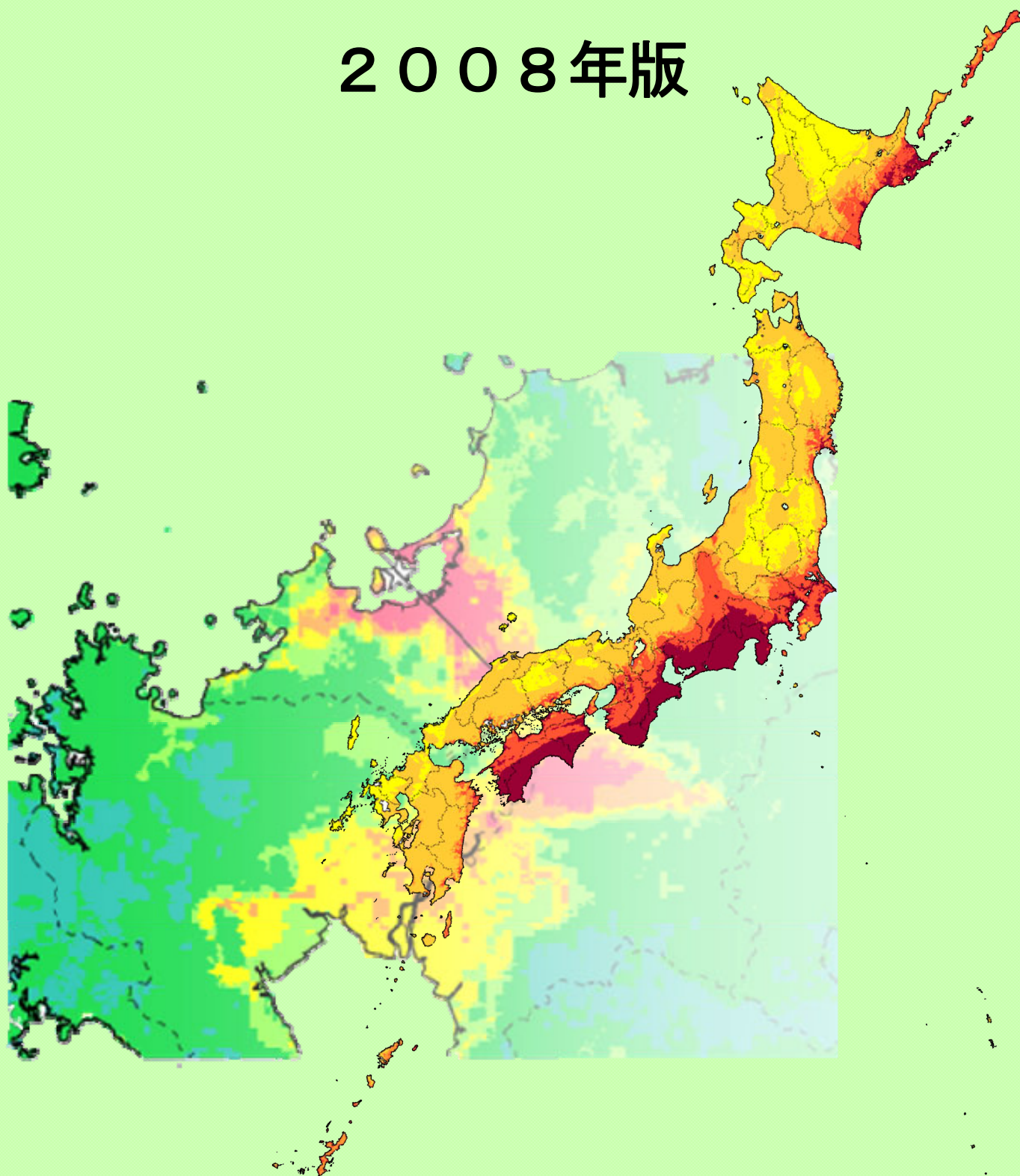


「全国を概観した地震動予測地図」

2008年版



平成20年（2008年）

地震調査研究推進本部 地震調査委員会

発行にあたって

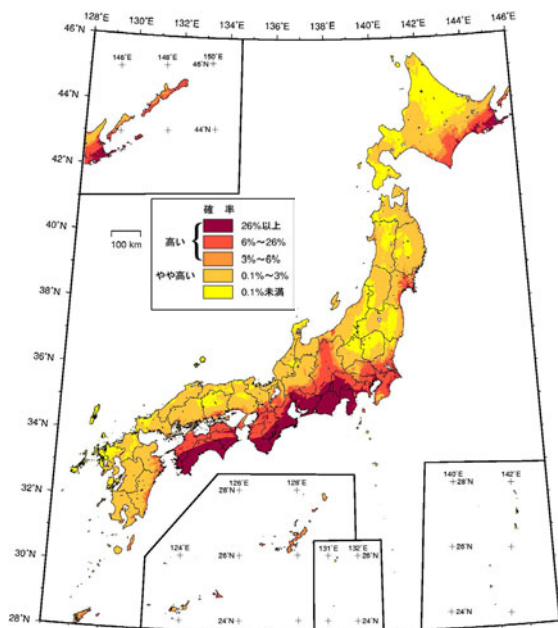
地震調査研究推進本部地震調査委員会は、平成 17 年 3 月に「全国を概観した地震動予測地図」報告書を公表し、平成 18 年 9 月にこれを 2006 年版として、平成 19 年 4 月には 2007 年版として改訂しました。今回、「全国を概観した地震動予測地図」のうちの「確率論的地震動予測地図」について、地震発生確率値の平成 20 年 1 月 1 日時点での更新結果や長期評価の改訂結果等を反映し、見直しを行った結果を 2008 年版として改訂しました。2007 年版との変更点については 3 章に記載しています。

なお、この 2008 年版では、「全国を概観した地震動予測地図」の概要のみを記載しておりますが、地震動予測地図の計算手法などの専門的な内容や報告書の活用方法や FAQ については、付属の CD-ROM に詳細な内容が記載されている 2006 年版報告書を PDF 形式として収録しましたので、併せてご覧下さい。付属の CD-ROM の詳細な収録内容につきましては、巻末に記載しております。また、特定の場所を拡大した地震動予測地図などをご覧になりたい方は「地震ハザードステーション(J-SHIS)」をご覧ください (<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>)。

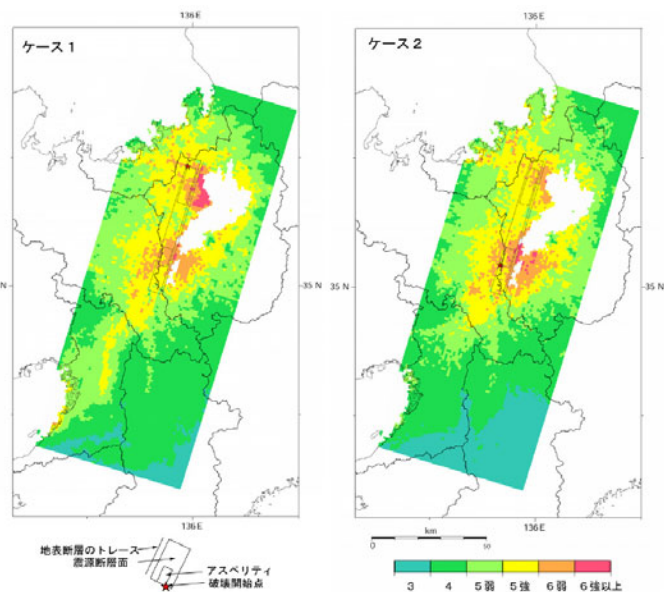
今回更新された「確率論的地震動予測地図」も含め、「全国を概観した地震動予測地図」が、国民の防災意識の向上や効果的な地震防災対策を検討する上での基礎資料として活用されることを期待しております。

表紙の説明：二種類の地震動予測地図

地震動予測地図とは、地震が発生した際に、対象としている地域各地を襲うであろう地震動の強さを予測した地図のことです。地震調査委員会の作成している地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「震源断層を特定した地震動予測地図」という、観点の異なる 2 種類の地図で構成されています。



確率論的地震動予測地図
(例：今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図)



震源断層を特定した地震動予測地図
(例：琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価)

「全国を概観した地震動予測地図」2008年版

目 次

1.	確率論的地震動予測地図	
	(確率論的地震動予測地図の説明と各地域の特徴について説明しています。)	
1. 1	概要	1
1. 2	地域別の特徴	5
1. 3	地震の発生確率などの評価	20
2.	震源断層を特定した地震動予測地図	
	(震源断層を特定した地震動予測地図の説明とこれまでに実施した強震動評価結果の概要を説明しています。)	
2. 1	概要	22
2. 2	レシピ (概要)	23
2. 3	これまでに実施した強震動評価	23
3.	2008年版と2007年版との違いについて	27
	(確率論的地震動予測地図2008年版と2007年版との違いについて説明しています。)	

付録

1.	用語集	30
2.	地震発生確率値などの評価結果一覧表	33
3.	震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)	46
4.	2007年版からの計算手法などの変更点	86
5.	地震動予測地図データの公開と利用方法	93

CD-ROMの使い方・収録内容

付属のCD-ROMには以下の内容を収録しています。詳細な収録内容については巻末をご覧ください。

- ・ 「全国を概観した地震動予測地図」2008年版(本書、PDF形式)
- ・ 「今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率分布図」などの高解像度の図(PDF形式)
- ・ 「全国を概観した地震動予測地図」報告書2006年版(PDF形式)

本書に記載した地図の海岸線および県境は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図25000(空間データ基盤)を複製したものである。(承認番号 平19総複、第1210号)

1. 確率論的地震動予測地図

1. 1 概要

確率論的地震動予測地図は、主要活断層と海溝型地震はもちろんのこと、対象地域に影響を及ぼす地震全てを考慮し、地震発生の可能性と地震動の強さを計算し、その結果を地図上に表現したものです。

確率論的地震動予測地図は、設定する「期間」、「揺れの強さ」および「確率」を必要に応じて変えることで、その結果は多様な特徴をもった地図になります。

① 「期間」と「揺れの強さ」を固定した場合の「確率」の分布図

例：今後 30 年以内に震度 6 弱以上（計測震度 5.5 以上）になる確率の地図

図 1.1-1, 図 1.1-2 参照

② 「期間」と「確率」を固定した場合の「揺れの強さ」の領域図

例：今後 30 年以内に 3% の確率で見舞われる震度（正確にはこの震度以上）の地図

図 1.1-3 参照

震度 6 弱以上になる確率 —いろいろな地震による揺れの総合化—

ある地点で今後 30 年以内に震度 6 弱以上になる確率は、いろいろな地震について「地震が発生する確率×その場所で震度 6 弱以上になる確率」を総合的に考慮して求めます。

例として、地点 X において 2 つの地震 A, B を考えます。

今後 30 年以内の地震の発生確率 … A: 40%, B: 30%

地震により地点 X が震度 6 弱以上になる確率 … A: 60%, B: 40%

のとき、「30 年以内に地震により地点 X で震度 6 弱以上になる確率」は、

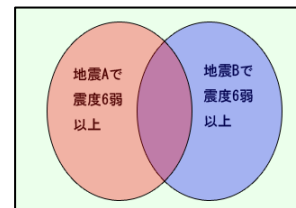
地震 A の場合： $0.4 \times 0.6 = 0.24$ (24%)

地震 B の場合： $0.3 \times 0.4 = 0.12$ (12%)

となります。このとき、30 年以内に地震 A または地震 B により、地点 X で震度 6 弱以上になる確率は

$$1 - (1 - 0.24) \times (1 - 0.12) = 0.3312 \text{ (約 33\%)}$$

となります。確率値の単純な足し算で「24%+12%=36%」とはならないことに注意が必要です。



ミニコラム

地震と地震動の違い

地震とは、地下の岩盤に力が加わり、断層運動というかたちで破壊が生じる現象です。この地震が発生することによって生じる地面あるいは地中の揺れを地震動と言います。地震の震源で発生した振動は地震波として地中を伝わり、その結果地面が揺れます。被害をもたらすような強い地震動を特に強震動と言います。

〔補足〕「あっ、地震だ!」のように日常用語として使う「地震」は、人が感じた大地の揺れを意味することが多いですが、例えば「地震の分布」の「地震」は、これとは違った意味で用いられています。後者の意味での「地震」は、大地に揺れをもたらす源のことで、地下で発生した岩石の破壊（ずれ）現象のことをいいます。これと区別するために前者を「地震動」と使い分けています。

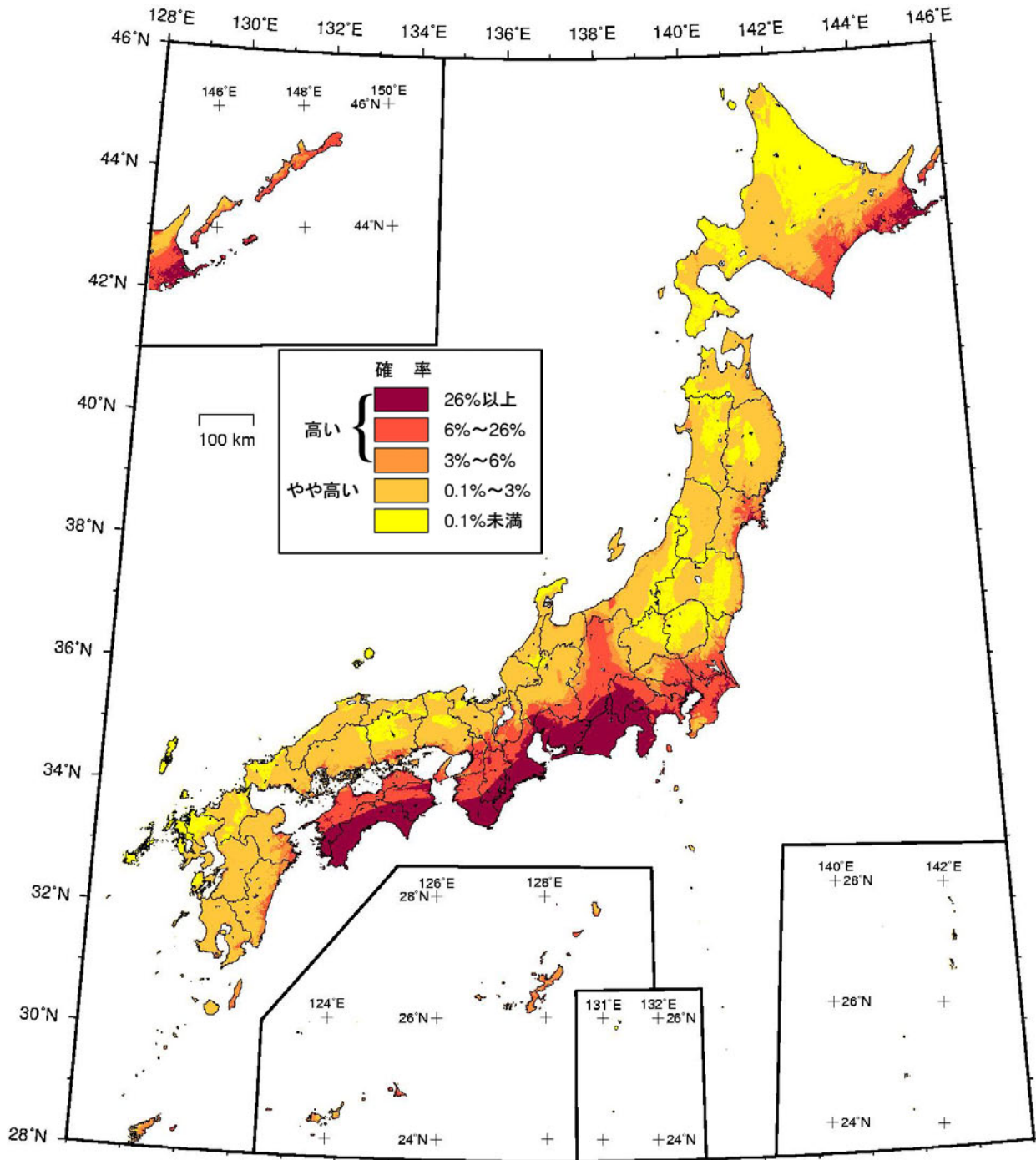


図1.1-1 今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図(平均ケース)

全国を概観すると、地域によって強い揺れに見舞われる可能性に違いがあることが分かります。まず目につくのは、静岡県から四国南部までの太平洋側で26%以上の地域が広がっていることです。関東平野、宮城県の太平洋側、北海道の太平洋岸でも、高い確率で震度6弱以上の強い揺れに見舞われる可能性があることが分かります。

他にも主要活断層帯のみ及び海溝型地震のみを想定した場合の同様の図などがありますが、それらの図は付属のCD-ROMに収録しています。

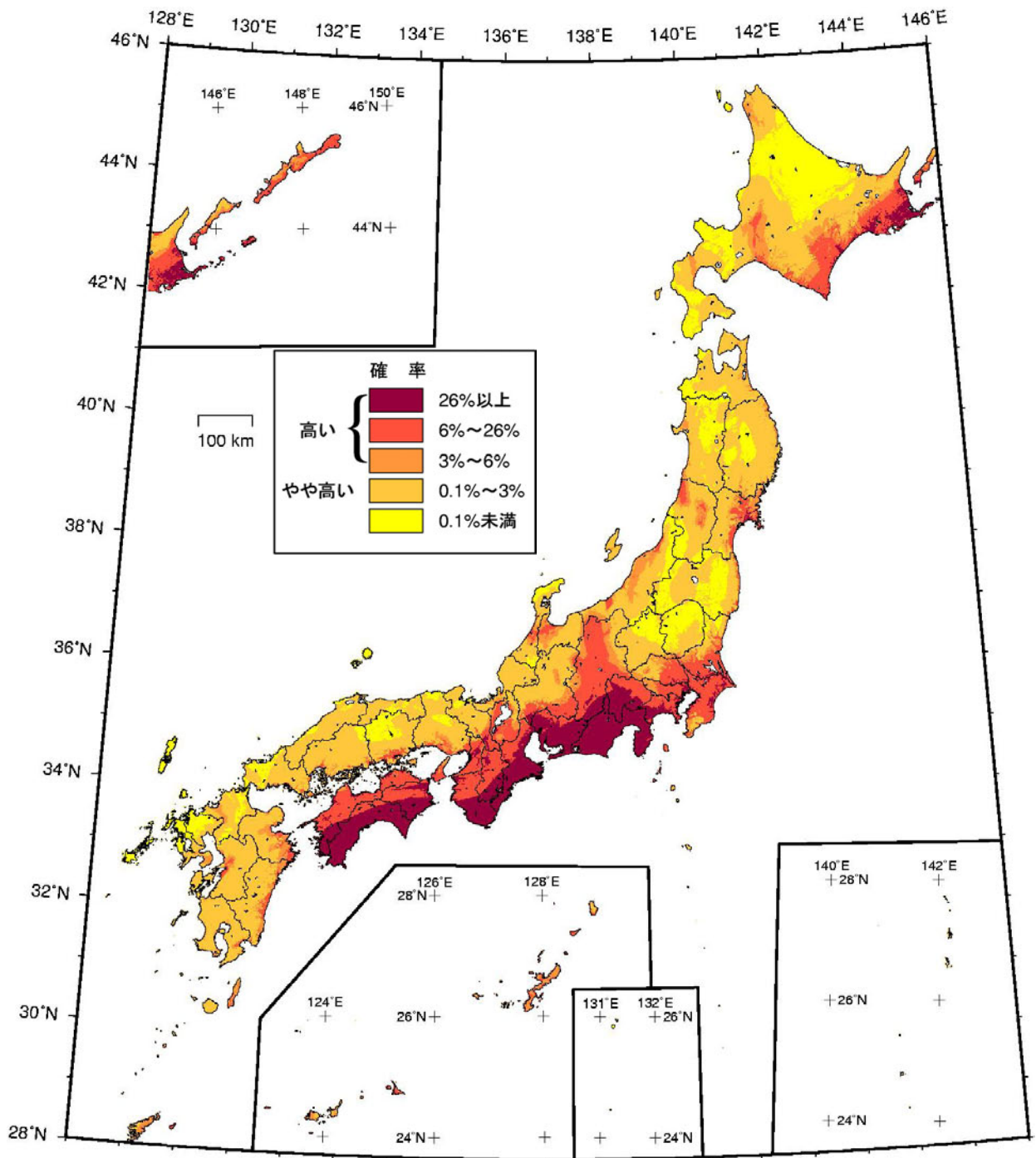
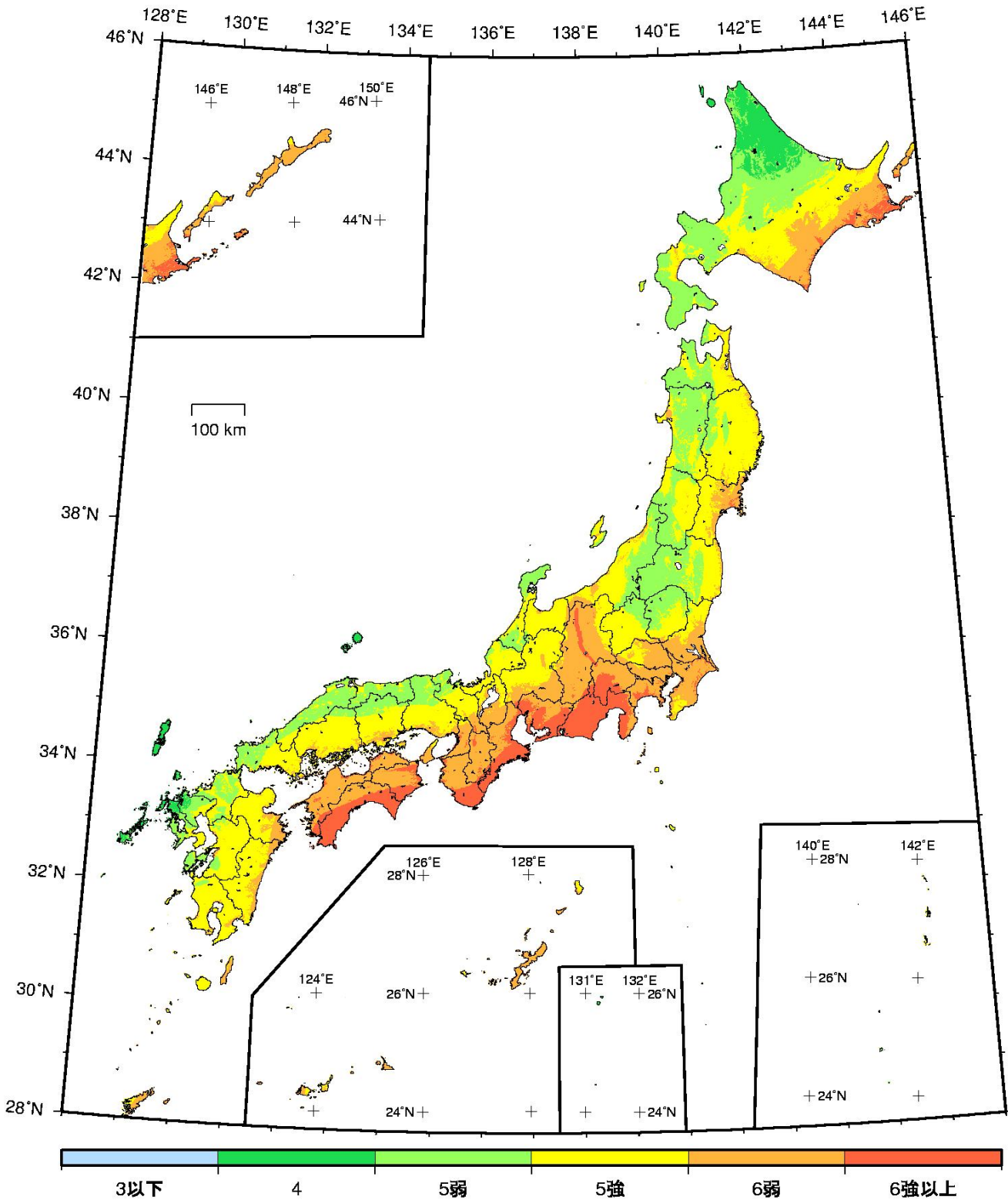


図1.1-2 今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図(最大ケース)

主要活断層帯の平均活動間隔、最新活動時期の評価に幅がある場合が多いため、それぞれの中央値を用いて発生確率値を計算する場合（平均ケース：最もあり得るケース）と、確率の幅のうち最大値をとった場合（最大ケース：防災上の観点で有効）の確率論的地震動予測地図を作成しています。確率論的地震動予測地図は特に断り書きがない場合は、平均ケースのことを示しています。

平均ケースと最大ケースの違いについては、付録1を参照ください。



震度階

図 1.1-3 今後 30 年以内に 3% の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図

今後 30 年以内に 3% の確率とは、平均的に約 1000 年に 1 回発生することに相当します。震度 6 強以上になる地域は、静岡県から四国南部までの太平洋側に広く存在します。この他、四国東部の徳島平野、近畿地方の一部、関東平野の沿岸部の一部、長野県を縦断する線状の地域、仙台平野、北海道の太平洋岸でも見られます。他にも主要活断層帯のみ及び海溝型地震のみを想定した場合の同様の図などがありますが、それらの図は付属の CD-ROM に収録しています。

1. 2 地域別の特徴

ここでは、北日本地域、中日本地域、西日本地域に分けて、それぞれの地域の都道府県庁所在地（北海道は支庁所在地）の約1km 四方の評価対象領域が、今後30 年以内に震度6 弱以上の揺れに見舞われる可能性を示します。3%以上を「高い」、0.1%以上3%未満を「やや高い」として、相対的な表現をしています。さらに、どのような地震がどの程度影響を及ぼしているのかを、地点毎に示します。これは今後30年以内に震度6 弱以上となる可能性のある地震の相対的な影響度を棒グラフで示したものです。

1. 2. 1 北日本地域の特徴

札幌市（北海道）、札幌市（石狩支庁）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が最も高くなっています。これは発生確率が高い石狩低地東縁断層帯によるものと考えられます。

函館市（渡島支庁）：やや高い。三陸沖北部の地震および活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が高くなっています。

江差町（檜山支庁）、倶知安町（後志支庁）：やや高い。ともに活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が高くなっています。江差町では日本海東縁部の震源断層を予め特定しにくい地震の影響度も相対的に高くなっています。

室蘭市（胆振支庁）：活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が高くなっています。

岩見沢市（空知支庁）：やや高い。これは発生確率が高い石狩低地東縁断層帯によるものです。

旭川市（上川支庁）：主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。また、活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度がこれに次いで高くなっています。

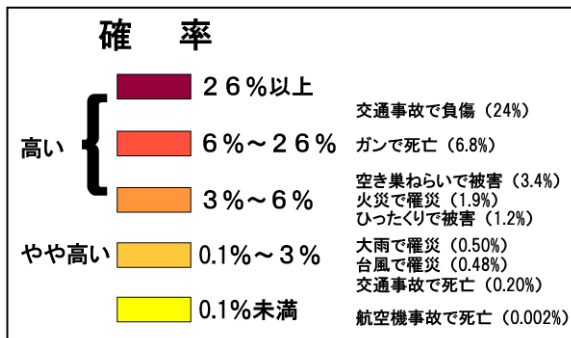
留萌市（留萌支庁）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。また、活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度がこれに次いで高くなっています。

稚内市（宗谷支庁）：やや高い。主要活断層帯以外の活断層の影響度が高くなっています。

網走市（網走支庁）：やや高い。沈み込んだ太平洋プレート内のやや深い地震、やや浅い地震の影響度が高くなっています。さらに主要活断層帯以外の活断層で発生する地震の影響も同程度あります。

ミニコラム

自然災害・事故等の発生確率との比較



左の表は、今後30年以内に数%という値が、災害や事故・犯罪にあう可能性と比較して、どの程度に位置するかを統計資料で調べたものです。詳細は付属のCD-ROM中の2006年版報告書をご覧ください。

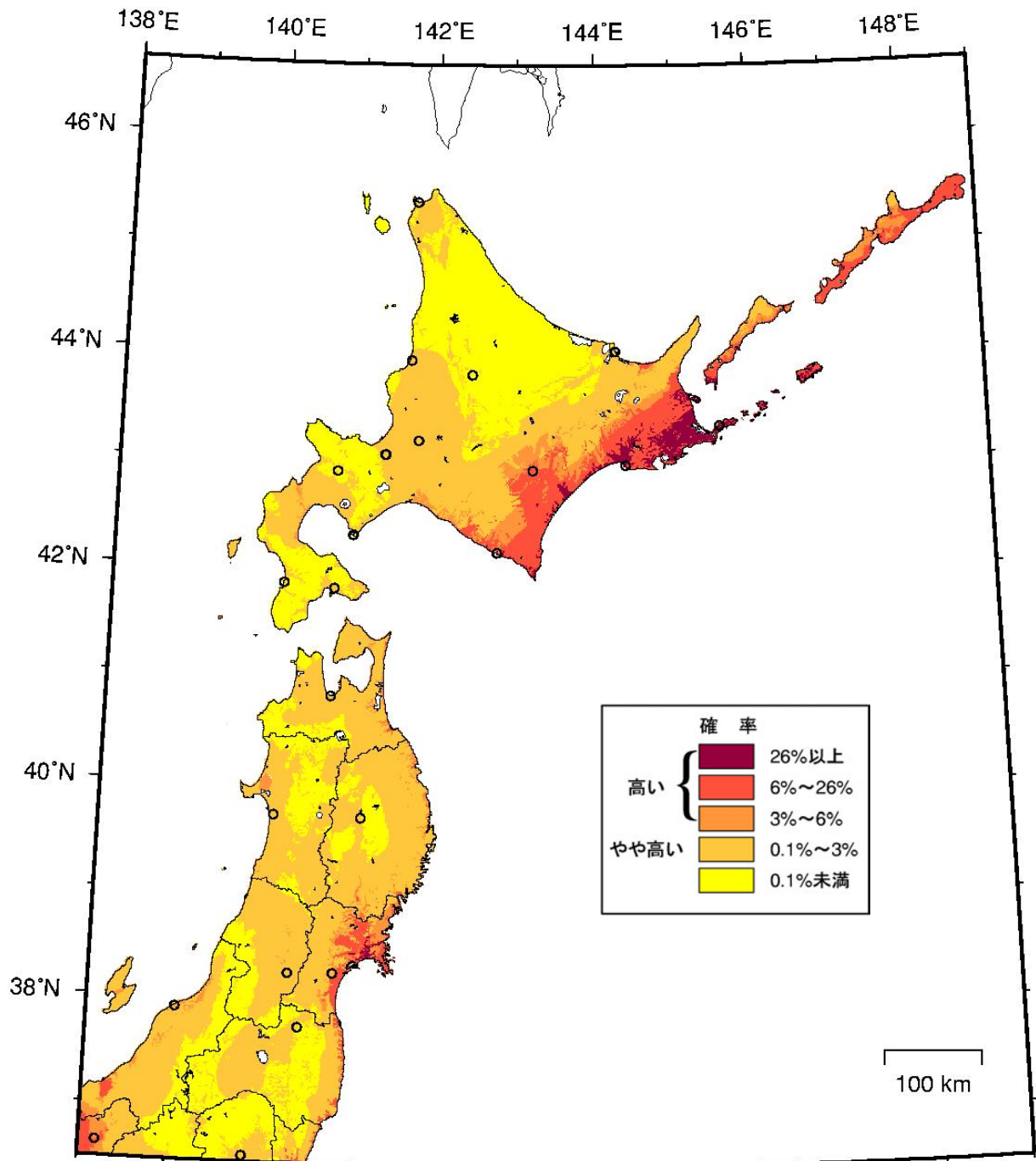


図1.2-1 今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率
(北日本地域、平均ケース)

○印は都道府県庁および北海道支庁所在地を示す。

北海道の太平洋側、宮城県の太平洋側、福島県の太平洋岸に確率の高い地域が見られるほか、秋田県の八郎潟でも確率の高い地域があります。また、内陸部や日本海側でも確率のやや高い地域が広がっています。

浦河町（日高支庁）：高い。海溝型地震で長期評価されている地震とそれ以外の地震とを合わせ、沈み込んだ太平洋プレート内で発生する地震の影響度が最も高くなっています。三陸沖北部、十勝沖・根室沖のひとまわり小さい地震の影響も高くなっています。

帯広市（十勝支庁）、釧路市（釧路支庁）、根室市（根室支庁）：高い。沈み込んだ太平洋プレート内で発生する地震の影響度が高くなっています。また、釧路市と根室市では十勝沖・根室沖の地震の影響も高くなっています。

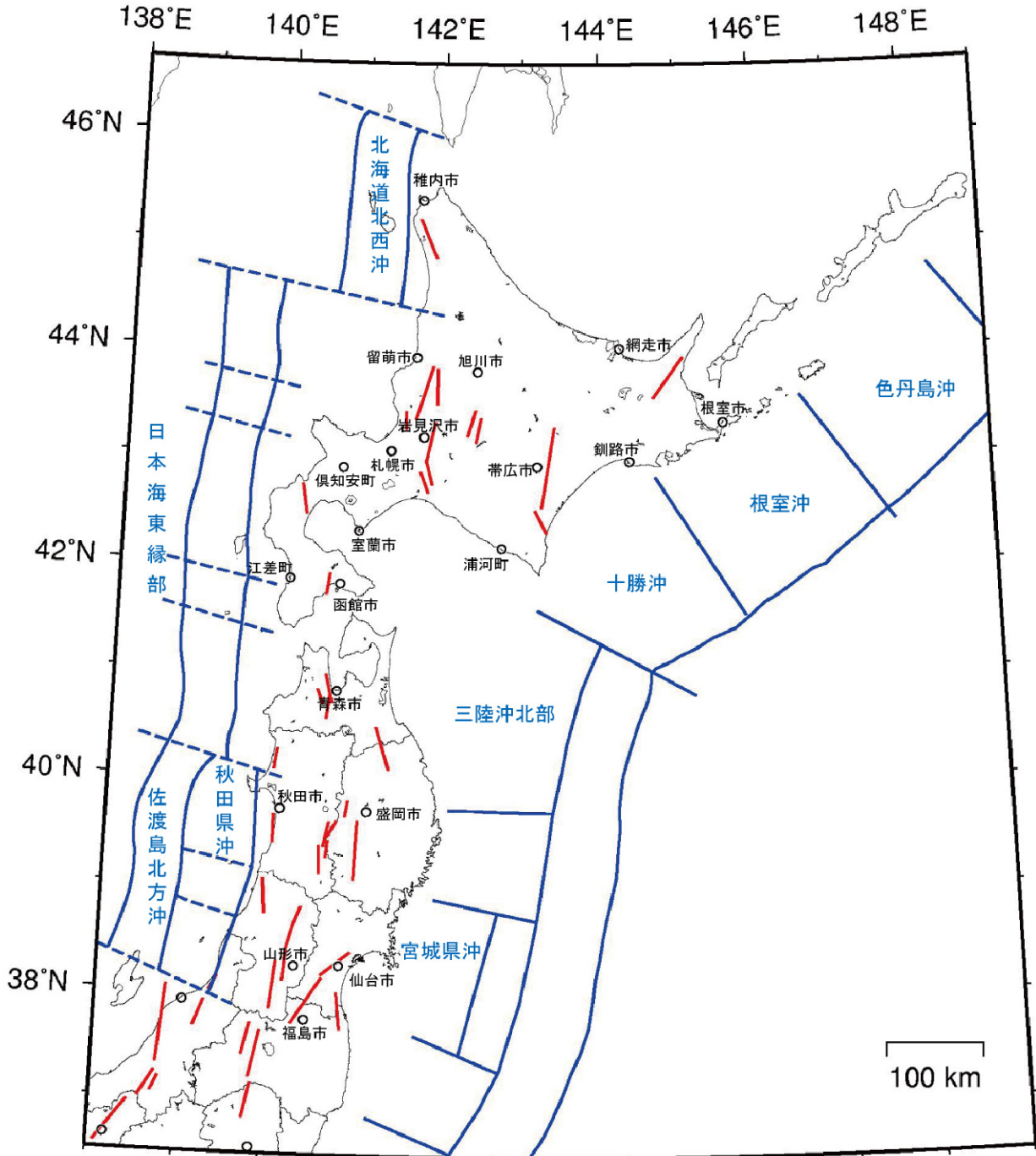


図1.2-2 北日本地域の主要活断層帯の位置と海溝型地震の領域

赤線：主要活断層帯の断層モデル上端位置

青線：海溝型地震の領域

○印は都道府県庁および北海道支庁所在地

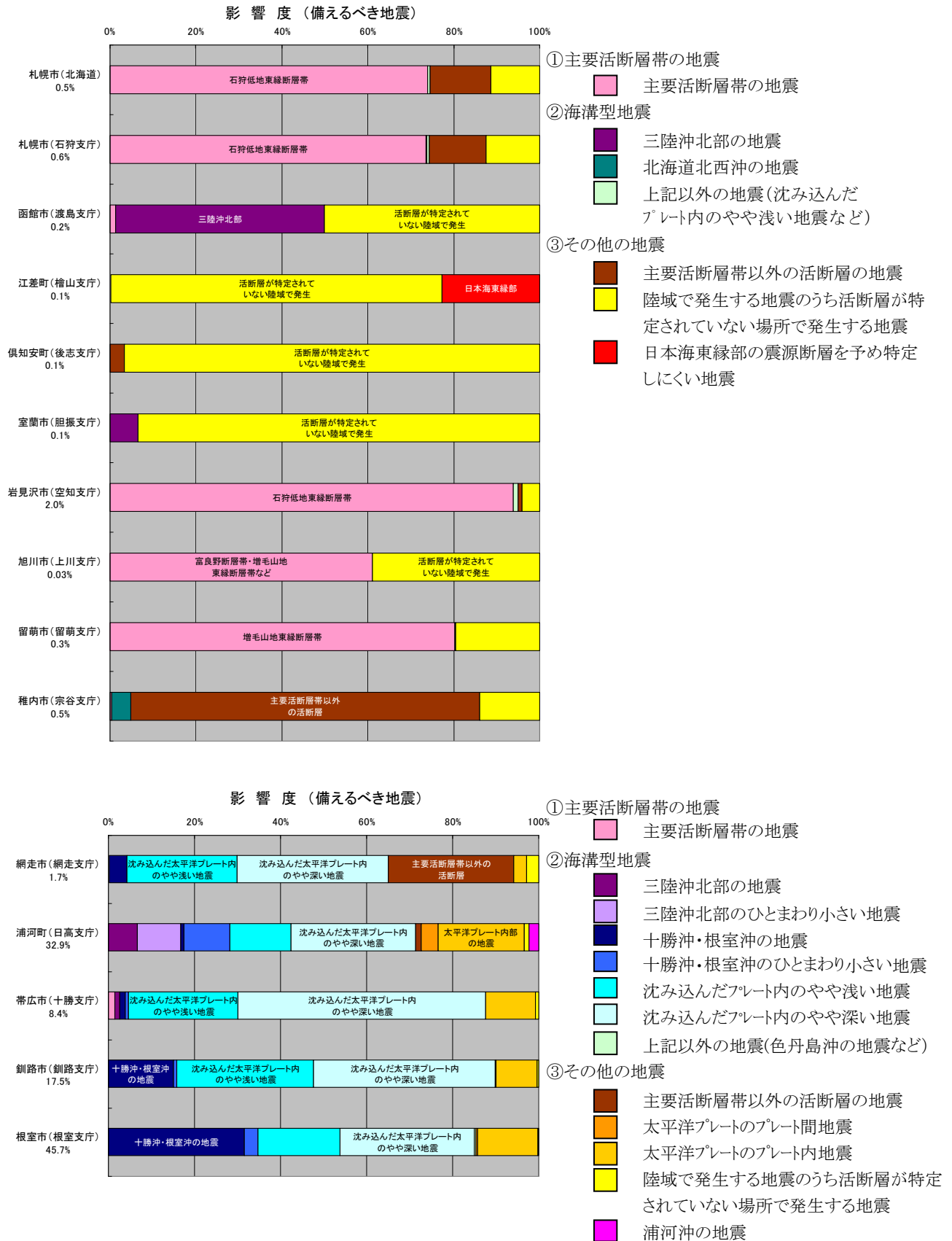


図1.2-3 今後30年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度（北海道）

市町名の下に記載している確率値は、各々の市役所もしくは役場周辺における、今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率を示します。

青森市（青森県）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が最も高くなっています。これは、近傍の青森湾西岸断層帯の地震の影響度が高いためと考えられます。また、三陸沖北部の地震の影響度も相対的に高くなっています。

盛岡市（岩手県）：やや高い。三陸沖北部の地震に代表される海溝型地震の影響度が高くなっています。また、主要活断層帯以外の活断層の地震や、さらに活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度も相対的に高くなっています。

仙台市（宮城県）：やや高い。今後30年以内の地震発生確率が99%以上という宮城県沖の地震の震源域に近いため、その地震の影響度が非常に高くなっています。また、主要活断層帯では長町－利府線断層帯の地震の影響度が高いと考えられます。

秋田市（秋田県）：やや高い。日本海東縁部の秋田県沖の地震の影響度が高くなっています。また、活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度も相対的に高くなっています。

山形市（山形県）：やや高い。主要活断層帯で発生確率が高いグループに属している山形盆地断層帯北部の地震の影響度が高くなっています。また、活断層が特定されていない場所で発生する地震や宮城県沖の地震の影響度も相対的に高くなっています。

福島市（福島県）：やや高い。宮城県沖の地震の影響度が最も高くなっています。また、主要活断層帯以外の活断層での地震の影響度も相対的に高くなっています。

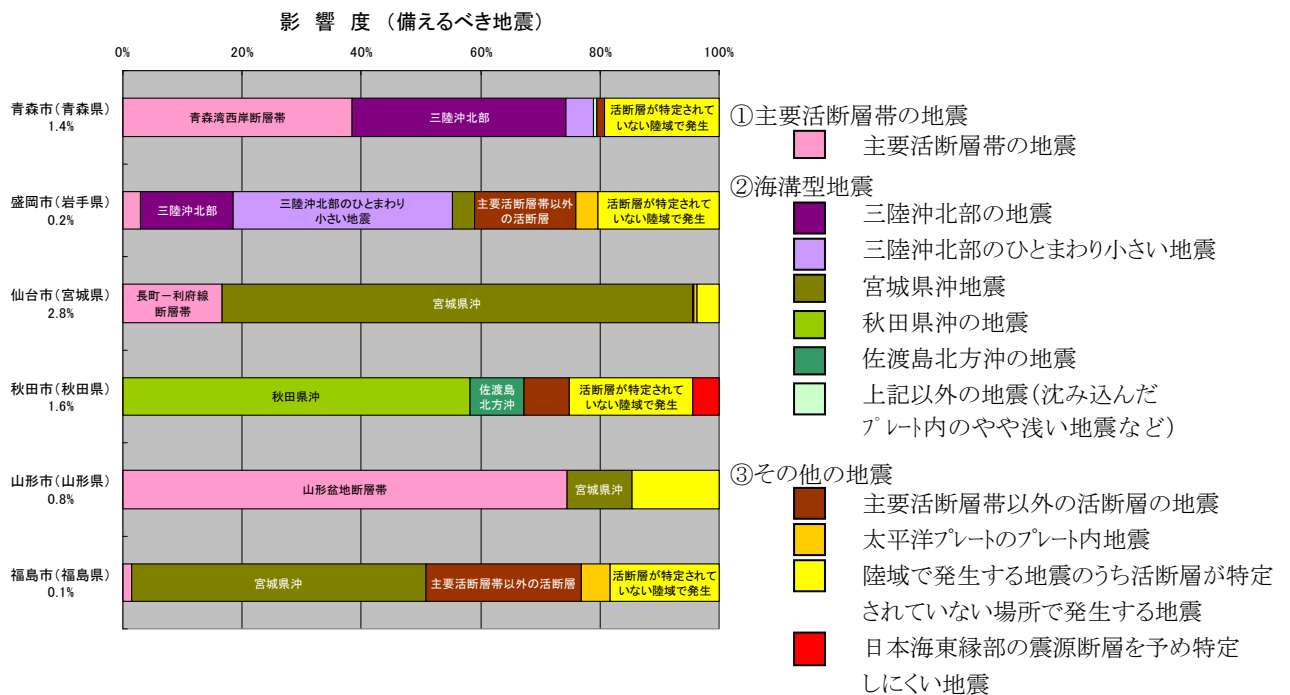


図1.2-4 今後30年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度（東北地方）

市名の下に記載している確率値は、各々の市役所周辺における、今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率を示します。

1. 2. 2 中日本地域の特徴

この地域は南海トラフの地震（東海地震および東南海地震）の影響が大きく、静岡県、愛知県は全域で確率が高いと評価されています。東京都、神奈川県、埼玉県、千葉県、および茨城県南部が位置する関東平野全域にも確率が高い地域が広がっています。また、長野県の中央部に南北に延びる形で確率の高い地域が広がっています。

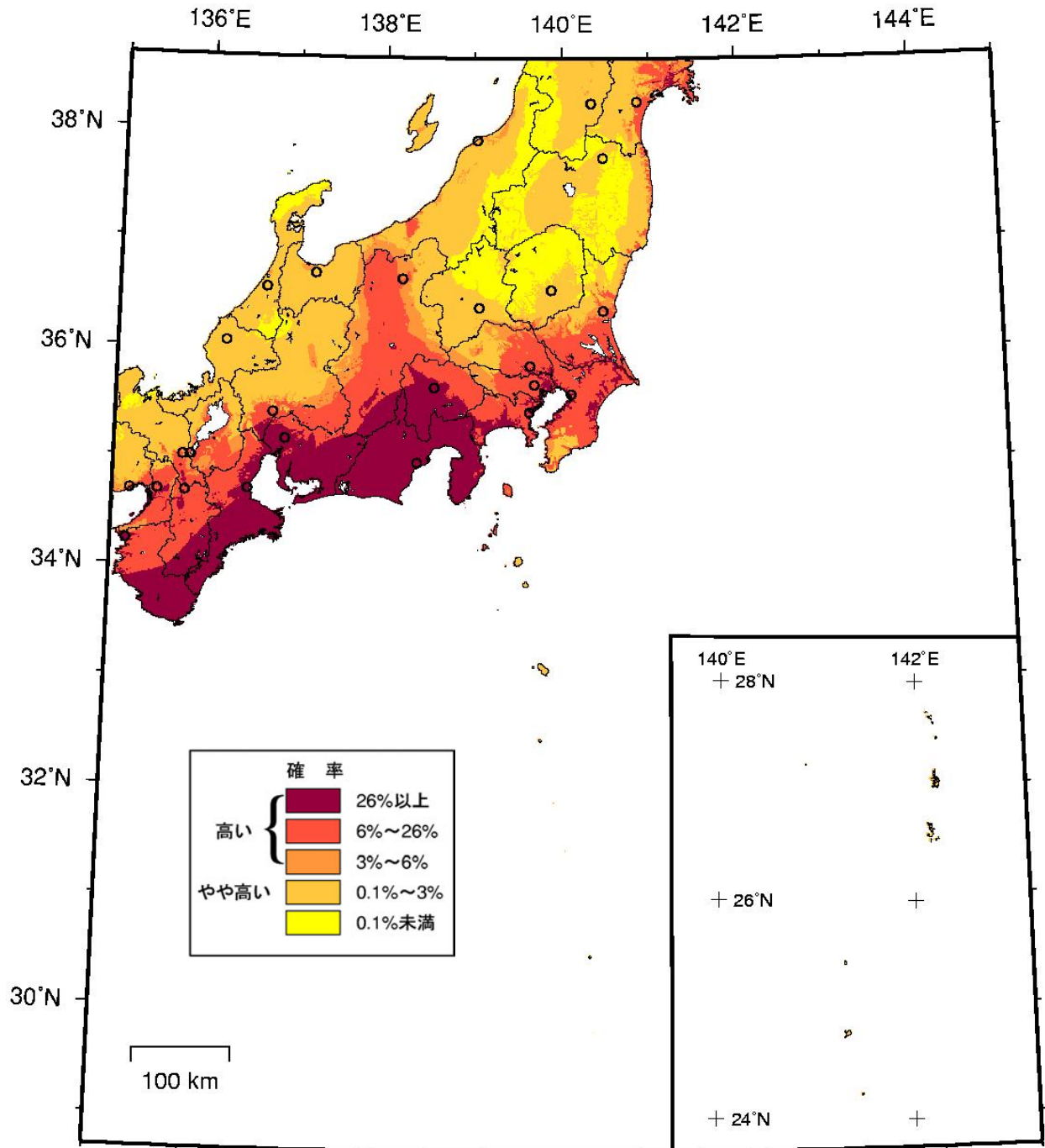


図1.2-5 今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率
(中日本地域、平均ケース)

○印は都道府県庁を示す。

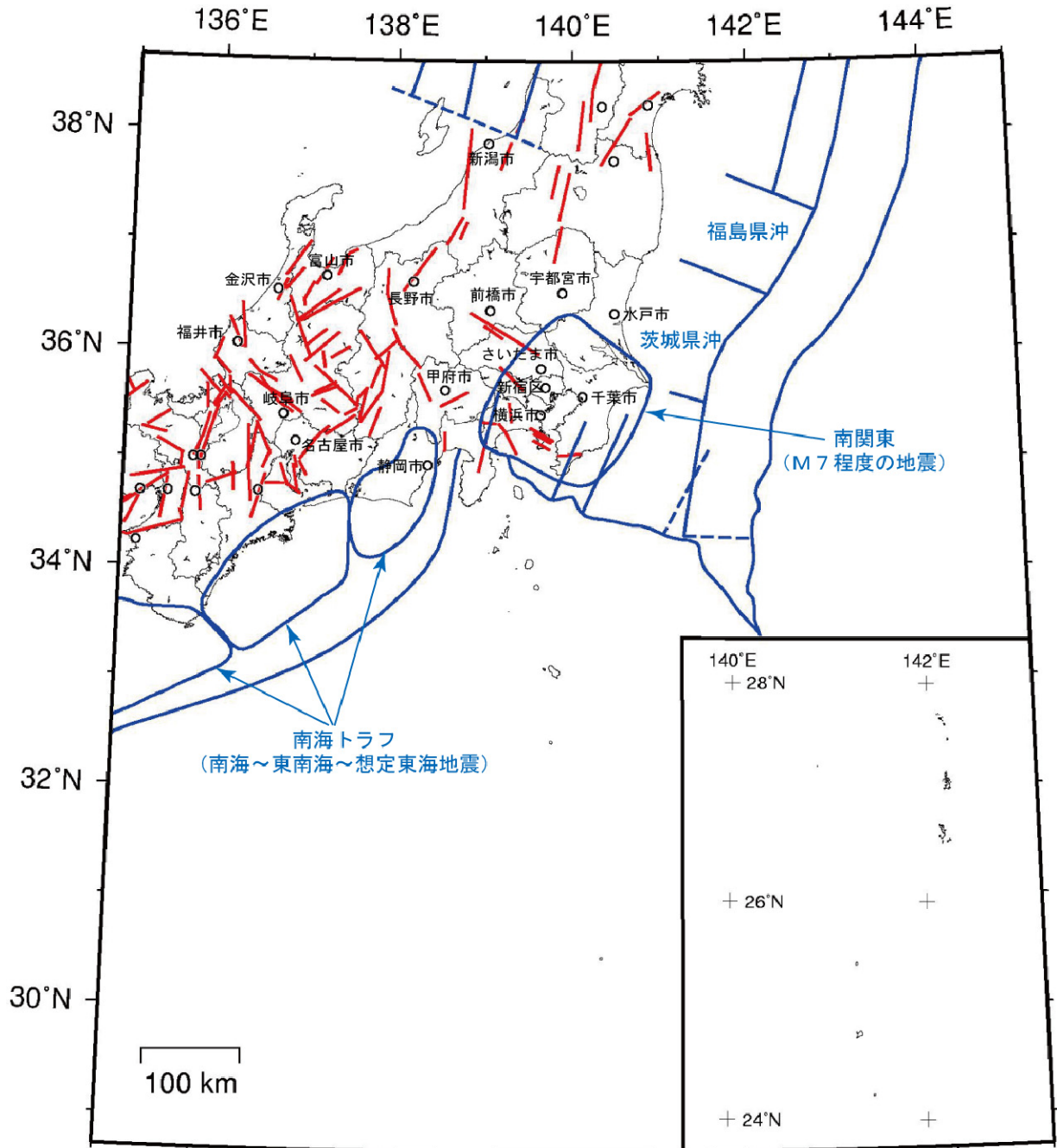


図1.2-6 中日本地域の主要活断層帯の位置と海溝型地震の領域

赤線：主要活断層帯の断層モデル上端位置

青線：海溝型地震の領域

○印は都道府県庁

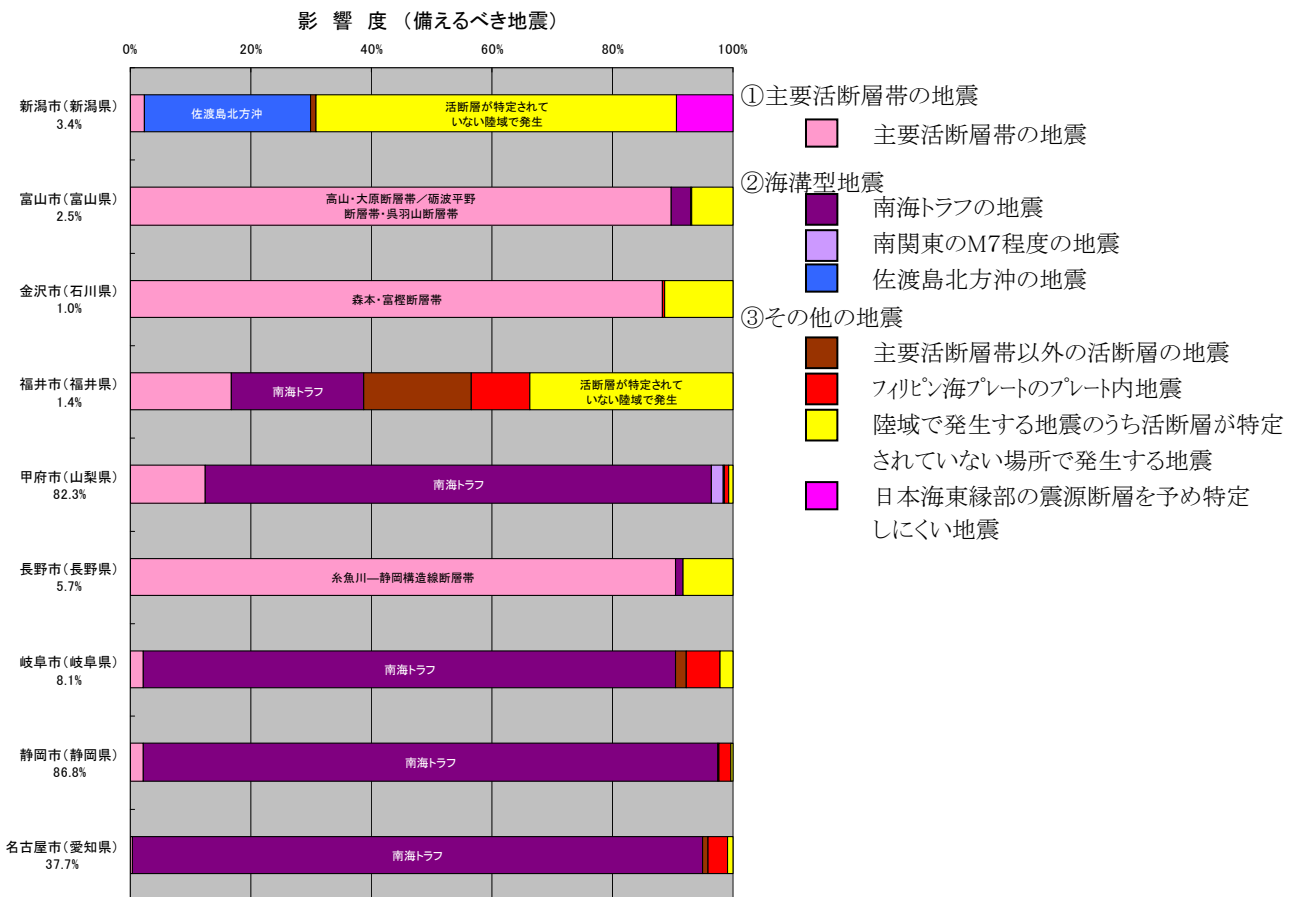
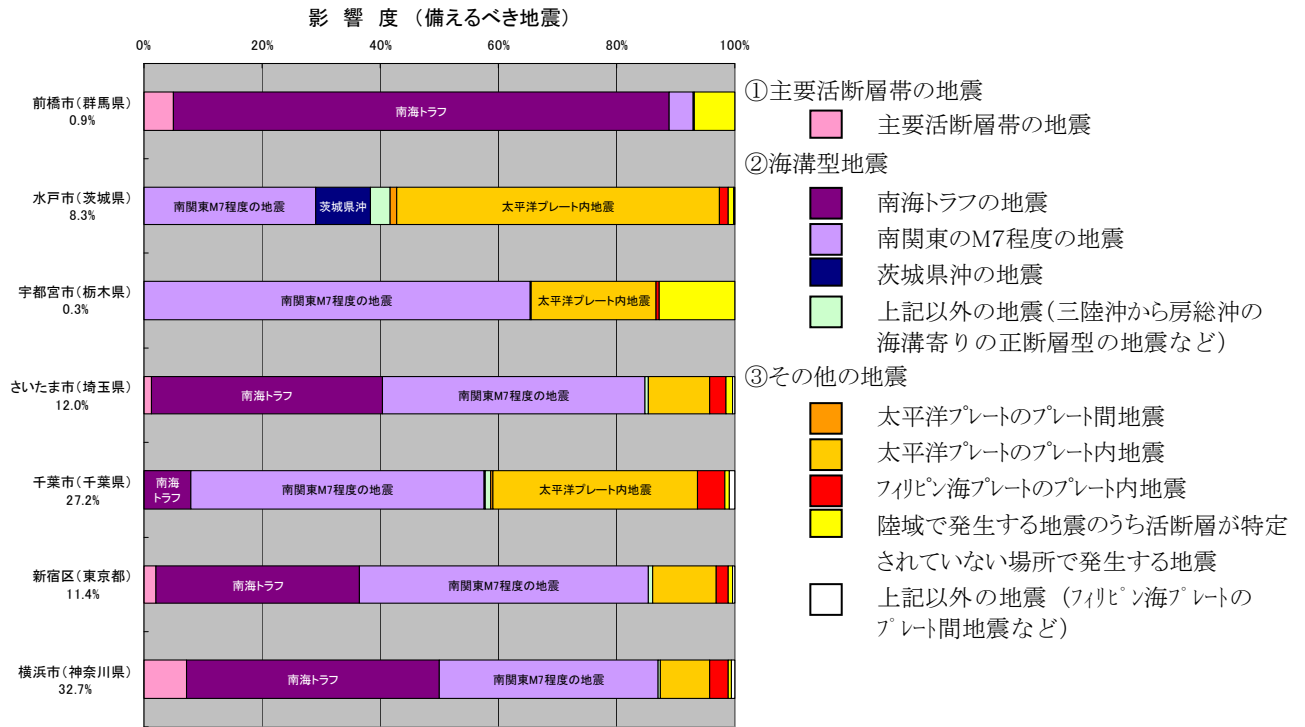


図1.2-7 今後30年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度（関東・中部地方）

市名の下に記載している確率値は、各々の市役所周辺における、今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率を示します。

前橋市（群馬県）：やや高い。影響度としては南海トラフの地震が相対的に高くなっています。

水戸市（茨城県）：高い。沈み込む太平洋プレート内で発生する地震と南関東のマグニチュード7程度の地震の影響度が高くなっています。

宇都宮市（栃木県）：やや高い。南関東のマグニチュード7程度の地震の影響度が高くなっています。このほか、沈み込む太平洋プレート内で発生する地震、活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度も相対的に高くなっています。

さいたま市（埼玉県）：高い。南関東のマグニチュード7程度の地震、南海トラフの地震の影響度が高くなっています。

千葉市（千葉県）：高い。南関東のマグニチュード7程度の地震が最も影響度が高くなっています。また、沈み込む太平洋プレート内で発生する地震の影響度も相対的に高いことが分かります。

新宿区（東京都）：高い。海溝型地震の影響度が高くなっています。最も影響度が高いのは南関東のマグニチュード7程度の地震です。そのほか、南海トラフの地震の影響度も高いことが分かります。

横浜市（神奈川県）：高い。海溝型地震の影響が高くなっています。これに加えて主要活断層帯のうち発生確率が高い神縄・国府津－松田断層帯の地震の影響度も相対的に高くなっています。

新潟市（新潟県）：高い。日本海東縁部の地震である佐渡島北方沖の地震の影響度が高くなっていますが、最も影響度が高いのは活断層が特定されていない場所で発生する地震です。

富山市（富山県）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。これは地震発生確率の高い高山・大原断層帯や砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の影響であると考えられます。

金沢市（石川県）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。これは発生確率の高い森本・富樫断層帯の地震によるものであると考えられます。

福井市（福井県）：やや高い。相対的に最も影響度が高いのは、活断層が特定されていない場所で発生する地震です。

甲府市（山梨県）：高い。南海トラフの地震の影響度が最も高いほか、糸魚川－静岡構造線断層帯の地震の影響も見られます。

長野市（長野県）：高い。主要活断層帯の地震の影響が支配的です。これは、長野県の中央部を南北に走る、発生確率の高い糸魚川－静岡構造線断層帯の地震によるものです。

岐阜市（岐阜県）、静岡市（静岡県）、名古屋市（愛知県）：高い。これらの地域では南海トラフの地震の震源域に近く、その影響度が非常に高く支配的です。

1. 2. 3 西日本地域の特徴

この地域では、南海トラフの地震（東海～東南海～南海地震）の影響が大きく、紀伊半島および四国のほぼ全域で確率が高いと評価されています。また、本州の瀬戸内海沿岸の一部、大分県および宮崎県の太平洋岸、熊本県の沿岸の一部地域でも確率が高い地域が見られます。南西諸島にも確率の高い地域が見られます。内陸部では琵琶湖周辺で確率が高くなっています。

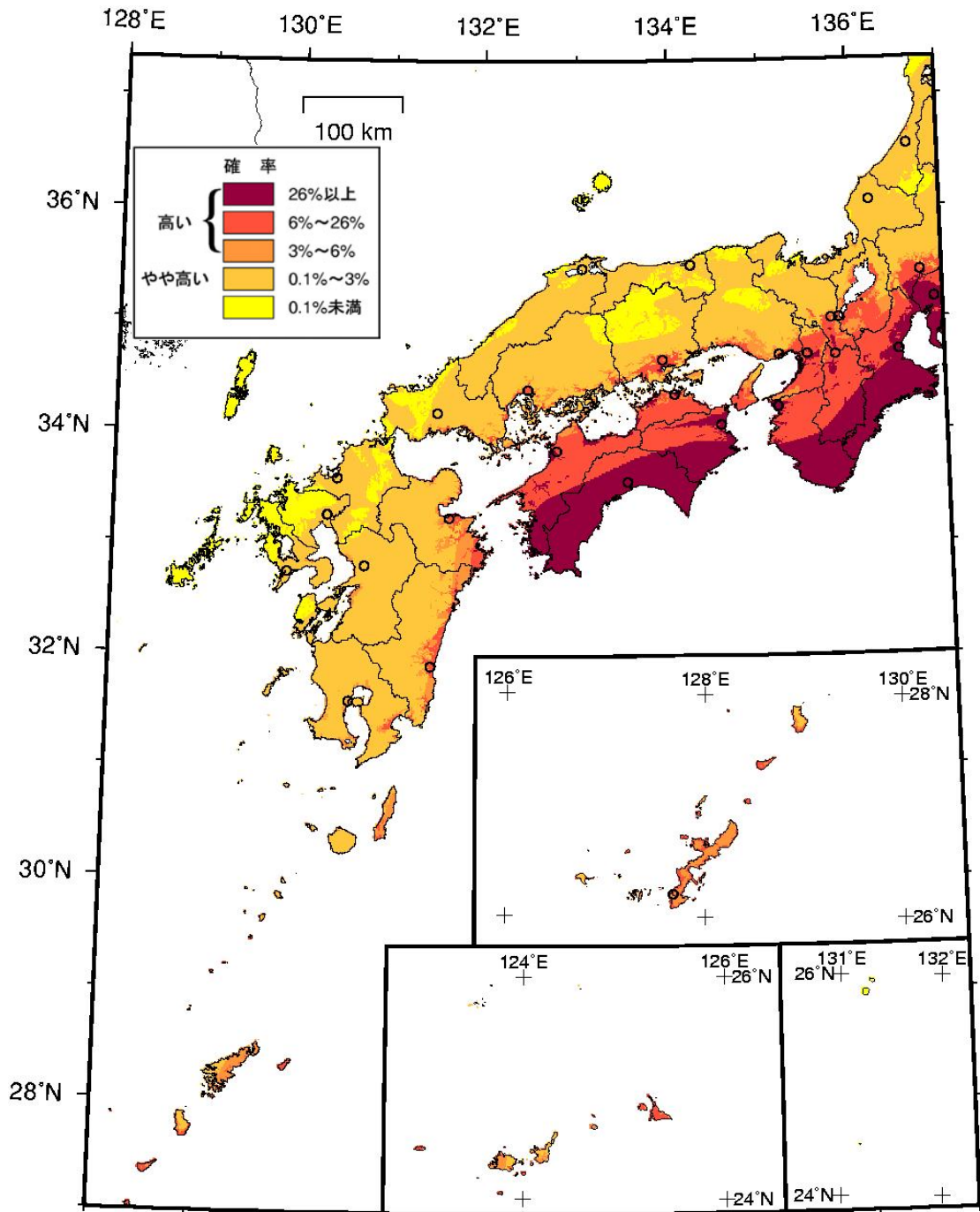


図1.2-8 今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率
 (西日本地域、平均ケース)
 ○印は都道府県庁を示す。

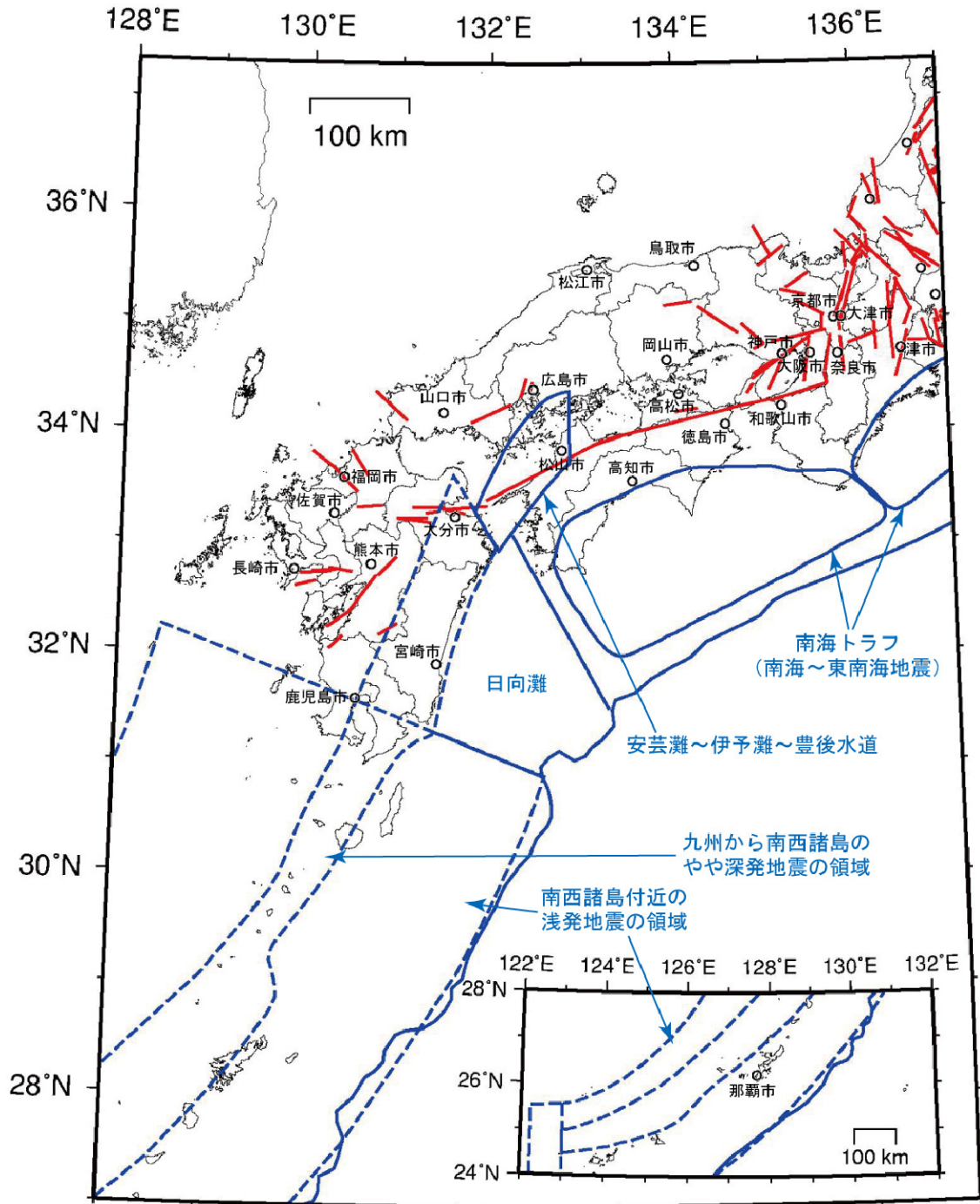


図1.2-9 西日本地域の主要活断層帯の位置と海溝型地震の領域

赤線：主要活断層帯の断層モデル上端位置

青線：海溝型地震の領域

○印は都道府県庁

津市（三重県）：高い。三重県および近畿地方では、最も影響度が高いのは南海トラフの地震です。

大津市（滋賀県）、京都市（京都府）、大阪市（大阪府）、神戸市（兵庫県）、奈良市（奈良県）：高い。南海トラフの地震の影響度が最も高くなっていますが、主要活断層帯の地震の影響度も高くなっています。近畿地方には琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、奈良盆地東縁断層帯、山崎断層帯等、地震発生確率の高い活断層が多く、それらの影響が出ていると考えられます。

和歌山市（和歌山県）：高い。南海トラフの地震の影響度が支配的です。

鳥取市（鳥取県）、松江市（島根県）：やや高い。相対的に最も影響度が高いのは、活断層が特定されていない場所で発生する地震です。また、松江市では主要活断層帯以外の活断層の地震も相対的に影響度が高くなっています。

山口市（山口県）：やや高い。沈み込むフィリピン海プレート内で発生する地震と活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が相対的に高くなっています。

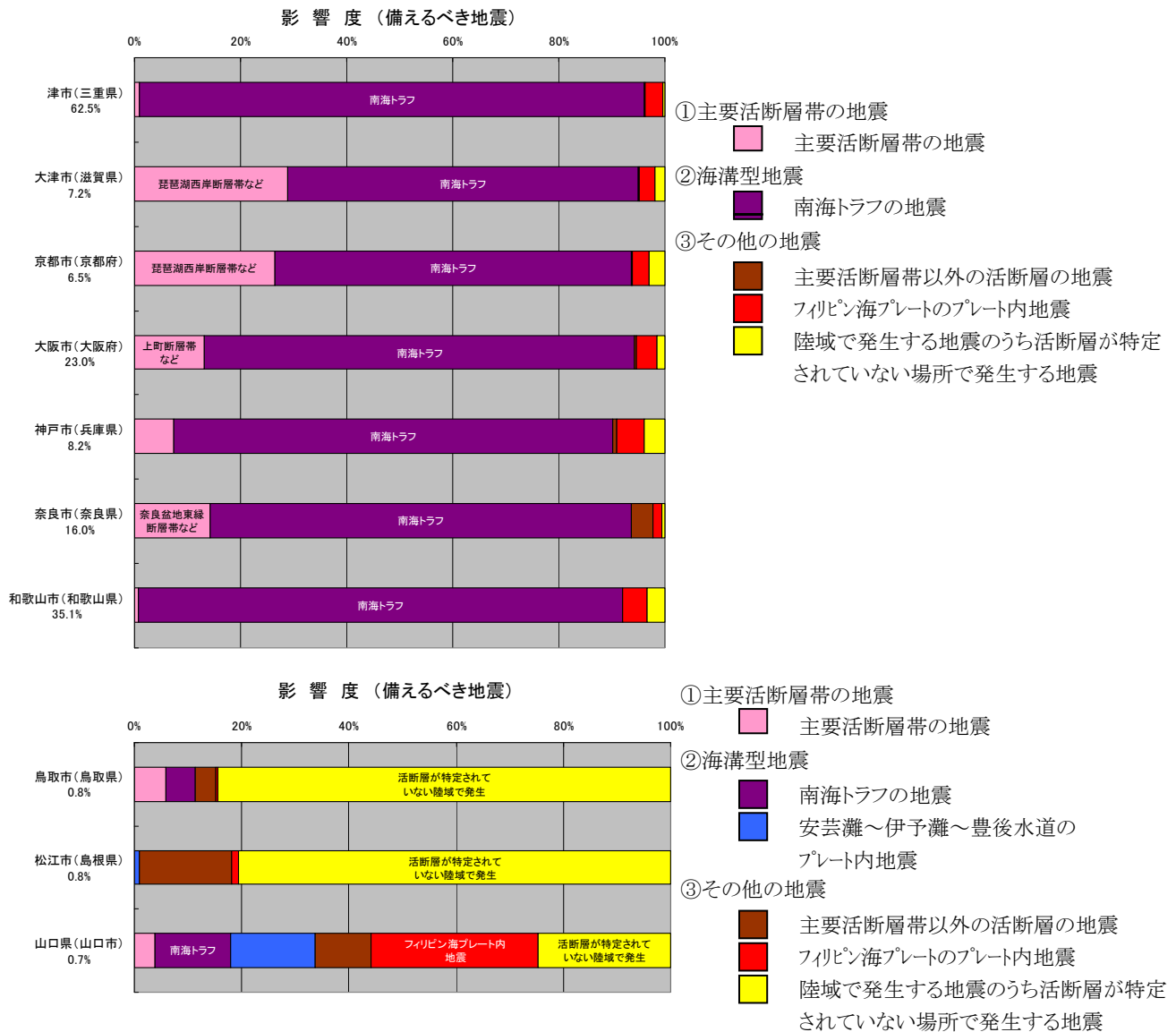


図1.2-10 今後30年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度（近畿・山陰地方）

市名の下に記載している確率値は、各々の市役所周辺における、今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率を示します。

岡山市（岡山県）：高い。南海トラフの地震の影響度が高くなっています。

広島市（広島県）：高い。海溝型地震の安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震の発生領域に近いため、その影響度が高くなっています。次いで南海トラフの地震の影響度が高くなっています。

徳島市（徳島県）、高松市（香川県）、松山市（愛媛県）、高知市（高知県）：高い。南海トラフの地震の震源域に近いこと、その影響度が非常に高く支配的です。また、松山市については、安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震の発生領域に近いことから、その影響も高くなっています。

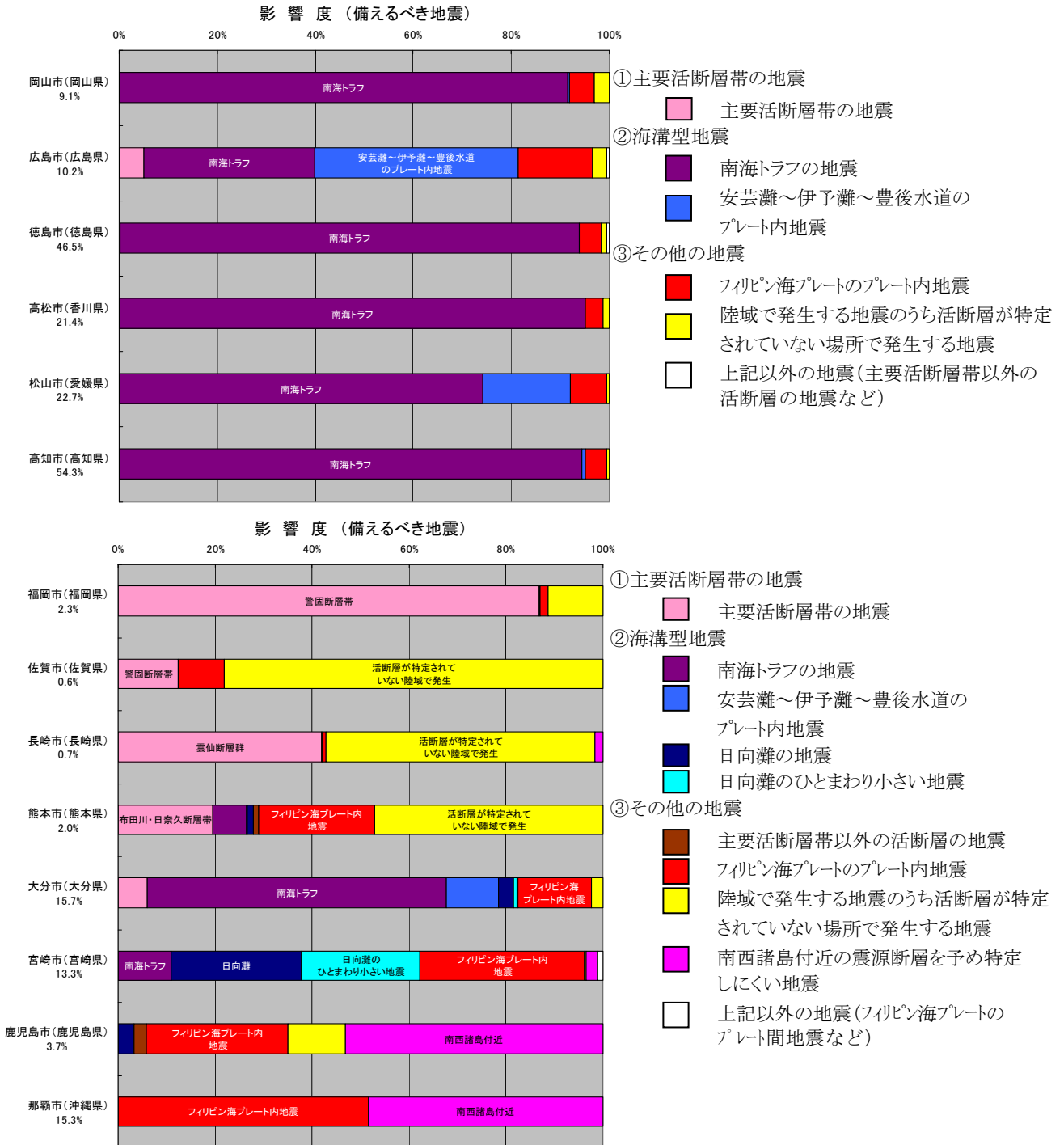


図1.2-11 今後30年以内に震度6弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度（山陽・四国・九州・沖縄地方）

市名の下に記載している確率値は、各々の市役所周辺における、今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率を示します。

福岡市（福岡県）：やや高い。主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。これは発生確率の高い警固断層帯（南東部）の地震によるものと考えられます。

佐賀市（佐賀県）：やや高い。最も影響度が高いのは活断層が特定されていない場所で発生する地震です。次いで、主要活断層帯の地震の影響度が高くなっています。

長崎市（長崎県）：やや高い。最も影響度が高いのは、活断層が特定されていない場所で発生する地震です。次いで主要活断層帯の地震の影響度が高く、これは雲仙断層群の地震によるものと考えられます。

熊本市（熊本県）：やや高い。活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が最も高く、次いで沈み込むフィリピン海プレート内で発生する地震の影響度が高くなっています。影響度の高い主要活断層帯の地震としては、布田川・日奈久断層帯があります。

大分市（大分県）：高い。最も影響度が高いのは南海トラフの地震です。沈み込むフィリピン海プレート内の地震や安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震の影響度がやや高くなっています。また、主要活断層帯の地震の影響度も見られ、これは近傍にある別府－万年山断層帯の影響であると考えられます。

宮崎市（宮崎県）：高い。最も影響度が高いのは沈み込むフィリピン海プレート内で発生する地震であり、日向灘のプレート間地震およびひとまわり小さいプレート間地震がこれに次いでいます。南海トラフの地震の影響度はこれらの地震に比較すると低くなっています。

鹿児島市（鹿児島県）：高い。南西諸島周辺の浅発地震の影響度が最も高くなっています。次いで、沈み込むフィリピン海プレート内で発生する地震、活断層が特定されていない場所で発生する地震の影響度が高くなっています。

那覇市（沖縄県）：高い。沈み込むフィリピン海プレート内で発生する地震と南西諸島周辺の浅発地震の影響度が高くなっています。

地震の種類

日本列島とその周辺では、日本列島が載っている陸側のプレートと、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートという厚さ数十km程度の地球表面を覆う岩盤があり、海側の2つのプレートが陸側のプレートの下に沈み込んでいます。この地域で発生する地震は、その分布から、「陸域および沿岸域で発生する地震」と「海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震」の2つに大きく分けられます。

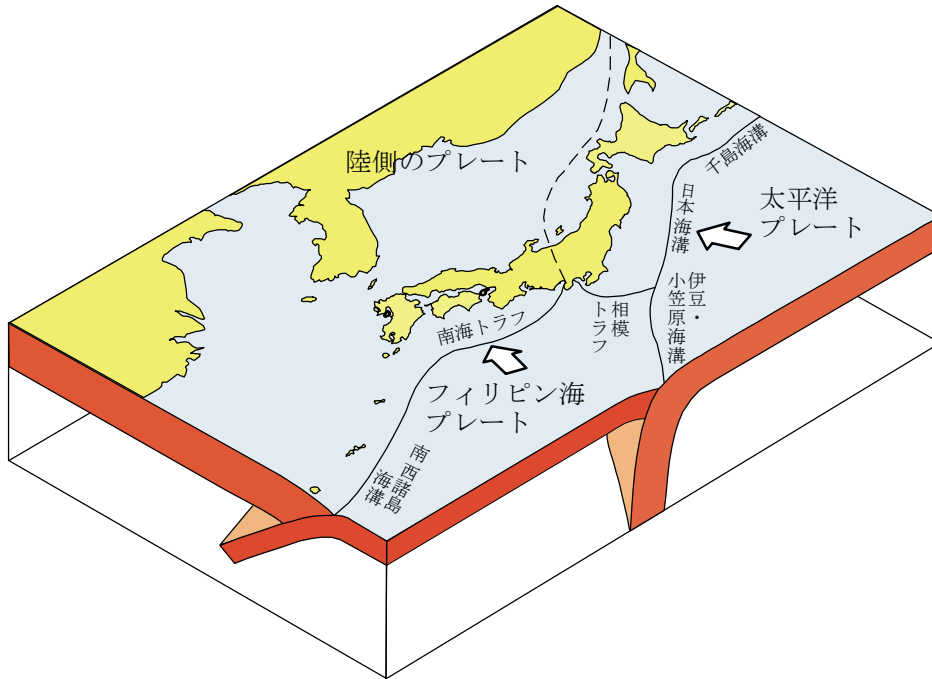
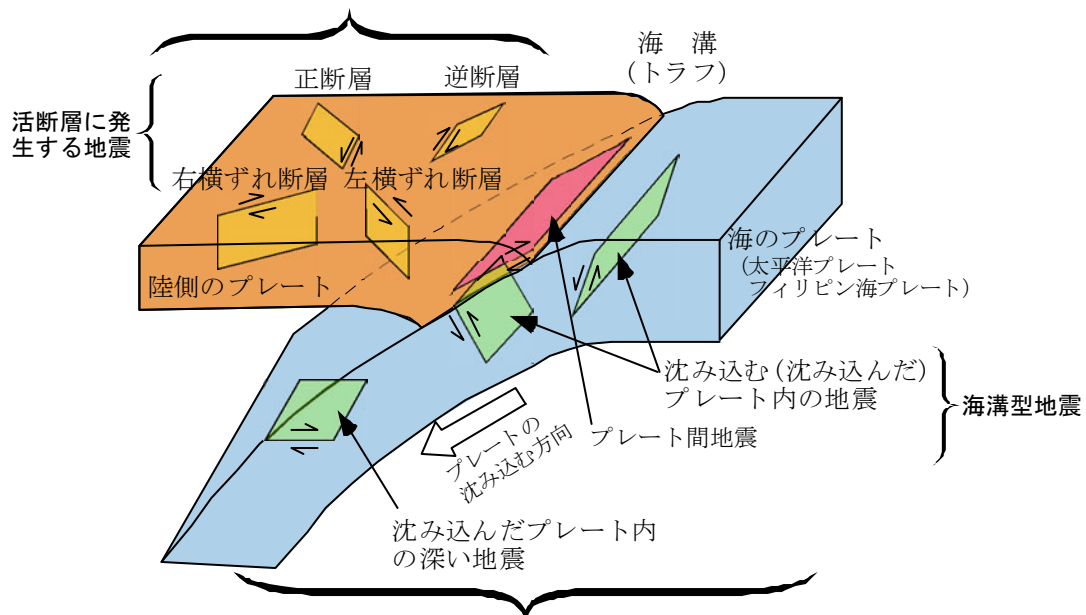


図 日本列島とその周辺のプレート

図中の矢印は陸側のプレートに対する海のプレートの相対運動を示します。

陸域及び沿岸域で発生する地震の領域



海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震の領域

図 日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ

断層面上の矢印は相対的なずれの向きを示します。

1. 3 地震の発生確率などの評価

地震調査委員会は主要な活断層と海溝型地震について、その発生可能性を評価して公表してきました。長期評価の結果一覧は付録2を参照ください。

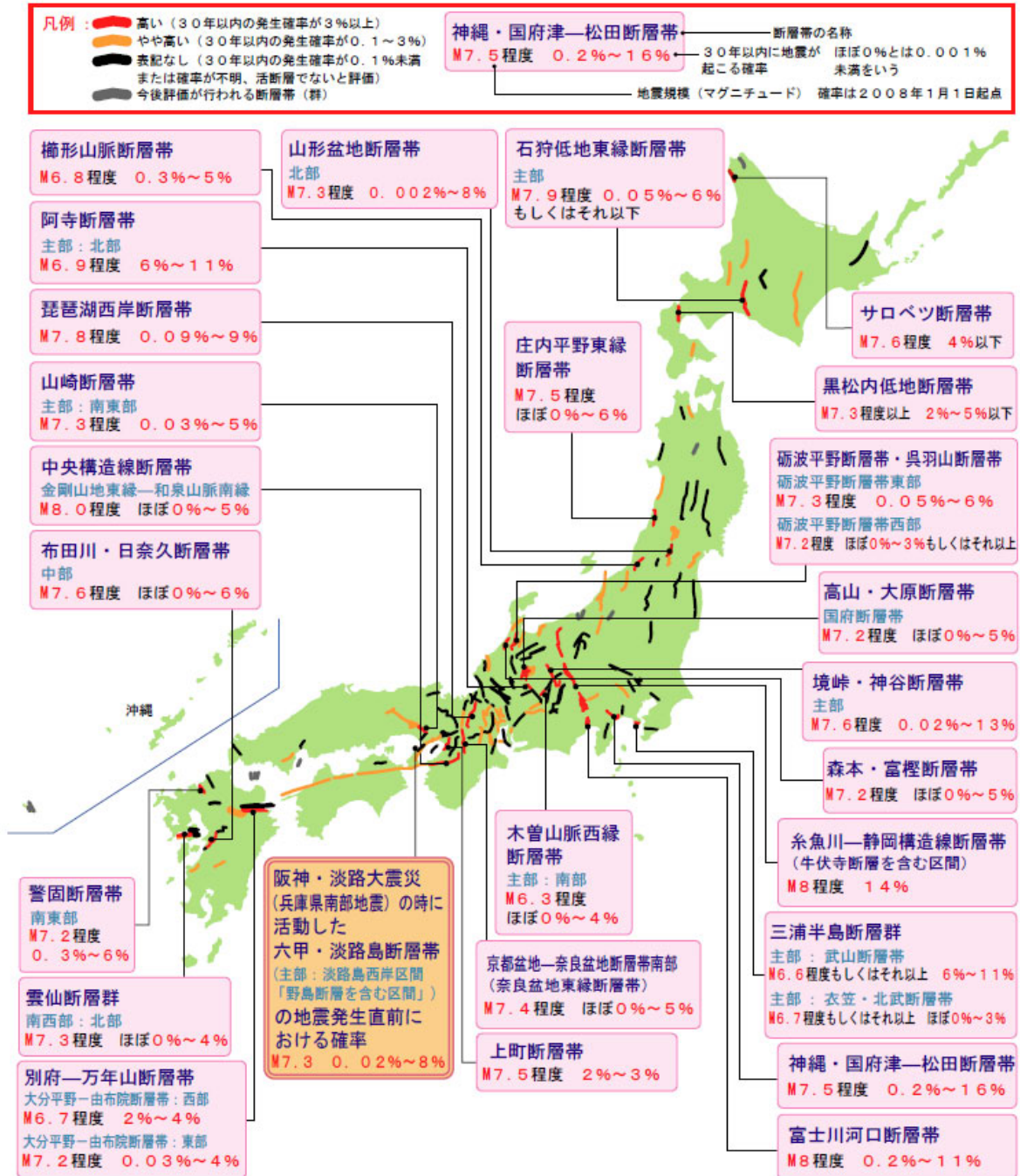


図 1.3-1 主要活断層の評価結果

約2,000の活断層の中から、発生する地震の規模が大きく、社会的・経済的影響が大きい主要活断層帯を選び、地震が発生した場合の規模（マグニチュード）や、発生確率（今後30年以内に発生する確率など）を評価しています。図には、評価した主要活断層の位置を示すと同時に、「我が国の主な活断層の中では高いグループに属する」活断層については、地震が発生した場合の規模と今後30年以内に発生する確率値を吹き出し中に示します（2008年1月現在）。

過去に発生した地震の地震発生直前における確率

過去に発生した地震に対して、その地震が発生する前にさかのぼり、発生可能性について計算してみたものが以下の表です。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の30年確率(%)	断層の平均活動間隔
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」(兵庫県)	0.02~8%	約1700年~約3500年
1858年飛越地震 (M7.0~M7.1)	跡津川断層帯 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%~13%	約1700年~約3600年
1847年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層帯 (長野県)	ほぼ0%~20%	約800年~約2500年

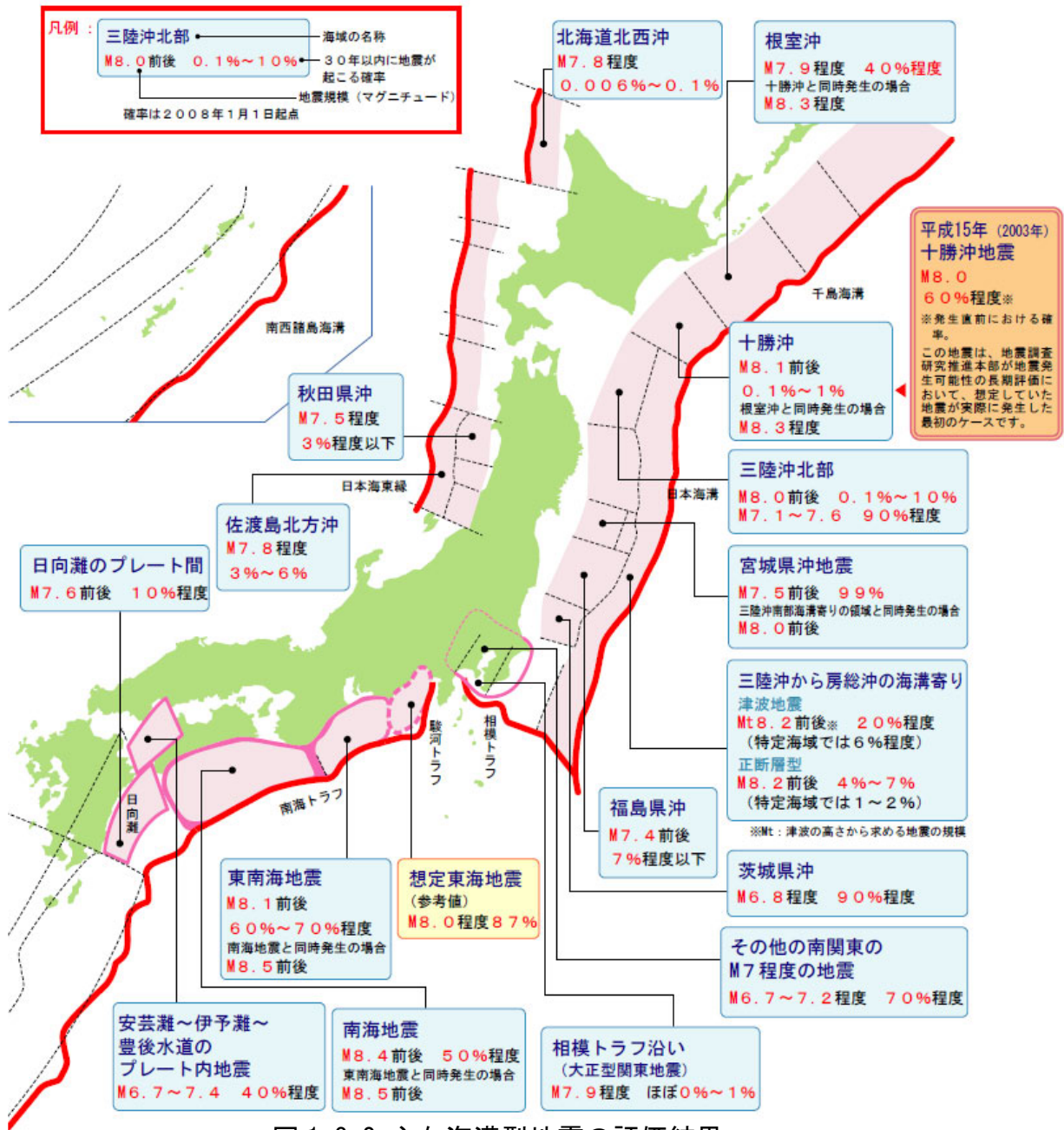


図 1.3-2 主な海溝型地震の評価結果

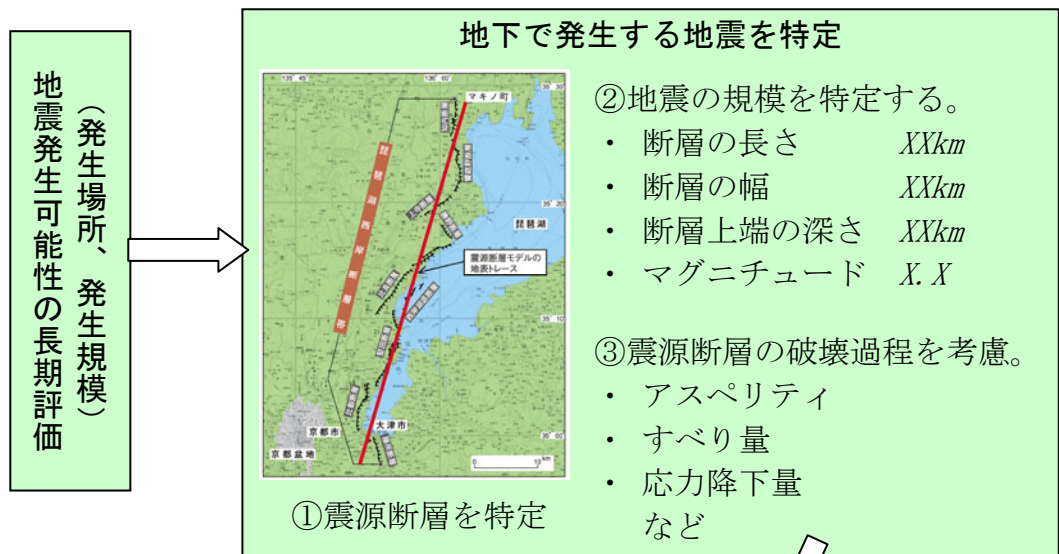
海溝型地震のうち、南海トラフ(東南海・南海地震)、三陸沖から房総沖にかけての地震(宮城県沖地震を含む)などについて、地震が発生した場合の規模(マグニチュード)や、発生確率(今後30年以内に地震が発生する確率など)を評価しました。

2. 震源断層を特定した地震動予測地図

「震源断層を特定した地震動予測地図」とは、特定の想定地震が発生した場合の地震動強さの分布です。

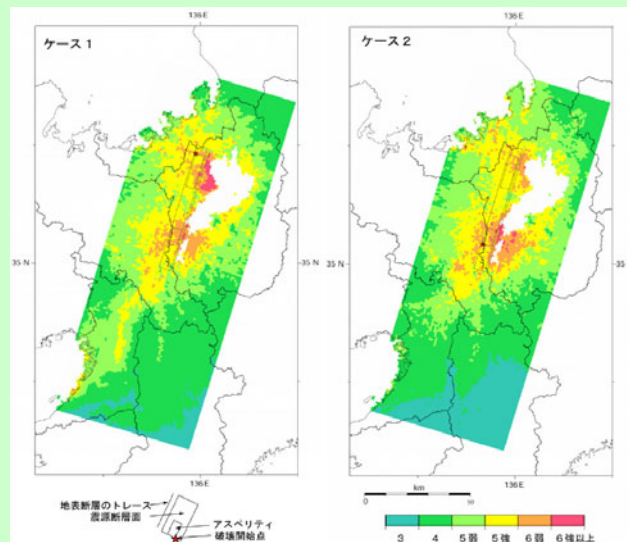
2. 1 概要

長期評価の結果をもとに、特定の地震が発生した場合の揺れの強さを予測するもので、以下の手順で計算します。詳細な計算手法については、付属のCD-ROMを参照。



地震波の伝わり方に基づき、地表の揺れを計算

- ④深部の三次元的な地下構造を考慮します。
- ⑤「ハイブリッド合成法」により「工学的基盤」の地震波形を計算します。
- ⑥浅部地盤による揺れの増幅を考慮して、「震度」を計算します。



2. 2 レシピ（概要）

「レシピ」とは、危険な(地震発生の可能性が高い)活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動予測を、誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論としてまとめたものです。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という単純化された指標だけではなく、一般的な構造物に対する破壊力を知ることのできる大振幅の計算波形を意味しています。

強震動予測の「レシピ」は、

- ① 想定する地震の震源の特性化、
- ② 震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、
- ③ 地震動のシミュレーション手法、
- ④ 予測結果の検証

から構成されます。この「レシピ」を適用することにより、地震災害軽減対策の要である、構造物の被害に関係する周期0.1秒から10秒の広い周期帯域における強震動の高精度予測が可能となります。

このレシピは随時見直しを行っており、最近では平成17年（2005年）3月20日に発生した福岡県西方沖の地震において、多数の観測記録が得られたことから、レシピそのものの検証を行い、改良しました。このレシピの最新版の詳細については、付録3または付属CD-ROMを参照下さい。また、「2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について」は付属CD-ROMを参照下さい。

2. 3 これまでに実施した強震動評価

平成20年4月現在、12の主要活断層帯と3つの海溝型地震の強震動評価を行いました。震源断層が破壊される過程を特定できない場合は複数のケースを想定し、地表の揺れを計算しています（図2.3-1～図2.3-4参照）。

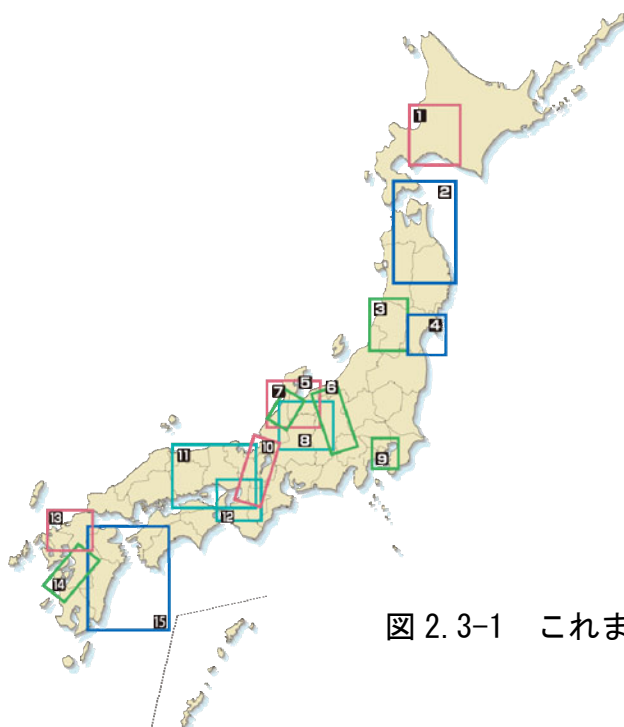


図 2.3-1 これまでに評価を行った地域

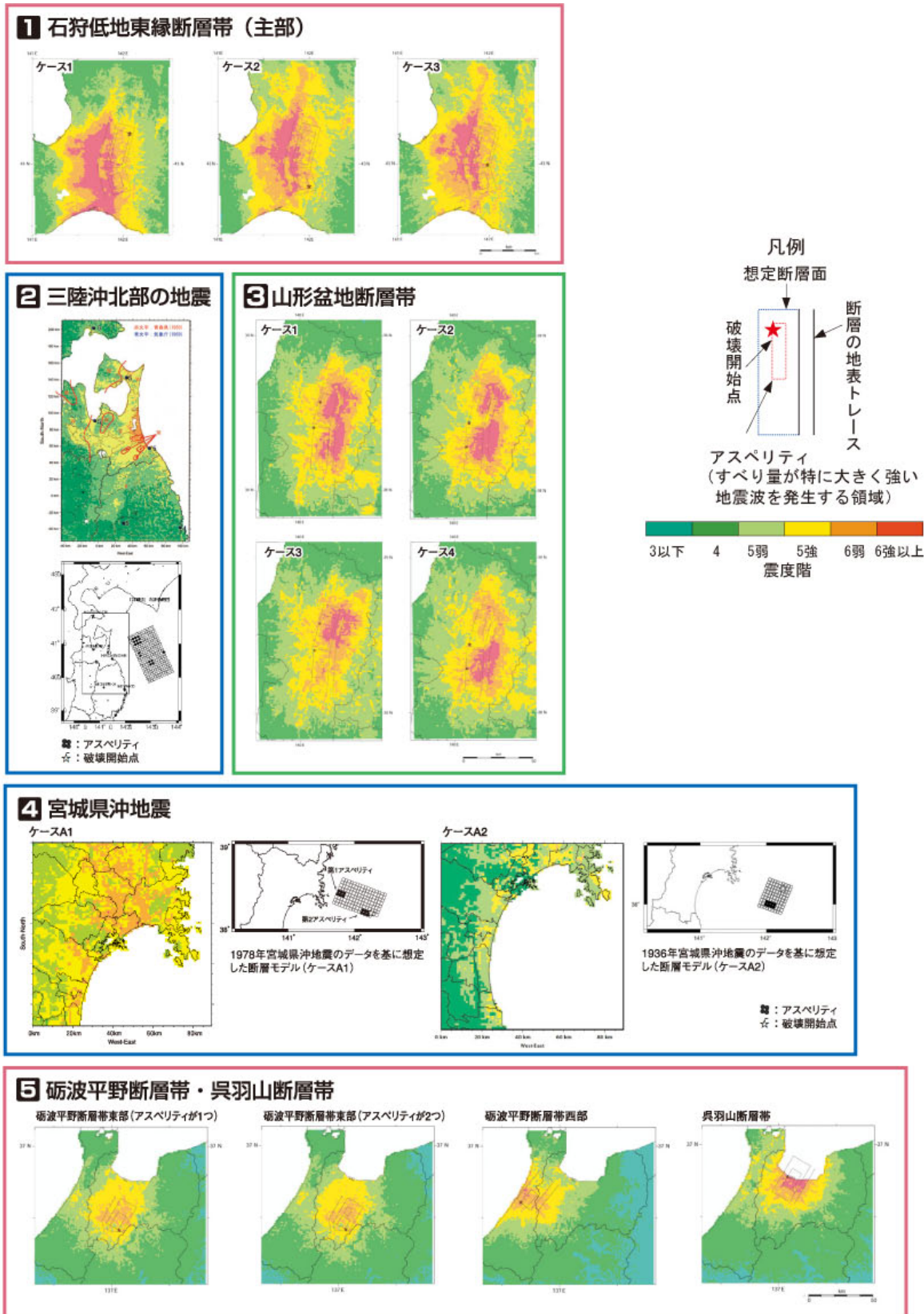


図 2.3-2 これまでに評価した各強震動予測結果 (その1)

各強震動予測結果の詳細は付属の CD-ROM 中の「全国を概観した地震動予測地図 報告書 (主文)」2006 年版の 4 章を参照してください。

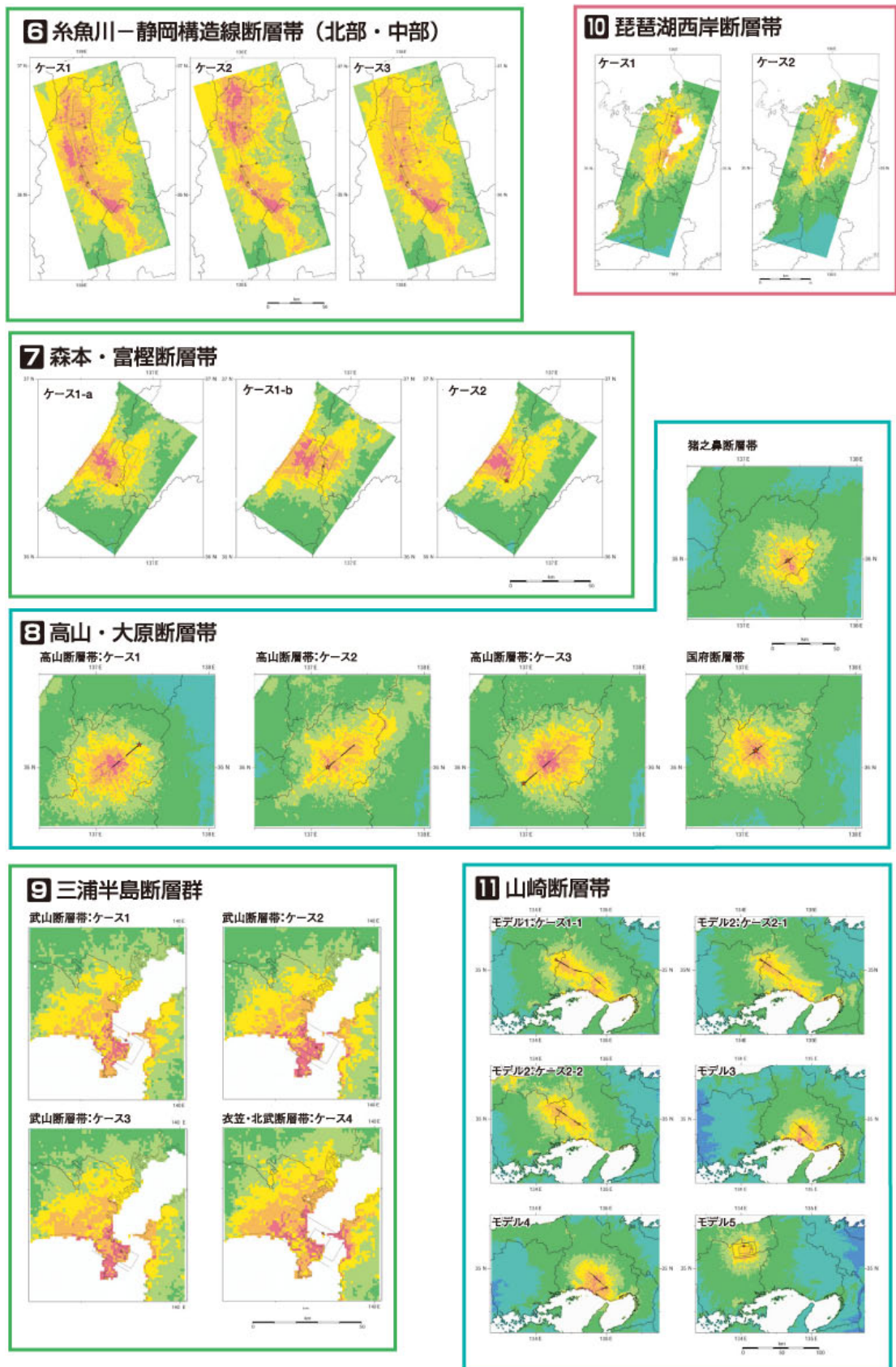


図 2.3-3 これまでに評価した各強震動予測結果 (その2)

各強震動予測結果の詳細は付属の CD-ROM 中の「全国を概観した地震動予測地図報告書 (主文)」2006 年版の 4 章を参照してください。

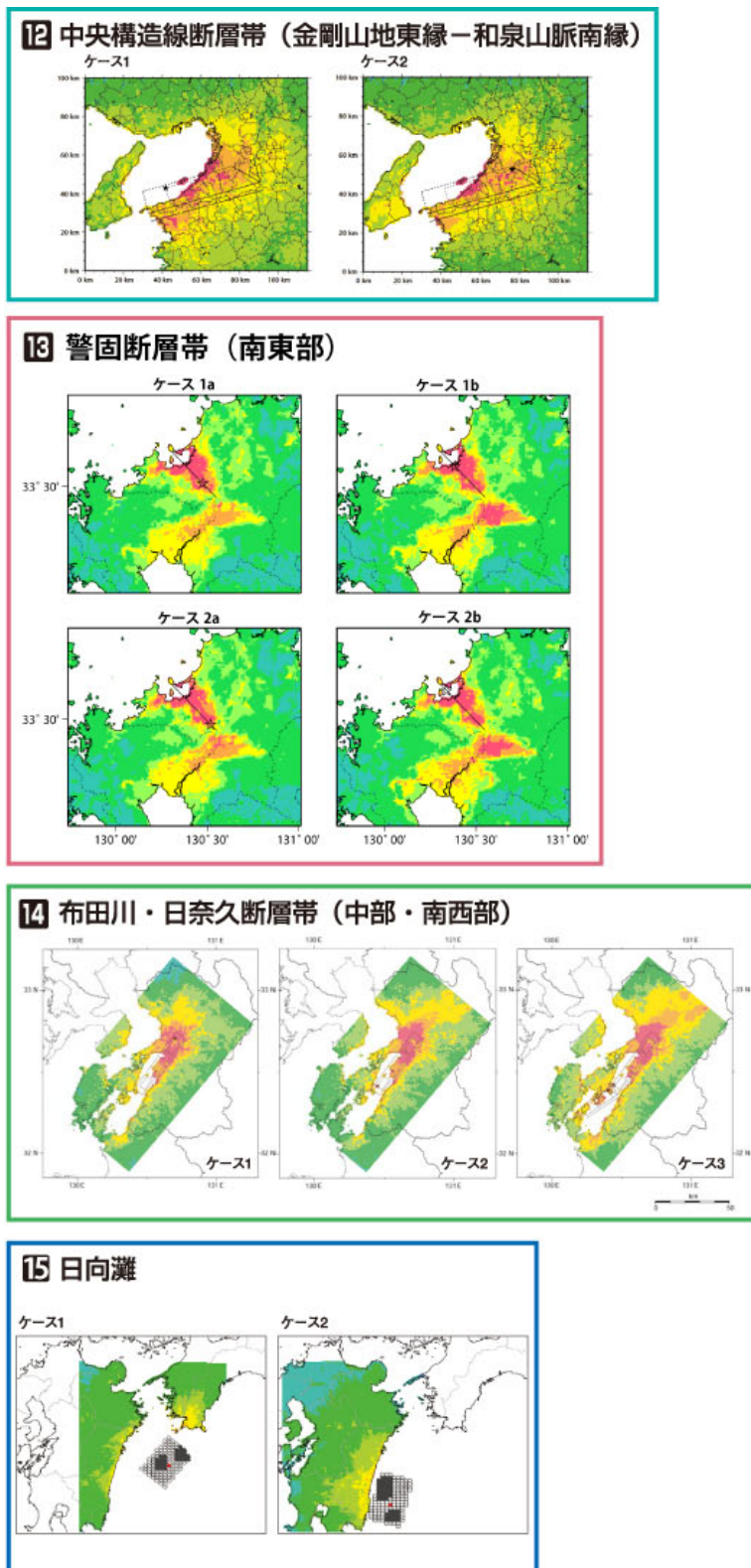


図 2.3-4 これまでに評価した各強震動予測結果（その 3）

警固断層帯を除く各強震動予測結果の詳細は付属の CD-ROM 中の「全国を概観した地震動予測地図報告書（主文）」2006 年版の 4 章を参照してください。警固断層帯の強震動評価についての詳細は付属 CD-ROM 中の 2008 フォルダの KEG0.PDF（「警固断層帯（南東部）の地震を想定した強震動評価について」）を参照してください。

3. 2008年版と2007年版との違いについて

地震動予測地図は作成手法の高度化の検討の成果に加え、時間の経過や大地震の発生による地震発生確率の変化を踏まえ、適切な時期に見直していくべきものです。この一環として、2006年9月に更新した2006年版、2007年4月に更新した2007年版に引き続き、今回2008年版地震動予測地図として更新しました。ここでは、2008年版と2007年版の地震動予測地図の違いについて説明します。2007年版との計算手法などの変更点については付録4を参照してください。

更新の結果

2008年版と2007年4月に公表した2007年版との確率の値の差分（平均ケース）を図3.1に示し、各地域で確率値が変化した主な原因を下記に記載します。

- ・ **北海道北部**に見られる確率値の低下は、サロベツ断層帯が「その他の活断層（サロベツ撓曲帯）」から「主要活断層帯（サロベツ断層帯）」となり、平均ケースの地震発生確率が低くなったことによる（参考：平成19年11月 サロベツ断層帯の長期評価公表）。しかし、最大ケースの地震発生確率は高くなっているため、この地域の最大ケースの確率値は高くなっている（図1.1-2）。
- ・ **北海道東部、青森県東部**で見られる確率値の上昇は、計算基準日を2007年1月1日→2008年1月1日に更新したことにより、それぞれ千島海溝沿い、三陸沖北部の海溝型地震の地震発生確率が高くなったことによる。
- ・ **宮城県**で見られる確率値の上昇は、計算基準日を2007年1月1日→2008年1月1日に更新したことにより、宮城県沖の海溝型地震の発生確率が高くなったことによる。
- ・ **山形県**で見られる確率値の低下は、山形盆地断層帯の平均ケース地震発生確率が低くなったことと想定している地震の規模が小さくなったことによる（参考：平成19年8月 山形盆地断層帯の長期評価の一部改訂）。また、山形盆地断層帯北部の最大ケースの地震発生確率は高くなったが、想定している地震の規模が小さくなったため、この地域の最大ケースの確率値も低くなっている（図1.1-2）。
- ・ **佐渡島周辺**で見られる確率値の若干の上昇は、この地域の震源不特定地震の頻度が上昇したことによる。
- ・ **富山県**で見られる確率値の低下は、魚津断層帯が「その他の活断層（黒菱山断層帯）」から「主要活断層帯（魚津断層帯）」となり、地震発生確率が低くなったことによる（参考：平成19年5月 魚津断層帯の長期評価公表）。
- ・ **長野県南部**でみられる確率値の低下は、伊那谷断層帯の地震発生確率が低くなったことによる（参考：平成19年10月 伊那谷断層帯の長期評価の一部改訂）。
- ・ **九州北部**で見られる確率値の上昇は、警固断層帯が「その他の活断層（警固断層）」から「主要活断層帯（警固断層帯）」となり、警固断層帯南東部の地震発生確率が従来の警固断層帯よりも高くなったことによる（参考：平成19年3月 警固断層帯の長期評価公表）。

- ・ 関東南部から四国地方にかけての太平洋沿岸で見られる確率値の上昇は、計算基準日を 2007 年 1 月 1 日→2008 年 1 月 1 日に更新したことにより、南海トラフの地震の発生確率が高くなったことによる。

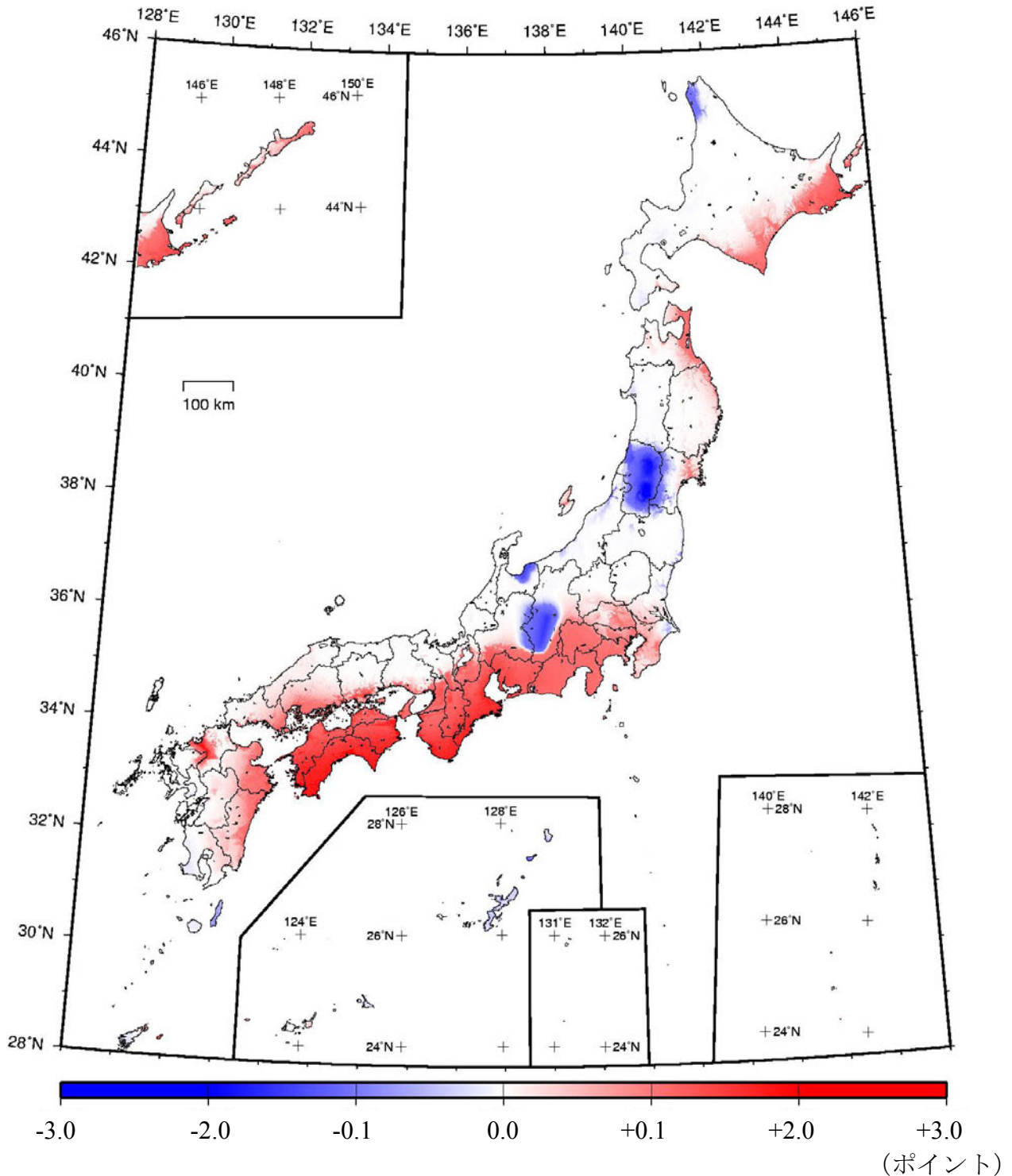


図3.1 2008年版と2007年版の確率値の差の分布図
(今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率)

赤色：2008年版の確率値が2007年版より大きい
青色：2008年版の確率値が2007年版より小さい

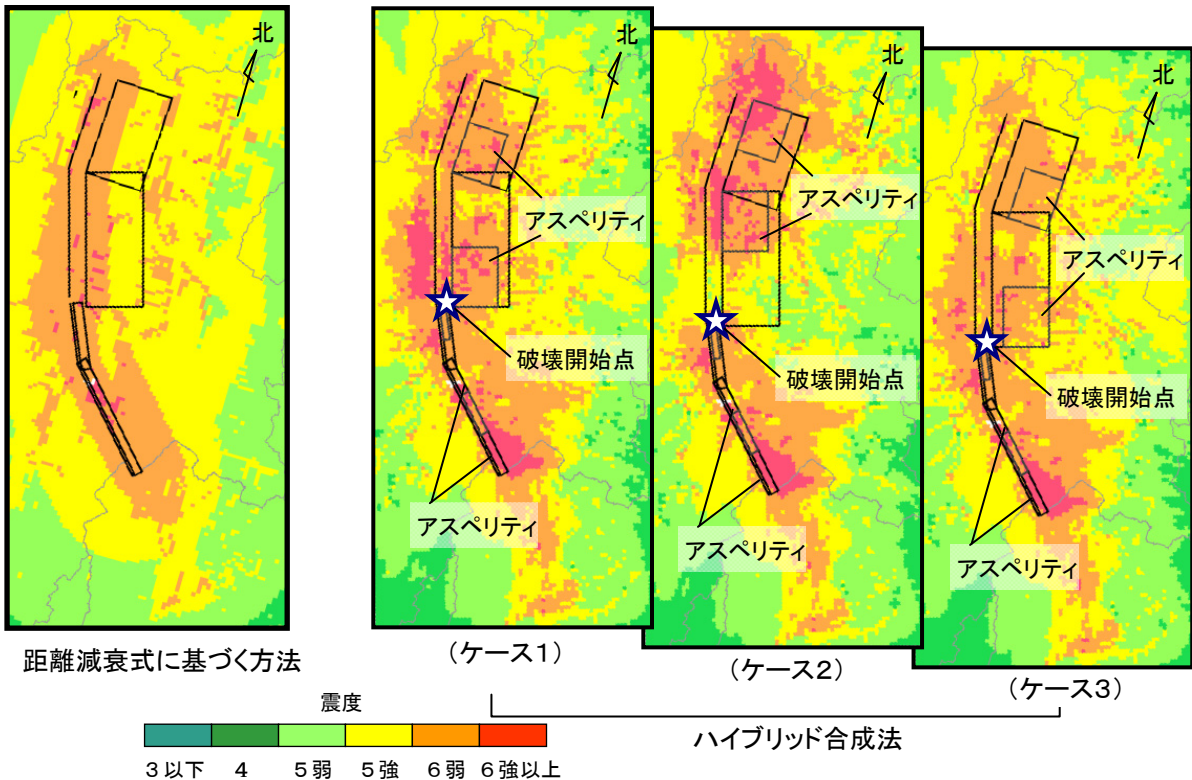
表 3.1 都道府県庁所在地がある市役所舎及び北海道の支庁舎付近において、今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率 (2008 年)

県庁所在地・北海道の支庁の名称	30年以内震度 6 弱以上 確率		県庁所在地・北海道の支庁の名称	30年以内震度 6 弱以上 確率	
	2008年	(2007年)		2008年	(2007年)
札幌	0.5%	(0.5%)	新潟	3.4%	(3.3%)
石狩	0.6%	(0.6%)	富山	2.5%	(2.6%)
渡島	0.1%	(0.1%)	金沢	1.0%	(1.0%)
桧山	0.1%	(0.1%)	福井	1.4%	(1.4%)
後志	0.1%	(0.1%)	甲府	82.3%	(82.0%)
空知	2.0%	(2.0%)	長野	5.7%	(5.7%)
上川	0.03%	(0.03%)	岐阜	8.1%	(7.9%)
留萌	0.3%	(0.3%)	静岡	86.8%	(86.5%)
宗谷	0.5%	(0.6%)	名古屋	37.7%	(37.1%)
網走	1.7%	(1.7%)	津	62.5%	(61.3%)
胆振	0.1%	(0.1%)	大津	7.2%	(7.1%)
日高	32.9%	(32.6%)	京都	6.5%	(6.4%)
十勝	8.4%	(8.3%)	大阪	23.0%	(22.5%)
釧路	17.5%	(17.3%)	神戸	8.2%	(8.0%)
根室	45.7%	(44.9%)	奈良	16.0%	(15.7%)
青森	1.4%	(1.3%)	和歌山	35.1%	(34.1%)
盛岡	0.2%	(0.2%)	鳥取	0.8%	(0.8%)
仙台	2.8%	(2.8%)	松江	0.8%	(0.8%)
秋田	1.5%	(1.6%)	岡山	9.1%	(8.7%)
山形	0.8%	(2.4%)	広島	10.2%	(9.7%)
福島	0.1%	(0.1%)	山口	0.7%	(0.6%)
水戸	8.3%	(8.3%)	徳島	46.5%	(44.9%)
宇都宮	0.3%	(0.3%)	高松	21.4%	(20.6%)
前橋	0.9%	(0.9%)	松山	22.7%	(21.8%)
さいたま	12.1%	(12.0%)	高知	54.3%	(52.3%)
千葉	27.2%	(27.1%)	福岡	2.3%	(0.6%)
東京	11.4%	(11.4%)	佐賀	0.6%	(0.5%)
横浜	32.9%	(32.7%)	長崎	0.7%	(0.7%)
			熊本	2.0%	(2.0%)
			大分	15.7%	(15.0%)
			宮崎	13.3%	(13.0%)
			鹿児島	3.7%	(3.7%)
			那覇	15.3%	(15.4%)

付録 1. 用語集

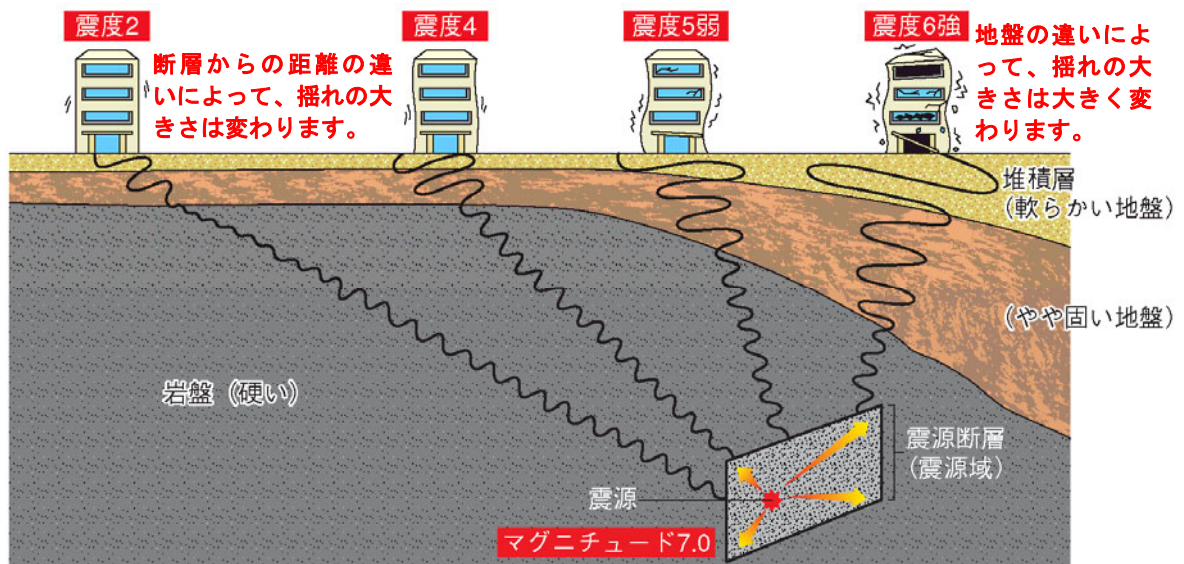
【距離減衰式に基づく方法とハイブリッド合成法】

距離減衰式に基づく方法（下左図）は主に地震の規模と断層面からの距離を考慮して計算を行います。この方法による予測震度は、微細な様子を示すものではなく、震度分布の概要を表したものとと言えます。「確率的な地震動予測地図」ではこの方法を用いています。一方、ハイブリッド合成法（下右3枚の図）では、破壊が始まる場所や、強い地震波を出す領域（アスペリティ）の位置を仮定して、複雑な地盤構造を考慮した計算を行います。この方法は、距離減衰式に基づく方法に比べて、より実際の地震の起こり方を想定した震度分布を予測することが出来ます。「震源断層を特定した地震動予測地図」はこの方法を用いています。



【揺れの違いの主な原因】

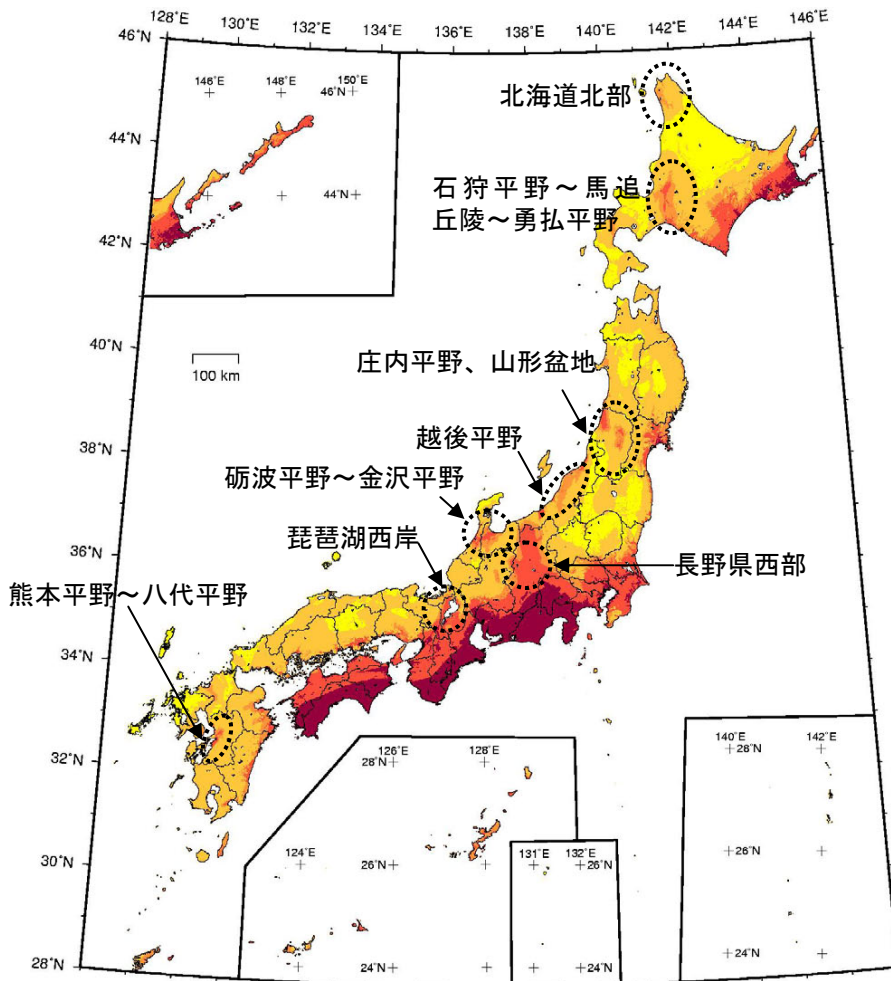
揺れの大きさは、地震の規模、断層からの距離によっても変わりますが、地盤の柔らかさやその厚さなどによって大きく変わります。



【平均ケースと最大ケース】

主要活断層帯の平均活動間隔、最新活動時期の評価に幅がある場合が多いため、それぞれの中央値を用いて発生確率値を計算する場合（平均ケース）と確率の幅のうち最大値をとった場合（最大ケース）の確率論的地震動予測地図を作成しています。確率論的地震動予測地図は特に断り書きがない場合は、平均ケースのことを示しています。一方、長期評価で「我が国の主な活断層の中では高いグループに属する」といった評価は、最大ケースに基づいて行われており、そのため、高いグループに属する活断層付近においても確率論的地震動予測地図（平均ケース）では低く示されている場合があります。平均ケースと最大ケースの差は、発生確率が高いと評価された活断層のうち平均ケースと最大ケースとで発生確率に差が大きく出ているものによってもたらされており、以下の地域（周辺の活断層）が主に挙げられます。

- 北海道北部（サロベツ断層帯）、
- 石狩平野～馬追丘陵～勇払平野（石狩低地東縁断層帯）、
- 庄内平野（庄内平野東縁断層帯）、山形盆地（山形盆地断層帯）、
- 越後平野（楯形山脈断層帯）、
- 砺波平野～金沢平野（砺波平野断層帯・呉羽山断層帯、森本・富樫断層帯）、
- 長野県西部（境峠・神谷断層帯）、琵琶湖西岸（琵琶湖西岸断層帯）、
- 熊本平野～八代平野（布田川・日奈久断層帯）

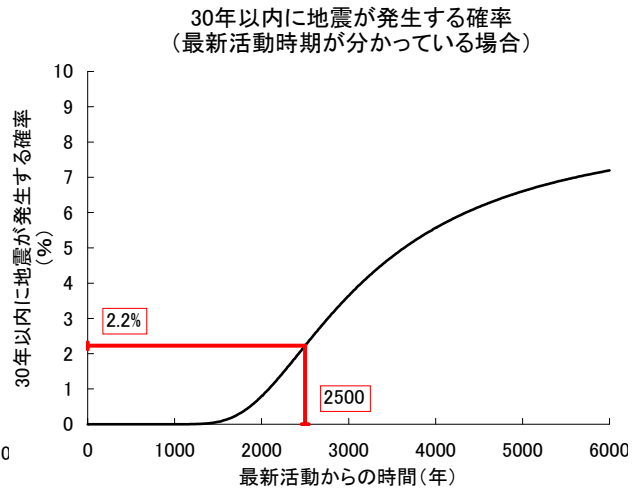
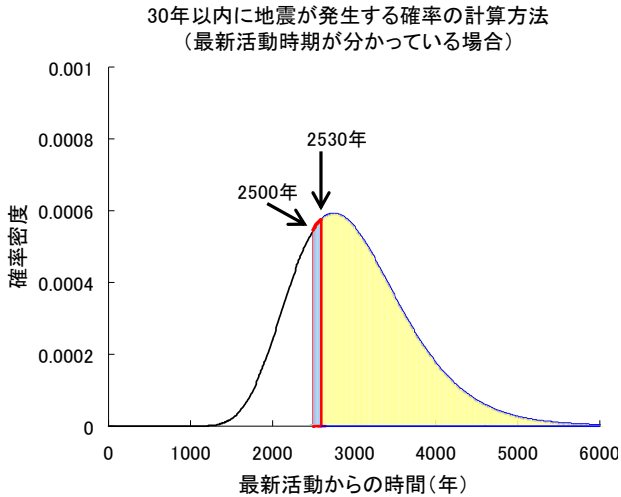


今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（最大ケース）
 点線で囲んでいる領域が平均ケース（図 1-1.1）と比べて、主に違っている地域です。

【ポアソン過程とBPT分布】

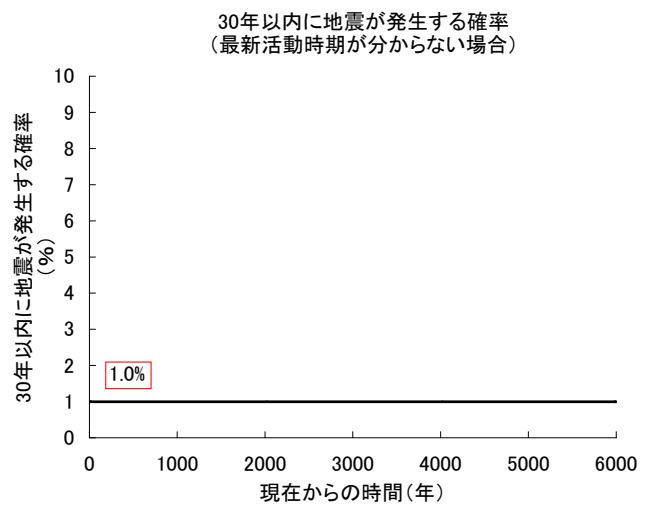
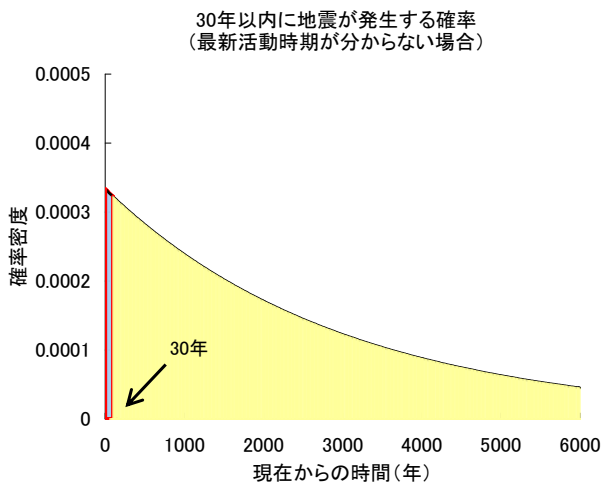
活断層や海域で起こる地震は繰り返し発生すると考えられており、その間隔はBPT分布 (Brownian Passage Time 分布) に従うと考えられています。BPT分布は、左下図の黒線のグラフ (これを、確率密度関数といいます) で表されるもので、例えば、最新の活動から2500年後～2530年後に再び地震が起こる確率は、左下図の水色の部分の面積で求めることができます。

「現在、最新活動から2500年経過している」とき、「現在から30年以内に地震が発生する確率」は、「水色の面積÷(水色の面積+黄色の面積)」で求めることができます。最新活動からの経過年数と、30年以内に地震が発生する確率は右下図のようになります。



一方、活断層や海域によっては、最新の活動時期が分からない場合があります。そのような場合は、「平均で何年の間隔で地震が発生するか」だけを用いて確率を計算しています。このときの計算には、地震の発生が「ポアソン過程」とであると仮定します。

「現在から30年以内に地震が発生する確率」は、左下図の「水色の面積÷(水色の面積+黄色の面積)」で求めることができます。現在からの年数と、その時点から30年以内に地震が発生する確率は右下図のようになります。この場合、30年以内に地震が発生する確率は、基準日によらず一定です。



付録2. 地震発生確率値などの評価結果一覧表

地震調査委員会は、主要な活断層や海溝型地震（プレートの沈み込みに伴う地震）の活動間隔、次の地震の発生可能性〔場所、規模（マグニチュード）及び発生確率〕等々を評価し、随時公表している。

平成20年1月1日現在、主要活断層帯、海溝型地震として南海トラフの地震（東南海・南海地震）、三陸沖から房総沖にかけての地震（宮城県沖地震を含む）、千島海溝沿いの地震（第二版）、日本海東縁部の地震、日向灘および南西諸島海溝周辺の地震、相模トラフ沿いの地震について評価をまとめ公表している。

本表は、時間が経過したことに伴う確率値の変動や、あるいは長期評価の改訂に伴う値の更新を反映させている。

なお、ここに示した地震発生確率の算定基準日は、平成20年(2008年)1月1日である。

1. 主要断層帯の長期評価の概要（算定基準日 平成20年（2008年）1月1日）
 （陸域・沿岸域の活断層から発生する地震の今後30, 50, 100年以内の地震発生確率等）

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率 (注1)			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
神縄・国府津-松田断層帯	7.5程度	我が国の 主な 活断層の 中では 高い グループ に属する	0.2%~16%	0.4%~30%	1%~50%	約800年-1300年 12世紀-14世紀前半
糸魚川-静岡構造線断層帯 (牛伏寺断層を含む区間) ^(注2)	8程度 (7 1/2~8 1/2)		14%	20%	40%	約1000年 約1200年前
境峠・神谷断層帯 (主部) ^(注3)	7.6程度		0.02%~13%	0.04%~20%	0.09%~40%	約1800年-5200年 約4900年前-2500年前
阿寺断層帯 (主部/北部)	6.9程度		6%~11%	10%~20%	20%~30%	約1800年-2500年 約3400年前-3000年前
三浦半島断層群 (主部/武山断層帯)	6.6程度 もしくはそれ以上		6%~11%	10%~20%	20%~30%	1600年-1900年程度 約2300年前-1900年前
富士川河口断層帯	8程度 (8±0.5)		0.2%~11%	0.4%~20%	1%~30%	1500年-1900年 約2100年前-1000年前
琵琶湖西岸断層帯	7.8程度		0.09%~9%	0.2%~20%	0.3%~30%	約1900年-4500年 約2800年前-2400年前
山形盆地断層帯 (北部)	7.3程度		0.002%~8%	0.004%~10%	0.01%~20%	約2500年-4000年 約3900年前-1600年前
警固断層帯 (南東部)	7.2程度		0.3%~6%	0.4%~9%	0.9%~20%	約3100年-5500年 約4300年前-3400年前
石狩低地東縁断層帯 (主部)	7.9程度		0.05%~6% もしくはそれ以下	0.09%~10% もしくはそれ以下	0.2%~20% もしくはそれ以下	約3300年-6300年 約5200年前-3300年前 もしくはそれ以後
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯 (砺波平野断層帯東部)	7.3程度		0.05%~6%	0.09%~10%	0.2%~20%	3000年-7000年程度 約4300年前-3700年前
布田川・日奈久断層帯 (中部)	7.6程度		ほぼ0%~6%	ほぼ0%~10%	ほぼ0%~20%	約3500年-11000年 約7500年前-2200年前
庄内平野東縁断層帯	7.5程度		ほぼ0%~6%	ほぼ0%~10%	ほぼ0%~20%	2400年-4600年程度 約3000年前-18世紀末
黒松内低地断層帯	7.3程度以上		2%~5% 以下	3%~9% 以下	7%~20% 以下	3600年-5000年程度以上 約5900年前-4900年前

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
楡形山脈断層帯	6.8程度	我が国の 主な 活断層の 中では 高い グループ に属する	0.3%~5%	0.6%~8%	1%~20%	約2800年-4200年 約3200年前-2600年前
山崎断層帯 (主部/南東部)	7.3程度		0.03%~5%	0.06%~8%	0.1%~20%	3000年程度 約3600年前-6世紀
中央構造線断層帯 ^(注4) (金剛山地東縁-和泉山脈南縁)	8.0程度		ほぼ0%~5%	ほぼ0%~9%	ほぼ0%~20%	約2000年-12000年 1-4世紀
京都盆地-奈良盆地断層帯南部 (奈良盆地東縁断層帯)	7.4程度		ほぼ0%~5%	ほぼ0%~7%	ほぼ0%~10%	約5000年 約11000年前-1200年前
森本・富樫断層帯	7.2程度		ほぼ0%~5%	ほぼ0%~9%	ほぼ0%~20%	約2000年 約2000年前-200年前
高山・大原断層帯 (国府断層帯)	7.2程度		ほぼ0%~5%	ほぼ0%~7%	ほぼ0%~10%	約3600年-4300年 約4700年前-300年前
別府-万年山断層帯 (大分平野-由布院断層帯/西部) ^(注5)	6.7程度		2%~4%	3%~7%	6%~10%	約700年-1700年 約2000年前-18世紀初頭に2回
別府-万年山断層帯 (大分平野-由布院断層帯/東部)	7.2程度		0.03%~4%	0.06%~7%	0.1%~10%	約2300年-3000年 約2200年前-6世紀
サロベツ断層帯	7.6程度		4%以下	7%以下	10%以下	約4000年-8000年 約5100年前以後
雲仙断層群 (南西部/北部)	7.3程度		ほぼ0%~4%	ほぼ0%~7%	ほぼ0%~10%	約2500年-4700年 約2400年前-11世紀
木曾山脈西縁断層帯 (主部/南部)	6.3程度		ほぼ0%~4%	ほぼ0%~7%	ほぼ0%~10%	約4500年-24000年 約6500年前-3800年前
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯 (砺波平野断層帯西部)	7.2程度		ほぼ0%~3% もしくはそれ以上	ほぼ0%~6% もしくはそれ以上	ほぼ0%~10% もしくはそれ以上	約5000年-12000年 約6900年前-2700年前
上町断層帯	7.5程度		2%~3%	3%~5%	6%~10%	8000年程度 約28000年前-9000年前
三浦半島断層群 (主部/衣笠・北武断層帯)	6.7程度 もしくはそれ以上		ほぼ0%~3%	ほぼ0%~5%	ほぼ0%~10%	1900年-4900年程度 6-7世紀
別府-万年山断層帯 (野稻岳-万年山断層帯)	7.3程度		我が国の 主な 活断層の 中では やや高い グループ に属する	ほぼ0%~3% (最大2.6%)	ほぼ0%~4%	0.001%~9%
邑知瀧断層帯 ^(注6)	7.6程度	2%		3%~4%	5%~8%	1200年-1900年程度 約3200年前-9世紀
長岡平野西縁断層帯	8.0程度	2%以下		4%以下	9%以下	約1200年-3700年 13世紀以後
北由利断層	7.3程度	2%以下		3%以下	6%以下	3400-4000年程度 約2800年前以後
立川断層帯	7.4程度	0.5%~2%		0.8%~4%	2%~7%	10000年-15000年程度 約20000年前-13000年前
岩国断層帯	7.6程度	0.03%~2%		0.05%~3%	0.1%~6%	約9000年-18000年 約11000年前-10000年前

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
屏風山・恵那山-猿投山断層帯 (恵那山-猿投山北断層帯)	7.7程度	我が国の 主な 活断層の 中では やや高い グループ に属する	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~3%	0.001%~6%	約7200年-14000年
当別断層	7.0程度		ほぼ0%~2%	ほぼ0%~4%	ほぼ0%~8%	約7600年前-5400年前
十日町断層帯 (西部) ^(注7)	7.4程度		1%	2%	3%~5%	7500年-15000年程度
曾根丘陵断層帯 ^(注8)	7.3程度		1%	2%	3%~5%	約11000年前-2200年前
山形盆地断層帯 (南部) ^(注7)	7.3程度		1%	2%	4%	2000年-3000年程度
人吉盆地南縁断層	7.1程度		1%以下	2%以下	4%以下	不明
新庄盆地断層帯 ^(注7)	6.6~7.1程度		0.7%~1%	1%~2%	2%~5%	概ね2000年-3000年
青森湾西岸断層帯 ^(注7)	7.3程度		0.5%~1%	0.8%~2%	2%~3%	約10000年前以後
函館平野西縁断層帯	7.0~7.5程度		ほぼ0%~1%	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~3%	2500年程度
布引山地東縁断層帯 (西部)	7.4程度		ほぼ0%~1%	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~4%	不明
出水断層帯	7.0程度		ほぼ0%~1%	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~4%	約8000年以上
頓宮断層	7.3程度		1%以下	2%以下	4%以下	約7300年前-3200年前
長町-利府線断層帯 ^(注9)	7.0~7.5程度		1%以下	2%以下	3%以下	2000年-4000年程度
砺波平野断層帯・呉羽山断層帯 (呉羽山断層帯) ^(注7)	7.2程度		0.6%~1%	1%~2%	2%~3%	不明
雲仙断層群 (南西部/南部)	7.1程度		0.5%~1%	0.8%~2%	2%~5%	3000年-6000年程度
中央構造線断層帯 ^(注4) (紀淡海峡-鳴門海峡)	7.7程度		0.005%~1%	0.009%~2%	0.02%~4%	不明
月岡断層帯	7.3程度		ほぼ0%~1%	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~3%	約2100年-6500年
山崎断層帯 (主部/北西部)	7.7程度		0.08%~1%	0.2%~2%	0.4%~4%	約4500年前-16世紀
六甲・淡路島断層帯 (主部/六甲山地南縁-淡路島東岸区間)	7.9程度		ほぼ0%~0.9%	ほぼ0%~2%	ほぼ0%~5%	約4000年-6000年
伊勢湾断層帯 (白子-野間断層)	7.0程度		0.2%~0.8%	0.3%~1%	0.7%~3%	約3100年前-2600年前
					7500年以上	
					約6500年-9000年前	
					約1800年-2300年	
					868年播磨国地震	
					900年-2800年程度	
					16世紀	
					8000年程度	
					概ね6500年前-5000年前	

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
三峠・京都西山断層帯 (京都西山断層帯)	7.5程度	我が国の 主な 活断層の 中では やや高い グループ に属する	ほぼ0%～0.8%	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～3%	約3500年-5600年 約2400年前-2世紀
高山・大原断層帯 (高山断層帯) ^(注7)	7.6程度		0.7%	1%	2%	4000年程度 不明
屏風山・恵那山-猿投山断層帯 (屏風山断層帯) ^(注7)	6.8程度		0.2%～0.7%	0.4%～1%	0.8%～2%	4000年-12000年程度 不明
十日町断層帯 (東部) ^(注7)	7.0程度		0.4%～0.7%	0.6%～1%	1%～2%	4000年-8000年程度 不明 ^(注10)
養老-桑名-四日市断層帯	8程度		ほぼ0%～0.7%	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～3%	1400年-1900年 13-16世紀
三方・花折断層帯 (花折断層帯/中部)	7.3程度		ほぼ0%～0.6%	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～2%	4200年-6500年 2800年前-6世紀
三峠・京都西山断層帯 (三峠断層) ^(注7)	7.2程度		0.4%～0.6%	0.7%～1%	1%～2%	5000年-7000年程度 3世紀以前
増毛山地東縁断層帯・沼田-砂川付近の断層帯 (増毛山地東縁断層帯) ^(注7)	7.8程度		0.6%以下	1%以下	2%以下	5000年程度以上 不明
魚津断層帯 ^(注7)	7.3程度		0.4%以上	0.6%以上	1%以上	8000年程度以下 不明
福井平野東縁断層帯 (主部) ^(注7)	7.6程度		0.2%～0.4% もしくはそれ以上	0.3%～0.7% もしくはそれ以上	0.6%～1% もしくはそれ以上	7000年-18000年程度 もしくはそれ以下 不明
十勝平野断層帯 (光地断層) ^(注11)	7.2程度		0.1%～0.4%	0.2%～0.7%	0.5%～1%	7000年-21000年程度 約21000年前以後に2回
中央構造線断層帯 ^(注4) (讃岐山脈南縁-石鎚山脈北縁東部)	8.0程度 もしくはそれ以上		ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%～0.6%	ほぼ0%～2%	約1000年-1600年 16世紀
中央構造線断層帯 ^(注4) (石鎚山脈北縁)	7.3-8.0程度		ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%～0.6%	ほぼ0%～2%	約1000年-2500年 16世紀
中央構造線断層帯 ^(注4) (石鎚山脈北縁西部-伊予灘)	8.0程度 もしくはそれ以上		ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%～0.6%	ほぼ0%～2%	約1000年-2900年 16世紀
十勝平野断層帯 (主部) ^(注7)	8.0程度		0.1%～0.2%	0.2%～0.3%	0.5%～0.6%	1700年-22000年程度 不明
鈴鹿西縁断層帯 ^(注7)	7.6程度		0.08%～0.2%	0.1%～0.3%	0.3%～0.6%	約1800年-36000年 不明
屏風山・恵那山-猿投山断層帯 (加木屋断層帯) ^(注7)	7.4程度		0.1%	0.2%	0.3%	30000年程度 不明
山崎断層帯 (那岐山断層帯) ^(注7)	7.3程度		0.07%～0.1%	0.1%～0.2%	0.2%～0.3%	約30000年-40000年 不明
生駒断層帯	7.0～7.5程度		ほぼ0%～0.1%	ほぼ0%～0.3%	ほぼ0%～0.6%	3000年-6000年 1600年前-1000年前頃
鈴鹿東縁断層帯	7.5程度		ほぼ0%～0.07%	ほぼ0%～0.1%	ほぼ0%～0.2%	約6500年-12000年 約3500年前-2800年前

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
別府-万年山断層帯 (別府湾-日出生断層帯/西部)	7.3程度		ほぼ0%～ 0.05%	ほぼ0%～ 0.08%	ほぼ0%～ 0.2%	13000年-25000年程度
						約7300年前-6世紀
富良野断層帯 (西部)	7.2程度		ほぼ0%～0.03%	ほぼ0%～0.05%	ほぼ0%～0.1%	4000年程度
						2世紀-1739年
長井盆地西縁断層帯	7.7程度		0.02%以下	0.04%以下	0.1%以下	5000年-6300年程度
						約2400年前以後
有馬-高槻断層帯	7.5程度 (7.5±0.5)		ほぼ0%～ 0.02%	ほぼ0%～ 0.06%	ほぼ0%～0.3%	1000年-2000年程度
						1596年慶長伏見地震
富良野断層帯 (東部)	7.2程度		ほぼ0%～ 0.01%	ほぼ0%～ 0.02%	ほぼ0%～ 0.05%	9000年-22000年程度
						約4300年前-2400年前
関東平野北西縁断層帯 (主部)	8.0程度		ほぼ0%～ 0.008%	ほぼ0%～ 0.01%	ほぼ0%～ 0.03%	13000年-30000年程度
						約6200年前-2500年前
大阪湾断層帯	7.5程度		0.004%以下	0.007%以下	0.02%以下	約3000年-7000年
						9世紀以後
伊勢原断層	7.0程度		ほぼ0%～ 0.003%	ほぼ0%～ 0.005%	ほぼ0%～ 0.01%	4000年-6000年程度
						5世紀-18世紀初頭
伊勢湾断層帯 (主部/南部)	6.9程度		ほぼ0%～ 0.002%	ほぼ0%～ 0.004%	ほぼ0%～ 0.009%	5000年-10000年程度
						概ね2000年前-1500年前
布引山地東縁断層帯 (東部)	7.6程度		0.001%	0.002%	0.005%	25000年程度
						11000年前頃
野坂・集福寺断層帯 (野坂断層帯)	7.3程度		ほぼ0% もしくはそれ以上	ほぼ0% もしくはそれ以上	ほぼ0% もしくはそれ以上	約5600年-7600年 <small>もしくはそれ以下</small>
						15-17世紀
伊那谷断層帯 (主部) <small>(注12)</small>	8.0程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約5200年-6400年
						14-18世紀
跡津川断層帯	7.9程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約2300年-2700年
						1858年飛越地震
庄川断層帯	7.9程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約3600年-6900年
						11-16世紀
北上低地西縁断層帯	7.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	16000年-26000年
						4500年前頃
阿寺断層帯 (主部/南部)	7.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約1700年
						1586年天正地震
福島盆地西縁断層帯	7.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	8000年程度
						約2200年前-3世紀
信濃川断層帯 (長野盆地西縁断層帯)	7.4～7.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	800年-2500年
						1847年善光寺地震
屏風山・恵那山・猿投山断層帯 (猿投-高浜断層帯)	7.7程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	40000年程度
						約14000年前頃
牛首断層帯	7.7程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約5000年-7100年
						11-12世紀

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
別府一万山断層帯 (別府湾-日出生断層帯/東部)	7.6程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%~ 0.004%	約1300年-1700年 1596年慶長豊後地震
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 (主部/北部)	7.6程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約2300年-2700年 17世紀頃
関谷断層	7.5程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約2600年-4100年 14-17世紀
木曾山脈西縁断層帯 (主部/北部)	7.5程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約6400-9100年 13世紀頃
双葉断層	6.8-7.5程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	8000年-12000年程度 約2400年前-2世紀
山田断層帯 (郷村断層帯)	7.4程度 もしくはそれ以上		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約10000年-15000年 1927年北丹後地震
別府一万山断層帯 (崩平山-亀石山断層帯)	7.4程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約4300年-7300年 13世紀以後
濃尾断層帯 (主部/梅原断層帯)	7.4程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約14000年-15000年 1891年濃尾地震
会津盆地西縁・東縁断層帯 (会津盆地西縁断層帯)	7.4程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約7600年-9600年 1611年会津地震
北伊豆断層帯	7.3程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約1400年-1500年 1930年北伊豆地震
濃尾断層帯 (主部/根尾谷断層帯)	7.3程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約2100年-3600年 1891年濃尾地震
木津川断層帯	7.3程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約4000年-25000年 1854年伊賀上野地震
水縄断層帯	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	14000年程度 679年筑紫地震
横手盆地東縁断層帯 (北部)	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	3400年程度 1896年陸羽地震
湖北山地断層帯 (北西部)	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%~ 0.001%	約3000年-4000年 11-14世紀
三方・花折断層帯 (三方断層帯)	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約3800年-6300年 1662年の地震
布田川・日奈久断層帯 (北東部)	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約11000年-27000年 約1500年前-1200年前
伊勢湾断層帯 (主部/北部)	7.2程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	10000年-15000年程度 概ね10000年前-5000年前
能代断層帯	7.1程度以上		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	1900年-2900年程度 1694年能代地震
六甲・淡路島断層帯 (主部/淡路島西岸区間)	7.1程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	1800年-2500年程度 1995年兵庫県南部地震

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
長尾断層帯	7.1程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	概ね30000年程度 9-16世紀
雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯 (真昼山地東縁断層帯/北部)	6.7-7.0程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約6300年-31000年 1896年陸羽地震
湖北山地断層帯 (南東部)	6.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	概ね7000年程度 15-17世紀
濃尾断層帯 (温見断層/北西部)	6.8程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	約2200年-2400年 1891年濃尾地震
山崎断層帯 (草谷断層)	6.7程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	5000年程度 5-12世紀
六甲・淡路島断層帯 (先山断層帯)	6.6程度		ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	5000年-10000年程度 11世紀-17世紀初頭
標津断層帯	7.7程度以上		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
会津盆地西縁・東縁断層帯 (会津盆地東縁断層帯)	7.7程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
菊川断層帯	7.6程度 もしくはそれ以上		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約8500年前-2100年前
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 (主部/南部)	7.6程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約4900年前-15世紀
増毛山地東縁断層帯・沼田-砂川付近の断層帯 (沼田-砂川付近の断層帯)	7.5程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
木曾山脈西縁断層帯 (清内路峠断層帯)	7.4程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
山田断層帯 (主部)	7.4程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約3300年前以前
雲仙断層群 (北部) ^(注14)	7.3程度以上		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約5000年前以後
伊那谷断層帯 (南東部)	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
濃尾断層帯 (武儀川断層)	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
長良川上流断層帯	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
阿寺断層帯 (白川断層帯)	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
西山断層帯	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約12000年前-概ね2000年前
横手盆地東縁断層帯 (南部)	7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約6000年前-5000年前以後

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
津軽山地西縁断層帯 ^(注15) (南部)	7.1-7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 1766年の地震
津軽山地西縁断層帯 ^(注15) (北部)	6.8-7.3程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 1766年の地震
鴨川低地断層帯 ^(注16)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
境峠・神谷断層帯 (霧訪山-奈良井断層帯)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
阿寺断層帯 (佐見断層帯)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 (浦底-柳ヶ瀬山断層帯)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
三方・花折断層帯 (花折断層帯/北部) ^(注17)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 1662年の地震
三峠・京都西山断層帯 (上林川断層)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
布田川・日奈久断層帯 (南西部)	7.2程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約7500年前-2200年前
石狩低地東縁断層帯 (南部)	7.1程度以上		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
福井平野東縁断層帯 (西部) ^(注18)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 1948年福井地震
濃尾断層帯 (揖斐川断層帯)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 1-10世紀
雲仙断層群 (南東部) ^(注14)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約7300年前以後
屏風山・恵那山-猿投山断層帯 (赤河断層帯)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
関東平野北西縁断層帯 (平井-櫛挽断層帯)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
高山・大原断層帯 (猪之鼻断層帯)	7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯 (真昼山地東縁断層帯/南部)	6.9-7.1程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
濃尾断層帯 (温見断層/南東部)	7.0程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
濃尾断層帯 (主部/三田洞断層帯)	7.0程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
五日市断層帯 (五日市断層)	7.0程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 7-12世紀

断層帯名 (断層帯/活動区間)	長期評価で 予想した 地震規模 (マグニチュード)	我が国の 主な 活断層に おける 相対的評価	地震発生確率			平均活動間隔
			30年以内	50年以内	100年以内	最新活動時期
警固断層帯 (北西部) ^(注19)	7.0程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 2005年福岡県西方沖の地震
雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯 (雫石盆地西縁断層帯)	6.9程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約2800年前-14世紀
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 (主部/中部)	6.6程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約7200年前-7000年前
五日市断層帯 (己斐-広島西縁断層帯)	6.5程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約23000年前以前
野坂・集福寺断層帯 (集福寺断層)	6.5程度		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
三浦半島断層群 (南部)	6.1程度 もしくはそれ以上		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 約26000年前-22000年前
折爪断層 ^(注20)	(最大7.6程度)		不明(注13)	不明(注13)	不明(注13)	不明 不明
元荒川断層帯	上尾市付近を境に北部と南部に分けられ、北部のみが活断層と判断される。					
東京湾北縁断層	活断層ではないと判断される。					
岐阜一宮断層帯	活断層ではないと判断される。					
荒川断層	活断層ではないと判断される。					

注1： 確率値は有効数字1桁で記述している。ただし、30年確率が10%台の場合は2桁で記述する。また「ほぼ0%」とあるのは、 10^{-3} %未満の確率値を表す。

注2： 「地震に関する基盤的調査観測計画」（地震調査研究推進本部，1997）による全国の主要断層帯の区分では、糸魚川-静岡構造線断層帯は北部、中部、南部の3つに分けられている。牛伏寺断層は中部の一部であり、長期評価では「牛伏寺断層を含む区間」がどこまでか判断できないとしている。なお、最新活動時（1200年前）には、北部と中部が同時に活動した。

注3： 境峠・神谷断層帯(主部)は、最新活動時期を約4千9百年前以後-約2千5百年前以前、1つ前の活動を約7千7百年前以後-約6千7百年前以前の可能性があるとし、これら過去2回の活動の間隔を基に平均活動間隔（約1千8百-5千2百年）を求めている。ただし、最新活動時期の年代幅が大きく、またそのため、平均活動間隔に関しても十分に時期を絞り込むことができなかった。したがって、これらの値から算出した地震後経過率（0.5-2.7）及び将来の地震発生確率（今後30年：0.02%-13%）は、いずれも大きく幅を持たせた評価となっていることに留意する必要がある。

注4： 中央構造線断層帯は、5つに分かれて活動すると評価されており、上表にはそれぞれの数値を示した。しかし、これらは1つの断層帯として同時に活動する可能性もある。その場合はマグニチュード8.0程度もしくはそれ以上の地震が発生し、その長期確率は、5つの区間が個別に活動する長期確率を超えることはないとは評価されている。

注5： 別府-万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯/西部)は、最新活動時期が十分絞り込まれておらず、通常的手法では平均活動間隔を求めることができない。ここでは、過去の活動時期から、約2000年前-18世紀に2回の活動があったとして平均活動間隔を求めている。また、地震発生確率の計算に際しては、通常のBPT分布を用いることができるだけの信頼度がないと考えて、ポアソン過程で求めた。

注6： 邑知潟断層帯は、最新活動時期が十分絞り込まれておらず、通常的手法では平均活動間隔を求めることができない。そこで、過去の活動時期から、約4900年前-9世紀に3回の活動があったとして平均活動間隔を求めている。また、地震発生確率の計算に際しては、通常のBPT分布を用いることができるだけの信頼度がないと考えて、ポアソン過程で求めた。

注7： 最新活動の時期が特定できていないため、通常の活断層評価で用いている計算方法（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル：BPT分布モデル）ではなく、地震発生確率が時間的に不変とした考え方（ポアソン過程）により長期確率を求めている。

注8： 曾根丘陵断層帯は、最新活動時期が約10000年前以後と求められているが、平均活動間隔2000-3000年に対して十分に絞り込まれていない。このため、地震発生確率の計算に際しては、ポアソン過程を用いた。

- 注9： 長町一利府線断層帯は、最新活動時期が約16000年前以後と求められているが、平均活動間隔3000年に対して十分に絞り込まれていない。このため、地震発生確率の計算に際しては、ポアソン過程を用いた。
- 注10： 十日町断層帯（東部）では、約3900-3300年前に活動した可能性があるが、これを最新活動と限定できなかったことから、不明としている。
- 注11： 十勝平野断層帯（光地園断層）は、最新活動時期が十分絞り込まれておらず、通常的手法では平均活動間隔を求めることができない。ここでは、過去の活動時期から、約21000年前以後に2回の活動があったとして平均活動間隔を求めている。また、地震発生確率の計算に際しては、通常のBPT分布を用いることができるだけの信頼度がないと考えて、ポアソン過程で求めた。
- 注12： 伊那谷断層帯（主部）の最新活動時期は、14世紀以後、18世紀以前と推定されている。18世紀以前であることは、1725年の高遠の地震以降に本断層帯付近で大きな被害地震が起こっていないことに基づいていることから、最新活動時期を西暦1300年以後、西暦1725年以前として地震発生確率を算出している。
- 注13： 平均活動間隔が判明していないため、地震発生確率を求めることができない。
- 注14： 雲仙断層群（北部、南東部）は、平均活動間隔が求められていないため、地震発生確率は不明となっている。しかし、信頼度が低い情報ながら、これらの断層帯における平均変位速度は1m/千年程度に達する可能性が指摘されている。このため、これらの断層帯においては平均活動間隔が最新活動時期からの経過時間よりも短い可能性もあり得るため、注意が必要である。
- 注15： 津軽山地西縁断層帯は、北部及び南部に分かれると評価されている。平均活動間隔が不明のため、地震発生確率は求めることができないが、最新活動時期が1766年であり、地震後経過年数が短いため、近い将来の地震発生確率はごく小さいと考えられる。なお、最新活動と考えられる地震の規模が断層帯の長さ比べて大きいため、発生する地震の規模は幅を持った値としている。
- 注16： 鴨川低地断層帯に関しては、活断層であるかどうかの確実な証拠に乏しく、活断層としての存在そのものについて疑問視した調査結果も報告されている。よって、今後、本断層帯の活動時期や活動性に関する確実な資料を得る必要がある。
- 注17： 三方・花折断層帯（花折断層帯/北部）は、平均活動間隔が不明のため、地震発生確率は求めることができないが、最新活動時期が1662年の地震である可能性があることから、近い将来の地震発生可能性は小さいと考えられる。
- 注18： 福井平野東縁断層帯（西部）は、平均活動間隔が不明のため、地震発生確率は求めることができないが、最新活動時期が1948年であり、地震後経過年数が短いため、近い将来の地震発生確率はごく小さいと考えられる。
- 注19： 警固断層帯（北西部）は、平均活動間隔などが不明のため、地震発生確率は求めることができないが、最新活動時期が2005年であり、地震後経過年数が短いため、近い将来の地震発生確率はごく小さいと考えられる。なお、断層面の位置・形状や活動履歴の検討をするための地形学・地質学的な資料が得られていないことから、長期評価は主に地震観測結果などの地球物理学的な資料に基づいて行った。
- 注20： 折爪断層は、将来の活動可能性を明確にするために必要な資料が十分得られていない。鮮新世の地層を大きく変位させているので、第四紀に活動した断層であることはほぼ確かであると考えられているが、第四紀後期に活動を繰り返していることを示す確かな証拠はこれまで発見されておらず、特に、北部の辰ノ口撓曲においては第四紀後期の活動性は衰えている可能性もある。このため、発生する可能性がある地震の規模についても、便宜的に最大値を記載しているものの、この値は断層全体が一つの区間として活動した場合の試算値に過ぎないことに注意する必要がある。

(参考) 1995年兵庫県南部地震発生直前における確率

断層帯名	発生した地震規模 (マグニチュード)	地震発生確率	平均活動間隔
		30年以内	
六甲・淡路島断層帯主部 淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」	7.3	0.02%～8%	1700年～3500年

2. 海溝型地震の長期評価の概要（算定基準日 平成 20 年(2008 年) 1 月 1 日）
 （海溝型地震の今後 10, 30, 50 年以内の地震発生確率）

領域または地震名	長期評価で予想した地震規模 (マグニチュード)		地震発生確率 ^(注1)			平均発生間隔 ^(注1) (上段)	
			10年以内	30年以内	50年以内	最新発生時期 (下段：ポアソン過程を適用したものを除く)	
南海トラフの地震 (注7)	南海地震	8.4前後	同時 8.5前後	10%程度	50%程度	80%~90%	114.0年（次回までの標準的な値 ^(注2) 90.1年）
	東南海地震	8.1前後		20%程度	60%~70%程度	90%程度	61.0年前
三陸沖から房総沖にかけての地震	三陸沖から房総沖の海溝寄り	津波地震	Mt8.2前後 (Mtは津波の高さから求める地震の規模)	7%程度 (2%程度)*	20%程度 (6%程度)*	30%程度 (9%程度)*	133.3年程度 (530年程度)* * () は特定海域での値
		正断層型	8.2前後	1%~2% (0.3%~0.6%)*	4%~7% (1%~2%)*	6%~10% (2%~3%)*	400年~750年 (1600年~3000年)* * () は特定海域での値
	三陸沖北部	8.0前後	ほぼ0%~0.3%	0.1%~10%	30%~40%	約97.0年	
		固有地震以外のプレート間地震	7.1~7.6	60%程度	90%程度	—	39.6年前
	宮城県沖	7.5前後	連動 8.0前後	60%程度	99%	—	11.3年程度
	三陸沖南部海溝寄り	7.7前後		30%~40%	80%~90%	90%~98%	—
	福島県沖	7.4前後（複数の地震が連続する）		2%程度以下	7%程度以下	10%程度以下	37.1年
	茨城県沖	6.8程度		50%程度	90%程度	—	29.6年前
千島海溝沿いの地震（第二版）	十勝沖	8.1前後	連動 8.3程度	ほぼ0%	0.1%~1%	10%~20%	105年程度
	根室沖	7.9程度		3%~7%	40%程度	70%~80%	110.4年前
	色丹島沖	7.8前後 (Mw8.2前後) ^(注4)		5%~10%	50%程度	80%程度	400年以上
	択捉島沖	8.1前後 (Mw8.5前後) ^(注4)		10%~20%	60%程度	80%~90%	15.5年程度
							72.2年 ^(注3)
							4.3年前
							72.2年 ^(注3)
							34.5年前
							72.2年 ^(注3)
							38.4年前
							72.2年 ^(注3)
							44.2年前

領域または地震名		長期評価で予想した地震規模 (マグニチュード)	地震発生確率 ^(注1)			平均発生間隔 ^(注1) (上段)	
			10年以内	30年以内	50年以内	最新発生時期 (下段：ポアソン過程を適用したものを除く)	
千島海溝沿いの地震 (第二版)	ひとまわり小さいプレート間地震	十勝沖・根室沖	7.1前後	40%程度	80%程度	90%程度	17.5年 ----- —
		色丹島沖・択捉島沖	7.1程度 (Mw7.7程度) ^(注4)	60%程度	90%程度	90%程度以上	10.5年 ----- —
	沈み込んだプレート内のやや浅い地震	8.2前後	10%程度	30%程度	50%程度	82.8年 ----- —	
	沈み込んだプレート内のやや深い地震	7.5程度	30%程度	70%程度	80%程度	27.3年 ----- —	
日本海東縁部の地震	北海道北西沖の地震	7.8程度	0.002%～0.04%	0.006%～0.1%	0.01%～0.2%	3900年程度 ----- 約2100年前	
	北海道西方沖の地震	7.5前後	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	1400～3900年程度 ----- 67.4年前	
	北海道南西沖の地震	7.8前後	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	500～1400年程度 ----- 14.5年前	
	青森県西方沖の地震	7.7前後	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	500～1400年程度 ----- 24.6年前	
	秋田県沖の地震	7.5程度	1%程度以下	3%程度以下	5%程度以下	1000年程度以上 ----- —	
	山形県沖の地震	7.7前後	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	1000年程度以上 ----- 174.1年前	
	新潟県北部沖の地震	7.5前後	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	1000年程度以上 ----- 43.5年前	
	佐渡島北方沖の地震	7.8程度	1%～2%	3%～6%	5%～10%	500～1000年程度 ----- —	
日向灘および南西諸島海溝周辺の地震	安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震	6.7～7.4	10%程度	40%程度	50%程度	約67年 ----- —	
	日向灘のプレート間地震	7.6前後	5%程度	10%程度	20%程度	約200年 ----- —	
	日向灘のひとまわり小さいプレート間地震	7.1前後	30%～40%	70%～80%	80%～90%	約20～27年 ----- —	
	南西諸島周辺の浅発地震 ^(注5)	—	—	—	—	— ----- —	
	九州から南西諸島周辺のやや深発地震 ^(注5)	—	—	—	—	— ----- —	
	与那国島周辺の地震	7.8程度	10%程度	30%程度	40%程度	約100年 ----- —	

領域または地震名	長期評価で予想した地震規模(マグニチュード)	地震発生確率(注1)			平均発生間隔(注1)
		10年以内	30年以内	50年以内	最新発生時期(下段:ボアソン過程を適用したものを除く)
相模トラフ沿いの地震	大正型関東地震	7.9程度	ほぼ0%~0.08%	ほぼ0%~1%	200~400年 84.3年前
	元禄型関東地震(注6)	8.1程度	ほぼ0%	ほぼ0%	2300年程度 304.0年前
	その他の南関東のM7程度の地震	6.7~7.2程度	30%程度	70%程度	23.8年 —

上記表中、「ほぼ0%」とあるのは、 10^{-3} %未満の確率値を表す。

注1: これらの評価は、基準日を元に更新過程を適用。また、三陸沖から房総沖の海溝寄りの地震、三陸沖北部の一回り規模の小さい地震、福島県沖の地震、茨城県沖の地震、千島海溝沿いのひとまわり規模の小さい地震および沈み込んだプレート内の地震、日本海東縁部の秋田県沖の地震、佐渡島北方沖の地震、日向灘および南西諸島海溝周辺の地震、相模トラフ沿いのその他の南関東のM7程度の地震については、ボアソン過程を適用。

注2: 時間予測モデルに基づいて推定。

注3: 千島海溝沿いの区分けした各領域でM8程度のプレート間地震が繰り返し発生するとし、それらの発生間隔はどの領域でもほぼ同程度と仮定した。そこで、各領域の地震発生間隔(十勝沖 108.9年及び51.6年、根室沖 79.2年、色丹島沖 76.2年、択捉島沖 45.1年)の違いをばらつきと見なし、それらの値の平均値72.2年が平均発生間隔を近似するものとした。

注4: 過去の地震のMとMwの差が大きいため、Mwも参考として示した。Mwは「モーメントマグニチュード」のことである。地震の規模を表すマグニチュード(M)は、観測点における地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するのに対して、Mwは震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量を使って算出するマグニチュードである。地震の震源域の規模を反映し、マグニチュードの頭打ち(地震が大きいてもマグニチュードはその割に大きくならない現象)を回避できるために、物理的な意味が明確な指標である。

注5: これらの領域については、地震発生の特性を明らかにするための十分な知見が得られていないことや、長大な設定領域において発生する場所を特定できないこと等により、対象となる地震の平均発生間隔などを評価しなかった。

注6: 元禄型関東地震は、大正型関東地震の想定震源域が房総半島南沖~南東沖へ拡大・連動したタイプとしているので、ここでは大正型関東地震と元禄型関東地震の発生確率を互いに独立して扱うものとは考えていない。

注7: 南海トラフで発生する地震のうち、東海地震については中央防災会議が国としての評価を「東海地震に関する専門調査会報告」(2001年)として公表しており、中央防災会議はこの報告の中で、東海地震がいつ発生してもおかしくないとしている。想定東海地震の震源域が単独で破壊した事例は知られていないため、過去の事例に基づいて発生間隔を推定するこれまでの長期評価の手法では発生確率を求めることはできない。

しかし、地震調査研究推進本部では、確率的な地震動予測地図を作成するにあたり東海地震の発生確率が必要であるため、以下の方法で求めた。

- 平均活動間隔は「南海トラフの地震の長期評価」に想定東海地震の震源域の全域または一部地域が活動したと記載のある、明応東海地震(1498年)、慶長地震(1605年)、宝永地震(1707年)、安政東海地震(1854年)の4つ地震の発生間隔の平均値118.8年とした。

- 最新活動時期は1854年安政東海地震とした。

- 平均活動間隔のばらつきを表すパラメータは、長期評価が行われている東南海地震と同じ0.20を用いた。

- 隣接する地域と連動する場合と単独で発生する場合が同一の発生間隔であると仮定した。

東海地震は隣接する地域との連動性のメカニズムが未解明であるため、発生確率を求めるためには、上記のようないくつかの仮定を行う必要があった。したがって、長期評価結果として公表している他の海溝型地震の発生確率と同程度の信頼度はないことに留意する必要がある。

「全国を概観した地震動予測地図」報告書で用いた方法による想定東海地震の確率

地震名	想定地震規模	地震発生確率	平均発生間隔
	マグニチュード	30年以内	
東海地震	8程度	87%(参考値)	118.8年(参考値)

※ここで示している確率値は、既に公表した長期評価の値です。付録4は地震動予測地図を計算するために用いた値であり、ここで示している長期評価の確率値と若干異なっています。付録4で示している確率値には絶対的な精度がないことを考慮して、ここでは数値をまるめた表現としておりますので、各地震の長期評価の確率値としては付録2の値をご参照下さい。(なお、計算上は100%に近くとも、99%と表現しております。)

付録3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

平成20年4月11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3-1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)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

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/main/index.html>

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。

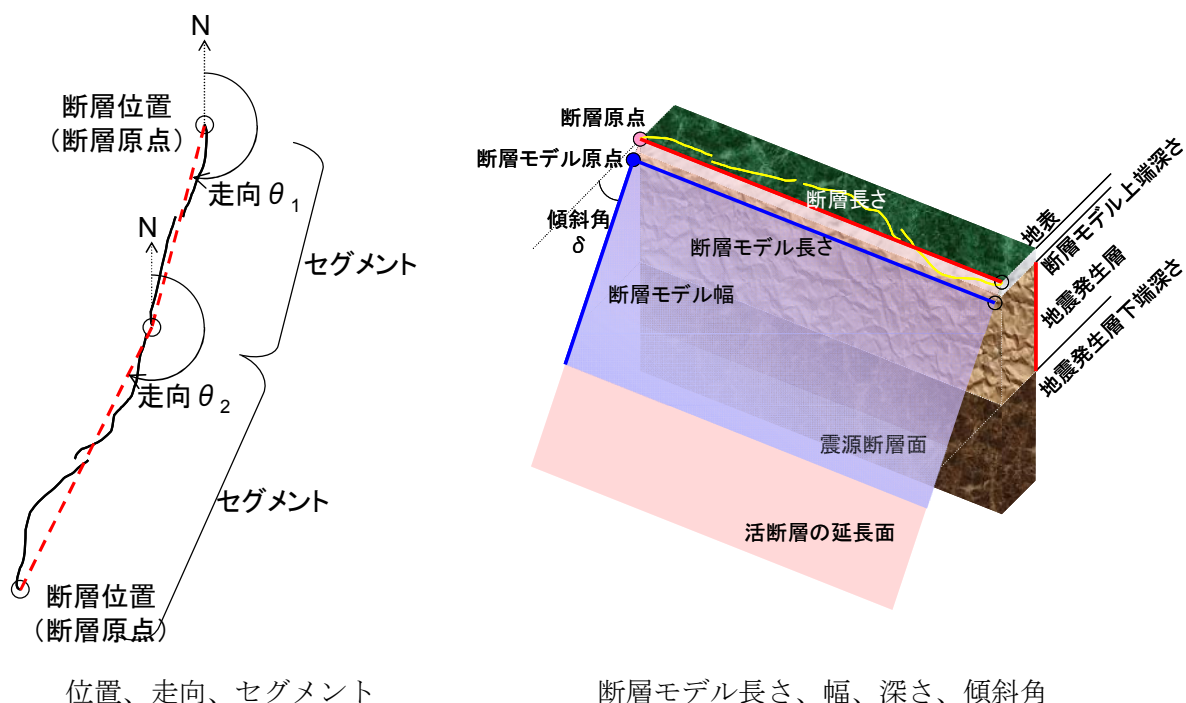
る。このため、そうした不確定性を考慮して、複数の特性化震源モデルを想定することが望ましい。

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3-2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



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

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、分割放射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。

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取りまとめた「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、

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

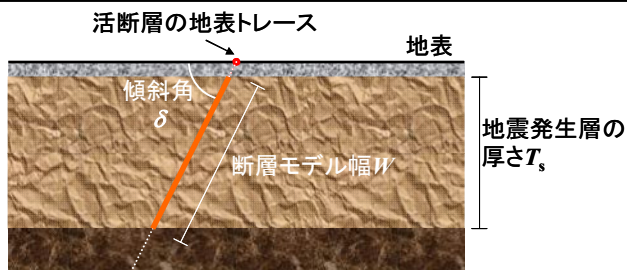
$$T_s = H_d - H_s$$

T_s : 地震発生層の厚さ (km) ($T_s \leq 20$ km)

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 と断層モデル幅の關係

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多い領域）。

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度 D_s (km) については、微小地震発生層の上面の深度 H_s (km；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 (N・m)、震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出する。Somerville *et al.* (1999) によると地震モーメントと震源断層の面積の關係は、

$$M_0 = (S / 2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7} \dots\dots\dots (2)$$

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、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) などのデータに基づいた次式を用いる。

$$M_0 = (S / 4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \dots\dots\dots (3)$$

なお、(3)式を適用するのは、 $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (N・m) (モーメントマグニチュード M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)式の基になったデータの分布より $M_0=1.0 \times 10^{21}$ (N・m) 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ル則が変わるため、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。

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。

(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關係により推定する。断層モデルの面積の推定までのフローを付図3-3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。

(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 の経験的關係 (武村, 1990) を用いて、

$$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72 \dots\dots\dots (4)$$

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。

(e) 震源断層モデルの面積 S

震源断層の面積 S (km²) と地震モーメント M_0 (N・m) の経験的關係より算出する。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。

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot (M_0 \times 10^7)^{1/2} \dots\dots\dots (3)'$$

なお、(3)'式を適用するのは、 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) (M_w 6.5相当) 以上の地震とし、(3)'式の基になったデータの分布より $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (N・m) を上限とする必要がある。 $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$ (N・m) を下回る場合は、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Somerville *et al.* (1999) が帰した地震モーメントと震源断層の面積の關係、

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot (M_0 \times 10^7)^{2/3} \dots\dots\dots (2)'$$

を用いる。ただし、(1.1.1 (c)) に示したように、M7 (M_w 約6.5) 以下の場合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、(3)'式または(2)'式で求めた震源断層の面積 S (km²) を活断層の長さ L (km) で除した次式により求める。

$$W = S / L \dots\dots\dots (5)$$

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 $V_p = 6.0$ km/s 相当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) $W_{model} = W$ 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)

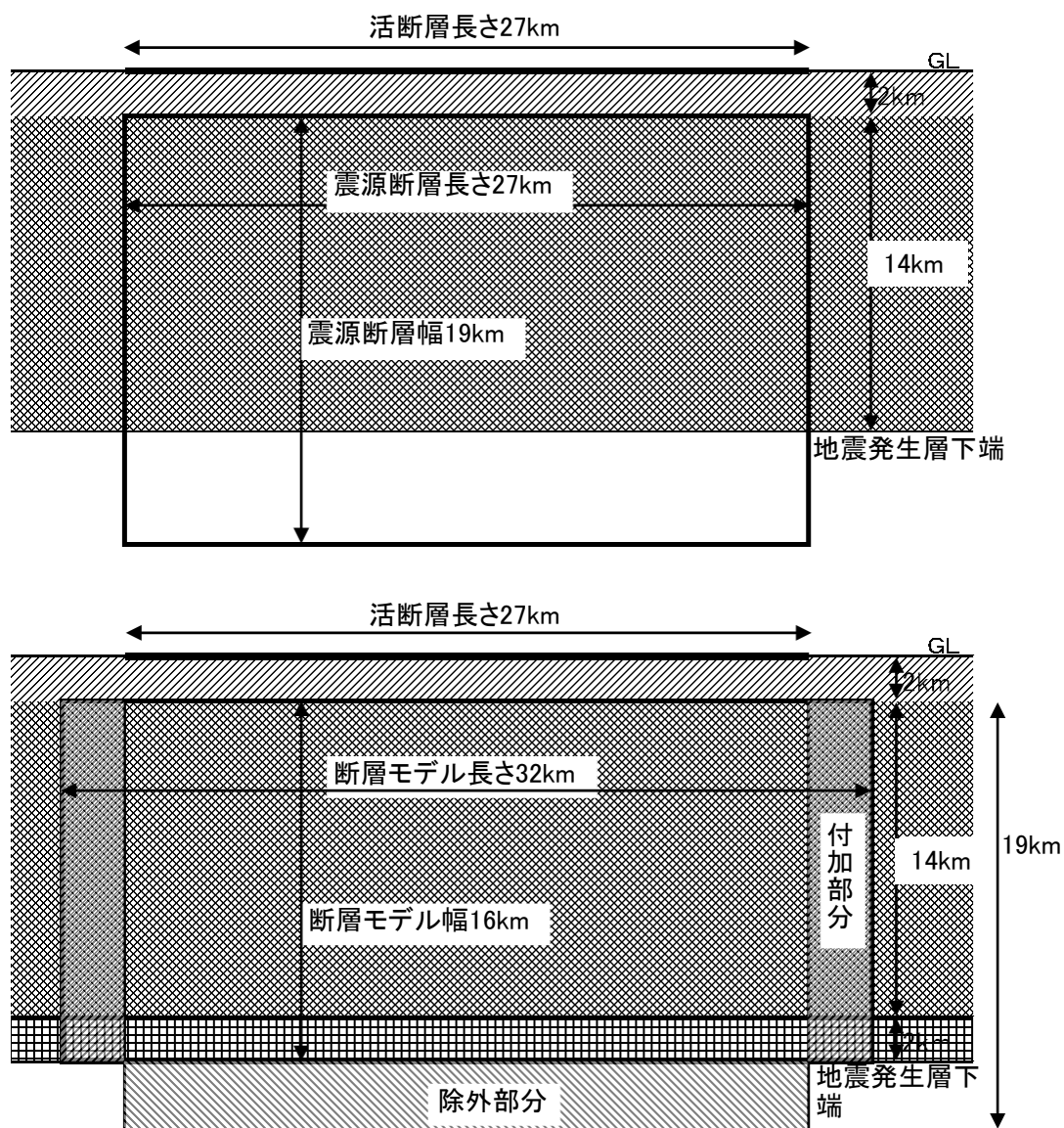
$$L_{model} = S / W_{model} \dots\dots\dots (6)$$

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は幅は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。

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) $W_{\text{model}} =$ 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、(6)式により求めるが、 L_{model} (km) は L (km) より大きく $L+5\text{km}$ 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3-4に示すフローに従う。



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_{model} (km^2) は、震源断層モデルの長さ L_{model} (km) および震源断層モデル

の幅 W_{model} (km) から次式により求める。

$$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \cdot W_{\text{model}} \dots\dots\dots (7)$$

震源断層モデルの面積 S_{model} (km²) 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、上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。

$$M_{0i} = M_0 \cdot S_i^{3/2} / \sum S_i^{3/2} \dots\dots\dots (8)$$

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、長期評価と併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 (km²) (もしくは震源断層モデルの面積 S_{model} (km²)) と剛性率 μ (N/m²) を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots (9)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度 ρ (kg/m³)、S波速度 β (km/s) から算出する。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (10)$$

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

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。

・ 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・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個であるのに対し、トルコ・コジヤエリ地震 (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置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關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 ($\text{N}\cdot\text{m}$) と短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) の経験的關係を用いる (入倉・他, 2002)。

$$A = 2.46 \times 10^{17} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \dots\dots\dots (11)$$

アスペリティの総面積 S_a (km²) は $S_a = \pi r^2$ より求められ、等価半径 r (km) は次の(12)式から得られる。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(11)式によって推定された短周期レベル A (N・m/s²) を用いて、(12)式より算出される。

$$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (12)$$

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 の理論的關係から (13)式 (Boatwright, 1988) および(14)式 (壇・他, 2001) により導出される。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \dots\dots\dots (13)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \dots\dots\dots (14)$$

ここで、 R (km) は断層面積 S (km²) 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。(13)式と(14)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, \dots, 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 (11)~(14)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、(11)~(14)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) 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 (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、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \dots\dots\dots (15)$$

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 (km²) から、以下の式で算出される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \dots\dots\dots(16)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \dots\dots\dots(17)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \dots\dots\dots(18)$$

ここで、 μ は(10)式の剛性率 (N/m²)である。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} (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_{ai} (km²) (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 ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) と経験的に仮定し、次式により算出する。

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \dots\dots\dots(19)$$

ここで、 γ_i は r_i / r であり、 D_{ai} (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、(12)式により求めることができる。

*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、(15)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 $\Delta\sigma, \Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

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

$$\Delta\sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots(20-1)$$

- $\Delta\sigma$: 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 (km²)
- S_a : アスペリティの総面積 (km²)

(20-1)式を用いれば、震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) 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 $S (= \pi R^2)$ (km²) の1.5乗に比例する (Eshelby, 1957) ため、(20-1)式と等価な式として、(13)式を変形して得られる次式により $\Delta\sigma_a$ を算出することができる。

$$\Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \dots\dots\dots(20-2)$$

ここで、アスペリティ全体の等価半径 r (km) は、(12)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、長大な断層に関しては円形破壊面を仮定して導かれた (12)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、(20-2)式を用いることができない。この場合には、(20-1)式からアスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (MPa) を求める。震源断層全体の面積 S (km²) とアスペリティの総面積 S_a (km²) 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。

$$M_0 = \{WL^2/(aL + b)\} \cdot \Delta\sigma \dots\dots\dots(21-1)$$

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、 $W=15\text{km}$ 、 $a=1.4 \times 10^{-2}$ 、 $b=1.0$ 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、 $\Delta\sigma=3.1$ (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、(20-1)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(20-2)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。

$$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3 \dots\dots\dots(21-2)$$

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 \propto すべり速度 \propto (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 $\times 2$)

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、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(22)$$

より算出し、アスペリティが複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\sqrt{\pi}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \dots\dots\dots(23)$$

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 (km²) 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 $W_b = \sqrt{S/2}$)。

* 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、 $f_{\max} = 6\text{Hz}$ (鶴来・他, 1997) および $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$ (佐藤・他, 1994) の2つのケースを想定し、計算結果を比較した。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) 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

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \dots\dots\dots (24)$$

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、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot \{1 - (t/2t_d)\} & 0 < t < t_b \\ b/\sqrt{t - \varepsilon} & t_b < t < t_r \\ c - a_r(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \dots\dots\dots (25)$$

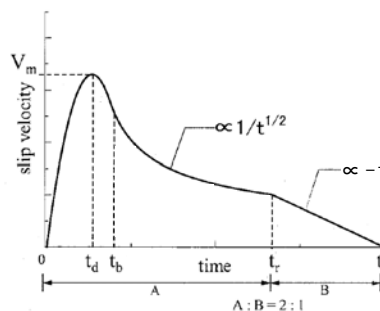
$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

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

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)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\max}) \dots\dots\dots (26)$$

- ・ 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)
(25)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)

$$t_r \cong \alpha \cdot W/V_r \dots\dots\dots (27)$$

$\alpha=0.5$

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \dots\dots\dots(28)$$

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)

$W = W_a$ (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)

$= W_b$ (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目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

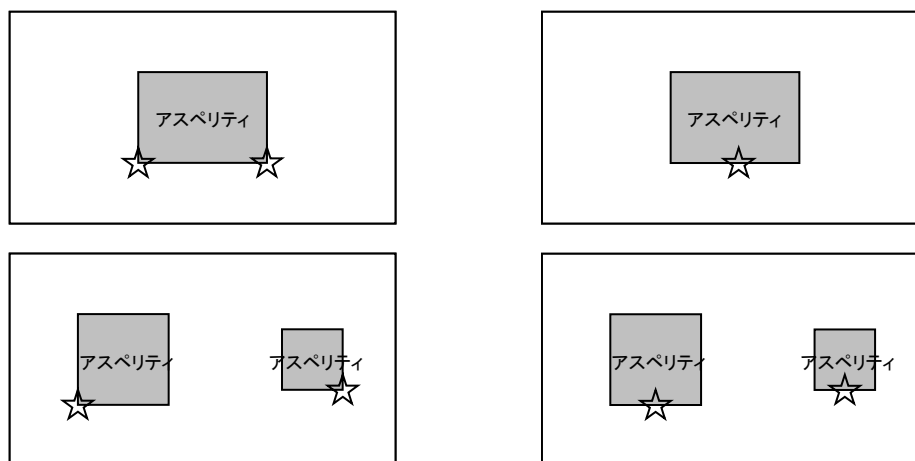
を設定する。

(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 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3-5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。

1.2.1 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、

- ・ 震源断層モデルの位置・構造（位置、走向、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 、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 θ 、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 (N・m)）－断層面積 (S (km²)) 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 (km²) の関係式を設定する。

$$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \dots\dots\dots (29)$$

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 (km²) (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

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
- ・ 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) 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・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 ($\text{N}\cdot\text{m}$) と短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) の経験的關係により短周期レベルを設定する((11)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 (km^2) は、上記によって推定された短周期レベル A ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) と前述の(12)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 $S_a (= \pi r^2)$ (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) 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 $f_{\max} = 13.5\text{Hz}$ を採用する（地震調査委員会, 2003b, ; 2004b）。

(f) 平均破壊伝播速度 V_f

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、ディレクティブ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

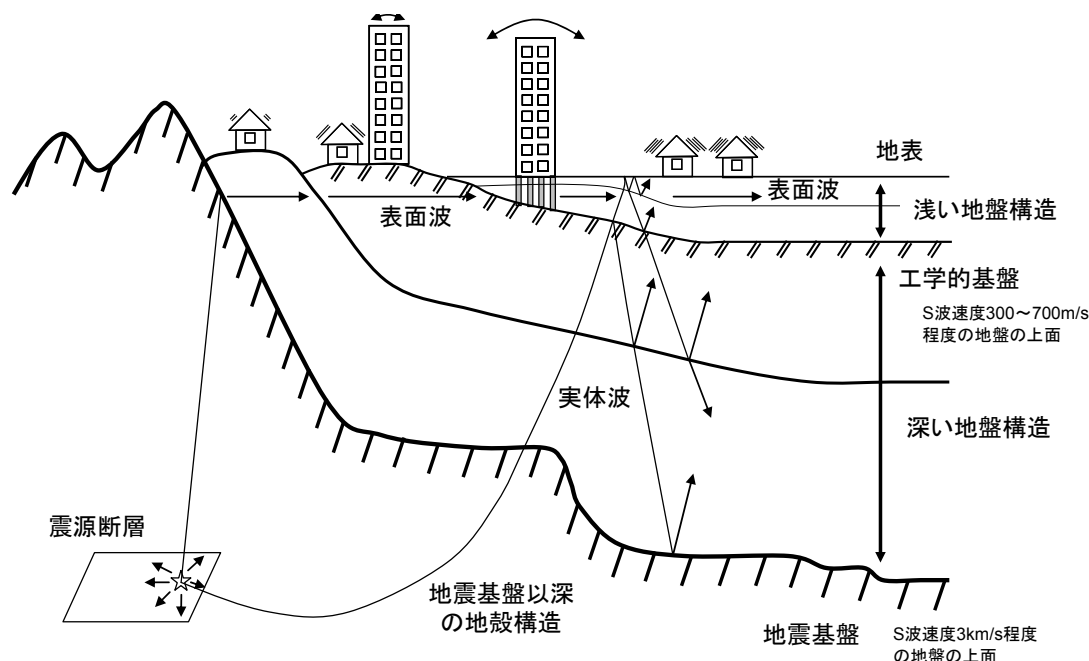
1.1.3(b) 参照。

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んで地震基盤までの地殻構造⁸（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。



地下構造モデルの模式図

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。

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）。

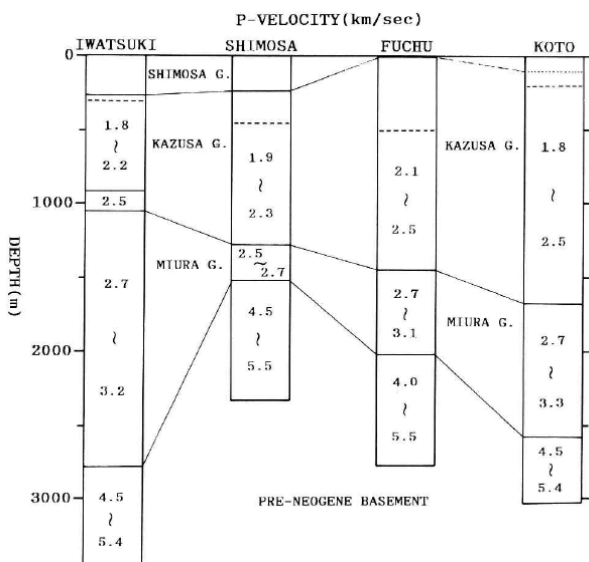
2.2 「深い地盤構造」

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（瀬野, 2006; Koketsu and Miyake, 2007）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3-6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）。

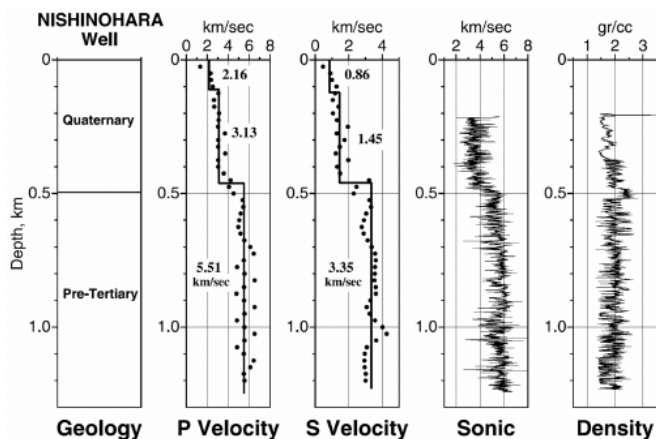


深層観測井のP波速度分布と地層の対比 鈴木 (1996)

	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)				(1)0.5
Lay3(0.6)	(2)0.6	(1)0.6		
Lay4(0.7)			(1)0.7	
Lay5(0.8)				
Lay6(0.9)				(2)0.8
Lay7(1.0)		(2)1.1		
Lay8(1.3)		(3)1.4	(2)1.3	
Lay9(1.5)	(3)1.5			
Lay10(1.7)		(4)1.7		
Lay11(2.0)	(4)2.1	(5)2.1	(3)2.0	(3)1.9
Lay12(2.4)				(4)2.3
Lay13(2.9)	(5)2.7	(6)2.7		
Lay14(3.2)	(6)3.1	(7)3.1	(4)3.0	(5)3.4

既往モデルにおける層区分の対応関係 (地震調査委員会, 2005)

¹⁰ これまで実施した強震動評価および防災科学技術研究所の取組みにより、「深い地盤構造」の全国0次モデル（藤原・他, 2006）が完成しつつあるので、これを利用することができる。全国1次モデルの構築も平成21年度末を目途に進められている（瀬野・他, 2008）。



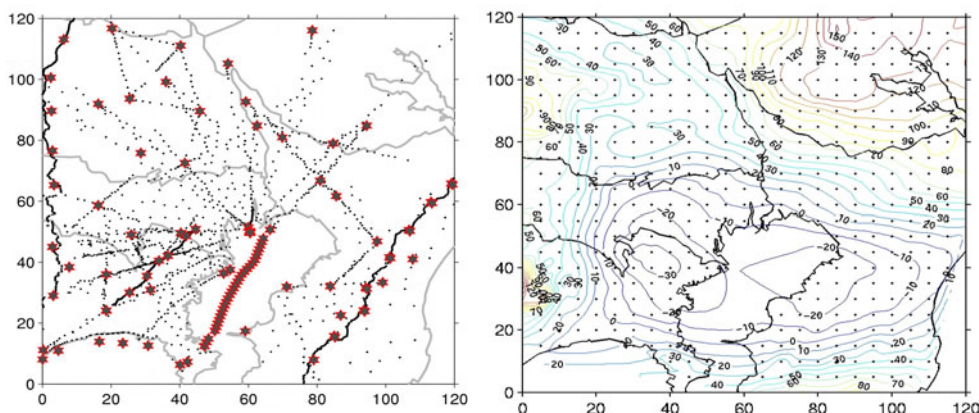
中深層地殻活動観測井を利用した
検層結果 山水 (2004)

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)

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で行うが、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。



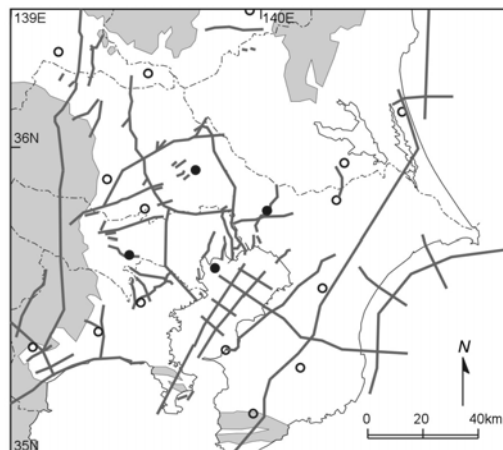
左図:
首都圏の構造探査測線
Afnimar *et al.* (2002)

右図:ブーゲー異常図
(密度2.2g/cm³)
田中・他 (2005)

手順(4)

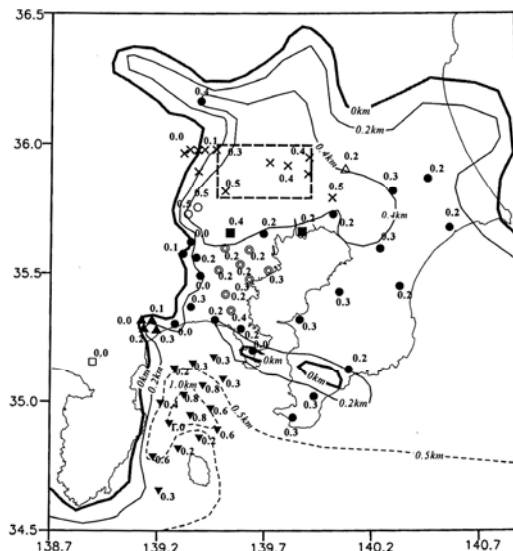
断層や褶曲の形状など、不連続な構造に関する情報を収集する。反射法やボーリング検層のデータは、用いる速度構造が手順(2)の速度と矛盾しないように注意して深度へ変換する。

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。
瀬瀬 (2006)



手順(5)

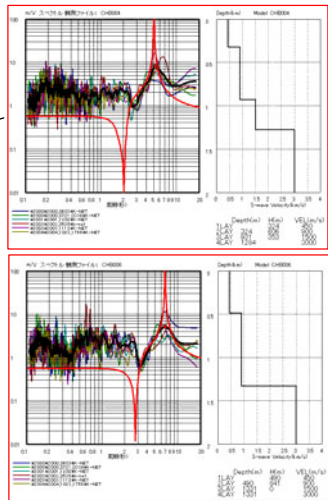
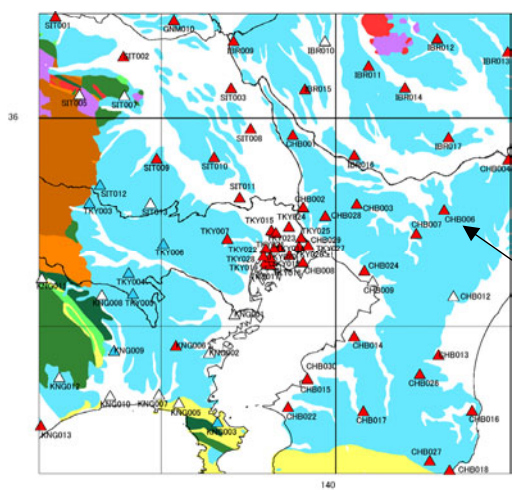
工学的基盤上面の形状は、微動探査結果やボーリング情報等を補間して求める。また、必要ならば、基盤がごく浅い地域にも風化層を設定する。



工学的基盤上面深度分布
山中・山田 (2002)

手順(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。

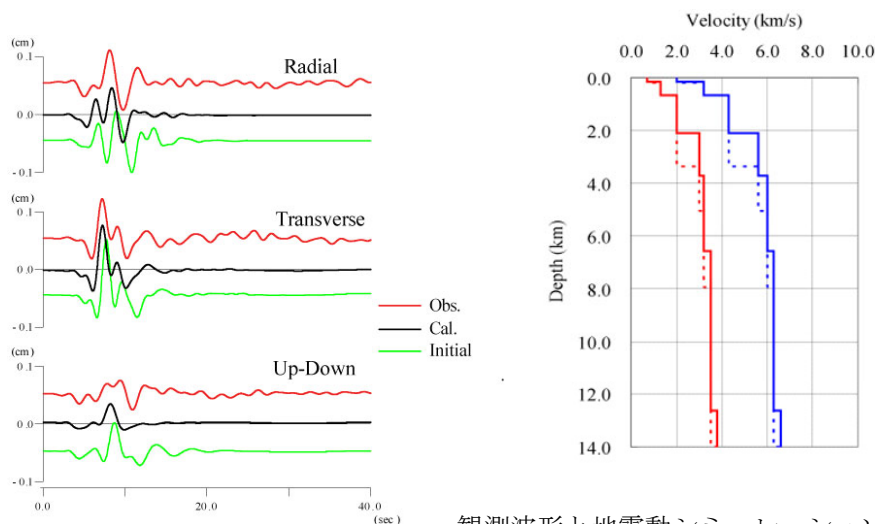


地震観測記録と
計算波形のH/V
スペクトル比

田中・他 (2005)

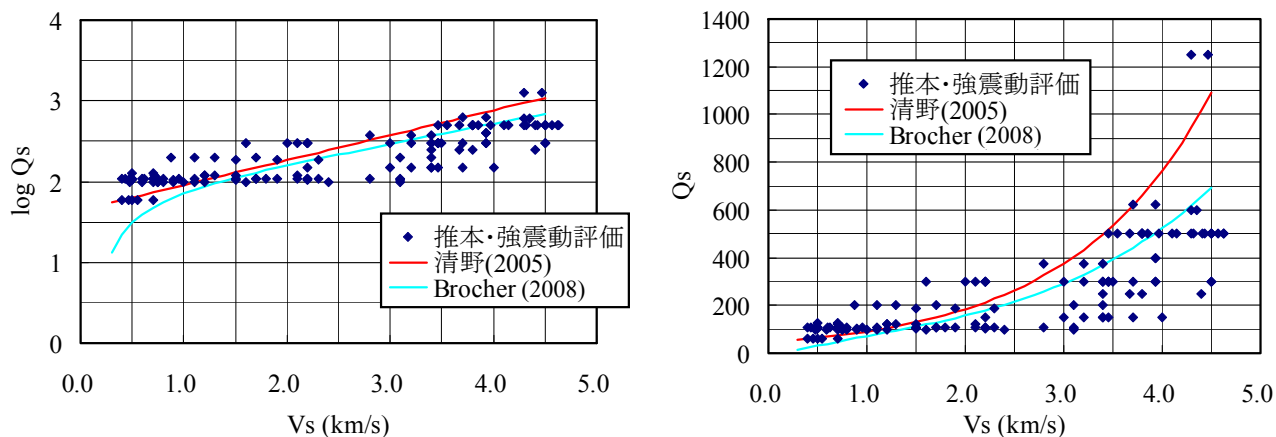
手順(7)

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 (2005)

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ははるかに容易であるから、3次的に不均質なモデルをあえて作るのは適切でない。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。

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

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。地域の防災対策のためにも、今後、産学官の協力の下でデータを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、科学技術振興調整費による「統合化地下構造データベースの構築」のプロジェクト（藤原, 2007）などの成果が期待される。

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。

$$\log PGV_b = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \dots\dots\dots(30)$$

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 $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ (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る。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）であり、理論的手法で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多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」（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のが重要である。

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 $AVS30$ との経験的關係（例えば、松岡・他, 2005）をあてはめる。

$$\log AVS30 = a + b \cdot \log E_v + c \cdot \log S_p + d \cdot \log D_m \pm \sigma \dots\dots\dots(31)$$

$AVS30$: 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）。

$$\log(amp) = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30 \pm 0.166 \quad (100 < AVS30 < 1500) \dots\dots\dots(32)$$

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

地表の震度を求める方法は、工学的基盤における地震動を距離減衰式等の経験式で求めた場合とハイブリッド合成法等により波形が求められている場合では異なる。

- i) 距離減衰式等の経験式で工学的基盤上の最大速度が求められている場合
「最大速度と計測震度の関係式」（例えば、藤本・翠川, 2005）を用いる。

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV_b) - 0.213 \cdot \{\log(PGV_b)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots(33)$$

$$I = 2.165 + 2.262 \cdot \log(PGV_b) \quad (I < 4)$$

- ii) ハイブリッド合成法等により工学的基盤上の波形を求めた場合
工学的基盤上の時刻歴波形から気象庁（1996）の方法に従って算出した「工学的基盤上震度」に対して、「最大速度増幅率」および「最大速度と計測震度の経験的關係式」より求められる「震度増分」を加える方法により地表での震度を算出する。

「最大速度と計測震度の関係式」(藤本・翠川, 2005)、

$$I = 2.002 + 2.603 \cdot \log(PGV) - 0.213 \cdot \{\log(PGV)\}^2 \quad (4 \leq I) \dots\dots\dots (34)$$

を用い、「震度増分」は、

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp) \dots\dots\dots (35)$$

と表される。ここで、 PGV は地表最大速度(cm/s)、 amp は最大速度増幅率、 PGV_b は工学的基盤上の最大速度(cm/s)である。

- * 工学的基盤上面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 は、表層30mの平均S波速度 $AVS30$ 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 $AVS30$ あるいは $AVS30$ 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)。

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、発生間隔が長い場合、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合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、地下構造モデルの検証には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 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。

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。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は、強震記録が不可欠であり、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。

引用文献（アルファベット順）

- 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.
- 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.
- 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.
- 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 (2005) : Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophysical Research Letters*, 32, L18303, doi:10.1029/2005GL023588,.
- 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*, 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.
- 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) .
- 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) .
- 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』, サイスマ, 5(7), 6-7.
- 清野純史 (2005) : 不整形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.
- 瀬瀬一起 (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. and H. Miyake (2007) : Proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures in Japan, *Proceedings of the 2nd International Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structures*, 41-44.
- 瀬瀬一起・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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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・額額一起・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・額額一起・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.

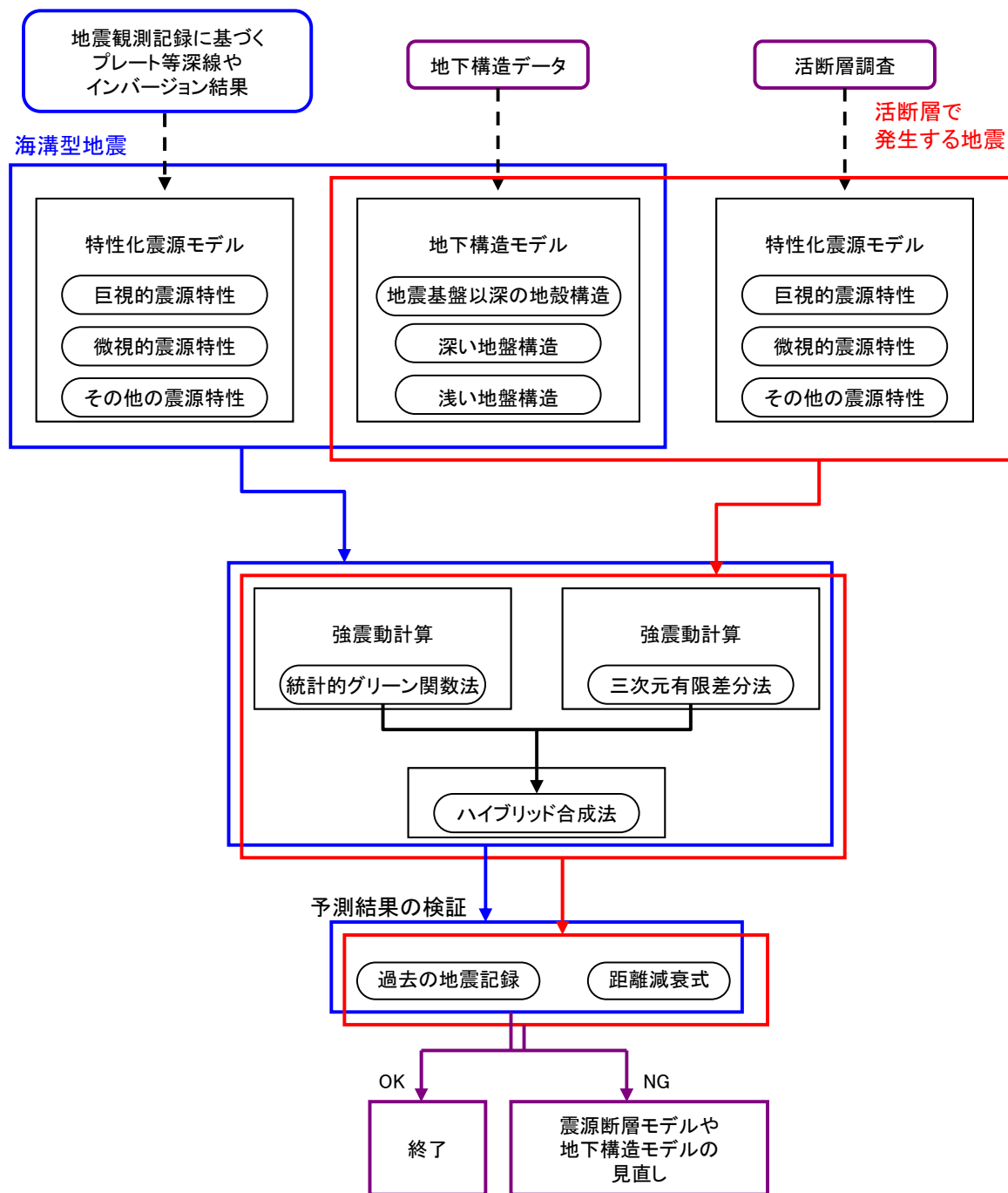
Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990) : Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, *Journal of Physics of the Earth*, 38, 305-324.

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.

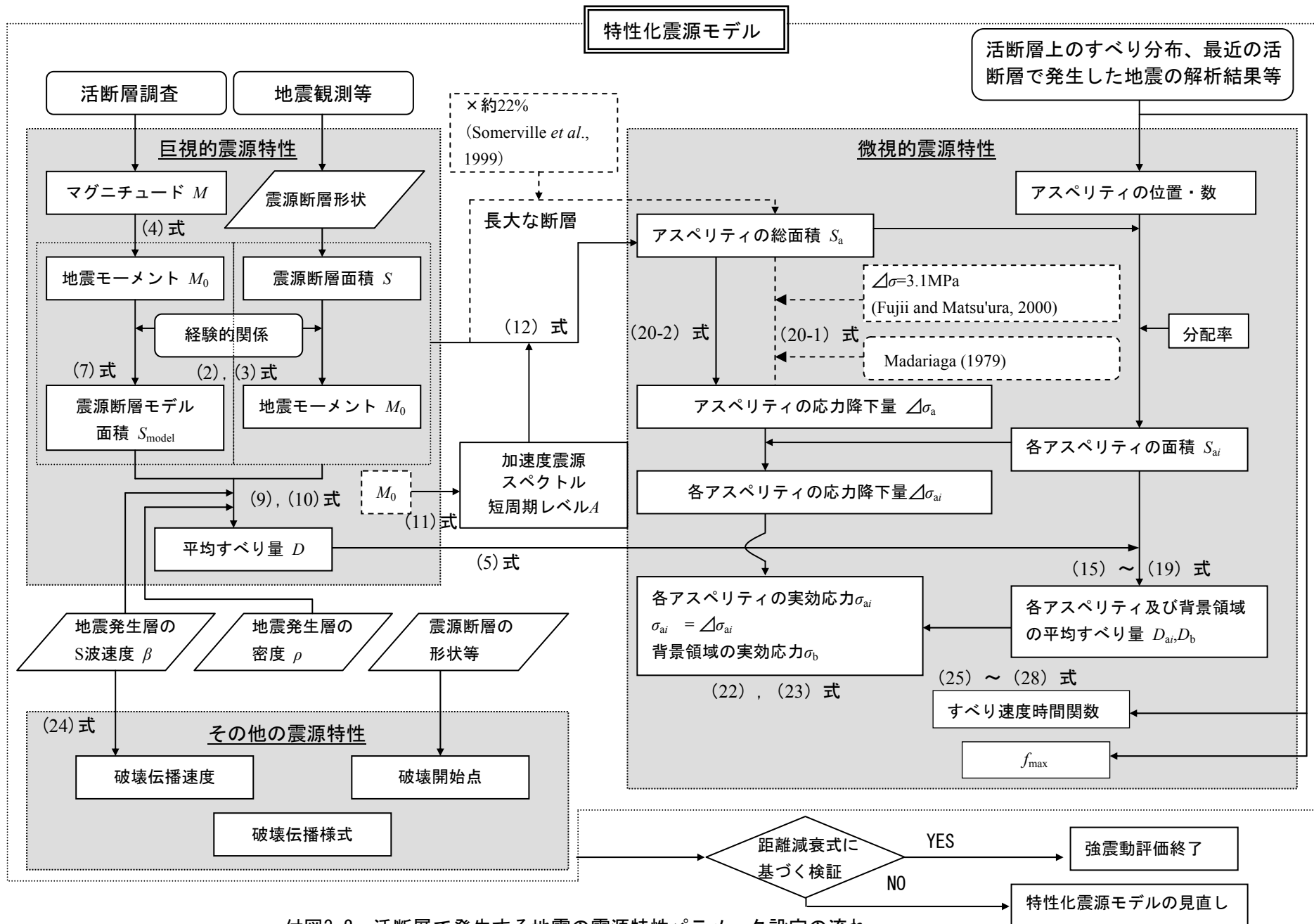
山中浩明・山田伸之 (2002) : 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査, 55-1, 53-65.

吉田 望・東畑郁生 (1991) : YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

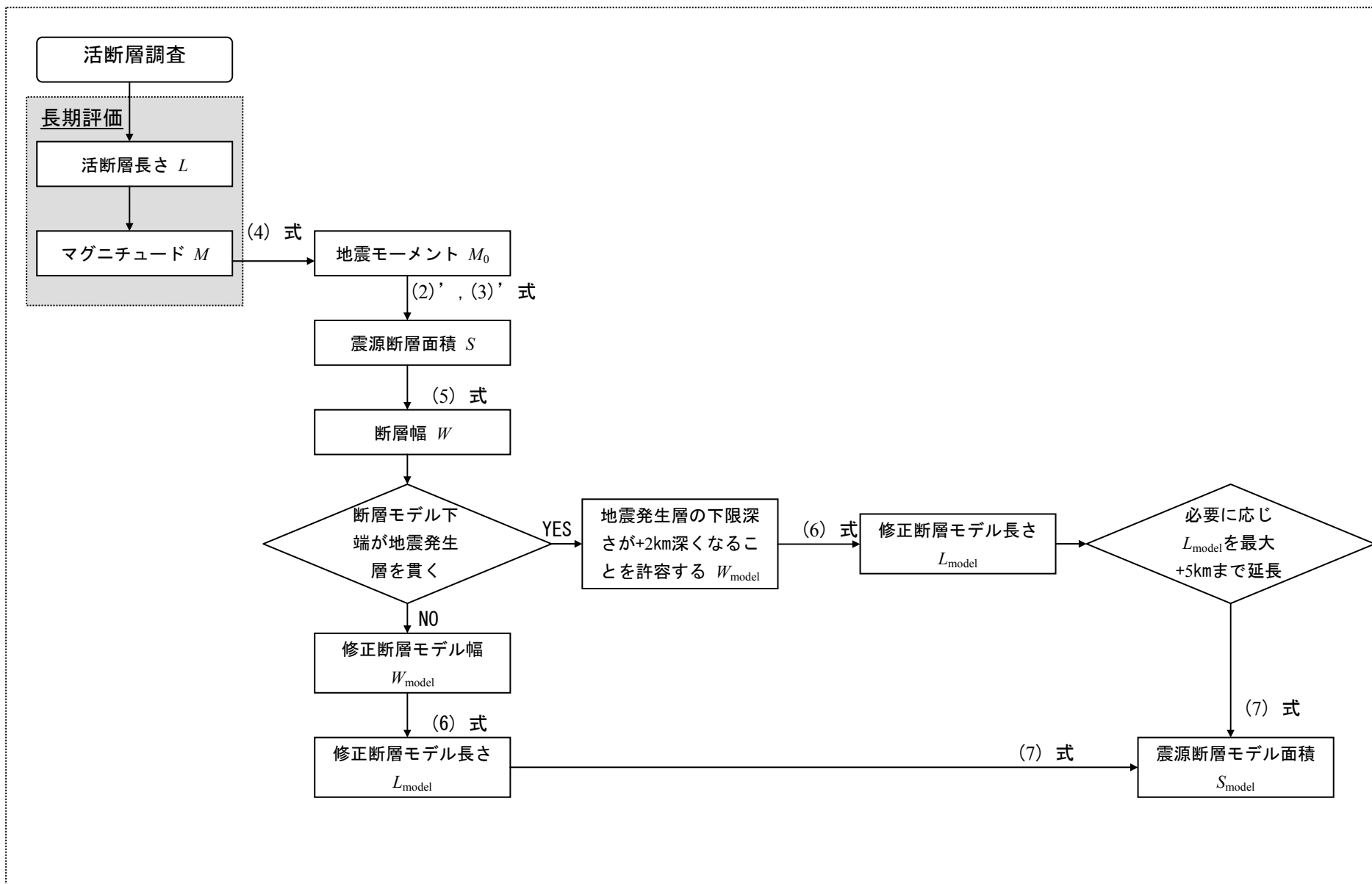
Zhao D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, 22, 313-327.



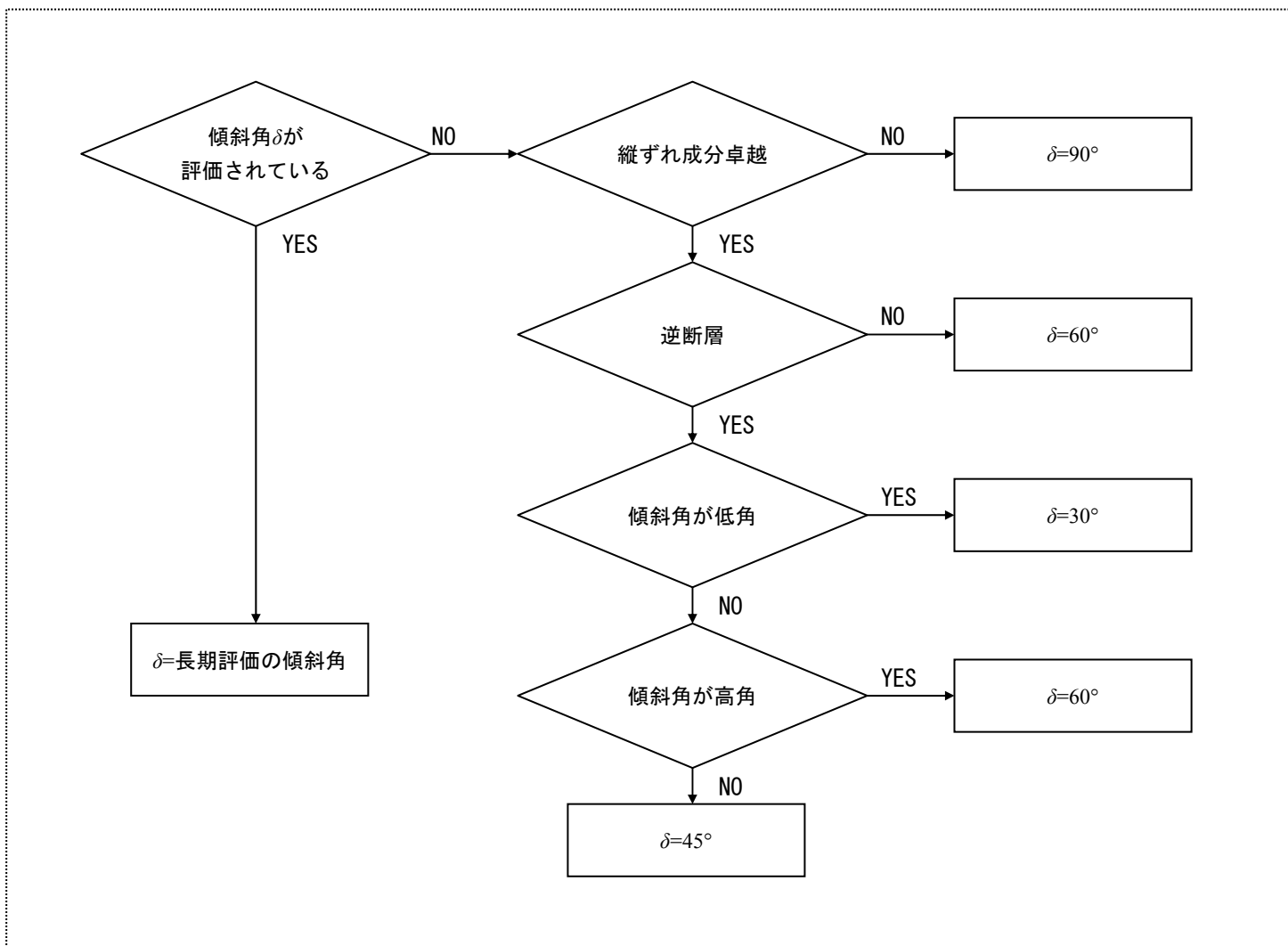
付図3-1 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（ハイブリッド合成法）の流れ



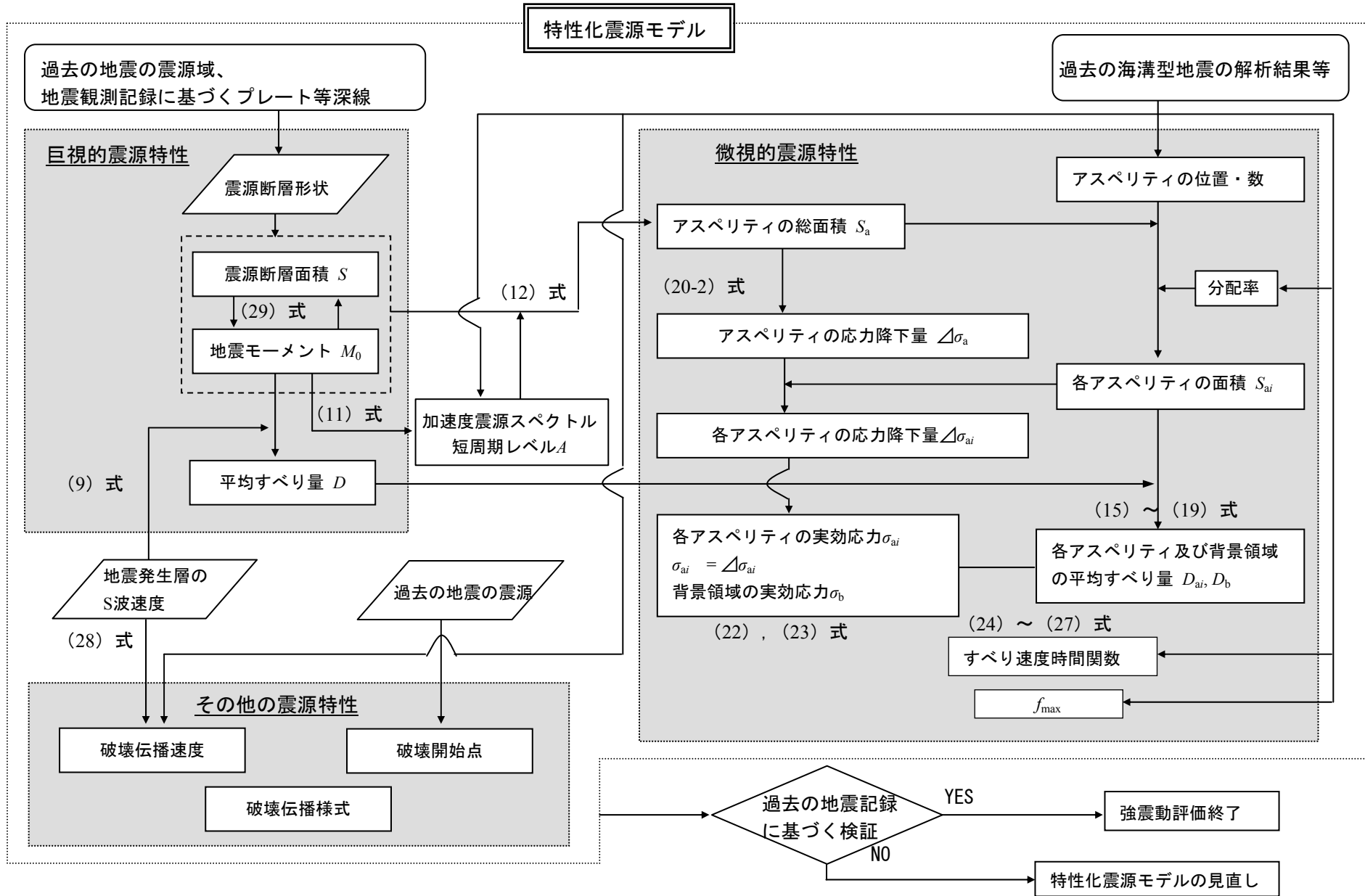
付図3-2 活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
(過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合)



付図3-3 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)

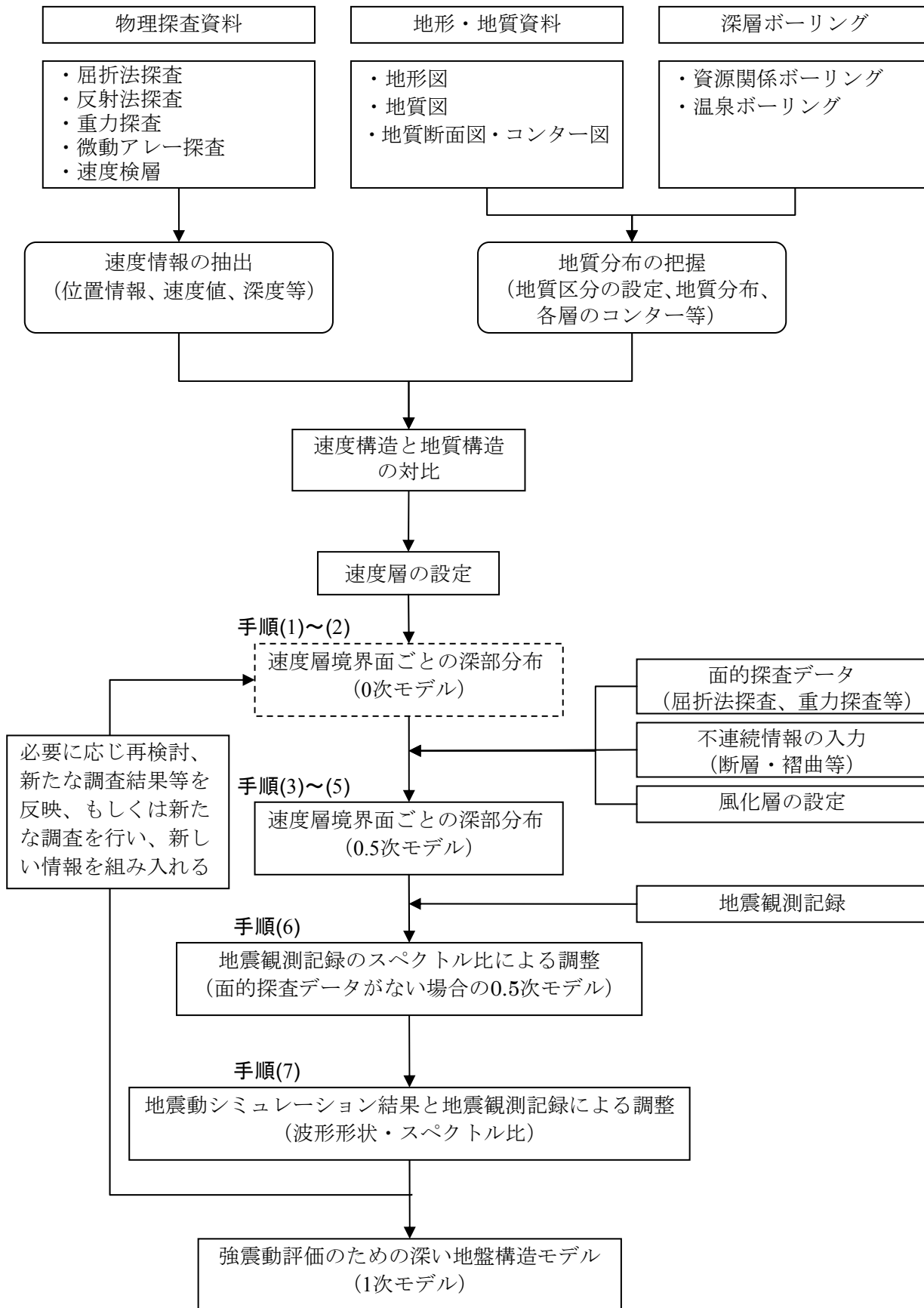


付図3-4 活断層で発生する地震の震源断層モデルの傾斜角設定の流れ



「全国を概観した地震動予測地図」2008年版

付図3-5 海溝型地震の震源特性パラメータ設定の流れ



付図3-6 強震動評価のための深い地盤構造モデル作成の流れ

付録4. 2007年版からの計算手法などの変更点

対象とする地震から地震発生確率を算定するための条件を、2007年版公表時点から付表4-1のように変更しました。また、2007年1月～12月にかけて公表した主要活断層帯の長期評価（一部改訂も含む）の諸元の比較を付表4-2と付表4-3に、2008年1月1日時点で行った地震発生確率値の更新に伴い、変化した主な海溝型地震の地震発生確率の変化を付表4-4に、主要活断層帯のマグニチュードと断層面の諸元について付表4-5に示します。

付表4-1 今回作成の地図の作成条件

地震の分類	作成条件（下線部が前回公表時からの変更点）
主要活断層帯	<ul style="list-style-type: none"> 更新過程を適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成19年(2007年)1月1日」から「<u>平成20年(2008年)1月1日</u>」に変更。 ポアソン過程を適用した地震発生確率の算定については変更なし。 <u>平成19年12月末まで</u>に公表した長期評価の公表結果（一部改訂も含む）を反映する^{※1}。
海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> 更新過程または時間予測モデルを適用した地震発生確率の算定において、時間軸原点を「平成19年(2007年)1月1日」から「<u>平成20年(2008年)1月1日</u>」に変更。 ポアソン過程を適用した地震発生確率の算定については変更なし。
震源断層をある程度特定できる地震	<ul style="list-style-type: none"> <u>平成19年12月末までに追加で公表した長期評価の改訂を反映する。</u> 平成19年(2007年)能登半島地震の断層モデル（地殻変動データから推定した震源断層モデルを基に設定）を考慮^{※2}。地震発生確率は30年、50年ともほぼ0%とする。
震源断層を予め特定しにくい地震	<ul style="list-style-type: none"> 地震発生頻度分布に使用する気象庁の震源データについて、<u>データの改訂及び更新</u>（2005年末までのデータ→2006年末までのデータ）を反映する。

※1 2007年1月～12月に公表した主要活断層の長期評価（一部改訂も含む）は以下の通り。

平成19年3月公表	警固断層帯
平成19年5月公表	魚津断層帯
平成19年8月公表	山形盆地断層帯（一部改訂）
平成19年10月公表	伊那谷断層帯（一部改訂）
平成19年11月公表	サロベツ断層帯

※2 国土地理院資料（第169回地震調査委員会提出資料）を基に、長さ34km、幅20km、走向55度、傾斜角63度の南東傾斜の逆断層として設定した。

付表 4-2 長期評価が改訂された主要活断層帯の諸元の比較

断層帯名		2007年版		2008年版	
		平均ケース	最大ケース	平均ケース	最大ケース
山形盆地 断層帯		全体		北部	
	平均活動間隔	3000年	3000年	3250年	2500年
	最新活動時期	3104年前	6000年前	2754年前	3900年前
	30年発生確率	3.9%	7.2%	2.2%	7.6%
	50年発生確率	6.5%	12%	3.6%	12%
	断層長さ、傾斜	60km、西45度		30km、西45度	
	マグニチュード	7.8		7.3	
		/		南部	
	平均活動間隔			2500年	2500年
	最新活動時期			(ポアソン)	(ポアソン)
	30年発生確率			1.2%	1.2%
	50年発生確率			2.0%	2.0%
	断層長さ、傾斜			32km、西45度	
	マグニチュード			7.3	
	境界			全体	
伊那谷 断層帯 主部	平均活動間隔	7500年	3000年	5800年	5200年
	最新活動時期	3404年前	6500年前	458年前	708年前
	30年発生確率	0.0077%	7.4%	ほぼ0%	ほぼ0%
	50年発生確率	0.013%	12%	ほぼ0%	ほぼ0%
	断層長さ、傾斜	48km、西60度		42km、西70度 38km、西70度	
	マグニチュード	7.7		8.0	
		前縁		/	
	平均活動間隔	12000年	4000年		
	最新活動時期	17750年前	28000年前		
	30年発生確率	1.6%	6.3%		
	50年発生確率	2.6%	10%		
	断層長さ、傾斜	57km、西30度			
	マグニチュード	7.8			

付表 4-2 長期評価が改訂された主要活断層帯の諸元の比較（続き）

断層帯名		2007年版	2008年版	
		その他の活断層	平均ケース	最大ケース
伊那谷 断層帯 南東部		新野断層*		
	平均活動間隔	10300年	25000年	25000年
	最新活動時期	(ポアソン)	(ポアソン)	(ポアソン)
	30年発生確率	0.29%	0.12%	0.12%
	50年発生確率	0.48%	0.20%	0.20%
	断層長さ、傾斜	13km、90度	30km、西60度	
	マグニチュード	6.7	7.3	

*その他の活断層としてモデル化

付表 4-3 長期評価が新たに公表された主要活断層帯の諸元の比較

断層名		2007年版	2008年版	
		その他の活断層	平均ケース	最大ケース
警固 断層帯		/	北西部	
	平均活動間隔		—	—
	最新活動時期		3年前	3年前
	30年発生確率		ほぼ0%	ほぼ0%
	50年発生確率		ほぼ0%	ほぼ0%
	断層長さ、傾斜		30km、90度	
	マグニチュード		7.0	
			南東部	
	平均活動間隔	15100年	4300年	3100年
	最新活動時期	(ポアソン)	3850年前	4300年前
	30年発生確率	0.20%	1.9%	5.6%
	50年発生確率	0.33%	3.2%	9.2%
断層長さ、傾斜	19km、90度	32km、90度		
マグニチュード	7.0	7.2		
魚津断層帯	平均活動間隔	2200年	8000年	8000年
	最新活動時期	(ポアソン)	(ポアソン)	(ポアソン)
	30年発生確率	1.4%	0.37%	0.37%
	50年発生確率	2.2%	0.62%	0.62%
	断層長さ、傾斜	28km、90度	24km、南東45度 10km、南東60度	
	マグニチュード	7.2	7.3	
サロベツ 断層帯	平均活動間隔	15500年	6000年	4000年
	最新活動時期	(ポアソン)	2550年前	5100年前
	30年発生確率	0.19%	0.0038%	4.0%
	50年発生確率	0.32%	0.0068%	6.6%
	断層長さ、傾斜	39km、90度	44km、東30度	
	マグニチュード	7.5	7.6	

付表 4-4 主な海溝型地震の地震発生確率の変化

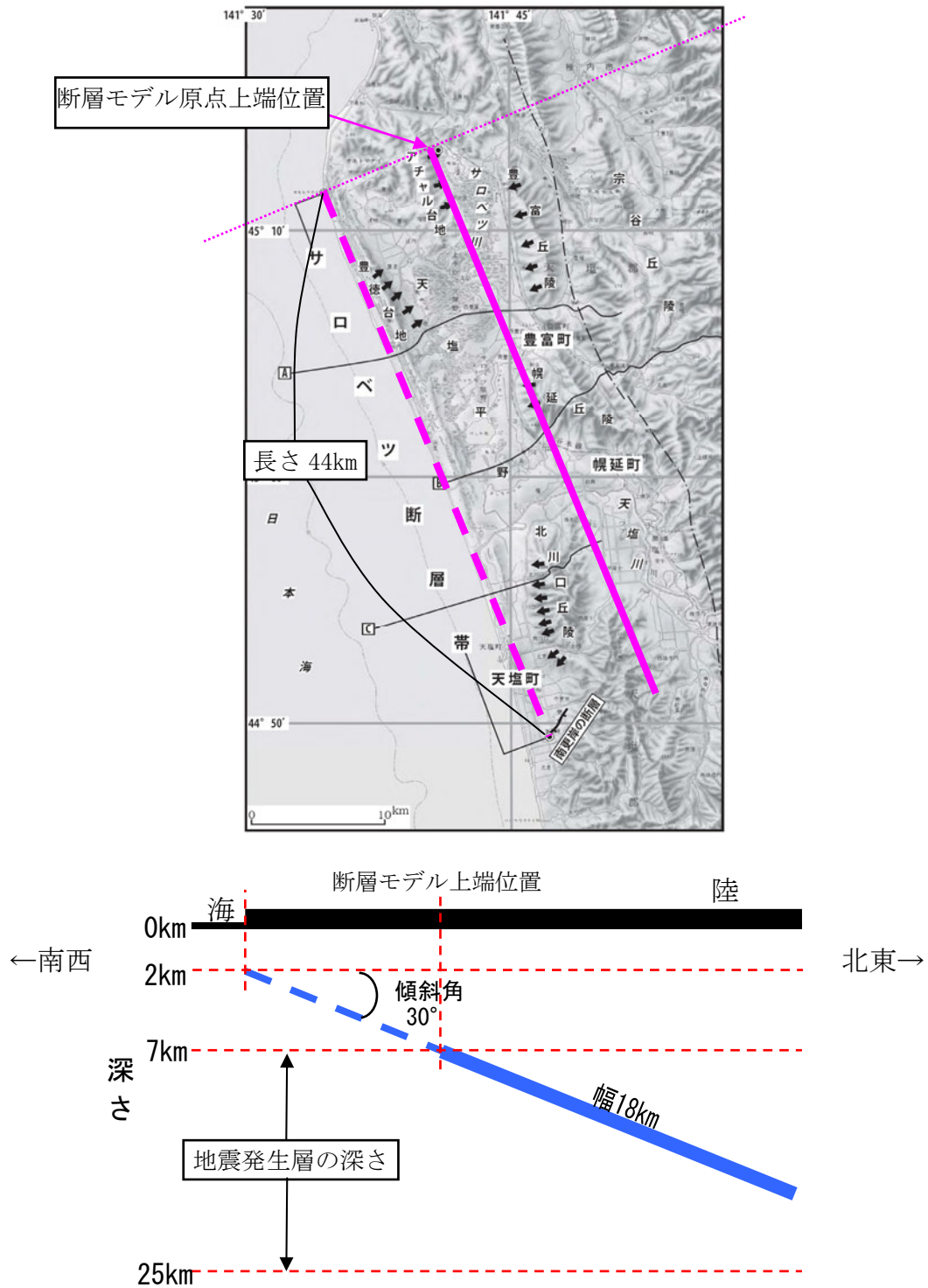
地震名	2007年版		2008年版	
	30年確率	50年確率	30年確率	50年確率
南海地震	53%	86%	55%	87%
東南海地震	64%	92%	66%	92%
想定東海地震	87%	97%	87%	97%
宮城県沖地震	ほぼ100%	ほぼ100%	ほぼ100%	ほぼ100%
三陸沖南部海溝寄りの地震	80%	95%	80%	95%
三陸沖北部のプレート間大地震	3.2%	34%	3.8%	36%
十勝沖の地震	0.32%	17%	0.45%	19%
根室沖の地震	37%	75%	39%	76%
色丹島沖の地震	45%	79%	47%	80%
択捉島沖の地震	56%	85%	57%	86%
大正型関東地震	0.089%	1.0%	0.10%	1.1%

注) ここで示している確率値は、地震動予測地図を計算するために用いた値であり、付録2で示している長期評価の確率値と若干異なっています。ここで示している確率値には絶対的な精度がないため、各地震の長期評価の確率値としては付録2の値をご参照下さい。

付表 4-5 変更もしくは追加した、モデル化した主要活断層帯のマグニチュードと断層面の諸元

ここで示した主要活断層帯のマグニチュードと断層面の諸元は、確率論的地震動予測地図を計算するためにモデル化したものであり、長期評価で公表した諸元と必ずしも一致しないことがあります。また、設定した断層モデルの例を付図 4-1 に示す。

コード	断層名称	断層面のずれの向き		M_j	断層長さ	断層面の幅	断層面の傾斜角	地震発生層の深さ
1801	山形盆地断層帯	西側隆起の逆断層	2007年版	$M_w 7.1$	30km 30km	17km 17km	西傾斜 45度	4-16km
	山形盆地断層帯北部		2008年版	$M_w 6.8$	30km	18km	西傾斜 45度	4-16km
1802	山形盆地断層帯南部	西側隆起の逆断層	2007年版					
			2008年版	$M_w 6.8$	32km	18km	西傾斜 45度	4-16km
5101	伊那谷断層帯境界断層	西側隆起の逆断層	2007年版	7.7	48km	17km	西傾斜 60度	3-18km
5102	伊那谷断層帯前縁断層			7.8	57km	30km	西傾斜 30度	3-18km
5101	伊那谷断層帯主部		2008年版	$M_w 7.3$	42km 38km	18km 18km	西傾斜 70度 西傾斜 70度	2-19km
5102			2007年版					
	伊那谷断層帯南東部	西側隆起の逆断層	2008年版	$M_w 6.8$	32km	18km	西傾斜 60度	2-18km
9901	サロベツ断層帯	東側隆起の逆断層	2007年版					
			2008年版	$M_w 7.0$	44km	18km	東傾斜 30度	7-25km
10501	魚津断層帯	南東側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	2007年版					
			2008年版	$M_w 6.8$	24km 10km	19km 19km	南東傾斜 45度 南東傾斜 60度	3-15km
10801	警固断層帯西北部	左横ずれ断層	2007年版					
			2008年版	$M_w 6.7$	30km	16km	90度	2-18km
10802	警固断層帯南東部	左横ずれ断層 (南西側隆起成分を伴う)	2007年版					
			2008年版	$M_w 6.7$	32km	16km	90度	2-18km



付図 4-1 設定した断層モデルの概念図 (サロベツ断層帯の例)

上図：断層帯の位置 (「サロベツ断層帯の長期評価について」の評価文より)。

設定した断層モデル上端位置 (実線) を併せて表示した (図 1.2-2、図 1.2-6、図 1.2-9 で示している断層モデル上端位置は、この「断層モデル上端位置」を示している)。矢印は活傾動 (矢印の向きは地形面が傾き下がる向き) を示す。点線は地表の断層 (この場合は活傾動) の端のおおよその位置を示す。

下図：断層モデルの概念図

青実線が設定した断層モデルであり、青点線は長期評価で公表されたおおよその断層位置と地震発生層の上端深さを結ぶものである。

付録5. 地震動予測地図データの公開と利用方法

報告書の文章および図面一式は、地震調査研究推進本部ホームページ (<http://www.jishin.go.jp/>) 上で公開しています(付図 5-1)。主な図面については、本書付属 CD-ROM に収録しているファイルと同等の、約 1km 四方の評価対象領域を判別できる分解能をもった PDF 形式のファイルなどを提供しています。

また、本報告書に掲載されている評価結果の図面を作成するために用いたデータや計算条件、および作成プロセスについても、「地震ハザードステーション J-SHIS (Japan Seismic Hazard Information Station)」(以下では、「地震ハザードステーション」という)として、(独)防災科学技術研究所のサーバーからインターネットを用いて公開しています(付図5-2、<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>)。

「全国を概観した地震動予測地図」 2008年版

「全国を概観した地震動予測地図」 2008年版

平成20年(2008年)
地震調査研究推進本部 地震調査委員会

[ホーム](#)

[1. 確率論的地震動予測地図](#)

[1.1 概要](#)

[1.2 地域別の特徴](#)

[1.2.1 北日本地域の特徴](#)

[1.2.2 中日本地域の特徴](#)

[1.2.3 西日本地域の特徴](#)

[1.3 地震の発生確率などの評価](#)

[2. 震源断層を特定した地震動予測地図](#)

[2.1 概要](#)

[2.2 レンビ\(概要\)](#)

[2.3 これまでに実施した強震動評価](#)

[3. 2008年版と2007年版との違いについて](#)

[主な図の一覧](#)

付録

[1. 用語集](#)

[2. 地震発生確率値などの評価結果一覧表](#)

[3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法\(「レンビ」\)](#)

[4. 2007年版からの計算手法などの変更点](#)

[5. 地震動予測地図データの公開と利用方法](#)

[ミニコラム](#)

[全国を概観した地震動予測地図に関するFAQ\(2006年版報告書付録\)](#)

[全国を概観した地震動予測地図の更新について \(PDF 2,207 KB\)](#)

[「全国を概観した地震動予測地図」報告書2006年版](#)



今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図(平均ケース)
※図をクリックすると大きな図を見ることができます。

発行にあたって

地震調査研究推進本部地震調査委員会は、平成17年3月に「全国を概観した地震動予測地図」報告書を公表し、平成18年9月にこれを2006年版として、平成19年4月には2007年版として改訂しました。今回、「全国を概観した地震動予測地図」のうちの「確率論的地震動予測地図」について、地震発生確率値の平成20年1月1日時点での更新結果や長期評価の改訂結果等を反映し、見直しを行った結果を2008年版として改訂しました。2007年版との変更点については3章に記載しています。

なお、この2008年版では、「全国を概観した地震動予測地図」の概要のみを記載しておりますが、地震動予測地図の計算手法などの専門的な内容や報告書の活用方法やFAQについては、[2006年版報告書](#)を併せてご覧下さい。また、特定の場所を拡大した地震動予測地図などをご覧になりたい方は「[地震ハザードステーション\(J-SHIS\)](#)」をご覧ください(<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>)。

今回更新された「確率論的地震動予測地図」も含め、「全国を概観した地震動予測地図」が、国民の防災意識の向上や効果的な地震防災対策を検討する上での基礎資料として活用されることを期待しております。

なお、本書PDF版は以下からダウンロードすることができます。

- [「全国を概観した地震動予測地図」 2008年版 PDF版](#) (PDF 5,676 KB)

※ファイルの閲覧には、アドビ・システムズ社が無償配布する「Acrobat Reader(バージョン5.0およびそれ以降)」または「Adobe Reader」が必要になります。「Acrobat Reader」または「Adobe Reader」の操作方法については、各ソフトウェアのヘルプメニューを参照してください。

※「Acrobat Reader」および「Adobe Reader」は米国のアドビ・システムズ社の登録商標です。

※お使いになるパソコンにインストールされているフォントの種類によって、画面表示および印刷した時に、文字の見え方が異なる場合があります。

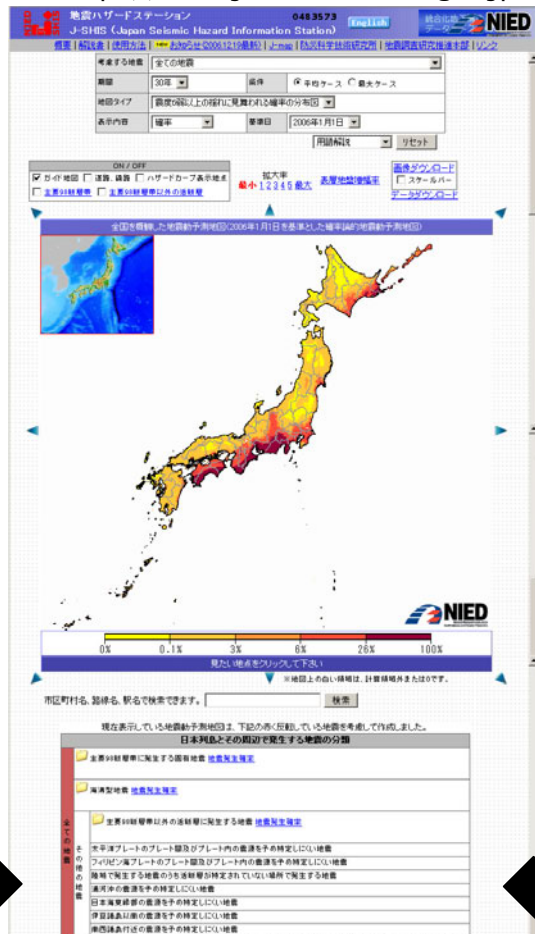
本書に記載した地図の海岸線および県境は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図25000(空間データ基盤)を複製したものである。(承認番号 平19総報、第1210号)

[このページの先頭へ](#) [次へ](#)

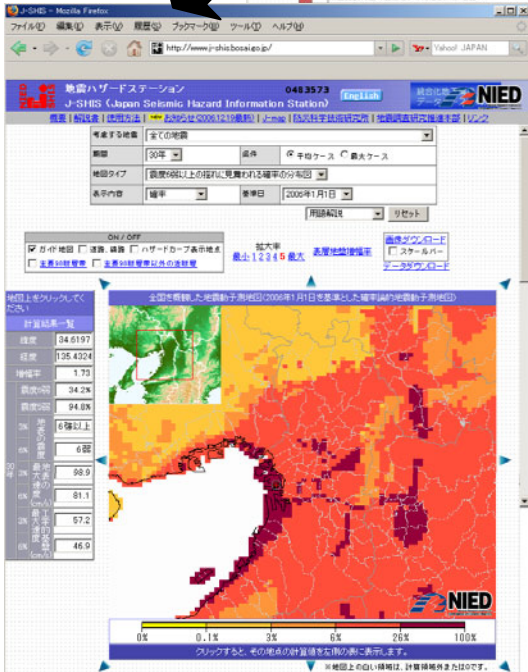
地震調査研究推進本部 地震調査委員会

付図 5-1 地震調査研究推進本部HPで公開されている「全国を概観した地震動予測地図」に関するページ (<http://www.jishin.go.jp/>)

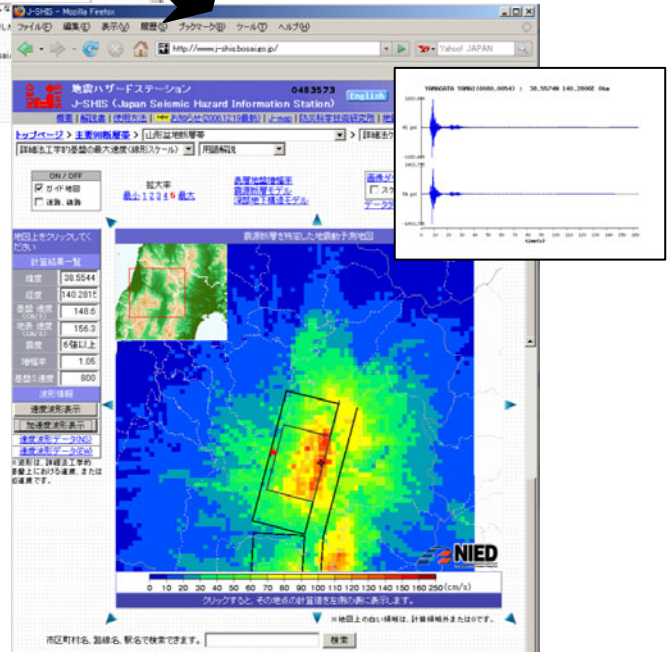
地震ハザードステーショントップページ
(http://www.j-shis.bosai.go.jp)



平均ケースの図はもちろんのこと、
最大ケースの確率論的地震動予測
地図もご覧いただけます。



確率論的地震動予測地図 (拡大例)
クリックした地点の計算値が左側の表に
表示される。



震源断層を特定した地震動予測地図
クリックした地点の計算値が左側の表に
表示されるほか、工学的基盤の計算波形を
表示することもできる。

付図 5-2 地震ハザードステーション (http://www.j-shis.bosai.go.jp/) の表示例