

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について

平成 17 年 12 月 14 日
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)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」¹について検討するとともに、それを用いた強震動の評価を行うこととし、宮城県沖地震について、「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)」を平成 14 年 10 月 15 日に、「宮城県沖地震を想定した強震動評価について」を平成 15 年 6 月 18 日に、それぞれとりまとめ、公表した。

その後、「宮城県沖地震を想定した強震動評価について」は、修正すべき点のあることが判明した²ことから、該当部分を修正する再評価を実施することとなった。このたび、その結果を一部修正版としてとりまとめたので、報告する。

本報告は、過去に公表した評価の内容を一部修正するものであり、平成 15 年 6 月 18 日の「宮城県沖地震を想定した強震動評価について」は、本報告によって差し替えられることとなる。

なお、今回行った再評価は、上記の修正すべき点を除き、震源モデルや地下構造及び計算手法等については、従来の評価を踏襲したものとなっている。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。

また、強震動の予測手法の標準化、高度化を目指し、評価に用いた予測手法を最新のレシピ³として添付してきたが、本報告に添付されているのは、宮城県沖地震を想定した強震動評価で実際に採用した平成 15 年 6 月 18 日時点のレシピである。

¹ 断層破壊過程や地下構造の固有の性質を数多くのパラメータを用いて詳細にモデル化し、地震動の時刻歴波形を計算する地震動予測手法。説明文参照。

² 震源域として、ケース A1 (1978 年タイプ)、ケース A2 (1936 年タイプ)、ケース A1+A2+B (1793 年タイプ) の 3 ケースを想定している。このうち、ケース A1 について修正すべき点のあることが判明した(「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)の誤りと今後の対応について」、地震調査委員会、平成 17 年 11 月 9 日公表)。

³ 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。現時点における最新のレシピは、「日向灘の地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会、平成 17 年 9 月 26 日公表)を参照。

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)

宮城県沖地震に関して、地震調査委員会(2000)は、「宮城県沖地震の長期評価」(以下「長期評価」という)、また、地震調査委員会長期評価部会(2002)は、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」(以下「形状評価」という)を公表した。


地震調査委員会強震動評価部会(2002)は、上記評価結果を踏まえ、宮城県沖地震を想定した強震動評価手法についての検討結果及び強震動予測の試算結果をまとめた(以下「中間報告」という)。この「中間報告」の強震動評価は、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」に基づいたものであり、その評価結果は過去の宮城県沖地震のおおまかな震度分布を説明できるものであった。

一方、1978年宮城県沖地震については、強震動評価の検証に資する地震動記録が得られているが、「中間報告」の評価結果は、これら観測記録との整合性について問題が指摘されていた。

本報告では、原則「レシピ」に基づきながらも、観測波形を再現することに主眼をおいて、震源モデルの設定、地震動予測手法の検討を行った。

1 想定する震源断層

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」及び「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。

「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年及び1936年の地震の断層モデル(特にアスペリティ⁴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(「形状評価」、図1)。このため「中間報告」では、A1又はA2の領域がそれぞれ震源域となるケース(断層モデル)を想定し、また、アスペリティの分布については過去の地震の観測記録(A1:1978年の地震、A2:1936年の地震)を解析した結果に基づき設定した。

本報告においても、「単独の場合」については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(以下、それぞれケースA1、ケースA2という)、A1については、「中間報告」で想定された上記断層モデルを基に、地震動計算結果が1978年宮城県沖

⁴ 震源断層の中で特にすべり量が大きい領域(強い地震波を生成する)。

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。図2に設定した断層モデルを示す。A2についても、A1の断層パラメータの修正に応じて、断層パラメータを変更した。

「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）の範囲内及び海溝よりの領域（領域B）となるとしているため、領域A及び領域Bが震源域となるケースを想定した。「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十分な情報が無かったため、微視的震源特性は想定しなかった。

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（以下「深い地盤構造」という）と地表付近に分布する軟弱層のごく地域的な影響（以下「浅い地盤構造」という）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モデルを既存の地下探査データ等により評価した（「中間報告」）。評価結果によると、深い地盤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2km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 強震動予測計算

本報告で用いた計算手法は次のとおりである。

「単独の場合」	ケース A1	統計的グリーン関数法 ⁵ による「詳細法」
	ケース A2	同上
「連動した場合」（震源域A及びB）		「簡便法」 ⁶

当初、「中間報告」同様に接続周期を1.5秒としたハイブリッド合成法⁷を用いて「詳細法」の計算を行った。しかしながら、ハイブリッド合成法の結果では、1978年宮城県沖地震の観測記録に認められた、ディレクティビティ効果⁸によると考えられる特徴的なパルスが再現されておらず全体的に観測波形との整合性は低かった。この理由としては、地下構造モデルの精度、地震波の伝播距離の長さ及び理論的手法における震源モデルの

⁵ 経験的に得られた特性を有する要素波を想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。半経験的な方法のひとつ。レシビ参照。

⁶ 経験的データを基に、最大地動をマグニチュードと距離等の経験式で算定する方法。

⁷ 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。広帯域の評価が可能。

⁸ 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。

問題が挙げられる。

接続周期を1.5秒とし、比較的短周期まで理論的手法によって計算を行うには、それに応じて精度の高い地下構造モデルが必要となる。しかしながら、宮城県沖地震を想定した強震動評価で用いる地下構造モデルについては、その規模が非常に大きく、現状では高い精度でモデルを構築するための十分な情報は得られていない。また、地震波の伝播距離が長いことから、理論的手法と半経験的手法（統計的グリーン関数法）による計算波形の位相のずれが相対的に大きくなる。さらに、震源モデルが単純化されているため、理論的手法においては、短周期成分（周期1~2秒）が過小評価され、それによりディレクティブ効果も現れにくくなっている。

上記の理由により、本報告の「詳細法」による強震動予測結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果を採用した。

「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十分な情報が無いこと、また震源規模が大きいために、より広い範囲を評価対象とする必要があり計算量が増大することもあり、「簡便法」を用いた。

4 予想される強震動

「単独の場合」のケース A1 とケース A2 の強震動予測結果を図 5 に示す。

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 弱を示している。また、ごくわずかではあるが、震度 6 強以上と予測された領域も認められる。

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。

「連動した場合」では、マグニチュードがケース A1 よりも 0.4 大きい設定となっているものの、「簡便法」によるその予測結果（図 6）は、ケース A1 の予測結果と同じ程度の大きさである。これは、「簡便法」の結果が、地震規模に対して平均的な大きさの地震動を示しているのに対して、ケース A1 の「詳細法」を用いた結果は、1978 年宮城県沖地震の特徴（観測された加速度のレベルが大きい）を反映した計算結果となっているためである。

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する（図 7）。いずれの観測点の記録にも特徴的なパルスが見られるが、それぞれの計算波形にも同程度の時間幅、振幅を有するパルスが見られる。また、全体的なエンベロップ（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。

5 今後に向けて

- ・ 「詳細法」による計算においてハイブリッド合成法を検討したが、海溝型地震の強震動評価においては、以下に述べるような理由により、合成結果の精度が相対的に下がったため、本報告の評価結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果

を採用した。

- 地下構造モデルを構築するための情報が十分でなく、そのモデルの精度が比較的低いこと。
- 合成する前の理論的手法と半経験的手法による計算波形の位相ずれが大きくなること。
- 理論的手法においては、短周期成分（周期 1~2 秒）が過小評価され、それによりディレクティビティ効果も現れにくくなっていること。

広帯域の強震動予測を行うために、ハイブリッド合成法は有効であり、既に評価範囲が狭い内陸地震の強震動評価においては実用化されている。今後は、海溝型の地震の強震動評価においても、ハイブリッド合成法による計算結果の精度が向上できるように、地下構造モデルの高精度化、震源モデルの改良及び計算手法の改良について検討していきたい。

- 宮城県沖地震については、重点的調査観測が実施されており、仙台平野については地下構造調査が実施されている。これらの成果が上記した三次元地下構造モデルの改良、震源モデル設定の改良に貢献することが期待される。

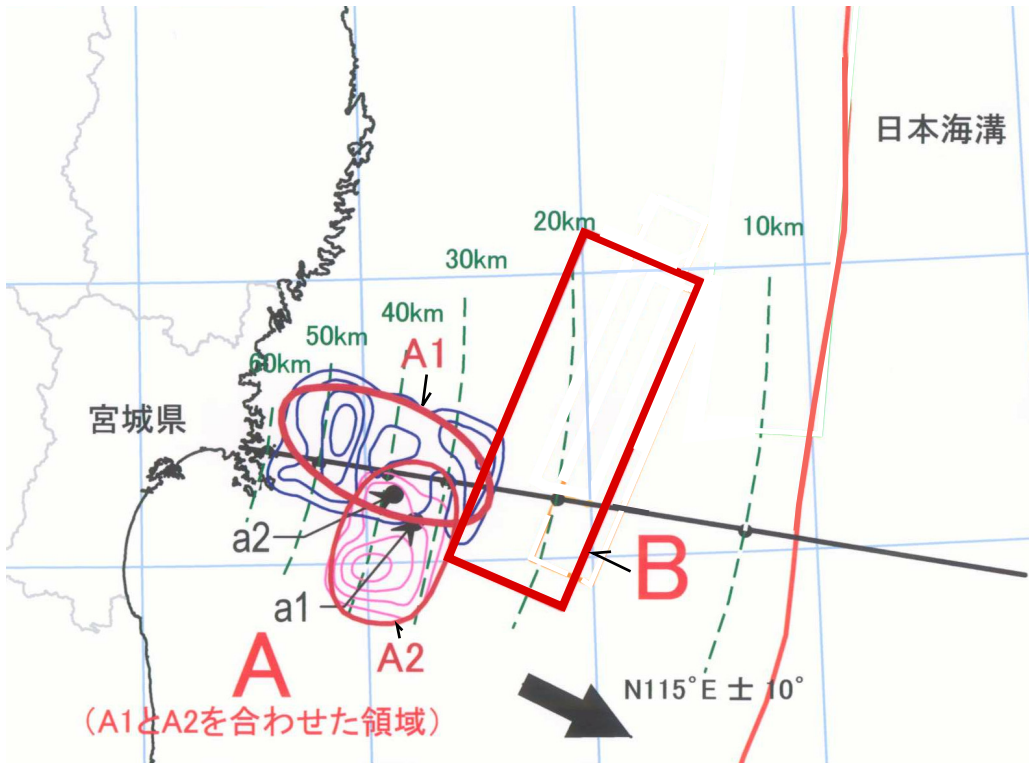
表 1 震源パラメータ

「単独の場合」

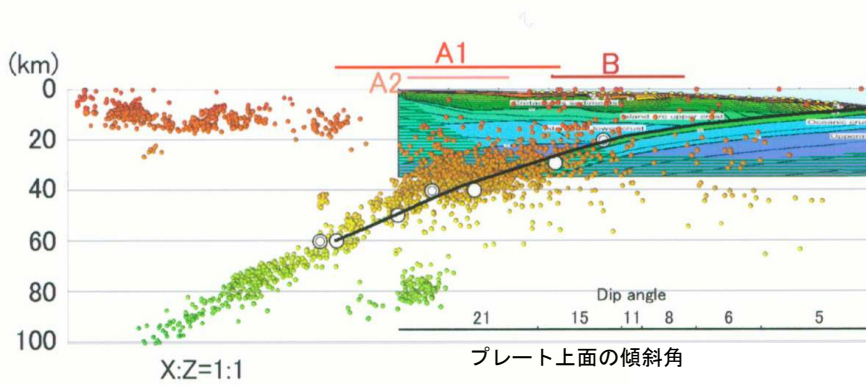
項目		ケース A1	ケース A2
断層位置・深さ		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層走向・傾斜		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層面積		2266 km ²	1449 km ²
破壊開始点		図 2 参照	図 2 参照
破壊伝播形式		放射状	放射状
地震モーメント		3.1E+20 Nm	1.6E+20 Nm
モーメントマグニチュード		7.6	7.4
静的応力降下量		7.0 MPa	7.0 MPa
剛性率		4.7E+10 N/m ²	4.7E+10 N/m ²
平均すべり量		2.9 m	2.3 m
破壊伝播速度		3.0 km/s	3.0 km/s
短周期レベル		8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
全アスペリティ	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	192 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	静的応力降下量	55 MPa	54 MPa
	短周期レベル	8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第 1 アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	96 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	実効応力	29 MPa	54 MPa
	短周期レベル	3.1E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第 2 アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
	面積	96 km ²	-
	平均すべり量	5.9 m	-
	実効応力	73 MPa	-
	短周期レベル	7.8E+19 Nm/s ²	-
背景領域	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
	面積	2074 km ²	1321 km ²
	平均すべり量	2.7 m	2.1 m
	実効応力	6.8 MPa	7.7 MPa
	短周期レベル	3.4E+19 Nm/s ²	3.1E+19 Nm/s ²

「連動した場合」

項目	「連動した場合」
断層位置・深さ	図 1、2 参照
断層走向・傾斜	図 1、2 参照
断層面積	9820 km ²
モーメントマグニチュード	8.0



平面図（「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置形状を示す）



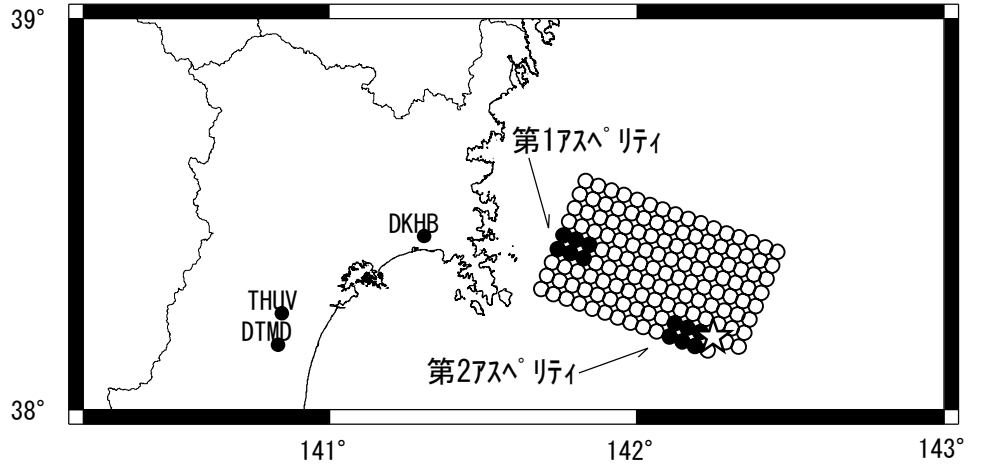
断面図（実線は太平洋プレートの上面を示している。
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。）

図1 宮城県沖地震の震源域（「形状評価」より抜粋）

1978年宮城県沖地震のデータを
 基于想定した断層モデル
 (ケースA1)

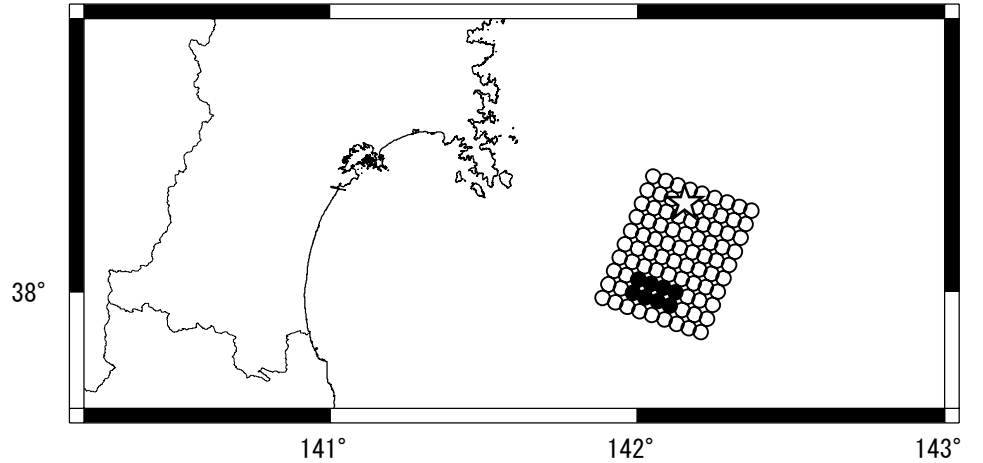
●● : アスペリティ
 ☆ : 破壊開始点

1978年宮城県沖地震の
 観測波形が得られた地点
 DKHB : 開北橋
 THUV : 東北大学
 DTMD : 樽水ダム



1936年宮城県沖地震のデータを
 基于想定した断層モデル
 (ケースA2)

●● : アスペリティ
 ☆ : 破壊開始点



「連動した場合」の断層モデル
 (簡便法による計算)

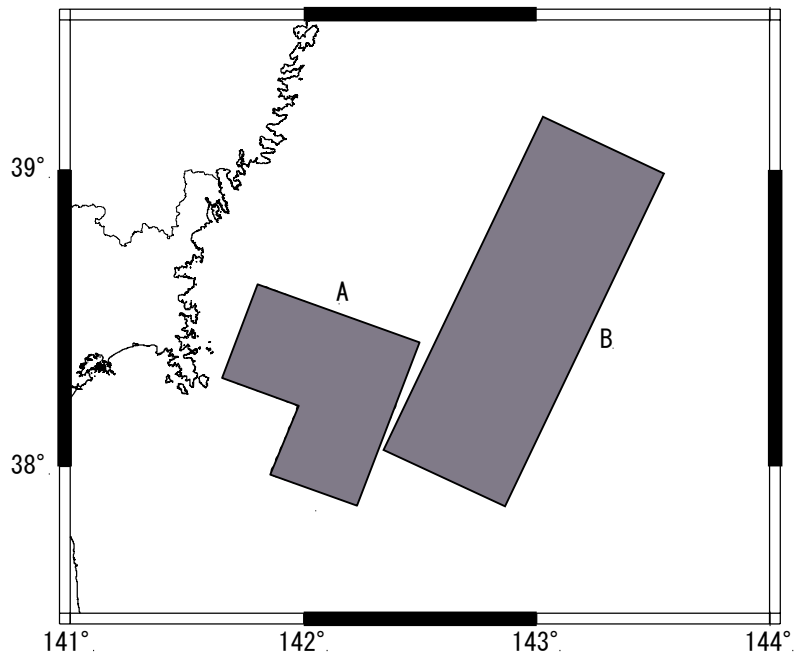


図2 想定した断層モデル(上: ケースA1、中: ケースA2、下: 「連動した場合」)

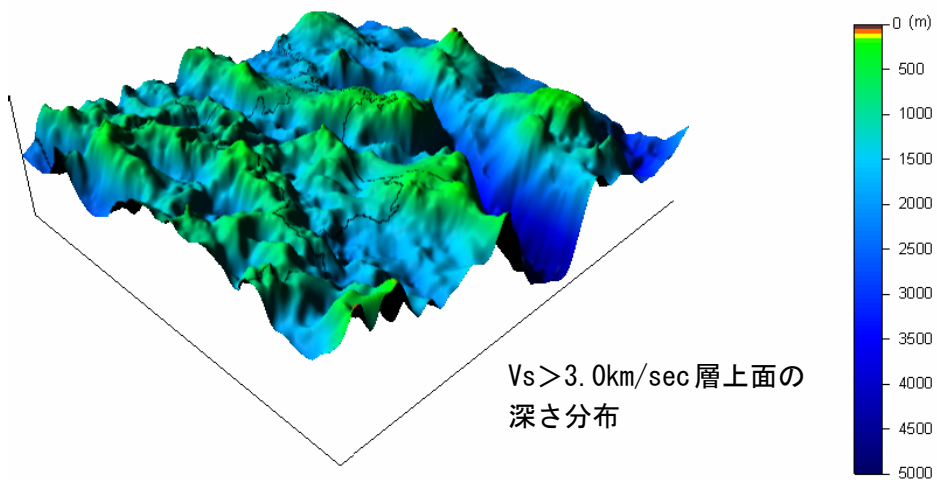
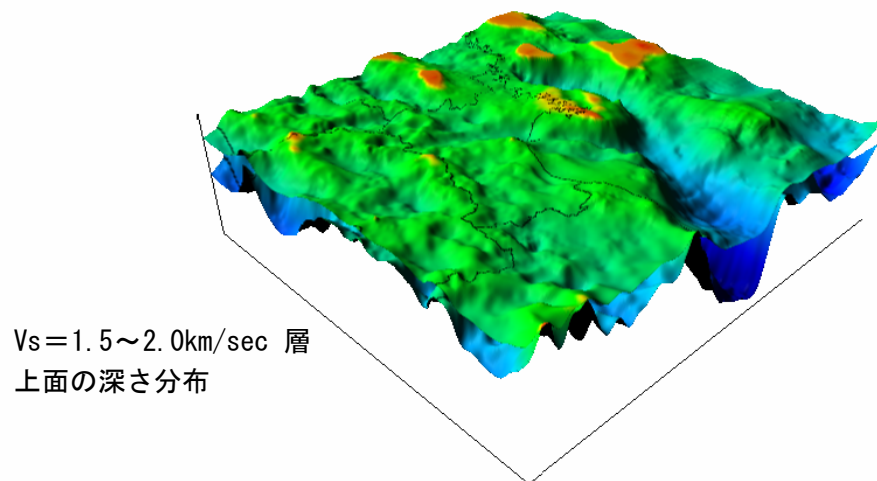
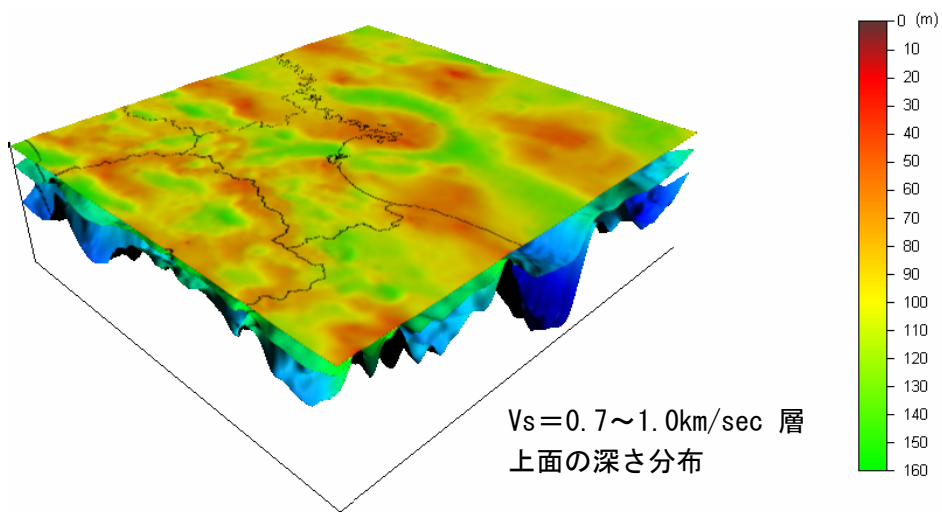


図3 深い地盤構造モデル（速度層上面の深さ）

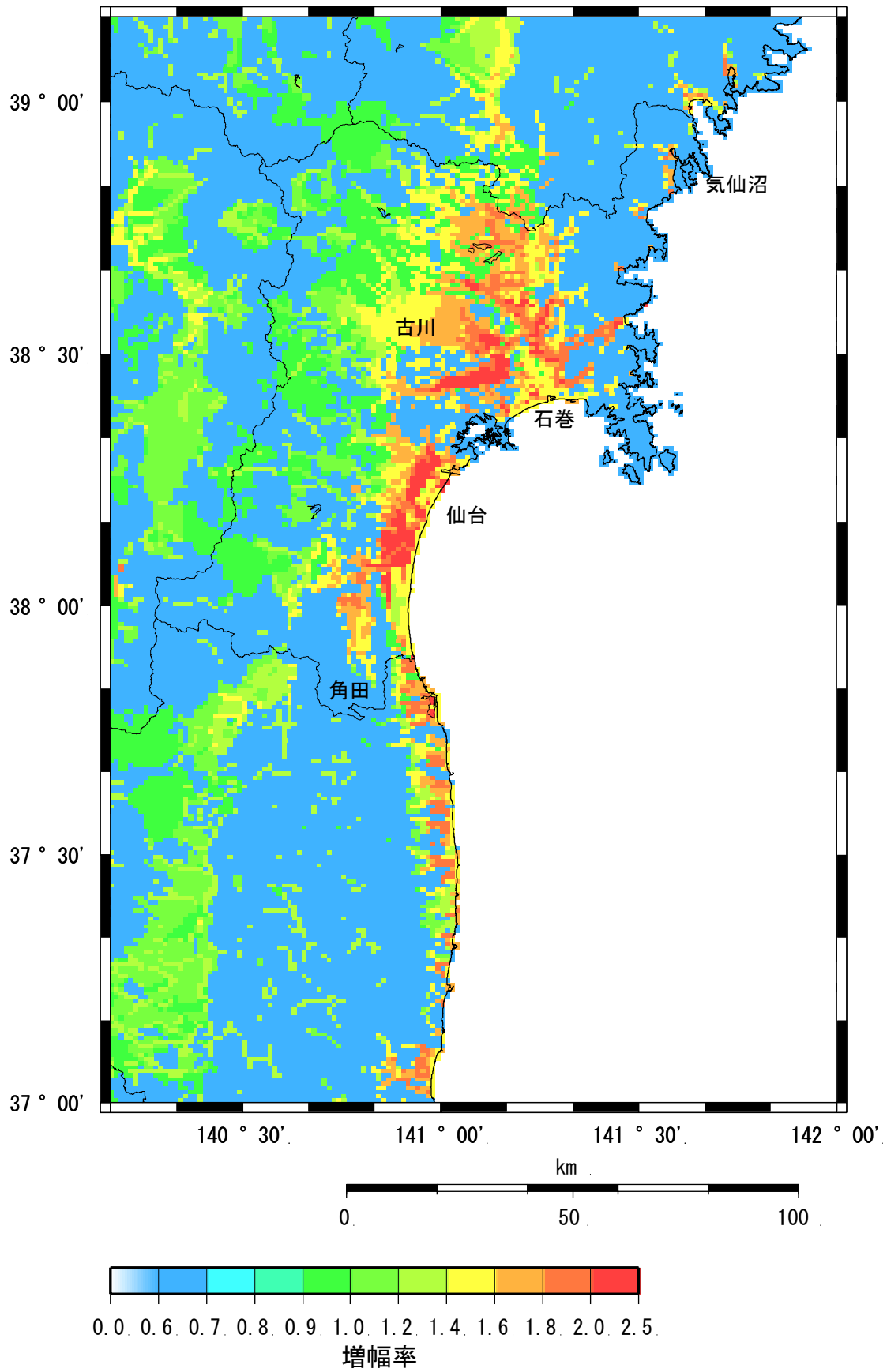
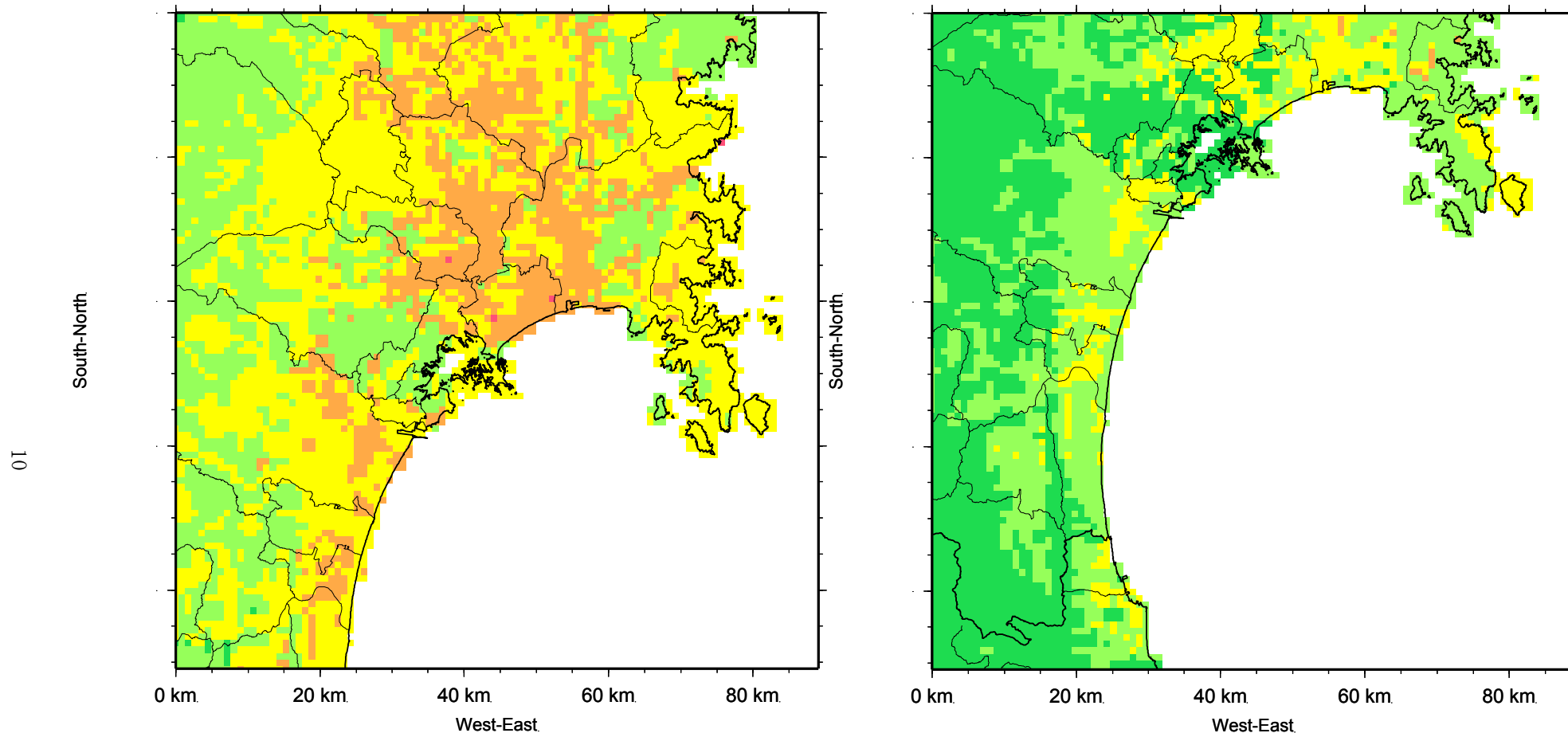


図4 工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) から地表までの最大速度の増幅率 (浅い地盤構造)

ケース A1 の強震動予測結果

ケース A2 の強震動予測結果



※ 震度6強以上と計算された地域においては、震度7になる可能性もあり得る。
上の図は、震度分布の広がりをご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。
※ 市郡境界線は、平成17年12月14日時点のものである。



図5 「詳細法」による強震動予測結果：「単独の場合」の震度分布

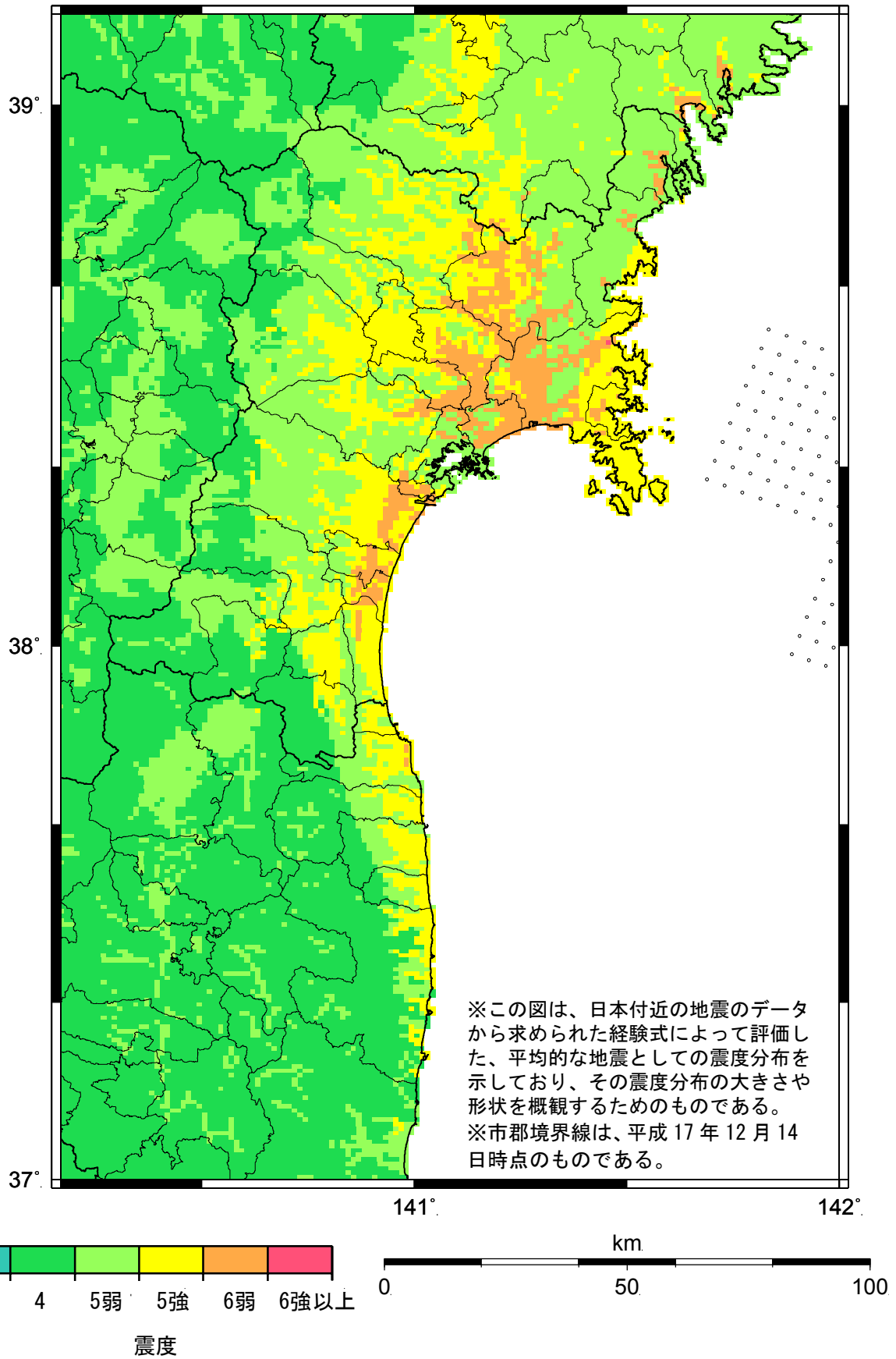


図6 「簡便法」による強震動予測結果：「連動した場合」の震度分布

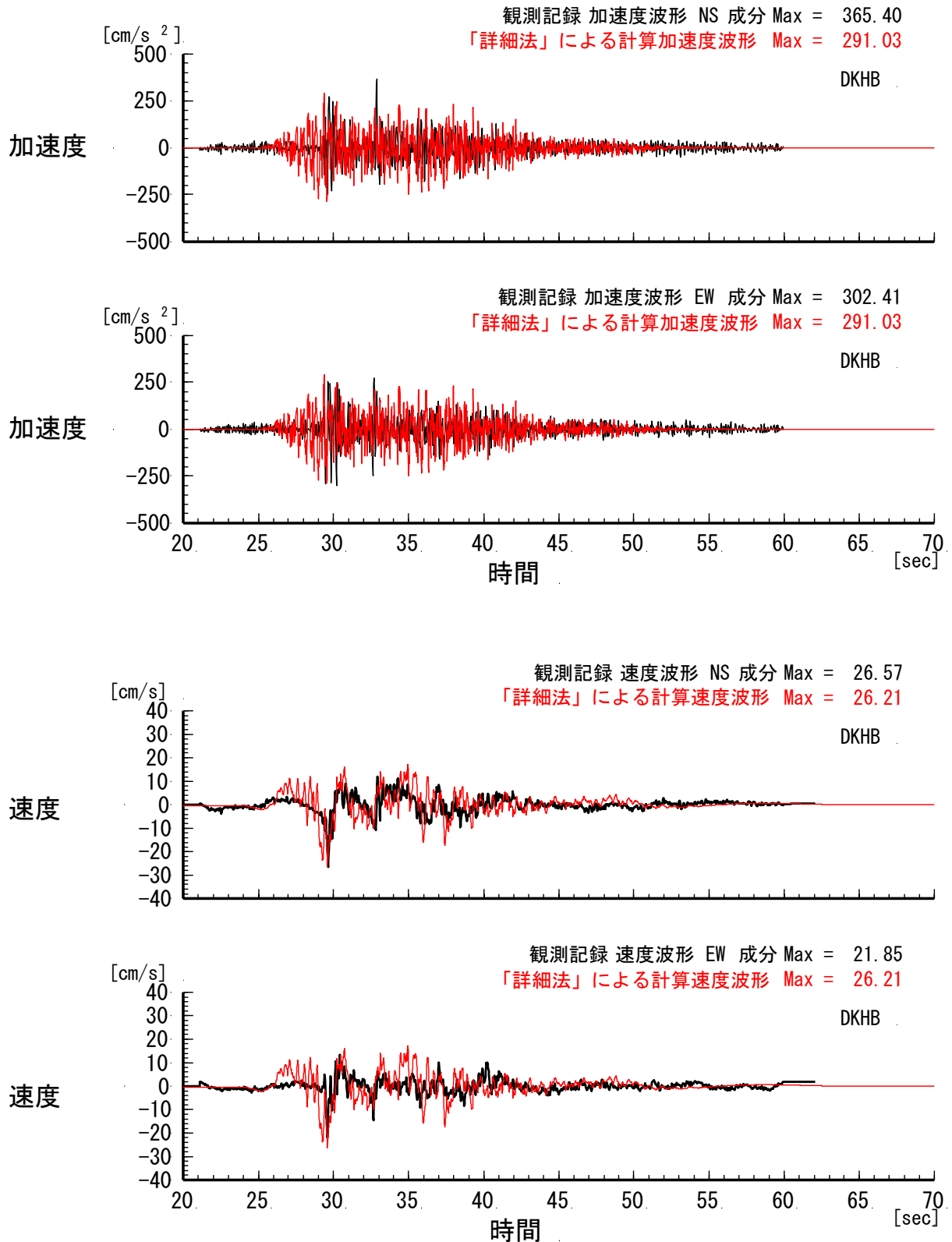


図 7-1 「詳細法」による計算波形と観測波形（1978 年宮城県沖地震）の比較
(DKHB : 開北橋)

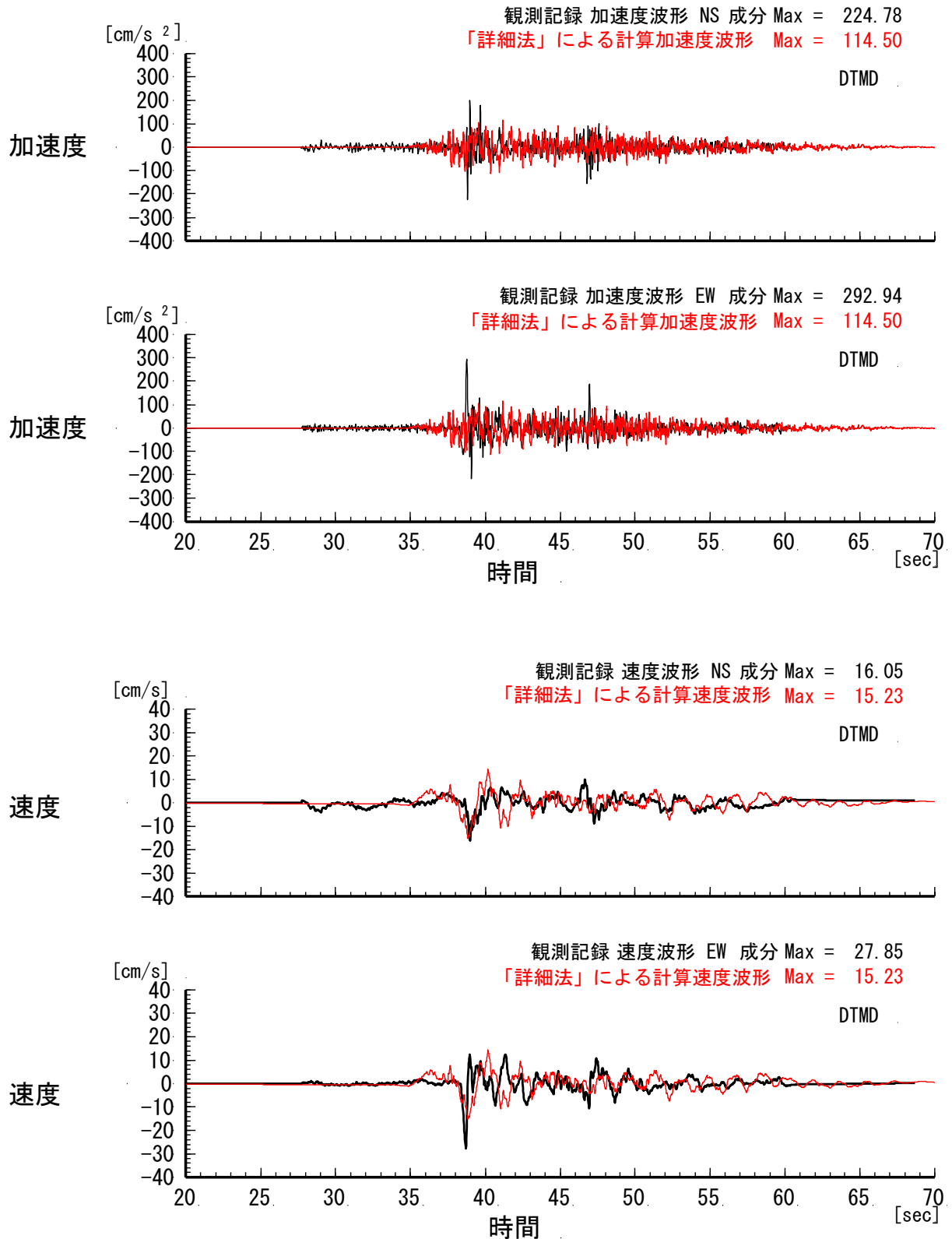


図 7-2 「詳細法」による計算波形と観測波形（1978 年宮城県沖地震）の比較
(DTMD : 樽水ダム)

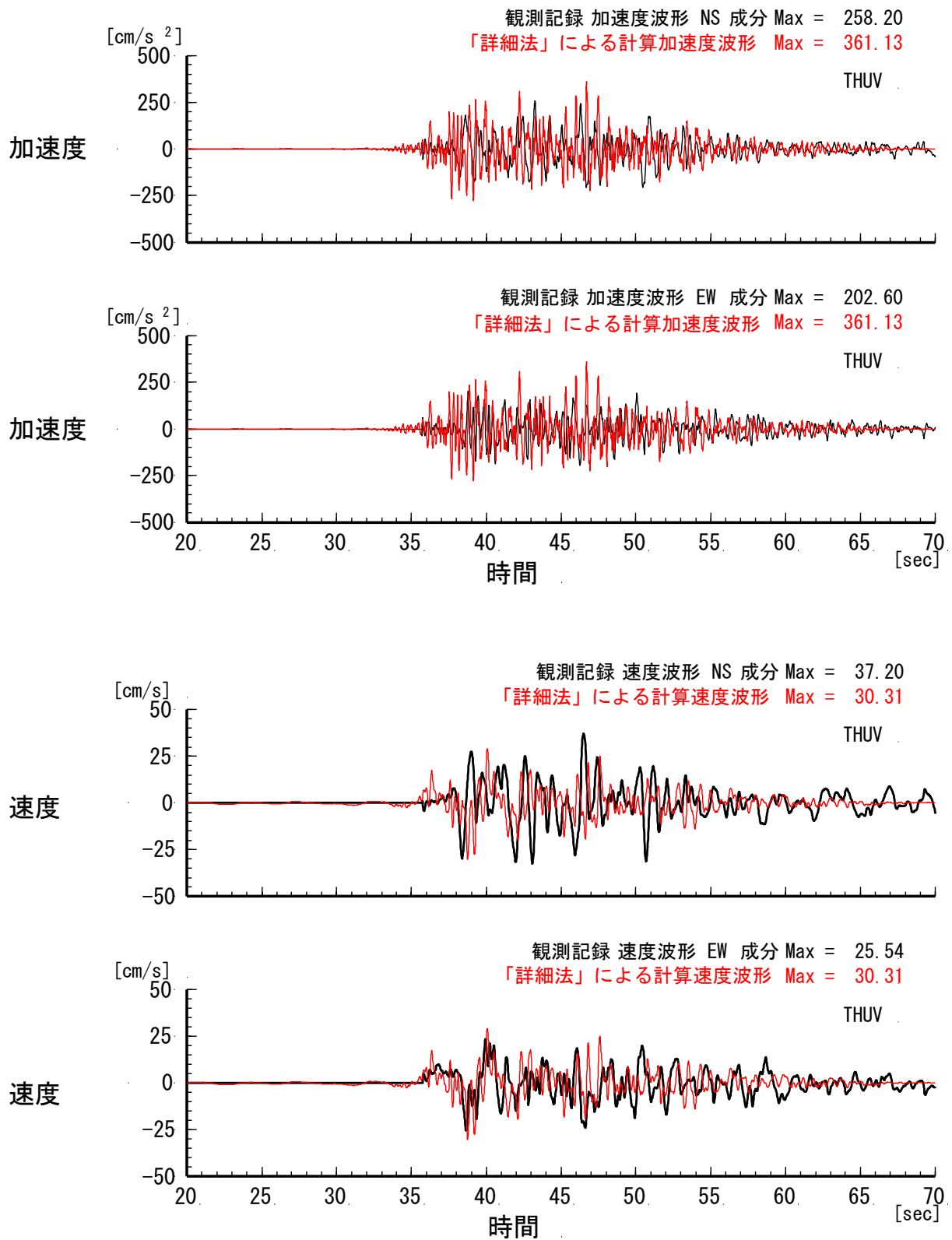


図 7-3 「詳細法」による計算波形と観測波形（1978 年宮城県沖地震）の比較
（THUV : 東北大学）

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)

(説明)

1. 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、強震動評価の対象となる震源域、評価地点及び評価項目について述べる。

1.1 評価全体の流れ

宮城県沖地震を想定した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す。

- ① 本報告の震源モデルは、「長期評価」、「形状評価」により設定した「中間報告」の震源モデルを基にした。「単独の場合」については、震源域をA1またはA2とする2つのケース、「連動した場合」については領域A(A1とA2を合わせた領域)及び領域Bを震源域とするケースを想定した。
- 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を参照し、微視的震源特性を評価し、上記した「中間報告」で設定した震源モデルを修正した。
- ③ 震源域周辺の三次元地下構造モデルは、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(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- 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及び三次元地下構造モデルより、半経験的手法(統計的グリーン関数法)とハイブリッド合成法(レシピ参照)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、ハイブリッド合成法による結果は、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た。その理由について「5.3 予測結果の検証」や6章で述べるような検討を行った結果、「詳細法」による強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による結果を採用することとした。
- 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及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」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。

1.2 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。「形状評価」による震源域の平面図及び断面図を図1に示した。

「単独の場合」 A1 (M7.6) (ケースA1)
A2 (M7.4) (ケースA2)
「連動した場合」 領域A及び領域B(M8.0)

1.3 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、計算負荷が大きいため、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」が制限される。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、ケースA1、ケースA2ごとに下記のとおり評価範囲を設定し（図9）、その評価範囲を約1km四方の領域に分割した。評価地点は、各領域の中心点とした。

A1：北緯 38° 00′ ～ 38° 45′
東経140° 40′ ～141° 40′
（但し、理論的手法による計算範囲は、東経140° 40′ ～142° 40′）
A2：北緯 37° 45′ ～ 38° 30′
東経140° 40′ ～141° 40′
（但し、理論的手法による計算範囲は、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1 km四方の領域の中心点（約5万地点）とした（図9）。

1.4 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」（3章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 地表の最大速度及び震度

「簡便法」

- 工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ 相当：3章参照）上の最大速度
- 地表の最大速度及び震度

2. 宮城県沖地震の震源特性の設定

ここでは、宮城県沖地震の震源特性を評価した内容について、震源パラメータごとに説明する。本報告では、「中間報告」同様に「単独の場合」としてA1とA2の震源域それぞれで発生した地震、「連動した場合」として領域A及び領域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1にまとめ、図2にはそれぞれの震源域、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。また、本報告と「中間報告」におけるそれぞれの震源モデル（A1）の相違について、図10にまとめて示す。

2.1 巨視的震源特性

○モーメントマグニチュード、地震モーメント、平均応力降下量

「単独の場合」のケースA1について、地震モーメント M_0 ($N \cdot m = 10^7 \text{ dyn} \cdot \text{cm}$)及び平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は、1978年宮城県沖地震のデータを解析して求めたSeno et al.(1980)のモデルの値を用いた。なお、この地震モーメントより、次に示すモーメントマグニチュード M_w の定義式を用いて M_w を求めると、「中間報告」の設定より0.1大きい7.6となる。

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

「単独の場合」のケースA2については、「中間報告」同様に「形状評価」で各震源域について想定されている M_w より設定した。地震モーメントは、(1)式より算定した。

「連動した場合」については、まず「単独の場合」で設定するA1とA2の震源域の面積と「形状評価」で想定されているBの震源域の面積の合計から、次に示す宇津(2001)によるモーメントマグニチュード M_w と震源面積 S の経験式を用いてモーメントマグニチュードを算定した。そして、地震モーメントは(1)式から算定した。

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

○震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さ

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

- ① 「単独の場合」の震源断層の面積 S は、各ケースで想定されている地震モーメント及び震源断層全体の平均応力降下量(7MPa)から、Kanamori and Anderson(1975)の地震モーメントと震源断層の面積の関係式[レシピ(1)式参照]により算定した。
- ② 「中間報告」同様に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参照して、それぞれケースA1とケース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における津波の波源域を基にその面積も含めて設定した。
- ③ 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太平洋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]。

2.2 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。

なお本報告において、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。

○短周期レベルA

ケースA1の短周期レベル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)は、1978年宮城県沖地震の観測記録のうち東北大学において得られた記録を用いて算出した。その際の震源距離は、上記のケースA1の2つのアスペリティの中間と観測点の距離とした。地震モーメントとここで算出した短周期レベルとの関係を図1-1に示す。ここで算出した短周期レベルは、壇・他(2001)の経験式と比べると2.3倍となっているが、太平洋岸の海溝性地震の地震モーメントと短周期レベルの関係を見ると、そのばらつきの範囲内にある。

ケースA2の短周期レベルは、ケースA1の地震モーメントと短周期レベルの関係をケースA2の地震

モーメントにあてはめて算出した。

○アスペリティの数・位置・面積・平均応力降下量

ケースA1について、アスペリティの数、位置、面積、平均応力降下量は、「中間報告」の震源モデルを基に、強震動計算波形が1978年宮城県沖地震の強震動観測波形に合うように試行錯誤的に決めた。「中間報告」のモデルでは、アスペリティの数は3つであったが、そのうちの北東のアスペリティについては、その計算結果への影響が殆ど認められなかった。したがって、本報告のケースA1の震源モデルでは、アスペリティの数を2つとした。

レシピでは、アスペリティが複数ある場合に、それぞれの平均応力降下量は一定としている。しかしながら、求めた短周期レベルを2つのアスペリティに振り分ける形で、それぞれのアスペリティの面積と平均応力降下量を変えて試算を行ったところ、南東の第2アスペリティの平均応力降下量を大きくしなければ、1978年宮城県沖地震の観測記録と調和する結果とはならないことが分かった。したがって、本報告では、第1アスペリティと第2アスペリティの平均応力降下量の比を1:2.5とし、それぞれの面積については同じとした。なお、アスペリティの平均応力降下量については、実効応力と等しいとして取り扱った。

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、約9%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(2001)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。

ケースA2について、アスペリティの面積は、上記したケースA1の震源断層の総面積に対するアスペリティの面積の比を用いて算出した。アスペリティの実効応力は、短周期レベル、アスペリティの面積からレシピ(5)式に基づいて求めた。

○アスペリティの平均すべり量

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。

各アスペリティの平均すべり量 D_a については、アスペリティの面積との関係において自己相似則が成り立つとする考え方にに基づき、レシピ(11)式より算定した。

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/年)と最長活動間隔(42.4年)から3.39mと求めることができる。一般にアスペリティの平均すべり量は、海域の最大すべり量を下回ると考えられるが、上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、ケースA1で5.9m、ケースA2では4.7mと想定値よりも大きい。この不一致の要因としては、想定される最大すべり量及びアスペリティのすべり量を求めるに至る各パラメータの誤差の問題が挙げられる。本評価のように観測記録(短周期地震動)を再現することに主眼を置いて震源を特性化した場合、そのアスペリティのすべり量は、海域で想定される最大すべり量と食い違うことが考えられ、今後両者の比較については検討が必要である。

○背景領域のすべり量及び実効応力

背景領域のすべり量はレシピ(8)~(10)式より算出した。また、背景領域の実効応力は、レシピ(13)式より算出した。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ケースA1、ケースA2ともに36kmとした。

○ 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]。

2.3 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。

○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、ケースA1では1978年の宮城県沖地震、ケースA2では1936年の宮城県沖地震の震源位置付近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

菊地(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。

2.4 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の要素断層に分割し、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(図2参照)。

3. 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($V_s=3.0\text{km/s}$ 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「3.2深い地盤構造」において説明する。

3.1 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、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図12)。ただし、統計的グリーン関数法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)

3.2 深い地盤構造(地震基盤～「詳細法工学的基盤」)

深い地盤構造(三次元地下構造モデル)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一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13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地盤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13中段）を除去し、対象とする地震基盤及びその上位層に対応すると考えられる残差重力成分（図13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一様であり、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）及び音波探査・微動探査より推定されたS波速度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、 $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s}\sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s\geq 3.0\text{km/s}$ 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14）。
- なお、海域のデータについては、 $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 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。

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

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 $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s}\sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s\geq 3.0\text{km/s}$ 層の上面深度を図3に示す。

なお、この深い地盤構造の上面の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（領域）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深い地盤構造の最上位層（ $V_s=700\text{m/s}$ ）を連続しているとみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した。図15に、「詳細法工学的基盤」上の $V_s=400\text{m/s}$ 層の分布を示す。一方、「簡便法」においては、この深い地盤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。

3.3 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(国土地理院, 1987)を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1 km四方の領域ごとに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]。

4. 強震動計算方法

本報告の「単独の場合」には、これまでに述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れ工学的基盤上の時刻歴波形を計算する「詳細法」（統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法）を用いた。「連動した場合」については、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」を用いた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

○三次元地下構造モデル上面における波形計算

3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下構造モデル（深い地盤構造）を用いて、三次元地下構造モデル上面における波形を統計的グリーン関数法あるいはハイブリッド合成法により求めた。

統計的グリーン関数法においては、次に述べるように、各要素断層に対する地震基盤における統計的グリーン関数、 $V_s=700\text{m/s}$ 層（三次元地下構造モデル上面）における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

- ・地震基盤における統計的グリーン関数の作成
仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b) が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。
- ・ $V_s=700\text{m/s}$ 層上面での統計的グリーン関数の作成
各計算ポイント直下の三次元地盤モデルから、各計算ポイントでの一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により $V_s=700\text{m/s}$ 層上面での統計的グリーン関数を計算した。
- ・ $V_s=700\text{ m/s}$ 層上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成
 $V_s=700\text{m/s}$ 層上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の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り波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたってはラディエーションパターン係数 F を与える。計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示されたラディエーションパターン係数のうちSH波とSV波の値の大きい方を採用した。大きい方を採用した理由は、地震動分布図作成時に最大速度水平2成分のうち大きい方から震度を計算するためである。具体的には、断層傾斜角 30° の逆断層の地震の射出角 180° から 120° の範囲のSV波のラディエーションパターン係数の平均値である0.62を採用した。

ハイブリッド合成法は、短周期成分を上記統計的グリーン関数法、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）における約1 km四方の領域ごとの中心点で求めた。

○「詳細法工学的基盤」における波形計算

三次元地下構造モデル（深い地盤構造）の上面のS波速度（ V_s ）は 700m/s であるが、この三次元地下構造モデルの上面の上位に $V_s=400\text{m/s}$ に至る速度層を設定しているところ（領域）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、一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 の層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形（強震動評価結果）とした。図15には、 $V_s=400\text{m/s}$ 層のあるところについて、 $V_s=700\text{m/s}$ 層における最大速度値と上記で求めた $V_s=400\text{m/s}$ 層における最大速度値の比を示す。

○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、約1 km四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(400m/sまたは700m/s)、及び3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スピ(20)式より求めた。各領域における「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。

4.2 「簡便法」

○工学的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 (Vs=600m/s) における最大速度を求めた。

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

PGV:最大速度(cm/s)

Mw: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 (Vs=400m/s) における最大速度を求めた。

○地表面における最大速度

約1 km四方の領域ごとに、3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スピ(20)式より求める。工学的基盤における最大速度に、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、4.1「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。

4.3 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

- ・ 2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」及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。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。
- ・ 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 (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する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。

5. 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」及び「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。

5.1 「単独の場合」の強震動予測結果

2章で説明した特性化震源モデルより、「詳細法」の評価範囲において約1 km四方の領域ごと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、本報告では、先に統計的グリーン関数法による計算を行い、次にハイブリッド合成法による計算を行った。そして、それぞれで計算波形と観測波形とを比較し、ハイブリッド合成法の適用について検討した結果、統計的グリーン関数法による計算結果を強震動評価結果として採用しており、以下に示す結果も統計的グリーン関数法によるものである。比較検討の詳細については、「5.3 予測結果の検証」で述べる。

評価項目	図番号
「詳細法工学的基盤」の最大速度分布	図 1 6
地表の最大速度分布	図 1 7
地表の震度分布	図 5

図 1 6 の「詳細法工学的基盤」の最大（地動）速度分布では、最も大きいところで60cm/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 1 8) 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」では地下構造モデルを反映していることによるものである。ケースA1とケースA2を比較すると、マグニチュードの大きいケースA1のほうが、（ケースA2で設定されたアスペリティの近傍を除いて）全体的に大きめの値となっていることがわかる。

ケースA1の断層モデルは、1978年の宮城県沖地震の特徴を反映して、アスペリティの位置やその応力降下量、破壊開始点などが、石巻や仙台の方向の地震動が大きくなるように設定されている。この影響と、浅い地盤構造の増幅率が高いことより、予測結果は旧北上川下流域の広い範囲において震度6弱を示している。また、ごくわずかではあるが、震度6強以上と予測された領域も認められる。一方、ケースA2の震源モデルにおけるアスペリティと破壊開始点は、陸上の評価範囲の地震動を大きくするような位置関係にはない。また、地震規模が小さく設定されていることもあり、ケースA2の予測結果は、ケースA1と比べ全体的に小さくなっている。

5.2 「連動した場合」の強震動予測結果

「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) の最大速度分布	図 1 8
地表の最大速度分布	図 1 9
地表の震度分布	図 6

「連動した場合」は、「単独の場合」のケースA1と比べてマグニチュードが0.4大きく設定されているが、その予測結果の震度の大きさはケースA1の結果とあまり変わらない。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のに対し、ケースA1の「詳細法」を用いた結果は、1978年宮城県沖地震（観測された加速度のレベルが大きい）の特徴を反映した計算

結果となっているためである。「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。

5.3 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、「中間報告」同様に下記の項目について「詳細法」を用いた「単独の場合」の予測結果について検討を行った。

- 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1978年、1936年の宮城県沖地震の震度が観測されている。観測震度とその観測点に最も近い評価地点の計算結果との関係は次のとおりである。

1978年宮城県沖地震

石巻の観測震度	5	ケースA1の計算計測震度	5.5
仙台の観測震度	5	ケースA1の計算計測震度	5.2

1936年宮城県沖地震

石巻の観測震度	5	ケースA2の計算計測震度	4.9
仙台の観測震度	5	ケースA2の計算計測震度	5.1

観測震度はいずれにおいても5であったが、計算結果は計測震度4.9～5.5の範囲と、ほぼ震度5の範囲にある。

また、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・楢橋，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（ケースA1）の比較を図20に示した。なお、このアンケート震度は市町村単位（1978年当時）で集計された結果であることに注意が必要である。この比較によると、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。

2) 観測波形記録

1978年の地震において3地点（開北橋、樽水ダム、東北大学¹）で得られた観測記録と、それらの地点に最も近い評価地点の地下構造モデルを用いて「詳細法」（統計的グリーン関数法）により計算した結果とを比較した。表2に計算に用いた地下構造モデルを示す。表2-1の開北橋（DKHB）の地下構造モデルでは $V_s=400\text{m/s}$ 層の層厚が47mあるが、観測点情報（建設省土木研究所，1978）では、極表層を除き $V_s=1.3\text{km/s}$ の地盤上にあることが記述されている。したがって、ここでの計算では $V_s=400\text{m/s}$ 層がないと仮定して計算を行った。また、東北大学（THUV）では、経験的地盤増幅率が求められているため（佐藤・他，1994c）、ここではこれを用いて計算を行った。

図7に、それぞれの観測波形と統計的グリーン関数法によって計算された波形の比較を示す。図8の強震動評価の流れにあるとおり、本報告においては、統計的グリーン関数法によって、フォワードモデリングを行い震源モデルを修正した。したがって、修正された震源モデルより計算された波形は、観測記録に調和的である。開北橋（DKHB）や樽水ダム（DTMD）の観測波形に

¹ 本検討で用いた東北大学の強震記録は建設省建築研究所が観測した記録であり、開北橋と樽水ダムの強震記録は建設省土木研究所により公表された記録（建設省土木研究所，1978）に対して後藤・他（1978）による基線及び計器特性に関する補正を施した補正加速度波形である。

特徴的なパルスが見られるが、計算波形にも同様な形状のパルスが形成されている。なお、観測波形には水平2成分あるが、統計的グリーン関数法では水平1成分として計算しているため、観測記録のそれぞれの成分に対して同じ計算波形を比較している。図21には、同様に観測波形と統計的グリーン関数法による計算波形の減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。応答スペクトルの比較でも両者は良い対応を示す。

本報告では、4章で説明したように、接続周期を1.5秒としたハイブリッド合成法による波形計算も行った。図22にこのハイブリッド合成法による計算波形と観測波形（速度波形）との比較を示す。ハイブリッド合成法による計算波形では、（合成する前の）統計的グリーン関数法による計算波形では顕著であったパルスが打ち消されており、全体的に振幅が小さくなっている。したがって、計算波形の観測波形との対応は、統計的グリーン関数法による計算波形と比べ明らかに悪くなっている。この結果より、これまで示してきたように、本報告の強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果を採用した。ハイブリッド合成法による計算波形と観測波形との対応が悪くなった理由として考えられる問題点については、次章で述べる。

3) 経験的方法（距離減衰式）

ケースA1、ケース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23）。いずれのケースにおいても、「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、「単独の場合」（詳細法）と「連動した場合」（簡便法）との結果の比較のところでも述べたように、距離減衰式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」を用いた結果は、1978年宮城県沖地震の特徴を反映した計算結果となっているためである（ケースA2についても、ケースA1同様に平均よりも大きめの短周期レベルを設定している）。ただし、同図において計算結果がプロットされているのは、A1、A2ともに1.3評価地点で示した計算範囲のデータである。したがって、震源距離（アスペリティからの距離）との関係や、破壊伝播方向との関係において偏りがある。例えば、ケースA1とケースA2と比べると、ケースA2の方は、アスペリティ直上のデータを含んでいるため、距離の近いところではケースA1と同じ程度の値（最大速度）を示している。

なお、「中間報告」では、「連動した場合」について、「長期評価」で連動したとされている1793年の宮城県沖地震の震度分布と「簡便法」による強震動予測結果とを比較し、両者は調和的であるとした。本報告の「連動した場合」の強震動予測も「簡便法」を用いており、その予測結果は殆ど「中間報告」のものと同じであり、過去の地震の震度分布とも調和的である。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

統計的グリーン関数法に比べ、ハイブリッド合成法による計算波形と観測波形との対応が悪くなった主な理由としては、次の3点が重なりあったものと考えられる。

- ・ 理論的手法で用いる三次元地下構造モデル（深い地盤構造）には、評価地点周辺だけでなく、震源域を含める必要があるが、海溝型の地震の震源域は、評価地点（陸地）より離れたところに位置し、また地下深部にあることにより、その三次元地下構造モデルの規模は大きくなる。一方、接続周期を1.5秒としていることにより、これに対応するだけの精度が三次元地下構造モデルに求められる。しかし、現状では深い地盤構造に関する情報は十分に得られていない。したがって、現状で作成できる三次元地下構造モデルは、その精度が十分であると評価できない。
- ・ ハイブリッド合成法では、異なる手法による計算波形を合成するため、計算波形の位相ずれが、合成結果の精度を下げることとなる。内陸地震の強震動予測計算のように、伝播距離が

短い場合には、この影響は僅かであると考えてよいが、海溝型地震の強震動予測計算のように伝播距離が長い場合には、計算波形の位相ずれが相対的に大きくなる。さらに、1978年宮城県沖地震の観測波形で特徴的なパルス幅とハイブリッド合成法の接続周期が近いこともあり、今回検討したハイブリッド合成法では、顕著なパルスが生成されなかった。

- 2章で説明した震源モデルの特性化は、主として半経験的手法（統計的グリーン関数法）の枠組みの中で最適化されたものである。ここで特性化された震源モデルをそのまま理論的手法による計算に用いると、震源モデルが単純化されていることにより、短周期成分（1～2秒）が過小評価され、それによりディレクティビティ効果も現れにくい。また、プレート境界の地震においては、震源域と陸域との幾何学的位置関係により、ディレクティビティ効果が地表に現れにくい。一方、内陸の活断層による地震では、ディレクティビティ効果が強くなる領域が地表に現れる傾向があり、理論的手法によるディレクティビティ効果の評価を十分に行うことができると同時に、短周期成分が過小評価される度合いが低くなる。

強震動評価にあたっての問題点としては、上記のほか次の点が挙げられる。

- アスペリティや破壊開始点の位置、応力降下量などの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。アスペリティ等に関する震源特性は不確定性を含んでいるため、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は、ばらつきがあることを考慮する必要がある。
- 「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。これは、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下構造モデルを作成する必要があるが、その一次元地下構造モデルの作成に必要な地盤調査データが乏しい（ボーリング情報のある地点を除き）ためである。そしてここでは、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地表の地震動の大きさを評価した。

6.2 今後の課題

- 本報告では、統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法により強震動予測計算を行い検討した結果、統計的グリーン関数法の結果を強震動評価結果として採用した。しかしながら、広帯域の強震動予測を行うためには、ハイブリッド合成法は有効であり、既に評価範囲が相対的に狭い内陸地震の強震動評価においては実用化されている。統計的グリーン関数法では、表面波等の影響が取込まれていないため、長周期成分の評価や地震動の継続時間の評価が必ずしも十分でない。今後は、海溝型の地震の強震動評価においても、ハイブリッド合成法による計算結果の精度が向上できるように、地下構造モデルの高精度化、計算手法の改良、震源モデルの改良について検討していきたい。
- 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、また仙台平野については地下構造調査が実施されている。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。
- 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。

参考文献 (アルファベット順)

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 後藤尚男・他(1978) : デジタルフィルターによるSMAC-B2型加速度計記録の補正について, *土木学会論文報告集*, 277, 57-69.
- 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
- 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(2001) : 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).
- 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.
- 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.
- 菊地正幸(2002) : 地震調査委員会第61回長期評価部会参考資料7.
- 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』, *サイスモ*, 5(7), 6-7.
- 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.
- 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, 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—, *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・植橋秀衛(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・佐藤俊明(1994a) : ポ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, 仙台地域のポ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, 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— f_{max} と応力降下量—, 日本建築学会構造系論文集, 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, 556, 15-24.

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.

宇津徳治(2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.

表 2-1 開北橋(DKHB)での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	47.0	400	1.80	110 f ^{0.69}
2	278.8	700	1.98	110 f ^{0.69}
3	437.1	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
4	-	3,000	2.63	110 f ^{0.69}

表 2-2 樽見ダム(DTMD)での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

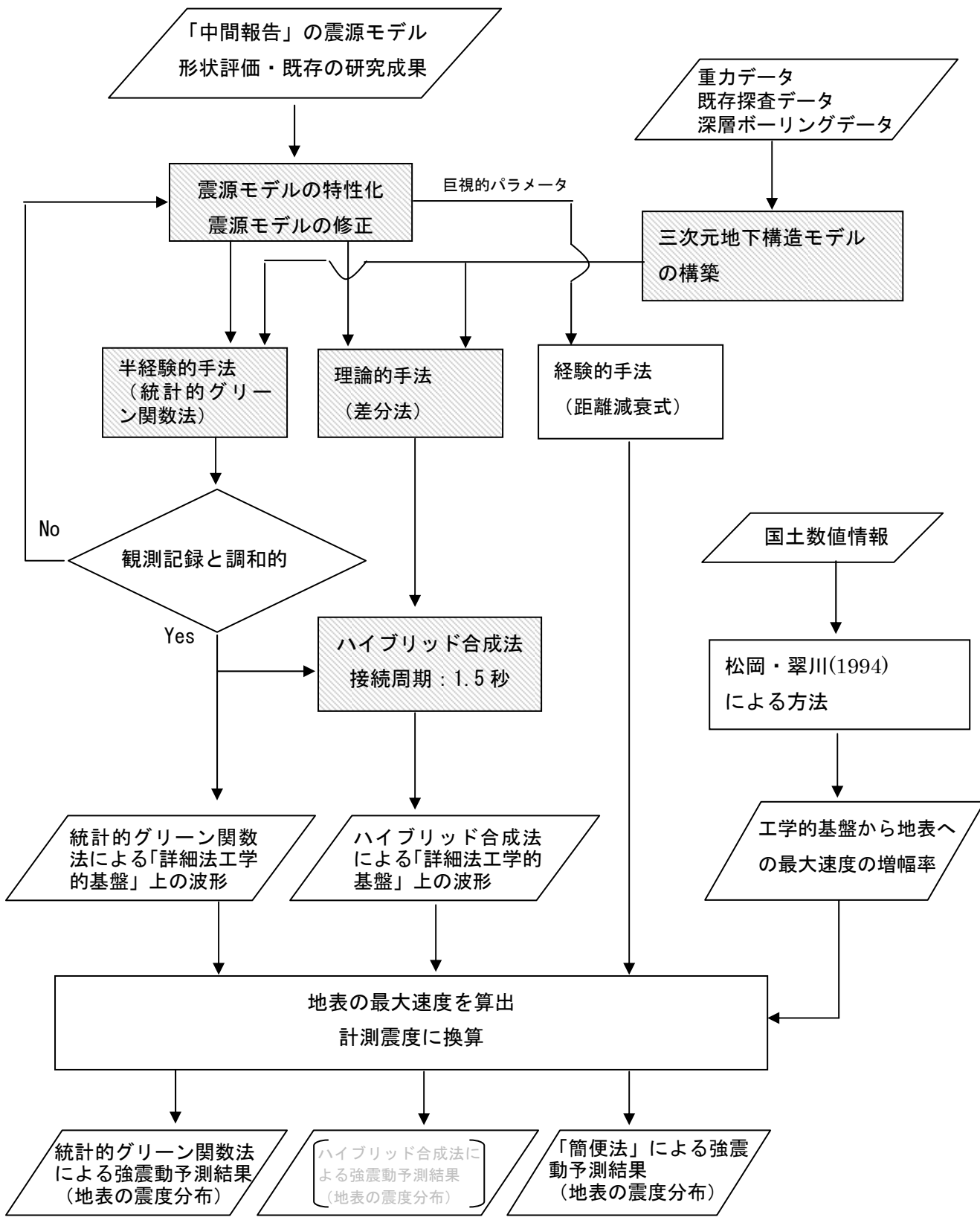
層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	276.6	700	1.98	110 f ^{0.69}
2	457.7	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
3	-	3,000	2.63	110 f ^{0.69}

表 2-3 東北大学(THUV)での地震基盤から「詳細法工学的基盤」までの一次元地盤モデル

層番号	層厚 (m)	S 波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	Q _s *
1	425.3	700	1.98	110 f ^{0.69}
2	721.2	1,700	2.35	110 f ^{0.69}
3		3,000	2.63	110 f ^{0.69}

*1Hz 以下では 110

f: 周波数



※網掛けした処理は、「単独の場合」の「詳細法」の処理

図8 強震動評価の流れ

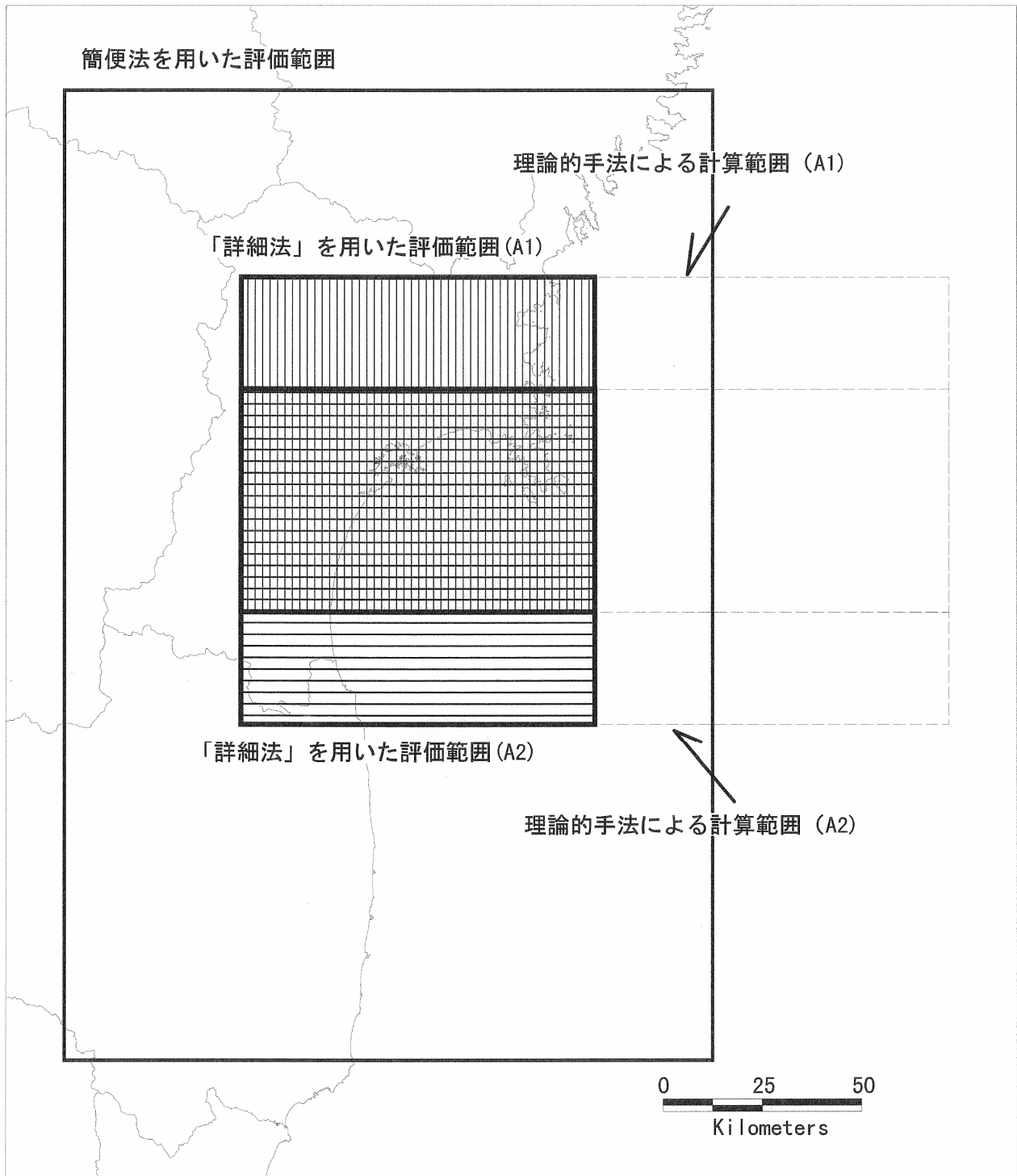
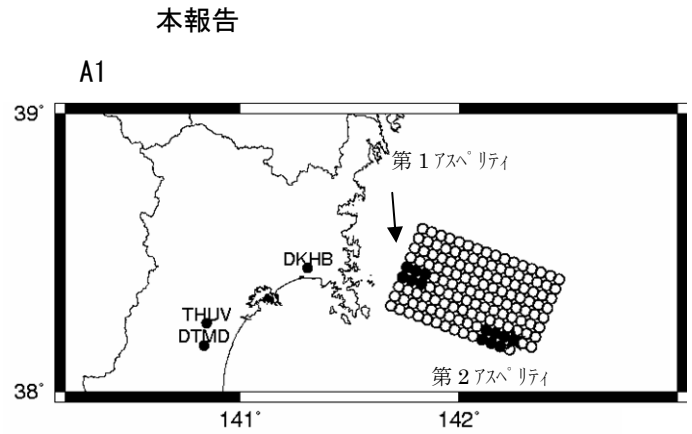
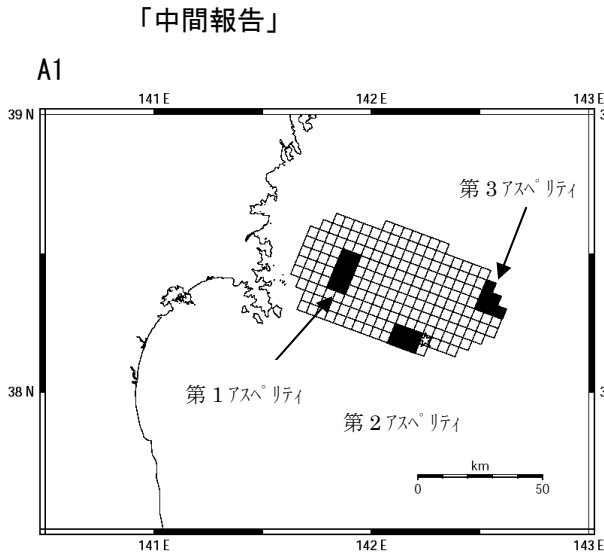
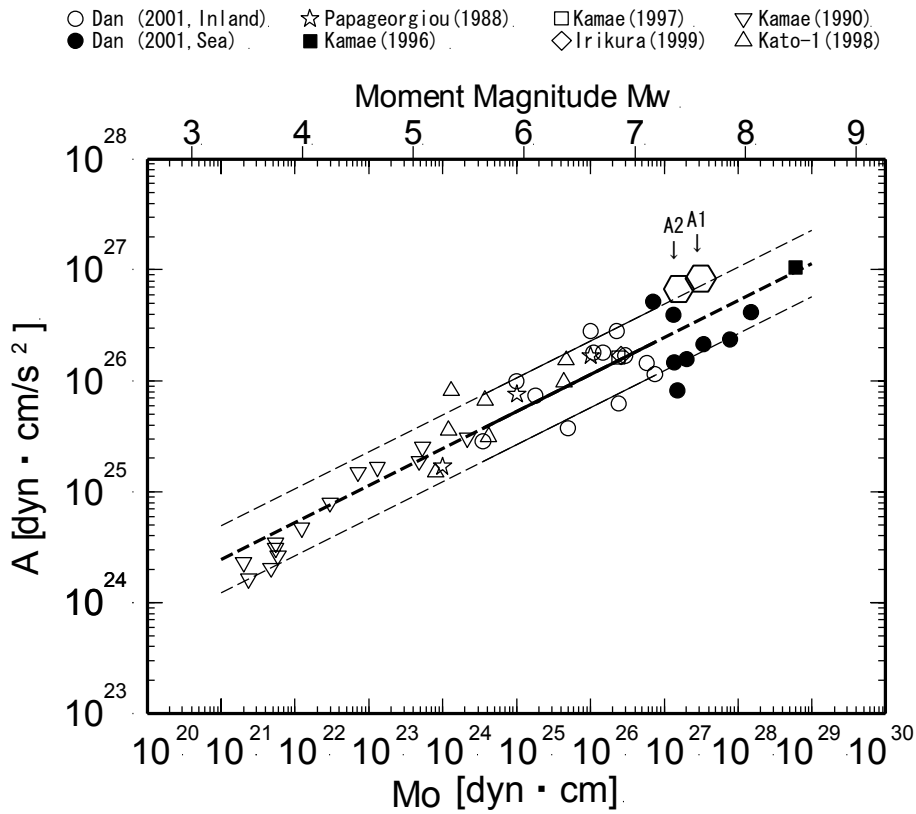


図9 強震動評価の範囲

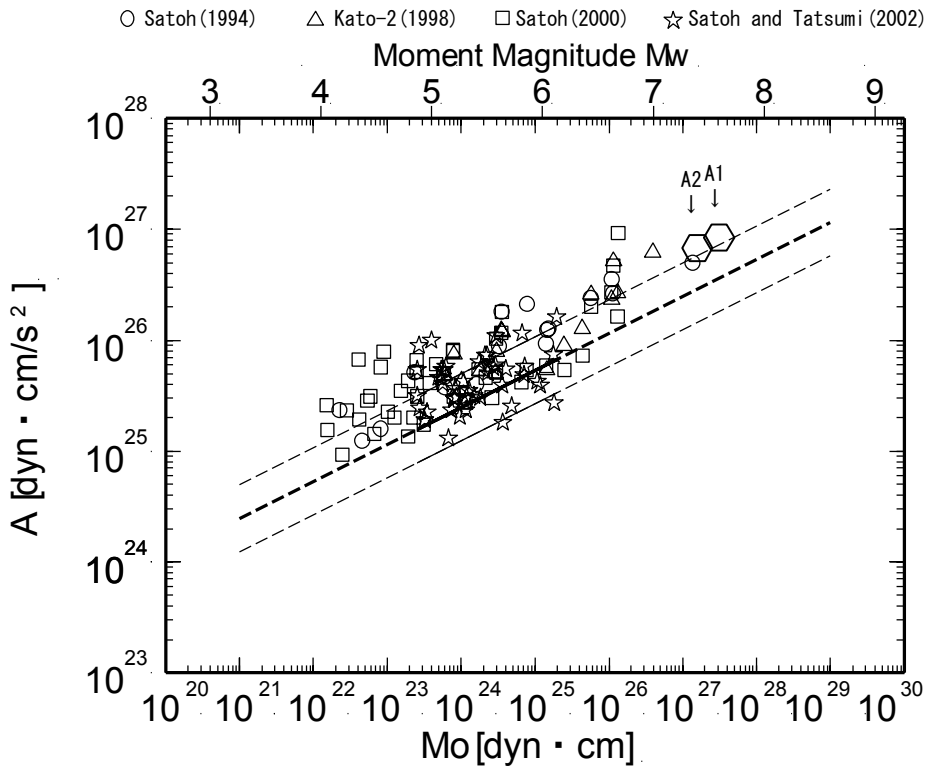


	「中間報告」の ケース A1	本報告の ケース A1	備考
静的応力降下量	3 [MPa]	7 [MPa]	本報告では Seno et al. (1980) の値を使用。
地震モーメント	2.2×10^{20} [N・m]	3.1×10^{20} [N・m]	同上。
モーメントマグ ニチュード	7.5	7.6	「中間報告」では、「形状評価」より設定。 本報告では、地震モーメントより算出。
震源断層の面積	3200 [km ²]	2300 [km ²]	地震モーメントと応力降下量より [レシピア (1)式] を用いて算出。
短周期レベル	1.4×10^{20} [N・m/s ²]	8.4×10^{19} [N・m/s ²]	
アスペリティ の個数	3	2	
各アスペリティ の 応力降下量	70 [MPa] (3つのア スペリティで共通)	29 [MPa] (第1) 73 [MPa] (第2)	本報告では観測波形を説明するように設定。
各アスペリティ の面積	128 km ² (第1) 96 km ² (第2) 96 km ² (第3)	96 km ² (第1) 96 km ² (第2)	「中間報告」では菊地・山中 (2001) の解析結 果を参照。本報告では観測波形を説明するよ うに設定。

図 10 「中間報告」と本報告それぞれの断層モデル (A1) の比較



壇・他(2001)の経験的關係との比較

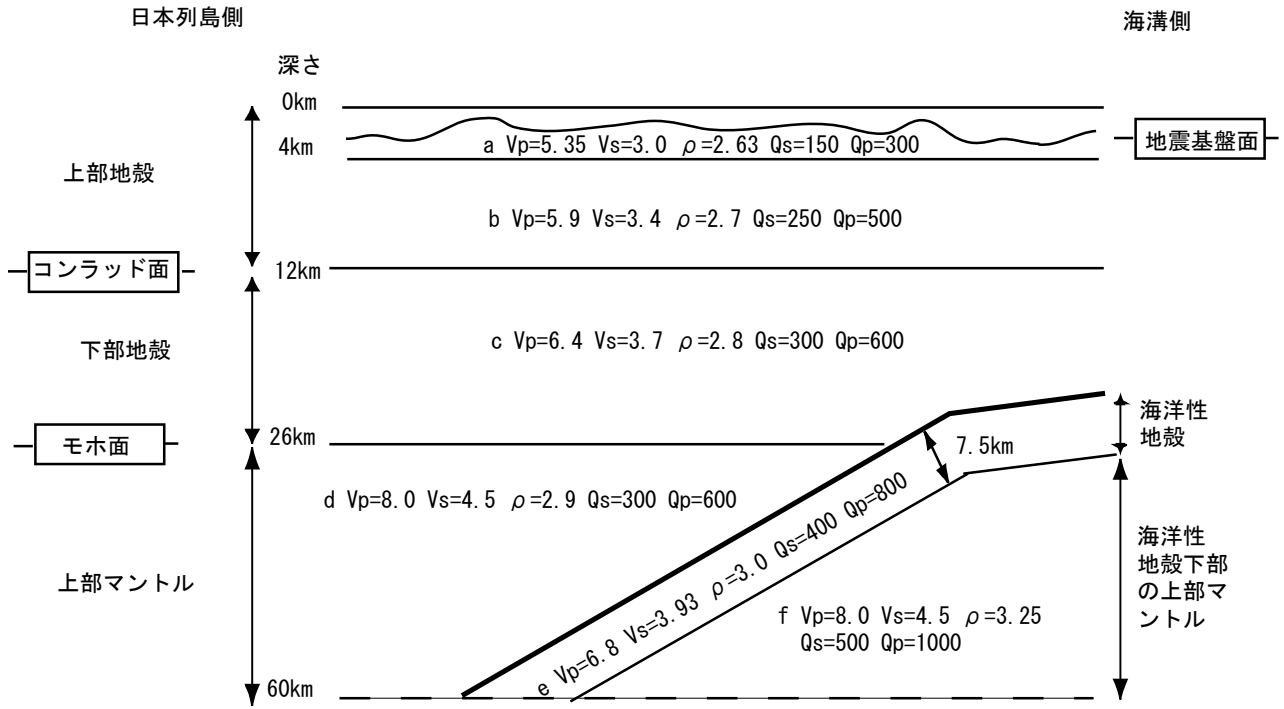


太平洋岸の海溝性地震（佐藤・他, 1994 b; 加藤・他, 1998; 佐藤・他, 2000; 佐藤・巽, 2002）との比較

図 1 1 地震モーメント M_o と短周期レベル A との関係

(六角形は宮城県沖地震のケース A1 と A2、太線が壇・他(2001)の平均値、細線はその倍・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 1 2 上部マントルから地震基盤までの大構造

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検討分科会）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検討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、震源域、地震波形記録、震度、被害など）すべてが整合性あるものとはならない可能性もあり、解析の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。

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

* 「宮城県沖地震を想定した強震動評価について」を公表した平成15年6月18日時点のものである。

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 (dyn・cm^{*})－断層面積 S の関係式を設定する。

$$M_0 = (16 / (7 \cdot \pi^{3/2})) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \text{ ————— (1)}$$

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

アスペリティの位置については、最近の研究(菊地・山中, 2001)より地震によって変化せずと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、その観測記録の解析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($M_w=7.6$)

* 本文ではモーメントの単位に $N \cdot m$ を用いる。

$\text{dyn} \cdot \text{cm} = 10^{-7} N \cdot m$

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推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（入倉・他、2002）。

- ・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 $A(\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m}/\text{s}^2)$ の経験的關係により短周期レベルを設定する。

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

- ・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%±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て計算された地震波形や震度分布が検証用の過去の地震データと一致しないときは、第一義的に推定される地震規模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_o 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。

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

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

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

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 ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) 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。

(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が増加することになる。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 σ_a 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 n が 1 つの場合、複数の場合それぞれについて、アスペリティ領域の幅 W_a を用いて、

$$\sigma_b = \begin{cases} (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a & (n=1) \\ (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a & (n>1) \end{cases} \quad \text{————— (13)}$$

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、 $W_b = (S/2)^{1/2}$ 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 0.1~10Hz であることから、

fmax 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 fmax 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、

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

ただし、 $\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{2(1 - t_d/t_b)\}$

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

c, 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 $1/t^{1/2}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b
- ・ ライズタイム t_r

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

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_c \cdot w \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (15)$$

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 $1/t^{1/2}$ 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(1976)による地震発生層のS波速度 $V_s(\text{km/s})$ との経験式

$$V_r=0.72 \cdot V_s \text{ ————— (18)}$$

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三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、二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、全体の三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三次元地下構造モデルを作成することができる。

(2) 深い地盤構造のデータが一部揃っている場合

重力探査のデータは全国的に面的なデータが揃っているため、このデータを基に他の探査データを利用して三次元地下構造モデルを作成する。作成にあたっては、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、三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の地質断面から二次元密度構造モデルを作成し、残差重力値の計算を行う。
- ④ ③の残差重力値と重力探査から得られている残差重力値とを比較し、二次元密度構造モデルの修正を繰り返しながら、最終的に重力探査から得られている残差重力値をできるだけ再現する密度構造モデルを作成する。
- ⑤ ④で作成された複数の二次元密度構造モデルの断面を用い、各断面間の密度層境界面の幾何学的対応関係（連続性、生成消滅関係）に基づき各断面間を補間することによって、その地域の三次元地下構造モデルを作成する。

（3）深い地盤構造のデータが重力探査データ以外ほとんど揃っていない場合

この場合については、波形のモデリングに有用な三次元地下構造モデルの作成が困難なことより、詳細な強震動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一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 四方の領域ごとの国土数値情報のうち、地形区分データや標高データ等を利用して、新たに微地形区分データを作成する。
- 2)その区分ごとに次式に示す標高と表層 30m の平均 S 波速度との経験的関係をあてはめる。

$$\log AVS = a + b \cdot \log H + c \cdot \log Dist \pm \sigma \quad \text{————— (19)}$$

AVS：表層 30m の平均 S 波速度(m/s)

H : 標高(m) Dist : 主要河川からの距離(km)

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、全国の地盤に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。

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

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 四方の領域ごとに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、減衰特性の一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、整理して領域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
統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波（グリーン関数）として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。時刻歴波形を予測でき、破壊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
ド合成法 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三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の設定には、地域性を取り入れたことが望ましいが、十分なデータがなければ既存の式の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を入力として、ボーリングデータによる詳細なモデルに基づいて、一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。一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、採用する応力-ひずみ関係式やそれに用いるパラメータの設定など専門的な判断をもって個々の解析を行うことが必要であるなど、逐次非線形解析による広域地震動算出への課題は多い。このようなことから、逐次非線形解析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。半経験的な方法や理論的方法による計算結果と既存の距離減衰式とを比較し、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て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、計算手法や震源の特性化などについて見直しが必要となる。

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.
- 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, 1091-1106.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Hisada, Y. (1995): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),*Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 1080-1093.
- 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.
- 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・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002) : 強震動予測のための修正レシピとその検証, *第11回日本地震工学シンポジウム論文集*, 567-572.
- 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・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.
- 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』, *サイスモ*, 5(7), 6-7.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, *第22回地盤震動シンポジウム資料集*, 23-34.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究研究成果報告書, 99-109.
- 中村洋光・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.
- 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.
- Shnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972): SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley.

- 司宏俊・翠川三郎(1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,
日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70.
- 宇津徳治(2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.
- 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.

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)

図のもくじ

- 図 1 3 宮城県沖地震の震源域周辺のブーゲー異常図
- 図 1 4 残差重力と速度層上面の深さの相関図
- 図 1 5 「詳細法工学的基盤」における $V_s=400\text{m/s}$ 層の分布
- 図 1 6 「単独の場合」の強震動予測結果(詳細法):「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布
- 図 1 7 「単独の場合」の強震動予測結果(詳細法):地表の最大速度分布
- 図 1 8 「連動した場合」の強震動予測結果(簡便法):工学的基盤(400m/s)の最大速度分布
- 図 1 9 「連動した場合」の強震動予測結果(簡便法):地表の最大速度分布
- 図 2 0 1978 年宮城県沖地震のアンケート震度分布とケース A1 の強震動予測結果
- 図 2 1 強震動予測結果と観測記録の比較:「詳細法工学的基盤」上の減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトル
- 図 2 2 ハイブリッド合成法による計算波形(ケース A1)と 1978 年宮城県沖地震の観測波形
- 図 2 3 「詳細法工学的基盤」上の最大速度値($V_s=600\text{m/s}$ に換算)と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較

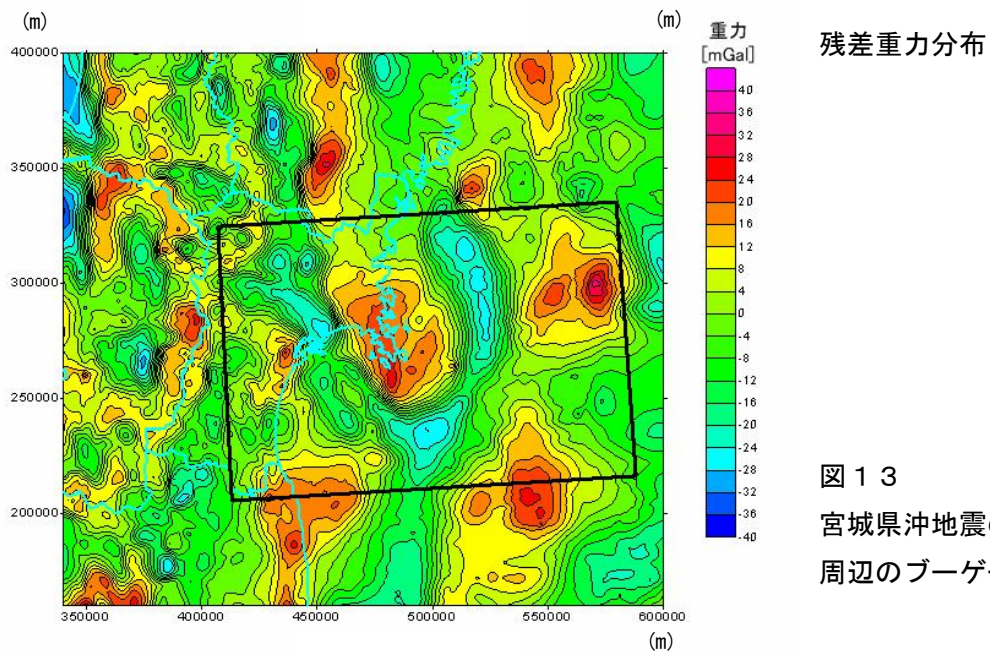
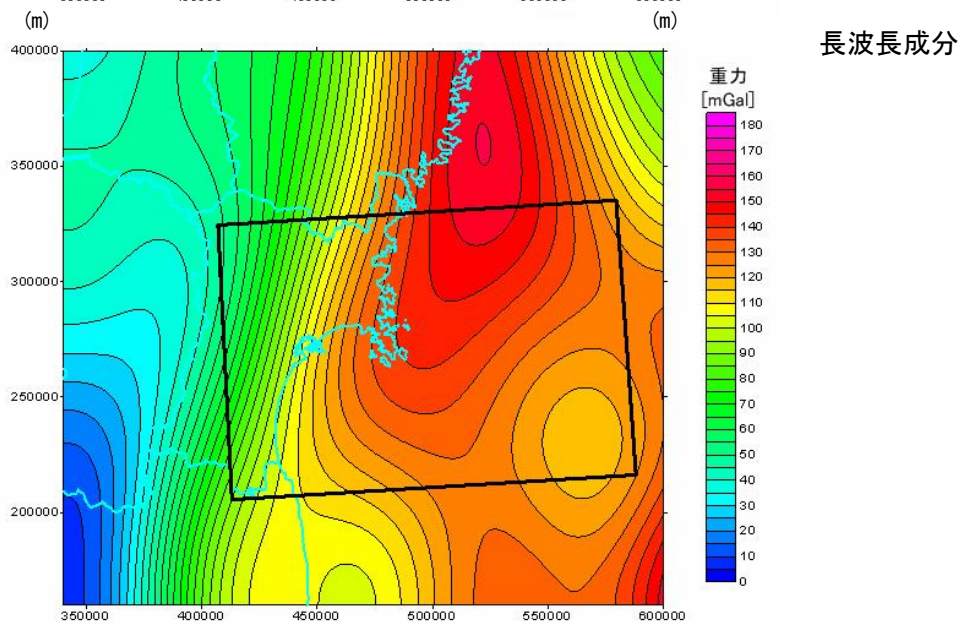
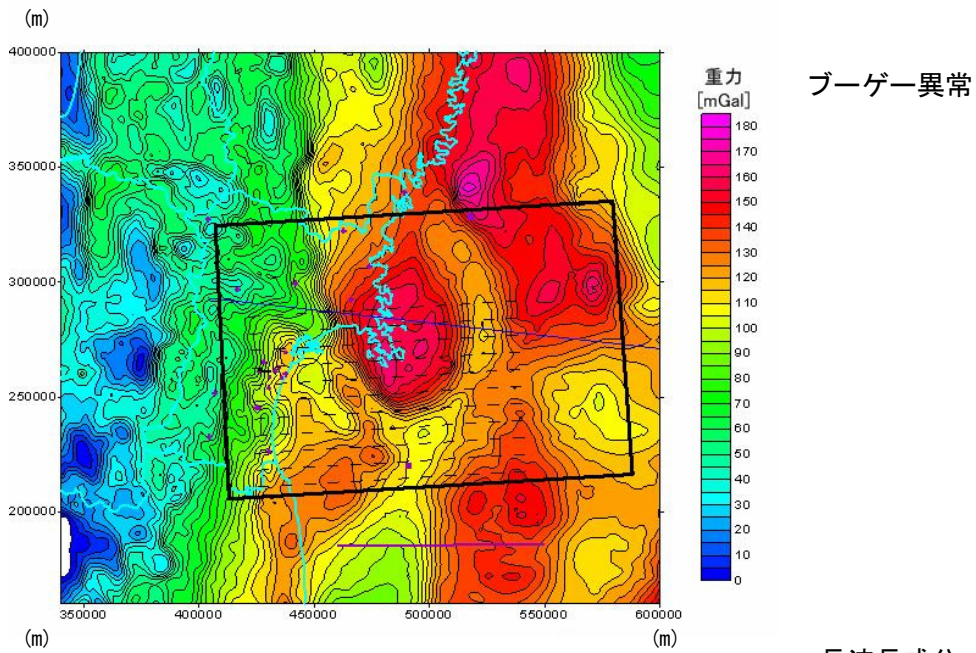
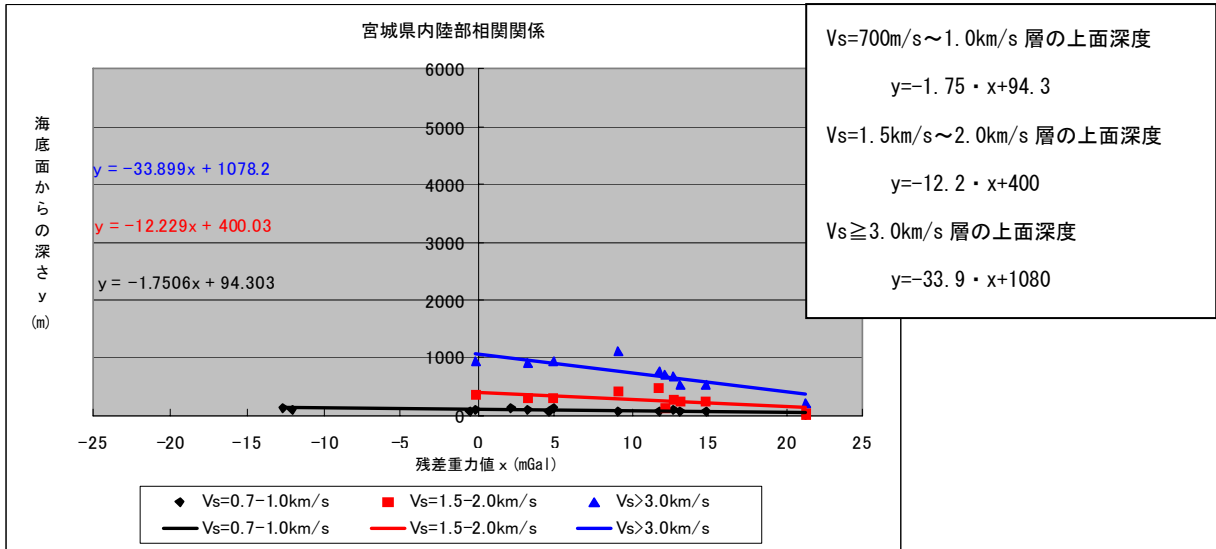
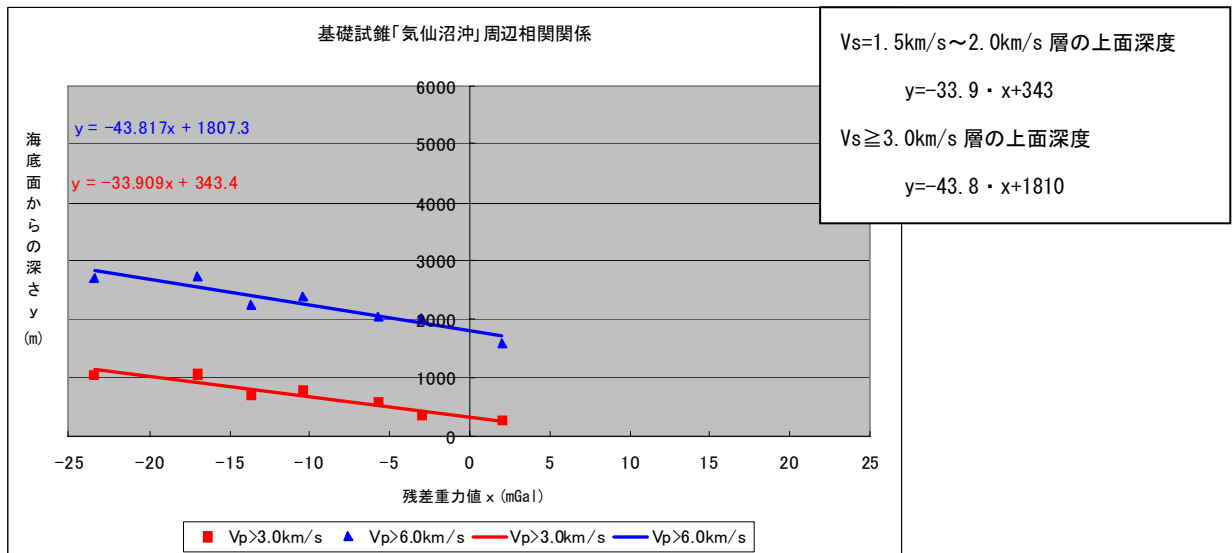


図 1 3
宮城県沖地震の震源域
周辺のブーゲー異常図

宮城県内陸部



海域—基礎試錐「気仙沼沖」周辺



海域—常磐沖解積断面 M86-8 周辺

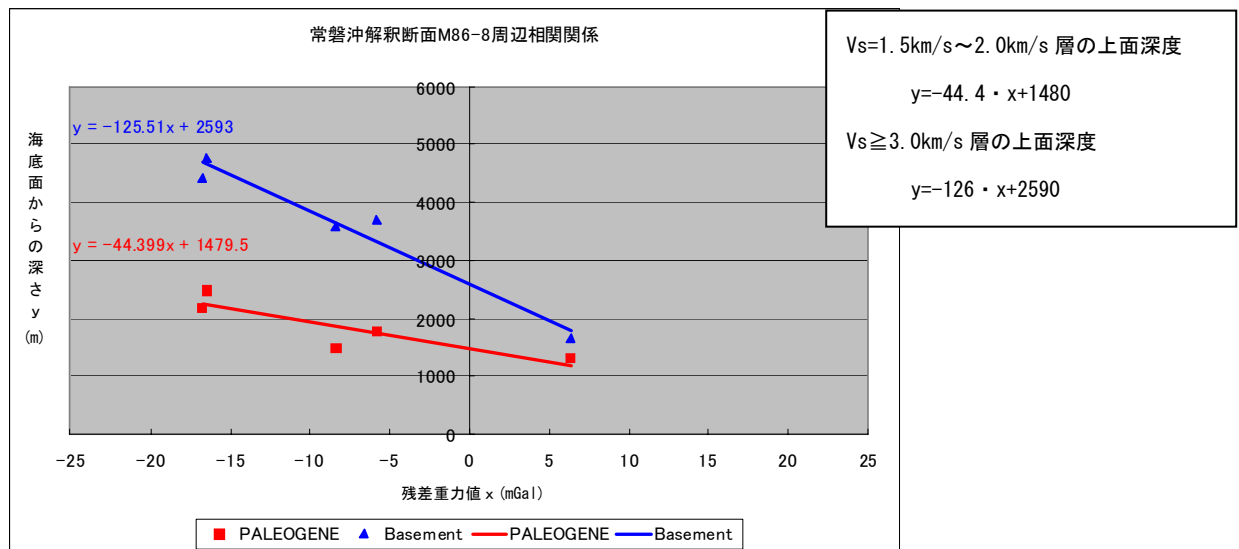
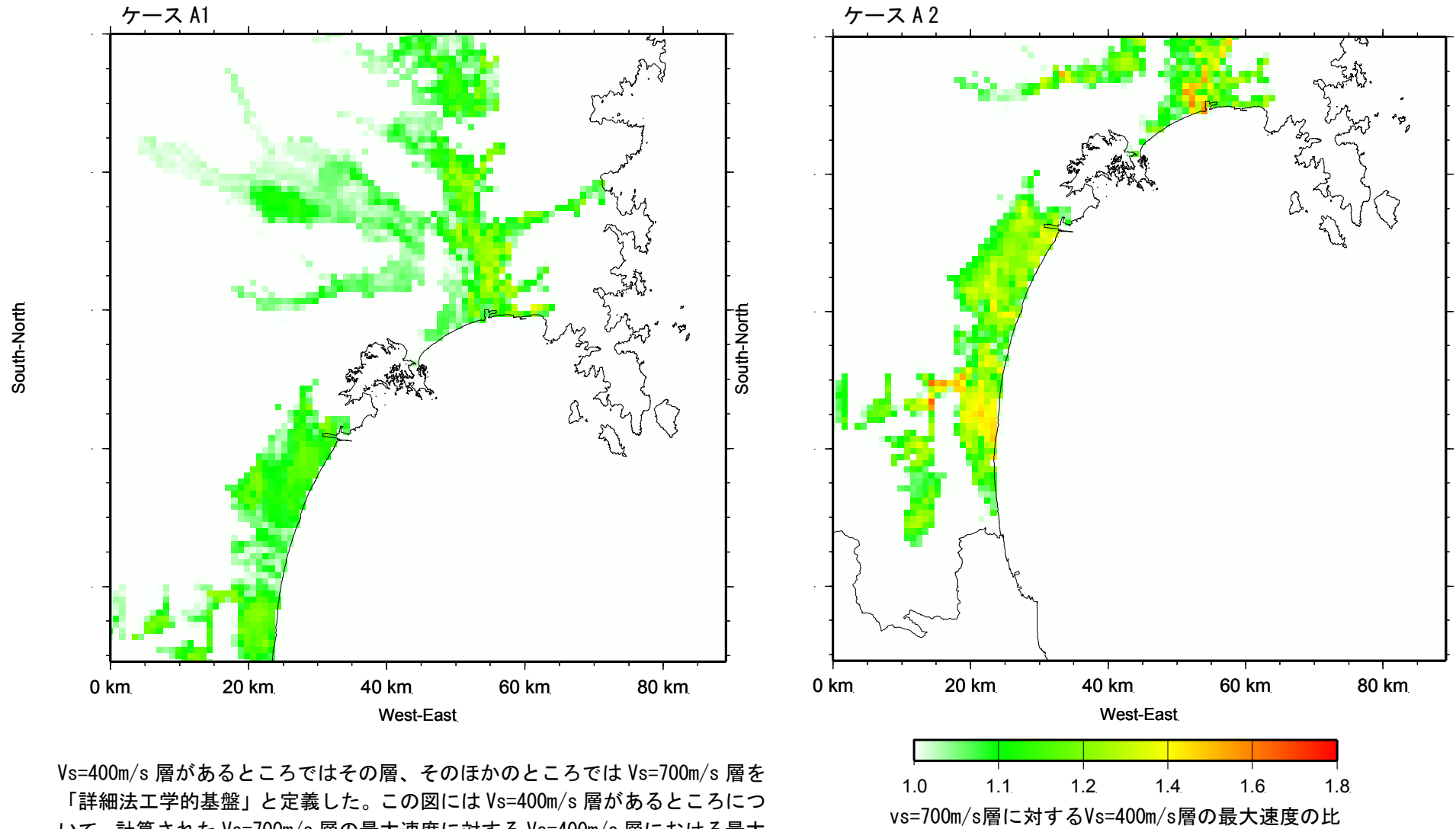


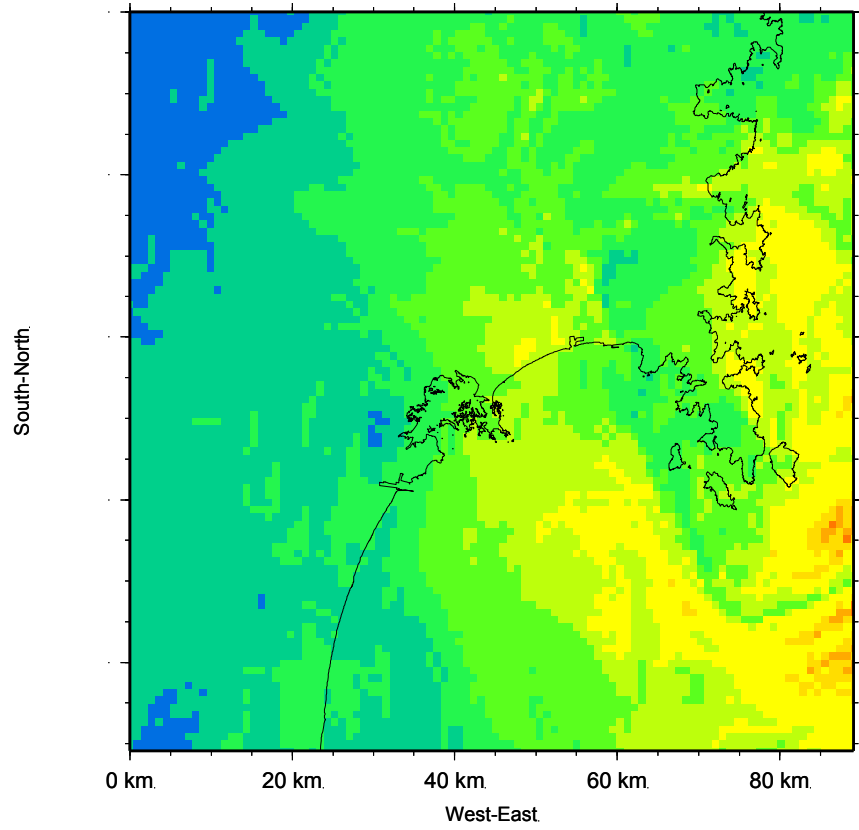
図 1 4 残差重力と速度層上面の深さの相関図



$V_s=400\text{m/s}$ 層があるところではその層、そのほかのところでは $V_s=700\text{m/s}$ 層を「詳細法工学的基盤」と定義した。この図には $V_s=400\text{m/s}$ 層があるところについて、計算された $V_s=700\text{m/s}$ 層の最大速度に対する $V_s=400\text{m/s}$ 層における最大速度の比を示した。

図 1 5 「詳細法工学的基盤」における $V_s=400\text{m/s}$ 層の分布

ケース A1
「詳細法工学的基盤」
上の最大速度分布



ケース A2
「詳細法工学的基盤」
上の最大速度分布

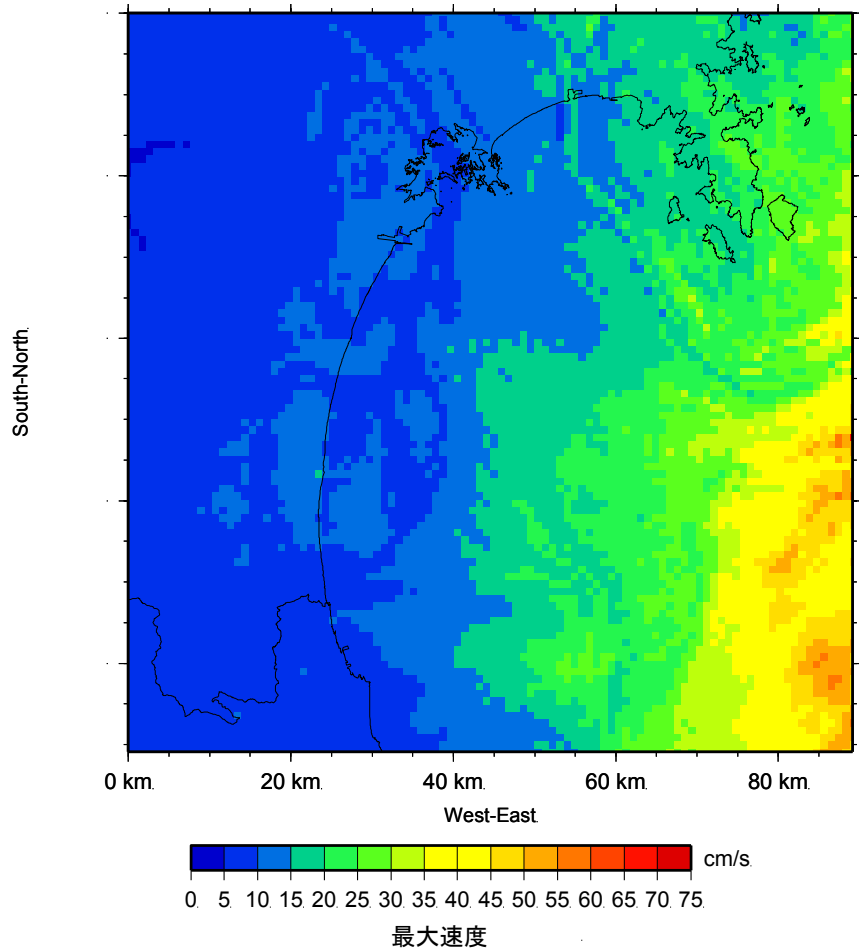
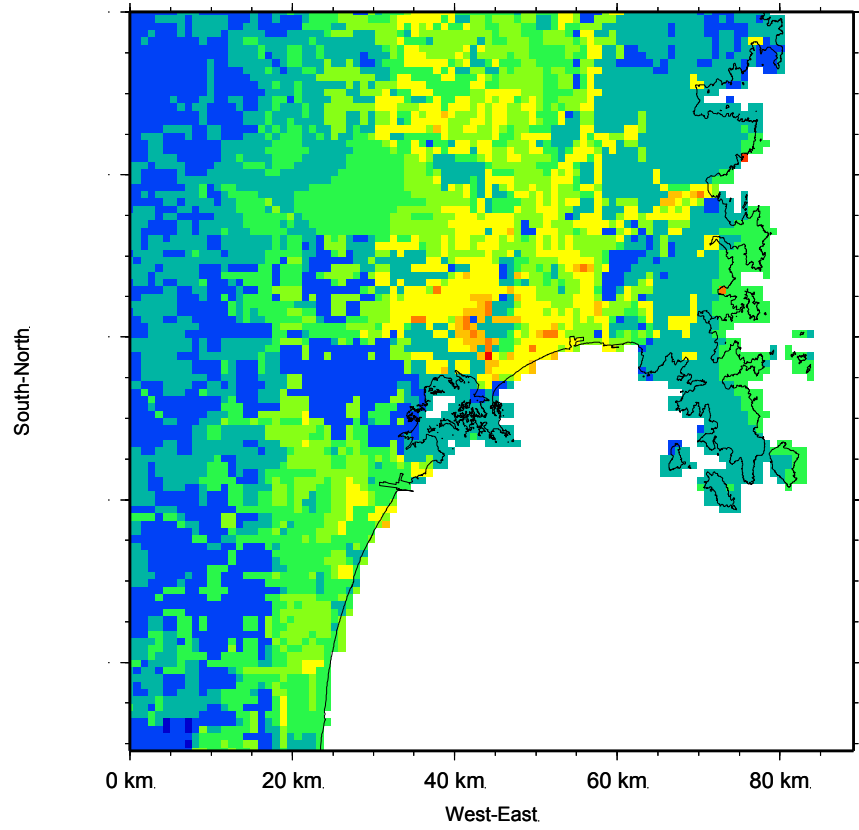
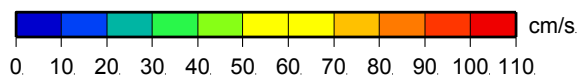
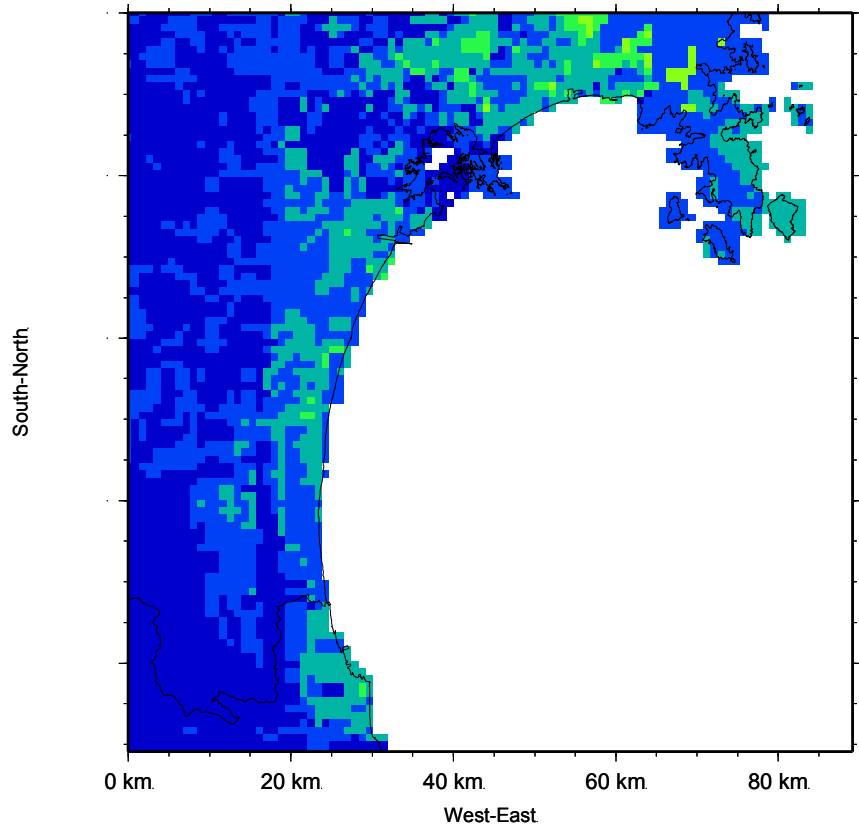


図 1 6 「単独の場合」の強震動予測結果（詳細法）：「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布

ケース A1
地表の最大速度分布



ケース A2
地表の最大速度分布



最大速度

図 1 7 「単独の場合」の強震動予測結果（詳細法）：地表の最大速度分布

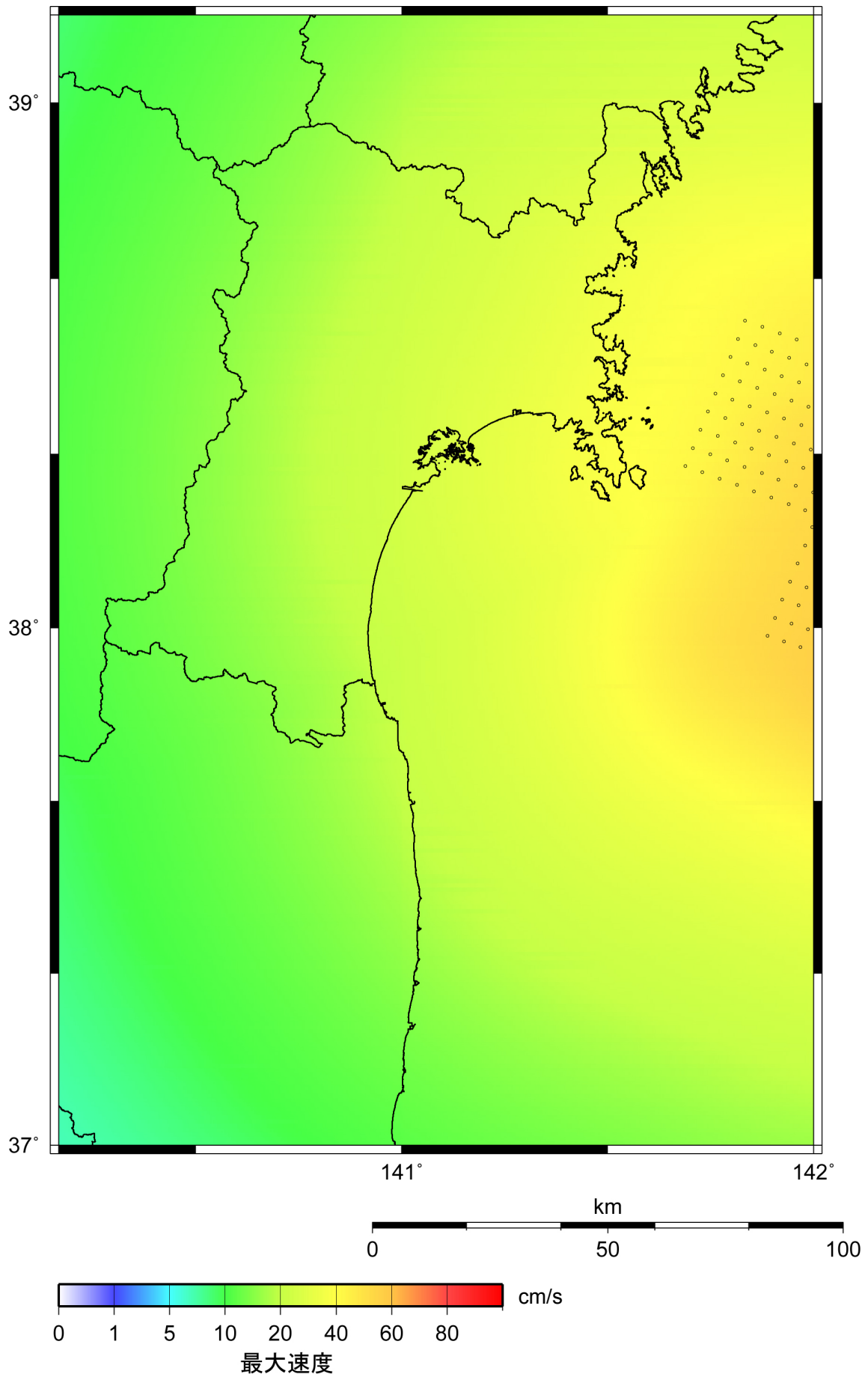


図18 「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の最大速度分布

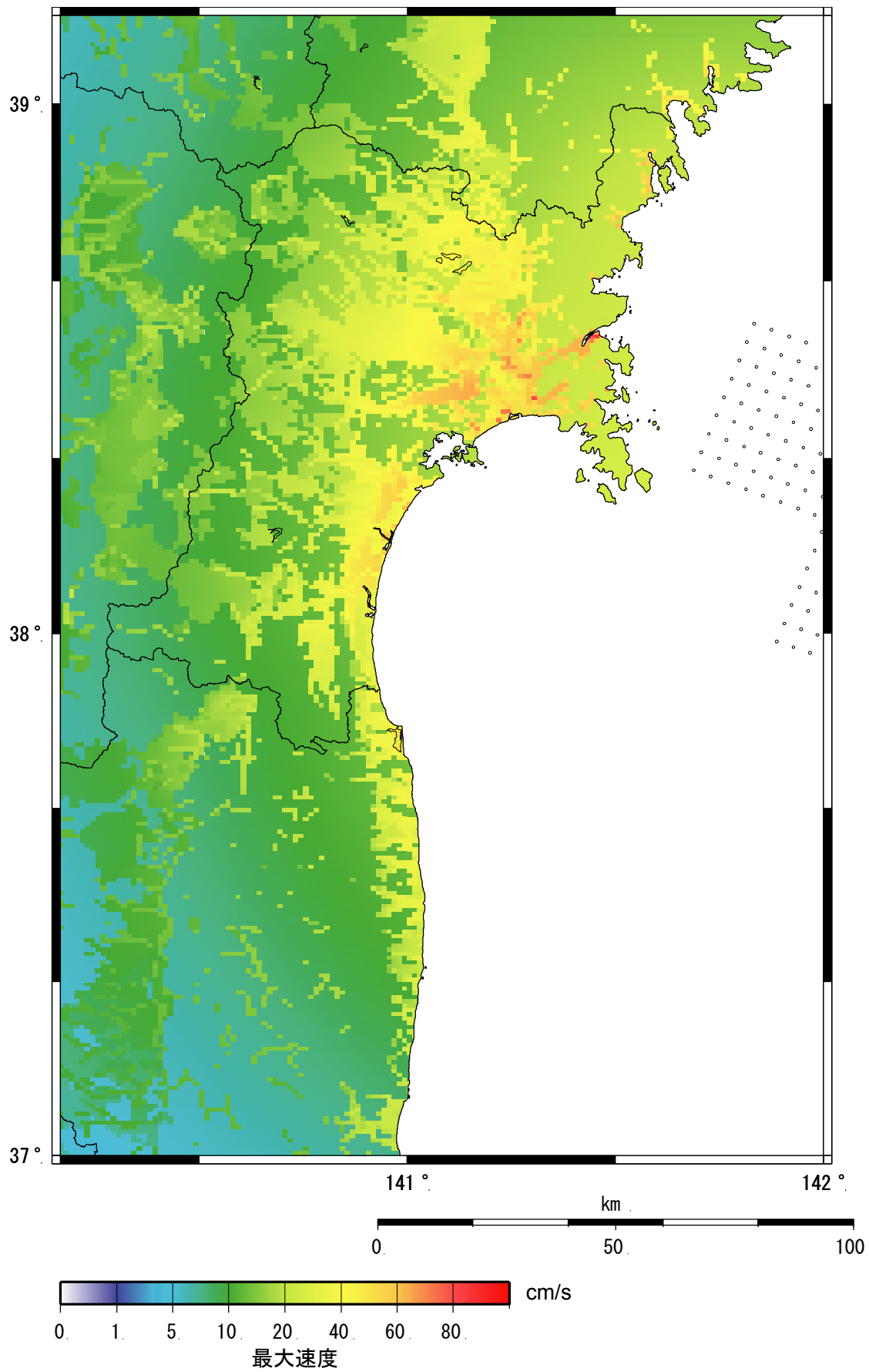
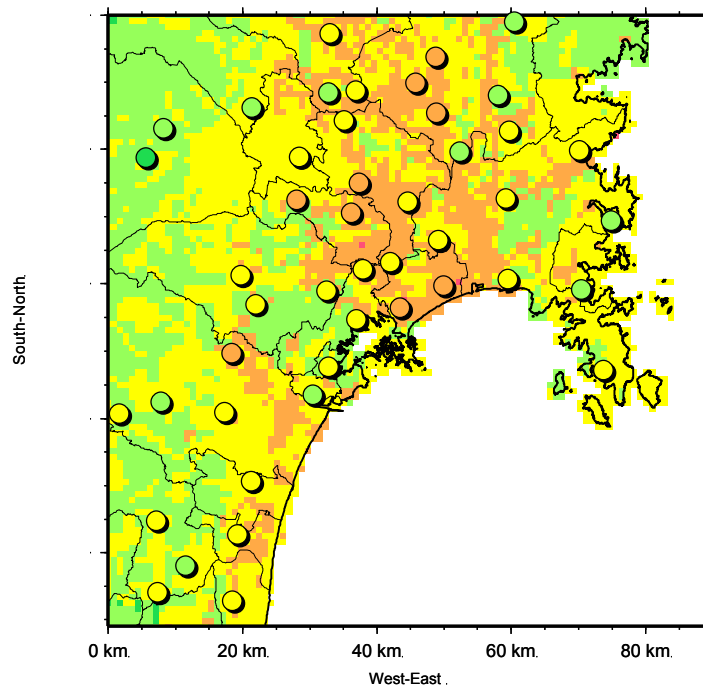
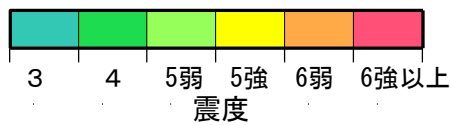


図 1 9 「連動した場合」の強震動予測結果（簡便法）：地表の最大速度分布



※ 市郡境界線は、平成
17年12月14日時点
のものである。



アンケート震度は、1978年当時の
市町村単位でまとめられた平均で
あり、○で示した点の情報ではな
いことに注意。

アンケート震度(村井, 1979)

- 5.5 - 6
- 5 - 5.5
- 4.5 - 5
- 3.5 - 4.5

図20 1978年宮城県沖地震のアンケート震度分布とケースA1の強震動予測結果

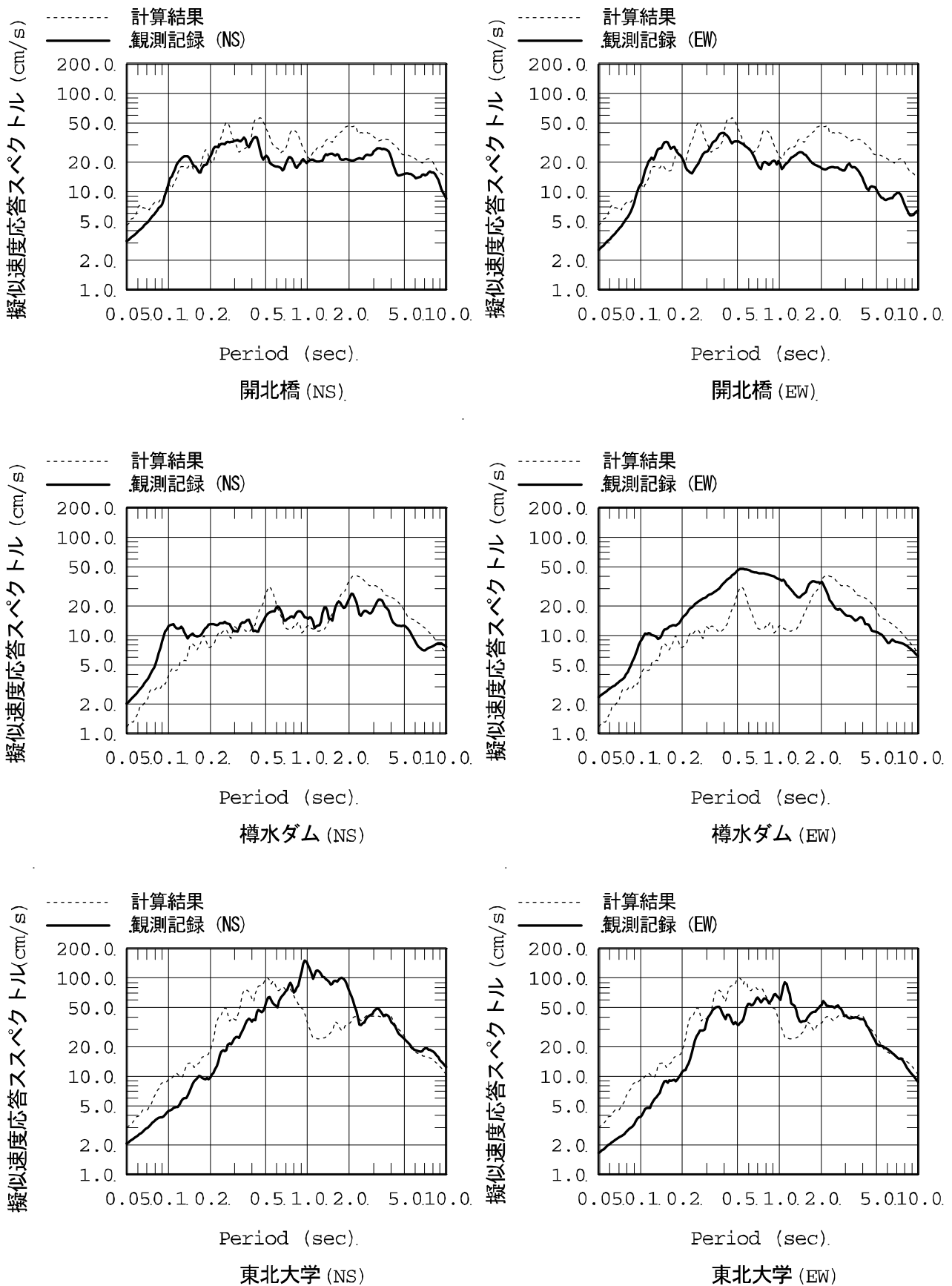


図 2 1 強震動予測結果と観測記録の比較：「詳細法工学的基盤」上の減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトル

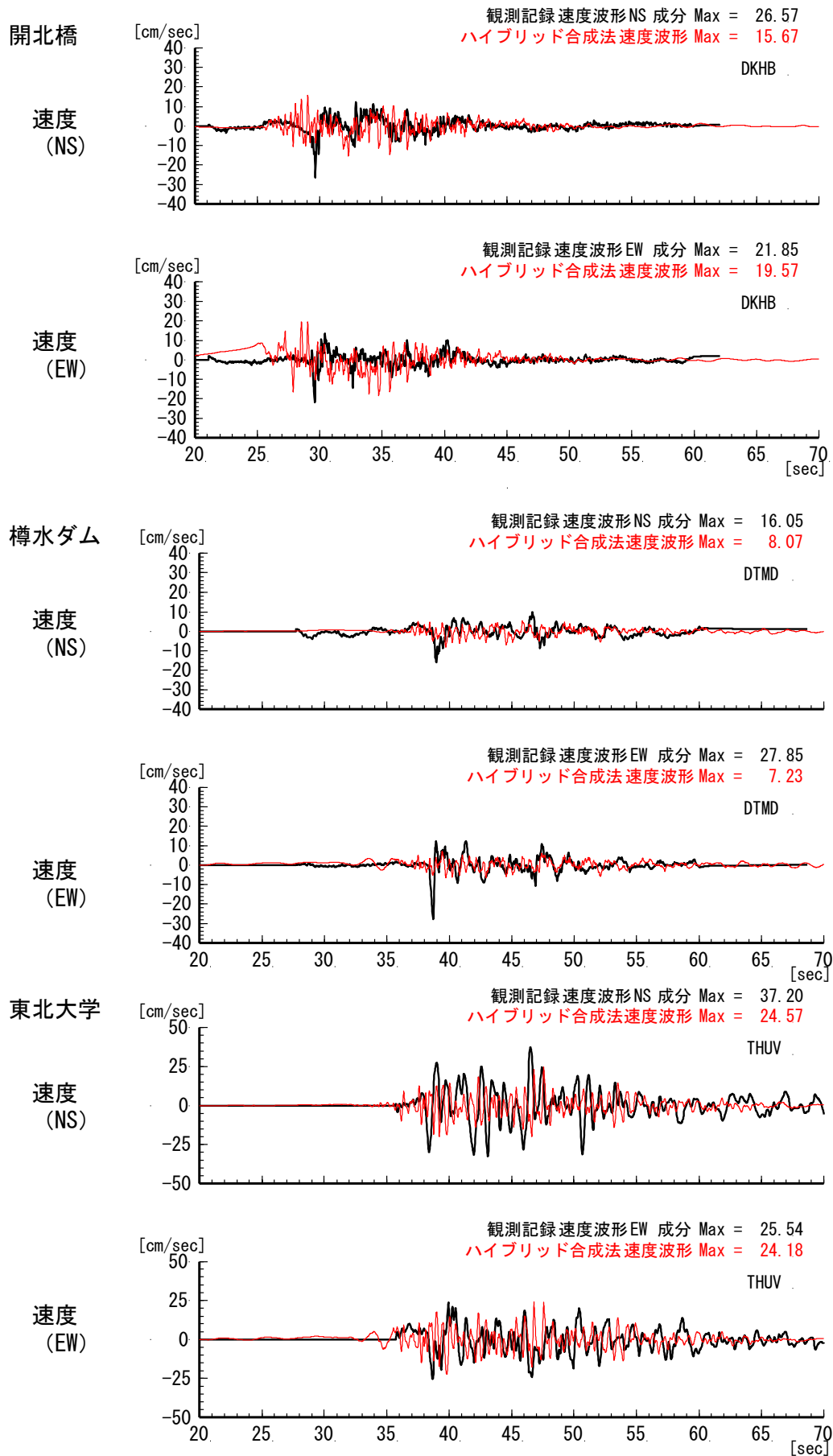
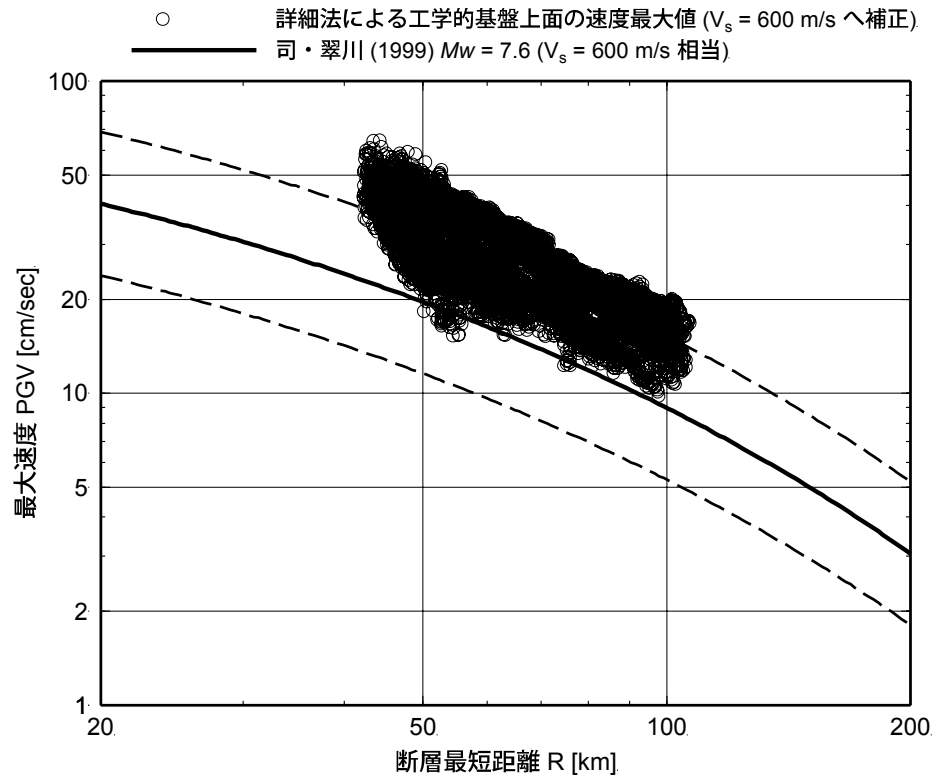
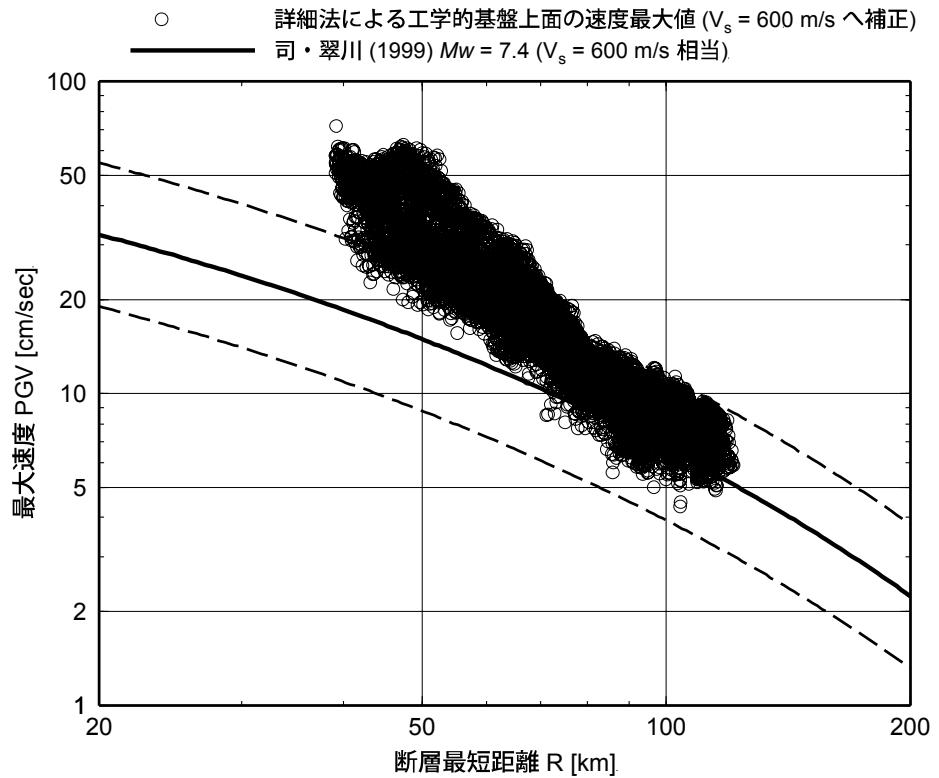


図 2 2 ハイブリッド合成法による計算波形（ケース A1）と 1978 年宮城県沖地震の観測波形（速度）

ケース A1



ケース A2



それぞれ詳細法評価範囲(図9)の計算結果がプロットされている。ケース A2 の方が、震源断層に近い評価地点が多い。

図 2 3 「詳細法工学的基盤」上の最大速度値 ($V_s=600$ m/s に換算) と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較