

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 三陸沖北部の地震の強震動評価の概要

ここでは、三陸沖北部の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、評価地点および評価項目について述べる。

1.1 評価全体の流れ

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図7には作業内容をフローチャートにして示す。

震源モデルは、1968年十勝沖地震についての既往の研究成果を参照して設定した。

1968年十勝沖地震で観測された波形データ等を参照し、フォワードモデリングにより微視的震源特性を評価し、上記の震源モデルを修正した。

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。

上記のとおり設定した特性化震源モデルおよび三次元地下構造モデルを用いて、「詳細法」(統計的グリーン関数法;4章参照)により強震動評価を行った¹。

の強震動予測結果と1968年十勝沖地震の記録とを比較したところ、震度については概ね調和的であったが、波形や応答スペクトルの対応関係については、検討の余地があると判断した。

の結果を踏まえ、破壊伝播速度をパラメータとした検討を実施した結果、破壊伝播速度を2.5km/sとした場合に波形や応答スペクトルの対応関係が向上したので、これを用いて強震動の再評価を行い、予測結果とした。

平均的な地震動分布を把握するため、「簡便法」(4章参照)による強震動評価を行った。

1.2 強震動評価の対象とする震源域

三陸沖北部の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、「長期評価」でも採用された、永井・他(2001)による断層モデルを参考に設定した。「長期評価」による三陸沖北部の地震の想定震源域の平面図を図1に示す。

1.3 評価地点

本報告における「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価範囲(図2参照)は下記のとおりとした。

「詳細法」: 北緯 39°30 ~ 41°54、東経140°19 ~ 142°8

「簡便法」: 北緯 38°42 ~ 43°18、東経139°36 ~ 144°6

強震動評価においては、それぞれの評価範囲を約1kmのメッシュに分割し、各メッシュの中心点で評価する。

¹ 震源パラメータや深い地盤構造モデルを設定するための情報が十分に得られなかったため、本検討でも、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と同様に、ハイブリッド合成法を適用せず、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。

1.4 評価項目

本報告における、「詳細法」、および「簡便法」による強震動の評価項目は下記のとおりとする。

「詳細法」

- 地表の最大速度および震度
- 「詳細法工学的基盤」(3章参照)上の最大速度
- $V_s=600\text{m/s}$ 相当における最大速度(距離減衰式(司・翠川,1999)との比較)

「簡便法」

- 地表の震度

次章以降では、1.1節の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録に添付した「海溝型地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」という。)に基づいており、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述する。

2. 三陸沖北部の地震の震源特性の設定

海溝型地震の強震動評価にあたっては、過去の地震に関連するデータとの整合性を検討しつつ、震源特性を設定する(レシピ参照)。ここでは、三陸沖北部の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。表1に震源パラメータを、図2に設定した断層面、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。

2.1 巨視的震源特性

(1) 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

地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}=10^7\text{ dyn}\cdot\text{cm}$)および平均応力降下量は、1968年十勝沖地震に対して、永井・他(2001)によって推定された値を用いた。なお、この地震モーメントより、モーメントマグニチュード M_w は、以下の定義式によれば8.3となる。

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

(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、既往の研究成果に基づいて下記のようにして設定した。

震源の位置、形状、および深さについては、できるだけ1968年十勝沖地震の観測事実を説明できるよう、「長期評価」でも採用された永井・他(2001)による1968年十勝沖地震におけるすべり量分布のインバージョンで用いられた断層モデルを参照して設定した。ただし、この断層モデルは、結果として、「長期評価」での太平洋プレートの等深線と整合していない部分がある。

震源断層の面積 S は、想定されている地震モーメント M_0 および震源断層全体の平均応力降下量(3.9MPa)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。

傾斜角、走行等については、永井・他(2001)と同様に、Kanamori (1971)に基づいて設定した。

(3) 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 、および震源断層の面積 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

三陸沖北部の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・実効応力などの設定について以下に説明する。

(1) 短周期レベルA

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、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a) で用いた短周期レベルから推定された (2) 式を用いて算定した。

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

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 8 に示す。ここで算出した短周期レベルは、壇・他(2001)の経験式(図 8 (a)) と比べると2.3倍程度となっているが、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(図 8 (b))を見ると、そのばらつきの範囲内にある。

(2) アスペリティの数・位置・面積・平均応力降下量

アスペリティの数、位置、面積、平均応力降下量は、既往の文献を参考に設定し、計算波形が、1968年十勝沖地震の観測波形と調和的となるように一部修正を加えた。アスペリティの数は、既往の文献を参考に3個とした。北側(第1アスペリティ)、南側(第2アスペリティ)のアスペリティの位置は、永井・他(2001)によるすべり量が大きい部分、中央のアスペリティ(第3アスペリティ)の位置は、長宗(1969)とMori and Shimazaki(1984)により、ほぼ同位置に推定された短周期発生域付近に設定した(図 2 参照)。

全アスペリティの面積は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a) と同様に、(2)式で示した短周期レベルAとレシピ(4)~(6)式より算定した。これより、全アスペリティの面積と巨視的断層面積との比は約0.085となる²。また、各アスペリティの面積は、次のように設定した。まず、第3アスペリティの面積は、Mori and Shimazaki(1984)により推定されている短周期発生域での M_0 に基づき設定した。第1アスペリティの面積と第2アスペリティの面積は、第3アスペリティを除く全アスペリティの面積を、永井・他(2001)によるすべり量の比が3(第1アスペリティ):2(第2アスペリティ)となるように、スケーリング則に従って9(第1アスペリティ):4(第2アスペリティ)に分割設定した。

アスペリティの平均応力降下量については、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003a) と同様に、すべり量の大きい領域(第1アスペリティと第2アスペリティ)と短周期発生域(第3アスペリティ)の平均応力降下量の比が1:2.5となるように設定した。なお、アスペリティの実効応力については、平均応力降下量と等しいとして取り扱った。

(3) 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、約9mとした。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(永井・他, 2001)、プレートの相対運動速度を8cm/年(Seno *et al.*, 1996) とすると、平均活動間隔(97年)から約8mとなる。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、海域の最大すべり量とほぼ同程度の評価となっている。

各アスペリティの平均すべり量 D_{ai} については、永井・他(2001)によるすべり量の比に従って、3(第1アスペリティ):2(第2アスペリティ)の割合となるように設定した。また、第3アスペリティのすべり量は、Mori and Shimazaki(1984)により推定されている短周期発生域での M_0 と面積、および剛性率から算定した。

(4) 背景領域のすべり量および実効応力

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。

² 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。

(5) 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。

(6) 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

三陸沖北部の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に説明する。

(1) 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、永井・他(2001)による推定値を参考に、1968年十勝沖地震の震源位置付近を破壊開始点とした(図2参照)。

(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。

(3) 破壊伝播速度

永井・他(2001)による推定結果である1.9km/sを採用した場合には、計算結果と1968年十勝沖地震における観測記録との対応関係が不十分であると判断した。そこで、複数の値で計算を実施した結果、両者が最も調和的となった2.5km/sを強震動評価に採用した(5.1節参照)。

2.4 強震動評価に用いる震源モデル

強震動評価に用いる震源モデルでは、モデル化の都合上、震源断層の長さを170km、幅を100km(したがって、解析上の断層面積は17000km²となる)とした。また、「詳細法」では、これを10km×10kmの要素に分割して計算を実施した(図2参照)。

3. 地下構造モデルの設定

三陸沖北部の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、

地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの大構造

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までの地盤構造(以下、深い地盤構造という)

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。

なお、本報告において工学的基盤は2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(地震基盤～工学的基盤)」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9参照)。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。

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

ここで、 f ：周波数(Hz)

3.2 深い地盤構造（地震基盤～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」に相当するものとして、次に手順に従って設定を行った。

重力探査データより地震基盤で浅い地盤構造に起因する残差異常重力（図10参照）を抽出する。

「詳細法」を適用する計算領域を含む地域について、文献調査（図11、表2参照）等を参考に地層区分を行い、北緯39°40′から北緯41°40′にかけて、東西方向に横断する緯度20分毎の地質断面図を作成する。

文献調査より得られた各地層の推定密度を用いて重力データ解析を行い、地質モデルを検証するとともに、地震探査、および物理検層データを用いて、同地域における速度構造モデルを作成する（例を図12に示す。）。

で得られた地質モデルと速度構造モデルを比較検討し、深い地盤構造モデルを作成する。これより、二次元地下構造モデルを $V_p=1.8\text{km/s}$ 、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 、 $V_p=3.5\text{km/s}$ 、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 、 $V_p=5.8\text{km/s}$ の5層構造として作成した。

で得られた深い地盤構造モデルのP波速度から、Ludwig *et al.* (1970)に基づき、S波速度と密度を推定する（表3参照）。

、で得られた深い地盤構造モデルを線形補間することにより、三次元地下構造モデルを作成する。

以上の手順により得られた地下構造モデルを図3に示している。海底面は東の日本海溝に至るまで緩く傾斜しているが、 $V_s=3.4\text{km/s}$ ($V_p=5.8\text{km/s}$)層の傾斜は、海底面の傾斜よりも急であり、その途中の起伏も大きいことがわかる。また、陸上部では、青森県の東側において地震基盤が深い。本報告では、この三次元地下構造モデルにおいて、 $V_s=3.4\text{km/s}$ 層($V_p=5.8\text{km/s}$)を地震基盤、 $V_s=500\text{m/s}$ 層($V_p=1.8\text{km/s}$)を「詳細法工学的基盤」と定義した。

一方、「簡便法」においては、上記の三次元地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布しているとみなして、これを「工学的基盤」と定義した。「簡便法」における工学的基盤の定義は、「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)」(地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会,2002)の中の「工学的基盤」の定義と同義である。

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(藤本・翠川,2003)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した[レシピ(19)～(20)式参照]³。図4に示した最大速度の増幅率の分布図より、八戸市、青森市の平野のごく一部に増幅率の高い地域が見られる。

4. 強震動計算方法

本報告では、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を用いて、「詳細法」により、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形、および地表の震度分布を計算するとともに、「簡便法」により地表の震度分布を計算する。なお、「詳細法」には、ハイブリッド合成法もあるが、ここでは、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と同様に、理論的手法に必要となる、震源モデルや深い地盤構造モデル作成のための十分な情報を収集できなかったため、統計的グリーン関数法による検討とした。以下に、「詳細法」、および「簡便法」の概要について示す。

³ 浅い地盤構造による最大速度の増幅率算定式については、「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2004)における、藤本・翠川(2003)と松岡・翠川(1994)の比較検討結果から、藤本・翠川(2003)の方が適用性が高いと判断されたため、藤本・翠川(2003)を採用することとした。

4.1 「詳細法」

(1) 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、「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 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から推定したパラメータによるスペクトルモデル（佐藤・他，1994b）と経時特性モデル（佐藤・他，1994a）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。

「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 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下構造モデルから、各計算ポイントでの一次元地下構造モデルを作成し、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「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面での統計的グリーン関数を計算した。

「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 層）上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成

「詳細法工学的基盤」（ $V_s=500\text{m/s}$ 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。

時刻歴波形は、詳細法評価範囲を1kmメッシュに分割し、それぞれの中心点で算定した。

(2) 地表における最大速度の計算

地表の最大速度を地表における時刻歴波形より求めるためには、浅い地盤構造についても、評価地域全体の一次元地下構造モデルを作成する必要がある。しかし、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地下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、まず1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(500m/s)、および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、最大速度増幅率を藤本・翠川(2003)より求めた。次に、各メッシュにおける「詳細法工学的基盤」における時刻歴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。ただし、藤本・翠川(2003)は、 $V_s=600\text{m/s}$ に対する増幅率として定義されているが、本検討での「詳細法工学的基盤」を $V_s=500\text{m/s}$ の層としている。そこで、松岡・翠川(1994)による基準地盤（平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$ 程度）から $V_s=500\text{m/s}$ までの増幅率(=1.13)で、藤本・翠川(2003)による $V_s=600\text{m/s}$ の層から地表までの増幅率を除いた値を、「詳細法工学的基盤」における最大速度に乗ずることによって算定した。

(3) 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。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad (4)$$

I：計測震度 PGV：地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)では $l=0\sim 7$ の式と $l=4\sim 7$ 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 $l=4\sim 7$ の式を採用した。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤における最大速度

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

$$\log \text{PGV} = 0.58M_w + 0.0038\text{Dep} - 1.29 - 0.02 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad (5)$$

PGV: 最大速度 (cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

Dep: 震源深さ (km)

X: 断層最短距離 (km)

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

(2) 地表面における最大速度

1kmメッシュごとに、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シピ(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。

(3) 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」および最新の地震学の知見に基づいて想定された震源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. 強震動予測結果とその検証

「簡便法」、「詳細法」による強震動予測結果、および「詳細法」による強震動予測結果の検証結果を示す。なお、「詳細法」による強震動予測にあたっては、八戸における観測記録を比較対象として、震源特性としての破壊伝播速度の再評価を行い、計算結果が観測記録と最も調和的となった 2.5km/s を採用している。ここでは、まず、その検討結果について示す。

5.1 破壊伝播速度の再評価

強震動評価に先立ち、計算波形がなるべく観測波形と調和的となるよう、震源特性の再評価という観点から、破壊伝播速度の検討を行った。破壊伝播速度としては、最初に設定した永井・他(2001)による推定結果である1.9km/sの他に、2.5km/s、3.0km/sの計3ケースを想定し、1968年十勝沖地震において八戸地点で得られた観測波形⁴と「詳細法」(統計的グリーン関数法)による計算波形を比較した。ここでは、震源特性の検討という観点から、なるべく他の要因を取り除くために、地震基盤から地表まで(深い地盤構造、浅い地盤構造)の地下構造モデルについては、既往の研究成果を利用することとし、観測点周辺における地盤調査結果から作成された翠川・小林(1978)による地盤構造(図13参照)を用いた。表4に「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造の時刻歴応答計算用の地盤モデルを示す。この浅い地盤構造に対しては、非線形特性を考慮し、その復元力特性には、今津・福武(1986a,b)による $G/G_0, h$ - 曲線(図14参照)を用いた。検討では、まず、統計的グリーン関数法を用いて $V_s=690\text{m/s}$ 層上面(図13参照)の計算波形を作成し、次に、一次元の等価線形解析法(吉田・末富,1996)により地表での時刻歴波形を計算した。

図15に、破壊伝播速度をそれぞれ1.9km/s、2.5km/s、3.0km/sとした場合の統計的グリーン関数法による計算波形と観測波形とを比較して示す。また、図16には、同様にして、減衰5%の加速度応答スペクトルを示す。破壊伝播速度が1.9km/sの場合の「詳細法工学的基盤」における加速度応答スペクトル(薄い青線)を見ると、観測記録(赤線、緑線)ではピークとなっている周期2.6秒付近の振幅が、計算結果では逆に谷となっている。これに対し、破壊伝播速度が2.5km/sの場合、周期2.6秒付近の谷が解消され、観測記録と最も調和的な結果が得られている。計算波形と観測波形についても、3つの結果の中では、破壊伝播速度が2.5km/sの場合が、最も調和的な結果となっている。以上の結果から、強震動予測には、破壊伝播速度として2.5km/sを用いることとした。

5.2 「詳細法」による強震動予測結果

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1kmメッシュ単位で強震動計算を行った。この結果について下記の内容で示した。

評価項目	図番号
「詳細法」による「詳細法工学的基盤」の最大速度分布	図17
「詳細法」による地表の最大速度分布	図18
「詳細法」による地表の震度分布	図5

本報告では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と同様に、理論的手法に必要となる震源モデルや深い地盤構造モデル作成のための十分な情報を収集できなかったことから、「詳細法」については、統計的グリーン関数法のみによる計算結果を強震動予測結果として採用している。また、破壊伝播速度には、5.1節で示したように、計算波形が観測記録と最も調和的となった2.5km/sを採用している。

図17に、「詳細法工学的基盤」($V_s=500\text{m/s}$)上面での最大(地動)速度分布を示す。青森県東部の八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲で40cm/s~60cm/s程度となっている。図18には、「詳細法工学的基盤」の最大(地動)速度に「詳細法工学的基盤」から地表までの増幅率を乗じて求めた地表の最大(地動)速度分布を示す。三沢市南部のごく一部の地域で70cm/s程度、その地域を除く三沢市ほぼ全域で50cm/s~60cm/sとなっている。また、図5に示した地表における震度分布では、震源断層に比較的近い八戸市北部から三沢市にかけての広い範囲、およびむつ市北部のごく一部などで、震度6弱(橙色)となった。震度5強(黄色)となった地域は、一部の山間部を除いた青森県中部から東部、および下北半島、さらには岩手県北部の一部と広範囲に渡っている。

5.3 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果(地表の震度分布)を図19に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。また、「簡便法」では、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的

⁴ 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.yokohama.go.jp>) による。

基盤までの地盤構造に伴う増幅の効果、アスペリティの影響やディレクティブ効果⁵が反映されていないことより、これらの影響が大きく現れる地域においては、「簡便法」の震度が、「詳細法」の震度（図5参照）よりも小さくなっている。さらに、今回の検討では、「簡便法」で用いる距離減衰式が、海溝型地震の平均的な地震動を表していることに対して、「詳細法」では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会,2003a）を参考に、短周期レベルを平均的な値の2.3倍程度に設定していることも、「簡便法」の結果が、「詳細法」の結果に対して小さくなっている主要因の一つである。

5.4 「詳細法」による強震動予測結果の検証

ここでは、「詳細法」による強震動予測結果の検証のため、下記の項目に対して検討を行った。

- 震度
- 観測波形記録
- 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

計算された震度分布と1968年十勝沖地震の震度分布との比較により、強震動予測結果を検証した。図6には、計算された震度分布とともに、青森県(1969)、気象庁(1969)による、1968年十勝沖地震において震度5や震度6の揺れに見舞われた地域を示している。ローマ数字（赤字）は青森県(1969)の結果、算用数字（青字）は気象庁(1969)の結果である。震度6（ ）の地域が、青森県(1969)の結果に比べてやや広範囲に評価されているものの、強震動予測結果は、1968年十勝沖地震の震度分布と概ね調和的となっている。

(2) 観測波形記録

1968年十勝沖地震において3地点（八戸、青森、宮古）で得られた観測波形⁴と「詳細法」（統計的グリーン関数法）による計算波形を比較した。

検証に先立って、図20に、1968年十勝沖地震において3地点（八戸、青森、宮古）で得られた観測波形（加速度波形）を示す。青森、宮古における観測波形は、継続時間が非常に長くなっていることがわかる。青森では、約25秒以後に比較的長周期の波形が、宮古では、計測開始時点から比較的短周期の波形が長時間継続している。これらと同様の傾向は、同じ観測点で得られた他の地震の観測波形についても現れていることを確認している。青森については、波形の特徴から、観測地点の局所的な地盤構造や地形的効果による影響が含まれていることが推測されるが、震源特性の影響も否定できない。宮古についても、局所的な地盤構造や地形的効果によるものなのか、震源特性によるものなのか、あるいは上記以外の何か観測点固有の条件を反映したものなのかは現地では特定できていない。

以上のように、今回の検証に用いる観測波形は、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」（地震調査委員会,2003a）で用いた工学的基盤上の観測波形と異なり、地表で得られた、浅い地盤構造等の影響が含まれるやや特異な波形となっている。このような観測波形を対象として、強震動予測結果の検証を行うためには、本検討では十分に反映できなかった、観測点周辺の三次元的な地形効果や地盤の非線形特性を含む地盤構造モデルの高精度化や解析手法の改良（例えば、ハイブリッド合成法の海溝型地震での実用化）、あるいは震源モデルの改良等が必要であると考えられる。しかし、上述の(1)震度において、震度分布については、予測結果の妥当性が検証されている。そこで、ここでは一つの試みとして、現時点で最善と考え得る、震源モデル、予測手法により得られた強震動予測結果が、このような観測波形をどの程度説明できているかを検証した。

予測結果の検証では、「詳細法工学的基盤」上の計算波形から、一次元の等価線形解析法（吉田・末富,1996）により計算した地表での時刻歴波形と観測波形とを、波形と減衰5%の加速度応答スペクトルの観点から比較する。「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造の地下構

⁵ 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）。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

造モデルとしては、各観測点周辺における地盤調査結果から作成されたモデル柱状図を用いた。青森については、土田・上部(1972)による総合柱状図(図2-1参照)を、宮古については、翠川・小林(1978)による地下構造モデルを参照した(図2-2参照)。表5、表6に、青森、宮古における「詳細法工学的基盤」から地表までの時刻歴応答計算用の地盤モデルを示す。八戸については、図1-3、表4に示したとおりである。また、「詳細法工学的基盤」から地表までの浅い地盤構造については、今津・福武(1986a,b)の $G/G_0, h$ -曲線(図1-4参照)により非線形特性を考慮した。

八戸、青森、宮古についての検討結果(波形と減衰5%の加速度応答スペクトルの比較)をそれぞれ、図2-3、図2-4、図2-5に示す。八戸の結果は、青森、宮古の結果に比べて、比較的調和的となっている。青森での計算波形は、地盤の非線形性、地形的効果などの局所的な影響が顕著に現れていると考えられる約25秒以降は再現できていない。ただし、加速度応答スペクトルについては、計算波形から求めた周期に対する全体の形状は、観測波形から求めた加速度応答スペクトルの形状とある程度似ている。一方、宮古では、計算波形については、再現できていない。加速度応答スペクトルについても、0.2秒のピークよりも長周期側では、計算結果が観測記録を大きく上回っている。

今後は、これらの検証結果が改善されるよう、観測波形の質の吟味は当然のことながら、局所的な地下構造データの充実・活用と共に、計算手法やモデル化手法等の改良に向けて、継続的な調査・研究を行うことが重要である。また、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、近年の地震では、強震動予測手法や震源パラメータの検証に適した多くの観測記録が得られてきている。今後は、このような地震についての強震動評価の検証を通じて、強震動予測手法や震源モデルの改良を行うことが、強震動予測結果の精度向上につながると考えられる。

(3) 経験的方法(距離減衰式)

「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結果を図2-6に示す。「詳細法」による予測結果が、距離減衰式の曲線に対して、やや大きめの評価となっている。これは、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と同様に、距離減衰式が海溝型地震の平均的な地震動を表していることに対して、「詳細法」では、1978年宮城県沖地震の特徴を反映させ、短周期レベルを平均的な値の2.3倍程度に評価しているためであると考えられる。

6. 問題点と今後の課題

以上の検討から明らかになった問題点、および今後の課題について述べる。

6.1 問題点

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価にあたっての問題点として、次の点が挙げられる。

本検討では、「詳細法」による予測結果の検証にあたり、比較的軟らかい地盤上(地表)で得られた観測波形と計算波形との比較を行った。これは、工学的基盤上の観測波形を用いた「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と大きく異なる点である。本検討で用いた観測波形の特徴としては、

局所的な地盤構造や、浅い地盤構造の非線形性の影響が含まれること

継続時間が非常に長いこと

上記以外の観測点固有の何らかの条件を反映している可能性があることが挙げられる。

本検討における観測波形記録を用いた検証では、特に青森や宮古については、計算波形が観測波形を十分には再現できなかった。これらの地点の精度を向上させるためには、地盤構造モデルの緻密化、解析手法の改良(例えば、ハイブリッド合成法の適用)等が不可欠である。

また、海溝型地震の強震動評価における共通な問題点として、次の点が挙げられる。

本検討では、強震動予測手法として、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)と同様に、ハイブリッド合成法ではなく、統計的グリーン関数法を採用した。「宮城県

沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)では、ハイブリッド合成法の海溝型地震の強震動予測手法としての利用が難しい主な理由として、

理論的手法で用いるための三次元地下構造モデルの精度が不十分であること

伝播距離が長いため、計算波形の位相ずれが大きくなること

レシビにおける震源モデルの特性化が、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と

の3点を挙げている。

本検討でも、ハイブリッド合成法の適用を視野に入れて、理論的手法による計算波形と観測波形との比較を試みたが、主に上記の、の理由により、観測波形を十分には再現できなかった。

さらに、他の強震動評価における共通な問題点として、次の点が挙げられる。

本報告では、震源特性としての破壊伝播速度の再評価を行った結果、計算波形や応答スペクトル形状に対して影響が見られた。震源特性のばらつきについては、これまで実施されてきた強震動評価(地震調査委員会,2003b、地震調査委員会,2003c、等)により、アスペリティの位置や個数、あるいは破壊開始点の位置などの震源特性が、地表の地震動に大きな影響を与えることが既に報告されている。

6.2 今後の課題

三陸沖北部の地震を想定した強震動評価についての検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、予測結果の検証として、比較的軟らかい地盤上で得られた観測記録波形と計算波形との比較を行った。このような観測波形には、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)で用いられたような工学的基盤における観測波形に比べて、観測点周辺の地盤の非線形特性を含む局所的な地盤構造の影響が含まれ易い。したがって、強震動予測結果と観測波形との比較により震源モデルや計算手法の妥当性について検証するためには、これらの影響をできるだけ正確に評価するためのモデル化方法や計算手法の適用、あるいは浅い地盤構造モデルの高精度化等が必要である。以上の観点から、今後は、観測波形の質の吟味をはじめとして、局所的な地下構造データの充実・活用と共に、計算手法やモデル化手法等の改良に向けて、他の地震の強震動評価・検証も含めて継続的な調査・研究を行っていきたい。

また、海溝型地震の強震動評価における共通な検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、「宮城県沖地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会,2003a)の検討結果を参考に、「詳細法」の強震動予測計算方法として、ハイブリッド合成法ではなく、統計的グリーン関数法を採用した。しかし、ハイブリッド合成法は、広い周波数帯域の強震動予測を行うためには有効な手法であり、内陸で発生する活断層型の地震の強震動評価においては、評価範囲が狭いため、既に実用化されている。また、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測網が飛躍的に拡充され、近年の地震では、強震動予測手法や震源パラメータの検証に適した観測記録が得られてきている。今後は、このような地震に対する強震動評価の検証を通じて、海溝型地震の強震動評価における計算結果の精度向上に向けて、深い地盤構造モデルの高精度化、震源モデルの改良、およびハイブリッド合成法の適用を含めた計算手法の改良について検討していきたい。

さらに、他の強震動評価における共通な検討課題として、次の点が挙げられる。

本検討では、震源特性としての破壊伝播速度を再評価するためのパラメータスタディを通じて、破壊伝播速度が、計算波形や応答スペクトル形状に影響を与えることがわかった。震源パラメータによる強震動予測結果のばらつきについて把握することは、強震動予測結果に対する評価・判断を行う上で非常に重要である。これについては、本報告の結果も踏まえ、今後、他の地震、他の地域の強震動評価においても検討を重ねていきたい。

参考文献(アルファベット順)

- 青森県(1969): 青森県大震災の記録, pp.627.
- 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.
- 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.yokohama.go.jp/>
- 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, 13-27.
- 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)
- 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).
- 地震調査委員会(2002): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002): 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定).
- 地震調査委員会(2003a): 宮城県沖地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003b): 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c): 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004): 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価.
- Kanamori, H. (1971): Focal mechanism of the Tokachi-Okai earthquake of May 16, 1968: Comparison of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics 12, 1-13.
- 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.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p.74.
- 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・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.
- 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.
- Mori, J. and K. Shimazaki (1984): High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Okai earthquake as observed on strong motion records, Bull. Seism. Soc. Am., 74,

- 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)：大地震の生成過程（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，22，104-114 .
- 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，地震第2輯，53，1-9 .
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a)：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，461，19-28 .
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b)：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性，仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析，日本建築学会構造系論文集，462，79-89 .
- 佐藤智美・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., T. Sakurai, and S. Stein(1996): Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? , J. Geophys. Res., 101, No.B5, 11305-11315 .
- 司宏俊・翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，523，63-70 .
- 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，191-268 .
- 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，61-70 .

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献

著者	文献名	年度	出典	ページ
Asano,S. et al	Crustal structure in a profile off the Pacific coast of northeast Japan by refraction	1981	<i>J.Phys.Earth</i> , 29	P267-281
Iwasaki,T. et al	Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif , northern Honshu , Japan , from seismic refraction experiment .	1994	<i>J.Geophys.Res.</i> , 99	P22187-22204
Matsuzawa,T.	On the Crustal Structure in North-East Japan by Explosion Seismic Observations.	1959	地震研究所彙報 第37号第1冊	P123-154
Mikumo,T.	A study on Crustal Structure in Japan by the Use of seismic and gravity Data	1966	地震研究所彙報 第44号第3冊	P965-1008
Nishizawa,A. et al	Deep crustal structure off Akita , eastern margin of the Japan sea , deduced from ocean bottom seismographic measurements	1999	<i>Tectonophysics</i> , 306	P199-216
Suyehiro,K. et al	Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan	1994	<i>J.Geophys.Res.</i> , 99	P22331-22347
Tsuru,T. et al	Tectonic feature of the Japan trench convergent margin off Sanriku,northeastern Japan,revealed by multichannel seismic refraction data	2000	<i>J.Geophys.Res.</i> , 105	P16403-16413
青森県	平成7年度地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書(概要版)	1996		
青森県	入内断層に関する調査	1998a	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
青森県	折爪断層に関する調査	1998b	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
秋田県	横手盆地東縁断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
秋田県	横手盆地東縁断層帯に関する調査	1999	平成11年 科学技術庁第3回活断層調査成果報告会予稿集	
阿部信太郎ほか	東北日本弧最北部を横断する反射法地震探査	2002	物理探査学会 第107回学術講演会論文集	P276-277
井川 崇ほか	VIBROSEIS反射法地震探査による日高衝突帯の地殻構造断面	1996	地球惑星科学合同学会1996年合同大会予稿集	P704
伊藤忍ほか	三陸沖地域の三次元地震波速度構造	1996	地球惑星科学合同学会1996年合同大会予稿集	D42-02
岩崎貴哉	北海道日高衝突帯における制御震源探査	2002	月刊地球 Vol.24.No.7	P475-480
岩崎貴哉ほか	爆破地震動観測による北上地域の地殻構造(久慈-石巻測線)	1992	地震学会講演予稿集	I22-11
岩崎貴哉ほか	人工地震探査による北海道地域の地殻構造その3	1994	地震学会講演予稿集	P12
岩崎貴哉ほか	人工地震探査による北海道地域の地殻構造その4	1995	地震学会講演予稿集	B04
岩崎貴哉ほか	1997年東北日本横断地殻構造探査	1999	月刊地球号外 No.27	P48-55
岩崎貴哉ほか	日高中軸帯北部における反射法地震探査	2001	地震研究所彙報 第76号第1冊	P115-127
岩手県	北上低地西縁断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
大澤正博ほか	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	2002	石油技術協会誌 第67巻第1号	P38-51
大塚理代ほか	日本島弧下におけるQscs値の周波数依存性について	1999	地震学会講演予稿集	B31
岡田 廣	弾性波による八戸市の基盤探査	1974	地震学会講演予稿集	P112
岡田 廣ほか	南能代3次元地震探査区域内の表層構造について-微動のアレー観測による推定-	1997	物理探査学会 第96回学術講演論文集	P430-434
金沢敏彦ほか	日本海溝の陸側海溝斜面下の速度構造	1985	地震学会講演予稿集	C48
菊地恒夫ほか	仙岩北部地域の屈折法解析	1987	地質調査所報告 第266号	P543-562
金属鉱物探査促進事業団	精密調査報告書 下北地域	1971		
古村美津子ほか	十勝平野の地震動応答と伝播経路の影響	1999	地震学会講演予稿集	P109

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献(続き)

著者	文献名	年度	出典	ページ
小柳敏郎ほか	十勝平野における長周期微動の観測	1987	物理探査学会 第76回学術講演論文集	P40-41
小柳敏郎ほか	十勝平野における長周期微動の観測(2)-アレイ観測-	1988	物理探査学会 第78回学術講演論文集	P157-160
小柳敏郎ほか	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-	1990	物理探査学会 第83回学術講演論文集	P172-176
斎藤徳美ほか	周波数-波数解析法による盛岡市域の浅所地下構造の推定	1992	物理探査学会 第86回学術講演論文集	P201-206
坂尻直巳	八戸工大構内に設置した強震動観測点の地盤特性	1997	地震学会講演予稿集	B39
坂尻直巳	八戸市の強震動観測点における振動特性について	1999	地震学会講演予稿集	B86
坂尻直巳ほか	八戸市におけるやや長い周期の微動観測(第一報)	1974	地震学会講演予稿集	P89
坂尻直巳ほか	八戸市におけるやや長周期微動による地下構造の推定	1988	物理探査学会 第78回学術講演論文集	P155-156
坂尻直巳ほか	地盤構造による強震動への影響(2)-八戸市の例-	1992	地震学会講演予稿集	P49
佐藤魂夫ほか	東北地方北部における地殻の V_p/V_s 比	1997	地震学会講演予稿集	P68
新エネルギー総合開発機構	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(八甲田地域)調査報告書	1985		
新エネルギー総合開発機構	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	1988		
新エネルギー総合開発機構	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	1991		
新エネルギー総合開発機構	地熱開発促進調査報告書No.9 下北地域	1986a		
新エネルギー総合開発機構	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(八甲田地域)調査報告書	1986b		
新エネルギー総合開発機構	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(八甲田地域)精密重力調査報告書	1986c		
新エネルギー総合開発機構	昭和60年度 地熱探査技術等検証調査 仙岩地域 資料集	1986d		
石油公団	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	1982		
石油公団	昭和59年度 海上基礎試錐「気仙沼沖」地質検討会	1985		
石油公団	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	1987		
石油公団	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	1995		
石油公団	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	1998		
石油公団	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	2000		
高橋成実ほか	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	1998	地震学会講演予稿集	P160
武田哲也ほか	東北日本弧反射法的処理による地殻下部不均質構造マッピングの試み	1999	地震学会講演予稿集	P94
田近 淳ほか	函館平野西縁活断層帯に関する調査-地形・地質と地下構造の概要	1996	平成7年度・8年度 地震調査研究交付金成果報告会予稿集	
玉野俊郎ほか	反射地震法による日本海溝・南海トラフの海溝斜面探査	1981	物理探査 第34巻第4号	P204-221
長 貴浩ほか	秋田市における短周期微動を用いたF-K法による地下構造推定	1993	物理探査学会 第88回学術講演論文集	P20-23
鶴 哲郎ほか	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	2000	物理探査 第53巻第1号	P43-55
天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会	改訂版 日本の石油・天然ガス資源(渡島半島・青森地域)	1992		
中村亮一ほか	最大加速度振幅値を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィ	1997	地球惑星科学合同学会1997年合同大会予稿集	P277

表2 三陸沖北部の地盤モデルに関する文献(続き)

著者	文献名	年度	出典	ページ
日本鉄道建設公団 青函建設局	青函トンネル地質調査誌	1989		
爆破地震動研究グループ	The Third Explosion Seismic Observations in North-East Japan	1953	地震研究所彙報 第31号第4冊	P281-290
爆破地震動研究グループ	第2回石淵爆破地震動観測結果	1953	地震第2輯 第6巻第1号	P5-27
爆破地震動研究グループ	釜石鉱山における第2回大爆破作業による地震動の観測	1955	地震第2輯 第7巻第4号	P209-215
爆破地震動研究グループ	最近の人工地震探査の成果と今後の展望	1994	地球惑星科学合同学会1994年合同大会予稿集	E31-03
爆破地震動研究グループ	東北日本弧横断人工地震探査(釜石-岩城測線)	1999	地震研究所彙報 第74巻第1冊	P63-122
橋爪道朗ほか	爆破地震動観測による東北日本を横断する測線上の地殻構造 第2部地殻構造	1968	地震第2輯 第21巻第4号	P273-281
長谷川 功	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	1988	地震学会講演予稿集	A81
長谷見晶子ほか	爆破地震動の観測による岩手県中央部の地下構造	1991	地球惑星科学合同学会1991年合同大会予稿集	P159
早川正亮ほか	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	2000	地震学会講演予稿集	A46
日野亮太	海底地震探査による三陸沖の地殻構造	1999	月刊地球号外 No.27	P65-70
平田 直ほか	反射法地震探査からみた奥羽脊梁山地の地殻構造	1999	月刊地球号外 No.27	P39-43
北海道	函館平野西縁活断層帯に関する調査	1998	平成10年 科学技術庁第2回活断層調査成果報告会予稿集	
松沢武雄ほか	第2回鉾田爆破地震動観測から得られた地殻構造について	1960	地震第2輯 第13巻第2号	P78-89
松島 健ほか	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-	1986	物理探査学会 第74回学術講演論文集	P29-30
松島 健ほか	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-	1987	物理探査学会 第76回学術講演論文集	P36-39
松島 健ほか	長周期微動を用いた地下構造推定(5)-十勝平野東部における探査例-	1989	物理探査学会 第80回学術講演論文集	P121-124
松島 健ほか	微動探査法(7)-十勝平野の深層地盤構造と強震動に与える影響-	1991	物理探査学会 第85回学術講演論文集	P264-269
宮内崇裕ほか	津軽山地西縁断層帯・野辺地断層帯の総合調査	1997	地震学会講演予稿集	C58
宮腰 研ほか	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-	1989	物理探査学会 第80回学術講演論文集	P118-120
宮腰 研ほか	微動観測による釧路市の地下構造推定と地盤振動特性の予測	1994	物理探査学会 第90回学術講演論文集	P230-234
森谷武男ほか	日高山脈の速度構造モデル	1994	地震学会講演予稿集	P13
山本英和ほか	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-	1996	物理探査学会 第94回学術講演論文集	P168-172
山本英和ほか	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	1996	物理探査学会 第94回学術講演論文集	P188-192
山本英和ほか	盛岡市における三成分アレイ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	1998	物理探査学会 第99回学術講演論文集	P159-163
横井俊明ほか	釧路市街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	1994	物理探査学会 第90回学術講演論文集	P225-229
吉井 敏尅	人工地震による日本列島の地殻構造	1994	地震第2輯 第46巻第4号	P479-491

表3 深い地盤構造モデルにおける各層の物性値

速度層 区分	P波速度 km/s	S波速度 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	4.0	2.3	2.4	基盤岩風化帯	上部白亜系
5	5.8	3.4	2.7	基盤岩	基盤岩

表4 八戸における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 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5 青森における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 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 宮古における工学的基盤から地表までの地盤モデル

層厚 (m)	S波速度 (m/s)	密度 (tf/m ³)	G/G ₀ ,h- 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	-