

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価

（説明）

1. 強震動評価の概要	1
1.1 評価全体の流れ	1
1.2 評価地点	1
1.3 評価項目	2
2. 震源特性（特性化震源モデル）の設定	2
2.1 巨視的震源特性	2
2.2 微視的震源特性	3
2.3 その他の震源特性	4
2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル	5
3. 地下構造モデルの設定	5
3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」	5
3.2 「深い地盤構造」の設定	5
3.3 「浅い地盤構造」の設定	6
4. 強震動計算方法	7
4.1 「詳細法」の計算手法	7
4.2 「簡便法」の計算手法	8
4.3 それぞれの手法の特徴	8
5. 強震動予測結果とその検証	9
5.1 「詳細法」による強震動予測結果	9
5.2 「簡便法」による強震動予測結果	11
5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証	11
6. 問題点と今後の課題	12
6.1 問題点	12
6.2 今後の課題	12
参考文献（アルファベット順）	14

1. 強震動評価の概要

1.1 評価全体の流れ

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価全体の流れを以下に示す。図8にはその作業内容をフローチャートにして示した。

- ① 地震調査委員会による「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について」（地震調査委員会，2003a；以下「長期評価」という）¹で示された中央構造線断層帯のうち、金剛山地東縁－和泉山脈南縁区間について、金剛山地東縁の断層と和泉山脈南縁の断層が同時に活動する1つの地震の震源断層モデルを想定した（図1参照）。
- ② ①の巨視的震源特性と過去の活動履歴や平均的なずれの量の分布などから微視的震源特性を評価して特性化震源モデル²を設定した（図9参照）。断層幅に対して断層の長さが3倍以上と長く断層面積が大きいことから、大小2つのアスペリティを設定した。そのうち長期評価で明らかに変位が確認されている根来（ねごろ）断層付近に大きなアスペリティを設定し、このアスペリティと断層東端との中間付近に小さいアスペリティを設定した。また、破壊開始点に関する情報が十分に得られなかったため、それぞれのアスペリティの端部を破壊開始点とする2通りのケースを想定した。
- ③ 大阪湾から大阪平野、和歌山平野、奈良盆地を含む「深い地盤構造」（3章参照）の三次元地下構造モデルを既存の物理探査結果、ボーリング調査結果等より作成した。工学的基盤³より上の「浅い地盤構造」（3章参照）の地下構造モデルは、国土数値情報の地形分類データ（国土地理院，1987）を基に最大速度の増幅率の分布として反映させた。
- ④ ②で作成された特性化震源モデルと③で作成された三次元地下構造モデルを基に震源断層周辺の領域において、約1km四方のメッシュごとに「詳細法」（ハイブリッド合成法：4章参照）を用いて強震動評価を行った。
- ⑤ 平均的な地震動分布を評価するため、「簡便法」（4章参照）を用いた強震動評価も行った。

次章以降、上記の評価作業内容について説明するが、強震動評価の構成要素である「震源特性の設定」、「地下構造モデルの設定」、「強震動計算方法」、「予測結果の検証」の考え方については、付録の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（以下、「レシピ」という）に基づいたものであり、その内容と重複する事項についてはここでは簡単に記述した。

1.2 評価地点

本評価における評価地点は、次に示す強震動評価範囲の中にある約1km四方のメッシュの中心とした（図9参照）。「詳細法」及び「簡便法」における評価範囲は各々以下のとおりである。

「詳細法」による評価範囲

次の4地点を四隅とする矩形範囲

北西端 北緯 34° 54' ， 東経 134° 42'

¹ 地震調査委員会(2003a)：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の評価（平成15年2月12日公表）

² 強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデルを「特性化震源モデル」という。特性化震源モデルは、活断層においては震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性及び、破壊過程を示すその他の震源特性を考慮した震源断層モデルである。「特性化」はSomerville *et al.* (1999)のcharacterizationの訳語に由来する。

³ 建築や土木等の工学分野で構造物を設計するとき、地震動設定の基礎とする良好な地盤のことで、そのS波速度は、構造物等の種類や地盤の構造などの状況によって異なるが、多くの場合、300m/s～700m/s程度である。今回の評価範囲では $V_s=350\text{m/s}$ 層の上面に相当する。

南西端 北緯 34° 0' , 東経 134° 42'
南東端 北緯 34° 0' , 東経 135° 57'
北東端 北緯 34° 54' , 東経 135° 57'
東西幅 115km
南北幅 100km

「簡便法」による評価範囲

北緯 33° 30' ~ 35° 30'
東経 134° 0' ~ 136° 30'

1.3 評価項目

本評価における強震動の評価項目は、「詳細法」、「簡便法」それぞれ以下のとおりである。

「詳細法」

- ・「詳細法工学的基盤」（3章参照）上面の時刻歴波形（計算有効周期範囲：0.1～10秒）（2ケース）
- ・「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布（2ケース）
- ・地表の最大速度分布（2ケース）
- ・震度分布（2ケース）

「簡便法」

- ・震度分布

本評価では、「詳細法工学的基盤」上面において計算された波形のうち、**図9**にその位置を示す奈良市役所（奈良県）、橿原市役所（奈良県）、大阪市此花（このはな）KiK-net観測点（大阪府）、堺市役所（大阪府）、関西国際空港（大阪府）、和泉市役所（大阪府）、泉南市役所（大阪府）、和歌山市役所（和歌山県）、神戸市役所（兵庫県）、洲本市役所（兵庫県）の含まれる計算領域（約1km四方のメッシュ）の10評価地点について時刻歴波形及び減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを例として示した。

2. 震源特性（特性化震源モデル）の設定

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）は、近畿地方の金剛山地の北端から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯である。「長期評価」によれば、過去の活動時期の違いから、この断層帯は5つの区間に分けられている。今回の強震動評価では、このうち最も東側の区間となる金剛山地東縁から和泉山脈南縁にかけての区間を対象にした（**図1**参照）。

この区間は、過去の断層活動から、2005年1月1日を起点とする今後30年以内の地震発生確率が、ほぼ0～5%で、その最大値をとると、我が国の主な活断層の中では、地震が発生する可能性が高いグループに属する。本評価では、右横ずれの和泉山脈南縁の断層とこれと走向が直交する金剛山地東縁の逆断層が一体として活動するとし、その破壊開始点の位置を変えた2つのケースの特性化震源モデルを想定した。**表1**に両ケースの震源断層パラメータを示す。また、**図10**に活断層で発生する地震の震源特性設定の流れを示す。

2.1 巨視的震源特性

(1) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置は、「長期評価」による活断層位置図を参照し、活断層分布に沿うように位置（長さ）と走向を設定した（**図1**参照）。具体的には、金剛山地東縁の断層から和泉山脈南縁の断層につながる部分で地表トレースが直角に屈曲した形状としてモデル化し、金剛山地東縁の断

層を12km、和泉山脈南縁の断層を60kmとした。なお、震源断層モデルは2km四方のメッシュで構成し、走向は、五條市付近の屈曲点の北側（金剛山地東縁）でN16° W、西側（和泉山脈南縁）でN74° Eとした。

(2) 地震発生層の深さ

地下構造モデルの堆積層厚を参考にして地震発生層の上限深さを4km、気象庁の地震カタログによる微小地震の深さ分布（図 1 1 参照）を参照して下限深さを15kmとした。

(3) 震源断層モデルの傾斜 δ

金剛山地東縁の金剛断層で実施された反射法探査結果（佐竹ほか, 1999）では15~45° の西傾斜、和泉山脈南縁の根来断層西部で実施された反射法探査（笠原ほか, 1998）では45° 北傾斜となっている。ここでは両者の断層の地表トレースのなす角が直角になるように接合させ、金剛山地東縁の震源断層モデルの北下端と和泉山脈南縁の震源断層モデルの東下端で一致する震源断層モデル（図 2 - 1 参照）を設定した。このとき、断層の傾斜は両断層とも43° となり、震源断層モデル面の交差角は132° となる。

(4) 震源断層モデルの面積 S

上記の地震発生層の上限・下限の深さ及び傾斜角から断層の幅を算定し[「レシピ」(1)式参照]、長さに乗じて面積を求め、屈曲した2面により深さ方向で欠損する部分を除いて966km²となる。

(5) 地震モーメント M_0

内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係に基づいて地震モーメントの値を求めた[「レシピ」(3)式参照]。図 1 2 - 1 に地震モーメントと断層面積の関係について過去の地震の解析結果をまとめたもの（壇ほか, 2001）に、今回の設定値をプロットして示した。

(6) 震源断層モデルの平均すべり量 D

震源断層モデル全体の平均すべり量 D は、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層モデルの面積 S を用いて約1.7mと算定した[「レシピ」(5)式参照]。

2.2 微視的震源特性

(1) アスペリティ⁴の個数

アスペリティの個数は、経験上1回の地震（複数のセグメントを持つものを含む）につき平均2.6個との報告があり、1セグメントにつき1~2個とする[「レシピ」1.1(2)微視的震源特性参照]。本評価では、後述する2つのアスペリティを想定した。

(2) アスペリティの総面積 S_a

アスペリティの総面積は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下「短周期レベル」という）と定式化できる対応関係があることから、以下の手順で算定した。

- ① 壇ほか(2001)による「短周期レベル」と地震モーメントとの関係から得られた経験式[「レシピ」(6)式参照]を用いて、地震モーメントから「短周期レベル」を算定した（図 1 2 - 2 参照）。
- ② 上記で算定した「短周期レベル」から、便宜的に等価半径 r の円形のアスペリティが1つあるという考え方を基にして、アスペリティの総面積 S_a を求めた[「レシピ」(7)~(9)式参照]。

⁴ 震源断層面の中で特に強い地震波が発生する領域（すべり量や応力降下量大きい領域）。

③ 大小2つのアスペリティの面積比は、石井ほか(2000)を参考に2:1とした。

以上の手順に従い、アスペリティの総面積を算定した結果、震源断層全体の面積に対するアスペリティの面積の比は約29%となる。なお、これまでの研究成果では、アスペリティの面積が震源断層の面積と比例関係にあることが経験的に知られており、アスペリティの定義が研究ごとに異なるものの、内陸地震によるアスペリティ面積の占める割合は、断層面積の平均22%(Somerville *et al.*, 1999)、15%~27%(宮腰ほか, 2001)、平均37%(石井ほか, 2000)といった結果が得られている。今回設定したモデルはこれらから大きく外れたものとはなっていない。

(3) アスペリティの位置

「長期評価」によると根来断層で平均右横ずれ変位速度が1.8~3.5m/千年と推定されているため、この付近にアスペリティ(第1アスペリティ)を配置した。また、第1アスペリティが震源断層モデルの西に偏ることと震源断層モデルの長さが幅に比べて3倍以上と長いことから第1アスペリティと和泉山脈南縁の断層の東端との中間の五條谷断層付近に一回り小さな2つ目のアスペリティ(第2アスペリティ)を配置した。

(4) アスペリティと背景領域の平均すべり量 $D_a \cdot D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量は、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果(Somerville *et al.*, 1999)を基に震源断層全体の平均すべり量の2倍とし、アスペリティのすべり量及び背景領域のすべり量を算定した[「レシピ」(10)~(14)式参照]。

この結果、アスペリティの平均すべり量は3.4mとなる。なお、「長期評価」によると、その信頼度は低いものの、1回の地震による変位量は金剛山地東縁の金剛断層で1m以上と推定され、一方、和泉山脈南縁の根来断層の1回の地震の変位量は不明とされている。また、断層の長さから試算されるずれの量は、「長期評価」によれば、地表で4~5mと推定されている。

(5) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力 $\Delta\sigma_a \cdot \sigma_a \cdot \sigma_b$

アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力は、アスペリティの面積から1つの円形のアスペリティが存在すると見なして算定し、アスペリティ領域で14.4MPa、背景領域で3.2MPaとなる[「レシピ」(15)~(18)式参照]。

(6) f_{\max}^5

f_{\max} については、これを推定するための情報がないため、地震調査委員会強震動評価部会(2001)の検討より6Hzに設定した[「レシピ」1.1(2)(e)参照]。

(7) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いた[「レシピ」(19)~(22)式参照]。

2.3 その他の震源特性

(1) 破壊開始点の位置

破壊開始点については、その位置を特定するだけの情報がないが、西のアスペリティ(第1アスペリティ)の西下端を破壊開始点とするケース1とそれと対極の位置になる東のアスペリティ(第2アスペリティ)の東下端を破壊開始点とする2つのケースを想定し、破壊開始点の位置の違いによる影響を評価した。

⁵ 震源スペクトル特性のうち加速度スペクトル振幅レベルが高周波側において急減し始める周波数。

(2) 破壊伝播様式

破壊は、経験的に破壊開始点から放射状（概ね同心円状）に進行するものとした。

(3) 破壊伝播速度 V_r

平均破壊伝播速度は、地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)から求めた[「レシピ」(23)式参照]。

2.4 「詳細法」に用いる震源断層モデル

強震動計算に用いる震源断層モデルは、約2km×2kmの要素に断層面を分割した要素断層の集まりとして取り扱った（図2-2参照）。

3. 地下構造モデルの設定

強震動予測のための地下構造モデルは、その対象を地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの構造（以下、「大構造」という）、地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造（以下、「深い地盤構造」という）、地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造（以下、「浅い地盤構造」という）の三つに分けて設定を行った。なお、本評価において工学的基盤として設定する地盤のS波速度が「簡便法」と「詳細法」で異なっている。「詳細法」では、評価領域の地質構造に応じて作成された三次元地下構造モデルの最上層の地盤を「詳細法工学的基盤」⁶と呼び、「簡便法」による「工学的基盤」と区別している。これについては3.2「深い地盤構造」において説明する。

3.1 上部マントルから地震基盤までの「大構造」

地殻構造探査（青木・村松, 1974; 蔵下ほか, 2001; 伊神ほか, 1982; 伊藤ほか, 1982）を参考にし、上部地殻の上面の深さを1～4km、P波速度を6.0km/sとした。さらにZhao *et al.* (1993, 1994)によるこの周辺のコンラッド面の深さや微小地震の震源分布等を考慮して、下部地殻の上面（コンラッド面）の深さを15～17km、P波速度を6.7km/sとした。上部マントルの上面（モホ面）も同様に深さを32～35km、P波速度を7.8km/sとした。それぞれのS波速度と密度については、Ludwig *et al.* (1970)によるP波速度とS波速度、密度の関係より設定した。減衰特性（Q値）については、情報が無いため、地震調査委員会（2003c, 2004a）で設定された値を参考にした。

以上のように設定した「大構造」における伝播経路の地下構造モデルをまとめると、表2のようになる。三次元有限差分法では、表2のモデルの諸特性を用いた。一方、統計的グリーン関数法[「レシピ」3. 強震動計算参照]では、上記の「大構造」を単一層と仮定し、S波速度と減衰特性（Q値）を設定した。S波速度について、平均的な速度として地震基盤のS波速度を用い、減衰特性（Q値）については、震源断層周辺の情報が無いため、下式に示す仙台地域の観測記録から推定した佐藤ほか(1994b)による周波数依存のQ値を用いることとした。

$$Q=110 \cdot f^{0.69} \quad \text{————— (1)}$$

ここに f : 周波数(Hz)

3.2 「深い地盤構造」の設定

「深い地盤構造」のモデルについては、「レシピ」の中の「深い地盤構造」のデータがある程度揃っている場合」に相当するものとして、その考え方にに基づき、以下の手順でモデルの作成を行

⁶ 「詳細法工学的基盤」としては、基本的には「工学的基盤」のS波速度（300m/s～700m/s程度）に対応する地盤を選択しているが、評価地域の地質条件によっては、S波速度が700m/s以上の地盤となる場合もある。

った。

- ① 地質資料や深層ボーリング、物理探査及び検層、微動アレイ探査等の文献の収集・整理を行い（表3参照）、基盤岩上面の等深線図を作成した（図3-2参照）。これによれば、和泉山脈に分布する和泉層群が中央構造線に沿って約3,000mの厚さで分布しており、地震基盤はきわめて深くなっている。
- ② 大阪平野については、ボーリング調査によるN値が50を越える深さ（図3-1参照）や香川ほか（2003）を参考にして「深い地盤構造」のモデル化を行った。紀伊半島から四国については、「深い地盤構造」に対応する鮮新-更新統についての速度データがないため、大阪層群の速度層区分に準じてモデル化を行った。
- ③ 上記のデータをもとに8層からなる速度構造（ $V_p=1.6\text{km/s}$ 層、 $V_p=1.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.0\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.2\text{km/s}$ 層、 $V_p=2.5\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.3\text{km/s}$ 層、 $V_p=3.8\text{km/s}$ 層、 $V_p=4.4\text{km/s}$ 層）として、三次元速度構造モデルを作成した（表4参照）。
- ④ 山間部に位置するK-NET及びKiK-netデータからP波速度と深さの関係を求め、これを用いて、山間部の風化帯に相当する各速度層の深さを求めた（表4参照）。
- ⑤ 密度は、P波速度よりLudwig *et al.* (1970)の関係をj用いて換算した。

図13には収集した資料の位置図、図3-1,2には「深い地盤構造」の上面と基底面に相当する深さの分布図（「深い地盤構造」モデル）を示す。

評価範囲では、この三次元速度構造モデルの最上位である $V_p=1.6\text{km/s}$ （ $V_s=350\text{m/s}$ ）層上面を「詳細法工学的基盤」と定義した。ただし、三次元有限差分法により長周期側の地震動を計算する際には、最上層が計算格子間隔に比べて薄く、S波速度が第2速度層に対してかなり遅いため、数値計算が不安定になる可能性がある。ここではこれを避けるために、最上層の速度を第2速度層の速度（ $V_p=1.8\text{km/s}$, $V_s=550\text{m/s}$ ）に置き換えた。

なお、 $V_p=5.2\text{km/s}$ （ $V_s=3.1\text{km/s}$ ）層の上面を地震基盤とした。また、地表に直接「深い地盤構造」（詳細法工学的基盤より固い）に相当する地層が露出する山地丘陵部については、深さ18mまでは第2速度層を、深さ21mまでは第3速度層を、深さ25mまでは第4速度層を、深さ31mまでは第5速度層をそれぞれ風化帯として設定した（表4参照）。

一方、「簡便法」においては、上記の速度構造モデルを用いることなく、評価地点下に一律 $V_s=400\text{m/s}$ の層が分布するとみなして、これを工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）と定義した。これは、「全国を概観した地震動予測地図」（地震調査委員会, 2005）の中の工学的基盤の定義と同義である。

3.3 「浅い地盤構造」の設定

「浅い地盤構造」は、「詳細法」においては「詳細法工学的基盤（ $V_s=350\text{m/s}$ ）」の上に分布し、「簡便法」においては工学的基盤（ $V_s=400\text{m/s}$ ）の上に分布するという前提で、「レシピ」の中の「面的な評価のためのモデル化の方法」に基づいてモデル化を行った。即ち、国土数値情報の地形分類データを利用した手法（藤本・翠川, 2003）を用い、約1km四方のメッシュごとに「浅い地盤構造」における表層30mの平均S波速度（AVS30）を求めて工学的基盤から地表への最大速度の増幅率を算定した（図5参照）[「レシピ」(25)(26)式参照]。断層の北側では、堺市以南の府県境と大阪湾までの中間付近までの丘陵地では増幅率が1を下回り「浅い地盤構造」での増幅がないが、大阪湾岸沿いと大阪市では増幅率1.2以上を示している。一方、断層の南側では、和歌山市とその東で増幅率が1を上回る程度であり、和歌山県内のその他の大半の地域では「浅い地盤構造」での増幅はわずかである。断層の東側では橿原市周辺の盆地に増幅率が1を越える部分が認められる。

4. 強震動計算方法

本評価で用いた強震動計算方法は、ここまで述べた特性化震源モデルと三次元地下構造モデルを取り込んでハイブリッド合成法により地震動波形を求める「詳細法」と、過去のデータを基にマグニチュードと距離をパラメータとする経験式（距離減衰式）により最大速度（速度振幅の最大値）を算定する「簡便法」を用いた。以下にそれぞれの手法について説明し、特徴を記す。

4.1 「詳細法」の計算手法

(1) 詳細法工学的基盤（三次元地下構造モデルの最上層の上面）における波形計算

3章で述べた上部マントルから地震基盤までの「大構造」及び「深い地盤構造」より、三次元地下構造モデルを再構築した。このモデルを用いて、ハイブリッド合成法により詳細法工学的基盤上面における180秒間の時刻歴波形を計算した。ここで用いたハイブリッド合成法では、長周期成分を三次元有限差分法（Pitarka, 1999）、短周期成分を統計的グリーン関数法（壇ほか, 2000）によりそれぞれ計算する。そして、両者にフィルター処理（マッチングフィルター）を施した上でそれらを合成することによって広帯域地震動を評価する。接続周期は1.5秒とした。なお、波形は、評価範囲（図9参照）内の11,500メッシュ（約1km四方のメッシュ）で求めた。

統計的グリーン関数法では、次に述べるように、2.4「詳細法」に用いる震源断層モデルで示した各要素断層について地震基盤と「詳細法工学的基盤」（三次元地下構造モデル最上層の上面）における統計的グリーン関数を順次作成して波形合成を行った。

① 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

仙台地域で観測された主に海溝型地震の記録から佐藤ほか(1994a, 1994b)が推定したスペクトルモデルと経時特性モデルを用いて、Boore(1983)と同様の手法により、地震基盤における統計的グリーン関数を作成した。経時特性には、仙台地域の工学的基盤における地震記録から佐藤ほか(1994a)により求められた経験的経時特性モデルを準用した。

② 「詳細法工学的基盤」での統計的グリーン関数の作成

各計算ポイント直下の三次元地下構造モデルから、各計算ポイントでの地震基盤よりも上位の「深い地盤構造」の一次元地下構造モデルを作成し、地震基盤における統計的グリーン関数を入射波とし、S波の一次元重複反射理論により「詳細法工学的基盤」での統計的グリーン関数を計算した。

③ 「詳細法工学的基盤」における統計的グリーン関数を用いた波形合成

「詳細法工学的基盤」における統計的グリーン関数を用いて、壇・佐藤(1998)の断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法により波形合成を行った。

なお、統計的グリーン関数法の計算にあたっては、放射特性係数（ラディエーションパターン係数）Fを与えるが、計算地点と断層面との幾何学的関係及び断層の滑りのタイプを考慮して、Boore and Boatwright (1984) に示された F の値のうち S 波の全震源球面上の平均値である 0.63 を水平 2 成分の自乗平均と考え、0.63 を $\sqrt{2}$ で除した 0.445 を F として採用した。

上記のハイブリッド合成法を用いて計算された水平 2 成分の時刻歴波形より最大値（最大速度）を求める際には、2 成分の波形のベクトル合成を行い、その最大値を読み取った。

(2) 地表における最大速度の計算

地表における最大速度は、3章の「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度（AVS30）から「レシピ」（26）式を用いて最大速度の増幅率を求め、これを「詳細法工学的基盤」上面における最大速

度に乗じて推定した。ただし、「レシピ」(26)式は、基準地盤(平均S波速度が $V_s=600\text{m/s}$)に対する増幅率として定義されているため、基準地盤から「詳細法工学的基盤」($V_s=350\text{m/s}$)までの増幅率(1.71)で「レシピ」(26)式で算出された増幅率を除いた値を「詳細法工学的基盤」の最大速度に乗じて求めている。

地表における最大速度を精度よく求めるには、「浅い地盤構造」についても一次元地下構造モデルを作成し、これを用いて地表における時刻歴波形を計算し、その結果から最大値を求めることが望ましいが、ここでは、面的に十分な地盤調査データが得られていないことから一次元地下構造モデルの作成は行わず、微地形区分を利用した経験的な方法を用いることとした。

(3) 地表における計測震度の計算

計算された地表最大速度より、(2)式に示す翠川ほか(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて計測震度相当値を算定した。

$$I=2.68+1.72 \cdot \log PGV \pm 0.21 \quad (I=4\sim7) \quad \text{————— (2)}$$

I : 計測震度 PGV : 地表最大速度(cm/s)

なお、翠川ほか(1999)では $I=0\sim7$ の式と $I=4\sim7$ の2つの式が提示されているが、 $I=0\sim7$ の式は低震度データの特性が強く反映され高震度データの特性があまり反映されていない怖れがある。ここでは、比較的震度の大きな地域での地震動をより精度良く評価することが重要と考え、 $I=4\sim7$ の式を選択した。

4.2 「簡便法」の計算手法

(1) 工学的基盤における最大速度の計算

次に示す司・翠川(1999)による最大速度の距離減衰式を用いて基準地盤($V_s=600\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

$$\log PGV = 0.58M_w + 0.0038D - 1.29 - \log(X + 0.0028 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.002X \quad \text{—— (3)}$$

PGV: 最大速度(cm/s)

M_w : モーメントマグニチュード

D: 震源深さ(km)

X: 断層最短距離(km)

さらに、S波速度が $V_s=400\text{m/s}$ の地盤を工学的基盤とみなし、藤本・翠川(2003)による表層地盤の速度増幅度算定式より求まる係数(1.31)を乗じることにより、工学的基盤($V_s=400\text{m/s}$)における最大速度を求めた。

(2) 地表面における最大速度の計算

3章の「浅い地盤構造」で求めた平均S波速度(AVS30)から最大速度増幅率を「レシピ」(26)式より求め、「工学的基盤」上面の最大速度にこの増幅率を乗ずることによって地表における最大速度を求めた。

(3) 地表における計測震度の計算

地表における計測震度については、4.1「詳細法」の計算手法での地表における計測震度の求め方と同じ方法を用いた。

4.3 それぞれの手法の特徴

以下にそれぞれの手法の特徴をまとめる。

(1) 「詳細法」の特徴

- ・ 2章で述べた微視的震源特性、その他の震源特性の影響を評価することができる。すなわち、「長期評価」や「形状評価」及び最新の地震学の知見に基づいて想定された特性化震源

モデルに対する地震動を評価することができる。

- ・ 3章で述べた三次元地下構造モデルの影響を評価することができる。
- ・ 時刻歴波形を求めることができる（本評価では「詳細法工学的基盤」での波形）。
- ・ 微視的震源特性や地下構造モデルを設定するための情報を必要とする。
- ・ 計算負荷が大きく、現状では一度に計算できる範囲は限定され、時間も要する。

(2) 「簡便法」の特徴

- ・ 平均的な地震に対する地震動分布を評価するので、微視的震源特性の影響は反映できない。
- ・ 三次元地下構造の影響を考慮できない。
- ・ 計算負荷が小さく、一度に広範囲の計算ができる。

5. 強震動予測結果とその検証

5.1 「詳細法」による強震動予測結果

「詳細法」による強震動予測結果を下記のとおり示す。

「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形と擬似速度応答スペクトル	図 1 4
「詳細法工学的基盤」での速度分布のスナップショット	図 1 5
「詳細法工学的基盤」での最大速度分布図	図 1 6
地表の最大速度分布図	図 1 7
「詳細法」による強震動評価結果：震度分布図	図 6

(1) ハイブリッド合成法による「詳細法工学的基盤」での時刻歴波形予測結果

図 1 4 に奈良市役所（奈良県）、橿原市役所（奈良県）、大阪市此花（このはな）KiK-net観測点（大阪府）、堺市役所（大阪府）、関西国際空港（大阪府）、和泉市役所（大阪府）、泉南市役所（大阪府）、和歌山市役所（和歌山県）、神戸市役所（兵庫県）、洲本市役所（兵庫県）を含むメッシュの中心を代表評価地点とし（図 9 にその位置を示す）、ハイブリッド合成法により計算されたそれぞれの地点の「詳細法工学的基盤」での速度波形及び減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを示す。

① ケース 1（図 1 4 - 1 ~ 3）

震源断層に近い関西国際空港、泉南市役所、和歌山市役所、和泉市役所、堺市役所で振幅が大きい。特に第 1 アスペリティ直上の泉南市役所や至近の関西国際空港では第 1 アスペリティからの波群が短時間に集中している。第 1 アスペリティの南にあつて破壊が近づいてくる位置にある和歌山市役所でもディレクティビティ効果⁷により波形の振幅が大きい。なお、泉南市役所や和歌山市役所での計算波形では波群が 2 つに分かれている。先に到達した波群は、第 1 アスペリティから到達した波群で後の波群は第 2 アスペリティから到達した波群である。第 2 アスペリティから到達する波群の方が伝播距離が長い相対的に短周期成分が減衰している。

破壊が近づいてくる断層東方の橿原市役所、奈良市役所では、第 1 アスペリティと第 2 アスペリティからの波群がほぼ同時に到達するため波形全体の包絡形状が相対的に短い。

洲本市役所では、第 1 アスペリティからの距離が堺市役所とほぼ同じであるが振幅が小さい。

⁷ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なり合い、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）。一方、破壊の進行と逆の方向では、地震波は重なり合わず、その振幅は大きくならない。

これは、洲本市役所が破壊進行方向とは逆の方向に位置するためである。また、泉南市役所や和歌山市役所と同様2つのアスペリティからの波群が距離の違いにより時間差をおいて到達しており、第2アスペリティからの波群では短周期成分が小さくなっている。

断層北方に位置する和泉市役所、堺市役所、大阪此花KiK-net観測点では断層に近いほど振幅が大きく、逆に遠いほど大阪平野の「深い地盤構造」の影響により地震動の継続時間が長く長周期成分が相対的に大きくなる傾向を示す。

② ケース2 (図14-4~6)

ケース2では、断層東方の破壊が遠ざかる位置にある奈良市役所、橿原市役所で、2つのアスペリティからの波群が時間差をおいて到達するため、ケース1よりも振幅が小さく継続時間が長くなっている。また、西側の第1アスペリティの方が東側の第2アスペリティよりも遠いため第1アスペリティからの波群の到達が遅れるとともに大きく減衰している。

断層西方の破壊が近づく位置にある洲本市役所では、2つのアスペリティからの波群の多くが同時に到達し、波形の継続時間が短くなっている。

断層北方に位置するもののうち堺市役所、大阪此花KiK-net観測点では大阪平野の「深い地盤構造」により地震動の継続時間が長い、ケース1に比べて長周期成分が小さくなっている。その他の地点では、ケース1と大きな差は認められない。

以上のように、各地点の時刻歴波形には、断層面上の破壊伝播特性と堆積層の深さなどの地域特性を反映した結果が認められる。また、ケースの違いによる擬似速度応答スペクトル特性の変化は、ケース2で破壊進行方向と逆方向に位置する奈良市役所、橿原市役所でケース1に比べて長周期成分が小さくなっており、破壊進行方向側に位置する洲本市役所では、長周期成分が大きくなっている。擬似速度応答スペクトルの卓越周期付近のスペクトルレベルを読み取ると、第1アスペリティに近い泉南市役所では周期0.2~1秒の帯域において100cm/sに達している。大阪此花KiK-net観測点の擬似速度応答スペクトルでは周期7~9秒付近にもピークが認められ、大阪平野の「深い地盤構造」により励起された長周期地震動の特徴が認められる。これらの状況を平面的に示した速度分布の時系列変化(スナップショット)を図15に示した。

なお、統計的グリーン関数法では、P波は考慮されていない。したがって、ハイブリッド合成後の波形のS波到達時間よりも前(P波初動付近)は、有限差分法のみにより計算されているため長周期成分しか有していないことに注意が必要である。

(2) 「詳細法工学的基盤」上面の最大速度分布予測結果

各ケースの「詳細法工学的基盤」上面での最大速度の分布を比較して図16に示した。

① ケース1

2つのアスペリティに近い地域や第1アスペリティの破壊進行方向の前面(アスペリティの南側)に位置する地域を中心に最大速度が大きくなっている。また、ディレクティブ効果により断層から東方に離れた奈良盆地方面では、周辺の地域に比べて最大速度が大きくなる傾向がある。また、断層の北側にやや大きな最大速度の分布が認められる傾向があるが、これは大阪平野の「深い地盤構造」の影響によるものと考えられる。

② ケース2

2つのアスペリティに近い地域を中心に最大速度が大きくなっている。ディレクティブ効果によりケース1とは逆に最大速度分布が西に伸びている。特に大阪湾南部と紀淡海峡南西ではケース1に比べて速度が顕著に大きくなっている。

(3) 地表の最大速度分布と震度分布予測結果

図16で示した両ケースの「詳細法工学的基盤」での最大速度値に「浅い地盤構造」による増幅率を掛け合わせて地表における最大速度値を求めた結果を図17に示した。また、これら最大速度値より経験式で換算して求めた震度の分布を図6に示した。

① ケース1

断層の北側では、第1アスペリティの直上付近に当たる泉南市の沿岸付近及び第2アスペリティの直上付近の和泉市を中心に最大速度値が大きくその値が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。大阪平野では堺市付近まで震度6弱の地域が、その北側の大阪市の大部分で震度5強の地域がそれぞれ認められ、大阪湾岸に沿って神戸市まで震度5強の地域が認められる。断層の南側では、第1アスペリティの破壊進行方向に位置する和歌山市では最大速度が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。また、紀ノ川沿いに震度5強の地域が広く分布している。断層の東方の奈良県側では、ディレクティブティ効果が現れ、震度5強を越える領域は奈良盆地の大半を占めている（図6-1、図17参照）。

② ケース2

断層の北側では、第1アスペリティの直上付近に当たる泉南市の沿岸付近及び第2アスペリティの直上付近の和泉市等で最大速度値が大きくその値が100cm/sを越え、震度6強以上の地域が認められる。また、大阪平野では堺市の南半分まで震度6弱の地域が、その北側の大阪市のほとんどの部分で震度5強の地域がそれぞれ認められ、大阪湾岸に沿って神戸市まで震度5強の地域が認められる。断層の南側では、和歌山市でケース1と異なりほとんど震度6弱に留まっている。紀ノ川沿いではケース1と同様に震度5強の地域が広く分布している。断層の西方の淡路島南部では、ディレクティブティ効果により震度5強を越える領域はケース1に比べて広い範囲に分布する（図6-2、図17参照）。

なお、4章で説明したように地表の最大速度から計測震度への換算は経験的な方法((2)式)を用いているが、この式の基となっている統計データ群には計測震度6.0を越えるものが少ないため、計測震度6.0を越えたものの換算については精度が十分でないと考えられる。また、ひずみレベルが大きい場合の「浅い地盤構造」の非線形挙動の影響については考慮されていないという問題もある。さらに、1km四方のメッシュ内での「浅い地盤構造」の増幅特性のばらつきが強震動予測結果に与える影響なども考慮すると、震度6強と震度7の境界を十分な精度で求められないと判断される。そこで、本報告では、最終的に計測震度6.0以上と評価されたところはすべて「震度6強以上」とし、震度7となる可能性もあることを示した。

5.2 「簡便法」による強震動予測結果

「簡便法」による強震動予測結果（震度分布）を図18に示す。「簡便法」による震度分布は比較的滑らかに変化している。「簡便法」では、工学的基盤から地表までの「浅い地盤構造」の影響は反映されているが、「詳細法」と異なり、地震基盤から工学的基盤までの「深い地盤構造」による影響は考慮されていない。また「簡便法」ではアスペリティの影響やディレクティブティ効果など断層面の破壊伝播による影響が考慮できない。そのため、これらの影響が大きく現れる地域においては「簡便法」の震度が「詳細法」の震度（図6参照）よりも小さい値となっている。

5.3 「詳細法」による強震動予測結果と距離減衰式との比較による検証

強震動予測結果の検証として、横軸に断層最短距離をとり、「詳細法工学的基盤」の1層下の速度層 ($V_s=550\text{m/s}$) 上面における最大速度値を $V_s=600\text{m/s}$ 相当に換算補正した値と司・翠川(1999)の距離減衰式(経験式)とを比較して図7に示す。いずれのケースも大局的には予測結果と距離減

衰式による曲線とが良い相関を示している。2つのケースを比較するとケース2でやや小さめの速度が認められる。

6. 問題点と今後の課題

6.1 問題点

今回の強震動計算では、地表における時刻歴波形を求めるだけの十分な地盤調査データが得られていないことから、地表の最大速度は、微地形区分（約1km四方毎の情報）を利用して経験的な方法を用いて地表の最大速度分布を求めた。また、地表の計測震度も経験式を用いて地表の最大速度より換算して求めている。したがって、「浅い地盤構造」の影響を理論的に評価していない。また、浅いところでのひずみレベルが大きい場合の非線形挙動を含む影響については考慮されていないため、強震動予測結果（地表の最大速度・震度）には、誤差が含まれていることに留意が必要である。

また、断層付近の「深い地盤構造」は、断層の上盤側に下盤に比べて地震波速度が大きい層が分布しているため、速度構造が逆転している部分がある。詳細法の計算に用いた三次元地下構造モデルにおいては、計算の都合上、この部分の速度を上盤と同じ速度としたが、その影響については詳細には検証していない。

本断層帯は、地表トレースが大きく屈曲しており、屈曲点の両側で断層変位の傾向がそれぞれ異なっている（横ずれ断層と逆断層）が、これらが一体となって一つの地震を引き起こすときの動きとして考えれば整合性がある。ただし、このように屈曲した断層の破壊開始点の位置を一般化して説明できるだけの知見や情報は十分に得られていない。したがって、強震動予測結果に影響を与える特性化震源モデルの設定条件には絞り込みが困難なものや仮定が含まれている。

6.2 今後の課題

今回の強震動評価では、震源断層モデルのうち、第1アスペリティの位置については「長期評価」で明らかに変位が認められている根来断層付近に設定したが、第2アスペリティの位置を特定するだけの情報がなかったため、第1アスペリティと和泉山脈南縁の震源断層モデルの東端との中間に設定した。それぞれのアスペリティに破壊開始点の位置を設定して破壊の進行方向の異なる2つのケースにおける強震動予測計算を行った。これまでの強震動評価において、アスペリティと破壊開始点の位置は、強震動予測結果に大きな影響を与えることがこれまでに報告されており（地震調査委員会, 2003b, 2003c, 2004b）、このため、現状において確定的に取り扱えない震源パラメータがある場合には、パラメータの違いによる強震動予測結果の違いやばらつきの大きさを把握しておくことが強震動評価を行う上で重要である。本断層帯においても、今後の活断層や深部地下構造の調査研究により、震源特性に関する情報が増えれば、想定するケースを絞り込める可能性があり、より信頼性の高い強震動予測が可能となる。

また、本地域に限らず、これまでの調査資料や地下構造探査等に基づき作成された三次元地下構造モデルを微動探査等の結果や評価領域及びその周辺で発生した多くの中小地震や遠方で発生した大地震等の観測記録が説明できるように修正することにより、強震動予測の精度の向上が期待できる。

問題点で触れたように、本評価では、地表の震度を計算する際に簡便な手法を用いて「浅い地盤構造」の増幅特性を推定しているが、大阪湾岸の埋立地などでは、「浅い地盤構造」の地盤特性によっては強い揺れに伴い、液状化などの非線形挙動が予想される。このような地域に対して、より精度の高い強震動評価を行うためには、「浅い地盤構造」のモデル化に加えて、非線形挙動に伴う地盤の力学特性の変化を考慮した強震動予測手法を検討する必要がある。

本評価では、三次元有限差分法を実施するに当たり、「深い地盤構造」の最上層の $V_p=1.6\text{km/s}$ ($V_s=350\text{m/s}$)を第二層の $V_p=1.8\text{km/s}$ ($V_s=550\text{m/s}$)の速度に置き換えた。これは、評価対象領域内の最上層の層厚が計算格子の間隔（100m）に対して比較的薄いことなどによる計算上の数値不安定を

回避するため、やむを得ずとられた措置である。なお、大阪平野では、最上層が100～300m程度の厚さで分布しているが、「深い地盤構造」全体の厚さ(1000～1500m程度)に比べると比較的薄いことから、今回の計算結果に与える影響は、顕著ではないと考えられる。ただし、第二層との速度差が大きいため、今後その影響について不均質構造の情報の整備状況や計算環境の進展に応じて精査していく必要がある。

参考文献（アルファベット順）

- Boore, D.M. (1983) : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, pp.1865-1894.
- Boore, D.M. and J. Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, pp.1615-1621.
- 壇 一男・佐藤俊明(1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, pp. 49-60.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M_{JMA}7.9) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, pp. 53-62.
- 壇 一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井 透(2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp. 51-62.
- 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地盤の平均S波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第3号, pp. 13-27.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, pp. 1501-1523.
- 石井 透・佐藤俊明・Paul G. Somerville(2000) : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, pp. 61-70.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001) : 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について (中間報告) .
- 地震調査委員会強震動評価部会(2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証.
- 地震調査委員会(2003a) : 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の評価.
- 地震調査委員会(2003b) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2003c) : 森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004a) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004b) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価.
- 地震調査委員会(2004c) : 山崎断層帯の地震を想定した強震動評価
- 地震調査委員会(2005) : 全国を概観した地震動予測地図
- 香川敬生・趙 伯明・宮腰 研(2003) : 地殻・地盤構造情報の収集と物性値の特性化, 平成13年度科学技術振興調整費 地盤災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究、平成13年度研究成果報告書、pp. 119-130.
- 笠原敬司・青井 誠・木村尚紀・井川 猛・川中 卓・溝畑茂治・岡本 茂 (1998) : 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造. 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 372p.
- 国土地理院(1987) : 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic Refraction, in the Sea Vol. 4, Part 1, Wile-Interscience, p. 74.
- 翠川三郎, 藤本一雄, 松村郁栄 (1999) : 計測震度と旧気象庁震度及び地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol. 1, pp. 51-56.
- 宮腰 研・関口春子・岩田知孝(2001) : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, pp. 99-109.
- 中村洋光・宮武隆(2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, 53, pp. 1-9.
- Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, pp. 54-68.

- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川 玲(1999) : 奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期. 地震, 第2輯, 52, pp. 65-79.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, pp. 19-28.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明(1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, pp. 79-89.
- 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.
- Somerville, P.G., 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, *Seismological Research Letters*, 70, pp. 59-80.
- Zhao, D. and A. Hasegawa (1993) P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 4333-4353.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

表2 「大構造」の伝播経路の地下構造モデル

名称	上面深さ (km)	層厚 (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
地震基盤	0.1~3.5	0.5~4	5.2	3.1	2.6	100
上部地殻	1~4	12~15	6.0	3.4	2.7	300
下部地殻	15~17	16~19	6.7	3.8	2.9	500
上部マントル	32~35	—	7.8	4.4	3.3	500

表3 地下構造モデルに関する文献 (図13-2参照)

位置番号	著者名	発表年	文献名	出典
1	Sato, T., K.Mochizuki, J.Kasahara, G.Fujie, H.Nishisaka and S.Koresawa	1998b	Depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai trough, off Kii Channel, Japan.	Sato, T., K.Mochizuki, J.Kasahara, G.Fujie, H.Nishisaka and S.Koresawa Depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai trough, off Kii Channel, Japan. Geophys. Res. Lett., 25, 4011-4014.
2	Yoshii, T. Y.Sasaki, T.Tada, H.Okada, S.Asano, I.Muramatsu, M.Hashizume and T.Moriya	1974	The third kurayosi explosion and the crustal structure in the western part of Japan.	J. Phys. Earth, 22, 109-121.
3	青木治三・村松郁栄	1974	御母衣-外山観測(に)沿う近畿・四国地方の地殻構造.	地震2, 27, 104-109.
4	伊藤 潔・吉井敏烈・浅野周三・佐々木嘉三・伊神 輝	1982	家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造.	地震2, 35, 377-391.
5	爆破地震動研究グループ	1995	中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査(藤橋-上郡測線).	地震研究所彙報, 70, 9-31.
6	吉井敏烈・中村正夫・伊藤 潔・山本正夫	1990	爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造(河内長野・紀和測線).	地震学会講演予稿集2, 89.
7	爆破地震動研究グループ	1997a	1995年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震探査(京北-西淡測線).	地震研究所彙報, 72, 69-117.
8	西坂弘正・持田 学・篠原雅尚・日野亮太・笠原順三・佐藤利典・望月公廣・片尾 浩・末広 潔・金澤敏彦・前田卓哉・岩崎貴哉・平田 直・吉井敏烈	1997	海底地震計, 制御震源を用いた潮岬沖, 紀伊水道沖南海トラフの地殻構造(南北測線).	地球惑星科学関連合同大会, E11-P13.
9,18	Sato, H., H.Hirata, T.Ito, N.Tsumura, and T.Ikawa	1998	Seismic reflection profiling across the seismicity fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan.	Tectonophysics, 286, 19-30.
10,30	Kodaira,S., N.Takahashi, J.O.Park, K.Mochizuki, M.Shinohara and S.Kimura	2000a	Western Nankai trough seismogenic zone: Results from a wide-angle ocean bottom seismic survey.	J. Geophys. Res., 105, 5887-5905.
11	Nakanishi, A., S.Miura, N.Takahashi, J.O.Park, S.Kodaira, Y.Kaneda, K.Suehiro, N.Hirata, T.Iwasaki, M.Nakamura, H.Shiohara, M.Shinohara, J.Kasahara, T.Kanazawa, R.Hino, T.Sato and H.Shimamura	1999	Crustal structure around the eastern Nankai seismogenic zone revealed by OBS studies in 1990's. EOS Trans. Am.	Geophys. Union, 80, F570.
12	Takahashi, N., S.Kodaira, A.Nakanishi, S.Miura, J.O.Park, T.Tsuru, Y.Kaneda, H.Kinoshita, T.Iwasaki and N.Hirata	1999	Seismic structure around the western end of the southwestern Japan arc, EOS Trans. AM.	Geophys. Union, 80, F570.
13	蔵下英司・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・滋谷拓郎・松村一男・渡辺邦彦・一ノ瀬洋一郎・中村正夫・井上義弘・三浦勝美・小林 勝・坂 守・田上貴代子・羽田敏夫・三浦勝美・三浦禮子・川谷和夫・徳永雅子・田代勝也・中東和夫・土井隆徳・渡邊篤志・栗山 都・根岸弘明・藤澤洋輔・高橋繁義・野口竜也・余田隆史・吉川大智・安岡修平・井川 猛	2001	四国東部・中国地域における深部地殻構造探査.	地震研究所彙報, 76, 187-202.
14	伊神 輝・伊藤 潔・佐々木嘉三・浅野周三	1982	1975年3月坂出沖爆破地震動観測による四国の地殻構造.	地震2, 35, 367-375.
15	横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進	1998	大阪湾における反射法深部構造探査.	地質調査所月報, 49, 571-590.
16	由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖章・井川 猛・浅田正陽	1992	反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造.	地震, 45, 199-212.
17	井上 公・浅野周三・吉井敏烈・松村一男・村上寛史・佐々木嘉三・多田 義	1984	1980年坂出-宇野爆破地震動観測による四国東北部の地殻構造.	地震2, 37, 163-183
19	Mochizuki, K., G.Fujie, T.Sato and J.Kasahara	1998	Heterogeneous crustal structure across a seismic block boundary along the Nankai Trough.	Geophys. Res. Lett., 25, 2301-2304.
20	伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 寛	1996	四国中央構造線地下構造の総合物理探査.	地質学雑誌, 102, 346-360.
21	石油公団	1983	昭和63年度国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「鳥取沖」調査報告書	
22	小林啓美・衣笠善博・長谷川明生・井川 猛・大西正純・溝畑茂治	1996	神戸市東灘区における反射法探査.	日本地震学会講演予稿集2, A38.
23	沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和	2001	宍道地溝帯中軸部・美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義	地質学雑誌, 107-6, pp.392-405
24	鳥取県	2003	鳥取県西部地震関連地域の地下構造調査.	活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 177-196.
25	大野一郎・河野芳輝・藤本博巳・小泉金一郎	1994	瀬戸内海西部の重力異常と負異常帯の地下構造.	地震, 47, 395-401.
26	池田倫治・大野一郎・大野裕記・岡田篤正	2003	四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション.	地震2, 56, 141-155.
27	吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕	1992	反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造.	地質学論集, No.40, 177-186.
28	市川金徳	1968	四国大歩危周辺地震探査について-深層試錐の位置選定の先行調査-	地質調査所月報, 19, 385-395.
29	佃 栄吉・佐藤 努	1996	徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造.	第11回地質調査所研究講演会資料 兵庫県南部地震の地質学的背景, 90-93.

表4 「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルの構成

速度層区分	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	Q値	各速度層に相当する風化深度 ⁸ (m)	対応する 主な地質
第1速度層	1.6	0.35	1.8	110	—	菖蒲谷層 大阪層群
第2速度層	1.8	0.55	1.9	110	18	菖蒲谷層 大阪層群
第3速度層	2.0	0.59	2.0	110	21	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第4速度層	2.2	0.71	2.1	110	25	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第5速度層	2.5	0.88	2.1	110	31	菖蒲谷層 大阪層群 神戸層群
第6速度層	3.3	1.3	2.3	110	47	神戸層群
第7速度層	3.8	1.6	2.4	110	57	神戸層群 和泉層群 基盤岩の風化帯
第8速度層	4.4	2.0	2.5	110	68	和泉層群 基盤岩の風化帯

⁸ 山地や丘陵で表層に工学的基盤相当層が存在する場合の風化の度合いによる速度構造を考慮した場合の深度。