

中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」
（第11回）

とりまとめ資料
（本文）

平成13年12月11日
中央防災会議事務局

I. 東海地震の想定震源域について

1. はじめに

大規模地震対策特別措置法の成立以来四半世紀が経過し、その間に観測体制の高密度化・高精度化が進められ、観測データの蓄積および新たな学術的知見の獲得がなされてきた。このような状況を踏まえ、東海地震の想定震源域ならびに地震対策の充実強化等について検討することとなった。

検討にあたっては、以下の点を踏まえながら審議を重ねた。

○防災対策としての基本的な考え方

- (1) 通常地震防災対策は、想定される地震について、その被害を軽減するために、耐震化等の耐災性の向上や防災関係施設の整備、緊急時の応急活動体制の確立や対策を講じていくものである。
- (2) これに加えて、地震発生の直前予知の可能性がある場合には、事前に津波や斜面災害等の恐れがある地域からの住民避難や、交通の制限、緊急時の応援体制の準備等の対応をとることにより、地震被害を大幅に軽減させることが可能となる。このため、大規模地震対策特別措置法が制定され、直前予知の可能性がある地震については、前述の防災施設整備等、通常地震防災対策の強化に加え、直前予知がなされた場合に総理大臣の判断により警戒宣言が発せられ、規制・誘導等の対応をとることが特別に決められている。現在、このような直前予知の可能性がある、かつ上記のような体制が整えられているのは、唯一、想定東海地震のみである。
- (3) この際、地震発生の直前予知により、警戒宣言が発せられた場合には、国民生活や広範にわたる社会経済活動を一定期間制約することとなる。制度による制約を受ける地域の設定は、社会的に理解の得られる限定した地域とすべきであり、慎重に吟味されたものでなければならない。
- (4) また、東海地域で発生する海溝型地震等のすべてが直前予知できるわけではないが、地震発生に繋がる異常現象が観測された場合には的確にそれを把握し、警戒宣言に繋げようということが大規模地震対策特別措置法の趣旨であるため、本調査会で検討する想定東海地震の震源域は、このような直前予知の可能性がある、そのための観測・監視体制が整えられるものに限定する必要がある。
- (5) 一方、想定東海地震と関連性があると指摘されている地震のうち、現時点では直前予知は困難であるが、その地震防災対策を十分図る必要があるものについては、本調査会とは別に十分な検討を行い、警戒宣言以外の通常の防災強化対策の確立を図る必要がある。

○想定東海地震の震源域及びその周辺の地震についての考え方

本調査会の検討の対象とする想定東海地震の震源域等及び想定東海地震と関連性があると指摘されている地震については、以下のような取り扱いとすべきである。

- (6) 歴史地震の調査結果によれば、駿河湾付近ではこれまで150年程度の間隔でマグニチュード8クラスの地震が発生しているが、1944年の東南海地震によってエネルギーの解放がなされなかった駿河湾及び駿河トラフ付近の領域においては、1854年の安政東海地震の発生後約150年が経過しており、いつ発生してもおかしくない状況にあり、十分な警戒が必要である。

このため、今回の想定東海地震の震源域の見直しは、観測データの蓄積及び新たな学術的知見等を踏まえ、1944年の東南海地震の未破壊領域を想定震源域の基本とする。

- (7) 東南海・南海地震については、今世紀前半にもその発生が指摘されているところであるが、その想定される被災範囲が広範なこと、甚大な津波災害の発生が予見されることなどから、別途直ちに地震発生メカニズムや想定される被害等についての検討を行い、早期にこれを踏まえた防災計画を確立し、着実に必要な対策を実施していく必要がある。

東南海・南海地震の直前予知については、現時点では困難であるが、これら地震は世界でも類稀な巨大な地震であり、かつ最も典型的な海溝型の地震であることから、新たな技術開発を含む一層の観測体制の整備やさらなる学術的知見の蓄積を行い、直前予知を目指す必要がある。

なお、今後、想定東海地震が発生しなかった場合には、想定東海地震と東南海・南海地震との同時発生の可能性も出てくるため、10年程度後にはこれらの関係についても再検討する必要がある。

- (8) 富士川河口断層帯については、文部科学省地震調査研究推進本部の検討で、「平均活動間隔は千数百年であり、次の地震の発生時期は数百年以内であると考えられる。想定東海地震が発生したときに、この断層帯が同時に活動する可能性は否定できないが、活動時期の推定の幅が大きく、次の想定東海地震と同時に活動するかどうかはわからない。また、活断層調査資料は現状では質・量とも必ずしも十分であるとはいえず、将来の活動を高い信頼度で評価する上でも限界がある」とされている。

なお、富士川河口断層周辺では、過去の地震時に地表付近に分岐断層が現れた可能性もあることから、強震動を推定するときは、このことも考慮して検討する。

2. 検討の背景となるこの20数年間の観測データの蓄積等から得られた知見

- (1) 地震観測技術の向上及び観測網の充実により、高精度の微小地震データが得られるようになり、プレートの詳しい形状が明らかになってきた。また、固着域の存在が提唱されるなど、想定東海地震の発震機構に関する知見が得られてきた。

- (2) GPS観測の進展により、地殻の動きが広域かつ精緻に分かるようになってきた。

これにより、地殻変動からみたプレート間のカップリングの状態が解析されるなど新たな知見が得られるようになってきた。

- (3) 地震波形や津波データの解析技術の進展により、1944年東南海地震の震源域が詳細に推定できるようになってきた。
- (4) 海域での地殻構造探査手法の進展により、駿河湾から遠州灘にかけての海底地殻構造の詳細が明らかになった。
- (5) 断層面での物理過程を取り入れたシミュレーション解析手法の進展により、プレート境界地震の発生に至るまでの地表変形や地中応力の変化を予測することが可能になってきた。

3. 想定震源の領域設定の考え方

当調査会における検討の結果、東海地震の想定震源域については、以下のような考え方にに基づき、強震動が発生する領域を設定する。

(1) 南西側の境界

南西側の境界は1944年東南海地震による破壊領域の東端、言い換えると、1854年安政東海地震の震源領域のうち、1944年東南海地震で未破壊として残った領域の南西端を境界とする。

1944年東南海地震については、Inouchi & Sato(1975)、Ishibashi(1981)等、最近ではTanioka & Satake(2001)、菊地・山中(2001)、Ichinose et al. (2001)の解析モデルがある。しかし、これら解析モデルによる震源領域は、互いにほぼ重なるものの、浜名湖付近から東側で一致を見ない。このことは、主として、津波データ等に基づく地殻変動領域の解析結果と、地震波形データに基づく強震動発生領域の解析結果とが、解析対象の違いによって互いに異なることによる。

これらのことを考慮し、強震動発生からみた未破壊領域は、Ichinose et al. (2001)及び菊地・山中(2001)の東端である浜名湖付近から以東とする。

(2) 北側の境界

沈み込むプレートと陸側のプレートのカップリングが明瞭でなくなることを境界とする。この領域に相当する駿河湾奥から内陸側は震源が精度よく決まる地域にあるが、地震活動は不活発であるため、この地域から北側はプレートの形状が明瞭ではなくなる。北側の境界は、震源分布から見てプレートの存在が明瞭でなくなる所までとする。

(3) 北西側の深部境界

沈み込むプレートが陸側のプレートとカップリングしている最深部を境界とする。この深さは、最近の地震の震源分布から見て約30km程度と考えられている。また、深い領域における不安定すべりから安定すべりへの遷移は、温度が350~450℃で起こり、これに相当する深さが約30kmとされている(Hyndman et al. 1997)。これらのこと

から、プレートがカップリングしている最深部は30kmの深さとする。

沈み込むプレート上面の等深線については、Yamazaki et al. (1989)、Ishida (1992)、野口 (1996)、原田ほか (1998) により示されている。浜名湖以東の領域における30kmの等深線は、Ishidaを除く3者でほぼ同じであるものの微妙に異なり、大きく湾曲している北側では、野口とYamazaki et al. が、その西側では、野口と原田ほかにより一致が見られる。このことから、30kmの等深線は、これら両側に共通する野口の線に合わせ、湾曲の大きなところは、プレートの滑らかな沈み込みを意識し、深い方に滑らかな曲線で結んだ線を境界とする。

(4) 東側（駿河湾）の浅部境界

沈み込んだプレートは、沈み込み直後の浅いところでは安定すべりが起こっており、深くなるにつれ不安定すべり、すなわちプレート間がカップリングするようになる。この深さは、Hyndman et al. (1997) によると、温度が100～150℃となる約10kmに対応すると考えられている。

この領域に沈み込むプレートの10kmの等深線は、Ishida (1992)、野口 (1996)、原田ほか (1998) により求められているが、最新の震源分布をもとに、気象庁、気象研究所及び野口で検討し、野口によるものを滑らかにしたものが妥当とされたので、それを採用し境界とする。ただし、10km以浅の領域でも、強震動は発生しないものの津波を発生させる地殻変動は生じ得るとも考えられる。これについては、津波計算を行う際に付加断層を設定することとする（詳細はⅢ参照）。

(5) 南側（御前崎沖から西側の海域）の浅部境界

御前崎沖から西側の海域においては、震源決定精度がないことから、沈み込むプレート上面の等深線が明瞭には求められていない。しかし、この海域における海底活断層調査から、東海断層系より陸側でプレートがカップリングし始めると推定されている。

東海断層系が、プレートの沈み込みに伴い海底に現れた逆断層とすると、カップリングが始まる10kmの深さとなる場所は、東海断層系の傾きを考慮すると、さらに10～20km陸寄りを境界とすることも考えられるが、東海断層系の深いところの形状が明確でないことから、暫定的に、東海断層系をもってこの領域の境界とする。

なお、この場所は、明瞭ではないものの、Ishida (1992)、野口 (1996) らによる深さ10kmの等深線の間中に位置する。

(6) 以上の考え方で、震源域の境界を設定する。震源域を囲む際には緩やかな曲線で結ぶこととし、震源分布から求められる、沈み込むプレート上面の形状に合わせて震源断層の形状を定める。

(7) 補足

プレート間カップリングを示すものとして、Matsumura (1997) による微小地震の震源およびメカニズム解の分布から推定した固着域と、Sagiya (1999) によるGPSデータのインバージョンから推定したバックスリップの大きな領域の2つの解析モデルがあるが、これら領域にはずれがみられる。固着域を「プレート間カップリングにより強い応力場が生じているところ」と考えると、固着域とバックスリップの大きな領域とは、必ずしも一致しなくとも良いが、その場合でも、固着域がバックスリップの大きな領域

にほぼ含まれるか、或いは両者のかなりの部分が重なることでないと整合的な理解は難しいように思われる。

固着域は、震源と地震メカニズム解の精度によって、推定される領域が異なってくる可能性がある一方、バックスリップの解析には、GPSデータが陸域に限定されていることから、海域の領域の推定に誤差が大きくなることの問題点がある。また、バックスリップの大きな領域には、1944年東南海地震で既に歪みが開放された領域が含まれていることも考えられる。

しかし、この両者はプレート間カップリングを示す重要な材料であり、今回の新たな想定震源域は、これら両者の大半を含んでいる。

II. 東海地震の断層パラメータ等

強震動及び津波の予測を行うには、東海地震の想定震源域に対応した断層パラメータ等の設定が必要であり、また、津波の予測を行う際には、想定震源域から海底近くに達する可能性のある浅部断層をどのように設定するかが重要となる。

断層パラメータについては、初期モデルとして設定した断層パラメータ等により強震動や津波の試算を行い、過去の地震時の被害実態との比較検討等も踏まえ、必要なフィードバックを行った上で、最終的な想定震源域及び断層パラメータ等を確定した。

1. マクロ的にみた断層パラメータ等について

(1) 地震モーメント及びマグニチュード

地震モーメント (M_0) は、次の震源断層の総面積 (S) と平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) に関する相似則により推定する。応力降下量は、海域の地震で得られる平均的な値、3.0 MPaとする。

$$\Delta\sigma = 2.5 M_0 / S^{3/2}$$

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。

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

以上の計算から $M_w = 8.0$ となる。

(2) 平均変位量

平均変位量 (D) は、次の地震モーメントと震源断層の総面積との関係式から算出する。

$$M_0 = \mu D S$$

ここで、 μ は剛性率で次式から求める。

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

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

(3) 破壊伝播速度および $F_{\max}$

・破壊伝播速度は次式による。

$$V_r = 0.72 V_s$$

・ $F_{\max}$ は兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とする。

(4) 想定震源域のセグメント分け

想定震源域内を単一の領域ではなく、スラブの形状や地質構造の観点から、3つの領域 (セグメント) に分割する。

① 御前崎付近の境界

フィリピン海プレートの形状は、御前崎付近をとる北西—南東走向の線を境界として大きく変化しているため、御前崎海脚～牧ノ原台地よりも南の領域を区分し、この境界で分けられる西側のセグメントを、セグメント1とする。

② 日本平付近の境界

北石花海海堆～日本平をとる北西—南東走向の境界候補は、御前崎と日本平の間の領域と、富士川河口断層帯につながるほぼ南北方向の逆断層の領域を区分するものである。

この境界で分けられる西側を、セグメント2、東側をセグメント3とする。

2. ミクロ的に見た断層パラメータ等について

(1) 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想定震源域を、気象庁によるプレート形状を参照して、0.05度間隔に配置した約350個の小断層で近似する。

(2) 走行、傾斜及びすべり角

各セグメント毎に、Sagiya(1999)によるバックスリップ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。

(3) アスペリティの面積

一般的に、内陸型に比べ海溝型の地震の方がアスペリティが大きい場合が多く、海溝型のアスペリティは、断層面積の20~35%とする解析例がある。内陸地震については、「糸魚川—静岡構造線断層帯（北部・中部）を起震断層と想定した強震評価手法（中間報告）」において、アスペリティ面積はそれぞれのセグメントの約20%としており、今回の計算では、その1.5倍の約30%とする。

(4) アスペリティのおき方

それぞれのセグメントには、2つのアスペリティをおいて試算する。

2つのアスペリティの大きさは約7:3の比率(Somerville et al, 1999)とし、大きい方のアスペリティは、プレートのカップリングがより大きいと考えられる陸域深部側におく。

(5) アスペリティ全体の地震モーメント(Moa)

アスペリティ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、破壊時にはアスペリティ以外の所よりも変位量が大きいと考えられる。そこで、アスペリティ内のプレート間のカップリングレイトを1と仮定し、アスペリティ内の平均変位量は、約150年間のプレート沈み込み量に相当するものとし、この平均変位量とアスペリティの総面積から、 $M_o = \mu DS$ の関係式を用いて、アスペリティ全体の地震モーメント(Moa)を推定する。プレートの沈み込む速度は3.5cm/yrとする。

(6) 各アスペリティの地震モーメント(Moai)、変位量(Dai)及び応力降下量($\Delta\sigma_{ai}$)

各アスペリティの地震モーメントの設定は、①全体的に見て断層の応力降下量が一定であるとして各アスペリティの応力降下量を一定とする方式(応力降下量一定モデル)と、②全体的に見て断層の変位量が一定として、各アスペリティの変位量を一定とする方式(変位量一定モデル)の2とおりとする。

①応力降下量一定モデル

- ・ 各アスペリティの地震モーメントは、各アスペリティでの応力降下量を一定として、

アスペリティの面積の3/2乗の重みで振り分ける。

$$Mo_i = Moa \times Sai^{3/2} / \sum Sai^{3/2}$$

Mo_i : i 番目のアスペリティのモーメント

Sai : i 番目のアスペリティの面積

- ・ 各アスペリティの応力降下量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$\Delta\sigma_{ai} = 2.5 Mo_i / Sai^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{ai}$: i 番目のアスペリティの応力降下量

- ・ 各アスペリティでの変位量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$Mo_i = \mu Dai Sai$$

Dai : i 番目のアスペリティの変位量

- ・ 剛性率 μ は次式から求める。

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

②変位量一定モデル

- ・ 各アスペリティの地震モーメントは、各アスペリティでの変位量を一定として、アスペリティの面積で振り分ける。

$$Mo_i = Moa \times Sai / \sum Sai$$

Mo_i : i 番目のアスペリティのモーメント

Sai : i 番目のアスペリティの面積

- ・ 各アスペリティの応力降下量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$\Delta\sigma_{ai} = 2.5 Mo_i / Sai^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{ai}$: i 番目のアスペリティの応力降下量

- ・ 各アスペリティの変位量は、アスペリティ内のプレート間のカップリングレートを1と仮定し、約150年間に相当するプレートの沈み込み量「5.25m」とした（プレートの沈み込む速度 $\approx 3.5 \text{ cm/yr}$ ）。

(7) アスペリティ以外の領域（背景領域）の地震モーメント（ Mo_b ）及び変位量（ Db ）

想定震源全体の地震モーメント（ Mo ）から、アスペリティ全体の地震モーメント（ Mo_a ）

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、 $M_{ob} = \mu D_b S_b$ の関係式を用いて背景領域の変位量を求める。

(8) 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。

$$\Delta\sigma_b = 2.5 M_{ob} / S_b^{3/2}$$

(9) 破壊開始点

破壊開始は、地震活動から見た固着域が陸側にあること、過去の東南海地震の解析も含め、海溝型地震の破壊はそのほとんどが沈み込むプレートの深い所から始まっていることから、破壊開始点は、想定断層域の深いところにおくこととし、想定震源域の3次元形状及びセグメント分けからみて、基本的に次の2通りについて試算する。

- ・セグメント2の深い所の西側に破壊開始点がある場合
- ・セグメント1の深い所の西側に破壊開始点がある場合

なお、破壊開始点はアスペリティの内部ではないすぐ近傍に設定した。

Ⅲ. 強震動

1. 地下構造

地震基盤 ($V_s=3000\text{m/s}$) および工学的基盤 ($V_s=700\text{m/s}$) の深さは、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、平均的な深さ分布を内挿して求めた。その際、重力異常、深層ボーリングデータ及び地質構造を参照した。

深部から地震基盤までの速度構造は、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を参照し作成した。

工学的基盤から地表までの速度構造は、ボーリング調査結果を参考に作成した。ボーリングのないメッシュの速度構造については、類似の地層及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た。この際、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では、松岡・翠川(1994)の方法に従い今回新たに求めた関係式により、微地形区分から推定した表層30mの平均S波速度の値と等しくなるよう、速度構造を修正した。

2. 強震波形計算

強震波形は、想定される2箇所の破壊開始点それぞれに対し、応力効果量一定モデルおよび変位量一定モデルのそれぞれの、計4ケースについて計算する。

- ・ 応力降下量一定、破壊開始点①
- ・ 応力降下量一定、破壊開始点②
- ・ 変位量一定、破壊開始点①
- ・ 変位量一定、破壊開始点②

強震波形の計算にあたっては、工学分野での活用も念頭におき、工学的基盤までは、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た。

工学的基盤から地表までの強震波形の計算は、地盤の非線形性を踏まえ、等価線形計算と非線形計算の両方の検討をおこなった。非線形計算においては、現存するデータのみでは、揺れが小さいにもかかわらず過度な減衰を示すものもあり、広域で揺れの大きな地域を評価するためには、個別地盤の状況を相当詳細にとらえ検討する必要があることがわかった。一方、等価線形計算は、今回のように広域にわたり揺れの大きな地域を検討する手法として広く利用され、安定した計算結果を与えている。

これらのことから、今回の強震波形計算では等価線形計算を採用することとした。しかしながら、震度6強或いは震度7となるような強い地震波の領域では、等価線形計算では地盤の非線形性を表現しきれず、現実よりも大きな揺れになっている可能性がある。

工学基盤から地表までの強震波形は、多くの強震波形計算で行われているのと同様、垂直入射として計算した。また、等価線形計算において、線形計算よりも大きな地震

波が得られた場合には、線形計算結果を採用する方式を併用し、また、工学基盤よりも地表の地震波のほうが小さい場合は、工学基盤の計算結果を採用することとした。

3. 強震波形計算結果の評価

各種設定のもとに計算された結果について、過去の地震記録から得られた最大加速度および最大速度の距離減衰等、および1854年安政東海地震の震度分布の東側部分との比較を行った。

(1) 最大加速度及び速度の距離減衰

最大加速度の距離減衰は、福島・田中(1990)の経験式と比較すると、距離の近いところを除き、ほぼ一致している。最大速度の距離減衰も、司・翠川(1999)の経験式と比較すると、距離の近いところを除き、ほぼ一致している。

距離の近いところで最大加速度、最大速度とも距離減衰の経験式よりも大きな値となっているのは、地盤の非線形による減衰が十分に反映できていないのみでなく、強震波形計算に、震源直上等の近距離で強震波形の振幅が抑制される効果が含まれていないためと考えられる。

これらの点を考慮すると、震源からやや離れた場所に対する強震動の計算方法および断層パラメータはほぼ妥当なものと評価される。

しかし、今後、震源直上等の近距離の場所における強震動の計算方法等はさらに検討が必要である。

(2) 震度分布

今回検討した上記4ケースは、いずれも想定東海地震が発生した場合に想定されるものである。東海地震により予想される震度分布としては、これら4ケースを重ねあわせその最大値をとることとする(以下、「重ね合わせた計算震度分布」と呼ぶ。)。なお、短周期波形と長周期波形を足し合わせた強震波形の震度と、短周期の強震波形による震度とは、ほとんど同じであることから、震度の評価にあたっては、短周期の強震波形のみを用いることで十分である。

強震波形計算による震度分布と安政東海地震時の震度との比較にあたっては、強震波形計算による加速度、速度が距離減衰の経験式とほぼ一致している距離、即ち断層最短距離が約30km以遠の地点の震度分布を比較するのが適切である。この震度は、概ね、震度6強と6弱の境界程度の値に相当する。

このことを踏まえ、重ね合わせた計算震度分布と安政東海地震時の震度分布について、震度6弱と震度5強の境界の地域を比較すると、伊豆半島から甲府盆地にかけての震度がほぼ再現されており、今回の想定震源域及び設定した断層パラメータ等は、想定東海地震として適切なものと考えられる。

一方、安政東海地震時に震度6弱程度の大きな揺れになった震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の領域について、重ね合わせた計算震度分布には、震度6弱の揺れが一部にしか表現されていない。この理由として、安政東海地震は熊野灘付近から破壊が始まり、想定東海地震に比べこれら地域の方に地震波が大きくなった可能性があること、或いは、これら地域には今回の強震波形計算では考慮されていない地形・地質構造があり、地震波が集中する可能性があることが考えられる。実際、他の場所で発

生した地震ではあるが、諏訪における地震波形は、他の地域の地震波形に比べ継続時間が長いことが観測されている。想定東海地震発生時に、伊那谷、諏訪等の地域では、地盤条件等により地震波が集中するなどして大きな揺れとなる可能性は否定できない。

4. 経験的手法による震度分布との比較

重ね合わせた計算震度分布が適切であるか否かをさらに評価するため、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係式をもとに、破壊方向も加味して修正した経験式により推定した震度分布との比較を行った。

これら両者を比較すると、伊豆半島から甲府盆地にかけての東側、および愛知県等西側の地域の震度分布は、多少異なるものの概ね一致し、強震波形計算からの重ね合わせた震度分布は適切であると評価される。しかし、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の地域においては、強震波形計算では現れていない震度6弱が、比較的広い地域で推定されている。

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、これらの影響を包括した概観結果を与えていると見なすこともできる。これに対し、強震波形計算は、設定した断層の破壊過程や地殻構造等を適切に表現しているが、今回の解析では、地盤条件等によりこれら地域に地震波が集中するような盆地構造等の特異な条件は考慮していない。これらのことから、伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法によって震度6弱が推定されたこの結果は無視できないものとする。

なお、長野県の北部地域では、安政東海地震時に震度6に相当する被害を生じた地域があるが、ここで行った経験的手法による評価では、諏訪盆地よりも北側で震度6弱以上になる場所はなかった。

5. 震源直上等の震度の検討

震源直上等の距離が小さいところで地震動の振幅が飽和するよう、経験式と同様、 $1/(R+C)$ [R : 断層最短距離、 C : 定数] で距離減衰するとして強震波形の計算を試みた。ただし、 C はある距離から徐々に減じはじめ、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した。また、 C の値は、経験的グリーン関数の要素地震波形のモーメントにあわせて設定した。

工学的基盤における加速度、速度の距離減衰を見ると、応力降下量一定モデルについては、経験式くらべやや大きいものの比較的一致してきた。変位量一定モデルについては、まだまだ大きい状態にある。

経験式と比べやや大きいものの比較的一致してきた応力降下量一定モデルの破壊開始点①の例について、震源直上の表層地盤の震度を推定した。表層地盤における震度は、地震動が強い場合の非線形性が適切に設定できないことから工学的基盤から表層地盤までの強震波形計算は行わず、松岡・翠川(1994)による表層地盤の平均S波速度による速度の増幅率の関係式を利用して計算した。具体的には、次のとおり。

まず、震源域直上等の震度6強になっている領域について、工学的基盤上の強震波形から計測震度を計算し、周辺の計測震度の値で平滑化してこの領域の工学的基盤上の計測震度を求めた。次に、松岡・翠川(1994)による速度の増幅率と童・山崎(1996)

の速度と計測震度の関係式から、表層地盤の平均S波速度に応じた計測震度の増加分を求め、これを工学的基盤の計測震度に加算して表層地盤の震度を計算した。これによる震度6強および震度7の分布と、経験的手法による震度6強および震度7の分布を比較すると、震源域の北東領域を除き、前者の方がやや大きいものの、類似の震度分布が得られている。

震源直上等の強震波形の計算方法についてはさらに検討が必要である。

6. 1kmメッシュでの震度6弱の計算結果のとらえかたの留意点

今回の検討は、1kmメッシュで震度の計算を行ったものであるが、以下のようなことから、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捉えることは適当でなく、そのようなゾーンがどのように広がっているかを見るためのものである。

- ①地形・地質の条件について、便宜上1kmメッシュで区分けして震度の計算を行ったものである。このため、例えば、震度6弱の1kmメッシュについて、そのメッシュの区域内が全て震度6弱というものではなく、また、メッシュの境界を越えた外側の区域が直ぐに別の震度の値になるというものでもないことに留意する必要がある。
- ②強震波形は乱数を用いて計算しており、震度5強と震度6弱が混在しているようなところでは、同じ地形・地質の場合でも、乱数の与え方により、震度5強の地点震度6弱になったり、或いは逆の状態になったりもする。したがって、そのようなゾーンは、どの地点も震度6弱の可能性があると見るべきである。

7. まとめ -想定される強震動の分布について-

- (1) 地盤構造については、地形・地質を反映した微地形区分ごとの地震波(S波)の速度構造、Q構造を整理した。
- (2) 地形区分ごとの地震波の速度については、既往の検討に加え、地盤のボーリングデータを収集し、十分な深さ(30m以上)を持つボーリングデータから微地形区分ごとの速度を部分的に修正し、これを用いることとした。
- (3) 地震の発生の仕方は種々想定されるため、波形計算による手法においては、震源域の破壊開始点について、想定震源域の中央部および西側セグメントの陸側深部に置く2通り、アスペリティ特性について、応力降下量が一定の場合と変位量が一定の場合の2通り、計4ケースで計算し、それらを重ね合わせた最大値を最終結果とした。これらは、概ね西側から東側に向かって破壊が進むことを念頭においたものとなっている。
- (4) 地盤の非線形性を踏まえ、波形計算に際しては等価線形計算と非線形計算の双方で検討を行ったが、非線形計算においては現存するデータのみでは過度の減衰を示すものもあり、今回は等価線形計算を採用した。結果は、想定震源域から距離の近いところを除き、距離減衰の経験式と比較しても、妥当なものであると考えられる。
- (5) しかし、震度6強及び震度7の強い領域の地震波については、距離の近いところで最

大加速度、最大速度とも距離減衰の経験式よりも大きな値となっている。これは、地盤の非線形による減衰が十分に反映できていないのみでなく、強震波形計算に、震源直上等の近距離で強震波形の振幅が抑制される効果が含まれていないためと考えられる。

- (6) このことを踏まえ、強震波形計算の結果が距離減衰の経験式とほぼ一致している距離について、強震波形計算による震度分布と安政東海地震時の震度とを比較した。結果、震度6弱と震度5強の境界の地域は、伊豆半島から甲府盆地にかけての震度がほぼ再現されており、今回の想定震源域及び設定した断層パラメータ等は、想定東海地震として適切なものと考えられる。
- (7) さらに、強震波形計算による震度分布と、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係式をもとに破壊方向も加味して修正した経験式により推定した震度分布とを比較し、吟味を加えた。その結果、伊豆半島から甲府盆地にかけての東側及び愛知県等西側の地域の震度分布は、多少異なるものの概ね一致し、強震波形計算による震度を利用することが適切であるとの結論を得た。
- (8) しかし、経験的手法においては、震源域の北側領域の伊那谷、諏訪等の地域で、強震波形計算では現れていない震度6弱が比較的広い地域で推定されている。今回の強震波形の解析では、地盤条件等によりこれら地域に地震波が集中するような盆地構造等の特異な条件は考慮していない。伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法と強震波形計算の結果を重ね合わせ、その最大値を採用する。
- (9) なお、過去の安政東海地震や東南海地震等において、長野県の北部地域で大きな震度が出ていることが知られているため、経験的手法による長野県全域での揺れを確認したが、諏訪地方よりも北部には震度6弱以上になる地域は見受けられない。
- (10) 以上を踏まえ、破壊の方向性を反映した波形計算による手法で震度を推定し、伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法によるケースも重ね合わせ、その最大値を採用することとした。なお、1kmメッシュでの震度の値は、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でなく、そのようなゾーンがどのように拡がっているかをとらえるのが適切である。
- (11) 得られた震度6弱以上の地域については、安政東海地震における神奈川県や山梨県での震度分布に加え、関東地震時の相模平野等における被災域、および昭和東南海地震時の東海地方・甲信地方の被災域等の状況をよく反映したものとなっており、東海地震により想定される震度分布として妥当なものとする。
- (12) なお、震度6強および震度7の領域については、経験的手法による震度分布および、ドリルとしての1例を示したが、今後、震源直上等の強震動の計算方法についてはさらに検討が必要である。

IV. 津波

1. 津波の計算方式

津波の計算は、以下の方法による。

(1) 津波波源

- ・ 想定震源域またはそれに付加断層を加えたものについて、弾性体理論に基づき海底地殻変動（垂直変動量）を求める。
- ・ 海面初期変位は、上で求めた海底地殻変動量と等しいとし、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

- ・ 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及び移流を考慮した非線形長波理論により計算を行う。
- ・ 陸上の遡上部分においては、家屋等、障害物の効果は粗度係数で表現する。
- ・ 試算は差分法により数値的に行う。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（遡上域は50mメッシュ）。

(3) 地形データ

- ・ 国土地理院発行の50mメッシュ標高データ、および一級河川横断断面図を用いて作成する。

(4) 海底地形データ

- ・ 水路部発行の、沿岸の海の基本図（縮尺：1/10,000～1/50,000）及び海図（港泊図。縮尺1/3,000～1/15,000）を用いて作成する。

2. 想定震源域と津波の波源域

想定震源域の平均変位量は、地殻付近の剛性率が $3 \sim 4 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ であることから算出すると、 $3 \sim 4 \text{ m}$ 程度となる。津波の大きさは、海底の地殻変動量に比例して大きくなる。津波の波源域の検討にあたっては、想定震源域のより浅い部位の変位量を考慮する必要がある。

このため、想定震源域の変位量について、深さごとの剛性率に対応して変化させたモデルと、想定震源域の変位量を 4 m で一様にした場合の津波の高さを比較した。結果、これら両者の津波の高さにほとんど差はなかった。このことから、津波の波源域としての想定震源域の変位量は、 4 m とする。

想定震源域は、強震動の発生可能性領域を設定したもので、津波の波源域は、この想定震源域よりも南海トラフ側の浅い方に拡がることも考えられる。このため、津波の高さの検討にあたっては、想定震源域の南海トラフ側に付加断層を加えたいくつかのケースについても検討する。

3. 安政東海地震による津波との比較

津波の波源域が想定震源域よりも南海トラフ側の浅い方に拡がることも考慮し、想定震源域の南海トラフ側に付加断層を加えたいくつかのケースについて、駿河湾内に対してのみ津波の試算を行い、1854年安政東海地震津波の実測値と比較する。

津波計算は、沿岸での津波の高さのみでなく、安政東海地震当時の状況をできるだけ復元し陸上への遡上についても試算した。

(1) 安政東海地震当時の潮位及び地形等の復元

①潮位の復元

理論潮汐計算により安政東海地震発生の当年当日当時時刻の潮位を求めると、満潮水位にあたる T.P 上およそ 50 cm であることが分かったので、試算時にはこのレベルを津波来襲前の水位として考える。なお、これは、安政東海地震発生時は満潮時であったとされていることと調和している。

②地形の復元

安政東海地震当時の地形を復元するには、地殻変動による影響を考慮する必要がある。地殻変動には、地震時に発生するものと、地震と地震の間の期間で定常的に発生するものがある。津波は、地震により隆起・沈降した地形に対して来襲する。このため、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い、駿河湾周辺が御前崎を中心に定常的に地盤の沈下が続いていることに対応して、地震間の長期的な地殻変動による影響を差し引いたものを安政東海地震後の地形として復元し、この地形に対して津波の試算を行うこととした。

この地殻変動は、国土地理院による水準測量結果から算出した約 95 年間の垂直変動量データ（1988～1999 年実施の測量と 1883～1913 年実施の測量との差を取る）に基づき、この地殻変動が一定速度で進行したものと仮定して、1854 年時点まで外挿して求めた。

③陸上の土地利用形態等の考慮

安政地震当時は、現在のような住宅等建造物の存在する市街地は少なかったと考えられるため、陸上での粗度係数を田畑での値に相当する 0.02 とする。また、現在の沿岸堤防、河川堤防等の線型建造物は存在しないものとする。なお、埋立地等の復元は非常に困難であることから、現在の地形をそのまま使用することとする。

(2) 試算結果

想定震源域に加え、駿河トラフ浅部まで破壊した場合を想定して、これを付加断層 A とする。付加断層は矩形の小断層で近似し、すべり量を変えて試算し、安政東海地震時の駿河湾内の津波を最もよく再現できるモデルを検討した。

安政東海地震は、東海地震の想定震源域と同時にその西側の断層も同時に動いたものである。このため、この西側の断層による駿河湾内への影響について評価したところ、場所によって多少異なるが、高々 1～2 m 程度のものである。駿河湾内の断層による津波と、これに西側の断層による津波が加わった場合とを比較すると、場所によっては多少大きくなる場所もあるが、ほとんど変化しないことが分かった。

このことから、安政東海地震時の駿河湾内の津波を最もよく再現できるモデルについては、想定震源域に駿河湾内の付加断層が加わった場合について評価した。その結

果、想定震源断層の4mの変位に加え、付加断層Aが1.5mで変位する断層モデルから計算された津波が、安政東海地震の津波の実測値（高さ及び第1波押し引き）と良い一致を示すことが分かった。

また、この場合の地殻変動を計算し、安政東海地震時のそれと比較した。大きな地殻変動が認められたとしている清水、松岡、蒲原についての再現性は良くないが、駿河湾西岸での隆起傾向や、伊豆半島での地殻変動がわずかであることなど全体としては調和的な結果が得られた。

以上のことから、安政東海地震時の駿河湾周辺地域における津波及び地殻変動を表現する断層モデルとしては、想定震源断層の4mの変位に加え、付加断層Aが1.5mで変位する断層モデルを採用するのが適切と考える。

4. 東海地震時に想定される津波のケース

上記2.の結果からも分かるとおり、津波の波源域としては、強震動の発生する領域である想定震源域に加え、南海トラフ側の浅い方に断層面が広がる可能性を考慮する必要がある。このため、東海地震による津波の計算にあたっては、Ⅲで得られた断層モデルに加え、津波の波源域が想定震源域の範囲よりも駿河トラフ沿いの浅い領域にまで拡大することも考慮し、次の3ケースについて計算を行った。

ケース1： 想定震源域+付加断層A

上記2.で得られたモデルによるもの。変位量は想定震源域内で一様に4m、付加断層A内で一様に1.5mとした。

ケース2： 想定震源域+付加断層A+付加断層B・C

ケース1の震源域に加え、その南東側でも破壊がトラフ浅部にまで達するとしたもの。追加した部分は多数の小断層で近似し、付加断層B、Cとする。変位量は想定震源域内及び付加断層B、C内で一様に4mとした。ただし、付加断層A内の変位は、ケース1と同じく、一様に1.5mとした。

付加断層B、Cの走向、傾斜及び滑り角は、気象庁によるフィリピン海プレートの形状及びSagiya(1999)によるバックスリップのデータから求めた。

ケース3： 想定震源域+付加断層A+付加断層B+矩形断層D

ケース2の付加断層Cの代わりとして、想定震源域の破壊の途中で枝分か裂的に派生する東海断層系の高角逆断層を設定する。この高角逆断層を矩形断層Dで近似し、その変位量は想定震源域内と同じく、一様に4mとする。

4. 津波計算の結果

各ケースによる津波の高さを比較すると、駿河湾内ではその高さはほとんど同じである。その他の地域については、大局的には類似しているものの、ケース2およびケース3は、ケース1に比べ津波が全体として大きくなっている地域がある。しかし、それぞれのケースで、場所ごとの津波の高さは多少異なる。

ここで検討した3つのケースは、いずれも東海地震が発生したときに津波の波源域と

なる可能性がある。東海地震で予想される津波の高さとしては、これら3つのケースを重ね合わせ、その最大値を想定しておくのが適切であると考ええる。

今後、個別防災対応を検討するにあたっては、大きな津波が来襲するまでの時間、その時の潮位、海岸堤防等の高さ、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。

5. まとめ ー想定される津波の高さの分布についてー

- (1) 安政東海地震時の駿河湾内の津波を再現する断層モデルとしては、強震動の発生する領域として設定した想定震源域に加え、駿河トラフ側の浅い方に拡がった付加断層を考慮することが適切である。
- (2) 津波の波源域は、強震動の発生する領域である想定震源域よりも、南海トラフ側の浅い方に拡がることも考えられる。このため、東海地震による津波の計算は、安政東海地震時の駿河湾内の津波を再現する断層モデルに加え、津波の波源域が想定震源域の範囲よりも南海トラフ沿いの浅い領域にまで拡大することも考慮して計3つのケースについて計算した。
- (3) 各ケースの津波の高さ分布は大局的には類似しているものの、場所によっては、他のケースに比べ津波の高さが大きくなることもある。
- (4) 検討した3つの断層モデルは、東海地震が発生したときにいずれも津波の波源域となる可能性があり、東海地震で予想される津波の高さとしては、これら3ケースを重ね合わせ、その最大値を想定しておくのが適切であると考ええる。
- (5) 今後、個別防災対応を検討するにあたっては、大きな津波が来襲するまでの時間、その時の潮位、海岸堤防等の高さ、津波の引き波の大きさなどを考慮する必要がある。