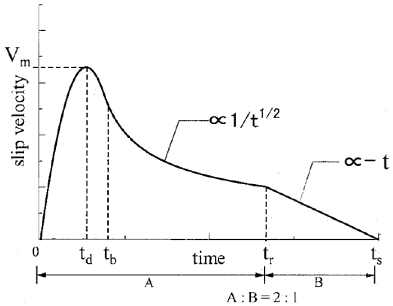
$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d)/\{4(1-t_d/t_b)\}$$

$$b = 2V_m\cdot(t_b/t_d)\cdot\sqrt{t_b-\varepsilon}\cdot(1-t_b/2t_d)$$

c, a_r：係数

$t_r:(t_s-t_r)=2:1$

V_r：破壊伝播速度 (km/s)



すべり速度時間関数の概念図

で表され、この近似式を計算するためには、

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

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。

- 最大すべり速度到達時間t_d (s)

$$t_d \cong 1/(\pi\cdot f_{max}) \qquad (27)$$

- すべり速度振幅が$1/\sqrt{t}$に比例するKostrov型関数に移行する時間t_b (s)
  (26)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。
- ライズタイムt_r (s)

$$t_r \cong \alpha\cdot W/V_r \quad (28)$$

α=0.5

- 最大すべり速度振幅V_m (m/s)

$$V_{\mathrm{m}} = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2 f_{\mathrm{c}} \cdot W \cdot V_{\mathrm{r}}} \Big/ \mu \qquad (29)$$

ここで各パラメータは、

f_{c}：ローパスフィルタのコーナー周波数($f_{\max}$と同等) (Hz)

$W = W_{\mathrm{a}}$（アスペリティ領域においてはアスペリティの幅とする） (km)

$= W_{\mathrm{b}}$（背景領域においては断層全体の幅とする） (km)

である。

＊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・他 (2003) によれば、釜江・他 (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, 2002）では、釜江・他 (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$1/\sqrt{t}$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めに予測される傾向がある。

(h) すべり角 λ

すべり角 λ (°)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 λ (°) 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 λ (°)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。

1.1.3 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、

- 破壊開始点
- 破壊形態

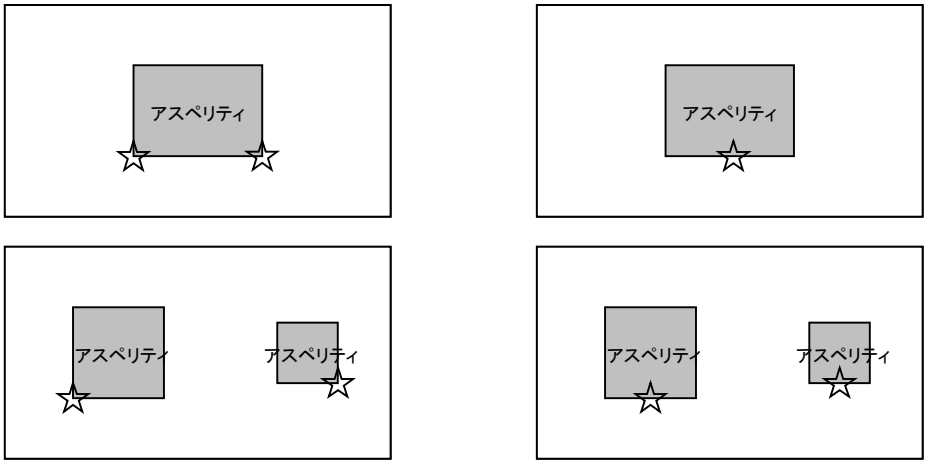
を設定する。

(a) 破壊開始点

中田・他 (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。

＊破壊開始点については、平均的な地震動を推定することを目的とする場合で、活断層の形状等から破壊開始点を特定できない場合には、やや簡便化したパラメータ設定として、横ずれ成分が卓越する場合にはアスペリティ下端の左右端、縦ずれ成分が卓越する場合には、アスペリティ中央下端を基本ケースとする。この場合にも、必要に応じ複数ケースを設定することが望ましい。



横ずれ成分が卓越　　縦ずれ成分が卓越

破壊開始点(☆)とアスペリティの位置の一例

(b) 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 プレート境界地震の特性化震源モデル

プレート境界地震は、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5にプレート境界地震に対する震源特性パラメータの設定の流れを示す。

1.2.1 巨視的震源特性

プレート境界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、

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

を設定する。

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向θ、傾斜、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_0）

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(N･m)）－断層面積（S (km^2)）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 $\Delta\sigma$ (MPa) を推定することで､地域的な地震モーメント M_0(N･m) と断層面積 S (km^2) の関係式を設定する。

$$M_0 = 16/\left(7\cdot\pi^{3/2}\right)\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2} \quad \text{.....(30)}$$

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と断層面積 (例えば､宇津, 2001 ; 石井･佐藤, 2000) または地震モーメント M_0(N･m) と断層面積 S (km^2) (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に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(i)参照。

1.2.2 微視的震源特性

プレート境界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_{max}
・ 平均破壊伝播速度
・ 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（例えば、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率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（すべり欠損）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) 短周期レベル A とアスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積 S_a (km^2) 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 A (N･m/s^2) を設定した上で、アスペリティの総面積 S_a (km^2) を求めることとする。短周期レベル A (N･m/s^2) 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 A (N･m/s^2) と地震モーメント M_0 (N･m) 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・他, 2002）。

・想定震源域における最新活動の地震の短周期レベル A (N･m/s^2) が推定されていない場合には、壇・他(2001) による地震モーメント M_0 (N･m) と短周期レベル A (N･m/s^2) の経験的関係により設定する（(12)式）。
・想定震源域における最新活動の地震の短周期レベル A (N･m/s^2) 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 M_0 (N･m) 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 (km^2) は、上記によって推定された短周期レベル A (N･m/s^2) と前述の(13)式より算出される。アスペリティが1つの場合は、便宜的に震源断層の形状を半径 R (km) 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 (km) 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 (=$\pi\times r^2$) (km^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・他, 2000)と得られており、拘束条件とはならないがこうした値も参照に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・佐藤, 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。

＊これに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) 震源断層全体の静的応力降下量・アスペリティの平均静的応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

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・他(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_{max} = 13.5Hzを採用する (地震調査委員会, 2003b, ; 2004b)。

(f) 平均破壊伝播速度 V_r

1.1.2(f) 参照。

(g) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$

1.1.2(g) 参照。

(h) すべり角 λ

1.1.2(h) 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。

1.2.3 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、

・ 破壊開始点

・ 破壊形態

を設定する。

(a) 破壊開始点

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、破壊の進む方向には地域性があり、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。このため、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。

(b) 破壊形態

1.1.3(b) 参照。

1.3 スラブ内地震の特性化震源モデル

スラブ内地震は、プレート境界地震のように同じような場所で繰り返し発生するか否かが明らかになっていない。したがって、スラブ内地震は内陸活断層での地震やプレート境界での地震のように発生する場所や震源断層全体の面積を推定することが困難である。しかしながら、近年発生したスラブ内地震によって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は、それらの情報を活用することができる。スラブ内地震は、同規模のプレート境界地震に比べて強い短周期地震動が観測されることが知られている。そのため、このようなスラブ内地震の特徴である短周期地震動の強さを適切に評価することに主眼を置き、加速度震源スペクトルの短周期レベル（以下、短周期レベル）と強震動生成域の関係を用いた笹谷・他（2006）、壇・他（2006）および新井・他（2015）の方法を踏まえて巨視的・微視的震源特性に関するパラメータを設定する。具体的には、強震動生成域の面積と震源断層の面積との比が地震規模によらず一定であると仮定し、地震規模と短周期レベルおよび強震動生成域の面積との経験的関係式とアスペリティモデルに基づいて比を設定し、その比を用いて震源断層の面積を設定する。こうした手順を踏むことで、観測では得られにくい震源断層の面積を安定的なパラメータとして設定することが可能となる。設定の概略フローを付図６に示す。

1.3.1 巨視的・微視的震源特性

スラブ内地震における震源断層の巨視的・微視的震源特性に関するパラメータとして、

- 震源断層モデルの地震規模
- 震源断層モデルの大きさ
- 震源断層モデルの位置･構造（位置、走向、傾斜、深さ）
- 震源断層モデルの平均すべり量
- 強震動生成域の位置・個数
- 強震動生成域の面積
- 強震動生成域、背景領域の平均すべり量
- 強震動生成域、背景領域の実効応力

を設定するが、活断層で発生する地震やプレート境界地震の設定手順とは異なる。

(a) 震源断層の位置・構造（位置、走向θ、傾斜、深さ）

長期評価が行われた場合には、その評価を利用することが望ましい。

＊当面は過去の地震の震源断層をプレートに沿って平行移動させることや確率論的地震動予測地図の地震活動モデルに基づいて設定されることが想定される。いずれの場合においても複数の傾斜角を検討することが望ましい。

(b) 震源断層の地震規模（地震モーメントM_0）

長期評価が行われた場合には、その評価を利用することが望ましい。

＊当面は過去の地震や確率論的地震動予測地図の地震活動モデルに基づいて設定されることが想定される。

(c) 短周期レベル A

短周期レベル A (N･m/s^2) は、笹谷・他（2006）を参照して、壇・他（2001）による内陸地殻内地震（活断層で発生する地震）の地震モーメント M_0 (N･m) との経験的関係式（(12)式）の4倍として

$$A = 9.84 \times 10^{10} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{1/3} \quad \cdots\cdots (31)$$

により設定する。ただし、フィリピン海プレートの地震に対しては、この値の0.5倍とする（新井・他，2015）。

＊上記の値は、太平洋プレートの地震は深さ50～80km、フィリピン海プレートの地震は深さ20～50kmを主対象としている。

＊評価対象地域で過去に発生したスラブ内地震について短周期レベルが推定されている場合、その情報を参照することもできる。このとき、f_{max}および地震波伝播経路のQ値も併せて推定されていることが望ましい。

＊スラブ内地震の短周期レベルについては、規模の大きな地震（おおむねM_w7以上）で上限値付近に偏った分布となっていること、震源が深くなるほど大きくなる傾向が見られることが指摘されている。したがって、対象とする地震の規模や深さを勘案して複数のモデルを設定することが望ましい。

＊房総沖および九州～南西諸島の地震の扱いについては未定である。

(d) 強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比 γ_{SMGA}

強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比γ_{SMGA}を、地震モーメントM_0(N･m)、震源域におけるS波速度β (km/s)と、短周期レベルおよび強震動生成域の面積と地震モーメントとの経験的関係式とを用いて、アスペリティモデルを仮定した場合に得られる

$$\gamma_{SMGA} = \frac{16 A^2 S_\alpha{}^2}{49 \pi^4 \beta^4 M_0{}^2} \quad \cdots\cdots (32)$$

により設定する。ここで、Aは (31) 式による算定値を、S_αは、笹谷・他（2006）に基づく強震動生成域の面積と地震モーメントとの経験的関係式

$$S_\alpha = 1.25 \times 10^{-16} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{2/3} \quad \cdots\cdots (33)$$

による算定値を用いる。

＊地震モーメントと短周期レベルおよび強震動生成域の面積との経験的関係式については、壇・

他（2006）による

$$A = 1.13 \times 10^{11} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{1/3} \quad \cdots\cdots (31)'$$

$$S_\alpha = 1.71 \times 10^{-16} \times \left(M_0 \times 10^7\right)^{2/3} \quad \cdots\cdots (33)'$$

もあり、この組み合わせでγ_{SMGA}を求めることもできる。

(e) 断層面積 S

震源断層の面積 $S(\mathrm{km}^2)$ は、地震モーメント $M_0(\mathrm{N \cdot m})$ と強震動生成域の面積と震源断層の面積との比 γ_{SMGA} および(c) で設定した短周期レベル A $(\mathrm{N \cdot m/s^2})$ を用いて、アスペリティモデルの関係式から得られる

$$S = \frac{7\pi^2 \beta^2 M_0}{4 A \gamma_{\mathrm{SMGA}}{}^{0.5}} \quad \cdots\cdots (34)$$

より求められる。

(f) 震源断層全体の平均すべり量D・静的応力降下量$\Delta\sigma$

平均すべり量 D (m) は1.1.1(i)参照。静的応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) は、地震モーメント $M_0(\mathrm{N \cdot m})$ と震源断層の面積 $S(\mathrm{km}^2)$を用いて、 1.1.2(d)の(22-2)式と等価な

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0 / (S/\pi)^{1.5} \quad \cdots\cdots (35)$$

より求められる。

(g) 強震動生成域全体の面積 S_{SMGA}

強震動生成域全体の面積 S_{SMGA} は、強震動生成域の面積の震源断層の面積に対する比 γ_{SMGA} により求める。

$$S_{\mathrm{SMGA}} = \gamma_{\mathrm{SMGA}} \times S \quad \cdots\cdots (36)$$

＊短周期レベルが (31) 式によって与えられた場合、S_{SMGA}は (33) 式の値となる。

(h) 強震動生成域の位置・個数

強震動生成域の個数については、過去の地震に関する分析によるM_{w}6未満で1個、M_{w} 6～7で2個、M_{w} 7～8で3個、M_{w} 8以上で5個（笹谷・他，2006）を参考に設定する。

＊強震動生成域の位置は、過去の地震の震源モデルに基づいて設定することや断層面上にバランス良く配置する場合が考えられる。

＊複数の強震動生成域がある場合、個々の面積は強震動生成域全体の面積を等分配することや、活断層で発生する地震やプレート境界地震の設定で用いられている比率を用いることが考えられる。

(i) 強震動生成域の平均すべり量D_{SMGA}

$$D_{\mathrm{SMGA}} = \xi \cdot D \quad \cdots\cdots (37)$$

スラブ内地震の強震動生成域の平均すべり量と震源断層全体の平均すべり量の関係は十分な知見が得られていないことから、活断層で発生する地震やプレート境界地震と同じξ=2とする。

(j) 強震動生成域の平均静的応力降下量$\Delta\sigma_{\mathrm{SMGA}}$、実効応力$\sigma_{\mathrm{SMGA}}$

$$\Delta\sigma_{\mathrm{SMGA}} = \left(S / S_{\mathrm{SMGA}}\right) \cdot \Delta\sigma \quad \cdots\cdots (38)$$

強震動生成域の実効応力は平均静的応力降下量と等しい（$\sigma_{\mathrm{SMGA}} = \Delta\sigma_{\mathrm{SMGA}}$）と仮定する。

(k) $f_{\max}$、平均破壊伝播速度 V_{r}

評価対象地域のスラブ内地震に関するこれらの情報・知見が得られている場合はそれを用いることができる。ない場合は、プレート境界地震と同じ値（1.2.2(e)および(f)参照）とする。

＊評価対象地域に対して推定された$f_{\max}$値を用いる場合、推定に用いられた伝播経路特性のQ値があれば地震動計算の際にあわせて設定する。また、計算結果について過去地震の記録や距離減衰式（地震動予測式）との比較により検証を行い、必要に応じて短周期レベルの設定値を見直す。

(l) 背景領域の平均すべり量D_{b}、実効応力σ_{b}

プレート境界地震と同様（1.2.2(c)および(d)参照）に求められる。

(m) すべり速度時間関数 $dD(t)/dt$、すべり角 λ

内陸活断層地震やプレート境界地震と同様（1.2.2(g)および(h)参照）に設定する。

2. 地下構造モデルの作成

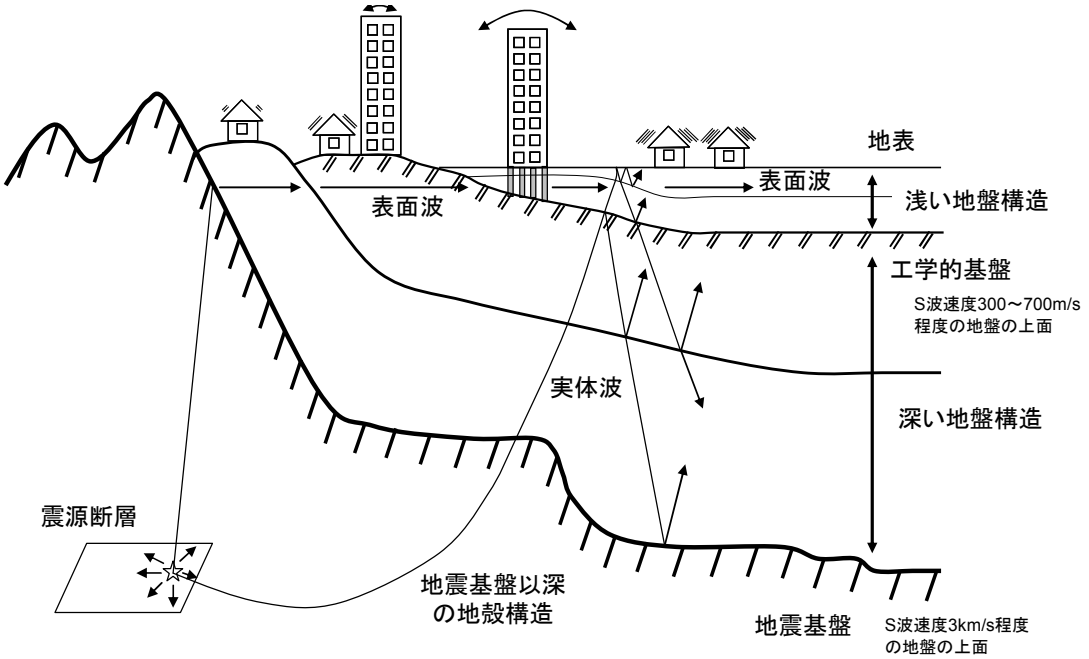
詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、成層構造を前提にすれば各層の密度、P波･S波速度、Q値および層境界面の形状などがあり、対象を、

- 地震波の伝播経路となる上部マントルを含む、地震基盤[8]までの地殻構造（以下、「地震基盤以深の地殻構造」と呼ぶ）
- 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[9]までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）
- 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つに分けてモデル化を行う。以下では、それぞれのモデル化手法について、その考え方を説明する。なお、後述するハイブリッド合成法では「地震基盤以深の地殻構造」と「深い地盤構造」を合体させた3次元地下構造モデルが必要となる。

[8] 地殻最上部にあるS波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

[9] 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。



地下構造モデルの模式図

2.1 「地震基盤以深の地殻構造」

上部マントルから地震基盤までの「地震基盤以深の地殻構造」は、震源インバージョン解析で用いられているモデルや大規模弾性波探査、基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル、地震観測データを使用した三次元地震波速度構造（例えば、Zhao *et al*., 1994 ; Matsubara *et al*., 2005）等を参照してモデル化を行う。また、海溝型地震等で海域のモデルが必要な場合にも同様な方法でモデル化を行う（例えば、田中・他, 2006）。

2.2 「深い地盤構造」

2.2.1 通常の場合

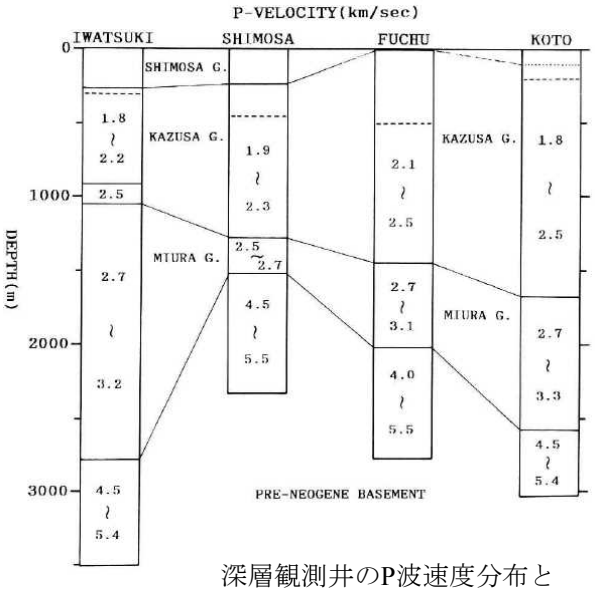
「深い地盤構造」のモデル化においては、まず地質情報や各種構造探査のデータを用いて、下記の標準的なモデル化手法（纐纈, 2006; Koketsu *et al*., 2009）の手順 (1) ～ (2) により０次モデル[10]を構築する。次に、面的に存在する探査データを用いて、手順 (3) ～ (5) により精度の高い層境界面の形状を持った0.5次モデルを構築する。ただし、面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比等を用いて、手順 (6) を先取りすることにより0.5次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比等を用いて、手順 (6) ～ (7) により１次モデル を構築し最終モデルとする。なお、モデル化の過程においては、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻ることを妨げない。こうした「深い地盤構造」のモデル化の流れを付図6に示す。

手順(1)

表層地質やボーリング柱状図などの地質情報や各種構造探査の結果から総合的に判断して、速度構造と地質構造の対比を行う（「総合的判断」の手順は鈴木, 1996 ; 藤原・他, 2006などを参考）。

---

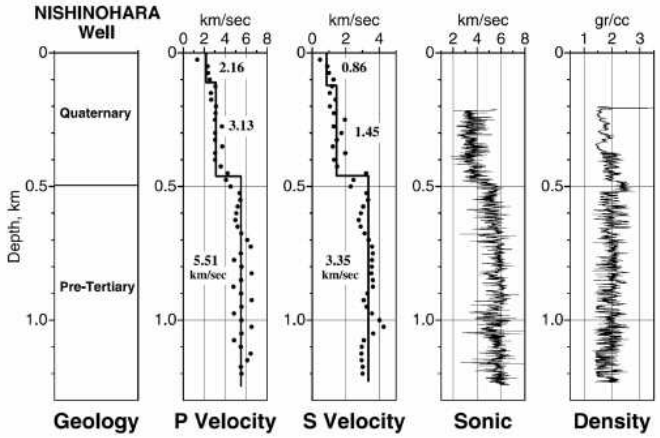
10 既存の０次モデルとして藤原・他（2006）があり、これを利用して全国１次地下構造モデル（暫定版）は構築されているため、初期モデルとして全国１次地下構造モデル（暫定版）を利用することができる。



深層観測井のP波速度分布と
地層の対比　鈴木 (1996)

	日向灘(推本)	北部九州(推本)	宮城県	三陸沖(推本)
Lay1(0.35)				
Lay2(0.5)				①0.5
Lay3(0.6)	②0.6	①0.6		
Lay4(0.7)			①0.7	
Lay5(0.8)				
Lay6(0.9)				②0.8
Lay7(1.0)		②1.1		
Lay8(1.3)		③1.4	②1.3	
Lay9(1.5)	③1.5			
Lay10(1.7)		④1.7		
Lay11(2.0)	④2.1	⑤2.1	③2.0	③1.9
Lay12(2.4)				④2.3
Lay13(2.9)	⑤2.7	⑥2.7		
Lay14(3.2)	⑥3.1	⑦3.1	④3.0	⑤3.4

既往モデルにおける層区分の対応関係
藤原・他（2006）



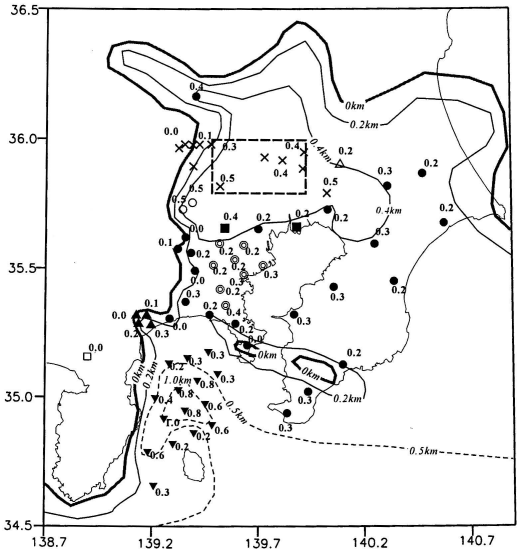
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果　山水 (2004)

手順(2)

手順(1)の対比結果に基づき、屈折法探査、反射法探査、ボーリング検層、微動探査，自然地震記録のスペクトル比解析などの結果を参照して各層にP波およびS波速度と密度を与える。

手順(3)

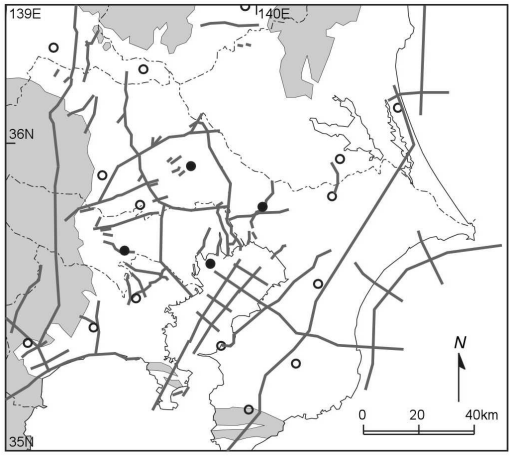
工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。



工学的基盤上面深度分布
山中・山田（2002）

手順(4)

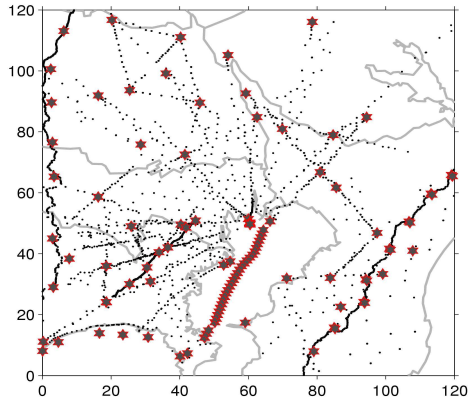
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が**手順(2)**の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

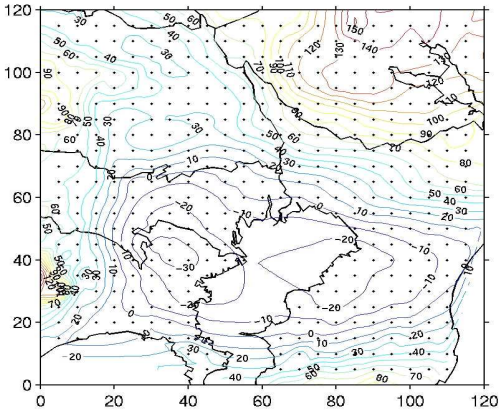


関東地域の深層ボーリング（丸印、黒丸は基盤到達）と反射法探査測線（灰色実線）。灰色領域では基盤がほぼ露頭。
纐纈（2006）

手順(5)

面的に存在する探査データ（屈折法探査や重力探査など）や地質コンター図などを用いて、各速度層を区切る境界面の形状を決定する。決定はインバージョンとして行うが，十分なデータがない場合は補間などの順解法を用いる。**手順(4)**の情報やデータはインバージョンの拘束条件あるいは補間の追加データとして扱う。



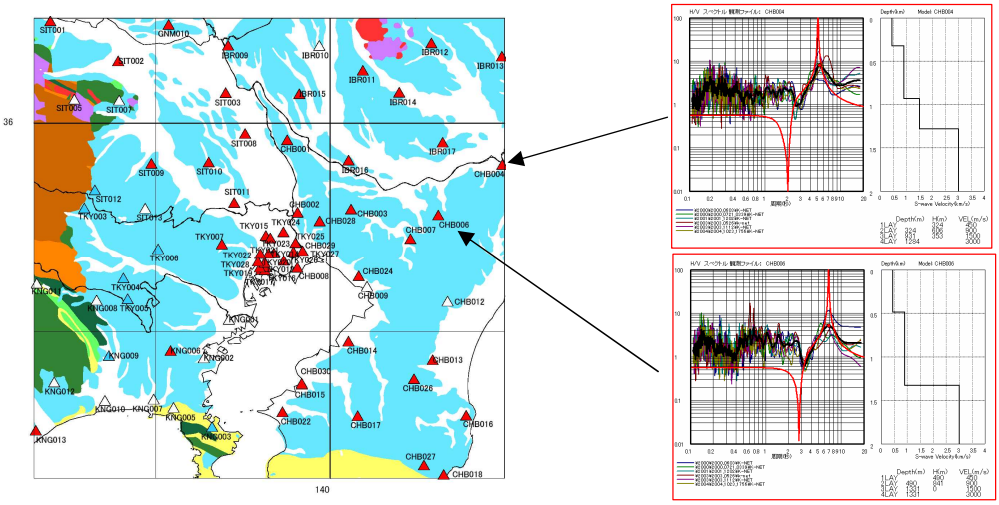


左図:
首都圏の構造探査測線
Afnimar *et al*. (2002)

右図:
フリーエア異常図
Afnimar *et al*. (2003)

手順(6)

K-NETやKiK-netなどの自然地震記録に対してスペクトル比解析（この解析も可能ならインバージョンで行う）などを適用して得られた、複数の観測点における速度構造を用いて、地下構造モデルを調整・修正する。

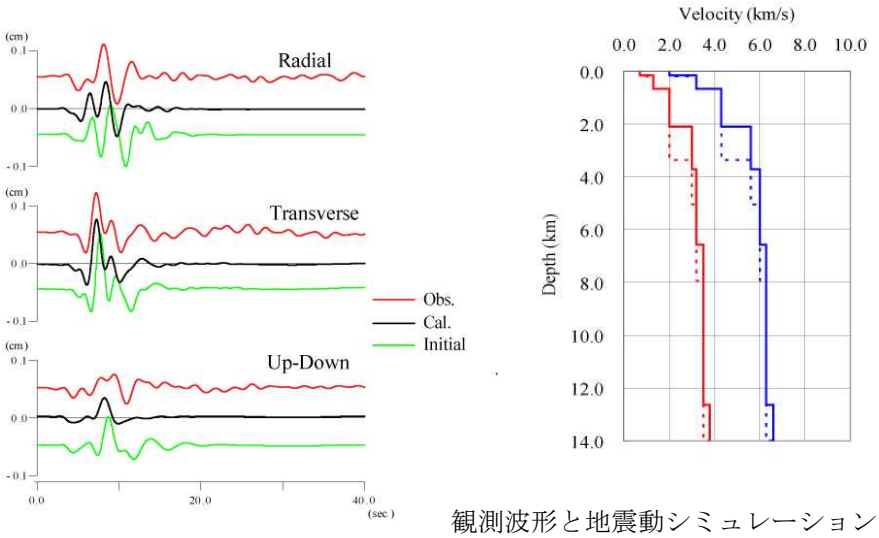


地震観測記録と計算波形のH/Vスペクトル比

田中・他 (2005)

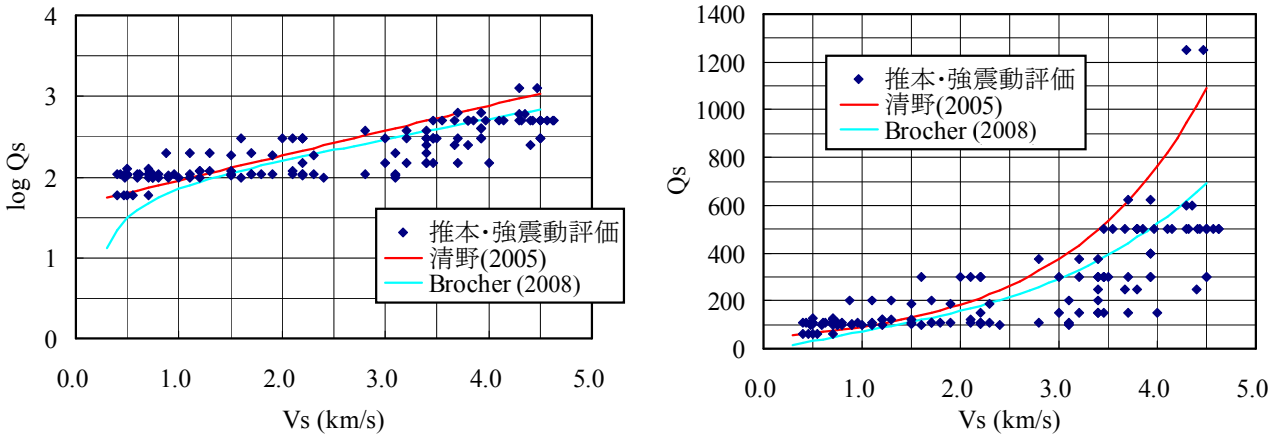
手順(7)

観測記録のある中規模地震をいくつか選び、**手順(6)**の調整された地下構造モデルを用いて、各観測点における地震動をシミュレーションする。その結果が観測記録に一致するようにモデルをさらに調整する（この調整も可能ならインバージョンで行う）。



観測波形と地震動シミュレーションによる波形の比較および速度モデルの修正結果
Hikima and Koketsu (2004)

なお、Q値については、地震観測記録を説明できるように適切に値を決めることが必要である。参考までにこれまでの地震調査委員会における強震動評価で用いた値を既往研究と比較して下図に示す。



S波速度(V_S)とQ値(Q_S)の関係

2.2.2 水平成層構造が仮定できる場合

水平成層構造が想定可能なことがあらかじめわかっている場合には、水平成層構造に対する強震動の理論計算がはるかに容易であるから、3次元的に不均質なモデルをあえて作ることは適切でない。水平成層構造モデルは「地震基盤以深の地殻構造」と同様の方法、震源インバージョン解析で用いられているモデルや、大規模弾性波探査や基礎試錐等の大深度ボーリングの結果、震源決定に使われているモデル等を参照してモデル化を行う。

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速度構造モデルを作成するのが基本である。浅い地盤で強震時に発生する可能性のある非線形現象を高い精度で評価するためにも、こうしたモデル化が必要である。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。また、利用可能なボーリング情報がほとんど存在しない地域も多い[11]。そのため、面的に「浅い地盤構造」を評価するにあたっては、国土数値情報などの地形・地盤分類を基に経験的な方法により増幅率を算出するモデル化が考案されている。ここでは、これらの手法として、「浅い地盤構造」のボーリングデータによるモデル化の方法と面的な評価によるモデル化の方法について説明する。

2.3.1 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では、ボーリング地点の一次元成層構造の密度、P･S波速度、層厚、減衰特性の設定を行う（例えば、高橋・福和, 2006）。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。

---

11 ボーリングデータが実は存在したとしても、有効利用の仕組みが不十分なためにデータが散逸しているのが実情である。自治体を含め各機関でデータ公表等は試みられているが、地域の防災対策のためにも、組織的にかつ継続的に統合化し、地下構造データベースとして整備していく仕組み作りが必要と考えられる。

この方法は、一般的にボーリングデータ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－南北約500mないし約250mとすることが多い。

2.3.2 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メッシュ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出する。

最近では、日本全国の地形・地盤を統一した分類基準によって再評価した日本全国地形・地盤分類メッシュマップが構築されている（若松・他, 2004、3.2.1 参照）。これらの方法を用いれば、全国を約1kmメッシュまたは250mメッシュの領域ごとに、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。

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。なお、強震動計算の結果は、時刻歴波形、最大加速度、最大速度、応答スペクトルなどを指している。

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・他, 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出する最も簡便な方法である。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個別には考慮しない。工学的基盤上面における最大速度を求める距離減衰式としては、司・翠川(1999)による経験式がよく用いられる。

$$\log PGV_b = 0.58M_{\mathrm{w}} + 0.0038D - 1.29 - \log\left(X + 0.0028\cdot 10^{0.50M_{\mathrm{w}}}\right) - 0.002X \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(39)$$

PGV_{b}：工学的基盤上面の最大速度(cm/s)
M_{w}：モーメントマグニチュード $M_{\mathrm{w}}=(\log M_0-9.1)/1.5$　(Kanamori, 1977)
D：震源深さ(km)
X：断層最短距離(km)

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である。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方法である。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

地震波の伝播特性と表層地盤の増幅特性を弾性波動論により計算する方法。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得るものの、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。

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・他, 1991；壇・佐藤, 1998）と理論的手法である三次元差分法（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)に対応が可能

といった利点があるためであり、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ため（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）、理論的手法の三次元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、大規模な地下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ためである。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成層構造のみ適用可能な波数積分を用いる方法（例えば、Kohketsu, 1985; Hisada, 1995）を利用することができる。この方法は水平成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成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」（先名・他, 2004）等を参考にされたい。

＊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。

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ボーリングデータによってモデル化された場合と面的な評価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。

3.2.1 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、Schnabel *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。土の非線形特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挙げられる。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まだ多くはない。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始まったばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

3.2.2　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 *amp* を掛け合わせることで地表の最大速度を算出する。

微地形区分から想定される増幅率 *amp* は以下の手順で評価する。

① 全国を網羅した約1kmメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・他, 2005）、または約250mメッシュの領域ごとの微地形区分データ（例えば、若松・松岡, 2007）を用いる。

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*30との経験的関係（例えば、松岡・

他, 2005）をあてはめる。

$$\log AVS30 = a + b \cdot \log E_{\mathrm{v}} + c \cdot \log S_{\mathrm{p}} + d \cdot \log D_{\mathrm{m}} \pm \sigma \quad \text{.....(40)}$$

$AVS30$：表層30mの平均S波速度(m/s)
E_{V}：標高(m)
S_{p}：傾斜*1000　　（傾斜は正弦）
D_{m}：先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離(km)
σ:：標準偏差
a、b、c、d：微地形区分ごとに与えられる回帰係数

③ 工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 amp については、表層30mの平均S波速度$AVS30$との相関性が認められる。そこで次式を用いて、$AVS30$から最大速度の増幅率 amp を算出する（例えば、藤本・翠川, 2006）。

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500) \quad \text{.....(41)}$$

amp：平均S波速度600m/sの工学的基盤を基準とした最大速度増幅率

次に、地表の震度 I を求める。その方法は、工学的基盤上の地震動として、距離減衰式等の経験式によりその最大値が求められている場合と、ハイブリッド合成法等によりその時刻歴波形が求められている場合とで異なる。それぞれ以下に示す手順により、地表の震度 I を評価する。

i) 距離減衰式等の経験式により工学的基盤上の最大速度が求められている場合

工学的基盤上の最大速度 PGV_{b} (cm/s) に前述の最大速度の増幅率 amp を乗じ、地表の最大速度 PGV (cm/s) を算出する。

$$PGV = amp \cdot PGV_{\mathrm{b}} \quad \text{.....(42)}$$

地表の最大速度 PGV を「最大速度と計測震度の関係式」（例えば、藤本・翠川, 2005）に代入し、地表の震度 I を求める。

$$\begin{aligned} I &= 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \le I) \\ I &= 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV) \quad (I < 4) \end{aligned} \quad \text{.....(43)}$$

ii) ハイブリッド合成法等により工学的基盤上の時刻歴波形が求められている場合

まず、工学的基盤から地表への震度増分 ΔI を評価する。地表震度を I、地表の最大速度を PGV (cm/s)、工学的基盤上の最大速度をPGV_{b} (cm/s)、最大速度の増幅率を amp とすると、最大速度と計測震度との関係式（藤本・翠川, 2005）を工学的基盤上の震度 I_{b} に適用させた(44)式

$$I_{\mathrm{b}} = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV_{\mathrm{b}}) - 0.213 \cdot \{\log(PGV_{\mathrm{b}})\}^2 \quad (4 \le I) \quad \text{.....(44)}$$

および前述の $PGV = \mathrm{amp} \cdot PGV_{\mathrm{b}}$ の関係から、震度増分 ΔI は、

$$\Delta I = I - I_{\mathrm{b}} = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_{\mathrm{b}}) \cdot \log(amp) \quad \text{.....(45)}$$

と表される。

従って、工学的基盤上の時刻歴波形から気象庁（1996）の方法に従って「工学的基盤上計測震度I_{b}」を算出すると、地表の震度は、

$$I = I_{\mathrm{b}} + \Delta I \quad \text{.....(46)}$$

と求められる。

＊工学的基盤上面から地表までの最大速度に対する増幅率 *amp* は、表層30mの平均S波速度*AVS*30の関係から算出している。しかし、山地や丘陵地では30mよりもかなり浅い深さに工学的基盤が現れることが多く、これらより算出される増幅率 *amp* は過小評価になって工学的基盤より以浅の軟弱層の影響をうまく説明できていないとの指摘があり、表層30m以外の深さによる平均S波速度を用いた増幅率の提案がなされている（例えば、川瀬・松尾，2004；濱田・他，2007）。このように、山地や丘陵地等の工学的基盤が30mよりも浅いところに現れる場合には、別途検討が必要と考えられる。

＊ボーリングデータを収集できる場合には、微地形区分ごとの*AVS*30あるいは*AVS*30と増幅率の関係などを独自に評価することによって、より地域性を取り入れた結果が期待できる（例えば、中央防災会議，2001；2003）。

＊「工学的基盤上震度」を求める(44)式は、震度4以上に対応する式である。地震調査研究推進本部による「震源断層を特定した地震動予測地図」では、震度5弱以上の地点に主眼を置いていることもあり、震度3以下に関しても便宜上(44)式によって計算を行っている（例えば、地震調査委員会，2008）

＊（43）式は主に近年発生した内陸の地震から推定された式であり、長周期成分が卓越するような海溝型地震に使用すると、最大速度が大きめとなる傾向がある。例えば、翠川・他（1999）の式を使うなど（森川・藤原，2009）、別途検討が必要と考えられる。

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があるため、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。

4.1.1 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。

4.1.2 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う。

＊この震度分布と計算結果が合わない場合は、震源特性または地下構造モデルの見直しを行う。

4.1.3 観測波形記録との比較

1997年以降のK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、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となった。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ことができるかという点については、観測波形の質、震源や観測点の地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件が整えば、観測記録の位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということを考え合わせると、時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

＊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。微視的震源特性の把握には震源近傍の強震記録が必要であり、一方地下構造モデルの検証にも強震記録が不可欠であるため、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網のさらなる充実が望まれる。

4.2 プレート境界地震の強震動予測結果に対する検証

プレート境界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。

4.2.1 震度分布との比較

4.1.2 参照。

4.2.2 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プレート境界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。また、1997年以降はK-NETおよびKiK-net観測網の充実により、より多くの観測記録が得られるようになった。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ことができるかという点については、観測波形の質、震源や地盤状況などの情報の多寡によりケースごとに異なる。現状では条件が整えば、位相までを精度良く合わせることは可能であるが、面的な予測ということを考え合わせると時刻歴波形の最大値、継続時間、周期特性やスペクトル特性がある程度説明できることをもって検証と位置付ける。

＊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。微視的震源特性の把握には震源近傍強震記録が必要であり、地下構造モデルの検証にも強震記録が不可欠であるため、K-NETおよびKiK-net観測網や気象庁および自治体震度計観測網、さらには海底地震計のさらなる充実が望まれる。

＊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。

4.2.3 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（例えば、Kamae and Irikura, 1998 ; 池田・他, 2002）。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。

4.3 スラブ内地震の強震動予測結果に対する検証

プレート境界地震と同様に予測結果について震度分布や観測波形記録、距離減衰式（地震動予測式）を用いた推定値との比較により検証を行う。また、必要に応じて短周期レベルの設定値を見直す。

Iwata and Asano (2011) では波形インバージョン結果に基づくスラブ内地震のすべりモデルに基づいて、地震モーメントと震源断層の面積やアスペリティ面積の関係について経験式を与えており、検証に当たって参照することができる。ただし、波形インバージョンに用いられている波形は近地の強震記録のものだけでなく遠地記録を用いたものも含まれており、解析された波形の周期成分に留意する必要がある。また、Iwata and Asano (2011) では、アスペリティ面積は強震動生成域の面積より系統的に大きいことを指摘している。

スラブ内地震の特性化震源モデルでは、短周期地震動の強さを適切に評価することを主眼に置いており、その一方で長周期地震動の検証はできていない。スラブ内地震の長周期地震動の評価については今後の課題である。

引用文献（アルファベット順）

Afnimar, K. Koketsu, and M. Komazawa (2003) : 3-D structure of the Kanto basin, Japan from joint inversion of refraction and gravity data, Proceedings of 2003 IUGG Meeting, Abstract SS04/07A/A03-002.

Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) : Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface, Geophysical Journal International, 151, 243-254.

Aoi, S. and H. Fujiwara (1999) : 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 918-930.

新井健介・壇一男・石井透・花村正樹・藤原広行・森川信之（2015）：強震動予測のためのスラブ内地震の断層パラメータ設定方法の提案，日本建築学会構造系論文集，第80巻，第716号, 1537-1547.

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.

Boatwright, J. (1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, 78, 489-508.

Brocher, T. M. (2008) : Key elements of regional seismic velocity models for ground motion simulations, Journal of Seismology, 12, doi:10.1007/s10950-007-9061-3.

中央防災会議 (2001) : 第11回東海地震に関する専門調査会　資料3-1，平成13年12月11日.

中央防災会議 (2003) : 第16回東南海・南海地震等に関する専門調査会　参考資料2，平成15年12月16日.

Dalguer L.A., K. Irikura, J. Riera, and H. C. Chiu (2001) : Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, Geophysical Research Letters, vol. 28, No. 7, 1327-1330.

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出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.

壇　一男・武藤尊彦・宮腰淳一・渡辺基史（2006）：スラブ内地震による強震動を予測するための特性化震源モデルの設定方法，日本建築学会構造系論文集，600，35-42.

Eshelby, J. D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, 376-396.

Fujii, Y. and M. Matsu'ura, (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, Vol.6, No.1, 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.

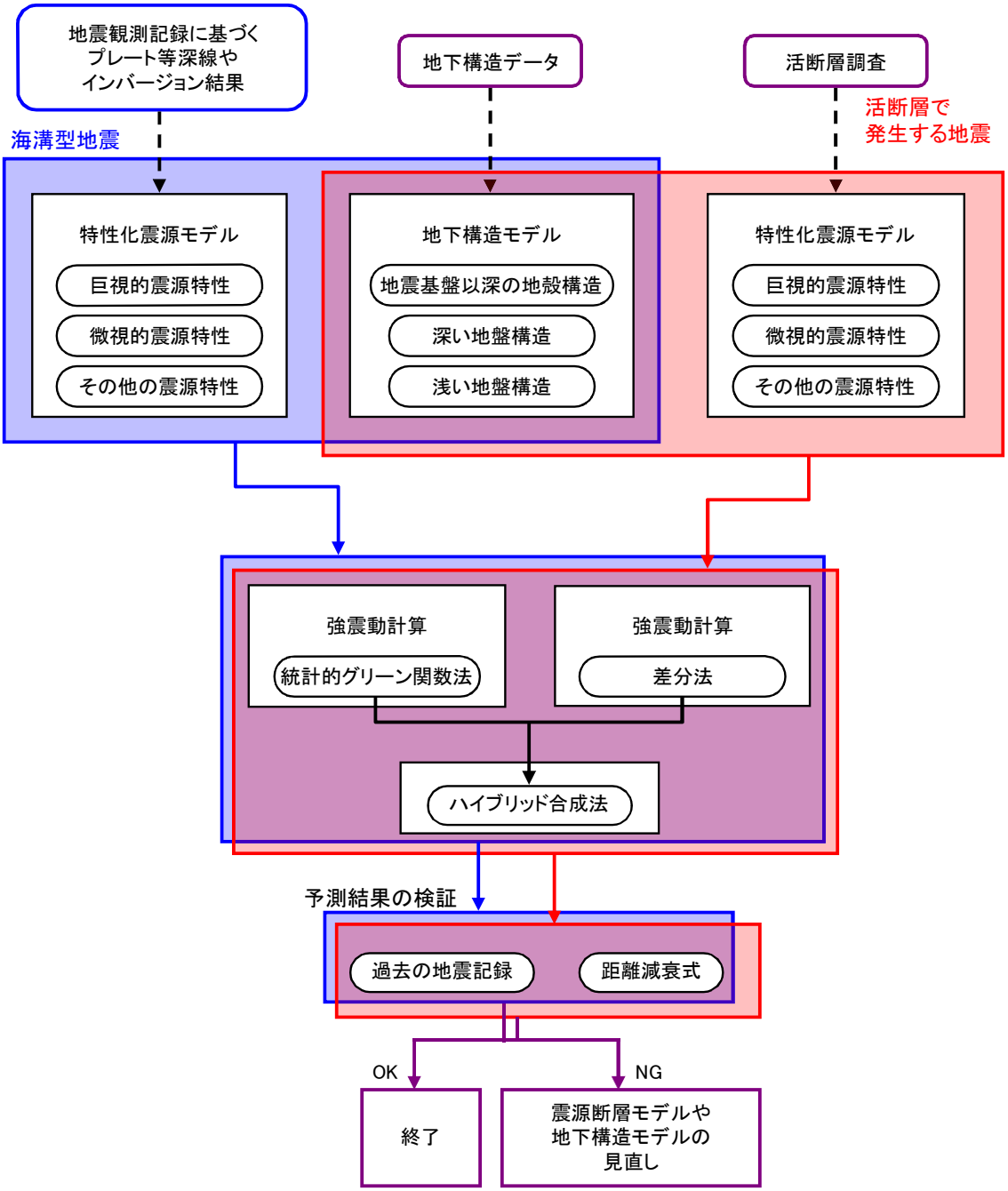
藤原広行・河合伸一・青井　真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川　譲 (2006) : 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル，第12回日本地震工学シンポジウム, 0340,

1466-1469.
Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523.
Graves, R. W. (1996) : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 1091-1106.
濱田俊介・福和伸夫・森田義美・加藤智和・金子史夫・宮田善郁・高橋広人 (2007) ： 中山間地域における地震ハザードマップの精度向上にむけて，地域安全学会, No.9, 131-136.
Haskell, N.A. (1960) : Crustal reflection of plane SH waves, Journal of Geophysical Research, 65, 4147-4150.
Hikima, K. and K. Koketsu (2004) : 3-D Velocity Structure Modeling and Source Process Inversion: The 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, Earthquake Sequence, EOS Trans. AGU, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S54A-06.
Hisada, Y. (1995) : An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 1080-1093.
池田隆明・釜江克宏・三輪　滋・入倉孝次郎 (2002) ： 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文, 561, 37-45.
入倉孝次郎・釜江克宏 (1999) : 1948年福井地震の強震動，地震2, 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ー，京都大学防災研究所年報, 47A.
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.
Ito, K. (1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (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.
Iwata, T. and K. Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, Pure and Applied Geophysics, 168, 117-124.
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）.

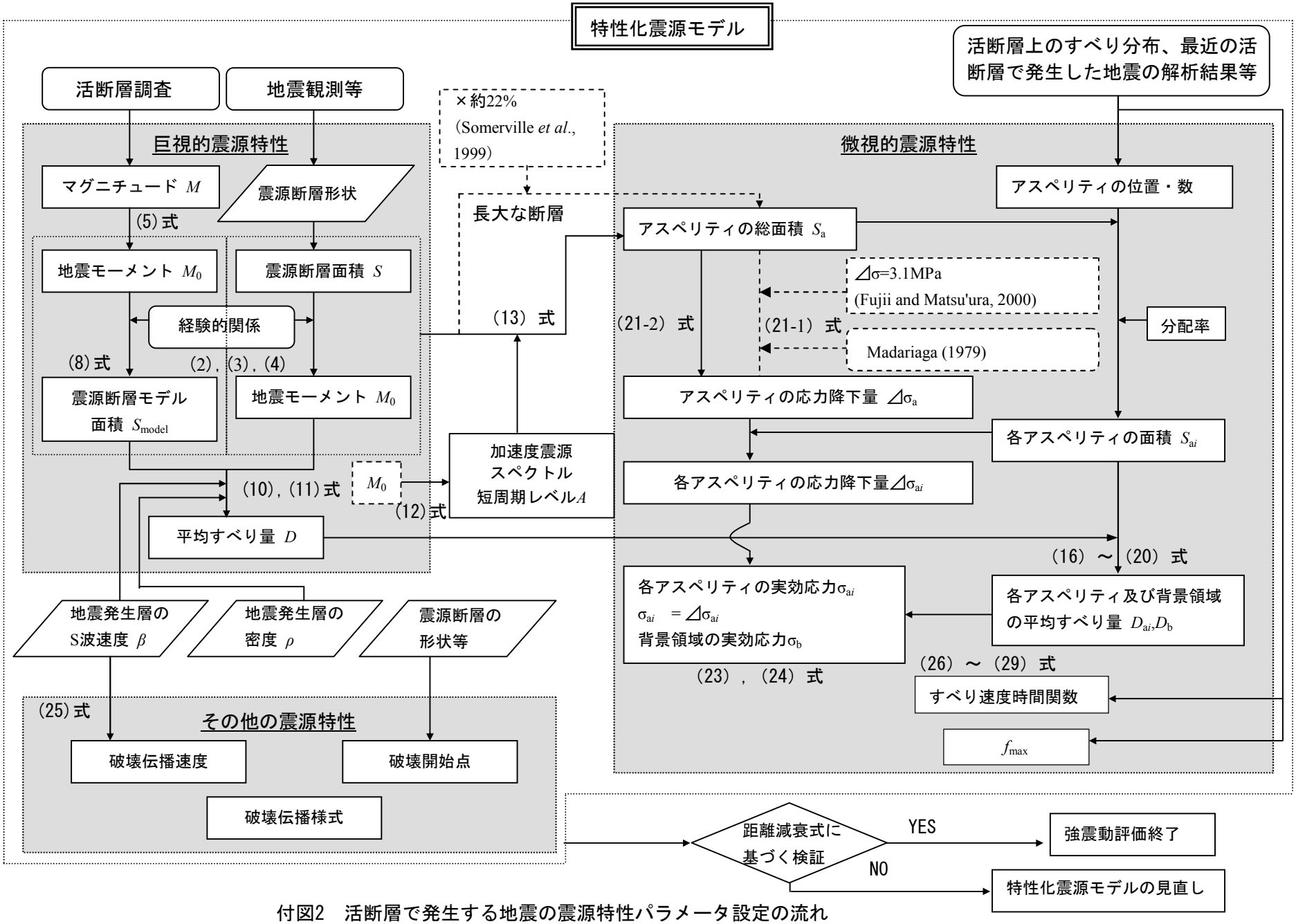
地震調査委員会 (2004e) : 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（平成16年11月29日公表）.
地震調査委員会 (2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（平成17年1月31日公表）.
地震調査委員会 (2008) : 警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価（平成20年4月11日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯（北部，中部）を起震断層と想定した強震動評価手法（中間報告）（平成13年5月25日公表）.
地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証（平成14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）.
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（平成20年4月11日公表）.
地震調査委員会長期評価部会 (2010) : 「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書（平成22年11月25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2, 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.
Kamae, K. and Irikura, K. (1998) : Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 400-412.
Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, 82, 2981-2987.
Kanamori, H. and D.L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 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.
活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層－分布図と資料, 東京大学出版会, 448p.
川瀬　博・松尾秀典 (2004) : K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造との対応, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 126-145.
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.
清野純史 (2005) : 不整型地盤のシミュレーション解析, 地盤震動－現象と理論－, 252-267.
気象庁 (1996) : 気象庁告示第4号.
Kohketsu, K. (1985) : The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, Journal of Physics of the Earth, 33, 121-131.
纐纈一起 (2006) : 地下構造と長周期地震動, 日本地震工学会誌, No.4, 12-15.
Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide (2004) : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth, Planets and Space, Vol.56, No.3, 329-334.
Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka (2009). A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, Tectonophysics, 472, 290-300.
纐纈一起・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.
国土地理院 : 1:25,000　都市圏活断層図.
Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005) : Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, Journal of Geophysical Research, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.

Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84, 2243-2250.
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.
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.
松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎 (2005) ： 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定，土木学会論文集, No.794／I-72, 239-251.
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.
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.
森川信之・藤原広行（2009）: 地動の最大速度と計測震度の関係についての一考察，日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集, S152-P024.
Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa(2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure and Applied Geophysics, 172, 1371-1381.
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.
中田　高・今泉俊文編 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会.
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.
Pitarka, A. (1999) : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bulletin of Seismological Society of America, 89, 54-68.
笹谷努・森川信之・前田宜浩（2006）：スラブ内地震の震源特性，北海道大学地球物理学研究報告，69，123-134.
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, 390p.
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.
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.
先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井　真・功刀　卓・石井　透・早川　譲・森川信之・本多　亮・小林京子・大井昌弘・八十島裕・神野達夫・奥村直子 (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.
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., 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.
Stirling, M., D. Rhoades, and K. Berryman(2002): Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 2, 812-830.
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

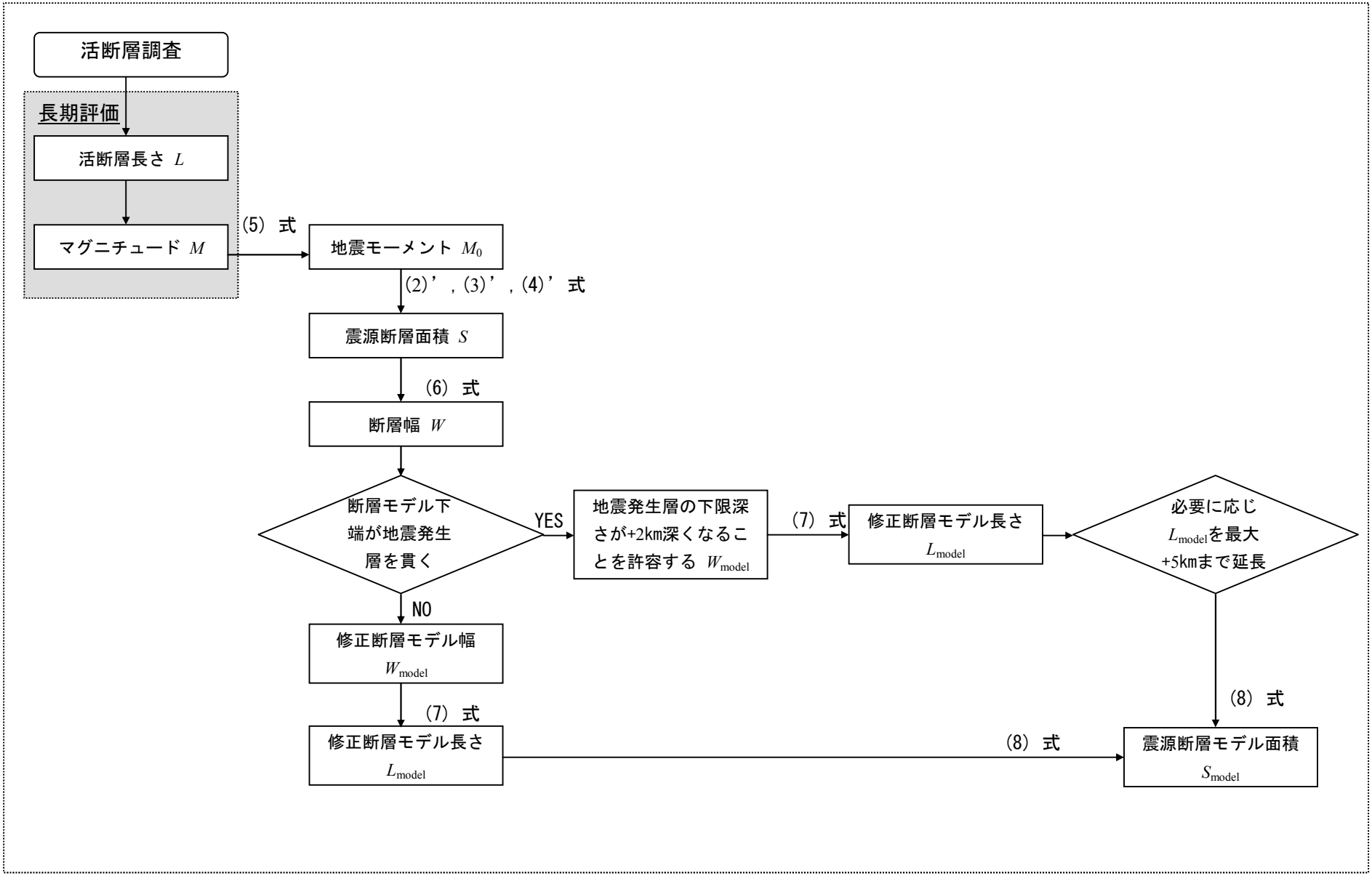
究」研究成果報告書, 119-129.
Sugiyama, Y. (2004) : Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, 1-9.
鈴木宏芳 (1996) : 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, No.56.
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.
高橋広人・福和伸夫 (2006) : 地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, 日本建築学会構造系論文集, 599, 51-59.
田中康久・纐纈一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田　直・鈴木晴彦・増田　徹 (2005) : 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1) : 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会2005年合同大会, S079-P010.
田中康久・三宅弘恵・纐纈一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田　徹 (2006) : 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集, S116-P014.
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f_{max}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.
若松加寿江・松岡昌志・久保純子・長谷川浩一・杉浦正美 (2004) : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築, 土木学会論文集, No.759／I-67, 213-232.
若松加寿江・松岡昌志・杉浦正美・久保純子・長谷川浩一 (2005) : 日本の地形・地盤デジタルマップ, 東京大学出版会.
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.
Wells, D.L. and K.J. Coppersmith (1994) : New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.
Wells, R.E., R.J. Blakely, Y. Sugiyama, D.W. Scholl, and P.A. Dinterman (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, doi:10.1029/2002JB002072.
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 and Space, Vol.56, No.3, 311-316.
山水史生 (2004) : 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用したVSP法速度構造調査, 防災科学技術研究所資料, No.251.
Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990) : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, Journal of Physics of the Earth, 38, 305-324.
Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003) : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth, Planets and Space, Vol.55, No.12, e21-e24.
山中浩明・山田伸之 (2002) : 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査, 55-1, 53-65.
吉田　望・東畑郁生 (1991) : YUSAYUSA-2　理論と使用方法.
Zhao D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, Jounal of Geophysical Research, 22, 313-327.



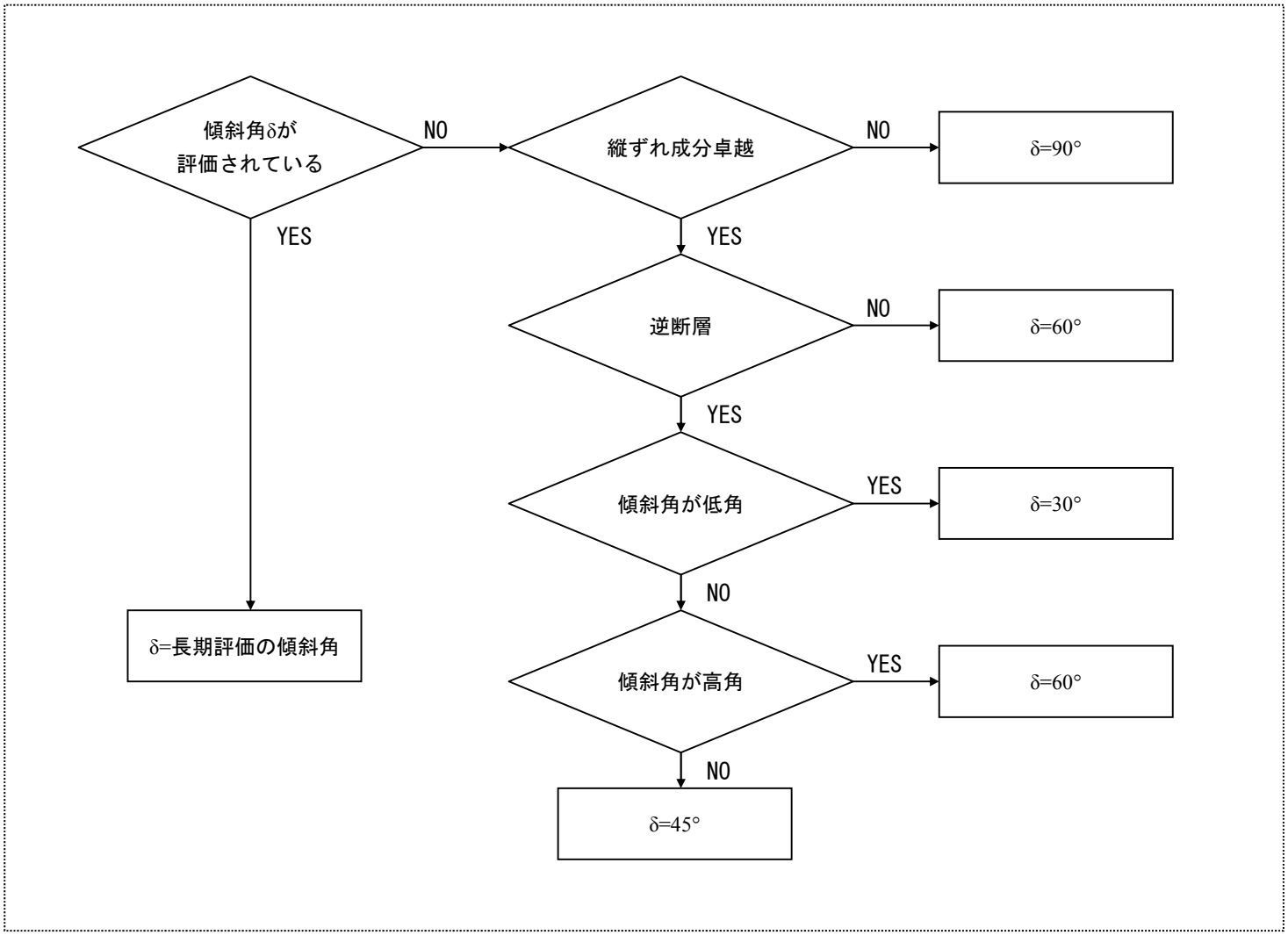
付図1　震源断層を特定した地震の強震動予測手法（ハイブリッド合成法）の流れ



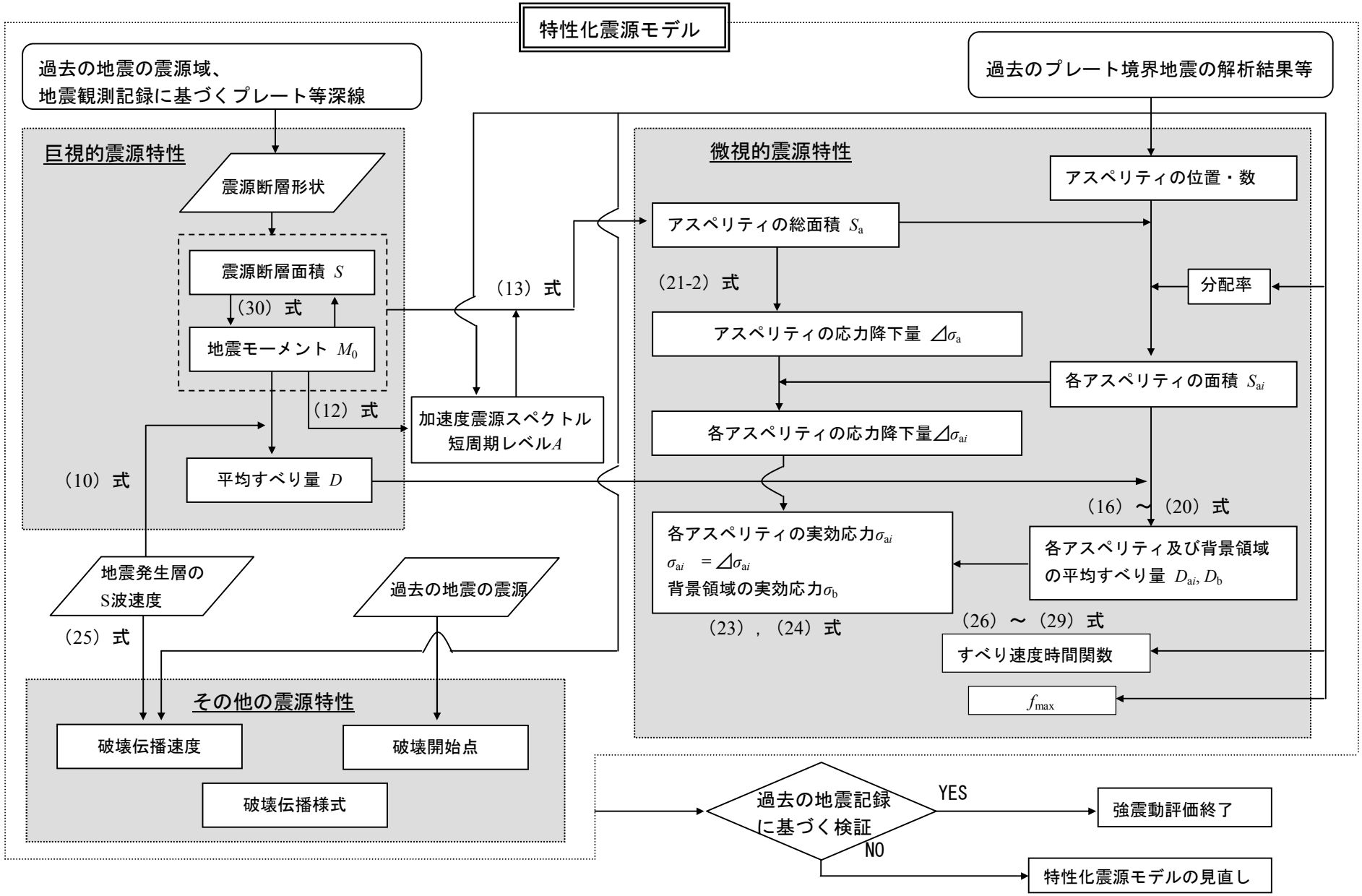
付図2　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合）



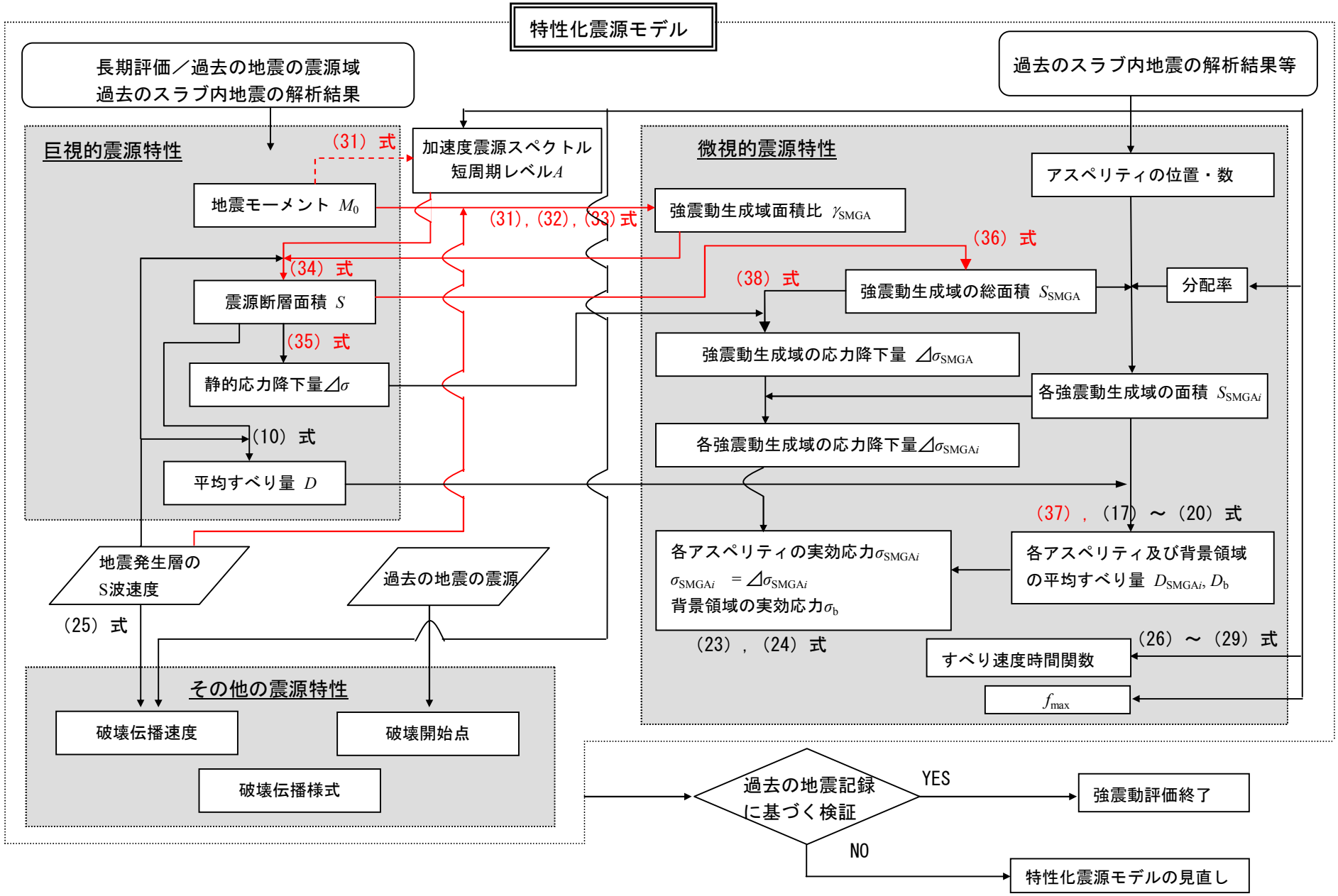
付図3　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合）



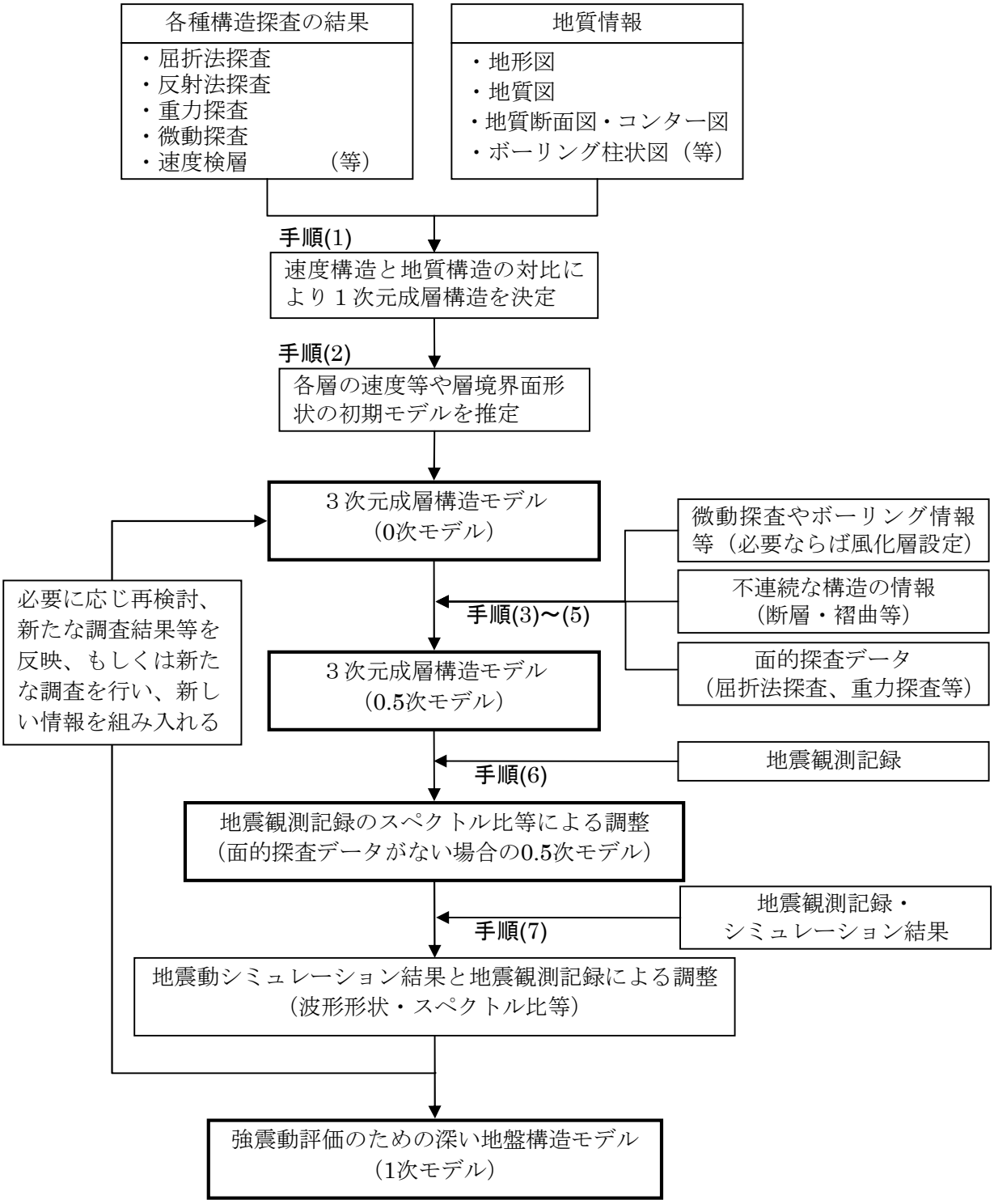
付図4　活断層で発生する地震の震源断層モデルの傾斜角設定の流れ



付図5　プレート境界地震の震源特性パラメータ設定の流れ



付図6.　スラブ内地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（赤がプレート境界地震の流れからの変更点）



付図7　強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ