

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

平成 26 年 5 月

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

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人京都大学防災研究所が実施した平成25年度「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」の成果を取りまとめたものです。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	3
3. 研究報告	
3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測.....	4
3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測....	20
3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究.....	76
4. 全体成果概要.....	121
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	123
6. むすび.....	125
7. 運営委員会.....	126

1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測



橋本市高野口町竹尾地点における五条谷断層のピット調査

2014年2月23日に南から北に向かって撮影。東壁面と西壁面に数条の断層が露出した。



橋本市高野口町竹尾地点で掘削したピットの東壁面

2014年2月23日に撮影。高角度で傾斜する数条の断層がフラワーストラクチャーを形成する。ピットの南端には基盤の泥岩が露出する。



岩出市原地点における根来断層のピット掘削調査

2014年2月8日に北から南に向かって撮影。断層の推定通過位置で、2つの小規模なピットを掘削した。



岩出市根来地点における根来南断層の群列ボーリング調査

ボーリングの掘削は、自走式の打ち込み式ボーリング機器で行った。

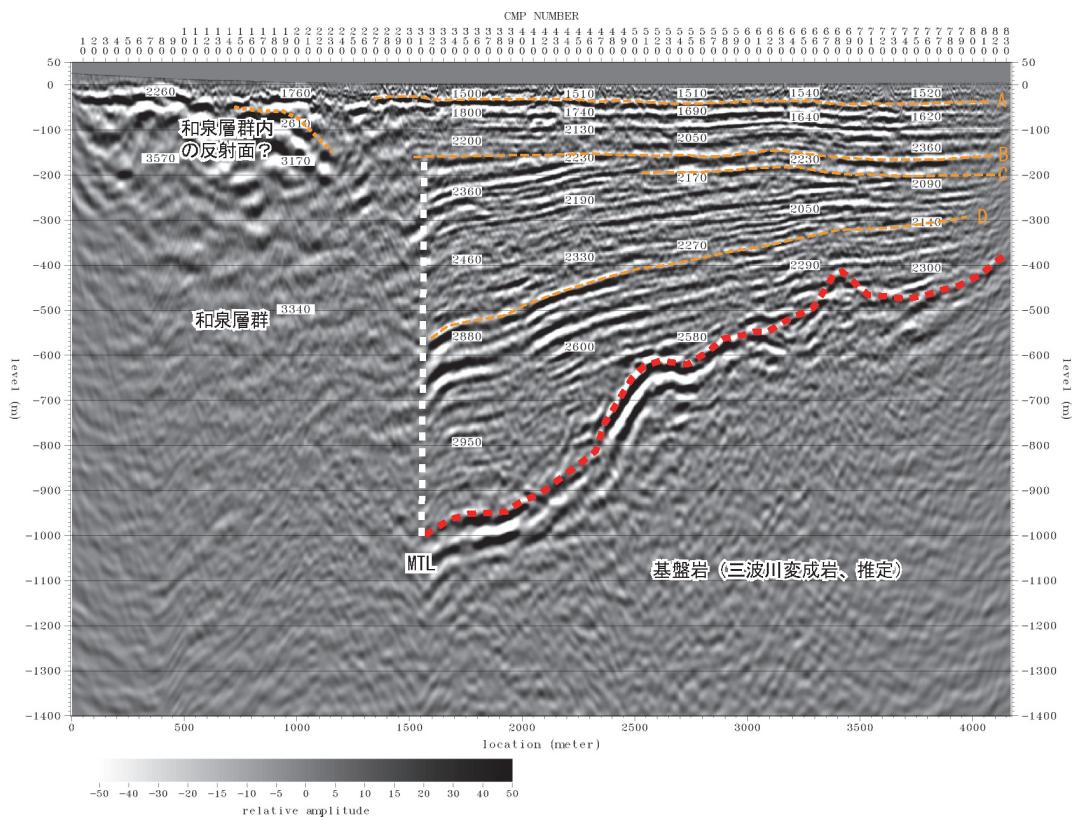
2 断層帶の三次元的形状・断層帶周辺の地殻構造解明のための調査観測



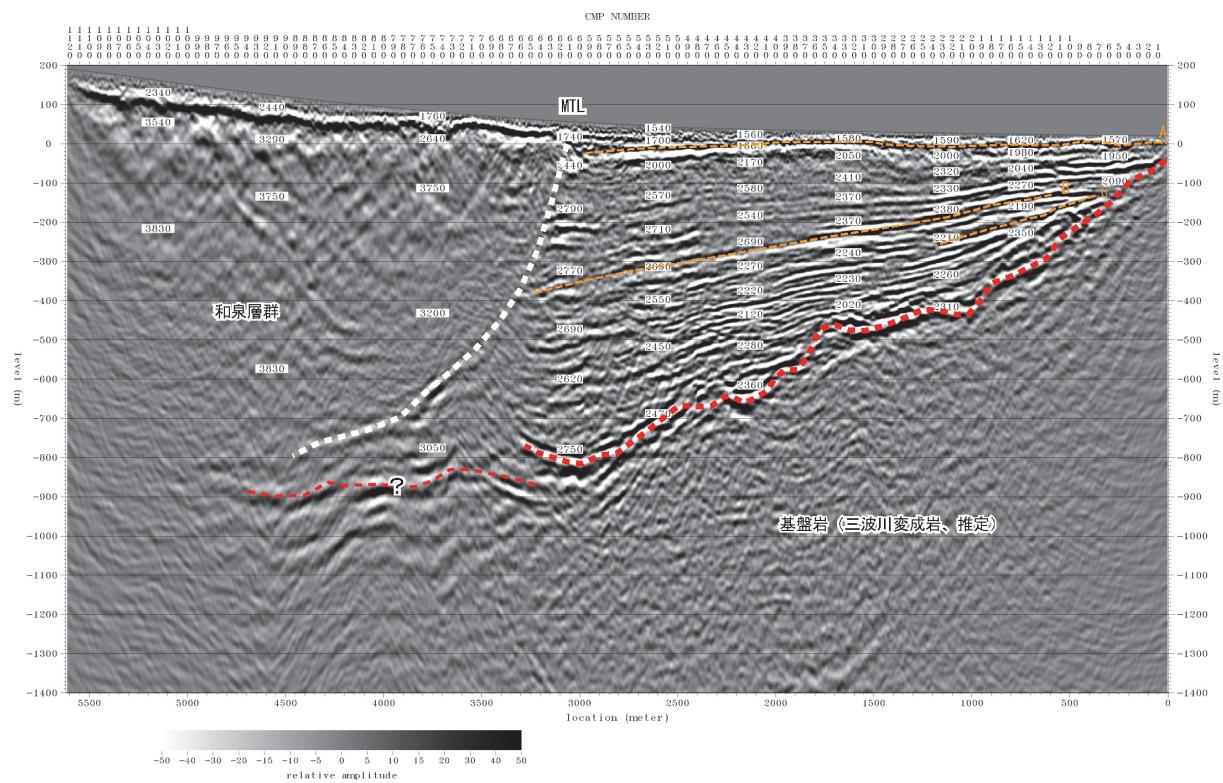
岩出測線での発震状況



和歌山北測線での発震状況



和歌山北測線における P 波反射法地震探査結果の地質構造解釈図



岩出測線における P 波反射法地震探査結果の地質構造解釈図

3 断層帶周辺における強震動予測の高度化のための研究



微動アレイ観測風景（JMA 和歌山アレイ）



微動アレイ観測風景（梶取アレイ）

1. プロジェクトの概要

(1) 調査観測の方針と観点

地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）では、平成17年8月に策定した「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」に基づき、活断層帯の重点的な調査観測を推進している。さらに、地震本部では、平成21年4月に策定し、平成24年2月に改訂した「新たな活断層調査について」において、新たな基準を全て満たす活断層帯を重点的調査観測の対象候補に追加した。

上記の選定基準に該当する中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）で発生する地震に関して、

- 地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化
- 断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化
- 強震動の予測精度の高度化

を目的とした調査観測研究を実施する。

(2) 調査観測の内容

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）は、奈良県香芝市から五條市を経て和歌山県和歌山市に至る断層帯で、これまでにも様々な調査が実施されている。しかし、本断層帯は非常に規模が大きく、その活動様式も複雑であると考えられる。本断層帯は活動度の高い断層帯であり、その過去の活動履歴や断層の地下深部の形状等について、さらに調査を行って本断層帯の特性を明らかにし、活動区間や各区間の活動度など、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにする必要がある。特に、平均変位速度を精度よく求めることにより、平均活動間隔や将来の地震発生確率の推定精度をあげることが求められる。また、和泉山脈南縁区間の傾斜角は低角度と推定されているが、力学的見地からは活動度の高い横ずれ断層の傾斜角は高角度と考えられる。この点についても、さらに検討が必要である。中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）で地震が発生した場合、社会的な影響が大であるため、防災計画策定に活用できる情報が提供できるよう、地震時の強震動予測の精度を向上する必要がある。このため、本委託研究ではこれらの課題を解決すべく、以下に示す(1)から(3)のサブテーマの調査観測研究を実施する。

- サブテーマ1：活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

地表踏査と既存及び本事業で行われる各種探査結果をもとに詳細な変動地形分布を求め、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な断層位置と分布形状を把握する。また、群列ボーリング、トレンチなどの調査、浅層探査等を行い、最新を含む活動時期とやや長期間の平均変位速度を推定する。

○サブテーマ 2 : 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

これまでの人工地震探査および重力探査結果に基づいて、断層帯及び周辺の地殻上部の不均質構造を明らかにするとともに、断層帯の位置形状情報を得るために人工地震探査を行う。また、既存の人工地震波探査測線において電磁気探査を行い、地震発生層の不均質構造を探る。InSAR による和歌山平野基盤形状の推定と断層の関係を探る。これらの調査を踏まえて、震源断層形状及び地殻構造を推定する。

○サブテーマ 3 : 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

サブテーマ 3においては、これまで S 波速度構造情報が不十分である和歌山平野等においてアレイ微動観測等を行うとともに、対象断層帯周辺域の既存の地下速度構造モデルを地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るために改良を行う。主としてサブテーマ 2 によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ 1 によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、京都大学防災研究所、同大学院理学研究科、同原子炉実験所が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、京都大学防災研究所（研究代表者：岩田知孝）とする。

また、研究を効果的に実施するために、関係する研究機関（者）等により構成する「中央構造線帯（金剛山地東縁一和泉山脈南縁）における重点的調査観測運営委員会（事務局は京都大学防災研究所）」を設置する。

調査観測項目	担当機関	担当者
1. 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 恵二
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	堤 浩之
	立命館大学衣笠総合研究機構	岡田 篤正
	国立大学法人広島大学大学院文学研究科	後藤 秀昭
	法政大学人間環境学部	杉戸 信彦
	国立大学法人和歌山大学教育学部	久富 邦彦
	公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	三田村 宗樹
2. 断層帶の三次元的形狀・断層帶周辺の地殻構造解明のための調査観測	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	橋本 学
	国立大学法人京都大学防災研究所	吉村 令慧
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 恵二
	国立大学法人東京工業大学火山流体研究センター	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	伊藤 康人
	国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	楠本 成寿
	国立大学法人京都大学防災研究所	米田 格
3. 断層帶周辺における強震動予測の高度化のための研究	国立大学法人京都大学原子炉実験所	釜江 克宏
	国立大学法人京都大学原子炉実験所	上林 宏敏
	国立大学法人京都大学原子炉実験所	川辺 秀憲
	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	関口 春子
	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野 公之
	国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	大堀 道広

3. 研究報告

3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度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大学院理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	准教授	堤 浩之
立命館大学衣笠総合研究機構	プロジェクト 研究員	岡田 篤正
国立大学法人広島大学大学院文学研究科	准教授	後藤 秀昭
法政大学人間環境学部	講師	杉戸 信彦
国立大学法人和歌山大学教育学部	教授	久富 邦彦
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	教授	三田村 宗樹

(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）について、変動地形学的調査や物理探査等により、地表付近での詳細な断層位置と分布形状、および変位速度を明らかにする。またピット調査やボーリング調査により、過去の活動履歴を明らかにすることを業務の目的とする。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の和泉山脈南縁区間を構成する根来断層・根来南断層・五条谷断層の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の調査情報を整理し、空中写真判読および既存のレーザープロファイラデータから作成する数値標高モデルの解析により、詳細活断層図の予察版を作成し地表踏査を行った。また、個々の活断層の過去複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング調査・ピット掘削調査を行った。あわせて関連する試料分析（テフラ分析・放射性炭素年代測定）を行った。ピット掘削地点においては、複数の第三者による確認を行った。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせとサブテーマ会議を行った。

2) 平成 26 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の調査情報を整理し、空中写真判読お

より平成 25 年度作成の数値標高モデルの解析により、詳細活断層図を作成し地表踏査を行う。地質調査用携帯型装置を導入し、広範囲にわたる地表踏査の効率化を図る。また、断層帯を構成する個々の活断層の過去複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング調査・ピット掘削調査を行う。あわせて関連の試料分析（テフラ分析・年代測定等）を行う。また、各調査に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行う。なお、調査にあたっては、候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行う。また、ピット掘削地点において複数の第三者による確認を行う。

3) 平成 27 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な位置や分布を明らかにするために、平成 25～26 年度の空中写真判読・数値標高モデルの解析結果と野外踏査結果を整理し、断層帯全体の詳細活断層図を完成する。平成 25～26 年度の調査で十分なデータが得られなかった断層帯について、調査適地を選定し、過去複数回の活動時期を明らかにするためのボーリング調査・ピット掘削調査を行う。あわせて関連の試料分析（テフラ分析・年代測定等）を行う。また、調査成果のまとめと議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行う。なお、調査にあたっては、候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行う。また、ピット掘削地点において複数の第三者による確認を行う。

（2）平成 25 年度の成果

（a）業務の要約

和泉山脈南麓地域のレーザープロファイラデータを加工して植生の影響を取り除いたグラウンドデータを作成し、そのデータから 1 m メッシュの数値標高モデルを整備した。根来断層の 2 地点（岩出市山と原）および五条谷断層の 1 地点（橋本市高野口町竹尾）において、ピット掘削調査を行った。岩出市原地点では、ほぼ直立する鮮新－更新統の菖蒲谷層と層面に沿う断層面が露出したが、第四紀後期に堆積したと考えられる砂礫層には変位は認められなかった。根来断層の主断層は、ピット壁面には露出しなかったが調査地の近傍を通過しているものと解釈される。岩出市山地点では、断層が露出しなかった。橋本市高野口町竹尾地点では、基盤岩と AT（姶良－丹沢）火山灰の降下以降の堆積物が露出し、それらを変位させる数条の高角度の断層が確認された。断層と地層の切断・被覆関係から複数回の断層活動の痕跡を読み取ることができ、今後堆積物の年代測定や火山灰分析により活動時期を明らかにする予定である。根来南断層については、岩出市根来において群列ボーリング調査を行い、和泉層群と第四紀後期の堆積物の境界をなす断層の位置を絞り込むことができた。

(b) 業務の成果

1) 1 m メッシュの数値標高モデルの作成

国土交通省国土地理院から、中央構造線断層帯和泉山脈南縁区間の航空レーザ点群データのオリジナルデータの提供を受けた。データの取得範囲を図 1 に示す。そのデータから、フィルタリング処理により、地表面以外の反射点群を取り除いた（植生や人工構造物の影響を取り除いた）グラウンドデータを作成した。さらにグラウンドデータから、内挿補間により 1 m と 5 m メッシュのグリッドデータを作成した（図 2）。またそれらのデータを、汎用的な地図作成・解析ソフトウェアであるGolden Software 社のSurferで作業できる形に加工した。

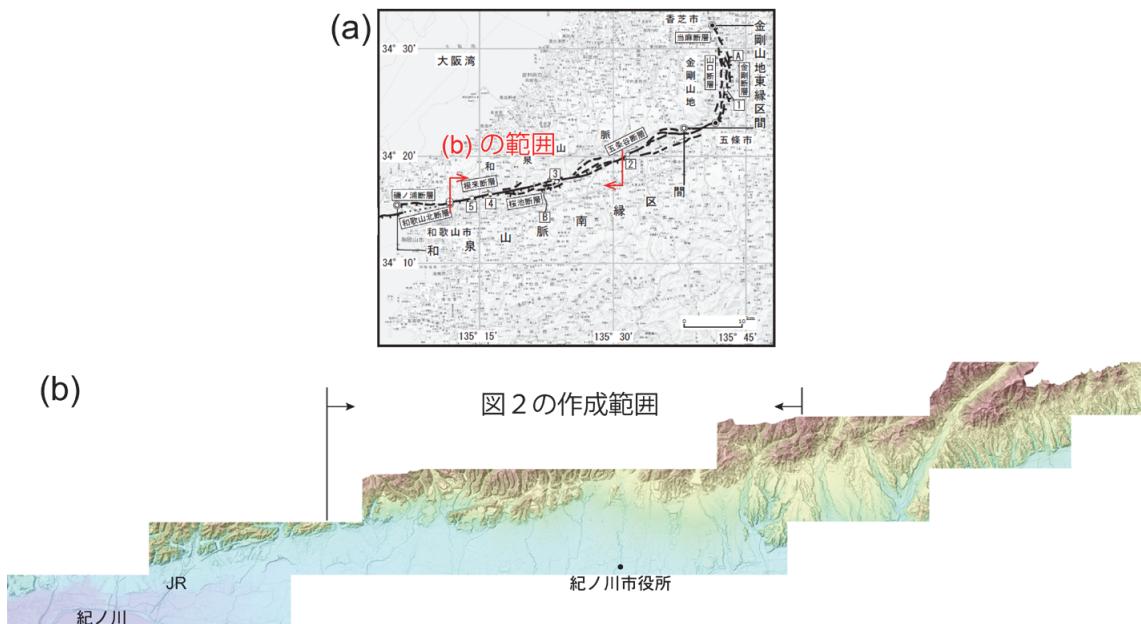


図 1 (a)調査地域の概略図（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011）に(b)の範囲を加筆。(b)国土交通省国土地理院から提供を受けた航空レーザ点群データの範囲。この区域について、1 m と 5 m メッシュのグリッドデータを作成した。

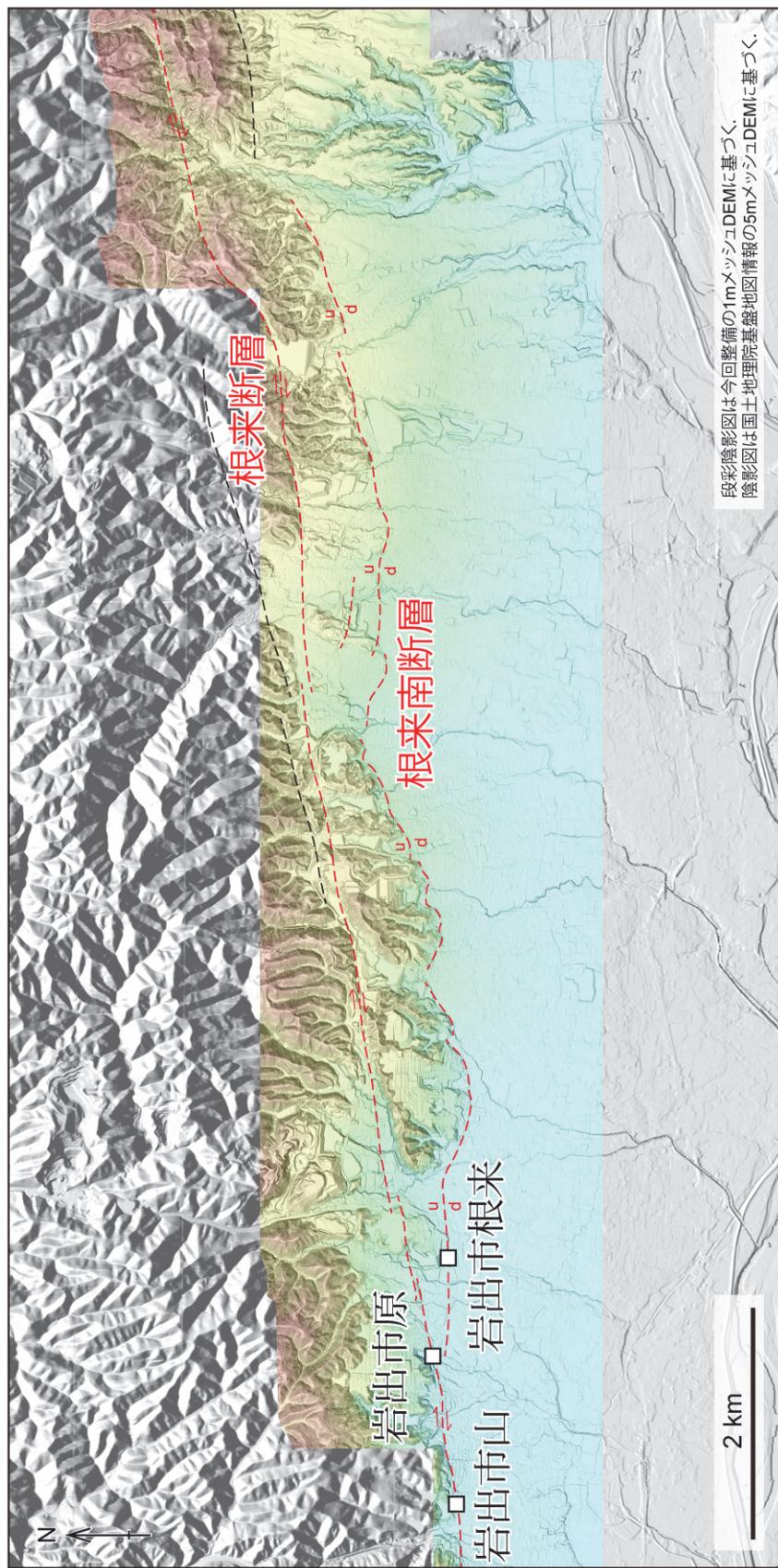


図2 本業務で作成した1mメッシュのデジタル標高データを使った段彩陰影図と予察的な活断層分布図。図の作成範囲は図1 (b)に示す。白抜き四角は本業務におけるピット掘削調査および群列ボーリング調査地を示す。

2) 根来断層と五条谷断層のピット掘削調査

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）においてこれまでに実施された地形・地質学的調査や古地震学的調査の文献調査を行い、主な調査地を現地で確認した。また米軍撮影の1万分の1空中写真や国土地理院撮影の2万分の1空中写真を判読して、予察的な断層分布図を作成した。それらを基に、断層の活動履歴を明らかにするために、岩出市山と原で根来断層のピット掘削調査を（図2）、橋本市高野口町竹尾で五条谷断層のピット掘削調査を行った。

a) 岩出市山（根来断層）

岩出市山の水田においてAピットとBピットを掘削した（図3）。掘削した水田の北縁の崖を変動崖であると考え、その延長上でピット掘削を行う予定であったが、耕作者が複数にわたり、また調査開始時点で掘削可能な裸地は残されていなかった。そこで、崖の左屈曲が断層のステップに起因するものであれば断層が露出する可能性があると考え、2つのピットを掘削した。しかし、どちらのピットにも断層は露出しなかった。

i) 層序区分と地層の記載

Aピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果を図4に示す。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、曆年補正は行っていない。各層の層相や堆積構造は以下の通りである。

・表土・耕作土（1層）

黒色有機質シルトからなる。地表から20cm程度を覆っている。

・細粒砂～砂質シルト（10層）

径5～20mm、平均5mm、最大30mmの和泉層群の灰色・褐色・赤褐色の砂岩亜円礫が点在する。全体に少量の褐鉄が沈着した縞状模様が認められる。下位の細～中粒砂（40層）および礫混じりシルト（20層）の堆積構造と斜交し、北から南にかけて緩く傾斜しており、不整合と考えられる。

・礫混じり砂質シルト（20層）

径5～30mm、平均6mm、最大40mmの和泉層群の灰色・褐色・赤褐色の砂岩亜円礫が点在する未固結の淡灰色中粒砂混じりのシルト。下位の細～中粒砂（40層）とともに、全体に北から南にかけて緩く傾斜する。

・細～中粒砂（40層）

シルト分を含む細～中粒砂からなる。径5～30mm、平均8mm、最大40mmの和泉層群の灰色・褐色・赤褐色の砂岩亜円礫が点在する。細～中粒砂（60層）と同様の層相であるが、礫混じり砂（50層）との境界は漸移的であり、50層に認められる不規則な網目状の白色粘土～シルト脈が本層にも認められる。全体に北から南にかけて緩く傾斜する。

・礫混じり砂（50層）

径5～80mm、平均30mm、最大120mmの和泉層群の灰色・褐色・赤褐色の砂岩亜円礫を40～70%含む礫支持（一部基質支持）の層。ところどころで礫含有率が低下し含礫砂となる。下位の細～中粒砂（70層）に見られる白色粘土～シルト脈の注入が認められる。全体に北から南にかけて緩く傾斜し、下位の細～中粒砂（70層）を削り込み不整合に覆っている。

この礫層の最上部付近には赤褐色の土器片が点在している。

- ・礫（60層）

Aピットの東面両面の北側および北面にのみ分布する。径3～40mm、平均20mm、最大80mmの強風化した和泉層群の暗褐色砂岩亜円礫を70～80%含む礫支持の層。礫径が揃っており、下位の細～中粒砂（70層）を削り込み不整合に覆っている。

- ・細～中粒砂（70層）

シルト分を含む細～中粒砂。不規則な網目状の白色粘土～シルト脈が多く入る。全体に北から南にかけて非常に緩く傾斜する。この層からは、2つの約10000yBPの年代値が得られた。

ii) 断層構造

水田を端から端まで可能な限り掘削したが、断層は観察されなかった。そのため、断層は調査をした水田を横切っていないと判断される。現時点では、水田の北縁をなす比高1m程度の崖が変動崖である可能性が高いと考えられる。

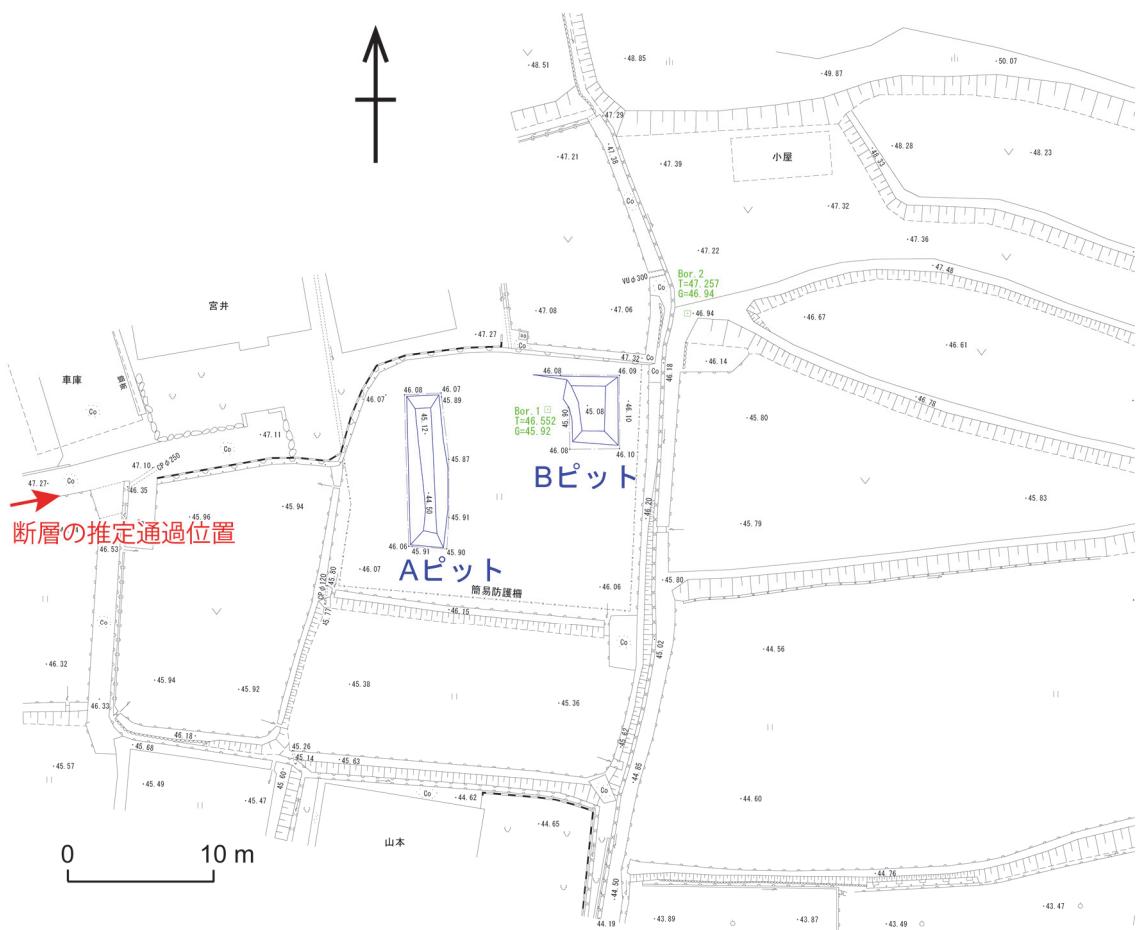


図3 岩出市山のピット掘削調査地周辺の詳細地形図。

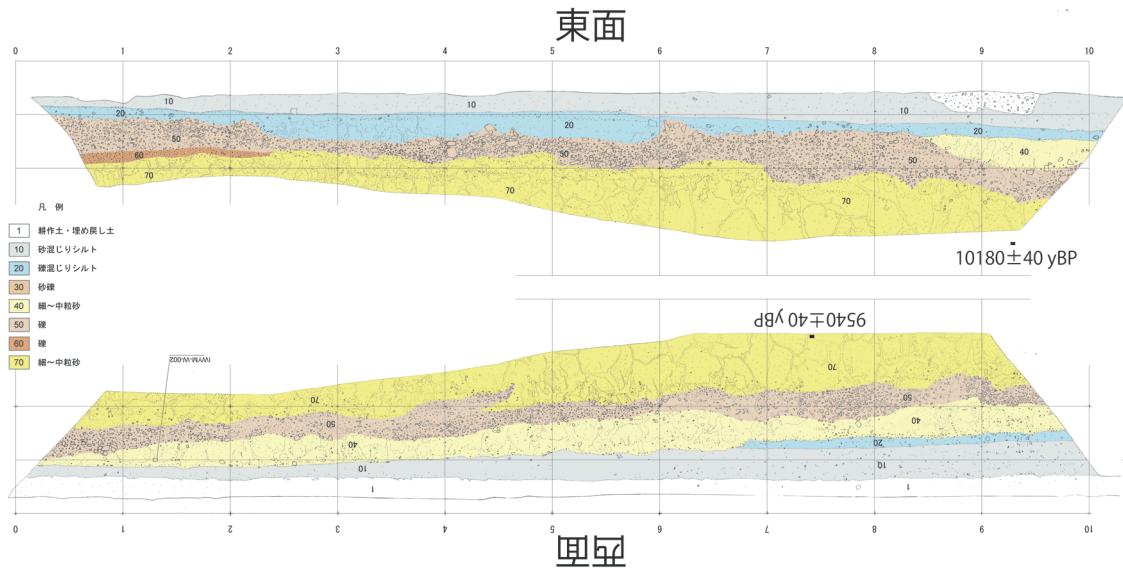


図4 岩出市山のAピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、暦年補正是行っていない。

b) 岩出市原（根来断層）

岩出市原の畠においてAピットとBピットを掘削した（図5）。掘削した畠の東側に位置し右屈曲する段丘崖を変動地形と解釈し、その屈曲点周辺を断層が通過するものと考え調査地を選定した。

i) 層序区分と地層の記載

AピットとBピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果を図6・7に示す。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、曆年補正は行っていない。各層の層相や堆積構造は以下の通りである。

- ・表土・耕作土（1層）

現生根を含む黒色有機質シルトからなる。

- ・砂質シルト（10層）

灰オリーブ～灰褐色の砂質シルトからなる。最下部に弱腐植質シルトを含む箇所があり、炭焼き痕のような炭質物を含む。

- ・礫混じり砂質シルト（20層）

灰オリーブ～灰褐色の礫混じり砂質シルト。上部に旧表土と考えられる腐植質シルト層が認められる場合がある。径5cm前後の砂岩亜角礫を不均質に含む。この層からは、1110±30yBPの年代値が得られた。

- ・砂礫（30a層）

淡褐色砂礫からなる。下位の礫層（30b）に比べて風化し軟質化したクサリ礫が主体で、礫の含有量も少ない。

- ・礫（30b層）

灰褐色亜角礫からなる。径10cm前後の硬質砂岩を主体とする。

- ・砂質シルト（40層）

暗褐色シルト、腐植シルトを主体とする。植物片を多く含み、径1cm前後の礫を含む場合がある。この層から得られた木片や炭の年代は43500yBPよりも古く、放射性炭素年代測定の測定限界を超えている。層相や年代値から、菖蒲谷層と考えられる。

ii) 断層構造

トレント底に露出する40層はほぼ直立し、著しく変形している。また層面に沿う明瞭な断層面が数条認められる。しかし、これらの断層は、上位の30層や20層を変位させていない。これらのことから、根来断層の主断層はピット近傍を通過するもののピット壁面には露出しておらず、壁面で観察される断層は副次的な断層であると解釈した。

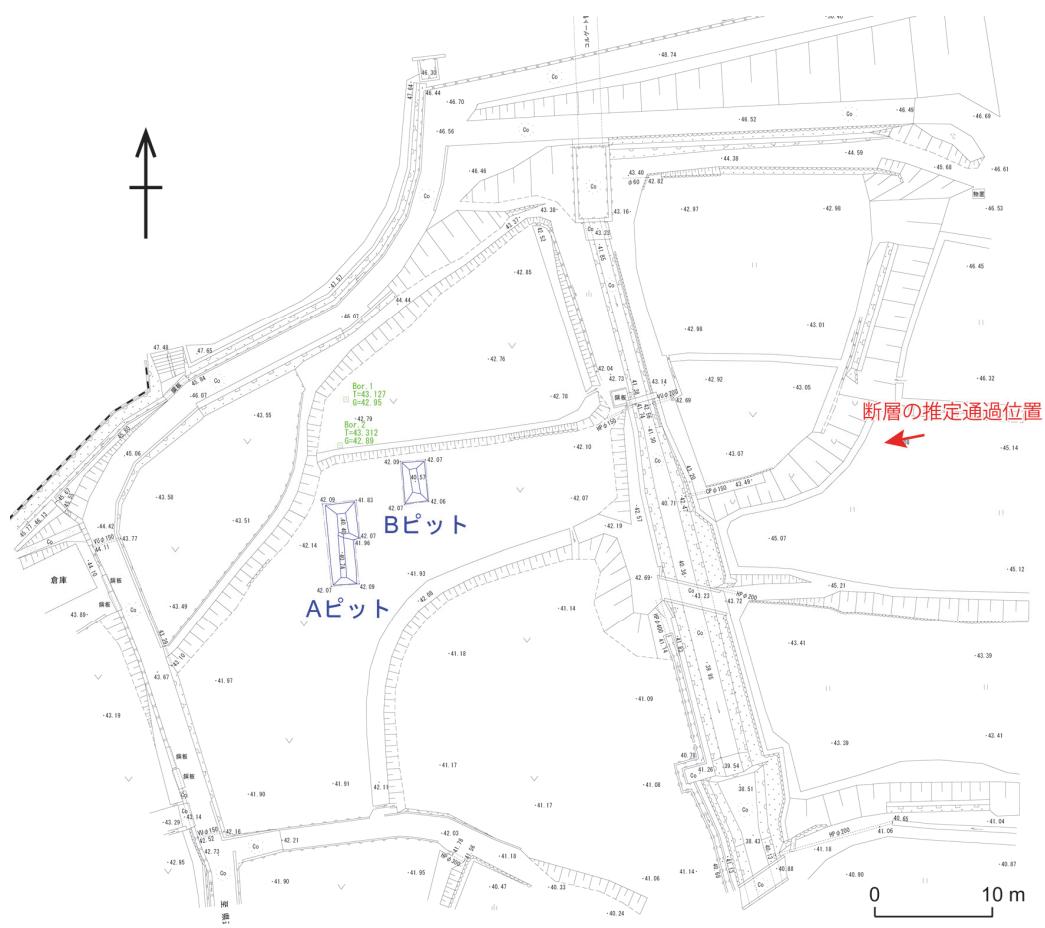


図5 岩出市原のピット掘削調査地周辺の詳細地形図。

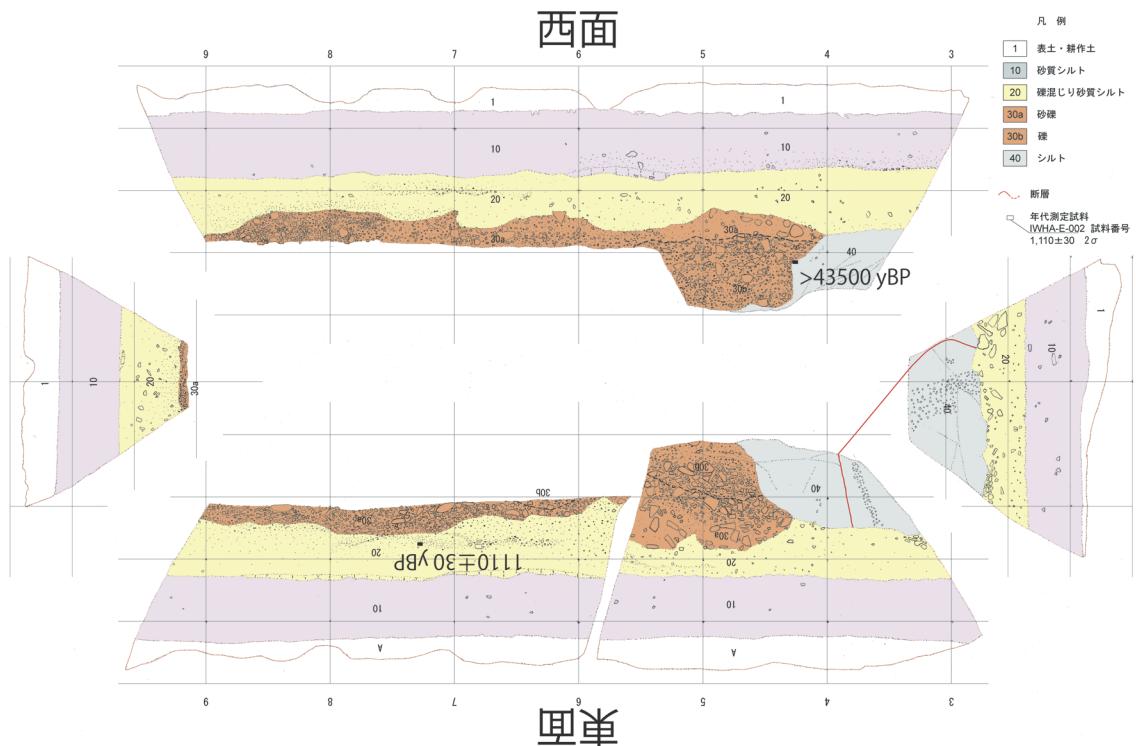


図6 岩出市原のAピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、曆年補正は行っていない。

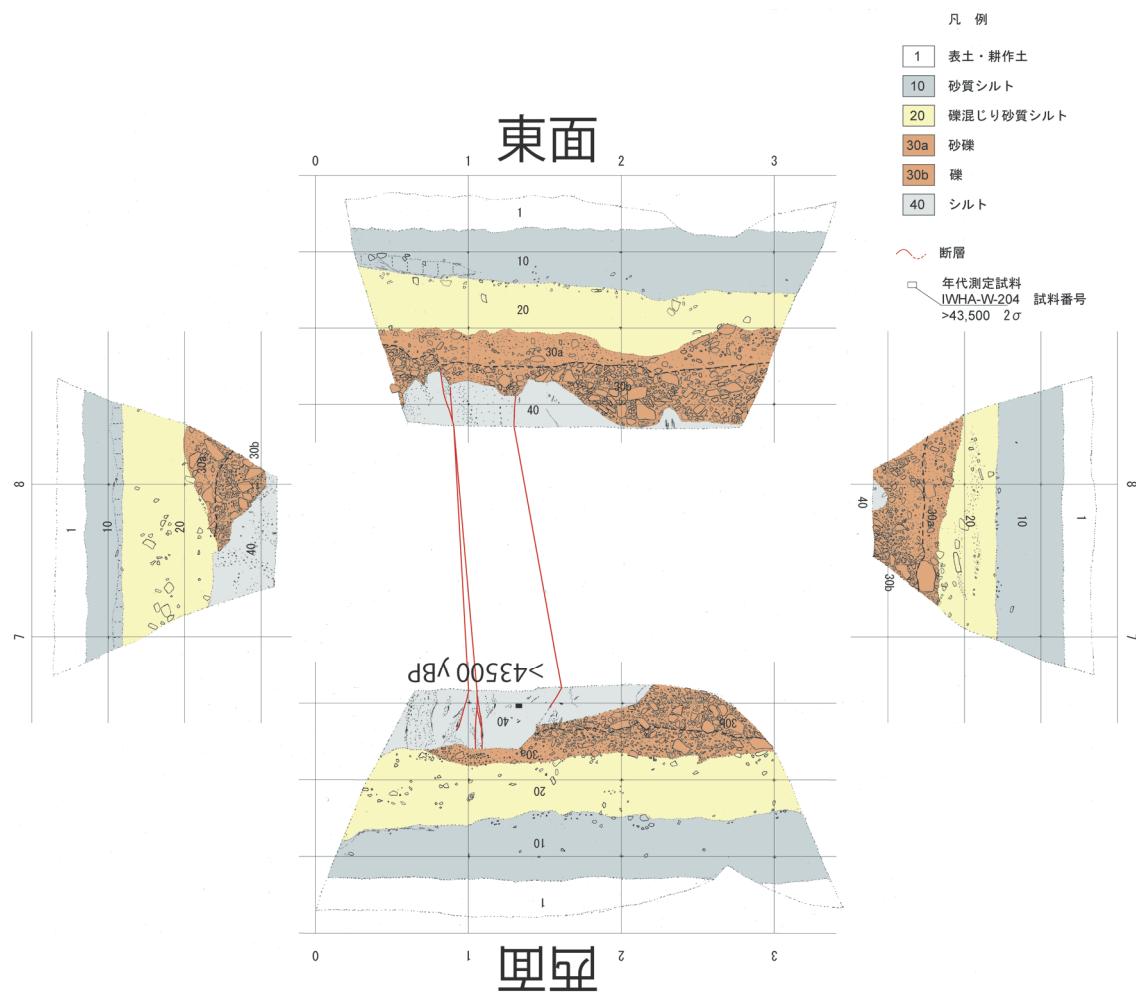


図7 岩出市原のBピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、暦年補正是行っていない。

c) 橋本市高野口町竹尾（五条谷断層）

橋本市高野口町竹尾の水田において、五条谷断層を横切るピットを掘削した（図8）。調査地のすぐ東の1段高い水田では、地域地盤環境研究所（2008）によりピット掘削調査が行われ、断層が3,330–3,210yBPの年代値が得られた地層を切断し、1,050–950yBPの年代値が得られた地層に覆われていることが明らかにされている。本ピット調査では、最新活動時期をさらに絞り込み、またそれ以前の断層活動の履歴を明らかにすることを目的とした。

i) 層序区分と地層の記載

ピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果を図9に示す。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、曆年補正は行っていない。各層の層相や堆積構造は以下の通りである。

- ・和泉層群の泥岩（40層）

トレント南面側に分布する黒～暗灰色で硬質な泥岩。断層運動により著しく剪断され、1～3cm間隔で鋭角に交差する小断層により細片化している。剪断面には白色粘土が認められる。また主断層付近では幅1～10cm程度の白色粘土化した破碎帶が認められる。

- ・砂混じり礫（31層）

径5～40mm、平均20mm、最大50mm程度の和泉層群の泥岩角礫を50～70%含む礫支持の礫層。基質は淡褐色の粘土から極粗粒砂で構成されている。褐鉄が沈着し、褐色と淡褐色のほぼ水平な堆積構造様の縞状構造が認められる。下位の泥岩（40層）との境界は漸移的である。

- ・砂混じり礫（30層）

径5～40mm、平均15mm、最大60mm程度の和泉層群の泥岩角礫を30～50%含む礫支持（一部基質支持）の礫層で、基質は淡褐色の粘土から極粗粒砂で構成されている。弱い堆積構造が認められるが、全体に構造は不明瞭である。下位の砂混じり礫（31層）との境界は漸移的である。

- ・礫混じりシルト（20d層）

径5～40mm、平均20mm、最大50mm程度の和泉層群の泥岩角礫と極少量の砂岩亜角礫を10～30%含む淡褐～淡赤褐色の砂混じりシルトである。堆積構造は認められないが、高角度の剪断様構造が認められる。この層と接する砂混じり礫（31層）と礫混じりシルト（20c層）との境界は明瞭で、断層関係で接すると考えられる（境界部に不規則な淡灰色粘土が認められる）。この層からは、8590±40yBPの年代値が得られた。

- ・礫混じりシルト（20c層）

径3～40mm、平均10mm、最大50mm程度の和泉層群の泥岩角礫と極少量の砂岩亜角礫を10～20%含む淡褐～淡赤褐色の砂混じりシルトである。堆積構造は認められないが、高角度の剪断様構造やそれと同方向に礫の配列が認められる。この層と接する礫混じりシルト（20d層）と礫混じりシルト（20b層）との境界は明瞭で、断層関係で接すると考えられる。この層からは、8750±40yBPの年代値が得られた。

- ・礫混じりシルト（20b層）

径3～30mm、平均8mm、最大40mm程度の和泉層群の砂岩亜角礫と極少量の泥岩角礫を10～20%含む淡褐灰～淡褐色の軟質な礫混じりシルトである。堆積構造は認められないが、

高角度の剪断様構造やそれと同方向の礫の配列が認められる。また、西面には黒色有機質土と径20cmの礫が認められるが、これは人為的に埋め戻されたものと考えられる。この層と接する礫混じりシルト（20c層）と礫混じり砂（20a層）の境界は明瞭で、断層関係で接すると考えられる。この層からは、 8360 ± 40 yBPの年代値が得られた。

・礫混じり砂（20a層）

西面のみに認められる。径5～150mm、平均20mm、最大200mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を10～40%含む淡褐～淡褐灰色の礫混じり砂である。堆積構造は認められないが、高角度の剪断様構造やそれと同方向に礫の配列が認められる。この層と接する礫混じりシルト（20b層）と砂礫（5層）～（10層）との境界は明瞭で、断層関係で接すると考えられる。この層からは、 2130 ± 30 yBPの年代値が得られた。

・砂礫（12層）

径5～150mm、平均40～50mm、最大200mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を30～50%含む礫支持の砂礫層で、基質は橙褐～淡褐灰色のシルト混じり砂である。ところどころに淡灰色で軟質な粘土～シルトの注入脈が不規則に認められる。

・礫混じり砂（11層）

径5～200mm、平均60mm、最大250mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の砂礫層で、基質は淡赤褐～淡褐灰色のローム質なシルト～中粒砂から構成されている。全体に北側から南側に撓みこむ構造を示す。下位の砂礫（12層）との境界は不明瞭で漸移的である。この層からは、 22020 ± 90 yBPの年代値が得られた。またこの層の最上部のサンプルからは、AT（始良一丹沢）火山灰のガラスが検出された。

・礫混じり砂（10層）

径5～80mm、平均20～30mm、最大100mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡褐色のシルト～中粒砂から構成されている。全体に北側から南側に撓みこむ構造を示す。この層と接する礫混じり砂（11層）との境界はやや明瞭である。この層からは、 8280 ± 40 yBPの年代値が得られた。

・礫混じり砂（9層）

径5～60mm、平均30mm、最大80mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡灰～淡褐灰色のシルト～極粗粒砂から構成されている。下位の礫混じり砂（10層）の堆積構造とは不明瞭ながら斜交しており、不整合関係にあると考えられる。この層からは、 9160 ± 40 yBPの年代値が得られた。

・礫混じり砂（8層）

径5～150mm、平均30mm、最大200mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡褐灰色のシルト～極粗粒砂から構成されている。下位の砂混じり礫（9層）の堆積構造とは不明瞭ながら斜交しており、不整合関係にあると考えられる。また、全体に北側から南側に撓みこむ構造を示す。

・礫混じり砂（7層）

径5～150mm、平均30mm、最大200mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡褐灰色のローム質なシルト～極粗粒砂から構成されている。下位の砂混じり礫（8層）と同様に、全体に北側から南側にかけて撓みこむ構造を示す。この層からは、ATとK-Ah（鬼界アカホヤ）火山灰のガラスが検出された。

・礫混じり砂（6層）

径5～150mm、平均30mm、最大200mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡褐灰色のシルト～極粗粒砂から構成されている。

・礫混じり砂（5層）

東面のみに認められ、径5～100mm、平均20mm、最大120mm程度の和泉層群の砂岩・礫岩亜角礫を20～30%含む基質支持の礫層で、基質は淡褐灰色のシルト～極粗粒砂から構成されている。下位の礫混じり砂（6層）の堆積構造とは不明瞭ながら斜交しており、下位の地層を一部削りこんで堆積した不整合関係にあると考えられる。

・有機質シルト（4b層）

径2～15mm、平均6mm、最大30mm程度の和泉層群の砂岩亜角礫が点在する有機質なシルト。炭化木片を多く含む。5層～20c層を不整合に覆っている。

・砂混じりシルト（4a層）

径2～30mm、平均6mm、最大40mm程度の和泉層群の砂岩亜角礫が点在する砂質なシルト。有機質シルト（4b層）とは整合関係にある。

・有機質シルト（3b層）

径2～15mm、平均6mm、最大20mm程度の和泉層群の砂岩亜角礫が点在する有機質なシルト。砂混じりシルト（4a）とは整合関係にある。

・砂混じりシルト（3a）

径2～30mm、平均8mm、最大50mm程度の和泉層群の砂岩亜角礫が点在する砂質なシルト。有機質シルト（3b）とは整合関係にある。

・礫（2層）：埋め土

径3～40mm、平均30mm、最大60mの和泉層群の泥岩角礫からなる埋め土。

・耕作土（1層）

有機質なシルトからなる耕作土。

ii) 断層構造

壁面に露出する5層以下の地層を切る高角度の5～6条の断層が露出した。これらの断層は、全体的に上方へ開くような形状を示す。また断層帯の北側の地層は、断層に向かって撓みこむ構造を示す。これらの特徴から、五条谷断層の変位センスは、地形学的に推定されるように横ずれ（右ずれ）が卓越するものと考えられる。断層帯内部の地層（20a～d層）は堆積構造が認められず、著しい剪断変形を受けていることが分かる。これらの断層群は5層よりも下位の地層を切り、4b層以上の地層に覆われるので、最新活動時期は切られる地層の最も若い年代値である 2130 ± 30 yBP以降となる。また9層と10層以下の地層には傾斜不整合が認められ、これは最新活動以前の断層活動の痕跡である可能性がある。今後、年代測定結果が出揃うのを待って、活動履歴を詳しく検討する予定である。

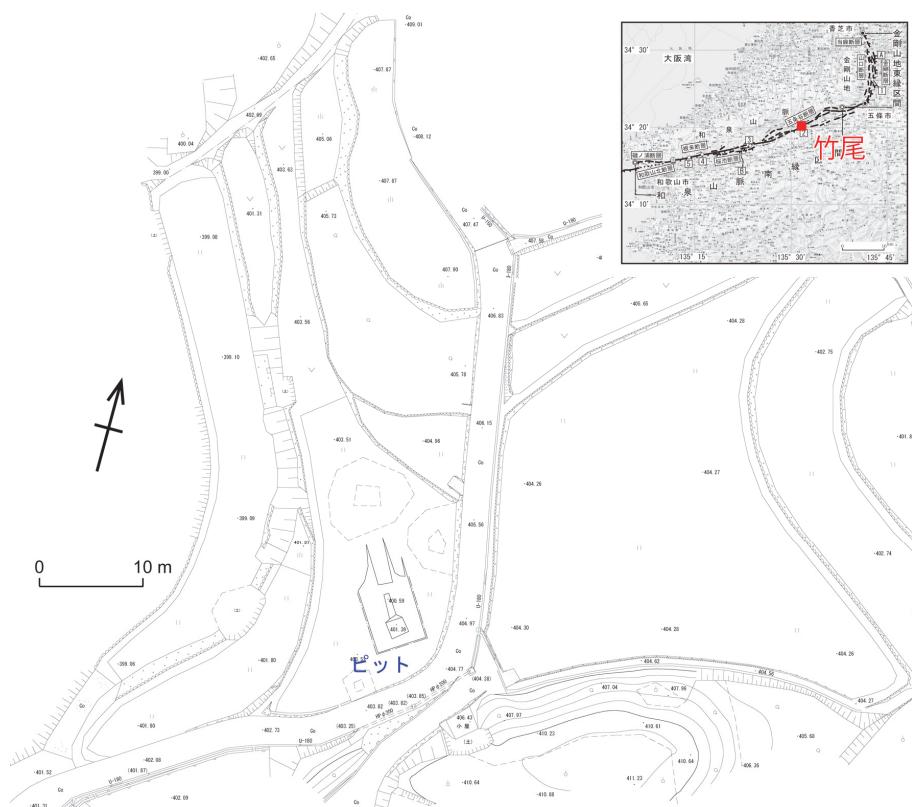


図8 橋本市高野口町竹尾のピット掘削調査地周辺の詳細地形図。

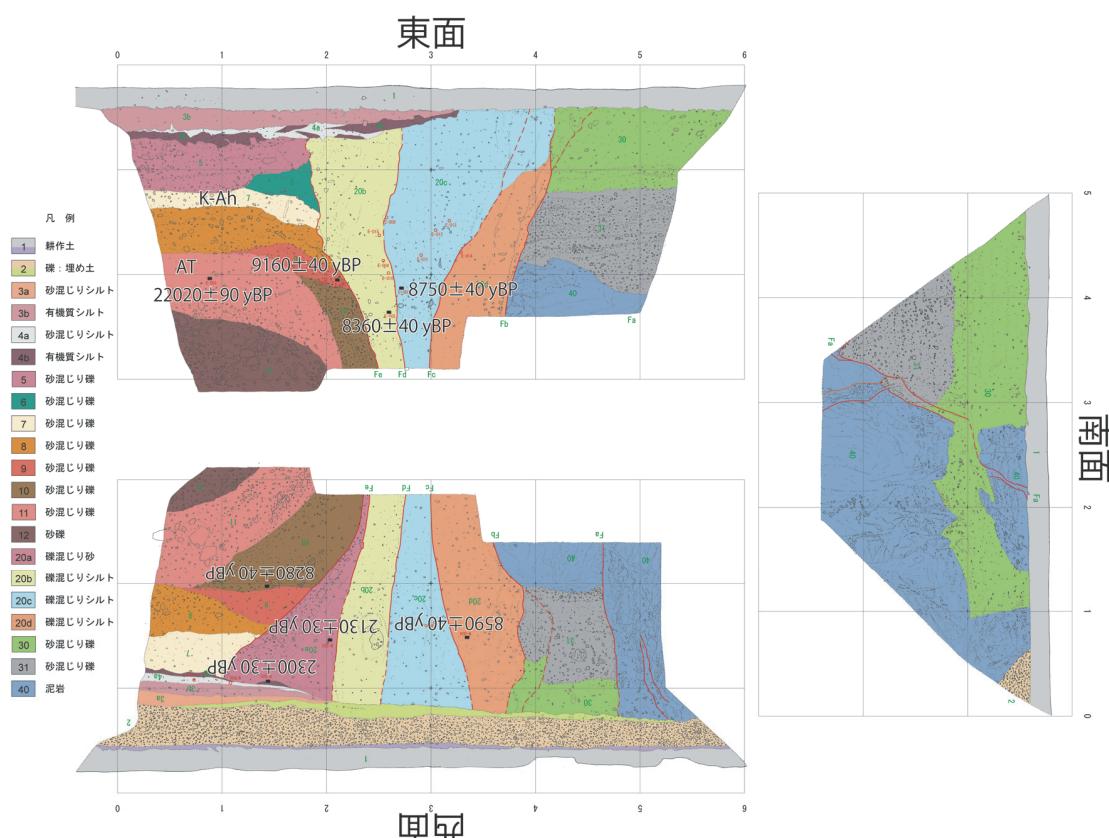


図9 橋本市高野口町竹尾のピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、暦年補正是行っていない。

3) 根来南断層の群列ボーリング調査

根来南断層は、地表では北側の和泉層群と南側の菖蒲谷層や段丘礫層の地質境界断層である。地形面の南への撓みが認められ、一方で河川の屈曲等が認められないため、北側隆起の逆断層成分の卓越した断層であると考えられる。この断層の活動履歴を明らかにするためのピット調査の予備調査として、岩出市根来で群列ボーリング調査を行った(図10)。掘削したボーリングを南からB1(長さ4m)・B2(9m)・B3(5m)・B4(3m)と呼ぶ。採取された地層は、全体的に軟弱な砂質シルトや腐植質シルトからなる。B3は深度3.78m以深で、砂岩ブロックを泥質部が充填し、全体的に固結しており、基盤の和泉層群と考えられる。この砂岩は、10m南で掘削されたB2では見られず、そこでは深度9mまで軟弱な砂・シルト層が続く。すなわち、B2とB3の間で、基盤上面高度が大きく変わる。B2の5m以深から得られた2つの年代値は 22210 ± 70 yBPおよび 25460 ± 90 yBPを示し、これらの地層が低位段丘堆積物である可能性を示唆する。予察的な解釈として、北側の和泉層群が南側の低位段丘堆積物に根来南断層を介してのし上げている可能性を指摘できる。B3の3m以浅からは 740 ± 30 yBPおよび 1380 ± 30 yBPという年代値が得られ、下位の地層との間に大きな不整合(地層の欠如)の存在が示唆される。

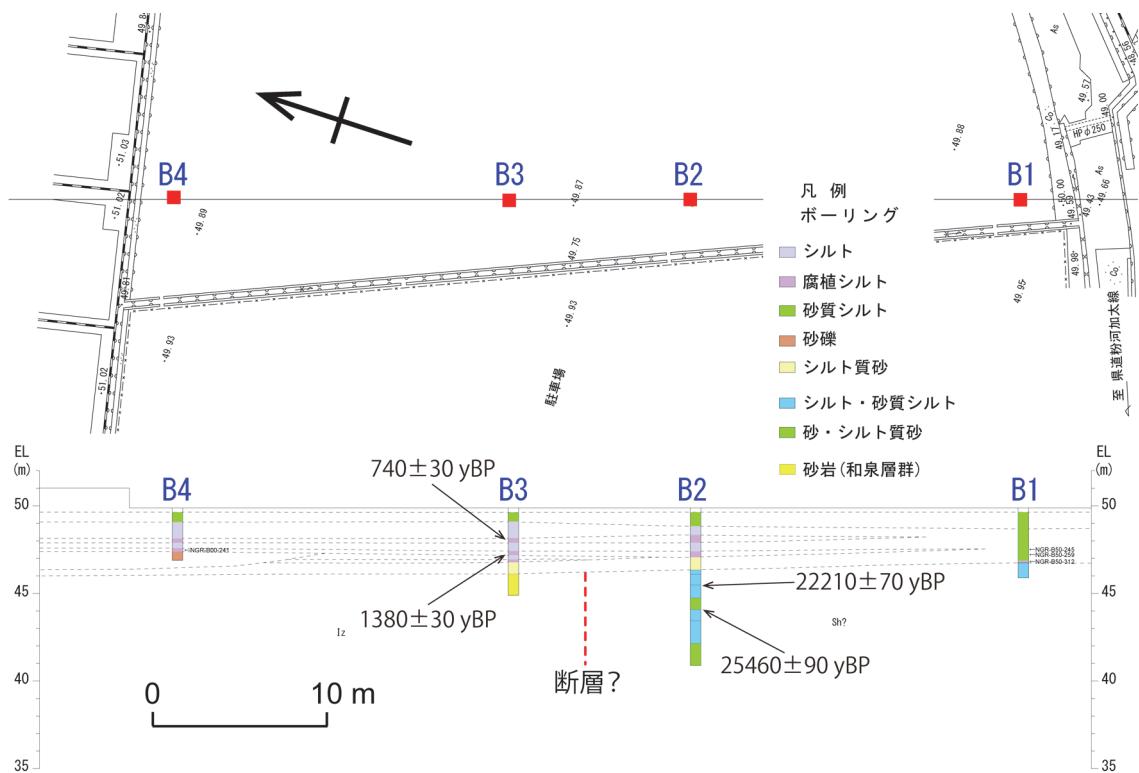


図 10 岩出市根来における根来南断層の群列ボーリングによる地質断面図と放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、曆年補正は行っていない。

(c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)のうち、和泉山脈南縁に分布する根来断層・根来南断層・五条谷断層の活動履歴の解明を目的とした調査を行った。根来断層に

については、掘削した2つのピットでは従来の活動履歴をより詳細に解明できるデータが得られなかった。したがって、平成26年度以降に再度古地震学的調査を行う予定である。根来南断層については、岩出市根来で行った群列ボーリングで断層の位置を絞り込むことができた。平成26年度以降に古地震調査を行う予定である。五条谷断層については、橋本市高野口町竹尾でのピット掘削によって、最新活動時期やそれ以前の活動時期を明らかにできる露頭が現れた。今後、年代値が出揃うのを待って、活動履歴を検討する予定である。金剛断層については平成26年度以降に、断層図の作成と古地震学的調査を行う予定である。

(d) 引用文献

- 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)の長期評価(一部改訂)について, 86p, 2011.
- 地域地盤環境研究所, 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁-金剛山地東縁)の活動性および活動履歴調査、「活断層の追加・補完調査」成果報告書, No. 19-5, 50p, 2008.

3. 2 断層帶の三次元的形状・断層帶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 断層帶の三次元的形状・断層帶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 晃二
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

中央構造線断層帶（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カ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。当該断層帶の活動に關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、断層形状と断層帶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。当該断層帶の活動に關係する地盤変形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）の活動に関する地盤変形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。

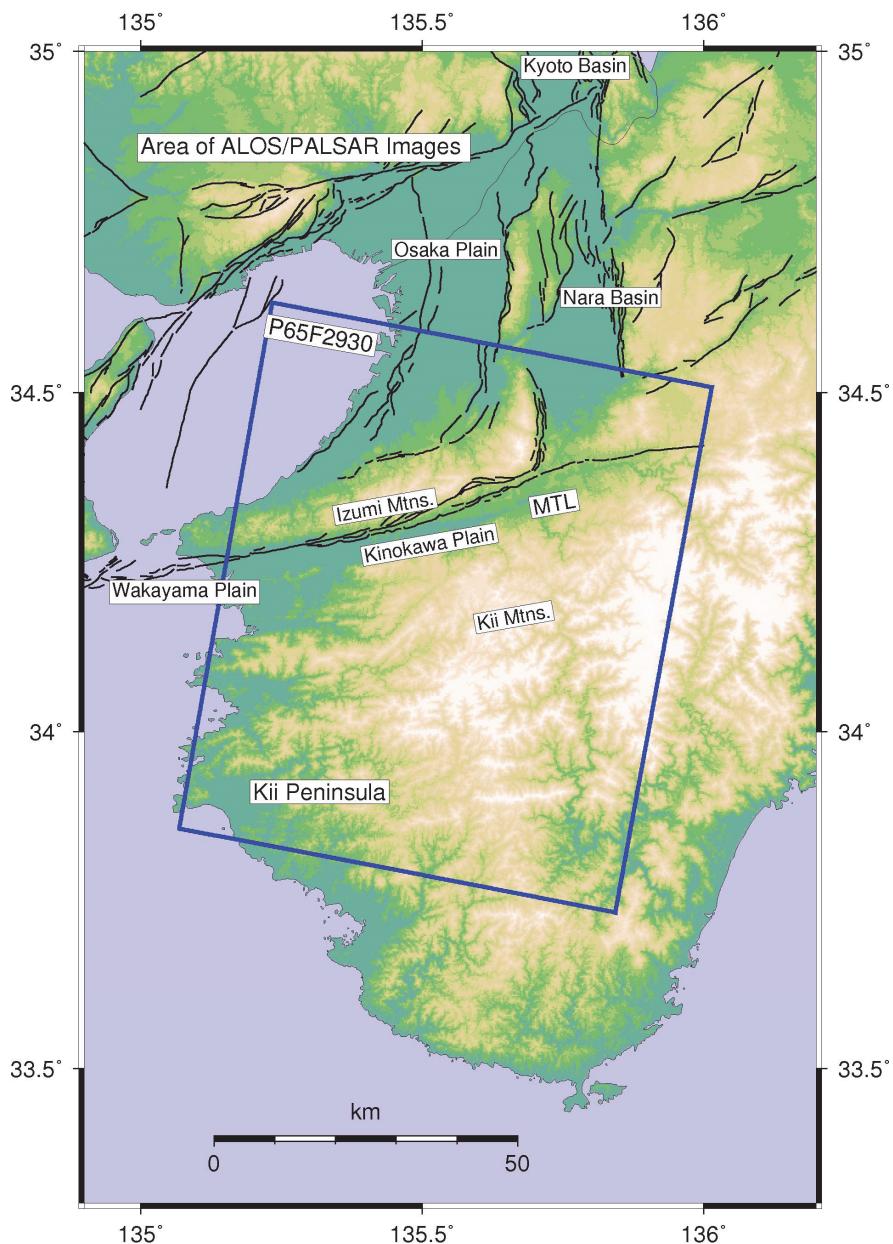


図1 解析に用いた ALOS/PALSAR 画像のフットプリント（青枠の範囲）。南行軌道からの観測画像で和歌山平野・紀ノ川平野を中心に、大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーする。黒い実線は活断層の地表トレースは活断層データベース（産業技術総合研究所, 2005）による。

Persistent Scatterer InSAR（もしくは、Permanent Scatterer 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。

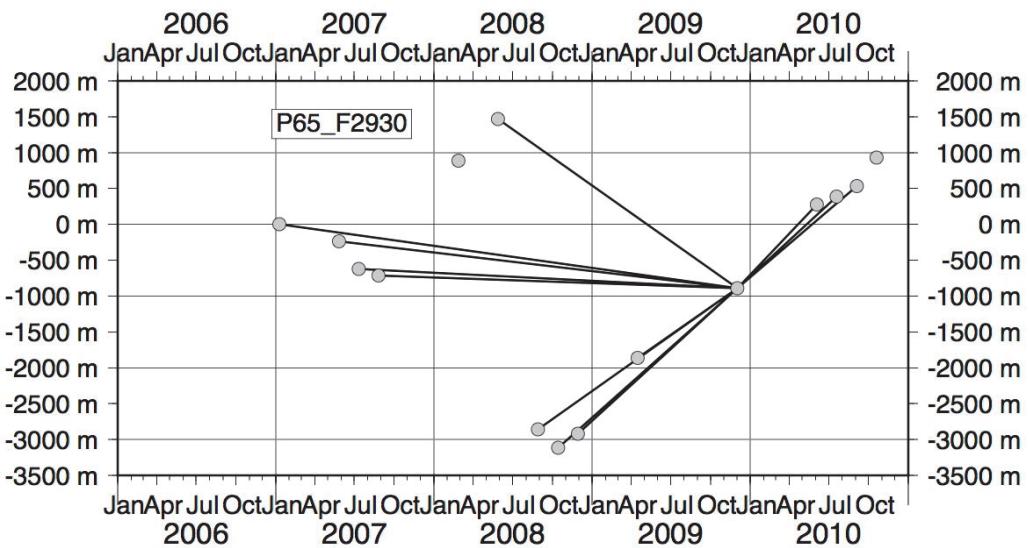


図 2 Persistent Scatterer InSAR 解析に用いた ALOS/PALSAR 画像の観測時期と垂直軌道間距離の関係。垂直軌道間距離は、2007 年 1 月 9 日の観測時の位置を基準とする。○が一つの画像を示し、これらを結ぶ実線が干渉処理をしたペアを示す。マスターは 2009 年 12 月 2 日観測の画像。

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所以、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

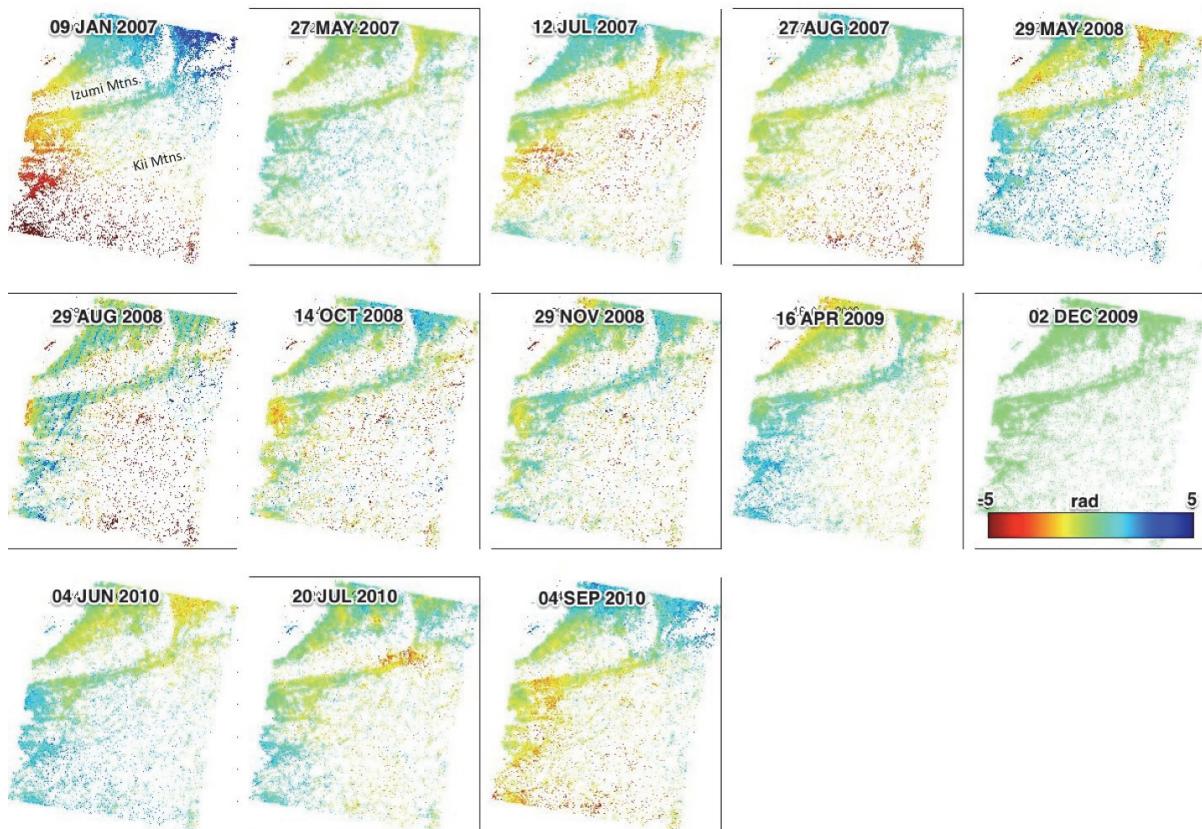


図 3 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：2009 年 12 月 2 日の画像を基準とした PS の位相の時間変化。正（負）の値が衛星から遠ざかる（に近づく）変化を示す。各種補正前のアンラップ画像。Izumi Mtns. と Kii Mtns. は、それぞれ和泉山脈および紀伊山地を示す。

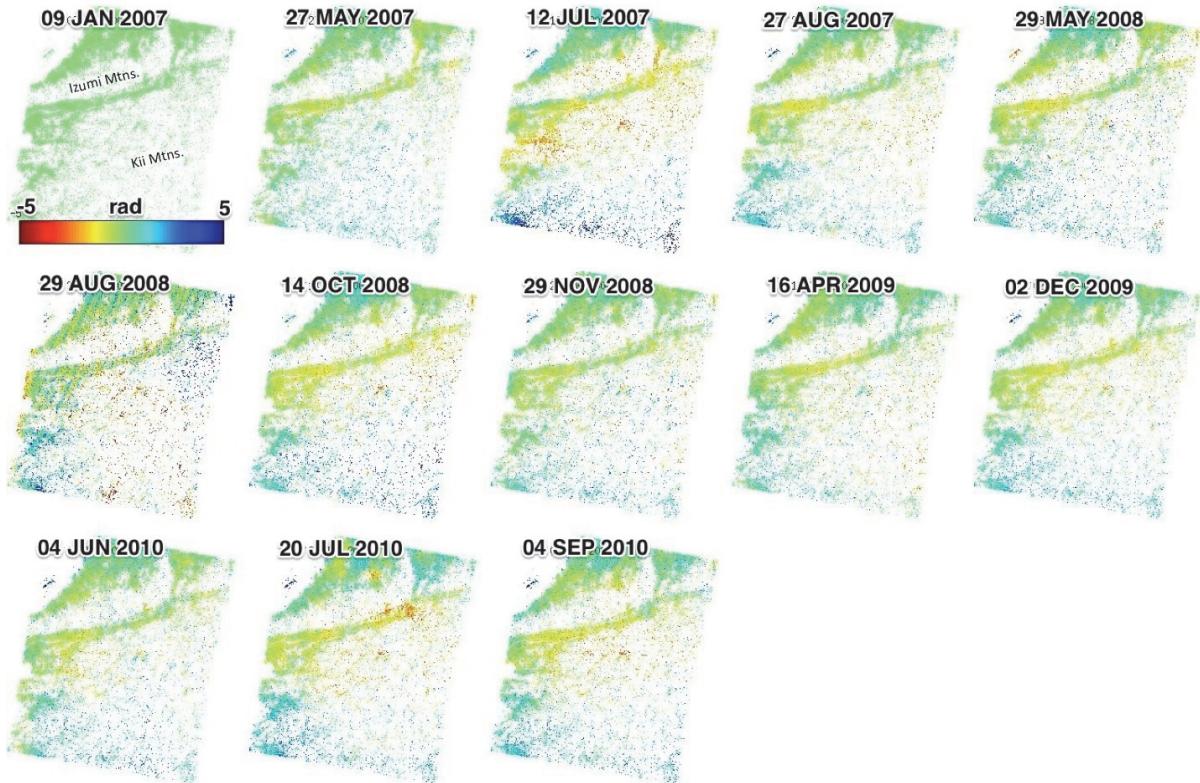


図4 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：2007年1月9日の画像を基準としたPSの位相の時間変化。正（負）の値が衛星から遠ざかる（に近づく）変化を示す。DEM誤差やSCLA補正後のアンラップ画像。

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坂平野南部には、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

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 ($> 4 \text{ mm/yr}$) 領域が見られる。密度が低いが、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 ($< -4 \text{ mm/yr}$) 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相対運動が生じていることが示される。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。

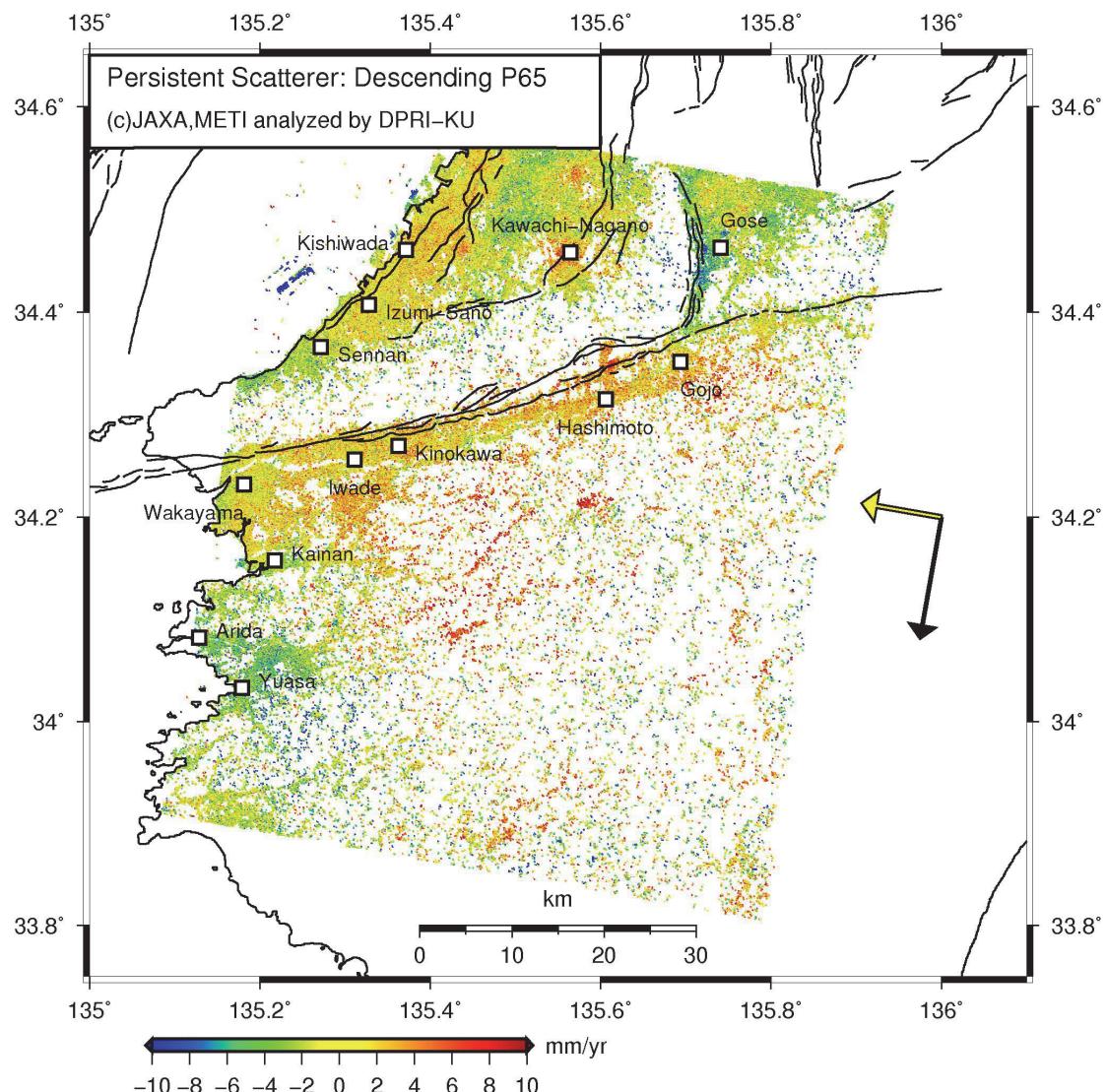


図 5 Persistent Scatterer InSAR 解析結果：PS の視線距離の平均変化率分布。正（負）の値が衛星に近づく（から遠ざかる）変化を示す。黒い矢印は衛星の進行方向、黄色い矢印はマイクロ波の照射方向を示す。

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。

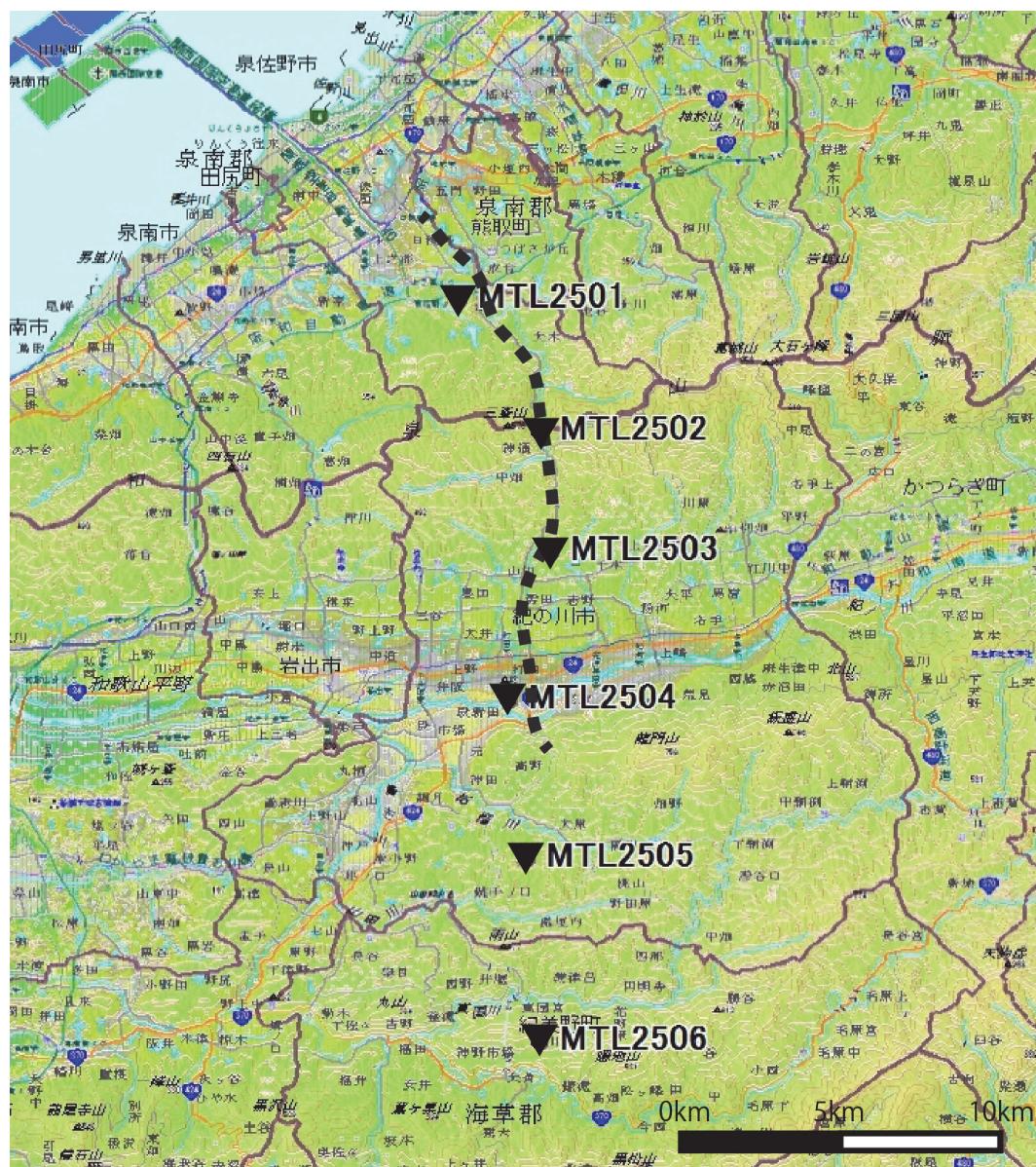


図6 泉佐野市（北）から紀美野町（南）にいたる広帯域MT法観測予備調査の測点分布図
（▼）および和泉山脈構造探査（和泉測線2006）の測線概略位置（破線）。

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個所において、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ると考えられる。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 $100 \Omega\text{m}$ 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 ($\text{RMS}=0.83$) 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。

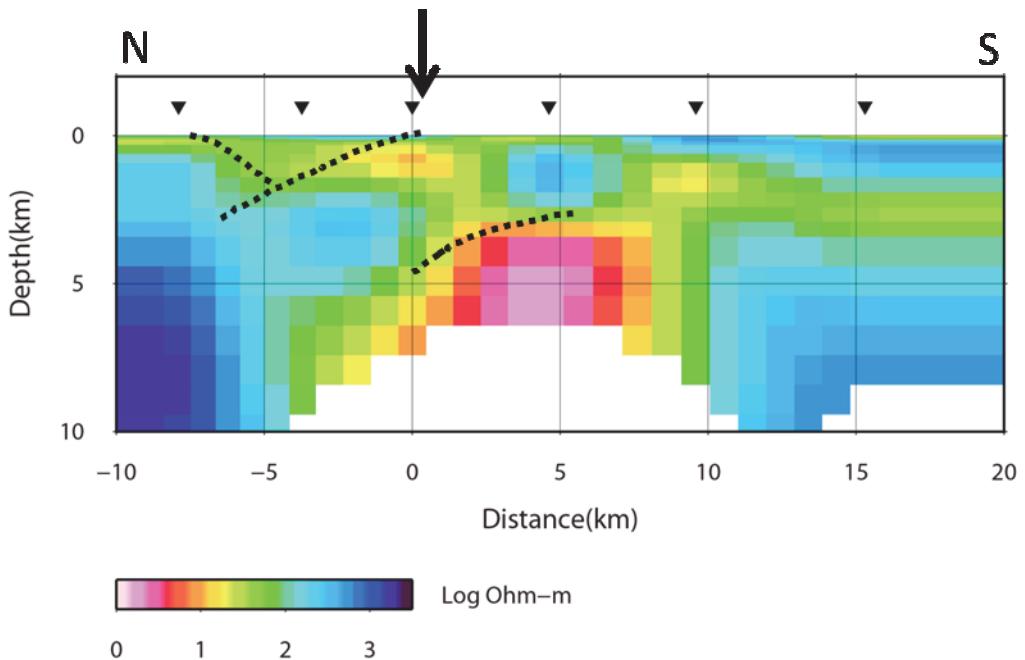


図 7 TM モードの 2 次元解析によって得られた電気比抵抗南北断面図。地表の ▼ 印が予備調査観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。矢印は根来断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 栄以内で推定）のみ表示している。

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ルータ、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。

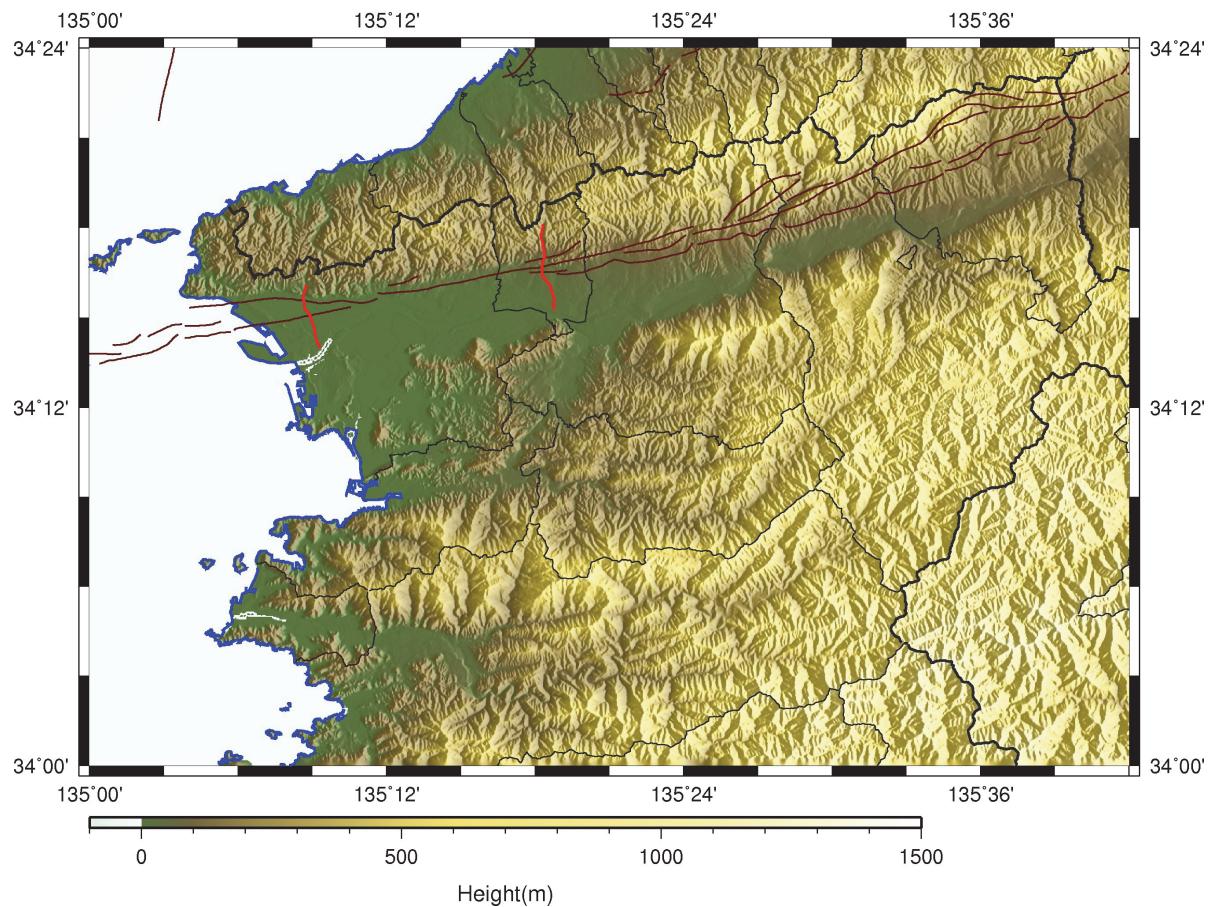


図 8 調査位置図。赤太線は測線の概略位置。左が和歌山北測線、右が岩出測線。赤細線は活断層トレースを表す（活断層データベース（産業技術総合研究所、2005））。

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



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）

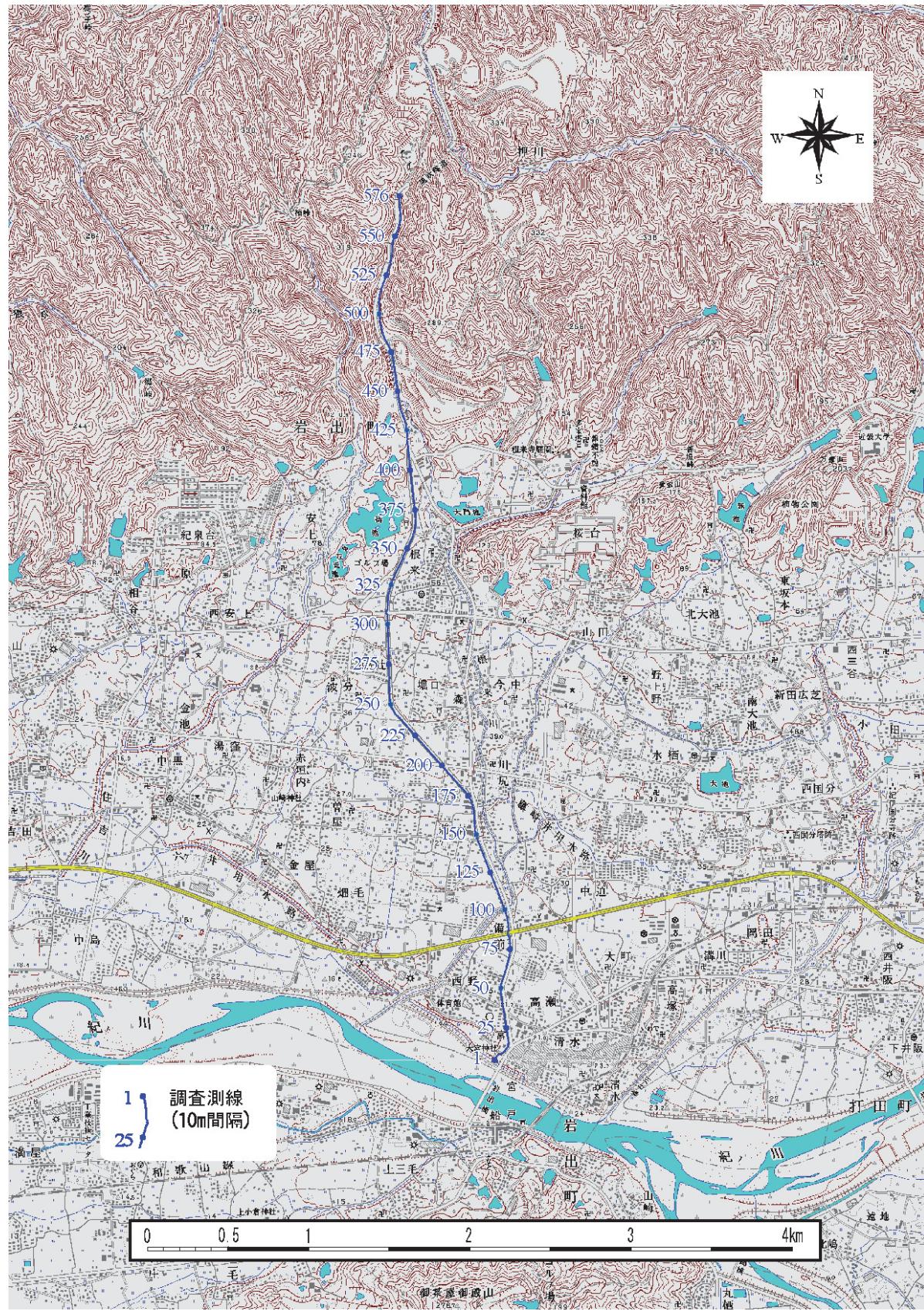


図9(2) 岩出測線位置図（基図は国土地理院数値地図 25000）



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）

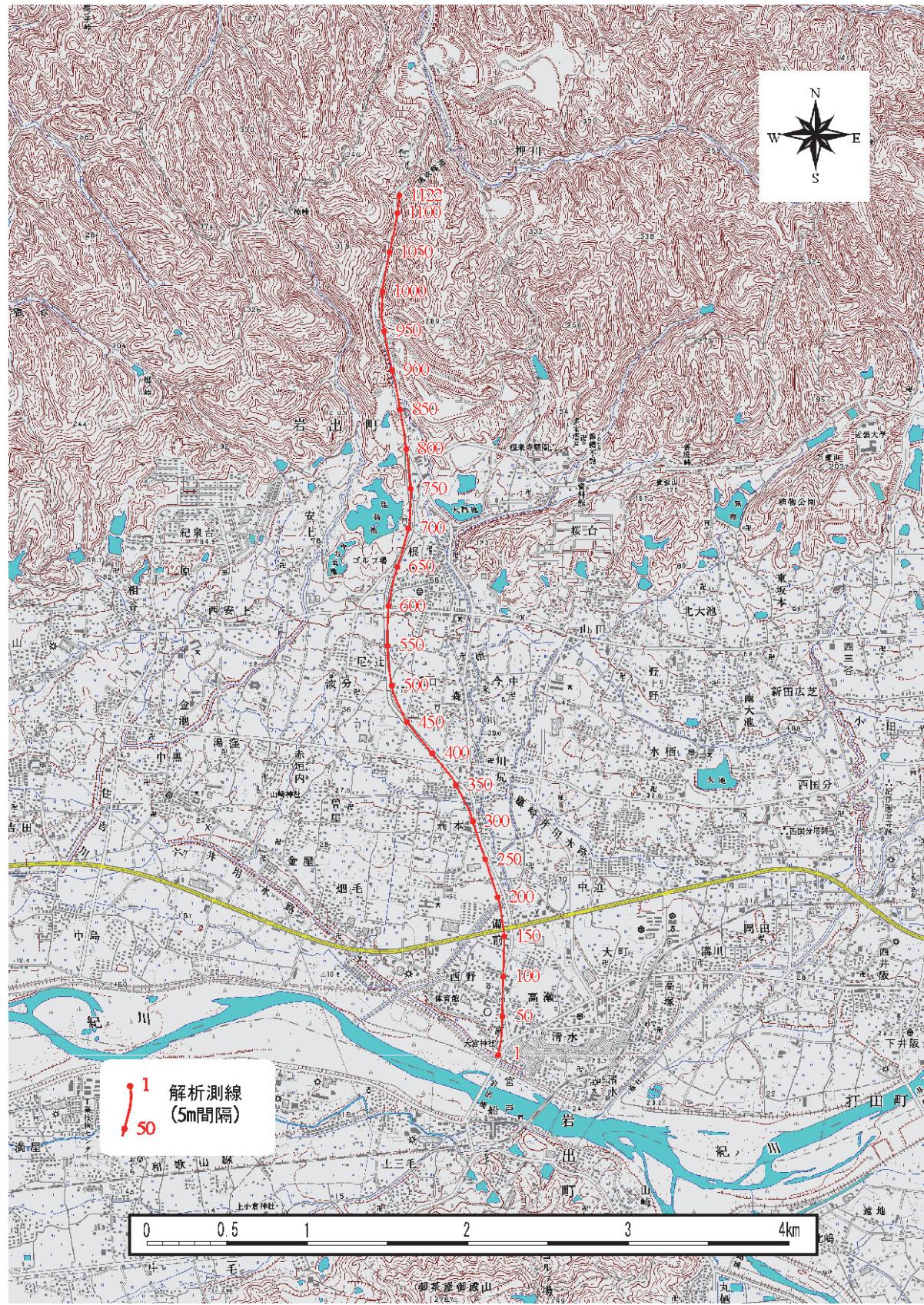


図 10(2) 岩出測線解析測線位置図（基図は国土地理院数値地図 25000）

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。

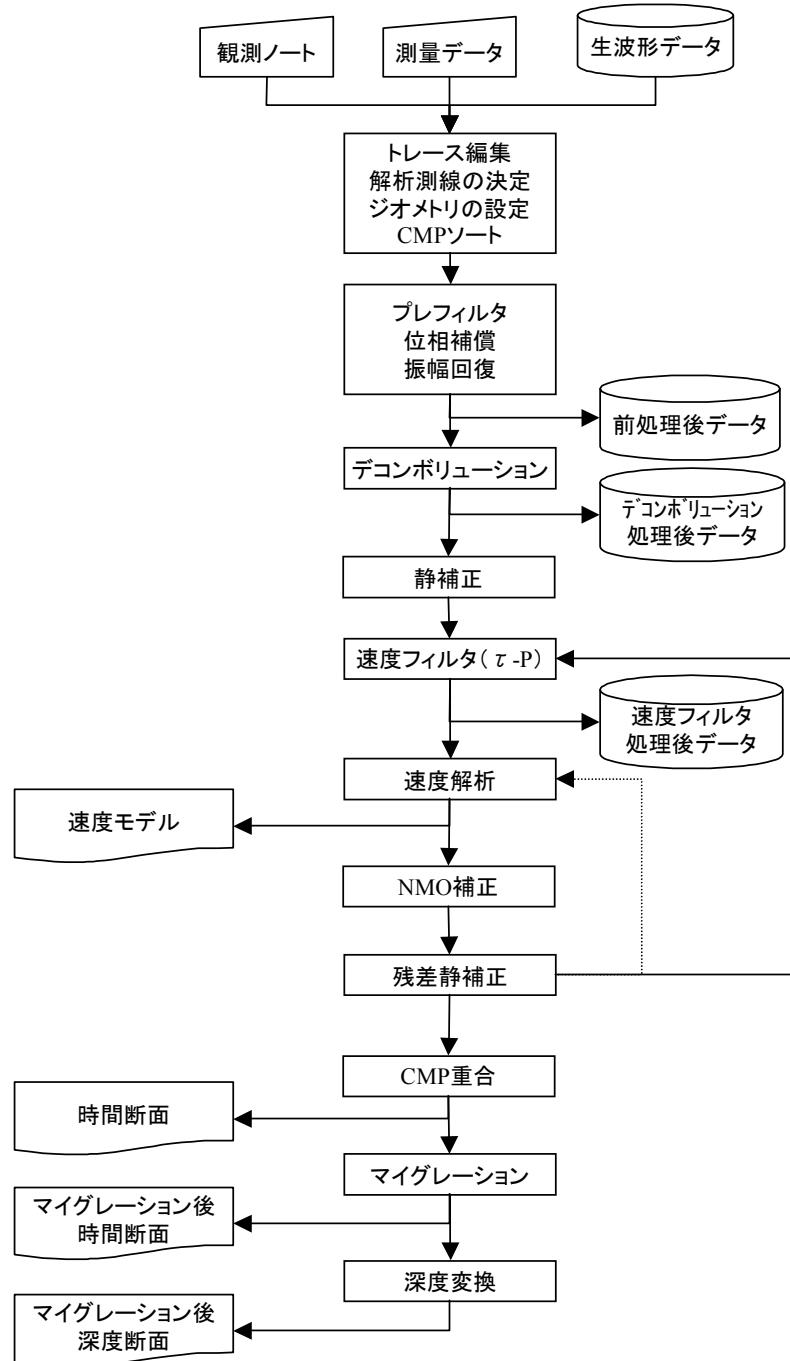


図 11 反射法地震探査の標準的データ処理フロー。

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 ウインドウ幅	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			
	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		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	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	$\tau - p$	約 1250m/s 以下を抑制			
タイムバリアントフィルタ		0~400msec : 15~100Hz 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。

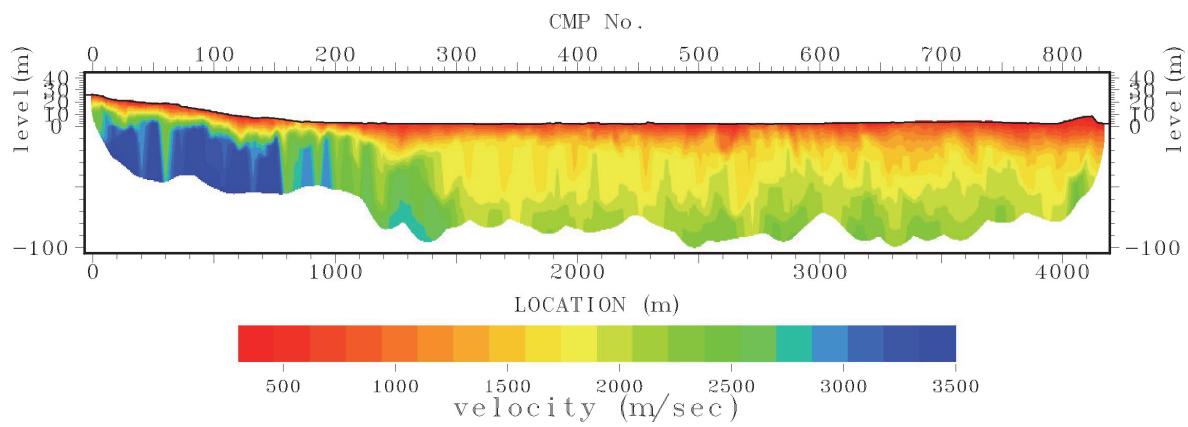


図 12(1) 和歌山北測線表層解析結果（鉛直方向を 5 倍に誇張）

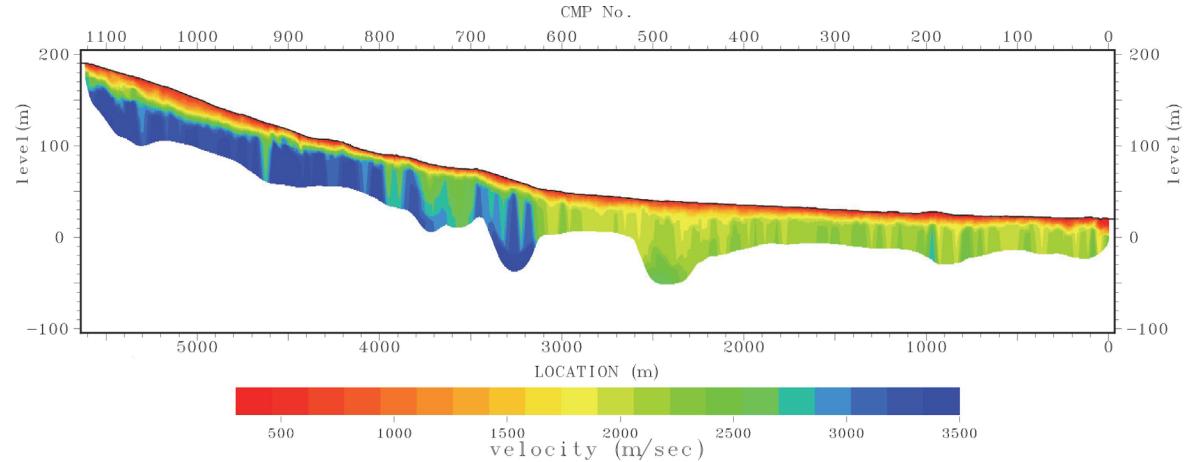


図 12(2) 岩出測線表層解析結果（鉛直方向を 5 倍に誇張）

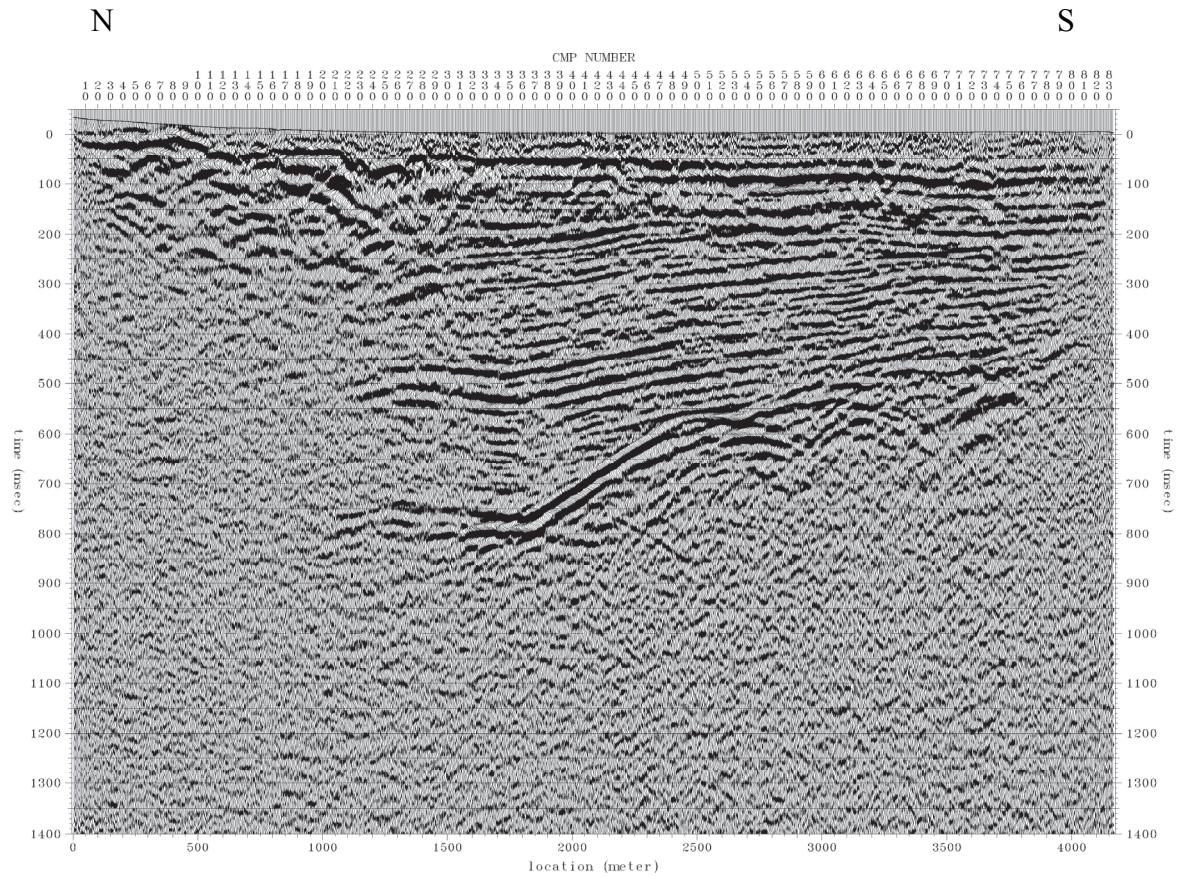


図 13(1) 和歌山北測線重合時間断面図（左が北方向）

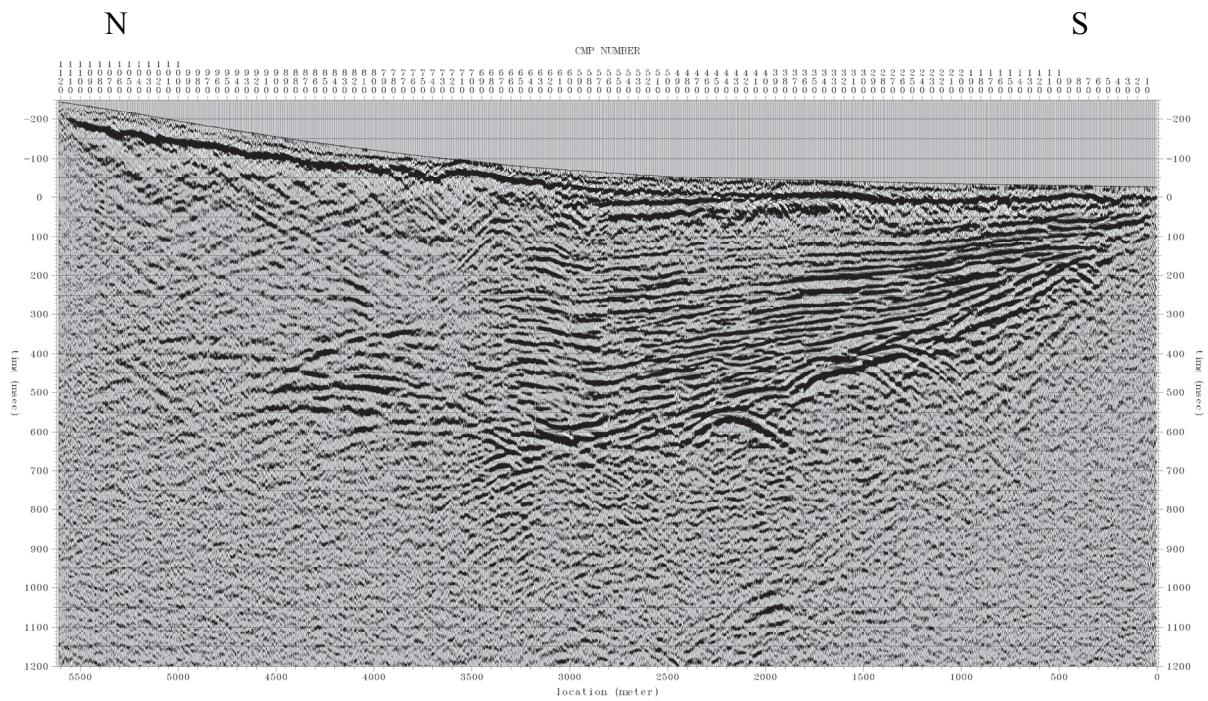


図 13(2) 岩出測線重合時間断面図（左が北方向）

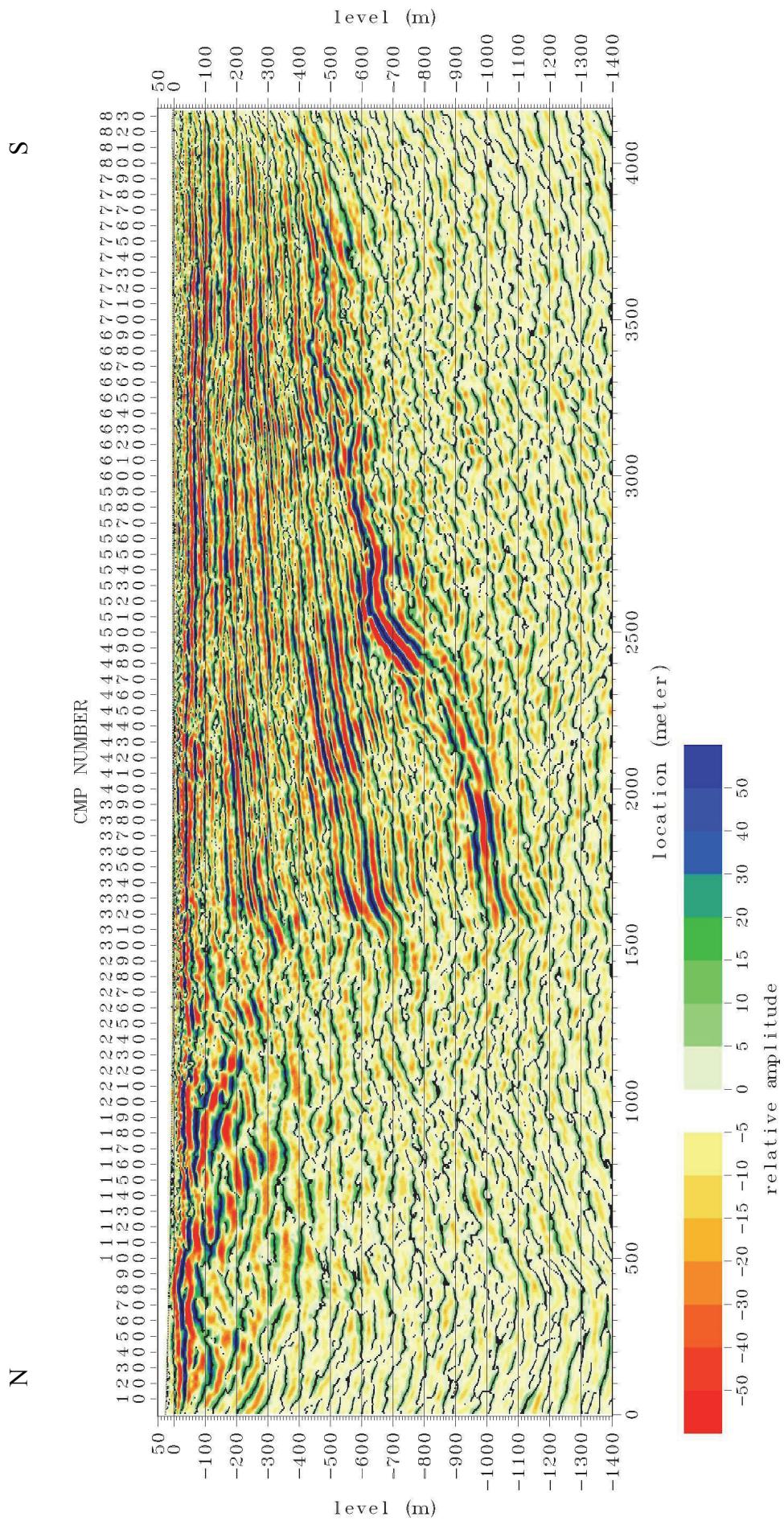


図 14(1) 和歌山北測線の深度断面図。縦横比は 1 : 1。

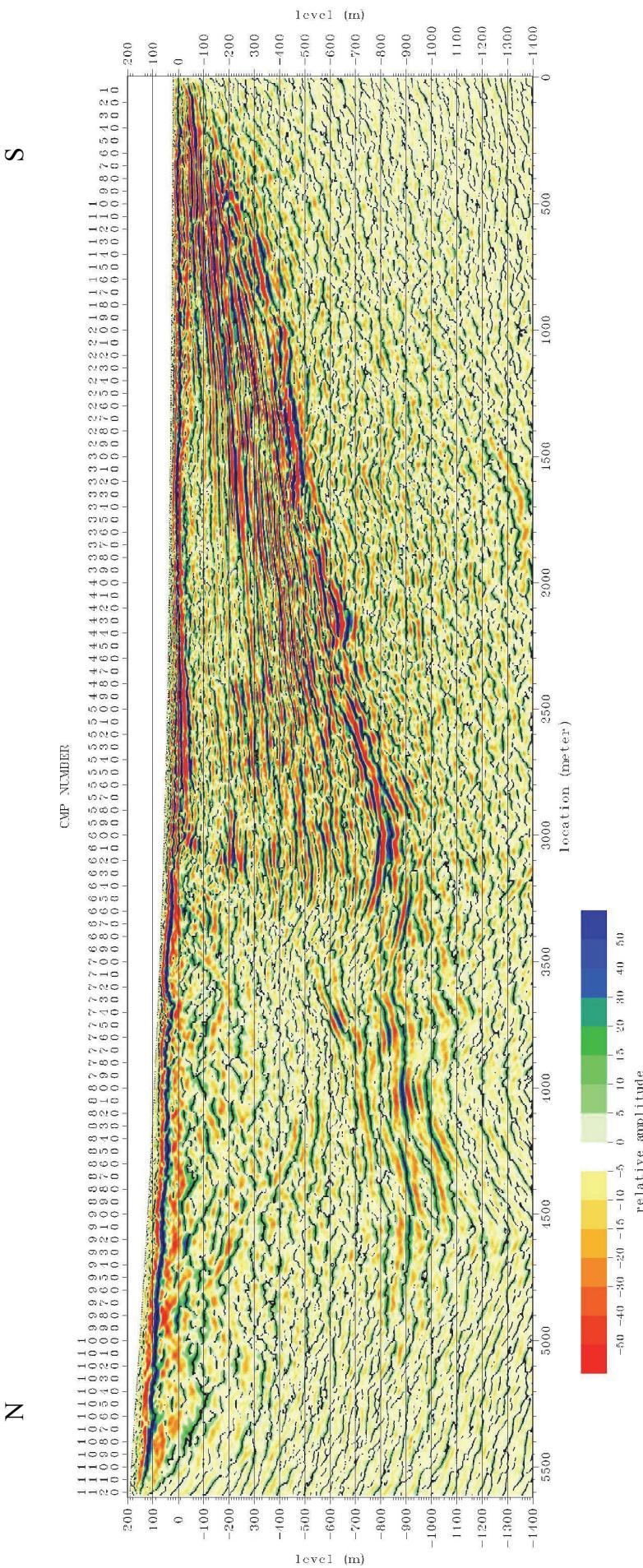


図 14(2) 岩出測線の深度断面図。縦横比は1:1。

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くことから、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くと判断する。

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、その上面に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が容易。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。この区間は破碎帶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薙

菖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50~60°北傾斜、それ以深はより低角の20~30°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2.3~2.8km/s、以深では2.1km/s~2.6km/s程度を示し、全般的にB面の上側で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を境に上側で礫層、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25~30°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。

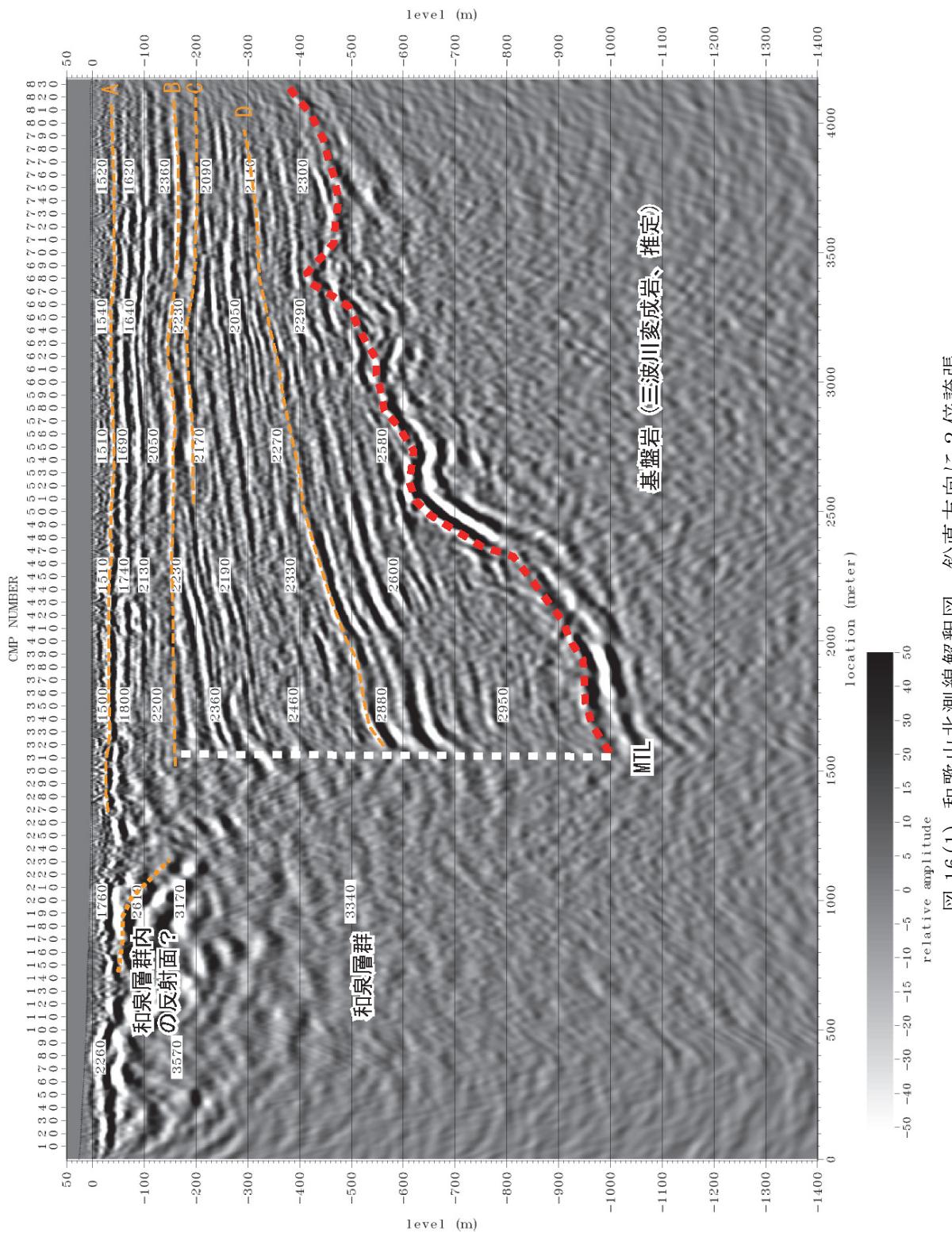


図 16(1) 和歌山北測線解釈図。鉛直方向に2倍誇張。

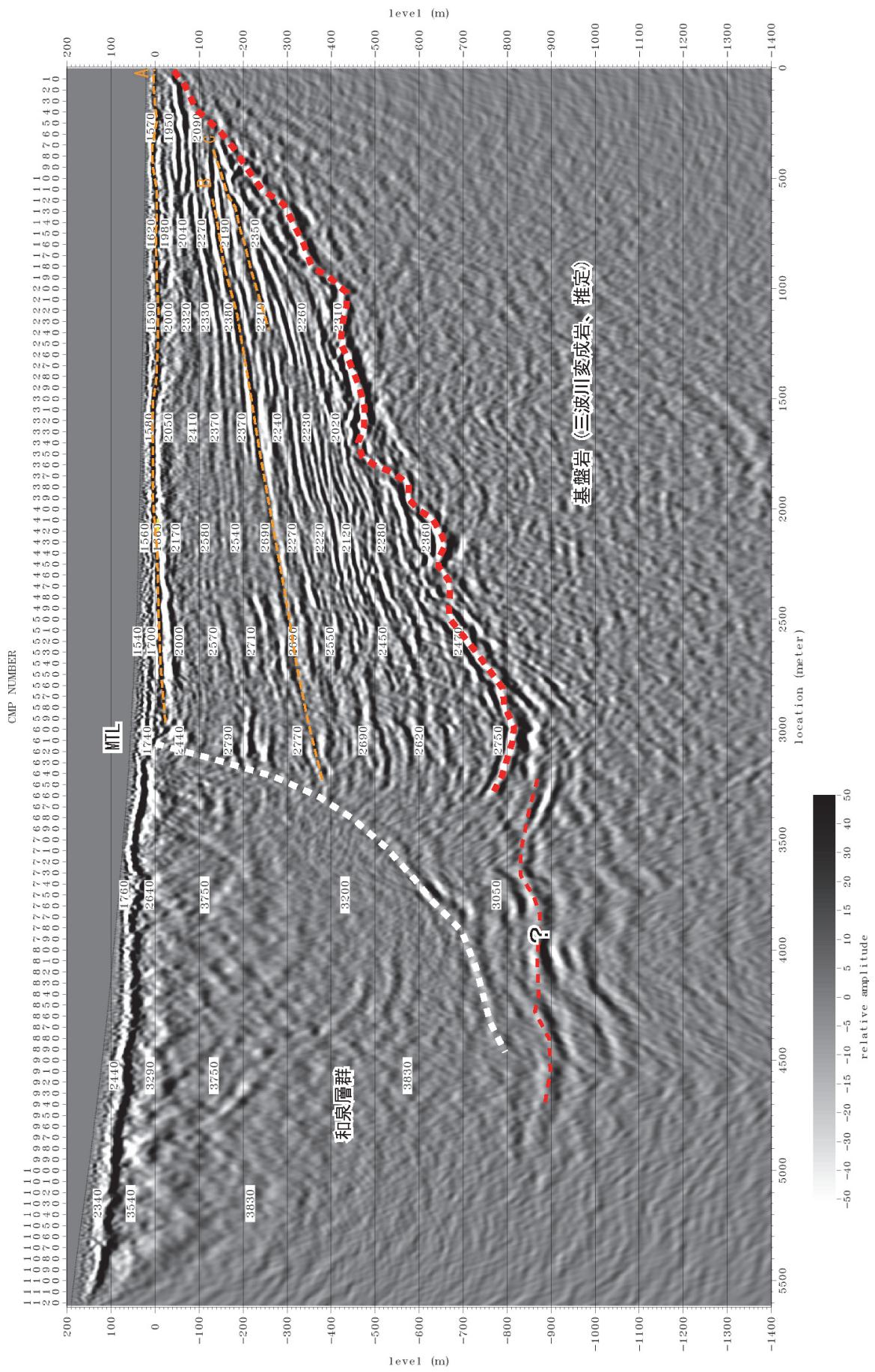


図 16(2) 岩出測線解釈図。鉛直方向に2倍誇張。

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 $2.67\text{g}/\text{cm}^3$ 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 $2.669\text{g}/\text{cm}^3$ 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 $2.67\text{g}/\text{cm}^3$ 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が、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ることができる。

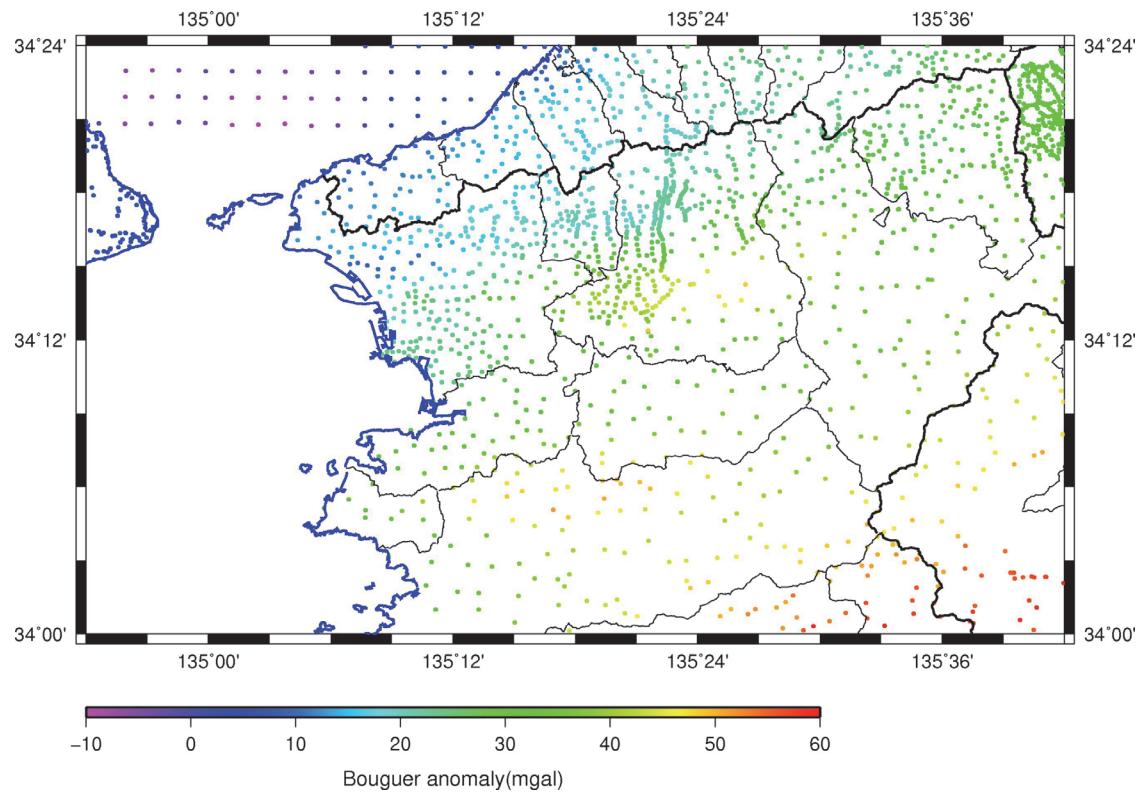


図 17 重力測定点の分布状況とブーゲー異常分布

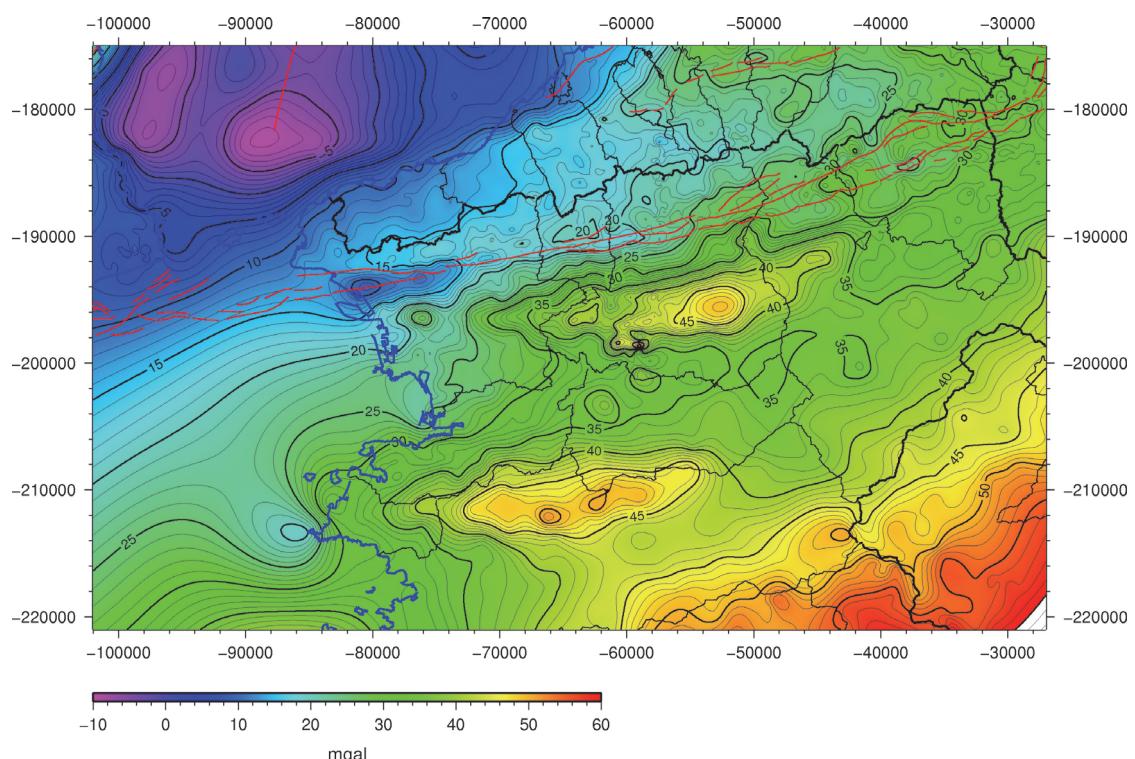


図 18 補間後のブーゲー異常分布。図中の赤線は活断層データベース（産業技術総合研究所, 2005）による活断層位置を示す。

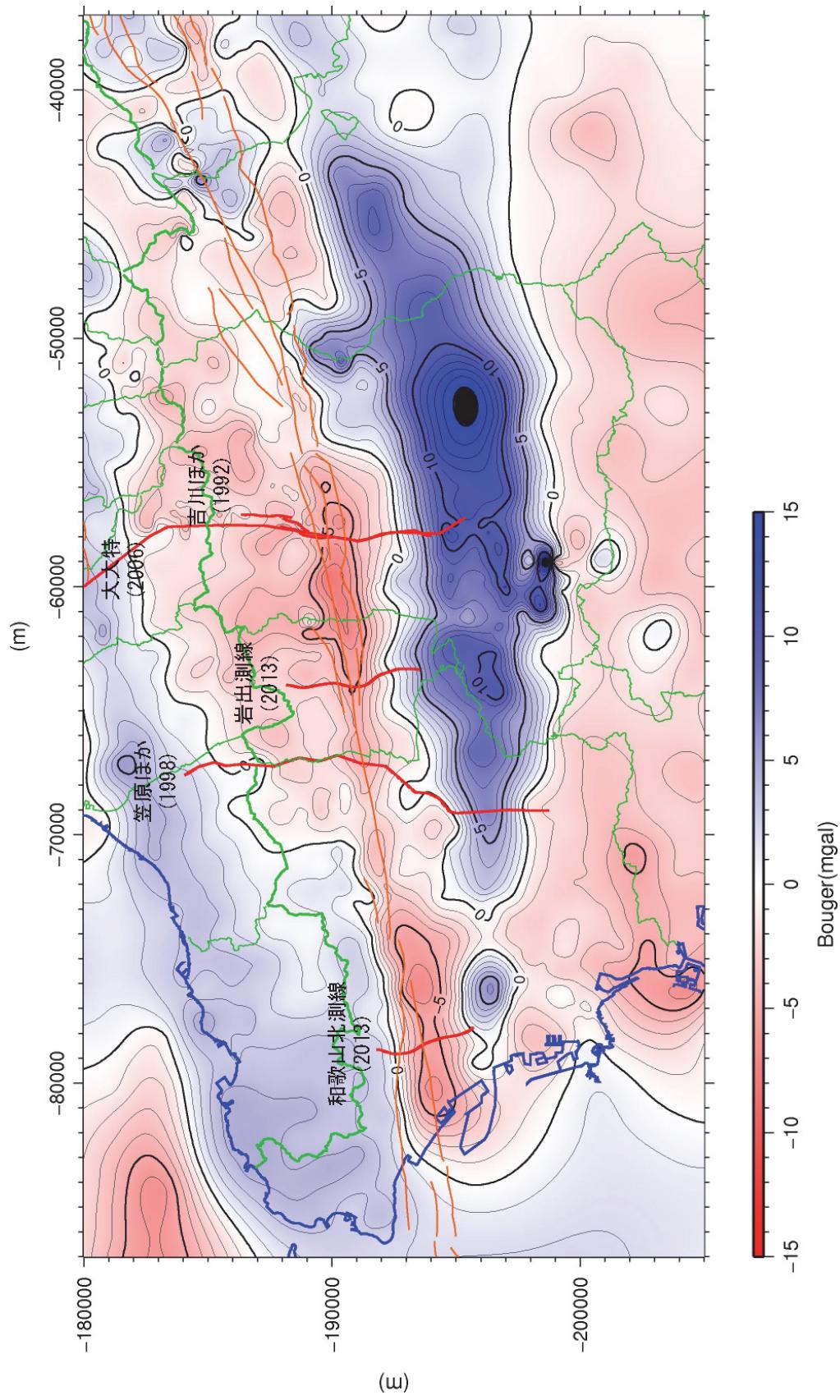


図 19 トレンド除去後のブーゲー異常値。橙線は活断層データベース（産業技術総合研究所, 2005）による活断層位置を示す。中央構造線を跨いで実施された反射法地震探査を赤線で示した。

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ます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 4 km/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 4 km/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 2 km/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。

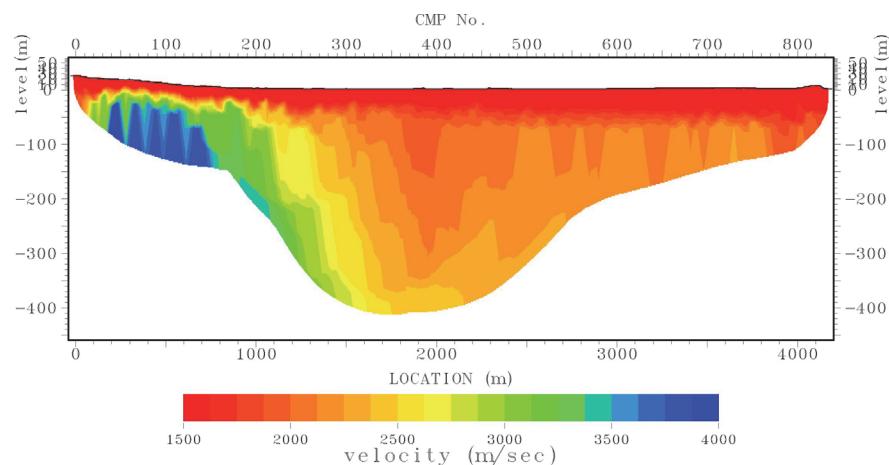


図 20(1) 和歌山北測線屈折法断面図（鉛直方向を 3 倍誇張）

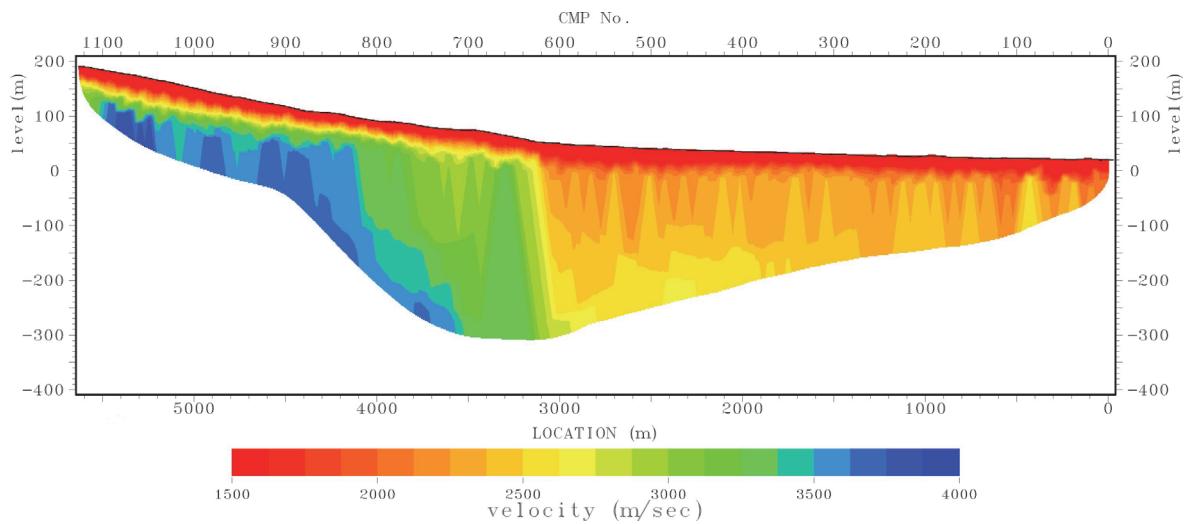


図 20(2) 岩出測線屈折法断面図（鉛直方向を 3 倍誇張）

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総和である。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。

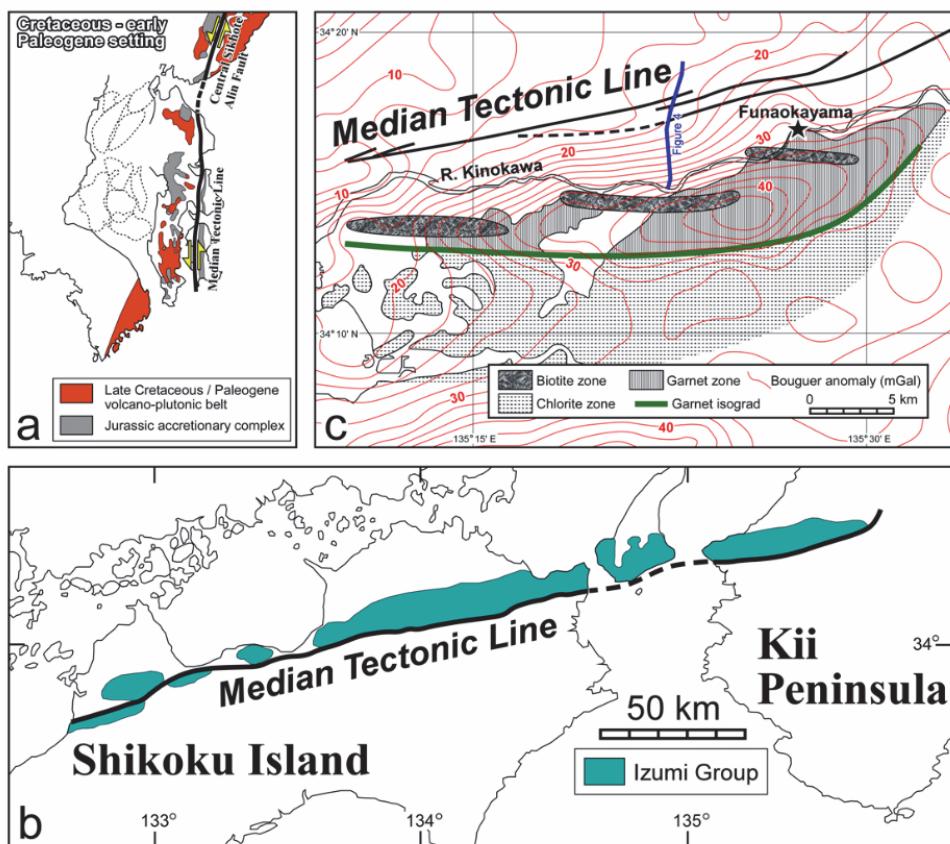


図 21 後期白亜紀の中央構造線の活動と構造変形 (Itoh et al., 2013a)

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）内帶は、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－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、和泉山脈を中心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、下部の内畠層に、外帶に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。外帶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。フラワ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一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、伊豆一小笠原弧北端～東海沖と日本海東縁から北部フォッサマグナの collision 頸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ると考えられる。特に房総半島では、2.5 Ma 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、大規模なグーラーベン形成が 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-歪トレンドと共に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。

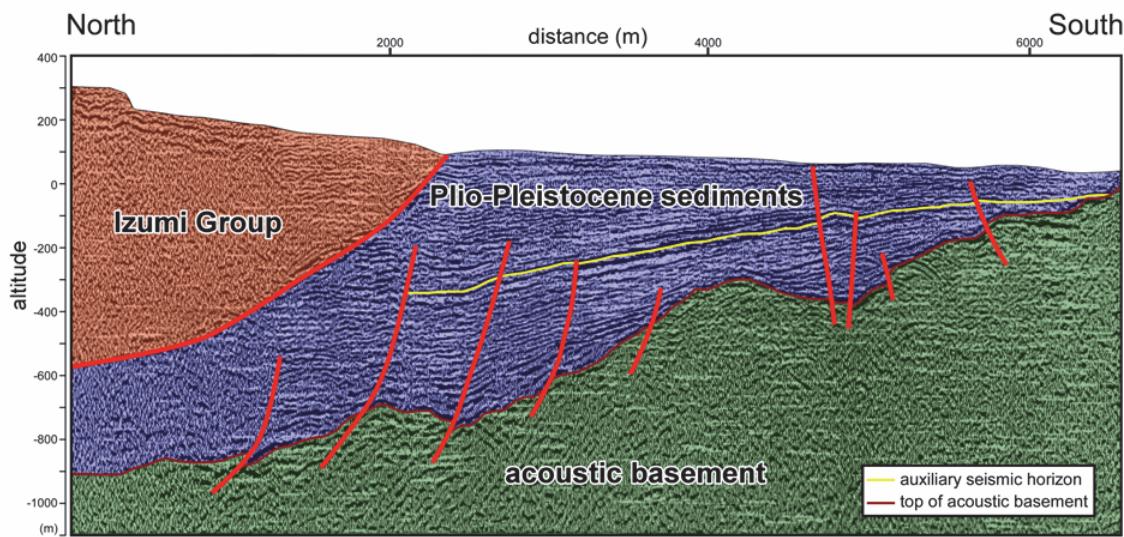


図 22 和泉山脈南縁～和歌山平野の地下構造 (Itoh et al., 2013a)

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 走向の破碎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。

破碎帯は、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、破碎帯の位置は笠原・他(1998)の地震探査断面で観察される和泉層群のキン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 3 Ma 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、破碎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

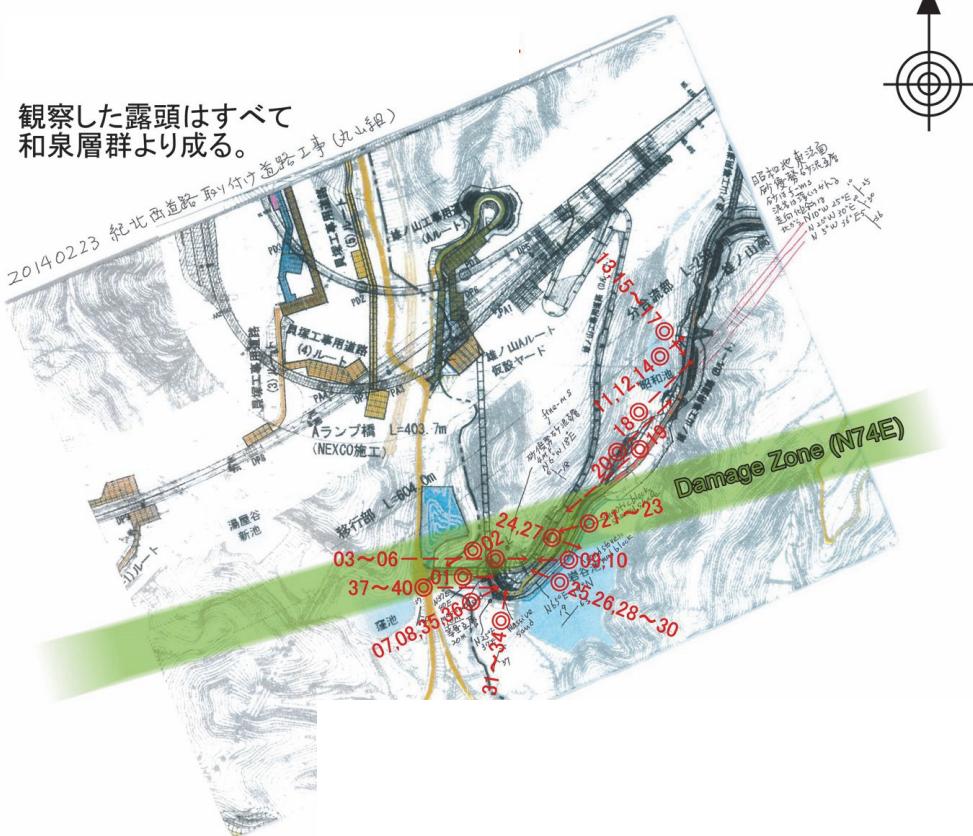


図 23 雄ノ山峠南方、紀北西自動車道路工事現場における地層観察結果

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弹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)。

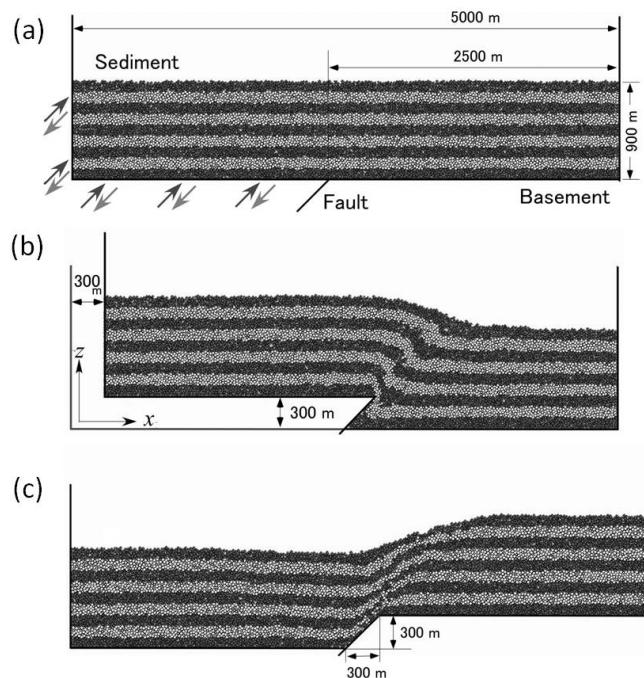


図 24 基盤岩が剛体として取り扱われる個別要素法モデル。(a) 堆積層モデル。モデルの厚さは 900m、幅は 5000m である。堆積層は等方均質であり、色分けは 100m 間隔。堆積層は未固結と仮定されており、そのヤング率は 207MPa、ポアソン比は 0.24 となるよう、媒質を構成する個別要素(剛体円盤)間のばね定数を 5×10^8 N/m、摩擦係数を 0.6、要素間のコンタクト強度を 106 N とした。このときの圧縮強度は 13MPa となる。濃灰色と薄灰色の矢印は、逆断層運動と正断層運動のモデル化の際の基盤を動かす方向を示す。(b) 逆断層運動による堆積層の変形。断層傾斜角が 45°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

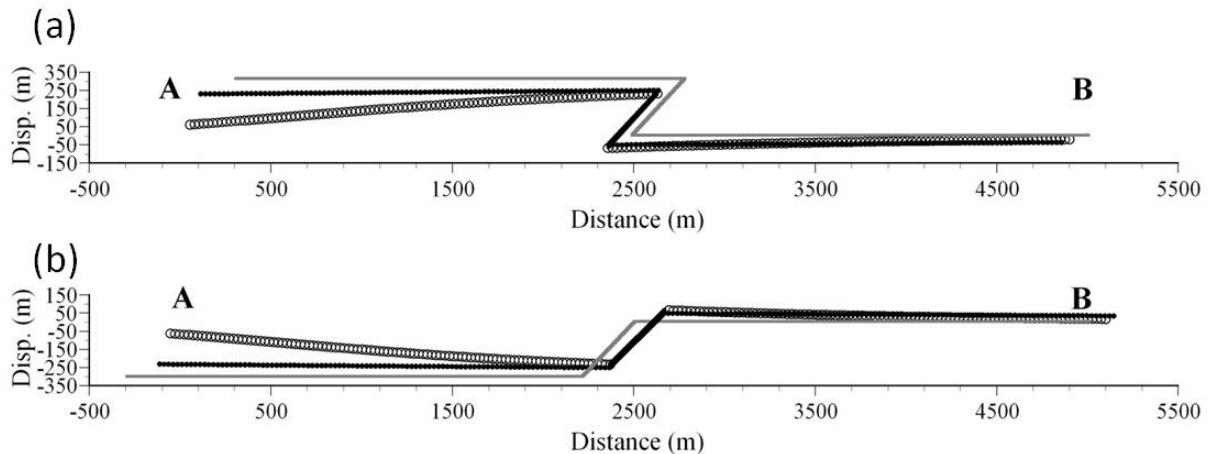


図 25 断層運動による基盤岩の変形。灰色の線は剛体モデルでの基盤岩の形状。その他は弾性体モデルでの基盤岩の形状を示す。●は断層の底部が深さ 15km に達している断層の運動による基盤の形状であり、○は断層の底部が深さ 2.5km に達している断層の運動による基盤の形状。弾性体モデルでの基盤形状の変位は、Okada (1985) の dislocation 解により計算されている。(a) 逆断層運動による基盤形状。(b) 正断層運動による基盤形状。

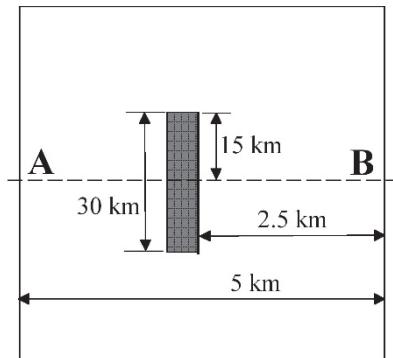


図 26 断層面と A-B 測線の関係を示した概念図。

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($x'_{\cdot i} = x_i + \delta x_i, z'_{\cdot i} = z_i + \delta z_i$)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 解を用いて少しづつ壁を動かす。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。

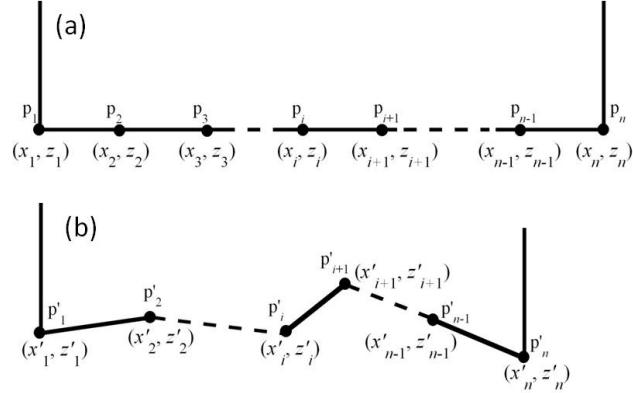


図 27 dislocation 解を用いた、剛体基盤を弾性体のように振舞わせる手法の概念図。

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 207 MPa、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 15 km、断層傾斜角は 45°、断層長は 30 km を仮定した。また、要素サイズは半径が 15.88 ~ 23.83 m 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 300 m の落差をもつ、すなわち断層面上の変位量としては、約 424 m 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 15 km と 2.5 km 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 15 km と 2.5 km 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化するため、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)の白矢印で挟まれた領域）。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出来る。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。

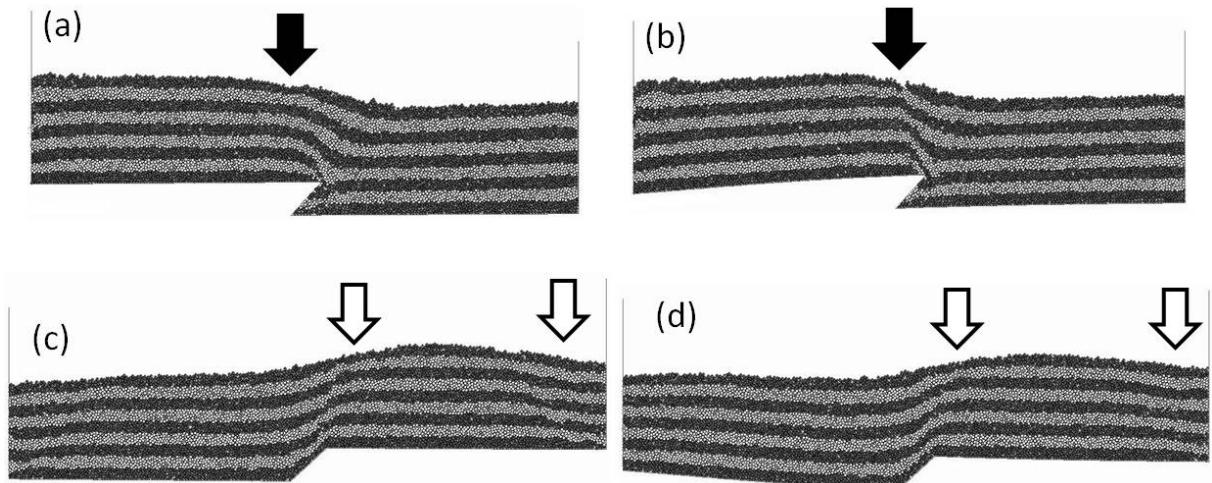


図 28 堆積層の変形場。黒矢印は堆積層表面にできた小さな窪みの位置を示す。白矢印で囲まれた範囲は隆起帯を示す。いずれの構造も剛体基盤を仮定したモデルでは現れていない。(a) 15km の深さに達する傾斜角 45° の逆断層運動によって生じる堆積層の変形。(b) 2.5km の深さに達する 45° の逆断層運動によって生じる堆積層の変形。(c) 15km の深さに達する 45° の正断層運動によって生じる堆積層の変形。(d) 2.5km の深さに達する 45° の正断層運動によって生じる堆積層の変形。

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。

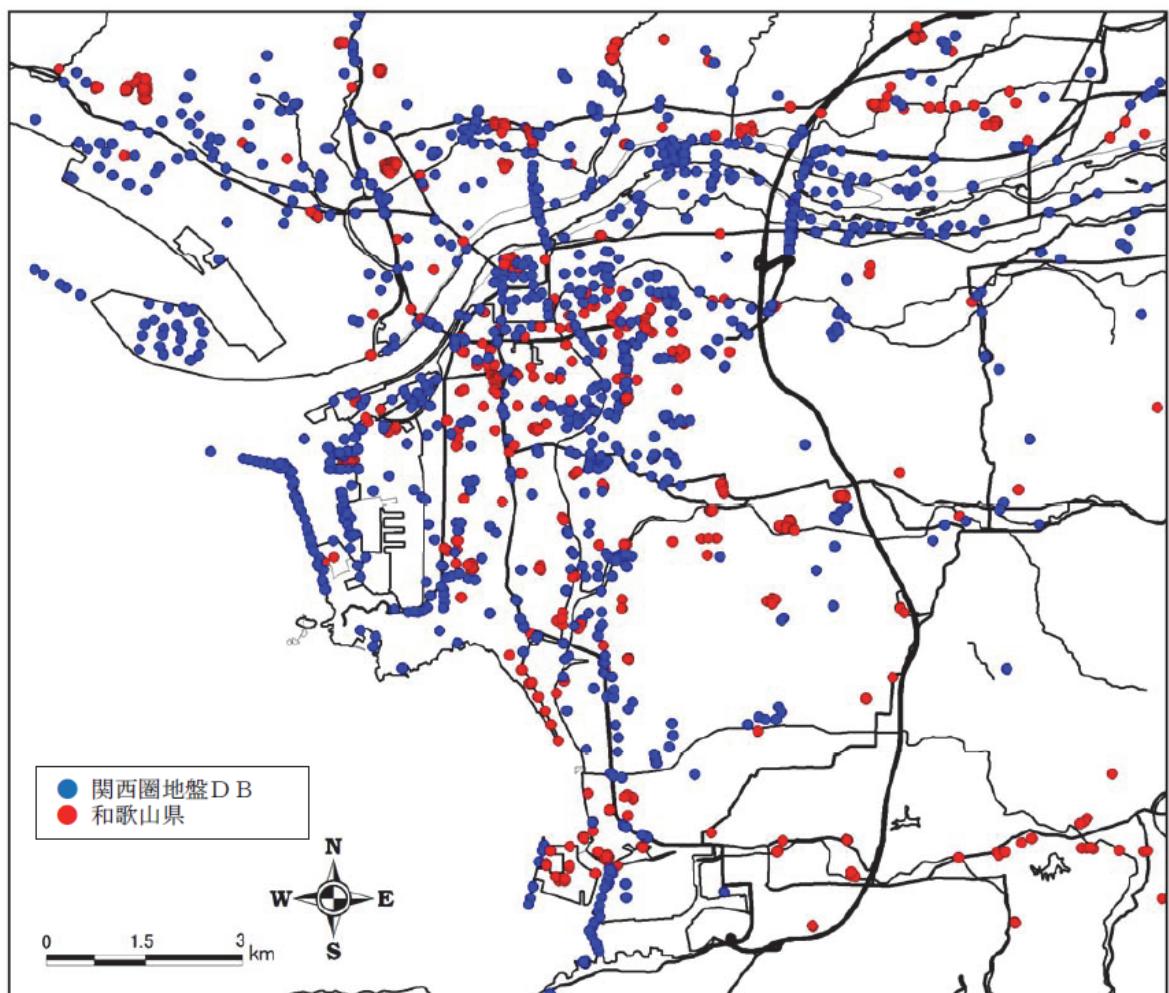


図 29 データベース化したボーリング位置（和歌山平野周辺）

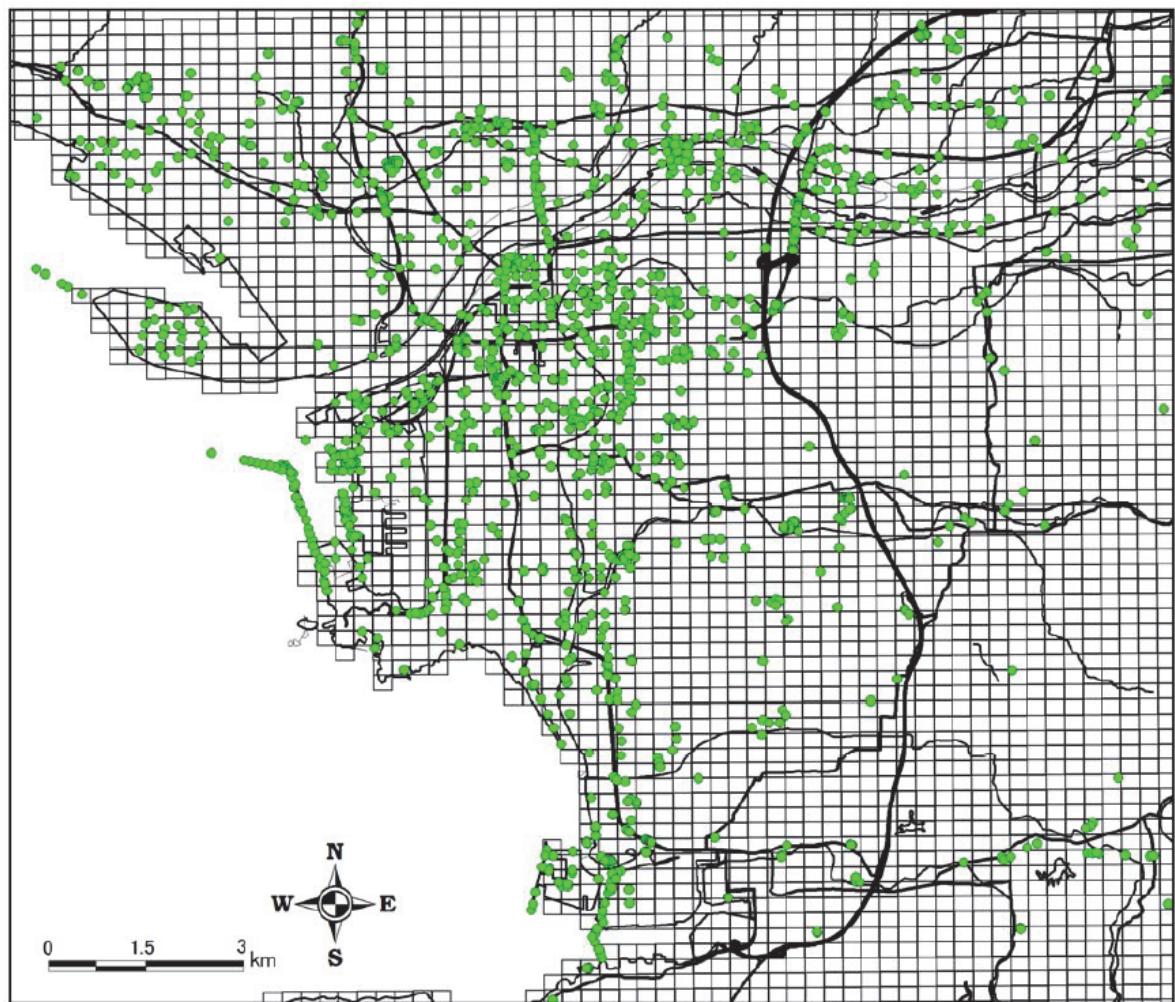


図 30 ボーリング位置図と 250m メッシュ。ボーリング位置は図 29 と同じ。

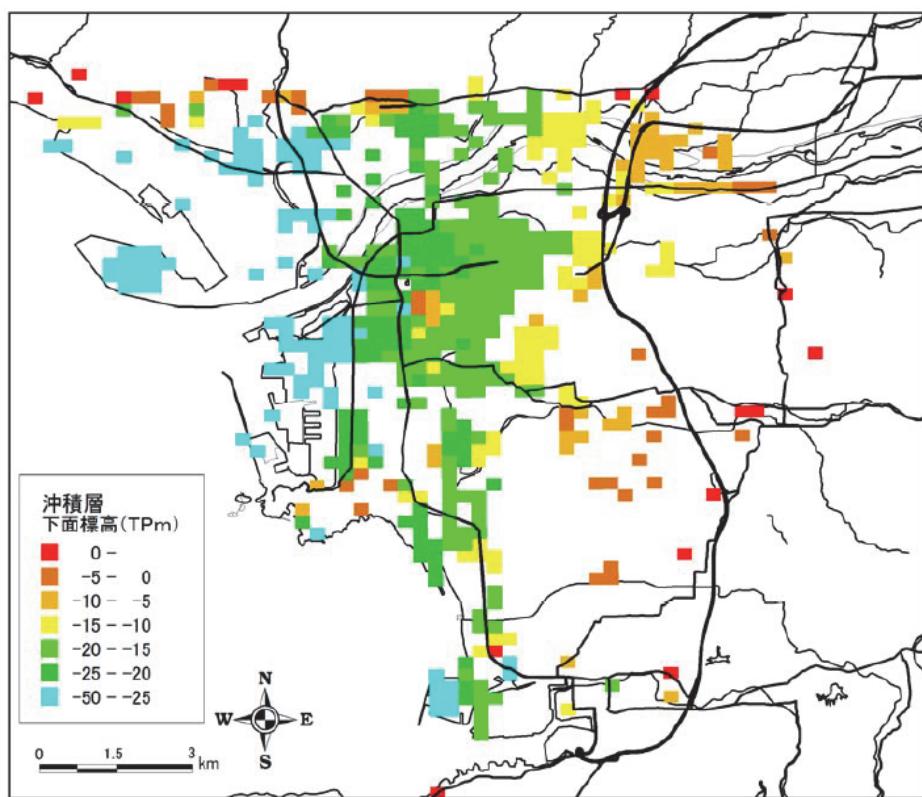
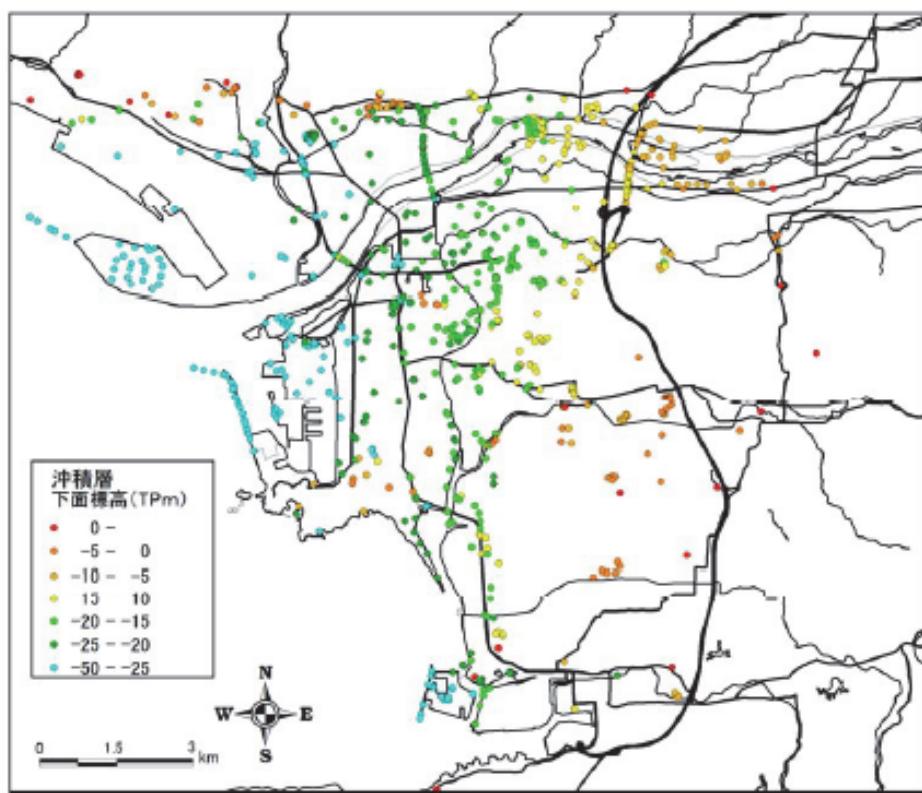


図 31 沖積層の下面標高 (250m メッシュモデル)。上はボーリングデータ、下はモデルデータ。

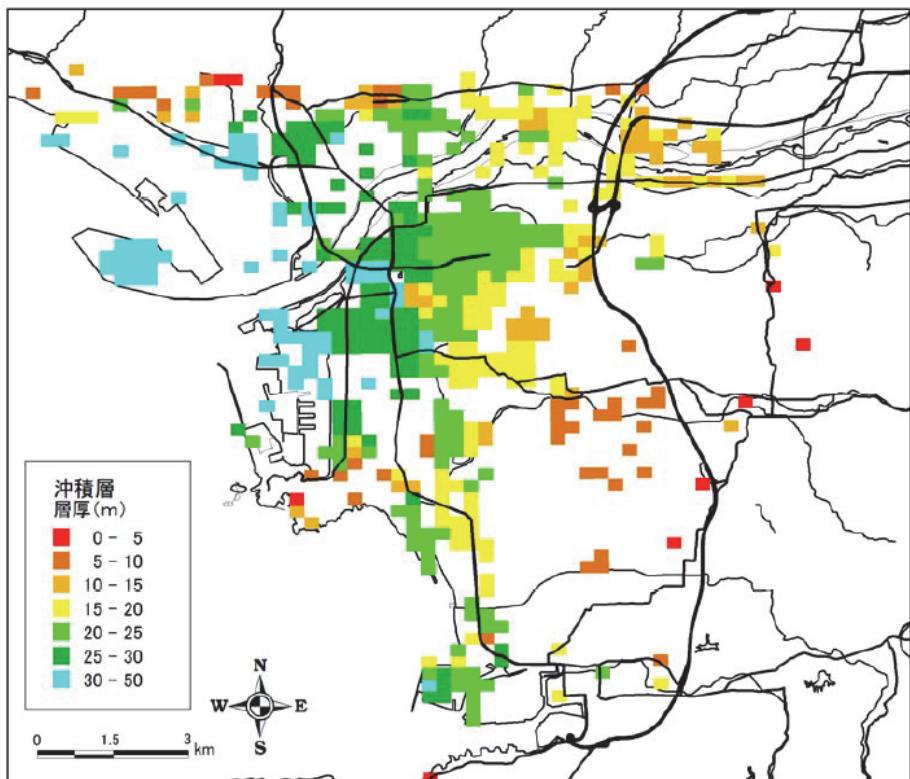
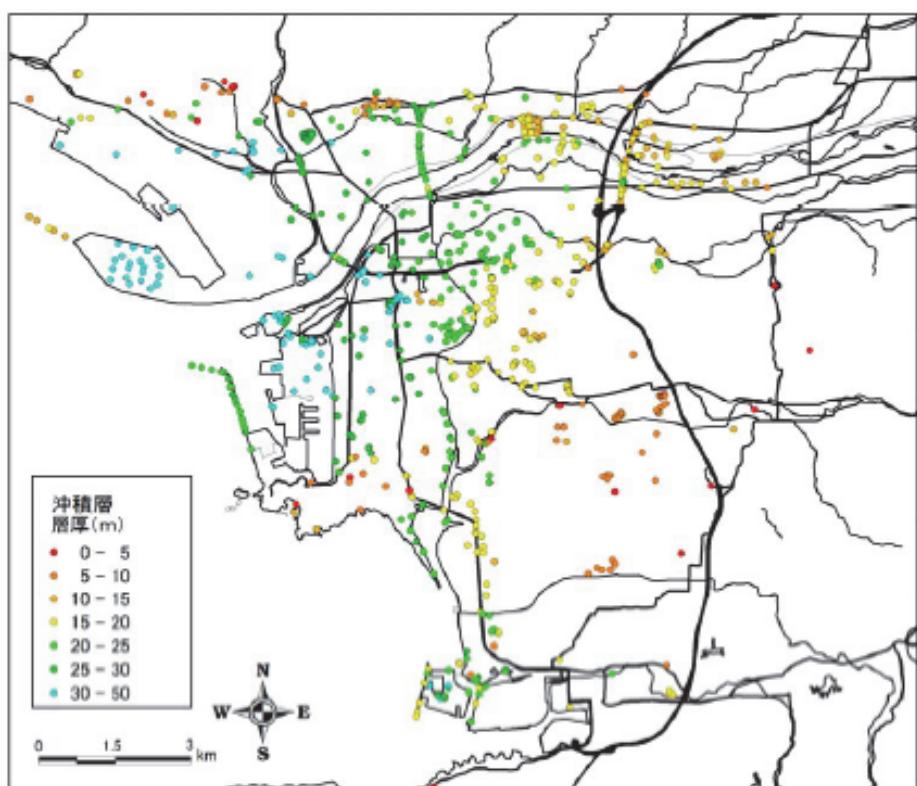


図 32 沖積層層厚の分布 (250m メッシュモデル)。上はボーリングデータ、下はモデルデータ。

(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、これらの地域の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弹性論に基づく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・纏纏一起・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・溝畠茂治・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・纏纏一起・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・溝畠茂治・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. Maejim, 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.ijrmms.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. Esmaeli, 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. McClayc, 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. Struc. 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.marpgeo.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

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学原子炉実験所	教授	釜江 克宏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	准教授	上林 宏敏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	助教	川辺 秀憲
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	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之
国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広

(c) 業務の目的

S 波速度構造情報が不十分である和歌山平野においてアレイ微動観測を行うとともに、対象断層帯周辺域の地盤速度構造モデルを、地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るために地下速度構造モデルの改良を行う。さらに、サブテーマ 2 によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ 1 によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

(d) 3 カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・整理を行った。また、和歌山市内等で微動アレイ探査や単点微動調査を行い、地下構造モデル構築のための基礎データを入手した。

2) 平成 26 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集を平成 25 年度に引き続き行う。大阪平野南部において微動アレイ探査や単点微動調査を行い、大阪平野の地下構造モデルの高精度化のための基礎データを入手する。また、平成 25 年度の調査等によって得られた地下構造に関するデータを活用し、和歌山平野の三次元地下構造モデルの初期モデルを構築するとともに、和歌山市等における強震動予測の予備計算を行う。

3) 平成 27 年度：

調査観測のまとめを行う。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部において、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)、気象庁及び関西地震観測研究協議会の強震観測記録、ならびに、和歌山県の震度計の記録を収集しイベント記録のヒットリスト(観測点・イベントペアがわかるリスト)を作成した。現在、奈良県の震度計の記録も収集中であり、奈良県の震度計及び奈良県内の強震観測網の観測記録のとり纏めは次年度に行う予定である。

2) 既存の地下構造モデルの収集

和歌山平野における、強震動予測のための既往の地下構造モデルを収集した。(独)産業技術総合研究所による大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルには、和歌山平野における堆積層の速度構造が紀の川に沿って、数百メートルの厚さで分布していることが示されている(堀川ほか, 2003)。独立行政法人防災科学技術研究所のJ-SHIS 地震ハザードステーション(藤原ほか, 2012)では、和泉層群(堆積岩)と思われる地層と地震基盤との地層境界面の深度モデルが示されている。

3) 微動アレイ探査

和歌山平野の内、和歌山市域を対象に5つの領域(JMA 和歌山、今福、島、有本、梶取)において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、5地点とも連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。次に、観測した分散曲線がRayleigh波基本モードのものと仮定し、観測値を満足するS波速度構造を求めた。三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、JMA 和歌山が0.52km、今福が0.51km、有本が0.39km、島が0.32km、梶取が0.64kmとなった。Rayleigh波とLove波を対象としたF-K法による解析も実施し、5地点における同分散曲線を求めた。それらとSPAC法による推定S波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した結果、島アレイと有本アレイについては、両者が概ね対応するが、JMA 和歌山、今福、梶取については、F-K法によるLove波の位相速度が理論値よりも遅いことがわかった。

4) 単点微動観測

3)による微動アレイ観測記録(3成分)を用いて水平/上下動(H/V)スペクトルを求めた。いずれのアレイ観測領域内においても、H/Vスペクトルは1Hz以下に明瞭なピークを示した。ピーク(卓越)周波数と微動アレイ探査から推定された基盤岩上面深度の相対的な変化の傾向は整合した。ただし、JMA 和歌山と今福においてH/Vスペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度は微動アレイから推定した同深度より半分程度浅くなかった。なお、和歌山市域を対象に単点微動観測を105点実施したが、現在データの整理中であり、次年度に分析を行う。

(b) 業務の成果

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部では、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)の強震観測点、気象庁の強震観測点に加えて、関西地震観測研究

協議会（以後、関震協と呼ぶ）による広帯域強震観測点がある。今年度は、これらの観測点で得られた記録に加えて、和歌山県の協力により和歌山県の震度計の波形記録を収集することができた。

収集した和歌山県震度計の波形記録は、1997年6月以降の和歌山平野及び周辺部震度計（和歌山県北部）の記録であるが、古い記録がない観測点や観測を終了した観測点もある。

本業務において収集した地震記録のうち、和歌山県の震度計で記録が得られているイベントについて、和歌山県の震度計並びに、和歌山平野及び周辺部の強震観測網のイベント記録のヒットリスト（観測点・イベントペアがわかるリスト）を表1に示す。また図1に、イベントの震央分布を、図2に観測点位置を示す。なお、ここではP波初動から記録が得られている波形のみを取り扱った。

上記の観測記録以外に、現在、奈良県の協力により奈良県震度計の記録も収集中である。奈良県震度計の記録については、最大計測震度1.5以上又は最大加速度20gal以上を収集の条件としており、2011年以降の条件に該当する43イベントの記録の収集を行っている。奈良県震度計及び奈良県内の強震観測網の観測記録のとりまとめは次年度に行う予定である。なお、図2には奈良県震度計及び奈良県内の強震観測網の観測点位置も示してある。

図3には2013年4月13日に淡路島で発生した地震の記録を示す。波形は全て速度に変換しており、図は下から上に向かって震央距離が大きくなっている。波形は震源に近い平野外の観測WKYH09と比べ、和歌山平野内の観測点EC1では振幅が大きくなり、継続時間も長くなっている。また、震源から遠くなるにつれて振幅が減少していく様子が見てとれる。

和歌山県から貴重な震度計波形をご提供頂きました。また、独立行政法人防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net、気象庁、関西地震観測研究協議会の記録を使用させて頂きました。記して感謝いたします。

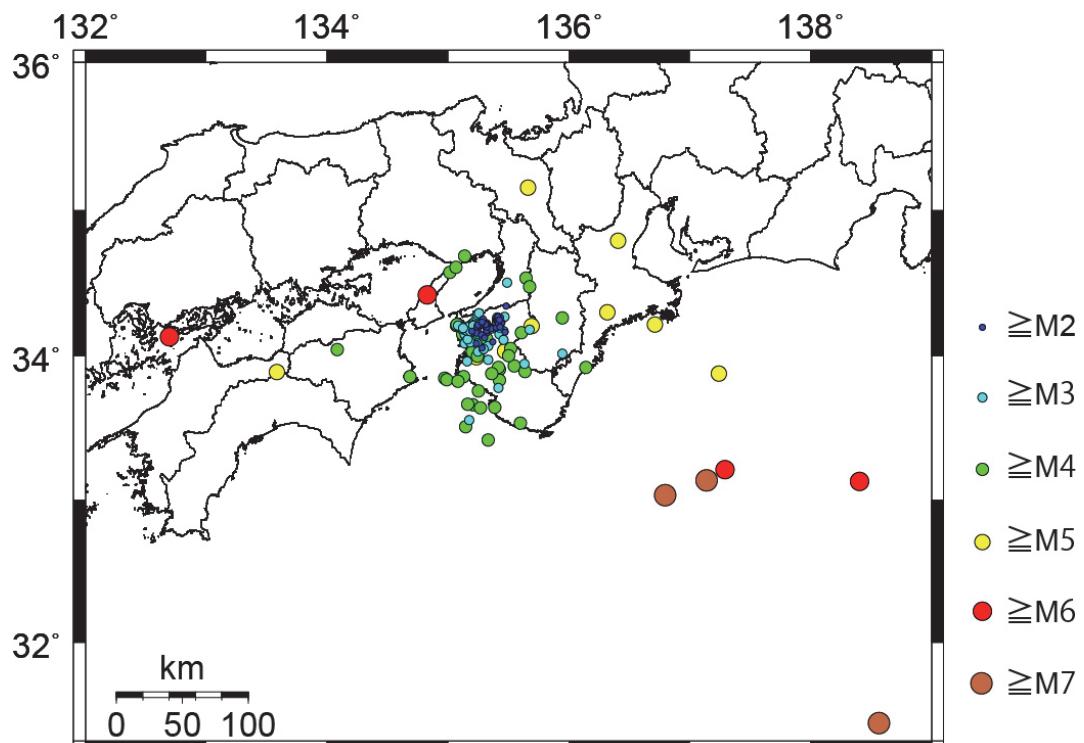


図1 和歌山県震度計で波形記録が得られているイベントの震央位置

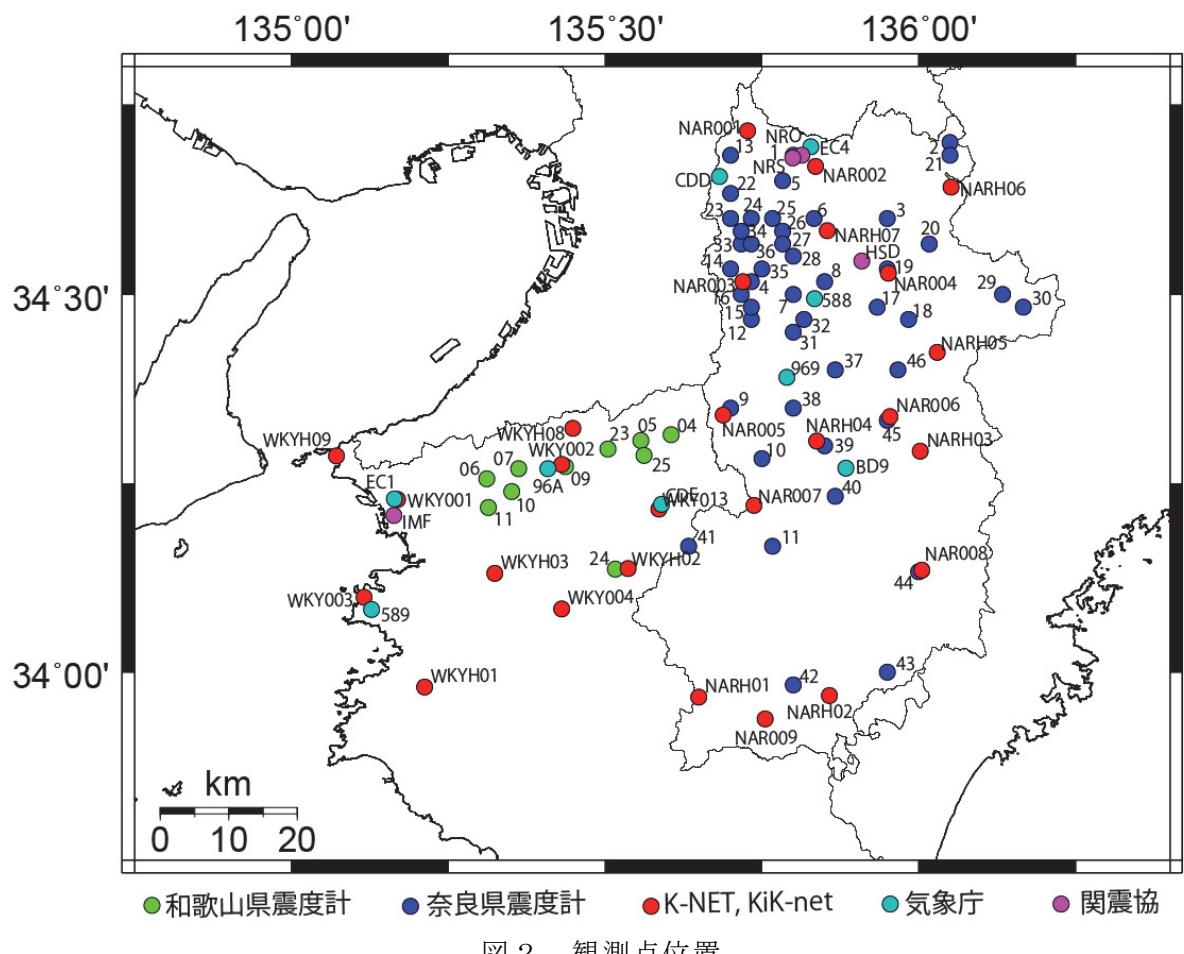


図2 観測点位置

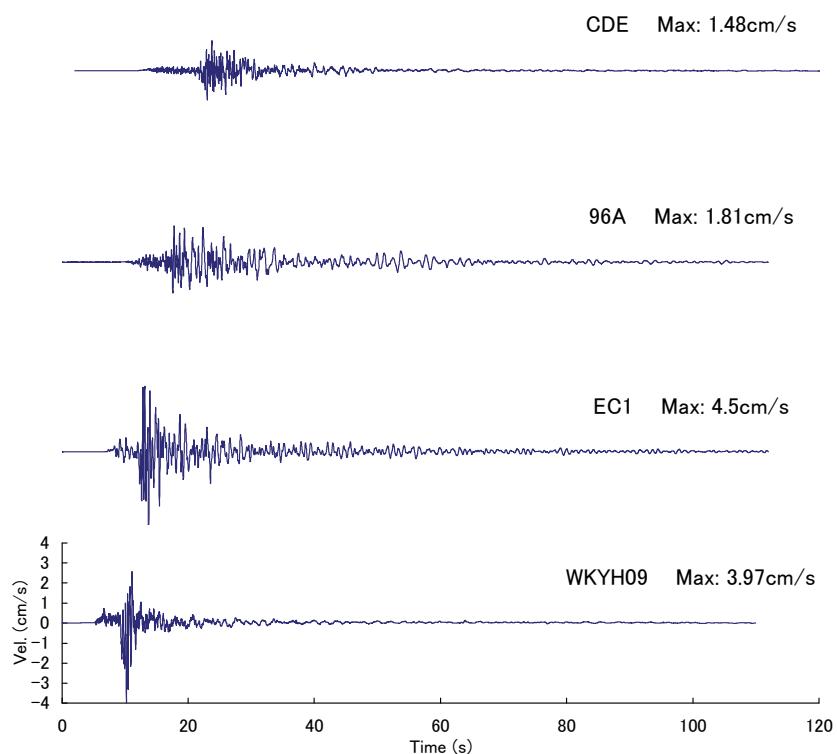


図3 観測記録の例。2013年4月13日の淡路島付近で発生したイベント（イベント番号169）の各観測点での南北動成分記録。

表 1 強震観測点と観測イベント

表1 つづき

2) 既存の地下構造モデルの収集

「新関西地盤－和歌山平野－2011」(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011)によれば、和歌山平野は、和歌山市や東部の紀の川市の中央部をほぼ東西に流れる紀の川を中心に構成される低平地で、河口デルタを中心とした扇状の平野である。平野は北部が和泉山脈、南部が紀伊山地の北端によって囲まれている。北部の和泉山脈は和泉層群と呼ばれる砂岩と泥岩の互層からなる堆積岩で構成されている。一方、南部のこの地域は三波川変成帯と呼ばれる変成岩(片岩)から構成される。紀伊山地の北西端にあたるこの地域では、山地の形状が複雑であり、これによって和歌山平野南部の基盤形状も起伏に富み、複雑であると考えられる。例えば平野南部の和歌山城などで基盤岩が露出する小丘が存在している(図4)。

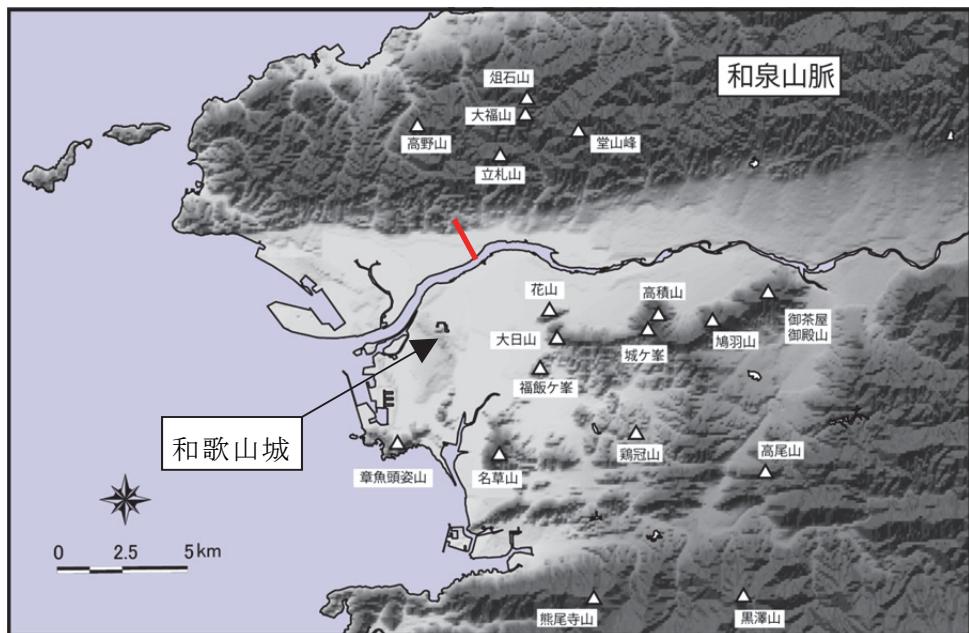


図4 和歌山平野部の地形と既往のS波反射法測線(朱色の線)
(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011の図面に加筆)

和歌山平野の内、特に発達した都市域でもあり強震動予測のための地下構造調査の探査領域でもある同平野の和歌山市域を中心に既往の調査結果について以下に述べる。これら領域においては、地震基盤(S波速度3km/s程度以上)や上記の基盤岩以浅を対象とした強震動予測のための3次元地下構造モデル構築を目的とした系統的な探査は行われていない。このように地下構造に関する情報が少ない地域ではあるが、和歌山平野北部において、深さ100m程度以浅を対象としたS波による反射法地震探査(図4の朱色の線)が行われている(岡田ほか, 1998)。その探査断面および地質解釈図をそれぞれ図5、図6に示す。この断面図に示されるように、沖積層の層厚は30m程度であり、それらは主に水平に堆積していることが示唆される。

3次元速度構造モデルとして、(独)産業技術総合研究所によって構築された大阪堆積盆地の3次元地下構造モデル(堀川ほか, 2003)には和歌山平野のP波及びS波速度および

密度のモデルが示されている。図7には地震基盤上面深度分布を示すが、このモデルでは和歌山平野における堆積層（未固結な堆積物）が紀の川に沿って東西方向に細長く、地震基盤上に数百メートルの厚さで分布していることが示されている。一方、J-SHIS 地震ハザードステーションでは、和泉層群により形成される堆積岩と思われる地層と地震基盤との地層境界面の3次元モデルが示されている（独立行政法人防災科学技術研究所）（図8）。さらに、J-SHIS 地震ハザードステーションでは浅部地下構造に関する情報として、地表から深度30m迄の平均S波速度を表すAVS30の分布も示されており、本節の冒頭で述べたように、紀の川河口デルタ付近でのS波速度は他の平野部よりも低速度となっている（図9）。地震基盤上面までの深部の地下構造に関しては、前述のように何れのモデルにおいても表層地質や極めて限られた探査情報に基づいて構築されたものと考えられるため、和歌山平野における精度の高い強震動予測を行うためには高度化が必要と思われる。

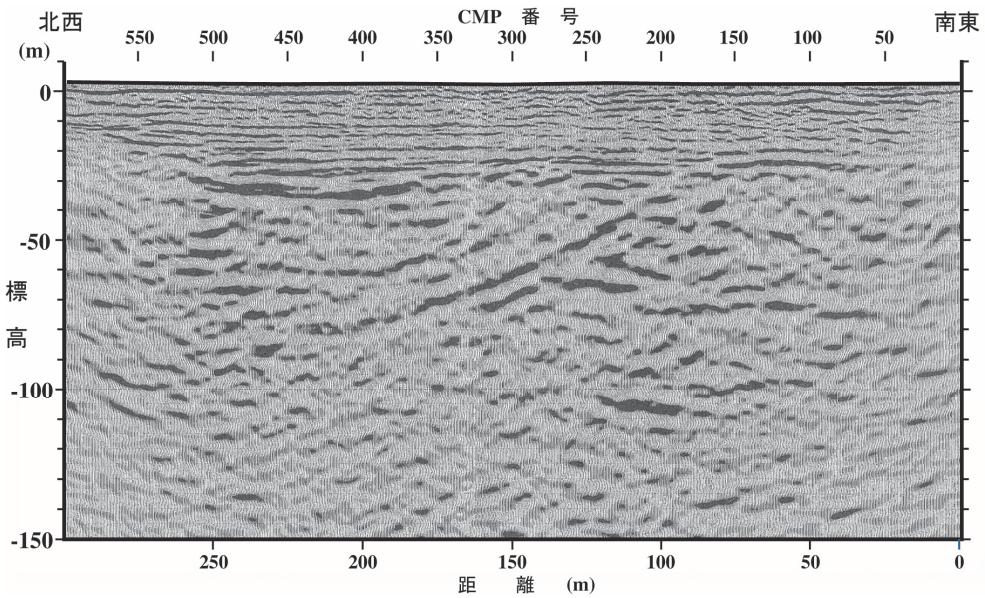


図5 S波測線の反射断面（岡田ほか, 1998）

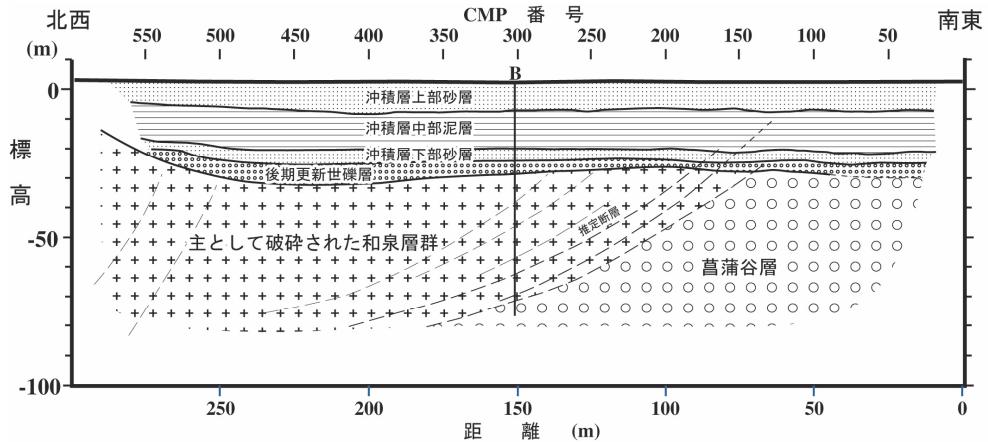


図6 S波測線の地質解釈図（岡田ほか, 1998）

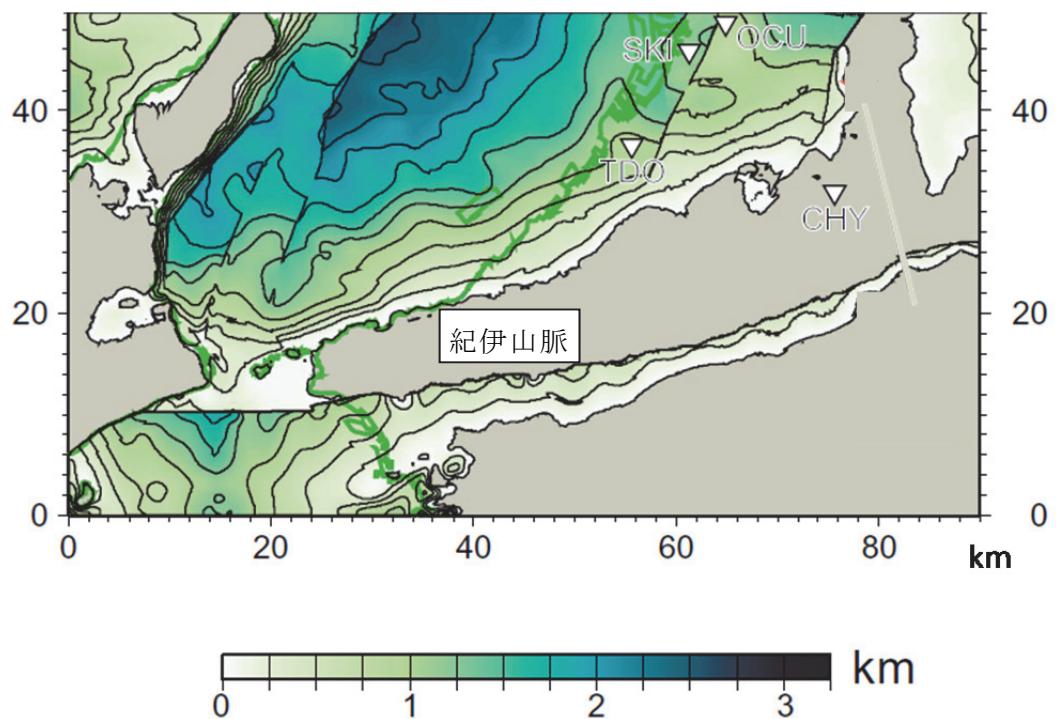


図 7 大阪平野南部、和歌山平野及び周辺海域における地震基盤上面深度分布（堀川ほか、2003 より一部改変、加筆）

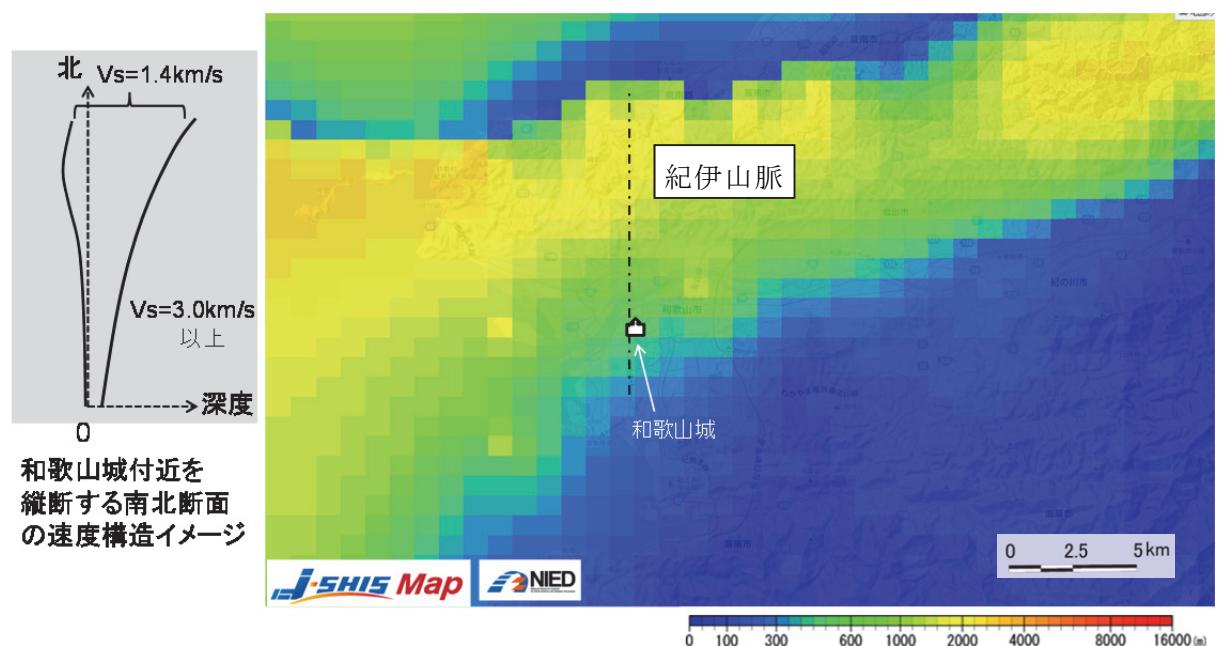


図 8 J-SHIS 地震ハザードステーション（防災科学技術研究所）による S 波速度 1.4km/s 層下面深度の分布(一部加筆)

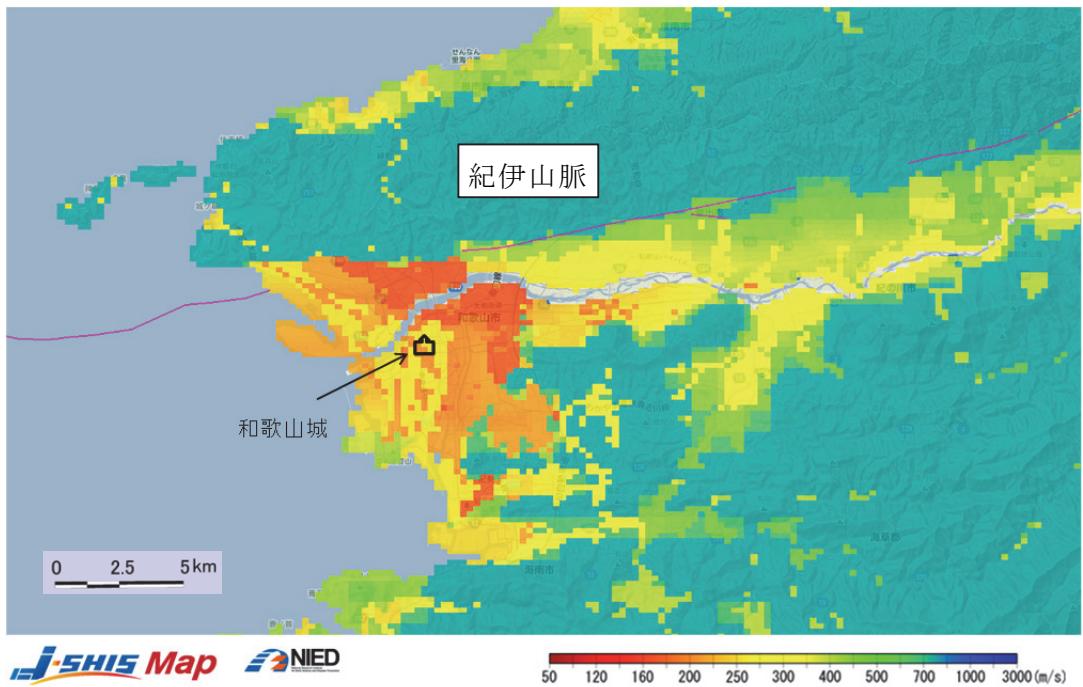


図 9 J-SHIS 地震ハザードステーション（独立行政法人防災科学技術研究所）による深度 30m までの平均 S 波速度 (AVS30) の分布(一部加筆)

- 3) 微動アレイ探査
 - a) 実施方法
 - i) 微動アレイ記録の収集

和歌山平野においては、紀の川を中心に北側および南側で地下構造が複雑に変化していることが予想される。こうした現状を踏まえ、水平成層構造の仮定が成立すると予想される領域及びサブテーマ 2 で実施された和歌山市内における反射法探査位置を考慮し、図 10 で示すように紀の川沿いの 4 領域（島、有本、梶取、JMA 和歌山）と関西地震観測研究協議会による強震観測点（今福）付近の 1 領域の計 5 領域で微動アレイ観測を計画した。微動アレイ探査では地下構造と周波数によって変化する表面波の位相速度から地下構造を推定する。位相速度を正確に求めるためには、周波数毎に変化する波長に対応した観測点の間隔を選択しなければならない。そこで、前述の J-SHIS 地震ハザードステーションによる地盤構造モデルから有本と梶取は他の 3 領域に比べて地震基盤の上面深度が比較的深いと予想されるため、これらの 2 領域については半径 400m(S アレイ)と半径 800m(L アレイ)の計 2 アレイ、それ以外は半径 400m(S アレイ)の 1 アレイを展開して微動観測を行うこととした。観測点配置は正三角形の 3 頂点と重心 1 点から構成される 4 点アレイを基本に、様々な波長にも対応できるようにサイズが異なる正三角形を組み合わせた二重アレイ（同時観測で配置される観測点は 7 地点）とした。なお、上記のアレイ半径とは二重アレイの外側の正三角形に外接する円の半径をいう。

各アレイ観測の場所・日時等の諸元を表 2 に示す。各アレイの詳細な観測点配置を図 11 ～図 15 に、重心点を原点とする観測点の相対座標を表 3 に示す。観測点の現場写真として梶取アレイを例に写真 1、写真 2 に示す。観測システムとして、地震計は固有周期 5 秒の

3成分速度計(LE-3D/5s, Lennartz-electronic社製)を、データ収録器はLS-8800(A/D変換:24bit, 白山工業製)を用いた。なお、各機材の時刻校正はGPSによって独立に行った。

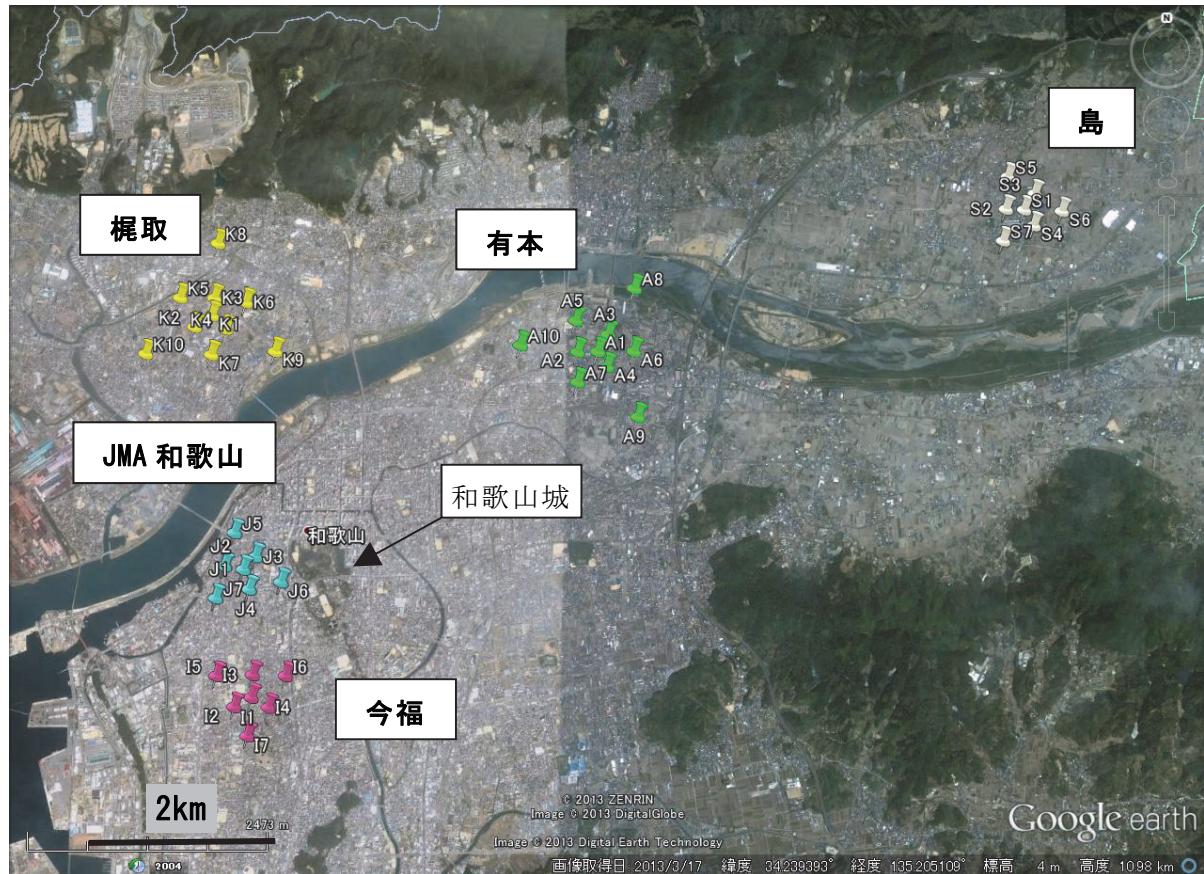


図 10 和歌山平野における微動アレイ観測点（5領域）

表 2 微動アレイ観測の場所・日時等の諸元

アレイ名 称	アレイ重心点所 在地	アレイ半 径	観測日	観測開始-終了時 刻	サンプリン グ周波数
JMA 和歌山	和歌山市駕町 48	400m	2013/11/12	16:55-17:55	100Hz
今福	和歌山市葵町 1	400m	2013/11/13	10:20-11:20	100Hz
有本	和歌山市加納 253	(S) 400m	2013/11/13	13:10-14:10	100Hz
		(L) 800m	2013/11/13	14:40-15:40	100Hz
島	和歌山市島 26	400m	2013/11/13 2013/11/14	16:50-17:20 16:35-17:05	100Hz
梶取	和歌山市梶取 216	(S) 400m	2013/11/14	11:20-12:20	100Hz
		(L) 800m	2013/11/14	12:45-13:45	100Hz

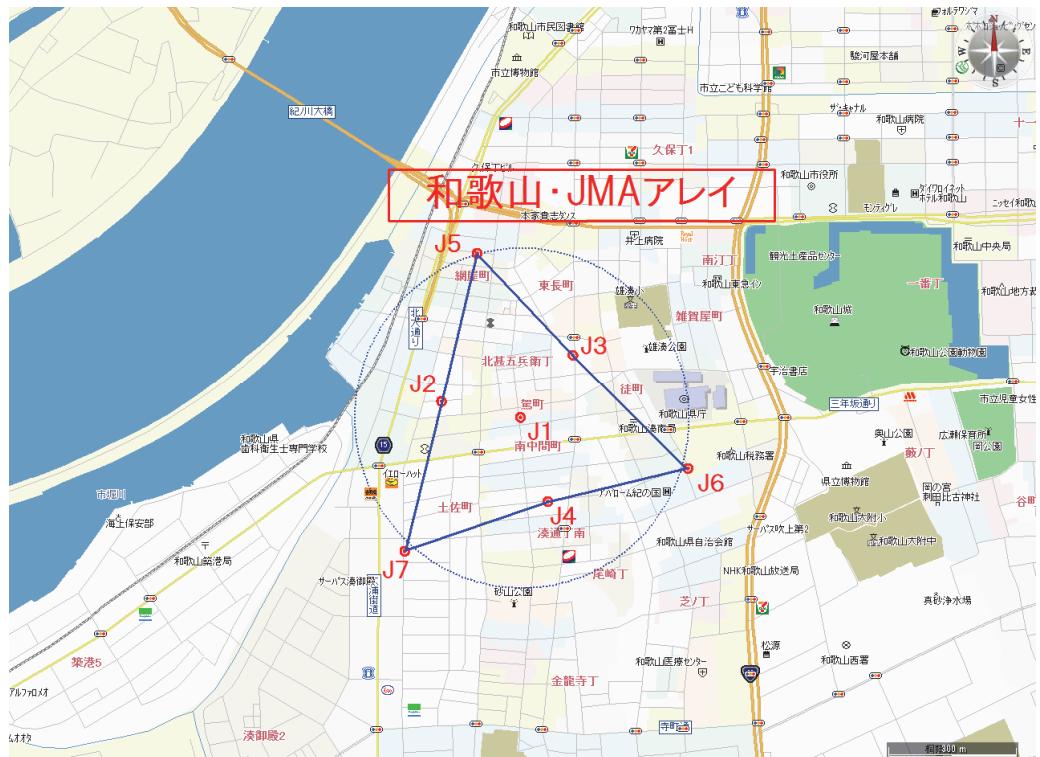


図 11 微動アレイ観測地点 (JMA 和歌山)

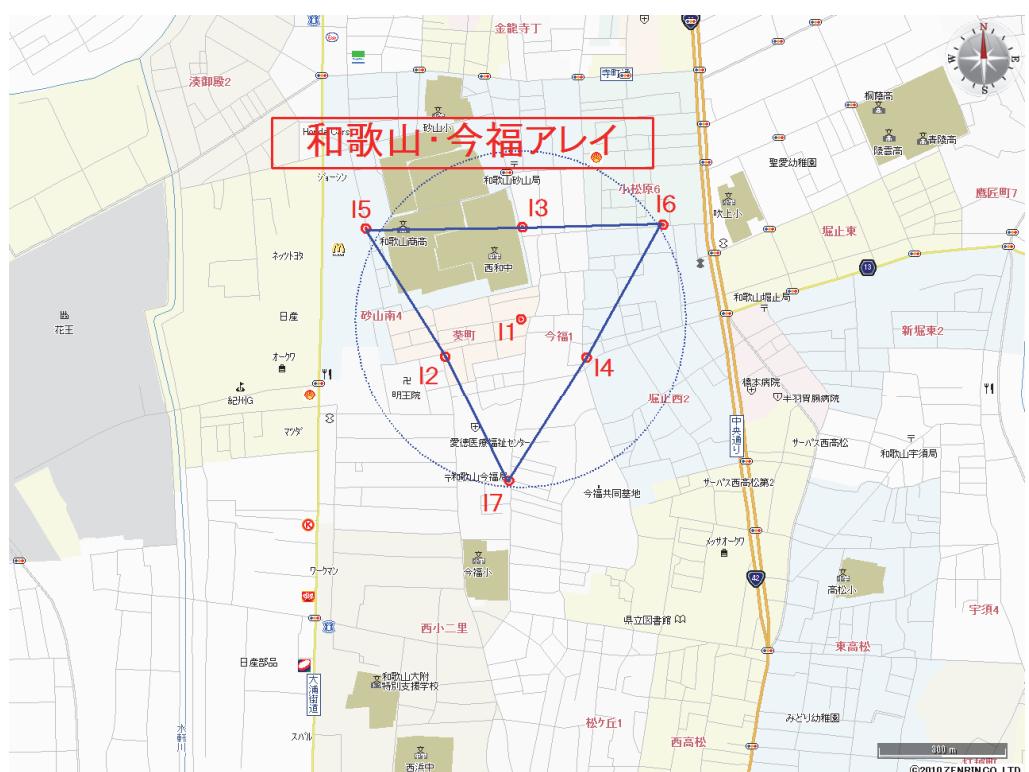


図 12 微動アレイ観測地点 (今福)

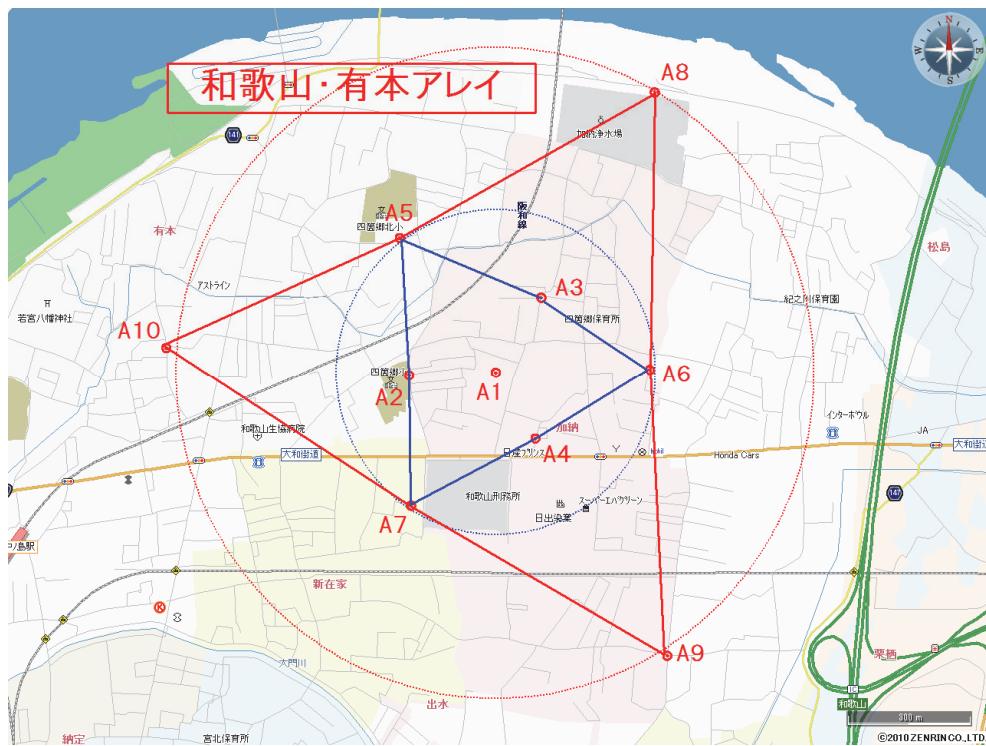


図 13 微動アレイ観測地点（有本）

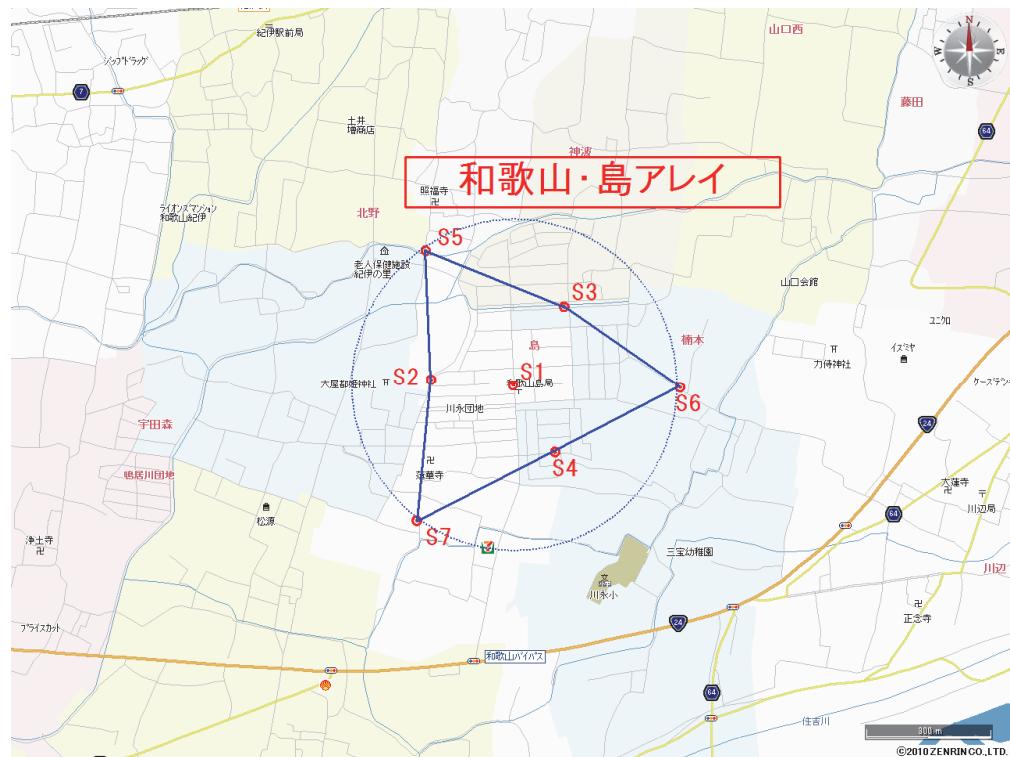


図 14 微動アレイ観測地点（島）

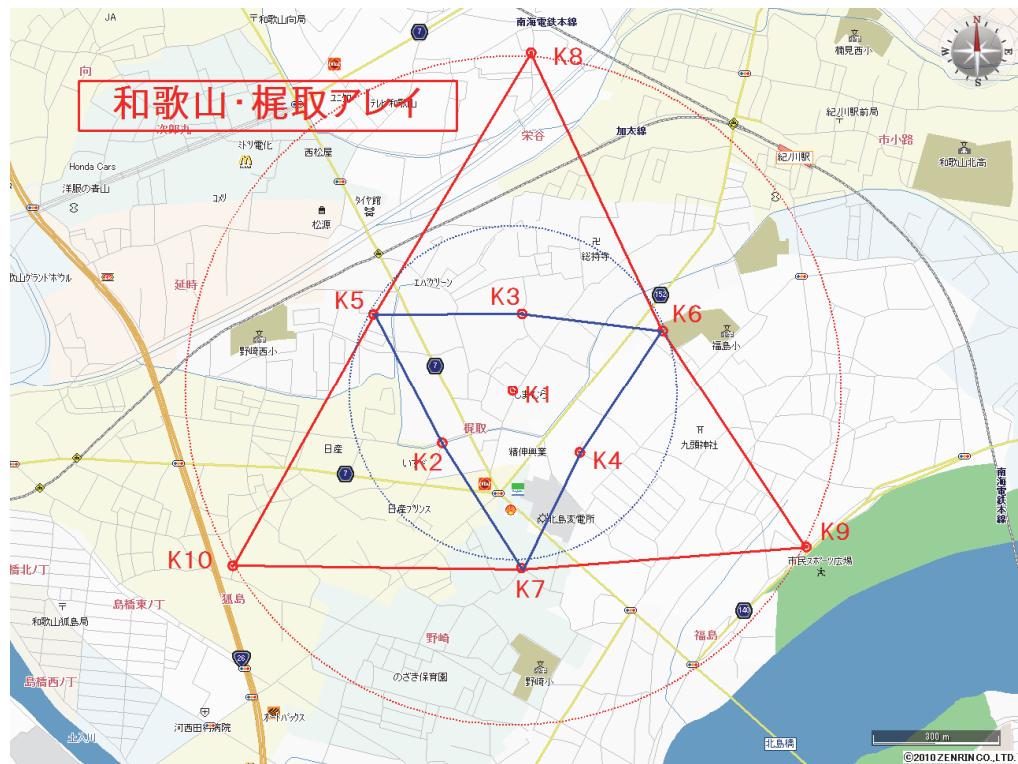


図 15 微動アレイ観測地点（梶取）

表3 観測点座標（原点をアレイ重心とする）（単位 km）

JMA 和歌山	X (EW)	Y (NS)	今福	X (EW)	Y (NS)	
J1	0.000	0.000	I1	0.000	0.000	
J2	-0.212	0.035	I2	-0.167	-0.087	
J3	0.121	0.143	I3	0.020	0.233	
J4	0.063	-0.200	I4	0.174	-0.090	
J5	-0.107	0.389	I5	-0.358	0.225	
J6	0.395	-0.125	I6	0.352	0.219	
J7	-0.279	-0.308	I7	-0.022	-0.388	
有本(S)	X (EW)	Y (NS)	有本(L)	X (EW)	Y (NS)	
A1	0.000	0.000	A1	0.000	0.000	
A2	-0.212	0.002	A5	-0.228	0.335	
A3	0.121	0.188	A6	0.387	0.008	
A4	0.100	-0.156	A7	-0.205	-0.320	
A5	-0.228	0.335	A8	0.401	0.696	
A6	0.387	0.008	A9	0.427	-0.702	
A7	-0.205	-0.320	A10	-0.819	0.073	
島	X (EW)	Y (NS)	\			
S1	0.000	0.000				
S2	-0.199	0.022				
S3	0.134	0.197				
S4	0.104	-0.152				
S5	-0.208	0.341				
S6	0.434	-0.005				
S7	-0.235	-0.317				
梶取(S)	X (EW)	Y (NS)	梶取(L)	X (EW)	Y (NS)	
K1	0.000	0.000	K1	0.000	0.000	
K2	-0.176	-0.132	K5	-0.348	0.191	
K3	0.029	0.188	K6	0.360	0.141	
K4	0.155	-0.145	K7	0.006	-0.422	
K5	-0.348	0.191	K8	0.043	0.776	
K6	0.360	0.141	K9	0.706	-0.383	
K7	0.006	-0.422	K10	-0.694	-0.416	



写真1 微動アレイ観測点の現場状況（梶取、K6地点）。青色の円筒状の筐体が地震計、隣のオレンジ色の筐体がデータ記録器。



写真2 微動アレイ観測点の現場状況（梶取、K9地点）

ii) 空間自己相関(SPAC)法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析及び地下構造の推定手法について、岡田ほか(1990)を参考に図16に示すフローに基づいて説明する。アレイ直下の地下構造の情報を含む表面波の分散性(位相速度-周期の関係)を検出する。この時、空間自己相関法(以下、SPAC法; Aki, 1957)を用いる。SPAC法では基本的には円形アレイ(図17)を展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。この時、微動が定常確率過程であるということから、空間自己相関係数は

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c}r\right)$$

と表現される。左辺は観測量(ρ : 空間自己相関係数)であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数(J_0)で変化することを意味している。左辺の観測量を満たすベッセル関数の変数を見つけることができれば、半径 r における周波数 f での位相速度 c が求まる。図18にある周波数(f)における空間自己相関係数の変化の例を示す。横軸は観測点間隔(r)、縦軸は空間自己相関係数(ρ)を示している。

S波速度の推定は表面波位相速度の分散性を利用して、図19に示すように観測位相速度の分散性と一致する地下構造モデルを推定する。この時、P波速度および密度はLudwig et al. (1970)による既存の統計資料からS波速度の関数とし、未知数の数を減らしている。地下構造のモデリングにおいては、遺伝的アルゴリズム(Genetic Algorithm、略称 GA)による地下構造のモデリング方法(長ほか, 1999)を利用する。GAでは初期モデルとして層の数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値を与え、これらの範囲内で残差最小解を求める。

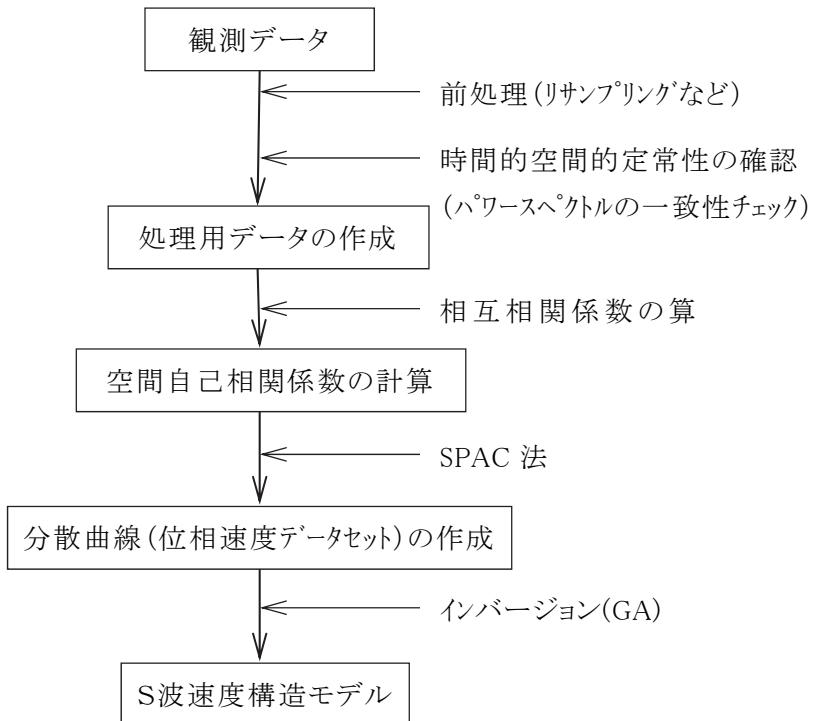


図 16 微動アレイ観測のデータ処理・解析手順

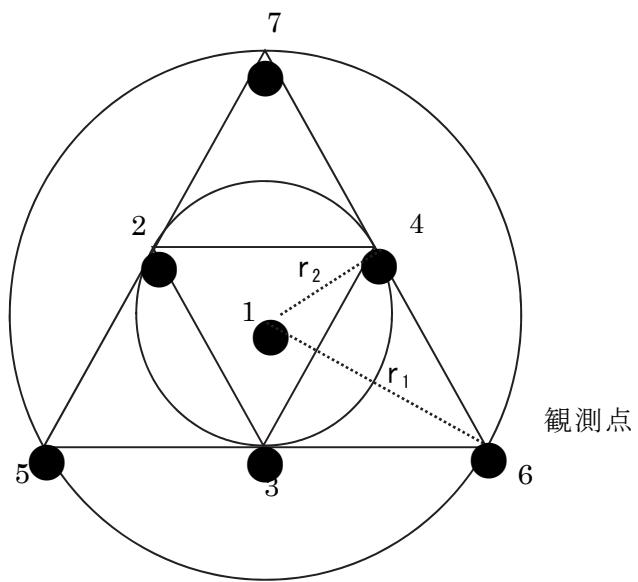


図 17 二重正三角形アレイの概念図。 r_1, r_2 : アレイ半径 ($r_1=2r_2$)、●: 地震計設置点を表す (7点の場合)。

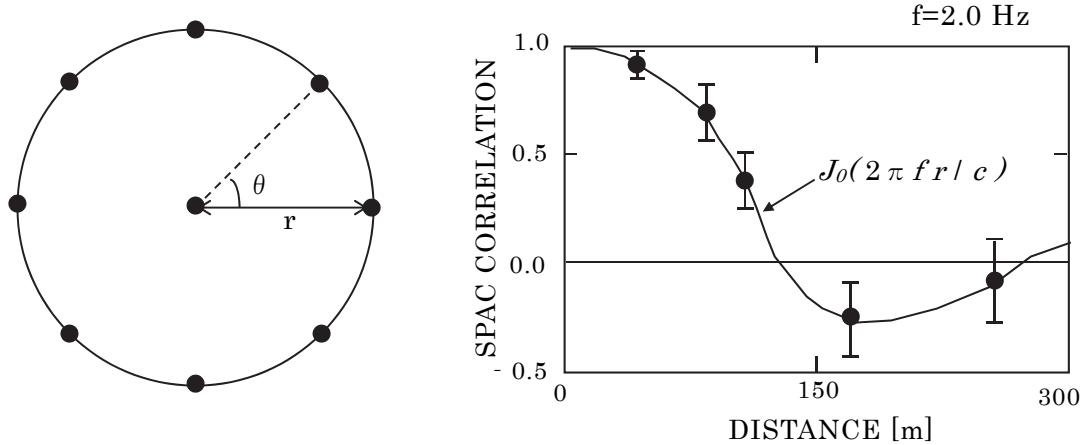


図 18 空間自己相関(SPAC)法による位相速度推定の概念図。(左) 半径 r における円形アレイ。(右) $f = 2.0\text{Hz}$ における空間自己相関係数 (ρ) の例。●: 観測空間自己相関係数。実線: 0次ベッセル関数。 $\rho = J_0(2\pi fr/c)$ から位相速度(c)が求まる。

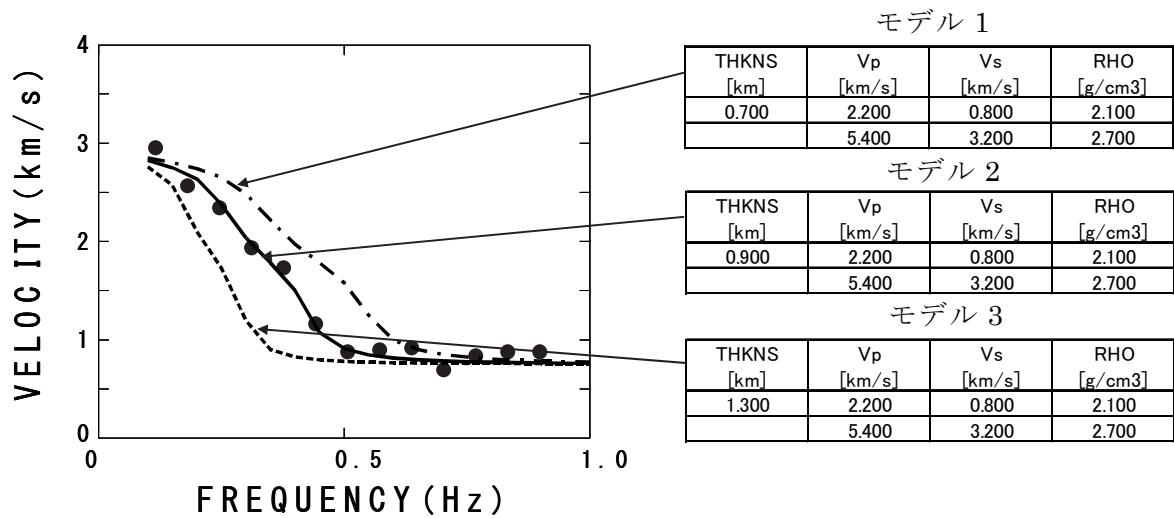


図 19 微動アレイ観測による地下構造モデルの推定の概念。左図は第 1 層の層厚を 0.7km (一点鎖線 ; モデル 1)、0.9km (実線 ; モデル 2)、1.3km (破線 ; モデル 3) とした場合の Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線の例。●：観測位相速度。観測位相速度 (●) と最も一致がよい分散曲線となるモデル 2 が最適地下構造モデルとなる。

各観測点ではサンプリング周波数 100Hz で微動データを 60 分間記録しているが、解析ではデータを 50Hz にリサンプリングした。図 20 に得られた観測微動波形例 (有本(L)アレイの UD 成分) を示す。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外した。微動中に含まれる表面波(本項では上下成分を対象とするため Rayleigh 波)位相速度の推定には前述の SPAC 法を用いた。空間自己相関係数推定に用いた解析パラメータを表 4 に示す。なお、スペクトルを求める際のスムージング長は 0.1465Hz である。図 21 に表 4 に示す各データブロックのパワースペクトルを全データブロックに対してアンサンブル平均をとった平均パワースペクトルを示す。図 22 に得られた空間自己相関係数(図中の○)の例を示す。図中の実線は空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数(J_0)を示しており、そのフィッティングから位相速度が得られる。図 23 に以上の解析から得られた観測位相速度を示す。

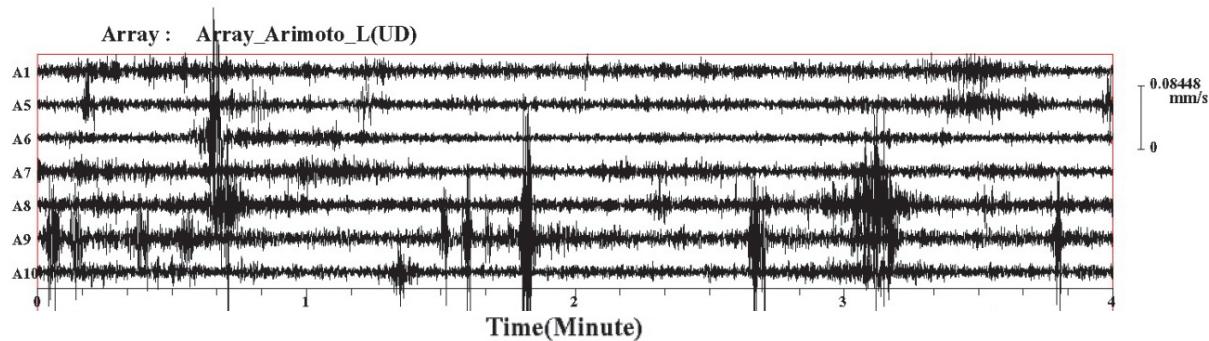


図 20 有本 (L アレイ) における観測微動波形の例(UD 成分)

表 4 空間自己相関係数の計算に用いた解析パラメータ

	データブロック長 (s)	ブロック移動時間 (s)	ブロック数	解析周波数範囲 (Hz)	インバージョンで用いた周波数範囲 (Hz)	解析周波数間隔 (Hz)
JMA 和歌山	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.72～1.78	0.02
今福	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.70～1.78	0.02
有本(S)	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.72～1.64	0.02
有本(L)	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.60～1.00	0.02
島	81.92	80.0	28	0.10～1.98	0.48～1.68	0.02
梶取(S)	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.50～1.78	0.02
梶取(L)	81.92	80.0	43	0.10～1.98	0.34～0.90	0.02

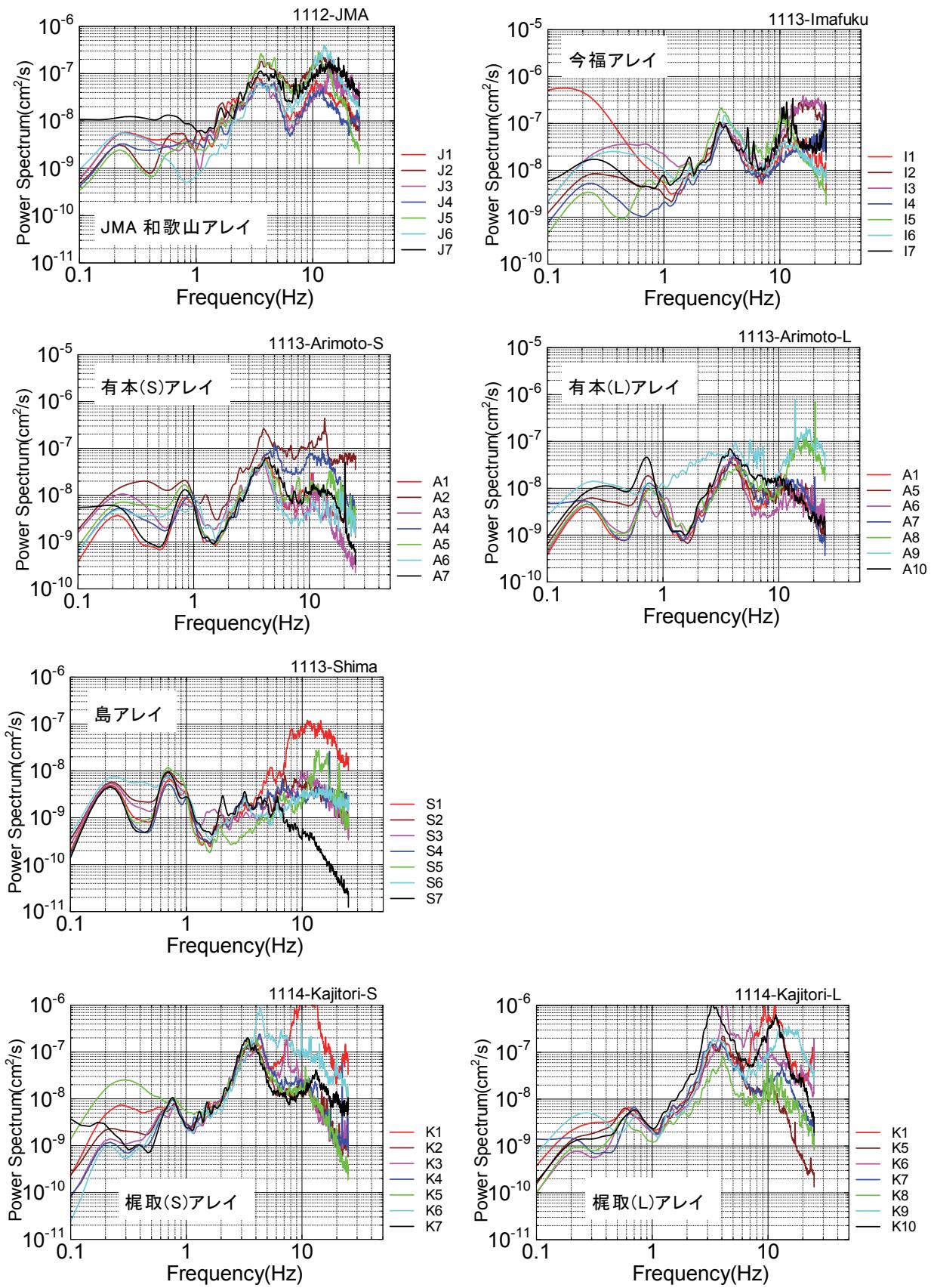


図 21 各アレイ内観測点における平均パワースペクトル

JMA 和歌山アレイ 今福アレイ 有本(S)アレイ 島アレイ 梶取(S)アレイ

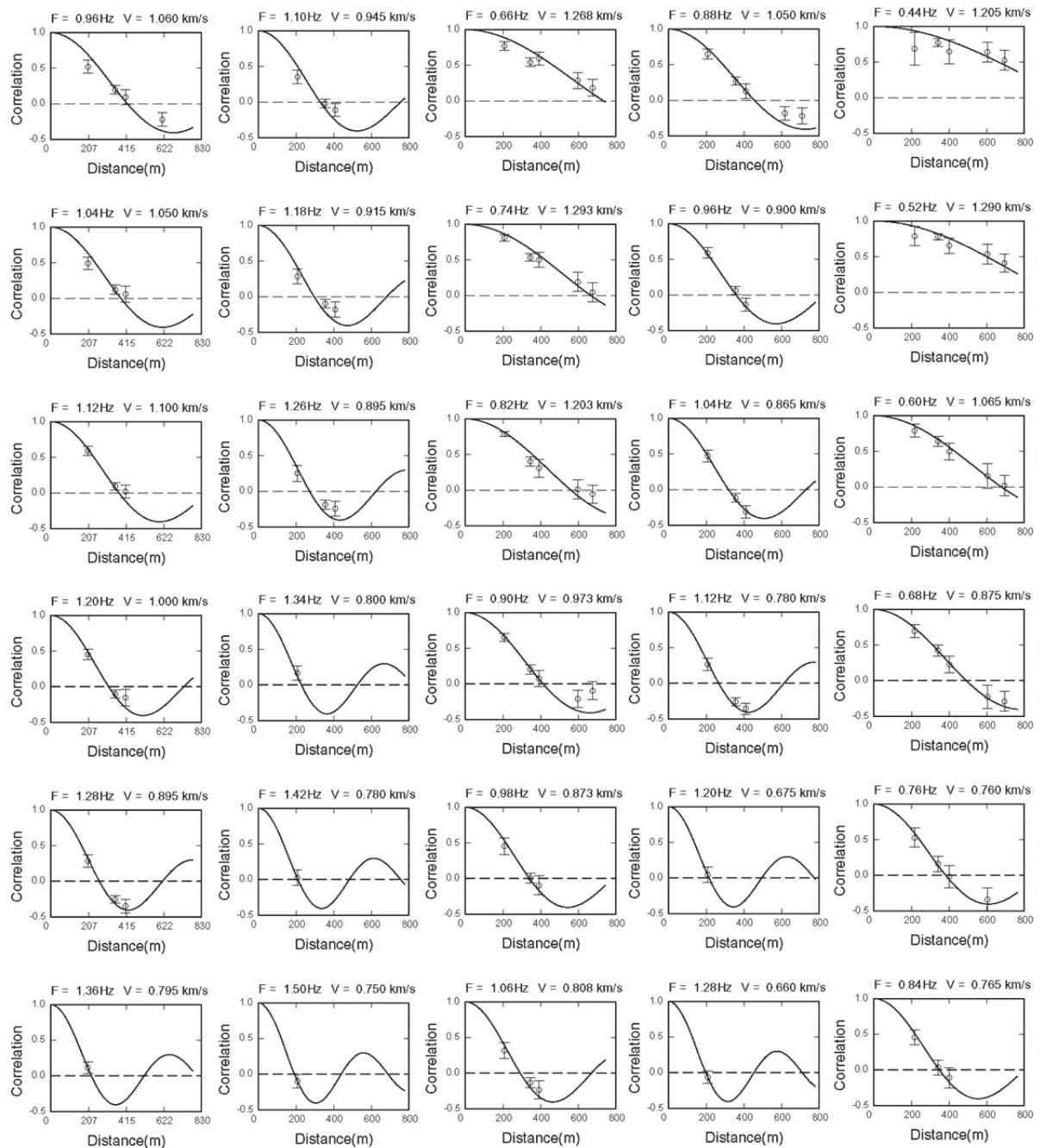


図 22 各アレイにおける空間自己相関係数（図中の○）および得られた空間自己相関係数に対してフィッティングさせた0次のベッセル関数(J_0)（図中の実線）の例

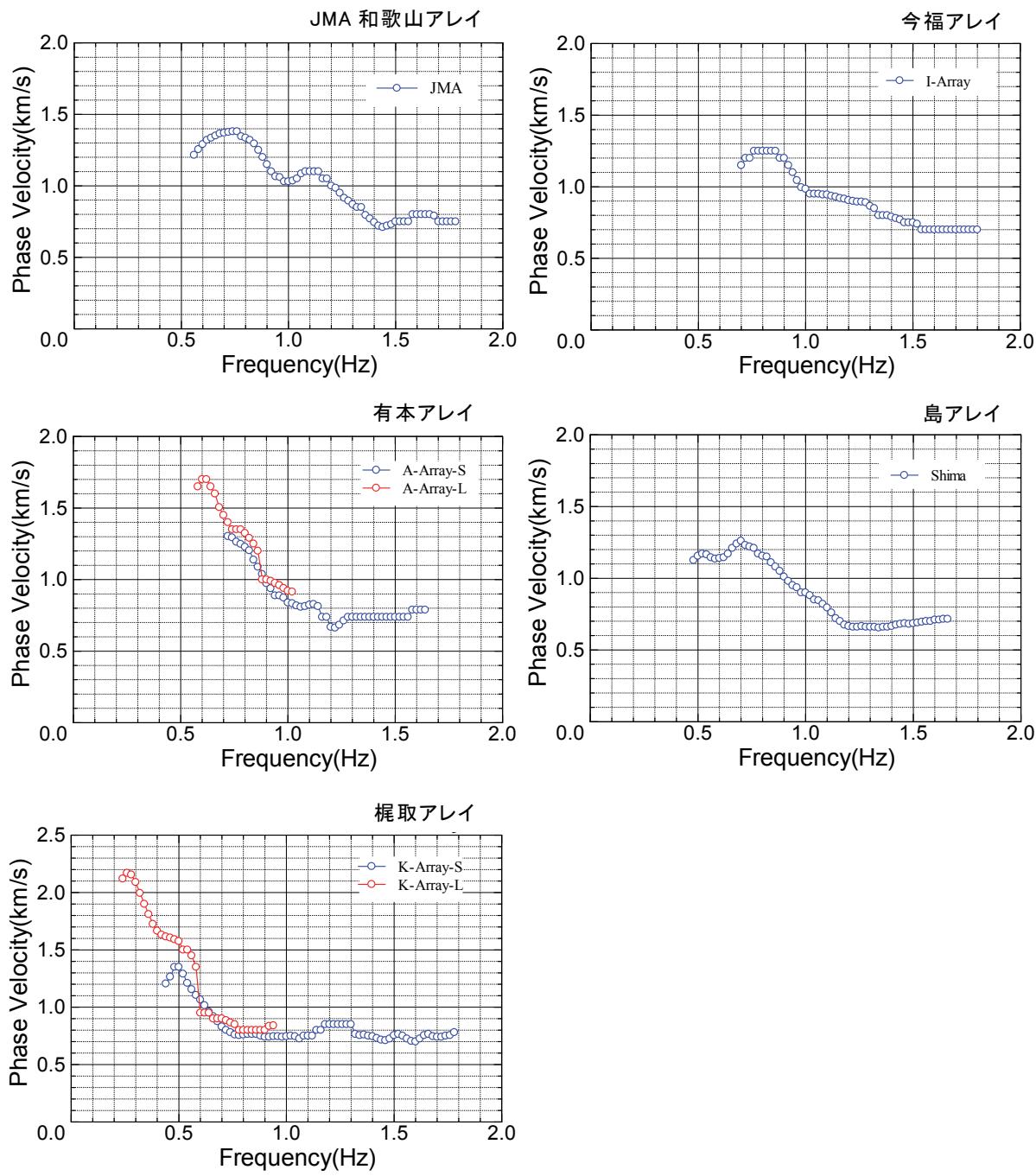


図 23 各アレイに対して得られた観測位相速度

iii) 周波数一波数スペクトル(F-K)法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析法の代表的な手法として、前節の SPAC 法 (Aki, 1957) と周波数一波数スペクトル法（以下、F-K 法 : Capon, 1969）がある。一般的に SPAC 法の方が F-K 法よりも位相速度の推定精度が高いという報告（例えば、小渕ほか, 2002 ; Ohori et al., 2002）が多いものの、F-K 法の方が良い結果を与える報告（例えば、大堀ほか, 2013）もあり、ここでは F-K 法による解析も試みることとした。F-K 法によれば位相速度とともに波動の到来方向も推定できる特長があり、和歌山市の微動の伝播環境をより良く理解するためにも、F-K 法による解析を補足的に行う意義がある。最近では観測機器の高度化により、3 成分の微動アレイ観測が行われる機会も増えており、今回の和歌山平野の微動アレイ観測においても 3 成分の波形データを取得した。ここでは、地盤モデルの構築において参考となる情報を最大限引き出すことを目的とし、上下成分より Rayleigh 波の位相速度を、水平成分より Love 波の位相速度をそれぞれ推定した。なお、SPAC 法による Love 波の検出法も提案されている。（松島・岡田, 1990a；山本, 2000）。ただし、Love 波の位相速度の推定結果が Rayleigh 波の位相速度の決定精度の影響を受ける解法となっており、水平成分のみから Love 波の位相速度を推定するには至っていない。そこで、本検討では水平成分のみから Love 波を推定することができる F-K 法（斎藤, 2007）を水平成分に適用し、従来からの F-K 法（Capon, 1969）を上下成分に適用している。

F-K 法による 3 成分微動アレイ観測記録の解析の概要を図 24 に示す。これより、F-K スペクトルは、クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを用いて算出されるが、F-K スペクトルの計算式は上下成分を取り扱う Capon (1969) の方法と水平 2 成分を取り扱う斎藤 (2007) の方法は同じであることがわかる。図 24 の下部に示すように、F-K スペクトルのピークは微動アレイに到来する波動のうちエネルギーが卓越するものに相当し、ピークを与える波数ベクトル \mathbf{k} より位相速度 c と到来方向 θ が検出される。クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを見ると、斎藤 (2007) の方法では、Capon (1969) の方法よりも行列およびベクトルのサイズが 2 倍に拡大されていることがわかる。また、斎藤 (2007) の方法では、位相遅延ベクトルが Radial 成分と Transverse 成分のそれぞれに対して定義されているものの、クロススペクトル行列は Radial 成分と Transverse 成分で共通しているのが特徴と言える。なお、斎藤 (2007) の方法以前の F-K 法による Radial 成分と Transverse 成分の計算法では、松島・岡田 (1990b)、時松ほか (1995) にみられるように、到来方向に応じて水平 2 成分の波形より Radial 成分と Transverse 成分を算出しては、Capon (1969) の F-K 法を繰り返し適用する方法が採られており、上下成分に比べて多大な労力を必要としていた。

和歌山平野の微動アレイ観測記録に対する F-K 法解析では、各アレイの 30 分間あるいは 60 分間の波形記録を 6 区間に分割し、区間ごとに 40 秒間を 1 ブロックとする波形の切り出しを、20 秒間ずつ移動しながら行い、全ブロックのクロススペクトルの平均値を算出して用いた。サンプリング周波数は 100Hz とし、フーリエ変換の際には波形の最後に 0 を付加し、81.92 秒のデータとして解析した。スペクトルの平滑化にはウィンドウ幅 0.1Hz の Parzen ウィンドウを用いた。F-K スペクトルの例として、島アレイの観測記録に対する周波数 1.2Hz の結果を図 25 に例示する。ここでは、Capon (1969) の方法を上下成分、EW 成分、NS 成分に、斎藤 (2007) の方法を Transverse 成分と Radial 成分に、それぞれ適用した結果を示す。F-K スペクトルの右上には、ピークに対応する位相速度と到来方向を記

載している。図 25 の例では、全て F-K スペクトルにおいて最も卓越する波動は西方から伝播していることがわかる。また、上下成分から推定した Rayleigh 波の位相速度と Transverse 成分から推定した Love 波の位相速度が大きく異なること、EW 成分と NS 成分から推定した位相速度が Transverse 成分の結果に比較的近いこと、Radial 成分から推定された位相速度は上下成分の結果とは異なること等が読み取れる。なお、他の周波数や他のアレイにおける結果を観察した結果、Rayleigh 波の位相速度は上下成分より、Love 波のそれは Transverse 成分より推定するのが無難なことを確認している。

続いて、F-K 法により各アレイの位相速度と到来方向を算出した結果を、図 26、図 27 にそれぞれ示す。両図には、上下成分と Transverse 成分に対する結果と一緒に表示している。また、図 26 には F-K 法による最小波長の検知限界（宮腰ほか, 1995）とされる $\lambda_{\min} = 3^{1/2} \times r_{\min}$ (r_{\min} は地震計間の最小間隔、ここでは 200 m) を直線で表示している。この直線より上側にある位相速度結果が、検知限界を満足することになる。なお、図 27 より、各アレイにおいて微動の到来方向はさまざまであるが、どちらかと言えば、西側（北西、南西も含む）から伝播する傾向が認められる。

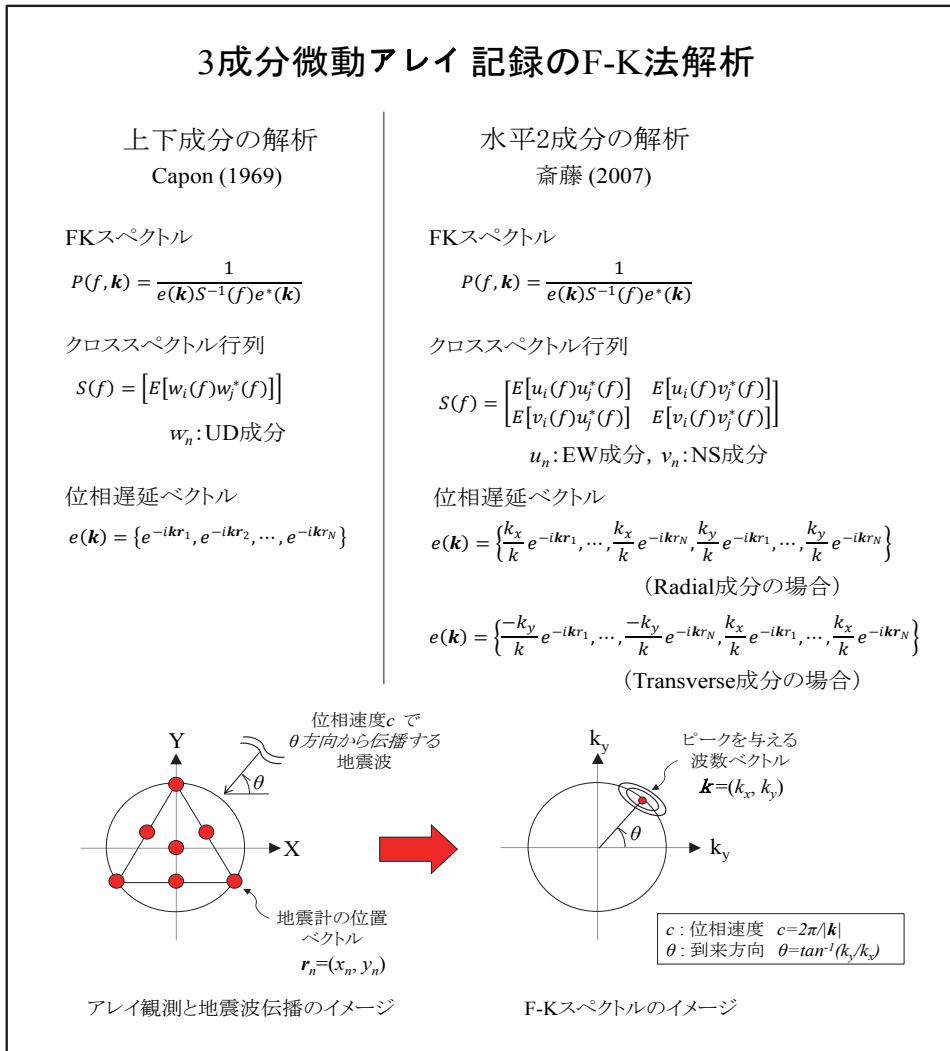
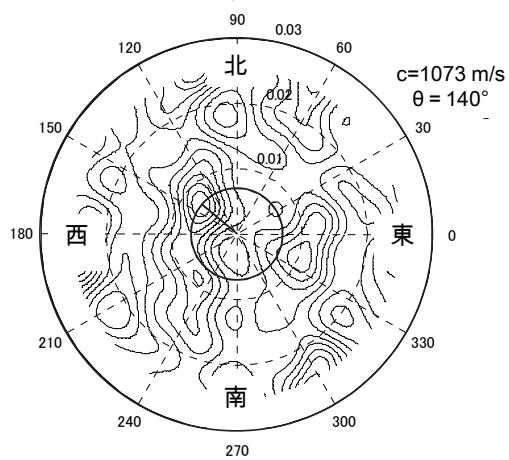
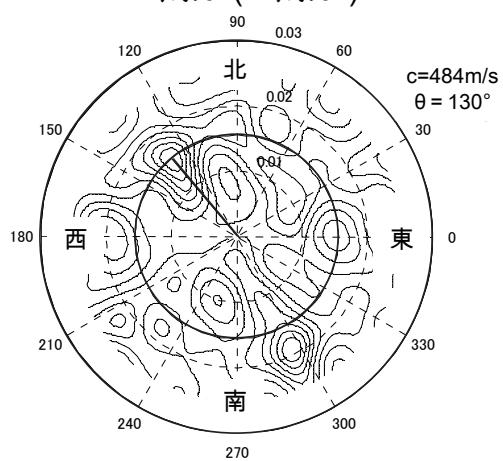


図 24 F-K 法解析の概要

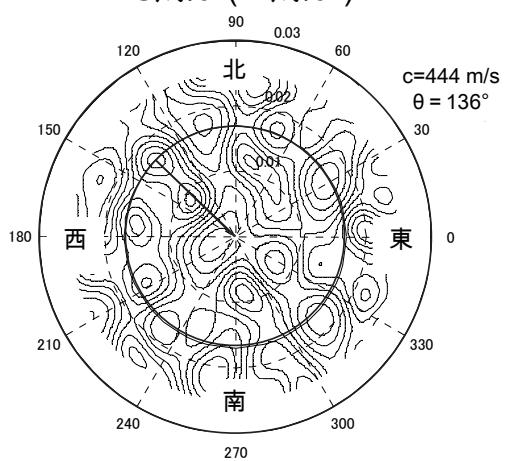
UD成分



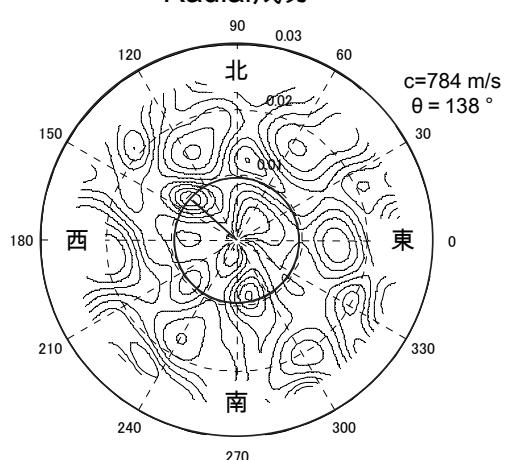
EW成分 (X成分)



NS成分 (Y成分)



Radial成分



Transverse成分

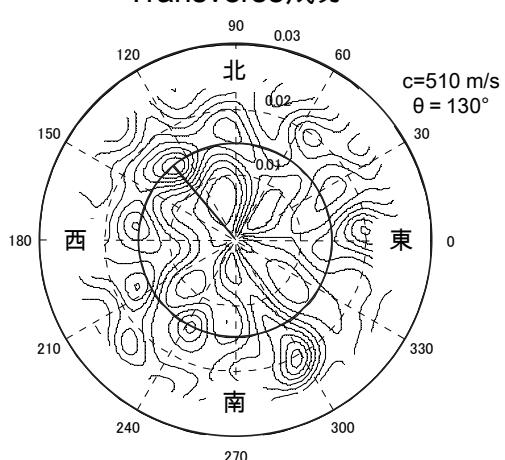


図 25 F-K スペクトルの例 (島アレイの 1.2Hz の計算結果の一例)

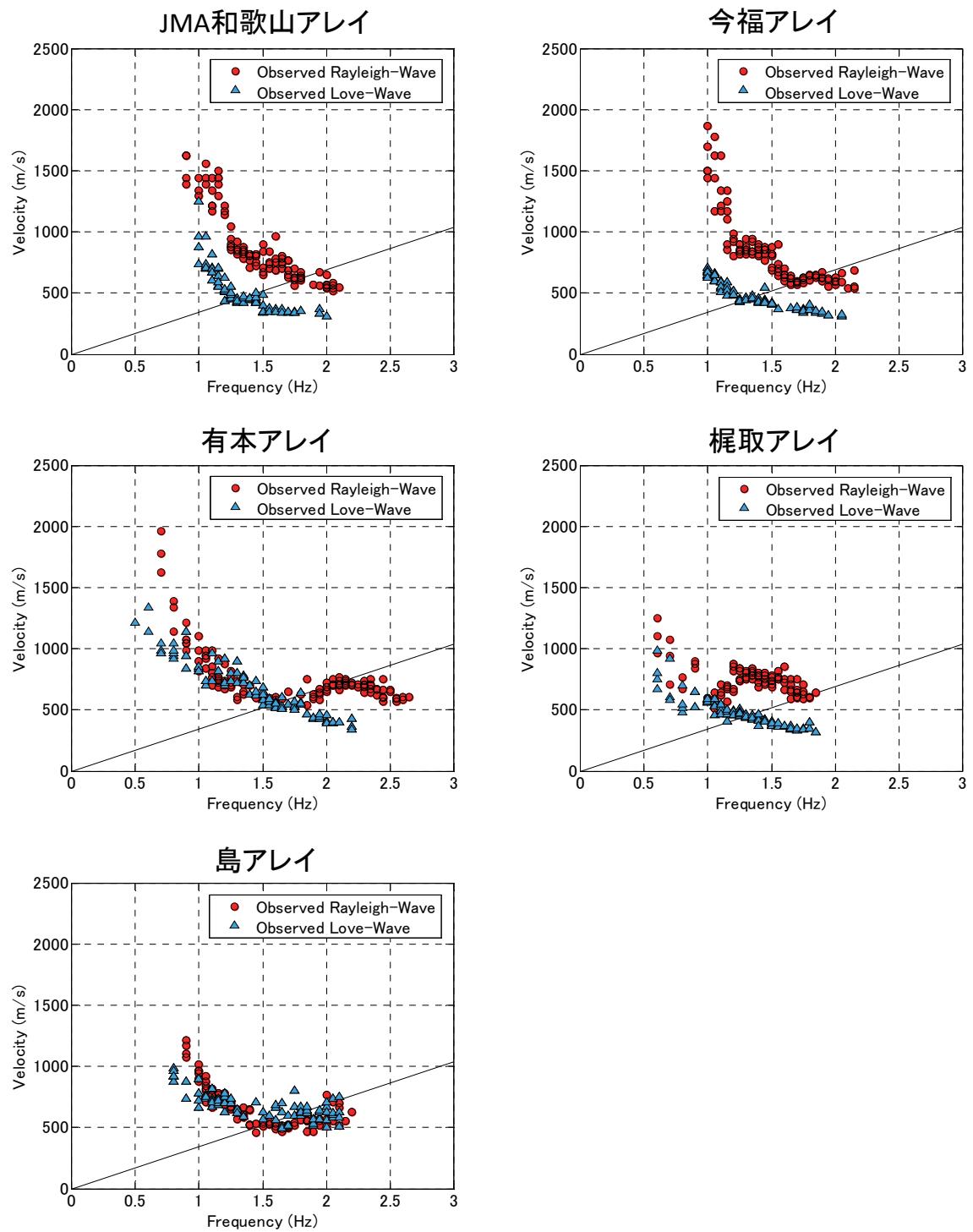


図 26 F-K 法による各アレイにおける位相速度の推定結果（直線は最小波長の検知限界を示す）

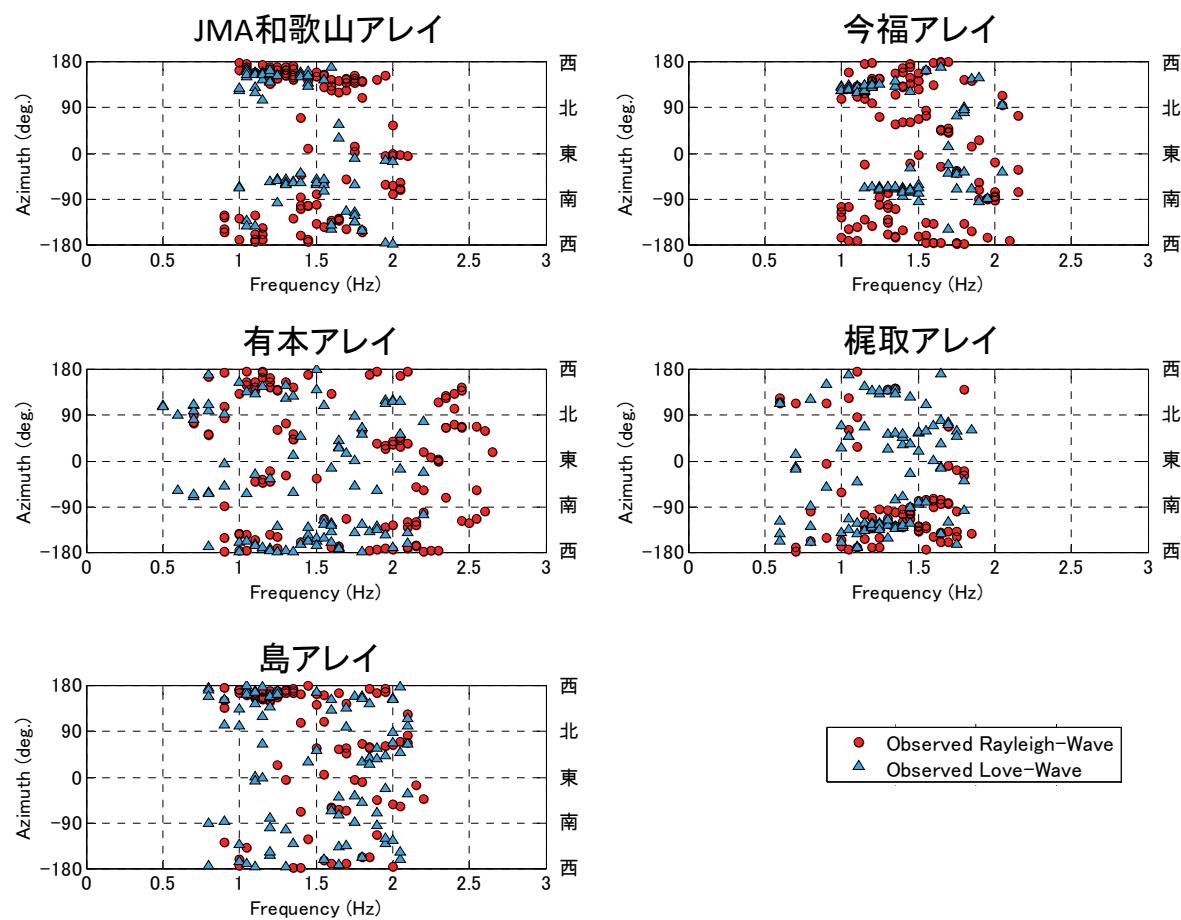


図 27 F-K 法による各アレイにおける到来方向の推定結果

b) 成果

i) SPAC 法による推定地下構造

観測位相速度に対して、前述の GA を用いて S 波速度構造モデルを求めた。GA の計算では、層数が最も少ないモデルで観測位相速度が説明できるように試行錯誤の結果、4 層 + 半無限速度構造モデルを採用した。なお、前述したように P 波速度および密度は既存の統計資料から S 波速度の関数としている (Ludwig, 1970)。JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイで仮定した速度構造モデルに対し、表 5～表 9 で示す S 波速度およびその層厚の探索範囲を設定した上で、試行回数 5000 回の計算を 5 回行って最適な速度構造モデル（残差最小解）を求めた。推定された地下構造モデルの物性値を表 10～表 14 に示す。図 28 に JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイでの観測位相速度とともに最適な地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線を併せて示す。また、JMA 和歌山、今福、有本、島、梶取の各アレイでの S 波速度構造モデルを図 29 に示す。各観測点とも推定地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度を良く再現できている。

得られた地下構造モデルによれば、前述の三波川変成岩（片岩）（S 波速度 1.5km/s 程度と見なす）と未固結な堆積層との速度コントラストが明瞭な地層境界（図 29 の矢印）の深度は、JMA 和歌山で 0.52km、今福で 0.51km、有本で 0.39km、島で 0.32km、梶取で 0.64km となり、紀の川沿いの 3 アレイ領域（島、有本、梶取）を比較すると、西側の領域ほど深くなっている。

表 5 GA の探索範囲 (JMA 和歌山アレイ)

No.	層 厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	100	0.45	0.66
2	150	300	0.65	0.90
3	80	350	0.85	1.25
4	450	900	1.30	1.80
5	---	---	1.70	2.40

表 6 GA の探索範囲 (今福アレイ)

No.	層 厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	150	0.45	0.66
2	140	250	0.65	0.88
3	80	350	0.85	1.20
4	450	900	1.25	1.80
5	---	---	1.70	2.30

表7 GAの探索範囲（有本アレイ）

No.	層 厚 (m)		Vs (km/s)	
	下限	上限	下限	上限
1	20	100	0.42	0.60
2	250	450	0.60	0.86
3	150	250	1.00	1.55
4	300	900	1.45	1.90
5	---	---	2.30	2.85

表8 GAの探索範囲（島アレイ）

No.	層 厚 (m)		Vs (km/s)	
	下限	上限	下限	上限
1	30	100	0.50	0.70
2	210	400	0.63	0.90
3	150	500	0.95	1.48
4	400	800	1.40	1.80
5	---	---	1.90	2.40

表9 GAの探索範囲（梶取アレイ）

No.	層 厚 (m)		Vs (km/s)	
	下限	上限	下限	上限
1	20	100	0.42	0.65
2	350	650	0.60	0.95
3	30	250	0.90	1.45
4	700	1550	1.45	1.90
5	---	---	2.30	3.10

表 10 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (JMA 和歌山アレイ)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	40	0 - 40	0.622	1.99	1.93
2	205	40 - 245	0.738	2.13	1.98
3	274	245 - 519	1.132	2.50	2.11
4	495	519 - 1014	1.670	3.24	2.27
5	-	1014 -	1.850	3.49	2.31

表 11 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (今福アレイ)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	86	0 - 86	0.481	1.87	1.87
2	159	86 - 245	0.740	2.13	1.98
3	265	245 - 510	1.075	2.44	2.09
4	850	510 - 1360	1.660	3.23	2.26
5	-	1360 -	1.850	3.49	2.31

表 12 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (有本アレイ)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	37	0 - 37	0.576	1.95	1.91
2	347	37 - 384	0.758	2.15	1.99
3	213	384 - 597	1.440	2.91	2.20
4	460	597 - 1057	1.560	3.09	2.24
5	-	1057 -	2.690	4.71	2.50

表 13 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (島アレイ)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	45	0 - 45	0.658	2.03	1.94
2	273	45 - 318	0.680	2.06	1.95
3	414	318 - 732	1.370	2.82	2.18
4	780	732 - 1512	1.535	3.05	2.23
5	-	1512 -	2.050	3.77	2.36

表 14 推定地下構造モデルによる各層の物性値（梶取アレイ）

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	30	0 - 30	0.600	1.97	1.92
2	542	30 - 572	0.788	2.18	2.00
3	70	572 - 642	0.920	2.30	2.05
4	1358	642 - 2000	1.710	3.29	2.28
5	-	2000 -	2.950	5.14	2.56

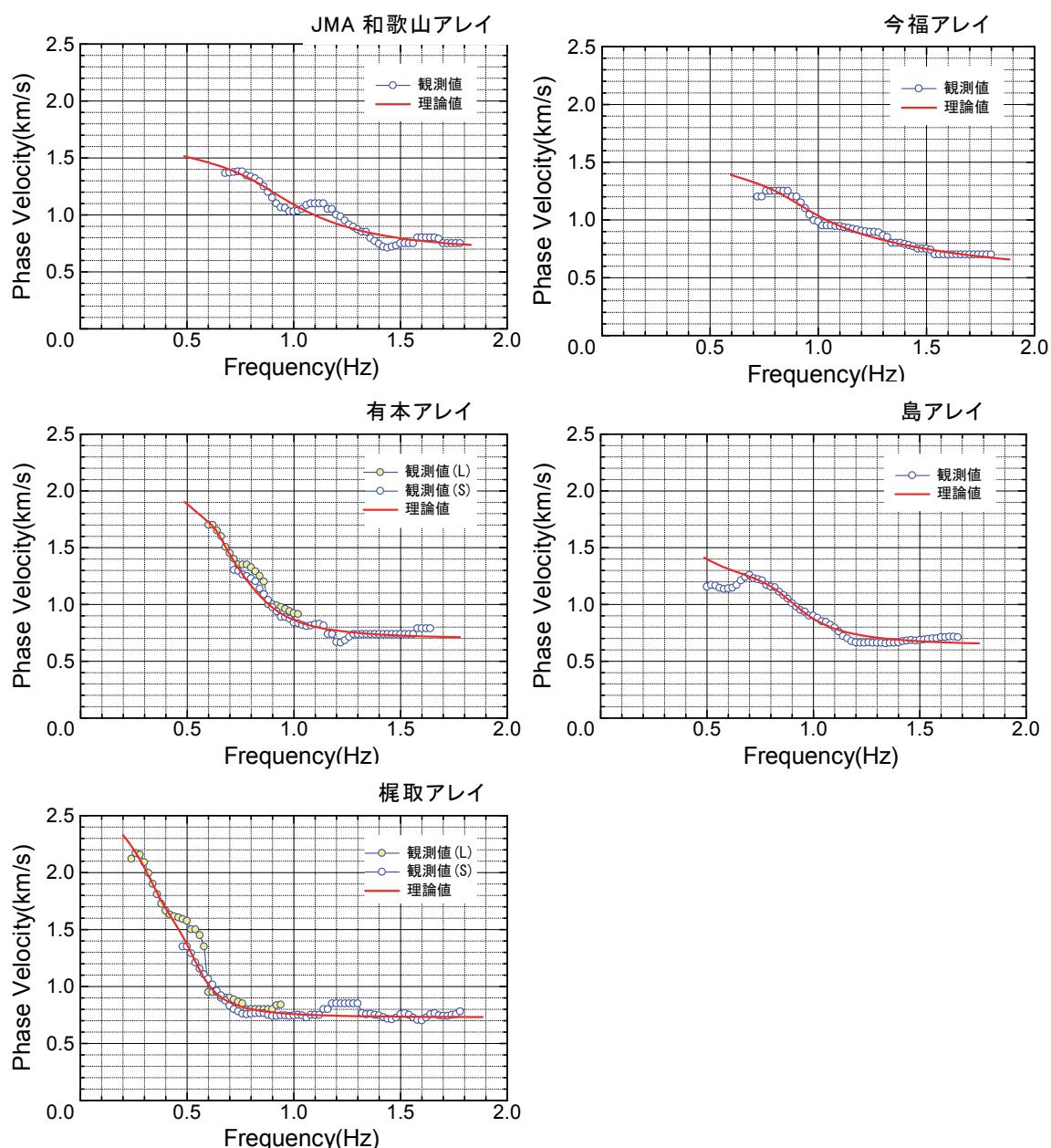


図 28 各アレイ領域における観測位相速度（図中の○）と推定地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線（図中の赤実線）の比較

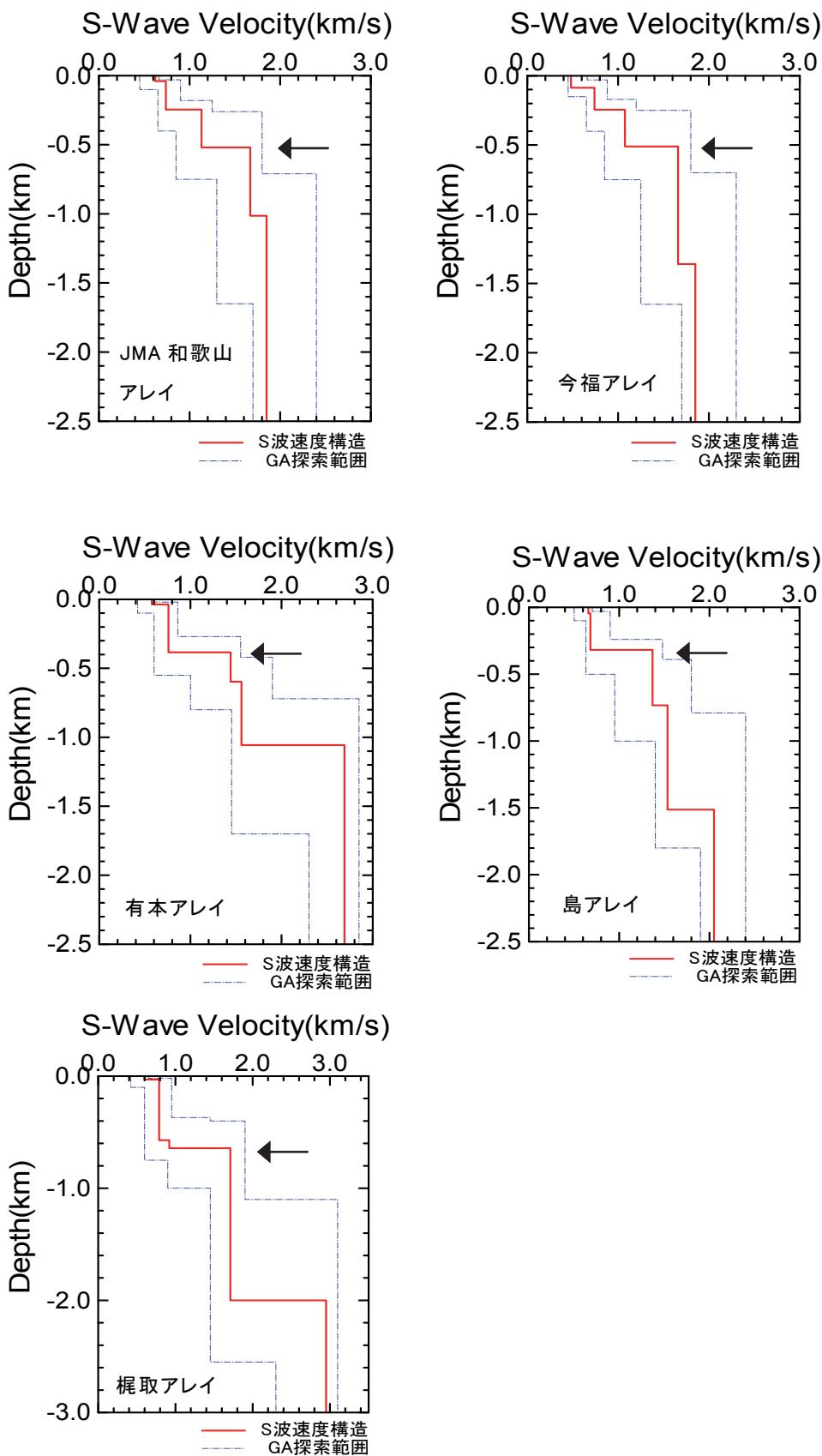


図 29 各アレイ領域における推定地下構造モデルによる S 波速度構造モデル（矢印は三波川変成岩の地層上面と考えられる位置）

ii) F-K 法による観測位相速度からみた SPAC 法による推定地下構造についての考察

図 26 より各アレイの位相速度を観察すると、1 ~ 1.5 Hz の周波数範囲において、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて遅い傾向が見られる。一方、島アレイと有本アレイではこの傾向はそれほど顕著ではない。これは JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは、島アレイや有本アレイに比較して沖積層が厚く堆積していることも要因であると推察される。

F-K 法より得られた位相速度をさらに検討するために、SPAC 法の位相速度に基づいて推定された地下構造モデル（表 10～表 14）を用いて算出される Rayleigh 波と Love 波の位相速度の理論値との比較を行う。図 30 は、図 26 に示した F-K 法の結果に、前項の SPAC 法による推定地下構造モデルに基づく理論値を重ね書きしたものである。これより、各アレイの位相速度を観察すると、まず島アレイと有本アレイについては、F-K 法による Rayleigh 波および Love 波の位相速度が概ね理論値と対応していることがわかる。一方、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイについては、Rayleigh 波に関しては F-K 法による位相速度は周波数範囲によっては理論値との対応が見られるが、Love 波に関しては F-K 法の結果は理論値よりもずっと遅いことがわかる。これは、先ほど述べたように、沖積層の存在も影響していると思われる。

KG-NET 関西圏地盤情報協議会（2011）による「新関西地盤－和歌山平野－」を参照すると、島アレイや有本アレイよりも、JMA 和歌山アレイ、今福アレイ、梶取アレイでは沖積層がかなり厚くなっている。さらに、同資料に掲載されている和歌山市南部の和歌川基準ボーリングの PS 検層結果より、地表から深さ 41m までの多くの地層において、ポアソン比が 0.45 以上の地層が大半を占めており、推定された地下構造モデル（表 10～表 14）には考慮されていない S 波速度の遅い層を浅部に付加する必要性が認められる。このような沖積層を含めた浅部の地下構造に対しては、各アレイの展開範囲内のボーリング情報の収集・整理を行った上で、Rayleigh 波と Love 波、さらには H/V スペクトルにおける卓越周波数などをバランス良く考慮した推定を今後行う予定である。

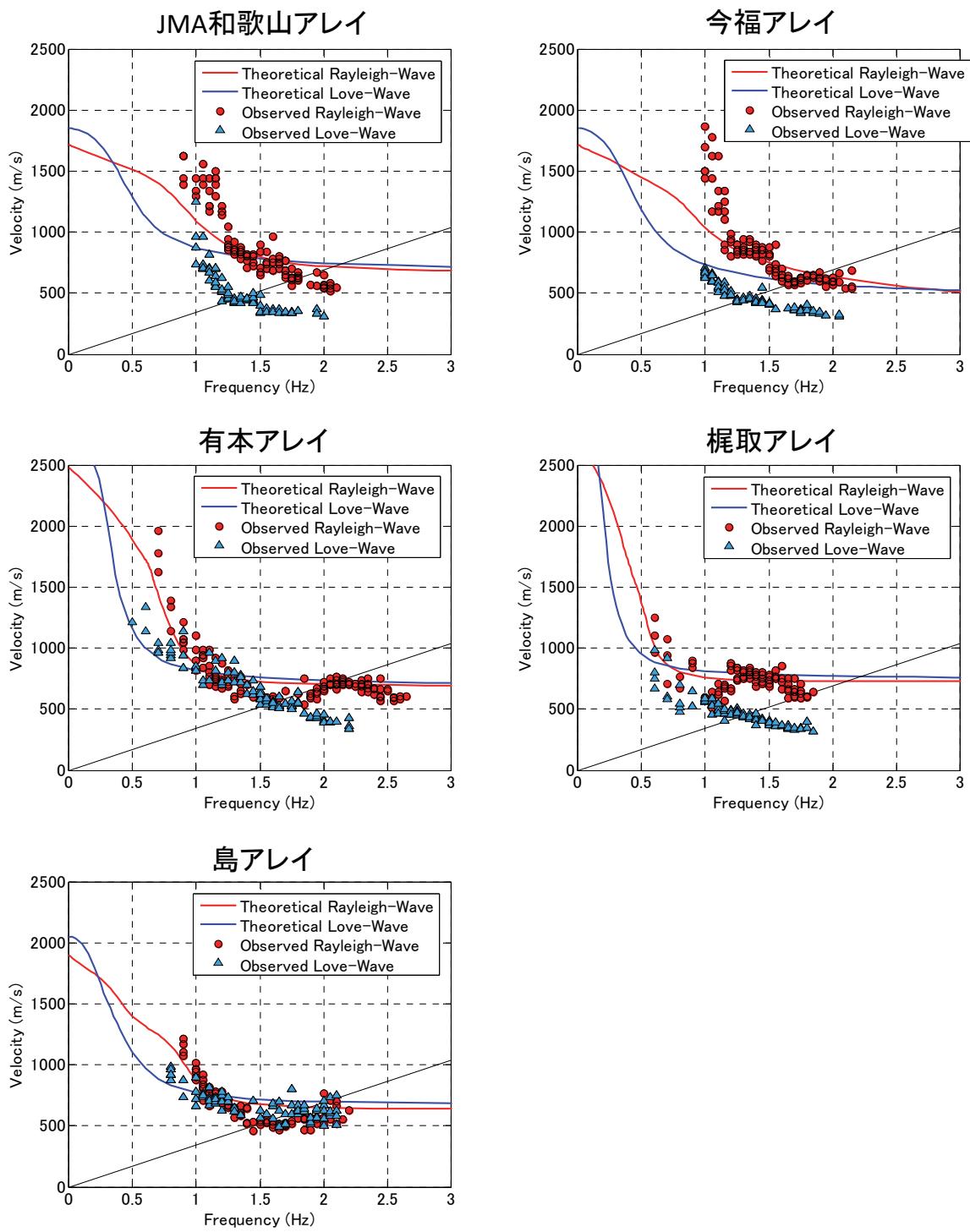


図 30 F-K 法による各アレイにおける位相速度の推定結果と SPAC 法の位相速度より得られた推定地盤モデルより計算された位相速度との比較

4) 単点微動観測

a) 実施方法

前節の3成分微動アレイ観測記録を用いて、水平と上下のスペクトル比（H/Vスペクトル）を以下の手順によって求めた。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外し、残りのデータ区間から80秒の記録長を重複区間が無いように20ブロック抜き出した。なお、解析はサンプリング周波数（100Hz）で行った。ブロック毎に自己相関関数を求め、それを有限フーリエ変換（DFT）してパワースペクトルを求めた。このとき、自己相関関数に幅15秒の三角形ラグウインドウを乗じることにより、パワースペクトルの平滑化を行った。ブロック毎に求めた3成分のパワースペクトルの水平動2成分（南北と東西方向）についてベクトル合成を行った。これを上下動成分のパワースペクトルで除し、さらに平方根をとることによってH/Vスペクトルを求めた。さらに、ブロック毎に求めたH/Vスペクトルを20ブロックに対するアンサンブル平均から、目的とする（平均）H/Vスペクトルを求めた。

上述の微動アレイ地点を対象とした単点微動データとしての解析とは別に、和歌山平野の内、和歌山市域の地下構造を把握するため、島アレイ付近より西側を対象に広域的な単点微動観測を105点で実施した。観測点の配置図を図31に、観測点の座標（緯度、経度）を表14にそれぞれ示す。観測は3グループに分かれて、2014年2月25日～27日の期間の主として日中に行った。観測機器はGPL-6A3P((株)アカシ社製(現(株)ミツトヨ),写真3)を使用した。観測はサンプリング周波数100Hzで行った。観測時の現場写真を写真4に示す。現在、これら単点微動観測記録の整理については実施中であり、次年度に分析を行う。

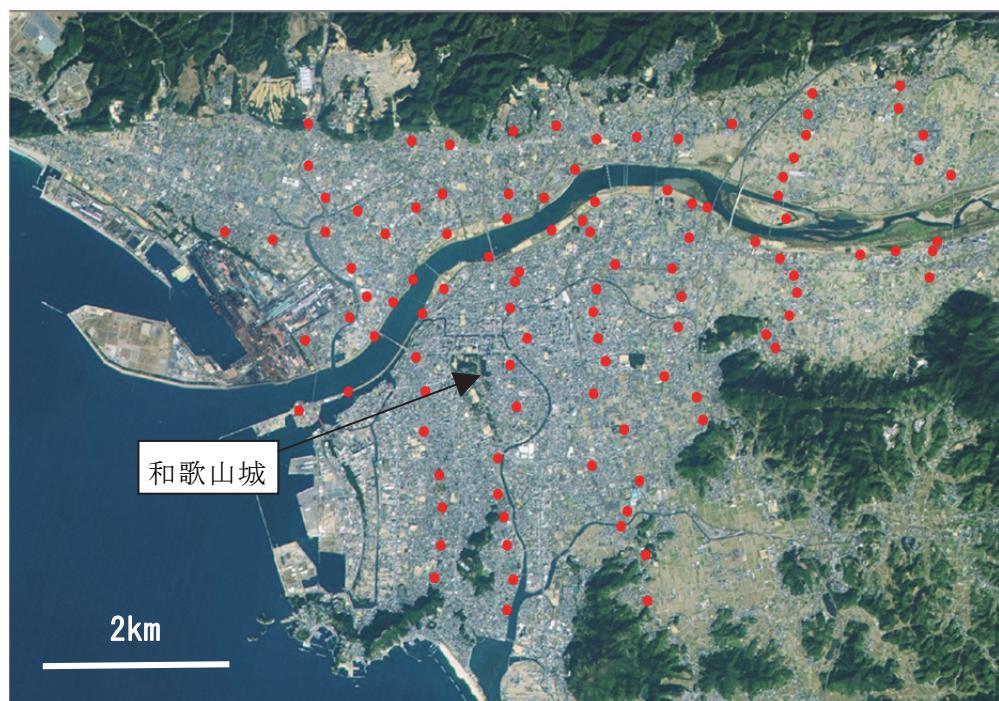


図31 和歌山市域を対象とした広域単点微動観測点位置（赤丸、計105点）

表 14 和歌山平野東部域における広域単点微動観測点座標

	緯度(度)	経度(度)		緯度(度)	経度(度)									
1	34.2319	135.1547	22	34.2278	135.1792	43	34.2231	135.2128	64	34.2444	135.2553	85	34.2528	135.1789
2	34.2378	135.1533	23	34.2317	135.1822	44	34.2261	135.2069	65	34.2625	135.2561	86	34.2564	135.1908
3	34.2419	135.1506	24	34.2361	135.1792	45	34.2333	135.2094	66	34.2556	135.2586	87	34.2522	135.1853
4	34.2472	135.1458	25	34.2400	135.1800	46	34.2378	135.2100	67	34.2578	135.2528	88	34.2492	135.1786
5	34.2522	135.1458	26	34.2414	135.1808	47	34.2419	135.2083	68	34.2614	135.2536	89	34.2469	135.1678
6	34.2569	135.1428	27	34.1933	135.2039	48	34.2464	135.2114	69	34.2653	135.2492	90	34.2403	135.1617
7	34.2631	135.1428	28	34.2000	135.2036	49	34.2514	135.2119	70	34.2686	135.2494	91	34.2369	135.1581
8	34.1967	135.1656	29	34.2042	135.1992	50	34.2303	135.2269	71	34.2631	135.2192	92	34.2347	135.1503
9	34.2014	135.1667	30	34.2064	135.2003	51	34.2322	135.2253	72	34.2608	135.2094	93	34.2314	135.1422
10	34.2069	135.1669	31	34.2108	135.2025	52	34.2350	135.2294	73	34.2611	135.2019	94	34.2444	135.2486
11	34.2117	135.1664	32	34.2131	135.1939	53	34.2383	135.2308	74	34.2608	135.1947	95	34.2439	135.2422
12	34.2181	135.1636	33	34.2183	135.1997	54	34.2408	135.2303	75	34.2628	135.1875	96	34.2458	135.2233
13	34.2239	135.1639	34	34.2236	135.1942	55	34.2433	135.2278	76	34.2619	135.1797	97	34.2508	135.2147
14	34.2289	135.1622	35	34.2283	135.1964	56	34.2492	135.2289	77	34.2600	135.1683	98	34.2211	135.1411
15	34.1919	135.1786	36	34.2317	135.1950	57	34.2525	135.2275	78	34.2472	135.1278	99	34.2239	135.1500
16	34.1964	135.1797	37	34.2356	135.1942	58	34.2553	135.2283	79	34.2461	135.1364	100	34.2353	135.1633
17	34.2014	135.1786	38	34.2389	135.1947	59	34.2581	135.2303	80	34.2503	135.1517	101	34.2389	135.1672
18	34.2056	135.1781	39	34.2425	135.1981	60	34.2614	135.2325	81	34.2606	135.1614	102	34.2436	135.1753
19	34.2089	135.1769	40	34.2472	135.1936	61	34.2644	135.2328	82	34.2469	135.1567	103	34.2475	135.1867
20	34.2142	135.1769	41	34.2517	135.1944	62	34.2675	135.2336	83	34.2508	135.1622	104	34.2489	135.1922
21	34.2217	135.1803	42	34.2197	135.2139	63	34.2414	135.2547	84	34.2528	135.1669	105	34.2533	135.2075



写真 3 広域単点微動観測に用いた観測機器（左側パネル部がデータ記録部、右側のスイッチ類がゲインやハイカットフィルターを設定する部分）



写真4 広域単点微動観測の現場写真

b) 成果

微動アレイ観測点でのそれぞれの H/V スペクトルを図 32 に示す。また、水平 2 成分間のスペクトル比（南北に対する東西方向のフーリエ振幅比）を図 33 に示す。まず、H/V スペクトルについて述べる。何れのアレイ観測領域内の観測点においても 1 Hz 以下の低周波数帯域において明瞭なピークが見られる。以下、これらのピークに対応する周波数を 1 次卓越周波数と称する。1 次卓越周波数（図 32 の矢印）は、JMA 和歌山及び今福の領域では 1 Hz 程度であるが、他の領域では 0.25Hz～0.5Hz に存在し、紀の川に沿って西側の領域ほど

低周波数側にシフトする。これら1次卓越周波数の空間変動は、基盤岩と堆積層とのS波速度コントラストが明瞭な地層境界面深度を反映したものと考えると (Yamanaka et al., 1994)、基盤岩が露頭している和歌山城に近いJMA和歌山や今福の1次卓越周波数が他の3つの領域より高いこと、さらに紀の川に沿って西側ほど基盤岩の上面深度が深くなるという前節の微動アレイ記録による位相速度から推定した基盤岩上面深度の分布(図29の矢印)とも整合している。

しかしながら、JMA和歌山や今福での位相速度から推定された基盤岩上面深度は有本や島より深く(図29の矢印)、H/Vスペクトルの卓越周波数から推定される同深度の解釈とは異なる。このことを詳しく説明するため、図34に梶取・JMA和歌山での微動アレイ観測による位相速度から推定した1次元速度構造、微動H/Vスペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度及びサブテーマ2において実施されたP波反射法探査(図35に測線を示す)により解釈された基盤岩上面深度分布の比較を示す。なお、微動H/Vスペクトルの卓越周波数から基盤岩上面深度を推定する際、同上面以浅の堆積層のS波速度を仮定する必要があるが、本検討では微動の位相速度から推定された堆積層の速度構造(表10、表14)を用いた。図より梶取においては、3つの手法(微動アレイ観測、微動H/Vスペクトル、反射法探査)による基盤岩上面深度は100m(誤差15%)以内に収まっていることがわかる。一方、JMA和歌山の同深度において、微動アレイ観測から推定した深度は微動H/Vスペクトルから推定した深度より2倍程度深くなっている。JMA和歌山アレイ重心の東側1kmには基盤岩の露頭が見られる和歌山城が位置することから、上記の紀の川右岸より徐々に基盤岩上面が上昇するという自然な解釈をすれば、JMA和歌山における微動アレイ観測による推定基盤岩上面深度が実際より深く評価された可能性がある。このことは、前節で示したJMA和歌山と今福におけるF-K法により評価された微動の位相速度(図30のRayleigh波)が1Hz付近において、SPAC法により評価された地下構造に基づく位相速度よりも速くなっている(基盤岩上面深度が浅く解釈されることを示唆)こととも整合している。なお、傾斜した基盤上面を有する地下構造領域においては、SPAC法を用いた微動の位相速度が空間自己相関係数の低下により、見かけ上、位相速度が遅く評価され、結果として基盤上面深度が深く解釈される可能性があることを上林ほか(2009)は指摘している。1Hz以下の周波数帯域における空間自己相関係数の低下は、図21に示したJMA和歌山と今福の各アレイ領域内の観測点間における当該周波数帯域でのパワースペクトルのバラツキが大きいことからも裏付けられる。これらの事象を踏まえて、それぞれの微動探査手法の特性を考慮に入れながら高精度な地下構造推定のための検討を引き続き行う予定である。

和歌山平野は上述のように、基盤岩上面が顕著な不規則性を有することからH/Vスペクトルの卓越周波数付近において、微動の水平動振幅の異方性が考えられる(Uebayashi, 2003)。Uebayashi et al. (2012)では、同異方性が顕著に見られる地点において、水平成層構造の仮定に基づく地下構造の推定誤差が大きくなることを観測と3次元地下構造モデルを用いた微動のシミュレーションとの比較に基づいて言及している。そこで微動アレイ観測が行われた5つの領域について、H/Vスペクトルの卓越周波数付近の同異方性の強弱について観察すると(図33)、JMA和歌山と今福において、図中に矢印で示した周波数では東西と南北方向の振幅が最大で倍・半分程度異なる。これらJMA和歌山と今福における同

異方性が H/V スペクトル卓越周波数を用いた水平成層構造モデルに基づく地下構造推定精度に、どの程度影響するのかは今のところ明確に評価することはできないが、少なくとも同異方性が見られる領域ではそうではない領域に比べて、地下構造の推定誤差が大きくなる可能性がある。従って、同異方性を有する領域がどの程度の広がりを持つのかを上述の広域単点微動記録からも調べておくことは、次年度に構築する予定である和歌山平野の地下構造モデルを評価する上でも必要と思われる。これらについては次年度において引き続き検討する予定である。

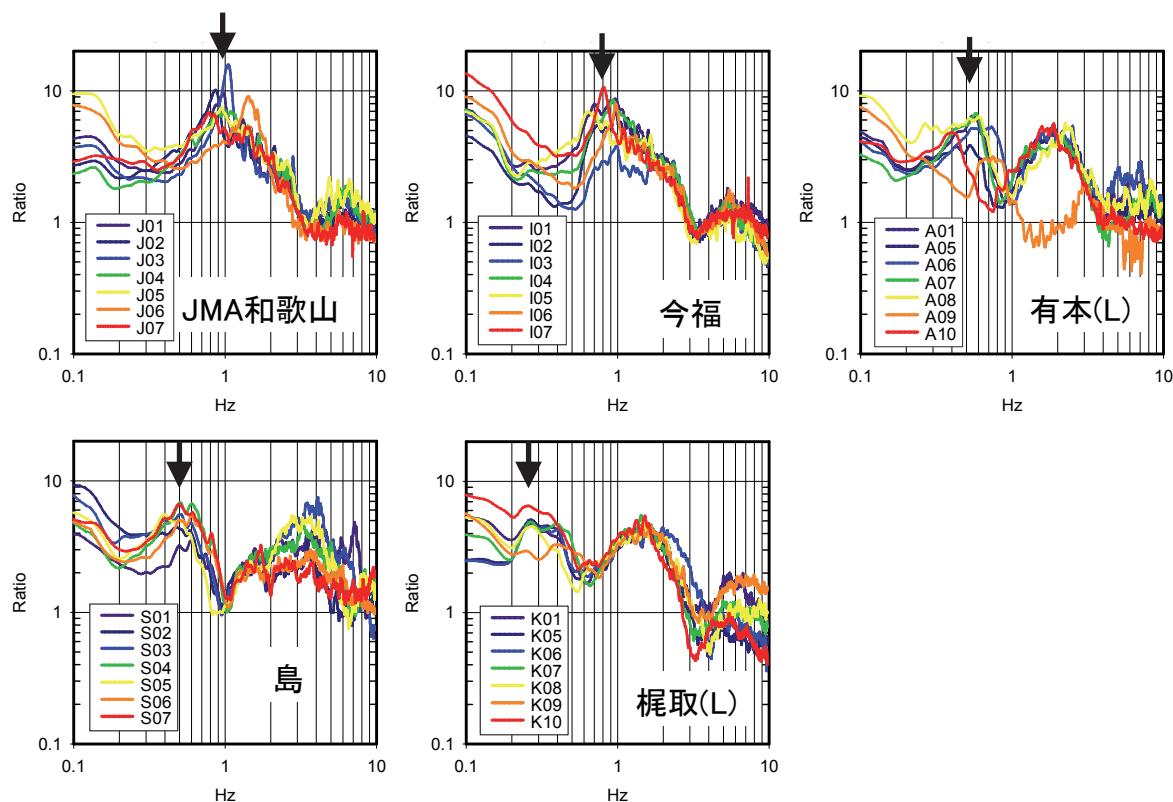


図 32 微動アレイ観測記録を単点微動記録と見なしたときの各アレイ領域（5 領域）内の観測点（7 点）での水平／上下（H/V）スペクトル比（矢印は 1 次卓越周波数）

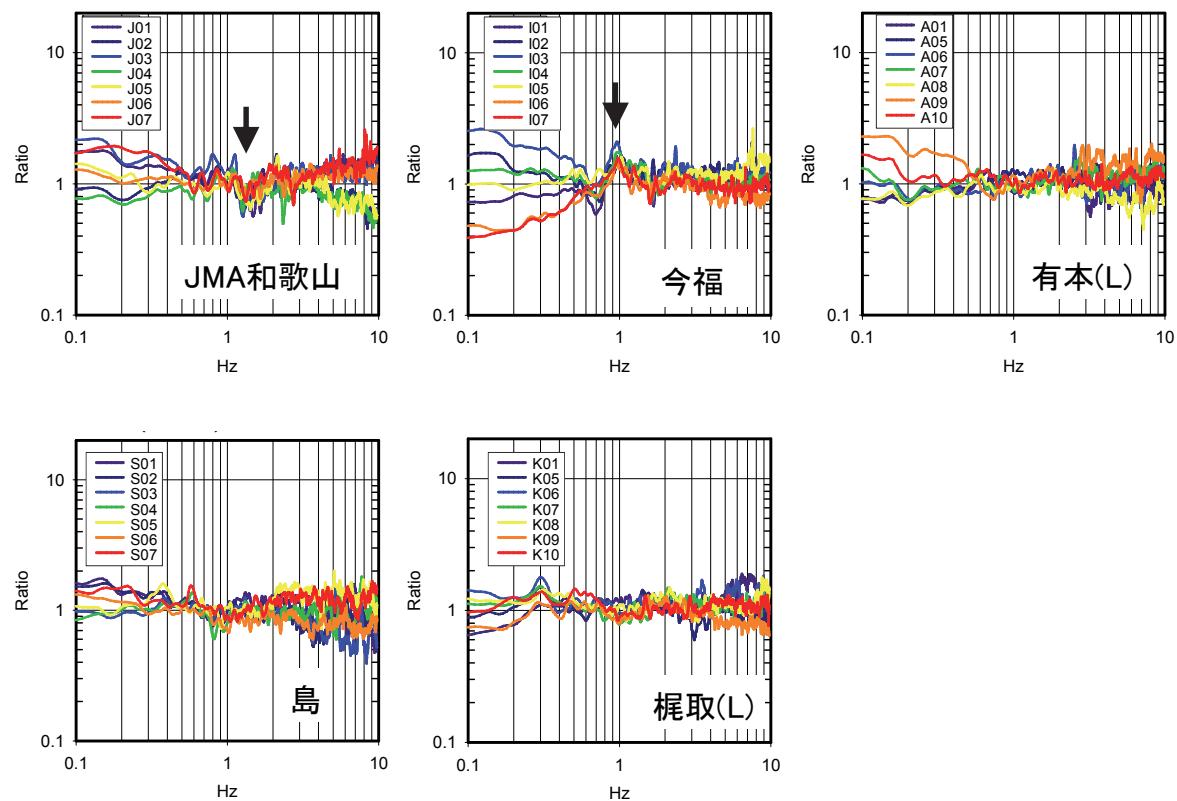


図 33 微動アレイ観測記録（3成分）を用いた各アレイ領域（5領域）内の観測点（7点）での東西／南北スペクトル比（矢印はやや振幅の異方性が見られる周波数）

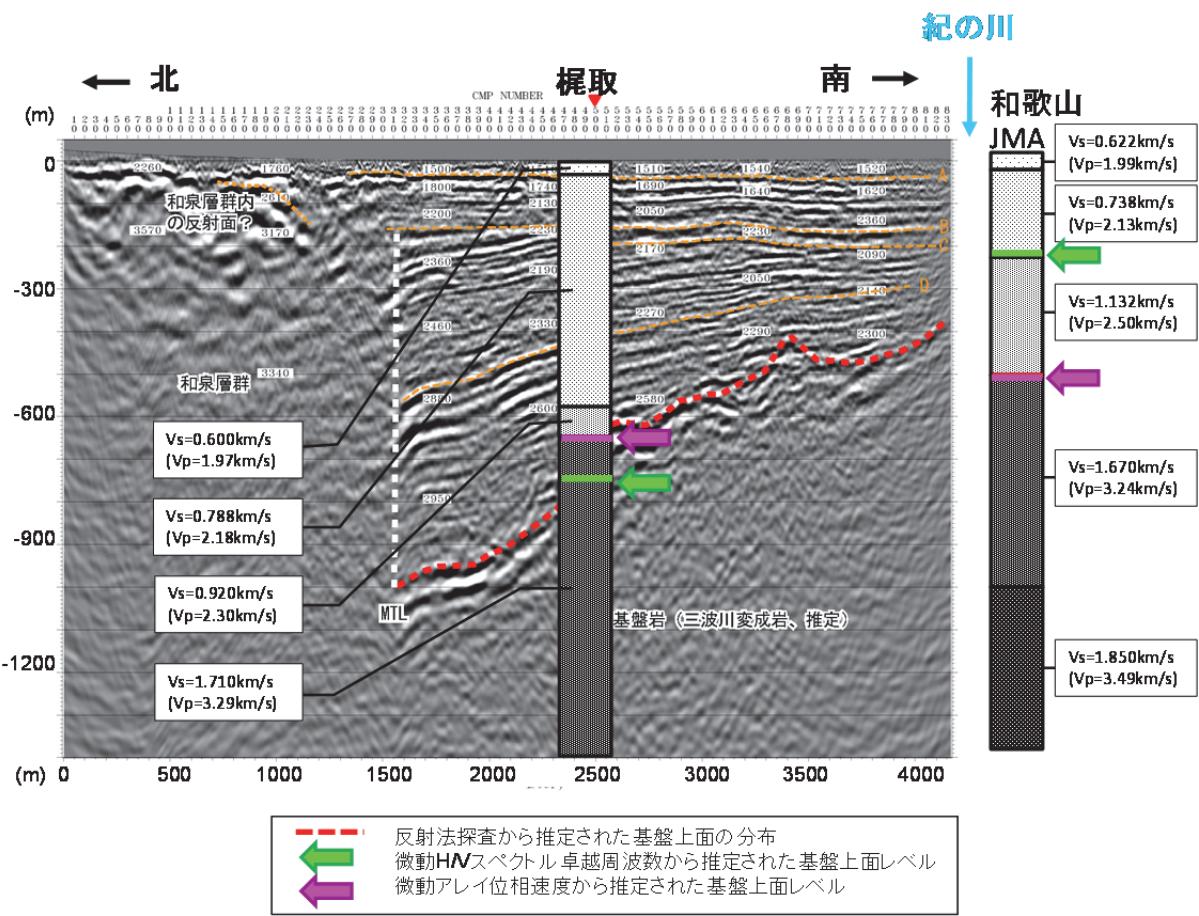


図 34 梶取・JMA 和歌山での微動アレイ観測から推定された 1 次元速度構造と P 波反射法探査から推定された基盤岩上面深度分布及び微動 H/V スペクトル卓越周波数から推定した基盤岩上面深度の比較

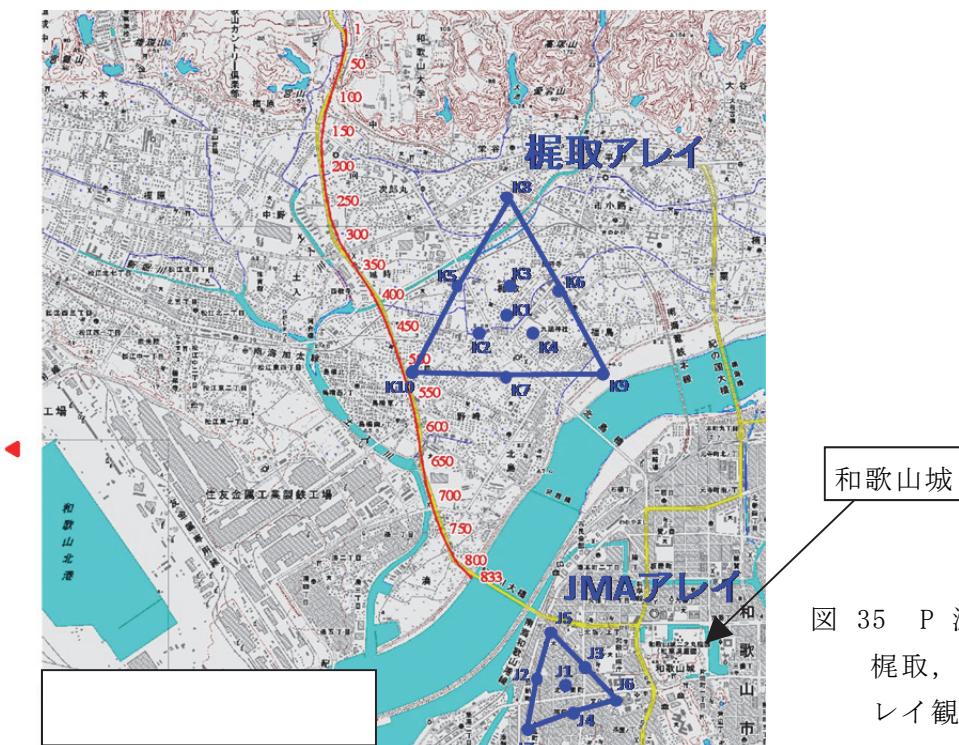


図 35 P 波反射法測線及び
梶取, JMA 和歌山微動ア
レイ観測点配置

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 地震観測記録の収集・分析

和歌山平野及び周辺部における地震観測記録を収集し、イベント記録のヒットリストを作成した。次年度は奈良県における地震記録についてイベント記録のヒットリストを作成する。また、収集した記録から地下構造モデルの検証等に使用するイベント記録を選定し、地下構造モデルの高度化のためのモデルシミュレーションに利用する。

2) 既存の地下構造モデルの収集

和歌山平野における、強震動予測のための既往の地下構造モデルを収集した。(独)産業技術総合研究所による大阪堆積盆地モデルおよび独立行政法人防災科学技術研究所によるJ-SHIS地震ハザードステーションでは、地震基盤以浅の速度構造モデルが示されているが、両モデルともに既往の探査情報が少なかったこともあり、数秒以下の強震動予測の精度を確保するためには新たな情報を加えるなど、モデルの高度化が必要であることがわかった。

3) 微動アレイ探査

既存の地下構造に関する情報を考慮し、和歌山市域を対象に5つの領域（JMA和歌山、今福、島、有本、梶取）において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、何れの領域においても連続性の良い位相速度の分散曲線が得られ、それらの分散曲線からS波速度構造を推定した。さらに、F-K法による解析も実施し、推定したS波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した。結果として、島と有本については、両手法（SPAC法とF-K法）による結果が概ね対応したが、JMA和歌山、今福、梶取については、位相速度に差異が見られた。この原因については、下記の単点微動の解析結果との整合性も考慮しながら来年度に引き続き検討を行う。

4) 単点微動観測

微動アレイ観測記録（3成分）を用いて水平／上下動(H/V)スペクトルを求めた。いずれのアレイ観測領域内においても、H/Vスペクトルは明瞭なピークを示した。ピーク（卓越）周波数と微動アレイ探査から推定した基盤岩上面深度の相対的な変化の傾向は整合した。ただし、JMA和歌山と今福においては、H/Vスペクトルの卓越周波数から推定した基盤岩上面深度は微動アレイから推定した同深度より半分程度浅くなった。この結果は、不規則構造の場での水平成層構造を仮定した各種微動探査手法の精度が原因とも考えられ、引き続き検討すべき課題である。なお、和歌山市域を対象とした単点微動観測を105点実施したが、結果については次年度に報告する。

さらに、来年度は既存の地下構造モデル、重力データに加え、今年度実施したサブテーマ2による反射法探査結果なども参考に、微動アレイ探査や単点微動観測結果などに基づき和歌山平野の3次元地下構造の初期モデルを構築する。

(d) 引用文献

Aki K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference

- to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.
- Capon, J., High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418, 1969.
- 長 郁夫・中西一郎・凌 鮎群・岡田 広, 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, 52, 227-246, 1999.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号, 2012.
- Ohori M., A. Nobata, and K. Wakamatsu, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2323-2332, 2002.
- 大堀道広・チタクセチキン・中村武史・坂上 実・武村俊介・吉村孝志・竹本帝人・岩井 一央・久保篤規・川谷和夫・田嶋佐和・高橋成実・金田義行, 高知市街地の浅層地盤モデルの構築, 日本地震工学会論文集, 13, 52-70, 2013.
- 岡田篤正・松井和夫・横田 裕・斎藤 勝・遠藤 理・野田利一・香川敏幸, 和歌山平野北東部における中央構造線の地下構造, 活断層研究, 17, 84-96, 1998.
- 岡田広・松島健・森谷武男・笹谷 努, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 43, 402-417, 1990.
- 小渕卓也・山本英和・斎藤徳美, 微動アレー探査における周波数一波数スペクトル法と空間自己相関法から推定した Rayleigh 波の有効波長範囲の上限の検討, 物理探査, 55, 363-373, 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.
- KG-NET・関西圏地盤研究会, 新関西地盤 2011—和歌山平野—, 208pp., 2011.
- 関西地震観測研究協議会, <http://www.ceorka.org/>, 2014. 4. 1 現在.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, J. E., and C. L. Drake, Seismic refraction, The Sea, A. E. Maxwell (Editor), 4, Wiley-Interscience, New York, 53-84, 1970.
- 松島 健・岡田 広, 微動探査法(2)一長周期微動に含まれるラブ波を識別する試み一, 物理探査学会第 82 回学術講演会講演論文集, 5-8, 1990a.
- 松島 健・岡田 広, 微動探査法(5)一周波数一波数法を用いた長周期微動中のラブ波を識別する試み一, 物理探査学会第 83 回学術講演会講演論文集, 177-179, 1990b.
- 宮腰 研・岡田 広・凌 鮎群, 地震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限-F-K スペクトル法の場合一, 物理探査学会第 93 回学術講演会講演論文集, 95-99, 1995.
- 斎藤正徳, 水平 2 成分アレーを用いた縦波・横波成分の分離, 物理探査, 60, 297-304, 2007.
- 時松孝次・新井 洋・酒井潤也, 短周期微動に含まれる表面波の性質と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文集, 472, 47-55, 1995.

上林宏敏・川辺秀憲・釜江克宏・宮腰 研・堀家正則, 傾斜基盤構造推定における微動 H/V スペクトルの頑健性とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モデルの改良, 日本建築学会構造系論文集, 74, 1453-1460, 2009.

Uebayashi, H., Extrapolation of Irregular Subsurface Structures Using the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Long-Period Microtremors, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 570-582, 2003.

Uebayashi H., H. Kawabe, and K. Kamae, Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, Geophys. J. Int., 189, 1060-1074, 2012.

山本英和, 3成分微動アレー観測による Love 波の位相速度の推定の試み, 物理探査, 53, 153-166, 2000.

Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, and M. Niwa, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1831-1841, 1994.

4. 全体成果概要

中央構造線断層帯は、近畿地方の金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する全体では約360kmの長大な断層帯である。この大規模な断層帯では、様々な調査がなされてきているが、このうち金剛山地東縁ー和泉山脈南縁区間は、奈良県香芝市から五條市を経て和歌山県和歌山市に至る断層帯で、この区間が活動した場合、和歌山県、奈良県、そして大阪府に甚大な影響を及ぼす断層帯であることがわかっている。地震調査委員会の評価や、内閣府の地震被害想定では、マグニチュード7.8のイベントが想定され、和歌山市や大阪府南部をはじめとして震度6強の範囲が広範に広がり、震度7となる地域も想定される。また、内閣府による地震被害想定では、建物倒壊・消失棟数は約28万棟、死者約11千人が見積もられている。

この活断層が活動した場合の社会的インパクトの高さに加えて、この断層帯調査の必要性は以下のようなポイントが挙げられる。これまでの地震調査研究推進本部の長期評価では、今後30年以内の地震発生確率は、金剛山地東縁区間でほぼ0%～5%、和泉山脈南縁区間では0.06%～14%と発生確率に幅があり、それらの最大値をとると、これらの区間は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。発生確率の幅があることから、発生確率の推定精度を上げることが必要である。次に震源断層形状について、これまでの調査では和泉山脈南縁区間は構造境界にあたっており、その構造境界の傾斜角は低角度と推定されている。一方、力学的見地からは活動度の高い横ずれ断層の傾斜角は高角度と考えられることから、これらの点についての検討が必要である。さらに、最初に述べたような、活動時の社会的インパクトに基づいて、防災計画策定に活用できる情報に資する、地震時の強震動予測の精度を向上する必要がある。

これらの課題に取り組むために、1)活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、2)断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、3)断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究、についての調査観測、研究を進めた。

1)活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測においては、中央構造線断層帯（金剛山地東縁ー和泉山脈南縁）のうち、和泉山脈南縁区間に分布する根来断層・根来南断層・五条谷断層の活動履歴の解明を目的とした調査を行った。根来断層については、掘削した2つのピットでは従来の活動履歴をより詳細に解明できるデータが得られなかった。したがって、平成26年度以降に再度古地震学的調査を行う予定である。根来南断層については、岩出市根来で行った群列ボーリングで断層の位置を絞り込むことができた。五条谷断層については、橋本市高野口町竹尾でのピット掘削によって、最新活動時期やそれ以前の活動時期を明らかにできる露頭が現れた。今後、年代値が出揃うのを待って、活動履歴を検討する予定である。金剛山地東縁区間については平成26年度以降に、断層図の作成と古地震学的調査を行う予定している。

2)断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測においては、InSAR解析による地盤変形形状の推定、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）比抵抗構造探

査、P波反射法地震探査、断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定、及び地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理を行った。

InSAR 解析による地盤変形形状の推定では、ALOS/PALSAR の 1 測線による画像解析によって地盤変動図を作成した。中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）比抵抗構造探査は、平成 26 年度に予定する本観測のため、SN 比などの予備調査を行った。都市圏であることからノイズが高いことは想定通りであったが、夜間にノイズレベルが下がることがわかり、この部分のデータを用いることにより、初期解析結果として地殻上部の不均質構造を得ることができた。P 波反射法地震探査では、該当地域の和歌山北測線と岩出測線での探査を実施し、基盤を含む地下構造を求めることができた。周辺の既存探査結果と併せて、中央構造線の傾斜角と、中央構造線に対する堆積層の潜り込みの形状が東西で異なる可能性を示唆した。断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定については、文献整理と今後のモデリングに必要な環境を整えた。地盤モデル作成のための地盤情報の収集整理は、既存ボーリングデータを収集整理し、地盤モデルや活断層近傍の変形形状を推定するためのデータベースを作成した。また和歌山平野において表層地盤モデルを作成した。

3) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究としては、地震観測記録の収集・分析、既存の地下構造モデルの収集、及び和歌山市域における微動アレイ探査及び単点微動観測を行った。地震観測記録の収集においては、和歌山県の自治体震度計の地震動記録を収集し、整理を行った。地下構造モデルの収集においては、大阪堆積盆地の地下構造モデルと J-SHIS の和歌山平野域のモデルを収集した。また、和歌山平野で微動アレイ探査を行い、堆積層の S 波速度構造についての知見を得た。また単点微動を面的に行って、アレイ探査結果を水平方向へ展開していくための情報資料とした。

引用文献

内閣府中央防災会議、中部圏・近畿圏直下地震対策
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/index_chukin.html
(2014 年 4 月 17 日参照), 2008.

地震調査研究推進本部、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価（一部改訂）について, http://www.jishin.go.JP/main/chousa/11feb_chuokozo/index.htm (2014 年 4 月 17 日参照), 2011.

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岩田知孝・中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）調査観測研究グループ	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年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都府宇治市）	平成26年2月27日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

6. むすび

地震調査研究推進本部の「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」（平成17年8月策定）に基づき、活断層帯の重点的な調査観測の推進として、平成25年度より「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」を3カ年計画で開始した。

具体的には、活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究を行うサブテーマ研究チームを構成し、各々の調査観測研究を進めるとともに、サブテーマ間での情報共有を進めながら、地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、及び強震動の予測精度の高度化を目的としている。

対象断層帯においては、地震調査委員会による活断層の長期評価や強震動評価のための周辺地域の地下構造モデルが構築されているため、これらの情報を踏まえた効果的な調査観測研究を進めることが必要である。平成25年度は各研究テーマにおける既往研究の情報整理に基づいて調査観測研究を計画・実行し、本報告書としてまとめることができた。平成26年度においては、検討課題を解決していくとともに、サブテーマ間での成果の情報共有を進めて、各サブテーマでの調査観測研究に活用していくことを推進する。同時に、各サブテーマの最終目標を見据えた調査観測研究を実施する。

最後になりましたが、今年度の本重点調査観測を行うにあたり、調査対象地域である和歌山県、和歌山市、岩出市、奈良県、大阪府と関連機関の皆様、ピット調査・ボーリング調査に協力いただいた皆様に記してお礼申し上げます。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

平成 25 年度

第 1 回「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」
運営委員会議事概要

日時 平成 26 年 10 月 29 日（水） 13 時 30 分～16 時 30 分

場所 メルパルク京都 会議室 C

- 議事
- 1. 運営委員会の構成及び運営委員長の選任について
 - 2. 全体計画と平成 25 年度の調査観測計画・進捗状況について
 - 1) 全体計画の説明
 - 2) 平成 25 年度の調査観測計画と進捗状況
 - 3. その他

第 2 回「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」
運営委員会議事概要

日時 平成 26 年 3 月 31 日（水） 13 時 30 分～16 時 30 分

場所 メルパルク京都 会議室 6

- 議事
- 1. 平成 25 年度の調査進捗状況と平成 26 年度の調査計画について
 - 2. その他

「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」
運営委員会規則

平成 25 年 7 月 11 日制定

(趣旨)

この規則は、文部科学省委託研究業務「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」（以下「本プロジェクト」という。）の研究を効果的に推進するため、「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」運営委員会（以下「委員会」という。）の組織及び運営について定めるものとする。

(目的)

第1条 委員会は、本プロジェクトに関する重要事項を審議し、関係研究機関（者）間の連携を緊密にし、もってその有効な推進を図ることを目的とする。

(任務)

第2条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議し、決定する。

- (1) 本プロジェクトに関わる研究計画
- (2) 委員会の構成員
- (3) その他、研究推進に関わる事項

(構成)

第3条 委員会の委員は、次の各号に掲げる者の中から京都大学防災研究所が委嘱する。

- (1) 本プロジェクトに参加する者 若干名
 - (2) 上記以外の有識者 若干名
- 2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

(委員長)

第4条 委員会に委員長を置く。

- 2 委員長は、委員会の会務を総括する。
- 3 委員長は、必要に応じてオブザーバーの出席を求めることができる。
- 4 委員長に事故があるときは、あらかじめ委員長の指名する委員が、その職務を代理する。

(任期)

第5条 委員の任期は、1年とする。ただし、再任を妨げない。

- 2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

(会議)

第6条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第7条 研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、京都大学防災研究所内に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第8条 委員会の事務は、京都大学防災研究所において処理する。

(委員会の期限)

第9条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第10条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関する必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附 則

1. この規則は、平成25年7月11日から施行する。

2. この規則の施行によって委嘱される最初の委員の任期は、第5条の規定にかかわらず、平成26年3月31日までとする。

7. 2 運営委員会構成員

○ 委員

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝（研究代表者）
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二
国立大学法人京都大学原子炉実験所	釜江 克宏
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	堤 浩之
国立大学法人京都大学防災研究所	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	浅野 公之

2. 有識者

国立大学法人東北大学大学院理学研究科	今泉 俊文（委員長）
国立大学法人鳥取大学大学院工学研究科	香川 敬生
独立行政法人産業技術総合研究所地質情報研究部門	水野 清秀
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター	堀川 晴央

○ オブザーバー

1. (委託元) 文部科学省研究開発局地震・防災研究課
2. (事務局) 国立大学法人京都大学宇治地区事務部研究協力課
3. (関係機関)
 - 気象庁大阪管区気象台
 - 国土地理院近畿地方測量部
 - 大阪府危機管理室防災企画課
 - 奈良県総務部知事公室防災統括室
 - 和歌山県総務部危機管理局総合防災課
 - 和歌山市危機管理局危機管理部総合防災課
4. (研究者、有識者等) 業務参加者、業務協力者等