

平成 15 年 3 月

平成 14 年度濃尾平野地下構造調査（概要版）

発行 愛知県

調査 濃尾平野地下構造調査委員会

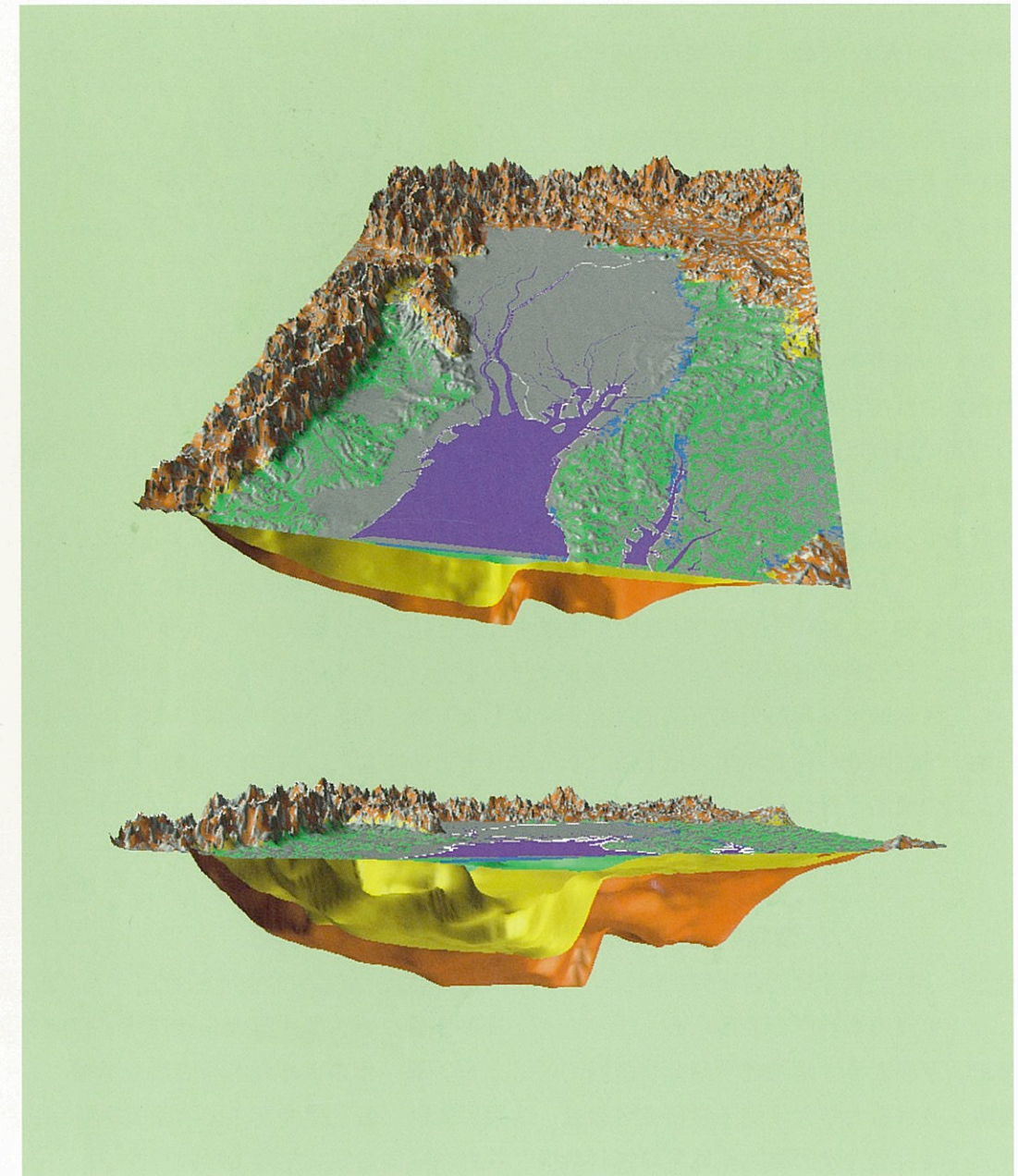
事務局 愛知県県民生活部防災局防災課

名古屋市中区三の丸三丁目 1 番 2 号（〒460-8501）

電話 052（961）2111（代表）内線 2509・2510

調査実施機関 応用地質株式会社

平成 14 年度 濃尾平野地下構造調査

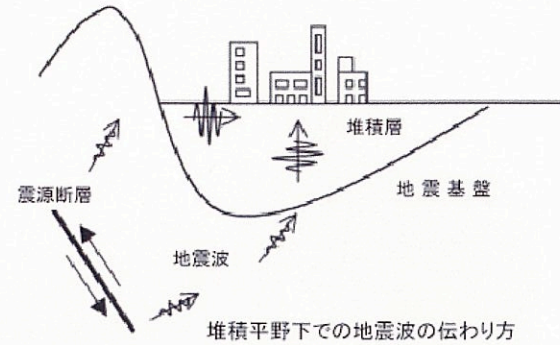


平成 15 年 3 月



1. はじめに

1995年に起きた阪神・淡路大震災では、直接的な活断層の動きとは別に「震災の帯」と呼ばれる特定の帯状の場所に被害が集中しました。この「震災の帯」の原因としては、地震波が地震基盤（硬い岩盤）から、その上に厚く堆積した堆積層（柔らかい地盤）中を地表に向けて伝わる過程で増幅されたこと、さらには、六甲山地から大阪湾にかけて地震基盤が急激に深くなるため、六甲山地側に回り込み、この埋もれた崖面から堆積層に入ってきた地震波と、真下から入ってきた地震波とが特定の場所で重なり合ったために、「震災の帯」沿いの地震動が極めて大きくなったことが指摘されています。このように、地震時の地面の揺れは、地震を発生させる断層（震源断層）の大きさや動きだけでなく、地震基盤や堆積層の形状、さらには地震波が伝わる速度に大きく影響されます。



愛知県にも、濃尾平野や三河地域堆積平野（岡崎平野及び豊橋平野）といった大きな堆積平野があります。これらの地域の地震基盤や堆積層の形状及び地震波が伝わる速度などの地下構造や地下の性質を知り、地震発生時の地震動を推定することは、防災上きわめて重要です。このため、愛知県では、文部科学省の地震関係基礎調査交付金を受けて、平成11年度から濃尾平野、平成13年度から三河地域堆積平野の地下構造調査を実施しました。ここでは、平成14年度に実施した濃尾平野地下構造調査の調査結果を概要版として取りまとめました。なお、本調査の実施にあたっては、下記の濃尾平野地下構造調査委員会を設置し、その助言、指導を受けながら行いました。

濃尾平野地下構造調査委員会委員（平成14年度）

青木治三	(財)地震予知総合研究振興会	入倉孝次郎	京都大学防災研究所所長(委員長)
	東濃地震科学研究所所長	海津正倫	名古屋大学大学院環境学研究科教授
岡田篤正	京都大学大学院理学研究科教授	工藤一嘉	東京大学地震研究所助教授
澤田義博	名古屋大学大学院工学研究科教授	平原和朗	名古屋大学大学院環境学研究科教授
福和伸夫	名古屋大学大学院環境学研究科教授	牧野内猛	名城大学理工学部教授
横倉隆伸	産業技術総合研究所地球科学情報研究部門地殻構造研究グループ長	正木和明	愛知工業大学土木工学科教授

〔表紙の絵(上)；濃尾平野の3次元地下構造モデルを斜め上からみた図
表紙の絵(下)；濃尾平野の3次元地下構造モデルを横からみた図〕

2. 地下構造調査の進め方

濃尾平野の堆積層の厚さは、最深部では2,000mを超えているといわれています。この堆積層の分布状況およびその特性を把握するためには膨大な調査データが必要なため、効率的かつ経済的に調査を進める必要があります。図1に今回の調査の進め方を示しましたが、まず、既往の調査結果を整理し、濃尾平野の地下構造の概要を把握し、重要な調査地域、既存資料が不足する地域を検討しました。次に、この結果に基づき平成11年度から平成13年度の3ヶ年にわたり、微動アレイ探査、反射法および屈折法探査、大深度ボーリング等の現地調査を実施しました。平成14年度には、平成11年度～13年度に実施された調査結果と既往の調査研究成果を合わせて総合的に解析することによって、濃尾平野の地震基盤およびその上位の堆積層の形状と物性を推定し、3次元地下構造としてモデル化しました。

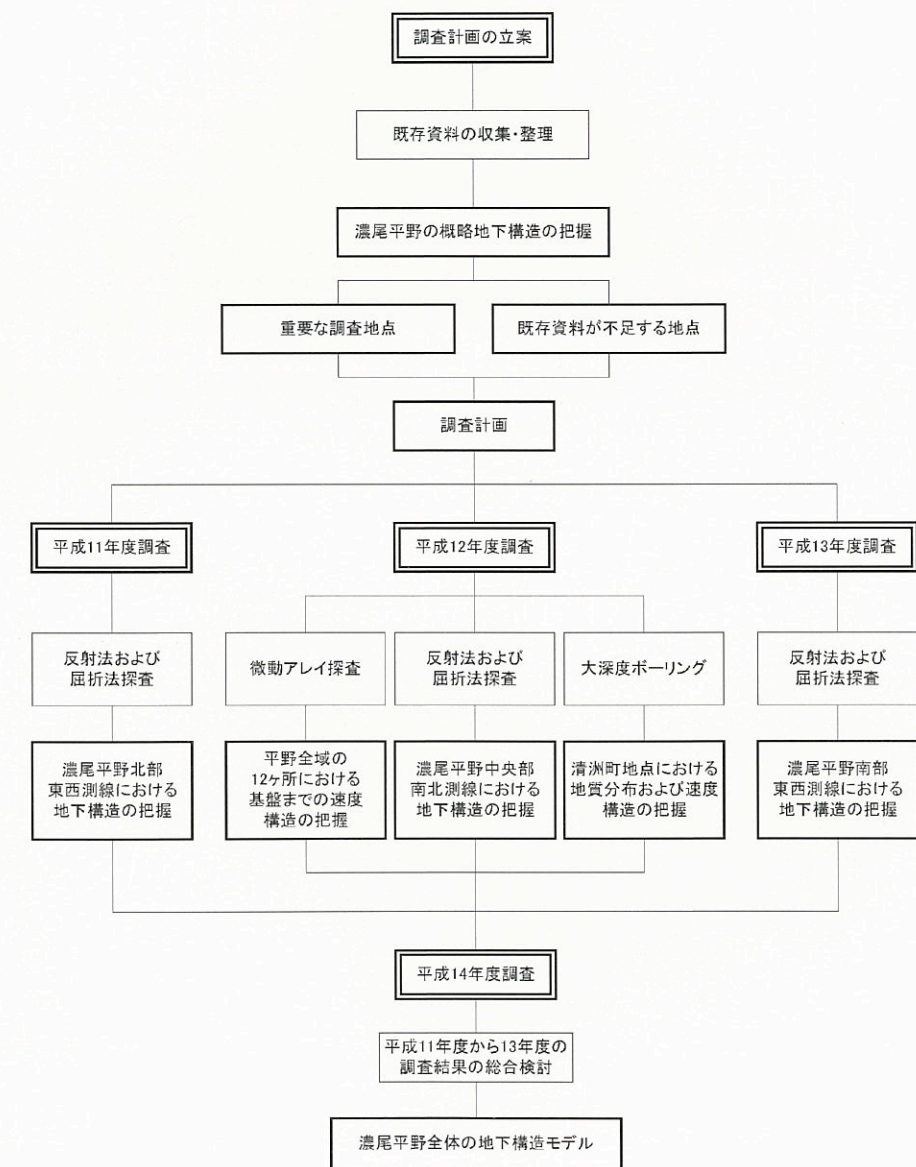


図1 調査の進め方

3. 平成 11 年度～13 年度調査結果（現地調査結果の概要）

平成 11 年度から 13 年度にかけて、現地調査を実施してきました。

調査では、人工地震波を用いた反射法（屈折法）探査や微動アレイ探査、また地盤の掘削を行うボーリング調査などを実施しました。これらの調査結果をまとめると、表 1 のようになります。

表 1 平成 11 年度～13 年度現地調査結果の概要

調査項目	平成 11 年度	平成 12 年度	平成 13 年度
P 波 反 射 法 探 査	平野中央部を東西に横断する測線での探査により、地震基盤に相当する基盤岩は養老山地付近において深度 2200m に達し、基盤岩およびその上位の堆積層各層は、養老山地に向かって西に深く東に浅い構造が捉えられ、P 波速度構造も推定されました。	平野を南北に縦断する測線での探査によって、基盤岩は南方に緩やかに傾斜する構造を呈し（深度 1000m～1700m）、その上位の堆積層各層はほぼ水平な構造であることが捉えられ、P 波速度構造も推定されました。	平野南部を東西に横断する測線での探査によって、基盤岩の深度が揖斐川西岸付近で約 2300m に達し、基盤岩およびその上位の堆積層各層は、養老山地に向かって西に深く東に浅い構造が捉えられ、P 波速度構造も推定されました。
P 波 屈 折 法 探 査	反射法探査と同じ区間で実施され、基盤岩の形状およびその上位の堆積層各層の P 波速度構造が推定されました。	反射法探査と同じ区間で実施され、基盤岩の形状およびその上位の堆積層各層の P 波速度構造が推定されました。	反射法探査とほぼ同じ区間で実施され、基盤岩の形状およびその上位の堆積層各層の P 波速度構造が推定されました。基盤岩の P 波速度が、約 5.5km/s と推定されました。
S 波 反 射 法 探 査	大深度ボーリング地点付近において、深度約 600m の基盤付近までの S 波および P 波の速度構造が得られました。	海部郡弥富町富浜において、深度約 1500m の基盤付近までの S 波、P 波速度構造が得られました。	-----
微 動 ア レ イ 探 査	-----	平野全域にわたる 12ヶ所で基盤岩までの S 波速度構造が推定されました。	-----
大 深 度 ボ ー リ ン グ 調 査	-----	西春日井郡清洲町における深度 740m の大深度ボーリングにより、詳細な地質構成と物性値（P 波速度、S 波速度、密度値など）が得られました。	-----

主要な調査であった P 波反射法探査で得られた各測線下の反射法断面図を図 2 に示します。各断面図には、基盤岩の上面位置が明瞭にとらえられています。養老山地のある西（図左側）および南（図右側）に向かうにつれて基盤岩の深度が深くなっていくこと、養老山地東麓で分布が不連続になっており断層で断ち切られていることがわかります。

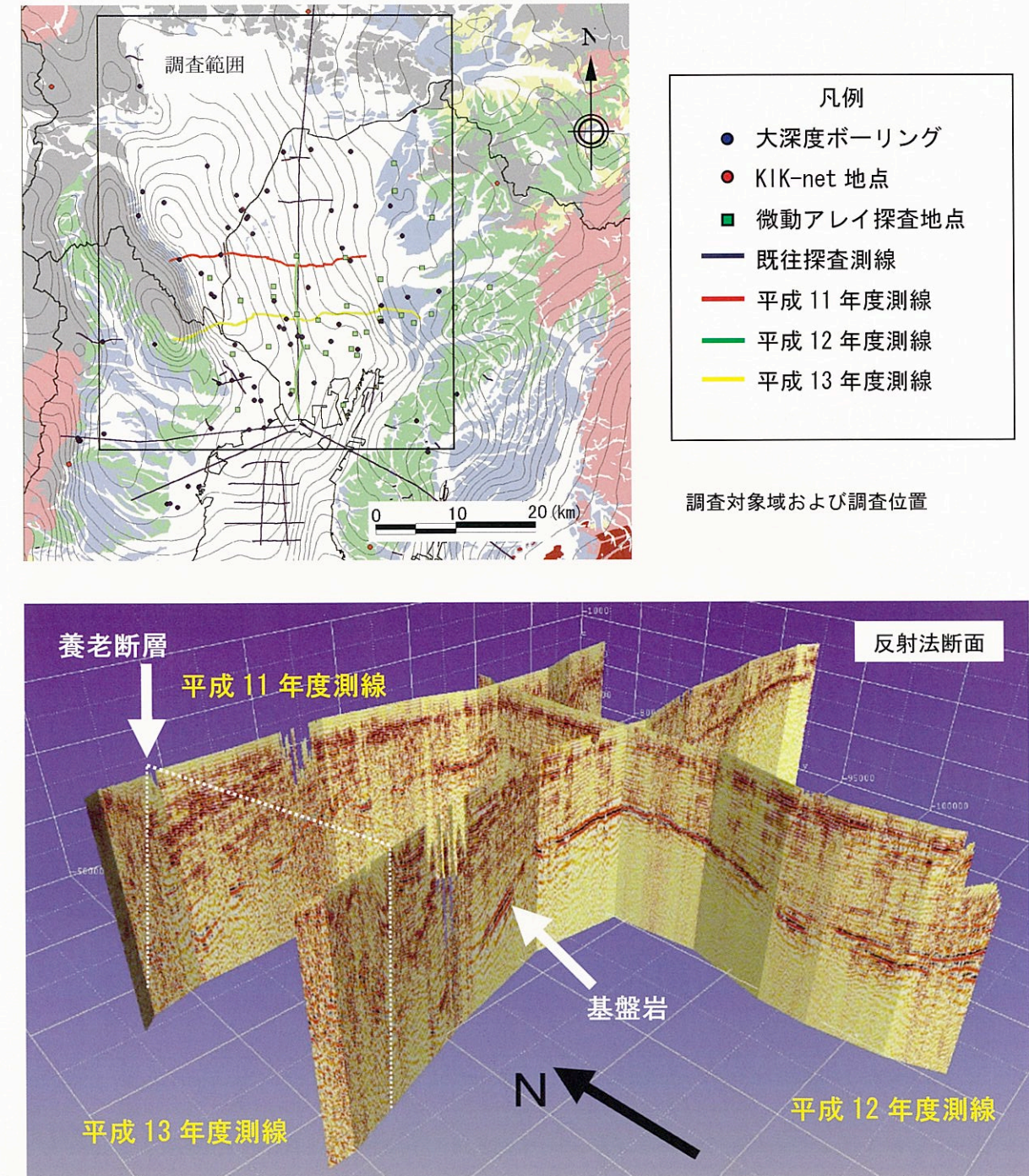


図 2 平成 11 年度～13 年度の反射法探査結果

4. 平成 14 年度調査の結果

(1) 平成 11 年度～13 年度調査結果の検討

①地層区分の検討

平成 11 年度～13 年度の調査結果では、濃尾平野に分布する地層を大きく 6 層に区分しましたが、濃尾平野全体の地下構造をモデル化する場合このような詳細なモデル化が難しいこと、また、地質学的な解釈からも濃尾平野を代表的する地質構成として、第四紀層、東海層群、中新統、基盤岩の 4 層を考えるのが適当であると考えられることから、反射法探査結果をこの 4 層に解釈し直すことにしました。

実際には、E 層を中新統相当層とし、C 層と D 層の間に弥富累層と東海層群の境界、つまり東海層群上面を解釈することとしました。東海層群上面を解釈するに当たっては、平成 11 年度測線と測線位置が重なる地点で実施された須貝・杉山(1999)による反射法探査結果の東海層群上面位置を基準に、平成 11 年度～13 年度の反射法断面の対応反射位相を追跡することによって、全ての断面の東海層群上面を解釈しました。

②各地層の弾性波速度等の検討

< P 波速度 >

4 層に区分した各地層の P 波速度を、平成 11 年度～13 年度に実施した屈折法地震探査で得られた走時曲線を基に検討しました。解析における初期モデルは、反射法断面の解釈結果による層区分と既往の調査で推定された各層の代表的な速度値を用いて作成し、これをベースに観測された走時曲線を最もよく説明する速度モデルを逆解析により求めました。

この結果によると、中新統、東海層群、第四紀層とも、各層の出現深度が深くなると速度値が大きくなる傾向がみられます。これは、堆積岩の場合、上載荷重や堆積年代が大きくなると地層中の間隙率が小さくなるために起きる現象であると考えられ、このような効果による速度変化を考慮に入れて地下構造をモデル化しました。

図 3 に反射法探査結果と屈折法探査結果の見直し結果を示します。

< S 波速度 >

S 波速度については、既存の P S 検層データをもとに、濃尾平野における P 波速度(V_p)と S 波速度(V_s)の関係を検討し、次の関係式により求めました。

$$V_s (\text{km/s}) = 0.745 V_p (\text{km/s}) - 0.873$$

< 密度 >

密度(ρ)については、清洲のボーリング孔で実施された音波検層と密度検層結果をもとに、P 波速度と密度の関係を検討し、次の関係式により求めました。

$$\rho (\text{g/cm}^3) = 1.76 V_p (\text{km/s})^{0.239}$$

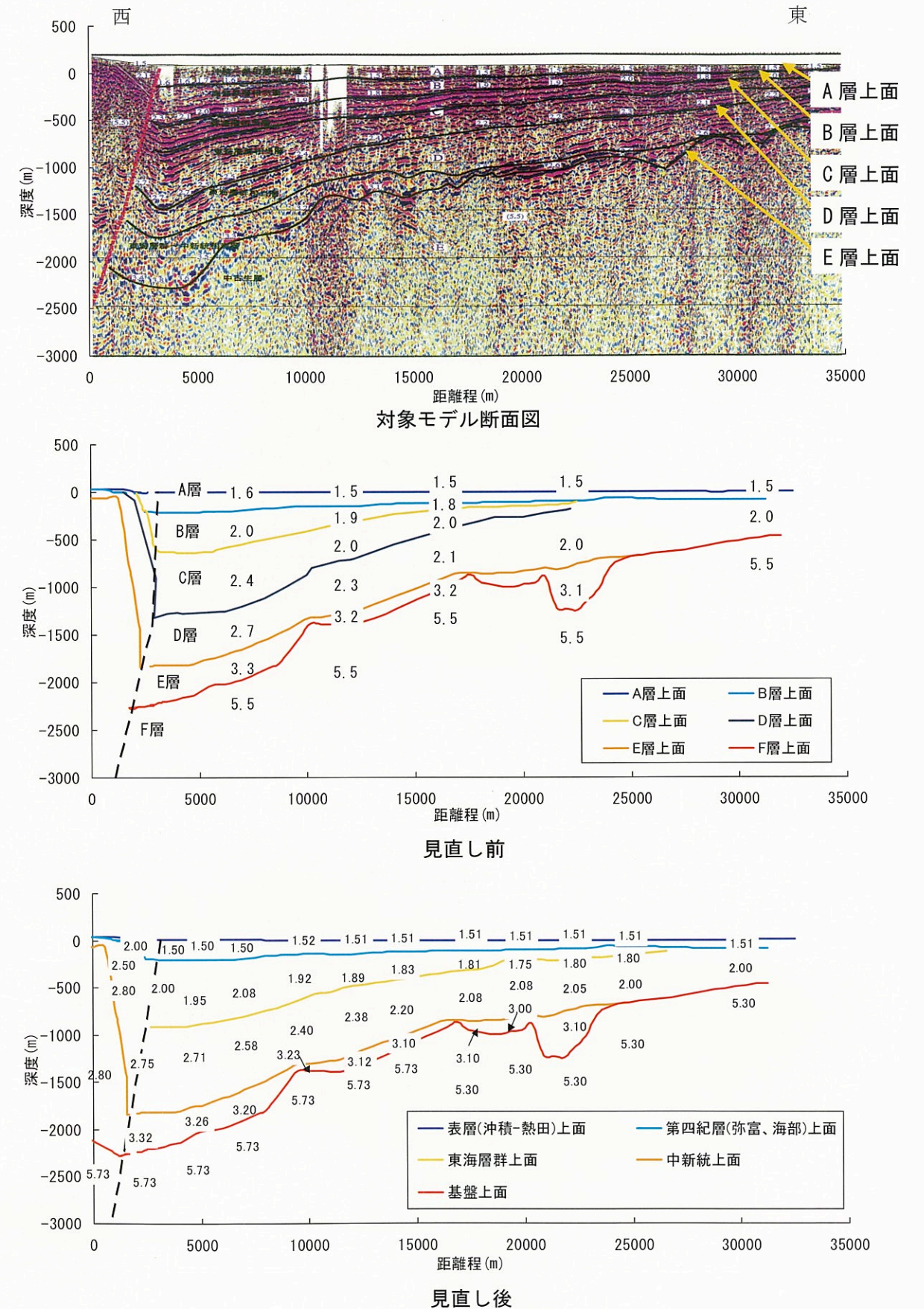


図 3 屈折法見直し結果 (平成 13 年度測線)

(2) 濃尾平野の3次元地下構造モデルの作成

平成11年度～13年度の反射法(屈折法)探査結果と既往の調査研究結果をもとに、濃尾平野全体における、基盤岩、中新統、東海層群および第四紀層の深度分布を推定しました。その結果に、各層の弾性波速度等の物性値を与えて、最終的な平野全体の3次元地下構造モデルを得ました。その特徴を要約すると以下の通りです。なお、表2には、各層の物性値を、図4には、3次元地下構造モデルを立体図として示します。

- ① 濃尾傾動運動の結果、基盤岩およびその上位の堆積層各層は、養老山地に向かって西に深く東に浅い構造を呈します。
- ② 地震基盤に相当する基盤岩は、養老山地の東の最深部では2000mを超えると推定されますが、東部では露岩しています。物性としては、P波速度5.5km/s、S波速度3.2km/s、密度2.6g/cm³程度の値が推定されます。
- ③ 基盤岩直上の中新統相当層も、西に向かい上面深度が深くなるとともに、層厚も物性も大きくなると推定されます。養老山地の東では深度2000m近くに達すると推定されます。物性値は深度が深くなるほど大きくなる傾向が見られ、P波速度2.8～3.4km/s、S波速度1.2～1.6km/s、密度2.25～2.35g/cm³程度の範囲の値が推定されます。
- ④ その上位の東海層群相当層も西に向かって深く且つ厚くなります。養老山地の東で最も深く1000m近くに達するとともに、層厚も1000m近くが推定されます。物性の変化が大きく、P波速度1.9～2.5km/s、S波速度0.5～1.2km/s、密度2.04～2.25g/cm³程度の幅で変化が推定されます。
- ⑤ その上位の第四紀層も同様な傾向があり、養老山地東では、1000m近い厚さがあると推定されます。物性値も変化しますが、東海層群程大きくはありません。P波速度1.7～2.5km/s、S波速度0.4～1.0km/s、密度2.00～2.19g/cm³程度であると推定されます。

表2 各層物性値一覧

地質	V_p (km/s)	V_s (km/s)	密度(g/cm ³)
表層 (沖積-熱田)	1.5	0.3	1.7
第四紀層 (海部累-弥富)	1.70-2.50 (1.88)	0.39-0.99 (0.53)	2.00-2.19 (2.05)
東海層群	1.86-2.80 (2.27)	0.51-1.21 (0.82)	2.04-2.25 (2.14)
中新統	2.80-3.35 (3.23)	1.21-1.62 (1.53)	2.25-2.35 (2.33)
基盤岩	5.5	3.2	2.6

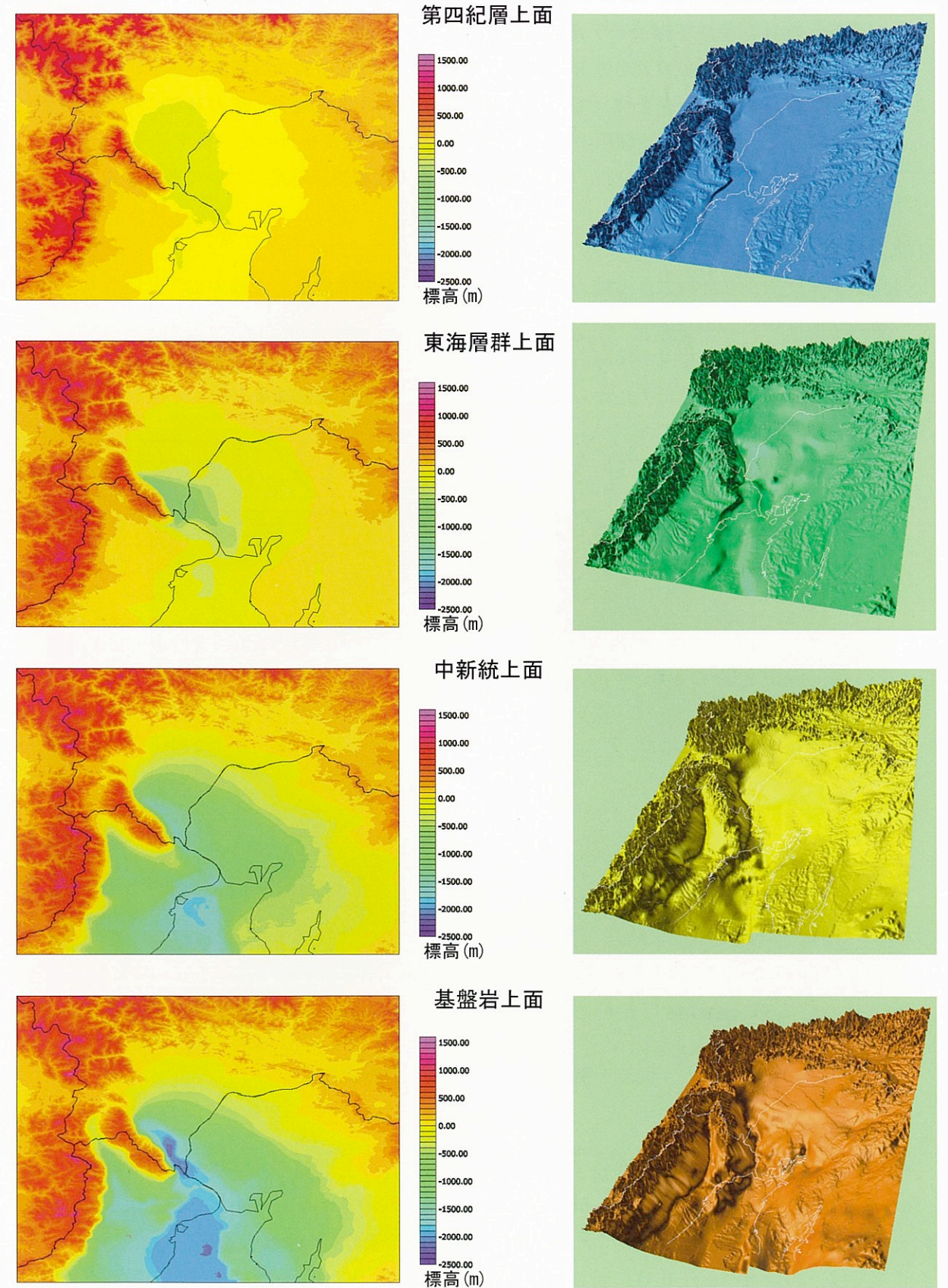


図4 3次元地下構造モデルの各地層境界上面標高図

(3) 作成した3次元地下構造モデルの検証

作成した地下構造モデルの妥当性を評価するために、平野内の強震計観測ネットワークで観測された地震記録や重力データを使って、卓越周期 (H/V)、S波増幅率、重力異常分布、走時データ、波形シミュレーションの5種類の独立した手法を用いて検証を行っています。

ここではそのうち、重力異常分布、卓越周期 (H/V) による検証結果について概述します。

①重力異常分布による検証

地下構造モデルから計算される重力異常分布を実測重力異常分布と比較することにより、モデルの密度値および3次元形状についての妥当性を検討しました。

図5がその結果です。左図が実測重力異常分布、右図が3次元地下構造モデルから計算した重力異常分布です。地下構造モデルから計算した重力異常分布は観測結果とよく一致しており、モデルの妥当性が示しています。

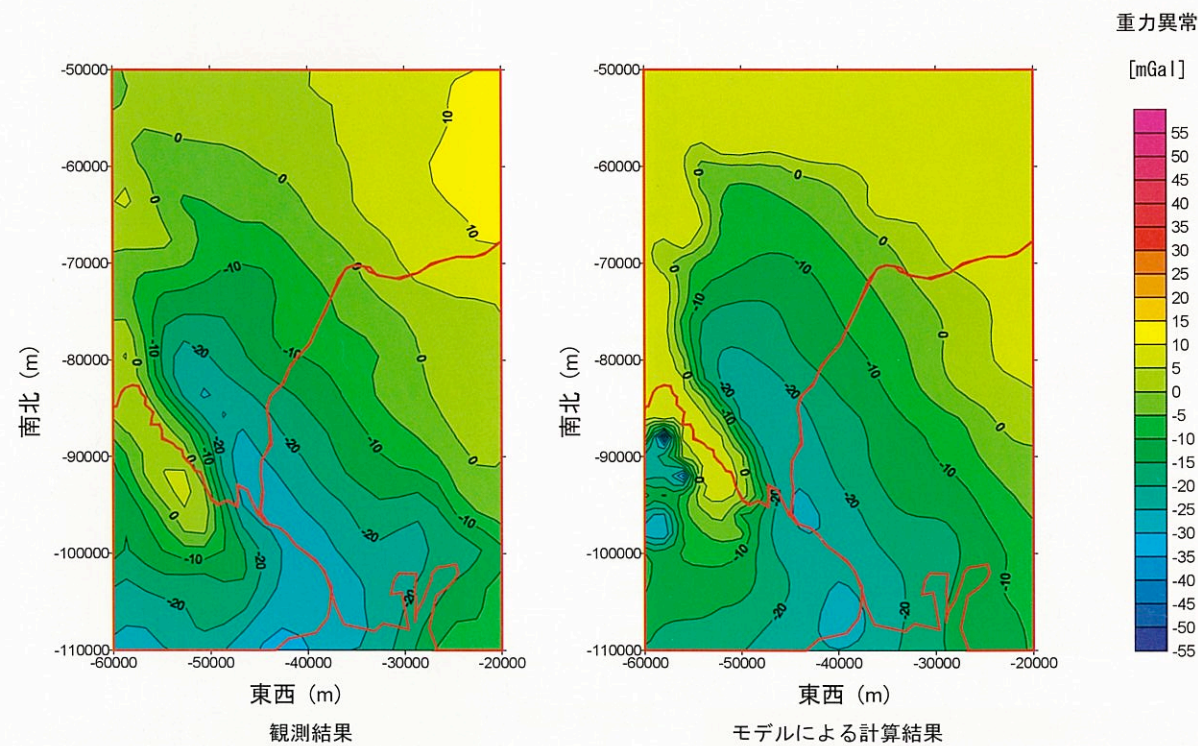


図5 実測と計算重力異常分布の比較

②卓越周期 (H/V) による検証

観測された地震波中の表面波部分 (レイリー波と仮定) の上下動と水平動の振幅スペクトル比 (H/V) と3次元地下構造モデルから計算されるレイリー波の基本モードの上下動と水平動の振幅比を比べることにより、地下構造モデル、特に基盤岩の深度分布の妥当性を検証しました。

ここでは、2000年10月6日に起こった鳥取県西部地震 (M7.1) を濃尾平野内の観測点で記録した地震波形を用いています。図6は、実測と計算 H/V を比較した結果です。図から分かるように、地下構造モデルから計算された H/V (赤線) のピークの位置は、平野北部の一部地域を除き、

観測結果 (青および緑線) とよく一致しており、地下構造モデル、特に基盤岩分布の妥当性が示されました。

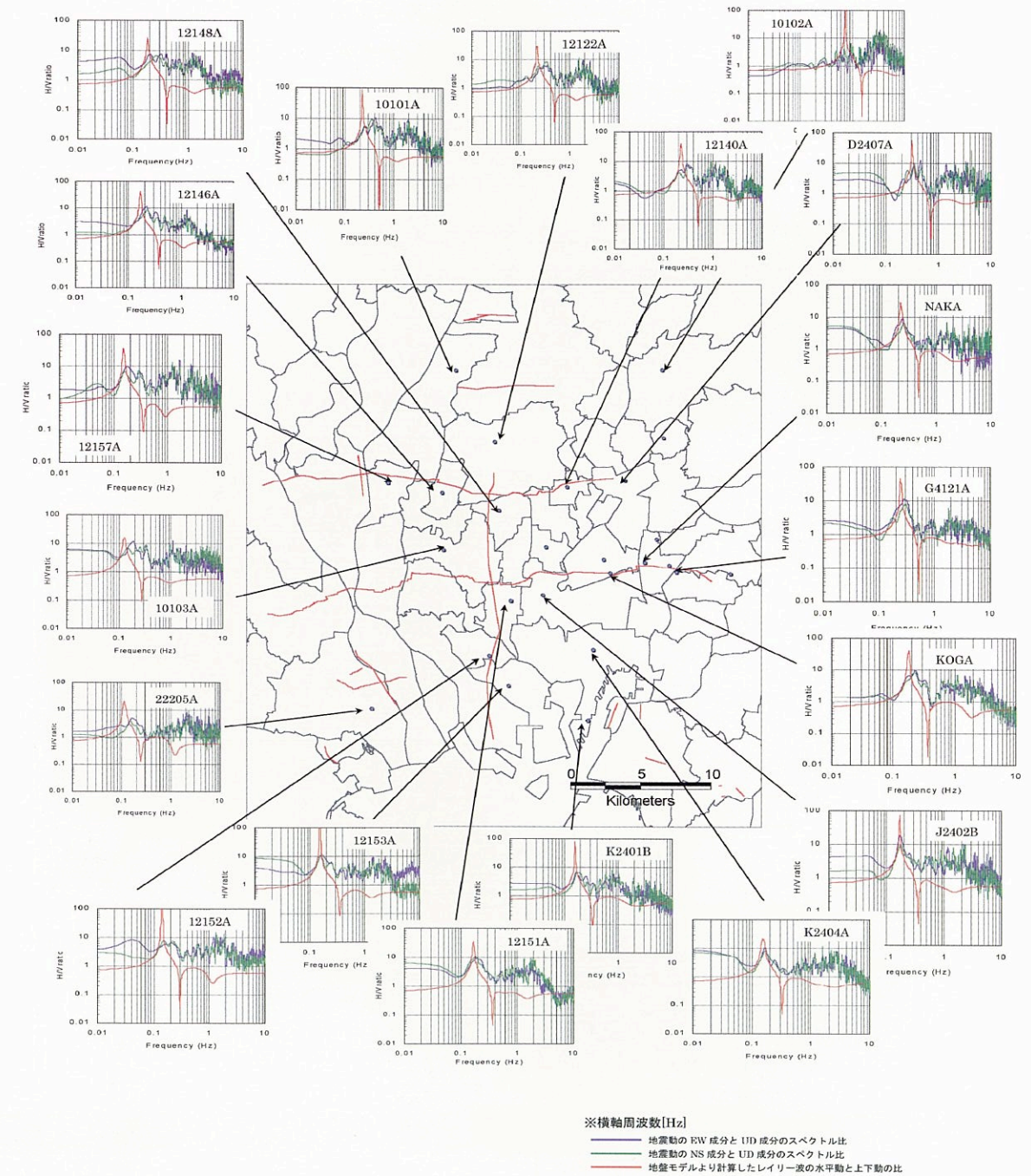


図6 卓越周期 (H/V) による検証

(4) 3次元有限差分法によるシミュレーション

作成した3次元地下構造モデルを用いて、地震が発生した後、地震の揺れが平野内をどのように伝播していくかをシミュレーションしてみました。図7は養老山地直下で発生した地震(岐阜県美濃中西部地震:1998年4月22日、M5.4)を用いたシミュレーション結果で、地震発生後、5秒、10秒、15秒、20秒後の各地の揺れの大きさを示しています。養老山地直下で起きた地震なので、養老山地の近くでは発生直後に大きな揺れが発生しますが、その揺れが、周辺に伝わっていく様子がわかります。また伝播する揺れは、堆積層が厚く分布する濃尾平野内で大きく、岩盤からなる周辺山地で小さいことがわかります。

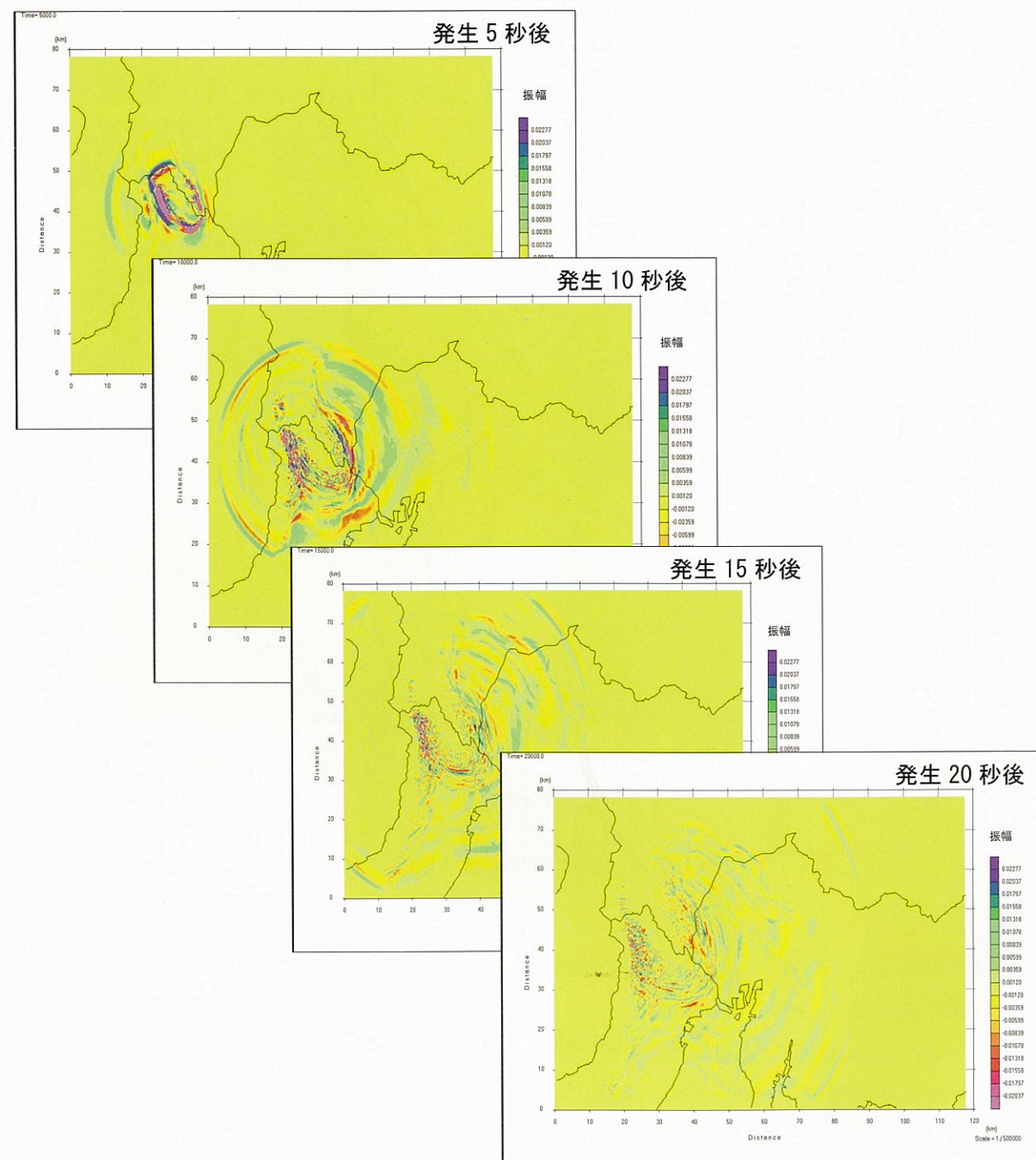


図7 地震動シミュレーション結果

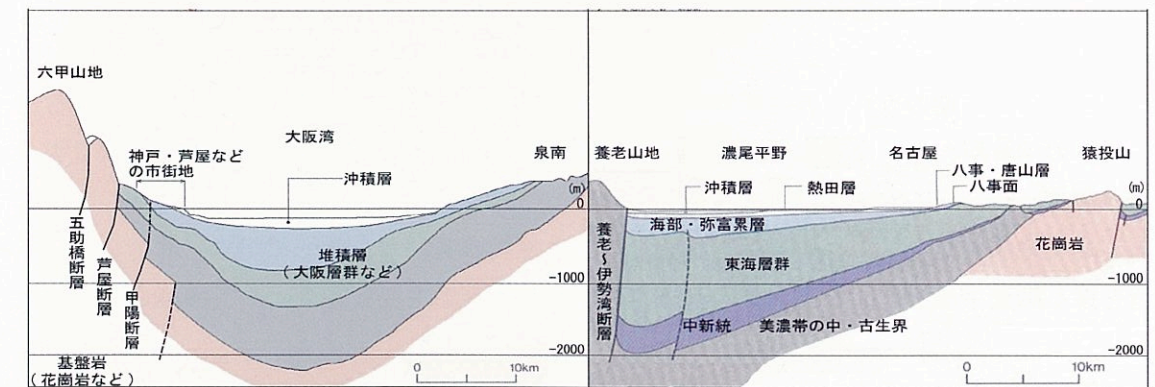
5. まとめ

平成11年度から14年度にわたる地下構造調査の結果、地震動の予測に必要な濃尾平野の3次元地下構造モデルが得られました。

濃尾平野は、西部で沈降、東部で隆起という地質学的な傾動運動(濃尾地塊傾動運動)の結果できた平野であると考えられています。平野は、西縁が養老断層系で絶ちきられ、東縁～東南縁は猿投山北断層とこれに連なる天白河口断層で区切られ、また北縁は根尾谷断層系他の断層で区切られ、基盤岩は周辺地域に対して盆地状の形状となっています。濃尾平野のこうした基盤岩の分布形状、特に養老断層付近は、図8に示すように阪神淡路大震災で大きな被害を受けた六甲山南麓沿いの断層の分布状況に対比され、堆積層内の地震波は2,000m以上に達する地下の基盤岩の壁や傾斜の影響などを受けて、地震動が増幅される現象が発生する可能性があります。

今後は、安全で安心な社会を形成するために、本モデルを使った地震動シミュレーションによって断層や盆地構造などの構造変化による地震動への影響について検討し、防災計画、施設の耐震強化等、地震防災対策に反映していく計画です。

最後になりましたが、4年間にわたる地下構造調査では、地域住民のみなさまをはじめ、多くの関係者、関係機関のご協力をいただきました。ここに記して感謝いたします。



六甲-泉南を結ぶ模式断面図
(藤田、1979を一部改変)

濃尾平野の模式断面図
(桑原、1968を一部改変)

図8 大阪平野と濃尾平野の地下構造の比較

参考資料

- 愛知県(2000):平成11年度濃尾平野地下構造調査報告書
- 愛知県(2001):平成12年度濃尾平野地下構造調査報告書
- 愛知県(2002):平成13年度濃尾平野地下構造調査報告書

用語説明

地震基盤

一般に古い時代の固い岩盤で、地震波の速度で言うと、P波速度で5.0km/s程度、S波速度で3.0km/s程度以上の岩盤を指します。

P波

地震波のうち、一番最初に到達する波を差します。Primary Wave（最初の波）の略です。地震の揺れを感じる時、最初に感じる小さな揺れは大体P波です。

S波

地震波のうち、P波の次に到達する波という意味で、Secondary Wave（2番目の波）の略です。通常の地震で感じる大きな揺れは大体S波です。

レイリー波

地震波の中にはP波やS波以外に地表に沿って伝わる波があります。それを表面波と言いますが、その一種です。堆積層が厚い所では、この波が卓越し、振幅が大きく継続時間の長い揺れを引き起こす原因となります。

周期

地震動の振動の繰り返しの時間です。周期が長い地震は地面がゆっくり揺れ、短い地震はカタカタ揺れるというような感じですが。

卓越周期

地震動の振動周期のうち、特に振幅が大きい振動の周期のこと。振動の振幅が大きくなる、つまり地震の揺れが大きくなる周期ですので、地震防災上、特に注意すべき地震動の特徴です。

反射法探査

人工的な地震を起こしてその揺れを地表に並べた感度の高いセンサーで記録、解析し、地下の構造を探る調査手法です。濃尾平野の調査では、この調査が主要な調査として実施されました。

屈折法探査

反射法探査と同様な観測を行い収録した記録の中から、地震波の伝播時間を解析し、地下の地震波速度を調査する手法です。濃尾平野の調査では、反射法探査と同じ測線で実施された屈折法探査の記録が解析されました。

微動アレイ探査

波浪の影響による振動、自動車の走行による振動や工場の振動等で地面は常にごくわずかですが揺れています。その非常に小さな揺れを高感度のセンサーで感知し、揺れの伝播特性を解析することによって、地下の地震波速度、特にS波速度を推定する調査方法です。

大深度ボーリング

地下に孔を掘る方法をボーリングと言います。大深度ボーリングでは、地下何百メートルや何千メートルまで孔を掘り、地層や孔沿いの物性値を調べます。

上載荷重

文字通り、上に載る荷重を意味し、上に載っているもの(土)の自重によりもたらされます。堆積層では、堆積層の厚さに応じてこの上載荷重が変わるため、同じ組成の堆積層でも地震波速度等の物性が変わることが知られています。

重力異常

地表で感じる標準的な重力の値からのずれを指します。重力異常がプラスに大きいところでは、地下に周辺に比べて重たいもの（密度の大きいもの）があり、マイナスに大きいところでは、軽いもの（密度の小さいもの）があるといえます。堆積層は基盤岩より密度が小さいので、堆積層の厚いところでは、重力異常が小さくなります。

差分法

地震動をシミュレーションする方法の1つ。地下構造をグリッドやメッシュに分け、それぞれに地震波速度等の物性値を与えてモデル化し、地震波の伝播を計算する方法です。3次元差分法を使えば、平野や盆地の形状等を正確に取り入れた地震動のシミュレーションができます。