「全国を概観した地震動予測地図」報告書

平成 17 年 3 月 23 日
平成 18 年 9 月 25 日改訂
地震調査研究推進本部
地 震 調 査 委 員 会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（平成 11 年 4 月 23 日）を決定し、この中において当面推進すべき地震調査研究の主要な課題として、全国を概観した地震動予測地図の作成を挙げている。

全国を概観した地震動予測地図作成に向けた取組みとして、地震調査委員会の長期評価部会では、活断層で発生する地震と海溝型地震の長期的な地震発生可能性の評価を行い、その結果を公表してきた。同委員会の強震動評価部会では、強震動予測手法（「詳細法」）の高度化・標準化を進めつつ、いくつかの震源断層を対象にして「詳細法」による強震動評価を実施し、その結果を公表してきた。両部会は、平成 14 年から 16 年にかけて、地域を限定した「確率論的地震動予測地図の試作版」を取りまとめてきた。地震調査委員会は、それまでの一連の成果をとりまとめた「全国を概観した地震動予測地図」を平成 17 年 3 月に公表した。

今般、平成 17 年 3 月から平成 18 年 3 月までに公表した長期評価・強震動評価などの新しい情報を反映するための改訂を行った。今回の主な改訂内容は、平成 18 年 1 月 1 日時点で行われた地震発生確率値の更新結果の反映と確率値の色調を安全と誤解を与えないように変更したことである。

全国を概観した地震動予測地図の改訂にあたって

阪神・淡路大震災を契機に、地震調査研究推進本部が設置され、我が国の地震調査研究を一元的に推進してきました。地震調査研究推進本部の地震調査委員会は、最新の地震調査研究の成果を随時取り入れながら、全国で発生する地震の評価、日本の主要な活断層や海溝周辺の地震の発生の可能性の長期評価、及び、それらの地震が発生したときの揺れの強さを予測する強震動評価を公表してきました。これらの長期評価、強震動評価結果等を統合し、全国を対象として、地震による強い揺れに見舞われる可能性を確率などで表した地震動予測地図としてとりまとめ、平成17年３月に公表しました。

地震の長期的な発生確率は、時間の経過や地震の発生などによって変化します。その変化に対応するため、この度、平成17年の公表以降の新しいデータに基づいて地震動予測地図を更新し、平成18年度版として報告書を改訂いたしました。なお、当面、この地震動予測地図を毎年更新していく予定です。

日本は世界でも有数の地震国であり、全国どこであっても地震に対する備えが必要です。それを踏まえた上で、本報告書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。

平成18年９月

地震調査研究推進本部
地震調査委員会
委員長　阿部　勝征

「全国を概観した地震動予測地図」報告書

目　　次

１．はじめに 1
1.1　本報告書作成の経緯と目的 1
1.2　「全国を概観した地震動予測地図」とは 1
1.3　本報告書の構成 2

２．「全国を概観した地震動予測地図」の概要 3
2.1　「全国を概観した地震動予測地図」の基本的な考え方 3
2.2　地震動予測地図の作成方法 3
2.3　地震動予測地図で考慮した地震 7
2.4　工学的基盤に対する地表の最大速度の増幅率分布 12

３．確率論的地震動予測地図 14
3.1　確率論的地震動予測地図の対象地域と表示の方法 14
3.2　確率論的地震動予測地図の作成方法 14
3.2.1　地震の評価モデル 15
3.2.2　強震動評価 15
3.3　確率論的地震動予測地図の作成結果 17
3.3.1　全国を概観した確率論的地震動予測地図 17
3.3.2　地震分類別の地図 26
3.4　確率論的地震動予測地図からわかる地域別の特徴 30
3.4.1　北日本地域の特徴 30
3.4.2　中日本地域の特徴 36
3.4.3　西日本地域の特徴 40
3.5　長期評価された地震発生確率に関する参考図 46

４．震源断層を特定した地震動予測地図 49
4.1　震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）について 49
4.1.1　特性化震源モデルの設定 49
4.1.2　地下構造モデルの作成 50
4.1.3　強震動計算 51
4.1.4　予測結果の検証 51
4.2　これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価の諸元 53
4.3　これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価結果の概説 62
4.3.1　糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を想定した強震動評価（概要） 63
4.3.2　鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証（概要） 64
4.3.3　森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（概要） 66
4.3.4　宮城県沖地震を想定した強震動評価（概要） 67
4.3.5　布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（概要） 68
4.3.6　三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価（概要） 69
4.3.7　山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価（概要） 70
4.3.8　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（概要） 71

4.3.9　三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（概要）. 72
4.3.10 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）. 73
4.3.11 高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）. 74
4.3.12 石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）. 75
4.3.13 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（概要）. 76
4.3.14 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）. 78
4.3.15 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した
強震動評価（概要）. 80
4.3.16 日向灘の地震を想定した強震動評価（概要）. 81

５．「全国を概観した地震動予測地図」の活用について. 83
5.1　「確率論的地震動予測地図」の活用. 83
5.1.1　地図の見方に応じた活用. 83
5.1.2　地図の特徴を踏まえた活用. 84
5.1.3　地震防災・耐震設計への活用. 84
5.2　「震源断層を特定した地震動予測地図」の活用. 84
5.2.1　地震防災への活用. 84
5.2.2　構造物の耐震設計への活用. 85
5.2.3　強い揺れが発生する物理的な現象の解明. 85
5.3　両地図の使い分けと融合. 86
5.3.1　両地図の相補的な特徴と使い分け. 86
5.3.2　両地図の融合. 87

６．今後に向けて. 88
6.1　地震動予測地図の活用・融合に関する課題. 88
6.1.1　詳細な地図に向けて. 88
6.1.2　「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」
の融合に向けて. 89
6.2　地震動予測地図の技術的課題. 89

引用文献 90

付録
１．本報告書に使用する用語の意味. 93
２．長期評価および強震動評価、確率論的地震動予測地図試作版の公表一覧. 95
３．長期評価結果一覧表. 99
４．地震動予測地図データの公開と利用方法. 114
５．気象庁震度階級関連解説表. 118
６．全国を概観した地震動予測地図に関する FAQ 119
７．委員会名簿. 124

本報告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１８総複、第２８５号）
なお、市町村合併による県境の変更等については地図に反映している。

１．はじめに

1.1　本報告書作成の経緯と目的

平成７年の阪神・淡路大震災では、6400 名を超える死者・行方不明者と 10 万棟を超える建物が全壊するという戦後最大の被害が生じた。この地震を契機に地震防災対策の強化を図ること等を目的に地震防災対策特別措置法が成立し、これに基づき地震調査研究推進本部が当時の総理府（現在は文部科学省）に設置され、地震調査研究のための新しい体制が作られた。この中で、地震調査委員会は、地震に関する調査結果の収集、整理および分析、並びに評価を担当し、地震による被害の軽減に資するため、地震の調査研究の推進と、基礎的な知識の普及に努めてきた。

地震調査委員会は、地震に対する正しい知識の普及を目的として、それまでの地震に関する知見を整理し、「日本の地震活動」（地震調査委員会，1997；〈追補版〉同，1999）を刊行した。これは全国の地震活動や過去の被害地震に関する情報をとりまとめたもので、都道府県別に地震活動の特徴が示されている。さらに、地震調査委員会は主な活断層や海溝周辺における長期的な地震の発生可能性の評価（長期評価）や、そこで地震が発生した場合を想定した強い揺れの予測（強震動評価）を実施し、その結果を公表してきた。本報告書の目的は、これらの評価に基づき、地震による被害の主な原因となる強い揺れの予測を全国的に行った結果をとりまとめて地震動予測地図として提示し、地震による被害の軽減に資することである。

地震調査研究推進本部は平成 11 年４月、今後 10 年程度にわたる地震調査研究推進の基本になるべき指針として「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（地震調査研究推進本部，1999）（以下「総合基本施策」という）を策定した。その中で、当面推進すべき地震調査研究の課題として、活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成を第１番目に掲げている。本報告書は、総合基本施策に基づいて、全国の地震に対する上記の評価を踏まえ、日本各地が将来発生する地震によってどの程度の揺れに見舞われるか、あるいは今後の一定期間内に強い揺れに見舞われる可能性が各地でどの程度あるか、といった予測情報を地図上にとりまとめたものである。

日本国内では、どこでもある程度の規模の被害を伴う地震が発生する危険性があると言える。したがって、全国どこであっても地震に対する基本的な備えを行政レベルや個人レベルで行うことは当然のことである。その意味では全国的に一定レベルでの地震調査観測・研究体制、および地震防災対策は必要である。それを踏まえた上で、強い揺れに見舞われる可能性が特に高い場所については更に重点的な取り組みが必要であろう。本報告書の地震動予測地図によって、活断層や海溝付近の大地震による強い揺れの可能性を全国で概観するとともに、その地域的な違いを知ることができる。本報告書は、国民の地震防災意識の高揚に結びつくと共に、国や地方公共団体の防災対策に有用な情報を提供することが期待される。

1.2　「全国を概観した地震動予測地図」とは

地震調査委員会の作成した地震動予測地図は、**「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る。「確率論的地震動予測地図」は、全国を概観することができ、地震によって強い揺れに見舞われる可能性の地域差を見ることができる。それに対し、「震源断層を特定した地震動予測地図」は、個々の地震に対して周辺で生じる強い揺れの分布を知ることができる。どのような情報を知りたいかによって、適切な地図を選ぶことが重要である。

「確率論的地震動予測地図」は、地図上の各地点（約1km四方の領域）において、今後の一定期間内に強い揺れに見舞われる可能性を示したものである。この地図は、地震発生の長期的な可能性の評価と、地震が発生したときに生じる強い揺れの評価とを組み合わせることで作成される。その結果は、

例えば、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た地図や、今後30年以内に3%の確率でどの程度以上の強い揺れに見舞われるかを示した分布図として示される。地震調査委員会では、平成14年度に北日本地域、平成15年度に西日本地域の試作版を作成し、今般、全国を対象とした「確率論的地震動予測地図」を作成した。

「震源断層を特定した地震動予測地図」は、ある特定の震源断層に着目し、そこで地震が発生した場合に周辺の地域がどの程度の強い揺れに見舞われるかを示した地図である。例えば、自分の住む地域周辺の活断層が実際に動いた場合に、当該地域がどれくらい強い揺れに見舞われるかを知りたい、といった場合に役立てられる。この種の地図は、国や地域における防災計画策定のための被害想定に際して作成・利用されていることが多い。地震調査委員会では、活断層や海溝付近で発生する地震のうち周辺地域への影響が大きい地震を対象とした強震動予測と過去の観測記録による予測結果の検証を通じて、強震動予測手法の高度化と、誰がやっても同じ結果が得られるようにするための手法の標準化の研究を進めており、その成果を順次公表してきた。今回、これまでに公表してきた14の想定地震に対する評価結果を「震源断層を特定した地震動予測地図」として本報告書にとりまとめた。

なお、地震の長期的な発生可能性は時間の経過や地震発生によって変化するため、これらの情報を取り込んで評価された強い揺れに見舞われる可能性は、時間とともに変化する性質をもつ。一方、今後の地震調査研究の進展により、新たな知見の獲得や評価手法の進歩があれば、それらに基づき地震動予測地図は高度化されるべきものである。以上の理由から、地震調査委員会では、地震動予測地図を適切な時期に見直していくこととしている。

1.3　本報告書の構成

本報告書は以下に示すように本章をはじめ６章で構成されている。

２章では、「全国を概観した地震動予測地図」の全体概要を示した。ここでは「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」について、作成の基本的な考え方や検討の枠組みを整理している。また、両地図に共通な基本情報として、検討の対象とした地震の分類や、地表付近の浅い地盤が地震の揺れの強さに与える影響を示した地図について述べる。

３章では、「確率論的地震動予測地図」について記述した。ここでは地震の長期的な発生確率を考慮した地震動予測地図を全国を概観した形で提示すると同時に、地図の読み方についての解説を行う。

４章では、「震源断層を特定した地震動予測地図」について記述した。ここでは地震調査委員会における最新の強震動予測手法の解説とともに、これまでに公表してきた地震動予測地図の概要を示す。

５章では、「全国を概観した地震動予測地図」の利用に関して、「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」それぞれの利用の考え方、さらに両者の相補的な利用の考え方について記述した。

６章では、「全国を概観した地震動予測地図」の今後の課題と展望について記述した。

なお、「全国を概観した地震動予測地図」では、評価結果のみならず、作成にあたって用いたデータや条件、および作成のプロセスを公開することとしており、その公開方法の説明を付録とした。

また、「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」のそれぞれについて、作成のためのデータやプロセスに関する詳細な説明や議論を分冊としてまとめた。

２.「全国を概観した地震動予測地図」の概要

2.1 「全国を概観した地震動予測地図」の基本的な考え方

「全国を概観した地震動予測地図」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２種類の地図で構成される。地震調査委員会としては、将来の地震に対する備えを考える上で、検討目的や知りたい情報に応じて両方の地図を適宜使い分けることが適当と考え、見方の異なる２種類の地図を作成することとした。

日本国内には多くの活断層や海域で発生する大地震のほか、どこで起きるかわからない地震もあり、地震が発生して強い揺れに見舞われる危険性は全国どこにでもある。「確率論的地震動予測地図」はそのような全国で発生する様々な地震について、長期的な地震発生の可能性を考慮し、将来見舞われる恐れのある強い揺れの可能性を地域毎に評価した結果を地図上に示すものである。この地図によって、例えば、自分の住む地域について、今後の一定期間内に震度６弱以上といった強い揺れに見舞われる可能性がどれくらいあるのかを知ることができる。さらに、そこで予測される強い揺れの可能性について、どのような地震が大きな影響を及ぼしているかを、分析して調べることも可能である。

一方、「震源断層を特定した地震動予測地図」は、特定の一つの地震に対して、震源断層のずれ動き方などのシナリオを想定し[1]、その地震が発生したときに評価対象地域がどのような強い揺れに見舞われるかを示すものである。地震調査委員会は、強震動予測手法の高度化と、誰が計算を実施しても同じ結果が得られることを目標とした手法の標準化を進め、その手法をいくつかの地震に適用して「強震動評価」として公表してきた。これまでに対象とした地震は、「長期評価」がなされた地震のうち、発生確率や周辺地域への影響の大きさを考慮するとともに、強震動予測手法の高度化の観点で選び出している。本報告書では、これまでの強震動評価結果をとりまとめ、「震源断層を特定した地震動予測地図」として提示している。また、本報告書では評価結果のみならず、評価に用いた予測手法についても、最新のものを「レシピ」として提示している。「レシピ」を利用することにより、誰でも同様の結果を再現することが可能になる。

両地図は上記のように異なる性格をもつので、活用にあたっては目的に応じた使い分けが適当である。例えば、「確率論的地震動予測地図」で強い揺れに見舞われる可能性が高いと判断された地域等において、対象地域への影響が大きい地震を特定できる場合には、「震源断層を特定した地震動予測地図」を用いて、その地震が発生した場合の被害推定や応急対策等の検討を行うことができる。どこで起きるか特定できない地震も含めて考える場合には、「確率論的地震動予測地図」を用いることで、今後見舞われる可能性のある強い揺れを評価することができ、その結果に基づいて対応策等の検討を行うことができる。両地図の使い分けの詳細については**５章**において述べる。

2.2 地震動予測地図の作成方法

「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」に共通な作成の全体の流れを**図 2.2-1** に示す。対象とする地震の想定、震源や地下構造のモデル化、地震発生時の揺れの強さや確率評価、地図の作成の手順である。各地図の具体的な作成方法については、**３章**および**４章**に記述する。

①地震の発生可能性の評価

活断層調査や過去の地震発生記録および解析結果等に基づいて、どこでどのような地震がどの程度の可能性で発生するかを評価する。

[1] このように想定された地震をシナリオ地震とも呼ぶ。

②震源モデルの設定

揺れの強さは、一般的に震源断層の地震規模が大きいほど、また震源断層に近いほど強くなる。ここでは強震動評価を行うために、長期評価結果等に基づいて震源となる断層面の位置形状、地震規模等のモデルを設定する。

③地下構造モデルの設定

地震波は、地下深部では伝播する距離と共に次第に減衰していくが、地震基盤[2]から上の地下構造の影響により増幅される。このため、強震動評価を行うためには、地表付近の地下構造をモデル化し、その影響を評価する必要がある。地下構造モデルの設定にあたっては、地盤の性質と揺れに対する影響の違いから、深さによって複数の地下構造に分ける。要求される精度に応じた予測手法により必要とする地下構造は異なるが、**図 2.2-2** の模式図に示すように、地震調査委員会では、大別して、地表から工学的基盤[3]までは地表付近に分布する表層地盤である「浅い地盤構造」、工学的基盤から地震基盤までは「深い地盤構造」、地震基盤より深いところは「大構造」と定義し、３つの地下構造モデルを設定している。

④強震動評価（強い揺れの評価）

地表の揺れの推定は、２段階の計算で行う。まず、評価対象領域（約 1km 四方の領域）の工学的基盤での揺れを推定し、次に「浅い地盤構造」の影響を加えて地表の揺れの強さを算出する。

工学的基盤での強震動予測手法は、単純なモデルに基づく簡便な手法（「簡便法」[4]）で行う場合と精緻なモデルに基づく詳細な手法（「詳細法」[5]）で行う場合がある。**図 2.2-3** に各手法の概念図を示す。「確率論的地震動予測地図」では、地震の長期的な発生確率の評価と地震が発生したときに生じる揺れの強さの発生確率の評価を組み合わせた手法を用い、一定期間内に強い揺れに見舞われる可能性を評価する。揺れの強さの発生確率は、「簡便法」による平均的な揺れの強さの予測値と、それに対するばらつきから評価する。「震源断層を特定した地震動予測地図」では、「詳細法」を用いた強震動評価を行うことを基本としている。

⑤地震動予測地図の作成

地表における強震動評価結果に基づき、個別の震源断層に対する震度分布や、今後の一定期間内に強い揺れに見舞われる確率の分布等の情報を地図上に表示することで、地震動予測地図を作成する。

なお、本報告書で示す地震動予測地図は約 1km 四方の領域を単位として作成している。紙面の都合で拡大して示すことができないが、**付録４**に述べる地震動予測地図の公開システム上、または地震調査研究推進本部ホームページ[6]上に掲載される報告書の図面では拡大して見られるようにしている。ただし、1km 四方という粗い領域の単位で揺れの強さの分布を概観するものであり、個別の地点における揺れの強さの情報を詳細に表示しているものではないことに留意する必要がある。

---

[2] Ｓ波速度（地震波のうち横波（Ｓ波）が地中を伝わる速度）3km/s 程度の岩盤。

[3] 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、300～700m/s 程度以上である。

[4] 想定地震が発生したときに評価地点の工学的基盤で得られる最大速度を簡便な経験式によって評価する方法。これは、過去の様々な地震記録から得られた経験的な関係式で、「地震規模（マグニチュード）」と「震源断層から評価地点までの距離」が与えられたときの「平均的な揺れの強さ（本報告書の場合最大速度）」を求める方法である。揺れの強さは一般に震源断層から離れるほど小さくなる（減衰する）ことから、この経験式を地震動強さの距離減衰式とも言う。

[5] 災害発生への影響が大きいと考えられる周波数帯域の全てをカバーした地震波形（地震による揺れの時間変化）を予想する方法で、「簡便法」で扱うよりも現実に近い震源モデルと地下構造に基づく数値計算を行う方法である。

[6] 地震調査研究推進本部のホームページ URL は、http://www.jishin.go.jp/

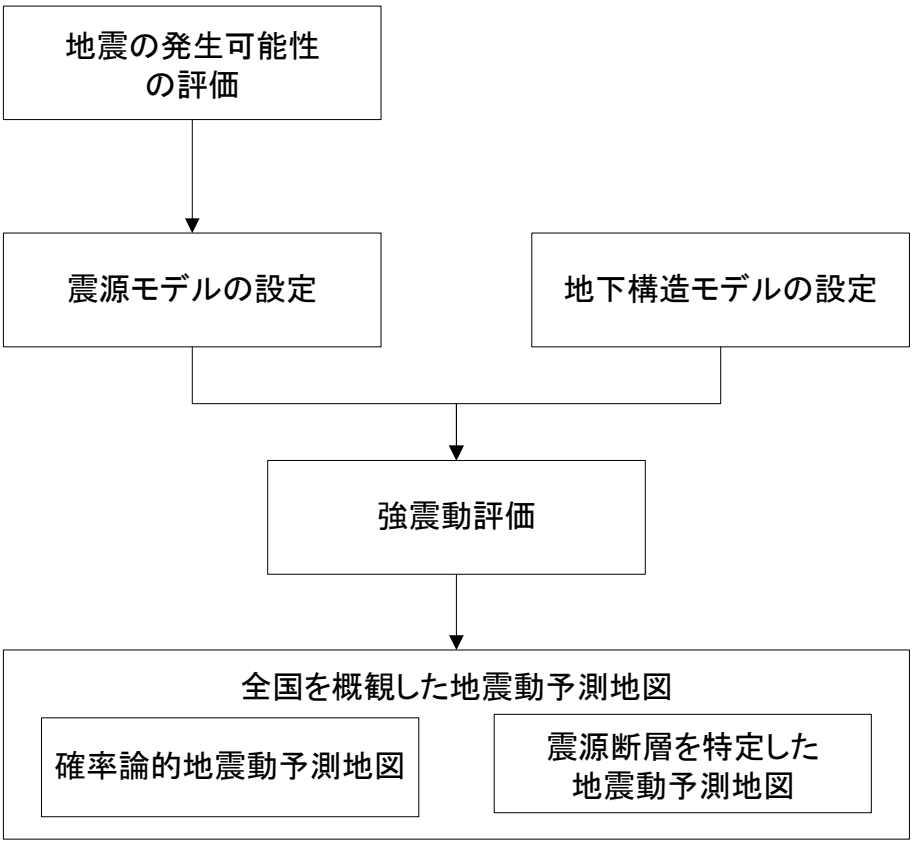


図 2.2-1　「全国を概観した地震動予測地図」作成の全体フロー図

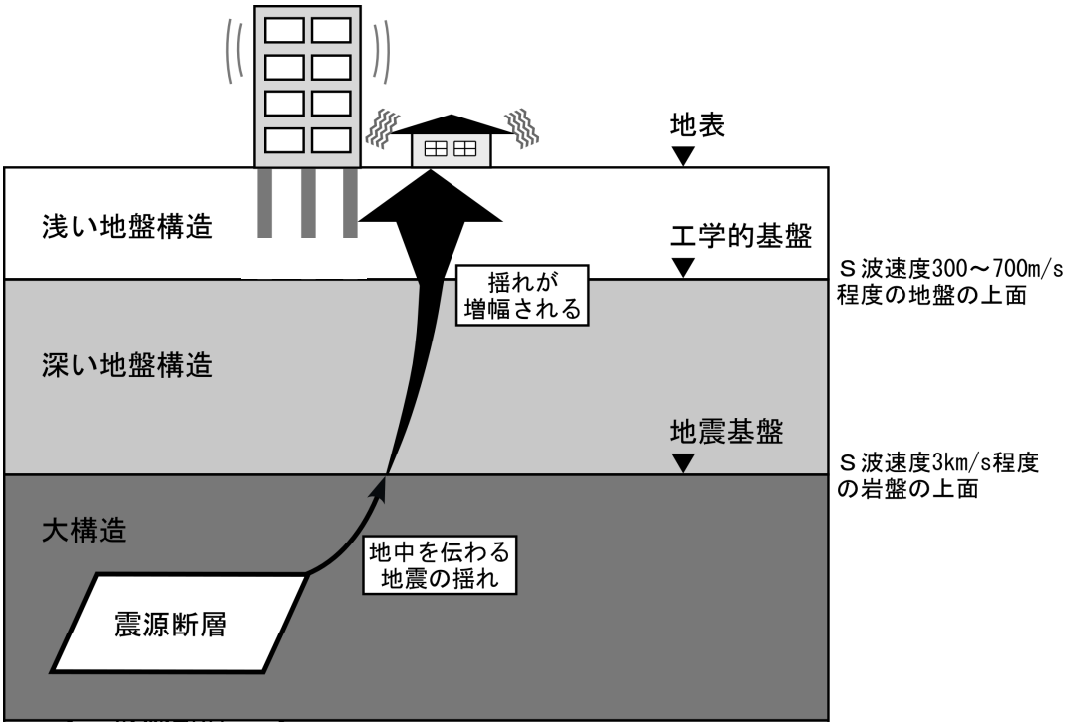


図 2.2-2　地下構造モデルの模式図

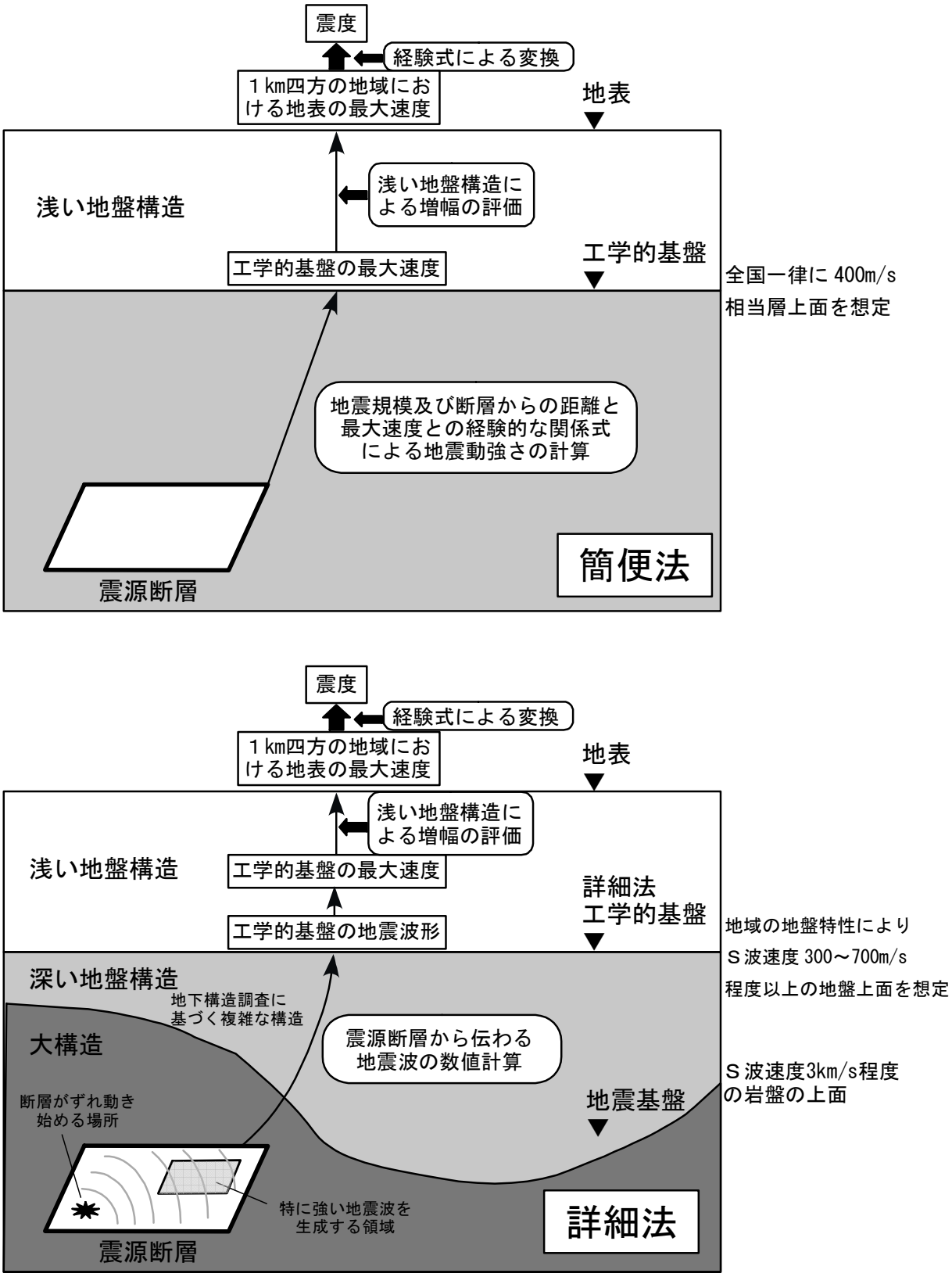


図 2.2-3　「簡便法」と「詳細法」による強震動評価の概念図

2.3　地震動予測地図で考慮した地震

地震動予測地図では、日本に強い揺れをもたらす全ての地震について、地震発生のタイプ別に細かく分類しモデル化することにより、それぞれの発生場所、規模、発生の可能性が考慮されている。本節では、地震動予測地図において実際にどのような地震が考慮されているかについて述べる。

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る(**図 2.3-1** 参照)。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る（地震調査委員会, 1999；**図 2.3-2** 参照)。

陸域および沿岸域で発生する地震の主なものは、活断層で発生する地震である。地震調査研究推進本部は、全国の活断層のうち、活動性が高く、社会的、経済的に大きな影響を与えるような地震を起こすと考えられる主要な 98 の断層帯を基盤的調査観測の対象として選び出し(地震調査研究推進本部, 1997)、地震調査委員会では、そこで発生する最大規模の地震（「固有地震」）について長期評価を実施した（**図 2.3-3** および**付録３**の**付表 3-1** 参照)。

海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震の主なものとしては、東海～東南海～南海地震や宮城県沖地震のように、海溝付近で発生する大地震が挙げられる。地震調査委員会は、プレート間および沈み込むプレート内、あるいは沈み込んだプレート内で発生する大地震を「**海溝型地震**」として定義し（**図 2.3-2** 参照)、それらの地震発生の可能性の長期評価を実施した（**図 2.3-3** および**付録３**の**付表 3-2** 参照)。

表 2.3-1 に示した分類は、「確率論的地震動予測地図」の作成のために、地震活動をタイプ別にモデル化することを目的として行ったもので、表の網掛け部は地震調査委員会が長期評価の対象とした主要な地震である。「確率論的地震動予測地図」では、長期評価を実施した地震については、その地震毎に、発生場所、地震規模、発生確率を評価している。長期評価を実施した地震以外についても、地図作成にあたって、それぞれの地震分類別に発生場所、地震規模別の発生頻度の統計的処理に基づく地震規模と発生確率を評価している。

一方、「震源断層を特定した地震動予測地図」では、長期評価の対象とした地震のうち、発生確率等を考慮して、これまでに 14 地震を検討対象とする強震動評価を実施した。

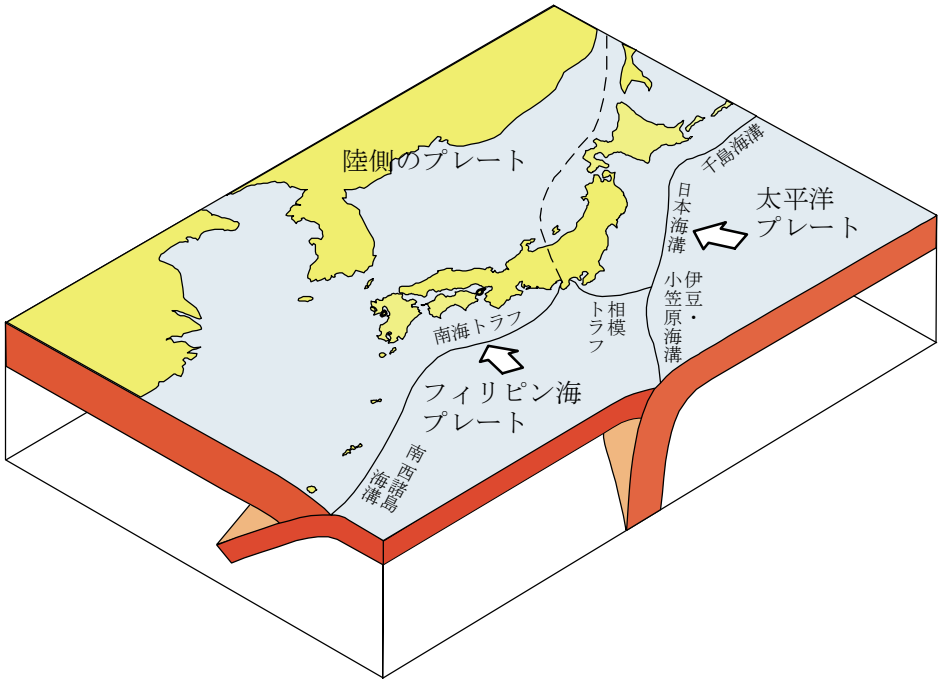


図 2.3-1　日本列島とその周辺のプレート
図中の矢印は陸側のプレートに対する海のプレートの相対運動を示す。

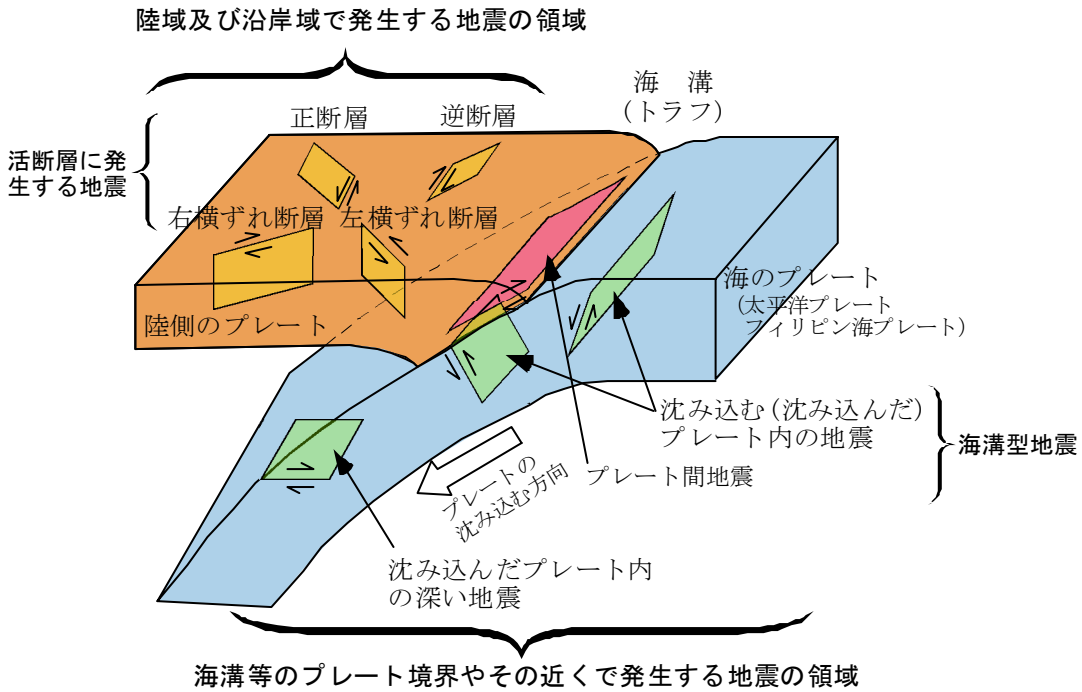


図 2.3-2　日本列島とその周辺で発生する地震のタイプ
断層面上の矢印は相対的なずれの向き

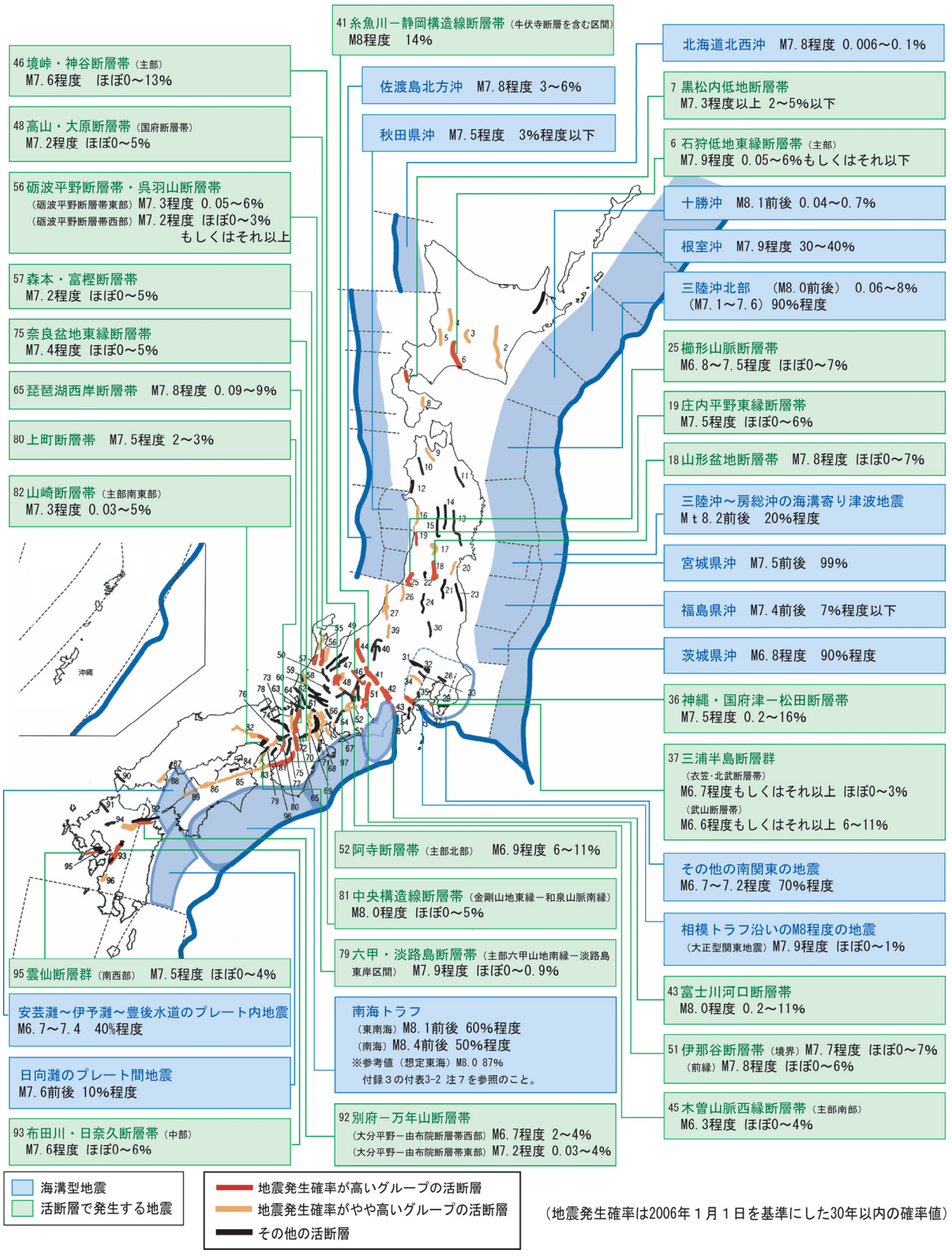


図 2.3-3　主要 98 断層帯の位置および海溝型地震の発生領域と主な長期評価結果
（断層帯の番号は次ページ表参照）

番号	断層の名称	番号	断層の名称
1	標津断層帯	50	庄川断層帯
2	十勝平野断層帯	51	伊那谷断層帯
3	富良野断層帯	52	阿寺断層帯
4	増毛山地東縁断層帯	53, 54	屏風山・恵那山－猿投山断層帯
5	当別断層		
6	石狩低地東縁断層帯	55	邑知潟断層帯
7	黒松内低地断層帯	56	砺波平野断層帯・呉羽山断層帯
8	函館平野西縁断層帯	57	森本・富樫断層帯
9	青森湾西岸断層帯	58	福井平野東縁断層帯
10	津軽山地西縁断層帯	59	長良川上流断層帯
11	折爪断層	60	濃尾断層帯
12	能代断層帯	61, 62	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯
13	北上低地西縁断層帯		
14	雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯	63	野坂・集福寺断層帯
15	横手盆地東縁断層帯	64	湖北山地断層帯
16	北由利断層	65	琵琶湖西岸断層帯
17	新庄盆地断層帯	66	岐阜－一宮断層帯
18	山形盆地断層帯	67	養老－桑名－四日市断層帯
19	庄内平野東縁断層帯	68	鈴鹿東縁断層帯
20	長町－利府線断層帯	69	鈴鹿西縁断層帯
21	福島盆地西縁断層帯	70	頓宮断層
22	長井盆地西縁断層帯	71	布引山地東縁断層帯
23	双葉断層	72	木津川断層帯
24	会津盆地西縁・東縁断層帯	73	三方・花折断層帯
25	櫛形山脈断層帯	74	山田断層帯
26	月岡断層帯	75	京都盆地－奈良盆地断層帯南部（奈良盆地東縁断層帯）
27	長岡平野西縁断層帯	76	有馬－高槻断層帯
28	東京湾北縁断層	77	生駒断層帯
29	鴨川低地断層帯	78	三峠・京都西山断層帯
30	関谷断層	79	六甲・淡路島断層帯
31	関東平野北西縁断層帯	80	上町断層帯
32	元荒川断層帯	81	中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）
33	荒川断層	82	山崎断層帯
34	立川断層帯	83	中央構造線断層帯（紀淡海峡－鳴門海峡）
35	伊勢原断層	84	長尾断層帯
36	神縄・国府津－松田断層帯	85	中央構造線断層帯（讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部）
37	三浦半島断層群	86	中央構造線断層帯（石鎚山脈北縁）
38	北伊豆断層帯	87	五日市断層帯
39	十日町断層帯	88	岩国断層帯
40	信濃川断層帯（長野盆地西縁断層帯）	89	中央構造線断層帯（石鎚山脈北縁西部－伊予灘）
41	糸魚川－静岡構造線断層帯(中部)	90	菊川断層帯
42	糸魚川－静岡構造線断層帯(南部)	91	西山断層帯
43	富士川河口断層帯	92	別府－万年山断層帯
44	糸魚川－静岡構造線断層帯(北部)	93	布田川・日奈久断層帯
45	木曽山脈西縁断層帯	94	水縄断層帯
46	境峠・神谷断層帯	95	雲仙断層群
47	跡津川断層帯	96	出水断層帯
48	高山・大原断層帯	97	伊勢湾断層帯
49	牛首断層帯	98	大阪湾断層帯

表 2.3-1　日本列島とその周辺で発生する地震の分類

陸域および沿岸域で発生する地震	**主要98断層帯に発生する固有地震**
	主要98断層帯以外の活断層に発生する地震
	主要98断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震
	陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
	上記のいずれにも分類できないため地域特性を考慮して分類した地震 （浦河沖の震源断層を予め特定しにくい地震）
海溝等のプレート境界やその近くで発生する地震	**海溝型地震（プレートの沈み込みに伴う大地震）**
	プレート間で発生する地震のうち大地震以外の地震
	沈み込む（沈み込んだ）プレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震
	上記のいずれにも分類できないため地域特性を考慮して分類した地震 （日本海東縁部、伊豆諸島以南、南西諸島付近の震源断層を予め特定しにくい地震）

※網掛け部の地震は、基盤的調査観測の対象となる主要な地震として地震調査委員会で長期評価を実施したもの。

2.4　工学的基盤に対する地表の最大速度の増幅率分布

地表における揺れの強さは、「浅い地盤構造」が特に大きく影響しているが、その状況は場所によって大きく異なる。工学的基盤では同じ程度の強さの揺れであっても、一般に表層地盤が軟弱な場所では固い地盤の場所に比べて地表では強い揺れになる。本報告書では、「浅い地盤構造」は全国にわたって同水準で評価することとし、全国を約 1km 四方の地域でデータベース化している国土数値情報の地形学的情報に基づいて、簡易的にモデルの設定を行っている。したがって、約 1km 四方の単位地域内では同じ地盤として「浅い地盤構造」を取り扱うこととなる。

図 2.4-1 は、全国一律の工学的基盤[7]を想定し、上に述べた「浅い地盤構造」のモデルに基づいて、そこから地表までの最大速度の増幅率を示した地図である。**2.2 節**で述べたように、地表の最大速度は工学的基盤での最大速度に表層地盤の増幅率を掛けることで求められる。図において、色が赤くなるほど（増幅率が大きくなるほど)、工学的基盤に比べて地表の揺れの強さが「浅い地盤構造」によって大きくなることを示している。首都圏が広がる関東平野や、近畿圏が広がる大阪平野、京都・奈良盆地、中京圏が広がる濃尾平野等、人口が集中する都市域は堆積平野に広がっているが、そのような場所は「浅い地盤構造」が軟弱なところが多く、増幅率が高いことがわかる。堆積平野は沿岸部に広がっていることが多いが、内陸部でも盆地になっているところでは増幅率が高い地域が見られる。一方、山間部等では、想定している工学的基盤よりも固い地層や岩盤が地表に出ており、増幅率が 1 を下回るような地域がある。そのような場所での揺れの強さは想定した工学的基盤での揺れの強さよりも小さくなる。

「詳細法」による「震源断層を特定した地震動予測地図」においては、全国一律の工学的基盤の代わりに、評価対象地域の地盤特性を考慮した「詳細法工学的基盤」を設定する。増幅率の絶対値は変わるが、評価対象地域内のどこで増幅率が高いかといった相対的な分布は概ね同じと考えてよい。

なお、モデル化されている約 1km 四方の地域内でも地盤条件は場所によって異なり、予測される揺れの強さとは異なる場所も出てくることには留意しておく必要がある。対象とする地点での揺れを高精度に予測するためには、その地点のより詳細な地盤情報が必要になるが、ここでは全国の揺れの強さを概観し地域的特性を知ることを目的としているため、約 1km 四方の領域を単位とする細かさとしている。また、非常に強い揺れに見舞われた場合、軟弱な地盤では地盤がさらに軟化して、通常とは異なった揺れ方になる場合がある（地盤の非線形的な挙動)。このような挙動を計算するためには詳細な地盤の情報が必要であるが、本報告書ではこの効果については考慮していない。

[7] ここでは全国一律の工学的基盤として 400m/s 相当層上面を目安として考えた。「工学的基盤」については脚注 3 を参照のこと。

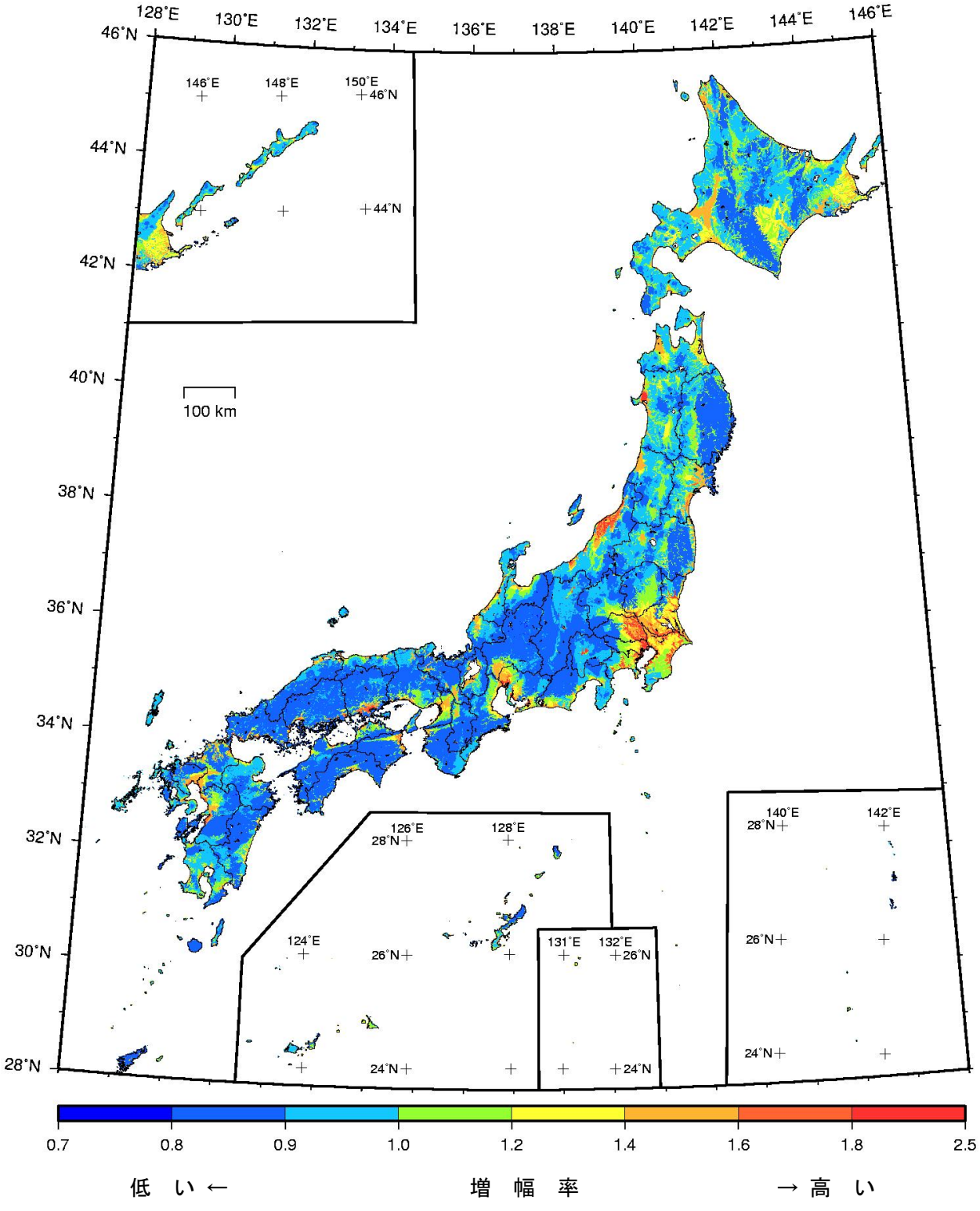


図 2.4-1 「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率の分布

３．確率論的地震動予測地図

3.1　確率論的地震動予測地図の対象地域と表示の方法

対象とする地域は日本全域[8]である。

地図の表示は、総合基本施策に例示されたものと同様に、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「（その揺れの強さを超える）確率」のうち、いずれか二つを固定して残り一つの値の分布を示す形とした。本報告書では、以下の組み合わせで、約 1km 四方の領域を単位として地図を作成した。

①「期間」と「揺れの強さ」を固定した場合の「確率」を示した地図
　　例：今後 30 年以内に震度 6 弱以上（計測震度 5.5 を超える）になる確率の地図

②「期間」と「確率」を固定した場合の「揺れの強さ」を示した地図
　　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

「期間」としては、2006 年 1 月 1 日を起点とし、地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会(2001)の次の見方を踏まえ、「30 年間」を基本とし、②の地図については「50 年間」も示すこととした。

○一般国民が人生設計を検討する際に対象とするであろう期間を考慮して、30 年間における確率評価を基本とすることが適当。

○建築物の耐用年数が 50 年間のものや、さらにそれ以上の長期のものが出てきていること等から、50 年間等の期間で評価することも必要。

①の地図で固定して与える「揺れの強さ」としては、防災対策を強化する目安とされる「震度 6 弱以上」を基本とし、被害発生の可能性（気象庁震度階級関連解説表；**付録５**参照）の目安である「震度 5 弱以上」も事例として示す。

②の地図で固定して与える「確率」としては、主要 98 断層帯の長期的な発生確率の高低の目安（例えば、地震調査委員会，2001）の一つである「3%－期間 30 年」の場合を基本として、さらに、構造物設計の目安の一つとして考えられる「5%－期間 50 年」、「10%－期間 50 年」および「39%－期間 50 年」の場合を事例として示す[9]。なお、①の地図で示す確率は、期間 30 年で 0.1%未満、0.1%以上 3%未満、3%以上 6%未満、6%以上 26%未満、26%以上の確率値でランク分けをした[10]。

3.2　確率論的地震動予測地図の作成方法

確率論的地震動予測地図の基本的な作成フローは **2.2 節**で述べたとおりであるが、ここではもう少し具体的に地震のモデル化と強震動評価について述べる。

---

[8] 沖ノ鳥島および南鳥島は、地震活動をモデル化できるだけの情報がないため、評価の対象外とした。

[9] 考慮する地震の特徴に依存するが、「5%－期間 50 年」は「3%－期間 30 年」と概ね等しい結果の地図が得られる。また、時間に依存しない不規則な地震発生を想定した場合、「5%－期間 50 年」、「10%－期間 50 年」、「39%－期間 50 年」はそれぞれ平均的に約 1000 年、約 500 年、約 100 年に 1 回見舞われる揺れの強さ（正確にはこの強さを超えるような揺れに見舞われる）に相当する。

[10] 「0.1%－期間 30 年」、「3%－期間 30 年」、「6%－期間 30 年」、「26%－期間 30 年」はそれぞれ平均的に約 30000 年、約 1000 年、約 500 年、約 100 年に 1 回見舞われる揺れの強さ（正確にはこの強さを超えるような揺れに見舞われる）に相当する。

3.2.1　地震の評価モデル

確率論的地震動予測地図では、**2.3 節**で述べたように、想定される全ての地震について、それぞれ個別に地震発生の可能性の評価、震源モデルの設定を行う。**表 2.3-1** に示した地震のタイプ別分類から、長期評価の有無に着目して、モデル化のために次のような地震分類を設定した。

○主要 98 断層帯に発生する固有地震
○海溝型地震
○その他の地震（長期評価の対象となっていない地震）
－震源断層をある程度特定できる地震
1）主要 98 断層帯以外の活断層に発生する地震
2）主要 98 断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震[11]
－震源断層を予め特定しにくい地震
3）プレート間で発生する地震のうち大地震以外の地震
4）沈み込む（沈み込んだ）プレート内で発生する地震のうち大地震以外の地震
5）陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震
更に、上記のいずれにも分類できないため地域特性を考慮して分類した地震としては、以下のものがある。
6）浦河沖の震源断層を予め特定しにくい地震
7）日本海東縁部の震源断層を予め特定しにくい地震
8）伊豆諸島以南の震源断層を予め特定しにくい地震
9）南西諸島付近の震源断層を予め特定しにくい地震

長期評価の対象となっている「**主要 98 断層帯に発生する固有地震**」（以下、主要 98 断層帯の固有地震）と「**海溝型地震**」は、地震毎に、長期評価に従って、震源断層の位置・形状、地震規模、長期的な地震発生確率をモデル化する。主要 98 断層帯の固有地震の発生確率が幅をもって評価されている場合、強い揺れの予測結果にも幅を生じることになるが、ここでは代表値[12]を採用して地図作成に適用することとした。地震動予測地図において幅をもって評価された地震発生確率をどのように取り扱うかについては、検討課題の１つとなっている（**3.5 節**参照）。

長期評価の対象となっていない「**その他の地震**」については地震動予測地図作成のために以下のような評価モデルを作成した。「主要 98 断層帯以外の活断層に発生する地震」については、地震毎に、震源断層の位置・形状を評価し、断層の長さと活動度に基づいて地震規模と長期的な地震発生確率をモデル化する。震源断層を予め特定しにくい地震については、地震分類別に地震規模別発生頻度の統計的な評価、および地震規模に応じた個別の震源断層の位置・形状の設定を行う。なお、地震規模がある程度大きい地震（マグニチュード 5.0 以上の地震）についてのみ、その影響を評価することとした。

3.2.2　強震動評価

確率論的地震動予測地図において、評価対象地点における強震動評価とは、今後の一定期間内にある強さを上回る揺れに見舞われる可能性で表現される。これは、前節で評価した個別の地震に対して「今後の一定期間内の地震発生確率」×「その地震による揺れがある強さを上回る確率」を計算し、その結果を全ての地震（もしくは地震分類別）について足し合わせる[13]、ということになる。

「今後の一定期間内の地震発生確率」については、前節で示した評価結果に基づいて、個別の地震に対して与えられる。

---

[11] 現時点では特定の評価方法がないため、震源断層を予め特定しにくい地震の「陸域で発生する地震のうち活断層が特定されていない場所で発生する地震」の中に含めて扱うこととした。
[12] 活断層の平均活動間隔と最新活動時期のそれぞれの幅の中央値をとって計算した確率を代表値とした。
[13] 実際の計算方法については、**分冊１の２章**を参照。

「その地震による揺れがある強さを上回る確率」については、「簡便法」で用いる地震動強さの距離減衰式による平均的な揺れの強さとその平均値に対する統計的なばらつきを考慮することで計算する。距離減衰式を適用する理由は、揺れのばらつきが評価されており、それに基づいて、揺れがある強さを上回る「確率」を評価できるためである[14]。「震源断層を特定した地震動予測地図」で用いられている精緻な手法である「詳細法」では、現在のところ、震源モデルの設定に関する様々なシナリオから１ケースないし数ケースを選んで想定し、各ケースに対して評価対象地点の揺れの強さを１つに決める計算を行っているため、揺れのばらつきを統計的に考慮することはできていない。確率論的地震動予測地図における「詳細法」の利用については、「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」の「融合」を考える上で今後の検討課題となっている[15]。

ある評価対象地点について、全ての地震に対して「今後の一定期間内の地震発生確率」×「その地震による揺れがある強さを上回る確率」を評価した結果は、**図 3.2.2-1** の例のように、「揺れの強さ」と「一定期間内」にその揺れの強さを上回る「確率」の関係で表現される[16]。**3.1 節**で述べた①、②の地図は、図中に矢印で示したように、各評価対象地点での図の見方を変えたものを地図上に示した結果である。

図 3.2.2-1 でわかるように、低い確率になるほど強い揺れになる。その理由は次のように説明できる。地震発生の可能性の観点では、一般に地震は規模が大きくなるほど発生頻度は低くなるが、低確率では発生頻度の低い大地震まで考慮することになるので、それに対する強い揺れを考慮することになるためである。また、揺れのばらつきの観点では、断層面上で強い揺れを発生する領域の位置やずれの量および動き方などと評価対象地点の位置関係から、強い揺れが重なることがあり、平均的な揺れの強さを大きく上回るような揺れが稀に生じるが、低確率ではそのような強い揺れを考慮することになるためである。

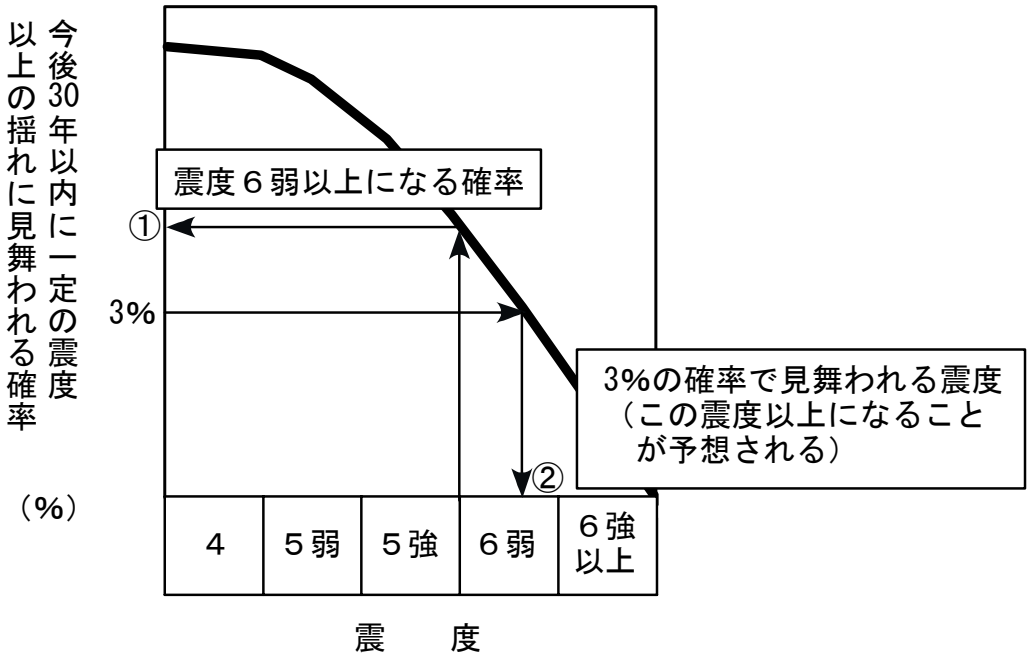


図 3.2.2-1　「揺れの強さ」と一定期間内にその揺れの強さを上回る「確率」の関係

[14] 距離減衰式による揺れの強さの予測値に対するばらつきは地震記録から式を求めるときに統計的に求められるが、そのばらつきの原因には確率論的地震動予測地図での評価で本来考慮すべき原因以外の様々な要因が含まれている。本報告書ではこの点を考慮して、より適切なばらつきの扱いについて検討した。**分冊１の３章**を参照。

[15] 詳しくは**分冊１の５章**を参照。

[16] この関係曲線を「ハザードカーブ」という。

3.3 確率論的地震動予測地図の作成結果

3.3.1 全国を概観した確率論的地震動予測地図

この節では、全ての地震を考慮した地図、地震分類別に分解した地図について全国を概観する形で示す。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る。また、全ての地震を考慮するばかりでなく、地震の分類別に分解した地図を作成することもできる。これにより、地震分類別の影響やそれに応じた地震対策の必要性の比較等を行うことが可能となる。

今回作成した地図は、「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」を基本事例として、**表 3.3.1-1** に示すような内容で作成されている。これらは作成可能な地図の例であり、これらの事例で用いたパラメータ以外の地図も必要に応じて作成することが可能である。なお、設定する期間は、いずれの地図においても 2006 年１月を起点としている。以下、「今後 30 年以内」あるいは「今後 50 年以内」というときには、2006 年１月から 30 年ないし 50 年以内ということを表現している。

(1) 全ての地震を考慮した地図

(a) 「期間」と「揺れの強さ」を固定した場合の「確率」の分布図

図 3.3.1-1 に、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を基本事例として示す。この図において、期間 30 年で 0.1%未満、0.1～3%、3～6%、6～26%、26%以上の確率値でランク分けをしており、色調が濃いほど震度６弱以上の揺れに見舞われる確率が高い地域であることを表している。ただし、この色分けの確率値および「高い」「やや高い」というランク分けは相対的なものであり、絶対的な評価ではないことに留意する必要がある。確率の数値自体を感覚的に捉えることは難しいことから、参考のために囲み記事として、我が国における自然災害や事故・犯罪等との年発生確率の比較を示した。地震発生は避けることができないものであるのに対し、事故や犯罪に遭遇する確率のように注意をすれば避けうる危険もあるため、比較にあたってはその点に注意して見る必要がある。

図 3.3.1-1 から、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わかる。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ある。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わかる。3%以上の地域は、西日本では九州の熊本平野および太平洋岸、四国のほぼ全域と瀬戸内海沿岸の一部、近畿地方に広がる。また、中日本においては長野県北部に、そして、北日本では山形盆地に分布が見られる。また、**図 2.4-1** の「浅い地盤構造」による最大速度の増幅率分布と比較してみると、地盤増幅率の高い堆積平野部では、周辺地域と比べて強い揺れに見舞われる可能性が高めになっていることがわかる。

次に、**図 3.3.1-2(a)**、**(b)** に、それぞれ「震度６弱以上」、「震度５弱以上」の揺れに見舞われる確率の分布図を示す。**(a)** は**図 3.3.1-1** の再掲で、**(b)** との比較のために載せている。**(b)** を見ると、震度５弱以上の揺れに見舞われる可能性は、高い確率で日本全国どこにでもあるということがわかる。

(b) 「期間」と「確率」を固定した場合の「揺れの強さ」の領域図

図 3.3.1-3(b) に今後 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の図を示す。**(a)** は**図 3.3.1-1** の再掲で、**(b)** との比較のために載せている。**(b)** は再現期間約 1000 年に相当し、平均して約 1000 年に１回は各地で少なくともこの程度以上の揺れに見舞われる可能性があるということを示している。この領域図は、想定される全ての地震について発生確率を加味して考慮したときにどの程度の揺れとなるかを示しており、「震源断層を特定した地震動予測地図」で表示され

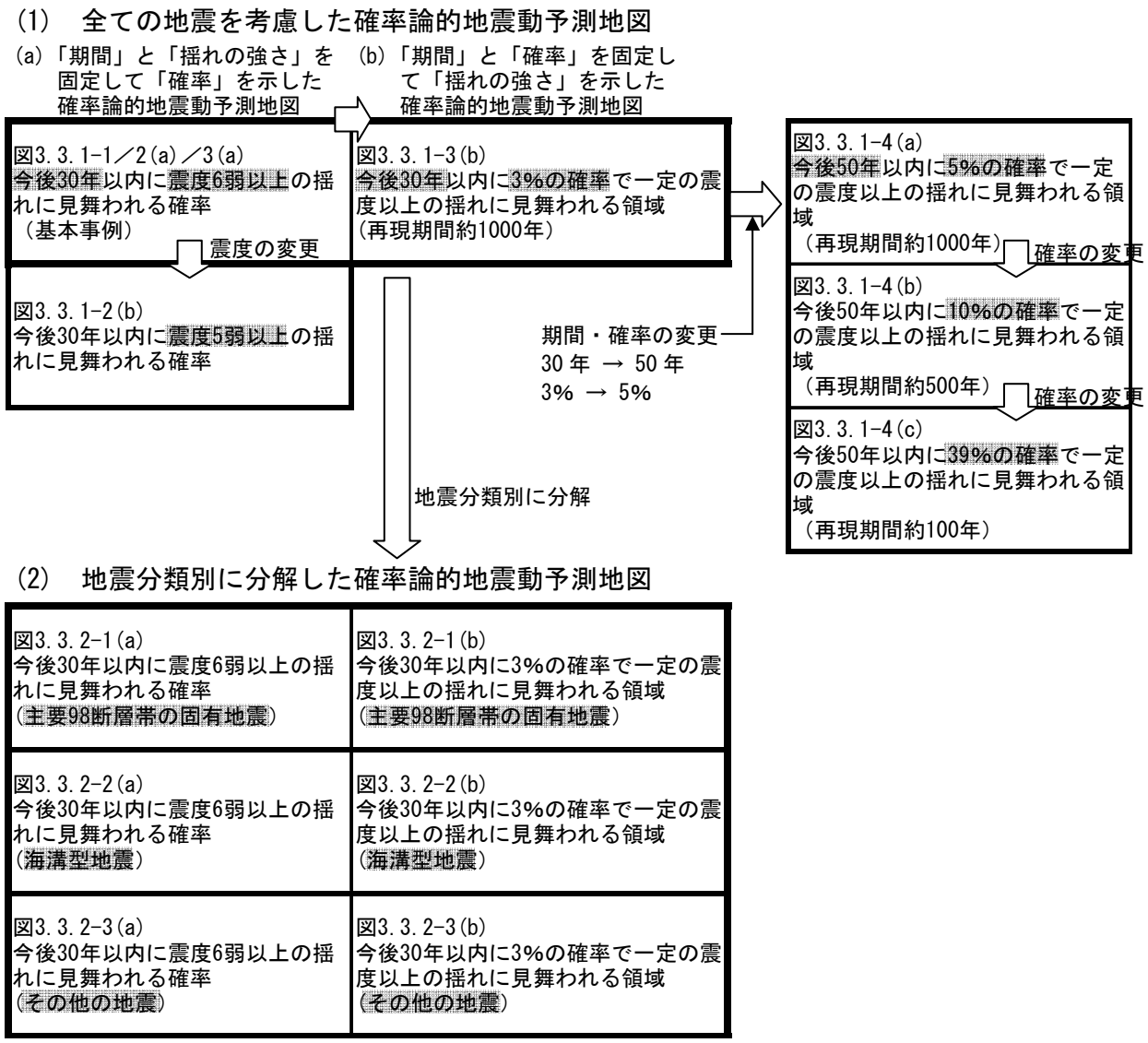
るような、個別の地震が発生したときの震度分布とは異なることに注意して見る必要がある。

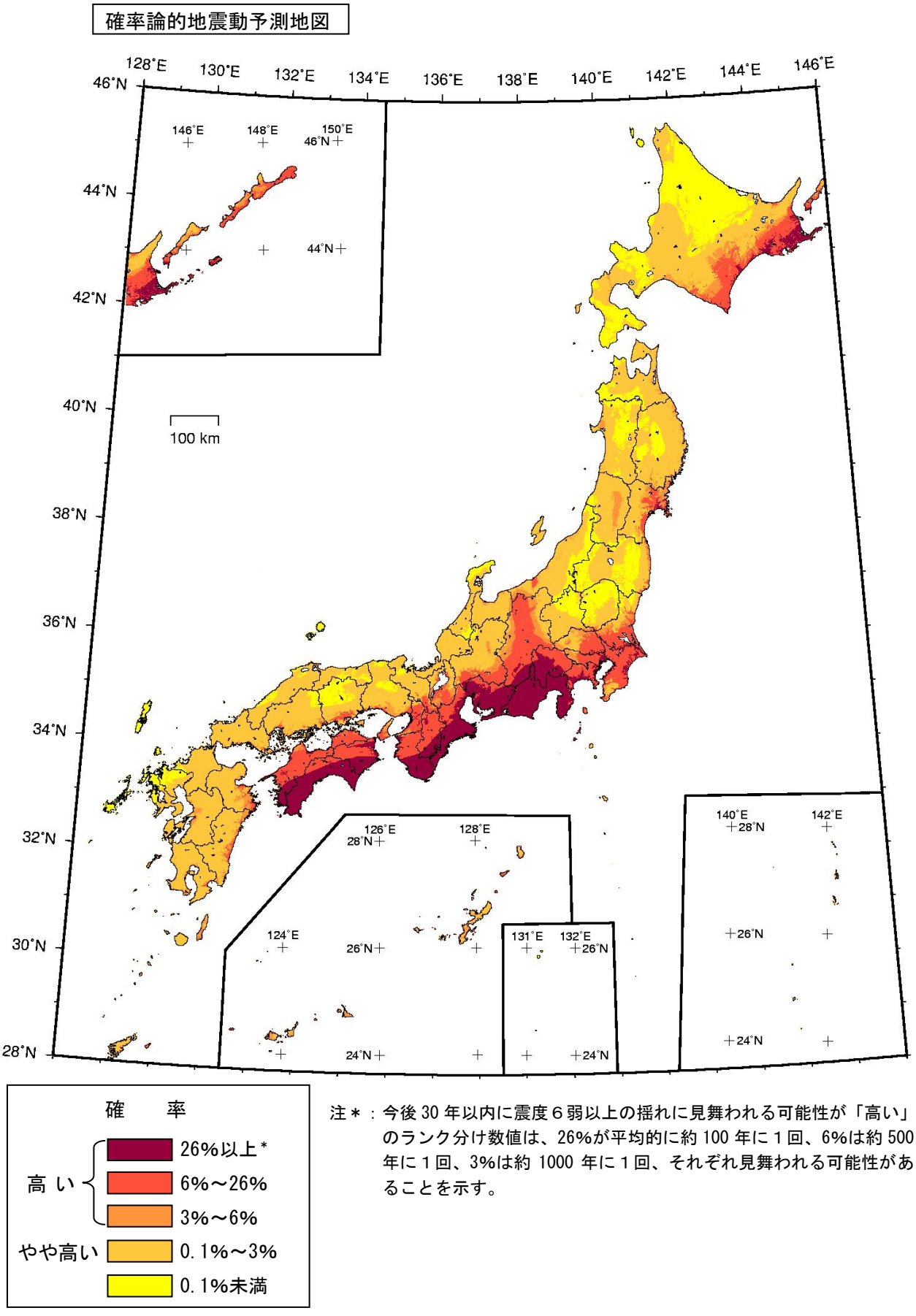
図 3.3.1-3(b)において、震度６強以上になる地域は、静岡県から四国南部までの太平洋側に広く存在する。この他、四国東部の徳島平野、近畿地方の一部、関東平野の沿岸部の一部、長野県を縦断する線状の地域、仙台平野、北海道の太平洋岸に見られる。

図 3.3.1-4(a)、(b)、(c)は、今後 50 年以内にそれぞれ 5%、10%、39%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域の図である。それぞれ再現期間約 1000 年、約 500 年、約 100 年相当の地図になっている。「確率」（再現期間）を変えると「揺れの強さ」がどのように変わるかがわかる。

同じ期間内でも低い確率になるほど強い揺れの地図になるが、その理由は **3.2 節**で述べたように、低確率では、発生の頻度が低い大地震や、様々の偶然的な条件が重なることで稀にしか起こらないような強い揺れ等を考慮することになるためである。

表 3.3.1-1　確率論的地震動予測地図の構成





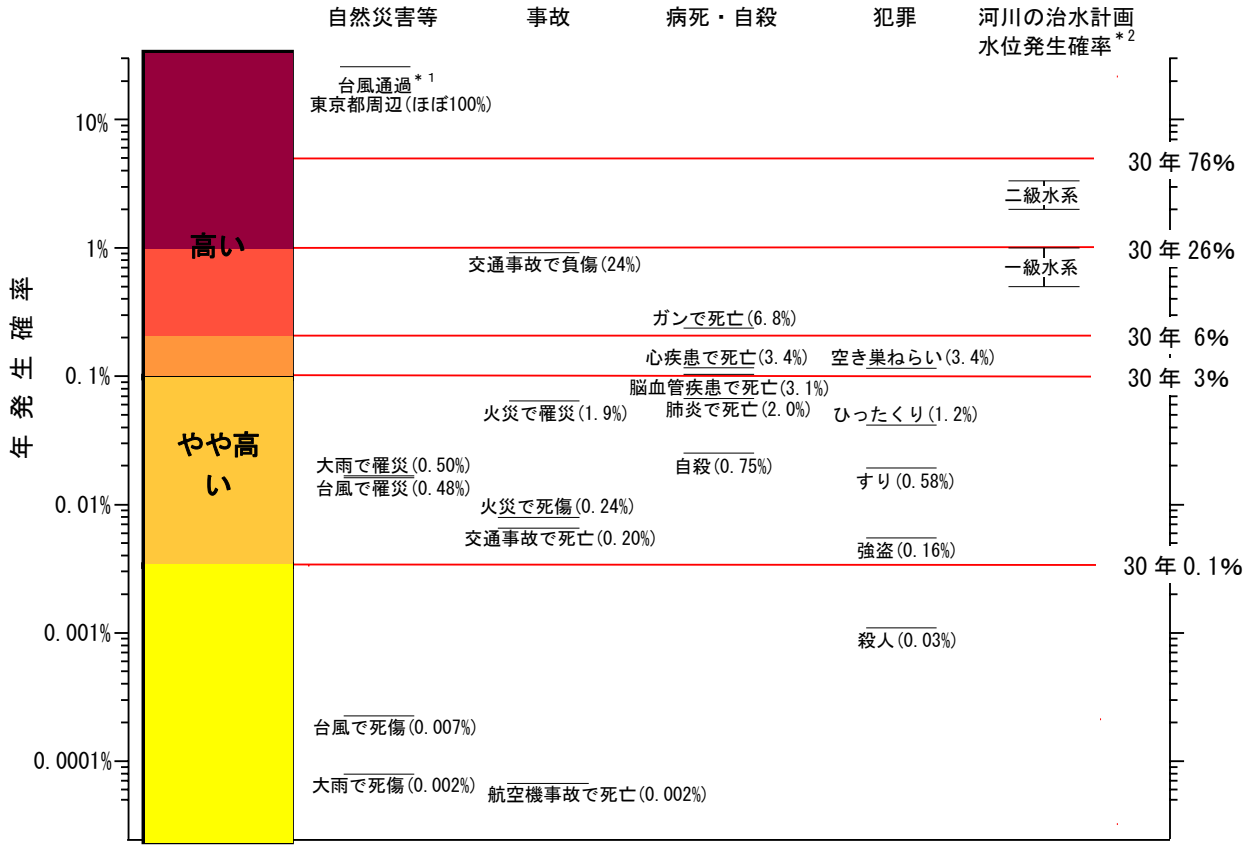
注＊：今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる可能性が「高い」のランク分け数値は、26%が平均的に約 100 年に１回、6%は約 500 年に１回、3%は約 1000 年に１回、それぞれ見舞われる可能性があることを示す。

図 3.3.1-1　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
（基準日：2006 年１月１日）

注**：ここでは「計測震度 5.5（震度６弱の下限）より大きい」ことを表す。

◆日本における自然災害・事故等の年発生確率に関する統計資料

ここでは、参考として、今後 30 年以内に数%という値が、１年間に発生する確率で見たときに災害や事故・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ある。地震という自然事象の発生確率そのものと、事象発生による結果として死傷する確率は直接的に比較できないことから、参考程度の情報として見てもらいたい。



参考図１　年発生確率の比較
括弧内は 30 年発生確率

注１）台風が都道府県庁所在地から半径 30km 以内を通過する確率。
注２）堤防の設計・整備等の基準となる水位（計画高水位）を設定するために想定する降水量の発生確率。
なお、これは次ページ解説のとおり数十～数百年の降水量に耐えられるよう設定されたものであることから比較することに意味が無いため、30 年確率は記載していない。

参考図１の年発生確率は以下の条件と統計資料に基づいて事務局で計算したものである。

○すべてポアソン過程に従うものとする。
○航空機事故については旅客人数に対する死者数の割合として 1983 年～2002 年の平均値とした。その他の事象については総人口に対する割合とした。
○近年の発生件数の変動を考慮して、自然災害（台風、大雨、強風）については 1983 年～2002 年の年発生確率の平均値、その他の事故・疾患・犯罪については最新年※の年発生確率とした。

■統計資料

○総人口：総務省統計局による人口推計にもとづく。
http://www.stat.go.jp/data/jinsui/index.htm

○交通事故：警察白書（1983 年～2002 年）
交通統計における道路交通事故であり、道路において車両、路面電車、列車の交通によって起こされた人の死亡又は負傷を伴う事故をいう。したがって踏切事故は計上されるがその他の列車事故は含まれない。
交通統計での死者とは、交通事故の発生後 24 時間以内に死亡した者をいう。負傷者とは交通事故によって重傷又は軽傷を負った者をいう。

○火災：消防白書（1983 年～2002 年）
死者は放火自殺者をのぞく。火災により負傷した後 48 時間以内に死亡した者は死者とする。

火災罹災者は被害の大小にかかわらず焼損建物に居住していた被災者数である。

○台風、大雨、強風、地震・火山：総務省統計局「日本統計年鑑」（1983 年～2002 年）

罹災者とは災害により通常の生活を維持することができなくなった以下の者と定義される。

①死者、負傷者、行方不明者

②全壊、半壊、流失、全焼、半焼、床上浸水により被害を受けた世帯の者

（警察庁警備局警備課「災害月報」にもとづく）

○台風通過：デジタル台風（http://www.digital-typhoon.org/）（1951 年～2000 年）

気象庁公表の台風経路図（ベストトラックデータ）にもとづく東京都庁所在地から半径 30km 以内を通過した台風の年平均数（λ=0.3 個）からポアソン年発生確率=1-exp(-λ)を算出。

○航空機事故：国土交通省航空・鉄道事故調査委員会（1983 年～2002 年）

国土交通省航空輸送統計年報

調査委員会で報告されている大型旅客機の国内事故のみ。旅客人数に対する死者数の割合で確率を算出している。旅客人数は国内定期便・国際定期便を合わせた人数とした。

なお、死亡事故は 20 年間で以下の３件のみである。

1985 年日本航空 123 便御巣鷹山墜落（520 名死亡）

1994 年中華航空名古屋空港墜落（264 名死亡）

1996 年ガルーダ・インドネシア航空の滑走路オーバーラン（３名死亡）

○疾患による死亡：厚生労働省　人口動態統計（1995 年～2001 年）

３大死因である悪性新生物（ガン）、心疾患（心筋梗塞、心不全など）、脳血管疾患（くも膜下出血など）のほか、肺炎による死亡者数。

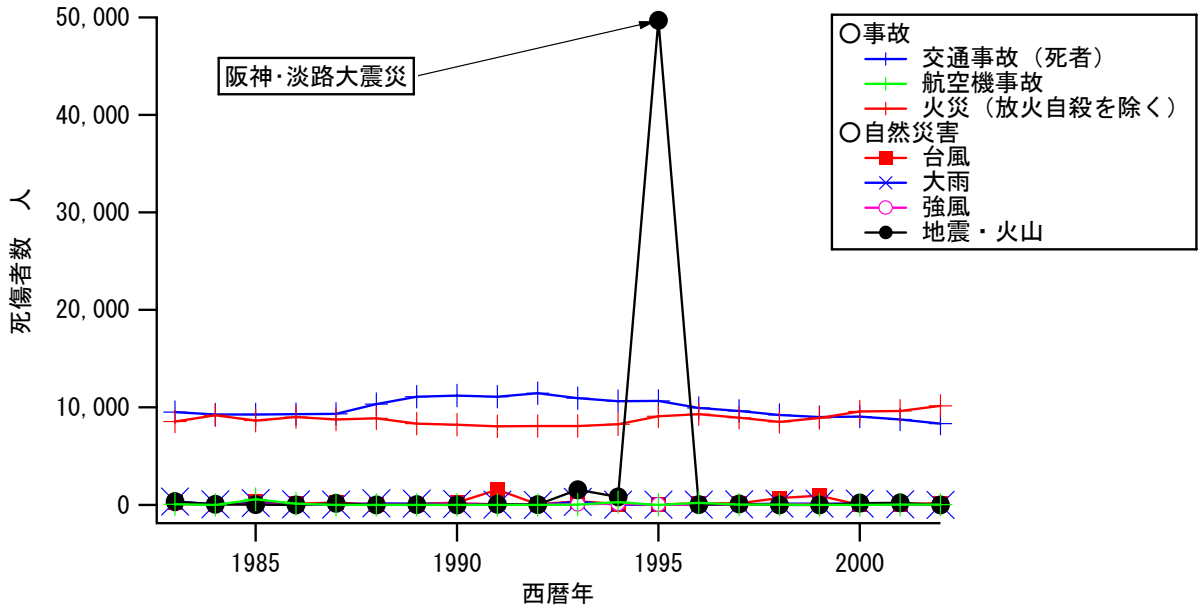
統計ルールが変更された平成７年以降（1995 年～2001 年）のみ統計をとっている。

○自殺および犯罪件数：警察白書（1989 年～2002 年）

空き巣ねらい、ひったくり、すり、強盗、殺人、の犯罪認知件数（警察が当該犯罪について被害の届出等によりその発生を確認した件数）。および自殺者の数。

○河川の治水計画水位発生確率：国土交通省河川局、河川整備基本方針・河川整備計画（http://www.mlit.go.jp/river/gaiyou/seibi/index.html）

河川の治水計画において堤防の設計・整備等の基準となる水位（計画高水位）を設定するために想定する降水量の発生確率。河川等級、周辺地域の重要性、降雨特性等を考慮して数十年に１回から数百年に１回の頻度を想定して設定される。一級水系は国土の保全、国民の経済上特に重要な水系で、政令で指定したもの。国土交通大臣が管理する。二級水系はそれ以外で公共の利害に重要な関係がある水系。地方自治体が管理する。



参考図２　事故・自然災害による死傷者数の推移

参考図２には、事故や自然災害による死傷者数の推移を 1983 年から 2002 年の期間で示している。このグラフから地震災害の特性を捉えることができる。交通事故や火災のように毎年多くの死傷者が出るような事象とは異なり、地震災害は低頻度ではあるが、阪神・淡路大震災のように、一旦大地震が発生すると甚大な被害が生じるということである。

※2005 年３月時点。

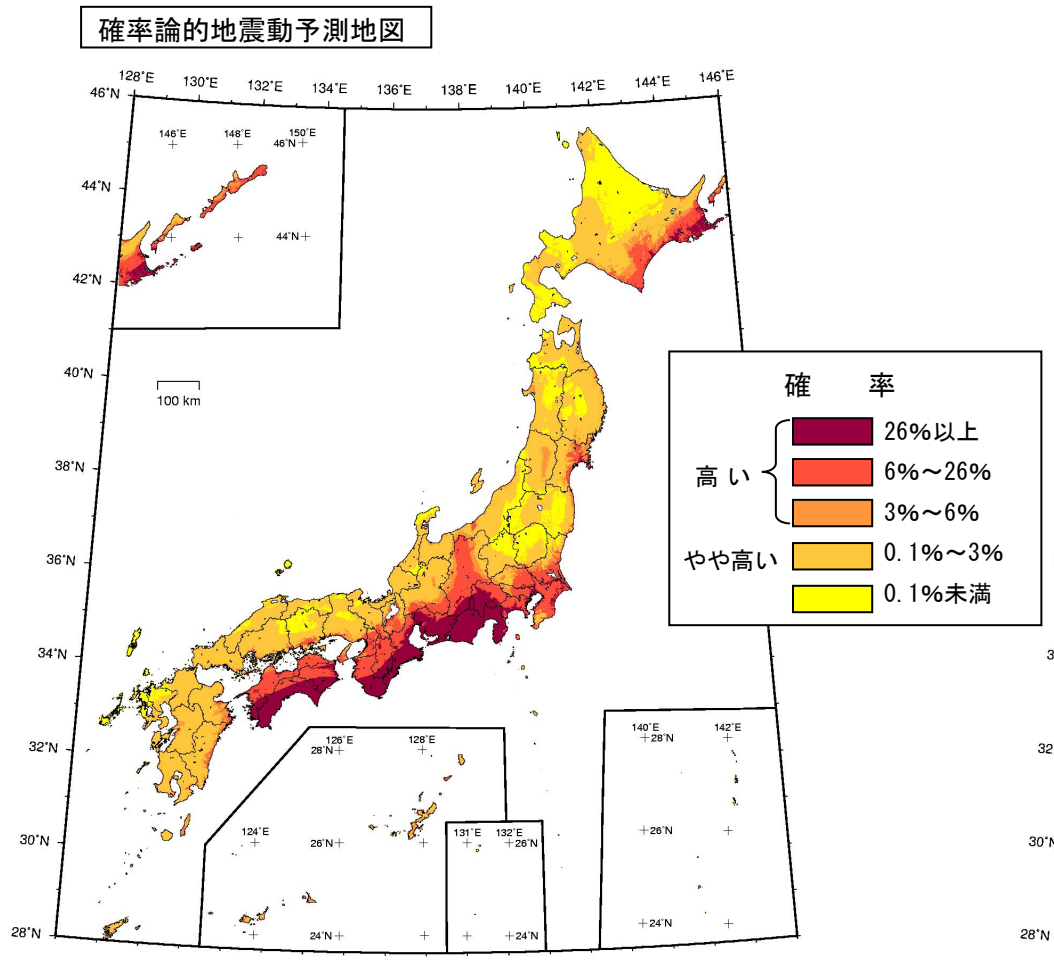


図 3.3.1-2(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（比較のため図 3.3.1-1 を再掲）
（基準日：2006 年１月１日）

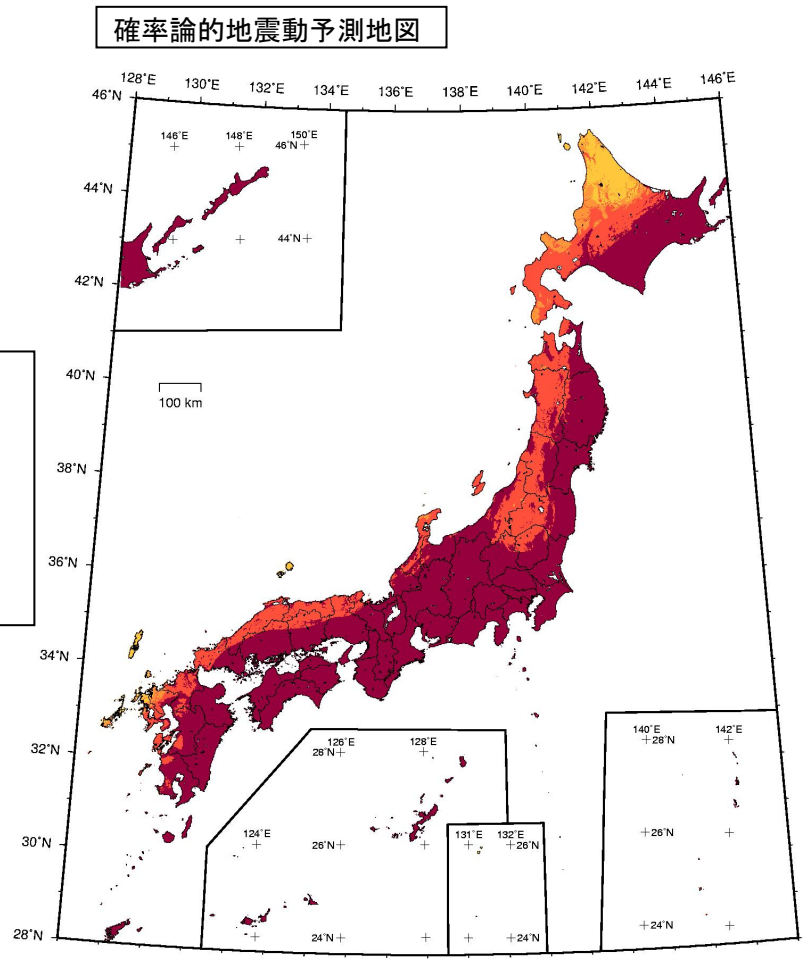


図 3.3.1-2(b)　今後 30 年以内に震度５弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図
（基準日：2006 年１月１日）

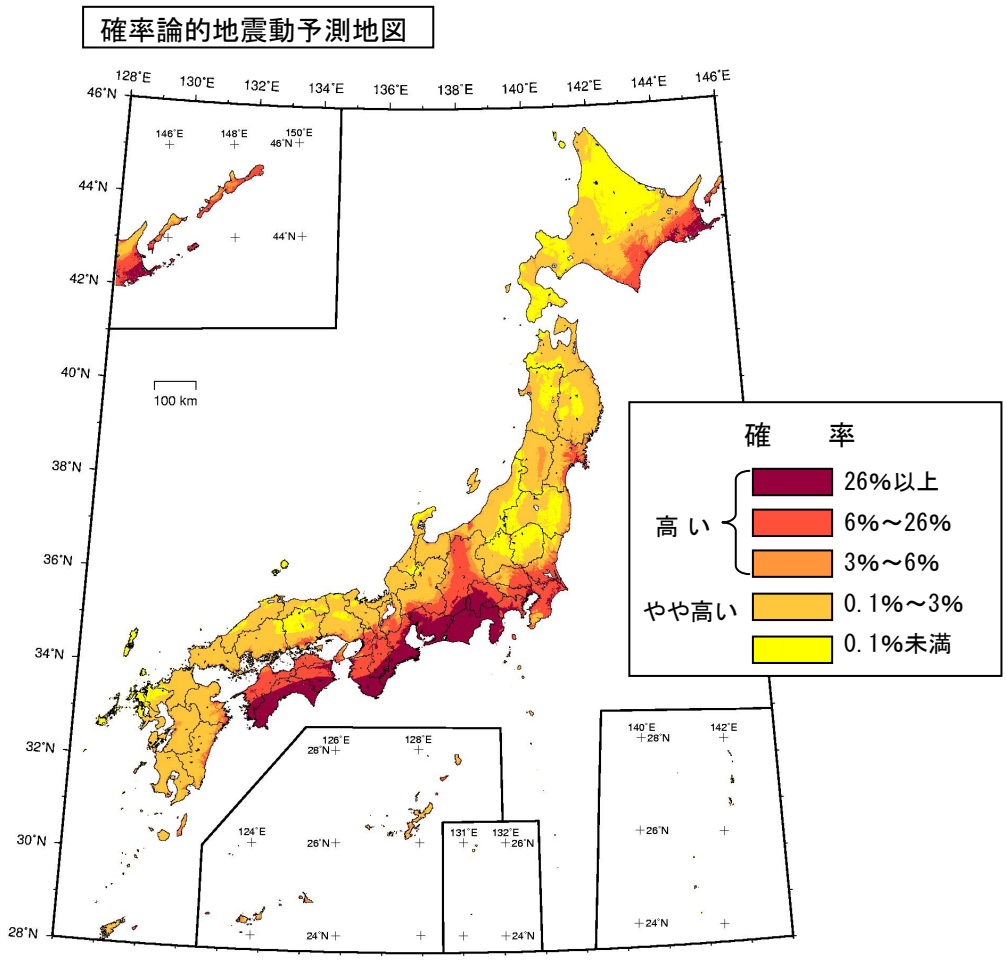


図 3.3.1-3(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（比較のため図 3.3.1-1 を再掲）

（基準日：2006 年１月１日）

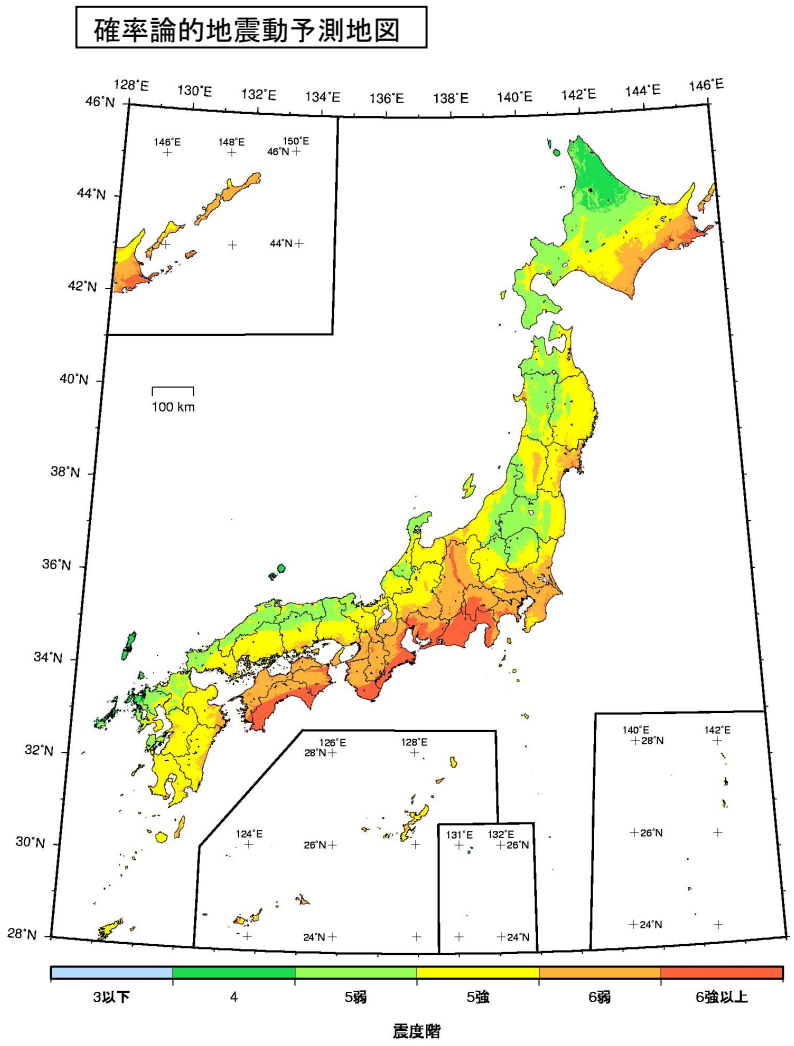


図 3.3.1-3(b)　今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

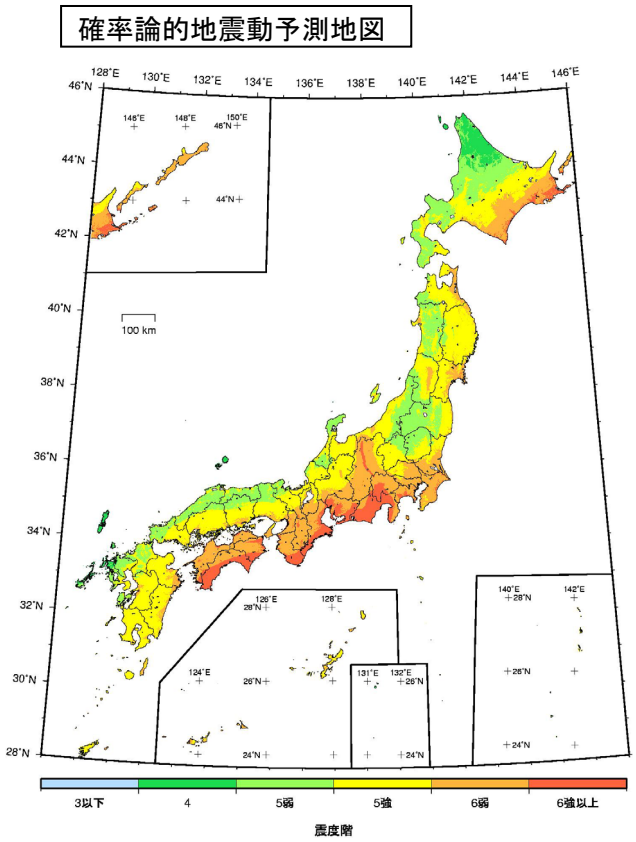


図 3.3.1-4(a)　今後 50 年以内に 5%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

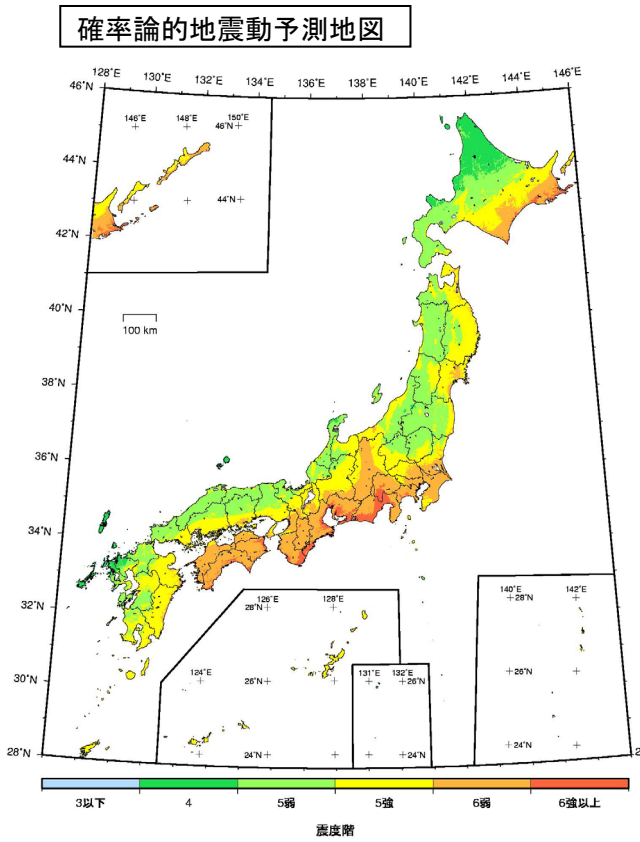


図 3.3.1-4(b)　今後 50 年以内に 10%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

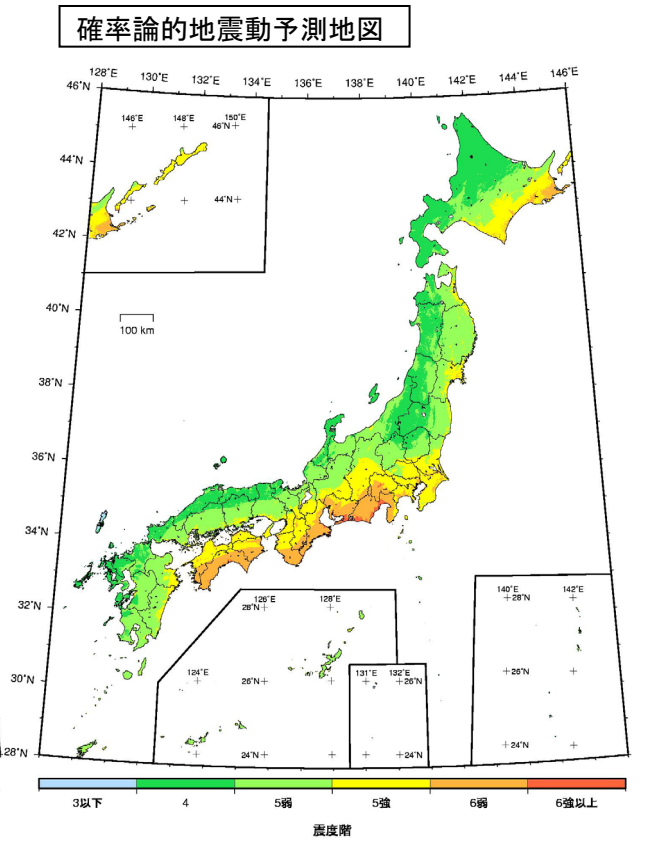


図 3.3.1-4(c)　今後 50 年以内に 39%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

3.3.2　地震分類別の地図

確率論的地震動予測地図では、対象地域に係わると想定される全ての地震を考慮した地図だけでなく、それぞれの地震や地震分類に対する地図も作成可能である。ここでは、「長期評価」の対象となっている「主要 98 断層帯の固有地震」並びに「海溝型地震」、それ以外の「その他の地震」の３つの地震分類についての地図を作成した。

図 3.3.2-1～図 3.3.2-3 には、それぞれの地震分類について、**図 3.3.1-3**(a)、(b)に示したものと同じ２種類の地図を示している。それぞれ(a)は今後 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、(b)は今後 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の図である。日本の太平洋側の地域では海溝型地震の影響が大きく、内陸部では発生確率の高い主要 98 断層帯のところで強い揺れに見舞われる確率が高くなっている。注意すべきは、長期評価されていない「その他の地震」による影響もかなり大きい地域があることである。特に関東地域や北海道の東部太平洋岸では「その他の地震」によって強い揺れに見舞われる確率が高くなっている。確率論的地震動予測地図の長所の１つとして、このように個別には評価できない「その他の地震」による影響を評価することができることが挙げられる。平成 16 年新潟県中越地震のような、どこで発生するか特定できない地震に対する防災対策に資することができる点で、「震源断層を特定した地震動予測地図」と相補的な関係になっていると言える。

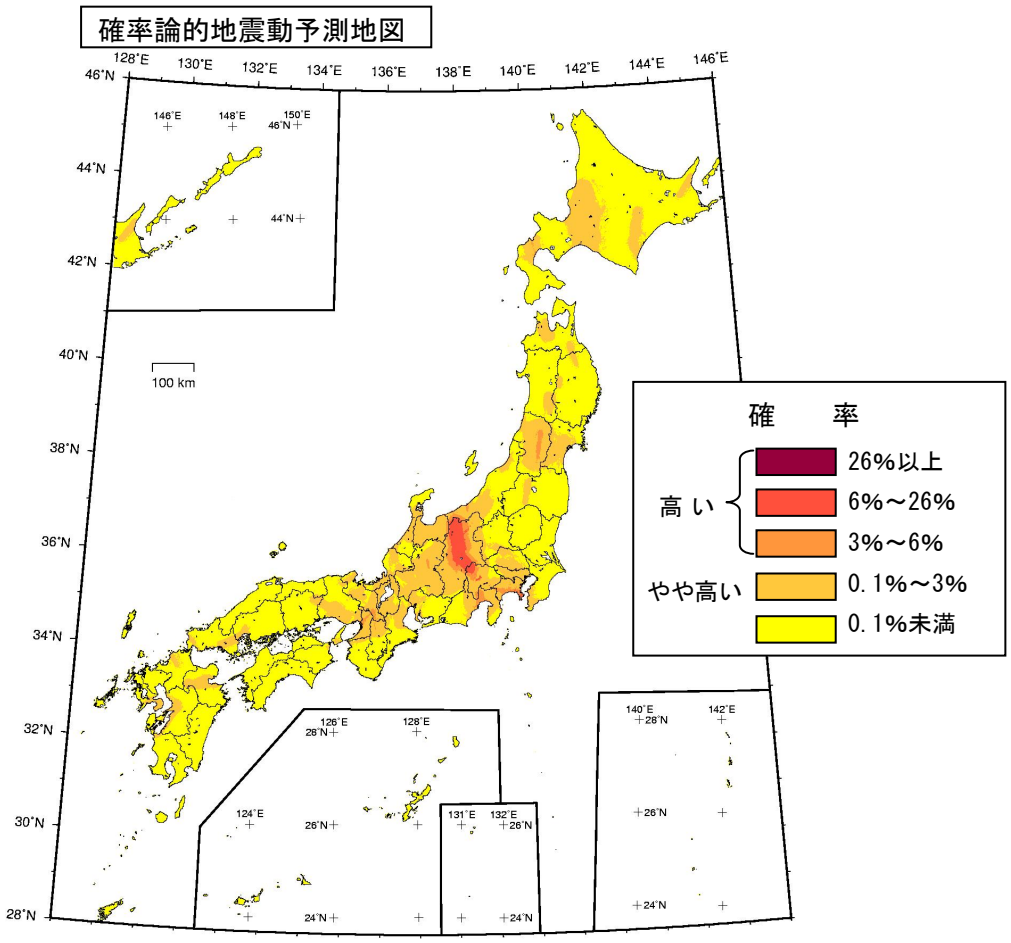


図 3.3.2-1(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（主要 98 断層帯の固有地震のみの場合）

（基準日：2006 年１月１日）

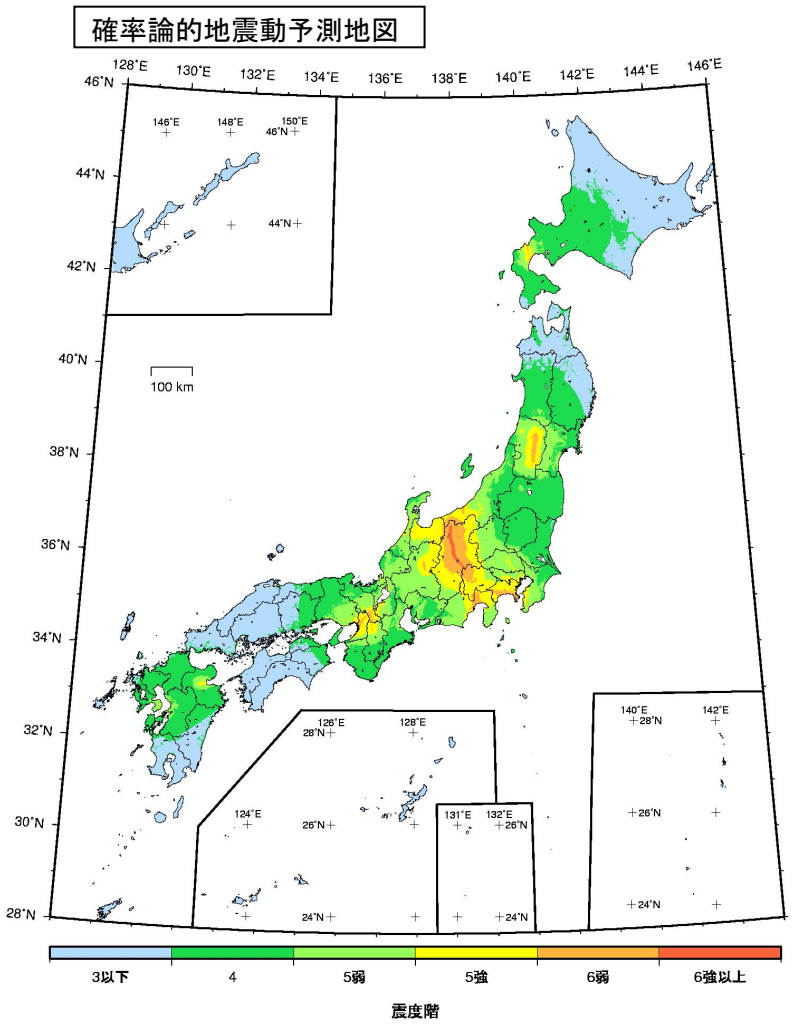


図 3.3.2-1(b)　今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図（主要 98 断層帯の固有地震のみの場合）

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

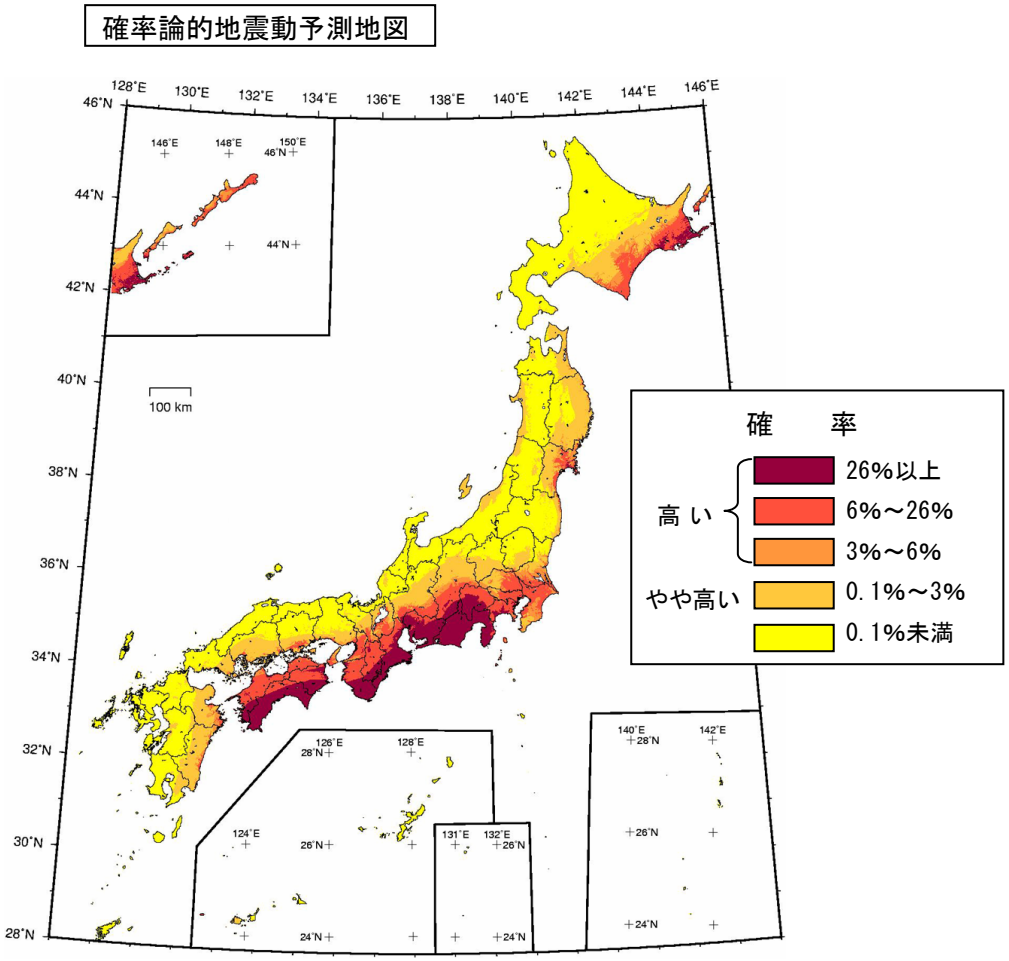


図 3.3.2-2(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（海溝型地震のみの場合）

（基準日：2006 年１月１日）

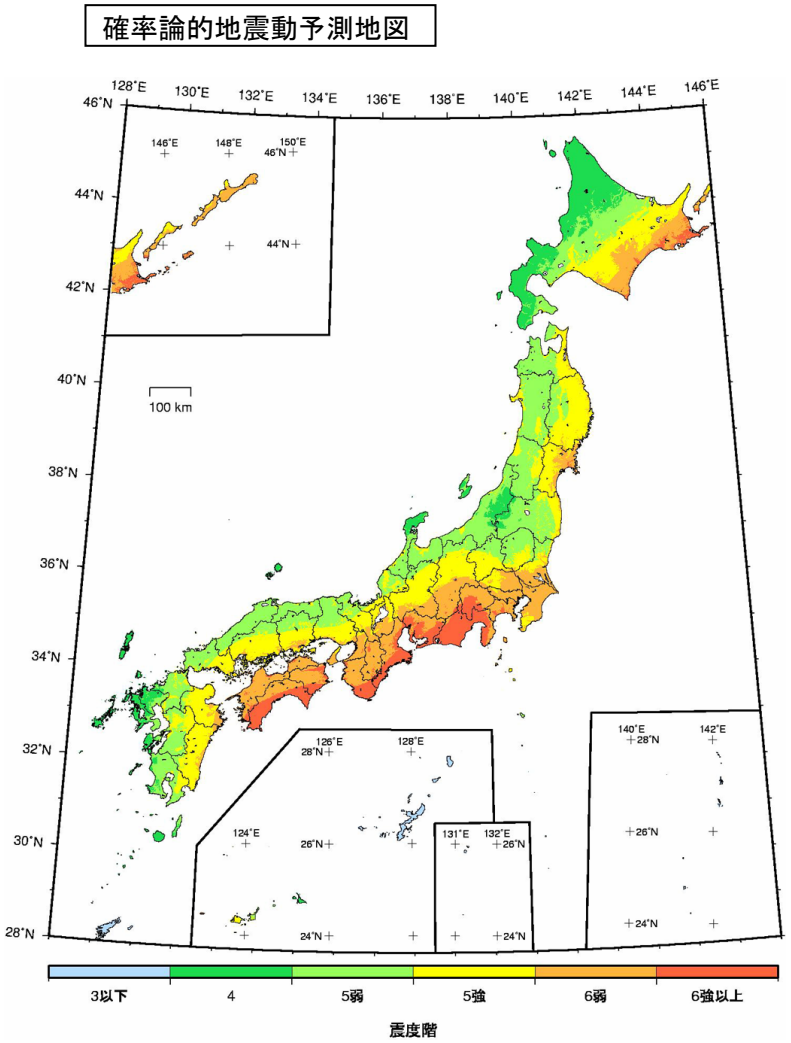


図 3.3.2-2(b)　今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図（海溝型地震のみの場合）

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

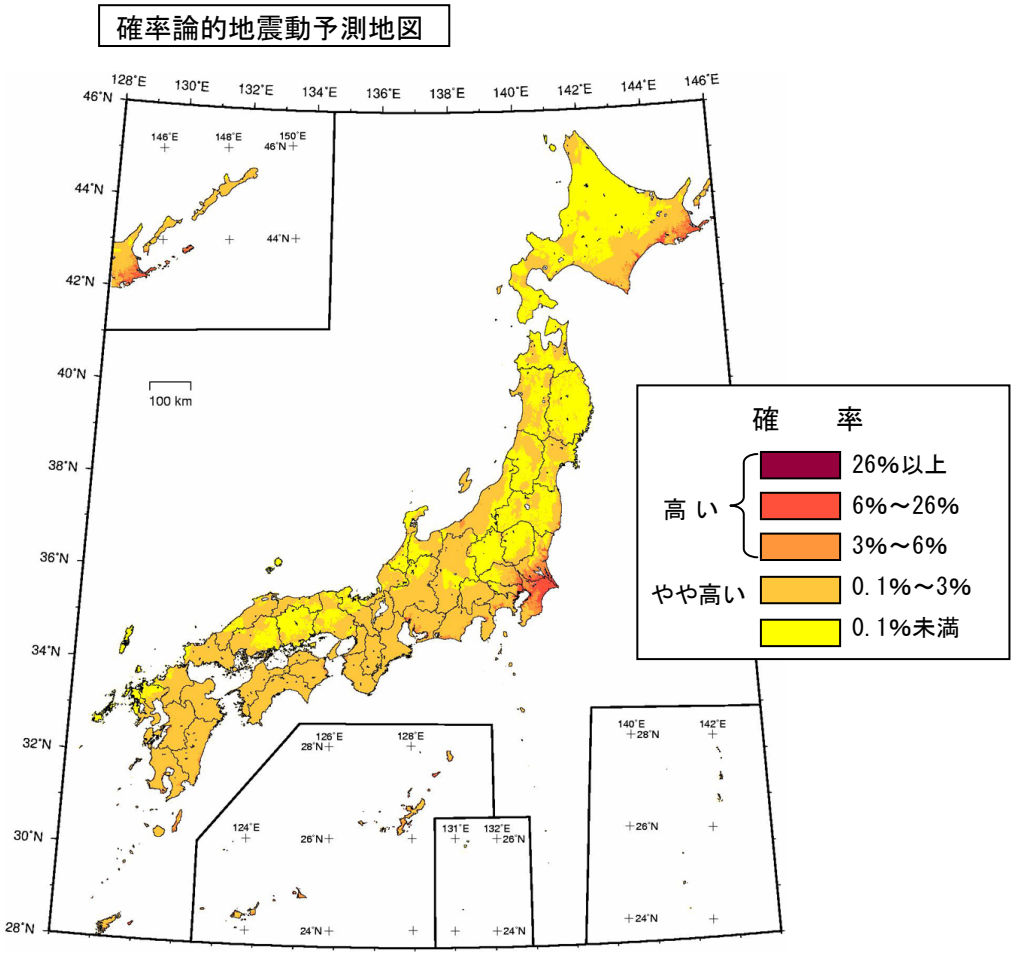


図 3.3.2-3(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（「その他の地震」）

（基準日：2006 年１月１日）

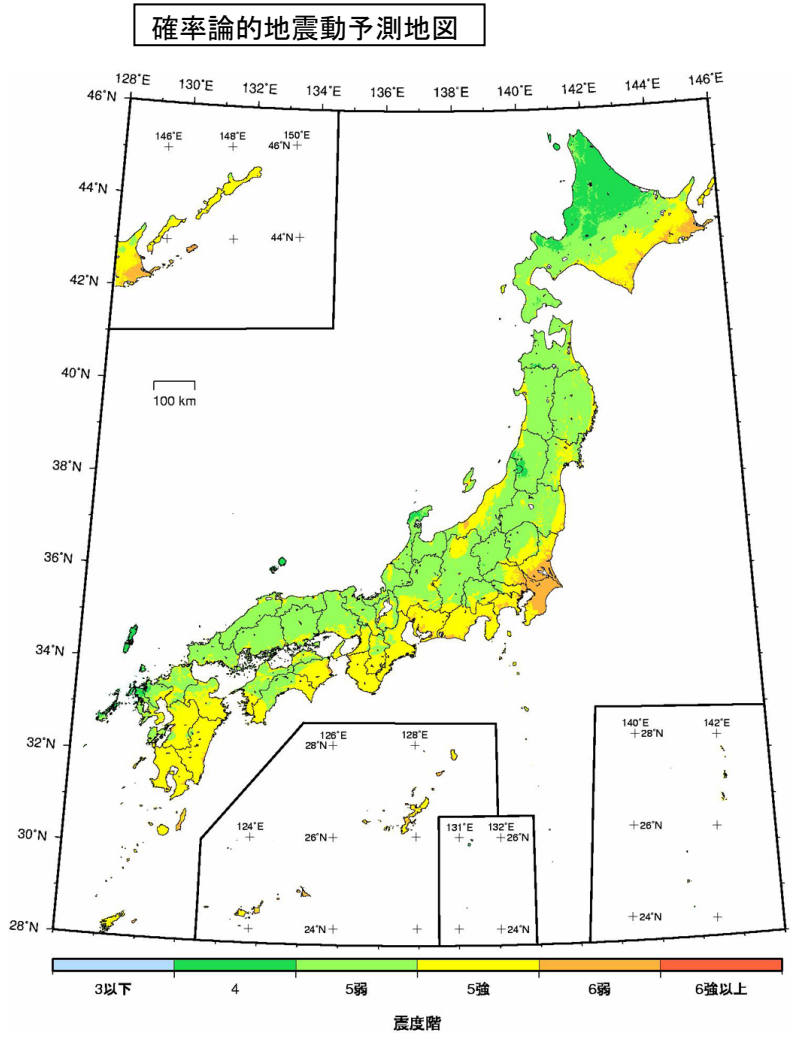


図 3.3.2-3(b)　今後 30 年以内に 3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図（「その他の地震」）

※震度６強以上には震度７の可能性が含まれる。

（基準日：2006 年１月１日）

3.4　確率論的地震動予測地図からわかる地域別の特徴

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す。本報告では、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る。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ある。

震度 6 弱以上となる可能性は評価領域によって異なっているが、棒グラフは、そのうちどの地震の影響がどの程度あるのかという相対的な割合を示したものであり、主な地震についてはその数値を併せて示している。震度 6 弱以上になる確率値が相対的に小さい評価領域の中には、内陸部であっても陸域の地震の発生確率が低いために海溝型地震の影響度が相対的に高く現れる場所もある。主要な活断層の地震や海溝型地震については、実際に発生したときに揺れの強さがどの程度になるかを知っておくために、**4 章**に示した「詳細法」や、**分冊 2** の**付録 1** に参考として示した「簡便法」による震度分布図も併せて参照するとよい。

3.4.1　北日本地域の特徴

図 3.4.1-1 に北日本地域の今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の地図を示す。表示対象地域は、北海道、青森県、岩手県、宮城県、秋田県、山形県、福島県である。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、山形盆地や秋田県の八郎潟でも確率の高い地域がある。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る。**図 3.4.1-2** にこの地域の主要な活断層と海溝型地震の領域を示す。

図 3.4.1-3 には、北日本地域の県庁所在地、道庁および支庁所在地を含む約 1km 四方の評価領域で、どの地震の影響度が高いかを分析した結果を示す。この図で、各都市名の下の数値は今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率値を示しており、このような揺れをもたらす可能性のある地震は、地震分類において、どのタイプの地震であるかを表している。

なお、ここに示した結果は、各評価領域における地震の影響度を示すもので、各都道府県を代表する特徴というわけではないことに留意が必要である。**図 3.4.1-1** でわかるように、都道府県内でも場所によって強い揺れの可能性は異なり、どの地震の影響度が高いかは場所によって異なっている。

以下に、各評価領域に影響のある地震について述べる。

札幌市（北海道）は**図 3.4.1-3** から今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる可能性はやや高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響度が最も高い。これは発生確率が高い石狩低地東縁断層帯によるものと考えられる。

北海道については地域が広いので、支庁所在地を含む評価領域での結果も示す。**札幌市（石狩支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、上記道庁所在地と同様である。**函館市（渡島支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、三陸沖北部の固有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い。**室蘭市（胆振支庁）**では、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い。**岩見沢市（空知支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高い。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ある。**倶知安町（後志支庁）**、**江差町（檜山支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、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い。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る。**稚内市（宗谷支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、主要 98 断層帯以外の活断層の影響度が高くなっている。**留萌市（留萌支庁）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響度が高い。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る。**旭川市（上川支庁）**に影響を及ぼす地震も同様であ

る。**網走市（網走支庁）**は震度６弱以上になる可能性がやや高く、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い。さらに主要 98 断層帯以外の活断層に発生する地震の影響も同程度ある。**浦河町（日高支庁）**は震度６弱以上になる可能性が高い。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の地震の影響度が最も高くなっている。さらに、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い。**帯広市（十勝支庁）**、**釧路市（釧路支庁）**、**根室市（根室支庁）**はいずれも震度６弱以上になる可能性が高く、沈み込んだ太平洋プレート内の地震の影響度が高い。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る。

青森市（青森県）は、震度６弱以上になる可能性がやや高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響度が最も高い。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る。また、三陸沖北部の地震の影響度も相対的に高い。

盛岡市（岩手県）も震度６弱以上になる可能性がやや高いが、この地域では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い。また、主要 98 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い。

仙台市（宮城県）は震度６弱以上になる可能性がやや高い。ここは今後 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い。また、主要 98 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る。

秋田市（秋田県）は震度６弱以上になる可能性がやや高く、日本海東縁部の秋田県沖の地震の影響度が高い。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い。

山形市（山形県）は震度６弱以上になる可能性がやや高い。ここでは主要 98 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の固有地震の影響度が圧倒的に高い。

福島市（福島県）は震度６弱以上になる可能性がやや高く、宮城県沖の地震の影響度が最も高い。また、主要 98 断層帯以外の活断層での地震の影響度も相対的に高い。

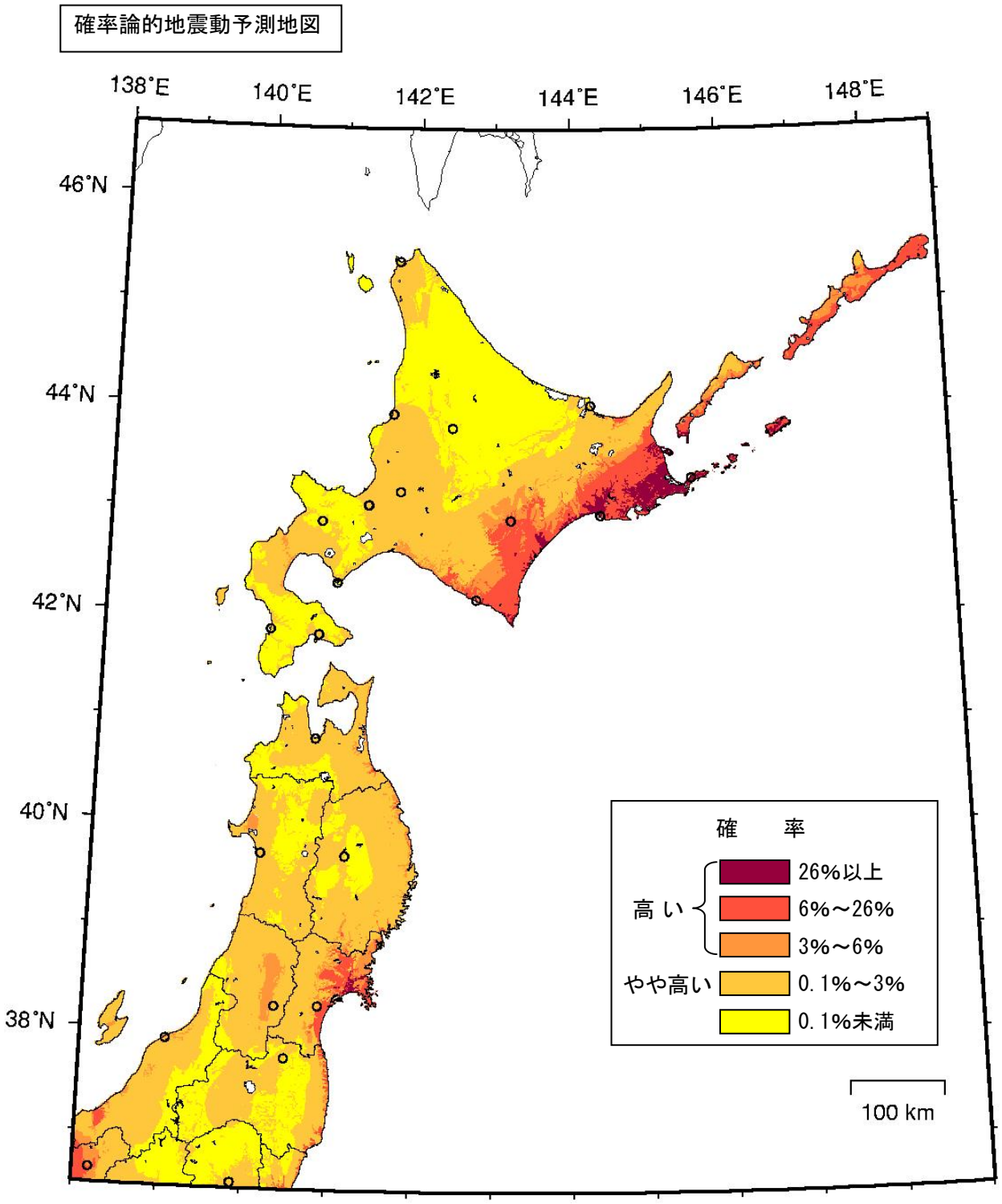


図 3.4.1-1　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率（北日本地域）
（基準日：2006 年１月１日）
○印は都道府県庁および北海道支庁所在地（図 3.4.1-3 に地震の影響度を表示）

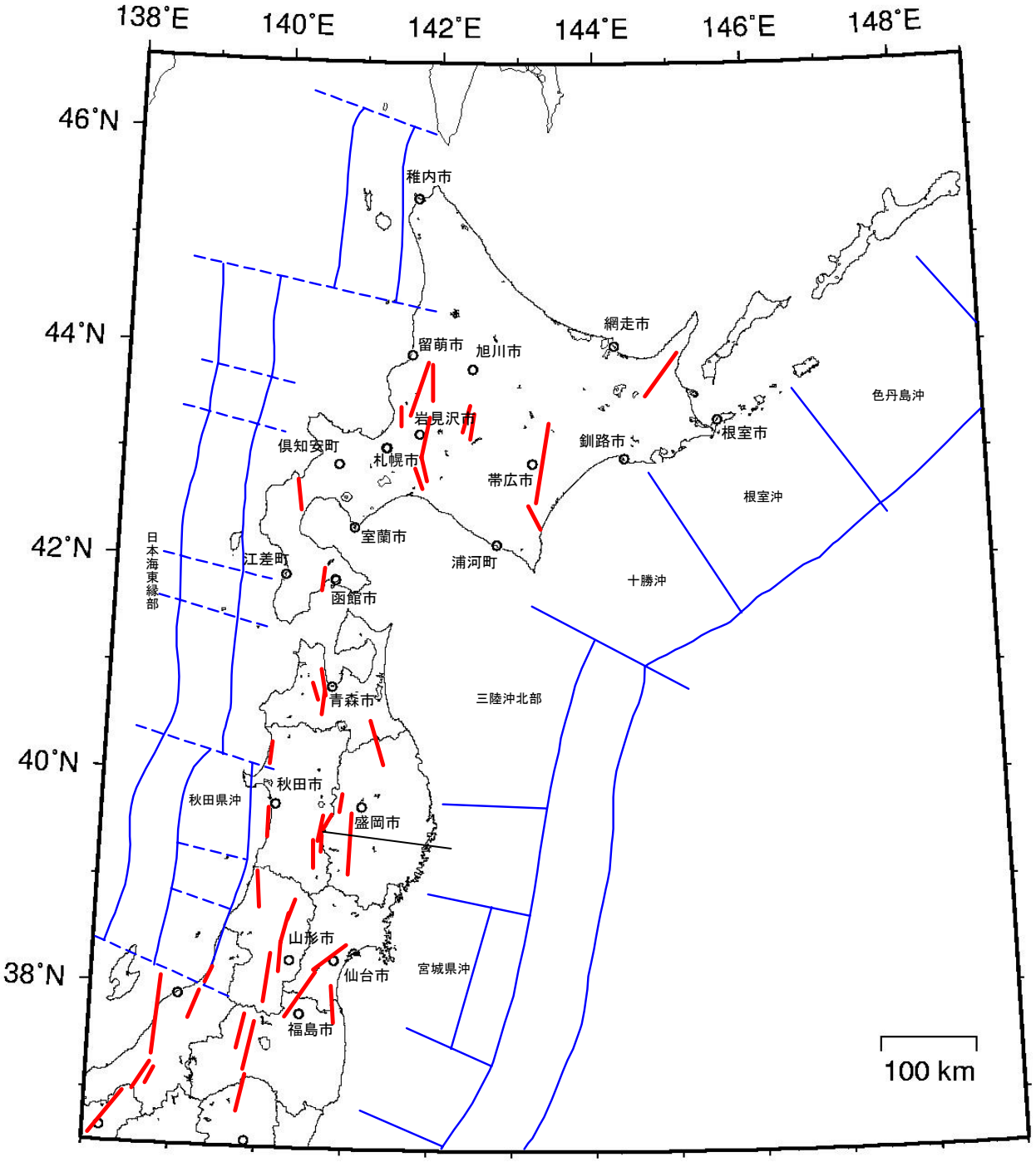


図 3.4.1-2　北日本地域の主要 98 断層帯の位置と海溝型地震の領域
赤線：主要 98 断層帯の断層モデル上端位置
青線：海溝型地震の領域
〇印は都道府県庁および北海道支庁所在地（図 3.4.1-3 に地震の影響度を表示）

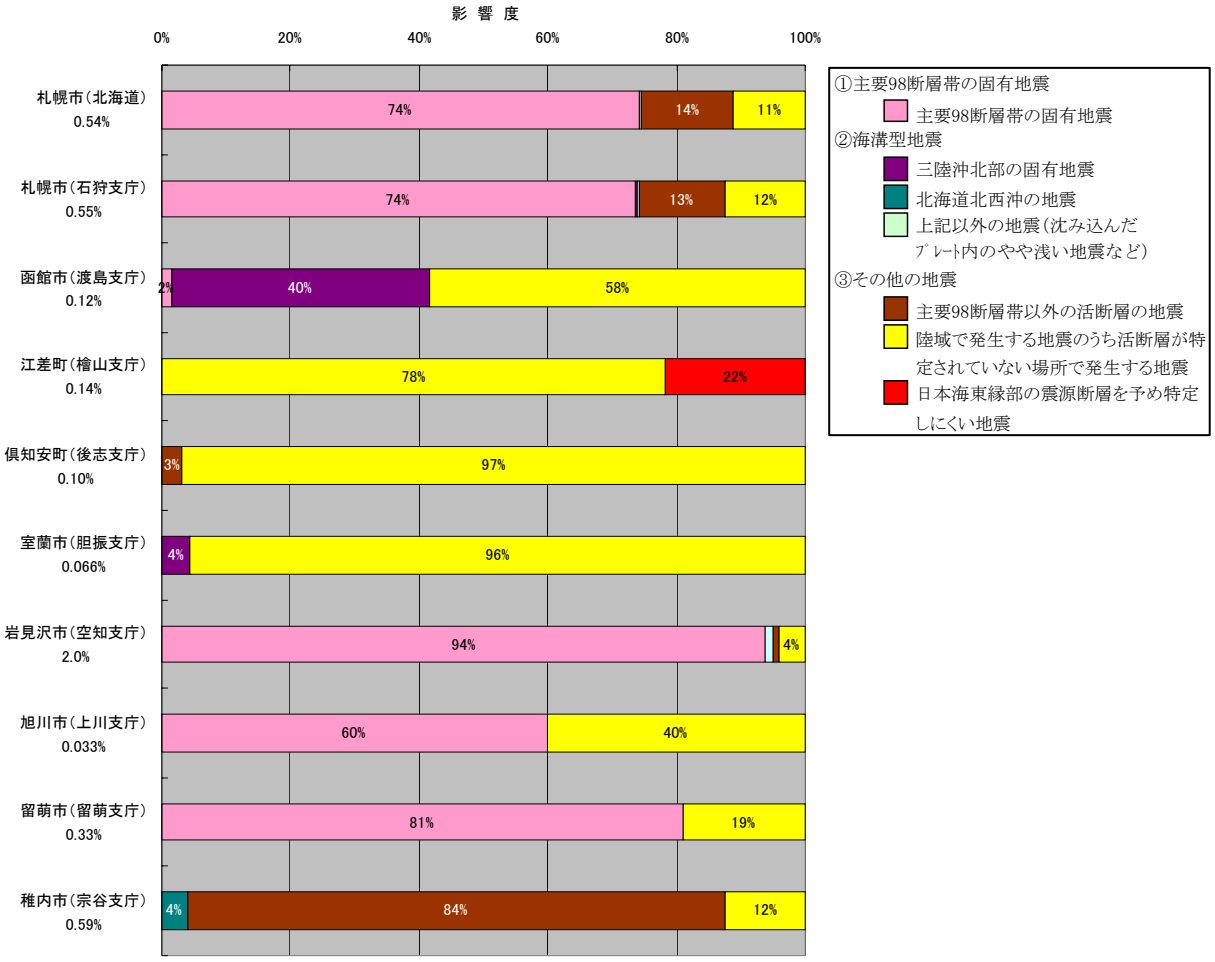


図 3.4.1-3（その１）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

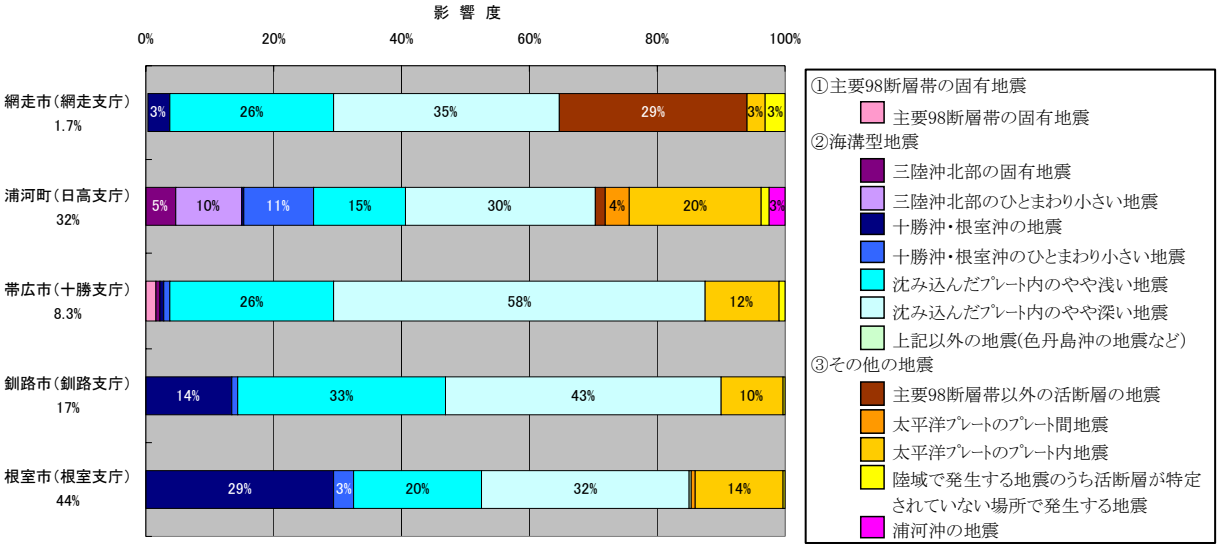


図 3.4.1-3（その２）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

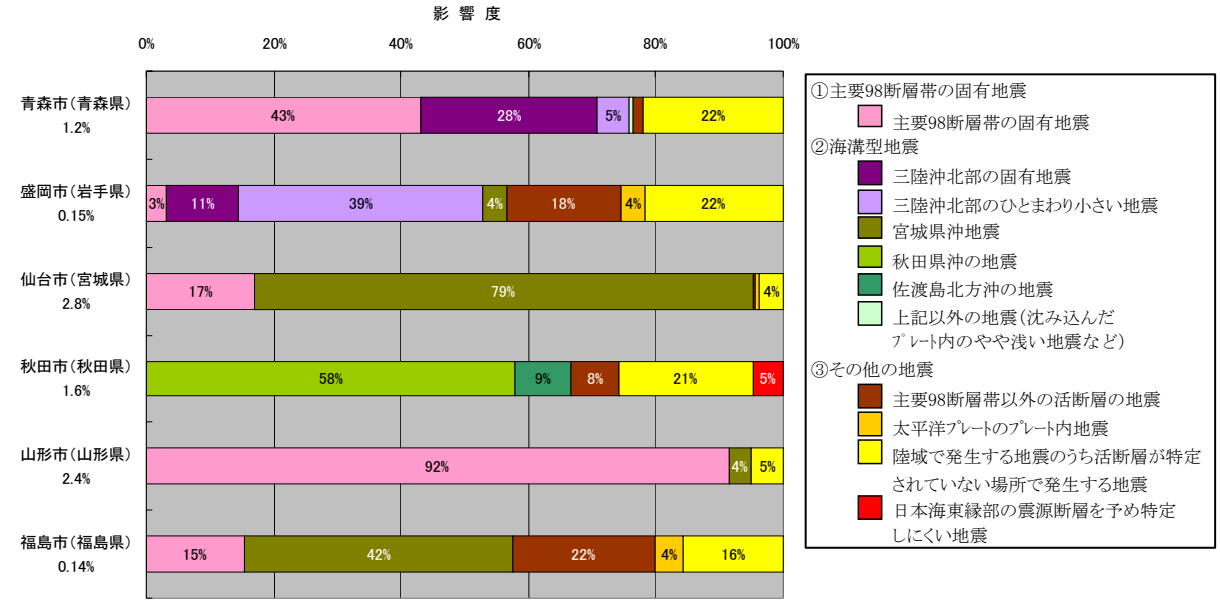


図 3.4.1-3（その３）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

3.4.2　中日本地域の特徴

図 3.4.2-1 に中日本地域の今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の地図を示す。表示対象地域は、茨城県、栃木県、群馬県、埼玉県、千葉県、東京都、神奈川県、新潟県、富山県、石川県、山梨県、長野県、岐阜県、静岡県、愛知県である。

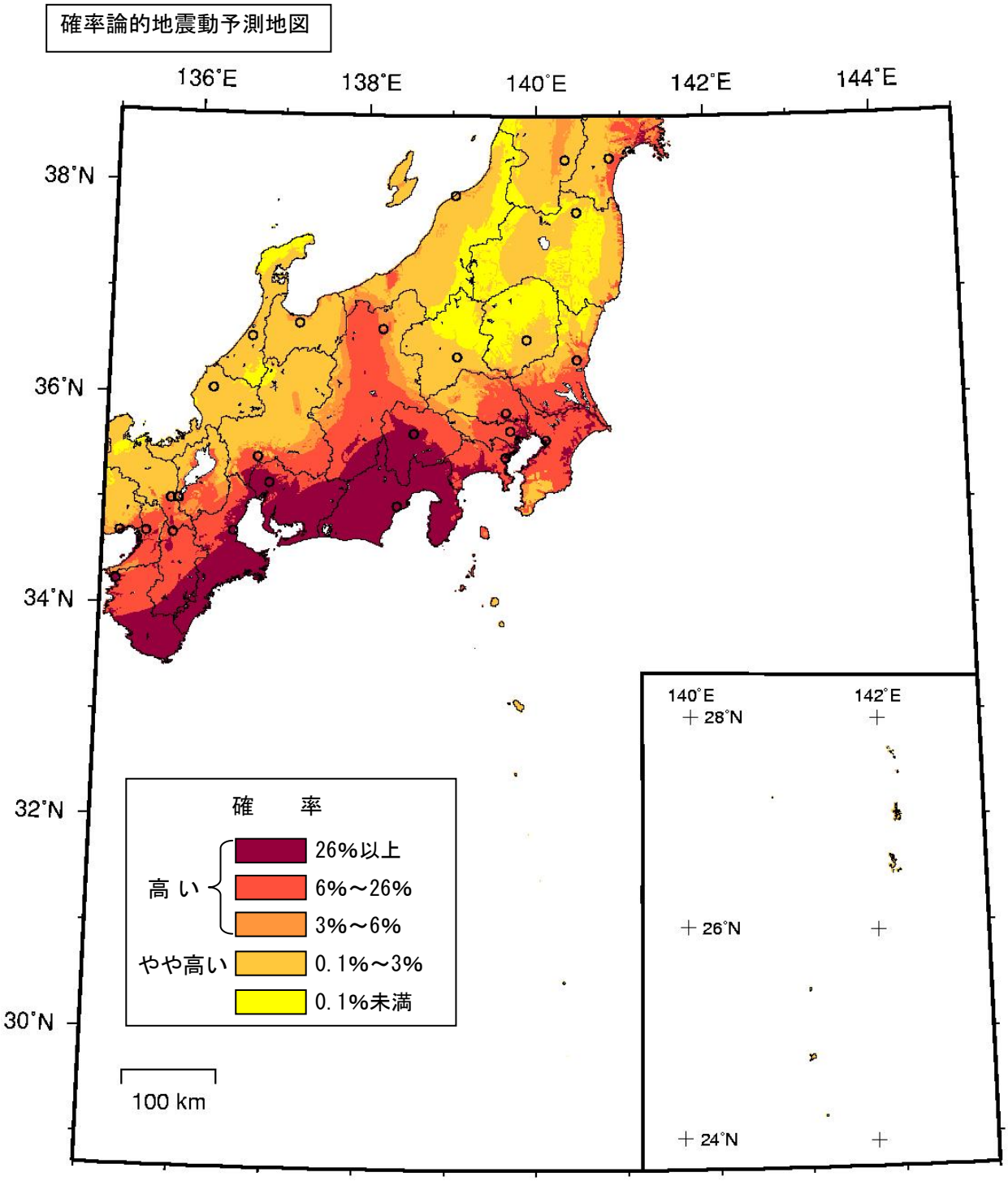


図 3.4.2-1　今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率（中日本地域）
（基準日：2006 年 1 月 1 日）
○印は都道府県庁所在地（図 3.4.2-3 に地震の影響度を表示）

図 3.4.2-2 にこの地域の主要な活断層と海溝型地震の領域を示す。この地域では、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る。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おり、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る。

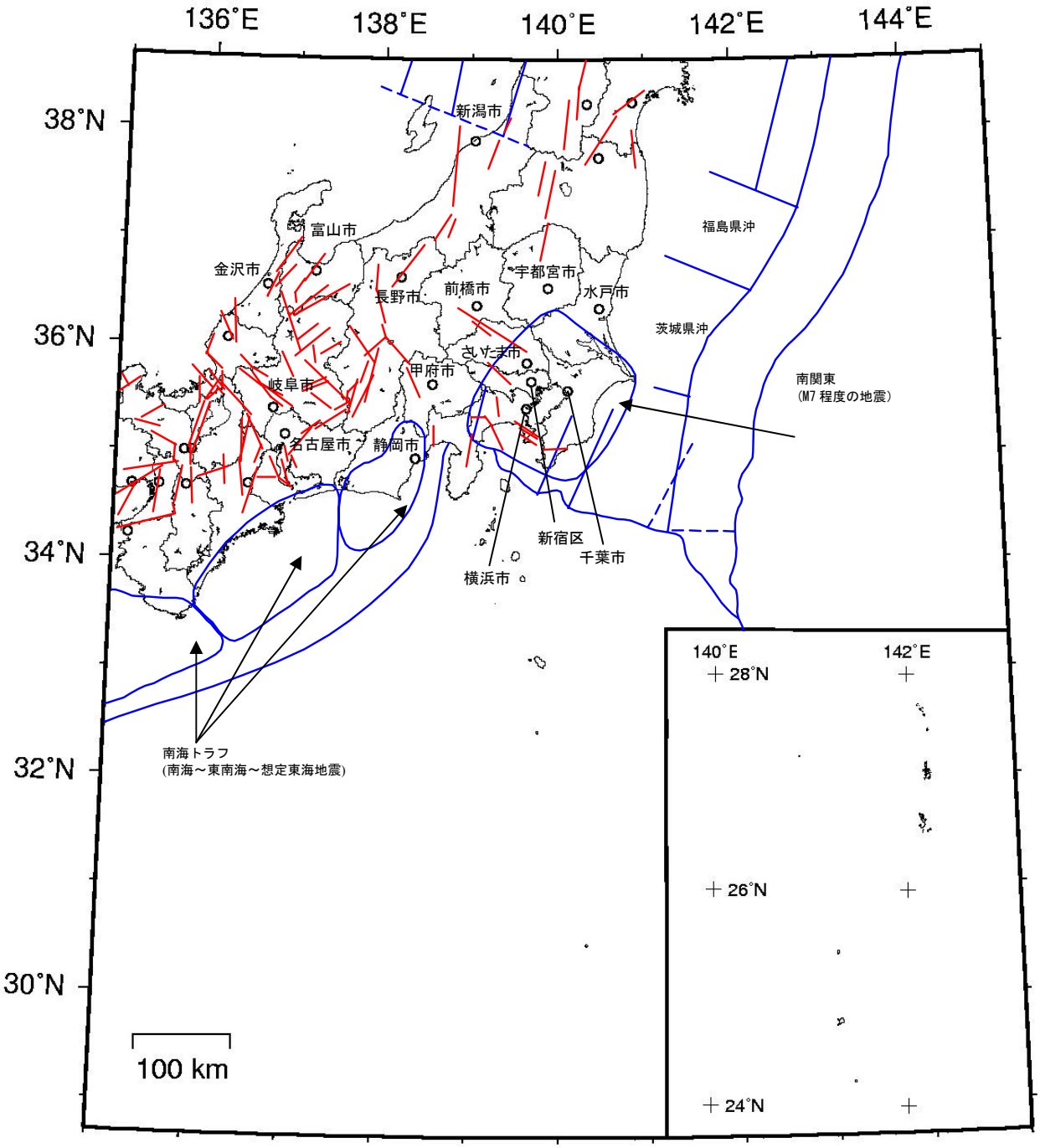


図 3.4.2-2　中日本地域の主要 98 断層帯の位置と海溝型地震の領域
赤線：主要 98 断層帯の断層モデル上端位置
青線：海溝型地震の領域
〇印は都道府県庁所在地（図 3.4.2-3 に地震の影響度を表示）

図 3.4.2-3 には、中日本地域の県庁所在地、都庁所在地を含む約 1km 四方の評価領域で、どの地震の影響度が高いかを分析した結果を示す。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影響度を示したものである。以下に、各評価領域に影響のある地震について述べる。

前橋市（群馬県）は今後 30 年以内に震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、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る。

水戸市（茨城県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、沈み込む太平洋プレート内に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い。

宇都宮市（栃木県）は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、南関東のマグニチュード 7 程度の地震の影響度が高い。このほか、沈み込む太平洋プレート内に発生する地震、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い。

さいたま市（埼玉県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、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い。

千葉市（千葉県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、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い。また、沈み込む太平洋プレート内に発生する地震の影響度も相対的に高いことがわかる。

新宿区（東京都）は震度 6 弱以上の揺れに見舞われる可能性が高く、海溝型地震の影響度が高い。最も影響度が高いのは南関東のマグニチュード 7 程度の地震である。そのほか、南海トラフの地震の影響度も高いことがわかる。

横浜市（神奈川県）も震度 6 弱以上になる可能性が高く、海溝型地震の影響が高い。これに加えて主要 98 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い。

新潟市（新潟県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、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いが、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ある。

富山市（富山県）は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響度が高い。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る。

金沢市（石川県）は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響度が高い。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る。

甲府市（山梨県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、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る。

長野市（長野県）は震度 6 弱以上になる可能性が高く、主要 98 断層帯の固有地震の影響が支配的である。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ある。

岐阜市（岐阜県）、**静岡市（静岡県）**、**名古屋市（愛知県）**はいずれも震度 6 弱以上になる可能性が高い。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ある。

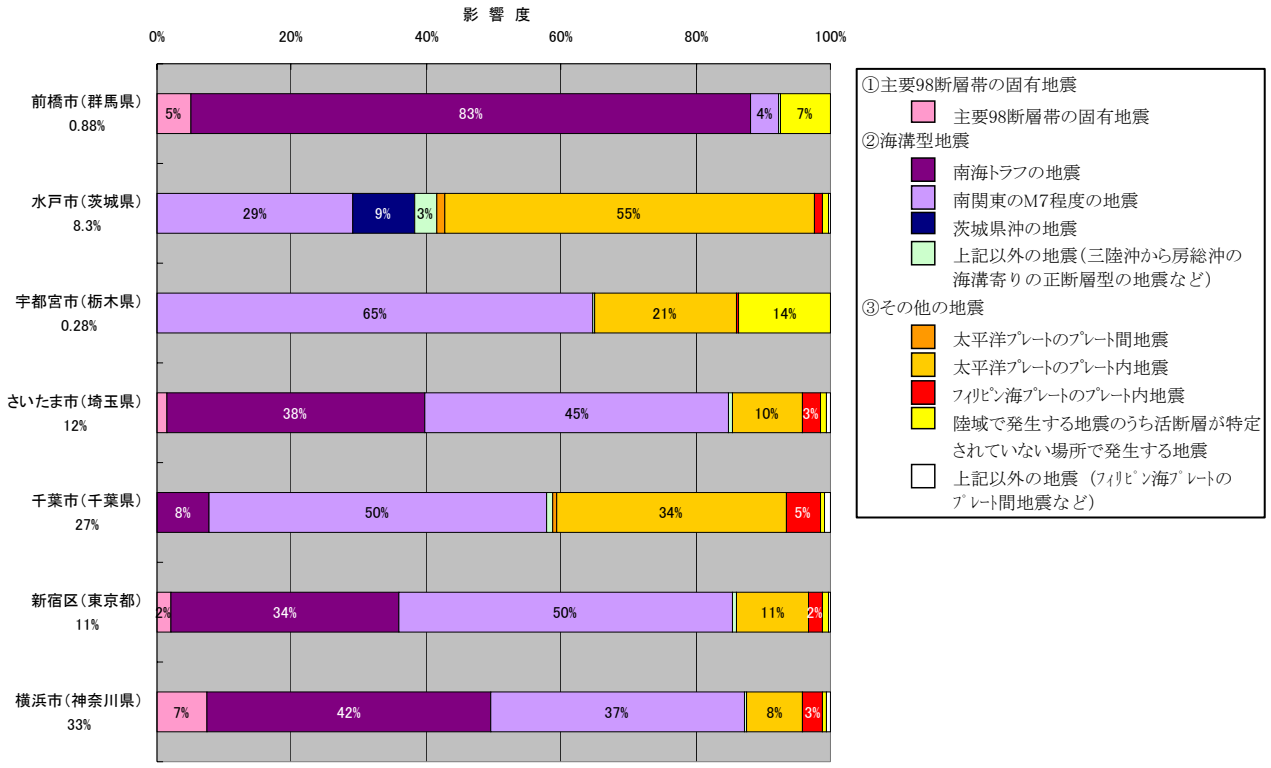


図 3.4.2-3（その１）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

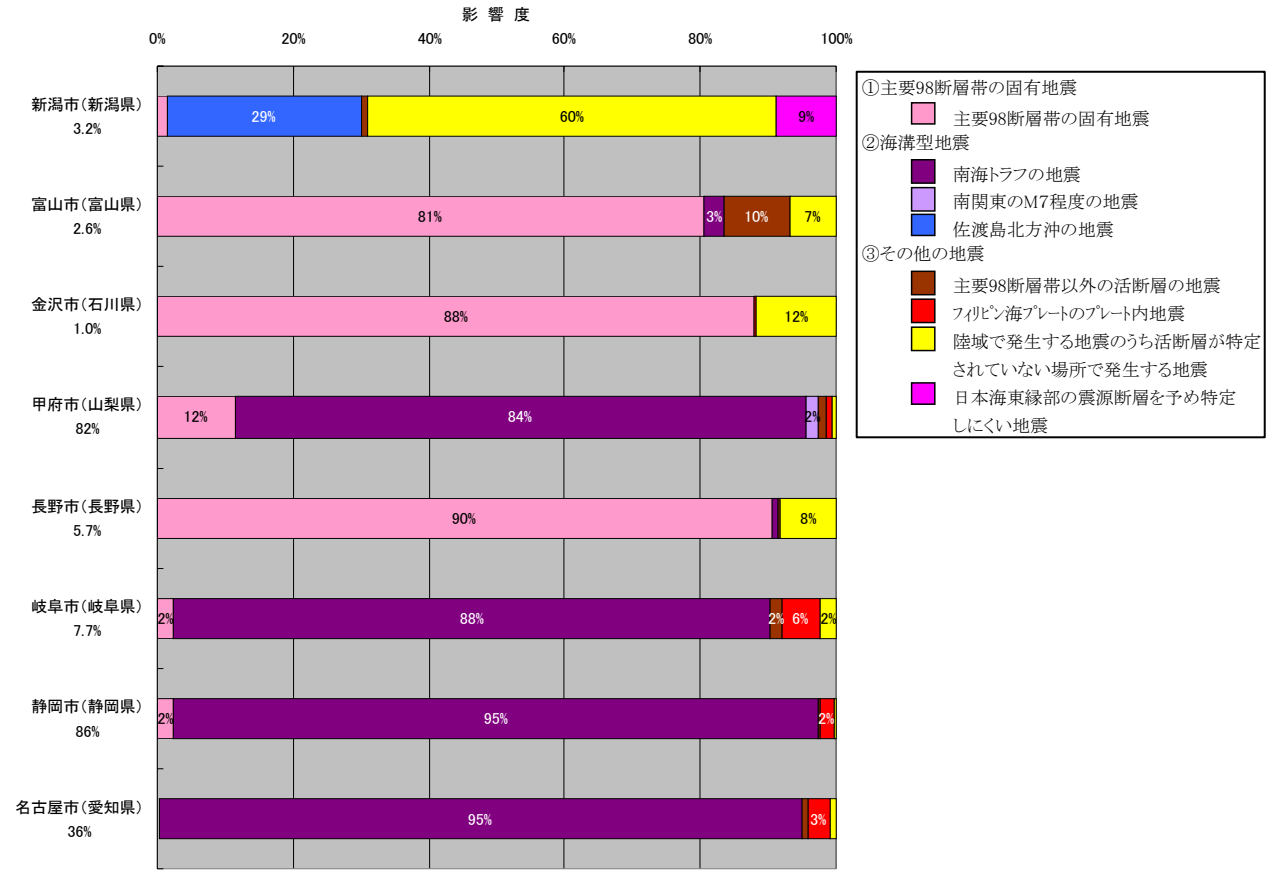


図 3.4.2-3（その２）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

3.4.3　西日本地域の特徴

図 3.4.3-1 に西日本地域の今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率の地図を示す。表示対象地域は、三重県、滋賀県、福井県、奈良県、京都府、和歌山県、大阪府、兵庫県、岡山県、広島県、鳥取県、島根県、山口県、徳島県、香川県、高知県、愛媛県、福岡県、大分県、佐賀県、長崎県、熊本県、宮崎県、鹿児島県、沖縄県である。**図 3.4.3-2** にこの地域の主要な活断層と海溝型地震の領域を示す。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る。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る。南西諸島にも確率の高い地域が見られる。内陸部では琵琶湖周辺でも確率が高くなっている。

図 3.4.3-3 には、西日本地域の県庁所在地、府庁所在地を含む約 1km 四方の評価領域で、どの地震の影響度が高いかを分析した結果を示す。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影響度を示したものである。以下に、各評価領域に影響のある地震について述べる。

津市（三重県）は**図 3.4.3-3** から今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる可能性が高い。**図 3.4.3-3** からわかるように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ある。

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）**も震度 6 弱以上になる可能性が高く、南海トラフの地震の影響度が最も高いが、主要 98 断層帯の固有地震の影響度も高い。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る。

和歌山市（和歌山県）も震度 6 弱以上になる可能性が高く、南海トラフの地震の影響度が支配的である。

山口市（山口県）は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、相対的に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の地震である。次いで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い。

松江市（島根県）、**鳥取市（鳥取県）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、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ある。また、松江市では主要 98 断層帯以外の地震も相対的に影響度が高い。

福井市（福井県）は震度 6 弱以上になる可能性がやや高く、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ある。

四国 4 県の**高知市（高知県）**、**松山市（愛媛県）**、**高松市（香川県）**、**徳島市（徳島県）**は、いずれも震度 6 弱以上になる可能性が高い地域になっている。これらの地域では、南海トラフの地震の震源域に近いため、その影響度が非常に高く支配的である。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る。

岡山市（岡山県）も震度 6 弱以上になる可能性が高く、南海トラフの地震の影響度が高くなっている。

広島市（広島県）は震度 6 弱以上になる可能性が高い。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、その影響度が高い。次いで南海トラフの地震の影響度が高い。

福岡市（福岡県）、**佐賀市（佐賀県）**は震度 6 弱以上になる可能性がやや高い。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の地震[17]である。次いで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い。福岡市については、主要 98 断層帯およびそれ以外の活断層の地震の影響度も比較的高いことがわかる。

---

[17] 「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（地震調査委員会, 2004a）において、「九州から南西諸島周辺のやや深発地震」とされた地震。

長崎市（長崎県）は震度６弱以上になる可能性がやや高い。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ある。次いで主要 98 断層帯の固有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る。また、沈み込むフィリピン海プレート内の地震の影響も同程度となっている。

熊本市（熊本県）は震度６弱以上になる可能性がやや高い。沈み込むフィリピン海プレート内の地震の影響度が最も高く、次いで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い。影響度の高い主要 98 断層帯の固有地震としては、布田川・日奈久断層帯がある。

大分市（大分県）は震度６弱以上になる可能性が高い。最も影響が高いのは南海トラフの地震である。安芸灘～伊予灘～豊後水道のプレート内地震や沈み込むフィリピン海プレート内の地震も影響度がやや高い。また、主要 98 断層帯の固有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る。

宮崎市（宮崎県）は震度６弱以上になる可能性が高い。最も影響度が高いのは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である。沈み込むフィリピン海プレート内部の地震の影響度がこれに次ぐ。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る。

鹿児島市（鹿児島県）は震度６弱以上になる可能性が高い。南西諸島周辺の浅発地震の影響度が最も高くなっている。次いで、沈み込むフィリピン海プレート内の地震、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い。

那覇市（沖縄県）も震度６弱以上になる可能性が高く、南西諸島周辺の浅発地震の影響度が最も高くなっている。次いで沈み込むフィリピン海プレート内の地震の影響度が高い。

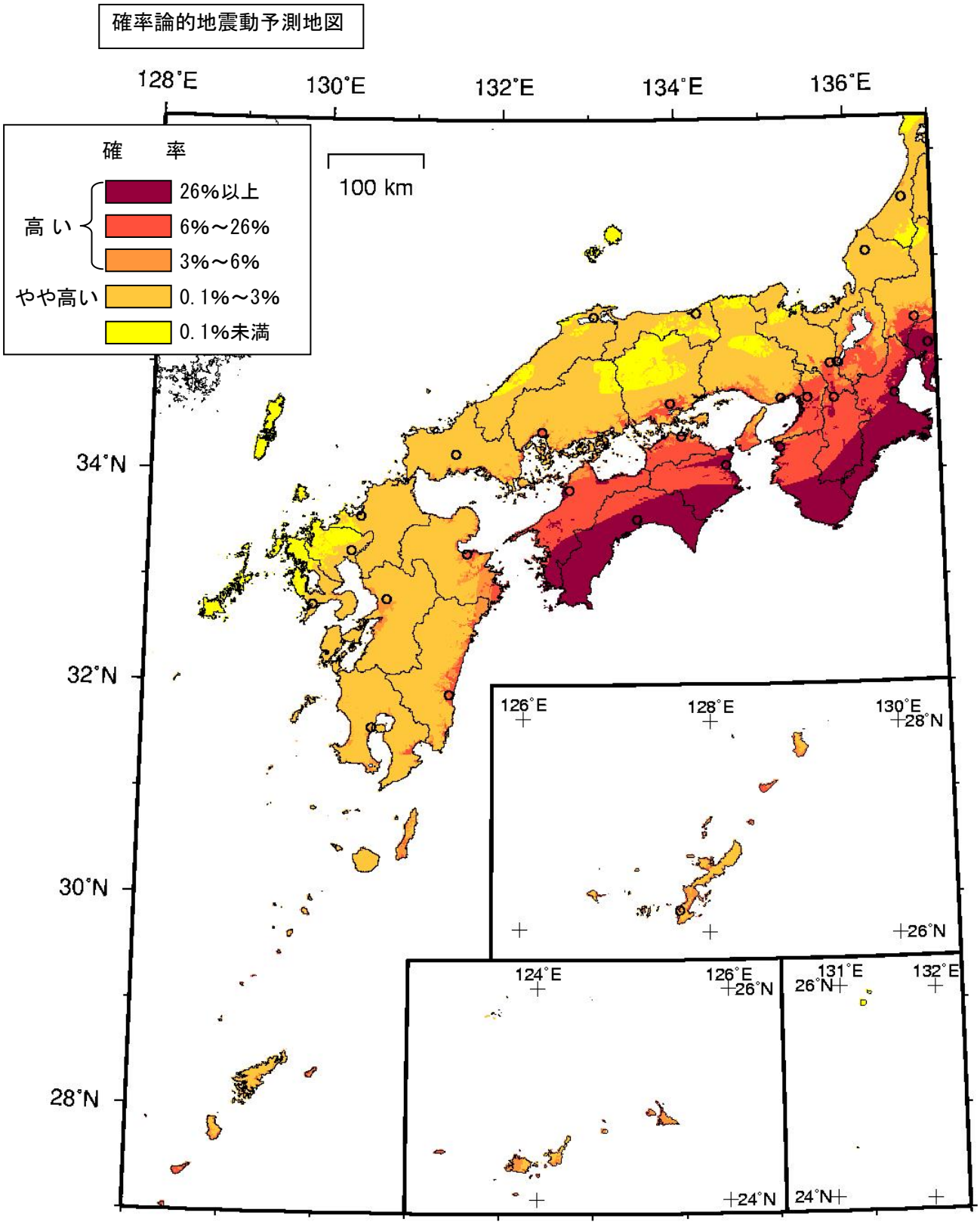


図 3.4.3-1　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率（西日本地域）
（基準日：2006 年１月１日）
○印は都道府県庁所在地（図 3.4.3-3 に地震の影響度を表示）

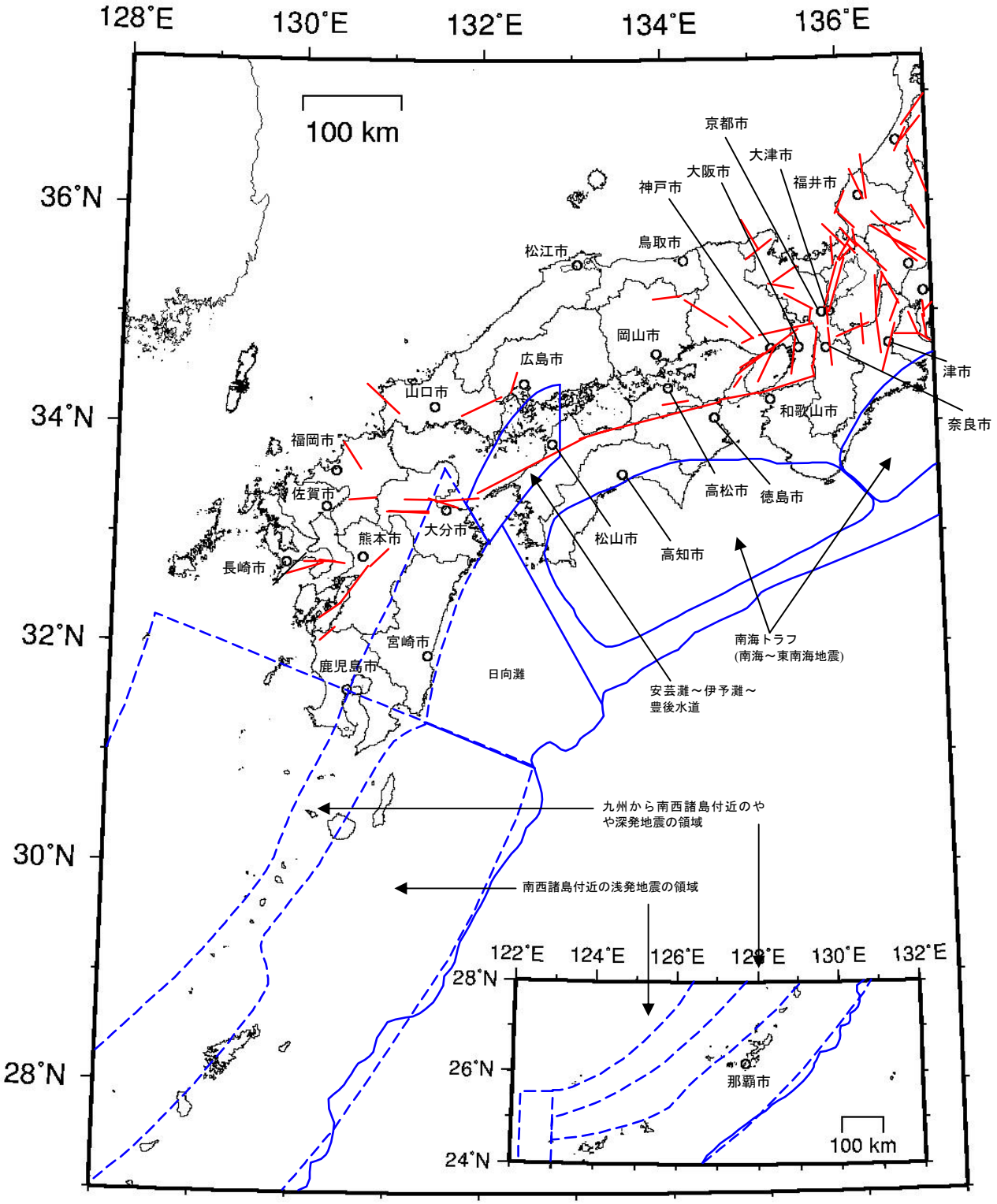


図 3.4.3-2　西日本地域の主要 98 断層帯の位置と海溝型地震の領域
赤線：主要 98 断層帯の断層モデル上端位置
青線：海溝型地震の領域
〇印は都道府県庁所在地（図 3.4.3-3 に地震の影響度を表示）

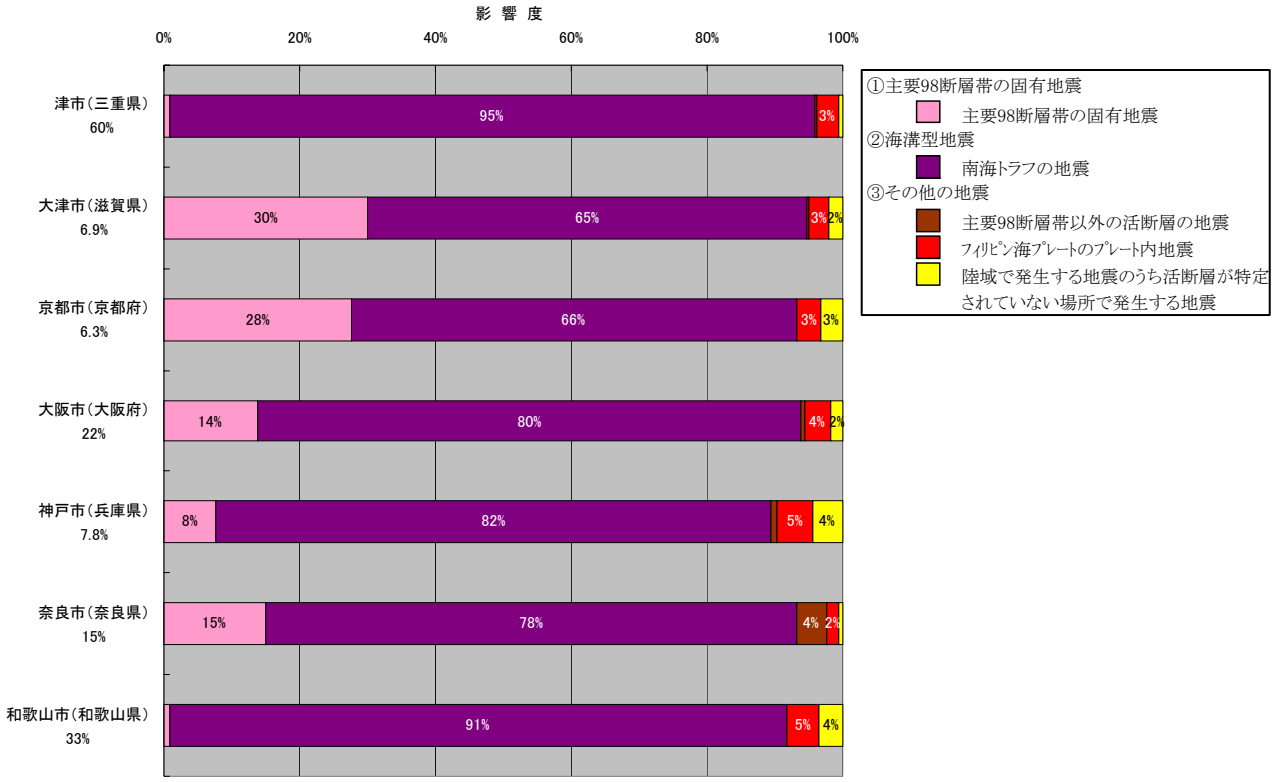


図 3.4.3-3（その１）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

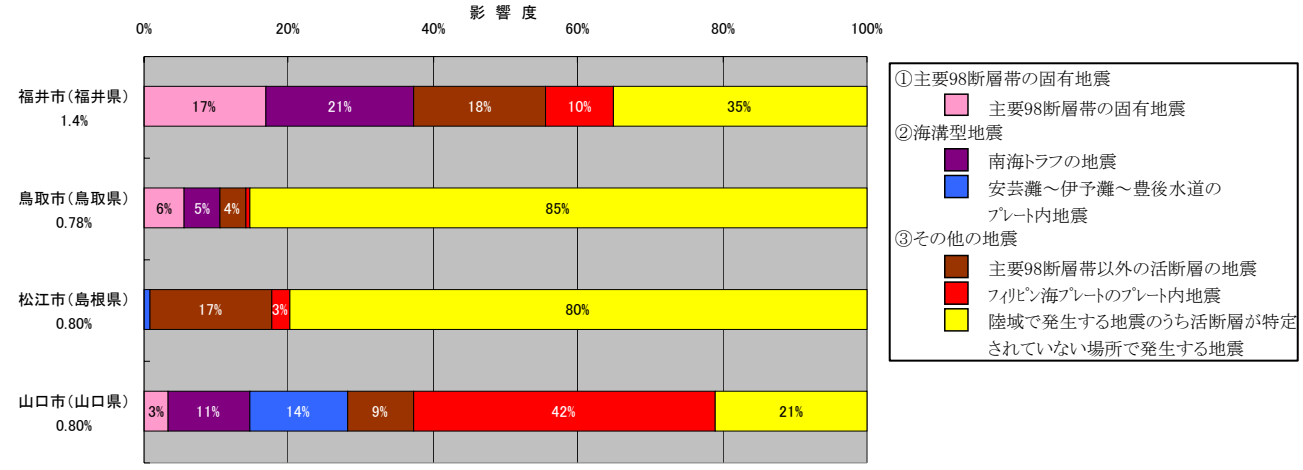


図 3.4.3-3（その２）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

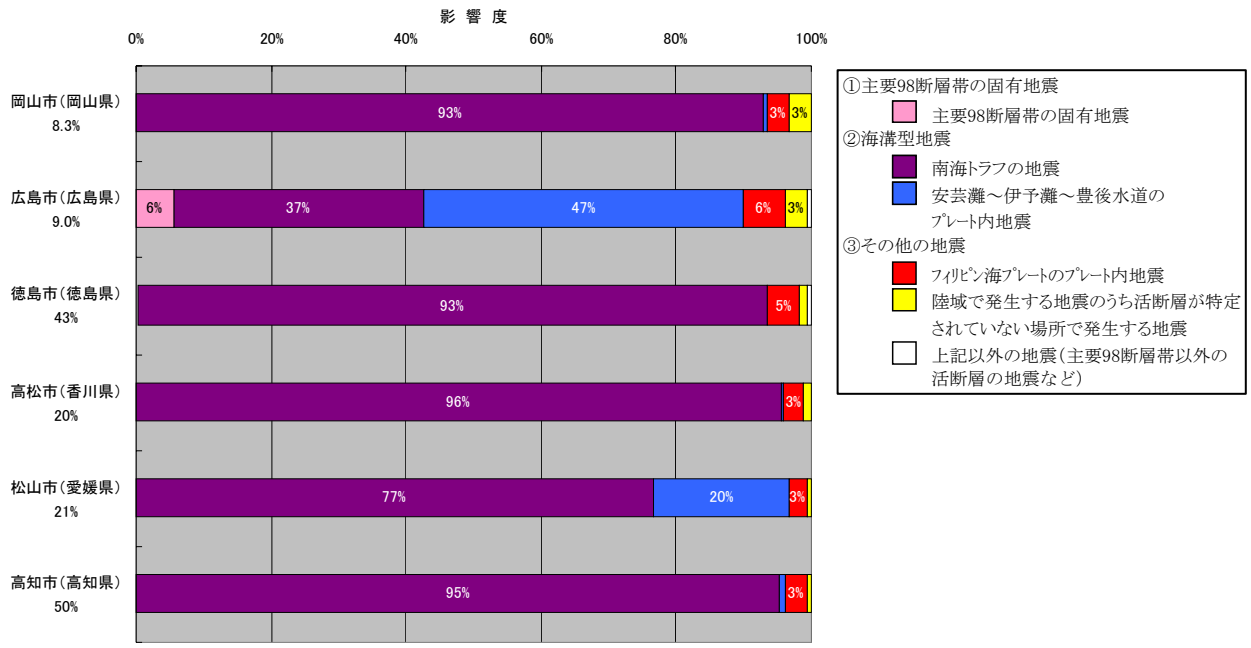


図 3.4.3-3（その３）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

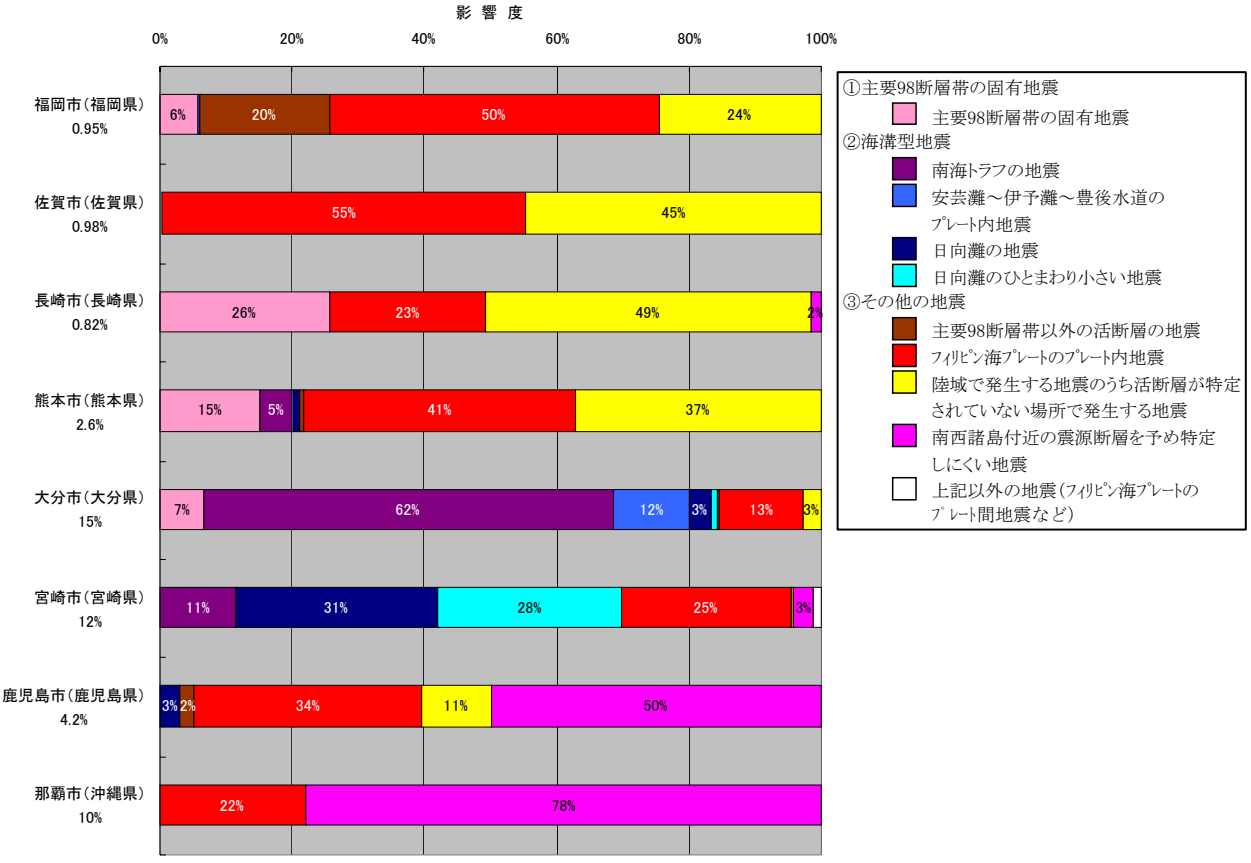


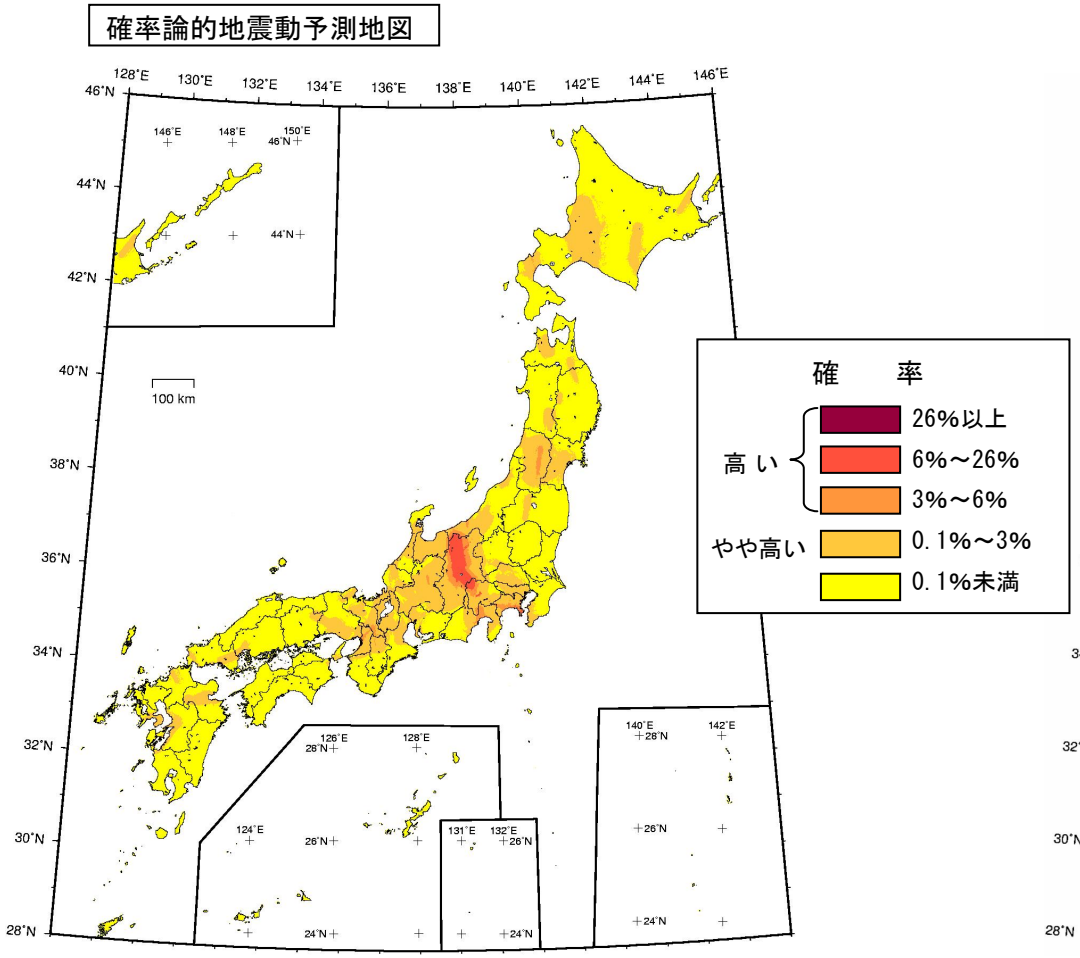
図 3.4.3-3（その４）　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れをもたらす可能性のある地震の影響度

3.5　長期評価された地震発生確率に関する参考図

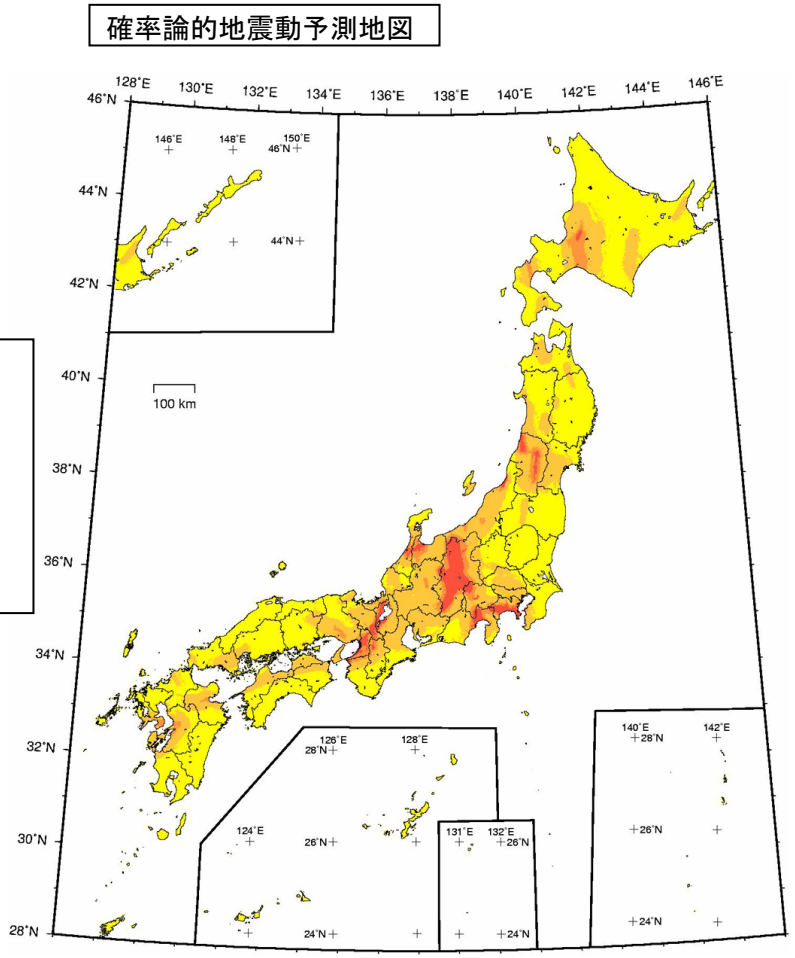
ここでは、参考図として、２つの点に注目した地図を示す。

まず､長期評価において主要 98 断層帯の地震発生確率が幅をもっている場合の代表値のとり方によって、どの程度異なる結果が得られるかを示す。主要 98 断層帯の長期評価において、平均活動間隔と最新活動時期の評価に幅があって地震の発生確率が幅をもって評価されるとき､本報告書では、それぞれの中央値をとって発生確率を算定することとしている（平均ケース）。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、確率の幅のうち最大値をとった場合（最大ケース）に基づいて行われている。この平均ケースと最大ケースについて、参考のため比較図を示す（**参考図 3.5-1** 参照）。両者の差は、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いる。このように、地震発生確率に大きな幅がある活断層では地震動予測の評価結果に幅が生じることになるため、地震動予測地図の精度を向上するためには、さらに詳細な調査を実施してその幅を狭めることが重要である。

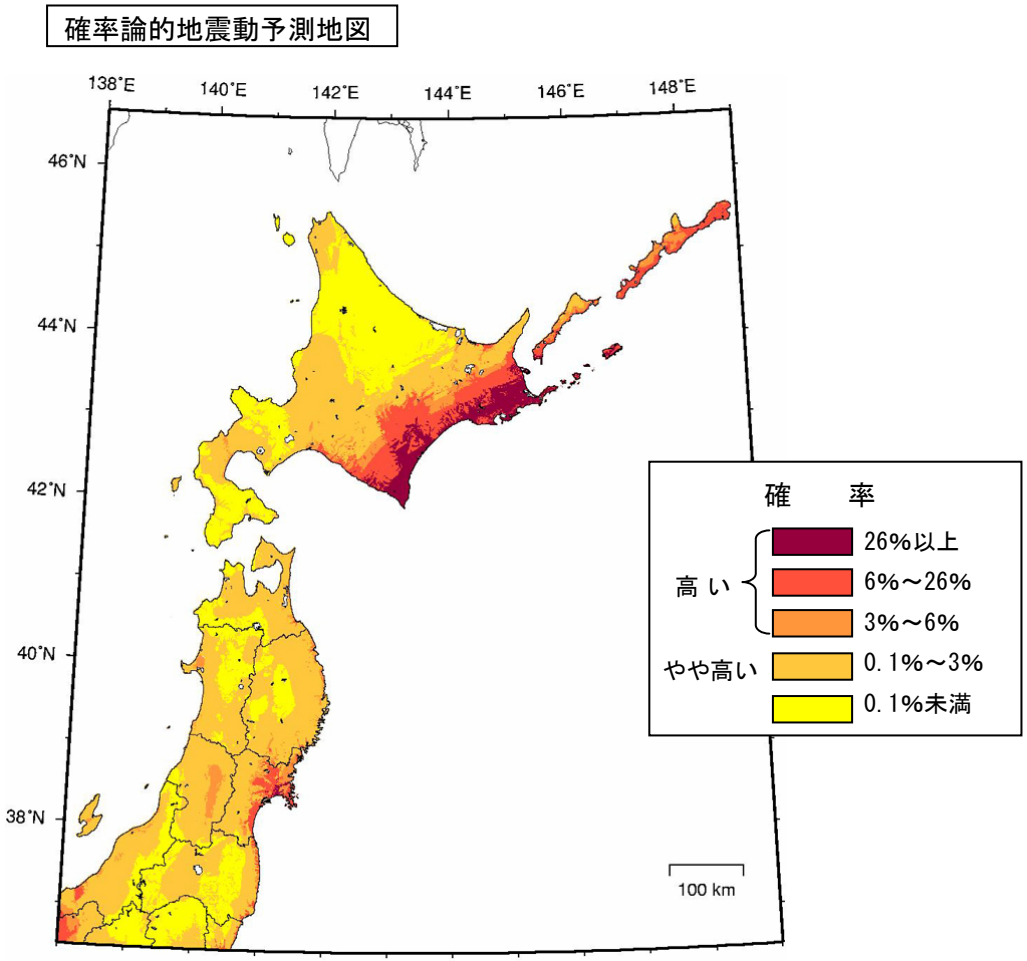
次に、平成 15 年十勝沖地震(*M*8.0)の前後で、確率論的地震動予測地図がどの程度変化したかを参考図として示す。**参考図 3.5-2** は十勝沖地震の前後の比較である。十勝沖地震は発生前に海溝型地震として長期評価され､その発生確率は 2003 年 1 月から 30 年以内に 60%程度(*M*8.1)と評価していたが（地震調査委員会，2003）、地震発生後に実施された調査研究に基づく長期評価によれば、2005 年 1 月から 30 年以内の発生確率は 0.02%～0.5%(*M*8.1 前後)となっている（地震調査委員会，2004b）。図からわかるように、襟裳岬から十勝平野周辺では、十勝沖地震発生後には震度 6 弱以上の揺れに見舞われる可能性は、地震発生前に比べて低下している。このように、発生確率の高い大地震の発生により、確率論的地震動予測地図で表示される強い揺れに見舞われる可能性は変化することがわかる。



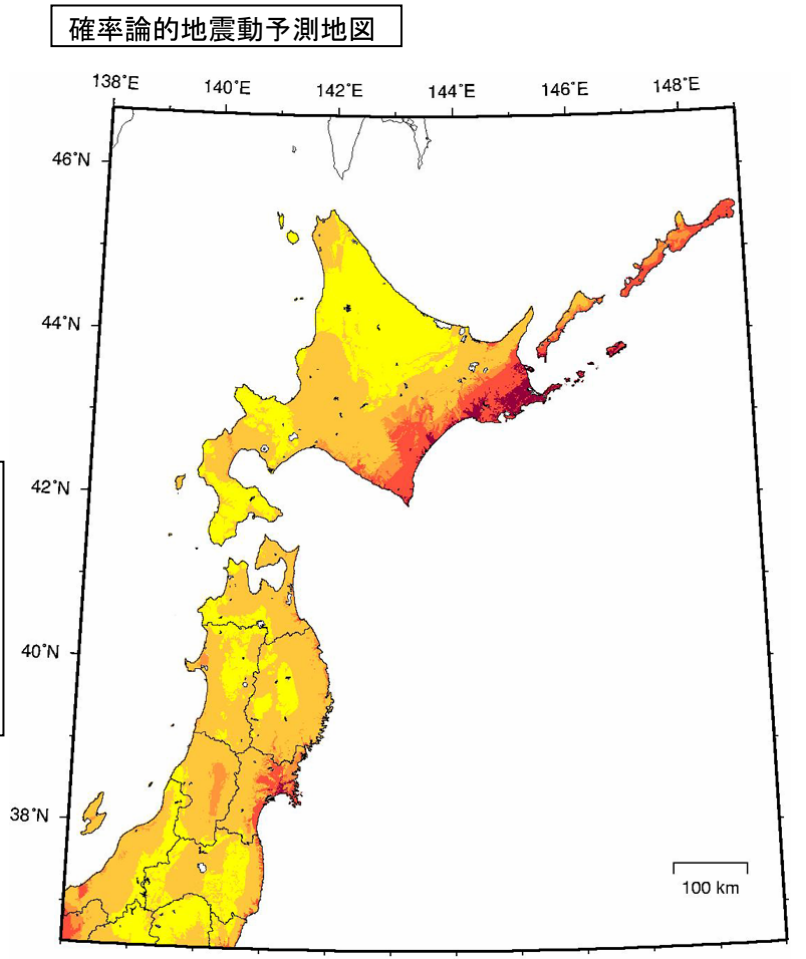
参考図 3.5-1(a)　今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率の分布図（平均ケース、主要 98 断層帯のみ）（図 3.3.2-1(a)の再掲）
（基準日：2006 年１月１日）



参考図 3.5-1(b)　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 98 断層帯のみ）
（基準日：2006 年１月１日）



参考図 3.5-2(a)　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
2003 年１月１日を起点とした十勝沖地震発生前の地図



参考図 3.5-2(b)　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
2005 年１月１日を起点とした十勝沖地震発生後の地図

４．震源断層を特定した地震動予測地図

地震調査委員会では、震源断層を特定した地震の強震動予測手法の高度化を目指して、「詳細法」について検討してきた。また、「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的として、モデルの設定や強震動計算等における現在の手法や考え方を、「レシピ」として取りまとめた（以下では、震源断層を特定した地震の強震動予測手法を「レシピ」と呼ぶ）。

本章では、この「レシピ」について概説するとともに、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果の概要について示す。また、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた「レシピ」の適用性の検討を行っているので、これらについても併せて紹介する。

なお、地震調査委員会では、主要98断層帯で発生する地震や海溝型地震の将来の地震発生確率について評価しており、「確率論的地震動予測地図」では、「簡便法」によりこれらの地震の揺れの強さを評価している。そこで、参考資料として、**分冊２**の**付録１**にこれらの強震動評価結果を紹介する。また、東海地震、東南海地震、南海地震は、地震発生の可能性が高く、発生すれば大規模な地震災害が発生する恐れがある、非常に社会的影響の大きい地震である。東海地震、東南海地震、南海地震に対する強震動評価は、中央防災会議により地震防災対策強化地域の指定等、地震対策の充実強化の検討を行うことを目的として実施されている。**分冊２**の**付録２**に、参考資料としてそれらの結果を紹介する。

「レシピ」とは・・・

「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ある。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という簡便化された指標ではなく、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時刻歴波形を意味している。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、および④予測結果の検証から構成される。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る。

（**「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(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」を一部修正**）

4.1　震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)について

ここでは、最新の「レシピ」の概要について説明する。**図4.1-1**に、地震調査委員会で作成した、「レシピ」に従った強震動予測手法の流れを示す。「レシピ」は、①特性化震源モデルの設定（後述）、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つの過程から構成されている。以下では、この流れに沿って解説する。

4.1.1　特性化震源モデルの設定

断層のずれ動き（破壊）によってどのような地震波が発生するかは、断層の形態や破壊の特性等によって大きく異なる。阪神・淡路大震災（平成７年兵庫県南部地震）以降、地震調査研究推進本部を中心として実施してきた地震観測網の拡充と、これによって得られた、例えば、平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年（2003年）十勝沖地震等、近年発生した規模の大きい地震の観測記録

を用いて、断層の形態や破壊の特性を推定する研究（震源インバージョン解析）や地震動シミュレーション解析等の精力的な強震動研究を通して、震源断層の破壊過程が明らかになってきた。その結果、強震動予測に重要な要素は、震源断層の総面積と地震モーメントの関係等、震源断層の形態・規模を表す巨視的震源特性と、震源断層内のアスペリティ[18]の分布とそこでの応力低下の量（応力降下量）等、震源断層の不均質性を示す微視的震源特性の２つの震源特性であることがわかってきた（入倉，2004）。また、これまでの強震動評価結果によって、ディレクティビティ効果[19]など、アスペリティや震源に相当する破壊開始点の位置の違いが強震動評価結果に大きく影響することがわかってきている。特性化震源モデルとは、これら巨視的震源特性、微視的震源特性、さらには、破壊開始点や破壊伝播様式等のその他の震源特性をある程度単純なモデルに置換し強震動を再現するための震源断層モデルである。

「レシピ」では、このような特性化震源モデルに必要な震源特性のパラメータの設定方法が、比較的簡単な算定式や数値で示されている。特性化震源モデルの設定では、まず、巨視的震源特性として、震源断層の位置や形状、面積や地震モーメント等を設定する。次に、微視的震源特性として、アスペリティの位置や個数、すべり量や応力降下量等を設定する。また、その他の震源特性として、破壊開始点や破壊伝播速度等を設定する。なお、活断層で発生する地震と海溝型地震では、想定する震源断層の規模や活動間隔、あるいは既往の研究成果や情報量の違いにより、特性化震源モデルの設定方法が異なっている。

4.1.2　地下構造モデルの作成

断層の破壊により発生した地震波は、地下深部では伝播する距離と共に次第に減衰していくが、地震基盤から上の地表付近の地下構造の影響により増幅される。このため、地表での地震動は、地下構造の特性に大きく影響される。また、地表面付近の浅い地盤と、これより深い地盤では、地表の地震動に異なった影響を及ぼす。例えば、阪神・淡路大震災では、「震災の帯」の原因解明が盛んに研究され、盆地端部付近での揺れの局所的な増幅[20]等、堆積盆地の深い地盤構造における三次元的な特性がその原因のひとつであることが明らかとなった。また、例えば、隣接する同じような建物でも被害の程度が全く異なる場合があり、これは、局所的な地震動特性に影響する地表面付近の浅い地盤構造が原因と考えられる。

「レシピ」における地下構造モデルの作成では、このような特性の違いを考慮し、地下構造を地震基盤より深い「大構造」、地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの「深い地盤構造」、および「詳細法工学的基盤」から地表までの「浅い地盤構造」に分離し、それぞれのモデル化の方法や基本的な考え方について示している。このうち、「深い地盤構造」については、地域によってモデル化に必要な情報量に多寡があるため、精度にはある程度のばらつきがあるが、後述の**図4.2-3**に示すように、日本全国にわたるモデルの作成を進めつつある。今後は、作成未了の地域についてのモデルの構築とともに、強震動予測に適したモデルへの改良が必要である。「浅い地盤構造」については、先にも述べたように、局所的な影響が大きく、モデル化には膨大なデータが必要となるため、広域を対象とした面的な予測を精度良く行うことが現状では難しい。そこで、精度的には限界があるが、微地形区分に基づく増幅率を用いた簡便な方法により、広域を対象とした面的な予測を可能としている。

---

[18] 震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域（すべりの量や応力低下の量が大きい領域）。

[19] 断層破壊が地震波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

[20] 日本の平野や盆地のように、盆状の場所に砂や粘土などが堆積して出来上がった堆積盆地においては、その端部から発生し、地表面に沿って伝播する地震波と、下方から伝播した地震波が重なり合い、結果としてある地域での振幅が大きくなる場合がある。このような増幅効果は、エッジ効果と呼ばれている。

4.1.3　強震動計算

長周期領域の強震動は、理論的手法により予測が可能であることが明らかとなってきている。阪神・淡路大震災における「震災の帯」の原因解明においても、理論に基づく三次元地震動シミュレーション解析手法が非常に有用であった。一方、短周期領域の強震動は、震源と地下構造の両方でモデル化に必要な情報量が不足し、不確定性が大きいため、現時点では、理論的手法による計算が困難であり、統計的手法を導入せざるを得ない。したがって、「レシピ」が目指している0.1秒から10秒程度までの広い周期帯域の強震動を精度良く予測するためには、このように異なる２つの手法で計算された強震動を適切な周期で重ね合わせる必要がある。このような考え方を取り入れた方法がハイブリッド合成法である(藤原，2004)。

強震動計算では、三次元的な震動特性が重要となる長周期側の地震動については、理論的手法（有限差分法、例えば、Aoi and Fujiwara, 1999；Graves, 1996；Pitarka, 1999）、不確定性が大きくなる短周期側の地震動については、統計的手法（統計的グリーン関数法を用いた波形合成法、例えば、釜江ほか，1991；壇ほか，1998）を用い、ハイブリッド合成法により両地震波を合成して広帯域に渡って精度の良い強震動を計算する方法を示している。

活断層で発生する地震の強震動評価では、平成12年(2000年)鳥取県西部地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証（地震調査委員会強震動評価部会，2002）やこれまでの強震動評価を通じて、ハイブリッド合成法の有効性が確認されている。一方、ハイブリッド合成法の海溝型地震への適用には、まだ課題が残されている。宮城県沖地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2003b）においては、ハイブリッド合成法を適用するにあたっての問題点（特性化震源モデルや地下構造モデル等）が指摘されたため、三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2004b）も同様に、統計的グリーン関数法だけの強震動評価結果を公表した。その後実施した平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証（地震調査委員会強震動評価部会，2004）では、ハイブリッド合成法による強震動予測を試み、ハイブリッド合成法の適用範囲や具体的な課題について明らかにしている。なお、ハイブリッド合成法を日向灘の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2005b）に新しく適用した。

4.1.4 予測結果の検証

4.1.1～4.1.3に示された方法により強震動計算は可能となるが、計算波形を実際に利用する場合には、得られた結果が妥当であるかどうかを何らかの方法で確認しておく必要がある。このような観点から、「レシピ」では、予測結果の検証方法についても触れている。

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るため、これまでに得られている情報量やその内容にも差がある。そこで、予測結果の検証では、活断層で発生する地震のように観測記録が少ない場合には、平均的な地震動特性を表した距離減衰式を用いた推定値との比較による検証方法について、海溝型地震など過去の観測記録が得られている場合には、距離減衰式を用いた推定値との比較のほか、観測波形や震度分布との比較による検証方法について示している。

以上のような過程により、強震動予測を実施することができる。ただし、現時点で「レシピ」が完成したわけではなく、まだ課題が残されているため、強震動予測手法の更なる高度化のために、今後も強震動評価や検証を通じて「レシピ」の改良を行っていくことが重要である。

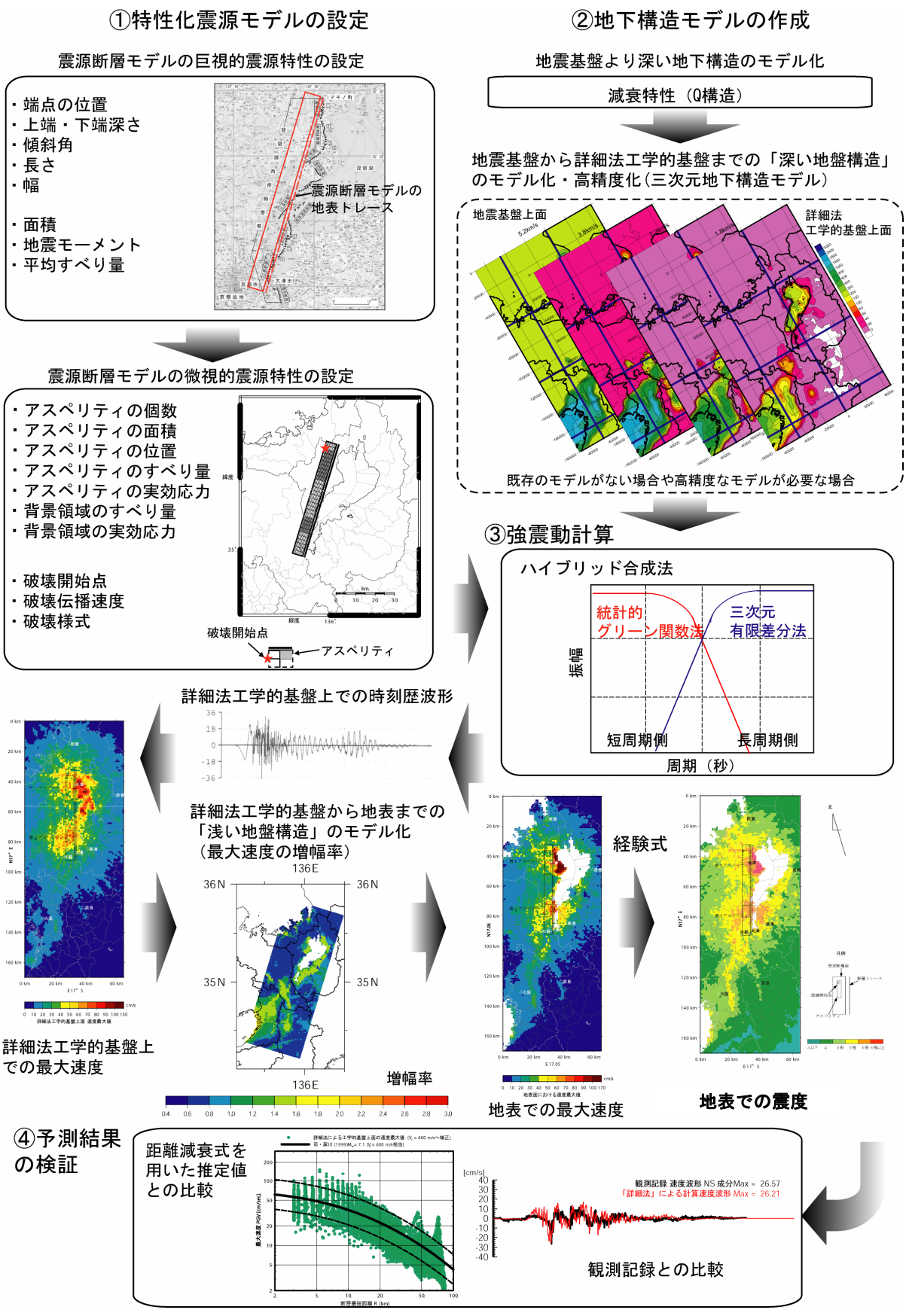


図4. 1-1　震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）のフロー

（「レシピ」では、地表での最大速度の推定方法までを解説している。震度については、一般向けに分かりやすく説明するために示している。）

4.2　これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価の諸元

ここでは、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果、および平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いた「レシピ」の検証結果のうち、各強震動評価の対象領域、評価に用いた震源断層モデルの諸元や地下構造モデルについてまとめて示す。

図4.2-1には、これまでに評価対象とした震源断層の配置図、**図4.2-2**には、各震源断層の強震動評価の対象領域、**図4.2-3**には、これまで作成した三次元地下構造モデルの領域と地震基盤の深さ分布図、**表4.2-1**には、各強震動評価に用いた諸元の一覧を示す。なお、各パラメータの解説、および設定方法については、**分冊２**を参照されたい。また、各強震動評価において設定した、ここで示した以外のパラメータについては、各公表資料を参照されたい。

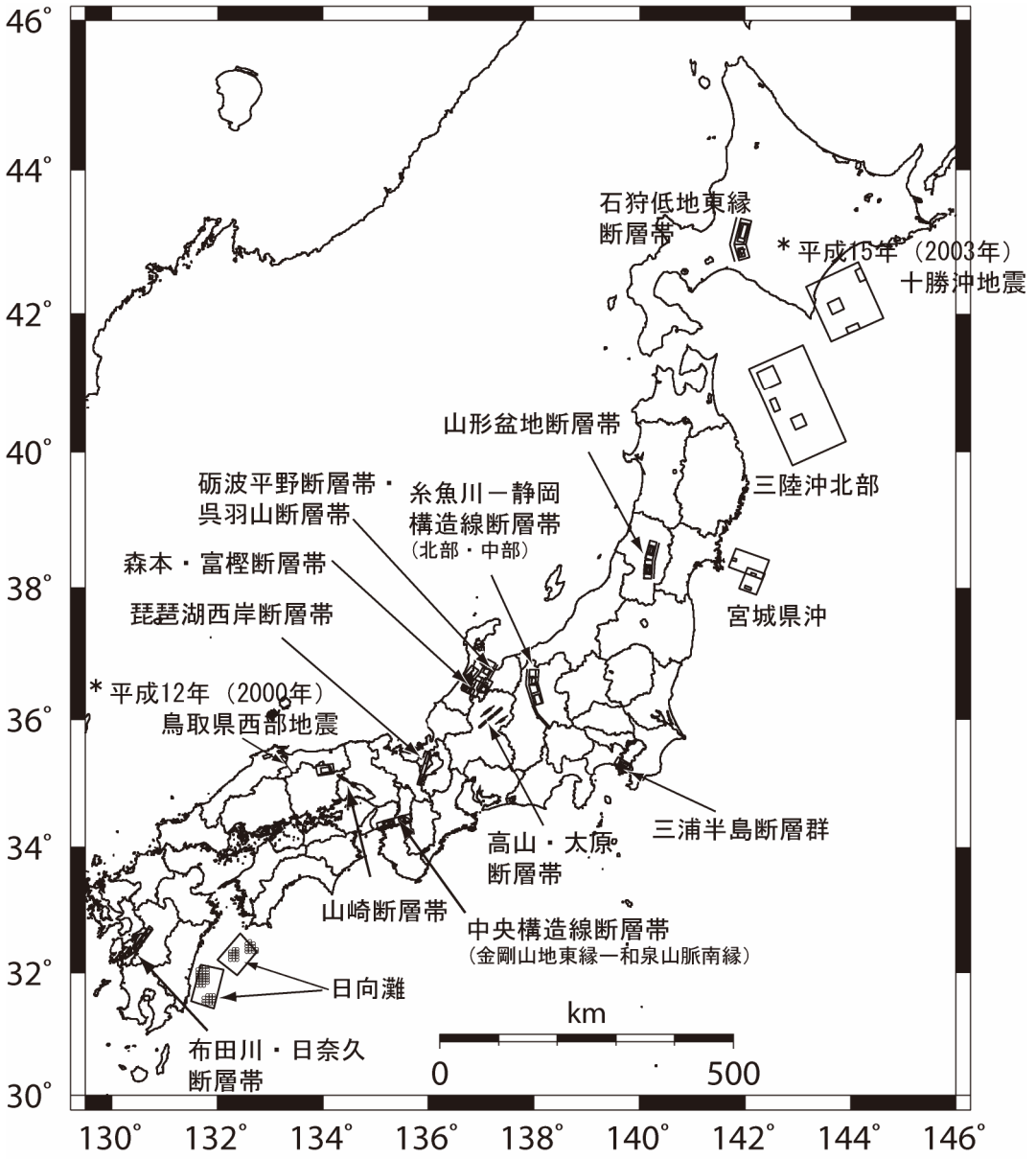


図4.2-1　これまでに評価対象とした震源断層の一覧
（震源断層内の□はアスペリティを、＊は「レシピ」の検証として実施した地震を表す。）

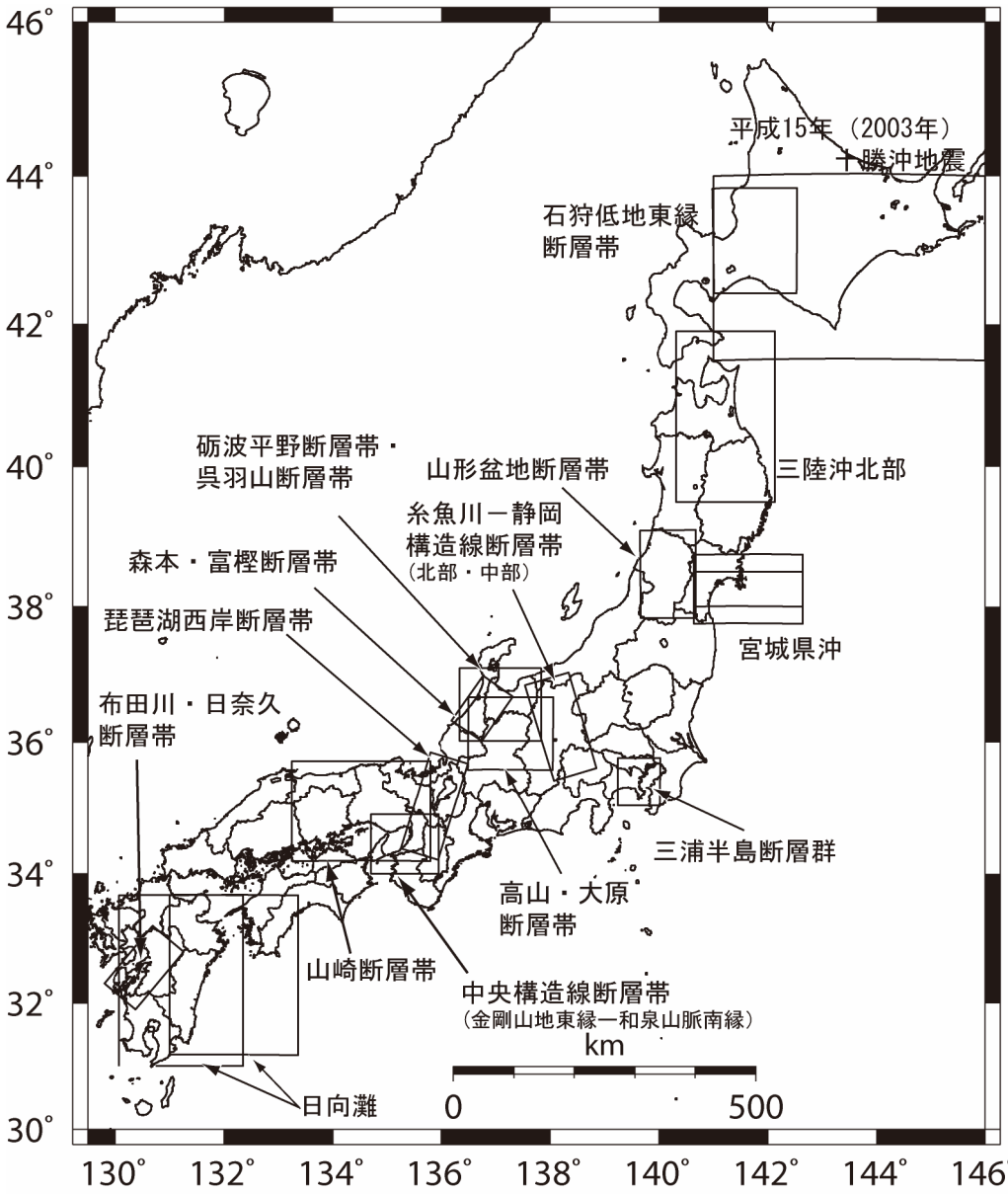


図4.2-2　各震源断層の強震動評価の評価対象領域

（平成12年（2000年）鳥取県西部地震による検証では、面的な評価を行っていない。）

表4.2-1(1)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その１）

想定した地震			糸魚川－静岡構造線断層帯			森本・富樫断層帯					
地震のタイプ			活断層で発生する地震			活断層で発生する地震					
対象とした断層帯			北部1、北部2、中部1、中部2 (4つの活動区間(セグメント)として評価)			森本・富樫断層帯					
ケース			1	2	3	1-a	1-b	1-c	1-d	2	3
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)	北部1：26、北部2：35、中部1：17、中部2：34			26					
		幅(km)	北部1：20.2、北部2：20.2、中部1：13.2、中部2：13.2			20				16	26
		断層の上下端の深さ(km)	北部：4～約17、中部：4～約18			4～18					
		震源断層の面積S(km^2)	1905			513				420	676
		地震モーメントM_0(Nm)	1.5×10^{20}			1.1×10^{19}				8.2×10^{18}	1.7×10^{19}
		モーメントマグニチュードMw	7.4			6.6				6.5	6.8
		傾斜角	北部1、北部2：40° E (東側隆起の逆断層) 中部1、中部2：80° E (左横ずれ)			45° E (東側隆起の逆断層)				60° E（東側隆起の逆断層）	30° E（東側隆起の逆断層）
		短周期レベルA($N\cdot m/s^2$)	2.8×10^{19}			1.2×10^{19}				1.1×10^{19}	1.4×10^{19}
	微視的震源特性	アスペリティ 総面積Sa(km^2)	637			73				60	96
		アスペリティ Sa/S	約33%			約14%					
		アスペリティ 応力降下量(MPa)	13.1			16					
		アスペリティ 個数	各セグメントに1個づつ			1個					
		アスペリティ 面積比	—			—					
		アスペリティ 位置	北部1、北部2：断層南端付近で断層上端 中部1：断層北端付近で断層上端 中部2：断層中央付近で断層上端	北部1、北部2：断層北端付近で断層上端 中部1：断層北端付近で断層上端 中部2：断層中央付近で断層上端	北部1、北部2：断層南端付近で断層下端 中部1：断層北端付近で断層上端 中部2：断層中央付近で断層上端	断層の南端、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層上端	断層の中央、深さは断層下端	断層の南端、深さは断層中央	
		アスペリティ 位置決定の根拠等	中部1，2では、活断層調査で地表のすべりが大きい箇所が確認されているところに設置。北部1，2では、情報がないことより、「レシピ」に従い、強震動評価の観点から複数設定。			情報がないことより、「レシピ」に従い、強震動評価の観点から複数ケース設定。					
	その他の震源特性	破壊開始点	中部1のアスペリティの北下端			アスペリティの南下端	アスペリティの中央下端			アスペリティの南下端	
		破壊伝播速度(km/s)	2.5			2.5					
		破壊形態	放射状（概ね同心円状）			放射状（概ね同心円状）					
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	2.4km/s、1.6km/s、1.1km/s、1km/s、500m/s			Vs=700m/s					
		浅い地盤構造の取り扱い	松岡・翠川(1994)による経験式 (ただし、「詳細法工学的基盤」の速度層が1.5km/s以上の場合は、1.5km/sとして計算。)			松岡・翠川(1994)による経験式					
その他		fmax(Hz)	6			6					
		ラディエーションパターン係数F	0.62,0.45			0.62					

表4.2-1(2)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その２）

想定した地震			宮城県沖地震		布田川・日奈久断層帯			三浦半島断層群			
地震のタイプ			海溝型地震		活断層で発生する地震			活断層で発生する地震			
対象とした断層帯			1987年宮城県沖地震		中部		中部＋南西部	武山断層帯			衣笠・北武断層帯
ケース			A1	A2	1	2	3	1	2	3	4
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)	既往の文献に従い設定。		48		74.4 (48+26.4)	20			28
		幅(km)	既往の文献に従い設定。		13.9		13.9	17		13.9	17
		断層の上下端の深さ(km)	既往の文献に従い設定。		3～15			3～15			
		震源断層の面積S (km^2)	2266	1449	667		1034	340		278	476
		地震モーメントM_0(Nm)	3.1×10^{20}	1.6×10^{20}	2.5×10^{19}		6.0×10^{19}	6.4×10^{18}		4.4×10^{18}	1.3×10^{19}
		モーメントマグニチュードMw	7.6	7.4	6.9		7.1	6.5		6.4	6.7
		傾斜角	プレート等深線に整合させる。		60° W (右横ずれ)			45° N (右横ずれ断層)		60° N (右横ずれ断層)	45° N (右横ずれ断層)
		短周期レベルA ($N\cdot m/s^2$)	8.4×10^{19}	6.7×10^{19}	1.6×10^{19}		2.1×10^{19}	9.8×10^{18}		8.7×10^{18}	1.2×10^{19}
	微視的震源特性	アスペリティ 総面積Sa(km^2)	192	128	172		360 (232+128)	39		28	69
		Sa/S	約8%	約9%	約26%		約35%	約11%		約10%	約14%
		応力降下量 (MPa)	第1:29 第2:73	54	14		13	22		23	20
		個数	2個	1個	2個		中部:2個 南西部:1個	1個			
		面積比	1:1	—	2:1		2:1(中部)	—			
		位置	第1:断層最深部の中央付近 第2:断層の南東端 (フォワードモデリングによる)	断層の南部、深さは断層中央	第1:断層北東部，深さは断層上端 第2:断層南西部，深さは断層中央		中部:左記に同じ 南西部:断層中央からやや北東部寄り、深さは断層上端	三浦半島東部付近、深さは断層中央	三浦半島東部付近、深さは断層上端	三浦半島東部付近、深さは断層中央	三浦半島東部付近、深さは断層中央
		位置決定の根拠等	海底調査、1978年、および1936年の地震のアスペリティ分布等より総合的に判断。		中部は、平均的なずれの速度が大きい場所に設置。南西部は情報がないことより、陸上部への影響を考慮して設置。			三浦半島東部で活断層地形が明瞭であることより、三浦半島東部に設置。			
	その他の震源特性	破壊開始点	1978年宮城県沖地震の震源位置付近	1936年宮城県沖地震の震源位置付近	第1アスペリティの北東下端	第2アスペリティの南西下端	中部の第2アスペリティの南西下端	アスペリティの中央下端			
		破壊伝播速度(km/s)	3.0		2.5			2.3			
		破壊形態	放射状(概ね同心円状)		放射状(概ね同心円状)			放射状(概ね同心円状)			
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	Vs=700m/s、およびVs=400m/s		Vs=500m/s			Vs=700m/s、およびVs=500m/s			
		浅い地盤構造の取り扱い	松岡・翠川(1994)による経験式		松岡・翠川(1994)による経験式			松岡・翠川(1994)による経験式			
その他		fmax(Hz)	13.5		6			6			
		ラディエーションパターン係数F	0.62		0.445			0.445			

表4.2-1(3)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その３）

想定した地震			山形盆地断層帯				砺波平野断層帯・呉羽山断層帯				三陸沖北部
地震のタイプ			活断層で発生する地震				活断層で発生する地震				海溝型地震
対象とした断層帯			山形盆地断層帯(北部・南部)				砺波断層帯東部		砺波断層帯西部	呉羽山断層帯	1968年十勝沖地震
ケース			1	2	3	4	1	2	3	4	1
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)	60				30		26	30	約170
		幅(km)	17				22.6		22.6	22.6	約100
		断層の上下端の深さ(km)	4～16				4～20				既往の文献に従い設定。
		震源断層の面積S (km^2)	1020				552		572	660	16884
		地震モーメントM_0(Nm)	5.8×10^{19}				1.7×10^{19}		1.8×10^{19}	2.4×10^{19}	3.5×10^{21}
		モーメントマグニチュードMw	7.1				6.8		6.8	6.9	8.3
		傾斜角	45° W （西側隆起の逆断層）				45° E （東側隆起の逆断層）		45° W（西側隆起の逆断層）	45° W（西側隆起の逆断層）	既往の文献に従い設定。
		短周期レベルA ($N\cdot m/s^2$)	2.0×10^{19}				1.4×10^{19}		1.4×10^{19}	1.5×10^{19}	1.9×10^{20}
	微視的震源特性	アスペリティ 総面積Sa(km^2)	349				120	120	127	162	1500
		Sa/S	約34%				約22%	約22%	約22%	約25%	約9%
		応力降下量 (MPa)	12.6				15		15	14	第1:34 第2:34 第3:85
		個数	2個				1個	2個	1個	1個	3個
		面積比	2:1				—	2:1	—	—	9:4（第1:第2） （第3は既往の文献より設定。）
		位置	第1:北部の断層の中央、深さは断層上端 第2:南部の断層の中央、深さは断層上端	第1:南部の断層の中央、深さは断層上端 第2:北部の断層の中央、深さは断層上端	第1:北部の断層の中央、深さは断層下端 第2:南部の断層の中央、深さは断層下端	第1:南部の断層の中央、深さは断層下端 第2:北部の断層の中央、深さは断層下端	高清水断層南西端，深さは断層中央	第1:高清水断層南西端，深さは断層中央 第2:高清水断層中央，深さは断層中央	断層の南西端、深さは断層中央	断層の中央、深さは断層中央	第1:断層北西部、深さは最深部 第2:断層中央部、深さは断層中央 第3:断層中央、深さは最深部 (フォワードモデリングによる)
		位置決定の根拠等	情報がないことより、「レシピ」に従い、強震動評価の観点から複数ケース設定。				平均的なずれの速度が大きい場所に設置。			情報がないことより、「レシピ」に従って設置。	既往の文献に従い設置。
	その他の震源特性	破壊開始点	第1アスペリティの中央下端	第2アスペリティの中央下端	第1アスペリティの中央下端	第2アスペリティの中央下端	アスペリティの南西下端	第1アスペリティの南西下端	アスペリティの南西下端	アスペリティの中央下端	1968年十勝沖地震の震源位置付近
		破壊伝播速度(km/s)	2.5				2.5				2.5
		破壊形態	放射状（概ね同心円状）				放射状（概ね同心円状）				放射状（概ね同心円状）
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	Vs=800m/s、およびVs=500m/s				Vs=450m/s（ただし、一定ではない。）				Vs=500m/s
		浅い地盤構造の取り扱い	松岡・翠川(1994)による経験式				藤本・翠川(2003)による経験式				藤本・翠川(2003)による経験式
その他		fmax(Hz)	6				6				13.5
		ラディエーションパターン係数F	0.445				0.445				0.62

表4.2-1(4)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その４）

想定した地震			琵琶湖西岸断層帯		高山・大原断層帯					石狩低地東縁断層帯			
地震のタイプ			活断層で発生する地震		活断層で発生する地震					活断層で発生する地震			
対象とした断層帯			琵琶湖西岸断層帯		高山断層帯			国府断層帯	猪之鼻断層帯	石狩低地東縁断層帯主部			
ケース			1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4[注]
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)	60		48			28	24	42+26			
		幅(km)	16		14			14	14	24			
		断層の上下端の深さ(km)	3～18		3～17					7～24			
		震源断層の面積S (km^2)	960		672			392	336	1487			
		地震モーメントM_0(Nm)	5.1×10^{19}		2.5×10^{19}			8.5×10^{18}	6.3×10^{18}	1.2×10^{20}			
		モーメントマグニチュードMw	7.1		6.9			6.6	6.5	7.3			
		傾斜角	70° W （西側隆起の逆断層）		90° （右横ずれ断層）					45° W （東側隆起の逆断層）			
		短周期レベルA ($N\cdot m/s^2$)	2.0×10^{19}		1.6×10^{19}			1.1×10^{19}	9.8×10^{18}	2.6×10^{19}			－
	微視的震源特性	総面積Sa(km^2)	284		167			68	53	656			320
		Sa/S	約30%		約25%			約17%	約16%	約44%			約22%
		応力降下量 (MPa)	14.2		14.2			15.5	15.9	11.,9			24.3
		個数	2個		2個			1個	1個	2個			
		面積比	2:1		2:1			—	—	16:6			
		アスペリティ 位置	第1:断層北東部、深さは断層中央 第2:断層南西部、深さは断層中央		第1:断層北東端部、深さは断層中央 第2:断層中央部、深さは断層中央		第1:断層南西端部、深さは断層中央 第2:断層中央部、深さは断層中央	断層中央部、深さは断層中央	断層中央部、深さは断層中央	第1:北側の断層の中央部、深さは断層中央 第2:南側の断層の中央部、深さは断層中央			
		位置決定の根拠等	平均的なずれの速度が大きい場所に設置。		平均的なずれの速度が大きい場所に設置。				情報がないことより、「レシピ」に従って設置。	平均的なずれの速度が大きい場所に設置。			
	その他の震源特性	破壊開始点	第1アスペリティの北下端	第2アスペリティの南下端	第1アスペリティの北東下端	第2アスペリティの南西下端	第1アスペリティの南西下端	アスペリティの中央下端	アスペリティの中央下端	第1アスペリティの北下端	第2アスペリティの南下端	第1アスペリティの南下端	
		破壊伝播速度(km/s)	2.4		2.5					2.5			
		破壊形態	放射状（概ね同心円状）		放射状（概ね同心円状）					放射状（概ね同心円状）			
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	Vs=430m/s		Vs=750m/s					Vs=480m/s			
		浅い地盤構造の取り扱い	藤本・翠川(2003)による経験式		藤本・翠川(2003)による経験式					藤本・翠川(2003)による経験式			
その他		fmax(Hz)	6		6					6			
		ラディエーションパターン係数F	0.445		0.445					0.445			

注：石狩低地東縁断層帯のケース４は、「レシピ」の改良を目的に実施したため、震度分布は推定していない。

表4. 2-1(5)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その５）

想定した地震			山崎断層帯								
地震のタイプ			活断層で発生する地震								
対象とした断層帯			山崎断層帯主部北西部＋南東部(大原断層・土万断層・安富断層・琵琶甲断層・三木断層)				山崎断層帯主部北西部(大原断層・土万断層・暮坂峠断層)		山崎断層帯主部南東部	山崎断層帯主部南東部＋草谷断層	那岐山断層帯
ケース			1-1	1-2[注]（2つの活動区間（セグメント）として評価）	1-3[注]	1-4[注]	2-1	2-2	3	4	5
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)	80				52		30	30+14	32
		幅(km)	18				18		18	18	26
		断層の上下端の深さ(km)	3～21								
		震源断層の面積S (km^2)	1440				936		540	792	832
		地震モーメントM_0(Nm)	1.2×10^{20}				4.9×10^{19}		1.6×10^{19}	3.5×10^{19}	3.9×10^{19}
		モーメントマグニチュードMw	7.3				7.1		6.7	7.0	7.0
		傾斜角	90°（左横ずれ断層）				90°（左横ずれ断層）		90°（左横ずれ断層）	90°（山崎断層帯南東部：左横ずれ断層 草谷断層：右横ずれ断層）	45° N（北側隆起の逆断層）
		短周期レベルA ($N\cdot m/s^2$)	2.6×10^{19}	セグメント1：2.0×10^{19} セグメント2：1.6×10^{19}	－		1.9×10^{19}		1.3×10^{19}	1.7×10^{19}	1.8×10^{19}
	微視的震源特性	アスペリティ 総面積Sa(km^2)	594	594	310	310	288		116	220	238
		Sa/S	約41%	約41%	約22%	約22%	約31%		約21%	約28%	約29%
		応力降下量 (MPa)	12.6	12.5	24.2	14.4	13.7		14.7	13.9	13.7
		個数	3個	セグメント1：2個 セグメント2：1個	3個		2個		1個	2個	1個
		面積比	2：1：1	2：1（セグメント1）	2：1：1		2：1		—	2：1	—
		位置	第1：山崎断層帯主部北西部の北西端部、深さは断層中央 第2：安富断層の北西端部、深さは断層中央 第3、およびセグメント2：山崎断層帯主部南東部の中央部、深さは断層中央				第1：山崎断層帯主部北西部の北西端部、深さは断層中央 第2：暮坂峠断層北西端部、深さは断層中央		山崎断層帯南東部の中央部、深さは断層中央	第1：山崎断層帯南東部の中央部、深さは断層中央 第2：草谷断層北東端部、深さは断層中央	那岐山断層帯中央部、深さは断層中央
		位置決定の根拠等	平均的なずれの速度が大きい場所に設置。								情報がないことより、「レシピ」に従って設置。
	その他の震源特性	破壊開始点	第1アスペリティの北西下端部				第1アスペリティの北西下端部	第2アスペリティの南東下端部	アスペリティの北西下端部	第2アスペリティの北東下端部	アスペリティの中央下端
		破壊伝播速度(km/s)	2.5								
		破壊形態	放射状（概ね同心円状）								
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層	Vs=590m/s、およびVs=550m/s								
		浅い地盤構造の取り扱い	藤本・翠川(2003)による経験式								
その他		fmax(Hz)	6								
		ラディエーションパターン係数F	0.445								

注：山崎断層帯のケース1-2、1-3、1-4は、「レシピ」の改良を目的に実施したため、震度分布は推定していない。

表4.2-1(6)　地震調査委員会が平成17年度末までに公表した強震動評価に用いた諸元（その６）

想定した地震				中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）		日向灘	
地震のタイプ				活断層で発生する地震		海溝型地震	
対象とした断層帯				金剛山地東縁－和泉山脈南縁区間		1968年日向灘地震	1662年の日向灘の地震
ケース				1	2	1	2
特性化震源モデル	巨視的震源特性	長さ(km)		12（金剛）+60（和泉）		64	75
		幅(km)		16.1		48	50
		断層の上下端の深さ(km)		4～15		「長期評価」のプレート等深線に沿うように設定。	「長期評価」のプレート等深線に沿うように設定。
		震源断層の面積S（km^2）		966		3082	4079
		地震モーメントM_0(Nm)		5.2×10^{19}		2.4×10^{20}	3.6×10^{20}
		モーメントマグニチュードMw		7.1		7.5	7.6
		傾斜角		43° W（西側隆起の逆断層；金剛） 43° N（右横ずれ断層；和泉）		プレート等深線に整合させる。	
		短周期レベルA（N・m/s^2）		2.0×10^{19}		—	3.8×10^{19}
	微視的震源特性	アスペリティ	総面積Sa(km^2)	284		803（観測事実に整合するように修正）	1344
			Sa/S	約29%		約26%	約33%
			応力降下量（MPa）	14.4		第1：13.1、第2：26.2（観測事実に整合するように修正）	10.4
			個数	2個		2個	2個
			面積比	2：1		1：1	2：1
			位置	第1：根来断層（和泉山脈南縁部分の西側），深さは断層中央 第2：五條谷断層（和泉山脈南縁部分の東側），深さは断層中央		第1：震源断層のほぼ中央付近 第2：震源断層の北東端	第1：震源断層の北西部 第2：震源断層の南東部
			位置決定の根拠等	第1については、平均的なずれの速度が大きい場所に設置。 第2については、第1アスペリティと和泉山脈南縁の断層の東端との中間に設置。		既往の文献、及びフォワードモデリングにより設置。	情報がないことより、「レシピ」に従って設置。
	その他の震源特性	破壊開始点		第1アスペリティの西下端	第2アスペリティの東下端	1968年日向灘地震の震源位置付近	二つのアスペリティの中間
		破壊伝播速度(km/s)		2.4		2.7	
		破壊形態		放射状（概ね同心円状）		放射状（概ね同心円状）	
地下構造モデル		「詳細法工学的基盤」と定義した速度層		Vs=550m/s		Vs=500m/s	
		浅い地盤構造の取り扱い		藤本・翠川(2003)による経験式		藤本・翠川(2003)による経験式	
その他		fmax(Hz)		6		13.5	
		ラディエーションパターン係数F		0.445		0.445	

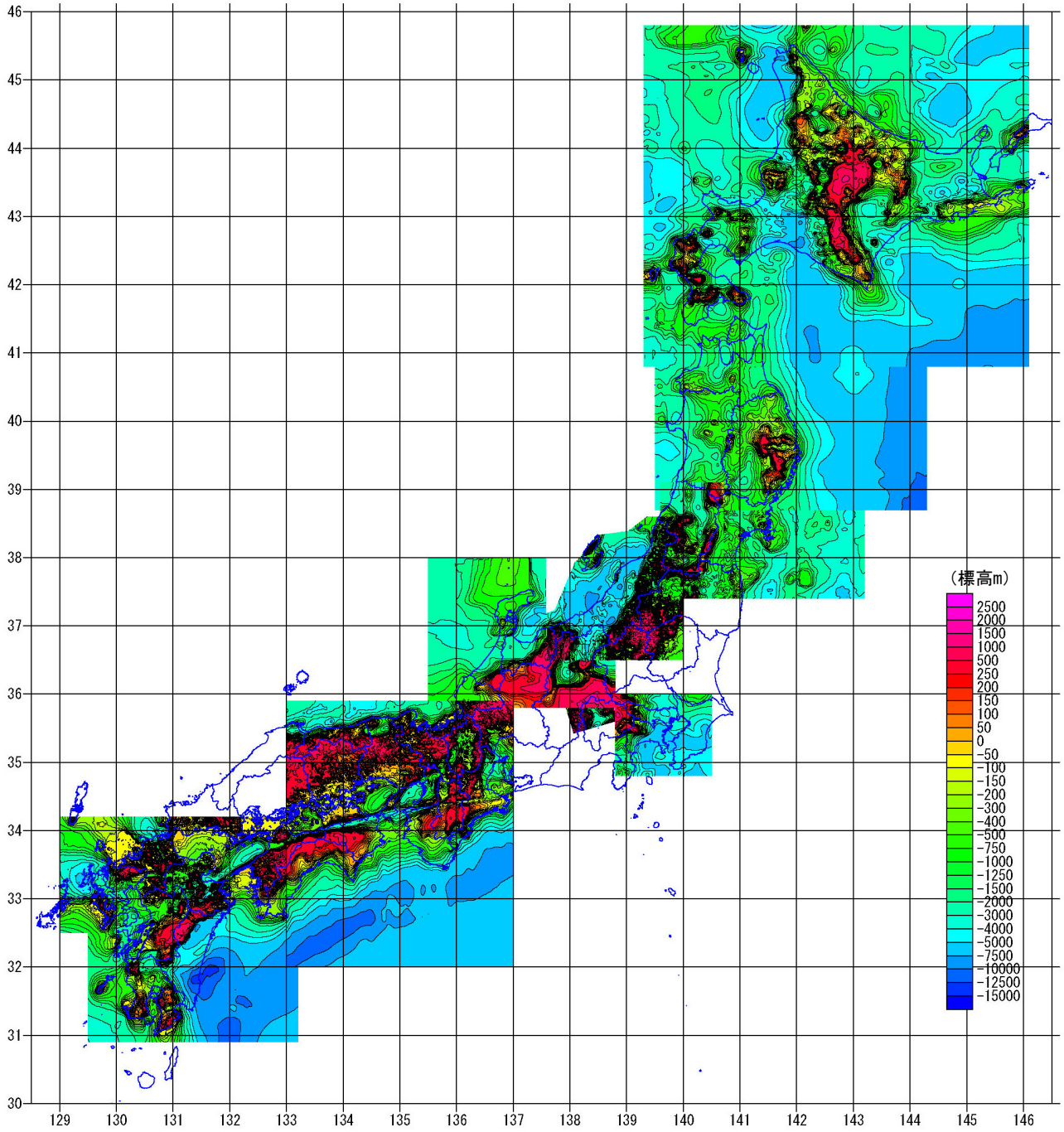


図4.2-3　これまでの強震動評価において作成した「深い地盤構造」の地下構造モデル
（地震基盤上面の標高図；（独）防災科学技術研究所より提供）

4.3　これまでに実施した震源断層を特定した地震の強震動評価結果の概説

ここでは、これまでに地震調査委員会が実施し、公表してきた14の強震動評価結果、および平成12年(2000年)鳥取県西部地震、平成15年(2003年)十勝沖地震の観測記録を用いたレシピの検証結果について概説する。14の強震動評価結果については、震源断層モデルと震度分布について解説することとし、その他の諸元等については、**4.2節**を参照されたい。また、結果として示されている震度分布のうち、震度６強以上と予測された地域においては、震度７になる可能性もあり得る。ここで示される図は、震度の広がりを概観するためのものであり、個々の地点での値にはある程度の誤差を有している。より精密な結果が必要な場合には、各地点の地盤条件を正確に把握するなどした上で評価する必要があることを注意しておきたい。

なお、最新*) のレシピを用いた強震動評価結果として、

・琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2004c）
・山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2005a）
・宮城県沖地震を想定した強震動評価（地震調査委員会，2003b）

また、「レシピ」の検証として、

・鳥取県西部地震の観測記録を用いたレシピの検証結果(地震調査委員会強震動評価部会，2002)
・2003年十勝沖地震の観測記録を用いたレシピの検証結果（地震調査委員会強震動評価部会，2004）

については、**分冊２**に詳細を掲載しているので参照されたい。ただし、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」については、後日、修正すべき点のあることが判明したことから、当該部分を修正する再評価を実施し、平成17年12月14日に「宮城県沖地震を想定した強震動評価（一部修正版）」を公表した。ここでは、その修正結果を掲載する。

その他の強震動評価の詳細については、各公表資料を参照されたい。

*) 平成17年３月現在。

4.3.1　糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

糸魚川－静岡構造線断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.1-1** に示すように、震源断層モデルとして「北部１」「北部２」「中部１」「中部２」の４つの活動区間（以下、セグメントと呼ぶ）が同時に動くケースを想定した。また、アスペリティを最近の活断層で発生した事例を参照し、各セグメントに１個配置した。アスペリティの位置は、中部の２つのセグメントでは、地表において大きなずれが観測されている地点付近とした。北部の２つのセグメントについてはそのような情報が得られていないため、アスペリティが２つのセグメントとも南端付近で断層上端に接するケース（ケース１）と、北端付近で断層上端に接するケース（ケース２）および南端付近で断層下端に接するケース（ケース３）の３ケースについて想定することとした。破壊開始点（震源）は、断層形状から推定して中部１の北端に設定し、その深さはアスペリティの下端に設定した。

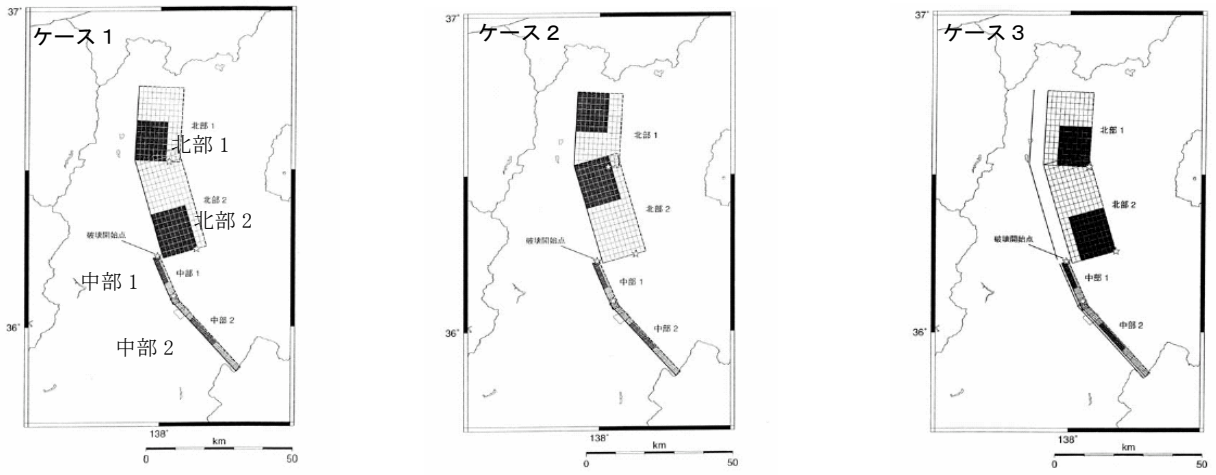


図 4.3.1-1　想定した震源断層モデル（☆：破壊開始点、■：アスペリティ）

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.1-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース１では、セグメント「北部２」のアスペリティの直上および西方（松本盆地周辺）等において塊状に震度６強以上を示す領域があるが、ケース２ではアスペリティの位置が異なるため、それらのうちの多くの領域で震度５強程度しか示さない。また逆にケース２でケース１よりも大きな震度を示すところは、セグメント「北部１」の北方（小谷村付近）である。ケース３の「北部」セグメント付近については、ケース１と比べてアスペリティ位置が深くなった影響で、全体に震度が小さくなっている。このように、各ケースで予測された震度が場所によっては１～２階級程度異なり、アスペリティ位置が強震動予測結果へ与える影響が大きいことを表している。また、堆積層の厚い甲府盆地においては、断層から離れているが、震度６強以上を示す領域が分布する。

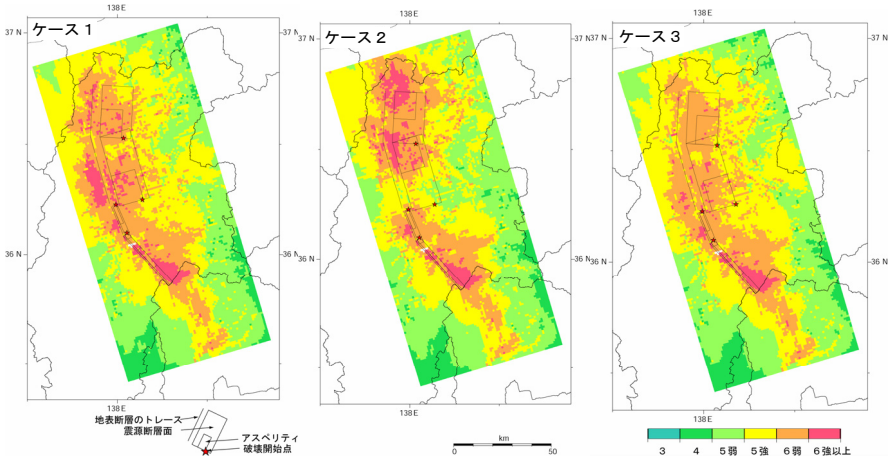


図 4.3.1-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.2　鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証（概要）

(1)　目的

活断層で発生する地震の強震動予測手法の妥当性を検証する上で非常に有用な観測記録が多数得られた「平成 12 年(2000 年)鳥取県西部地震」(*M*7.3)の震源断層を用いて、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」 に基づいた強震動計算を実施し、観測記録との比較を行なうことにより、「レシピ」の適用性や課題について検討する。なお、地震動の計算地点は震源および地下構造の影響を評価できるように震源断層近くの KiK-net 観測点（日野・伯太・北房）の地中観測点とした（**図 4.3.2-1** 参照）。

(2)　検証フロー

強震動評価手法の検証の簡単なフローを**図 4.3.2-2** に示す。

(3)　震源断層モデルと地下構造モデル

震源断層モデルのうち、巨視的震源特性（地震モーメントは除く）および微視的震源特性のアスペリティの位置・数、破壊開始点の位置については、地震記録から推定された既存の研究成果を利用した。アスペリティは２つとした。アスペリテ

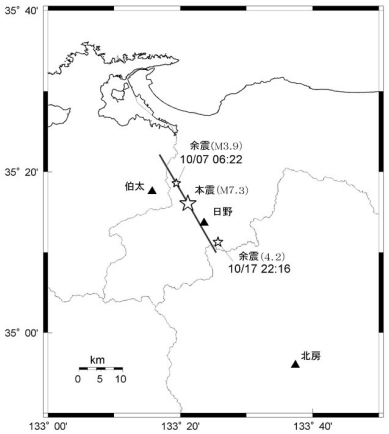


図 4.3.2-1　震源断層モデル（☆：破壊開始点、▲波形の比較を行った KiK-net の観測点）

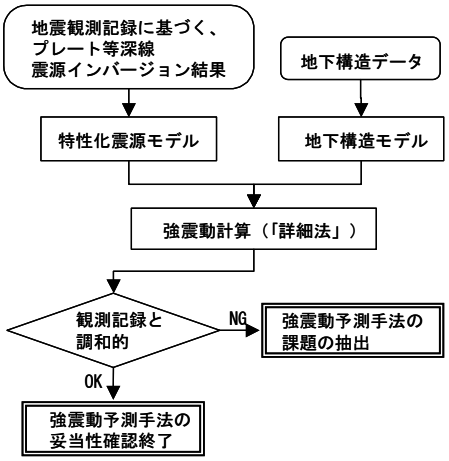


図 4.3.2-2　検証フローの概略

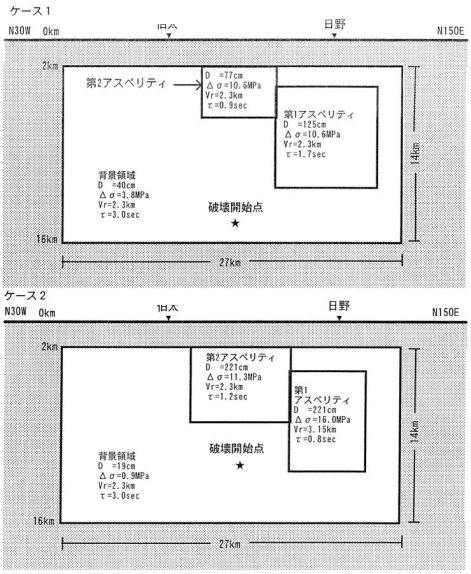


図 4.3.2-3　アスペリティの位置、および主要なパラメータ

表 4.3.2-1　震源断層パラメータ

震源特性	断層パラメータ		ケース1 （糸静中間報告の手法を用いたケース）	ケース2 （観測記録をできるだけ説明可能なケース）
地震の規模	気象庁マグニチュード(M)7.3。			
巨視的震源特性	震源断層の位置		図4.3.2-1参照	同左
	走向		図4.3.2-1参照	同左
	傾斜角		90°	同左
	震源断層の長さ		27 km *1	同左
	震源断層幅		14 km	同左
	震源断層の面積		378 km^2 *2	同左
	震源断層の上端～下端深さ		2～16 km	同左
	地震モーメント		7.0E+18 N・m	9.6E+18 N・m
	平均すべり量		56 cm	77 cm
	加速度震源スペクトル短周期レベル		1.0E+19 N・m/s^2	1.1E+19 N・m/s^2
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	3.1E+18 N・m	7.9E+18 N・m
		総面積	83 km^2	108 km^2
		平均すべり量	112 cm	221 cm
	第一アスペリティ	面積	60 km^2 *3	54 km^2 *4
		平均すべり量	125 cm	221 cm
		地震モーメント	2.5E+18 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	16.0 MPa
		ライズタイム	1.7 sec	0.8 sec
	第2アスペリティ	面積	23 km^2 *5	54 km^2 *6
		平均すべり量	77 cm	221 cm
		地震モーメント	5.7E+17 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	11.3 MPa
		ライズタイム	0.9 sec	1.2 sec
	背景領域	地震モーメント	3.9E+18 N・m	1.7E+18 N・m
		面積	295 km^2 *7	270 km^2 *8
		平均すべり量	40 cm	19 cm
		実効応力	3.8 MPa	0.9 MPa
		ライズタイム	3.0 sec	3.0 sec
	fmax		6 Hz	同左
その他の震源特性等	破壊開始点		図4.3.2-3参照（深さ約14 km）	図4.3.2-3参照（深さ約10 km）
	破壊伝播形式		放射状	同左
	破壊伝播速度		2.3 km/s	2.3 （第1アスペリティのみ3.15） km/s

※震源域のS波速度3.5km/s、剛性率は3.3×10^{10}N/m^2

*1 実際の計算は26kmで行った。(計算では震源を2km×2kmのメッシュで分割したため、以下同様)
*2 実際の計算は26km×14kmの領域で行った。
*3 実際の計算は8km×8kmの領域で行った。
*4 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
*5 実際の計算は6km×4kmの領域で行った。
*6 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
*7 実際の計算は(26km×14km-8km×8km-6km×4km)の領域で行った。
*8 実際の計算は(26km×14km-8km×6km-8km×6km)の領域で行った。

ィの面積については、ケース１では、震源断層の総面積の 22%とし、入倉・三宅(2000)を参考に、第１アスペリティは震源断層の総面積の 16%、第２アスペリティは震源断層の総面積の 6%とした。また、ケース２では地震記録から推定されている研究成果を参照しながら、観測記録を説明できるように試行錯誤により、いくつかのパラメータを設定し直した。（**図 4.3.2-1**、**図 4.3.2-3**、および **表 4.3.2-1** 参照）。地下構造モデルは、いずれの地点も一次元地下構造モデルで近似し、主として地震基盤(V_S=3km/s 相当層)より上の層は KiK-net のボーリング情報、地震基盤より下の層は京都大学においてこの地域の震源決定に利用している構造を基に設定した（**表 4.3.2-2** 参照、伯太、北房について示す。）。

(4) 評価結果

以上のモデルを用いて、KiK-net 観測点の日野、伯太、北房の地中観測点について、2000 年鳥取県西部地震の強震動を再現した結果と観測記録とを比較した。強震動計算は、ケース１ではハイブリッド合成法、ケース２では余震記録を要素波形に利用した経験的グリーン関数法を用いた。ここでは、例として、日野、北房の結果を**図 4.3.2-4**、**図 4.3.2-5** に示す。ケース１では、北房以外の計測震度の値、スペクトルレベルで概ね整合し、ケース２では北房も含めて速度波形の包絡形状まで概ね整合している結果となった。この結果により、強震動評価手法の妥当性や震源特性化モデルそのものの妥当性が検証できたことになる。

(5) まとめ

本報告の結果から強震動予測手法を改良すべきと考えられた点は次の通りである。

・アスペリティや破壊開始点の位置の設定にあたってのより客観的な基準の設定方法の確立。
・応力降下量設定における地域特性の取り込み方法の確立。
・破壊伝播様式・破壊伝播速度の設定に伴う不確定性に関するより適切な推定方法の確立。

表 4.3.2-2 評価地点の一次元地下構造モデル

日野

層番号	密度 (g/cm³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs 理論的方法	減衰特性Qs 統計的グリーン関数法 or 増幅特性	層厚 (km)	
1	1.6	–	0.09	–	–	7.9	0.004	
2	1.6	–	0.06	–	–	7.9	0.007	
3	2.1	–	0.23	–	–	7.9	0.009	工学的
4	2.2	2.10	0.56	100	50	周波数依存	0.022	基盤
5	2.4	2.60	0.79	200	100	周波数依存	0.058	
6	2.6	3.70	1.20	400	200	周波数依存	0.080	
7	2.6	4.65	1.75	400	200	周波数依存	0.320	地震
8	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500	基盤
9	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000	
10	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000	
11	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存		

北房

層番号	密度 (g/cm³)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs 理論的方法	減衰特性Qs 統計的グリーン関数法 or 増幅特性	層厚 (km)	
1	1.6	–	0.12	–	–	6.8	0.003	工学的
2	2.1	2.25	1.20	200	100	周波数依存	0.007	基盤
3	2.6	4.65	1.75	300	150	周波数依存	0.032	
4	2.6	4.65	2.25	300	150	周波数依存	0.558	地震
5	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500	基盤
6	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000	
7	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000	
8	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存		

計算条件
1 ハイブリッド法の波形計算は工学的基盤面上で計算を行った。
2 工学的基盤面上から評価地点である地中観測点までの増幅特性の計算はSH波の重複反射理論で行い、工学的基盤より上の影響も考慮した。

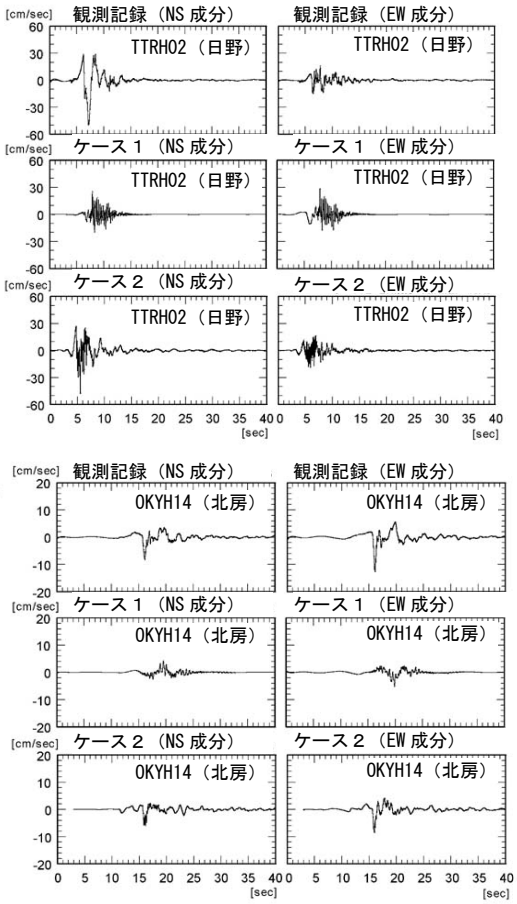


図 4.3.2-4 地中観測点における速度波形（観測波形、ケース１、ケース２）の比較

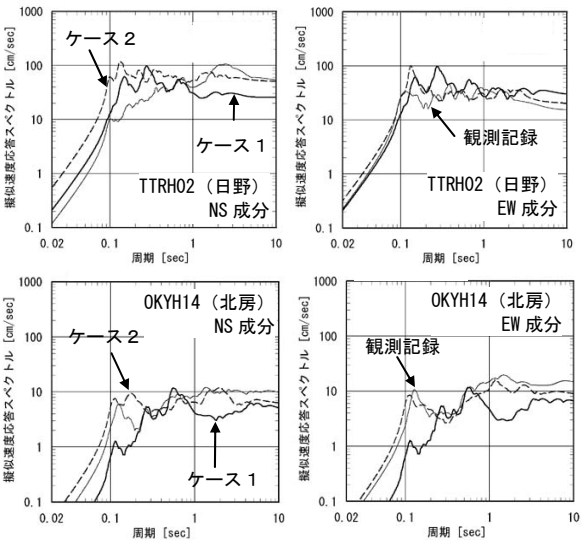


図 4.3.2-5 地中観測点における５%減衰擬似速度応答スペクトル（観測波形、ケース１、ケース２）の比較

4.3.3　森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.3-1** に示すように、１つのセグメントから成る震源断層を想定した。「森本・富樫断層帯の長期評価」（地震調査委員会，2001）では「断層面の傾斜と深部形状については十分な資料がない」としていることより、断層の傾斜角は、一般の逆断層の傾斜角の範囲内にあると考えられる 30°、45°、60°の３通りに変化させた。また、アスペリティや破壊開始点の位置は、それらを推定するに資する情報が得られていないため、断層のずれの量等の資料から、平均的なずれの速度（相当）の値を算出し、その分布に基づきアスペリティを断層の南端に配置した。また、断層の分岐形状を考慮して、破壊開始点を震源断層の南端に推定した。傾斜角 45°の場合では、金沢市中心部へ比較的大きな影響を与えるシナリオとして、アスペリティと破壊開始点を震源断層中央へ配置したケースを考えた。この場合のアスペリティの深さを断層中央、上端、下端と変えることによる地震動分布の変化も検討した。

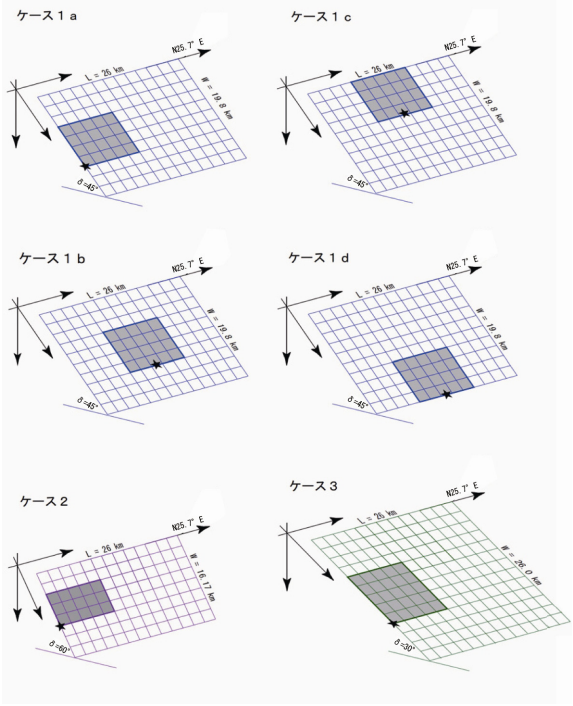


図 4.3.3-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。６ケースのうち、ケース１ａ、ケース１ｂ、ケース２の強震動予測結果を示す。ケース１ａでは、アスペリティの北西に位置する金沢市中心付近の広さおよそ百平方キロメートルの範囲で震度６強以上が予測された。これは、金沢市中心付近から日本海沿岸にかけては堆積層が厚く最大速度の増幅率が高いこととディレクティビティ効果によるものである。震源断層の傾斜角を変えたケース２では、アスペリティが最大速度の増幅率の高い西側に移動した影響で、ケース１ａと比べて震度６強以上を示す範囲が広くなる。アスペリティを中央に配置したケース１ｂでは、ディレクティビティ効果が広範囲に現れやすい位置に破壊開始点を設置した影響で、ケース１ａと比べ震度６強以上および震度６弱を示す範囲がともに広くなる。また、アスペリティの位置が近くなるために震源断層の北東部に位置する砺波平野南部でも比較的広い範囲で震度６弱を示している。一方、高岡市中心付近や小松市北部については、震源断層から比較的離れているが、地表における増幅率が高い平野部に位置することより、ケース１ａで震度５弱、ケース２およびケース１ｂでは震度５強を示す結果となっている。（**図 4.3.3-2**）。

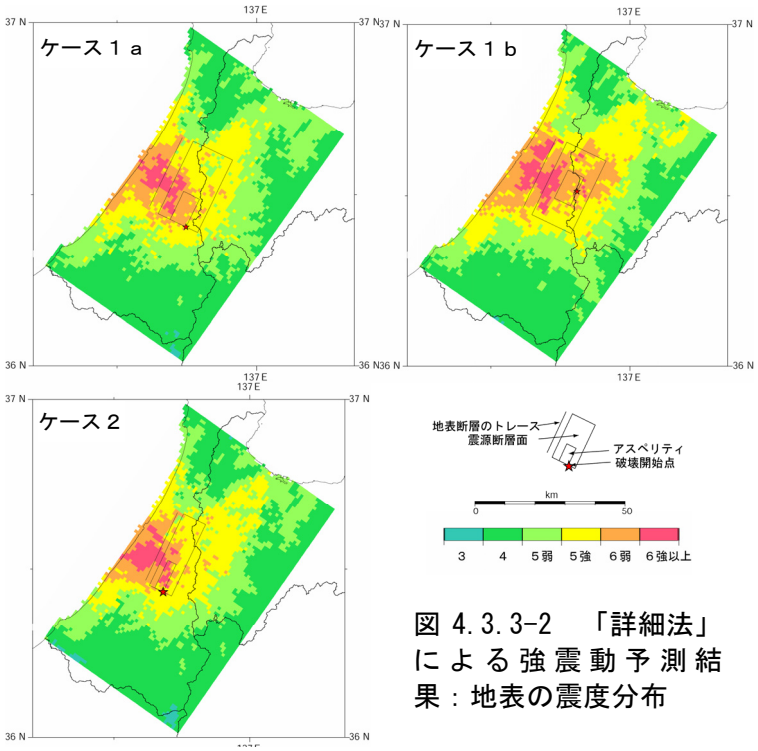


図 4.3.3-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.4　宮城県沖地震を想定した強震動評価（概要）　　※平成 17 年 12 月 14 日一部修正

(1)　想定する震源断層

宮城県沖地震を想定した強震動評価では、「単独の場合」と「連動した場合」の２つのタイプの地震を想定した（**図 4.3.4-1** 参照）。ここでは、「単独の場合」についての概要を示す。「単独の場合」の震源域は、近年の微小地震活動の分布、海底構造調査、1978 年、および 1936 年の地震の断層モデル（特にアスペリティ分布）等を参照して、1978 年の地震の震源域(A1)、1936 年の地震の震源域(A2)の２ケースを想定した(それぞれケース A1、ケース A2 と呼ぶ)。ケース A1 については、強震動計算結果が 1978 年宮城県沖地震で得られている観測記録により調和するように、震源断層とアスペリティの形状、断層パラメータ等を修正した。ケース A2 についてもこれに応じて修正を加えた。

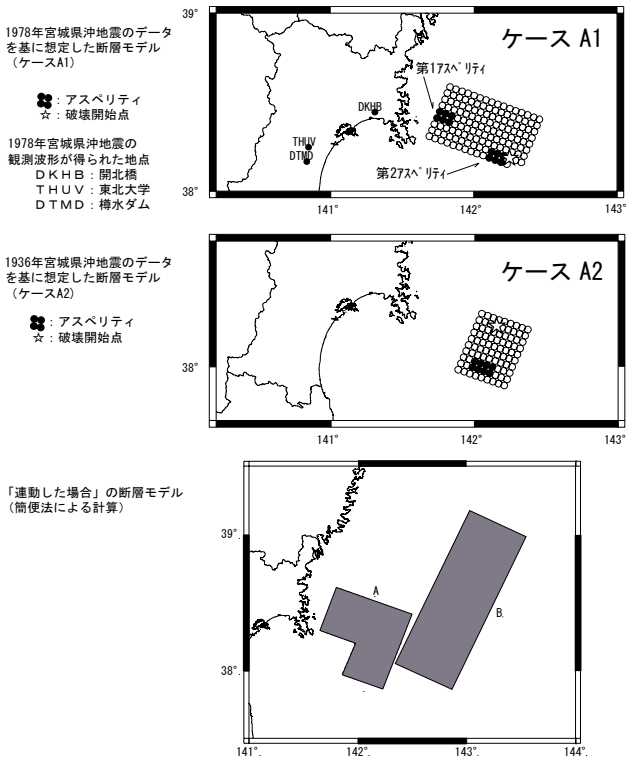
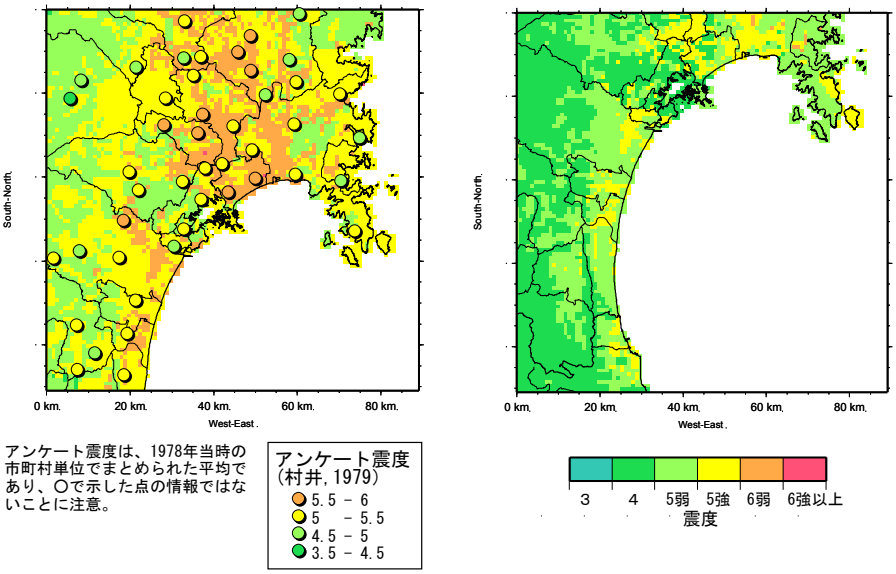


図 4.3.4-1　想定した震源断層モデル
（☆：破壊開始点、●アスペリティ）

(2)　予想される強震動

評価範囲内の約 1km 四方の領域毎に、統計的グリーン関数法による強震動予測計算を行った。**図 4.3.4-2** に震度分布を示す。ケース A1 では、浅い地盤構造の増幅率の高かった旧北上川下流域の広い範囲において震度６弱を示した。また、ごくわずかではあるが、震度６強以上と予測された地域も認められる。一方、ケース A1 より地震規模が小さく設定されたケース A2 では、アスペリティや破壊開始点が、評価範囲の地震動を大きくするような位置にないこともあり、ケース A1 と比べ全体的に小さめの地震動を示している。同図には、ケース A1 の強震動予測結果に村井(1979)によるアンケート震度分布を併せて示した。これを比較すると、アンケート震度で震度６弱相当となっているところの周辺の予測結果は概ね震度６弱を示しており、そのほかの震度を見ても、概略分布としては良い対応を示している。また、ケース A1 については、予測結果の検証として、1978 年宮城県沖地震において開北橋、樽水ダムで得られた観測記録（建設省土木研究所，1978）、また東北大学で得られた観測記録（建設省建築研究所）と対応する評価地点の計算結果を比較したが、全体的な波形の包絡線の形状も合っており、総じて観測記録と計算結果の対応は良い。



ケース A1（アンケート震度との比較）　　ケース A2

図 4.3.4-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布
（市郡境界線は、平成 17 年 12 月 14 日時点）

4.3.5　布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.5-1** に示すように、震源断層モデルとして中部が単独で活動する場合（ケース１、ケース２）と中部と南西部が同時に活動する場合（ケース３）を想定した。中部が単独で活動する場合は、アスペリティの数を２つとした。破壊開始点は、その位置を特定するための情報がないため２つのケースを想定し、ケース１では北のアスペリティの北端、ケース２では南のアスペリティの南端に設定し、位置を変えることによる影響を評価した。ケース３では、中部のアスペリティの数や位置、および破壊開始点をケース２と同様とし、南西部に１つのアスペリティを設定した。また、中部が単独で活動するとした場合に比べ、地震規模が大きくなるため、各アスペリティの実効応力などのパラメータも大きく設定した。断層の傾斜角は、「布田川・日奈久断層帯の長期評価」(地震調査委員会，2002）や、本断層帯近傍で発生した中規模地震の震源メカニズムを参照して、全ケース 60° で北西下がりに設定した。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.5-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース１およびケース２では、断層の直上であり、かつ浅い地盤構造における増幅率が高い熊本市から八代市にかけての地域で震度が大きい。ケース１と比べると、ケース２は、震度６強以上となった範囲が広く、また震度５強となる地域は、北東方向（阿蘇山麓）に広がっている。ケース２では、破壊が南西から始まっていることより、破壊の伝播方向にある熊本市近傍やその北東の地域で、ディレクティビティ効果が現れ、さらに、深い地盤構造の影響で地震動が増幅されたためと考えられる。ケース３では、ケース２よりもさらに震度６弱および震度６強以上の揺れとなる地域が広がった。また、中部のアスペリティの形状はケース２とほぼ同じであるが、アスペリティの面積、実効応力等のパラメータは全体の地震規模の増加に対応して大きくなっている。これに加え、南西部セグメントから伝播してきた地震波が重ね合わさる影響で、ケース３の震度が大きくなったと考えられる。

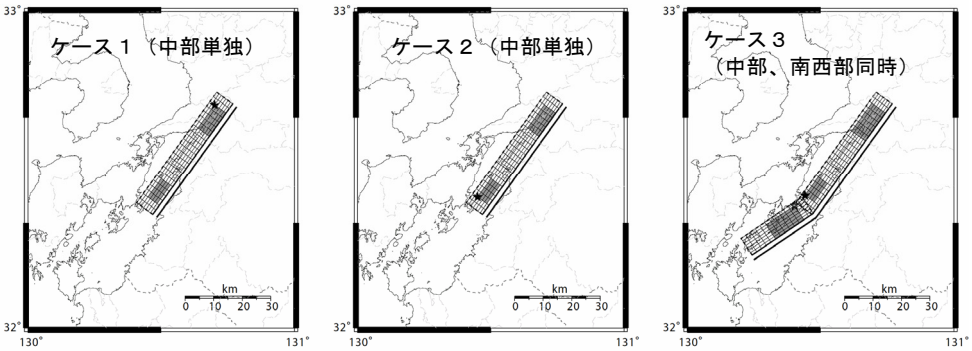


図 4.3.5-1　想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、☆：南西部の破壊開始点、■アスペリティ）

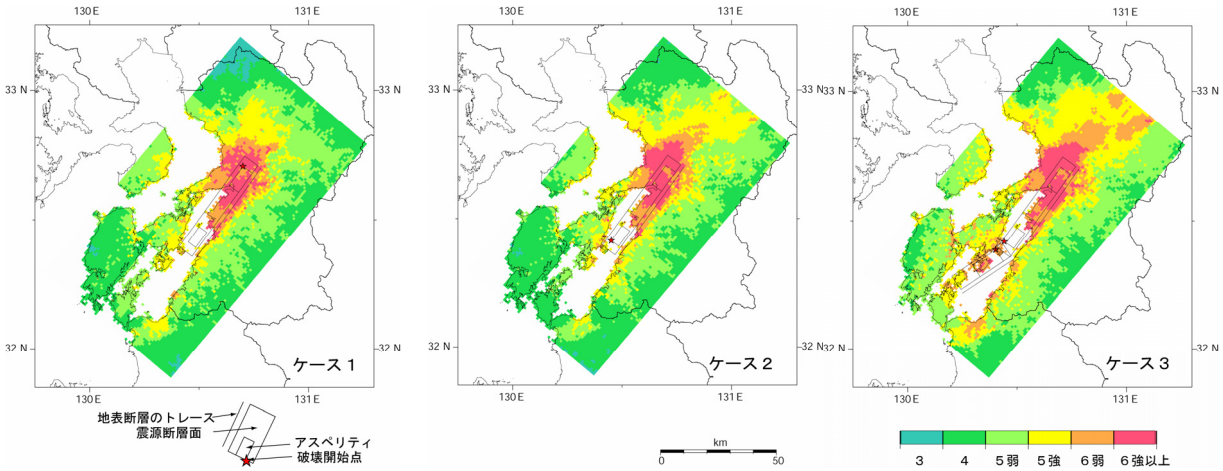


図 4.3.5-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.6　三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.6-1** に示すように、震源断層モデルを武山断層帯について３ケース、衣笠・北武断層帯については１ケース想定した。武山断層帯では、アスペリティ１つを三浦半島東部に設置した。アスペリティの深さは、震源断層の中央の深さに位置する場合と（ケース１）、震源断層の上端に接する場合（ケース２）を想定した。震源断層の傾斜角は、45°の場合（ケース１、２）と 60°の場合を想定した（ケース３）。衣笠・北武断層帯では、アスペリティの位置、深さ、震源断層の傾斜角をケース１に準じたケースのみ想定した（ケース４）。

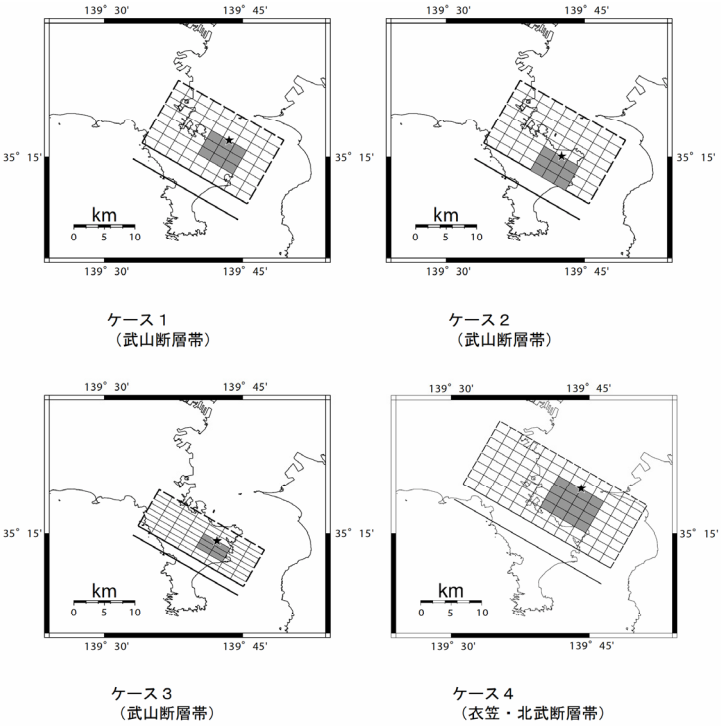


図 4.3.6-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.6-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。ケース１では、三浦半島全域、及び茅ヶ崎市、横浜市や富津市の沿岸部などの広い範囲において震度６弱以上を示し、その中でも震源断層の直上付近に近い評価地点で震度６強以上が予測された。ケース２では、アスペリティが浅く、アスペリティと地表との距離が短いため、三浦半島南部を中心にケース１より広い範囲で震度６強以上と予測された。ケース３では、震源断層が高角であることより、破壊伝播方向で見た場合のアスペリティから地表までの距離が短いため、ディレクティビティ効果が顕著となり、ケース１と比べ震度６強以上となる範囲が南に広がっている。ケース１～３について、震度５強及び震度６弱を示す範囲を比較すると、ケースによる大きな相違は見られない。ケース４では、武山断層帯の場合と比べ震源断層が東南東－西北西に広いことより、断層の両端付近の藤沢市と富津市において、震度６強以上となる範囲がケース１～３と比べ広がっている。

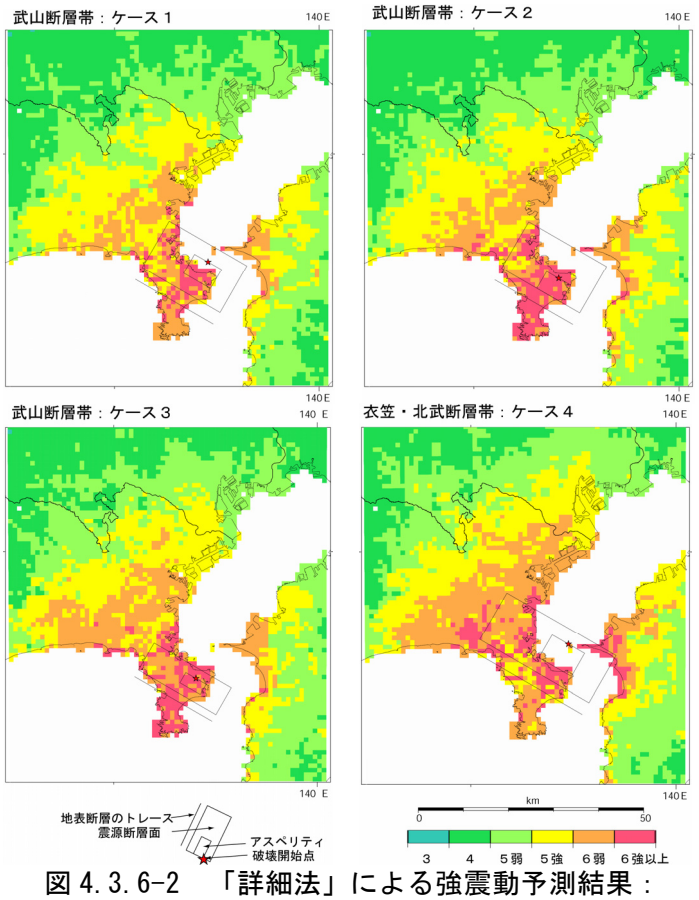


図 4.3.6-2　「詳細法」による強震動予測結果：
地表の震度分布

4.3.7　山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.7-1** に示すように、１つのセグメントから成る震源断層を想定した。震源断層は、地表で認められた地震断層の分布より１つの屈曲点で緩く折れ曲がる形状とし、その中に大きさの異なる２つのアスペリティを想定した。その位置については、特定するための情報が無いため、アスペリティの位置関係と深さを変化させた４つのケース（ケース１：アスペリティは北側が大きく、浅い、ケース２：アスペリティは南側が大きく、浅い、ケース３：アスペリティは北側が大きく、深い、ケース４：アスペリティは南側が大きく、深い）を想定した。破壊開始点は、大きいアスペリティの中央下端とした。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.7-2** に震度分布を示す。震度６弱以上の強い揺れが予測される地域は、アスペリティの位置・深さによって大きく変化している。ケース１では、２つのアスペリティ直上からその東方に震度６強以上の地域が広がっている。北のアスペリティではその東方、南のアスペリティではその北東方向にかけても震度が大きくなっているのは、ディレクティビティ効果と地下構造（盆地）の影響である。ケース２では、ケース１に比べると、南部に大きいアスペリティがあるため、震度は相対的に南部アスペリティ周辺が大きくなり、北部アスペリティ周辺が小さくなっている。ケース３ではアスペリティの位置が深いため、特に小さいアスペリティ近傍ではケース１と比べ小さい震度となった。ケース２とケース４の比較でも、同様の傾向が認められる。

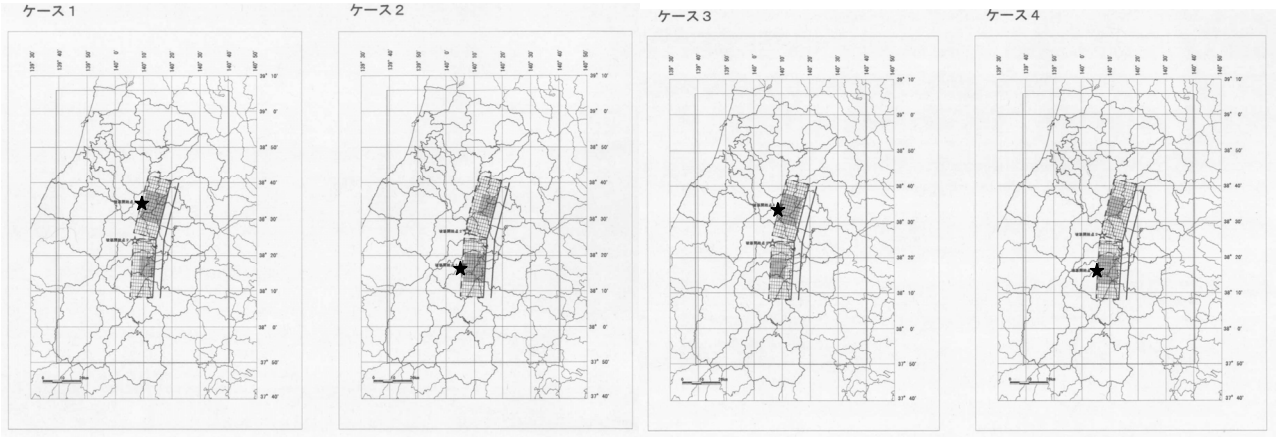


図 4.3.7-1　想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、■：アスペリティ、□：評価領域）

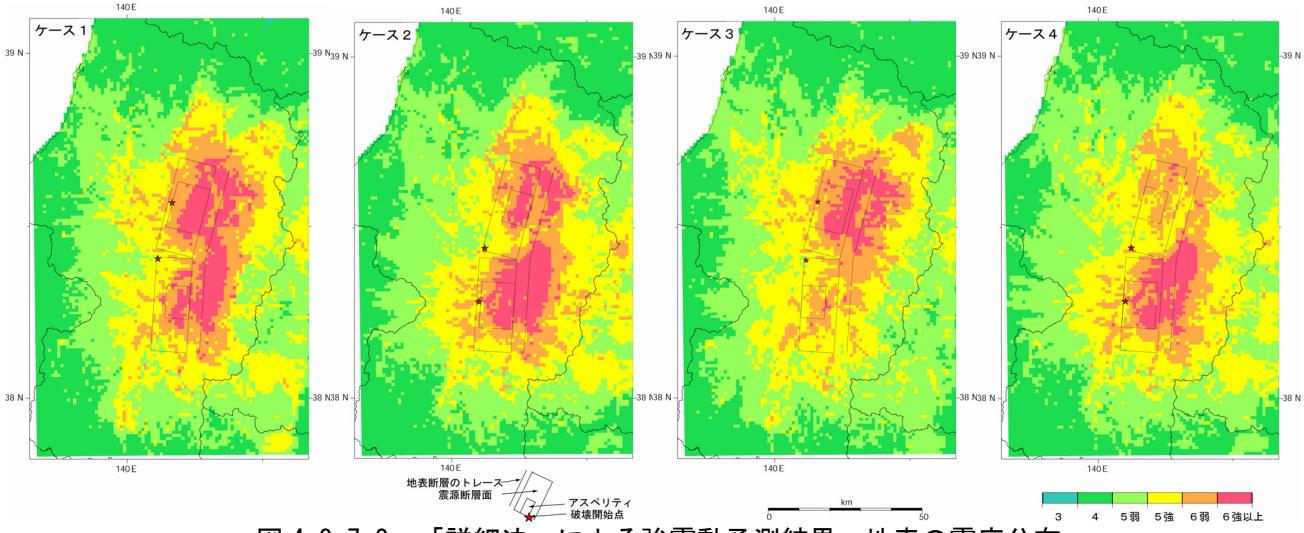


図 4.3.7-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.8　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（概要）

(1)　想定する震源断層

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では、**図 4.3.8-1** に示すように、砺波平野断層帯東部について２ケース、砺波平野断層帯西部、呉羽山断層帯についてそれぞれ１ケースの震源断層モデルを想定した。それぞれの断層面の傾斜については、断層形態が逆断層であることと、物理探査の結果等を考慮し、45°と想定した。アスペリティはそれぞれの震源断層モデルに１つとすることを基本としたが、砺波平野断層帯東部については、２つのモデルも想定した。砺波平野断層帯（東部、西部）については、断層の平均変位量が比較的大きいと推定された位置にアスペリティを配置し、破壊開始点はアスペリティの下端隅とした。呉羽山断層帯については、上記のような情報が得られていないことより、アスペリティを断層の中央に配置し、破壊開始点はそのアスペリティの中央下端とした。

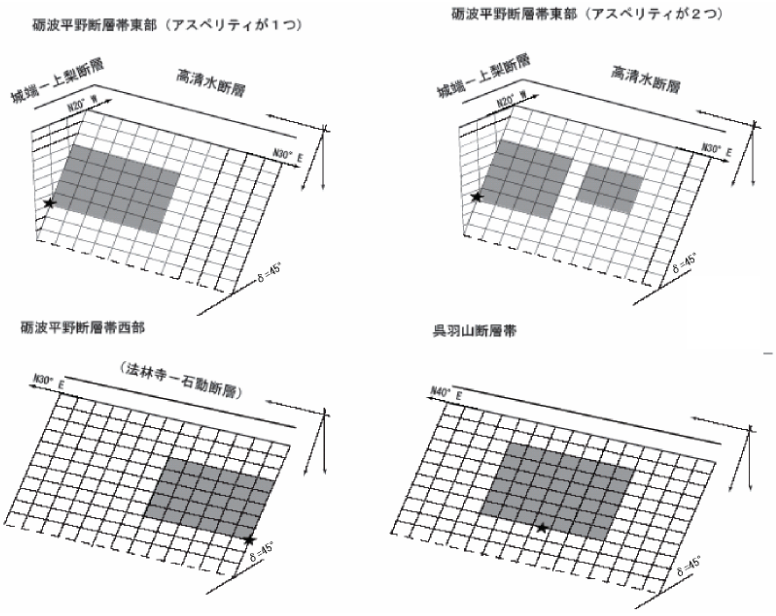


図 4.3.8-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■：アスペリティ）

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.8-2** に震度分布を示す。砺波平野断層帯東部では、アスペリティが１つと２つの場合で震度分布に大きな相違は無く、断層の直上およびその周辺の一部の地域において震度６弱の揺れが予測された。砺波平野断層帯西部では、アスペリティに近く、地表における増幅率が高い金沢平野の広い範囲で震度６弱、その一部では震度６強以上の揺れが予測された。呉羽山断層帯では破壊開始点がアスペリティの中央下端にあるため、ディレクティビティ効果によってアスペリティ直上付近の地震動が大きくなり、さらに堆積層が厚く（深い地盤構造）、表層における増幅率も高いことより、高岡市から富山市にかけての広い範囲で震度６強以上の揺れが予測された。

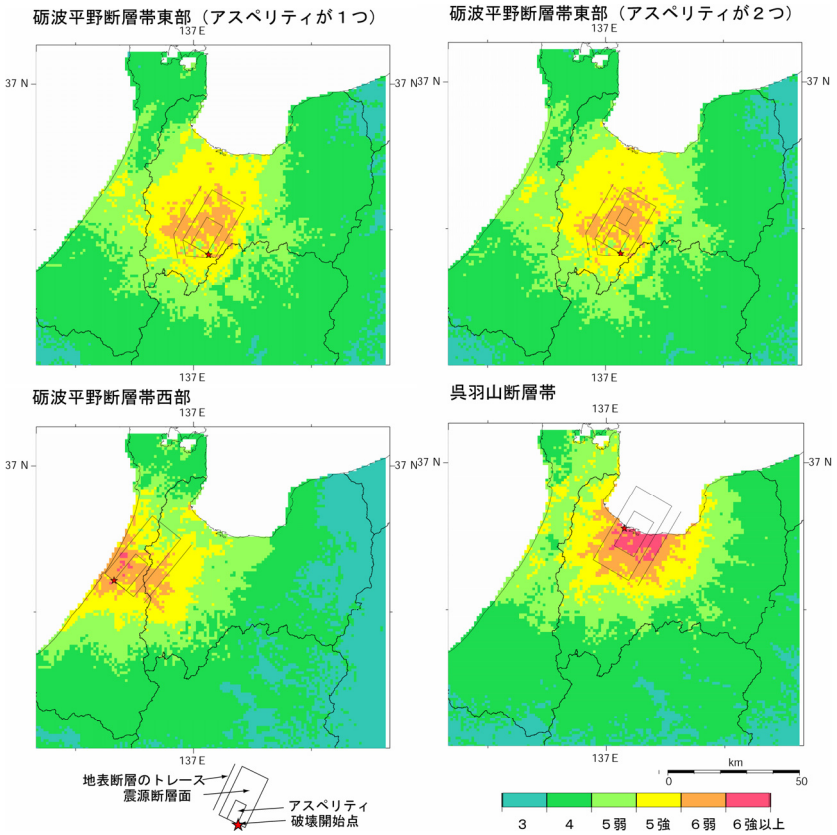


図 4.3.8-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.9　三陸沖北部の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価では、1968 年十勝沖地震における断層パラメータ等の既往の解析結果を参照して震源断層パラメータを設定した。しかしながら、1968 年十勝沖地震については、1978 年宮城県沖地震と比べると、解析に使用できる情報が少ないため、一部については、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」の際に得られた情報を用いて設定した。また、破壊伝播速度については、1968 年十勝沖地震についての既往の解析結果等を参考に、複数の値で計算を行った結果の中で、計算波形が 1968 年十勝沖地震における観測記録と最も調和的となった値を採用した（**図 4.3.9-1** 参照）。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲内の約 1km 四方の領域ごとに、統計的グリーン関数法を用いて「詳細法」による強震動予測計算を行った。**図 4.3.9-2** に地表における震度分布を示す。震源断層に比較的近い八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲、およびむつ市北部の一部などで、震度 6 弱となった。また、一部の山地を除いた青森県の中東部の広い範囲で震度 5 強と予測された。同図には、気象庁と青森県による 1968 年十勝沖地震の震度分布（青森県，1969、気象庁，1969）を併せて示している。1968 年十勝沖地震において、震度 5 や震度 6 の揺れに見舞われた地域と強震動予測結果とは概ね調和的である。

1968 年の十勝沖地震において八戸、青森、宮古で得られた地表における観測波形と計算波形との比較による強震動予測結果の検証も行った。その結果、特に青森、宮古においては、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造が大きく影響しているものとみられ、今回用いた地盤構造モデルや解析手法では、観測波形を十分に再現できなかった。

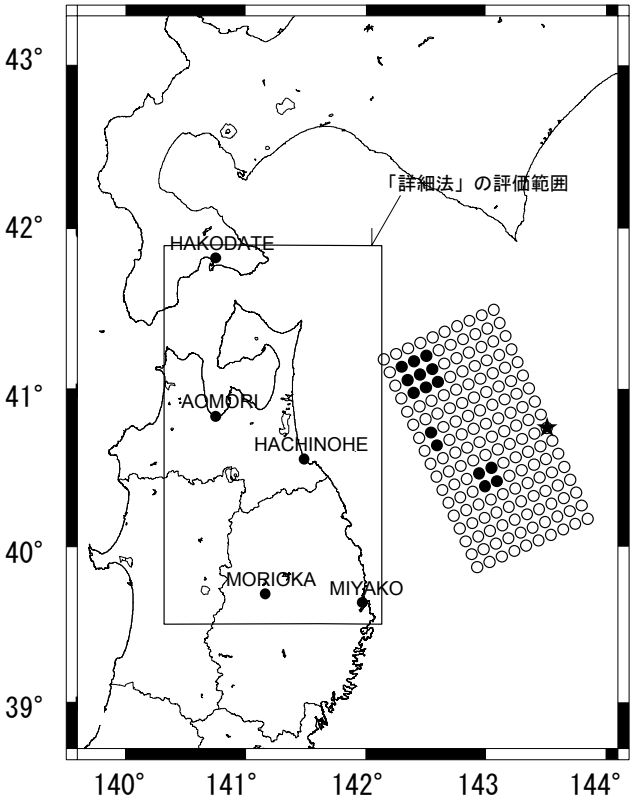


図 4.3.9-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、●アスペリティ）

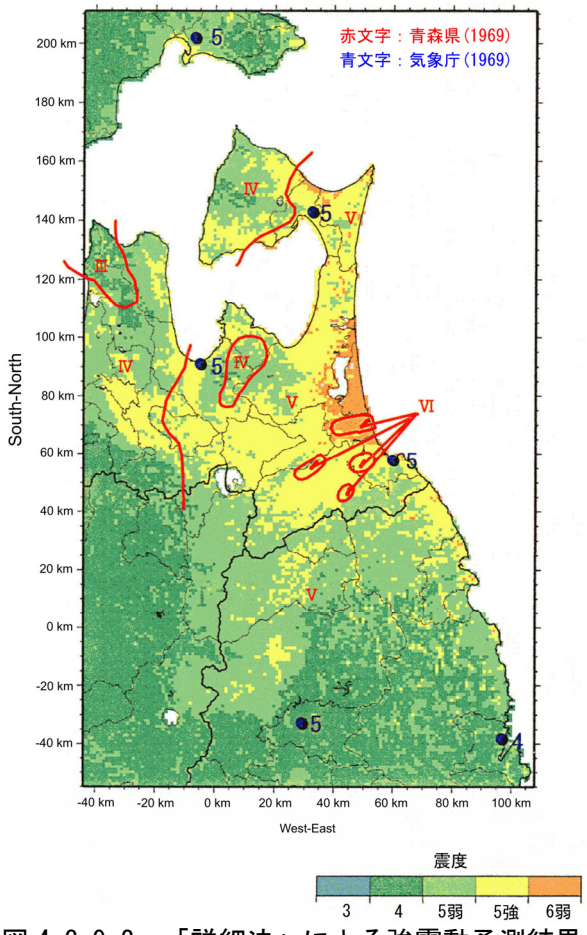


図 4.3.9-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.10　琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.10-1** に示すように、１つのセグメントから成る震源断層モデルを想定し、大きさの異なる２つのアスペリティを想定した。震源断層モデルの傾斜角は、微小地震の震源分布や同断層帯の西に分布する花折（はなおれ）断層帯との位置関係を考慮して 70°（西傾斜）に設定した。さらに、破壊開始点は、北のアスペリティ（第１アスペリティ）の北下端に位置する場合（ケース１）と南のアスペリティ（第２アスペリティ）の南下端に位置する場合（ケース２）の２つのケースを想定した。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.10-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域において、震度６弱以上の揺れが予測された。ケース１では、破壊伝播方向にある第１アスペリティとディレクティビティ効果により、このアスペリティの南東側に震度６強以上の強い揺れが予測された。震源断層から離れている大阪平野東部および大阪湾岸の一部においても震度５強（大阪湾岸ではごく一部で震度６弱）と予測された地域が見られる。ケース２では、第２アスペリティの東側で特に震度が大きく、ところどころで震度６強以上の揺れが予測された。ケース１で震度５強と予測された地域が見られた大阪平野東部及び大阪湾岸は、ケース２では、同地域が破壊の伝播方向と逆方向に位置することになるため、ほとんどの地域で震度４程度に留まった。

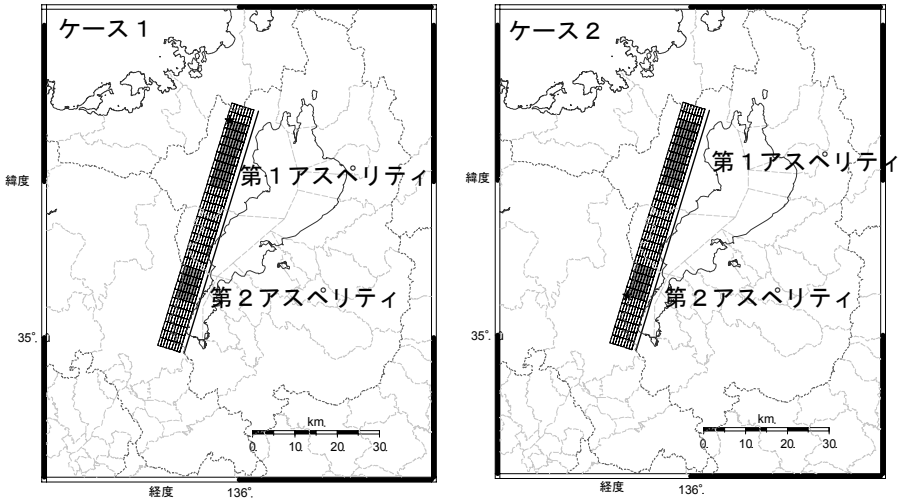


図 4.3.10-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

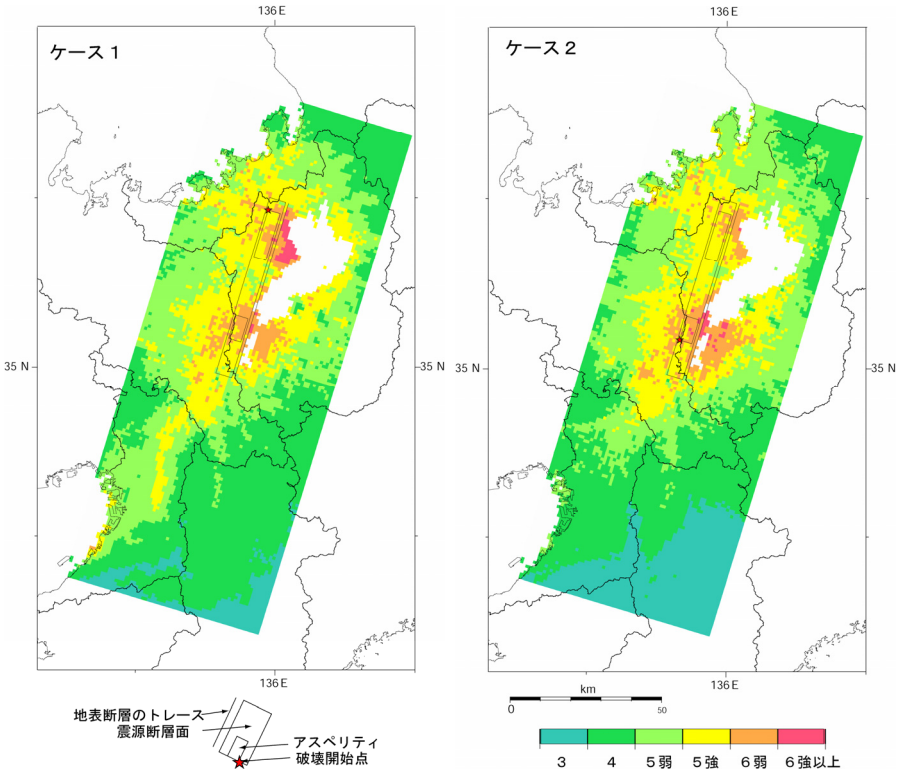


図 4.3.10-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.11　高山･大原断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

高山･大原断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.11-1** に示すように、震源断層の面積が最も大きい高山断層帯について３ケース、国府断層帯と猪之鼻断層帯についてそれぞれ１ケースの合計５ケースの震源断層モデルを想定した。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について、約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.11-2** に、各ケースの震度分布図を示す。ケース１、およびケース３では、断層帯中央部に設置したアスペリティの周辺地域において震度６強以上が予測された。ケース２では、破壊開始点周辺のごく一部の地域で震度６強以上と予測されたが、断層帯北東部周辺の地域では、最大で震度６弱と予測された。震源断層に近い高山市では、ケース１、ケース２では、震度５強から震度６弱､またケース３では、南部のごく一部の地域で震度６強以上と予測された。国府断層帯、および猪之鼻断層帯の場合、断層帯周辺地域では、震源断層の規模が高山断層帯に比べて小さいこと等から、震度６強以上となる範囲はごく限られ､断層帯近傍で概ね震度６弱と予測された。

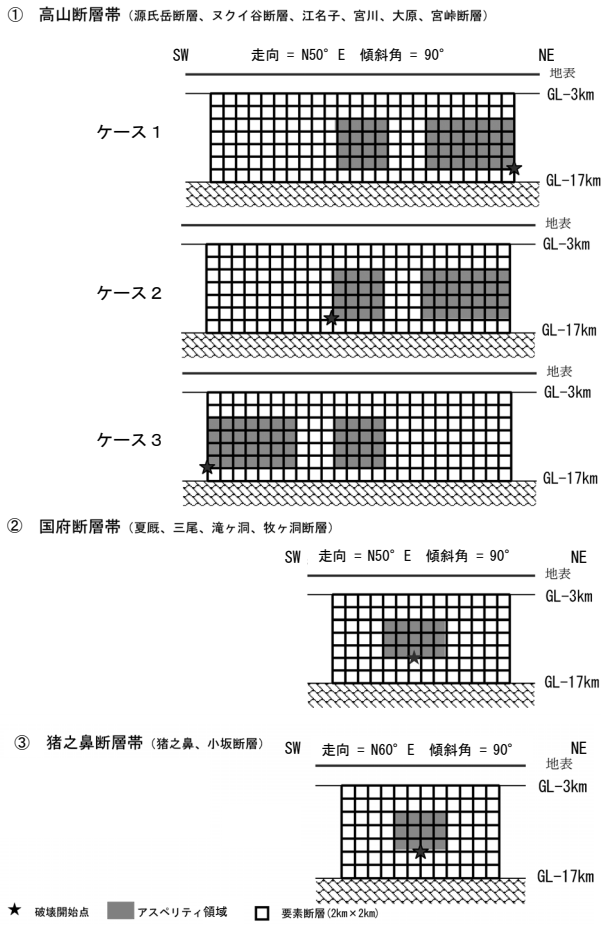


図 4.3.11-1　想定した震源断層モデル（高山断層帯、国府断層帯、猪之鼻断層帯）

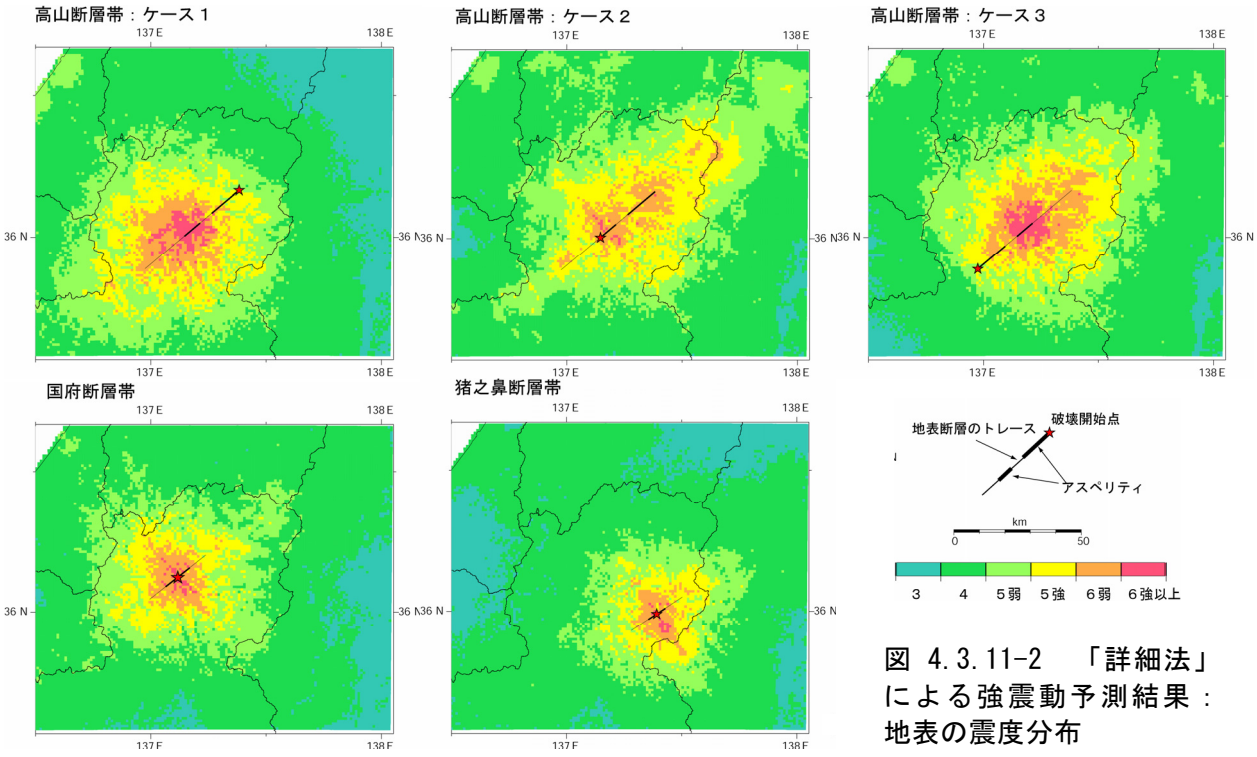


図 4.3.11-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.12　石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

石狩低地東縁断層帯の地震を想定した強震動評価では、「断層帯主部」に対応する弧状の地表トレースの中に段丘面の変位から想定される２箇所の平均的なずれの速度のピークが認められることから、**図 4.3.12-1** に示すように、屈曲した震源断層モデルを想定し、大きさの異なる南北２つのアスペリティを想定した。また、震源断層モデルの傾斜角は、微小地震の震源分布から 45°（東傾斜）に設定した。破壊開始点は、その位置を特定するだけの情報がないため、北のアスペリティ（第１アスペリティ）の北下端に位置するケース１と南のアスペリティ（第２アスペリティ）の南下端に位置するケース２、および北のアスペリティ（第１アスペリティ）の南下端に位置するケース３を設定し、破壊開始点の違いによる予測結果の違いを評価した。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに強震動予測を行った。**図 4.3.12-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。断層の地表トレースより西側に震度が大きい部分が認められる。ケース１では、破壊進行方向線上付近に位置する断層地表トレースの南側の苫小牧市付近まで震度６強以上の分布が認められる。これは、ディレクティビティ効果とともに、この地域が厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響によるやや長周期成分の増幅と低地を形成する表層の「浅い地盤構造」における短周期成分の増幅が重なる部分にあたっているためと考えられる。ケース２では、第１アスペリティの西側を中心に震度６強以上が分布し、ケース３でもケース２とほぼ同様な震度分布を示している。いずれのケースでも震源断層から離れている札幌市北東部において震度６強以上と予測されたが、これは、厚い堆積層の影響により、やや長周期の地震動が増幅されたものと考えられる。また、ケース２、３ではケース１に比べて北方に震度の大きい地域が認められ、震度６弱が滝川市の北方まで達している。

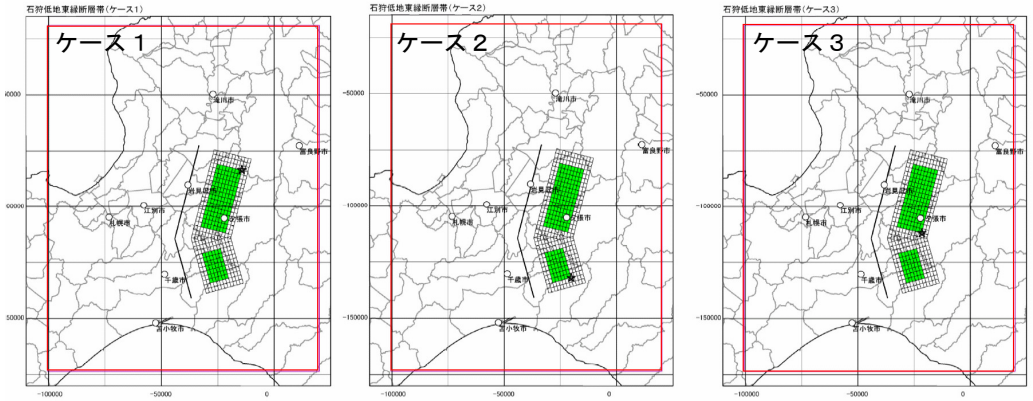


図 4.3.12-1　想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、■アスペリティ）

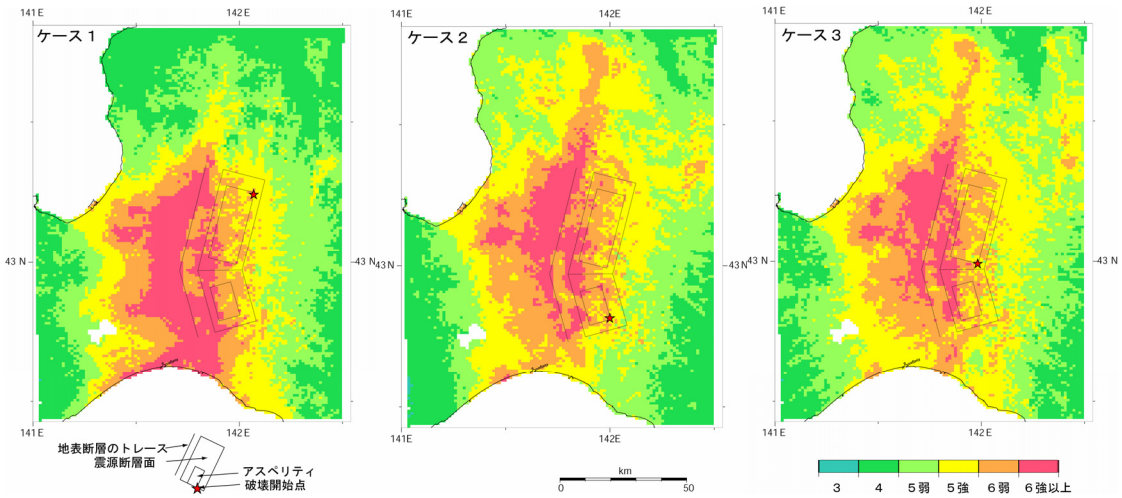


図 4.3.12-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.13　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（概要）

(1)　目的

海溝型地震の強震動評価手法の妥当性を検証する上で非常に有用な観測記録が多数得られた「平成 15 年(2003 年)十勝沖地震」(*M*8.0)（以下、十勝沖地震と呼ぶ）の震源断層を用いて、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」に基づく強震動計算を実施し、観測記録との比較を行なうことにより、「レシピ」の適用性や課題について検討する。

(2)　検証フロー

強震動評価手法の検証の簡単なフローを図 4.3.13-1 に示す。

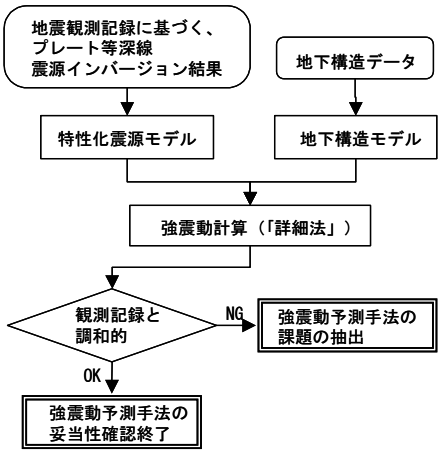


図 4.3.13-1　検証フローの概略

(3)　震源断層モデルと地下構造モデル

十勝沖地震の震源特性に関する既往の研究成果に基づいて、震源断層パラメータを設定した。震源断層の位置や形状については、Honda *et al.* (2004)の震源断層モデルを参照した。アスペリティ の個数は、震源インバージョン解析結果を参考に３個、破壊開始点は、震央位置が気象庁による 2003 年十勝沖地震の震央位置に対応するように、震源断層モデル上に設定した（図 4.3.13-2 参照）。図 4.3.13-3 の地震基盤上面の深度分布図から、石狩平野周辺、十勝平野周辺等で地震基盤が深くなっていることがわかる。

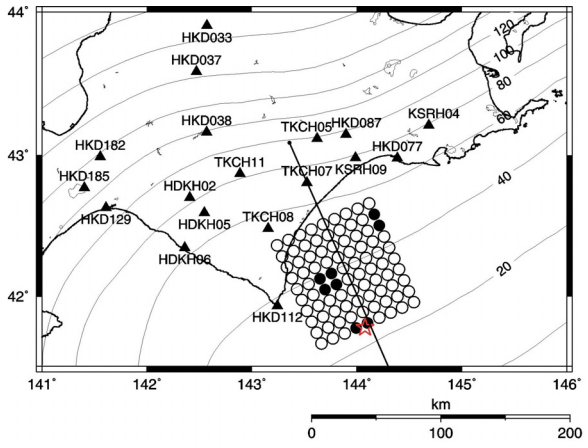


図 4.3.13-2　震源断層モデル（☆：破壊開始点、●アスペリティ、図中には、波形の比較を行った K-NET、KiK-net の観測点も示してある）

表 4.3.13-1　震源断層パラメータ

		項目	パラメータ	(単位)
巨視的震源特性		断層位置	図 4.3.13-2 参照	-
		走向	N246° E	-
		傾斜角	18°	-
		断層面積	9000	km^2
		断層上端深さ	22	km
		断層下端深さ	53	km
		破壊開始点	図 4.3.13-2 参照	-
		破壊伝播形式	放射状	-
		静的応力降下量（円形クラック）	3.0	MPa
		地震モーメント	1.05×10^{21}	N·m
		モーメントマグニチュード	8.0	-
		剛性率	4.68×10^{10}	N/m^2
		平均すべり量	249.6	cm
		S 波速度	3.9	km/s
微視的震源特性	全アスペリティ	地震モーメント	1.69×10^{20}	N·m
		面積	722.4	km^2
		平均すべり量	499.3	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	9.34×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第１アスペリティ（破壊開始点付近）	地震モーメント	3.50×10^{19}	N·m
		面積	180.6	km^2
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第２アスペリティ（断層中央付近）	地震モーメント	9.89×10^{20}	N·m
		面積	361.2	km^2
		平均すべり量	584.9	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	7.66×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	第３アスペリティ（断層北端付近）	地震モーメント	3.50×10^{19}	N·m
		面積	180.6	km^2
		平均すべり量	413.6	cm
		実効応力	37.4	MPa
		短周期レベル	5.42×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
	背景領域	地震モーメント	8.83×10^{20}	N·m
		面積	8277.6	km^2
		平均すべり量	227.8	cm
		実効応力	4.1	MPa
		短周期レベル	4.05×10^{19}	$N\cdot m/s^2$
その他の震源特性		破壊伝播速度	2.8	km/s
		破壊開始点	2003 年十勝沖地震の震央	-
		破壊様式	同心円状	-

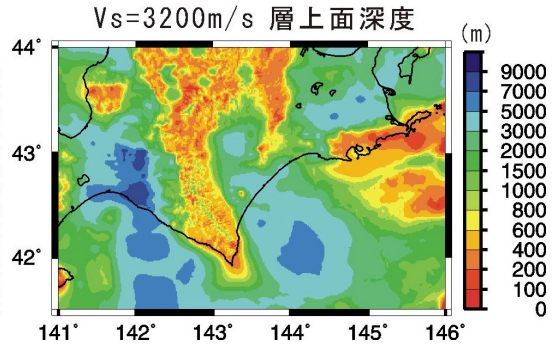


図 4.3.13-3　地震基盤上面の深度分布図

(4)　評価結果

図 4.3.13-4 は、厚い堆積地盤上に位置する観測点（HKD129、図 4.3.12-2 参照）における、統計的グリーン関数法、理論的手法による計算結果と、観測記録の比較である。周期５秒以上に着目すると、統計的グリーン関数法のみでは計算結果が過小評価であるが、理論的手法では改善されている。理論的手法では厚い堆積層を有する「深い地盤構造」が、三次元地下構造モデルとして考慮されていることによる。図 4.3.13-5 は、観測記録とハイブリッド合成法による計算結果の波形、および擬似速度応答スペクトルでの比較結果の一例である。接続周期は５秒としている。計算結果は、観測記録を概ね再現できている。図 4.3.13-6 は、計測震度分布の比較結果である。堆積層が厚い石狩平野、勇払平野周辺等と火山フロントより北側では、計算結果が観測記録よりも大きい地域が見られる。「レシピ」で用いる最大速度から計測震度を推定する経験式では、卓越周期が２秒以上の地震動に対しては、計測震度を過大に評価する傾向があるためと考えられる。その他の地域では、両者は概ね対応した結果が得られた。

(5)　まとめ

１秒程度以下と５秒程度以上の周期帯域の強震動は、現在の「レシピ」によって概ね再現可能であることがわかった。今後は、周期帯域が数秒程度（１秒程度以上～５秒程度以下）の強震動に対する予測精度向上のため、「レシピ」の改良や震源域も含めた大規模な三次元地下構造モデルの精度向上が必要である。

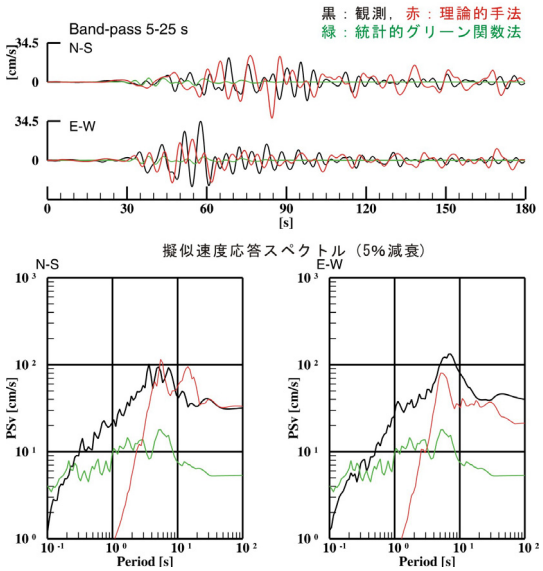


図 4.3.13-4　統計的グリーン関数法、理論的手法による計算結果と観測記録との比較

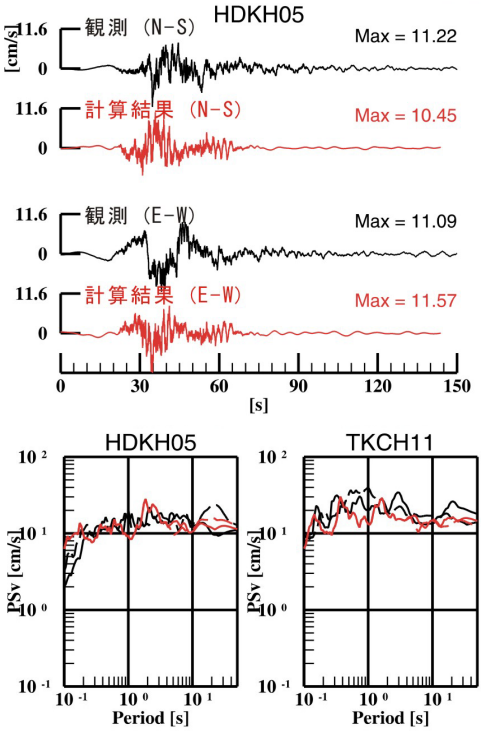


図 4.3.13-5　観測記録と計算結果の波形（HDKH05）、および減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル（HDKH05、TKCH11）での比較

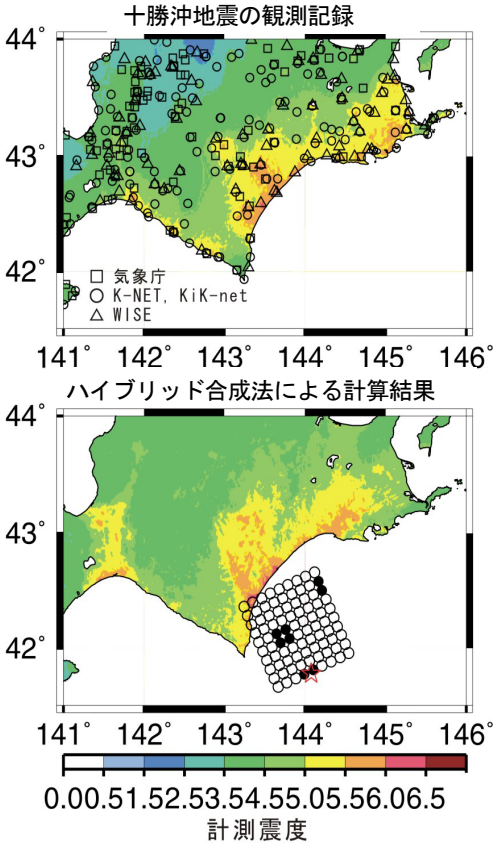


図 4.3.13-6　ハイブリッド合成法による強震動計算結果と十勝沖地震の観測記録との比較（計測震度分布の比較）（☆：破壊開始点、●アスペリティ）

4.3.14　山崎断層帯の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

山崎断層帯の地震を想定した強震動評価では、**図 4.3.14-1** に示すように、震源断層モデルとしては、山崎断層帯主部のうち、大原（おっぱら）断層・土万（ひじま）断層・安富断層と南東部が同時に活動する場合（以下、モデル１とする）、山崎断層帯主部の北西部のうち、大原断層・土万断層・暮坂峠断層（以下、モデル２とする）、山崎断層帯主部の南東部(以下、モデル３とする)、山崎断層帯主部の南東部と草谷断層が同時に活動する場合　(以下、モデル４とする)、那岐山断層帯（以下、モデル５とする)を想定した。モデル１については、アスペリティを３つとした。破壊開始点は、第１アスペリティの北西下端に設定した。モデル２については、アスペリティを２つとし、破壊開始点は、第１アスペリティの北西下端（ケース２－１）と、第２アスペリティの南東下端（ケース２－２）の２ケースとした。モデル３については、断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点は、アスペリティの北西下端とした。モデル４については、山崎断層帯主部の南東部の中央部に大きいアスペリティ(第１アスペリティ)を、草谷断層の草谷付近のトレンチ調査結果等を参考に、断層の北東端部に小さいアスペリティ(第２アスペリティ)を配置した。破壊開始点は、過去に２つの断層（帯）が同時に活動した可能性があることから、第２アスペリティの北東下端とした 。モデル５については、平均的なケースとして、断層帯中央部にアスペリティを配置し、破壊開始点をアスペリティの中央下端とした。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について、約 1km 四方の領域ご

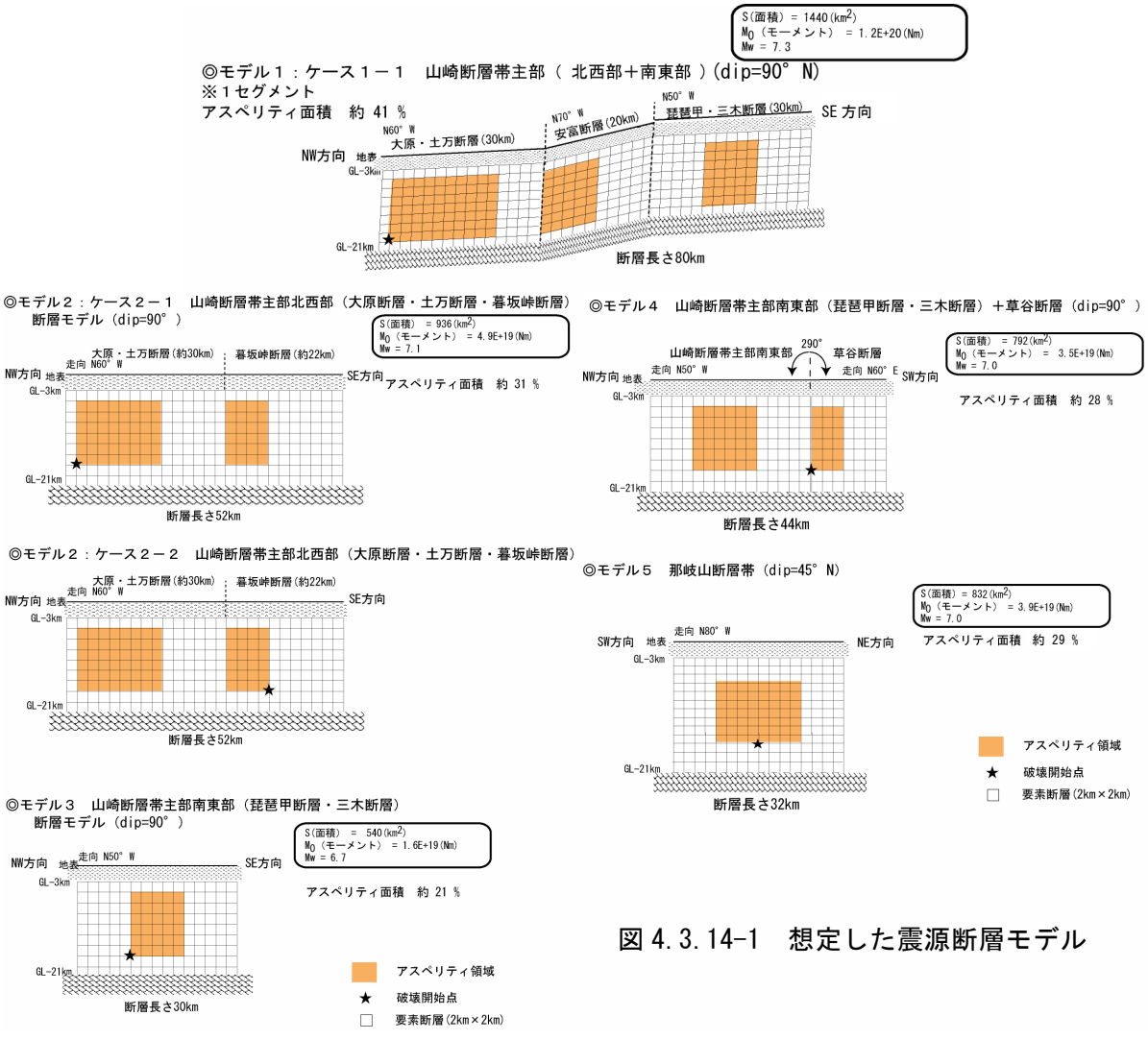


図 4.3.14-1　想定した震源断層モデル

とに強震動予測を行った。**図 4.3.14-2** に、各モデルの震度分布図を示す。モデル１のケース１－１では、大原断層、土万断層、および山崎断層帯主部の南東部の震源断層近傍で、概ね震度６弱～震度５強と予測された。ただし、安富断層周辺では､断層近傍でも震度５強に留まっている。また、姫路市東部から三木市にかけて、および神戸市の沿岸地域でも震度６弱が予測された。モデル２のケース２－１は、ケース１－１とほぼ同様の傾向を示すが、山崎断層帯主部の南東部が含まれないため、同断層帯の周辺では、震度５強～震度５弱と予測された。ケース２－２では、震源断層周辺の震度分布についてはケース２－１との大きな差異は見られない。震源断層からやや離れた鳥取県西部の倉吉平野周辺では、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」､「浅い地盤構造」における地震波の増幅により、概ね震度５強～震度５弱、ごく一部で震度６弱が予測された。一方、神戸市の沿岸では、破壊進行方向と逆方向に位置するため、震度５弱～震度４に留まった。モデル３では、震源断層近傍において、概ね震度６弱が予測された。また、高砂市、加古川市等の一部の地域で震度６強以上、神戸市の沿岸地域でも震度６弱が予測された。モデル４では、震源断層近傍で概ね震度６弱、姫路市、高砂市、加古川市、加西市等の一部の地域で震度６強以上が予測された。モデル３で震度６弱が予測された神戸市の沿岸地域では、破壊進行方向と逆方向に位置しているため、概ね震度５強に留まった。モデル５では、アスペリティの直上、およびその南側で概ね震度６弱～震度５強が予測された。なお、これまでの他の地震での評価結果と比較すると、想定した地震規模に比べて、震源断層周辺の震度がやや小さくなっている。これは、震源断層周辺の地盤が非常に固く、地震基盤と地表間での地震波の増幅が小さかったためである。

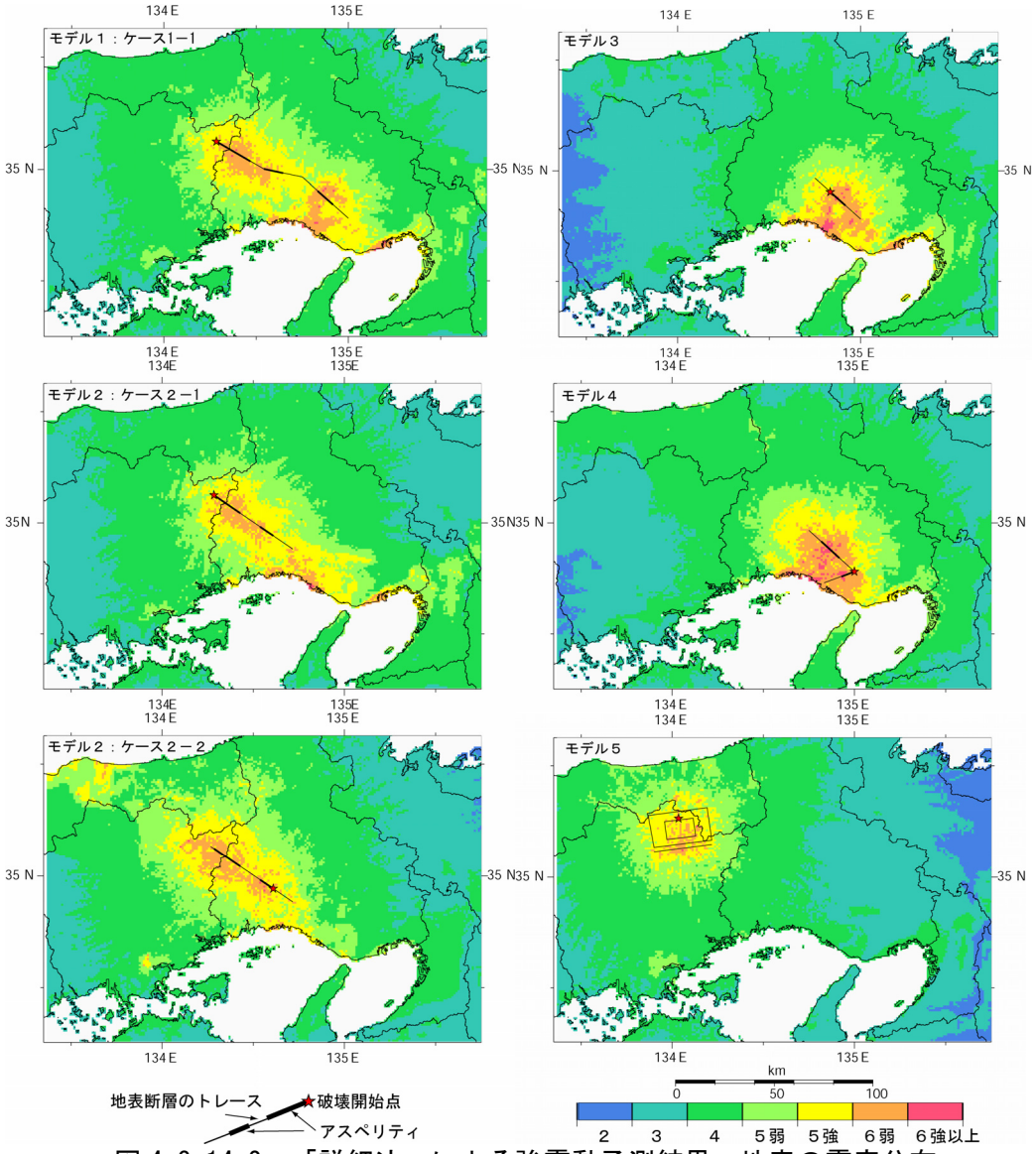


図 4.3.14-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.15　中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）は、「長期評価」（地震調査委員会, 2003a）によれば、過去の活動時期の違いから、５つの区間に分けられている。ここでの強震動評価はこれらのうちで最も東側にある金剛山地東縁から和泉山脈南縁にかけての区間を対象とした。**図 4.3.15-1** に示すように、大きな第１アスペリティを根来（ねごろ）断層付近に、小さな第２アスペリティを第１アスペリティと断層の東端との中間にあたる五條谷断層付近に配置した。現状において破壊開始点の位置を特定するだけの情報が得られていないため、破壊開始点を第１アスペリティの西下端とするケース１と第２アスペリティの東下端とするケース２を想定し、破壊開始点の違いによる強震動予測結果の違いを評価した。

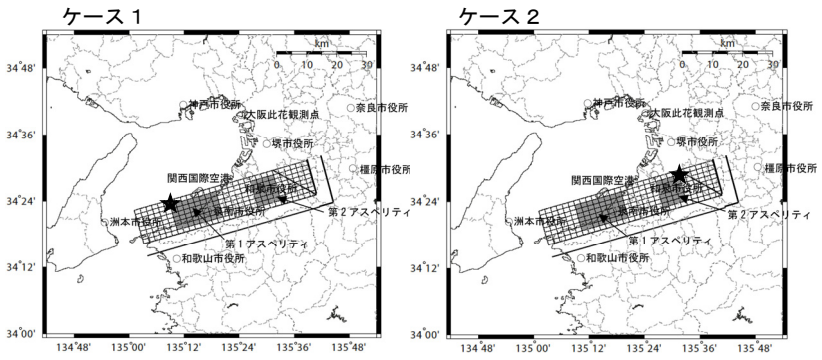


図 4.3.15-1　想定した震源断層モデル
（★：破壊開始点、■アスペリティ）

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲内の約 1km 四方のメッシュごとに「詳細法」により強震動予測を行った。**図 4.3.15-2** にそれぞれのケースの震度分布を示す。いずれのケースも断層の地表トレースより北側の地域で強い揺れが予測されている。それぞれのアスペリティに近い泉南市や和泉市等を中心に震度６強以上の強い揺れが予測された。また、その北の堺市付近まで震度６弱、大阪市の大部分でも震度５強が予測されている。揺れは大阪湾沿岸で相対的に強く、神戸市の沿岸部でも震度５強が予測された。第１アスペリティの西下端から破壊するケース１では、アスペリティに近く破壊の進行方向に位置する和歌山市付近でも震度６強以上の揺れが予測された。これは、ディレクティビティ効果とともに、この地域が和泉層群からなる厚い堆積層（「深い地盤構造」）の影響によるやや長周期成分の増幅と和歌山平野を形成する表層の「浅い地盤構造」における短周期成分の増幅が重なる部分にあたっているためと考えられる。第２アスペリティの東下端から破壊するケース２では、破壊の進行方向に位置する断層の西側の淡路島南部でディレクティビティ効果により震度５強の揺れが予測された領域がケース１よりも広く分布する。また、破壊開始点を設定した第２アスペリティに近い河内長野市や富田林市などアスペリティの東側でも局所的ではあるが、震度６強以上が予測された。一方、ケース１で認められた和歌山市付近の震度６強の領域は、ほとんど震度６弱に留まっている。

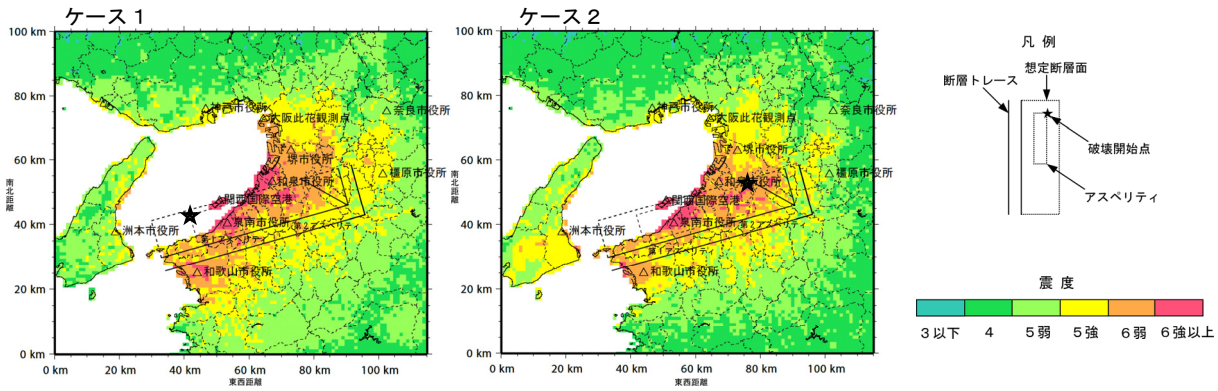


図 4.3.15-2　「詳細法」による強震動予測結果：地表の震度分布

4.3.16　日向灘の地震を想定した強震動評価（概要）

(1)　想定する震源断層

日向灘の地震を想定した強震動評価では、最新の活動である1968 年日向灘地震（*M*7.5、以下、ケース１という）と、1662 年の日向灘の地震（*M*7.6、以下、ケース２という）の２つのケースを想定した。震源断層パラメータの設定にあたっては、ケース１では、「長期評価」（地震調査委員会，2004a）の他、八木ほか(1998)、Yagi and Kikuchi（2003)を参照し、アスペリティは震度分布と計算波形が観測記録と調和的となるように設定した。ケース２では、観測波形が無く、震源におけるすべり破壊過程の解析ができないため、「長期評価」（地震調査委員会，2004a）の他に、津波の波源域の情報と重力異常分布図を参考に震源断層の位置を決定し、その他のパラメータは、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（「レシピ」）に従って設定した。設定した震源断層モデルを**図 4.3.16-1** に示す。

(2)　予想される強震動

設定した震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、評価範囲について約 1km 四方の領域ごとに、統計的グリーン関数法と理論的手法（三次元有限差分法）によるハイブリッド合成法を用いて「詳細法」による強震動予測を行った。**図 4.3.16-2**、**図 4.3.16-3** に地表における震度分布を示す。ケース１（**図 4.3.16-2**）では、高知県の沖ノ島周辺で震度６弱、震源断層に近い延岡市から宮崎市にかけての沿岸部と四国の南西端部で震度５強が予測された。ケース

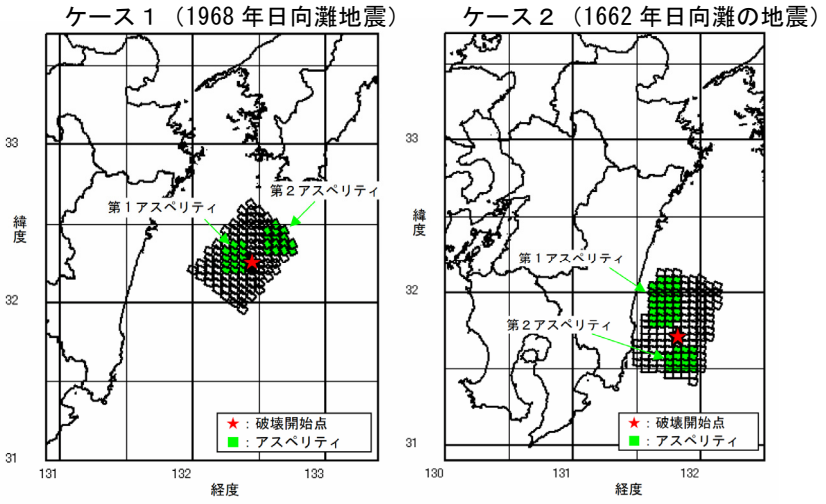


図 4.3.16-1　想定した震源断層モデル（★：破壊開始点、■アスペリティ）

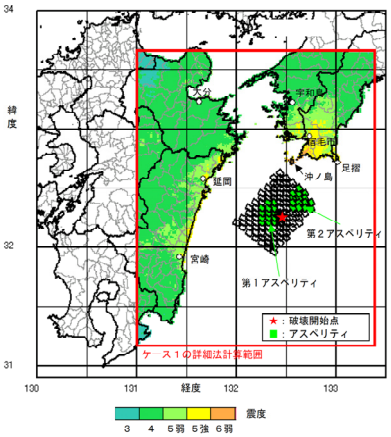


図 4.3.16-2　詳細法によるケース１（1968 年日向灘地震）の強震動予測結果：地表の震度分布

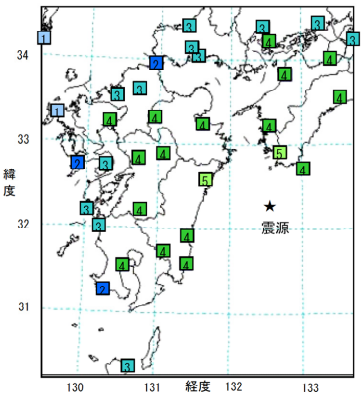


図 4.3.16-4　1968 年日向灘地震の震度分布図

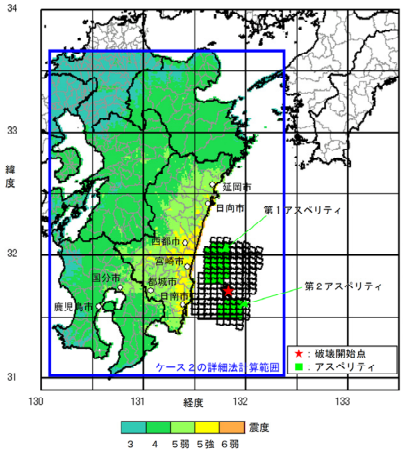


図 4.3.16-3　詳細法によるケース２（1662 年の日向灘の地震）の強震動予測結果：地表の震度分布

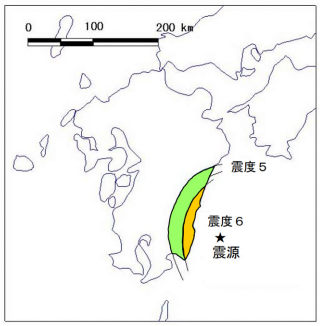
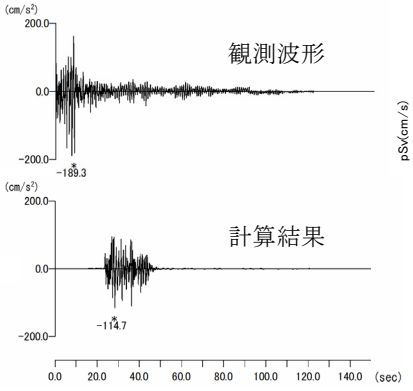


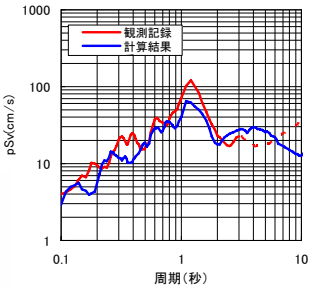
図 4.3.16-5　1662 年の日向灘の地震の推定震度分布図（宇佐美，1996 を一部修正）

２（**図 4.3.16-3**）では、第１アスペリティに近い宮崎平野の沿岸部で震度６弱が予測された。

(3)　強震動予測結果の検証

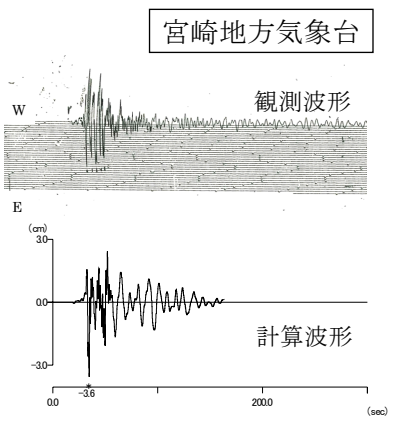
ケース１については、震度分布、時刻歴波形、及び距離減衰式の比較、ケース２については、震度分布と距離減衰式の比較を行った。ケース１について、**図 4.3.16-4** に 1968 年日向灘地震の震度分布図を示す。これを**図 4.3.16-2** と比較すると、震度５、４の地域と強震動予測結果とは概ね対応している。ただし、高知県の西端部では、強震動予測結果の方がやや大きめの震度となった。また、宮崎や細島等で得られた地表の観測波形と計算波形とを比較した。**図 4.3.16-6** に細島観測点における加速度波形及び擬似速度応答スペクトルの比較を示す。ピークの周期やスペクトル全体の形状は、観測記録と調和的である。**図 4.3.16-7** に宮崎地方気象台、延岡測候所、足摺分室、宇和島測候所、大分地方気象台における変位波形の比較を示す。宮崎、延岡、足摺、宇和島においては、振幅が小さい後続波の部分は再現できていないものの、主要動の部分については概ね調和的である。ケース２について、**図 4.3.16-5** に 1662 年の日向灘の地震の推定震度分布図を示す。これを**図 4.3.16-3** と比較すると、強震動予測結果の震度６弱～５弱の領域は、推定震度分布図における震度６、５の領域と概ね対応している。

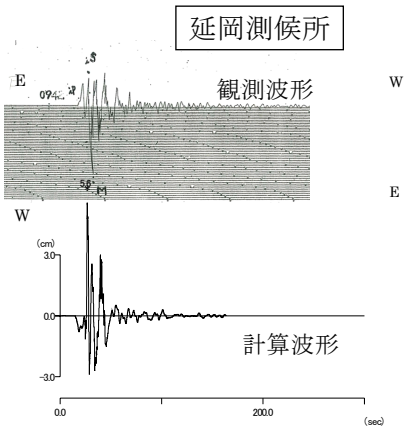


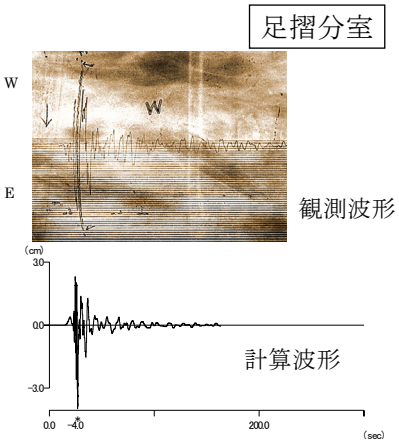


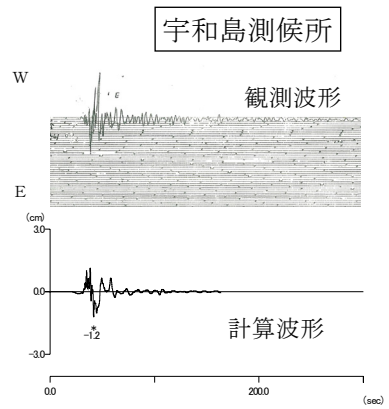
観測記録は、初動及び主要動の始まる部分が含まれていないが、計算結果より記録全体として２つのピークが存在すると考えられる。

図 4.3.16-6　「詳細法」による計算結果と細島観測点で得られた観測記録の比較（加速度波形、及び減衰定数５%の擬似速度応答スペクトル、EW 成分、ケース１）









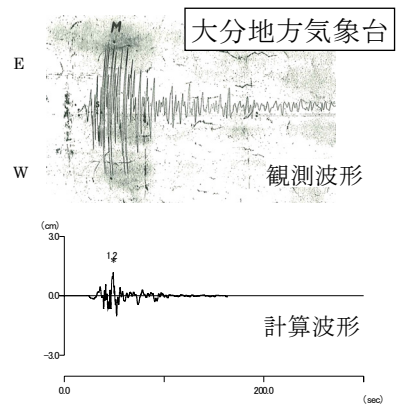


図 4.3.16-7　「詳細法」による計算波形と観測波形の比較（宮崎地方気象台、延岡測候所、足摺分室、宇和島測候所、大分地方気象台）（EW 成分、変位波形、ケース１）

５．「全国を概観した地震動予測地図」の活用について

地震調査委員会が作成した「確率論的地震動予測地図」および「震源断層を特定した地震動予測地図」は、それぞれ総合基本施策に述べられているように、地震防災意識の高揚のために用いられるほか、以下の利用が想定される。

〇地震に関する調査観測関連

・地震に関する調査観測の重点化の検討

〇地域住民関連

・地域住民の地震防災意識の高揚

〇地震防災対策関連

・土地利用計画や、施設・構造物の耐震設計における基礎資料

〇リスク[21]評価関連

・重要施設の立地、企業立地、地震保険料率算定などのリスク評価における基礎資料

本書に示した地図は約 1km 四方の地表の震度情報で全国を概観するためのものであるが、作成のためのデータや、作成のプロセスとして出力される工学的基盤における揺れの強さや計算波形も情報として公開される。「震源断層を特定した地震動予測地図」作成のための強震動評価結果のデータである工学的基盤の計算波形については、耐震設計用の入力地震動として活用されている。また、「確率論的地震動予測地図」では、学校施設の耐震化推進（学校施設の耐震化推進に関する調査研究協力者会議，2003）における耐震化の優先順位付けや耐震化事業の緊急度の検討、地震調査観測の重点化のための検討資料（地震調査研究推進本部，2001）に用いられているほか、地震保険料率算定のための基礎資料としての利用が図られている。

さらに今後、予測精度の向上や地域的に細かな地図が作成されることによって、活用の高度化が期待される。

以下の節では、「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」の今後の活用のあり方について、まず、それぞれの特徴を踏まえた活用方法に関して述べ、次に、両地図の相補的な使い分け方および融合に関して述べる。なお、工学的な活用に関する事例および議論については地震動予測地図工学利用検討委員会報告書(2004)に詳しいまとめがある。

5.1 「確率論的地震動予測地図」の活用

5.1.1 地図の見方に応じた活用

確率論的地震動予測地図は一般にはあまり馴染みがないことから、まず、地図に提示された情報が意味するところの説明とその活用について述べる。

(1)「期間」、「揺れの強さ」を固定して、強い揺れに見舞われる「確率」の分布を示した地図

例えば、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た地図によって、震度６弱以上の強い揺れに将来見舞われる可能性の地域的な違いを知ることができる。一般的には、対策をしようと考えている揺れの強さを設定したときに、緊急度によってどの地域から対策を進めていくべきかの戦略を立てるときの基礎資料としての活用が想定される。

(2)「期間」、「確率」を固定して、「揺れの強さ」の分布を示した地図

例えば、今後 30 年以内に 3%の確率（再現期間約 1000 年）で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域の地図によって、約 1000 年に少なくとも１回以上見舞われる揺れの強さの地域的な違いを知ることができる。一般的には、対象地点でまれに来る強い揺れをどの程度まで考慮するかを設定し

[21] 「地震リスク」については**付録１**用語集を参照。

た場合に、どの程度の揺れを想定した備えをしておくべきかを検討するための基礎資料としての活用が想定される。

5.1.2　地図の特徴を踏まえた活用

「確率論的地震動予測地図」は強い揺れに影響する可能性のある全ての地震を対象としており、特定の主要な地震以外の地震によって強い揺れに見舞われる可能性も考慮している。2003 年に発生した宮城県沖および宮城県北部の地震、さらに平成 12 年鳥取県西部地震や平成 16 年新潟県中越地震は、「長期評価」は行われていないが、「震源断層を予め特定しにくい地震」として分類し、その影響も評価している。震源断層を予め特定しにくい地震の危険性を考慮した地図の活用という点で、「確率論的地震動予測地図」は「震源断層を特定した地震動予測地図」と相補的な関係になっていると言える。

また、「確率論的地震動予測地図」の評価結果に基づいて、地震による経済的な損失の発生可能性を例えば年発生確率等の指標により評価することで、他の自然災害や事故等による損失の発生可能性と定量的に比較することができる。したがって、例えば、保険におけるリスク評価や施設・構造物等のリスクマネジメント等のための基礎資料としての活用が想定される。

5.1.3　地震防災・耐震設計への活用

地図としての活用としては、設計用地震動のレベルの表示あるいは地域係数的な情報の表示といった直接的な地図表現への基礎資料としての利用のほか、防災対策や耐震補強の順位付け等を目的とした地点間の強い揺れに見舞われる可能性の相対比較としての利用が考えられる。学校施設の耐震化推進では優先度順位の決定に利用する考え方が示されている。全国を概観する形の地図においては、国レベルや都道府県などのような広がりをもった地域内での設備・施設を対象とした優先順位の比較となろう。市町村のような広がりでの利用にあたっては、対象となる地域が狭いため、それに応じた詳細な地図情報を要する（**6.1.1 節**参照）。さらに、地震対策の意思決定へ活用していくためには、強い揺れに見舞われる可能性の情報だけではなく、それに加えて対象物にどの程度被害が生じる可能性があるのかを示すことが重要である。

確率論的地震動予測は、個別の地点ごとの利用が最も一般的で、詳細な情報に基づいて個別地点における設計用地震動や耐震補強用地震動の設定、地震による建物や経済損失の可能性の評価に用いられている。例えば、国際標準化規格（ISO3010, 2000）では、構造物の被害程度のレベルに応じて、まれに見舞われる揺れの強さをどの程度考慮すべきかを提示している。個別地点に対する活用という観点では、「確率論的地震動予測地図」の作成のために用いたデータは公開されるため、その情報を詳細評価に活用することもできる。

5.2　「震源断層を特定した地震動予測地図」の活用

「震源断層を特定した地震動予測地図」は、対象とする地震固有の特性や、対象地域の三次元的な地下構造による地盤の揺れの特性を考慮した高精度な強震動予測結果に基づき作成されている。この地図によって、想定した地震が発生した場合に周辺の揺れがどの程度になるかを知ることができる。また、工学的基盤における計算波形が広域で得られる。さらに、この地図の作成に用いる「詳細法」では、広い周期帯域にわたる強震動予測が可能であるため、得られた計算波形は、様々な固有周期の構造物の地震応答解析に用いることができる。このような観点から、「震源断層を特定した地震動予測地図」は、次のような活用が想定される。

5.2.1　地震防災への活用

地震防災の観点からは、地震災害予防計画や地震災害応急対策等の立案にあたっての基礎資料としての活用が挙げられる。自治体において地域防災計画を策定する場合には、地震の発生の可能性

や影響度に応じて自治体ごとに想定すべき地震を特定し、この地震に対する強震動予測、次に被害予測を行う。この予測結果に基づいて、災害予防計画が策定される。現状では、住民や行政への説明性の観点から、このような「震源断層を特定した地震動予測地図」が活用されている。

水道、ガス等、地震時には広域な被害が想定されるライフラインの防災対策や応急復旧計画の策定には、地震が発生した場合にどこでどの程度の被害が発生するかの情報とその対策のシナリオが必要となるため、「震源断層を特定した地震動予測地図」が活用できる。

リアルタイム地震防災の観点からの活用も考えられる。想定した地震が発生した場合に周辺地域で予測される揺れの大きさを地震波が到達する前に予想することが可能となれば、地震被害軽減につながる。今後、計算機性能の向上や計算手法の改良により、リアルタイムでの強震動予測に「レシピ」が適用されることも期待できる。

5.2.2 構造物の耐震設計への活用

構造物の耐震設計の観点からは、工学的基盤で作成された計算波形の設計用入力地震動としての活用が挙げられよう。超高層建物、長大橋梁等の重要度の高い構造物については、以前から工学的基盤での地震波形を用いた耐震設計が行われてきた。従来は、建設地点周辺の活断層や海溝型地震の影響、あるいは周辺地盤の震動特性を考慮した地震波形を個別に計算することは難しく、場所によらず過去の地震観測波形をほぼ全国一律で用いてきた。しかし、「確率論的地震動予測地図」からもわかるように、日本全国どこでも同じ地震動が同じように発生するのではなく、地域によって想定すべき地震は異なっている。また、平成７年兵庫県南部地震以降、地震調査研究推進本部等による強震動予測手法の高度化に向けた調査研究により、震源特性や地下構造の震動特性を考慮した地震波形の推定が可能となってきた。このような背景から、現状では、例えば、超高層建物や免震構造物、あるいは重要度の高い構造物の耐震設計では、地域性を考慮した地震波形が設計用入力地震動の１つとして利用されるようになってきている。

土木構造物の耐震設計では、「土木構造物の耐震設計ガイドライン（案）―耐震設計基準作成のための手引き―」[22]のなかで、きわめてまれであるが非常に強い地震動に対する構造物の安全性評価に用いる地震動として、震源断層が特定できる最大級の地震をその発生確率の高低にかかわらず候補とすることとされている。

改正建築基準法（平成 10 年 6 月 12 日公布）では、建物の目標とする耐震性能を規定した設計法が導入された。この設計法によれば、一般の建物の耐震設計においても工学的基盤で入力地震動を設定するようになった。したがって、これまでは比較的重要な構造物に対してのみ適用されていた地震波形を設定した耐震設計法が、一般の構造物にもある程度反映されていくことになり、課題はあるものの、将来的には建設地点に依存した地震動を用いた合理的な耐震設計法が一般的になる可能性もある。「詳細法」では強震動予測にあたって必要とされる情報が多く、パラメータの設定には設計者の判断を必要とする場合がある。このようなとき、標準的な方法論を示した「レシピ」は有用となる。ただし、重要度のそれほど高くない建物にまで「詳細法」による強震動予測に基づく設計を行うことはコスト面で難しい。このような場合には、地震調査委員会で作成、公開する評価結果の活用が考えられる。ちなみに、地震調査委員会では、強震動評価で得られた工学的基盤の地震波形を暫定的に交付してきたが、これまでに設計事務所など、延べ 20 件程度の交付依頼を受けている。

5.2.3 強い揺れが発生する物理的な現象の解明

これまでの強震動評価によって、多くの知見が得られてきた。例えば破壊開始点やアスペリティの位置の違い等、震源断層のずれ動き方の特性の違いにより、得られる強震動予測結果は大きく異

[22] 土木学会(2001)：土木構造物の耐震設計ガイドライン（案）―耐震設計基準作成のための手引き―」，地震工学委員会耐震基準小委員会の HP（http://www.jsce.or.jp/committee/eec2/taishin/index.html）.

なる場合があることが明らかになった。これは、震源断層が均質ではなく、強い揺れが断層の一部に存在するアスペリティから放出されることや、ディレクティビティ効果[23]による揺れの強弱が破壊開始点とアスペリティの位置およびこれらと評価地点との位置関係によって変化することによる。

また、過去の地震観測記録との比較を行うことは、強震動予測手法の検証と同時に、強い揺れの発生の物理を解明する上で重要な検討であると考えられる。このような検討に基づいて、将来地震が発生したときの揺れを、より現実の物理現象に近い形で詳細かつ高精度に予測できるようになり、地震防災や耐震設計の高度化に資することが期待される。

現在、地震調査委員会で公表している強震動評価結果は、ごく基本的なケースのみである。これらの結果に併せて評価に用いたデータも公開されることになるので、これらの公開データが今後の強震動予測に関連した研究に大いに役立てられることを期待するものである。

5.3 両地図の使い分けと融合

5.3.1 両地図の相補的な特徴と使い分け

「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」は、相補的な特徴があり、それを踏まえて目的に応じた使い分けをすることが望ましい。

「確率論的地震動予測地図」では、全ての地震を考慮して、地震の発生可能性や地震発生時の揺れのばらつきといった様々な不確定性を扱っている。したがって、様々な不確定要因を考慮した上での意思決定に用いることができよう。しかしながら、「確率論的地震動予測地図」は個別の１地震が発生したときに生じる震度の分布を示したものではないため、実際の揺れを具体的にイメージしにくいという問題点がある。個々の地震よりも「一定期間内に強い揺れに見舞われる可能性がどの程度あるか」に着目して、強い揺れの危険性の地域的な違いを評価できる点が、「確率論的地震動予測地図」の特徴と言えよう。

これに対して、「震源断層を特定した地震動予測地図」は、将来発生しそうな特定の１地震に対して、震源断層や地下構造の物理的な諸元を予め特定の値に設定し、精緻な方法で揺れの強さを予測するものである。平成７年兵庫県南部地震で経験したように、被害に結びつく強い揺れには震源断層や地下構造の特性で強い局所性が見られ、このような揺れの性質を把握するには「詳細法」に基づく「震源断層を特定した地震動予測地図」が有効である。また、**5.2.3 節**に述べたように、現象の物理的な説明が可能であるという点も、「詳細法」による地図の特徴である。「確率論的地震動予測地図」では、平均的な揺れの強さとその統計的なばらつきで揺れの強さを評価しているため、上記のような被害の局所性やその物理的な原因の説明はできない。評価対象地域に影響が大きい地震が予め特定されている場合に、「その地震が発生すると周辺地域がどの程度強い揺れに見舞われるか」に着目して、それをある特定の条件の下で精緻に評価する、というのが「震源断層を特定した地震動予測地図」の特徴と言えよう。

このような両地図の特徴を踏まえると、次のような使い分けや両地図を相補的に用いた評価の例が考えられる。

○評価対象地域に影響を及ぼす地震の設定の観点から

評価対象地域に大きな影響を及ぼす地震が１つ又は複数特定されているときには、「震源断層を特定した地震動予測地図」の利用が有効である。一方、震源断層を予め特定しにくい地震の発生頻度や、複数の大地震による影響を総合的に見るために発生確率を考慮する必要がある場合には、「確率論的地震動予測地図」の利用が有効である。また、**3.4 節**で示した

[23] 断層破壊がＳ波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）効果。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

ように、「確率論的地震動予測地図」から評価対象地点においてどのような地震がその地域に影響を及ぼす可能性が高いかを知ることができるため、それに基づいて「震源断層を特定した地震動予測地図」の対象地震を設定するという、両者を用いた利用の方法も考えられる。

○揺れの強さの観点から

今後の一定期間に見舞われる可能性のある揺れの強さに応じて対策の優先順位を検討する場合、「確率論的地震動予測地図」の利用が有効である。特定の地震に対して、揺れの強さの分布から被害の特徴や被害量を把握したいという場合には、「震源断層を特定した地震動予測地図」の利用が有効である。また、「確率論的地震動予測地図」では、相対的に発生確率の低い地震による揺れの強さが地図に反映されにくいという性質があるが、これに対しては、「震源断層を特定した地震動予測地図」によってその地震が実際に発生するとどの程度の揺れになるかを把握しておくといった補完的な評価が必要であろう。

上記の観点からの「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」の使い分けについての最近の検討事例を挙げる。

McGuire(2001)は目的別に**図 5-1** のような使い分けの例を示した。図の左側には「震源断層を特定した地震動予測地図」、右側には「確率論的地震動予測地図」の利用が適しているとされる項目が挙げられている。「震源断層を特定した地震動予測地図」は、防災対策では緊急対応の準備に、対象地域としては直近に活断層がある場合や海溝型地震のように地震活動度が高い地域での評価や、広い地域における強い揺れの評価に適しているとしている。一方、「確率論的地震動予測地図」は、防災対策では耐震設計や耐震補強のレベルの評価に、対象地域としては地震活動度が低い地域での評価に、さらに特定の地点における強い揺れの評価に適しているとしている。これらの分類は、1つの事例案であり、今後議論を積み重ねていくべきものである。

また、建築の分野では、合理的な性能設計のために、「耐震メニュー2004」（日本建築学会地震防災総合研究特別調査研究委員会，2004）が提案されている。これは、建築主の要求に対して設計者が性能設計のプロセスを明示できる合理的な性能設計のあり方を示したものである。建物の供用期間、例えば 50 年間で安全レベルを設定するというときには、確率論的地震動評価を用いて地震動レベルを設定する。低頻度で相対的に強い揺れに対して小さな被害しか許容しない建物は高い安全レベル、高頻度で相対的に弱い揺れに対してもある程度の被害を許容する建物は低い安全レベルを要求していることになる。また、建築主の要求として、建物近傍の活断層で発生する地震に対して、どの程度までの被害を許容するのかという安全レベルが示される場合には、決定論的地震動評価（震源断層を特定した地震動の評価）により地震動レベルが設定される。このような使い分けに「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」を活用していくことが可能であろう。

5.3.2 両地図の融合

「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」の融合については、両者の相補的な特徴を踏まえた前節の使い分けが融合の一例と言えよう。さらに、最近では手法についての融合に向けた検討も行われている。

その１つは、確率論的地震動予測への「詳細法」の導入である。「詳細法」による強震動予測は、実際には様々なシナリオが無数ある中で、妥当と考えられる特定のシナリオを選び出して行う。確率論的地震動予測に適用するためには、数多くのシナリオに基づく「詳細法」の計算によって揺れの強さのばらつきを評価する必要があり、その基礎的な検討の例がある[24]。また、地図ではなく、１地点の重要構造物を対象とした確率論的安全評価のために、確率論的地震動評価に「詳細法」を

[24] 例えば、山田ほか(2004)を参照。

取り入れた例もある。

海外での事例として、米国においての「確率論的地震動予測地図」を「震源断層を特定した地震動予測」と組み合わせた利用について述べる。米国の「確率論的地震動予測地図」は理学的知見に基づいた資料として作成されており、さらにこの地図から建築物の耐震設計における荷重設定のための工学利用の地図が作成されている。そこでは理学的知見に基づいた低確率の非常に強い揺れに対して、「確率論的地震動予測地図」から求めた揺れの強さと震源断層を特定して求めた揺れの強さとを組み合わせた形で現実的な揺れの強さを設定している[25]。

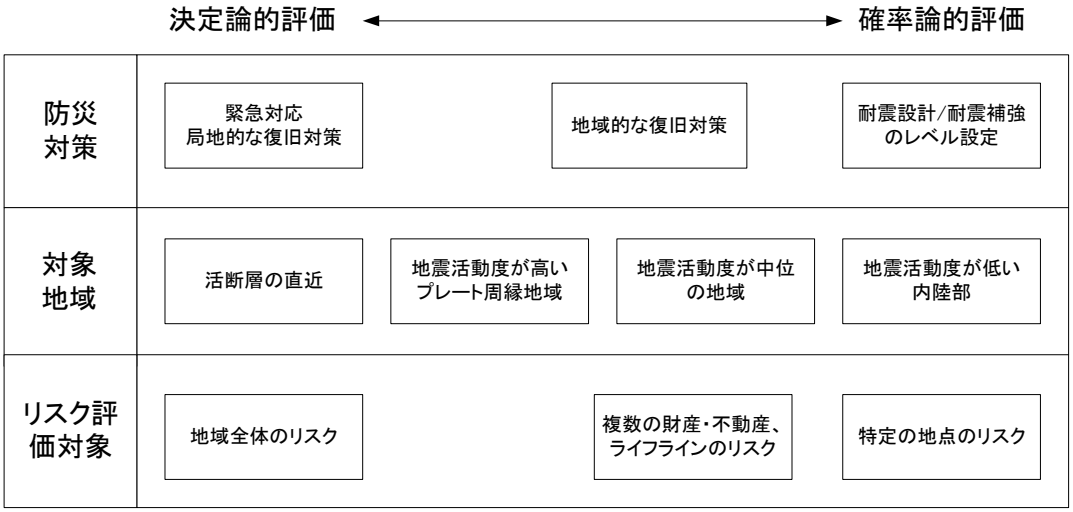


図 5-1　地震動予測地図の使い分けの一例（McGuire (2001)の原図に加筆・日本語化）

６．今後に向けて

6.1　地震動予測地図の活用・融合に関する課題

6.1.1　詳細な地図に向けて

「全国を概観した地震動予測地図」では、全国を概観することを目的として約 1km 四方の評価領域を単位として作成されており、基礎的な情報を提供する地図とも位置づけられよう。現状では詳細な「浅い地盤構造」のデータは限られており、簡便な方法で揺れの強さを評価している。全国レベルでの詳細な地図の作成にあたっては、非常に膨大な地盤データを収集する必要があるが、領域が限定される地方自治体レベルであれば、詳細な地盤データが比較的入手しやすいであろう。例えば、横浜市や愛知県、あるいは滋賀県等、既に独自で詳細な地図を作成し、地域防災計画や防災意識の高揚、あるいは耐震改修の促進等に役立てている自治体もある。この際、「震源断層を特定した地震動予測地図」であれば、地震調査委員会が公開する震源断層モデルや地下構造モデルのデータを用い、「レシピ」に従って「詳細法」による強震動予測を行うことも可能である。あるいは、地震調査委員会が公開する工学的基盤における計算波形を用いて、詳細な「浅い地盤構造」の影響を加味した地表の揺れの予測を行うことができる。「確率論的地震動予測地図」においても同様に、工学的基盤における強い揺れの可能性の予測に基づいて、詳細な「浅い地盤構造」の影響を加味した地表における強い揺れの可能性の予測を行うことができる。

[25] 確率論的地震動予測地図は Frankel *et al*. (2000, 2002)、工学利用の地図は Leyendecker *et al*. (2000)を参照。

6.1.2 「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」の融合に向けて

両地図の融合については、「確率論的地震動予測地図」への詳細法強震動予測手法の取り込み方法の検討が挙げられるほか、両地図の相補的な特徴を踏まえた使い分け方法についての議論と整理を進めることが重要である。

6.2 地震動予測地図の技術的課題

「確率論的地震動予測地図」については、次のような技術的な課題の検討を引き続き行っていく必要がある。

○「主要 98 断層帯の固有地震」の発生確率に幅がある場合の代表値のとり方の検討。
○揺れの強さおよびそのばらつきの評価手法の検討。
・地震動強さの距離減衰式の高度化の検討。
・地震動強さの距離減衰式におけるばらつきの取扱い方法（ばらつきの大きさや打ち切りの設定等）の検討。
・詳細法強震動評価手法の導入方法についての検討。
○「震源断層を予め特定しにくい地震」のモデル化手法の高度化の検討。
○「主要 98 断層帯に発生する地震のうち固有地震以外の地震」の取扱い手法の検討。
○想定震源域の範囲について様々考えられる場合の論理ツリー（地震調査委員会，2001）構築における重み付けの方法の検討。
○長期評価の「信頼度」の確率論的地震動予測地図への反映の仕方についての検討。

「震源断層を特定した地震動予測地図」については、次のような技術的な課題の検討を引き続き行っていく必要がある。

○強震動予測手法（レシピ）の高度化の検討。
・特性化震源モデルの設定方法の検討。
・地下構造のモデル化に関する検討。
・強震動計算手法の高度化の検討。
○強震動評価を実施していない活断層、海域の地震に対する強震動評価。
○震源断層を予め特定しにくい地震の取扱い方法の検討。

また、両地図に共通の検討課題としては次のようなものがある。

○表層地盤のモデル化に関する検討。
○地図作成に用いたデータ、評価結果データのデータベース化と公開方法に関する検討。

今回公表した「全国を概観した地震動予測地図」は、現状で利用できる最新の情報や手法、あるいは適切と考えられる手法を用いて作成したものであるが、今後も検討を進めるべき課題があるほか、時間の経過や大地震の発生による地震発生確率の変化がある。そのため、地震動予測地図は適切な時期に見直していくことが重要である。

引用文献

長期評価、強震動評価、及び確率論的地震動予測地図の試作版に関する個別の公表文献のリストについては、**付録２**に掲載している。

１章

地震調査委員会（1997）：「日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－」，391pp.

地震調査委員会（1999）：「日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－」<追補版>，395pp.

地震調査研究推進本部（1999）：地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―，平成 11 年４月 23 日，20pp.

２章

地震調査委員会（1999）：「日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－」<追補版>，395pp.

地震調査研究推進本部（1997）：地震に関する基盤的調査観測計画，平成９年８月 29 日，38pp.

３章

地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会（2001）：政策委員会成果を社会に活かす部会報告　－地震調査研究における長期評価を社会に活かしていくために－，平成 13 年８月 22 日，47pp.

地震調査委員会（2001）：生駒断層帯の評価（平成 13 年５月 15 日公表、平成 13 年６月 13 日訂正）．

地震調査委員会（2003）：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（平成 15 年３月 24 日公表）．

地震調査委員会（2004a）：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（平成 16 年２月 27 日公表）．

地震調査委員会（2004b）：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）（平成 16 年 12 月 20 日公表）．

４章

Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.

青森県（1969）：青森県大震災の記録，pp. 627.

壇一男・佐藤俊明（1998）：断層の非一様すべ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，第 509 号，pp. 49-60.

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，第３巻，第３号，1-15.

藤原広行（2004）：地震動予測地図作成の現状とねらい，「地震動予測地図」の建築物の耐震設計・評価への活用，2004 年度の日本建築学会大会（北海道）構造部分（荷重）パネルディスカッション資料，3-17.

Graves, W. R. (1996): Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seis. Soc. Am., 86, 1091-1106.

Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara (2004): Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, Earth Planets Space, 56, 317-322.

入倉孝次郎・三宅弘恵（2000）：強震動予測のための断層震源の特性化の手続き，文部科学省科学研究費（No.08248111）特定領域研究（A）計画研究 A1「活断層の危険度評価と強震動予測」，第７章付録，128-145.

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（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.

地震調査委員会（2001）：森本・富樫断層帯の評価（平成 13 年 12 月 12 日公表）．
地震調査委員会（2002）：布田川・日奈久断層帯の評価（平成 14 年５月８日公表、平成 14 年５月９日訂正、平成 17 年１月 12 日変更、平成 18 年１月 11 日訂正）．
地震調査委員会（2003a）：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の評価（平成 15 年２月 12 日公表、平成 15 年 10 月 27 日訂正）．
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（2004a）：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（平成 16 年２月 27 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（2005a）：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、平成 17 年２月 10 日訂正）．
地震調査委員会（2005b）：日向灘の地震を想定した強震動評価（平成 17 年９月 26 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）．
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.
建設省土木研究所（1978）：土木構造物における加速度強震記録(No.2)，土木研究所彙報，第 33 号.
気象庁 (1969)：1968 年十勝沖地震調査報告，気象庁技術報告，第 68 号.
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.
村井勇（1979）：アンケート調査による震度分布と被害分布，1978 年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究，昭和 53 年度文部省科学研究費自然災害特別研究(I)302041，89-95.
Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子（1998）：1968 年４月１日，日向灘地震（M_{JMA}7.5）の震源過程とその後の地震活動との比較，地震第２輯，51，139-148.
Yagi, Y. and M. Kikuchi (2003): Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, Geophysical Research Letters, Vol.30, No.2, 1087, doi:10.1029/2002GL015664, 59-1-4.

５章

土木学会地震工学委員会耐震基準小委員会（2001）：「土木構造物の耐震設計ガイドライン（案）―耐震設計基準作成のための手引き―」，171pp，地震工学委員会耐震基準小委員会のホームページ（http://www.jsce.or.jp/committee/eec2/taishin/index.html）．
Frankel, A. (2000): USGS national seismic hazard maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, No. 1, pp. 1-19.
Frankel, A., M. Petersen, C. Mueller, K. Haller, R. Wheeler, E. Leyendecker, R. Wesson, S. Harmsen, C. Cramer, D. Perkins and K. Rukstales (2002): Documentation for the 2002 update of the national seisimic hazard maps, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-420.
学校施設の耐震化推進に関する調査研究協力者会議（2003）：学校施設の耐震化推進に関する調査研究報告書，平成 15 年４月 15 日，pp.38.
ISO3010 (2000): Bases for design of structures - Sesimic actions on structures.
地震調査研究推進本部（2001）：地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について，平成 13 年８月 28 日.

地震動予測地図工学利用検討委員会（2004）: 地震動予測地図の工学利用－地震ハザードの共通情報基盤を目指して－，〈地震動予測地図工学利用検討委員会報告書〉，防災科学技術研究所研究資料，第258 号，pp.314.

Leyendecker, E., R. Hunt, A. Frankel, K. Rukstales (2000): Development of maximum considered earthquake ground motion maps, Earthquake Spectra, Vol. 16, pp.21-39.

McGuire, R. K. (2001): Deterministic vs. probabilistic earthquake hazards and risks, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.21, pp.377-384.

日本建築学会地震防災総合研究特別調査研究委員会（2004）: 地震防災総合研究特別調査研究委員会報告書，107pp.

山田雅行・藤原広行・先名重樹（2004）: シナリオ地震動予測におけるバラツキの検討，地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集，S046-009.

６章

地震調査委員会（2001）: 長期的な地震発生確率の評価手法について（平成 13 年６月８日公表）.

付録１　本報告書に使用する用語の意味

【地震動・強震動】

地震が起こ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いう。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る。被害をもたらすような強い地震動を特に強震動というがその定義は必ずしも一定ではない。

〔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る。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）現象のことをいう。これと区別するために前者を「地震動」と使い分ける。

【地震動予測地図】

地震が発生したときに、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。大別して次に示す「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」の２種類に分類される。地震調査研究推進本部による「全国を概観した地震動予測地図」は、それら２種類の性質の異なる地図からなる。

【確率論的地震動予測地図】

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確率論的手法を用いて評価し、将来予想される地震動の強さを、確率を用いて表現した地図。地震工学・地震学分野では「確率論的地震ハザードマップ」とも呼ばれる。

〔補足〕対象としている「期間」、「地震動レベル」、「確率」の３つのパラメータのうち、２つを固定して残り１つのパラメータを等値線で地図上に表示する。
（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地図（「期間」と「地震動レベル」を固定し「確率」の分布を示した地図）
（２）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（「期間」と「確率」を固定し「地震動レベル」の分布を示した地図）

【震源断層を特定した地震動予測地図】

ある特定の震源断層が動いたときに対象地域を襲う地震動を、強震動予測手法を用いて評価し、予測される地震動の強さを表現した地図。震源断層が特定されており、そこでどのような地震が起こるかについてのシナリオを想定して地震動を予測するので、「シナリオ地震の地震動予測地図」、あるいは（確率論的地震動予測地図、確率論的地震ハザードマップの対比として、それぞれ）「決定論（確定論）的地震動予測地図」、「決定論（確定論）的地震ハザードマップ」とも呼ばれる。地震調査研究推進本部では、地震発生可能性の長期評価がなされた活断層や海溝型地震のうち、発生確率等を考慮して選択されたいくつかの主な地震についての「震源断層を特定した地震動予測地図」を作成している。

【地震ハザード】

「地震ハザード」という用語は次のようないくつかの定義がある。

１）危険な状況や破壊を引き起こす可能性のある地震あるいは地震動などの地震に関連する事象（具体的には、地震動、液状化、地震津波など）。地震調査研究推進本部で作成している「震源断層を特定した地震動予測地図」は、これらのうちの地震動に対する「ハザード」を示す図にあたる。

２）危険な状況や破壊を引き起こす可能性のある地震の発生確率。地震調査研究推進本部で公表される活断層および海溝型地震の長期評価がこれにあたる。

３）強い地震動が生じる確率。地震調査研究推進本部で作成している「確率論的地震動予測地図」がこれにあたる。

〔補足〕国連災害救済調整官事務所 (UNDRO) (1979)によれば、「自然ハザード」とは、想定された地域で、限定された期間内において、潜在的に被害を与えるであろう自然現象の発生確率である、と定義され

ている。富士山ハザードマップ作成協議会では、「火山ハザード」を「危険な状況や破壊を引き起こす可能性のある火山噴火あるいは関連する事象。」というように確率を含まない広い意味で使用している。

【地震ハザードマップ】

「地震ハザード」を地図上に示した図。「地震ハザード」の意味によっていくつかの種類がある（「地震ハザード」を参照）。

【地震危険度】

「地震危険度」という用語はかなり漠然としており、複数の意味を持つので、定量的な議論に使うときにはそのつど定義しなければならない。危険度の定義により「地震ハザード」と「地震リスク」に分類され、両者の意味するところは異なる（各用語参照）。

〔補足〕seismic hazard を「地震危険度」と訳すことがあるように、地震ハザードと同じ意味で使われることが多い。

【地震リスク】

地震あるいは関連する事象によって引き起こされる可能性のある被害、損害、損失。

〔補足〕地震動に対する損失の期待値で、上記「地震ハザード」や「地震に対する脆弱性 (vulnerability)」、「地震の危険にさらされる対象物の量（exposure)」の関数である。なお、地震調査研究推進本部の地震動予測地図では触れていない。

付録２　長期評価及び強震動評価、確率論的地震動予測地図試作版の公表一覧

付表2-1　長期評価（活断層）の公表一覧

	公表年	文献名	公表日
地震調査委員会	1996 年	糸魚川－静岡構造線断層系の調査結果と評価	平成 8 年 9 月 11 日
	1997 年	神縄・国府津－松田断層帯の調査結果と評価	平成 9 年 8 月 6 日
	1998 年	富士川河口断層帯の調査結果と評価	平成 10 年 10 月 14 日
	2000 年	鈴鹿東縁断層帯の評価	平成 12 年 8 月 9 日
		元荒川断層帯の評価	平成 12 年 8 月 9 日
		東京湾北縁断層の評価	平成 12 年 11 月 8 日
	2001 年	岐阜－一宮断層帯の評価	平成 13 年 1 月 10 日
		生駒断層帯の評価	平成 13 年 5 月 15 日
		函館平野西縁断層帯の評価	平成 13 年 6 月 13 日
		北上低地西縁断層帯の評価	平成 13 年 6 月 13 日
		有馬－高槻断層帯の評価	平成 13 年 6 月 13 日
		京都盆地－奈良盆地断層帯南部（奈良盆地東縁断層帯）の評価	平成 13 年 7 月 11 日
		信濃川断層帯（長野盆地西縁断層帯）の評価	平成 13 年 11 月 14 日
		養老－桑名－四日市断層帯の評価	平成 13 年 11 月 14 日
		森本・富樫断層帯の評価	平成 13 年 12 月 12 日
	2002 年	長町－利府線断層帯の評価	平成 14 年 2 月 13 日
		山形盆地断層帯の評価	平成 14 年 5 月 8 日
		布田川・日奈久断層帯の評価	平成 14 年 5 月 8 日
		伊勢湾断層帯の評価	平成 14 年 5 月 8 日
		新庄盆地断層帯の評価	平成 14 年 7 月 10 日
		伊那谷断層帯の評価	平成 14 年 7 月 10 日
		櫛形山脈断層帯の長期評価	平成 14 年 9 月 11 日
		月岡断層帯の長期評価	平成 14 年 9 月 11 日
		三浦半島断層群の長期評価	平成 14 年 10 月 9 日
		砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価	平成 14 年 12 月 11 日
	2003 年	中央構造線断層帯(金剛山地東縁－伊予灘)の長期評価	平成 15 年 2 月 12 日
		三方・花折断層帯の長期評価	平成 15 年 3 月 12 日
		高山・大原断層帯の長期評価	平成 15 年 4 月 9 日
		琵琶湖西岸断層帯の長期評価	平成 15 年 6 月 11 日
		湖北山地断層帯の長期評価	平成 15 年 6 月 11 日
		野坂・集福寺断層帯の長期評価	平成 15 年 6 月 11 日
		増毛山地東縁断層帯・沼田－砂川付近の断層帯の長期評価	平成 15 年 7 月 14 日
		立川断層帯の長期評価	平成 15 年 8 月 7 日
		菊川断層帯の長期評価	平成 15 年 9 月 10 日
		長尾断層帯の長期評価	平成 15 年 9 月 10 日
		石狩低地東縁断層帯の長期評価	平成 15 年 11 月 12 日
		当別断層の長期評価	平成 15 年 11 月 12 日

		山崎断層帯の長期評価	平成 15 年 12 月 10 日
	2004 年	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の長期評価	平成 16 年 1 月 14 日
		五日市断層帯の長期評価	平成 16 年 2 月 12 日
		岩国断層帯の長期評価	平成 16 年 2 月 12 日
		伊勢原断層の長期評価	平成 16 年 3 月 10 日
		上町断層帯の長期評価	平成 16 年 3 月 10 日
		青森湾西岸断層帯の長期評価	平成 16 年 4 月 14 日
		布引山地東縁断層帯の長期評価	平成 16 年 4 月 14 日
		折爪断層の長期評価	平成 16 年 4 月 14 日
		津軽山地西縁断層帯の長期評価	平成 16 年 4 月 14 日
		関谷断層の長期評価	平成 16 年 5 月 14 日
		水縄断層帯の長期評価	平成 16 年 6 月 9 日
		鴨川低地断層帯の長期評価	平成 16 年 6 月 9 日
		荒川断層帯の長期評価	平成 16 年 8 月 11 日
		長良川上流断層帯の長期評価	平成 16 年 8 月 11 日
		鈴鹿西縁断層帯の長期評価	平成 16 年 9 月 8 日
		庄川断層帯の長期評価	平成 16 年 9 月 8 日
		跡津川断層帯の長期評価	平成 16 年 9 月 8 日
		頓宮断層の長期評価	平成 16 年 9 月 8 日
		木津川断層帯の長期評価	平成 16 年 9 月 8 日
		出水断層帯の長期評価	平成 16 年 10 月 13 日
		長岡平野西縁断層帯の長期評価	平成 16 年 10 月 13 日
		屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価	平成 16 年 10 月 13 日
		木曽山脈西縁断層帯の長期評価	平成 16 年 11 月 10 日
		阿寺断層帯の長期評価	平成 16 年 12 月 8 日
		山田断層帯の長期評価	平成 16 年 12 月 8 日
		西山断層帯の長期評価	平成 16 年 12 月 8 日
		福井平野東縁断層帯の長期評価	平成 16 年 12 月 8 日
	2005 年	境峠・神谷断層帯の長期評価	平成 17 年 1 月 12 日
		大阪湾断層帯の長期評価	平成 17 年 1 月 12 日
		濃尾断層帯の長期評価	平成 17 年 1 月 12 日
		六甲・淡路島断層帯の長期評価	平成 17 年 1 月 12 日
		三峠・京都西山断層帯の長期評価	平成 17 年 2 月 9 日
		長井盆地西縁断層帯の長期評価	平成 17 年 2 月 9 日
		会津盆地西縁・東縁断層帯の長期評価	平成 17 年 2 月 9 日
		北伊豆断層帯の長期評価	平成 17 年 2 月 9 日
		雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		横手盆地東縁断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		関東平野北西縁断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		牛首断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		邑知潟断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		別府－万年山断層帯の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日
		雲仙断層群の長期評価	平成 17 年 3 月 9 日

		神縄・国府津－松田断層帯の長期評価の一部改訂	平成 17 年 3 月 9 日
		鈴鹿東縁断層帯の長期評価の一部改訂	平成 17 年 3 月 9 日
		標津断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		十勝平野断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		富良野断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		黒松内低地断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		能代断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		北由利断層の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		庄内平野東縁断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		福島盆地西縁断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		双葉断層の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
		十日町断層帯の長期評価	平成 17 年 4 月 13 日
	2006 年	富良野断層帯の長期評価の一部改訂について	平成 18 年 1 月 16 日
		北由利断層の長期評価の一部改訂について	平成 18 年 3 月 14 日
		雲仙断層群の長期評価の一部改訂について (注1)	平成 18 年 5 月 15 日

注１：雲仙断層群（南西部）の長期評価は、2006年５月に改訂されたが、その評価結果は2006年１月１日を基点日とした更新には反映されていない。

付表2-2　長期評価（海溝型地震）の公表一覧

	公表年	文献名	公表日
地震調査委員会	2000 年	宮城県沖地震の長期評価	平成 12 年 11 月 27 日
	2001 年	南海トラフの地震の長期評価	平成 13 年 9 月 27 日
	2002 年	三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価	平成 14 年 7 月 31 日
	2003 年	千島海溝沿いの地震活動の長期評価	平成 15 年 3 月 24 日
		日本海東縁部の地震活動の長期評価	平成 15 年 6 月 20 日
	2004 年	日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価	平成 16 年 2 月 27 日
		相模トラフ沿いの地震活動の長期評価	平成 16 年 8 月 23 日
		千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）	平成 16 年 12 月 20 日

付表2-3　強震動評価の公表一覧

	公表年	文献名	公表日
地震調査委員会	2002 年	糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価	平成 14 年 10 月 31 日
	2003 年	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
		宮城県沖地震を想定した強震動評価	平成 15 年 6 月 18 日 平成 17 年 12 月 14 日一部修正
		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
		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
		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

	2004 年	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
		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
		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
		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
		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
	2005 年	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
		中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価について	平成 17 年 7 月 19 日
		日向灘の地震を想定した強震動評価について	平成 17 年 9 月 26 日
地震調査委員会強震動評価部会	2001 年	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
		南海トラフの地震を想定した強震動評価手法（中間報告）	平成 13 年 12 月 7 日
	2002 年	宮城県沖地震を想定した強震動評価手法 (中間報告)	平成 14 年 10 月 15 日
		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
	2004 年	2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証	平成 16 年 12 月 20 日

付表2-4　確率論的地震動予測地図試作版の公表一覧

	公表年	文献名	公表日
地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会	2002 年	確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）	平成 14 年 5 月 29 日
	2003 年	確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）	平成 15 年 3 月 25 日
	2004 年	確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－西日本）	平成 16 年 3 月 25 日

付録３　長期評価結果一覧表

付表 3-1（その１）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
36	神縄・国府津-松田断層帯(注1,2)	7.5程度	0.2%～16%	0.4%～30%	1%～50%	我が国の主な活断層の中では**高い**グループに属する	約800年-1300年 12世紀-14世紀前半
41	糸魚川-静岡構造線断層帯(注1) （牛伏寺断層を含む区間）(注3)	8程度 （7 1/2～8 1/2）	14%	20%	40%		約1000年 約1200年前
46	境峠・神谷断層帯 （主部）(注4)	7.6程度	ほぼ0%～13%	ほぼ0%～20%	ほぼ0%～40%		約1800年-5900年 約4900年前-3世紀
52	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
37	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
43	富士川河口断層帯(注1)	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
65	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
18	山形盆地断層帯	7.8程度	ほぼ0%～7%	ほぼ0%～10%	ほぼ0%～20%		およそ3000年 約6000年前以後
25	櫛形山脈断層帯(注5)	6.8～7.5程度	ほぼ0%～7%	ほぼ0%～10%	ほぼ0%～20%		3000年-18000年 約6600年前-300年前程度
51	伊那谷断層帯(注6) （*境界断層*）	7.7程度	ほぼ0%～7%	ほぼ0%～10%	ほぼ0%～20%		3000年-12000年程度 約6500年前-300年前
6	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
51	伊那谷断層帯(注6) （*前縁断層*）	7.8程度	ほぼ0%～6%	ほぼ0%～10%	ほぼ0%～20%		4000年-20000年程度 約28000年前-7500年前
93	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
19	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
56	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
7	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
82	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
81	中央構造線断層帯(注7) （*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
75	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
57	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

付表 3-1（その２）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
48	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%	我が国の主な活断層の中では**高い**グループに属する	約3600年-4300年 約4700年前-300年前
92	別府－万年山断層帯 （大分平野-由布院断層帯/*西部*）(注8)	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
92	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
95	雲仙断層群 （南西部）(注23)	7.5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
45	木曽山脈西縁断層帯 （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
56	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 もしくはそれ以下 約6900年前-2700年前
80	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
37	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
92	別府－万年山断層帯 （野稲岳-万年山断層帯）	7.3程度	ほぼ0%～3% （最大2.6%）	ほぼ0%～4%	0.001%～9%	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	4000年程度 約3900年前-6世紀
55	邑知潟断層帯(注9)	7.6程度	2%	3%～4%	5%～8%		1200年-1900年程度 約3200年前-9世紀
27	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世紀以降
16	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
34	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
88	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
53	屏風山・恵那山-猿投山断層帯(注10) （恵那山－猿投山北断層帯）	7.7程度	ほぼ0%～2%	ほぼ0%～3%	0.001%～6%		約7200年-14000年 約7600年前-5400年前
5	当別断層	7.0程度	ほぼ0%～2%	ほぼ0%～4%	ほぼ0%～8%		7500年-15000年程度 約11000年前-2200年前
39	十日町断層帯 （西部）(注11)	7.4程度	1%	2%	3%～5%		2000年-3000年程度 特定できない
17	新庄盆地断層帯(注11)	6.6～7.1程度	0.7%～1%	1%～2%	2%～5%		2000年-4000年程度 特定できない
9	青森湾西岸断層帯(注11)	7.3程度	0.5%～1%	0.8%～2%	2%～3%		3000年-6000年程度 不明
8	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%		13000年-17000年 14000年前以後
71	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%		17000年程度 約28000年前-400年前
96	出水断層帯	7.0程度	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～2%	ほぼ0%～4%		概ね8000年 約7300年前-2400年前

付表 3-1（その３）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
70	頓宮断層	7.3程度	1%以下	2%以下	4%以下	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	約10000年以上 約10000年前-7世紀
20	長町－利府線断層帯(注11)	7.0～7.5程度	1%以下	2%以下	3%以下		3000年程度以上 十分特定できない
56	砺波平野断層帯・呉羽山断層帯 （呉羽山断層帯）(注11)	7.2程度	0.6%～1%	1%～2%	2%～3%		3000年-5000年程度 特定できない
83	中央構造線断層帯(注7) （*紀淡海峡－鳴門海峡*）	7.7程度	0.005%～1%	0.009%～2%	0.02%～4%		約4000年-6000年 約3100年前-2600年前
26	月岡断層帯	7.3程度	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～2%	ほぼ0%～3%		7500年以上 約6500年-900年前
82	山崎断層帯 （主部/*北西部*）	7.7程度	0.08%～1%	0.2%～2%	0.4%～4%		約1800年-2300年 868年播磨国地震
79	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%		900年-2800年程度 16世紀
97	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%		8000年程度 概ね6500年前-5000年前
78	三峠・京都西山断層帯 （京都西山断層帯）	7.5程度	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
48	高山・大原断層帯 （高山断層帯）(注11)	7.6程度	0.7%	1%	2%		4000年程度 特定できない
53	屏風山-恵那山-猿投山断層帯(注10) （屏風山断層帯）(注11)	6.8程度	0.2%～0.7%	0.4%～1%	0.8%～2%		4000年-12000年程度 特定できない
39	十日町断層帯 （東部）(注11)	7.0程度	0.4%～0.7%	0.6%～1%	1%～2%		4000年-8000年程度 不明(注12)
67	養老－桑名－四日市断層帯	8程度	ほぼ0%～0.6%	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～3%		1400年-1900年 13－16世紀
73	三方・花折断層帯 （花折断層帯/*中南部*）	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
78	三峠・京都西山断層帯 （三峠断層）(注11)	7.2程度	0.4%～0.6%	0.7%～1%	1%～2%		5000年-7000年程度 3世紀以前
4	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11)	7.8程度	0.6%以下	1%以下	2%以下		5000年程度以上 特定できない
58	福井平野東縁断層帯 （主部）(注11)	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
2	十勝平野断層帯 （光地園断層）(注13)	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
85	中央構造線断層帯(注7) （*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
86	中央構造線断層帯(注7) （*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
89	中央構造線断層帯(注7) （*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
2	十勝平野断層帯(注11) （主部）	8.0程度	0.1%～0.2%	0.2%～0.3%	0.5%～0.6%		17000年-22000年程度 不明

付表 3-1（その４）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
69	鈴鹿西縁断層帯(注11)	7.6程度	0.08%～0.2%	0.1%～0.3%	0.3%～0.6%	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	約18000年-36000年 特定できない
53	屏風山･恵那山-猿投山断層帯(注10) （加木屋断層帯）(注11)	7.4程度	0.1%	0.2%	0.3%		30000年程度 特定できない
82	山崎断層帯 （那岐山断層帯）(注11)	7.3程度	0.07%～0.1%	0.1%～0.2%	0.2%～0.3%		約30000年-40000年 特定できない
77	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
68	鈴鹿東縁断層帯(注1,2)	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
92	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
3	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
22	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
76	有馬-高槻断層帯	7.5程度 (7.5±0.5)	ほぼ0%～0.02%	ほぼ0%～0.05%	ほぼ0%～0.3%		1000年-2000年程度 1596年慶長伏見地震
3	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
31	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
98	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
35	伊勢原断層	7.0程度	ほぼ0%～0.002%	ほぼ0%～0.005%	ほぼ0%～0.01%		4000年-6000年程度 5世紀-18世紀初頭
97	伊勢湾断層帯 （主部/*南部*）	6.9程度	ほぼ0%～0.002%	ほぼ0%～0.003%	ほぼ0%～0.009%		5000年-10000年程度 概ね2000年前-1500年前
71	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
63	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 もしくはそれ以下 15-17世紀
47	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
50	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
13	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
52	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
21	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
40	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

付表 3-1（その５）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
53	屏風山･恵那山-猿投山断層帯(注10) （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
49	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
92	別府－万年山断層帯 （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
61	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
30	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
45	木曽山脈西縁断層帯 （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
23	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
74	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
92	別府－万年山断層帯 （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
60	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
24	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
38	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
60	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
72	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
94	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
15	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
64	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
73	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
93	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
97	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1000年前-500年前
12	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
79	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

付表 3-1（その６）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
84	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
14	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
64	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
60	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
82	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
79	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
1	標津断層帯	7.7程度以上	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
24	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15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
90	菊川断層帯	7.6程度 もしくはそれ以上	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 約8500年前-2100年前
61	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 （主部/*南部*）	7.6程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約4900年前-15世紀
4	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）(注16)	7.5程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
45	木曽山脈西縁断層帯 （清内路峠断層帯）	7.4程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
74	山田断層帯 （主部）	7.4程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約3300年前以前
95	雲仙断層群 （北部）(注17)	7.3程度以上	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約5000年前以後
60	濃尾断層帯 （武儀川断層）	7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 不明
59	長良川上流断層帯	7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 特定できない
52	阿寺断層帯 （白川断層帯）	7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
91	西山断層帯	7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約12000年前-概ね2000年前
15	横手盆地東縁断層帯 （*南部*）	7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約6000年前-5000年前以後
10	津軽山地西縁断層帯(注18) （南部）	7.1-7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 1766年の地震
10	津軽山地西縁断層帯(注18) （北部）	6.8-7.3程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 1766年の地震
29	鴨川低地断層帯(注19)	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明

付表 3-1（その７）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
46	境峠・神谷断層帯 （霧訪山－奈良井断層帯）	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
52	阿寺断層帯 （佐見断層帯）	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
61	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15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
73	三方・花折断層帯 （花折断層帯/*北部*）(注20)	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 1662年の地震
78	三峠・京都西山断層帯 （上林川断層）	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
93	布田川・日奈久断層帯 （*南西部*）	7.2程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約7500年前-2200年前
6	石狩低地東縁断層帯 （南部）	7.1程度以上	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
58	福井平野東縁断層帯 （西部）(注21)	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 1948年福井地震
60	濃尾断層帯 （揖斐川断層帯）	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 1-10世紀
95	雲仙断層群 （南東部）(注17)	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約7300年前以後
53	屏風山･恵那山-猿投山断層帯(注10) （赤河断層帯）	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
31	関東平野北西縁断層帯 （平井－櫛挽断層帯）	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
48	高山・大原断層帯 （猪ノ鼻断層帯）	7.1程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
14	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15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
60	濃尾断層帯 （温見断層/*南東部*）	7.0程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
60	濃尾断層帯 （主部/*三田洞断層帯*）	7.0程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
87	五日市断層帯 （五日市断層）	7.0程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 7-12世紀
14	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15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約2800年前-14世紀
61	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 （主部/*中部*）	6.6程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 約7200年前-7000年前
87	五日市断層帯 （己斐－広島西縁断層帯）	6.5程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 約23000年前以前
63	野坂・集福寺断層帯 （集福寺断層）	6.5程度	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
37	三浦半島断層群 （南部）	6.1程度 もしくはそれ以上	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		特定できない 約26000年前-22000年前

付表 3-1（その８）　主要断層帯の長期評価の概要

番号	主要断層帯名 （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）	地震発生確率			我が国の主な活断層における相対的評価	平均活動間隔 最新活動時期
			30年以内	50年以内	100年以内		
11	折爪断層(注22)	(最大7.6程度)	不明(注15)	不明(注15)	不明(注15)		不明 不明
32	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。					
28	東京湾北縁断層	活断層ではないと判断される。					
66	岐阜一宮断層帯	活断層ではないと判断される。					
33	荒川断層	活断層ではないと判断される。					

注１：　糸魚川－静岡構造線断層帯及び富士川河口断層帯については、長期評価を発表した際には確率を示していなかった。これらの断層帯の確率は、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（平成 13 年 6 月 8 日）に有効数字 2 桁で示されており、これまで本表ではその値を記述してきたが、平成 17 年 1 月 12 日より有効数字 1 桁で記述することとした。ただし、30 年確率が 10%台の場合は従来どおり 2 桁で記述する。

ちなみに、有効数字 2 桁の場合の確率値は、以下のとおり

・糸魚川－静岡構造線断層帯　　30 年確率　14%、50 年確率　23%、　100 年確率　41%

・富士川河口断層帯　　30 年確率　0.21～11%、　50 年確率　0.39～18%、100 年確率　0.99～33%

なお、神縄・国府津－松田断層帯及び鈴鹿東縁断層帯については、その後の調査により、過去の活動履歴及び地震発生確率が変化しているため、上記から削除した（平成 17 年 3 月 9 日、注 2）。

注２：　神縄・国府津－松田断層帯及び鈴鹿東縁断層帯については、過去に一旦長期評価を公表しているが、その後、再度交付金活断層調査が行われ、過去の活動履歴に関して有用なデータが得られたため、評価の一部を見直した。

なお、従前の評価における両断層帯の評価は下記のとおりである。

・神縄・国府津－松田断層帯　　30 年確率　3.6%、　50 年確率　6.0%、　100 年確率　12%

・鈴鹿東縁断層帯　　30 年確率　0.50%以下、　50 年確率　0.83%以下、　100 年確率　1.7%以下

注３：　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(44)、中部(41)、南部(42)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４：　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－３世紀以前、１つ前の活動を約７千６百年前以後－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１千８百－５千９百年）を求めている。ただし、最新活動時期の年代幅は３千年程度と大きく、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（0.3-2.7）及び将来の地震発生確率（今後 30 年：ほぼ 0%－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５：　櫛形山脈断層帯の地震発生確率の最大値は、平均活動間隔が３千年で最新の活動が６千６百年前の場合で、その時の地震規模はマグニチュード 6.8 程度である。今後 30 年以内の地震発生確率が３%以上となる場合の地震の規模はマグニチュード 7.2 程度以下である。マグニチュード 7.5 の場合、今後 30 年以内の地震発生確率は 0.5%未満である。

注６：　伊那谷断層帯は、境界断層と前縁断層の２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 程度の地震が発生し、その長期確率は、境界断層と前縁断層がそれぞれ単独で活動する場合の長期確率を超えることはないと評価されている。

注７：　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評価されている。

注８：　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、通常の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９：　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、通常の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 10：　屏風山・恵那山断層帯と猿投山断層帯は、当初、松田（1990）により屏風山・恵那山断層帯と猿投山断層帯のそれぞれ独立した起震断層に区分され、地震調査研究推進本部（1997）でも個別に基盤的調査観測対象とされた。しかし、両断層帯は非常に近接して分布することから、まとめて評価することとした。また、中田・今泉編（2002）などに基づくと、岡崎平野に位置する大高－大府断層、高浜撓曲崖に関しても猿投山断層帯と連続した断層トレースとして示されることから、今回の評価に含めることとした。評価では、松田（1990）の起震断層の定義に基づき、これら各断層を屏風山断層帯、恵那山－猿投山北断層帯及び猿投－高浜断層帯に区分した。

注 11：　十日町断層帯（西部、東部）、新庄盆地断層帯、青森湾西岸断層帯、長町-利府線断層帯、砺波平野断層帯・呉羽山断層帯（呉羽山断層帯）、高山・大原断層帯（高山断層帯）、屏風山・恵那山－猿投山断層帯（屏風山断層帯、加木屋断層帯）、三峠・京都西山断層帯（三峠断層）、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）、福井平野東縁断層帯（主部）、十勝平野断層帯（主部）、鈴鹿西縁断層帯、山崎断層帯（那岐山断層帯）は、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）ではなく、地震発生確率が時間的に不変とした考え方により長期確率を求めている。このことに注意を要する。

注 12:　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 13:　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、通常の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 14：　柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯は、松田（1990）によって、柳ヶ瀬断層帯と関ヶ原断層帯のそれぞれ独立した起震断層に区分され、かつ地震調査研究推進本部（1997）においても個別の基盤的調査観測の対象活断層とされている。しかしながら岡田・東郷編（2000）や中田・今泉編（2002）によると、柳ヶ瀬断層帯から関ヶ原断層帯に対応する範囲の断層は、ほぼ連続したトレースで示されており、松田（1990）の定義に基づけば、両者は１つの起震断層を構成しているとみなすことができる。そのため、ここでは柳ヶ瀬断層帯と関ヶ原断層帯を一括し、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部として評価することとした。また、この西方には北西－南東方向の断層がほぼ連続して分布しており、松田（1990）の基準に基づけば、これも本断層帯に含まれることとなる。このため、ここでは、北西－南東方向の起震断層を「浦底－柳ヶ瀬山断層帯」と仮称し、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部と合わせて評価を行った。

注 15： 標津断層帯、会津盆地西縁・東縁断層帯（会津盆地東縁断層帯）、菊川断層帯、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯（主部中部、主部南部、浦底-柳ヶ瀬山断層帯）、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）、木曽山脈西縁断層帯（清内路峠断層帯）、山田断層帯（主部）、雲仙断層群（北部、南東部）、濃尾断層帯（温見断層南東部、濃尾断層帯主部/三田洞断層帯、武儀川断層、揖斐川断層帯）、長良川上流断層帯、阿寺断層帯（白川断層帯、佐見断層帯）、西山断層帯、横手盆地東縁断層帯（南部）、津軽山地西縁断層帯（北部、南部）、鴨川低地断層帯、境峠・神谷断層帯（霧訪山-奈良井断層帯）、三方・花折断層帯（花折断層帯北部）、三峠・京都西山断層帯（上林川断層）、布田川・日奈久断層帯（南西部）、石狩低地東縁断層帯（南部）、福井平野東縁断層帯（西部）、屏風山・恵那山-猿投山断層帯（赤河断層帯）、関東平野北西縁断層帯（平井-櫛挽断層帯）、高山・大原断層帯（猪ノ鼻断層帯）、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、雫石盆地西縁断層帯）、五日市断層帯（五日市断層、己斐-広島西縁断層帯）、野坂・集福寺断層帯（集福寺断層）、三浦半島断層群（南部）、折爪断層は、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 16： 増毛山地東縁断層帯の評価にあたっては、沼田―砂川付近の断層帯も併せて評価している。沼田―砂川付近の断層帯は、池田ほか（2002）で初めてその存在が報告された断層帯であり、最新活動時期、平均活動間隔とも不明であるので、断層全体を一つの活動区間と仮定した場合の長さ（約 38km）より、活動時の地震の規模のみを求めた。

注 17： 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（注 15）。

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 18： 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。注 15 でも述べたように、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に比べて大きいため、発生する地震の規模は幅を持った値としている。

注 19: 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 20： 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 21： 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 22: 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。

注 23: 雲仙断層群南西部の長期評価は 2006 年５月に改訂された。再評価では、南西部は北部と南部に分けられ、それぞれが単独で活動した場合、M7.3 程度及び 7.1 程度の地震が発生する可能性がある。北部は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属する。なお、改訂された評価結果は 2006 年１月１日を基点日とした更新には反映されていない。

上記表中、「ほぼ０％」とあるのは、10^{-3}%未満の確率値を表す。

参考文献

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）：「第四紀逆断層アトラス」．東京大学出版会，254p.

地震調査研究推進本部（1997）：「地震に関する基盤的調査観測計画」．38p.

松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分帯図．地震研究所彙報，65，289-319.

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，DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.

岡田篤正・東郷正美編（2000）：「近畿の活断層」．東京大学出版会，408p.

付表 3-2（その１）　海溝型地震の長期評価の概要

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） 最新発生時期（下段：ポアソン過程を適用したものを除く）
					10年以内	30年以内	50年以内	
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） 59.0年前
	東南海地震		8.1前後		10%～20%	60%程度	90%程度	111.6年（次回までの標準的な値（注２）86.4年） 61.1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%～0.2%	0.06%～8%	20%～40%	約97.0年 37.6年前
		固有地震以外のプレート間地震	7.1～7.6		60%程度	90%程度	―	11.3年程度 ―
	宮城県沖		7.5前後	連動8.0前後	50%程度	99%	―	37.1年 27.6年前
	三陸沖南部海溝寄り		7.7前後		30%～40%	80%～90%	90%程度以上	105年程度 108.4年前
	福島県沖		7.4前後（複数の地震が続発する）		2%程度以下	7%程度以下	10%程度以下	400年以上 ―
	茨城県沖		6.8程度		50%程度	90%程度	―	15.5年程度 ―
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%	0.04%～0.7%	10%～20%	72.2年（注３） 2.3年前
	根室沖		7.9程度		2%～6%	30%～40%	70%～80%	72.2年（注３） 32.5年前
	色丹島沖		7.8前後（Mw8.2前後）（注４）		4%～9%	40%程度	80%程度	72.2年（注３） 36.4年前
	択捉島沖		8.1前後（Mw8.5前後）（注４）		9%～10%	50%程度	80%～90%	72.2年（注３） 42.2年前

付表 3-2（その２）　海溝型地震の長期評価の概要

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 65.4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 12.5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 22.6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 172.1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 41.5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 ―

付表 3-2（その３） 海溝型地震の長期評価の概要

相模トラフ沿いの地震	大正型関東地震	7.9程度	ほぼ0%～0.06%	ほぼ0%～1%	ほぼ0%～5%	200～400年 82.3年前
	元禄型関東地震 (注6)	8.1程度	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%	2300年程度 302.0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	90%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：発生確率の算定基準日は 2006 年１月１日。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、ポアソン過程を適用。

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(地震が大きく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、確率論的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。

確率論的地震動予測地図で用いた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)

付録４　地震動予測地図データの公開と利用方法

本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/）上で公開している。主な図面については、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 形式のファイルで提供しているので、適宜ダウンロードして利用することができるようになっている。利用しているコンピュータに PDF 形式のファイルを扱えるアプリケーション・ソフトウェアがあれば、必要に応じて拡大・縮小表示することが可能である。

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された（http://www.j-shis.bosai.go.jp/）。

本報告書において報告された地震動予測地図は、(独)防災科学技術研究所の特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」における成果を基に作成されており、地震調査研究推進本部のデータは、地震調査研究推進本部と(独)防災科学技術研究所の共同成果として公開している。ここでは、「地震ハザードステーション」において、地震調査研究推進本部のデータとして公開しているデータの種類、利用方法、利用にあたっての留意点について簡単に述べる。

なお、公開システムには(独)防災科学技術研究所による地震動予測地図を作成する過程で得られたデータや、独自に作成したデータおよび評価結果も含まれているが、これらは(独)防災科学技術研究所の特定プロジェクトの成果として公開されている。

(1) 公開データ

(a) 確率論的地震動予測地図

○地図とそのデータ

期間	公開する地図の図面	関連する数値データ	備　考
30年	確率の分布図	震度６弱以上の揺れに見舞われる確率値	注１
		震度５弱以上の揺れに見舞われる確率値	
	3%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図	地表の計測震度	注１
		地表の最大速度	
		工学的基盤上の最大速度	
50年	5%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図	地表の計測震度	
		地表の最大速度	
		工学的基盤上の最大速度	
	10%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図	地表の計測震度	
		地表の最大速度	
		工学的基盤上の最大速度	
	39%の確率で一定の震度以上の揺れに見舞われる領域図	地表の計測震度	
		地表の最大速度	
		工学的基盤上の最大速度	

注１：　全ての地震のほか、地震分類別（主要98断層帯、海溝型地震、その他の地震）に分解した地図と数値データ、主要98断層帯の発生確率に幅がある場合の最大ケースの地図、平成15年十勝沖地震発生前の地図の図面、分冊１の３章で扱った地図の図面を含む。

注２：　ここに表示された以外のパラメータの地図については(独)防災科学技術研究所が独自に作成したものである。

○特定地点の地震の影響度に関するデータ

期間	地　点	数値データ	備　考
30年	都道府県庁所在地 （北海道は支庁所在地）	地表の最大速度ハザード曲線	注１
		工学的基盤の最大速度ハザード曲線	
		地震別の影響度データ	

注１：　表記地点以外のデータについては(独)防災科学技術研究所が独自に作成したものである。

○そのほか、以下の数値データについては(独)防災科学技術研究所による地図作成の過程で得られたデータとして公開されている。

数値データ	備　考
表層地盤増幅率	注１
地震活動の評価モデルデータ	
震源モデル（位置・形状・地震規模）	

注１：図面（図2.3-1）は地震調査研究推進本部と(独)防災科学技術研究所の共同成果として公開する。

(b) 震源断層を特定した地震動予測地図

○地図とそのデータ

	公開する地図の図面	関連する数値データ	備　考
詳細法	公表された地震に対する地表の震度分布図	地表の計測震度	注１
		地表の最大速度	
		詳細法工学的基盤上の最大速度	
		詳細法工学的基盤上の計算波形	

注１：　主要98断層帯と震源が特定された海溝型地震の簡便法による地図は、参考図の位置づけで図面は地震調査研究推進本部と(独)防災科学技術研究所の共同成果として公開、関連する数値データは(独)防災科学技術研究所の作成データとして公開。

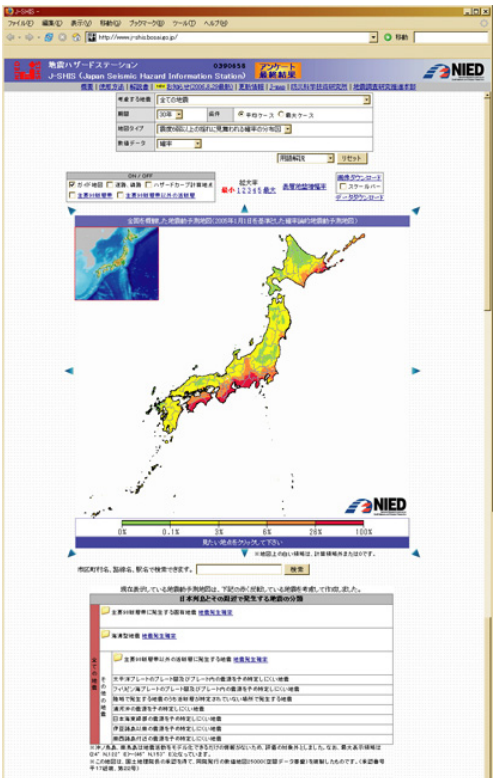
○そのほか、以下の数値データについては(独)防災科学技術研究所による地図作成の過程で得られたデータとして公開されている。

手法	数値データ	備　考
詳細法	特性化震源モデル（断層位置・形状、巨視的・微視的パラメータ）	
	地下構造データ	注１
	表層地盤増幅率	
簡便法	震源モデル（位置・形状・地震規模）	注２
	表層地盤増幅率	

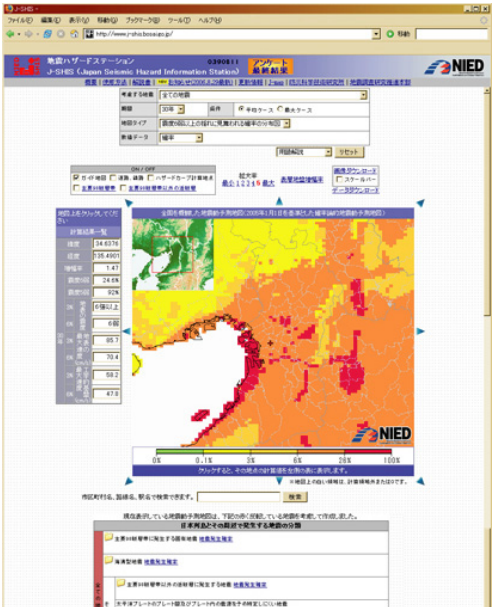
注１：　強震動の計算に使用した各領域のモデルを公開した。

注２：　確率論的地震動予測地図で用いたモデルに同じ。

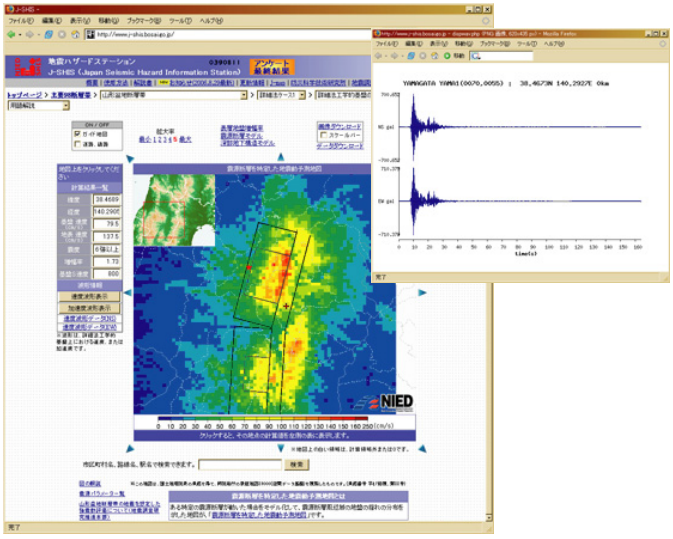
(2) 「地震ハザードステーション」の表示例



「地震ハザードステーション」トップページ



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等も表示することもできる。

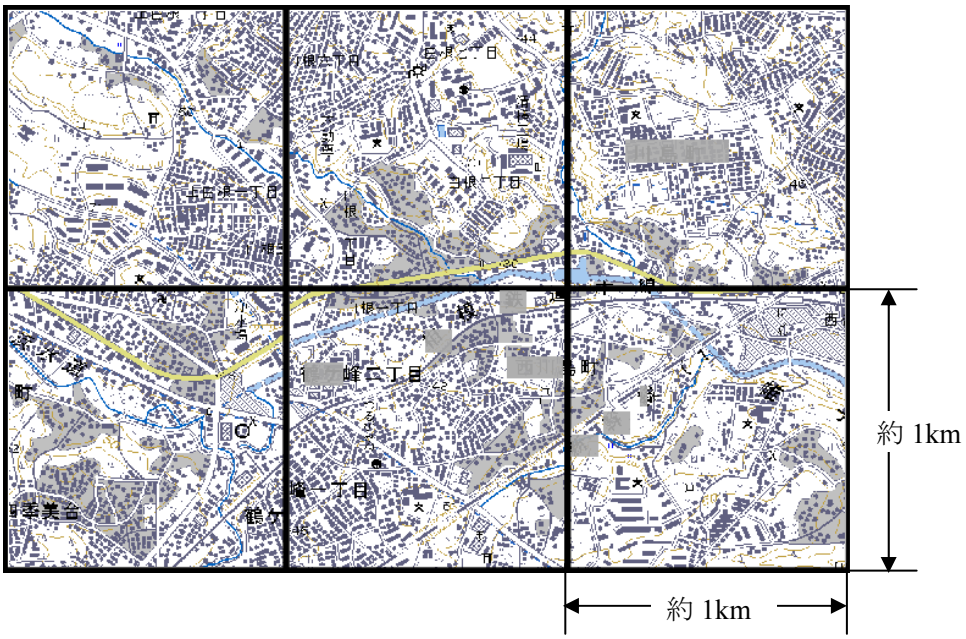
(3) 利用にあたっての留意点

浅い地盤構造の影響評価については利用できるデータが限られているため簡便な手法を用いている。約 1km 四方の領域での評価にあたっては、下の図に示すように広い領域の浅い地盤構造による増幅率を代表的な値で与えていることから、領域内でも予測される揺れの強さに相違が出る場合がある。

「震源断層を特定した地震動予測地図」においては、「詳細法」で地震動の計算に用いる地下構造や微視的震源パラメータの精度の良い推定には限界がある。また、「確率論的地震動予測地図」においては地震活動のモデル化や「簡便法」による揺れの強さの予測および不確定性の評価の精度には限界がある。したがって、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。

また、地震調査研究推進本部が公表した地図では、震度６強と震度７については「震度６強以上」として表示している。それは、先に述べた理由の他、震度７の観測記録は数が少ないので最大速度から計測震度への経験的な変換式の精度に限界があること、また、浅い地盤構造の簡便な手法による影響評価の精度には限界があることによる。

個別地域の防災対策等の検討を行うにあたっては、これらの点に留意するとともに、地域の詳細な浅い地盤構造データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。



付図 4-1　地図と約 1km 四方の評価領域の大きさの比較

付録５　気象庁震度階級関連解説表

地震動予測地図で表示される評価結果は**３章**、**４章**で示したように多くの種類の分布図で構成されている。そのうち最も代表的なものは震度分布図である。震度は、地震動の強さの程度を表すもので、もともとは地震動を人間の感覚や周囲の状況などを尺度として決めたものである。平成８年４月からは地震計による加速度波形から求めた計測震度をもとに決定されるようになった。また、「震度５」および「震度６」は、発生する被害状況の幅が広すぎるため、平成８年10月から、これを２つに分けて、それぞれ「震度５弱」、「震度５強」および「震度６弱」、「震度６強」とした。これにより震度階級は10階級になった。**付表5-1**に、気象庁の震度階級関連解説表を示した。この表では、従来の人間の感覚や周囲の状況と震度階級、計測震度の値との対応を一覧することが可能である。

付表5-1　気象庁震度階級関連解説表

計測震度	震度階級	人間	屋内の状況	屋外の状況	木造建築	鉄筋ｺﾝｸﾘｰﾄ建造物	ライフライン	地盤・斜面
0.5	0	人は揺れを感じない。						
1.5	1	屋内にいる人の一部が、わずかな揺れを感じる。						
2.5	2	屋内にいる人の多くが揺れを感じる。眠っている人の一部が目を覚ます。	電灯などの吊り下げ物が、わずかに揺れる。					
3.5	3	屋内にいる人のほとんどが揺れを感じる。恐怖感を覚える人もいる。	棚にある食器類が音を立てることがある。	電線が少し揺れる。				
4.5	4	かなりの恐怖感があり、一部の人は、身の安全を図ろうとする。眠っている人のほとんどが目を覚ます。	吊り下げ物は大きく揺れ、棚にある食器類は音を立てる。座りの悪い置物が倒れることがある。	電線が大きく揺れる。歩いている人も揺れを感じる。自動車を運転していて、揺れに気付く人がいる。				
5.0	5弱	多くの人が、身の安全を図ろうとする。一部の人は、行動に支障を感じる。	吊り下げ物は激しく揺れ、棚にある食器類、書棚の本が落ちることがある。座りの悪い置物の多くが倒れ、家具が移動することがある。	窓ガラスが割れて落ちることがある。電柱が揺れるのがわかる。補強されていないブロック塀が崩れることがある。道路に被害が生じることがある。	耐震性の低い住宅では、壁や柱が破損するものがある。	耐震性の低い建物では、壁などに亀裂が生じるものがある。	安全装置が作動し、ガスが遮断される家庭がある。まれに水道の被害が発生し、断水することがある。[停電する家庭もある。]	軟弱な地盤で亀裂が生じることがある。山地で落石、小さな崩壊が生じることがある。
5.5	5強	非常な恐怖を感じる。多くの人が、行動に支障を感じる。	棚にある食器類、書棚の本の多くが落ちる。テレビが台から落ちることがある。タンスなど重い家具が倒れることがある。変形によりドアが開かなくなることがある。一部の戸が外れる。	補強されていないブロック塀の多くが崩れる。据付が不十分な自動販売機が倒れることがある。多くの墓石が倒れる。自動車の運転が困難となり、停止する車が多い。	耐震性の低い住宅では、壁や柱がかなり破損したり、傾くものがある。	耐震性の低い建物では、壁、梁、柱などに大きな亀裂が生じるものがある。耐震性の高い建物でも、壁などに亀裂が生じるものがある。	家庭などにガスを供給するための導管、主要な水道管に被害が発生することがある。[一部の地域でガス、水道の供給が停止することがある]	
6.0	6弱	立っていることが困難になる。	固定していない重い家具の多くが移動、転倒する。開かなくなるドアが多い。	かなりの建物で、壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する。	耐震性の低い住宅では、倒壊するものがある。耐震性の高い住宅でも、壁や柱が破損するものがある。	耐震性の低い建物では、壁や柱が破壊するものがある。耐震性の高い建物でも壁、梁、柱などに大きな亀裂が生じるものがある。	家庭などにガスを供給するための導管、主要な水道管に被害が発生する。[一部の地域でガス、水道の供給が停止し、停電することもある。]	地割れや山崩れが発生することがある。
6.5	6強	立っていることができず、這わないと動くことができない。	固定していない重い家具の多くが移動、転倒する。戸が外れて飛ぶことがある。	多くの建物で、壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する。補強されていないブロック塀のほとんどが崩れる。	耐震性の低い住宅では、倒壊するものが多い。耐震性の高い住宅でも、壁や柱がかなり破損するものがある。	耐震性の低い建物では、倒壊するものがある。耐震性の高い建物でも壁や柱が破損するものがかなりある。	ガスを地域に送るための導管、水道の配水施設に被害が発生することがある。[一部の地域で停電する。広い地域でガス、水道の供給が停止することがある。]	
	7	揺れに翻弄され、自分の意志で行動できない。	ほとんどの家具が大きく移動し、飛ぶものもある。	ほとんどの建物で、壁のタイルや窓ガラスが破損、落下する。補強されているブロック塀も破損するものがある。	耐震性の高い住宅でも、傾いたり、大きく破壊するものがある。	耐震性の高い建物でも、傾いたり、大きく破損するものがある。	[広い地域で電気、ガス、水道の供給が停止する。]	大きな地割れ、地すべりや山崩れが発生し、地形が変わることもある。

＊ ライフラインの[ ]内の事項は、電気、ガス、水道の供給状況を参考として記載したものである。

付録６　全国を概観した地震動予測地図に関するFAQ

・　「全国を概観した地震動予測地図」を一言で言うとどういうものですか。

日本各地が将来強い揺れに見舞われる可能性を地図上に示したものです。

地震調査委員会がこれまで行ってきた、地震の将来の発生規模や一定期間内の発生確率を予測する長期評価の結果や、更には、地震が発生したときの揺れの大きさについての予測手法の検討結果等を基にとりまとめたものです。

・　「全国を概観した地震動予測地図」には、どのような種類のものがありますか。

「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」があります。

「確率論的地震動予測地図」は、地図上の各地点（約 1km 四方の領域）において、今後の一定期間内に強い揺れに見舞われる可能性を示したもので、例えば①30 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や、②30 年以内に 3%の確率でどの程度以上の強い揺れに見舞われるかを示した図などがあります。

「震源断層を特定した地震動予測地図」は、特定の断層に着目し、そこで地震が発生した場合に、周辺の地域がどの程度の強い揺れに見舞われるかを示した図です。

・　「全国を概観した」とはどういう意味ですか。

自分の町というような小さな地域を見る地図ではなく、大まかに地域的な違いを知るための地図であることを意味しています。

そのため、評価単位が約 1km 四方の領域とやや粗くなっています。

・　地震調査委員会がこれまでに公表した主要断層帯や海溝型地震の今後 30 年以内の発生確率と、震度６弱以上の揺れに見舞われる確率とは、どのような関係にあるのでしょうか。

震度６弱以上の揺れに見舞われる確率は、その地域で想定される全ての地震の将来の発生確率や、その地震が発生した際の揺れの強さ、ばらつきを考慮して算定しています。したがって、ある地震について地震調査委員会が公表した発生確率が、そのままある地点の震度６弱以上の揺れに見舞われる確率になる訳ではありません。

・　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た地図をどのように捉えればよいですか。

今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率が相対的に小さいとしても、0%ではありません。例えば、30 年以内に火事に被災する確率は 1.9%、交通事故で死亡する確率は 0.2%ですから、これらの数値と比較しても、例えば地震の発生確率 3%という数値は決して低くないことが理解できます。また、たとえ地震の発生確率が高くなくても、一度地震が発生すればその被害は甚大なものとなります。これらを考えあわせれば、今後 30 年以内に震度６弱以上の揺れに見舞われる確率が 3%を「高い」と捉えることには十分意味があります。

・　地震調査委員会の評価では、南関東でM7クラスの地震が30年以内に70%程度の確率で発生するという予測結果が示されていますが、東京都庁の場所で震度６弱になる確率は、11%となっています。これはどうしてでしょうか。

南関東の M7 クラスの地震は、主としてフィリピン海プレートの沈み込みに伴い、プレート境界あるいはプレート内の約 30km～80km の深さで生じる地震として評価されています。70%程度という値は、M7 クラスの地震が南関東のいずれかの地域で発生する確率であり、発生場所によっては、東京都庁付近の震度は６弱にはなりません。そのため、東京都庁周辺で震度６弱の揺れに見舞われる確率は、地震の発生確率の 70%より小さくなります。

また、確率論的地震動予測地図では、南関東の M7 クラスの地震だけでなく、東京都庁周辺に被害を及ぼす全ての地震についても評価をしているため、11%となっています。

・　確率で表した地震動予測地図は、日本国内では地震調査研究推進本部で作成したもの以外にありますか。

例えば、河角マップ(1951)があります。これは、歴史地震の資料に基づいて、日本全国を概観した形で 75 年間、100 年間、200 年間に想定される最大加速度を示した地図です。最大加速度については、構造物の耐震性を検討する場合、地震動の強さを示す基準として用いられます。同地図は、構造物の耐震設計に用いられている地域係数を旧建設省が決める際の基礎資料となりました。

なお、1950 年代から 1980 年代にかけてこのような概観地図がいくつか作成されています。

今回の確率論的地震動予測地図は、

1. 主要な活断層の地震と海溝型地震については、将来の発生規模と発生可能性を個別に評価していること
2. そのほかの地震についても地震活動の評価等に基づいて地震発生頻度を評価していること

の２点で上述の地図とは異なっています。

・　確率で表した地震動予測地図の外国での事例はありますか。

例えば、世界地震ハザード評価プログラム、米国の地震ハザード地図プロジェクトがあります。

○世界地震ハザード評価プログラム

国連の国際防災の十年の一環として、1992 年から 1999 年にかけて、全世界をカバーする今後 50 年での超過確率 10%の最大加速度分布図が作成されています。ホームページ上で結果が公開されています(http://www.seismo.ethz.ch/GSHAP/)。

○米国の地震ハザード地図プロジェクト(USGS National Seismic Hazard Mapping Project)

全国地震危険度軽減計画の一環として、米国地質調査所(USGS)の確率論的地震動予測地図作成プロジェクトが 1990 年代に開始され、1996 年に米国本土の地図、1997 年にアラスカ・ハワイの地図が公開され、さらに 2002 年に地図が更新されています。

同地図は、今後 50 年間での一定以上の強さの揺れに見舞われる確率（超過確率）2%、5%、10%（2%は平均的に約 2500 年、5%は約 1000 年、10%は約 500 年に 1 回その強さ以上の揺れに見舞われることを示します）に対応する岩盤での最大加速度と周期 0.2、0.3、1.0 秒での加速度応答スペクトルを、0.1 度四方の緯度経度の領域を単位として全米 15 万地点で評価し、示したものです。結果はホームページ上(http://eqhazmaps.usgs.gov/)で公開されており、解説や Q&A が掲載されているほか、パラメータを変えて自分で計算ができるなど、充実した内容になっています。

また、この地図の成果を取り入れて、耐震設計用の地震動レベルの地図が作製され、各地域で考慮すべき最大地震動地図として設計基準に取り入れられています（2000 年 International Building Code）。

・　確率で表した地震動予測地図の海外の事例と地震調査研究推進本部のものとの違いは何ですか。

米国のハザードマップを例にとって説明します。

○地図に示される揺れの強さの指標

米国では今後 50 年間での超過確率 2%、5%、10%に対応する最大加速度と周期 0.2、0.3、1.0 秒での加速度応答スペクトル振幅です。これは建物の耐震設計を考慮した指標となっています。これに対して、地震調査研究推進本部が作成した地図（以下、推本地図と言う）では、震度を指標としています（実際には、最大速度を求め、経験式を用いて計測震度に変換しています）。

○地震の発生確率の評価方法

米国では地震発生の時系列は活断層を含めてすべてポアソン過程です。ポアソン過程では、時間の経過にかかわらず、地震の発生確率が同じと考えます。これに対し、推本地図では、定常的に応

力が蓄積し、一定値になると断層が活動（地震が発生）して、応力が解放され、その後再び応力の蓄積が始まるという更新過程を想定し、過去の平均活動間隔と最新活動時期、さらには地震発生のばらつきをも考慮して、BPT 分布のモデルを適用することで地震発生確率を計算しています。

ポアソン過程では時間が経過しても地震発生確率は変わりませんが、更新過程では時間経過とともに地震発生確率は高くなります。日本のように、発生間隔が 100 年単位の海溝型地震の影響が高いところでは、更新過程で確率を計算する必要があります。

○計算の単位領域の大きさ

米国では緯度経度で 0.1 度×0.1 度の領域を単位として計算しています。これは約 11km 四方の大きさになります。これに対して推本地図では約 1km 四方の領域を単位としています。

○表層地盤の影響

米国では硬質地盤（表層 30m の平均 S 波速度が 760m/s）での揺れの強さを表示しており、表層の軟弱地盤による揺れの増幅効果は考慮していません。これに対して推本地図では国土数値情報に基づいて約 1km 平方単位での表層地盤による揺れの増幅効果を考慮しています。

・　「全国を概観した地震動予測地図」を活用した事例にはどのようなものがありますか。

損害保険料率算出機構では、平成 18 年５月に、「全国を概観した地震動予測地図」を活用して、地震保険基準料率を全面的に見直したと発表しました。この見直しでは、「全国を概観した地震動予測地図」の作成で用いた震源に関する情報を基に、基準料率の算出方法の変更を行いました。

・　中央防災会議が作成している予防対策用震度分布図（揺れやすさマップ）との違いは何ですか。

中央防災会議の予防対策用震度分布図は、起こりうる地震動の強さの上限を知るため、確率を考慮せず、想定される地震全てについての揺れを予測し、その中の最大値を示したものです。また、地盤の増幅率も異なっています。

・　今回の震源断層を特定した地震動予測地図と中央防災会議や自治体が作成した地図との違いはありますか。

震源断層を特定した地震動予測地図で用いられている強震動の予測手法は、中央防災会議や地方自治体がこれまでに作成した地図における予測手法と基本的には同じ考え方が用いられていると考えられます。

ただし、推本地図では、原則として最も起こりやすいと考えられるケースを想定しているのに対し、他の地図では、その揺れの起こりやすさよりも、可能性としてどの程度の揺れとなるかを把握することが重視される場合があります。このような場合、強震動予測に当たって、揺れが最も強くなるケースを想定する、あるいは、複数の想定されるケースでの予測結果を比較して、揺れの最も強くなる値を採用するといったことが考えられます。

また、推本地図では、揺れの強さに影響を与える「浅い地盤構造」のデータが均一に整備されていない現状を踏まえ、国土数値情報に基づく微地形区分によってその影響を評価しているのに対し、一部の地方自治体では独自にボーリング調査等を行って、浅い地盤構造のデータを整備し、地域は限定されますが、より詳細な予測を行っているところもあります。

・　2004 年の新潟県中越地震や 2005 年の福岡県西方沖の地震は、30 年以内で震度６弱以上の揺れに見舞われる確率が 3%よりも低い領域で発生していますが、地震動予測地図では、これらの地震はどのように評価されているのでしょうか。また、これらの地震についてどのように考えればいいでしょうか。

2004 年の新潟県中越地震や 2005 年の福岡県西方沖の地震などの地震については、「確率論的地震動予測地図」で、いずれも「震源断層が予め特定しにくい地震」として、当該領域の過去の地震の規模や頻度を基にその影響を評価し、予測結果に反映しています。ただし、当該地域においては、

地震活動が相対的に活発でなく、また他の地震の影響もそれほど大きくなかったことから、30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率は 3%未満の数値となりました。

・　確率地図の国や自治体での防災への使い方はどのようなことが想定されますか。

都道府県のような、ある程度の広い領域の中で、どのような防災対策をより緊急度を持って講じるかを判断する基礎資料となります。

また、国民や地域住民への地震防災意識の啓発の基礎資料としての利活用も考えられます。この場合、相対的に強い揺れの発生する確率が低い、あるいは揺れが弱いと表示されることが安全・安心情報とならないことについて、十分周知する必要があると考えられます。

・　活断層で発生する地震は、地震発生後、平均活動間隔を経過した時点でも、今後 30 年以内の発生確率はそれほど大きい数字にならないと聞きました。切迫度ということからすると、活断層で発生する地震と海溝型地震とでは確率の持つ意味が違うのではないでしょうか。

発生の可能性としては、確率で示した値の意味に違いはありません。したがって、確率の相対的に高い地震への対応がより緊急度を持って検討されるべきであると考えます。ただし、地震自体はもともと低頻度でも一度発生すれば、大きな被害をもたらします。発生確率が相対的に低く評価されているものについても、対策が必要です。

また、活断層で発生する地震については、平均活動間隔が 1000 年～数万年程度と極めて長いため、30 年以内の発生確率を求めても、それほど大きな数値にはなりません。

・　影響度が高い地震のグループとして、確率値が同じでも地域によって海溝型、活断層、その他の場合がありますが、それぞれで解釈や対策は異なるのでしょうか。

地震は、その種類によって実際の揺れの生じ方やそれによる被害の状況も異なることが考えられます。したがって、個々の地震の性格を踏まえ、防災対策を検討する必要があります。

・　東海地震の確率はどのように推定したのですか。またその精度はどの程度ですか。

想定東海地震については、単独の発生事例は過去にないので、地震調査委員会の長期評価の手法を当てはめることができません。このため、確率論的地震動予測地図の作成にあたっては、その他の南海トラフの地震の評価に用いた値を流用するなどのいくつかの仮定を行っています。したがって、その他の長期評価をしたものと同列には扱うことはできません。しかし、想定東海地震への対応については、これまでも指摘されているように、「いつ起きてもおかしくない」といった認識が基本と考えます。

・　長期評価には幅がありますが、確率地図の確率値の精度はどの程度ですか。

用いているデータには精粗があり、一概には言えません。ただし、全体の傾向に強い影響を与えている海溝型地震については、一般に陸域の活断層よりも、より精度の高い評価結果が得られていると考えます。

・　長期評価に幅がある地震の発生確率の算定には、長期評価の中央値が用いられていますが、その理由について教えてください。

幅のあるものについては、平均活動間隔と最新活動時期の中央値を使って確率を計算しています。これは、どのような値を採用することが、最も起こりやすい状況を示すことになるかという判断を行った結果です。長期評価の推定値には精粗があり、不確定な要素が含まれるため、この代表値の採用にあたっては、過去 200 年間の主要断層帯に発生したと考えられる地震の発生数との整合性も考慮しました。

・　長期評価の最大値で作成した地図はどのように解釈し、利用すればいいでしょうか。

長期評価による地震発生確率が幅を持って評価されている場合、先の問いでお答えしたような理由から、平均活動間隔と最新活動時期の中央値を使って確率を一つの値に決めていますが、この結果、個別の地震についてはその発生確率を過小評価していることも考えられます。このため、防災上の観点も考慮して、最大値を用いた地図を別途作成しました。地震動予測地図の精度を向上させるためには、さらに詳細な調査を実施して、その幅を狭めることが重要だと考えています。

・　「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」の融合とはどういうことですか。

例えば、両者の相補的な特徴を踏まえ、目的に応じて使い分けをすることが融合の一例となります。また、確率的な考え方を「震源断層を特定した地震動予測地図」に導入する、あるいは「震源断層を特定した地震動予測地図」の作成で用いる高度な強震動予測手法（「詳細法」）を「確率論的地震動予測地図」に導入するなど、手法についての融合も一つの例と言えます。

・　確率地図は毎年更新する予定ですか。

地震の長期的な発生確率は、時間の経過や地震の発生などによって変化します。一方、今後の地震調査研究の進展により、新たな知見を得たり、評価手法が進歩したりしたときは、それに基づき地震動予測地図は更新されるべきものです。このことから、当面、長期評価の公表結果及び地震発生確率の算定基準日の変更にあわせて、地震動予測地図を更新していくことを予定しています。

・　地震動予測地図のデータはインターネットで公開されますか。

公表された報告書の文章及び図面一式は、地震調査研究推進本部のホームページ(http://www.jishin.go.jp/)で公開しています。また、図面の作成に用いたデータの入手や、地図作成における計算条件、作成プロセスについて、「地震ハザードステーション J-SHIS (Japan Seismic Hazard Information Station)」として、（独）防災科学技術研究所のホームページで公開されています（http://www.j-shis.bosai.go.jp/）。

・　J-SHIS からダウンロードしたデータの使用に制限はありますか。

J-SHIS のホームページに記載されている「地震動予測地図データの利用約款」並びに各データのデータ規約に従ってください。

付録７　委員会名簿

※委員の所属は、現在設置されている委員会の在籍者については 2006 年３月現在のもの。それ以外は、委員会解散時、もしくは退任時のもの。

地震調査委員会
（平成７年８月９日 設置）

委員長

阿部　勝征	東京大学地震研究所教授	平成 18 年 3 月～
	（委員長代理 平成 12 年 4 月～平成 18 年 3 月）	平成 7 年 8 月～平成 18 年 3 月

委　員

安藤　雅孝	京都大学防災研究所教授	平成 7 年 8 月～平成 12 年 3 月
石田　瑞穂	（独）防災科学技術研究所研究主監	平成 8 年 7 月～
入倉孝次郎	愛知工業大学客員教授	平成 10 年 3 月～
内池　浩生	気象庁地震火山部長	平成 12 年 5 月～平成 14 年 3 月
海野　徳仁	東北大学大学院理学研究科教授	平成 12 年 4 月～
梅田　康弘	京都大学防災研究所教授	平成 16 年 4 月～
海津　　優	国土地理院地理地殻活動研究センター長	平成 12 年 7 月～平成 17 年 3 月
笠原　　稔	北海道大学大学院理学研究科教授	平成 7 年 8 月～平成 13 年 5 月
		平成 14 年 3 月～
加藤　　茂	海上保安庁海洋情報部技術・国際課長	平成 17 年 4 月～
我如古康弘	海上保安庁水路部企画課長	平成 7 年 8 月～平成 10 年 3 月
菊地　正幸	東京大学地震研究所教授	平成 14 年 3 月～平成 15 年 10 月
衣笠　善博	工業技術院地質調査所首席研究官	平成 7 年 8 月～平成 11 年 3 月
熊木　洋太	国土地理院地理地殻活動研究センター長	平成 17 年 4 月～
小牧　和雄	国土地理院地理地殻活動研究センター長	平成 11 年 4 月～平成 12 年 6 月
櫻井　邦雄	気象庁地震火山部長	平成 16 年 4 月～
佐々木　稔	海上保安庁海洋情報部技術・国際課長	平成 14 年 4 月～平成 16 年 3 月
島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 7 年 8 月～
清水　　洋	九州大学大学院理学研究院教授	平成 12 年 4 月～
杉山　雄一	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター長	平成 11 年 4 月～平成 13 年 5 月
		平成 16 年 4 月～
鈴置　哲朗	気象庁地震火山部長	平成 7 年 8 月～平成 8 年 3 月
塚原　弘一	国土地理院地殻調査部長	平成 7 年 8 月～平成 8 年 6 月
佃　　栄吉	（独）産業技術総合研究所研究コーディネータ	平成 13 年 5 月～平成 16 年 3 月
土出　昌一	海上保安庁海洋情報部技術・国際課長	平成 16 年 4 月～平成 17 年 3 月
津村建四朗	（委員長）	平成 12 年 4 月～平成 18 年 3 月
西田　英男	海上保安庁水路部企画課長	平成 10 年 4 月～平成 12 年 3 月
浜田　和郎	防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部長	平成 7 年 8 月～平成 8 年 6 月
平木　　哲	気象庁地震火山部長	平成 15 年 4 月～平成 16 年 3 月
平澤　朋郎	東北大学大学院理学研究科教授（委員長代理）	平成 7 年 8 月～平成 12 年 3 月
藤谷徳之助	気象庁地震火山部長	平成 14 年 4 月～平成 15 年 3 月
本谷　義信	北海道大学大学院理学研究科助教授	平成 13 年 5 月～平成 14 年 3 月
松田　時彦	西南学院大学文学部教授	平成 7 年 8 月～平成 14 年 3 月
宮崎　大和	（社）日本測量協会専務理事（委員長）	平成 7 年 8 月～平成 12 年 3 月
モリ・ジェームズ・ジロウ		
	京都大学防災研究所教授	平成 12 年 3 月～平成 16 年 3 月
森　　俊雄	気象庁地震火山部長	平成 10 年 4 月～平成 12 年 4 月
八島　邦夫	海上保安庁水路部企画課長	平成 12 年 4 月～平成 14 年 3 月
山崎　晴雄	首都大学東京都市環境学部教授	平成 14 年 3 月～

山本　孝二	気象庁地震火山部長	平成 8 年 4 月～平成 10 年 3 月
吉村　好光	国土地理院地理地殻活動研究センター長	平成 8 年 7 月～平成 11 年 3 月

地震調査委員会長期評価部会
（平成 7 年 12 月 13 日 設置）

部会長

島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 7 年 12 月～

委　員

安藤　雅孝	京都大学防災研究所教授	平成 7 年 12 月～平成 9 年 9 月
今給黎哲郎	国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室長	平成 17 年 4 月～
岩渕　　洋	海上保安庁海洋情報部技術・国際課課長補佐	平成 7 年 12 月～平成 15 年 3 月
加藤　照之	東京大学地震研究所教授	平成 13 年 10 月～
川瀬　　博	九州大学大学院人間環境学研究院教授	平成 14 年 6 月～平成 16 年 3 月
菊地　正幸	東京大学地震研究所教授	平成 14 年 3 月～平成 15 年 10 月
衣笠　善博	工業技術院地質調査所首席研究官	平成 7 年 12 月～平成 11 年 3 月
熊木　洋太	国土地理院地理地殻活動研究センター研究管理課長	平成 12 年 8 月～平成 15 年 3 月
杉山　雄一	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター長	平成 11 年 4 月～
多田　　堯	国土地理院地理地殻活動研究センター 地理地殻活動総括研究官	平成 7 年 12 月～平成 12 年 7 月
津沢　正晴	国土地理院地理地殻活動研究センター研究管理課長	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
都司　嘉宣	東京大学地震研究所助教授	平成 9 年 10 月～
中田　　高	広島工業大学環境学部教授	平成 13 年 4 月～
西澤あずさ	海上保安庁海洋情報部技術・国際課 海洋研究室上席研究官	平成 15 年 4 月～
橋本　　学	京都大学防災研究所教授	平成 9 年 10 月～平成 13 年 9 月
平澤　朋郎	（財）地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター所長	平成 7 年 12 月～
藤原　広行	（独）防災科学技術研究所特定プロジェクトセンター プロジェクトディレクター	平成 16 年 4 月～
前田　憲二	気象庁気象研究所地震火山研究部第四研究室長	平成 16 年 4 月～
松澤　　暢	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 16 年 4 月～
松田　時彦	西南学院大学文学部教授	平成 7 年 12 月～平成 14 年 2 月
松村　正三	（独）防災科学技術研究所 固体地球研究部門総括主任研究員	平成 7 年 12 月～
山崎　晴雄	首都大学東京都市環境学部教授	平成 14 年 3 月～
吉田　明夫	気象庁地磁気観測所長	平成 7 年 12 月～平成 16 年 3 月
米倉　伸之	東京大学名誉教授	平成 12 年 4 月～平成 13 年 3 月

地震調査委員会長期評価部会活断層分科会
（平成 8 年 2 月 27 日 設置 ～ 平成 13 年 6 月 27 日 解散）

主　査

松田　時彦	西南学院大学文学部教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月

委　員

池田　安隆	東京大学大学院理学系研究科助教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
伊藤　　潔	京都大学防災研究所助教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
岡田　篤正	京都大学大学院理学研究科教授	平成 8 年 4 月～平成 9 年 9 月
衣笠　善博	工業技術院地質調査所首席研究官	平成 8 年 4 月～平成 10 年 6 月
佐藤比呂志	東京大学地震研究所助教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
杉山　雄一	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター副センター長	平成 10 年 6 月～平成 13 年 6 月
鈴木　康弘	愛知県立大学情報科学部助教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
千田　　昇	大分大学教育福祉科学部教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
松澤　　暢	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月
山崎　晴雄	東京都立大学大学院理学研究科教授	平成 8 年 4 月～平成 13 年 6 月

地震調査委員会長期評価部会北日本分科会
（平成 8 年 6 月 6 日 設置 ～ 平成 11 年 1 月 13 日 解散）

主　査

平澤　朋郎	東北大学大学院理学研究科教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月

委　員

粟田　泰夫	工業技術院地質調査所地震地質部活断層研究室主任研究官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
今給黎哲郎	国土地理院地殻調査部観測解析課長	平成 9 年 4 月～平成 10 年 4 月
岩渕　　洋	海上保安庁水路部企画課地震調査官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
海野　徳仁	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
笠原　　稔	北海道大学大学院理学研究科教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
田中　和夫	弘前大学理学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
野越　三雄	秋田大学教育学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
橋本　　学	国土地理院地殻調査部観測解析課長	平成 8 年 7 月～平成 9 年 3 月
長谷見晶子	山形大学理学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
平川　一臣	北海道大学大学院地球環境科学研究科教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
平野　信一	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
前田　憲二	気象庁気象研究所地震火山研究部第二研究室主任研究官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
村上　　亮	国土地理院地理地殻活動研究センター地殻変動研究室長	平成 10 年 4 月～平成 11 年 1 月

地震調査委員会長期評価部会中日本分科会
（平成 8 年 6 月 6 日 設置 ～ 平成 11 年 1 月 13 日 解散）

主　査

島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月

委　員

池田　安隆	東京大学大学院理学系研究科助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
泉谷　恭男	信州大学工学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
伊藤　　潔	京都大学防災研究所助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
今泉　俊文	山梨大学教育学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
岩渕　　洋	海上保安庁水路部企画課地震調査官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
大井田　徹	名古屋大学理学部助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
川崎　一朗	富山大学理学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
杉山　雄一	工業技術院地質調査所地震地質部活断層研究室長	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
多田　　堯	国土地理院地理地殻活動研究センター 地理地殻活動総括研究官	平成 8 年 7 月～平成 10 年 4 月
佃　　為成	東京大学地震研究所助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
都司　嘉宣	東京大学地震研究所助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
野口　伸一	防災科学技術研究所地震調査研究センター 直下型地震調査研究室主任研究官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
吉川　澄夫	気象庁気象研究所地震火山研究部第三研究室長	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
古本　宗充	金沢大学理学部教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
村上　　亮	国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室長	平成 10 年 4 月～平成 11 年 1 月

地震調査委員会長期評価部会西日本分科会
（平成 8 年 6 月 6 日 設置 ～ 平成 11 年 1 月 13 日 解散）

主　査

安藤　雅孝	京都大学防災研究所教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月

委　員

石川　有三	気象庁気象研究所地震火山研究部第二研究室長	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
石橋　克彦	神戸大学都市安全研究センター教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
今給黎哲郎	国土地理院地殻調査部観測解析課長	平成 9 年 4 月～平成 10 年 4 月
岩渕　　洋	海上保安庁水路部企画課地震調査官	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
木村　昌三	高知大学理学部助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
後藤　和彦	鹿児島大学理学部助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
佐藤　忠信	京都大学防災研究所教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
清水　　洋	九州大学理学部附属島原地震火山観測所助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
佃　　栄吉	工業技術院地質調査所地震地質部変動解析研究室長	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
中村　正夫	東京大学地震研究所和歌山地震観測所助手	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
橋本　　学	国土地理院地殻調査部観測解析課長	平成 8 年 7 月～平成 9 年 3 月
林　　春男	京都大学防災研究所教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
前杢　英明	山口大学教育学部助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月
村上　　亮	国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室長	平成 10 年 4 月～平成 11 年 1 月
渡辺　邦彦	京都大学防災研究所助教授	平成 8 年 7 月～平成 11 年 1 月

地震調査委員会長期評価部会北日本活断層分科会
（平成 11 年 11 月 24 日 設置 ～ 平成 17 年 3 月 15 日 解散）

主　査		
東郷　正美	法政大学社会学部教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
委　員		
粟田　泰夫	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 断層活動モデル研究チーム長	平成 13 年 8 月～平成 17 年 3 月
勝俣　　啓	北海道大学大学院理学研究科助手	平成 16 年 4 月～平成 17 年 3 月
鈴木　康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
竹村　恵二	京都大学大学院理学研究科 附属地球熱学研究施設教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
佃　　栄吉	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター長	平成 12 年 3 月～平成 13 年 7 月
堤　　浩之	京都大学大学院理学研究科助教授	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
松澤　　暢	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 12 年 3 月～平成 16 年 3 月
山崎　晴雄	東京都立大学大学院理学研究科教授	平成 12 年 3 月～平成 14 年 2 月

地震調査委員会長期評価部会中日本活断層分科会
（平成 11 年 11 月 24 日 設置 ～ 平成 17 年 3 月 15 日 解散）

主　査		
中田　　高	広島大学大学院文学研究科教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
委　員		
池田　安隆	東京大学大学院理学系研究科助教授	平成 12 年 3 月～平成 15 年 3 月
後藤　秀昭	福島大学人間発達文化学類助教授	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
千田　　昇	大分大学教育福祉科学部教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
佃　　為成	東京大学地震研究所助教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
宮内　崇裕	千葉大学理学部助教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
吉岡　敏和	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 活断層調査研究チーム長	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月

地震調査委員会長期評価部会西日本活断層分科会
（平成 11 年 11 月 24 日 設置 ～ 平成 17 年 3 月 15 日 解散）

主　査		
佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
委　員		
米倉　伸之	東京大学名誉教授（主査）	平成 12 年 3 月～平成 13 年 3 月
伊藤　　潔	京都大学防災研究所教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
今泉　俊文	東北大学大学院理学研究科教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
奥村　晃史	広島大学大学院文学研究科教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月
下川　浩一	（独）産業技術総合研究所地質調査情報センター 地質調査企画室シニアリサーチャー	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
杉山　雄一	工業技術院地質調査所地震地質部活断層研究室長	平成 12 年 3 月～平成 13 年 3 月
渡辺　満久	東洋大学社会学部教授	平成 12 年 3 月～平成 17 年 3 月

地震調査委員会長期評価部会海溝型分科会
（平成 13 年 3 月 19 日 設置 ～ 平成 17 年 3 月 15 日 解散）

主　査

島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月

委　員

阿部　勝征	東京大学地震研究所教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
安藤　雅孝	名古屋大学大学院環境学研究科教授	平成 13 年 4 月～平成 15 年 3 月
今給黎哲郎	国土地理院地理地殻活動研究センター 地殻変動研究室長	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
海野　徳仁	東北大学大学院理学研究科教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
笠原　　稔	北海道大学大学院理学研究科教授	平成 13 年 4 月～平成 15 年 3 月
菊池　正幸	東京大学地震研究所教授	平成 13 年 4 月～平成 15 年 10 月
鷺谷　　威	名古屋大学大学院環境学研究科助教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
佐竹　健治	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 副センター長	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
谷岡勇市郎	北海道大学大学院理学研究科助教授	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
都司　嘉宣	東京大学地震研究所助教授	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
野口　伸一	（独）防災科学技術研究所固体地球研究部門 総括主任研究員	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
濱田　信生	気象庁気象研究所地震火山研究部長	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
矢吹哲一朗	海上保安庁海洋情報部海洋調査課課長補佐	平成 13 年 4 月～平成 17 年 3 月
吉岡　祥一	九州大学大学院理学研究院助教授	平成 13 年 10 月～平成 17 年 3 月

地震調査委員会長期評価部会活断層評価分科会
（平成 17 年 1 月 26 日 設置）

主　査

今泉　俊文	東北大学大学院理学研究科教授	平成 17 年 4 月～

委　員

奥村　晃史	広島大学大学院文学研究科教授	平成 17 年 4 月～
勝俣　　啓	北海道大学大学院理学研究科助手	平成 17 年 4 月～
後藤　秀昭	福島大学人間発達文化学類助教授	平成 17 年 4 月～
千田　　昇	大分大学教育福祉科学部教授	平成 17 年 4 月～
堤　　浩之	京都大学大学院理学研究科助教授	平成 17 年 4 月～
松浦　律子	（財）地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター主任研究員	平成 17 年 4 月～
宮内　崇裕	千葉大学理学部助教授	平成 17 年 4 月～
宮下由香里	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 活断層調査研究チーム研究員	平成 17 年 4 月～

地震調査委員会長期評価部会活断層評価手法等検討分科会
（平成 17 年 1 月 26 日 設置）

主　査

島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 17 年 4 月～

委　員

今泉　俊文	東北大学大学院理学研究科教授	平成 17 年 4 月～
宇根　　寛	国土地理院地理地殻活動研究センター研究管理課長	平成 17 年 4 月～
隈元　　崇	岡山大学理学部助教授	平成 17 年 4 月～
後藤　秀昭	福島大学人間発達文化学類助教授	平成 17 年 4 月～
佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授	平成 17 年 4 月～
鈴木　康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授	平成 17 年 4 月～
遠田　晋次	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 地震テクトニクス研究チーム主任研究員	平成 17 年 4 月～
林　　豊	気象庁気象研究所地震火山研究部第 1 研究室研究官	平成 17 年 4 月～
藤原　広行	（独）防災科学技術研究所特定プロジェクトセンター プロジェクトディレクター	平成 17 年 4 月～
松澤　　暢	東北大学大学院理学研究科助教授	平成 17 年 4 月～

地震調査委員会長期評価部会長期確率評価手法検討分科会
（平成 9 年 11 月 21 日 設置 ～ 平成 13 年 6 月 27 日 解散）

主　査

島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月

委　員

今給黎哲郎	国土地理院測地部測地技術調整官	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
井元政二郎	（独）防災科学技術研究所固体地球研究部門 総括主任研究員	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
尾形　良彦	文部科学省統計数理研究所教授	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
隈元　　崇	岡山大学理学部助教授	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
佐竹　健治	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター 地震被害予測研究チーム長	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
鈴木　康弘	愛知県立大学情報科学部助教授	平成 9 年 12 月～平成 13 年 6 月
西出　則武	気象庁地震火山部管理課地震情報企画官	平成 11 年 4 月～平成 13 年 6 月
森　　滋男	気象庁地震火山部管理課地震情報企画官	平成 9 年 12 月～平成 11 年 3 月

地震調査委員会強震動評価部会
（平成 11 年 8 月 25 日 設置）

部会長

入倉孝次郎	愛知工業大学客員教授	平成 11 年 10 月～

委　員

伊藤　久男	（独）産業技術総合研究所地球科学情報研究部門 地震発生過程研究グループ主任研究員	平成 11 年 10 月～平成 13 年 5 月
川島　一彦	東京工業大学大学院理工学研究科教授	平成 11 年 10 月～
菊地　正幸	東京大学地震研究所教授	平成 11 年 10 月～平成 15 年 10 月
木下　繁夫	（独）防災科学技術研究所 防災基盤科学技術研究部門長	平成 11 年 10 月～平成 14 年 9 月
工藤　一嘉	東京大学地震研究所助教授	平成 11 年 10 月～
久保　哲夫	東京大学大学院工学系研究科教授	平成 11 年 10 月～
纐纈　一起	東京大学地震研究所教授	平成 17 年 4 月～
笹谷　　努	北海道大学大学院理学研究科助教授	平成 11 年 10 月～
佐藤　清隆	（財）電力中央研究所地球工学研究所 地震工学領域リーダー	平成 15 年 4 月～
島崎　邦彦	東京大学地震研究所教授	平成 11 年 10 月～平成 15 年 10 月
杉山　雄一	（独）産業技術総合研究所活断層研究センター長	平成 13 年 6 月～
高橋　道夫	気象庁地震火山部地震津波監視課長	平成 13 年 4 月～平成 15 年 3 月
中川　康一	大阪市立大学大学院理学研究科教授	平成 11 年 10 月～
西出　則武	気象庁地震火山部地震津波監視課長	平成 15 年 4 月～平成 16 年 3 月
鉢嶺　　猛	気象庁地震火山部津波監視課長	平成 17 年 10 月～
平田　和太	（財）電力中央研究所我孫子研究所上席研究員	平成 11 年 10 月～平成 15 年 3 月
藤原　広行	（独）防災科学技術研究所特定プロジェクトセンター プロジェクトディレクター	平成 14 年 10 月～
古屋　逸夫	気象庁地震火山部地震津波監視課長	平成 11 年 10 月～平成 13 年 3 月
翠川　三郎	東京工業大学大学院総合理工学研究科教授	平成 11 年 10 月～
山本　雅博	気象庁地震火山部地震津波監視課長	平成 16 年 4 月～平成 17 年 9 月

地震調査委員会強震動評価部会強震動予測手法検討分科会
（平成 11 年 11 月 16 日 設置）

主 査

入倉孝次郎	愛知工業大学客員教授	平成 11 年 11 月～

委 員

石川　　裕	清水建設株式会社技術研究所計画技術グループ長	平成 17 年 4 月～
岩田　知孝	京都大学防災研究所教授	平成 11 年 11 月～
片岡正次郎	国土交通省国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センター 地震防災研究室主任研究官	平成 15 年 4 月～
勝間田明男	気象庁気象大学校講師	平成 15 年 4 月～平成 17 年 3 月
釜江　克宏	京都大学原子炉実験所教授	平成 11 年 11 月～
川瀬　　博	九州大学大学院人間環境学研究院教授	平成 11 年 11 月～
隈元　　崇	岡山大学理学部助教授	平成 11 年 11 月～
纐纈　一起	東京大学地震研究所教授	平成 11 年 11 月～
高田　毅士	東京大学大学院工学系研究科教授	平成 17 年 4 月～
能島　暢呂	岐阜大学工学部社会基盤工学科助教授	平成 17 年 4 月～

東　　貞成	（独）電力中央研究所地球工学研究所上席研究員	平成 17 年 4 月 ～
藤原　広行	（独）防災科学技術研究所特定プロジェクトセンター プロジェクトディレクター	平成 11 年 11 月～
干場　充之	気象庁地震火山部地震津波監視課 精密地震観測室主任研究官	平成 11 年 11 月～平成 15 年 3 月
三宅　弘恵	東京大学地震研究所助手	平成 17 年 9 月～
モリ・ジェームズ・ジロウ	京都大学防災研究所教授	平成 11 年 11 月～
横井　俊明	（独）建築研究所国際地震工学センター上席研究員	平成 11 年 11 月～
横倉　隆伸	（独）産業技術総合研究所地質情報研究部門 地殻構造研究グループ主任研究員	平成 11 年 11 月～
吉田　康宏	気象庁気象研究所地震火山研究部 第二研究室主任研究官	平成 17 年 4 月～

地震調査委員会強震動評価部会地下構造モデル検討分科会
（平成 17 年 1 月 26 日 設置）

主　査

纐纈　一起	東京大学地震研究所教授	平成 17 年 4 月～

委　員

井合　　進	京都大学防災研究所教授	平成 17 年 4 月～
岩田　知孝	京都大学防災研究所教授	平成 17 年 4 月～
勝間田明男	気象庁気象研究所地震火山研究部第二研究室長	平成 17 年 4 月～
金田　義行	（独）海洋研究開発機構地球内部変動研究センター プレート挙動解析研究プログラムディレクター	平成 17 年 4 月～
佐藤比呂志	東京大学地震研究所教授	平成 17 年 4 月～
東　　貞成	（財）電力中央研究所地球工学研究所上席研究員	平成 17 年 4 月～
福和　伸夫	名古屋大学大学院環境学研究科教授	平成 17 年 4 月～
藤原　広行	（独）防災科学技術研究所特定プロジェクトセンター プロジェクトディレクター	平成 17 年 4 月～
松岡　昌志	（独）防災科学技術研究所地震防災フロンティア研究 センターチームリーダー	平成 17 年 4 月～
山中　浩明	東京工業大学大学院総合理工学研究科助教授	平成 17 年 4 月～
横倉　隆伸	（独）産業技術総合研究所地質情報研究部門 地殻構造研究グループ主任研究員	平成 17 年 4 月～

地震調査委員会余震確率評価手法検討小委員会
（平成 9 年 6 月 11 日 設置 ～ 平成 10 年 4 月 8 日 解散）

主　査

阿部　勝征	東京大学地震研究所教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月

委　員

宇津　徳治	東京大学名誉教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月
尾形　良彦	文部省統計数理研究所教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月
纐纈　一起	東京大学地震研究所助教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月
廣井　　脩	東京大学社会情報研究所教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月
吉井　博明	文教大学情報学部教授	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月
吉田　明夫	気象庁地震火山部地震予知情報課長	平成 9 年 6 月～平成 10 年 4 月