東南海・南海地震による強震動・津波の予測

横田崇[1]

[1]正会員　理博　技術部長　札幌管区気象台（〒060-0002 北海道札幌市中央区北2条西18丁目）
E-mail:yokotat@met.kishou.go.jp

駿河トラフ・南海トラフに沿った太平洋沿岸では，100～150年の間隔で海溝型巨大地震が発生しており，今世紀前半にも巨大地震発生のおそれがある．このような状況を踏まえ，中央防災会議では，平成13年6月に「東南海・南海地震等に関する専門調査会」の設置が決定され，観測データや学術的知見の蓄積を基に，東南海・南海地震による強震動および津波の検討がなされた．断層総延長およそ500kmに及びM8.6の巨大地震による影響は遠州灘～九州の太平洋沿岸の広い地域に及び甚大な被害が想定される．ここでの検討結果は，平成14年7月に災害の軽減を目的として制定された「東南海・南海地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」に基づく「東南海・南海地震防災対策推進地域」の指定に資するものである．

Key Words :*strong motions, tunami, prediction, hazard mitigation.*

１．はじめに

わが国は環太平洋地震帯に位置しており，地殻変動や地震活動が活発な地域である．繰り返し発生する地震・津波はたびたび甚大な被害をもたらし，被災地域さらにはわが国全体の経済に大きな損失を与えるのみではなく，多数の尊い人命が失われてきた．駿河湾から九州にかけての太平洋沿岸もそのような地域の1つである．駿河トラフ・南海トラフに沿って，海側のフィリピン海プレートとユーラシアプレートなど陸側のプレートとの境界では，歴史的にみて100年～150年の間隔でM8級の海溝型巨大地震が発生している．

過去の地震発生履歴から，この領域では東海地震震源域，東南海地震震源域，および南海地震震源域に概略区分される．地震の発生様態は，全ての震源域で同時に発生する場合，東海地震と東南海地震の震源域で同時に発生する場合，東南海地震と南海地震が短い時間間隔で相次いで発生する場合などがあり多様である．

駿河湾付近では1944年昭和東南海地震の震源域が東海領域に達しておらず，1854年安政東海地震以降150年間巨大地震が発生していないことから，プレート境界でのひずみの蓄積は臨界状態に達しており東海地震発生の可能性が指摘された．東海地震の震源域は陸域に近いことから現在の観測によって地殻変動の異常を把握しやすく，地震の前兆的すべりを早期発見する可能性があると考えられる．昭和53年12月には「大規模地震対策特別措置法」が施行され，東海地震の事前予知に対応して対策を強化し災害を軽減することを目的として「地震防災対策強化地域」が指定された．

中央防災会議では，平成13年3月に「東海地震に関する専門調査会」が設置され，観測データの蓄積と最新の知見を基に，東海地震に関して震源域と発生メカニズム，地震による揺れと津波の拡がりの検討を行った．これをうけて設置された「東海地震対策専門調査会」の審議を経て強化地域の見直しがなされた．

一方，東海地震の震源域の西側に連なる南海トラフに沿うプレート境界においては，1944年と1946年に引き続いて発生した昭和東南海地震と昭和南海地震がそれ以前に発生した地震に比較すると規模がやや小さく，この地域での地震発生間隔が100～150年

であることから，遠州灘西端～土佐湾沖にかけての領域で，今世紀前半にも巨大地震の発生が懸念される．先の「東海地震に関する専門調査会」での検討過程で，東南海・南海地震は事前予知は困難であるが，津波被害が甚大になる恐れがあり被害の範囲が広域にわたることから，地震・津波の発生メカニズムや想定される被害等について速やかに検討し，必要な防災対策を講じることの重要性が指摘された．

このような状況を踏まえ，平成13年6月には中央防災会議で「東南海・南海地震等に関する専門調査会」の設置が決定され，同年10月から現在にいたるまで審議が重ねられてきた．この間，「東南海・南海地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」が平成14年7月に制定，平成15年7月に施行され，東南海・南海地震により著しい被害が懸念される地域を「東南海・南海地震防災対策特別推進地域」として指定し，地震・津波災害の軽減のための対策を推進することとなった．

東南海・南海地震についての検討では，この地域で発生した過去の地震による被害資料の活用，蓄積した調査および観測データと最新の学術的知見に基づいての科学的な整理を基本とし，防災対策推進地域の指定に資する目的を踏まえて，強震動と津波による影響地域の拡がりと被害の状況を特定することに主眼を置いている．

検討において，様々な地震発生の仕方や規模を想像することは可能であるが，予防対策等についての投資など具体的各種防災対策についての社会的合意が重要であることから，過去実際に発生した地震と同様な地震像による予測を基本とし，それ以上の規模の地震についてはソフト対策等で対応すること等を検討することとしてる．

ここでの検討結果は，東南海・南海地震の全体を捉えた防災対策の参考とするためのものであり，中央防災会議において，地域での防災計画の共通事項に関する基本方針等と全体を捉えた広域防災計画の確立等が目的である．予測においては地震発生のメカニズム等を背景にしたシミュレーションによる想定と過去の歴史資料との比較検討を基本としているが，歴史資料の精度あるいはシミュレーションにおけるパラメータ等の取り方に起因する不確定さは含まれている．具体的な防災対策等を検討するにおいては，これらの点に留意しある程度幅があることを念頭に検討する必要がある．個別地域の防災計画を検討するにあたっては，それぞれより詳細な地域状況を踏まえた検討を行うべきである．

２．震度に関する歴史資料

駿河トラフ・南海トラフに沿うプレート境界では過去に海溝型巨大地震が繰り返している．このうち地震被害・津波被害等から地震像の検討に有効な地震は，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年昭和南海地震がある．

これらの地震による震度分布・津波分布の特徴を整理し比較検討する基とする分布を作成した．検討の対象として選択したこれら5地震は，地震規模もそれぞれ異なり震度・津波分布は多少の多様性はあるとされているが次のような共通性も見出せる．

・宝永地震と安政東海地震

震度分布は紀伊半島東側より以東で類似している．

・宝永地震と安政南海地震

大阪及び紀伊半島での震度６以上の地域は明らかに宝永地震の方が大きいが，西日本における震度分布は，震度４と震度５の境界など全体的には類似している．

・昭和東南海地震

昭和東南海地震は安政東海地震に比べ規模の小さな地震であるが，震度６以上の地域は，宝永地震及び安政東海地震の静岡県中部以西の震度６の地域と類似している．

・昭和南海地震

昭和南海地震は安政南海地震と比べ規模の小さな地震であるが，震度６の地点は宝永地震及び安政南海地震の震度６の地域で観測されている．

以上述べた震度分布の特徴から，宝永地震の震度分布に，安政東海地震の紀伊半島東側以東の震度分布を重ね，さらに，安政南海地震の紀伊半島西側以西の震度分布を重ねた．上の震度分布に昭和東南海地震及び昭和南海地震の震度６以上の地点を重ねた．

最近の地震学的知見では，強震動を発するアスペリティはほぼ同じ場所に存在し，地震ごとにその割れ方が多少異なるのではないかと言われている．上記の手順で作成した震度分布は，宝永，安政，昭和の各地震での揺れのうち，各場所における既往最大の揺れの震度を重ね合わせたものであるが，単に過去最大を重ね合わせたのでなく，宝永地震と類似している既往地震の特徴を利用し，発生する可能性のある宝永タイプの地震による震度分布を作成したものと考えられ，最近の地震学的知見とも矛盾しないものと思われる．このようにして作成した震度分布を比較検討の基とする震度分布とした（図2－1）．

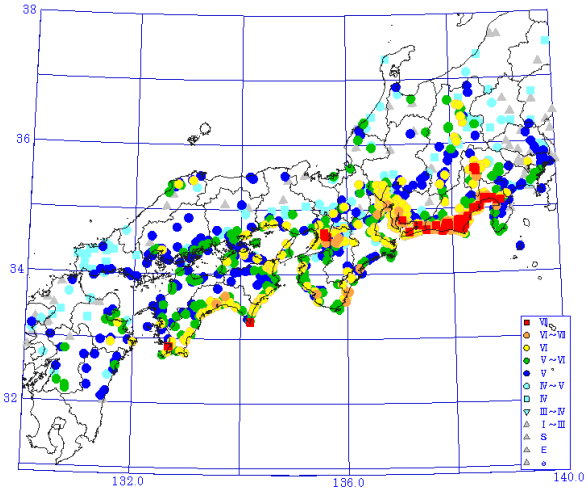

図2－1．比較検討の基とする震度分布．
寒色から暖色へ震度が大きくなる．最大は赤色で震度７．

３．強震動予測

(1) 強震動予測の方針

強震動予測に関しては、地盤構造についての多くのデータが蓄積され，さらに近年手法に大きな進展が見られている．これらの進展に伴い震源の特性および地盤特性を反映した強震動予測が実用段階となってきている．強震動予測に関連する震源特性に関しての大きな研究成果は，震源の平均像（マクロ的に見た震源特性）と震源の詳細な構造（ミクロ的に見た震源特性）とが明らかにされたことである．

マクロ的に見た震源特性は震源パラメータの相似則として整理されており，地震の規模と断層面積との関係が多くの地震で確認され，これにより震源の拡がりが特定されると地震の規模が共通の基準で推定される．

ミクロ的に見た震源特性に関しては，強震動を支配する要因としてのアスペリティの役割が特筆される．遠地あるいは近地で得られた波形観測記録の解析により，震源断層でのくい違いすべりは一様ではなく，強震動を励起する震源断層の特定の箇所（アスペリティ）の存在が明らかにされ，断層面積とアスペリティ面積，全体としての地震規模とアスペリティの強さとの関係等についても新たな知見が得られてきた．これにより，断層面でのすべりを一様とした場合には充分でなかった強震動励起が説明されるようになり，強震動予測の精度が向上している．

地盤構造に関しては，屈折法探査の精密化あるいは微動探査の普及等により多くのデータが蓄積され，多くの研究により精密な地盤構造が明らかになりつつある．東南海・南海地震に影響を受ける領域は広範囲に及ぶが，爆破振動による弾性波探査，微動探査等の物理探査結果，深層ボーリングデータが比較的高密度に利用できる．

東南海・南海地震による強震動分布の予測においては，最新の地球物理学的知見に基づいて震源をモデル化し，地盤構造に関する多くのデータから強震動予測のための地盤モデルを構築し，新たに進展しつつある予測手法を採用した．

震源の特性を反映した地震の揺れの強さを予測するため，波形計算による強震動シミュレーションを行った．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ながら，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方式を用いた．

工学的基盤から地表までの強震波形の計算は，多くの強震波形計算で行われているのと同様に工学的基盤への入射は垂直とし，Vs=300m/s以下の浅い地盤については非線形性を考慮し非線形応答計算を行った．

地表における震度の計算においては，中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」と同様に，地表の強震波形から求めた震度と，工学的基盤の強震波形から求めた震度に非線形性を考慮した表層地盤の増幅率を加味して計算した震度とを比較し，適切な方を採用する方式とした．

検討の際に採用した強震動予測手法は，住居等の被害に影響する短周期強震動を評価するものであるが，谷地形や盆地構造に見られる地震波が集中する効果を充分に反映していない面がある．このため，波形計算による予測に加え，経験的手法による予測も検討した．

(2) マクロ的に見た震源パラメタ

(a)震源の位置と拡がり

東南海・南海地震は，フィリピン海プレートが南海トラフからユーラシアプレートに対してほぼ北西方向に沈み込むことにより蓄積されるひずみが急激に開放されることにより発生する．震源域の断層面は気象庁による微小地震分布等から推定されるプレート境界面に位置するとした．

中央防災会議による東海地震に関する検討で、温度が 100℃～150℃ となる 10km より深い領域でプレート境界が固着しているとする研究を参照して，震源域の浅部境界は 10km としている．また，温度が

350℃～450℃ となる深さ 30km より浅い領域でプレート境界は固着しているとの研究から，震源域の深部境界は 30km としている．地震調査研究推進本部による東南海・南海地震に関する検討でも，同様の考え方にしたがって深さ範囲が 10km～30km と設定されている．本調査会でもこれを採用した．

東南海・南海地震の東側境界は，昭和東南海地震による静岡県内および遠州灘沿岸地域の震度分布の再現性の検討から，「東海地震に関する専門調査会」による東海地震震源域の西側境界よりやや東方に張り出した位置となっている．

南海地震の西側境界は，九州沿岸地域の震度分布の検討から，地震調査研究推進本部による南海地震の西側境界よりやや西方に張り出した位置となっている．

(b)断層のセグメント分け

スラブの形状や地質構造の観点から見ると，東南海・南海地震の震源域は単一の領域ではなく，いくつかの領域（セグメント）に分割される．断層面のセグメント分割は，ミクロ的に見た震源パラメタの節で後述するアスペリティの配置に関連する．分割する境界は，過去の被害実態と比較する試算により適切なものを選択した．

東南海地震震源域内には2つのセグメント境界を設定した．1つは三重県志摩半島付近に位置する遠州海盆西端の領域で，これは杉山(1990)[1)]による地質構造単元の境界と一致する．もう1つは，三重県尾鷲湾付近の境界で，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である．これは菊地・山中(2003)[2)]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．

東南海地震と南海地震の震源域を区切る境界は，安政東海地震と安政南海地震の震度分布の相違の再現性から，紀伊半島先端の和歌山県と三重県の県境付近となっている．

南海地震の震源域内には3つのセグメント境界を設定した．和歌山県紀伊半島と高知県室戸岬の中間地点の境界は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．高知県室戸岬付近に位置する室戸舟状海盆と土佐海盆との境界は海底地形の急変する領域となっており，杉山(1990)による地質構造単元の境界と一致する．高知県興津崎付近の境界は土佐海盆の西縁にあたり，重力ブーゲー異常のHigh領域の西縁に相当し，海底背斜構造の分布領域の東縁となっている．これも杉山(1990)による地質構造単元の境界と一致する．この境界より西側の想定震源域は1854年安政南海地震のうち1946年昭和南海地震で震源域とならなかった領域とほぼ一致する．

(c)地震規模

強震動予測の際の重要なパラメータの１つは地震規模である．地震規模の設定方法はいくつか考えられるが，ここでは震源パラメータの相似則に基づいて断層面積 S と平均応力降下量Δσから，次式により地震モーメント Mo を設定した．

$$Mo=0.41\Delta\sigma S^{3/2} \qquad (1)$$

応力降下量は海域の地震で得られる平均的な値 3MPa とした．設定された地震モーメント Mo は 1.1×10^{22}Nm である．モーメントマグニチュード Mw は

$$\log Mo=1.5Mw+9.1 \qquad (2)$$

により 8.6 となる．

(d)平均変位量

断層での平均変位量 D は，地震モーメントの定義式より，震源での媒質の剛性率μ，断層面積 S，地震モーメント Mo から計算される．

$$Mo=\mu DS \qquad (3)$$

震源断層は深さ 10km～30km の範囲にあり，この範囲の媒質の密度ρの平均値は 2.8g/cm^3，S 波速度 V_S の平均値は 3.82km/s，剛性率$\mu=\rho V_S^2$ の平均値はおよそ 4.1×10^{10}Pa である．これより平均変位量 D はおよそ 5m である．

(3) ミクロ的に見た震源パラメタ

(a)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震源域を，気象庁によるプレート形状を参照して0.1度間隔に配置した小断層で近似した．

(b)走行、傾斜及びすべり角

要素断層の走向および傾斜はプレート形状により与え，すべり角は各セグメント毎に西村他(1999)[3)]，Sagiya(1999)[4)]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た．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した。

(c)アスペリティの面積

アスペリティ面積は，概ね，各セグメントの面積の20%あるいは30%とした．

(d)アスペリティのおき方

アスペリティ面積がセグメント全体の面積の20%の場合はセグメント内に１つのアスペリティをおき，30%の場合には２つのアスペリティをおいた．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)[5]となるように分割した．アスペリティは，プレート間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置くことを基本とし，過去の被害実体と比較検討して調整した．

(e)アスペリティ全体の地震モーメント（Moa）

アスペリティは断層の他の場所に比べてプレート間のカップリングが強いところで変位量が大きい．アスペリティの変位量はSomerville et al.(1999)による相似則から断層全体での平均変位量の2倍として与え(3)式から求めた．

(f)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(Δσai)

各アスペリティの地震モーメントは，全体的に見て断層の応力降下量が一定であるとして，アスペリティ全体の地震モーメントを面積の2/3乗の重みで分配した．

$$Moai=Moa\times Sai^{3/2}/\Sigma Sai^{3/2} \quad (4)$$

各アスペリティの変位量及び応力降下量は，それぞれ式（3），(1)により求められる．

(g)アスペリティ以外の領域(背景領域)の地震モーメント(Mob)及び変位量(Db)，応力降下量（Δσb）

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（Moa）を引いた値が背景領域の地震モーメント（Mob）となる．地震モーメントと背景領域の総面積（Sb）から，式(1)を用いて背景領域の変位量が求められる．背景領域の応力降下量は式(1)から求められる．

(h)Fmax

Fmaxは兵庫県南部地震から推定された値，6Hzとした．

(i)破壊開始点および破壊伝播速度

破壊開始は，過去の東南海地震及び南海地震の解析，並びに宝永地震タイプの震度分布と比較した経験的手法の結果を参考にし，紀伊半島の南とした．破壊伝播速度はＳ波速度の 0.72 倍とした．

設定した震源モデルを図３－１に示す．

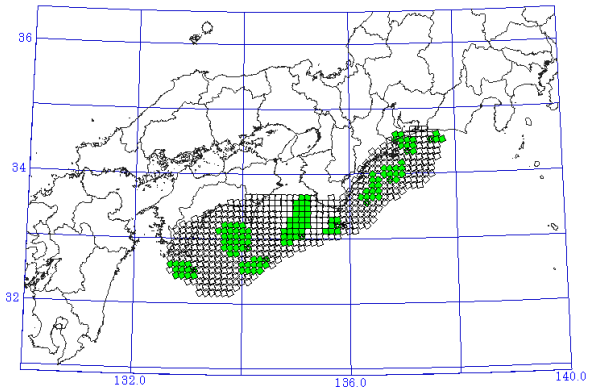

図3－1．東南海・南海地震の震源モデル．
矩形は要素断層で緑色はアスペリティ．

４．地盤モデル

東南海・南海地震は断層の総延長が500kmに及ぶ巨大地震であり，その影響を受ける領域は広範囲に及ぶ．強震動評価のための地盤構造は，東西10度，南北6度の範囲で，短周期強震動に対して大きな影響をもっている地震基盤より浅部について，3次メッシュ（およそ1km×1km）でモデル化を行った．

地盤構造は，屈折法探査，微動アレイ探査，反射法探査等の物理探査の結果，ボーリング調査結果，および地質学的知見に基づき，地震基盤～工学的基盤の地盤構造については3次元構造，工学的基盤より浅部についてはメッシュごとにモデル化した．

(1)地震基盤

主に屈折法探査および微動アレイ探査の結果から，対象領域で広く分布するP波速度5,500m/s，S波速度3,000m/sの層を地震基盤とし，物理探査結果および深層ボーリング調査結果、さらに地質構造を考慮して得られる深さを面的に内挿することにより地震基盤上面の分布を求めた（図4－1，図4－2）．

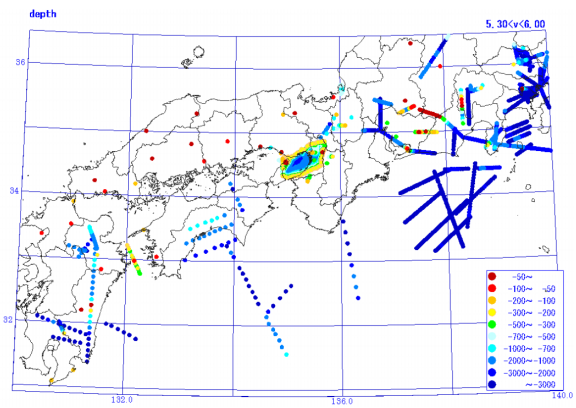

図4－1．地震基盤モデル化に用いたデータ分布．

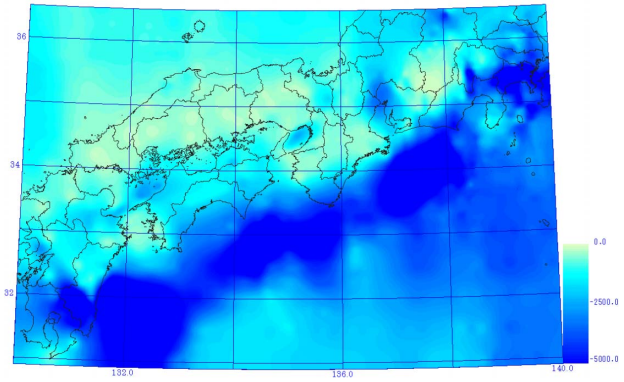

図4－2．地震基盤上面の深さ分布．

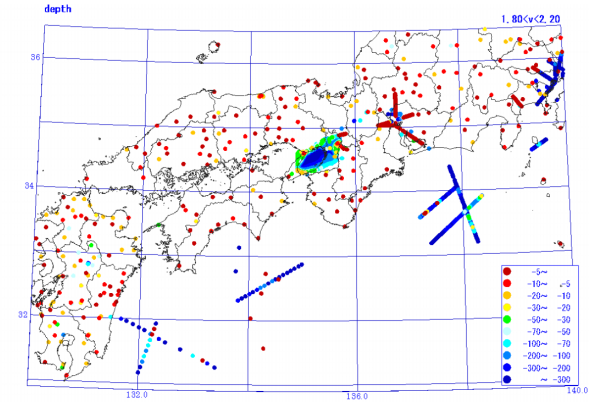

図4－3．工学的基盤モデル化に用いたデータ分布．

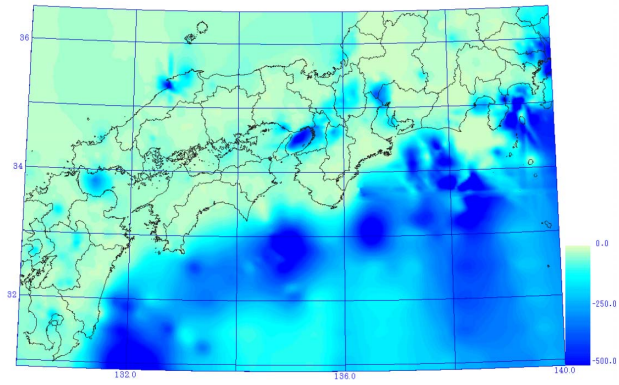

図4－4．工学的基盤上面の深さ分布．

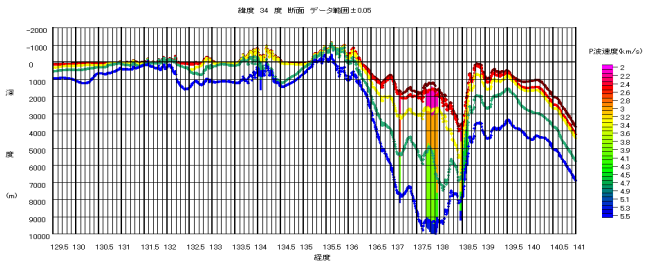

図4－5．地震基盤～工学的基盤の3次元モデル．
北緯34度での断面．使用したデータと
比較し示した．

(2) 工学的基盤

工学的基盤についても地震基盤と同様に，物理探査結果およびビーリング調査結果に基づき，対象領域で広く分布するP波速度2,100m/s，S波速度700m/sの層を工学的基盤とし上面の深さ分布を求めた（図4－3，図4－4）．

(3) 地震基盤～工学的基盤

地震基盤と工学的基盤に挟まれた領域は，対象地域に広く分布するP波速度4,700m/s，S波速度2,400m/sをもつ層と，P波速度3,100m/s，S波速度1,400m/sをもつ層でモデル化し，それぞれの層の上面深度は，物理探査結果，ボーリング調査結果，地質構造により推定される深さを内挿することにより求めた．地震基盤から工学的基盤までの地盤モデルの断面の1例を図4－5に示す．

(4) 工学的基盤より浅部の地盤モデル

工学的基盤から地表までの表層の構造は 3 次メッシュごとに設定した．表層構造のモデル化は主に掘進長 30m 以上のボーリング孔を利用した PS 検層結果に拠った．PS 検層結果の得られていないメッシュについては，PS 検層結果から得られた標準貫入試験の N 値と S 波速度との関係を用いて N 値から推定された S 波速度を用いた（図 4－6）．

PS 検層結果あるいは N 値データが複数得られているメッシュについては，その中から TG 値により最も軟弱と判定されるデータをそのメッシュのモデルとした．PS 検層あるいは N 値データの得られていないメッシュについては，同等な地盤と判断される近接するメッシュの構造を採用した，同等な地盤と判断される近接するメッシュが存在しない場合は，国土数値情報の同一微地形区分で最も近接したメッシュのモデルを用いた．

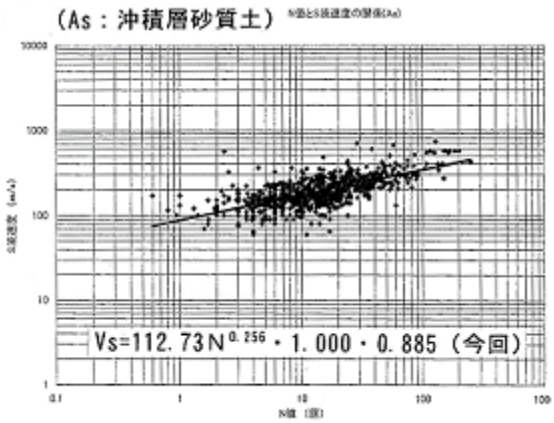

図 4－6．N 値と S 波速度との関係．

国土数値情報による微地形区分は，最新の地質図を参照して見直しを行い，見直された微地形区分ごとに表層 30m での平均 S 波速度(AVS30)と標高あるいは河川からの距離との関係を求めた．

ボーリングデータの得られていないメッシュについては，そのメッシュでの表層地盤モデルは推定値であることから，そのメッシュでの AVS30 は微地形区分ごとに標高あるいは河川からの距離により推定される AVS30（図 4－7）と一致するように調整し推定の偏差のないようにした．

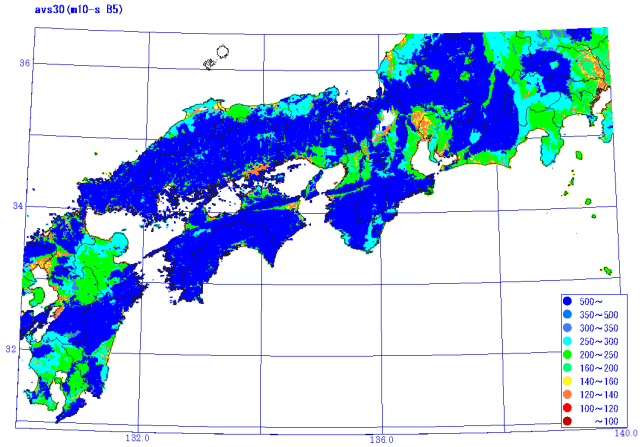

図4－7．微地形区分から推定される表層平均S波速度．

(5)P 波速度と S 波速度との関係

PS 検層結果を用いて P 波速度と S 波速度との関係を整理し，P 波速度と S 波速度との比を P 波速度の関数として近似し，この関係式を用いて P 波速度から S 波速度，あるいは S 波速度から P 波速度を推定した（図 4－8）．

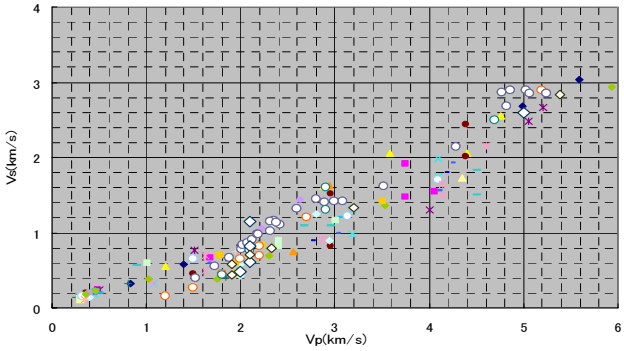

図4－8．P波速度とS波速度との関係．

(6)密度

ボーリング孔での検層結果から P 波速度と密度との関係を求め，この関係から密度構造をモデル化した（図 4－9）．

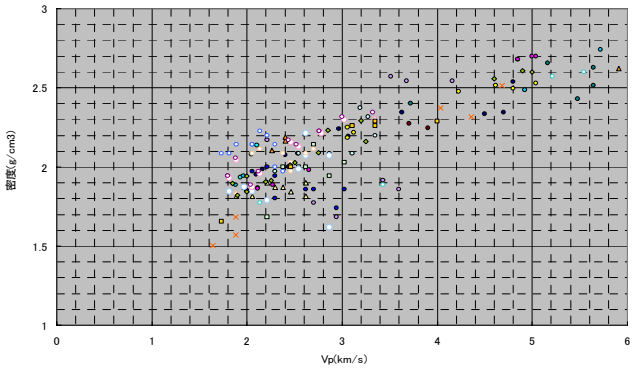

図4－9．P波速度と密度との関係．

(7)表層地盤の動的特性

強震動に対しては表層地盤の応答は非線形性を示す．非線形特性はひずみの大きさに応じた剛性率の低下と減衰定数の増加で特徴付けられる．これらの特性は土質区分ごとの室内試験結果を整理したものを採用した．

(8)Q 構造

震源から地震基盤までの伝播経路での見かけの Q 値を K-net 観測記録の解析により求めた（図 4－10）．得られた Q 値は周波数依存性を示し，$Q(f)=100f^{0.7}$ で近似された．ここで求められた Q 値は既往の解析結果とよく一致している．

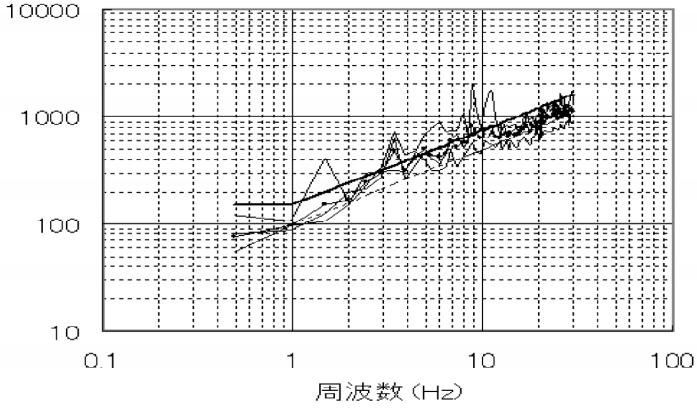

図4－10．波形解析から得られた伝播経路でのQ値．

(9)地盤モデルの検証

人工地震探査，微動アレイ探査等の物理探査
ーリングデータ，地質構造に基づいてモデル化
た地盤構造は重力ブーゲー異常分布との比較に
その信頼度を検討した．モデル化された地盤構
強震動予測に用いる際の妥当性は，K-net 観測
の解析により得られた S 波に対するサイト特性
盤モデルにより計算される地盤応答との比較に
検証された（図 4-11）．

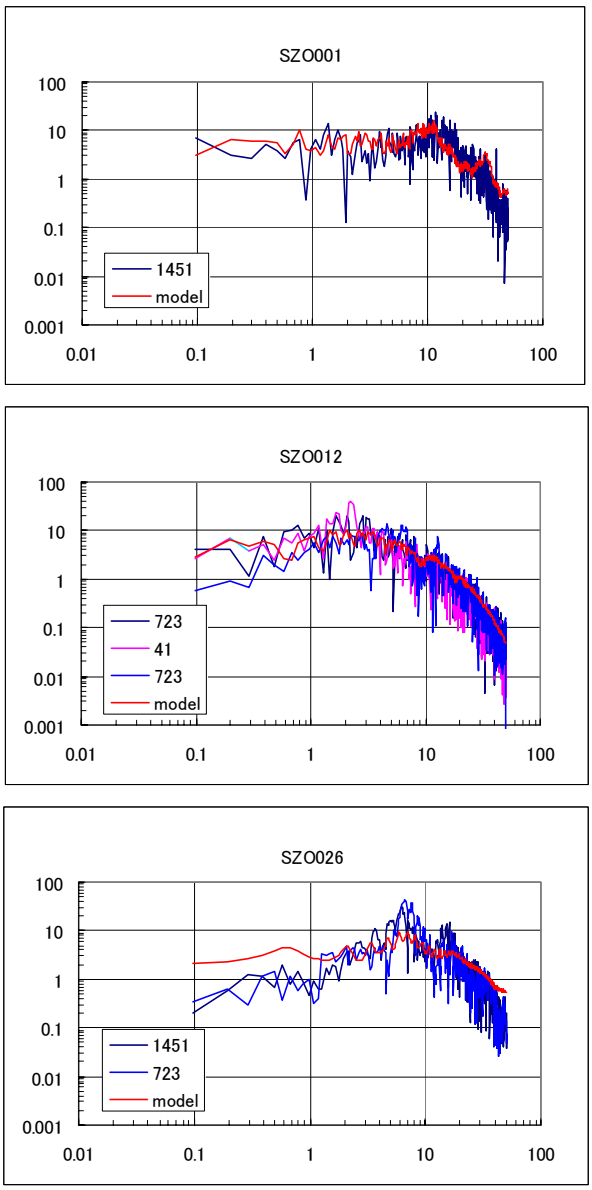

図4－11．観測波形による地盤モデルの検証．

5．強震動分布

(1) 震源での波形

震源各要素断層での波形は，経験的グリーン関数を模して，乱数時系列のスペクトルに，要素断層に対する地震モーメントとコーナー周波数をもつ Brune(1970)[6]モデル振幅スペクトルと放射係数を乗じ，それを時間領域に逆変換した波形に包絡線を乗じ，その波形を入倉[7]の方法に従って補正した．

(2) 地震基盤での波形

地震基盤への入射角は各要素断層ごとに速度構造モデルに従い計算される値とした．非弾性減衰は K-net 観測記録の解析から得られた Q 値を用いて計算した．幾何減衰は，通常は遠方近似が用いられ震源

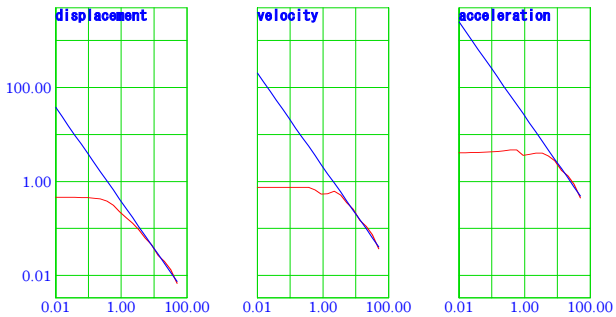

図 5－1．解析解から推定された幾何減衰

距離 R の逆数 1/R とされるが，震源との距離が近い観測点においては波動の振幅は適切に評価されないことから，震源近傍での波動振幅に関する解析的解を近似する幾何減衰曲線として 1/(R+C)を幾何減衰項として用いた．C は要素断層の等価半径とした．ここで採用した幾何減衰は最大振幅の距離減衰経験式と同様の関数形であり，断層近傍の振幅は遠方近似によるより正当に評価できる（図 5－1）．

(3) 工学的基盤での波形

地震基盤から工学的基盤への波動伝播は，要素断層ごとに 1 次元線形重複反射により評価した．各要素断層からの波形は工学的基盤で合成され，東西，南北，上下の 3 成分に分解した．

(4) 地表での波形

表層地盤の浅い部分では非線形性が見られることから，工学的基盤で合成された波形について非線形計算により地表での波形を評価した．工学的地盤から浅部への波の入射角は鉛直とした．構造の詳細が得られていない場合には，非線形計算において過度な減衰を示す場合もあり，広域での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．

(5) 乱数の影響の除去

統計的グリーン関数法では要素断層の波形は正規乱数時系列により生成している．統計的性質は平均値としては保証され強震動分布の平均的特徴は乱数に依存しないものと考えられが，特定の乱数時系列により生成される波形はその特質が反映されるから，異なる乱数では個々のメッシュでの予測結果は異なることが考えられる．乱数時系列の影響が直接的に反映される予測値は好ましいものではないため，21 種類の異なる乱数時系列で予測を行いその平均値を予測値とした．

(6) 予測結果

地表での波形計算結果の例を図 5−2，図 5−3 に，距離減衰を図 5−4 に，震度分布を図 5−5 に示す．

距離減衰は最大加速度は福島･田中(1990)[8]，最大速度は司･翠川(1999)[9]，震度は司・翠川を童・山崎(2000)[10]により換算した経験式と比較した．加速度，速度，震度とも経験的な距離減衰とほぼ一致し，強震動波形計算の方法及び断層パラメータは全体的にはほぼ妥当なものと思われる．

震度分布は，全体的には比較検討の基とする震度分布と概ね良い一致を示す．しかし，これまでの強震動計算結果と同様，諏訪盆地等の特殊な地形での震度が過去の地震による被害の実態と比べると小さい．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おり，他の地域では地震の揺れを感じていない遠方で起きた地震でも諏訪だけ地震の揺れを感じる場合がある．このような地域では，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．

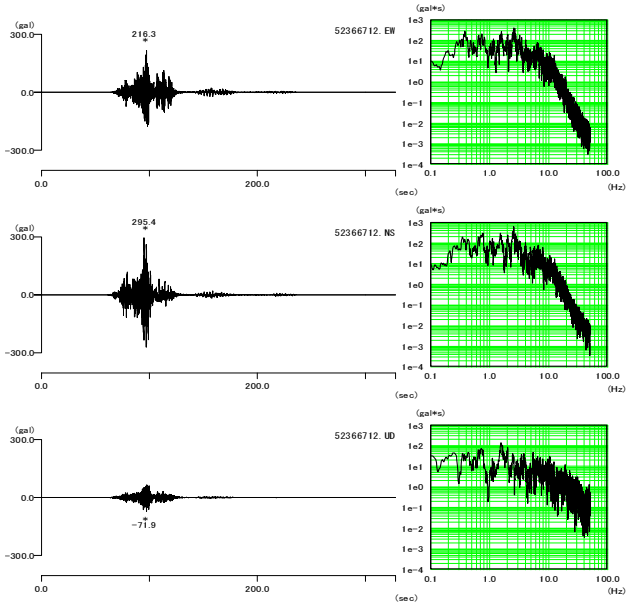

図 5−2．地表での波形計算結果（濃尾平野の例）．
上から東西，南北，上下動成分．

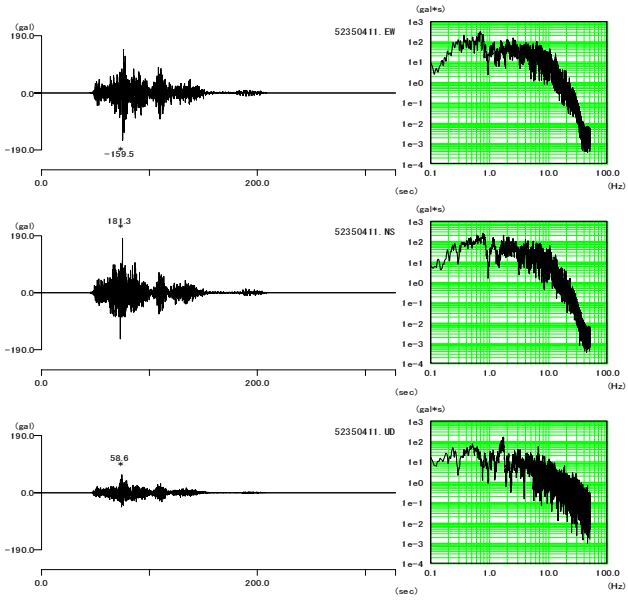

図 5−3．地表での波形計算結果（大阪平野の例）．
上から東西，南北，上下動成分．

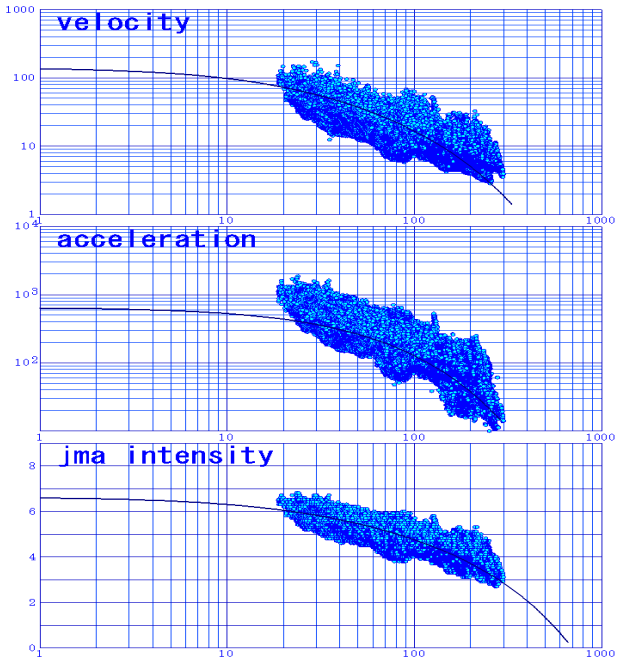

図 5−4．予測結果の距離減衰．

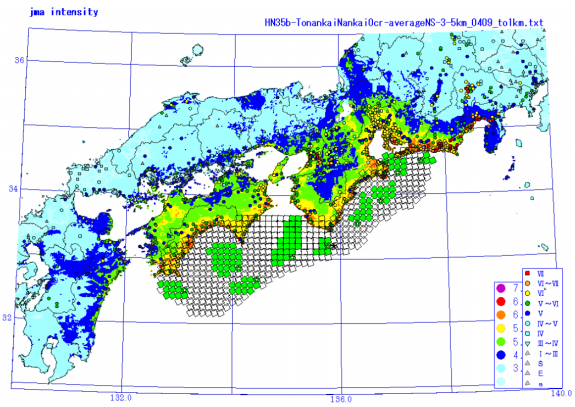

図 5−5．東南海・南海地震による震度分布．
歴史地震の震度分布と比較して示した．

６．津波に関する歴史資料

強震動と同様に，宝永地震，安政東海地震，安政南海地震，昭和東南海地震，昭和南海地震の過去の５地震の津波の高さから，比較検討の基となる津波の高さ分布を作成した．これらの地震の津波の高さは各地震の発生当時の潮位を補正し，ＴＰ海水面からの津波の高さ分布を求めたうえで比較した．これらの地震の波源域や規模はそれぞれ異なるが次のような特徴が見られる．

・宝永地震と安政東海地震

紀伊半島の勝浦より以東の津波の高さは概ね同程度である．

・宝永地震と安政南海地震

土佐湾の須崎付近から紀伊半島の袋付近までの津波の高さは概ね同程度である．

・昭和東南海地震

昭和東南海地震の津波は，宝永地震及び安政東海地震のものに比べ，熊野灘の一部を除き小さな津波である．

・昭和南海地震

昭和南海地震は，宝永地震及び安政南海地震のものに比べ，紀伊半島の一部の地域を除き小さな津波である．

これらの特徴から，宝永地震，安政東海地震及び安政南海地震の津波の高さを重ね合わせて比較検討の基とする津波の高さ分布を作成した（図 6－1）．このように作成した津波の高さ分布は，既往最大の津波の高さの資料であるが，宝永，安政東海及び安政南海地震の津波の高さの類似性の特徴を利用し，宝永地震の津波の高さ分布を再現したものであるともいえる．津波計算の結果との比較検討は，この津波の高さ分布を用いて行うこととする．

地殻変動については，沿岸の潮位変動に関する史料から河角(1956)[11]により求められた宝永地震の上下地殻変動量データを使用した．四国西岸では既往の地震で顕著な変動が記録されていないことから，四国西岸での上下地殻変動量をゼロとする拘束をデータとして追加した．

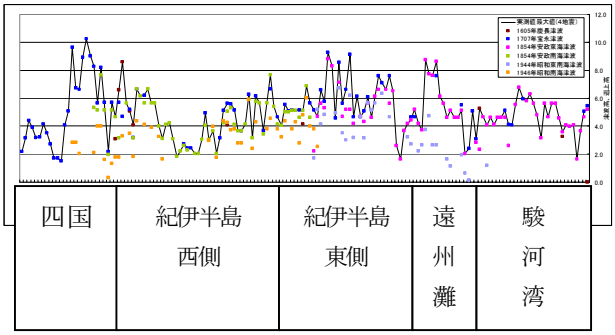

図 6－1．比較検討の基とする津波高さ分布．

７．津波予測

(1) 津波予測の方針

津波予測には地震による地殻変動量の適切な評価，伝播経路である海底地形のモデル化が重要である．また，陸域への遡上に関しては，陸地の地形と摩擦係数，海岸や河川の堤防が重要な支配要因である．

東南海・南海地震による津波高さおよび遡上高の予測にあたって，強震動予測と同様の考え方で，最新の地球物理学的知見に基づいて，津波波現の特性，伝播経路の地形の特性，陸域での地表との摩擦等を反映したものとするため，これらの特徴を科学的に整理し，歴史資料との比較により，差分法を用いた津波シミュレーションを行った．計算は，深い海域においては線形長波理論により，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った．初期水位は，震源域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，海面初期変位は，上で求めた海底地殻変動と等しいとして全地点で時間差なしに与えられるとした．計算は平均潮位と満潮位で行った．沖合は自由透過，陸上は小谷ほか(1998)[12]の遡上境界とした．

(2) 波源モデル

(a) 波源の位置と拡がり

波源域は強震動震源域と概ね一致していると考えられる．しかし，強震動は断層が急激に滑ることにより発生するが，津波はそのような急激な断層の変位のみでなく，それよりもやや緩やかな断層変位に伴う海底の地殻変動によっても発生するため，過去の事例によっても，震源域よりも波源域の方が広いことがある．

強震動の検討においては震源域の西端をやや拡げて評価したが，九州地方に大きな津波が襲ったことを考えると，波源域はそれよりさらに西側に拡がっていた可能性があり，津波の検討においては，波源域として震源域よりもさらに西側に断層を加え評価した．

(b) 波源のセグメント分け

強震動はアスペリティのもつ局所的効果が支配的であるのに対し，津波の高さは断層の局所的変位よりはマクロ的変位に支配される．実際，中央防災会

議「東海地震に関する専門調査会」の検討において，断層変位量を深さの関数とするモデルと断層全体で一様とするモデルで，津波の高さにはほとんど差は見られなかった．

しかしながら，東南海・南海地震の波源域はトラフ方向に長大であり，領域全てが一様変位とすることは不適切である．このため，震源域のセグメント分けの境界を踏まえて，波源域についても概ね50km 程度でセグメント化し，それぞれのセグメントの断層変位量を過去の津波の高さに適合するように設定した．断層変位量の深さ分布に関しては，深さに対して一様なモデルと，各セグメントを深さ方向に３分割したブロックモデルについて検討した．

(c) 断層変位

東西方向に 21 分割，深さ方向に３分割された宝永地震タイプの波源域について，各セグメントの変位量を，比較検討の基とする歴史資料の津波高さとともに垂直地殻変動量をターゲットデータとして非線形最小二乗法により 0.5m単位で推定し，そのうち東南海・南海地震領域を東南海・南海地震の波源モデルとした(図 7－1)．

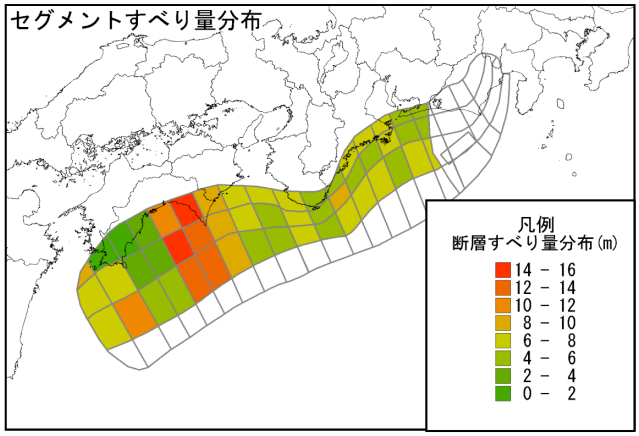

図 7－1．非線形インバージョンにより推定された各セグメントの断層変位量分布．

なお，断層の破壊速度を踏まえ，順次各セグメントが破壊していく場合の津波の高さと，各セグメントが同時に破壊するとした場合の津波の高さを比較した結果，破壊が進行する波源域の先端付近で順次破壊するとした場合の津波の方が大きいことが分かったが，その差は高々１割程度であった．このことから，今回の検討にあたっては，各セグメントは同時に破壊するとした．

８．地形モデル等

(1) 地形モデル

以下に示すデータから三角形不規則網を作成し，線形補間によりメッシュ中心の標高と水深を与えた．

・ETOPO2(2 分メッシュ全地球地形データ)，米国地球物理データセンター
・日本近海 1000m メッシュ海底地形デジタルデータ，(財)日本水路協会，２範囲(南西日本・南西諸島)
・沿岸の海の基本図デジタル，(財)日本水路協会，97 範囲
・沿岸の海の基本図，(財)日本水路協会，15 範囲
・沿岸海域土地条件図，地理院，４範囲
・海図，海上保安庁，204 範囲
・電子海図，海上保安庁，E3011～E3018・E3021
・湖沼図，地理院，浜名湖
・数値地図 25000(行政界・海岸線)，地理院
・数値地図 50m メッシュ(標高)，地理院、
・数値地図 250m メッシュ(標高)，地理院
・河川横断測量結果，国交省，一級河川(52 河川)

(2) 粗度係数

津波伝播の際の摩擦効果は，表面の粗さの程度をあらわすマニングの粗度係数により評価した．粗度係数の値としてはいくつかの研究例があるが，本検討では，小谷（1998）を参考に，土地利用条件に従って粗度係数を設定した．

(3) 堤防

堤防の位置は国土交通省河川局海岸室所有の図面により堤防の高さは各都府県提供の『海岸保全施設一覧表』より与えた．

９．津波分布

東南海・南海地震による満潮位時の海岸の津波高さの分布図を図 9－1 に，津波の到達時間を図 9－2 に示す．計算された津波の高さと過去の津波の高さを比較すると，遠州灘の国府付近以西は宝永地震タイプの津波の高さとほぼ一致しており，比較するデータは少ないものの，それより以東の白須賀，舞阪付近では昭和東南海地震の津波の高さと概ね一致しており，東南海・南海地震の津波の高さとしては妥当なものであると評価できる．

地震による地殻変動で沈降が予想される場所では，その分だけ時間とともに海水面が高くなる．逆に，

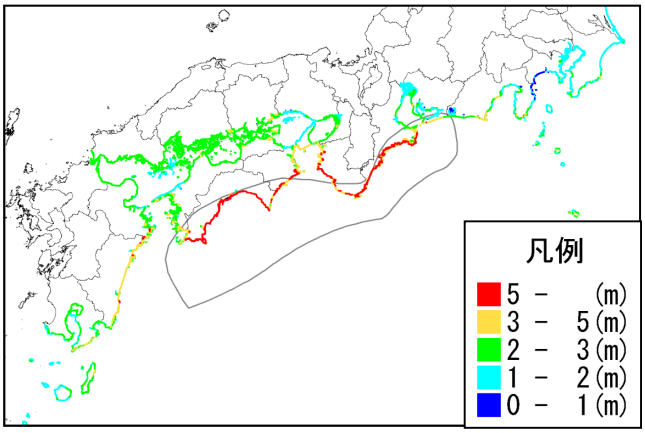

図 9－1. 東南海・南海地震による津波の高さ
太平洋沿岸の広い地域で大きな津波となる.

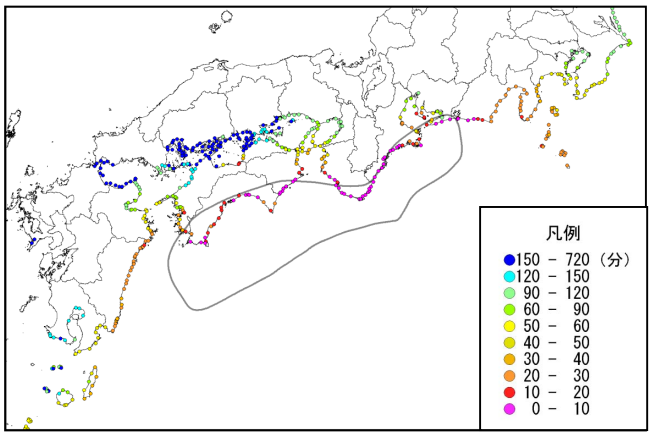

図9－2. 東南海・南海地震による津波の到達時間
太平洋沿岸では地震後直ちに津波が到来する.

隆起した場所では海水面は低くなり，その分だけ津波高さが低くなることになるが，必ずしも実際の地震時にはその場所が予想量隆起するとは限らないことに留意する必要がある.

参考文献

1) 杉山雄一 (1990)：駿河湾～遠州灘地域のサイスモテクトニクス，地震Ⅱ，Vol.43，pp439-442.

2) Kikuchi,.M, Nakamura, M. and Yoshikawa, K.: Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, Vol.55, pp159-172, 2003.

3) 西村 崇他 ：南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について，地震Ⅱ，Vol.51，pp443-456，1999.

4) Sagiya, T. : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.26, pp2315-2318, 1999.

5) Somerville, P. et al.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol.70, pp59-80, 1999.

6) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, pp4997-5009, 1970.

7) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156, 1986.

8) 福島 美光，田中 貞二：新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂, 地震学会秋季大会予稿集, p116, 1992.

9) 司 宏俊，翠川 三郎：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，Vol.523, pp53-70, 1999.

10) 童 華南，山崎 文雄：地震動強さ指標と新しい気象庁震度との対応関係，生産研究，Vol.48, pp31-34, 1996.

11) 河角 広 ： 四国地方地盤変動調査最終報告書，四国地方総合開発審議会， 9.

12) 小谷ほか ： GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法，海岸工学論文集，45，356-360，1998.

(2003. 10. 17 受付)

ESTIMATION OF STRONG GROUND MOTION AND TUNAMI BY TONANNKAI-NANNKAI EARTHQUAKE

Takashi YOKOTA, Japan Meteorological Agency

Along the Suruga trough and Nankai trough, where large inter-plate earthquakes have occurred every 100 to 150 years, it is thought that the next large event may occur in the first half of this century. The Central Disaster Management Council, with the Specialist Investigation Committee on Tonankai-Nankai Earthquakes, undertook investigation on the nature of strong ground motion and tsunami based on recent scientific achievements and accumulated observation data. The estimated damages due to the event of fault length of 500km are huge in very wide areas. The Council is to designate the areas for earthquake disaster prevention countermeasures according to the results of investigation.