

石狩低地東縁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
1.1 評価全体の流れ	1
1.2 評価地点	1
1.3 評価項目	2
2. 震源特性の設定	2
2.1 巨視的震源特性	2
2.2 微視的震源特性	3
2.3 その他の震源特性	4
2.4 詳細な計算に用いる震源モデル	5
3. 地下構造モデルの設定	5
3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」	5
3.2 「深い地盤構造」	6
3.3 「浅い地盤構造」	6
4. 強震動計算方法	7
4.1 「詳細法」	7
4.2 「簡便法」	8
4.3 それぞれの手法の特徴	9
5. 強震動予測結果とその検証	9
5.1 「詳細法」による強震動予測結果	9
5.2 「簡便法」による強震動予測結果	12
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	12
5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較	12
6. 問題点と今後の課題	13
6.1 問題点	13
6.2 今後の課題	13
参考文献（アルファベット順）	15

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

石狩低地東縁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にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 地震調査委員会による「石狩低地東縁断層帯の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下、「長期評価」という）¹で示された活断層位置に沿って長沼付近で屈曲した震源断層モデルを想定した。
- 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²を設定した（図9参照）。断層延長（68km）が地震発生層の厚さ（17km）よりも4倍程度と長く、断層規模が大きいことと過去の断層変位の分布より、大小2つのアスペリティを想定し、破壊開始点を変化させた3通りのケースと試行としてアスペリティの大きさを変えたケースを加えて4つのケースを想定した。
- ③ 石狩低地周辺（北は滝川市、南は苫小牧市に達する範囲）の「深い地盤構造」（3章参照）に対する三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査結果等より作成した。工学的基盤³より上の「浅い地盤構造」（3章参照）のモデルは国土数値情報の地形分類データ（国土地理院，1987）を基に最大速度の増幅率の分布として取り扱った。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと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メッシュ密度で「詳細法」（ハイブリッド合成法：4章参照）を用いて強震動評価を行った。また、ケース2の条件で、試行的にボーリング調査データによる「浅い地盤構造」のモデルを用いて一次元地震応答計算により地表の震度を求めた。
- 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「特性化震源モデル」、「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」という）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

本評価における評価地点は、次に示す強震動評価範囲の中にある約1km²メッシュの中心とした（図8参照）。

「簡便法」による評価範囲

東経 140.7° ～ 142.5°

北緯 42.4° ～ 43.7°

¹ 地震調査委員会（2003a）：石狩低地東縁断層帯の評価（平成15年11月12日公表）

² 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」という。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

³ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物等の種類や地盤の構造などの状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s程度である。今回の評価範囲ではVs=480m/s層の上面に相当する。

「詳細法」による評価範囲

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北西端 東経 140.982° , 北緯 43.831°
南西端 東経 141.011° , 北緯 42.418°
南東端 東経 142.530° , 北緯 42.424°
北東端 東経 142.536° , 北緯 43.838°
東西幅 125km
南北幅 157km

1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれ以下のとおりである。

「詳細法」

- ・「詳細法工学的基盤」（3章参照）上面の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）（全ケース）
- ・「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布（全ケース）
- ・地表の最大速度分布（全ケース）
- ・震度分布（ケース1～3）

「簡便法」

- ・震度分布

本評価では、「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**にその位置を示す滝川市役所（空知支庁）、富良野市役所（上川支庁）、岩見沢市役所（空知支庁）、江別市役所（石狩支庁）、夕張市役所（空知支庁）、札幌市役所（石狩支庁）、千歳市役所（石狩支庁）、苫小牧市役所（胆振支庁）のそれぞれに最も近い計算メッシュの中心の8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した。

2. 震源特性の設定

石狩低地東縁断層帯は、北海道美唄（びばい）市から勇払（ゆうふつ）郡早来（はやきた）町に至る長さ66kmの石狩低地東縁断層帯主部（以下「断層帯主部」という）と千歳市から苫小牧市に至る長さ23kmの石狩低地東縁断層帯南部（以下「断層帯南部」という）からなる。「長期評価」によれば、「断層帯主部」と「断層帯南部」との関係には言及していないが、「断層帯南部」は2条の活褶曲の西側に沿って存在していることが推定されているが詳細は把握されていないとしている。そこで、震源断層モデルは、過去の断層変位が確認されており、その活動性（今後30年以内の地震発生確率は、0.05%～6%で地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属する）が高いと評価されている「断層帯主部」の範囲とした。本評価では、「断層帯主部」全体が同時に活動するとし、その破壊開始点の位置やアスペリティ面積を変えた4つのケースの特性化震源モデルを想定した。**表2**に各ケースの震源断層パラメータを示す。また、**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

(1) 震源断層モデルの位置

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さとお向）を設定し（**図1**参照）、長沼付近の屈曲点の北側を42km、南側を26kmとした（計算モデルは2kmメッシュで構成されている）。お向は屈曲点の北側でN14° E、南側でN16° Wとした。

(2) 地震発生層の深さ

地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、気象庁の地震カタログによる微小地震の発生分布を参照して、上端深さは7kmとし、下端深さは24kmとした（図10-1参照）。

(3) 震源断層モデルの傾斜 δ

「長期評価」では、池田ほか（1996a,b）池田ほか編（2002）の撓曲変形地形や微小地震の分布（図10-2参照）から東傾斜と考えられ、佃ほか（1993）、栗田・横井（2000）による反射法弾性波探査結果などから、深部においてかなり低角であることが想定されているが、正確な角度は明らかでないとしている。そこで、微小地震の分布から傾斜角を45°（東傾斜）とした。

(4) 震源断層モデルの面積 S

上記の地震発生層の厚さ及び傾斜角から断層の幅を算出し[「レシピ」(1)式参照]、震源断層モデルの面積を算出した。震源断層の幅は24kmとなり、前述の長さに乗じて屈曲により深さ方向で欠損する部分を除いて1,487km²となる。

(5) 地震モーメント M_0

内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係に基づいて地震モーメントの値を求めた[「レシピ」(3)式参照]。図11-1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した。

(6) 震源断層モデルの平均すべり量 D

震源断層モデル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 及び震源断層モデルの面積 S を用いて約2.4mと算定した[「レシピ」(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

(1) アスペリティの個数

アスペリティの個数は、経験上1回の地震（複数のセグメントを持つものを含む）につき平均2.6個との報告があり、1セグメントにつき1～2個とする[「レシピ」1-2微視的震源特性参照]。本評価では、「長期評価」に基づき、「断層帯主部」に対応する弧状の地表トレースの中に段丘面の変位から想定される2箇所の平均的なずれの速度のピークが認められることから屈曲した震源断層モデルを想定し、それぞれに大きさの異なる南北2つのアスペリティ⁴を想定した（図13参照）。

(2) アスペリティの総面積 S_a

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」という）と関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇ほか（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」(6)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11-2参照）。
- ② 上記で算定した「短周期レベル」から、便宜的に等価半径 r の円形のアスペリティが1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[「レシピ」(7)～(9)式参照]。
- ③ 2つのアスペリティの面積比は、入倉・三宅（2001）を参考に16:6とした。

算定した結果、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの面積の比は約44%となる。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験

⁴ 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量が大きい領域）。

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面積の占める割合は、断層面積の平均22%(Somerville *et al.*,1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37% (石井ほか, 2000) といった結果が得られており、これらに比べてアスペリティの面積比が大きい。なお、モーメントマグニチュードが7.6以上の内陸地震に関する情報が少ないことから、断層面積とアスペリティ面積に関するスケーリング則の成立については未解決の問題とされている(入倉ほか2004)。そこで、アスペリティの面積が断層全体の面積に対して21.5%とした場合を試行的にケース4として別途想定した(図13参照)。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」によると石狩低地東縁断層帯の長沼町付近で平均上下変位速度として0.8m/千年が確認されており、その北6~7km付近で1.5m/千年の上下変位速度が確認されている。そこで、2つの断層面のそれぞれ中央付近にアスペリティを想定した。

(4) アスペリティと背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

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及び背景領域のすべり量を算定した[「レシピ」(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は3.3~5.4mとなる。なお、「長期評価」によると、その信頼度は低いものの、石狩低地東縁断層帯の1回のずれ量は5m程度と推定されており整合している。

(5) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta \sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量・実効応力及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、アスペリティ領域で11.9MPa、背景領域で1.0MPaとなる[「レシピ」(15)~(17)式参照]。

一方、断層面積全体に対する面積比を21.5%に抑えてアスペリティを決めたケース4ではアスペリティ領域で24.3MPa、背景領域で4.9MPaとなり[「レシピ」(15)~(17)式参照]、ケース1~3より高くなっている。これは「レシピ」(15)式に示されるように、アスペリティの応力降下量がアスペリティの等価半径 r の二乗に反比例して大きくなるためである。これによって、アスペリティの応力降下量から「レシピ」(9)式を用いて推定させる「短周期レベル」が、壇ほか(2001)による経験式から導かれる値よりも大きくなっている(図11-2参照)。

(6) f_{max}^5

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[「レシピ」2.1参照]。

(7) 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」(18)~(21)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報がないためアスペリティの端点となる3つのケースを想定し、ケース1では北のアスペリティ(第1アスペリティ)の北下端、ケース2では南のアスペリティ(第2アスペリティ)の南下端に、ケース3と4では大きい方のアスペリティ

⁵ 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減する周波数。

である北のアスペリティ（第1アスペリティ）の南下端にそれぞれ設定して、破壊開始点の位置の違いによる影響を評価した。

(2) 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）に進行するものとした。

(3) 破壊伝播速度 V_r

破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係式(Geller, 1976)から求め2.5km/sとした[「レシピ」(22)式参照]。

2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、約2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図13参照）。

3. 地下構造モデルの設定

強震動予測のための地下構造モデルは、その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構造（以下、「大構造」という）、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）の三つに分けて設定を行った。なお、本評価において工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を「簡便法」による「工学的基盤」と区別して「詳細法工学的基盤」⁶と呼んでいる。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」

上部地殻の上面の深さ及びP波速度については、札幌市（2002,2003）で地下構造調査が実施されており、地震探査の結果をデータとして取り込み、さらに気象庁地震カタログの微小地震の震源分布等をもとに、深さを12～14km、P波速度を5.7km/sとした。下部地殻の上面（コンラッド面）の深さ及びP波速度については、Zhao *et al.*(1992,1994)による石狩低地東縁断層帯周辺の深さや微小地震の震源分布等を考慮して、深さを14～19km、P波速度を6.4km/sとした。上部マントルの上面（モホ面）も同様に深さを30～36km、P波速度を7.3km/sとした。それぞれのS波速度と密度については、Ludwig *et al.*(1970)によるP波速度とS波速度、密度の関係より設定した。減衰特性（Q値）については、情報がないため、宮城県沖地震を想定した強震動評価⁷と森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価⁸及び砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の強震動評価⁹で設定された値を参考に設定した。

以上のように設定した「大構造」における伝播経路の地下構造モデルをまとめると、表3のようになる。

ただし、半経験的方法[「レシピ」3. 強震動計算方法参照]においては、この地下構造モデルのうち、減衰特性のみ用いた。ここでは、断層周辺の減衰特性の情報がないため、仙台地域の観測記

⁶ 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

⁷ 地震調査委員会（2003b）：宮城県沖地震を想定した強震動評価（平成15年6月18日公表）

⁸ 地震調査委員会（2003c）：森本・富樫断層帯を想定した強震動評価（平成15年3月12日公表）

⁹ 地震調査委員会（2004a）：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（平成16年3月22日公表）

録から推定した佐藤ほか(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。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 0.8\text{Hz}) \text{ ————— (1)}$$

$$Q=110 \quad (f < 0.8\text{Hz})$$

ここに f : 周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のモデルについては、「レシピ」の中の「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合」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 石狩低地東縁断層帯の西側では、花崗岩を新第三系の堆積岩が厚く覆う構造となっており、同断層帯の東側では、古第三系を新第三系の堆積岩が薄く覆う構造となっている。地質資料、深層ボーリング、物理探査結果および検層結果微動アレイ探査結果等の文献の収集・整理を行い（表4参照）、基盤岩上面の等深線図を作成した（図3右図参照）。
- ② 石油公団の基礎物理探査により中部中新統と古第三系の境界を修正し、速度層構造のモデル化を行った。第四系については岡（1986,1994）のデータを用いて富良野～上川盆地のモデル化を行った。
- ③ 基礎試錐における南新川地震観測井のP S検層結果により、石狩低地帯北部の速度構造を推定した。
- ④ 山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度の深さを求めた。
- ⑤ 上記のデータをもとに5層から成る速度層構造（ $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.1\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.0\text{km/s}$ 層）として、三次元速度層構造モデルを作成した（表5参照）。
- ⑥ K-NET、KiK-net及びP S検層結果から、(2)式、(3)式に示すP波速度とS波速度との関係を求めた。各速度層のS波速度は、P波速度より次式を用いて求めた。
$$V_p \ 2.0 \sim 5.0\text{km/s} \quad V_s=0.657V_p-0.697 \text{ ————— (2)}$$
$$V_p \ 2.0 \text{ km/s未満} \quad V_s=0.194V_p+0.078 \text{ ————— (3)}$$
- ⑦ 密度は、P波速度よりLudwig *et al.*(1970)の関係をj用いて換算した。

図12には収集した資料の位置図、図3には「深い地盤構造」の上面と基底面に相当する深さのコンター図（「深い地盤構造」モデル）を示す。

評価範囲では、この三次元速度層構造モデルの最上位である $V_p=1.8\text{km/s}$ （ $V_s=480\text{m/s}$ ）層上面を「詳細法工学的基盤」と定義し、 $V_p=5.7\text{km/s}$ （ $V_s=3.3\text{km/s}$ ）の層の上面を地震基盤とした。なお、図3に示したように、下位の層が地表に現われているところがあるため、詳細法工学的基盤上面のせん断波速度は一定でない。

また、地表に直接「深い地盤構造」（詳細法工学的基盤より硬い）に相当する地層が露出する地点については、深さ6mまでは第2速度層、深さ15mまでは第3速度層、深さ64mまでは第4速度層、深さ170mまでは第5速度層をそれぞれ風化帯として設定した（表5参照）。

一方、「簡便法」においては、上記速度層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。これは、「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（ $V_s=480\text{m/s}$ ）」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、国土数値情報の地形分類データを利用した手法(藤本・翠川, 2003)を用い、約 1km^2 のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層 30m の平均S波速度を求めて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4参照) [「レシピ」(23)~(24)式参照]。

また、参考事例として震源断層に近く比較的ボーリング調査データが揃っている岩見沢市付近と江別市付近で一次元地下構造モデル[「レシピ」2.3参照]を約 1km^2 メッシュごとに作成してケース2の場合の計測震度を求めた。

4. 強震動計算方法

本評価で用いた強震動計算方法は、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を取り込んでハイブリッド合成法により地震動波形を求める「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(距離減衰式)により最大速度を算定する「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」

(1) 詳細法工学的基盤(三次元地下構造モデルの最上位層上面)における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの「大構造」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により詳細法工学的基盤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)による三次元有限差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法(壇ほか, 2000)によりそれぞれ計算する。そして、両者の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。合成した接続周期は1秒とした。なお、波形は評価範囲(図8参照)の約 1km^2 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は、次に述べるように、2.4詳細法に用いる震源断層モデルで述べた震源断層モデルの要素断層ごとに地震基盤と詳細法工学的基盤(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て波形合成を行うものである。

① 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ほか(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ほか(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、本評価では $V_p=5.7\text{km/s}$ 層($V_s=3.3\text{km/s}$ 層)を地震基盤として扱った。

② 詳細法工学的基盤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地震基盤よりも上位の「深い地盤構造」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。

③ 詳細法工学的基盤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 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。

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、約1km²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、「レシピ」(24)式を用いて最大速度の増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速度に乗じて推定した。ただし、「レシピ」(24)式は、基準地盤(平均S波速度がVs=600m/s)に対する増幅率として定義されているため、基準地盤から「詳細法工学的基盤」(Vs=480m/s)までの増幅率(1.041)で「レシピ」(24)式で算出された増幅率を除いた値を「詳細法工学的基盤」の最大速度に乗じて求めている。また、参考値としてケース2については、ボーリング調査データを用いて「浅い地盤構造」の一次元地下構造モデルを作成して[「レシピ」2. 3及び図19参照]等価線形解析法(Shnabel et al.,1972)による一次元地震応答計算を行い[「レシピ」3. 2参照]地表における時刻歴波形から最大速度を求めた。

(3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、(4)式に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的関係式を用いて計測震度相当値を算定した。

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

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0 \sim 7$ の式と $I=4 \sim 7$ の二つの式が提示されているが、 $I=0 \sim 7$ 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、 $I=4 \sim 7$ の式を選択した。

なお、一次元地震応答計算で求めた地表の水平 2 成分の波形から気象庁の計測震度の求め方¹⁰により計測震度を併せて求めた。ただし、上下動成分は考慮せず0とした。

4.2 「簡便法」

(1) 工学的基盤上における最大速度の計算

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 ($V_s=600\text{m/s}$) における最大速度を求めた。

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

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)

さらに、 S 波速度が $V_s=400\text{m/s}$ の地盤を工学的基盤とみなし、藤本・翠川(2003)による表層地盤の速度増幅度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。

¹⁰ 気象庁告示第4号（平成8年2月15日）

(2) 地表面における最大速度の計算

1km²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「レシピア」(24)式より求める。工学的基盤上面の最大速度に増幅率を乗ずることによって、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の計算

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。

(1) 「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特性化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。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本評価では「詳細法工学的基盤」での波形）。
- ・ 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。

(2) 「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、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。

「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形例と擬似速度応答スペクトル	図14
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布	図15
地表の最大速度分布	図16
工学的基盤における速度振幅のスナップショット	図17
「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図	図5

図14には、滝川市役所（空知支庁）、富良野市役所（上川支庁）、岩見沢市役所（空知支庁）、江別市役所（石狩支庁）、夕張市役所（空知支庁）、札幌市役所（石狩支庁）、千歳市役所（石狩支庁）、苫小牧市役所（胆振支庁）に最も近いメッシュ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ハイブリッド合成法によって計算された「詳細法工学的基盤」での波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルをそれぞれ示す。

(1) 「詳細法工学的基盤」の時刻歴波形予測結果

いずれのケースも札幌市役所では表面波や「深い地盤構造」によりやや長周期の揺れが継続している。

① ケース1

岩見沢市役所、千歳市役所、苫小牧市役所でディレクティブティ効果¹¹により振幅が大きく、破壊進行方向と逆方向に位置する滝川市役所、富良野市役所では振幅が小さく、ケース2と比較すると長周期成分の速度が小さくなっている（図14-1参照）。

② ケース2

ディレクティブティ効果により江別市役所、岩見沢市役所で大きな振幅を示し、富良野市役所、夕張市役所では同程度の振幅が認められるが、他の地点のような長周期の後続波は見られない。

③ ケース3

江別市役所、岩見沢市役所で振幅が他の地点に比べて若干大きい。

④ ケース4

ほぼ同じ破壊開始点の条件となるケース3に比べて全般的に振幅が大きい。

滝川市役所、富良野市役所、岩見沢市役所、夕張市役所ではいずれのケースでも震動の継続時間が短く、江別市役所、札幌市役所、千歳市役所、苫小牧市役所の震動の継続時間は比較的長い。アスペリティに近くディレクティブティ効果の影響の強い千歳市役所、苫小牧市役所は南北成分が卓越し、江別市役所、岩見沢市役所は東西成分が卓越する。断層に近接する夕張市役所、岩見沢市役所では短周期成分が卓越し、統計的グリーン関数法の結果がハイブリッド合成後の波形に強く現れている。ケースの違いによる速度応答スペクトル特性の変化は、滝川市役所、富良野市役所、岩見沢市役所、夕張市役所のケース1で長周期成分がやや小さいことを除けばあまり顕著な変化は認められない。擬似速度応答スペクトルで読み取られる卓越周期は、滝川市役所、富良野市役所、夕張市役所では、やや短周期（2秒以下）であり、江別市役所、千歳市役所、苫小牧市役所では、長周期（10秒以上）である。

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いるため長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

(2) 「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布予測結果

各ケースの「詳細法工学的基盤」上面での最大速度の分布を比較して図15に示した。地震動の最大速度値は、「詳細法工学的基盤」上面で求められた水平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。

① ケース1

破壊開始点から離れた南側の第2アスペリティの付近を中心に、最大速度が相対的に大きくなっており、工学的基盤の地震動は、アスペリティからの距離よりもディレクティブティ効果に強く支配されている。ケース1の破壊は北側の第1アスペリティの北下端（北東隅）から放射状に広がるが、第2アスペリティでの破壊進行方向に位置する地域、すなわち、第2アスペリティの南西側の断層モデル上端の直上の地域で地震動が大きくなる中心が認められ最大で150cm/s以上を示し、苫小牧市の海岸地域でも50cm/s以上を示した。

② ケース2

ケース2の破壊開始点は南側の第2アスペリティの南下端（南東隅）であり、北側の第1アスペリティの南西側の断層モデル上端の直上付近に最大速度が大きくなる中心が認められ最大で150cm/s以上を示す。断層の地表トレース北方の滝川市付近でも50cm/s以上を示す領域が見られる。

③ ケース3

¹¹ 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合い、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。

ケース3の破壊開始点は北側の第1アスペリティの南下端（南東隅）であり、第1アスペリティの西側の断層モデル上端の直上付近から断層の地表トレースの間に最大速度の大きくなる部分が認められ最大で100cm/s以上を示す部分があるが、ケース2よりも100cm/s以上の領域は分散している。

④ ケース4

ケース4の破壊条件はケース3とほぼ同じであるが、アスペリティが中央よりに縮小されているので破壊開始点もやや北に寄っている。北側の第1アスペリティの西側の断層トレース付近（岩見沢市付近）と断層モデル上端の直上付近（栗山町付近）に最大速度が大きくなる部分が認められ最大で150cm/s以上を示す。ケース3よりも50cm/s以上の領域は広がっており100cm/s以上の分布域も分散している。

(3) 地表の最大速度分布と震度分布予測結果

図15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16に示した。また、これら最大速度値より経験式で換算して求めた震度の分布を図5に示した。

① ケース1

破壊進行方向に位置する千歳市や千歳市の東方で特にディレクティビティ効果が強く現れ、最大速度で150cm/s以上を示し（図16-1参照）、震度6強以上の揺れが予測されている（図5-1参照）。また、断層の地表トレースの南側の苫小牧市東方の「深い地盤構造」が厚く分布する地域では、やや長周期成分の増幅と「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域においても同様に震度6強以上の揺れが予測された。一方、破壊が遠ざかる位置にある滝川市では一部で震度5強となるが大半が震度5弱となる。

なお、断層の地表トレースの西側の「浅い地盤構造」の厚く分布する増幅率の高い石狩低地では広く震度6強の分布が認められる。

② ケース2

岩見沢市と栗山町で最大速度で150cm/s以上を示し（図16-2参照）、震度6強以上が予測され、ケース1と比較すると震度6強の分布域が限定されており、やや北側に偏っている（図5-2参照）。また、苫小牧市付近の沿岸部で震度6弱以下となっている。アスペリティからの距離が近く、「浅い地盤構造」における増幅率の高い地域において震度が大きくなる特徴は共通している。破壊開始点が南側の第2アスペリティの南下端に設定されているため、北側の第1アスペリティの西側で特に震度が大きく、ところどころで最大速度が150cm/sを示す部分が見られ震度6強以上が認められる。ケース1で高い震度が分布していた断層トレースの南側（苫小牧市東部）では、ケース2では同地域が破壊進行方向とは逆方向に位置することになるため、ほとんどの地域で震度6弱以下に留まった。

③ ケース3

大局的にはケース2と同様の分布を示しているが、細かく見ると岩見沢市付近の震度6強以上の分布がケース2に比べて広く、震度6弱の分布はほぼ同等である。

④ ケース4

50cm/s以上の分布域に着目するとケース3に比べて広く、特に苫小牧市付近などで顕著である。

ケース4では従来の「レシピ」に比べて「短周期レベル」が大きく評価されているため、ケース3よりも最大速度が大きくなっている（図16-3, 4, 5参照）。

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((4)式)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度6.0を越えるものが少ないため、計測震度6.0を越えた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、「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題も

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強以上と予測された中には震度7となる部分が含まれる可能性もある。

図17は、理論的手法（有限差分法）により計算された「詳細法工学的基盤」における地震波（速度振幅）の平面的な伝播の様子を示したものである。ディレクティビティ効果が顕著に現れる破壊進行方向には、初期の段階で強い地震波（大きい速度振幅）が伝播していることが示されている。

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18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「深い地盤構造」による増幅や三次元的な地下構造により生成され伝播する地震波の影響は考慮されていない。また「簡便法」ではアスペリティの影響やディレクティビティ効果が再現されていない。したがって、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）よりも小さい値となっている。

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）とを比較して図6に示す。いずれのケースも大局的には予測結果と距離減衰式による曲線とが良い相関を示している。ただし、ケース2と3で30km付近に減衰式の曲線を上回る部分があり、ディレクティビティ効果と「深い地盤構造」による増幅効果によるものであり、岩見沢市付近に見られる周りに比べて速度値の高い地域に相当するものと見られる。また、50km以上はなれた地点では減衰式の曲線を下回る予測値が得られている。ケース4ではその他のケースに比べてばらつきが小幅に納まっているが、最大速度の下限値が高くなっている。

5.4 「浅い地盤構造」を考慮した一次元地震応答計算結果との比較

震源断層に近い江別市と岩見沢市の比較的ボーリング調査データが揃っている区域に絞って（図19参照）、「浅い地盤構造」について微地形分類による速度増幅率より算出する場合（以下「微地形分類に基づく方法」という）とボーリング調査データによる速度構造（図20-1, 2参照）に基づいて非線形特性を考慮した一次元地震応答計算を行う場合（以下「応答計算に基づく方法」）での地表における地震動（最大速度と震度）の現れ方の比較をケース2の震源断層パラメータで試行的に行った。

①地表の最大速度の比較

ハイブリッド合成法で求められた「詳細法工学的基盤」における計算地震波形から「微地形分類に基づく方法」により推定された最大速度（図21-1参照、図6-2と同じもの）と「応答計算に基づく方法」により、地表の地震波形から求めた最大速度（図21-2参照）とを比較すると「応答計算に基づく方法」で求めた最大速度値の方が小さい値を示している（表6参照）。これは、「応答計算に基づく方法」では、長周期成分があまり増幅されていないことと非線形性を示す地盤挙動の影響等、「浅い地盤構造」の増幅特性を再現した結果と考えられる。

②地表の計測震度の比較

図22-1は、「微地形分類に基づく方法」により求めた地表の最大速度（図21-1の分布図で示したもの）から経験式の(4)式で求めた計測震度の分布を示したものであり、図5-2で示した震度分布と同じものである。図22-2は、「応答計算に基づく方法」で地表の地震波形を求めてその最大速度（図21-2の分布図で示したもの）から経験式の(4)式で求めた計測震度の分布を示

したものである。経験式による方法では最大速度に比例して一義的に決まるため最大速度分布と同様に「応答計算に基づく方法」の震度の方が小さめになっている。

図22-3は、「応答計算に基づく方法」で求めた地表の地震波形から気象庁の方法で算出した計測震度の分布図である。これに比べると図22-2で示される経験式による計測震度は大きめの値を示している。今回検討を行った区域では、参照地点の詳細法工学的基盤の計算波形及び擬似速度応答スペクトル（図23-1, 2参照）に示されるように、周期2秒以上の長周期成分が卓越している。このような場合には、経験式では計測震度を過大に評価する傾向がある。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

今回の強震動評価では、特性化震源モデルの微視的パラメータのうち、アスペリティ面積の設定に際して、これまでの「レシピ」に基づく「短周期レベル」と地震モーメントとの関係から求める方法（ケース1～3）の他に断層面積の比率を固定して求める方法（ケース4）を試み、強震動予測結果の比較を行った。今回のケース4では、震源断層モデルの断層面積に対するアスペリティの面積の比率を「レシピ」の算定方法から変更したが、アスペリティの応力降下量が大きくなり、予測結果がケース1～3と比べて大きめになった。長大な断層に対する適切な断層パラメータを設定するためには、震源断層の断層面積に対するアスペリティ面積の比率をこれまでの研究事例と整合させると共に、アスペリティの応力降下量の算定方法についても検討する必要がある。

一方、評価範囲の多くの部分では、ボーリング等の調査データが偏在しており、地表における波形を求めるのに必要な次元地下構造モデルが対象領域を予測メッシュと同等以上の密度で作成できない。したがって、今回公表した震度予測地図は、「詳細法」による時刻歴波形計算は「詳細法工学的基盤」までにとどめて、最大速度は、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て最大速度の増幅率から求めている。さらに地表の計測震度も経験式を用いて求めている。したがって、「浅い地盤構造」のひずみレベルが大きい場合でも非線形挙動の影響については考慮されていないため、強震動予測結果（地表の最大速度・震度）には、誤差が含まれていることに留意が必要である。実際に「浅い地盤構造」のボーリング調査データに基づいて次元地震応答計算により、地表における時刻歴波形から最大速度を求めてみると、これまでの微地形分類を用いた経験式による予測値に比べて明らかな差異がみとめられる地点もあった。今後、「浅い地盤構造」の非線形性の影響についてさらに検討が必要である。

6.2 今後の課題

今回の強震動評価では、震源断層モデルのうち破壊開始点の位置を特定するだけの情報がないため破壊開始点の位置を変え、破壊の進行方向の異なる3つのケースにおける強震動予測計算を行い、ディレクティビティの影響の発現状況を確認した。アスペリティと破壊開始点の位置は、強震動予測結果に大きな影響を与えることがこれまでに報告されているが、今後の活断層ならびに深部構造の調査研究により、震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

また、従来の「レシピ」に基づいて「短周期レベル」と地震モーメントの関係からアスペリティ面積を決定した場合、今回のように規模の大きな断層では、断層面積に対するアスペリティ面積の割合がこれまでの内陸地震のインバージョンによる研究事例より過大となる傾向がある。今後は、規模の大きい断層を対象としたアスペリティの面積や応力降下量の決定の方法やその適用範囲の設定等について「レシピ」の改良に向けた検討が必要である。

石狩低地東縁断層帯の西側には新第三紀以降の堆積物が厚く分布し、同断層帯の東側の丘陵地帯では、基盤岩類の表層に風化部の残存部と考えられるやや速度の遅い部分が認められるなど、地下構造が複雑である。そこで、三次元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、モデル化にあたってはいくつかの仮定が必要となった。本地域に限らず今後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（風化部を含めた「深い地盤構造」及び「浅い地盤構造」）が必要となる。また、例えば、中小地震観測記録を用いて地下構造モデルの最適化を図る手法などが期待される。

今回、「浅い地盤構造」による非線形挙動の影響を評価するためにボーリング調査データに基づく一次元地震応答計算を行ったが、このような解析が適用できるモデルの構築にはボーリングデータ等の膨大な量の詳細な地盤構造データが必要であり、検証と併せて予測精度の向上のための課題である。

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.
- 在田一則(2002):日高山脈の上昇過程(試論)ーヒマラヤとの比較ー,月刊地球,Vol.24, pp.464-467.
- 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, 第545号, P51-62.
- 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, P13-27
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2004):地震動予測値図における強震動評価,地震動予測値図ワークショップ予稿集, P29-41.
- 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.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996a):1:25,000都市圏活断層図「江別」.国土地理院技術資料. D. 1-No. 333.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996b):1:25,000都市圏活断層図「恵庭」.国土地理院技術資料. D. 1-No. 333.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002):第四紀逆断層アトラス,東京大学出版会, P254.
- 地震調査委員会(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.
- 地震調査委員会(2003a):石狩低地東縁断層帯の長期評価.
- 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(2003d):宮城県沖地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a):琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b):高山・大原断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 栗田裕司・横井 悟(2000):中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成,石油技術協会誌, Vol.65, pp.58-70.
- 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.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p. 74.
- 翠川三郎, 藤本一雄, 松村郁栄(1999):計測震度と旧気象庁震度及び地震動強さの指標との関係,地域安全学会論文集, Vol.1, P51-56.
- 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.
- 宮武 隆(2002):震源物理に基づく震源モデルー強震動予測のためにー,月刊地球号外, No.37, pp.42-46.
- 森谷武男(1999):北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動,月刊地球号外, No.27, pp.206-210.

- 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.
- 岡 孝雄(1986)：北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス，地団研専報，No.31，pp.295-320.
- 岡 孝雄(1994)：北海道の平野・盆地の成立過程、227p，北海道大学理学研究科博士論文
- 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.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- 札幌市(2002)：平成13年度 石狩平野北部地下構造調査業務成果報告書，201p.
- 札幌市(2003)：平成14年度 石狩平野北部地下構造調査業務成果報告書，291p.
- 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，P63-70.
- Shnabel,P.B.,Lysmer,J. and Seed,H.B. (1972)：SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley
- 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.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生(1993)：北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価．日本地質学会第100年学術大会講演要旨集，505．
- Zhao, D. and A. Hasegawa (1993) P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, 98, 4333-4353.
- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa (1992) Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, 289-301.

表2 石狩低地断層帯の特性化震モデルのパラメータ

震源特性		パラメータ設定方法	特性化震源モデルのパラメータ			
			ケース1～3		ケース4 (アスペリティ面積比率を21.5%に固定した場合)	
			北	南	北	南
巨視的震源特性	断層位置北端	地震調査委員会 長期評価より	北緯 43° 21'	北緯 42° 58'	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	断層位置南端		東経141° 50'	東経141° 43'	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	走向 θ	図1より	N14° E	N16° W	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	傾斜 δ	一般的な逆断層の傾斜角(30～60度)の平均的な値	45°	45°	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	すべり角 λ	地震調査委員会 長期評価より	90°	90°	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	断層長さ L	図1より	42km	26km	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	断層幅 W	気象庁による微小地震の発生分布より	24km	24km	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	断層上端深さ d	気象庁による微小地震の発生分布と深部地盤構造より	7km		ケース1～3と同じ	
	断層面積 S	レスビ1-1(2) $S=LW$ (重なり部分を除く)	1,487km ²		ケース1～3と同じ	
	実効応力 σ	レスビ(3)式より導出 $M_0=16/7\pi^{3/2} \times \sigma \times S^{3/2}$	5.2		ケース1～3と同じ	
	地震モーメント M_0	レスビ(3)式より導出 $S=4.24 \times 10^{-11} M_0^{1/2}$	1.23E+20Nm		ケース1～3と同じ	
	モーメントマグニチュード M_w	$\log M_0=1.5M_w+16.1$ (金森)	7.33		ケース1～3と同じ	
	S波速度 V_s	岩崎(2002)による $V_p=5.8 \sim 6.0$ km/sとLudwig et al(1970)より	3.5km/s		ケース1～3と同じ	
	平均密度 ρ	Ludwig et al(1970)と V_p より(表3)	2.8g/cm ³		ケース1～3と同じ	
剛性率 μ	$\mu=\rho V_s^2$	3.4E+10N/m ²		ケース1～3と同じ		
平均すべり量 D	レスビ(5)式より導出 $M_0=\mu DS$	2.41m		ケース1～3と同じ		
短周期レベル A	レスビ(6)式 $A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$	2.64E+19Nm/s ²		-		
微視的震源特性	全アスペリティの面積 S_a	ケース1～3: $S_a=\pi r^2$ レスビ(7)式 $r=(7\pi/4)M_0/A \cdot R \cdot V_s^2$ ケース4: $S_a=0.215 \times S$	656km ²		320km ²	
	全アスペリティの平均すべり量 D_a	レスビ(10)式 $D_a=D \times 2$	4.82m		ケース1～3と同じ	
	全アスペリティの地震モーメント M_{0a}	レスビ(5)式より導出 $M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.08E+20Nm		5.29E+19Nm	
	全アスペリティの実効応力 σ_a	レスビ(15)式より導出 $\sigma_a=(7/16) \times M_0/(r^2 \times R)$	11.9MPa		24.3MPa	
	Fmax	地震調査委員会 強震動評価部会より	6Hz		ケース1～3と同じ	
	ライズタイム t_r	レスビ(21)式 $t_r=W/(2 \times V_r)$	4.77s		ケース1～3と同じ	
	アスペリティの個数	地震調査委員会 長期評価・強震動評価部会より	1	1	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	アスペリティの面積 S_{ai}	入倉・三宅2001を参照 $S_{a1} S_{a2}=16.6$	477km ²	179km ²	233km ²	87km ²
	アスペリティの平均すべり量 D_{ai}	レスビ(14)式 $D_{ai}=(\gamma/\Sigma \gamma^2) D_a$	5.39m	3.3m	ケース1～3と同じ	ケース1～3と同じ
	アスペリティの地震モーメント M_{0ai}	$M_{0ai}=\mu D_{ai} S_{ai}$	8.82E+19Nm	2.03E+19Nm	4.30E+19Nm	9.88E+18Nm
背景領域	背景領域の地震モーメント M_{0b}	レスビ(12)式より導出 $M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.45E+19Nm		7.01E+18 Nm	
	背景領域の面積 S_b	$S_b=S-S_a$	831 km ²		1,167km ²	
	背景領域のすべり量 D_b	レスビ(13)式より導出 $M_{0b}=\mu D_b S_b$	0.51m		1.75m	
	背景領域の実効応力 σ_b	ケース1～3:レスビ(17)式 $\sigma_b=(D_b/W_b)/(\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma^2 \cdot \sigma_a$ ケース4: $\sigma_b=0.2 \times \sigma_a$	1.0MPa		4.9MPa	
その他の震源特性	破壊開始点	レスビ1-3(2)	アスペリティ下端部		ケース1～3と同じ	
	破壊伝播形式	レスビ1-3(3)	同心円状		ケース1～3と同じ	
	破壊伝播速度 V_r	レスビ(22)式より導出 $V_r=0.72V_s$	2.5km/s		ケース1～3と同じ	

表3 「大構造」の伝播経路の地下構造モデル

名称	上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
(地震基盤下) 上部地殻	1~8	10~18	5.7~6.4	3.3~3.5	2.8	150
(コンラッド面下) 下部地殻	13~19	12~18	6.4~6.9	3.6~3.8	3.0	150
(モホ面下) 上部マントル	30~36	—	7.3~8.0	4.2~4.5	3.4	600

表4-1 地下構造モデルに関する文献（石油開発公団 基礎試錐 図12-2参照）

図面参照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「チ カップ」調査報告書	2002	左同	55p
2	石油開発公団	昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「稚内」調査報告	1972	左同	37p
3	石油開発公団	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「浜勇知」調査報	1973	左同	36p
4	石油開発公団	平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天 北」調査報告書	1995	左同	121p
5	石油開発公団	昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「遠別」調査報告	1974	左同	34p
6	石油開発公団	昭和60年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「留 萌」調査報告書	1986	左同	86p
7	石油開発公団	昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「北見 大和堆」調査報告書	1987	左同	31p
8	石油開発公団	昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「空知」調査報告	1971	左同	39p
9	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩 湾」調査報告書	1995	左同	121p
10	石油開発公団	昭和48年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「南幌」調査報告	1973	左同	35p
11	石油開発公団	平成9年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「夕 張」調査報告書	1999	左同	p91
12	石油開発公団	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	左同	91p
14	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「豊 頃」調査報告書	1983	左同	54p
15	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「十勝 油」調査報告書	1983	左同	31p
16	石油開発公団	昭和50年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「新冠」調査報告	1976	左同	19p
17	石油開発公団	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	左同	31p

表4-2 地下構造モデルに関する文献（反射法探査 図12-3参照）

図面対照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	石油開発公団	昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「北海道西部～北東部海域」調	1989	左同	47p
2	石油開発公団	昭和45年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「石狩～礼文島」調査報告書	1970	左同	24p
3	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「チカップ」調査報告書	2002	左同	55p
4	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「天北浅海域」調査報告書	1996	左同	36p
5	石油開発公団	平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書	1995	左同	121p
6	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 「オホーツク」調査報告書	1998	左同	32p
7	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「後志沖」「十勝～釧路海域」「オ	1982	左同	57p
8	石油開発公団	昭和60年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「留萌」調査報告書	1986	左同	86p
9	石油開発公団	平成8年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「雨竜」調査報告書	1998	左同	30p
10	石油開発公団	昭和58年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1983	左同	15p
11	石油開発公団	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1984	左同	26p
12	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「網走地域」調査報告書	1992	左同	31p
13	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	1995	左同	121p
14	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	1993	左同	25p
15	石油開発公団	平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「石狩湾」調査報告書	1995	左同	81p
16	石油開発公団	平成14年度石狩平野地下構造調査業務成果報告書	2003	左同	291p
17	石油開発公団	平成13年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野北部」調査報告書	2003	左同	53p
18	石油開発公団	昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「空知」調査報告書	1971	左同	39p
19	石油開発公団	平成9年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「夕張」調査報告書	1999	左同	p91
20	石油開発公団	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	左同	91p
21	石油開発公団	平成元年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	1990	左同	22p
22	石油開発公団	平成12年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「別海」調査報告書	2002	左同	45p
23	石油開発公団	昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	1982	左同	19p
24	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝地域」調査報告書	1982	左同	15p
25	石油開発公団	平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書	1993	左同	25p
26	石油開発公団	昭和49年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「軽舞」調査報告書	1975	左同	26p
27	石油開発公団	平成7年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書	1996	左同	35p
28	石油開発公団	昭和55年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「渡島半島地域」調査報告書	1981	左同	10p
29	石油開発公団	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	左同	36p
30	石油開発公団	昭和57年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「十勝沖」調査報告書	1983	左同	31p
31	石油開発公団	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「十勝～釧路」調査報告書	1973	左同	18p

表 4-3 地下構造モデルに関する文献（地殻構造探査 図 1 2-4 参照）

図面参照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	浅野周三	地震動予測精密化のための地下深部構造の研究	1989	文部省科学研究費 自然災害特別研究 研究成果、自然災 害科学総合研究班	No.A-63-3
2	Iwasaki T., Hajime Shiobara, Azusa Nisizawa, Toshihiko Kanazawa, Kiyoshi Suyehiro, Naoshi Hirata, Taku Urabe, Hideki Shimamura	A detail subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies.	1989	Tectonophysics, 165	315-336
3	岩崎貴哉・酒井慎一・飯高隆・オウズオゼル・森谷武男・青木元・鈴木貞臣	人工地震探査による北海道地域の地殻構造 その3（津別―門別測線）	1994	地震学会講演予稿集	P12
4	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	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	B4
5	岩崎貴哉・森谷武男	制御震源探査から見た北海道の地殻構造	2002	北海道大学地球物理学研究報告、No.65	pp.291-302
6	横倉隆伸・宮崎光旗・渡辺寧・浦辺徹郎	深部地殻構造に向けた反射法地震探査実験概報―GSI90-1日高測線―	1992	地震第2輯, 第45巻	145-156
7	森谷武男	北海道日高山脈南部の3重衝突構造による地震活動	1999	月刊地球号外、No.27	pp.206-210
8	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・伊藤亜紀・石川端人・藤江剛・金沢敏彦	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	日本地震学会講演予稿集	A46

表 4-4 地下構造モデルに関する文献（微動アレイ探査 図 1 2-5 参照）

図面参照 番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
1	松島健・大島弘光	長周期微動を用いた地下構造の推定―黒松内低地帯における探査例―	1989	物理探査, 第42巻, 第2号	P97-105
2	Matsushima Takeshi, Hiroshi Okada	Determination of deep geological Structures under Urban Areas Using Long-Period Microtremors	1990	BUTSURI-TANSA, Vol.43, No.1	P21-33
3	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	長周期微動を用いた地下構造の推定（4）―小樽市における探査例―	1989	物理探査学会第80回学術講演会論文集	P118-120
4	岡田廣・松島健・森谷武男・笹谷努	広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法	1990	物理探査, 第43巻, 第6号	P402-417
5	松島健	長周期微動に基づく地下構造推定法の研究	1990	北海道大学理学部博士論文	
6	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	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回学術講演会論文集	P172-176
7	宮腰研・岡田広・笹谷努・森谷武男・凌甦群・斎藤誠治・石川颯・坂尻直巳・小柳敏郎	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回学術講演会論文集	P230-234
8	札幌市	平成14年度地震調査関係基礎調査交付金 石狩平野北部地下構造調査成果報告書	2003		

表4-5 地下構造モデルに関するその他の文献

図面対照番号	著者	文献名	年度	出典	ページ
—	石油開発公団	昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「サロバツ原野」調査報告書	1971	左同	22p
—	石油開発公団	昭和46年度 大陸棚石油・天然ガス資源基礎調査 基礎物理探査「宗谷一網走」調査報告書	1972	左同	25p
—	石油開発公団	昭和47年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「天塩平野」調査報告書	1973	左同	22p
—	石油開発公団	昭和47年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「日高一渡島」調査報告書	1973	左同	18p
—	石油開発公団	昭和48年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「石狩平野」調査報告書	1973	左同	12p
—	石油開発公団	昭和49年度 石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「日高南部」調査報告書	1975	左同	19p
—	石油開発公団	昭和49年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「羽幌～留萌」調査報告書	1975	左同	14p
—	石油開発公団	昭和59年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「根釧地域」調査報告書	1984	左同	39p
—	石油開発公団	平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「天北地域」調査報告書	1991	左同	39p

表5 深い地盤構造の三次元地下構造モデルの構成

速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	各速度層に相当する風化深度 ¹²	対応する主な地質
第1速度層	1.8	0.48	1.9	110	0m	鮮新統
第2速度層	2.1	0.7	2.0	110	6m	上部中新統
第3速度層	2.5	1.1	2.2	110	15m	中部中新統
第4速度層	3.3	1.7	2.3	110	64m	下部中新統～上部白亜系
第5速度層	4.0	2.2	2.45	110	170m	先白亜系

表6 参照点の一次元地震応答解析と経験式による方法での比較

参照点	詳細法による工学的基盤の最大速度 (cm/s) (図23-1)		一次元地震応答解析による地表の最大速度 (cm/s) (図23-2)		波形から求めた最大速度増幅率 (地表/工学的基盤)		地形分類データによる最大速度増幅率 (図4)	地形分類データによる最大速度増幅率と経験式から求めた地表の計測震度 (図5-2)	応答解析による地表の地震波形から気象庁の方法で求めた地表の計測震度 (図22-3)
	NS成分	EW成分	NS成分	EW成分	NS成分	EW成分			
江別市	45.7	65.0	56.0	71.4	1.23	1.10	1.74	震度6強(6.2)	震度5強(5.4)
岩見沢市	79.9	83.3	86.6	93.9	1.08	1.13	1.59	震度6強以上(6.5)	震度6弱(5.9)

¹² 山地や丘陵で表層から工学的基盤相当層が存在する場合の風化の度合いによる速度層構造を考慮した場合の深度。