

南海トラフの巨大地震による
震度分布・津波高について（第一次報告）

平成24年3月31日

南海トラフの巨大地震モデル検討会

目 次

| | |
|---------------------------------|-----------|
| はじめに..... | 1 |
| I. 過去地震の震源断層モデルの特徴等..... | 2 |
| 1. 海溝型地震の強震断層モデルの特徴等 | 2 |
| 2. 津波断層モデルの特徴等 | 4 |
| II. 震源断層モデルについて..... | 6 |
| II-1. 強震断層モデル | 6 |
| 1. 強震断層域のセグメント分け | 6 |
| 2. 強震断層モデルの断層パラメータ等について | 7 |
| 3. 強震動生成域の位置と検討ケース | 10 |
| 4. 強震断層モデルの平均応力降下量の設定 | 11 |
| 5. 強震断層モデルの比較 | 11 |
| II-2. 津波断層モデル | 14 |
| 1. 津波断層モデルの大すべり域等の設定 | 14 |
| 2. 大すべり域等の位置と検討ケース | 16 |
| 3. 津波断層モデルの平均応力降下量の設定 | 17 |
| 4. 津波断層モデルの比較 | 17 |
| III. 震度分布及び津波高の推計..... | 19 |
| III-1. 震度分布の推計手法 | 19 |
| 1. 地盤モデル | 19 |
| 2. AVS30 と震度増分について..... | 23 |
| 3. 強震波形計算手法による震度の推計 | 23 |
| 4. 経験的手法による震度の推計 | 24 |
| III-2. 津波高等の推計手法 | 26 |

| | |
|---|-----------|
| IV. 震度分布・津波高の推計結果について | 28 |
| 1. 震度分布の推計結果 | 28 |
| 2. 津波高の推計結果 | 29 |
| V. 最大クラスの震度分布及び津波高の考え方について | 33 |
| 1. 最大クラスの震度分布及び津波高 | 33 |
| 2. 予防対策について | 33 |
| 3. 応急対策について | 34 |
| VI. 今後のスケジュール | 35 |
| おわりに | 36 |
| (参考) 本検討会における用語の取扱いについて | 37 |

はじめに

本検討会における地震・津波の想定は、昨年 9 月 28 日に公表された、中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告に示された考え方に基づいて作成したものである。すなわち、同報告において、今後、地震・津波の想定を行うに当たっては、「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とされており、また、「想定地震、津波に基づき必要となる施設設備が現実的に困難となることが見込まれる場合であっても、ためらうことなく想定地震・津波を設定する必要がある。」とも指摘されているところである。

今回公表した震度分布・津波高は、このような考え方に沿って推計したものである。さらに、津波高について言えば、同報告に示されている二つのレベルの津波のうち、発生頻度は極めて低いものの、発生すれば甚大な被害をもたらす最大クラスの津波に相当するものである。

本第一次報告結果に基づく今後の防災対策の検討に当たって、是非とも、このような本推計の趣旨・指摘を踏まえた上での本推計結果の活用を願うものである。

また、本推計結果についての正確な理解を期すため、次のことを特に強調しておきたい。

今回の推計結果は、決して、南海トラフ沿いにおいて次に起こる地震・津波を予測して検討したものではないということである。別の言い方をすれば、現在の科学的知見の下で、今回推計し設定する最大クラスの地震・津波の発生確率、そしてその発生時期の予測をすることは不可能に近いということである。

以上についての十分の理解を頂いた上で、「備えあれば憂いなし」の格言のとおり、本推計が、事前の備えの一つとして、今後の防災対策の充実、強化の契機となることを期待するものである。

I. 過去地震の震源断層モデルの特徴等

南海トラフの巨大地震の震源断層モデルを検討するに当たり、南海トラフで発生した過去地震に加えて、世界の海溝型地震の震源断層モデルを調査し、それらの特徴等を整理した。この整理に当たっては、強震動を評価するための強震断層モデルと、津波高等を評価するための津波断層モデルをそれぞれ区別して整理した。

1. 海溝型地震の強震断層モデルの特徴等

(1) 強震動生成域の面積とそのすべり量等について

強震断層モデルにおいて、強震断層面のなかで特に強い地震波を発生させる強震動生成域の面積と、そのすべり量等に関する特徴を整理した。具体的には、Mai et al.

(2005) のデータベース ("Finite-Source Rupture Model Database") から抽出した海溝型地震と考えられる 19 の地震 (28 解析モデル)、最近の Mw 8 クラスの地震及び 2011 年東北地方太平洋沖地震の解析結果から、強震断層面におけるすべり量の大きな領域と強震動生成域との関係及びその面積等について分析し整理した。

その結果は、次のとおりである。

- ① やや長周期の地震波を用いて解析されたすべり量の大きな領域の面積は、強震断層全体の 10%~30% でその平均は 20% 程度である (図 1.1)。
- ② すべり量の大きな領域の平均すべり量は、強震断層全体の平均すべり量の 1.75 倍~2.75 倍でその平均は 2 倍程度である (図 1.2)。
- ③ 特に強い地震波を発生させる強震動生成域の面積は、2011 年東北地方太平洋沖地震の解析結果から見ると、強震断層全体の 5~15% 程度で、その平均は 10% 程度である (表 1.1)。
- ④ 強震動生成域の位置は、研究者により多少異なるものの、2011 年東北地方太平洋沖地震では、すべり量の大きな領域と必ずしも一致するものでなく、その多くがすべり量の大きな領域に比べ陸域側にあり (図 1.3)、過去に発生した地震の強震動生成域と概ね類似の場所に位置する傾向が見られる (図 1.4)。
- ⑤ 強震断層全体は、地形等の大きな構造により幾つかにセグメント化することができ、2011 年東北地方太平洋沖地震の解析結果から見ると、各セグメントにおいて、強震動生成域の数は 1~2 個である (表 1.1, 表 1.2)。

これらのことから、強震動生成域の場所等については、従来の強震断層モデルの構築における特に強い強震動を生成する領域設定の考え方と基本的には同じで、強震断層面が幾つかに区分けされた各セグメントに 1~2 個、その面積の総和は強震断層面

の面積の 10%程度で、強震動生成域の位置は、過去の地震時の強震動生成域と概ね同じ場所にある可能性が示唆される。

(2) 震度分布の距離減衰について

一般的に、震度は強震断層から離れるにつれて小さくなる。この関係は、司・翠川(1999)に代表されるように震度に関する距離減衰の経験式として知られている。2011年東北地方太平洋沖地震において、経験的手法である距離減衰式から求められる、地震規模であるパラメータ M_w は 8.2~8.3 程度であり、すべり量や応力降下量など断層運動から求められる地震の規模 $M_w 9.0$ と比べると相当小さな値となっている(図 1.5、図 1.6)。

なお、中央防災会議(2003)の東海・東南海・南海地震に関する検討においても同様の関係が見られ、東海・東南海・南海地震の距離減衰式による震度分布の推計で用いたパラメータ M_w は 8.0 である。

(3) 強震断層モデルに適用する相似則：セグメントモデル

強震断層モデルの検討において、強震断層面の全域に対して、地震の規模に関する相似則(スケーリング則)を適用するモデル(以下、「全域モデル」と言う。)と、強震断層面を幾つかのセグメントに分割し、個々のセグメントに対して相似則(スケーリング則)を適用するモデル(以下、「セグメントモデル」と言う。)がある。

今回、海溝型の巨大地震の強震断層モデルを検討するに当たり、全域モデルとセグメントモデルのいずれを使用するか検討するため、2011年東北地方太平洋沖地震の震度分布の再現計算を行った(図 1.7~1.8, 表 1.3~1.5)。

この結果、全域モデルを適用した強震断層モデルによる震度分布は、実際に観測された震度分布よりも大きな震度分布を示すことが分かった。これに対し、セグメントモデルを適用した強震断層モデルによる震度分布は、2011年東北地方太平洋沖地震の震度分布を概ね再現できた。このことも踏まえ、2011年東北地方太平洋沖地震のような海溝型の巨大地震の震度分布の評価のための強震断層モデルの検討においては、全域モデルではなくセグメントモデルを基本として検討することとする。

(4) 強震断層モデルの平均応力降下量

海溝型のプレート境界地震の平均応力降下量の中央値は、Allmann and Shearer(2009)によると、3.0MPa 前後と解析されている(図 1.9 参照)。この結果については、 M_w 7 クラス以下の規模の地震も含んでいることから、今回、2011年東北地方

太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震と、日本周辺で発生した Mw 8以上の地震の平均応力降下量について整理した（表 1.6）。

この整理においては、地震波形のみから解析された断層モデルについて平均応力降下量を整理した。解析対象とした地震は8例と少ないが、平均応力降下量の平均値は 1.9MPa、平均値に標準偏差を加えた値は 3.1MPa（平均値から標準偏差を引いた値は 1.1MPa）である。

なお、セグメントモデルを適用した強震断層モデルにより 2011年東北地方太平洋沖地震の震度分布を概ね再現することができたが、その際に用いた平均応力降下量は 4.0MPa である。

2. 津波断層モデルの特徴等

（1）大すべり域の面積とそのすべり量等について

2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大な地震の解析事例の調査に基づき、津波断層モデルにおける「大（おお）すべり域」（大きな断層すべりが生じた領域）の面積等に関する特徴を整理した（表 1.7～1.9, 図 1.10, 図 1.11）。

その結果は、次のとおりである。

- ①津波断層面上には、津波断層の平均すべり量の2倍以上のすべり量の「大すべり域」があり、2011年東北地方太平洋沖地震では津波断層面の比較的浅い側に位置する。
- ②「大すべり域」のなかの更に浅いトラフ沿い（或いは海溝沿い）の領域は、津波地震を発生させる可能性のある領域で、津波断層の平均すべり量の4倍程度のすべり量の「超大すべり域」となる場合がある。
- ③「大すべり域」の面積は、全体面積の20%程度で、その数は1～2箇所である。
- ④「超大すべり域」の面積は、2011年東北地方太平洋沖地震では、全体面積の約5%である。

（2）津波断層モデルに適用する相似則：全域モデル

海溝型の巨大地震における強震断層モデルの強震動生成域に係る地震の規模は、セグメントモデルを基本として検討することとした。これに対し、津波断層モデルの断層全体の平均すべり量は、津波断層モデルの断層面の全域に対する相似則（スケールング則）による平均すべり量と概ね一致する。このことも踏まえ、2011年東北地方太平洋沖地震のような海溝型の巨大地震の津波高等を評価する津波断層モデルの検討は、全域モデルを基本として検討することとする。

(3) 津波断層モデルの平均応力降下量

巨大地震の津波断層モデルの検討に適用する平均応力降下量について、2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震と、日本周辺で発生した Mw 8 以上の地震を対象に、津波データ或いは地殻変更データを用いて解析された断層モデルの平均応力降下量を整理した（表 1.10）。

解析対象とした地震は6例と少ないが、平均応力降下量の平均値は 1.2MPa、平均値に標準偏差を加えた値は 2.2MPa（平均値から標準偏差を引いた値は 0.7MPa）である。

II. 震源断層モデルについて

II-1. 強震断層モデル

1. 強震断層域のセグメント分け

南海トラフの巨大地震モデルとして想定する震源断層域（地震時に動く断層域）は、中間とりまとめ（平成 23 年 12 月 27 日公表）で報告したとおり、修正した新たなプレート境界面において、東側（駿河湾側）は駿河湾における南海トラフのトラフ軸（富士川河口断層帯の領域を含む。）から、南西側（日向灘側）は九州・パラオ海嶺の北側付近でフィリピン海プレートが厚くなる領域までとし、深さ方向には、トラフ軸からプレート境界面の深さ約 30km からそれよりもやや深い深部低周波地震が発生している領域まで（日向灘の領域はプレート境界面の深さ約 40km まで）とする。そして、震源断層域のなかで、強震断層モデルを検討する強震断層域は、プレート境界面の深さ 10km より深い領域とする。

この強震断層域は、過去に発生した地震においても単一の領域となっていないことから、沈み込むプレートの形状や地形等からみた大きな構造単位と過去に発生した地震の強震断層域を考慮し、次の 3 境界で 4 領域（セグメント）に分割する（図 2.1 参照）。

①御前崎付近の境界

フィリピン海プレートの形状は、御前崎付近を通る北西—南東走向の線付近を境に大きく変化しており、プレートの沈み込む速度も北東側は 2～3cm/年、南西側は 4～5cm/年と大きく異なる（図 2.2）。また、海底地形も駿河湾から遠州灘にかけて変化が見られる境界である。

これらのことから、この境界でセグメントを区分する。

②潮岬付近の境界

この境界は、1854 年安政東海地震と 1854 年安政南海地震の震源断層域の境界であり、1944 年昭和東南海地震と 1946 年昭和南海地震も概ね同じ境界で震源断層域が区分される。また、地形的にも、熊野灘舟状海盆と室戸舟状海盆の境界付近にある。

このことから、この境界でセグメントを区分する。

なお、御前崎付近の境界からこの境界までのセグメントは、地形的には遠州海盆と熊野灘舟状海盆の境界付近で構造単位に区分けされるが、セグメントモデルとしては、

これらを合わせて一つのセグメントとして取り扱う。

③豊後水道沖合付近の境界

フィリピン海プレートの形状は、豊後水道沖合付近を通る北西—南東走向の線付近を境に大きく変化しており、プレートの沈み込む速度も東側は5~6cm/年、南西側は6~7cm/年と異なる（図 2.2）。この境界は、1854 年安政南海地震の震源断層域の西端付近に当たり、また、地形的にも、土佐海盆と日向海盆の境界付近にある。

これらのことから、この境界でセグメントを区分する。

なお、潮岬付近の境界からこの境界までのセグメントは、地形的には室戸舟状海盆と土佐海盆の境界付近で構造単位に区分けされるが、セグメントモデルとしては、これらを合わせて一つのセグメントとして取り扱う。

2. 強震断層モデルの断層パラメータ等について

セグメントモデルを基本とし、各検討ケースにおける強震断層モデルの断層パラメータ等の設定は、次のとおりとする。

(1) 各セグメントの断層パラメータ等について

①マクロ的に見た断層パラメータ

i) 各セグメントの地震モーメント及びマグニチュード

セグメントの地震モーメント (M_0) は、セグメントの強震断層面積 (S) と平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) から、相似則 (スケーリング則) により推定する。

$$M_0 = c \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$$

ここで、 c は係数

なお、マグニチュード (モーメントマグニチュード: M_w) は、次式に従い算出する。

$$\text{Log } M_0 = 1.5 M_w + 9.1$$

ii) 平均変位量

平均変位量 (D) は、次の地震モーメントと強震断層面積との関係式から算出する。

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S$$

ここで、 μ は剛性率で次式から求める。

$$\mu = \rho \cdot V_s^2$$

ρ は密度で 2.8g/cm^3 とし、 V_s は S 波速度で 3.82km/s とする。

iii) 破壊伝播速度および F_{max}

破壊伝播速度 (V_r) は次式による。

$$V_r = 0.72 V_s$$

F_{max} は兵庫県南部地震から推定された値である6Hzとする。

②ミクロ的に見た断層パラメータ等について

i) 小断層による断層の近似

3次元的に複雑な曲面構造を持つ強震断層域を、約 10km メッシュの小断層で近似する。

ii) 走向、傾斜及びすべり角

各セグメントに、Loveless and Meade (2010) によるフィリピン海プレートの沈み込むベクトルのすべり角の水平成分に関する逆方向の平均値と一致するように与える。強震波形の計算の際には、乱数を用いて、すべり角に対し ± 30 度のゆらぎを与え、強震波形の計算結果が極端なものとならないよう対処する。

iii) 強震動生成域の面積と配置個数

強震動生成域の面積は、各セグメントの面積の 10%程度とし、セグメント内の地形的な構造単位に 2 個配置する。

iv) 強震動生成域全体の地震モーメント (M_{os})

強震動生成域は他の場所に比べてプレート間のカップリングが強い所で、破壊時には強震動生成域以外の所よりも変位量が大きいと考えられる。強震動生成域の変位量は、Somerville et al. (1999) の相似則から強震断層全体の平均変位量の 2 倍として与える。

この強震動生成域の平均変位量と総面積から、 $M_o = \mu DS$ の関係式を用いて、強震動生成域全体の地震モーメント (M_{os}) を推定する。

v) 各強震動生成域の地震モーメント (M_{osi})、変位量 (D_{si}) 及び応力降下量 ($\Delta\sigma_{si}$)

各強震動生成域の地震モーメントは、各強震動生成域での応力降下量を一定として、強震動生成域の面積の $3/2$ 乗の重みで振り分ける。

$$M_{osi} = M_{os} \cdot S_{si}^{3/2} / (\sum S_{si}^{3/2})$$

M_{osi} : i 番目の強震動生成域のモーメント

S_{si} : i 番目の強震動生成域の面積

各強震動生成域の応力降下量は、次の地震モーメントと強震動生成域面積との関係式から算出する。

$$\Delta\sigma_{si} = 2.5 \cdot M_{si} / S_{si}^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{si}$: i 番目の強震動生成域の応力降下量

各強震動生成域での変位量は、次の地震モーメントと強震動生成域面積との関係式から算出する。

$$M_{si} = \mu \cdot D_{si} \cdot S_{si}$$

D_{si} : i 番目の強震動生成域の変位量

剛性率 μ は次式から求める。

$$\mu = \rho \cdot V_s^2 \quad (\text{密度 } \rho = 2.8 \text{ g/cm}^3, \text{ S 波速度 } V_s = 3.82 \text{ km/s})$$

vi) 強震動生成域以外の領域（背景領域）の地震モーメント (M_{ob}) 及び変位量 (D_b)

強震断層域全体の地震モーメント (M_o) から、強震動生成域全体の地震モーメント (M_{os}) を引いた値を背景領域の地震モーメント (M_{ob}) とする。この地震モーメントと背景領域の総面積 (S_b) から、次の関係式を用いて背景領域の変位量を求める。

$$M_{ob} = \mu \cdot D_b \cdot S_b$$

vii) 背景領域の応力降下量 ($\Delta\sigma_b$)

背景領域の応力降下量は、次の関係式から求める。

$$M_{ob} = c \cdot \Delta\sigma_b \cdot S_b^{3/2}$$

ここで、 c は係数

viii) 破壊開始点

破壊開始は、1944 年昭和東南海地震及び 1946 年昭和南海地震の解析結果を参照して設定した中央防災会議 (2003) と同様の場所 (紀伊半島の南) に設定する。

なお、破壊開始点は、強震動生成域に接する背景領域に設定する。

(2) 強震断層モデル全体の地震モーメント及びモーメントマグニチュード

強震断層モデル全体の地震モーメントは、各セグメントの地震モーメントの総和から求める。各セグメントの地震モーメントを M_o (seg j) とすると、強震断層モデル全体の地震モーメント M_{ot} 及びモーメントマグニチュード M_{wt} は以下の式で求め

る。

$$\begin{aligned} \text{Mot} &= \Sigma \text{ Mo (seg } j) \\ \log \text{ Mot} &= 1.5 \text{ Mwt} + 9.1 \\ &(\text{seg } j) : j \text{ 番目のセグメント} \end{aligned}$$

3. 強震動生成域の位置と検討ケース

(1) 強震動生成域の位置（基本ケース）

強震動生成域は、過去の地震時の強震動生成域と概ね同じ場所に位置する可能性が示唆される。中央防災会議（2003）の強震断層モデルによる想定東海地震、東南海・南海地震の震度分布は、1707年宝永地震以降の5地震（1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震）の震度を重ね合わせた震度分布を概ね再現したものである。このことから、このモデルの強震動生成域（注：当時は「アスペリティ」と呼んだ。）の位置（図2.3, 図2.4）は、過去地震の強震動生成域の概ねの位置を示していると考え、この位置を参考に強震動生成域を配置することとする。

この際、同じ領域で深い側と浅い側それぞれに計2個配置されているものについては、その中間に1個配置することとする。また、強震動生成域の総面積は強震断層域の面積の概ね10%とし、地形的な構造単位に2個配置することを基本に、各構造単位の強震動生成域の合計面積も概ね各セグメントの面積の10%となるように設定する。なお、日向灘の領域については、過去に発生した日向灘地震の解析結果を参考に配置することとする。

強震断層モデルを設定するに当たり、3次的に複雑な曲面構造を持つ強震断層面を約10kmメッシュの小断層で近似する。これに、上に述べた考えに従い強震動生成域を設定したものを、図2.5に示す。

(2) 検討ケース

強震動生成域は、過去の地震時の強震動生成域と概ね同じ場所に位置する可能性が示唆されるが、その周辺で少し位置が変わる可能性や、やや深い場所にある可能性も考えられる。

このため、基本ケースの強震動生成域の位置が左右にずれているケースとして、やや東側（トラフ軸から見て、トラフ軸に概ね平行に右側）に設置したケース、やや西側（トラフ軸から見て、トラフ軸に概ね平行に左側）に設置したケースを検討する。また、強震動生成域は、陸域側の深い場所にある傾向も見られることから、強震動生

成域が陸域側の深い場所にあるケースを加え、次の4ケースを検討する(図2.5~2.8参照)。

- ①基本ケース：中央防災会議による東海地震、東南海・南海地震の検討結果を参考に設定したもの
- ②東側ケース：基本ケースの強震動生成域を、やや東側(トラフ軸から見て、トラフ軸に概ね平行に右側)の場所に設定したもの
- ③西側ケース：基本ケースの強震動生成域を、やや西側(トラフ軸から見て、トラフ軸に概ね平行に左側)の場所に設定したもの
- ④陸側ケース：基本ケースの強震動生成域を、可能性がある範囲で最も陸域側(プレート境界面の深い側)の場所に設定したもの

上記ケースにおける強震動生成域の具体的な設定に当たっては、深部低周波地震の発生領域及び長期的ゆっくりすべりの領域は、プレートがある程度固着しているものの、特に強い地震波を発生させるような断層すべりが起きる可能性は低いと考えられることから、これらの領域を避けるよう配慮した。

なお、強震動生成域を基本ケースよりも海側(プレート境界面の浅い側)に設置するケースも考えられるが、基本ケースに比べ陸域との距離が大きくなることから、陸域の震度の大きさは基本ケースよりも小さくなる。このことから、このケースは検討しないこととした。

4. 強震断層モデルの平均応力降下量の設定

地震波から求めた Mw 8 以上の平均応力降下量は、平均値は 1.9MPa、平均値に標準偏差を加えた値は 3.1MPa であるが、2011 年東北地方太平洋沖地震の震度分布の再現を検討したセグメントモデルによる強震断層モデルの平均応力降下量は、4.0MPa を設定することにより震度分布を概ね適切に再現することができた。

今回検討する強震断層モデルは、セグメントモデルを適用することとしている。このことから、南海トラフの巨大地震の強震断層モデルで用いる平均応力降下量は、東北地方太平洋沖地震の強震断層モデルと同じく、4.0MPa を設定することとする。

これにより、強震断層モデル全体の Mw は 9.0 となる。各セグメントの地震モーメント及びモーメントマグニチュード等を、表 2.1 に示す。

5. 強震断層モデルの比較

本検討会における強震断層モデルと、中央防災会議(2003)の強震断層モデルを比較した結果は表 2.2 のとおりである。

(1) 中央防災会議（2003）の強震断層モデル

中央防災会議（2003）の強震断層モデルは、1707年宝永地震以降の5地震（1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震）の震度の資料を重ね合わせ、それぞれの場所における最大の震度を再現できるように強震動生成域の強さ等を設定したモデルである。

このモデルは、想定東海地震、東南海地震、南海地震の3つのモデルからなり、これらを合わせた東南海・南海地震、東海・東南海・南海地震の全体モデルも検討された。想定東海地震モデルはMw8.0、平均すべり量2.9m、東南海地震モデルはMw8.2、平均すべり量3.8m、南海地震モデルはMw8.6、平均すべり量5.8mで、東海・東南海・南海地震の全体としてはMw8.7の強震断層モデルであった。

これらのモデルの平均すべり量は、フィリピン海プレートの沈み込む速度から見ると、約100年間分の量に相当し、強震動生成域のすべり量の大きなものには約200年間分の量に相当するものがある。

なお、プレート間の固着率は1より小さいと考えられ、実際には上記の年数より多い年数を要するものと思われる。

(2) 本検討会の強震断層モデル

本検討会の強震断層モデルは、セグメントモデルを用いて平均応力降下量4.0MPaとして、4つのセグメントの強震断層モデルを設定した。これらのセグメントに対応するモデルを東側から順に、駿河湾域モデル、東海域モデル、南海域モデル、日向灘域モデルとすると、モーメントマグニチュード及び平均すべり量は、駿河湾域モデルはMw8.0、平均すべり量3.6m、東海域モデルはMw8.5、平均すべり量6.9m、南海域モデルはMw8.8、平均すべり量9.3m、日向灘域モデルはMw8.4、平均すべり量5.5mとなる。強震断層モデル全体としては、Mw9.0、平均すべり量7.6m、平均応力降下量2.3MPaとなる。

これらの各セグメントの平均すべり量は、フィリピン海プレートの沈み込む速度から見ると、東から順に、約150年分、約150年分、約170年分、約80年分に相当し、日向灘域を除くと、強震動生成域のすべり量の大きなものには、約300～350年分の年数に相当するものがある。日向灘域モデルの年数が他より少ないのは、この領域のプレートの沈み込む速度が速いことによる。なお、プレート間の固着率は1より小さいと考えられ、実際には上記の年数より多い年数を要するものと思われる。

なお、本検討会の強震断層モデルは、次に発生する可能性の高い強震断層モデルを検討したものではなく、南海トラフで発生しうる巨大地震の強震断層モデルである。

このような地震の発生頻度は極めて低く、何時発生するかは不明であるが、発生すれば甚大な被害をもたらす最大クラスの地震である。

地震・津波は自然現象であり不確実性を伴うものであるが、過去資料から求められた巨大地震の平均応力降下量の平均値とその標準偏差から推定すると、資料が少なくその数値にバラツキはあるが、今回設定した平均応力降下量 4.0MPa より大きな強震断層モデルとなる確率は 10%程度である。

II-2. 津波断層モデル

1. 津波断層モデルの大すべり域等の設定

2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大な地震の解析事例の調査に基づき、大すべり域、超大すべり域の設定等、津波断層モデルのすべり量の設定は、次のとおりとする。

なお、具体的な大すべり域等の設定に当たっては、3次元的に複雑な曲面構造を持つ津波断層面を、図2.9に示すように約5kmのメッシュの小断層で近似し設定した。

(1) 大すべり域、超大すべり域

- ①津波断層面の中で、特に大きくすべる領域「大すべり域」は、津波の主部断層(以下、単に「主部断層」という。強震断層域のエリアと面積に同じ)の深さ方向の概ね半分より浅い側(深さ概ね20kmよりも浅い側)に設定する。
- ②大すべり域の中のトラフ沿いの津波断層の領域は、津波地震を発生させる可能性がある領域であり、「大すべり域」よりもさらに大きくすべる可能性がある「超大すべり域」として設定する。

(2) 大すべり域、超大すべり域の面積とその数

- ①過去地震の解析事例に基づき、超大すべり域を含む大すべり域の面積は、大すべり域の箇所数によらず断層全体の20%程度とし、深さ概ね20kmからトラフ軸までの領域に概ね矩形型で設定する。
- ②過去地震の解析事例では、多くの場合、超大すべり域を含む大すべり域は1～2箇所である。

(3) 津波断層モデルにおける各小断層のすべり量

- ①地震の規模に関する相似則(スケーリング則)をもとに、設定された平均応力降下量を用いて、トラフ沿いの津波断層を除く主部断層の面積から、主部断層の地震モーメントと平均すべり量を算出する。なお、この場合の相似則(スケーリング則)は、強震断層モデルと異なり、主部断層の全体に対する全域モデルを基本とする。
- ②津波断層モデルにおける各小断層のすべり量は、フィリピン海プレートの沈み込み速度に比例し(図2.10参照)、かつ各小断層の地震モーメントの総和が主部断層の地震モーメントになるよう配分する。
- ③大すべり域における各小断層のすべり量は上記で設定した平均すべり量の2倍とする。超大すべり域の各小断層のすべり量についても、プレートの沈み込み速度に

比例し、平均すべり量の4倍で配分する。

- ④ 超大すべり域となる可能性のある領域は、トラフ軸に平行に2段の小断層で近似しており、断層変位が滑らかになるよう、主部断層に近い側の小断層のすべり量は、大すべり域と超大すべり域のすべり量の中間の値とする。なお、駿河湾内については、他の領域に比べ、プレート境界面の深さ10kmの位置はトラフ軸に近くなり、また、トラフ軸沿い津波断層モデルの面積も狭くなることから、この領域は分岐断層的な運動をする領域とみなすこととする。したがって、この領域が超大すべり域となる場合のすべり量は、分岐断層と同じく、大すべり域のすべり量と同じとする。
- ⑤ 主部断層の大すべり域を除く背景領域における小断層のすべり量は、プレートの沈み込む速度に比例し、かつ背景領域各小断層の地震モーメントの総和と上記で設定した主部断層の大すべり域における小断層の地震モーメントの総和が、主部断層の地震モーメントとなるよう配分する。
- ⑥ 大すべり域における小断層に接する背景領域の小断層のすべり量は、大すべり域から背景領域にかけての断層変位が滑らかになるよう、大すべり域と背景領域のすべり量の中間の値とする。
- ⑦ 最も深い側の小断層のすべり量は、背景領域の1/4のすべり量とする。また、最も深い側の小断層に接する小断層は、背景領域の1/2のすべり量とする。
- ⑧ なお、トラフ沿いの津波断層面の小断層について、超大すべり域に設定していない小断層のすべり量は、超大すべり域の小断層に接しているものは、上記の大すべり域と背景領域のすべり量の中間の値を設定し、それ以外の小断層のすべり量は0（ゼロ）とした。

(4) 分岐断層とそのすべり量

- ① 分岐断層としては、構造探査でその確認がされている熊野灘のもののみを対象とする。
- ② 分岐断層は、その分岐する場所（深さ10km）のところが大すべり域となった場合のみ活動するとし、その際には、それに対するトラフ沿いの小断層のすべり量は0（ゼロ）とする。
- ③ 分岐断層が活動する場合のすべり量は、主部断層の大すべり域のすべり量と同じとする。

(5) 津波断層モデルの地震モーメント及びモーメントマグニチュード

津波断層モデルは、強震断層モデルと異なり、相似則（スケーリング則）は全域モ

デルを適用することとするが、各小断層の具体的なすべり量は、上記に従い設定される。

従って、津波断層モデルの全体に対する地震モーメント (Mot) 及びモーメントマグニチュード (Mwt) は、11 の検討ケースそれぞれ毎に、次の式を用い、小断層の地震モーメント (Moi) の総和を求め算出する。

$$\begin{aligned} \text{Mot} &= \Sigma \text{Moi} \\ \text{Log Mot} &= 1.5 \text{Mwt} + 9.1 \end{aligned}$$

2. 大すべり域等の位置と検討ケース

古文書、津波堆積物等の調査によると、南海トラフで発生した過去の地震の津波高の高い地域は、地震により異なる傾向が見られる。このことから、大すべり域の位置については、南海トラフ沿いに網羅的にカバーして検討する必要がある。

過去の津波から見ると、大すべり域の個数は1～2個であるが、大すべり域が1箇所である場合の方がその面積が大きく、その結果、津波の高い領域が広がることから、大すべり域を1箇所の場合について網羅的に検討し、かつ、分岐断層が動くケースも加えて検討することとする。

大すべり域が2箇所のケースについては、それぞれからの津波が重なり高くなる場合を想定し、大すべり域の間隔が大すべり域の幅と同じ程度の場合を想定することとする。

これらを想定した検討ケースは、次のとおり合計11ケースとなる (図 2.11)。なお、参考として、大すべり域のないケースについても試算する。

(1) 大すべり域が1箇所のパターン【5ケース】

- ①「駿河湾～紀伊半島沖」に大すべり域を設定
- ②「紀伊半島沖」に大すべり域を設定
- ③「紀伊半島沖～四国沖」に大すべり域を設定
- ④「四国沖」に大すべり域を設定
- ⑤「四国沖～九州沖」に大すべり域を設定

(2) 大すべり域が1箇所で分岐断層も考えるパターン【2ケース】

- ⑥「駿河湾～紀伊半島沖」に大すべり域＋分岐断層 (すべり量は大すべり域と同じ)
- ⑦「紀伊半島沖」に大すべり域＋分岐断層 (すべり量は大すべり域と同じ)

(3) 大すべり域が2箇所のパターン【4ケース】

- ⑧「駿河湾～愛知県東部沖」と「三重県南部沖～徳島県沖」に大すべり域を設定
- ⑨「愛知県沖～三重県沖」と「室戸岬沖」に大すべり域を設定
- ⑩「三重県南部沖～徳島県沖」と「足摺岬沖」に大すべり域を設定
- ⑪「室戸岬沖」と「日向灘」に大すべり域を設定

3. 津波断層モデルの平均応力降下量の設定

巨大地震の津波断層モデルを検討するに当たり、 M_w 8以上の地震について、津波データ或いは地殻変動データから求められた断層モデルの平均応力降下量の平均値等を調査した。平均値は 1.2MPa、平均値に標準偏差を加えた値は 2.2MPa であった。

しかし、 M_w 8よりも小さな地震も含めると、海溝型地震の平均応力降下量の平均値が 3.0MPa であることと、中央防災会議ではこれまでの海溝型地震の津波の検討において、平均応力降下量は 3.0MPa を用いてきたことを踏まえ、南海トラフの巨大地震の津波断層モデルで用いる平均応力降下量は、3.0MPa とする。

この値を設定した 11 ケースの津波断層モデルの地震モーメント及びモーメントマグニチュード等を、表 2.3 に示す。

4. 津波断層モデルの比較

本検討会における津波断層モデルと、中央防災会議(2003)年の津波断層モデルの比較を行う(表 2.4)。

(1) 中央防災会議(2003)の津波断層モデル

中央防災会議(2003)の津波断層モデルは、プレートの深さ 10～30km に断層すべりがあるモデルで、1707 年宝永地震以降の 5 地震(1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震、1944 年昭和東南海地震、1946 年昭和南海地震)の津波高資料を基に、それぞれの場所における最大の津波高の再現モデルであり、津波高の資料から見ると、1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震の津波高を包絡した津波を再現できるように津波断層のすべり量を設定したモデルである。

このモデルの平均すべり量は 6.3m、断層のすべり量から求めた M_w は 8.8、最大すべり量は高知県沖の 15m であった。相似則(スケーリング則)に、平均応力降下量 3.0MPa を設定すると、 M_w 8.8、平均すべり量 7.9m で、このモデルは、相似則から見ても、概ね妥当なものと言える。

このモデルは、フィリピン海プレートの沈み込む速度から見ると、平均すべり量は 100～200 年間分の量に、最大すべり量は約 300 年間分の量に相当する。このモデルには、大すべり域はあるが、超大すべり域はない。

なお、プレート間の固着率は1より小さいと考えられ、実際には上記の年数より多い年数を要するものと思われる。

(2) 本検討会の津波断層モデル

本検討会の津波断層モデルは、平均応力降下量 3.0MPa として、主部断層の面積に相似則を適用し平均すべり量を求め、大すべり域、超大すべり域のすべり量等を設定したものである。主部断層は Mw9.0、平均すべり量 10m となる。津波断層モデルは、検討ケースにより多少異なるが、津波地震として設定したトラフ沿いの津波断層モデルも含めると、Mw9.1、平均すべり量約 10m、大すべり域及び超大すべり域のすべり量は、それぞれ約 20m、約 40m である。

このモデルは、フィリピン海プレートの沈み込む速度から見ると、平均すべり量は約 200 年分の量に、大すべり域、超大すべり域のすべり量は、それぞれ約 400 年分、約 800 年分の量に相当する。なお、プレート間の固着率は1より小さいと考えられ、実際には上記の年数より多い年数を要するものと思われる。

なお、本検討会の津波断層モデルは、次に発生する可能性の高い津波断層モデルを検討したものではなく、南海トラフで発生しうる巨大地震の津波断層モデルである。このような津波の発生頻度は極めて低く、その発生時期は不明であるが、発生すれば甚大な被害をもたらす最大クラスの津波である。

地震・津波は自然現象であり不確実性を伴うものであるが、過去資料から求められた巨大津波の平均応力降下量の平均値とその標準偏差から推定すると、資料が少なくその数値にバラツキはあるが、今回設定した平均応力降下量 3.0MPa より大きな津波断層モデルとなる確率は3%程度である。

Ⅲ. 震度分布及び津波高の推計

Ⅲ－１. 震度分布の推計手法

中央防災会議（2003）の震度計算は、強震波形計算によって求められた地表の震度と経験的手法によって求められた地表の震度とを比較検討し、強震波形計算による結果を主体に、それにより表現できていないところについては、経験的手法による結果も加えて、最終的な震度分布を求めている。

本検討会の震度計算においても、基本的に同様の方法をとることとし、強震波形計算による結果に経験的手法による結果を重ね合わせることで、震度分布を求めることとした。

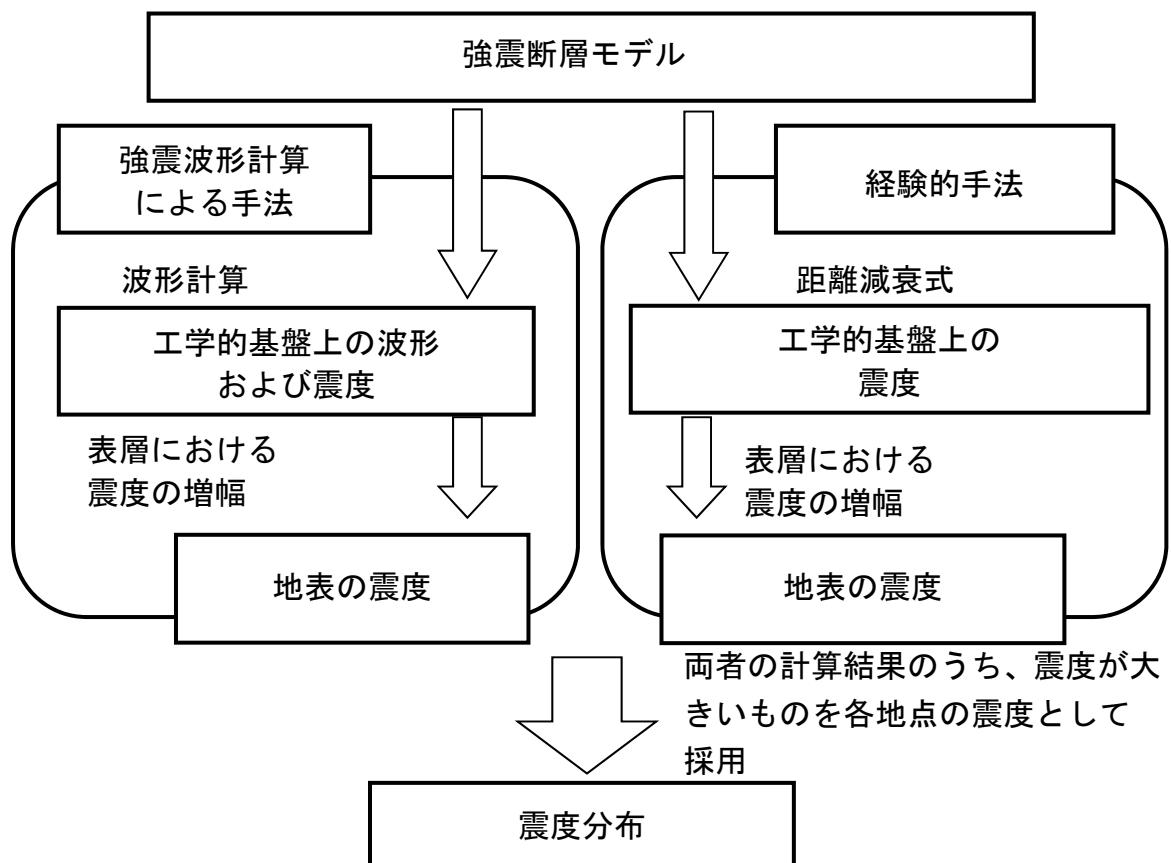


図 3.1 震度分布の推計手法（概要）

1. 地盤モデル

震度分布の推計に用いる地盤モデル（浅い地盤構造モデル及び深い地盤構造モデルに

より構成)は、最近の科学的知見を踏まえ、以下の考え方により、構築することとした。

なお、この震度分布の推計は、概ね3秒より短い周期の地震動を対象としており、いわゆる長周期地震動については別途検討が必要である。

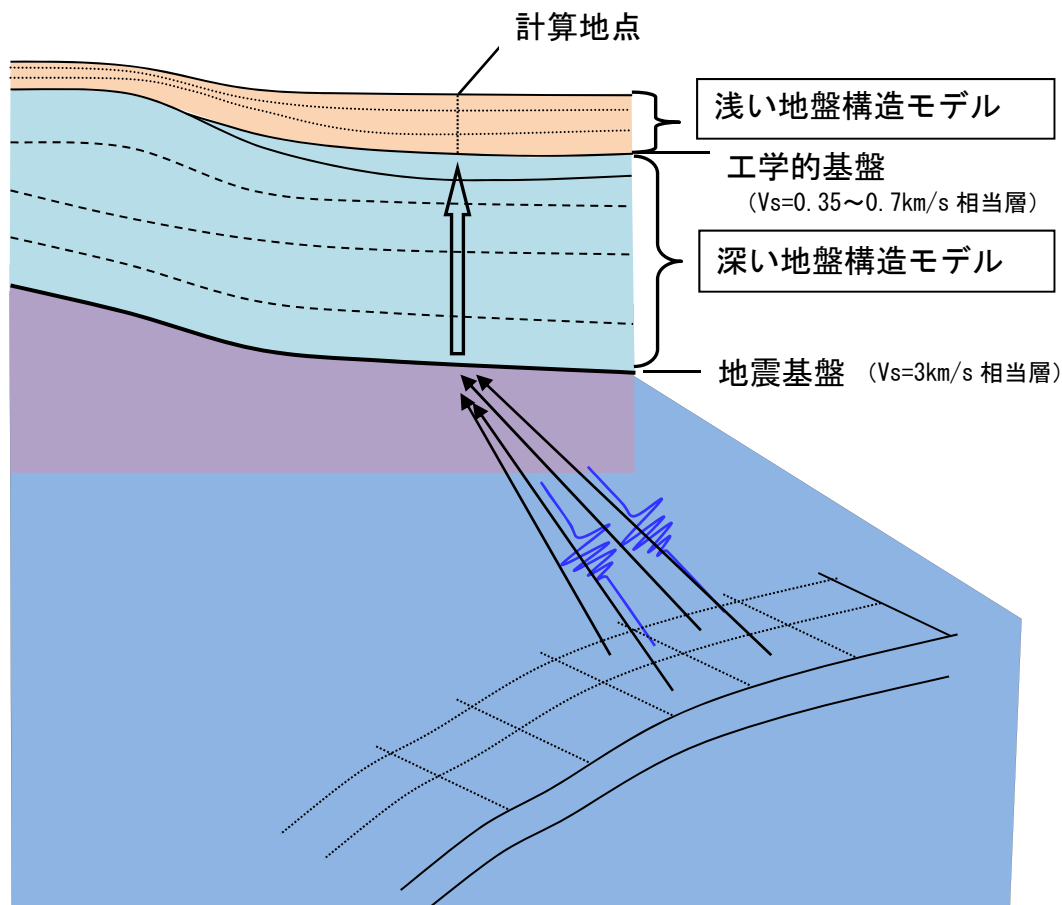


図 3.2 工学的基盤における強震波形計算の概念

①浅い地盤構造モデル

i)浅い地盤のメッシュサイズ

工学的基盤(平均S波速度が0.35~0.70km/sに相当する地層)よりも浅い地盤の地盤モデル(以下「浅い地盤構造モデル」という。)について、これまで中央防災会議(2003)では、既存のボーリングデータや国土地理院の微地形区分図等から、1kmメッシュ(基準地域メッシュ)の浅い地盤構造モデルを作成していた。

しかしながら、最近の研究によって、浅い地盤構造モデルの構築に不可欠である微地形区分が250mメッシュで整備されてきていることを背景として、本検討会では、震度分布の推計を250mメッシュで行うこととし、今回の推計に用いる浅い地盤構造モデルを、測量基準を世界測地系とした250mメッシュ(4分の1地域メッシュ、緯度間隔7.5秒、経度間隔11.25秒)で新たに作成することとした

(メッシュ数：福島県以南で約 365 万メッシュ)。

ii) AVS30 の設定

浅い地盤の各メッシュにおける AVS30 については、従前と同様に、地質調査資料（ボーリング及び PS 検層のデータ）を基に、地質調査資料に欠ける部分については微地形区分図を基にして求めることとした。

a) 地質調査資料による設定

本検討会において、新たに浅い地盤構造モデルを構築するに当たり、国土交通省、独立行政法人防災科学技術研究所、各地域の地盤協議会等、地方公共団体から、ボーリング及び PS 検層のデータを収集した。今回の浅い地盤構造モデルの構築のために使用したボーリング本数は、約 49 万本（従前の約 3.8 倍）、PS 検層本数は、約 2800 本（従前の約 1.2 倍）である。

このボーリングデータ及び PS 検層データから既往の関係式を用いて、それぞれの AVS30 を求めた。同一 250m メッシュ内に複数のボーリングデータや PS 検層データがある場合には、以下の優先順位に従って採用することとした。

表 3.1 250m メッシュ内の AVS30 の採用優先順位

| 優先順位 | AVS の算出区分 |
|------|---|
| 1 | PS 検層 掘進長 30m 以上のデータによる AVS30 |
| 2 | PS 検層 掘進長 10-30m データによる AVSn から推定した AVS30 |
| 3 | ボーリング 掘進長 30m 以上のデータによる AVS30 |
| 4 | ボーリング 掘進長 10-30m データによる AVSn から推定した AVS30 |

その際、同種の優先順位に複数のデータがある場合には、最小の値を採用することとした。

b) 微地形区分図による設定

250m メッシュの微地形区分図については、若松・松岡（2011）を用いることとし、これをもとに微地形区分と AVS30 の関係を整理した。微地形区分と AVS30 の関係については、以下の 3 つの関係式について検討し、微地形区分ごとに最も妥当なものを採用することとした。

- ・中央値式：

収集した PS 検層による AVS30 対数値の中央値を推定値とした場合

- ・松岡・他（2005）方式：

松岡・他(2005)を参考にして AVS を推定する説明変数として、標高、傾斜、先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離を考慮した場合

- ・藤本・翠川（2003）及び中央防災会議（2003）方式

藤本・翠川（2003）及び中央防災会議（2003）を参考にして AVS30 を推定する説明変数として標高を考慮した場合

その結果、岩石台地、砂礫質台地、ローム台地、谷底低地、扇状地の微地形区分には松岡・他（2005）方式を、その他の微地形区分には中央値式を適用することとした。また、資料の数値のバラツキを加味し、それぞれ求められた式（ μ 式）の値から準偏差を差し引いた値を用いる式（ $-\sigma$ 式）を用いることとした。なお、山地（先第 3 系）の資料には周辺域の柔らかい地盤の資料も混在している可能性があることから、山地（先第 3 系）の $-\sigma$ 式は μ 式と同じとした。

②深い地盤構造モデル

地震基盤（平均 S 波速度が 3km/s に相当する層）から工学的基盤（平均 S 波速度が 0.35～0.70km/s に相当する地層）までの間の地盤の地盤構造モデル（以下「深い地盤構造モデル」という。）について、これまで中央防災会議（2003）では、いくつかの領域での弾性波探査、常時微動探査により得られている成果から、地震基盤及び工学的基盤の深さの平均的な分布を内挿して速度構造を求めることで、深い地盤構造モデルを作成してきた。

しかしながら、深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会において、その後検討が進められ、2009 年に地震動予測地図作成の一環として実施してきた強震動評価のための全国深部地盤構造モデル（いわゆる「全国 0.5 次モデル」）が、2011 年 1 月に「全国 0.5 次モデル」を改良した、「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」が公表されている。

これを踏まえ、本検討会の深い地盤構造モデルについては、地震調査委員会による「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」を基本とすることとし、濃尾平野地域については、「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」と「全国 0.5 次モデル」と少し乖離があることから、独立行政法人産業総合技術研究所を中心としたグループによる 3 次元地盤構造モデル（堀川・他 2008）を用いて一部修正したものを用いることとした。

2. AVS30 と震度増分について

地表の震度は、工学基盤における震度から浅い地盤で増幅される震度の増分を加えて算出する。この震度増分は、地盤の非線形性により、震度が大きくなると震度増分が小さくなる。横田・他（2005）は、数値計算により非線形性を加味した AVS30 と震度増分の関係式を作成し、中央防災会議（2003）でもこの関係式を用いて地表の震度分布を求めてきた。

今回、浅い地盤のメッシュサイズを 250m にするに当たり、収集したボーリング資料と同一区画内にある震度の観測データを比較し、震度増分の関係式の点検を行った。結果、図 3.1 に示すとおり、震度増分の関係式は従来から用いている関係式で問題ないことが確認された。

したがって、工学的基盤の震度から地表の震度の推定は、従来と同じく、横田・他（2005）による AVS30 と震度増分の関係式を用いる。

3. 強震波形計算手法による震度の推計

強震波形の計算は、以下の方法による。

（1）統計的グリーン関数法

強震波形の計算に当たっては、工学分野での活用も念頭におき、工学的基盤（ $V_s = 350 \sim 700 \text{m/s}$ ）までは、地震学的に想定される振幅スペクトルに確率的な位相を与えて作成した小地震波形をグリーン関数とし、設定された断層モデルに従い波形合成を行う、いわゆる統計的グリーン関数法を用いる。

（2）断層近傍での強震動の強さの飽和効果

強震断層域の広がりを考慮した理論的考察によれば、強震動スペクトルは、断層に近い場所では振幅の増幅はない。即ち、断層近傍では地震動の強さが飽和した状態となる。また、工学的基盤においても、強い地震波が入力した場合には、弱い地震波に比べ減衰が大きくなる特性(非線形性)を持つ。

このため、中央防災会議でのこれまでの検討で用いた手法と同じく、震源直上等の震源域からの距離が小さいところでは、経験的手法と同様、 $1/(R+C)$ [R : 断層最短距離、 C : 定数] で地震波の振幅が減衰するとして強震波形を計算し、地震動が震源近傍で飽和するようにした。ただし、 C はある距離から徐々に減じ、一定の距離でゼロとなり、 $1/R$ の距離減衰にスムーズにつながるようにする。

このパラメータ C の値が適切でない場合には、震源近傍の震度を過小評価或いは過大評価することになる。今回の検討では、中央防災会議（2003）での検討手順と

同じく、震源近傍の震度の減衰の様子が、距離減衰式による減衰の様子と概ね類似になるよう調整した。今回は、まず、平均応力降下量 3.0MPa を適用した強震断層モデルで C を調整した上で、この値を平均応力降下量 4.0MPa のモデルにも適用することとした。なお、震源近傍直上等の強震波形の計算方法については、今後も引き続き検討が必要である。

(3) 地表における震度の推定

地表における震度は、工学基盤の地震波形から震度を計算し、AVS30 と震度増分の関係式を用いて推定する。

4. 経験的手法による震度の推計

(1) 距離減衰式

震源からの距離にしたがい地震の揺れの強さがどの程度減衰するかを示す経験的な式を用いて震度を簡便に推定する手法（経験的手法）は、断層の破壊方向、地殻構造などの影響を正確には表現できないが、これらの結果を包括した概観的な震度分布を推計しているとも見ることが出来る。強震波形計算による手法は、設定した断層の破壊過程や地殻構造等を表現しているが、地盤条件等により地震波が集中するような場合や局所的に地震動が大きくなるような条件が考慮できていない場合がある。

このことから、震度分布の評価に当たっては、強震波形計算のみでなく、経験的手法も考慮して震度を吟味するのが適切と考える。

(2) 経験的手法のパラメータの評価

中央防災会議（2003）によると、経験的手法は M_w 8 より大きな地震に対して適用できるように作成されたものではないが、そのような地震についても過去の地震の震度分布と比較すると、全体的な距離減衰の関係は成立していると考えられ、想定された東海・東南海・南海地震は M_w 8.7 の地震であるが、その地震に適用した経験的手法のパラメータ M_w は 8.0 であった。

今回の 2011 年東北地方太平洋沖地震の震度分布に適用された経験式のパラメータ M_w は 8.2~8.3 と評価されている。本検討会で想定地震の規模は、東北地方太平洋沖地震と同じ M_w 9.0 であることから、今回の検討の経験的手法に用いるパラメータ M_w は、東北地方太平洋沖地震の経験式のパラメータ M_w と同じ 8.3 を用いることとする。

(3) 地表における震度の推定

地表における震度は、経験的手法による平均的な工学基盤の震度から、強震波形計算の手法と同じく、AVS30 と震度増分の関係式を用い地表の震度分布を求める。

Ⅲ－２．津波高等の推計手法

津波の計算は、以下の方法による。

（１）津波断層モデルによる海底地殻変動

津波断層面を近似した各小断層について、食い違いの弾性体論に基づき海底地殻変動（垂直変動量）を求める。各小断層は、時間差なしに同時に変位するとする。

海底及び陸上の地殻変動は、上で求めた各小断層による地殻変動量の合計と等しいとし、津波計算の海面初期変位は、地殻変動の垂直変位量に加え、水平方向の海底地形の起伏の移動による上下方向の地形変化量も加味した。これら変位は全地点で時間差なしに与えられるものとする。

（２）津波伝播・遡上計算

海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論により計算を行う。

津波伝播の計算は差分法により数値的に行う。

今回の 50m メッシュでの計算では、深海部では大きな（1,350m）メッシュ領域とし、沿岸部に近づくにつれてより小さな（450m、150m、50m）メッシュ領域を設定して計算する。

（３）再現時間（計算時間）等

地震発生から 12 時間までを基本とし、津波が十分収束しない場合には 12 時間以上計算を行うこととする。

計算に当たっての潮位条件は、平均潮位及び満潮位とする。

（４）地形データ等

今回の 50m メッシュでの津波計算は、陸域の地形データは、国土地理院発行の 50m メッシュ標高データ及び一級河川横断断面図を用い、海域の地形データは、(財)日本水路協会作成の水深メッシュデータや海底地形デジタルデータ、海上保安庁発行の海図（港泊図、縮尺 1/3,000～1/15,000）から作成した中央防災会議（2003）のデータを用いた。

（５）推計範囲

津波高を推計する範囲は、茨城県から沖縄県までの太平洋沿岸、瀬戸内海沿岸、東京湾沿岸、伊勢湾沿岸とする（規模の大きな湖沼岸、河川岸を含む）。

IV. 震度分布・津波高の推計結果について

1. 震度分布の推計結果

(1) 強震波形計算による震度分布

強震波形計算による震度分布を求めるに当たっては、Ⅱ-1にしたがって、4つのケースについて推計した。それぞれの主な特徴は以下のとおりである。

① 基本ケースの場合（図 4.1）

中央防災会議による東海地震、東南海・南海地震の検討結果を参考に設定したケースで、伊豆半島より以東の震度がやや小さく、愛知県以西では震度が大きくなり、特に震度 6 弱以上の領域が広がっているが、震度の強い地域の全体的なパターンは類似している。震度 7 が想定される地域は、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県である。

② 東側ケースの場合（図 4.2）

基本ケースの強震動生成域をトラフ軸に平行に東側（右側）に移動させたケースで、静岡西部から愛知東部、室戸岬等の強震動生成域の直上付近では、震度 7 の地域が見られる。震度 7 が想定される地域は、静岡県、愛知県、三重県、兵庫県、和歌山県、徳島県、高知県である。

③ 西側ケースの場合（図 4.3）

基本ケースの強震動生成域を、トラフ軸に平行に西側（左側）に移動させたケースで、紀伊半島東部及び四国で震度が大きくなり、徳島県の紀伊水道西岸域や足摺岬付近で震度 7 の地域が見られる。震度 7 が想定される地域は、静岡県、愛知県、三重県、兵庫県、和歌山県、徳島県、香川県、高知県である。

④ 陸側ケース（図 4.4）

基本ケースの強震動生成域を、可能性のある範囲で最も陸域側の場所に設定したケースで、強震動生成域がそれぞれの地域の内陸直下にあることから、全体的に震度が大きくなり、震度 6 弱、震度 6 強の地域が大きく広がる。震度 7 が想定される地域は、静岡県、愛知県、三重県、兵庫県、和歌山県、徳島県、香川県、愛媛県、高知県、宮崎県である。

(2) 経験的手法による震度分布（図 4.5）

強震波形計算による震度分布を見ると、強震動生成域の直上付近の震度が大きく、深い地盤構造を反映した分布となっている。これに対し、経験的手法による震度分布は、強震断層全域からの距離に応じた平均的な震度分布となっている。強震動生成域

の設定位置や地盤構造等が必ずしも正しくない可能性があることを考慮すると、経験的手法による震度分布も補完的に活用することが適切であると考える。

経験的手法による震度分布では、神奈川県西部から鹿児島県にかけての広い範囲で震度 6 弱以上の揺れが見られる。震度 7 が想定される地域は、静岡県、愛知県、徳島県、高知県である。

(3) 留意点

今回の検討では、250m メッシュ単位で震度の計算を行ったものであるが、地形・地質の条件について便宜上 250m メッシュで区分したものであるため、メッシュの境界を越えた外側のメッシュでは異なる震度の値になる場合がある。しかしながら、実際には 250m 間隔で隣り合うメッシュが別の震度の値になるというものでもない。したがって、例えば震度 6 弱以上のメッシュがどの位置に存在しているかを厳密にとらえることは必ずしも適切でなく、震度分布がどのようなエリアの大きさに広がりをもっているかをマクロ的に見る必要がある。

2. 津波高の推計結果

津波高については、概ねの傾向を把握するため、今回は 50m メッシュにより推計することとした。その結果は、以下のとおりである。

(1) 津波の発生パターンごとの津波高

津波高を求めるに当たっては、II-2 にしたがって、11 のケースを設定し、それぞれについて津波高を推計した。

<大すべり域が 1 箇所のパターン【5 ケース】>

① 駿河湾～紀伊半島沖に大すべり域を設定 (図 4.6)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、三重県である。

② 紀伊半島沖に大すべり域を設定 (図 4.7)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、三重県である。

③ 紀伊半島沖～四国沖に大すべり域を設定 (図 4.8)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、静岡県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、大分県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、高知県である。

④ 四国沖に大すべり域を設定 (図 4. 9)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、三重県、和歌山県、徳島県、愛媛県、高知県、大分県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、高知県である。

⑤ 四国沖～九州沖に大すべり域を設定 (図 4. 10)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、三重県、和歌山県、徳島県、愛媛県、高知県、大分県、宮崎県、鹿児島県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、高知県である。

<分岐断層も考えるパターン【2ケース】>

⑥ 駿河湾～紀伊半島沖に大すべり域＋分岐断層 (図 4. 11)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県愛知県、三重県、和歌山県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、愛知県、三重県である。

⑦ 紀伊半島沖に大すべり域＋分岐断層 (図 4. 12)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、三重県である。

<大すべり域が2箇所のパターン【4ケース】>

⑧ 「駿河湾～愛知県東部沖」と「三重県南部沖～徳島県沖」に大すべり域を設定 (図 4. 13)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、東京都 (島嶼部)、静岡県である。

⑨ 「愛知県沖～三重県沖」と「室戸岬沖」に大すべり域を設定 (図 4. 14)

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都（島嶼部）、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、三重県、高知県である。

⑩ 「三重県南部沖～徳島県沖」と「足摺岬沖」に大すべり域を設定（図 4.15）

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都（島嶼部）、三重県、和歌山県、徳島県、高知県、宮崎県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、高知県である。

⑪ 「室戸岬沖」と「日向灘」に大すべり域を設定（図 4.16）

このケースでは、満潮時で地殻変動を考慮すれば、津波高 10m 以上が想定される地域は、東京都（島嶼部）、三重県、和歌山県、徳島県、愛媛県、高知県、大分県、宮崎県、鹿児島県である。そのうち、津波高 20m 以上が想定される地域は、徳島県、高知県である。

【参考】 <大すべり域がないパターン>（図 4.17）

（3）留意点

今回の検討は、概ねの傾向を見るために 50m メッシュによって計算した結果である。したがって、メッシュの津波高を厳密にとらえることは適当でなく、津波が高いエリアがどのように広がっているかを見るためのものである。

今後、10m メッシュによる計算を行うこととしており、10m メッシュとすることでより精度が高くなることから、今回の検討結果と異なる結果となることも考えられる。

また、津波高の推計結果について防災対策の利用に当たっては、一般的に以下の点について留意が必要である。

- ・地震時の地殻変動で沈降し、地面が海面よりも低くなった地域では、津波がおさまった後も海水に覆われた状態となるので留意する必要がある。
- ・津波は地震発生とほぼ同時に海岸に押し寄せる地域と、津波の到達まである程度の時間的猶予がある地域がある。また、第1波が押しあるいは引きで始まるか、第1波から 1 m 以上の津波高となる時間も地域により異なる。
- ・個別防災対応を検討するに当たっては、大きな津波が襲来するまでの時間、その時の潮位、海岸堤防等の高さとその耐震性、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。

- 東南海地震、南海地震のように時間差をおいて地震が発生した場合で、最初の地震に伴う津波が継続しているときに後発の地震が発生した場合には、津波が重なりあうことにより、ところによっては、大きくなることも考えられる。この点については、今後、時間差発生を想定したパターンについても検討を進める必要がある。

V. 最大クラスの震度分布及び津波高の考え方について

今後、国及び地方公共団体等が、地震・津波災害に対する予防対策や応急対策を検討するための基礎資料となる「最大クラスの震度分布及び津波高」の考え方については次のとおりである。

1. 最大クラスの震度分布及び津波高

①Ⅱで設定したケースのいずれもが発生しうることを前提とした検討が必要であることから、推計した全ケースの震度分布及び津波高を重ね合わせる。

②その上で、震度分布及び津波高の最大値を包絡したものを、「最大クラスの震度分布及び津波高」とする。

<震度分布について>

防災対策を検討する基礎資料となる震度分布については、強震波形計算による震度分布4ケースと、経験的手法による震度分布を重ね合わせたものとするのが適当である（図5.1）。

その結果、この震度分布では、神奈川県西部から宮崎県にかけての広い範囲で震度6弱となっており、静岡県、愛知県、三重県、兵庫県、和歌山県、徳島県、香川県、愛媛県、高知県、宮崎県で震度7の地域がある。

<津波高について>

防災対策を検討する基礎資料となる津波高については、11ケースの津波高を重ね合わせたものとするのが適当である。（図5.2、図5.3）

このケースでは、満潮時に地殻変動を考慮すれば、津波高10m以上が想定される地域は、東京都（島嶼部）、静岡県、愛知県、三重県、和歌山県、徳島県、愛媛県、高知県、大分県、宮崎県、鹿児島県である。そのうち、津波高20m以上が想定される地域は、東京都（島嶼部）、静岡県、愛知県、三重県、徳島県、高知県である。

③なお、ケースごとの各市町村での最大値を抽出し、最小値～最大値の幅を整理する。その結果は、表5.1、表5.2のとおりである。

2. 予防対策について

①法律に基づく地域の指定や、国及び地方公共団体が耐震・津波対策を検討する際、予防対策としては可能性のある限り最大クラスの値を採用する必要がある。

②このため、1. で設定した「最大クラスの震度分布及び津波高」を用いることとす

る。

3. 応急対策について

- ① 1. で設定した最大クラスの震度分布及び津波高は、実現象としては同時に発生しないことから、応援部隊派遣などの災害応急対策を検討する際には、別途の震度分布及び津波高設定が必要である。
- ② その際には、被害の大きさに着目し、今後、Ⅱで設定したケースごとに被害想定を行い、全国的に見て最大の被害を発生させると考えられるパターンを、応急対策を検討する「代表的なパターン」とする。
- ③ この「代表的なパターン」を「応急対策用の震度分布及び津波高」とする。

VI. 今後のスケジュール

以下については、鋭意検討を進め、検討が終了次第、順次公表するものとする。

1. 10m メッシュでの津波高

今回は 50m メッシュでの津波高を推計したが、今後、10m メッシュでの津波高を推計する。

2. 時間差発生時の取扱

南海トラフの巨大地震についての防災対策を検討するに当たっては、東海、東南海、南海地震等が同時に発生する場合は最悪の被害をもたらすものとは限らないことから、今後、それぞれの地震が時間差を持って発生するケースを検討する。

3. 浸水計算（浸水域、浸水深等）

今後、被害想定を実施するに当たって、浸水域や浸水深等を推計する。

4. 液状化危険度

今後、被害想定を実施するに当たって、液状化危険度を推計する。

5. 長周期地震動

従前の震度分布は、概ね 3 秒より短い周期の地震を対象として推計されたものであり、今後、被害想定を実施するに当たって、いわゆる長周期地震動についても別途検討する必要がある。

現在、地震調査委員会は長周期地震動の検討を進めているが、長周期地震動の記録波形が少ないなど、作成したモデルの精度の検証等に課題が多く残されている状況にある。

地震調査委員会では、引き続き全国の地盤構造モデルの構築に向けて検討しており、本検討会でも地震調査委員会と連携して、長周期地震動の推計に必要な地盤モデルと強震断層モデルの検討を進める。

おわりに

本推計の趣旨、指摘については、「はじめに」で述べたとおりである。

その上で、本推計結果の活用に当たっての留意点を若干付言する。

- ・関東地方から九州地方にわたる極めて広範囲の領域の全体を捉えた防災対策の基礎資料とするためのものであり、それぞれの局所的な地点における最大の震度分布・津波高を示すものではない。このため、今後、地方公共団体等が個別地域の防災対策を検討するに当たっては、各地域のより詳細な地形データや現況等を用いて改めて検討する必要があるほか、各種パラメータについても、それぞれの目的に応じて適切に修正することが必要である。
- ・地震・津波は自然現象であり不確実性を伴うものであることから、震度分布・津波高はある程度幅を持ったものであり、それらを超えることもあり得ることに注意が必要である。したがって、今回の検討は、一般的な防災対策を検討するための最大クラスの地震・津波を検討したものであり、より安全性に配慮する必要がある個別施設については、個別の設計基準等に基づいた地震・津波の推計が改めて必要である。さらに、震度分布の検討は、便宜上 250m メッシュで推計したものであるため、個別の震度のメッシュがどの位置に存在しているかを厳密にとらえることは必ずしも適切でなく、震度分布がどのようなエリアの大きさに広がりをもっているかをマクロ的に見る必要がある。
- ・あくまで現時点の科学的知見に基づいたものであり、例えば、現時点の古文書調査、津堆積物調査等の科学的知見では南海トラフにおける過去の巨大地震の姿の全容が解明されたわけではないことから、今後の科学的知見の蓄積を踏まえて検証し、必要に応じて修正していくべきものである。また、今後実施する予定の詳細な浸水域や被害想定を検討する過程において、改めて検証した結果、修正されることがある。

最後に、本推計はいくつかの前提条件はあるものの、東北地方太平洋沖地震発生後一年余りという短い期間の中で、その詳細な分析を行った上で、これまでの想定地震への真摯な反省の上に立って、幅広い分野の、現時点の最新の科学的知見を駆使して得られた成果であることを申し添える。

(参考) 本検討会における用語の取扱について

南海トラフの巨大な地震・津波に関する報告は、国や地方公共団体の防災担当者に加えて、防災に関係する地震や津波の専門家等にも広く活用されることが想定される。このため、この報告で用いる用語については、一般の方々に分かり易いものとするのと併せて、専門家にも誤解なく理解されるものとする必要があることから、アスペリティ等、断層モデル等に関する専門用語については、誤解を与える可能性のある用語を避けることが望ましい。

したがって、地震調査委員会等からのご意見や、同委員会事務局との意見交換を踏まえ、本検討会における用語の取扱を次のとおりとする。

(1) アスペリティに替わる用語

本検討会は、「アスペリティ」は、強い強震動を発生させる領域と、断層すべりの大きな領域の両方を示す用語としてこれまで使用してきた。

しかし、2011年東北地方太平洋沖地震の詳細な解析の結果、両者は必ずしも一致するものでなく、領域的にも異なる場合があることが明らかとなった。

「アスペリティ」は、これまで専門家のなかでも多様な意味を持つ用語として使用されてきており、今回、誤解が生じないように次のとおり分類して整理することとする。

①強震動生成域

震度分布を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面のなかで特に強い地震波（強震動）を発生させる領域を言う。断層面のその他の領域は、従来と同様、強震動生成域の背景領域と言う。

②大すべり域、超大すべり域

大すべり域は、津波を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面のなかで大きく滑る領域を言う。その中でも特に大きく滑る領域を、超大すべり域と言う。断層面のその他の領域は、津波背景領域と言う。

(2) 「断層モデル」等の呼称

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断層モデルと言う。

震源断層モデルには、強震動を評価するための断層モデルと、津波を評価するための断層モデルがある。また、津波を評価するための断層モデルにより海域に形成

された地殻変動により津波が発生することから、海域の地殻変動の領域が津波波源域と呼ばれている。

これらの用語について、誤解が生じないように次のとおり分類して整理することとする。

①震源断層モデル

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断層モデルと言う。

②強震断層モデル

強震動(強震波形、震度)を評価するための断層モデルを強震断層モデルと言う。

③津波断層モデル

津波を評価するための地殻変動を計算する断層モデルを津波断層モデルと言う。

④トラフ沿い(海溝沿い)津波断層モデル

トラフ沿い(或いは海溝沿い)の浅部領域だけが破壊することにより発生する高い津波を評価するための断層モデルを、トラフ沿い(或いは海溝沿い)津波断層モデルと言う。

⑤震源断層域

地震時に動いた断層の領域であり、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルを包絡する領域である。

なお、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルに対応する領域を、それぞれ強震断層域、長周期地震断層域、津波断層域と言う。また、トラフ沿い(海溝沿い)津波断層モデルに対応する津波地震を考える領域は、トラフ沿い(海溝沿い)津波断層域と言う。

【補足】

①震源域

基本的には、震源断層域と同じである。しかし、強震断層モデルに対応する断層域を単に震源域と呼ぶこともあり、これまで定義が曖昧であった。

本検討会の中間とりまとめ及びこれまでの中央防災会議の報告では、強震断層モデルに対応する領域を震源域と呼んできた。今後、混乱が生じないようにするためにも、本検討会では、震源域の用語は用いないこととする。

②津波波源域

津波を発生させた海の領域である。地震時の断層運動により海域に形成され

た地殻変動により津波が発生することから、津波波源域は、概ねこの地殻変動の海域の領域に相当する。

本検討会の中間とりまとめ及びこれまでの中央防災会議の報告では、津波断層モデルに対応する領域を、津波波源域と呼んできた。今後、混乱が生じないようにするためにも、本検討会では、津波波源域の用語は用いないこととする。

(3) 強震断層モデルの断層パラメータ相似則を適用する方法の使い分けによる取扱

考慮する強震断層モデルの断層面の全域に対して相似則を適用するか、その断層面を複数のセグメントに分割し、個々のセグメントに対して相似則を適用するかにより、次のとおり分類して整理することとする。

①全域モデル

断層面の全域に対して、相似則（スケーリング則）を適用するモデルである。

なお、スケーリングモデルと呼ばれることもあるが、全域に相似則（スケーリング則）を適用しない場合と明確に区分するため、このスケーリングモデルという用語は用いないこととする。

②セグメントモデル

断層面を複数のセグメントに分割し、個々のセグメントに対して相似則（スケーリング則）を適用するモデルである。カスケードモデルと称される考え方のモデルである。

参考文献

中間とりまとめ及び本第一次報告をとりまとめるにあたり参考にした文献

石橋克彦(1984)：駿河湾地域の地震時地殻上下変動．第四紀研究，23，105-110.

石橋克彦 (2009)：1854年安政東海地震による御前崎市佐倉（旧浜岡町）の震度5は史料地震学的に適切か？，地震，2，62，13-17.

井若和久・田邊 晋・山中亮一・上月康則・松下恭司・村上仁士(2008)：徳島県鳴門市周辺における安政南海地震の震度分布，歴史地震，23号，121-130.

大谷 寛・村上仁士・上月康則(2003)：徳島市における昭和南海地震の被害様相再現へのアプローチ，歴史地震，19号，116-138.

国土地理院・海上保安庁(2011)，国土地理院

HP:<http://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>

佐竹健治・酒井慎一・藤井雄士郎・篠原雅尚・金沢敏彦 (2011) 東北地方太平洋沖地震の津波波源，岩波科学，vol.81，no.5，407-410.

寒川旭(1997)：揺れる大地－日本列島の地震史，同朋舎.

寒川旭(2010)：地震の日本史 台地は何を語るのか（増補版），中公新書.

宍倉正展 (2011) 津波堆積物からみた 869 年貞観地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震について，地震学会ニューズレター，vol.23，no.3，20-25.

宍倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也(2008)：紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代－南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元－，活断層・古地震研究報告，(8)，267-280.

宍倉正展・前杵英明・越後智雄・行谷佑一・永井亜沙香 (2011)：潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴，日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨，SSS035-13.

下川浩一・山崎晴雄・田中竹延(1999)：富士川河口断層帯の活動履歴調査．日本地震学会講演予稿集 1999 年度秋季大会,108-108.

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，pp.63-70.

中央防災会議(2003)：「東南海、南海地震等に関する専門調査会」（第 16 回）報告書

都司嘉宣 (1988)：安政南海地震(安政元年 11 月 5 日，1854・11・24)に伴う四国の地盤変動，歴史地震，4号，149-156.

都司嘉宣・行谷佑一・伊藤純一(2005)：宝永(1707)・安政東海(1854)地震津波の三重県における集落別詳細震度分布，歴史地震，20号，110.

都司嘉宣・伊藤純一(2006)：安政東海地震 (1854-a) および安政南海地震 (1854-b) の武者史料のピンポイント・データベース化，21号，254.

都司嘉宣(2007)：大阪府における宝永地震(1707)，および安政南海地震(1854)の詳細震度分布，

- 歴史地震, 22号, 203.
- 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト, 連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究, サブプロジェクト1の研究成果の活用および地域研究会の開催, 平成20年度成果報告書
- 東北大学・原子力安全基盤機構, 津波痕跡データベース,
<http://tsunami3.civil.tohoku.ac.jp/tsunami/mainframe.php>
- 長尾武(2008): 1854年安政南海地震津波, 大阪への伝播時間と津波遡上高, 歴史地震, 23号, 63-79.
- 仲西理子・小平秀一・藤江剛・尾鼻浩一郎・高橋努・山本揚二郎・佐藤壮・藤森英俊・柏瀬憲彦・金田義行(2010): 日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状-破壊の連動とセグメント化の解明を目指して-, 日本地震学会秋季大会予稿集
- 中村操(2009): 1854年安政東海地震の静岡県南部の被害と表層地質, 歴史地震, 24号, 65-82.
- 行谷佑一・都司嘉宣(2005): 宝永(1707)・安政東海(1854)地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布, 歴史地震, 20号, 33-56.
- 行谷佑一・都司嘉宣(2006): 寺院の被害記録から見た安政東海地震(1854)の静岡県内の震度分布, 歴史地震, 21号, 201-217.
- 行谷佑一, 前杵英明, 宍倉正展, 越後智雄, 永井亜沙香(2011): 和歌山県串本町橋杭岩周辺の漂礫分布の形成要因. 日本地球惑星科学連合2011年大会講演要旨, SSS035-12.
- 沼津市教育委員会(1990) 沼津市文化財調査報告書第51集. 雌鹿塚遺跡発掘調査報告書I 遺構編, 215pp.
- 羽鳥徳太郎(1976): 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録-明治25年静岡県下25ヶ町村役場の地震報告から-. 地震研究所彙報, 51, 13-28.
- 藤野滋弘・小松原純子・宍倉正展・木村治夫・行谷佑一(2008): 志摩半島におけるハンドコアラを用いた古津波堆積物調査報告. 活断層・古地震研究報告, (8), 255-265.
- 藤野滋弘・木村治夫・宍倉正展・小松原純子・行谷佑一(2011): 東南海地域における過去約4000年間の古津波記録. 日本地質学会第118年学術大会, T17-O-12.
- 藤原治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚彰・阿部恒平(2009): 堆積相と化石の情報から認定された津波堆積物: 駿河湾北岸の下部完新統の例. 地球惑星科学連合2009年大会予稿集, Q145-P018.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・鎌滝孝信・内田淳一(2008): 完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物. 活断層・古地震研究, No.8, 187-202.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤善輝・澤井祐紀・Than Tin Aung(2009): 歴史と地層記録から確認された1707年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31(4), 203-210.
- 藤原治・佐藤善輝・小野映介・海津正倫(2010): 浜名湖南東岸の六間川低地で見られる約3400年前の津波堆積物. 日本地球惑星科学連合2010年大会, SSS027-P02.
- 藤原治・澤井祐紀・森田益宗・小松原純子・阿部恒平(2007): 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告, (7), 91-118.

- 藤原治・宍倉正展・Than Tin Aung (2009) : 海浜堆積物の分布高度から推定した榛原低地の完新世の地殻変動. 日本地震学会予稿集 2009 年度秋季大会, 245-245.
- 藤原治・藤野滋弘・小松原純子・行谷佑一・澤井祐紀・守田益宗(2009) : 駿河湾北岸の湿地堆積物に見られる 100-300 年間隔の沈水イベントとプレート間地震との関係. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, O-272.
- 藤原治・矢田俊文・宍倉正展(2011) : 絵図の比較から見た宝永地震前後での静岡県牧之原市における海岸線の変化. 第 28 回歴史地震研究発表会講演要旨集, 15.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤義輝・澤井裕紀(2009) : 歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31(4), 203-210.
- 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平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol.3, No.3, pp.13-27.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 (2008) : 中京地域の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 8, p. 203-254
- 松浦律子・中村操・唐鎌郁夫(2011) : 1707 年宝永地震の新地震像 (速報), 歴史地震, 26 号, 89.
- 松原彰子(2000) : 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73A, 409-434.
- 松岡祐也・都司嘉宣(2010) 「安政東海地震(1854)による江戸及び関東全域の震度分布, 歴史地震, 25 号, 114.
- 松岡昌志・若松加寿江・藤本一雄・翠川三郎 (2005) : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, pp.239-251.
- 村嶋陽一・今村文彦・越村俊一(2008), 津浪遡上計算におけるメッシュ分割の影響に関する基礎検討, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.236-240
- 山本尚明(2003) : 瀬戸内海の歴史南海地震津波について, 歴史地震, 19 号, 153-160.
- 横田崇・稲垣賢亮・増田徹(2005):数値実験による地盤特性と増幅率の関係, 日本地震学会講演予稿集 (2005 年度秋季大会), B064, 86
- 若松・松岡 (2011) : 若松加寿江・松岡昌志 (2011) : 世界測地系に準拠した地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築, 日本地震工学会大会・2011 梗概集, pp.84-85, 2011.11.
- Allmann, B. P., and P. M. Shearer (2009), Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Ammon, C. J., C. Ji, H. Thio, D. Robinson, S. Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, S. Das, D. Helmberger, G. Ichinose, J. Polet, and D. Wald(2005), Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake, *Science*, 308(5725), 1133– 1139
- Fujiwara, O. K. Hirakawa , T. Irizuki, S. Hasegawa, Y. Hase, J. Uchida, & K. Abe (2010): Millennium-scale recurrent uplift from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan. *Island Arc*, 19, 374-388.

- Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda (2011), A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008), Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, 113
- Hyndman, R.D., M. Yaman and D. A. Oleskevich (1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, 6, 244-260.
- Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa and G. Kimura (2010), Split Philippine Sea plate beneath Japan, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 37.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, doi: 10.1126/science.1207020, 2011.
- Ishii, M., High-frequency rupture properties of the Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 609-614, 2011.
- Kodaira, S., Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Seiichi Miura, Yoshiyuki Kaneda (2000), Subducted Seamount Imaged in the Rupture Zone of the 1946 Nankaido Earthquake, *Science*, 289, 104-106
- Komatsubara, J., O. Fujiwara, K. Takada, Y. Sawai, T.T. Aung & T. Kamataki (2008): Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan. *Sedimentology*, 55, 1703-1716.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim (2011) : , Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 687-692.
- Lee, S., B. Huang, M. Ando, H. Chiu, and J. Wang (2011) : Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19306, doi:10.1029/2011GL049580.
- Loveless, J. P., and B. J. Meade (2010) : Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B02410.
- Mai et al. (2005): Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, *BSSA*, Vol. 95, No. 3, pp.965–980.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira, Y. Kaneda, Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, 407, 165-188, 2005.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987–991.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, Takaya Iwasaki, Masao Nakamura, Crustal structure across the coseismic rupture zone

- of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, B1, doi:10.1029/2001JB000424- 2002.
- Obara, K., T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Kimura, and T. Maeda (2011), Migration properties of non - volcanic tremor in Shikoku, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09311, doi:10.1029/2011GL047110.
- Park, J.-O., T. Tsuru, N. Takahashi, T. Hori, S. Kodaira, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda (2002) : A deep strong reflector of the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release, *J. Geophys. Res.*, 107, B4, doi:10.1029/2001JB000262.
- Park, J.-O., G.F. Moore, T. Tsuru, S. Kodaira, Y. Kaneda, A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 77-84, 2003.
- Pulido, N., Y. Yagi, H. Kumagai, and N. Nishimura, Rupture process and coseismic deformations of the 27 February 2010 Maule Earthquake, Chile, *Earth Planets Space*, in press.
- Sakaguchi, A., Frederick Chester, Daniel Curewitz, Olivier Fabbri, David Goldsby, Gaku Kimura, Chun-Feng Li, Yuka Masaki, Elizabeth J. Sreaton, Akito Tsutsumi, Kohtaro Ujiie, Asuka Yamaguchi, Seismic slip propagation to the up-dip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, 39, 395-398, doi:10.1130/G31642.1- 2011.
- Shao, G. , X. Li, C. Ji, and T. Maeda (2011) : Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets Space*, 63, 559-564.
- Somerville, P., 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, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi (2011) : Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- Tsuru T. , J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido, T. Hayashi, Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *J. Geophys. Res.* 107, ESE-11 1-15, 2002.
- Yagi, Y., and Y. Fukahata (2011) : Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki (2011) : Source process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, 63, 565-569.