

地盤モデルの作成及び震度想定手法

(1) 検討手順の概要

地震動予測の手順を図-1.1 に示す。地震動予測の手法は、大きく2手法に区分し、地盤のモデル化に係わる情報量によって使い分ける。

手法1：地震波形を求める詳細な手法＝ハイブリッド法

手法2：地震動の最大値（速度・計測震度）を求める経験的手法＝距離減衰式

一方、地盤のモデル化に係わる情報とは、主に次のものを示す。

深部の地震基盤までの弾性波速度などの三次元的構造

工学的基盤以浅（表層地盤）の土質区分などのボーリングデータ

現況における地盤モデル区分は、図-1.2 に示すとおりである。

これらの要件から京都府の地域区分と予測手法を区分すると表-1.1 のようになる。

表-1.1 地域区分と地震動予測手法

区分	適用範囲	地震動予測手法	備考
府北部	亀岡市以北(京都市右京区京北町を含む)	等価震源距離による距離減衰式	
京都市	京都市右京区京北町を除く京都市内	ハイブリッド法	京都市にて実施した「第3次地震被害想定調査」を流用。
府南部	京都市以南	ハイブリッド法	

表層地盤の影響（振幅の増幅）は別途考慮する

既に評価済みの京都市を除き、地盤のモデル化と地震動予測手法をまとめると、以下のようになる。

表-1.2 地域区分と地盤区分・地震動予測手法

区分	地盤区分	地盤のモデル化の方法	地震動予測手法
府北部	表層地盤 （工学的基盤以浅）	地形区分データ及びボーリングデータによる設定	等価震源距離により距離減衰式 最大速度・加速度，計測震度
	深層地盤 （工学的基盤～地震基盤）	（データなし）	
府南部	表層地盤 （工学的基盤以浅）	地形区分データ及びボーリングデータによる設定	ハイブリッド法 地震波形出力，最大速度・加速度，計測震度
	深層地盤 （工学的基盤～地震基盤）	地下構造調査，各種探査により三次元モデルを設定	

既往の実地震動を対象に計算しキャリブレーションを行う

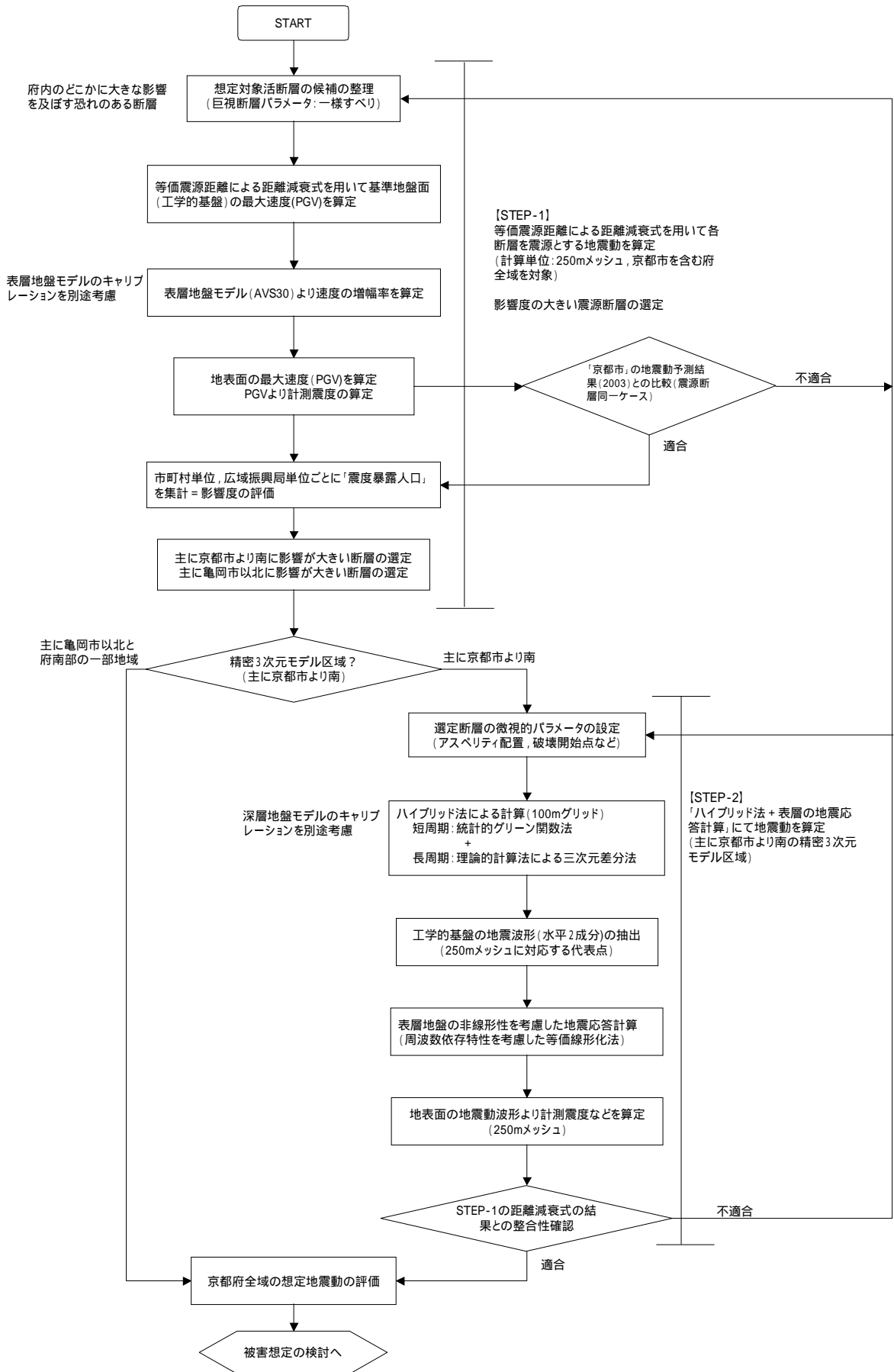


図-1.1 地震動予測の手順

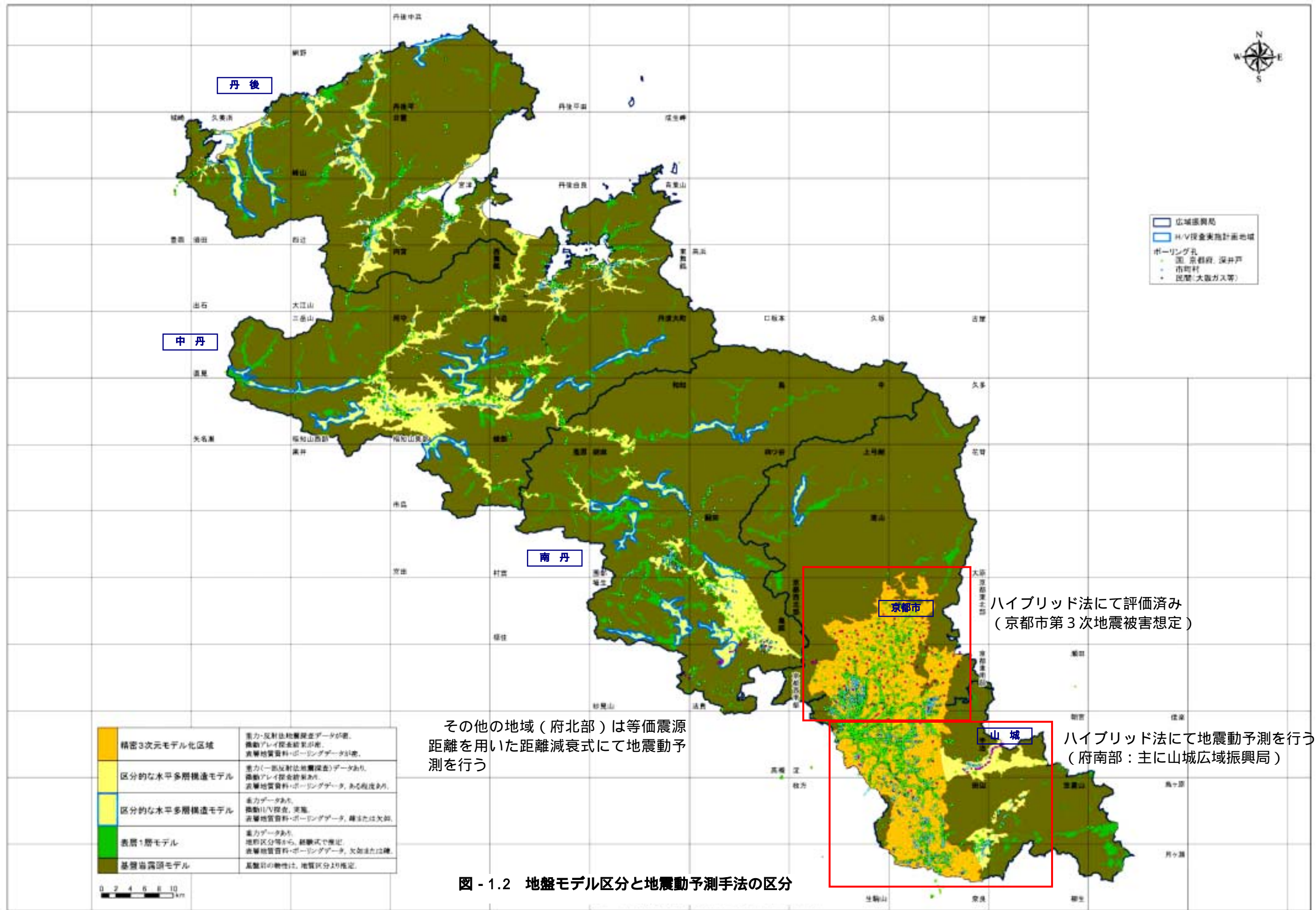


図 - 1.2 地盤モデル区分と地震動予測手法の区分

(2)地震動予測手法

1)等価震源距離による距離減衰式

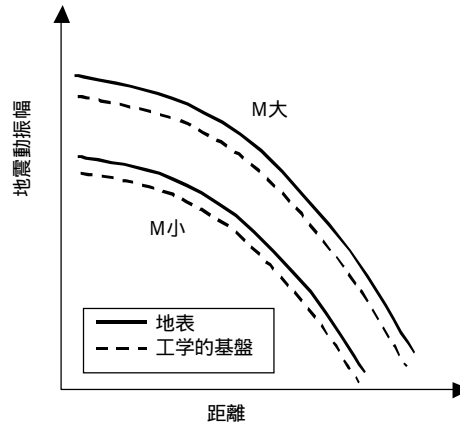


図 - 2.1 距離減衰式による地震動評価の概念図

司・翠川 (1999) の距離減衰式

$$\log_{10} A = a \cdot M_w + h \cdot D + \sum dI \cdot SI + e - \log_{10}(x_{eq}) - kx \quad (\text{等価震源距離の場合})$$

A : 地震動の最大振幅値

x_{eq} : 等価震源距離[km]

D : 震源深さ[km]

M_w : 震源規模[モーメントマグニチュード]

Aが最大加速度の場合 $c = 0.0055 \times 10^{0.50M_w}$ $k = 0.003$

Aが最大速度の場合 $c = 0.0028 \times 10^{0.50M_w}$ $k = 0.002$

A	a	h	d			e
			Crustal	Inter-Plate	Intra-Plate	
最大加速度(gal)	0.5	0.0036	0	0.09	0.28	0.60
最大速度(kine)	0.58	0.0031	0	0.06	0.16	-1.25

* 震源深さおよび地震断層タイプによる影響を考慮

* 最大速度は基準地盤 ($V_{s30} = 600\text{m/s}$ 相当), 最大加速度は地盤上の値を求める

本検討においては上式作成に使用した次に示す強振動データベースの特徴に留意する。

- 1) 震源近傍の強震記録が観測されている地震 (日本の 21 地震 394 記録)
- 2) 水平 2 成分のうち大きい方
- 3) 地震のマグニチュード $M_w = 5.8 \sim 8.3$
- 4) 震源の深さ 6km ~ 120km
- 5) 地震の断層タイプがさまざまである

等価震源距離

1)震源断層面が不明な場合

震源位置を中心とした水平円形断面として算出する。断層面の半径 $r(\text{km})$ は、マグニチュードと断層面の面積の関係を表す佐藤 (1989) をもとに

$$r = 10^{0.5M - 2.28}$$

とし、等価震源距離はエネルギーの幾何減衰のすべり量が均一であるとする。

$$X_{eq} = r / \sqrt{\ln[1 + (r/X)^2]}$$

r: 断層半径(km)

X: 震源距離(km)

2) 震源断層面が特定できる場合

断層面を矩形で小分割し、各小片断層と観測点との距離の平均値を等価震源距離 X_{eq} とする。

表層地盤の考慮

前記の司・翠川(1999)の式において基準地盤(工学的基盤)における最大速度を求めた後、深度 30m までの平均 S 波速度(AVS30)から求まる増幅度を掛け合わせて地表の最大速度を求める。計算単位は 250m メッシュとする。

地表最大速度(kine) = 基準地盤最大速度(kine) × 地盤の増幅度

【地盤の増幅度の算出方法】

深度 30m までの平均 S 波速度(AVS30)から、藤本・翠川(2006)の式を用いて最大地動速度に対する地盤の増幅度 (ARV) を算出する。

$$\log ARV = 2.367 - 0.852 \log AVS30 \pm 0.166$$

ここで、AVS30 の単位は (m/s) で最後の値は標準偏差を示す。

【AVS30 の算出方法】

翠川・他(1994)による次式を用いて深度 30m までの平均 S 波速度(AVS30)を算出する。

$$\log AVS30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \pm \sigma$$

Ev: 標高(m)

Sp: 傾斜(傾斜×1000)

Dm: 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離(m)

ここで、*a, b, c, d* は回帰係数、 σ は標準偏差である。

ID	微地形	回帰係数(標準回帰係数)				標準偏差 σ
		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	
1p	山地(先第三系)	2.900	0	0	0	0.139
1t	山地(第三系)	2.807	0	0	0	0.117
2	山麓地	2.602	0	0	0	0.092
3	丘陵	2.349	0	0.152(0.219)	0	0.175
4	火山地	2.708	0	0	0	0.162
5	火山山麓地	2.315	0	0.094(0.382)	0	0.100
6	火山性丘陵	2.608	0	0	0	0.059
7	岩石台地	2.546	0	0	0	0.094
8	砂礫質台地	2.493	0.072(0.270)	0.027(0.101)	-0.164(-0.336)	0.122
9	ローム台地	2.206	0.093(0.269)	0.065(0.223)	0	0.115
10	谷底低地	2.266	0.144(0.447)	0.016(0.040)	-0.113(-0.265)	0.158
11	扇状地	2.350	0.085(0.419)	0.015(0.059)	0	0.116
12	自然堤防	2.204	0.100(0.368)	0	0	0.124
13	後背湿地	2.190	0.038(0.178)	0	-0.041(-0.152)	0.116
14	旧河道	2.264	0	0	0	0.091
15	三角洲・海岸低地	2.317	0	0	-0.103(-0.403)	0.107
16	砂州・砂礫州	2.415	0	0	0	0.114
17	砂丘	2.289	0	0	0	0.123
18	干拓地	2.373	0	0	-0.124(-0.468)	0.123
19	埋立地	2.404	0	0	-0.139(-0.418)	0.120

深さ 30m の平均 S 波速度 (AVS30) はボーリングデータがある地点はこれを優先し、ボーリングない場合は地形条件から設定する。

2)ハイブリッド法

府南部地域における詳細な手法としては、ハイブリッド法で行う。ハイブリッド法とは、統計的グリーン関数法と理論的計算法を併用する方法で、具体的には、短周期地震動を統計的グリーン関数法で、長周期地震動を理論計算法でそれぞれ計算し、それぞれに有効な周期帯でのフィルターを作用させたのち時刻歴上で足しあわせる方法である（下図参照）。

理論的計算法は、予め設定した三次元の地盤モデルを用いることにより、堆積層表面波のような深い地盤構造による二次的に生成される長周期地震動まで考慮できる。

なお、計算単位は 250m メッシュとする。

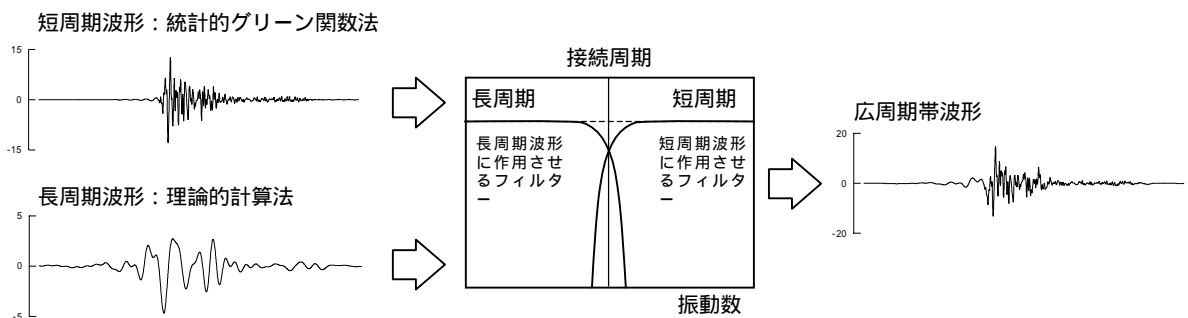
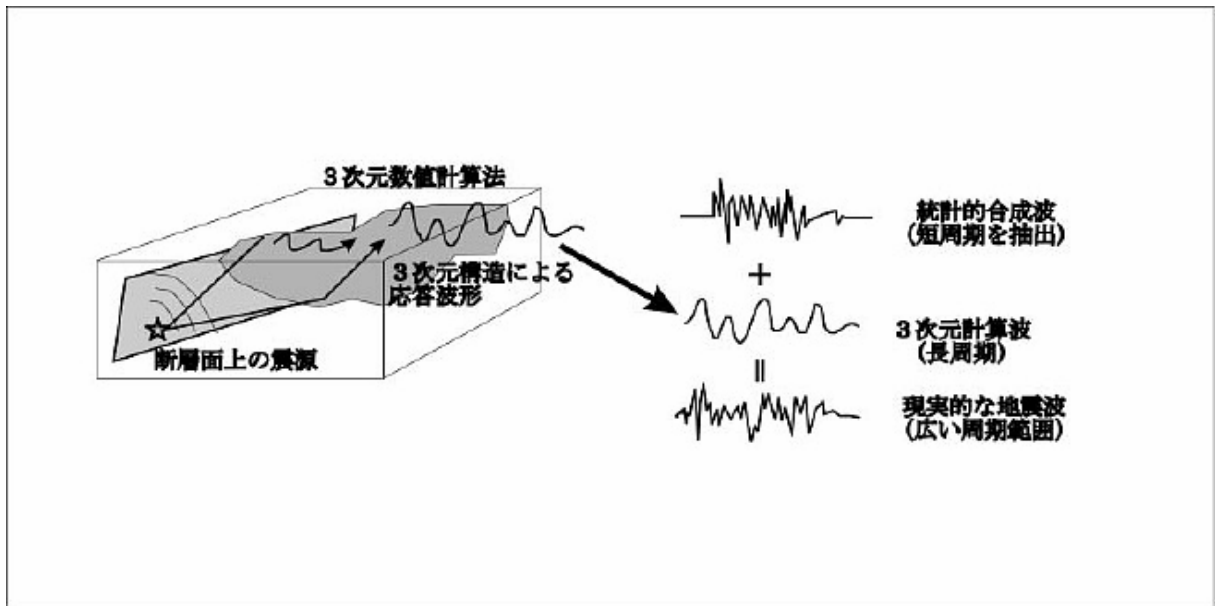


図 - 2.2 ハイブリッド法概念図

震源断層のアスペリティの配置や破壊伝播方向に関する検討ケースの組合せは、様々考えられるが、震源断層のパラメータ設定において決定したアスペリティ全体の面積、最大アスペリティの面積（アスペリティが複数の場合）、配置を考慮して、破壊開始点を設定する。

表層地盤（非線形性）の考慮

ハイブリッド法による地震波形を工学的基盤における入力波形として、表層地盤の地震応答解析（等価線形化法）により表層地盤の影響を考慮する。

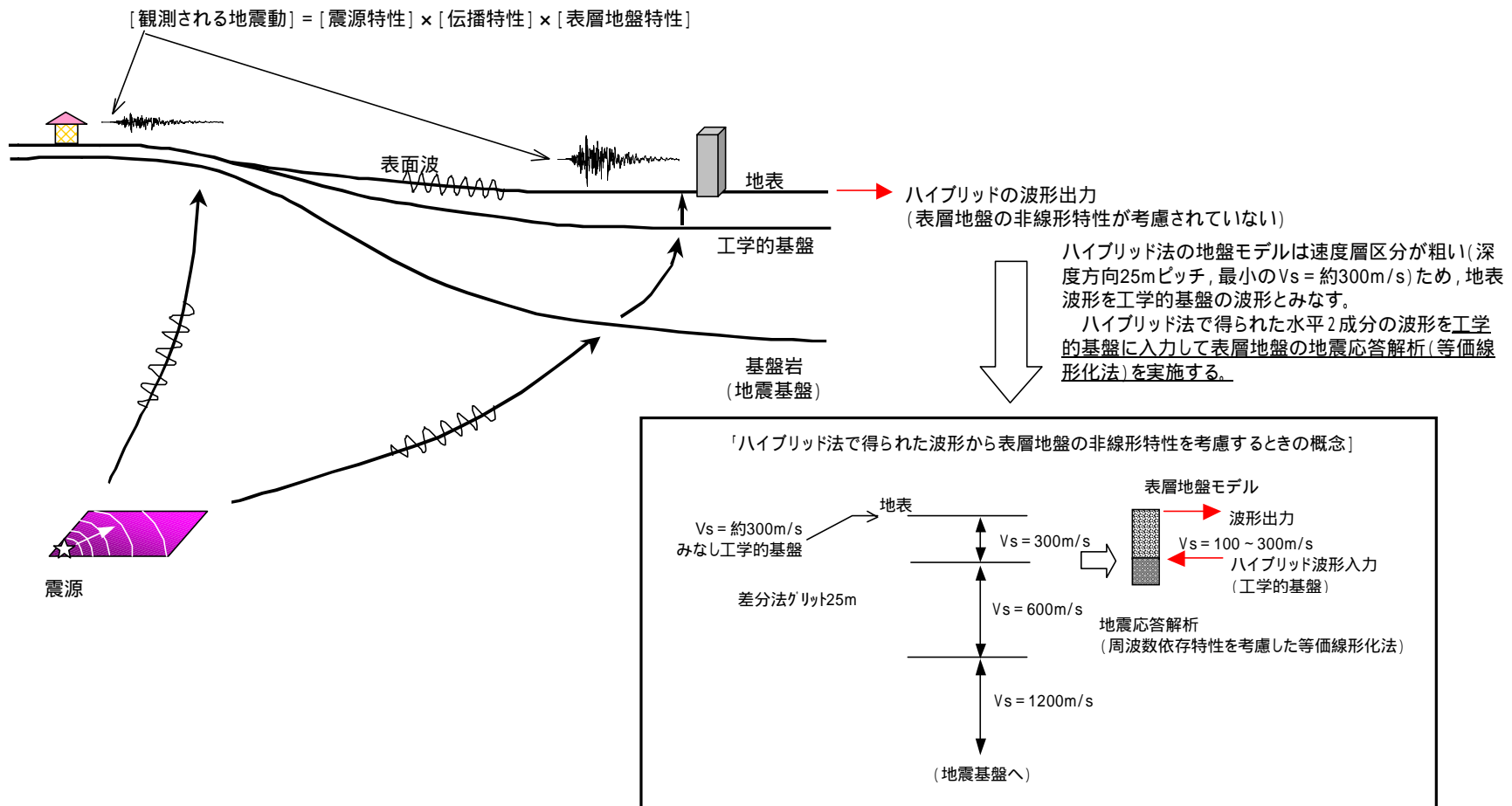


図 - 2.3 地震動の伝播イメージ (ハイブリッド法) と表層地盤の影響の評価方法

(3) 震源パラメータの設定概要

図 - 3.1 に震源断層のモデル化のフローを示す。震源断層モデル化の詳細（震源特性の設定方法）については、地震調査研究推進本部や中央防災会議・東南海、南海地震等に関する専門調査会において、それぞれ「強震動評価のレシピ」、「断層のモデル化」として整理されており、これを参考とする（表 - 3.1 参照）。一方、既に評価済みの京都市第三次地震被害想定（2003）において設定されている震源断層パラメータと今回の設定方法・パラメータに矛盾がないように配慮する。

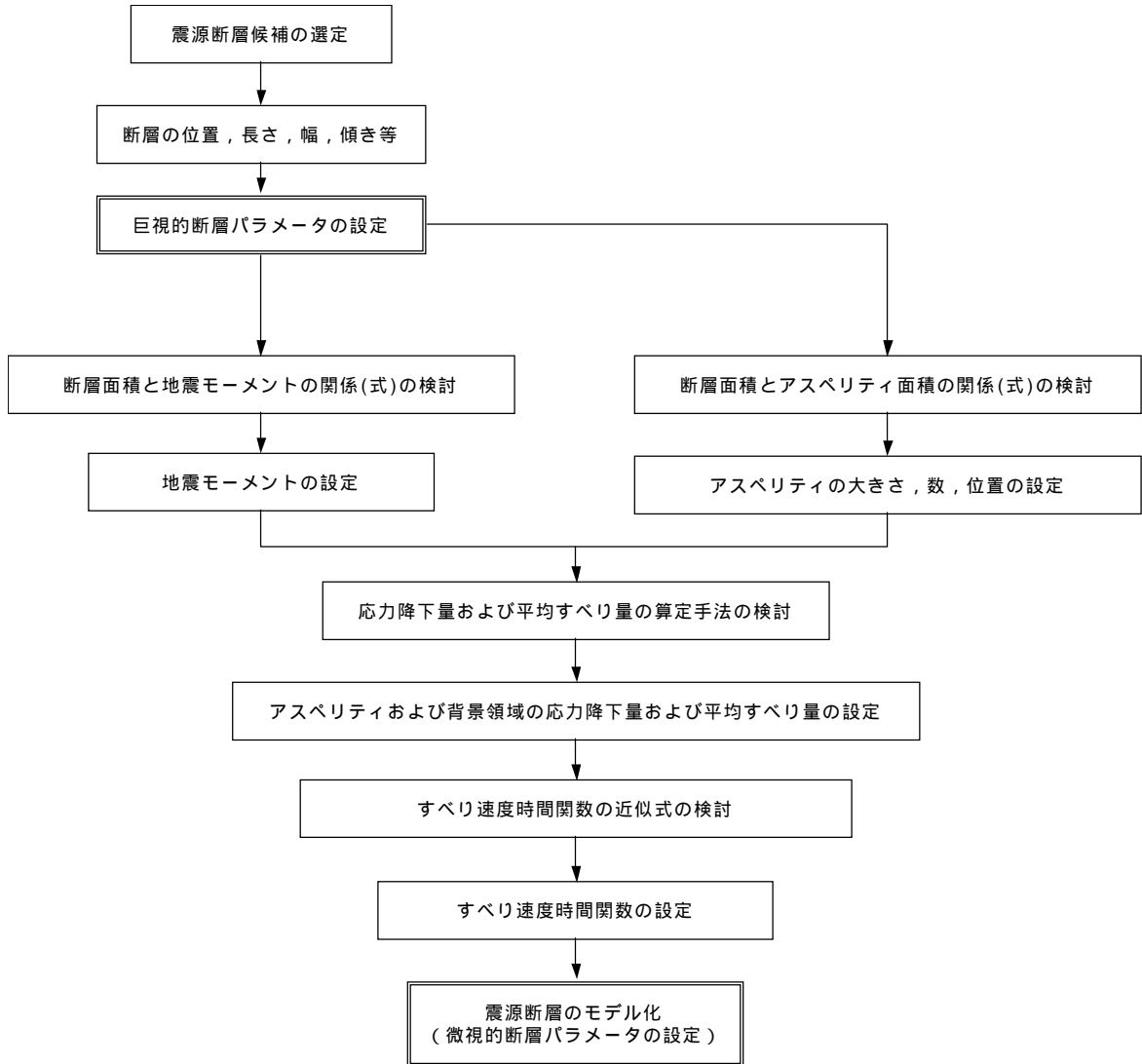


図 - 3.1 震源断層のモデル化のフロー

表 - 3.1 震源特性の設定方法

	<p>中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会（第26回 2006.12.7） 中部圏・近畿圏の内地地震の震度分布等の検討資料集 2. 断層のモデル化（抜粋編集）</p>	<p>地震調査研究推進本部 強震動評価のレビュー(H16.11.29) (抜粋編集)</p>
<p>震源断層モデルの位置と構造 (位置・走向, セグメント)</p>	<p>断層の分割: 断層帯のトレースを、出来るだけ少数の線分で近似し、それぞれの線分ごとに断層を分割する。 ・ 走向: 上記の線分でもって、分割した断層の走向とする。 ・ 傾斜角: 分割した断層ごとに傾斜角を設定する。傾斜角の設定は次の通り。 ほぼ垂直に近いとされているものは、90度とする。 45度より高角と思われるが、上記と異なるものは、60度とする。 45度より低角と思われるものは、30度とする。 45度前後と思われるもの、あるいは傾斜角が不明なものは、45度とする。 ただし、断層傾斜角について、ほぼ共通の値が用いられているものについては、その値を用いる(琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、花折断層帯東部の傾斜は70度)。</p>	<p>基本的に、地震調査委員会長期評価部会の評価結果で示された活断層位置図(長期評価)を参照する。ただし、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)の両端の点やそれらをつなぐ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、西端の点より震源断層モデルを延長させることや、両端の点をつなぐ直線より震源断層モデルを平行移動させることを検討する場合もある。また、活断層(帯)が屈曲しており、上記の両端の点をつなぐ線が活断層(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。 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。</p>
<p>巨視的震源特性</p>	<p>断層の長さ: 深さ4kmあるいは「地震基底(Vs=3,000m/s)+2km」のいずれかの深い方とする。 断層の下端: 地震調査委員会の記述を参照して設定する。 断層の幅: 断層上端と下端から傾斜角を考慮して算出する。ただし、断層幅は最大30kmとする(1)。 横ずれと逆断層の接続の仕方: 横ずれ断層の上端に逆断層の上端を一致させる。 断層面が交差した場合の処理: 分割した断層が交差した場合には、その交差線でもって断層を区分して近似する。 震源断層のセグメント分け 震源断層を分割した断層をもつて、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似されない場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。</p>	<p>入倉・三宅(2001)による式 $W = L (L < W_{max})$ (1-a) $W = W_{max} (L > W_{max})$ (1-b) ここで、$W_{max} = W_s / \sin$ W_s: 地震発生層の厚さ ($W_s = 20\text{km}$) $W_s = H_d - H_s$ 断層の傾斜角 H_d, H_s: それぞれ地震発生層の下限、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)) 震源断層モデルの傾斜角については、対象とする断層についての反射法調査結果など、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ほか、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° 横ずれ断層: 90° 正断層: 45° 「長期評価」により、「低角」、または「高角」とある場合には、上記の点に留意して、それぞれ、0-30°、または60-90°の範囲内で設定する。震源断層モデルの上端の深さ D_s (km) については、微小地震発生層の上限の深さ H_s (km) (微小地震の浅さ限界) と一致させ、 地震モーメント M_0 (dyn・cm²) は震源断層の面積 S (km²) との経験的関係より算定する。 Somerville et al. (1999) $S = 2.23 \times 10^{15} \times M_0^{0.7}$ (2) 入倉・三宅 (2001) $S = 4.24 \times 10^{11} \times M_0^{1/2}$ (3) (3)式の適用は震源断層の面積が291km²以上(地震モーメントが4.7×10²⁵[dyn・cm]、Mw6.4相当以上)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は1.0×10²⁸ [dyn・cm]を上限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総地震モーメント 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、次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。 $M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5}$ (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</p>
<p>地震規模(地震モーメント)</p>	<p>断層の長さ L (km) とマグニチュード M の関係式 (松田, 1975 6) $\log L = 0.6 M - 2.9$ モーメントマグニチュード M_w とマグニチュード M の関係式 (中央防災会議2004 7) $M_w = 0.88 M + 0.54$ 断層長さ L とモーメントマグニチュード M の関係式 $M_w = 0.88 [(\log L + 2.9) / 0.6] + 0.54$ 地震モーメントと断層の面積および平均変位量 モーメントマグニチュードと地震モーメントの関係式 (M_0の単位: N・m) $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$</p>	<p>震源断層モデル全体の平均すべり量 D (cm) と総地震モーメント M_0 (dyn・cm) の関係は、震源断層の面積 S (cm²) と剛性率 μ (dyn/cm²) を用いて、 $M_0 = \mu \cdot D \cdot S$ (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。</p>
<p>アスペリティの位置・個数</p>	<p>小断層による断層の近似 震源断層は、セグメントごとに2km×2km程度の小断層で近似する。 アスペリティは、各セグメントの中心部にひとつ配置する。 アスペリティは小断層からなる矩形とする。 アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から2列目とする。</p>	<p>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、Somerville et al. (1999) など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個から2個設定する。</p>
<p>アスペリティの総面積</p>	<p>アスペリティの長さ方向の幅は、断層幅の50%程度とする。 アスペリティの面積は各セグメント面積に対して20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する。</p>	<p>「短周期レベル」の算定に当たっては、次に示す理(2001)による地震モーメント M_0 と「短周期レベル」 A (dyn・cm/s²=10⁻⁷N・m/s²) の経験的関係を用いる (入倉ほか, 2002)。 $A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ (6) 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(7)式で示される等価半径 r (= S_a / π) から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状は円形であると仮定する。 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)式により算出される。 $r = (A / \pi)^{3/2} \cdot (M_0 / (A \cdot R))^{1/2}$ (7) なお、(7)式は、シングル・アスペリティモデルにおける M_0 と A の理論的関係より導出され(8)式 (Boatwright, 1988) 及び(9)式(理(2001)から導出する)。 $M_0 = (16/7) \times r^2 \cdot R \cdot a$ (8) $A = 4 \cdot r \cdot a \cdot 2$ (9) ここで、R は断層面積 S に対する等価半径、a はアスペリティの応力降下量、R は震源域の S 波速度である。 (8)式と(9)式は、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 $[r_i^{2/(1-N)}]^{0.5}$ (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、内地地震によるアスペリティの総面積の占める割合は震源断層の総面積の平均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個ある場合の各アスペリティへの面積の割り振りには、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して設定する。</p>
<p>アスペリティ・背景領域の平均すべり量</p>	<p>アスペリティの平均変位 D_a は断層の平均変位の2倍とする。 アスペリティの総モーメント M_{0a} は、アスペリティの面積 S_a と平均変位 D_a より次式から求める。 $M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$ μ: 剛性率 アスペリティが複数ある場合、個々のアスペリティのモーメント M_{0ai} は、それぞれのアスペリティの面積 S_{ai} の3/2乗の重みで振り分ける。 $M_{0ai} = M_{0a} \cdot S_{ai}^{3/2} / \sum S_{ai}^{3/2}$ 背景領域の地震モーメント M_{0b} は、断層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} を引いて求める。 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 背景領域の平均変位 D_b は、背景領域の地震モーメント M_{0b} から次式より求める。 $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ μ: 剛性率 S_b: 背景領域の面積</p>	<p>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2倍とし、最近の内地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2倍とする。 $D_a = 2 \cdot D$ (10) これより、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} を算定することにより、背景領域の面積 S_b から算出される。 $M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$ (11) $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ (12) $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ (13) ここで、μ は剛性率。 個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (i 番目のアスペリティの面積) から算定される半径 r_i (i 番目のアスペリティの半径) との比を全てのアスペリティで等しい ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) と経験的に仮定し、次式により算定する。 $D_{ai} = (r_i / r) \cdot D_a$ (14) ここで、r_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である。また、r は上の「(2) 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。</p>
<p>アスペリティの応力降下量・実行応力及び背景領域の実行応力</p>	<p>平均応力パラメータ 断層全体の平均応力パラメータは3MPaとする。 背景領域の平均応力パラメータは、アスペリティの平均応力パラメータの0.2倍とする。</p>	<p>アスペリティの応力降下量 a は、(8)式を変形して求めた(15)式から算定されることになる。 $a = (7/16) \times M_0 / (r^2 \cdot R)$ (15) このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層モデルの面積が変化すると応力降下量 a が変化することになる。また、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 a は、経験的にその応力降下量 a とほぼ等しいと仮定する。 背景領域の実効応力 b は、理(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 を用いて、 $b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot a$ (16) より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、 $b = (D_b / W_b) \cdot (1/2) / (D_a / W_a) \cdot a$ (17) 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、便宜的に震源断層モデルの面積 S から、断層の長さ L の平方根 $L^{1/2}$ を用いて $W_b = L^{1/2}$ と仮定する。なお、断層の長さ L は、断層帯の長さ L と仮定する。 地震調査委員会強震動評価部会 (2001) での2000年鳥取県西部地震のデータの結果、$f_{max} = 6\text{Hz}$ のケースが、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。</p>
<p>すべり速度時間関数</p>	<p>f_{max} は、兵庫県南部地震から推定された値、6Hzとした。</p>	<p>中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、 $d(t)/dt =$ $\frac{2V_m}{t_d} \cdot t \cdot (1-t/2t_d) \quad 0 < t < t_b$ $\frac{b}{(t-t_b)^{1/2}} \quad t_b < t < t_r$ $c \cdot \ar(t-t_r) \quad t_r < t < t_s$ $0 \quad t > t_s$ ただし、 $b = (5t_b - 6t_d) / [4(1-t_d/t_b)]$ $c \cdot \ar = \frac{2V_m \cdot t_b / t_d \cdot (t_b - t)^{1/2}}{(1-t_b/2t_d)}$ $c \cdot \ar$: 係数、t_r: (ts-tr)=2:1 V_r: 破壊伝播速度 で表され、この近似式で計算するためには、 ・ 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 ・ ライスタイム t_r の4つのパラメータを与える必要がある。それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。 $V_m = (2 \cdot f_c \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu$ (19) f_c: ローパスフィルタのコーナー周波数 (f_{max} と同等) W: $W = W_a$ アスペリティの幅 W_b: 背景領域の幅 (5)で f_{max} を想定していない場合には、便宜的に $f_{max} = 10\text{Hz}$ と仮定して設定する。 ・ 最大すべり速度到達時間 t_d $t_d = 1 / (f_{max} \cdot t_d)$ (20) ・ 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 (18)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。 ・ ライスタイム t_r $t_r = W / (2 \cdot V_r)$ (21)</p>
<p>その他の震源特性</p>	<p>平均破壊伝播速度 $V_r = 0.72 V_s$ 破壊開始点は、防災上の観点より、比較的人口の多いところの震度が大きくなるようにアスペリティの下端に接する背景領域におくこととする。 破壊形態</p>	<p>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 $V_r = 0.72 \cdot V_s$ (22) により推定する。 破壊開始点の位置は強震動評価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。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側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)によると内地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、断層の下部に設定する。 破壊開始点から放射状に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、セグメント間の重み波 (S 波) の伝播を仮定して算出する。</p>