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(金剛山地東縁一和泉山脈南縁)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 ヵ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した。 根来断層及び金剛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 探査を実施した。当該断層帯の活動に関係する地盤変形形状を推定す るための InSAR 解析を継続した。既存地震探査、現地踏査、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、震源断層形状推定に資する情報を整理した。 3) 平成 27 年度:

既往資料を踏まえ、断層形状と断層帯周辺の地下構造解明を進めるため、平成25年度 及び26年度に実施したP波人工地震反射法探査等の測線近傍において長尺ボーリングと VSP (Vertical Seismic Profiling) 探査を行い、この地域の地震波速度構造に関して直 接的な情報を得るとともに、ボーリング試料をサブテーマ1と共同して分析・解析し、反 射法探査断面の解釈を資する情報を得る。前年度までに行った広帯域 MT/AMT 探査の解析 をすすめ、断層帯近傍の地殻上部の地下比抵抗構造を求める。当該断層帯の活動に関係す る地盤変形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推定を継続し、断層モデルに関する情報を得る。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

1) InSAR解析による地盤変形形状の推定

平成26年度は、昨年度の解析領域に含まれていなかった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画像を収集し、Persistent Scatterer (もしくは、Permanent Scatter。永続散乱体と訳される。以下、PS) InSAR およびSmall Baseline Subset (以下、SBAS)法により地盤変動を推定した。また、TerraSAR-X画像も収 集し、干渉処理を行った。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

和泉山脈南縁(平成 25 年度実施の予備調査測線より東部の別測線)と金剛山地東縁の セグメント走向に直交する調査測線を設定し、各 12 観測点において広帯域 MT 観測を行っ た。人工ノイズが低下する夜間の時間帯を選択的に使用し MT 応答を推定した後、2 次元比 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(和歌山-紀ノ川測線)

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した。具体的には、和歌山県和歌山上黒谷市から紀ノ川 市北志野に至る県道7号粉河加太線の約11.7kmの測線において、基盤形状や堆積層内の構 造を把握するためのP波反射法探査を行った。この測線には、平成25年度に実施した岩出 測線が交差している。南北断面でしか地下構造情報がなかったところ、この測線により、 三波川帯の基盤に約2km間隔での起伏があることがはじめて発見された。また、既往反射 断面と連携してより詳細な地下構造情報を得た。

4) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P 波反射法地震探査(既存測線の再解析)

平成7年に防災科学技術研究所が実施した、中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)を南北 に横切る大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太祈曽付近にいたる約 17.6kmの探査データを用いて、断層領域近傍の特徴を把握するための反射法再解析と初動 を用いた屈折法トモグラフィーを行った。近傍で行われた探査結果と比較参照して、地質 境界情報を得た。また、屈折波トモグラフィーにより、この地域の P 波速度構造情報を得 た。

5) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)地域の微小地震活動と震源メカ ニズム

対象地域における微小地震活動と断層帯近傍で生じた初動等を用いた震源メカニズム 解の推定を行った。断層帯と直接関係すると考えられる微小地震活動は見られない。五条 谷断層西部で起きているイベントのP軸は主として東西方向であり、東西圧縮の力がここ ではかかっていると推定できる。しかしながら、メカニズム解は主として南北走向の逆断 層であることや、その発生深度からは、中央構造線の物質境界よりもやや下で起きたイベ ントであると言える。

6) 重力異常による地下構造の推定

断層運動に伴う構造形成の数値シミュレーションを進めるため、中央構造線断層帯の深 部での構造境界の傾斜角についての情報を得ることを目的に、重力異常値を用いたモデル 化を行った。平成25年度に行われた反射法地震探査測線(岩出測線及び和歌山北測線)の 地下構造探査結果を参考に、密度構造のモデル化を行い、地下深部で低角となる逆断層タ イプの形状をもつものが重力異常値を説明することがわかった。広域の重力異常分布から 地下深部の構造傾斜角を推定する方法として、重力異常の空間微分等を用いる方法を踏ま え、重力勾配テンソルの固有値と固有ベクトルを用いた推定を実施し、中央構造線の通過 予想領域では、既往研究と対応する概ね45°以下の低角の境界構造が推定されることがわ かった。

7) 中央構造線(根来断層及び根来南断層地域)周辺の地質構造調査

広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論には、断 層形状についての情報が必要であることから、和泉山地周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地 質構造や変形構造の抽出等のために、現地調査および年代調査等を実施した。断層沿いの 一定の範囲で、全体構造とは異なる変形構造や断層構造が認められた。また、断層沿いの 菖蒲谷層群中の火山灰の年代が1.33±0.20 Ma、1.50±0.06 Maと得られ、この火山灰で確 認される地層の逆転がこの年代以降に生じたことも明らかになった。

28

(b) 業務の成果

1) PS/SB InSAR による地盤変動図の作成

a)業務の実施方法

PS 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。SBAS 法は、基線長(2回の観測時における衛星の軌道間距離および時間差)の 短い(すなわち干渉性の高い)ペアを選んで解析することにより、できるだけ多くの行く セルの位相変化を安定して追跡する手法である。PS 法に比べて、より多くの PS 点の情報 が得られる利点があるが、解析量が多くなる欠点がある。

解析には、昨年度と同様、Stanford 大学で開発されたオープンソースのソフトウェア StaMPS/MTIを用いる (Hooper et al., 2004)。

解析に用いた ALOS/PALSAR 画像は、4 種類ある。昨年解析した東側の南行軌道(パス 65) に加え、西側のパス 66、北行軌道の東側のパス 414 と和歌山平野をカバーするパス 415 で ある。図1 に各観測で得られた衛星画像のフットプリントを示す。ただし、以下に示す PS/SB 解析結果では、解析の都合によりフットプリントよりも少し狭い領域に限定してい ることに注意されたい。図2に、4 種類のデータセットに対する基線長変化を示す。それ ぞれ観測時期を横軸に、垂直軌道間距離を縦軸に、各画像を〇で、干渉処理を実施したペ アを実線で示す。P415 と P66 では、SB 解析を実施したので、解析に用いたペアを赤線で示 した。P414 は観測画像数が多く、SB 解析がハードウェアの制約(ディスク容量オーバー) で異常終了したため、今回は PS 解析の結果を示す。各データセットの観測期間、回数、マ スターの観測日を表1に示す。

干渉処理に用いる DEM としては、ASTER-GDEM2 (http://www.jspacesystems.or.jp/ ersdac/GDEM/E/index.html) を用いる。

パス/フレ ーム	軌道	観測期間	観測回数	マスター画像観測日	解析手法
65/2930	南行軌道	2007年1月9日~ 2010年9月4日	13 回	2009年12月2日	PS/SB
66/2930	南行軌道	2007年1月26日~ 2010年9月21日	14 回	2009年12月19日	PS/SB
414/670	北行軌道	2006年10月8日~ 2010年9月3日	23 回	2008年7月13日	PS
415/670	北行軌道	2007年6月12日~ 2010年6月20日	14 回	2009年12月18日	PS

表1. 使用した ALOS/PALSAR 画像の観測日、軌道等に関する情報



図1 使用した ALOS/PALSAR 画像のフットプリント。赤枠が北行軌道のパス 414 フレーム 670、オレンジ色の枠がパス 415 フレーム 670、青枠が南行軌道のパス 65 フレーム 2930、 桃色の枠がパス 66 フレーム 2930 を示す。黒線は、活断層研究センターによる活断層 の地表トレース(産業技術総合研究所活断層研究センターの活断層データベースより)。



図2 各パスの画像における、時間および空間基線長。横軸が観測日、縦軸が衛星の各観 測時刻における最初の観測位置からの垂直距離を示す。黒線は、PS 解析において干渉 処理したペア、P65 と 66 における赤線は SB 解析において干渉処理したペアを示す。

図3に南行軌道の2つのパスのSB解析で得られた視線方向の平均変動速度の分布図を、 図4に北行軌道の2つのパスのPS解析で得られた結果を、それぞれ示す。衛星の進行方向 とマイクロ波の射出方向(視線方向)は、図中矢印で示している。入射角は約39°で、視 線距離変化には、地表面変動の水平および上下成分が同程度に含まれる。

図3のパス 65 の図は、昨年度報告したものと同じデータによるものである。原理的に はSB法の方が安定してアンラップを実行できるため、位相変化が得られるピクセル数が多 くなるはずである。しかし、実際の解析においてデフォルトのパラメータを用いると、海 域にも多数のピクセルが現れる。これは、波浪などの影響で後方散乱波の強度があること による。しかし、これらのピクセルの位相変化の誤差は大きいので、誤差の上限を小さく することにより取り除ける(StaMPS のデフォルトは、上限無し)。この誤差の上限を小さ めの値にしたことにより、昨年の結果に比べてピクセル数が少なくなった。

変動は、画像毎に全体を平均して、それからの差として表される。また、軌道や DEM の 誤差、あるいは電離層擾乱の影響なども共通しないので、視線方向は同じでも異なる画像 において重なる部分の値は一致しない。今後の大きな課題である。

南行軌道の結果(図3)では、関西空港島を除いて全体的に変動が小さく、±2mm/yr 以下を示す黄色の領域で占められている。解析としては、良好な結果を与えていると考え る。奈良県御所市付近や和歌山県湯浅町付近など、2~6mm/yrの視線距離伸長を示す緑 の領域が散見される。P65、66ともに、和歌山市東部から岩出市・紀ノ川市にかけて、4 mm/yr 視線距離短縮の変動が見られる。和泉山脈の北側ではこのような変動は見られない。 和歌山市の紀ノ川河口付近には視線距離伸長を示す緑の領域が存在する。

北行軌道の結果(図4)では、特にパス414に波長の長い変動が認められる。橋本市~ 五條市周辺から岸和田市にかけての北西-南東方向の帯状の領域で、視線距離伸張を表す 緑~青が顕著である。ALOS/PALSAR の北行軌道の画像は、南行軌道に比べて電離層擾乱に よる影響が出るケースが多いことが、経験的にわかっている。また、その空間パターンも 北西-南東方向の帯状のものが多い。今回の解析ではほぼ全ての画像を用いたので、その影 響が残っている可能性がある。御所市付近には南行軌道と同様に視線距離伸張が見られる ので、金剛断層に沿って沈降している可能性がある。パス415では、和歌山市から海南市 にかけて5mm/yr 程度の視線距離短縮が卓越している。しかし、すぐ北側の和歌山市北部 には、やはり5mm/yr 程度の視線距離伸長の領域があり、この間の変動速度の差は1 cm/yr に及ぶ。図3に見られた紀ノ川河口付近の変動とあわせて、和歌山平野の地盤構造を反映 している可能性がある。

和歌山平野において、より高分解能の情報を得るために、2011 年 8 月 23 日から 2013 年 1月21日の間に観測されたドイツの衛星 TerraSAR-XのXバンド合成開口レーダー画像 10 シーンを収集し、干渉処理を行った。図5は、期間の最初と最後のペアの干渉画像である。 南行軌道からの観測で、入射角も約43°と ALOS/PALSAR と大きな違いはない。約1年5ヶ 月間に変動は±1 cmの範囲に収まっているので、ALOS/PALSAR の観測結果と調和的と考え られる。ところどころ見られる1 cm 程度の変動は、大気の擾乱の可能性があるので、PS/SB InSAR 解析等の手法を適用し、検討する必要がある。

31



図3 南行軌道の2つのパスP66(上)およびP65(下)の画像のSB解析結果。各ピクセルの視線距離の平均変化率分布。正(負)の値が衛星に近づく(衛星から遠ざかる)変化を示す。視線方向は右の黄色矢印。衛星は黒矢印の方向に進む。



図4 北行軌道の2つのパスP415(上)およびP414(下)の画像のPS解析結果。各ピク セルの視線距離の平均変化率分布。正(負)の値が衛星に近づく(衛星から遠ざかる) 変化を示す。視線方向は右の黄色矢印。衛星は黒矢印の方向に進む。



図5 TerraSAR-X 干渉画像の例。2011 年 8 月 23 日と 2013 年 1 月 21 日の画像のペアから 作成。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

平成 25 年度に実施した和泉山脈南縁セグメントによる予備調査(以後「和泉測線1」 と呼ぶ)において、夜間のデータを選択的に解析に使用することにより数 100Hz~0.1Hz 程度までの MT 応答の推定が可能であるとの経験が得られたことを受けて、平成 26 年度は、 本調査として、和泉山脈南縁(和泉測線1より東部の別測線、以後「和泉測線2」と呼ぶ) と金剛山地東縁(以後「金剛測線」と呼ぶ)の各セグメント走向に直交する測線において 調査を実施した。図6に、測線の位置関係についての概略図を示す。調査期間は、平成 26 年7月 28 日から8月 18 日である。





和泉測線2では、大阪府和泉市から和歌山県伊都郡高野町にかかる範囲でほぼ南北に約 25kmの測線を設定し、計12点の広帯域MT法観測を実施した。金剛測線では、大阪府南河 内郡千早赤阪村から奈良県高市郡明日香村にかかる範囲でほぼ東西に約20kmの測線を設 定し、計12点の広帯域MT法観測を行った。図7に詳細観測点位置図を示す。観測には、 カナダ国 Phoenix Geophysics 社製 MTU5A及びMTU5システムを用いて、周波数400Hz ~0.1mHz の範囲で電場2成分、磁場3成分の自然電場変動を計測した。平成26年度の調 査では、基本的には各点約2日間の自然電磁場変動データを取得したが、各測線で3観測 点につき1観測点(図7に示した2602,2605,2609,2611,2624,2627,2629,2632)に おいて約10日間の長期間測定を実施した。ほぼ全観測点において順調にデータ取得が行 われたが、2観測点(2609,2627)においては、外的要因により解析に十分なデータが取 得できなかった。そのため、この2観測点については同様の理由で十分なデータが取得で きなかった 2506 を含めて、平成 26 年 11 月 8 日から 11 月 26 日の期間に 3 観測点で再観 測を実施している。取得したデータのうち夜間 5 時間(地方時:0時~5時)のデータに 対して、国土地理院江刺観測場の MT 連続観測データを用いて、リモートリファレンス処 理(Gamble et al., 1979)によりインピーダンスの推定を行った。インピーダンス推定 に際して、人工ノイズ起因と思われる異常値の除去を目視にて行った。一部の観測点を除 き、数 100Hz~0.1Hz の比較的良質な応答が推定できた。

当該地域における中央構造線断層帯のおおよその走向方向(和泉山脈南縁では東西、金剛山地東縁では南北)と電磁気学的な走向が一致すると仮定し、それに直交する断面(和泉測線2は南北、金剛測線は東西)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。Ogawa and Uchida (1996)のコードを使用して、3次元的な構造の影響の出にくい TM モードのみの見かけ比抵抗および位相の応答を逆解析した。初期モデルとして100Ωm 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

(和泉測線2では RMS=0.67、金剛測線では RMS=0.84)比抵抗モデルを得た。図8、図9 に、それぞれ和泉測線2および金剛測線で得られた比抵抗モデルを示す。比較のために、 図10に、平成25年度に得られた和泉測線1の比抵抗モデルを示す。

和泉測線2の比抵抗モデル(図8)と和泉測線1の比抵抗モデル(図10)を比較すると、 大局的に非常に調和的な構造が推定されていることが分かる。特に両モデルとも、中央構 造線断層帯の直下もしくは5km 程度南方下部に顕著な低比抵抗領域(5km 前後の深さ) が推定されている点やその低比抵抗体の上部から浅部につながるパッチ状の不均質構造 などが類似な構造として認識できる。また、両モデルとも測線北側に分布する領家帯花崗 岩は高比抵抗に推定されるが、和泉測線1で散見された北傾斜の傾向は、和泉測線2では それほど明瞭でない。特に五条谷断層の地表位置直下には、比抵抗コントラストの存在は 確認できるものの、根来断層のように低角(約30度)には見受けられない。中央構造線 断層帯の延長部は、和泉測線2でも和泉測線1と同様、2km以深では領家帯花崗岩に相当 する高比抵抗体に阻まれ追跡できない。

金剛測線の比抵抗モデル(図9)は、和泉山脈南縁の2測線に比較して、測線全体にわ たって高比抵抗な構造となっている。これは金剛測線の大部分が、花崗岩質の深成岩に覆 われているためと考えられる。しかしながら、金剛断層の周辺においては、顕著とは言え ないものの不均質な構造が見受けられるが、複雑な様相を示していることがわかった。

36



図 7 広帯域 MT 観測の詳細観測点位置図および測点番号。平成 25 年度に実施した和泉測線 1 (2501~2506) と平成 26 年度に実施した和 泉測線 2 (2601~2612) ・ 金剛測線 (2621~2632) を示す。



図8 TM モードの2次元解析によって得られた和泉測線2における電気比抵抗南北断面 図。地表の▼印が観測点位置を表す。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。黒矢印、水色矢印は、それぞれ五条谷 断層、菖蒲谷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9 TM モードの2次元解析によって得られた金剛測線における電気比抵抗東西断面図。 地表の▼印が観測点位置を表す。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。黒矢印は、金剛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 10 平成 25 年度に得られた和泉測線1における電気比抵抗南北断面図。地表の▼印が 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。黒矢印は、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。佐藤・他(2007)の反射法地震探査から得られた顕著な反射層を点線で 比抵抗モデルに重ねて示す。

3) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P波反射法地震探査(和歌山-紀ノ川測線)

a) 調査測線及び作業期間

和泉山脈南縁においては、これまでに国・地方自治体・研究機関等によって反射法地震 探査が行われている。本調査観測研究においても平成25年度には和歌山北測線及び岩出測 線というそれぞれ測線長10km程度の断層を南北に横切る測線による探査を実施し、本地域 の地殻構造解明に資する情報を得ている。

本年度は、これまでに実施された反射法地震探査間の関係を把握するために、既存の探 査測線と交差する測線での反射法地震探査を実施した。観測測線の位置は、和歌山県和歌 山上黒谷市から紀ノ川市北志野に至る県道7号粉河加太線の約11.7kmの測線である。概略 測線位置図を図11に示し、表2に調査概要を示した。また、調査測線位置および解析測線 位置をそれぞれ図12、図13に示した。

現地作業期間は平成 26 年 12 月 15 日から平成 27 年 1 月 23 日で、平成 26 年内は測量 を行い、反射法探査実施期間は平成 27 年 1 月 5 日から 1 月 23 日となった。



表3に主な探査の仕様と使用機器を示し、表4に震源、受震器及び探鉱器の一覧を示す。

図 11 調査位置の概略。赤実線が今回の調査測線。赤破線は平成 25 年度実施測線位置。



図 12 調査測線位置図



図13 解析配置測線(CMP 重合位置図)

表2 調査測線の概要

測線名	延長	所在地	主目的
和歌山一	約 11.7km	和歌山市上黒谷	既存探査測線における反射面の対
紀ノ川測線		~紀ノ川市北志野	比と基盤岩深度の把握

表3 主な探査仕様及び使用機器

項目	内容	備考
探查手法	P波反射法地震探查	
波動種別	P 波	
測線数	1	
測線名	和歌山-紀ノ川測線	
調査測線長	11774m	測点間隔から算出
解析測線長	11560m	CMP 間隔の総延長
探查対象深度	地表付近から深度 1,000m 程度 まで	
標準発震点間隔	10m	施設管理者の許可条件、交 通状況、隣接家屋等の状況 に応じて、発震をカット
発震点数	1122	
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	1175	
受振器配置	グルーピング	
同時収録チャンネル数	120 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	1200m 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	60 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	4秒	
サンプリング間隔	1 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	中型バイブレーター	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)

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	中型バイブレ ーター	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7.5 トン リアクションマス重量:約0.8 トン ベースプレート設置面積:約1.1m² 総重量:8.4 トン 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 サンプリング間隔: 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

表4 使用機器一覧

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、一般に多用される共通中間点(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。データ処理のフロー を図 14 に示すと共に、表5に主な処理のパラメータを記す。





	.°~, , ,	設定値	備考
処埋名	ハフメータ	和歌山-紀の川測線	
プレフィルタ	バンドパスフィル タ帯域	15~100Hz	
	幾何学的発散補正 ウィンドウ幅	20msec	
加阳凹饭	自動振幅調整(AGC)	200msec	
	自己相関演算用 ゲート長	1000msec	カイトバリアント
デコンボリュ ーション	フィルタ長	100msec	スペクトラルホワ イトニング等
	ホワイトノイズ	3 %	
	メッシュサイズ゛	$1~{ m m} imes 1~{ m m}$	
	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	
静補正	再構成速度範囲	200~26000m/s	最大値は速度走時 曲線/走時曲線の 傾斜から推定
	トモグラフィー 繰り返し回数	100 回	
	置換速度	1,600m/s	
	標高補正用速度	1,600m/s	
成主教法工	最大許容時間シフ ト量(1回当)	8msec	
/ / / / / / / / / / / / / / / / / / /	繰り返し算出回数	5	
速度フィルタ	τ-p	約 1250m/s 以下を抑制	
タイムバリア ントフィルタ		O ∼250msec : 25∼110Hz 250msec∼ : 15∼110Hz	

表5 データ処理に使用した主なパラメータ

c)解析結果

b)に従ったデータ処理・解析により、断面図を作成した。それぞれの断面は解析測線図 (図 13)の CMP 番号が横軸となっており、左手が西となっている。図 15 は屈折波トモグ ラフィーによる表層部分の速度分布で、鉛直方向を 10 倍に誇張して示している。図 16 に 重合時間断面図(鉛直方向を 3 倍相当に誇張)、図 17 に深度断面に変換した図(鉛直方向 を 3 倍誇張)、図 18 に相対振幅強度断面図(カラースケール、鉛直方向を 3 倍に誇張、区 間速度を表示)を示した。



図 15 表層解析結果(鉛直方向を 10 倍に誇張)



図16 重合時間断面図(鉛直方向を3倍誇張に相当)







図18 相対振幅強度断面図(カラースケール、鉛直方向を3倍誇張、区間速度を表示)

d) 地質構造の解釈

調査地域周辺の地質情報について、既往の探査結果等に本調査結果を加えて検討する。 平成25年度に本調査観測研究によって行った探査を含め、この地域で実施された既存のお もな反射法地震探査および基準となるボーリング調査は表6にまとめるとおりである。こ こに挙げている調査測線やボーリング地点を牧本ほか(2004)の地質図面上に記したものを 図19に示した。当調査測線(和歌山-紀の川測線)は、これら複数の既存測線と交差する 東西測線として設定した。これにより、各測線間の地質情報を連結することでき、和歌山 市東部から紀の川市域における中央構造線地域の地下構造を把握する上で有用な地質情報 を与えることとなる。

調査項目	出典	測線/掘削長	基盤岩情報	
P波反射法地震探查	吉川宗治ほか(1992)	L=約 6 km	0	
	地質調査所(1995)	L=500m	×	
	佃栄吉(1997)	L=2245m	×	
	笠原敬司ほか(1998) L=約 16km		0	
	河村和徳ほか(2001)	L=2200m	×	
	佐藤比呂志ほか(2007)	L=約 22km	0	
	文部科学省ほか(2015)	L=約 10km(2測線)	0	
基準ボーリング	水野清秀ほか(1999)	掘削深度 625m	未着岩	

表6 和歌山平野のおもな地質情報

i) 反射断面の解釈

反射法地震探査の処理過程および断面図から推定される解釈図を図 20 に示す。全般的 に、連続性の良い反射面が明瞭であり、特徴より2種類に区別できる。ひとつは、ほぼ水 平に連続する反射面であり、地表面の直下より、深度 600m 付近まで見られる。既存の地質 図より、段丘堆積物と菖蒲谷層群(牧本ほか, 2004)に相当する反射面と考えられる。も う一つは、深度 600m 付近において、1500~2500m の波長で、150~200m 程度の比高の緩や かな起伏のある明瞭な反射面である。この反射面は、調査断面を通して追跡でき、東にか けて浅くなる傾向がみてとれる。既存の地質図や反射法探査結果(文部科学省ほか, 2015) などより、紀の川以南に広く分布する三波川変成岩に属する基盤岩の上面に対応する反射 面と考えられる。

基盤岩(三波川変成岩)の上面は、起伏はあるが、上下変位を伴う明確な断層は認めら れない。しかし、CMP1400の標高-600m付近において、鉛直落差 50m 程度の小規模な断層が 推定される。基盤岩上面付近の反射面の形状から東側隆起の逆断層と推定されるが、上位 の堆積物に変形は認められない。一方、CMP200の標高-650m付近においても、基盤岩上面 の反射面に不連続が見られる。図 20 に示す3倍に鉛直誇張された反射断面では西側隆起の 逆断層にも見えるが、縮尺を縦横同じにした場合には、この断面に現れる見掛けの傾斜角 は低角度(7~8°)であるので、単純な逆断層構造とは考えにくい。その直上の反射断面 には上位の堆積層に撓曲するような弱い変形が見られるが、基盤の逆断層構造によるもの というより、中央構造線断層帯の横ずれ運動に伴った変形が生じているのかもしれない。

岩出測線(文部科学省ほか,2015)では、堆積層内の連続性のよい反射面として、この 測線では深さ数+mと深さ300mくらいの反射面をそれぞれA面、B面と名付けて、それぞ れ段丘堆積物の基底及びNG-5層の上面(水野ほか,1999)と解釈した。速度解析結果より、 堆積層(おもに菖蒲谷層群)の弾性波速度(P波速度)は、このB面を境に上半部におい ては2100~2500m/sec、下半部は2100~2200m/secと推定された。CMP900~1700付近では、 B面より上位の反射記録が明瞭でなく、反射面の連続性が悪くなり、推定されるP波速度 は他の区間よりも100m/sec前後速くなる傾向が見られる。一般に反射面の連続性は、堆積 物の側方への連続性を反映したものと考えられ、広域的に分布する粘土層では連続性が良 く、礫質土のような粗粒堆積物では悪く明瞭な反射面を示さない場合が多い。これらより、 CMP900~1700付近の深度300m以浅では、礫質堆積物が優勢となっている可能性がある。

ii) 既存の調査結果との対応

本調査測線(和歌山-紀の川測線)と交差する既存の反射法探査測線は、図 19 に示したとおりであり、それぞれ平成 25 年度岩出測線、佐藤ほか(2007)の和泉測線 2006、および吉川ほか(1992)の探査結果を図 21~図 23 に示す。

上述した堆積層を二分するような明瞭な反射面は、それぞれの断面において認められて いる。この反射面は上述のように図 24 に示す根来観測井(水野他、1999)の 625m ボーリ ングに見られる細流土層を主体とする NG-5 層の上面に対応する可能性を指摘している。 NG-5 層上面標高と和歌山-紀の川測線(CMP1250 付近)の B 面との標高差(約 55m)と、その 離隔距離(約 650m)から算出される勾配は約 5°であることから、平成 25 岩出測線におけ る B 面の南北方向勾配とほぼ一致する。図 25 には、吉川ほか(1992)、岩出測線(文部科 学省ほか,2015)および本測線の時間断面プロファイルを、それぞれ交点で接続した図を 示した。それぞれの時間断面において、B 面も含め堆積層内の反射面はこれら3 測線にお



図19 調査地周辺における測線位置図(牧本ほか,2004に加筆)



図 20 和歌山-紀の川測線解釈図(鉛直誇張:3倍)



図 21 平成 25 年度重点調査「岩出測線」探査結果(文部科学省ほか, 2015)



図 22 大都市大震災軽減化特別プロジェクト「和泉測線 2006」(佐藤ほか, 2007) 探査結 果







図 24 根来観測井柱状図(水野ほか(1999)を牧本ほか(2004)が加筆)



図 25 3 測線間における反射面の対比(時間断面)

4) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P波反射法地震探査(既存測線の再解析)

a) はじめに

和泉山脈南縁においては、本調査研究では中央構造線付近の断層構造および地下構造の 把握を行うために、平成25年度、平成26年度に総延長約22kmの反射法地震探査を行って きた。これら既往検討結果と本調査研究で実施された反射法地震探査から推定される地下 構造との関係を把握するために、平成7年に防災科学技術研究所が実施した反射法地震探 査データの再処理を行って基本情報の整備を行った。この反射法地震探査は和歌山地域で の高感度地震観測施設の建設に関して、周辺の詳細な地下構造を把握することを目的とし て実施されたものである。探査は大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太 祈曽付近にいたる約17.6kmで行われた。防災科学技術研究所測線の主要な探査諸元を表7 に、調査測線の概略位置を図26に、解析測線位置を図27に示した。

この元データは、大型のバイブレーターを使用しており、より遠方まで震動が届いてい る特徴がある一方、標準測点間隔 25m、発震間隔 50m と、今回我々が行っている探査に比 較して観測点間隔等が粗い特徴がある。一方、平成 26 年度の和歌山-紀ノ川測線(前項) においてはこの防災科学技術研究所の測線とも交差しているため、和歌山-紀ノ川測線で 得られた反射断面等を利用することによって探査データを整理し、より広域の資料とする ことを目的としている。

本再解析においては、防災科学技術研究所より探査データの提供をしていただいた。期して感謝いたします。

		ttte fa
項 目	内容	備考
探查手法	P波反射法地震探查	
波動種別	P 波	
調査測線長	17575m	測点間隔から算出
解析測線長	4160m	CMP 間隔の総延長
標準測点間隔	25m	
平均発震点間隔	50m	
発震点数	213	
受振点数	704	
同時収録チャンネル数	240 チャンネル	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	前方 160、後方 80 チャンネルの振り 分け展開
標準水平重合数	40	
標準垂直重合数	7~15回	
収録記録長	14 秒	
サンプリング間隔	4 msec	
ファイルフォーマット	SEG-Y	
震源	大型バイブレーター	1~4台
受振器	UM-2 速度型地震計 (固有周波数:10Hz、)	1受振点につき 18 個をグルーピン グ
収録装置	G. DAPS-3	24 ビットテレメトリー型探鉱機

表7 防災科学技術研究所実施による反射法地震探査の主な諸元



図 26 再処理対象測線を含む岩出地域の反射測線。赤実線が再処理対象測線の 1996(H8) 防災科学技術研究所測線(笠原・他, 1998)、青線はこの地域での既存測線で、和泉 測線 2006(佐藤・他, 2007、H25岩出測線(文部科学省開発局・京都大学防災研究所, 2014)、H26和歌山-紀ノ川測線(本報告)。



図 27 再解析を行う測線(笠原・他, 1998)の位置図(赤線)。図中の桃色線は産業技術 総合研究所活断層データベースによる想定断層位置。 b) データ処理

我々が平成26年度に行った探査断面等との比較を行うために、断層による構造変化に関 する点に注意した解析を行い、周辺での区間速度等を参考にした解析を行った。また、長 距離に信号が届いていることを活用して、屈折波トモグラフィーを行い、反射断面の解釈 等に活用した。処理フローを図28に示し、その解析パラメータを表8に示す。図29には 静補正のための表層のP波速度分布を示す。図30にはCMP重合後の時間断面図を、図31 にはマイグレーション処理後の深度断面図を示す。深度断面図には区間速度を書き入れて いる。時間断面図や深度断面図において CMP番号550付近を境に北側と南側で構造が変化 していることが見て取れる。これらの構造についての解釈は次の節で行う。



図 28 反射法地震探査標準データ処理フロー

処理名	パラメータ	設定値	備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ 帯域	10~60Hz	
	幾何学的発散補正 ウィンドウ幅	30msec	
派袖凹後	自動振幅調整(AGC)	200msec	
リサンプル		500Hz	元々のサンプリン グ周波数は 250Hz
	自己相関演算用 ゲート長	1200msec	
デコンボリュー ション	フィルタ長	100msec	ダイムパリアント スペクトラルホワ イトーング笑
	ホワイトノイズ	3 %	
	メッシュサイズ	$2\mathrm{m} imes2\mathrm{m}$	
	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	600m	
静補正	再構成速度範囲	200~3500m/s	最大値は速度走時 曲線/走時曲線の傾 斜から推定
	トモグラフィー 繰り返し回数	41 回	
	置換速度	1,600m/s	
	標高補正用速度	1,600m/s	
成主教演工	最大許容時間シフト量 (1回当)	8 msec	
残差靜補止	繰り返し算出回数	5	
速度フィルタ	τ -p	1600m/s以下を抑制	
タイムバリアン トフィルタ		0~400msec : 15~60Hz 400msec~ : 10~60Hz	

表8 データ処理に使用した主なパラメータ



図 29 表層解析結果(鉛直方向を 10 倍に誇張)



図 30 重合時間断面図(鉛直方向を5倍誇張に相当)



図 31 相対振幅強度断面図(グレースケール、鉛直方向を2倍誇張、区間速度を表示)

c) 再解析測線の断層近傍での地質構造

図 32 に、平成7年度防災科学技術研究所の測線位置と平成 25 年度岩出測線、平成 26 年度の和歌山-紀ノ川測線を示す。和歌山-紀ノ川測線の CMP155 付近が本再処理測線の CMP615 付近と対応、交差しており、それぞれの測線における時間断面での対比を行うこと ができる。この際、和歌山-紀ノ川測線においては標高-250~-300m 付近に見られるやや 強い反射面 (B 面) があり、根来観測井におけるボーリング (水野ほか、1999) で見られ た NG-5 層に対応すると考えられる。本調査観測研究で実施している探査に比べ、この測線 でのサンプリング周波数や起震周波数に起因して分解能がやや劣るため完全な対応は困難 であるが、基盤面の反射走時含めて反射波の層相は良く対比されていることが見て取れた。 和歌山-紀ノ川測線との交点における NG-5 層の走時と時間断面における反射面の層相か ら、再処理断面における NG-5 層の分布状況を推定し、解釈した図が図 33 である。

次に、この探査測線での堆積層構造、基盤(三波川帯)形状、中央構造線の形状、及び 堆積層内の速度構造について周辺の探査結果と比較しながら述べる。調査地域の地質図(牧 本ほか、2004)に解析測線を記入した位置図を図34に示し、図35が解釈図である。反射 記録から読み取れる地質構造を示す。堆積層においては反射面の連続性はやや悪いものの、 全体的な傾向として南から北に傾斜する反射面が見られる。この傾向に関しては既存の探 査結果と調和的である。特に CMP600から800にかけての標高-300~-100mにかけて連続性 の良い明瞭な反射面が見られており、この反射面の境界が岩出測線あるいは和歌山-紀/ 川測線で確認されたB面に相当すると見られる。なお牧本ほか(2004)によれば、CMP550か ら CMP600付近にかけて段丘堆積物が分布するとされる。本調査観測において実施された複 数の反射法地震探査では段丘堆積層の存在が確認されているが、再処理結果では表層付近 の構造は判別しにくい。

基盤岩(三波川変成岩)の上面は、CMP500~750付近にかけて標高-900mから-250m程度 とやや勾配を持って浅くなっていく。その南側のCMP750~950付近ではあまり明瞭ではな いものの、基盤岩上面標高は-200~-300m付近で一定しており、CMP950からCMP1000付近 に向かって標高が-250mから-50mと勾配を持って浅くなる。その南側ではCMP1080付近に 向かって緩やかに浅くなりやがて露岩するものと見られる。CMP500以南の三波川帯に関し ては基盤岩に断層と推定される高低差は見られない。和泉層群の下の構造に関しては解り にくいが、CMP400~500の標高-1100から-800m付近に中央構造線に起因すると見られる反 射面が僅かに見えている。CMP500より北側の部分では深部も含めて堆積層の存在を確認し にくいことから、この反射面で三波川帯と和泉層群が接しているものと推定される。

図 34 に示した測線位置図から CMP550 付近で中央構造線断層帯を形成する根来断層を横 切るとされるが、CMP550 付近では断層構造に相当する構造は判別しにくい。根来断層の位 置が正しいとすれば測線付近では根来断層はほぼ横ずれ成分の運動のみを持つ断層である ことに関係しているかもしれない。一方、再処理結果では CMP570 付近の標高-100m 付近を 境界として南側では堆積構造が見られるのに対し、北側では見られておらず、和泉層群と の地質境界を形成しているのは CMP570 付近と推定される。既存の探査結果では吉川ほか (1992)の CMP800 付近、岩出側線の CMP610 付近で菖蒲谷層群と和泉層群の境界が見られて いる。これらの3 地点はほぼ直線上に位置しており地質境界として連続する可能性が高い。 最後に、堆積層(おもに菖蒲谷層群)の弾性波速度(P波速度)について記載する。和

64

歌山-紀ノ川測線でも見られた地質境界 B 面を境に、上部においては 1900~2500m/s、下 半部は 2000~2300m/s と推定され、下部でやや速度の遅くなる傾向が見られている。ただ し、和歌山-紀ノ川測線とは異なり、中央構造線から離れるに従って速度は全体的に遅く なる傾向が見られる。これは堆積物を構成している物質の違いが反映されているのかもし れない。一方、B 面の存在が不明瞭な CMP900 付近では堆積深度の浅い部分で速度が速くな るようには見られていない。測線の南部分では基盤岩深度が浅いことから堆積層部分に関 する重合数が少なくなっており、値の信頼度が相対的に低いが、B 面のあるなしが、この 地域周辺で見られる速度の(深さ方向の)逆転構造を形成する要因なのかもしれない。



図 32 再処理測線(部分、赤線)および既存測線(青線)の位置関係



図 33 和歌山-紀の川測線と再処理測線の時間断面図における対比状況



図 34 周辺測線の解析測線図 (CMP 位置図)



図 35 地質構造解釈図(縦横比=1:1、中央構造線付近から JR 和歌山線付近まで)

d) P波トモグラフィーによる断層帯及び堆積層の速度構造の推定

この探査データでは震源として大型バイブレーターを使用しており、発震点によって発 震状況は異なるものの、最大4台までを使用した測定が行われた。反射法探査の測定は展 開長を前方160ch(約4km)、後方80ch(約2km)として行われ、起震したエネルギーが大 きいことから遠方のオフセットまで初動が届いているデータを用いて、和泉山脈を形成す る和泉層群や堆積層厚の薄くなる紀ノ川付近から南側の三波川帯の速度情報を得ることを 目的として、屈折波トモグラフィーを行った。トモグラフィー処理を行った主要なパラメ ータを表9に示す。最大オフセットの制限から、基盤岩深度が最も深くなる中央構造線付 近の速度構造は得られていないが、測線内の大部分でP波速度が 4000m/s 以上となる速度 が得られた。図36に反射法探査による深度断面図と重ね合わせ結果を示す。反射法探査結 果から推定される基盤岩深度とトモグラフィー結果で P 波速度が 2500m/s 以上を示す部分 の対応は概ね良い対応が得られている。反射法探査の解釈から測線北側の和泉層における P 波速度は概ね 3500~4500m/s を示しており、和歌山北測線あるいは岩出測線の屈折波の 解析から得られているP波速度とほぼ対応するP波速度が得られた。また、測線南部の三 波川帯における P 波速度は部分的にやや速度の低下する部分も見られるものの、概ね P 波 速度が 4500~5500ms/に達する速度分布が見られている。この P 波速度は大大特 2006 によ る三波川帯の推定速度(5000~5400m/s)とほぼ対応する値が得られている。

なお、反射法探査結果の解釈から菖蒲谷層と和泉層群の境界となっている中央構造線の 地表位置は CMP570 付近と見られるが、トモグラフィー結果ではこれより北側の CMP530 付 近から南側で P 波速度の低下する傾向が見られている。反射断面では、CMP530 の標高-50m から CMP555 の標高-200m 付近にかけて緩やかに南に傾斜する反射面が見られており、物性 値から推定すると図 35)に示した通りこの部分にも菖蒲谷層が何らかの形で存在するもの と考えられる。

パラメータ	設定値	備考
メッシュサイズ	$5\mathrm{m} imes5\mathrm{m}$	
初期速度モデル	深度と共に単調増加 (200~3000m/s)	
最大オフセット距 離	4500m	
再構成速度範囲	300~5500m/s	最大値は速度 走時曲線/走時 曲線の傾斜か ら推定
トモグラフィー 繰り返し回数	36 回	

表9 初動トモグラフィーの解析に用いたパラメータ



図 36 反射法データ処理による深度断面図と初動トモグラフィー結果の重ね合わせ図(鉛直方向を5倍誇張)

5) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)地域の微小地震活動と震源メカ ニズム

a) 微小地震活動と震源メカニズム

本重点調査観測の対象地域における地震活動から、震源断層や断層運動に関する情報を 得ることを試みた。図 37 には、気象庁一元化震源による、2004 年から 2008 年の5 年間の 震央分布を示す。対象領域の西側の和歌山市付近に地震活動が集中している地域があるが、 この地震活動も、断層帯に沿った活動という様相は示しておらず、このほかにも断層帯に 沿った特徴的な地震活動はほとんどみられない。一部、東経 135.5 度、北緯 34.4 度付近で 地震活動が見られている、という特徴がある。

和泉山脈付近においては、大都市大震災軽減化特別プロジェクト(平成14~18年度)が 実施され、そのうち、「大都市圏地殻構造調査研究」において、当該地域で自然地震による 地殻構造調査の一環として、臨時の地震観測が行われていた(担当者、京都大学防災研究 所、澁谷拓郎教授)。今回、澁谷教授に当時の観測データを含めて求めた、当該地域で発生 した地震の震源メカニズム解を提供していただいた。

図 38 に当該断層帯近傍で 2004 年~2008 年に発生した地震のうち、初動メカニズム解が 決定できると考えた、マグニチュード2以上のイベントの震央位置とメカニズム解を示す。 合計 30 イベントのメカニズム解を示している。初動メカニズム解は、Reasenberg and Oppenheimer(1985)による方法を用いた。また、波線は近畿地方を対象とする震源決定に用 いられている、以下の水平成層構造と等価な構造を使用した。 第1層厚さ5 km、Vp5.5 km/s、 第2層厚さ 13 km、Vp6.0 km/s、第3層厚さ 22 km、Vp6.7 km/s、それ以深 Vp8.0 km/s。

初動極性によって決定されたものが青で示され、赤は2007年11月6日10時1分に発生 した M_J4.1の地震で、このメカニズムは F-net によるものの最適ダブルカップル解を示し ている。なお、青のメカニズムの内、横に2つ並べられたものは、最適値の候補が2つあ るものである。

断層帯近傍においては、地域的に4つのグループに分けて考えることができる。まず断 層帯西部の和歌山市域においては、断層帯近傍で浅い地震が起きているが、そのメカニズ ム解は横ずれ、逆断層タイプであり、そのP軸方向は安定していない。なお、ここのイベ ントの震源深さは4~5kmのものと10kmくらいのものが混在している。一方、五条谷断 層西端部付近のイベントは、今回8つのイベントのメカニズム解が決められ、そのほとん どが逆断層タイプであった。また、このイベント群の震源深さは7~8kmである。金剛断 層へと連続していく部分で起きているイベントは、わずか2つのイベントであるが、南北 伸張の正断層メカニズムであった。そして、金剛断層付近でおきた M_J4.1のイベントは東 西圧縮の横ずれ断層タイプであった。

このうち、五条谷断層西端部付近のイベントのP軸とT軸を同じ震源球に示したものを 図 39 に示す。震源メカニズムはいくつかの種類があるが、ほとんどが東西方向のP軸を持 っていることがわかった。このグループはその震源深さからは、いわゆる構造境界の下に 位置すると考えられ、力学的特性を拘束するのに用いることができるかもしれない。また、 金剛断層へ連続する部分での正断層タイプの応力状態も利用できる可能性があると考える。



図 37 2004 年~2008 年の当該地域の震央分布。気象庁一元化震源による。



図 38 微小地震の震央とメカニズム解



図 39 五条谷断層西端付近で起きているイベントの P 軸(〇) と T 軸(×)の分布

6) 重力異常による地下構造の推定

a) はじめに

断層運動に伴う構造形成の数値シミュレーションでは、断層位置と長さ、断層傾斜角と いった断層形状に関するパラメータが必要である。これらのパラメータのうち、断層位置 と長さは、これまで実施されてきた地形学的調査研究や地質学的調査研究を基に、推定が 可能である。しかしながら、断層傾斜角については、これらの調査は表層付近の情報であ るため、深部の傾斜角について十分な情報を得ることが難しい。そのため、反射法地震波 探査等の震探データの解釈や、それらに基づく重力異常の定量解析が必要である。

本事業では、平成25年度に和歌山北測線と岩出測線において反射法地震波探査を実施し ている(文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,2014)。深さ1km 程 度までの中央構造線に対応する構造境界情報として、和歌山北測線では、高角断層が予想 される一方、岩出測線ではそれより低角断層が推定されている。本報告では、まず、反射 法地震波探査によって推定された構造が、既存の重力異常とどの程度整合性をもつのかと いうことを検討した。その後に、重力勾配テンソルを用いた構造傾斜角の推定を実施した。

b)反射法地震波探査から推定された構造の重力異常との整合性

和歌山北測線と岩出測線の反射断面図(文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学 防災研究所,2014)を、図40に示す。図40に示される断面図より、各測線の地下構造モ デルを、図41のように3層構造に単純化し、設定した。三波川変成帯に相当すると解釈さ れている最下層には、2800kg/m³の密度(例えば、Kusumoto et al.,1996)、和泉層群に相 当すると解釈されている上位層に固結した堆積層の代表的な密度である2400kg/m³という 密度をそれぞれ与えた。和泉層群に隣接する上位層は第四紀の堆積層に相当する。基本的 な地下構造は反射法地震波探査によって決められているため、まず、構造は正しいとして、 この第四紀堆積層の密度を2000kg/m³~2400kg/m³の間で変化させ、地表で観測されている 重力異常と比較した。比較の基準となる重力異常値は、駒澤(2004)による1kmメッシュ データを用いた。地震波探査測線は数kmであり、構造も大規模であるため、構造の対局を つかむためには1kmメッシュデータで大きな問題はないと判断した。ここで採用されてい るブーゲー密度は2670kg/m³である。図41中に示される観測重力異常値は、広域重力異常 場の影響は東経135°~136°、北緯34°~34.5°の範囲で、一次傾向面として最小二乗法 により推定され、除去されている。なお、仮定した地下密度構造から地表面での重力異常 値を計算する手法には、2次元タルワニ法(Talwani et al., 1959)を採用した。

図 41 に示される結果から、まず、岩出測線(図 41b)は、第四紀堆積層の密度が 2300 kg/m³ のとき、観測重力値をよく説明する。反射法地震波探査で推定された地下構造に対応して、 物質境界は浅部では比較的高角であるが、この範囲の深部で低角になっているといえる。 一方、和歌山北測線(図 41a)では、第四紀堆積層にいくつかの密度(2000 kg/m³~2400 kg/m³) を与えても、計算値は観測値を説明できていないことがわかった。観測値の分布とともに、 構造の解釈について検討を行う必要があるかもしれない。岩出測線の結果に対して、物質 境界が高角であった場合、どのような重力異常が観測されるのかということを確認した。 ここでは逆断層の上限傾斜角である 60°付近となるよう、図 41(b)の構造を変更し、予想 される重力異常を計算した。構造変化による重力異常値の変化を見るため、密度の配分(三 波川帯:2800kg/m³、和泉層群:2400kg/m³、第四紀堆積層:2300kg/m³)はそのままとした。 図 42 に結果を示す。和泉層群の下に潜り込んでいた第四紀堆積層が無くなった分だけ重力 異常値が増加し、半波長2km程度の高重力異常が生じることが確認された。このような重 力異常は1kmメッシュデータでも検出されていないため、図 41 に示す高角断層は、岩出 測線の構造として適切でないといえる。

図 41 に示される地表面で観測される重力異常をみると、地震波探査で構造境界がみられ るにもかかわらず、重力異常値の変化は緩やかである。通常、断層構造が存在するところ では、重力異常値は急激に変化する。そのため、重力異常の急変帯を検出する手法が提案 され、実際の解析にも応用されてきている。次節では、様々な重力異常急変帯検出手法を 紀伊半島の重力異常に適用し、中央構造線起源の重力異常の抽出を試みる。



図 40 和歌山北測線(左)と岩出測線(右)の反射断面図。文部科学省研究開発局・国立 大学法人京都大学防災研究所(2014)より引用。



図 41 地下構造と重力異常値。○は地表で計測された重力異常値(地震波探査測線上 CDP 点位置での内挿値)。色付き実線は地下構造から予測される重力異常値。図中の D.C.
 X.X は、和泉層群に対する第四紀堆積層の密度差(Density Contrast)であり、X.X はその大きさをg/cm³で表した数値。例えば、D.C. 0.1 は、和泉層群に対して第四紀堆積層の密度差が 0.1g/cm³(=100kg/m³)であるということを示す。(a) 和歌山北測線での地下構造と重力異常の関係。(b) 岩出測線での地下構造と重力異常の関係。

76



図 42 地下構造と重力異常値。○は地表で計測された重力異常値(地震波探査測線上 CDP 点位置での内挿値)。●は図 2 (b)の地下構造モデルから予測される重力異常値。●は 中央構造線が高角である場合の地下構造モデルから予測される重力異常値。和泉層群 中の低密度第四紀堆積層が和泉層群に置換わったため、その分だけ重力異常が大きく なっている。

c)重力異常急変帯の抽出フィルタリング

i) 重力異常の微分値を用いた抽出方法

重力異常図から地下の構造境界位置を重力異常急変帯として簡単に抽出する手法は、重 力異常急変帯の抽出フィルタあるいは半自動解析手法の一つとして、これまで多く研究さ れてきている。代表的なものとして、水平一次微分、HD(例えば、Cordell and Grauch, 1985; ten Brink et al., 1996)、

$$HD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \tag{(1)}$$

鉛直一次微分(e.g., Tsuboi and Kato, 1952; 物理探査学会、1989)や鉛直二次微分(e.g., Bott, 1962; 萩原, 1978)がこれまで広く知られ、またよく用いられてきた。ここでgは重 力異常である。

これらの他、重力異常の鉛直一次微分を、水平一次微分で規格化した量の逆正接で定義 する *TDR* (Miller and Singh, 1994)や、水平一次微分を重力異常場の3次元勾配で規格化 した量の逆余弦で定義する *THETA* (Wijns et al., 2005)、水平一次微分を鉛直一次微分で 規格化した量の逆正接 *TDX* (Cooper and Cowan, 2006)

$$TDX = \arctan\left[\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}{\left|\frac{\partial g}{\partial z}\right|}\right]$$
(2)

などが提唱されてきている。

Li et al. (2014) は、HD、TDR、THETA、TDXの構造検出能力テストを行った。その結果、 HD は構造物の境界を検出できるが、構造物が深くなるとその能力が落ちることを指摘した。 TDR は、ソースのエッジを検出できるが、符号の異なる重力異常値が隣り合ったとき、実際には存在しない境界を検出すること、同様の現象は、THETA にも表れ、重力異常図の解 釈に混乱を起こす可能性のあることを指摘している。その一方で、TDX は、TDR や THETA より構造境界を鮮明に抽出できることを指摘している。

Ma (2013)は、*ILP*

$$ILP = \arcsin\left[\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right)^2}}\right]$$
(3)

を提案し、Ferreira et al. (2013)は、水平一次微分場 HDの TDRを TAHGとして提案した。

$$TAHG = \arctan\left[\frac{\frac{\partial HD}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial HD}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial HD}{\partial y}\right)^2}}\right]$$
(4)

Zhang et al. (2014)の比較実験では、*ILP と TAHG* は、深さ方向に重なった複数の構造 の検出にも有効であることが示されている。さらに Zhang et al. (2014)は、*ILP や TAHG* よりも複数埋没物のシグナルを鋭敏に抽出する解析手法として、*HD*の鉛直一次微分の *TDR* として *THVH*を提案している。

$$THVH = \arctan\left[\frac{\frac{\partial^2 HD}{\partial z^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial HD}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial HD}{\partial z}\right)^2}}\right]$$
(5)

ここに示した手法は、伝統的で安定した手法(HD)のほか、比較的最近の手法であり、 優れた重力急変帯検出手法(TDX、ILP、TAHG、THVH)である。これらの手法を、当解析エ リアの残差重力異常(図 43)に対して適用した結果を図 44~48 に示す。

ILPや TAHG、THVHでは、おぼろげながら、これは中央構造線を検出しているかもしれな いというリニアメントがみられるが、客観的には、やはり、いずれのフィルタリング手法 も、中央構造線の検出は不十分であると結論せざるを得ない。Zhang et al. (2014) で行 われている各種フィルタリング手法の検出試験では、直方体モデルが用いられている。こ れらの試験では、構造境界は高角(垂直)である。したがって、構造境界が低角である場合、各手法の検出能力が低下するということが予想される。この予測が正しいとすれば、 やはり、この地域の中央構造線の構造境界は低角ではないかと予想される。この予測については、今後、低角境界の検出に、各種フィルタがどの程度貢献できるのかを検討してい く必要があると思われる。



図 43 駒澤(2013)による重力異常データベース(500m×500mメッシュデータ)を用いた、 解析領域の一次傾向残差重力異常図。ブーゲー密度は 2670 kg/m³が仮定されている。 コンター間隔は1mGal。広域重力異常場を近似する一次傾向面は、本解析領域の重力 異常値を用いて最小二乗法により推定された。



図 44 重力異常の水平一次微分 (*HD*)。1.25 mGa1/km 以上の水平一次微分値を示す領域の み表示。



図 45 TDXの分布図



図 46 *ILP*の分布図







図 48 THVH 分布図

ii) 重力勾配テンソルを用いた構造傾斜角推定

近年、重力勾配テンソルを用いた研究が活発に行われてきており(例えば、Zhang, 2000; Beiki, 2010; Oruç et al., 2013; Cevallos et al., 2013; Cevallos, 2014)、固有ベク トルを用いた構造の走向や傾斜角を推定する手法も議論されてきている(例えば、Beiki and Pedersen, 2010; Beiki, 2013)。ここでは、Beiki and Pedersen (2010) および Beiki (2013)の手法により、本解析領域での中央構造線の構造傾斜角の推定を行った。なお本解 析領域では、重力偏差計による重力勾配テンソルの計測は行われていないため、Mickus and Hinojosa (2001)の手法により、重力異常から重力勾配テンソルデータを計算し、解析に用 いた。

Beiki and Pedersen (2010) および Beiki (2013)の手法では、まず、重力勾配テンソルの固有値 (λ_1 、 λ_2 、 λ_3)から、地下構造が2次元的であるか3次元的であるかを評価する。この評価には、Dimensionality Index という指標が用いられ、これは、テンソルの不変量

$$I_1 = \lambda_1 \lambda_2 + \lambda_2 \lambda_3 + \lambda_1 \lambda_3$$

$$I_2 = \lambda_1 \lambda_2 \lambda_3$$
(6)

の比で以下のように定義される (例えば、Perdersen and Rasmussen, 1990)。

$$I = \frac{-27I_2^2}{4I_1^3} \tag{7}$$

原因物体がダイクのように鉛直方向に2次元的である時、Iは0に、3次元的であると きは1に近づく。Beiki and Pedersen (2010)は、この指数を用いて、構造が鉛直方向に2 次元的であるか3次元的であるかの判断を行えると提案している。彼らはいくつかの数値 実験を行い、概ねI = 0.5が2次元的構造と3次元的構造の境界の目安としている。

図 49 に、本解析領域の Dimensionality Index を示す。図 49 より、本解析地域には、 $I \leq 0.5$ の領域が広く分布することが分かる。これは、この地域が、鉛直方向に 2 次元的な構造 (例えば、底が深く細長い地溝や規模の大きな断層構造) やそれらの組合せで説明され 得ることを示唆している。Dimensionality Index が 2 次元構造を示唆する領域では、固有 ベクトルの方向特性 (図 50)から、最大固有ベクトルは原因物体の方向を向く (Beiki and Pedersen, 2010) ため、2 次元構造の傾斜角 (β)は、最大固有ベクトル \mathbf{v}_1 の 3 成分 (v_{1x} , v_{1y} , v_{1z})を用いて以下の式により、推定できる (例えば、Beiki, 2013)。

$$\beta = \arctan\left(\frac{v_{1z}}{\sqrt{v_{1x}^2 + v_{1y}^2}}\right) \tag{8}$$

ここでは、式(8)を用いて、解析領域の2次元的構造(ここでは断層)の傾斜角分布を 推定することを試みた。

式(8)を用いた断層傾斜角の推定では、①構造に2次元的な構造を仮定できること ② 構造急変部であること を同時に満足する地点での重力勾配テンソルの最大固有ベクトル を用いる。条件①を満たす地域は、 $I \le 0.5$ の領域であり、条件②を満たす地域は、図 44 に示される、重力異常の水平一次微分値が 1.25mGal/km 以上の領域になる。これらの条件 を満たす領域で推定した構造の傾斜角の分布を図 51 に示す。中央構造線の通過予想領域で は、概ね 45°以下の低角構造が予想されている。ここで示されている傾斜角は正しいとは 言い切れないが、この地域の中央構造線が低角の構造境界であることの傍証を行うことが できた。



図 49 Dimensionality Index の分布。重力異常の原因となる地下構造が3次元的である場合、*I*は+1に近づき、2次元的である場合、*I*は0に近づく。コンター間隔は0.05。



図 50 重力勾配テンソルの固有ベクトルと重力異常の原因となる2次元的構造との関係。
 図中の v₁は最大固有ベクトル、v₂は中間固有ベクトル、v₃は最小固有ベクトル。Beiki and Pedersen (2010)による。



図 51 重力勾配テンソルの最大固有ベクトルから推定された断層傾斜角の分布

7) 中央構造線(根来断層及び根来南断層地域)周辺の地質構造調査

a) はじめに

広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論には、断 層形状についての情報が必要である。特に、新規の断層運動に伴う構造形成の証拠は、新 規の地層群のみならず、基盤岩における構造の累積の証拠が重要になる。特に、和泉山地 周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地質構造や変形構造の抽出等のために、現地調査および年 代調査等を実施した。

平成25年度は、広域テクトニクスにもとづく広域応力場の変遷等をまとめた(文部科学 省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,2014)。今年度は、根来断層と根来南断 層にはさまれた地域および、断層周辺の詳細地質構造調査を実施した。対象地域に地質図 を図52に示す。



図 52 対象地域の地質図(牧本ほか,2004 産業技術総合研究所:地質図幅「粉河」の 一部抜粋)。図面中央左の根来断層と根来南断層が並行する地域が、26 年度の対象地 域である。

b)根来断層北側の大露頭(京奈和道路工事関連の露頭)および根来断層南側(根来前

山)の調査

本地域は、南縁に沿って圧縮応力場で形成されたキンク帯が観察され、中央構造線の活動フェーズを解明するうえで注目される。今年度は平成25年度に反射法地震探査を行った 岩出測線の周辺で地表調査を実施した。根来断層の北方の採石場跡には、大規模な衝上断 層運動に伴う褶曲構造が露出している。詳細な地質調査によって、変形帯は東北東-西南 西方向に伸長していることが明らかになった(図53)。

岩出市根来周辺は右横ずれが卓越する根来断層と逆断層運動が推定される根来南断層に

挟まれた根来前山に活褶曲が発達するという点で、中央構造線断層系の中で特異な形状を 示している。今回の調査によって、前山南縁のため池の縁に根来南断層と考えられる高角 断層が白亜紀和泉層群を変位させている状態が確認された。図54に詳細野稿図と写真1に 露頭写真を示す。なお、北側の第露頭調査は、国土交通省の現地事務所等の協力により実 施できた。また、ため池調査では、ため池管理組合および和歌山県にお世話になった。



図 53 中央構造線北側の残土処理場(岩出測線沿い)調査と一部スケッチ



図 54 根来前山(桜台西側)のため池周辺の露頭野稿図



写真1 水位低下時にため池で観察される和泉層群の変形

c) 菩提峠北の露頭: 菖蒲谷層の構造、および火山灰の年代と分析結果

菩薩峠北の露頭で採取されていた火山灰の新たな分析結果の報告を行う。本露頭では、 断層面の走向傾斜は N80°E、58°S であり(写真2)、暗灰色のガウジ(厚さ約4 cm)が存 在する。菖蒲谷層群に挟まれる火山灰層((写真3)の粒度傾向から、火山灰層挟在部分で は地層が逆転している状況であり、和泉層群の南からの衝上によって大きく変形している ことがわかった。本火山灰層の年代決定のために、火山灰分析および年代測定を実施した。 火山灰分析単車は、125 µ ~ 63 µ サイズの粒子で実施された。粒子の鉱物組成は、火山ガラ ス 66%、重鉱物 1%、軽鉱物 27%、岩片 6%程度の含有比である。重鉱物としては、斜方 輝石 37%、単斜輝石 1.5%、緑色角閃石 47.5%の含有で、その他として不透明鉱物や黒雲 母が含まれる。火山ガラスはバブルウオール型が軽石型より多い。火山ガラスの屈折率は 平均 1.4992、モード 1.4999 (range: 1.4972-1.5004) である。斜方輝石の屈折率は、モー ドで 1.716-1.717 の粒子が多い。角閃石は、1.676 と 1.682 のモードを持つ集団が認めら れる。

年代測定結果は以下のようにまとめられる。測定はジルコン粒子 30 個で実施された。 LA-ICP-MS-FT 年代によるフィッション・トラック年代測定結果は 1.33±0.20 (Ma:百万年前の単位)であり、U-Pb 年代法による測定結果は、1.50±0.06 (Ma)という結果になり、この結果から、菩提峠で発見された火山灰を挟む菖蒲谷層群は、この年代以降に逆転するほどの変形を受けたことが明らかになった。



写真2 菩提峠の露頭写真:菖蒲谷層群と和泉層群が断層で接している(三田村宗樹撮影)



写真3 菖蒲谷層群中の火山灰(三田村宗樹撮影)

(c) 結論ならびに今後の課題

1) InSAR解析による地盤変形形状の推定

和歌山県北部をカバーする ALOS/PALSAR 画像を収集し、PS/SB InSAR 解析を行った。その結果、和泉山脈を挟んで大阪平野に相対的に右横ずれ運動を示す変動は認められなかった。局所的には、御所市付近の金剛断層に沿った沈降、岩出市〜紀ノ川市にかけての東向きないしは隆起の変動、和歌山市〜海南市にかけての西向きないしは隆起の変動などが検出された。

課題は、誤差の低減に尽きる。電離層擾乱等の影響が特に北行軌道の画像に残っている ので、これを低減することが急務である。このためには、解析に用いる画像の厳選、PS/SB InSAR 解析における解析誤差の低減等を行う必要がある。また、GPS 観測結果を用いた誤差 の補正も有効である。次年度は、TerraSAR-X 画像も含めて、これら誤差の低減作業を行う ことを予定している。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

和泉山脈南縁および金剛山地東縁セグメントにおいて、それぞれ12観測点での広帯域MT法 観測を行った。得られたデータから推定されたMT応答を用い、2次元比抵抗モデルを推定し た。平成25年度の調査結果も加えた3測線の比抵抗モデルの対比を行ったところ、和泉山脈 南縁セグメントを南北に横切る2測線では、大局的に調和的な比抵抗構造が認められたが、 特徴的な比抵抗コントラストの傾斜角は両者で異なっている可能性を指摘した。和泉山脈南 縁セグメントにおいては、中央構造線断層帯の延長部については、2km以深では構造コント ラストとして認識が難しいことが分かった。金剛山地東縁セグメントにおいては、コントラ ストの程度は低いものの、断層周辺において不均質構造の存在が明らかになった。

平成27年度は、MT応答の推定のための時系列処理を高度化し再解析を行うとともに、得ら れた比抵抗モデルの感度検定を行い、震源断層形状のモデル化に参照可能な領域の明確化を 試みる。

3) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P波反射法地震探查(和歌山-紀ノ川測線)

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した。具体的には、和歌山県和歌山上黒谷市から紀ノ川 市北志野に至る県道7号粉河加太線の約11.7kmの測線において、基盤形状や堆積層内の構 造を把握するためのP波反射法探査を行った。この測線には、平成25年度に実施した岩出 測線が交差している。南北断面でしか地下構造情報がなかったところ、この測線により、 三波川帯の基盤に約2km間隔での起伏があることがはじめて発見された。また、既往反射 断面と連携してより詳細な地下構造情報を得た。この測線下の三波川帯基盤や菖蒲谷堆積 層の堆積情報を得ることができ、本地域の堆積層構築の環境や震源断層像の構築に利用で きると考えている。

4)中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P波反射法地震探査(既存測線の再解析)
 平成7年に防災科学技術研究所が実施した、中央構造線断層帯(和泉山地南縁)を南北
 に横切る大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太祈曽付近にいたる約

17.6kmの探査データを用いて、断層領域近傍の特徴を把握するための反射法再解析と初動 を用いた屈折法トモグラフィーを行った。この測線を通過する断層帯の位置についての明 らかな情報が得られ、震源断層像の構築に利用することができると考えている。

5) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)地域の微小地震活動と震源メカ ニズム

対象地域における微小地震活動は、断層帯の南側に位置する和歌山平野側を除けば低調 であることがわかった。その中で、根来断層東端部の北側で微小地震が集中している地域 があり、そこで起きているイベントのメカニズム解を決定した。数は少ないものの、P 軸 は主として東西方向であり、東西圧縮の力がここではかかっていると推定でき、この地域 の広域応力場と矛盾しないことがわかった。この情報は、今後の断層変形シミュレーショ ン等に活用できると考えられる。しかしながら、断層面解は主として南北走向の逆断層で あることや、発生深度からは、中央構造線の物質境界よりやや下で起きたイベントである と考えられ、想定震源断層に関する情報はこれらからは得られなかった。

6) 重力異常による地下構造の推定

平成 25 年度の地震波探査測線である和歌山北測線と岩出測線において推定された地下 構造によって、既存の重力異常観測値とどの程度整合性をもつのかということを検討した。 三波川変成帯、和泉層群、第四紀堆積層にそれぞれ 2800kg/m³、2400kg/m³、2300kg/m³とい う密度を与えることで、地表で観測される波長数 km 程度の重力異常分布を説明できること がわかった。ここで考えられた中央構造線は、地下深部で低角となる逆断層タイプの形状 をもつものが必要である。

重力異常分布から、地下の高角境界の検出を行うフィルタリング手法を本解析領域に適 用したところ、いずれのフィルタリング手法も、中央構造線の検出は不十分であった。そ こで重力勾配テンソルの固有値と固有ベクトルを用いた構造傾斜角の推定を実施したとこ ろ、中央構造線の通過予想領域では、概ね 45°以下の低角構造が予想されることがわかっ た。これまでの調査結果等に照らし合わせて、この結果は妥当と考えられる。

構造境界としての低角逆断層である中央構造線が横ずれ運動が生じた場合に堆積層はどのように変形していくのか、について数値シミュレーションを試みる。また、その結果に もとづいて、各種の地下構造、地表探査結果と対比を行い、震源断層像を構築する。

7) 中央構造線(根来断層及び根来南断層地域)周辺の地質構造調査

中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)の広域応力場やその変化に伴う断層 運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論のために、新規の断層運動に伴う構造形成の 証拠として、新規の地層群である菖蒲谷層群と基盤岩とされる和泉層群の調査を、根来断 層と根来南断層にはさまれた地域および断層周辺で実施した。その結果、断層沿いの一定 の範囲で、全体構造とは異なる変形構造や断層構造が認められた。また、断層沿いの菖蒲 谷層群中の火山灰の年代が1.33±0.20 Ma、1.50±0.06 Ma と得られ、この火山灰で確認さ れる地層の逆転がこの年代以降に生じたことも明らかになった。今後は、これらの情報の 空間的情報整理を実施するとともに、断層運動にともなる地層変形シミュレーション・年 代測定等と連携して、運動像の高度化を目的とした構造の累積の証拠や状態を積み重ねて いく必要がある。特に、和泉山地周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地質構造や変形構造の抽 出等のために、現地調査および年代調査等を実施する。

(d) 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, L23611 doi:10.1029/2004GL021737, 2004.

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

- Gamble, T.D., W.M. Goubau, and J. Clarke, Magnetotellurics with a remote magnetic reference, Geophysics, 44, 53-68, 1979.
- 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・纐纈一起・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(和歌山-紀ノ川測線) 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.

- 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.
- 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,地球惑星科学関連学会合同大会予 稿集, SL-P019, 1998.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・纐纈一起・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),大都市大震災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.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,中央構造線断層帯(金剛山地 東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成 25 年度成果報告書,129p., 2014.
- 牧本 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),独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 89p., 2004.

- 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.
- (細栄吉,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集,No.303(平成8年度活断層研究調査概要報告書),161-177,1997.
- 河村和徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛, 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態の推定-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.

4) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)P波反射法地震探査(既存測線の再解析)

- 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.
- 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.
- 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,地球惑星科学関連学会合同大会予 稿集, SL-P019, 1998.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・纐纈一起・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),大都市大震災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.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,中央構造線断層帯(金剛山地 東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成 25 年度成果報告書,129p., 2014.
- 牧本 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),独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター,89p.,2004.
 - 5) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)地域の微小地震活動と震源メカ ニズム
- Reasenberg P. and D.H. Oppenheimer, FPFIT, FPPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, USGS Open-File Report 85-739, 109pp., 1985.

6) 重力異常による地下構造の推定

- Beiki, M., Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location, Geophysics, 75, I59-I74, 2010.
- Beiki, M., TSVD analysis of Euler deconvolution to improve estimating magnetic source parameters: an example from the Asele area, Sweden, Journal of Applied Geophysics, 90, 82-91, 2013.
- Beiki M., and Pedersen, L. B. Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to

locate geologic bodies, Geophysics, 75, I37-I49. 2010.

- Bott, M. H. P., A simple criterion for interpreting negative gravity anomalies, Geophysics, 27, 376-381, 1962.
- 物理探查学会, 1989, 図解物理探查, 239p., 1989.
- Cevallos, C., Kovac, P., and Lowe, S. J., Application of curvatures to airborne gravity gradient data in oil exploration, Geophysics, 78, G81-G88, 2013.
- Cevallos, C., Automatic generation of 3D geophysical models using curvatures derived from airborne gravity gradient data, Geophysics, 79, G49-G58, 2014.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R., Enhancing potential field data using filters based on the local phase, Computer and Geoscience, 32, 1585-1591, 2006.
- Cordell, L., and Grauch, V. J. S., Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico, in W. J. Hinze, ed., The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, Society of Exploration Geophysicists, 181–197, 1985.
- Ferreira, F., de Souza, J., de B eS, Bongiolo, S., and de Castro, L., Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle, Geophysics, 78, J33-J41, 2013.
- 萩原幸男, 地球重力論, 共立出版, 256p., 1978.
- 駒澤正夫,日本重力異常グリッドデータベース,日本重力 CD-ROM 第2版,数値地質図 P-2, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター,2004.
- 駒澤正夫,日本重力データベース DVD 版,数値地質図 P-2. 独立行政法人産業技術総合研 究所地質調査総合センター,2013.
- Kusumoto, S., Fukuda, Y., Takemoto, S., and Yusa, Y., Three-dimensional subsurface structure in the eastern part of the Beppu-Shimabara Graben Kyushu, Japan, as revealed by gravimetric data, Journal of the Geodetic Society of Japan, 42, 167-181, 1996.
- Li, L., Huang D., Han, L., and Ma, G., Optimised detection filters in the interpretation of potential field data, Exploration Geophysics, 45, 171-176, 2014.
- Ma, G., Edge detection of potential field data using improved local phase filter, Exploration Geophysics, 44, 36-41, 2013.
- Mickus, K. L., and Hinojosa, J. H., The complete gravity gradient tensor derived from the vertical component of gravity: a Fourier transform technique, Journal of Applied Geophysics, 46, 159-174, 2001.
- Miller, H. G., and Singh, V., Potential field tilt A new concept for location of potential field sources, Journal of Applied Geophysics, 32, 213-217, 1994.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,中央構造線断層帯(金剛山地 東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成 25 年度成果報告書,129p., 2014.
- Perdersen, L. B., and Rasmussen, T. M., The gradient tensor of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps,

Geophysics, 55, 1558-1566, 1990.

- Talwani, M., Lamar, W. J., and Landisman, M., Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, Journal of Geophysical Research, 64, 49-59, 1959.
- ten Brink, U. S., Ben-Avarham, Z., Bell, R. E., Hassouneh, M., Coleman, D. F., Andreasen, F., Tibor, G., and Coakley, B., Structure of the Dead Sea Pull-apart Basin from Gravity Analyses, Journal of Geophysical Research, 98, 21877-21894, 1993.
- Tsuboi, C., and Kato M., The first and second vertical derivatives of gravity, Journal of Physics of the Earth, 1, 95-96, 1952.
- Orç, B., Sertçelik, I., Kafadar, Ö., and Selim, H. H., Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief, Journal of Applied Geophysics, 88, 105-113, 2013.
- Wijns, C., Perez, C., and Kowalezyk, P., Theta map: edge detection in magnetic data, Geophysics, 70, L39-L43, 2005.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M. F., Reid, A. B., Fairhead, J. D., and Odegrad, M. E., Euler deconvolution of gravity tensor gradient data, Geophysics, 65, 512-520, 2000.
- Zhang, X., Yu, P., Tang, R., Xiang, Y., and Zhao, C-J., Edge enhancement of potential field data using an enhanced tilt angle, Exploration Geophysics, http://dx.doi.org/10.1071/EG13104, 2014.

7) 中央構造線(根来断層及び根来南断層地域)周辺の地質構造調査

- 牧本 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),産総研地質調査総合センター,89p.,2004.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所,中央構造線断層帯(金剛山地 東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書,129p.,2014.