

### 3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	橋本 学
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	竹村 恵二
独立行政法人産業技術総合研究所	特別研究員	木村 治夫
国立大学法人富山大学大学院工学研究部	准教授	楠本 成寿
公立大学法人大阪府立大学理学系研究科	准教授	伊藤 康人
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	遠田 晋次*

\*現在 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 教授

(c) 業務の目的

上町断層帯の地震断層面形状と断層帯周辺の地殻構造の解明を目的とする。既存の反射法地震探査、ボーリング調査等の状況を把握するとともに、既存の長測線地震探査の再解析とこれまで人工地震探査が行われてきていない地域での地震基盤までの反射法探査を行う。InSAR 解析による面的な地盤変動情報を得て、広域な地震基盤形状を得る。断層近傍等のボーリング調査や地震探査結果から、変形構造の空間分布や変形様式等を明らかにする。断層近傍変形構造の空間分布や変形様式を把握する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 22 年度：

上町断層帯周辺で行われた長大展開の反射法地震探査記録に屈折波トモグラフィ解析等を行い、この地域の断層形状と詳細な速度構造についての情報を取得した。これまで反射法探査が行われていない、大阪府南部地域において P 波速度構造探査を行い、地震基盤までのプロファイルと周辺の探査結果等との比較による堆積構造、断層面形状に関する情報を得た。InSAR 解析による堆積盆地下の広域地震基盤面形状の把握に着手した。断層近傍の反射法地震探査結果やボーリング資料等を収集整理し、断層近傍の変形構造の把握のための検討図面を作成した。既存地質コアの再分析などの現地確認調査を実施した。それに関係する断層近傍の地盤情報調査結果取りまとめと断層変形構造の数値解析の資料作成を実施した。地表面に達しない基盤岩の正断層あるいは逆断層運動による堆積層の変形シミュレーションを行い、基盤の断層運動と堆積層の変形パターンについて検討を行った。

2) 平成 23 年度：

大阪堆積盆地下の地震基盤面形状の面的な把握のための InSAR 解析を継続し、上下変動

を推定した。平成 22 年度に行われた反射法地震探査結果やボーリング資料を整理し、それまでの解析結果と統合して、断層の変形による構造形成の総合解析と震源断層の三次元的な形状モデルのプロトタイプを提案した。また、震源断層形状の拘束のため、地震基盤や堆積層内の変形形状と震源断層の食い違いの関係を分析するためのモデル実験を行った。表層部の地盤構成と撓曲形状を把握するため住之江撓曲部においてボーリング調査を行った。既存ボーリング情報を活用して断層帯浅部の変形ゾーン推定と変形ゾーンマップ作成に向けた分析を開始した。

### 3) 平成 24 年度：

前年度までの表層部の地盤構成と撓曲形状を把握するためのボーリング調査試料・資料を整理し、InSAR による基盤形状情報、堺市周辺における人工地震探査を含む人工地震探査、モデルシミュレーション等の解析結果を踏まえ、断層の変形による構造形成の総合解析と震源断層の三次元的な形状モデルを提案する。既存ボーリング情報を活用して断層帯浅部の変形ゾーン推定と変形ゾーンマップをまとめた。

## (2) 平成 22～24 年度の成果

### (a) 業務の要約

#### 1) InSAR 解析

平成 22 年度および 23 年度は、InSAR 解析による堆積盆地下の広域地震基盤面形状の把握をすすめ、上下変動を推定した。平成 24 年度は、高解像度の変動を検出する PS (永続散乱体) 干渉解析を行った。解析には、陸域観測技術衛星「だいち」搭載の PALSAR 画像を用いて、2007 年 1 月から 2010 年 10 月までの北行および南行軌道から観測画像を用い、Stanford 大学で開発された StaMPS ソフトウェアを用いて、平均変動速度図を得た。さらに、2 方向からの結果を合成し、東西及び疑似上下方向の平均変動速度分布を得た。その結果、大阪平野において上町断層帯の西側に隆起が認められた。さらに、京都盆地南部の隆起、有馬－高槻構造線に沿った沈降も確認した。

#### 2) 人工地震波探査と再解析

平成 22 年度には、既存の長測線地震波探査記録に、屈折波トモグラフィーを適用することによって、大阪堆積盆地内および基盤形状に関する分析を行った。また、これまで人工地震探査測線がすくなかった大阪府南部の天津川測線を設定して、約 10km 長の反射法地震探査を行い、上町断層帯である久米田池断層等の地下構造情報を得た。平成 24 年度は、高石一堺測線において反射法地震探査を実施し、堆積構造、地震基盤構造を推定するとともに、周辺の既存探査側線との対比から、上町断層帯の活動や形状に関する情報を抽出した。

#### 3) バランス断面法による震源断層面の推定

地震動計算等に資する断層モデルとしての、上町断層帯の地下深部の大局的な形状モデルを推定することを目的として、3 次元バランス法解析を行った。その結果得られた断層の地下形状は全体的には東傾斜を示し、その東端 (下端) は生駒山地や金剛山地の西縁よりやや西方に位置する。また、深度約 1 km 以浅では東傾斜 60～70° 程度であるが、深部で

は傾斜は 60° より緩傾斜になり、より深部へ行くほどさらに低角化する。しかし、比較的浅層部で傾斜が平坦になるようなことは無く、断層面の下端は地震発生層下限付近である深度約 13~15 km となる。以上をまとめると、上町断層の地下形状は、断層面の水平投影幅は 10km 弱~十数 km、断層面上端（地表付近）と断層面下端との深度差 13~15 km、断層面上端付近（深度 1 km 以浅）の傾斜 60~70°、断層傾斜は深部になるほどより低角化、全体的な平均傾斜 50~60° と推定された。

#### 4) 変形形状と震源断層食い違いのモデルシミュレーション

断層運動による変形ゾーンの推定とゾーン内の変形様式を知るために、基盤岩中あるいはその上位の堆積層内に達する断層運動によって生じる、堆積層内や地表面の変形シミュレーションを行った。シミュレーションでは、個別要素法に基づく粒状体挙動解析プログラム PFC 2D (Particle Flow Code 2D)を用い、①堆積層の変形は、堆積層下の正断層運動よりも逆断層運動に敏感に応答すること、②断層が堆積層に達する程度により撓曲の形状が変化することが明らかにされた。また、基盤岩の変形形状が、断層規模を反映することに注目し、断層上盤と下盤の基盤岩の傾斜量の差から断層深度を推定する手法を提案した。大和川南測線に本手法を適用したところ、上町断層は、断層傾斜角 60° 程度、断層の深さは 10km 程度の逆断層であると推定された。また上町断層上部断層端は、堆積層深部までは達していないと考えられる。

#### 5) 住之江撓曲部におけるボーリング調査

平成 23 年度に、住之江撓曲地域におけるボーリング調査を実施した。その後の分析結果を含めて、Ma12 層等の変形量や変形ゾーン推定のための既存ボーリング対比の基準が得られた。

#### 6) 変形ゾーン解析

関西地盤活用協議会の収集データ（総数 5 万本）のうち、断層周辺部の約 2500 本のボーリングデータより、各地層の上端および下端の標高分布図の作成や断層近傍部における撓曲構造についての検討を平成 22 年度から実施し、23 年度および 24 年度はこの標高データを用いて大阪中心部における一定標高で見られるスライス断面図の作成を行った。これにより、等深度における海成粘土層の分布を分析することによって断層近傍の変形ゾーンに関する情報を得た。また、各基準層準（海成粘土層）の深度分布図や傾斜方向分布図等を整理し、変形ゾーンの分布図の作成を実施した。

#### (b) 業務の成果

##### 1) InSAR 解析

##### a) はじめに

地盤変動の時間変化を高解像度で検出する手法として、Persistent/Permanent Scatterer（永続散乱体；以下 PS）干渉法（PSInSAR）が開発され、現在活発に研究が進められている（例えば、Hooper et al., 2012）。この手法は、多数の干渉画像中に常に強く安定した信号を返す散乱体を同定し、その位相（距離）の時間変化を追跡するものである。

この手法を大阪平野の ALOS/PALSAR 画像に適用した。データとしては、平成 22～23 年度と同じ、2007 年 1 月 9 日から 2010 年 10 月 20 日に撮像された南行軌道（パス 65，フレーム 2920）の画像 15 シーンと、2007 年 10 月 11 日～2010 年 10 月 19 日の間に撮像された PALSAR の北行軌道のパス 414、フレーム 680 の画像 20 シーンを用いた。解析には Stanford 大グループが開発し公開しているソフトウェア StaMPS を用いた (Hooper et al., 2007)。ただ、1 シーン全域を同時に解析するためには大きな計算機資源を要するため、大阪平野中南部と京都盆地～大阪平野北部の 2 領域に分けて、別々に処理した。さらに、南行と北行の画像の解析結果を用いて 2.5 次元解析を行い、疑似上下成分と東西成分に変換した。

#### b) 解析結果

図 1 に、大阪平野中南部の南行軌道の画像の解析結果で得られた平均視線距離変化率の分布を示す。各点は SAR 画像中の 1 ピクセルに対応しており、約 20m×10m の領域の変動を示す。大阪平野や京都盆地は都市域であるため、極めて多くのピクセルから信号を得ることができている。白く抜けているところは山間部や水域である。暖色系が衛星に近づく変動、寒色系が遠ざかる変動になるように、カラースケールを調整し、表示している。暖色系と寒色系の境がちょうど上町断層帯にあたるようになっている。大阪市内を注目すると、上町断層の西側は 5 mm/yr 程度の視線距離短縮を示す赤色が広がっているのに対し、東側では 0 m/yr より大きい緑色が目立つ。マイクロ波の入射角（約 39°）やこの地域の地殻変動などから考えて、これらの変動は、それぞれ隆起／沈降と見ていいだろう。このことは、上町断層帯を境に、堆積層の厚さが異なることを示唆する。しかし、仔細に見ると、大阪市内南部では上町断層帯の東側のトレースより東側にも視線距離短縮が見られる。また、大和川の南側では、上町断層帯の西側に視線距離伸長の領域も認められる。大阪平野南部では上町断層帯より東側にも視線距離短縮領域が認められ、堆積層の分布が東の方へ及んでいることを示唆する。なお、大阪湾岸の埋め立て地には、10mm/yr を越える視線距離伸長が認められ、急速な地盤沈下が続いていることが確認できる。残念ながら、北行軌道の画像に関しては画像の位置合わせの処理が難しく、平均視線距離変化率を求めるに至らなかった。このため、上下変動への変換ができていない。

図 2 は、京都盆地～大阪平野北部の解析結果である。図 2（左）は南行軌道、図 2（右）は北行軌道の画像の解析結果である。図 2 のスケール範囲は図 1 より広く、カラースケールが図 1 と異なることに注意する必要がある。両方向の画像において、有馬・高槻構造線に沿った視線距離伸長の変動帯が認められる。また、北行軌道の画像には京都盆地南部に視線距離短縮領域が認められる。これらは、昨年度までのスタッキング解析で確認した京都盆地南部と有馬－高槻構造線に沿った変動である。なお、昨年度までの描画に用いた活断層データが古いものであったので、最新のデータを使用した。その結果、有馬－高槻構造線に沿った変動帯は、同構造線断層帯の北側のトレースにほぼ一致することを確認した。

図 2 の北行および南行の PS 干渉画像を用いて、京都盆地～大阪平野北部の 2.5 次元解析を行った結果を図 3 に示す。京都盆地南部には 15mm/yr 程度の隆起が確認され、その分布域の西縁が西山断層帯の一部に一致することがわかった。京都府南部の乙訓地域では、2000 年に地下水の上水道への利用を中止し、桂川水系から取水することになった（環境省全国地盤環境ディレクトリ，[http://www.env.go.jp/water/jiban/dir\\_h23/index.html](http://www.env.go.jp/water/jiban/dir_h23/index.html)）。

この地下水くみ上げの停止により、当該地域の地下水位が回復し、地盤が隆起に転じたと考えられる。また、有馬－高槻構造線に沿っては、10mm/yr 前後の沈降が認められる。有馬・高槻構造線断層帯に複数のトレースがあることから、その間に堆積した堆積物の圧密沈下が候補として考えられる。ただし、現時点では他の情報が無く、推察の域を出ない。

なお、PALSAR Level1.0 データの所有権は、独立行政法人宇宙航空研究開発機構および経済産業省にあります。

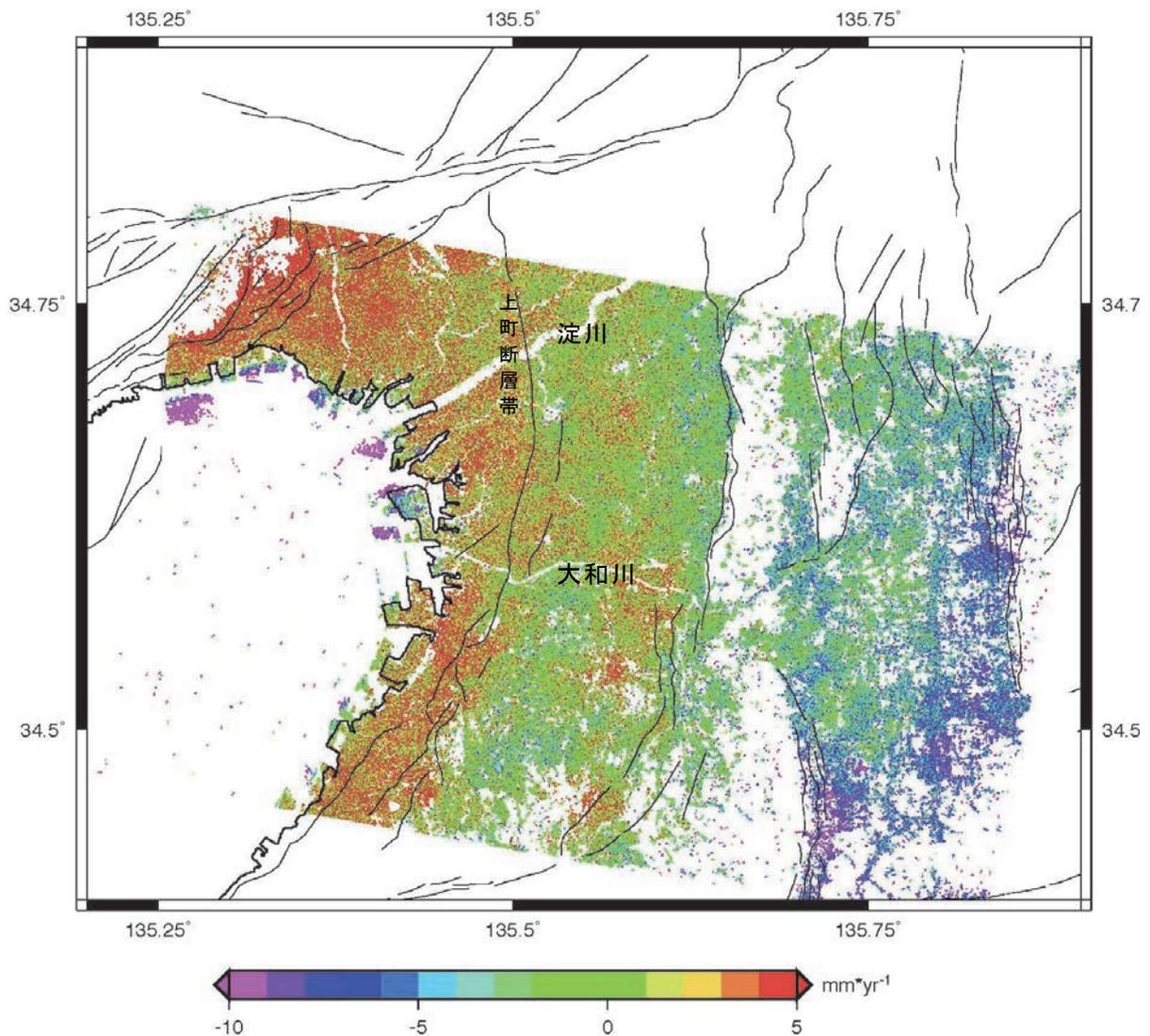


図1 大阪平野中南部をカバーする ALOS/PALSAR の PS 干渉画像。南行軌道からの画像。細実線は活断層の地表トレース。正の値は、衛星に近づく変動（隆起／東向き）を示す。

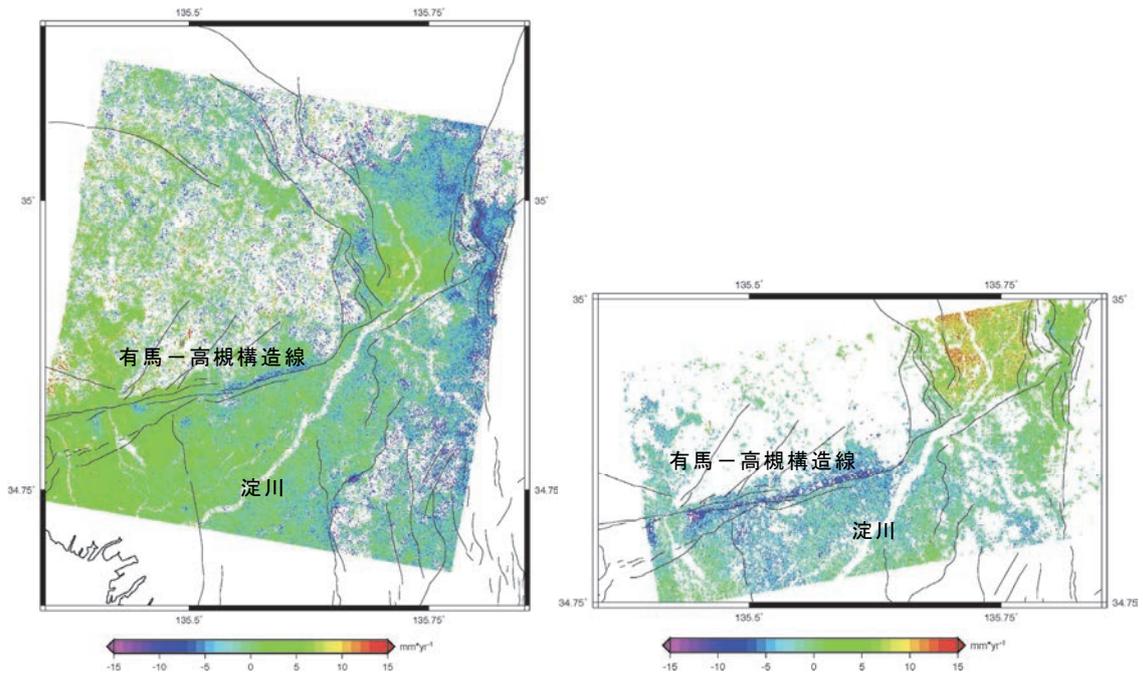


図2 京都盆地・大阪平野北部をカバーするALOS/PALSARのPS干渉画像。(左)南行軌道からの画像、(右)北行軌道からの画像。細実線は活断層の地表トレースである。

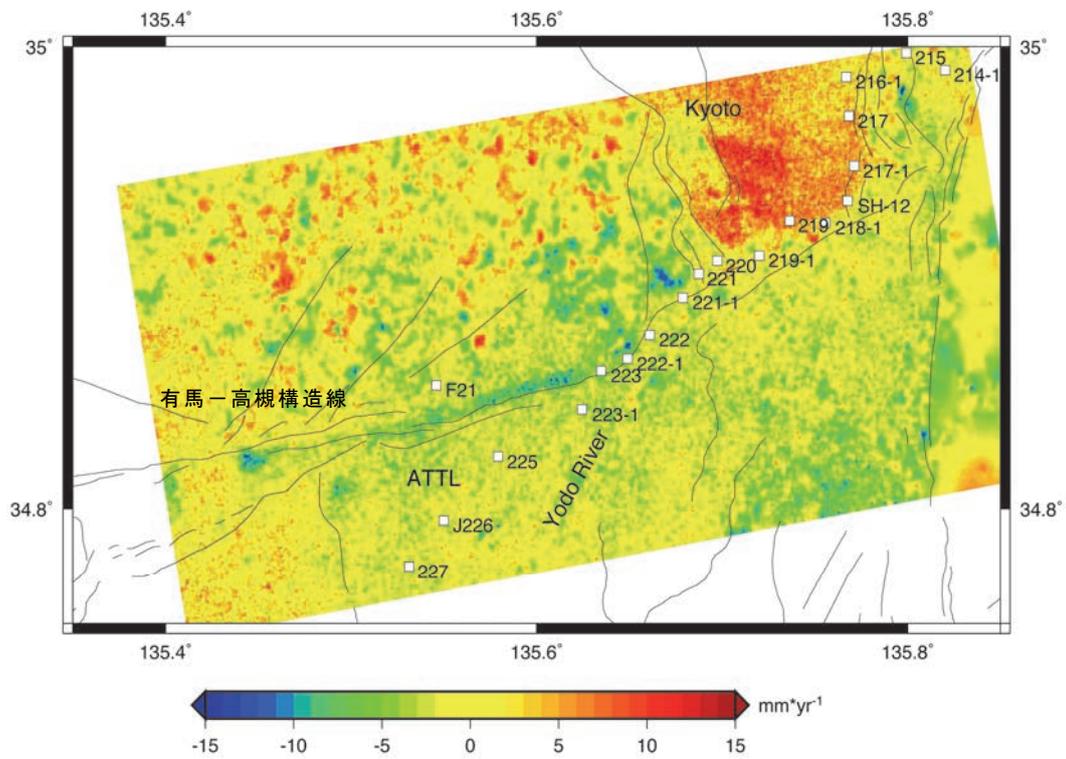


図3 図2のPS干渉画像を2.5次元解析処理した結果、得られた疑似上下成分。

## 2) 人工地震波探査と再解析

### a) はじめに

平成 22 年度に上町断層帯を横切る大阪―鈴鹿測線、および新宮―舞鶴測線の 2 つの既存長測線地震波探査記録に、屈折波トモグラフィーを適用することによって、大阪堆積盆地内および基盤形状に関する分析を行った。また、上町断層帯南部（泉大津市―忠岡町境の大津川に沿った地域「大津川測線」）において、約 10km 長の反射法地震探査を行い、上町断層帯である久米田池断層等の地下変形構造情報を得た。これらの詳細は平成 22 年度の報告書に掲載している。平成 24 年度は、これまで浅層を目的とした反射法地震探査が行われている高石市～堺市周辺地域において、広域的な基盤構造を把握と上町断層の存在位置の確認することを目的とした比較的長い測線の反射法地震探査を実施し、基礎的データの整備を行う。同時に周辺の地震探査等によって得られている基盤構造情報を総合して上町断層の形状を把握する。

### b) 解析結果

#### i) 調査地域

反射法地震探査の測線位置は、大阪府高石市から高石大橋および大阪府道泉大津美原線を経て堺市中区平井に至る約 10km の測線である。反射法地震探査の測線は、表 1 に概要を記す測線を基本として実施した。概略測線位置図を図 4 に、調査測線位置および解析測線位置を図 5、図 6 に示し、表 2 には主な探査仕様及び使用機器を掲載した。

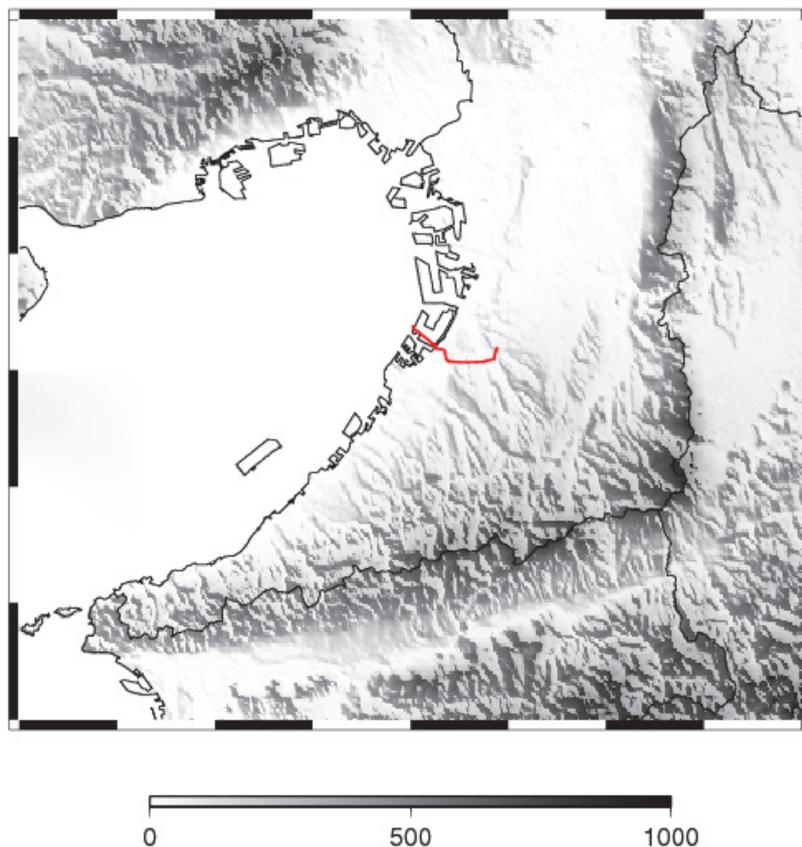


図 4 「高石―堺測線」調査位置図（赤線がおおよその測線位置を示す）

表 1 調査測線の概要

測線名	主たる 調査場所	測線長(m) [上段；測定、 下段；解析]	測点*1 番号	標準測点 間隔(m)
高石一 塚測線	高石市高砂3～高石市千代田～塚 市中区平井	10,550	4～1,058	10.0
		9,885		

\*1 測点；発震及び受振の基準点。

表 2 主な探査仕様及び使用機器

項目	内容	備考
探査手法	P波反射法地震探査	
波動種別	P波	
測線数	1	
測線名	高石一塚測線	
調査測線長	10,550m	
解析測線長	9,885m	CMP* <sup>a</sup> 間隔の総延長
探査対象深度	地表付近から深度2,000m程度まで	
標準発震点間隔	10m	施設管理者の許可条件、交通状況、隣接家屋等の状況に応じて、発震をカット
発震点数	1034	
標準受振点間隔	20m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらし設置する
受振点数	554	
受振器配置	グルーピング	
標準同時収録チャンネル数	100チャンネル以上	各発震点に対する標準受振点数
標準最大受振距離	1,500m以上	
標準展開方法	インラインシューティング	前方80～100ch、後方50～70chのスプリット展開。収録状況に応じて調整。
標準水平重合数	50	
標準垂直重合数	3～10回	収録状況により調整
収録記録長	4秒	
サンプリング間隔	2msec	
Sweep周波数	8～90Hz	現地テストによる
Sweep長	16sec	現地テストによる
ファイルフォーマット	SEG-D	
震源	大型および中型バイブレーター	Y-2400 (IVI社製) EnviroVibe (IVI社製)
受振器	速度型地震計 (固有周波数：10Hz、1受振点につき6個をグルーピングしたもの)	SM-4 (I/O Sensor社製) スプリアスノイズ発生は200Hz程度
収録装置	独立型デジタル地震探査機 (24ビットA/D変換)	GSR (OYO GEOSPACE社製)

注) \*<sup>a</sup> 解析用に設定した点。Common Mid Pointの略称。

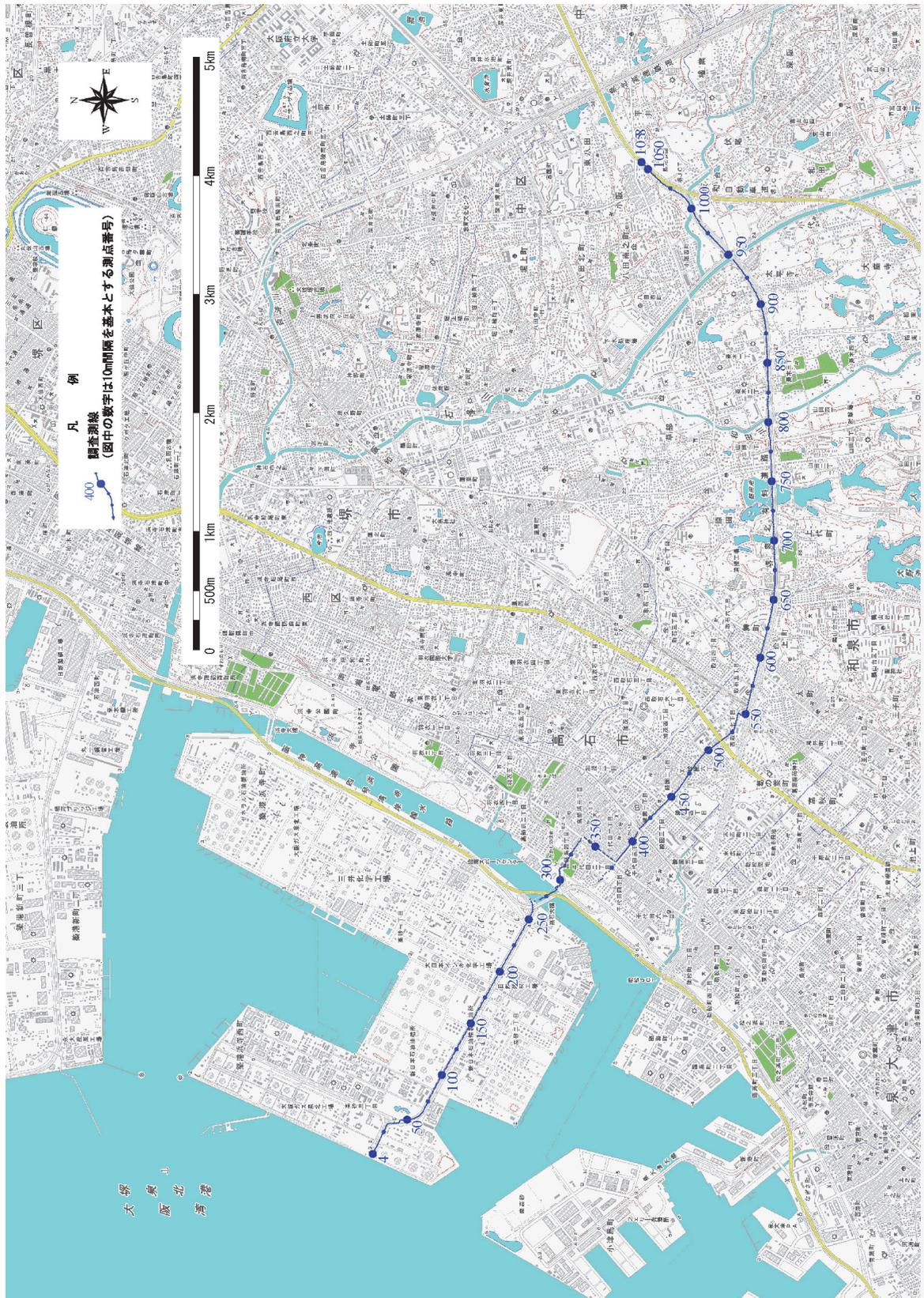


図 5 調査測線位置図

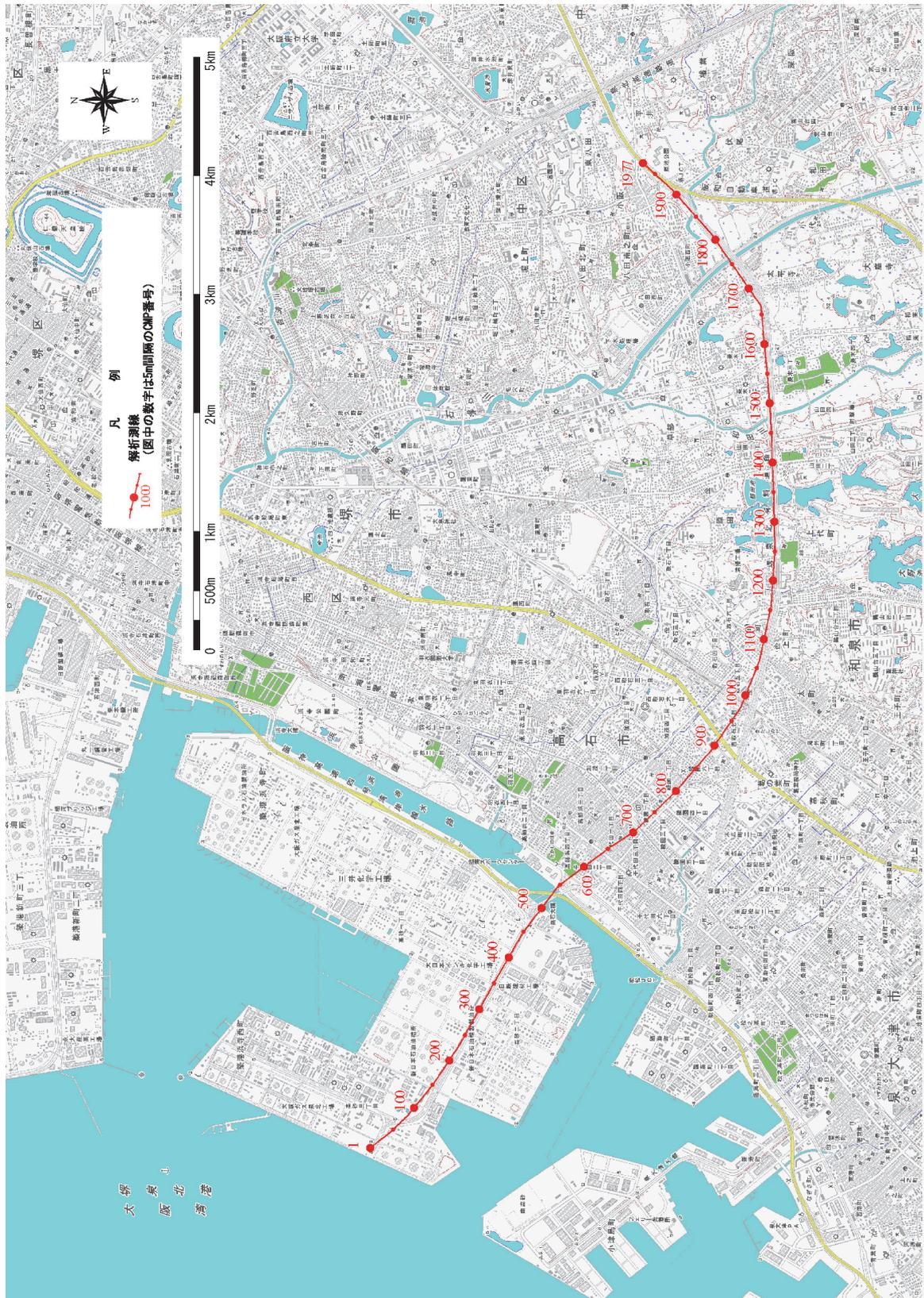


図 6 解析測線位置図

#### ii) 震源・測定機器、データ処理解析フロー

測定に使用する主な機器を表 3 に示すと共に、以下に個々の機器の特徴を簡単に記す。

##### 震源：

P 波反射法地震探査の基本震源として、大型バイブレーターを用いる。大型バイブレーターの発震機構を図 7 に示す。発震は、最初に車体中央のベースプレートを地面に下ろし、これに車重の大部分(約 18.1 トン)をかけ地面に圧着させる。車体とベースプレート間にはエア・ダンパーがあるため、ベースプレートには鉛直下向きの上載圧が加わるが、車体への振動は遮断される。次に、ベースプレート上のアクチュエーターでリアクションマス(約 2.3 トン)を上下に振動させると、その反力がベースプレートを介して地面に伝わり、地盤を振動させる。図 8 にバイブレーターの外形を示す。

高石市の市街地では、車線が限定されることと民家などが近接するため、大型バイブレーターによる発震が不可能な区間があった。このため、市街地においては平成 22 年度の探査でも用いた中型バイブレーターを補助的に用いた。

##### 受振器：

10m 間隔で設定した測点を基準に、20m 間隔で 6 個の地震計を直列接続した(グルーピングした)受信器を使用した。6 個の地震計からなる受振器はひとつのアナログ信号を出力するが、グルーピングの一般的な目的は、①反射波の観測において大きなノイズである表面波(地表面近傍を水平方向に伝播する波)を減衰させること、②受振器の感度を増すこと一等である。6 個からなる地震計は、測線沿いに一様なサンプリングとなるように、基本的に測点を中心に測線方向に約 1.5m ずつ離して設置するが、また、振動方向が鉛直面内である P 波を測定対象とするため、地震計の主感度方向が鉛直となるように設置した。図 9 に地震計とレコーダー設置の様子を示す。

##### 探鉱機：

受振器から出力されたアナログ信号はその受振器に接続した 1 台の独立型データレコーダー(GSR)で収録する。独立型データレコーダーは 1 台で 1 チャンネル(1 受振点)分のデータ収録を行い、バッテリー駆動により単独で長時間の連続記録を収録することが可能である。この探鉱機は従来用いられてきた探鉱機と異なり、観測車に随時データを転送するための有線ケーブルが不要であることから、ケーブルの道路横断等がなく設置が容易である。また、GPS 衛星の高精度時刻情報を取り込み、各データに絶対時刻を付加しているため、別途収録する発震時刻からデータを切り出すことが可能である。本調査では、測線の展開移動を考慮して独立型データレコーダー・受振器・バッテリーを一度に約 3000m～5000m 区間に設置した。

##### データ処理及び解析：

収録記録のデータ処理及び解析は、一般に多用される共通中間点(Common Mid Point; CMP)重合法により SN 比(シグナルとノイズの比)を高めた時間断面を作成した。次に、速度解析結果等に基づき、マイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。標準的なデータ処理のフローを図 10 に示す。

表 3 使用機器一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	大型バイブレーター	Hemi-40	IVI	実用周波数範囲：6～200Hz 最大ストローク：7.62cm ホールドダウン重量：約18.1トン リアクションマス重量：約2.3トン ベースプレート設置面積：約2.6m <sup>2</sup> 総重量：18.7トン 寸法：(L)8.51×(H)2.46×(W)3.23m
受振器	ジオフォン	SM-4	I/O Sensor	速度型地震計（1成分） 固有周波数：10Hz グルーピング：6個
	ハイドロホン	CA-1074	Vcable	テークアウト間隔：10m 周波数特性：5～2000Hz
探鉱機	独立型レコーダー	GSR	OYO Geospace	A/D分解能：24ビット サンプルング間隔： 0.25、0.5、1.0、2.0、4.0msec 保存データ形式：SEG-D、SEG-2 周波数特性：3～1.6kHz プリアンプゲイン： 0、6、12、18、24、36dB

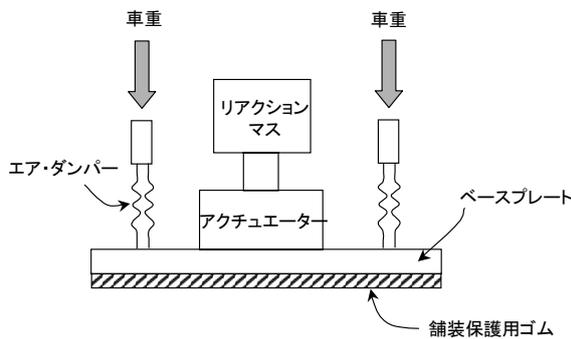


図 7 バイブレーターの起震機構



図 8 大型バイブレーターの外形



図9 地震計設置例

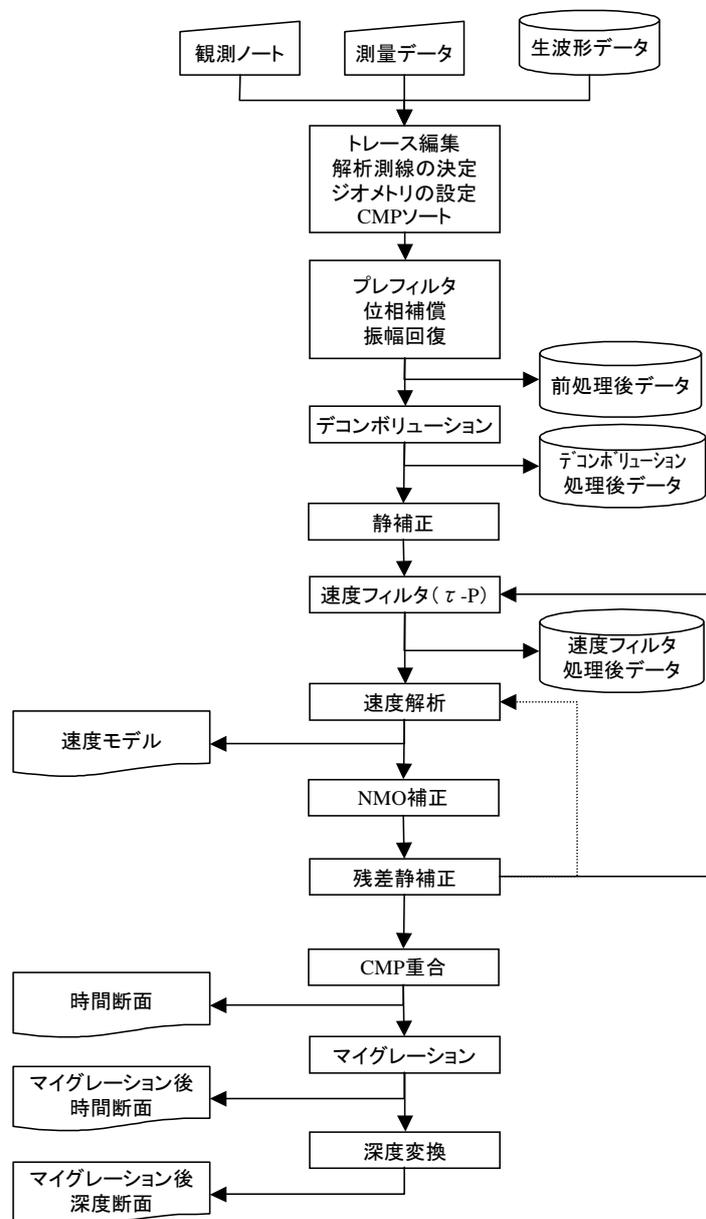


図10 反射法地震探査標準データ処理フロー

iii) 解析結果

前述のデータ処理・解析方法により、以下に示す断面図を作成した。各処理において用いたパラメータを表4に示す。

- 図 11 屈折波トモグラフィーによる表層速度分布
- 図 12 重合時間断面図（鉛直方向を3倍誇張に相当）
- 図 13 マイグレーション後時間断面図（鉛直方向を3倍誇張に相当）
- 図 14 深度断面図（鉛直方向を3倍誇張）
- 図 15 相対振幅強度断面図（縦横比1：1）
- 図 16 相対振幅強度断面図（鉛直方向を3倍誇張）
- 図 17 相対振幅強度断面図（グレースケール、鉛直方向を3倍誇張）
- 図 18 深度断面図（鉛直方向を3倍に誇張、区間速度を表示）
- 図 19 深度断面図（鉛直方向を3倍に誇張、区間速度を表示）

表4 データ処理に使用した主なパラメータ

処理名	パラメータ	設 定 値	備考
		高石一堺測線	
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	8~90Hz	
振幅回復	幾何学的発散補正ウィンドウ幅	40msec	
	自動振幅調整(AGC)	200msec	
デコンボリューション	自己相関演算用ゲート長	1600msec	タイムバリアントスペクトルホワイトニング等
	フィルタ長	160msec	
	ホワイトノイズ	3%	
静補正	メッシュサイズ	2m×2m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加 (300~1,600m/s)	
	最大オフセット距離	500m	
	再構成速度範囲	300~2,200m/s	最大値は速度走時曲線/走時曲線の傾斜から推定
	トモグラフィー繰り返し回数	50回	
	置換速度	1,550m/s	
	標高補正用速度	1,550m/s	
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1回当)	8msec	
	繰り返し算出回数	5	
速度フィルタ	$\tau$ -p	約 1250m/s 以下を抑制	
タイムバリアントフィルタ		0~400msec : 15~80Hz 400~900msec : 12~70Hz 900~1050msec : 8~60Hz	

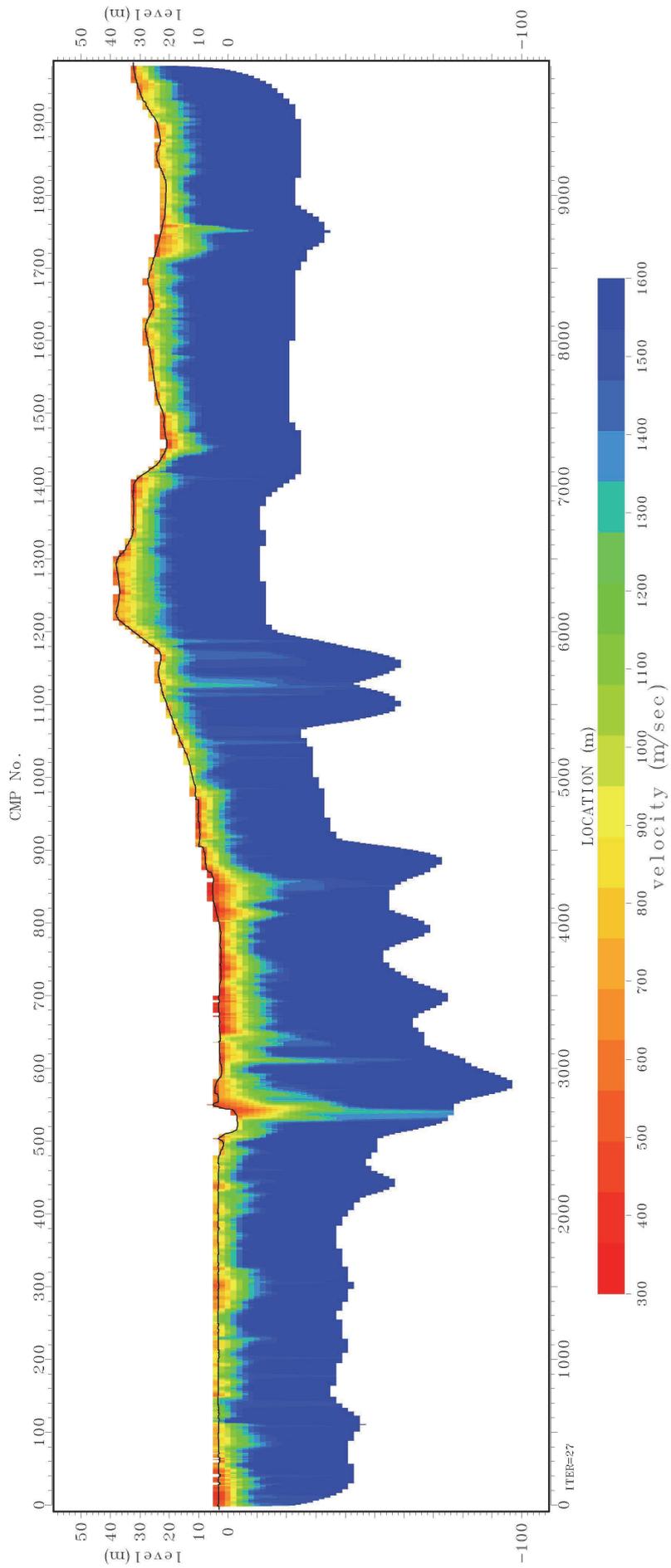


図 11 屈折波トモグラフィーによる表層速度分布 (鉛直方向を 20 倍誇張)

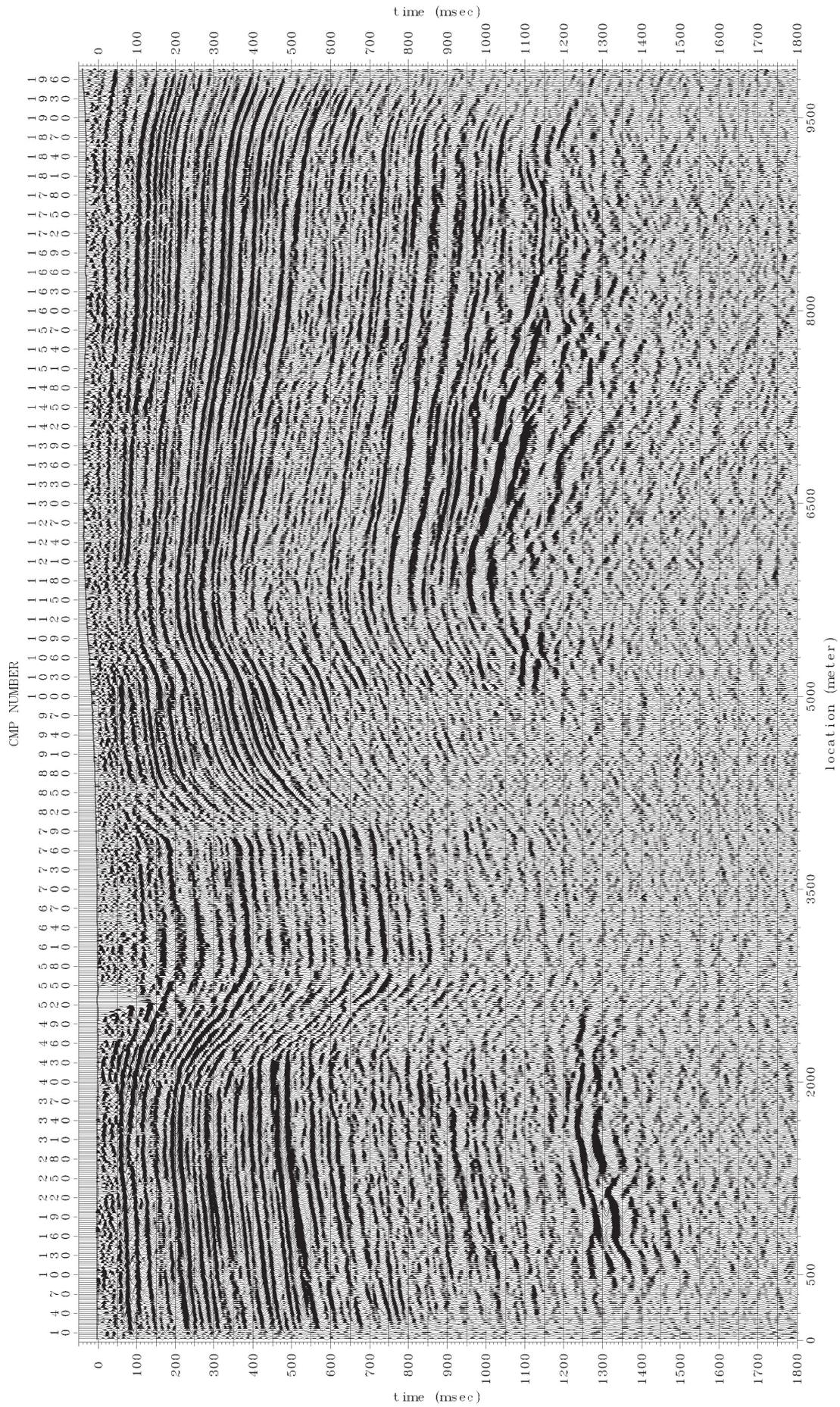


図 12 重合時間断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張に相当)

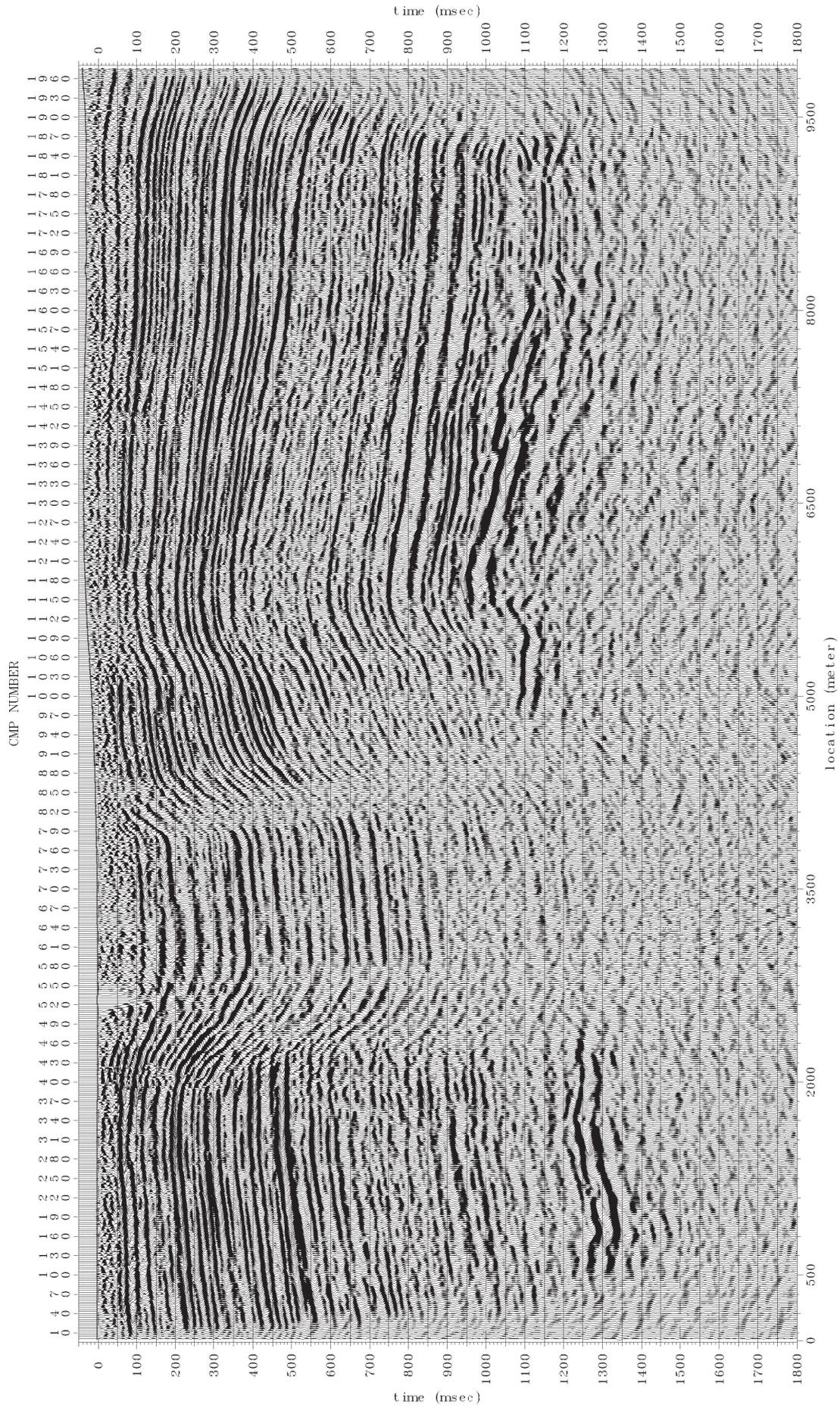


図 13 マイグレッション後時間断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張に相当)

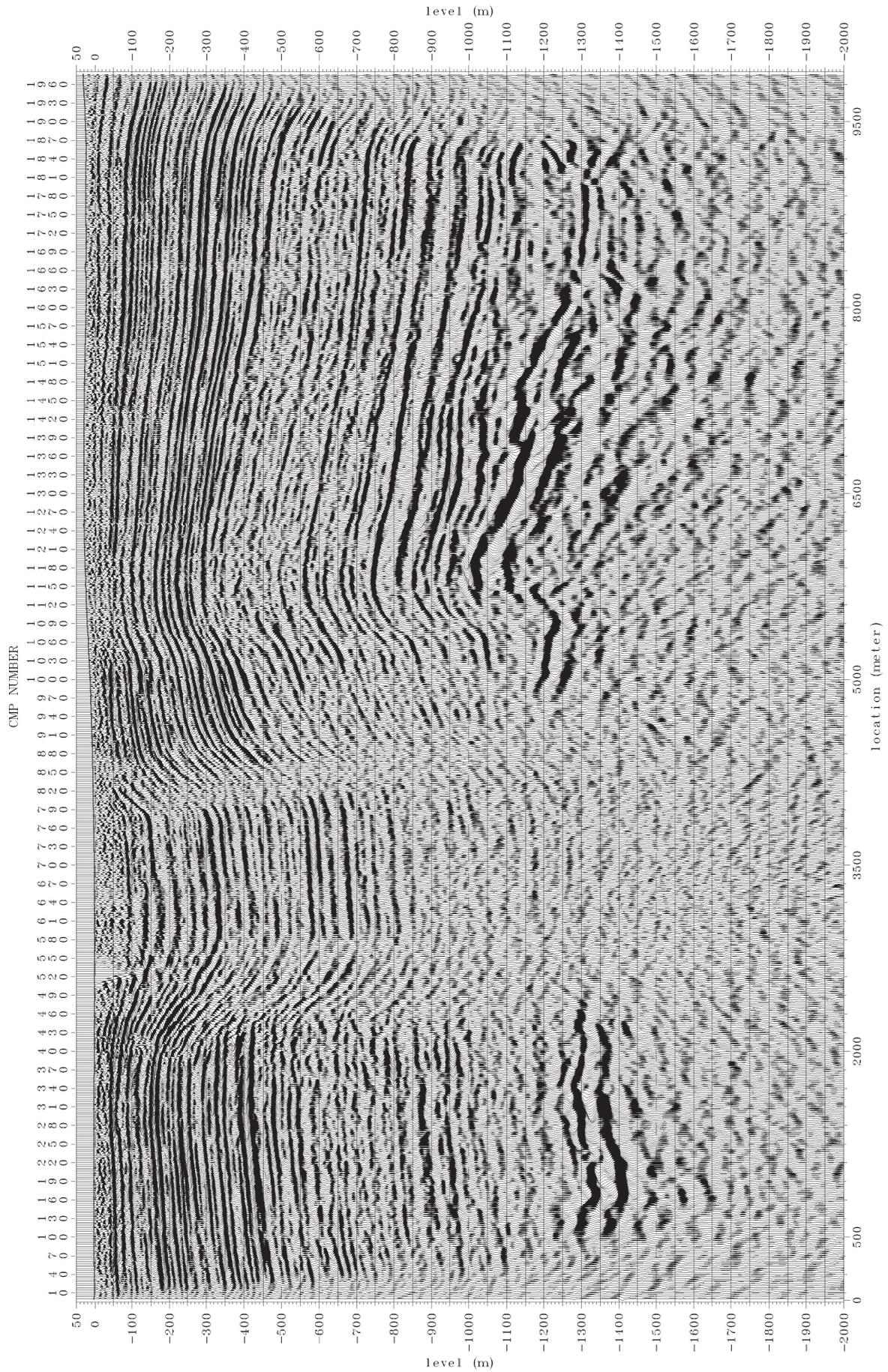


図 14 深度断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張)

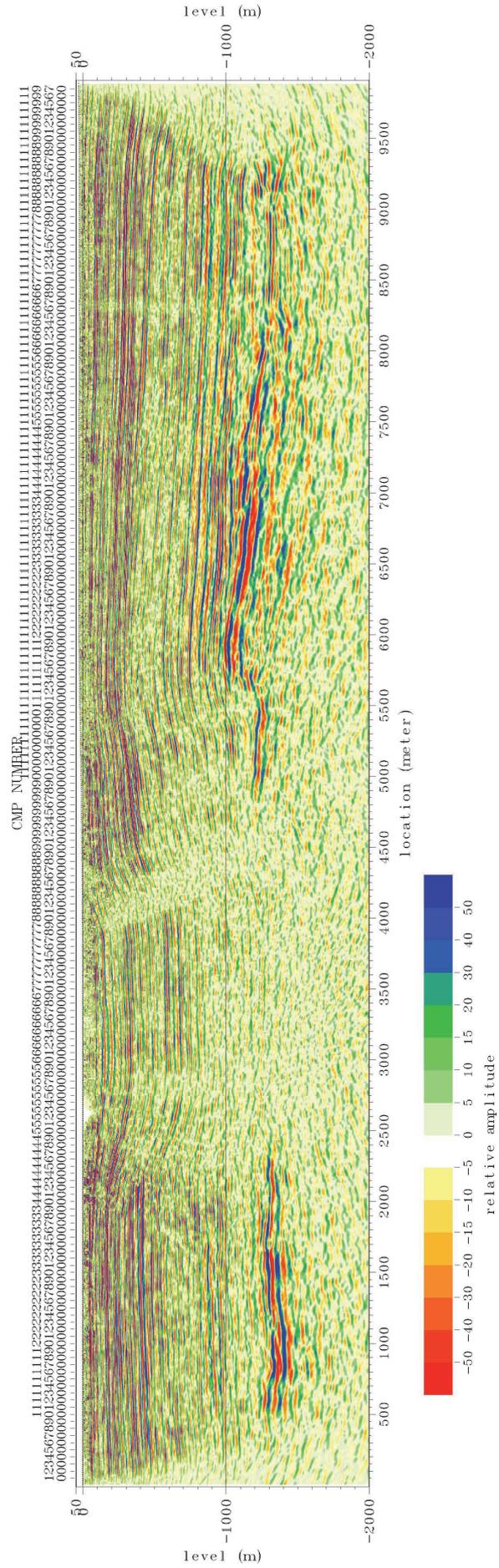


図 15 相对振幅强度断面图 (縦横比 1 : 1)

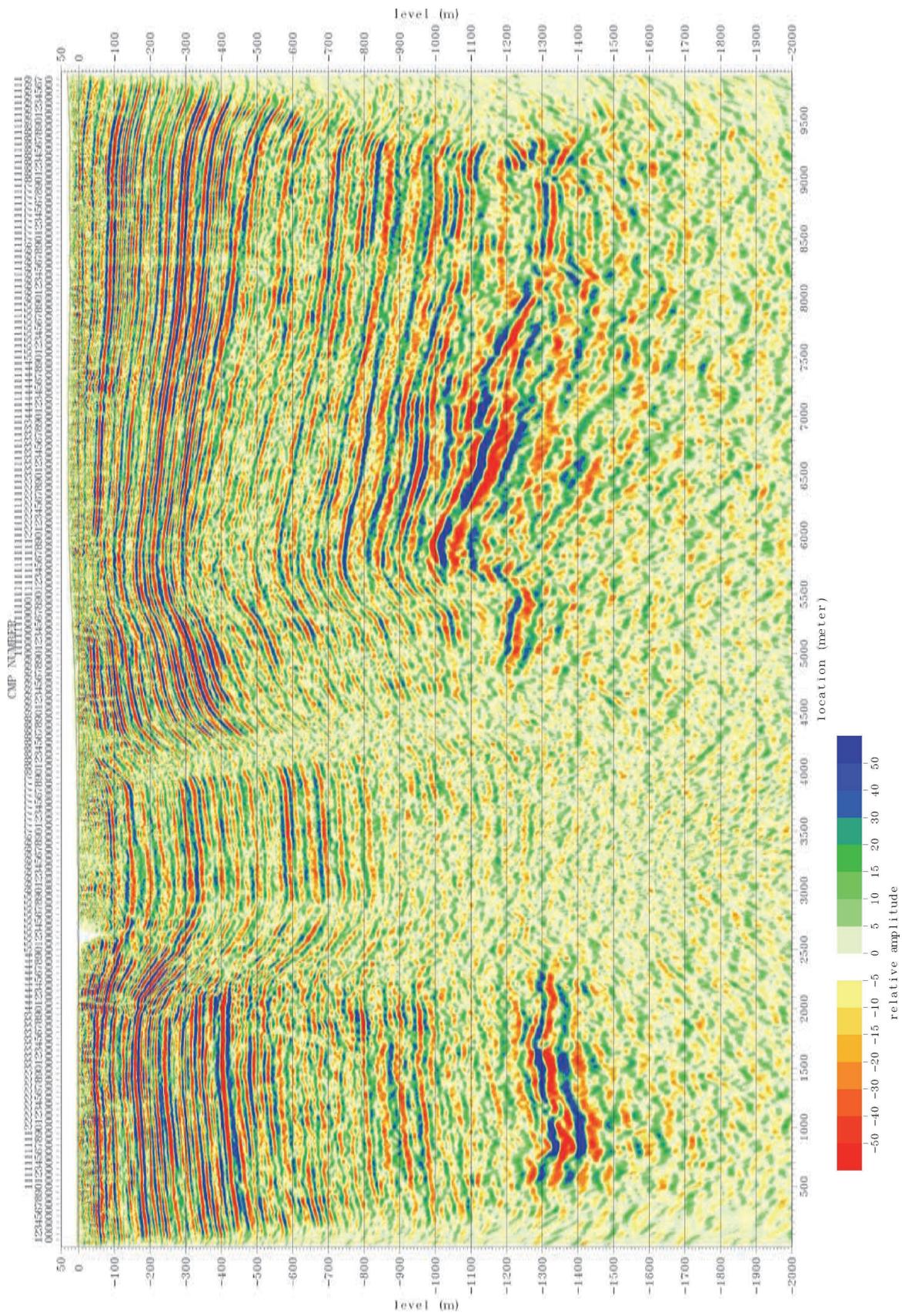


图 16 相对振幅强度断面图 (鉛直方向を 3 倍誇張)

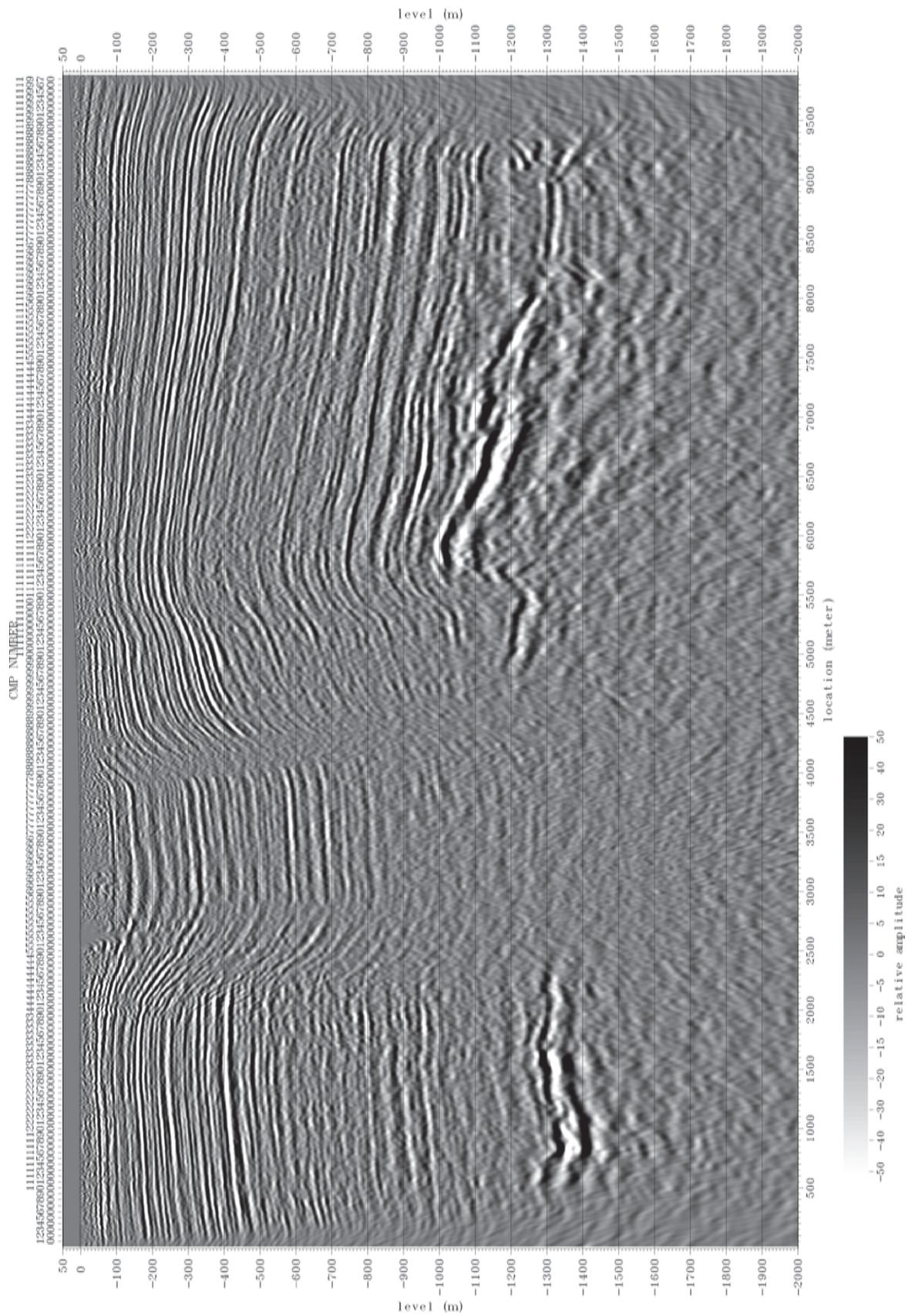


図 17 相対振幅強度断面図 (グレースケール、鉛直方向を 3 倍誇張)

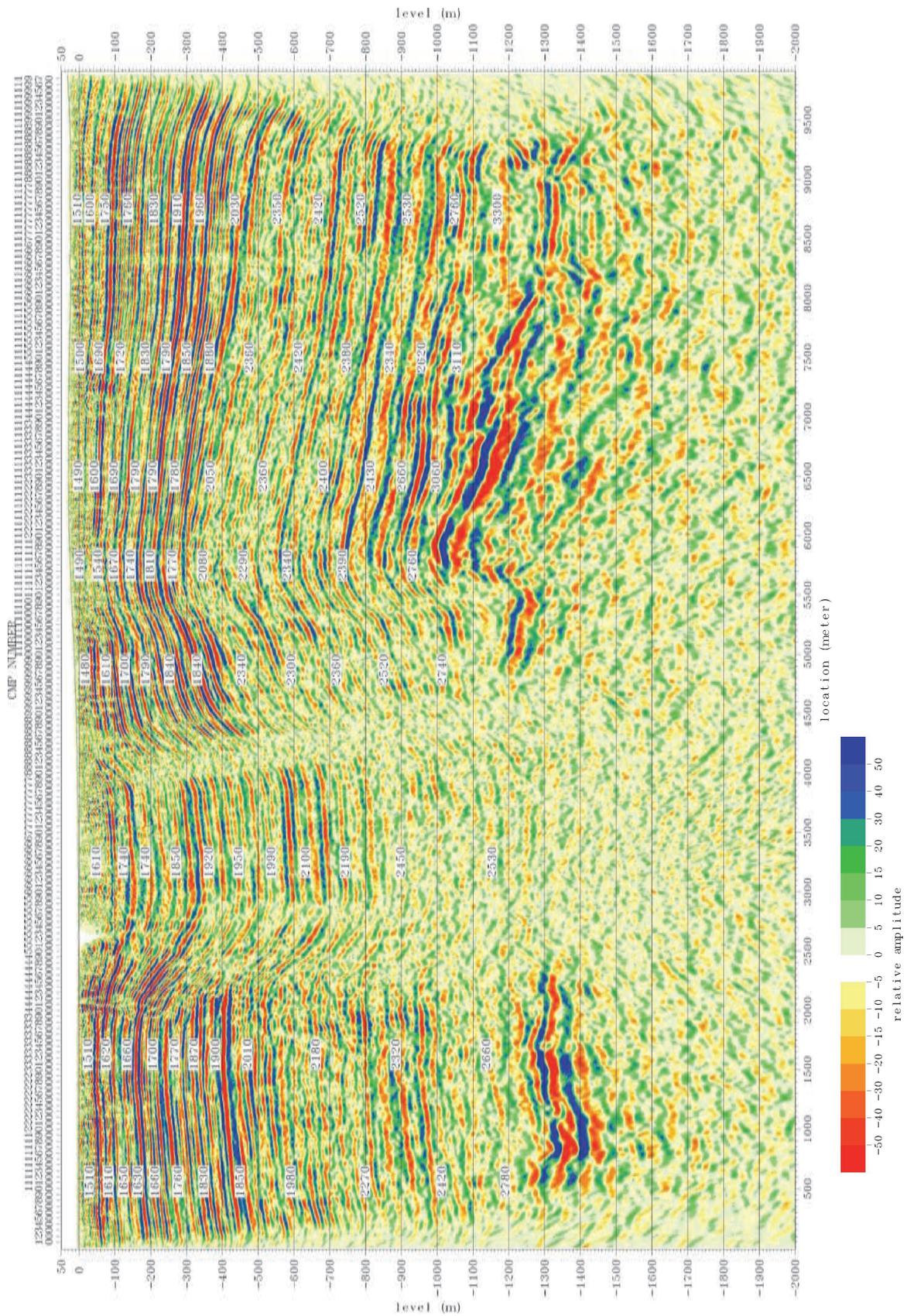


図 18 深度断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張、区間速度を表示)



c) 地質構造の解釈

i) 調査地域周辺の既存調査と対応

調査地は上町断層帯の南端部にあたり、平成7年度以降に大阪府などが活断層調査や地下構造調査として実施した反射法地震探査や、大阪平野の地盤沈下対策の一環として行われたボーリング調査などの既存調査結果が調査地周辺に分布する。これらのおもな既存調査の出典および分布をまとめると、表5～6、および図20に示すとおりである。

表5 おもな既存調査（反射法地震探査）

名 称	出 典
大阪湾岸測線	大阪府(2005):平成16年度地震関係基礎調査交付金「大阪平野の地下構造調査」成果報告書(概要版),大阪府,55p.
堺築港東西、同南北測線	
堺泉北東西、同南北測線	
GS堺1、2測線	杉山雄一(1997):上町断層系の反射法弾性波探査,地質調査所研究資料集, No. 303, pp. 105-113.
GS石津川測線	杉山雄一ほか(2003):上町断層系の補足調査(その1)―石津川沿い沖積低地におけるP波及びS波反射法地震探査,活断層・古地震研究報告, No. 3, pp. 103-115.
府中箕形測線	大阪府(1997):平成8年度地震調査研究交付金「上町断層帯に関する調査」成果報告書,大阪府.
HD-2、HD-3測線	岩淵洋ほか(2000):反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造,海上保安庁水路部研究報告, No. 36, pp. 1-23.
OD-B測線	岩崎好規ほか(1994):エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造,地震第2輯, vol. 46, no. 4, pp. 395-403.

表6 おもな既存調査（ボーリング調査）

名 称	出 典
IT18, 20, 25, 26	Ikebe, N. et al. (1969): Report on Land Subsidence in Osaka (Chapter 4). Editorial Committee for Technical Report on Osaka Land Subsidence, pp. 46-88.
OKS1	市原実ほか(1986):岸和田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 148pp, 地質調査所.
NAMI	栗本史雄ほか(1990):大阪平野南西部における大阪層群と基礎の花崗岩--岸和田市並松町のボーリング資料--, 地質調査所月報, 41-12, pp. 657-663.
No. 1、2(H10)	大阪府(1999):平成10年度地震関係基礎調査交付金「上町断層帯に関する調査」成果報告書,大阪府.

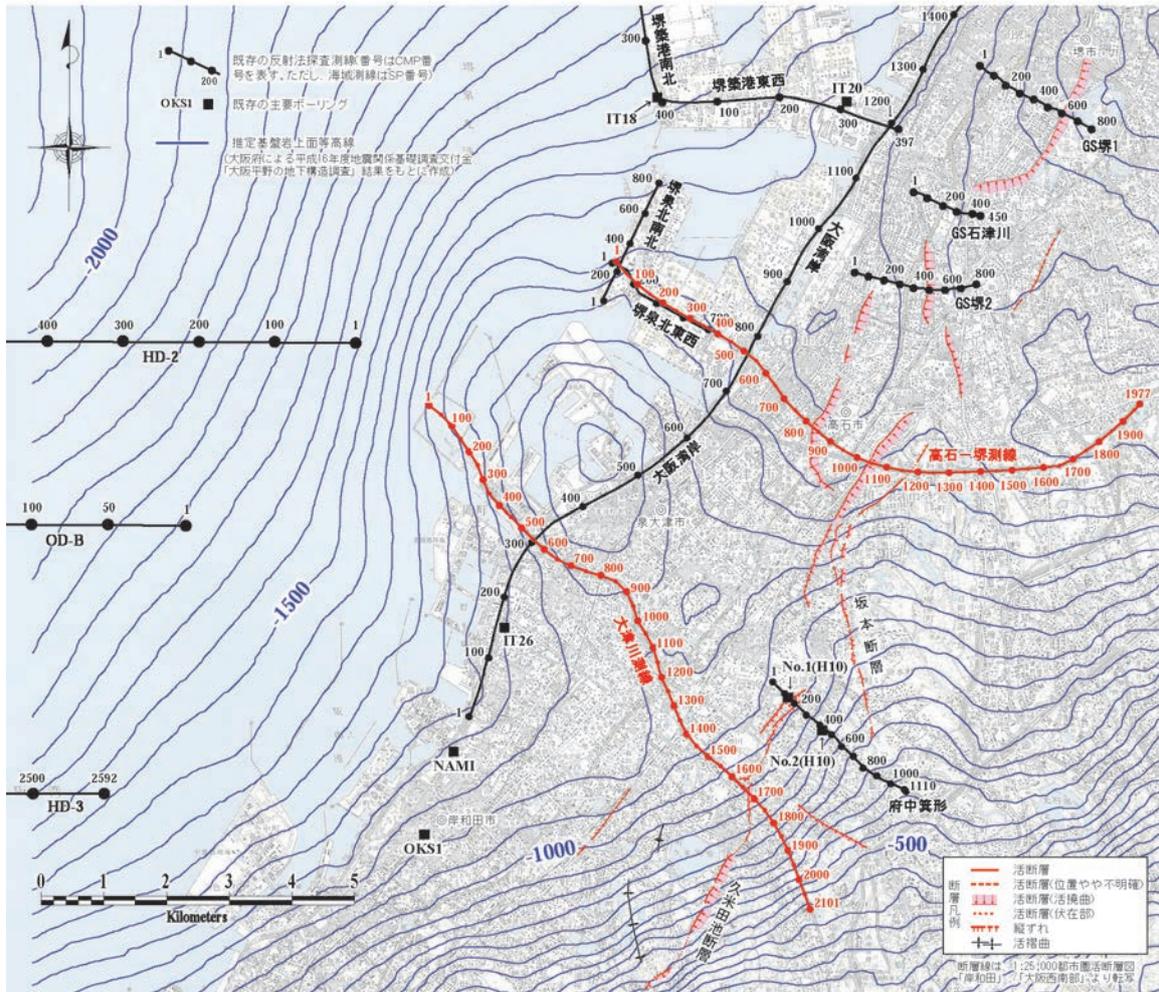


図 20 おもな既存調査の分布

本調査測線は CMP500 付近で、平成 15 年度に大阪府が実施した大阪湾岸第 2 測線（以下湾岸第 2 測線）の CMP760 付近と交差する。高石一堺測線反射法探査結果から、交点付近を含む CMP400～600 付近で地層が大きく撓みこんでいることから、交点付近での反射面の対比を直接行うことは困難である。一方、湾岸第 2 測線は CMP780 付近を境に急激に反射波の層相の違いが見られていることから、大阪湾岸第 2 測線において反射波の層相の変化が小さくなったと見られる CMP720 および CMP820 付近の断面を交点からやや離れた位置で高石一堺測線に対比させた。時間断面は物性値を反映せずに堆積状況の変化を示すものと見なせるので、対比は時間断面で行っている。時間断面の対応位置を図 21 に、反射波の対応状況を図 22 に示す。①大阪湾岸第 2 測線の CMP720 は高石一堺測線の CMP720 付近に、②湾岸第 2 測線の CMP820 が高石一堺測線の CMP100 付近に対応することが確認できる。②の対応位置は距離的にやや離れているが、基盤による反射面の対応状況も良いことから、対比結果としては問題ないと見られる。この対比の状況から、交点付近で見られる反射面の変化および基盤岩深度の違いは、ほぼ北東－南西～東西方向に存在すると推定される。

図 18 において、高石一堺測線の CMP500～900 区間では基盤岩からの反射波が不明瞭で

あった。この区間は、道路が狭く、人家が道路に近接していたことから、中型バイブレイターを用いた探査を行ったためと考えられる。そこで湾岸第2測線の結果をもとに、本地域の基盤について検討する。この区間において、明瞭な反射面が見える 900msec 以浅でほぼ水平であり基盤岩には構造による変形がないと推定されること、また、対応させた湾岸第2測線の CMP720 付近で約 1600msec (図 22 の①の交点における湾岸第2測線) に見える反射相を基盤岩と解釈していることから、高石一堺測線のこの区間における基盤岩からの反射波もほぼ 1600msec に見られると考える。対応する CMP 番号の湾岸第2測線における基盤岩深度からほぼ 1700~1800m の深さに基盤岩が存在すると推定されており、この区間でも同程度の基盤岩深度になると予想することとした。

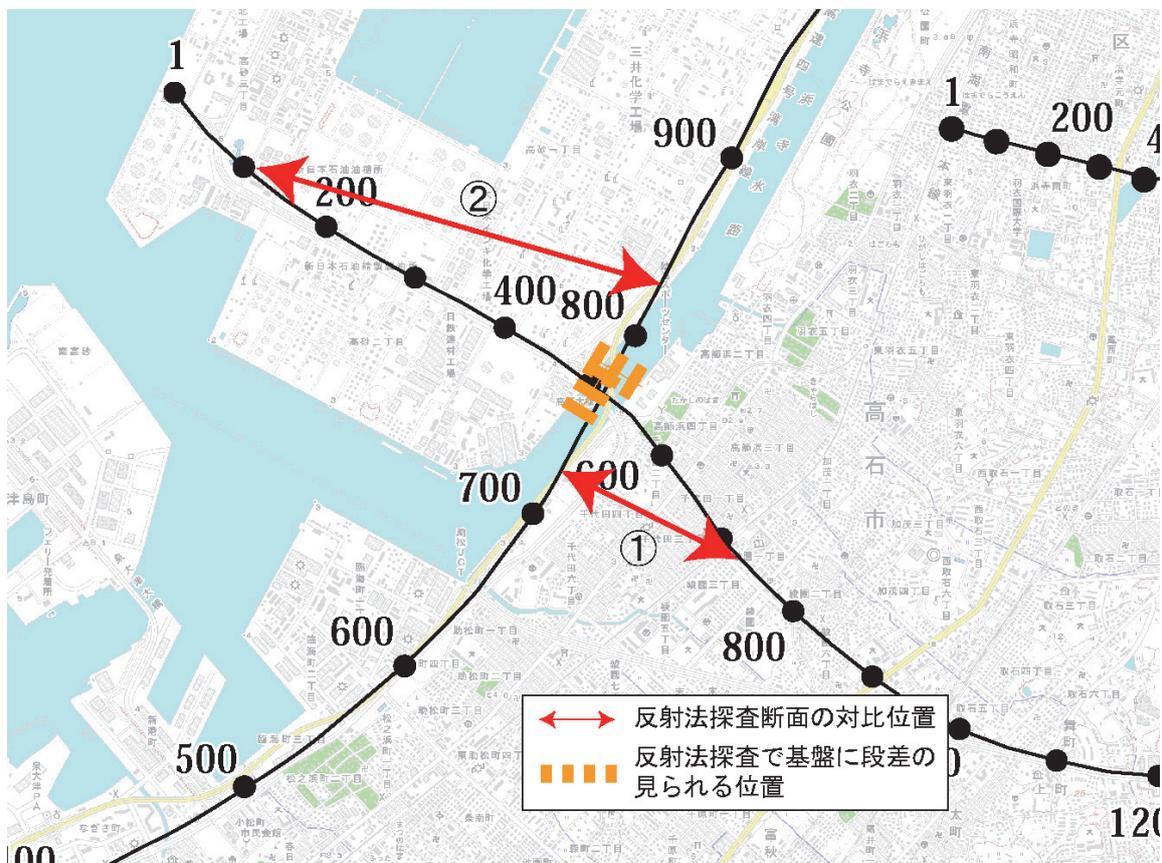


図 21 湾岸第2測線と高石一堺測線の断面对比位置

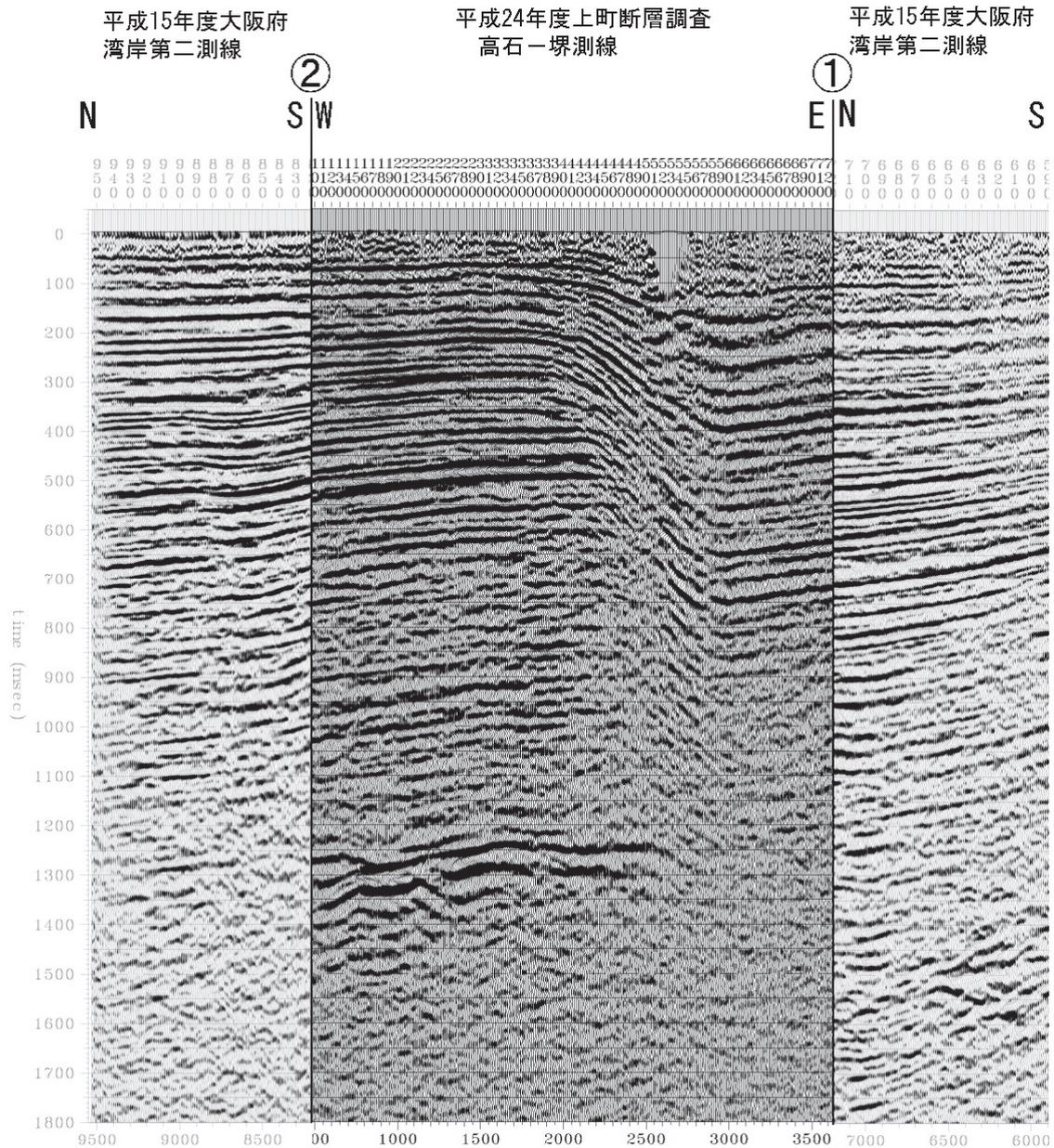


図 22 高石一堺測線と湾岸第 2 測線の時間断面の対比。数字の位置が反射断面の対応位置。

ii) 地質構造解釈と本測線地域における上町断層の活動度

図 23 に示すように、調査地域周辺には表層より沖積層～段丘堆積層～大阪層群などの第四系が広く分布し、その基盤岩は調査地の南方に分布する花崗岩よりなる。花崗岩を覆う堆積物の主体は、大阪層群(約 200～30 万年前)であり、その地質層序は火山灰や海成粘土を鍵層として図 24 のように編年されている。なお、図 23 に示されるように、高石一堺測線付近の地表付近には沖積層と段丘堆積層が広く分布する。

図 20 に示した既存の調査結果のうち、地質構造解釈に必要な地質情報は、地質層序の明らかとなっているボーリング調査結果や、それに近接して実施された反射法探査結果などである。とくに有用な地質情報とその概要を表 7 にまとめて示す。

先述のように高石一堺測線と大阪湾岸測線は、反射面の傾斜帯で交差するため、各測線

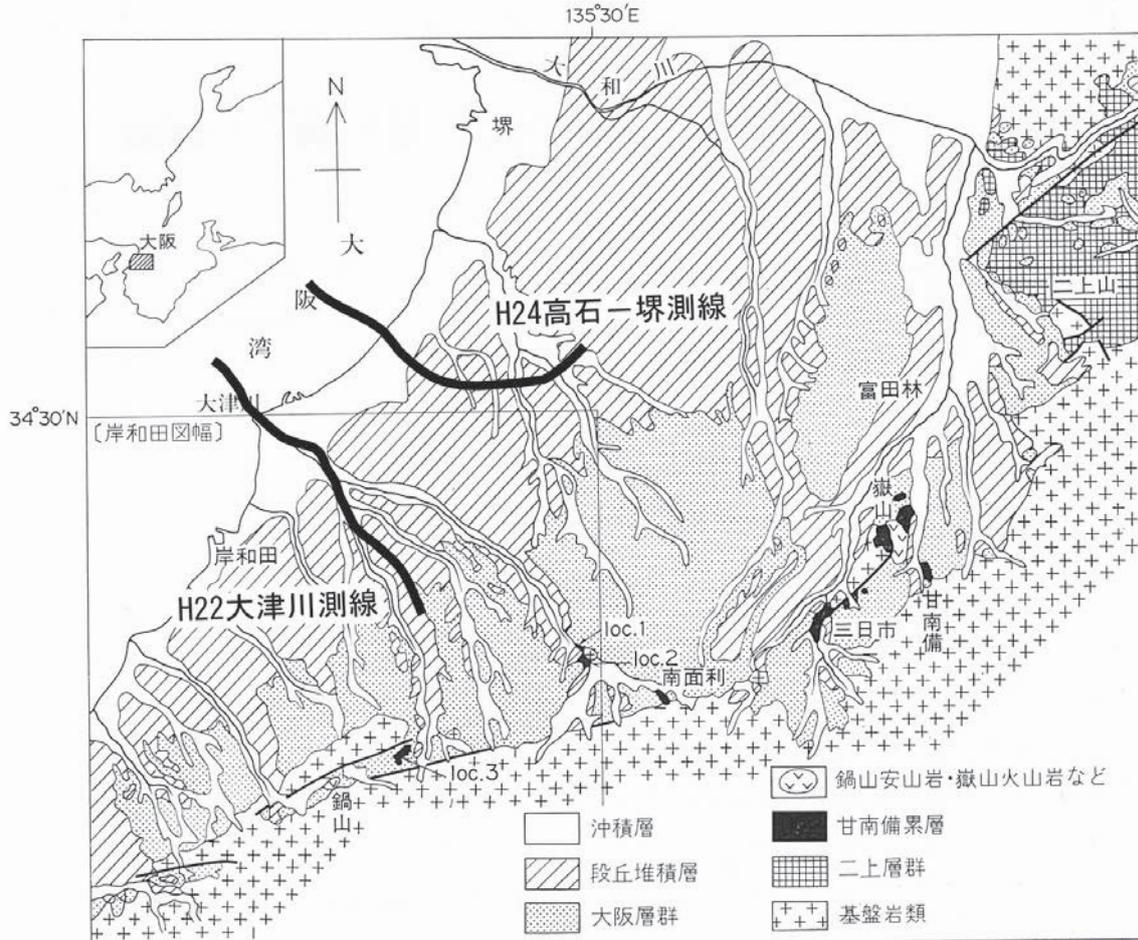


図 23 大阪平野南部の地質概況図(市原ほか, 1986)

における反射面の対比が困難であった。そこで、既存の湾岸第 2 測線(大阪府, 2005)における地質層序対比の根拠を明確にするため、各種の情報を再整理して図 25 に記した。また、図 26 は大阪層群の構造等高線図を示し、詳細は表 8 に記す。

これらの地質情報を総合して高石一堺測線における地質解釈断面図の作成を試みる。図 26 に示されるように、地質層序対比の参照となる湾岸第 2 測線の地質解釈断面は、岸和田の IT26 および測線南部延長の OSK1 の情報を参照して作成された。IT25 は、湾岸第 2 測線より陸側(投影距離)約 800m にあり、図 26 においての Ma3(アズキ火山灰確認)の分布深度とは整合していない。高石一堺測線の北側の湾岸第 2 測線の深度情報は IT20 によって Ma3 は拘束されている。これらのボーリング情報で拘束された反射断面からの延長として高石一堺測線との交点での湾岸第 2 測線の深度解釈をする必要があるが、北側、南側ともに反射断面には撓み構造が含まれており、近傍にボーリング情報がない現状においては、延長・外挿には注意を要すると考えられる。また、そもそも交点の部分自体が撓み構造を持っているため、湾岸第 2 測線から高石一堺測線への解釈も注意する必要がある。

このため、ここではボーリング情報をもとにいくつかの可能性の解釈断面を示し、それに従う上町断層帯の活動度について議論を行うこととする。

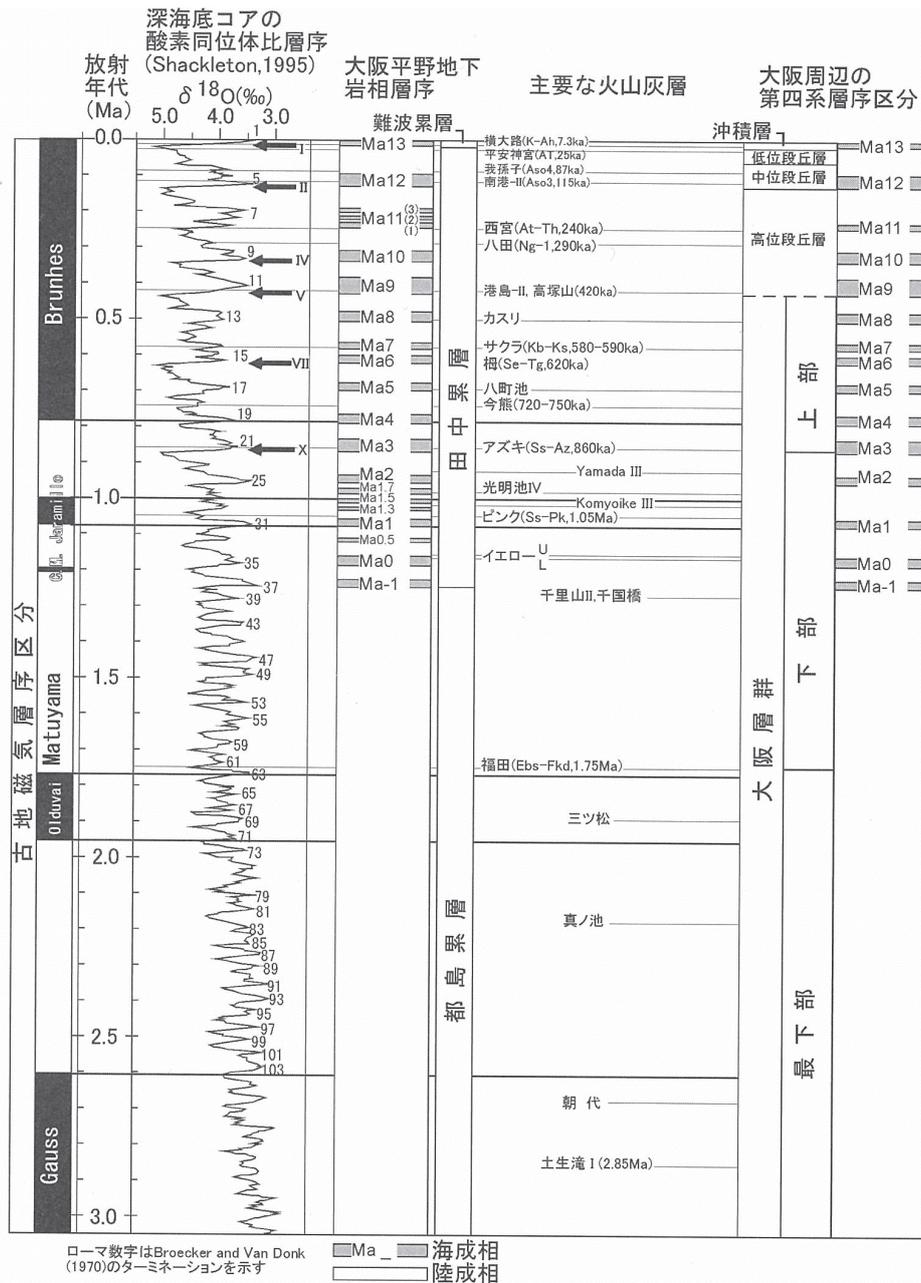


図 24 大阪平野地下の第四紀層の層序区分と酸素同位体比層序(吉川ほか, 1999)

第 1 案：湾岸第 2 測線の従来解釈。IT26 の Ma3(アズキ火山灰確認)深度からの地質解釈断面。

第 2 案: IT25 の Ma3(アズキ火山灰確認)深度を測線に投影した深度からの地質解釈断面。

第 3 案：IT26 の Ma3(アズキ火山灰確認)深度をそのままに、IT25 の Ma3(アズキ火山灰確認)深度を” 100m” 深く投影した対比案。

第 2 案では、OKS1 孔へのバランスが悪くなり、第 3 案での” 100m” は、IT26 の Ma3 層から連続する反射面をできるだけ上側に解釈した深度と考えることができる。

第 1～3 案の解釈断面図を図 27～29 に示す。また、第 2、第 3 案の湾岸第 2 測線の反射

断面図を図 30 に示す。

図 27～29 の地質解釈結果をもとに、上町断層帯の活動性について検討を加える。高石一堺測線で得られた断層をはさむ 2 地点間 (CMP770～1120) における大阪層群海成粘土層の分布標高差と、それより算出される鉛直方向における平均変位速度を表 9 にまとめて示す。ただし、基盤岩上面の形成年代は大阪層群の堆積が始まるとされる一般的な値 (=300 万年前) とした。また、表 9 に示した標高差は上述のとおり CMP770 付近と CMP1120 間の値であり、解釈断面図に見られる上町断層帯に属する 2 本の断層による標高差の合計値を表している。

平均変位速度は第 1 案が大きくなり、第 3 案、第 2 案の順となる。第 1 案の変位速度に近いとすれば、この地点の平均変位速度は上町断層帯の中でも最大級となる。しかしながら、第 1 案では IT26 の Ma3 (アズキ火山灰確認) 深度を十分に説明することができない。第 2 案であるとすれば、平成 22 年度に実施した探査 (大津川測線) の結果より算出された値 (約 0.2m/1000 年) に比べて大きく、杉山ほか (1999) に示されている上町断層帯の変位速度値 (鉛直、0.4m/1000 年) に近い値となる。いずれにしても、今回の反射法探査で示された上町断層帯に関する撓曲構造の変位量を確定するためには、測線上や他測線との交点において、基準の堆積物層序を確定するための調査 (ボーリング) が必須である。

表 7 調査地周辺における有用な地質情報

調査種類	名称	仕様など	特記事項	出典
ボーリング調査	<b>IT20</b>	深度 300m	Ma3 : 約 205-230m アズキ火山灰 (約 222m)	
	<b>IT25</b>	深度 400m	Ma3 : 約 200-215m アズキ火山灰 (約 215m)	柱状図 → Ikebe et al. (1969) 位置情報 → 大阪地盤沈下総合対策協議会 (1971)*
	<b>IT26</b>	深度 300m	Ma3 : 約 210-227m アズキ火山灰 (約 220m)	
	<b>OKS1</b>	深度 300m	Ma3 : 94-111m (アズキ火山灰, 約 105m) Ma1 : 158-165m (ピンク火山灰, 約 150m) Ma-1 : 233-237m	市原ほか (1986)
	<b>NAMI</b>	深度 1300m 温泉掘削	基盤岩深度 (1064m)	栗本ほか (1990)
反射法探査	堺築港東西測線		IT20～湾岸線の連続性追跡	
	大阪湾岸測線	パイプロサイス	H22 大津川測線と交差 H14 高石一堺測線と交差	大阪府 (2005)

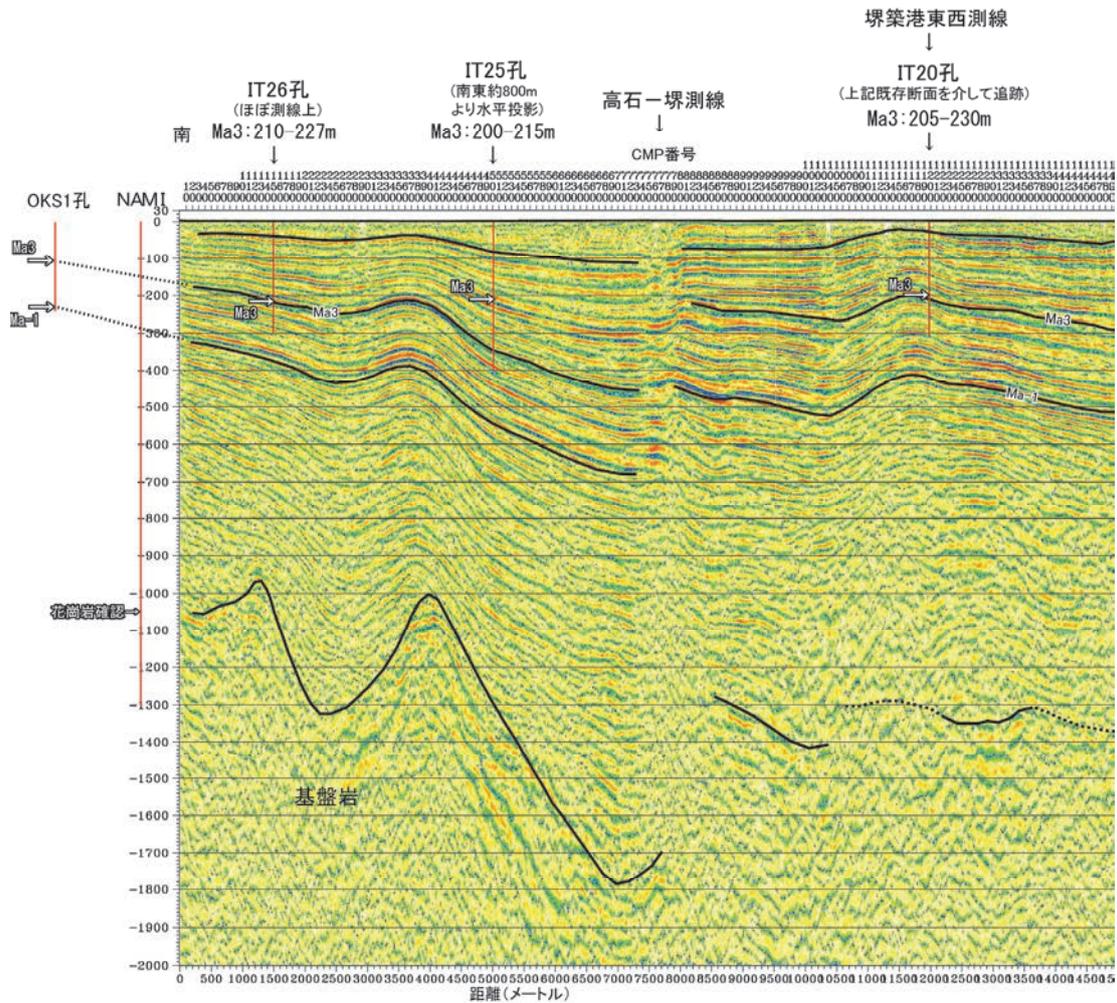


図 25 大阪湾岸測線における地質解釈結果(大阪府, 2005)

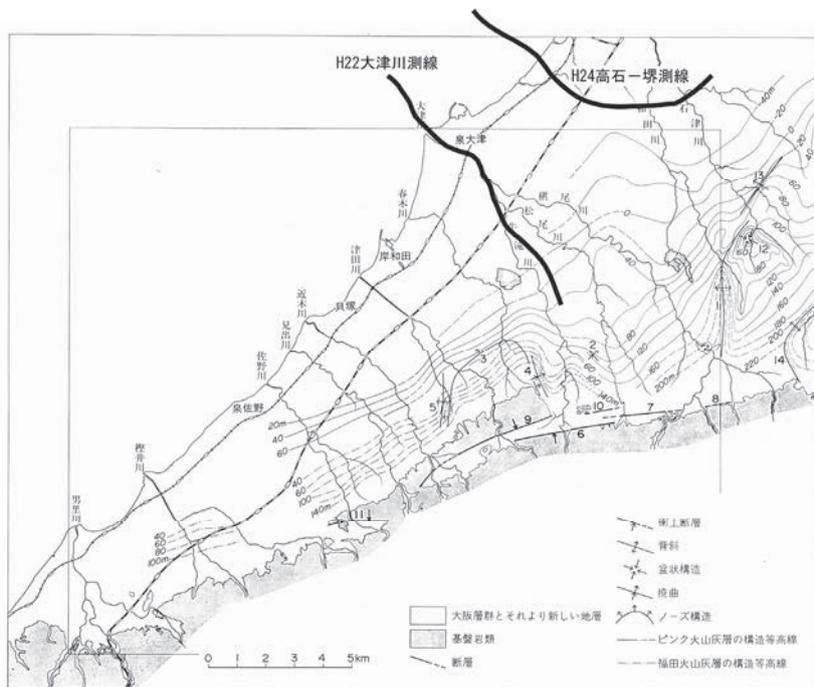


図 26 大阪層群の構造等高線図(市原ほか, 1986)

表 8 高石一堺測線の地質解釈における特記事項一覧

地質種別	CMP 番号																					
	1	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	
大阪層群	西に微傾斜する反射面が明瞭。 東に撓み下がる反射面に微傾斜する反射面が明瞭。 東に撓み下がる反射面が見られるが連続性は不明瞭。																					
基盤岩など	西に微傾斜する反射面が明瞭。 東に微傾斜する反射面が明瞭。 CMP1000～1100付近に撓曲が見られる。											東側に傾斜する基盤岩上面 (GL-1000～-1300m) が明瞭。 CMP1150～1900の基盤岩上に大阪層群よりも速い速度の堆積層の存在が推定され、図4-4に示す新第三系中新統の甘南備累層に相当する可能性がある。										
断層など	既存ボーリング (IT20) および既存の大阪湾岸測線の対比 (図4-3参照) により層序を対比。											反射面は明瞭でないが、既存の大阪湾岸測線との対比より標高-1350m付近に推定 (図4-2参照)。										
地質層序対比 (大阪層群)	既存ボーリング (IT20) および既存の大阪湾岸測線の対比 (図4-3参照) により層序を対比。											大阪湾岸測線と傾斜帯で交差するため、直接的な対比は困難。										
	既存ボーリング (IT26, OKS1) および大阪湾岸測線の対比 (図4-3参照) により層序を対比。											急傾斜により反射面が不連続。										
	大阪湾岸測線と傾斜帯で交差するため、直接的な対比は困難。											上町断層帯に属する東上がりの逆断層が2本見られる。 東側の断層の落差は基盤岩上面で約150m、西側の断層の落差は明確でないが、500～600mと推定される。										
	既存ボーリング (IT20) および既存の大阪湾岸測線の対比 (図4-3参照) により層序を対比。											Ma1直上に分布するピング火山灰の構造等高線 (図4-1、4-7参照) をもとに、CMP1120付近ではMa1が標高-60m付近に伏在することを想定し、CMP800以西の反射面との対応性を踏まえて層序を対比。										

大阪湾岸測線  
(大阪府, 2005)

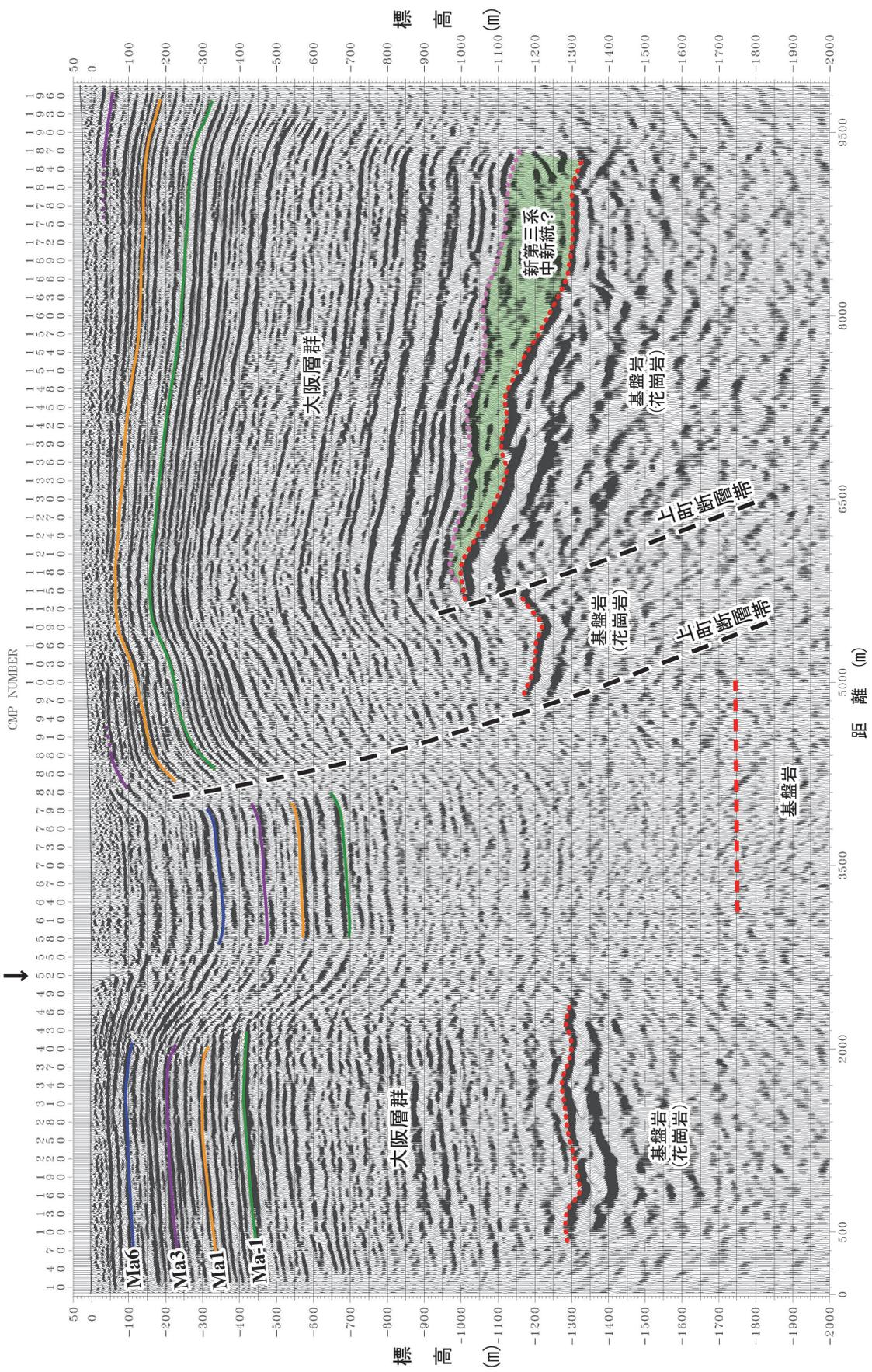


図 27 地質構造解積図 (第 1 案)

大阪湾岸測線  
(大阪府, 2005)

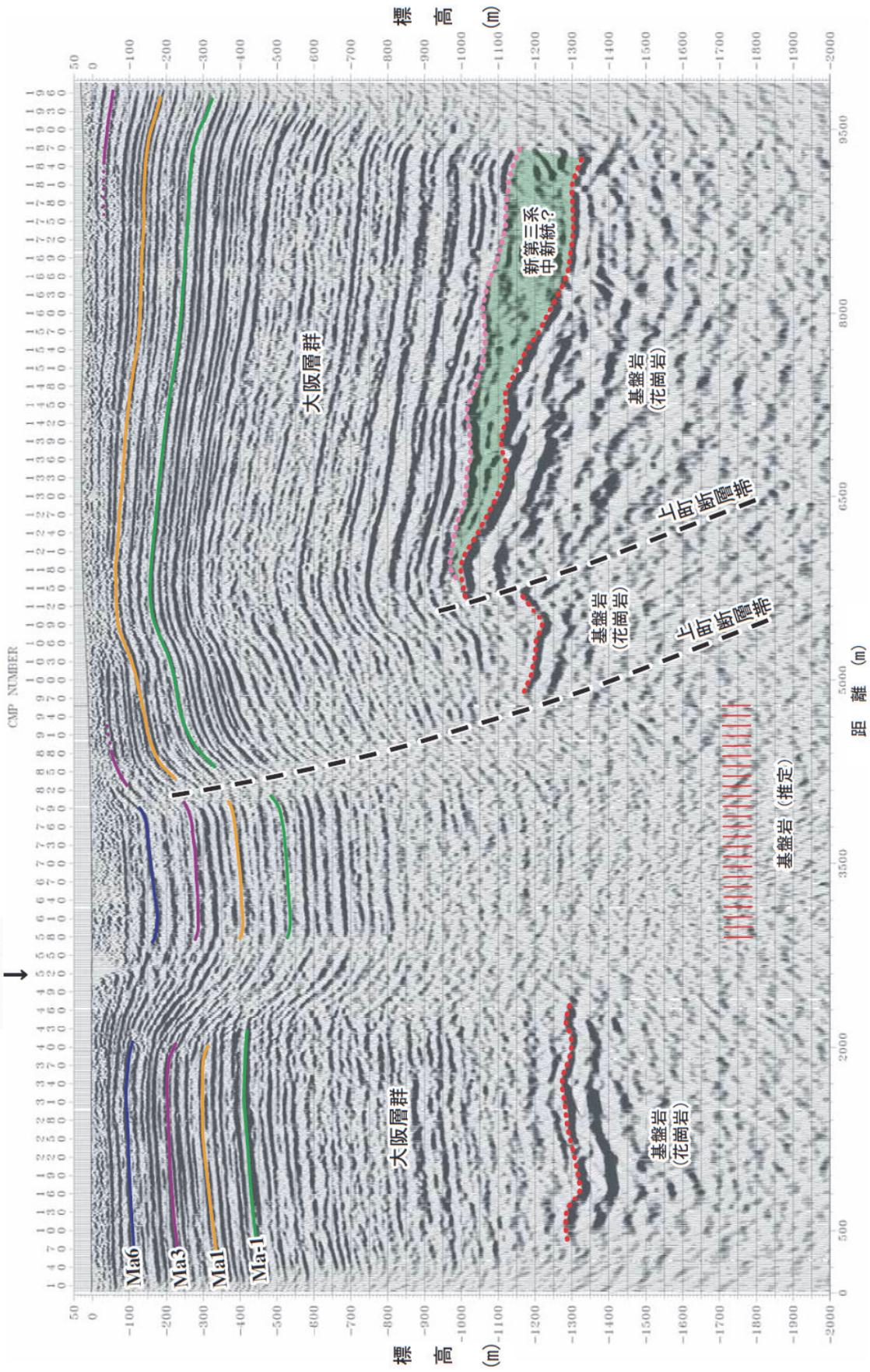


図 28 地質構造解釈図 (第 2 案)

大阪湾岸測線  
(大阪府, 2005)

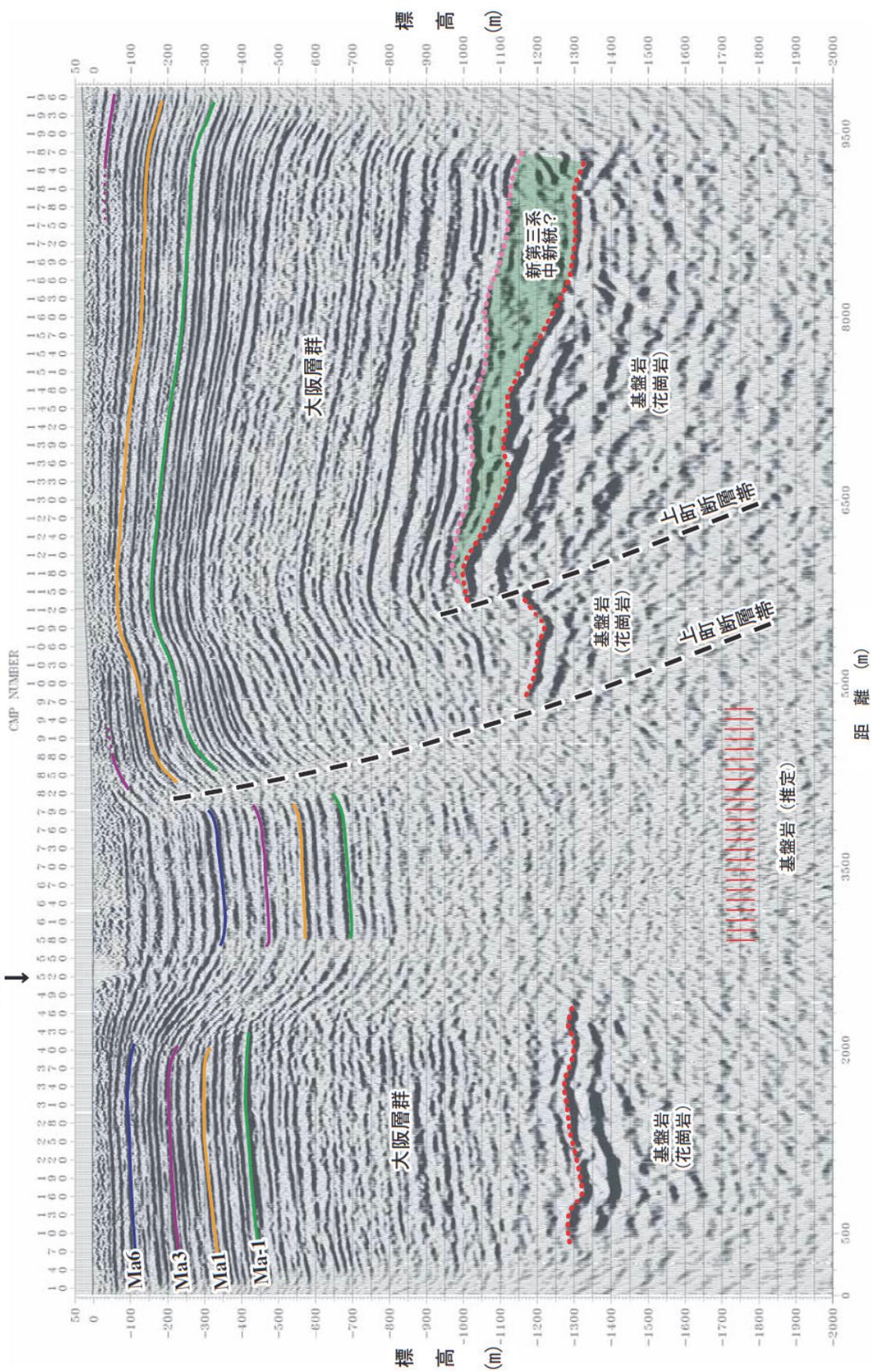


図 29 地質構造解釈図 (第 3 案)

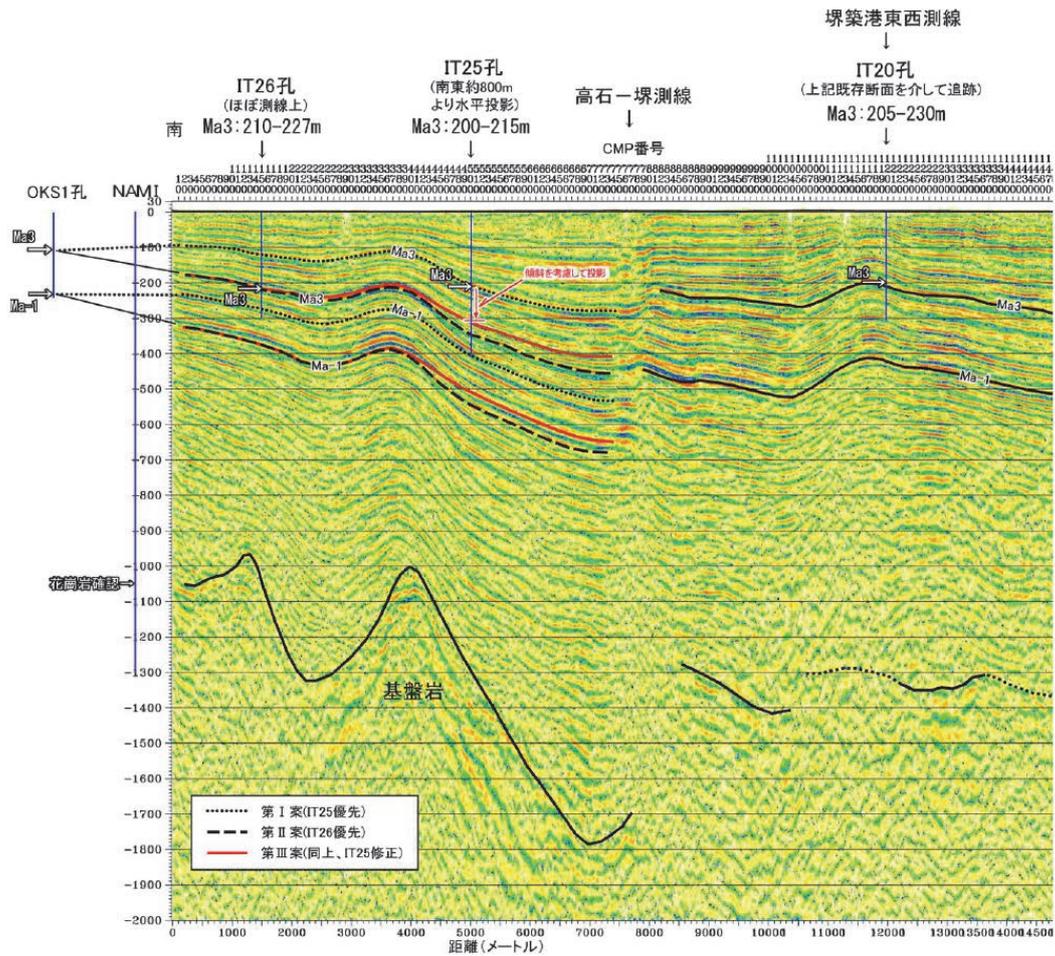


図 30 大阪湾岸第 2 測線の再解釈図

表 9 上町断層帯をはさむ 2 地点間の基準面標高差と推定される変位速度

基準面	解釈案	標高差	形成年代	平均変位速度(鉛直)
		(m)	(x10ka)	(m/1000y)
Ma3 相当層準	1	400+	85	0.48+
	2	220+		0.26+
	3	350+		0.41+
Ma1 相当層準	1	480	100	0.48
	2	300		0.30
	3	430		0.43
Ma-1 相当層準	1	500	120	0.42
	2	330		0.28
	3	450		0.38
基盤岩上面		750	300	0.25

### 3) バランス断面法による震源断層面の推定

#### a) はじめに

逆断層はその周辺に褶曲構造を伴っている例が多く、これらの褶曲構造は地下の断層形状や変位量を反映していると考えられる断層関連褶曲 (図 31) の考え方 (例えば、Suppe, 1983; Suppe, 1985) を用いれば、褶曲構造の形態から地下の断層面の形状を推定することが可能である。このようにして地下深部の断層の3次元形状を推定する試みは日本の活断層でも、2次元での解析結果を重ね合わせることによって行われている (例えば、Okamura et al., 2007)。しかし、より現実に近い断層モデルを構築するためには、3次元での褶曲構造から断層面の形状を求めることが望ましい。3次元での断層関連褶曲構造の解析によって、地下深部の3次元断層形状モデルを推定する試みの1つとして、木村・岡村 (2009) は2003年宮城県北部地震の震源域で地質構造から地下深部の断層面の3次元形状を求めた。その結果を地震後に観測された余震分布や地震波速度構造と比較したところ、両者はよく一致している。そこで、本研究ではこうした3次元での断層モデル推定方法を上町断層帯に適用し、地震動計算等に資する断層モデルとして地下数 km 以深の大局的な断層形状を得ることを目的とした。

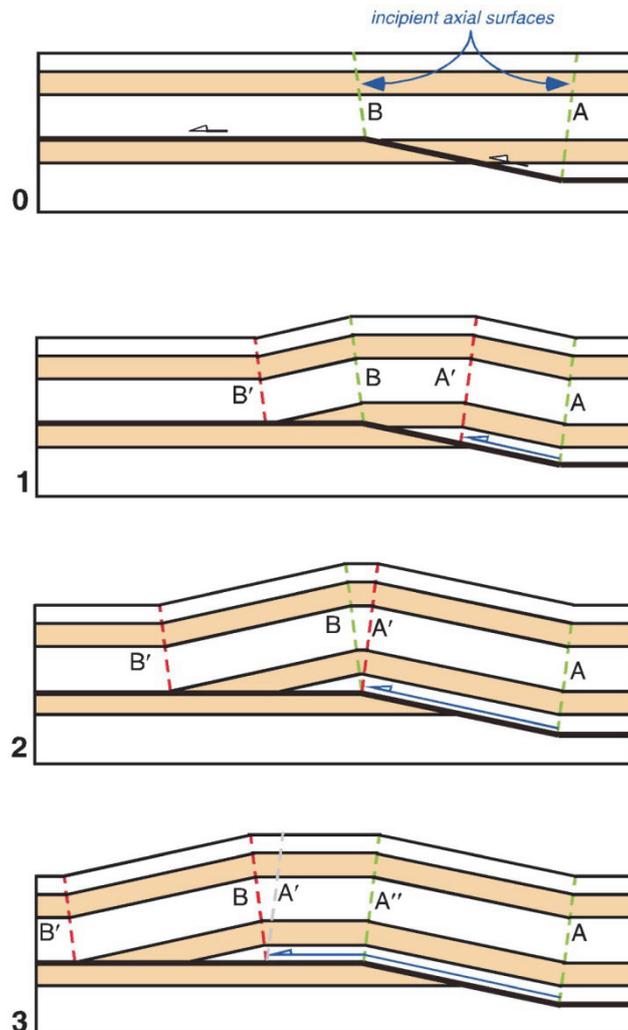


図 31 断層関連褶曲の例。Fault-bend fold の概念図。断層の動きによって褶曲が形成される (Shaw et al., 2005)。

日本国内の活断層を対象として、断層関連褶曲の考え方に基づいて、バランス法 (Dahlstrom, 1969) によって褶曲構造から地下の断層形状を推定する具体的な方法については、これまでの研究事例で詳しく述べられている。例えば、岡村・石山 (2005) による 2004 年新潟県中越地震震源域で 2 次元バランス断面法を用いた例、Okamura et al. (2007) による同震源域で平行する数多くの 2 次元バランス断面法の結果を重ね合わせて 3 次元断層面形状を求めた例、木村・岡村 (2009) による 2003 年宮城県北部地震の震源域で 3 次元バランス法を用いた例などがある。また、本手法の地質構造解析では、断層上盤の褶曲変形を取り扱うが、断層上盤の変形様式については、Dula (1991) や Yamada and McClay (2003) などが様々なモデルをとりあげて検討を行っている。それらの中で、本手法ではとくに inclined simple shear model を用いるが、この変形様式については Gibbs (1983)、White et al. (1986)、White (1987)、White (1992) などが詳細に論じている。本研究では以上の方法と変形様式を基本として、3 次元地質構造から地下深部の断層形状モデルを求める。

上町断層帯 (図 32) は大阪府豊中市から岸和田市に至る全長約 42km の、ほぼ南北走向の活断層帯である (例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)。これら上町断層帯を構成する主な活断層は東側隆起の逆断層である。さらに池田・他 編 (2002) は、大阪平野南部では上町断層帯はより沿岸部へステップし、大阪府泉大津市から泉南市に至るセグメントも存在することを指摘している。しかし、この大阪平野南部の沿岸部のセグメントの地下での実態はまだ十分明らかになっておらず、周辺の中央構造線活断層系や金剛断層帯との地下での関係も不明である。そのため、今回の 3 次元バランス法解析ではこの沿岸部セグメントは取り扱わず、佛念寺山断層 (大阪府豊中市) から久米田池断層 (大阪府岸和田市) までの区間を対象とした。

上町断層帯の上下変位速度は約 0.4mm/yr である (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)。藤田・笠間 (1982)、藤田・前田 (1985) は上町断層が大阪層群海成粘土層 Ma4 堆積時 (約 80 万年前、表 10、以下大阪層群海成粘土層の年代は表 10 を参照) と Ma6 堆積時 (約 60 万年前) の間で変位速度が速くなるような変化があったことを指摘している。大阪府 (1999) は、ボーリング調査と反射法地震探査によって大阪層群海成粘土層 Ma0 堆積時以降の上下変位速度を調査したところ、Ma3 あるいは Ma4 堆積時 (約 80 万年前) 以降の上下変位速度が約 0.40mm/yr であるのに対して、Ma0~Ma3 あるいは Ma4 堆積時 (約 120 万年前~約 80 万年前) は上町断層帯の活動は比較的緩慢であり、その上下変位速度は 0.06~0.13mm/yr だとしている。また、内山・他 (2001) はボーリングと反射法地震探査結果から作成した断面を用いて、約 120 万年前から約 60 万年前の間の上下変位速度を約 0.3mm/yr と見積もっている。これらのモデルでは統一的な見解は得られていないが、過去のある時点以降の上下変位速度はおおよそ 0.4mm/yr で、それ以前の変位速度はもっと遅かったという傾向がうかがえる。

上町断層の断層面の傾斜について、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) は地形・地質の特徴や反射法地震探査の結果から、深度 1 km 以浅で 65~70° の東傾斜であるとしている。Sato et al. (2009) によって行われた深部反射法地震探査でも、深度 2 km 以浅では、反射断面上の見かけの傾斜を上町断層帯の走向を考慮して補正すると、約 65° となる (図 33)。また、石山 (2003) は上町断層上盤の背斜前翼部の Trishear 解析 (Allemendinger,

1998) によって、深度 0.1~1.5km の範囲では 38° の東傾斜と求めた。石山 (2003) はさらに、バランス断面法によって上町断層による変形を解析し、より深部では断層が低角化し、深度 4~5 km で東方の生駒断層と収斂する thin-skinned テクトニクスとした (図 34)。しかし石山 (2003) は、上町断層上盤の背斜後翼部にあたる河内平野地下及び上町断層帯南部でのデータの少なさや、走向方向に沿った変形様式の変化について挙げ、thick-skinned テクトニクスの可能性も十分にあることも指摘している。実際、最近になって河内平野で反射法地震探査が行われ、地下構造について新たな知見が得られている (図 35) ため、それらの情報も含め、上町断層帯全体で再検討を行う必要があると考えられる。一方、地震動計算に用いる断層モデルとして、堀川・他 (2002; 2003) は上町断層帯の全体的な傾斜を 80° と仮定している。

上町断層が位置する大阪平野には、鮮新-更新統である大阪層群が広く分布する。大阪層群は主に湖沼成層・河成層からなるが、多数の海成粘土層を伴い (表 10)、その最大層厚は 2,000m 以上に達する (例えば、市原, 1993)。本研究ではとくに大阪層群中の海成粘土層を対象として、上町断層によって生じたと考えられる地層の断層関連褶曲変形について解析した。

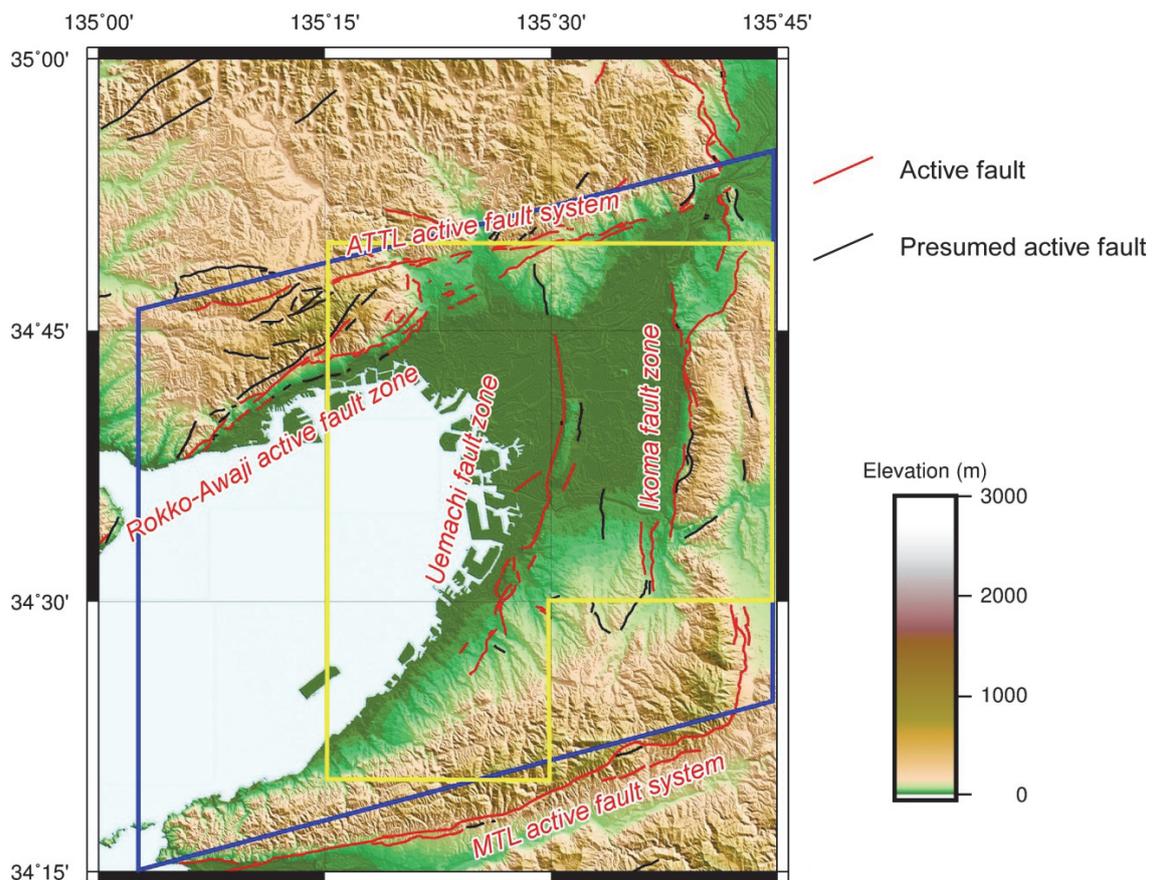


図 32 大阪平野とその周辺の活断層の分布。活断層の分布は中田・今泉 編 (2002) に基づく。地形データとして国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ標高データを使用した。陰影図での光線は北東から南西への向きである。黄色枠は走向・傾斜データについて、青色枠は海成粘土層・火山灰層の分布について、バランス法解析用の 3 次元座標のデジタルデータを整備した範囲。MTL: 中央構造線、ATTL: 有馬-高槻構造線。

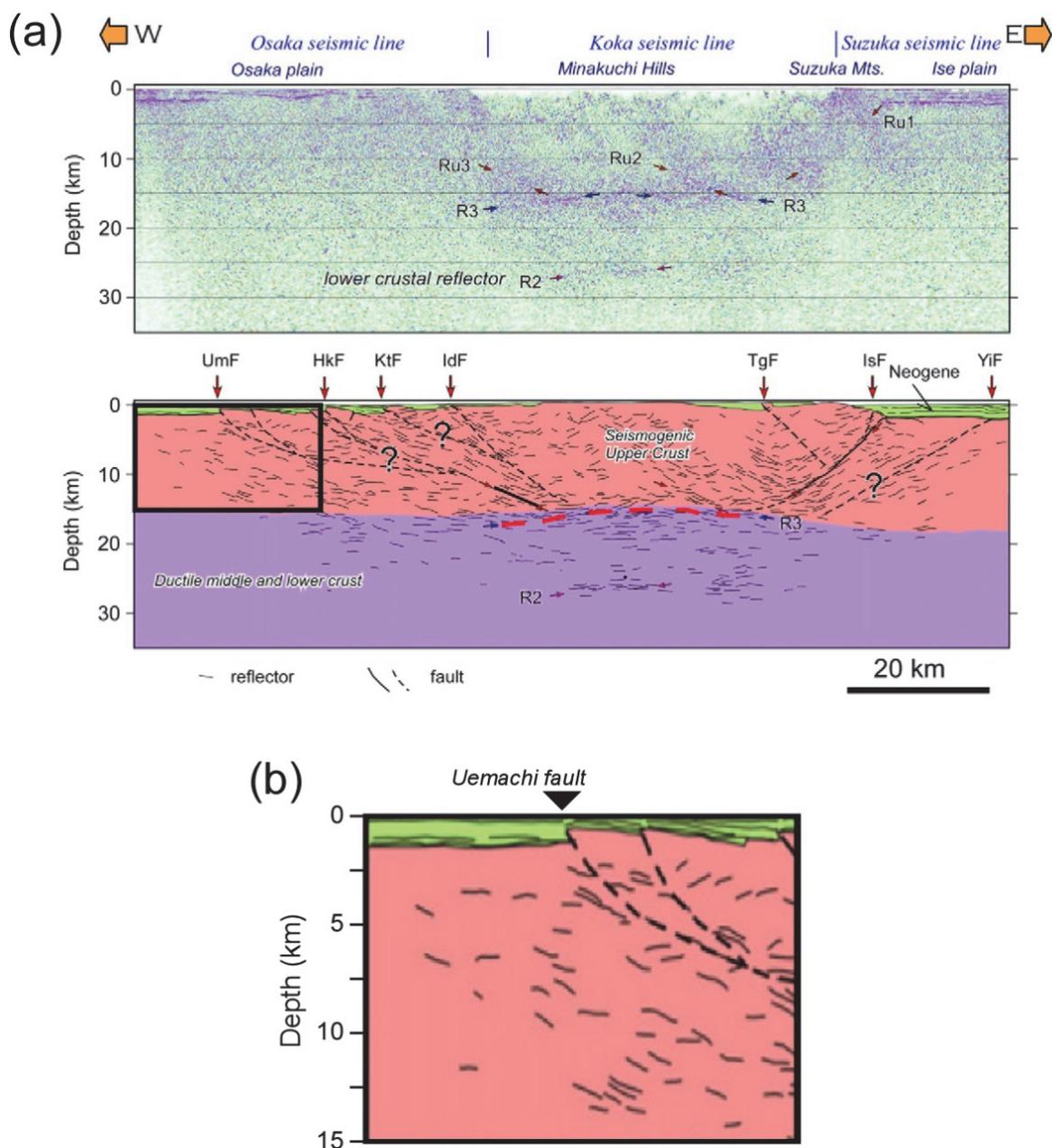


図 33 近畿地方を横断する深部反射法地震探査の結果 (Sato et al., 2009)。(a) 上：深度変換断面。下：地質学的解釈。黒色枠は(b)の範囲をあらわす。UmF：上町断層、HkF：枚方断層（地表部では枚方撓曲）、KtF：交野断層、その他の断層構造の注釈は大阪平野の範囲外なので説明を省略する。(b) Sato et al. (2009) の解釈断面を上町断層と直交する断面へ投影したもの。この断面の範囲では淀川沿いに測線が設定されているため、断面の方向が北東-南西となり、南北走向の上町断層とは斜行するため東西断面に投影しなおした。深度0～2 kmで傾斜は約65°、深度2～5 kmで傾斜は約50°であるが、深度5 km以深では約20°となっている。

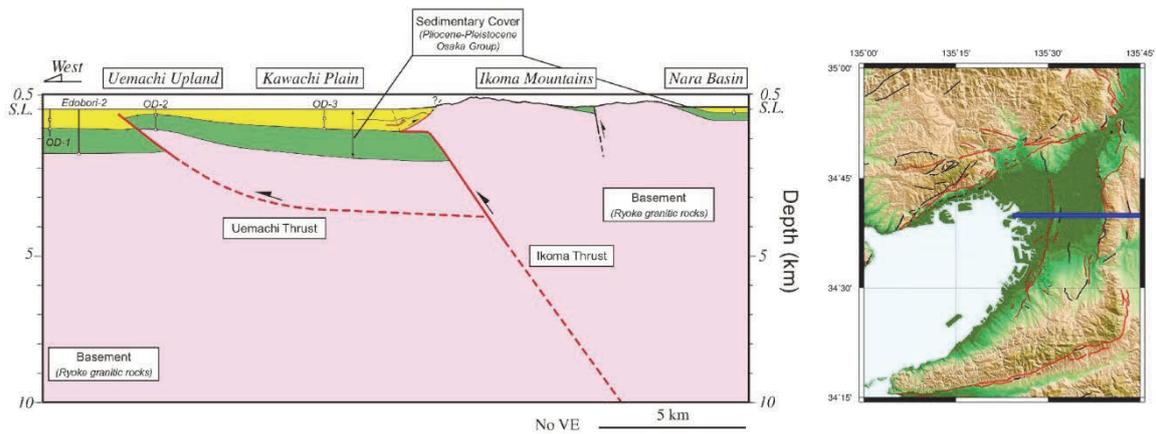


図34 左:上町断層帯と生駒断層帯が深度3~4 kmで収斂するとしたモデル(石山, 2003)。断面の縦横比は1:1。右:断面の位置。断彩陰影図と活断層の位置は図32と同じ。

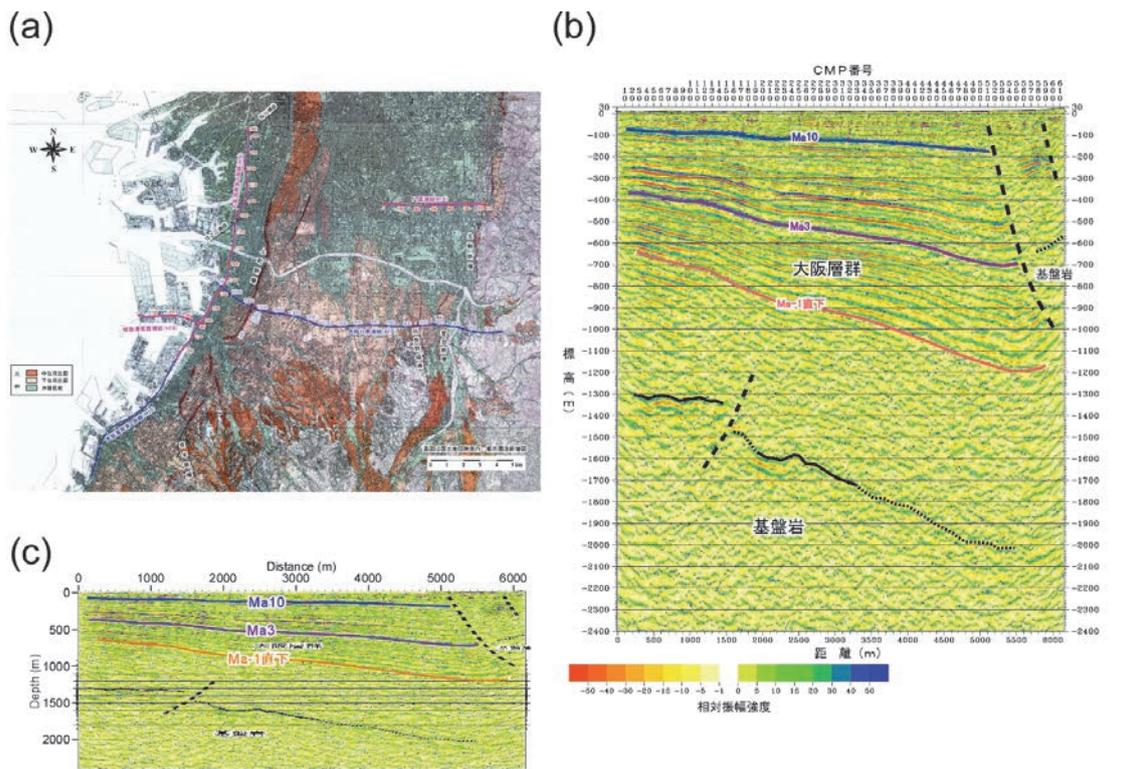


図35 河内平野で行われた反射法地震探査の結果(大阪府, 2005)。(a) 反射法地震探査八尾測線及びその周辺で大阪府によって行われた反射法地震探査測線の位置。(b) 八尾測線の深度変換断面図の地質学的解釈。深度方向に3倍強調。(c) 断面の縦横比を1:1にしたもの。大阪府(2005)を改変。図34のモデルとは異なり、河内平野下でも大阪層群が大きく東傾斜していることがわかる。

表 10 大阪層群海成粘土層の年代（内山・他，2001）。

Marine Clay	Age of Basement of Marine Clay (Ma)
Ma13	0.012
Ma12	0.127
Ma11	0.242
Ma10	0.334
Ma9	0.427
Ma8	0.528
Ma7	0.577
Ma6	0.621
Ma5	0.694
Ma4	0.787
Ma3	0.865
Ma2	0.951
Ma1	1.077
Ma0	1.185
Ma-1	1.241

b) 解析結果

i) 地表地質情報の整備

上町断層帯地下深部の3次元断層形状を求めるためのバランス法解析に際しては、大阪層群の3次元な褶曲構造データが必要である。そこで、大阪層群の3次元地質構造モデリングを行うための各種基礎データの整備が必要となる。また、3次元地質構造モデルの構築及び、上町断層の3次元形状推定のためのバランス法解析は計算機によって行うので、これらの各種基礎データはデジタルデータとして準備しなければならない。

既存の研究成果や本プロジェクト内の他の業務によって多くの地下地質構造データがデジタルデータとして整備されており、本業務でもそれらを利用するが、ここではそれらに加えて、大阪層群が地表に露出する丘陵部での地質情報の整備・デジタル化を行った。丘陵部の表層地質については既に多くの文献・地質図が公表されており、地層の分布・形状は地質図上に地層境界や走向・傾斜などであらわされている。また、火山灰層や海成粘土層の分布も地質構造の把握に有効な情報である。本業務では千里丘陵・枚方丘陵・泉北丘陵・泉南丘陵などでの大阪層群の走向・傾斜と火山灰層・海成粘土層の分布データの収集・整備を行った。さらに、これらの地質情報に地形・標高データを加えて3次元デジタルデータを作成した。

独立行政法人産業技術総合研究所では、同所発行の5万分の1地質図幅のデジタル化作業が進められており、一部地域で、地質境界や走向・傾斜をはじめとした地質情報がデジ

タル化されている。これらのデジタルデータを収集し、3次元地質構造モデル構築のための基礎データとして利用するために、位置情報の3次元化を行った。元々備えられている緯度経度の2次元座標に加えて、国土地理院発行の50mメッシュ標高データを対応させて、3次元データを作成した。本業務での走向・傾斜デジタルデータについて、その収集・3次元化の範囲を図32中の黄色枠で示す。この範囲は産業技術総合研究所発行の5万分の1地質図幅の「大阪西北部」、「大阪東北部」、「大阪西南部」、「大阪東南部」、「岸和田」の範囲に相当する。この範囲の南東側で欠けている部分は国土地理院5万分の1地形図「五條」に相当するが、「五條」地域の5万分の1地質図幅は刊行されておらず、今回のデータ収集・3次元化では取り扱っていない。

作成した走向・傾斜の3次元デジタルデータは、ID番号、XY座標（UTM第53帯および平面直角座標系IV系の2通りで作成）、Z座標（標高値）、傾斜方向、傾斜量、地質等の分類によって構成される。収集・3次元化した走向・傾斜データを、3次元地質構造解析ソフトウェアに取り込み、国土地理院の50mメッシュ標高データによる地形と共に表示したものを図36に示す。色の付いた円盤の傾斜方向・傾斜量が地層の傾斜方向・傾斜量をあらわしている。円盤の標高は地形の標高と同じなので、そのまま表示すると円盤の一部が地形に埋まってしまう見にくいいため、図中では少々円盤の高度を上げて表示している。ここでは、大阪層群に加えて、和泉層群や領家深成岩類などの基盤岩の構造も一部表示してあ

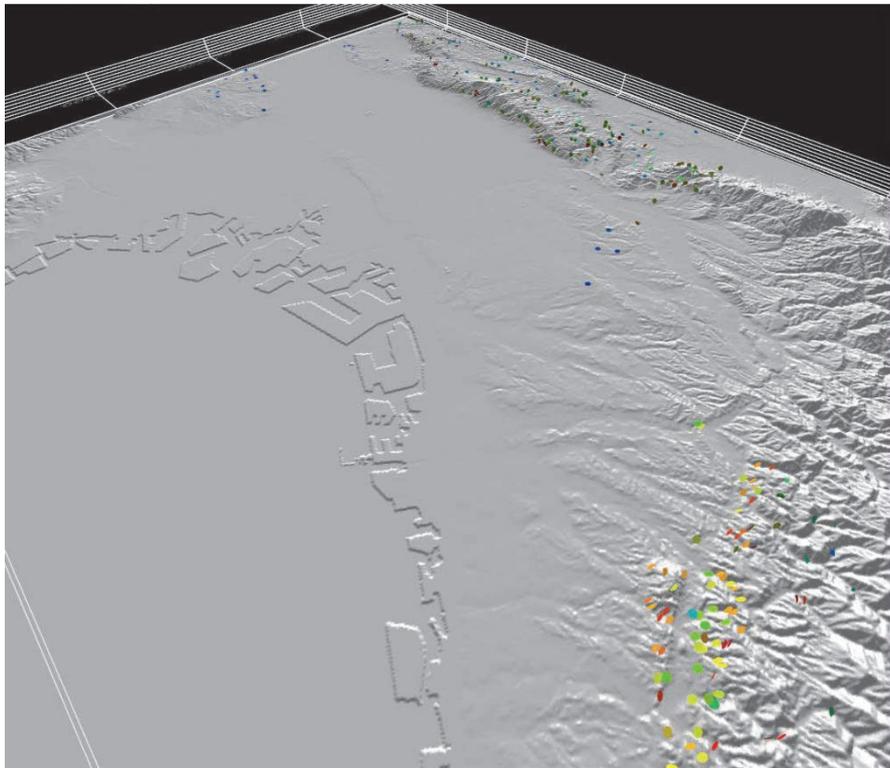


図36 地層の走向・傾斜データの分布。色の付いた円盤の傾斜方向・傾斜量によって地層の傾斜方向・傾斜量が示される。図中の円盤の色は傾斜量をあらわし、青いほど傾斜は小さく、赤いほど傾斜は大きい。ここでは、大阪層群に加えて、和泉層群や領家深成岩類の構造も一部図示してある。地形データには国土地理院発行の50mメッシュ標高データを用いた。陰影処理での光線方向は、北東から南西への向きである。

る。図の右手前や中央奥の山地（和泉山脈や生駒山地・二上山地）に分布する走向・傾斜データはこれら基盤岩の地層や流理・葉状・片状構造等を示すものである。図中の円盤の色は傾斜量をあらわし、青いほど傾斜は小さく、赤いほど傾斜が大きい。基盤岩などのデータに比べると大阪層群の走向・傾斜データは非常に少なく、傾斜量も小さい。しかし、3次元地質構造モデリングを進める際、他のデータを補完するための基礎データとして有用である。

また、既存文献・地質図を収集・コンパイルし、地表露出部での大阪層群海成粘土層・火山灰層分布を3次元デジタルデータ化した。その作業範囲を図32中の青枠に示す。対象とした海成粘土層・火山灰層は、Ma -1~Ma 9までの各海成粘土層と福田火山灰層（例えば、市原, 1993）及びそれに対比される普賢寺火山灰層（染川・吉川, 1983）、前開火山灰層（居川, 1986）、久留麻火山灰層（水野・他, 1990）である。丘陵部の海成粘土層や火山灰層の分布は多くの既存文献で詳細にまとめられており、主なものとしては、千里丘陵では市原（1991）、枚方丘陵ではNakagawa（1969）、泉北・泉南丘陵では関西地質調査業協会（1998）などによる報告がある。より広域での分布も市原・他（1991）などにまとめられている。これらに示されている海成粘土層・火山灰層の分布と他の既存研究の成果をコンパイルし、その分布をデジタル化して3次元データを作成した。

作成した海成粘土層・火山灰層分布の3次元デジタルデータは、XY座標（UTM第53帯および平面直角座標系VI系の2通りで作成）、Z座標（標高値）、海成粘土層・火山灰層名を含むポイントデータとその接続関係で構成されている。作成した分布データを3次元地質構造解析ソフトウェアに取り込み、国土地理院の50mメッシュ標高データによる地形と共に表示したものを図37に示す。ここでは、作成した全データのうち、福田火山灰層及びその相当層と、海成粘土層Ma -1、Ma 0、Ma 3、Ma 6、Ma 9について表示した。図中の青色の点群は福田火山灰層及びその相当層を、水色の点群はMa -1を、茶色の点群はMa 0を、赤色の点群はMa 3を、緑色の点群はMa 6を、黄色の点群はMa 9をそれぞれ示す。これらの海成粘土層・火山灰層は作業範囲の丘陵部に広く分布するが、1つの海成粘土層・火山灰層が作業範囲全域に分布しているわけではない。しかし、各層ともにある程度の範囲にわたって分布しており、これらの3次元的な分布情報を他のデータと組み合わせることで、3次元地質構造モデリングのための基礎データとして有効利用できる。

#### ii) 3次元バランス法

本手法によって地下深部の3次元断層形状を求めるためには、ある層準の堆積時（断層による変形前）及び褶曲後の3次元形態と、断層先端の位置・形態データが必要である。とくに褶曲形態はできるだけ詳しい地質情報や地下構造データを使って作成する必要がある。本調査地域の大阪層群の構造については、数多くのボーリング調査・地質構造探査が行われており、それらの結果を用いて、既にいくつかの3次元地質モデルが提示されている（図38、図39）。これらのモデルでは上町断層上盤側の褶曲形態が明らかになっている。

本研究では大阪層群の3次元モデルとして、堀川・他（2002）（図38a）、堀川・他（2003）、大阪府（2005）（図38b、図38c）のモデルを用いた。これらの違いは、堀川・他（2002）は大阪平野を中心としたものに対して、堀川・他（2003）では大阪湾西部なども含まれている。また、大阪府（2005）では堀川・他（2002, 2003）以降に取得されたボー

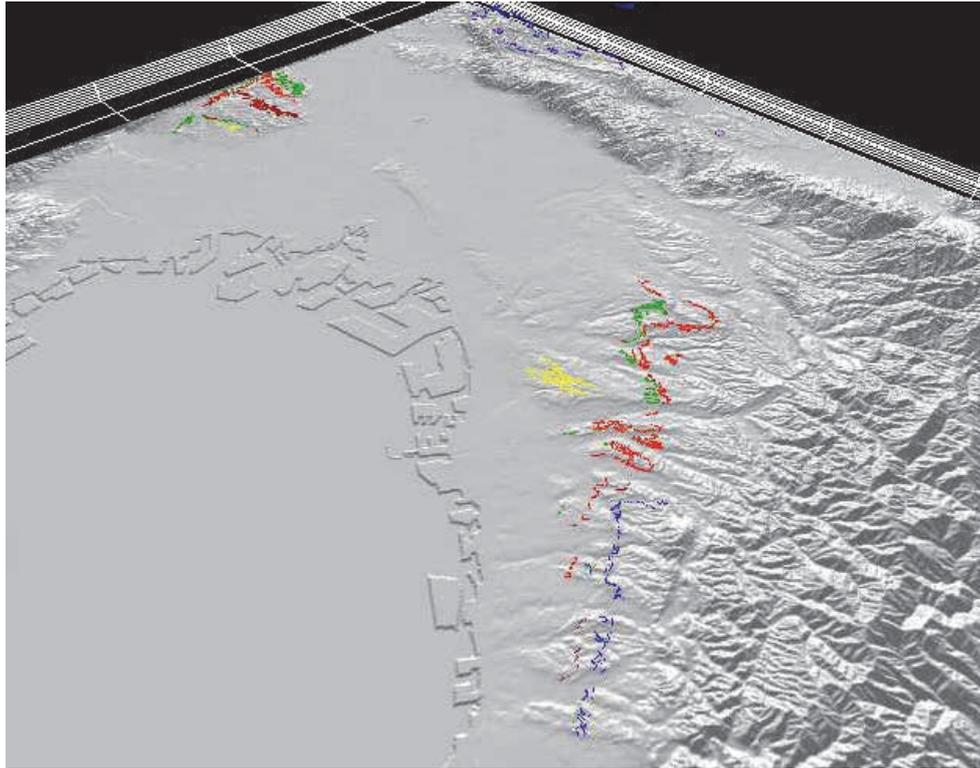


図 37 火山灰層・海成粘土層分布データ。デジタル化したもののうちの一部を示す。図ではポイント表示であるが、データそのものにはポイント間の接続関係も含まれている。青色の点群は福田火山灰層及びその相当層を、水色の点群は Ma -1 を、茶色の点群は Ma 0 を、赤色の点群は Ma 3 を、緑色の点群は Ma 6 を、黄色の点群は Ma 9 をそれぞれ示す。地形データには国土地理院発行の 50m メッシュ標高データを用いた。陰影処理での光線方向は、北東から南西への向きである。

リング調査や地下構造探査の結果も取り入れられている。また、堀川・他（2002, 2003）と大阪府（2005）では、例えば住之江撓曲の南方部などでブロック境界・断層地表位置がやや異なっている。堀川・他（2002, 2003）および大阪府（2005）では、上位から、Ma10 上面、Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層、ガウスー松山境界、新第三紀層上面、基盤上面の合計 7 層準の 3 次元構造が作成されている。本研究ではこれらのうち、対象地域の広範囲に分布している海成粘土層として、Ma3 下面および Ma-1 下面を用い、さらに最近整備されたデータを加えて 3 次元形状を改良し、3 次元バランス法解析を行った。また、海成層ではないが、参考的に福田火山灰層についても同様にして 3 次元バランス法解析を行い、海成粘土層から得られた結果と比較した。

本業務では、上記の既存 3 次元構造モデルのうち、とくに堀川・他（2002, 2003）モデルでの Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層の 3 次元構造に大阪府（2005）モデルとほぼ同様の改良を加えたものを用いた。ただし、ブロック境界・断層地表位置は大阪府（2005）ではなく、堀川・他（2002, 2003）での位置（図 39a、図 39b）を用いた。これに、大阪府（2005）以降に行われた地質構造探査の成果（Sato et al., 2009; 文部科学省・京都大学, 2011）と、本業務で整備した大阪層群の地表露出域でのデジタルデータも取り入れてやや

改良し、Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層について 3 次元バランス法解析に適した 3 次元褶曲形態モデルを作成した。

3 次元褶曲形態モデルを作成する範囲として、東端は枚方撓曲や生駒断層や誉田断層のやや西方まで、西端は大阪湾東部までを対象とした（図 40）。この範囲について、上述した堀川・他（2002, 2003）モデル、大阪府（2005）モデル、地質構造探査の結果や地表地質情報を、3 次元バランス法解析ソフトウェアに取り込んで Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層の 3 次元褶曲形態モデルを作成した（図 41、図 42）。3 次元バランス法解析ソフトウェアには、Midland Valley 社の Move (Move2011 バージョン) を用いた。

上述した以外に、調査地域及びその周辺の地形データとして、日本周辺の海陸の地形データを 250m メッシュで統合した岸本（2000）の標高データ、および、国土地理院発行の 50m メッシュ標高データを使用した。

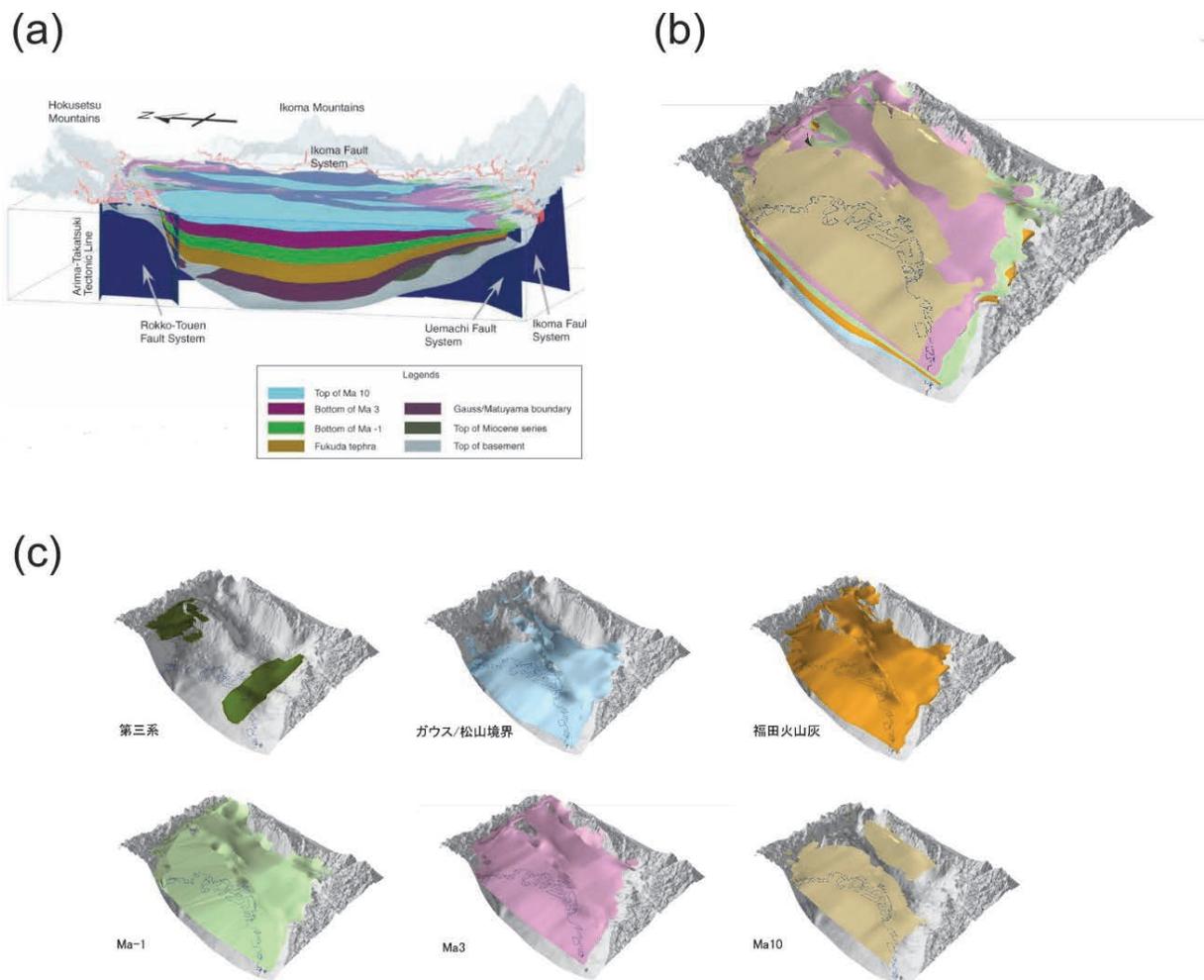


図 38 既存の大阪層群 3 次元構造モデル。(a) 堀川・他（2002）モデル。視線の向きは西→東方向。(b) 大阪府（2005）モデル。視線の向きは南西→北東方向。(c) 大阪府（2005）モデルの 7 層準を 1 枚ごとにわけて表示したもの。

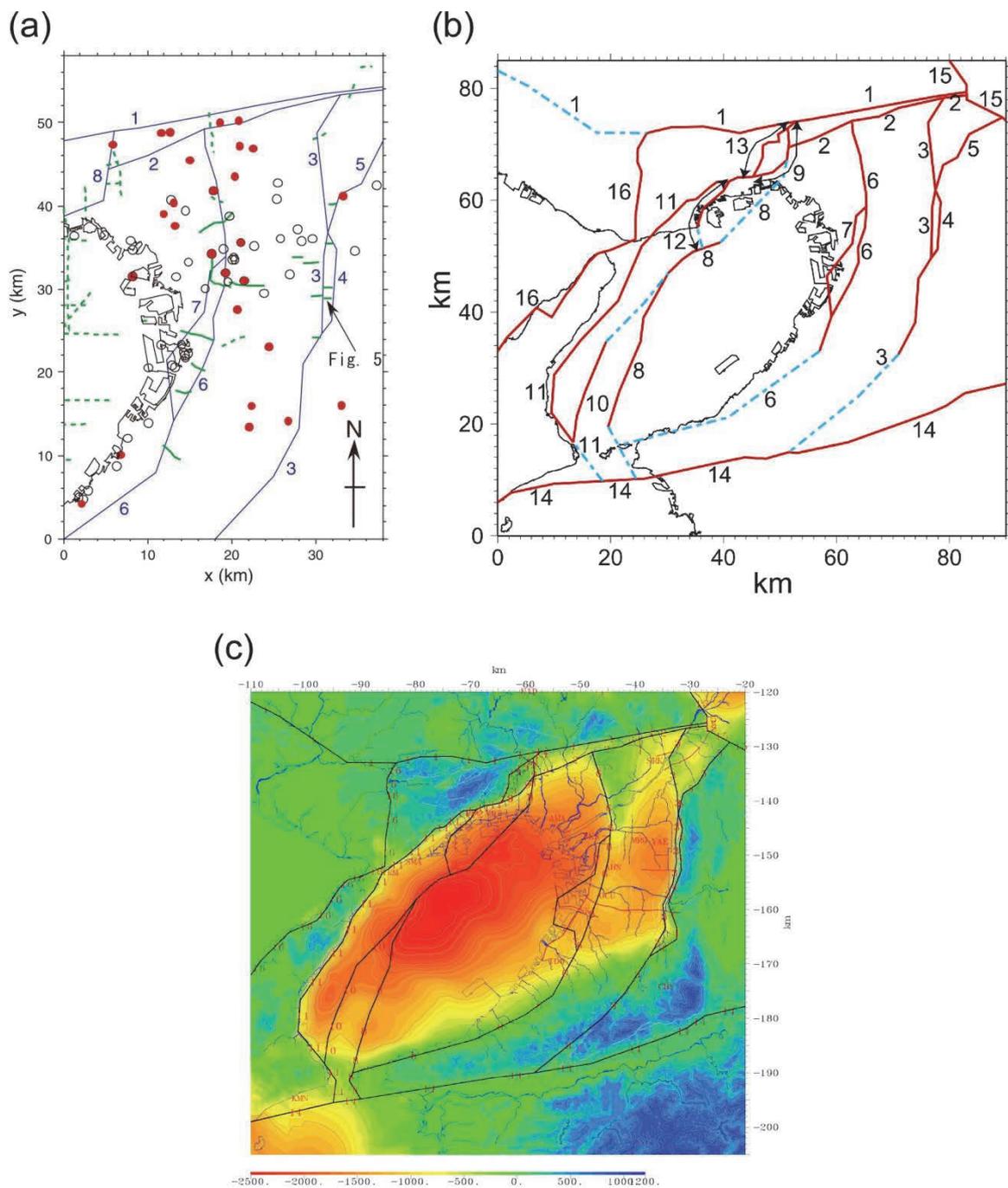


図 39 図 38 の構造モデルで用いられている、断層・ブロック境界の位置。各図で、上町断層帯は 6 番（上町断層帯主部）と 7 番（桜川撓曲、住之江撓曲など）で示されている。(a)と(b)の違いは主にモデルを作成した範囲の違いである。(b)の図ではとくに、断層変位を伴わないブロック境界が水色破線で示されている。(a)堀川・他(2002)モデル。(b)堀川・他(2003)モデル。(c)大阪府(2005)モデル。

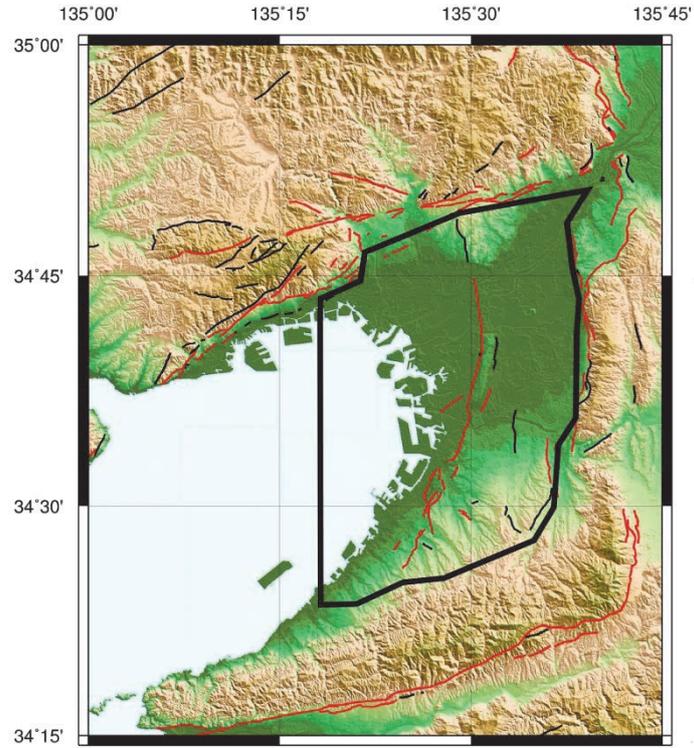
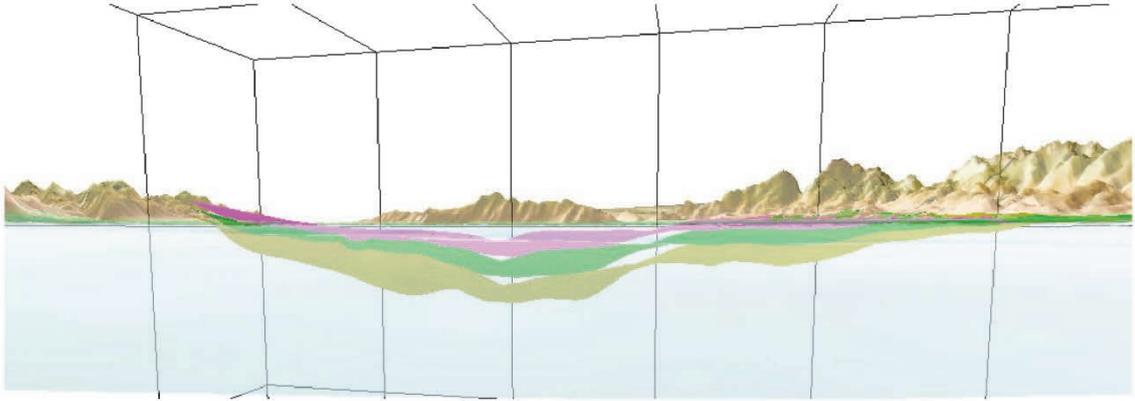


図 40 本業務での 3 次元褶曲形態モデル作成範囲。太い黒色線で囲まれた範囲で 3 次元褶曲形態モデルを作成した。活断層の分布は中田・今泉 編 (2002) に基づく。地形データとして国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ標高データを使用した。陰影図での光線は北東から南西への向きである。

(a)



(b)

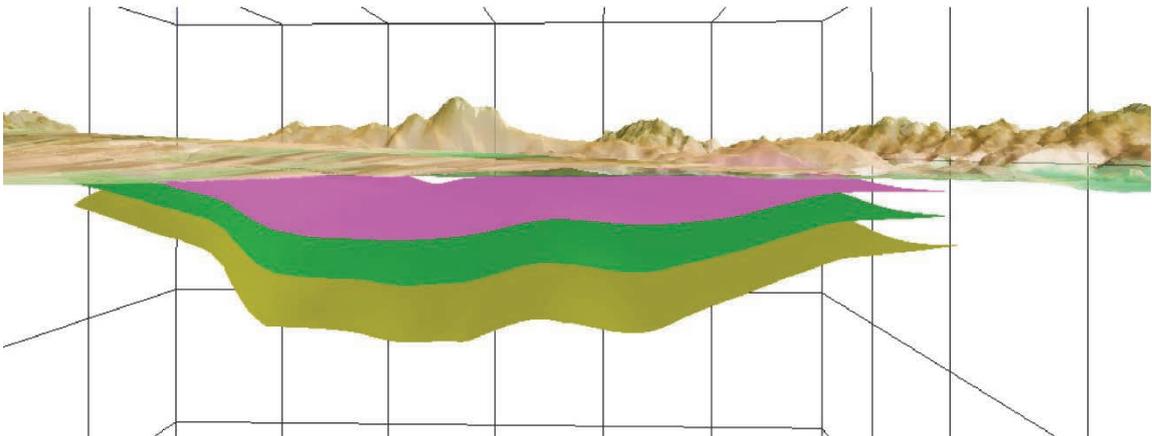


図 41 作成した 3 次元褶曲形態モデル。地形データとして岸本（2000）の 250 m メッシュ標高データを使用した。ともに、深度・高さ 5 倍に強調。グリッドの間隔は水平 20km、鉛直 5 km である。（a）視線の位置・向きは大阪湾の海面上から生駒山地方を望む（西→東方向）。正面やや左の山地が生駒山地。右側に見えるのが金剛山地～和泉山地。（b）視線の位置・向きは奈良盆地の地上から生駒山地方を望む（東→西方向）。正面の山地が生駒山地。

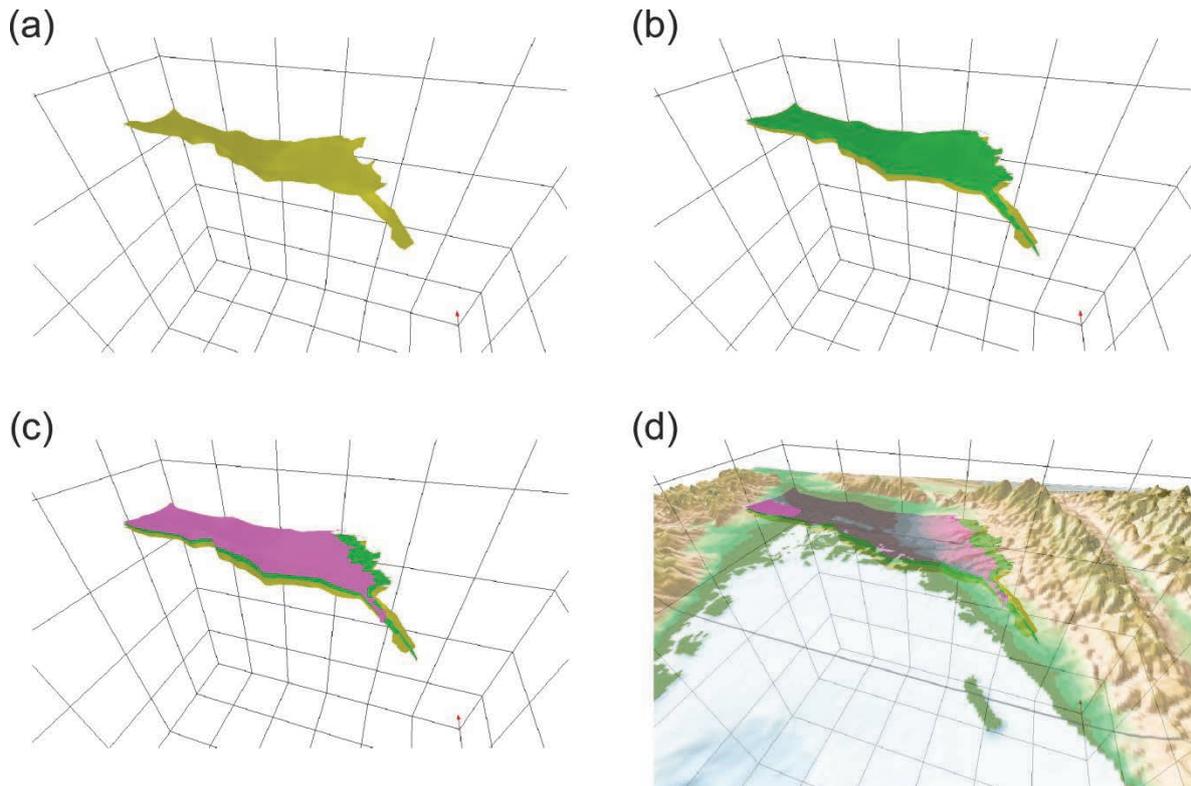


図 42 作成した 3 次元褶曲形態モデルについて、下位の福田火山灰層、Ma-1 下面、Ma3 下面の順に各層準を追加表示したもの。視線は大阪湾上空から大阪平野を見下ろす向き（西南西→東北東方向）。地形データとして岸本（2000）の 250m メッシュ標高データを使用した。すべての図で、深度・高さは 5 倍に強調している。グリッドの間隔は水平 20km、鉛直 5 km である。（a）福田火山灰層のみ表示。（b）Ma-1 下面を加えたもの。（c）さらに Ma3 下面を加えたもの。（d）さらに地形も表示したもの。

このようにして作成した 3 次元褶曲形態モデル（図 41、図 42）を用いて、3 次元バランス法解析によって上町断層帯の地下深部の 3 次元形状を求めた。その際、上町断層主部（図 39b の 6 番の赤実線で記された断層線）から分岐した桜川撓曲や住之江撓曲（図 39b の 7 番の断層線）をどのように取り扱うかの問題が生じる。しかしここでは地震動計算等に資する、上町断層主要部の地下数 km 以深の大局的な断層形状を得ることを目的としている。そこで、詳細な分岐構造を解明することは避けて解析処理を容易にするために、分岐している区間では前縁側の断層（図 39b の 7 番の断層線）に断層変位をまとめた。それにより、上述した 3 次元褶曲形態（図 41、図 42）はそれぞれが東傾斜の 1 つの逆断層面のすべりに伴う断層関連褶曲として断層上盤の変形によって形成されたものである、という前提のもとで 3 次元バランス法解析を行った。

本研究での 3 次元バランス法解析の際には、上盤側の 3 次元褶曲形態の他にも決めなければならない要素がいくつかあり、まず、変形前の層準の形態が挙げられる。一般的に、海成層が断層による変形を受ける前の形態はほぼ平坦な水平面だと思われる。ただし、調査範囲の北方には有馬－高槻構造線活断層系が、南方には中央構造線活断層系が位置して

おり、これらの活断層の平均変位速度はともに 1 mm/yr 以上で（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001，2011）、上下変位速度が 0.4mm/yr である上町断層帯よりもかなり大きい。よって調査範囲の海成粘土層は上町断層帯の影響による変形だけではなく、有馬一高槻構造線活断層系や中央構造線活断層系の影響による変形を受けている可能性が高い。そこで、本研究で取り扱っている 3 層準の深度に着目すると、南北方向の傾向としては、中央部に比べて北部や南部は浅くなっている（図 41）。このような形状はほぼ南北走向の上町断層帯の動きだけで作ることは難しく、有馬一高槻構造線活断層系や中央構造線活断層系の影響、もしくはより広域的で長波長な造盆地運動の影響を受けていると考えられる。

しかし、3 層準の深度について東西方向の傾向としては、上町断層帯から東方へ数 km 程度までの範囲は、隆起しているために深度が浅くなっているが、東へ行くほど深度が深くなり、調査範囲の東端付近ではこれらの層準の深度は上町断層帯下盤側の cut off の深度とほぼ同程度となる。つまり、上町断層の影響による背斜状隆起分を取り除くとこれらの層準は東西方向ではほぼ水平となり、海成層として堆積した時のおおよその形状をあらわしていると言える。そこで、変形前の層準の形態として、下盤側の cut off と上盤側の調査範囲東端部をつないだ面を、それぞれの層準について作成した。作成したこれらの面の形態は、南北方向で見ると南部と北部が中部より浅くなっているが、東西方向で見るとほぼ水平である。よってこれらは、上町断層帯とは異なる周辺の活断層や、より広域的な地殻変動の影響による変形は含まれたままであるものの、上町断層による東西短縮変形分は取り除けている。つまり、この「下盤側の cut off と上盤側の調査範囲東端部をつないだ面」を「対象とする断層による変形前の層準の 3 次元形態」と考えることができる。

3 次元バランス法解析に必要な要素として、地表付近での断層線の位置・形状や断層変位量も決定する必要がある。先述した通り、上町断層帯の地表位置は堀川・他（2002，2003）を用い、分岐している区間は前縁側の断層にまとめて考えた。また、上町断層帯佛念寺山断層（大阪府豊中市）から同断層帯久米田池断層（大阪府岸和田市）までを対象とし、大阪平野南部での沿岸部のセグメント（池田・他，2002）については今回の解析の範囲には含んでいない。深度 1 km 以浅での断層面の傾斜として地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）が報告している、東傾斜 65~70° を、地表付近での断層面の傾斜として 3 次元バランス法解析で用いた。

次に、断層変位量を求めるために、既存の研究結果として得られている上町断層帯の上下変位速度を参考にした。大阪府（1999）や地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）によって、約 80 万年前以降の上町断層帯の上下変位速度は約 0.4mm/yr と報告されていることから、本研究で用いる値には、「80 万年前以降は 0.4mm/yr」とした。また、約 80 万年前以前の上下変位速度については、大阪府（1999）では約 0.06~0.13mm/yr とされているが、内山・他（2001）では約 0.3mm/yr とされており、倍以上の違いがある。そこで、0.06，0.13，0.20，0.30mm/yr と 4 通りの場合を考えた。これらの上下変位速度を用いて、Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層のそれぞれに対応する断層変位量を求め、3 次元バランス法解析に用いた。

解析にあたってはさらに、断層上盤の変形様式を決めておく必要がある。本研究では前述した通り inclined simple shear model を仮定した。inclined simple shear model は正断層に伴う上盤の変形を説明するために提案されたが（例えば、Gibbs，1983）、Yamada and

MaClay (2004) によれば、逆断層でも基盤を含む場合は inclined simple shear model によって断層上盤の変形をうまく説明できる。inclined simple shear model での上盤の剪断面の角度 (shear angle) は、様々な角度を用いて、2次元バランス法による検証を3次元バランス法に先立って行った。なお、作成した2次元バランス断面図の方向(本研究のような逆断層の場合は短縮方向)は研究対象地域の応力場や地質構造を考慮して決定した。地震学的に求めた大阪平野地域の応力場は逆断層型の東西圧縮応力であり (Terakawa and Matsu' ura, 2010)、このことは、南北走向の逆断層である上町断層の構造にも合致する。

2次元バランス法による shear angle の検証作業は、代表的ないくつかの場所で東西断面を作成して行った。その結果、shear angle を西傾斜  $80^{\circ}$  前後として求めた断層面の形状にはとくに異常な点はみられなかったのに対し、shear angle を西傾斜で約  $60^{\circ}$  以下にすると一部の2次元バランス断面で断層面の傾斜が異常に高角になることや、計算が破綻してしまう問題が見られた。またその一方で、shear angle の値について数 $^{\circ}$ ~ $10^{\circ}$  程度の変化を与えても、断層面の位置・形状には大きな違いは見られなかった。よって、本研究と同じく主に第四紀の東西圧縮応力のもとに形成された断層褶曲帯での先行研究事例である、岡村・石山 (2005)、Okamura et al. (2007)、木村・岡村 (2009) で用いられた  $85^{\circ}$  の shear angle を本研究でも採用した。ただし、shear angle の値、さらには inclined simple shear model の地質学的意味や力学的意味について、今後の研究でさらに検証してゆくことも必要である。

上で挙げた各種の要素・パラメタを用いて、大阪層群中の Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層について、3次元褶曲形態に基づいた3次元バランス法解析を行い、各々について、上町断層帯の地下深部の形状を推定した。解析では上下変位速度(断層変位量)については上述したようにいくつかのパターンを試したが、約 80 万年前以前の上下変位速度を  $0.2\text{mm/yr}$  としたときの結果が最も適したものとなった。これにくらべて他のパターンでは、解析した3層準から得られる断層面がより大きく異なっていた。

こうして得られた断層面の形状を以下に示す。まず、断層面の平面分布範囲を図 43 に示す。Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層から推定した断層面の平面分布の範囲が異なっているのは、解析に用いたそれぞれの層準の3次元褶曲形態モデルの範囲が異なっているからである。今回はそれぞれの3次元褶曲形態モデルの範囲で解析を行ったが、実際の断層面は南北にはこれらよりももう少し広く分布すると考えられる。例えば、図 43 の平面分布範囲では断層面の南限は坂本断層南端付近であるが、実際には上町断層帯の地表トレースは、より南方に位置する久米田池断層南端までのびている。これは、久米田池断層以南では3次元バランス法解析の対象とした地層の分布が限られているために、バランス法解析そのものが行えなかったからである。次に、解析の結果得られた上町断層の地下深部の3次元形状について、等深度線図を図 44 に、東西断面図を図 45 に示す。これらの図では、Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層から推定したそれぞれの断層面を示している。また、図 44 の等深度線図ではこの3つに加えて、すべての断層面をマージした上でなめらかにした断層面形状が図 44 (d) に示されている。

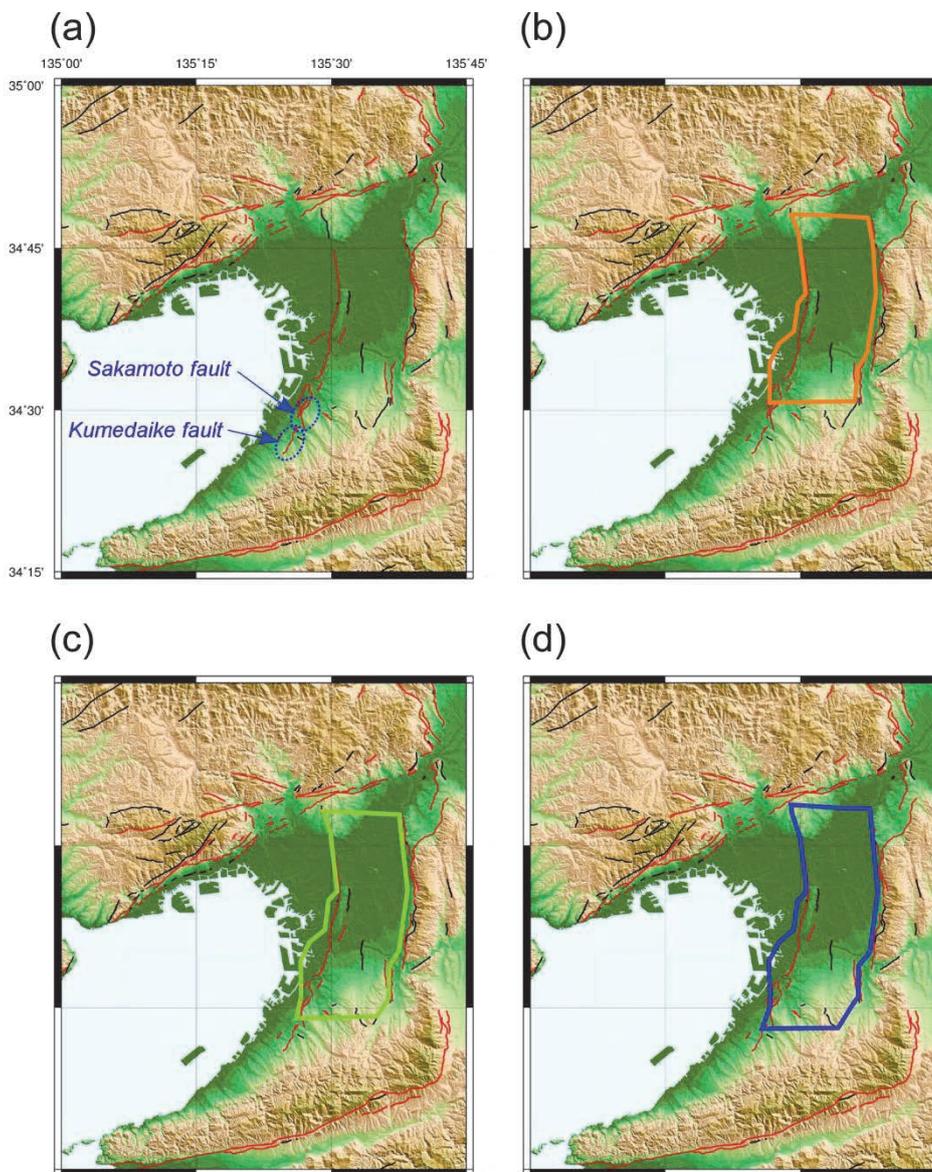


図 43 3次元バランス法解析によって得られた上町断層帯の断層面の平面分布。図 44、図 45 で形状が示されているそれぞれの断層面の範囲を水平位置であらわす。範囲がやや異なるのは、それぞれの断層面を推定するのに用いた層準の分布範囲が異なっているからであり、実際の断層面はさらに南側の久米田池断層南端付近まで分布すると考えられる。活断層の位置は中田・今泉 編 (2002) に基づく。地形データとして国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ標高データを使用した。陰影図での光線は北東から南西への向きである。(a) 上町断層帯の南部、坂本断層と久米田池断層の位置。(b) Ma3 下面から推定した断層面の範囲 (茶色線)。(c) Ma-1 下面から推定した断層面の範囲 (緑色線)。(d) 福田火山灰層から推定した断層面の範囲 (青色線)。

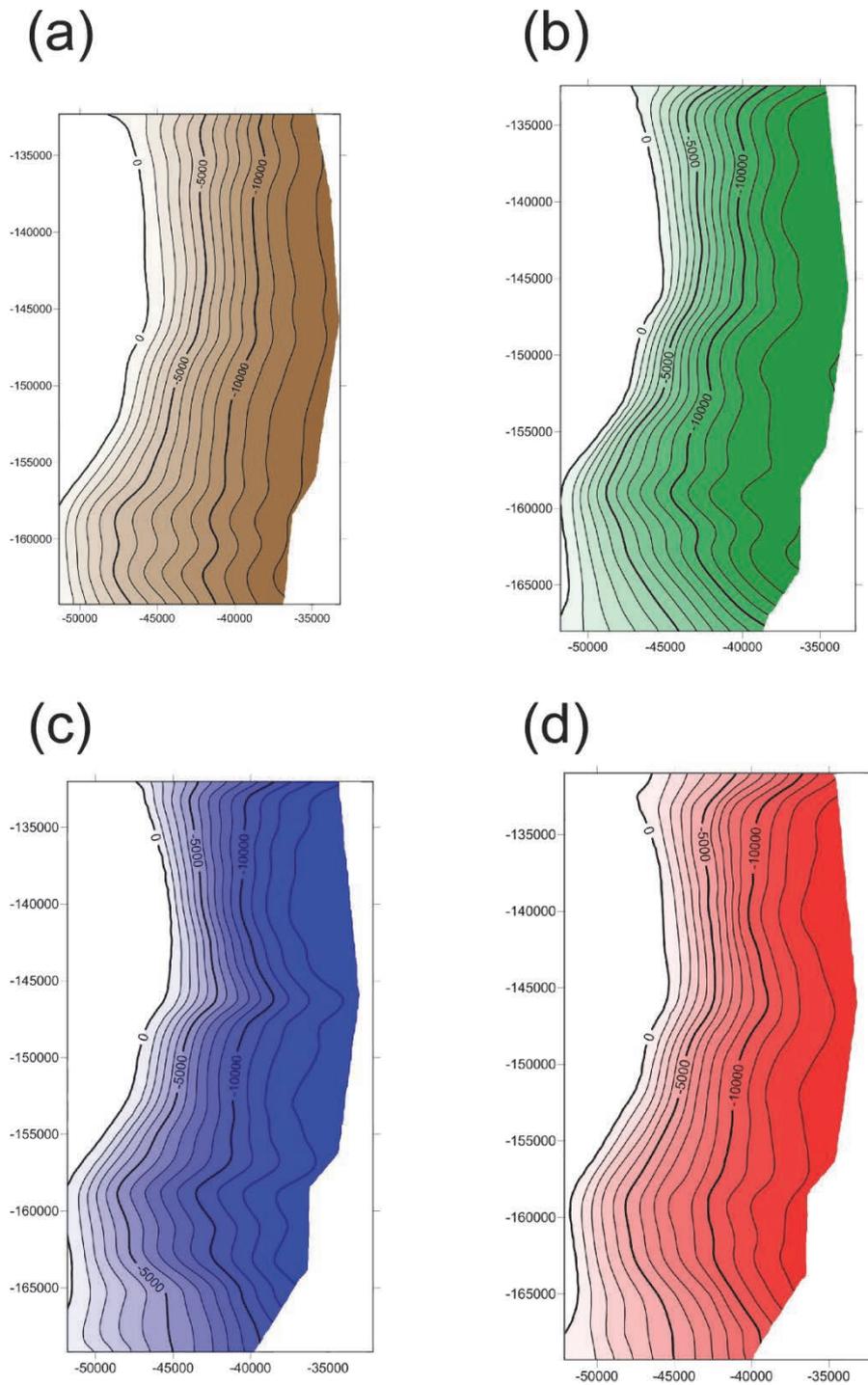


図 44 3次元バランス法解析によって得られた上町断層帯の地下深部形状の等深度線図。水平座標値は平面直角座標系VI系。等深度線間隔は1,000m。(a) Ma3下面から推定した断層面形状。(b) Ma-1下面から推定した断層面形状。(c) 福田火山灰層から推定した断層面形状。(d) 3つの断層面形状をマージしてなめらかにしたもの。

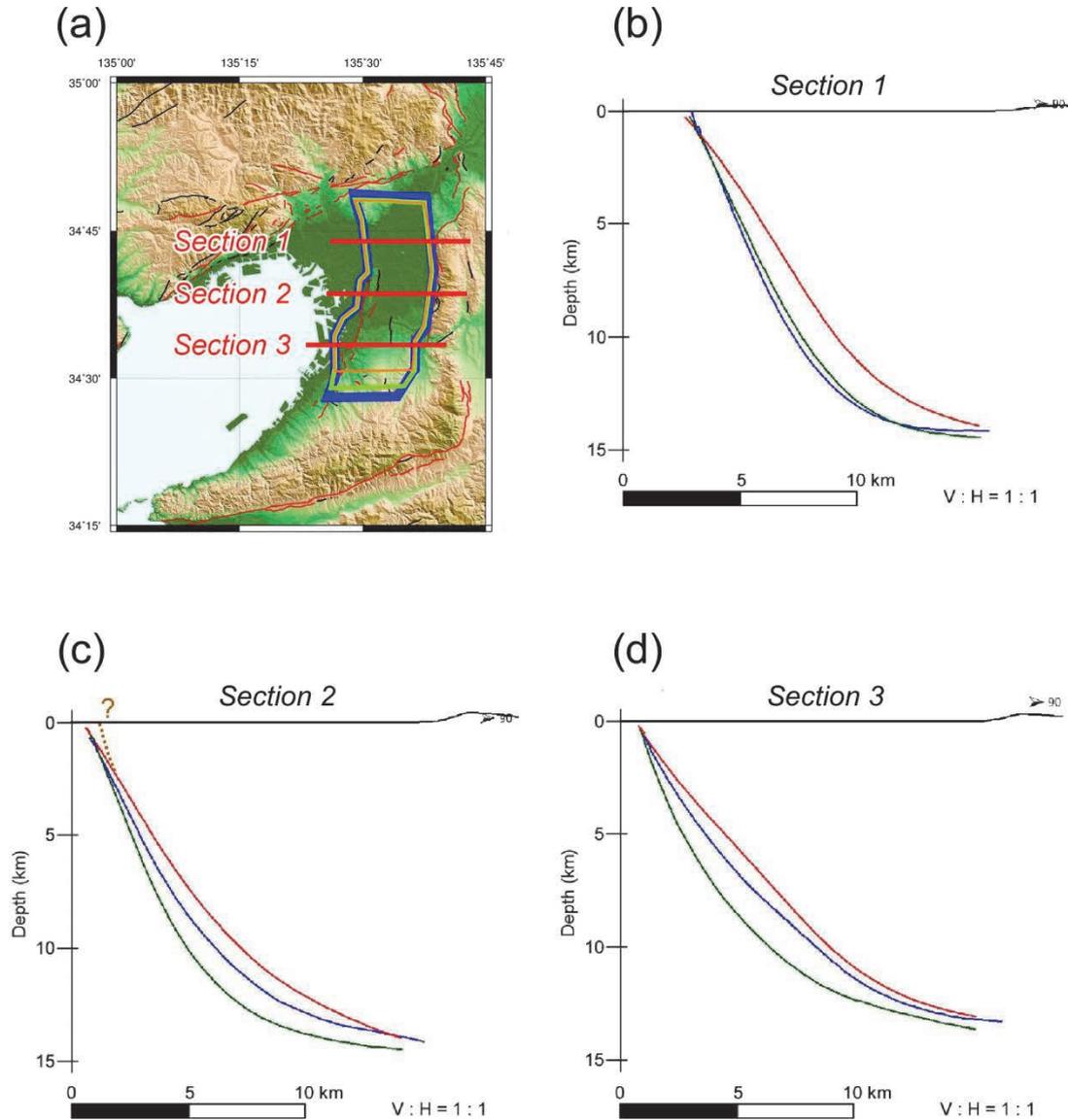


図 45 3次元バランス法解析によって得られた上町断層帯の地下深部形状の東西断面図。断面図の縦横比はすべて1:1である。(a) 断面の位置。赤色線が断面の位置をあらわす。その他は図 43 と同じ。(b) 東西断面図 Section 1。茶色線は Ma3 下面から推定した断層面形状を、緑色線は Ma-1 下面から推定した断層面形状を、青色線は福田火山灰層から推定した断層面形状をあらわす。(c) 東西断面図 Section 2。茶色線・緑色線・青色線については(b)と同じ。薄茶色の点線は上町断層主部(図 39b の 6 番の赤色実線)の地表及び地下浅部での位置をあらわす。前縁の桜川撓曲や住之江撓曲(図 39b の 7 番の赤色実線)の地表位置は茶色線・緑色線・青色線の地表位置に相当する。大局的な構造として見ると、両者の位置は近接していることから、深部では1条の断層面に収斂していると考えてバランス法解析を行った。(d) 東西断面図 Section 3。茶色線・緑色線・青色線については(b)と同じ。

### iii) 3次元バランス法解析結果の検討と上町断層帯深部形状の推定

3次元バランス法解析によって得られた断層面形状（図 44、図 45）は、大局的にはほぼ同様の形状であるが、詳細に比較すると小さな違いが見られる。しかし実際にはすべて、同じ断層が動いた結果として形成された褶曲形態であるから、どの層準の褶曲形態を用いて3次元バランス法解析による断層面形状の推定を行ったとしても、同じ結果が得られるはずである。このような違いが生じた原因としては、3次元バランス法解析の際に用いた様々な要素・パラメタのどれか、あるいは複数に原因があるわけだが、とくに大きな原因として考えられるのが、上町断層による変形前の層準の形態や、上町断層帯の断層変位量である。そこで以下では、変形前の層準の形態と断層変位量のそれぞれについて考える。

上町断層による変形前の層準の形態は、3次元バランス法解析の際は東西にほぼ水平と仮定したが、そもそも海成層とは言えない福田火山灰層については変形前の形状はほとんどわからない。このことが大きな問題を招いたとすると、解析結果では福田火山灰層から推定した断層面形状だけが他の2つと大きく異なっているはずである。しかし、実際にはそうではなく、図 45 の Section 2 や Section 3 では Ma3 下面から推定した断層面形状と Ma-1 下面から推定した断層面形状の違いの方が大きく、福田火山灰層から推定した断層面形状は前の2つの中間的な形状となっている。図 45 の Section 1 でも福田火山灰層から推定した断層面形状と Ma-1 下面から推定した断層面形状がほぼ一致している。よって、福田火山灰層の変形前の形状だけが他の2つと違って極端に傾斜・起伏していたとは考えにくい。すると、他の2つの層準も含めて、海成層だからといって上町断層による変形前の形態が東西にほぼ水平だったという仮定そのものが誤っている可能性がある。つまり、上町断層の活動だけでなく、他の活断層の作用や広域的な地殻変動による影響が東西方向にも無視できないほど現れていた可能性がある。しかし、これらによる変形については、今回の研究で用いたデータからだけではこれ以上の議論はできない。むしろ、東西にほぼ水平だと仮定したことによって、3つの断層面形状は少々の違いはあるものの大局的な傾向は一致したということが、今回の成果の1つであると言える。

今回の解析に用いた断層変位量を算出する際には、約 80 万年前以降の上町断層帯の上下変位速度は 0.4 mm/yr とした。約 80 万年前以前については、いくつかのパターンを試し、結果的に 0.2 mm/yr としたときに最も良い結果が得られた。しかしそれでも、3層準から求めた断層面の形状が完全に一致しなかったということは、今回用いた断層変位量が完全に正確ではなかったためだと考えられる。そこで、東西2次元断面での断層面形状の違いを見ると（図 45）、その違いの傾向がどの断面でも同じというわけではない。北部（図 45 の Section 1）では Ma3 下面から求めた断層面だけが他の2つとやや異なって浅くなる傾向を示し、南部（図 45 の Section 3）では Ma-1 下面から求めた断層面だけが他の2つと異なってやや深くなる傾向を示している。このように、今回のバランス法解析で得られた断層面の形状の違いは、断層の走向に沿ってバラツキが出ていると考えられる。つまり、今回の解析で生じた3層準の結果の違いは、解析で用いたパラメタでは上町断層帯の上下変位速度が約 80 万年前以降はそれ以前に比べて倍増した（0.2mm/yr が 0.4mm/yr になった）としたが、実際にはあまり増大しなかった場所もあれば、大きく増大した場所もあった、ということに起因すると考えられる。このことは、約 80 万年以前とそれ以降（あるいは 80 万年前とは違う年代かもしれないが）では上町断層帯の変位速度分布が異なっている、

つまり、大きな変位速度で活発に活動している領域が昔と今では異なっている、ということを示唆している可能性がある。

以上のようにいくつかの点が原因となって、3次元バランス法解析によって得られた断層面形状（図44、図45）には、小さな違いが見られた。しかし大局的には、大阪平野の直下に位置し、約 $50\sim 60^\circ$ の平均傾斜で地震発生層下限付近まで達するという傾向の形状としてはほぼ一致している。そこで、地震動計算等に資する震源断層モデルを作成するために、この3層準の解析によって得られた3断層面（図44a、図44b、図44c）をマージした上でなめらかにした断層面（図45d）を作成した。しかし、上町断層帯の分布の南限は久米田池断層までであるのに対して、3次元バランス法では解析対象の地層の分布の問題によって坂本断層南端付近までの範囲の断層面しか得られていない（図43）。

そのため、久米田池断層南端までの延長部については、別のデータも加えて考えなければいけない。本プロジェクトの平成22年度の業務（文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所，2011）において、久米田池断層を横切る測線でP波反射法地震探査が行われており、深度1.5 km以浅の断層形状が得られている（図46）。この反射断面での見かけの断層傾斜を、久米田池断層に直行する方向の傾斜へ補正すると $58^\circ$ となる。3次元バランス法で得られた断層面の傾斜は、深度1 km以浅で $60\sim 70^\circ$ で、深度が深くなるほど低角化してゆき、全体的な傾斜は $50\sim 60^\circ$ であった。よって、久米田池断層での深度1.5 km以浅の傾斜 $58^\circ$ という値は、北側でのバランス法解析結果と調和的である。そこで、北側での解析結果と同じような傾斜・大きさの断層面が久米田池断層南端まで続いているものと考えて、延長部の断層面形状を推定した。具体的には、深度5 kmまでの断層傾斜が約 $60^\circ$ で、それ以深は深くなるほどより低角化してゆき、全体的な傾斜はバランス法解析結果と同じように $50\sim 60^\circ$ になると推定した。また、久米田池断層の部分での断層下端深度についても、バランス法解析結果と同じように約14 kmと推定した。このようにして久米田池断層南端までの延長部を含めて推定した上町断層帯の地下深部形状の等深度線図を図47に、鳥瞰図を図48に示す。

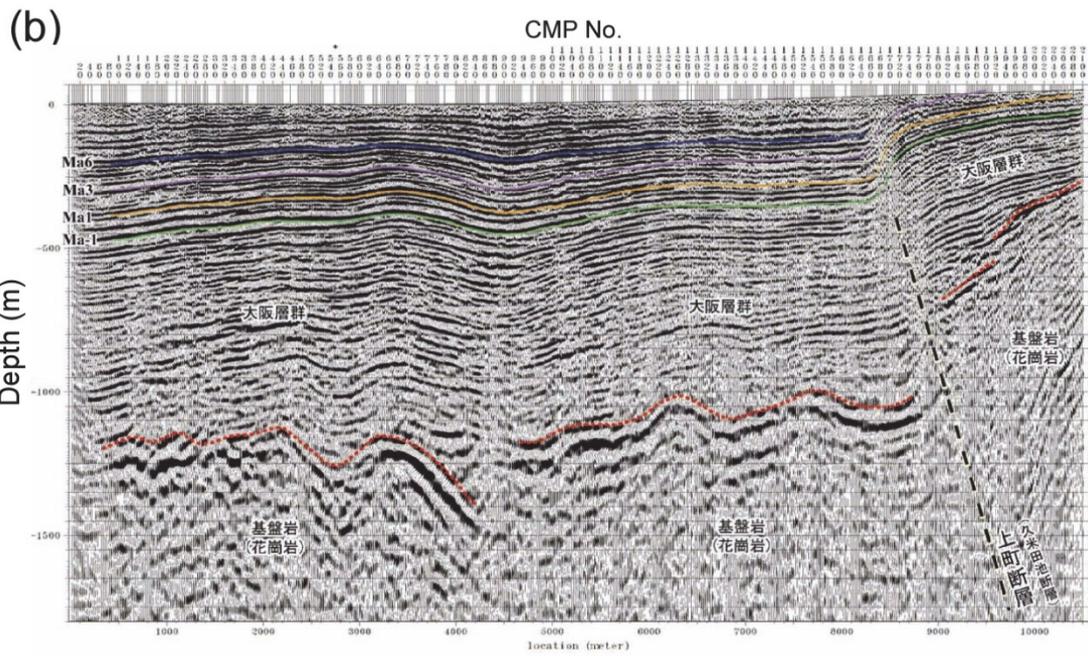
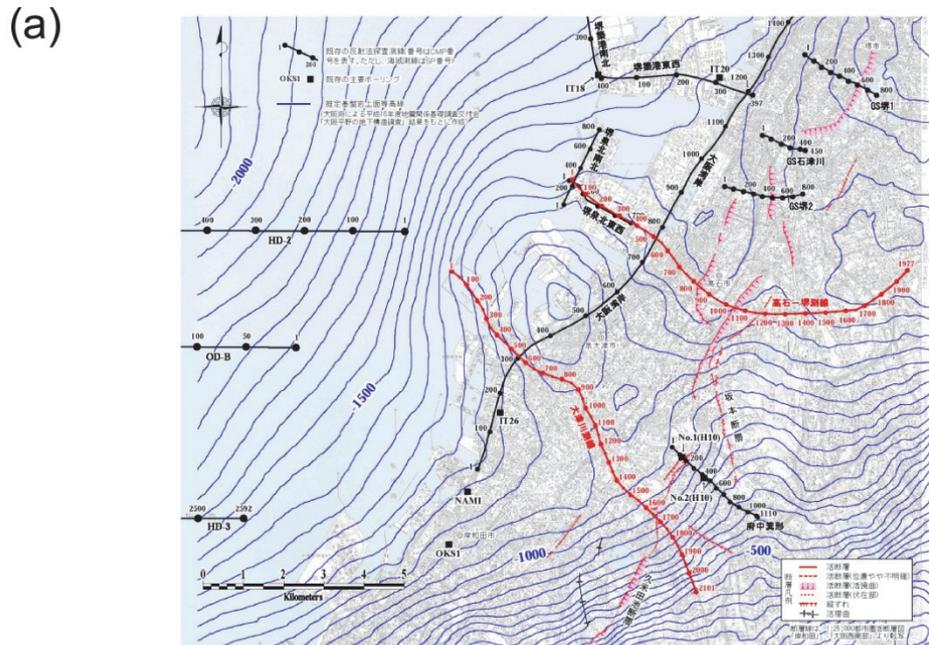


図 46 反射法地震探査大津川測線の結果。(a) 反射法地震探査大津川測線の位置と、その周辺で行われた反射法地震探査。久米田池断層のトレースとはやや斜行している。(b) 反射法地震探査大津川測線の深度変換断面図および、その地質学的解釈（文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所，2011）。

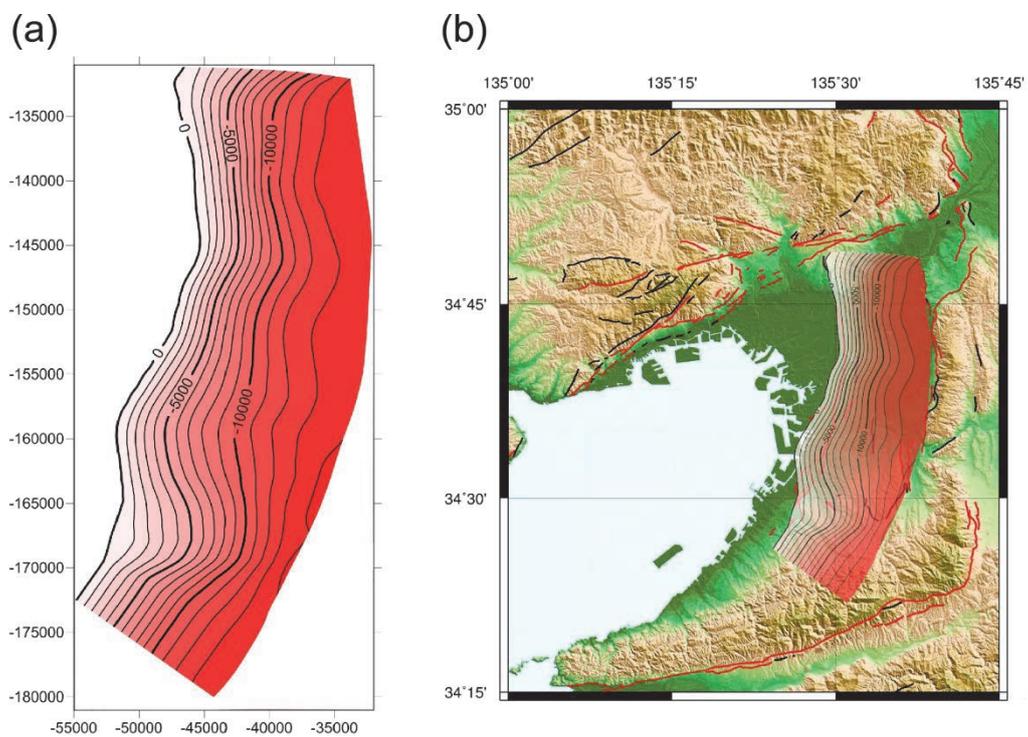


図 47 佛念寺山断層北端～久米田池断層南端の範囲で推定した上町断層帯の地下深部形状。(a) 等深度線図。水平座標値は平面直角座標系 VI 系。等深度線間隔は 1000 m。(b) 平面分布範囲。活断層の地表トレースの位置は中田・今泉 編 (2002) に基づく。地形データとして国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ標高データを使用した。陰影図での光線は北東から南西への向きである。

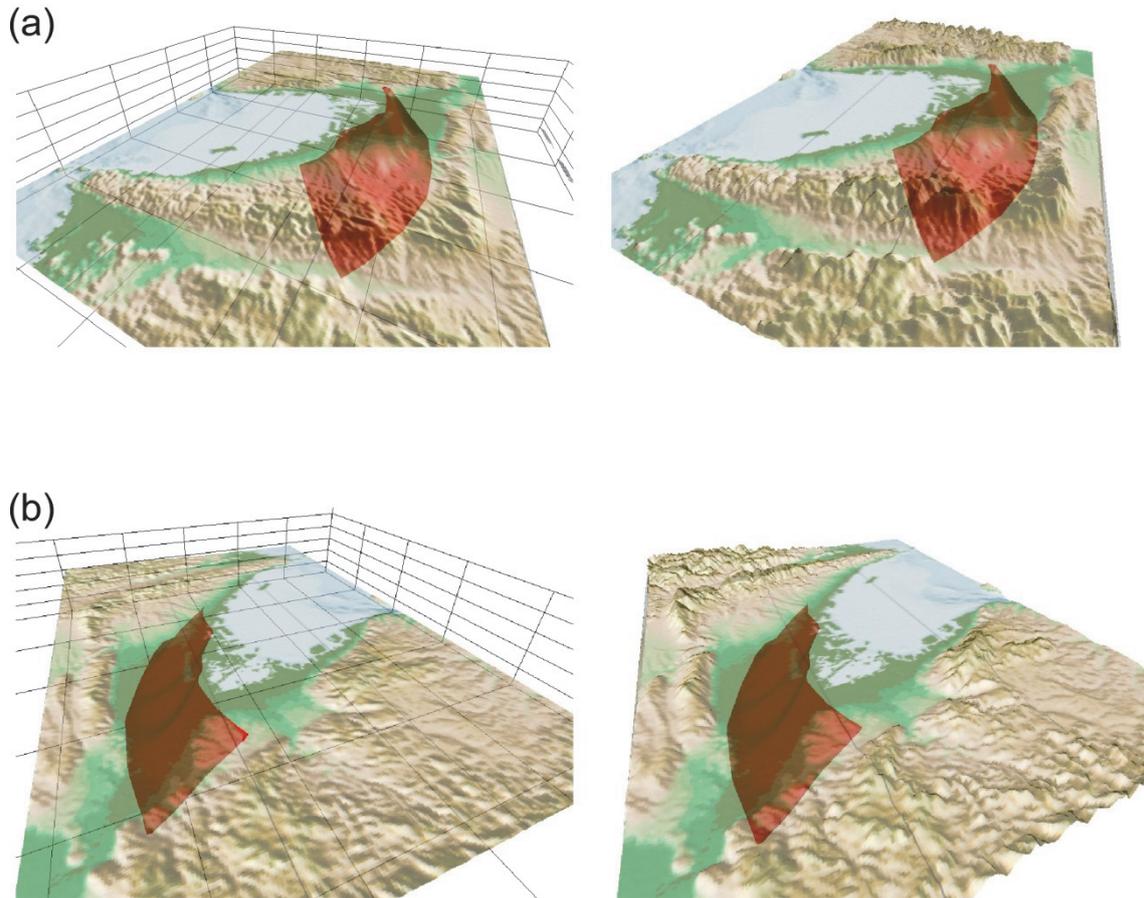


図 48 佛念寺山断層北端～久米田池断層南端の範囲での上町断層帯の地下深部形状の鳥瞰図。大阪平野の直下に位置し、約  $50\sim 60^\circ$  の平均傾斜で地震発生層下限付近まで達する。陰影処理での光線方向は、北東から南西への向きである。地形データとして岸本（2000）の 250 m メッシュ標高データを使用した。それぞれ左側の図は高さ・深度ともに強調処理は施していない。図中のグリッド線の間隔は水平 20 km、鉛直 5 km である。それぞれ右側の図では、地形のみ起伏がわかりやすいように高さを 5 倍に強調している。（a）視線の位置・方向は、高野山上空から神戸方面を見下ろしたもの（南南東→北北西方向）。（b）視線の位置・方向は、天王山上空から関空方面を見下ろしたもの（北北東→南南西方向）。

#### 4) 変形形状と震源断層食い違いのモデルシミュレーション

##### a) はじめに

数値シミュレーションを主体とした研究手法により、①断層運動による変形ゾーンとその内部変形様式の推定、および②断層上盤と下盤の基盤岩の傾斜量の差から断層深度の推定を実施した。数値シミュレーションで得られる結果は、既存の地震波探査断面図に現れている構造と比較を行った。

①の数値シミュレーションでは、個別要素法に基礎をおく解析プログラムPFC2D (Particle Flow Code 2D) を用いた。個別要素法は、媒質を剛体球の集合体で表現し、それぞれの剛体球をばねでつないで媒質の弾性的性質を表現する(例えば、Cundall, 1971)。媒質のヤング率やポアソン比は、剛体球同士を結ぶばねのばね係数で決定される。本研究は、2次元解析であるため、計算機中で2軸圧縮試験を行い、堆積層のヤング率が207MPa、ポアソン比が0.24、圧縮強度が13MPaとなるよう、試行錯誤により、ばね定数を $5 \times 10^8$  N/m、粒子間摩擦係数を0.6、剛体球間の結合強度を1 MNと推定した。図49にその際の応力-ひずみ曲線を示す。

②の数値シミュレーションでは、Okada(1985)によるディスロケーション解を用いた。Okada (1985)のディスロケーション解は、半無限均質弾性体中に仮定されたディスロケーション面に、直接断層変位量を与えることで、地表面の上下方向、水平方向の変位やひずみを与えることができる。

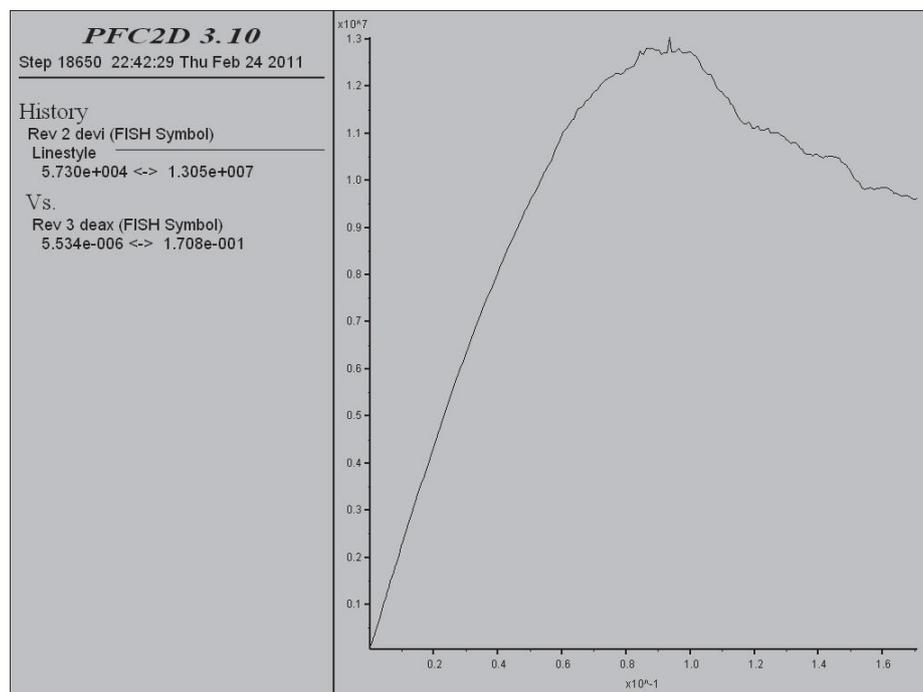


図49 応力-ひずみ曲線。縦軸と横軸は其々、偏差応力と軸ひずみ

##### b) 解析結果

###### i) 堆積層内に達しない断層運動による堆積層の変形シミュレーション

まず地表面に達しない断層運動による堆積層内部の変形シミュレーションを行った。こ

ここでは、基盤岩中の断層傾斜角の変化による堆積層の変形パターンの変化と、断層傾斜角と堆積層表面の変形ゾーンの規模の関係について調べた。ここでいう変形ゾーンとは、基盤岩中の断層運動により、表層堆積層表面が断層運動前の初期形状(水平)を保てなくなっている領域のこととした。

シミュレーションでは、厚さ 900m、幅 5000m の堆積層 (図 50) の下に剛体基盤があり、断層は鉛直方向に 300m 変位するまで断層面が動くというモデルを仮定した。したがって、断層傾斜角の減少は、基盤岩の水平移動距離を大きくする。ここでは断層傾斜角を 30° ~ 90° の範囲で 2° ずつ変化させた。

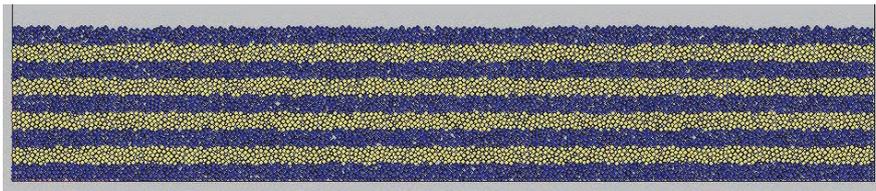


図 50 シミュレーションで仮定する堆積層のモデル。モデルのサイズは、厚さ 900m、幅 5000m である。堆積層は均質な層を仮定しており、色の違いは変形の様子を分かり易くするためのものである。それぞれの色の層は 100m 間隔である。

#### 基盤岩中の断層傾斜角と堆積層の変形パターンの関係

基盤岩中の断層が正断層として活動する場合、上盤側の堆積層中に下向きなたわみがみられる。このたわみは、断層傾斜角が大きくなるにしたがい、目立たなくなる (図 51)。断層傾斜角が小さい場合、水平方向の変位も大きいため、堆積層の層内変形は、広い範囲に及んでいる。しかしながら、断層傾斜角が大きくなると、断層延長上の三角領域 (トライシアー領域) に大きな変形場が限られるようになる (図 51)。

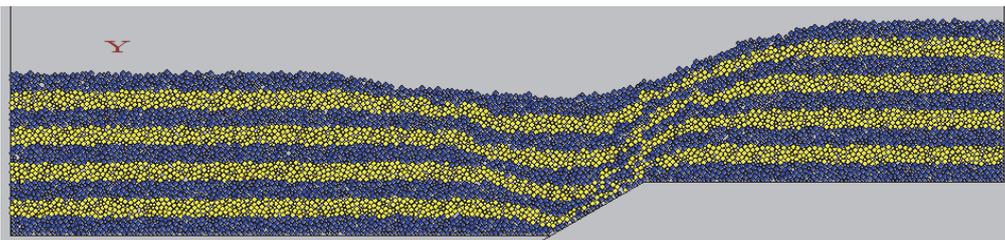


図 51(a) 断層傾斜角 30° の正断層運動による堆積層の変形

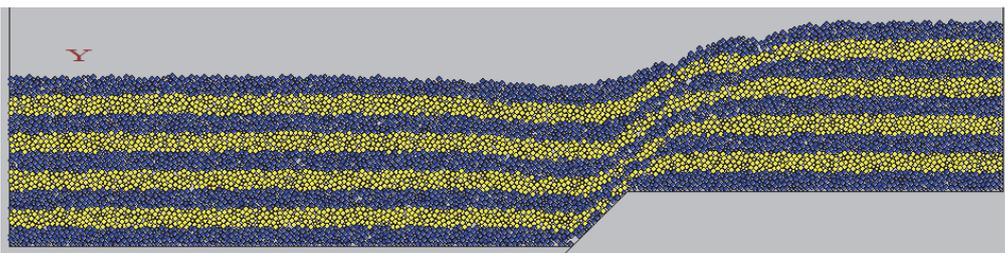


図 51(b) 断層傾斜角 45° の正断層運動による堆積層の変形

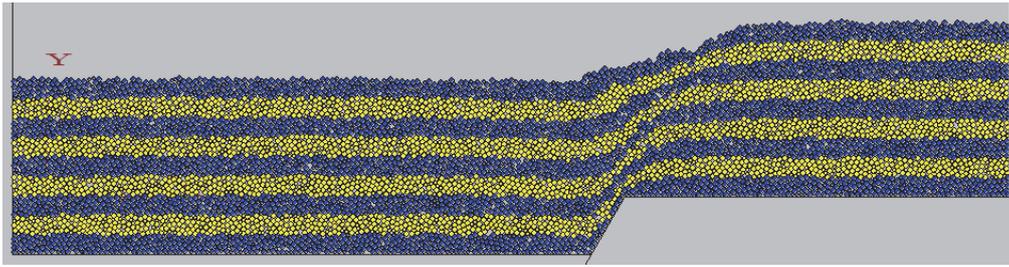


図 51(c) 断層傾斜角  $60^\circ$  の正断層運動による堆積層の変形

基盤岩中の断層が逆断層として活動する場合、上盤側の堆積層中に隆起がみられる（図 52）。これは、断層運動による堆積層の短縮運動により生じるものと考えられる。断層傾斜角が大きくなるにしたがい、地層の短縮量が小さくなるため、目立たなくなる。堆積層内の変形は、断層の傾斜角に関係なく、ほぼ断層延長上の三角領域（トライシアー領域）に限られる（図 52）。

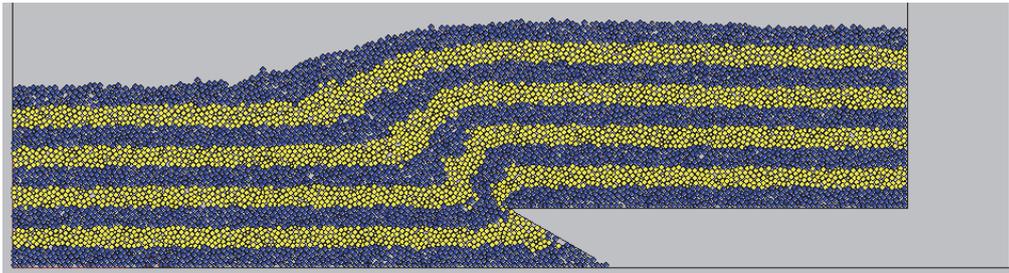


図 52(a) 断層傾斜角  $30^\circ$  の逆断層運動による堆積層の変形

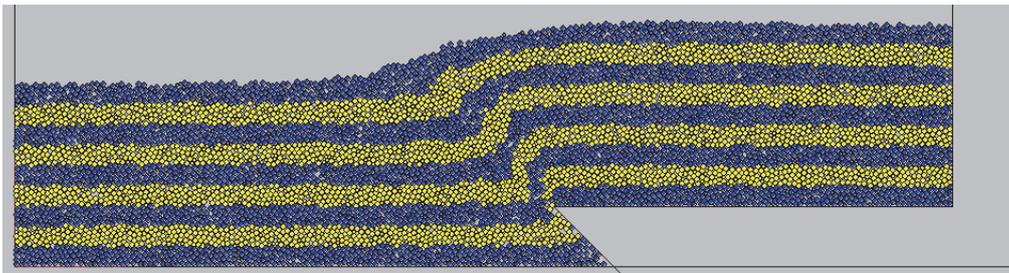


図 52(b) 断層傾斜角  $45^\circ$  の逆断層運動による堆積層の変形

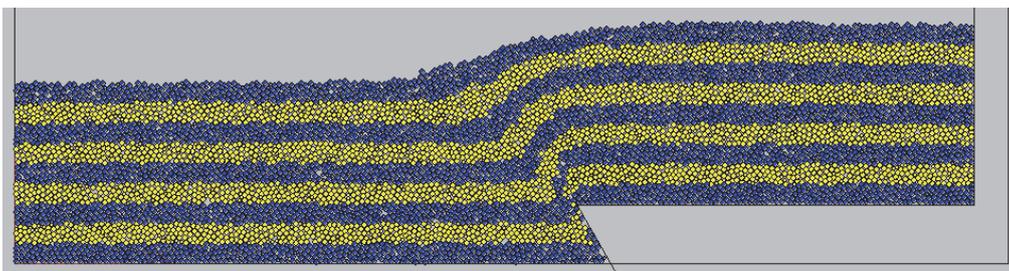


図 52(c) 断層傾斜角  $60^\circ$  の逆断層運動による堆積層の変形

### 基盤岩中の断層傾斜角と堆積層表面の変形ゾーンの規模の関係

基盤岩中の断層運動により、堆積層表面が、断層運動前の初期形状(水平)を保てなくなっている領域を変形ゾーン( $T$ )とし(図 53)、 $T$ と断層傾斜角の関係を調べた。

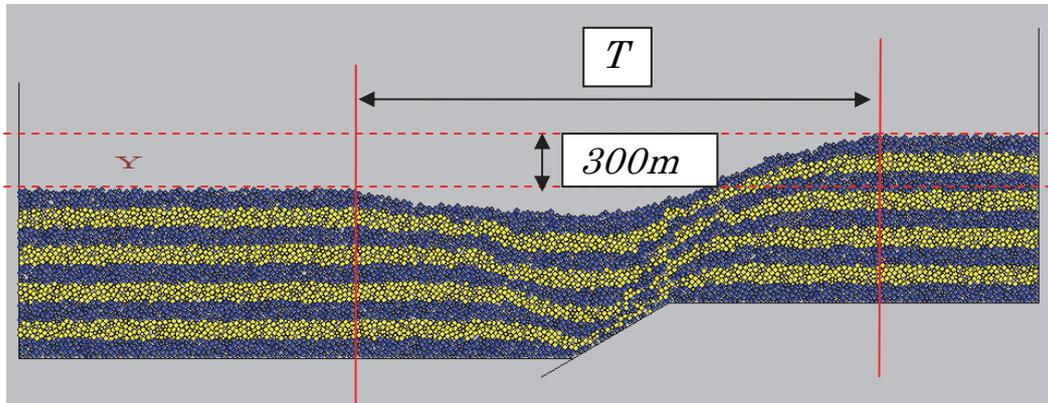


図 53(a) 正断層運動の際の地表変位から変形ゾーン( $T$ )を見積もる

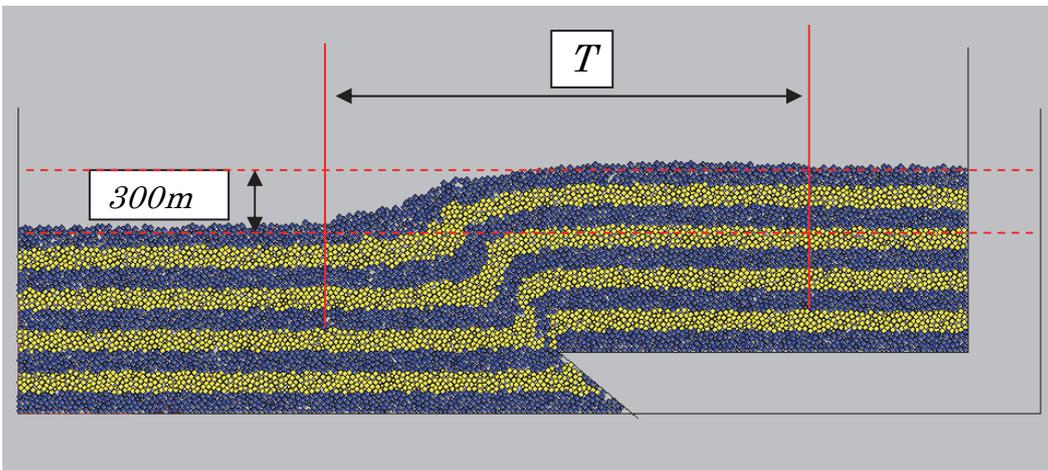


図 53(b) 逆断層運動の際の地表変位から変形ゾーン( $T$ )を見積もる

図 54 は、上述の変形ゾーンの長さ(規模)と断層傾斜角の関係を表しており、逆断層と正断層のそれぞれについての結果である。図中の実線は、断層運動による基盤の水平変動量である。シミュレーションでは、累積上下変位が 300m となるよう断層を動かしているため、断層傾斜角が小さくなると断層面上の変位量は大きくなり、水平変位量も大きくなる。

図 54 より、以下の 4 点が特徴としてあげられる。

1. 逆断層運動による堆積層の変形ゾーンは、正断層運動の変形ゾーンよりも広い。
2. 断層傾斜角が小さいほど変形ゾーンは広い。これは断層の種別と無関係である。
3. 正断層運動の場合、断層傾斜角  $60\sim 70^\circ$  付近で変形ゾーンは極小となる。断層傾斜角が  $70^\circ$  より高角になると、変形ゾーンは増加に転じる。これに対し、逆断層運動では、断層傾斜角の増加に伴い変形ゾーンは順次縮小する。
4. 正断層が作る変形ゾーンは、最大最小の比で、約 2.5 倍に達する一方、逆断層が作る変形ゾーンの最大最小比は、約 1.4 倍程度に収まる。

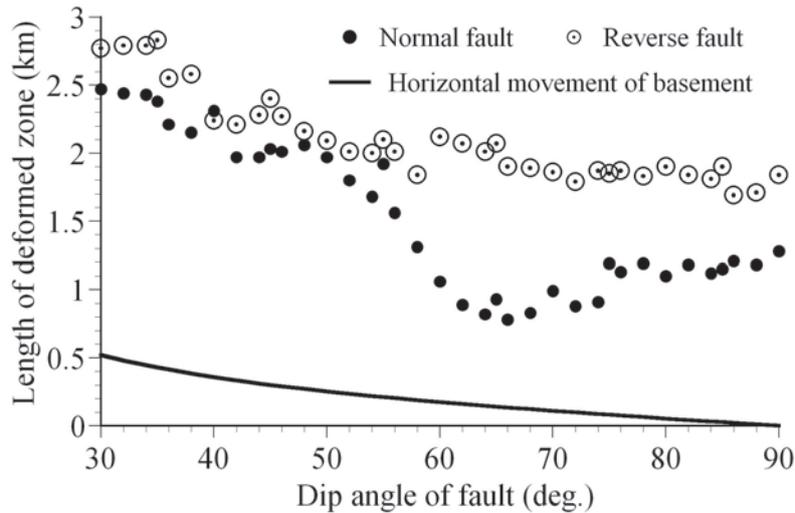


図 54 変形ゾーンの規模と断層傾斜角の関係

既に述べたように、断層は鉛直方向に 300m 変位するまで断層面が動くというモデルを仮定したために、断層傾斜角が小さくなるにしたがって基盤岩の水平移動距離が大きくなり、変形ゾーンの規模も大きくなる。しかし、堆積層の変形ゾーンの規模は、基盤の水平移動量よりもはるかに大きい。そこで、堆積層の変形ゾーンの長さを基盤岩の水平変位量で規格化した (図 55)。

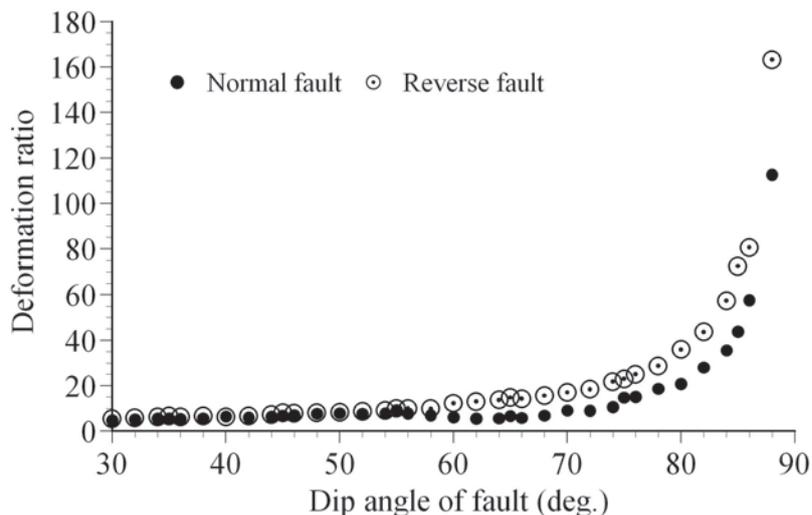


図 55 基盤岩の水平変位量で規格化された変形ゾーンの長さとの断層傾斜角の関係

図 55 より、断層傾斜角が  $60^\circ$  前後では、正断層、逆断層とも、堆積層の変形ゾーンの規模は、基盤岩の水平変位量の 5～7 倍程度でほぼ一定であることが分かる。しかし、 $60^\circ$  を超えると、逆断層運動による堆積層の変形ゾーンの規模は、基盤岩の水平変位量の 10 倍を超える。正断層の方は、 $70^\circ$  程度まで堆積層の変形ゾーンの規模は、基盤岩の水平変位量の 5～7 倍程度である。これらのことから、堆積層の変形は、堆積層下の正断層運動

よりも逆断層運動に敏感に応答すると考えられる。

ii) 堆積層内に達する層運動による堆積層の変形シミュレーション

ここでは、①堆積層内に達している断層の運動が、堆積層やその表層をどのように変形させるのかということについてシミュレーションを行った。ここでは、基盤岩中の断層から地表面まで断層が直線的に延長されており、断層運動中、断層面の形状は変化しないと仮定した。モデルの規模と物性値はこれまでに述べてきたものと同じである。

基盤岩から堆積層の厚さの0%、10%(90m)、20%(180m)、30%(270m)、50%(450m)、80%(720m)、100%(900m:地表面に達する)の高さまで、断層が達しているとき、断層運動によって生じる堆積層の変形場をシミュレートした。100%の場合は当然、撓曲構造は形成されず、いわゆる断層崖が形成された(正断層の場合は80%で撓曲構造がなくなる)。

図 56 に断層傾斜角  $60^\circ$  の逆断層について、断層到達度が0%、50%(450m)、80%(720m)である場合の堆積層の変形シミュレーション結果を示す。図 57 は、断層傾斜角  $60^\circ$  の正断層について、50%(450m)、80%(720m)である場合の堆積層の変形シミュレーション結果を示す。

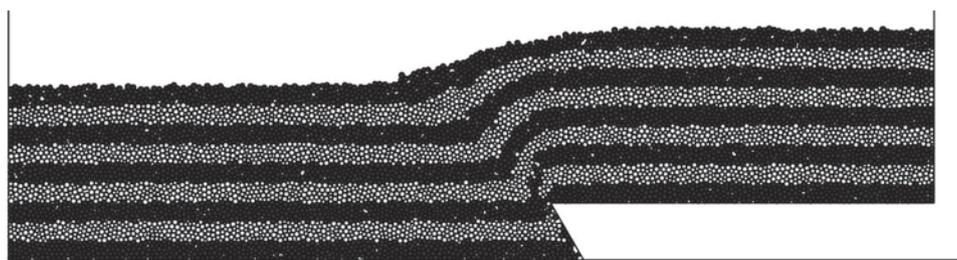


図 56(a) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に断層が伸びていない場合

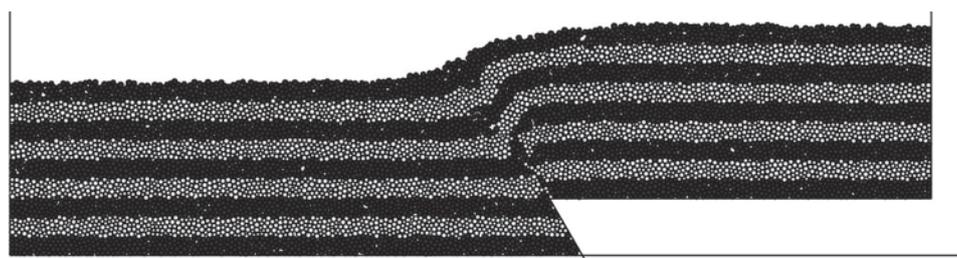


図 56(b) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の50%だけ逆断層が達している場合

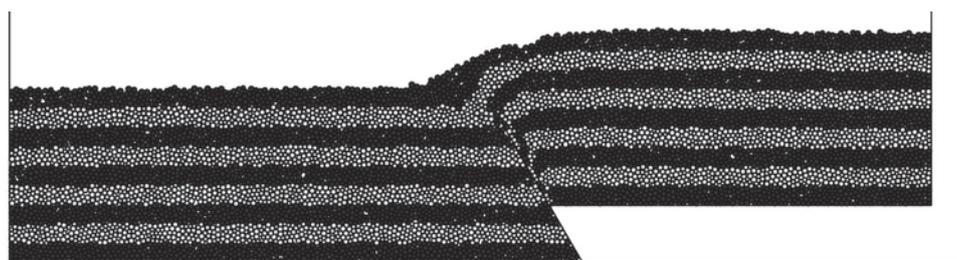


図 56(c) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の80%まで逆断層が達している場合

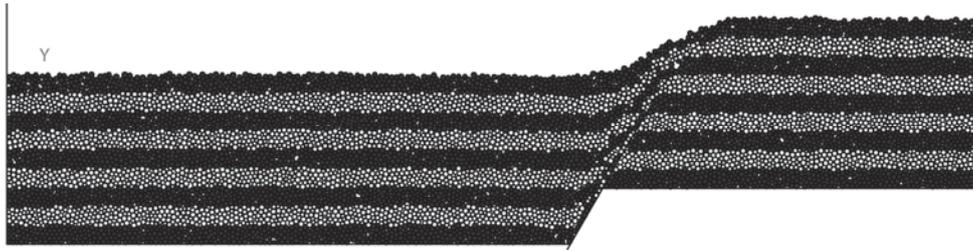


図 57(a) 正断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 50%だけ正断層が達している場合

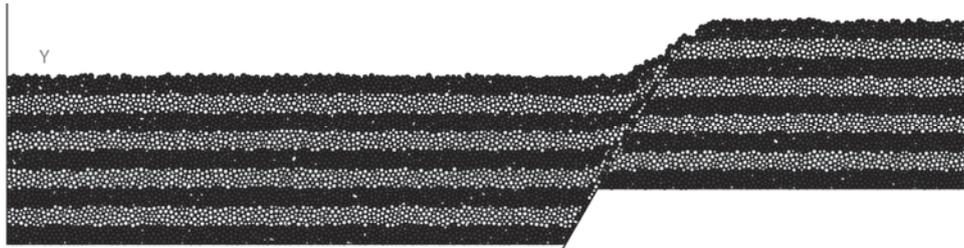


図 57(b) 正断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 80%まで正断層が達している場合

これらの結果から、正断層、逆断層共に、断層先端が堆積層に達する程度によって、堆積層の変形の様子や地表の変形ゾーンに差異が生じることが分かる。概ね、断層端が 50%以上堆積層内に達している場合、堆積層内の変形（撓曲構造）に差異が生じ、80%を越えると、堆積層内だけでなく、地表面の変形パターンや変形ゾーンの幅にも顕著な差が生じた。

### iii) 基盤岩形状から断層深度の任意性の拘束

先行研究も含め、これまでのシミュレーションでは、基盤岩は剛体として扱われ、その上の堆積層の変形がモデル化されてきた（例えば、Hardy, 2011）。しかしながら基盤岩は、断層運動に対し、基本的に弾性的な変形をする。

図 58 は、Okada (1985)によるディスロケーションの式を用いて、断層運動による基盤岩の弾性変形（2次元断面）を推定したものである。縦軸は基盤岩の鉛直変位量(単位:m)であり、横軸は水平距離(単位:m)である。なお、図の縦横比は1:1である。ここで仮定している断層は、ポアソン比 0.25 の半無限弾性体中に仮定された傾斜角  $60^\circ$ 、断層長 10km の逆断層であり、断層面に 300m の断層運動が累積的であったと仮定している。

一般に、断層の規模が大きいとき、断層運動が作る変位場の波長は長くなる。逆に断層の規模が小さいとき、変位場の波長は短くなる。いま、断層長を 10km と固定しているため、断層の規模は断層幅に依存する。図 58 より、断層の規模が大きいとき、断層近傍の基盤岩はほぼ平坦となる（長波長変形）。特に、活動した断層の深さが 5 km より深いと、断層運動によって生じる基盤の変形形状は、他の大深度の断層によって形成されるそれとほとんど見分けがつかなくなる。しかしながら、断層規模が小さいとき、すなわち浅部の断層が動いた場合、断層近傍の基盤岩は平坦ではなく、基盤岩は短波長変形となる。この差異に注目すると、震探解釈等で推定された基盤岩の変形波長から、堆積層や基盤岩に変形を生

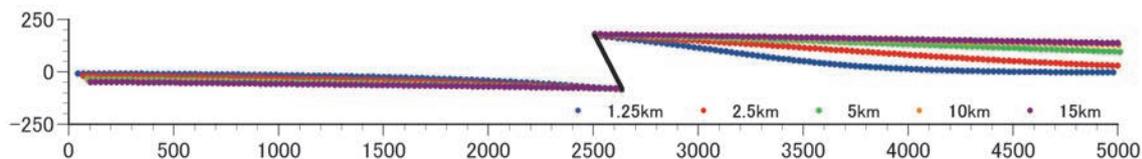


図 58 断層運動が基盤岩表面に作る弾性変形。Okada (1985) によるディスロケーション解を用いて計算された。図中の青点の集合は断層低部の深さが 1.25km の断層運動(断層面に沿って累積変位 300m の逆断層運動)によって形成される、断層近傍の基盤岩の変形。赤点、緑点、オレンジ点、紫点の集合は、それぞれ、断層低部の深さが 2.5km、5 km、10km、15km の断層運動(いずれも断層面に沿って累積変位 300m の逆断層運動)によって形成される断層近傍の基盤岩の変形

じさせた断層のおおよその規模を評価できそうである。

図 58 から分かるように、また、上でも触れたように、断層運動による変位の波長は断層規模により変化するが、ある規模以上になると、断層規模が変化してもそれらを識別することが困難である。また地震波探査は、断層近傍の限られた範囲でしか実施できないという実際的な問題もある。したがって、変位の波長を直接用いることは難しい。しかしながら、変位の波長を間接的に示唆するものとして、断層の上盤表面と下盤表面の傾斜を考えることが出来る。変位の波長が短い場合、この傾斜角は大きく、波長が長い場合、傾斜角は小さくなる。また、上盤の傾斜と下盤の傾斜に若干の差異がある(図 59)。

図 59 に示すように、下盤側の傾斜角を  $\theta_f$ 、上盤側の傾斜角を  $\theta_h$  とする。

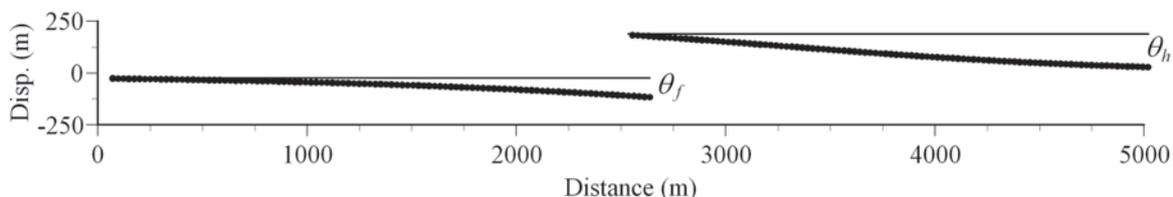


図 59 下盤側の傾斜角  $\theta_f$  と上盤側の傾斜角を  $\theta_h$  の定義

上盤側基盤岩の傾斜角と下盤側基盤岩の傾斜角が、断層の深さと共にどのように変化するかを図 60 に示す。ここで断層長は 10km と仮定されており、傾斜角の計算は断層長の中心部で行われている。

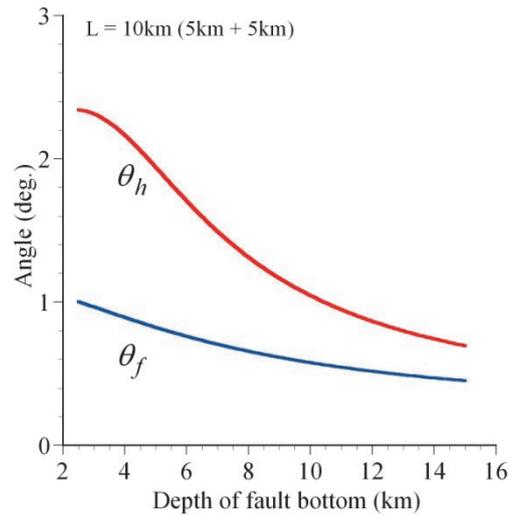


図 60 断層下端部の深度により変化する下盤側の傾斜角  $\theta_f$  と上盤側の傾斜角  $\theta_h$ 。計算では、地表に達した断層傾斜角  $60^\circ$ 、累積上下変位量 300m、断層長 10km の断層が仮定されている。基盤岩の傾斜角は、断層から水平距離 5 km の地点までの変位量を用いて計算されている。

図 60 より、断層が深くなるにしたがって、上盤と下盤の傾斜角は接近し、さらにその大きさは小さくなるのがわかる。これは、断層が深くなり、規模が大きくなることで変位場の波長が長くなることを示している。したがって、変位の波長を直接用いずとも、上盤表面と下盤表面の傾斜角の変化から、断層下端部の深さを推定することが可能になる。この手法を大和川南測線西端部の震探断面図に適用し、上町断層下端部の深さを推定する。

図 61 に大和川南測線西端部の震探断面図を示す。およその基盤岩形状を黄色の波線で示す。図 61 には、図 52 にみられるような、きれいな撓曲構造が堆積層中にみられる。また、堆積層を切るような構造は見られないことから、断層（上町断層南部分）は、少なくとも堆積層上部までは達していないと考えられる。変形した基盤岩の落差は約 700m であり、下盤側の基盤岩は約  $4^\circ$ 、上盤側の基盤岩は約  $5^\circ$ 、それぞれ東に傾いている。

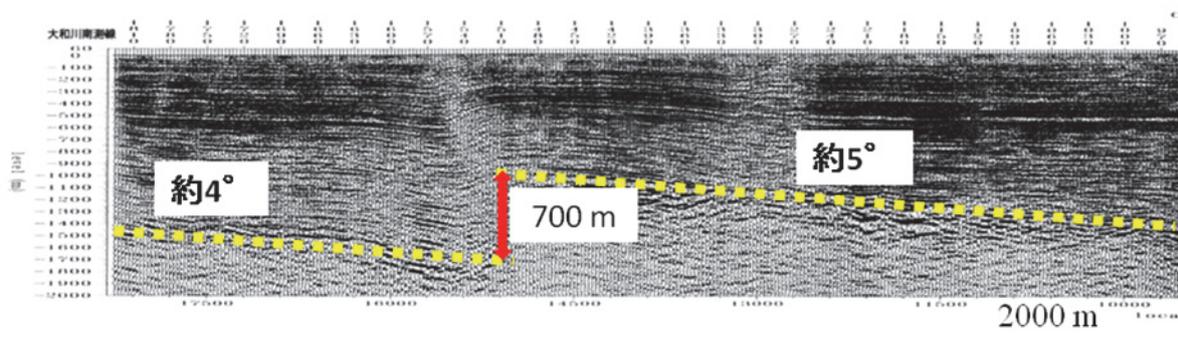


図 61 大和川南測線西端部の震探断面図

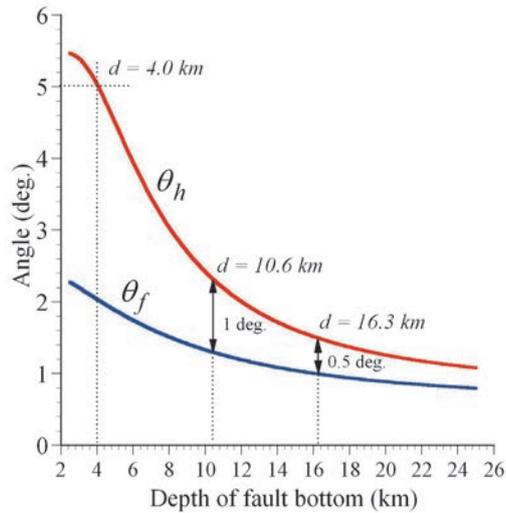


図 62 上町断層に対応する断層下端部の深度により変化する下盤側傾斜角  $\theta_f$  と上盤側傾斜角  $\theta_h$

図 62 に上町断層に対応する断層下端部の深度により変化する下盤側傾斜角  $\theta_f$  と上盤側傾斜角  $\theta_h$  を示す。図 61 に示されるように、大和川南測線西端部基盤岩の上盤は東に約  $5^\circ$  傾斜している。単独の断層運動であれば、上盤約  $5^\circ$  の基盤の傾斜は、断層深さ 4 km の断層運動による基盤の変動と解釈できる。しかし、下盤の傾斜角は大きく、また上盤傾斜量と同じ程度であるから、広域変動による基盤変形が重ね合わされていると考えることができる。この地域で考えられる広域変動は、中央構造線や生駒断層の活動などがそれにあたるであろう。このような場合、上盤と下盤傾斜量の絶対値ではなく、差分に着目する方が賢明であると思われる。

図 61 では、上盤と下盤の傾斜角の差は  $1^\circ$  である。したがって、図 62 より、大和川南測線にみられる上町断層下端部の深さは、約 10km であると予想される。なお、基盤岩の傾斜角の推定には誤差が伴うため、傾斜角の見積もり誤差と評価結果への影響を見積もることを行う必要がある。

#### 5) 住之江撓曲部におけるボーリング調査

##### a) はじめに

上町断層帯には桜川撓曲と住之江撓曲という上町断層本体から南西方向に振れる撓曲帯があり、この撓曲帯の本線との関係や撓曲形状についての情報は、上町断層の震源断層を考える上で重要である。住之江撓曲部を挟む地点において、サブテーマ 3-2 と連携した年代測定を含む変形状情報を得るためのオールコアボーリング調査を平成23年度に実施した。このときの主たる調査結果は平成23年度報告書を参照していただきたい。

##### b) 解析結果

住之江撓曲を挟んだ 2 地点のボーリング調査の結果は平成23年度報告書の 83 ページ(図 35) に掲載している。今回の火山灰分析結果を踏まえて、UMH23-1E の海成層を確定したも

のが図63である。ここで得られた層順は、6)の変形ゾーンマップやサブテーマ3-2の平均変位速度推定に用いられた。

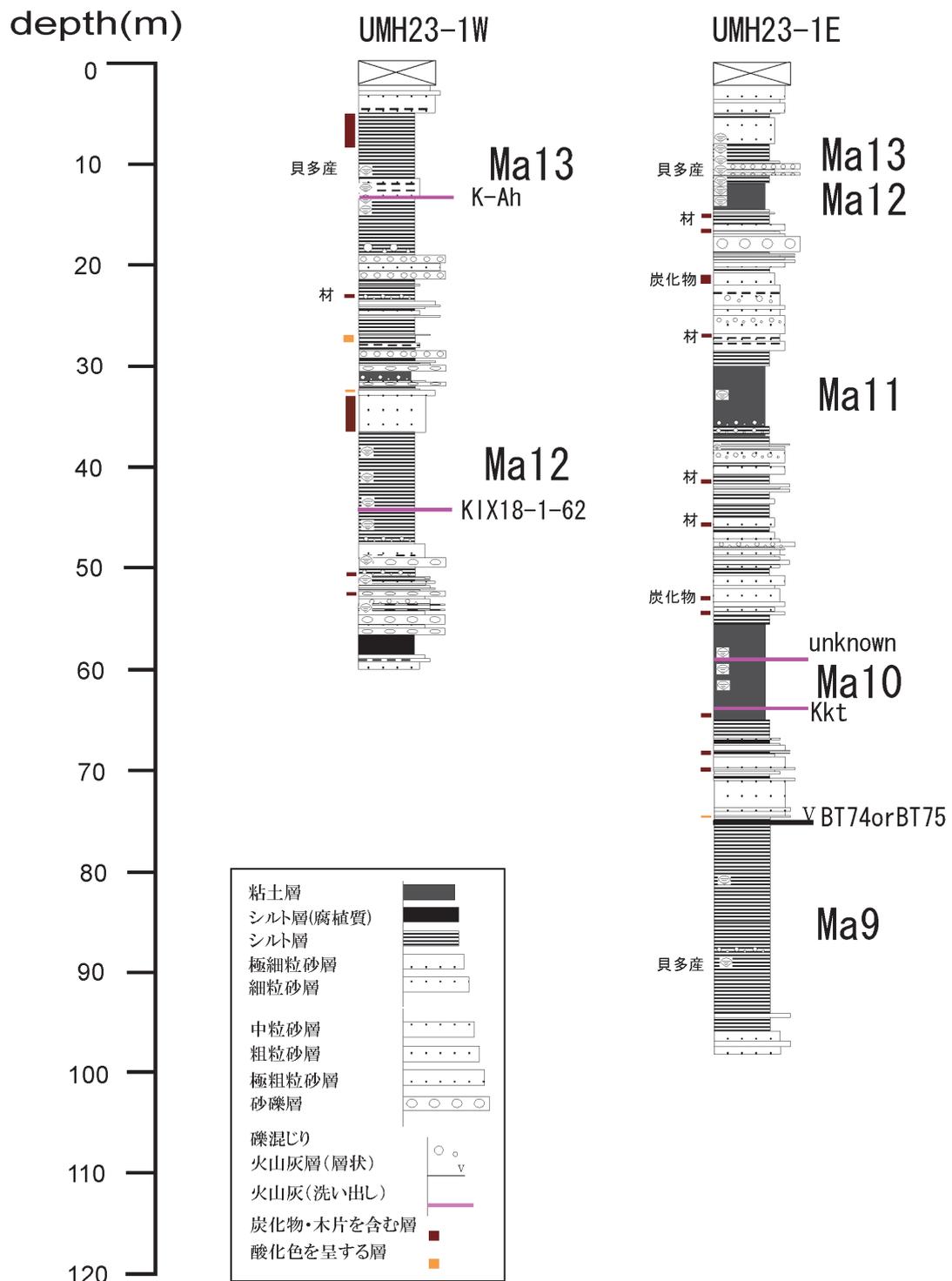


図 63 UMH23 コアの柱状図と対比結果

## 6) 変形ゾーン解析

### a) はじめに

上町断層帯主部地域においては、堆積層が撓曲構造をなしており、累積的な変形構造が記されている。本サブテーマにおいて、こういった地域において、断層帯が活動した時に起きるであろう地表近傍の変形に関する情報を記すマップの作成を目的として、都市域であるために密度の高いボーリングデータベースを活用した分析を進めた。平成23年度には、各海成粘土の深度マップを作成し、ある深度に着目した場合の空間的な地層の変形（等深度変形ゾーンマップ）に着目した解析を行った。平成24年度は、全体の特徴把握、各海成粘土層準を用いた傾斜値等の情報から図面を作成した。また、それらのデータを反射法地震探査で認められる変形ゾーンも含めて、淀川から大和川にかけての、上町断層帯に沿う変形ゾーンマップの試案を作成した。

### b) 解析結果

平成23年度の等深度変形ゾーンマップは次の手順で作成した。

1. 地層対比が行われたボーリングデータベースから、各ボーリング地点の海成粘土層の境界面を抽出し、補間によりコンターマップを作成する。
2. コンターマップにおいてデータ点が存在せず補間のみがされている領域、対象地層が欠落している領域に対してマスキング処理を行い、データ無しの領域とする。
3. 作成した深度コンターマップから傾斜および傾斜方向を求める。
4. 上述の各コンターマップある深度における海成粘土層の分布、その傾斜角・傾斜方向を得て図化する。

これらの図化資料は平成23年度報告書の84～98ページに掲載している。Ma13では現在の上町台地の形状にMa13の分布しない領域がみられる。Ma12では桜川撓曲、住之江撓曲近傍で深度が急変していることが示されている。Ma10以深では有効なデータの分布領域に限られるため全体的な分布形状は不明であるが、地形的な上町台地や基盤の高まりの方向とは斜交していることがわかる。

平成24年度は前年度の試行を踏まえ、関西圏地盤情報ネットワーク(KG-NET)により収集された約5万本のボーリングデータベースに基づき、大阪平野の表層地質構造と上町断層などに起因すると考えられる表層変形構造について検討を行った。

大阪平野は、南北に有馬高槻構造線と中央構造線、東西に六甲淡路断層系と大阪湾断層、生駒断層に囲まれた構造盆地である。これらの断層の活動により大阪平野を含む構造盆地は、系統的に沈降場になっている。そのため、盆地内部には厚い堆積層が埋積しており、基盤までは1kmを越える。この堆積盆地を埋める堆積物は大阪層群と呼ばれる新第三紀～第四紀の堆積層である。下部は淡水性の河川デルタを主とした、砂層、礫層、粘土層からなるが、上部では、気候変動に伴った海成粘土が広く分布し、この海成粘土層が鍵層となる。温暖期の海成粘土層は大阪平野内に深く侵入し、平に堆積する。寒冷期には海は大きく後退し、堆積物を中心とした砂層や礫層が分布する。そのため、野内においては水平な海成粘土層とその中間に砂礫層が分布する互層状の堆積構造が基本的には分布するが、平野内における活構造によって、実際には、傾動、変形、撓曲が見られるなどの堆積後の変化が読み取れる。これらを、ボーリングデータベースを用いて検討することで、平野内の

堆積構造が明らかになる。

検討を行ったボーリングは基本的に大部分が工学的ボーリングであるため、土層、N 値、液塑性、各種土質試験結果のデータがそれぞれデジタル化されている。また、これらの作業を通じて経験的に Ma13 層や Ma12 層など表層部に多く分布する粘土層については、N 値の特徴などを読み取ることができ、地層の同定が行われる。経験的に Ma ナンバーを決定するのみでは信頼性も科学的根拠も薄くなるが、大阪平野部においては、地質学的に検討を行った研究ボーリングが多数分布しており、これを基準として側方に対比することでかなりの精度で地層の同定を実施することが可能となる。データベースでは、このような地質学的ボーリングデータもまた、デジタル化されており、微化石情報や火山灰情報などを用いて検討することができ、これらの情報を基に、工学的ボーリングで地質学的ボーリング情報を補間していると理解できる。

図 64 に今回活用するボーリングデータマップを示す。赤いドットが各ボーリング点である。

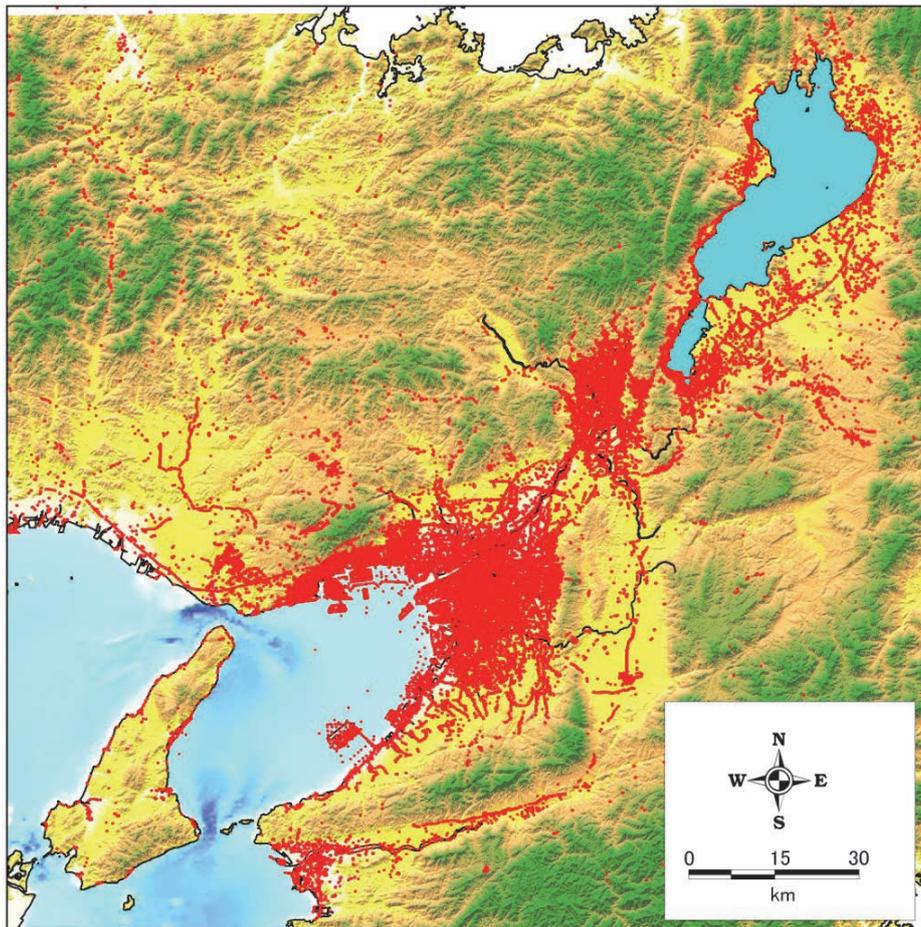


図 64 『KG-NET(関西圏地盤情報ネットワーク)』が保有するボーリングデータ

図 65 には大阪平野の表層地質図を示す。大阪平野内には、南北方向に上町台地なる微高地が分布するので、この微高地の西側に断層が分布すると考えられている。

薄水色で示される沖積層部においては、ほとんど海拔 0～20m 程度であり、平野部の低地帯を構成する。上町台地を挟んで、西側は西大阪平野、東側は河内平野と呼ばれることが多い。平野の北東から一級河川の淀川が琵琶湖から京都盆地を経て大阪平野に至り、大阪湾に注ぐ。大和川は、現在は二上山付近から西に流れているが、これは江戸時代の河川改修工事に伴うものであり、従来は河内平野を北に流れ、上町台地の北側（大阪城付近）にて、西大阪に注いでいた。

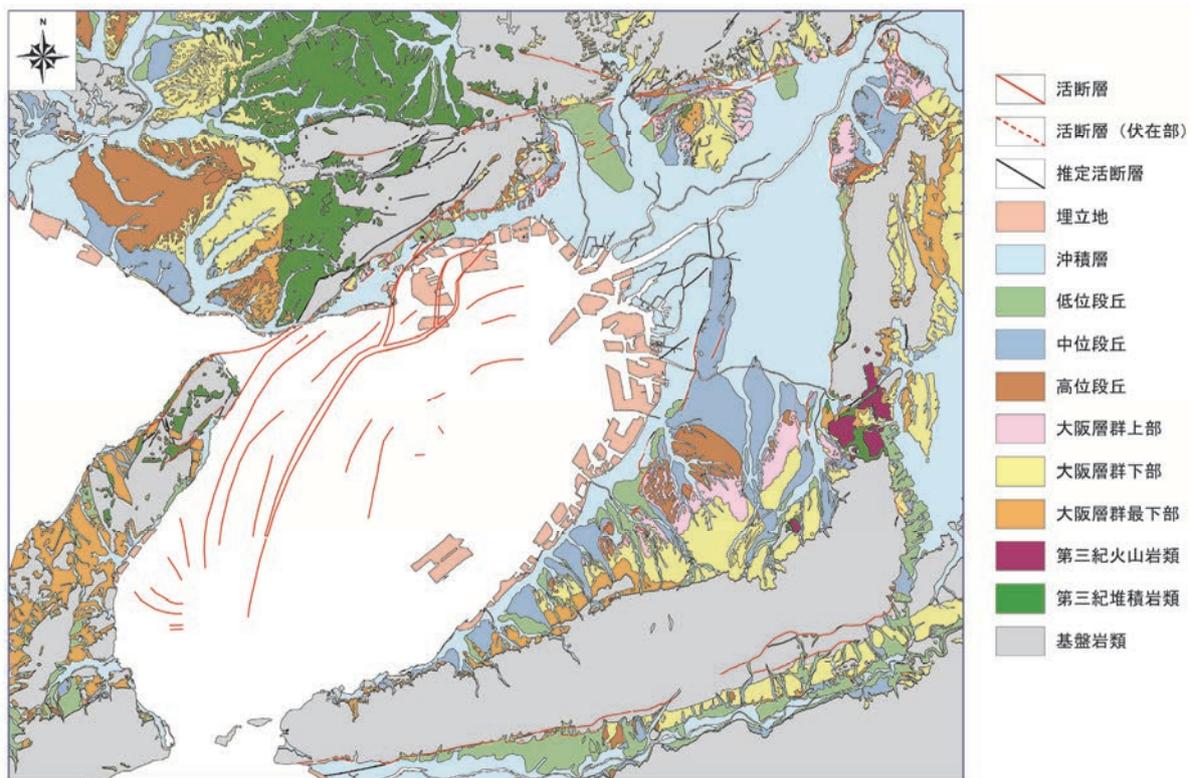
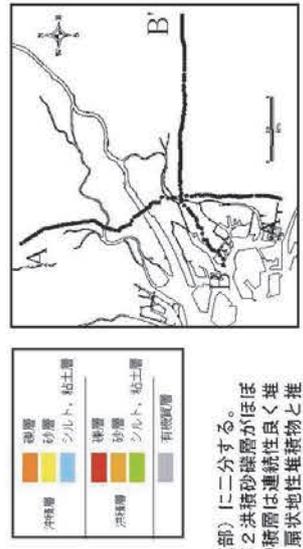
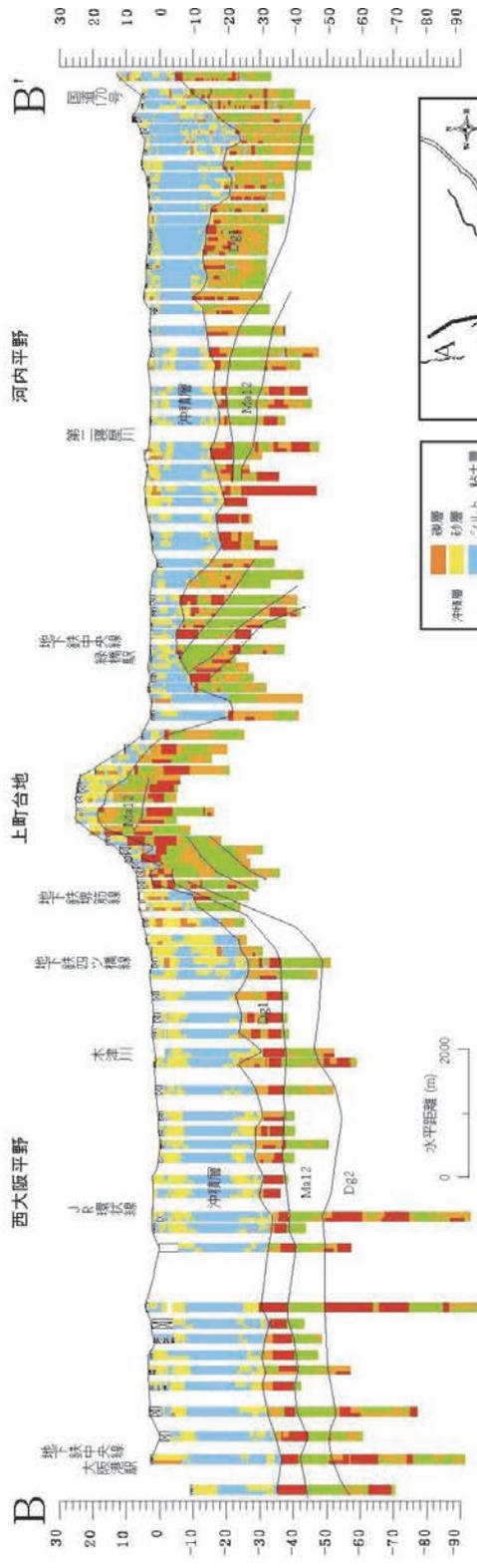
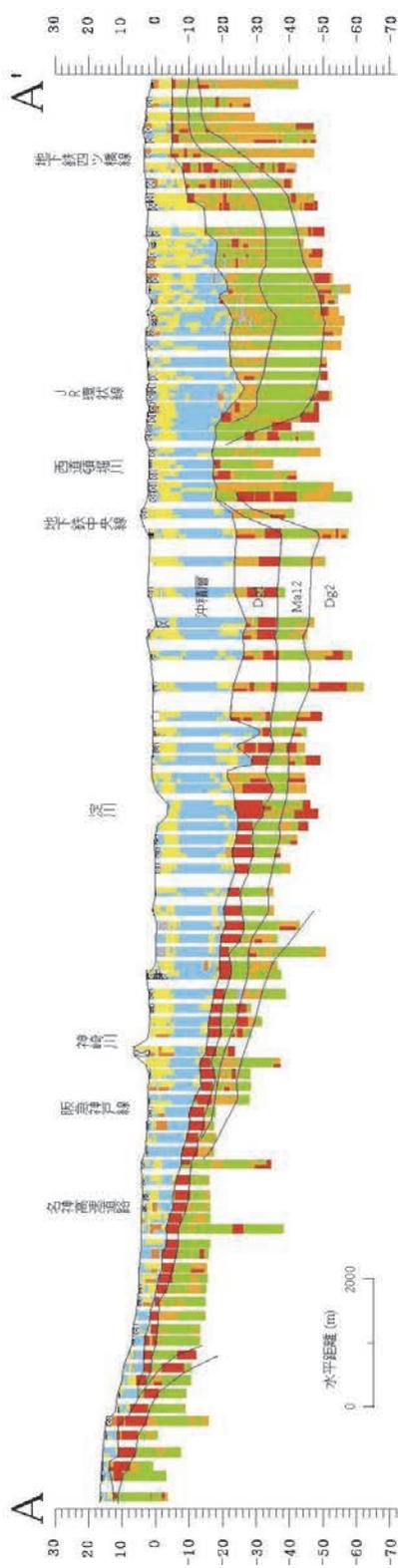


図 65 大阪湾およびその周辺の表層地質図(市原・編 1993、断層線は海域は横倉・他 1998、陸域は国土地理院発行の都市圏活断層図を用いた。)

西大阪平野は大阪湾を含む瀬戸内海の内湾であるが、さらにその湾奥に河内平野部が存在し、この部分も河口デルタであるとともに、海進期においては、海水が流入していた。現在の和川の南側においては、平野は極端に少なくなり、段丘化した丘陵が主に分布する。この部分においては、大阪中心部の沖積平野地下に見られる堆積層が段丘部で見られ、これまでの第四紀地質層序を明らかにする上で重要な調査研究が実施された場所である。一方、大阪平野の北部においても、同様に丘陵が発達している。西側より、伊丹丘陵と千里丘陵である。この丘陵は北部から南部に向かって発達している。

第 1 にこの平野の特徴を知るために南北と東西に断面を作成する(図 66)。



### 大阪平野の地質断面

大阪平野中央部には南北方向に細長い上町台地が分布し、大阪平野を西大阪平野（西部）と河内平野（東部）に二分する。西大阪では、沖積層は層厚30m程度で連続性良く厚く堆積し、その下位には第1洪積砂礫層、Ma12層、第2洪積砂礫層がほぼ水平に分布する。これらの地層は上町台地西縁で上町断層の影響により連続性が絶たれる。東大阪でも沖積層は連続性良く堆積するが、第1洪積砂礫層、Ma12層は第二寝屋川付近よりも東側にのみ分布する。東部の生駒山麓では、扇状地性堆積物と堆定される砂層と粘性土層が互層状をなす。

図 66 大阪平野部の南北および東西断面

図 66 中の東西断面 (B-B') では、西大阪平野と河内平野に水色で示す、沖積の海成粘土層が水平に堆積していることが最も特徴であり、境界部に上町台地が突き出している。沖積より下位の上部洪積層中の海成粘土層 (Ma12 層) も同様に堆積しているが、河内平野では、東側の生駒山地に向かって傾動している。堆積様式から考えて、堆積後に傾動したと考えられ、生駒断層の活動を示唆する。上町台地の西側では、Ma13 層、Ma12 層ともに台地に向かって殲滅するが、この部分が上町断層に対応する。

一方、南北断面 (A-A') では、千里丘陵西側より西大阪平野に向かった断面であるが、この断面では、北側の丘陵部から大阪平野部に向かって、沖積下部の礫層が連続して分布しており、Ma13 層は名神高速道路 (吹田 JCT 西) 付近を北縁として分布している。中央部の中之島の南、西道頓堀川付近では、洪積地盤が盛り上がりバルジ状になっており、Ma12 層が撓んでいる。この形状は、後述する桜川撓曲と住之江撓曲に挟まれた地域の構造に該当する。

図 67 に上町断層部下盤側の南北断面を示す。

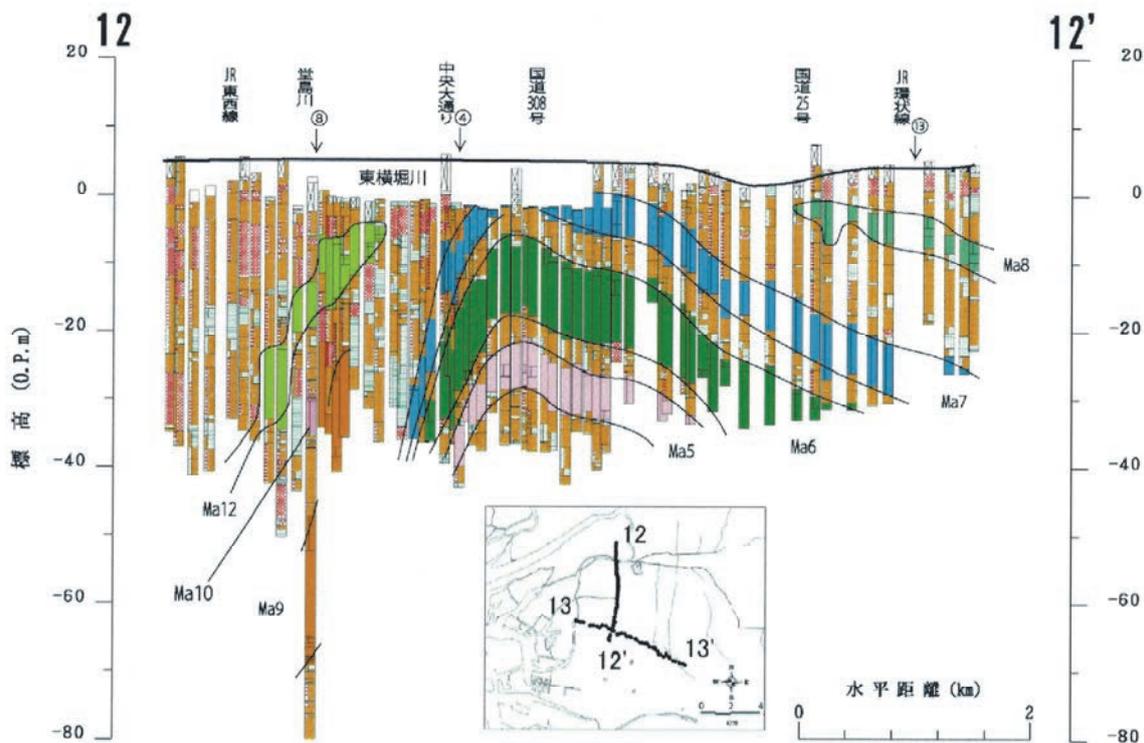


図 67 上町断層部下盤側の南北断面

北側で大きく撓む部分は桜川撓曲に該当すると考えられ、南側の变形は傾動に見られるが、このまま住之江撓曲まで連続する。図 68 にこの一部を通る東西断面（図 67 内の 13-13' 断面）を示す。

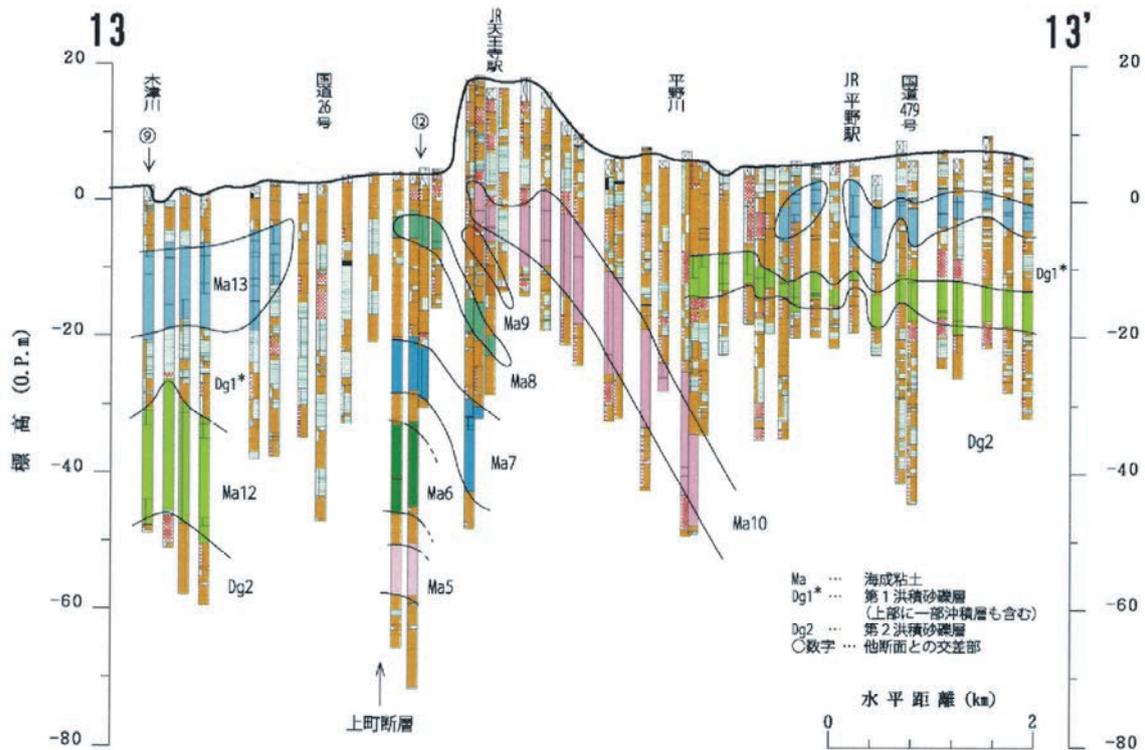


図 68 市内中央部の東西断面

各海成粘土の形状は上町台地直下付近で大きく東側に傾き、台地西端よりも西大阪側まで变形部が連続する。この变形は桜川撓曲より住之江撓曲に続く变形部に該当する。海成粘土に見られる变形の構造分布は、上町台地部を含めて、平面に分布を見ると、さらに興味深い結果となる。

図 69 に台地直下に見られる Ma10 から Ma9 までの分布図を示す。図 68 で見られる北向きに特に大きく变形する構造は上町台地以西のみならず、上町台地の東側まで続いている。ただし、变形の大きな部分は桜川撓曲部を最大として、西側では不鮮明である。これは、河川による侵食を受けたためと考えられる。しかしながら、これらの構造の軸は北東-南西方向であり、各海成粘土の变形の形状は同じ傾向を示していることがわかる。この傾向をさらに深部の Ma8 から Ma6 までの分布図を示す（図 70）。

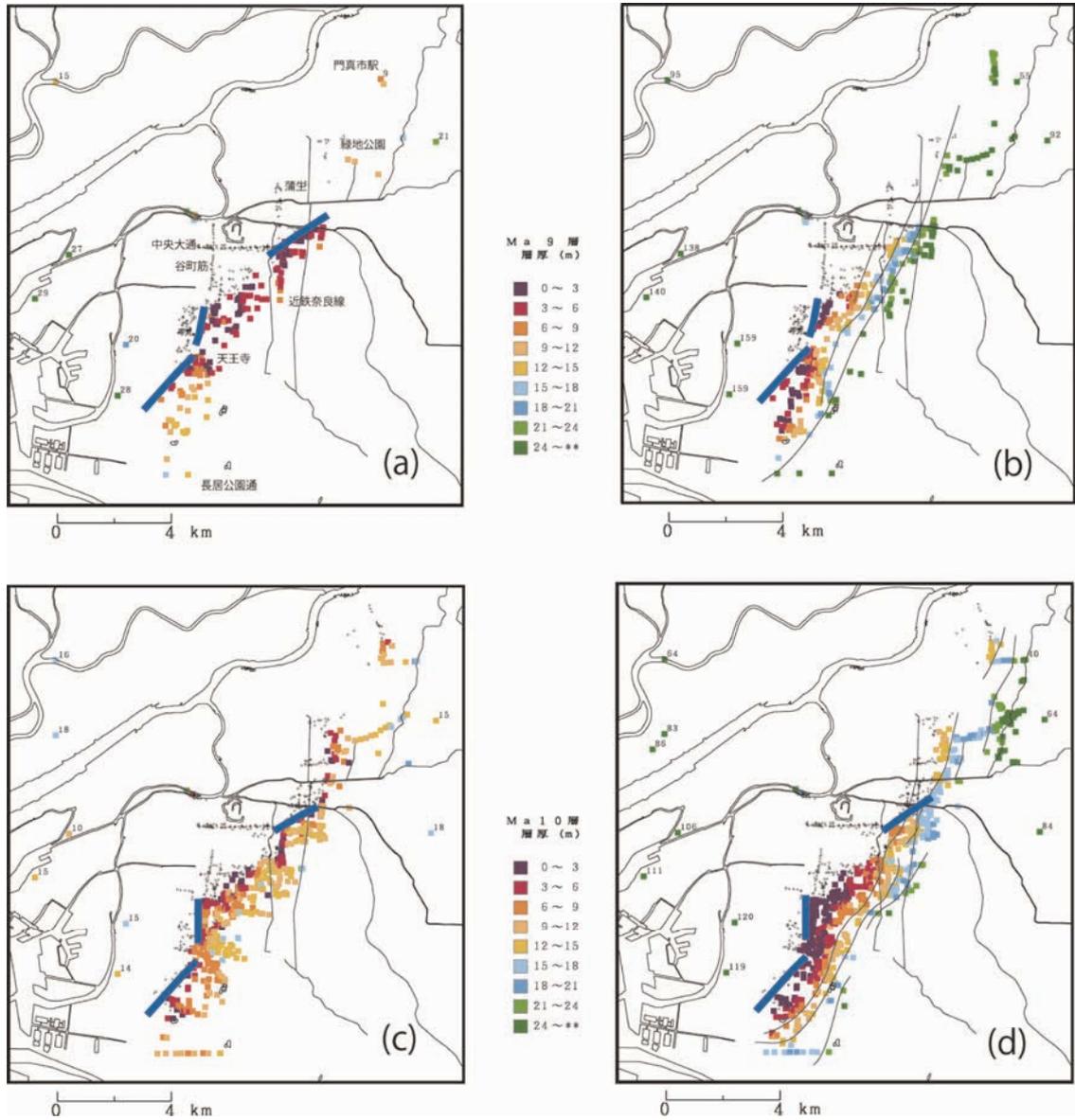


図 69 上町台地南部で見られる Ma9 層、Ma10 層の上面標高分布と層厚  
(図中青線は急激に変形する箇所を示す)

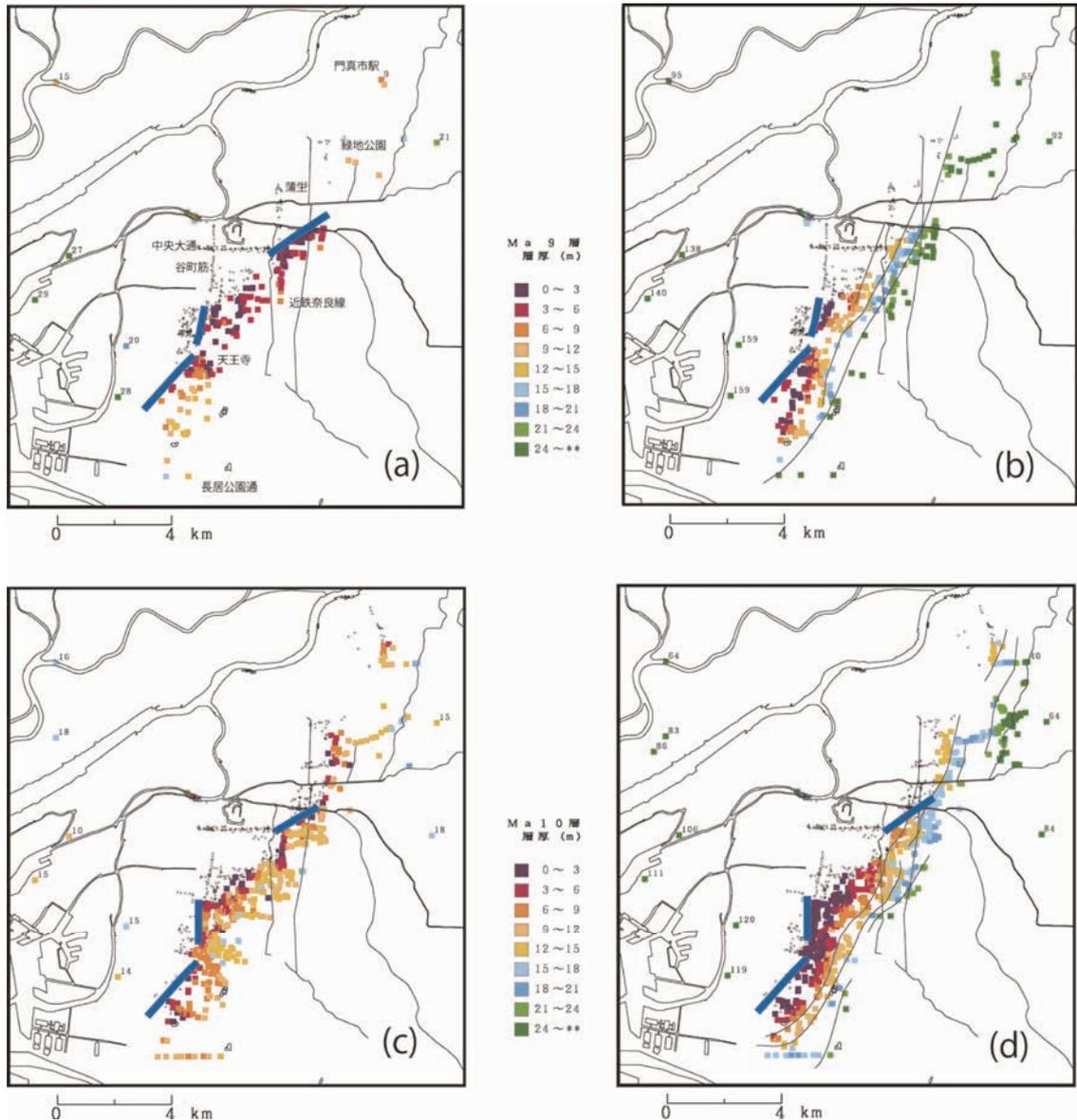
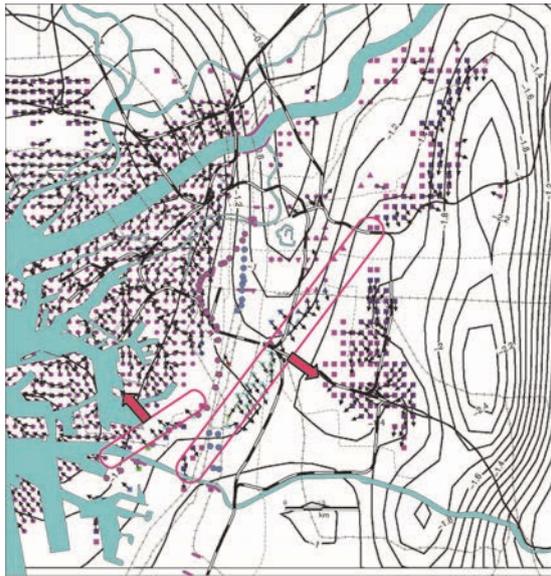


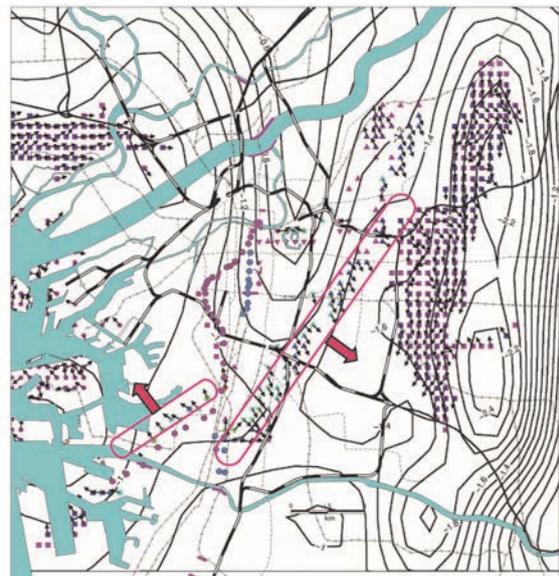
図 70 上町台地南部で見られる Ma6 層～Ma8 層の層厚分布  
(図中青線は急激に変形する箇所を示す)

図中に見られる Ma6～Ma8 層の変化は、従来の上町断層を斜交しており、この部分に断層変位のような構造変形が見られるのかどうかは場所によっては判断しがたいところがあるが、近鉄難波駅地下駅建設の際の壁面観察やそれに続くボーリングコア観察の結果を考えれば、これに該当する変形場所は概ね図中に示した青色の先の部分が急激な変形部であり、各 Ma 層においても変形部がほとんど位置を変えないところに分布し、いわゆる変形ゾーンと言える。この位置は実際には従来の上町断層のトレースとは微妙に異なるが、事実として認識しておく必要がある。

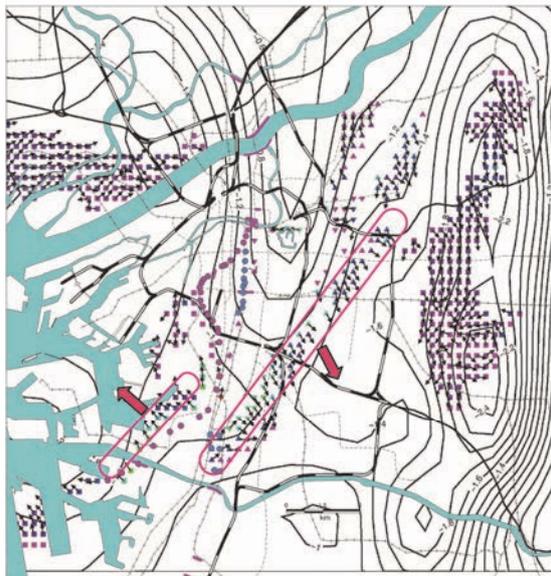
別の見方として、標高毎に平面のスライスを作り、ここに交差する地層面の傾斜方向を検討した。図 71 に 4 つのスライス断面で見られる傾斜方向の分布図を示す。



a) 標高 -15mにおける地動の傾斜方向



b) 標高 -25mにおける地動の傾斜方向



c) 標高 -30mにおける地動の傾斜方向



d) 標高 -45mにおける地動の傾斜方向

図 71 大阪市内におけるスライス断面における地層境界の傾斜方向  
a) 標高-15m、b) 標高-25m、c) 標高-30m、d) 標高 45m

図 71 中 a~c で見られる北西方向への傾斜は住之江撓曲に起因するもの、d は南北走向の上町断層に起因すると考えられる。これに対して、全ての標高図において、南東方向への傾斜が上町台地を縦断して見られる。この構造は直接上町断層の断層運動とは関連がないかもしれないが、河内平野南部における構造的な傾動に起因すると考えられる。

次に、桜川撓曲および住之江撓曲に続く変形について、ボーリングデータベースを用いて検討した。ボーリングデータによれば、断層や撓曲の分布する付近では数 100m の幅を持

って緩やかに変形していることが確認される。特に変形が顕著な Ma12 層（上部更新統）では、1）大きく撓曲変形がみられるもの、2）撓曲変形があるが、上盤では、浸食を受けて連続しない、の2つのケースがみられる。これに、3）Ma12 層よりも古い地層が変形あるいは不連続である、が加わって3つのケースが見受けられる。本来上町断層の主部に該当する南北方向のトレースに沿っては3）の構造がみられ、西側にみられる桜川撓曲や住之江撓曲では1）、2）の構造がみられる。変形量についての検討は、ボーリングデータから適切な場所において調査を行えば、少なくとも海成粘土底面での堆積開始年代から現在までの総変形量を計算することは可能である。

前述の Ma12 層を対象とした変形に対しては上部 Ma13 層でも見られるが、断層運動を含む何らかの変形作用により上盤側が隆起した場合、海成粘土層の堆積様式が「アバット」様の堆積なのか、堆積後に「変形」したのかについての判断が難しい。そこで、今回の検討では、図 72 で見られるような2つの様式について判断をした。

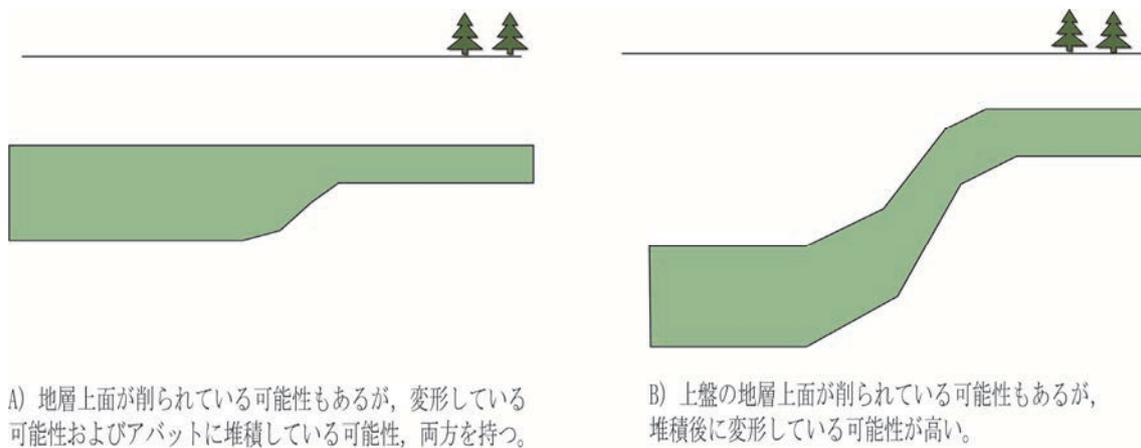
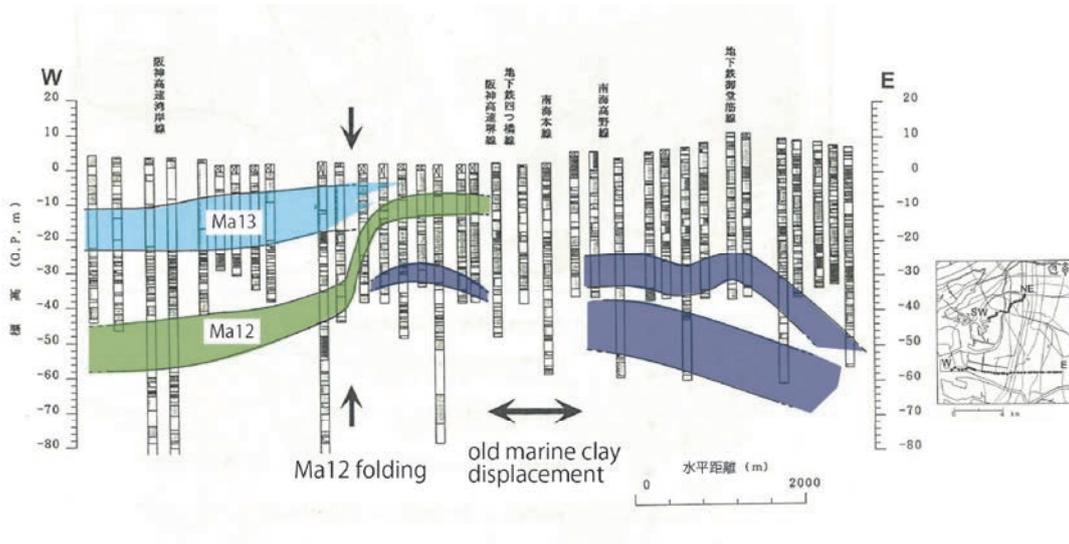


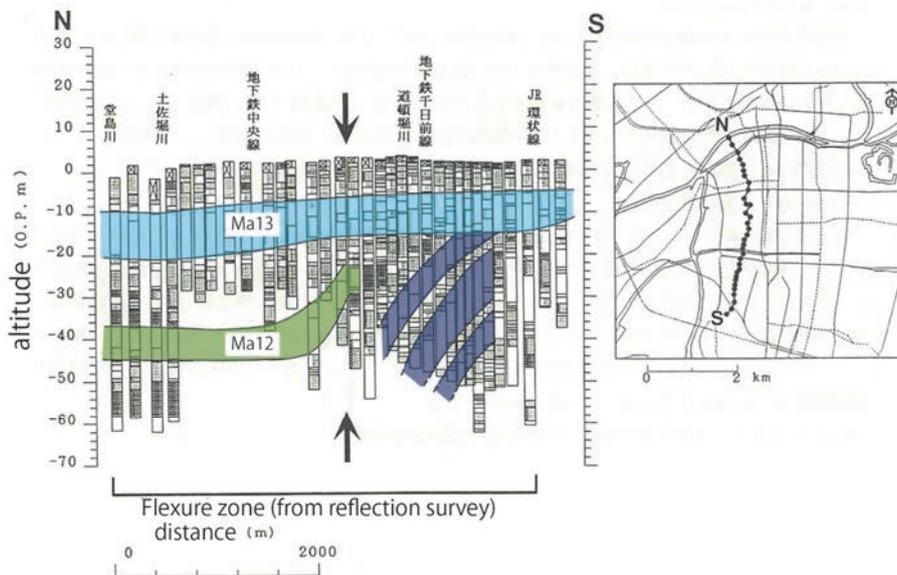
図 72 変形構造模式図と解釈について。A)はアバットの可能性もあるので、今回は抽出していない。B)については断層変形の可能性が高く、今回抽出した。

図 72 中 A)では、変形した後に上部が削剥されて、上盤側がより大きく削られたと考えることも可能ではあるが、一方でアバット堆積物と理解することもできる。堆積年代を上盤および下盤で行って、検討すれば明確になるかも知れないが、データベースのみでは決定的な判断は難しい。よって、今回はこの部分は抽出しない。一方 B)では、下面標高が下盤側の上面標高よりも高くなっていることから、もともとの堆積時の構造ではなく堆積後の変形と理解するほうがよい。よって、この場合を断層による変形と考えた。Ma12 層の変形様式が A)のみであり、断層変形の可能性が判断できない場合であっても、下位の Ma 層が B) の様式を持っていれば、B)と判断した。以上の結果から判断された断層変形には 2 つのパターンが見られた。図 73 に示すものがそのパターンである。

これらの変形のパターンは各断面で多数作成して検討することにより、分布域が明らかとなる。事例を図 74 に示す。



<タイプ 1>



<タイプ 2>

図 73 Ma12 層の変形のパターンについて。上図<タイプ 1>：下盤と上盤で大きな標高差が認められるもの。下図<タイプ 2>：上盤側は削られてなくなっているが、変形の途中まで読み取れる。

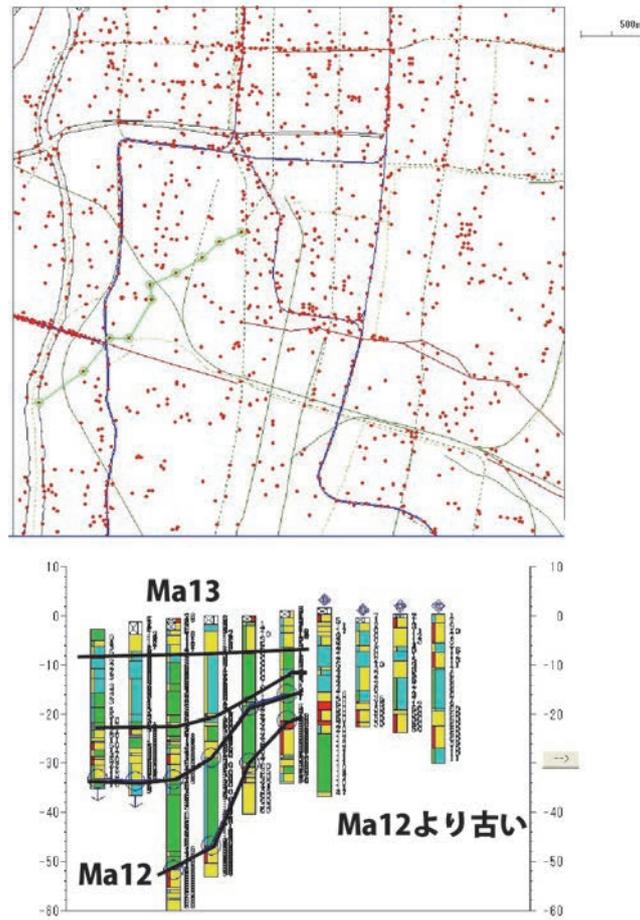
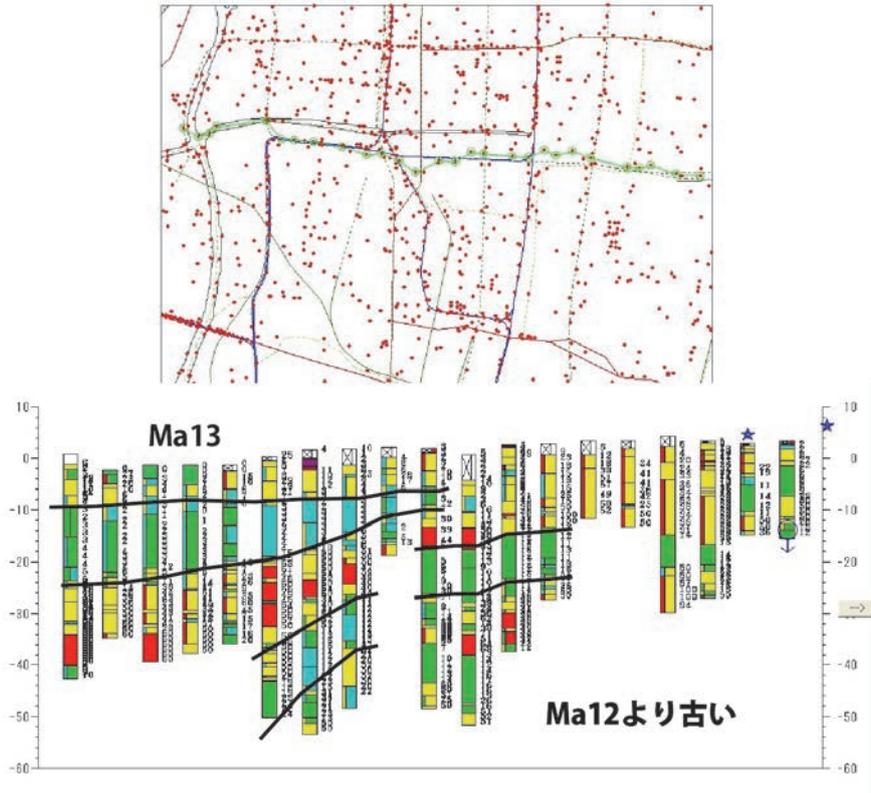


図 74 Ma12 層の変形の例

図 74 のような桜川撓曲に沿ったラインのみならず、東西方向、南側は北東—南西方向に断面をとっても変形が見られる。桜川撓曲を含む西に凸の形状で見られる高まりは、図 66 にも見られる現象であるが、この部分を拡大して、Ma12 層の下面標高分布図を示すと図 75 に示すようになる。

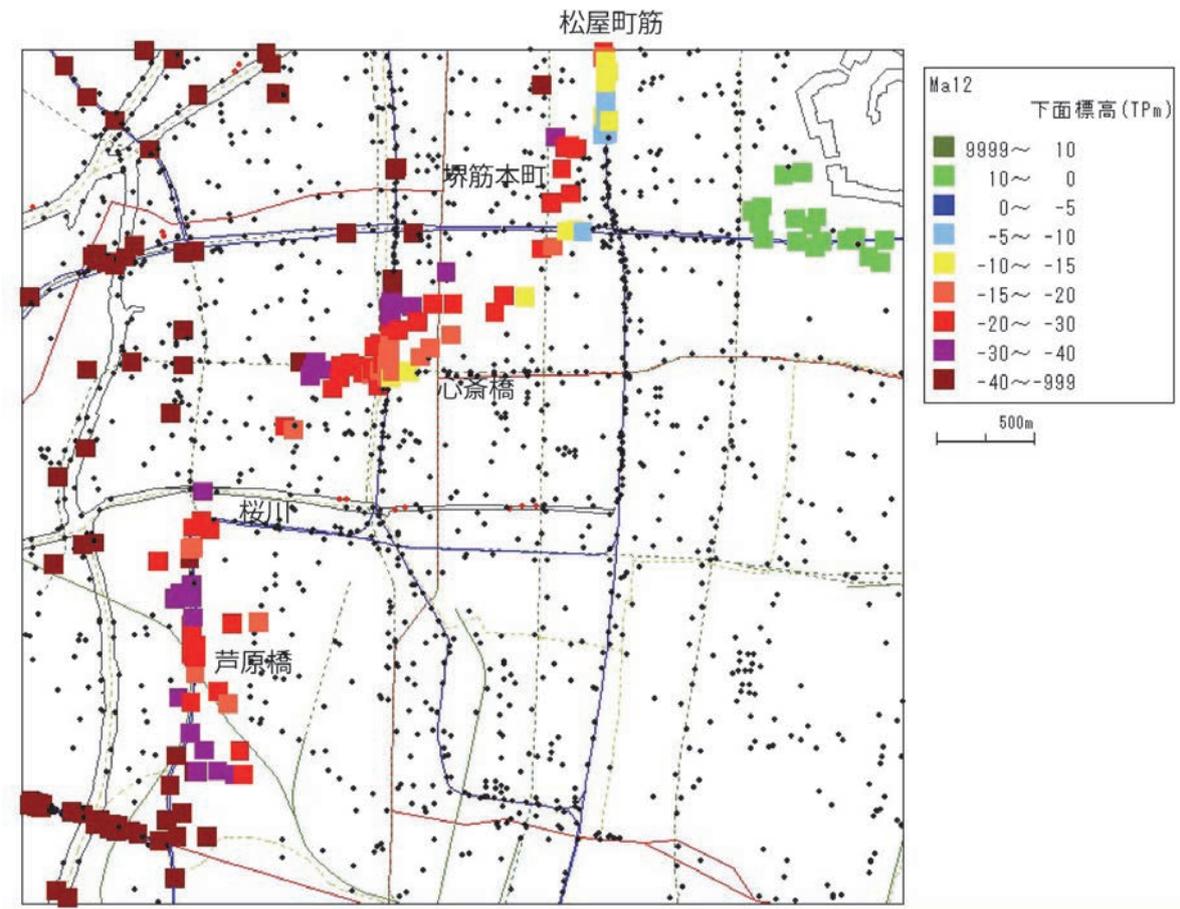


図 75 Ma12 層下面標高の面的な変化。大阪城西側から「く」の字型に変形ゾーンが分布する。

図中では、南西方向ではデータが希薄で詳細には把握が難しいが、「く」の字型に変形ゾーンが分布している。西凸の部分は地下鉄桜川駅から環状線芦原橋駅付近である。

さらに、同様の形状について検討を行うと、Ma12 層よりも古い海成粘土（正確に Ma ナンバーを特定することは難しいが）が変形あるいは食い違っている箇所を抽出することができる。このようなタイプをタイプ 3 としている（図 76）。

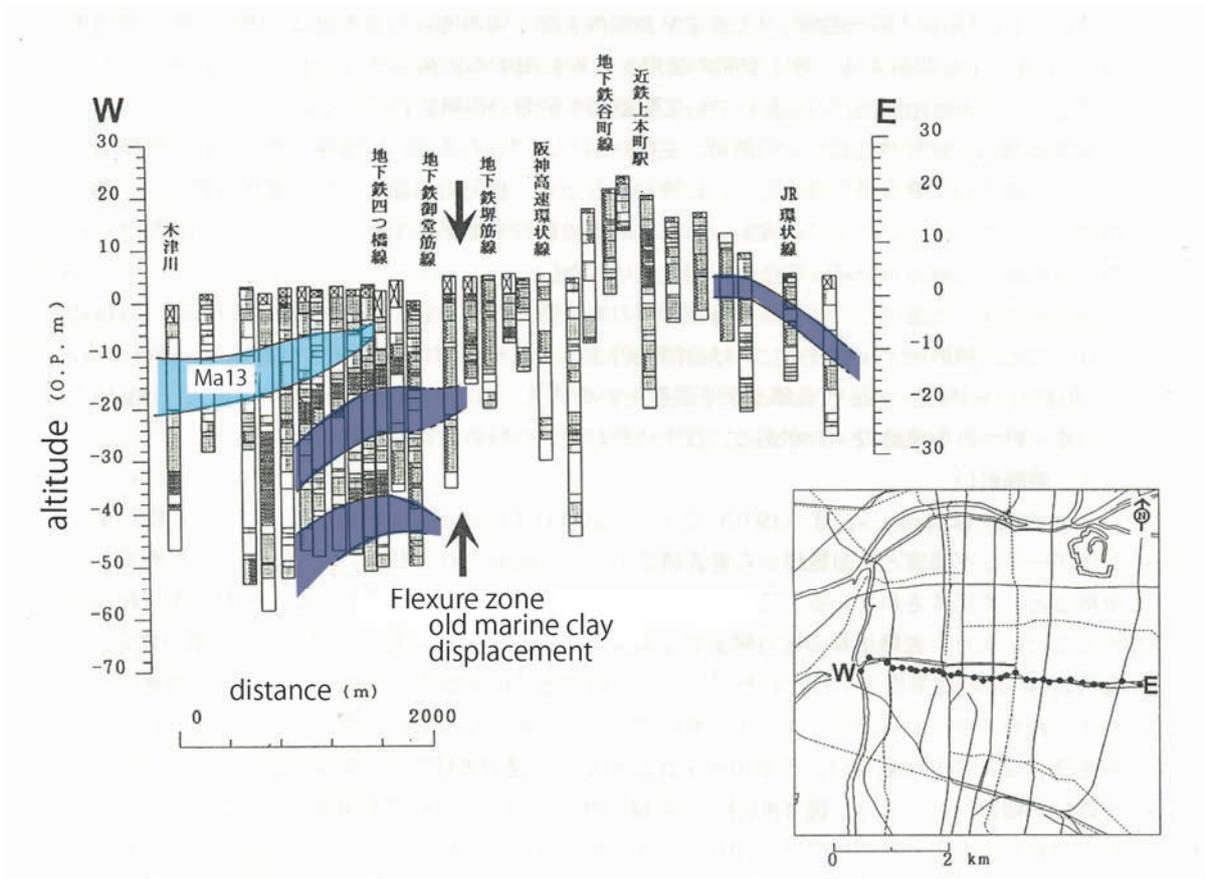


図 76 タイプ 3。Ma12 層よりも古い地層に変形あるいは側方への不連続が見られるもの。

タイプ 3 の場合、実際の変形の有無や上盤と下盤のつながりが良くわからないので、確実度が低くなるが、何らかのギャップが見られるため抽出を行った。ただし、この場合特に分布が上町台地の西縁側に分布することから、堆積後の侵食などの影響の可能性もあることに留意が必要である。例を図 77 に示す。

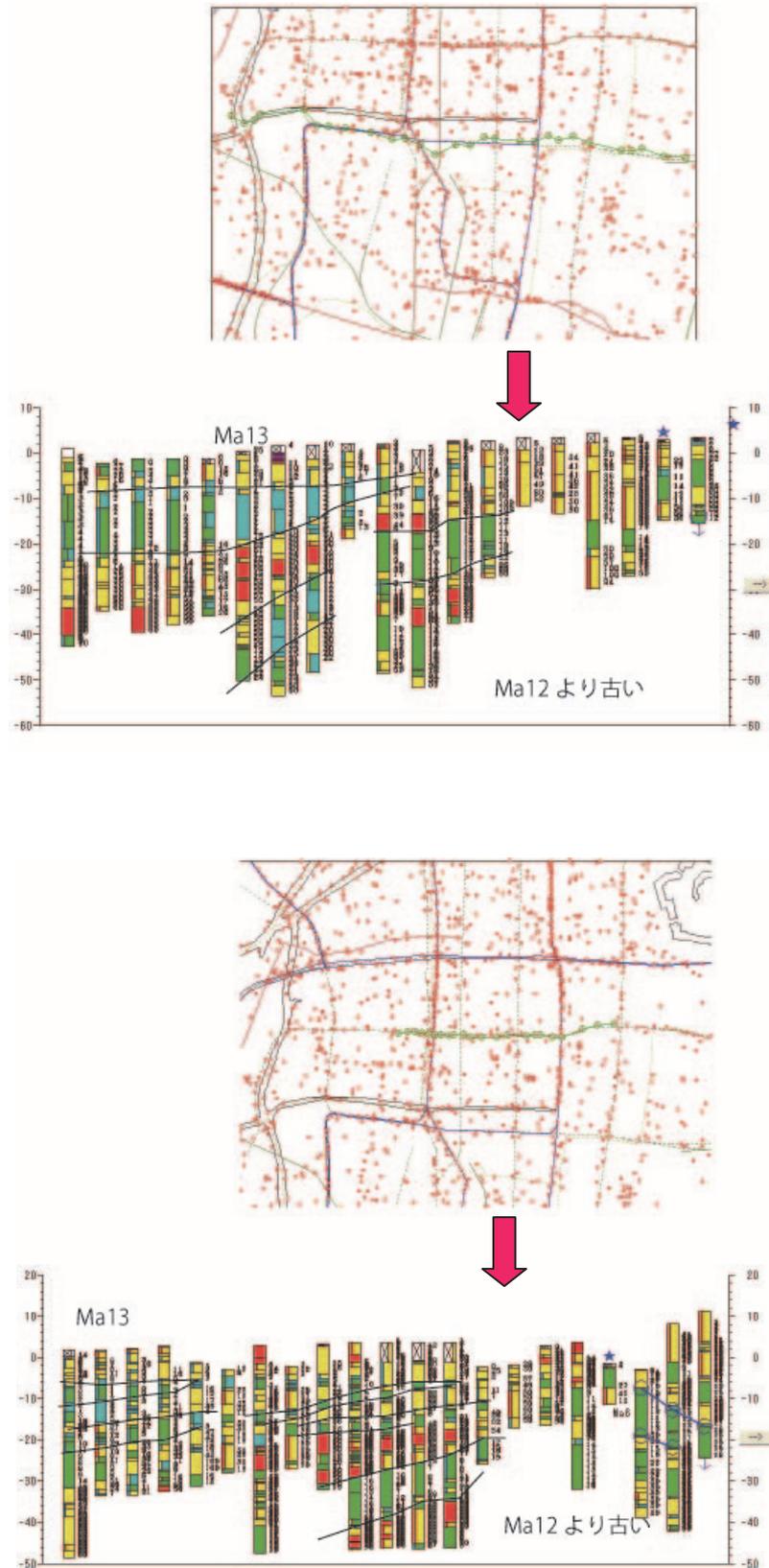


図 77 タイプ 3 の例。上図、下図ともに赤矢印の部分において、図中の右側と左側で連続しない。

図中の矢印に示す部分が地層不連続の部分である。特に下図においては、側方対比が可能な複数の粘土層が矢印の部分で断絶していることから、何らかの構造の境界点となっている可能性が高い。

以上の結果より、図 78 に大阪市内で見られる Ma12 層の変形箇所を中心に分布図を示す。

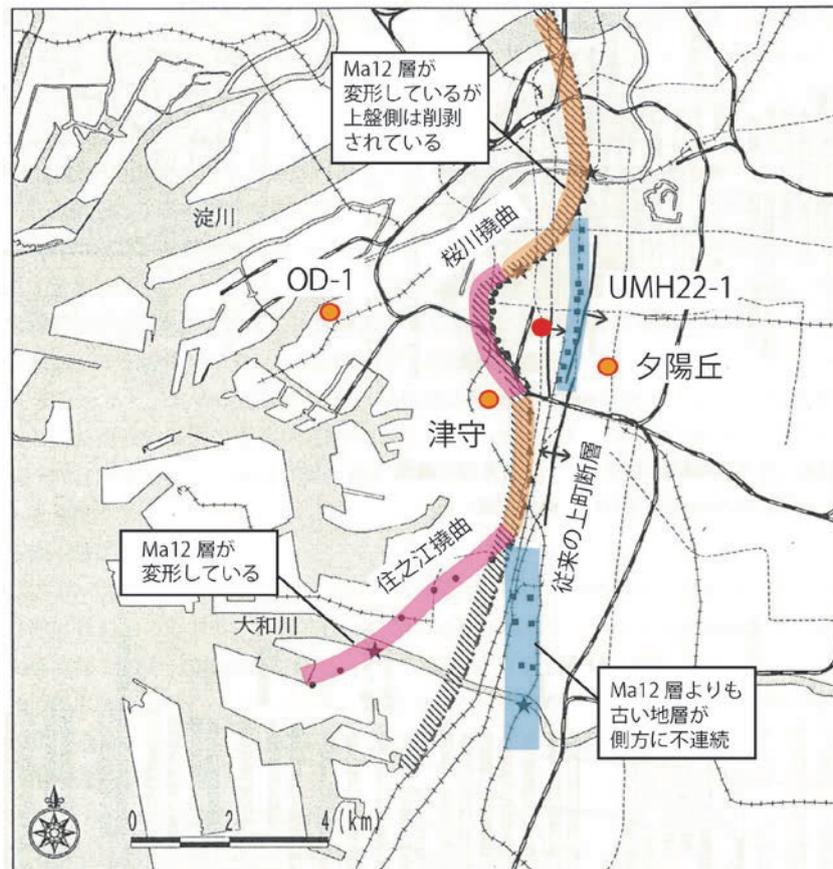


図 78 Ma12 層を中心としたの変形の箇所。ピンクがタイプ 1、オレンジがタイプ 2、ブルーがタイプ 3 を示す。

図 78 から、従来の上町断層線のトレースは、中之島以南では古い地層中の構造に該当しており、Ma12 層に見られる変形はそれよりも西側に分布している。その形態は、蛇行しながら北東から南西に向かうトレースである。これに対して、Ma12 層よりも古い堆積物に見られる、変形、不連続分布は従来の上町断層のトレースに近い南北走向である。

上町断層が逆断層センスの断層変形を起こしていると考えられていることから、断層変形は西側により新しい変形部がスイッチしていることは不自然ではない。ただし、その考察を行うには、従来考えられている主部よりも西側の断層線が派生（副次）断層であるかどうかを判断するために地質ボーリング調査などを実施して、確認する必要がある。

次に、図 79 に反射法地震探査結果に見られる変形構造の分布とボーリングデータから見る変形部との関係を示す。

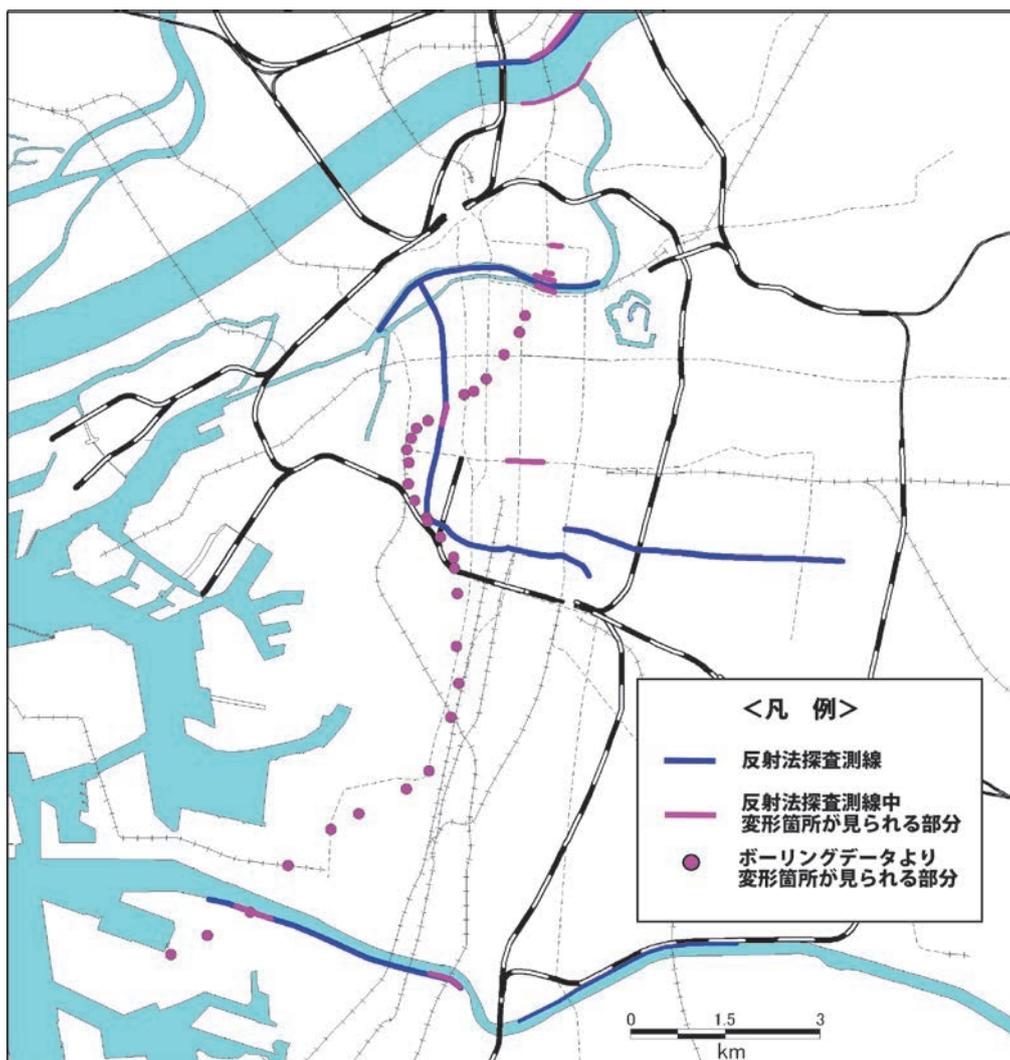


図 79 大阪市内に見られる Ma12 層の変形構造分布と反射法地震探査

青線が反射法探査による測線であり、その一部がピンク色になっている場合、その部分に変形が認められている。大阪天王寺北部を東西にとった大阪市が実施した測線においては、基盤上面部に断層による顕著な落差が認められない。そのほか、線状にピンクで書かれている部分は、過去の調査ボーリングなどの報告書から変形が認められた場所である。淀川の右岸および左岸に見られる変形はほぼ南北走向であり、その南側に中之島北部の変形ゾーンをとらえた部分が位置することから、中之島まではほぼ南北走向であろうと考えられる。しかしながら、Ma12 層の変形分布から見れば、西側に凸になるような変形ブロックが発生する。このブロックは JR 芦原橋駅南付近から再び西側に変形ゾーンを持ち、住之江撓曲部へと続く。一方、近鉄難波駅建設時の調査報告では、この部分に変形ゾーンが出現したと報告がある。この部分が大阪城から西南方向に見られるピンク色の変形ゾーンを示したものである。これは、ボーリングおよび壁面観察より、地表付近において詳細に検討したものであり、表層部の変形は確実である。これに対して、大阪環状線の南側近くの東西測線（大阪市が実施した天王寺測線）では、基盤岩上面に顕著な変位が認められない。Ma12 層より下位の地層の不連続部の分布を図 79 に加筆したものを図 80 に示す。

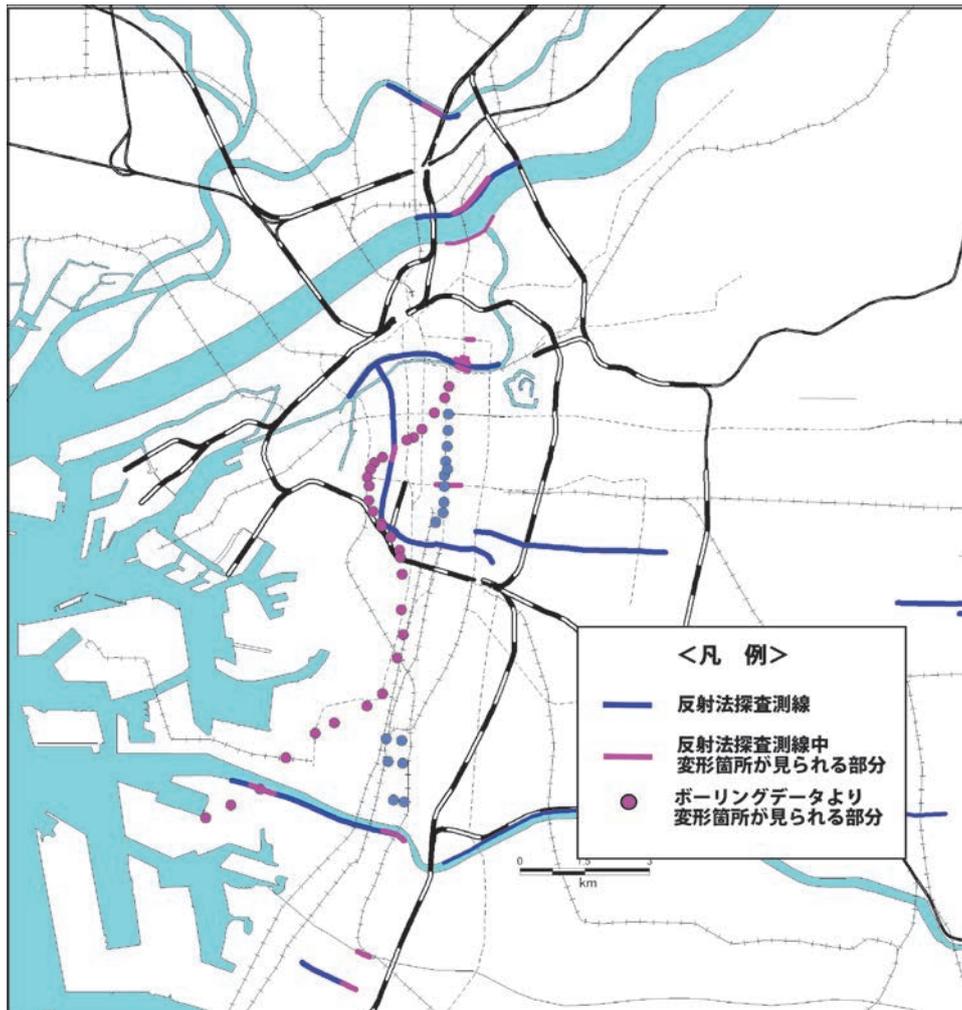


図 80 大阪市内に見られる地層の変形構造分布と反射法地震探査

市内で南北走向に見られる、比較的古い地層に見られる変形あるいは不連続は、天王寺で一旦なくなるが、大和川北部で再び確認され、堺市内へと続く可能性が高い。これに対して、Ma12 層を変形させるラインは大きく蛇行して分布し、明らかに 12.5 万年前に堆積を始めた海成粘土層を概ね 40m 程度の変形を生じさせている。しかしながら、住之江撓曲部より以南では、埋立地に向かって分布し、その落差は段々と小さくなる。

ここまでは、ボーリングデータベースを用いて、大阪堆積盆地における変形または傾斜帯の分布をまとめ、上町断層帯に沿う地域の変形帯(変形ゾーンマップ)の概略を図 80 に示した。ボーリングデータの高精度利用を進めると、より詳細な変形ゾーンマップを作成することが可能となる。ただ、これまでも述べてきたように、変形に関わっている層準の課題、深度の課題等解決すべき課題も多い。ただ防災上の観点等からは、地表に投影された変形ゾーンの地図が利活用にも望まれると考えられる。今回は、その試案として、淀川から大和川にかけての変形ゾーンマップを作成した(図 81~84)。基本的に、地下で検出できた場所の地表投影をまとめたものであり、境界に関してはボーリング密度等により誤差が生じることを考慮いただきたい。なお、ボーリングデータでは、基本的に Ma12 層部の変形についての抽出とそれより古い地層の変形の抽出を区別することが可能であり、これに対し

て、反射法地震探査では、基盤岩上部における変形部と表層の撓曲部の変形を抽出することができればと考えていた。しかし、大阪平野部で多数実施されている反射法地震探査は、基盤岩に到達するだけの出力の反射法地震探査は大阪府の基盤調査と大阪市の活断層調査を中心とした測線が主であり、上町断層付近で多数実施された、産業技術総合研究所の調査はほとんど表層部のみの出力の小さな探査であった。また近接するボーリング情報から、Ma ナンバーを特定された検討も少ないため、単に変形した様相を示す図がデータとなっているものが主であった。そのため、前述のような区分は難しいと判断し、全体の変形ゾーンマップは解釈断面において、表層からの深度 200~500m の区間で変形している部分の上盤端点と下盤端点を用いて変形部とした。これに対して、大阪市内のボーリングデータが多数ある地域では、Ma12 層を鍵層とした変形ゾーンを示している。

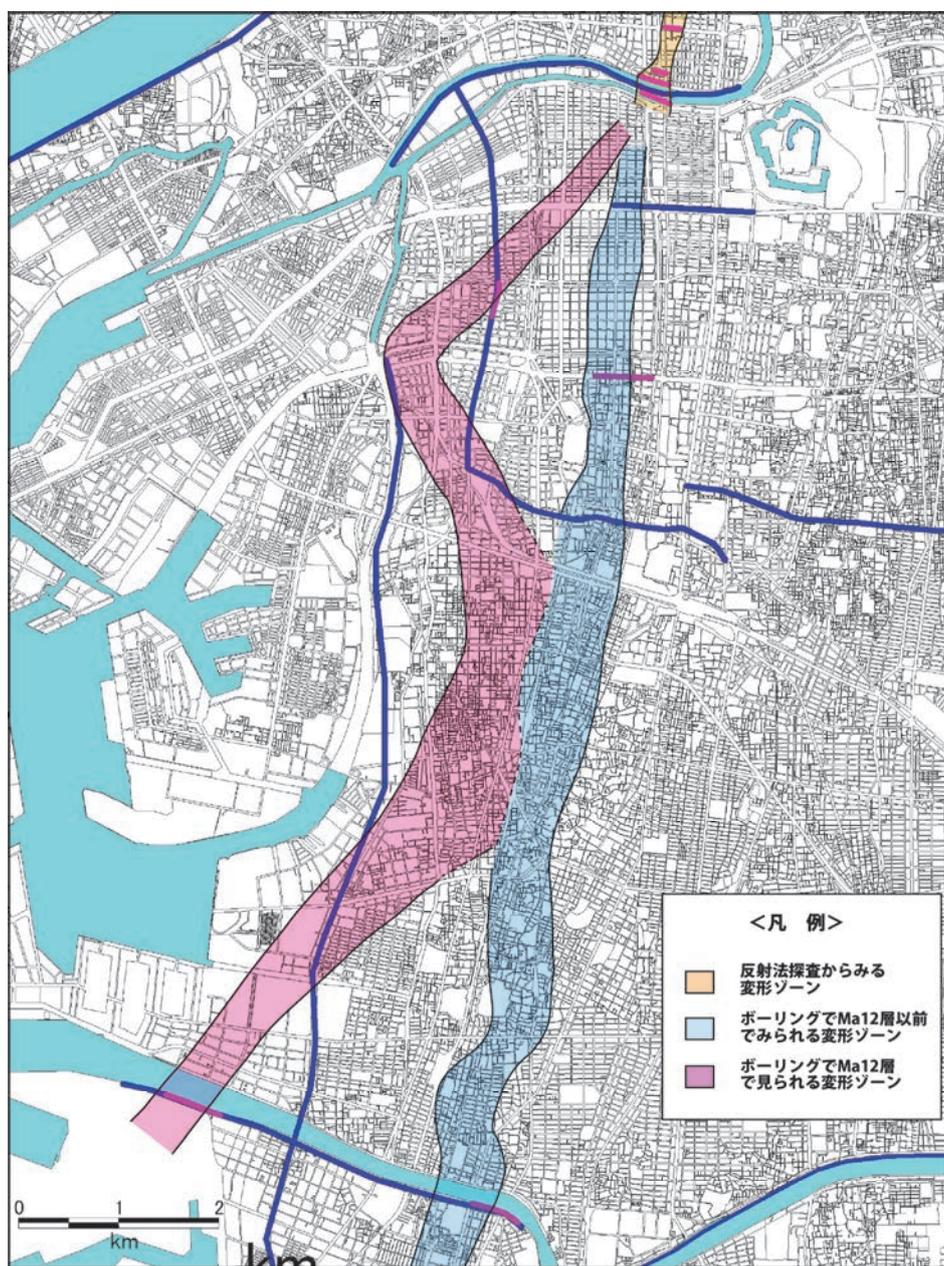


図 81 大阪市内における上町断層の変形ゾーン

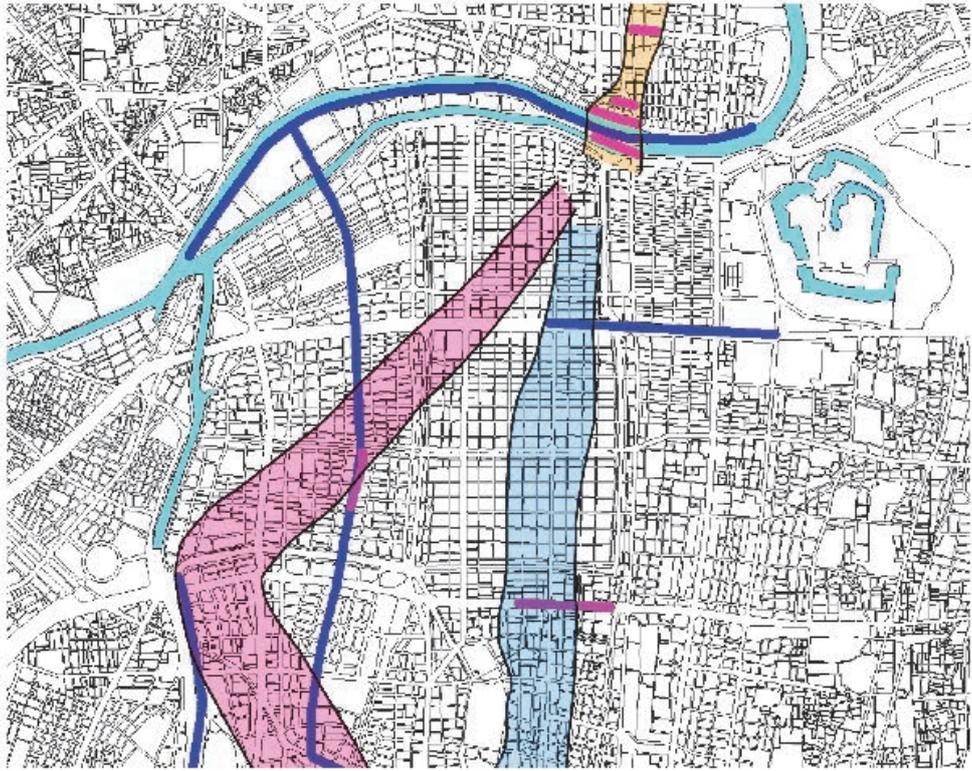


図 82 大阪市内北部（大阪城付近から難波付近）における上町断層の変形ゾーン

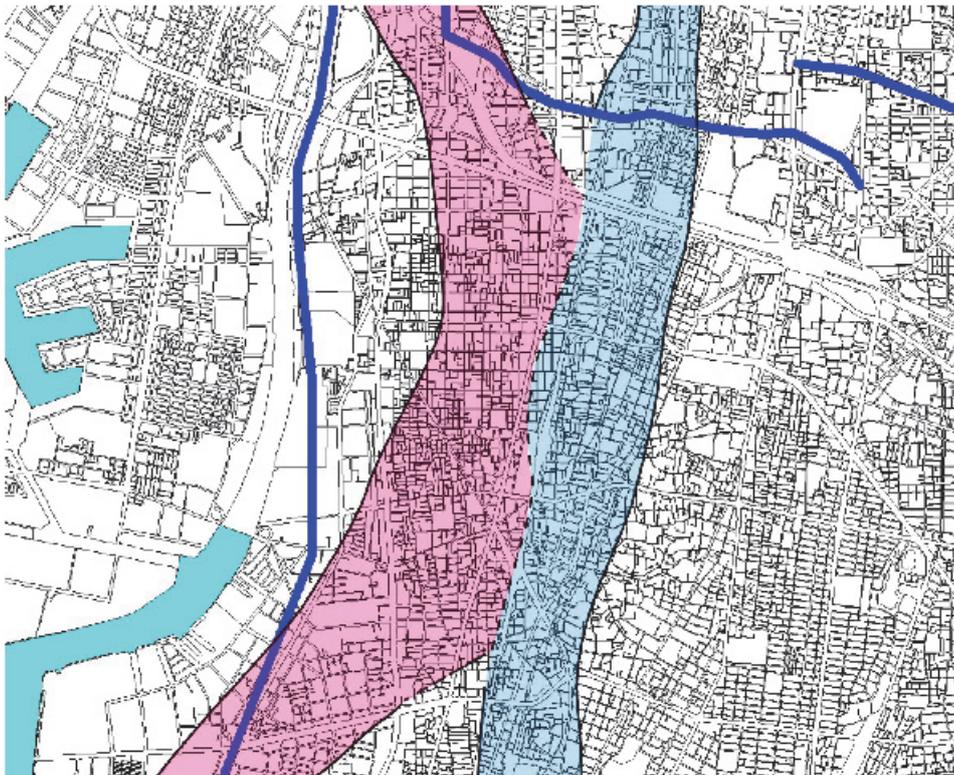


図 83 大阪市内中部における上町断層の変形ゾーン

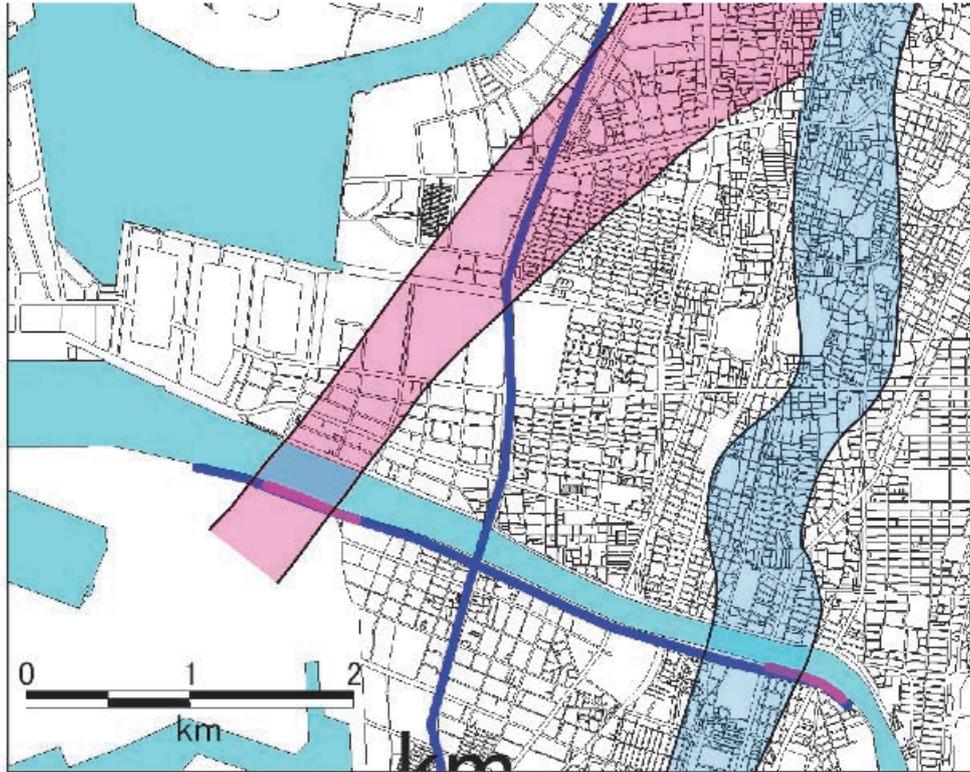


図 84 大阪市内南部(大和川付近より北部)における上町断層の変形ゾーン

(c) 結論ならびに今後の課題

1) InSAR解析

PSInSAR法により、大阪平野～京都盆地における高解像度の地盤変動を検出することができた。京都盆地南部の隆起や有馬・高槻構造線に沿った沈降などが確かめられ、手法の有効性が確認できた。大阪平野中南部においては、南行軌道からの画像の解析により、上町断層帯を挟んで変動のセンスが異なることが示され、地盤構造に差があることが示唆される。しかし、北行軌道の画像の解析に成功していないので、次にこの再解析が急務である。また、小領域を区切った解析しかできていないので、大きな計算機資源を用いることにより、より広域の変動をシームレスに解析することを試みる必要がある。さらに、得られた地盤変動と地盤構造の関連性を議論するために、構造探査結果との突き合わせを行う必要がある。

2) 人工地震波探査と再解析

地表において、平行していくつかの活断層が走っている堺市地域において高石一堺測線において反射法地震探査を実施し、堆積構造、地震基盤構造を推定するとともに、周辺の既存探査側線との対比から、上町断層帯の活動や形状に関する情報を抽出した。本地域ではこれまで浅層の探査は行われていたが、今回の比較的長測線の調査を行ったことにより、測線のほとんどの領域で地震基盤までの構造が推定された。既存の大阪湾岸第2測線にお

いて見られた撓み構造がこの調査でも観測され、その形状や走向についての情報を得ることができた。また、坂本断層等の活断層に対する地下構造が明らかになった。

一方で、撓み構造の地震基盤が深いことと、市街地であることから、この地域においては震源車を中型バイブレータにする必要があったために、地震基盤を正確に推定することができなかった。また、湾岸測線との交差点がまさに撓み構造の中であったこと、さらには本測線地域において、指標となる深層ボーリングがないために、外挿による推定を行うこととなり、地質解釈においては任意性が残っている。

これらのことを踏まえると、本地域における深層ボーリング等の情報の必要性が、地質構造や活構造解釈への必要事項と考えられる。

### 3) バランス断面法による震源断層面の推定

地震動計算等に資する断層モデルとしての、上町断層帯の地下深部の形状モデルを推定することを目的とし、3次元バランス法解析を行った。3次元バランス法解析に先立ち、堀川・他(2002)、堀川・他(2003)、大阪府(2004)の大阪層群地下構造モデルに、最近行われた地下構造探査の成果や地表での地形地質情報を加え、Ma3下面、Ma-1下面、福田火山灰層の3層準それぞれの3次元褶曲形態モデルを作成した。これらについて3次元バランス法による変形解析を行い、上町断層帯佛念寺山断層北端付近から同断層帯久米田池断層北部までの区間の地下深部の3次元形状を推定した。

その結果、得られた断層面の形状は全体的には東傾斜を示し、その東端(下端)は生駒山地や金剛山地の西縁よりはやや西方に位置する。また、深度約1 km以浅では東傾斜 $60\sim 70^\circ$ 程度であるが、深部では傾斜は $60^\circ$ 以下になり、より深部へ行くほどより低角化する。しかし、比較的浅層部で傾斜が平坦になるようなことは無く、断層面の下端は地震発生層下限付近である深度約13~15 kmとなる。以上をまとめると、上町断層帯の大局的な地下形状は、断層面の水平投影幅は10 km弱~十数km、断層面上端(地表付近)と断層面下端との深度差13~15 km、断層面上端付近(深度1 km以浅)の傾斜 $60\sim 70^\circ$ 、断層傾斜は深部になるほどより低角化、全体的な平均傾斜 $50\sim 60^\circ$ 、となる。

今後の課題としては、「上町断層帯における重点的な調査観測」プロジェクトで得られた他の研究成果も取り入れて、より詳細な地表付近の断層位置情報を考慮し、より詳細で現実に近い3次元断層モデルを構築することである。特に重要な課題として、次の点が挙げられる。本業務では、Ma3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層の3層準の褶曲形態モデルについて3次元バランス法解析を行って上町断層帯の地下深部の形状を推定したが、それぞれ求めた3つの断層面形状は大局的には一致していると言っても、相違点もある。これらの違いの原因として、それぞれの層準に対する断層変位量が正確に見積もられていない可能性がある。よって、それぞれの層準についての断層変位量をより正確に求めなければならない。また、同じ層準でも走向に沿って断層変位量に違いが生じている可能性があり、その場合は違いの原因を明らかにする必要がある。これら断層変位量に関してより詳細に調べ、3次元バランス法解析を行って、より実際に近い断層深部形状を求めることが今後の課題である。

### 4) 変形形状と震源断層食い違いのモデルシミュレーション

個別要素法に基づく粒状体挙動解析プログラム PFC 2D (Particle Flow Code 2D) を用い、

基盤岩中あるいはその上位の堆積層内に達する断層運動によって生じる、堆積層内や地表面の変形シミュレーションを行った。その結果、①堆積層の変形は、堆積層下の正断層運動よりも逆断層運動に敏感に応答すること、②断層が堆積層に達する程度により撓曲の形状が変化することが明らかにされた。また、基盤岩の変形形状が、断層規模を反映することに注目し、弾性媒質を仮定したディスロケーションモデリングにより断層上盤と下盤の基盤岩の傾斜角から断層深度を推定する手法を提案した。

大和川南測線にみられる基盤岩は、東に4～5°傾いており、広域変動の影響を受けていることが分かった。そこで、上述の推定手法をそのまま適用するのではなく、傾斜角の差分で断層の深さを推定することを試みた。その結果、上町断層下端部の深さは10km程度であろうことが推定された。なお、基盤岩の傾斜角の推定には誤差が伴うため、傾斜角の見積もり誤差とそれによる断層長さの見積もり誤差についての評価は今後の課題である。

個別要素法による解析から、大和川南測線での上町断層は、その上部断層端が地震基盤より上の堆積層深部には達しておらず、断層傾斜角60°程度、断層下端部の深さは10km程度の逆断層であると推定された。

本業務で用いられたディスロケーションモデリングは、均質弾性体中に仮定されたものである。本研究のように、時間スケールの長い変位場の計算には、弾性体ではなく、粘弾性体媒質中でのディスロケーションを用いるべきであったと思われる。こういった問題点を改善してゆくことで、本研究の対象とした特徴をもつ断層帯に対して、地震基盤等の情報が得られる地震波探査結果から、断層下端部の深さを信頼度高く推定できる可能性がある。

#### 5) 住之江撓曲部におけるボーリング調査

住之江撓曲部を挟む地点において、サブテーマ3-2と連携した年代測定を含む変形形状情報を得るためのオールコアボーリング調査を実施した。地質層序に関する分析を23年度と24年度に行い、対応すると考えられる粘土層の深度の違いを明らかにした。今後周辺のボーリングとの対比をすすめ、この地域における変形に関する情報を整理し、変形ゾーンの位置の高度化に資する情報になる。また、簡便な方法として、各粘土層の底部と思われる標高値を読み取り、堆積開始年代 (Itoh et al., 2000) を用いて変位量の計算を行うことで、上町断層帯のよるやや長期間の平均変位速度に関する情報に用いることが可能になった。

#### 6) 変形ゾーン解析

大阪平野の膨大なボーリングデータベースを用いた上町断層による変形箇所の検討、断面図や特定の地層に着目して検討した。本検討では、ある深度での変形情報として変形ゾーンマップの作成を試みた。対象深度における各海成粘土層分布、海成粘土下面の傾斜角・傾斜方向を抽出し、マップの作成を行った。今回は、広域の地下での傾斜による変形帯・傾斜帯の分布を明らかにするとともに、地表に投影した変形ゾーンマップを試作した。今後、これらの情報を高度化し、地震防災等に資することが重要である。今回求めた傾斜は必ずしも地層そのものの傾斜ではなく、浸食面や堆積初期の現地形面である場合もあり、変形構造に直接評価できるものばかりではない。断層近傍では、ボーリングデータにおい

て海成粘土は確認されているが、層序が確立していない箇所もある。さらに、海成粘土間の地層についても対比を行い、海成粘土同様の情報抽出を行うことで、より高密度な変形ゾーンマップの作成が可能となる。現時時点での情報空白域における高精度化や図化する除法・表現方法は今後の課題である。また、ライフライン等に必要な変位量の情報が欠落している。変位量情報を求めるためには、上町断層の活動履歴から一回の断層変位量を与え、FEMなどのシミュレーション等を用いて予測する必要がある。また、考慮すべき点として、今回抽出された広域の変形や傾斜は、大阪堆積盆地の形成に関わった周辺の断層系の活動や運動によるものが含まれており、上町断層の運動のみによって形成されたものではない可能性が高いという点を注意する必要がある。

(d) 引用文献

- Allmendinger, R. W., Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, **17**, 640-656, 1998.
- Cundall, P. A., Distinct element models of rock and soil structure, *Analytical and Computational Methods in Engineering Rock Mechanics* (Ed. by E. T. Brown), 129-163. Unwin Publishers, London, 1971.
- Dahlstrom, C. D. A., Balanced cross-section, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 743-757, 1969.
- Dula, W. F., Geometric models of listric normal faults and rollover folds, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**, 1609-1625, 1991.
- Editorial Committee for Technical Report on Osaka Land Subsidence, *Report on Land Subsidence in Osaka*, 148pp, 1969.
- Gibbs, A. D., Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics, *Journal of Struct. Geol.*, **5**, 153-160, 1983.
- Hardy, S., Cover deformation above steep, basement normal faults: Insights from 2D discrete element modeling, *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 966-972, 2011.
- Hooper, A., P. Segall, and H. Zebker, Persistent scatterer InSAR for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos, *J. Geophys. Res.*, **112**(B07407), doi:10.1029/2006JB004763, 2007.
- Hooper, A., D. Bekaert, K. Spaans, and M. Arikan, Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation, *Tectonophysics*, **514-517**, 1-13, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.013, 2012.
- 堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka, 大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成, *活断層・古地震研究報告*, **2**, 291-324, 2002.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル, *活断層・古地震研究報告*, **3**, 225-259, 2003.
- 藤田和夫・笠間太郎, 大阪西北部地域の地質, *地域地質研究報告* (5万分の1地質図幅),

- 地質調査所, 112pp, 1982.
- 藤田和夫・前田保夫, 大阪西南部地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103pp, 1985.
- 居川信之, 西神地域の大阪層群, 日本地質学会関西支部報, **100**, 60-61, 1986.
- 市原 実, 2万5千分の1「千里丘陵とその周辺の地質図」, アーバンクボタ, **30**, 1991.
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫, 12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」, アーバンクボタ, **30**, 1991.
- 市原 実 (編著), 大阪層群, 創元社, 340pp, 1993.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利, 岸和田地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148pp, 1986.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254pp, 2002.
- 石山達也, 大阪平野下に伏在する上町および生駒断層帯の地質学的断層-褶曲モデル, 活断層・古地震研究報告, **3**, 145-155, 2003.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正美・酒井建治・深沢 満, 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造, 海上保安庁水路部研究報告, **36**, 1-23, 2000.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純, エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震第2輯, **46**, 395-403, 1994.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 有馬-高槻断層帯の評価, 24pp,  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/76\\_arima-takatsuki.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/76_arima-takatsuki.pdf), 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 上町断層帯の評価, 19pp,  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/80\\_uemachi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/80_uemachi.pdf), 2004.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の評価 (一部改訂), 86pp,  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/81\\_83\\_85\\_86\\_89\\_chuo\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/81_83_85_86_89_chuo_2.pdf), 2011.
- 関西地質調査業協会, 大阪府南部 泉南・泉北地域地質図 (1/25,000) 及び同説明書, 地質図2枚, 説明書28pp, 1998.
- 木村治夫・岡村行信, 2003年宮城県北部地震震源域の3次元地質構造に基づいた伏在断層モデルの構築, 活断層・古地震研究報告, **9**, 65-78, 2009.
- 岸本清行, 海陸をあわせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd, 地質調査所研究資料集, 353, 5pp CD-ROM 2枚, 2000.
- 栗本史雄・山田直利・佐藤光男, 大阪平野南西部における大阪層群と基礎の花崗岩-岸和田市並松町のボーリング資料一, 地質調査所月報, **41**, 657-663, 1990.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 明石地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90pp, 1990.
- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 上町断層帯における重点的な調査観測 平成22年度 成果報告書, 164pp, 2011.

- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 上町断層帯における重点的な調査観測 平成 23 年度 成果報告書, 258pp, 2012.
- Nakagawa, Y., The Osaka Group in the Northern Piedmont Hills of the Ikoma Range, 京都大学理学部地質学鉱物学教室修士論文, 1969.
- 中田 高・今泉俊文 編, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚, 解説書 68pp, 付図, 2002.
- 岡村行信・石山達也, 2004 年新潟県中越地震震源域での地質構造を用いた伏在断層モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, **5**, 17-28, 2005.
- Okamura, Y., Ishiyama, T., and Yanagisawa, Y., Fault-related folds above the source fault of the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold-and-thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea, *J. Geophys. Res.*, **112**, B03S08, 2007.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154, 1985.
- 大阪府, 平成 8 年度地震調査研究交付金「上町断層帯に関する調査」成果報告書, 1997.
- 大阪府, 平成 10 年度地震調査研究交付金 上町断層帯に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/OsakaFu3frm.htm>, 1999.
- 大阪府, 平成 16 年度 大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka9frm.htm>, 2005.
- 大阪地盤沈下総合対策協議会, 大阪における地盤沈下の概況, 78pp, 1971.
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T., and Kawanaka, T., Deep seismic reflection profiling across active reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan, *Tectonophysics*, **472**, 86-94, 2009.
- Shaw, J. H., Connors, C., and Suppe, J., Seismic interpretation of contractional fault-related folds, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 156pp, 2005.
- 染川治実・吉川周作, 京都府南部, 田辺丘陵の大阪層群, *地球科学*, **37**, 98-109, 1983.
- 杉山雄一, 上町断層系の反射法弾性波探査, *地質調査所研究資料集*, **303**, 105-113, 1997.
- 杉山雄一・七山 太・北田奈緒子・竹村恵二・横田 裕・末廣匡基, 上町断層系の補足調査(その 1) - 石津川沿い沖積低地における P 波及び S 波反射法地震探査 -, *活断層・古地震研究報告*, **3**, 103-115, 2003.
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原琢・七山太・苅谷愛彦・吾妻崇・伏島祐一郎・佃栄吉・寒川旭・須貝俊彦, 近畿三角帯における主要活断層の調査結果と地震危険度. 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, *地質調査所速報* no. EQ/99/3, 285-309, 1999.
- Suppe, J., Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, **283**, 684-721, 1983.
- Suppe, J., *Principles of structural geology*, Prentice-Hall, New Jersey, 537pp, 1985.
- Terakawa, T., and Matsu'ura, M., The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, **29**, TC6008,

14pp, 2010.

内山美恵子・三田村宗樹・吉川周作, 大阪平野中部, 上町断層の変位速度と基盤ブロックの運動, 地質学雑誌, **107**, 228-236, 2001.

White, N. J., Constraints on the measurement of extension in the brittle upper crust, Norsk Geologisk Tidsskrift, **67**, 269-279, 1987.

White, N. J., A method for automatically determining normal fault geometry at depth, J. Geophys. Res., **97**, 1715-1733, 1992.

White, N. J., Jackson, J. A., and McKenzie, D. P., The relationship between the geometry of normal fault and that of the sedimentary layers in their hanging walls, Journal of Struct. Geol., **8**, 897-909, 1986.

Yamada, Y. and McClay, K., Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration, Journal of Struct. Geol., **25**, 1551-1560, 2003.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光籐・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進, 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, 1998.

吉川周作・三田村宗樹, 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比, 地質学雑誌, **105**, 332-340, 1999.