

山形盆地断層帯の地震を想定した強震動評価

(説明)

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

山形盆地断層帯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。

- 1) 地震調査委員会による「山形盆地断層帯の評価」(地震調査委員会, 2002b; 以下、「長期評価」という)で示された活断層位置に沿うように一つの屈曲点を持つ長さ**60km**の断層を想定した。ただし、「長期評価」では、同断層帯全体が一つの活動区間として活動する可能性があるとしていることより、本報告においても、断層帯全体を1つのセグメントと想定した。
- 2) 1)の巨視的震源特性等から微視的震源特性を評価して特性化震源モデルを設定した。セグメントが大きいことより、大小2つのアスペリティを想定し、そのアスペリティの位置と深さおよび破壊開始点を変化させた9通りのケースを想定した。
- 3) 山形盆地周辺の地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査の結果等より評価した。浅い地盤構造は国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- 4) 2)で作成された特性化震源モデル、3)で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約**1km**メッシュ単位で「詳細法」(4章参照)を用いて強震動評価を行った。2)で想定したケース数が多かったことより、統計的グリーン関数法を用いた強震動予測計算を行った段階で想定ケースを絞り込み、最終的に4ケースについてハイブリッド合成法を用いた計算を行った。
- 5) 平均的な地震動分布を評価するため「簡便法」(4章参照)を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性」、「地下構造モデル」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録1の「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」(以下、「レシピ」と呼ぶ)に基づいたものであり、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した。

1.2 評価地点

本報告における評価地点は、図 8 に示した強震動評価範囲の中にある約**1km**メッシュの中心とした。

1.3 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれにおいて下記のとおりである。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」(3章参照)上の時刻歴波形(計算有効周期範囲: **0.1~10秒**)。
- 地表の最大速度および計測震度

「簡便法」

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

- 地表の最大速度および計測震度

本報告では、「詳細法工学的基盤」上において計算された波形のうち、**図 8**にその位置を示す酒田（市役所）、新庄（市役所）、寒河江（市役所）、米沢（市役所）、山形（市役所）それぞれに最も近い5評価地点について、時刻歴波形および擬似速度応答スペクトルを例として示すこととした。

2. 震源特性の設定

本報告では、活動区間については、断層全体が同時に活動するとし、微視的震源特性であるアスペリティの位置（深さ）および破壊開始点の位置を変化させて、複数の断層モデルを想定した。**図 9**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

震源断層の位置・面積・形状・傾斜角・深さ

- 震源断層の位置については、「長期評価」によるものを使用した。ただし、「長期評価」では、山形盆地断層帯の一般走向を、断層帯の北端と南端を直線で結んだ方向より**N10° E**としているが、ここでは、「長期評価」で示された活断層位置図より、同断層帯中央に屈曲点を設けた。以降、屈曲点より北を北部、同南を南部と呼ぶ。断層モデルの北部の走向は**N14.7° E**、南部の走向は、**N3.6° E**となった。（**図 1**参照）。なお、セグメントとしては、一つとしてその他の震源特性を想定した。
- 地震発生層の深さについて、その上限、下限を微小地震の深さ分布より、それぞれ**4km**、**16km**と推定した。
- 震源断層の傾斜について、「長期評価」では、西傾斜と判断されるがその傾斜角は不明としている。ここでは、同じ東北地方にある千屋断層の傾斜角（反射法探査により断層の傾斜角が**40°**前後であることが示されている）より、本断層の傾斜角を**45°**とした。
- 上記の地震発生層の厚さおよび傾斜角から断層の幅を算定し[レシピ**(1)**式参照]、震源断層の面積を算出した。

地震モーメント M_0

地震モーメントについては、内陸地震の震源断層全体の面積と地震モーメントとの関係に基づき、地震モーメントの値を求めた[レシピ**(2)**式参照]。**図 10 - 1**に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたものに、今回の設定値をプロットして示す。

平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層の面積 S を用いて推定した[レシピ**(4)**式参照]。

2.2 微視的震源特性

アスペリティの数

アスペリティの個数は、経験上、**1**地震につき平均**2.6**個で、**1**セグメントにつき**1**～**2**個とされている[レシピ参照]。本報告では、断層面積が比較的大きいことよりアスペリティの数は大小二つとした。

○アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下短周期レベ

ルと呼ぶ) と関係があることから、以下の手順で算定した。

- 1) 壇・他(2001)による短周期レベルと地震モーメントとの経験式[レシピ(5)式参照]を用いて、地震モーメントから短周期レベルを算定した(図10-2)。
- 2) 上記で算定した短周期レベルから、便宜的に等価な半径 r の円形のアスペリティが一つあるという考え方を基にして、アスペリティの面積 S_a を求めた[レシピ(6)~(8)式参照]。
- 3) 2つのアスペリティの面積比は、石井・他(2000)に従い2:1とした。

算定した結果、震源断層の面積に対するアスペリティの総面積の比は、34%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の平均22%(Somerville et al.,1999)、15%~27%(宮腰・他, 2001)、平均37%(石井・他, 2000)といった結果が得られている。これらと比べると、本報告で求められたアスペリティの面積は、震源断層の面積に対して大きめであり、特に二つのアスペリティのうち大きい方のアスペリティの幅は、震源断層の幅とほぼ同じとなった。

○アスペリティの位置

アスペリティの位置については、北部の中央に大きい方のアスペリティをおいたケース(南部の中央に小さい方のアスペリティをおく)、南部の中央に大きい方のアスペリティをおいたケース、そしてそれぞれについてアスペリティが浅いケース(断層の上端に接する)とアスペリティが深いケース(断層の下端に接する)の4通りのケースを想定した。ただし、この4ケースを想定するにあたっては、事前により多くのケースについて統計的グリーン関数法による強震動予測計算を行い、その結果を参考に最終的にハイブリッド合成法の計算を行う4ケースを選び出した。

アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville et al., 1999)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、アスペリティのすべり量および背景領域のすべり量を算定した[レシピ(9)~(13)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は2.7~3.8mとなる。なお、「長期評価」によると、山形盆地断層帯の1回のずれ量は4~5m程度と推定されている。

アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量・実効応力および背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定した[レシピ(14)~(15)式参照]。

f_{max}

f_{max} については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した。

すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(16)~(19)式参照]。

2.3 その他の震源特性

破壊開始点の位置

破壊開始点については、山形盆地断層帯の分岐形態等から想定することは困難であったことより、地震調査委員会(2003a)同様に、アスペリティの中央下端とした。

破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に割れていくものとした。

破壊伝播速度

平均破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[レシピ(20)式参照]。

2.4 詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

3. 地下構造モデルの設定

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、深い地盤構造と呼ぶ）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、浅い地盤構造と呼ぶ）の3つに分けて設定を行った。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」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

上部マントルから地震基盤までの大構造については、Zhao et al. (1992, 1994) のモデルを用いた。表2に各層のモデルパラメータを示す。ただし、半経験的方法[レシピ参照]においては、この地下構造モデルは用いず、減衰特性のみ考慮した。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、下式に示す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値を用い、下式のように設定した。

$$Q = 110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1\text{Hz}) \quad \text{————— (1)}$$
$$Q = 110 \quad (f < 1\text{Hz})$$

ここで、f: 周波数(Hz)

3.2 深い地盤構造

深い地盤構造モデルについては、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、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 山形盆地周辺で実施された物理探査結果及び検層結果、地質資料、深層ボーリング等の文献の収集・整理を行った。地質文献からは、山形盆地周辺の地質構造を把握した。
- ② 弾性波速度を示す物理探査結果及び検層結果の位置、速度層の分布の情報をデジタル化した。図11に収集した速度構造に関する資料の位置を示す。
- ③ 地質構造と②の速度層に関する情報より速度層モデルを設定した。1層目、2層目はHi-netからP波、S波速度を設定した。3層目からは弾性波探査及びPS検層結果をもとにP波速度を設定した。速度構造に関する情報については、P波速度に関する情報が主であったことより、P波速度を基に、速度層構造モデルを設定した。
- ④ 上記のデータをもとに内挿、外挿を行い、5層から成る速度層構造（Vp=1.9km/s層、Vp=2.2km/s層、Vp=3.6km/s層、Vp=4.2km/s層、Vp=5.6km/s層）として、三次元速度構造モデルを評価した。
- ⑤ 各速度層の密度、及び3層目以深のS波速度は、P波速度よりLudwig(1970)の関係をを用いて

換算した。

図3に、評価した三次元速度構造モデルの鳥瞰図、図12にはその断面図の例、図13には、1層目の上面を深さ0mとしたときの各速度層の深度コンタを示す。各速度層と地質との関係は次のとおりである。

- ・ $V_p=1.9\text{km/s}$ 層 ($V_s=500\text{m/s}$ 層) は、第四系に相当する。また、新第三系が露出する地域では、表層風化部に相当する。
- ・ $V_p=2.2\text{km/s}$ 層 ($V_s=800\text{m/s}$ 層) は、新第三系堆積岩類に相当する。また、新第三系火山岩が露出する地域では、表層風化部に相当する。
- ・ $V_p=3.6\text{km/s}$ 層 ($V_s=1.9\text{km/s}$ 層) は、新第三系流紋岩、安山岩類に相当する。
- ・ $V_p=4.2\text{km/s}$ 層 ($V_s=2.3\text{km/s}$ 層) は、新第三系青沢玄武岩類および花崗岩風化部に相当する。
- ・ $V_p=5.6\text{km/s}$ 層 ($V_s=3.1\text{km/s}$ 層) は、花崗岩類に相当する。

本報告では、 $V_p=5.6\text{km/s}$ ($V_s=3.1\text{km/s}$)の層を地震基盤とした。

なお、本報告では、上記モデルの最上位を「詳細法工学的基盤」と定義するが、最上位には図14に示すように1層目 ($V_s=500\text{m/s}$ 層) が分布するところと $V_s=800\text{m/s}$ 層が露出するところがある。

「詳細法工学的基盤」での波形計算処理は、 $V_s=800\text{m/s}$ 層までと $V_s=500\text{m/s}$ 層とでは異なるため、これらを分けて評価する。

一方、「簡便法」においては、上記地下構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$) と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会による「確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定)について」(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

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「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1kmメッシュ単位で浅い地盤構造における表層30mの平均S波速度を求め、これより、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した(図4) [レシピ(21)~(22)式参照]。

4 強震動計算方法

本報告で用いた強震動計算方法としては、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れてハイブリッド合成法を用いて地震波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式により最大速度を算定する「簡便法」とを使い分けた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

○詳細な計算に用いる震源モデル

強震動計算に用いる震源モデルは、震源断層を約2km×2kmの要素メッシュに分割して設定した(図2)。

○三次元地下構造モデル上面における波形計算

3章で述べた深い地盤構造及び上部マントルから地震基盤までの大構造より、 $V_s=800\text{m/s}$ 層を最上面として、標高軸を深さ軸に変換した(図13参照。 $V_s=800\text{m/s}$ 層上面が深さ0mとなる。)三次

元地下構造モデルを再構築した。この三次元速度構造モデルを用いて、ハイブリッド合成法により $V_s=800\text{m/s}$ 層上面における時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を理論的方法 (Pitarka, 1999) による不等間隔格子有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法 (壇・他, 2000) によりそれぞれ計算する。そして、接続周期付近でフィルター処理 (マッチングフィルター) を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価することができる。合成の接続周期は1.0秒とした。また、波形は評価範囲 (図8) における約1kmのメッシュそれぞれの中心点で求めた。

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、三次元地下構造モデル上面における統計的グリーン関数を順次作成し、波形合成を行った。

- ・地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b)が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。なお、本報告では $V_p=5.6\text{km/s}$ 層 ($V_s=3.1\text{km/s}$ 層) を地震基盤として扱った。

- ・三次元地下構造モデル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 $V_p=5.6\text{km/s}$ 層よりも上位の一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により三次元地下構造モデル上面での統計的グリーン関数を計算した。

- ・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用いた波形合成

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滑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 S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗平均と考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445 を F として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平2成分の時刻歴波形より最大値 (最大速度) を求める際には、2成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

- 「詳細法工学的基盤」における波形計算

3章で述べたように、三次元地下構造モデルの上位に $V_s=500\text{m/s}$ に至る速度層が設定されている領域がある。これについては、上記三次元地下構造モデル上面の波形を入力波形とし、一次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=500\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本報告では、 $V_s=500\text{m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは三次元地下構造モデルの層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形 (強震動評価結果) とした。

- 地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すなわち、1kmメッシュごとに、「詳細法工学的基盤」上面のS波速度、及び3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求め

た平均S波速度から、最大速度増幅率をレシピ(22)式より求めた。

○地表における計測震度

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川・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。

$$I=2.68+1.72 \cdot \text{Log PGV} \pm 0.21 \quad (I=4 \sim 7) \quad \text{————— (2)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川・他(1999)ではI=0~7の式とI=4~7の2つの式が提示されているが、I=0~7の式は低震度データが強く反映され高震度データがあまり反映されない怖れがある。ここでは、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と考え、I=4~7の式を選択した。

4.2 「簡便法」

○工学的基盤上における最大速度

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて、基準地盤(S波速度600m/s)における最大速度を求めた。

$$\log \text{PGV} = 0.58Mw + 0.0038D - 1.29 - \text{Log}(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50Mw}) - 0.002X \quad \text{———— (3)}$$

PGV:最大速度(cm/s)

Mw: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)

さらに、S波速度が400m/sの地盤を工学的基盤とみなし、松岡・翠川(1994)による表層地盤の速度増幅率算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤(Vs=400m/s)における最大速度を求めた。

○地表面における最大速度

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(22)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

地表における計測震度については、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断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 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」上の波形)。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震としての地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 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

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

有限差分法の結果

三次元地下構造モデル断面沿いの時刻歴波形 図 1 5

ハイブリッド合成法の結果

「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形例 図 1 6

「詳細法工学的基盤」上の地震動の擬似速度応答スペクトル 図 1 7

「詳細法工学的基盤」上の最大速度分布 図 1 8

地表の最大速度分布 図 1 9

地表の震度分布 図 5

図 1 5 には、三次元地下構造モデル断面と、その断面に沿った地表の評価地点における時刻歴波形（有限差分法による計算結果）を並べて示す。同図より、地震基盤が深く $V_s=0.8\text{km/s}$ 層や $V_s=1.9\text{km/s}$ 層の厚いところでは、その影響により地表における地震波が増幅されていることが分かる。

「詳細法」の評価範囲の全地点について、有限差分法と統計的グリーン関数法による計算結果をそれぞれにマッチングフィルターを施した後に合成することによって（ハイブリッド合成法）、「詳細法工学的基盤」上の時刻歴波形が計算された。図 1 6、1 7 には、酒田、新庄、寒河江、米沢、山形を代表評価地点とし（図 8 にその位置を示す）、それぞれの地点におけるケース 1 とケース 2 のハイブリッド合成法によって計算された波形および減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトルを示す。ケース 3（ケース 4）の断層モデルとケース 1（ケース 2）の断層モデルの違いはアスペリティ位置の深さだけであり、それぞれで計算された波形の特徴は大きくは異ならない。したがってここでは、ケース 1 とケース 2 の波形だけを示した。なお、統計的グリーン関数法では、P 波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形の S 波到達時間よりも前（P 波初動付近）は、有限差分法のみにより計算されており、長周期成分しか有していないことに注意が必要である。酒田地点は、代表評価地点の中では、最も断層からの距離が大きいことと、深い地盤構造の影響により、後続波が発達し地震動の継続時間が長くなっている。山形地点、寒河江地点は、震源からの距離は近いが、堆積層の厚い盆地にあるため、その速度応答スペクトルには、1 秒以上の周期にも卓越が認められる。一方、米沢地点における地震基盤は浅いため、0.2～0.5 秒の比較的短い周期だけが卓越しており、地震動の継続時間は短い。

次に各ケースの「詳細法工学的基盤」上での最大速度の分布を比較する（図 1 8）。なお、地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上で求められた 2 成分の時刻歴波形のベクトル合成を行い、その最大値を求めた。ケース 1 では北部に大きいアスペリティがあるためその北部の、ケース 2 では、南部に大きいアスペリティがあるためその南部の地震動が大きい。ケース 1 とケース 3 の比較では、アスペリティの深さを変えた（断層上端に接する場合と下端に接する場合）。震源近傍では、アスペリティが浅い位置にあるケース 1 の地震動の方が大きい。この差は小さいアスペリティの周辺において顕著である（小さいアスペリティの方が両者における深さの差が大きいため）。

図 1 8 で示した各ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に浅い地盤構造による増幅率を

掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図19に示した。また、これら最大速度値より換算して求めた震度（地表）の分布を図5に示した。各ケースの予測結果を比較すると、震度6弱以上の強い揺れが予測される地域は、アスペリティの位置・深さによって大きく変化することが分かる。ケース1では、2つのアスペリティ直上からその東方に震度6強以上となる地域が広がっている。アスペリティの直上だけでなく、北部のアスペリティについてはその東方、南のアスペリティについてはその北東方向にかけて震度が大きくなっているのは、ディレクティブティ効果の影響と地下構造（盆地）の影響である。ケース2では、ケース1と比べるとアスペリティの大小が南北で入れ替わっており、南部に大きいアスペリティがある。そのため、震度は相対的に北部アスペリティ周辺が小さくなり、南部アスペリティ周辺が大きくなっている。ケース3ではアスペリティが深いところに位置するため、特に小さいアスペリティ近傍ではケース1と比べ小さい震度となった。ケース4とケース2の比較においても、同様の傾向が認められる（図5）。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法（2式）を用いている。この基としている統計データに計測震度6.0を越えるものは少なく、したがって計測震度6.0を越えるものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されていない問題もある。さらに、強震動予測結果のばらつきの問題なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められていないと判断される。したがって、本報告では最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

5.2 「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（震度分布）を図20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。「簡便法」では、工学的基盤から地表への最大速度の増幅率の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり地震基盤から工学的基盤までの増幅は考慮されていない。また断層付近に着目すると、「簡便法」ではディレクティブティ効果を評価していない。したがって「簡便法」の震度は、「詳細法」の震度より小さめとなっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川（1999）の距離減衰式（経験式）と比較して図6に示す。

いずれのケースについても、全体的には、予測結果は距離減衰式と良い対応を示している。ただし、アスペリティの面積が大きく、広い範囲にディレクティブティ効果が現れることより、断層近くでは計算値が距離減衰式より大きな値を示すところが多い。さらに、ケース毎に見てみると、上記の傾向はアスペリティの浅いケース1及びケース2においてより顕著である。

6．問題点と今後の課題

6.1 問題点

- ・ 本評価の対象地域には、朝日山地を挟んで東に山形盆地、新庄盆地、西に庄内平野が分布し、複雑な地形となっていることより、その地下構造も複雑であることが推定される。地下構造モデルの構築にあたっては物理探査の結果を中心に可能な限りの情報収集を行ったが、情報の不足している地域もあり、この作業においてはいくつかの仮定が必要となった。強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。
- ・ 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。地盤調査データが乏しいことより、地表における波形を求める

のに必要な一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用した経験的な方法を用い最大速度の増幅率を推定することによって地表における最大速度を求めた。さらに地表の計測震度も経験式を用いて最大速度より換算して求めている。

- ひずみレベルが大きい場合について、浅部地盤の非線形挙動の影響については評価されておらず、断層に近いところでの強震動予測結果（地表の最大速度／震度）は、過大評価となっている可能性がある。

6.2 今後の課題

- 強震動予測結果を工学的に利用するために、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。
- アスペリティの深さ、位置関係や破壊開始点の設定を変え、複数のケースにおける強震動予測計算を行い、そのばらつきを含めて検討した。今後の調査研究により、強震動予測結果に大きな影響を及ぼすこれらの震源特性に関する情報が増えれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。
- 上記に加え、断層の傾斜角、破壊の伝播方向も地表の地震動の大きさに与える影響が大きいことが報告されている（地震調査委員会、**2003a, 2003b**）。本報告の結果も踏まえ、強震動予測結果のばらつきについては、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。
- 理論的グリーン関数の計算効率の向上また計算機能力の向上により、今後は評価範囲の拡張、想定ケースの数の増加が期待できる。
- 「詳細法」による強震動予測の精度をさらに高めるためには、より詳細な地下構造モデル（深い地盤構造及び浅い地盤構造）が必要となる。

参考文献 (アルファベット順)

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.**
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621.**
- 壇一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・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) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1501-1523.**
- 本田康夫 (1983) : 米沢盆地の基盤構造. 山形応用地質, 3, 21-26.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002) : 予測のための震源のモデル化, 月刊地球/号外, 37, 62-77.
- 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(2002a) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部) の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2002b) : 山形盆地断層帯の評価.
- 地震調査委員会(2003a) : 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(2003b) : 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) について.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 糸魚川-静岡構造線断層帯 (北部、中部) を起震断層と想定した強震動評価手法について (中間報告) .
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について (地震調査委員会(2002a)の別添) .
- 地震予知総合研究振興会地震調査研究センター (1999) : 平成10年度科学技術庁委託「強震動評価手法のレビューと事例的検討」報告書, 603-715.
- 金属鉱業事業団(1973) : 昭和47年度 精密調査報告書 山形吉野地域. 86.
- 金属鉱業事業団(1975) : 昭和48年度 精密調査報告書 山形吉野地域. 73.
- 北村信 編(1986) : 新生代 東北本州弧地質資料集 第1巻~第3巻. 株式会社.
- 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 (1989) : 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. 地質調査所報告, 270, 482.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea, Vol. 4, part 1, Wiley-Interscience, 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・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.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 99-109.
- 中鉢晋(1990) : 砕石発破を用いた地殻浅部における地震波減衰の研究, 東北大学大学院理学研究科修士学位論文.
- 中島淳一・松澤暢・長谷川昭・趙大鵬 (2001) : 東北日本弧の三次元地震波速度構造とV_p/V_s構造, 地震研究所彙報, Vol.76, 13-21.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9.
- 中野俊・土屋信之(1992) : 鳥海山及び吹浦地域の地質, 地域地質, 研究報告 (5万分の1地質図幅),

- 地質調査所, 138.
- 大沢 穠・片平忠実・土谷信之(1986): 清川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 61.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.**
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a): 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.
- 司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.**
- 東北農政局(1982): 山形盆地地区地盤沈下報告書(地形・地質編). 農林水産省東北農政局計画部, 124.
- 通商産業省(1967): 昭和41年度 広域調査報告書 山形吉野地域.
- 通商産業省(1969): 昭和42年度 広域調査報告書 山形吉野地域.
- 通商産業省(1970): 昭和43年度 広域調査報告書 山形吉野地域.
- 矢崎清貫・井波和夫(1964): 山形・秋田県下における地震探査. 地質ニュース, 133, 13-15.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, (1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, 212, 289-301.**
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, J. Geophys. Res., 99, 22313-22329.**

表2 各層のモデルパラメータ

層番号	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q
	1.9	0.5	1.9	110
	2.2	0.8	2.0	110
	3.6	1.9	2.3	110
	4.2	2.3	2.4	110
上部地殻相当	5.7~6.4*	3.3~3.5*	2.6	150
下部地殻相当	6.4~6.9*	3.6~3.8*	2.9	150
マントル相当	7.3~8.0*	4.2~4.5*	3.38	600

*Zhao et al. (1992, 1994) のモデル