

Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention No. 279

防災科学技術研究所研究資料

第279号

A Study on Strong-Motion Maps for Scenario Earthquakes off the Northern Coast of Sanriku

三陸沖北部の地震を想定した
地震動予測地図作成手法の検討

September 2005



独立行政法人
防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

三陸沖北部の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討

藤原 広行・河合 伸一・青井 真・刃刀 卓・
石井 透・早川 讓・森川 信之・小林 京子・
大井 昌弘・先名 重樹・奥村 直子

独立行政法人 防災科学技術研究所 特定プロジェクトセンター

独立行政法人防災科学技術研究所では、「地震調査研究の推進について－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（平成11年4月）に基づき、地震調査研究推進本部地震調査委員会により進められている「全国を概観した地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」を実施しており、その研究の一環として震源断層を特定した地震動予測地図作成手法の検討を行ってきた。

本研究資料では、三陸沖北部の地震を想定した地震動予測地図作成に必要な検討を実施し、その成果をとりまとめた。本検討結果は、地震調査研究推進本部地震調査委員会が作成する「震源断層を特定した地震動予測地図」の具体的な作成事例に資するものとして位置づけられる。

目 次

1. はじめに	1
2. 地震動予測地図作成条件	3
3. 地下構造モデルの設定	
3.1 地下構造モデル設定の考え方と方針	7
3.2 対象地域の地質環境	9
3.3 伝播経路モデル	12
3.4 深部地盤構造モデル	14
3.5 浅部地盤構造モデル	34
4. 断層モデルの設定	
4.1 巨視的断層パラメータ	47
4.2 微視的断層パラメータ	52
5. 簡便法による地震動予測地図	55
6. 詳細法と観測記録の比較検討	
6.1 比較検討の概要	61
6.2 破壊伝播速度を変化させた場合の観測記録との比較	66
6.3 詳細法による強震動予測結果と観測記録との比較	73
7. 詳細法による地震動予測地図	
7.1 統計的グリーン関数法による強震動予測結果	81
7.2 簡便法との比較	86
7.3 結果の考察	88
8. おわりに	89

付録A. 簡便法計算手法	91
付録B. 詳細法計算手法	95
付録C. 青森と宮古観測点での他の地震による観測波形の比較	99
付録D. 破壊伝播速度 1.9km/s の場合の地震動予測地図	111
参考文献	117
謝辞	125

1. はじめに

独立行政法人防災科学技術研究所では、地震調査研究推進本部地震調査委員会が進めている「全国を概観した地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」を開始し、地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に、実際の地震動予測地図作成に関する作業を実施している。地震動予測地図には「確率論的手法による地震動予測地図」と「震源断層を特定した地震動予測地図」の2種類あるが、本研究資料では、後者の震源断層を特定した地震動予測地図のうち、特に、三陸沖北部の地震を想定した強震動評価に関する検討をまとめたものである。

本研究資料では、地震調査委員会から公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」（平成14年7月31日）の評価結果に基づき、地震動の計算に必要なパラメータの設定、具体的には、地震動予測地図作成領域の設定、強震動予測に必要な三次元地下構造モデルと特性化された断層モデルの設定を行った。次に、経験的距離減衰式を用いた簡便法および統計的グリーン関数法を用いた詳細法により地震動を計算し、地震動予測地図作成のために必要な検討を実施した。

2. 地震動予測地図作成条件

図 2-1 には、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」（以後、「長期評価」と略す）に基づく三陸沖北部地震の震源域を示す。図 2-2 には、地震動予測地図作成領域を示す。図 2-2 の地図全体が簡便法による地図作成領域、矩形領域が統計的グリーン関数法による計算領域 ($152\text{km} \times 266\text{km}$) である。簡便法による地図作成領域の 4 隅の座標は、(北緯 38.7° 、東経 139.6°)、(北緯 43.3° 、東経 139.6°)、(北緯 43.3° 、東経 144.1°)、(北緯 38.7° 、東経 144.1°) である。統計的グリーン関数法による計算領域の 4 隅（計算用格子点）の座標は、(北緯 41.89301° 、東経 140.32165°)、(北緯 41.89301° 、東経 142.13498°)、(北緯 39.50341° 、東経 140.32165°)、(北緯 39.50341° 、東経 142.13498°) である。この図には、計算波形の例を表示する 5 つの地点も示している。八戸、青森、宮古は、1968 年十勝沖地震の際に記録が得られていた当時の運輸省港湾技術研究所（現在の独立行政法人港湾空港技術研究所）の強震観測地点（<http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/> の「港湾地域強震観測」のデータ）であり、函館、盛岡は、1968 年十勝沖地震の際に震度が得られている気象台観測点である。簡便法、統計的グリーン関数法とも $1\text{km} \times 1\text{km}$ のポイントで計算結果を出力する。したがって、統計的グリーン関数法の出力ポイント数は 152×266 個となる。

簡便法では、広域を概観し、最大値および震度のみを評価対象とする。統計的グリーン関数法では、特に震動の大きい地域を対象とし、地域の詳細情報を重視して、最大値や震度のみならず詳細法工学的基盤での時刻歴波形も評価する。

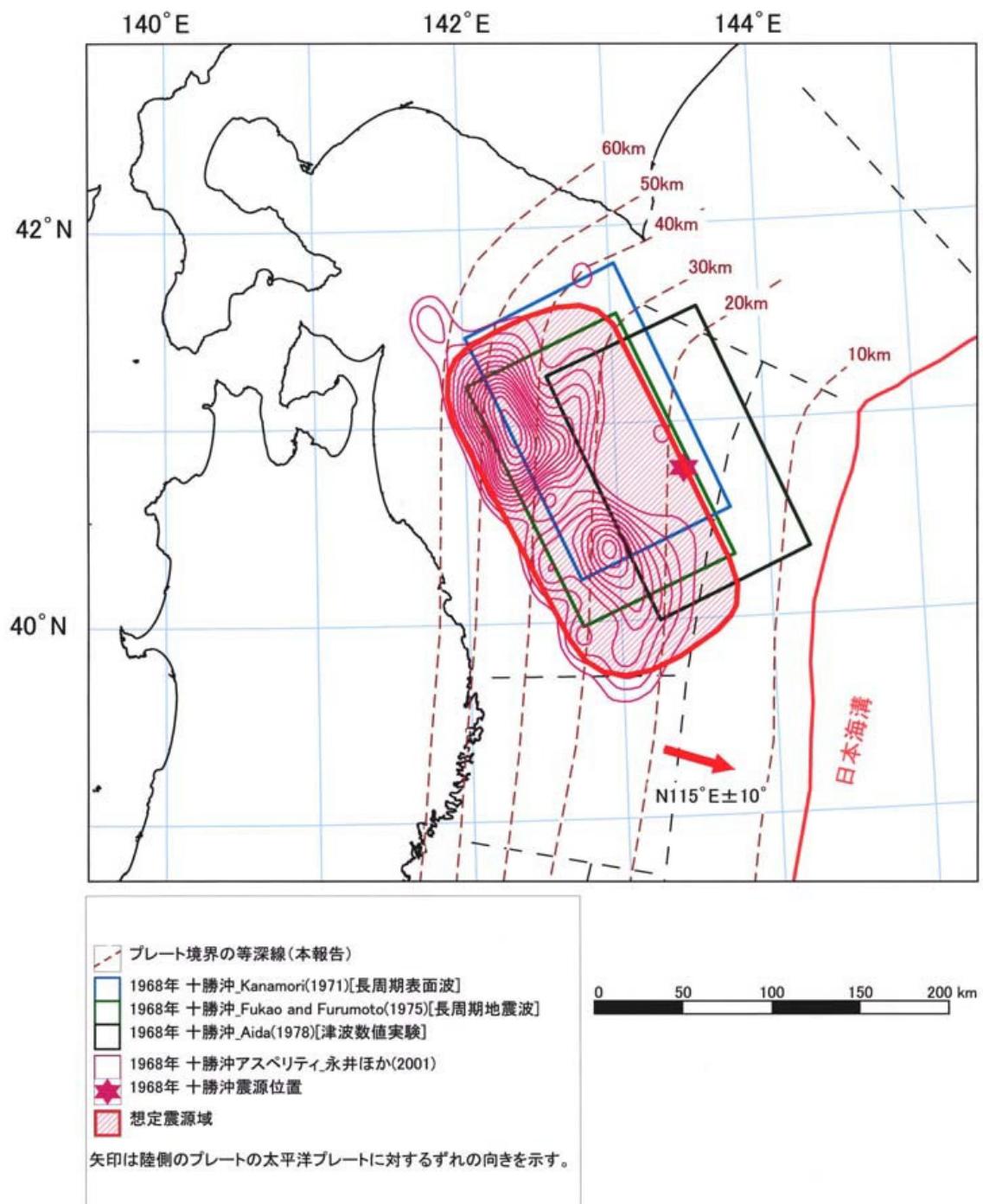


図2-1 三陸沖北部の想定震源域の位置（「長期評価」結果）

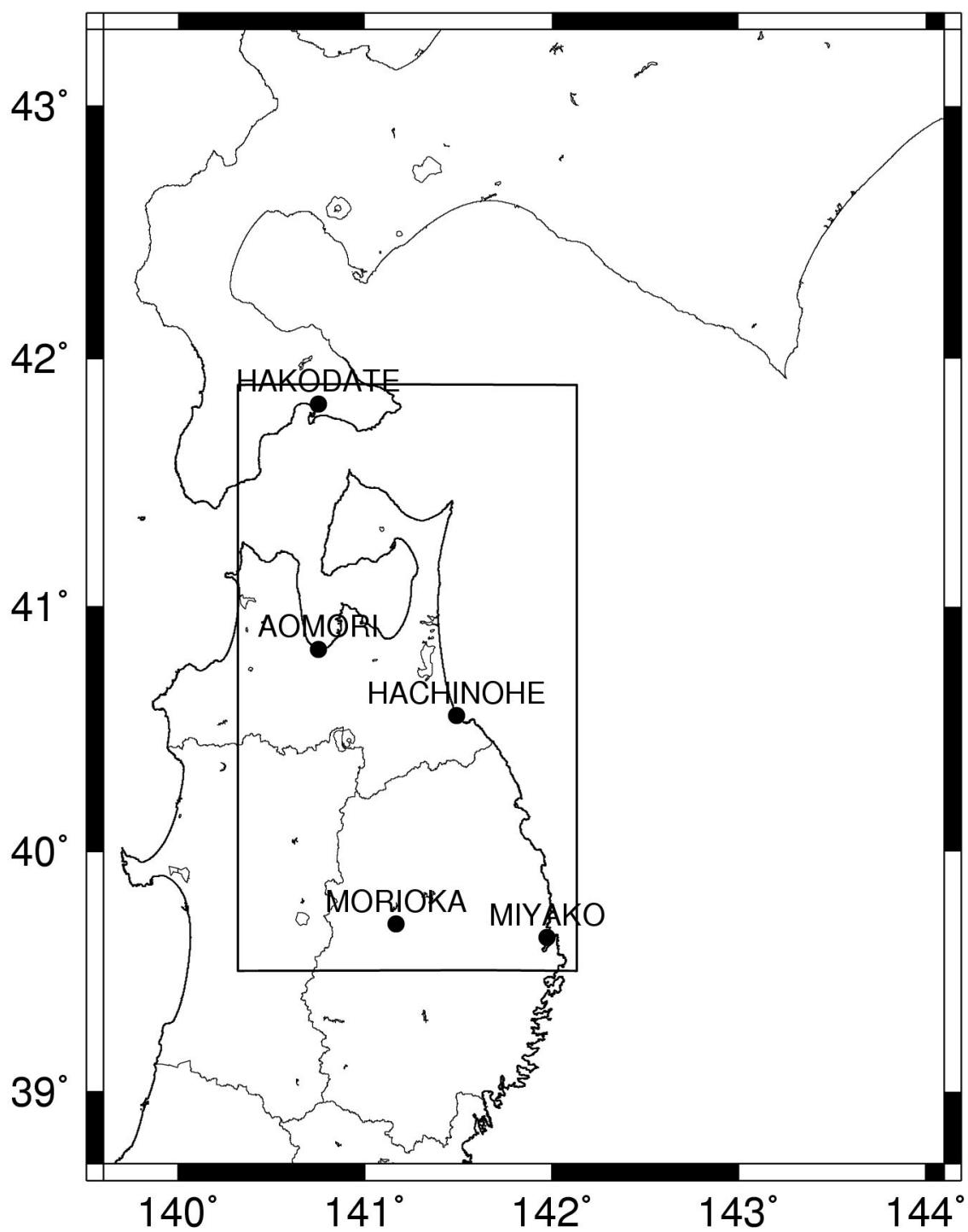


図 2-2 簡便法による予測地図作成範囲（全体）と統計的グリーン関数法による予測地図作成範囲（矩形領域）。黒丸は 1968 年十勝沖地震の際に観測記録が得られているか震度が得られている地点。

3. 地下構造モデルの設定

3.1 地下構造モデル設定の考え方と方針

地表における地震動予測計算に必要とされる地下構造モデルとしては、図3.1-1に示すように震源から地表までを対象としている。地下構造モデルを作成するには、必要となる資料やモデル作成の手法によって、以下のモデルを設定する必要がある。

- ・伝播経路モデル：震源から対象地域の地震基盤までの広域の地下構造
 - ・深部地盤構造モデル：対象地域の地震基盤から工学的基盤までの地下構造
 - ・浅部地盤構造モデル：対象地域の工学的基盤から地表までの地下構造
- 地震基盤とは、S波速度で3km/s程度以上の地層
工学的基盤とは、S波速度で400m/s程度の地層

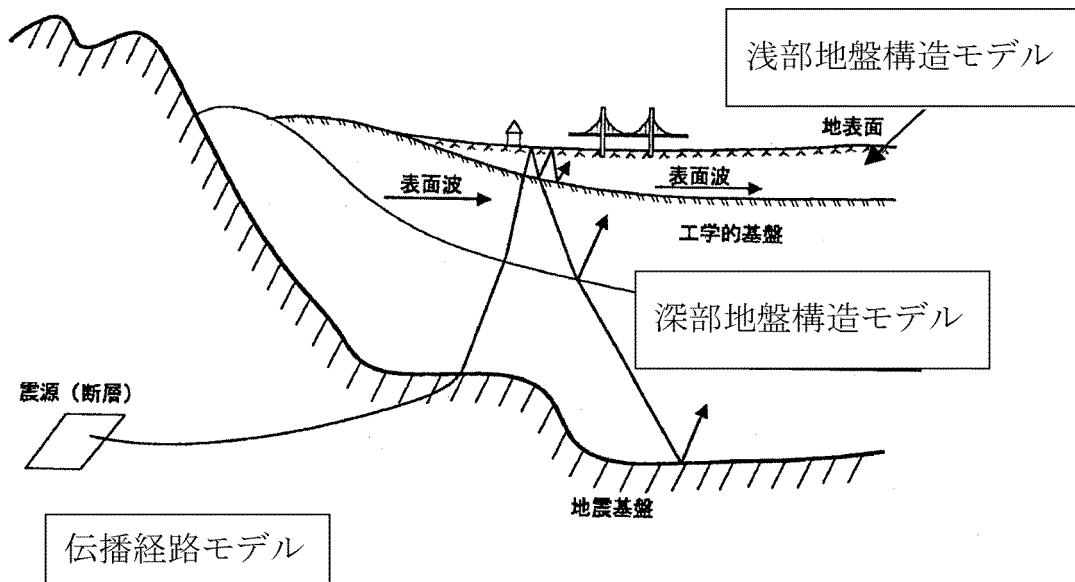


図3.1-1 地震動の伝播経路と地下構造モデル

3.1.1 伝播経路モデル

伝播経路モデルの対象範囲は、想定地震の断層モデルが平面的にも深さ方向にも十分入る領域とする。したがって、プレート、上部マントル、下部地殻、

上部地殻が含まれ、深さは50km程度までを考える。

伝播経路モデルの設定に際しては、文献調査を行い、最新の知見を反映させることを基本とする。必要なパラメータは、層厚、P波速度、S波速度、密度、Q値(Q_p 、 Q_s)である。

3.1.2 深部地盤構造モデル

深部地盤構造モデルの対象範囲は、地震基盤以浅で工学的基盤までの地層を対象とする。深部地盤構造モデルの設定に際しては、伝播経路モデルの設定と同様に文献調査を行い、最新の知見を反映させることを基本とする。

伝播経路モデルおよび深部地盤構造モデルにおいては、理論的評価手法による地震動の計算を行うことから、3次元のモデル化を行う。

3.1.3 浅部地盤構造モデル

浅部地盤構造モデルの対象範囲は、工学的基盤から地表までの地層を対象とする。浅部地盤構造モデルの作成の考え方は次の地震動算出の考え方によって2種類のモデルの作成を行った。

- ① 計算対象範囲及びその周辺地域を簡易的な手法によって地震動を算出する方法として、国土数値情報の微地形区分を用いた增幅倍率を求める。
- ② ハイブリッド法によって算出された工学的基盤における地震波形を用いて応答計算によって地表の地震動を求めるための地盤モデルの作成。

①については、国土数値情報が第三次地域標準メッシュ(約1km×1kmメッシュ)となっていることから、第三次地域標準メッシュごとに微地形分類を行い、松岡・翠川(1994)の方法によって增幅倍率を求める。

②については、ボーリングデータをデータベース化し、ボーリング1本ごとに1次元の応答計算を行えるようモデル化を行う。必要なパラメータは、層厚、S波速度、密度、動的変形特性曲線(G/G_0 , $h - \gamma$ 曲線)であり、対象地域のデータの収集・整理も行い、解析に利用できるものは利用していく。

3.2 対象地域の地質環境

図 3.2-1 に東北～北海道南部の地質概要、図 3.2-2 に模式地質断面図を示す。東北～北海道南部は南北方向の地質構造で特徴づけられる。三陸太平洋沿岸には北上山地が位置し、中古生界の基盤岩が露出している。その西側の奥羽脊梁山地から日本海側にかけての地域には、新第三系が広範囲に分布している。新第三系が分布する地域では、南北方向に細長い盆地（北上低地帯、横手盆地など）や沖積低地（津軽平野、能代平野など）が発達している。これらの地域には、新第三系～第四系が厚く堆積している。

北海道でも南北性の構造が顕著であり、日高山脈から襟裳岬にかけて北北西～南南東方向に中古生界が分布し、その西側に勇払平野や石狩平野が発達している。

石油・天然ガスの基礎物理探査や基礎試錐調査によると、三陸東方沖には南北方向に細長い前弧海盆が発達しており、前期白亜紀以降の地層が厚く堆積している（図 3.2-2）。前弧海盆は北海道の勇払・石狩平野の低地帯につづいている。下北半島沿岸からその北側海域には苦小牧リッジと呼ばれる地形的高まりがあり、北上山地の北方延長になっている。また、前弧海盆の東側には三陸沖基盤リッジと呼ばれる基盤岩の高まりがあり、日高山脈を構成する中古生界の南方延長になっている（大澤ほか, 2002）。

地質平面図および地質断面図では、東北～北海道南部の地質を基盤岩類（中古生層および花崗岩類）、上部白亜系、古第三系、古第三系～新第三紀下部中新統、新第三紀中部中新統～鮮新統、第四紀更新統、第四紀火山岩類および第四紀完新統に区分した。

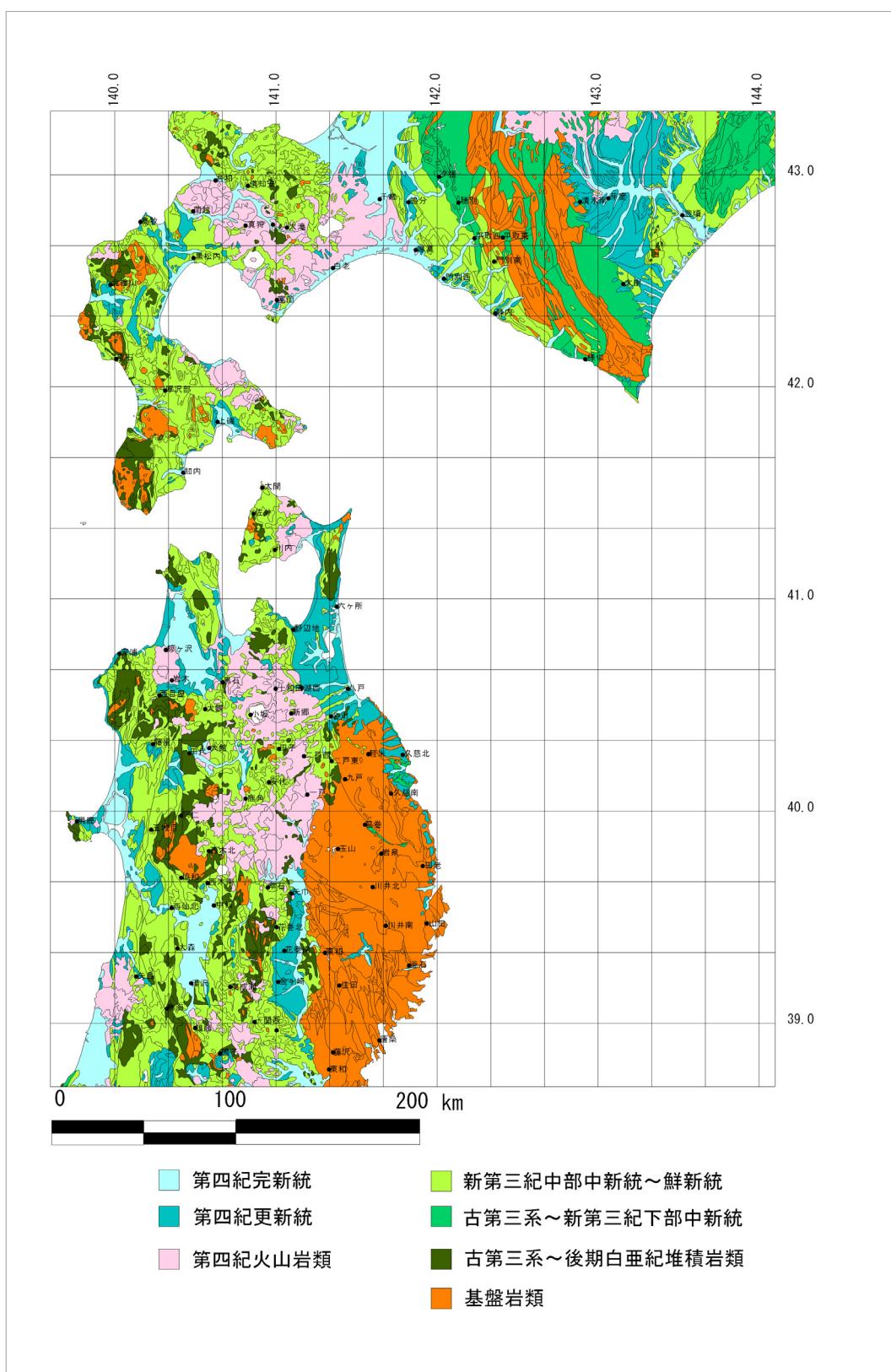


図 3.2-1 地質平面図

3.2 対象地域の地質環境

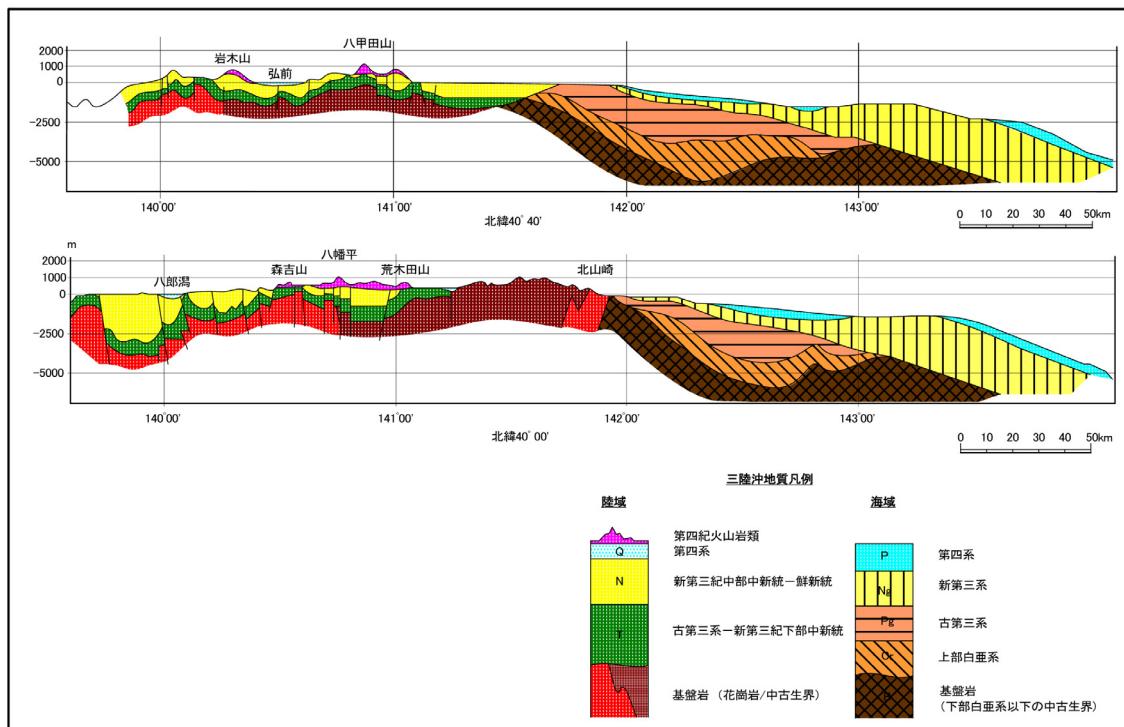


図 3.2-2 模式地質断面図

3.3 伝播経路モデル

震源モデルから地震基盤までの伝播経路のモデルについて図3.3-1に示すように設定した。

上部地殻の上面深さおよびP波速度、S波速度は、Iwasaki et al. (1994)の男鹿－気仙沼の地殻構造断面およびIwasaki et al. (2001)で示された東北日本横断地殻構造断面を参考に、上面深さを7km、 $V_p=6.37\text{km/s}$ および $V_s=3.67\text{km/s}$ と設定した。密度は、Yamanaka and Kikuchi (2002)が1978年宮城県沖地震のインバージョンに用いた 2.7g/cm^3 とした。

下部地殻においても上面深さおよびP波速度、S波速度は、Iwasaki et al. (1994)の男鹿－気仙沼の地殻構造断面およびIwasaki et al. (2001)をもとに、上面深さを16km、 $V_p=6.9\text{km/s}$ および $V_s=3.93\text{km/s}$ と設定した。密度は、Yamanaka and Kikuchi(2002)が1978年宮城県沖地震のインバージョンに用いた 2.8g/cm^3 とした。

上部マントルの上面深さは、Iwasaki et al. (1994)の男鹿－気仙沼の地殻構造断面およびIwasaki et al. (2001)をもとに32kmとした。P波速度は、伊藤・他(2002)による宮城県沖のエアガンによる構造探査結果より 8.0km/s とした。S波速度は、宇津(1969)による $V_p/V_s=1.77$ を用いて 4.5km/s とした。密度については、地域は異なるが伊豆半島を縦断する測線で Asano et al.(1980)が観測重力異常と推定構造から計算される重力異常との比較に用いられた密度構造を参考に 2.9g/cm^3 とした。

海洋性地殻の層厚およびP波速度は、三浦・他(2001)のエアガンによる構造探査結果から7.5kmおよび 6.8km/s とした。S波速度と密度は、Iwasaki et al(1994)の北上山地の速度構造モデルまたはYamanaka and Kikuchi (2002)の1978年宮城県沖地震のインバージョンで用いた値から 3.93km/s 、 3.0g/cm^3 とした。

海洋性地殻下部の上部マントルのS波速度は、鶴・他(2000)や三浦・他(2001)より 8.0km/s とした。S波速度は、上部マントルと同様に宇津(1969)による $V_p/V_s=1.77$ を用いて 4.5km/s とした。密度は、Nakanishi et al.(1992)の愛知県沖で行われたエアガン海底地震計探査結果を参考に 3.25g/cm^3 とした。

Q値は、Tsumura et al.(2000)が太平洋プレートで発生している微小地震から推定した3次元Qp構造を参考に設定した。なお、QsはQp/2とした。

3.3 伝播経路モデル

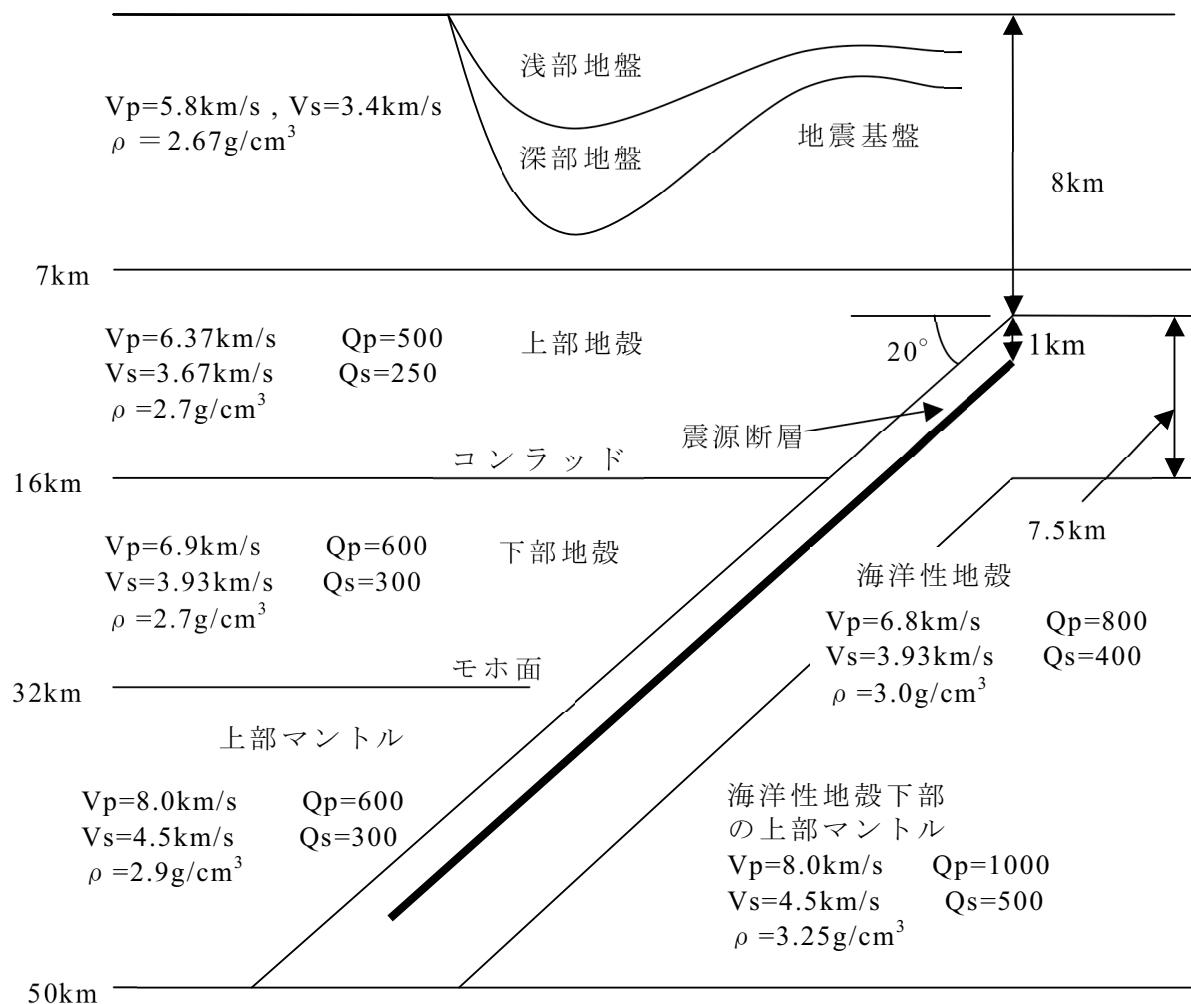


図 3.3-1 三陸沖地震における地震動計算のための伝搬経路モデルの模式断面図

3.4 深部地盤構造モデル

三陸沖北部のプレート境界断層を震源とする地震の地震動予測地図を作成するため、東北から北海道南部の深部地盤構造モデルを検討した。

本地域は物理探査データの数が限られているので、地質データで補完して、地盤構造モデルを作成した。

深部地盤構造モデルの作成方法は次のとおりである。

- ① 東西方向の地質断面図作成（緯度 20' ピッチ）
- ② 重力データ解析による地質断面図の検証
- ③ 物理探査データの収集・整理
- ④ 物理探査データによる P 波速度構造図の作成
- ⑤ 地質データによる補完
- ⑥ 風化帯の設定
- ⑦ 物性値の設定

3.4.1 重力データ解析

（1）残差重力異常分布図の作成方法

地震基盤よりも浅い部分を対象とした深部地盤構造モデルによる重力分布（計算重力分布）と比較する観測重力分布（残差重力異常分布）は、以下の（手順1）～（手順4）によって作成した。

（手順1）ブーゲー異常分布（日本重力 CD-ROM；地質調査所, 2000）の切り出し

（手順2）海域におけるフリー・エア異常の復元

ブーゲー密度 2.67 g/cm^3 を無限平板モデルによって元の海水の密度 1.0 g/cm^3 に置換

（手順3）重力異常分布の復元

陸域をブーゲー異常で、海域をフリー・エア異常で表現したことに相当する重力異常分布。

（手順4）残差重力分布の計算

スラブ、および、コンラッド面・モホ面の起伏（地震基盤よりも深い構造）による重力の影響を、上記（3）の重力異常分布から除去。

以上のような手順を踏んだ理由は、以下のとおりである。

今回使用したブーゲー異常分布「日本重力 CD-ROM（地質調査所, 2000）」は、既往重力データとして陸域・海域ともに数値データの形で利用可能な我が国唯一のデータベース（グリッド間隔 1km）である。このデータベースから該当する対象範囲のデータを切り出す作業が（手順 1）である。このデータは、海域データに対して海水（密度：1.0 g/cm³）を花崗岩の平均密度として通常使われている 2.67 g/cm³で置換されているが、今回のような目的で陸域・海域を含む広い範囲で使用するためには必ずしも取り扱い易いものではない。そこで、密度 2.67 g/cm³で置換されている海水部分を再び元の海水密度（1.0 g/cm³）に戻す手順が、上記（手順 2）に対応している。海域データに対するこのような復元作業は、海域でのフリー・エア異常を計算したことに相当する。この海域でのフリー・エア異常分布と陸域でのブーゲー異常とをコンパイルする作業が（手順 3）に相当する。このコンパイルの結果得られた重力異常分布は、海域においては、重力補正基準面（標高 0 m）から海底面まで分布している海水とその下方に分布している実際の密度構造との影響を反映したものである。

（手順 3）の結果得られた重力異常分布には、今回対象としている地震基盤よりも浅い地盤構造の影響に加えて、これよりも深い構造（主に、コンラッド面、モホ面、スラブ）の影響も含まれている。したがって、今回の目的である深部地盤構造モデルによる計算重力分布と観測重力分布とを比較検討するためには、対象よりも深い構造の影響をこの重力異常分布（観測重力分布）から除去して残差重力分布を求める必要がある。この作業が（手順 4）に相当する。除去すべき深い構造（スラブおよびコンラッド面・モホ面の起伏）による重力分布は、Kono et al (2002) を使用した。

なお、（手順 2）の海域データに対するフリー・エア異常復元作業は、無限平板モデルに対する重力の計算式を用いて各グリッド毎に以下の要領にて行なった。

フリー・エア異常復元のための補正量を δ_g [mGal] とすると、その計算式は次のようになる。

$$\delta_g = -2\pi G(\rho_2 - \rho_1)H = -0.04191 \times (\rho_2 - \rho_1)H \text{ [mGal]}$$

ここで、 G : 万有引力定数、 H : 水深 [m]、

ρ_1 : 海水の密度 [1.0 g/cm³]、 ρ_2 : 花崗岩の平均密度 [2.67 g/cm³]

である。

(2) 残差重力異常分布

図3.4-1に東北～北海道南部の残差重力異常分布図を示す。三陸東方沖から北海道南部の勇払平野につづく低重力異常、日本海沿岸の低重力異常が顕著である。北上山地は基盤岩が露出しており、高重力異常を示す。その西方の奥羽脊梁山地から出羽山地にかけての地域は、新第三系が広く分布しているにもかかわらず、やや高重力異常を示す。これに対して、函館平野、津軽平野、青森平野、野辺地から八戸にかけての地域はやや低重力異常を示す。これらの地域では新第三系などの密度が小さい堆積層が厚く分布しているものと推定される。

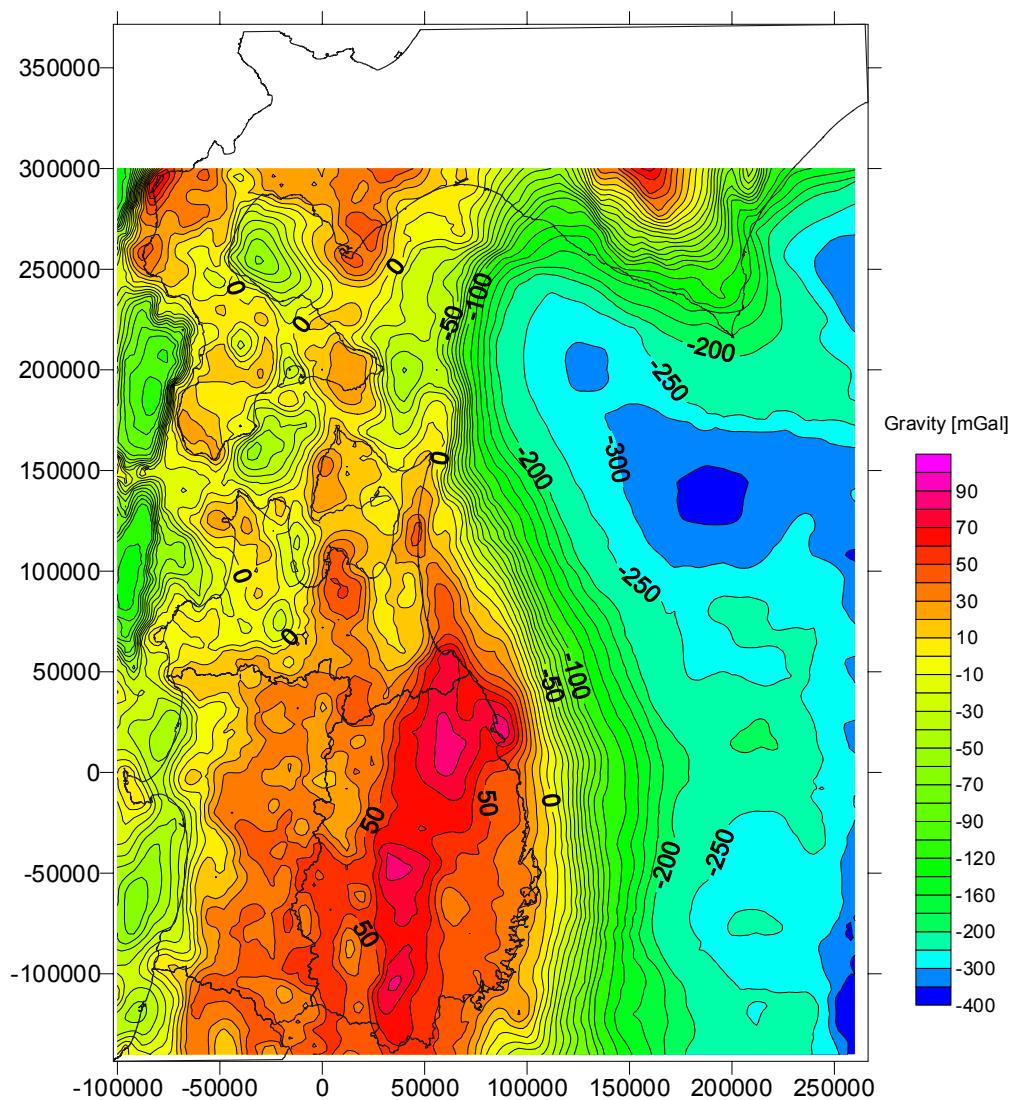


図3.4-1 三陸北部～北海道南部の残差重力異常分布図
日本平面直交座標（10系）表示

(3) 重力データ解析

北緯 $39^{\circ} 40'$ ~ $41^{\circ} 40'$ の範囲で、緯度 $20'$ 每に東西方向の地質断面図を作成し、これを初期モデルとして重力データ解析を行った。

陸域の地質は、各種地質図や下北、八甲田、仙岩地域などの地熱調査（新エネルギー総合開発機構, 1985, 1986a, 1986b, 1986c, 1986d, 1988, 1991）、下北地域の広域調査（金属鉱物探鉱促進事業団, 1971）、基礎試錐「馬追」（石油公団, 1988）などを参考にした。三陸沖の地質は、基礎試錐「三陸沖」、「久慈沖 1X」（石油公団, 2000）、「気仙沼沖」（石油公団, 1985）や大澤ほか（2002）などから推定した。また、各地層に与えた密度値については、山形盆地断層帯の検討の際に設定した密度値（防災科学技術研究所, 2005）を参考にして、表 3.4-1 のように設定した。

図 3.4-2(1)~(7)に重力データ解析結果を示す。これらの図に示すように、三陸沖の海域では、残差重力に対して計算重力が系統だって大きくなっている。残差重力と計算重力の差は、地質断面図の修正では追いつかないほど大きい。残差重力分布は、Kono et al. (2002)に基づき、地震基盤より深い構造（コンラッド面、モホ面、スラブ）の影響を除去し、作成したものであるが、深い構造の影響が完全には除去されていないものと考えられる。現状、Kono et al. (2000)にかわる文献がないので、これ以上の検討は難しい。海域および陸域の重力データ解析結果は、残差重力と計算重力の値は異なるが、変化のパターンは概ね一致しており、地質モデルは妥当と考えられる。

表 3.4-1 重力解析に用いた密度

地質	密度 g/cm ³
第四系 (Q)、(P(Q))	1.8
第四紀火山岩類 (V)	1.8
鮮新統～上部中新統 (N)、(Ng)	2.0
中部中新統～古第三系 (T)、(Pg)	2.4
前期白亜紀系 (Cr)	2.6
基盤岩 (B)	2.67

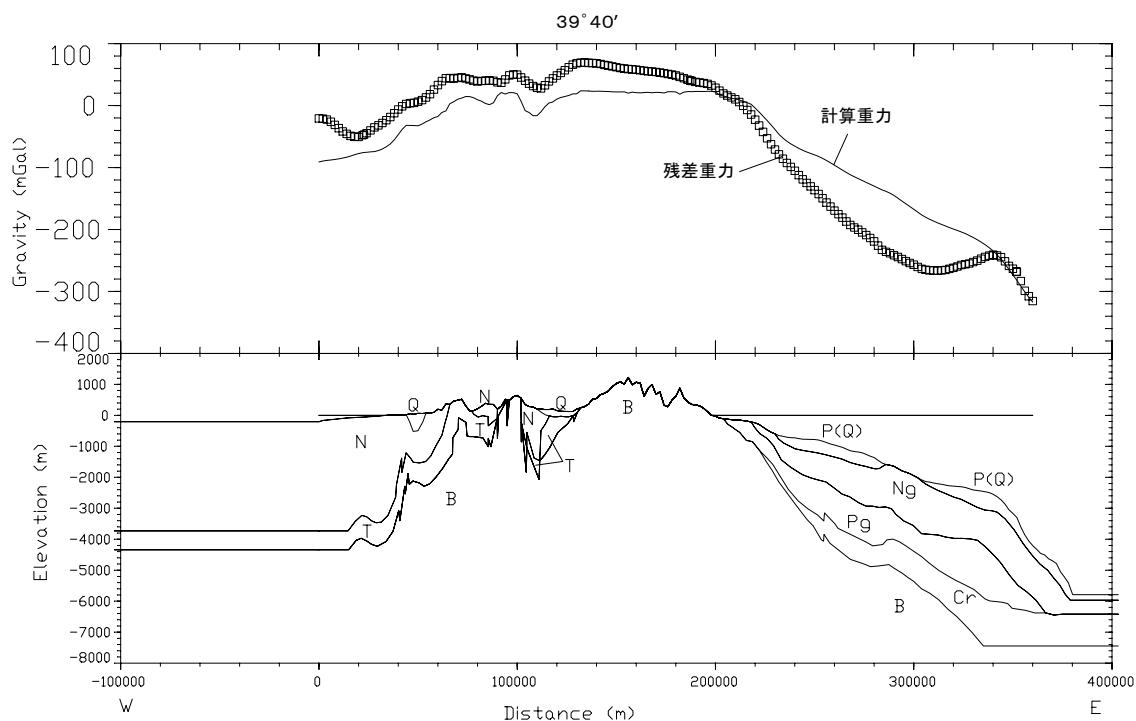


図 3.4-2 (1) 重力解析結果 (北緯 39° 40')

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

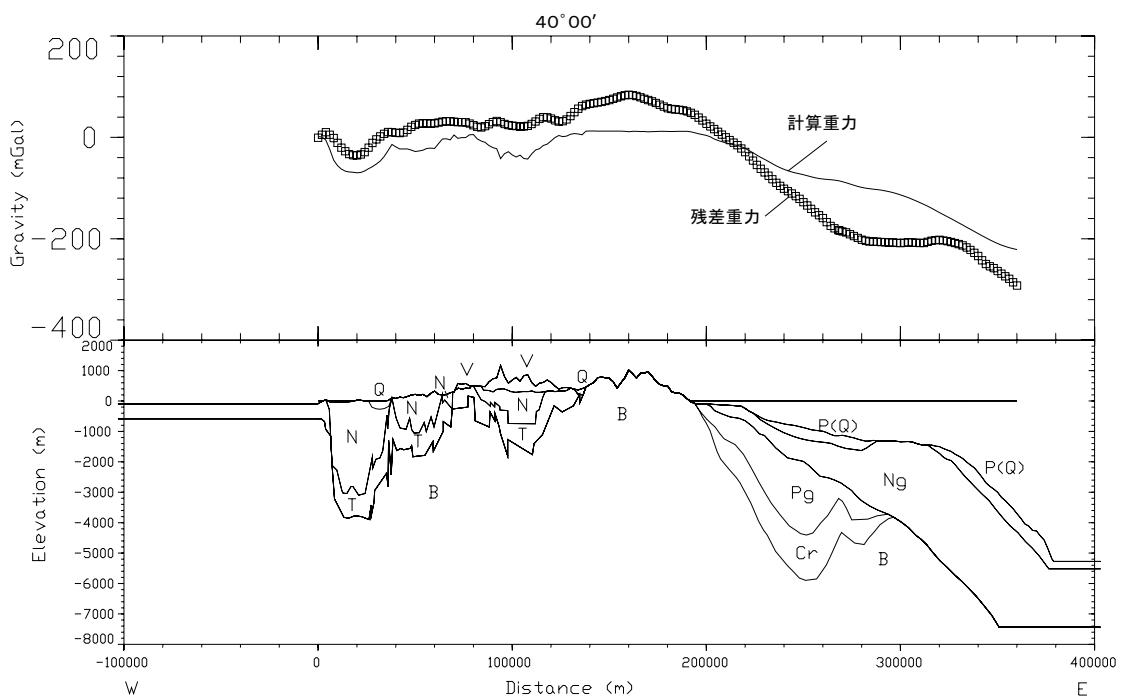


図 3.4-2 (2) 重力解析結果 (北緯 40° 00')

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

3.4 深部地盤構造モデル

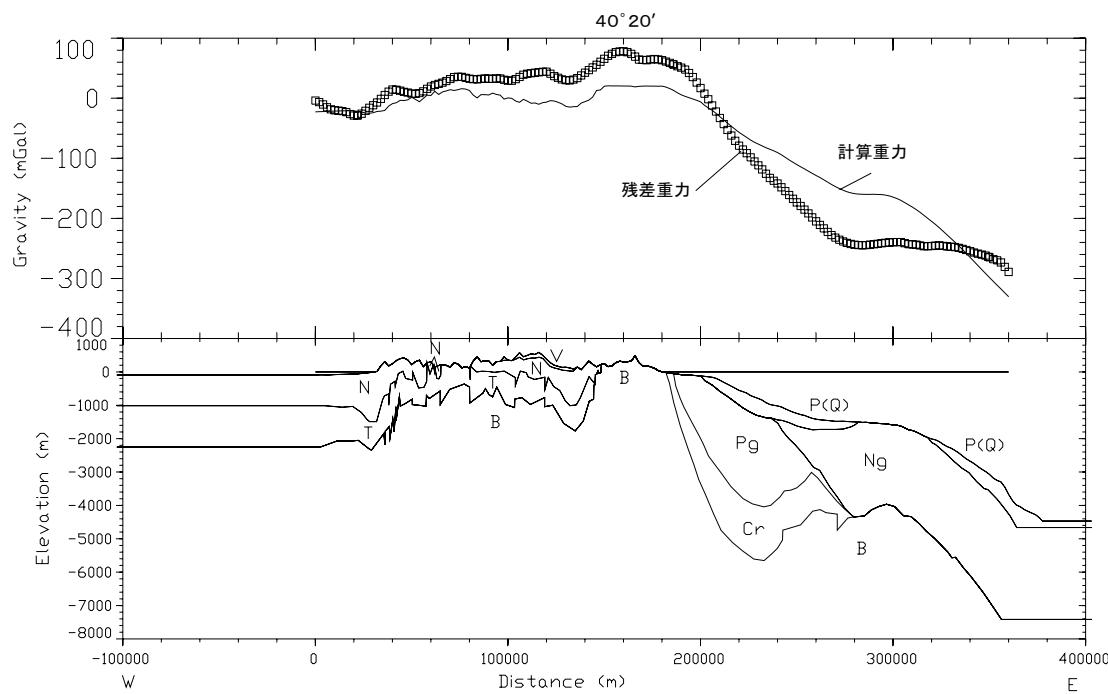


図 3.4-2 (3) 重力解析結果 ($40^{\circ} 20'$)

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

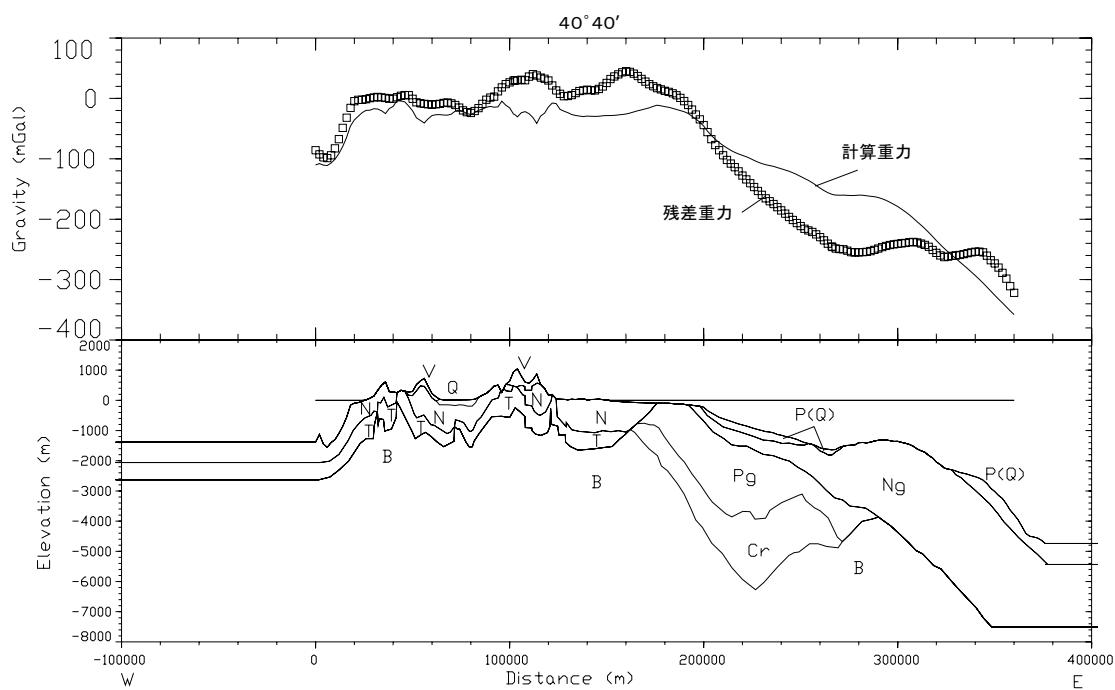


図 3.4-2 (4) 重力解析結果 ($40^{\circ} 40'$)

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

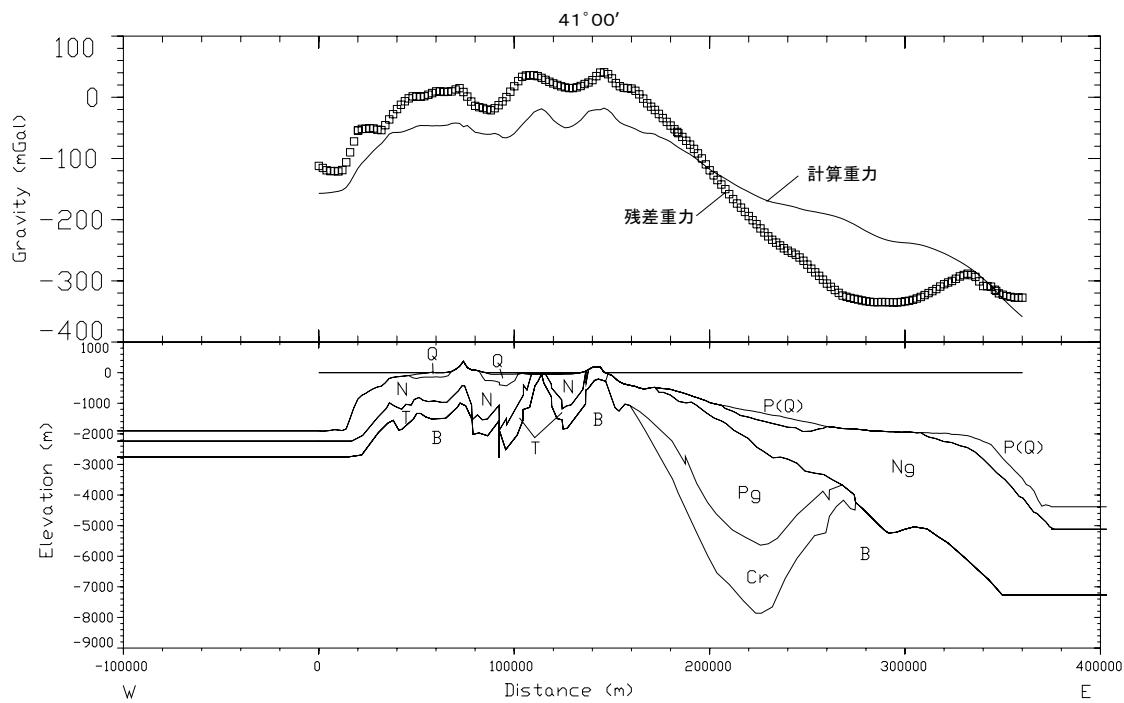


図 3.4-2 (5) 重力解析結果（北緯 41° 00' ）

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

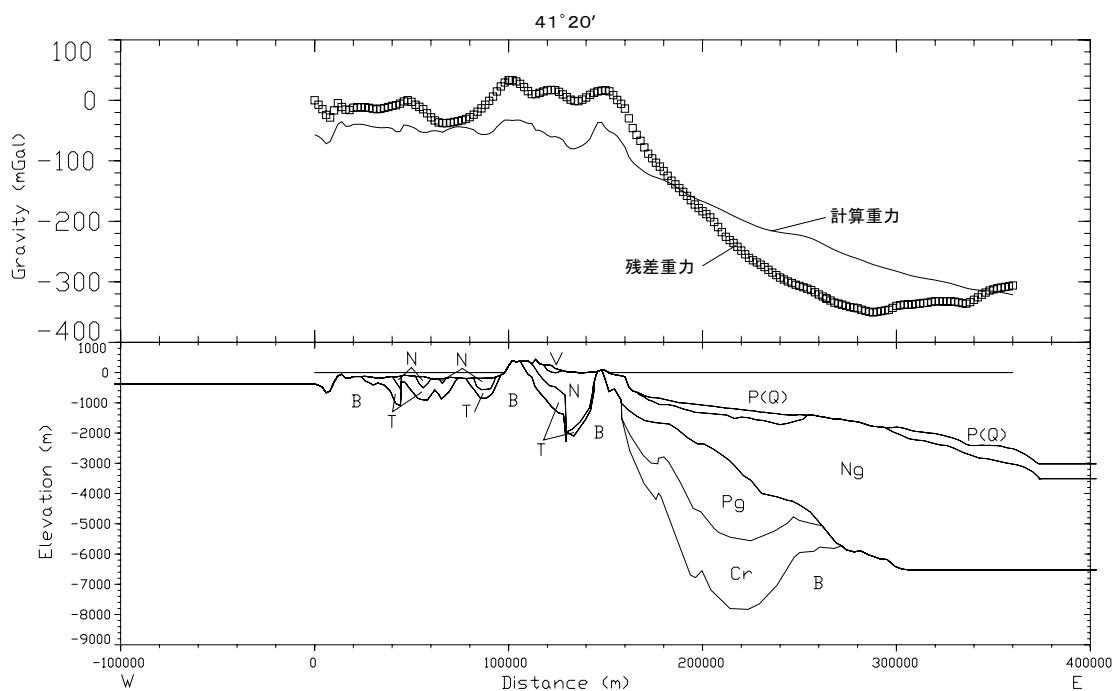


図 3.4-2 (6) 重力解析結果（北緯 41° 20' ）

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

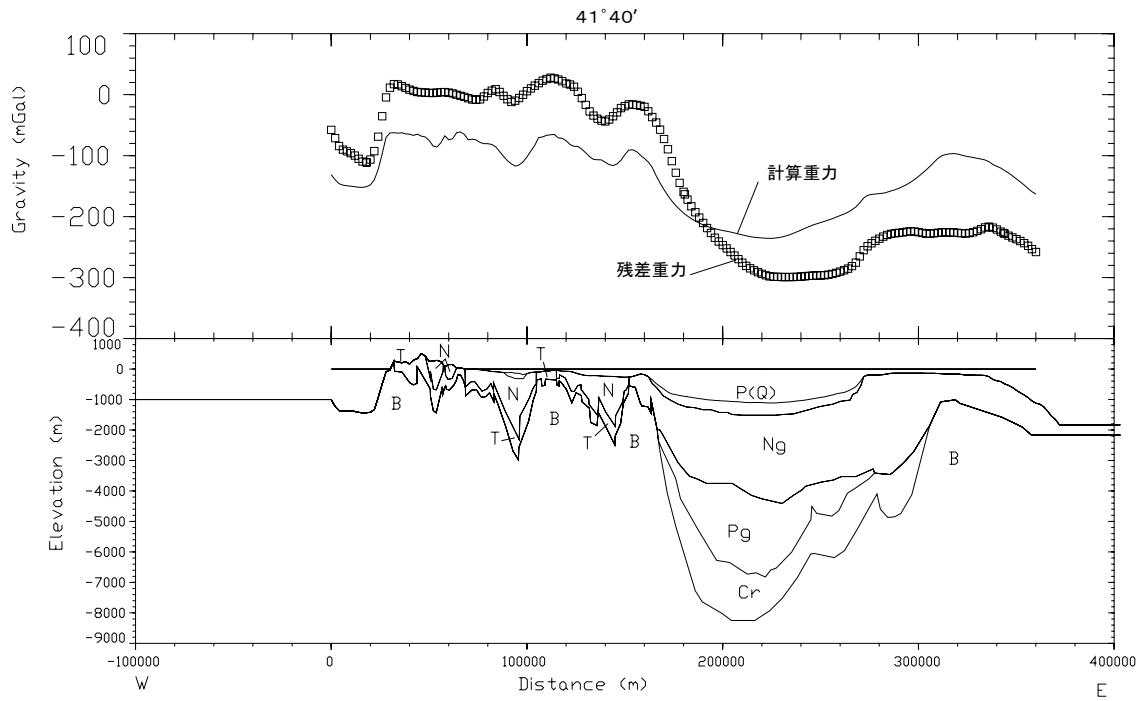


図 3.4-2 (7) 重力解析結果（北緯 41° 40'）

基点は図 3.4-1 の左端 (-100000EW)

3.4.2 速度に関する文献

表 3.4-2 に速度に関する文献のリスト、図 3.4-3 (1) に屈折法・反射法地震探査、速度検層および地質に関する文献の位置、図 3.4-3 (2) に微動アレイ探査の位置、図 3.4-3 (3) に Hi-net の位置を示す。

三陸沖の物理探査のうち、早川ほか (2000) の速度構造は、鶴ほか (2000)、Suyehiro et al. (2000)、石油公団 (2000) などの速度構造と矛盾しているので、検討では使用しないことにした。

長谷川ほか (1998) による 5.8~5.9 km/s 層は、他の文献の速度構造と概ね整合している。しかし、表層の速度層は 2.0~2.5 km/s で一括され、細分されていないので、浅い深度の地盤の検討では使用しなかった。

Asano et al. (1981) および Suyehiro et al. (2000) による屈折法地震探査は、三陸沖の南北方向の測線であるが、測線に沿った速度断面ではなく、柱状の速度構造モデルとして示されている。したがって、測線上のどの位置も同じ速度構造とした。

表3.4-2 速度に関する文献リスト

著者	年度	文献名	出典	場所	地震探査		微動 アレイ ・解析	重力探査	ボーリング	物理検層	岩石試験	備考	
					屈折法	反射法				PS検層	密度	速度	密度
阿部信太郎ほか	2002	東北日本弧最北部を横断する反射法地震探査	物理探査学会第107回学術講演会論文集, 276-	陸奥湾	○								速度構造データなし
Asano et al	1981	Crustal structure in a profile off the Pacific coast of northeast Japan by refraction method with ocean bottom seismometers	J.Phys.Earth., 29, 267-281.	三陸沖	○								OBS78
爆破地震動研究グループ	1999	東北日本弧横断人工地震探査(釜石~岩城測線)	地震研究所彙報, 74, 63-122.	東北日本横断	○								データのみ
長 貴浩ほか	1993	秋田市における短周期微動を用いたP-K法による地下構造の推定	物理探査学会第88回学術講演会論文集, 20-23.	秋田市		○							
長谷川 功	1988	爆破地震動データによる沈み込むプレート構造のモデル化	地震学会講演予稿集, A81.	東北									爆破データの解析
早川正亮ほか	2000	海底地震観測から分かたる1968年十勝沖、1994年三陸はるか沖地震域の南端西に存在する地殻の不連続構造	地震学会講演予稿集, A46.	三陸沖	○								鶴ほか(2000)と速度構造が一致しない
日野亮太	1999	海底地震探査による三陸沖の地殻構造	月刊地球号外, 27, 65-70.	三陸沖	○								鶴(1999)と同じ
平田 直	1999	反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造	月刊地球号外, 27, 39-43.	奥羽脊梁山地	○								速度構造データなし
岩崎貴哉ほか	1992	爆破地震動観測による北上地域の地殻構造(久慈・石巻側線)	地震学会予稿集, 122-11.	北上山地	○								Iwasaki et al(1994)と同じ
岩崎貴哉ほか	1994	人工地震探査による北海道地域の地殻構造(3・津別・門別側線)	地震学会予稿集, P12.	日高山脈-十勝平野	○								
Iwasaki et al	1994	Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif, northern Honshu, Japan, from seismic refraction experiment.	J.Geophys.Res., 99, 22187-22204.	北上山地	○								PおよびS波の速度構造断面
岩崎貴哉ほか	1995	人工地震探査による北海道地域の地殻構造(その4)	地震学会予稿集, B04	日高山脈	○								
岩崎貴哉ほか	1999	1997年東北日本横断地殻構造探査	月刊地球号外, 27.	東北日本横断	○								
岩崎貴哉ほか	2001	日高中軸帯北部における反射法地震探査	地震研究学会彙報, 78, 115-127.	日高山脈	○								速度構造断面なし
岩崎貴哉ほか	2002	北海道日高衝突帯における制御震源探査	月刊地球, 24, 7.	日高山脈	○								
金沢敏彦ほか	1985	日本海溝の陸側海溝斜面下の速度構造	地震学会予稿集, C48.	三陸沖	○								Asano et al(1981)と同じ
菊池恒夫ほか	1987	仙岩北部地域の屈折法解析	地質調査報告書第266号, 543-562.	仙岩地域	○								
金属鉱物探鉱促進事業団	1971	精密調査報告書 下北地域							○				
小柳敏郎ほか	1987	十勝平野における長周期微動の観測	物理探査学会第76回学術講演文集, 40-.	十勝平野	○								
小柳敏郎ほか	1988	十勝平野における長周期微動の観測(2)-アリイ観測	物理探査学会第78回学術講演文集, 157-160.	十勝平野	○								
小柳敏郎ほか	1990	微動探査法(4)-長周期微動を用いた十勝平野の深層地盤構造の推定	物理探査学会第83回学術講演文集, 172-.	十勝平野	○								
松島 健ほか	1986	長周朔微動を用いた地下構造の推定-十勝平野における探査例	物理探査学会第74回学術講演文集, 29-.	十勝平野	○								
松島 健ほか	1987	長周朔微動を用いた地下構造の推定(2)-石狩低地帯における探査例	物理探査学会第76回学術講演文集, 36-.	石狩低地帯	○								
松島 健ほか	1989	長周朔微動を用いた地下構造の推定(5)-十勝平野東部における探査例	物理探査学会第80回学術講演文集, 121-.	十勝平野東部	○								
松島 健ほか	1991	微動探査法(7)-十勝平野の深層地盤構造と強震に与える影響	物理探査学会第85回学術講演文集, 264-.	十勝平野	○								
宮澤 研ほか	1989	長周朔微動を用いた地下構造推定(4)-小樽市における探査例	物理探査学会第80回学術講演文集, 118-.	小樽市	○								
日本鉄道建設公団青函建設	1989	青函トンネル地質調査誌	695p	青函	○								
Nishizawa et al	1999	Deep crustal structure off Akita, eastern margin of the Japan sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements	Tectonophysics, 306, 199-216.	秋田沖(大和海盆)	○								速度構造断面あり
岡田 広	1971	弾性波による八戸市の基礎探査	北海道大学地球物理学研究報告, 147-167.	八戸市	○								
岡田 広ほか	1997	南龍代3次元地震探査区域内の表層構造についての微動アレイ観測による推定	物理探査学会第96回学術講演文集, 430-.	能代	○								
大澤正博ほか	2002	三陸~日高前弧堆積盆地の地質構造・構造発達史とガス成層床とテンションガス周波数-波数解釈法による盛岡市域の浅所地下構造の推定	石油技術協会誌, 67, 38-51.	三陸沖~日高沖	○								石油公団(2000)を論文化
斎藤徳美ほか	1992	周波数-波数解釈法による盛岡市域の浅所地下構造の推定	物理探査学会第86回学術講演文集, 201-.	盛岡市	○								
坂原直巳	1983	やや長周期の微動観測と地震工学への適用	八戸工業大学	三沢市	○								
坂原直巳ほか	1988	八戸市におけるやや長周期微動による地下構造の推定	物理探査学会第78回学術講演文集, 155-.	八戸市	○								
石油公団	1982	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査実施計画「黒松内」調査報告書	31p	道南・黒松内					○				ボーリング深度 3310m
石油公団	1985	昭和59年度 海底基礎試錐「気仙沼沖」地質検討会	37p	三陸沖				○	○	○			ボーリング深度 2027m
石油公団	1987	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査実施計画「道南~下北沖」調査報告書	36p	道南~下北沖	○			○					
石油公団	1995	昭和64年度 国内石油・天然ガス基礎調査実施計画「七戸沖」調査報告書	35p	七戸市	○		○						
石油公団	1999	昭和68年度 国内石油・天然ガス基礎調査実施計画「馬追」調査報告書	59p	道南・馬追				○	○	○	○	○	基礎試錐「馬追」深度 5500m 基礎試錐「三陸沖」深度 4500m
石油公団	2000	平成10年度 国内石油・天然ガス基礎調査実施計画「三陸沖」調査報告書	49p	三陸沖	○			○	○	○			
新エネルギー総合開発機構	1985	地熱開発促進調査報告書 No.9下北地域		下北				○	○		○	○	地質断面図
新エネルギー総合開発機構	1986	地熱開発促進調査報告書(第2回)火成性熱水対流系地熱タイプ③(八甲田地域)調査報告書		八甲田地域				○					
新エネルギー総合開発機構	1986b	昭和60年度 全国地熱資源総合調査(第2回)火成性熱水対流系地熱タイプ③(八甲田地域)調査報告書		八甲田地域				○					
新エネルギー総合開発機構	1986c	昭和60年度 全国地熱資源総合調査(第2回)火成性熱水対流系地熱タイプ③(八甲田地域)精度重視調査報告書		八甲田地域				○					
新エネルギー総合開発機構	1988	昭和60年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 資料集		仙岩地域				○					
新エネルギー総合開発機構	1988	昭和61年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域3,000m級井戸調査報告書		仙岩地域				○	○	○			ボーリング深度 2486m
新エネルギー総合開発機構	1991	昭和59年度 全国地熱資源総合調査(第3回)広域熱水系地熱系調査(秋田駒ヶ根)精密重り調査報告書		秋田駒				○					
Suyehiro et al	1994	Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeast Japan	J.Geophys.Res., 99, 22331-22347	三陸沖	○								OBS78.81.82のまとめ
高橋成実ほか	1998	エアガン-海底部震計データによる東北日本本弧前弧域(三陸沖)の速度不均質構造	地震学会講演予稿集1988	三陸沖	○								鶴ほか(2000)の南北断線
玉野俊郎ほか	1981	反射法地震探査による日本海溝・南都トドの海溝斜面調査	物語探査, 34, 4, 204-221.	三陸沖	○								海溝部の速度構造
鶴 哲郎ほか	2000	型地震発生域の上限に関する検討	物理探査, 53, 43-55.	三陸沖	○								速度構造断面
Tsuru et al	2006	Tectonic feature of the Japan trench convergent margin off Sanriku,northeastern Japan,revealed by multichannel seismic	J.Geophys.Res., 105, 16403-16413.	三陸沖	○								鶴ほか(2000)と同じ
山本英和ほか	1996	短周期微動のアレイ観測による浅部地下構造の推定-盛岡市域における結果	物理探査学会第94回学術講演文集, 168-172.	盛岡市	○								短周期微動アレイ
山本英和ほか	1996	微動の水平動・上下動スペクトル比のピーク周期と基盤震度との関係	物理探査学会第94回学術講演文集, 188-192.	盛岡市	○								
山本英和ほか	1999	盛岡市における3成分アレイ-微動観測によるレイリーボラフの方位相速度を用いた地下構造推定	物理探査学会第99回学術講演文集, 159-163.	盛岡市	○								
横井俊明ほか	1994	鋼路市街地域における短周期微動を使ったF-Kスペクトル法による浅部地下構造の推定	物理探査学会第90回学術講演文集, 255-259.	鋼路市	○								短周期微動アレイ

3.4 深部地盤構造モデル

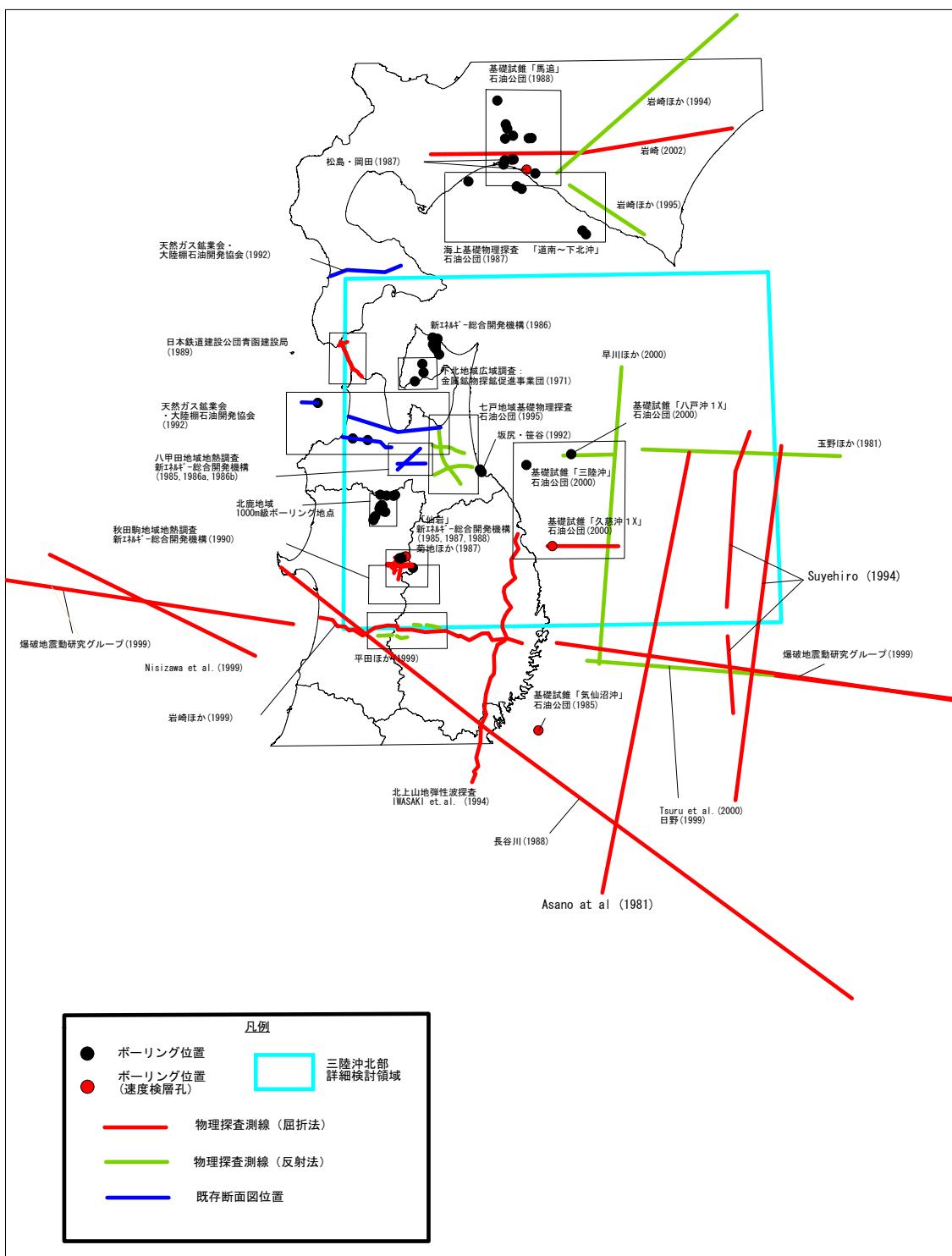
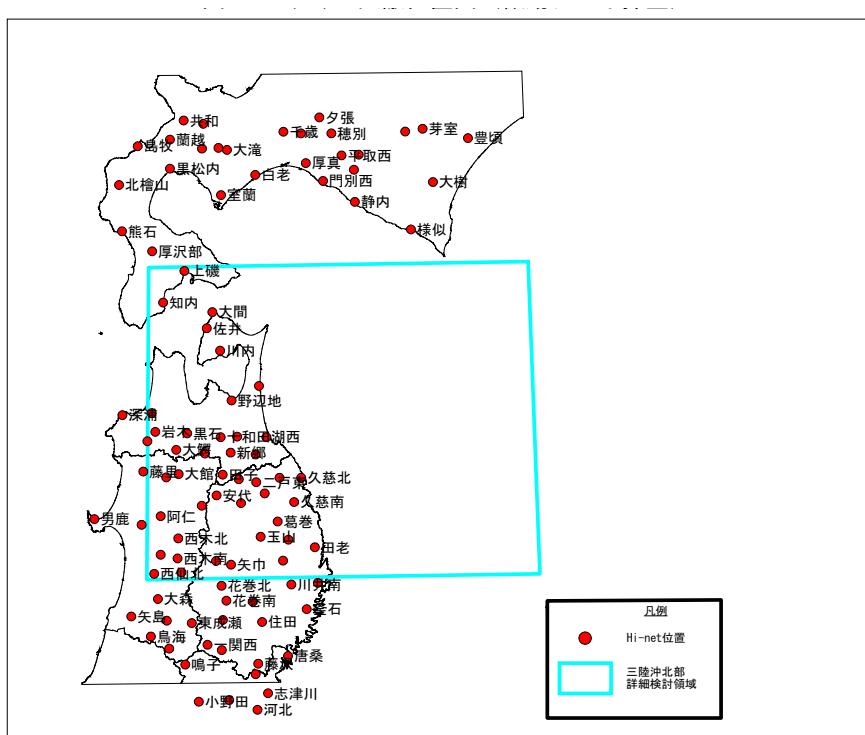
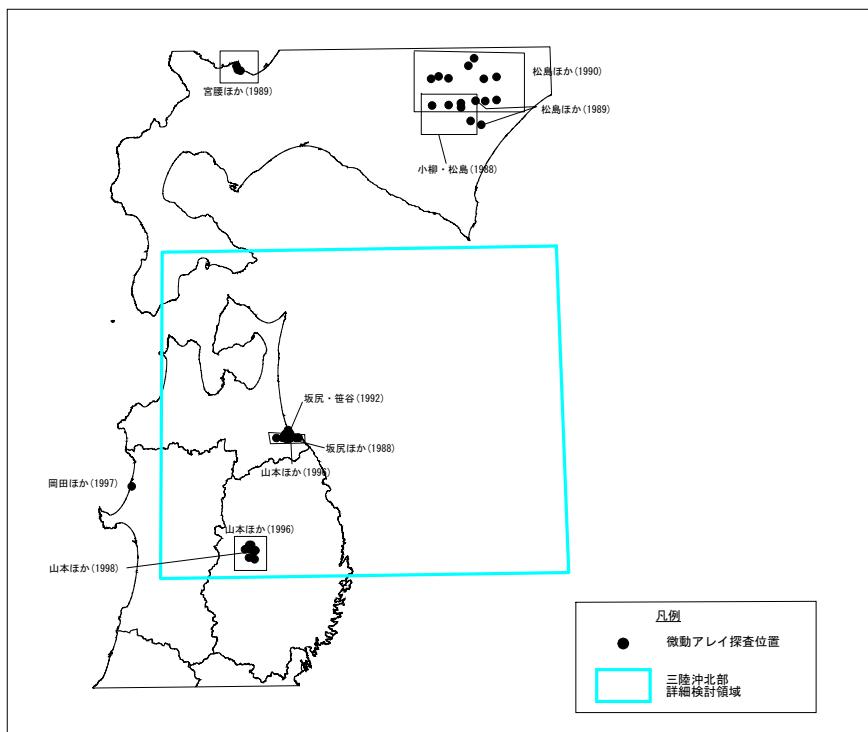


図 3.4-3 (1) 文献位置図
(屈折法・反射法地震探査、速度検層および地質)



3.4.3 深部地盤構造モデル

(1) 速度層区分

地質モデルと速度データから、本地域の速度層区分を検討した。地質と速度の関係は次のようになる。

- 1) 風化帯を除く基盤岩は 5.8~5.9km/s の P 波速度値を示す。本層は速度値から地震基盤に相当すると考えられる。
- 2) 海域の上部白亜系 (Cr) と基盤岩の風化帯は 3.9~4.3km/s の速度値であり、同じ速度層に分類した。仙岩地域（北緯 40° 00' 断面）では、古第三系～下部中新統 (T) は 4.2~5.0km/s の速度値を示す。上部白亜系および基盤岩の風化帯の速度値よりもやや大きいが、同じ速度層とみなした。
- 3) 海域の上部白亜系は、地質モデルでは前弧堆積盆のみに分布している。しかし、速度データでは、ほぼ同じ速度層が日本海溝に面した斜面にも分布している。ここでは、地質モデルよりも速度データを優先した。
- 4) 仙岩地域の屈折法地震探査や Hi-net データによると（北緯 40° 00' 断面）、古第三系～下部中新統 (T) の風化帯は 3.0~3.5km/s の速度値を示す。この速度値は山形盆地の新第三系流紋岩類・安山岩類 (N2) とほぼ同じ速度値である（防災科学技術研究所, 2005）。本地域の鮮新統～中部中新統 (N) もほぼ同じ速度構造（上部層 N1 と下部層 N2 に区分される）と推定し、下部層 N2 を 3.0~3.5km/s 層とした。海域では、前弧堆積盆の古第三系 (Ng) の下部に 3.0~3.5km/s 層が分布している。
- 5) Hi-net データによると、鮮新統～中部中新統 (N) の上部層 N1 は、2.0 ~2.5km/s の速度値からなる。海域では、古第三系が本速度層に相当する。
- 6) Hi-net データによると、陸域の第四系および第四紀火山岩類の P 波速度は 1.8km/s を示す。これに対して、海域の第四系～新第三系の P 波速度は 1.6km/s である。深部地盤構造モデルでは、これらの地層を同じ速度層とし、P 波速度を 1.8km/s とした。
- 7) 海域と陸域では、同じ地質時代の地層でも速度値が異なる。一般に海域の方が陸域より速度が小さい傾向がある。

以上の検討結果から、本地域の速度層を 5.8、4.0、3.5、2.2、および 1.8km/s に区分した。

(2) 風化帯

速度層区分で述べたように、基盤岩では $V_p=4.0\text{km/s}$ の風化帯を設定している。しかし、地表付近ではさらに低速度の風化帯があると考えられる。 $V_p=4.0\text{km/s}$ や $V_p=3.5\text{km/s}$ の速度層が地表に露出している地域では、Hi-net データにより風化帯を推定した。

北上山地では、Hi-net 位置における $V_p=2.2\text{km/s}$ および $V_p=3.5\text{km/s}$ 上面の深度をもとめ、これらから深度コンター図を作成し、 $V_p=4.0\text{km/s}$ より上位の風化帯を推定した。

そのほかの地域では、Hi-net データが少ないので、代表的な Hi-net データより風化帯の厚さを推定した。

(3) 物理探査データによる地震基盤上面標高コンター

図 3.4-4 に物理探査データのみによる 5.8km/s 層（地震基盤）上面標高のコンター図を示す。物理探査はデータ数が限られているので、平板なコンターになり、地質構造を反映したモデルになっていない。そのため、地質データにより補完し、深部地質構造モデルを作成した。

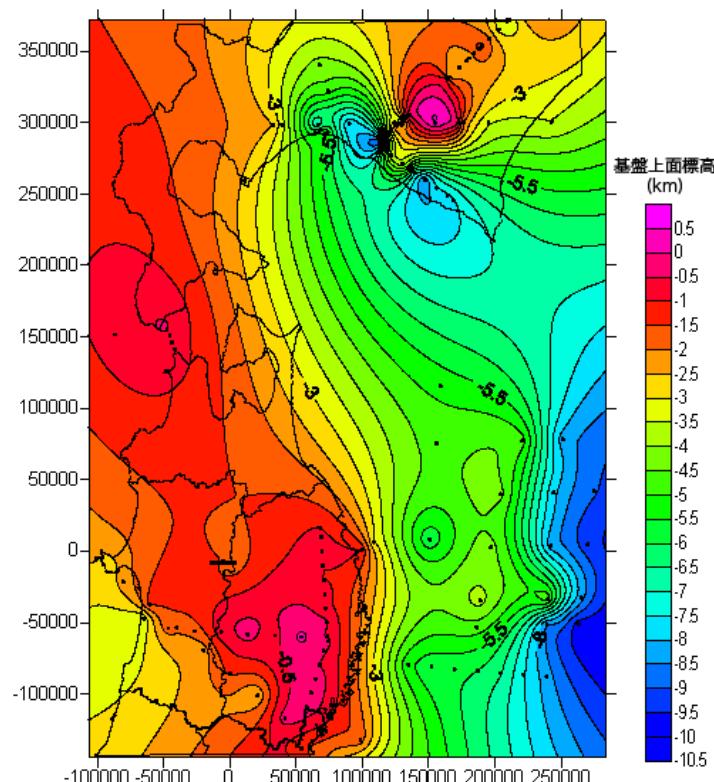


図 3.4-4 地震基盤上面標高コンター図（速度データのみから作成）

(4) 深部地盤構造モデル

図3.4-5(1)～(3)に速度構造断面図を示す。これらの図では、地質データを考慮して、速度層境界を設定した。また、速度構造断面を3次元化し、各速度層上面標高のコンター図を作成した。図3.4-6(1)～(3)に各速度層上面標高のコンター図を示す。なお、速度構造断面間でデータがない箇所については、地質データからコンター図を修正ないし補完している。主な修正個所は次のとおりである。

- 1) 大澤ほか(2002)によると、下北半島北東端の尻屋崎から北方海域には、苦小牧リッジと呼ばれる南北方向にのびる狭長な隆起帯がある。その東西両側は堆積盆になっている。速度データだけではこれを表現できないので、地質データより修正した。
- 2) 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)によると、青森平野では、第四系の深さが1,000m以上、基盤深度が3,000m以上と推定されている。また、津軽平野南東部の黒石市でも、第四系が1,000m程度、基盤深度は3,000m以上と推定されている。これらの地質データからコンター図を修正した。

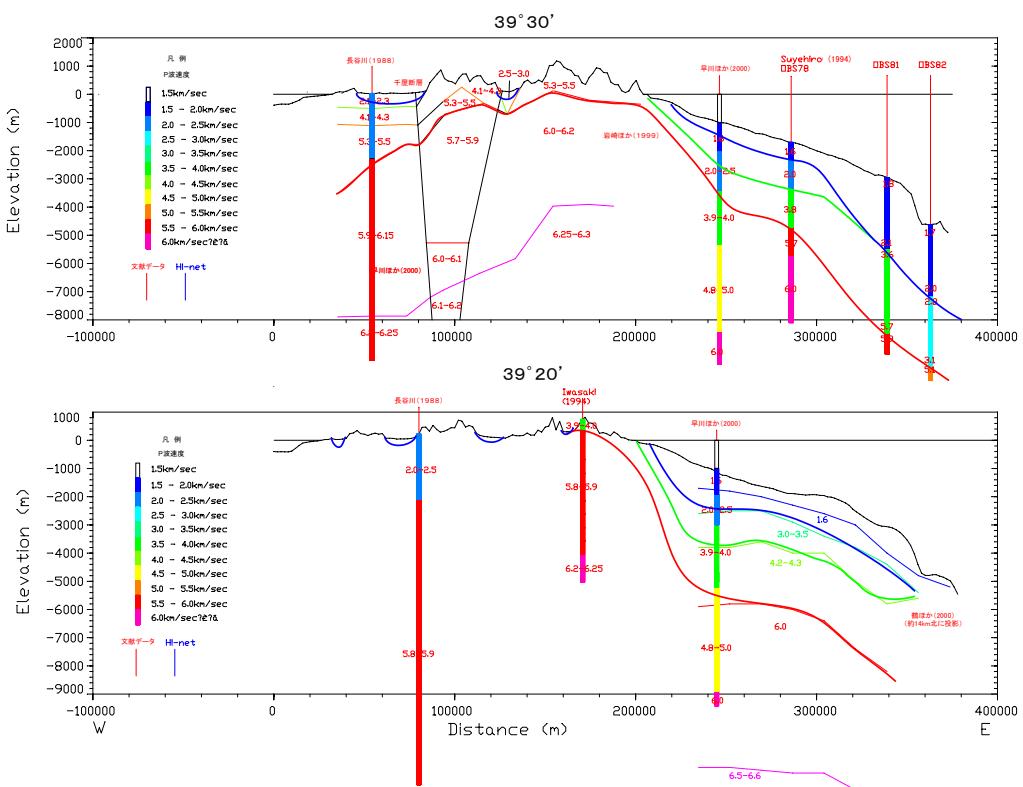


図3.4-5(1) 速度構造断面図（北緯39° 20' および北緯39° 30'）

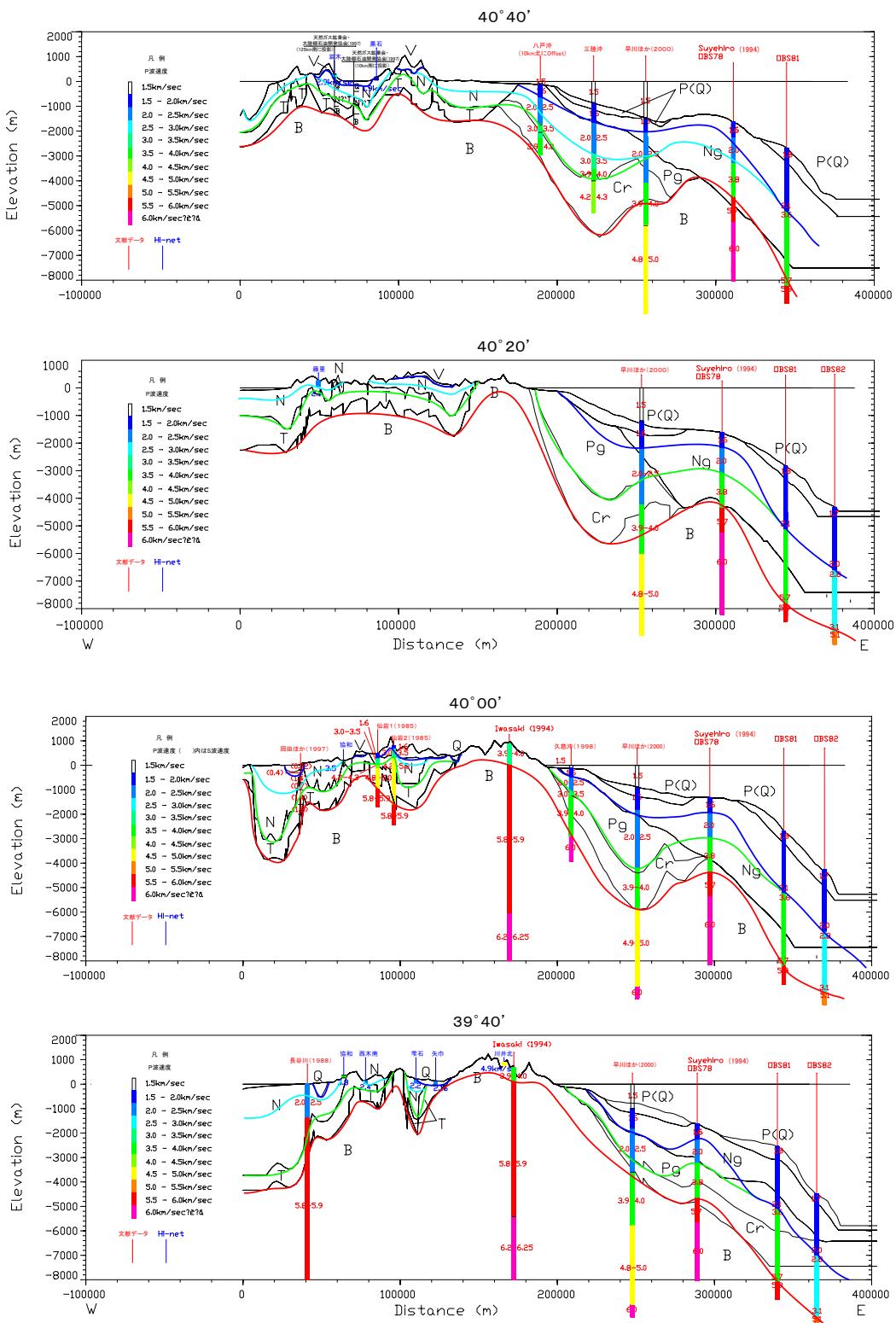


図 3.4-5 (2) 速度構造断面図
(北緯 39° 40'、北緯 40° 00'、北緯 40° 20' および北緯 40° 40')

3.4 深部地盤構造モデル

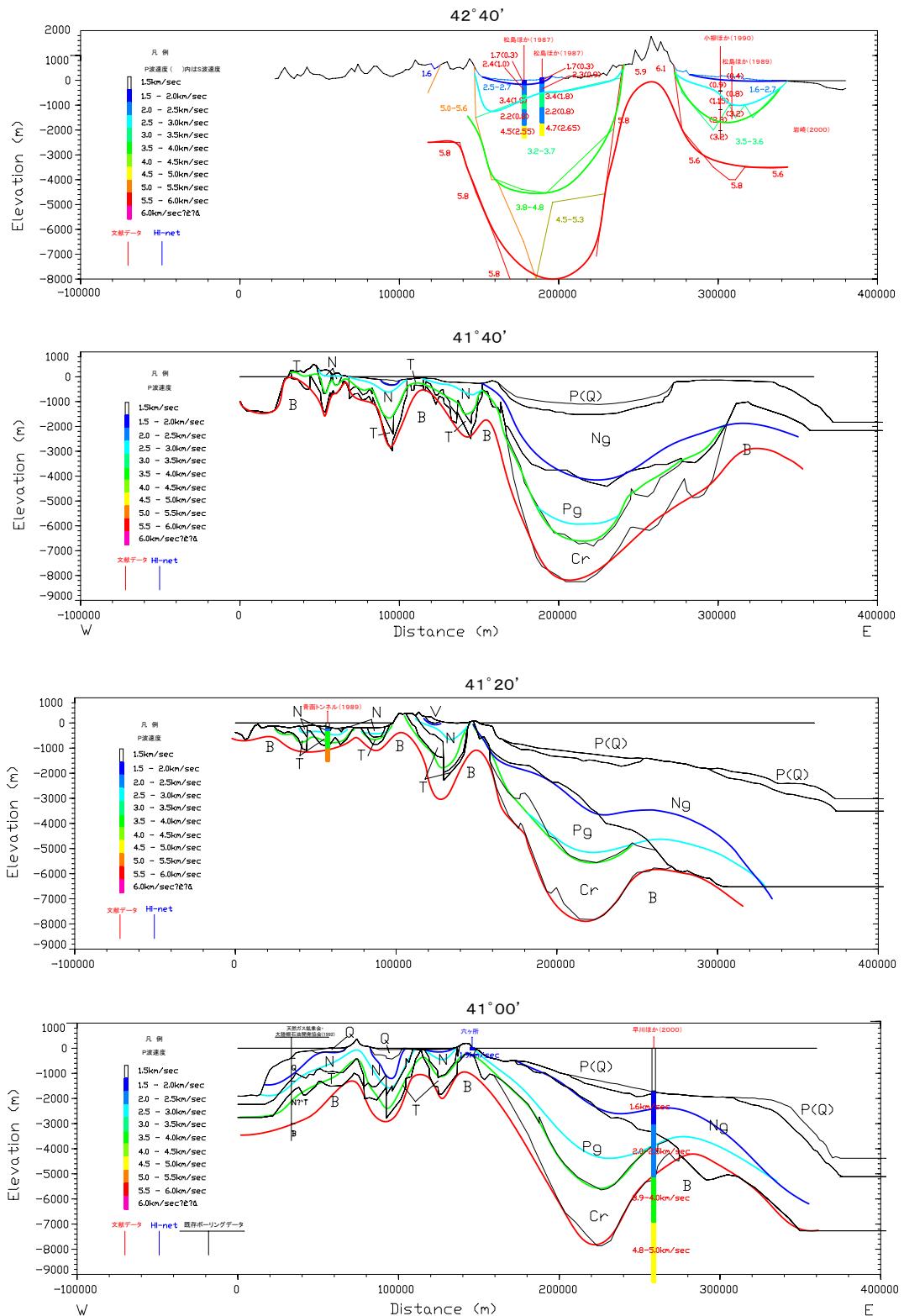
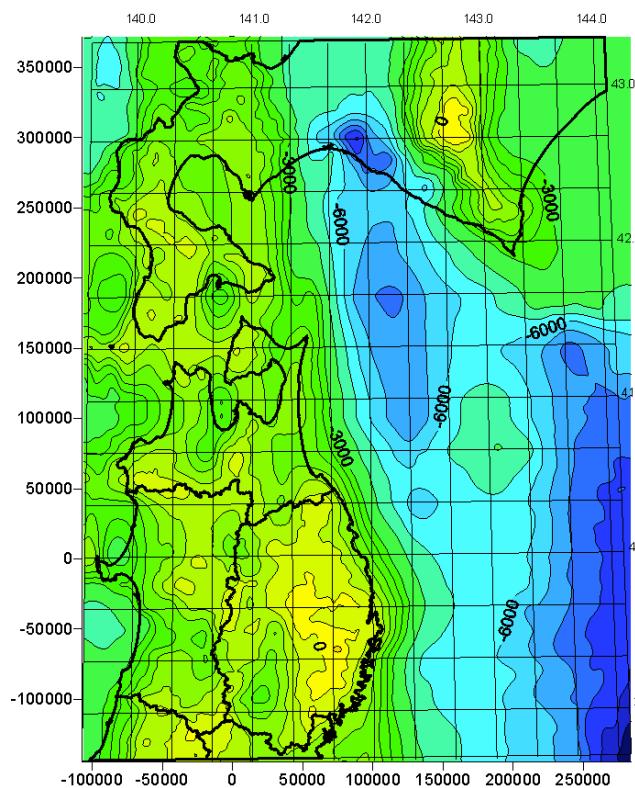
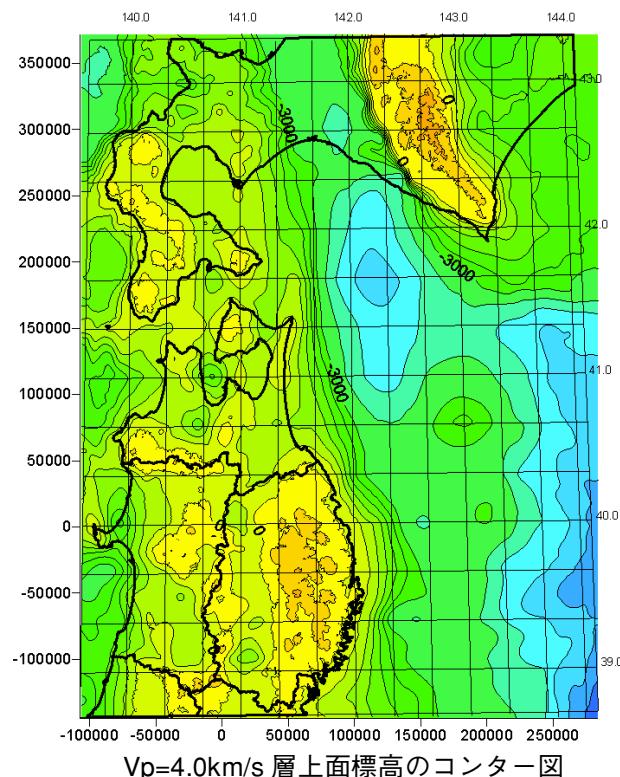


図 3.4-5 (3) 速度構造断面図

(北緯 $41^{\circ} 00'$ 、北緯 $41^{\circ} 20'$ 、北緯 $41^{\circ} 40'$ および北緯 $42^{\circ} 40'$)



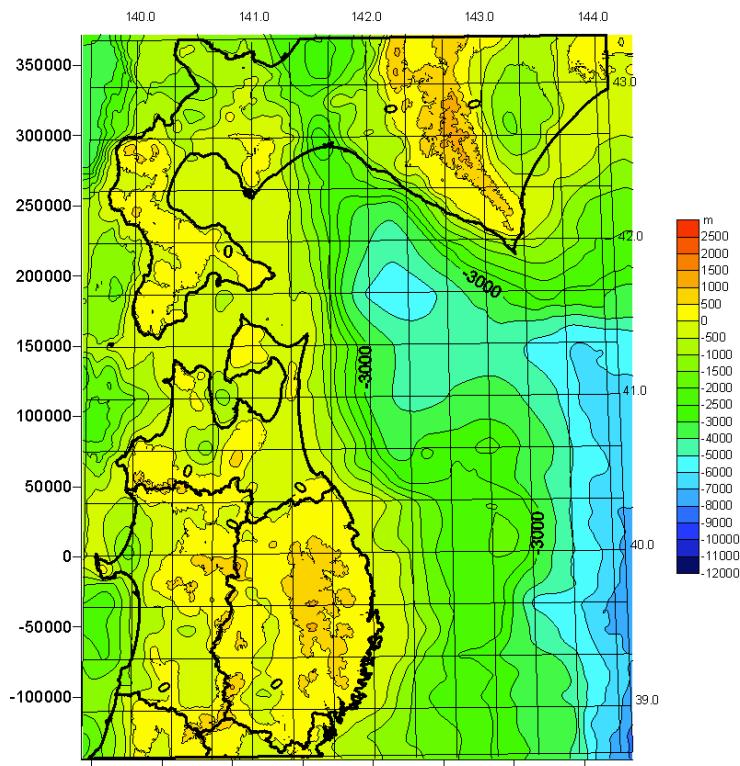
V_p=5.8km/s 層上面標高のコンター図



V_p=4.0km/s 層上面標高のコンター図

図 3.4-6 (1) 各速度層上面標高のコンター図 (1)

3.4 深部地盤構造モデル



$V_p = 3.5 \text{ km/s}$ 層上面標高のコンター図

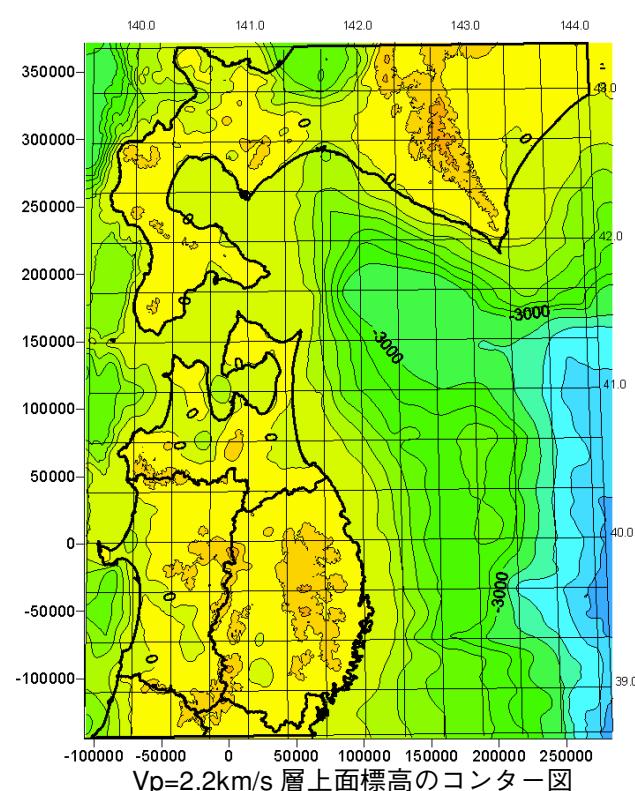


図 3.4-6 (2) 各速度層上面標高のコンター図 (2)

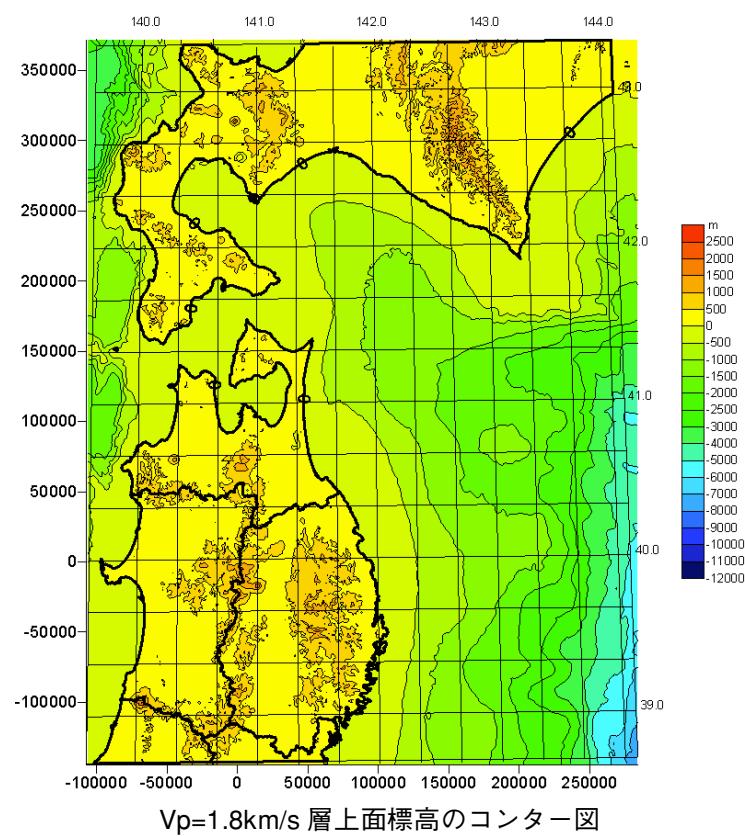


図 3.4-6 (3) 各速度層上面標高のコンター図 (3)

(5) 各速度層の物性値

表 3.4-3 に各速度層の物性値を示す。S 波速度と密度は Ludwig et al. (1970) の関係図（図 3.4-7）から推定した。

表 3.4-3 各層の物性値

速度層区分	P波速度 Vp km/s	S波速度 Vs km/s	密度 g/cm ³	地質	
				陸域	海域
1	1.8	0.5	1.8	第四系、第四紀火山岩類	第四系～新第三系
2	2.2	0.8	2.1	鮮新統～中部中新統の上部	新第三系～古第三系
3	3.5	1.9	2.3	鮮新統～中部中新統の下部、古第三系～下部中新統風化帯	古第三系下部
4	4	2.3	2.4	基盤岩風化帯	上部白亜系
5	5.8	3.4	2.67	基盤岩	基盤岩

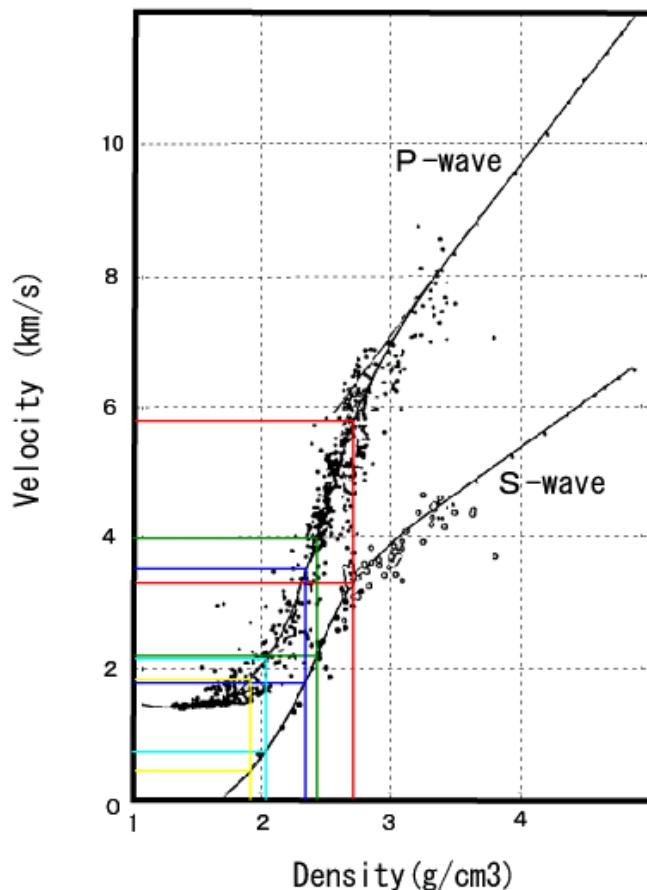


図 3.4-7 Ludwig et al. (1970) による P および S 波速度と密度の関係図

3.5 浅部地盤構造モデル

浅部地盤構造モデルは、国土数値情報の地形・地質データおよび標高データをもとに表層地盤の增幅倍率を求めることとした。

3.5.1 国土数値情報を用いた表層地盤の增幅率評価

(1) 基本的な考え方

地震動評価における表層地盤の增幅率評価については、簡易的に地盤の増幅度を全国同水準に求めることを前提に考える。

評価方法は、国土数値情報に含まれる地形学的情報が全国を網羅しているので、これを用いた経験式から、地表から工学的基盤までの表層地盤の平均 S 波速度を推定し、さらに、これと表層地盤の増幅度の関係を表す経験式から表層地盤の増幅度を求める。工学的基盤における地震動強さ（最大速度）に表層地盤の増幅度をかけることにより、地表の地震動強さを求められる。

松岡・翠川(1994)は、地盤情報を含むデータが日本全国 1km メッシュでデータベース化されている国土数値情報を用いる方法を提案している。しかし、松岡・翠川(1994)では、平均 S 波速度を推定するための経験式を作成する際に用いたデータが関東のものであったため、この経験式を全国的に用いるには問題があった。

その後、藤本・翠川(2003)は、全国の P-S 検層データから地盤の平均 S 波速度を求めるように提案した。ここでは、藤本・翠川(2003)の方法を用いて地盤の増幅度の評価を行った。

(2) 増幅度評価に用いる国土数値情報および地質図

地盤を一律に細かく評価した資料として、国土数値情報（国土交通省国土地理院）や 100 万分の 1 地質図（独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター）などがある。前者については微地形分類、海岸線、主要河川、標高のデータ、後者については表層地質分布から地質年代のデータを使用する事ができる。このうち、地形分類のデータは、全国を約 1km のメッシュに分けて、メッシュごとに評価されている。しかし、これは県を単位とした分析であり、県によって評価の精度が違ったり、表現が異なったりしており、全国的には統

一的でない部分もある。また、これらのデータは主に昭和40年代に作成されたためにその後に埋め立てられたり、造成されたりした地域のデータは含まれていない。以上の点を踏まえ、対象地域の地形分類データについて統一的に見直す作業を行った。

表3.5-1に国土数値情報による地形分類および表層地質分類と藤本・翠川(2003)による微地形区分との関係を示す。ここでは表3.5-1の対応関係を基本として、藤本・翠川(2003)の微地形分類を行うこととした。

なお、以下の2点について、新たに考慮することとした。

①微地形区分の「他の地形（沖積・洪積）」の見直し

国土数値情報を用いた微地形区分の中にある「他の地形（沖積・洪積）」という分類は、その大半が第四紀に噴火した火山の地形であるが、同地域の地質図と比較すると第三紀以前の岩盤が露出している地域が混在している箇所が多く見られた。そこで、「他の地形（沖積・洪積）」に分類される地域の地質図と照らし合わせて、「他の地形（沖積・洪積）」の再分類を行った。

②微地形区分がなされていないメッシュの再評価

国土数値情報では、湖や海沿いにおいて1kmメッシュの大半が水面部である場合は微地形区分の対象から除外している。このため、メッシュ内に陸がわずかに存在する場合でも、微地形区分がなされていない場合がある。そこで、データが抜けている湖および海沿いのメッシュに対しては微地形ないしは地質を追加する作業を行った。

表3.5-1 國土數値情報による地形分類および表層地質分類
藤本・翠川（2003）による微地形区分との関係

國土數値情報による地形分類および表層地質分類		地盤の増幅度の計算に用いる地形分類 藤本・翠川(2003)
コード ¹⁾	地形分類	地形分類 (微地形区分)
副6	埋立地	埋立地・干拓地
副7	干拓地	人工改变地
副5	人工改变地	デルタ・後背湿地 $D \leq 0.5\text{km}$ ²⁾
主21	三角州性低地	デルタ・後背湿地 $D > 0.5\text{km}$ ²⁾
主22	砂州・自然堤防	自然堤防
主23	被覆砂丘	谷底平野
区12、主16 (砂丘砂の)砂礫台地		砂州・砂丘
主19	扇状地性低地	扇状地
主14	ローム台地	ローム台地
主16	(砂丘砂以外の)砂礫台地	砂礫台地
主9~11	丘陵地	丘陵地
時代5,6	沖積・洪積	第四紀火山
時代4	新第三紀	山地(新第三紀)
時代3	古第三紀	山地(古第三紀以前)
時代2	中生代	
時代1	古生代	

※新たに追加された区分

1) 主および副は、國土數値情報の地形分類における主分類および副分類。区および時代は、國土數値情報の表層地質分類における岩石区分および時代区分

2) Dは主要河川からの距離(km)

(3) 表層地盤の增幅の評価

表層地盤の增幅の評価については、前項で示した地震動評価のための微地形区分ごとに平均 S 波速度を設定し、その平均 S 波速度から増幅度を算定する方法を採用した。今回採用した藤本・翠川 (2003) の方法について、松岡・翠川 (1994) から変更された点は以下の 2 つである

- ① 全国における同一地形分類での地盤の平均 S 波速度 (AVS) は、東北日本・中央日本・西南日本に分類できる。(図 3.5-1 参照)
- ② 新第三紀以前と一つにしていた地形分類は、新第三紀と古第三紀以前の 2 つに分類できる。

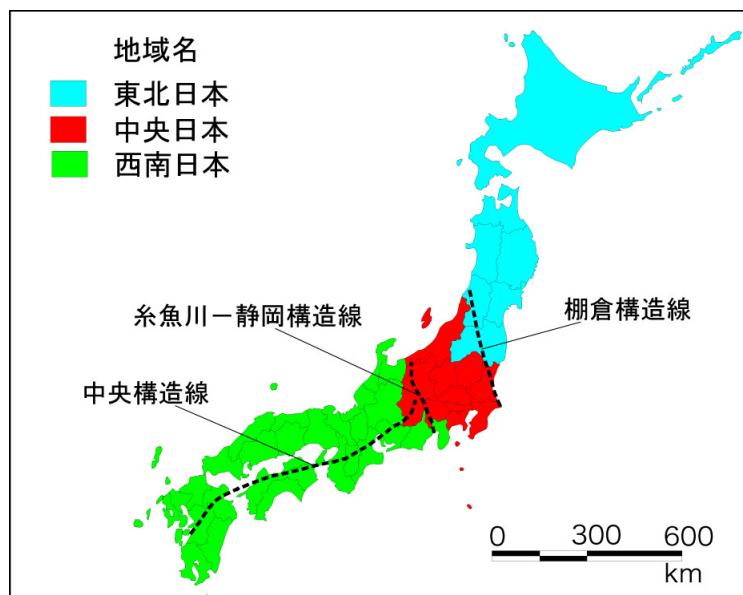


図 3.5-1 主要構造線に基づく日本列島の地域分け

藤本・翠川 (2003)

松岡・翠川(1994)によって示された式(3.5-1)の関係を用いて、今回新たに区分された（東北日本・中央日本・西南日本）の微地形区分ごとの平均S波速度を算定した。図3.5-2に微地形区分ごとの標高または主要河川からの距離と平均S波速度の関係を示す。

$$\text{LogAVS} = a + b \cdot \text{LogH} + c \cdot \text{LogD} \pm \sigma \quad \dots \quad (3.5-1)$$

AVS ; 地表から地下30mまでの推定平均S波速度(m/s)

a,b,c, σ ; 係数(表3.5-2)

H ; 標高(m)

D ; 主要河川からの距離(km)

表3.5-2 式(3.5-1)における微地形区分ごとの係数

地形分類 (微地形区分)	地域	回帰係数			データ 数	σ	
		a	b	c			
山地 (古第三紀以前)	E	2.74	0	0	33	0.18	
	C				17		
	W				131		
山地 (新第三紀)	E	2.66	0	0	53	0.15	
	C				20		
	W				39		
第四紀火山	E	2.36	0.11	0	27	0.16	
	C				30		
	W				47		
丘陵地	E	2.60	0	0	22	0.19	
	C	2.48	0	0	36	0.12	
	W	2.60	0	0	11	0.21	
砂礫台地	E	2.57	0	0	55	0.14	
	C	2.32	0.12	0	49	0.13	
	W				53		
ローム台地	E	2.47	0	0	34	0.12	
	C	2.10	0.21	0	129	0.13	
	W	(2.10)	(0.21)	(0)	1	-	
扇状地	E	2.18	0.17	0	58	0.15	
	C	2.04	0.23	0	40	0.12	
	W	2.31	0.14	0	69	0.11	
砂州・砂丘	E	2.34	0	0	6	0.15	
	C				16		
	W				3		
谷底平野	E	2.50	0	0	20	0.13	
	C	2.06	0.22	0	71	0.13	
	W	2.25	0.18	0	23	0.12	
自然堤防	E	2.37	0	0	10	0.14	
	C	2.13	0.17	0	42	0.16	
	W	2.29	0.13	0	24	0.07	
デルタ・ 後背湿地 (D > 0.5km)	E	2.31	0	0	24	0.18	
	W	2.35	0	0	67	0.13	
	C	2.28	0	0.30	103	0.14	
人工改変地	(D ≤ 0.5km)	C	2.19	0	0	73	0.15
	E	(2.10)	(0.20)	(0)	4	-	
	C	2.10	0.20	0	43	0.11	
埋立地・干拓地	W	2.50	0	0	14	0.23	
	E	(2.21)	(0.08)	(0)	0	-	
	C	2.21	0.08	0	207	0.14	
	W	2.31	0.08	0	81	0.14	

表中の地域はE: 東北日本、C: 中央日本、W: 西南日本、a, b, cは式(3.5-1)の回帰係数、 σ は標準偏差。
(藤本・翠川(2003)による)

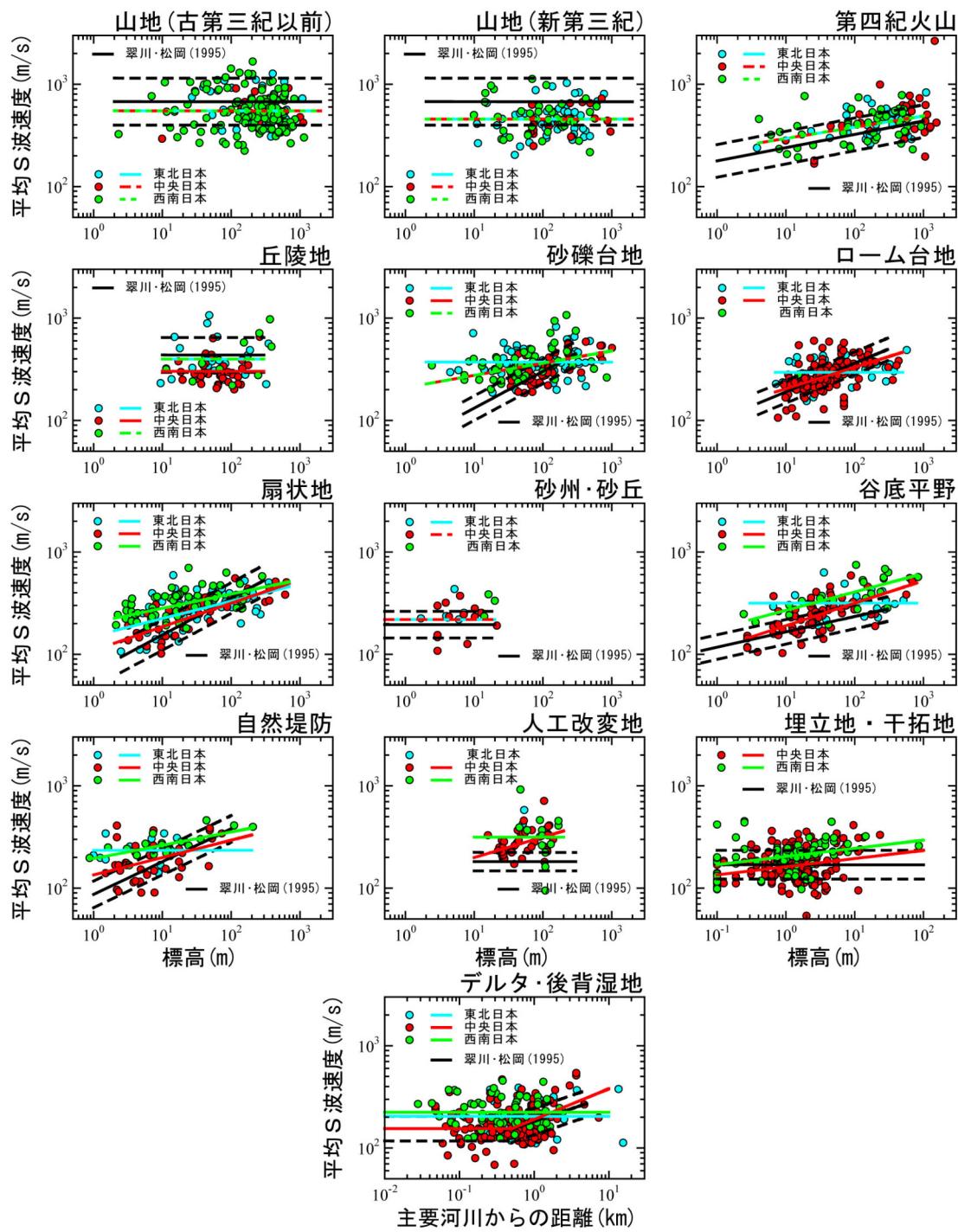


図 3.5-2 地域ごとの微地形区分と地盤の平均 S 波速度

藤本・翠川 (2003)

また、それぞれの微地形区分における標高のデータに係る係数“b”と主要河川からの最短距離に係わる係数“c”は、それぞれの実測値データを元に決定した値なので、表3.5-3および表3.5-4に示す有効な範囲を設定した。

表3.5-3 係数“b”の標高の範囲

地形分類 (微地形区分)	標高 (m)	
	下限	上限
埋立地・干拓地	0.1	100
人工改変地	10.0	200
自然堤防	1.0	200
谷底平野	3.0	800
扇状地	2.0	700
ローム台地	7.0	500
砂礫台地	2.0	1000
第四紀火山	4.0	1000

表3.5-4 係数“c”の主要河川からの最短距離の範囲

地形分類 (微地形区分)	主要河川からの距離 (km)	
	下限	上限
デルタ・後背湿地 ($D > 0.5\text{km}$)	0.5	10.0

松岡・翠川(1994)は、第三紀ないしそれ以前の丘陵地(AVSが600m/sec程度)を基準とした表層地盤の速度増幅度について、下式(3.5-2)を用いて算定することを提案している。

$$\begin{aligned} \text{Log}ARV = 1.83 - 0.66 \cdot \text{Log}AVS \pm 0.16 & \quad \cdots \cdots (3.5-2) \\ (100 < \text{AVS} < 1500) \end{aligned}$$

AVS；地表から地下30mまでの推定平均S波速度(m/s)

ARV；地表から地下30mまでの速度増幅度

なお、標高値や主要河川からの距離によっては平均S波速度が100m/s未満となる場合が生じるが、ここでは、平均S波速度が100m/s未満となった場合には、平均S波速度100m/sの速度増幅度で評価するものとした。

また、式(3.5-2)は、平均S波速度が600m/sを基準(増幅度=1.0)としている。今回の予測地図作成に当たっての基盤の評価は、工学的基盤(S波速度400m/s相当)で行うことを想定しているため、上記増幅度をS波速度400m/sの地盤上

に適用する場合には、1.31で割った増幅度を用いることにした。

以上までに述べた方法で、東北北部から北海道南部について、1km メッシュごとに求めた微地形区分と工学的基盤以浅の速度増幅度の分布をそれぞれ図 3.5-3 と図 3.5-4 に示す。

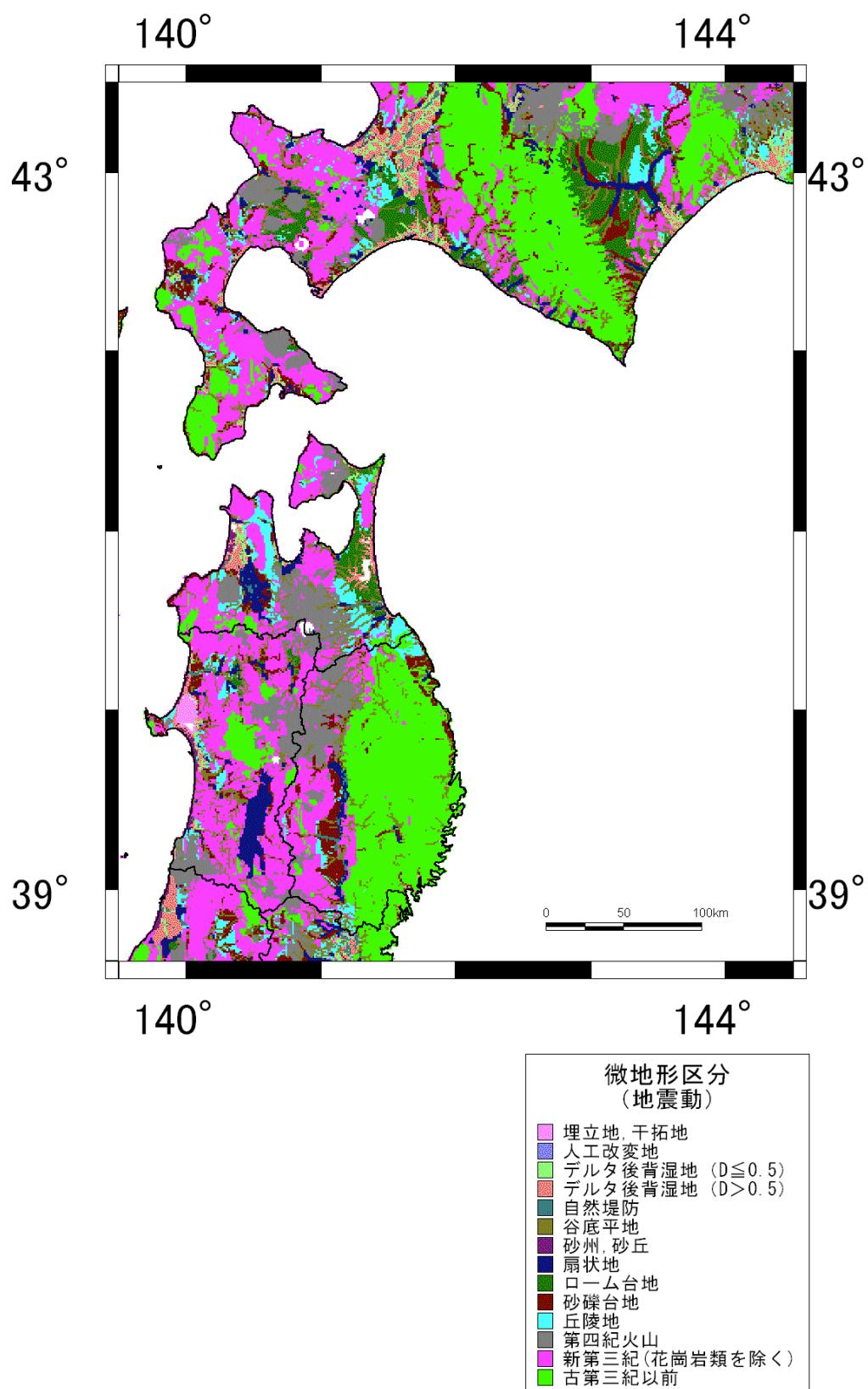


図3.5-3 国土数値情報を用いた藤本・翠川(2003)に基づく微地形区分の分布

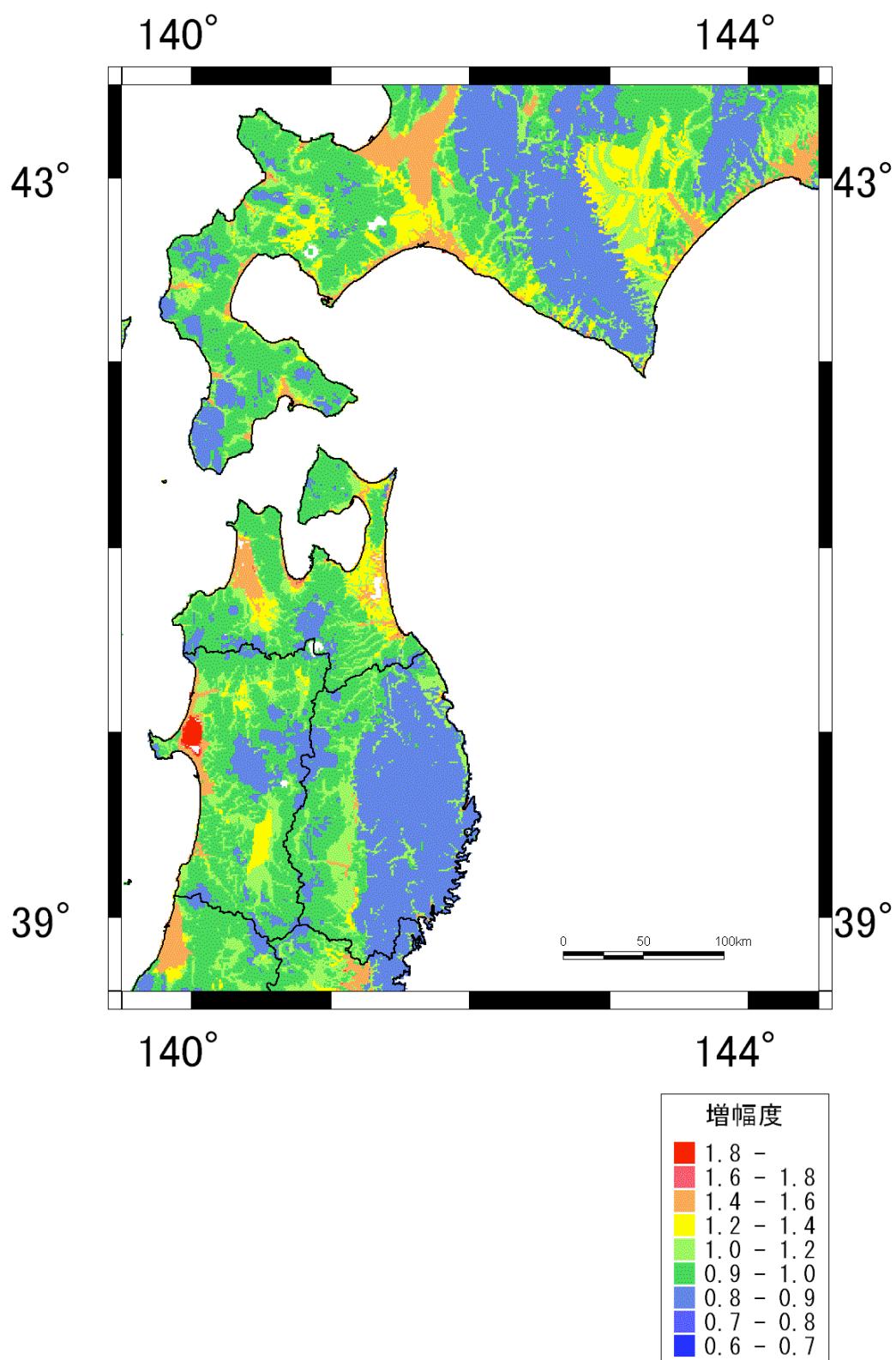


図 3.5-4 藤本・翠川 (2003) に基づく工学的基盤以浅の速度増幅度分布

3.5.2 ボーリングデータを利用した表層地盤のモデル化

(1) 基本的な考え方

ボーリング柱状図の収集整理を行い、ボーリング柱状図ごとの地質区分および区分ごとの平均N値を整理し、モデル化を行うことを基本とする。

解析に必要な物性値については、極力データを収集するが、ボーリング1本ごとにはデータがないことから、地質区分ごとに設定する。

(2) ボーリングデータの収集・整理

公的機関が収集整理しているボーリングデータを収集し、位置情報もあわせてデータベース化を行う。ボーリングデータは、国土交通省、自治体、各種団体や学会、防災科学技術研究所等を中心として収集を行う。この時、ボーリングデータ以外に土質試験結果やP S 検層結果についても収集を行う。

収集したボーリング資料は、表3.5-5に示すとおりで、図3.5-5に解析対象領域のボーリング位置図を示す。

表3.5-5 収集したボーリング資料の数量

資料の種類	ボーリング本数	備考
J A C I C	1,237	青森県
	1,925	秋田県
	1,171	岩手県
	2,208	山形県
	1,962	宮城県
青森県建築地盤図集	322	
函館市土質柱状図集	33	
宮城県地震地盤図作成業務	5,340	
山形県地震対策基礎調査	773	
防災科研	115	KiK-net
	179	K-NET
合計	15,265	

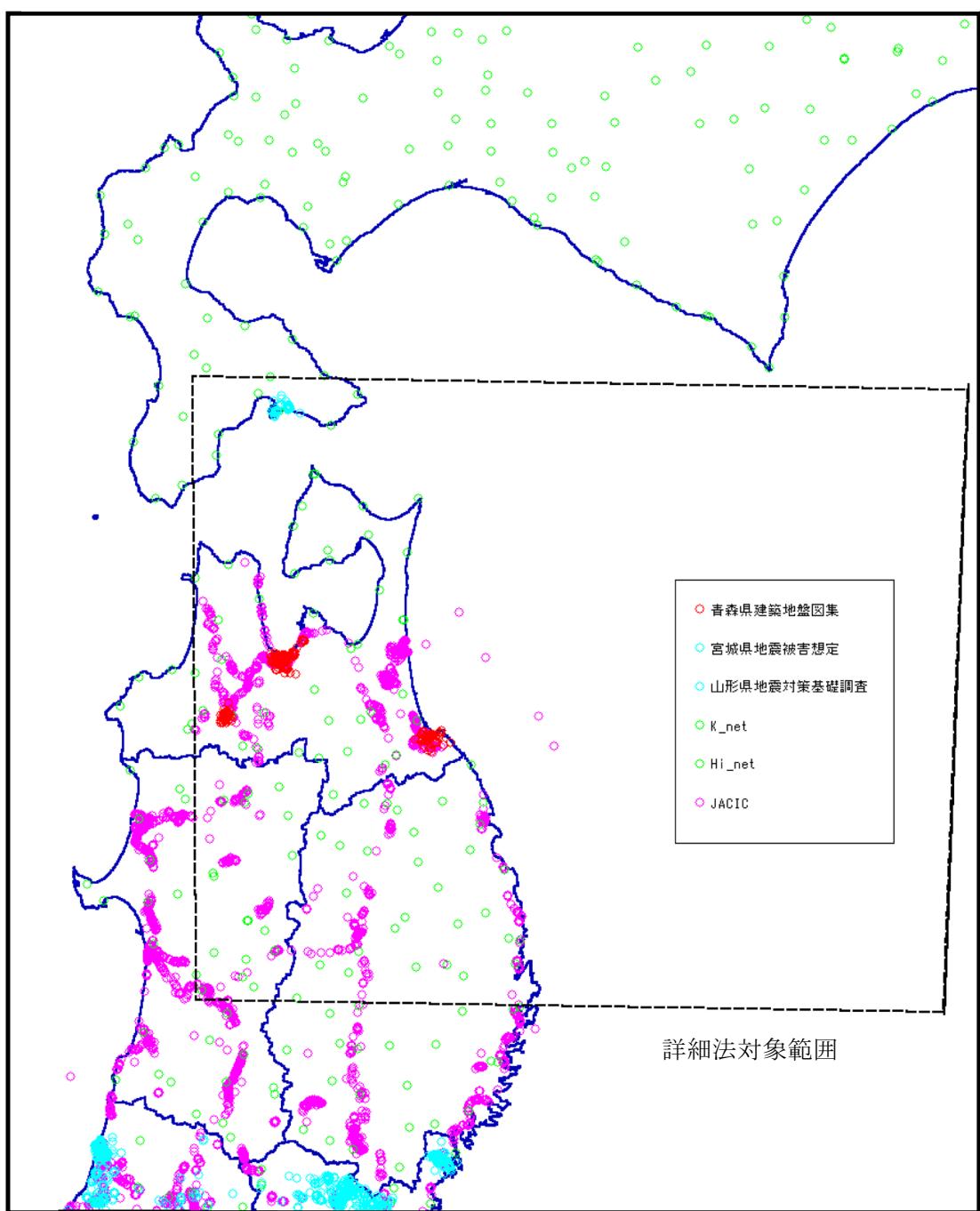


図 3.5-5 東北から北海道南部のボーリング位置図

(3) 地質区分の設定

ボーリング1本ごとにP.S.検層を実施したり、土質試験を実施していることは少ない。ボーリング柱状図の地質表記やN値をもとに地質区分を行う。

地質区分は、表3.5-6のTerzaghi-Peckによる地盤区分を参考に、表3.5-7および表3.5-8に示す土質区分の設定を行う。沖積と洪積の区分がある、なしというのは、ボーリング柱状図に沖積と洪積の区別がされている場合には区別のあるものを、ない場合には区別のないものを用いるということである。ここでは、ボーリング柱状図の沖積および洪積の区分がないために、表3.5-8によって地質区分を行う。

表3.5-6 Terzaghi-Peckによる地盤区分

<砂の場合>

N値	地盤区分
0~4	非常に緩い
4~10	緩い
10~30	中位の
30~50	密な
50以上	非常に密な

<粘性土の場合>

N値	地盤区分
0~2	非常に軟らかい
2~4	軟らかい
4~8	普通の
8~15	硬い
15~30	非常に硬い
50以上	固結した

表3.5-7 地質区分の設定

(沖積・洪積の区別がある場合)

地質区分	地質名	記号	N値
第四紀	埋土	B1	0~4
		B2	4~10
		B3	10~
	腐植土	p1	0~1
		p2	1~
	粘性土	c1	0~2
		c2	2~4
		c3	4~8
		c4	8~15
		c5	15~30
		c6	30~
	砂質土	s1	0~4
		s2	4~10
		s3	10~30
		s4	30~50
		s5	50~
	礫質土	g1	~20
		g2	20~30
		g3	30~50
		g4	50~
	ローム・凝灰質粘土	Lm1	0~4
		Lm2	4~
第三紀	粘性土	Dc1	0~2
		Dc2	2~4
		Dc3	4~8
		Dc4	8~15
		Dc5	15~30
		Dc6	30~
	砂質土	Ds1	0~4
		Ds2	4~10
		Ds3	10~30
		Ds4	30~50
	礫質土	Ds5	50~
		Dg1	~20
		Dg2	20~30
		Dg3	30~50
		Dg4	50~

表3.5-8 地質区分の設定

(沖積・洪積の区別がない場合)

地質区分	地質名	記号	N値
第四紀	埋土	B1	0~4
		B2	4~10
		B3	10~
	腐植土	p1	0~1
		p2	1~
	粘性土	c1	0~2
		c2	2~4
		c3	4~8
		c4	8~15
		c5	15~30
		c6	30~
	砂質土	s1	0~4
		s2	4~10
		s3	10~30
		s4	30~50
		s5	50~
	礫質土	g1	~20
		g2	20~30
		g3	30~50
		g4	50~
	ローム・凝灰質粘土	Lm1	0~4
		Lm2	4~
第三紀		K	

4. 断層モデルの設定

「長期評価」では 1968 年十勝沖地震を三陸沖北部のプレート間地震の典型的な例と考えていることから、1968 年十勝沖地震の 3 地点での観測波形と計算波形、及び、気象台観測点 2 地点を含む 5 地点の震度と計測震度が整合するように統計的グリーン関数法に基づくフォワードモデリング（釜江ほか、2002）により断層モデルを設定した。この際、1968 年十勝沖地震に対して推定されている断層パラメータを参考するとともに、想定宮城県沖地震の断層モデル設定の考え方（地震調査研究推進本部、2003）に基づいた。

設定した断層モデルを図 4.1-1 および表 4.1-1 に示す。以下では、各パラメータの設定根拠について述べる。

4.1 巨視的断層パラメータ

巨視的断層パラメータは永井・他 (2001) の 1968 年十勝沖地震の長周期震源インバージョン結果に基づく以下の値を用いた。

$$\begin{aligned} M_0 &= 3.5 \times 10^{21} \text{ [N} \cdot \text{m]} \\ M_w &= 8.3 \quad (\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1) \\ \Delta \sigma &= 3.9 \text{ [Mpa]} \\ S &= 16844 \text{ [km}^2] \end{aligned}$$

ここで、

$$S = \left(\frac{7\pi^{1.5} M_0}{16\Delta\sigma} \right)^{2/3} \quad (4.1-1)$$

(走向、傾斜、滑り角)=(156° 、 20° 、 38°) (Kanamori, 1971)

破壊開始点 (143.58° E, 40.73° N, 深さ 9km)

統計的グリーン関数法では断層面を $10\text{km} \times 10\text{km}$ の要素断層に分割して計算を行うため、断層長さを 170km 、断層幅を 100km とし、破壊開始点が断層上にのるように矩形断層を設定した。なお、永井ほか (2001) では、破壊伝播速度 1.9km/s であるが、八戸での 1968 年十勝沖地震の観測波形を説明できるように、破壊伝播速度は 2.5km/s とした。これについては、6 章で詳述する。

短周期レベル A は、1978 年宮城県沖地震の強震動記録から推定した次の M_0 ～A 関係式に基づき設定した。

$$A = 5.75 \times 10^{17} M_0^{1/3} \text{ [dyne} \cdot \text{cm}] \quad (4.1-2)$$

図 4.1-2 (a) には、想定三陸沖北部地震、想定宮城県沖地震（1978 年宮城県沖地震に対応する断層の地震） M_0 と A との関係と壇・他（2001）の経験式との比較を示す。想定三陸沖北部地震、想定宮城県沖地震で用いた (4.1-2) 式では、同じ M_0 に対して図の実線で示した壇・他（2001）の経験式の 2.3 倍の A が得られる。図 4.1-2 (b) には、太平洋岸の海溝性地震（佐藤ほか, 1994; 加藤ほか, 1998; 佐藤ほか, 2000; 佐藤・翼, 2002）の M_0 と A との関係との比較を示す。想定三陸沖北部地震の M_0 と A との関係は、太平洋岸の海溝性地震の M_0 と A との関係とばらつきの範囲内ではほぼ整合している。

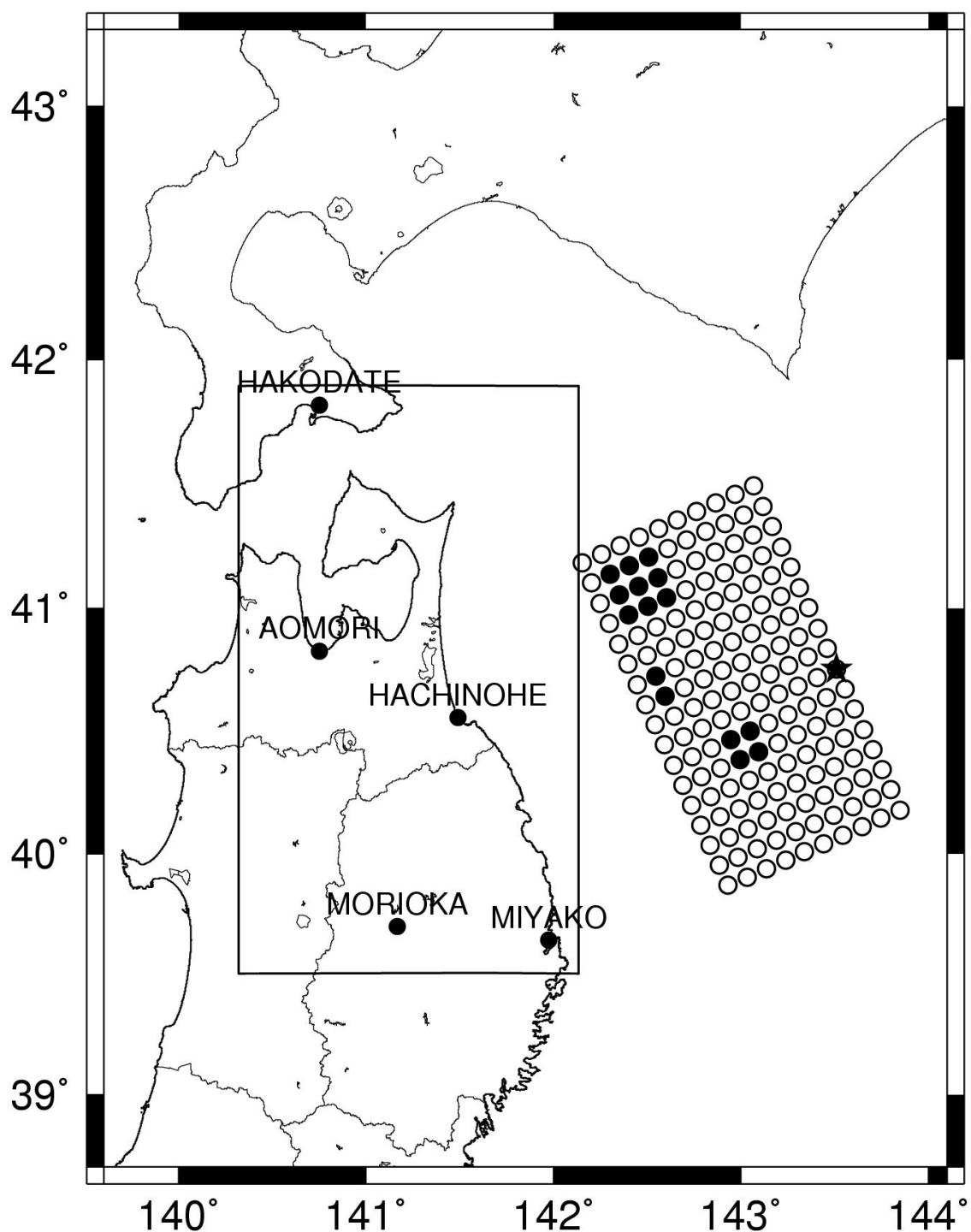
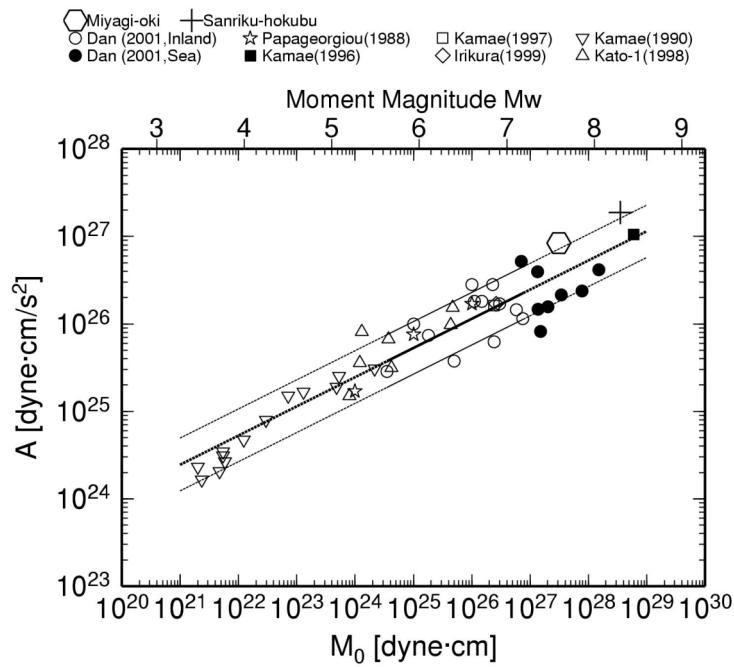


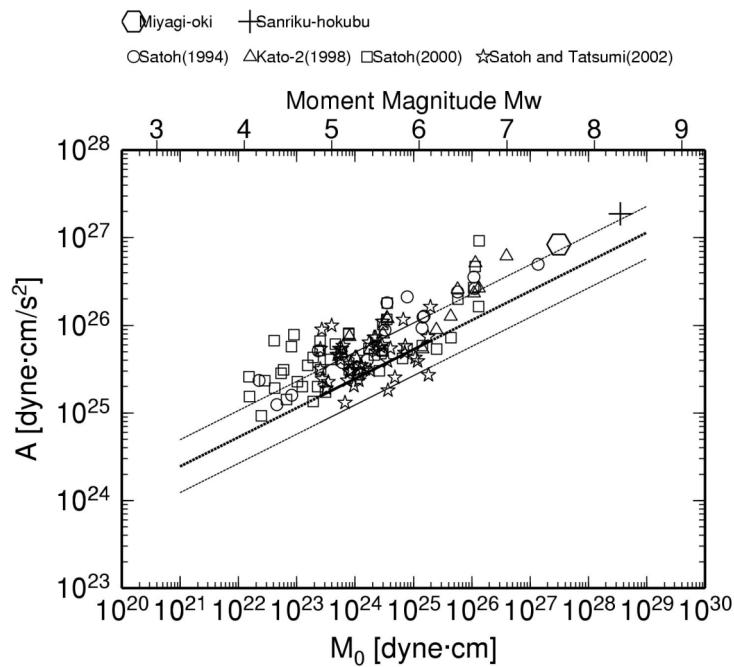
図 4.1-1 想定三陸北部地震の断層モデル（●がアスペリティ、図中の数字はアスペリティ番号、★が破壊開始点）。矩形領域は統計的グリーン関数法による計算領域。

表4.1-1 断層パラメータ

断層パラメータ	三陸沖北部	
断層位置	図4.1-1 参照	
走向	156°	
傾斜角	20°	
断層長さ	170 km	
断層幅	100 km	
断層面積	16844 km ²	
断層上端深さ	9 km	
破壊開始点	143.58° E、40.73° N、深さ9km	
破壊伝播形式	放射状	
静的応力降下量(円形クラック)	3.9 Mpa	
地震モーメント	3.50E+21 N・m	
モーメントマグニチュード	8.3	
剛性率	4.68E+10 N/m ²	
平均すべり量	444 cm	
S波速度	3.9 km/s	
破壊伝播速度	2.5 km/s	
短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²	
全アスペリティ	地震モーメント	6.23E+20 N・m
	面積	1500 km ²
	平均すべり量	888 cm
	静的応力降下量	44.3 Mpa
	短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²
第1アスペリティ	面積	900 km ²
	平均すべり量	1056 cm
	地震モーメント	4.45E+20 N・m
	実効応力	34.0 Mpa
	短周期レベル	1.12E+20 N・m/s ²
第2アスペリティ	面積	400 km ²
	平均すべり量	704 cm
	地震モーメント	1.32E+20 N・m
	実効応力	34.0 Mpa
	短周期レベル	7.45E+19 N・m/s ²
第3アスペリティ	面積	200 km ²
	平均すべり量	498 cm
	地震モーメント	4.66E+19 N・m
	実効応力	85.0 Mpa
	短周期レベル	1.32E+20 N・m/s ²
背景領域	地震モーメント	2.88E+21 N・m
	面積	15344 km ²
	平均すべり量	4.01E+02 cm
	実効応力	5.0 Mpa
	短周期レベル	6.84E+19 N・m/s ²



(a) 壇・他(2001)の経験的関係との比較



(b) 太平洋岸の地震との比較

図 4.1-2 想定三陸北部地震（プラス印）と想定宮城県沖地震（六角形）の M_0 と A の関係と壇・他（2001）の経験的関係や太平洋岸の地震の M_0 と A の関係との比較（太線が壇・他（2001）の平均値、細線はその倍・半分）

4.2 微視的断層パラメータ

アスペリティは、永井・他 (2001) の 2 つの滑り量の大きい部分（図 2-1 参照）の他、長宗 (1969) と Mori and Shimazaki (1984) によりほぼ同じ位置に推定されている短周期発生域付近に置いた。図 4.2-1 には、Mori and Shimazaki (1984) の短周期発生域を長宗 (1969) の短周期発生域とともに示す。

全アスペリティの面積は、1978 年宮城県沖地震の強震波形の再現の際に用いたアスペリティの面積と巨視的断層面積との比 0.085 とほぼ同じとなるように設定した。

各アスペリティの面積は、統計的グリーン関数法に基づくフォワードモデリングに基づき設定した。この際、永井・他 (2001) の 2 つの滑り量の大きい部分の最大滑り量の比が約 2:3 であることから、平均すべり量比がアスペリティ 1 とアスペリティ 2 で 2:3 となるように面積を配分した。また、2 つの滑り量の大きい部分（アスペリティ 1 とアスペリティ 2）と短周期発生域（アスペリティ 3）との応力降下量の比を 1:2.5 とした。この比は、1978 年宮城県沖地震の強震波形を再現するために設定した 滑り量の大きな領域と短周期発生域との応力降下量の比である。

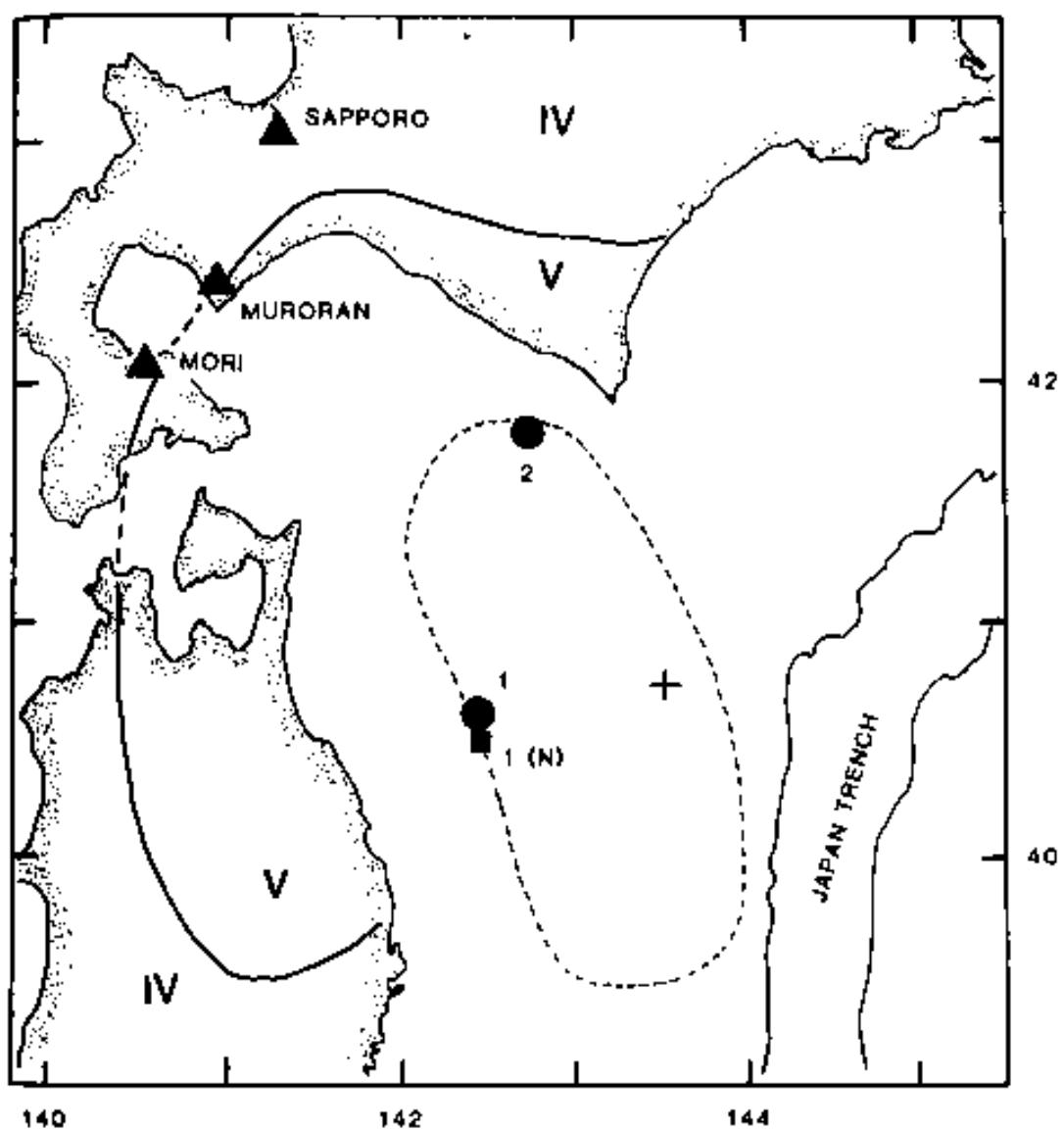


図 4.2-1 1968 年十勝沖地震について推定された Mori and Shimazaki (1984)
の短周期発生域と長宗(1969)の短周期発生域

5. 簡便法による地震動予測地図

簡便法による工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）での最大速度分布を図 5-1 に示す。図 5-2 には、工学的基盤（S 波速度 400m/s）から地表までの増幅率を示す。地表で計算された計測震度を図 5-3 に示す。比較のために、1968 年十勝沖地震の震度分布を図 5-4 及び図 5-5 に示す。1968 年十勝沖地震の震度分布と比べ、計測震度の計算結果の方が、震度 5 や震度 4 の領域がやや小さいことがわかる。また、図 5-5 の 1968 年十勝沖地震の震度分布には、青森県の太平洋岸の一部に震度 6 の地域があるが、計測震度では 5 強である。このように、簡便法による計測震度は、1968 年十勝沖地震の震度より、やや小さめである。この結果は、1968 年十勝沖地震は、平均的な地震よりも大きな強震動を生じさせることを示唆している。

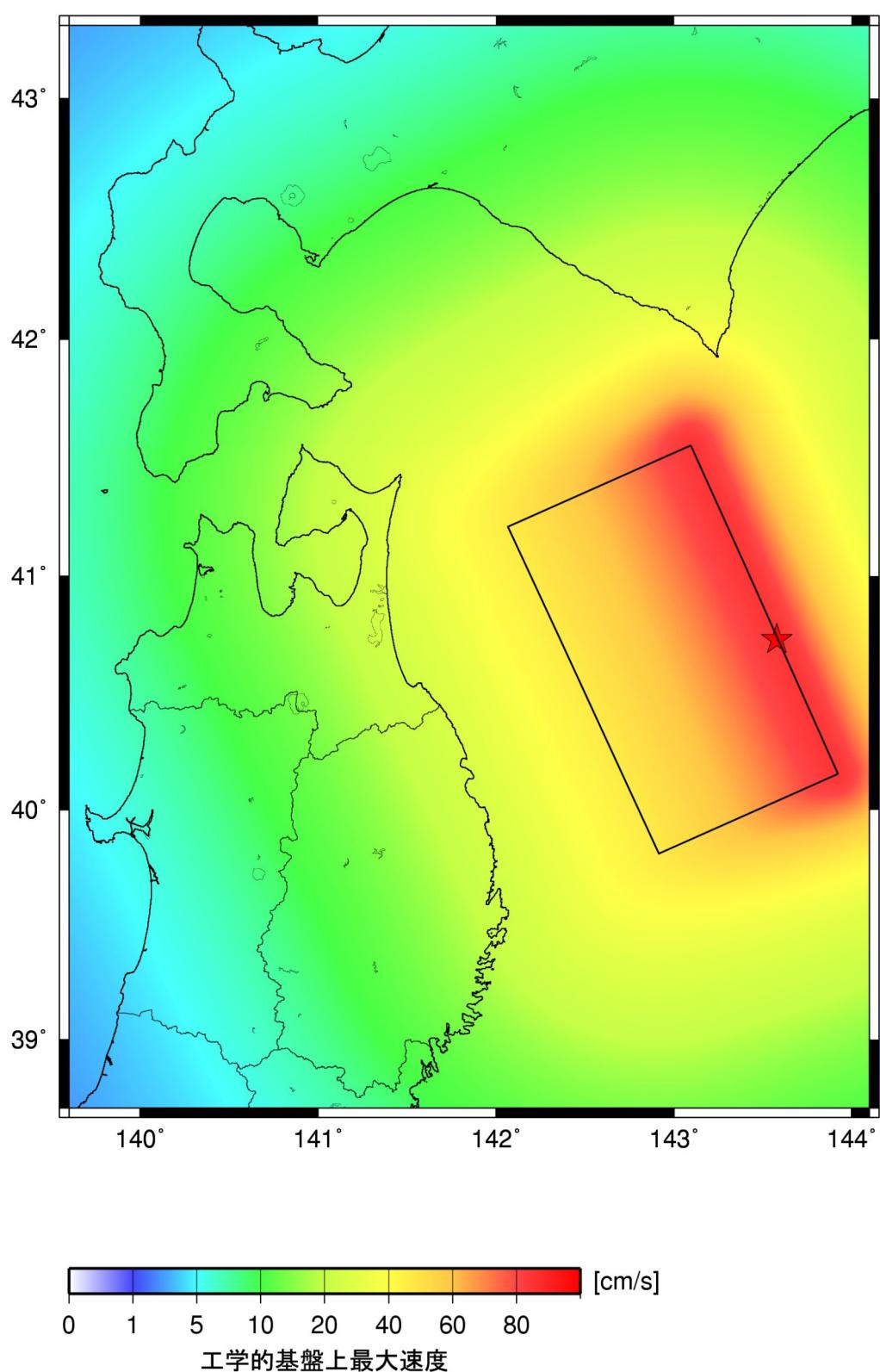


図 5-1 簡便法による工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) での最大速度分布

5. 簡便法による地震動予測地図

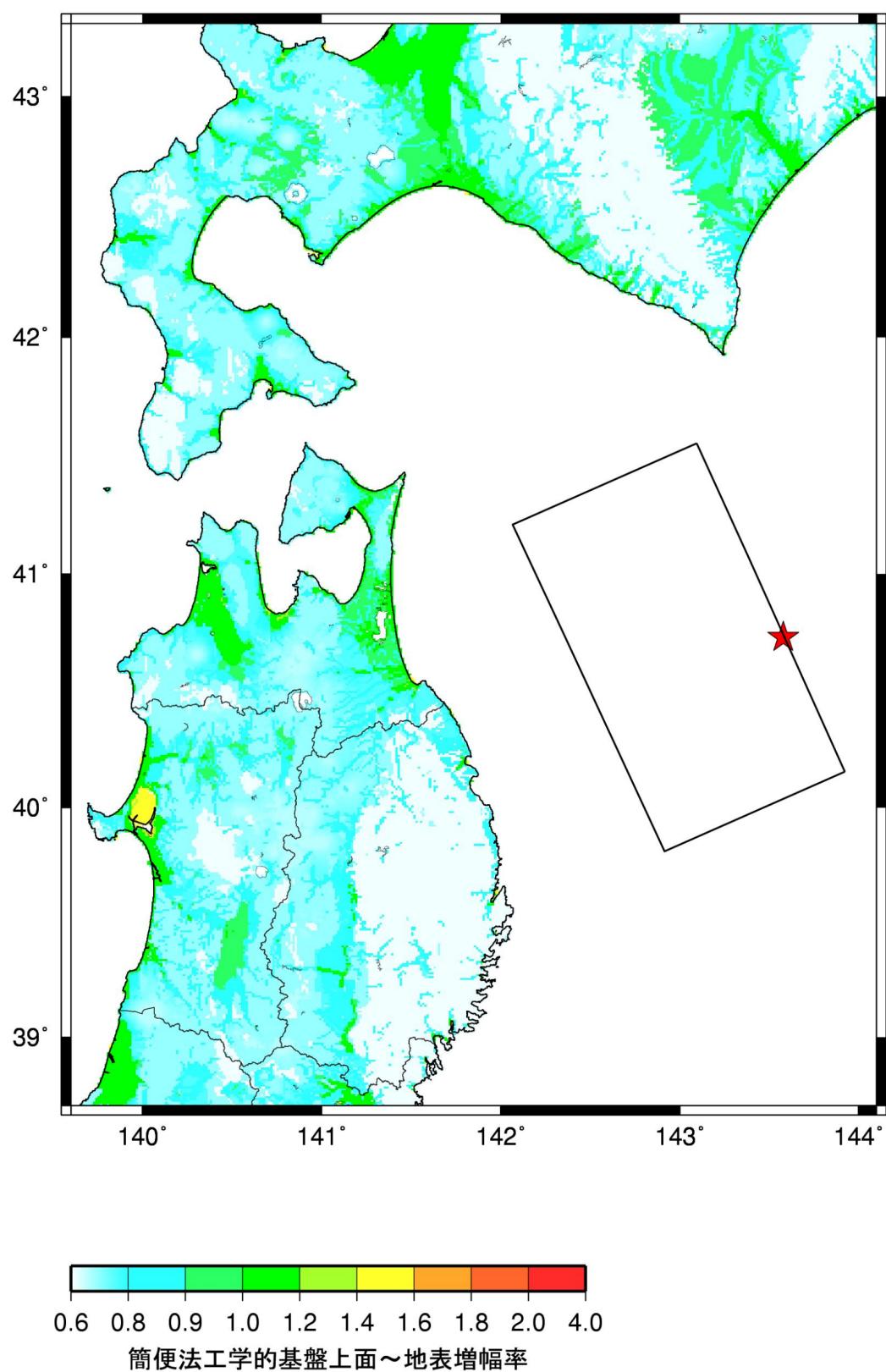


図 5-2 詳細法工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) から地表までの增幅率

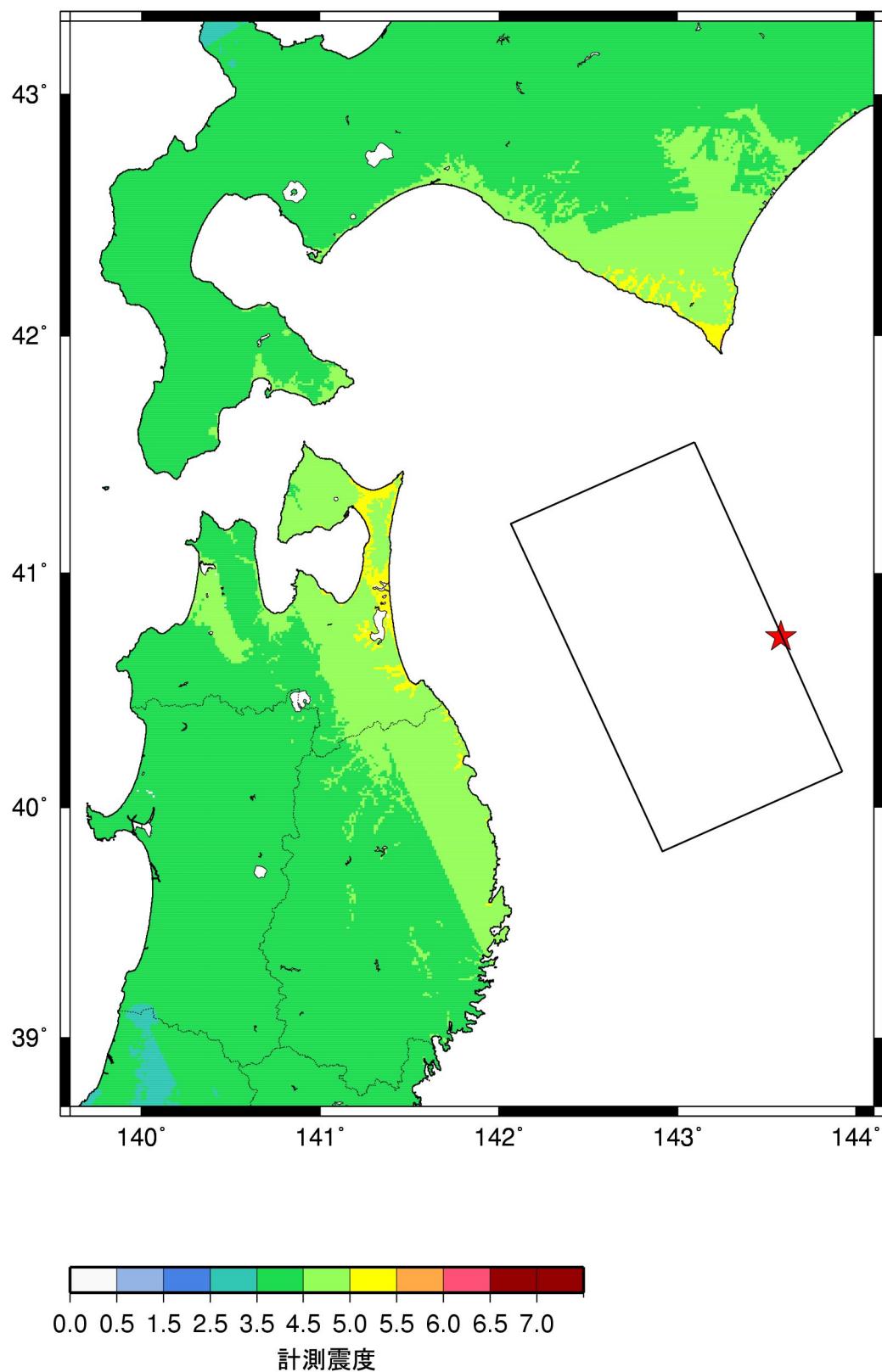


図5-3 簡便法による計測震度分布

5. 簡便法による地震動予測地図

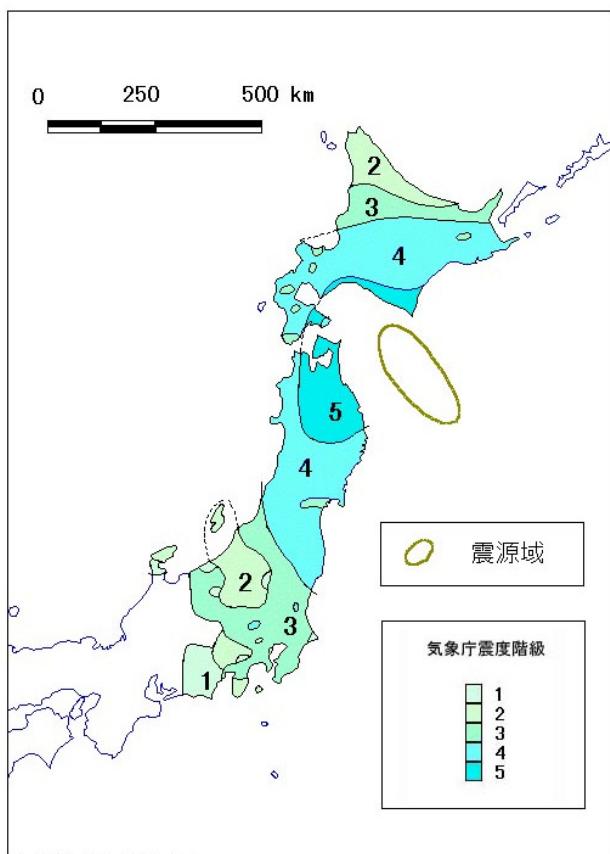


図 5-4 「長期評価」に記載されている気象庁（1969）による
1968 年十勝沖地震の震度分布

(http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_sanriku/f09.htm より転載)

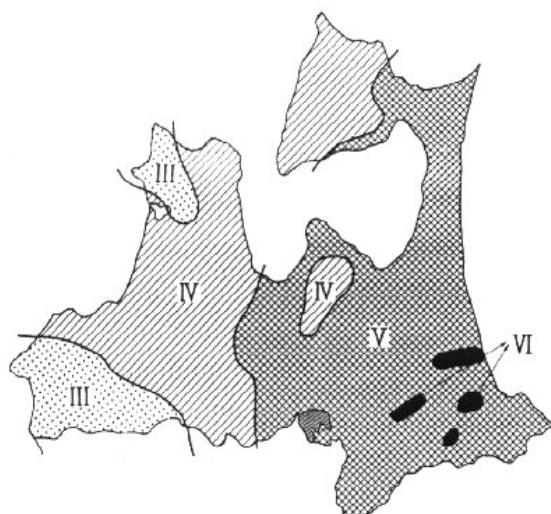


図 5-5 青森県（1969）による 1968 年十勝沖地震の青森県での震度分布
(http://www.bousai.pref.aomori.jp/jisinsouran/tokachi/img/pic1_02.htm より転載)

6. 詳細法と観測記録の比較検討

本章では、強震動計算によって得られた結果と、1968年十勝沖地震の際に得られた観測記録との比較検討を行い、強震動計算結果の検証を行った。

6.1 比較検討の概要

6.1.1 検討内容

比較検討は以下の2項目について行った。

①破壊伝播速度を変化させた場合の比較

比較対象地点：八戸

②上記①の検討結果も踏まえた計算結果との比較

比較対象地点：八戸、青森、宮古

上記①②とも対象地点の地盤モデルを設定した上で、統計的グリーン関数法による計算波形を入力とした応答計算を行い、浅い地盤の非線形性を考慮した地表の計算波形を求め、実際に得られている観測記録との比較を行った。

6.1.2 応答計算の方法

応答計算の方法は、等価線形化手法に基づく一次元地盤の地震応答解析とした。用いたプログラムは、吉田・末富(1996)によるDYNEQで、SHAKEと同等な等価線形化法を用いた。

6.1.3 検討対象地点の地盤

応答計算に必要な地盤定数は、土質区分ごとの S 波速度、密度、非線形特性 ($G/G_0, h - \gamma$ 曲線) である。

八戸地点および宮古地点については、翠川・小林(1978)によると、表 6.1-1 および表 6.1-2 に示すように弾性波探査や地質調査などから深い地盤構造が推定され、SH 波の增幅率を計算し、観測記録等との比較を行った検討がなされている。したがって、八戸地点および宮古地点の地盤モデルとしては、翠川・小林(1978)が設定した地盤モデルを用いることとする。

表 6.1-1 八戸における地盤構造
翠川・小林(1978)

Hachinohe			
ρ g/cm ³	V_S m/sec	H m	Q
1.8	107	2.0	14
1.8	176	2.0	13
1.9	201	2.5	12
1.9	193	2.5	12
1.7	239	6.5	12
1.7	234	6.5	9
1.8	248	10.0	7
1.8	309	8.0	7
1.8	378	10.0	7
1.7	379	130.0	100
2.0	690	180.0	100
2.1	1 100	20.0	100
2.5	2 800	--	200

表 6.1-2 宮古における地盤構造
翠川・小林(1978)

Miyako			
ρ g/cm ³	V_S m/sec	H m	Q
1.6	120	2.2	20
1.7	230	7.9	20
2.0	800	200.0	100
2.4	2 500	1 200.0	200
2.5	3 500	—	200

青森地点については、PS 検層および密度検層を実施していることから、このデータを用いて地盤モデルを作成した。図 6.1-1 に総合柱状図を示す。工学的基盤については、地表から約 34m の深さに N 値 50 以上の砂礫および粗砂が分布しており、S 波速度が 320m/s となっているが、S 波速度が 500m/s 程度となるような地層がどの深さに分布しているかは不明である。一方、観測点付近では他のボーリングや周辺の地質状況から、第四紀基底面が深さ 30m~40m と推定さ

6.1 比較検討の概要

れる。ここでは、青森地点のボーリングの深度 40m 付近に分布する、粗砂で N 値が 40 を超える層の上面を工学的基盤上面とした。

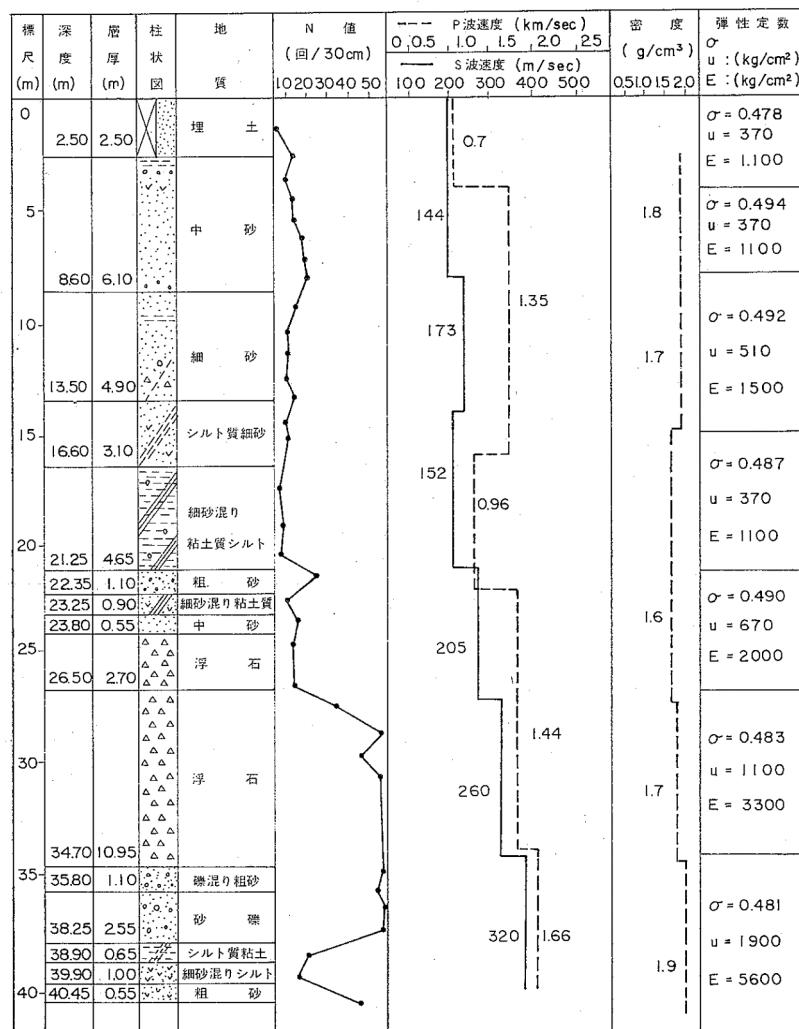


図 6.1-1 青森における総合柱状図

土田・上部(1972)

G/Go, h - γ 曲線については、3 地点とも動的変形特性試験を実施していないので、今津・福武(1986a,b)による全国の粘土、砂、砂礫のデータの整理結果を用いた。

表 6.1-3～表 6.1-5 に 3 地点の工学的基盤から地表までの地盤モデルを示し、図 6.1-2 に G/Go, h - γ 曲線を示す。

表 6.1-3 八戸における詳細法工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h-γ 曲線
2.0	107	1.8	砂
2.0	176	1.8	砂
2.5	201	1.9	砂
2.5	193	1.9	砂
6.5	239	1.7	砂
6.5	234	1.7	砂
10.0	248	1.8	砂
8.0	309	1.8	砂
10.0	378	1.8	砂
130.0	379	1.7	砂
-	690	2.0	-

表 6.1-4 青森における詳細法工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h-γ 曲線
7.9	144	1.8	砂
6.0	173	1.7	砂
2.5	152	1.6	砂
4.5	152	1.6	粘土
3.0	205	1.6	砂
3.3	205	1.6	砂礫
7.0	260	1.7	砂礫
7.0	320	1.9	砂
-	500	2.1	-

表 6.1-5 宮古における詳細法工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h-γ 曲線
2.2	120	1.6	砂
2.0	230	1.7	砂礫
2.0	230	1.7	砂礫
2.0	230	1.7	砂礫
1.9	230	1.7	砂礫
-	800	2.0	-

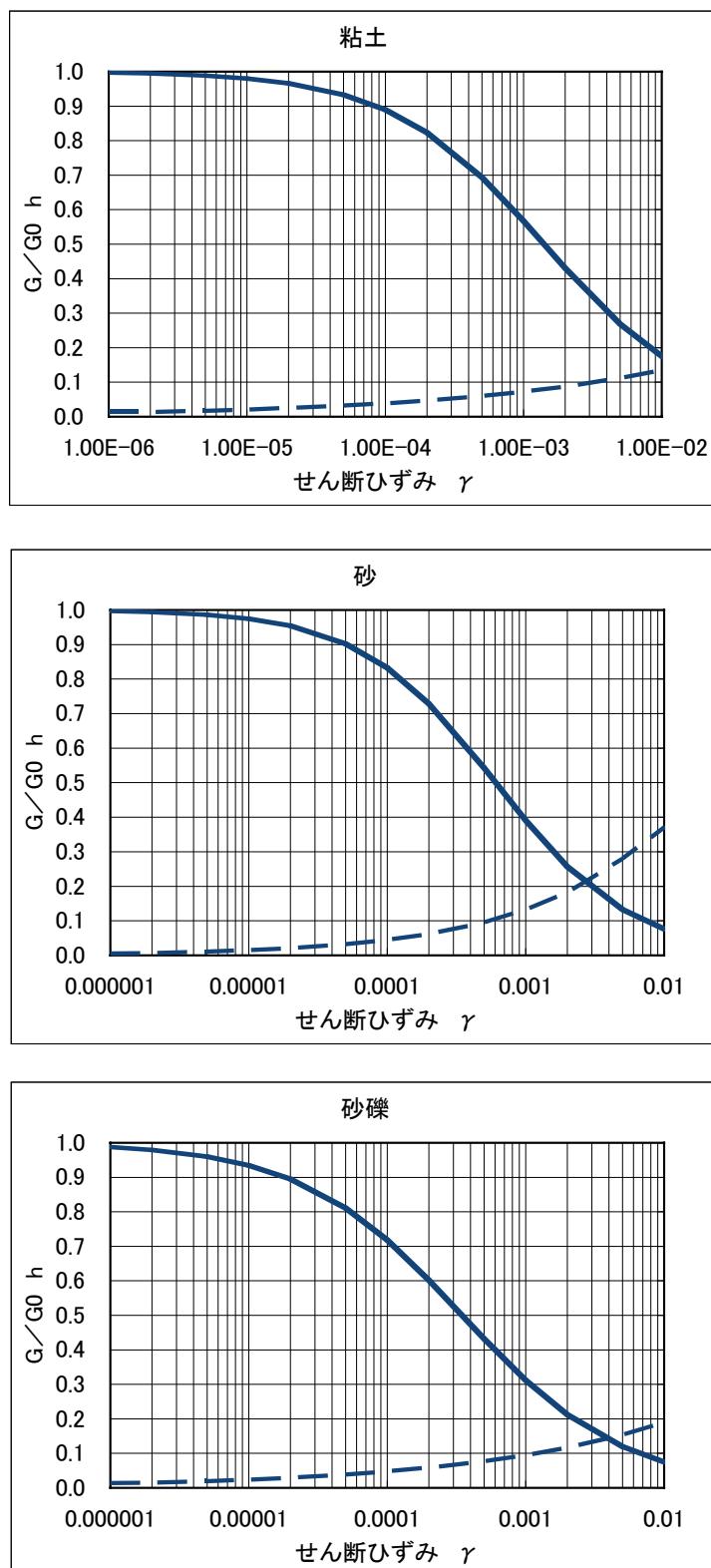


図 6.1-2 応答計算に用いた $G/G_0, h - \gamma$ 曲線
今津・福武 (1986 a, b)

6.2 破壊伝播速度を変化させた場合の観測記録との比較

6.2.1 検討内容

震源特性の検討のために計算された統計的グリーン関数法による計算結果を用いて、1968年十勝沖地震の際に得られた観測記録との比較を行った。比較に用いた計算結果は破壊伝播速度を1.9km/s、2.5km/s、3.0km/sとした場合の3ケースについて行った。

比較検討に当たっては、震源特性の検討という観点から、なるべく他の要因が含まれないようにするために、八戸地点の地震基盤から地表までの地下構造モデルについては前節に示したモデル（表6.1-1、表6.1-3）を用いることとし、統計的グリーン関数法を用いた $V_s=690\text{m/s}$ 層上面における計算波形を入力波形として応答計算を行った。

6.2.2 検討結果

応答計算結果については、破壊伝播速度ごとに、観測波形、応答計算結果の地表波形、工学的基盤波形（入力波形）を1枚の図に示し、それら観測波形、応答計算結果の地表波形、工学的基盤波形の加速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）を求め重ね書きしたもの、および深さ方向の加速度、最大せん断ひずみ、最大せん断応力の分布を1枚の図に示した。

上記のように示した図を破壊伝播速度1.9km/sのケースについて図6.2-1～図6.2-3に示し、破壊伝播速度2.5km/sのケースについて図6.2-4～図6.2-6に示し、破壊伝播速度3.0km/sのケースについて図6.2-7～図6.2-9に示す。

これら3つのケースについて比較すると、加速度応答スペクトルで見た場合、観測記録に見られる周期2.6秒付近のピークに着目すると、破壊伝播速度1.9km/sのケースでは計算結果は谷状を呈している。一方破壊伝播速度2.5km/sおよび3.0km/sのケースでは計算結果も観測記録と同様ピークをなしており、さらに応答値について比較すると、破壊伝播速度2.5km/sのケースの方が、破壊伝播速度3.0km/sのケースよりも調和的な結果となっている。

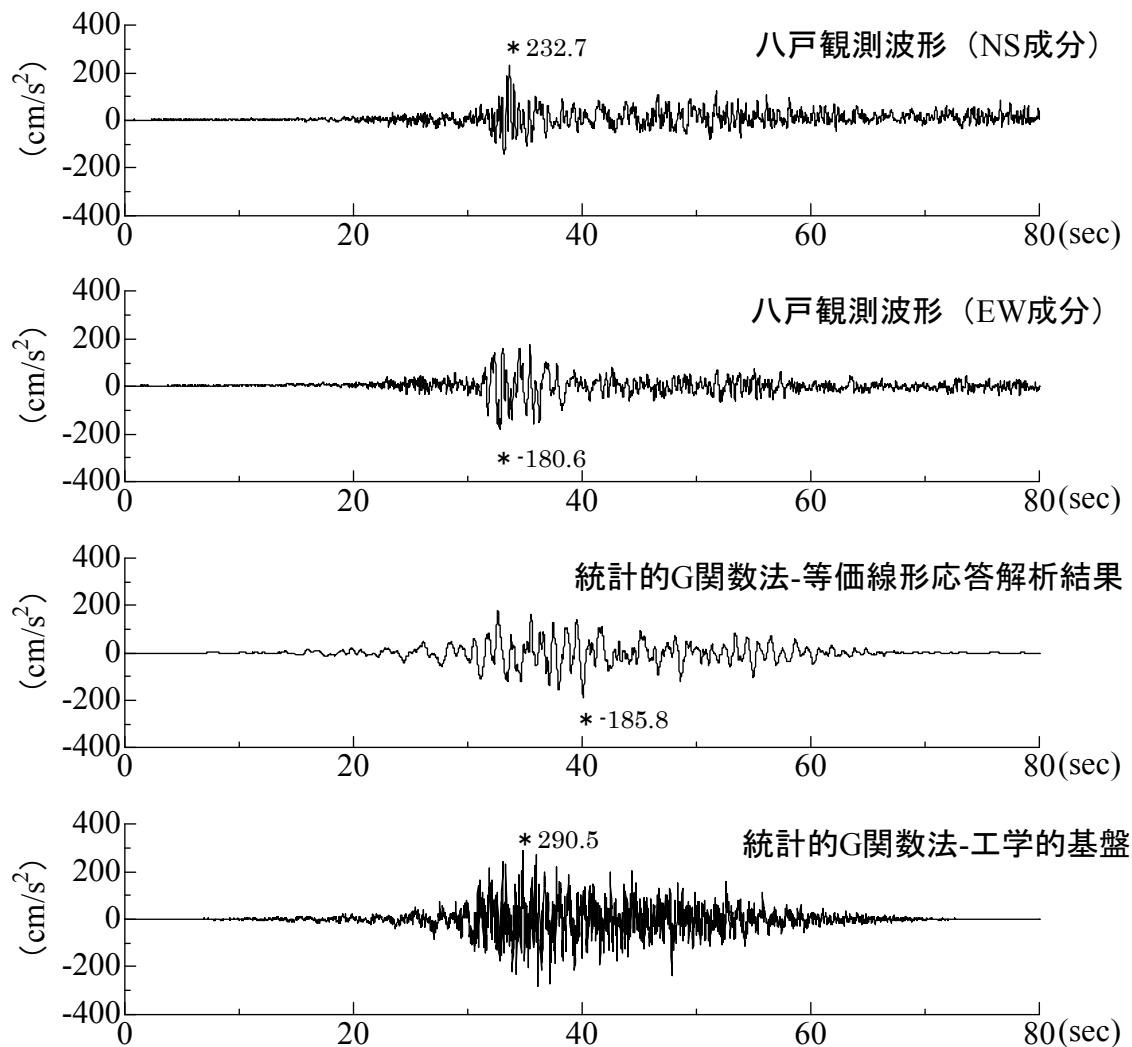


図 6.2-1 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形
(破壊伝播速度 : 1.9km/s)

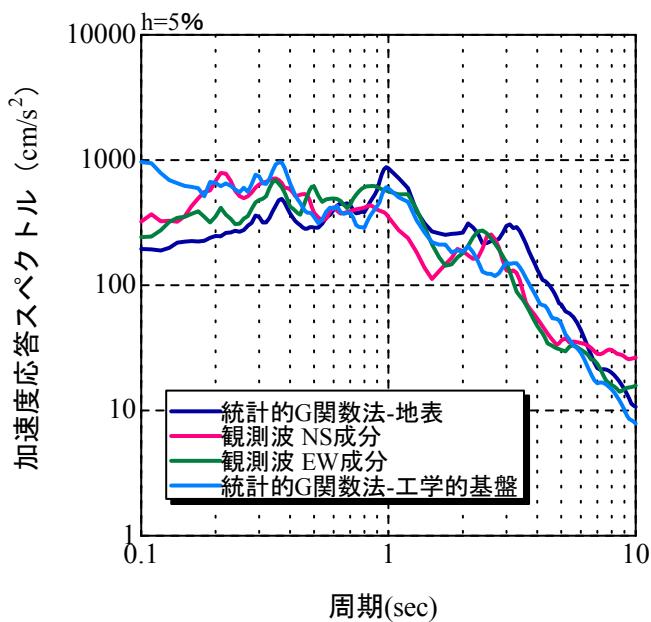


図 6.2-2 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル (破壊伝播速度 : 1.9km/s)

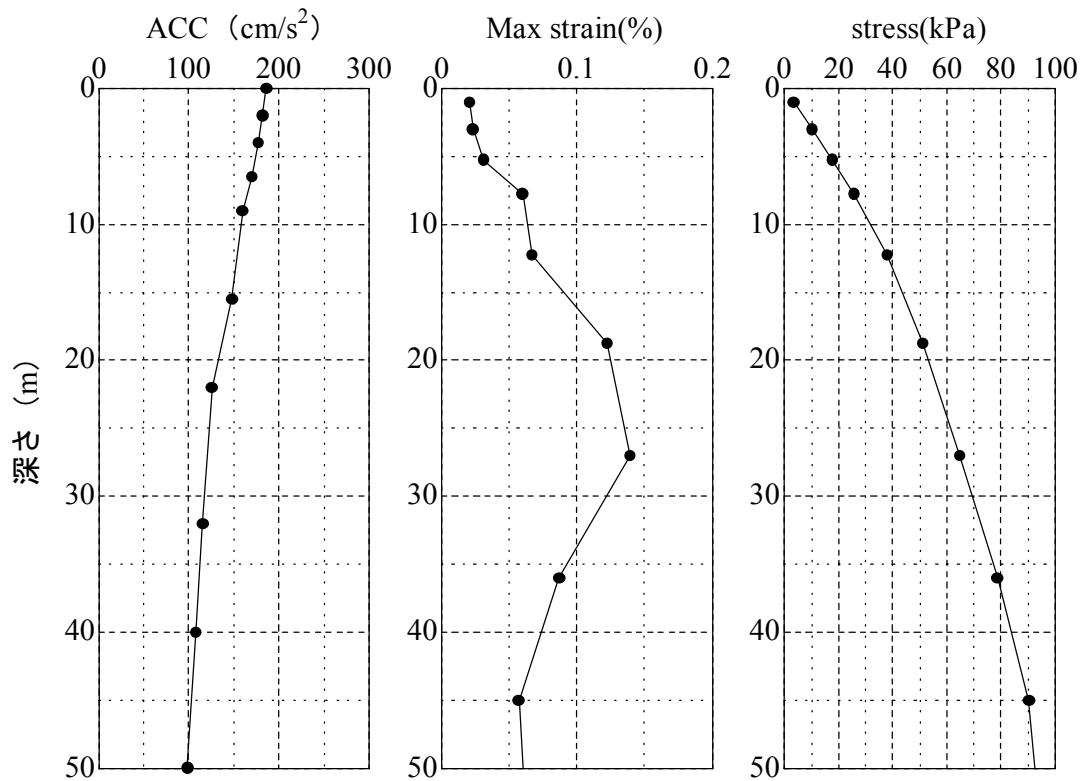


図 6.2-3 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布
(破壊伝播速度 : 1.9km/s)

6.2 破壊伝播速度を変化させた場合の観測記録との比較

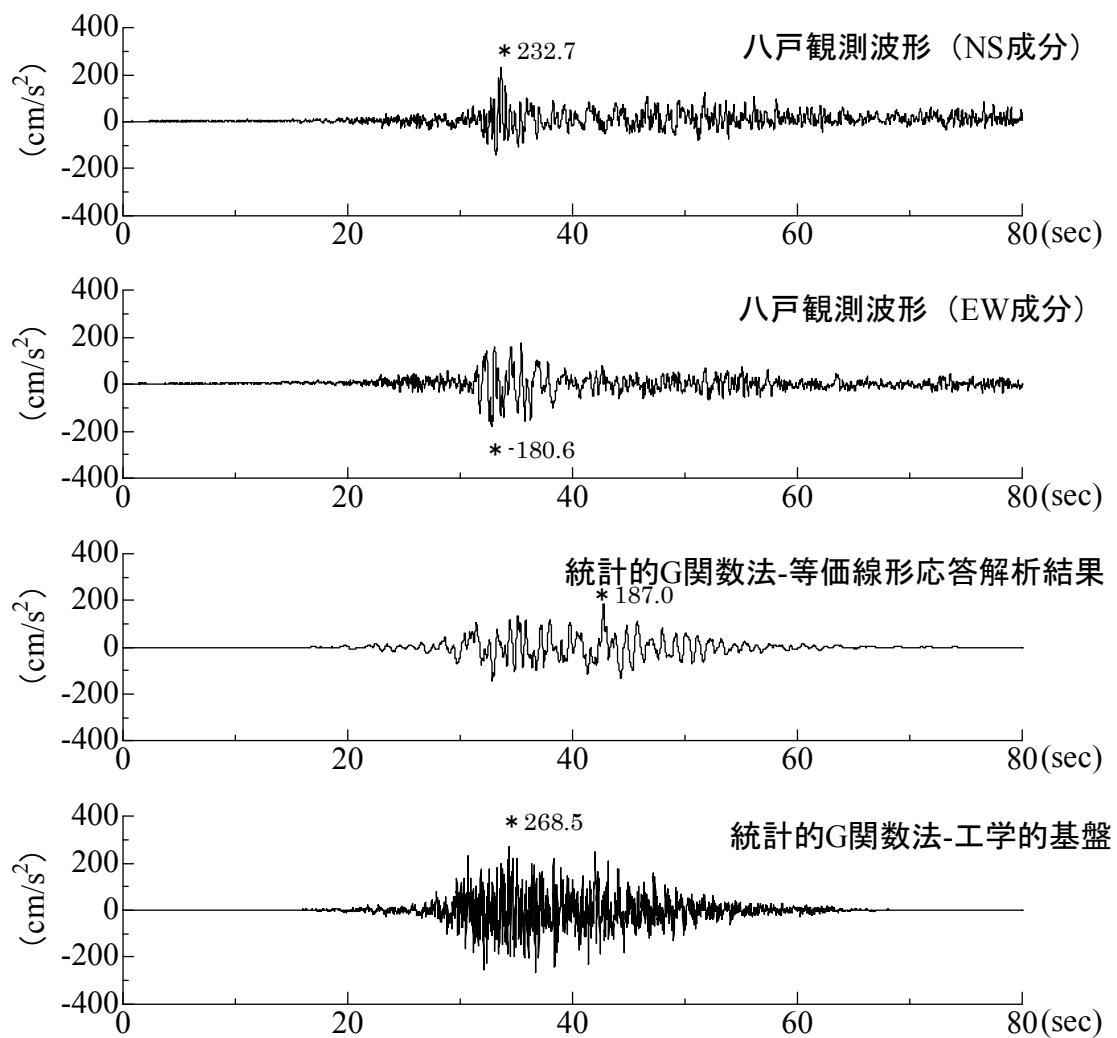


図 6.2-4 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形
(破壊伝播速度 : 2.5km/s)

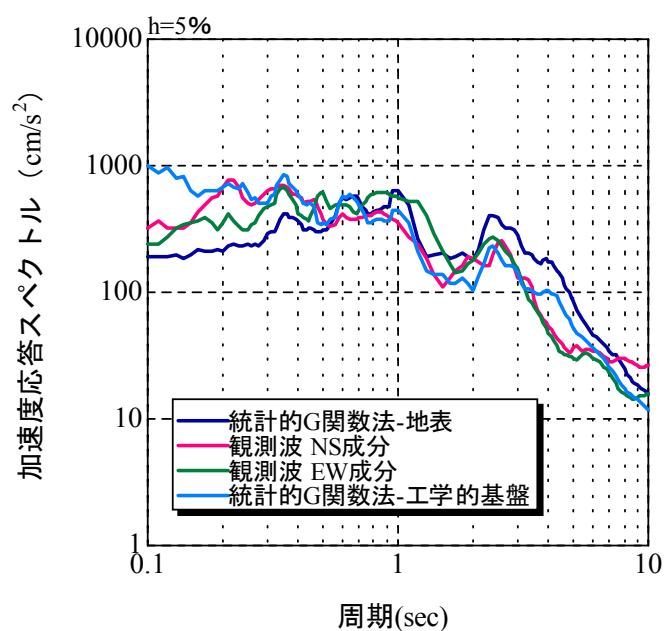


図 6.2-5 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル (破壊伝播速度 : 2.5km/s)

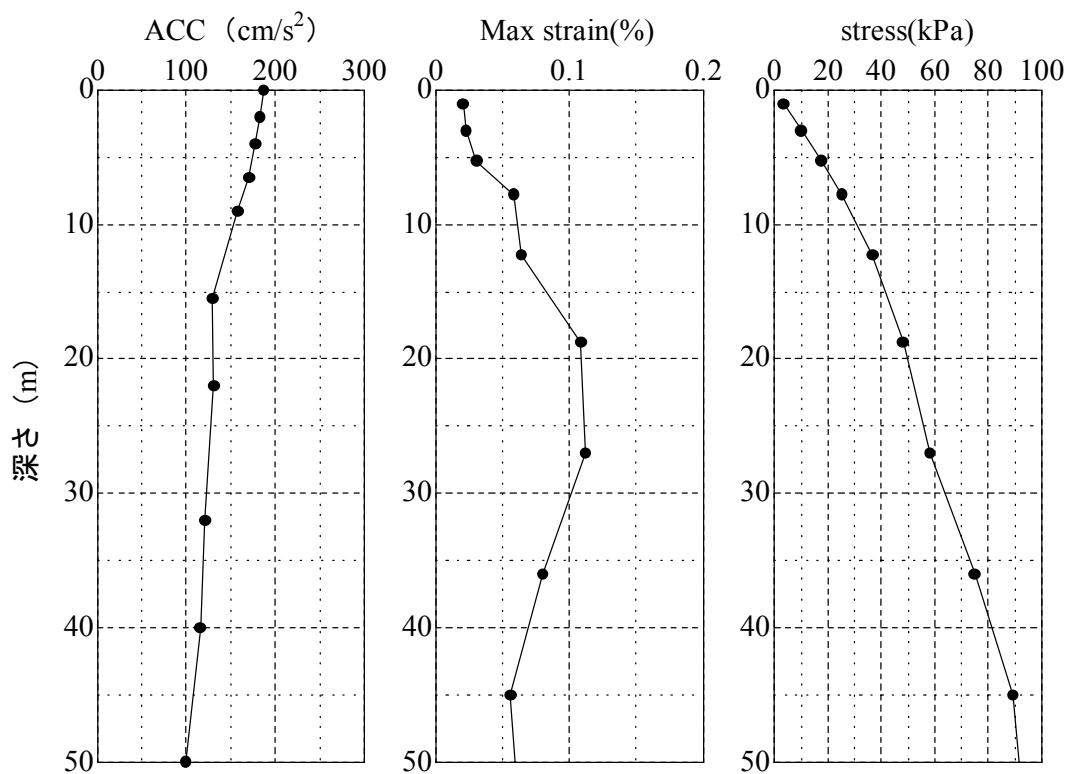


図 6.2-6 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布
(破壊伝播速度 : 2.5km/s)

6.2 破壊伝播速度を変化させた場合の観測記録との比較

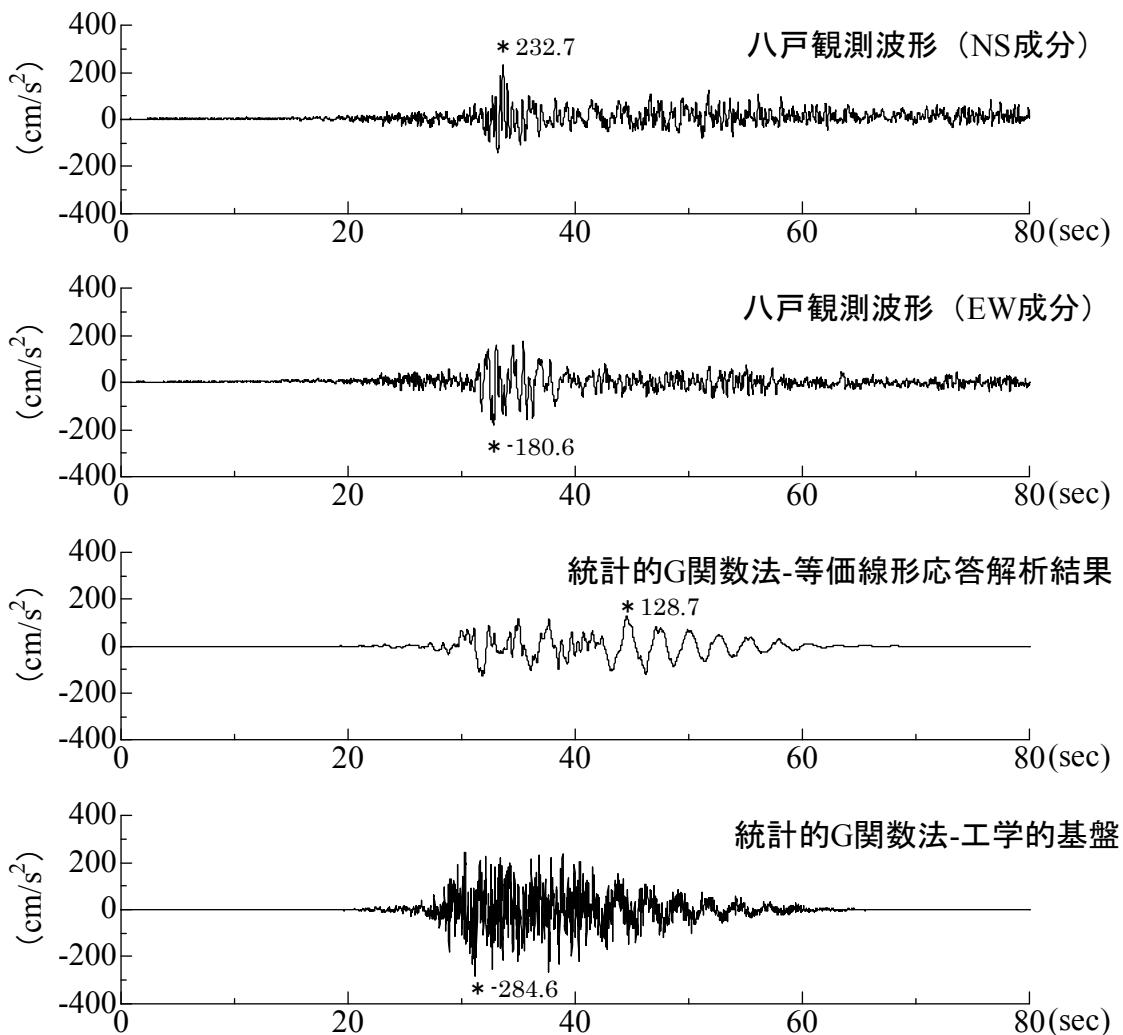


図 6.2-7 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形
(破壊伝播速度 : 3.0km/s)

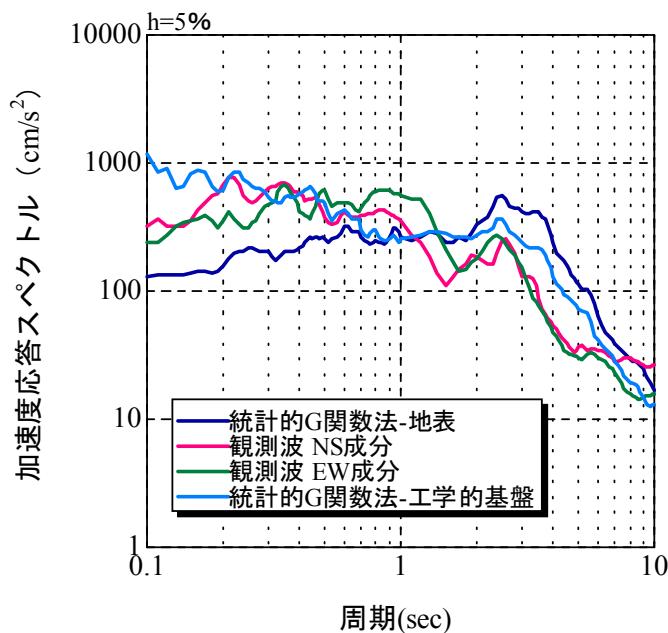


図 6.2-8 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル (破壊伝播速度 : 3.0km/s)

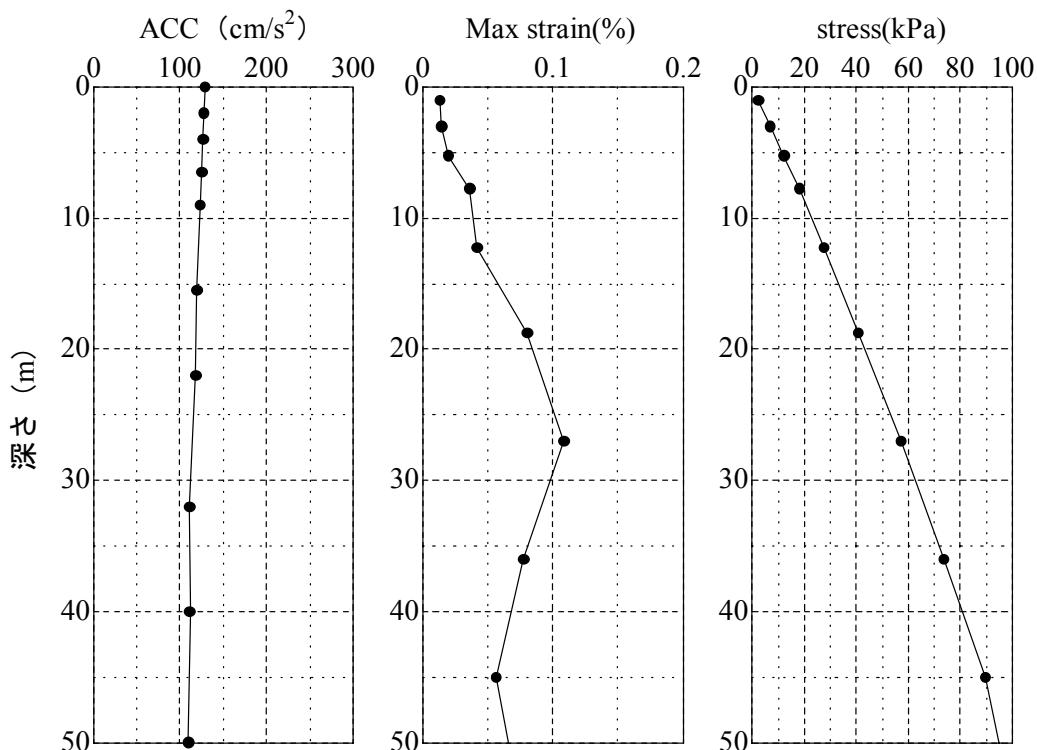


図 6.2-9 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布
(破壊伝播速度 : 3.0km/s)

6.3 詳細法による強震動予測結果と観測記録との比較

6.3.1 検討内容

前節の検討結果も踏まえて行った詳細法（統計的グリーン関数法）による計算結果を用いて応答計算を行い、1968年十勝沖地震の際に得られた観測記録との比較を行った。

比較対象地点は八戸、青森、宮古の3地点とした。

ここでの比較検討は、あくまでも詳細法による強震動予測結果が、観測記録をどの程度説明し得るかを検証するという観点から、詳細法工学的基盤以深の深部地盤構造については、3章に示した深部地盤構造モデルを用い、工学的基盤以浅の浅部地盤モデルについては観測点ごとに設定した地盤モデル（表6.1-3～表6.1-5参照）を用いた。

6.3.2 検討結果

応答計算結果については、対象地点ごとに観測波形、応答計算結果の地表波形、工学的基盤波形（入力波形）を1枚の図に示し、それら観測波形、応答計算結果の地表波形、工学的基盤波形の加速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）を求めて重ね書きし、さらに深さ方向の加速度、最大せん断ひずみ、最大せん断応力の分布も合わせて1枚の図に示した。

上記のように示した図を八戸地点について図6.3-1～図6.3-3に示し、青森地点について図6.3-4～図6.3-6に示し、宮古地点について図6.3-7～図6.3-9に示す。

今回対象とした3地点についてみると、計算波形と観測波形との対応は、八戸地点が3地点の中では比較的調和的な結果となっている。青森地点については、加速度応答スペクトルについては計算結果と観測記録との対応は調和的な結果となっているとも言えるが、計算波形については観測波形の再現ができていない。また、宮古地点については、加速度応答スペクトルについては全般的に計算結果が観測記録を大きく上回っており、計算波形についても観測波形の再現ができていないという結果となっている。

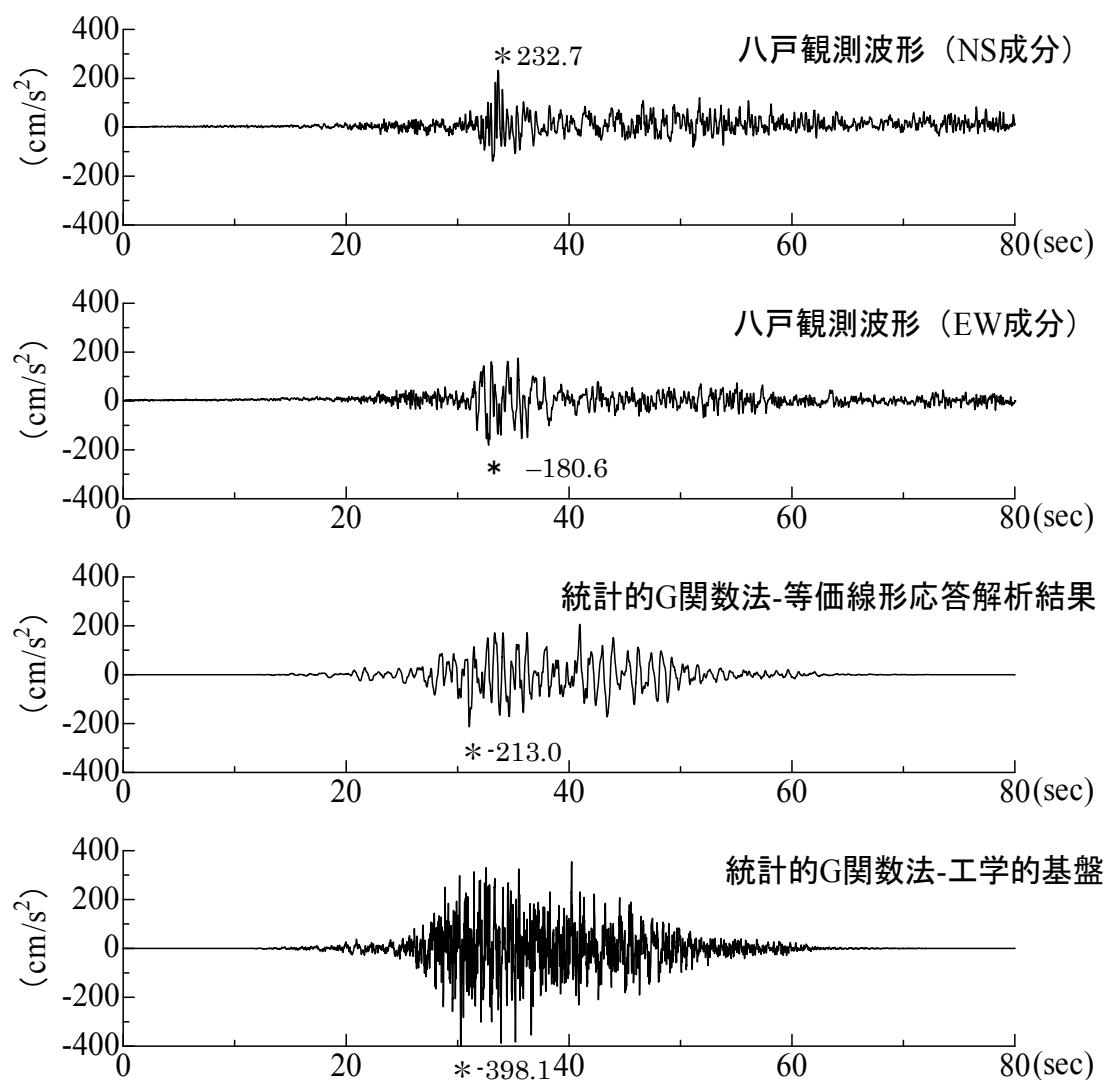


図 6.3-1 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形（八戸）

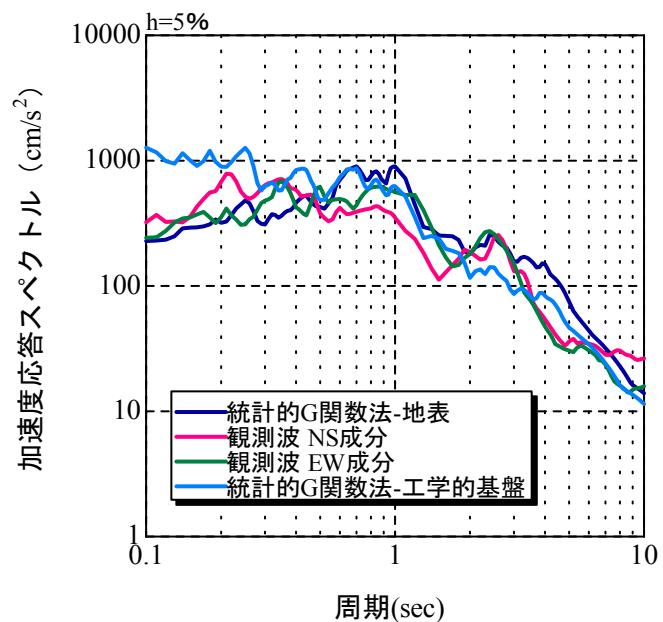


図 6.3-2 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル（八戸）

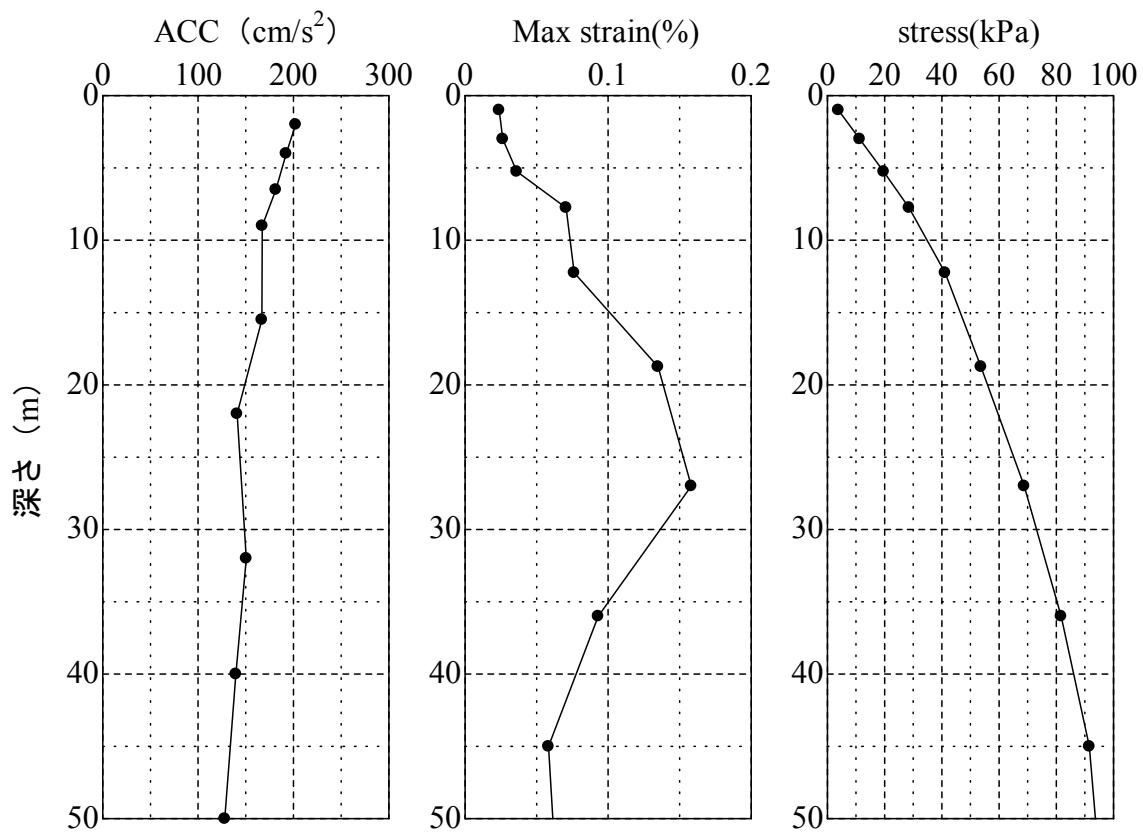


図 6.3-3 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布（八戸）

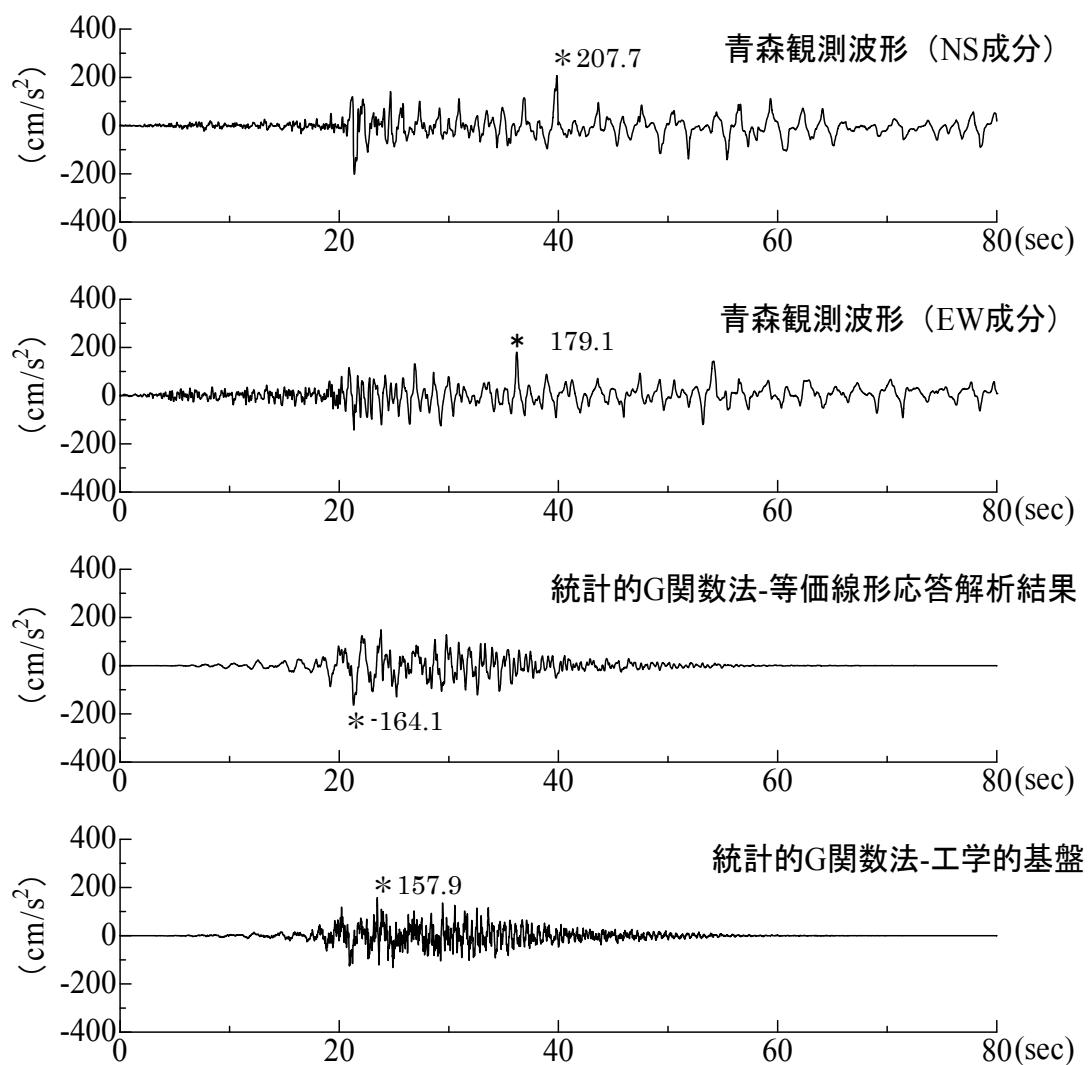


図 6.3-4 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形（青森）

6.3 詳細法による強震動予測結果と観測記録との比較

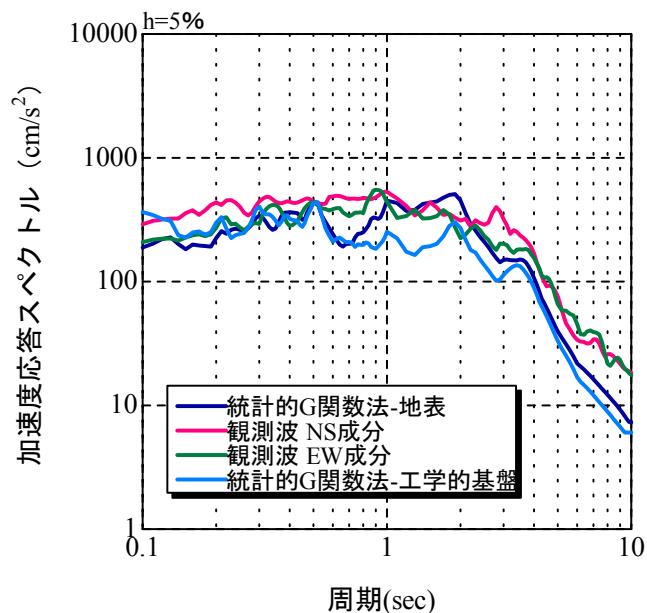


図 6.3-5 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル（青森）

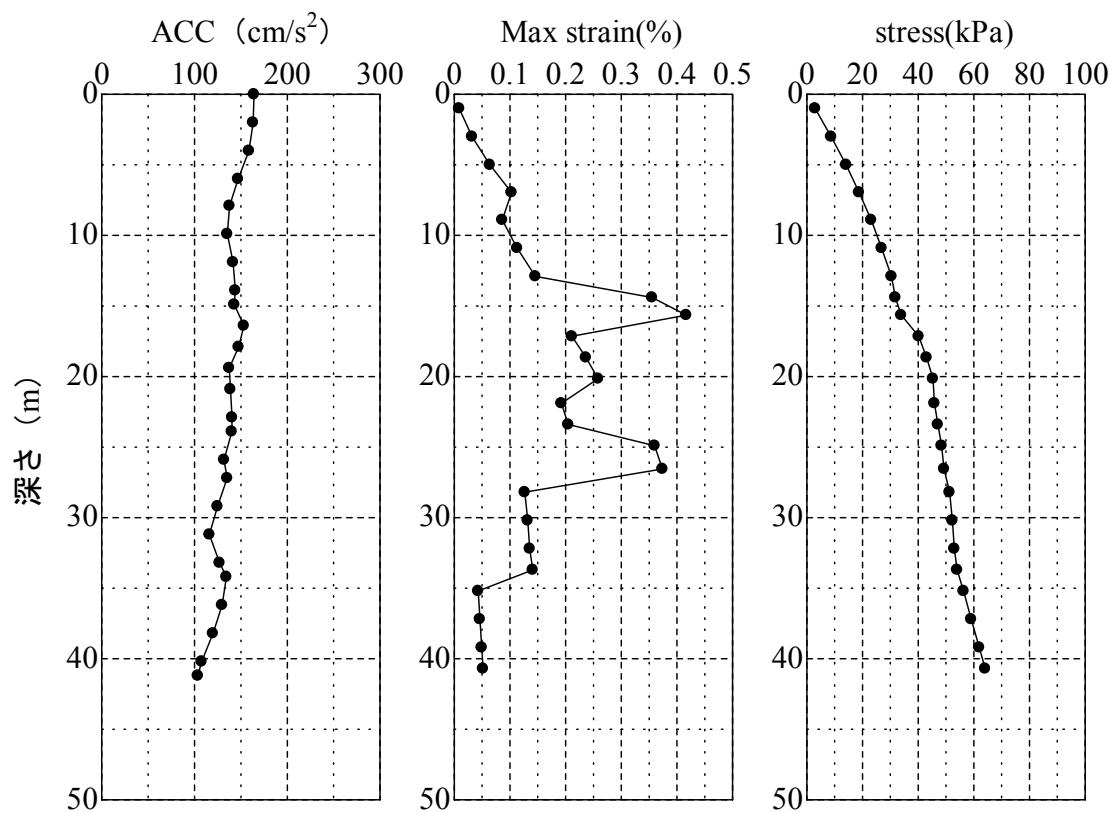


図 6.3-6 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布（青森）

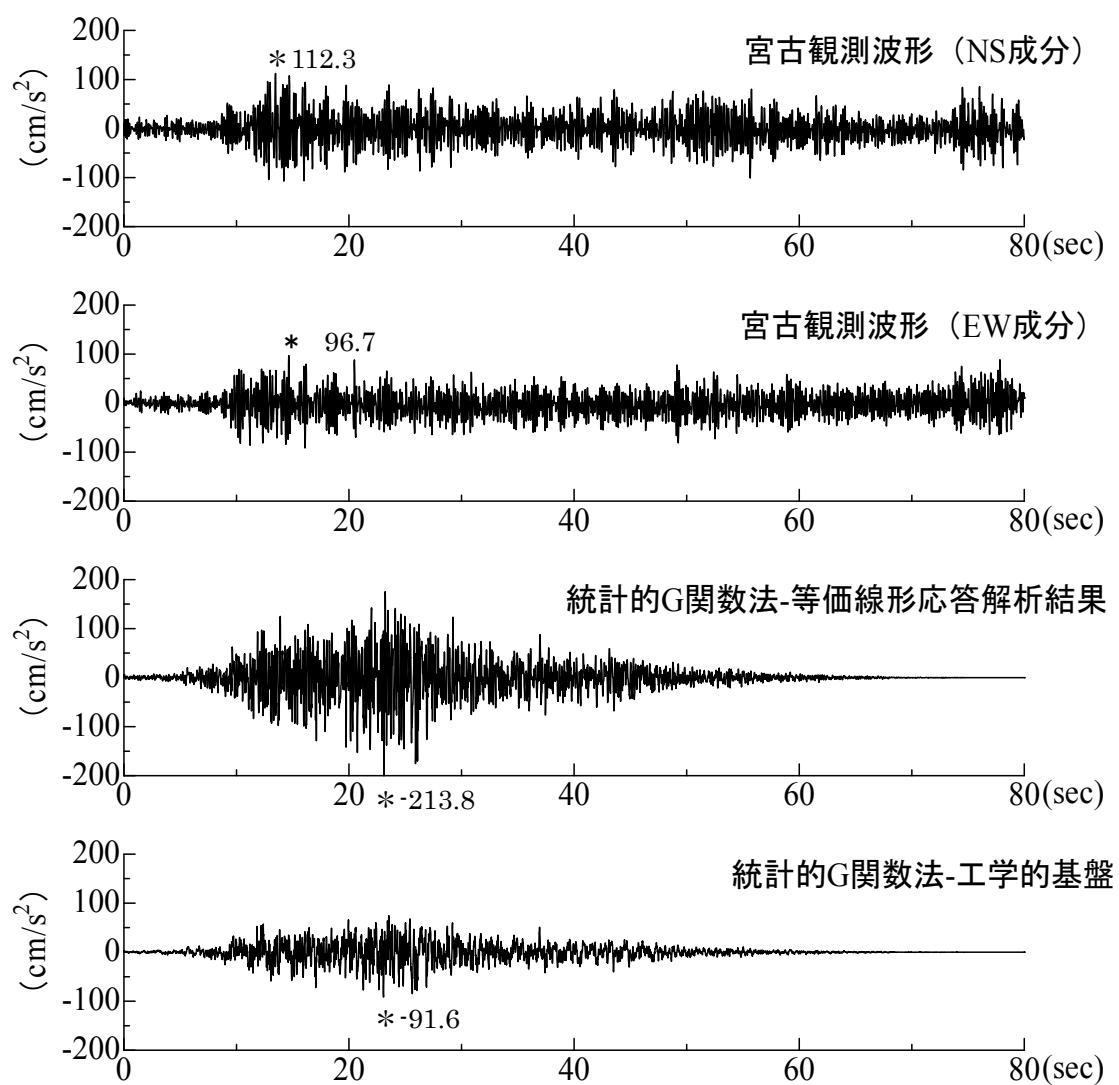


図 6.3-7 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形（宮古）

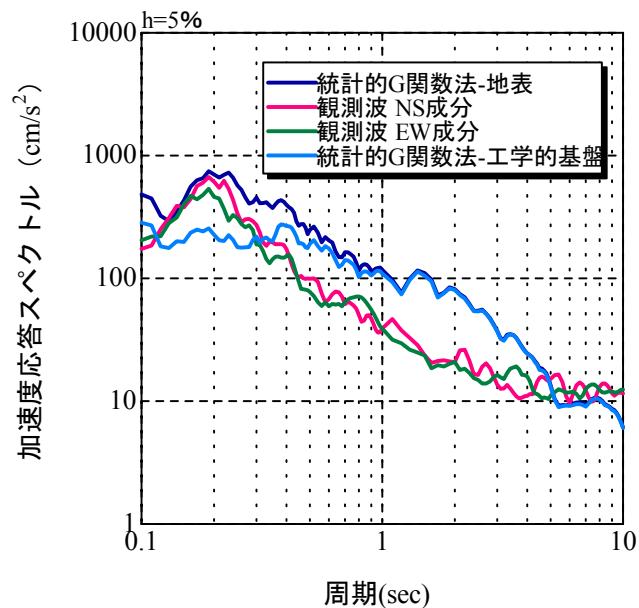


図 6.3-8 統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形の
加速度応答スペクトル（宮古）

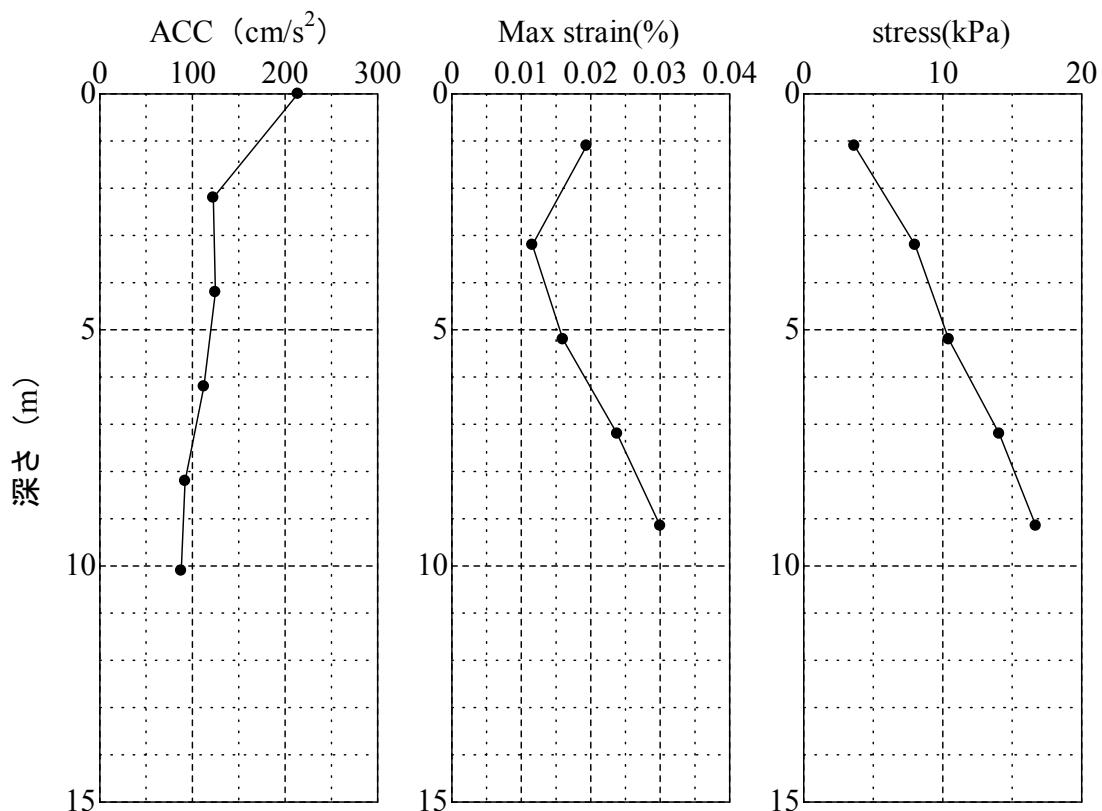


図 6.3-9 応答計算結果による加速度、せん断ひずみ、せん断応力分布（宮古）

7. 詳細法による地震動予測地図

7.1 統計的グリーン関数法による強震動予測結果

詳細法では、統計的グリーン関数法により地震動予測地図を作成した。

図 7.1-1 には、 $V_s=500\text{m/s}$ の「詳細法工学的基盤」で求められた最大速度分布を示す。陸地では、震源に近い青森県沿岸部を除いて最大速度が 50cm/s 以下となり、図の大半の領域では 30cm/s 以下である。

図 7.1-2 には、「詳細法工学的基盤」から地表までの最大速度の増幅率を示す。沿岸部では主に低地で増幅率が大きいが、図の領域の半分以上では増幅率が 1 以下である。

図 7.1-3 には、地表で求められた最大速度分布を示す。図 7.1-3 は以下の手順で計算されたものである。まず、松岡・翠川（1994）による基準地盤（平均 S 波速度が 600m/s 程度）から S 波速度 500m/s の「詳細法工学的基盤」までの増幅度を松岡・翠川（1994）による表層地盤の速度増幅率算定式により求める。その値は具体的には 1.13 倍となる。次に、図 7.1-2 の藤本・翠川（2003）の表層地盤速度増幅度を 1.13 で除して得られた値を本検討の「詳細法工学的基盤」（S 波速度 500m/s ）から地表までの速度増幅度とし、これを図 7.1-1 の最大速度に乗ずることにより、図 7.1-3 の地表における最大速度を算出した。算出された最大速度は、一部の地域で 50cm/s を超えるものの、大半の領域では 30cm/s 以下である。

図 7.1-4 には、地表の最大速度から翠川・他（1999）の方法により換算された計測震度分布を示す。本検討により求められた図 7.1-4 の計測震度分布は、図 5-4、図 5-5 に示した 1968 年十勝沖地震の際の震度分布と調和的である。細かく見ると青森県西部には図 5-5 の震度と比較して図 7.1-4 の計測震度がやや大きい地域も見られるが、火山フロントよりも西側で地震波の減衰が大きくなる効果が計算には考慮されていないためと考えられる。また、1968 年十勝沖地震の際の下北半島にあるむつの震度は 5 であったが（気象庁、1969）、この付近の計測震度は 6 となっている。

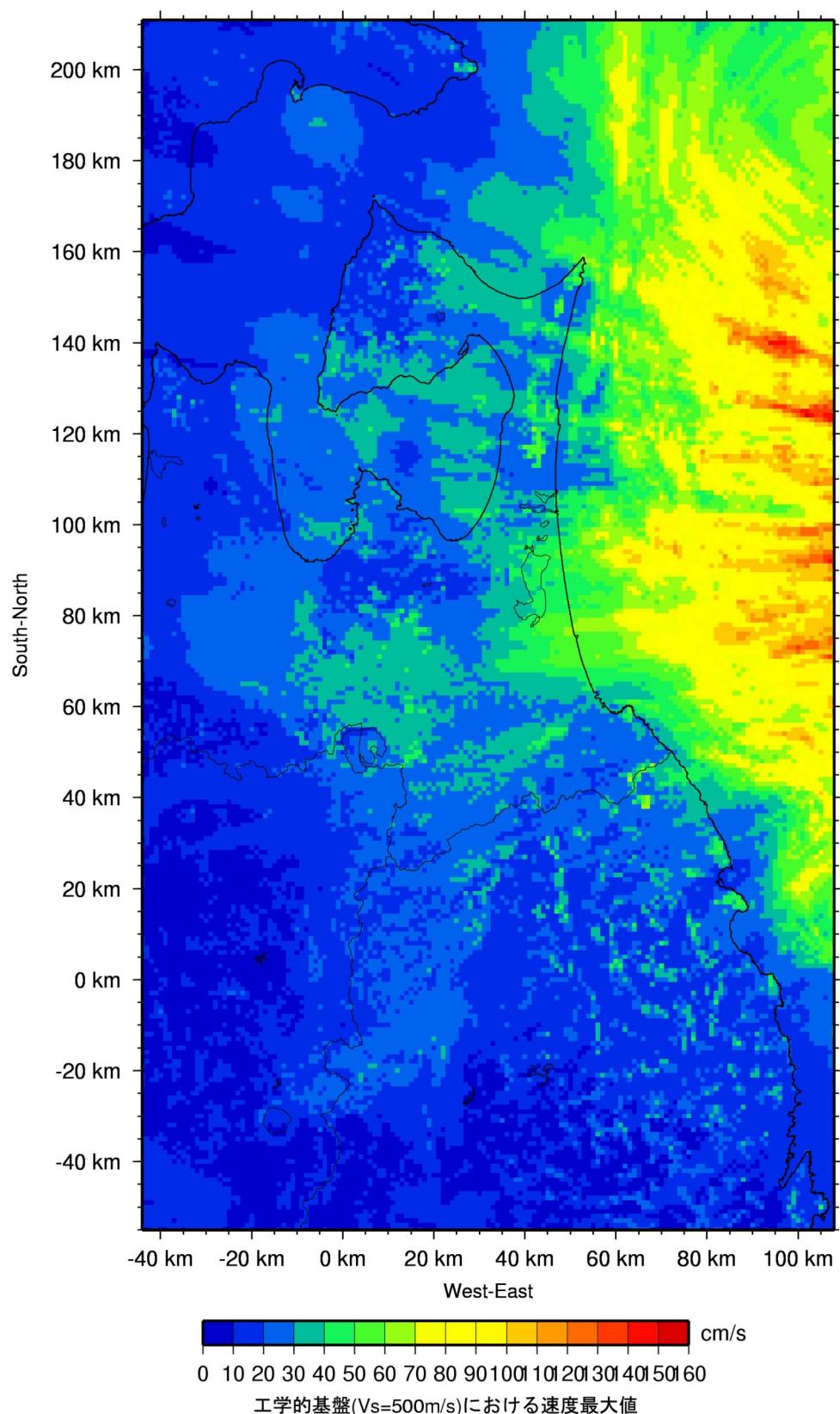


図 7.1-1 「詳細法工学的基盤」における最大速度分布

7.1 統計的グリーン関数法による強震動予測結果

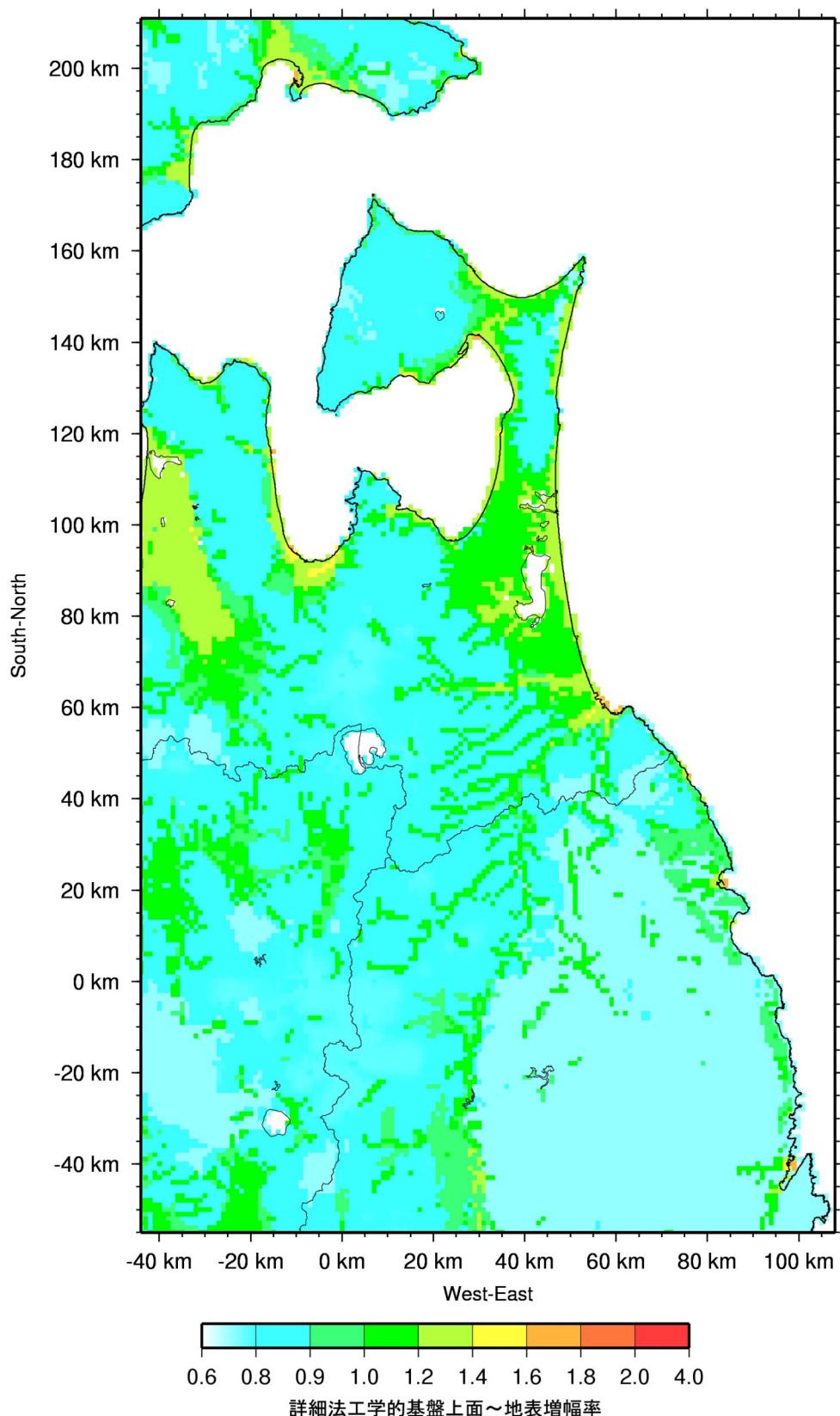


図 7.1-2 詳細法工学的基盤 ($V_s=500\text{m/s}$) から地表までの最大速度増幅率

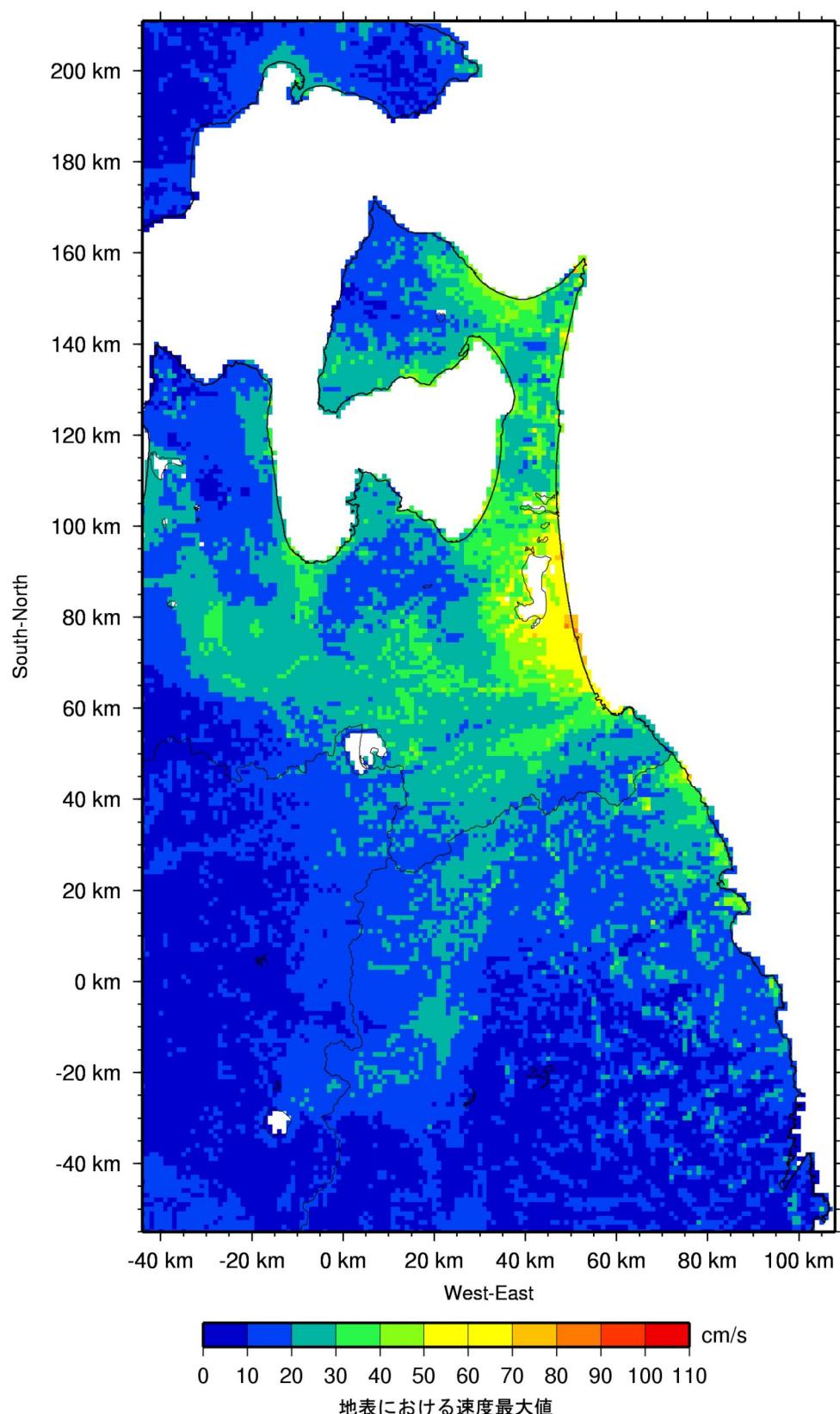


図 7.1-3 地表における最大速度分布

7.1 統計的グリーン関数法による強震動予測結果

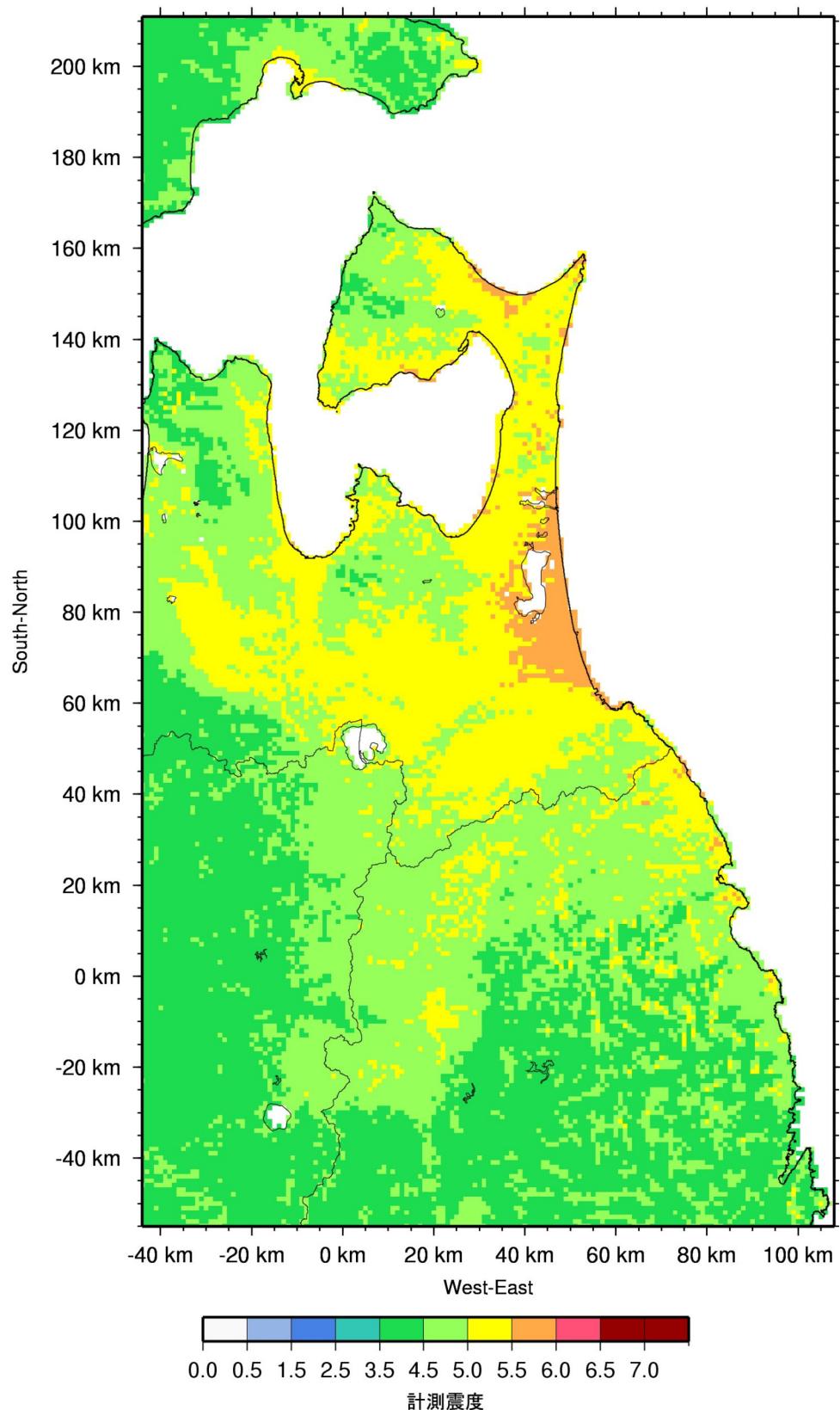


図 7.1-4 計測震度分布

7.2 簡便法との比較

簡便法と統計的グリーン関数法（詳細法）により評価された計測震度分布（図 5-3 と図 7.1-4）を比較すると、概して詳細法による計測震度の方が簡便法による計測震度よりも大きい。

これを定量的に比較するため、図 7.2-1 には、「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較を示す。「詳細法工学的基盤」は V_s が 500m/s であるため、「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値を松岡・翠川（1994）による表層地盤の速度増幅率算定式を用いて $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正したものを図 7.2-2 に示す。統計的グリーン関数法による計算結果を補正した値は、断層から近距離では距離減衰式の「平均値 + 標準偏差」より大きく、やや遠方では距離減衰式の「平均値 + 標準偏差」と同等のレベルを中心にはらついている。

7.2 簡便法との比較

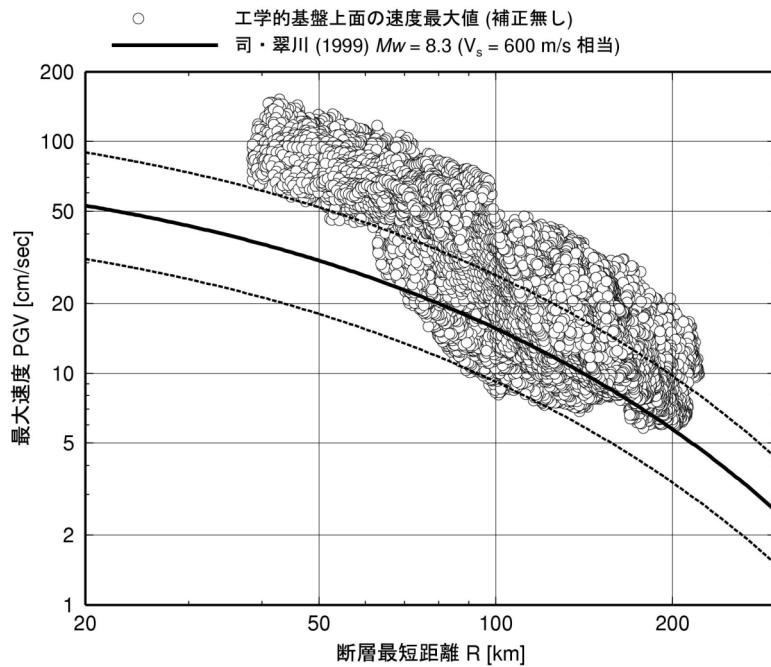


図 7.2-1 詳細法（統計的グリーン関数法）による「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式（ $V_s=600\text{m/s}$ 相当）との比較（実線は距離減衰式の平均値、破線は距離減衰式の平均値土標準偏差）

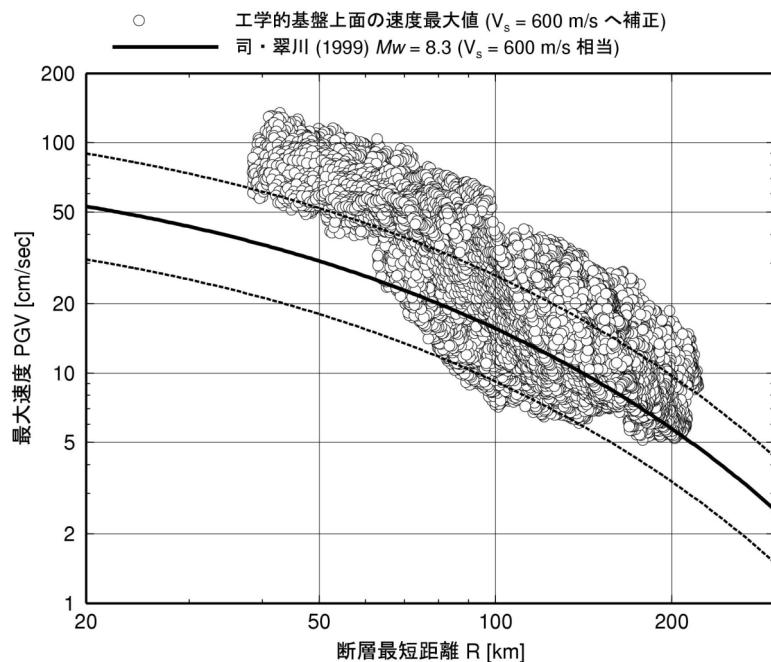


図 7.2-2 詳細法（統計的グリーン関数法）による「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式（ $V_s=600\text{m/s}$ 相当）との比較（実線は距離減衰式の平均値、破線は距離減衰式の平均値土標準偏差）

7.3 結果の考察

1968 年十勝沖地震の 3 地点での観測波形と計算波形、及び、気象台観測点 2 地点を含む 5 地点の震度と計測震度が整合するように統計的グリーン関数法に基づくフォワードモデリングにより震源モデルを設定した結果、統計的グリーン関数法による計算波形が観測波形と合うような震源モデルを設定することができた。この震源モデルに対して統計的グリーン関数法により計算された計測震度は、1968 年十勝沖地震の震度（図 5-4、図 5-5）とほぼ対応しており、青森県の太平洋岸の一部で震度 6 となった。

一方、簡便法に基づく予測地図では、観測された震度よりも計算された計測震度の方がやや小さい傾向があった。これは、1968 年十勝沖地震が同じ規模の平均的な地震よりも大きな地震動をもたらすという地域的な特徴を反映しているものと考えられる。

8. おわりに

本検討では、1968年十勝沖地震の3地点での観測波形と計算波形、及び、気象台観測点2地点を含む5地点の震度と計測震度が整合するように統計的グリーン関数法に基づくフォワードモデリング（釜江・他、2002）により震源モデルを設定し、簡便法及び詳細法（統計的グリーン関数法）により、想定三陸沖北部地震の地震動予測地図の作成を行った。

この震源モデルは、想定宮城県沖地震に対して設定した震源モデルと同じ考え方に基づいて過去の地震観測結果を良く説明するように作られたものであり、いわゆる「強震動評価レシピ」により詳細な震源モデルを設定するだけのものとはやや異なっている。「強震動評価レシピ」との相違点として以下の4点が挙げられる。

- 1) 「強震動評価レシピ」ではアスペリティが複数個ある場合にもそれらの応力降下量は等しいが、この改良モデルでは2つのアスペリティの応力降下量を変える必要があった。
- 2) 短周期レベルAは、想定宮城県沖地震の場合と同様に、「強震動評価レシピ」で用いられる壇・他（2001）の M_0 -A関係から計算されるAの約2.3倍の値を用いている。しかし、これは、東日本太平洋岸沿いの海溝型地震から推定されたデータを用いた M_0 -A関係（佐藤・他, 1994; 加藤・他, 1998; 佐藤・他, 2000; 佐藤・巽, 2002）とはほぼ整合している。
- 3) 巨視的断層面積に対するアスペリティの面積の比は約9%と想定宮城県沖地震の場合とほぼ同じであるが、「強震動評価レシピ」による面積比より小さい。
- 4) 巨視的断層パラメータは、基本的には1968年十勝沖地震の長周期波形インバージョン結果（永井・他, 2001）に基づいたが、八戸での観測波形の再現性を優先するため、破壊伝播速度のみ永井・他（2001）が用いた1.9km/sではなく2.5km/sを用いた。

以上のように、過去の地震の情報が得られている海溝型地震である想定三陸沖北部地震の震源モデル設定方法は、主に内陸地震を対象としている「強震動評価レシピ」とはやや異なっている。今後も、海溝性地震の地震動予測地図を精度良く作成するためには、過去の地震の観測記録や震度分布に基づき、個別

に震源モデルの設定を行う必要があると考えられる。そして、このような観測記録との比較検討に基づく海溝性地震の震源のモデル化の蓄積結果に基づき、海溝型地震の震源モデルの設定のための「強震動評価レシピ」の一般化を行っていく必要があるものと考えられる。

付録 A. 簡便法計算手法

A.1 工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）における地震動強さ（距離減衰式）

簡便法により計算する工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）における地震動強さ指標は、最大加速度および最大速度とする。計算には、司・翠川（1999）の距離減衰式を用いる。司・翠川（1999）は、断層面からの距離の取り方として、断層最短距離と等価震源距離を用いた2つの式を求めており、ここでは断層最短距離を用いた式を採用する。

$$\log PGA = 0.50M_w + 0.0043D + 0.61 - \log(X + 0.0055 \times 10^{0.50M_w}) - 0.003X \quad (A-1)$$

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \times 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (A-2)$$

PGA ; 最大加速度(cm/s^2)

PGV ; 最大速度(cm/s)

M_w ; モーメントマグニチュード

D ; 震源深さ(km)

X ; 断層最短距離(km)

最大加速度の距離減衰式と最大速度の距離減衰式とでは、地盤特性の評価方法の内容が異なっている。最大加速度の距離減衰式に関しては、司・翠川（1999）が Joyner and Boore (1981) に従って岩盤・地盤を分類しているが、S 波速度との明確な対応は不明である。そこで、本検討では、岩盤での値を工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）における最大加速度とみなす。(A-1) 式自体は地盤上の最大加速度の式なので、司・翠川（1999）に従い、(A-1) 式から求まる地盤上の最大加速度を 1.4 で除して岩盤上の値に変換し、これを工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）上の最大加速度とする。一方、最大速度の距離減衰式である (A-2) 式の基準地盤は S 波速度 600m/s の硬質地盤なので、(A-2) 式の基準地盤（S 波速度 600m/s）から工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）までの最大速度の増幅率は、松岡・翠川（1994）による表層地盤の速度増幅度算定式

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS (\pm 0.16) \quad (A-3)$$

(100 < AVS < 1500)

ARV ; 地下30mから地表までの速度増幅度
AVS ; 地下30mから地表までの平均S波速度(m/s)

を用いて算定される速度増幅度の比として評価することにする。具体的にはその比の値が1.31となるので、(A-2)式から求められた最大速度に1.31を乗じ、それを工学的基盤(S波速度400m/s相当)の最大速度とする。

A.2 国土数値情報を用いた表層地盤の速度増幅度

表層地盤による地震動の増幅は、微地形区分ごとに表層30mの平均S波速度を設定し、その平均S波速度から増幅度を算定する方法により評価する。

初めに、国土数値情報に基づいて微地形区分に分類した上で、藤本・翠川(2003)に基づき各微地形区分ごとに表層30mの平均S波速度を評価する。ここで、藤本・翠川(2003)は、松岡・翠川(1994)による平均S波速度推定式を改良し、平均S波速度の地域性を考慮したものである。次に(A-3)式を用いて、各微地形区分ごとに求められた表層30mの平均S波速度から、第三紀ないしそれ以前の丘陵地(平均S波速度が600m/s程度)を基準とした速度増幅度を求める。

本検討でも同様な方法により表層の速度増幅度を求める。ただし、本検討ではS波速度400m/sの工学的基盤において強震動を評価し、その最大速度を求めるので、工学的基盤から地表までの速度増幅度はS波速度400m/sの地盤を基準としたものにしなければならない。

そこで、まず、松岡・翠川(1994)による基準地盤(S波速度600m/s)から工学的基盤(S波速度400m/s相当)までの増幅度を求める。具体的には、(A-3)式にそれぞれのS波速度を代入して算定された速度増幅度の比を増幅度とする。このようにして求めた比の値は1.31となる。次に、藤本・翠川(2003)に示された手順により求められた表層地盤の速度増幅度を1.31で除し、得られた値を本検討における工学的基盤(S波速度400m/s相当)から地表までの速度増幅度とする。

A.3 地表における地震動強さ

簡便法により計算する地表での地震動強さ指標は、(A-2) 式で算定された工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）での最大速度値に対して工学的基盤（S 波速度 400m/s 相当）から地表までの増幅度を乗じることにより得られる地表での最大速度である。

A.4 地表における計測震度

翠川・他 (1999) が示している最大速度と計測震度との関係式

$$I_{INSTR} = 2.68 + 1.72 \log PGV (\pm 0.21) \quad (A-4)$$

$$(4 < I_{INSTR} < 7)$$

I_{INSTR} ; 計測震度

PGV ; 最大速度

を用いて、地表での最大速度から計測震度を計算し、その分布を求める。上記の最大速度と計測震度との関係式における最大速度 PGV は水平動 2 成分を合成した最大速度である。一方、司・翠川 (1999) の距離減衰式から求められる最大速度は水平 2 成分のうちの大きい方の値である。このように、厳密な意味では両者の定義が異なるが、本検討では両者の結論に大きな相違はないと考える。

付録 B. 詳細法計算手法

ここでは、統計的グリーン関数法の計算手法について示す。

B.1 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

地震基盤における統計的グリーン関数は、佐藤（1994a, 1994b）が仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から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）と同様の手法で作成した。

地震基盤における S 波主要動のスペクトルは、次式で表される地震動の加速度フーリエスペクトルのモデルによって表現した。

$$A_{pq}(f) = \frac{F}{4\pi\rho_{pq}\beta_{pq}^3} \frac{M_{0pq}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cpq})^2} \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{\max pq})^m}} \\ \times \frac{1}{r_{pq}} \exp\left(-\frac{\pi f r_{pq}}{Q(f)\beta_{pq}}\right) \times 2\sqrt{\frac{\rho_{pq}\beta_{pq}}{\rho_{sb}\beta_{sb}}}$$

ここに、 pq は要素断層に関する添字で、 $A_{pq}(f)$ は地震動の加速度フーリエスペクトル、 F は地震波の放射特性、 ρ_{pq} および β_{pq} は要素断層における地殻の密度および剪断波速度、 M_{0pq} は地震モーメント、 f_{cpq} は臨界振動数、 $f_{\max pq}$ は高周波遮断振動数、 m は定数、 r_{pq} は震源距離、 $Q(f)$ は地殻の Q 値、 ρ_{sb} および β_{sb} は地震基盤の密度および剪断波速度である。 ρ_{pq} および β_{pq} は震源における密度 3.03 g/cm^3 、S 波速度 3.93 g/cm^3 である。最終項は、自由表面の影響および要素断層における地殻のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違（佐藤、1978）を考慮した項である（壇・他、2000）。

地殻の Q 値である $Q(f)$ は、

$$Q=110f^{0.69} \quad f \geq 0.8\text{Hz} \quad (\text{B-1}) \\ Q=110 \quad f < 0.8\text{Hz}$$

で表される値とした。（B-1）式は、佐藤・他(1994b)の推定値であるが、最近の

研究では、0.8Hz前後以下で Q 値が頭うちするあるいは減少することが指摘されていることから、0.8Hz以下で一定値とする。

なお、 f_{cpq} は、以下の式から算出できる。

$$f_{cpq} = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \beta_{pq} \left(\frac{\sigma_{pq}}{M_{0pq}} \right)^{1/3}$$

さらに、強震動を評価する領域内で、ある1つの地点を考えると、その地点は各要素断層からみて常に同じ方位に位置しているわけではないこと、および短周期の地震記録には明確な放射特性が見られないことから、 F は平均的な値を用いることとした。計算地点と断層面との幾何学的関係、および断層のすべりのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された F の値のうち、SH波(S波のうち重力の方向に直交する成分)とSV波(S波のうちSH波に直交する成分)の値の大きいほうを採用する。

一方、時刻歴波形の作成には経時特性あるいは位相特性が必要であるが、地震基盤におけるS波主要動の経時特性に関しては、現在までに研究成果が得られていない。しかし、本検討では、最終的に統計的グリーン関数を定義する位置を「詳細法工学的基盤」上とするため、佐藤・他 (1994a) の仙台地域の工学的基盤における地震記録から求められた経験的経時特性モデルを準用した。

$$\begin{aligned} E(t) &= [(t - t_a) / (t_b - t_a)]^2 && (t_a \leqq t \leqq t_b) \\ E(t) &= 1 && (t_b \leqq t \leqq t_c) \\ E(t) &= \exp(-\ln 10 (t - t_c) / (t_d - t_c)) && (t_c \leqq t \leqq t_d) \end{aligned}$$

ここに、

$$\log(t_b - t_a) = 0.229 M_{Jpq} - 1.112$$

$$\log(t_c - t_b) = 0.433 M_{Jpq} - 1.936$$

$$\log(t_d - t_c) = 0.778 \log r_{pq} - 0.340$$

気象庁マグニチュード M_{Jpq} は、佐藤 (1989) による次式に基づき、地震モーメント M_{0pq} から次式に基づき算出した。

$$\log M_{0pq} = 1.5 M_{Jpq} + 9.2 \quad [\text{N} \cdot \text{m}]$$

B.2 工学的基盤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 1 次元地盤モデルを作成し、S 波の一次元重複反射理論により、B.1 において作成された地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とした工学的基盤上面での統計的グリーン関数を計算する。

B.3 工学的基盤上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

B.2 で作成された工学的基盤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従い、波形合成を行う。この際、大地震の要素断層のすべり量と応力降下量が再現されるように、震源スペクトルの補正を行った。このようにして算定された大地震の要素断層の波形を断層面全体の破壊過程を考慮して合成を行う。

付録C. 青森と宮古観測点での他の地震による観測波形の比較

1968年十勝沖地震の青森や宮古の観測記録には後続動が長時間継続している傾向があった。これは1968年の地震の特徴というよりはむしろこの地点周辺の地盤構造を反映したものである可能性を検討するため、他の地震の記録の波形を並べて比較した。図C-1に青森、図C-2に宮古での加速度波形を示す。この両地点での観測記録には、1968年十勝沖地震の観測記録に見られたのと同様に、青森では比較的長周期波形が、宮古では比較的短周期波形が、それぞれ長時間継続する特徴が見られることがわかる。従って、これらの特徴は、各地点周辺の地下構造を反映したものである可能性が高いと考えられる。

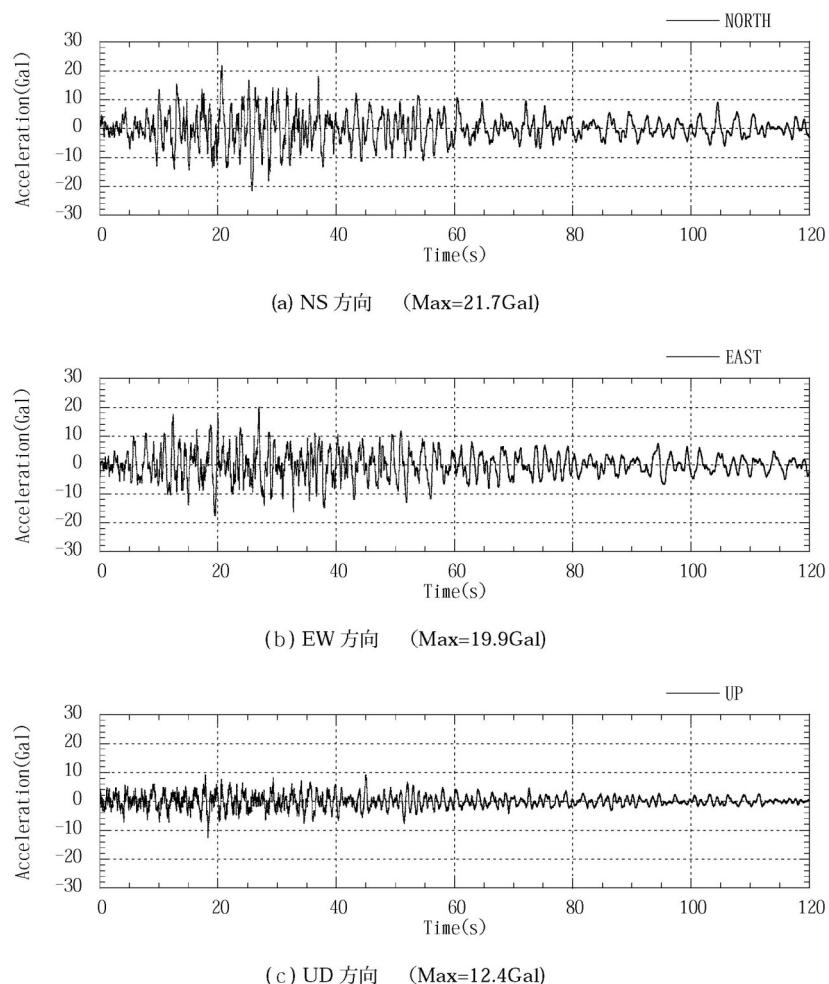


図 1 青森港湾記録 (2003.5.26 宮城県沖地震 $M=7.0$ 、 $\Delta=238.1\text{km}$)

図 C-1 (1) 青森での観測波形 (2003 年 5 月 26 日宮城県沖地震)

付録C. 青森と宮古観測点での他の地震による観測波形の比較

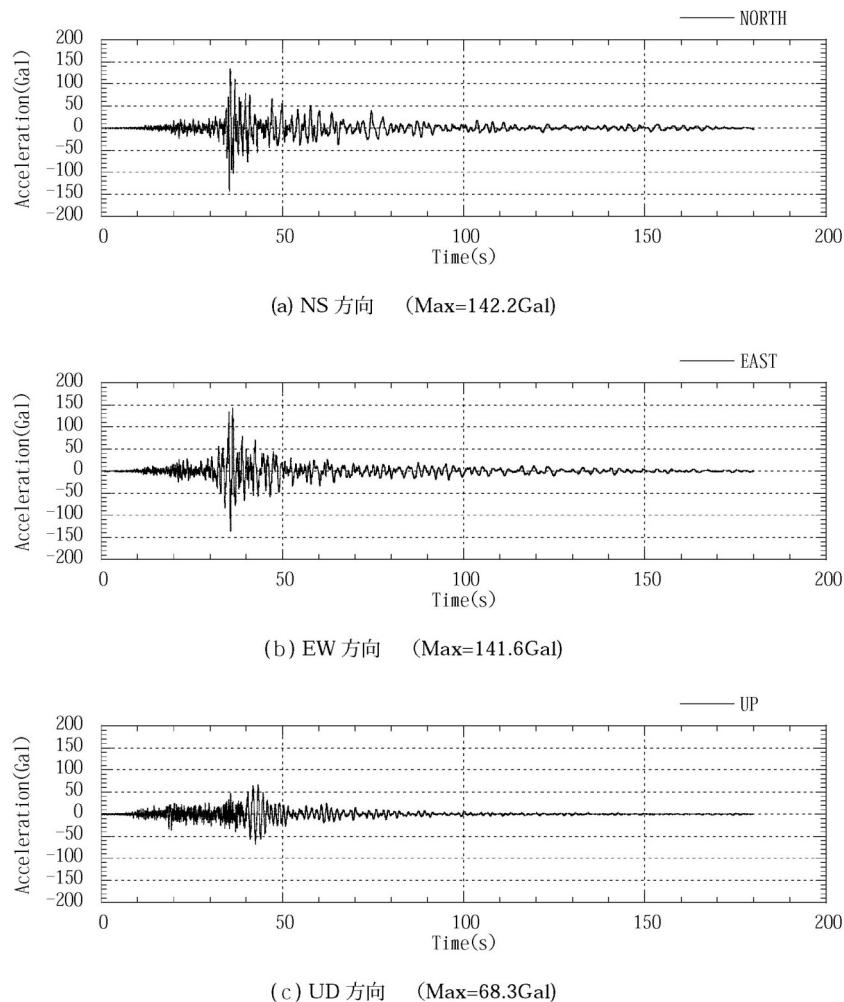


図2 青森港湾記録 (1994.12.28 三陸はるか沖地震 M7.5、 $\Delta = 256.4\text{km}$)

図 C-1 (2) 青森での観測波形 (1994年12月28日三陸はるか沖地震)

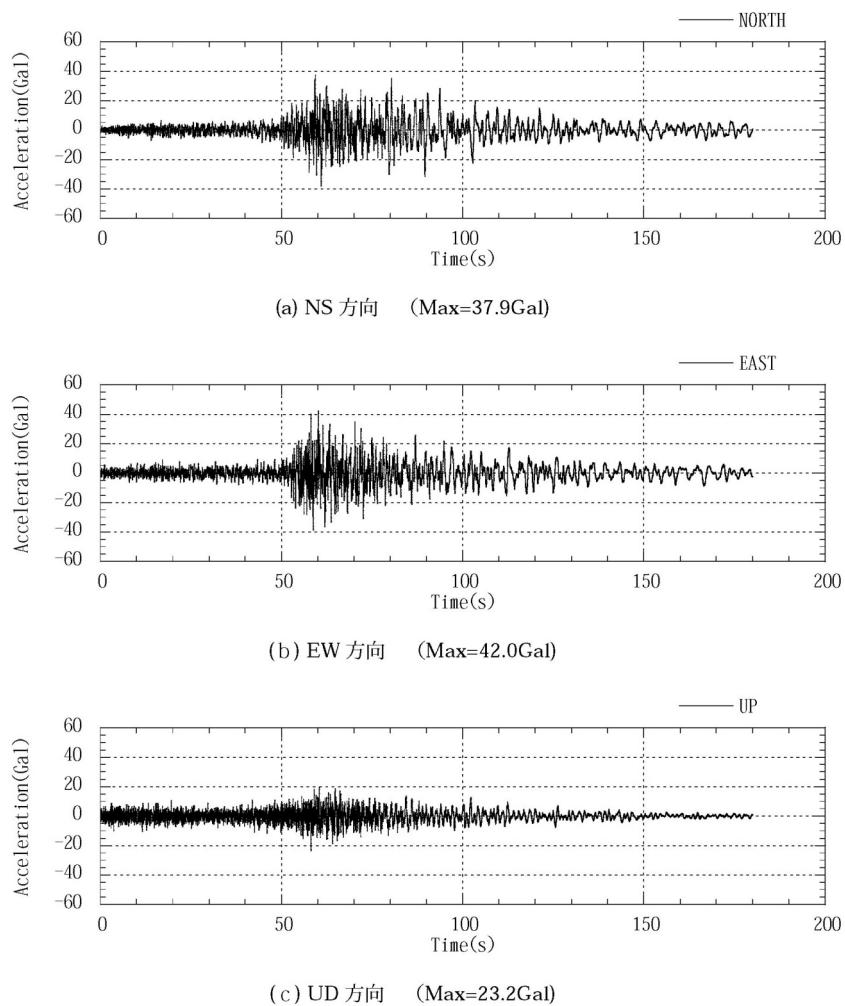


図 3 青森港湾記録 (1994.10.4 北海道東方沖地震 M8.1、 $\Delta = 638.2\text{km}$)

図 C-1 (3) 青森での観測波形 (1994 年 10 月 4 日北海道東方沖地震)

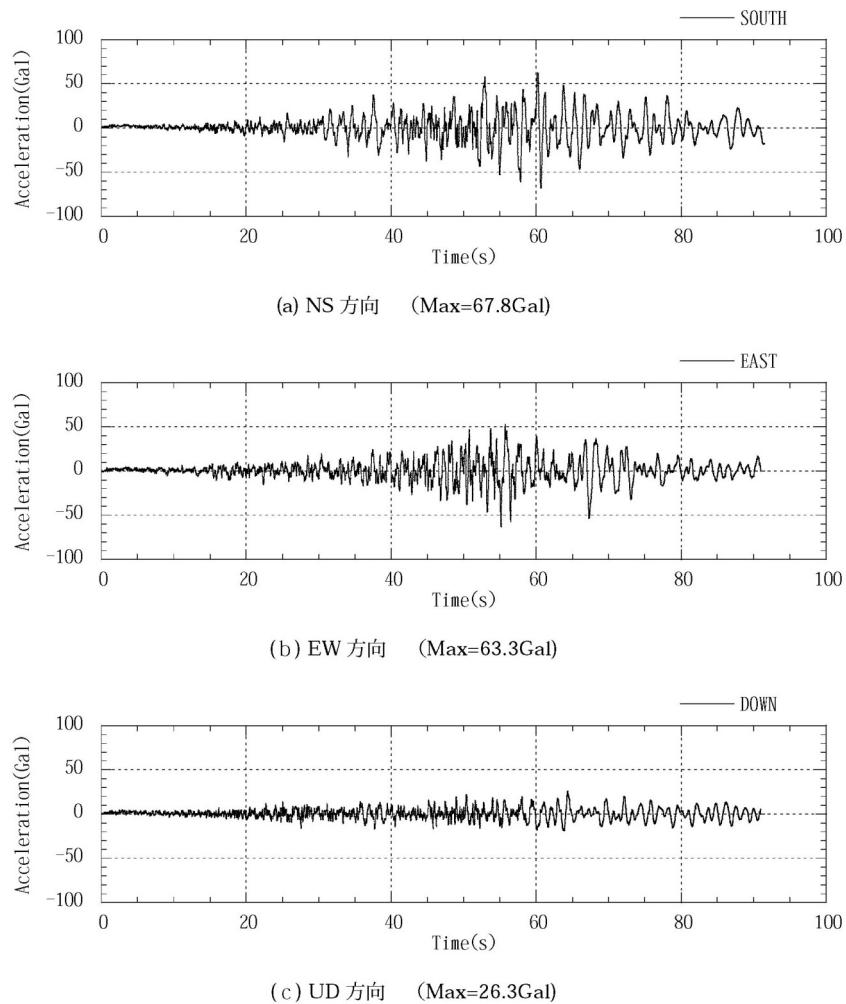


図 4 青森港湾記録 (1993.7.12 北海道南西沖地震 M7.8、 $\Delta = 252.9\text{km}$)

図 C-1 (4) 青森での観測波形 (1993 年 7 月 12 日北海道南西沖地震)

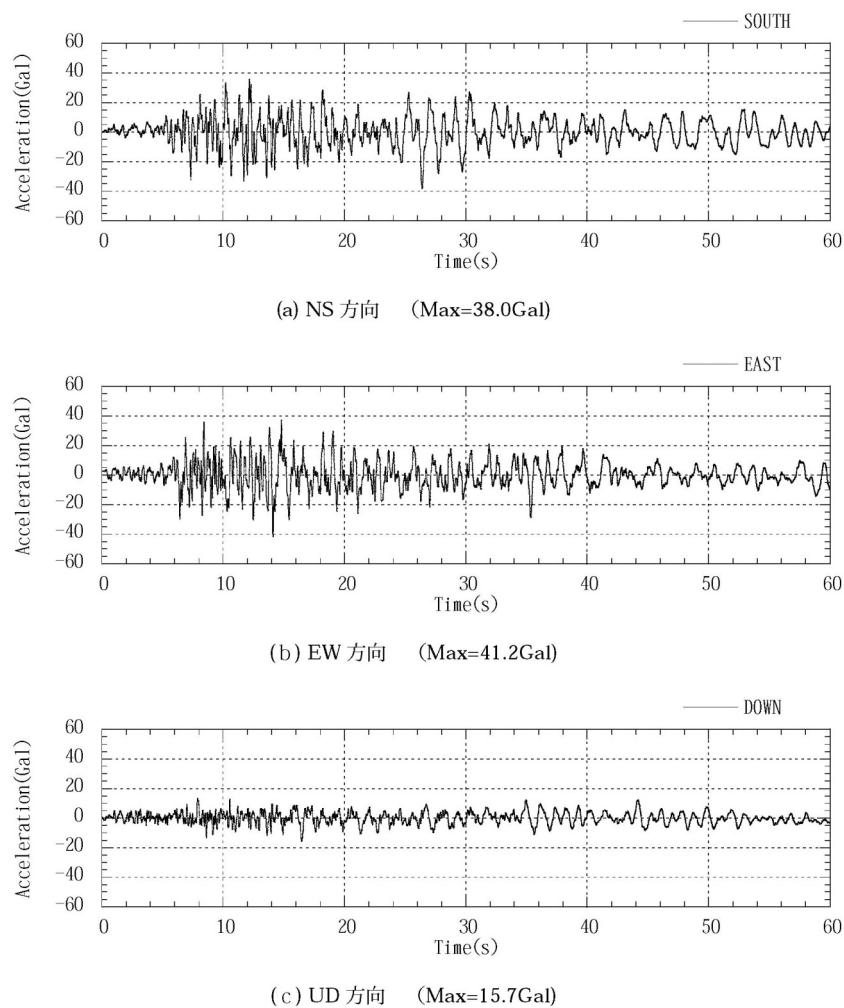


図5 青森港湾記録（1993.1.15 釧路沖地震 M7.8、 $\Delta=377.6\text{km}$ ）

図C-1(5) 青森での観測波形（1993年1月15日釧路沖地震）

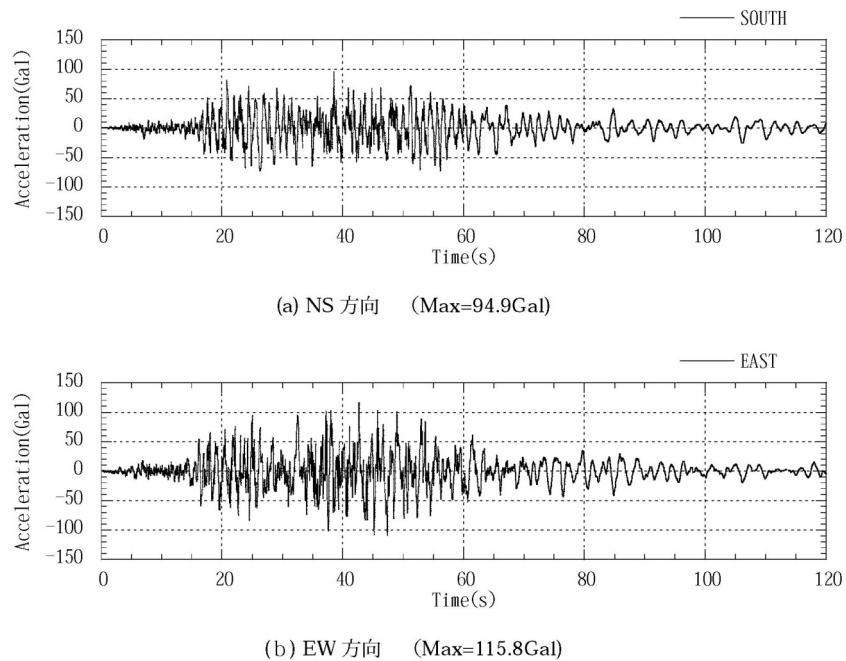


図 6 青森港湾記録 (1983.5.26 日本海中部地震 M7.7、 $\Delta=150.7\text{km}$)

図 C-1 (6) 青森での観測波形 (1983 年 5 月 26 日日本海中部地震)

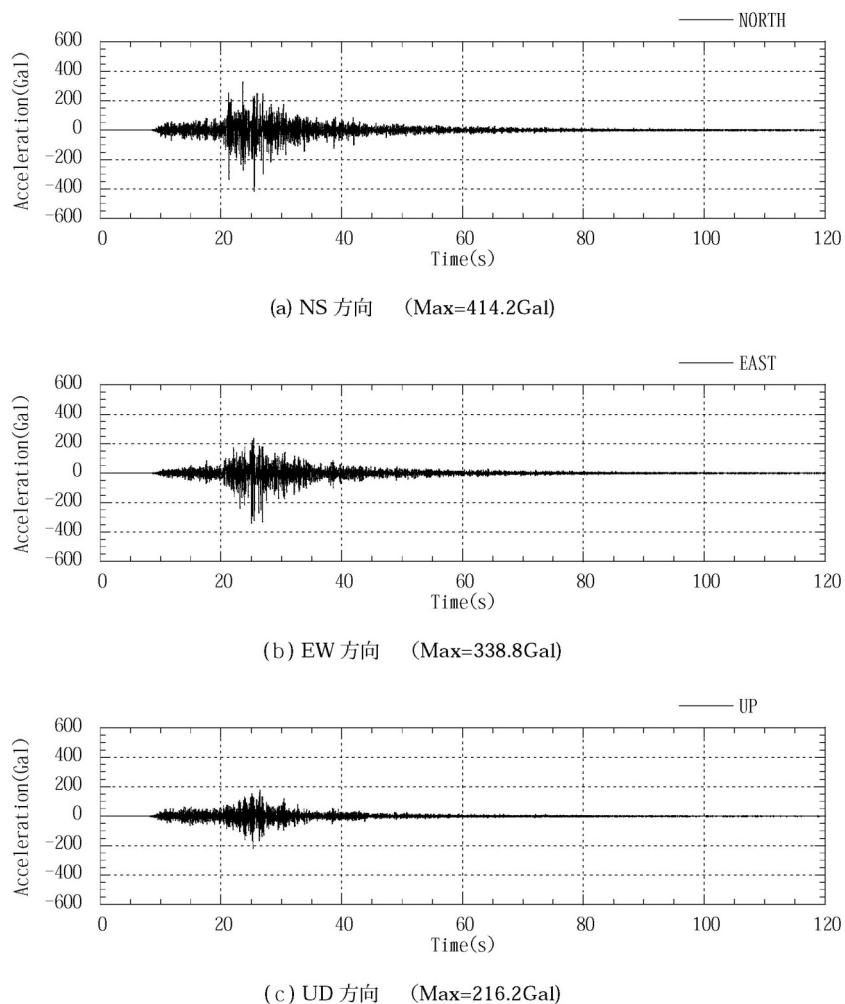


図 1 宮古港湾記録 (2003.5.26 宮城県沖地震 $M=7.0$ 、 $\Delta=96.6\text{km}$)

図 C-2 (1) 宮古での観測波形 (2003 年 5 月 26 日宮城県沖地震)

付録C. 青森と宮古観測点での他の地震による観測波形の比較

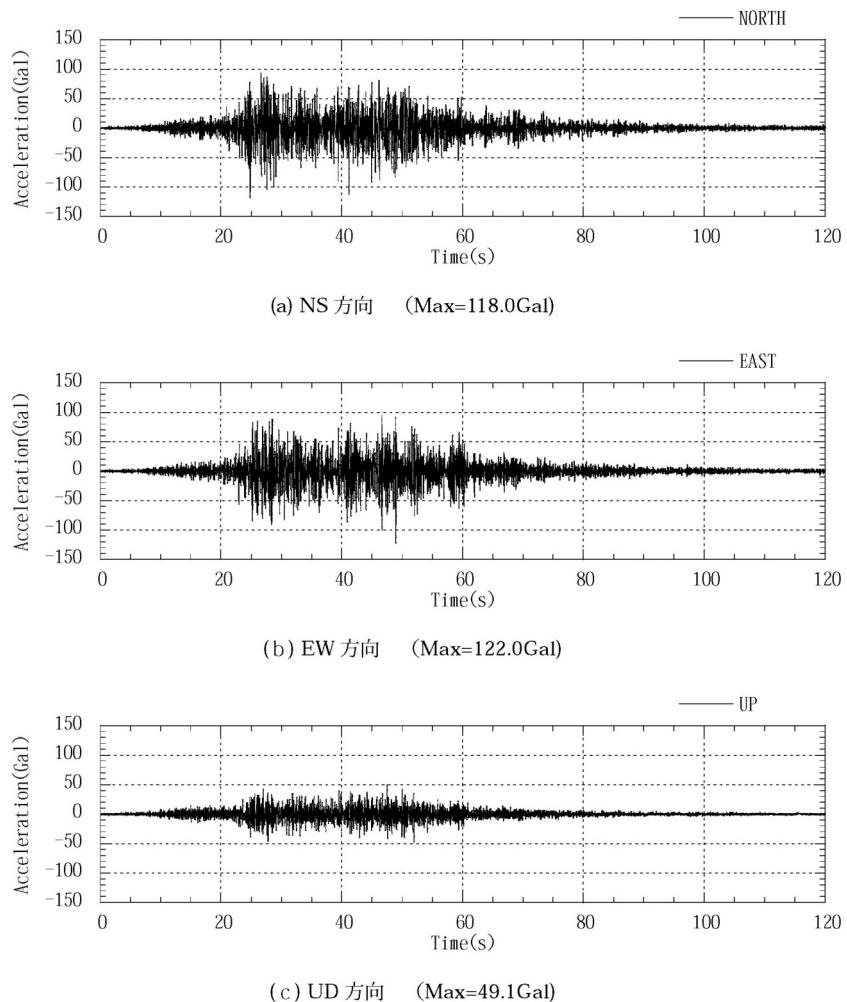


図 2 宮古港湾記録 (1994.12.28 三陸はるか地震 M7.5、 $\Delta=174.2\text{km}$)

図 C-2 (2) 宮古での観測波形 (1994 年 12 月 28 日三陸はるか沖地震)

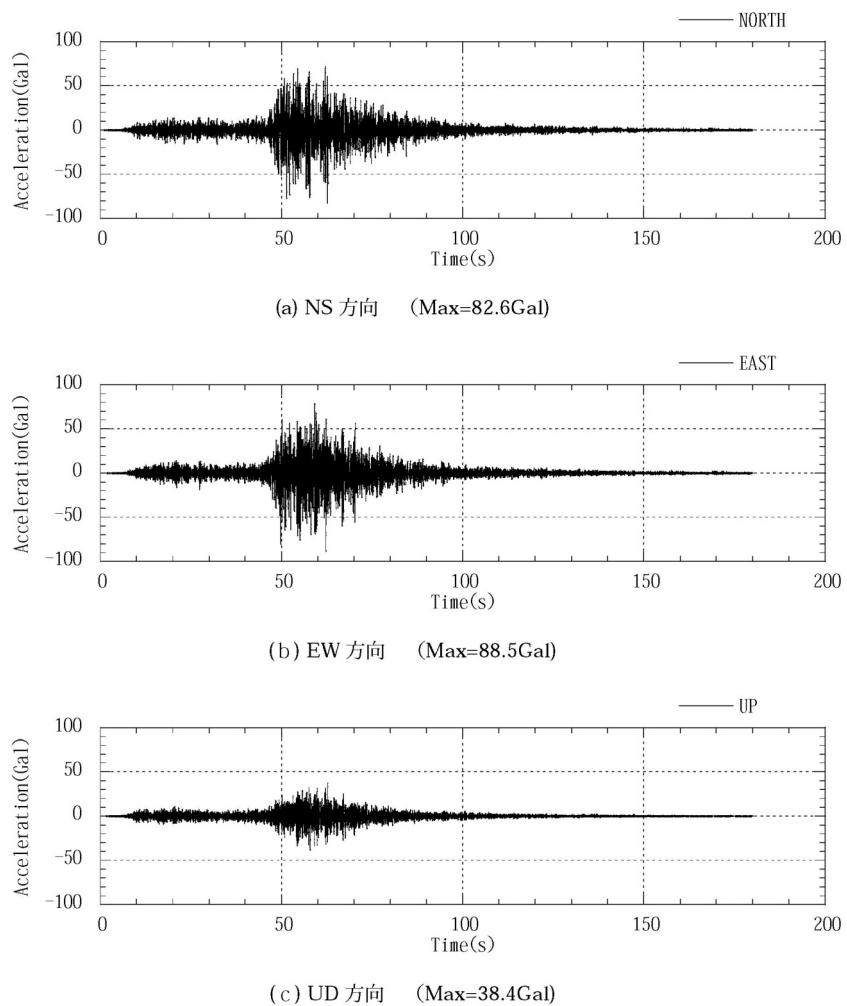


図 3 宮古港湾記録 (1993.1.15 鈴鹿沖地震 M7.8、 $\Delta=414.1\text{km}$)

図 C-2 (3) 宮古での観測波形 (1993 年 1 月 15 日鈴鹿沖地震)

付録C. 青森と宮古観測点での他の地震による観測波形の比較

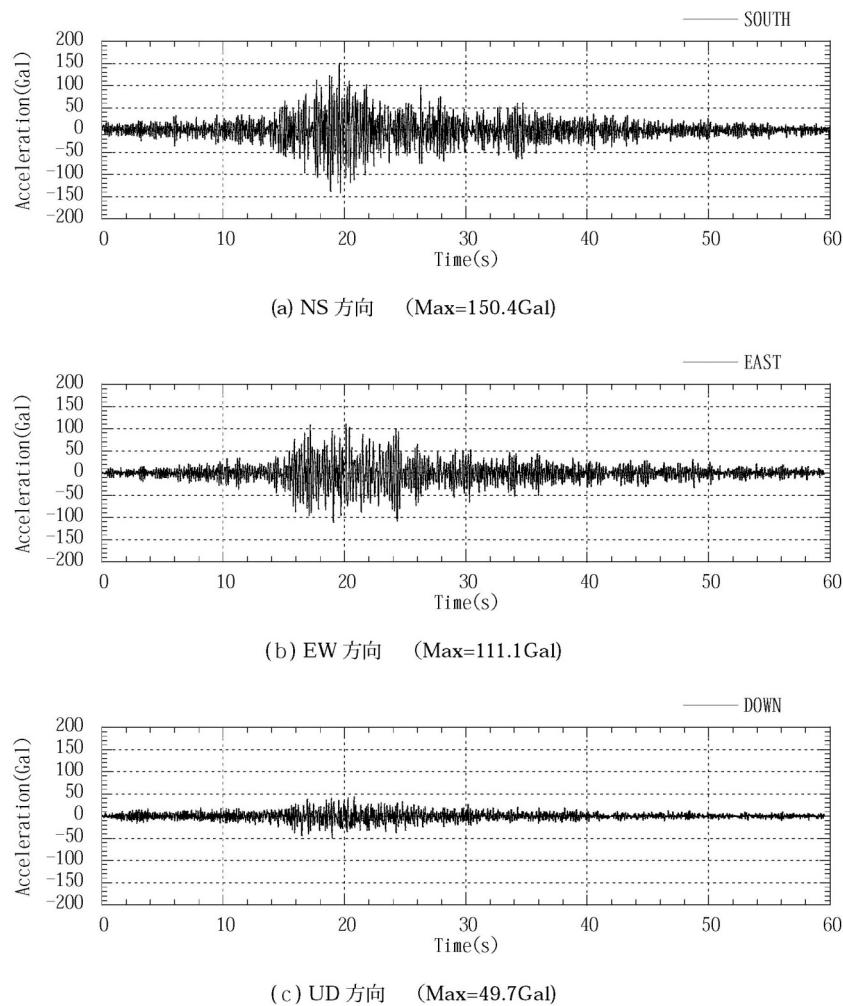


図 4 宮古港湾記録 (1978.6.12 宮城県沖地震 M7.4、 $\Delta = 166.8\text{km}$)

図 C-2 (4) 宮古での観測波形 (1978 年 6 月 12 日宮城県沖地震)

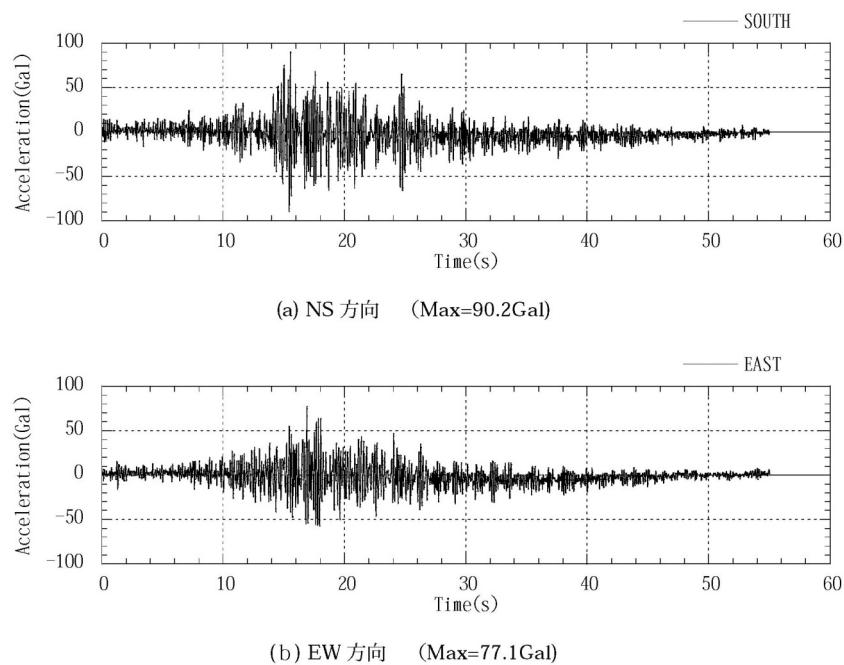


図 5 宮古港湾記録 (1968.5.16 青森県東方沖地震 M7.5、 $\Delta = 210.3\text{km}$)

図 C-2 (5) 宮古での観測波形 (1968 年 5 月 16 日青森県東方沖地震)

付録D. 破壊伝播速度 1.9km/s の場合の地震動予測地図

破壊伝播速度を 2.5km/s ではなく、永井ほか（2001）と同様に 1.9km/s とした場合の統計的グリーン関数法による地震動予測地図を示す。

図 D-1 には、 $V_s=500\text{m/s}$ の「詳細法工学的基盤」で求められた最大速度分布を示す。図 D-2 には、地表で求められた最大速度分布を、図 D-3 には、計測震度分布を示す。

図 D-4 には、「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較を示す。「詳細法工学的基盤」は V_s が 500m/s であるため、「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値を松岡・翠川（1994）による表層地盤の速度增幅率算定式を用いて $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正したものと図 D-5 に示す。

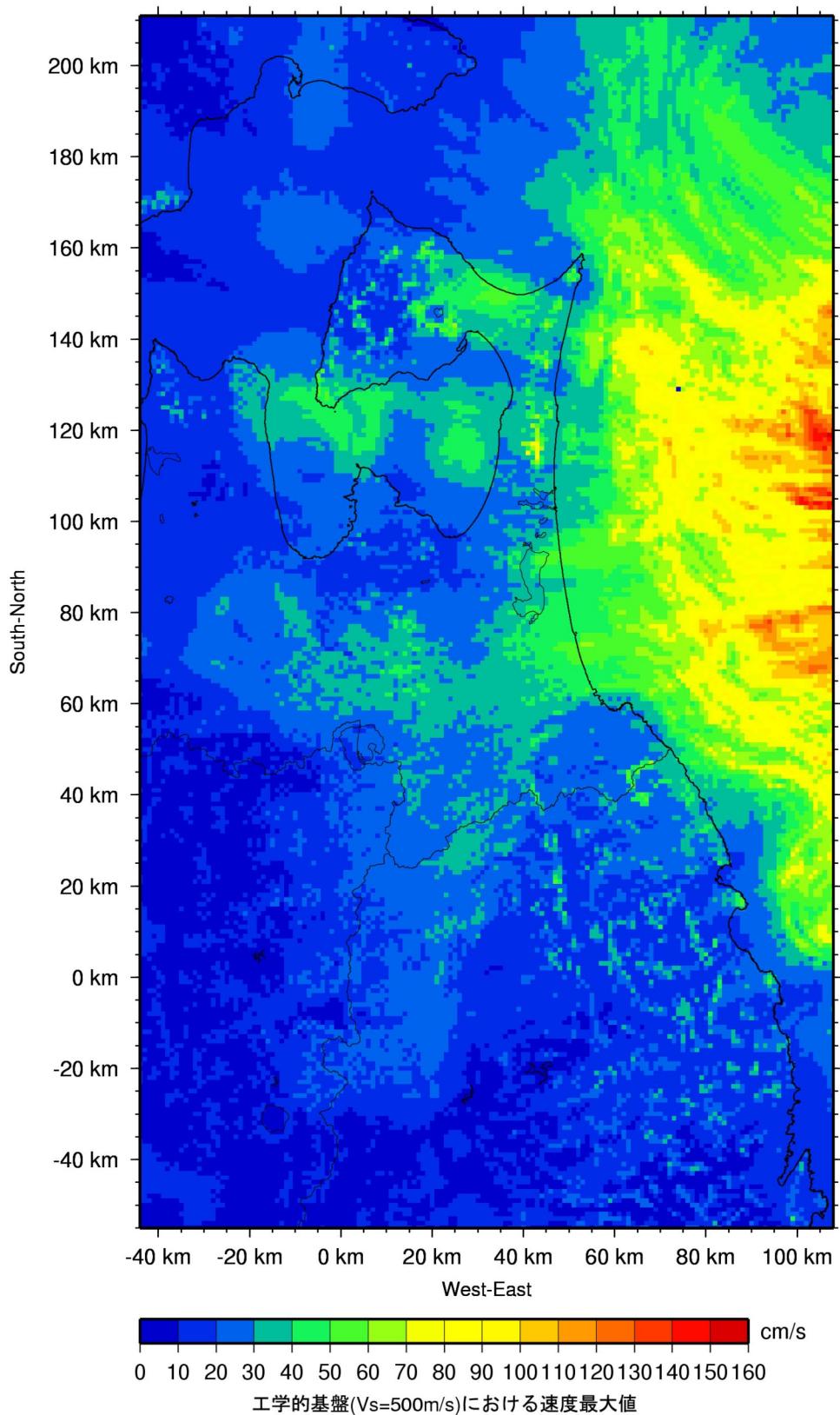


図 D-1 「詳細法工学的基盤」における最大速度分布

付録D. 破壊伝播速度 1.9km/s の場合の地震動予測地図

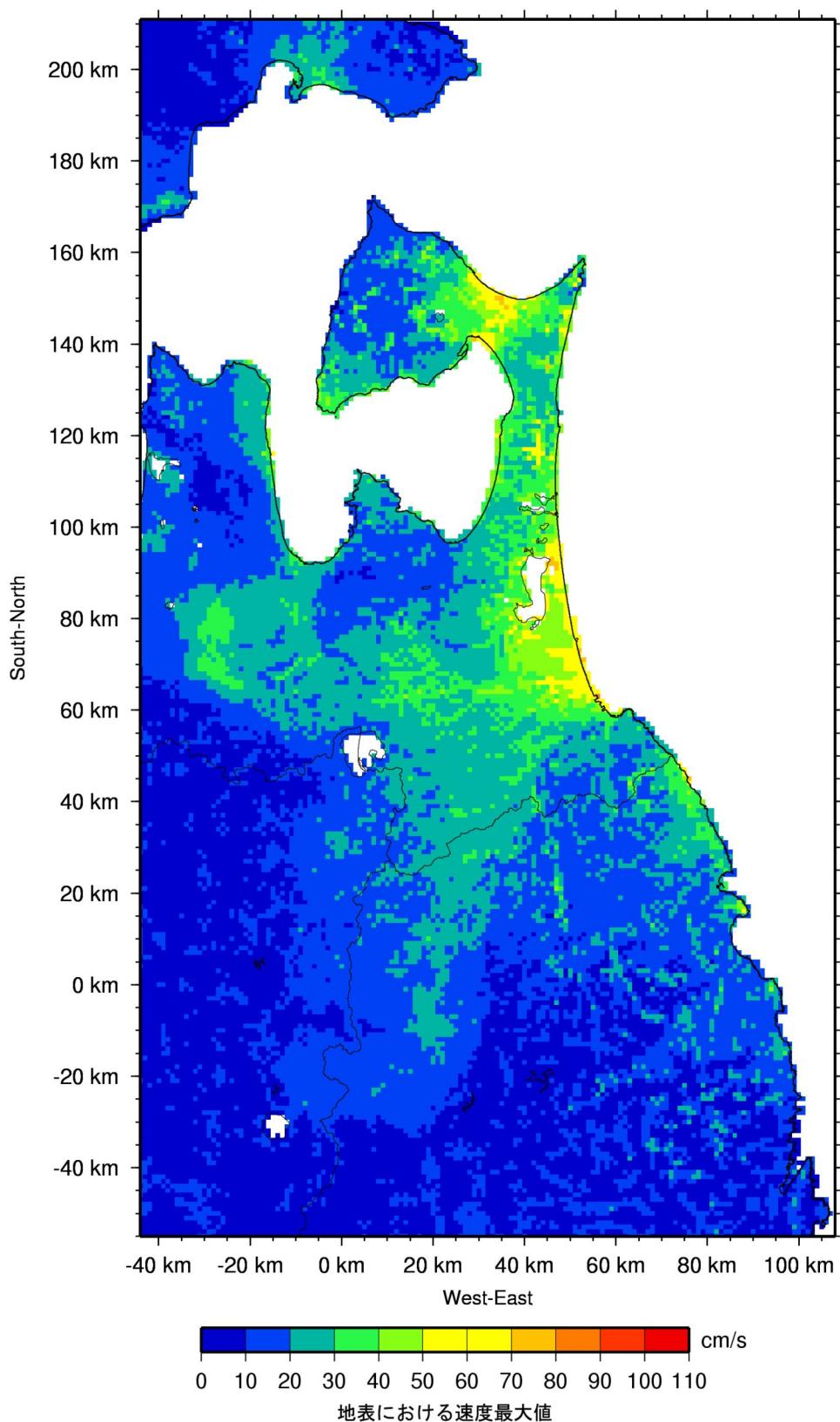


図 D-2 地表における最大速度分布

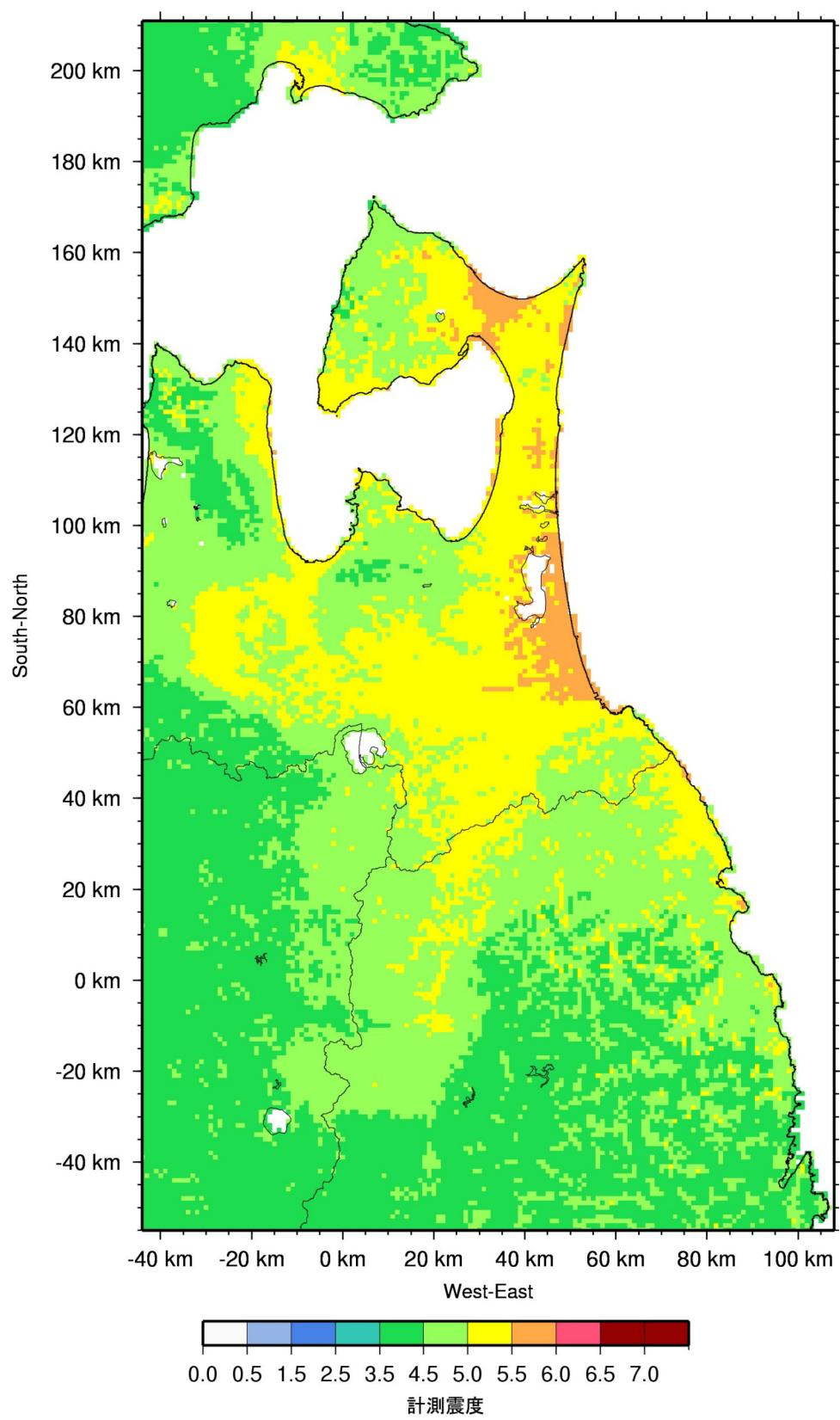


図 D-3 計測震度分布

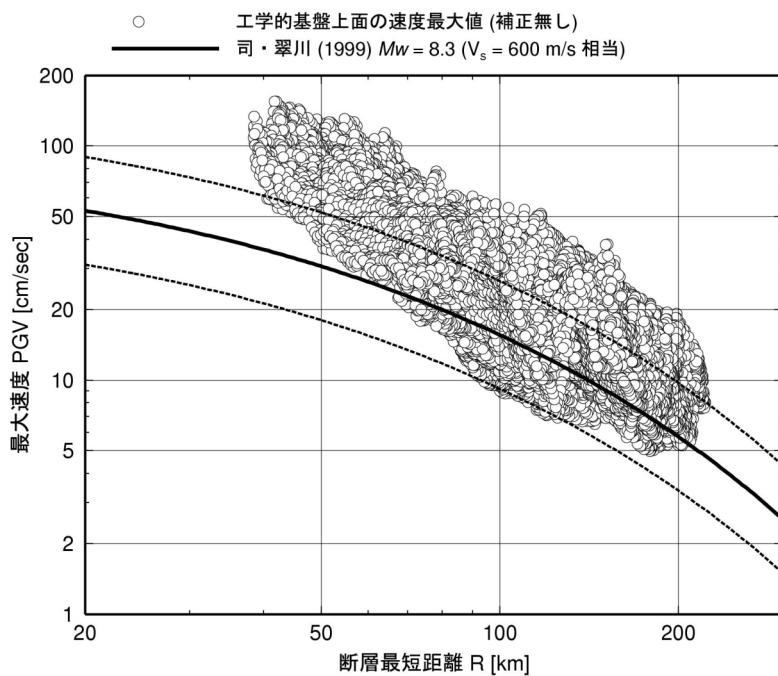


図 D-4 詳細法（統計的グリーン関数法）による「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式（ $V_s=600$ m/s相当）との比較（実線は距離減衰式の平均値、破線は距離減衰式の平均値土標準偏差）

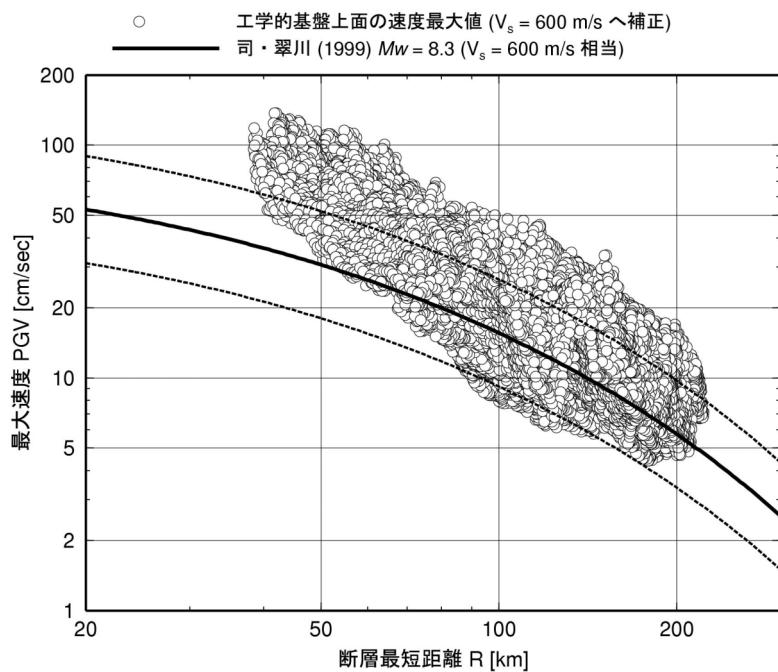


図 D-5 詳細法（統計的グリーン関数法）による「詳細法工学的基盤」上面の最大速度値を $V_s=600$ m/s 相当に補正した値と簡便法で用いた司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式（ $V_s=600$ m/s相当）との比較（実線は距離減衰式の平均値、破線は距離減衰式の平均値土標準偏差）

参考文献

- 阿部信太郎・徳山英一・坂井眞一（2002）：北日本弧最北部を横断する反射法地震探査、物理探査学会第107回学術講演会論文集、pp.276-277.
- 青森県（1969）：青森県大震災の記録、pp.627.
- Asano, S., T. Yamada, K. Suyehiro, T. Yoshii, Y. Misawa and S. Iizuka (1981) : Crustal structure in a profile off the Pacific coast of northeast Japan by refraction method with ocean bottom seismometers, J.Phys.Earth, Vol.29, pp.267-281.
- 爆破地震動研究グループ（1999）：東北日本弧横断人工地震探査（釜石－岩城測線）、地震研究所彙報、Vol.74、pp.63-122.
- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, pp.1865-1894.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984) : Average body-wave radiation coefficient, Bull. Seism. Soc. Am., 74, pp.1615-1621.
- 防災科学技術研究所（2005）：山形盆地断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討、防災科学技術研究所研究資料第262号。
- 長貴浩・横井俊明・佐藤秀幸・野越三雄（1993）：秋田市における短周期微動を用いたF-K法による地下構造の推定、物理探査学会第88回学術講演会論文集、pp.20-23.
- 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、pp.49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美（2000）：統計的グリーン関数法による1923年関東地震($M_{JMA} 7.9$)の広帯域強震動評価、日本建築学会構造系論文集、530、pp.53-62.
- 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、pp.51-62.
- 独立行政法人港湾空港技術研究所：港湾地域強震観測システム
<http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>
- Frankel, A. (1993) : Three-Dimensional Simulations of Ground Motions in the San Bernardino Valley, California, for Hypothetical Earthquakes on the San Andreas Fault, Bull. Seism. Soc. Am., 83, pp.1020-1041.

- 藤本一雄・翠川三郎（2003）：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定、日本地震工学会論文集、第3巻、第3号、pp.13-27.
- 長谷川功（1988）：爆破地震データによる沈み込むプレート構造のモデル化、地震学会講演予稿集、A81.
- 早川正亮・笠原順三・佐藤利典・日野亮太・篠原雅尚・西野 実・上村 彩・佐藤 壮・伊藤亜妃・石川瑞人・藤江 剛・金沢敏彦（2000）：海底地震観測から分かった1968年十勝沖、1994年三陸はるか沖地震域の南西端に存在する地殻の不連続構造、地震学会講演予稿集、A46.
- 日野亮太（1999）：海底地震探査による三陸沖の地殻構造、月刊地球号外、27、pp.65-70.
- 平田 直（1999）：反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造、月刊地球号外、27、pp.39-43.
- 今津雅紀・福武毅芳(1986a)：動的変形特性のデータ処理に関する一考察、第21回土質工学研究発表会（札幌）.
- 今津雅紀・福武毅芳(1986b)：砂礫材料の動的変形特性、第21回土質工学研究発表会（札幌）.
- 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 第2輯、54、507-520.
- 岩崎貴哉・吉井敏剋・伊神 煉・飯高 隆・森谷武男・増田 徹・西脇 誠・小林昭夫・筒井智樹（1992）：爆破地震動観測による北上地域の地殻構造Ⅱ（久慈一石巻側線）、地震学会予稿集、I22-11.
- 岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高 隆・オウズ オゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣（1994）：人工地震探査による北海道地域の地殻構造その3（津別一門別側線）、地震学会予稿集、P12.
- Iwasaki, T., T. Yoshii, T. Moriya, A. Kobayashi, M. Nishiwaki, T. Tsutsui, T. Ikeda, A. Ikami, and T. Masuda(1994) : Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif, Northern Honshu, Japan, from a seismic refraction experiment, J. Geophys. Res., 99, 22187-22204.
- 岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高 隆・オウズ オゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣（1995）：人工地震探査による北海道地域の地殻構造、その4、地震学会予稿集、B04.

- 岩崎貴哉・加藤 亘・海野徳仁・岡田知巳・関根秀太郎・武田哲也・田代勝也・長谷見晶子・松島 健・溝上智子・宮下 芳・宮町宏樹・森谷武男（1999）：1997年東北日本横断地殻構造探査、月刊地球号外、27、pp.48-55.
- 岩崎貴哉・佐藤比呂志・平山 直・伊藤谷生・森谷武男・蔵下英司・川中 卓・小澤岳史・一ノ瀬洋一郎・坂 守・武田哲也・加藤 亘・吉川 猛・在田一則・高波鉄夫・山本明彦・吉井敏剋・井川 猛（2001）：日高中軸帯北部における反射法地震探査、地震研究所彙報、76、pp.115-127.
- 岩崎貴哉・1999～2000年北海道日高衝突帯構造探査グループ（2002）：北海道日高衝突帯における制御震源探査、月刊地球、Vol.24、No. 7、pp.475-480.
- 地震調査研究推進本部（2003）：宮城県沖地震を想定した強震動評価について、
http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03jun_miyagi/index.htm.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981) : Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, pp. 2011—2038.
- 釜江克宏・川辺秀憲・入倉孝次郎（2002）：1978 年宮城県沖地震の震源モデル、地震学会講演予稿集、A24.
- Kanamori (1971) : Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968 : Comparison of the lithosphere at a junction of two trenches. Tectonophysics 12, pp.1-13.
- 金沢敏彦・末広 潔・平田 直・岩崎貴哉・島村英紀・西澤あずさ・卜部 卓（1985）：日本海溝の陸側海溝斜面下の速度構造、地震学会予稿集、C48.
- 片田敏行・伯野元彦（1982）：1968年十勝沖地震における青森地震記録の土質動力学的考察、土木学会論文報告集、318、163-166.
- 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、pp.123-138.
- 菊池恒夫・村田泰章・津 宏治（1987）：仙岩北部地域の屈折法解析、地質調査所報告第266号、pp.543-562.
- 金属鉱物探鉱促進事業団（1971）：精密調査報告書 下北地域.
- 気象庁（1969）：1968 年十勝沖地震調査報告、気象庁技術報告、第 68 号.
- 国土庁計画調整局・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.

- 小柳敏郎・松島 健 (1987) : 十勝平野における長周期微動の観測、物理探査
学会第76回学術講演論文集、pp.40-41.
- 小柳敏郎・松島 健 (1988) : 十勝平野における長周期微動の観測(2)-アレイ観
測-、物理探査学会第78回学術講演論文集、pp.157-160.
- 小柳敏郎・松島 健・岡田 広・森谷武男・笹谷 努・坂尻直巳・佐々木嘉三・
宮腰 研 (1990) : 微動探査法(4)-長周期微動を用いた十勝平野の深層地
盤構造の推定-、物理探査学会第83回学術講演論文集、pp.172-176.
- 松岡昌志・翠川三郎(1993) : 「国土数値情報を利用した地盤の平均 S 波速度の推
定」、日本建築学会構造系論文報告集、第 443 号、pp.65-71.
- 松岡昌志・翠川三郎(1993) : 国土数値情報を利用した広域震度分布予測、日本建
築学会構造系論文報告集、第 447 号、pp.51-56.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスマップマイクロゾーニング、
第 22 回地盤震動シンポジウム、日本建築学会.
- Matsuoka, M. and S. Midorikawa (1994) : GIS-BASED SEISMIC HAZARD
MAPPING USING THE DIGITAL LAND INFORMATION、第 9 回日本地震工
学シンポジウム、1994.
- 松島 健・岡田 広 (1986) : 長周期微動を用いた地下構造の推定-十勝平野
における探査例-、物理探査学会第74回学術講演論文集、pp.29-30.
- 松島 健・岡田 広 (1987) : 長周期微動を用いた地下構造の推定(2)-石狩低
地帯における探査例-、物理探査学会第76回学術講演論文集、pp.36-39.
- 松島 健・岡田 広・小柳敏郎・森谷武男・笹谷 努・山本明彦 (1989) : 長
周期微動を用いた地下構造の推定(5)-十勝平野東部における探査例-、物
理探査学会第80回学術講演論文集、pp.121-124.
- 松島 健・小柳敏郎・岡田 広・森谷武男・笹谷 努・宮腰研・池田美津子・
凌甦群 (1991) : 微動探査法(7)-十勝平野の深層地盤構造と強震に与える
影響-、物理探査学会第85回学術講演論文集、pp.264-269.
- 三浦誠一・高橋成実・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.
- 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.

- 翠川三郎、小林啓美(1978)：地震動の地震基盤の入射波スペクトルの性質、日本建築学会論文報告集、第273号、43-54.
- 宮腰研・松島 健・森谷武男・笹谷 努・平田賢治・渡辺儀輝・岡田 広・大島弘光・秋田藤夫（1989）：長周期微動を用いた地下構造推定(4)－小樽市における探査例－、物理探査学会第80回学術講演論文集、pp.118-120.
- Mori, J. and K. Shimazaki (1984) : High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong motion records, Bull. Seism. Soc. Am. 74, pp.1529-1544.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001) : 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, 地震 第2輯, 54, 267-280.
- 長宗留男 (1969) : 大地震生成の過程 (1968 年十勝沖地震および 1963 年エトロフ島沖の地震)、 地震 第 2 輯、 22、 pp.104-114.
- 仲西理子、塩原 肇、日野亮太、小平秀一、金澤敏彦、島村英紀(1994)：東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明 —エアガン-海底地震計探査による銭洲海嶺、南海トラフ東部の地殻構造—、地震 第 2 輯、 47、 311-331.
- 日本道路協会(1990)：道路橋示方書・同解説 V耐震設計編.
- 日本道路公団(1983)：設計要領 第一集、第一編土工、pp.28-29.
- 日本鉄道建設公団青函建設局 (1989) : 青函トンネル地質調査誌、 695p.
- Nishizawa, A. and A. Asada (1999): Deep crustal structure off Akita, eastern margin of the Japan sea, deduced from ocean bottom seismographic measurements Tectonophysics, 306, pp.199-216.
- 岡田 広 (1971) : 弾性波による八戸市の基盤探査、 北海道大学地球物理学研究報告、 pp.147-167.
- 岡田 広・凌甦群・石川 順・雀部和男 (1997) : 南能代3次元地震探査区域内の表層構造について—微動アレイ観測による推定—、 物理探査学会第96回学術講演論文集.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩 (2002) : 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル、石油技術協会誌、Vol.67、 pp.38-51.

- 斎藤徳美・神 薫（1992）：周波数一波数解析法による盛岡市域の浅所地下構造の推定、物理探査学会第86回学術講演論文集、pp.201-206.
- 坂尻直巳（1983）：やや長周期の微動観測と地震工学への適用(7)、八戸工業大学。
- 坂尻直巳・後藤典俊・松島 健・梅村 順（1988）：八戸市におけるやや長周期微動による地下構造の推定、物理探査学会第78回学術講演論文集、pp.155-156.
- 佐藤春夫（1978）：弾性波動論、岩波書店。
- 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、pp.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、pp.79-89.
- Sato, T., D. V. Helmberger, P. G. Somerville, R. W. Graves and C. K. Saikia (1998) : Estimates of Regional and Local Strong Motions during the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake (Ms 8.2). Part 1: Source Estimation of a Calibration Event and Modeling of Wave Propagation Paths, B.S.S.A., 88, 1, 183-205.
- 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-、日本建築学会構造系論文集、527、pp.79-87.
- 佐藤智美・巽誉樹（2002）：全国の強震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、pp.15-24.
- 石油公団（1982）：昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「黒松内」調査報告書、31p.
- 石油公団（1985）：昭和59年度 海上基礎試錐「気仙沼沖」地質検討会、37p.
- 石油公団（1987）：昭和61年度 国内石油天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「道南～下北沖」調査報告書、36p.
- 石油公団（1995）：平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書、35p.
- 石油公団（1998）：平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「馬追」調査報告書、59p.

- 石油公団（2000）：平成10年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「三陸沖」調査報告書、49p.
- 司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、523、pp.63-70.
- 新エネルギー総合開発機構（1985）：昭和59年度 全国地熱資源総合調査（第2次）火山性熱水対流系地熱タイプ③（八甲田地域）調査報告書.
- 新エネルギー総合開発機構（1986a）：地熱開発促進調査報告書 No. 9 下北地域.
- 新エネルギー総合開発機構（1986b）：昭和60年度 全国地熱資源総合調査（第2次）火山性熱水対流系地熱タイプ③（八甲田地域）調査報告書.
- 新エネルギー総合開発機構（1986c）：昭和60年度 全国地熱資源総合調査（第2次）火山性熱水対流系地熱タイプ③（八甲田地域）精密重力調査報告書.
- 新エネルギー総合開発機構（1986d）：昭和60年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 資料集.
- 新エネルギー総合開発機構（1988）："昭和61年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域3,000m級坑井調査報告書.
- 新エネルギー総合開発機構（1991）：昭和59年度 全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査（秋田駒地域）精密重力調査報告書.
- Suyehiro, K. and A. Nishizawa (1994) : Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan, J.Geophys.Res. Vol., 99, pp.22331-22347.
- 高橋成実・小平秀一・鶴 哲郎・朴 進午・金田義行・木下 肇・西野 実・日野亮太・阿部信太郎（1998）：エアガン－海底地震計データによる東北日本弧前弧域（三陸沖）の速度不均質構造、地震学会講演予稿集1988年度秋季大会、P160.
- 玉野俊郎・鳥羽武文・青木 豊（1981）：反射法地震法による日本海溝・南海トラフの海溝斜面調査、物理探鉱、Vol.34、pp.204-221.
- Terzaghi, K. & R.B.Peck (1948) : Soil Mechanics in Engineering Practice.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992): 「改訂版日本の石油・天然ガス資源」、520p.
- 土田 肇、上部達生(1972)：地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性、港湾技術研究所報告、第11巻、第4号、pp.191-268.

- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, and A. Hasegawa (2000) : Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, 319, 241-260.
- 鶴 哲郎・朴 進午・高橋成実・小平秀一・木戸ゆかり・金田義行・河野芳輝 (2000) : 反射法地震探査による三陸沖プレート境界型地震発生域の上限に関する検討、物理探査、Vol.53、pp.43-55.
- Tsuru, T., J. Park, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kido, Y. Kaneda and Y. Kono (2000): Tectonic feature of the Japan trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic refraction data, *J.Geophys.Res.*, Vol.105, pp.16403-16413.
- 宇津徳治(1969) : 日本列島化の上部マントルにおけるVp/Vsについて、地震 第2輯、22、41-53.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) : New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU.
- 山本英和・吉田芳則・小淵卓也・斎藤徳美・岩本鋼司 (1996) : 短周期微動のアレイ観測による浅部地下構造の推定 盛岡市域における結果、物理探査学会第94回学術講演論文集、pp. 168-172.
- 山本英和・水谷和彦・斎藤徳美 (1996) : 微動の水平動/上下動スペクトル比のピーク周期と基盤深度との関係、物理探査学会第94回学術講演論文集、pp. 188-192.
- 山本英和・大橋玄昌・斎藤徳美 (1998) : 盛岡市における三成分アレー微動観測によるレイリー波ラブ波の両位相速度を用いた地下構造推定、物理探査学会第99回学術講演論文集、pp. 159-163.
- Yamazaki, K., M. Minamishima and K. Kudo (1992) : Propagation Characteristics of Intermediate-Period (1-10 Seconds) Surface Waves in the Kanto Plain, Japan, *J. Phys. Earth*, 40, 117-136.
- 横井俊明・長 貴浩・石原 岳・渋谷久志・岩田知孝・筧 楽磨・青井 真・山本みどり・野越三雄 (1994) : 釧路市街地域における短周期微動を使ったF-Kスペクトル法による浅部地下構造の」推定、物理探査学会第90回学術講演論文集、pp.255-229.
- 吉田 望、末富岩雄(1996) : DYNEQ : 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム、佐藤工業(株) 技術研究所報、pp.61-70.

謝辞

本検討は、地震調査研究推進本部地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に実施された。検討作業では、株式会社大崎総合研究所の早川崇氏、佐藤俊明氏、及び、応用地質株式会社の森野道夫氏、濱田俊介氏、滝沢文教氏、篠原秀明氏に御協力を頂いた。

また本検討では、「港湾地域強震観測」のデータ (<http://www.eq.ysk.nilim.go.jp/>) を使用しました。一部の図の作成には、GMT (Wessel and Smith, 1998) を用いました。記して、感謝致します。