

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7回)

地震動の推計について(案)

(検討途中のものであり内容は変更される可能性があります。)

平成 17 年 2 月 4 日

中央防災会議事務局

地震動の推計

地震動の推計にあたっては、第3回専門調査会資料2「強震動・津波等の推計手法について」に示すとおり、「東海地震に関する専門調査会」及び「東南海、南海地震等に関する専門調査会」で用いられた手法を用いることとする。

過去の観測・研究事例を参考に、震源パラメータに関する相似則等に基づいて震源域の特性を設定し、多くの物理探査データ、ボーリングデータ、および地質データに基づいて構築した深部及び浅部地盤構造モデルを用いて、経験的手法、波形計算による推計手法を適切に組み合わせて推計することを基本とする。

過去に発生した実際の地震をベースとした予防対策等に対する投資については、社会的合意が得やすいと考えられることから、東海地震、東南海・南海地震については過去の地震における揺れと津波を重視して検討を行ってきたところである。このため、本検討における推計結果についても同様に、震度分布の再現性を重視することとし、過去経験のない地震の揺れを想定する場合は、地震学的知見を踏まえ、経験的手法による震度分布との比較などにより適切に想定することとする。

1. 推計手法

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こととする。

波形計算による推計手法

本検討においては、地震の発生様態および地下構造の特性を反映するため、これらの特性に基づいた予測手法の1つである統計的グリーン関数法を用いた強震波形計算による推計を実施する。

まず、震源断層を近似する小断層ごとに、球殻地下構造モデルを用いて波線理論的に得られる射出角に応じて、発震機構解から計算される振幅をもつSV成分とSH成分の加速度波形を与える。震源小断層から地震基盤($V_s=3,000\text{m/s}$ 層)への入射角を考慮した1次元線形応答計算により、工学的基盤($V_s=700\text{m/s}$ 層)での波形を計算し、これをすべての小断層について合成する。工学的基盤から地表ま

での伝播による影響は、非線形効果を考慮した増幅率を採用している。

波形計算による推計結果は、過去の地震による震度分布の再現性、経験的手法による結果との比較により妥当性を確認する。必要に応じて経験的手法を取入れ総合的な評価を行う。

2．想定震源の断層パラメータ及びアスペリティについて

(1) 地震モーメント (M_0) およびマグニチュード

地震モーメント (M_0) は、地震動の解析結果等が十分な精度で得られているものについては、これらの解析結果を参考とし、過去の地震による震度分布の再現性を考慮して設定した。十分な精度で解析結果が得られていない地震については、想定震源域を設定し、震源域の面積と海溝型地震についての平均的な応力パラメータとから設定した。モーメントマグニチュード (M_w) は、定義式から計算した。

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

(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 \times 0.05 度程度の小断層により近似する。プレート境界地震については、太平洋プレート上面に震源断層を置く。プレート内地震については、各地震の発震機構解を参照する。

(4) アスペリティの配置

大きな地震が繰り返し発生する領域については、アスペリティ位置が地震によらず共通しているという研究成果から、アスペリティ配置は、過去の地震の解析結果に基づき、過去の地震による震度分布の再現性などを確認しながら調整する。

(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 $20 \sim 30\%$ 程度を基本とする。

(6) 断層の走向、傾斜、すべり角

プレート境界地震については、断層の走向、傾斜はプレート境界面により設定

する。すべり角は GPS 観測の解析結果等を参照して設定する。

プレート内地震については、断層の走向、傾斜、すべり角は発震機構解を参照して設定する。

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る。

(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)に準拠して設定する。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 倍程度とする。アスペリティの地震モーメントは、アスペリティの面積と変位量から算定する。

(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する。

(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する。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% 程度を基本とする。

(10) f_{max}

f_{max} は 6 Hz 程度を基本とする。

3 . 強震動の推計

3 - 1 . 千島海溝沿いを震源域とするプレート境界地震

千島海溝沿いを震源域とするプレート境界の地震について、推計の基となる震度分布などの過去のデータが十分でない場合は、近年の観測データが得られている十勝沖の検討に用いたパラメータ (強震動を生成する主要な震源域は深さ 10km ~ 40km、平均的応力パラメータは 3.5MPa) を準用する ((4) 参照) 。

(1) 択捉島沖の地震

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

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 $M_w=8.4$ から、経験的手法により震度分布を推計した。

(3) 根室沖の地震

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。その他、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。

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

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。

また、平均的な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。

【参考】

1843 年に発生した天保地震については、根室沖地震（1894 年タイプ）、あるいは十勝沖地震（1952 年 + 2003 年タイプ）による予測震度分布と比較したが、いずれに類似しているかは確定した結論は得られなかった。

3 - 2 . 千島海溝沿いを震源域とするプレート内地震

(1) 1993 年釧路沖地震

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。

波形計算では、平均的な応力パラメータを 6MPa として推計を行った。

(2) 1958 年択捉島沖地震

1958 年択捉島沖について、震源域は原田(2004)による地震動の解析結果を参照して設定した。

(3) 1994 年北海道東方沖地震

1994 年北海道東方沖地震については、菊地・金森(1995)を参照し、 $M_w=8.2$ 、平均的な応力パラメータを 10MPa とした。

3 - 3 . 浦河沖地震

この領域に発生する地震は、沈み込む海洋プレートで発生する地震ではないが、過去に繰り返し発生している。この領域での最大規模の地震は 1982 年の浦河地震である。このため、1982 年の地震を対象として、武尾ほか(1983)による地震動解析結果を参照し、モーメントマグニチュードを 6.9 と設定した。地震動解析結果を参照した、経験的手法により震度分布を再現する震源域を設定した。

波形計算による推計結果から、震度分布は 3 - 1 (4) の十勝沖を想定した地震に包含されることが確認されたことから、これ以上の検討は行わないこととする。

3 - 4 . 日本海溝沿いを震源域とするプレート境界地震

(1) 三陸沖北部の地震

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いる。このうち、1968年十勝沖地震は、震源域及び地震規模が最大と考えられ、他の4つの地震の震源域を概ね包含している。このため、本検討では1968年十勝沖地震をこの領域で想定する地震の基本とする。他の地震でも、強震動の発生様式の違いにより、1968年十勝沖地震よりも局所的に大きな震度となっているものもあることから、防災上こうした地震動についてももれなく対応するため、本検討では、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)による地震動の解析結果から $M_w=8.3$ とし、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。

波形計算では、平均的応力パラメータを 3.5MPa とした。

(2) 宮城県沖の地震

宮城県沖の地震については、前回の検討において、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想定することとしたところである。

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。

波形計算では、平均的応力パラメータを震度分布の再現検討を踏まえ 4MPa とした。

陸側と海溝側の両領域を震源域とする地震については、1973年寛政宮城県沖地震を対象とする。しかし、1793年、1978年の両地震の震度分布は類似していることから、両領域を震源域とする地震についても、強震動を発生する主たる震源は1978年と同様、陸域に近い領域に設定することが適切と判断される。

(3) 福島県沖・茨城県沖の地震

福島県沖・茨城県沖の領域においては、1938年に3つのプレート境界地震と2つのプレート内地震が連続して発生している。これら3つのプレート境界地震について、室谷(2004)による地震動の解析結果を参照して、経験的手法を用いて震度分布の再現性から想定震源域を設定した。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。

なお、3つのプレート境界地震が同時に発生した場合の震度分布も念のため推計した。

3 - 5 . 日本海溝沿いを震源域とするプレート内地震

(1) 1933 年昭和三陸地震

1933 年昭和三陸地震の震源域は、相田(1977)による津波解析結果を参照して設定した。震度分布は経験的手法により推計を試みた。

(2) 1938 年福島県沖地震

1938 年福島県沖地震の震源域は、Abe(1977)による地震動の解析結果を参照して設定した。モーメントマグニチュードは気象庁マグニチュードと同じとして設定した。震度分布は経験的手法により推計した。

(3) 2003 年宮城県沖を震源とする地震

2003 年宮城県沖を震源とする地震のモーメントマグニチュードは、山中(2003)による地震動の解析結果を参照して7.0と設定した。震源域は、地震動の解析結果(山中,2003)、気象庁による余震分布、国土地理院による地殻変動解析結果を参照して設定した。

3 - 6 . その他の地震

日本海溝・千島海溝周辺ではこの他に、500年間隔地震、1896年明治三陸地震、1677年房総沖地震が発生しているが、これらについては、津波地震で揺れとしては比較的小さかったこと、地震動を推計するための震度などに係る資料が十分でないことから、地震動推計の対象外とする。