

中央防災会議
「東南海、南海地震等に関する専門調査会」
(第4回)

説 明 資 料

平成14年3月27日

中央防災会議事務局

．東海、東南海、南海地震の想定震源域について

1．東海、東南海、南海地域に発生する地震についての考え方

東海～南海地域に過去に発生した地震の震源域及び発生の様態は様々であり、防災対策の観点からは、時間的・空間的にさまざまな発生様態を想定する必要がある。特に、1707年宝永地震の例のように、関東地方南部～九州地方東部に至る広範な領域にわたる被害の拡がり、1854年安政東海地震と1854年安政南海地震の例のように、隣接領域で短時間に連続して発生する地震による被害、また、強震動のみならず津波による被害等、この地域に発生する地震による被害の特徴を十分把握することが重要である。

2．震源域の設定等の考え方

当調査会における検討では、東海～南海地域に発生する地震の想定震源域については、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」、及び文部科学省の地震調査研究推進本部の検討成果を最大限に活用し、まずは初期モデルとして以下のような考え方に基づき強震動が発生する領域を設定し、強震動や津波の試算結果と過去の地震による被害実態との比較検討も踏まえ、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を設定することとする。

(1) 対象とする地震

過去に発生した地震から見て、駿河湾～浜名湖にかけての領域、浜名湖～潮岬にかけての領域、潮岬から四国西縁にかけての領域の3つの領域に分け、それぞれの領域を震源域とする地震を、順に、想定東海地震、東南海地震、南海地震とする。これらの震源域は互いに端部で接続し、互いに重なり合わないものとする。

本調査会では、以下の5つのケースの地震を対象として検討する。

想定東海地震、東南海地震、南海地震の領域が同時に破壊する地震

想定東海、東南海地震の領域が同時に破壊する地震

東南海地震、南海地震の領域が同時に破壊する地震

東南海地震

南海地震

(2) 震源域の設定

東海～南海地域における強震動を発生する地震の想定震源域については、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」、及び文部科学省の地震調査研究推進本部の検討成果を踏まえ、以下のように設定し試算する。

想定東海地震と東南海地震との境界

「東海地震に関する専門調査会」の検討結果である、想定東海地震の震源域の西端とする。

東南海地震及び南海地震の浅部及び深部の境界

「東海地震に関する専門調査会」と同じく、浅部境界は沈み込むプレートの深さ 10km に、深部境界は深さ 30km とする。これら境界としては、既に地震調査研究推進本部がこの考えに従い総合的に判断して求めた境界とする。

東南海地震と南海地震の境界

地震調査研究推進本部による震源モデルの境界とする。

南海地震の西側境界

地震調査研究推進本部による南海地震の西側境界については、強震動を発生する領域としてはやや西側に広がっている可能性がある。このことから、西側境界については、Ando(1975)の宝永地震のモデル、Ando(1975)、相田(1981)の安政南海地震のモデルの西側の境界が足摺岬付近でほぼ一致していることから、足摺岬付近を西側境界とする。

震源断層の形状

想定東海地震の震源断層の形状については、「東海地震に関する専門調査会」によるものとする。

東南海地震、南海地震の震源断層の形状については、地震調査研究推進本部によるものとする。

以上の考えに基づき、強震動の試算結果と過去の地震による被害実態との比較検討も踏まえ、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を設定することとする。

(3) 津波の波源域

津波の波源域については、上で述べた震源域のみのものに加えて、想定震源域とプレート境界に沿う浅部断層、想定震源域と枝分かれ断層に伴う浅部断層を加えたケースについても試算し、検討する。

また、南海地震の想定震源域の西端に、さらに津波の波源域となる断層を付加したケースについても試算し検討する。

．想定地震の断層パラメータ等

強震動及び津波波高の予測を行うには、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、津波波高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する。

1．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、いくつかの領域（セグメント）に分割する。

分割する境界の候補は以下のとおりとする。

三重県志摩半島付近の境界

熊野舟状海盆の東縁に至る志摩海脚。これは、杉山(1990)による地質構造単元の境界と一致する。

三重県尾鷲湾付近の境界

熊野舟状海盆南端の断層系の走向に不連続が見られる領域。これは菊地・山中(2001)による1944年昭和東南海地震の断層変位量分布の変化する領域とほぼ一致する。

和歌山県紀伊半島と高知県室戸岬の中間地点の境界

室戸舟状海盆がくびれた地点から微小地震活動の高い領域をとおり、トラフ軸の走向が急変する地点にいたる線を境界とする。

高知県室戸岬付近の境界

室戸舟状海盆と土佐海盆との境界で、海底地形の急変する領域を境界とする。杉山(1990)による地質構造単元の境界と一致する。

2．アスペリティ分布

(1) アスペリティのおき方

各セグメント毎にアスペリティを1つおく場合、2つおく場合のそれぞれについて試算する。なお、2つおく場合には、アスペリティの大きさが約7：3の比率(Somerville et al. 1999)となるように深部と浅部におく。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深部側におく。

(2) 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。

アスペリティ面積は、このことを踏まえ、いくつかの値に対し強震動を試算し、過去の被害実態と比較し適切なものを選定する。

(3) アスペリティ全体の地震モーメント (M_{oa})

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、先の地震からの時間間隔に対応するプレート沈み込み量を平均変位量として、アスペリティの総面積から、 $M_o = \mu DS$ を用いて推定した値、震源域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経験的關係を参考に設定した値、に対して過去の被害実態と比較する試算の中でより適切な値を選択する。

(4) 各アスペリティの地震モーメント (M_{oi})、変位量 (D_{ai}) 及び応力降下量 (a_i)

各アスペリティの地震モーメントの設定は、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、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)に加え、全震源領域の地震モーメントと全アスペリティの地震モーメントとの経験的關係、平均変位量とアスペリティ変位量との経験的關係などこれまでの解析で得られている経験的關係を満たすようアスペリティの変位量、応力降下量を設定する新たな方式についても検討し、過去の被害実態と比較する試算のなかで適切な方式を選定する。

(5) アスペリティ以外の領域(背景領域)の地震モーメント (M_{ob}) 及び変位量 (D_b)

想定震源全体の地震モーメント (M_o) から、アスペリティ全体の地震モーメント (M_{oa}) 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、 $M_{ob} = \mu D_b S_b$ の關係式を用いて背景領域の変位量を求める。

(6) 背景領域の応力降下量 (b)

背景領域の応力降下量は、次の關係式から求める。

$$b = 2.5 M_{ob} / S_b i^{3/2}$$

．強震動

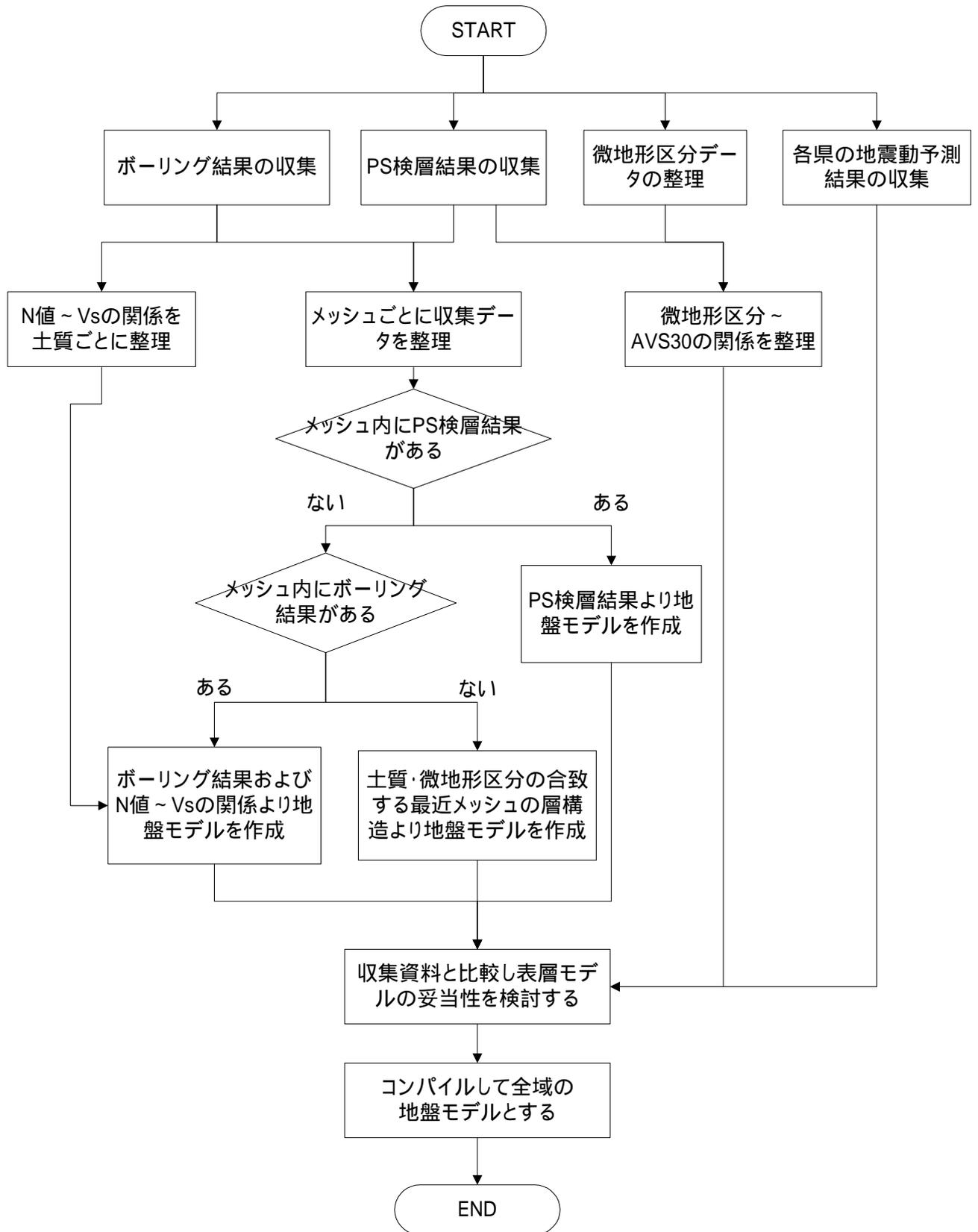
1．微地形区分の見直し

「国土数値情報による微地形区分」について、次の方針で、微地形区分の整備を行う。

- (1) 「不明」と分類されているものについては、周辺の地形地質情報などをもとに、いずれかの分類に再区分する。
- (2) 「他の地形（沖積・洪積）」に分類されているものについては、「新第三紀」、「中生代」、「他の地形」に区分し、さらに「他の地形」は、第四紀の火山地帯が主であるが、一部、沖積、洪積層で他の微地形区分に分類が困難或いは不明なものを含んでいることから、「火山」と「その他」に再区分する。
- (3) 各府県から収集した表層地盤図などと比較し、微地形区分の妥当性を評価し、必要により微地形区分を修正する。
- (4) 各微地形区分毎の表層30mのS波速度については、PS検層のデータを加えて再評価する。

2．表層地盤モデル

工学的基盤から地表までの表層地盤のS波速度構造は、収集したボーリングデータやPS検層データ、各府県の地震動予測調査結果などを活用し、「東海地震に関する専門調査会」の作業と同様に、次に示す流れ図に従って、各メッシュごとに表層地盤のS波速度構造を決める。



表層地盤モデル作成の流れ

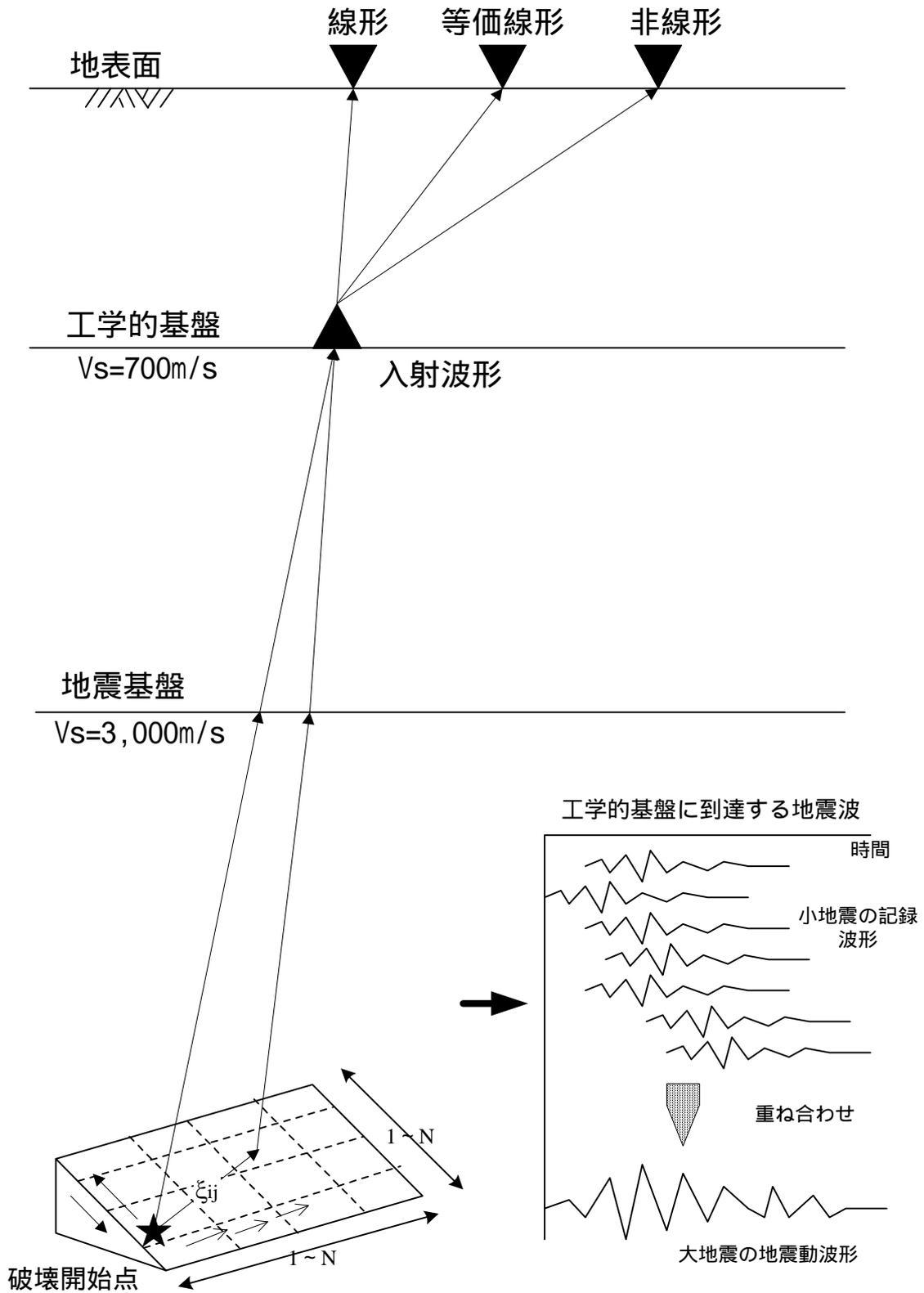
3．工学的基盤から地表までの強震波形計算

工学的基盤から地表までの強震波形は、非線形、等価線形、線形での波形計算を行い、どの計算手法が実際の震度分布を表現し得るかを評価した上で、計算手法を選ぶこととする。工学的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する。

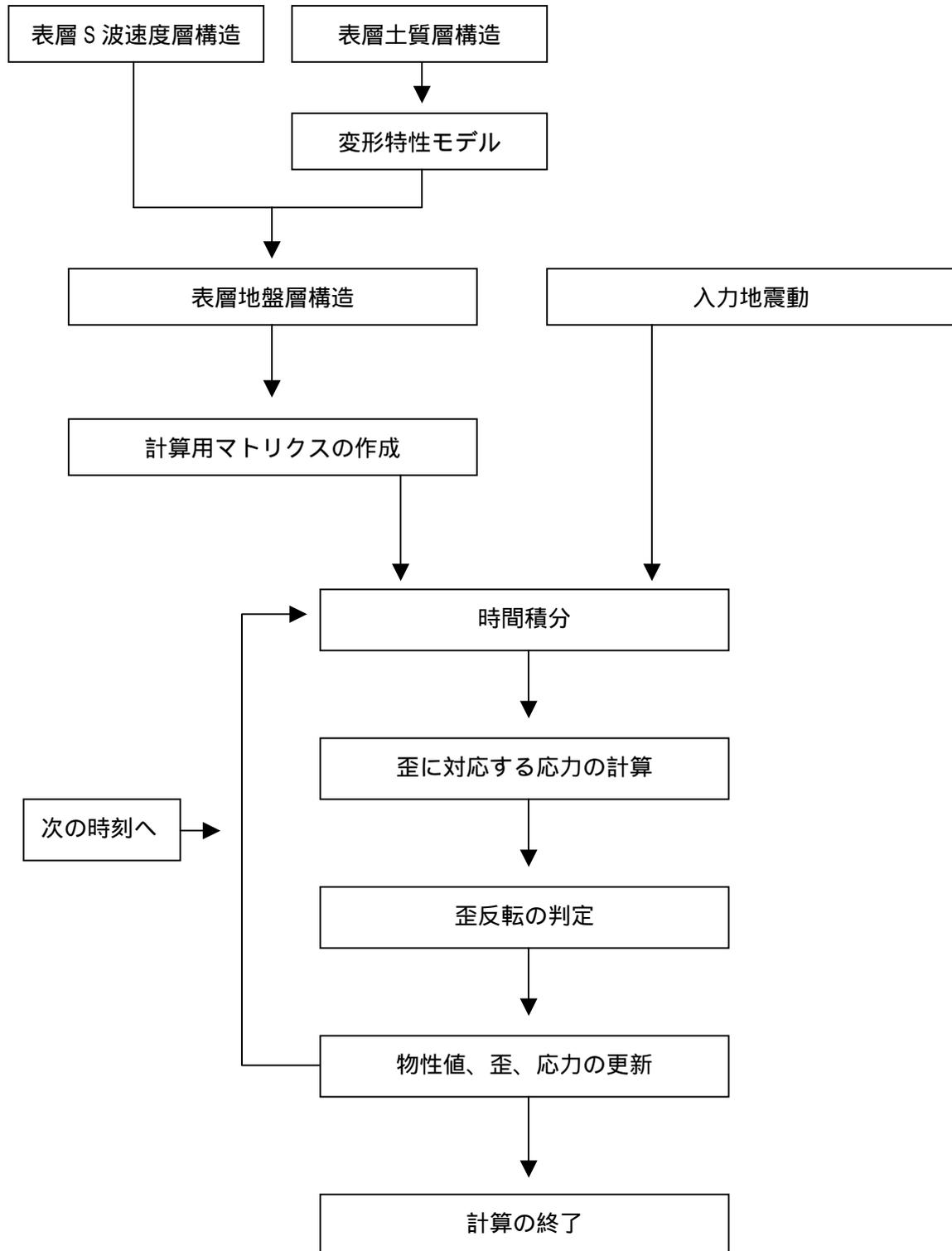
4．震源断層近傍における強震波形計算

強震動が現れる震源断層近傍における振幅の評価は、点震源に相当する幾何減衰項 $1/R$ の代わりに、 $1/(R+c)$ あるいは $1/[R^2+c^2]^{1/2}$ 〔 R :断層最短距離、 c :定数〕とし、距離減衰経験式と整合する予測値を求める。この方式の妥当性については、対象領域での実測値及び理論により検証することとする。

強震動波形計算の概念図



非線形応答計算の方法

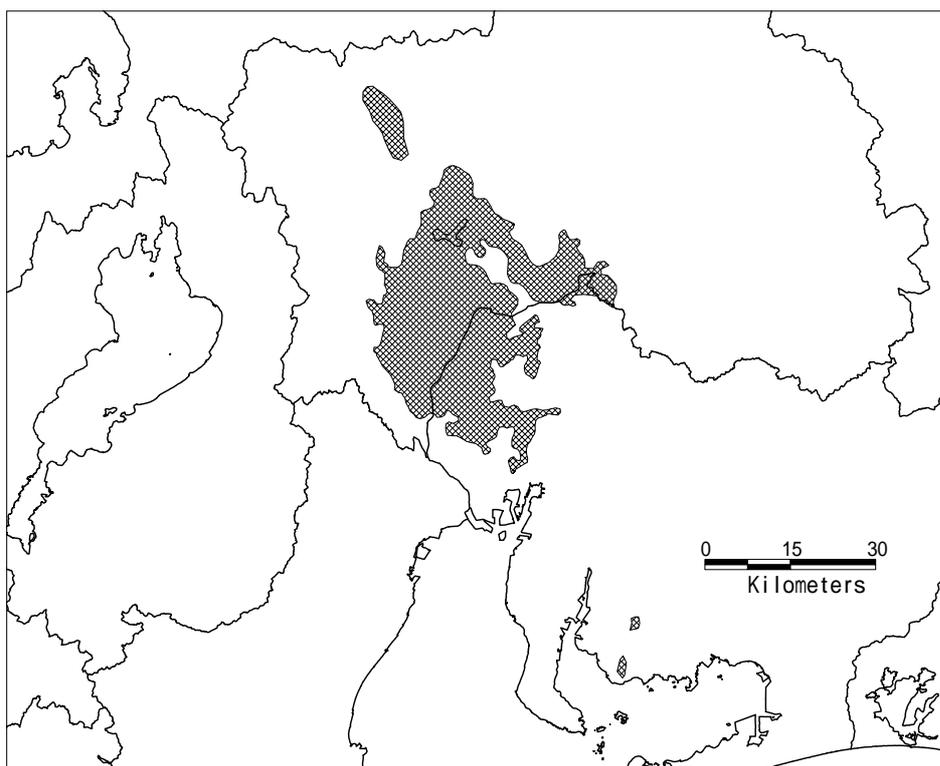


．内陸地震の予防的な地震対策検討のための強震動

予防的な地震対策の検討にあたっては、将来発生のおそれのある地震とその被害を網羅的に考慮する必要がある。しかし、内陸部においては、潜在的な断層等による地震を含めると、どこでも地震が発生する可能性があると考えられ、予防対策の検討のための地震を限定的に想定することは困難である。このため、地震動の最大の強さに対して予防的な地震対策を検討するのが適切であると考えられる。

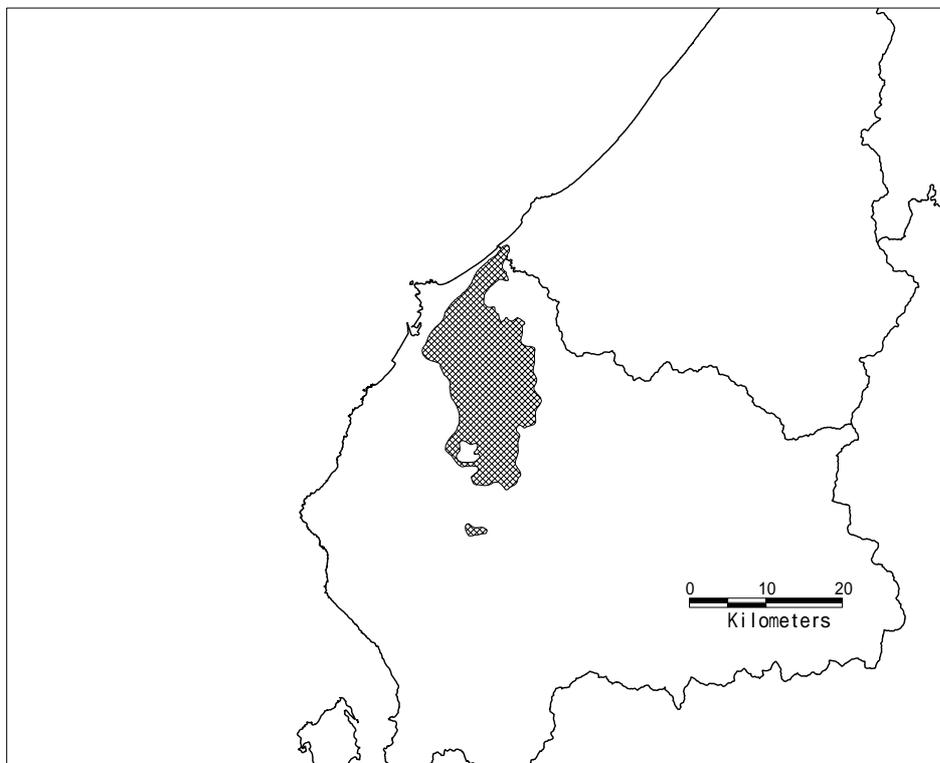
地震動の最大の強さとしては、過去の事例から見て、M 7～8クラスの最大の地震でも、断層が直接地表に現れた領域を除き、震度7は軟弱地盤等の地震動が増幅されやすい領域で見られている。このことから、予防的な地震対策検討のための強震動については、過去の事例等を参考に工学的基盤上での最大の強震動を想定し、これを用いて地表の強震動を計算する方式をとることとする。

このため、1891年濃尾地震、1948年福井地震、1995年兵庫県南部地震の震度7の領域に対して、松岡・翠川(1994)と同様の手法により、微地形区分の増幅率を考慮し、工学的基盤の震度を求め、その結果から工学的基盤に与えるべき最大の震度を設定することとする。



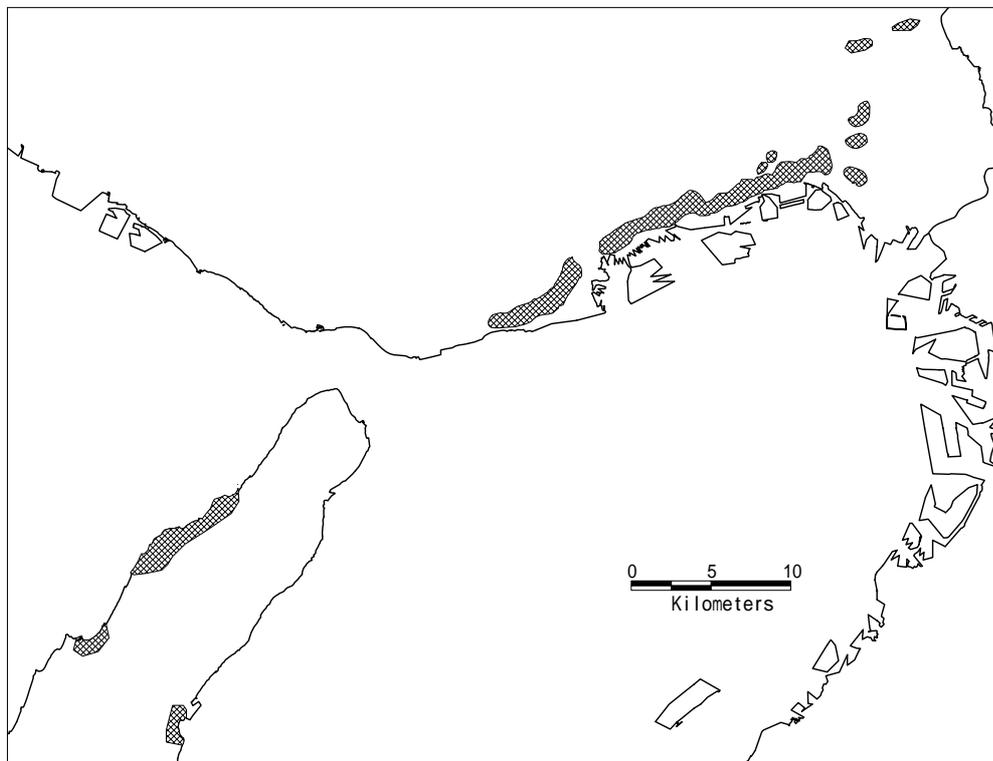
濃尾地震での震度 の領域

(「東海地方地震・津波災害誌」[1985]による)



福井地震での震度 (住家全壊率 30%以上)の領域

(北陸震災特別委員会[1985], 宇佐美[1996]による)



兵庫県南部地震での震度 の領域

(気象庁による)