

．東海地震の想定震源域について

1．防災対策としての基本的な考え方

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。

これに加えて、地震発生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、特別に、直前予知の可能性の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決められている。現在、このような直前予知の可能性があり、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。

この際、地震発生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。

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が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り、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。

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防災強化対策の確立を図る必要がある。

2．検討の対象とする想定東海地震等について

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。

歴史地震の調査結果によれば、駿河湾付近ではこれまで100から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に当たっても、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。

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。直前予知については、現時点では困難であるが、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う必要がある。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。

富士川河口断層帯については、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。

このため、富士川河口断層帯については、今回の想定東海地震と、同時発生するものとしてではなく、今後の知見の進展も踏まえ、別途必要な防災対策の検討を行う。

3. この20数年間の観測データの蓄積等から得られた知見

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。

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。

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。

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。

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。

4 . 想定震源の領域設定の考え方

これまでの検討の結果、東海地震の想定震源域の領域設定については、以下のように考える。なお、今後、これに基づく強震動や津波等の試算を行い、過去の地震時の被害実態との検討等も踏まえ、必要なフィードバックを行い、最終的に確定するものとする。

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)、Kikuchi(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。この差異は、陸側では渥美半島から浜名湖の東側まで破壊されたと考えられているのに対して、その沖合は破壊されていないという見方があることによる。

これらのことを考慮し、暫定的に、未破壊領域は陸側は浜名湖の東側以東、海側はKikuchi(2001)の断層モデルの東側以東とする。

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所を境界とする。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。

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者は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、野口と原田ほかに一一致が見られる。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。

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。

南東側（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陸側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)それぞれの10kmの等深線の間中に位置する。

以上の考え方で、別図のとおり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ものとする。

補足

プレート間カップリングを示すものとして、Matsumura(1997)による震源とその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り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、両者とも、プレート間カップリングを示しているもので、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。

5. マクロ的に見た断層パラメータについて

地震モーメント及びマグニチュードの推定

地震モーメント (M_0) は、次の震源断層の総面積 (S) と応力降下量 () に関する相似則により推定する。

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

応力降下量は、海域の地震で得られる平均的な値、3.0MPaとし、震源断層の総面積は、上記で得られる想定震源域の総面積とする。

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。

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

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。

$$M_0 = \mu DS$$

ここで、 μ は剛性率で、 $3.0 \sim 4.0 \times 10^4$ MPaを用いる。

．地震動および津波を検討するための諸条件

マクロ的な断層パラメータについては、上記以外にも、破壊の伝播速度、破壊開始点を決める必要がある。そして、強振動の予測を行うには、これらマクロ的な断層パラメータ以外にも、アスペリティーの面積・個数、アスペリティーの幾何学的分布（一様に、或いは海側、陸側に分布させる等）などのミクロ的な断層パラメータの設定が重要であり、また、津波予測を行うには、想定震源域から海底面近くに達する浅部断層をどのように設定するかが重要となる。

1．強震動予測

以下の事項について検討が必要である。

a．セグメント分け：

スラブの形状や地質構造の観点から、1)御前崎付近、2)日本平付近をそれぞれ境界として設定し、想定震源域内を単一の領域ではなく、3つの領域（セグメント）に分割する。

1) 御前崎付近の境界の設定について

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。

この境界候補は、御前崎海脚～牧ノ原台地よりも南の領域を区分するものである。

2) 日本平付近の境界の設定について

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。

b．アスペリティーのおき方：

それぞれのセグメントに1つ（または2つ）のアスペリティーをおく。位置は松村の固着域の中心付近とする。

c．アスペリティーの大きさ：

推本地震調査委員会による「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動評価手法（中間報告）」ではそれぞれのセグメント面積の約20%としているが、海溝型地震についても同様でよいのか検討が必要である。

(参考)

1) Chi-Chi地震の解析例 (Yagi and Kikuchi, 1999)

アスペリティーの数は3～4つでアスペリティーの総面積は震源断層の総面積の20%程度。

2) Michoacan地震の解析例 (Mendoza and Hartzell, 1989)

強震動震源の数は3つで総面積は震源断層の総面積の35%程度となり、強震動震源の内部のアスペリティー（特に変位の大きいところ）の総面積は25%程度。

3) 三陸はるか沖地震の解析例 (Nakayama and Takeo, 1997)

アスペリティーの数は2～3つでアスペリティーの総面積は震源断層の総面積の15%程度。

4) 三陸はるか沖地震の解析例 (栗田, 1998)

アスペリティの数は3-4つでアスペリティの総面積は震源断層の総面積の15%程度。

5) 北海道南西沖地震の解析例 (Kekehi and Irikura, 1997)

アスペリティの数は3つでアスペリティの総面積は震源断層の総面積の35%程度。

6) 北海道南西沖地震の解析例 (橋本徹夫ほか)

アスペリティの数は2つでアスペリティの総面積は震源断層の総面積の22~27%程度。

7) 北海道東方沖地震の解析例 (Horikawa and Hirahara,)

アスペリティの数は3つでアスペリティの総面積は震源断層の総面積の32%程度。

d . 応力降下量 :

全体的な応力降下量が3.0 MPaとなるよう、個々のアスペリティー領域等の応力降下量を設定する。

e . すべり量 :

個々のアスペリティー領域等のすべり量の平均値が、全体的なすべり量となるよう設定する。なお、スリップベクトルについてはHeki & Miyazaki(2001, in print)による最新の研究成果も考慮し、全体的な強震動予測が矛盾なく行えるよう調整する。

f . f_{max} 、ライズタイム :

地域特性、アスペリティーの大きさを考慮して設定する。

g . 破壊開始点 :

a、bの考え方でアスペリティーをおいた陸域の西端、中央付近、東端で破壊開始するとして、3通りを計算する。

2 . 津波予測

津波計算にあたっては、想定震源域に合わせていくつかの矩形領域で近似して行う。

a . 想定震源域の浅い側において、地震による変位が東海断層系の海底面まで達する

b . 駿河トラフの海底面まで達する

ケースについても津波計算を行う。

津波予測の方法

1)津波発生

- ・ 震源モデル (震源モデル検討による) に基づいて海底地形変動を求める。
- ・ 海底地形変動の計算は弾性体理論に基づいて行う。
- ・ 海面初期変位は海底の全地点で時間差なしに与えられるとする。

2)津波伝播

- ・ 深い海域において十分な精度をもつ線形長波理論による。
- ・ 計算は差分法により数値的に行う。津波伝播の計算においては、差分法は計算精度の理論的研究が進んでおり広く用いられている方法である。
- ・ 計算は1分メッシュ間隔 (1.5~1.8km) で、震源域から浅い海域 (水深100m以浅) の範囲の境界まで行うものとする。

3 . プレーートの相対運動量等によるモデルの検証

御前崎付近のプレートの相対運動量と1854年安政東海地震以降からの経過年数を考慮して推定される変位量と、モデルで設定した平均変位量とを比較し、その妥当性を評価する。

プレートの相対運動量は、Heki & Miyazaki(2001, in print)による最新の研究成果、(1.88 cm/yr)を用いるほか、バックスリップの計算から求められる変位量についても、地震モーメント及び平均変位量を試算し、モデルで設定した地震モーメント及び平均変位量とを比較し、その妥当性を評価する。

なお、これらの評価においては、地震発生時における断層面上の平均変位量は、一般的にプレートの動きから求めた変位量より小さいことを踏まえて評価する必要がある。

4 . 全体評価

以上に述べたパラメータについては、地震動等を中心に検討する中での試算も踏まえ、適切な値を設定する。

なお、これら試算の過程で、想定震源域やマクロ的に見た断層パラメータについても、より適切なものとなるよう吟味する。