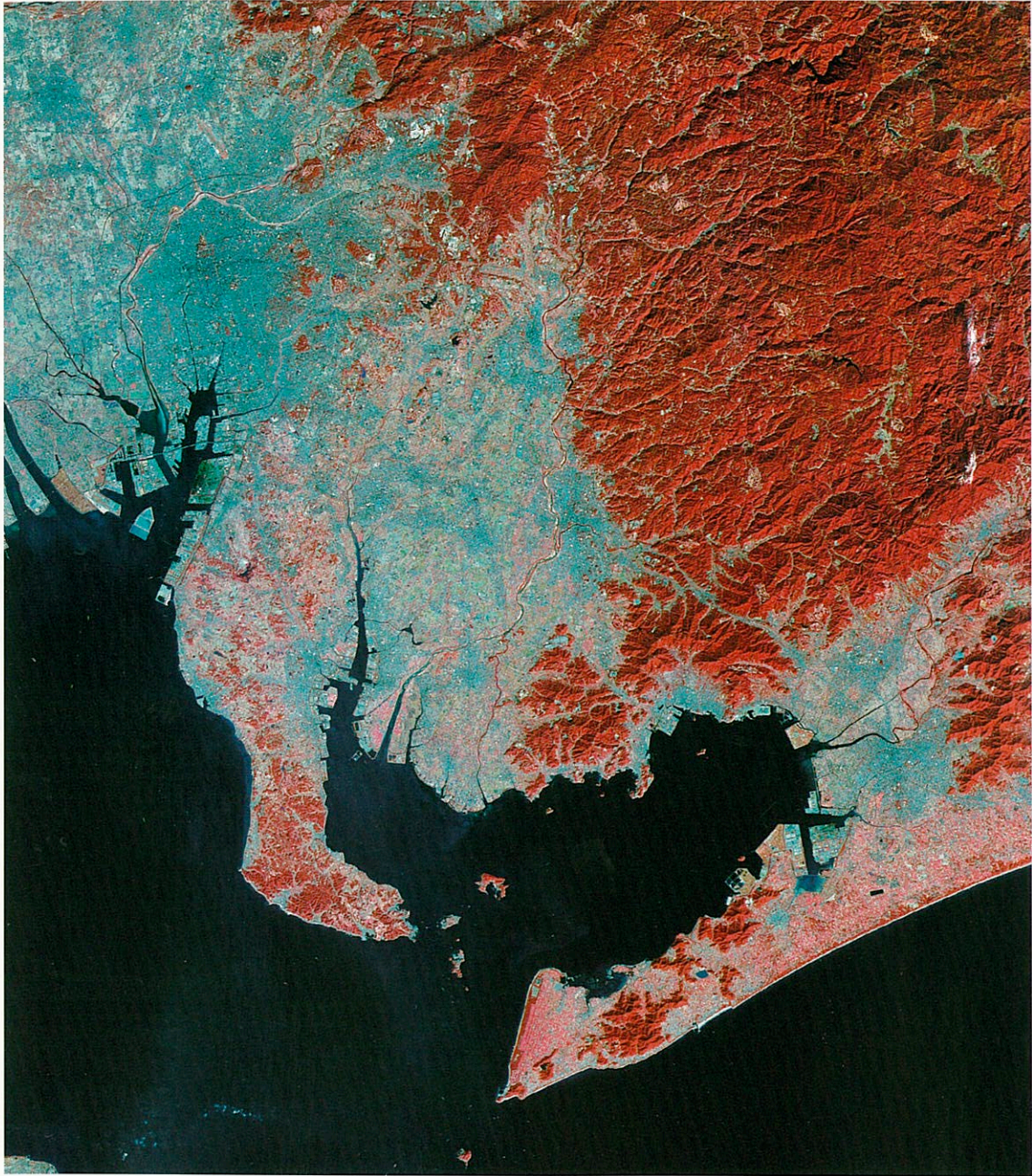
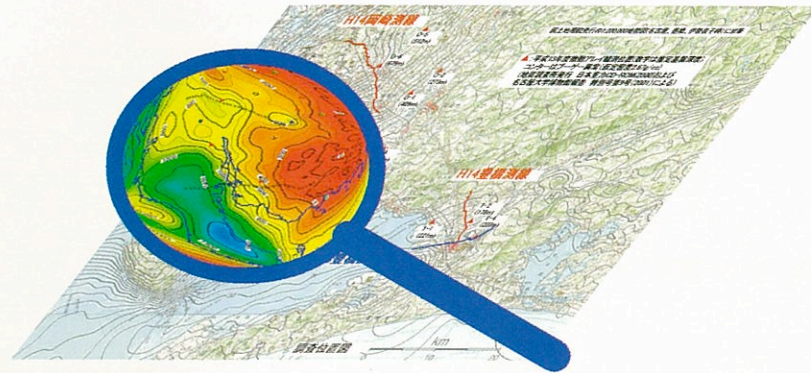


平成 16 年度 三河地域堆積平野地下構造調査



平成 17 年 3 月

平成 16 年度三河地域堆積平野地下構造調査(概要版)

発行 愛知県
調査 三河地域堆積平野地下構造調査委員会
事務局 愛知県防災局防災課
名古屋市中区三の丸三丁目 1 番 2 号 (〒460-8501)
電話 052(954)6190 (ダイヤルイン)
FAX 052(954)6911
電子メール bosai@pref.aichi.lg.jp
調査実施機関 株式会社地球科学総合研究所
応用地質株式会社

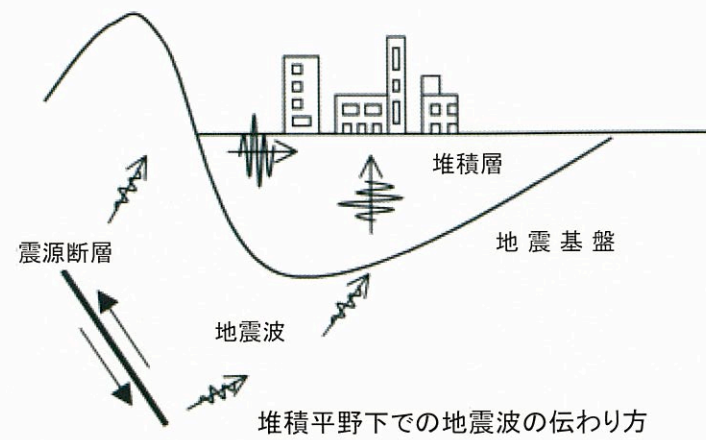
平成 17 年 3 月



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」がどうして起きたかという原因

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盤が大きく沈みこんでいるため、六甲山地側に回り込み、この埋もれた崖を通過して横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、地震の時の地面の揺れは、地震を発生させる断層（震源断層）の大きさや動き方だけでなく、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。

愛知県には、濃尾平野、岡崎平野、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、防災上きわめて有益です。愛知県では、平成11年度から平成14年度まで濃尾平野の地下構造調査を実施しました。平成13年度から岡崎平野と豊橋平野の地下構造調査を実施しています。ここでは、これまでに実施した三河地域堆積平野（岡崎平野と豊橋平野）の調査結果を取りまとめました。なお、この調査は、下記の三河地域堆積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。

三河地域堆積平野地下構造調査委員会委員（平成16年度）

青木治三	(財)地震予知総合研究振興会 東濃地震科学研究所所長	入倉孝次郎	京都大学副学長
岡田篤正	京都大学大学院理学研究科教授	海津正倫	名古屋大学大学院環境学研究科教授
工藤一嘉	東京大学地震研究所助教授	河邑 眞	豊橋技術科学大学工学部教授
鈴木康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授	澤田義博	名古屋大学大学院工学研究科教授
福和伸夫	名古屋大学大学院環境学研究科教授	平原和朗	名古屋大学大学院環境学研究科教授(委員長)
正木和明	愛知工業大学土木工学部教授	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質情報 研究部門地殻構造研究グループ長

(表紙の写真は三河地域の堆積平野とその周辺のランドサット合成衛星画像)

地下構造調査では何を調べるのでしょうか？

- ① 阪神・淡路大震災の例にあるように、地震の揺れは、地震の大きさだけでなく、地震基盤やその上の地層（堆積層）の形状に影響されます。ですから、地震基盤の形状と堆積層のつながり方を知る必要があります。
- ② 地震の揺れは、P波（最初に来るカタカタと縦に揺れる波）、S波（P波の後に来るユサユサと横に揺れる波）および表面波（S波の後に来るユラユラと長く続く揺れ）などがあります。一般に、地震の被害は、S波や表面波などの揺れで起こる場合が多いといわれています。したがって、地震の揺れを推定するためには堆積層と基盤のP波速度（地層内をP波が伝わる速さ）とS波速度（地層内をS波が伝わる速さ）を知る必要があります。
- ③ 地下構造調査ではこれらの地下に関する情報を収集・分析して地震防災の基礎資料とします。

2 調査概要

上記の目的のため、三河地域堆積平野において地下構造調査を実施しました。

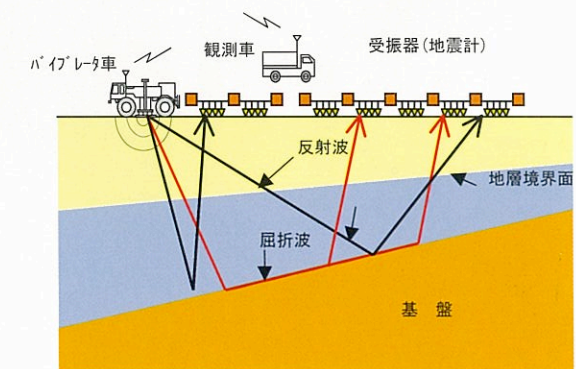
平成13年度には、三河地域堆積平野（岡崎平野と豊橋平野）の地質概要を把握するために、既存資料の収集・整理・分析を行いました。また、大まかな基盤深度構造と基盤のS波速度を得るために、岡崎平野8地点、豊橋平野4地点の合計12地点において微動アレイ探査を実施しました。

平成14年度には、岡崎平野18kmと豊橋平野11kmの区間、平成15年度には、岡崎平野20kmと豊橋平野10kmの区間において、基盤までの堆積層の速度構造を求める目的で、P波反射法地震探査、P波屈折法地震探査を実施しました。また、堆積層中におけるP波速度とS波速度の関係を推定するためにS波反射法地震探査（平成14年度）を実施しました。平成15年度にはこれらの結果を用いて岡崎平野および豊橋平野の地下構造モデルも推定しました。

平成16年度には、これまで調査が行われていなかった岡崎平野中央部において南北方向20kmの区間においてP波反射法地震探査、P波屈折法地震探査を実施しました。そして、総合解析として、これまでの調査結果や地盤資料・地震観測記録に基づいて地下構造モデルを作成し、地震動シミュレーションを行いました。

反射法地震探査と屈折法地震探査

反射法地震探査は、大型の震源車（パイプレータ車）などで人工的に地面を揺らし、地下の地層境界などで反射して戻って来る波（反射波、右図の黒い線）を地表に並べた受振器（地震計）で記録、解析し、堆積層や基盤の形状や地層の速度などの地下構造を明らかにする調査方法です。利用する波によって、P波反射法とS波反射法があります。



屈折法地震探査は、屈折波と呼ばれる地層境界に沿って伝えわる波（上の図の赤い線）が受振器に到達する時間を用いる調査手法ですが、反射法ではわからないことが多い基盤のP波速度が得られます。

3 平成 16 年度地震探査の結果

図1は平成 16 年度に岡崎平野で得られた P 波反射法深度断面図です。基盤上面の形状は凸凹しており、その深度は最大 1100m 程度に達します。堆積層は水平もしくはやや北上がりですが、東浦町生路(CDP 番号 850)付近で大きく食い違っています。これはこれまでに知られている大高-

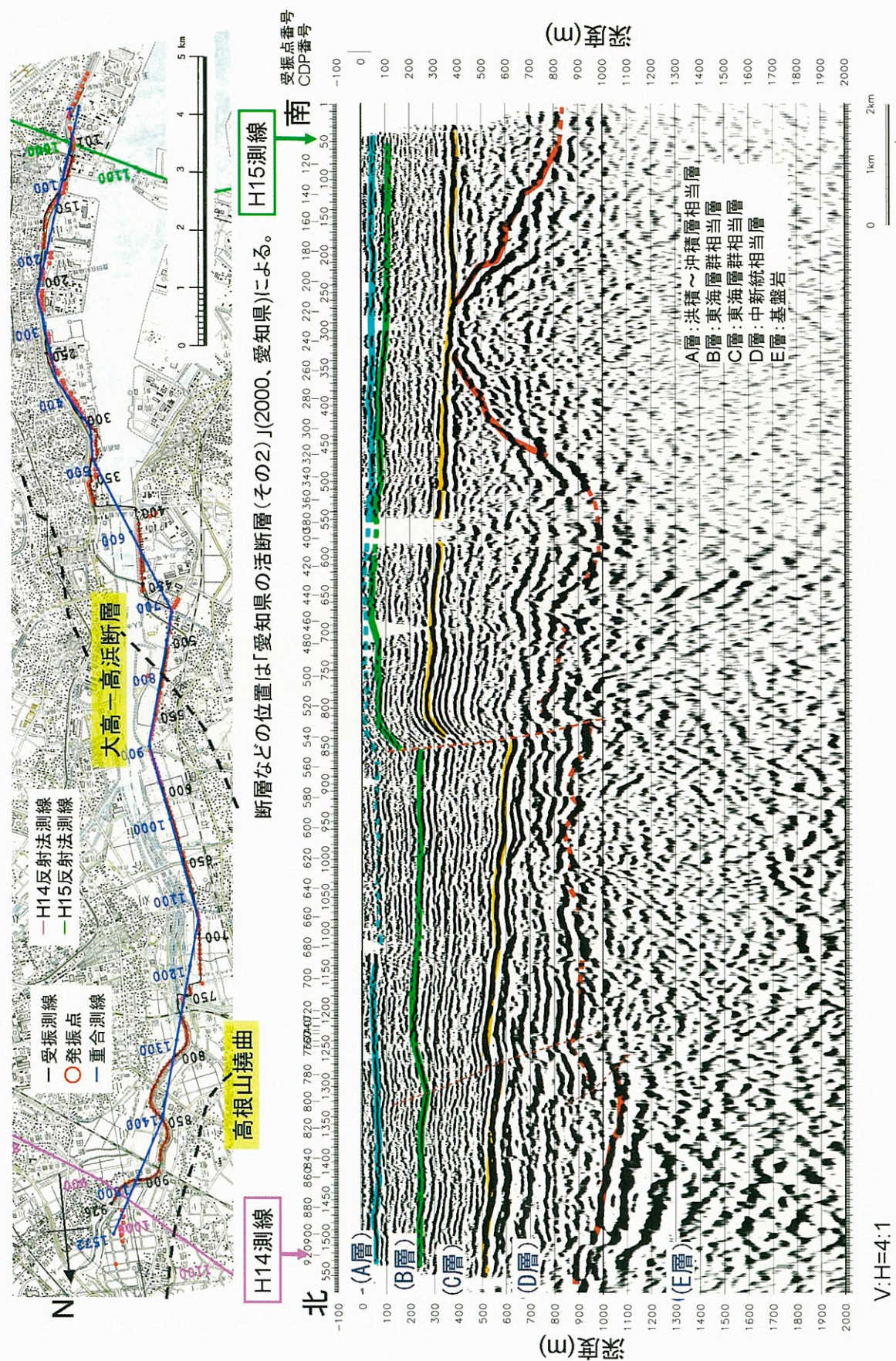


図1 平成 16 年度岡崎平野 P 波反射法深度断面図 (縦:横=4:1)

高浜断層の位置に当たります。これ以外にも、CDP1300(刈谷市三田町)付近に基盤の不連続が見られます。反射法の解析の結果、堆積層の P 波速度は深度と共に速くなり、1.6km/sec~3.0km/sec を示します。図1には、反射法解析の結果得られた地層境界(速度境界)を示しました。各層の P 波速度は図3に示しました。反射法で用いた受振器展開を用いて実施した P 波屈折法地震探査の結果、基盤からの屈折波は、発振点からの距離 0.5km~14km の間で確認されています(図2)。これらの屈折波の到達時間(走時)から、反射法では求めるのが難しい基盤の P 波速度を約 5.0km/sec と推定しました。P 波反射法の結果からだけでは、S 波の速度はわかりませんが、岡

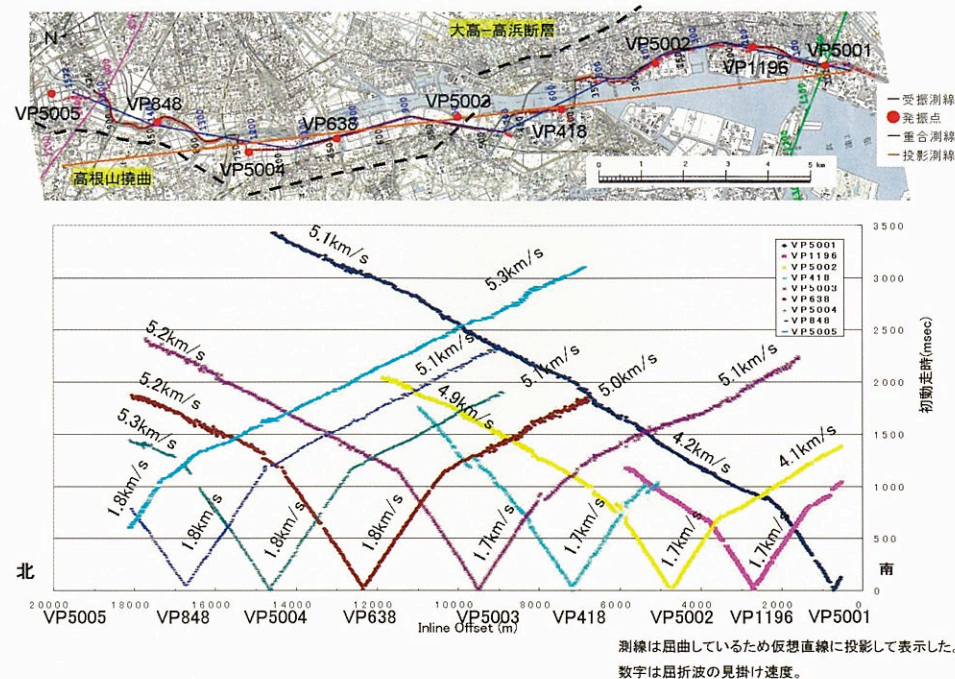


図2 平成 16 年度岡崎平野屈折記録の初動走時

崎平野では、平成 14 年度に実施した S 波反射法の結果から S 波の速度が 0.3km/sec 以上の堆積層内において P 波速度と S 波速度の関係が求められています(詳しくは、平成 14 年度三河地域堆積平野地下構造調査報告書をご覧ください)。この結果を用いて P 波速度から S 波速度を推定しました。この結果を図3に示しました。基盤の S 波速度は、既存資料による結果を示しました。

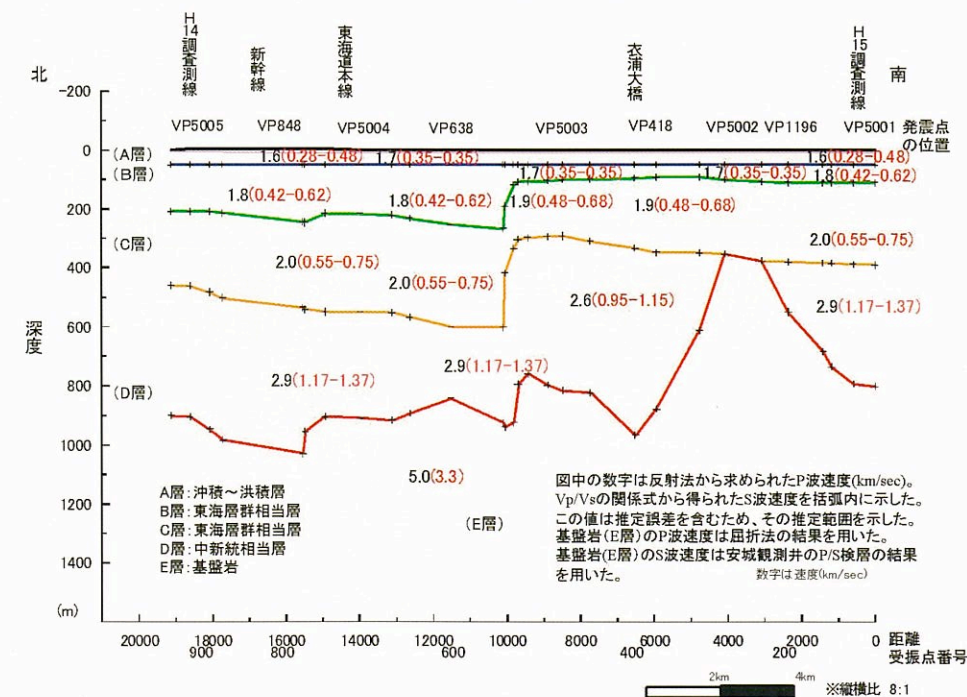


図3 平成 16 年度岡崎平野測線に沿った P 波および S 波速度構造図

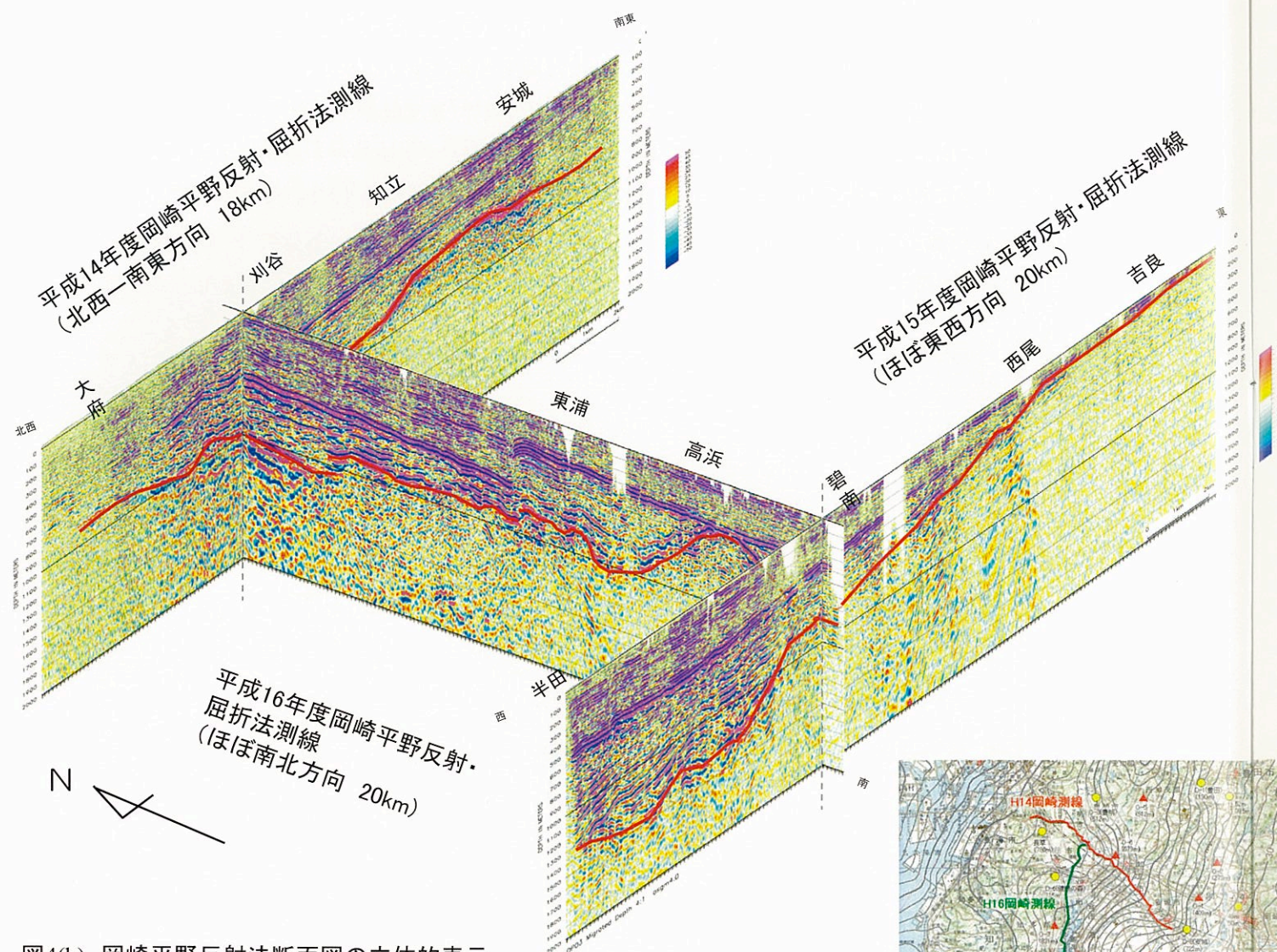


図4(b) 岡崎平野反射法断面図の立体的表示
平成14年度から平成16年度までの調査結果を南側(図4(a)中の黒色の矢印)から見た結果。

図4(b)は岡崎平野における平成14年度から平成16年度の調査結果(反射法深度断面図)を立体的に示した結果です。図中には基盤上面を赤線で示しました。これらの結果と既存の資料を用いて、岡崎平野における基盤上面深度と堆積層中の顕著な反射面(地層境界)を3次的に推定しました。図5には豊橋平野とあわせてこの結果を立体的に表示しました。

これらの結果から次のことがわかりました。

岡崎平野の平成14年度から平成16年度までの調査結果

- ①基盤上面は凸凹がありますが、岡崎平野全体としては、西側に向かって落ち込んでいます。
- ②基盤の上の堆積層も全体としては西に向かって下がっています。
- ③堆積層のP波速度は、1.6km/sec~3.1km/secまで漸増しています。
- ④反射法地震探査の結果から、高根山撓曲(平成14年度)、大高-高浜断層(平成14年度及び平成16年度)、加木屋-成岩断層、平井撓曲(平成15年度)などの断層や撓曲の位置がわかりました。
また、平成16年度の調査結果から、大高-高浜断層の推定位置付近で堆積層が大きく食い違っていることがわかりました。
- ⑤基盤岩のP波速度は5.0~5.2km/sec程度です。

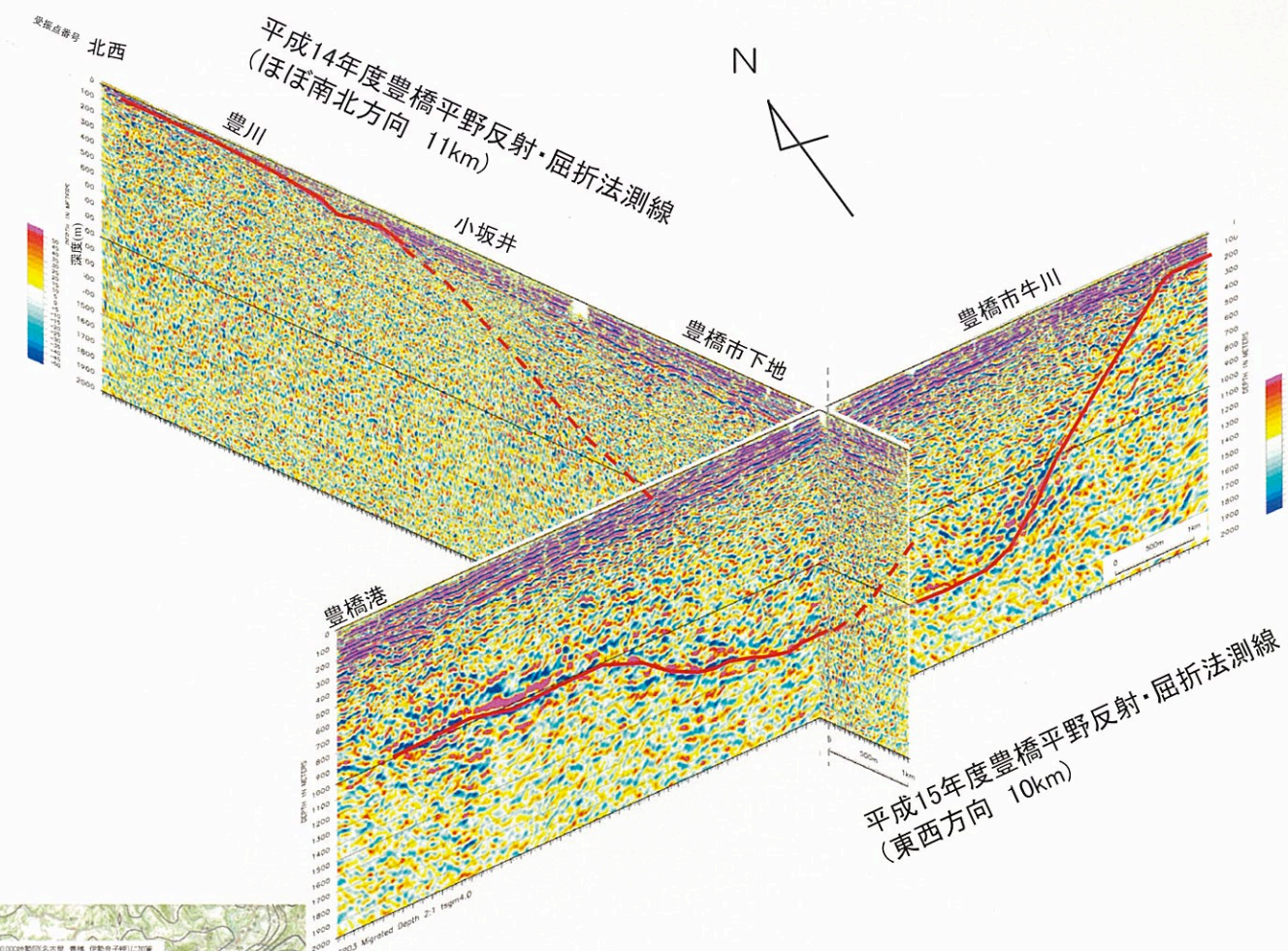


図4(c) 豊橋平野反射法断面図の立体的表示
平成14年度と平成15年度の調査結果を南西側(図4(a)中の緑色の矢印)から見た結果。

図4(c)は豊橋平野における平成14年度と平成15年度の調査結果(反射法深度断面図)を立体的に示した結果です。図中には基盤上面を赤線で示しました。これらの結果と既存の資料を用いて、豊橋平野における基盤上面深度と堆積層中の顕著な反射面(地層境界)を3次的に推定しました。図5には岡崎平野とあわせてこの結果を立体的に表示しました。

これらの結果から次のことがわかりました。

豊橋平野の平成14年度および平成15年度調査結果

- ①平成14年度の結果からは、基盤の構造ははっきりとはわかりませんが、平成15年度の結果とあわせて考えると基盤は豊橋平野中央部ですり鉢状にへこんでいる可能性があります。
- ②深度200mまでの堆積層はほぼ水平ですが、基盤のすぐ上にあるD層には明瞭な反射面が見られないのが特徴です。
- ③堆積層のP波速度は、1.6km/sec~4.3km/secまで漸増しています。
- ④平成14年度測線は中央構造線と交差している可能性がありますが、中央構造線を示唆する特徴は反射法の結果からは得られませんでした。
- ⑤基盤岩のP波速度は4.5~5.3km/sec程度です。

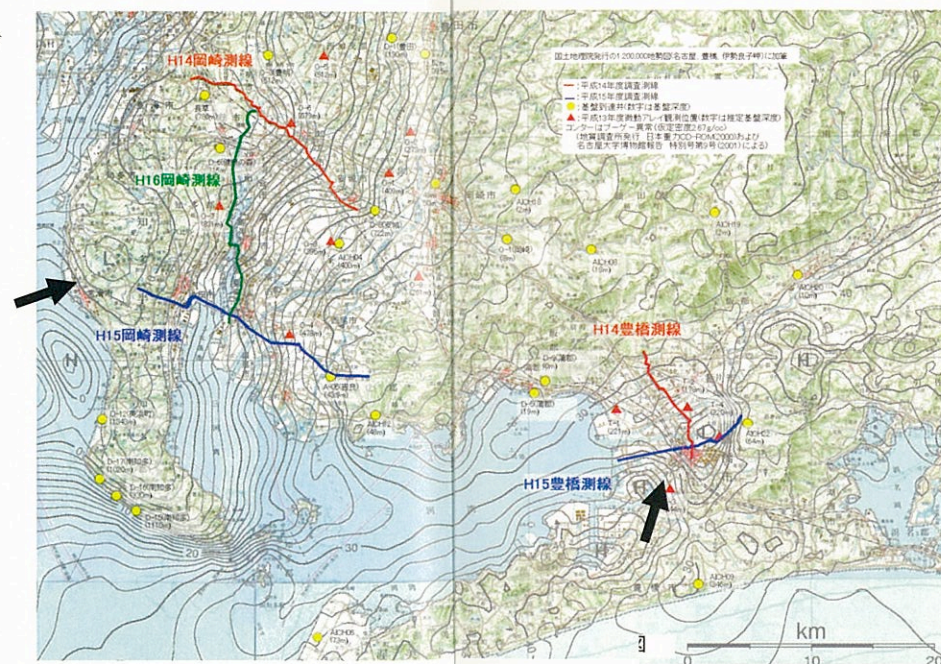
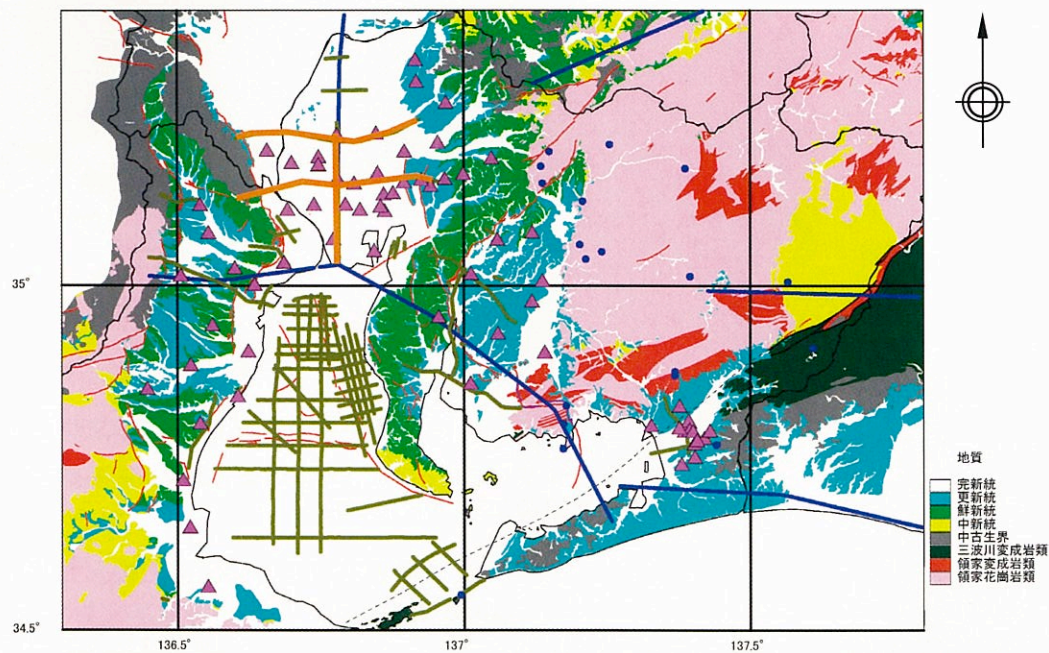


図4(a) 測線位置図

濃尾平野における地下構造調査結果

濃尾平野においては、平成 11 年度から平成 13 年度にかけて地下構造調査（反射法地震探査、屈折法地震探査、微動アレイ探査）を、平成 14 年度に総合解析を実施しています。以下に濃尾平野地下構造調査のうち、反射法地震探査結果を示します。各断面図には、基盤岩類の上面位置が連続的に明瞭にとらえられています。養老山地のある西（図左側；平成 11 および 13 年度測線）および南（図右側；平成 12 年度測線）に向かうにつれて基盤岩類の深度が深くなっていく様子、養老山地東麓の養老断層付近では分布が不連続になっていて断層で断ち切られていることがわかります。



※オレンジ線が濃尾平野地下構造調査における反射法地震探査測線の位置を示す

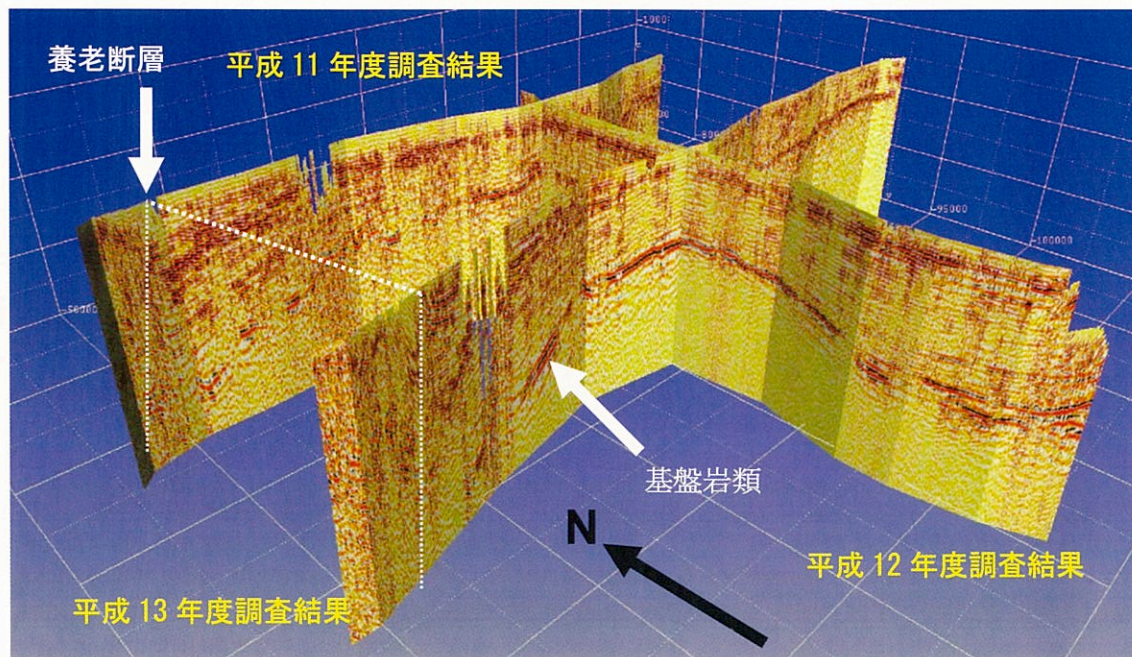


図 平成 11 年度から平成 13 年度の濃尾平野における調査結果

4. 総合解析

(1) 三河地域堆積平野の3次元地下構造モデルの作成

平成 13 年度～平成 16 年度の微動アレイ探査や地震探査結果と既往の調査研究結果をもとに、三河地域における、各層の境界を推定しました。その結果に、弾性波速度等の物性値を与えて、3次元地下構造モデルを作成しました。その特徴を要約すると以下の通りです。

なお、表1には各層の物性値を、図5には濃尾平野を含めた愛知県全域の3次元地下構造モデルによる各層の等高線図と鳥瞰図を示します。

- ① 岡崎平野において地震基盤に相当する基盤岩類は、西に深く東に浅くなっており、最深部で 1000m 程度、さらに知多半島の西の濃尾平野・伊勢湾域では最深部で 2000m を越える深さにあると推定されます。豊橋平野の地震基盤に相当する層は、平野の中心部においてすり鉢にくぼんだ形状をしており、最深部で 1500m 程度にあると推定されます。物性値は、P波速度 5.5km/s、S波速度 3.3km/s、密度 2.7g/cm³程度の値が推定されます。
- ② 豊橋平野においては地震基盤のすぐ上に、物性値としてP波速度 4.0km/s 程度、S波速度 2.0km/s 程度、密度 2.25g/cm³程度の層（以下、D層）が深度 200m 程度まですり鉢を埋めるように分布していると推定されます。D層の地質については本調査では特定することができませんでした。岡崎平野においてはD層の存在は確認できず、濃尾平野においてもD層に相当する層の存在は確認していません。
- ③ 岡崎平野の基盤岩類の上位の中新統相当層は、西に向かって深くなるとともに層厚が厚くなり、岡崎平野の西では 500m 程度、知多半島先端部の露頭域では層厚は 1500m 程度になると推定されます。物性値はP波速度 3.0km/s、S波速度 1.3km/s、密度 2.25g/cm³程度です。豊橋平野においては中新統相当層の存在は確認していません。

表1(a) 各層の物性値一覧(岡崎平野)

地質	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第四紀層	1.7	0.35	1.85
東海層群相当層	2.1	0.6	2.00
中新統相当層	3.0	1.3	2.25
基盤岩類	5.5	3.3	2.65

表1(b) 各層の物性値一覧(豊橋平野)

地質	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第四紀層 (A層)	1.7	0.35	1.85
第四紀層 (B層)	2.1	0.6	2.00
第四紀層 (C層)	2.2	0.8	2.05
D層	4.0	2.0	2.40
基盤岩類	5.5	3.3	2.65

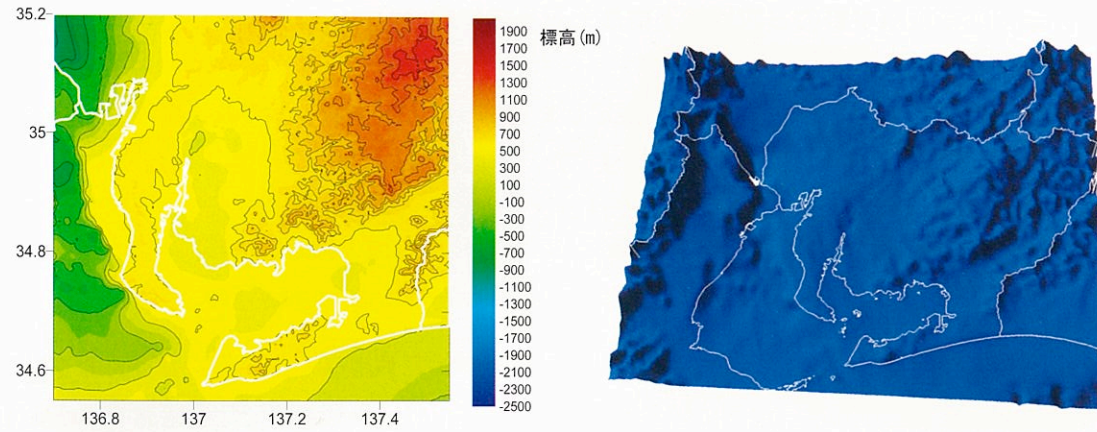
[参考]

表1(c) 各層の物性値一覧(濃尾平野)

地質	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第四紀層(沖積-熱田)	1.4 - 1.9	0.1 - 0.5	1.4 - 2.0
第四紀層(海部-弥富)	1.6 - 2.1	0.4 - 0.7	1.9 - 2.1
東海層群相当層	1.8 - 2.4	0.5 - 0.9	2.0 - 2.2
中新統相当層	2.8 - 3.4	1.1 - 1.8	2.2 - 2.4
基盤岩類	5.5	3.0	2.60

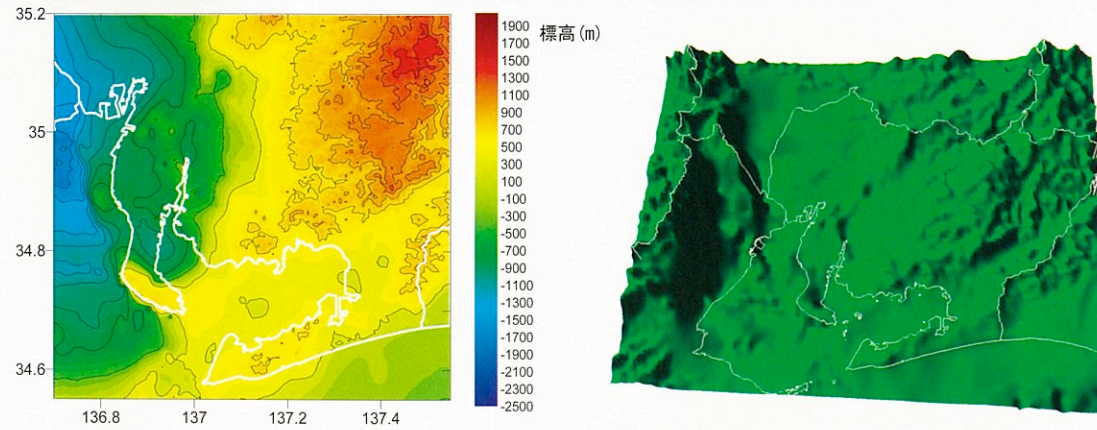
東海層群上面

※豊橋平野には、東海層群が確認されていないので、第四紀層の基底面（D層上面）を表示しています。



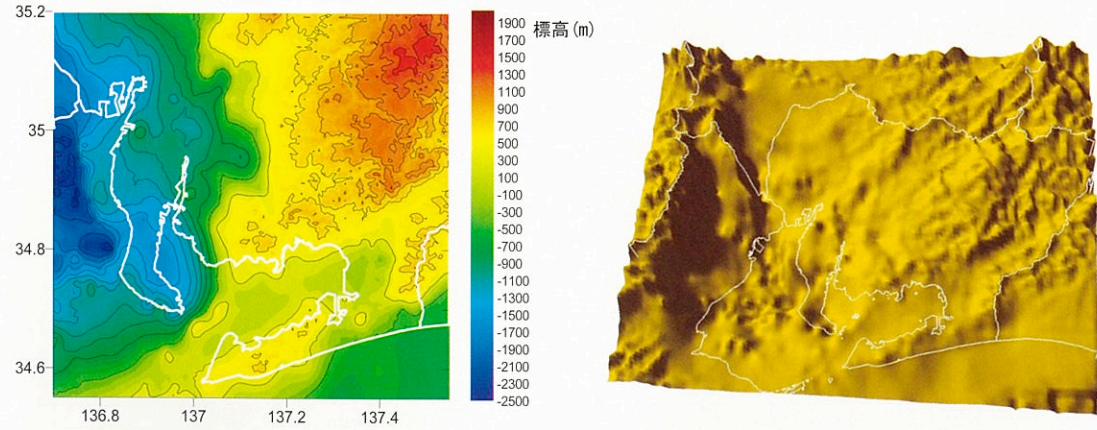
中新統上面

※豊橋平野には、中新統が確認されていないので、第四紀層の基底面（D層上面）を表示しています。



D層上面

※岡崎平野には、D層が確認されていないので、基盤岩類上面を表示しています。



基盤岩類上面

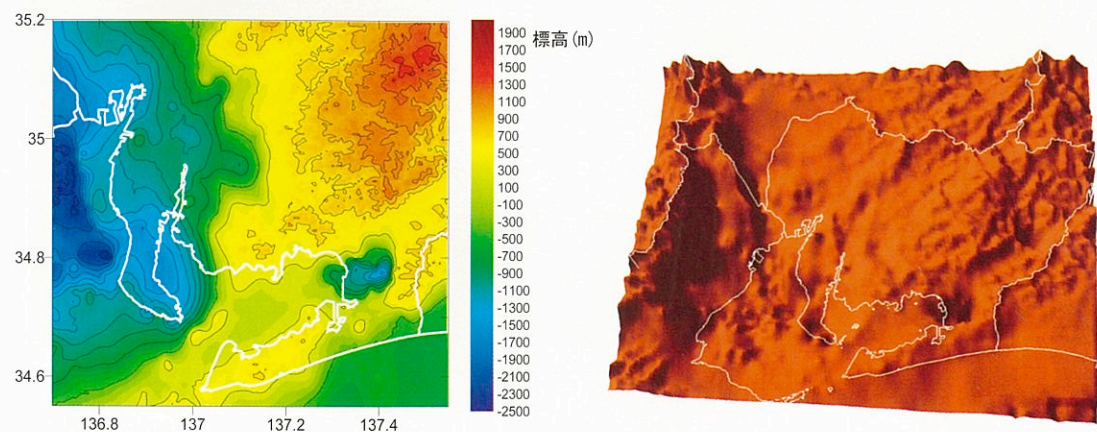


図5 3次元地下構造モデルの各地層境界上面標高等高線図(左)と鳥瞰図(右)

- ④ 岡崎平野の中新統相当層の上位の東海層群相当層も西に向かって深くなり、層厚も厚くなり、最深部で層厚も400m近くになります。濃尾平野ではさらに厚くなり、養老山地付近の西縁で層厚は1000m程度と推定されます。物性値はP波速度2.1km/s、S波速度0.6km/s、密度2.2g/cm³程度です。豊橋平野においては東海層群相当層の存在は確認していません。
- ⑤ 第四紀層の物性値は、P波速度1.7km/s、S波速度0.35km/s程度、密度1.85g/cm³程度です。岡崎平野では層厚100m程度、豊橋平野においてはD層の上位に分布し、層厚は200m程度です。

(2) 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、強震計観測ネットワークで観測された地震記録を用いて検証を行いました。

ここでは、卓越周期(H/V)に基づく検証結果について概略を述べます。

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、特に基盤岩類の深度分布の妥当性を検証しました。図6は、観測記録のH/Vと地下構造モデルより得られる理論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(周期)は、観測結果(黒線)とよく一致しており、3次元地下構造モデル、特に基盤岩類分布が妥当なものであることが示されています。

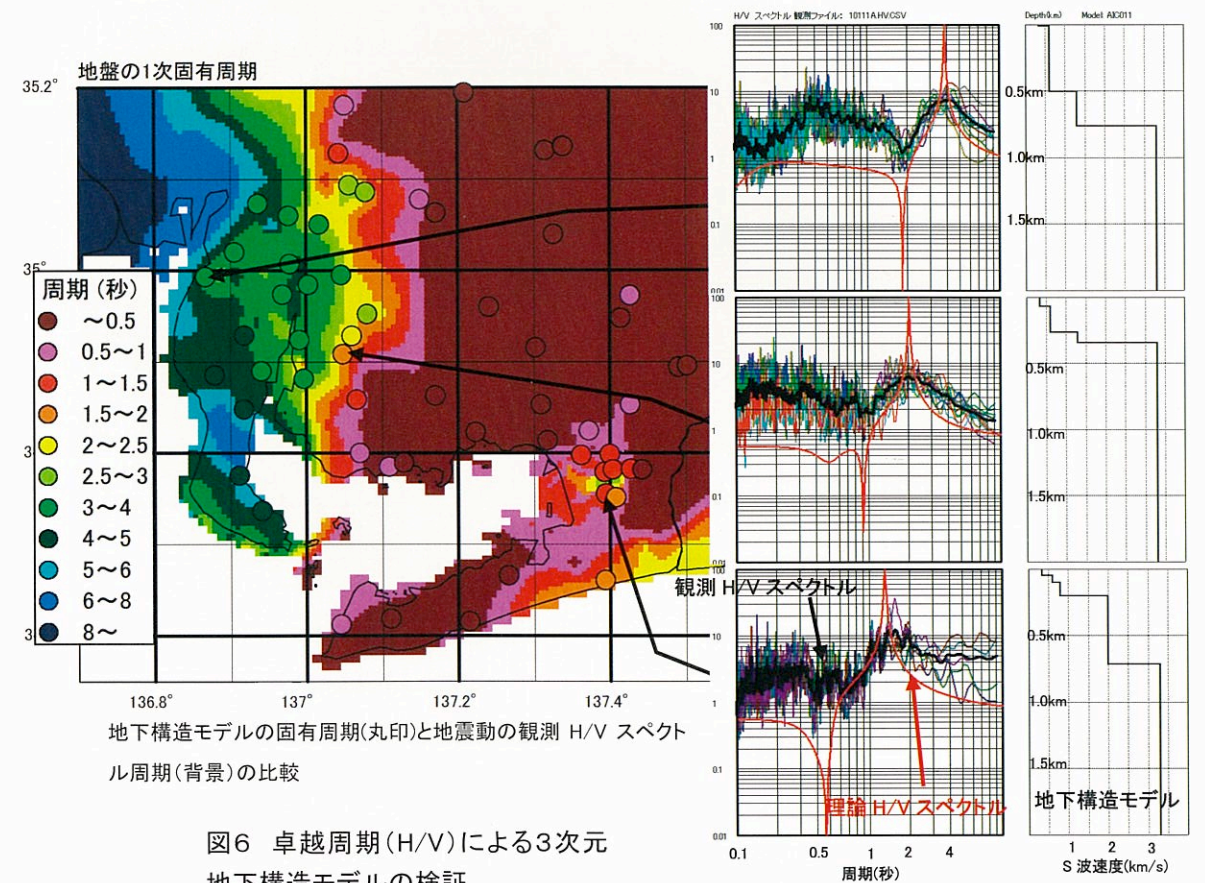


図6 卓越周期(H/V)による3次元地下構造モデルの検証

(3) 3次元有限差分法によるシミュレーション

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ました。図7は、岐阜県美濃中西部で発生した地震（1998年4月22日、マグニチュード5.4）、および静岡県浜名湖で発生した地震（2001年2月23日、マグニチュード4.9）のシミュレーション結果で、地震発生後、60秒後までの揺れの大きさを10秒間隔で示しています。震源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、いずれの地震も堆積層が厚く分布する岡崎平野西部や濃尾平野では、基盤岩類が浅く出てくる山地に比べて揺れが大きく長く継続していることがわかります。

図8に地震動シミュレーションによる計算波形と、同地点において記録された観測波形を比較して示します。計算波形は観測波形とよく対応しています。

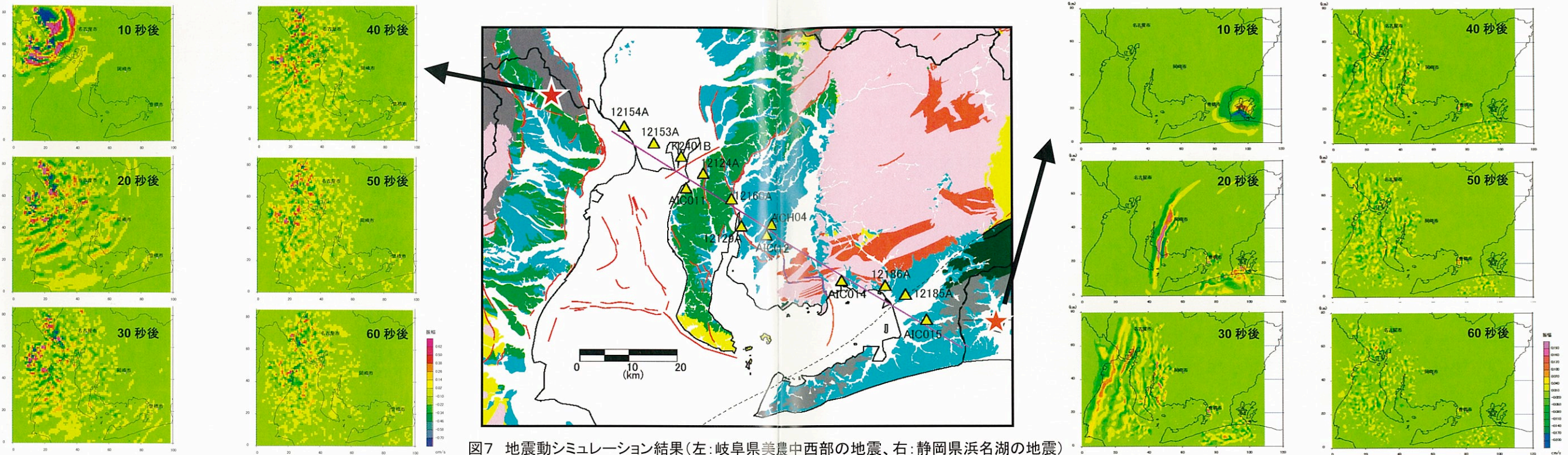
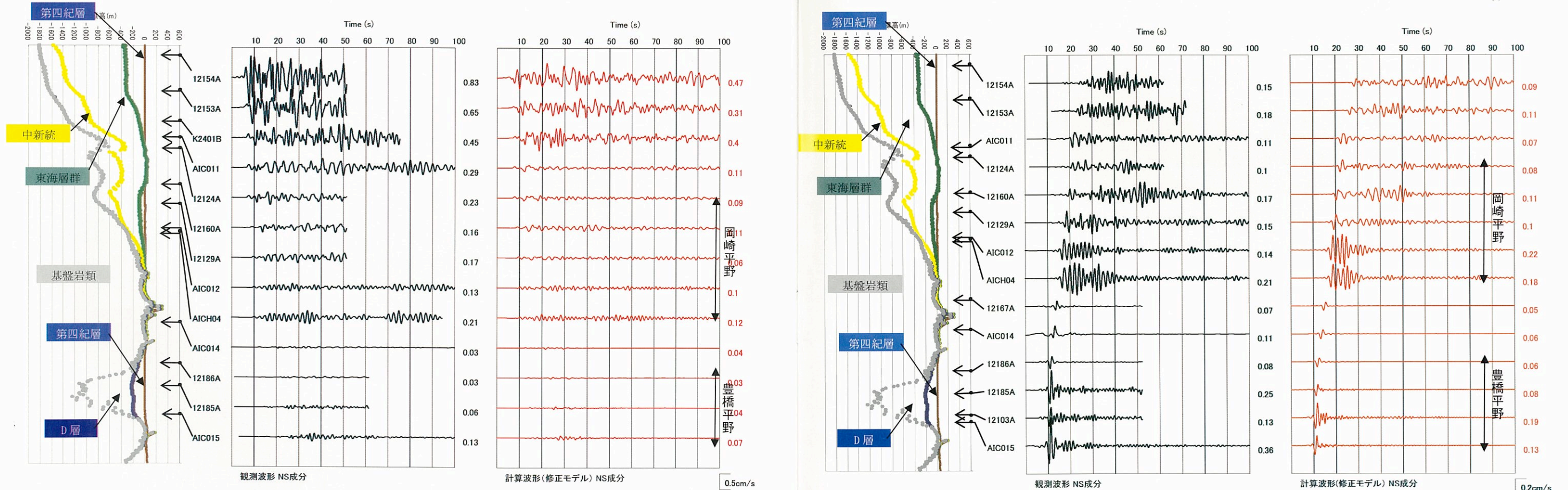


図7 地震動シミュレーション結果(左:岐阜県美濃中西部の地震、右:静岡県浜名湖の地震)



(a)1998年4月22日 岐阜県美濃中西部の地震

(b)2001年2月23日 静岡県浜名湖の地震

図8 観測波形(黒)と地震動シミュレーションによる計算波形(赤)との比較(左:岐阜県美濃中西部の地震、右:静岡県浜名湖の地震)

5. まとめ

平成13年度から16年度にわたり三河地域堆積平野において地下構造調査を実施してきました。

岡崎平野は、西端を猿投一境川・大高―高浜断層帯で区切られ、北～東側を三河山地に囲まれています。地下構造は濃尾平野と同じように、西部で沈降、東部で隆起するという地質学的な傾動運動の結果、基盤岩類が西に行くほど深くなると考えられ、最深部では1000m程度まで達していることがわかりました。

豊橋平野は、西を三河湾、北～東側を三河山地、弓張山地に囲まれています。地下構造調査の結果、地震基盤は平野中央部ですり鉢状にくぼんでいると考えられ、最深部では1500m程度にまで達していることがわかりました。

これら調査結果や地盤資料、地震観測記録に基づいて、地震動の予測に必要な三河地域堆積平野の3次元地下構造モデルが得られました。

今後は、安全で安心な社会を形成するために、ここで作成した地下構造モデルを使って、データの蓄積によるモデルの改良を含め、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不規則な地下構造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。

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
- 愛知県(2003)：平成14年度濃尾平野地下構造調査報告書
- 愛知県(2002)：平成13年度三河地域堆積平野地下構造調査報告書
- 愛知県(2003)：平成14年度三河地域堆積平野地下構造調査報告書
- 愛知県(2004)：平成15年度三河地域堆積平野地下構造調査報告書

用語説明

地震基盤

地震基盤は、地震波の伝播する速度でいうと、P波速度で5.0km/s程度、S波速度で3.0km/s程度以上の地層をさします。愛知県域では、新鮮な基盤岩類がこのような硬さを示しています。

周期、卓越周期

揺れの1回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感じです。地震による振動周期のうち、特に振幅が大きい振動の周期が卓越周期です。地震の揺れが大きくなる周期ですので、地震防災上注意すべき地震動の特徴です。

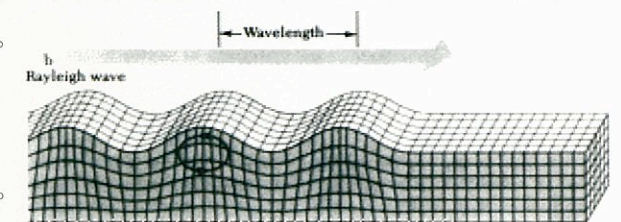
重力異常

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(+)のところでは、地下に周辺より重いものがあり、(-)のところでは軽いものがあると言えます。堆積層は基盤岩類より密度が小さいので、堆積層の厚いところでは、重力異常は小さくなります。

表面波、レイリー波、H/V、振幅スペクトル比、ピーク

地震波の中にはP波やS波以外に地表面に沿って伝わる波があり、それを表面波といいます。レイリー波はその一種で楕円の粒子軌跡を描きながら伝播します。この楕円の形は伝播する地盤の影響を受けて周波数ごとに異なり、上下動と水平動の振幅比(H/V)を周期毎に表した場合に卓越する周期がレイリー波の特徴を表します。

観測された地震波形に基づく卓越周期と地盤モデルから計算される卓越周期を比較して地盤モデルの検証を行うことができます。



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地震計でとらえ、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、PS検層

地下に孔を掘る方法をボーリングといいます。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。ボーリングの孔を利用して地中の物性値を調べる手法を検層といい、PS検層はP波・S波の速度を調べる検層の方法です。

差分法(3次元有限差分法)

地震動波形をシミュレーションする方法の1つです。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考慮した地震動(波形)のシミュレーションをすることができます。有限というのは、計算領域を限って行うことを示しています。

走時

地震波を使った探査手法の用語で、震源(振源)から地震波が伝わるのに必要な時間を言います。伝わる速度が速ければ短い時間で伝わりますから、走時は小さくなります。