

## 付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と呼ぶ)は、地震調査委員会において実施してきた、強震動評価に関する検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。地震調査委員会では、これまでに「活断層で発生する地震」と「海溝型地震」の内のプレート境界で発生する地震について、合わせて12件の強震動評価を実施し、公表してきている。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証を実施した(地震調査委員会強震動評価部会、2002, 2004)。

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

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

### 1. 特性化震源モデルの設定

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

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

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

#### 1.1 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

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

##### (1) 巨視的震源特性

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

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

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

を設定する。

#### (a) 震源断層モデルの位置・構造

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

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

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

#### (b) 震源断層モデルの大きさ（長さ $L$ ・幅 $W$ ）・深さ・傾斜

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

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

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

を用いる。ここで、

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

$$W_s = H_d - H_s$$

$W_s$ : 地震発生層の厚さ ( $W_s \leq 20$ km)、

$\theta$ : 断層の傾斜角

al. (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

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

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

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

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

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

逆断層 :  $45^\circ$

正断層 :  $45^\circ$

横ずれ断層 :  $90^\circ$

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、 $0-30^\circ$ 、または $60-90^\circ$  の範囲内で設定する。

震源断層モデルの上端の深度 $D_s$ (km)については、微小地震発生層の上面の深度 $H_s$  (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、Dalgner *et al.*, 2001) 。

### (c) 地震規模 (地震モーメント $M_0$ )

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

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

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

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

なお、(3)式を適用するのは、両式の交点となる震源断層の面積が $291\text{km}^2$ 以上 (地震モーメントが $M_0=4.7 \cdot 10^{25}$  [ $\text{dyn} \cdot \text{cm}$ ]、 $M_0$ 6.4相当) の地震とし、(3)式を基としたデータの分布より地震モーメントが $M_0=1.0 \cdot 10^{28}$  [ $\text{dyn} \cdot \text{cm}$ ]を上限とする必要がある。

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

<sup>4</sup>  $\text{dyn} \cdot \text{cm}=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}$

複数のセグメントが同時に動く場合は、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の地震モーメント $M_0$ を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の1.5乗の重みで配分する。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (4)$$

$M_{0i}$  :  $i$ 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、栗田，2004；遠田，2004）。特に長大な活断層帯の評価の際には、長期評価とあわせてこうした考え方も参照することもある。ただし、セグメント分けを行った場合のスケール則や特性化震源モデルの設定方法については、現時点で研究段階にある。

(d) 平均すべり量  $D$

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

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \dots\dots\dots (5)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、S波速度から算定する。

(2) 微視的震源特性

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

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

を設定する。

(a) アスペリティの位置・個数

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

具体的には、

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

<sup>5</sup> 震源スペクトル特性のうち、加速度スペクトル振幅レベルが高周波数側において急減し始める周波数。

- ・ 活断層詳細デジタルマップに記載されている断層の変位量や時代区分の分布を示す資料より平均変位速度（相当）の値を算出する（例えば、地震調査委員会, 2003a, 2004c）

等の方法によりアスペリティの位置を設定する。

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

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

### (b) アスペリティの総面積 $S_a$

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルと呼ぶ）と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点や、表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、活断層で発生する地震については、発生間隔が非常に長い場合、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關係が求められている。そこで、短周期レベルの算定に当たっては、次式に示す壇ほか(2001)による地震モーメント $M_0$ と短周期レベル $A$ ( $\text{dyn}\cdot\text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ )の経験的關係を用いる(入倉ほか, 2002)。

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

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

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

なお、上式は、シングル・アスペリティモデルにおける $M_0$ と $A$ の理論的關係より導出され、ここでは次の(8)式(Boatwright, 1988) および(9)式(壇ほか, 2001) から導出する。

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

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

ここで、 $R$ は断層面積 $S$ に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$ はアスペリティの応力降下量、 $\beta$ は震源域における岩盤のS波速度である。(8)式と(9)式は、複数のアスペリティを持つ場合(マルチ・アスペリティモデル)にも拡張可能であり、両式の値はアスペリティの分割数に依らないことが入倉ほか(2002)によって示されている。アスペリティが複数存在する場合、等価半径 $r$ は $\sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2}$  (半径 $r_i$ のN個のアスペリティ)で与えられる。

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

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

震源断層の長さが震源断層の幅に比べて十分に大きい長大な断層に対して、円形破壊面を仮定することは必ずしも適当ではないことが指摘されている。レシピでは、巨視的震源特性であるモーメントマグニチュード $M_0$ を、円形破壊面を仮定しない(3)式から推定しているが、微視的震源特性であるアスペリティの総面積の推定には、円形破壊面を仮定したスケーリング則から導出される(6)~(9)式を適用している。このような方法では、結果的に震源断層全体の面積が大きくなるほど、既往の調査・研究成果と比較して過大評価となる傾向となるため、微視的震源特性についても円形破壊面を仮定しないスケーリング則を適用する必要がある。しかし、長大な断層のアスペリティに関するスケーリング則については、そのデータも少ないことから、未解決の研究課題となっている。そこで、このような場合には、(6)~(9)式を用いず、入倉・三宅(2001)による震源断層全体の面積に対するアスペリティの総面積の比率、約22%からアスペリティの総面積を推定する方法がある。ただし、この場合には、アスペリティの応力降下量の算定方法にも注意する必要がある、この方法については、(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力で説明する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量  $D_a, D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量 $D_a$ は震源断層全体の平均すべり量 $D$ の $\xi$ 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; 石井ほか, 2000)を基に、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots\dots\dots (10)$$

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

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \dots\dots\dots (11)$$

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

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \dots\dots\dots (13)$$

ここで、 $\mu$ は剛性率。

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

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

ここで、 $\gamma_i$ は $r_i/r$ であり、 $D_{ai}$ は $i$ 番目のアスペリティの平均すべり量、 $r$ は、(b) アスペリティの総面積で述べたアスペリティ全体の等価半径である。

\*ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量と、トレンチ調査で推定されるすべり量が著しく異なる場合には必要に応じて、(10)式の $\xi$ の値を調整する。

(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力  $\Delta \sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ については、Madariaga(1979)により以下の式が提案されている。

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots (15-1)$$

$\Delta\sigma$  : 震源断層全体の平均応力降下量  
 $S$  : 震源断層全体の面積  
 $S_a$  : アスペリティの総面積

(15-1) 式を用いれば、震源断層全体の面積 $S$ とアスペリティの総面積 $S_a$ の比率、および震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を与えることにより、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 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 $M_0$ が震源断層全体の面積 $S(=\pi R^2)$ の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957)ため、(15-1)式と等価な式として、(8)式を変形して得られる次式により $\Delta\sigma_a$ を算定することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \dots\dots\dots (15-2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径 $r$ は、(7)式により求めることができる。

一方、(b) アスペリティの総面積でも触れたように、円形破壊面を仮定して導かれた(7)式を用いて、長大な断層におけるアスペリティの等価半径 $r$ を算出する方法には問題があるため、(15-2)式を用いることができない。この場合には、(15-1)式からアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を求める。震源断層全体の面積 $S$ とアスペリティの総面積 $S_a$ の比率は、入倉ほか(2001)に基づき約22%とする。震源断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ については、Fujii and Matsu'ura(2000)の研究成果がある。Fujii and Matsu'ura(2000)は、長大な断層に対する $M_0$ と $S$ との関係式として、次式を提案しており、

$$M_0 = \frac{WL^2}{aL+b} \Delta\sigma \dots\dots\dots (16)$$

$W$  : 断層幅、 $L$  : 断層長さ、  
 $a, b$  : 構造依存のパラメータ (数値計算により与えられる)

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

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

背景領域の実効応力 $\sigma_b$ は、壇ほか(2002)に基づき、

$$\begin{aligned} \text{実効応力} &\propto \text{すべり速度} \propto (\text{すべり量} / \text{立ち上がり時間}) \\ \text{立ち上がり時間} &= \text{震源断層(矩形の場合)の幅} / (\text{破壊伝播速度} \times 2) \end{aligned}$$

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 $W_a$ を用いて、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots (17)$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \dots\dots\dots (18)$$

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

ペクト比が2の場合は  $W = (S/2)^{1/2}$ 。

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

(e) 高周波遮断振動数  $f_{\max}$

地震調査委員会強震動評価部会 (2001) では、 $f_{\max}=6\text{Hz}$  (鶴来ほか, 1997) および  $f_{\max}=13.5\text{Hz}$  (佐藤ほか, 1994) の2つのケースを想定し、比較した。その結果、 $f_{\max}=6\text{Hz}$ 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、 $f_{\max}=6\text{Hz}$ を用いることとする。

(f) すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t-\varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \dots\dots\dots (19)$$

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

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

$c, a_r$  : 係数  
 $t_r:(t_s-t_r)=2:1$   
 $V_r$  : 破壊伝播速度

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の4つのパラメータを与える。それぞれのパラメータの設定方法は次の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \Delta\sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \dots\dots\dots (20)$$

$f_c$  : ローパスフィルタのコーナー周波数 ( $f_{\max}$  と同等)  
 $W = W_a$  (アスペリティ領域)  
 $= W_b$  (背景領域)

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{\max} \cong 1/(\pi \cdot t_d) \dots\dots\dots (21)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$   
 (19)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。
- ・ ライズタイム  $t_r$

$$t_r \cong \alpha \cdot W / V_r \dots\dots\dots (22)$$

$\alpha=0.5$

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

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

### (g) すべり角

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

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

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

### (3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

#### (a) 平均破壊伝播速度 $V_r$

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

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \dots\dots\dots (23)$$

により推定する。

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

## (b) 破壊開始点

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

## (c) 破壊形態

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

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

## 1.2 海溝型地震の特性化震源モデル

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

### (1) 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

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

を設定する。

#### (a) 震源断層の位置・構造(位置、走向、深さ)

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

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

#### (b) 震源断層の大きさ・地震規模(断層面積 $S$ 、地震モーメント $M_0$ )

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－断層面積の経験的關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－断層面積の経験的關係から震源断層の面積を設定する。

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

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

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

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

### (c) 平均すべり量 $D$

1.1(1)(d)参照。

### (2) 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

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

を設定する。

#### (a) アスペリティの位置・個数

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

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

#### (b) アスペリティの総面積 $S_a$

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

- ・ 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、壇ほか（2001）による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  ( $\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2 = 10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ ) の経験的關係により短周期レベルを設定する（(6)式）。
- ・ 想定震源域における最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的關係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する（地震調査委員会、2003b, 2004b）。

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

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

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

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

1.1(2)(c) 参照。

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

#### (d) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta \sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

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、佐藤ほか(1994)により、仙台地域における中小地震の観測記録から推定された $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$ を採用する(地震調査委員会, 2003b, 2004b)。

(f) すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$

中村・宮武(2000)の近似式を用いる(1.1(2)(f)参照)。

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

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

(g) すべり角

1.1(2)(g)参照。

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

(3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(a) 平均破壊伝播速度  $V_r$

1.1(3)(a)参照。

(b) 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、破壊の進む方向に地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるため、今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(c) 破壊形態

1.1(3)(c)参照。

## 2. 地下構造モデルの作成

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚（形状）、減衰特性があり、対象を、

- ・地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤 までの「大構造」、
- ・地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤<sup>6</sup>から工学的基盤<sup>7</sup>までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」と呼ぶ）、
- ・地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」と呼ぶ）

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

### 2.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

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

### 2.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータに関しては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。付図4に三次元地盤構造モデル作成の流れを示す。

#### (1) 「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合

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

#### (2) 「深い地盤構造」のデータが一部揃っている場合

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

<sup>6</sup> S波速度3km/s程度の堅硬な岩盤。

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

(a) 過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 他の探査データを参照して、想定する地域の地震基盤以浅の主要な地層の構成を設定する。
- ③ 「堆積環境が概ね一様なある連続した堆積平野（または堆積盆地）においては、残差重力値と②で設定した各地層の層厚とが概ね比例配分の関係にある」と仮定し、その地域のいくつかの深層ボーリングデータや微動探査のデータを基に各地層の深度と残差重力値との相関関係を導く。
- ④ ③の相関関係を基に①で推定されている残差重力分布から各地層の深度を推定し、三次元地下構造モデルを作成する。

(b) 過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

- ① 重力探査データより地震基盤以浅の地盤構造に起因する残差重力分布を抽出する。
- ② 既存の地質断面図や屈折法・反射法の探査データを参照して、想定する地域を平行に横断する複数の地質断面を想定する。
- ③ ②の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する二次元密度構造モデルを作成する。
- ⑤ ④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

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

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

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

### 2.3 「浅い地盤構造」

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

## (1) 面的な評価によるモデル化の方法

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

## (2) ボーリングデータによるモデル化の方法

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

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

## 3. 強震動計算

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

### 3.1 工学的基盤上面までの計算方法

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている(例えば、香川ほか, 1998)。それぞれの手法の特徴を述べると、以下のようにまとめられる。

#### 経験的手法

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

#### 半経験的手法

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

### 理論的手法

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

### ハイブリッド合成法

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

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

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

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

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

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

## 3.2 地表面までの計算方法

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

### (1) 面的な評価によってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

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

微地形区分から想定される増幅率 $R$ は以下の手順で評価する。

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

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

$AVS$  : 表層30mの平均S波速度 (m/s)

$H$  : 標高 (m)

$Dist$  : 主要河川からの距離 (km)

$\sigma$  : 標準偏差

$a$ 、 $b$ 、 $c$  : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

- ③ 表層30mの平均S波速度 $AVS$ は、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率 $R$ と相関が良い。そこで、次式に示す關係式を用いて、 $AVS$ から最大速度の増幅率 $R$ を算定する。

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

$R$  : 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

## (2) ボーリングデータによってモデル化された「浅い地盤構造」の場合

ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、工学的基盤における時刻歴波形を入力として一次元地震応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。一次元地震応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell, 1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel *et al.*, 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑, 1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

### 線形解析法

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

### 等価線形解析法

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

### 逐次非線形解析法

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

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形解析法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形解析法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布(震度、加速度)が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析法は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。

また、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析法による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析法を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

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

#### 4. 予測結果の検証

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

###### (1) 距離減衰式を用いた推定値との比較

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

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

##### 4.2 海溝型地震の強震動予測結果に対する検証

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

###### (1) 震度分布との比較

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

的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、震源特性の見直しを行う。

## (2) 観測波形記録との比較

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

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

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

## (3) 距離減衰式を用いた推定値との比較

### 4.1(1)参照。

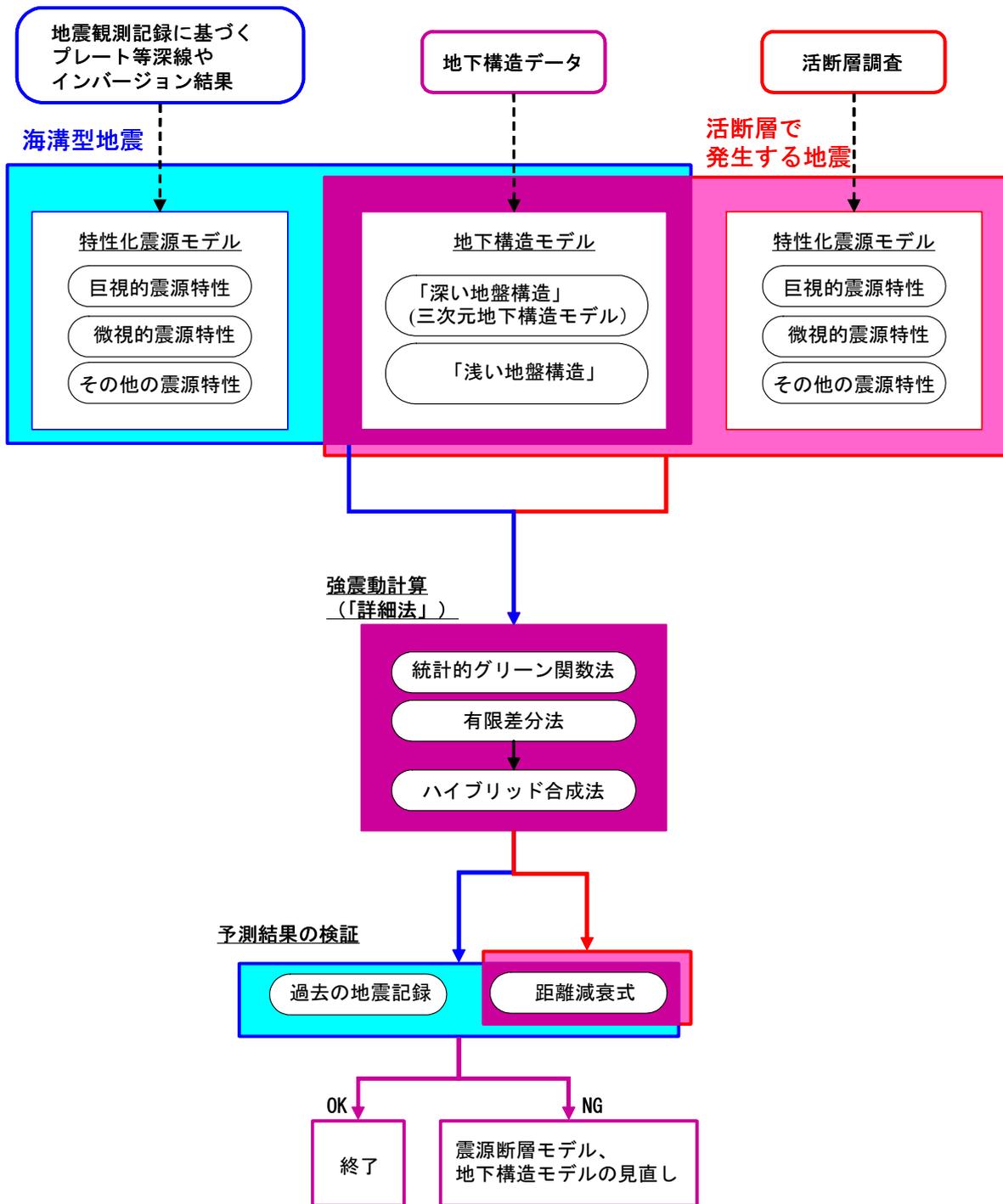
なお、既往の研究成果から、大地震の観測記録が中小地震の観測記録を用いた経験的グリーン関数法により比較的精度良く再現できることが確認されている。したがって、ハイブリッド合成法による強震動予測結果の検証方法として、対象とする震源断層の周辺で発生した中小地震の観測記録が予め得られている地点を対象に、経験的グリーン関数法とハイブリッド合成法の結果を比較することも可能である。

## 引用文献（アルファベット順）

- Aoi, S. and Fujiwara, H. (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930.
- 栗田泰夫 (2004): 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, *月刊地球*, 号外No. 46, 163-167.
- 防災科学技術研究所 (2004): 森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 255.
- Dalguer L.A, Irikura, K., Riera, J. and Chiu, H. C. (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, No. 7, 1327-1330.
- 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.
- 壇 一男・佐藤俊明・入倉孝次郎 (2002): アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396.
- Fujii, Y. and Matsu'ura, M. (2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003): 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定, *日本地震工学会論文集*, Vol.3, 3, 13-27.
- 藤原広行 (2004): 地震動予測地図作成の現状とねらい, 「地震動予測地図」の建築物の耐震設計・評価への活用, 2004年度日本建築学会大会 (北海道) 構造部分 (荷重) パネルディスカッション資料, 3-17.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. R. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Haskell, N. A. (1960): Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), *Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1080-1093.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999): 1948年福井地震の強震動, *地震第2輯*, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002): 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 567-572.
- 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, *京都大学防災研究所年報*, 47A.
- 石井 透・佐藤俊明・Somerville, P. G. (2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- Iwata, T., Sekiguchi, H. and Miyakoshi, K. (2001): Characterization of source processes of

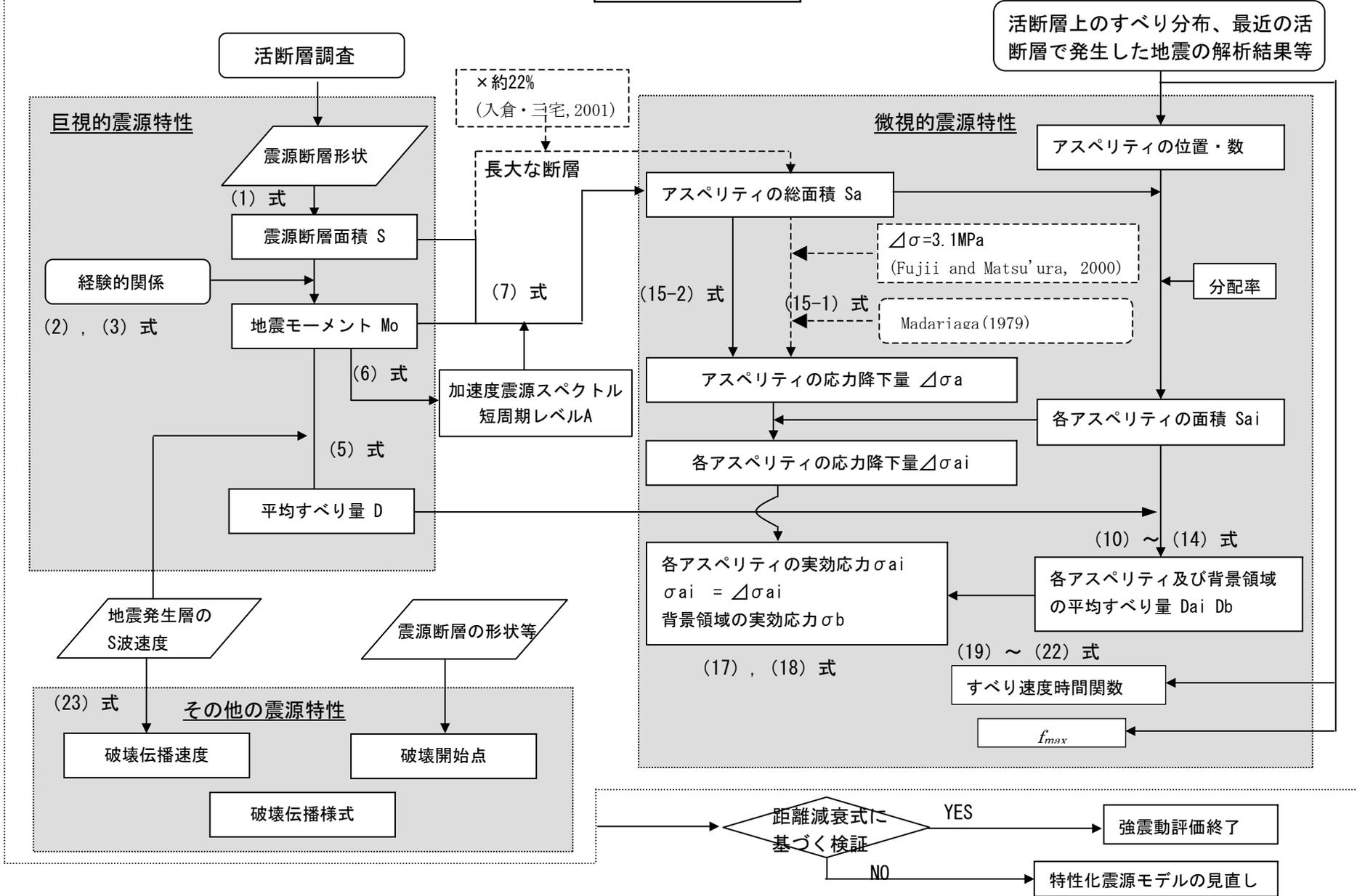
- recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation, 53-59.
- 地震調査委員会 (2002) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会 (2003a) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年3月12日公表) .
- 地震調査委員会 (2003b) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (平成15年6月18日公表) .
- 地震調査委員会 (2003c) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年7月31日公表) .
- 地震調査委員会 (2003d) : 三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価 (平成15年10月28日公表) .
- 地震調査委員会 (2003e) : 山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年11月25日公表) .
- 地震調査委員会 (2004a) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年3月22日公表) .
- 地震調査委員会 (2004b) : 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価 (平成16年5月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004c) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年6月21日公表) .
- 地震調査委員会 (2004d) : 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年9月27日公表) .
- 地震調査委員会 (2004e) : 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成16年11月29日公表) .
- 地震調査委員会 (2005) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成17年1月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部, 中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告) (平成13年5月25日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証 (平成16年12月20日公表) .
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之 (1998) : 強震動予測の現状と将来の展望, 地震第2輯, 51, 339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 15.
- 菊地正幸・山中佳子 (2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), 6-7.
- Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S (2004) : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, 329-334.
- Madariaga, R. (1979) : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., 84, 2243-2250.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大学地震研究所彙報, 65, 1, 289-319.
- 松岡昌志・翠川三郎 (1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉 (1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.

- 中村洋光・宮武 隆 (2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤良輔編著 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- Shnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972): SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.
- 司 宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.
- Somerville, P. G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129.
- Sugiyama, Y. (2004): Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9.
- 遠田晋次 (2004): 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球, 号外No. 46, 168-174.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997): 近畿地方で発生する地震の $f_{max}$ 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.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P. A. (2003): Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.B10, 2507, ESE16 1-30.
- Yagi, Y. (2004): Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets Space*, 56, 311-316.
- Yamanaka, Y. and Shimazaki, K. (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *J. Phys. Earth*, 38, 305-324.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21-e24.
- 吉田 望・東畑郁生 (1991): YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

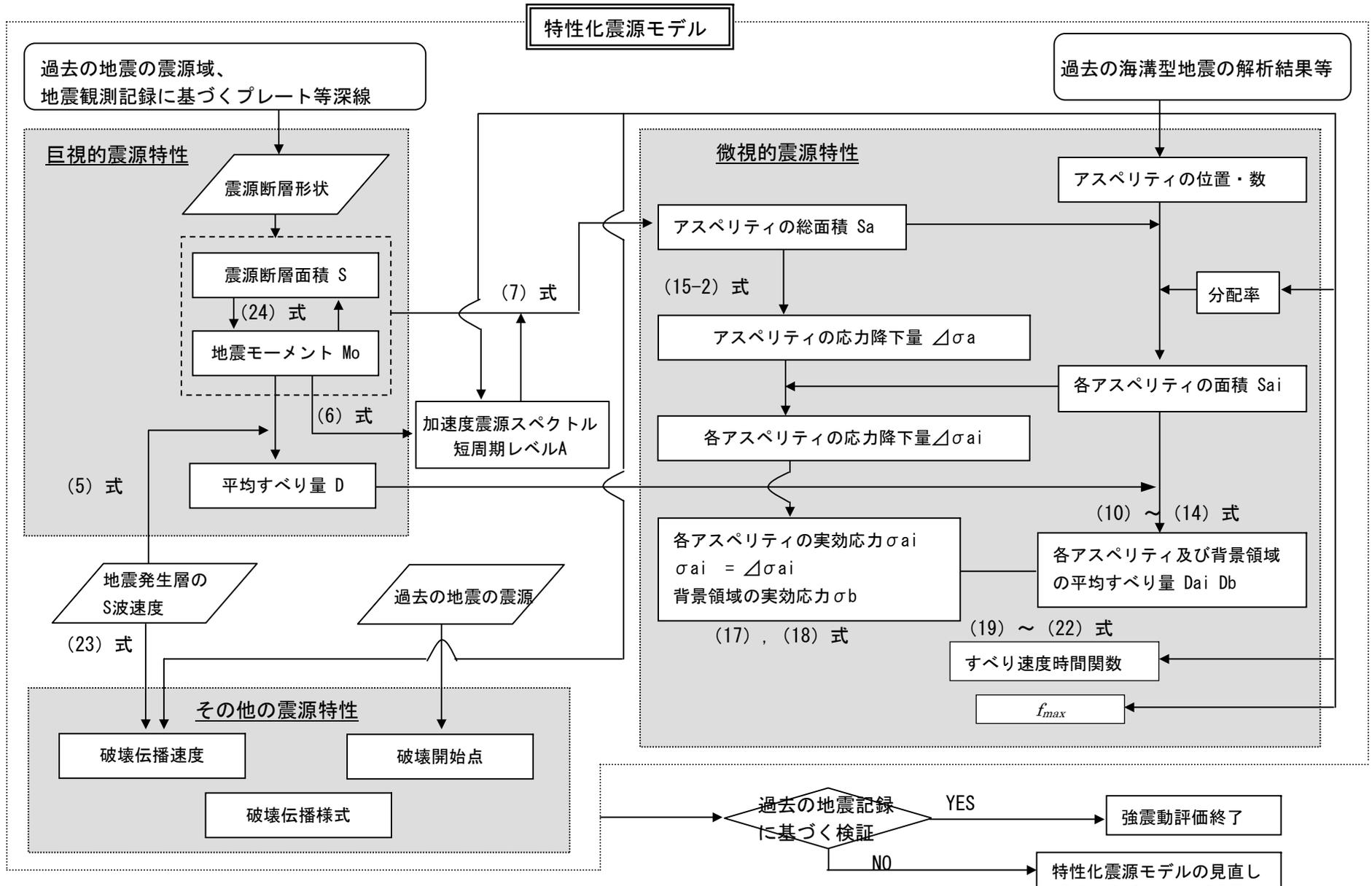


付図1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（詳細法）の流れ

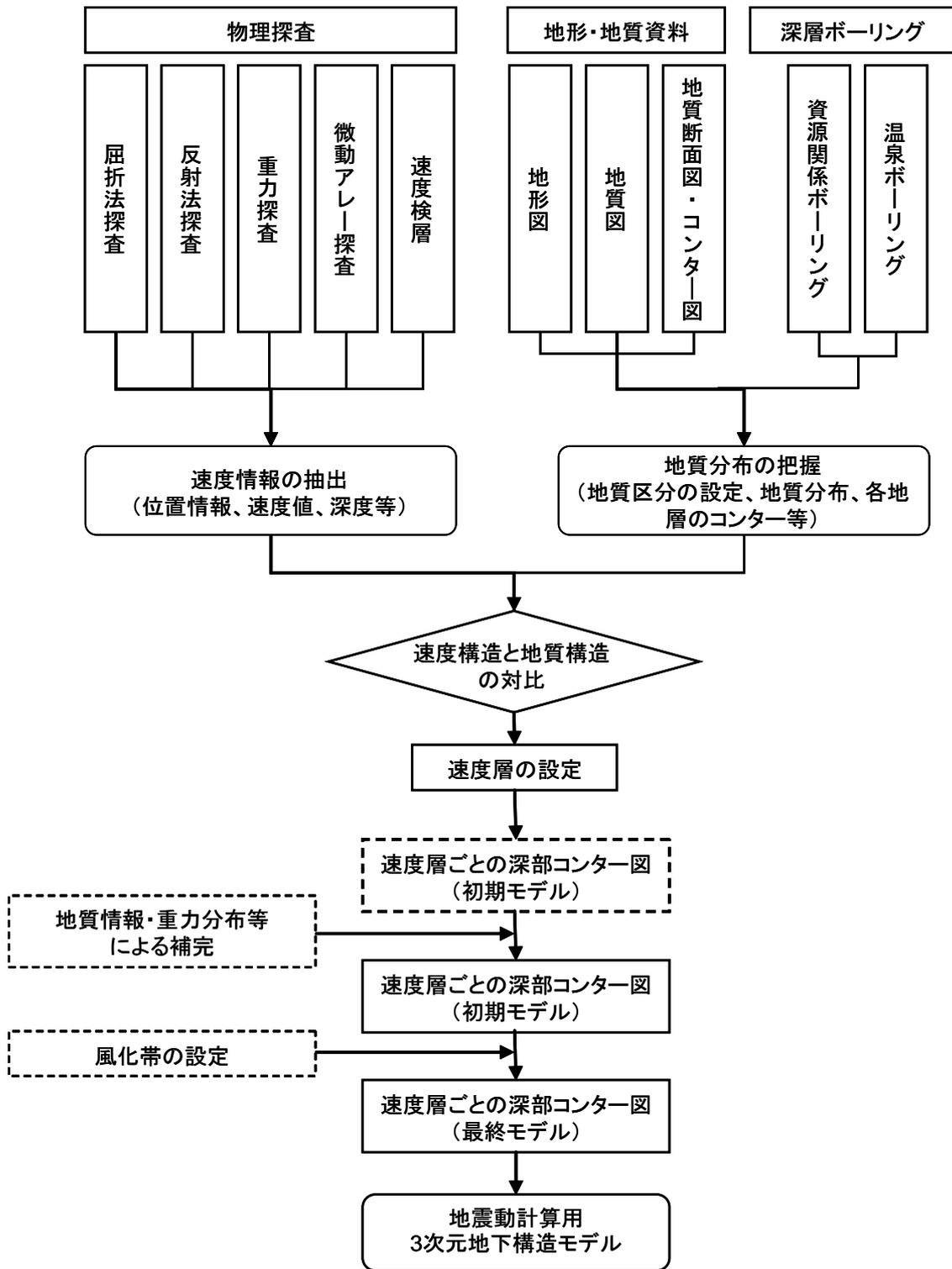
特性化震源モデル



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



付図3 海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ



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