

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防災研究所	准教授	吉村 令慧
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	竹村 惠二
国立大学法人東京工業大学火山流体研究センター	教授	小川 康雄
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
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿
国立大学法人京都大学防災研究所	技術職員	米田 格

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯（金剛山地東縁—和泉山脈南縁）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

震源断層形状と周辺の地殻構造の解明に向けて、既存調査資料を収集整理するとともに、和歌山市及び岩出市において P 波反射法地震探査を行った。また、地下比抵抗構造探査を次年度以降に行うために、根来断層を横切る測線において広帯域 MT/AMT 法観測装置を用いた予備調査を行った。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を行った。和歌山市を中心としたボーリング資料などの既存地盤情報を収集し、断層運動による変形状情報を抽出するための地盤モデル作成を行った。当該地域の既存地震探査、重力探査等の地球物理学的調査結果を踏まえ、断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定の準備を行った。

2) 平成 26 年度：

平成 25 年度に実施した P 波反射法地震探査を含む既存調査資料の収集整理を継続するとともに、中央構造線を横切る既往測線に直交する、中央構造線に平行な測線（和歌山市域等）での P 波反射法地震探査を行い、断層形状と断層帯周辺の地殻構造解明を継続する。断層走向に直交する測線において地殻上部の地下比抵抗構造調査のための広帯域 MT/AMT 探査を実施する。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を継続する。既存地震探査、重力探査、ボーリングデータベース等の地球物理学的調査結果を踏まえ、断層運動シミュレーションによる震源断層形状推定を試みる。

3) 平成 27 年度 :

既往資料を踏まえ、金剛山地東縁断層に関する探査等を実施する。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を継続し、結果をまとめる。既存地震探査、重力探査、ボーリングデータベース等の地球物理学的調査結果を踏まえ、断層運動シミュレーションによる震源断層形状を推定する。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

1) InSAR解析による地盤変形状の推定

中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）の活動に関係する地盤変形状を推定することを目的に、和歌山平野・大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーするALOS/PALSAR 画像を解析し、地盤変動図を作成した。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

調査対象地域（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）の人工ノイズの状況を確認し、次年度以降の本調査において観測点配置を最適に行うために、広帯域 MT/AMT 法観測装置を用いた予備調査を実施した。予備調査では、25km の測線において計 6 点の広帯域 MT 法観測を行った。調査対象域において人工ノイズが減少する時間帯を確認するとともに、取得したデータを 2 次元構造解析し、深度 5 km までの電気比抵抗構造を推定した。

3) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P 波反射法地震探査

これまで反射法地震探査が実施されていない地域を対象に、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）の存在位置を確認するとともに、広域的な基盤構造を把握することを目的とした、P 波反射法地震探査を実施した。具体的には和歌山市（和歌山北測線）において測線長約 4.2km 及び岩出市（岩出測線）において測線長約 5.7km の計 2 測線の探査を行い、構造断面を求めるとともに、既往探査結果や重力異常データと関連させた構造の解釈を開始した。

4) 断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定

本対象地域の中央構造線の震源断層形状を断層変形シミュレーションによって推定することを目的として、アクティブテクトニクスの評価のための地質学的情報の既往文献整理と地表地質調査、及びシミュレーションに用いる個別要素法の環境整備を行った。

5) 地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理

中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）の周辺域、特に和歌山平野を中心とした地域において、既往ボーリング情報を収集し、整理した。また、収集したボーリング情報をデジタル化し、それを基に、250m メッシュの表層地盤構造モデル構築を行った。

(b) 業務の成果

1) InSAR解析による地盤変形状の推定

a) Persistent Scatterer InSARによる地盤変動図の作成

i) 手法の概要

和歌山平野を中心に、大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーするALOS/PALSAR画像

(図1) を収集し、Persistent Scatterer InSAR法により地盤変動を推定した。

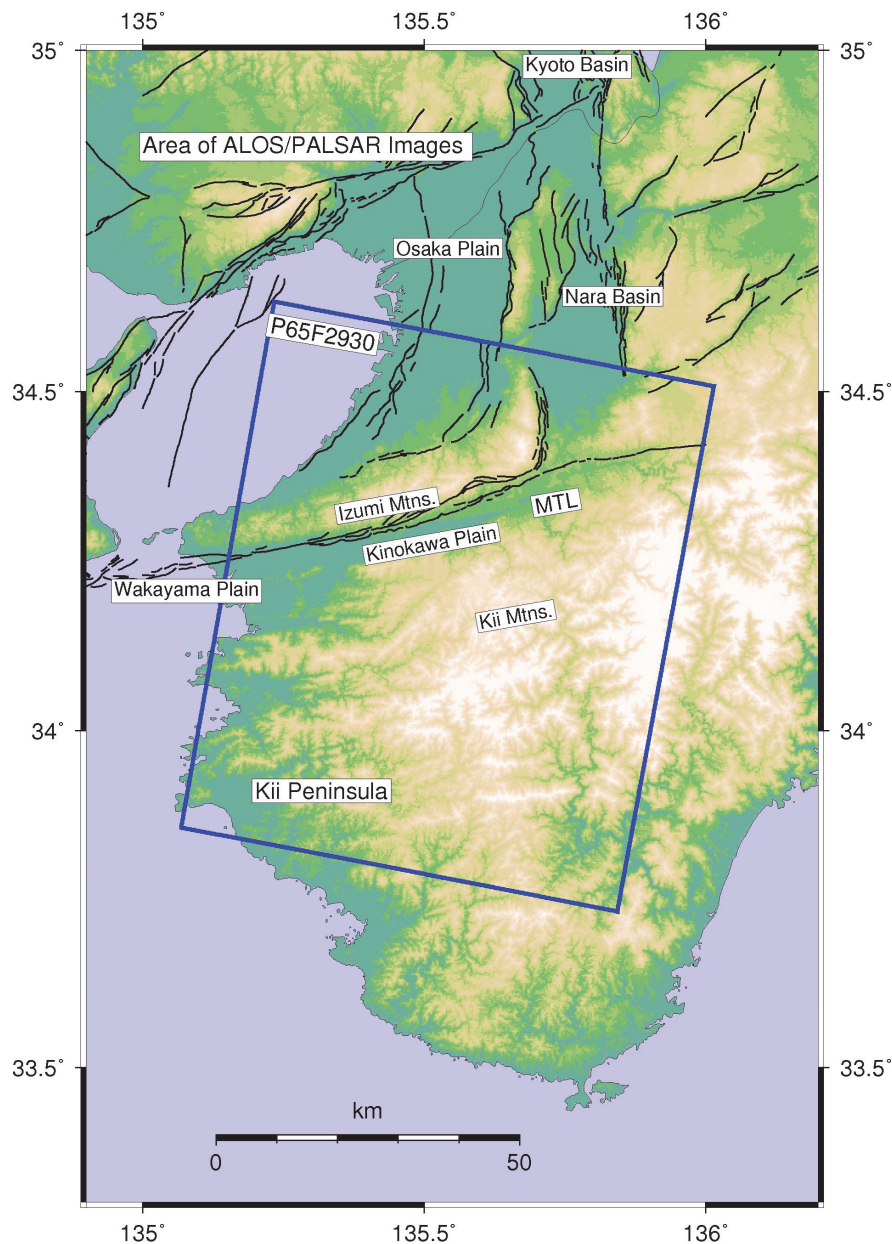


図1 解析に用いた ALOS/PALSAR 画像のフットプリント (青枠の範囲)。南行軌道からの観測画像で和歌山平野・紀ノ川平野を中心に、大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーする。黒い実線は活断層の地表トレースは活断層データベース (産業技術総合研究所, 2005) による。

Persistent Scatterer InSAR (もしくは、Permanent Scatter InSAR) は、ある地域を観測した画像が多数得られる場合、一つの画像 (「マスター」と呼ぶ) と残りの全ての画像との干渉処理を行ない、全ての干渉画像中で常に一定レベル以上の信号をもつピクセル (Persistent Scatterer : 以下 PS) を抽出し、このピクセルに対する位相の時間変化を追跡するものである。

解析には、Stanford 大で開発されたオープンソースのソフトウェア StaMPS を用いた

(Hooper et al, 2004)。解析に用いた ALOS/PALSAR 画像は、2007 年 1 月 9 日から 2010 年 10 月 20 日までの 15 回の南行軌道の観測により得られたものである。マイクロ波は衛星進行方向に対して右方向に照射されるため、南行軌道の場合は、東向き（西向き）あるいは隆起（沈降）の変位が生じた場合に視線距離が短縮（伸張）する。図 2 に、観測時期を横軸に、2007 年 1 月 9 日の観測時の衛星の位置からの垂直軌道間距離を縦軸に、各画像を○で、干渉処理を実施したペアを実線で示す。約 4 年の間に、垂直軌道間距離は+1500m から -3000m まで変化する。特に、2008 年半ばには衛星軌道の面外補正がなされたため、大きく変化した。マスターは、観測期間、軌道間距離ともに全データの平均に近い画像が望ましいとされていることから、このデータセットでは 2009 年 12 月 2 日観測の画像を最適と考え、これを用いた（図 2）。なお、2008 年 2 月 27 日と 2010 年 10 月 20 日の画像については処理がうまくできなかったため、解析から除いた（図 2 中の実線で結ばれていない○）。

干渉処理に用いる数値標高モデル（DEM）としては、ASTER-GDEM2 (<http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/index.html>) を用いる。

紀伊半島にはフィリピン海プレートの沈み込みによる地殻変動が生じている。しかし、この解析においては中央構造線近傍の詳細な地盤変動分布を得ることを目的としていることから、この変動はノイズとなる。また、ALOS/PALSAR は電離層の擾乱によると考えられる変動が見られることがある。プレート沈み込みに伴う変動や電離層擾乱の影響は干渉画像中に波長の長い変動として現れる。StaMPS の解析オプションである空間的に相関のする入射角誤差（Spatially Correlated Look Angle error：以下 SCLA）の補正を行なうことにより、これらの波長の長い変動を除去する。

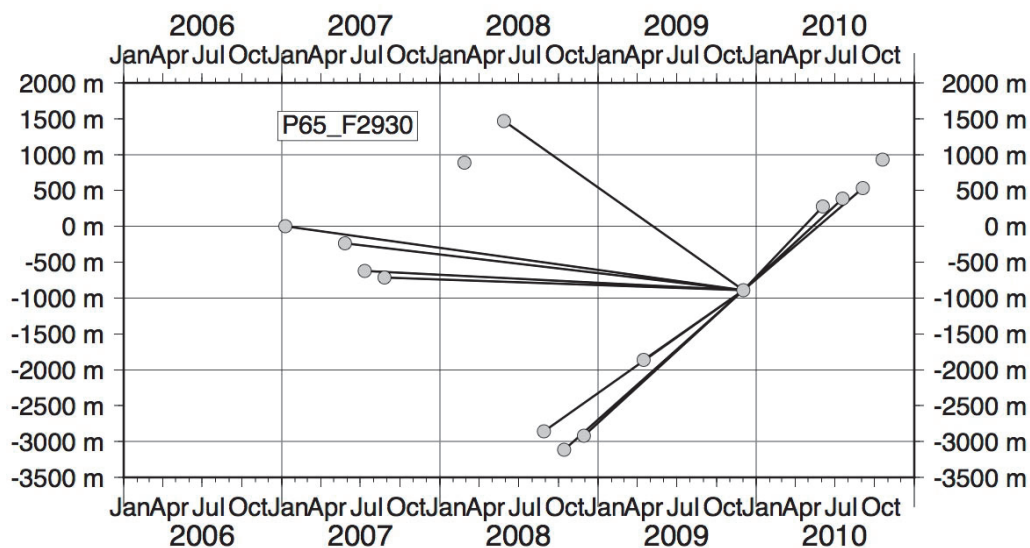


図 2 Persistent Scatterer InSAR 解析に用いた ALOS/PALSAR 画像の観測時期と垂直軌道間距離の関係。垂直軌道間距離は、2007 年 1 月 9 日の観測時の位置を基準とする。○が一つの画像を示し、これらを結ぶ実線が干渉処理をしたペアを示す。マスターは 2009 年 12 月 2 日観測の画像。

b) Persistent Scatterer InSAR による地盤変動図の作成

i) Persistent Scatterer InSAR 解析による干渉画像

図3に、2009年12月2日のマスター画像と各画像のペアから作成したアンラップ干渉画像を示す。2007年1月9日、2007年8月27日や2010年9月4日などの干渉画像に、顕著な長波長の変動が認められる。これらはプレート沈み込みによる変動としても大きすぎるので、電離層擾乱などのALOS/PALSAR干渉画像に特有の見かけの変動と考えられる。また、いくつかの干渉画像において、距離変化が空間的に不連続な分布が見られる。特に、2008年の垂直軌道間距離の長いペアに多く見られる。解析処理において自動的にアンラップ処理を行なっているが、垂直軌道間距離が長いペアにおいては干渉性が低いために、アンラップ処理がうまく行かないケースがある。さらに、2008年8月29日の干渉画像では、系統的な北北東-南南西走向の縞模様が認められる。これも自動処理、特に位置合わせの問題と考えられる。しかし、2008年8月29日の干渉画像を除いて、平野部の変動は連続的であるため、平均変動速度の評価は可能である。

図3の干渉画像にSCLA補正を施して長波長の見かけの変動を除去し、さらにPSを検出し、その位相変化を表示したものが図4である。なお、図4では、DEM誤差も補正し、さらに2007年1月9日を基準にして表示している。地名については図1および5も参照され

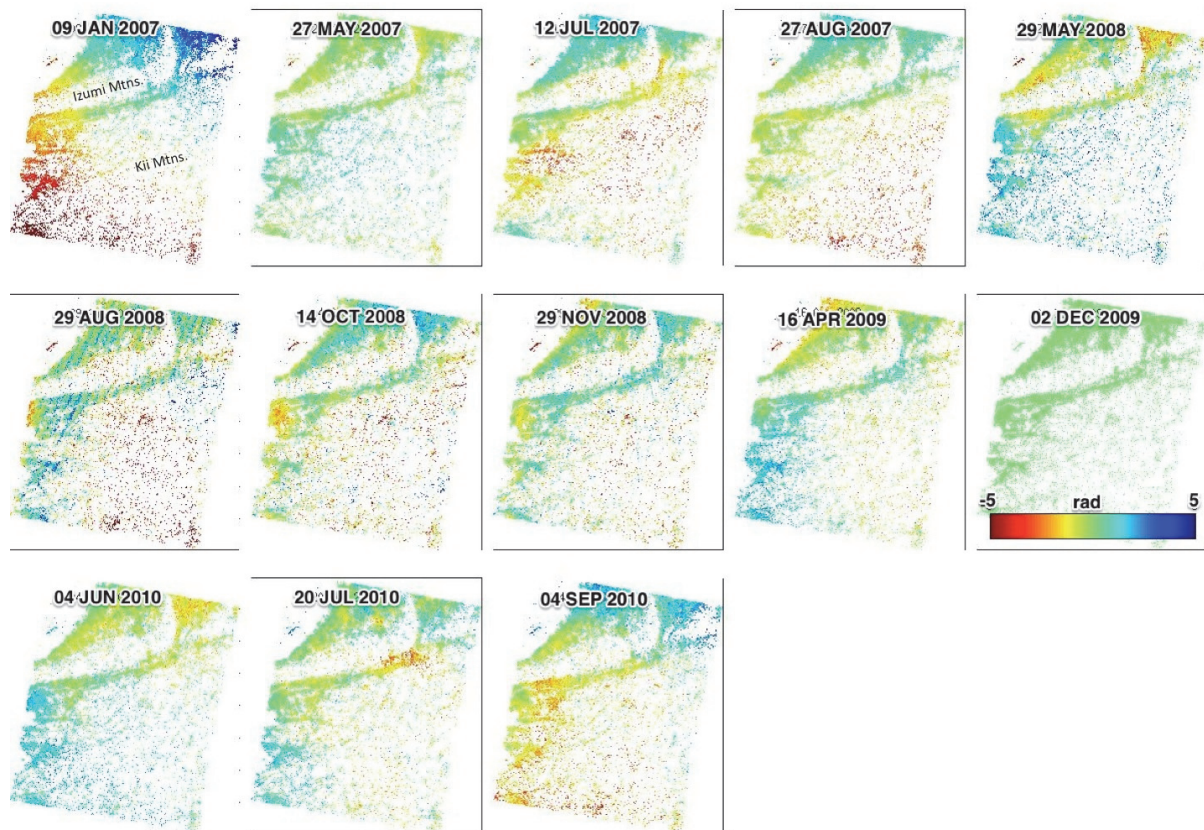


図3 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：2009年12月2日の画像を基準としたPSの位相の時間変化。正（負）の値が衛星から遠ざかる（に近づく）変化を示す。各種補正前のアンラップ画像。Izumi Mtns.とKii Mtns.は、それぞれ和泉山脈および紀伊山地を示す。

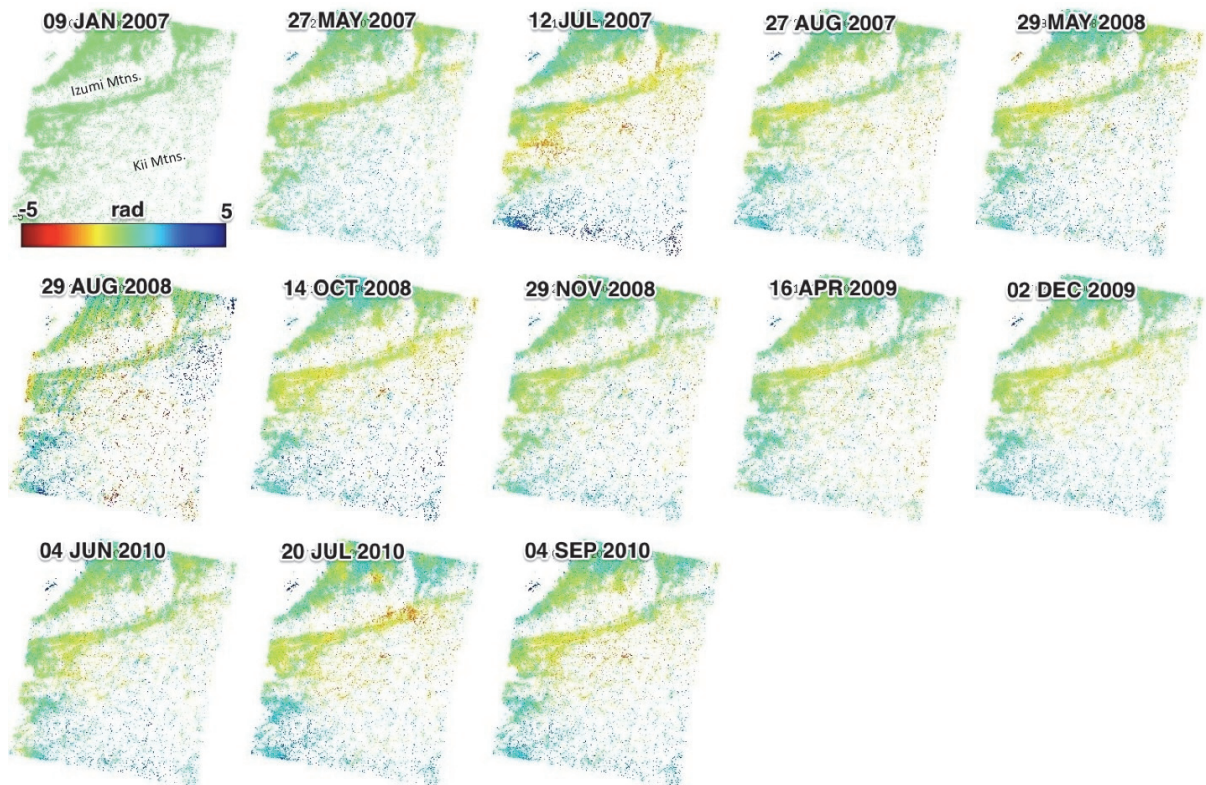


図4 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：2007年1月9日の画像を基準としたPSの位相の時間変化。正（負）の値が衛星から遠ざかる（に近づく）変化を示す。DEM誤差やSCLA補正後のアンラップ画像。

たい。和泉山脈や紀伊山地など山地部においては、干渉性が低いためにPSが検出されていない。紀ノ川平野に黄色い視線距離短縮（東向き変位あるいは隆起）の変動が認められる。しかし、必ずしも一定の速度で短縮しているのではないことがわかる。ただし、この視線距離短縮領域の西端、和歌山市付近では、視線距離伸張（西向き変位あるいは沈降）が卓越している。

一方、和泉山脈の北側の大阪平野南部には、水色の視線距離伸張の変動が卓越している。また、和歌山県中部の海岸にも視線距離伸張の領域が認められる。

ii) 平均変動速度分布の特徴

図5に、平均変動速度の分布図を示す。この変動速度は、画像全体の平均からの偏差である。紀ノ川平野では視線距離短縮が卓越している。東部の橋本市～五條市付近の方が、西部の和歌山市付近より大きい。ただし、紀ノ川市付近にもやや大きい視線距離短縮（約4 mm/yr）が認められる。橋本市の北側に大きい視線距離短縮（> 6 mm/yr）が認められる。さらに、東の御所市付近では、金剛断層の下盤側に顕著な視線距離伸張（< -6 mm/yr）が認められる。

大阪平野南部では、大阪湾沿岸部岸和田市～泉佐野市付近は視線距離短縮が卓越するのに対し、すぐ東側では視線距離伸張となっている。また、河内長野市とその北側にスポッ

ト的な視線距離短縮領域があることがわかる。なお、泉佐野市の沖合の10mm/yrを越える視線距離伸張は、関西国際空港島の沈降域である。

中央構造線から離れるが、岩出市の南側にもやや大きい視線距離短縮 (> 4 mm/yr) 領域が見られる。密度が低い。この地域の南東側の山地部のPSも視線距離短縮である。ところが、和歌山県中部の海南市～有田市～湯浅町では、顕著な視線距離伸張 (< -4 mm/yr) が認められる。

上記の観測結果をまとめると、中央構造線の直ぐ南側の紀ノ川平野では、東方向あるいは隆起の変動が生じており、しかも東側の方が顕著である。したがって、この観測からは中央構造線が右横ずれ運動をしていることは考えにくい。一方、岩出市の南方で視線距離短縮(東向きまたは隆起)であるのに対し、海南市～有田市～湯浅町では視線距離伸張(西向きまたは沈降)であることから、これらの地域の間に関連が示される。和歌山県北西部は微小地震発生域であることから、この地震活動との関連で興味深い。

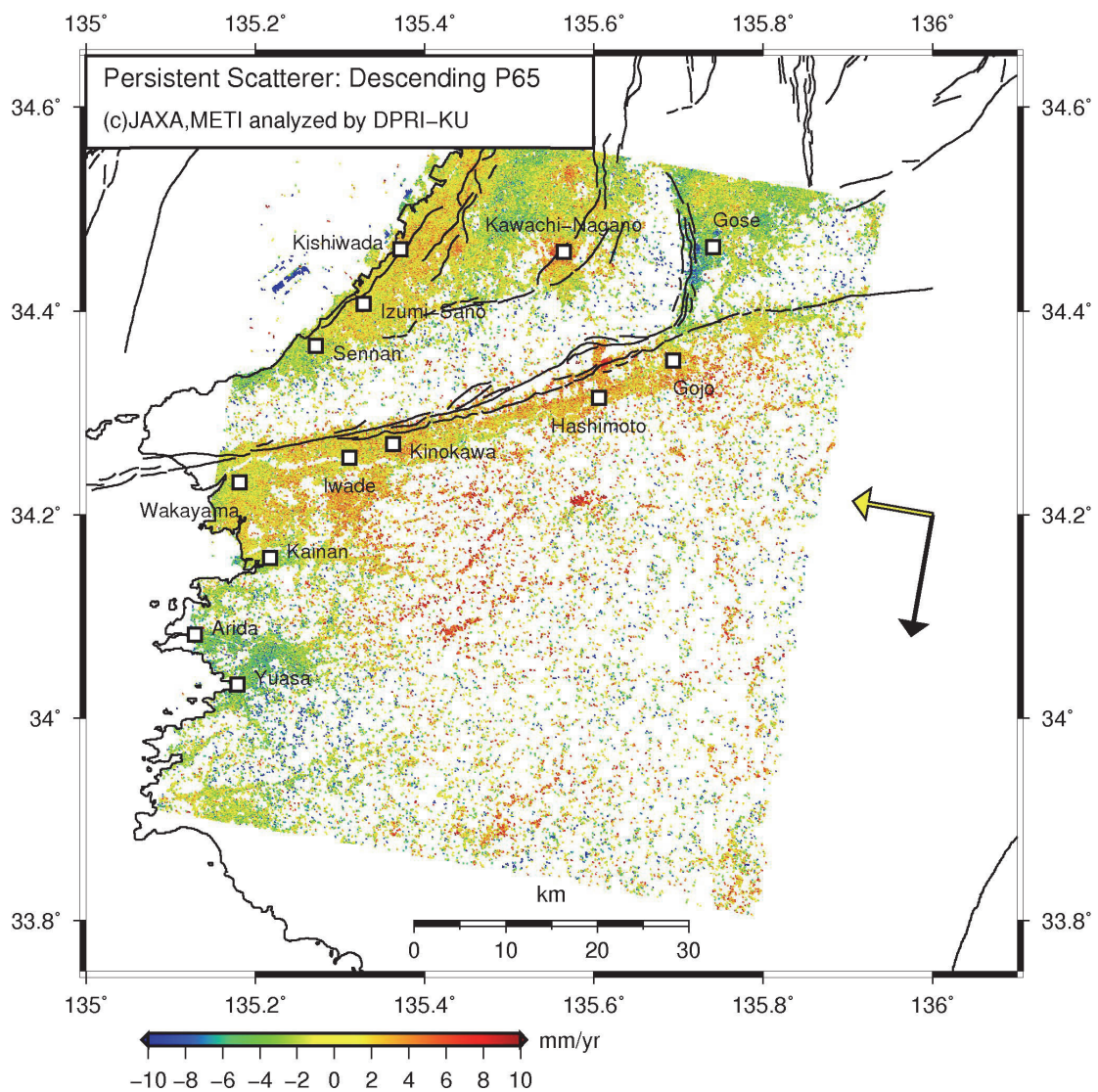


図5 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：PSの視線距離の平均変化率分布。正(負)の値が衛星に近づく(から遠ざかる)変化を示す。黒い矢印は衛星の進行方向、黄色い矢印はマイクロ波の照射方向を示す。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」により行われた和泉山脈地殻構造探査（和泉測線2006）に沿った図6のような25kmの測線を設定し、計6点において広帯域MT法観測を実施した。観測には、カナダ国 Phoenix Geophysics 社製 MTU5A システムを用いて、周波数400Hz～0.1mHzの範囲で自然電磁場変動を計測した。各観測点では、平成26年1月30日から2月10日の期間で10日間程度の連続観測を行ったが、最南の観測点においては器材の不調により数時間の記録しか収録できなかった。時系列の精査により、電磁場データに含まれる人工ノイズの程度および時間帯による差異を確認した。国土地理院の江刺観測場の電磁場時系列データをリファレンス信号としてインピーダンスを計算した。40Hzから0.1Hzまで比較的良質な応答が推定できた。



図6 泉佐野市（北）から紀美野町（南）にいたる広帯域MT法観測予備調査の測点分布図（▼）および和泉山脈構造探査（和泉測線2006）の測線概略位置（破線）。

当該地域における中央構造線断層帯の走向方向（東西）と電磁気学的な走向が一致すると仮定し、それに直交する南北断面において2次元逆解析により電気比抵抗構造の推定を行った。2次元逆解析においては、3次元的な構造の影響が出にくい TM モードのデータについてのみ解析に用いた。

最南の観測点を除き、各観測点で 10 日間前後の連続データが収録できた。この連続電磁場データを精査し、当該地域の人工ノイズの程度および時間帯による S/N 比の消長を確認した。中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）において電磁気調査可能な箇所において、本年度予備調査を実施した泉佐野市南部から紀美野町にかけての測線は、大都市域に近く電磁ノイズが相対的に多い地域にあたりと考えられる。一般的に、夜間は社会活動が低下するため、それに伴い電磁ノイズが低下する傾向にあるが、本地域においても日中に比較して人工電磁ノイズが低減する時間帯が夜間に約 2 時間程度存在することが確認された。一方、高周波側（40Hz 以上の帯域）では、終日一定レベルでノイズが維持されている。予備調査により得られた電磁場データの夜間値を用いて推定した MT 応答は、40Hz から 0.1Hz の帯域で構造解析に使用可能であった。Ogawa and Uchida (1996) の 2 次元構造解析プログラムを用い、TM モードの見かけ比抵抗および位相の応答を逆解析し、南北方向の 2 次元比抵抗構造を得た。初期モデルとして 100 Ω m 一様の大地を仮定し、繰り返し計算を行い、モデル応答が観測応答をよく説明する（RMS=0.83）比抵抗モデルを得た。図 7 に得られた比抵抗モデルを示す。

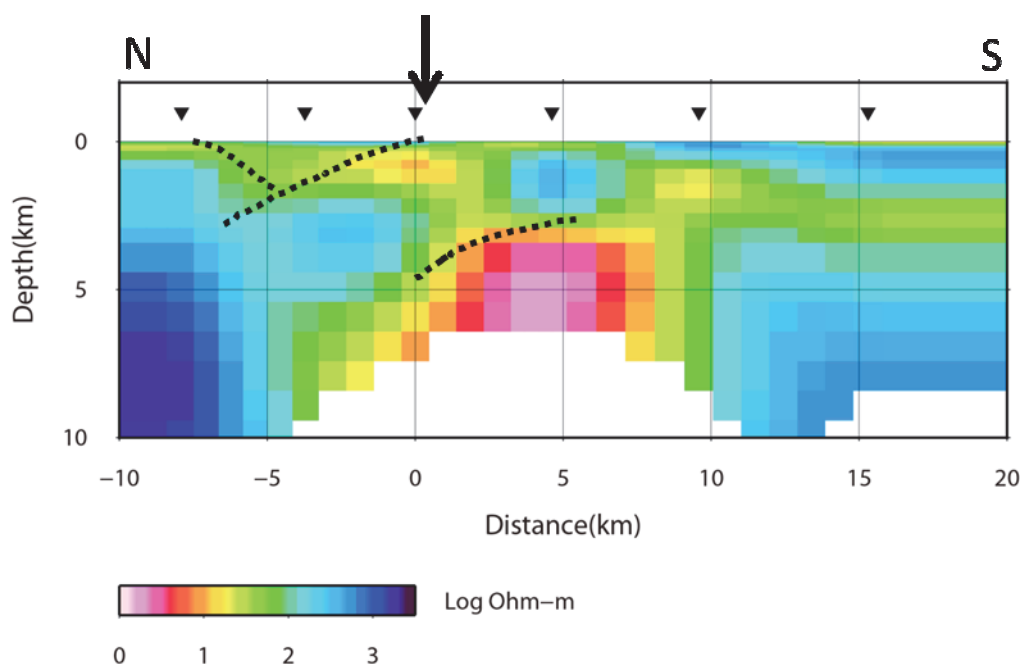


図 7 TM モードの 2 次元解析によって得られた電気比抵抗南北断面図。地表の ▼印が予備調査観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。矢印は根来断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。

図7の比抵抗構造と、佐藤・他(2007)の反射法地震探査から得られた反射層(点線)とは明瞭な対応関係が見られる。測線北部には領家帯花崗岩に対応すると思われる高比抵抗体が南傾斜(約30度)で分布する。根来断層の地表位置からは、北傾斜する構造コントラストが確認できる。この北傾斜の傾向は、2 km以深では追跡できない。領家帯上面の南傾斜の構造と北傾斜の中央構造線に囲まれる領域は和泉層群に対応し、その比抵抗値は四国西部中央構造線の既往研究(Goto et al., 1998)に調和的である。中央構造線の下盤側に相当する三波川帯は上面のみならず大局的に北傾斜の傾向が確認できるが、パッチ状の表層低抵抗体(菖蒲谷層に相当)により複雑な様相を示す。三波川層の内部構造を示すとされる反射層群は、相対的に高比抵抗領域に集中している。測線中央の深部に検出された低比抵抗体の上面は、浅部では中央構造線と同様に30度もしくはそれより低角で北傾斜し、深部に向かい高角(約45度)に遷移する。この低比抵抗体は四万十帯に相当すると考えられる。測線南部については、機器の不調により南端測点におけるMT応答の推定が不十分であり確度は低い。

なお、時系列解析においては、国土地理院江刺観測場の広帯域MT連続観測データを使用した。

3) 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁) P 波反射法地震探査

a) 調査測線及び作業期間

観測の位置は、和歌山県和歌山市の紀ノ川右岸堤防から和歌山大学付近に至る国道 26 号線約 4.2km(和歌山北測線)および和歌山県岩出市宮から新風吹トンネルに至る県道 63 号の約 5.7km (岩出測線) の 2 測線である。現地作業は平成 25 年 12 月 1 日から平成 26 年 1 月 13 日の間に行い、発震作業は、和歌山北測線が平成 25 年 12 月 9 日から 17 日の間、岩出測線が平成 26 年 1 月 6 日から 13 日の間に行った。表 1 に反射法地震探査の測線概要を記し、表 2 と 3 に探査仕様と使用機器一覧を示す。震源車は中型バイブレータ、記録器(探鉱機)は独立型データレコーダを使用した。独立型データレコーダはバッテリー駆動で、GPS 信号により時刻を高精度に保ちながら連続観測を行う。発震時刻を別途収録し、それを用いてデータの切り出しなどを行う。図 8 には概略の調査位置図を、詳細な調査測線位置および解析測線位置を図 9、図 10 に示す。

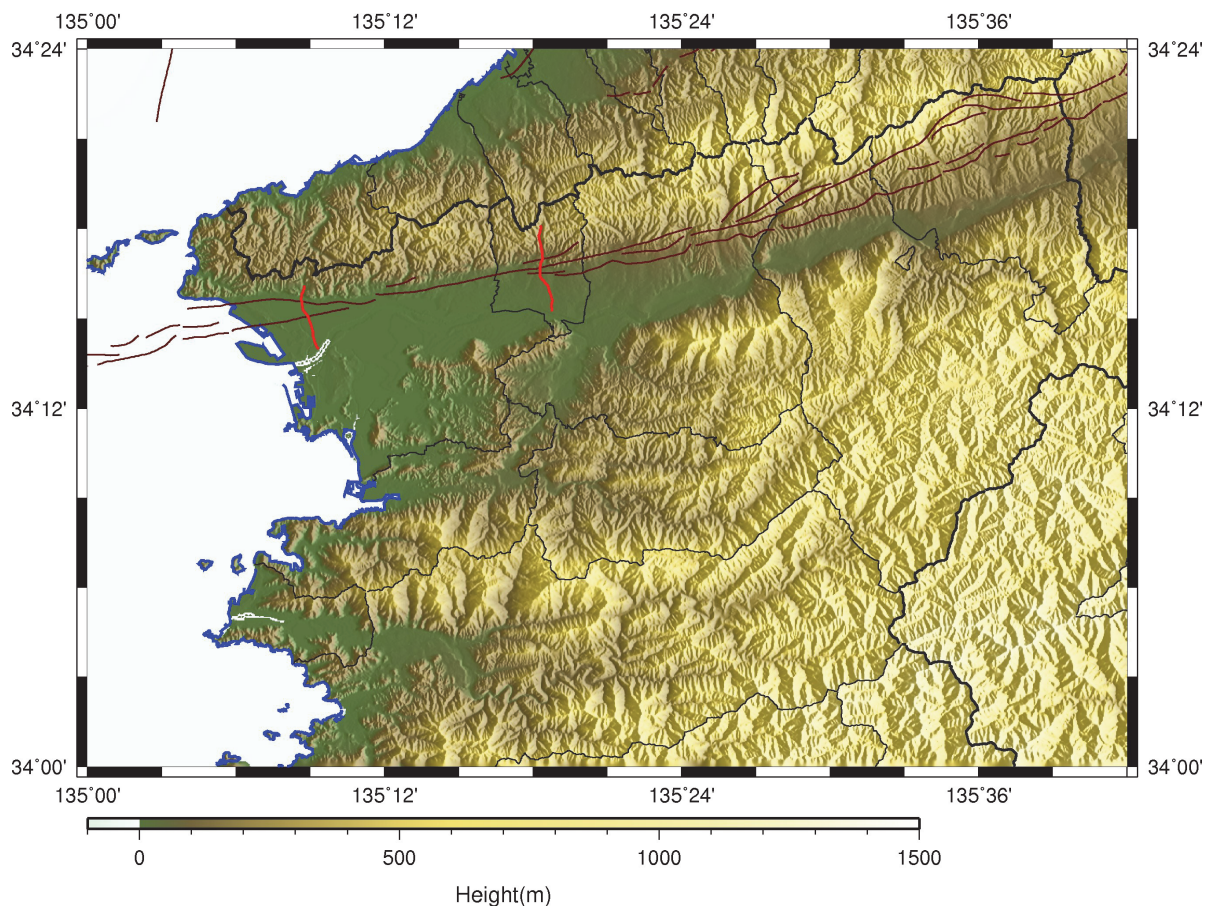


図 8 調査位置図。赤太線は測線の概略位置。左が和歌山北測線、右が岩出測線。赤細線は活断層トレースを表す(活断層データベース(産業技術総合研究所, 2005))。

表1 調査測線の概要

測線名	延長	所在地	主目的
和歌山北測線	約 4.2km	和歌山市湊～中	和泉山脈南縁における中央構造線位置及び周辺構造の把握
岩出測線	約 5.7km	岩出市宮～根来	

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	
測線名	和歌山北測線 岩出測線	
調査測線長	4180m (和歌山北測線) 5760m (岩出測線)	測点間隔から算出
解析測線長	4160m (和歌山北測線) 5605m (岩出測線)	CMP 間隔の総延長
探査対象深度	地表付近から深度 1000m 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	393 (和歌山北測線) 548 (岩出測線)	
標準受振点間隔	10m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらして設置する
受振点数	418 (和歌山北測線) 575 (岩出測線)	
受振器配置	グルーピング	
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
最大受振距離	1000m 以上	
標準展開方法	インラインシューティング	測線終端部を除き前方 100ch 以上を確保、後方は展開状況に応じて調整。
標準水平重合数	50 以上	
標準垂直重合数	3～10 回	収録状況により調整
収録記録長	3 秒	
サンプリング間隔	2 msec	
Sweep 周波数	12～100Hz	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	中型バイブレータ	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鉱機 (24 ビット A/D 変換)	GSR (OYO GEOSPACE 社製)

表3 使用機器一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	中型バイブレータ	EnviroVib	IVI	実用周波数範囲：8～200Hz 最大ストローク：6.99cm ホールドダウン重量：約7.5t リアクションマス重量：約0.8t ベースプレート設置面積：約1.1m ² 総重量：8.4t 寸法：(L)6.1×(H)2.4×(W)1.9m
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
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

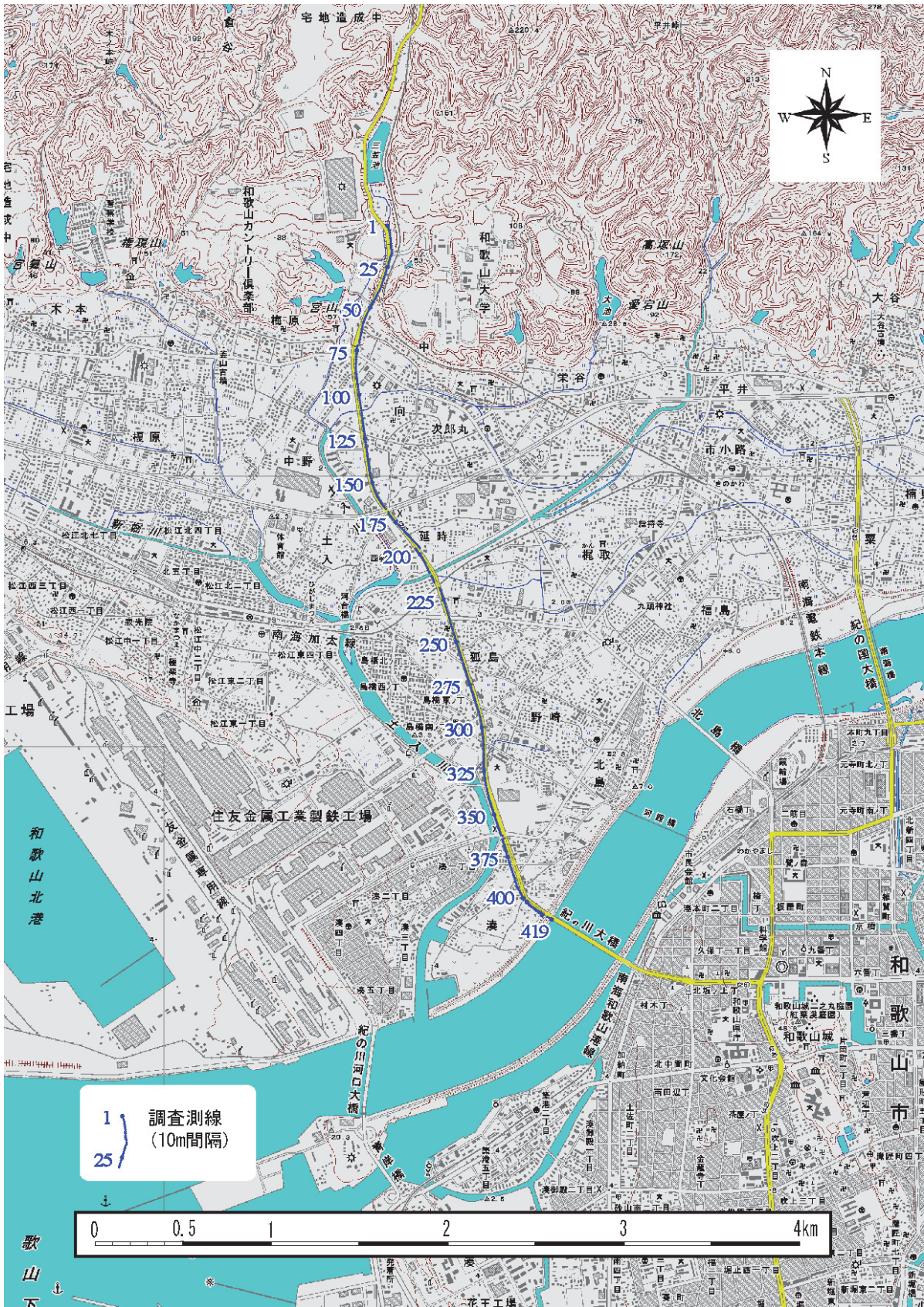


図9(1) 和歌山北測線位置図 (基図は国土地理院数値地図 25000)

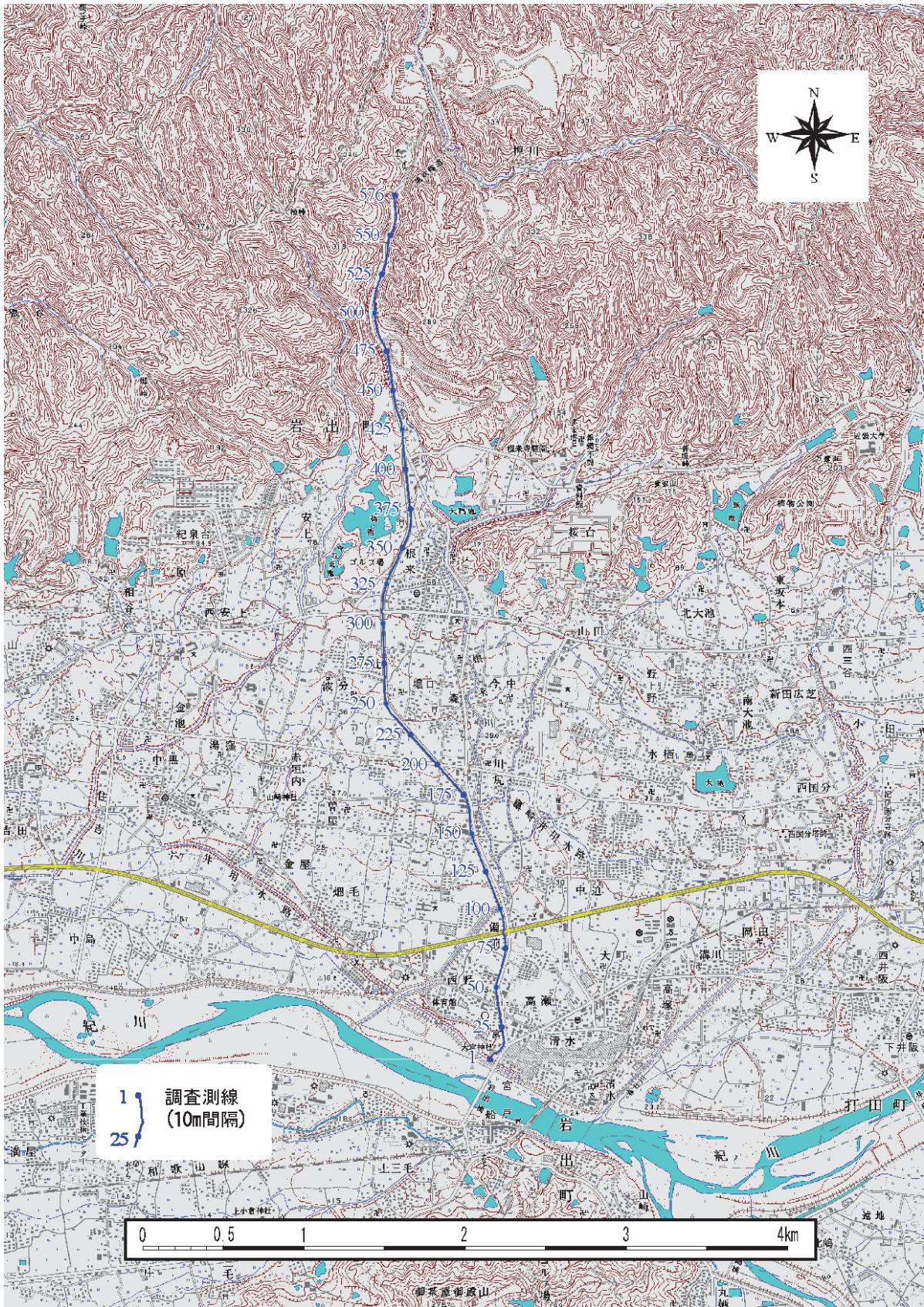


図9(2) 岩出測線位置図 (基図は国土地理院数値地図 25000)



図 10(1) 和歌山北測線解析測線位置図 (基図は国土地理院数値地図 25000)

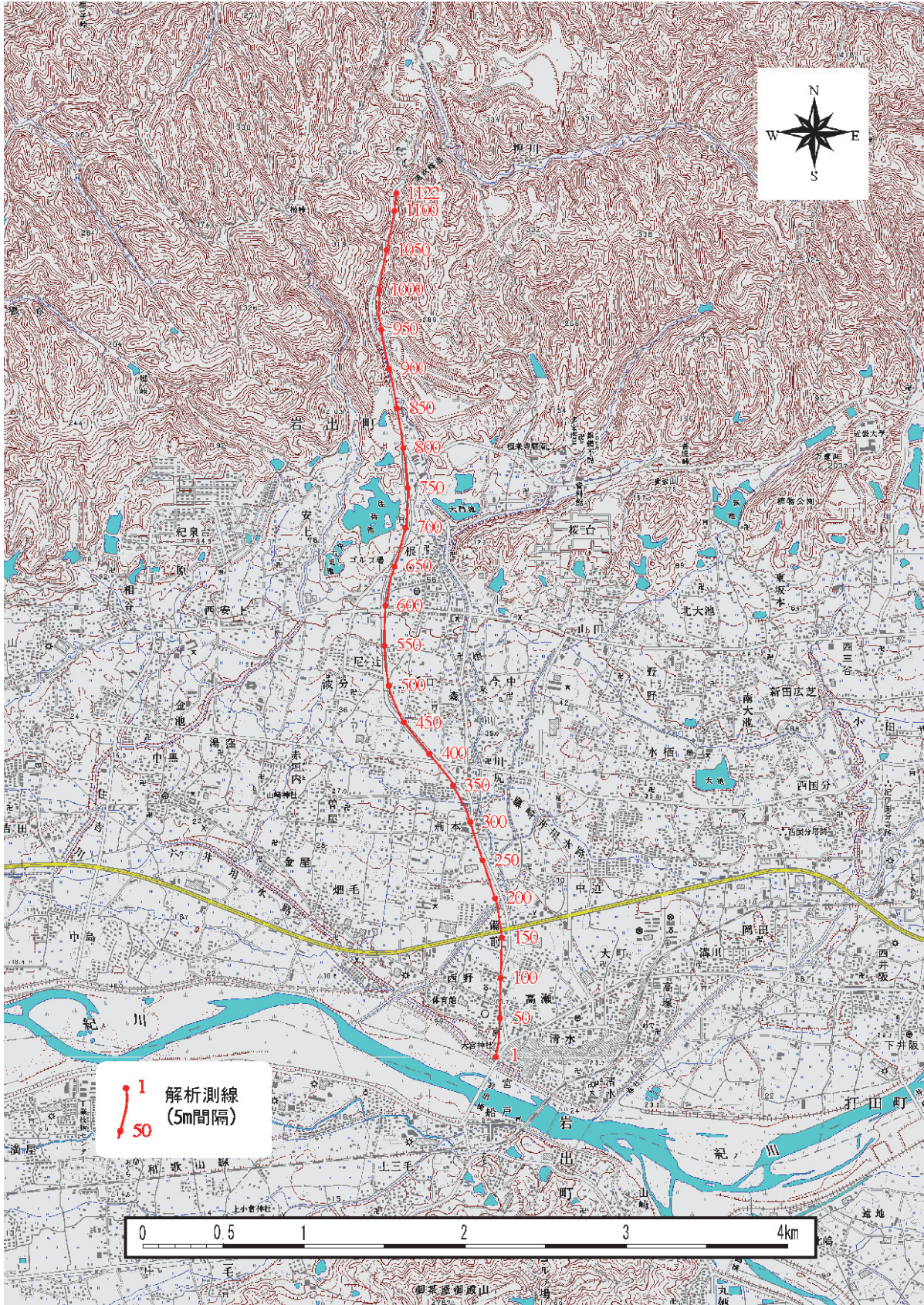


図 10(2) 岩出測線解析測線位置図 (基図は国土地理院数値地図 25000)

b) データ処理及び解析

収録記録のデータ処理及び解析は、標準的な共通中間点(Common Midpoint; 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 11 に示す。各処理の主要なパラメータは表 4 に示した。

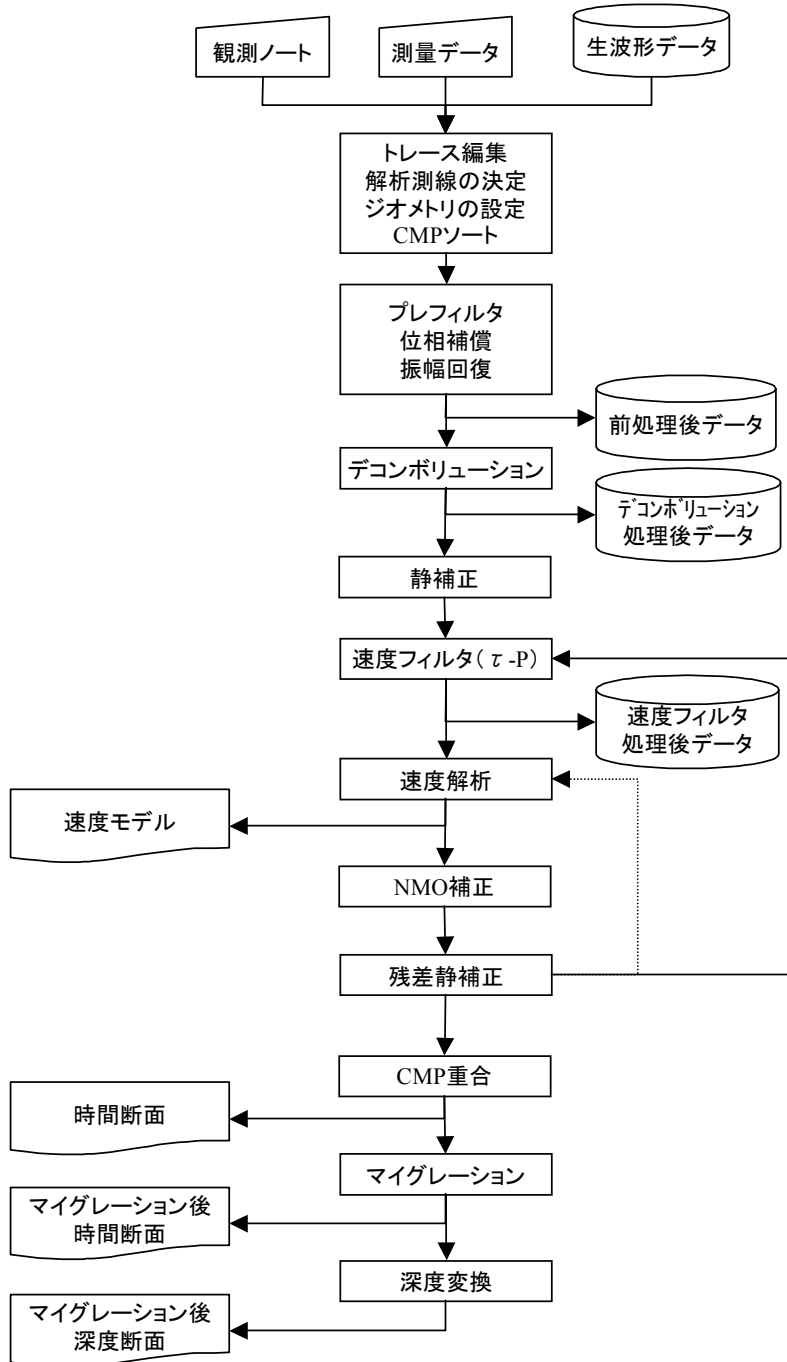


図 11 反射法地震探査の標準的データ処理フロー。

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
		和歌山北測線	岩出測線	
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	18~100Hz	22~100Hz	
振幅回復	幾何学的発散補正 ウィンドウ幅	30msec		
	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	800msec		タイムバリアントスペクトラルホワイトニング等
	フィルタ長	90msec		
	ホワイトノイズ	3%		
静補正	メッシュサイズ	1 m × 1 m		最大値は速度走時曲線/走時曲線の傾斜から推定
	初期速度モデル	深度と共に単調増加 (200~1,600m/s)		
	最大オフセット距離	400m		
	再構成速度範囲	200~4,000m/s		
	トモグラフィー 繰り返し回数	41回	100回	
	置換速度	1,550m/s	1,600m/s	
	標高補正用速度	1,550m/s	1,600m/s	
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1回当)	8 msec		
	繰り返し算出回数	5		
速度フィルタ	τ -p	約 1250m/s 以下を抑制		
タイムバリアントフィルタ		0~400msec : 15~100Hz 400~750msec : 15~80Hz 750msec~ : 15~60Hz	CMP1~680 0~450msec : 25~100Hz 450msec~ : 18~80Hz CMP630~1122 0~500msec : 18~100Hz 500msec~ : 18~70Hz	岩出測線の重なっている部分は重みを付けてマージ

c) 解析結果

解析結果を以下に示す。図12は、静補正に用いた屈折波トモグラフィーによる表層部分のP波速度構造分布である。図13は時間断面図、図14がマイグレーション後の深度断面図（縦横比1:1）である。和歌山北測線、岩出測線とも北に向かって深くなる基盤が見られる。

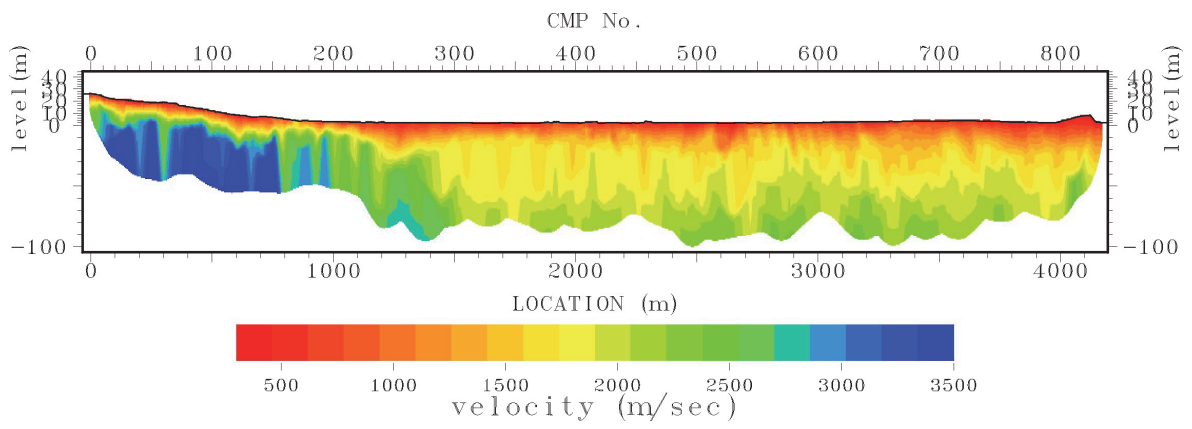


図 12(1) 和歌山北測線表層解析結果（鉛直方向を5倍に誇張）

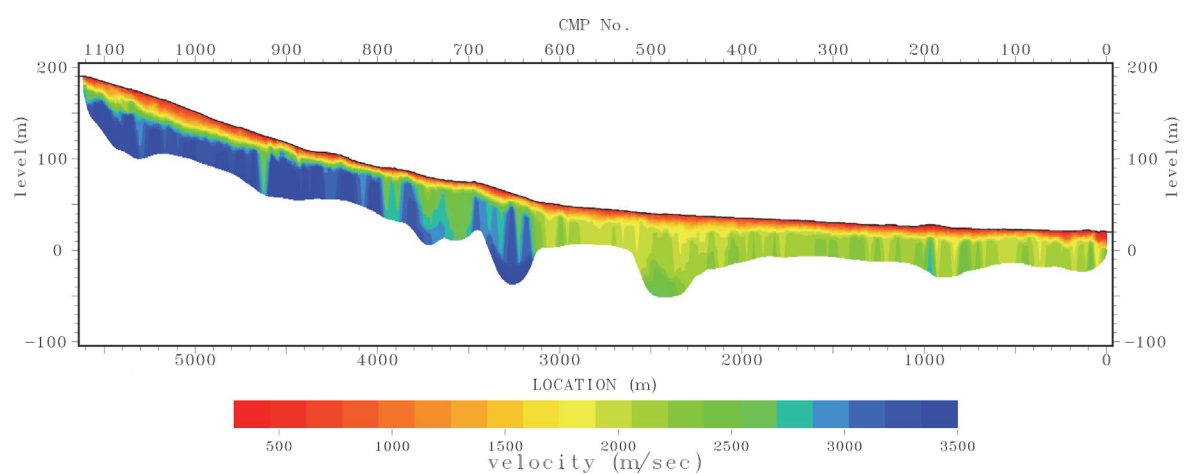


図 12(2) 岩出測線表層解析結果（鉛直方向を5倍に誇張）

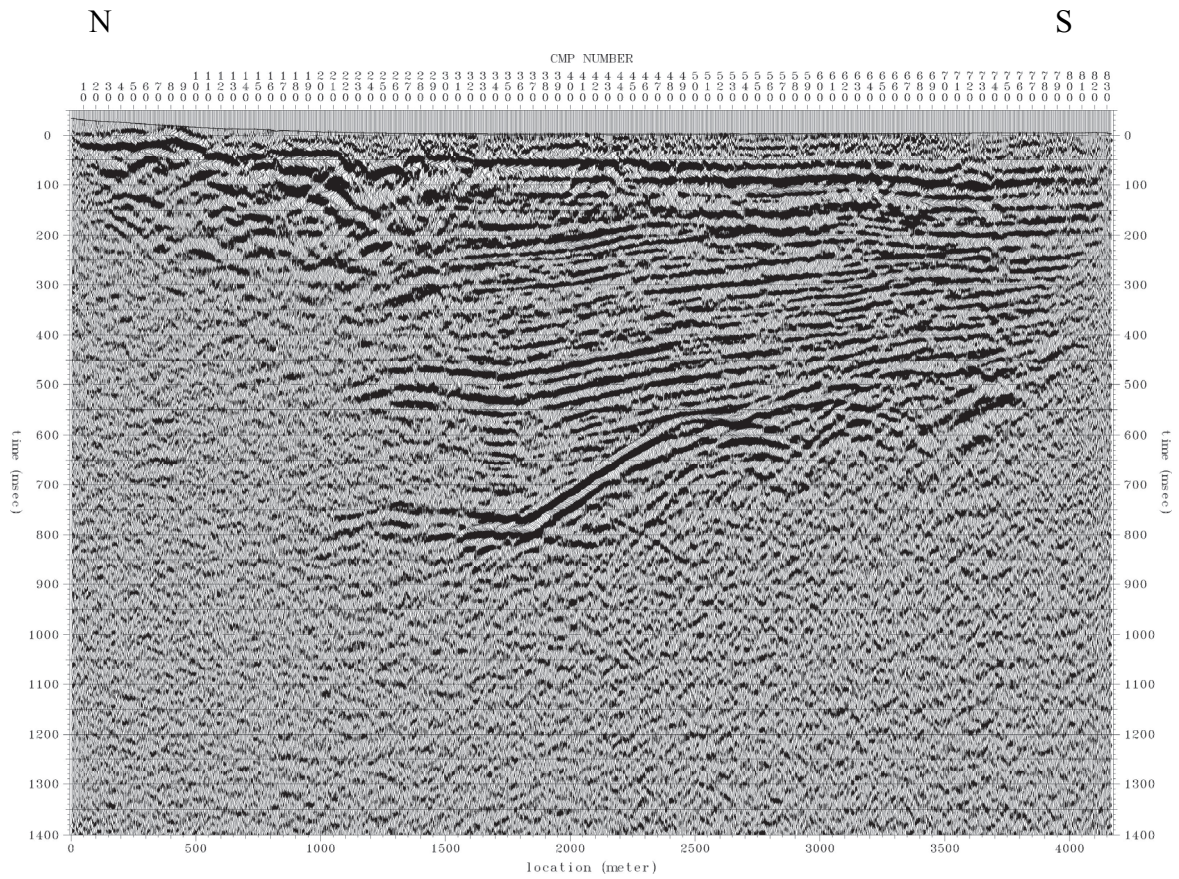


図 13(1) 和歌山北測線重合時間断面図 (左が北方向)

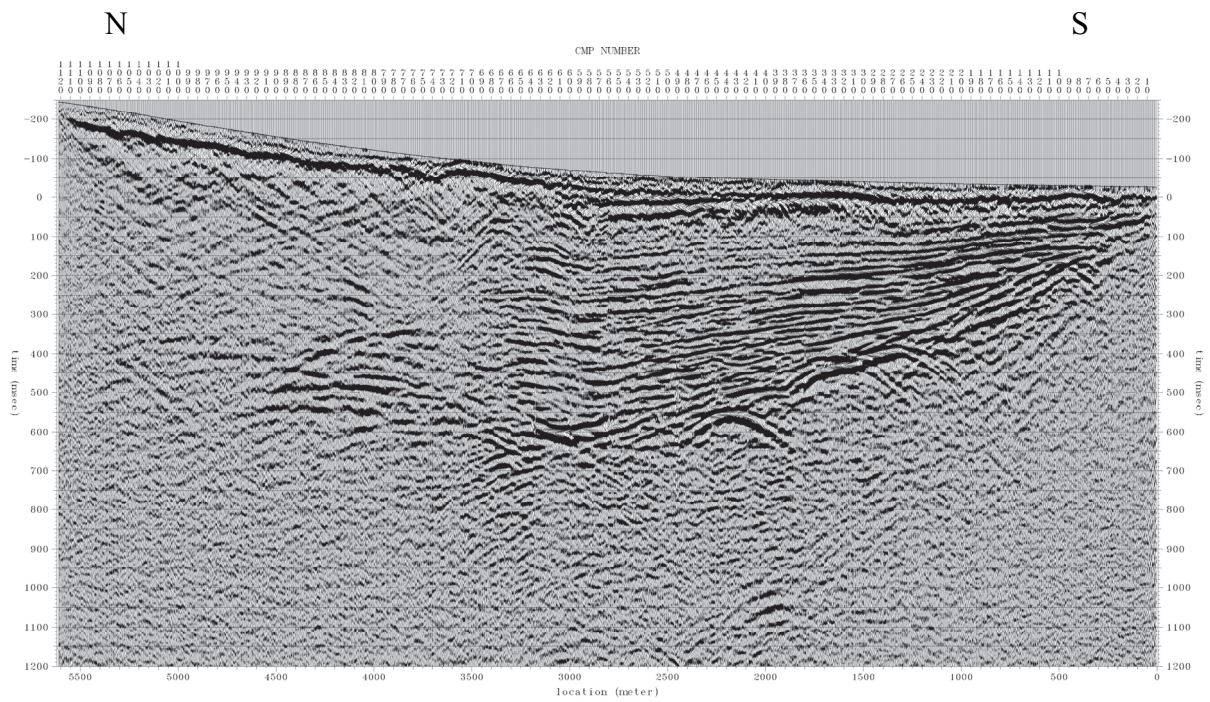


図 13(2) 岩出測線重合時間断面図 (左が北方向)

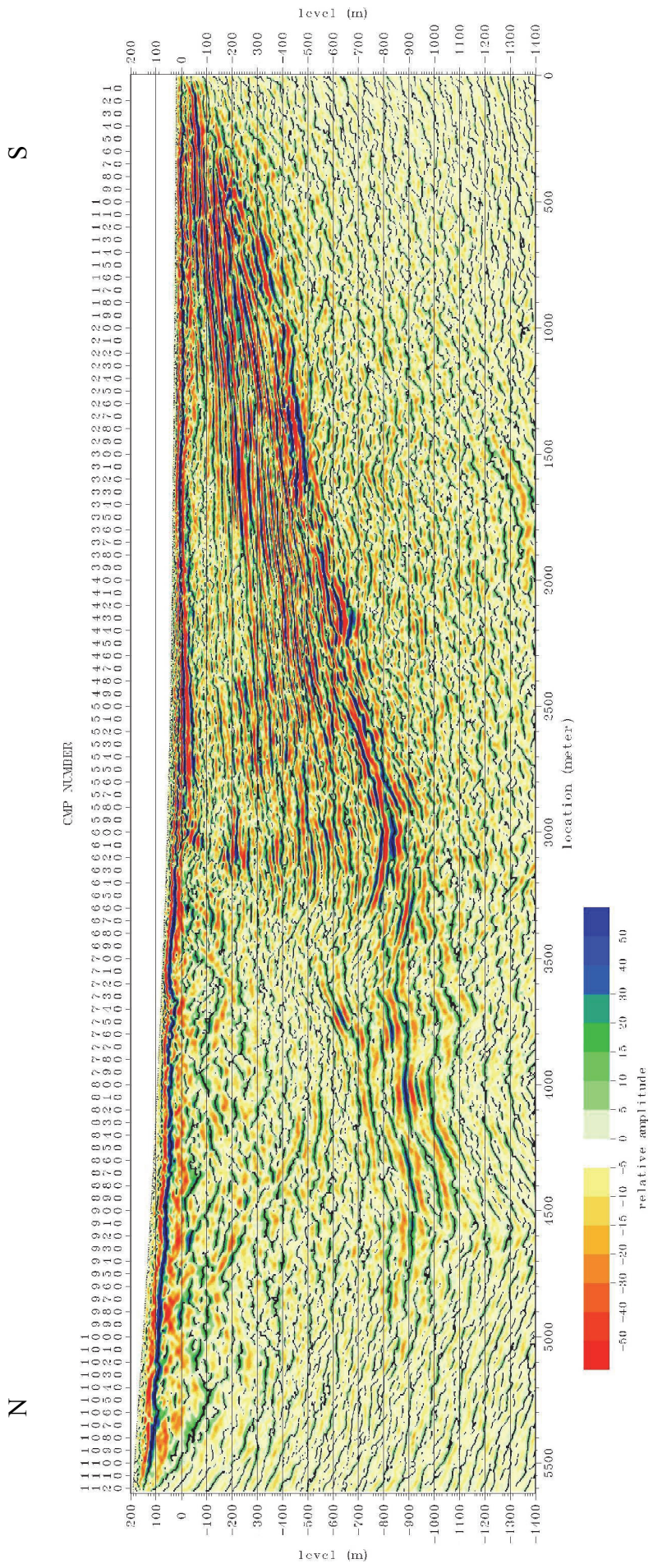


図 14 (2) 岩出測線の深度断面図。縦横比は 1 : 1。

d) 反射断面の地質構造解釈

今回得られた2測線の反射断面の解釈を行う。これまで中央構造線の位置を把握することを目的に和歌山平野で実施された反射法地震探査はあるが、深部の地盤構造に関する情報まで得られ、公表されている既存の探査結果は多くはない。また長尺のボーリング情報も寡少である。表5に主な既存の反射法地震探査と長尺ボーリング情報を示す。

まず調査地域周辺の地質情報を整理し、今回の観測測線に見られる特徴を示して、地質構造の解釈を試みる。次に既往測線との対比及び広域の情報である重力異常分布との関係を考察する。最後に今回の探査では、初動が遠方まで届いていたため、深さ数百m程度までの屈折波トモグラフィー処理を行って、堆積層や菖蒲谷層等のP波速度についての知見を得たのでそれについて記載する。

i) 調査地域周辺の地質情報

表5に掲載した水野・他(1999)によるボーリングは、岩出測線から東に約1.5kmの地点で実施された(位置は図15(2)の赤丸)。このボーリングは基盤岩までは到達していないものの、地表から深さ137~625mに存在する菖蒲谷層に対して古地磁気の分析を行い、菖蒲谷層が松山クロン(0.78~2.58Ma)からギルバートクロン(3.58~Ma)に堆積したものと推定している。この年代は大阪層群下部層以前に対応する。また新関西地盤-和歌山平野-(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011)によれば、和歌山平野内で多数実施されている表層のボーリングから、大阪層群の沖積粘土であるMa13に相当する堆積物が紀ノ川河口から約5km上流の鳴滝川まで分布している。これらのことから和歌山平野における堆積層は、最深部では大阪層群よりやや古い堆積物と見られるが、大半は大阪層群相当層と推定される。

表5 和歌山平野における反射法地震探査とボーリングの情報

調査項目	著者名	測線/掘削長	基盤岩情報
P波反射法地震探査	吉川・他(1992)	L=約6km	○
	地質調査所(1995)	L=500m	×
	佃(1997)	L=2245m	×
	笠原・他(1998)	L=約16km	○
	河村・他(2001)	L=2200m	×
	佐藤・他(2007)	L=約22km	○
基準ボーリング	水野・他(1999)	掘削深度650m	未着岩

ii) 地質構造解釈

図15に地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(宮田・他, 1993; 牧原・他, 2004)に都市圏活断層図(岡田・他, 1996a, 1996b)による断層線のトレースを乗せた各解析測線位置図を示す。反射法地震探査の処理過程および各断面図から推定された解釈図を図16に示す。また、各測線における特徴と解釈を以下に列挙する。

和歌山北測線

基盤岩は概ね南から北側の向かって深くなる。基盤岩上面と推定される位置を図 16(1)に赤破線で示した。また、堆積層内で連続性が見られる反射面を A から D の反射面として橙色で示した。

反射法地震探査から判断される中央構造線の位置は探査測線の南側から連続する堆積層の反射面が追えなくなる CMP310 付近と見られ、都市圏活断層図における伏在断層の延長位置に対応する。この位置における中央構造線の傾斜角は高角であり、境界付近における基盤岩の深度は約 1000m である。また、図 12(1) に示した表層解析結果も測線の始点からこの付近まで P 波速度が 2.5km/s 以上と表層速度としては速い傾向が見られ、ごく表層の物性から見てもこの付近に境界があると考えられる。

基盤岩は周辺の地質状況から、中央構造線の北側で和泉層群、南側で三波川変成岩類と推定される。両者の境界は明らかでない。

図 16(1)に示した反射面 A は中央構造線と推定した境界から北側にも分布し、CMP320 付近にごく僅かな上下変動が見られている。ただし、今回の探査はやや大深度を対象とした P 波反射法地震探査であるため、表層付近の分解能は十分ではないと考えられること、また B 面およびその上面で見られる弱い反射面では上下方向の変形を認めにくいことから、A 面の CMP320 付近における変形が断層運動に起因するものとは考えにくいと判断する。

堆積層中の構造としては以下のように見ることが出来る。B 面および C 面はほぼ平行と見られ、その上面で見られる反射面はほぼ水平である。一方 C 面より下層で不整合が見られ、また、D 面を境に上下の堆積層の傾斜がやや異なるようにみえる。これらは時期による活動の変化を示唆する。

都市圏活断層図に記載されている磯ノ浦断層との位置関係から CMP140 付近で断層が存在する可能性が予想された。磯ノ浦断層は地形的な背景から予想された断層であることから、基盤岩の鉛直成分の変位が期待された。反射法探査結果からは CMP150 付近から南に傾斜していく反射面が存在していることが見て取れるが、明瞭な鉛直方向の変動は見出しにくい。また、CMP150 付近から南に傾斜する反射面までの P 波速度は約 2.6km/s と推定されている。この値は表層解析結果とも矛盾がない。P 波速度 2.6km/s という値は、表層付近の堆積物とするには速度が大きい。図 15(1)に示した測線位置図と地質図との対応からこの部分は和泉層群における堆積物の境界と見られる。

和泉層群内の反射と推定される CMP150~220 付近に見られる反射面は CMP230~310 付近で弱くなり追跡が難しくなる。この区間は破碎帯として存在する可能性が考えられる。

岩出測線

和歌山北測線と同様に堆積層反射境界と基盤岩境界とも概ね南から北に向かって深くなる傾向がある。ただし CMP660 付近から北側では低角に北傾斜する反射面が複数見られ基盤岩に相当する反射面の同定は難しい。

地表付近における中央構造線（根来南断層）との境界は反射法探査結果から CMP610 付近と見られる。図 12(2)に示した表層の P 波速度もこのあたりで急激に変化することとも対応している。これらの結果は都市圏活断層図に記載されている断層位置と対応する。中央構造線付近の基盤岩深度は 850m 程度と推定される。中央構造線の北側は和泉層群の下に萐

蒲谷層が沈み込む構造となっている。この傾向は吉川・他(1992)あるいは笠原・他(1998)と同様である。和歌山北測線と異なり、CMP700-800あたりの深度600-700m程度に存在する反射イベントが構造境界を表しているとして、白点線によって中央構造線の傾斜を推定した。このような形状をしているとすれば、中央構造線の傾斜角は深さ500m程度までが $50\sim 60^\circ$ 北傾斜、それ以深はより低角の $20\sim 30^\circ$ 北傾斜ということになる。

ごく浅部に反射面Aが追跡できるが、このうちCMP400~600付近ではA面より上側にも反射面が見られる。

堆積層のP波速度は紀ノ川側よりも山側(中央構造線側)で速度が速くなる傾向がある。堆積層の速度はB面付近を境に浅部で $2.3\sim 2.8\text{km/s}$ 、以深では $2.1\text{km/s}\sim 2.6\text{km/s}$ 程度を示し、全般的にB面の上方でP波速度が大きい。測線の東側約1.5kmの位置で行われた水野・他(1999)のボーリング(図中の赤丸)では、GL-150mまでが和泉層群、GL-450mを境に上方で礫層、下側で粘土層とされており、P波速度の傾向は和泉層群の下にある礫層および粘土層の堆積物の状況に対応すると見られる。

CMP50~250付近に不整合面Cが存在する。CMP250~中央構造線境界までに関してはこの不整合面は判断しにくい。

時間断面の基盤岩直上からかなり強い回折波が生じている。速度解析からも明らかであるがCMP250~500付近では部分的に 2.1km/s 程度の遅い速度の堆積物が存在している。

和泉層群に対応する部分でも南傾斜の反射面が確認できる。地質図では周辺における和泉層群の傾斜角は 45° 程度とされている。岩出測線は正味の傾斜方向に若干斜行するように位置しており、和泉層群の傾斜を反映した反射面の可能性がある。

都市圏活断層図の記載に従えばCMP690および710付近で根来断層と交差する。反射法探査結果でもこの付近で北傾斜を示す弱い反射面を確認することが出来る。ただし、この反射面の傾斜角は $25\sim 30^\circ$ 程度である。

iii) 既存の反射法探査測線との比較

中央構造線を跨いで両側の基盤岩の情報が解る反射法地震探査は表5に示す通り3測線ある。このうち吉川・他(1992)と佐藤・他(2007)の測線は紀ノ川から中央構造線の北側までほぼ重なった位置にある。いずれも和泉層群と菖蒲谷層は中央構造線を境に明瞭に画されているとされている。その傾斜角は測線毎に異なっており、吉川・他(1992)の測線位置から笠原・他(1998)の測線位置までの反射法地震探査結果はいずれも低角で菖蒲谷層に和泉層群が衝上する構造であるのに対し、和歌山北測線では高角度の逆断層のように見られる。また、衝上する構造の確認できる3測線でも中央構造線による傾斜角は明らかに異なっている。それぞれの測線における傾斜角をまとめると概ね表6となる。

なお、中央構造線付近における基盤岩深度は吉川・他(1992)および笠原・他(1998)ともほぼ800mとされており、岩出測線の基盤岩深度と同じような深さであるので、中央構造線の傾斜角を考慮すると、和泉層群の下に存在している菖蒲谷層は、東側の測線でより中央構造線から北側に(くさび形に)存在していると考えられる。



図 15(1) 和歌山北測線と周辺の地質状況および活断層位置図。地質図は宮田・他(1993)に一部加筆。和歌山北断層は伏在断層。



図 15(2) 岩出測線と周辺の地質状況および活断層位置図。地質図は牧原・他(2004)による。

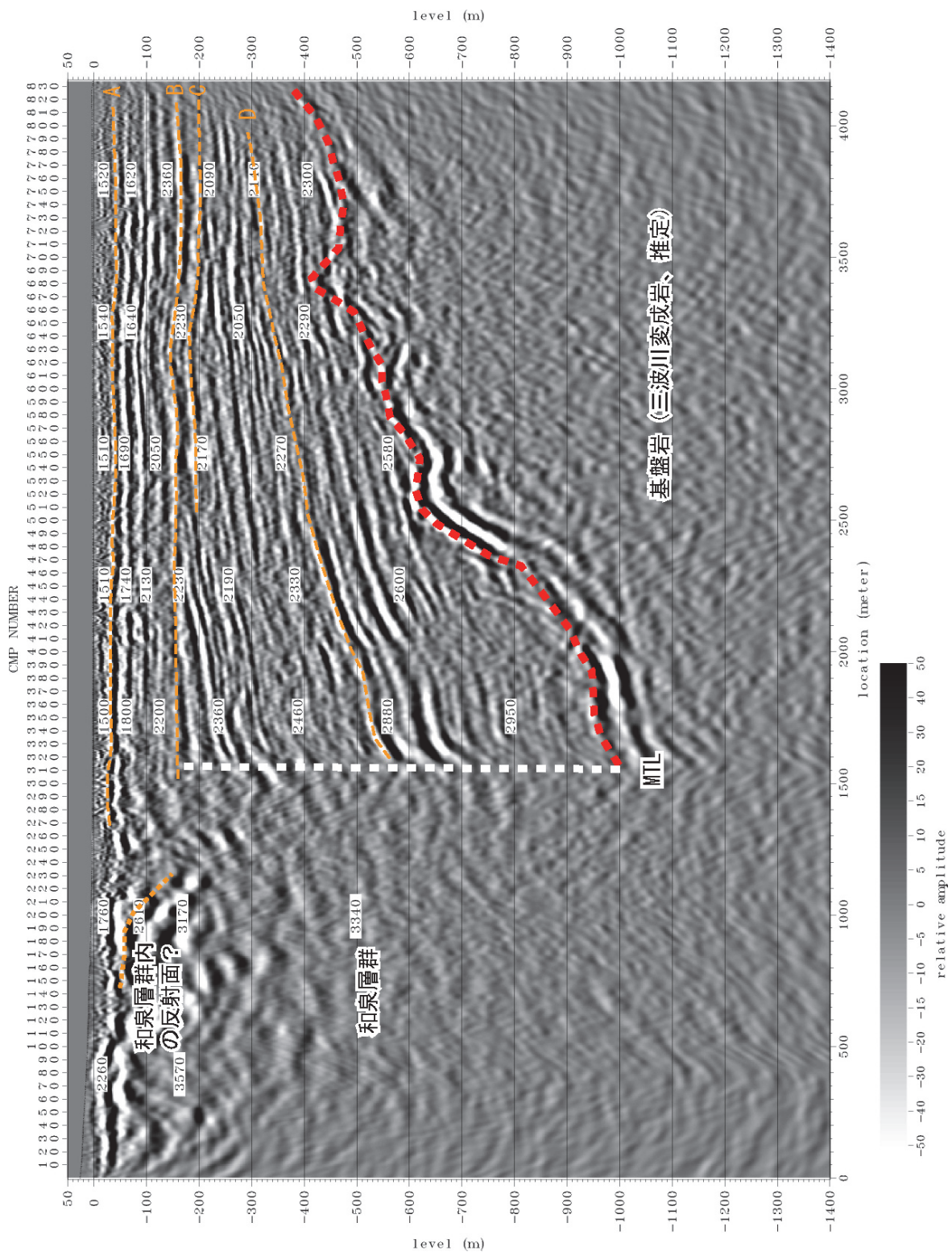


図 16(1) 和歌山北測線解釈図。鉛直方向に 2 倍誇張。

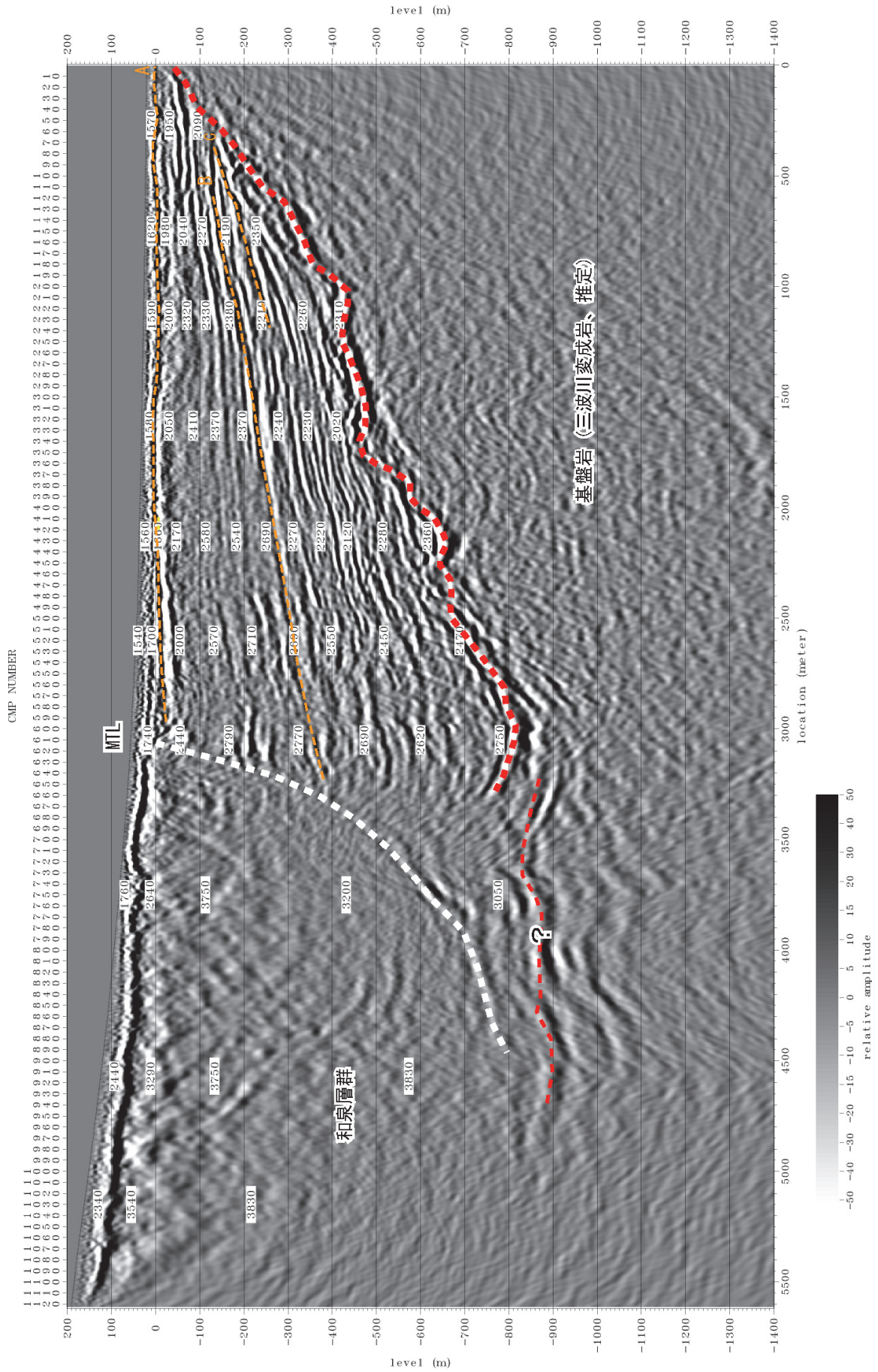


図 16(2) 岩出測線解釈図。鉛直方向に 2 倍誇張。

表 6 反射法地震探査によって推定される中央構造線の傾斜角

出典	和泉層群と菖蒲谷層の境界
吉川・他(1992)	約 20° 北傾斜
佐藤・他(2007)	約 30° 北傾斜
岩出測線(2013)	深さ 500m 程度まで 50~60°、以深は 20~30° の北傾斜
笠原・他(1998)	約 45° 北傾斜
和歌山北測線(2013)	ほぼ鉛直

iv) 重力データの整理

絶対的な基盤岩深度の決定は困難であるが、広域的な基盤岩深度の傾向を把握する上では既存の測定データの多い重力測定データは有用であると考えられる。Yamamoto et al. (2011)および地質調査総合センター(2013)により、国内における重力測定値等が整理・公表されている。これらのデータから和歌山平野周辺における仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値を編集した。また、国土地理院も重力測定結果を web 上で公表している。国土地理院によるブーゲー異常の算出には仮定密度の記載はないが、対象地点の和歌山・粉河周辺のデータから逆算すると 2.669g/cm^3 程度の値が用いられている。仮定密度に殆ど違いがないため国土地理院によるブーゲー異常も加えた。こうして作成した調査対象地域の 3 者による重力測定点の分布状況を仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値と合わせて図 17 に示す。このデータの座標値を公共座標第 6 系に変換して空間補間した分布図を図 18 に示す。図 18 に対して 3 次曲面を仮定して傾向面除去を行った結果を図 19 に示す。

図 19 からは、笠原・他(1998)の測線より東の測線の位置では、低重力の分布が中央構造線の位置よりも北側にしみ出しているのに対して、和歌山北測線を含む、和歌山平野あたりでは、低重力帯の北限は中央構造線の地表位置程度であることがわかる。この特徴は反射断面に現れている菖蒲谷層が和泉層群の下側に潜り込む様子とよく対応している。すなわち、菖蒲谷層と和泉層群が高角な境界をなす和歌山北測線では中央構造線の北側に低重力の分布が認められない。笠原・他(1998)の測線でのそれらの境界はやや高角な傾斜であるのに対し、岩出測線や吉川・他(1992)ではより低角になっていることと、低重力帯の北側への広がりや、東の測線になるほど大きいことと対応している。またこの対応を仮定すれば、吉川・他(1992)や佐藤・他(2006)の測線の東側についても、少なくとも 10km 程度菖蒲谷層が和泉層群の下に潜り込んでいる構造であると考えられる。

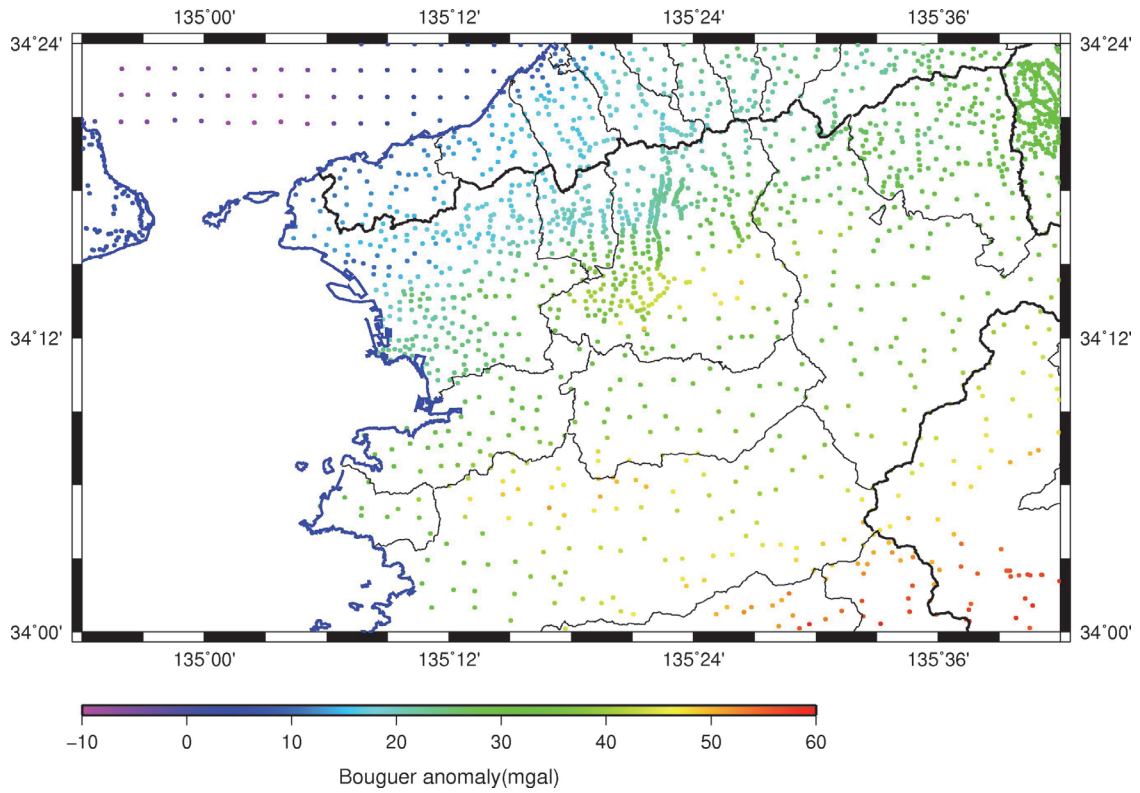


図 17 重力測定点の分布状況とブーゲー異常分布

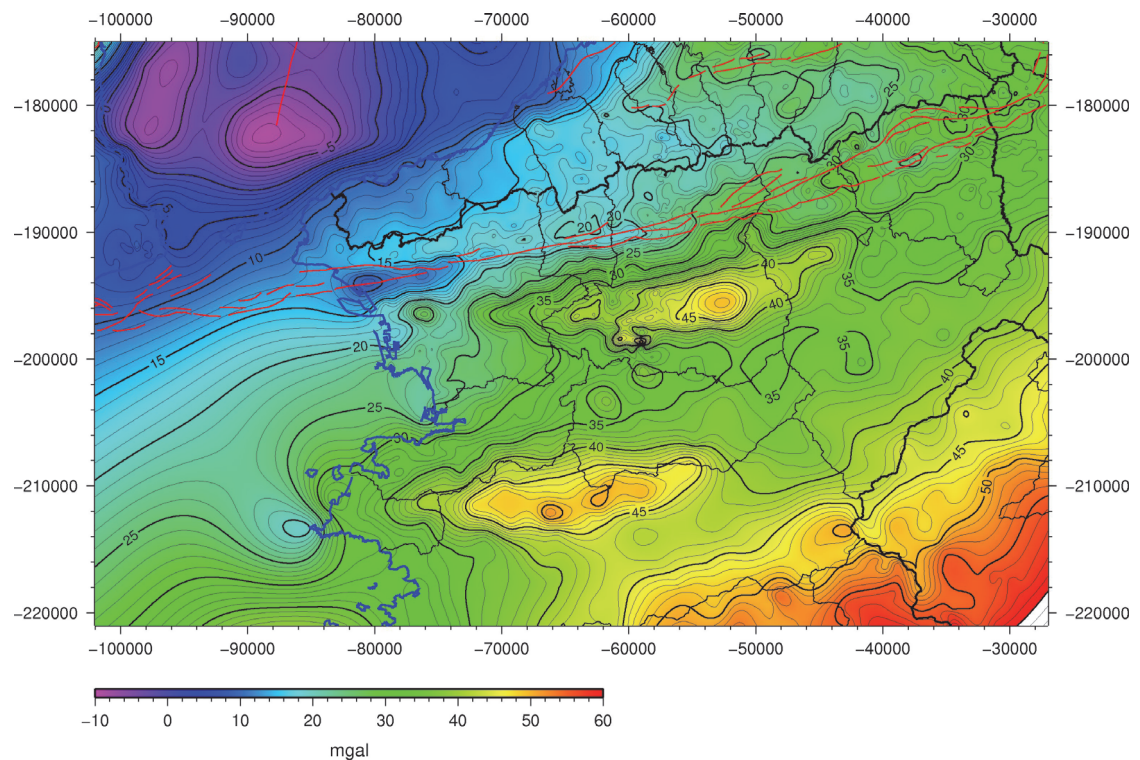


図 18 補間後のブーゲー異常分布。図中の赤線は活断層データベース（産業技術総合研究所，2005）による活断層位置を示す。

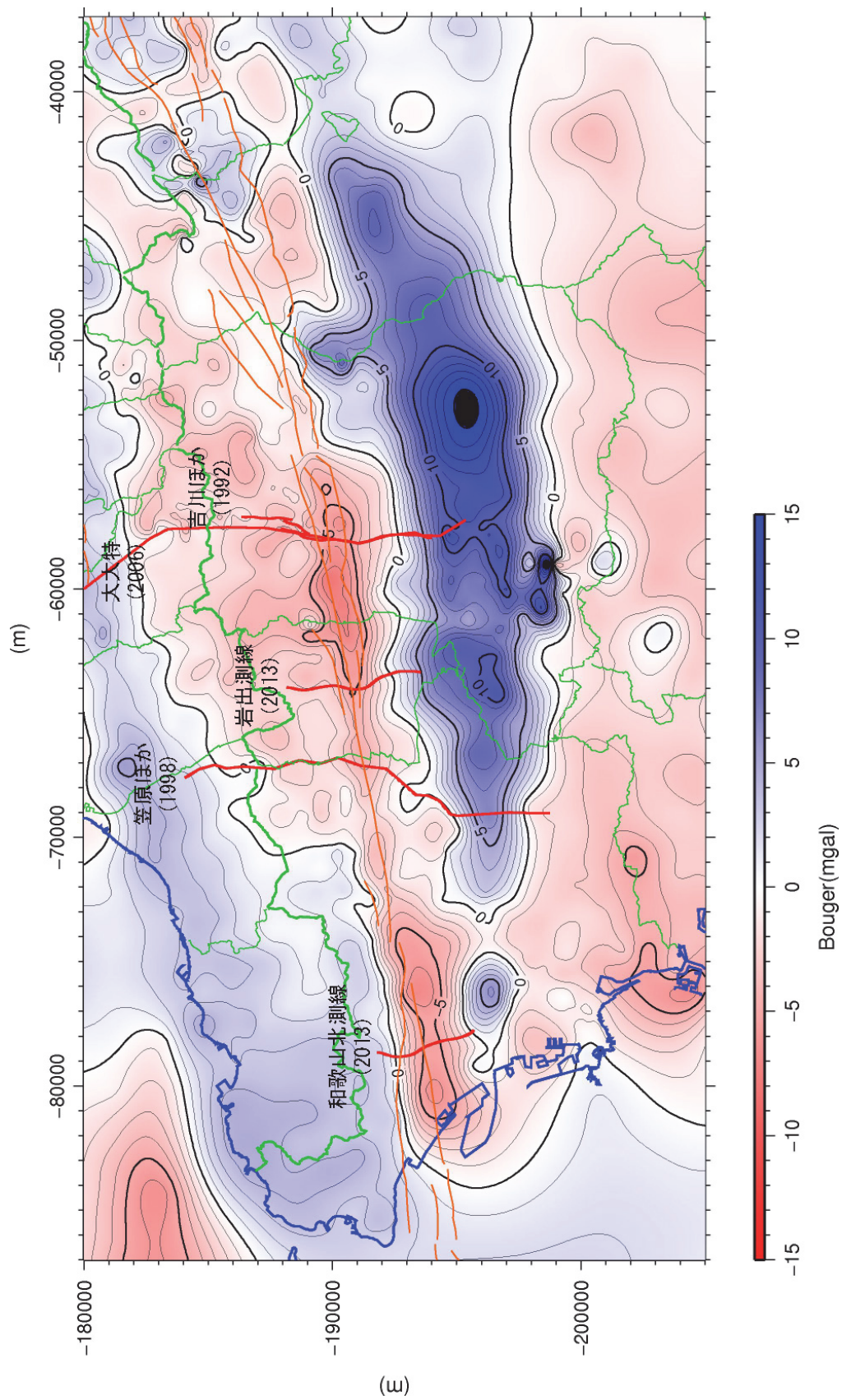


図 19 トレンジ除去後のブーゲー異常値。橙線は活断層データベース（産業技術総合研究所，2005）による活断層位置を示す。中央構造線を跨いで実施された反射法地震探査を赤線を示す。

v) 和泉層群のP波速度

今回の探査では、(計測条件からSNの良いデータが取れていることや比較的長い展開長で測定が行われており、) SNが良かったため、やや遠方のオフセットまで初動が届いていた。一般的に屈折法探査では目標深度に対し6~7倍程度の展開長を要するため大阪層群の下にある三波川変成帯のP波速度は期待できないが、和泉山脈を形成する和泉層群の物性値に関しては屈折法により問題なく判別できると考えた。そこで、図12に示した表層補正用のトモグラフィーとは別に、約100mの発震点間隔で初動走時を読み取り屈折波トモグラフィーを行った。結果を図20に示す。反射法地震探査による解釈に従って、和歌山北測線ではCMP300付近の、岩出測線ではCMP610付近の速度分布に着目すると、概ね中央構造線付近では3.2km/s程度のP波速度を示し、それぞれの測線において最も速いP波速度は和歌山北測線で4km/s程度、岩出測線で3.8m/s程度である。測線間のP波速度値の違いは和泉層群を構成する媒質の違いと考えられるが、概ね4km/s程度が和泉層群のP波速度と推定される。なお、堆積層部分のP波速度は和歌山北測線で2km/s以上、岩出測線では2.3~2.5m/s程度を示しており、反射法地震探査から推定されたP波速度に良く一致している。トモグラフィーにより推定された速度値はある程度の精度をもった値と考えられる。

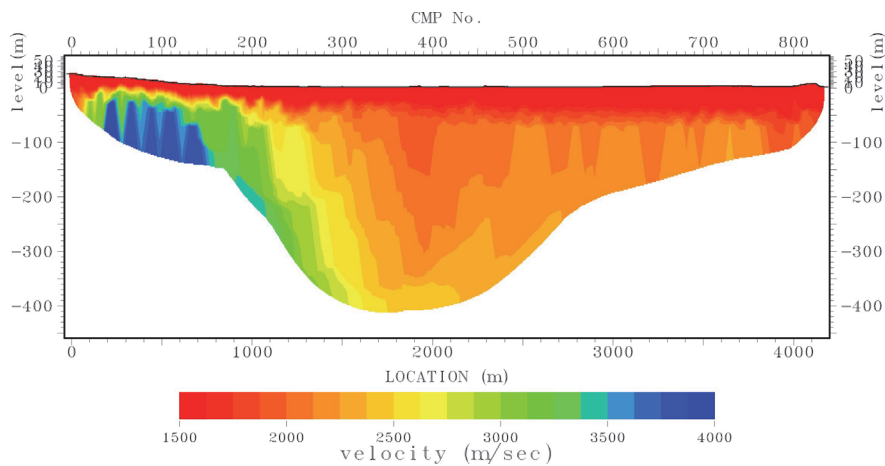


図 20(1) 和歌山北測線屈折法断面図 (鉛直方向を3倍誇張)

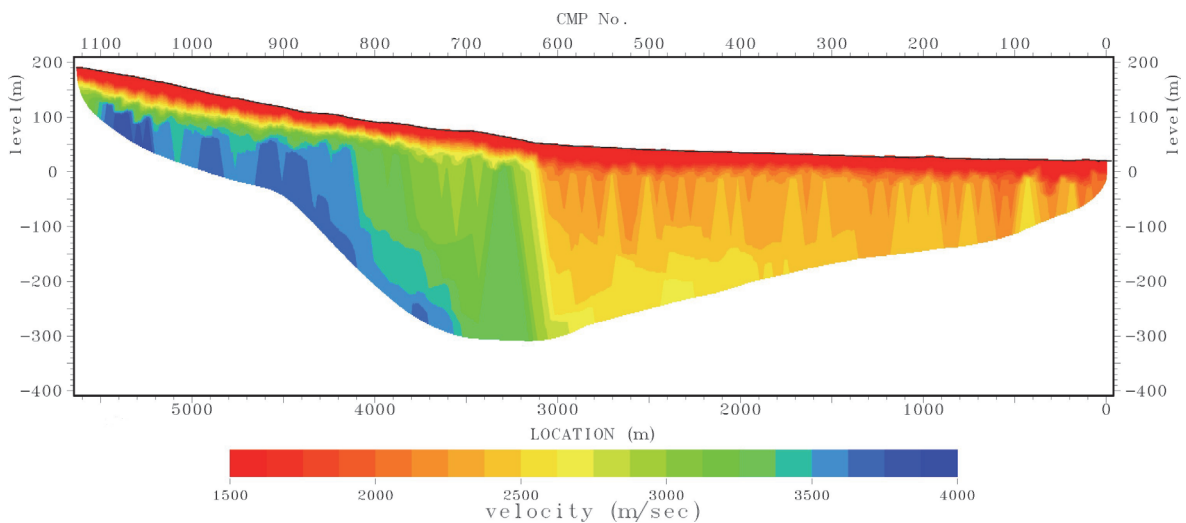


図 20(2) 岩出測線屈折法断面図 (鉛直方向を3倍誇張)

4) 断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定

本対象地域の中央構造線の震源断層形状を断層変形シミュレーションによって推定することを目的として、アクティブテクトニクスの評価のための地質学的情報の既往文献整理と調査、及びシミュレーションに用いる個別要素法の環境整備を行った。

a) 中央構造線のアクティブテクトニクス評価のための地質学的情報の整理と現地調査
i) はじめに

地質学的視点から紀伊半島周辺の中央構造線の活断層活動のアクティブテクトニクスの評価を行うに当たって、次の諸点に留意することが重要と考えられる。

日本列島の活断層の中で、中央構造線は例外的に長い活動履歴を持っており、その起源は白亜紀に遡る。収束境界テクトニクスの影響を受け、断層活動パターンはさまざまに変化してきた。例えば、後期白亜紀には現在と逆センスの左横ずれ運動が卓越し、九州から近畿にわたって巨大なプルアパート盆地が形成された(図 21、Itoh et al., 2013a)。現在観察される構造形態は、その長い構造発達の結果である。活断層としての中央構造線を的確に評価するためには、広域応力場の変遷に伴って、どのような変動を被ってきたかを検討し、フェーズを識別することが必要となる。

中央構造線の中央部(四国)～西部(九州)では、反射法地震探査データを扱った研究が公表されており、断層深部形態に関する議論が進んでいる。それに対し、東部(紀伊半島)ではこれまで十分な検討が行われてきたとは言えず、地下構造の議論は尽くされていない。既存データの再解釈と新規取得データの解析に基づいて、三次元地下構造を把握することが重要である。

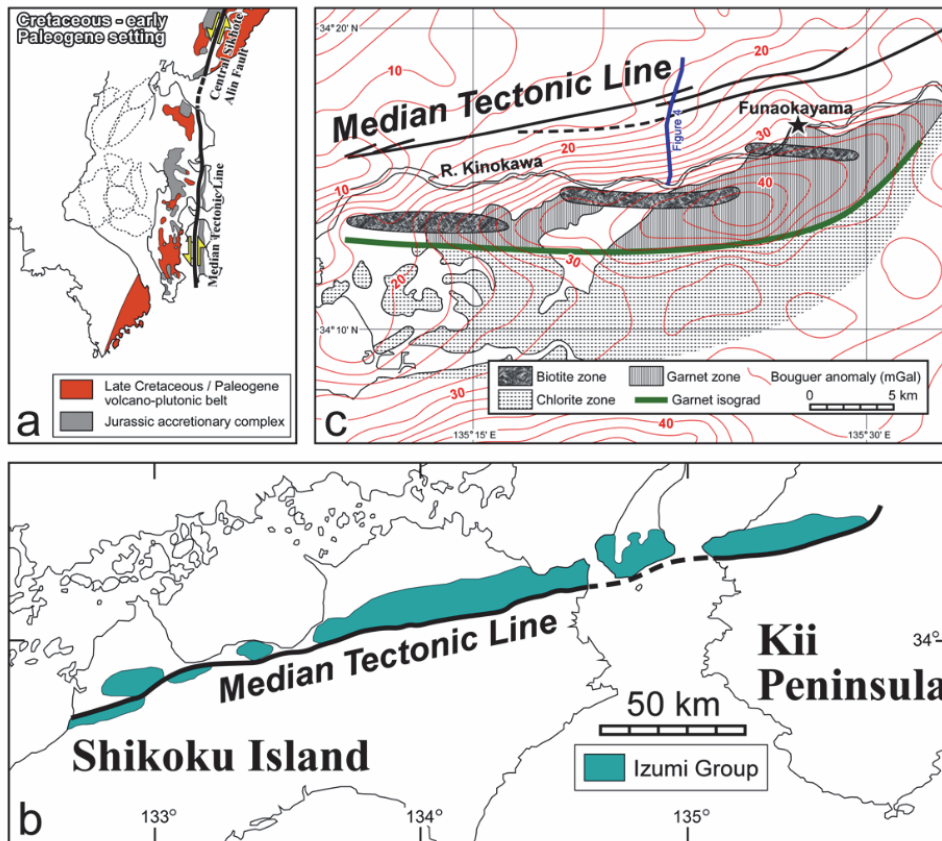


図 21 後期白亜紀の中央構造線の活動と構造変形 (Itoh et al., 2013a)

紀伊半島の中央構造線周辺では、根来断層付近において、水野・他(1999)が 600m級のボーリングを行った他に大深度ボーリング調査がなく、変位速度の推定に必要な層序データを得ることが十分ではない。上の2項目とも関連して、地表地質情報と地震探査解釈の整合性を検証し、活動トレースの時空変遷を明らかにしなければならない。

今年度は文献レビューに基づいて、西南日本のテクトニックフェーズを取り纏めた。次に既存地震探査データの評価を進めるとともに、海域等の物理探査データを使用して広域評価を開始した。また、和泉山脈南縁で地表地質調査を行い、断層近傍の破碎帯を記載した。以下、順を追って詳述する。

ii) 文献に基づく広域テクトニクスレビュー

現在の西南日本弧（東海～中部九州）内帯は、中央構造線の活発な右横ずれ運動と東西圧縮による変形が卓越している。しかし、この応力一ひずみ場は長期にわたって持続してきたものではない。フィリピン海プレートの収束センスの揺らぎに伴って、鮮新世以降、多様なテクトニックフェーズが存在したと考えられる。信頼しうる資料から示される構造発達史を表7にまとめた。

紀伊半島の中央構造線活動に関して最も注目されるのは、3 Ma 以降に近畿地方で南北圧縮が卓越し、和泉山脈を中核とする分水嶺が隆起したことである。岡（1978）は、和泉山脈北縁部の第四系を記載し、下部の内畑層に、外帯由来する三波川系の結晶片岩礫及び秩父系のチャート礫が大量に含まれることを指摘した。外帯由来礫の含有量は上方へ向かって減少し、水間火山灰層 II 付近の層準で消滅する、と述べている。そのような地殻変動が生じていた間、中央構造線はどのような運動を行っていたのだろうか。次節で、物理探査に基づいて考察する。

表7 西南日本弧の鮮新世以降のテクトニックフェーズ。文献は章末リストに記載。

	西部	中部	東部
1 Ma 以降	別府湾の堆積盆は湾奥部に縮退し、インバージョンを被っている。フラウーストラクチャーが表層に達することから、MTLの右横ずれ運動は活発。フィリピン海プレートの収束方向シフトは、九州の島弧火成活動強化及び九州-パラオリッジ先端の変形パターンと調和的である。横ずれを伴う短縮場。	MTLの右横ずれ運動が強化されたと考えられる。また、日本海沿岸にも併走する右横ずれ断層(SJSFZ)の存在が指摘されている。中国山地のリニアメントはトレンチ変形パターンと調和的である。横ずれ運動が卓越。	相模トラフの沈み込み形態から、フィリピン海プレートの収束方向が西北西にシフトしたと考えられている。横ずれ断層を伴う短縮場(圧縮変形が卓越するのは、伊豆-小笠原弧北端～東海沖と日本海東縁から北部フォッサマグナのcollision 顕在化が影響を及ぼしている)。
	Itoh et al. (1998), Yamazaki and Okamura (1989)	Research Group for Active faults in Japan (1991), Itoh and Takemura (1993), Itoh et al. (2002)	Nakamura et al. (1987), 岡村 (2010)
1 ~ 3 Ma	豊肥火山地帯 (HVZ) では堆積堆積中心が東方(現在の別府湾)に移動して、沈降速度が低下する傾向	近畿では、MTLの低角衝上運動によって和泉山脈が急速に隆起する。この傾向はやや遅れて前弧域	圧縮方向が続いていたと考えられる。特に房総半島では、2.5Ma 前後に黒滝不整合が形成され

	がみられる。MTLの運動センスは正確にはわからないが、別府湾口ではこの時期の高角断層が観察される。横ずれを伴う伸張場。	(熊野灘)に波及し、和泉山脈北縁の丘陵が隆起して収束する。南北性圧縮場。	る。南北性圧縮場。
	Itoh et al. (1998)	岡(1978), Itoh et al. (2013a), 高野・他(2009)	Kameo et al. (2010), Kameo and Sekine(2013)
3 ~ 5 Ma	豊肥火山地帯(HVZ)では、大規模なグラベン形成が5 Ma頃に始まる。伊予灘堆積盆の形成開始年代は不明であるが、構造形態が酷似していることから、HVZ形成と一連のイベントと解釈される。強い南北性伸張場。	強い造構応力を示唆する地殻変動は不活発。	前弧域は、伊豆弧の丹沢ブロック衝突以降、非常に強い構造変形を被っている。明瞭な南北性短縮場。
	Itoh et al. (1998, 2013a, b)	なし	Niitsuma(1999)
6 Ma	対馬の顕著な複褶曲構造は、宍道褶曲帯が日本海西縁断層に収斂する付近のトレンチ変形と解釈される。大局的には南北性圧縮場。宍道褶曲帯の形成年代については、海域孔井では十分な生層序データが得られておらず、陸域では島根半島の和久羅山安山岩(下位層の構造と不調和)のK-Ar年代があるのみで、不確定な部分が残る。しかし3~5 Maの応力-歪トレンドと共存することは極めて困難と考えられるので、一つ前のフェーズと解釈した。	宍道褶曲帯の形成など、背弧側の変形が激しい。明瞭な南北性短縮場。	構造トレンドは不明瞭ながら、北陸堆積盆では広域不整合が形成される(金沢沖ではインバージョン構造が観察される)。短縮場と考えられる。
	Itoh and Nagasaki(1996), Itoh et al. (1997), Tai(1973)	Itoh and Nagasaki(1996)	Itoh et al. (1997)

iii) 反射法地震探査資料の検討

吉川・他(1992)によって公表された中央構造線を横切る反射法地震探査データは、当該エリアの地下構造に関する数少ない情報のひとつである。Itoh et al. (2013a)はその構造形態を解釈し、和泉山脈南縁を限る低角衝上断層と和歌山平野に分布する高角断層の2タイプを識別した(図22)。

今年度実施した既存地震探査資料の再解釈では、中央構造線に沿って東西方向に構造形態が大きく変化することが明らかになった。活動トレースのステップする部分で複雑な隆起沈降が生じることも予想され、上部地殻の変形モデリングと連動した構造解釈を実施する必要性が指摘される。

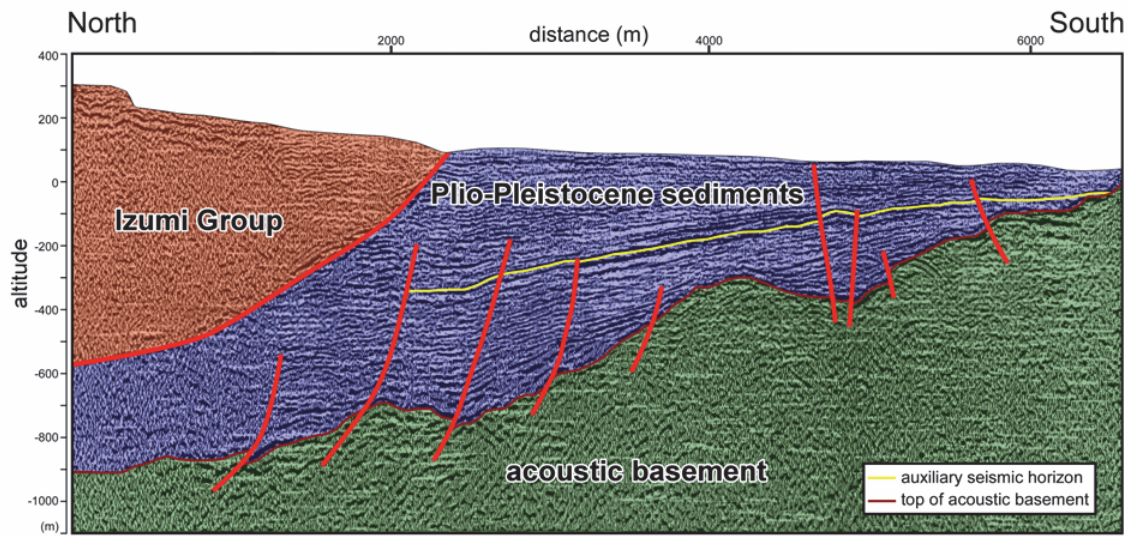


図 22 和泉山脈南縁～和歌山平野の地下構造 (Itoh et al., 2013a)

iv) 野外地質調査

既存地震探査の中で最西部に測線が設定され、和泉山脈北縁から紀ノ川南岸までをカバーする笠原・他(1998)のデータの重要性は、非常に高い。その構造解釈を行うために地震探査測線周辺での地表地質調査を実施した。その結果、JR(阪和線)紀伊駅から雄ノ山峠の間で、和泉層群の構造トレンドに影響を与えるENE-WSW走向の破砕帯が存在することが明らかになった。図23に雄ノ山峠南方での調査結果をまとめる。

破砕帯は、空中写真によって認定された中央構造線より200m以上北を通過しており、現在は活動を休止している可能性がある。一方、破砕帯の位置は笠原・他(1998)の地震探査断面で観察される和泉層群のキック構造と合致している。これは和泉山脈の隆起をもたらした3Ma頃のテクトニックフェーズで形成された構造かもしれない。現在、他のルートでも調査を行い、破砕帯の規模を評価中である。

2014年2月23日紀北西道路工事現場観察まとめ

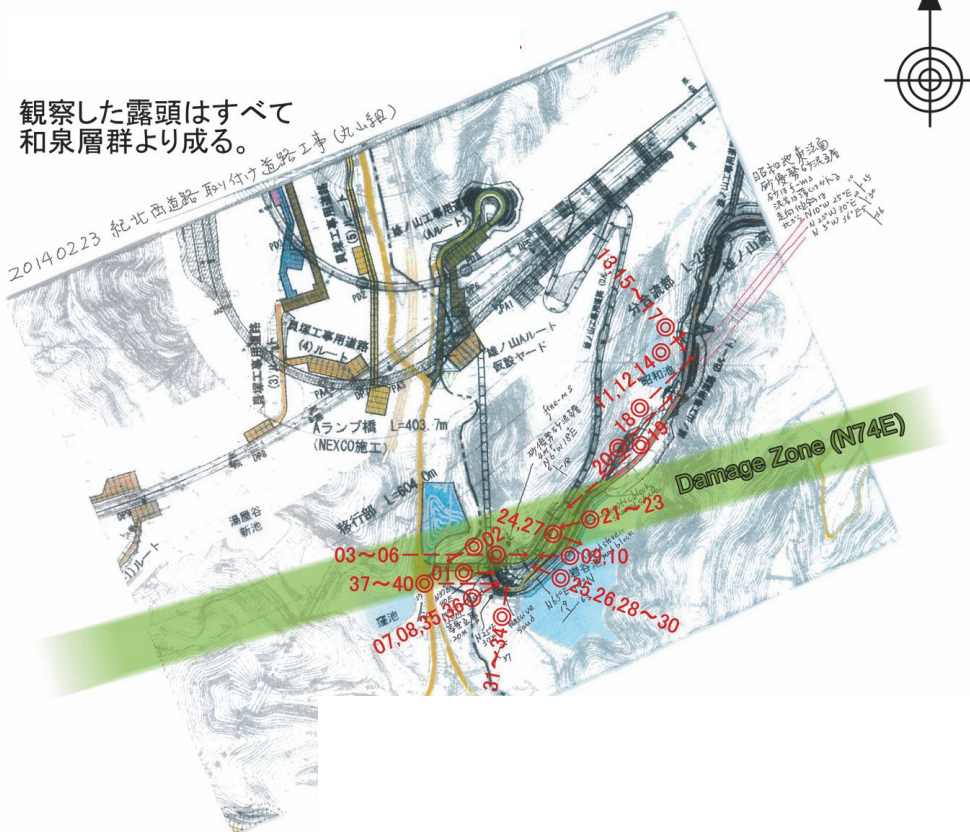


図 23 雄ノ山峠南方、紀北西自動車道路工事現場における地層観察結果

b) 個別要素法を用いた堆積層の変形シミュレーション

i) はじめに

個別要素法は、大変形や破壊といった強い構造非線形現象を解く強力な数値シミュレーション技法の一つである。この手法は、岩石力学問題の解析を行なうために、Cundall (1971)により導入され、後に、Cundall and Strack (1979)により土質力学にも応用された。このモデリング手法は、工学分野への応用(例えば、Cai et al., 2007; Hadjigeorgiou et al., 2009)だけでなく、多くの地質学的問題や地球物理学的問題にも適用されてきている(例えば、Antonellini and Pollard, 1995; Strayer and Huddleston, 1997; 鬼塚・他, 2001; Imbera et al., 2004; Vietor and Oncken, 2005; 竿本・他, 2005; Hardy and Finch, 2005; 谷山, 2008; Hardy et al., 2009; Yamada et al., 2014など)。レビューとして、堀, 2008があげられる)。近年では、この個別要素法は、カルデラ形成や火山性陥没地、マグマの噴出といった火山分野の研究にも応用されてきている(例えば、Hardy, 2008; Wyrick and Smart, 2009; Holohan et al., 2011; 酒井・他, 2013)。

地球科学での個別要素モデリングでは、地殻や堆積層が、剛体球(3次元解析)あるいは剛体円盤(2次元解析)の集合体で置き換えられ、隣り合う剛体球あるいは剛体円盤が仮想的な垂直方向とせん断方向の弾性バネで繋がれている。与えられた境界条件の下で、これ

らの集合体に対する運動方程式といわゆるフックの法則を解くことにより、媒質の変位場や変位速度場といった結果を得る。一般に、球や円盤、モデルの境界をなす壁は剛体として扱われる。そのため、これらの運動は、並進運動と回転運動により与えられる。したがって、個別要素法を用いたモデリングの際には、境界条件や初期条件もこれらの運動の組合せにより与えることとなる。

Finch et al. (2003, 2004) と Hardy et al. (2011)は、基盤岩中で生じた断層運動が堆積層の変形に与える影響を、堆積層の均質性や不均質性の違いや断層傾斜角の違いについて調べている。また、基盤中の断層の運動によって形成される、堆積層中の亀裂の進展経路や亀裂のタイプについても研究を行っている。Hardy and Finch (2007)は、堆積層の力学的成層条件が、堆積層の変形様式の変化(trishear から kink-band 断層伝搬褶曲の形成への遷移)を決定することを明らかにしている。

これら一連の研究では、図 24(a)に示されるような、基盤の単純な運動が採用されてきた。これは、既述のように、個別要素法では、壁も個別要素と同じく剛体として扱われるためである。実際の基盤岩は、短時間の断層運動に対しては弾性体として、長時間の断層運動に対しては、粘弾性体あるいは粘弾性体の上に載った弾性体として振る舞う(例えば、Takada et al., 2004; Segall, 2010)。

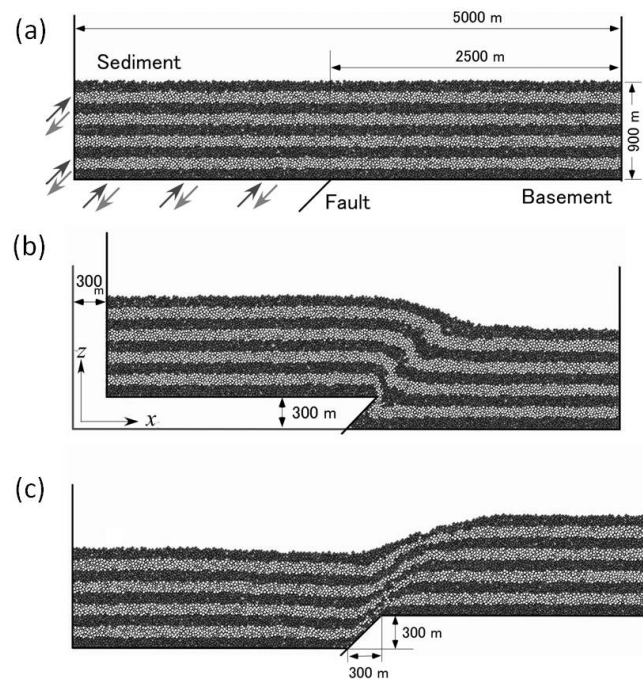


図 24 基盤岩が剛体として取り扱われる個別要素法モデル。(a) 堆積層モデル。モデルの厚さは 900m、幅は 5000m である。堆積層は等方均質であり、色分けは 100m 間隔。堆積層は未固結と仮定されており、そのヤング率は 207MPa、ポアソン比は 0.24 となるよう、媒質を構成する個別要素(剛体円盤)間のばね定数を 5×10^8 N/m、摩擦係数を 0.6、要素間のコンタクト強度を 106 N とした。このときの圧縮強度は 13MPa となる。濃灰色と薄灰色の矢印は、逆断層運動と正断層運動のモデル化の際の基盤を動かす方向を示す。(b) 逆断層運動による堆積層の変形。断層傾斜角が 45° の逆断層が、鉛直方向に累積で 300m 変位した際のモデル。(c) 正断層運動による堆積層の変形。断層傾斜角が 45° の正断層が、鉛直方向に累積で 300m 変位した際のモデル。

地震探査や地表で観測される地質学的時間スケールでの堆積層の変形の解釈には、本来、粘弾性効果を考慮したモデルが採用されるべきである。しかしながら、初期モデルとして、現象を直感的に理解できるモデルが望ましいと考え、本研究では弾性体基盤を採用した。基盤中の断層運動による基盤の変形計算には、線形弾性論に基礎を置く Okada (1985) による dislocation 解を用いた。基盤岩の変形モデルに dislocation 解を採用するメリットは、基盤岩や堆積層の変形を断層パラメータに結び付けて議論できることである。このメリットは、地球物理学や地質学の双方にとって、観測データの解釈に大きな助けとなる。

本研究では、個別要素解析ソフトとして、PFC2D (Itasca, 2008) を用い、dislocation 解を個別要素法モデルに取り込む手法と得られた結果について議論を行う。

ii) 剛体基盤と弾性基盤の違い

図 25 は、正断層運動と逆断層運動による基盤岩の変形を示したものである。図 25 の基盤形状は、図 26 に示される破線 A-B 上で与えられたものである。図 25 のいずれも断層近傍 5 km の基盤岩の変形図であり、45 度の傾斜角をもつ断層が鉛直方向に累積 300m の運動をしたと仮定した。各図の灰色の線は、剛体基盤が、図 24(a) に示される断層運動を行った際の基盤岩形状である。基盤は水平のまま、断層を挟んで鉛直方向に 300m 上下している。黒丸●と白抜き黒丸○で示される形状は、Okada (1985) による dislocation 解に従って弾性基盤が運動した際の基盤形状である。黒丸は、断層の根の深さが 15km に達する断層の運動による基盤形状を、白抜きの黒丸は、あまり現実的ではないが、断層の根の深さが 2.5km に達する断層の運動による基盤形状を示している。dislocation 解では、地表面に断層端が達した断層長 30km の断層が仮定され、媒質の物性値としてポアソン比 0.25、ヤング率 75GPa が仮定された。

図 25 の結果から、剛体基盤は水平のまま断層を挟んで鉛直方向に 300m 上下しているが、弾性基盤の方は断層上盤下盤両方とも若干の傾斜をもち、基盤は水平を保っていない。また、逆断層の場合は断層に向かって両側が短縮し、正断層は断層の両側に伸張する。さらに、仮定する断層深度が小さくなると、基盤の上下変位の減衰が距離に対して大きくなる。すなわち、変形波長が短くなるという特性をもっている。

これらの結果から、累積変位量が同じであっても、基本となる基盤岩のモデル(剛性基盤か弾性基盤、或いは、弾性基盤であれば、媒質の弾性定数や断層パラメータ)により、基盤岩形状に明らかな違いが生じることが分かる。このような基盤形状の違いは上位の堆積層の変形に少なからず影響を与えることが予想される。

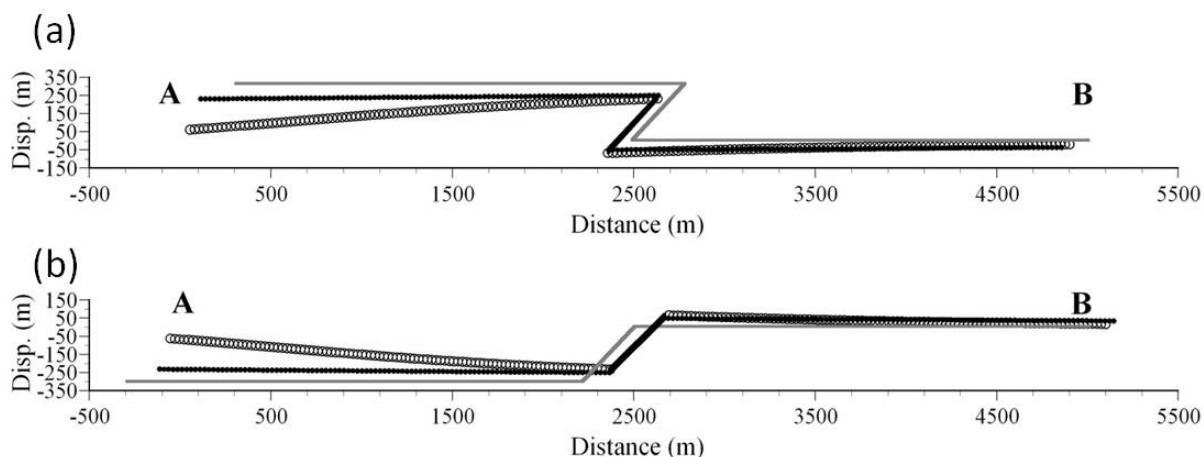


図 25 断層運動による基盤岩の変形。灰色の線は剛体モデルでの基盤岩の形状。その他は弾性体モデルでの基盤岩の形状を示す。●は断層の底部が深さ 15km に達している断層の運動による基盤の形状であり、○は断層の底部が深さ 2.5km に達している断層の運動による基盤の形状。弾性体モデルでの基盤形状の変位は、Okada (1985) の dislocation 解により計算されている。(a) 逆断層運動による基盤形状。(b) 正断層運動による基盤形状。

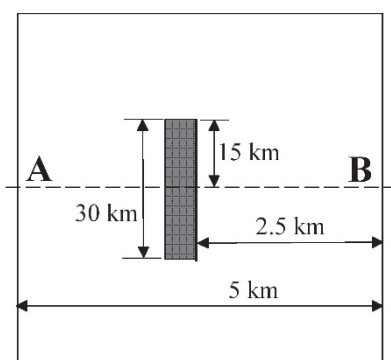


図 26 断層面と A-B 測線の関係を示した概念図。

iii) モデル化の手法

個別要素法では壁は剛体であり、その形の変化は、並進運動と回転運動で与えられる。これに対し、弾性媒質は作用する応力の大きさと向きに応じて伸縮する。剛体要素を用いてこのような弾性変形を表現するために、本研究では、剛体基盤を n 個の点で分割された $n-1$ 個の剛体壁の集合体で表現し(図 27(a))、それぞれを Okada(1985)の式によって個別に動かした。具体的には、各点の位置 (x_i, z_i) に、dislocation 解より与えられる変位量 $(\delta x_i, \delta z_i)$ を加えることにより、新しい位置 $(x'_i = x_i + \delta x_i, z'_i = z_i + \delta z_i)$ を与える。新しい座標値を用いて新しい壁を作成し、古い座標値をもつ壁を消去する(図 27(b))。これを繰り返すことで、個々の壁は剛体であるが基盤を弾性体のように運動させることができる。

壁の運動は要素に大きな力を与え、解の収束を妨げる。安定的に解を得るために、一度

に大きな変位を与えるのではなく、多くのステップに分割し、各ステップの計算では、小さな変位を断層面に与えたときの dislocation 解を用いて少しずつ壁を動かす。これにより、解析を安定的に進めさらにトータルとして断層面に大きな変位を与えることができる。

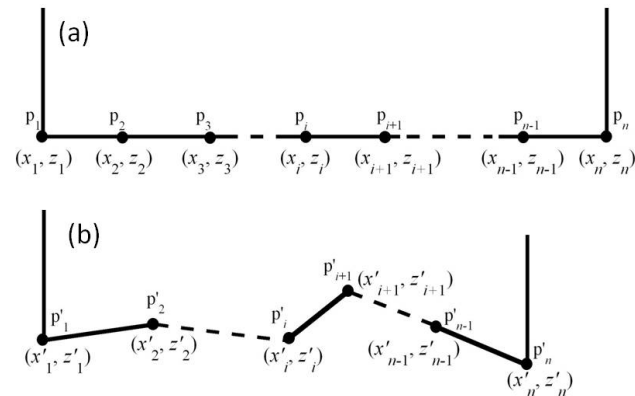


図 27 dislocation 解を用いた、剛体基盤を弾性体のように振舞わせる手法の概念図。

iv) 数値例と考察

例としての数値計算では、図 24(b)と(c)の結果と比較するため、堆積層として図 24(a)の堆積層モデルを用いた(堆積層のヤング率 207MPa、ポアソン比 0.24、圧縮強度 13 MPa)。dislocation の計算には、基盤の形状が図 25 で与えられる条件、すなわち、地殻のヤング率とポアソン比は 75 GPa、0.25、断層はその上端は地表に達し、断層の根の深さは 2.5 km と 15km、断層傾斜角は 45°、断層長は 30km を仮定した。また、要素サイズは半径が 15.88 ~ 23.83m の範囲でランダムに与えられている。断層変位は、鉛直方向に累積で 300m の落差をもつ、すなわち断層面上の変位量としては、約 424m を与えた。計算は 424 回のステップに分けられ、1 ステップの計算では、1 m の断層面変位量を与えたときの基盤の変位をモデルに与えた。基盤形状の変化は、堆積層を構成する個別要素に外力を与えるため、壁に変位量を与える度に個別要素の安定化計算を行った。なお、基盤は 200 個の壁に分けられている。

結果を図 28 に示す。図 28(a)と(b)は、断層の根が 15km と 2.5km の逆断層運動による堆積層の変形を示している。図 28(c)と(d)は、断層の根が 15km と 2.5km の正断層運動による堆積層の変形を示す。

基盤岩の形状に従って堆積層全体が傾斜しており、堆積層は基盤形状に応じて変形することが分かる。特に基盤近傍の堆積層は基盤形状にほぼ追従する。したがって、大枠では、基盤の変形形状が堆積層の変形形状を決めるということが分かる。しかしながら、基盤近傍から離れるにしたがい、堆積層の変形は必ずしも基盤形状に追従しなくなる。特に断層端周辺領域は、堆積層の変形様式は基盤形状と異なる。これは、剛体基盤モデルでも同様に観察される(図 24(b)と(c))。弾性基盤の場合、仮定された断層パラメータにより、基盤の傾斜や変位量が変わるため、断層傾斜角が同じであっても、断層端周辺領域の形状は

断層パラメータの影響を受ける。実際、断層先端部分周辺の堆積層の形状の違いは図 28(a)と(b)にみられる。図 28(a)では、堆積層は上方に凸に変形している。これに対し、図 28(b)に示される堆積層は、下方に凸に変形している。この傾向は、逆断層運動による堆積層の変形にみられ、正断層運動による堆積層の変形には見られない。さらに逆断層運動モデルでは、上盤側堆積層表面に小さな窪みがみられ(図 28(a)と(b)中の黒い矢印)、それは trishear の上盤側境界に現れているように見える。これに対し、剛体基盤モデルや、弾性体モデルであっても正断層運動による堆積層変形表面には、このような小さな窪みは現れていない。

正断層運動モデルでは、下盤側堆積層表面に隆起帯がみられる(図 28(c)と(d)の白矢印で囲まれた領域)。このような隆起帯は、剛体基盤モデルには現れていない(図 24(c))。正断層運動は、弾性基盤の下盤側を隆起・傾斜させるため、堆積層がその基盤の運動に追随することで、図 28(c)や(d)に見られる隆起帯が形成されたと考えられる。この隆起帯は弾性基盤モデルでの逆断層運動による堆積層の変形にも見られない構造である。このような実験から断層パラメータの差異による堆積層変形についての知見を得た。

一般的な事柄であるが、dislocation 解析解を用いると、断層運動による基盤形状は任意の場所で計算することが可能である。人工地震探査測線及び地震探査断面が断層と斜交していても、特段の配慮を払うことなくモデル化を行なうことができるため、本手法は地震探査断面図の解釈に大変有用である。さらに、弾性 dislocation 解では解の重ね合わせが可能であるため、複数の断層の影響をモデルに取り入れることができる。これはまた、解析領域外の断層運動が対象領域の基盤岩に与える影響を、解析領域を広げることなしに考慮できることを示している。

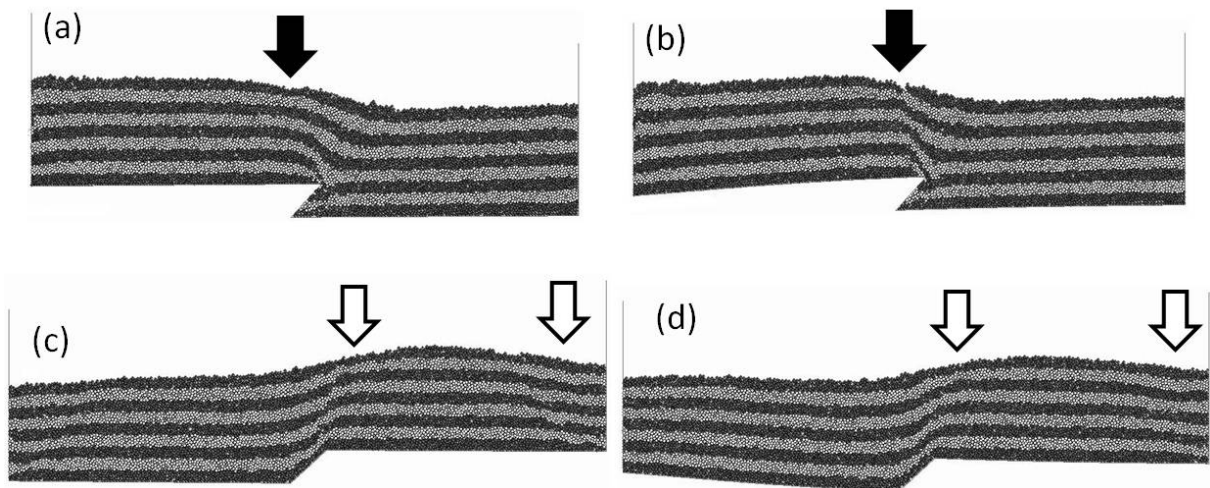


図 28 堆積層の変形場。黒矢印は堆積層表面にできた小さな窪みの位置を示す。白矢印で囲まれた範囲は隆起帯を示す。いずれの構造も剛体基盤を仮定したモデルでは現れていない。(a) 15km の深さに達する傾斜角 45° の逆断層運動によって生じる堆積層の変形。(b) 2.5km の深さに達する 45° の逆断層運動によって生じる堆積層の変形。(c) 15km の深さに達する 45° の正断層運動によって生じる堆積層の変形。(d) 2.5km の深さに達する 45° の正断層運動によって生じる堆積層の変形。

5) 地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理

a) はじめに

中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）の周辺域、特に和歌山平野を中心とした地域において、既往ボーリング情報を収集し、整理した。また、収集したボーリング情報をデジタル化し、それをもとに、250mメッシュの表層地盤構造モデル構築を行った。

b) ボーリング情報と表層地盤構造モデル

既存ボーリング情報としては、和歌山県及び関西圏地盤情報データベース（KG-NET・関西圏地盤情報協議会）から和歌山域のボーリングデータの提供を受けた。和歌山県からは862本、関西圏地盤情報データベースからは1747本のボーリング情報を得た。和歌山県より収集したボーリングデータは、関西圏地盤情報データベース（KG-NET・関西圏地盤協議会）と共有し地盤モデルを作成するためにデジタル化を行った。入力項目を以下に示す。

○調査基礎データ … 調査年月日，掘進長，孔口標高，孔口水位，位置座標など

○柱状図データ … 土質，岩相名，混入物，N値，サンプリングなど

○土質試験データ … 物理試験，粒度試験，一軸圧縮試験，圧密試験など

ボーリングデータ入力は、位置、土質柱状図、物理試験結果の有無、更には関西圏地盤情報データベースにデータが少ないところを優先し、選択的にデジタル化を行った。図29に和歌山平野におけるデータベース化したボーリングの位置を、関西圏地盤情報データベースのボーリング地点とともに示す。和歌山県のデータを取り込むことによって、和歌山平野内のボーリング密度は高くなったといえるが、人口密度が相対的に高くない地域のデータベースはそれほど増えたわけではないことがわかった。なお、ボーリング資料の最大掘削長は80m程度であり、ほとんどが10mから20mに満たないものであった。表層極浅い部分の情報しか得られない可能性がある。

次に、ボーリングデータベース化できた情報をもとに、和歌山平野内を250mメッシュに区分し、工学的基盤より以浅（沖積相当層）の地盤モデルを作成した。図30にボーリング位置と250mメッシュを示す。地層構成モデルは、土質条件の深度変化を考慮した細分層モデルとした。浅層地盤構造モデルは、データベースのボーリング一本毎に、沖積層相当層の下面標高を見積もることと、各ボーリングを1m層厚単位として、各層の代表土質（粘土、砂、礫など）と平均N値を設定した。この際に、1メッシュに含まれているボーリングが複数本あって、地層構成が異なる場合は、掘削長の長いボーリングを優先させた。また、メッシュ内にボーリングが1本しかなく、そのボーリングが沖積層基底まで達していない場合は地盤モデルは作成しなかった。また防波堤部も地盤モデルを作成しなかった。これらの作業を各メッシュ毎に行った上、モデルの空間的な整合性を確認しながら、データ数の不足や分布の偏りがある場合には、メッシュ周辺のボーリングデータを加えるなどの補正を行った。モデルの妥当性は、ボーリングによる断面とモデル化地盤の断面を比較することで確認した。図31に沖積層の下面標高、図32に沖積層の層厚分布を示した。各図とも上段にはボーリングによる分布、下段には地盤モデルによる分布を示す。両図とも同様の傾向があることがわかる。紀ノ川河口付近において、沖積層の層厚が厚くなっていることがわかる。

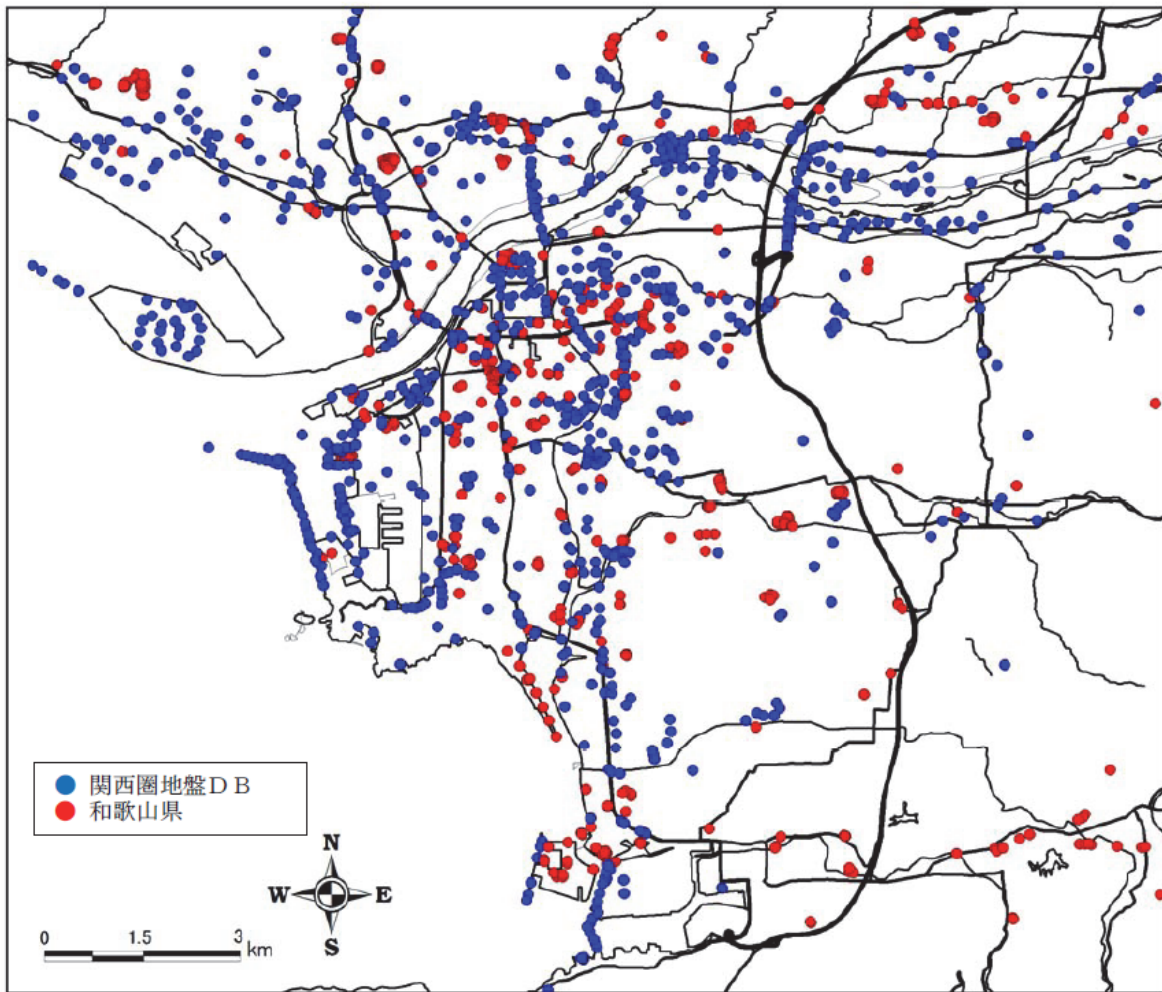


図 29 データベース化したボーリング位置 (和歌山平野周辺)

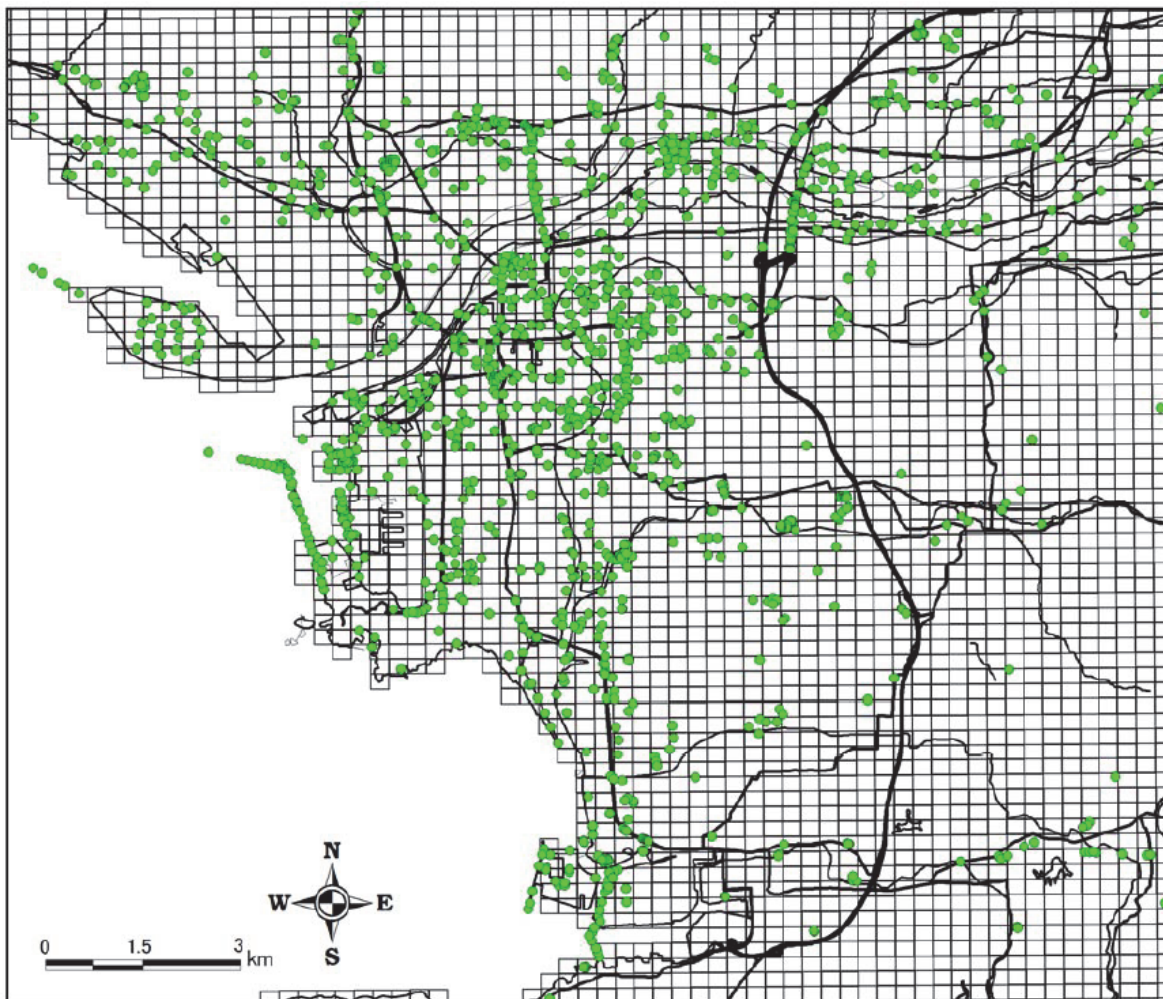


図 30 ボーリング位置図と 250mメッシュ。ボーリング位置は図 29 と同じ。

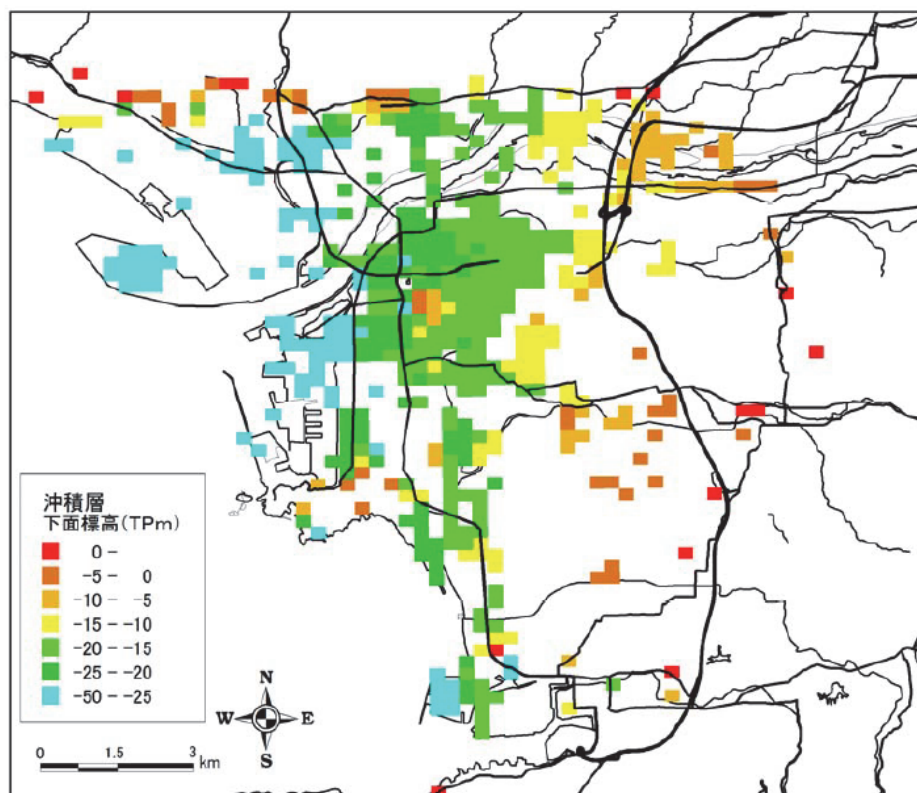
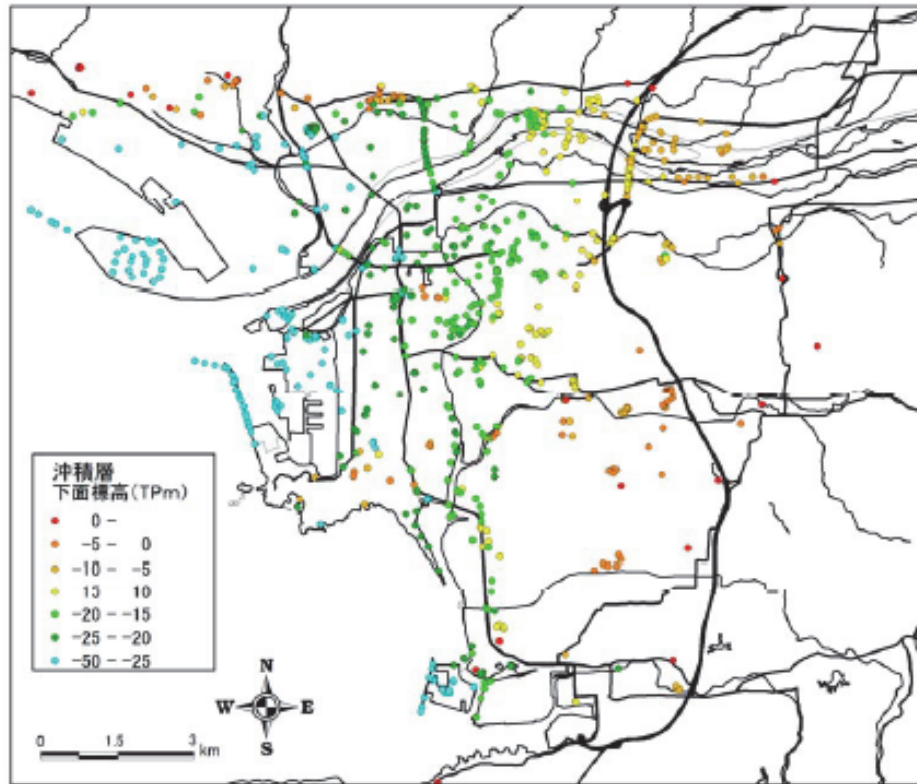


図 31 沖積層の下面標高 (250m メッシュモデル)。上はボーリングデータ、下はモデルデータ。

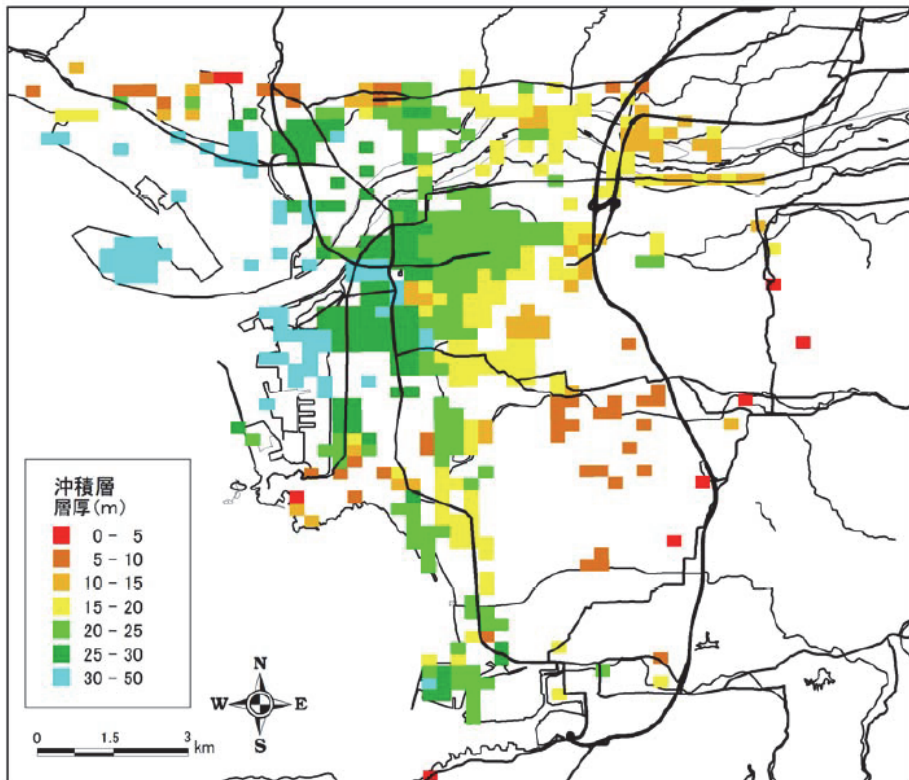
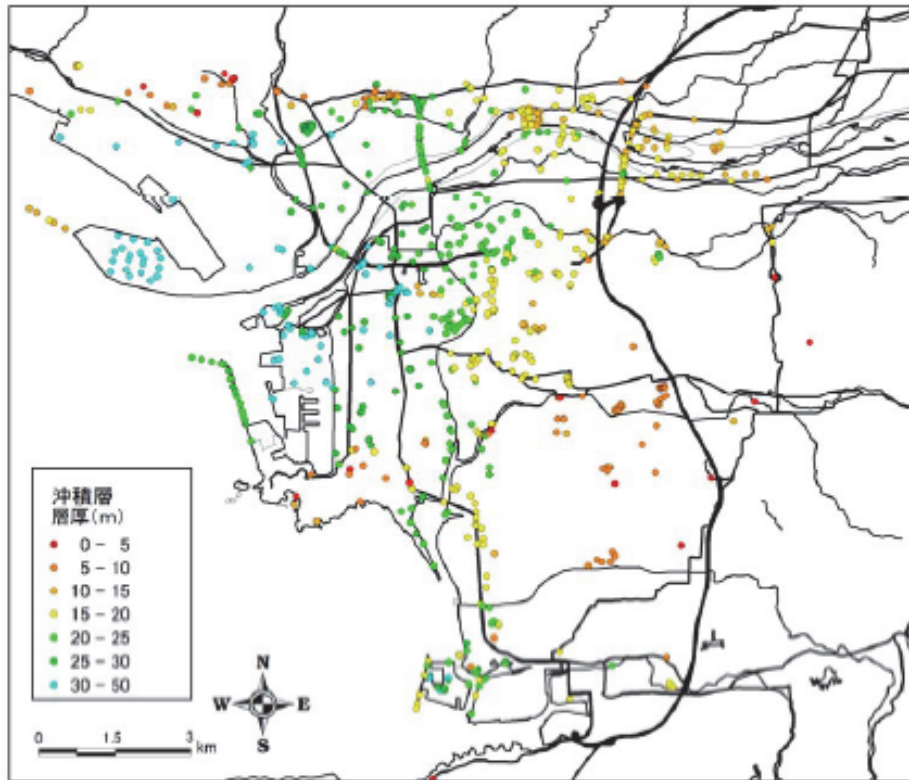


図 32 沖積層層厚の分布 (250mメッシュモデル)。上はボーリングデータ、下はモデルデータ。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) InSAR解析による地盤変形状の推定

今回の解析の結果、いくつかの特徴ある変動が抽出された。

a) 中央構造線の直ぐ南側の紀ノ川平野に見られる、視線距離短縮（東向き変位あるいは隆起）の変動が生じており、しかも東側の方が顕著である。この観測結果は、中央構造線の右横ずれ運動とは相容れない。

b) 岩出市の南方で視線距離短縮（東向きまたは隆起）であるのに対し、海南市～有田市～湯浅町では視線距離伸張（西向きまたは沈降）であることから、これらの地域間に相対運動が生じていることが示される。

また、この解析において課題が浮かび上がった。

c) 山間部ではPS (Persistent Scatterer) が十分な密度で得られない。

d) 自動処理において、アンラップや位置合わせに問題が残っている。

このため、山間部でも高密度のPSが得られる可能性のある方法（StackingやSBAS法）なども適用し、再解析する必要がある。また、今回の解析ではStaMPSの典型的な自動処理を用いているが、いくつか用意されているオプションを用いて、アンラップ誤差の低減や位置合わせの高精度化を図る必要がある。

平成25年度は南行軌道の画像のみを解析したが、これと重なる北行軌道の画像を解析し、東西および疑似上下成分の抽出を行なう必要がある。さらに、今年度解析対象とした画像は、和歌山平野西部～紀伊水道沿岸まではカバーしていないので、隣接する軌道の画像を取得して解析する必要がある。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

予備調査により、調査対象地域の信号及びノイズ状況が確認され、夜間の低ノイズな時間帯を選択的に使用することにより、十分なMT応答が得られることが判明した。また、得られたデータから推定されたMT応答を用い、中央構造線断層帯（根来断層）に直交する測線において、深度5kmまでの比抵抗構造を推定することに成功した。

平成26年度は、和泉山脈南縁（予備調査測線より東部の別測線）と金剛山地東縁にそれぞれ直交する測線を設定し、各12観測点において広帯域MT観測を行い、2次元比抵抗構造を推定する。

3) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査

これまで反射法地震探査が実施されていない2地域を対象に、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）の存在位置を確認するとともに、広域的な基盤構造を把握することを目的とした、反射法地震探査を実施した。和歌山市（和歌山北測線）において測線長約4.2km及び岩出市（岩出測線）において測線長約5.7kmの計2測線の探査を行い、中央構造線に関係する構造、中央構造線の南に位置する堆積層（菖蒲谷層など）と基盤（三波川帯）の深度分布といった情報を得た。和歌山北測線においては、根来断層の延長上の和歌山平野の伏在部の中央構造線を検出した。磯ノ浦断層に関係する深い地盤の変形は認められなかった。岩出測線においては、根来南断層に対応する中央構造線形状を検出した。また2測線において、中央構造線の傾斜角についての違いを認めることができた。周辺既存測線や重力異

常資料をもとに、傾斜角の違いやその構造の妥当性を議論した。

ここで得られた知見は次年度以降の震源断層モデル構築に活かすとともに、サブテーマ 1 の断層位置についての情報や、サブテーマ 3 の堆積層構造についての基礎資料として活用を行う。この地域の中央構造線の形状についての東西方向での変化が認められたため、平成 26 年度は、既往の中央構造線を横切る測線に直交する、東西測線の調査を実施する予定である。

4) 断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定

今年度の調査によって、紀伊半島西部の中央構造線の形態と活動様式の多様性が指摘された。今後は、本業務で新たに取得された地震探査データを解析して三次元的な地下構造形態の解明を目指す。地震探査測線がカバーできないエリアについては、重力異常や地磁気異常データを用いて、大局的な基盤構造把握を試みる。地表地質調査は、今年度取得の岩出測線及び和泉測線（佐藤・他，2007）を含むエリアに拡大して継続し、総合的な中央構造線の運動像を把握する一助とする。

従来の個別要素法を用いた基盤岩中の断層運動による堆積層の変形シミュレーションでは、基盤は剛体として動かされてきた。本研究では、堆積層の変形を断層パラメータや弾性定数に関連付けて議論できるよう、個別要素法における基盤の運動を弾性論に基づく dislocation 解でコントロールすることを行なった。

その結果、堆積層の変形は基本的に基盤岩の変形形状に追従するため、剛体基盤モデルでは現れなかった堆積層の傾斜などが今回のシミュレーションに現れた。また、断層端周辺の堆積層の変形様式も剛体基盤モデルと異なること、さらに弾性基盤モデルにおいても、その形状はモデル化の際に仮定される断層パラメータの影響を受けることが示された。堆積層表層の形状にも断層パラメータ依存性が示唆された。今後、基盤変形を dislocation 解によりコントロールする 3 次元個別要素法を完成させ、中央構造線の構造解析議論への適用を試みる。

5) 地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理

中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）の周辺域、特に和歌山平野を中心とした地域において、既往ボーリング情報を収集し、整理した。また収集したボーリング情報をデジタル化し、それをもとに、250m メッシュの表層地盤構造モデル構築を行った。来年度以降には、伏在断層や断層活動に関係した地下の変形構造解析や、表層地盤情報としての強震動評価に活用していく。

(e) 引用文献

1) InSAR解析による地盤変形形状の推定

Hooper, A., H. Zebker, P. Segall, and B. Kampes, A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL021737, 2004.

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

Goto, T., S. Yamaguchi, N. Sumitomo, and K. Yasukawa, The electrical structure across the Median Tectonic Line in east Shikoku, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 50, 405-415, 1998.

Ogawa, Y. and T. Uchida, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, 126, 69-76, 1996.

佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・瀬瀬一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査 (和泉測線 2006), 大都市大災害軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 18 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.

3) 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁) P 波反射法地震探査

地質調査所, 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果, 地震予知連絡会会報, 53, 663-668, 1995.

地質調査総合センター(編), 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.

笠原敬司・青井真・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 1998 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-P019, 1998.

河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇祐・佐藤比呂志・井川猛(2001): 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実体の推定—紀伊半島北西部中央構造線を例として—, 地震第 2 輯, 54, 233-249, 2001.

KG-NET・関西圏地盤研究会, 新関西地盤—和歌山平野—, 208pp, 2011.

国土地理院, <https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/main.html> (2014 年 2 月 14 日参照).

牧原博・宮田隆夫・水野清秀・寒川旭, 粉河地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 89pp., 2004.

宮田隆夫・牧原博・寒川旭・市川浩一郎, 和歌山及び尾崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 68pp., 1993.

水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, 105, 235-238, 1999.

岡田篤正・千田昇・中田高, 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「和歌山」, 国土地理院, 1996.

岡田篤正・千田昇・中田高, 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「粉河」, 国土地理院, 1996.

佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・瀬瀬一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査 (和泉測線 2006), 大都市大災害軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 18 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.

産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html (2014 年 2 月 28 日参照), 2005.

- 佃栄吉, 中央構造線活断層系(紀伊半島地域)の活動性調査, 地質調査所研究資料, No. 303, 73-94. 1997.
- Yamamoto, A., R. Shichi, and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 40, 177-186, 1992.
- 4) 断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定
- a) 中央構造線のアクティブテクトニクス評価のための地質学的情報の整理と現地調査
- Itoh, Y., and K. Takemura, Quaternary geomorphic trends within Southwest Japan: extensive wrench deformation related to transcurrent motions of the Median Tectonic Line, *Tectonophysics*, 227, 95-104, 1993.
- Itoh, Y. and Y. Nagasaki, Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene, *Island Arc*, 5, 337-353, 1996.
- Itoh, Y., T. Nakajima, and K. Takemura, Neogene deformation of the back-arc shelf of Southwest Japan and its impact on the palaeoenvironments of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 281, 71-82, 1997.
- Itoh, Y., K. Takemura, and H. Kamata, History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformation mode of central Kyushu, Japan, *Tectonophysics*, 284, 135-150, 1998.
- Itoh, Y., H. Tsutsumi, H. Yamamoto, and H. Arato, Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 351, 301-314, 2002.
- Itoh, Y., K. Takemura, and S. Kusumoto, Neotectonic intra-arc basins within southwest Japan - conspicuous basin-forming process related to differential motion of crustal blocks, In *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*, Itoh, Y. (Ed.), InTech, Rijeka, 191-207, 2013a.
- Itoh, Y., S. Kusumoto, and K. Takemura, Characteristic basin formation at terminations of a large transcurrent fault - basin configuration based on gravity and geomagnetic data, In *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*, Itoh, Y. (Ed.), 255-272, 2013b.
- Kameo, K., R. Shindo, and T. Takayama, Calcareous nannofossil biostratigraphy and geologic age of the Kiyosumi Formation of the Awa Group, Boso Peninsula, central Japan: Age determination based on size variations of *Reticulofenestra* specimens, *J. Geol. Soc. Japan*, 116, 563-574, 2010.
- Kameo, K. and T. Sekine, Calcareous nannofossil biostratigraphy and the geologic age of the Anno Formation, the Awa Group, in the Boso Peninsula, central Japan, *J. Geol. Soc. Japan*, 119, 410-420, 2013.
- 笠原敬司・青井真・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿

集, SL-P019, 1998.

水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, 105, 235-238, 1999.

Nakamura, K., V. Renard, J. Angelier, J. Azema, J. Bourgois, C. Deplus, K. Fujioka, Y. Hamano, P. Huchon, H. Kinoshita, P. Labaume, Y. Ogawa, T. Seno, A. Takeuchi, M. Tanahashi, A. Uchiyama, and J. L. Vigneresse, Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2, Earth Planet. Sci. Lett., 83, 229-242, 1987.

Niitsuma, N., Rupture and delamination of arc crust rupture and delamination of island arc crust due to the arc-arc collision in the South Fossa Magna, central Japan, Island Arc, 8, 441-458, 1999.

岡 義記, 和泉山脈の形成と大阪層群, 第四紀研究, 16, 201-210, 1978.

岡村行信, 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係, 地質学雑誌, 116, 582-591, 2010.

Research Group for Active Faults of Japan, Active Faults in Japan: Sheet Maps and Inventories, University of Tokyo Press, Tokyo, Rev. Ed., 437pp., 1991.

Tai, Y., On the 'Shinji folded zone', Memoir of Geological Society of Japan, 9, 137-146 (in Japanese with English abstract), 1973.

高野 修・西村瑞恵・藤井哲哉・佐伯龍男, シーケンス層序学手法による東部南海トラフエリアのメタンハイドレート含有海底扇状地タービダイト砂岩分布解析およびBSR分布との関連の検討, 地学雑誌, 118, 776-792, 2009.

Yamazaki, T. and Y. Okamura, Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, Tectonophysics, 160, 207-229, 1989.

吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 40, 177-186, 1992.

b) 個別要素法を用いた堆積層の変形シミュレーション

Antonellini, M. A., and D. D. Pollard, Distinct element modelling of deformation bands in sandstone, J. Struct. Geol., 17, 1165-1182, 1995.

Cai, M., P. K. Kaiser, H. Morioka, M. Minami, T. Maejima, Y. Tasak, and H. Kurose, FLAC/PFC coupled numerical simulation of AE in large-scale underground excavations, Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci., 44, 550-564. doi:10.1016/j.ijrmmms.2006.09.013, 2007.

Cundall, P. A., A computer model for simulating progressive large scale movements in blocky rock systems. Proc. Symp. Int. Soc. Rock Mech., 1, Paper No. II-8, 1971.

Cundall, P. A., and O. D. L. Strack, A discrete numerical model for granular assemblies, Géotechnique, 29, 47-65, 1979.

Finch, E., S. Hardy, and R. Gawthorpe, Discrete element modelling of contractional fault-propagation folding above rigid basement blocks, Jour. Struct. Geol., 25, 515-528, 2003.

Finch, E., S. Hardy, and R. L. Gawthorpe, Discrete element modelling of extensional

- fault-propagation folding above rigid basement fault blocks, *Basin Res.*, 16, 489-506, 204.
- Hadjigeorgiou, J., K. Esmaili, and M. Grenon, Stability analysis of vertical excavations in hard rock by integrating a fracture system into a PFC model, *Tun. Undergr. Space Technol.*, 24, 296-308. doi:10.1016/j.tust.2008.10.002, 2009.
- Hardy, S., Structural evolution of calderas: Insights from two-dimensional discrete element simulations, *Geology*, 36, 927-930. doi:10.1130/G25133A.1, 2008.
- Hardy, S., Cover deformation above steep, basement normal faults: Insights from 2D discrete element modeling, *Mar. Petrol. Geol.*, 28, 966-972, 2011.
- Hardy S. and E. Finch, Discrete-element modelling of detachment folding, *Basin Res.*, 17, 507-520. doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00280.x, 2005.
- Hardy, S., and E. Finch, Mechanical stratigraphy and the transition from trishear to kink-band fault-propagation fold forms above blind basement thrust faults: A discrete-element study, *Mar. Petrol. Geol.*, 24, 75-90, 2007.
- Hardy, S., K. McClay, and J. A. Muñoz, Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges, *Mar. Petrol. Geol.*, 26, 232-248. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.12.003, 2009.
- Holohan, E. P., M. P. J. Schöpfer, and J. J. Walsh, Mechanical and geometric controls on the structural evolution of pit crater and caldera subsidence, *Jour. Geophys. Res.*, 116, B07202. doi:10.1029/2010JB008032, 2011.
- 堀宗朗, 断層変位のシミュレーション, *活断層研究*, 28, 65-70, 2008.
- Imbera, J., G. W. Tuckwell, C. Childs, J. J. Walsh, T. Manzocchi, A. E. Heath, C. G. Bonson, and J. Strand, Three-dimensional distinct element modelling of relay growth and breaching along normal faults. *Jour. Struct. Geol.*, 26, 1897-1911, 2004.
- Itasca. PFC2D - Particle Flow Code in 2 Dimensions, ver. 4.0, Minneapolis, Minnesota, 2008.
- Okada Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.
- 鬼塚信弘・堀宗朗・岩下和義・鈴木崇伸, 基盤の逆断層運動の数値実験における地盤変形の解析, *応用力学論文集*, 4, 459-466, 2001.
- 酒井望・楠本成寿・清水賀之, 個別要素法を用いた中-高粘性マグマの噴出シミュレーション, *火山*, 58, 551-555, 2013.
- 竿本英貴・吉見雅行・国松直, 横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関するDEMシミュレーション, *土木学会地震工学論文集*, 28, 179, 2005.
- Segall P., *Earthquake and volcano deformation*. Princeton: Princeton University Press, 464pp., 2010.
- Strayer, L. M. and P. J. Huddleston, Numerical modelling of fold initiation at thrust ramps. *J. Struct. Geol.*, 19, 551-566, 1997.
- Takada Y, and M. Matsu'ura M., A unified interpretation of vertical movement in Himalaya and horizontal deformation in Tibet on the basis of elastic and

viscoelastic dislocation theory. *Tectonophys.*, 383, 105 - 131.
doi:10.1016/j.tecto.2003.11.012, 2004.

谷山尚, 横ずれ断層によって表層地盤に形成されるせん断帯—DEM による解析—, 土木学会論文集C, 64(3), 485-494, 2008.

Wyrick, D. Y., and K. J. Smart, Dike-induced deformation and Martian graben systems, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 185, 1-11. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.022, 2009.

Vietor, T., and O. Oncken, Controls on the shape and kinematics of the Central Andean plateau flanks: Insights from numerical modeling, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 236, 814 - 827. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.004, 2005.

Yamada, Y., K. Baba, A. Miyakawa, and T. Matsuoka, Granular experiments of thrust wedges: Insights relevant to methane hydrate exploration at the Nankai accretionary prism, *Mar. Petrol. Geol.*, 51, 34-48. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.11.008, 2014.

5) 地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理
なし