

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)

(説明)

1. 宮城県沖地震強震動評価の概要

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動評価の概要として、評価全体の流れ、強震動評価の対象となる震源域、評価地点及び評価項目について述べる。

1.1 評価全体の流れ

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

- ① 本報告の震源モデルは、「長期評価」、「形状評価」により設定した「中間報告」の震源モデルを基にした。「単独の場合」については、震源域をA1またはA2とする2つのケース、「連動した場合」については領域A(A1とA2を合わせた領域)及び領域Bを震源域とするケースを想定した。
- ② 「単独の場合」については、1978年の宮城県沖地震で観測された波形データ等を参照し、微視的震源特性を評価し、上記した「中間報告」で設定した震源モデルを修正した。
- ③ 震源域周辺の三次元地下構造モデルは、工業技術院地質調査所(2000)の重力データを基に既存の探査データを利用して作成し、浅い地盤構造モデルは国土数値情報(国土地理院, 1987)を基に作成した。
- ④ 「単独の場合」については、上記のとおり設定した特性化震源モデル及び三次元地下構造モデルより、半経験的手法(統計的グリーン関数法)とハイブリッド合成法(レシピ参照)を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ ④の強震動評価結果(震源域をA1した計算波形)と観測波形(1978年の宮城県沖地震)とを比較したところ、ハイブリッド合成法による結果は、計算波形の振幅が小さい等、観測波形と調和的でない判断された。その理由について「5.3 予測結果の検証」や6章で述べるような検討を行った結果、「詳細法」による強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による結果を採用することとした。
- ⑥ 「連動した場合」の強震動評価については、アスペリティなどの微視的震源特性を設定するための情報が無いこと及び断層規模の増大に伴い評価範囲を広くする必要があったことより、「簡便法」を用いた。

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

1.2 強震動評価の対象とする震源域

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

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

1.3 評価地点

本報告における強震動の評価範囲としては、「詳細法」による評価範囲と「簡便法」による評価範囲の2つを設定した。このうち「詳細法」による強震動計算については、計算負荷が大きいため、計算範囲の広さ（ボリューム）と最大周波数との積であらわされる「計算量」が制限される。ここでは、理論的に計算できる下限周期を短くすることを優先し、ケースA1、ケースA2ごとに下記のとおり評価範囲を設定し（図9）、その評価範囲を約1km四方の領域に分割した。評価地点は、各領域の中心点とした。

A1：北緯 38° 00′ ～ 38° 45′
東経140° 40′ ～141° 40′
(但し、理論的手法による計算範囲は、東経140° 40′ ～142° 40′)
A2：北緯 37° 45′ ～ 38° 30′
東経140° 40′ ～141° 40′
(但し、理論的手法による計算範囲は、東経140° 40′ ～142° 40′)

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

北緯 37° 00′ ～ 39° 10′
東経140° 10′ ～142° 00′

の範囲にある約1 km四方の領域の中心点（約5万地点）とした（図9）。

1.4 評価項目

本報告における強震動の評価項目は、下記のとおり。

「詳細法」

- 「詳細法工学的基盤」（3章参照）上の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）
- 地表の最大速度及び震度

「簡便法」

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

2. 宮城県沖地震の震源特性の設定

ここでは、宮城県沖地震の震源特性を評価した内容について、震源パラメータごとに説明する。本報告では、「中間報告」同様に「単独の場合」としてA1とA2の震源域それぞれで発生した地震、「連動した場合」として領域A及び領域Bの震源域で発生した地震の3つの地震を想定した。これらの震源特性のパラメータについては、表1にまとめ、図2にはそれぞれの震源域、アスペリティ、破壊開始点の位置を示した。また、本報告と「中間報告」におけるそれぞれの震源モデル（A1）の相違について、図10にまとめて示す。

2.1 巨視的震源特性

○モーメントマグニチュード、地震モーメント、平均応力降下量

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

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

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

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

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

○震源断層の面積・位置・形状・傾斜角・深さ

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

- ① 「単独の場合」の震源断層の面積 S は、各ケースで想定されている地震モーメント及び震源断層全体の平均応力降下量(7MPa)から、Kanamori and Anderson(1975)の地震モーメントと震源断層の面積の関係式[レシピ(1)式参照]により算定した。
- ② 「中間報告」同様に単独の場合では菊地・山中(2001)による1978年、1936年の宮城県沖地震のすべり分布を参照して、それぞれケースA1とケースA2の震源域を設定した。「連動した場合」の震源域Bについては、羽鳥(1976)による1897年に発生した海溝寄りの地震における津波の波源域を基にその面積も含めて設定した。
- ③ 傾斜角・深さについては、それぞれの地震の震源域に対応する三浦・他(2001)による陸のプレートと太平洋プレートとの境界面に合わせるように設定した。

○平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層の面積 S を用いて推定した[レシピ(2)式参照]。

2.2 微視的震源特性

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

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

○短周期レベルA

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

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

モーメントにあてはめて算出した。

○アスペリティの数・位置・面積・平均応力降下量

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

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

この結果によると、アスペリティの総面積 S_a は、震源断層の総面積 S に対して、約9%となる。これまでの研究成果では、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、海溝型地震では約35%という成果(石井・他, 2000)が得られている。また、地震調査委員会強震動評価部会(2001)では南海トラフで発生する地震に対して、ケースによって30%、15%の値を設定している。本報告における震源断層の面積に対するアスペリティの面積比は、これらの値と比較すると小さい。

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

○アスペリティの平均すべり量

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

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

一方、この海域で想定される最大すべり量は、カップリングレートを1.0とするとプレートの相対運動速度(8cm/年)と最長活動間隔(42.4年)から3.39mと求めることができる。一般にアスペリティの平均すべり量は、海域の最大すべり量を下回ると考えられるが、上記で算出されたアスペリティの平均すべり量は、ケースA1で5.9m、ケースA2では4.7mと想定値よりも大きい。この不一致の要因としては、想定される最大すべり量及びアスペリティのすべり量を求めるに至る各パラメータの誤差の問題が挙げられる。本評価のように観測記録(短周期地震動)を再現することに主眼を置いて震源を特性化した場合、そのアスペリティのすべり量は、海域で想定される最大すべり量と食い違うことが考えられ、今後両者の比較については検討が必要である。

○背景領域のすべり量及び実効応力

背景領域のすべり量はレシピ(8)~(10)式より算出した。また、背景領域の実効応力は、レシピ(13)式より算出した。その際、震源断層の幅については、震源域の形状を参照してケースA1、ケースA2ともに36kmとした。

○ f_{max}

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

○すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[レシピ(14)~(17)式参照]。

2.3 その他の震源特性

宮城県沖地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下説明する。

○破壊開始点の位置(震源の位置)

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

○破壊伝播様式

破壊は、破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に広がるものとした。

○破壊伝播速度

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

2.4 震源モデル

「詳細法」に用いる震源モデルは、想定した震源域が太平洋プレート上の不整形な面であることから、震源断層を約4km×4kmの要素断層に分割し、それらをプレート面に沿わせる形で想定震源域に配置した(図2参照)。

3. 地下構造モデルの設定

宮城県沖地震を想定した強震動評価のための地下構造モデルについては、対象を

- ① 地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤($V_s=3.0\text{km/s}$ 相当層)までの大構造。
- ② 地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下「深い地盤構造」という)。
- ③ 地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下「浅い地盤構造」という)

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

なお、本報告において工学的基盤は二通りに定義されているが、これについては「3.2深い地盤構造」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの大構造(伝播経路)

三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図12)。ただし、統計的グリーン関数法のためのモデルとしては、減衰特性(Q値)のみを考慮し、下式に示したように仙台地域の観測記録から推定した佐藤・他(1994b)による周波数依存のQ値を利用した。

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

ここで、 f : 周波数(Hz)

3.2 深い地盤構造(地震基盤～「詳細法工学的基盤」)

深い地盤構造(三次元地下構造モデル)の設定については、レシピの中の「深い地盤構造のデータが一部揃っている場合」の「過去の堆積環境が概ね一様と想定されるケース」に相当するものとして、その考え方に基づいて設定を行った。

具体的には以下の手順でモデルの作成を行った。

- ① 重力データの既存資料(工業技術院地質調査所, 2000)から解析範囲のブーゲー異常分布を抽出した(図13上段)。

- ② ①のデータから、フィルター処理（カットオフ波長約100km）によりプレートやモホ面などといった対象よりもさらに深い地盤構造に起因すると考えられる非常に長い成分の波長（「長波長成分」という）（図13中段）を除去し、対象とする地震基盤及びその上位層に対応すると考えられる残差重力成分（図13下段）を抽出した。
- ③ ②で得られた残差重力値とS波速度構造との相関関係を導く。即ち、評価地域では過去の堆積環境は概ね一様であり、残差重力値と各層の深度が概ね比例すると仮定して、評価地域において調査されているボーリングデータ（一部のKiK-net観測点のデータを利用）及び音波探査・微動探査より推定されたS波速度構造の深度と残差重力値との相関関係を設定した。評価地域では深い地盤構造モデルとして既存の調査から、 $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s}\sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s\geq 3.0\text{km/s}$ 層の上面深度を推定した。この結果、地域（内陸部、海域2地域）によって相関関係が異なることが確認できたため、データを基に地域ごとに回帰直線を設定した（図14）。
- なお、海域のデータについては、 $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 層に対応するデータが得られなかったため、この層の相関関係としては便宜的に宮城県内陸部のものを利用した。
- ④ ③で設定した地域別の回帰直線はそのまま適用すると、地域の境界部に不連続が生じるため、③の回帰式に用いた地点の位置情報に基づいて、回帰式の係数を次式を用いて空間的に補間し、面的な地点における回帰式を設定した。

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

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

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

以上により推定した震源域周辺の $V_s=700\text{m/s}\sim 1.0\text{km/s}$ 層、 $V_s=1.5\text{km/s}\sim 2.0\text{km/s}$ 層、 $V_s\geq 3.0\text{km/s}$ 層の上面深度を図3に示す。

なお、この深い地盤構造の上面のS波速度は700m/sであるが、この上位に $V_s=400\text{m/s}$ の速度層を設定しているところ（領域）がある。本報告では、 $V_s=400\text{m/s}$ の層があるところではその層、そのほかのところでは深い地盤構造の最上位層（ $V_s=700\text{m/s}$ ）を連続しているとみなし、「詳細法工学的基盤」と定義した。図15に、「詳細法工学的基盤」上の $V_s=400\text{m/s}$ 層の分布を示す。一方、「簡便法」においては、この深い地盤構造は用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。この簡便法における工学的基盤の定義は、地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会(2002)による「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」の中の「工学的基盤」と同義である。

3.3 浅い地盤構造（工学的基盤～地表）

浅い地盤構造は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の上に分布するという前提でレシピの中の「面的な評価によるモデル化の方法」に基づいて設定を行った。即ち、国土数値情報(国土地理院, 1987)を利用した手法(松岡・翠川, 1994)を用い、約1 km四方の領域ごとに浅い地盤構造による最大速度の増幅率を算定した（図4）[レシピ(19)～(20)式参照]。

4. 強震動計算方法

本報告の「単独の場合」には、これまでに述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルの影響を取り入れ工学的基盤上の時刻歴波形を計算する「詳細法」（統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法）を用いた。「連動した場合」については、過去のデータを基に、最大速度をマグニチュードと距離の経験式で算定する「簡便法」を用いた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」

○三次元地下構造モデル上面における波形計算

3章で述べた地下構造モデルのうち、上部マントルから地震基盤までの大構造及び三次元地下構造モデル（深い地盤構造）を用いて、三次元地下構造モデル上面における波形を統計的グリーン関数法あるいはハイブリッド合成法により求めた。

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

- ・地震基盤における統計的グリーン関数の作成
仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録を用いて佐藤・他(1994a, 1994b) が推定したパラメータを用いたスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤・他(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。
- ・ $V_s=700\text{m/s}$ 層上面での統計的グリーン関数の作成
各計算ポイント直下の三次元地盤モデルから、各計算ポイントでの一次元地盤モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により $V_s=700\text{m/s}$ 層上面での統計的グリーン関数を計算した。
- ・ $V_s=700\text{ m/s}$ 層上面における統計的グリーン関数を用いた波形合成
 $V_s=700\text{m/s}$ 層上面における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

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

ハイブリッド合成法は、短周期成分を上記統計的グリーン関数法、長周期成分を理論的方法 (Pitarka, 1999) による不等間隔格子有限差分法によりそれぞれ計算し、接続周期付近でフィルター処理 (マッチングフィルター) を施した上でそれらを合成し広帯域地震動を評価する方法である。合成の接続周期は約1.5秒とした。また、波形は詳細法評価範囲 (図9) における約1 km四方の領域ごとの中心点で求めた。

○「詳細法工学的基盤」における波形計算

三次元地下構造モデル（深い地盤構造）の上面のS波速度 (V_s) は 700m/s であるが、この三次元地下構造モデルの上面の上位に $V_s=400\text{m/s}$ に至る速度層を設定しているところ (領域) がある。これについては、上記三次元モデル上面の波形を入力波形とし、一次元重複反射理論により増幅を評価して $V_s=400\text{m/s}$ 層の上面における波形を求めた。本報告では、 $V_s=400\text{m/s}$ に至る層があるところではその層、そのほかのところでは 700m/s の層上面における波形を「詳細法工学基盤」上における波形 (強震動評価結果) とした。図15には、 $V_s=400\text{m/s}$ 層のあるところについて、 $V_s=700\text{m/s}$ 層における最大速度値と上記で求めた $V_s=400\text{m/s}$ 層における最大速度値の比を示す。

○地表における最大速度の計算

地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地盤構造モデルを作成する必要があるが、ここでは地盤調査データが乏しいことより、(ボーリング情報のある地点を除き) 一次元地盤構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いた。すな

わち、約1 km四方の領域ごとに、「詳細法工学的基盤」のS波速度(400m/sまたは700m/s)、及び3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレスピ(20)式より求めた。各領域における「詳細法工学的基盤」における波形の最大速度を読み取り、これに求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

計算された地表最大速度より、次に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて、計測震度相当値を算定した。

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

I：計測震度 PGV：地表最大速度(cm/s)

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

4.2 「簡便法」

○工学的基盤上における最大速度

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

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

PGV:最大速度(cm/s)

Mw:モーメントマグニチュード

Dep:震源深さ(km)

X：断層最短距離(km)

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

○地表面における最大速度

約1 km四方の領域ごとに、3章で述べた地下構造モデルのうち浅い地盤構造で求めた平均S波速度から、最大速度増幅率をレスピ(20)式より求める。工学的基盤における最大速度に、求めた最大速度の増幅率を適用することによって、地表における最大速度を求めた。

○地表における計測震度

地表における計測震度については、4.1「詳細法」での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの特徴をまとめる。

「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された断層モデルに対する地震動を評価することができる。
- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる (本報告では「詳細法工学的基盤」まで)。
- ・ 微視的震源特性を設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する (特にハイブリッド合成法を用いる場合)。

「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する地震動分布を評価するので、個々の地震の特徴や微視的震源特性の

影響を反映できない。

- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 宮城県沖地震を想定した強震動予測結果とその検証

「詳細法」及び「簡便法」による強震動予測結果を示し、「詳細法」による予測結果については、その妥当性について検証した結果について説明する。

5.1 「単独の場合」の強震動予測結果

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

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

図 1 6 の「詳細法工学的基盤」の最大（地動）速度分布では、最も大きいところで60cm/s程度となっている。その分布形態は、「簡便法」による工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) の最大速度分布 (図 1 8) と比べると複雑なパターンを示しているが、これは「詳細法」では地下構造モデルを反映していることによるものである。ケースA1とケースA2を比較すると、マグニチュードの大きいケースA1のほうが、（ケースA2で設定されたアスペリティの近傍を除いて）全体的に大きめの値となっていることがわかる。

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

5.2 「連動した場合」の強震動予測結果

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

評価項目	図番号
工学的基盤 ($V_s=400\text{m/s}$ 相当) の最大速度分布	図 1 8
地表の最大速度分布	図 1 9
地表の震度分布	図 6

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

結果となっているためである。「連動した場合」（簡便法）と「単独の場合」（詳細法）の評価結果を比較する場合には、それぞれにおいて評価方法が異なっていることに注意する必要がある。

5.3 予測結果の検証

ここでは、宮城県沖地震を想定した強震動予測結果の妥当性検証のため、「中間報告」同様に下記の項目について「詳細法」を用いた「単独の場合」の予測結果について検討を行った。

- 1) 震度
- 2) 観測波形記録
- 3) 経験的方法（距離減衰式）

以下、それぞれの項目について述べる。

1) 震度

「詳細法」の評価の領域内では、石巻、仙台の2点において1978年、1936年の宮城県沖地震の震度が観測されている。観測震度とその観測点に最も近い評価地点の計算結果との関係は次のとおりである。

1978年宮城県沖地震

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

1936年宮城県沖地震

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

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

また、1978年の宮城県沖地震については、その震度分布を把握することを目的としてアンケート調査が行われている（村井，1979；表・楯橋，1979）。詳細法の評価範囲内において、村井（1979）によるアンケート震度分布と「詳細法」による強震動予測結果（ケースA1）の比較を図20に示した。なお、このアンケート震度は市町村単位（1978年当時）で集計された結果であることに注意が必要である。この比較によると、アンケート震度で震度6弱相当となっているところの周辺の予測結果は概ね震度6弱を示しており、そのほかの震度を見ても、概略分布としては良い対応を示している。

2) 観測波形記録

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

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

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

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

本報告では、4章で説明したように、接続周期を1.5秒としたハイブリッド合成法による波形計算も行った。図2-2にこのハイブリッド合成法による計算波形と観測波形（速度波形）との比較を示す。ハイブリッド合成法による計算波形では、（合成する前の）統計的グリーン関数法による計算波形では顕著であったパルスが打ち消されており、全体的に振幅が小さくなっている。したがって、計算波形の観測波形との対応は、統計的グリーン関数法による計算波形と比べ明らかに悪くなっている。この結果より、これまで示してきたように、本報告の強震動評価結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果を採用した。ハイブリッド合成法による計算波形と観測波形との対応が悪くなった理由として考えられる問題点については、次章で述べる。

3) 経験的方法（距離減衰式）

ケースA1、ケースA2のそれぞれの「詳細法」による「詳細法工学的基盤」上の最大速度を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に補正した値と司・翠川（1999）の最大速度の距離減衰式との比較を行った（図2-3）。いずれのケースにおいても、「詳細法」による予測結果が距離減衰式の曲線に対し大きめの値となっている。これは、「単独の場合」（詳細法）と「連動した場合」（簡便法）との結果の比較のところでも述べたように、距離減衰式が海溝型の地震の平均的な地震動を表していることに対し、「詳細法」を用いた結果は、1978年宮城県沖地震の特徴を反映した計算結果となっているためである（ケースA2についても、ケースA1同様に平均よりも大きめの短周期レベルを設定している）。ただし、同図において計算結果がプロットされているのは、A1、A2ともに1.3評価地点で示した計算範囲のデータである。したがって、震源距離（アスペリティからの距離）との関係や、破壊伝播方向との関係において偏りがある。例えば、ケースA1とケースA2と比べると、ケースA2の方は、アスペリティ直上のデータを含んでいるため、距離の近いところではケースA1と同じ程度の値（最大速度）を示している。

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

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

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

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

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

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

強震動評価にあたっての問題点としては、上記のほか次の点が挙げられる。

- アスペリティや破壊開始点の位置、応力降下量などの微視的震源特性が地表の地震動分布に大きく影響することが本検討からも明らかになった。アスペリティ等に関する震源特性は不確定性を含んでいるため、これらを取込んで評価される「詳細法」を用いた強震動予測結果には、ばらつきがあることを考慮する必要がある。
- 「詳細法」によって時刻歴波形を求めるのは「詳細法工学的基盤」までとし、地表における時刻歴波形は求めなかった。これは、地表における時刻歴波形を求めるためには、浅い地盤構造についても一次元地下構造モデルを作成する必要があるが、その一次元地下構造モデルの作成に必要な地盤調査データが乏しい（ボーリング情報のある地点を除き）ためである。そしてここでは、微地形区分を利用した経験的な方法を用いて最大速度の増幅率を推定することによって地表の地震動の大きさを評価した。

6.2 今後の課題

- 本報告では、統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法により強震動予測計算を行い検討した結果、統計的グリーン関数法の結果を強震動評価結果として採用した。しかしながら、広帯域の強震動予測を行うためには、ハイブリッド合成法は有効であり、既に評価範囲が相対的に狭い内陸地震の強震動評価においては実用化されている。統計的グリーン関数法では、表面波等の影響が取込まれていないため、長周期成分の評価や地震動の継続時間の評価が必ずしも十分でない。今後は、海溝型の地震の強震動評価においても、ハイブリッド合成法による計算結果の精度が向上できるように、地下構造モデルの高精度化、計算手法の改良、震源モデルの改良について検討していきたい。
- 宮城県沖地震については、重点的調査観測が計画されており、また仙台平野については地下構造調査が実施されている。この成果によって、将来的に強震動予測の精度が向上することが期待されている。
- 強震動予測結果を工学的に利用するためには、微視的震源パラメータの不確定性等による強震動予測結果のばらつきの評価が今後の課題となる。

参考文献 (アルファベット順)

- Boore, D. M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M., and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- 後藤尚男・他(1978) : デジタルフィルターによるSMAC-B2型加速度計記録の補正について, *土木学会論文報告集*, 277, 57-69.
- 羽鳥徳太郎 (1976) : 三陸沖津波の波源位置と伝播の様相, *東京大学地震研究所彙報*, Vol.51, 197-207
- 石井透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, *日本建築学会構造系論文集*, 527, 61-70.
- 地震調査委員会(1999) : 地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—地震調査研究の推進について—.
- 地震調査委員会(2000) : 宮城県沖地震の長期評価.
- 地震調査委員会長期評価部会(2002) : 次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について.
- 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価委員会(2002) : 確率論的地震動予測地図の試作版 (地域限定) について.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告).
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦(1998) : 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, *地震* 2, 51, 123-138.
- 建設省土木研究所(1978) : 土木構造物における加速度強震記録 (No.2), *土木研究所彙報*, 第33号.
- 菊地正幸(2002) : 地震調査委員会第61回長期評価部会参考資料7.
- 菊地正幸・山中佳子(2001) : 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, *サイスモ*, 5(7), 6-7.
- 国土地理院(1987) : 国土数値情報, *国土情報シリーズ2*, 大蔵省印刷局.
- 工業技術院地質調査所(2000) : 日本重力CD-ROM.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, *第22回地盤震動シンポジウム資料集*, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56.
- 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001) : 日本海溝前弧域 (宮城沖) における地震学的探査—KY9905航海—, *JAMSTEC深海研究*, 第18号, 145-156.
- 村井勇 (1979) : アンケート調査による震度分布と被害分布, 1978年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究, 昭和53年度文部省科学研究費自然災害特別研究(D)302041, 89-95.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9.
- 表俊一郎・植橋秀衛(1979) : 1978年6月12日, 宮城県沖地震のアンケート調査解析, *日本建築学会第7回地盤震動シンポジウム予稿集*, 77-82.
- Pitarka, A. (1999): 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994a) : ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, *日本建築学会構造系論文集*, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のポアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構*

造系論文集, 462, 79-89.

佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994c) : 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 463, 27-37.

佐藤智美・小林義尚・八代和彦(2000) : 強震動の高周波フーリエスペクトル特性— f_{max} と応力降下量—, 日本建築学会構造系論文集, 527, 79-87.

佐藤智美・巽誉樹(2002) : 全国の強震動記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 556, 15-24.

Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Kudo and T. Eguchi (1980): Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.23, 39-61.

司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, No.523, 63-70.

宇津徳治(2001) : 『地震学第3版』, 共立出版.

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

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

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

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

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

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

*1Hz 以下では 110

f: 周波数