

宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)

平成 14 年 10 月 15 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
強震動評価部会

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)において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、このため、強震動予測手法の高度化を推進することを項目の一つとして挙げた。

これを受け、地震調査委員会は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を念頭におきつつ、強震動の評価手法として「詳細法」(ハイブリッドシミュレーション^{*1}の手法を用いた精密な強震動評価方法)について検討するとともに、それを用いた強震動評価を行うこととした。地震調査委員会強震動評価部会はその一環として、海溝型地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は「南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)」(平成 13 年 12 月 7 日)として公表した。今回、この手法を基に、「海溝型地震の強震動評価のレシピ^{*2}」(以下「レシピ」という)をまとめ、これにそって宮城県沖地震の強震動評価を行い取りまとめたので報告する。

この報告は地震調査委員会長期評価部会がとりまとめた「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」(本報告に添付)を踏まえて検討した。また、今回の評価は、「全国を概観した地震動予測地図」を念頭においたレシピに基づいた評価であり、今後、過去の宮城県沖地震の観測波形をより再現した評価手法の検討を行う予定であるため、中間報告として位置付けた。

なお、今回行った「詳細法」による評価は、工学的基盤までの地震動評価については現在までに得られている最新の知見を用いて行ったものである。浅層地盤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た。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良い推定には限界があることから、評価結果である地震動の数値は誤差を含んでいる。個別地域の防災対策の検討を行うにあたっては、この点に留意するとともに、地域の詳細な浅層地盤データに基づいてその影響を別途考慮する必要がある。

*1 「ハイブリッドシミュレーションの手法」とは、「ハイブリッド合成法」とも呼ばれ、地震災害発生に係わりの深い周波数をすべてカバーした地震波形を予想する方法である(地震調査委員会強震動評価部会, 2001「糸魚川―静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法(中間報告)」参照)。

*2 強震動評価において、震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の手法や設定にあたっての考え方をまとめたものをここでは「レシピ」と呼ぶ。

宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）

地震調査委員会強震動評価部会は、海溝型地震に適用する強震動予測手法について検討を進め、その成果は「南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会、2001b）として公表した。また、宮城県沖地震に関して地震調査委員会は、「宮城県沖地震の長期評価」（地震調査委員会、2000；以下「長期評価」という。）、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」（地震調査委員会長期評価部会、2002；以下「形状評価」という。）としてとりまとめてきた。

今回、「南海トラフを想定した地震の強震動評価手法について（中間報告）」で示した評価手法をさらに発展させ、上記した宮城県沖地震の評価結果を踏まえて強震動評価を行ったので以下に報告する。また、今回の評価は、「全国を概観した地震動予測地図」を念頭においた評価手法に基づいた評価であり、今後、過去の宮城県沖地震の観測波形をより再現した評価手法の検討を行う予定であるため、中間報告として位置付けた。

1 想定される震源断層

宮城県沖地震は、東北地方の陸側のプレートの下へ太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生する地震である。「長期評価」および「形状評価」の結果では、将来の活動について陸寄りの海域に想定される震源域だけが破壊する（ずれる）ことによって発生する地震の場合（以下「単独の場合」という。）と、陸寄りの震源域及び日本海溝寄りに想定される震源域が連動して発生する地震の場合（以下「連動した場合」という。）とが考えられるが、次の活動が「単独の場合」となるか「連動した場合」となるかは現状では判断できないとしている。したがって、本評価では「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 1-1、1-2 参照）。

このうち「単独の場合」の震源域は「形状評価」によると、近年の微小地震活動の分布、海底構造調査、1978年及び1936年の地震の断層モデル（特にアスペリティ分布）等から総合的に判断して、領域 A1 又は A2 のどちらかとなるとされている。このため、A1 又は A2 の領域がそれぞれ震源域となるケースを想定した。また、「単独の場合」では震源断層の中で特に地震波が強く出る領域（アスペリティ）を過去の地震の観測記録（A1:1978年の地震、A2:1936年の地震）を基に推定し、破壊開始点は震源より推定した（図 2 参照）。

「連動した場合」の震源域は「形状評価」によると、近年の微小地震の分布、1793年の地震の断層モデル等から総合的に判断して、領域 A（A1 と A2 を合わせた領域）の範囲内及び領域 B となるとしているため、A1、A2 の領域及び B の領域が震源域となるケースを想定した。なお、「連動した場合」では、過去の観測記録等アスペリティ分布を推定するための資料が得られないため、アスペリティは想定しなかった。

これら設定した震源特性は表 1 のとおりである。

2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり次第に減衰していく。しかし、地震基盤（地下数 km の深さに分布する堅固な岩盤）より上の堆積層の影響（深い地盤構造）もしくは地表付近に分布する軟弱層のごく地域的な影響（浅い

地盤構造)により増幅される。このため、宮城県沖地震の震源断層を含む強震動評価を行うエリアの地下構造を既存の地下探査データ等により評価した。評価結果によると、深い構造における地震基盤までの深さは、宮城県北部で深くなり最も深いところで2 kmを超える(図3参照)。また、浅い地盤構造の影響については、地盤調査データが乏しいことから地形分類に基づいて概略評価している。これにより求めた最大地動の増幅率の高い地域は宮城県北部の旧北上川下流域と仙台市周辺に分布する(図4参照)。

3 予想される強震動

1と2で設定した震源断層と地下構造の評価結果に基づき、宮城県を中心にして約1kmメッシュで「単独の場合」および「連動した場合」における強震動予測を行った。

「単独の場合」の領域A1とA2を震源域としたケースについてそれぞれ「詳細法」(説明5章参照)により各メッシュの強震動予測を行った結果を図5に示した。A1を震源域としたケースでは、震源域に最も近い牡鹿半島、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弱を示す結果となった。一方、比較的南に位置する領域A2を震源域としたケースでは、仙台平野において震度6弱を示すメッシュが多い。上記のそれぞれの強震動予測結果(A1とA2)のうち大きいほうを採用した震度分布図を参考として図6に示した。

「連動した場合」については、アスペリティ等の微視的パラメータを設定するための情報が無いため、また、より広範囲のおおまかな震度分布を求めることを目的として、「簡便法」(説明5章参照)を用いた(図7)。「連動した場合」では、マグニチュードが「単独の場合」よりも0.6程度大きい設定となっており、「単独の場合」よりも広い範囲において震度6弱以上を示す結果となった。

予測結果の検証は、過去の地震の震度分布との比較で行った。1978年と1936年の宮城県沖地震の観測震度を図5のそれぞれ対応する震度予測結果図に記入した。この比較によると予測結果は、概ね観測記録に調和的である。観測波形記録が得られている1978年宮城県沖地震については、今後、観測波形をより再現した評価手法の検討を行う予定である。

4 今後に向けて

今後に向けて、以下の点が主な課題である。

- ・ 今回の強震動評価では、それぞれのケースについて過去の震度分布と評価結果が概ね調和することで予測結果の検証とした。1978年宮城県沖地震については、いくつかの地点で観測記録が得られており、これらの観測波形についてもよりよく説明できる強震動を予測することが今後の課題である。
- ・ 震源特性については、強震動評価結果に大きな影響を与えるアスペリティの位置等確定的に定められないものが多い。宮城県沖地震については、重点的調査観測が計画されており、この成果等により今後、アスペリティ位置等の震源特性についての地震学的解明が進めば、その研究成果を取り入れた震源特性の設定方法を検討することが重要である。
- ・ 強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデルが必要となる。今後、仙台平野において地下構造調査が行われるが、その調査結果より新たな知見が得られた場合には、地下構造モデルについての再検討が必要となる。

宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）

（説明）

1. 宮城県沖地震の強震動評価に関するこれまでの主な調査研究

地震調査委員会強震動評価部会(2001a, 2001b)は強震動評価手法について、①「震源の特性を評価する手法」、②「地下構造モデルの設定手法」、③「強震動計算手法」、及び④「予測結果の検証手法」の4つの要素手法を示している。海溝型地震の強震動評価に係わる代表的な調査研究については地震調査委員会強震動評価部会(2001b)に既に示しているため、ここでは、特に宮城県沖地震の強震動評価に係わるこれまでの主な調査研究について述べる。

宮城県沖地震の震源特性の評価に係わる調査研究として、巨視的な震源特性については地震調査委員会長期評価部会(2002)、微視的な震源特性については、三陸沖から福島沖までのアスペリティ位置を推定した菊地・山中(2001)がある。

宮城県沖地震の震源断層周辺の地下構造モデルに係わる調査研究として、三次元モデル作成の基礎となる重力データについては工業技術院地質調査所(2000)、東北日本におけるプレート沈み込みの大構造については三浦・他(2001)等、仙台平野周辺の地下構造関連でボーリングのP S検層についてはKiK-netのデータ、微動探査については佐藤・他(1998)、古村・他(2002)、海域については工業技術院地質調査所(2001)による音波探査のデータベース、といった調査研究がある。

宮城県沖地震の強震動評価を行うための強震動計算手法に係わる調査研究として、佐藤・他(1994b)、佐藤・他(1994c)による仙台地域の統計的スペクトル特性を推定した調査研究がある。

宮城県沖地震の強震動予測結果の検証に係わる調査研究としては、気象庁(1983)による1936年、1978年の宮城県沖地震の震度分布がある。

2. 宮城県沖地震強震動評価の概要

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動評価の概要として、評価全体の流れについてまず説明し、強震動評価の対象となる震源域、評価地点および評価項目について記述する。

2.1 評価全体の流れ

宮城県沖地震の強震動評価全体の流れを以下に示す。図8には作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 「長期評価」より、「単独の場合」「連動した場合」の2つのタイプを想定地震とした。さらに、「形状評価」によると、「単独の場合」はA1、A2の震源域のいずれかで発生するとしているため、2つの震源域の地震を想定した。
- ② 「単独の場合」については、1978年の宮城県沖地震で観測された波形データ等が参照できるため、微視的震源特性を評価して特性化震源モデルを設定した。
- ③ 震源域周辺の三次元地盤構造モデルは、工業技術院地質調査所(2000)の重力データを基に既存の探査データを利用して作成し、浅い地盤構造モデルは国土数値情報(国土庁国土地理院, 1987)を基に作成した。また別途、ボーリングデータも収集した。
- ④ 「単独の場合」については、上記のとおり設定した特性化震源モデルおよび三次元地盤構造モデルより、「詳細法」(5章を参照)を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ ④の強震動評価結果(震源域をA1とした計算波形)と観測波形(1978年の宮城県沖地震)とを比較したところ、計算波形の振幅が小さい等、観測波形と調和的でない判断され、微視的震源特性が見直された。見直された震源特性パラメータにより再計算された結果では、依然として観測波形の特徴であるパルスの再現ができていないが、擬似速度応答スペクトルで比較すると観測波形との調和性において改善が見られたため、この結果をもって「詳細法」による強震動評価結果(試算値)とした。

- ⑥ 「連動した場合」の強震動評価については、アスペリティなどの微視的震源特性を設定するための情報が無いこと、および断層規模の増大に伴い評価範囲を広くする必要があったことより、「簡便法」（5章を参照）を用いた。

次章以降では上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録に添付した「海溝型地震の強震動評価のレシピ」（以下、「レシピ」という。）に基づいており、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述する。

2.2 強震動評価の対象とする震源域

宮城県沖地震を想定した強震動評価の対象とする震源域としては、「形状評価」に基づいて以下に示す「単独の場合」2つと「連動した場合」1つを想定した。それらの震源域の平面図を図1-1、断面図を図1-2に示した。

「単独の場合」 A1(M7.5)

A2(M7.4)

「連動した場合」 A1+A2+B(M8.0前後)

なお「形状評価」では、「連動した場合」の震源域は、A1+B、A2+B、A1+A2+Bのいずれかになると想定されているが、本報告ではその中で最も大きな地震動が予測されるA1+A2+Bを選択した。

2.3 評価地点

本報告における強震動の評価範囲としては、「詳細法」による評価範囲と「簡便法」による評価範囲の2つを設定した。このうち「詳細法」による強震動計算については、計算範囲の広さ（ボリューム）と最大周波数との積であらわされる「計算量」に限りがある。ここでは、理論的に計算できる下限周期を短くすることを優先し、震源域A1、A2ごとに下記のとおり評価範囲を設定し、評価地点は、同範囲内の900mメッシュの中心点とした（図9）。さらに、上記の評価地域の範囲で収集したボーリング地点（図10、約2千地点）においては、浅い地盤の非線形特性を考慮した1次元地盤構造モデルを利用してより詳細な強震動評価を行った。

A1：北緯 38° 00′ ～ 38° 45′

東経140° 40′ ～142° 40′

A2：北緯 37° 45′ ～ 38° 30′

東経140° 40′ ～142° 40′

「簡便法」による評価範囲は、「連動した場合」で震度6弱以上の揺れに見舞われると予測される地域を含む範囲とし、評価地点としては、

北緯 37° 00′ ～ 39° 10′

東経140° 10′ ～142° 00′

の範囲にある約1kmメッシュの中心点（約5万地点）とした（図9）。

2.4 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、下記のとおり。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（4章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 地表の最大速度および震度

「簡便法」

- 工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ 相当：4章参照）上の最大速度
- 地表の最大速度および震度

なお、時刻歴波形からは地震動のあらゆる指標（最大加速度、最大速度、震度、スペクトル等）が計算可能である。また、ボーリング情報のある地点については、「詳細法」において応答計算を行い、地表上の時刻歴波形も計算した。ただし、この結果については複数の地域、想定地震における計算結果を集めた上での議論を要する等、検討すべき課題が多いことよりここでは報告しない。

3. 宮城県沖地震の震源特性の設定

ここでは、海溝型地震の震源特性の設定の流れ（図1-1）に沿って、宮城県沖地震の震源特性を評価した内容について、震源特性の対象ごとに説明する。前述したように、宮城県沖地震は「単独の場合」と「連動した場合」の2つのタイプが想定され、かつ単独の場合はA1、A2の震源域のいずれかで発生するとしているため、「単独の場合」としてA1、A2の震源域で発生した地震、「連動した場合」としてA1+A2+Bの震源域で発生した地震、の3つの地震を想定した。これらの震源特性のパラメータについては、表2にまとめて一覧にし、図2には単独の場合の震源域、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。

なお計算結果の検証を経て微視的震源特性パラメータは、対象とした地震の観測結果と計算結果が調和するように修正された（6章参照）。表2を含め以下、最初の設定をケース1、微視的パラメータ見直し後の設定をケース2として説明する。

3.1 巨視的震源特性

宮城県沖地震の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、平均応力降下量・地震モーメント・平均すべり量の設定について以下説明する。

○地震モーメント M_0

「単独の場合」については、海溝型地震では気象庁マグニチュード M_j とモーメントマグニチュード M_w がほぼ等しいと仮定し、「形状評価」で各震源域について想定されている気象庁マグニチュード M_j から M_w を設定し、 $M_0(N \cdot m = 10^7 \text{ dyne} \cdot \text{cm})$ と M_w の定義式から M_0 を算定した。

$$\text{Log } M_0 = 1.5M_w + 9.1 \quad \text{—————(1)}$$

なお、「連動した場合」については、まず「形状評価」で想定されているA1+A2+Bの震源域の面積から宇津(2001)による気象庁マグニチュード M_j と震源面積 S の経験式を用いて M_j を算定した。

$$\text{Log } S \text{ (km}^2\text{)} = M_j - 4.0 \quad \text{————— (2)}$$

地震モーメント M_0 は、 M_w に上記 M_j の値をそのまま用いて求めた。

○震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さは、「形状評価」に基づき、下記のようにして設定した。

- ① 位置について単独の場合では菊地・山中(2001)による1978年、1936年の宮城県沖地震のすべり分布をそれぞれ参照して、A1とA2の震源域を設定した。「連動した場合」の震源域Bについては、羽鳥(1976)による1897年に発生した海溝寄りの地震の波源域を基に設定した。
- ② 震源断層の面積 S は各地震で想定されている地震モーメント M_0 より震源断層全体の平均応力降下量を3.0MPaとした場合のKanamori and Anderson(1975)の M_0 - S の関係式[レシピ(1)式参照]により想定した。なお、「形状評価」では、宇津(2001)による M_j - S の式を用いて震源面積を算定しているが、この式は震源断層全体の平均応力降下量が3.0MPaとした場合のKanamori and Anderson(1975)の M_0 - S の関係式と同等であることを確認している。
- ③ 形状については、設定した面積を基に「単独の場合」の震源域(A1,A2)はアスペリティを含む楕円に近い形、「連動した場合」の海溝寄りの震源域(B)は、矩形とした。
- ④ 傾斜角・深さについては、それぞれの地震の震源域に対応する三浦・他(2001)による陸のプレートとフィリピン海プレートとの境界面に合わせるように設定した。

○平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源

断層の面積 S を用いて推定した[レシピ(2)式参照]。

3.2 微視的震源特性

宮城県沖地震の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・平均応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力の設定について以下に説明する。

なお、微視的震源特性を評価するのは、「単独の場合」だけである。「連動した場合」については、微視的震源特性を評価するのに十分なデータが無いことより、巨視的震源特性のみで強震動評価を行う。

また、前記のとおり、微視的パラメータは見直されており、見直し前の設定をケース1、見直し後の設定をケース2として説明する。

○アスペリティの数・位置

ケース1において、アスペリティの数は、A1に2つ、A2に1つ設定した。そのアスペリティの位置は、A1では菊地・山中(2001)による1978年宮城県沖地震のすべり分布より、想定震源域の西端近く(第1アスペリティ)および東端近く(第2アスペリティ)に設置した。A2では、同じく菊地・山中(2001)による1936年宮城県沖地震のすべり分布より、想定震源域の中心近くに設置した。

ケース2においては、計算結果と比較する観測波形が得られている仙台地域の計算波形の振幅が大きくなることを期待して、Seno et al.(1980)やIida and Hakuno(1984)の研究成果に基づき、破壊開始点付近にアスペリティを追加した(第3アスペリティ)。

○短周期レベルA

A1については、1978年宮城県沖地震の観測記録を利用して短周期レベルA ($N \cdot m/s^2$; 短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル) を求めた。具体的には、東北大学と塩竈工事事務所における強震記録のフーリエスペクトルに対して佐藤・他(1994b)によるサイト特性とQ値を用いて0.2Hz~4Hzでフィッティングするような加速度震源スペクトルを推定し、短周期レベルを見積もった。この結果、壇・他(2001)の経験式より推定した平均的な値より約2倍程度大きくなった(図12)。ただし、この値は、太平洋岸の海溝型地震の M_0 -短周期レベルAの関係(加藤・他, 1998; 佐藤・他, 2000; 佐藤・巽, 2002)のばらつきの範囲内にある。

A2については、1936年宮城県沖地震の観測波形記録が無いことより直接短周期レベルを推定することはできない。そこで、A1で求められた M_0 -短周期レベルの関係をj用いてA2の短周期レベルを求めた(以上ケース1)。

また、ケース2においては、短周期地震波を多く放出したと考えられる破壊開始点からの距離により、短周期レベルを推定し直した。この際、経験的地盤増幅率が求められている東北大学での1978年宮城県沖地震の観測記録をj用いた(A1)。この結果短周期レベルは、壇・他(2001)の経験式より推定した平均的な値より約4倍程度大きくなった。

○アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期レベルから求めた。アスペリティが複数存在する場合でも、便宜的に等価な半径の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[レシピ(3)~(6)式参照]。

この結果によると、アスペリティの総面積 S_a は、震源断層の総面積 S に対して、ケース1で約10%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、海溝型地震では約35%という成果(石井・他, 2000)が得られている。また、地震調査委員会強震動評価部会(2001b)では南海トラフで発生する地震に対して、ケースによって30%、15%の値を設定している。本報告における震源断層の面積に対するアスペリティの面積比は、これらの値と比較すると小さい。

なおケース2においては、レシピに従い(1-2 微視的震源特性 (2) アスペリティの面積)、アスペリティの面積を観測記録に調和しかつ震源断層の総面積とアスペリティの面積の関係において上記の過去の成果と比べ極端に小さくならないよう設定した。

○アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果(石井・他, 2000)を基に震源断層全体の平均すべり量 D の2倍とした。

これにより、平均応力降下量が全てのアスペリティで等しいと仮定する考え方に基づき、各アスペリティのすべり量および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(7)~(11)式参照]。

一方、この海域で想定される最大すべり量は、カップリングレートを1.0とするとプレートの相対運動速度(8cm/yr)と最長活動間隔(42.4年)から339cmと求めることができる。この値は、A1、A2の第1アスペリティの平均すべり量(330cm、266cm)を上回ることであり、アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は妥当と考えることができる。

○アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力および背景領域の実効応力は、アスペリティの総面積と面積が等しい1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(12)~(13)式参照]。その際、震源断層の幅については、震源域の形状を参照してA1を45km、A2を48kmと設定した。

なお、ケース2については、アスペリティの実効応力を短周期レベルから求めた[レシピ(6)式]。

○ f_{max}

f_{max} の値は、主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値である13.5Hz(佐藤・他, 1994b)に設定した。

○すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(14)~(17)式参照]。

3.3 その他の震源特性

宮城県沖地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下説明する。ただし、連動した場合は既に述べたように巨視的震源特性のみのパラメータを用いて強震動評価を行うため、その他の震源特性の設定は行わない。

○破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置については、過去の地震の震源位置に設定することが妥当とされることから、A1では1978年の宮城県沖地震、A2では1936年の宮城県沖地震の震源位置を破壊開始点とした(図2)

○破壊伝播様式

破壊は、破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に広がるものとした。

○破壊伝播速度

Yamanaka and Kikuchi(2002)のインバージョンに用いられた値である3.0km/sに設定した。

3.4 震源モデル

「詳細法」に用いる震源モデルは、想定した震源域が太平洋プレート上の不整形な面であることから、震源断層を約4km×4kmの要素メッシュに分割し、それらをプレート面に沿わせる形で想定震源域に配置した。

4. 地下構造モデルの設定

宮城県沖地震を想定した強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を

- ① 地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤($V_s=3,000\text{m/s}$ 相当層)までの大構造。
- ② 地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下、深い地盤構造という)。
- ③ 地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、浅い

地盤構造という)

の3つに分けて設定を行った。このうち、①と②は「詳細法」の計算において用いられ、③については、「詳細法」「簡便法」の両方で用いられる。

なお、本報告において工学的基盤は二通りに定義されているが、これについては「4.2深い構造」において説明する。

4.1 上部マントルから地震基盤までの大構造（伝播経路）

三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元速度構造モデルの設定を行った(図13)。ただし、半経験的方法[レシピ参照]のためのモデルとしては、減衰特性(Q値)のみを考慮し、下式に示したように仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1.0\text{Hz}) \quad \text{—————} \quad (3)$$
$$Q=110 \quad (f < 1.0\text{Hz})$$

ここで、f: 周波数(Hz)

4.2 深い地盤構造（地震基盤～「詳細法工学的基盤」）

深い地盤構造モデルの設定については、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が概ね同様と想定されるケース」に相当するものとして、その考え方に基づいて設定を行った。

具体的には以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 重力データの既存資料（工業技術院地質調査所，2000）から解析範囲のブーゲー異常分布を抽出した（図14上段）。
- ② ①のデータから、フィルター処理（カットオフ波長約100km）によりプレートやモホ面などといった対象よりもさらに深い構造に起因すると考えられる非常に長い成分の波長（「長波長成分」という）（図14中段）を除去し、対象とする地震基盤およびその上位層に対応すると考えられる残差重力成分（図14下段）を抽出した。
- ③ ②で得られた残差重力値とS波速度構造との相関関係を導く。即ち、評価地域では過去の堆積環境は概ね同様であり、残差重力値と各層の深度が概ね比例すると仮定して、評価地域において調査されているボーリングデータ(一部のKiK-net観測点のデータを利用)および音波探査・微動探査より推定されたS波構造の深度と残差重力値との相関関係を設定した。評価地域では深い地盤構造モデルとして既存の調査から、 $V_s=700\text{m/s} \sim 1,000\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,500\text{m/s} \sim 2,000\text{m/s}$ 層、 $V_s \geq 3,000\text{m/s}$ 層の上面深度を推定した。この結果、地域（内陸部、海域2地域）によって相関関係が異なることが確認できたため、データを基に地域ごとに回帰直線を設定した（図15）。

なお、海域のデータについては、 $V_s=700\text{m/s} \sim 1,000\text{m/s}$ 層に対応するデータが得られなかったため、この層の相関関係としては便宜的に宮城県内陸部のものを利用した。

- ④ ③で設定した地域別の回帰直線はそのまま適用すると、地域の境界部に不連続が生じるため、③の回帰式に用いた地点の位置情報に基づいて、回帰式の係数を次式を用いて空間的に補間し、面的な地点における回帰式を設定した。

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n (Z_i/h_i^\beta)}{\sum_{i=1}^n (1/h_i^\beta)} \quad \text{—————} \quad (4)$$

ここでZは、当該地点の回帰式の係数（補間値）、 Z_i は回帰式の基礎データに用いたi地点の係数（③の係数の値）、 h_i は当該地点とi地点の距離、 β は重み付けの値（2を用いた）。

- ⑤ ④で作成した面的な地点の回帰式を基に、その地点の各層の上面深度を推定し、その結果から評価地域の三次元構造を作成した。

以上により推定した震源域周辺の $V_s=700\text{m/s} \sim 1,000\text{m/s}$ 層、 $V_s=1,500\text{m/s} \sim 2,000\text{m/s}$ 層、 $V_s \geq 3,000\text{m/s}$ 層の上面深度を図3に示す。

なお、この深い地盤（三次元構造）の上面のS波速度は700m/sであるが、この上位に $V_s=400\text{m/s}$

の速度層を設定しているところ（メッシュ）がある。本報告では、 $V_s=400\text{m/s}$ の層があるところではその層、そのほかのところでは三次元地盤構造モデルの最上位層（ $V_s=700\text{m/s}$ ）を連続しているとみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した。一方、「簡便法」においては、この深い構造は用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002)による「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」の中の「工学的基盤」と同義である。

4.3 浅い地盤構造（工学的基盤～地表）

浅い地盤構造は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の上に分布するという前提でレシピの中の「面的な評価によるモデル化の方法」に基づいて設定を行った。即ち、国土数値情報(国土庁国土地理院, 1987)を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した（図4）[レシピ(19)～(20)式参照]。

5. 強震動計算方法

本報告で用いた強震動予測手法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地盤構造モデルの影響を取り入れてハイブリッド合成法を用いて地震波形を求める「詳細法」と過去のデータを基に、最大速度をマグニチュードと距離の経験式で算定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

5.1 「詳細法」

○三次元地盤構造モデル上面における波形計算

4章で述べた地下構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地盤構造モデル（深い地盤構造）を用いて三次元地盤構造モデル上面における波形をハイブリッド合成法により求める。ハイブリッド合成法は、長周期成分を理論的方法（Pitarka, 1999）による不等間隔格子有限差分法）、短周期成分を統計的グリーン関数法（佐藤・他, 1994c）によりそれぞれ計算し、接続周期付近でフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上でそれらを合成し広帯域地震動を評価する方法である。合成の接続周期は約1.5秒とした。また、波形は詳細法評価範囲（図9）における900mメッシュそれぞれの中心点で求めた。

○「詳細法工学的基盤」における波形計算

三次元地盤構造の上面のS波速度（ V_s ）は700m/sであるが、この三次元地盤構造の上面の上位に $V_s=400\text{m/s}$ に至る速度層を設定しているところ（メッシュ）がある。これについては、上記三次元モデル上面の波形を入力波形とし、1次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=400\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本報告では、 $V_s=400\text{m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは700m/sの層における波形を「詳細法工学基盤」における波形（強震動評価結果）とした。

○地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、（ボーリング情報のある地点を除き）一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(400m/sまたは700m/s)、及び4章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(20)式より求めた。各メッシュにおける「詳細法工学的基盤」における波形の最大速度を読み取り、これに求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

計算された地表最大速度より、次に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係

式を用いて、計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad \text{————— (5)}$$

I：計測震度 PGV：地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)ではI=0～7の式とI=4～7の2つの式が提示されているが、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要なことよりここではI=4～7の式を採用した。

5.2 「簡便法」

○工学基盤上における最大速度

次式で示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

$$\text{Log PGV} = 0.58M_w + 0.0038\text{Dep} - 1.29 - 0.02 - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{————— (6)}$$

PGV:最大速度(cm/s)

M_w :モーメントマグニチュード

Dep:震源深さ(km)

X：断層最短距離(km)

さらに、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅率算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

○地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、4章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(20)式より求める。工学的基盤におけるの最大速度に求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

地表における計測震度については、5.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

5.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 3章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」および最新の地震学の知見に基づいて想定された断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 4章で述べた三次元地盤構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本報告では「詳細法工学的基盤」まで）。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

「簡便法の特徴」

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、個々の地震の特徴や微視的震源特性の影響を反映できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

6. 宮城県沖地震を想定した強震動予測結果とその検証

「詳細法」および「簡便法」による強震動予測結果を示し、「詳細法」による予測結果については、その妥当性について検証した結果について説明する。なお本検討においては、ケース1、ケース2と震源パラメータを変えて計算を行ったが、本中間報告における強震動予測結果（試算値）はケース2の結果としており、以下も特にことわりのない限りケース2の予測結果について説明する。

6.1 強震動予測結果

ケース2の特性化震源モデルより、「詳細法」の評価範囲のうち陸地を含む西側(141°40′以西)において900mメッシュ単位で強震動予測計算を行った。この結果について、下記の内容で示した。なお、本結果を試算値とした理由については、「6.2 予測結果の検証」で述べる。

評価項目	図番号
「詳細法工学基盤」の最大速度分布(試算値)	図16
地表の最大速度分布(試算値)	図17
地表の震度分布(試算値)	図5

さらに、次の地震がA1、A2のいずれかで起こるとされていることから、各評価地点におけるA1、A2の震度のうち大きいほうを採用したものを参考として図6に示した。

「連動した場合」の強震動予測結果として、「簡便法」を用いて強震動予測を行った結果については、下記の内容で示した。

評価項目	図番号
工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$ 相当)(試算値)	図18
地表の最大速度分布(試算値)	図19
地表の震度分布(試算値)	図7

図16の「詳細法工学的基盤」の最大速度分布は、最も大きいところで75cm/s程度となっている。その分布形態は、「簡便法」による工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$ 相当)の最大速度分布(図18)と比べると複雑なパターンを示しているが、これは「詳細法」では地盤構造モデルを反映していることによるものである。設定した震源域の位置に対応して、A1では比較的北で、A2では南側でそれぞれ最大速度値が大きく評価されている。図5の「詳細法」による地表における評価結果(震度)を見ると、A1では震源に近い牡鹿半島および地表での増幅率が大きい旧北上川下流域で震度6弱以上と予測された地域が多い。また、A2でも、海岸から20km以内であって震源から近く、また地表での増幅率が大きいところで、震度6弱以上を示す地域がある。A2と比べると、A1のほうで震度6弱以上を示す地域が多いが、これはA1の地震規模が大きいこと、また震源域が比較的陸地(評価地点)に近いことによるものと考えられる。

「連動した場合」については、震源域Bの詳細な震源特性がわかっていないことより簡便法で評価を行った。マグニチュードが0.6程度大きいため全体的には、「単独の場合」よりも強震動予測結果は大きめとなっているが、震源域A1に近い牡鹿半島近傍では「単独の場合」の結果より小さくなっているところがある。これは、「簡便法」で得られた結果が海溝型の地震の平均的な地震動を表していることに対し、「詳細法」を用いた「単独の場合」の評価結果はアスペリティの位置や地下構造モデルの不整形の影響を顕著に反映しているためである。「連動した場合」(簡便法)と「単独の場合」(詳細法)の評価結果を比較する場合には、それぞれにおいて評価方法が異なっていることに注意する必要がある。参考として、「連動した場合」の評価結果に、「単独の場合」の評価結果(A1およびA2)を重ね、それぞれにおいて最大を採用したものを図20に示した。

6.2 予測結果の検証

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動予測結果の妥当性検証のため、下記の項目について詳細な方法で強震動を予測した「単独の場合」の予測結果との比較を行った。

- 1) 震度
- 2) 観測波形記録
- 3) 経験的方法(距離減衰式)

以下、それぞれの項目について述べる。

1) 震度

「詳細法」の評価の領域内では、石巻、仙台の2点において1936年、1978年の宮城県沖地震の震度が観測されており、その値を図5に記入した(観測地点を○で表示)。観測震度は、いずれ

も震度5であったが、これに対し、予測結果の計測震度も観測点付近では概ね震度5強を示しており（石巻に最も近い評価地点の予測結果は計測震度で5.7）、傾向としては、強震動予測結果と調和的である。また、**図2 1**には、設定した震源モデルを用いてより広い範囲において統計的グリーン関数のみを用いて震度を求めた結果を示す。これらの比較において、計算結果と観測震度は概ね良い対応をしており、設定した震源特性が概ね妥当であることを示す。1978年の宮城県沖地震については、その震度分布を把握することを目的としてアンケート調査が行われている（村井，1979；表・楢崎，1979）。詳細法の評価範囲内において、村井（1979）によるアンケート震度分布と詳細法による強震動予測結果、および簡便法による強震動予測結果（震源域はA1のみ）の比較を行った。ただし、アンケート震度は市町村単位で集計された結果であり、その集計したサンプルの分布にも建物分布や人口の分布に応じた偏りがあると考えられ、約1kmメッシュごとに評価した強震動予測結果と直接比較することは適当ではない。ここでは、それぞれの概略分布を比較するために、アンケート震度分布を空間的に平滑補間処理しものと、同様の平滑処理を行った強震動予測結果（詳細法および簡便法）とを比較する（**図2 2**）。この比較によると、平滑補間処理されたアンケート震度分布と詳細法による震度分布は概略分布としては良い対応を示しているが、簡便法による震度分布との比較では、相対的に簡便法による震度が1階級程度低くなる結果となった。

2) 観測波形記録

1978年の地震において3地点（東北大学、樽水ダム、開北橋）で得られた観測記録とその地点に最も近い評価地点の「詳細法工学的基盤」上の計算結果を比較した。ここでは、開北橋で得られた観測記録との比較を示す。比較する計算結果は、開北橋（石巻市）の観測記録が岩盤上で取得されたことを考慮し、開北橋にもっとも近い評価地点の $V_s=1,700\text{m/s}$ 層における波形として「詳細法」により求めたものである。**図2 3**には、ケース1の計算結果と観測記録（時刻歴波形および擬似速度応答スペクトル）の比較を示す。観測結果の最大速度値は 26.5cm/s であるのに対し、計算結果の最大速度値は 10.1cm/s と小さい。スペクトルを見ても両者の違いは顕著であり、周期1.0秒付近を除けば、計算結果の振幅は概ね2分の1以下となっている。

上記のように、観測記録と計算結果との違いが顕著であったことより、レンピの「予測結果の検証」に沿って、震源特性の見直しを行った。見直した震源特性（ケース2）は、**3章**で説明したとおりである。**図2 4**には、ケース2の計算結果と観測記録の比較を示す。ケース2の計算結果における最大速度値（ 14.5cm/s ）は、ケース1と比べると4割以上大きな値となっており観測値に近づいた。さらに応答スペクトルもの形状も、特に1.0秒より短周期側で調和的である。しかしながら、波形の形状の比較については、観測記録には鋭いパルスが見られるのに対し、計算結果にはケース1、ケース2ともにそのようなパルスは見られず、波形形状が調和的であるとは言い難い。

以上より、過去の宮城県沖地震の観測波形をより再現する評価手法の検討については、今後、再検討する予定とし、ケース1と比べ波形振幅やスペクトル形状に改善が見られたケース2の結果を、本報告における強震動予測結果（試算値）とした。

3) 経験的方法（距離減衰式）

A1、A2のそれぞれの「詳細法」による「詳細法工学的基盤」上の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較を行った（**図2 5**）。A1、A2いずれにおいても、「詳細法」による予測結果が距離減衰式の曲線に対し大きめの値となっている。これは、「詳細法」では1978年の宮城県沖地震の観測記録より求めた平均よりも大きい短周期レベルを設定したことによるものであり、予測結果が宮城県沖地震（1978年）の特徴を反映していることを示している。

なお、「連動した場合」についても、「長期評価」で「日本海溝寄りと陸寄りの震源域が連動して破壊した」とされている1793年の宮城県沖地震の震度分布（都司，2002）と強震動予測結果との比較を行った（**図2 6**）。図から、「連動した場合」の強震動予測結果についても、過去の地震の震度分布と調和的であることがわかる。

7. 問題点と今後の課題

7.1 問題点

- ・ アスペリティや破壊開始点の位置、応力降下量などと微視的震源特性が地表の地震動分布に大きく影響することが本検討からも明らかになった。現状、アスペリティ等に関する震源特性は不確定的であることより、これらを取込んで評価される「詳細法」を用いた強震動予測結果については、そのばらつきも考慮する必要がある。
- ・ 上記の強震動予測結果のばらつきについて、例えば**6.2予測結果の検証**で述べたように、1978年の宮城県沖地震において石巻では震度5が観測されたが、この地震をモデルとして計算した強震動予測結果では震度6弱（計測震度で5.7）を示している。また、ケース1と比べケース2の強震動予測結果（最大速度）が2倍以上となっている評価地点がある。これらが、強震動予測結果のばらつきについての検討材料になるものと考えられる。
- ・ 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。地表における波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、（ボーリング情報のある地点を除き）一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いて最大速度の増幅率を推定することによって浅い地盤構造の影響を評価した。
- ・ 宮城県沖地震については、1978年の地震の観測波形記録が得られており、計算結果との比較を行い、短周期レベルが大きい等の1978年の宮城県沖地震の特徴を取り入れて微視的震源特性の修正を行った。修正の結果、計算結果は観測記録に近づいたが、震源特性を「長期評価」を基に評価することや、破壊の伝播様式を一樣（ほぼ同心円状）とする制約により、1978年の地震の波形記録に見られるような特徴的なパルスを計算結果に反映させることはできなかった。
- ・ 地下構造モデル作成のために可能な限りのデータ収集を行ったが、評価対象地域について網羅できているとはいえず、データが不足している地域に関しては、地下構造モデル構築の際にいくつかの仮定をおいて処理を行う必要があった。
- ・ 「詳細法」で計算できる範囲が限定されており、震度6弱以上となる場所を含むことを条件として設定した評価範囲全域を「詳細法」を用いて評価することはできず、そのため、広い範囲を評価できる「簡便法」を併用することとなった。
- ・ 本報告では、ハイブリッド合成を行う接続周期を1.5秒とした。三次元地盤構造の影響をより計算結果に反映させるためには、理論的方法（有限差分法）による計算の下限周期をより短くし、接続周期を1秒程度に短くすることを検討する必要がある。

7.2 今後の課題

- ・ 今回の強震動評価では、それぞれのケースについて過去の震度分布と評価結果が調和することで予測結果の検証とした。1978年宮城県沖地震については、いくつかの地点で観測記録が得られており、これらの観測波形についてもよりよく説明できる強震動を予測することが今後の課題である。
- ・ 理論的グリーン関数の計算効率の向上また計算機能力の向上により、今後は評価範囲の拡張や想定ケースの数の増加を期待することができる。
- ・ 宮城県沖地震については、重点的調査観測が計画されている。この成果によって、将来的に強震動予測の精度が向上することが期待されている。
- ・ ボーリング情報のある地点について、一次元地盤構造モデルを用いた応答計算を試験的に実施しているが、計算手法およびその結果の面的な評価への取り入れ方については、今後の検討課題となっており、継続的にデータを蓄積し、検討することが必要である。
- ・ 強震動予測結果を工学的に利用するためには、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。

8. まとめ

宮城県沖地震を想定した強震動評価を行った。

「単独の場合」の地震については、「長期評価」をふまえ、レシピに沿って震源の特性化を行い、地下構造モデルを構築した上で、「詳細法」により評価を行った。その過程においては、過去の観測記録（1978年宮城県沖地震）と計算結果との比較を行い、その観測記録をできるだけ説明できるような微視的震源特性パラメータの修正を行った。この結果、1936年と1978年の宮城県沖地震のそれぞれの震度分布に調和する強震動予測結果を得た。またパラメータの修正により、計算結果は観測波形との整合性において改善されたが、この修正作業では「長期評価で震源の形状や断層の大きさが推定されていればこれを採用する」というレシピの制約が問題となった。一方で、「詳細法」による地表の強震動予測結果は、巨視的震源特性だけでなく、アスペリティ位置や応力降下量などの微視的震源特性、また地下構造モデルの影響も強く反映させたものとなることが明らかとなった。なお、観測波形記録が得られている1978年宮城県沖地震については、今後、観測波形をより再現した評価手法の検討を行う予定であり、本報告は中間報告と位置付けた。

「連動の場合」の地震については、微視的震源特性が評価できないことより、「簡便法」を用いて評価を行った。その強震動予測結果では、「単独の場合」と比べて震度6強を示す地域が大きく広がっている。しかし、5章で説明したように「簡便法」と「詳細法」とではその手法が異なり、両者の結果を比較する際には、留意が必要である。

参考文献（アルファベット順）

- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000a)：統計的グリーン関数法による1923年関東地震（M_{JMA}7.9）の広域強震動評価、日本建築学会構造系論文集、530、53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2000b)：断層の非一様破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本地震学会講演予稿集、2000年秋季大会.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001)：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本建築学会構造系論文集、545、51-62.
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
- 羽鳥徳太郎 (1976)：三陸沖津波の波源位置と伝播の様相、東京大学地震研究所彙報、Vol.51、197-207
- Hisada, Y.(1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), Bull. Seis. Soc. Am., 85, 1080-1093.
- 古村美津子・岩佐幸治・浜田和郎・凌甦群(2002)：微動探査法を用いた仙台平野および松本盆地の地下構造の推定、地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集.
- Iida M. and M. Hakuno (1984)：The difference in the complexities between the 1978 Miyagiken-oki earthquake and the 1968 Tokachi-oki earthquake from a viewpoint of the short-period range, Natural Disaster Science, Vol.6, No.2, 1-26.
- 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)：M8クラスの大地震の断層パラメーター—断層長さ、幅、変位と地震モーメントの関係—の再検討、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/irikura/welcomeJ.html>
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000)：強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出、日本建築学会構造系論文集、527、61-70.
- 地震調査委員会(1999)：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—地震調査研究の推進について—.
- 地震調査委員会(2000)：宮城県沖地震の長期評価.
- 地震調査委員会長期評価部会(2002)：次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価委員会(2002)：確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001a)：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).
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001b)：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告).
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998)：強震動予測の現状と将来の展望、地震2、51、339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎(1997)：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、No.500、29-36.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1998)：強震動記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性、地震2、51、123-138
- 川瀬博・松島信一(1998)：三次元盆地構造を考慮した1995年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、514、111-118.
- 菊地正幸・山中佳子(2001)：『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』、サイスマ、5(7)、6-7.
- 気象庁(1983)：日本付近の地域・海域別の被害地震・津波地震の表および震度分布図.
- 気象庁(1996)：『震度を知る—基礎知識とその活用』、ぎょうせい、238pp.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斎藤徳美・黒田徹・山根修・奥住宏一(1990)

- ：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定、自然災害科学、9-3、1-17.
- 国土庁国土地理院(1987)：国土数値情報、国土情報シリーズ2、大蔵省印刷局.
- 工業技術院地質調査所(2000)：日本重力CD-ROM.
- 工業技術院地質調査所(2001)：日本周辺海域音波探査データベース(CD-ROM版)、数値地質図M-1.
- 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.
- Midorikawa, S.(1993):Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data, 2, 39-48.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999)：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係、地域安全学会論文集, 1, pp.51-56.
- 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001)：日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905航海一、JAMSTEC深海研究、第18号、145-156.
- 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、昭和イ53年度文部省科学研究費自然災害特別研究(D)302041, 89-95.
- 中村洋光・宮武隆(2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式、地震2、53、1-9.
- 表俊一郎・橋本秀衛(1979)：1978年6月12日、宮城県沖地震のアンケート調査解析、日本建築学会第7回地盤震動シンポジウム予稿集、77-82.
- Pitarka, A. (1999), 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, , Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・松島信一・杉村義広(1998)：アレー微動観測に基づく仙台市とその周辺地域での地下深部S波速度構造の推定、日本建築学会構造系論文集、第503号、101-108.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a)：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性、日本建築学会構造系論文集、461、19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、日本建築学会構造系論文集、462、79-89.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994c)：観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測、日本建築学会構造系論文集、No.463、27-37.
- 佐藤智美・小林義尚・八代和彦(2000)：強震動の高周波フーリエスペクトル特性-fmaxと応力降下量一、日本建築学会構造系論文集、No.527、79-87.
- 佐藤智美・巽誉樹(2002)：全国の強震動記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性、日本建築学会構造系論文集、No.556、15-24.
- 関口春子・岩田知孝(2000)：K-net, KiK-net地震記録を用いた断層破壊過程の推定、
<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html> (岩田知孝・関口春子・松元康広・三宅弘恵)
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Kudo and T. Eguchi (1980): Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.23, 39-61.
- 司宏俊・翠川三郎(1999)：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、No.523、63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 都司嘉宣(2002)：宮城県沖地震の史的評価(投稿中)。
- 宇津徳治(2001)：『地震学第3版』、共立出版。
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J.(1994):New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Yamanaka and Kikuchi(2002)：地震調査委員会長期評価部会資料

付録：海溝型地震の強震動評価のレシピ

ここでは海溝型地震の強震動評価のレシピとして、これまでの地震調査委員会強震動評価部会（および強震動予測手法分科会）の検討結果から、強震動評価手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算方法、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめた。

今後の強震動評価部会および強震動予測手法分科会における強震動評価作業における検討によりレシピには修正が加えられ、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」は改訂されることとなる。

1. 震源特性

震源特性の設定においては、評価対象を断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つに分けて設定を行い、特性化震源モデルを作成する。以下に説明する震源特性パラメータ設定方法は、基本的にはある想定される地震に対して最初に特性化震源モデルを構築する際に用いる設定方法であり、強震動評価初期段階における震源特性パラメータの設定が、一貫性をもってなされることを目的としている。

一方、海溝型地震の活動間隔は、活断層で発生する地震と比べ短いために、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、それらを活用することができる。4章（予測結果の検証）でも説明するように過去の地震関連データを用いてそれぞれの段階で検証を行い、必要があれば震源特性パラメータの見直しを行う。このような震源特性見直しの段階では観測波形等を説明できる震源特性パラメータが求められることより、以下のレシピ（設定方法）を拡大する形で検討することもある。この場合、過去の地震関連データ（地震規模、破壊域、地震波形記録、震度、被害など）すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。

1-1 巨視的震源特性

断層の巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 断層の幾何学的位置（基準位置と走向、深さ）
- ・ 断層の大きさ・地震規模
- ・ 断層の平均すべり量

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

（1）断層の幾何学的位置（基準位置と走向、深さ）

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

地震調査委員会長期評価部会で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

（2）断層の大きさ・地震規模

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

- ・ （1）により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模－断層面積の経験的關係から地震規模を推定する。
- ・ 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模－断層面積の経験的關係から断層面積を設定する。

また、上記の地震規模－断層面積の経験式については、過去の地震のデータがある程度得られてい

る場合には、地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson(1975)と同様に円形割れ目を仮定した次の関係式(Eshelby,1957)を基に震源域の地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を推定することで地域的な地震モーメント M_0 (dyne・cm^{*}) -断層面積 S の関係式を設定する。

$$M_0 = (16 / (7 \cdot \pi^{1.5})) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{1.5} \text{ ————— (1)}$$

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

この項目についても、地震調査委員会長期評価部会で決定された震源の形状評価がある場合には、その形状評価を推定根拠に留意して利用するのが望ましい。

(3) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量 D と総地震モーメント M_0 の関係は、震源断層の面積 S と剛性率 μ を用いて、

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \text{ ————— (2)}$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、 S 波速度から算定する。

1-2 微視的震源特性

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの面積・個数
- ・ アスペリティの幾何学的位置
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の実効応力
- ・ f_{max}
- ・ すべり速度時間関数

を設定する必要がある。

(1) アスペリティの位置・個数

アスペリティ位置については、最近の研究(菊地・山中, 2001)より地震によって変化せずに同じ場所となる可能性が高いことがわかってきたため、近年、想定する震源域で地震が発生していれば、その観測記録からアスペリティの位置を推測する。また、近年の観測記録がなくても、アスペリティではプレート間のカップリングレートが周辺より高いと考えられることから、地殻変動データよりバックスリップの分布が推定できれば、バックスリップの大きい箇所がアスペリティの位置になると想定される。

アスペリティの個数は、アスペリティの位置が推定されている場合は、結果的に想定する震源域に含まれるアスペリティの数に相当する。一般的にはアスペリティの数は想定する震源域・地震規模が大きくなるにつれて、多くなる傾向にある。[例えば、鳥取県西部地震($M_w=6.8$)が2個、兵庫県南部地震($M_w=6.9$)が3個に対し、トルコ・コジャエリ地震($M_w=7.4$)が5個、台湾・集集地震($M_w=7.6$)が6個(Iwata et al.,2001; 宮腰・他,2001)]

(2) アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクト

* 本文ではモーメントの単位に $N \cdot m$ を用いる。

dyne・cm= $10^{-7}N \cdot m$

ルのレベル（以下、短周期レベルと言う）と密接に関係があることから、まず短周期レベルの値を推定してから求める。短周期レベルは、表層地盤の影響が少ない固い地盤の観測点の地震波形や表層地盤の影響が定量的に把握できている観測点の地震波形を基に推定することができるが、そのような条件の良い波形が得られているのは比較的最近であり、ほとんどの地域では最新活動の地震による短周期レベルの想定は行われていない。一方、震源域を限定しなければ、最近の地震の解析結果より短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係が求められている。短周期レベルの値は、条件に応じて下記のいずれかの方法により求める。

- ・震源域の最新活動の地震の短周期レベルが推定されていない場合には、次式に示す壇・他(2001)による地震モーメント M_0 と短周期レベル A ($\text{dyne} \cdot \text{cm/s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m/s}^2$)の経験的關係により短周期レベルを設定する。

$$A=2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad \text{—————(3)}$$

- ・震源域の最新活動の地震の短周期レベルが推定されている場合には、その推定値と地震モーメントとの経験的關係の傾向を参照して、想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する。

アスペリティの総面積 S_a は、上記によって推定された短周期レベル A から次の(4)式より算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径 R の円形割れ目であるとともに、アスペリティは半径 r の円形割れ目が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a(=\pi \times r^2)$ を求める。

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

(4)式は、次の(5)式(Boatwright,1988)及び(6)式(壇・他, 2001)から導出できる。

$$M_0=(16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a \quad \text{—————(5)}$$

$$A=4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma_a \cdot \beta^2 \quad \text{—————(6)}$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 $\Delta \sigma_a$ はアスペリティの静的応力降下量、 β は震源域の S 波速度である。

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

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

注：地震規模と断層面積が与えられ、さらに短周期レベルが与えられると、上の関係式からアスペリティの総面積と実効応力が一義的に与えられる。それらのパラメータを用いた計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模と短周期レベルを優先してパラメータを設定する。過去の地震波形データがある場合にアスペリティ面積は波形のパルス幅などから推定が可能である。

(3) アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は震源断層全体の平均すべり量 D の α 倍とするが、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果（石井・他, 2000）を基にすると $\alpha=2$ となる。

$$D_a=\alpha \cdot D \quad \text{—————(7)}$$

背景領域の平均すべり量 D_b は全体の地震モーメント M_0 からアスペリティの地震モーメント M_{oa} を除いた背景領域の地震モーメント M_{ob} を算定することにより、背景領域の面積 S_b から算出される。

$$M_{oa}=\mu \cdot D_a \cdot S_a \quad \text{—————(8)}$$

$$M_{ob}=M_0-M_{oa} \quad \text{—————(9)}$$

$$D_b = M_o / (\mu \cdot S_b) \quad \text{—————(10)}$$

ここで、 μ は剛性率である。

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

$$D_{ai} = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a \quad \text{—————(11)}$$

ここで、 γ_i は r_i / r であり、 D_{ai} は i 番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 r は上の「アスペリティの面積」で述べたアスペリティ全体の便宜的な半径である。

ただし、こうして求めた最大アスペリティの平均すべり量 D_{ai_max} が、震源域で想定される最大のすべり量 D_{max} (=カップリングレート×プレートの相対運動速度×最長活動間隔) を超える場合には、(7)式の α の値を $D_{ai_max} = D_{max}$ になるよう調整する。これは、アスペリティの位置が地震ごとに変化しないとする最近の研究成果に基づくものである。

(4) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、(5)式を変形して求めた次の(12)式から算定される。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \cdot M_o / (r^2 \cdot R) \quad \text{—————(12)}$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層の面積が変化すると平均応力降下量に変化することになる。また、アスペリティが複数ある場合には、特にその震源域の詳しい情報がない限り、各アスペリティの平均応力降下量はアスペリティ全体の平均応力降下量に一致し、すべて等しいと仮定する。さらに、アスペリティの実効応力は、経験的にその平均応力降下量とほぼ等しいと仮定する。

背景領域の実効応力 σ_b は、

実効応力 \propto すべり速度 \propto (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度 $\times 2$)

の比例関係・近似関係により、アスペリティの個数が1つの場合、アスペリティ領域の幅 W_a を用いて、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a \quad \text{—————(13)}$$

より算定し、アスペリティの個数が複数の場合、

$$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{0.5} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a \quad \text{—————(13)}$$

ここで W_b は背景領域が矩形とした場合の幅であるが、震源断層が不整形の場合には、便宜的に震源断層の面積 S から、 $W_b = (S / 2)^{0.5}$ の式より求める。

(5) f_{max}

f_{max} については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていない。したがって、強震動評価の対象周波数帯が $0.1 \sim 10\text{Hz}$ であることから、 f_{max} を当初は想定せずに強震動評価を行い、その結果、過去の現象と系統だった違いがあれば、その時点で f_{max} を考慮する。その際には、地域性を考慮して設定するのが望ましいが、そのようなデータが想定されている地域は現状ではほとんどないといえる。そこで、現実的には他地域の事例を参照しながら、過去の現象を説明できるような値に設定する。

(6) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t - \varepsilon)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t - t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (14)$$

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

$$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{0.5} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

c, ar : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m
- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d
- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
- ・ ライズタイム t_r

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

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot w \cdot V_r)^{0.5} / \mu \quad (15)$$

f_c : ローパスフィルタのコーナー周波数(f_{max} と同等)

w : 断層幅

V_r : 破壊伝播速度

※ (5) で f_{max} を想定していない場合には、便宜的に $f_{max} = 10\text{Hz}$ と仮定して設定する。

- ・ 最大すべり速度到達時間 t_d

$$f_{max} \doteq 1/(\pi \cdot t_d) \quad (16)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/t^{0.5}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
(14)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム t_r

$$t_r \doteq w/(2 \cdot V_r) \quad (17)$$

1-3 その他の震源特性

その他の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

(1) 破壊伝播速度

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

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (18)$$

により推定する。

(2) 破壊開始点

破壊開始点の位置については、過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定するのが妥当である。また、菊地・山中(2001)によれば、破壊の進む方向に地域性があり、三陸沖では浅い方から深い方へ、逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向があるため、今後こうした傾向が様々な海域で明らかになれば、過去の地震の状況が不明な震源域であっても、地域性を考慮した設定を行うことが可能である。

(3) 破壊形態

破壊開始点から放射状に割れていくものとし、異なる断層セグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。

2. 地下構造モデル

詳細な強震動評価における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚(形状)、減衰特性があり、対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤($V_s=3000\text{m/s}$ 相当層)までの大構造、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤($V_s=300\text{m/s}\sim 700\text{m/s}$ 相当層)までの地盤構造(以下、深い地盤構造と呼ぶ)、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、浅い地盤構造と呼ぶ)の3つに分けて設定を行う。以下では、それぞれの設定手法について、その考え方を説明する。

2-1 上部マントルから地震基盤までの大構造

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

2-2 深い地盤構造

深い地盤構造のデータとしては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがあり、これらのデータに基づき、地域の深い地盤構造の3次元モデルを作成する必要がある。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、その状況に応じて設定する方法は異なってくる。そこで、以下ではデータ量に応じたケースごとに設定方法の考え方について説明する。

(1) 深い地盤構造のデータが十分に揃っている場合

一般的には、複数本の深部ボーリングで速度構造を正確に把握し、2次元的な広域的な形状は屈折法、平野部等の詳細な形状は反射法で推定し、屈折法・反射法探査の情報のないところでは複数地点での微動アレー探査や重力探査で補足・補正を行うことによって、全体の3次元地下構造モデルを作成する。さらに、地下構造モデルの検証のため、中小地震の震源モデルを用いて強震動予測を行い、観測記録と比較し、その違いが顕著であれば、観測記録を説明できるように地下構造モデルを修正することにより精度の高い3次元地下構造モデルを作成することができる。

(2) 深い地盤構造のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して3次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、対象とする地域において過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース、過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケースに場合分けを行い、それぞれ以下に示す手順で設定を行う。

○過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース

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

造モデルを作成する。

○過去の堆積環境が区域によってかなり変化していると想定されるケース

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

（3）深い地盤構造のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な3次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動評価を行うことは難しい。したがって、強震動計算方法としては、後述する経験的方法や半経験的方法を用いることになる。

2-3 浅い地盤構造

浅い地盤構造のモデルは、表層地質データや地盤調査に利用されている工学的なボーリングを収集して1次元地盤構造モデルを作成するのが基本である。しかしながら、浅い地盤構造は水平方向に局部的に大きく変化することが稀ではなく、面的に精度よく詳細なモデルを作成するためには膨大なデータの収集を必要とし、多くの労力を要する。そのため、面的に浅い地盤構造を評価するにはあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化も考案されている。以下に浅い地盤構造の面的な評価によるモデル化の方法とボーリングデータによるモデル化の方法の考え方について説明する。

（1）面的な評価によるモデル化の方法

面的な評価によるモデル化の方法としては、以下に説明する松岡・翠川(1994)による国土数値情報を利用した方法が代表的である。

- 1) 全国を網羅した約1kmメッシュごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。
- 2) その区分に次式に示す表層30mの平均S波速度との経験的關係をあてはめる。

$$\text{LogAVS} = a + b \cdot \text{logH} + c \cdot \text{logDist} \pm \sigma \quad \text{————— (19)}$$

AVS： 地下30mの平均S波速度(m/s)

H： 標高(m) Dist： 主要河川からの距離(km)

σ ： 標準偏差 a,b,c： 微地形区分ごとに与えられる回帰係数

(但し、この経験的關係は、主に関東地方のデータを基に作成されたものであり、全国の地盤の適用するにあたっては、地域別に新たに経験的關係を作成するのが望ましい。)

- 3) 表層30mの平均S波速度値は工学的基盤から地表への地震波形の最大速度の増幅率と良い相関があり、次式に示す関係式より最大速度の増幅率を算定する。

$$\text{log R} = 1.83 - 0.66 \cdot \text{log AVS} \pm 0.16 \quad \text{————— (20)}$$

R： 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

この方法を用いれば、比較的簡便に全国を約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を直接モデル化することができる。

(2) ボーリングデータによるモデル化の方法

ボーリングデータによるモデル化の方法は、密度、P・S波速度、層厚、減衰特性の1次元地盤構造モデルの設定を行う。さらに、浅い地盤は大地震により大きなひずみを受けると非線形な挙動を示すことから、非線形性を表すパラメータも設定を行う必要がある。この地盤の動的特性についても、土質試験で調査しておくことが望ましいが、土質試験結果が得られない場合には土質に応じて平均的なモデルを設定する。

この方法は、一般的にボーリングの存在する地点でのみ評価可能となるが、面的に評価するにあたっては、多数のボーリングデータを収集し、整理してメッシュごとに代表的な柱状図を設定することもある。

3. 強震動計算方法

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

(1) 工学的基盤上面までの計算方法

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

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

半経験的な—既存の小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で経験的グリーン関数法と統計的方法
経験的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。但し、予め評価地点で適当な観測波形が入手されている必要がある。

統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波とするものである。評価地点で適当な観測波形を入手する必要はない。しかし、評価地点固有の特性に応じた震動特性が反映されにくい。時刻歴波形は経験的グリーン関数法と同様の方法で計算される。

理論的手法—数値理論計算により地震波形を計算する方法。時刻歴波形を予測でき、破壊の影響やアスペリティの影響を考慮できる。この手法では震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域については評価しうるものの、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域については評価は困難となる。

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

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

この理由としては、

- ・特性化震源モデルと3次元地盤構造モデルの影響を直接、地震波形に反映可能。

- ・面的な予測が可能。
- ・強震動評価の対象となる周期帯(0.1秒～10秒)に対応可能。

といった点であり、半経験的方法で統計的グリーン関数法を用いるのは面的な予測が容易であること(経験的グリーン関数法は基本的に波形が観測された地点でしか適用できないため)、理論的方法で有限差分法を用いるのは、他の不整形な地盤構造のための計算方法(例えば、有限要素法、境界要素法等)と比較して、大規模な地盤構造を取り扱う上で、大規模な数値演算を容易に行え、かつ計算時間も早いという利点があるからである。ただし、水平多層構造で想定可能な地域があれば、理論的方法においては水平多層構造のみ適用可能な波数積分法(例えば、Hisada,1995)を用いる。この方法は水平多層構造のグリーン関数の計算に最もよく用いられている方法であり、震源モデルおよび水平多層構造モデルが妥当であれば、実体波や表面波をよく再現できることが多くの事例から確かめられている。

なお、ハイブリッド合成法における理論的方法と半経験的方法の接続周期は1秒付近とすることが望ましい。これは、予備検討の結果、接続周期2秒では破壊の進行方向に応じた地震波の指向性が評価できず、1秒では評価できることを確認したためである(地震調査委員会強震動評価部会, 2001)。したがって、理論的方法の計算し得る周期帯は計算機の記憶容量、計算領域および計算時間に依存するが、なるべく1秒付近まで計算できるようにすることを優先させることが重要である。

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

(2) 地表面までの計算方法

地表面までの計算方法は、浅い地盤構造モデルが面的な評価によるモデル化の場合とボーリングデータによるモデル化の場合で異なるため、それぞれのケースについて説明する。

○面的な評価によるモデル化の場合

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

○ボーリングデータによるモデル化の場合

工学的基盤における時刻歴波形より、ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて1次元地震動応答計算を行い、地表の時刻歴波形を計算する。1次元地震動応答計算の方法としては、主として、線形解析法(例えば、Haskell,1960)、等価線形解析法(例えば、Shnabel et al., 1972)、逐次非線形解析法(例えば、吉田・東畑,1991)があり、それぞれに以下の特徴を持つ。

線形解析法

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

等価線形解析法

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

逐次非線形解析法

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

広域の地震動分布の算出には、今までは等価線形法が多く用いられてきた。この理由は、等価線形法がパラメータも少なく利用しやすいこと、求められた地震動分布（震度、加速度）が既往の被害地震の地震動分布を大局的に説明できたことなどが考えられる。逐次非線形解析は、今までは観測波形の検証や液状化した地盤の過剰間隙水圧の上昇やひずみの増大などをみるために、検討対象地点ごとに利用されてきたことが多く、広域の地震動評価に使われた例は極めて少ない。また、応力-ひずみ関係の採用式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析の広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析を広域の地震動評価に用いることは緒についたばかりで、まだ検討の必要があると考えられる。

以上のことから、ここではボーリングデータによる地表の地震動評価における計算方法としては、等価線形法を中心に検討を行うこととした。

4. 予測結果の検証

海溝型地震は活断層で発生する地震と比較して、活動間隔が短いために最新活動による地震の被害情報や観測情報が残されていることが多い。したがって、その情報と過去の地震を想定した強震動予測結果を比較することで、強震動評価の検証および震源特性などの見直しが可能となる。検証の項目としては、以下のものが挙げられる。

(1) 震度分布

現在、面的に強震動評価を検証するにあたってもっともよく使われる指標である。震度分布として、明治以降の観測情報はそのまま利用することができる。また、江戸時代以降に発生した地震については被害情報が比較的整っていることより、それら被害情報から震度分布が推定されている。

震度分布による検証は、震源特性パラメータを設定する比較的早い段階で経験的方法や半経験的方法を用いて行われる。この震度分布と計算結果があわない場合は、主に巨視的震源特性の見直しを行う。

(2) 観測波形記録

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

計算結果を観測波形にあわせるためには、微視的震源特性や地下構造モデルについて検討しなおすことが必要となる。(ただし、強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この波形あわせに終始することのないよう留意する必要がある。)

(3) 距離減衰式との比較

観測波形や震度分布が得られていない地震を想定した場合には、既存の距離減衰式を用いて検証を行う。半経験的方法や理論的方法による計算結果と既存の距離減衰式による曲線とを比較し、計算結果が距離減衰式のばらつきの範囲内にあることを確認する。また距離減衰式と比較し大きく異なる値を示すところについて、地下構造モデル、震源特性、地域性によりそれが説明できるか検討する。

計算結果の特異性を地下構造モデル、震源特性、地域性では説明できない場合、計算手法や震源特性などについて見直しが必要となる。

以上

参考文献 (アルファベット順)

- Boatwright, J.(1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、*日本建築学会構造系論文集*、545、51-62.
- Dalguer L.A; Irikura K; Riera J. And Chiu H.C (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Eshelby, J.D. (1957):The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396
- Geller, R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Graves, W. Robert (1996):Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, pp.1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, pp.1080-1093.
- 石井透、佐藤俊明、Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出、*日本建築学会構造系論文集*、527、61-70.
- Ito, K.(1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎・釜江克宏(1999) : 1994年福井地震の強震動、*地震2*、52、129-150
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測、*地学雑誌*、110、849-875.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi (2001), Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, Aug. 2001, 53-59.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部) を起震断層と想定した強震動評価手法 (中間報告)
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998) : 強震動予測の現状と将来の展望、*地震2*、51、339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎(1997) : 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、*日本建築学会構造系論文集*、500、29-36.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 : 統計的波形合成法による予測、*日本建築学会構造系論文集*、430、1-9.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson(1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 川瀬博・松島信一(1998) : 三次元盆地構造を考慮した1995年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション、*日本建築学会構造系論文集*、514、111-118.
- 菊地正幸・山中佳子(2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, *サイスマ*, 5(7), 6-7.
- 気象庁(1996) : 『震度を知るー基礎知識とその活用』, *ぎょうせい*, 238pp.
- 国土地理院(1987) : 国土数値情報、国土情報シリーズ2、大蔵省印刷局.
- 工業技術院地質調査所 (2000) : 日本重力CD-ROM
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスマ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.
- Midorikawa, S.(1993):Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site,

- Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data, 2, 39-48.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄 (1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, pp.51-56.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究研究成果報告書, 99-109.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉 (1998) : 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.
- 中村洋光・宮武隆 (2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- Pitarka, A. (1999), 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, , Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer (1982): Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquake, Tectonophysics, 84, 57-128.
- 佐藤良輔編著 (1989) : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 東京.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- Shnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H. B. : SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, 1972.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫・伏島祐一郎・下川浩一 (2002) : 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究研究成果報告書, 119-129.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997) : 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- 宇津徳治 (2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.
- Wells and Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.
- 吉田望・東畑郁生 (1991) : YUSAYUSA-2 理論と使用方法.

宮城県沖の地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）

図のもくじ

- 図 1 4 宮城県沖地震の震源断層周辺のブーゲー異常図
- 図 1 5 残差重力と速度層上面の深さの相関図
- 図 1 6 「詳細法」を用いた「単独の場合」の強震動予測結果（試算）
（「詳細法工学的基盤」における最大速度分布）
- 図 1 7 「詳細法」を用いた「単独の場合」の強震動予測結果（試算）
（地表における最大速度分布）
- 図 1 8 「簡便法」を用いた「連動した場合」の強震動予測結果（試算）
（工学的基盤(400m/s)における最大速度分布）
- 図 1 9 「簡便法」を用いた「連動した場合」の強震動予測結果（試算）
（地表における最大速度分布）
- 図 2 0 参考図：「連動した場合」（簡便法）と「単独の場合」（詳細法）とを比べ大きいほうを採用した場合の震度分布（「単独の場合」は A1 および A2）（試算）
- 図 2 1 - 1 1978 年宮城県沖地震の観測震度と領域 A1 を震源域としたケースの強震動予測結果（計測震度）（試算）の比較
- 図 2 1 - 2 1936 年宮城県沖地震の観測震度と領域 A2 を震源域としたケースの強震動予測結果（計測震度）（試算）の比較
- 図 2 2 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度と強震動予測結果（試算）の比較
- 図 2 3 計算結果（試算）と観測記録（開北橋）の比較（ケース 1）
（上段：速度波形、下段：減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル）
- 図 2 4 計算結果（試算）と観測記録（開北橋）の比較（ケース 2）
（上段：速度波形、下段：減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル）
- 図 2 5 「詳細法」による「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値（試算）と司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較
- 図 2 6 1793 年の宮城県沖地震の震度分布と「簡便法」を用いた強震動予測結果（震度）（試算）との比較

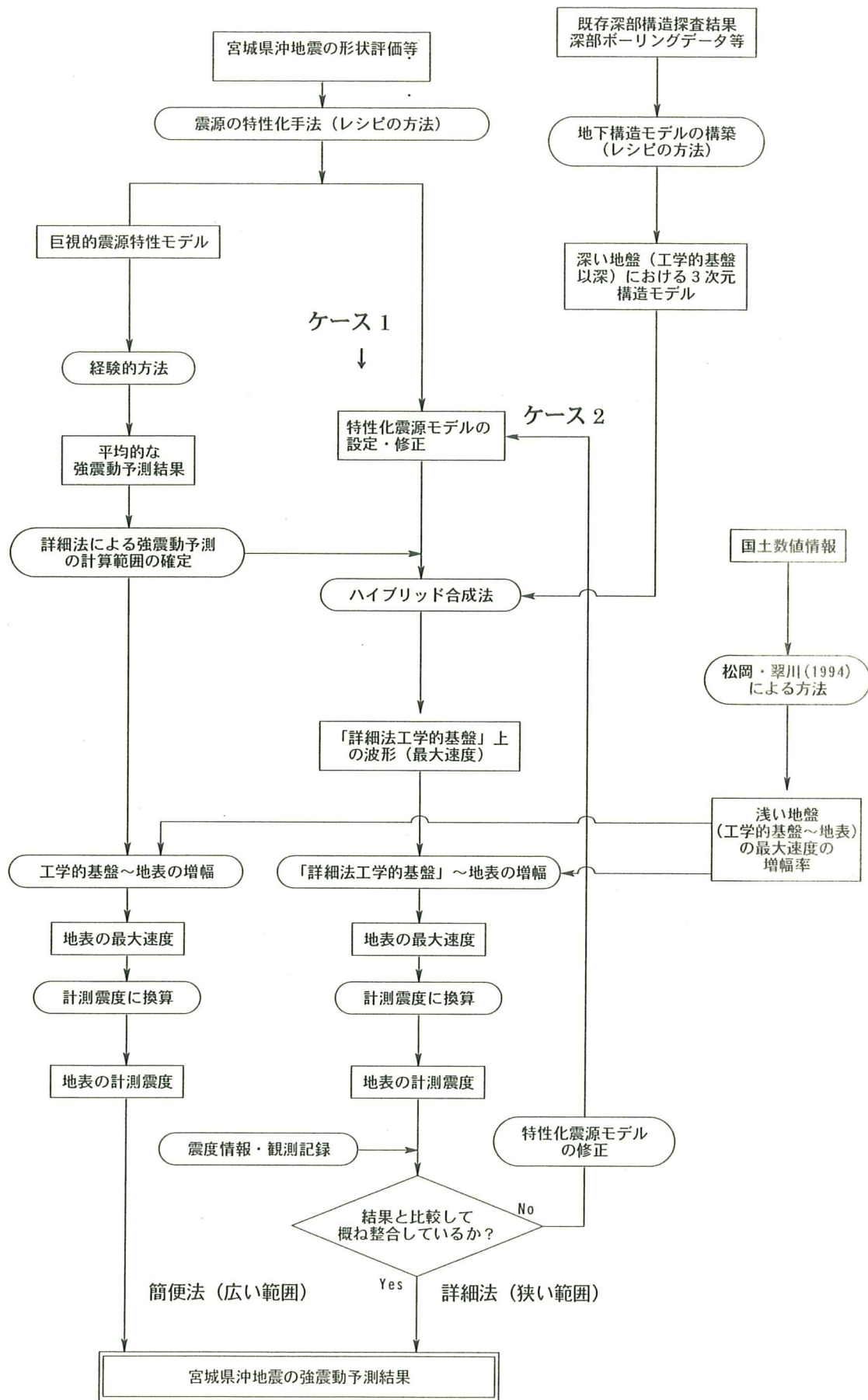


図8 宮城県沖地震を想定した強震動評価の流れ

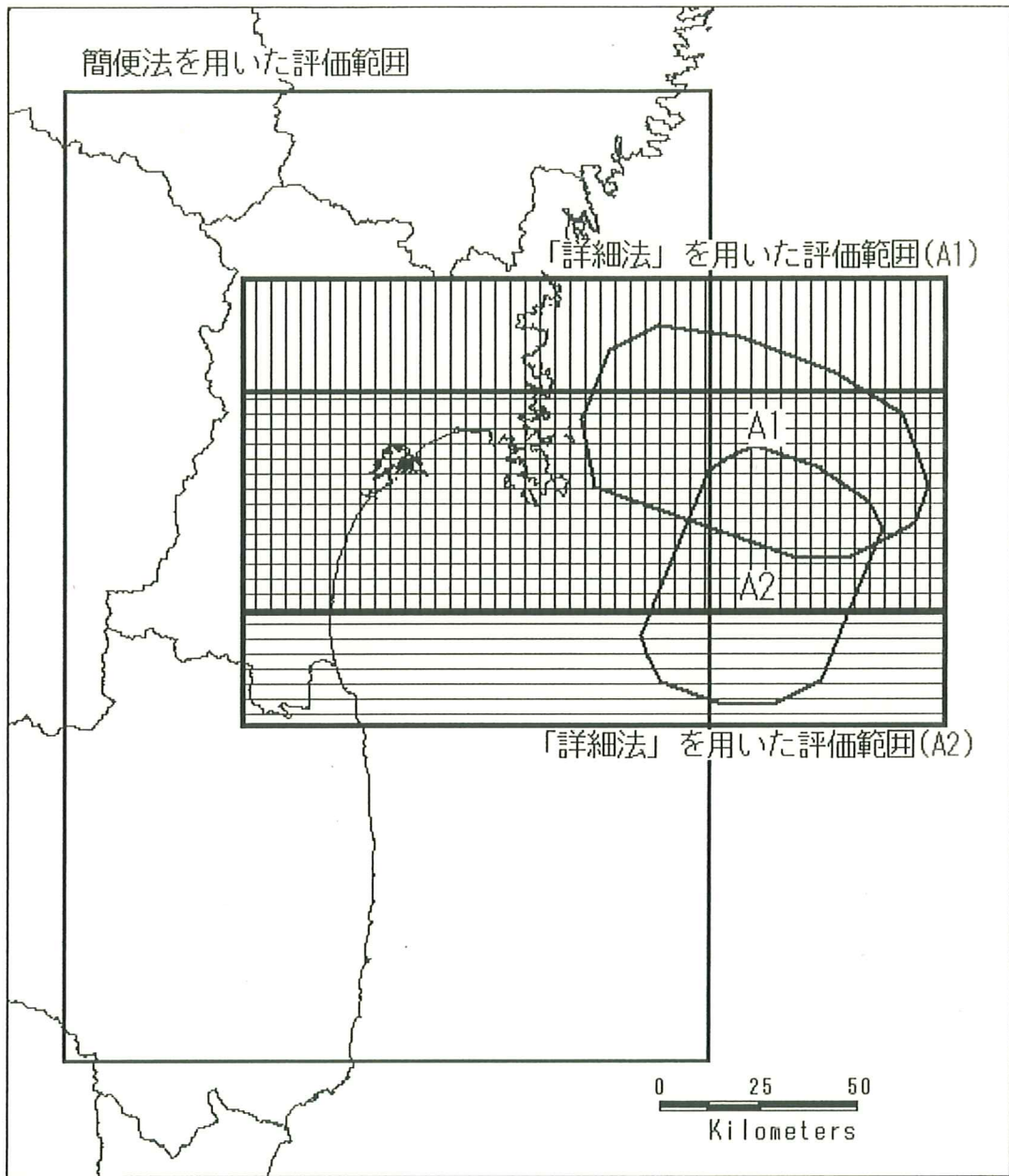


図9 宮城県沖地震を想定した強震動評価範囲

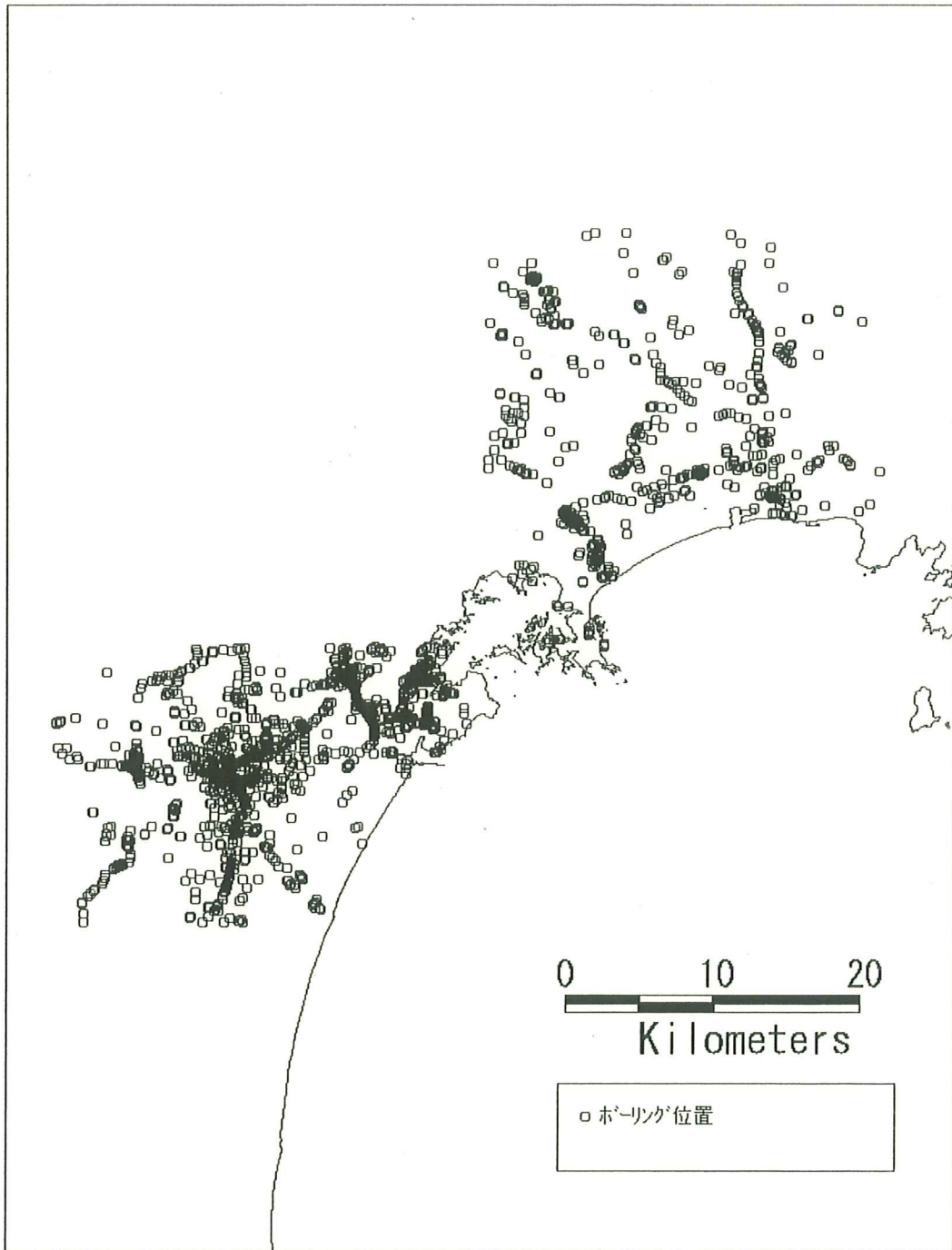


図10 宮城県沖地震を想定した強震動評価を行うボーリング地点位置図

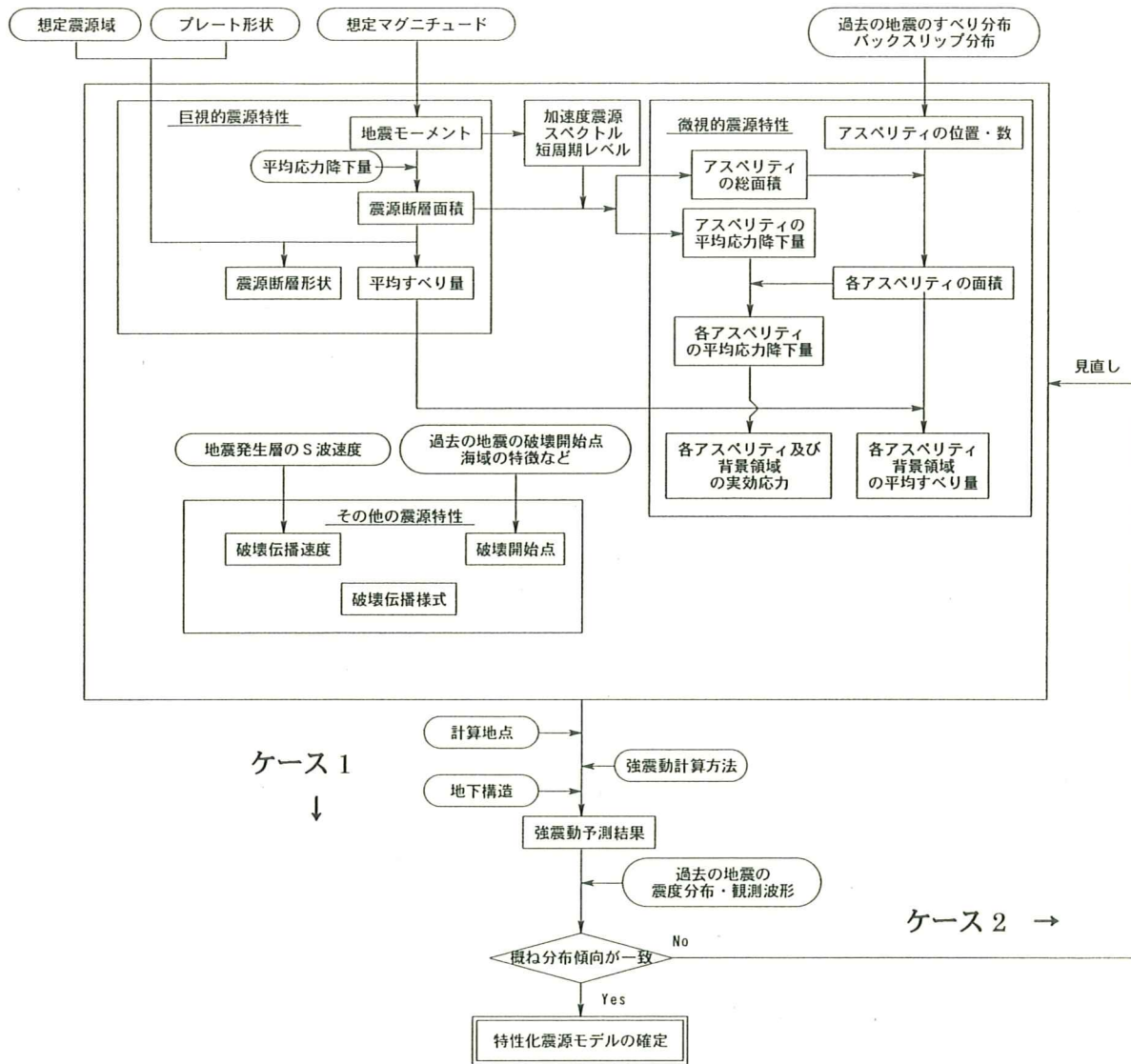
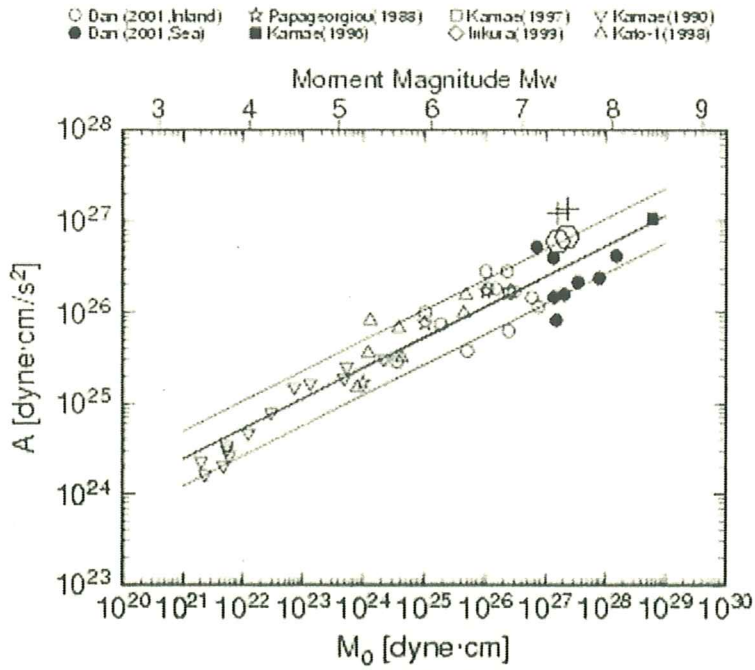
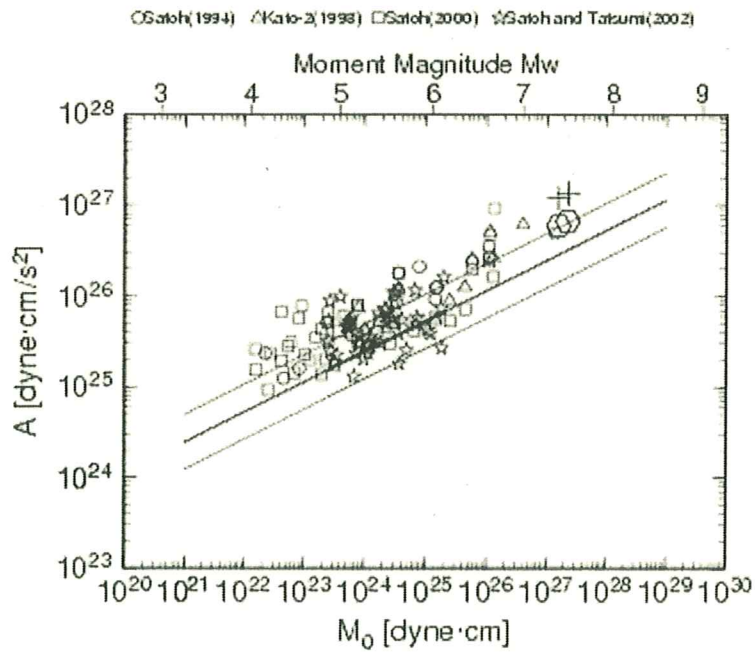


図 1 1 海溝型地震の震源特性設定の流れ



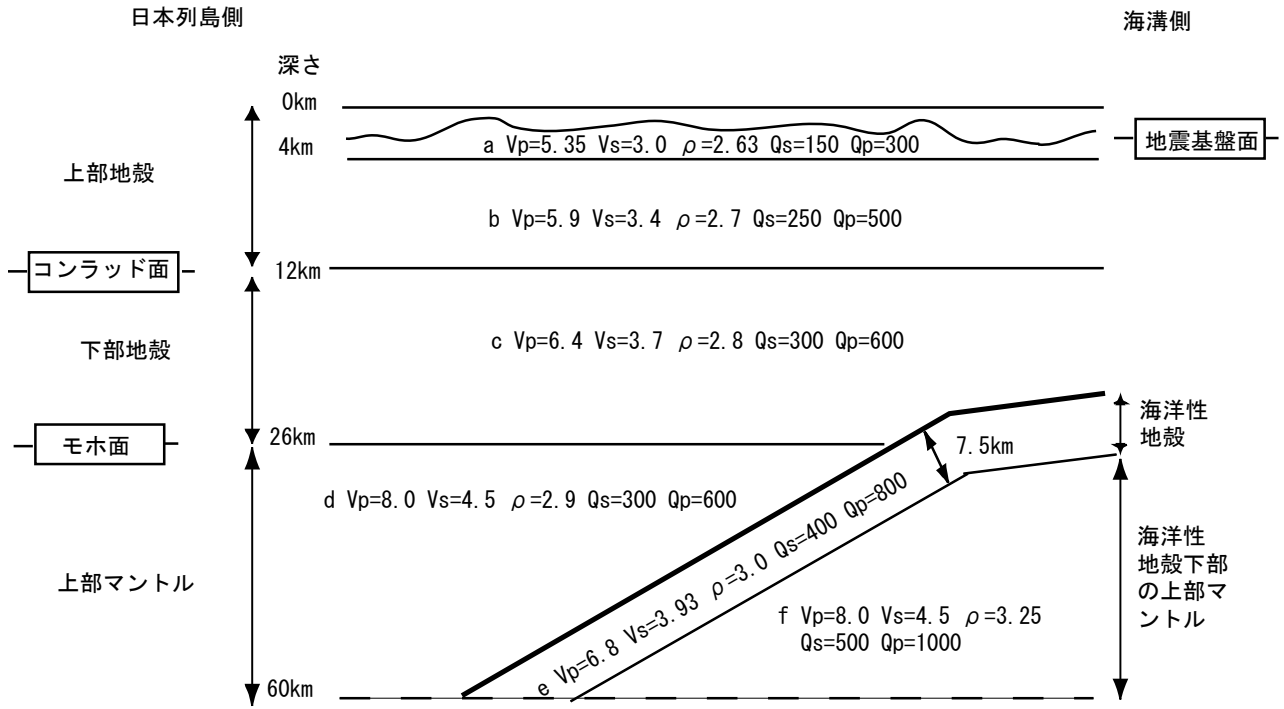
(a) 壇・他 (2001) による既往の地震の M_0 と A の関係との比較



(b) 太平洋岸の海溝型地震の M_0 と A の関係 (佐藤・他、1994; 加藤・他、1998; 佐藤・他、2000; 佐藤・巽、2002) との比較

図 1 2 A_1 、 A_2 に対して設定した、ケース 1 (六角形) とケース 2 (プラス) の M_0 と A の関係と既往の地震の M_0 と A の関係 (太線は壇・他 (2001) の経験式の平均値、細線と平均値の倍、半分)

海溝軸に直交断面



理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (V_s と V_p の単位はkm/s、 ρ の単位は g/cm^3)

図12 上部マントルから地震基盤までの大構造

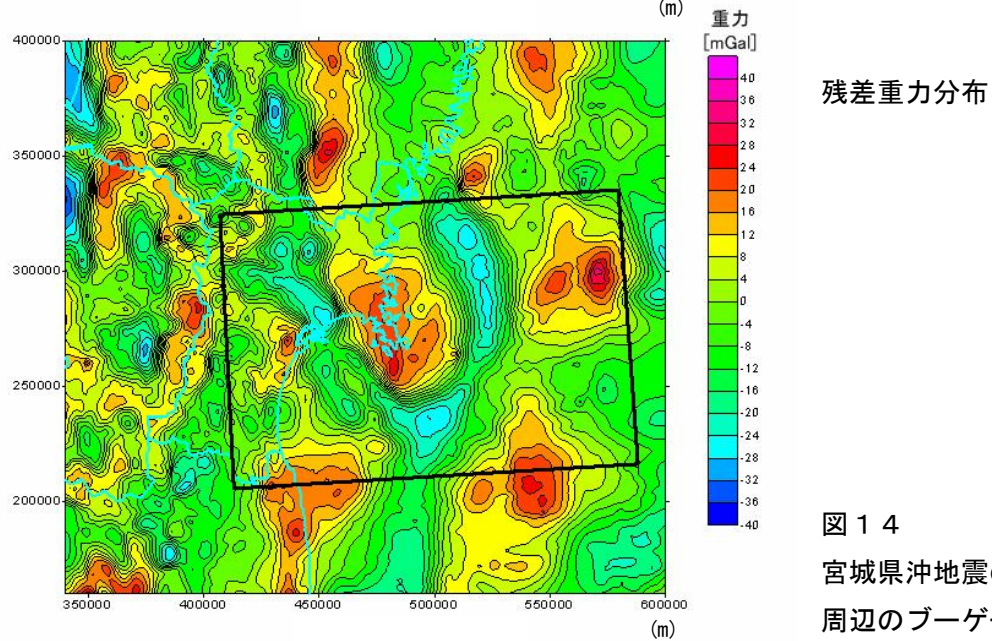
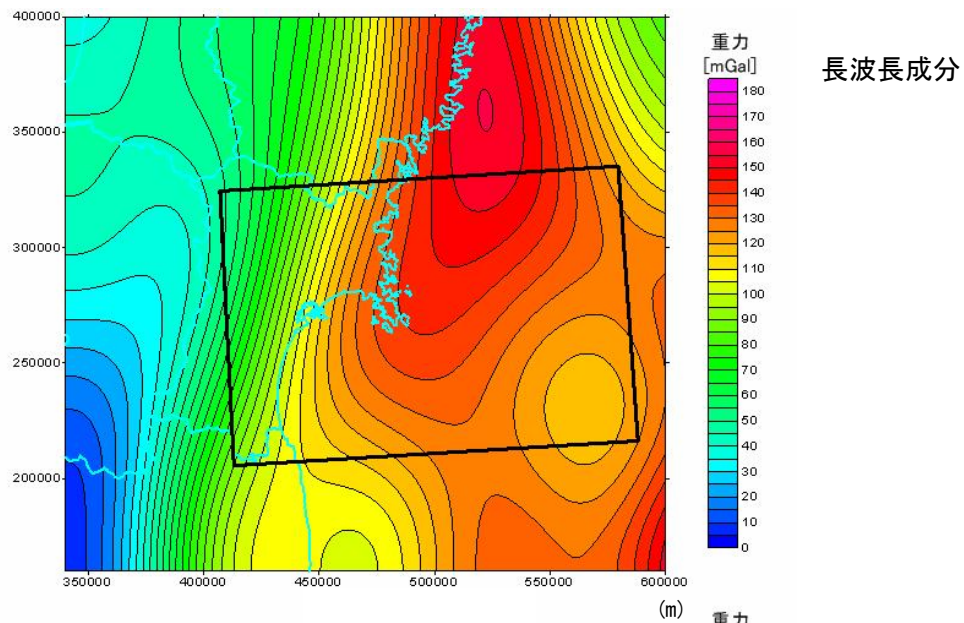
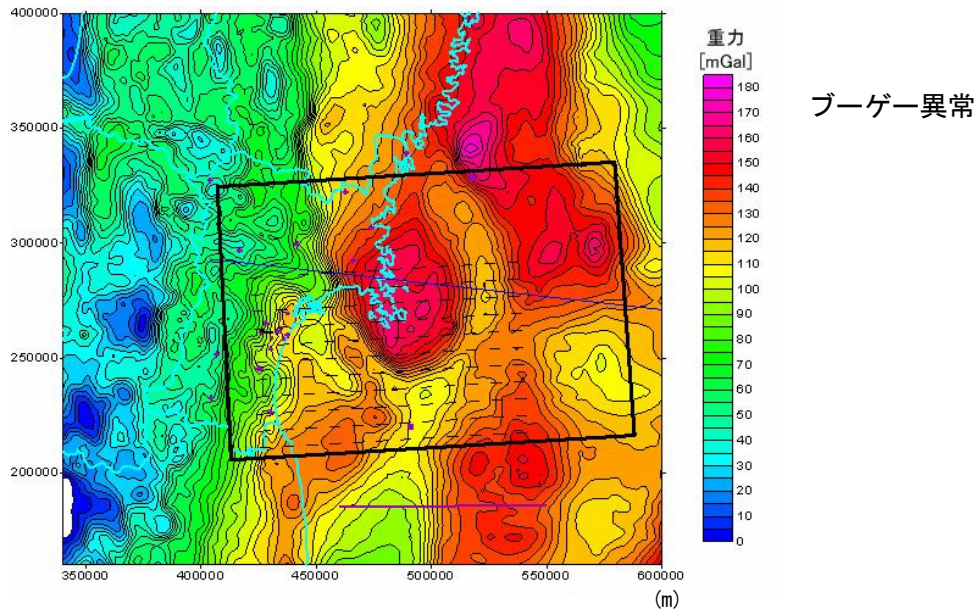
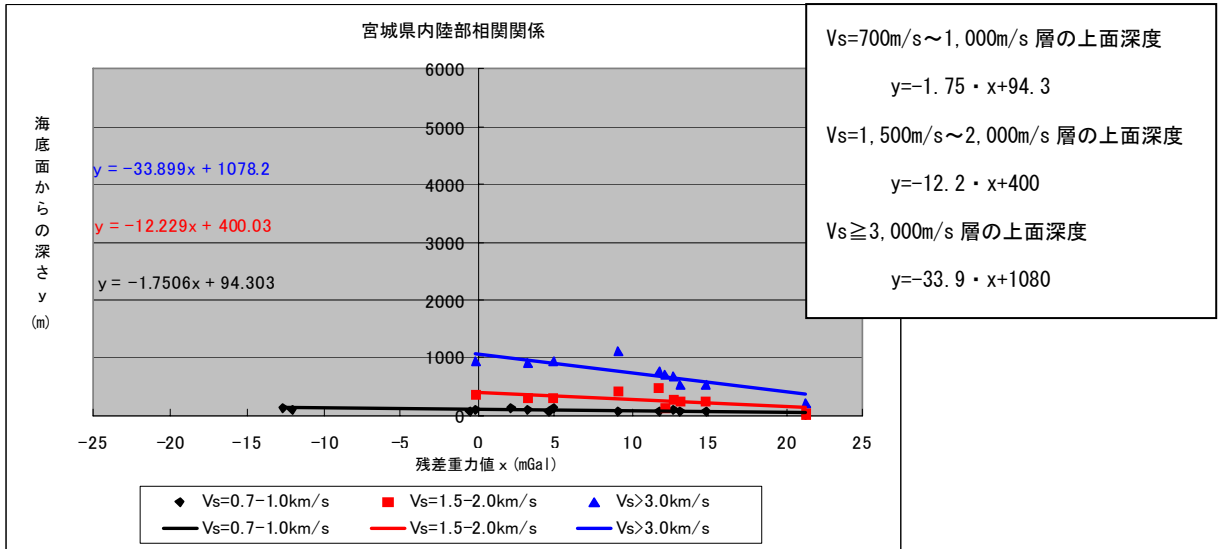
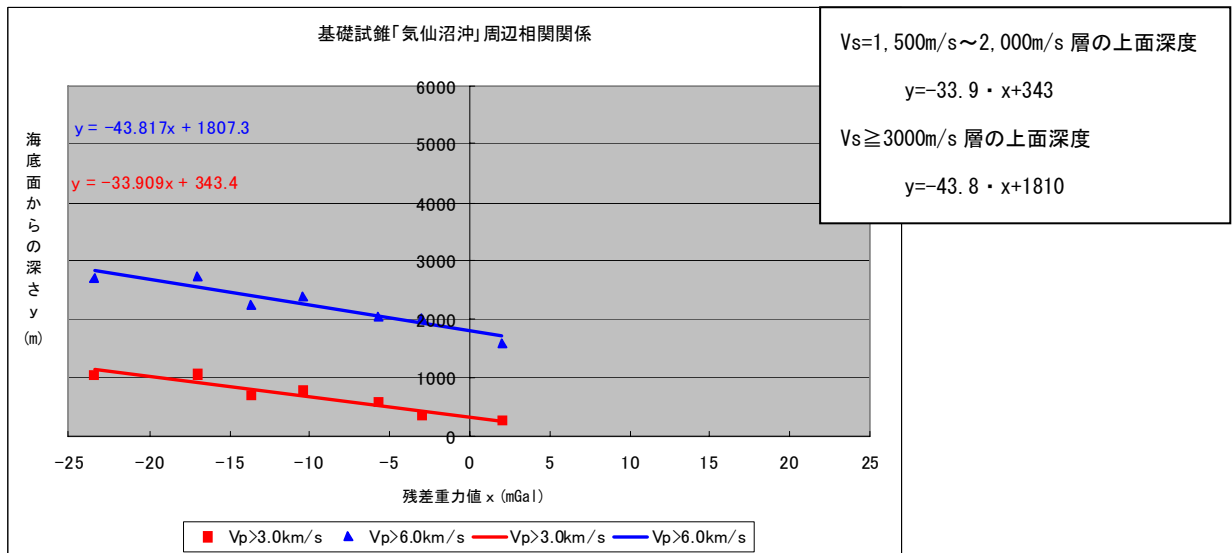


図 1 4
宮城県沖地震の震源域
周辺のブーゲー異常図

宮城県内陸部



海域—基礎試錘「気仙沼沖」周辺



海域—常磐沖解積断面 M86-8 周辺

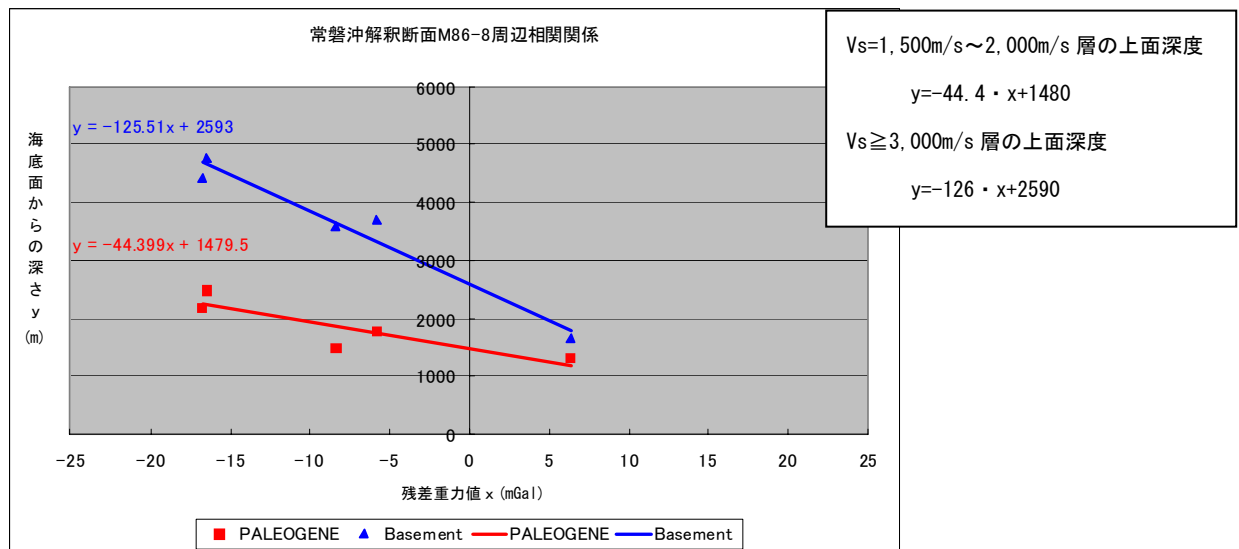
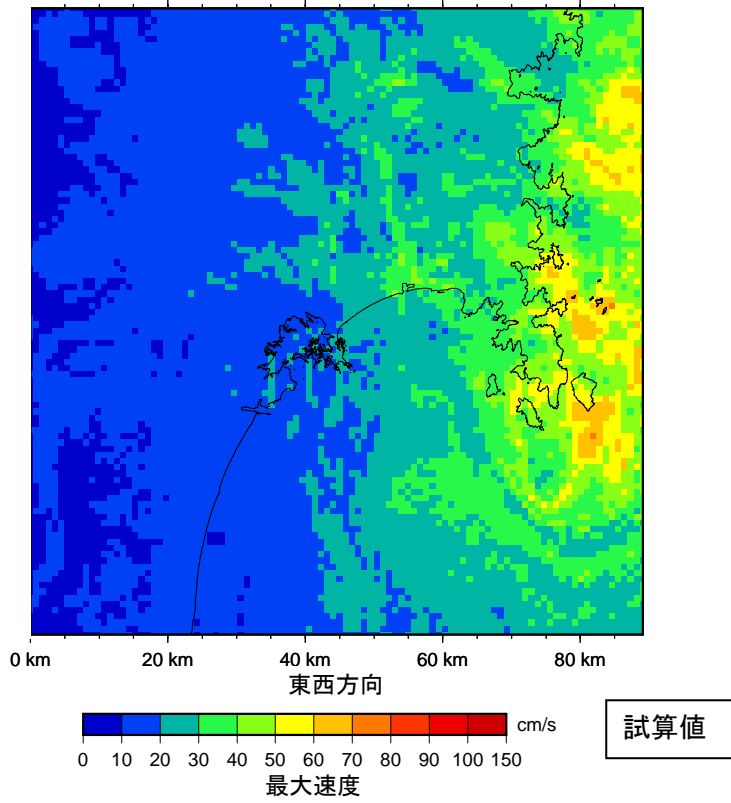


図 1 4 残差重力と速度層上面の深さの相関図

領域 A1 を震源域とした
 ケースの強震動予測
 結果（試算）

南北方向



領域 A2 を震源域とした
 ケースの強震動予測
 結果（試算）

南北方向

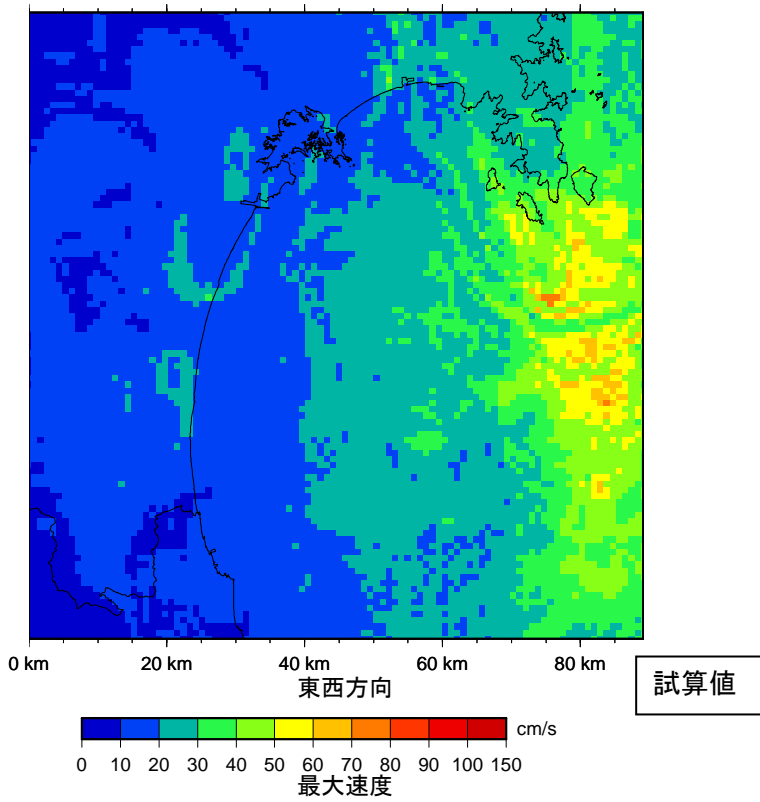
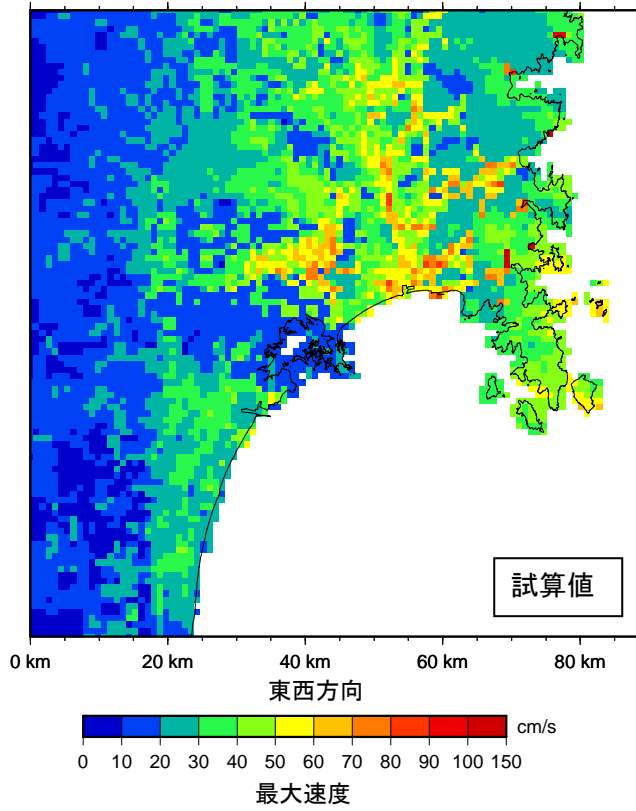


図 16 「詳細法」を用いた「単独の場合」の強震動予測結果（試算）
 （「詳細法工学的基盤」における最大速度分布）

領域 A1 を震源域とした
 ケースの強震動予測
 結果（試算）

南北方向



領域 A2 を震源域とし
 たケースの強震動予
 測結果（試算）

南北方向

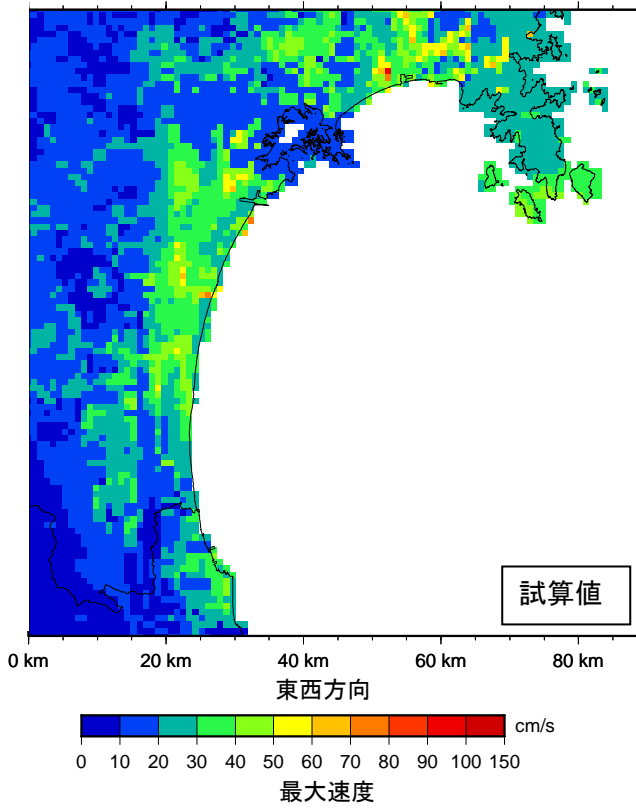


図 1 7 「詳細法」を用いた「単独の場合」の強震動予測結果（試算）
 （地表における最大速度分布）

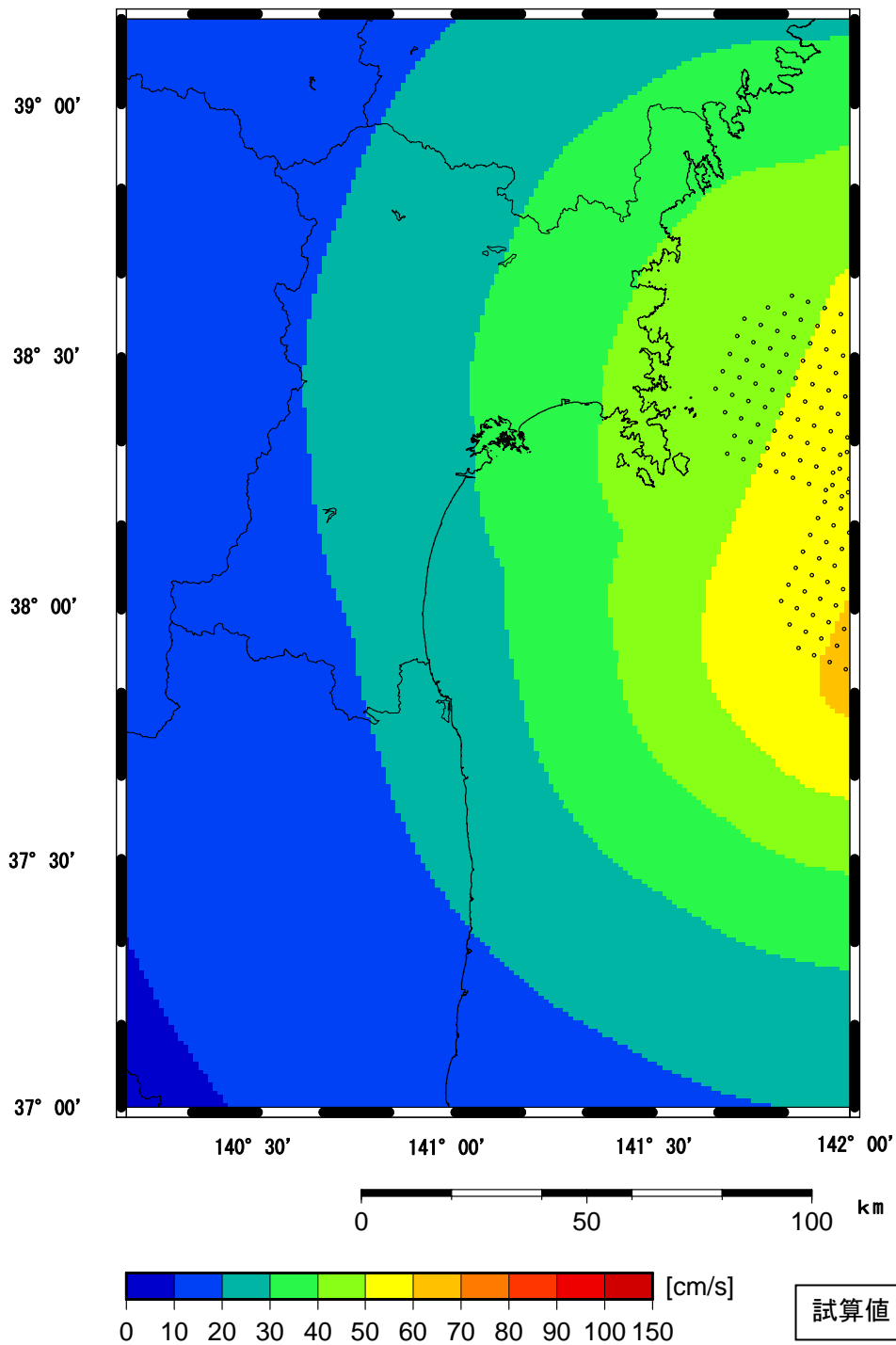


図 1 8 「簡便法」を用いた「連動した場合」の強震動予測結果（試算）
 （工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) の最大速度分布）

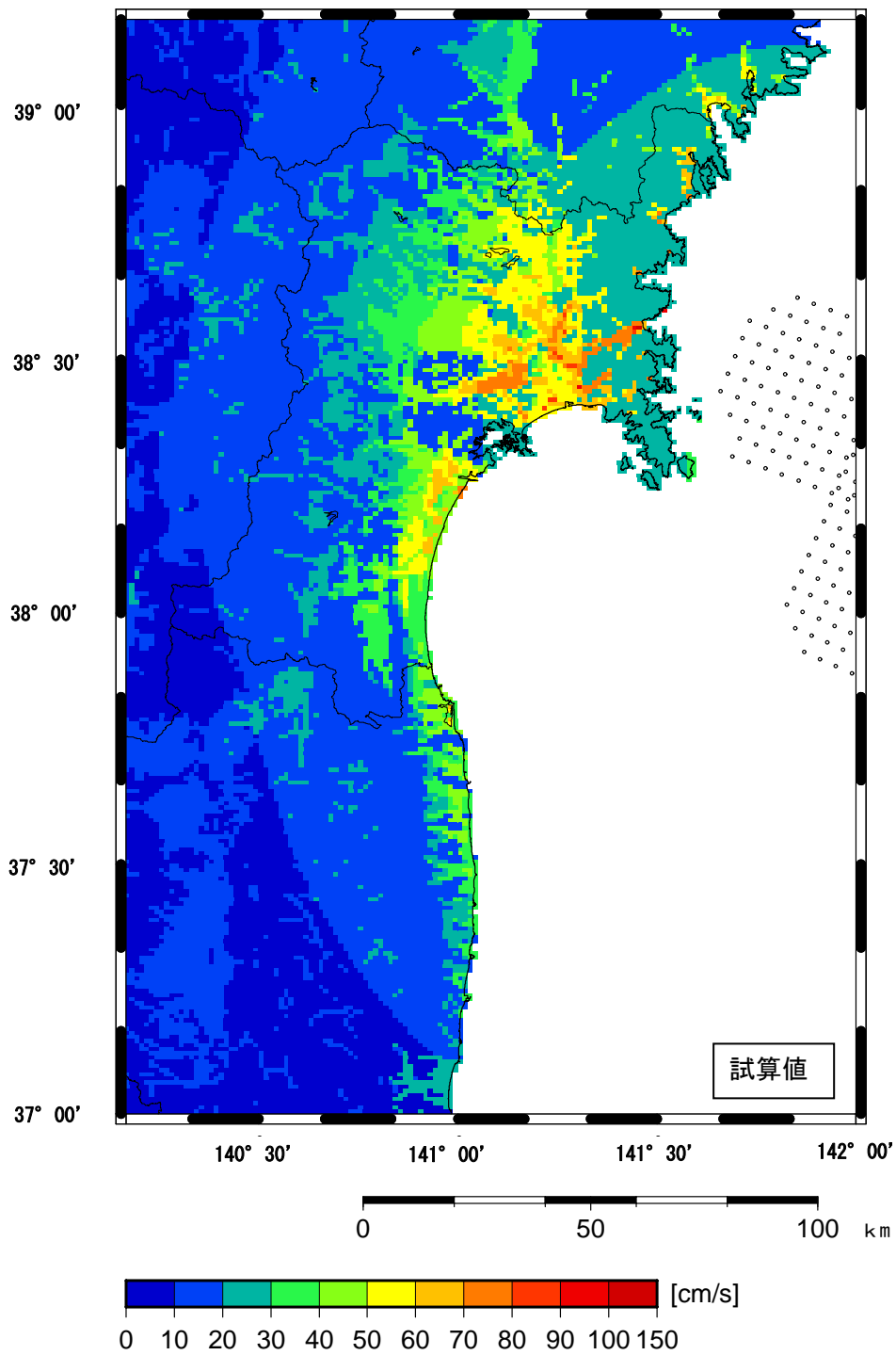


図 19 「簡便法」を用いた「連動した場合」の強震動予測結果（試算）
（地表の最大速度分布）

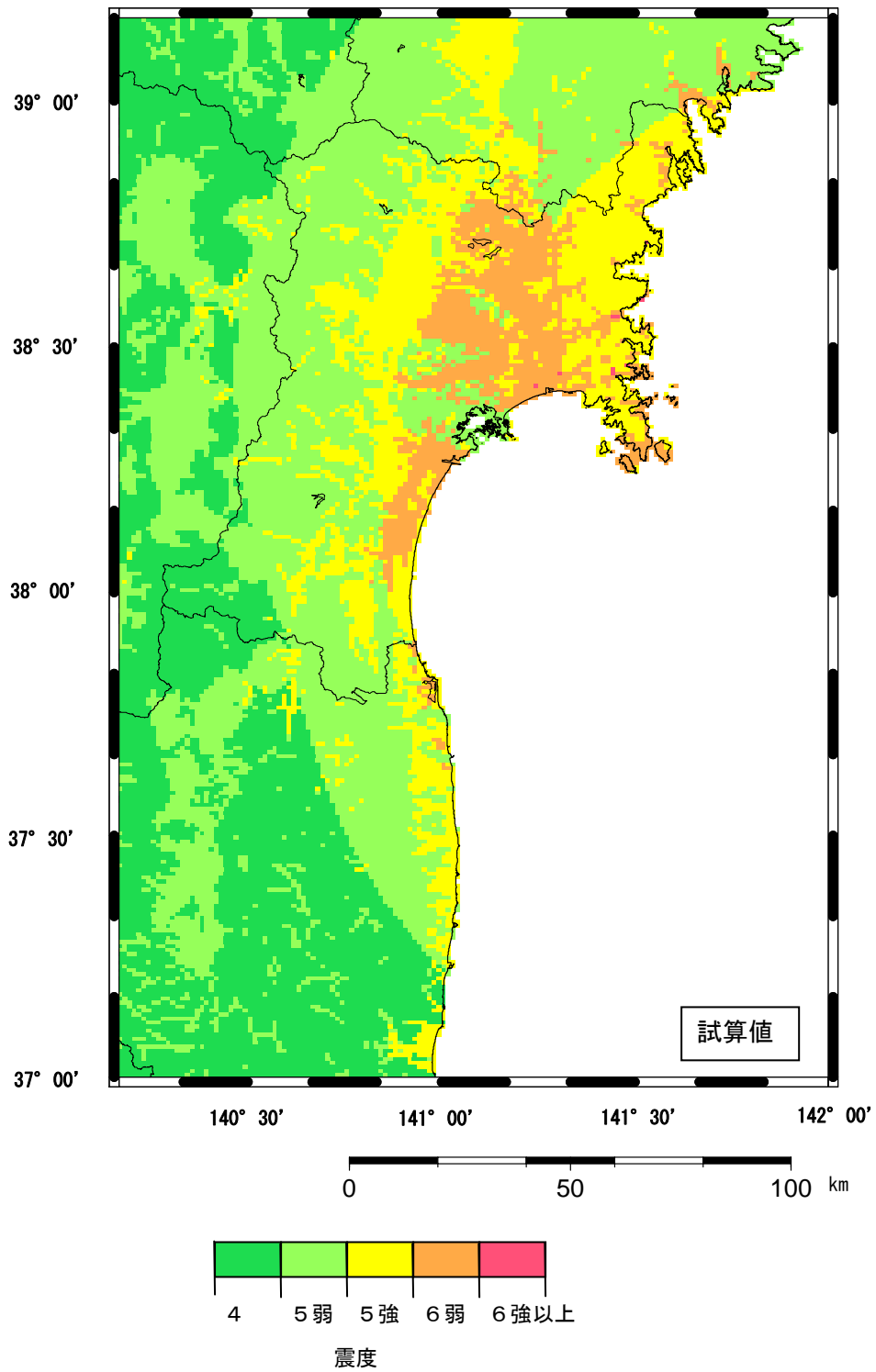


図 20 参考図：「連動した場合」（簡便法）と「単独の場合」（詳細法）とを比べ
大きいほうを採用した場合の震度分布（単独の場合は A1 および A2）（試算）

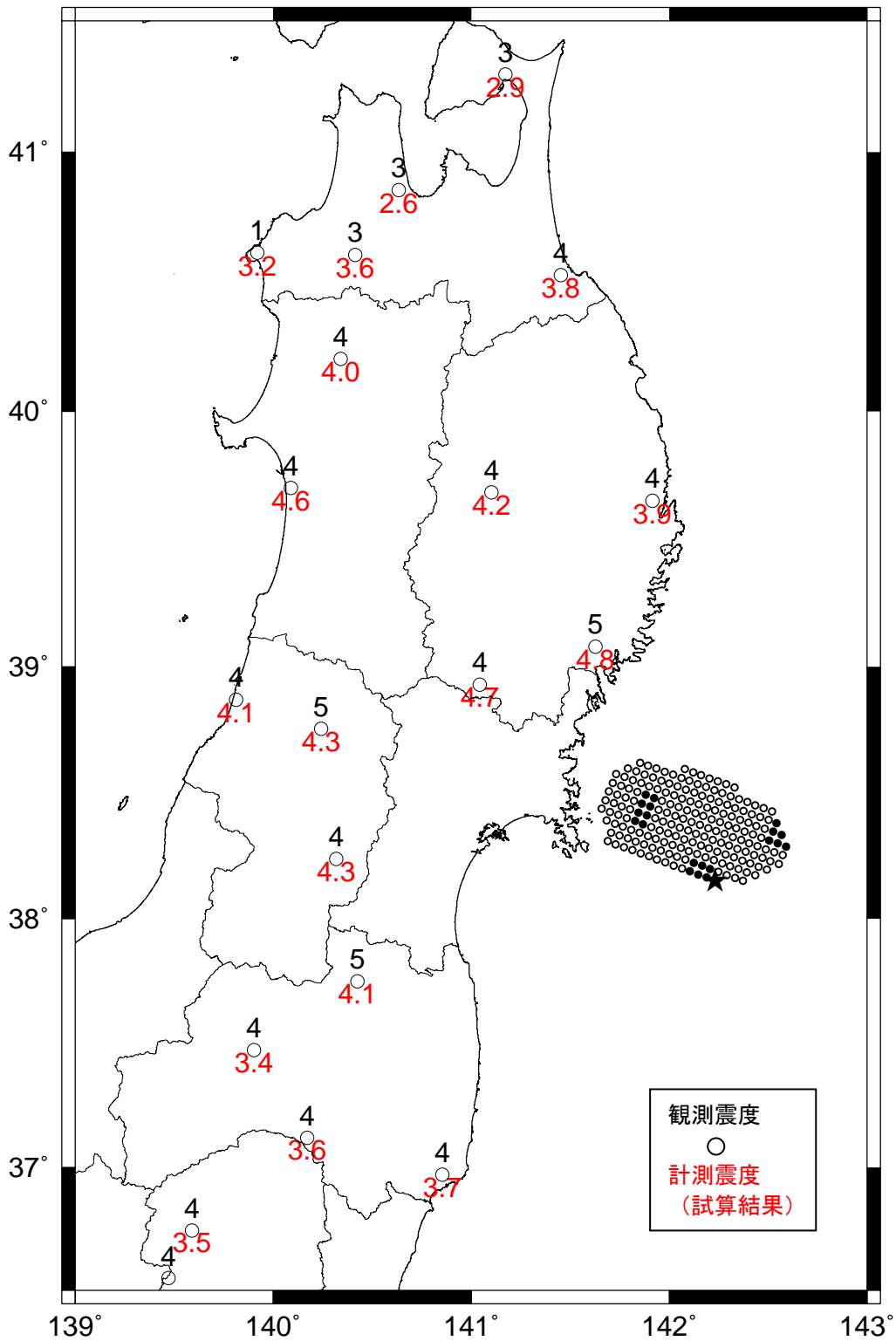


図 2 1 - 1 1978 年宮城県沖地震の観測震度と領域 A1 を震源としたケースの
強震動予測結果 (計測震度) (試算) の比較

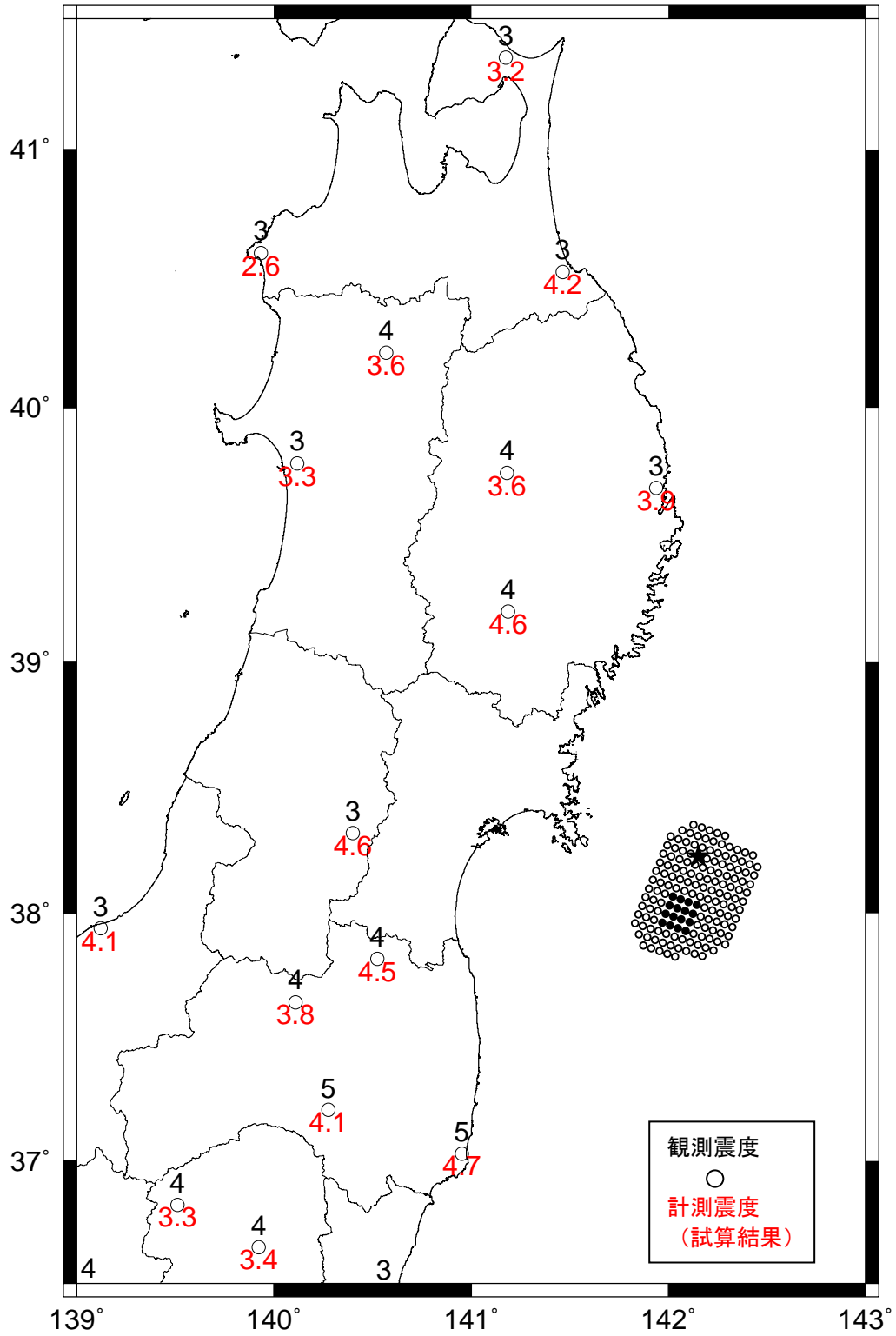
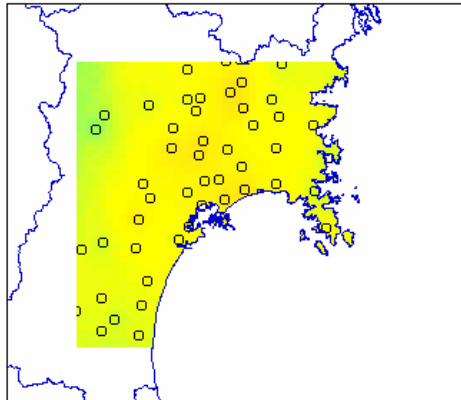
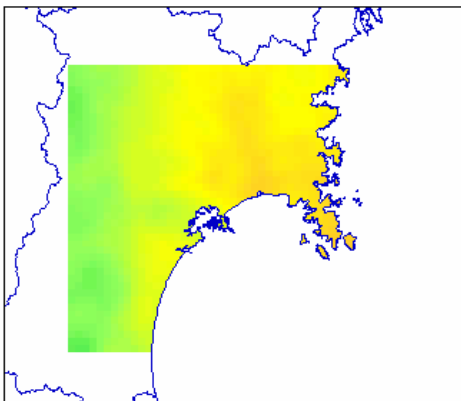


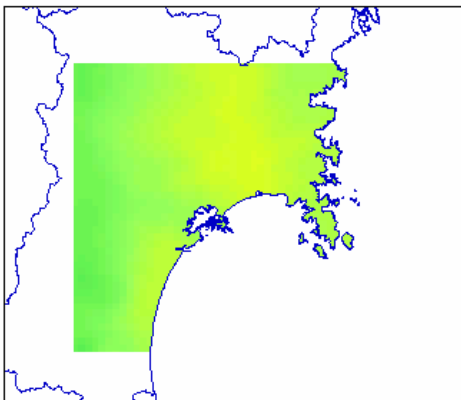
図 2 1 - 2 1936 年宮城県沖地震の観測震度と領域 A2 を震源としたケースの強震動予測結果 (計測震度) (試算) の比較



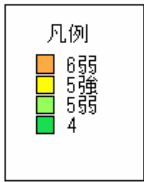
村井(1979)による 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度を 2km 間隔のグリッドに平滑化処理
○ : アンケート震度評価地



詳細法による強震動予測試算結果（震源域 A1；震度分布）を平滑化処理した図



簡便法による強震動予測試算結果（震源域 A1；震度分布）を平滑化処理した図



※平滑化処理：2km 間隔に設置したグリッドからの距離に比例した重みづけ各サンプル値の平均を表示

図 2 2 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度と強震動予測結果（試算）の比較

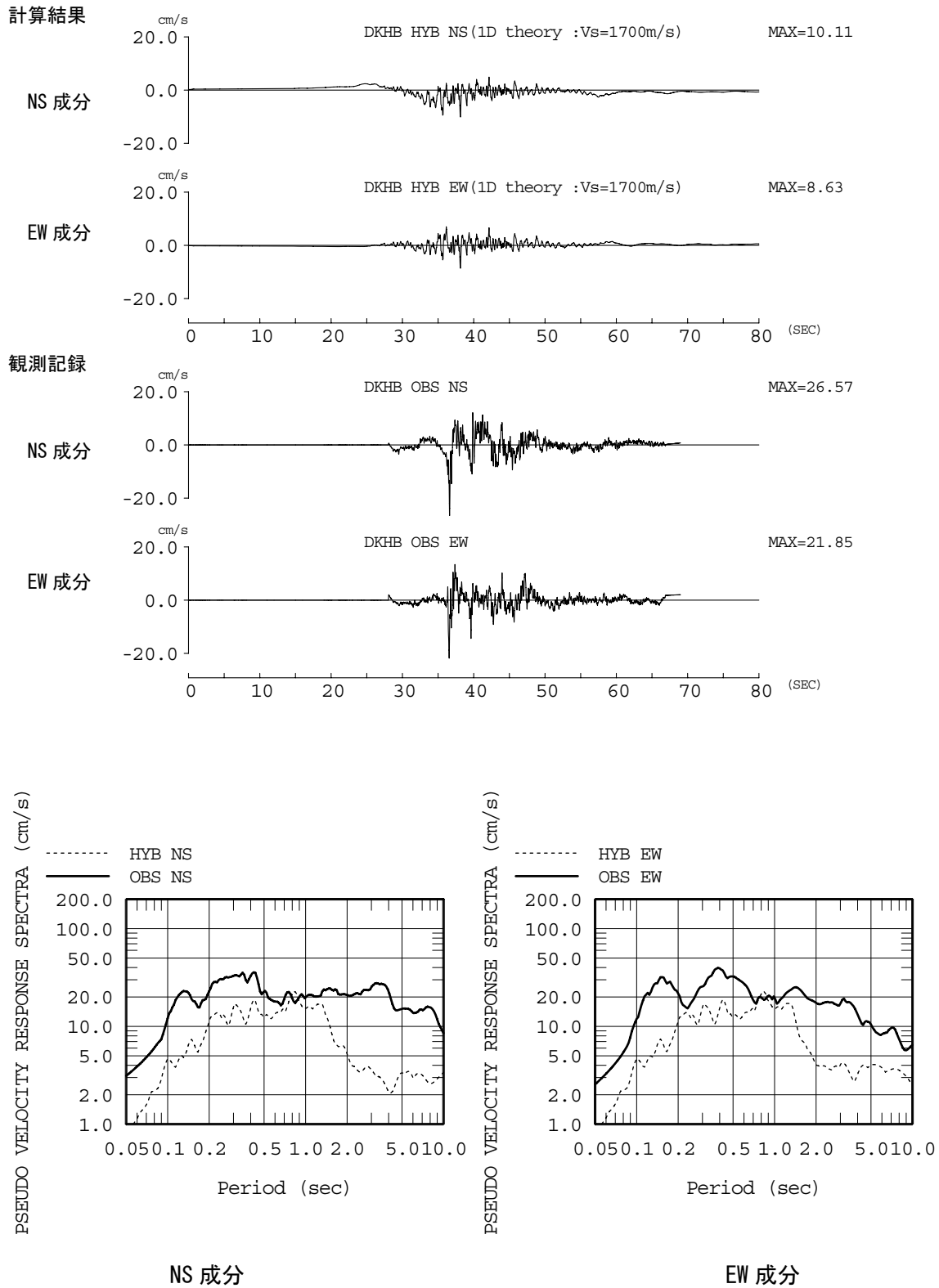


図 2 3 計算結果（試算）と観測記録（開北橋）の比較（ケース 1）
（上段：速度波形、下段：減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル）

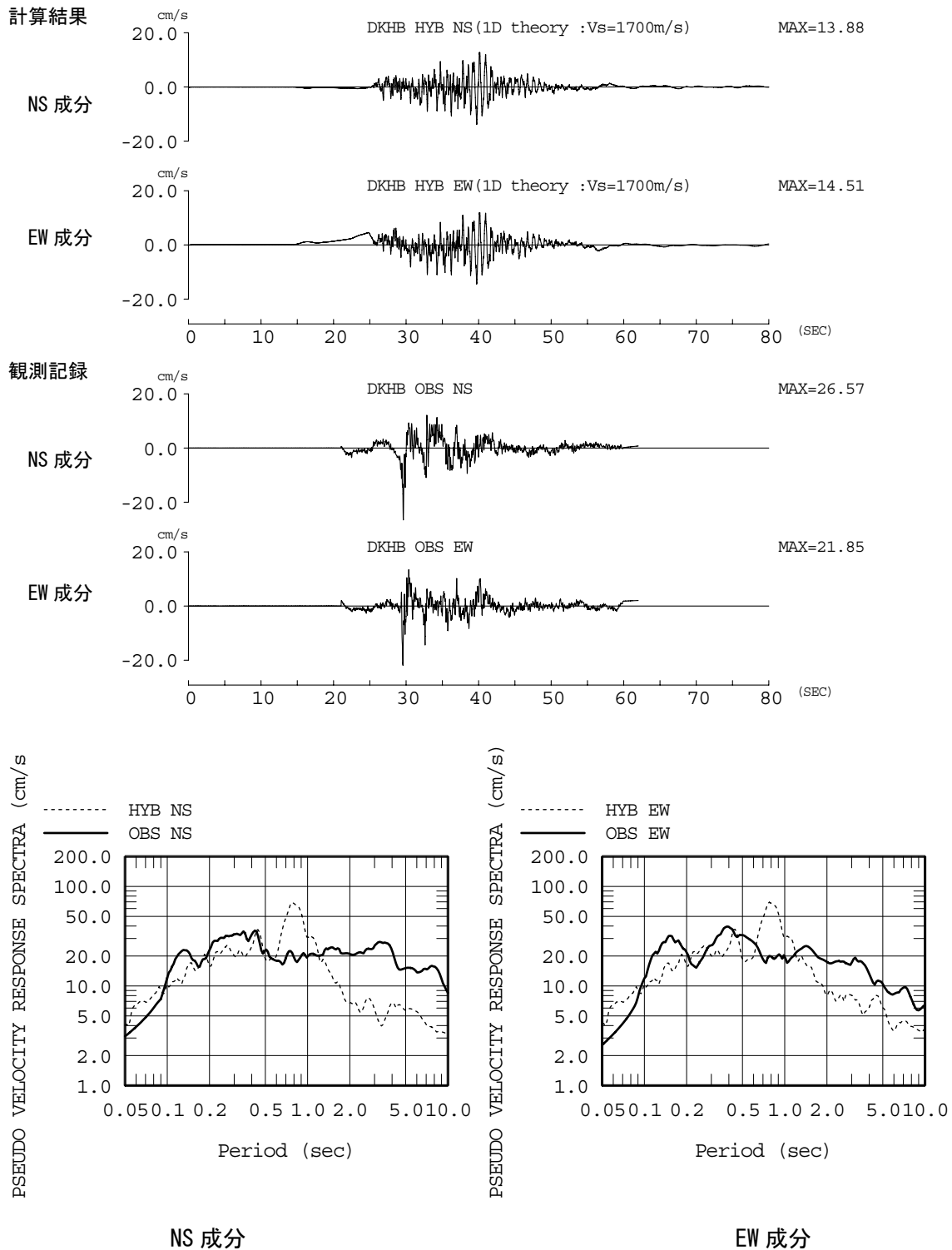
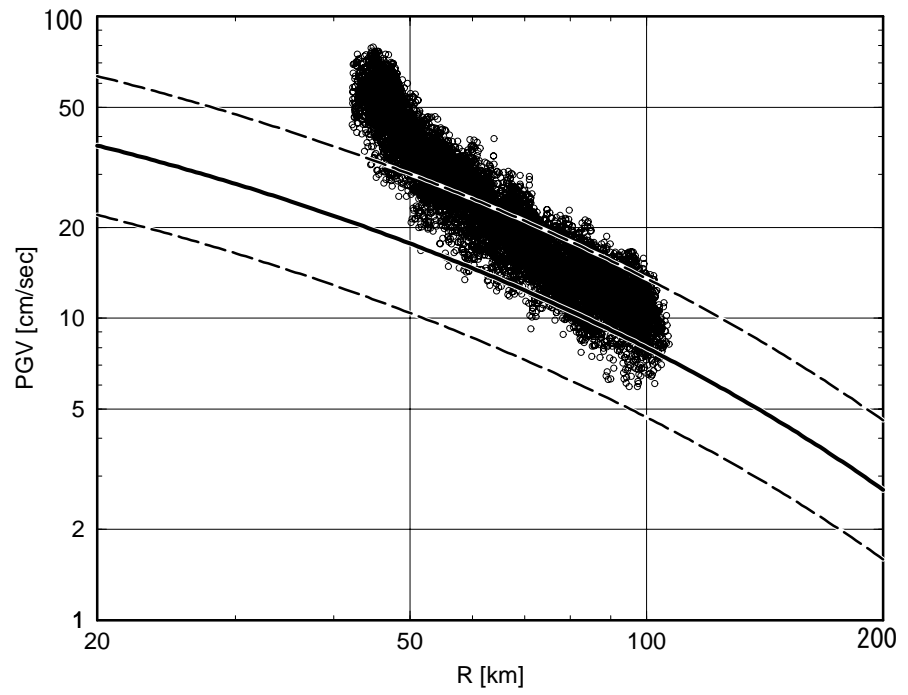


図 2.4 計算結果（試算）と観測記録（開北橋）の比較（ケース 2）
 （上段：速度波形、下段：減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトル）

A1



A2

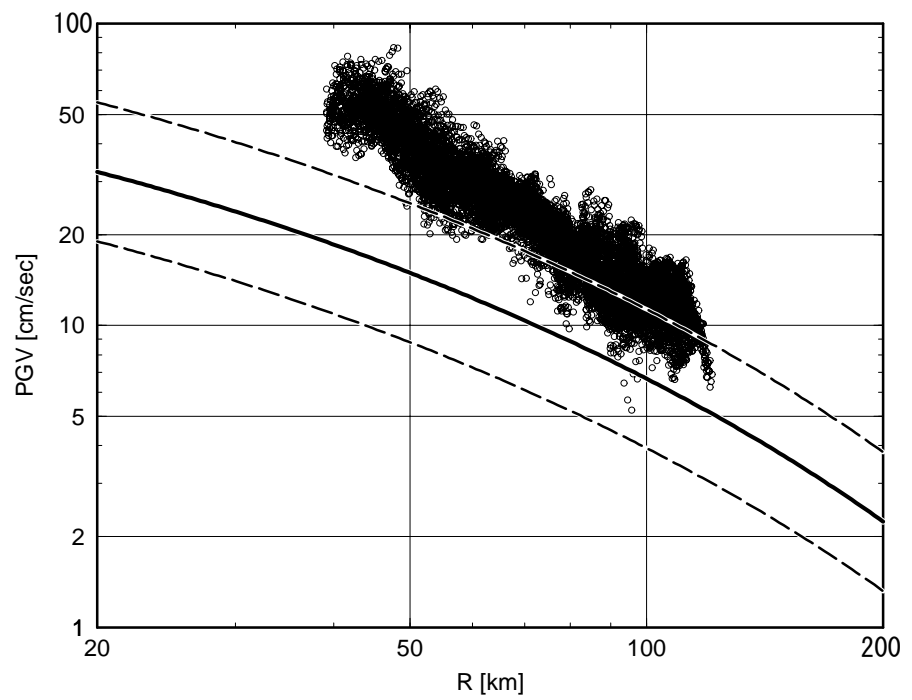
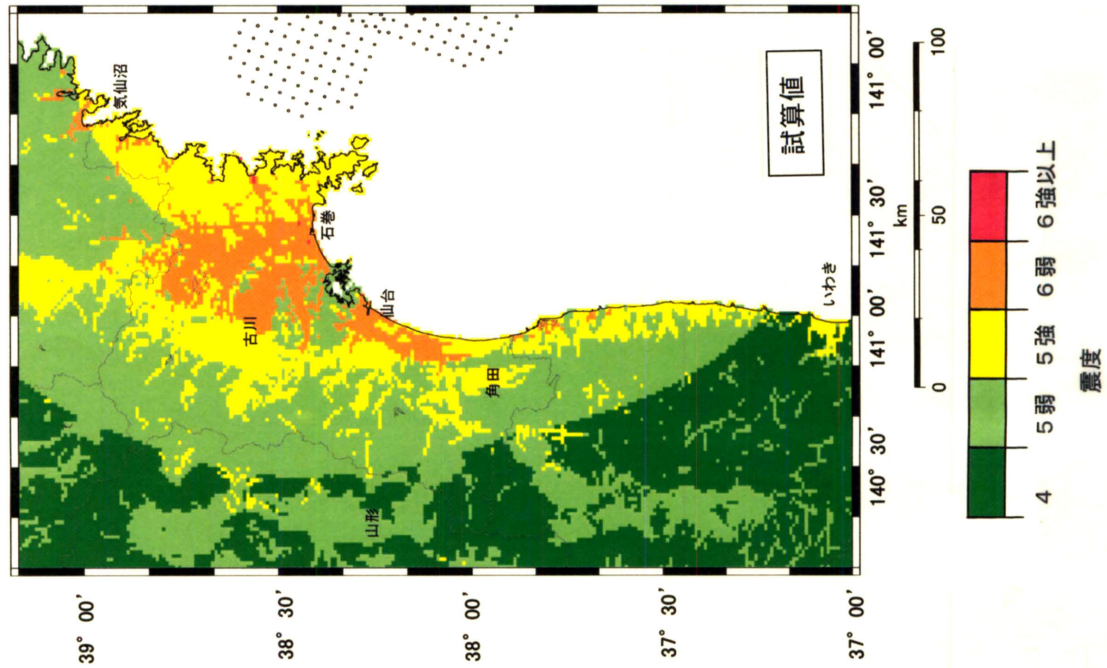


図 2 5 「詳細法」による「詳細法工学的基盤」における最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値（試算）と司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較

「簡便法」による強震動評価結果



1793年宮城県沖地震の震度分布
都司(2002)を基に編集

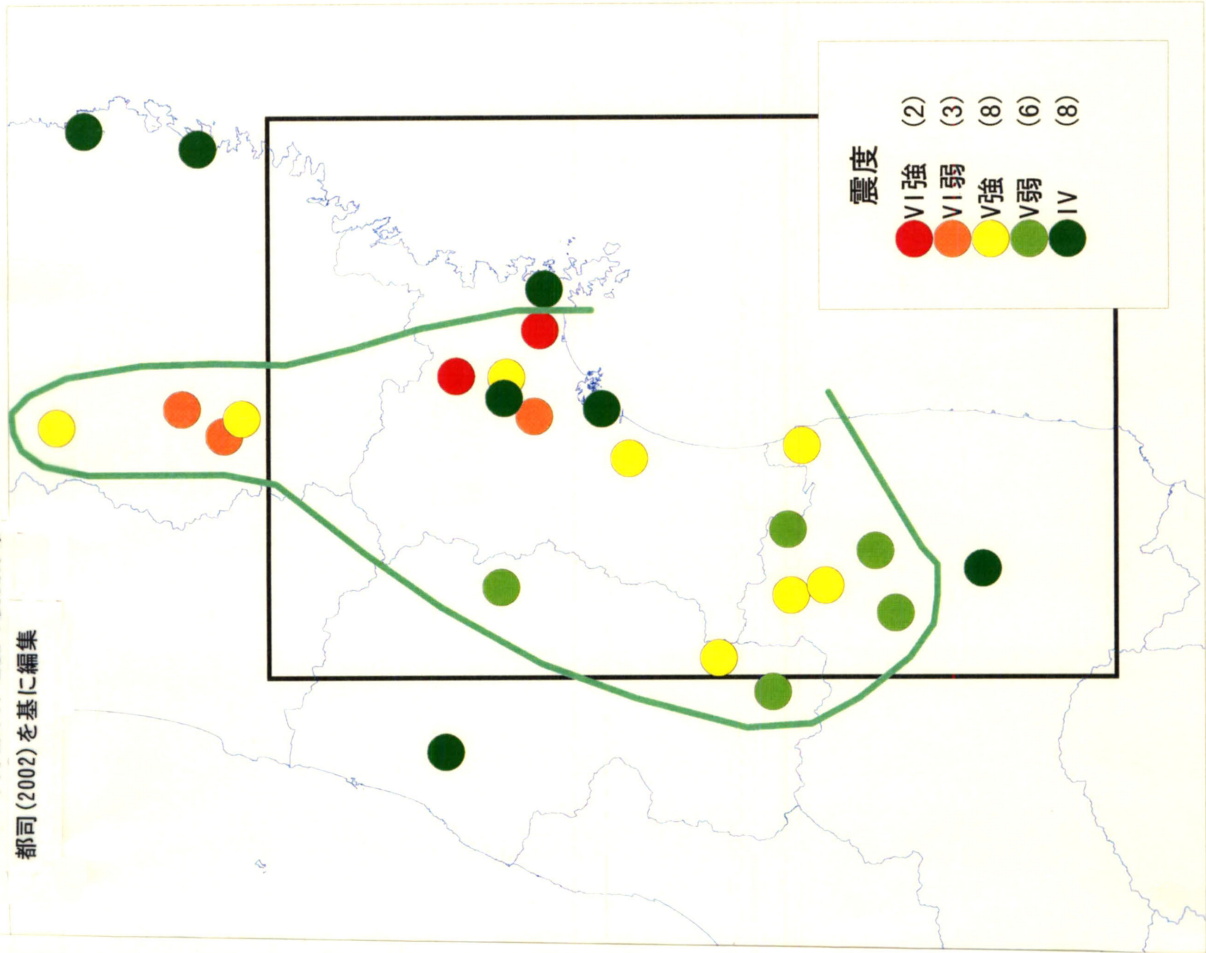


図 2.6 1793年宮城県沖地震の震度分布図と「簡便法」を用いた強震動評価結果（震度）（試算）との比較

次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について

平成 14 年 3 月 19 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会
長期評価部会

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）において、全国を概観した「地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また、強震動予測に利用できる形での断層パラメータを提供することを目指すこととしている。

このため、今回、発生が懸念される次の宮城県沖地震の発生領域（特に震源域）及び想定される震源域の形態について、「宮城県沖地震の長期評価」（地震調査委員会、平成 12 年 11 月）を踏まえ、また、これまでの関連する調査研究成果等を参考にして評価し、別添のとおりとりまとめたので報告する。

なお、本報告書は、強震動評価部会における審議に資する観点からとりまとめたものであり、本報告書の公表は強震動評価の公表と併せて行うこととする。

次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価

宮城県沖地震については、「宮城県沖地震の長期評価」（地震調査委員会、平成12年11月27日；以下「長期評価結果」という。）が取りまとめられている。ここでは、長期評価結果を踏まえ、またこれまでの関連する調査研究成果等を参考にして、発生が懸念される次の宮城県沖地震の発生領域（特に震源域）及び想定される震源域の形態（以下これらを総称して「震源断層の形状」という。）について全体像を次のように評価（以下「形状評価」という。）した。検討に際しては、強震動評価での利用を念頭においた。

1 震源断層の形状

形状評価の検討の対象の範囲は、長期評価結果で目安として示した地震の発生領域を含む図1に示す範囲である。また、長期評価結果では、陸寄りの海域に想定される震源域（以下「陸寄りの震源域」という。）だけが破壊する（ずれる）ことによって発生する地震の場合（以下「単独の場合」という。）と、陸寄りの震源域及び日本海溝寄りに想定される震源域が連動して発生する地震の場合（以下「連動した場合」という。）とがあるとした。

単独の場合の震源域は、近年の微小地震活動の分布、海底下構造調査、1978年及び1936年の地震の断層モデル（特にアスペリティ分布¹）等から総合的に判断して、領域A1又は領域A2のどちらかとなると考えられる（図2）。但し、どちらとなるかは判断できない。

連動した場合の震源域は、近年の微小地震活動の分布、1793年の地震の断層モデル等から総合的に判断して、領域A（A1とA2を合わせた領域）の範囲内及び領域Bとなると考えられる（図2）。

その他の項目も含めて形状評価の結果は表1に整理した。

2 今後に向けて

震源域が単独の場合、領域A1又は領域A2のどちらとなるかについて、それぞれの可能性の大きさの検討が必要である。

¹ 「アスペリティ」とは、通常は強く固着していて、ある時に急激にずれて（すべって）地震波を出す領域のうち、周囲に比べ特にすべり量が大きい領域のことである。なお、「アスペリティ」という用語については、各種定義があるが、この報告書では、震源断層面の不均質性を表す1つの概念モデルである「アスペリティモデル」（Lay *et al.*, 1982）を踏まえた定義を用いた。

表1 次の宮城県沖地震の震源断層の形状

項目	特性	根拠
地震の発生領域の目安	図2	地震の発生領域（特に震源域）及び震源域の形態は、単独の場合は、1978年及び1936年の地震のアスペリティの位置（〔11〕,〔12〕）を基に、各種断層モデル等を参考にして判断。また、連動の場合は海溝寄りの地震の断層モデル等を参考に判断。
震源域の形態(単独の場合・連動した場合とも同様)	東北地方が乗っている陸のプレート(以下「陸側のプレート」という。)と太平洋プレートの境界面(低角逆断層型) 図2、図3-1、図3-2	
震源域(断層面の分布) 単独の場合	図2のA1及びA2を含む範囲になる可能性が高いと考えられ、震源域はA1又はA2のどちらかとなると考えられる。但し、どちらとなるかは判断できない。 深さは、西端は約60km、東端は約20km。	断層面の分布は、単独の場合M7.5前後及び連動した場合M8.0前後(長期評価結果)及びアスペリティ分布（〔11〕,〔12〕）を踏まえ、断層面積とマグニチュードの間の関係式 $\text{Log } S = M - 4.0$ (〔10〕)を用いて設定。 断層面の分布のうち、プレート境界面の深さは、海底下構造調査の成果(図3-1,図3-2;〔3〕,〔4〕,〔5〕,〔6〕,〔1〕)等を踏まえて推定。
連動した場合	図2に示したA1、A2及びBを含む範囲になる可能性が高いと考えられ、震源域はAの範囲内及びBとなると考えられる。 東端の深さは約10km。	
地震時における平均的なずれの向き	約N115°E±10°(陸側のプレートに対する太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向（〔8〕,〔9〕）から推定。但し、宮城県沖付近のバックスリップモデル（〔7〕,〔2〕）も考慮。

引用文献

- [1] 伊藤亜妃・日野亮太・西野実・藤本博巳・三浦誠一・小平秀一・長谷見晶子(2002):エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造,地震2,(印刷中)。
- [2] Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki(2000): Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, Earth and Planetary Science Letters, 176, 117-130.
- [3] 三浦誠一・高橋成実・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001a):日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905航海-, JAMSTEC 深海研究, 18, 145-156,(海洋科学技術センター)。
- [4] 三浦誠一・仲西理子・小平秀一・高橋成実・鶴 哲郎・金田義行(2001b):日本海溝宮城沖前弧域の地震波速度構造(2),日本地震学会2001年秋季大会,P048.
- [5] Miura, S., A. Nakanishi, N. Takahashi, S. Kodaira, T. Tsuru, A. Ito, R. Hino and Y. Kaneda (2001): Seismic velocity structure of Japan Trench off Miyagi fore arc region, Northeastern Japan using airgun-OBS data, EOS Trans. AGU, Fall meeting suppl., 82, F1150.
- [6] Miura et al. (2002): 準備中。
- [7] Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa and S. Miyazaki (2000): Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, Tectonophysics, 323, 217-238. Ito et al. (2000)
- [8] 瀬野徹三(1993):日本付近のプレート運動と地震,科学,63,11,711-719.
- [9] Seno, T., T. Sakurai and S. Stein, (1996): Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, J. Geophys. Res., 101, No.B5, 11305-11315.
- [10] 宇津徳治(2001):「地震学」. 共立出版, 376pp.
- [11] 山中佳子・菊地正幸(2001):東北地方のアスペリティマップ,東京大学地震研究所広報,34,2-4.
- [12] Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2002):準備中。

次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価

図の目次

- 図 1 東北地方の微小地震の震源分布と本報告が評価対象とした宮城県沖の領域
- 図 2 次の宮城県沖地震の震源域と地震時における平均的なずれの向き
- 図 3 - 1 a 微小地震の震源分布と次の宮城県沖地震の震源域
- 図 3 - 1 b 震源域付近の断面図
- 図 3 - 2 微小地震の震源分布、海底下構造調査に基づくプレート上面の等深線図

1997.10.1 ~ 2002.1.30

N=60666

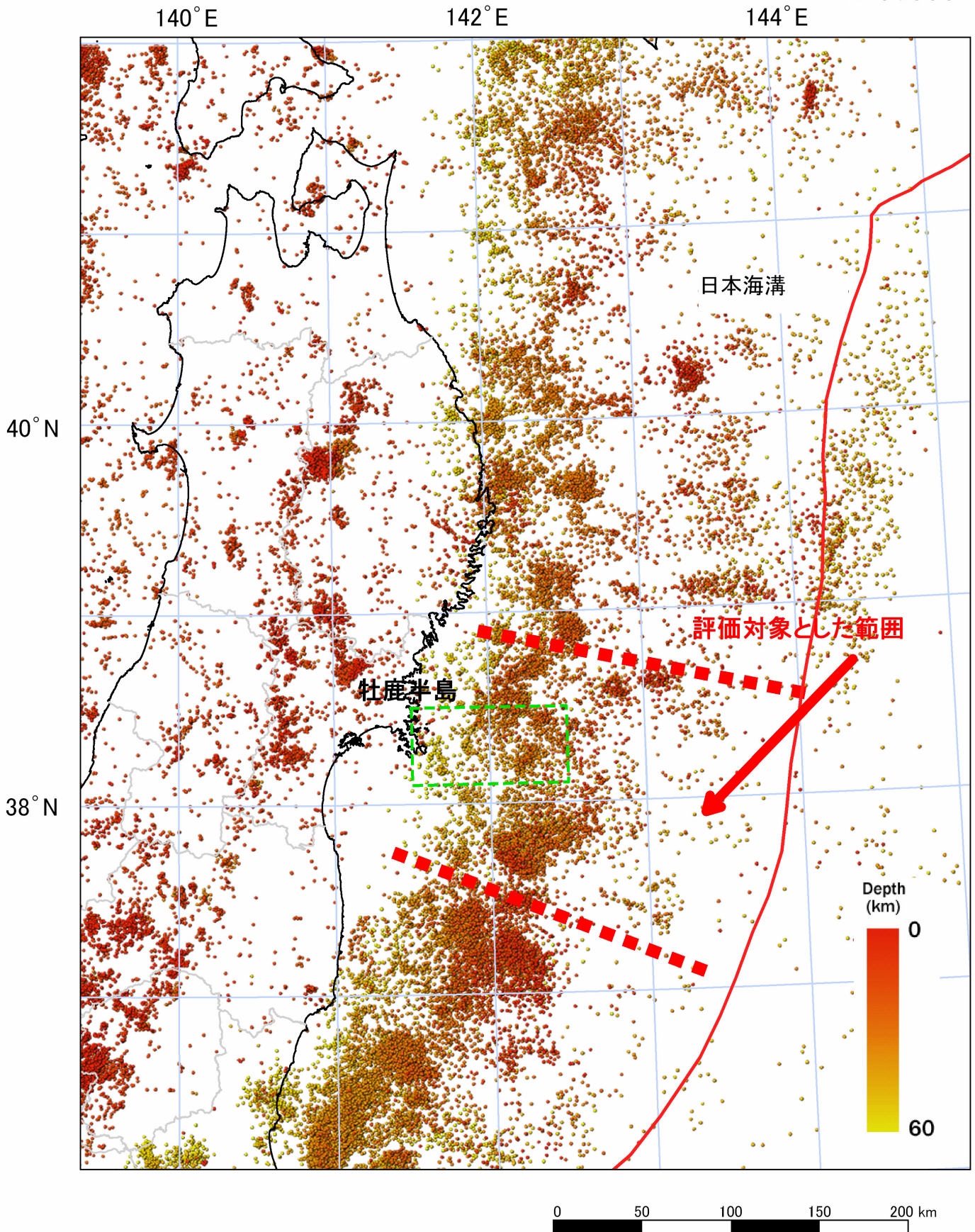


図1 東北地方の微小地震の震源分布と本報告が評価対象とした宮城県沖の領域

注) 震源の深さは、60km以浅。気象庁資料に加筆。図中、緑色の破線で示した矩形は長期評価結果で目安として示した地震の発生領域。

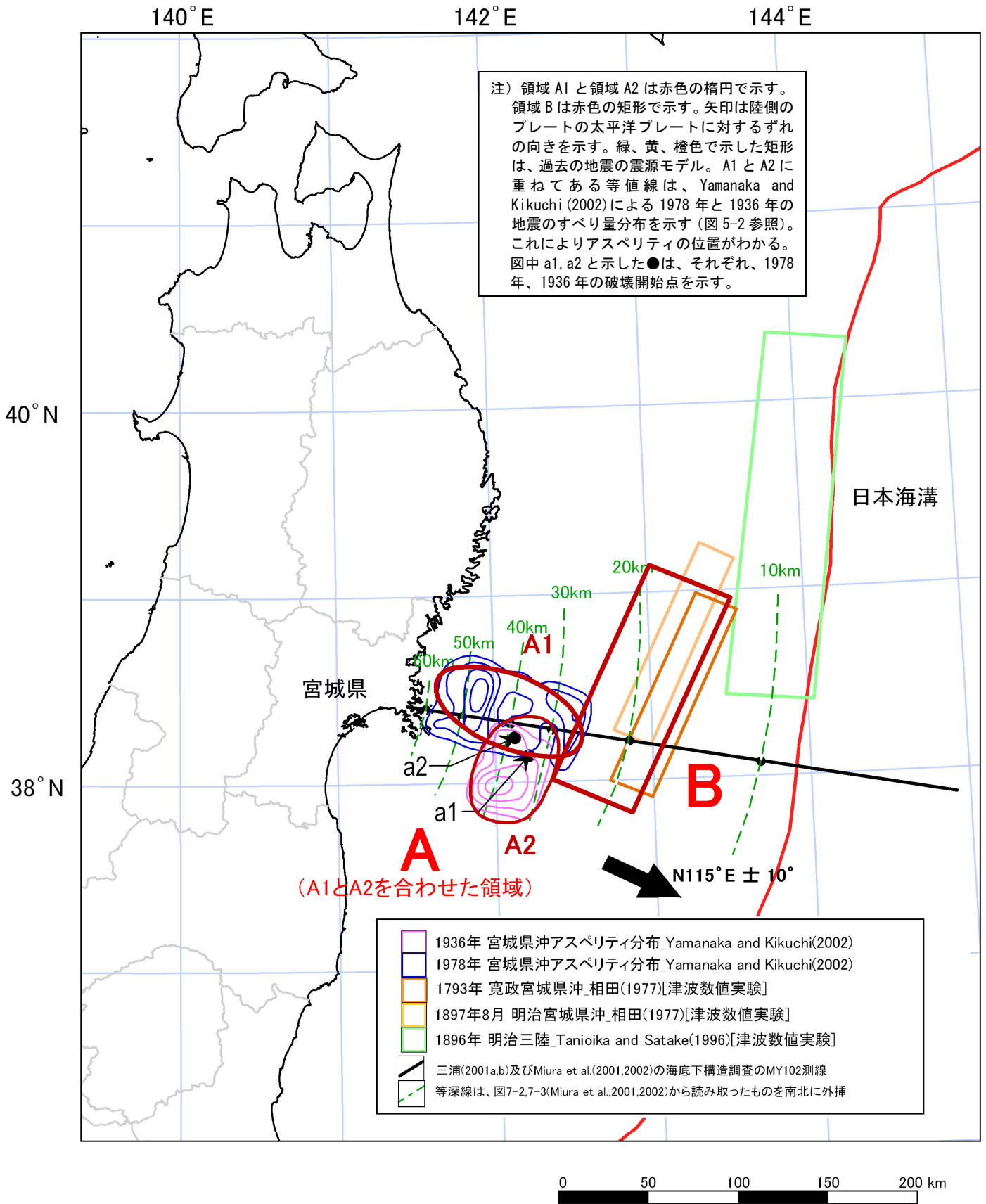


図2 次の宮城県沖地震の震源域と地震時における平均的なずれの向き

1997.10.1 ~ 2002.1.30

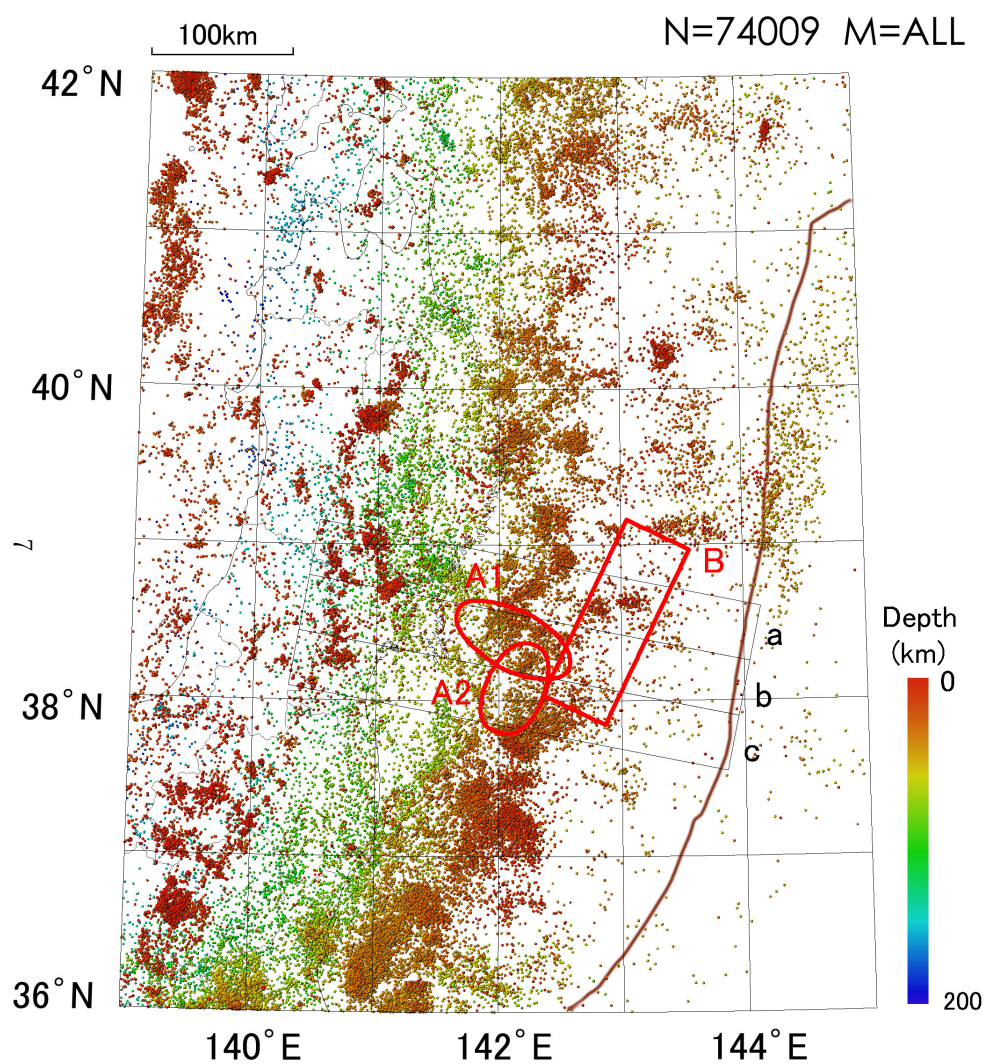


図3-1 a 微小地震の震源分布と次の宮城県沖地震の震源域
 注) 震源の深さは、200km 以浅。気象庁資料に加筆。
 A1, A2, B は、図2 に示した震源域。

- Miura et al.(2001,2002)
- ◎ Nishimura et al.(2000)
- Ito et al.(2000)

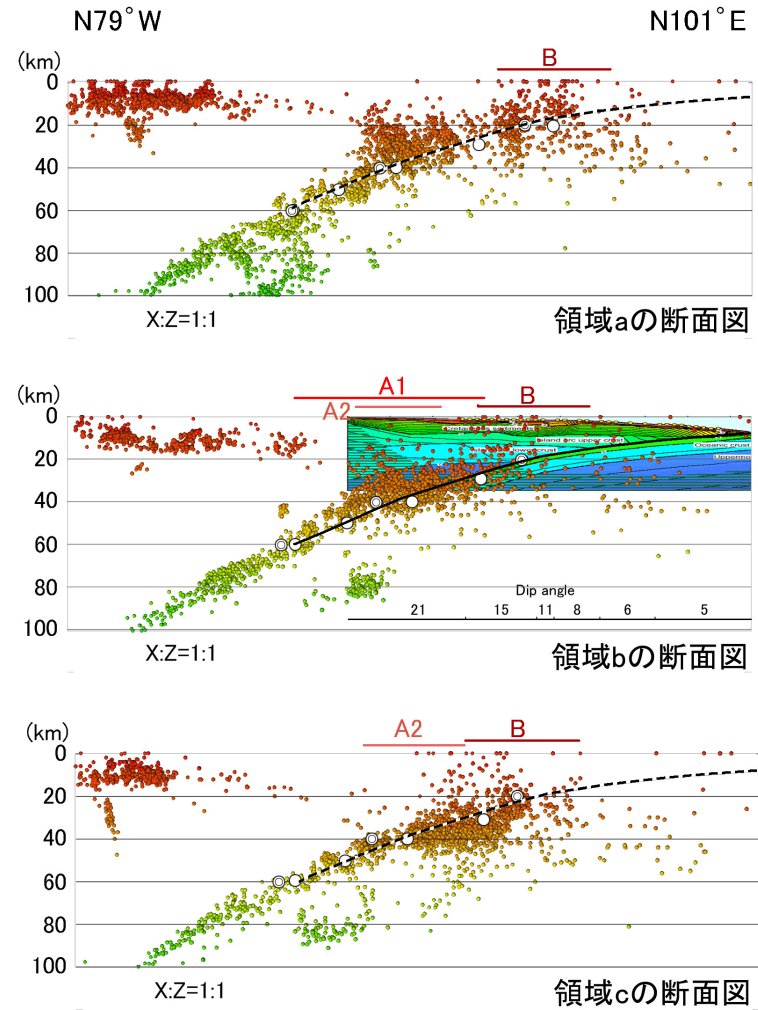


図3-1 b 震源域付近の断面図

注) ◎○印は Nishimura et al. (2000), Ito et al. (2000) がそれぞれバックスリップモデルで設定したプレート境界の深さ。領域 b の断面図の右上に挿入した図及び右下の Dip angle として表示されているプレート境界の傾きは、Miura et al. (2001, 2002) の 2 次元波線追跡法による速度構造の解析結果 (図 7-1, 7-2, 7-3 参照)。領域 b における黒実線は、図 7-2, 7-3 から読み取ったプレート境界、領域 a と c における黒点線は、黒実線を南北に外挿した断面を示す。断面図の上の A1, A2, B と傍線は、震源域の位置を示す。

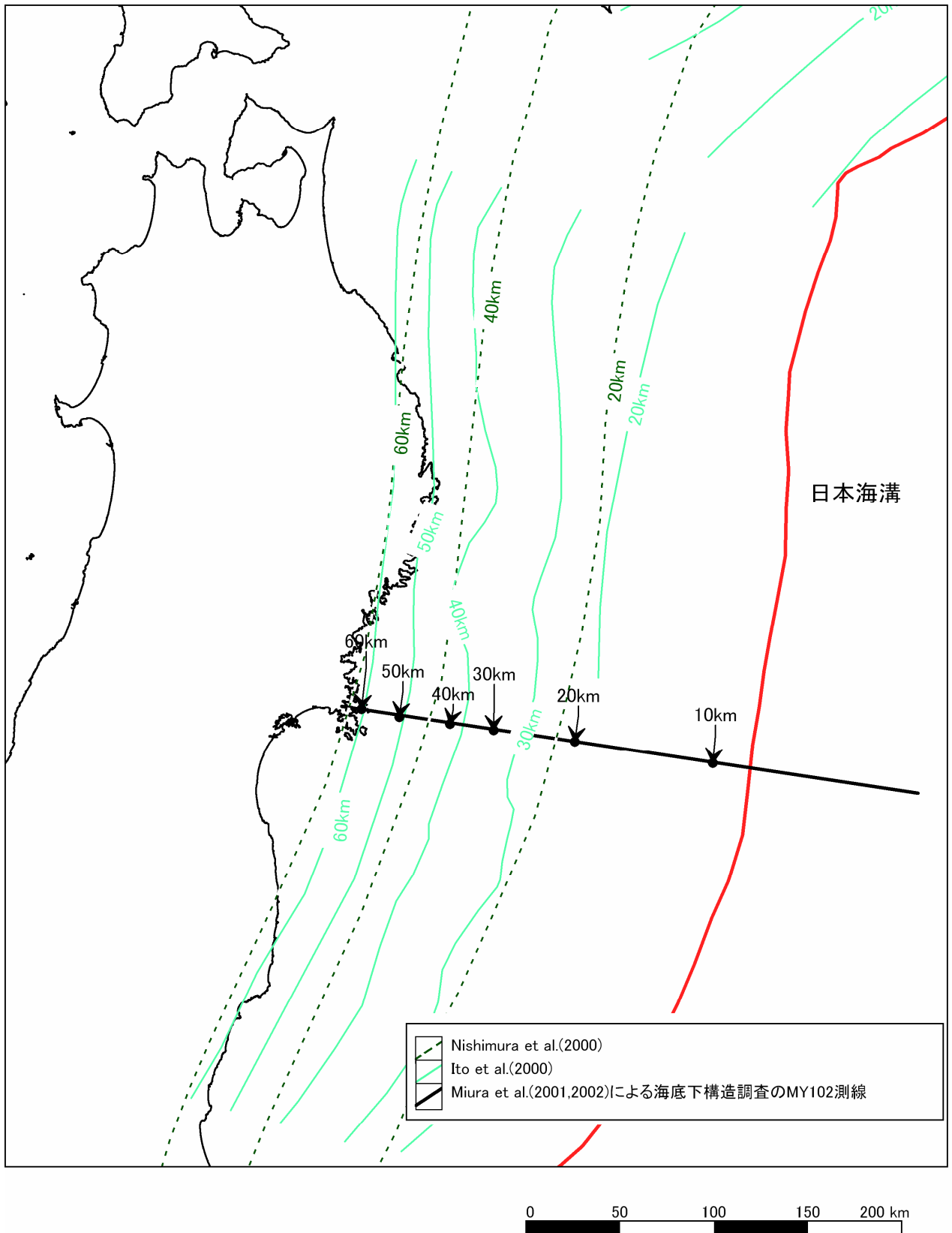


図3-2 微小地震の震源分布、海底下構造調査に基づくプレート上面の等深線図

説明

1 宮城県沖の地震の震源断層の形状に関するこれまでの主な調査研究

過去宮城県沖に発生した地震の震源モデルに関わる調査研究としては、海溝寄りに発生した1793年の地震及び1897年8月の地震に関して、相田（1977）がある。陸寄りに発生した1978年の地震に関して、瀬野（1979）、相田（1978）、Seno *et al.*（1980）、及びIida & Hakuno（1984）がある。また、1978年の地震を含む東北地方太平洋側で発生した主な地震についての地震記象を用いたアスペリティ分布の研究として、山中・菊地（2001）及びYamanaka & Kikuchi（2002）がある。さらに、当該地域の津波の波源域の研究として、羽鳥（1975, 1987）がある。

東北日本付近の太平洋プレートの沈み込みに関連したバックスリップモデルの研究としては、測地データを用いたEl-Fiky & Kato（1999）、並びにGPSデータを用いた伊藤他（1999）、Ito *et al.*（2000）、西村他（1999）及びNishimura *et al.*（2000）がある。

東北日本の日本海溝周辺の海底下構造については、三浦他（2001a, b）、Miura *et al.*（2001, 2002）、鶴他（2001）、伊藤他（2002）等がある。また、太平洋プレートの沈み込みに関連して発生する微小地震の震源分布の研究等としては、Umino *et al.*（1995）、Kosuga *et al.*（1996）、Hino *et al.*（1996）、Igarashi *et al.*（2001）等がある。

なお、地震調査委員会は、「宮城県沖地震の長期評価」（地震調査委員会, 2000；以下「長期評価結果」という。）を公表したが、その中では、宮城県沖地震の系列の同定に係わる調査研究を挙げている。

2 震源断層の形状に関する評価の説明

宮城県沖地震の震源域の形態については、長期評価結果を踏まえた。発生領域（特に震源域）については、長期評価結果に示された目安を参照した上で、近年の微小地震活動の分布等に基づくプレートの境界面の推定に関する研究成果、当該地域の速度構造についての研究成果、過去の宮城県沖地震の断層モデルの研究、及びバックスリップ¹モデルの研究成果を利用して総合的に評価した。

東北地方が乗っている陸のプレート（以下「陸側のプレート」という。）と太平洋プレートとの境界面の位置は、1997年10月以降に発生した微小地震の震源分布等（**図3-1**, **図3-2**；Umino *et al.*, 1995, Kosuga *et al.*, 1996, Hino *et al.*, 1996, Igarashi *et al.*, 2001）及び海底下構造調査の解析結果（**図7-1**, **図7-2**, **図7-3**；三浦他, 2001a, b, Miura *et al.*, 2001, 2002, 伊藤他, 2002）に基づき判断した。これらを踏まえると、プレート境界面は、日本海溝から西方100km程度（深さ約20km）までは5～8°の傾斜角となっており、そこからさらに西方100km付近まで徐々に急になり、領域A1（**図2**）の東端付近では約20度の傾斜となっていると考えられ、そのさらに西側では、深さ約60km以深で約30°の傾斜角

¹ プレート境界で地震が発生してから次の地震が発生するまでは、沈み込む海のプレートと陸のプレートとの境界面は固着しているため、海のプレートの沈み込みの進行につれて陸のプレートは引きずり込まれ、内陸側に押される。このようにして生じる陸のプレート内の変形は、プレート境界面上に仮想的な正断層のずれを与えることで表すことができる（Savage, 1983）。この仮想的なずれをバックスリップという。

となるように、徐々に急になっていると考えられる。

以下に単独の場合と連動した場合（評価本文参照）に分けて評価内容を説明する。

（１）単独の場合

地震の発生領域は、長期評価結果で単独の場合と評価した1835年、1861年、1897年2月、1936年、及び1978年の5つの陸寄りの地震によって生じた津波の波源域（図4；羽鳥，1987）、並びに1793年、1897年8月の2つの海溝寄りの地震及び1978年の陸寄りの地震の断層モデル（図5-1）を参照し、1978年以降の地震活動の震源分布等に基づくプレート境界面に関する研究成果（図3-1，図3-2）及びバックスリップモデル等（図6）を参考にして総合的に評価した。

（東端・西端）

西端は、次のように検討して評価した。

プレート境界の地震発生の陸側のプレートの厚さは60km程度である（例えば、瀬野，1995）。従って、60kmより深いところでは太平洋プレート上面は、アセノスフェアと接することとなり、プレート境界の地震は発生しない。このため、断層面の西端は、太平洋プレート上面の深さが60kmのところと判断した。なお、プレート境界面上の地震発生域（不安定すべりをする領域）は、温度100～150℃に相当する深さから、350～450℃までであるとされている（Hyndman *et al.*, 1997）が、岩手・宮城県境付近では太平洋プレートの上面付近の温度は深さ60kmで約300℃程度であり（Peacock & Wang, 1999）、上の判断と整合している。

東端は、1978年の地震の余震分布及び各種震源モデルを参照し、特に山中・菊地（2001）及びYamanaka & Kikuchi（2002）による1936年及び1978年の地震について推定されたアスペリティ分布（図5-2）を参考にし、プレート境界面の深さ約20kmの位置と判断した。

（北端・南端）

北端及び南端は、1978年の地震の余震分布及び各種震源モデルを参照し、特に山中・菊地（2001）及びYamanaka & Kikuchi（2002）による1936年及び1978年の地震について推定されたアスペリティ分布（図5-2）を参考にして、推定されているアスペリティを含む領域A1及び領域A2を含む範囲である可能性が高いと考えた。

一方、長期評価結果では、1936年の地震については、「この地震による津波の波源域は、1978年の地震による波源域の南側にずれて推定されているものの一部重なっており、震度分布を考慮して、宮城県沖地震の一つであると同定した。」としている。また、山中・菊地（2001）及びYamanaka & Kikuchi（2002）では、1978年の地震のアスペリティは領域A1内の東西に2ヶ所推定しており、1936年のアスペリティは領域A2内に1ヶ所推定している（図5-2）。海溝型地震では一般的に同じアスペリティを含んだ領域が繰り返し大地震の震源域になっているとの研究成果（山中・菊地，2001；Yamanaka & Kikuchi，2002）を踏まえ、次の地震の震源域は領域A1又は領域A2のどちらかとなると考えた。

このことから、次の宮城県沖地震の場合は、北側と南側のいずれの場合の発生も有り得ると考え、発生領域は図2に示すようにA1とA2の2ヶ所を想定した。但し、そのどちらとなるかを判断する材料は現在はない。

なお、領域A1の北端・南端及び領域A2の北端・南端・西端・東端の設定に用いたマグニチュードは、長期評価結果で単独の場合M7.5前後であるとしたことを踏まえた。長期評価結果では、1978年の地震はM7.4であり、1936年の地震はM7.5であるとしたが、Yamana & Kikuchi(2002)によるモーメントマグニチュード²は前者については7.5、後者については7.4である。ここでは次の地震の断層面積(物理学的な規模に係わりが深い)の評価では、領域A1についてはM7.5を、領域A2についてはM7.4をそれぞれ用いた。

(2) 連動した場合

連動した場合は、陸寄り及び日本海溝寄りに震源域がある。日本海溝寄りの震源域は、1793年の地震³及び1897年8月の地震⁴によって生じた津波の波源域(図4;羽鳥,1987)、並びにこれらの地震の断層モデル(図5-1;相田,1977)を参照し、1997年10月以降の微小地震の震源分布(図1)及びバックスリップモデル等(図6)を参考にして総合的に評価した。

(北東端)

北東端は、1793年の地震及び1897年8月の地震の震源モデル(図2;相田,1977)の北東端、並びに1896年の明治三陸地震の震源モデル(図2;Tanioka & Satake,1996)を参考にして判断した。

(南端等)

南端は、1793年の地震及び1897年8月の地震の震源モデル(図2;相田,1977)を参照するとともに、長期評価結果で連動した場合のマグニチュードをM8.0前後としていることを踏まえて、A1とBが連動した場合にM8.0となるとして、日本海溝寄りの震源域の面積を推定し、設定した。

海溝寄りの震源域は、陸寄りの震源域に比較して検討に用いる材料が少ないことから、その断層面の分布については矩形で表現することとし、1793年の地震及び1897年8月の地震の断層モデル(相田,1977)の走向に併走する向きに矩形(領域B)を設定した。また、領域A1及び領域A2と接するように設定した。なお、バックスリップモデルでは、領域Bの周辺はプレート間の固着は強いとされている(西村他,1999)。

3 地震時における平均的なずれの向きに関する評価の説明

地震時における平均的なずれの向きは、太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(Seno *et al.*,1996)がN65°W程度であることを踏まえ、バックスリップモデルにおけるスリップの向きが、N73°W±15°(1996~1998年のGPSデータ;Ito *et al.*,2000)、N60°W(1995年1年間のGPSデータの解析;Nishimura *et al.*,2000)、又はN48°W(測量データのうち、1966年~1995年の上下変位及び1979年~1991年の水平変位のデータ;E

² モーメントマグニチュードは、震源の物理学的な規模を表す地震モーメントという量から決められるマグニチュードである。

³ 長期評価結果で連動した場合と評価した地震。

⁴ 震源が日本海溝寄りにある(宇津,1999)地震。この地震は、1897年2月の地震と一組の地震であるとの見方もできると判断した。

1-Fiky & Kato, 1999) であることを参照して、陸側のプレート(震源断層の上盤側)の動く方向として $N115^{\circ} E \pm 10^{\circ}$ (太平洋プレートの動く向きは $N65^{\circ} W \pm 10^{\circ}$) と判断した(図2)。

引用文献 (アルファベット順)

- 相田勇 (1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, 52, 71-101.
- 相田勇 (1978) : 1978年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 53, 1167-1175.
- El-Fiky, G. S. and T. Kato(1999): Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion. *J. Geophys. Res.*, 104, 20361-20379.
- 羽鳥徳太郎(1975): 三陸歴史津波の規模と推定波源域. 地震研究所彙報, 50, 397-414.
- 羽鳥徳太郎(1987): 寛政5年(1793年)宮城県沖地震における震度・津波分布. 地震研究所彙報, 62, 297-309.
- Hino R., T. Kanazawa and A. Hasegawa(1996): Interplate seismic activity near the northern Japan Trench deduced from ocean bottom and land-based seismic observations, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93, 37-52.
- Hyndman, R. D., M. Yamano and D.A. Oleskevich(1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, 6, 244-260.
- Iida, M. and M. Hakuno (1984): The difference in the complexities between the 1978 Miyagiken-Oki earthquake and the 1968 Tokachi-Oki earthquake from viewpoint of short-period range. *Nat. Disas. Sci.*, 6(2), 1-26.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa(2001), Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 2177-2191.
- 伊藤亜妃・日野亮太・西野実・藤本博巳・三浦誠一・小平秀一・長谷見晶子(2002): エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造, 地震2, (印刷中).
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一 (1999) : GPS データのインヴァージョン解析から推定した東北日本におけるプレート間カップリングの推定, 月刊地球, 号外, 25, 158-165.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki(2000): Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 117-130.
- 地震調査委員会(2000) : 「宮城県沖地震の長期評価」, 18pp.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya(1996): Spatial distribution of intermediate depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Phys. Earth*

- Planet. Inter., 93, 63-89.
- Lay, T., H. Kanamori and L. Ruff (1982) : The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Prediction Res.*, 1, 3-71.
- 三浦誠一・高橋成実・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001a): 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905 航海-, *JAMSTEC 深海研究*, 18, 145-156, (海洋科学技術センター).
- 三浦誠一・仲西理子・小平秀一・高橋成実・鶴 哲郎・金田義行(2001b): 日本海溝宮城沖前弧域の地震波速度構造(2), *日本地震学会 2001 年秋季大会*, P048.
- Miura, S., A. Nakanishi, N. Takahashi, S. Kodaira, T. Tsuru, A. Ito, R. Hino and Y. Kaneda (2001): Seismic velocity structure of Japan Trench off Miyagi fore arc region, Northeastern Japan using airgun-OBS data, *EOS Trans. AGU, Fall meeting suppl.*, 82, F1150.
- Miura, S. et al. (2002): 準備中
- 西村卓也・三浦哲・立花憲司・橋本恵一・佐藤俊也・堀修一郎・村上栄寿・河野俊夫・仁田交市・三品正明・平澤朋郎・宮崎真一(1999): 1994 年三陸はるか沖地震の余効変動と三陸沖プレート間カップリング, *月刊地球*, 号外, 25, 152-157.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa and S. Miyazaki (2000): Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, 323, 217-238.
- Peacock, S. M. and K. Wang (1999): Seismic Consequences of Warm Versus Cool Subduction Metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan, *Science*, 286, 937-939.
- Savage, J. C. (1983): A dislocation model for strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4984-4986.
- 瀬野徹三(1979): 宮城県沖に予想される地震について. *地震予知連絡会会報*, 21, 38-43.
- 瀬野徹三(1993): 日本付近のプレート運動と地震, *科学*, 63, 11, 711-719.
- 瀬野徹三(1995): *プレートテクトニクスの基礎*, 朝倉書店.
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi (1980) : Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 39-61.
- Seno, T., T. Sakurai and S. Stein, (1996): Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, No. B5, 11305-11315
- Tanioka, Y. and K. Satake(1996): Fault parameters of the 1896 Sanriku Tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1549-1552.
- 鶴哲郎・朴進午・三浦誠一・林努(2001): 日本海溝における構造的浸食作用の地域性

とプレート境界のカップリング, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会,
Sz-P019.

Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa(1995): sP depth phase at small epicentral
distances and estimated subducting plate boundary.
Geophys. J. Int., 120, 356-366

宇津徳治(1999): 「地震活動総説」. 東京大学出版会, 894pp.

宇津徳治(2001): 「地震学」. 共立出版, 376pp.

Yamanaka, Y and M. Kikuchi(2002): 準備中.

山中佳子・菊地正幸(2001): 東北地方のアスペリティマップ, 東京大学地震研究所広報,
34, 2-4.

参考文献 (アルファベット順)

Asano, S., H. Okada, T. Yoshii, K. Yamamoto, T. Hasegawa, K. Ito, S. Suzuki, A.
Ikami and K. Hamada(1979): Crust and upper mantle structure beneath
northeastern Honshu, Japan as derived from explosion seismic observations,
J. Phys. Earth, 27, Suppl., S1-S13.

長谷川昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博(1983):
北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の驗震データの併合
処理—, 地震, 36, 129-150.

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特徴—〈追補版〉」.
395pp.

川崎一朗・浅井康広・田村良明(1998): 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時
空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング—中・長期予測の基礎—. 地
震 2, 50

Kwakatsu, H. and T. Seno(1983): Triple Seismic Zone and the Regional Variation
of Seismicity along the Northern Honshu Arc. J. Geophys. Res, 88, B5,
4215-4230.

Mazzotti, S., X. Le Pichon., P. Henry and S. Miyazaki (2000): Full interseismic locking
of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform
elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, J. Geophys.
Res, 105, B6, 13,159 - 13,177.

Nishizawa, A., T. Kanazawa, T. Iwasaki and H. Shimamura(1992): Spatial distribution
of earthquakes associated with the Pacific plate subduction off Northeastern
Japan revealed by ocean bottom and land observation. Phys. Earth
Planet. Inter., 75, 165-175.

Okada, H., S. Asano, T. Yoshii, A. Ikami, S. Suzuki, T. Hasegawa, K. Yamamoto, K.
Ito and K. Hamada(1979): Regionality of the upper mantle around
northeastern Japan as derived by big explosions at sea, I. SEIHA-1

explosion experiment, J.Phys. Earth, 27, Suppl., S15-S32.

Shimamoto, T. (1990): Deformation mechanisms and rheological properties of fault rocks in the strength-peak regime, International Symposium on Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors, 28-31.

宇佐美龍夫(1996):「新編 日本被害地震総覧」[増補改訂版 416-1995]. 東京大学出版会, 516pp.

次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価

図の目次

- 図 4 東北地方太平洋側で発生した津波の推定波源域(羽鳥(1987)に加筆)
- 図 5 - 1 1793年, 1897年, 1978年の宮城県沖地震の震源モデル
- 図 5 - 2 1936年, 1978年の宮城県沖地震のアスペリティ分布
- 図 6 東北地方太平洋側におけるバックスリップモデル
- 図 7 - 1 宮城県沖付近の海底下構造調査の測線図(三浦他, 2001a)
- 図 7 - 2 測線MY102上における2次元波線追跡法による速度構造モデル(Miura et al., 2002)
- 図 7 - 3 測線MY102上の速度構造モデルと反射面の推定位置(Miura et al., 2002)

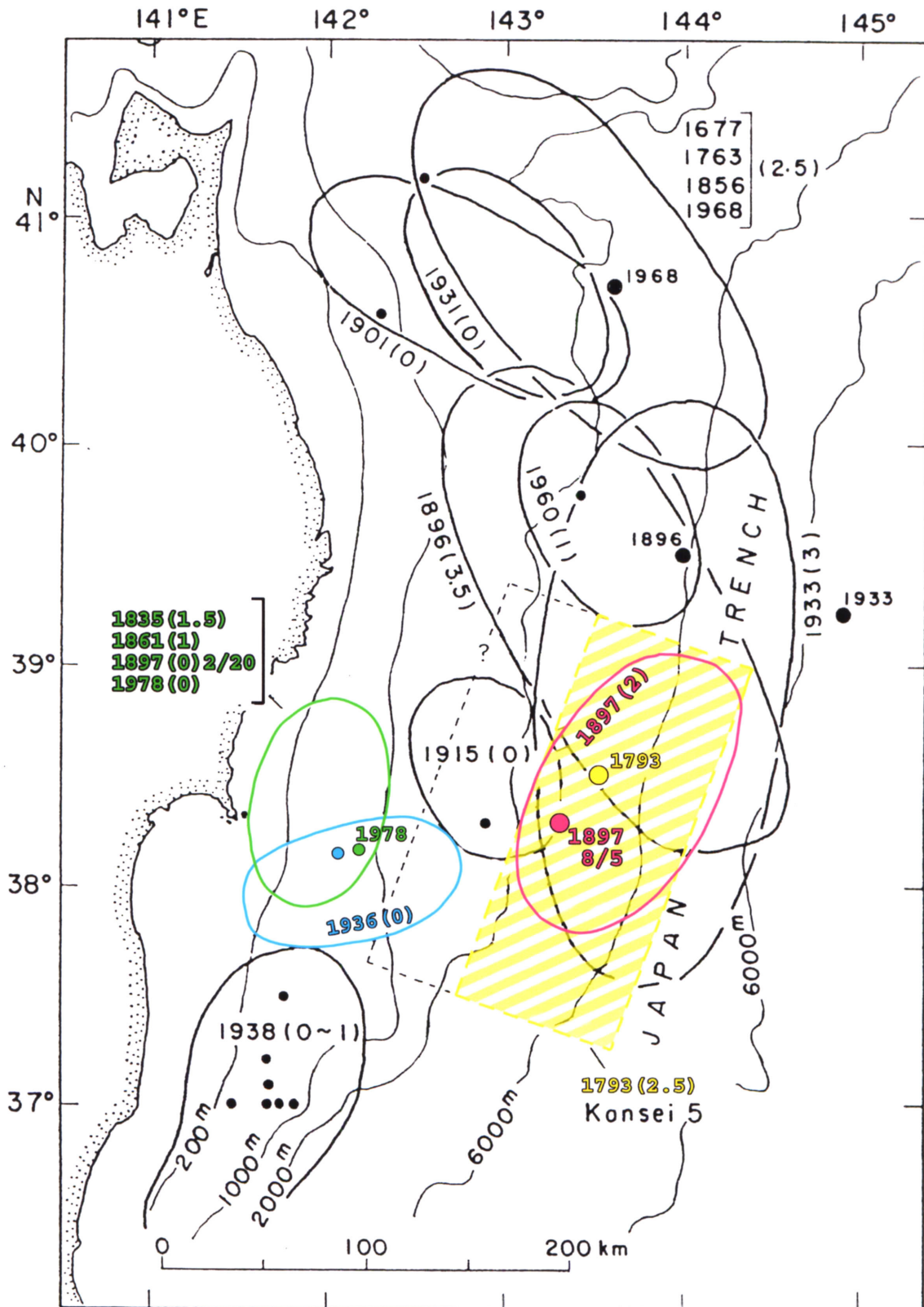


図4 東北地方太平洋側で発生した津波の推定波源域(羽鳥(1987)に加筆)

注) 楕円は波源域、傍の4桁の数字は発生年、括弧内の数値は「羽鳥による津波マグニチュード」、丸印は震央(原論文に示されたもの)。本報告書に関わる波源域と震央は、色分けして区別した。1936年の宮城県沖の波源域は、1978年のものよりも南側に位置する。羽鳥(1987)は、矩形の黄色の斜線領域が1793年の地震の波源域であると推定している。

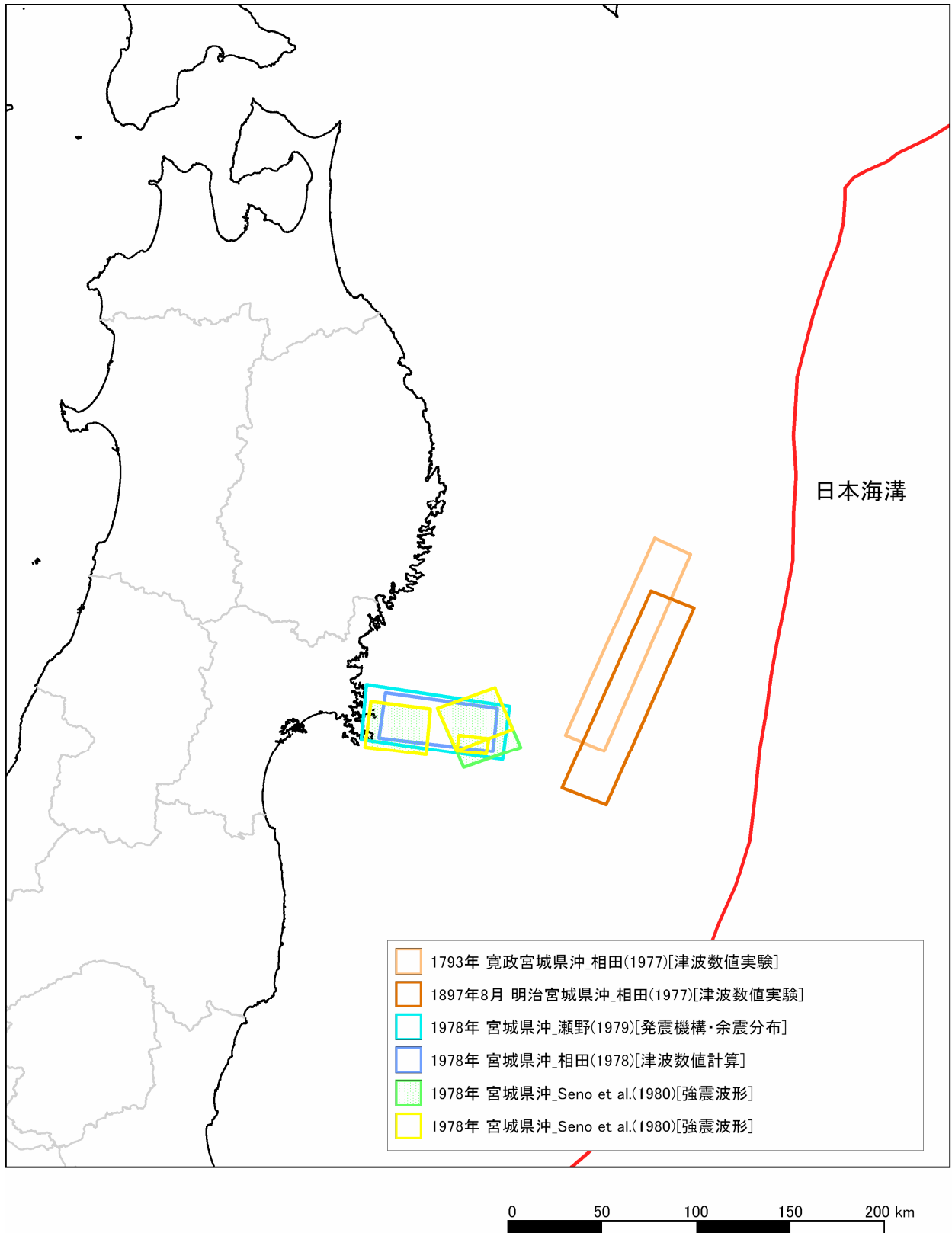


図5-1 1793年, 1897年, 1978年の宮城県沖地震の震源モデル

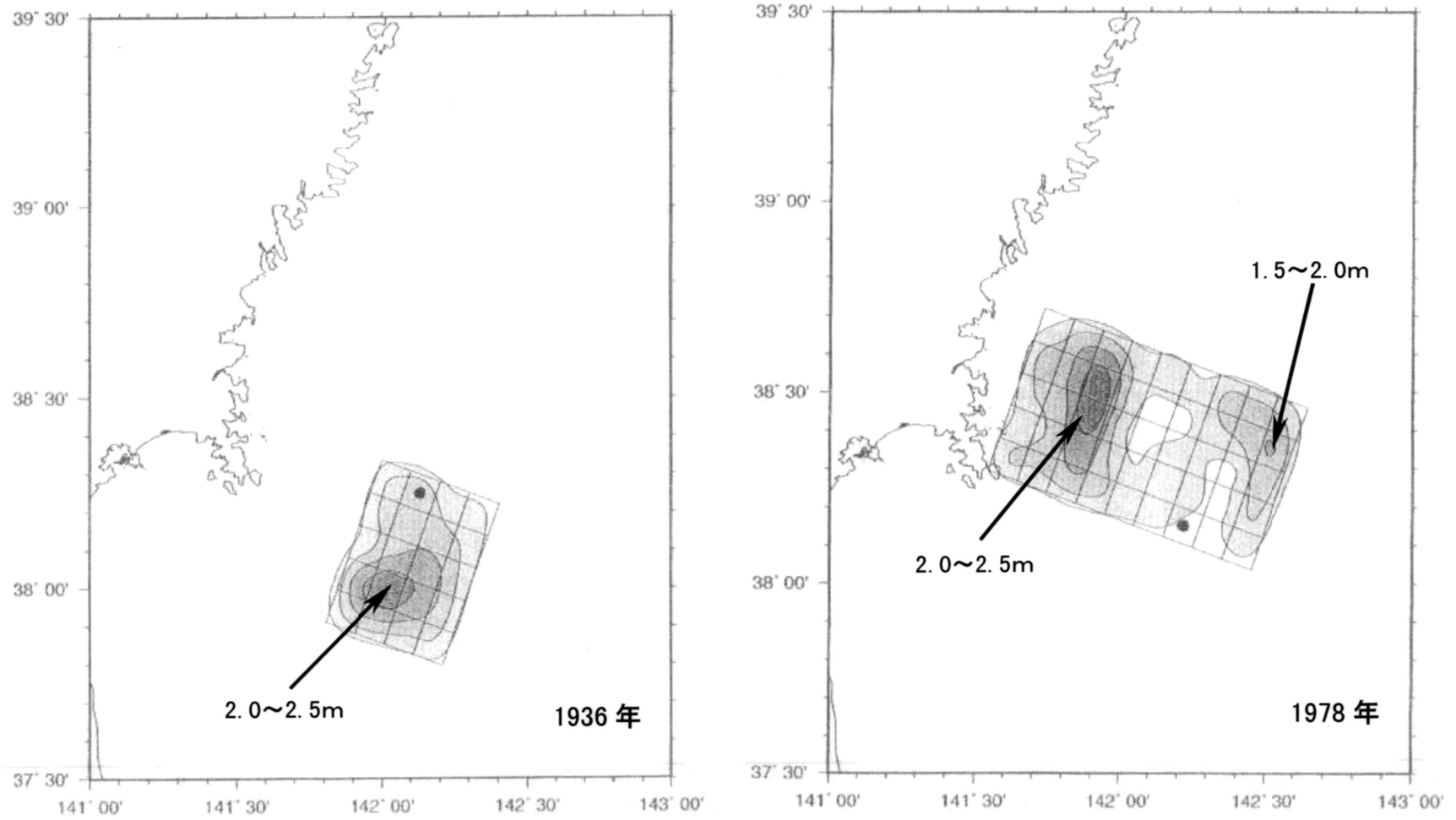


図5-2 1936年, 1978年の宮城県沖地震のアスペリティ分布

注) 山中・菊池(2001)及びYamanaka and Kikuchi(2002)による機械式強震計の波形記録を用いたアスペリティ分布の解析結果を示す。等値線は各場所におけるすべり量を示す。等値線の間隔は0.5m。●印は破壊開始点。

注) Nishimura et al., (2000), Ito et al., (2000)は最近の GPS 観測の結果を用い、それを説明するプレート境界面上のすべり分布を求めた。黒色ベクトル表示が Ito et al. (2000)による結果。青色等値線で示したものが、Nishimura et al. (2000)による結果。南側は、バックスリップを示しており(青色の陰影の部分及び西向きベクトル)、北側は、1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりを示している。赤い波線は本報告が評価対象とした領域(図 1 参照)。

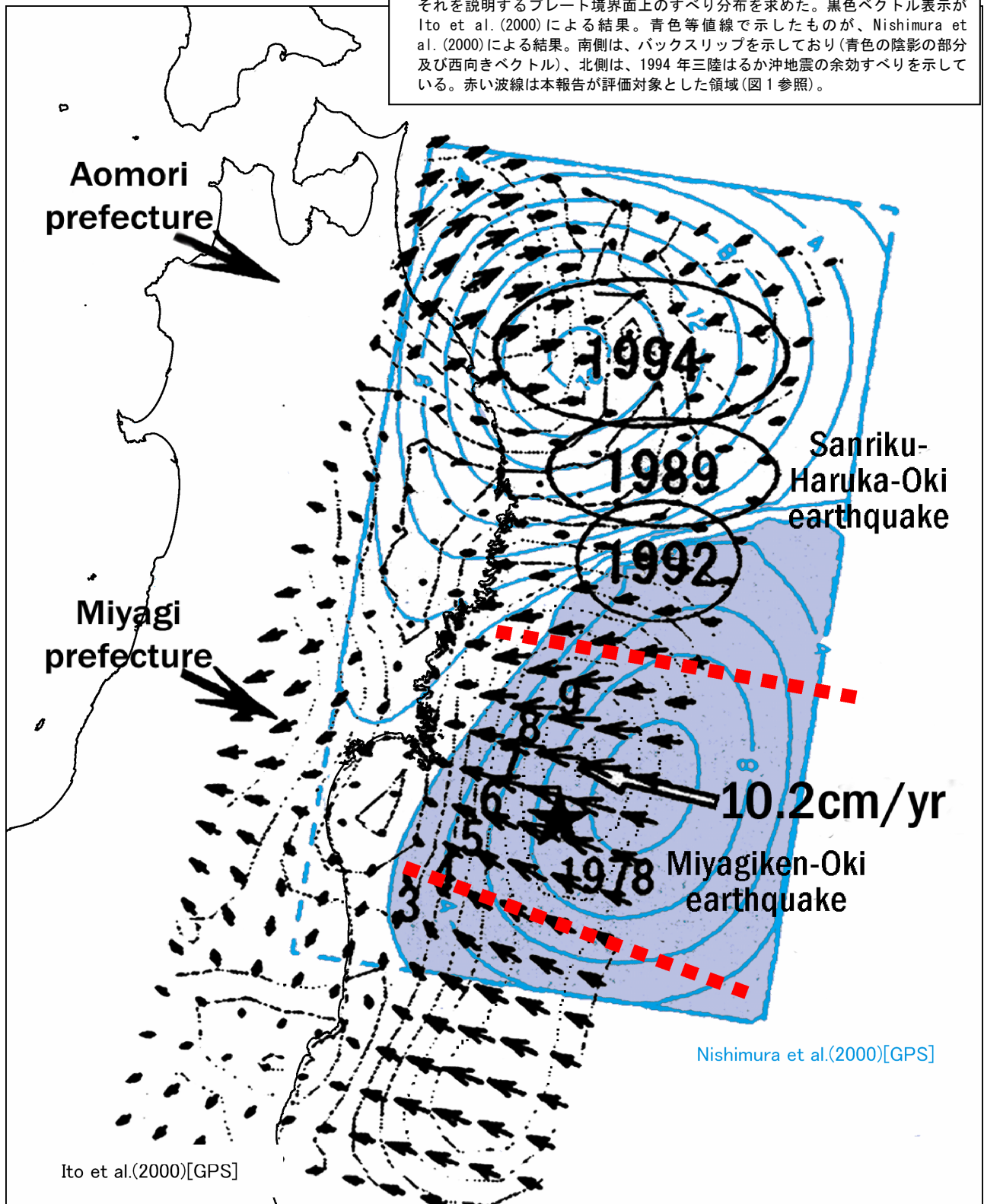


図 6 東北地方太平洋側におけるバックスリップモデル

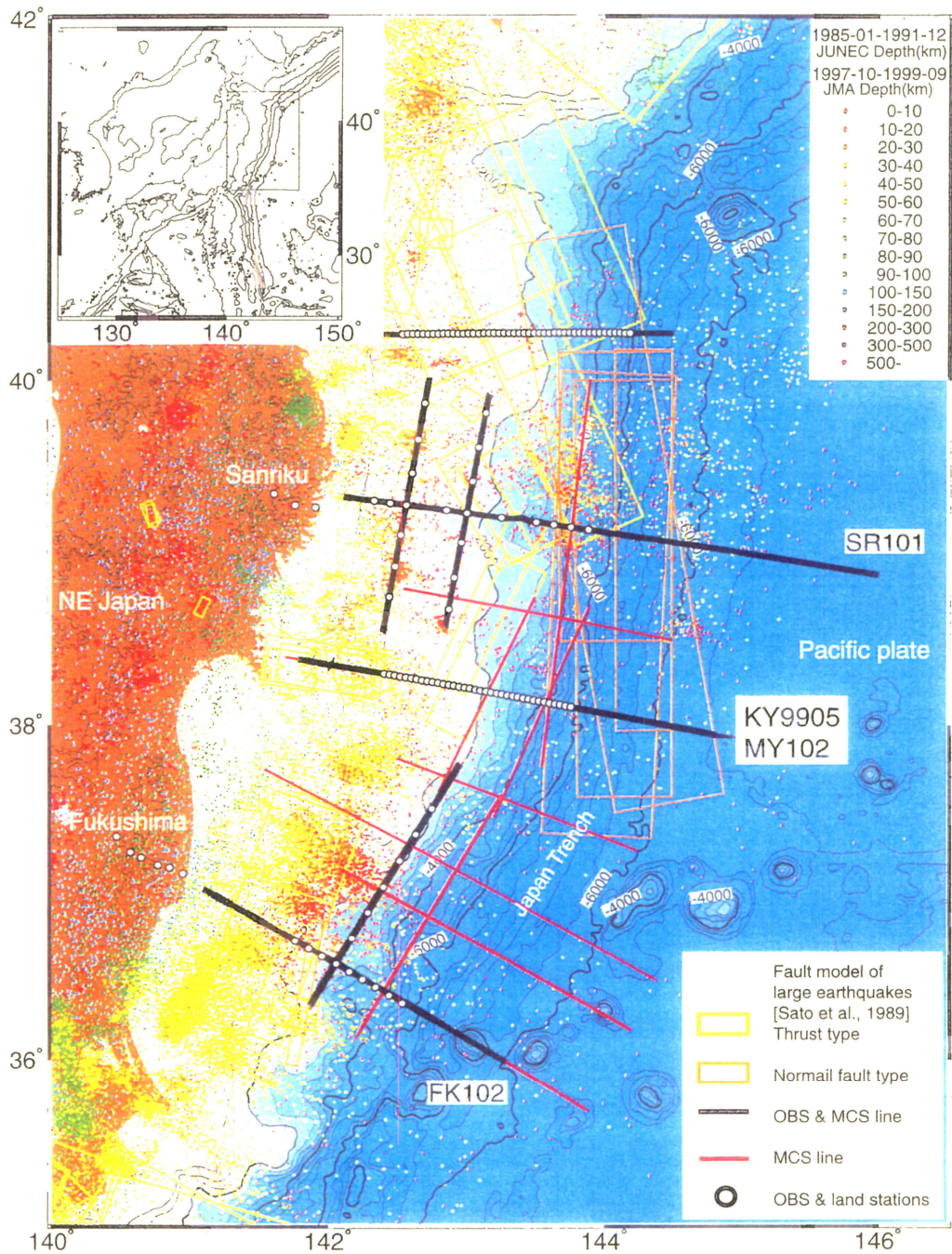


図 7 - 1 宮城県沖付近の海底下構造調査の測線図(三浦他, 2001a)

注) 深さ方向の推定に用いた海底下構造調査の測線は图中 KY9905MY102。
 KY9905MY102 は MY102 と同様。

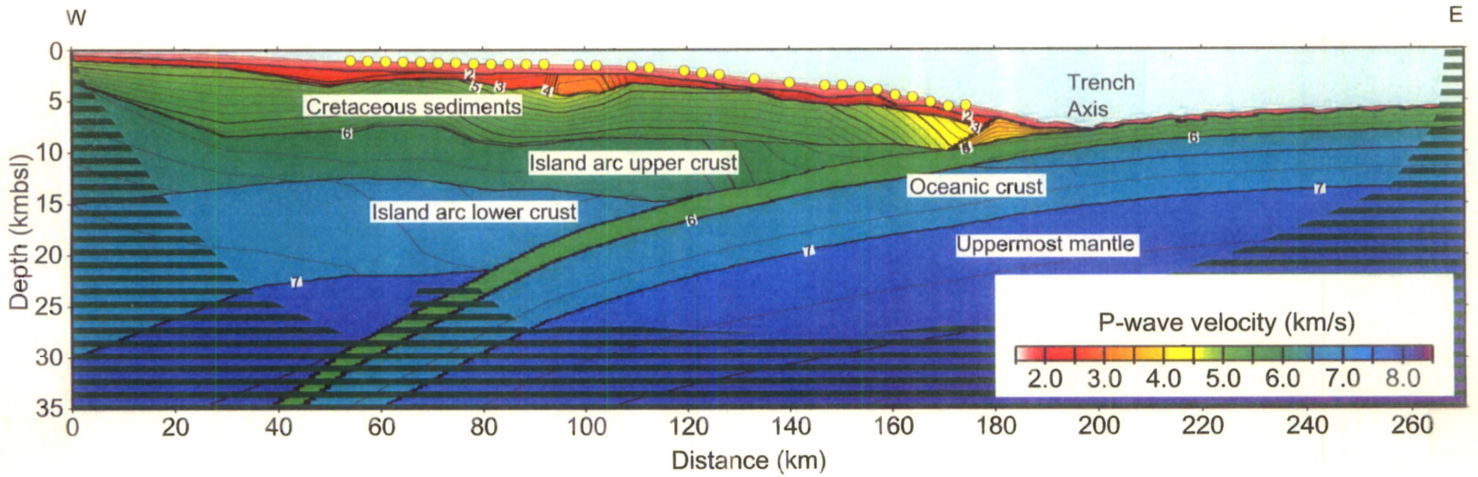


図 7-2 測線MY102上における2次元波線追跡法による速度構造モデル(Miura et al., 2002)
 注) 図中の数値はその深さにおけるP波速度(km/sec)。等値線は0.1km/sec間隔。
 黄色い丸印は海底地震計の位置。

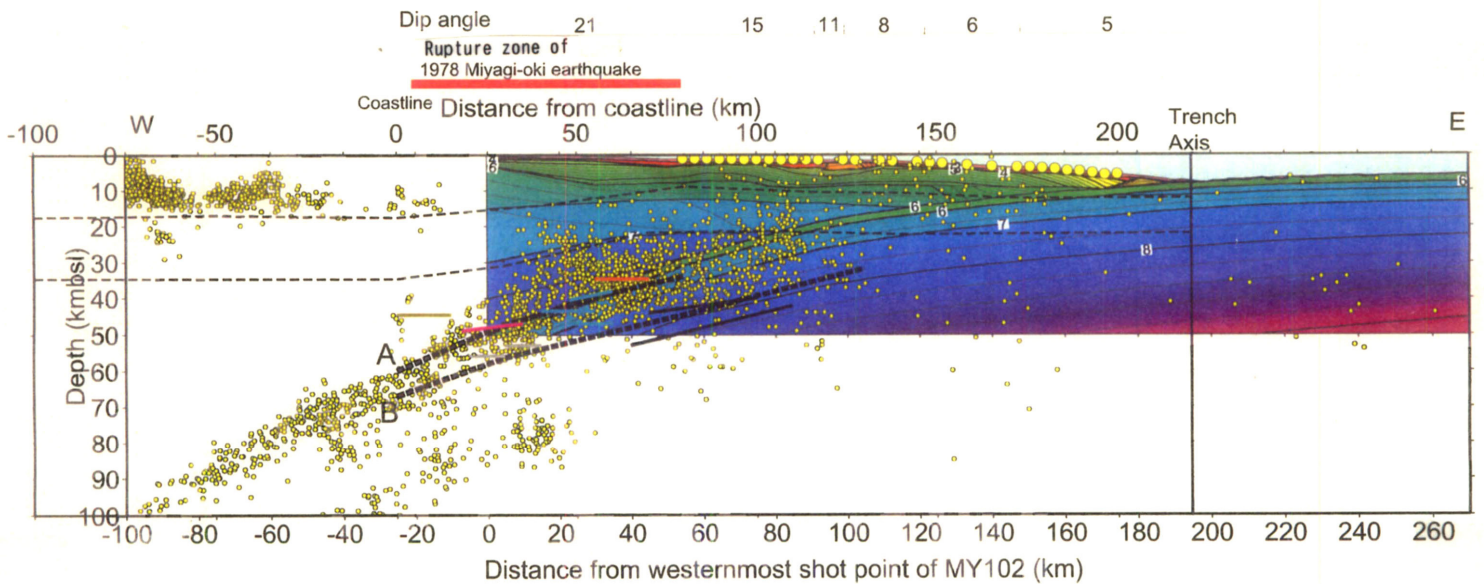


図 7-3 測線MY102上の速度構造モデルと反射面の推定位置(Miura et al., 2002)
 注) 図 7-2 に示した解析結果に陸上での観測記録によるプレート反射面(伊藤他, 2002)を
 重ねたもの(Miura et al., 2002)。Aがプレート境界、Bが海洋性地殻モホ面を示す。