

中央防災会議

「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」

第 1 0 回

強震動及び津波高さの推計について

平成 1 7 年 6 月 2 2 日

中央防災会議事務局

目 次

0	はじめに	1
1	日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した地震	2
1.1	調査対象領域の分類	2
1.2	地震発生の特徴	2
1.2.1	プレート間地震	2
(1)	択捉島沖の領域	2
(2)	色丹島沖の領域	2
(3)	根室沖・釧路沖の領域	3
(4)	十勝沖・釧路沖の領域	3
(5)	根室沖～十勝沖の領域	3
(6)	三陸沖北部の領域	3
(7)	三陸沖中部の領域	4
(8)	明治三陸地震	4
(9)	宮城県沖の領域	4
(10)	福島県沖・茨城県沖の領域	4
(11)	延宝房総沖地震	5
1.2.2	プレート内地震	5
(1)	海洋プレート内地震	5
(2)	浦河沖の地震	5
2	強震動の推計	6
2.1	プレート形状と地盤構造モデル	6
2.1.1	プレート形状と海溝軸	6
2.1.2	地盤構造モデル	6
(1)	深部地盤モデル	6
(2)	浅部地盤モデル	6
2.2	強震動の推計手法	7
2.2.1	推計手法	7
(1)	経験的な推計手法	7
(2)	波形計算による推計手法	7
2.2.2	想定震源の断層パラメータ及びアスペリティ	7
(1)	地震モーメント (M_0) およびマグニチュード等	7
(2)	平均変位量 (D)	8

(3) 小断層による断層の近似	8
(4) アスペリティの配置	8
(5) アスペリティの面積	8
(6) 断層の走向、傾斜、すべり角	8
(7) アスペリティの地震モーメント、変位量、応力降下量	8
(8) アスペリティ以外の領域（背景領域）でのパラメータ	9
(9) 破壊開始点と破壊伝播速度	9
(10) f_{max}	9
2.3 各地震の強震動の推計	9
2.3.1 プレート間地震	9
(1) 択捉島沖の地震	9
(2) 色丹島沖の地震	10
(3) 根室沖・釧路沖の地震	10
(4) 十勝沖の地震	10
(5) 三陸沖北部の地震	11
(6) 宮城県沖の地震	11
(7) 福島県沖・茨城県沖の地震	12
2.3.2 プレート内地震	12
(1) 1958 年択捉島沖地震	12
(2) 1994 年北海道東方沖地震	12
(3) 1993 年釧路沖地震	12
(4) 2003 年宮城県沖の地震	12
(5) 1938 年福島県沖地震	12
2.3.3 浦河沖の地震	13
2.3.4 その他の地震	13
3 津波の推計	14
3.1 海底地形及び陸地地形	14
3.1.1 海底地形	14
3.1.2 陸地地形	14
3.2 津波の推計手法	14
3.3 各地震の津波の推計	15
3.3.1 プレート間地震	15
(1) 択捉島沖の地震	15
(2) 色丹島沖の地震	15
(3) 根室沖・釧路沖の地震	16

(4) 十勝沖・釧路沖の地震	16
(5) 5 0 0 年間隔地震	16
(6) 三陸沖北部の地震	17
(7) 明治三陸地震	17
(8) 宮城県沖の地震	18
(9) 福島県沖・茨城県沖の地震	18
(1 0) 1677 年延宝房総沖地震	18
3 . 3 . 2 プレート内地震	18
(1) 1958 年択捉島沖地震	19
(2) 1994 年北海道東方沖地震	19
(3) 1933 年昭和三陸地震	19
(4) 1938 年福島県沖地震	19
3 . 3 . 3 その他の地震	19
4 防災対策の検討対象とする地震	20
5 留意事項	22
(1) 869 年貞観三陸沖地震	22
(2) 1611 年慶長三陸沖地震	22
(3) 1677 年延宝房総沖地震	22
(4) 1933 年昭和三陸地震	22
6 今後の調査研究の推進について	23
(1) 津波堆積物等の調査研究	23
(2) 長周期地震動	23

0 はじめに

本専門調査会においては、房総半島の東方沖から三陸海岸の東方沖を経て択捉島の東方沖までの日本海溝及び千島海溝並びにその周辺の地域における主にプレート境界または海洋プレート内部で発生する大規模な地震について、地震の特徴や想定される地震の揺れの強さ、津波の高さ、これらにより発生する液状化、急傾斜地崩壊、津波による浸水の状況等について検討し、今後の地震防災対策検討の基とすることとしている。

日本海溝・千島海溝周辺の領域では、地震規模から見るとマグニチュード7前後の小さめのものからマグニチュード8を超える巨大なもの、発生機構から見るとプレート境界で発生するものやプレート内部で発生するもの、また、地震の揺れのわりに大きな津波を発生するいわゆる津波地震等、多様なタイプの地震が発生しており、繰り返しの特性についても様々である。

これらの地震については、震度分布、津波高さの過去のデータが十分ではないものもあるが、観測データの蓄積、調査研究の進展等により、当該領域で発生する地震についての知見が継続的に積み重ねられてきており、これら最新の成果を逐次取り入れつつ鋭意検討を行った。

今般、当該領域で発生した大規模な地震について、地震動の強さ、津波の高さ等の推定を行うとともに、防災対策の検討対象とすべき地震を整理した。整理にあたっては、過去に実際に発生した地震に基づいて検討を行うことを基本とした。

なお、液状化、急傾斜地崩壊、津波による浸水等については、今後さらに検討を行った上で取りまとめを行う。また、これまでの研究成果をもとに、長周期地震動の特徴等について検討する。

1 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した地震

1.1 調査対象領域の分類

調査対象領域は、過去の地震の震源域や現在の地震活動から見て、択捉島沖、色丹島沖、根室沖、十勝沖、三陸沖北部、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖、房総沖の領域に大きく区分されているが、その領域内でさらに幾つかの区域に分かれて発生している地震、時に領域をまたがり発生する地震もある。

調査対象領域の分類については、地震調査研究推進本部地震調査委員会による「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」及び「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」による分類を基本として、本専門調査会においては、1952年及び2003年の十勝沖地震の発生の特性を踏まえ、根室沖、十勝沖の領域を、根室沖、釧路沖、十勝沖の領域に分類した(図1-1)。

1.2 地震発生の特性(図1-2~図1-6)

日本海溝・千島海溝周辺で発生する地震は、プレートの境界で発生する地震(以下、「プレート間地震」という。)プレート内で発生する地震(以下、「プレート内地震」という。)に大別される。過去の地震資料から、繰り返し発生の可能性とその規模について、以下のとおり整理した。

1.2.1 プレート間地震

(1) 択捉島沖の領域

択捉島沖の領域では、1918年M8.0、1963年M8.1とほぼ同程度の規模の地震が発生している。

過去資料は少ないが、地震発生の仕組みから考え、この領域はM8クラスの地震が繰り返し発生している領域と考えられる。

(2) 色丹島沖の領域

色丹島沖の領域では、1893年M7.7、1969年M7.8とほぼ同程度の規模の地震が発生している。

過去資料は少ないが、地震発生の仕組みから考え、この領域は M8 クラスの地震が繰り返し発生している領域と考えられる。

(3) 根室沖・釧路沖の領域

根室沖の領域では、1894 年 M7.9、1973 年 M7.4 の地震が発生している。

津波の高さの分布から、1894 年の地震については、釧路沖の領域にまたがって発生した可能性が高いと考えられる。

地震発生の仕組みから考え、この領域は M7～8 クラスの地震が繰り返し発生している領域と考えられる。

1973 年根室沖地震が M7.4 と比較的規模が小さかったこと、1973 年根室沖地震から約 30 年が経過していること、2003 年十勝沖地震では釧路沖が破壊されずに残っていること等から、根室沖及び釧路沖を震源域とする 1973 年よりも規模の大きい地震が発生する可能性が高まっていると考えられる。

(4) 十勝沖・釧路沖の領域

十勝沖の領域では、1952 年 M8.2、2003 年 M8.0 の地震が発生している。

これらの地震の震源域については、強震動を発するアスペリティは殆ど同じであるが、津波から見ると、1952 年の地震については釧路沖の領域にまたがって発生した可能性が高いと考えられる。

地震発生の仕組みから考え、この領域は M8 クラスの地震が繰り返し発生している領域と考えられる。

(5) 根室沖～十勝沖の領域

北海道の根室地域から十勝地域にかけての津波堆積物調査の結果、この地域で巨大津波が発生したことが確認されている。直近のものは、17 世紀初頭の発生であり、これ以外にも、過去約 6500 年の間に 10 数回の発生が確認されている。

この約 500 年間隔の津波堆積物に対応する地震（以下、「500 年間隔地震」という。）については、その地震動は明らかではないが、津波の資料から見れば、この地震は、根室沖～十勝沖の領域にまたがり繰り返し発生したプレート間地震と考えられる。

500 年間隔地震については、最後の活動が 17 世紀初頭であり、既に約 400 年が経過していることから、ある程度の切迫性を有している可能性があると考えられる。

(6) 三陸沖北部の領域

三陸沖北部の領域では、1856年 M7.5、1968年 M7.9、1994年 M7.6 の地震が発生している。

地震発生の仕組みから考え、この領域は M8 クラスの地震が繰り返し発生している領域と考えられる。

2003年十勝沖地震以降、三陸沖北部の領域で考えられているアスペリティのうち、北側のアスペリティの部位を残しその東側の領域がゆっくりすべっている可能性があるというGPS観測成果を利用した研究がある。このことから、北側のアスペリティの領域での歪みの蓄積が加速し地震発生に至る可能性が高まっているとの指摘がある。

(7) 三陸沖中部の領域

三陸沖中部の領域では、大きな地震(M7程度以上)の発生が確認されていない。

(8) 明治三陸地震

明治三陸地震(M8.5)は1896年に三陸沖の海溝寄りで発生した。この地震は、地震の規模のわりに揺れは小さく、巨大な津波が発生した、いわゆる津波地震である。

1611年慶長三陸地震は、明治三陸地震の震源域を含んだ領域で発生したものと推定(後述4.3.1(7))されることから、明治三陸地震の震源域の領域は、このタイプの津波地震が繰り返し発生する領域と考えられる。

(9) 宮城県沖の領域

宮城県沖の領域では、陸側の領域を震源域とする地震(1897年 M7.4、1936年 M7.4、1978年 M7.4)、海溝側の領域を震源域とする地震(1897年 M7.7)、全領域を震源域とする地震(1793年 M8.2)が発生している。

この領域は、陸側でM7.5程度の地震が約40年間隔で繰り返し発生しているのに加え、時には海溝側と連動したM8クラスの地震が発生する領域と考えられる。

陸側の領域では、約40年間隔でM7.5程度のものが繰り返し発生しており、1978年宮城県沖地震から約30年が経過していることから、切迫性が高まっていると考えられる。また、1793年宮城県沖のように海溝側と陸側が連動した場合には、1978年に比べ大きな津波が発生する可能性が高いことに留意する必要がある。

(10) 福島県沖・茨城県沖の領域

福島県沖・茨城県沖の領域では、M7 クラスの地震（1938 年の M7.0、7.5、7.3 など）が発生しているが、これらの地震の繰り返し発生は確認されていない。

（ 1 1 ） 延宝房総沖地震

延宝房総沖地震は、1677 年に房総沖付近の領域で発生したと考えられている。この領域では、このタイプの地震の繰り返し発生は現時点では確認されていない。

1 . 2 . 2 プレート内地震

（ 1 ） 海洋プレート内地震

海洋プレート内地震には、海溝寄りのプレート内地震（1933 年昭和三陸地震（M8.1））と、陸域近くのプレート内地震（1958 年択捉島沖（M8.1）、1994 年北海道東方沖（M8.2）、1993 年釧路沖（M7.5）、2003 年宮城県沖（M7.1）、1938 年福島県沖（M7.4））がある。

これらの地震の繰り返し発生は確認されていない。

（ 2 ） 浦河沖の地震

浦河沖付近では、やや規模は小さいが、陸側のプレート内で 1931 年 M6.8、1935 年 M6.7、1982 年 M7.1 の地震が発生している。

この領域は、M 7 程度の規模の地震が繰り返し発生する領域と考えられる。

2 強震動の推計

2.1 プレート形状と地盤構造モデル

2.1.1 プレート形状と海溝軸 (図2-1-1~図2-1-4)

プレート形状については、地震調査委員会のを参照した。このうち千島海溝については、プレート境界で発生している地震の震源分布をもとに、比較的滑らかに連続するよう若干の修正を行った。

海溝軸の位置については、海底地形図を基に、最深部を滑らかに繋いだ。

2.1.2 地盤構造モデル (図2-1-5~図2-1-9)

地震基盤地盤 (S波速度 3,000m/s 層) から地表までの地盤構造については、

深部地盤: 工学的基盤 (S波速度 700m/s 層) ~ 地震基盤 (S波速度 3,000m/s 層)

浅部地盤: 地表 ~ 工学的基盤 (S波速度 700m/s 層)

に分けてモデルを構築した。

地震基盤よりも深部の速度構造は、独立行政法人防災科学技術研究所での震源決定に用いられている地震波速度構造、自然地震の記録を用いたトモグラフィ解析結果等を参照し作成した。

(1) 深部地盤モデル

深部地盤の速度構造については、弾性波探査、微動アレイ探査、深層ボーリング調査により得られた成果から、各層の平均的速度を求め、各速度層の境界深さを内挿により求め、3次元構造モデルを作成した。その際、反射法探査および地質構造解析結果、重力異常分布等のデータを参照した。

(2) 浅部地盤モデル

浅部地盤の構造については、PS 検層結果、ボーリング調査結果、地形地質構造解析結果を参考に 1km メッシュごとにモデルを作成した。

この際に、信頼できる 30m 以深の掘進長のボーリングデータが 5 本以上あるメッシュでは、ボーリング調査結果を参考にした速度構造を定め、そうでないメッシュについては、松岡・翠川(1994)の方法に従い求められた新たな関係

式から推定した表層 30m 平均 S 波速度の平均値 (AVS30) - (標準偏差) の値と等しくなるよう、速度構造を修正した。ボーリング調査結果の得られないメッシュの速度構造については、類似の地層および微地形区分を有し、かつそのメッシュから最も近いメッシュのボーリングデータを当てはめて推定した。

2.2 強震動の推計手法

2.2.1 推計手法

(1) 経験的な推計手法

経験的な強震動の推計は、司・翠川(1999)の手法によった。各微地形区分ごとの表層 30mの平均 S 波速度 (AVS30) については中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」での結果を用いた(中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」平成 13 年 12 月資料参照)。

なお、モーメントマグニチュード(M_w)が 8.0 以上の地震については、「東南海、南海地震等に関する専門調査会」における検討に従い、 $M_w=8.0$ として経験的手法を適用する。

(2) 波形計算による推計手法

波形計算による推計手法は、工学的基盤までの強震動波形については統計的グリーン関数法によった。地表における震度については、工学的基盤における震度から地表の増幅率を加味し推計する。この増幅率については、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」で用いた、非線形効果を加味した方式としている。

この手法による強震動は、正規乱数時系列を用い計算されるもので、乱数系列によりその値が異なることから、複数の乱数系列による波形を計算し(15 通り)収束性を確認するとともにその平均値をとることとした。

2.2.2 想定震源の断層パラメータ及びアスペリティ

(1) 地震モーメント (M_0) およびマグニチュード等

地震モーメント (M_0)、平均応力パラメータ、断層面積 S の関係は、次の式による。

$$M_0 = 0.41 \cdot S^{3/2}$$

地震モーメント M_0 とモーメントマグニチュード M_W の関係は次式による。

$$\log M_0 = 1.5M_W + 9.1$$

(2) 平均変位量 (D)

断層全体での平均変位量(D)は、地震モーメントの定義式により算定した。

$$M_0 = \mu DS$$

ここで、S は断層面積、 $\mu = \rho V_S^2$ は剛性率で、 ρ は媒質の密度、 V_S は S 波速度である。

(3) 小断層による断層の近似

震源断層は 0.05 度 × 0.05 度 (約 5km メッシュ) 程度の小断層により近似した。プレート間地震については、太平洋プレート上面に震源断層を置いた。プレート内地震については、これまでの研究成果を参照し設定した。

(4) アスペリティの配置

アスペリティ配置は、これまでの地震の解析結果を参照し、過去の地震の震度分布の再現性などを確認しながら調整した。

(5) アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、過去の地震の解析事例を参考とし、断層全体の面積の 20 ~ 30 % 程度を基本とした。

(6) 断層の走向、傾斜、すべり角

プレート間地震については、断層の走向、傾斜はプレート境界面により設定した。すべり角は GPS 観測の解析結果等を参照して設定した。

プレート内地震については、これまでの研究成果を参照し設定した。

波形計算において、計算結果が極端なものになることを避けるため、断層のすべり角に乱数を用いて ±30 度程度の揺らぎを与えた。

(7) アスペリティの地震モーメント、変位量、応力降下量

アスペリティの応力降下量はアスペリティモデルに基づいて入倉・三宅 (2001) に準拠して設定した。アスペリティの平均変位量は、アスペリティの震源パラメータに関する研究成果を参照して、断層全体の平均変位量の 2 倍程度とした。アスペリティの地震モーメントは、定義式に従いアスペリティの面積と変位量から算定した。

(8) アスペリティ以外の領域 (背景領域) でのパラメータ

アスペリティ以外の領域 (背景領域) の地震モーメントは、全体の地震モーメントとアスペリティ全体の地震モーメントとの差となる。変位量は地震モーメントと面積から求められる。応力降下量は地震モーメントと面積から算定した。

(9) 破壊開始点と破壊伝播速度

破壊開始点は、過去の地震の解析結果を参照し、アスペリティの外側に設定した。破壊伝播速度は過去の解析結果に基づいて S 波速度の 70% 程度を基本とした。

(10) f_{max}

f_{max} は 6 Hz 程度を基本とした。

2.3 各地震の強震動の推計

繰り返し地震が発生している領域については、防災対策の検討の観点から、その領域で発生した主たる地震の震度分布を重ね合わせた震度分布を再現する断層モデルを検討した。繰り返しの発生が確認されていない地震については、その地震の震度分布を再現する断層モデルを検討した。この検討においては、これまでの研究成果を参照し、過去の震度分布を再現するよう強震動を発生させる断層領域 (震源域) やその規模等のパラメータを調整した。

ここでの検討で整理し取りまとめた強震動を発生させる断層モデルについて、その領域を滑らかに囲んだものの平面図を、強震動を発生させる断層領域 (震源域) として図 2 - 3 に模式的に示す。

2.3.1 プレート間地震

(1) 択捉島沖の地震 (図 2 - 3 - 1 - 1 ~ 図 2 - 3 - 1 - 2)

1963 年択捉島沖地震の震度分布からは、震源域などの情報を十分に推定することが困難なことから、十勝沖を想定した地震の検討結果を準用して強震動を生成する震源域を設定した。

東端及び西端は領域の境界とし、南端及び北端はプレート境界の深さ 10km ~ 40km とした。

また、平均的応力パラメータを十勝沖と同じく 3.5MPa として地震モーメン

トを設定した。これに対応する $M_w=8.4$ から、経験的手法により震度分布を推計した。

(2) 色丹島沖の地震 (図 2 - 3 - 2 - 1 ~ 図 2 - 3 - 2 - 2)

1969 年北海道東方沖地震の震度分布からは、震源域などの情報を十分に推定することが困難なことから、十勝沖を想定した地震の検討結果を準用して強震動を生成する震源域を設定した。

東端及び西端は領域の境界とし、南端及び北端はプレート境界の深さ 10km ~ 40km とした。

また、平均的応力パラメータを十勝沖と同じく 3.5MPa として地震モーメントを設定した。これに対応する $M_w=8.3$ から、経験的手法により震度分布を推計した。

(3) 根室沖・釧路沖の地震

(図 2 - 3 - 3 - 1 ~ 図 2 - 3 - 3 - 8、表 2 - 3 - 3 - 1)

この領域で過去に発生した 1894 年根室沖地震および 1973 年根室半島沖地震の震度分布を参考に、経験的手法を用いて強震動を生成する震源域をそれぞれ設定した。

1894 年根室沖地震の震源域については、 M_w が 8.0 以上を仮定し、経験的手法を用いて震度分布を再現する震源域の北端及び西端を設定した。北端はプレート境界の深さ 40km と概ね一致する。この他、東端については色丹島沖の領域の境界、南端についてはプレート境界の深さ 10km まで広がっているとして想定することとした。平均的応力パラメータを十勝沖と同じく 3.5MPa として断層面積から地震モーメント算出すると、 $M_w=8.3$ となる。

1973 年根室半島沖地震については、山中・菊地(2003)による $M_w=7.8$ を用い、経験的手法で震源域の再現を検討した結果、その北端及び西端については 1894 年根室沖地震と同じところに設定するのが適切であることを確認した。

以上から、この領域での想定地震は 1894 年根室沖地震とし、波形計算による手法を用いて震度分布を推計した。

(4) 十勝沖の地震

(図 2 - 3 - 4 - 1 ~ 図 2 - 3 - 4 - 9、表 2 - 3 - 4 - 1)

この領域で発生した 1952 年十勝沖地震と 2003 年十勝沖地震を参考に想定地震を設定した。

1952 年の地震と 2003 年の地震を比較すると、震度分布は概ね類似している。このことから、これら 2 つの地震による震度を重ね合わせた震度分布を対

象として、想定地震を設定した。

想定地震のモーメントマグニチュードは、山中・菊地(2003)を参照して 8.2 とした。経験的手法を用いて推計した震度分布の再現性から、強震動を生成する震源域の北端、西端及び東端を設定した。北端についてはプレート境界の深さ 40km の等深線と概ね一致する。南端については、地震動の解析結果などからプレート境界の深さ 10km とした。

平均的応力パラメータについては、震度分布の再現性から 3.5MPa とした。

(5) 三陸沖北部の地震

(図 2 - 3 - 5 - 1 ~ 図 2 - 3 - 5 - 6、表 2 - 3 - 5 - 1)

この領域では過去に、1677 年延宝三陸沖地震、1763 年青森県東方沖地震、1856 年安政三陸沖地震、1968 年十勝沖地震、1994 年三陸はるか沖地震が発生しており、これらの地震の震度分布は、概ね類似している。本検討では、これら 5 地震による震度を重ね合わせた震度分布を対象として想定地震を設定した。

想定地震のモーメントマグニチュードは、永井ほか(2001)による 1968 年十勝沖地震の地震動の解析結果を参照し、 $M_w=8.3$ とした。震源域の北側、西側及び南側の境界については、経験的手法を用いて震度分布を再現するよう設定した。

平均的応力パラメータについては、震度分布の再現性から 3.5MPa とした。

(6) 宮城県沖の地震

(図 2 - 3 - 6 - 1 ~ 図 2 - 3 - 6 - 11、表 2 - 3 - 6 - 1)

宮城県沖の地震については、陸側の領域を震源域とする場合と、陸側と海溝側の両領域を震源域とする場合について検討した。

陸側の領域で発生する地震については、1978 年宮城県沖地震を対象として震源域を想定した。モーメントマグニチュードについては、Harvard CMT 解(1978)、Seno et al.(1980)、Yamanaka and Kikuchi(2004)による地震動の解析結果を参照して $M_w=7.6$ と設定した。経験的手法を用いて震度分布との再現性を考慮して、震源域の南端、西端及び北端の境界を設定した。

平均的応力パラメータについては、震度分布の再現性から 4MPa とした。結果はアンケート震度を含む震度分布、最大加速度の関係などから見ても概ね再現している。

なお、陸側と海溝側の領域が連動した 1793 年寛政宮城県沖地震と、陸側の領域を震源域とする 1978 年宮城県沖地震の震度分布を比較すると、史料の量に差はあるものの、両地震の震度分布はほぼ類似している。また、経験的手法

により両領域が連動する地震の震度分布を推定し、波形計算による陸側のみの震度分布と比較したところ、ほぼ同様であることを確認した。

(7) 福島県沖・茨城県沖の地震 ((図 2 - 3 - 7 - 1 ~ 図 2 - 3 - 7 - 6))

1938 年の 3 つのプレート間地震について、これまでの研究成果を参照して震源域を設定し、経験的手法により震度分布を推定した。地震規模については、気象庁マグニチュードおよび津波マグニチュードを参照して設定した。

2 . 3 . 2 プレート内地震

(1) 1958 年択捉島沖地震 (図 2 - 3 - 8 - 1 ~ 図 2 - 3 - 8 - 2)

1958 年択捉島沖地震について、これまでの研究成果を参照して経験的手法により震度分布を推定した。

(2) 1994 年北海道東方沖地震

(図 2 - 3 - 9 - 1 ~ 図 2 - 3 - 9 - 3、表 2 - 3 - 9 - 1)

1994 年北海道東方沖地震については、菊地・金森(1995)を参照し、 $M_w=8.2$ 、平均的応力パラメータを 11MPa とした。震源域の位置及び長さについては余震分布を参照して設定した。

(3) 1993 年釧路沖地震

(図 2 - 3 - 10 - 1 ~ 図 2 - 3 - 10 - 3、表 2 - 3 - 10 - 1)

1993 年に発生した釧路沖地震のモーメントマグニチュードは、Harvard CMT 解を参照して地震モーメントを設定し、 $M_w=7.6$ とした。震源域については Ide and Takeo(1996)を参照して、経験的手法を用いて震度分布を再現する震源域を設定した。なお、経験的手法の適用にあたっては、深さに関する係数を調整した。

平均的応力パラメータは、震度分布の再現性から 6MPa とした。

(4) 2003 年宮城県沖の地震

(図 2 - 3 - 11 - 1 ~ 図 2 - 3 - 11 - 5、表 2 - 3 - 11 - 1)

2003 年宮城県沖を震源とする地震の震源域、モーメントマグニチュード、平均的応力パラメータは、山中(2003)を参照し、気象庁の余震分布や震度分布の再現性も踏まえ、 $M_w=7.0$ 、 $\sigma=16$ MPa と設定した。

(5) 1938 年福島県沖地震 (図 2 - 3 - 12 - 1 ~ 図 2 - 3 - 12 - 2)

1938年福島県沖地震については、震源域は Abe(1977)を、モーメントマグニチュードは気象庁マグニチュードを参照し、 $M_w=7.4$ として経験的手法により震度分布を推計した。

2.3.3 浦河沖の地震

(図2-3-13-1~図2-3-13-4、表2-3-13-1)

1982年の地震について、モーメントマグニチュードは、武尾ほか(1983)による $M_w=6.9$ とし、経験的手法を用いて震度分布を再現するよう震源域を設定した。

波形計算による推計結果から、震度分布は3.3.1(4)の十勝沖の地震に包含されることが確認された。

2.3.4 その他の地震

1933年昭和三陸地震については、三陸沖北部の地震及び宮城県沖の地震による震度に比べ、三陸地域の震度が小さいことから、強震動の推計は行わなかった。

1896年明治三陸地震、1677年房総沖地震については、規模のわりに揺れの比較的小さい津波地震であったことから、強震動の推計は行わなかった。

500年間隔地震については、震度が明らかではないことから、強震動の推計は行わなかった。

3 津波の推計

3.1 海底地形及び陸地地形（図3-1～図3-2）

3.1.1 海底地形

海上保安庁の海底地形デジタルデータと、海の基本図及び海図を数値化したデータを用い、深海部では1,350mメッシュで、沿岸に近づくにつれて、450mメッシュ、150mメッシュとし、沿岸では50mメッシュでモデルを作成した。

北方四島の沿岸域については、北方四島港湾測量図（海上保安庁所蔵）による測量結果データ（明治38年～昭和4年）を参考に修正した。

3.1.2 陸地地形

50mメッシュデジタル標高データ（国土地理院）及び一級河川横断断面図（国土交通省）を用いて50mメッシュで沿岸域の陸地地形のモデルを作成した。

3.2 津波の推計手法

津波を発生させる断層モデルから、弾性体理論に基づき、海底地殻変動（垂直変動量）を求め、これを海面初期変位として計算を行う。

津波の伝播は、深い海域においては線形長波理論により、また、浅い海域においては海底での摩擦および移流を考慮した非線形長波理論により、陸上への遡上も含めて差分法で計算を行う。

差分法による計算においては、深海部では1350mメッシュ、沿岸に近づくにつれて、450mメッシュ、150mメッシュとし、沿岸及び陸上の遡上部分については50mメッシュでの計算を行った。今回の計算では、過去の津波との比較を行うことを主眼としており、陸上での粗度係数は、田畑での値に相当する0.02とした。また、現在の沿岸堤防等の海岸構造物は考慮していない。なお、埋立地等については当時の地形の復元は困難であることから、現在の海岸地形を用いた。

津波計算にあたっては、今回の検討では平均潮位での計算を行った。今後満潮位及び海岸構造物を考慮した浸水域の計算を行う。

3.3 各地震の津波の推計

繰り返し地震が発生している領域については、強震動の推計と同様、防災対策の検討の観点から、その領域で発生した主たる津波の高さを重ね合わせたものを再現する「津波を発生させる断層モデル」を検討した。繰り返しの発生が確認されていない地震については、その地震による津波の高さを再現する「津波を発生させる断層モデル」を検討した。この検討においては、津波の高さ等の資料を用い、インバージョン手法により津波を発生させる断層モデルを推定した。資料が十分でないものについては、これまでの研究成果等を参照して津波を発生させる断層モデルを設定し、津波の高さの再現性を確認しつつ津波を発生させる断層領域（津波の断層領域）や変位等のパラメータを調整した。

津波は、強震動を発生させる断層領域（震源域）での急激な断層の変位のみではなく、それよりもやや緩やかな断層の変位に伴う海底の地殻変動によっても発生するため、津波を発生させる断層領域（津波の断層領域）は、過去の事例から見ても、震源域よりも広いことがある。このことから、インバージョン手法により津波を発生させる断層モデルを推定するにあたっては、強震動を発生させる断層領域（震源域）よりもやや外側に拡張した領域を対象とした。

ここでの検討で整理し取りまとめた津波を発生させる断層モデルについて、変位の大きな領域を滑らかに囲んだものの平面図を、津波を発生させる断層領域（津波の断層域）として図3-3に模式的に示す。

3.3.1 プレート間地震

(1) 択捉島沖の地震

(図3-3-1-1～図3-3-1-5、表3-3-1-1)

この領域の津波を発生させる断層モデルについては、過去の津波資料が十分ではないことから、強震動の震源域の推計で用いたモデルを準用することとした（強震動を生成する主要な震源域の深さ 10km～40km、平均的応力パラメータ 3.5MPa）。断層変位は、剛性率を考慮し、深さに依存して設定した。この断層モデルの M_w は、8.4 である。

(2) 色丹島沖の地震

(図3-3-2-1～図3-3-2-4、表3-3-2-1)

この領域の津波を発生させる断層モデルについては、択捉島沖と同様、過去の津波資料が十分ではないことから、強震動の震源域の推計で用いたモデルを準用することとした（強震動を生成する主要な震源域の深さ 10km～40km、

平均的応力パラメータ 3.5MPa)。断層変位は、剛性率を考慮し、深さに依存して設定した。この断層モデルの M_w は、8.3 である。

(3) 根室沖・釧路沖の地震 (図3-3-3-1~図3-3-3-8)

この領域における断層モデルを推定するため、釧路沖を含む根室沖の領域について、1894年の根室沖地震、1973年の根室半島沖地震を対象として、観測された津波高さ(1973年の地震に関しては地殻変動データ、検潮記録波形を含む)を用い、インバージョン手法により津波を発生させた断層モデルを検討した。また、谷岡(2004)によるモデルも参考にした。

1894年の地震の断層モデルは、1973年のものに比べ、陸域のやや深いところまで断層変位が広がり、また、2003年十勝沖地震では津波を発生させなかった釧路沖の領域にも断層変位を持つモデルとなっている。このことから、根室沖・釧路沖の領域で津波を発生させる断層については、1894年の地震の断層モデルを主体とし、1973年のものも参考に設定した。この断層モデルの M_w は、8.3 である。

(4) 十勝沖・釧路沖の地震 (図3-3-4-1~図3-3-4-11)

この領域における断層モデルを推定するため、1952年十勝沖地震、2003年十勝沖地震について、観測された津波高さ、及び地殻変動データを用いて、インバージョン手法による津波高さの再現計算を行った。

2003年に発生した地震の震源域は、十勝沖領域に限られているが、1952年の津波を発生させた断層領域は、十勝沖にとどまらずその東方の釧路沖の領域まで広がっている。両者の津波高さの分布は、釧路以西から東北地方にかけては、概ね類似していることから、これら2つの地震による津波高さを重ね合わせたものを再現する断層モデルを検討し、それを十勝沖及び釧路沖の両領域で津波を発生させる断層とした。この断層モデルの M_w は、8.2 である。

(5) 500年間隔地震 (図3-3-5-1~図3-3-5-6)

この地震による津波は、十勝沿岸で津波が高いこと、三陸沿岸では津波は高くなかったこと、厚岸、霧多布等で広い浸水域が見られたこと、という特徴が見られる。

堆積物から推定されている17世紀初頭のイベントによる主な津波高さは、十勝海岸10~18m、釧路~根室5m程度以上とされているほか、十勝海岸から霧多布などの沼では海岸から2~4kmに及ぶ浸水の痕跡が確認されている。

これまでの研究により得られた北海道沿岸の津波高さ及び浸水域の広がりを参照して、インバージョン手法により、500年間隔地震の想定断層を推定し

た。

その結果、津波高さの再現においては、海溝軸付近の断層変位が支配的であるが、浸水域の拡がりについては、根室沖の陸側のやや深い領域での変位が影響していることが確認された。

推定した断層モデルの M_w は、8.6 である。

(6) 三陸沖北部の地震 (図3-3-6-1 ~ 図3-3-6-6)

三陸沖北部の領域については、大きな津波が観測されている 1856 年の地震、及び 1968 年の地震の津波高さに対してインバージョン手法による再現計算を行い、この領域で津波を発生させる断層モデルを推定した。

これら両者を比較すると、三陸沖北部の陸側のやや深い領域における断層変位の様相はほぼ類似しているが、1856 年の地震は、それに加え、南東側の領域での破壊が見られる。

このことから、津波を発生させる断層としては、より大きな津波を発生させている 1856 年の地震に対応する断層とした。この断層モデルの M_w は、8.4 である。

(7) 明治三陸地震 (図3-3-7-1 ~ 図3-3-7-10)

1896 年明治三陸地震の津波データを用いて、インバージョン手法による再現計算を行い、津波を発生させる断層モデルを推定した。明治三陸地震の津波の高さに関しては、多くの研究成果があるが、ここでは伊木による調査結果を基本とした。

推定された断層は、海溝軸付近のみで変位が大きい断層で、 $M_w=8.6$ である。

また、1611 年慶長三陸地震の津波データを用いて、インバージョン手法による再現計算を行った。この津波については、データは少ないが、陸前高田市以北における津波高さは明治三陸地震のものと同程度のもと考えられる。このことから、断層モデルの北側の領域は、明治三陸地震の断層モデルと同じものを用い、南側の領域については陸側のやや深い領域に一樣な断層変位を設定したモデルで津波計算を行った。結果は、概ね史料からの津波の高さが説明できるものとなっている。

しかし、陸前高田市より南側の津波データが少ないことから、全体像としての断層モデルを確定することはできなかった。

1896 年明治三陸地震と全く同タイプの地震は確認されていないものの、今回の検討の結果から、1611 年の地震は明治三陸地震と同様の海溝軸付近の領域を破壊した可能性が高いことが分かった。このことから、繰り返し周期については不明なものの、この領域は同様の地震が繰り返して発生するものとして

取り扱うことが適切と考える。

(8) 宮城県沖の地震 (図 3 - 3 - 8 - 1 ~ 図 3 - 3 - 8 - 6)

宮城県沖の領域で発生した津波については、海溝側と陸側が連動して発生した1793年の地震によるものが記録された最大である。このことから、この地震を対象として、インバージョン手法により東北地方における津波高さの再現計算を行い、津波を発生させる断層モデルを推定した。この推定にあたっては、陸側の断層モデルを1978年宮城県沖地震の震度分布をもとに想定したもの ($M_w7.6$) に固定した。推定した断層モデルの M_w は、8.2である。

なお、参考までに、海溝側だけの断層モデルによる津波高さを計算した。両者の差は牡鹿半島の一部において海溝側だけの断層モデルによる津波高さの方が若干大きい。総じて両者は同程度である。海溝側モデルの M_w は、8.2である。

(9) 福島県沖・茨城県沖の地震

(図 3 - 3 - 9 - 1 ~ 図 3 - 3 - 9 - 3、表 3 - 3 - 9 - 1)

1938年の3つのプレート間地震の強振動を発生させる断層領域については、室谷 (2004) による地震動の解析結果を参照して、震度分布に一致するよう設定した。この断層モデルを用い津波の推定を行った。断層変位は、剛性率を考慮し、深さに依存して設定した。これらの断層モデルの M_w は、それぞれ 7.3, 7.5, 7.6 である。

(10) 1677年延宝房総沖地震 (図 3 - 3 - 10 - 1 ~ 図 3 - 3 - 10 - 4)

1677年延宝房総沖地震を対象として、この領域に想定する津波を発生させる断層モデルを検討した。検討にあたり、史料を調査したところ、松島湾塩釜及び安房勝浦のものについては信憑性に問題があることが分かったので、これら史料を除き検討することとした。

津波のデータが少ないことから、いくつかの断層モデルを想定して津波の試算を行ったが、確定的なものは得られなかった。

これらの中で、茨城県から千葉県にかけての津波の高さに関して概ね説明できるものとしては、福島県沖・茨城県沖の海溝側及び房総沖に断層変位を持つ断層モデルがある。しかしこのモデルにおいても、福島県以北及び八丈島についてはその評価が困難である。

3.3.2 プレート内地震

(1) 1958 年択捉島沖地震

(図 3 - 3 - 1 1 - 1 ~ 図 3 - 3 - 1 1 - 4、表 3 - 3 - 1 1 - 1)

この断層モデルについては、津波資料が十分ではないことから、強震動の震源域の推計のものと同一とし、断層変位は一様とした。この断層モデルの M_w は、8.3 である。

(2) 1994 年北海道東方沖地震

(図 3 - 3 - 1 2 - 1 ~ 図 3 - 3 - 1 2 - 4、表 3 - 3 - 1 2 - 1)

この断層モデルについては、津波資料が十分ではないことから、強震動の震源域の推計のものと同一とした。この断層モデルの M_w は、8.2 である。

(3) 1933 年昭和三陸地震 (図 3 - 3 - 1 3 - 1 ~ 図 3 - 3 - 1 3 - 6)

この地震による津波は、明治三陸地震に匹敵する規模であり、三陸沿岸の広い地域で 3m を超える大きな津波があり、唐桑笹浜、綾里白浜などでは 20m を超えるものであった。

相田 (1977) のモデルを初期値として、インバージョン手法により津波を発生させる断層モデルを推定した。その結果、相田 (1977) モデルより再現性の高いモデルが得られた。この断層モデルの M_w は、8.1 である。

(4) 1938 年福島県沖地震

(図 3 - 3 - 1 4 - 1 ~ 図 3 - 3 - 1 4 - 2、表 3 - 3 - 1 4 - 1)

この地震による津波に関する記録は、1m 足らずであった。津波を発生させる断層モデルは、震度分布の推計のものと同一とし、断層変位は一様とした。この断層モデルの M_w は、7.3 である。

3 . 3 . 3 その他の地震

869 年、大きな津波が仙台平野を襲い、1000 名が溺死したとの史料があり、これは貞観三陸沖地震によるものと考えられている。この地震については、地震像は解明されておらず、近年、津波堆積物調査が行われているものの、史料はほとんどないことから、津波の推計は行わなかった。

4 防災対策の検討対象とする地震

防災対策の検討対象とする地震としては、過去に大きな地震（M7程度以上）の発生が確認されているものを対象として考える。このことから、三陸沖中部の領域は除外される。

大きな地震が繰り返し発生しているものについては、近い将来発生する可能性が高いと考え、防災対策の検討対象とする。ただし、震度分布が周辺の他の領域で発生する地震に包含されるものは除外する。このことから、択捉島沖の地震、色丹島沖の地震、根室沖・釧路沖の地震、十勝沖・釧路沖の地震、500年間隔地震、三陸沖北部の地震、明治三陸地震、宮城県沖の地震、が検討対象となる。なお、浦河沖の地震は、十勝沖の領域の地震によりその震度が包含されることから、検討対象から除外する。

大きな地震が発生しているが繰り返しが確認されていないものについては、発生間隔が長いものと考え、近い将来に発生する可能性が低いものとして、防災対策の検討対象から除外することとする。このことから、海洋プレート内地震、及び福島県沖・茨城県沖のプレート間地震は除外される。

ただし、延宝房総沖地震は、プレート間地震と考えられるが、それ以前の同じタイプの地震の発生は、現時点において確認されていない。このことから、現時点では繰り返し発生が確認されていない地震として区分する。今後、津波堆積物等の調査の進展を待って取り扱いを検討することとする。

以上の考え方による地震の選定について、図4-1のフロー図のとおり整理した。

選定の結果、防災対策の検討対象とする地震は、以下のとおりである。

択捉島沖の地震、色丹島沖の地震、根室沖・釧路沖の地震、
十勝沖・釧路沖の地震、500年間隔地震、三陸沖北部の地震、
宮城県沖の地震、明治三陸地震
(注：500年間隔地震、明治三陸地震については津波のみを検討する。)

これらの地震の震度分布及びこれらの震度の最大を重ね合わせたものを図4-2～4-5に示す。また、これらの地震の津波を発生させる断層モデルの領域（模式図）、それぞれの地震による海岸での津波高さの分布、及びこれらの海岸での津波の高さの最大を重ねたものを図4-6～4-11に示す。

検討対象とした地震の強震動及び津波のそれぞれのモーメントマグニチュードを表4 - 1に示す。

5 留意事項

防災対策の検討対象とはしないものの、過去に発生した以下の4つの地震については、次の点について留意が必要である。

(1) 869年貞観三陸沖地震

この地震により仙台平野で1000名が溺死したという記録があり、地域において防災対策の検討を行うにあたっては、このことに留意する必要がある。

(2) 1611年慶長三陸沖地震

この地震の北側領域については、明治三陸地震の断層モデルの津波により防災対策の検討が行われることとなる。ただし、陸前高田市以南さらに福島県北部沿岸において津波が大きかったという史料があり、これらの地域において防災対策の検討を行うにあたっては、このことに留意する必要がある。

(3) 1677年延宝房総沖地震

この地震により、宮城県から千葉県及び八丈島に至る広範囲で津波が大きかったという記録があり、地域において防災対策の検討を行うにあたっては、このことに留意する必要がある。

(4) 1933年昭和三陸地震

この地震では、えりも及び三陸南部に、歴史資料上、最大の津波をもたらしたことに留意する必要がある。

6 今後の調査研究について

(1) 津波堆積物等の調査研究

869年貞観三陸沖地震、1611年慶長三陸沖地震、1677年延宝房総沖地震等の大きな津波をもたらした地震については、資料が十分ではない。今後、北海道～房総沖の津波堆積物の調査等により地震像の解明の調査研究が進展することが強く望まれる。

(2) 長周期地震動

堆積層の厚い地域においては、震源が浅く規模の大きい地震が発生した場合、震源から離れた地域であっても、地盤の固有周期に応じた周期の長周期地震動の振幅は大きく、継続時間は長くなる。また、振幅が小さくても同一周期の地震動が長く継続する。

長周期地震動の卓越周期と同じような固有周期を持つ構造物については、共振現象による影響を考慮する必要がある、今後長周期地震動についての調査研究の進展が強く望まれる。