

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	研究員	木村 治夫
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	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

(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る。

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

1) InSAR 解析

平成 23 年度も、引き続き陸域観測技術衛星「だいち」搭載の PALSAR 画像を用いて解析を行った。本年度は解析には、2006 年 10 月から 2010 年 10 月まで北行軌道からの 24 回の観測画像を用い、軌道間距離の短いペアについて干渉画像を作成し、これらをスタッキングすることにより平均変動速度図を得た。さらに、昨年度解析した南行軌道からのスタッキング干渉画像を合成することにより、東西及び疑似上下方向の平均変動速度図を得た。その結果、観測期間中の京阪神地域の変動は 1 cm/年以下であるが、大阪平野においては、淀川河口周辺と大阪府庁西側の沈降が顕著に見られ、これらの東端が上町断層帯にほぼ一致する。また、京都盆地南部の隆起、有馬-高槻構造線に沿った沈降も顕著である。

2) 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震源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、堆積層や地震基盤の変形形状を参照して 3 次元バランス法解析を行った。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。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。上町断層の地下形状は、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 60~70°、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° ということが推定された。

3) 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

基盤岩中あるいはその上位に堆積する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断層傾斜角と

堆積層の変形パターンとの関係、②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。また、堆積層内に達する断層運動については、③堆積層内の断層面と要素粒子間の摩擦の大きさが変形場に与える影響についての検討も行った。また、先行研究を踏襲する形で、これまで基盤岩は剛体としてシミュレーションを行ってきたが、弾性的な変形を行う基盤岩としてシミュレーションを行うことによるメリットと問題点について、大和川南測線を実例として考察を行った。

4) 住之江撓曲部におけるボーリング調査

本年度の検討では、住之江撓曲地域におけるボーリング調査を実施した。調査地域の候補は住之江撓曲が分布する付近におけるボーリング調査が実施可能と思われる地域の抽出および現地確認を経て、掘削調査、コア観察および分析を実施した。

5) 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昨年度から実施しているが、今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、等深度における海性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。

(b) 業務の実施方法及び業務の成果

1) InSAR 解析

a) はじめに

地盤沈下領域において面的に地盤変動を把握することにより、地下に伏在する断層の形状を把握する試みが米国などでなされている。平成22年度より、この考えを大阪平野に適用し、ALOS/PALSAR画像を解析している。平成22年度は、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）の画像を用いた。平成23年度は、2006年10月8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24シーンを解析した。できる限り垂直基線長が短く、観測時間間隔の長いペアを干渉解析し、スタッキングを行い、平均視線距離変化率を得た。なお、干渉解析においては、軌道推定を行い、干渉画像をできるだけフラットにするようにした。北行軌道からの撮像では、時として電離層擾乱によると考えられる大きな変動が認められるが、これを低減するためである。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

昨年度の解析で、南行軌道の観測から、大阪平野の北部府庁の東側から淀川河口を経て尼崎周辺にいたる視線距離伸長、京都盆地南部の視線距離短縮と有馬・高槻構造線に平行する視線距離伸長が認められた。湾岸部の埋め立て地では、年間1cmまでのスケールを超えた視線方向伸長が見られ、埋め立て地の地盤沈下速度が大きいことを示唆された（図1（左））。本年度解析した北行軌道の画像では、特に大阪平野内大阪府庁の西側の視線距離伸長の変動が顕著である（図1（右））。また、淀川北岸から尼崎付近に至る領域でも視線

距離伸長が認められる。大阪平野中東部には東北東-西南西走向の視線距離短縮の帯状の領域、その北側同じ走向の視線距離伸長の領域も認められる。これらの領域の西端が上町断層帯南部延長部付近で終わっていることが注目される。大阪平野南部に北東-南西走向の緑（視線距離伸長）と黄色（ほぼ変化無し）の境界があることが興味深い。なお、京都盆地南部の視線距離短縮は、北行画像でも顕著である。

PALSAR の北行および南行スタッキング干渉画像の 2.5 次元解析の結果、京都盆地南部では年間約 1 cm の隆起、有馬・高槻構造線に沿っては年間約 5 mm の沈降が得られた（図 2（左））。京都盆地で見つかった隆起域は、その西縁が西山断層系の檜原断層・灰原断層に一致しており、地下構造を反映しているものと考えられる。なお、有馬・高槻構造線に平行する沈降域の西端、豊中付近では局所的に 1 cm/年を超える沈降となっている。また、これらの領域では、顕著な東西成分は得られていないので、ほぼ上下方向の変動であると推察される。顕著な地盤変動として、大阪湾岸埋め立て地の沈降、淀川北岸の沈降、大阪府庁の西側の局所的な沈降、大阪平野南部の沈降などが認められる。特に、淀川北岸の沈降と大阪府庁西側の沈降域は、その東端がほぼ上町断層の地表トレースと一致しており、この断層が変動の境界となっていることが示唆される。一方、東西成分については、大阪平野中部に西向きの変動域が認められ、この領域が上町断層帯南部延長部で 2 つに分けられることが興味深い。

なお、PALSAR Level 1.0 データの所有権は、宇宙航空研究開発機構および経済産業省にあります。

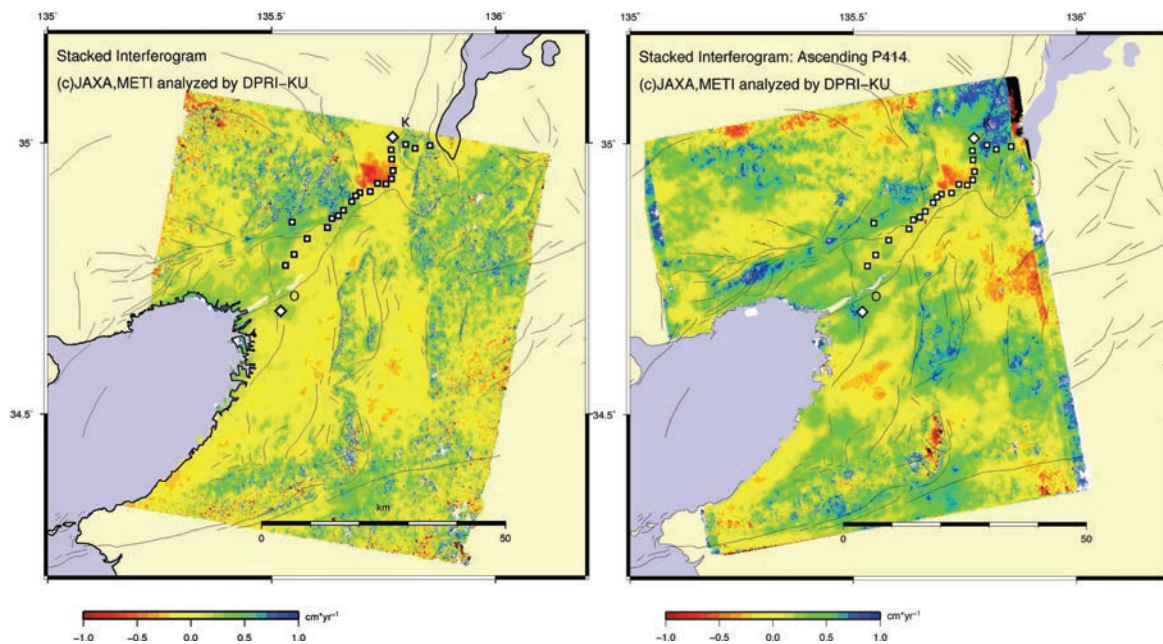


図 1 京阪神地区をカバーする ALOS/PALSAR 干渉画像のスタッキング画像

（左）南行軌道からの画像（平成 22 年度成果）、（右）北行軌道からの画像。白い菱形は、京都府庁と大阪府庁の位置を示す。小さい白い四角は、一等水準点の位置を示す。細実線は活断層の地表トレースである。

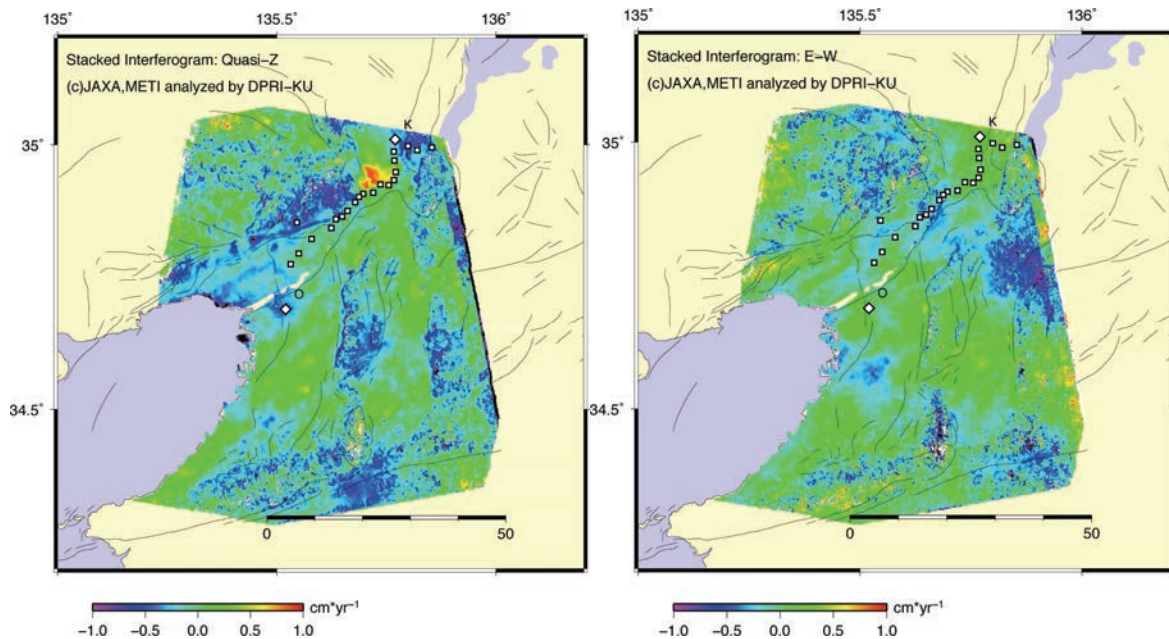


図2 図1のスタッキング干渉画像を2.5次元解析処理した結果
(左) 疑似上下成分、(右) 東西成分。

2) 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3)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、とくに今年度はプロトタイプとして、上町断層帯の地下数km以深の大局的な断層形状を得ることを目的とした。

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4)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(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系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、仏念寺山断層(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0.4 mm/yrである(地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2004)。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1、以下大阪層群海成粘土層の年代は表1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0.40 mm/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0.06~0.13 mm/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0.3 mm/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0.4 mm/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。また、石山(2003)はTrishear解析(Allemendinger, 1998)によって、深度0.1~1.5 km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れんするthin-skinned テクトニクスとした。しかし同時に、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を指摘している。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 1）、その最大層厚は 2000 m 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変形について解析した。

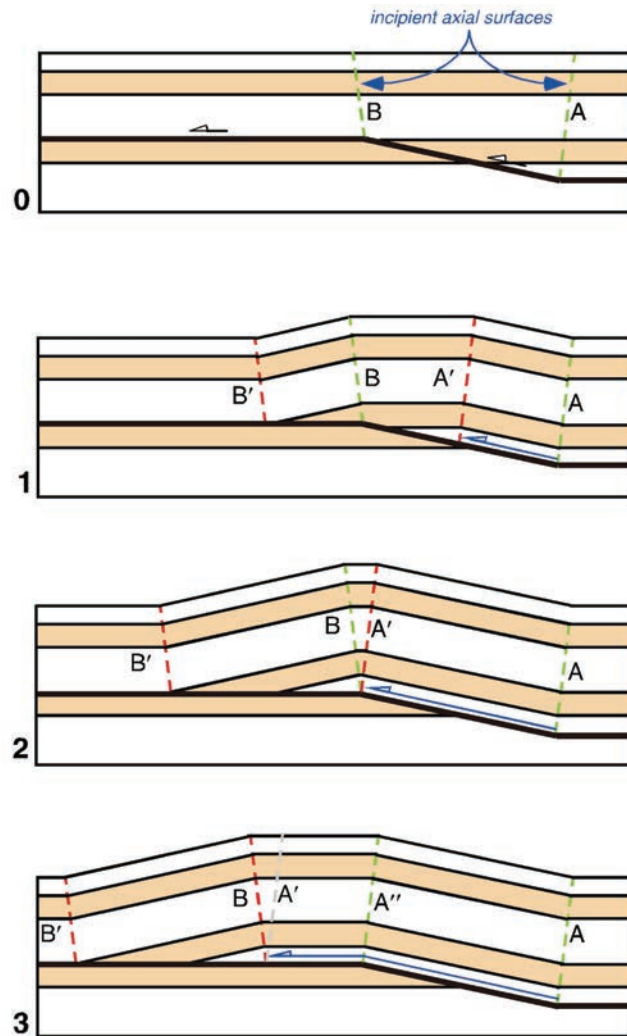


図 3 断層関連褶曲の例

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)。

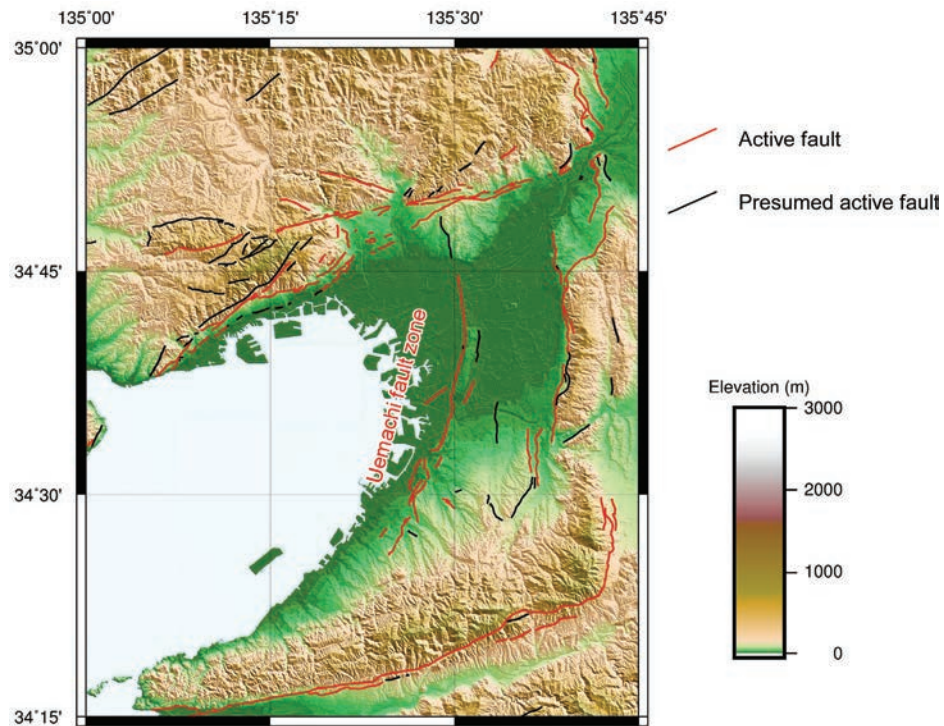


図4 大阪平野とその周辺の活断層の分布

活断層の分布は中田・今泉（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。

表1 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

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。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, 2003）、大阪府（2005）のモデル（図5）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であるのに対して、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。

本研究では、大阪府（2005）モデルでのMa3 下面、Ma-1 下面、福田火山灰層の3次元構造（図5 b、図5 c）と、堀川・他（2002, 2003）でのブロック境界・断層地表位置（図6 a、図6 b）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、大阪層群の地表露出域でのデータ（文部科学省・京都大学, 2011）も取り入れて、大阪府（2005）モデルをやや改良して、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7）。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、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8、図9）。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250 m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50 mメッシュ標高データを使用した。

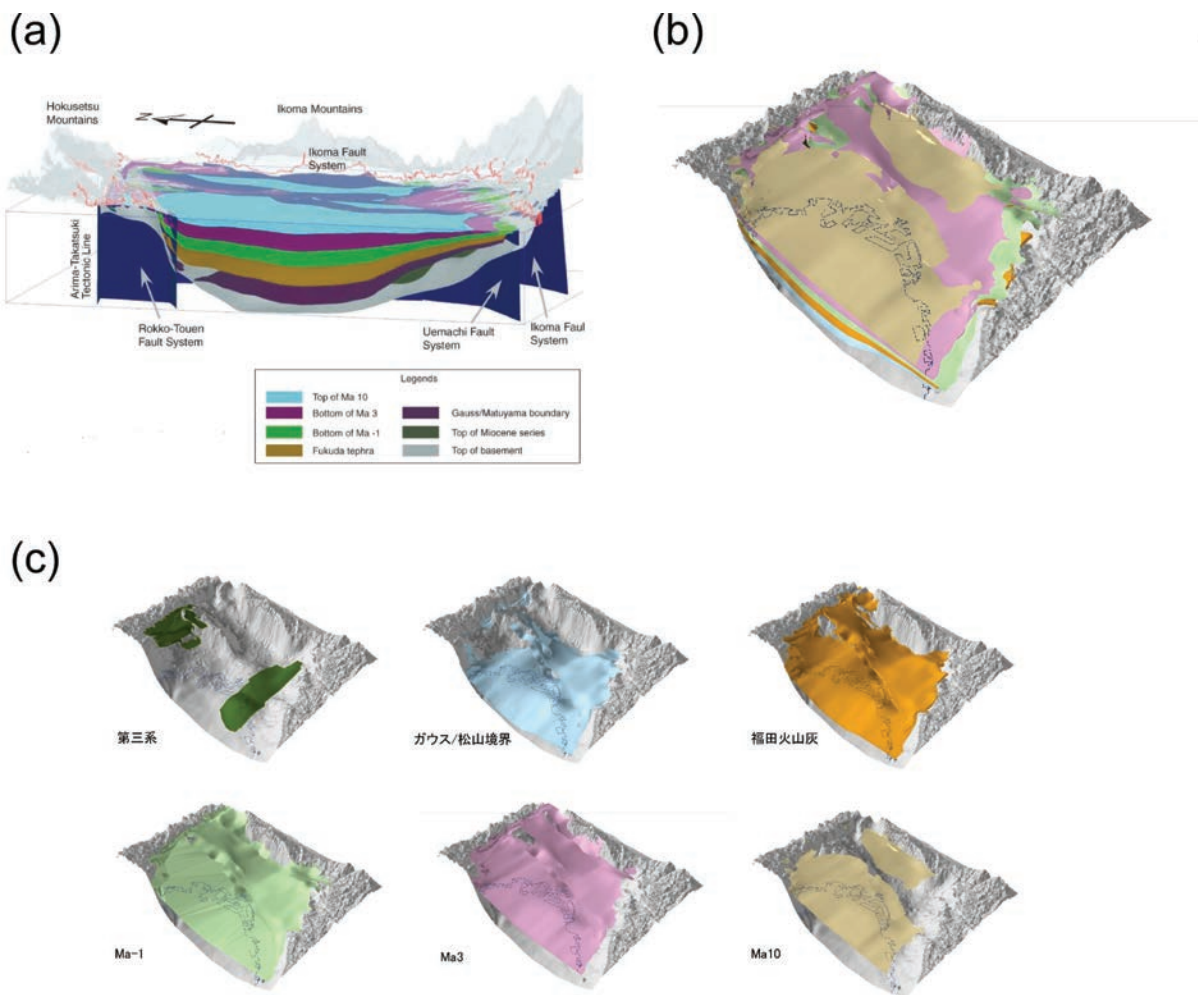


図5 既存の大阪層群3次元構造モデル

(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枚ごとに表示したもの。

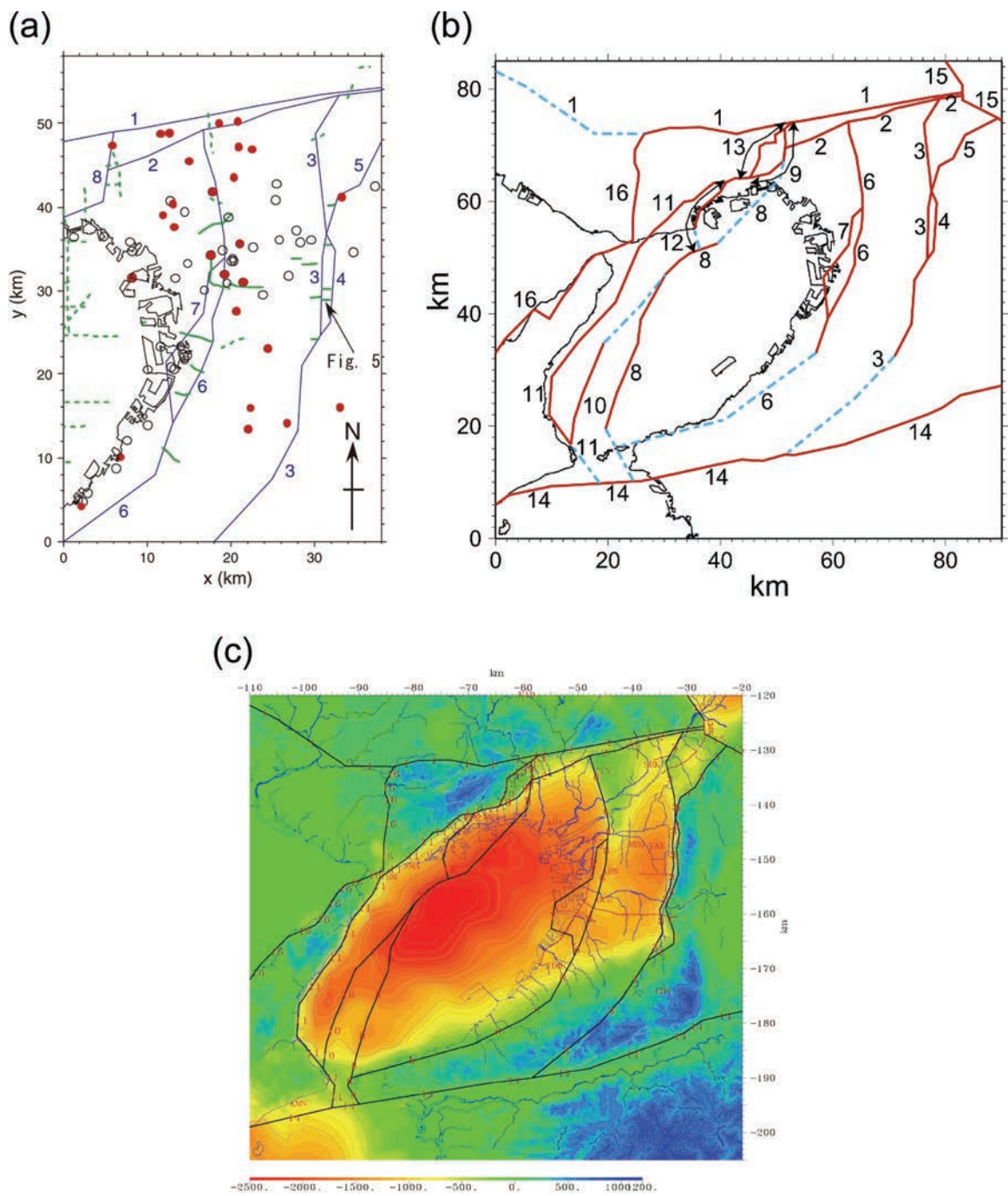


図6 図3の構造モデルで用いられている、断層・ブロック境界の位置
 各図で、上町断層帯は6番（上町断層帯主部）と7番（桜川撓曲、住之江撓曲など）
 で示されている。(a)と(b)の違いは主にモデルを作成した範囲の違いである。(b)の図
 ではとくに、断層変位を伴わないブロック境界が水色破線で示されている。(a) 堀川・
 他（2002）モデル。(b) 堀川・他（2003）モデル。(c) 大阪府（2005）モデル。

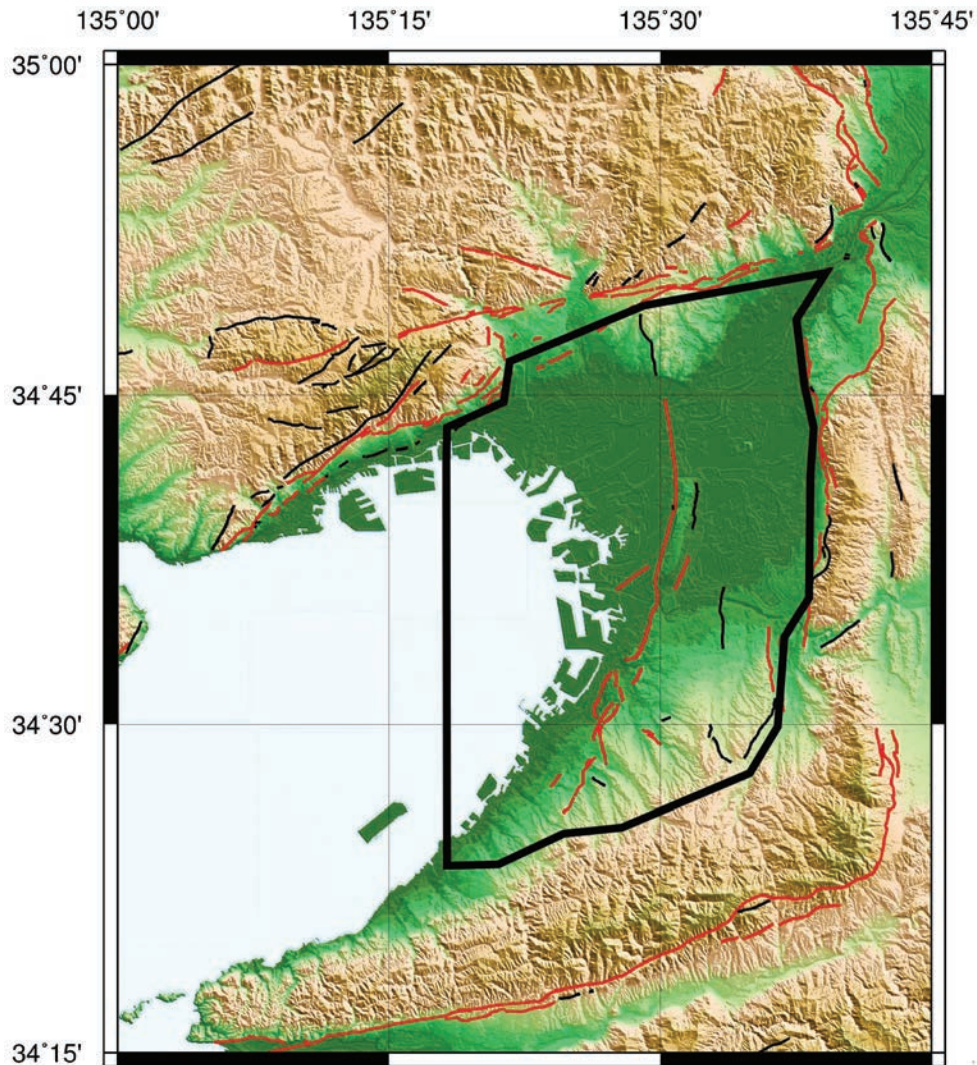


図7 本研究での3次元褶曲形態モデル作成範囲

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（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。

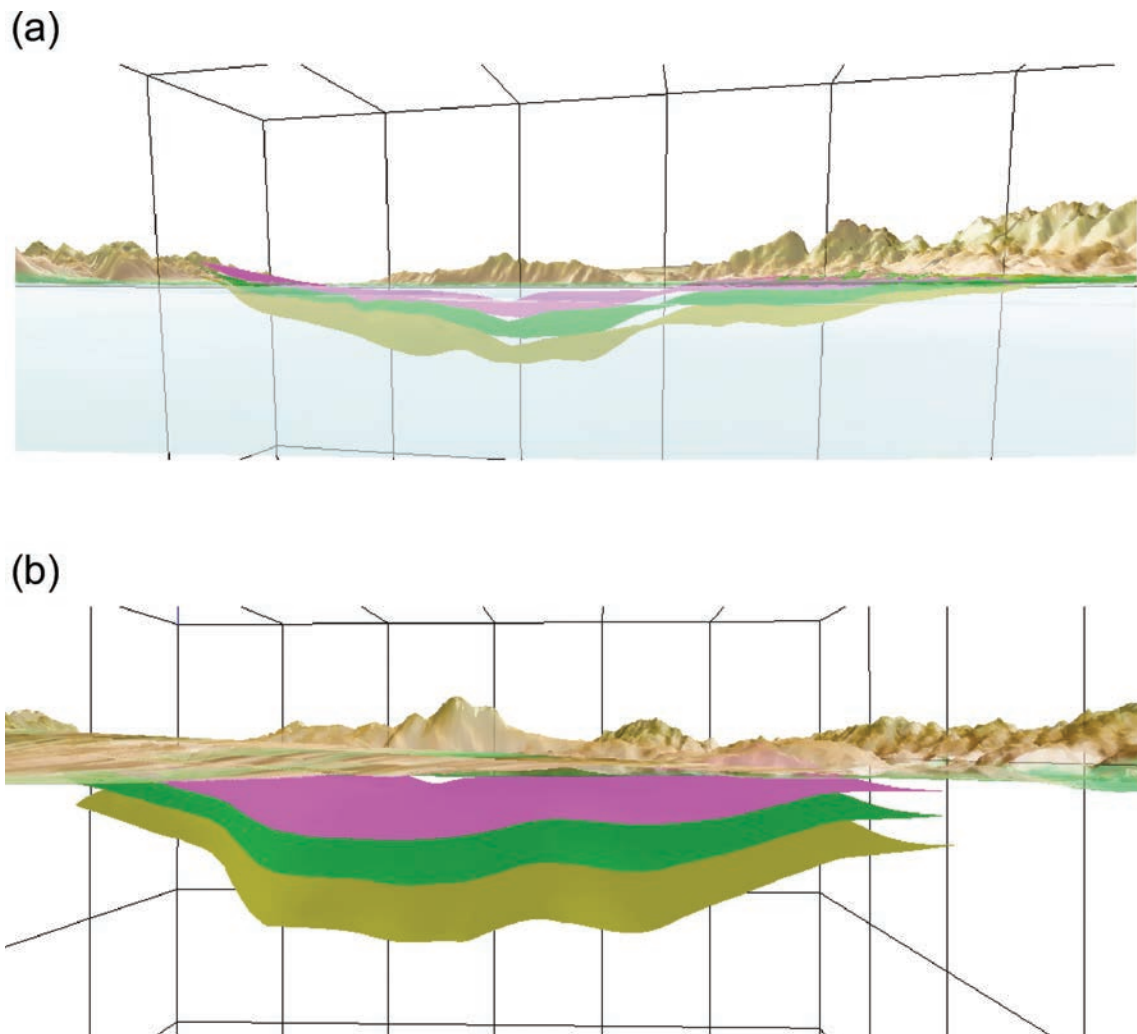


図8 作成した3次元褶曲形態モデル

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・高さは5倍に強調。グリッドの間隔は水平20km、鉛直5km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。

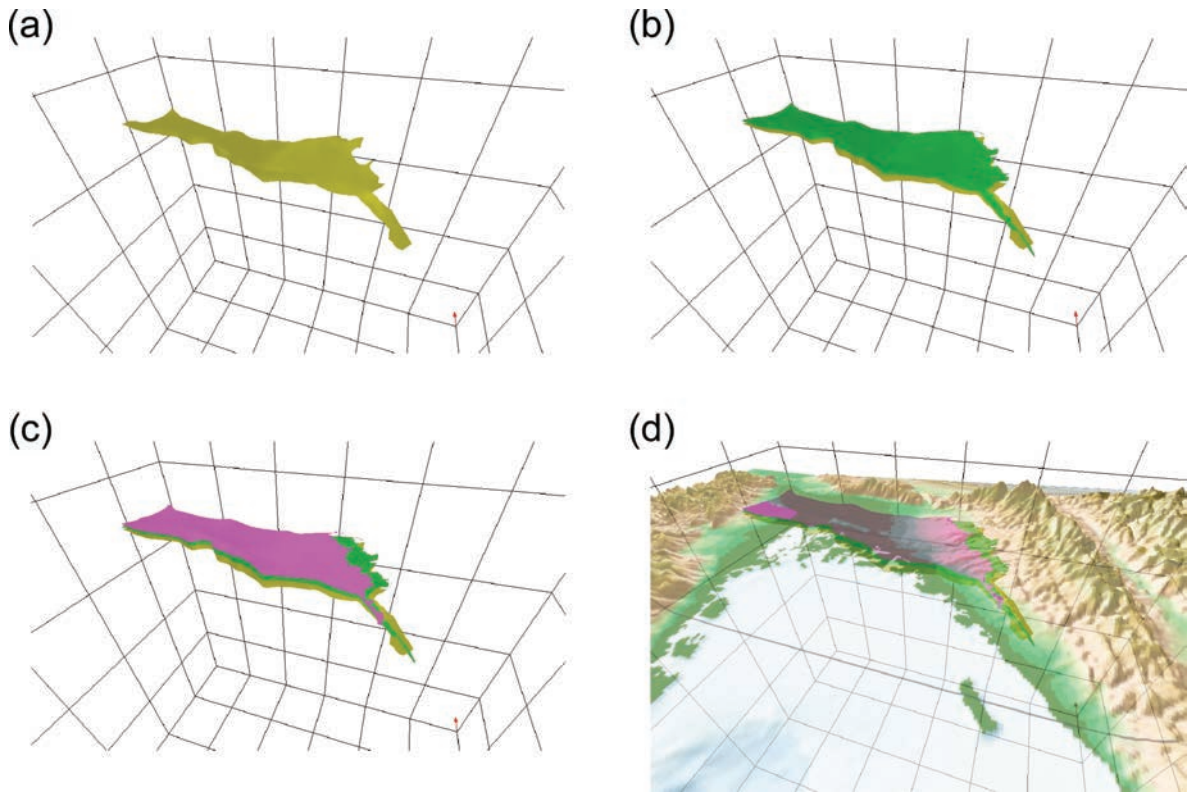


図9 作成した3次元褶曲形態モデルについて、下位の福田火山灰層、Ma-1下面、Ma3下面の順に各層準を追加表示したもの。視線は大阪湾上空から大阪平野を見下ろす向き（西南西→東北東方向）。地形データとして岸本（2000）の250 mメッシュ標高データを使用した。すべての図で、深度・高さは5倍に強調している。グリッドの間隔は水平20 km、鉛直5 kmである。(a) 福田火山灰層のみ表示。(b) Ma-1下面を加えたもの。(c) さらにMa3下面を加えたもの。(d) さらに地形も表示したもの。

作成した3次元褶曲形態モデル（図8、図9）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6 b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6 b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。今年度の業務においては、プロトタイプとして、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ため、詳細な分岐構造を解明することは避け、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6 b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8、図9）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。詳細な分岐構造の解明は今後の課題とする。

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。しかし、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 0.4 mm/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－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 8）。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－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な造盆地運動の影響を受けていると考えられる。また、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、上町断層帯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。つまりこれらは、上町断層帯とは異なる周辺の活断層や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が、上町断層帯による変形分は取り除けている、「対象とする断層による変形前の層準の 3 次元形態」と考えられる。

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、上町断層帯仏念寺山断層（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）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 0.4 mm/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 0.4 mm/yr」とした。また、約 80 万年前以前の上下変位速度は大阪府（1999）の約 0.06~0.13 mm/yr と内山・他（2001）の約 0.3 mm/yr の中間の値をとり、「80 万年前以前は 0.2 mm/yr」という値を用いた。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 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。そこで、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° 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° 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° 程度の变化を与えても、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° 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・パラメータを用いて、大阪層群中の3層準の3次元褶曲形態に基づいて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。まず、得られた断層面の平面分布を図10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のすべての範囲を含み、もう少し広く分布すると考えられる。ただし、さらに南方まで上町断層帯が分布する場合、地下深部で中央構造線活断層系などの他の活断層と干渉してしまうことになり、上町断層帯の南方延長部の地下形状については、より多くの地形・地質情報を取得・整理した上で詳細に議論することが今後の課題である。なお、今回の範囲の断層面については、上町断層帯が他の活断層と干渉することは無かった。

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11に、東西断面図を図12に、鳥瞰図を図13にそれぞれ示す。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3つの断層面を示している。また、図11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11dに示されている。これらの断層面形状はすべて、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大局的な空間分布での傾向は一致している。しかし、詳細に比較すると、小さな違いは多々あり (図11)、断層面の深度も場所によっては最大で3 km 程度の違いがある (図12b)。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・パラメータのどれか、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。

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に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 12 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 12 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。

3 つの層準それぞれについて算出した上町断層帯の断層変位量が正確でなかったために、3 次元バランス法解析によって求めた断層面形状に違いが生じた可能性は大きいと考えられる。本研究で上町断層帯の断層変位量を求める際、大阪府（1999）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 0.4 mm/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 0.4 mm/yr」とした。また、約 80 万年前以前の上下変位速度は大阪府（1999）の約 0.06~0.13 mm/yr と内山・他（2001）の約 0.3 mm/yr の中間の値をとり、「80 万年前以前は 0.2 mm/yr」という値を用いた。これらの値に含まれる誤差によって、3 つの断層面形状に違いが生じたのかもしれない。参考的に 80 万年前以前の上下変位速度も、80 万年前以降の上下変位速度と同じく 0.4 mm/yr としたところ、3 つの断層面形状の違いはより大きくなった。さらに、80 万年前以前の上下変位速度を 0.05 mm/yr としたところ、こちらも違いはより大きくなった。そのため、今回用いた「80 万年前以前の上下変位速度 0.2 mm/yr」という値は真の値に対してそれほど深刻に異なっているわけではなさそうである。ただし、80 万年前以前の上下変位速度について様々な値を用いて試行して、より実際に近い上下変位速度を求める必要がある。さらにそれ以前に、上町断層帯の活動が活発化したという 80 万年前という年代に対しても見直しが必要となる可能性もあり、このことも含めてより詳細な議論が今後の課題となる。また、断層の走向に沿った変位量の違いなども詳細に考慮していく必要がある。

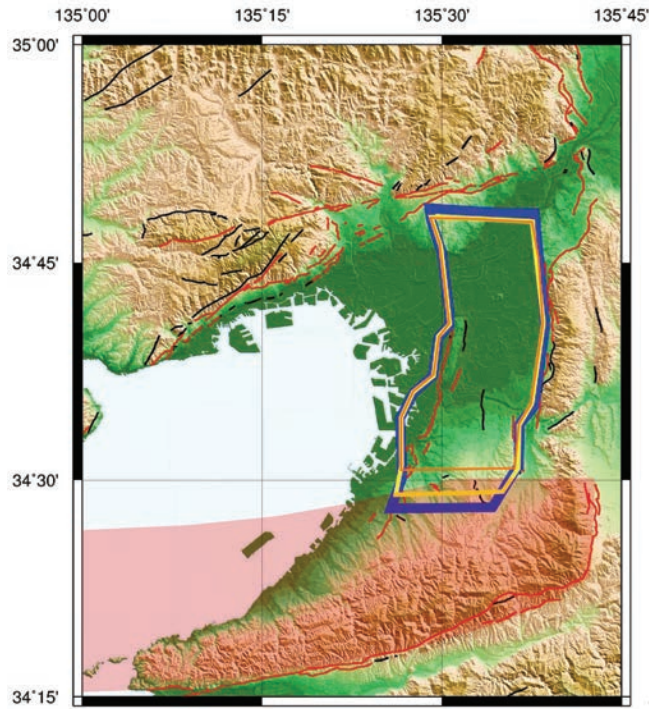


図 10 推定した上町断層帯の断層面の平面分布

図 11、図 12、図 13 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。橙色線が Ma3 下面から推定した断層面の範囲を、黄色線が Ma-1 下面から推定した断層面の範囲を、青色線が福田火山灰層から推定した断層面およびこれら 3 つの断層面をマージしたものの範囲をあらわす。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、実際の断層面は南北にはこれらのすべての範囲を含み、もう少し広く分布すると考えられる。なお、金剛断層帯が西傾斜約 $40\sim 50^\circ$ 、和歌山の中央構造線活断層系が北傾斜約 $40\sim 50^\circ$ としたときの断層面のおおよその分布範囲が薄赤色の領域であらわされている。

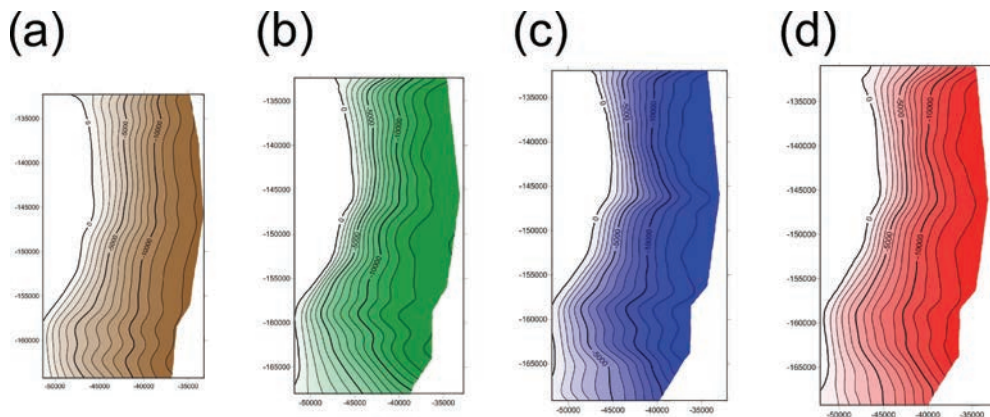


図 11 推定した上町断層帯の地下深部形状の等深度線図

水平座標値は平面直角座標系 VI 系。等深度線間隔は 1000 m。(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。

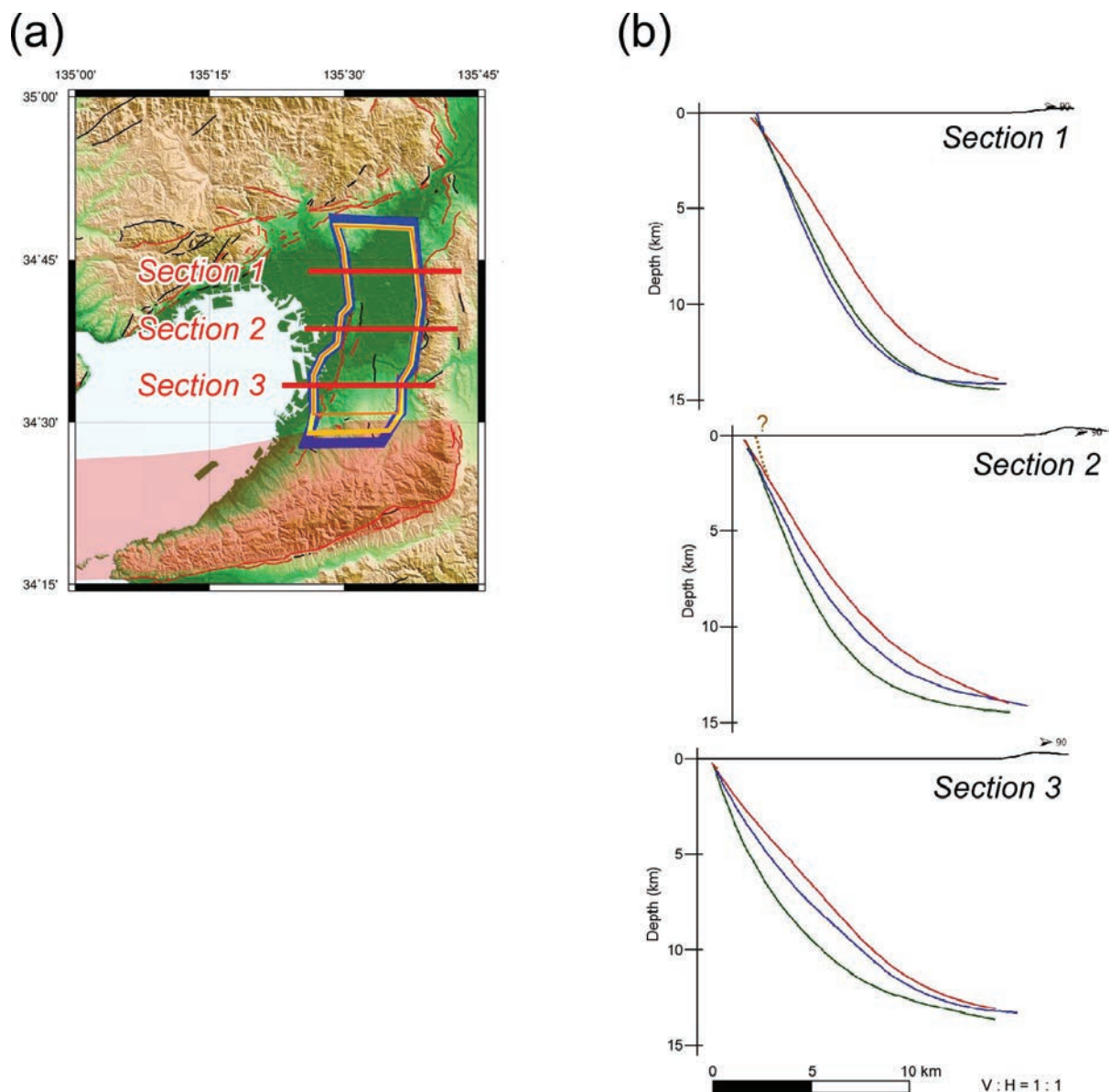


図 12 推定した上町断層帯の地下深部形状の東西断面図

(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 10 と同じ。(b) 東西断面図。橙色線は 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。Section 2 の茶色の破線は地下浅部で上町断層主部 (図 6 b の 6 番の赤色実線) と前縁の桜川撓曲や住之江撓曲 (図 6 b の 7 番の赤色実線) と分岐する場合の、予想される断層の位置をあらわす。

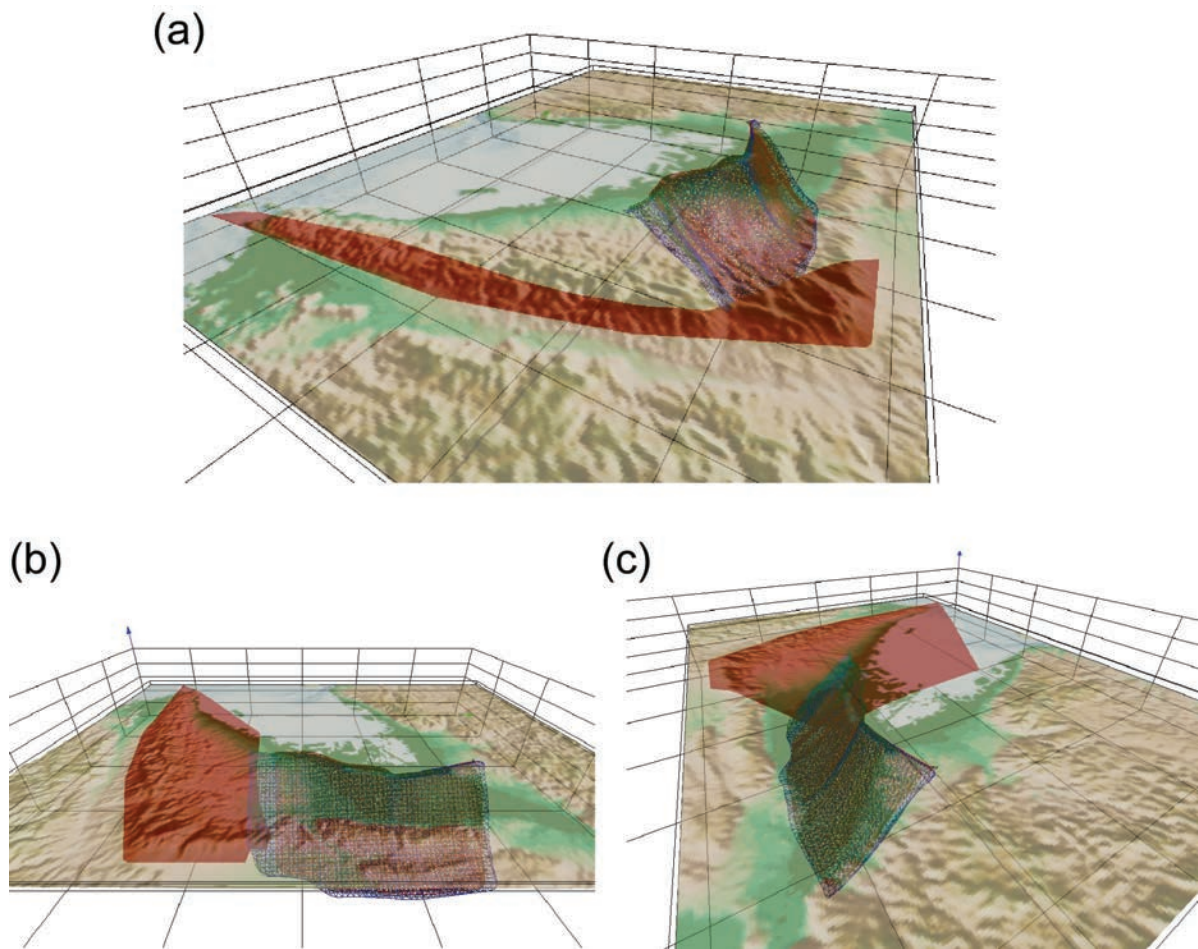


図 13 推定した上町断層帯の地下深部形状の鳥瞰図

各々の図で中央の赤色・緑色・青色でフレーム表示されてからまっているように見えるのが、それぞれ Ma3 下面から推定された断層面、Ma-1 下面から推定された断層面、福田火山灰層から推定された断層面である。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大局的な空間分布での傾向は一致している。なお、金剛山地、和泉山地直下に位置する赤色の部分は金剛断層帯が西傾斜約 $40\sim 50^\circ$ 、和歌山の中央構造線活断層系が北傾斜約 $40\sim 50^\circ$ としたときの断層面のおおよその形状をあらわす。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。すべての図で、深度・高さの強調は行っていない。グリッドの間隔は水平 20 km、鉛直 5 km である。(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、奈良盆地上空から大阪湾方面を見下ろしたもの（東→西方向）。(c) 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）。

3) 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

上町断層帯のように、地中の断層運動による変形が堆積層に現れている場合に、堆積層の変形形状から地中の断層運動に関する、震源断層の幾何形状といった情報を抽出、または形状パラメータを拘束することを目的として、モデルシミュレーションを行った。ここで持ちいた方法は、2次元の個別要素法である。個別要素法では、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。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。本研究においては、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207 MPa、ポアソン比が0.24、圧縮強度が13 MPaとなるよう、試行錯誤により、ばね定数を 5×10^8 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。

b) 解析結果

i) 堆積層内に達しない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

地表面に達しない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った。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ている。

シミュレーションでは、厚さ900 m、幅5000 mの堆積層(図14)の下に剛体基盤があり、断層は鉛直方向に300 m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 $30 \sim 90^\circ$ の範囲で 2° ずつ変化させてシミュレーションを行った。

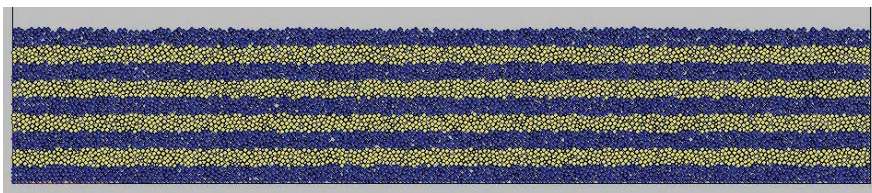


図14 シミュレーションで仮定する堆積層のモデル

モデルのサイズは、厚さ900 m、幅5000 m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100 m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との関係

基盤岩中の断層が正断層として活動する場合、堆積層の変形パターンの特徴は、上盤側の堆積層中に下向きのたわみがみられることである。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 15）。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（トリシアー領域）に大きな変形場が限られるようになる（図 15）。

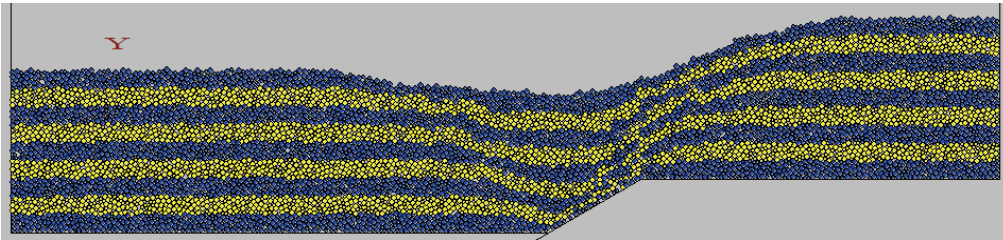


図 15(a) 断層傾斜角 30° の正断層運動による堆積層の変形

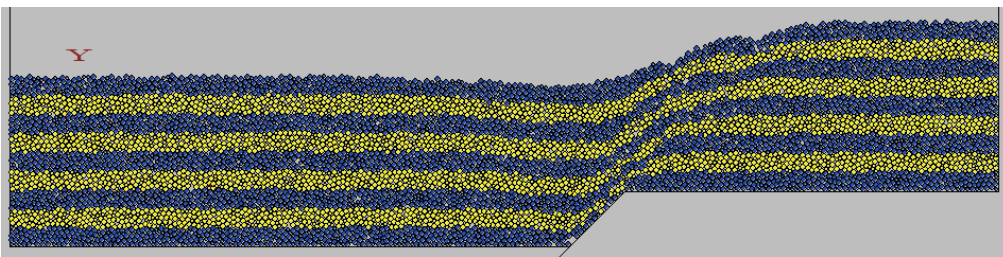


図 15(b) 断層傾斜角 45° の正断層運動による堆積層の変形

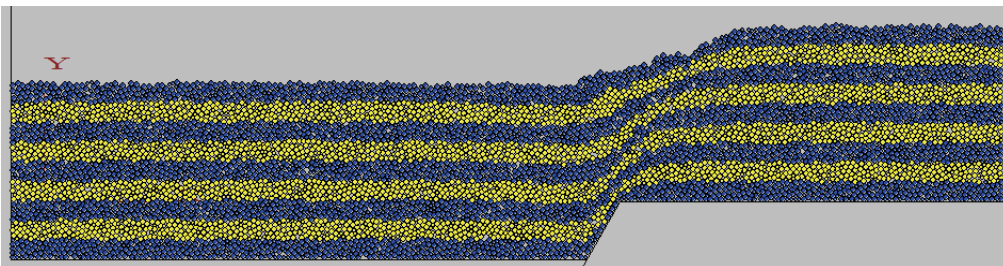


図 15(c) 断層傾斜角 60° の正断層運動による堆積層の変形

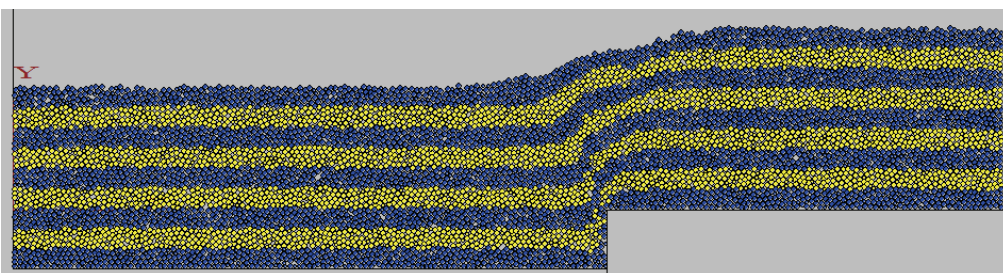


図 15(d) 断層傾斜角 90° の正断層運動による堆積層の変形

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16）。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。堆積層内の变形は、断層の傾斜角に関係なく、ほぼ断層延長上の三角領域（トリシアー領域）に限られる傾向がある（図16）。

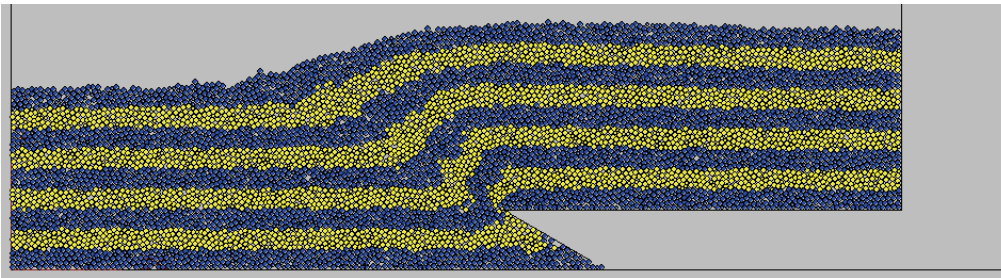


図 16(a) 断層傾斜角 30° の逆断層運動による堆積層の变形

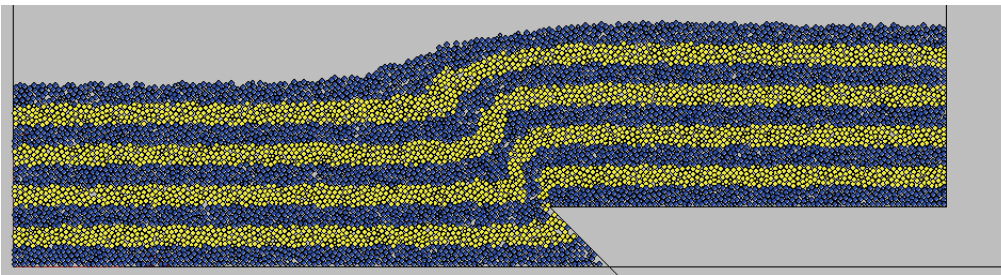


図 16(b) 断層傾斜角 45° の逆断層運動による堆積層の变形

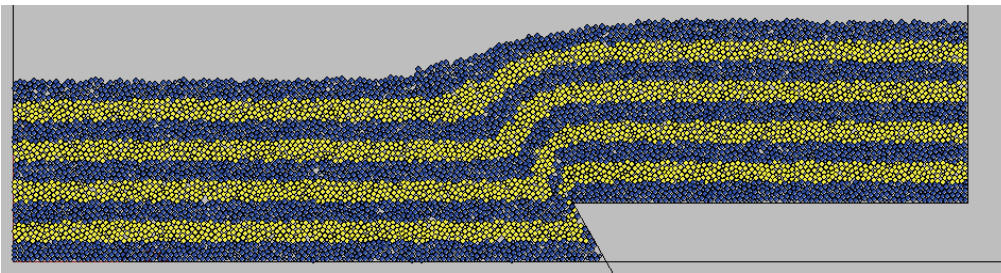


図 16(c) 断層傾斜角 60° の逆断層運動による堆積層の变形

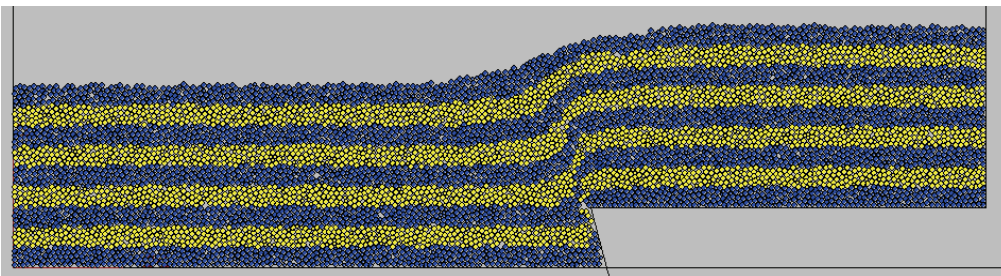


図 16(d) 断層傾斜角 75° の逆断層運動による堆積層の变形

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、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を変形ゾーン(T)とし(図17)、 T が断層傾斜角とどのような関係をもつかを調べた。

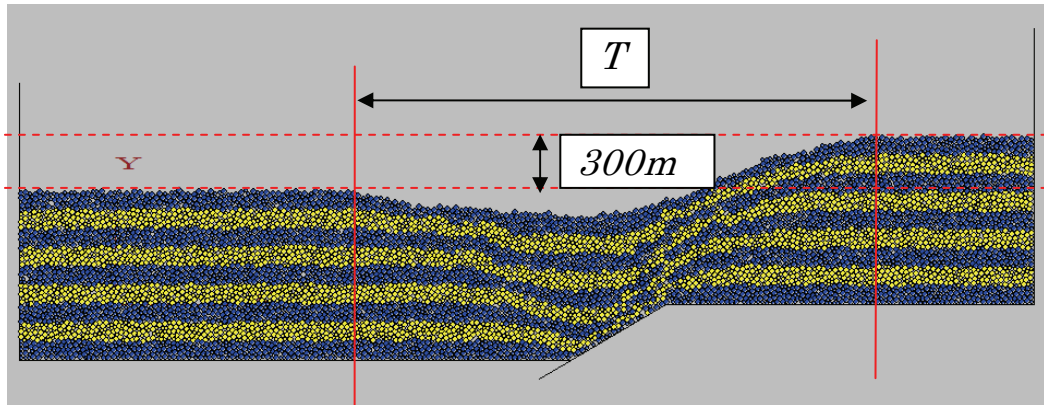


図 17(a) 正断層運動の際の地表変位から変形ゾーン(T)を見積もる

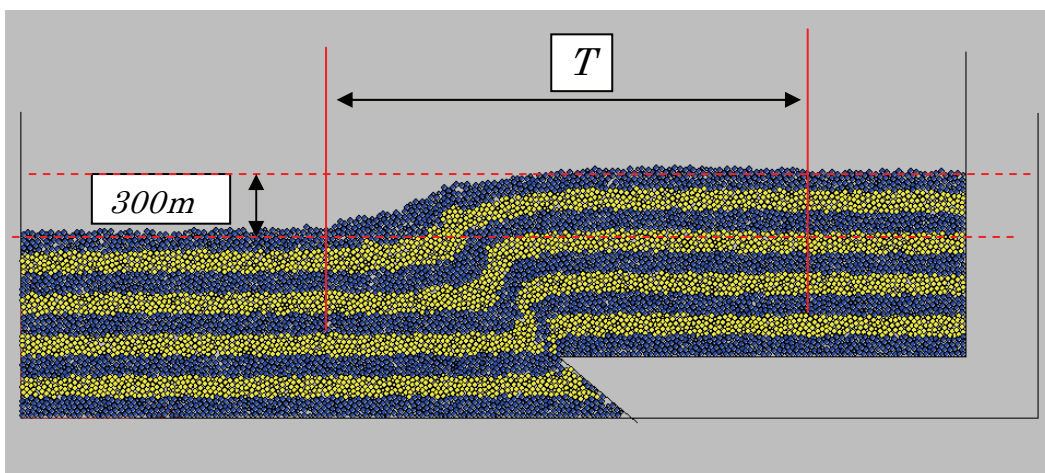


図 17(b) 逆断層運動の際の地表変位から変形ゾーン(T)を見積もる

結果を図18に示す。図18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を表している。シミュレーションでは、上下変位300mとなるように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。

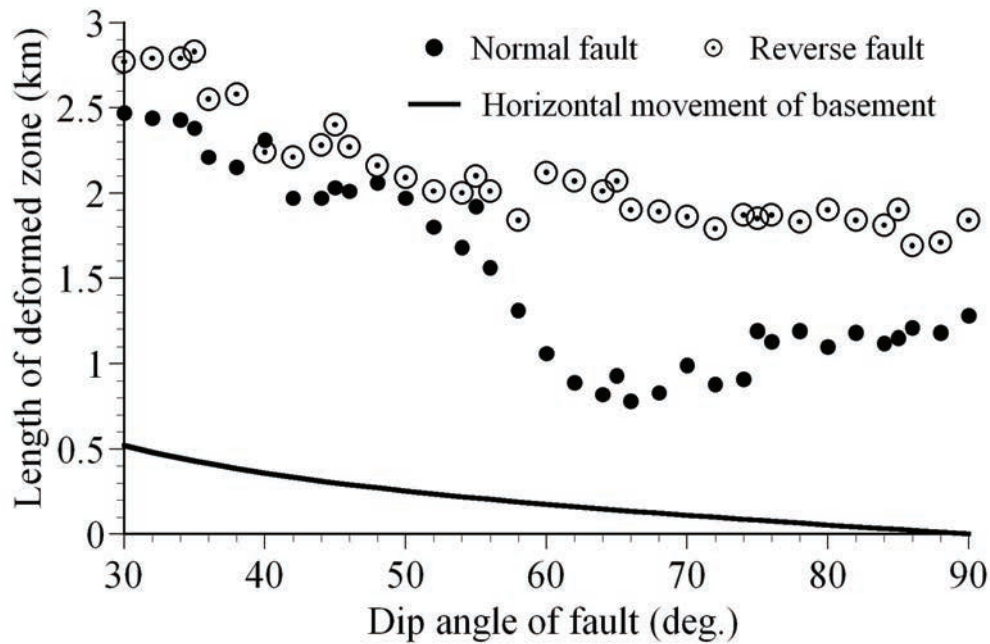


図 18 変形ゾーンの規模と断層傾斜角の関係

ここに示された図 18 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、正断層運動のそれよりも広い。
2. 断層傾斜角が小さいほど変形ゾーンは広く、傾斜角が大きいほど変形ゾーンは狭くなる。これは逆断層であっても同じである。
3. 正断層が活動する場合、断層傾斜角 60~70° 付近に変形ゾーンの極小値をもつが、70° 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、逆断層の場合、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。

既に述べたように、断層は鉛直方向に 300 m 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することを試みた (図 19)。

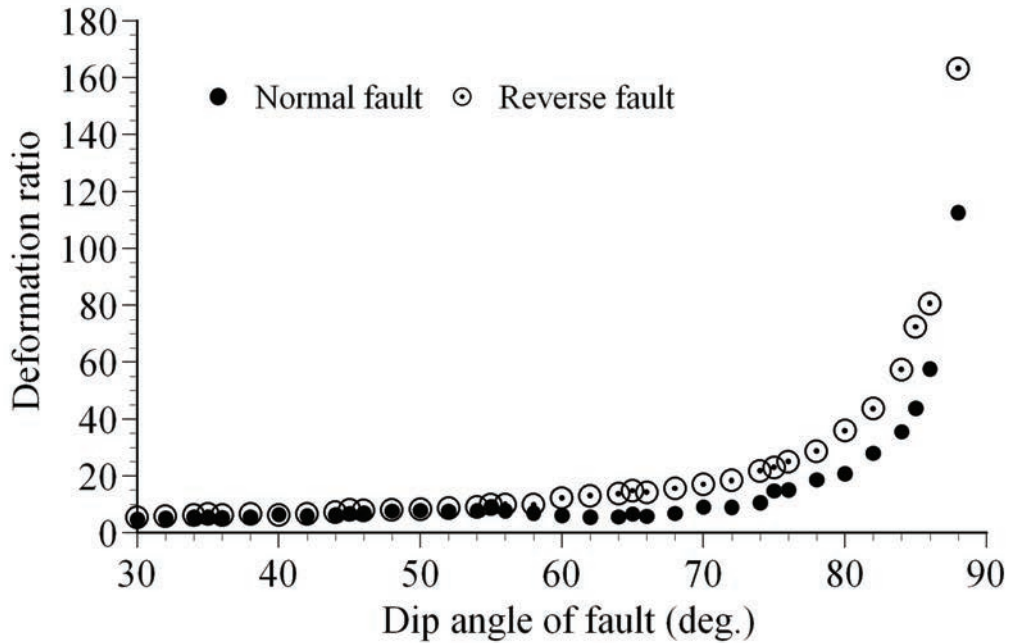


図 19 基盤岩の水平変位量で規格化された変形ゾーンの長さ と断層傾斜角の関係

図 19 より、断層傾斜角が 60° 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° 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° 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、堆積層は、堆積層下に伏在する逆断層の運動に、正断層運動より敏感に応答することを示していると考えられる。

ii) 堆積層内に達する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

ここでは、撓曲構造の形成には伏在断層の存在が必要不可欠であることを検証するために、堆積層に達する断層運動による堆積層の変形シミュレーションをおこなった。特に、①基盤岩から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と、②断層面と要素粒子間の摩擦の大きさが、変形場にどのような影響を与えるのかということについて議論を行った。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。これまでと異なる点は、基盤の断層(面)が、堆積層内に達しているということである。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。

堆積層内に達する断層運動による堆積層の変形

基盤岩から堆積層の厚さの 0%、10%(90 m)、20%(180 m)、30%(270 m)、50%(450 m)、80%(720 m)、100%(900 m: 地表に達する)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。図 20 に断層傾斜角 60° の逆断層について、0%、30%(270 m)、50%(450 m)、80%(720 m)、100%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 21 に、断層傾斜角 60° の正断層について、30% (270 m)、50% (450 m)、80% (720 m)、100% 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。

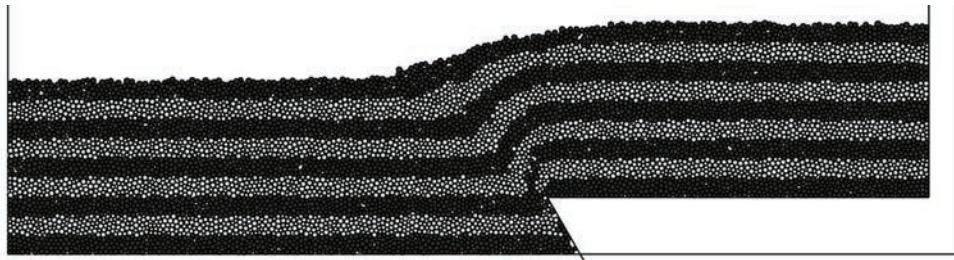


図 20(a) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に断層が伸びていない場合。

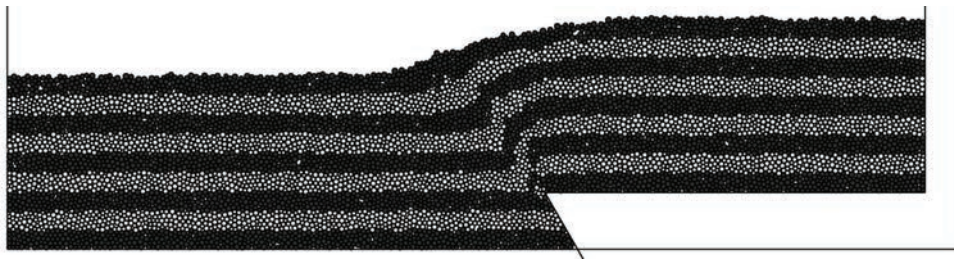


図 20(b) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 30% だけ逆断層が達している場合。

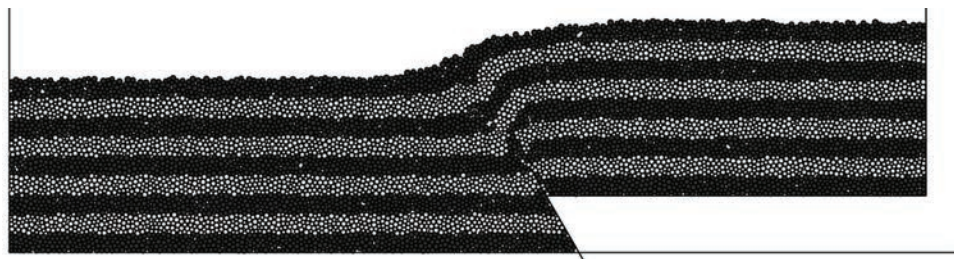


図 20(c) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 50% だけ逆断層が達している場合。

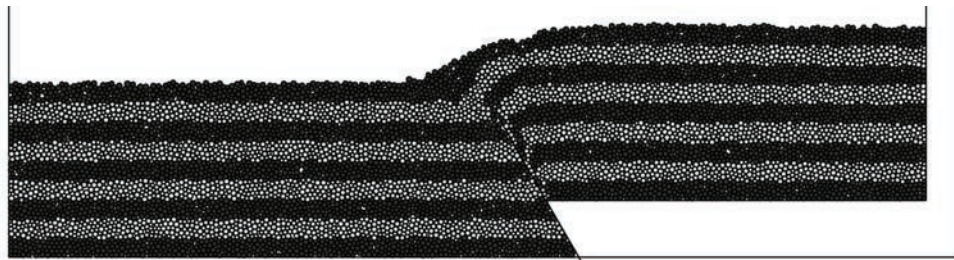


図 20(d) 逆断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 80% まで逆断層が達している場合。

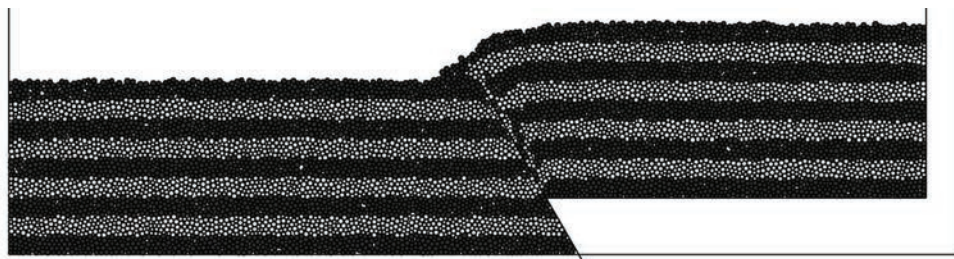


図 20(e) 逆断層運動による堆積層の変形。地表にまで逆断層が達している場合。



図 21(a) 正断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 30%だけ正断層が達している場合。

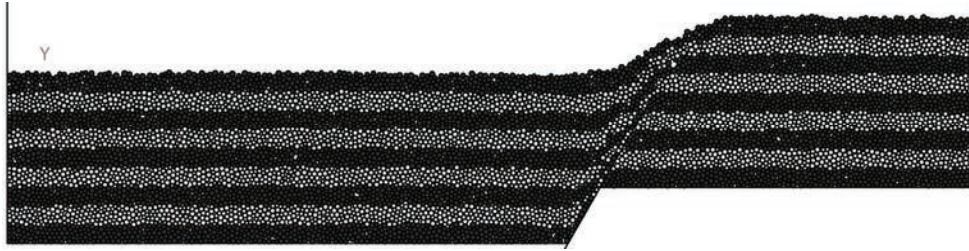


図 21(b) 正断層運動による堆積層の変形。堆積層中に層厚の 50%だけ正断層が達している場合。



図 21(c) 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。



図 21(d) 正断層運動による堆積層の変形。地表に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割合によって、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。また、地表にまで断層が達している場合、撓曲構造は形成されなかった（正断層の場合は 80%で撓曲構造はなくなる）。以上より、撓曲構造の形成には伏在断層の存在が必要不可欠であることが示された。

断層面と要素粒子間の摩擦の大きさが変形場に与える影響

図 20、21 に関するシミュレーションでは、堆積層中の断層と粒子間の摩擦係数を、0.6 として計算を行った。この摩擦係数の影響を調べるため、摩擦係数を 1.0、0.6、0.3、0.06 と仮定してシミュレーションを行い、堆積層の変形様式の変化を検討した（図 22）。

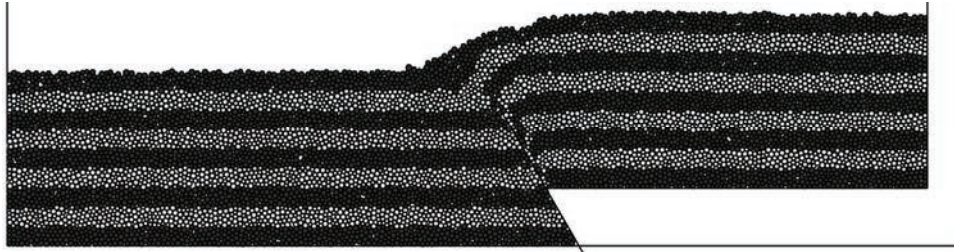


図 22(a) 堆積層中に層厚の 80%まで達している断層（摩擦係数 1.0）が逆断層として運動したときの堆積層の変形

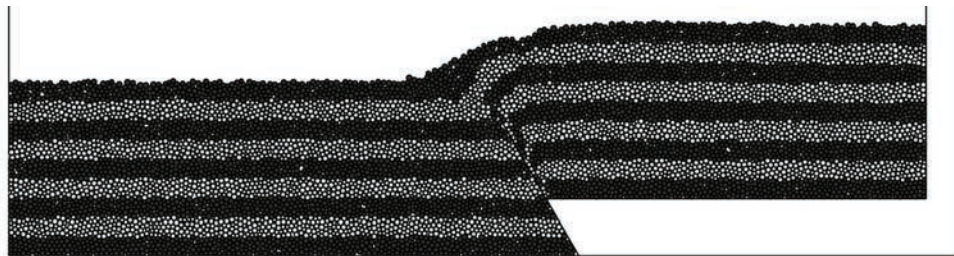


図 22(b) 堆積層中に層厚の 80%まで達している断層（摩擦係数 0.6）が逆断層として運動したときの堆積層の変形

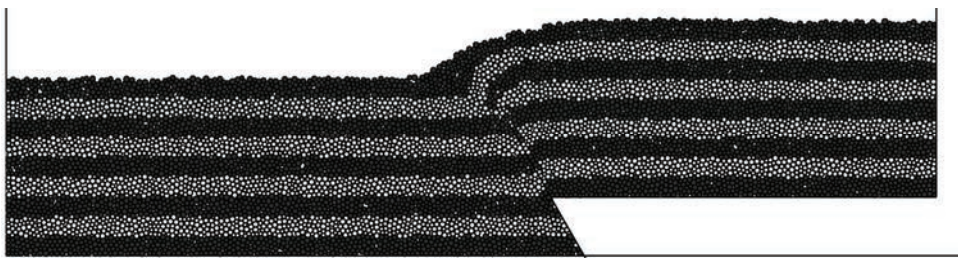


図 22(c) 堆積層中に層厚の 80%まで達している断層（摩擦係数 0.3）が逆断層として運動したときの堆積層の変形

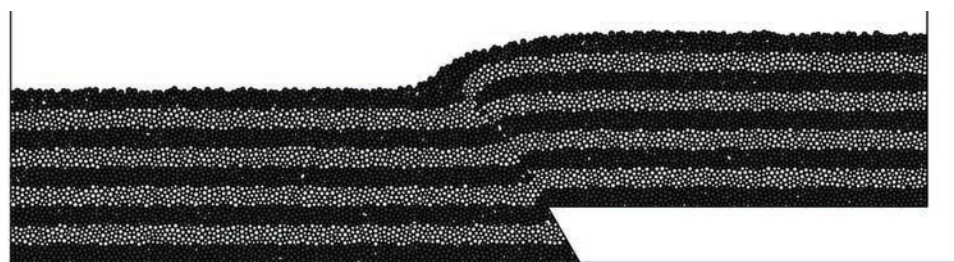


図 22(d) 堆積層中に層厚の 80%まで達している断層（摩擦係数 0.06）が逆断層として運動したときの堆積層の変形

図 22 では、基盤岩から堆積層の厚さの 80%(720 m)の高さまで堆積層内に達した、断層傾斜角 60° の逆断層についての結果を示している。断層面と要素球の間の摩擦係数が 1.0 と 0.6 ではほとんど構造に差異はなく、堆積層が断層運動に引きずられる構造となっている。摩擦係数が、0.3 や 0.06 となると、高摩擦が設定されている場合とは異なり、層内変形をほとんど伴わず、ナイフでチーズを切ったような変位が生じている。断層が地表面に達している場合も同様の結果であった。

ここで示した計算結果の特徴は、断層が 50%以上堆積層内に達した場合にのみ現れる構造であり、50%未満の場合は、断層先端が堆積層に達していない場合とほとんど変わらない変形様式であった。以上より、断層と要素粒子間の摩擦係数の大きさは、層内変形に大きく寄与すると考えられる。

iii) 基盤岩形状の考察

これまでのシミュレーションでは、先行研究も含め、剛体として扱われる基盤岩は水平のまま、モデルの縦軸、横軸方向に平行移動させることで断層運動を再現し、その上の堆積層の変形をモデル化してきた（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 23 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° の逆断層であり、累積的に断層面に 300 m の断層運動があったと仮定している。また、断層の長さは 10 km であり、地表に達していると仮定されている。

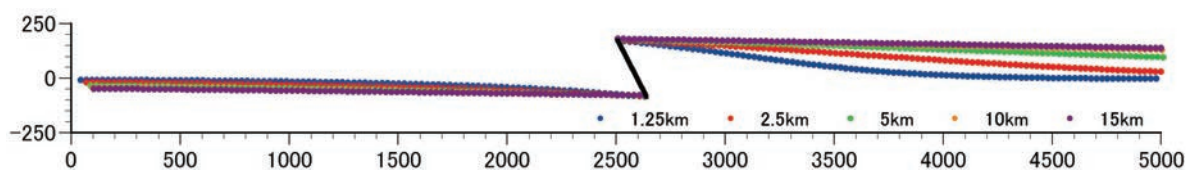


図 23 ディスロケーションの式(Okada, 1985)による断層運動による基盤岩表面の弾性変形
 図中の青点の集合は断層低部の深さが 1.25 km の断層運動（断層面に沿って累積変位 300 m の逆断層運動）によって形成される、断層近傍の基盤岩の変形。赤点、緑点、オレンジ点、紫点の集合は、それぞれ、断層低部の深さが 2.5 km、5 km、10 km、15 km の断層運動（断層面に沿って累積変位 300 m の逆断層運動）によって形成される断層近傍の基盤岩の変形。

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、ここでは断層長を 10 km と決めているため、断層の規模は断層幅に依存する。さらに断層が地表に達している場合、断層の幅 W は、断層の深さ d 、断層傾斜角 θ と

$$W = \frac{d}{\sin \theta}$$

という関係になる。したがって、活動した断層の深さで基盤岩の変形波長が大体決まる。

図 23 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、活動した断層の深さが深いか浅いかという程度ではあるが、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 24 は、大和川南測線西端部の震探断面図である。おおよその基盤岩形状を黄色の波線で示す。図 24 には、図 20～22 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。また、変形した基盤岩は、その形状が水平ではなく、若干右側（東側）に傾いている。図 23 の結果を参考にすると、この基盤岩の変形や堆積層の撓曲を生じさせた上町断層南部分は、深さが 2.5～5 km 程度の逆断層である可能性が示唆される。しかしながら、勿論、広域変動（例えば、中央構造線や生駒断層の活動）による基盤岩の変形が、局所変動（上町断層の活動）の基盤変形に重なっている可能性もあるため、今後、正確な震探解釈と慎重なモデリングが必要である。

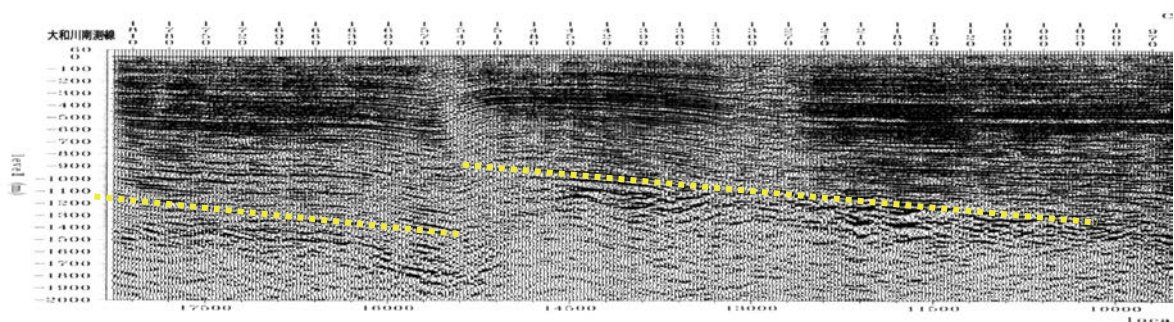


図 24 大和川南測線西端部の反射法地震探査断面図。

4) 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。今回は、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。

b) 解析結果

i) 調査地域

調査地域を図 25 に示す、ボーリングデータを用いた表層部の変形部の分布を基に検討した。ほぼ南北方向に分布する上町断層主部にたいして、北東—南西方向に分岐する住之江撓曲は大和川に架かる阪神高速湾岸線橋脚部における建設時の調査において、その存在が確認されている(図 26)。さらに、ボーリングデータを用いて住之江撓曲部の断面を作成すると図 27 に見られるような表層構造が見られる。表層部に見られる状況からは、構造 a が住之江撓曲に該当し、構造 b は上町断層主部に該当する。住之江撓曲部では、Ma13 層は下盤側にのみ分布し、上盤側にはほとんど連続しない。Ma12 層は断層を挟んで大きく変形している様子が見られる。これにより、変形構造の検討に対する対象層は Ma12 層がメインとなるが、下盤側の堆積構造はほとんど水平な地層からなり、この地域にある地質ボーリングデータから上盤側の Ma12 層以下の地層についても概ね対比することで変形量の検討を行うことができる。

図 28 には平成 22 年度の上町重点調査において実施されたレーダー探査の結果を示した。緑の○の部分は緑地部を示し、今回のボーリング地点に適する場所であると考えられる。図 29 には同地域の空中写真を示す。図 28 に示すように各断層分布図においても住之江撓曲の南端は大和川以南では不鮮明になり、連続性がない。そのため、本研究のボーリング検討を行う調査位置としては、大和川以北における、断層を挟んだ地域、特にボーリング断面により、詳細にある程度表層部の地質構造がわかっている図中の地域に絞り込んだ。

緑地部においてはそれぞれ大阪市が管轄する公園であり、ある程度の広さが確保できることから、調査候補地として、検討した。図 30a、b にそれぞれの公園の配置図を示す。図中の赤丸の部分がボーリング調査位置になる。

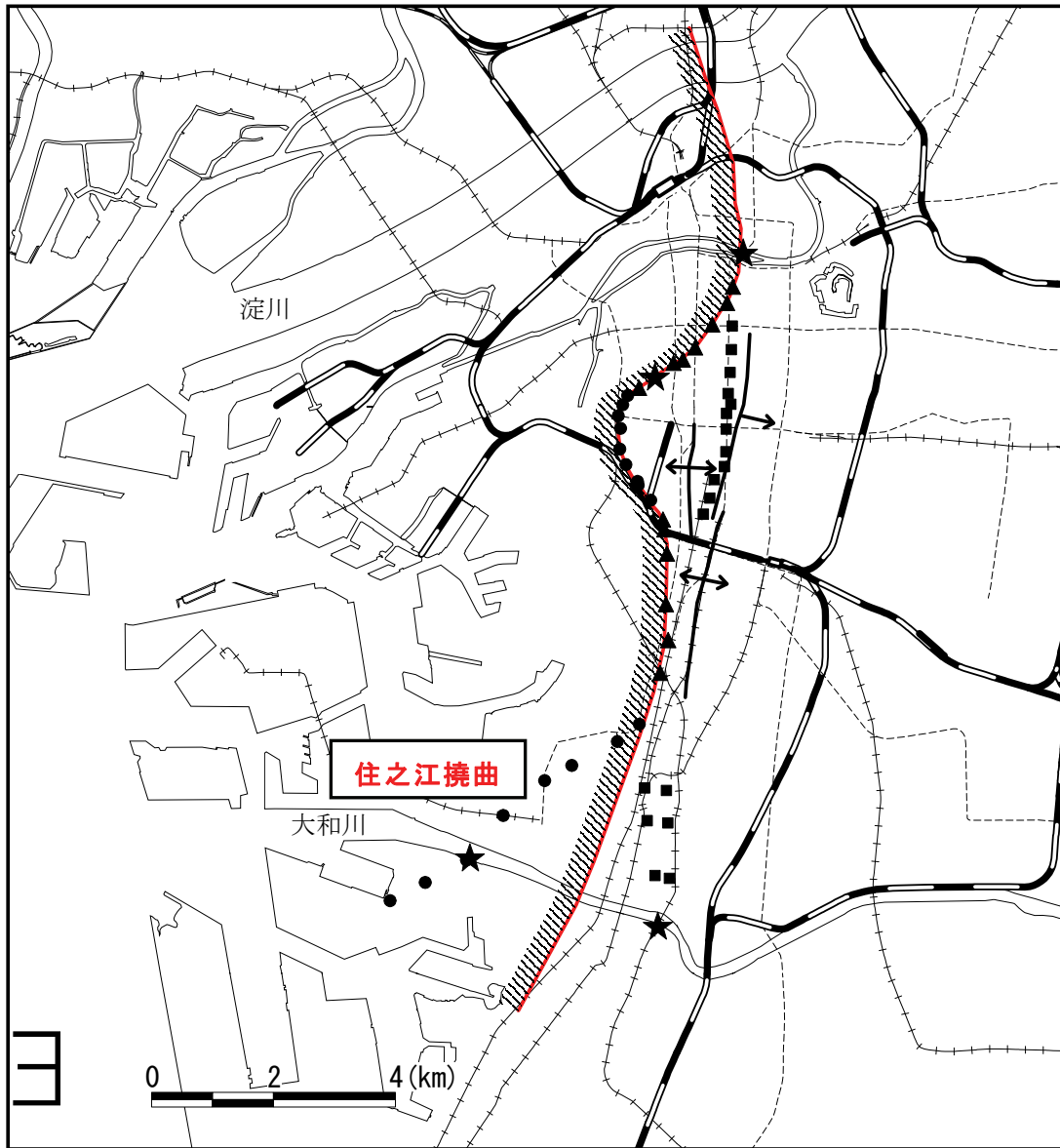


図 25 表層地盤による変形分布図

★：反射法地震探査で構造が確認された箇所、●：Ma12層の撓曲が見られた箇所（ボーリングデータより）、▲：Ma12層が側方に連続しなくなる箇所（ボーリングデータより）、■：Ma12層より下位の地層が側方に連続しなくなる箇所（ボーリングデータより）、←|→：Ma12層より下位の地層にみられる背斜の軸、赤線：Ma12層の出現限界。

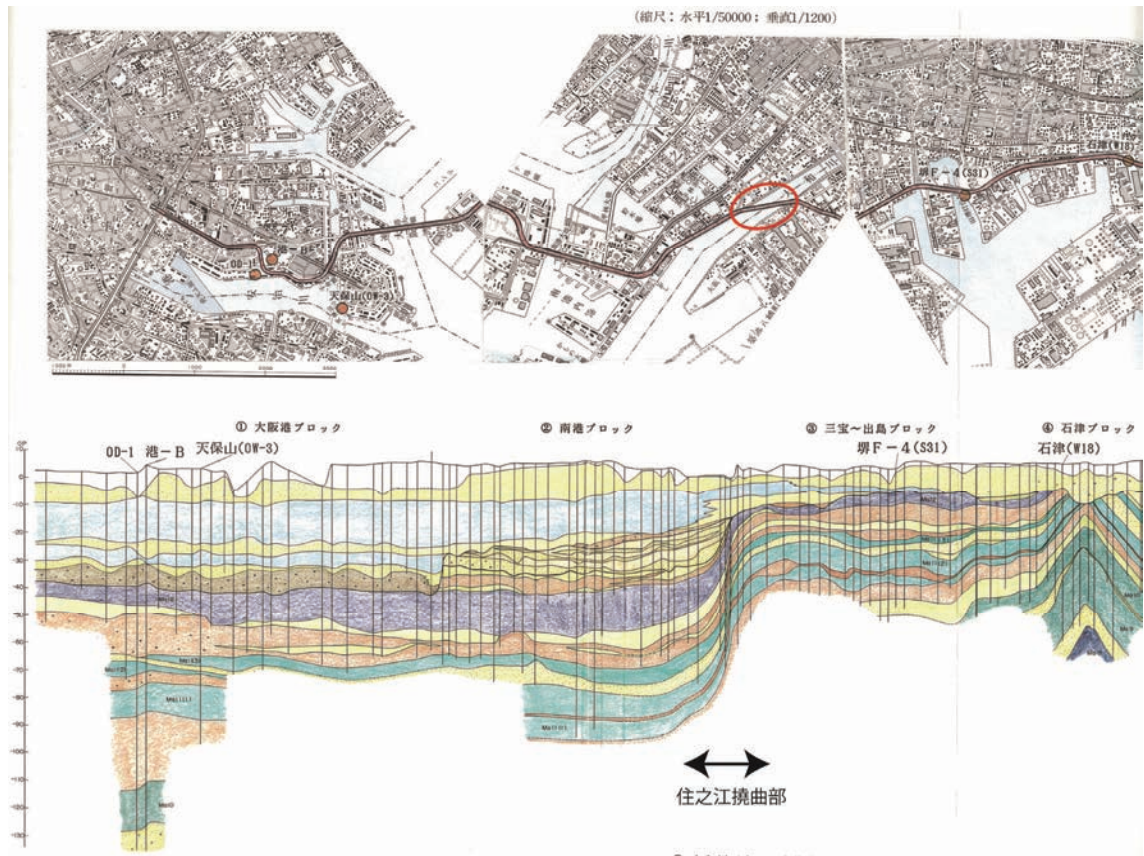


図 26 阪神高速湾岸線建設時の調査ボーリングによる住之江撓曲部

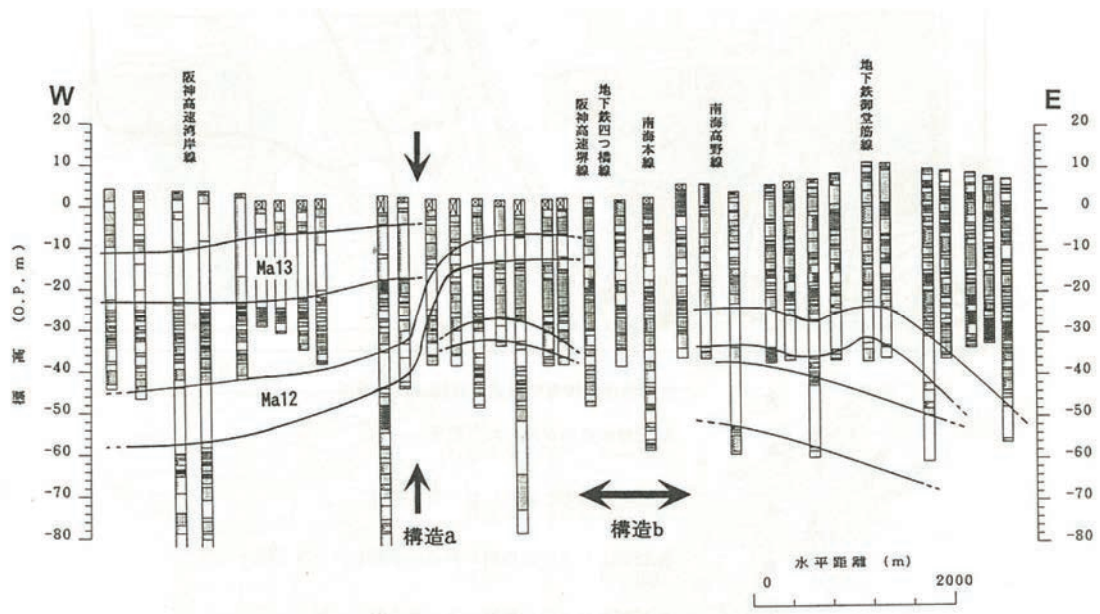


図 27 大和川の北側を並走する長居公園通り沿いのボーリングデータによる断面

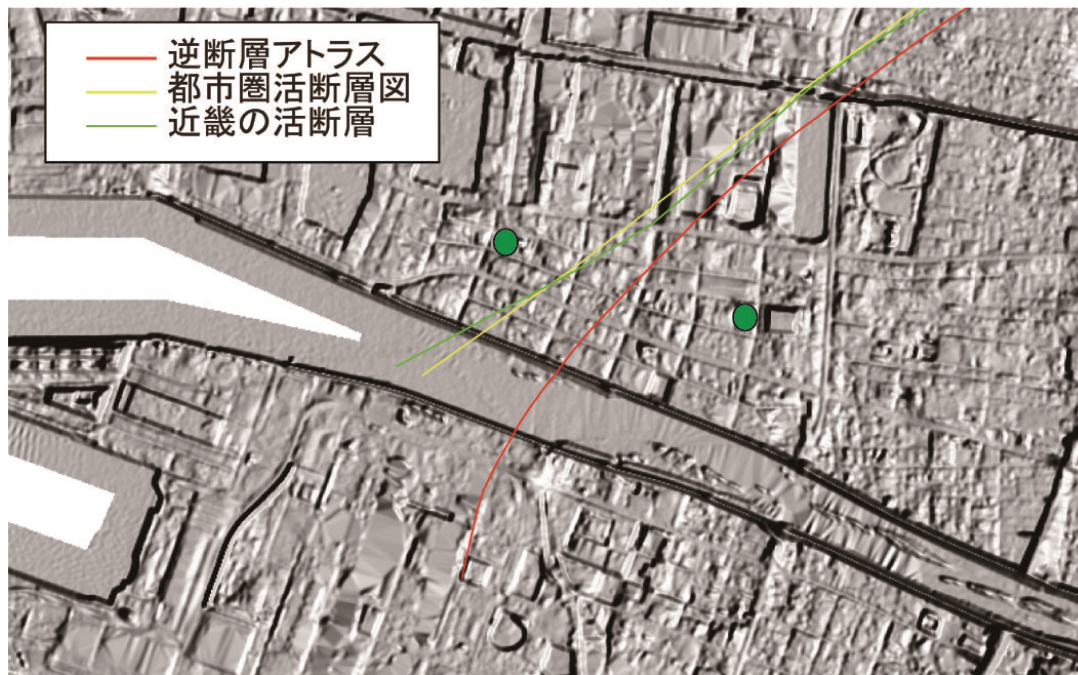


図 28 平成 22 年度本重点的調査観測において実施されたレーダー探査結果
 緑の○は公園などの緑地部を示す。

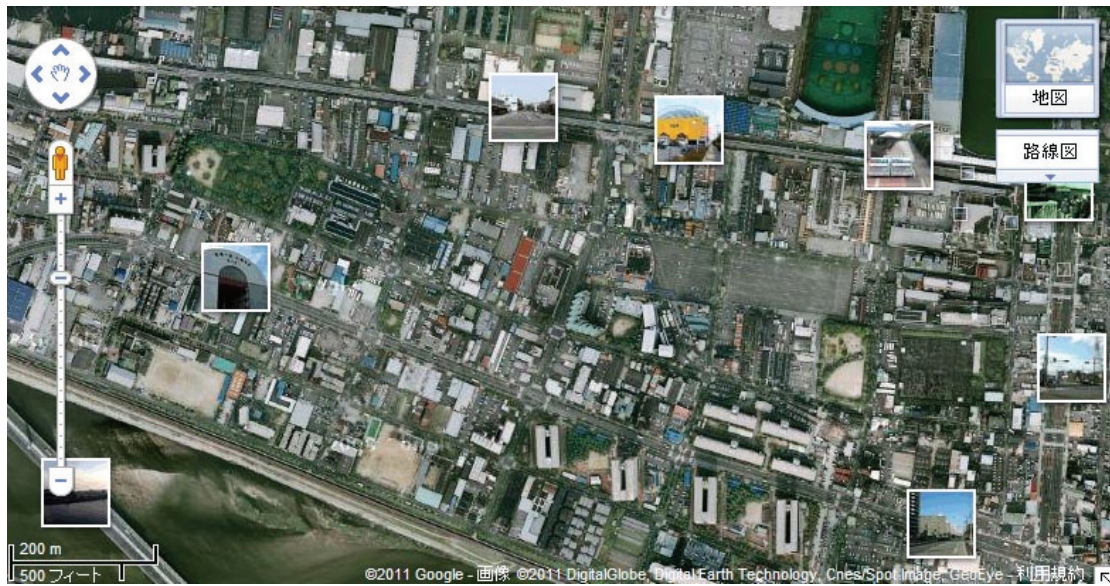


図 29 図 28 地域の空中写真 (google を使用)



図 30(a) 断層上盤側の新北島東公園。赤丸印が掘削地点。



図 30(b) 断層下盤側の新北島西公園。赤丸印が掘削地点。

ii) ボーリング調査

ボーリング調査における掘進長は前述のように Ma12 層を対象層として目標にすることから、下盤部を 60 m、上盤部を 100 m 掘進することとした。図 31 には周辺のボーリング試料と対比したボーリング深度を示す。図 32 にはボーリング調査時の現地写真を示した。

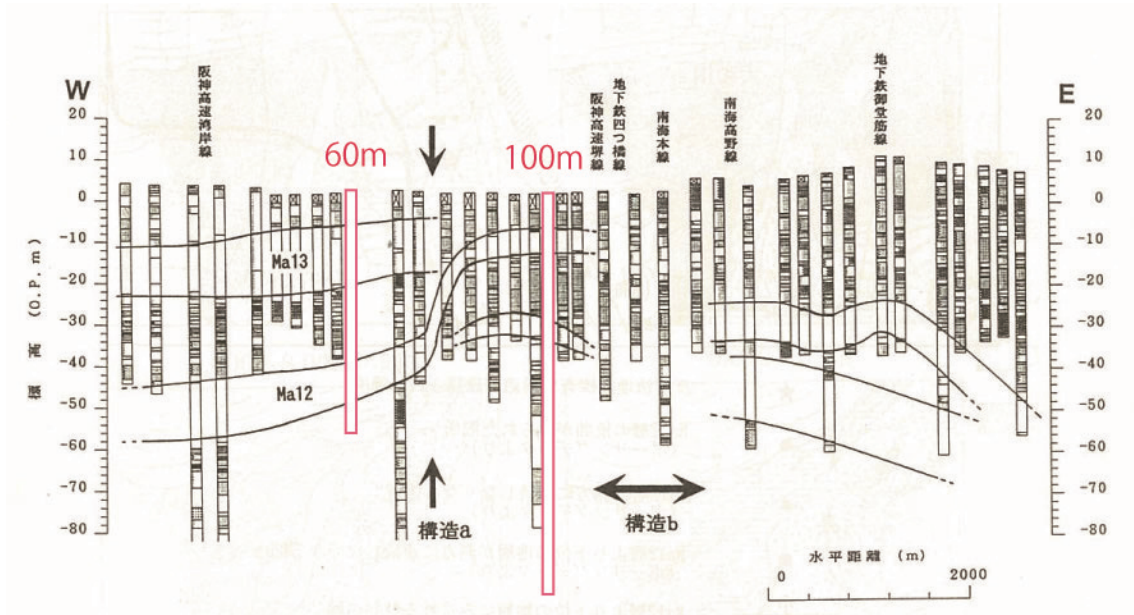


図 31 掘削予定深度と地域のボーリング断面



図 32 (左)新北島東公園における現地調査状況、(右)新北島西公園における現地調査状況

iii) コア観察および分析

住之江撓曲部の両側で実施したコアについてのコア観察および分析を実施した。その結果を示す。観察では、各コアについて、1m毎に棒状になったコアを半割し、内部側のコアを用いて堆積環境や粒度の変化について詳細な観察を行い、必要な場所において各種分析を実施した。断層上盤側で実施したコアをUMH23-1Eとし、西側のコアをUMH23-1Wとした。各コアの記載内容を以下に示す。

<UMH23-1E>

0.00～2.32	盛土
2.32～2.74	礫混じり細粒砂～中粒砂、貝殻混じり
2.74～2.80	粗粒砂～中粒砂
2.80～2.82	有機質シルトの薄層
2.82～3.00	中粒砂～細粒砂 2.92～2.96 極細粒砂混じり
3.00～3.08	中粒砂～粗粒砂
3.08～3.12	有機質極細粒砂～シルト
3.12～3.68	中粒砂～粗粒砂 3.30 細礫混じり
3.68～5.00	シルト混じり細粒砂～中粒砂。シルトは、レイヤーまたは塊状に混じる(マッドクラスト) 4.64 貝殻片混じる 4.90 径4cmの大礫混じる
5.00～5.10	細粒砂、貝殻混じる
5.10～5.45	極細粒砂混じりシルト、細粒砂がパッチ状に混じる(生痕)
5.45～6.00	シルト混じり極細粒砂、全体に雲母が散在し有機質
6.00～6.18	シルト混じり細粒砂、全体に雲母が散在し有機質 6.03～6.07 径4cmの大礫 6.18 雲母濃集
6.18～7.36	シルト混じり極細粒砂、雲母散在、貝殻混じり 6.90～6.92 (コア乱れる) 7.00～7.03 (コア欠落) 7.27～7.30 (コア欠落)
7.36～7.44	シルト混じり細粒砂 7.40 貝殻混じる 7.44 雲母濃集
7.44～8.06	シルト混じり極細粒砂、貝殻混じり、雲母散在
8.06～9.70	極細粒砂混じりシルト、貝殻混じり 8.60～8.65 大きな二枚貝混じる 8.76 巻貝混じる

- 8.97～9.10 (コア乱れる)
- 9.24～9.29 (コア乱れる)
- 9.40～9.44 (コア乱れ、一部欠落)
- 9.50～9.70 貝殻片増える
- 9.70～9.85 シルト混じり細粒砂～極細粒砂、大きな貝殻片と礫が混じる
- 9.85～10.00 礫混じり細粒砂～中粒砂、貝殻多量に混じる
- 10.00～10.35 砂礫 (マトリックス分は流出)
最大礫径 3cm 程度、チャート、砂岩、花崗岩礫主体
大きな貝殻片が多量に混じる
- 10.35～10.50 シルト混じり極細粒砂
- 10.50～10.66 砂礫、貝殻混じり
- 10.66～11.00 シルト混じり細粒砂～中粒砂、貝殻混じり
10.80 材片混じる
- 11.00～11.10 極細粒砂混じりシルト
11.07 巻貝混じる
- 11.10～11.26 シルト混じり砂礫、貝殻片混じる (コア乱れる)
- 11.26～11.45 シルト混じり極細粒砂
11.35～11.40 大きな二枚貝混じる
- 11.45～12.00 極細粒砂混じりシルト、貝殻片混じる
細粒砂～中粒砂がパッチ上に混じる (生痕)
- 12.00～14.62 粘土、貝殻混じり (巻貝多産)
12.00～12.40 極細粒砂混じり
12.21 炭化物混じる
12.22～12.23 (コア欠落)
12.31～12.33 炭化物混じる
12.40～12.45 (コア欠落)
12.80 レイヤー状に貝殻片混じる
- 13.00～13.33 粗粒砂が縦方向にレンズ状に混じる (生痕?)
- 14.52～14.62 貝殻密集 (二枚貝、巻貝、カキ片)
- 14.62～16.00 細粒砂混じりシルト、細粒砂はパッチ状に混じる (生痕)
14.90～15.00 細粒砂～極細粒砂が卓越
15.04～15.05 中粒砂
15.07 炭化物混じる
15.10 炭化物混じる
15.20 炭化物混じる
15.24～15.25 材片混じる
15.30 材片混じる
15.69 炭化物混じる
15.70～16.00 砂分減少
- 16.00～16.50 中粒砂～細粒砂

- 16.46～16.47 材片混じる
- 16.47～16.50 シルト
- 16.50～16.62 礫混じり中粒砂～細粒砂
- 16.64～16.65 材片混じる
- 16.62～16.72 極細粒砂
- 16.72～16.92 細粒砂～中粒砂、微細な貝殻片混じる
- 16.92～17.00 礫混じり中粒砂～細粒砂
- 17.00～17.16 中粒砂～粗粒砂
- 17.16～18.68 砂礫
礫径 0.5～4cm 程度（砂岩、チャート、石英礫が主体）
- 17.70～17.72 極細粒砂がパッチ状に混じる
- 18.68～18.82 シルト（有機質）
- 18.82～18.94 礫混じり極細粒砂～シルト（明るい青灰色を呈し、上位とは色調異なる）
- 18.94～19.10 極粗粒砂～粗粒砂
- 19.10～19.20 細粒砂～中粒砂
- 19.20～19.27 極粗粒砂～粗粒砂
- 19.27～19.53 中粒砂
- 19.53～19.80 極粗粒砂～細礫
- 19.78 シルトがパッチ状に混じる
- 19.80～19.92 中粒砂～粗粒砂
- 19.84 炭化物混じる
- 19.92～20.28 中粒砂～極粗粒砂
- 20.84 炭化物混じる
- 20.00～20.28 粘土が塊状に混じる（マッドクラスト）
- 20.28 炭化物混じる
- 20.28～21.00 シルト～極細粒砂
- 20.67 炭化物混じる
- 20.80～21.00 極細粒砂が卓越
- 20.84～20.85 炭化物混じる
- 21.00～21.10 極細粒砂～細粒砂
- 21.10～21.15 極粗粒砂～粗粒砂
- 21.15～22.00 シルト混じり極細粒砂～細粒砂、雲母散在、シルトは細かいレイヤー状に混じる
- 21.26 炭化物混じる
- 21.29 炭化物混じる
- 21.48 炭化物混じる
- 22.00～24.00 シルト混じり細粒砂～中粒砂、雲母散在、まれに微細な貝殻片混じる
- 22.07 炭化物混じる
- 22.45～22.50 粗粒砂
- 22.48 炭化物混じる

- 22. 58～22. 72 細かいレイヤー状にシルトが混じる
- 23. 09～23. 10 シルトがレンズ状に混じる
- 23. 53 シルトの薄層
- 23. 55～23. 78 極粗粒砂～粗粒砂がラミナ状に挟在
- 23. 84～23. 86 (コア乱れる)
- 23. 99 炭化物混じる
- 24. 00～24. 38 中粒砂～粗粒砂 (細粒砂混じり)
 - 24. 03～24. 10 粗粒砂
 - 24. 24～24. 27 シルト塊状に混じる
- 24. 38～25. 00 細粒砂主体 (粗粒砂～極粗粒砂混じり)
- 25. 00～25. 05 (スライム混入しコア欠落)
- 25. 05～26. 00 細礫混じり中粒砂～極粗粒砂
 - 25. 20～25. 30 極粗粒砂が主体
 - 25. 90～26. 00 粗粒砂が主体
- 26. 00～26. 82 細粒砂～粗粒砂
 - 26. 00～26. 10 粗粒砂主体
 - 26. 10～26. 10 中粒砂主体
 - 26. 20～26. 22 極細粒砂がパッチ状に混じる
 - 26. 50～26. 51 極細粒砂がパッチ状に混じる
 - 26. 58～26. 65 極粗粒砂が混じる
- 26. 82～26. 90 大きな材片
- 26. 90～27. 96 細粒砂～シルト、砂とシルトがランダムな互層状を呈する
 - 26. 94 材片混じる
 - 26. 96 砂がパッチ状に混じる (生痕)
 - 27. 10 炭化物混じる
 - 27. 26 炭化物混じる
 - 27. 52～27. 96 中粒砂～粗粒砂が主体、シルトを塊状に含む (マッドクラスト)
- 27. 96～28. 02 シルト
- 28. 02～28. 45 中粒砂～細粒砂 (粗粒砂、細粒砂混じり)
 - 28. 35～28. 38 シルト混じり
 - 28. 40 巻貝が混じる
- 28. 45～28. 82 極細粒砂混じりシルト
 - 細粒砂がパッチ状に混じる (生痕)
- 28. 82～29. 03 粘土 (均質)
- 29. 03～30. 00 極細粒砂混じりシルト
 - 細粒砂がパッチ状に混じる (生痕)
 - 29. 10～29. 30 (コア乱れる)
 - 29. 50～29. 60 (コア乱れる)
- 30. 00～35. 30 粘土

- 30.38 極細粒砂がパッチ状に混じる
 30.52 極細粒砂がパッチ状に混じる
 30.72 炭化物混じる
 31.00～31.10 貝殻片混じる
 32.00～34.00 貝殻片混じる
 34.70～35.30 シルト混じり
 35.30～35.55 シルト
 35.55～36.77 砂混じりシルト
 35.80 径 0.5cm 礫混じり
 36.00～36.77 シルトが塊状に混じる (マッドクラスト)
 36.77～37.00 シルト混じり粘土
 37.00～37.74 砂混じりシルト、貝殻片混じり
 砂は大きな生痕状に混じる
 37.74～37.90 粗粒砂～中粒砂、貝殻混じり
 37.90～38.00 極細粒砂混じりシルト、貝殻片、礫混じり
 38.00～38.20 中粒砂～粗粒砂、礫混じり
 38.06～38.10 シルトが塊状に混じる (マッドクラスト)
 38.20～38.38 砂混じりシルト
 38.38～39.00 中粒砂～粗粒砂、極粗粒砂～礫混じり
 38.75～38.79 径 4cm チャート礫
 39.00～39.32 粗粒砂～細粒砂
 上方細粒化がみられる
 39.28 細礫混じり
 39.22～39.26 粘土が塊状に混じる (マッドクラスト)
 39.32～39.40 中粒砂、細礫混じり
 39.40～39.54 礫混じり中粒砂～粗粒砂
 礫は径 1cm 程度のチャート
 39.54～39.65 極粗粒砂～粗粒砂、細礫混じり
 39.65～39.72 砂礫混じりシルト
 39.72～39.75 中粒砂～粗粒砂
 39.75～40.10 砂混じりシルト
 39.94～40.90 中粒砂～細粒砂主体、粗粒砂～極粗粒砂混じり
 40.82～40.86 細粒砂主体
 40.90～41.17 砂混じりシルト
 41.17～41.50 シルト (均質)
 41.50～41.71 極細粒砂～シルト、有機質
 41.65～41.70 炭化物がレイヤー状に挟在
 41.71～42.00 中粒砂～極粗粒砂
 41.71～41.83 中粒砂が主体
 41.83～42.00 粗粒砂が主体

- 42.00～42.18 細粒砂～中粒砂
- 42.18～42.48 極粗粒砂～粗粒砂、細礫混じり
- 42.48～43.16 砂混じりシルト
- 43.16～43.27 極細粒砂～細粒砂（シルト、中粒砂混じり）
- 43.27～43.32 極細粒砂混じりシルト
- 43.32～43.63 極細粒砂～中粒砂
- 43.63～45.08 極細粒砂混じりシルト
- 43.71～73.74 中粒砂混じり
- 43.85～44.00 砂分増加
- 44.15～44.25 砂分増加
- 44.60 極細粒砂が主体
- 44.63～44.65 ノジュール
- 44.66～45.08 砂分やや少なく、比較的均質
- 44.98 炭化物混じる
- 45.08～45.87 シルト混じり極細粒砂、炭化物混じる
- 45.46～45.54 コア側面に大きな炭化物混じる
- 45.50～45.60 細粒砂混じり
- 45.75～45.87 炭化物多く、細粒砂混じり
- 45.85～45.87 大きな炭化物
- 45.87～46.32 極細粒砂混じりシルト、炭化物混じる
- 46.32～46.40 シルト混じり極細粒砂
- 46.40～47.00 極細粒砂～細粒砂
- 46.60～46.82 細粒砂～極細粒砂が細かい互層状を呈する
- 46.65 雲母片のラミナ
- 中粒砂～細粒砂がパッチ状に混じる
- 47.00～47.33 細粒砂～中粒砂
- 47.14 極細粒砂の薄層
- 47.33～47.76 極粗粒砂～細礫、中粒砂～粗粒砂混じり
- 47.52～47.54 中粒砂
- 47.76～47.90 シルト混じり極細粒砂
- 47.90～48.00 中粒砂～細粒砂
- 48.00～48.50 細粒砂～極細粒砂、中粒砂混じり
- 48.20～48.26 極粗粒砂がパッチ状に混入
- 48.30 付近 中粒砂多い
- 48.50～48.69 中粒砂～細粒砂
- 48.69～48.79 極細粒砂～細粒砂
- 48.70 炭化物がレイヤー状に混じる
- 48.79～49.00 中粒砂～粗粒砂、極粗粒砂混じり
- 49.00～49.37 細粒砂～中粒砂
- 49.13 粗粒砂がパッチ状に混じる

49. 19 (コア乱れる)
49. 35～49. 37 シルトが塊状に混じる
49. 37～49. 78 粗粒砂～中粒砂
中粒はランダムなレイヤー状またはパッチ状に混じる
49. 78～50. 09 中粒砂～極細粒砂
50. 07～50. 09 極粗粒砂がパッチ状に混じる
50. 09～50. 86 極細粒砂混じりシルト
中粒砂がパイプ状またはパッチ状に混じる (生痕)
50. 86～51. 82 中粒砂～細粒砂
50. 90 炭化物混じる、シルトが塊状に混じる (マッドクラスト)
50. 94 炭化物混じる
51. 30～51. 42 シルトが塊状に混じる (マッドクラスト)
51. 49 径 0.5cm の礫混じる
51. 51 極細粒砂の薄層
51. 57～51. 58 極細粒砂の薄層
51. 72～51. 74 粗粒砂
51. 82～52. 10 極細粒砂～細粒砂、雲母が散在
52. 95 雲母のラミナ
52. 10～52. 85 細粒砂～中粒砂、雲母散在
52. 12 シルトの薄層
52. 28 炭化物混じる
52. 40 炭化物混じる
52. 72～52. 80 粗粒砂混じり
52. 73 炭化物混じる、雲母がレイヤー状に濃集
52. 85～53. 46 細粒砂、雲母が傾斜ラミナ状に濃集
53. 30 付近 中粒砂混じり
53. 38～53. 40 雲母のラミナ中に炭化物混じる
53. 46～53. 91 中粒砂～粗粒砂
43. 47～43. 52 シルトが塊状に混じる (マッドクラスト)
53. 46～53. 48 粗粒砂主体
53. 90～53. 91 粗粒砂主体
53. 91～54. 00 砂混じりシルト
54. 00～54. 18 シルト混じり極細粒砂～細粒砂
54. 06～54. 08 中粒砂混じり、炭化物混じり
54. 18～54. 24 砂混じりシルト
54. 24～54. 30 シルト混じり細粒砂～極細粒砂
54. 30～54. 33 砂混じりシルト
54. 33～54. 65 中粒砂～細粒砂
54. 36 炭化物混じる
54. 65～55. 00 シルト (均質)

55.00～55.55	極細粒砂混じりシルト
55.55～57.80	粘土、貝殻混じり
57.80～57.86	細粒砂、粘土の薄層含む
57.86～64.90	粘土、貝殻混じり
	64.50～64.90 極細粒砂混じり
	64.72 炭化物混じる
	64.90 炭化物混じる
64.90～66.46	極細粒砂混じりシルト（固結）
66.46～66.55	シルト混じり細粒砂（固結）
66.55～66.70	極細粒砂混じりシルト（固結）
66.70～66.95	細粒砂（固結）
66.95～67.30	有機質シルト、炭化物混じる
	67.00～67.14 極細粒砂混じり
	67.14～67.26 細粒砂混じり
	67.26～67.30 中粒砂～細粒砂混じり
67.30～67.48	細粒砂～中粒砂、粗粒砂～細礫混じり
67.48～68.02	中粒砂～粗粒砂（均質）
68.02～68.10	粗粒砂～極粗粒砂
68.10～68.20	砂混じりシルト（固結）
68.20～68.27	中粒砂～極粗粒砂、シルトが塊状に混じる
	68.27 炭化物混じる
68.27～68.40	シルト混じり極細粒砂
	68.35～68.37 炭化物混じる
	68.40 炭化物混じる
68.40～68.44	細粒砂
68.44～68.51	シルト混じり極細粒砂、有機質
68.51～68.55	極細粒砂
68.55～68.62	シルト混じり極細粒砂、有機質
68.62～69.14	中粒砂（均質）
	69.68 炭化物混じる
69.14～69.18	極粗粒砂～粗粒砂
69.18～69.40	中粒砂～粗粒砂
	69.20～69.23 極粗粒砂～粗粒砂が塊状に混じる
	69.38～69.40 極粗粒砂混じり
69.40～69.70	中粒砂～細粒砂
	69.62～69.66 極粗粒砂～細礫混じり
69.70～69.91	極粗粒砂～細礫
69.91～70.10	シルト混じり極細粒砂
	70.00～70.10 中粒砂がランダムなレンズ状に混じる
70.10～70.35	細粒砂、炭化物混じる

70. 10～70. 14 シルトが塊状に混じる
70. 19～70. 22 シルトが塊状に混じる
70. 33～70. 35 極細粒砂卓越し、シルト混じり
70. 35～70. 75 砂混じりシルト
70. 35～70. 45 中粒砂を多量に含む
70. 38～70. 40 粗粒砂～細礫混じる
70. 75～70. 93 極細粒砂～細粒砂
70. 76 シルトの薄層が挟在
70. 93～73. 60 中粒砂～粗粒砂
71. 01～71. 04 細粒砂混じり
71. 40～71. 70 付近 粗粒砂と中粒砂が互層状
72. 15～72. 32 付近 中粒砂
72. 23～72. 28 5cm長の炭化物
73. 60～74. 00 粗粒砂～極粗粒砂、細礫混じり
73. 50 5cm長の炭化物
74. 00～74. 45 中粒砂～粗粒砂
74. 00 炭化物混じる
74. 02 粘土が塊状に混じる（マッドクラスト）、周囲は酸化色
74. 17 粘土が塊状に混じる（マッドクラスト）
74. 45 粘土が塊状に混じる（マッドクラスト）
74. 45～74. 57 粗粒砂～極粗粒砂
74. 50 粘土が塊状に混じる（マッドクラスト）
74. 56～74. 57 強い酸化色を呈する、下位の粘土を削り込む
74. 57～93. 97 粘土、貝殻片混じる
57. 30 層厚 1mm 程度の細粒砂のレイヤー（火山灰）
75. 35～76. 45 有機質
91. 00～92. 00 貝殻片多く含む
93. 85 細礫が少量混じる
93. 97～94. 38 粗粒砂
94. 00～94. 15 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
94. 38～94. 95 中粒砂混じりシルト
94. 95～95. 35 シルト
95. 35～95. 55 粗粒砂
95. 55～95. 70 シルト
95. 70～96. 27 細粒砂
96. 27～96. 31 極細粒砂～細粒砂混じりシルト
96. 31～96. 45 細粒砂、黒雲母がラミナ状に混じる
96. 45～96. 48 粗粒砂～中粒砂
96. 48～96. 69 シルト混じり極細粒砂～細粒砂
96. 69～97. 35 粗粒砂

- 96.81～96.83 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
 96.84～96.87 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
 97.29～97.35 シルト、粗粒砂～細礫混じり
 97.35～98.00 中粒砂～細粒砂
 97.90～98.00 灰白色を呈し、極粗粒砂混じる

<UMH23-1W>

- 0.00～2.45 盛土
 2.45～2.00 中粒砂～粗粒砂
 2.00～3.38 極粗粒砂～細礫、材片混じる
 3.38～3.44 （コア欠落）
 3.44～3.85 粗粒砂～極粗粒砂、細礫混じり
 3.85～4.00 （コア欠落）
 4.00～5.17 粗粒砂～極粗粒砂 主体
 4.18～4.22 中粒砂、4.18 炭化物混じる
 4.58～4.64 シルト混じり、炭化物混じる
 4.64～4.74 極粗粒砂主体
 4.70 炭化物混じる
 4.82～4.88 シルトを塊状に含む（マッドクラスト）
 4.88～4.92 酸化色を呈する
 5.17～5.21 中粒砂、細礫混じり
 5.21～5.27 細粒砂、生痕が見られる
 5.27～5.51 極細粒砂、雲母が散在し炭化物混じる
 5.45～5.46 シルトの薄層
 5.51～7.83 極細粒砂混じりシルト。全体的に黒色で有機質、雲母散在。
 5.51～5.53 有機質粘土がパッチ状に混じる。
 5.70 大きな二枚貝混入
 5.88 炭化物混じる
 5.96 貝殻片混じる
 7.00～7.07 （コア欠落）
 7.83～7.89 （コア欠落）
 7.89～12.00 極細粒砂混じりシルト。貝殻混じり
 7.89～8.00 （コア欠落）
 8.54～8.56 大きな二枚貝混じる
 8.60 材片混入
 10.64～10.68 大きな二枚貝混じる
 11.10 炭化物混じる
 11.50～11.85 砂分多い
 11.70～11.75 貝殻片多く含む
 12.00～14.00 シルト混じり極細粒砂

- 12.00～12.05 (コア乱れる)
- 12.08～12.10 2cmの貝殻混じる
- 12.20～12.22 大きな二枚貝混じる
- 12.38～12.42 径7cmの礫混じる
- 13.00～13.05 (スライム混入、コア欠落)
- 13.12 炭化物混じる
- 13.23 貝殻片混じる
- 13.50～14.30 付近 火山ガラス混入
- 14.00～17.83 極細粒砂混じりシルト
- 14.10～14.12 細粒砂の生痕、火山ガラス含む
- 14.50 貝殻片
- 16.20 貝殻片混じる
- 16.47 ウニ片混じる
- 17.08 貝殻片混じる
- 17.09～17.14 (コア乱れる)
- 17.10～17.14 径4cm 礫混じる
- 17.83～18.40 (コア欠落)
- 18.40～19.58 極細粒砂混じりシルト、少量の貝殻混じる。最大径1cm程度の礫混じる。
- 19.58～19.70 細礫、礫径は0.5cm以下のものが主体
- 19.70～20.35 シルト混じり砂礫、礫径2cm以下のものが主体
- 19.94～19.96 径6cmの礫
- 20.24～20.26 径6cmの礫
- 20.35～21.57 礫混じり粗粒砂～極粗粒砂、径1cmの礫が主体だが、4～6cmの大礫も混じる。礫種は花崗岩、砂岩、チャートが主体
- 21.28～21.57 礫混じり中粒砂～細粒砂
- 21.57～21.92 砂礫
- 21.92～22.00 礫混じりシルト、灰色を呈する。貝殻片混じる。
- 22.00～22.39 極細粒砂～細粒砂混じりシルト、炭化物混じる
- 22.39～22.54 極細粒砂～中粒砂、上方細粒化がみられる。
- 22.54～23.36 極細粒砂混じりシルト、炭化物混じる。
- 22.56～22.58 極細粒砂主体
- 22.78～23.36 砂分減少する
- 23.36～23.64 砂礫混じりシルト、最大礫径1cm程度
- 23.64～24.05 砂混じりシルト
- 23.64～23.70 極細粒砂混じり
- 23.70～23.92 均質
- 23.92～24.05 細粒砂～中粒砂混じりで砂分増加
- 24.05～24.20 極粗粒砂～細礫、マトリックスは細粒砂
- 24.20～24.24 細粒砂～中粒砂(含水多い)
- 24.24～24.25 シルト

24. 25～24. 28 極粗粒砂～粗粒砂
24. 28～24. 35 粗粒砂～中粒砂
24. 35～24. 37 極粗粒砂
24. 37～24. 40 細粒砂
24. 40～24. 66 有機質シルト、極細粒砂混じり、炭化物（材）多い
24. 45 チャート礫混じる
24. 66～24. 83 シルト混じり極細粒砂
24. 83～24. 85 極粗粒砂（スライム？）
24. 85～25. 02 シルト混じり極細粒砂
24. 95～24. 97 シルト優勢
25. 02～25. 10 極細粒砂混じりシルト、極粗粒砂混じり
25. 10～25. 27 極粗粒砂～細礫
25. 23～25. 27 シルト混じり
25. 27～25. 74 極細粒砂混じりシルト、炭化物混じる
25. 58～25. 60 中粒砂混じり
25. 66～25. 71 砂分多い
25. 74～25. 82 シルト混じり中粒砂～細粒砂、粗粒砂混じり
25. 82～26. 91 極細粒砂混じりシルト（固結）、炭化物混じる、まれに粗粒砂混じる
26. 32～26. 38 4cm 長の材混じる
26. 40～26. 53 細粒砂～中粒砂がパイプ状に混じる（生痕）
26. 54 材混じる
26. 80～26. 91 砂分増加し、上位よりやや明るい色調
26. 91～27. 00 シルト混じり細粒砂
27. 00～27. 10 中粒砂～粗粒砂
27. 10～27. 16 シルト混じり極細粒砂
27. 16～27. 86 シルト、黄土色（一部、褐色）で陸成が示唆される、炭化物混じる
27. 24 粗粒砂混じり
27. 56～27. 86 極細粒砂混じり
27. 86～28. 36 シルト混じり極細粒砂、炭化物混じる
28. 36～28. 60 砂礫混じりシルト、礫径 0.5～1cm チャート・花崗岩
28. 60～28. 64 中粒砂
28. 64～29. 34 砂礫、礫径 0.5～3cm チャート・花崗岩・砂岩、亜円～亜角礫、マトリックスは粗粒砂
29. 34～29. 58 極細粒砂混じりシルト、有機質で炭化物混じる
29. 50～29. 58 砂礫混じり
29. 58～29. 69 礫混じり粗粒砂～極粗粒砂
29. 69～29. 72 細粒砂～極細粒砂
29. 72～29. 72 炭化物混じる
29. 72～29. 76 礫混じり粗粒砂～極粗粒砂
29. 76～29. 82 シルト混じり極細粒砂、有機質

- 29.82～29.88 礫混じり中粒砂
- 29.88～30.00 礫混じり細粒砂～中粒砂
- 30.00～30.25 砂礫（細礫主体）、チャート・花崗岩礫、マトリックスは細粒砂～中粒砂
- 30.25～30.35 シルト混じり・礫混じり中粒砂
- 30.35～30.46 砂礫（細礫主体）、マトリックスは中粒砂
- 30.46～30.54 中粒砂～細粒砂
- 30.54～30.58 砂礫（細礫主体）、下位を削り込む
- 30.58～31.60 シルト混じり粘土
- 31.05～31.10 極細粒砂混じり
- 31.30～31.60 細粒砂混じり
- 31.60～31.66 シルト混じり細粒砂～極細粒砂
- 31.66～31.71 細粒砂
- 31.71～31.76 砂礫（細礫主体）、マトリックスは中粒砂
- 31.76～31.96 礫混じり中粒砂、礫径 0.5cm 程度
- 31.96～32.04 シルト混じり砂礫
- 32.04～32.10 礫混じり中粒砂
- 32.10～32.38 砂混じりシルト
- 32.20 炭化物混じる
- 32.26 炭化物混じる、やや明るいシルトがパッチ状に混じる
- 32.26 色調変化
- 32.34～32.36 偽礫状に変色（分解した植物片か？）
- 32.38～32.53 シルト混じり極細粒砂～細粒砂
- 32.40 部分的に酸化色
- 32.45 部分的に酸化色
- 32.50～32.53 細粒砂優勢
- 32.53～32.73 礫混じり中粒砂～極粗粒砂（粗粒砂主体）
- 32.73～32.76 礫混じり細粒砂～中粒砂
- 32.76～32.90 礫混じり中粒砂～極粗粒砂（粗粒砂主体）
- 32.90～32.96 極粗粒砂～粗粒砂
- 32.96～33.00 中粒砂～粗粒砂
- 33.00～33.10 礫混じり粗粒砂～極粗粒砂
- 33.10～36.72 シルト混じり細粒砂～極細粒砂、炭化物混じる
- 33.40～33.80 炭化物多い
- 34.36～34.45 部分的に酸化色
- 34.50 雲母のラミナ
- 34.52 雲母のラミナ
- 34.50～34.56 中粒砂混じり
- 34.93～34.94 シルトの薄層が挟在
- 35.00～35.10 細粒砂主体、酸化色を呈する、雲母の細かいラミナがみられる

36. 10～36. 72 細粒砂がパッチ状またはパイプ状に混じる（生痕）
36. 72～47. 75 シルト（貝殻混じり）
36. 74～36. 76 細粒砂がパッチ状に混じる（生痕）
36. 94～36. 98 細粒砂がパッチ状に混じる（生痕）
47. 00～47. 75 極細粒砂混じり
- 4753 細礫混じる
47. 75 細礫混じる
47. 75～48. 10 シルト混じり極細粒砂（貝殻混じり）（漸移的）
48. 10～49. 25 シルト混じり細粒砂～極細粒砂、まれに細礫混じる
49. 10 シルト塊状に混じる（マッドクラスト）
49. 20～49. 22 シルト塊状に混じる（マッドクラスト）
49. 25～50. 13 砂礫
49. 25～49. 40 最大礫径 4cm、亜円～亜角礫、礫種は花崗岩・チャート主体、マトリックスはシルト混じり細粒砂
49. 34～49. 36 やや褐色を呈する
49. 40～50. 13 細礫～極粗粒砂（細礫主体）
- 最大礫径 1cm、貝殻片混じる
50. 13～50. 23 礫混じりシルト
50. 23～51. 10 砂混じりシルト
50. 26～50. 28 炭化物混じる
50. 34 細粒砂がパッチ状に混じる
50. 23～50. 40 有機質
50. 40～50. 85 細粒砂増す
50. 85 炭化物混じる
50. 85～51. 10 中粒砂～粗粒砂混じりで砂分増加
51. 10～51. 22 礫混じり中粒砂、粗粒砂～極粗粒砂混じり
51. 22～51. 38 細粒砂～極細粒砂
51. 35 シルト混じり
51. 38～51. 40 細粒砂
51. 40～51. 47 中粒砂～粗粒砂
51. 47～51. 60 極細粒砂混じりシルト
51. 56～51. 60 礫混じり
51. 60～51. 82 細礫混じり粗粒砂～極粗粒砂、貝殻片混じる
51. 82～52. 00 細粒砂～中粒砂
51. 88 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
51. 92 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
52. 00～52. 27 礫混じり中粒砂
- 最大礫径 2cm
52. 27～52. 40 礫混じり粗粒砂
52. 40～52. 45 シルト

- 52.45 径1cm チャート礫混じる
- 52.45～52.53 シルト混じり極細粒砂、貝殻混じり
- 52.53～53.02 砂礫、礫径0.5～4cm (0.5～1cm 主体) の垂円～垂角礫、礫種はチャート・花崗岩主体
- 52.53 径4cm のチャート礫
- 52.80～ マトリックスはシルト混じり極細粒砂で有機質
- 52.97～ 炭化物混じる
- 53.02～53.28 シルト混じり細粒砂、炭化物多量に混じる
- 53.28～53.33 礫混じり中粒砂～粗粒砂
- 53.33～53.41 礫混じり細粒砂
- 53.41～53.75 礫混じり中粒砂～極粗粒砂
- 53.41～53.50 粗粒砂～極粗粒砂
- 53.50～53.60 中粒砂～粗粒砂
- 53.60～53.70 中粒砂
- 53.70～53.75 粗粒砂
- 53.57～53.60 炭化物混じる
- 53.60 径1cm の礫混じり
- 53.66 炭化物混じる
- 53.75～53.88 砂礫 (細礫主体)、マトリックスは中粒砂～粗粒砂
- 53.88～54.05 中粒砂
- 54.05～54.08 細粒砂
- 54.08～54.10 粗粒砂～中粒砂
- 54.10～54.19 細粒砂、細礫少量混じる
- 54.19～54.24 中粒砂～粗粒砂
- 54.24～54.36 砂礫 (細礫主体)、マトリックスは中粒砂～粗粒砂
- 54.36～54.69 極細粒砂～細粒砂、微細な貝殻片混じる
- 54.50～54.56 シルトが塊状に混入 (マッドクラスト)
- 54.54 炭化物
- 54.57 炭化物
- 54.65～54.67 炭化物
- 54.69～54.75 礫混じり細粒砂
- 54.75～54.90 砂礫、最大礫径1cm
- 54.90～55.68 礫混じり粗粒砂～極粗粒砂
- 55.68～56.05 細粒砂～中粒砂、粗粒砂～極粗粒砂混じり
- 56.05～56.70 砂礫
- 56.05～56.40 細礫混じり極粗粒砂
- 54.40～56.70 細礫主体
- 56.70～58.59 有機質シルト
- 57.02～57.04 炭化物 (材)
- 57.08 炭化物 (材)

- 57.09 炭化物（材）
- 57.09～57.15 極細粒砂がレイヤー状に挟在
- 57.15～57.17 細粒砂
- 57.23～57.25 中粒砂～粗粒砂
- 57.50 偽礫状に茶色の変色部
- 57.60～57.70 偽礫状に茶色の変色部が点在
- 57.92 炭化物がレイヤー状に挟在
- 58.50～58.59 細粒砂混じり
- 58.59～58.67 シルト混じり細粒砂
- 58.67～58.94 細粒砂～極細粒砂
- 58.94～59.29 中粒砂～粗粒砂、極粗粒砂～細礫混じり
- 59.08 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
- 59.09～59.11 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
- 59.15～59.17 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
- 59.23～59.24 シルトが塊状に混じる（マッドクラスト）
- 59.29～59.35 シルト混じり極細粒砂。中粒砂～細粒砂混じり
- 59.35～59.44 シルト混じり中粒砂～細粒砂
- 59.44～59.70 極細粒砂混じりシルト
- 59.44～59.48 中粒砂～粗粒砂混じり
- 59.70～59.94 シルト混じり極細粒砂～細粒砂
- 59.70 色調変化
- 59.78～59.80 細粒砂
- 59.94～60.00 細粒砂

図 33 に柱状図を示す。

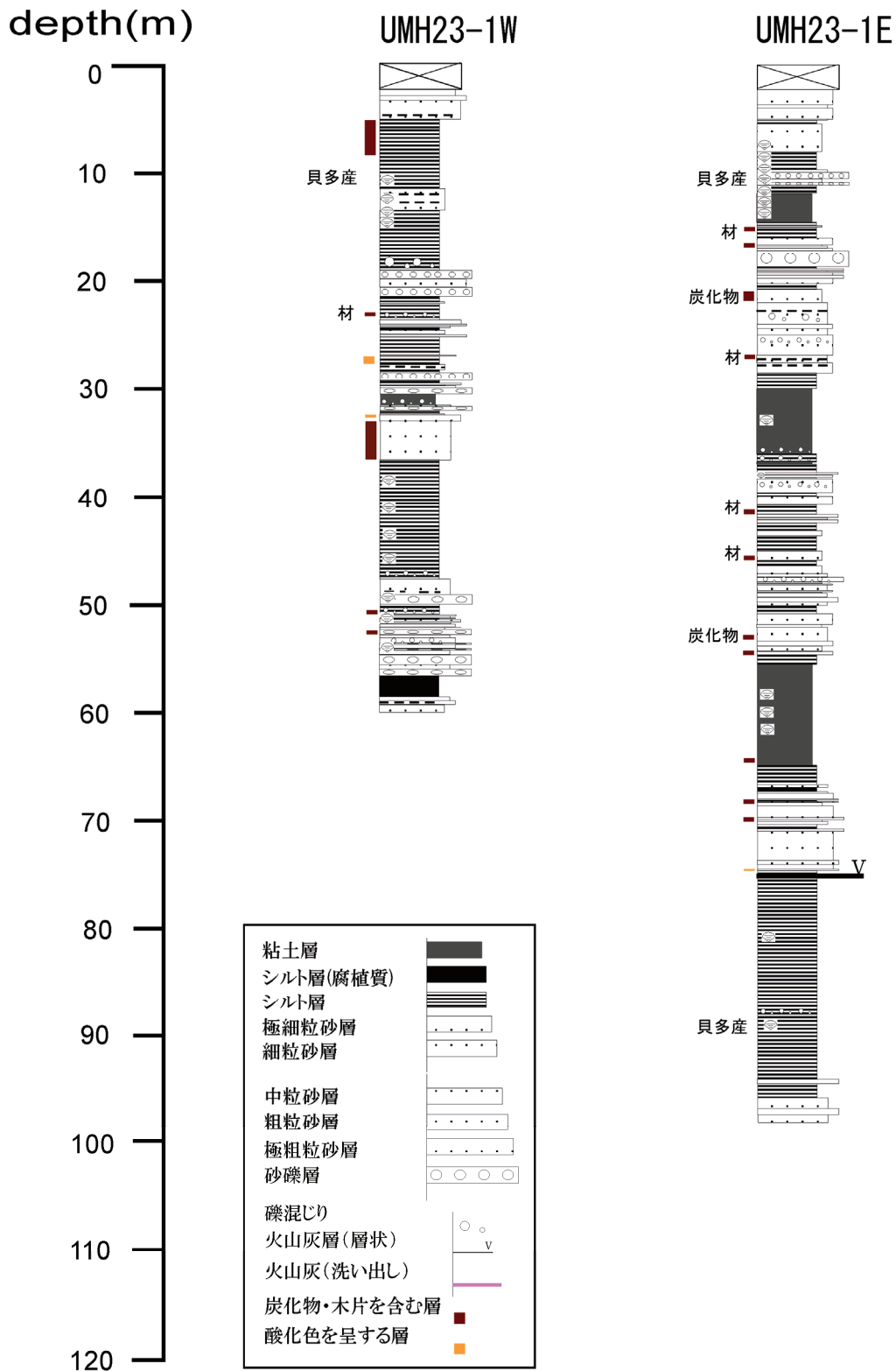


図 33 UMH23 コアの柱状図

図中に見られるシルト・粘土の部分が基本的に海成粘土と思われる青灰色を示す。また、UMH23-1Eの深度 75 m 付近においては火山灰層が認められた。

iv) 分析作業

コア試料を用いて行う分析作業について示す。棒状のコア試料については、まず半割を行ってコアの内部の試料を用いて観察をおこなった。観察後は半割試料のうち1つはアーカイブ用としてコア箱に戻して保存、もう一方は観察後、写真撮影、土色測定、試料の分取を行い、各種分析を実施した。今回の検討では、まずは粘土シルト層の海成粘土番号(Ma)を決定し、堆積年代を明らかにする必要があるため、この海成粘土番号を決定できる鍵層となるテフラ分析を中心に行った。肉眼観察ではUMH23-1Eの深度75 m付近で見られた火山灰のほかに潜在火山灰について検討を行うために、粘土シルト層について0.5 m毎に試料の洗い出しを行なった。その結果、火山ガラスが他産する層準を確認した。図34に示す。

これらの火山灰層について分析を実施したところ、表2に示すような結果が得られた。これにより、各広域火山灰層との対比ができたものについては、海成粘土番号(Ma)を決定することができた。最終結果を図35に示す。

表2 火山灰分析結果一覧

深度(m)	対比の予想される火山灰	(%)	鉱物組成	ガラスの形態	重鉱物組成	ガラスの屈折率(最頻値)	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
UMH23-1E 58.40-58.50	unknown	37.0	火山ガラス>軽鉱物>岩片 >重鉱物, その他	珪長質It型がほとんど, pm型含む	Ghb>Opx>Opx	1.4961-1.4961 1.5007-1.5037(1.502- 1.503)	-	-
UMH23-1E 64.40-64.50	加久藤	8.0	軽鉱物>岩片>火山ガラス >重鉱物, その他	珪長質w型>pm型>It型	Ghb>Bt>Opx	1.5003-1.5028(1.502)	-	-
UMH23-1E 75.27-75.29	BT74またはBT75	68.5	火山ガラス>軽鉱物>重鉱物	珪長質pm型	Ghb>Opx>Opx>Bt	1.4994-1.5024 1.5034-1.5091(1.505-1.506) 1.5106-1.5106	1.703-1.708(1.706)	1.689-1.687(1.678)
UMH23-1W 13.50-13.60	K-Ah	20.0	軽鉱物>重鉱物>火山ガラス >岩片	珪長質薄手 bw>pm>It, 色付きガ ラスあり, 水和層厚5 μm程度	Bt>Ghb,Opx>Opx,Zr	1.4960-1.5005(1.500) 1.5101-1.5145(1.512)	-	-
UMH23-1W 43.70-43.80	KIX 18-62	5.0	岩片>軽鉱物>火山ガラス >重鉱物	珪長質pm型が主体	Bt>Ghb>Opx>Opx	1.4991-1.5026 1.5146-1.5179(1.516-1.517) 1.5191-1.5232(1.521)	1.708-1.714(1.709, 1.712) 1.717-1.721 1.725-1.729	1.672-1.683(1.676-1.679) 1.685-1.693

実際には各海成粘土の堆積開始時期は海進の状態から時間差があると考えられるが、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った。これによると Ma13層基底部では2.66 mの標高差があり、変位速度は0.22 m/ka、Ma12層の基底部では12.55 mの標高差があり、変位速度は0.10 m/kaとなる。

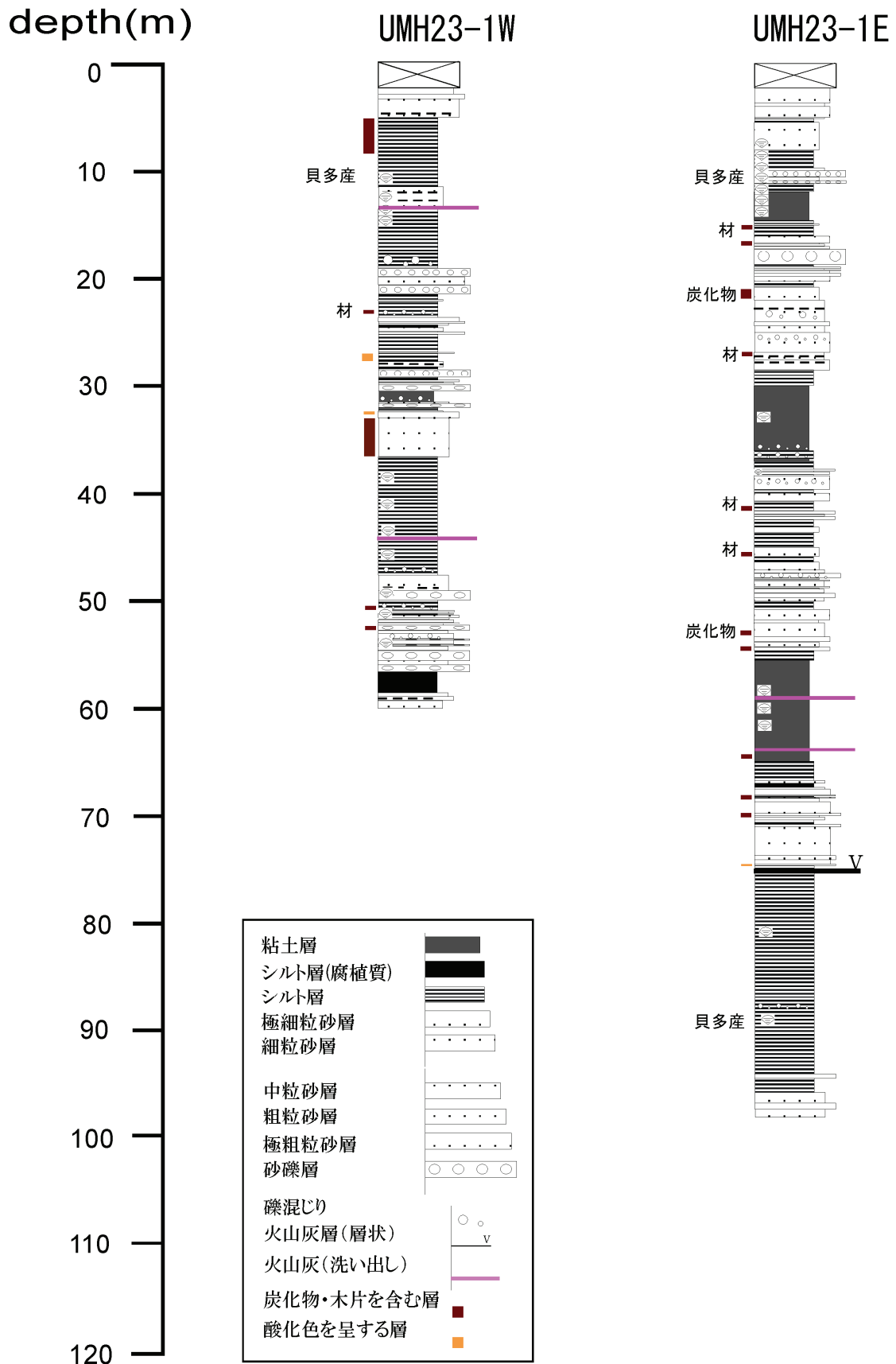


図 34 UMH23 コアの柱状図。ピンク線の位置が潜在火山灰の層準である。

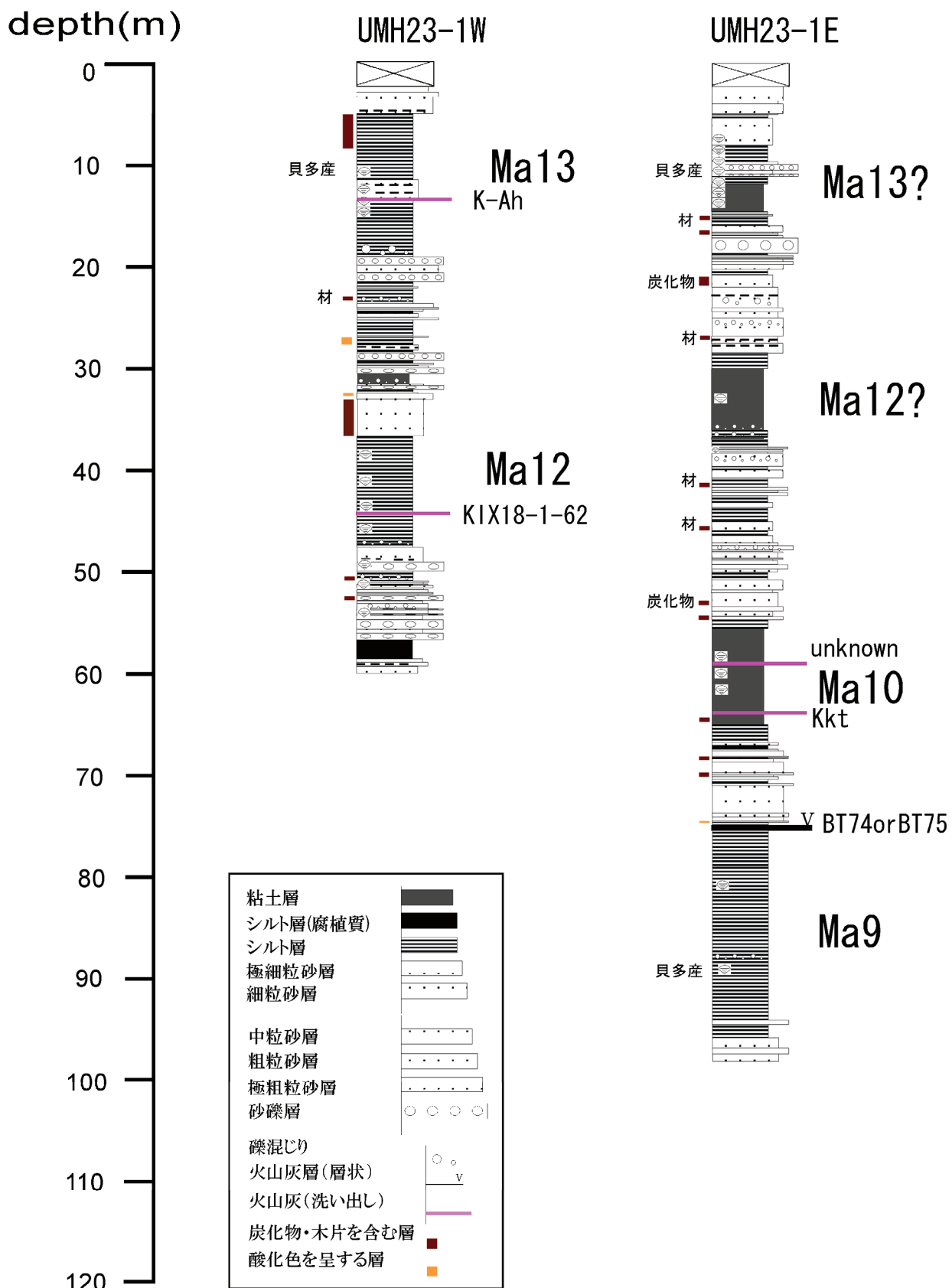


図 35 UMH23 コアの柱状図と対比結果。

5) 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。本課題において、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ている。ここでは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。

b) 解析結果

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。

図 36 から図 43 にある深度における海成粘土層の分布・傾斜方向・傾斜角度を示す。今回は海成粘土のみを対象としており、海成粘土間の地層については処理を行っていない。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。

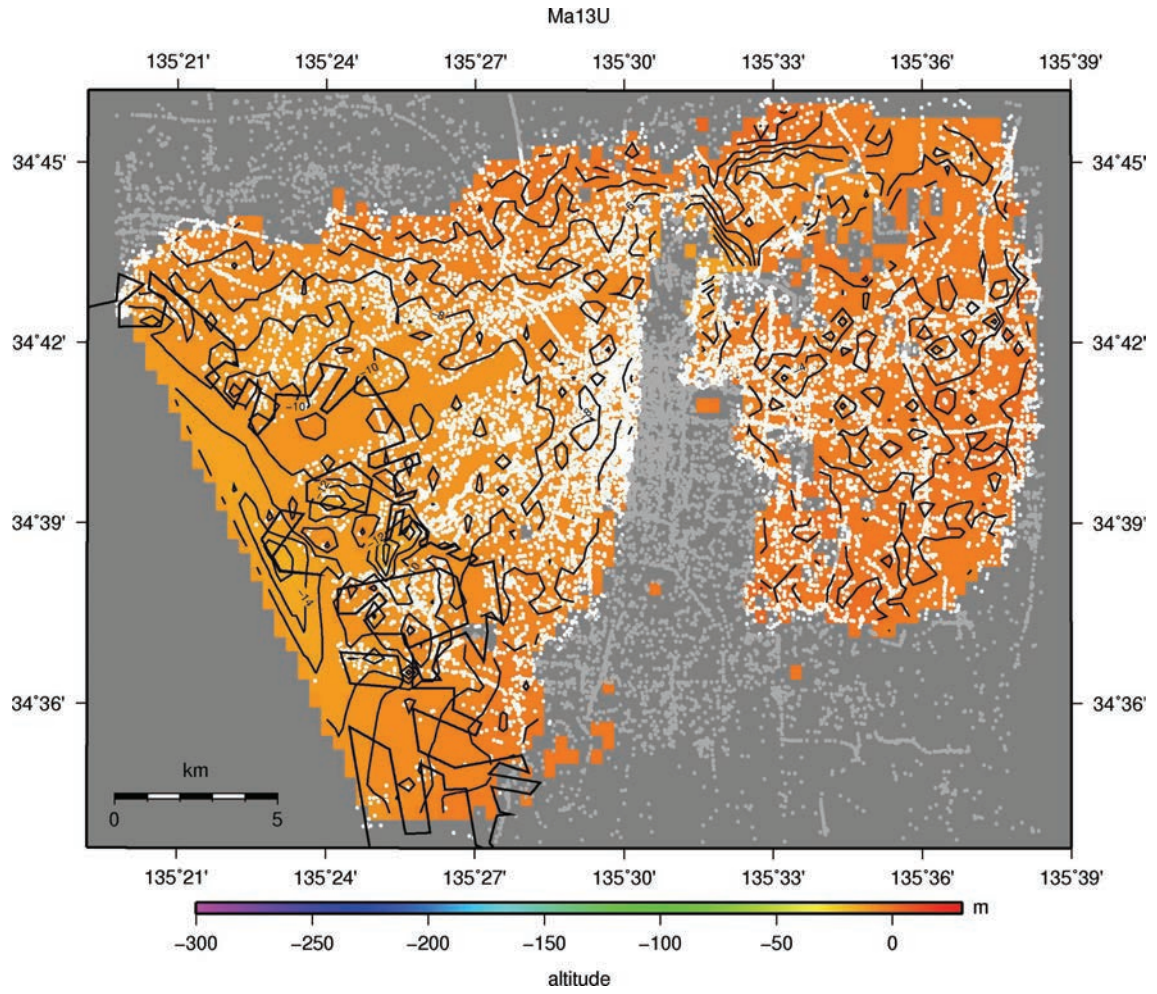


图 36 Ma13 上面深度分布

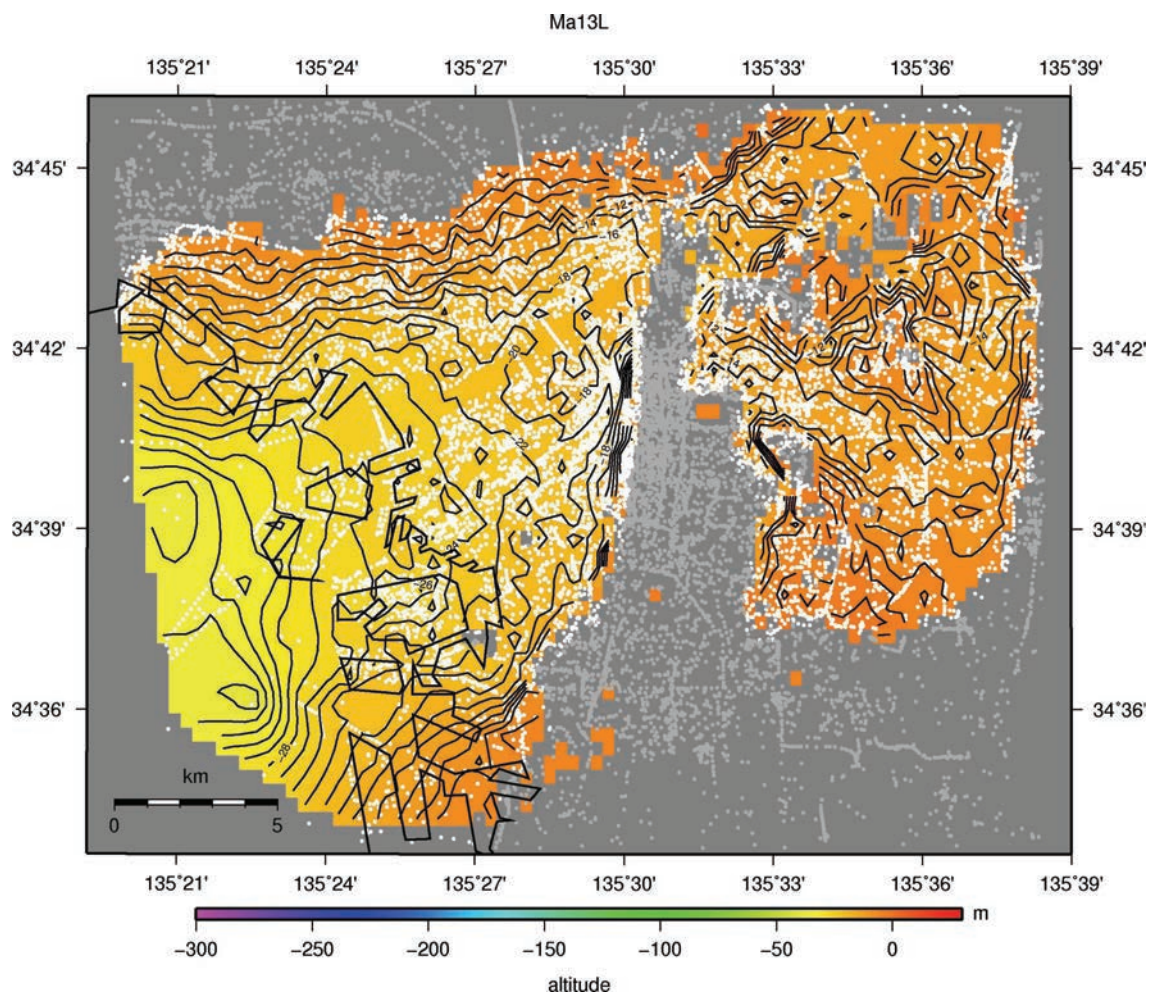


图 37 Ma13 下面深度分布

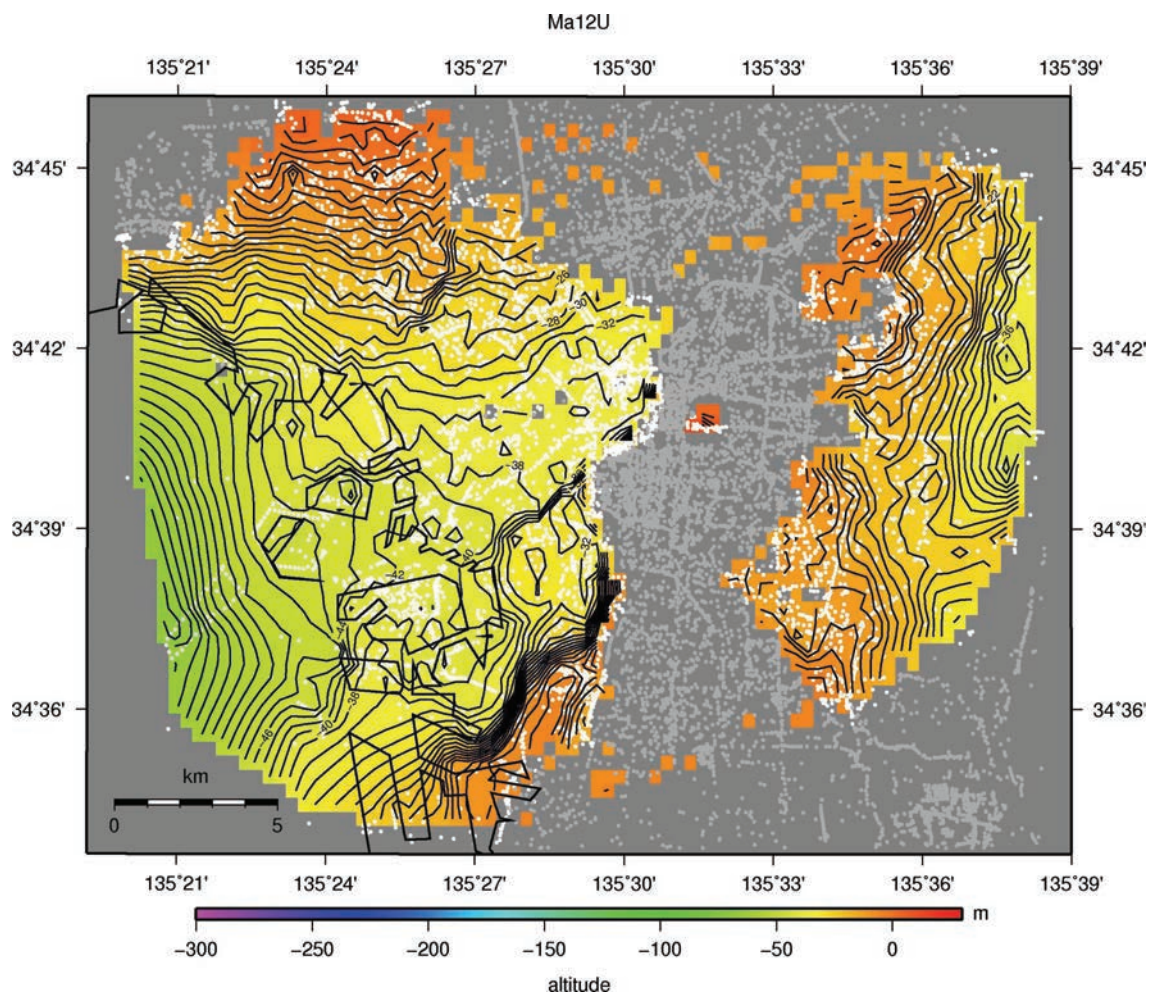


图 38 Ma12 上面深度分布

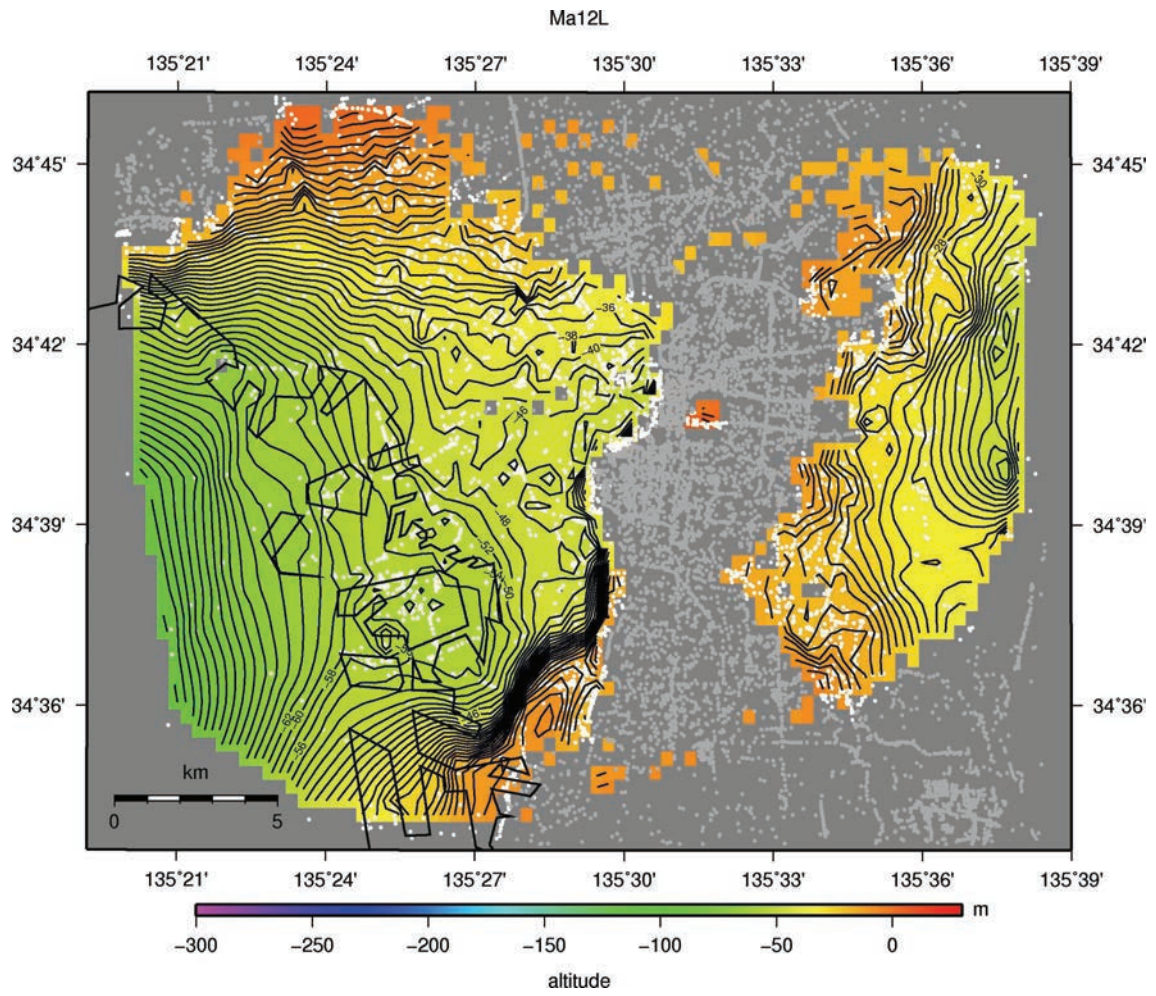


图 39 Ma12 下面深度分布

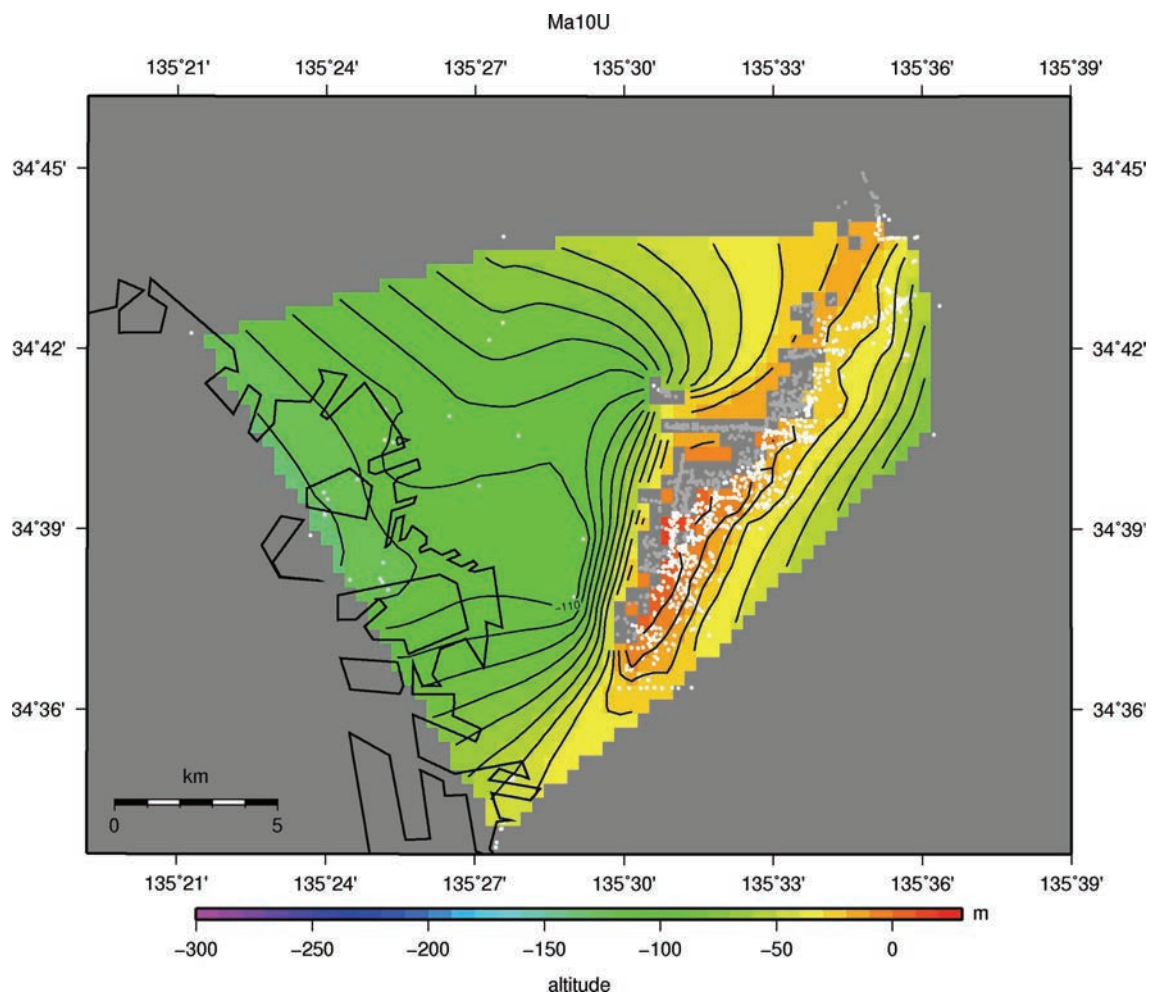


图 40 Ma10 上面深度分布

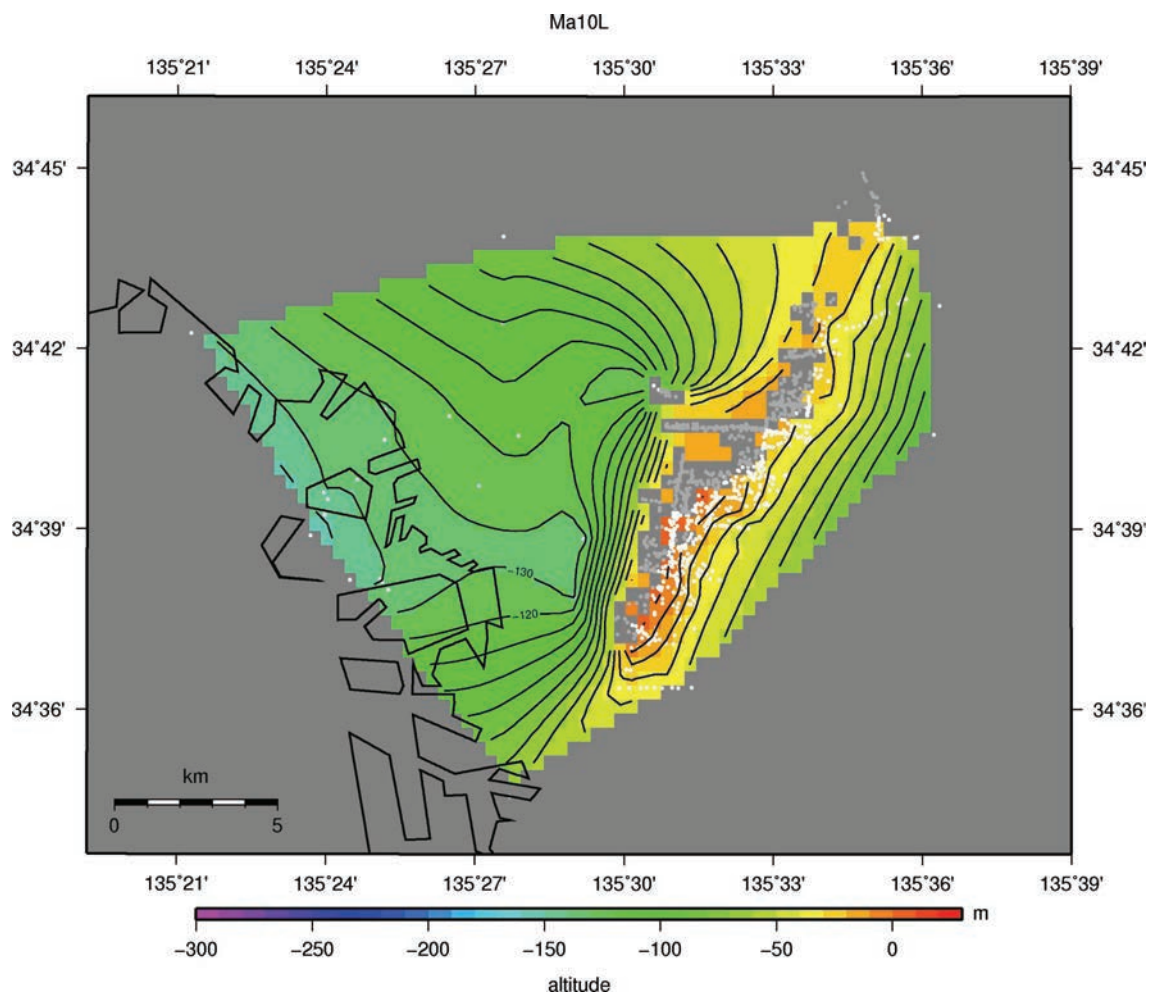


图 41 Ma10 下面深度分布

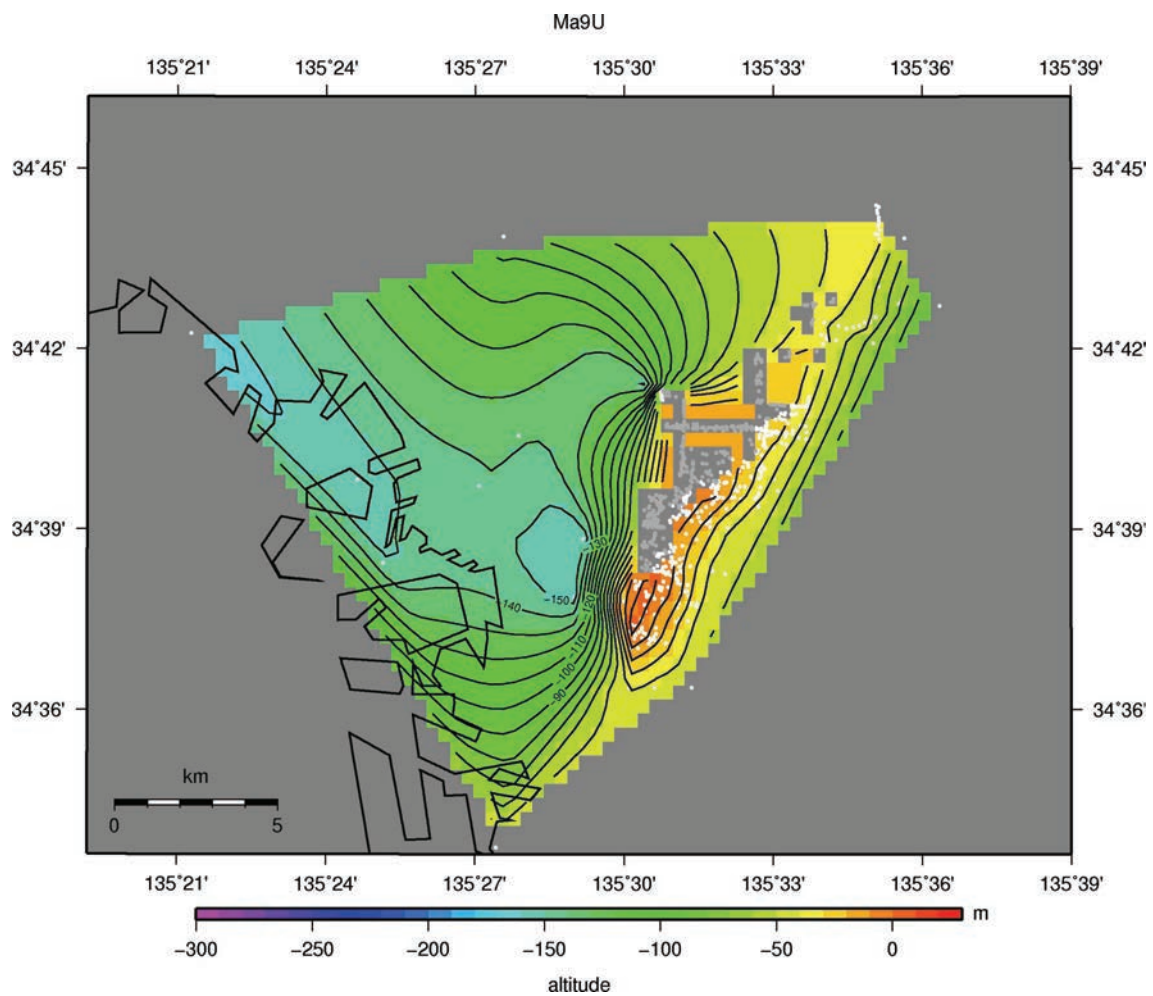


图 42 Ma9 上面深度分布

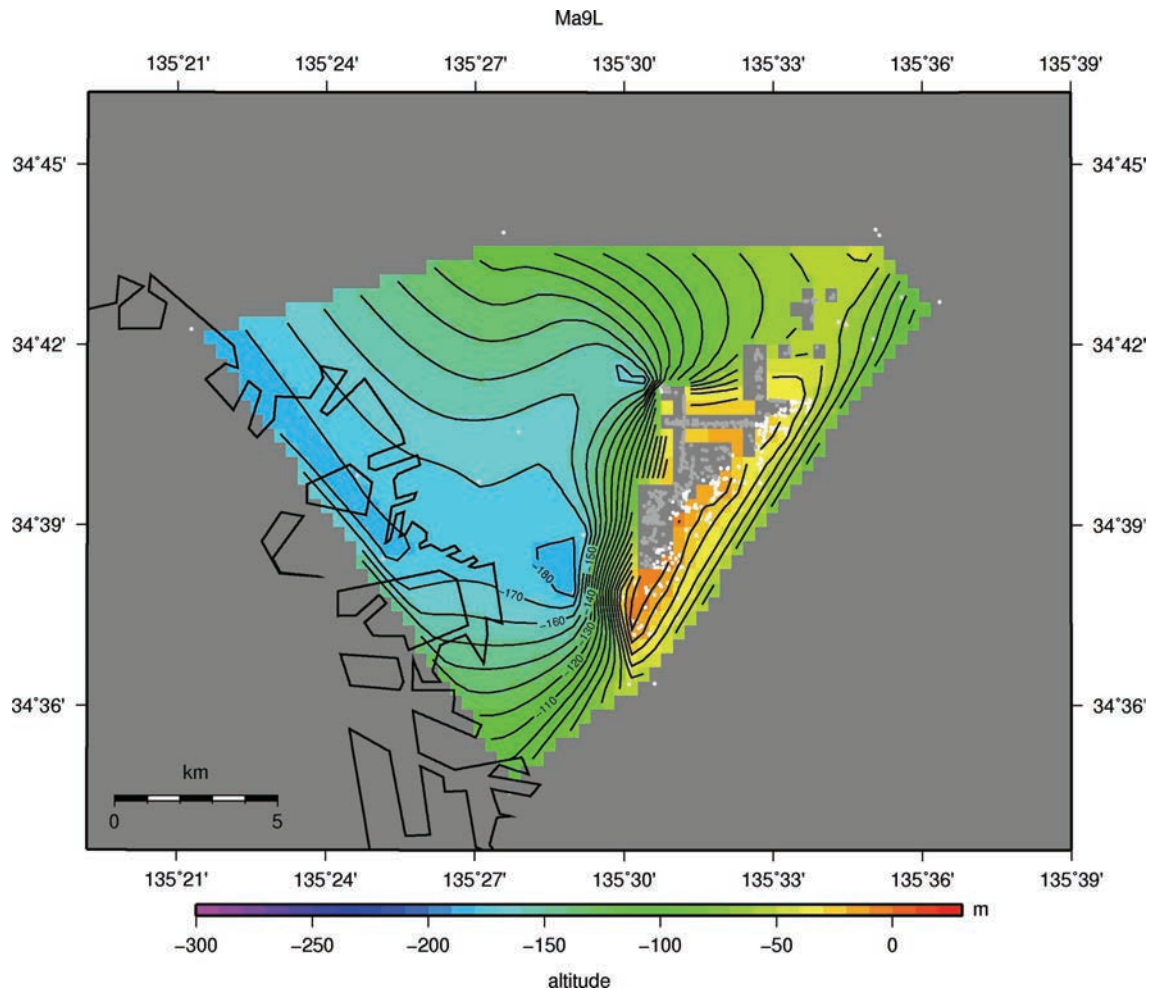


図 43 Ma9 下面深度分布

図 44 から図 49 には、コンターマップをもとに等深度で抽出した海成粘土とその下面の傾斜方向とカラースケールで傾斜角度を示した。また、基盤形状と比較するために基盤深度をコンターで示してある。断層変形を受けていなければ、分布する海成粘土の傾斜も緩やかで水平に近いと期待される。各深度において、大阪湾側の海成粘土の傾斜角はほとんど 0.5° 以下で、傾斜方向も統一性がない。各海成粘土は、古いもの、すなわち下位の粘土層ほど台地側に分布しており、傾斜が急になり、傾斜方向も一定方向を示す。したがって、上町断層によってより新しい地層は海側で変形している様子を見てとることができる。Ma9 は、台地状に高まっている基盤の東側で北東-南西方向に傾斜角が急になっており、基盤ではほぼ凹凸が見られない部分でも分布している。すなわち、基盤部分で変位がほとんどみられない部分でも、Ma9 では変形構造がみられる。

深い部分までのボーリングデータがないため、上町断層の北西部では、下位の海成粘土層の分布情報が得られていない。さらに、今回は海成粘土のみを対象とした処理なので、海成粘土間の地層が分布する場合は情報の空白状態になっている。

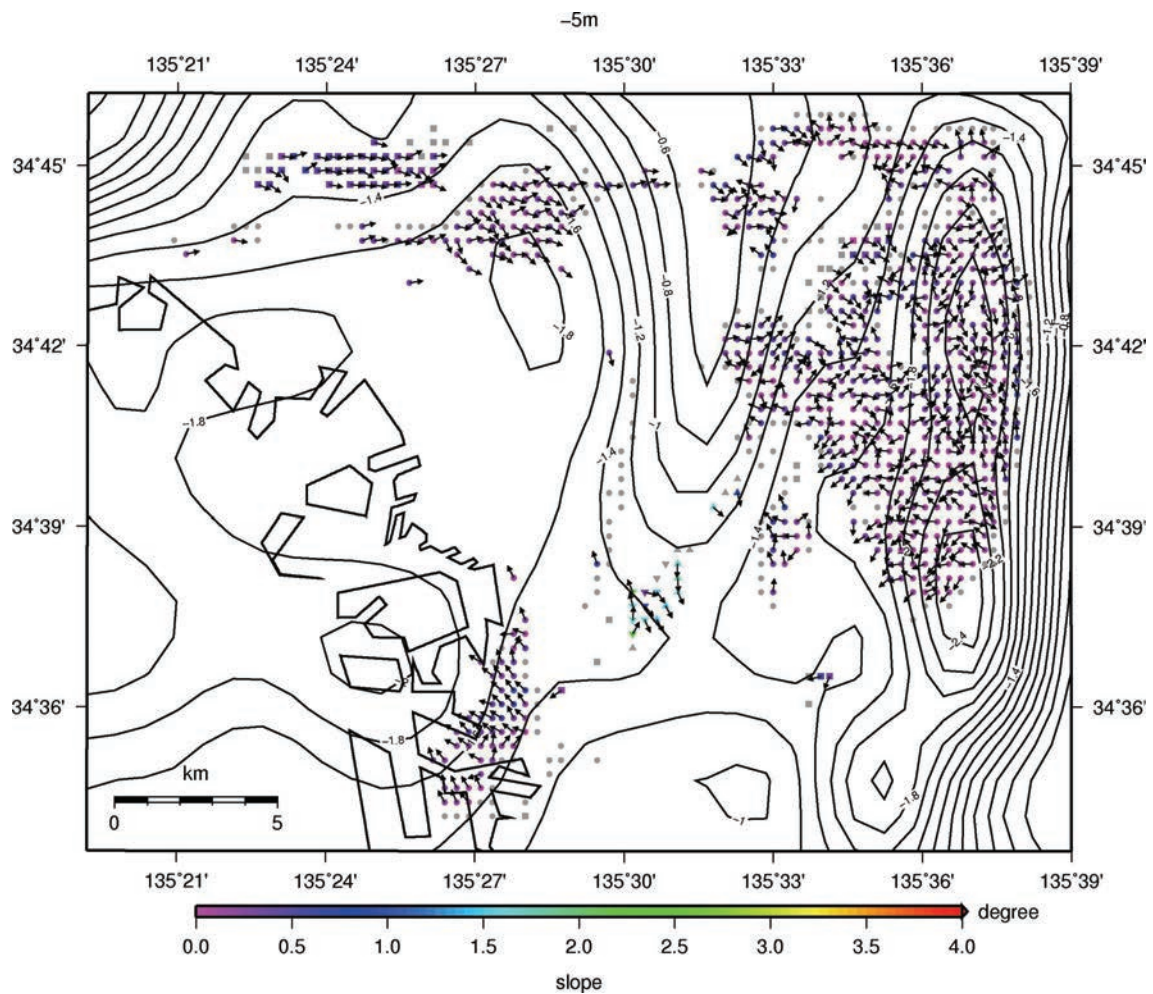


図 44 深度 5 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

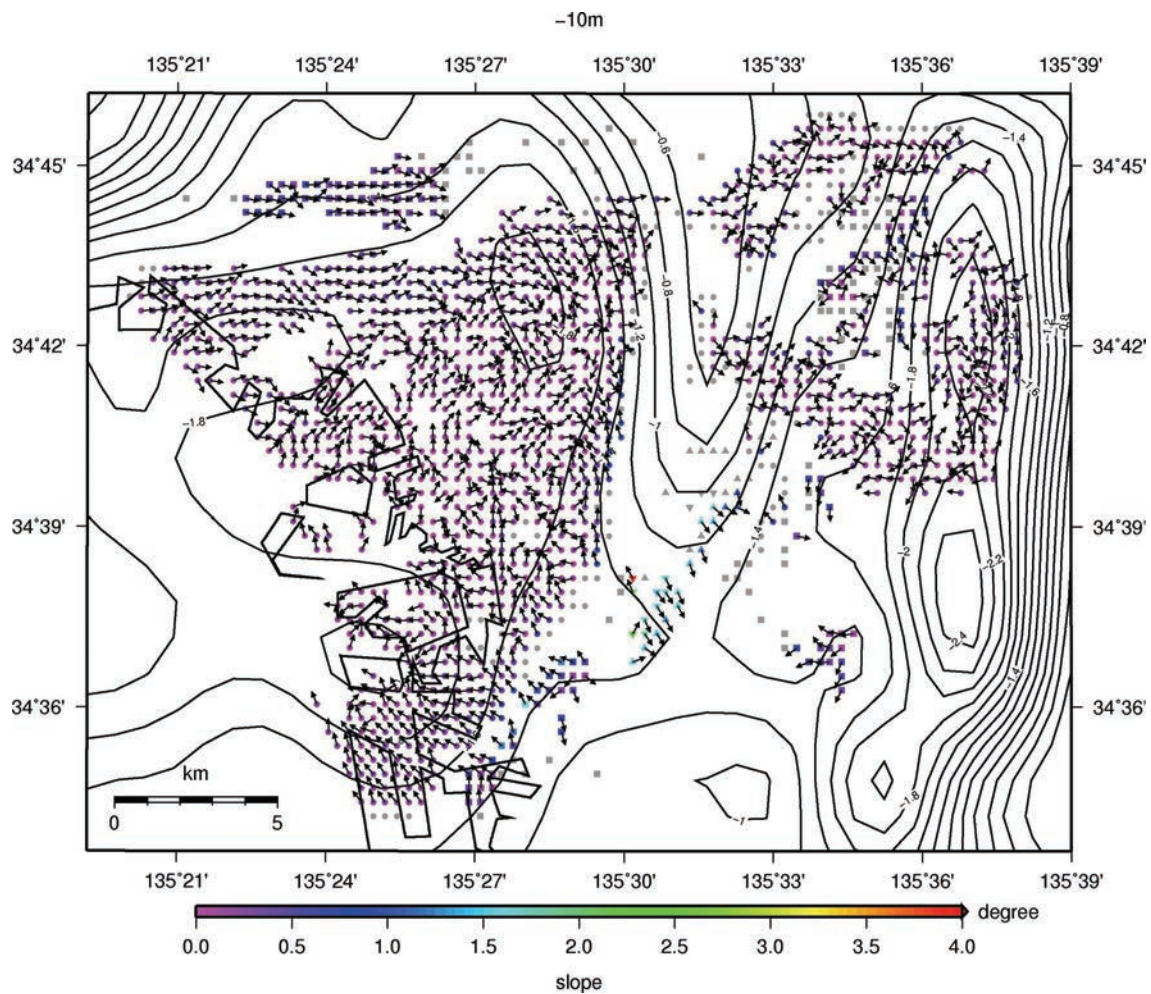


図 45 深度 10 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

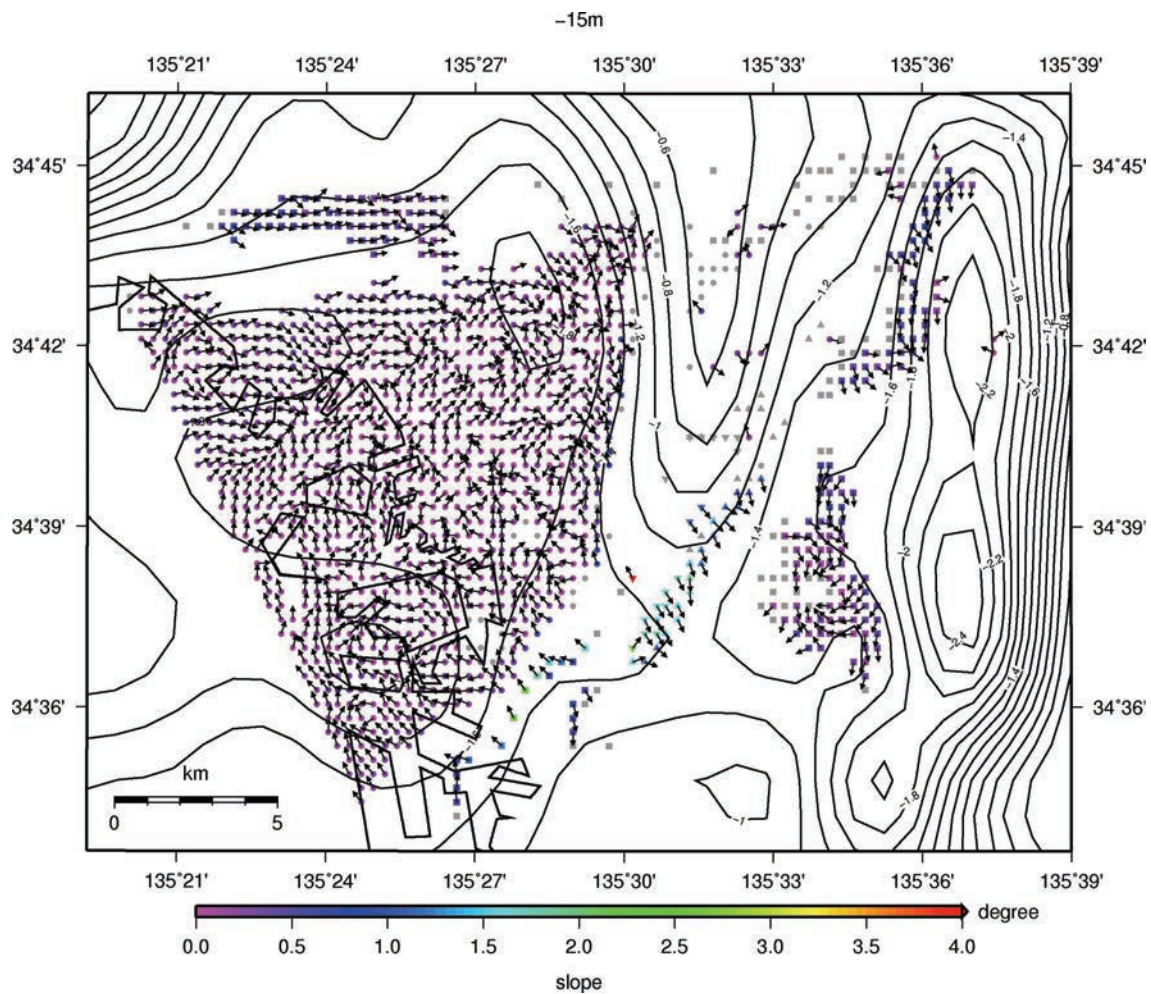


図 46 深度 15 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

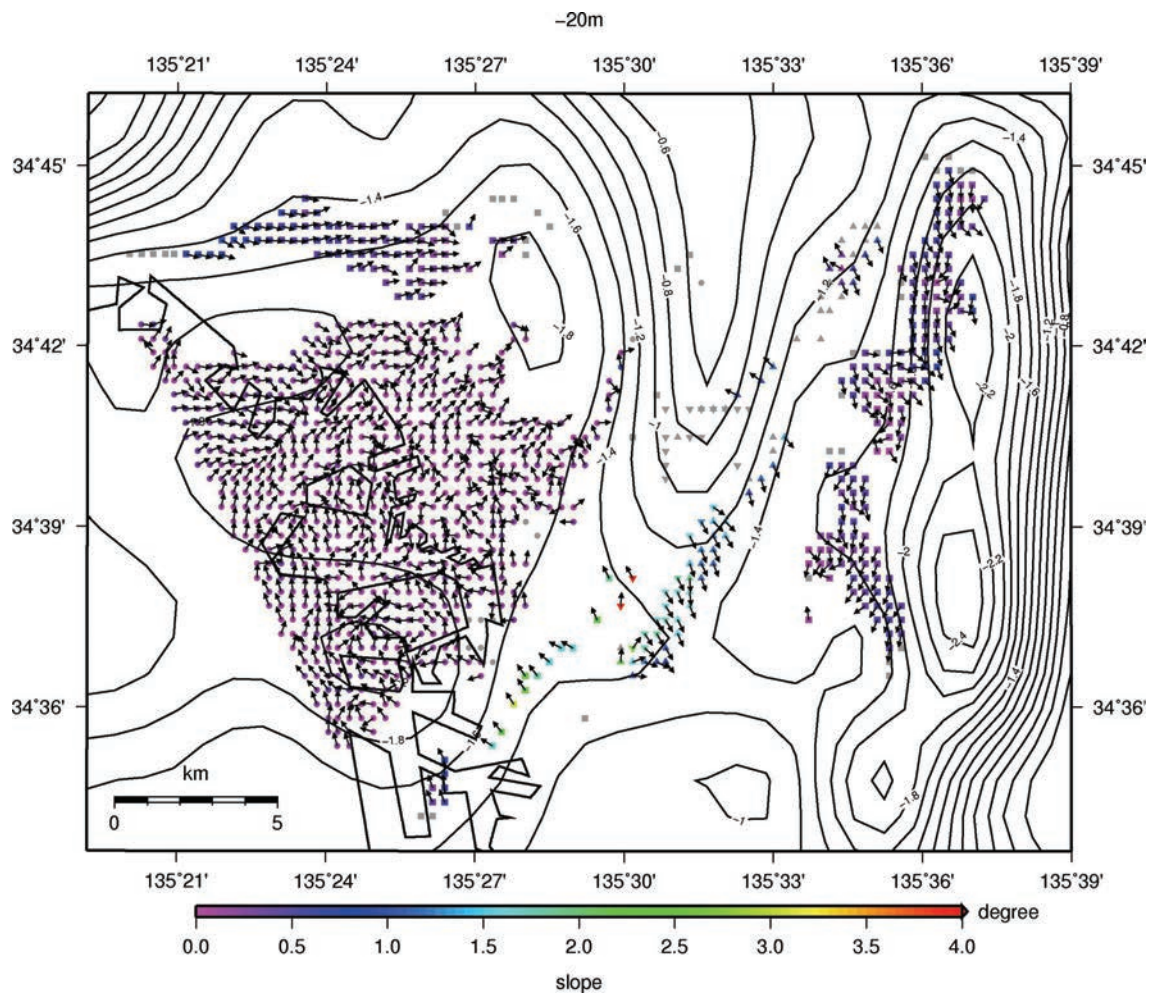


図 47 深度 20 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

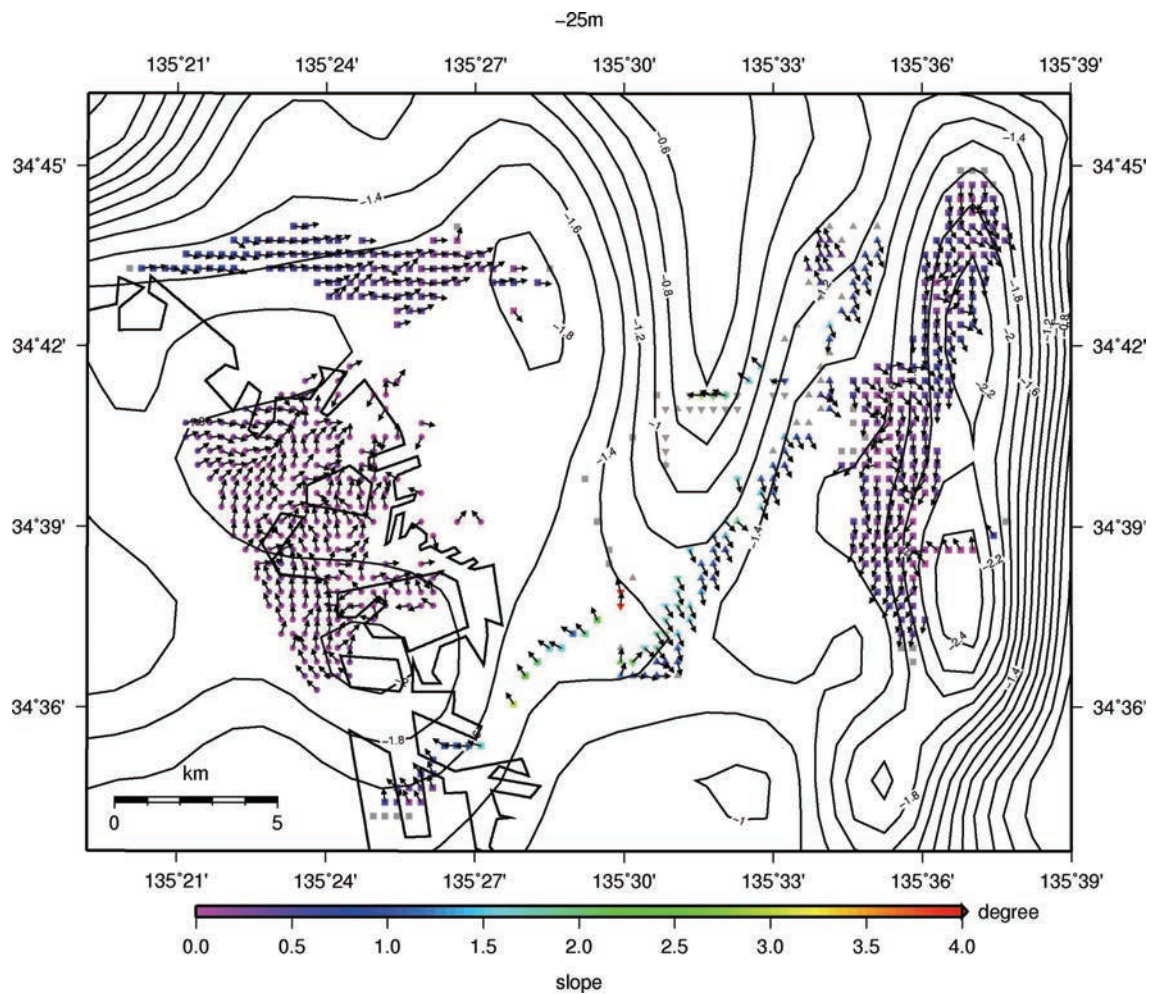


図 48 深度 25 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

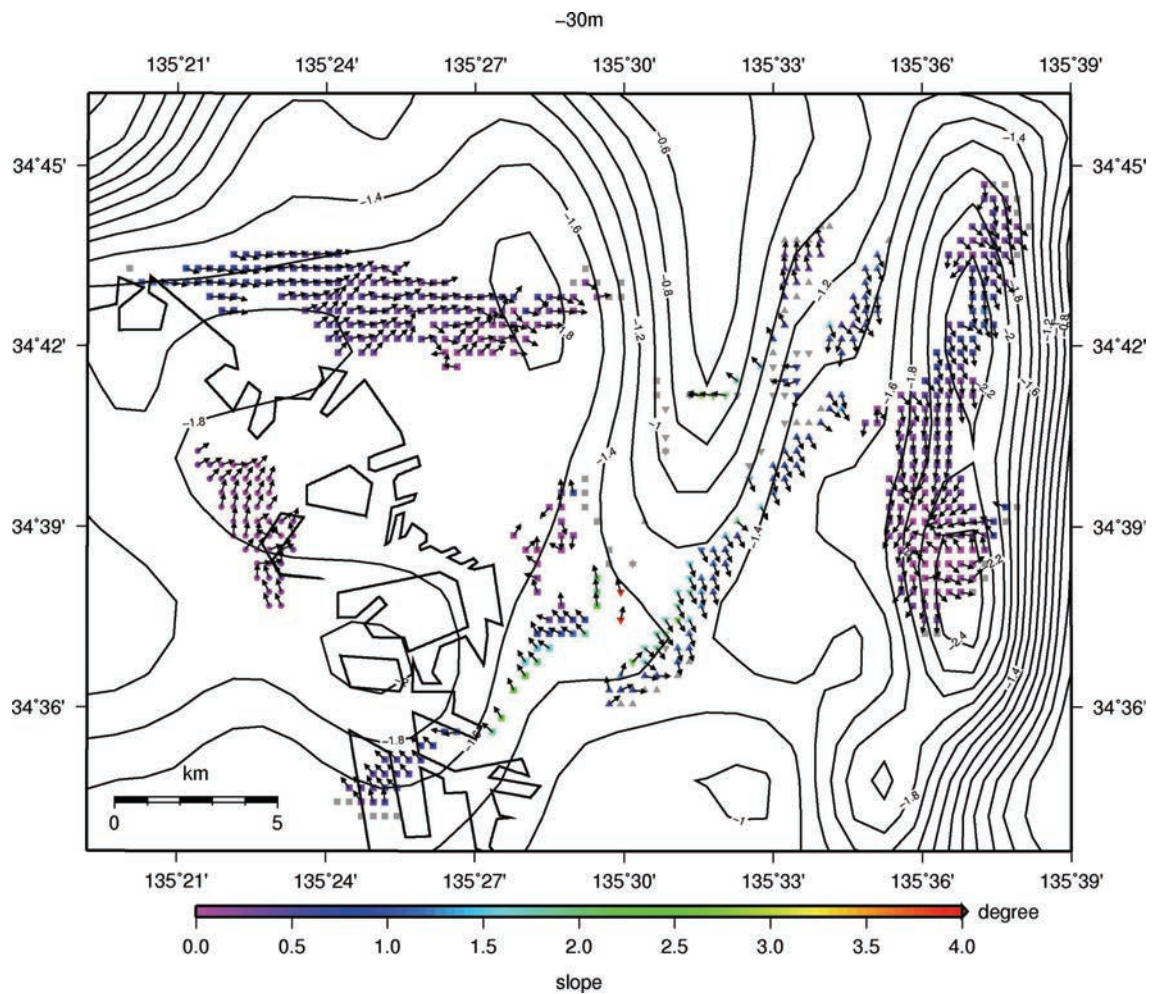


図 49 深度 30 m における変形ゾーンマップ

● : Ma13 層、■ : Ma12 層、▲ : Ma10 層、▼ : Ma9 層が分布することを示す。各海成粘土層の下面の傾斜角をカラースケールで示す。灰色は傾斜角が求められなかったことを示す。矢印は傾斜方向を示す。コンターは基盤標高 (km) を示す。上町断層の北西部では、有効なボーリングデータがないため下位の海成粘土層の分布情報が得られない。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) InSAR 解析

ALOS/PALSAR の大阪平野の画像を全て収集し、干渉解析・スタッキングと 2.5 次元解析を行い、地盤変動の疑似上下成分と東西成分を抽出した。その結果、大阪平野に特徴的な地盤変動が進行していることが明らかとなり、これらの一部は上町断層帯と関係が示唆された。残念ながら、ALOS/PALSAR は 2011 年 5 月で運用停止したので、今後新しい画像データは期待できない。そのため、ヨーロッパの衛星の画像など既存のデータで長期間の蓄積がなされているものを解析し、得られた変動の検証を試みる必要がある。

2) 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, 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、上町断層帯仏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 60~70° 程度であるが、深部では傾斜は 60° 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 60~70°、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°、となる。

今後の課題としてはまず、「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、桜川撓曲や住之江撓曲との分岐の取り扱いも含めて、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。また、とくに重要な課題として、次の点が挙げられる。本研究では、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、多くの相違点が生じている。これらの違いの原因として、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いけない。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、その場合は違いを明らかにしなければならない。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。

3) 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

本研究によるモデルシミュレーションを通して、以下のことがわかった。

1. 堆積層は、堆積層下に伏在する逆断層の運動に、正断層運動より敏感に応答する。
2. 断層が堆積層に達している程度により撓曲の形状が変化し、断層が地表に達する場合（正断層では、断層端が堆積層の80%以上に達する場合）、撓曲構造は形成されない。したがって、撓曲構造の形成には伏在断層の存在が必要不可欠である。また、断層と要素粒子間の摩擦係数の大きさは、層内変形に大きく寄与する。
3. 基盤岩の変形形状が判明すれば、その波長から、変形を生じさせた断層の深さを評価できそうである。

これらのシミュレーション結果を踏まえて、大和川南測線西端部の震探断面図の解釈に適用すると、堆積層の撓曲を生じさせた上町断層南部分は、深さが2.5~5 km程度の逆断層で、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。しかしながら、現在観察される基盤岩形状には、ローカルな変動だけではなく、広域変動の影響も含まれているため、今後、より正確な震探解釈とモデリングが必要である。

来年度は、基盤の弾性的な変形を考慮できるシミュレーション・ツールの開発を行い、個別要素法解析プログラム PFC2D に組み込む。これに、大阪層群の物性値に則した堆積層モデルを導入することで、より現実的な堆積層変形のシミュレーションを目指してゆきたい。

4) 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する。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った。これによると Ma13 層基底部では 2.66 m の標高差があり、変位速度は 0.22 m/ka、Ma12 層の基底部では 12.55 m の標高差があり、変位速度は 0.10 m/ka となった。サブテーマ3-2によるやや長期間の平均変位速度に関する情報に用いる。

5) 変形ゾーン解析

従来、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は、断面図や特定の地層に着目して検討されてきた。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。

(d) 引用文献

- Allmendinger, R. W., Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, **17**, 640-656, 1998.
- 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.
- 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., 2011. Cover deformation above steep, basement normal faults: Insights from 2D discrete element modeling, *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 966-972.
- 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・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.
- 市原 実 (編著), 大阪層群, 創元社, 340pp, 1993.
- 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, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 東京, 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.
- Itoh, Y., K. Takemura, T. Ishiyama, T. Tanaka, and H. Iwaki, 2000. Basin formation at a contractional bend of a large transcurrent fault: Plio-Pleistocene subsidence of the Kobe and northern Osaka Basins, Japan. *Tectonophysics*, **321**, 327-341.
- 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, 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, 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, 2011.
- 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.
- 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.
- 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.

- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.