

平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査

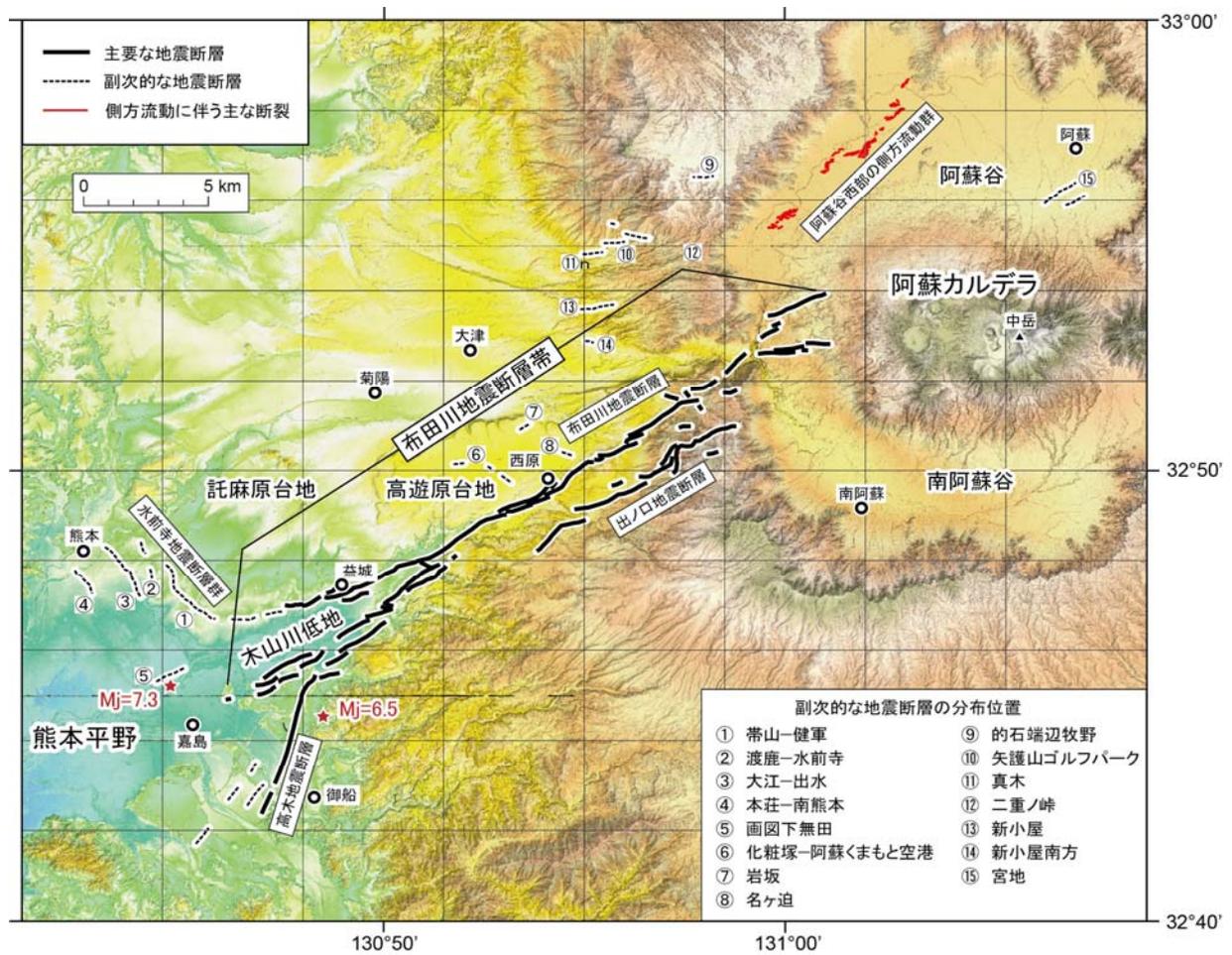
平成 28 年度
成果報告書

平成 29 年 5 月

文部科学省研究開発局
国立大学法人九州大学

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、国立大学法人九州大学が実施した平成 28 年度「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の成果を取りまとめたものです。

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

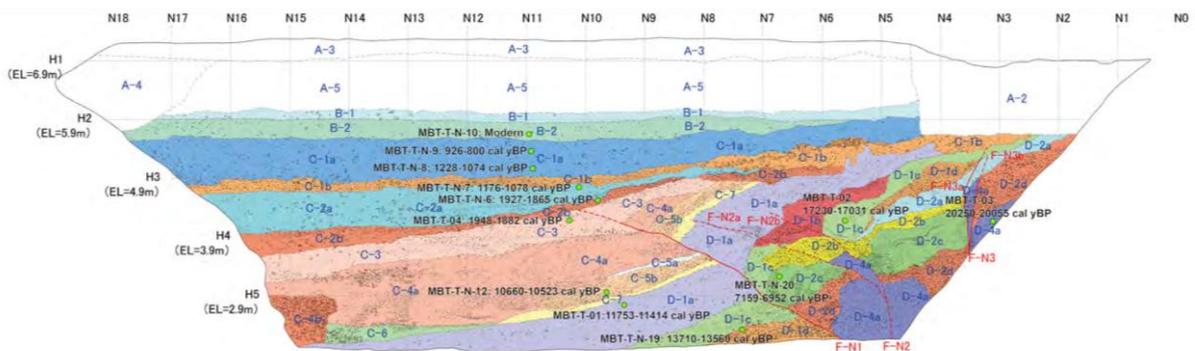


平成 28 年熊本地震によって地表に生じた断層及び断裂の分布。産業技術総合研究所及び他機関が実施し、公表されているデータを基に作成した。主要な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 2-3 km の範囲に出現し、さらにその周辺 10 km 程度の範囲に、変位量が 0.1~0.2 m 以下の副次的な地震断層が多数出現した。地形図は国土地理院の基盤地図情報数値標高モデルを用いて作成し、震央位置は気象庁データを使用した。



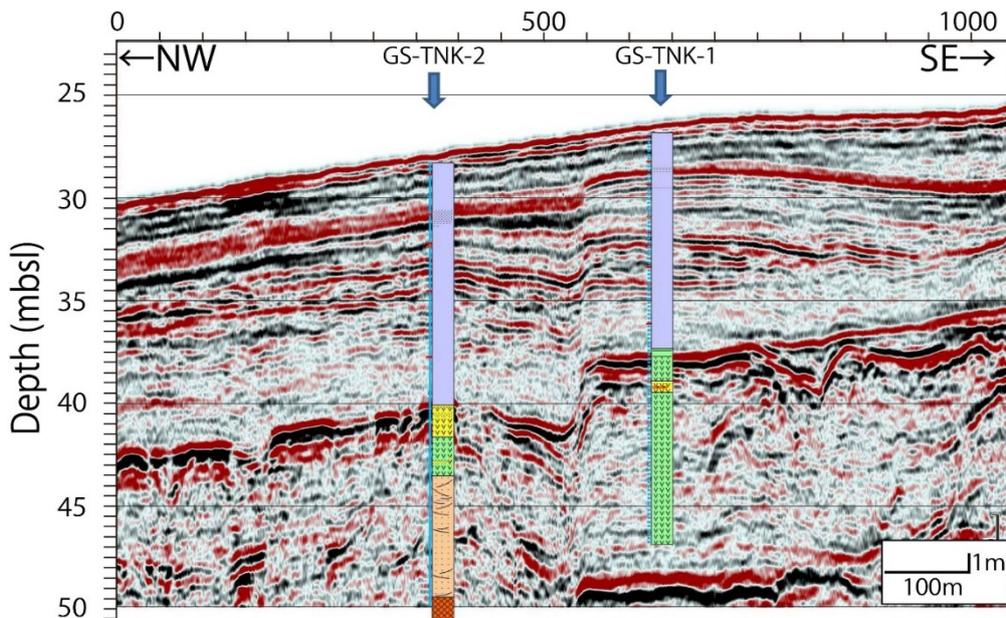
西←

→東



宇城市小川町南部田地区（日奈久断層帯日奈久区間）で実施したトレンチの全景（上）、トレンチ北壁面の写真（中）及びスケッチ（下）。

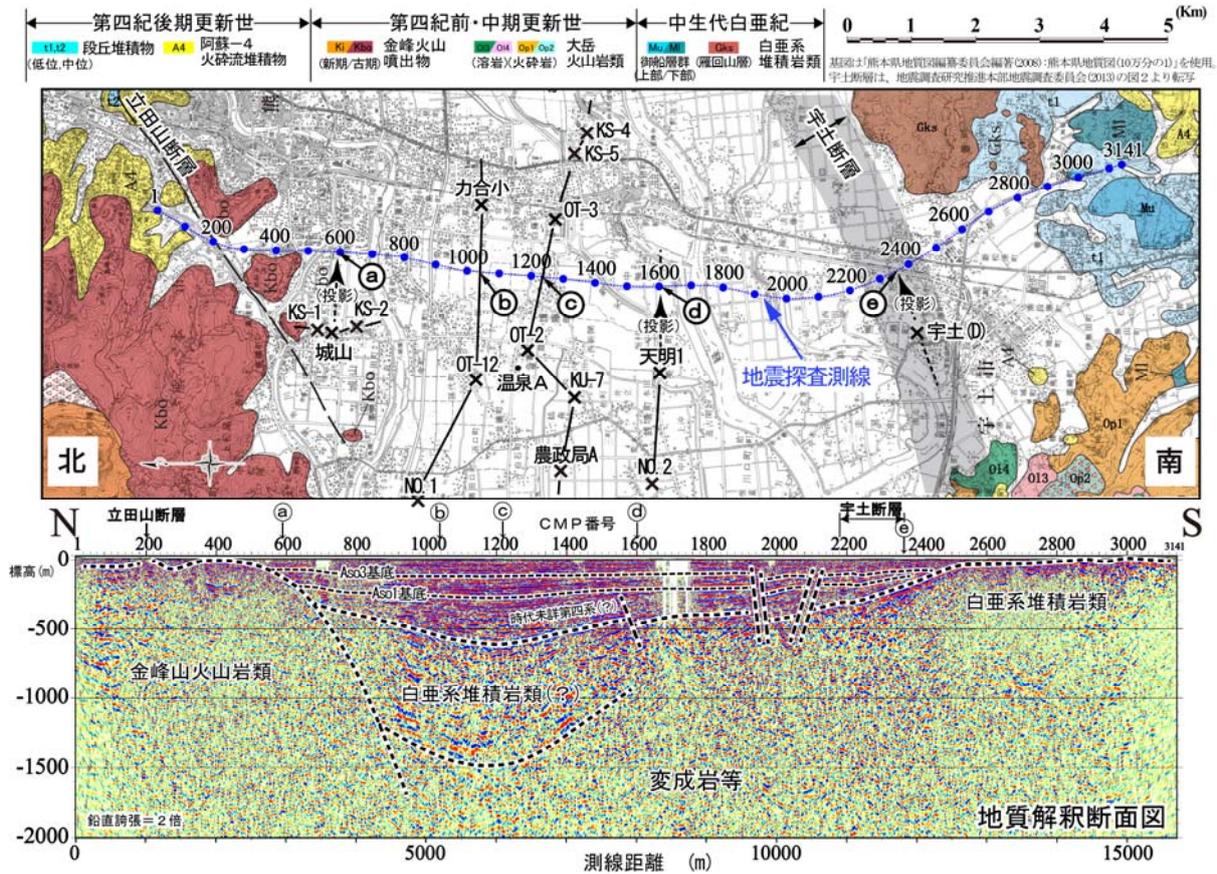
トレンチ壁面の詳細な観察と年代測定結果から、約 18000 年前以降 6 回の断層活動イベントが生じたこと、最新活動時期が 1900～1100 年前であることなどが明らかとなった。



八代海で実施したボーリング調査風景（上）、得られた堆積物試料（中）及び高分解能音波探査断面と堆積物との対比（下）。反射断面中央の断層は、約1万年前の侵食面形成以降、4回活動したと推定された。

2. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

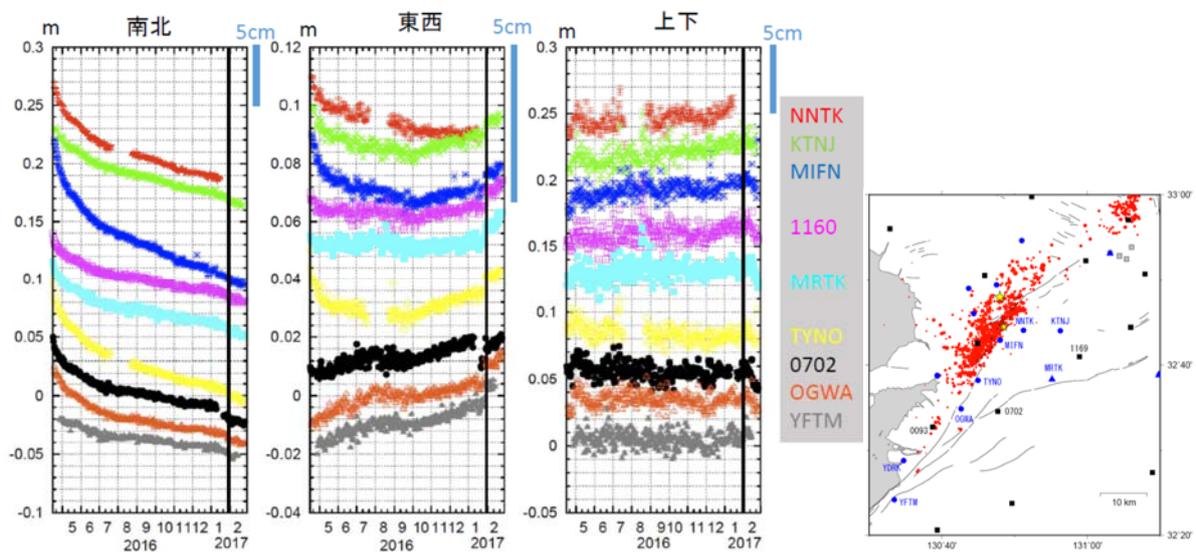
2-1. 地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測



熊本平野における反射法地震探査の結果。上段は、地質図（熊本県地質図編集委員会編, 2008）に反射法地震探査の測線（青い線と点）を重ねた図。測線は、熊本平野西部を南北に縦断する約 17 km であり、測線の北端部で立田山断層、南部で布田川断層帯・宇土区間（宇土断層）の推定通過位置をそれぞれ横断する。下段は、反射深度断面に地質情報を記入した地質解釈図。

2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

2.2 地殻変動調査観測



日奈久断層帯南東部のGNSS連続観測点の変位（2016年4月17日～2017年2月28日）。左から南北成分、東西成分、上下成分の変化を示し、観測点により色分けしている。観測点の位置を一番右側の図に示す。黒縦線は2017年1月29日の座標系変更を示す。南北成分では、最大変位量は約8ヵ月で約11cmと、長期にわたり大きな余効変動が継続している。

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



強震観測の様子。(左写真) センサーとレコーダ，バッテリーで構成される。(右写真) 右ソーラーパネルを利用している例。数ヶ月間の連続観測を行って波形記録を取得した。



八代平野、熊本平野における単点微動観測の例。右写真は自治体震度計脇での観測を行っている。単点微動の H/V スペクトル比から地下の速度構造情報を推定する。

4. 関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究



熊本県内における防災・減災に関わる関係機関への事業説明並びに連携強化を目的に、熊本県、熊本市、益城町並びに八代市の危機管理と教育委員会に説明を実施した。特に八代市については、28年度の防災教育等の取り組み事例を基に説明を行い、29年度以降の協力を依頼した。

防災・減災教育については、甲佐町白旗小学校の児童 67 名を対象にサブテーマ 1 で掘削されたトレンチ壁面と断層実験・振動実験を併せて 3 時間の授業を構築し実施した。

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.....	5
3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測	
3. 2-1 地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測.....	186
3. 2-2 地殻変動調査観測.....	203
3. 3 断層帯周辺の強震動予測の高度化のための研究.....	211
3. 4 関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究.....	245
4. 全体成果概要.....	260
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	263
6. むすび.....	265
7. 運営委員会.....	267

1. プロジェクトの概要

平成 28 年熊本地震は、布田川断層帯および日奈久断層帯の一部が活動したものであり、今後もそれらの断層帯において内陸地震の発生が懸念される。布田川・日奈久断層帯では、これまで各種の調査がなされてきた。しかし、平成 28 年熊本地震で活動した布田川断層帯（布田川区間）や日奈久断層帯（高野－白旗区間）における特性について十分に把握されているわけではないため、活動区間や活動性についてはさらなる検討が必要である。また、今回の地震では活動していない日奈久断層帯の日奈久区間と八代海区間の地震発生確率は大きな幅をもつ値となっており、過去の活動について精度の良い資料を集積することが求められる。さらに、布田川断層帯の宇土区間については、伏在しているため位置・形状に関する知見が乏しく、地震発生確率も不明となっている。

本研究では、平成 28 年熊本地震の特徴や上述の課題を踏まえて、布田川断層帯および日奈久断層帯の基本情報の高度化と強震動予測の高精度化を達成することを目標に、以下の 4 つの調査観測項目（サブテーマ）について調査研究を実施する。

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」

平成 28 年熊本地震の地表地震断層の詳細な位置・分布形状・ずれの量を明らかにするとともに、布田川断層帯および日奈久断層帯の詳細な変動地形学的調査を断層帯全域で実施する。これらの調査と既存の各種調査結果をもとに断層帯の全体的な断層位置と分布形状を把握する。また、断層活動履歴と平均変位速度を解明するために、海上音波探査、海底及び陸域ボーリング、トレンチ、地下構造調査等を行い、活断層の活動区間を推定する。

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の解明のための調査観測」

自然地震観測や電磁気探査に基づいて、断層帯及び周辺の地殻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平野部で人工地震探査を行う。また、地殻変動観測と自然地震観測から、断層帯周辺のひずみ場と応力場を推定する。これらの調査結果等を踏まえて、震源断層の形状を推定する。

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」

断層帯周辺域の既存地下速度構造情報を踏まえ、特に速度構造情報が不十分である平野部において反射法地震探査とアレイ微動観測等を行うとともに、それらから推定される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の改良を行う。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。

サブテーマ 4：関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」

サブテーマ 1～3 の調査計画や実施状況を把握し、関係自治体と密接に連携しながら、適切かつ効果的な調査が行われるようにサポートする。また、平成 28 年熊本地震の災害お

よび復旧・復興を踏まえ、本調査研究の成果を関係自治体および地域住民の防災・減災に役立てるための実践的な研究を行う。

2. 業務の実施体制

この調査は、九州大学大学院理学研究院、産業技術総合研究所、鹿児島大学大学院理工学研究科、京都大学防災研究所、熊本大学大学院先端科学研究部が体制を構築し、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、九州大学大学院理学研究院（研究代表者：清水洋）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「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査運営委員会（事務局は九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター）」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	国立研究開発法人産業技術総合研究所	岡村 行信
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	阿部 信太郎
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	宮下 由香里
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	吾妻 崇
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	東郷 徹宏
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	白濱 吉起
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	栗田 泰夫
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	丸山 正
2. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測 (2-1) 地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測 (2-2) 地殻変動調査観測	国立大学法人九州大学	清水 洋
	国立大学法人九州大学	松島 健
	国立大学法人九州大学	松本 聡
	国立大学法人九州大学	相澤 広記
	国立大学法人九州大学	志藤 あずさ
	国立大学法人京都大学防災研究所	山下 裕亮
	国立大学法人鹿児島大学	中尾 茂
国立大学法人鹿児島大学	八木原 寛	
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	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	川瀬 博
	国立大学法人京都大学防災研究所	松島 信一
	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
	国立大学法人東京工業大学	山中 浩明
	国立大学法人東京工業大学	地元 孝輔
	国立大学法人福岡教育大学教育学部	山田 伸之
	国立大学法人東京大学大学院情報学環	三宅 弘恵
	国立大学法人九州大学	神野 達夫
国立大学法人九州大学	重藤 迪子	

	国立研究開発法人防災科学技術研究所	先名 重樹
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	前田 宜浩
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	若井 淳
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	岩城 麻子
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	神 薫
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	吉見 雅行
	公益財団法人鉄道総合技術研究所	津野 靖士
	公益財団法人鉄道総合技術研究所	是永 将宏
	公益財団法人鉄道総合技術研究所	岡本 京祐
4. 関係自治体との連携 による調査成果の普及 と活用の実践的研究	国立大学法人熊本大学	松田 泰治
	国立大学法人熊本大学	竹内 裕希子
	国立大学法人熊本大学	藤見 俊夫

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
国立研究開発法人産業技術総合研究所	首席研究員	岡村 行信
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究グループ長	阿部 信太郎
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究グループ長	宮下 由香里
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	吾妻 崇
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	東郷 徹宏
国立研究開発法人産業技術総合研究所	特別研究員	白濱 吉起
国立研究開発法人産業技術総合研究所	上級主任研究員	栗田 泰夫
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	丸山 正

(c) 業務の目的

布田川断層帯及び日奈久断層帯について、詳細位置・形状、活動履歴、平均変位速度を解明し、活動区間を正確に把握することを目的とする。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年

陸域では、布田川断層帯及び日奈久断層帯全域の既存の地形・地質及び断層帯周辺の地下構造に関する情報を収集・整理した上で、平成 28 年熊本地震の地震断層について、精細 DEM、空撮画像等の解析による地表変状の把握、地表踏査、測量を行った。また、今後の活動が心配される日奈久断層帯については、その活動履歴の解明を重要課題として、地表踏査、ボーリング調査とその試料の年代測定を実施し、その結果に基づいて活動履歴調査地点を選定し、2 地点でトレンチ調査を実施した。

海域では、日奈久断層の海域延長部の活動履歴を明らかにするため、八代海における他機関を含む既存の反射探査データ及び堆積物試料の解析結果を再検討し、調査候補地点の絞り込みを行った。その上で、調査地点を決定するための高分解能な音波探査による周辺のサイトサーベイを実施し、その結果に基づいて、活動履歴を解明するための海底ボーリングを実施した。得られた試料については、可能な範囲で記載と分析を行うが、詳細な解析と活動履歴の解明は平成 29 年度まで継続して行う。

2) 平成 29 年

布田川断層帯東方延長部の阿蘇カルデラ内、同断層帯宇土区間、及び日奈久断層帯日奈久区

間南部で、地表踏査、ボーリング調査とその試料の年代測定、トレンチ調査等を実施する。

3) 平成 30 年

布田川断層帯及び日奈久断層帯において、ボーリング調査、トレンチ調査等を実施し、それらの断層帯の変位速度、活動履歴、活動区間等を総合的に推定する。

(2) 平成 28 年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、調査領域を陸域と海域に分けて調査を実施した。

陸域では、布田川断層帯及び日奈久断層帯全域の既存の地形・地質及び断層帯周辺の地下構造に関する情報を収集・整理した上で、平成 28 年熊本地震の地震断層について、精細 DEM、空撮画像等の解析による地表変状の把握、地表踏査、測量を行った。調査結果は、国土地理院の電子地形図 25000 を基図とする地震断層分布図として編纂した。この調査により、主要な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 2-3 km の断層帯を形成しており、断層帯全体での最大変位量は右横ずれ 2.5 m 程度、南側隆起 2 m 程度、水平伸長 1.5 m 程度に及ぶことが明らかになった。また、主要な地震断層の周辺 10 km 程度までの範囲では、変位量が 0.1~0.2 m 程度以下の副次的な地震断層が多数確認された。次に、今後の活動性を高精度で推定する必要に迫られている日奈久断層帯については、その活動履歴の解明を重要課題として、地表踏査、ボーリング調査とその試料の年代測定を実施し、その結果に基づいて活動履歴調査地点を選定し、2 地点でトレンチ調査を実施した。上益城郡甲佐町白旗山出（高野-白旗区間）で実施したトレンチ調査の結果、最新活動時期は、約 800~1400 年前である可能性が見いだされた。また、約 1 万 5 千年前以降、5 回の古地震イベントが生じたことが判明した。宇城市小川町南部田（日奈久区間）で実施したトレンチ調査の結果、最新活動時期は、約 1100~1900 年前であり、約 1 万 8 千年前以降 6 回の古地震イベントが生じたことと推定された。

海域では、八代海における他機関を含む既存の反射探査データ及び堆積物試料の解析結果を再検討し、八代海北東部で厚い完新統に断層変位が認められる領域において、高分解能音波探査による周辺のサイトサーベイと、断層の両側の 2 地点で海底ボーリングを実施した。その結果、両地点で約 1 万年前の侵食面を貫く 20 m 以上の完新統のコアを取得した。また、反射断面の解析から、その侵食面形成後 4 回の断層変位イベントが生じたことが明らかになった。コアの詳細な解析と活動履歴の解明は平成 29 年度まで継続して行う。さらに、既存の反射データを再解析した結果、従来の八代海区間と日奈久区間の境界は断層が連続的に分布し、地質構造と地震活動の違いから、八代市付近を活動区間の境界とする可能性を提案した。

(b) 業務の実施方法

平成 28 年（2016 年）熊本地震に伴う地震断層の分布を詳細かつ正確に把握するために、既存の文献資料及びインターネット上の各種データを収集して比較・検討するとともに、航空レーザ計測により作成された精細 DEM の可視化による極微地形の判読と、空中写真画像データによる地表断裂の判読を行なった。また、これらのデータや判読によって確認及び推定された地震断層と規模の大きな側方流動について地表踏査を実施して、現地での確認と変位量などの計測を行なった。

陸域の日奈久断層帯の活動履歴調査では、地形判読による候補地点の絞り込み、候補地点の地質、ボーリングデータの収集、ボーリングによる層序及び断層変位の確認を行った上で、断層が存在する可能性が最も高い地点を選定し、2カ所でトレンチを掘削した。掘削した後は、壁面を整形し、詳しい観察に基づいた層序区分と断層変位の分布を判断した。同時に、年代測定試料を採取し、得られた年代から活動履歴を推定した。

海域では、既存の反射探査データの再解析を行い、断層の分布だけでなく変位量と阿蘇4基底面の深度分布を明らかにした。その結果から、断層活動履歴が記録され、解明できる可能性が高い場所を選定し、ボーリングと詳細な高分解能音波探査を実施した。ボーリング試料については詳しい記載を行った後、年代測定を行った。また、八代海の活断層の構造と先新第三系の地質構造との関係を検討した。

(c) 業務の成果

(1) 布田川断層帯及び日奈久断層帯に関する既往研究の整理

地震調査研究推進本部地震調査委員会による布田川断層帯と日奈久断層帯の長期評価は、2002年に公表され、その後、2013年に一部改訂が行われている。前者では、「布田川・日奈久断層帯」と呼称して一連の活断層帯として扱われていたが、後者では新たに追加された宇土断層、宇土半島北岸断層を含めた布田川断層帯とそれらとは走向が異なる日奈久断層帯に区分した「布田川断層帯・日奈久断層帯」として評価が行われている。ただし、後者の評価の中には布田川断層帯の布田川区間と日奈久断層帯との連動で発生する地震を考慮しているため、これらの断層帯から発生する最大の地震規模も示されている。

ここでは地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によって設定された断層帯及び活動区間ごとに、既往研究で明らかにされてきたことと、長期評価の内容を整理する。活動区間名の後には、これまでに認定されている断層活動イベントの数と活動性評価に係る調査地点数を「イベント数/地点数」の形で表記した。なお、これまでに実施された各調査地点の位置と各地点において得られた布田川断層帯・日奈久断層帯の活動性評価に関する情報の概要を図1に整理した。

(a) 布田川断層帯・布田川区間 [2イベント/2地点]

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）で定義付けされている布田川断層帯・布田川区間は、北向山断層、布田川断層及び木山断層（活断層研究会編、1980、1991）で構成される北東-南西走向の活断層で、北東端は南阿蘇村立野付近、南西端は益城町木山付近とされており、長さは約19 kmである。北向山断層と布田川断層の境界は、約10万年前に噴出した高遊原溶岩の給源と考えられている大峰付近である。北向山断層の南側には並走する出ノ口断層や小森牧場断層（九州活構造研究会編、1989）が存在する。木山断層は木山低地の北側に沿って益城町市街地へ向かって延びている活断層である。

断層面は、地表付近では高角、地下では北西傾斜であり、幅は地震発生層の深さと断層面の傾斜角から11~17 kmと推定されている。南東側隆起成分を伴う右横ずれ断層であり、平均変位速度は右横ずれ成分が0.2 m/千年程度、上下成分が0.1~0.3 m/千年程度と算出されている。

トレンチ調査等（熊本県、1996；産業技術総合研究所、2007）に基づく過去の活動時期は、最新活動が約 6900-2200 年前、それ以前の活動が約 28000～23000 年前と推定されているが、これらに別の断層活動があったどうかは不明である。また、1 回のずれ量は 2 m 程度、平均活動間隔は上述の 2 回の活動時期のデータから 8100～26000 年程度と評価されている。

1) 白川左岸露頭

布田川断層帯の北東端に近い南阿蘇村立野地区の露頭で、基盤の前阿蘇カルデラ噴出物と巨礫を含む砂礫層が高角な断層で接する。砂礫層中の腐植質シルトから約 6900～6600 年前という 14C 年代が得られており、この値は布田川区間の最新活動時期の下限となっている。この露頭の断層面からほぼ水平な条線がみつかっており、横ずれ断層運動が主であることが指摘された。

2) 田中 1 トレンチ（熊本県）

益城町田中で 1995 年度に熊本県が実施したトレンチ調査で、断層活動時期と横ずれ変位量の検討が行われた（熊本県、1996）。トレンチでは AT 火山灰を含む砂礫層が、約 5.2 m 右横ずれしていることが観察された。またトレンチ壁面での観察結果から 2 回もしくは 3 回の断層活動があったことが想定されたため、1 回のずれ量は約 2.5～1.7 m と算出された。これらの断層の最新活動時期について熊本県（1996）は、AT 火山灰降下（約 22000 年前：現在の知見では約 28000 年前）以降、K-Ah 火山灰降下（約 6300 年前：現在の知見では約 7300 年前）以前と報告した。また、平均活動間隔については 4000～17000 年程度と見積もった。一方、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）はこのトレンチの解釈から最新活動時期を約 11000 年前以降、平均活動間隔を 11000～28000 年程度と評価した。

3) 田中 2 トレンチ（産業技術総合研究所）

産業技術総合研究所（2007）は、熊本県（1996）が調査した田中地点のすぐ脇でトレンチ調査を実施し、最新活動時期を約 12000～2200 年前、その前の活動時期が 28000～23000 年前にあるが、これらにほかの断層活動があったことは否定できないと報告した。

(b) 布田川断層・宇土区間 [不明/1 地点]

宇土区間は、布田川断層帯と日奈久断層帯との合流点をほぼ東端とし、熊本平野の南縁付近に伏在する活断層であり、長さは約 20 km と推定されている。北東部の北甘木断層は、中位段丘を変位させ、溝状凹地を形成している。この区間の平均変位速度については、石坂・他（1992）がボーリング資料に基づいて、砥川溶岩、阿蘇 3 火砕流堆積物、阿蘇 4 火砕流堆積物などの変位量を求めた結果から上下方向の平均変位速度を 0.2 ～0.5 m/千年と算出した。この区間の活動履歴については明らかになっていない。

産業技術総合研究所（2016）及び丸山・他（2016）は、熊本市東区から嘉島町にかかる宇土区間を横切る測線で P 波反射法地震探査を実施し、基盤岩上面と堆積層中に発達する反射面の不連続や傾斜から、熊本平野東部においては高角度で北に傾斜する正断層成分を

伴う断層とその北側で南に高角度で傾斜する正断層成分を伴う断層が存在することを明らかにした。また、ボーリング調査の結果に基づき、反射法地震探査で認められた北傾斜の断層により約 15 万年前に噴出した砥川溶岩上面に約 57m の高度差が生じており、この高度差が断層変位によるものとする、宇土断層の平均変位速度の上下成分は約 0.4 m/千年になることを報告した。

(c) 布田川断層帯・宇土半島北岸区間 [不明/なし]

宇土半島北岸区間は、宇土市三角町太田沖の海上音波探査で見つかった複数の断層であり、それらの中には海底まで変位が達しているものもある。断層面は北傾斜を示しており（産業技術総合研究所、2010；杉山・他、2010）、相対的に南側が隆起する正断層であると推定される。断層の長さは約 27 km であり、断層面の傾斜を 50-70 度と仮定し、地震発生層の深さに基づくと断層面の幅は 14~17 km と推定される。この区間を構成する断層の平均変位速度や過去の断層活動に関しては不明である。

(d) 日奈久断層帯・高野-白旗区間 [1 イベント/2 地点]

高野-白旗区間は、高野断層、白旗断層で構成される北北東-南南西走向の活断層であり、長さは約 16 km である。この区間は益城町木山付近から宇城市豊野町山崎付近まで延びており、右横ずれと上下変位が認められているが、上下変位の向きは場所によって異なる。

高野断層は、益城町土山付近から御船町高野付近に至る活断層であり、隆起センスが場所によって異なり、一部では地溝状の地形を形成する。白旗断層は、御船川と緑川に挟まれた段丘面上に分布する活断層であり、東側隆起の断層崖の部分と短い地溝状の地形を形成している部分がある。日奈久断層は、緑川の南側に分布する主に西側隆起の断層崖と認められ、そのうちの宇城市豊野町山崎付近までが高野-白旗区間とされている。

断層面の傾斜は、1999 年から 2000 年にかけて発生した一連の地震活動の震源が断層と平行する向きにほぼ垂直に並ぶことと、断層の隆起側が一定でないことから、高角であると考えられている。

断層の活動性については、トレンチ調査から得られた結果に基づき、約 1600~1200 年前以前に最新活動があったと推定されているが、それ以前の活動についてはデータが得られていない。この区間の活動性評価に用いられた各地点の調査成果の概要を以下に記す。

1) 高木地点

高野-白旗区間の活動時期については、御船町高木において原子力発電基盤機構(1996)、下川・衣笠(1999)が実施したトレンチ調査に基づき評価されている。この調査では断面観察を行なう 3 つのトレンチと 2 つのピット及び平面観察を行なうトレンチが掘削された。この調査の結果に基づき、高木地点における最新活動時期は約 1600~1200 年前と評価されたが、それ以前の断層活動や活動間隔に関する情報は得られていない。地震時における変位量については、平面観察によって約 2 m と推定されている。

2) 鰐瀬地点

この区間上の熊本市南区域南町鰐瀬において、産業技術総合研究所がトレンチ調査を行ったが、完新世に堆積したと思われる河成堆積物に変位が認められただけで、活動時期の年代を検討するための具体的な情報は得られなかった（産業技術総合研究所、2007；吉岡・他、2007）。

(e) 日奈久断層帯・日奈久区間 [3イベント／5地点]

日奈久区間は、日奈久断層のほか、これらの主たる活断層の東側に位置する蕨野一出春（断層）、新開一坂谷（断層）、小浦一今泉（断層）及び波田島一外平（断層）で構成される北北東－南南西走向の活断層であり、長さは約 40 km である。また、日奈久断層の一部区間は文献によっては小野断層と呼ばれている。

日奈久断層は、その北端の位置は上述のように文献によって異なるが、南端は御立岬までとされている。娑婆神峠から南では八代平野の東縁を限るようにして分布し、砂川左岸の氷川町高塚付近で数百 m の右ステップ構造がみられる。日奈久から南では断層は海岸線に沿って分布し、御立岬の北西側の海岸において断層破碎帯が観察されたとの報告がある（松本・勘米良、1964）。なお、九州活構造研究会（1989）は、娑婆神峠北方の宇城市豊野町小畑付近から宇城市小川町の砂川右岸付近まで続く南東側隆起の活断層を小野断層と呼んでいる。千田（1991）はこの区間の下郷地点でトレンチを掘削したが、断層は認められなかった。

そのほかに日奈久断層の東側に、複数の短い活断層が認められている。蕨野一出春（断層）は、美里町白石野付近から氷川町本山付近に至る長さ約 8 km の北東－南西走向の活断層である。确实度Ⅱで、丘陵・山地高度は南東側隆起を示す（活断層研究会編、1991）。新開一坂谷（断層）は、八代市東陽町南付近から同市東町付近に至る長さ約 5 km の北東－南西走向の活断層である。确实度Ⅱで谷の屈曲から右横ずれが認められる（活断層研究会編、1991）。地質学的には、臼杵一八代構造線にほぼ一致する。小浦一今泉（断層）は、八代市東陽町新里付近から同市日奈久大坪町に至る北東－南西走向で确实度Ⅱの活断層である。長さは 16 km で、北東側隆起と右横ずれが認められている。地質学的には、種山一猫谷構造線にほぼ一致する。波田島一外平（断層）は、日奈久区間の南西端付近に位置する北東－南西走向で确实度Ⅱの活断層である。長さは約 3 km で、谷の屈曲から右横ずれ断層と考えられている（活断層研究会編、1991）。

日奈久断層の断層面の傾斜角については、梶地点で実施されたトレンチ調査において北西傾斜の断層面が見られること、ボーリング調査により北西側が相対的に沈降していることが確認されていること（原子力発電技術機構、1998；下川・衣笠、1999；熊本県、1998；産業技術総合研究所、2007；吉岡・他、2007）、さらに、断層の北西側に沖積平野が広がるなど断層の北西側の沈降を示唆する地形的特徴を考慮すると、地下深部において断層面は高角な北西傾斜である可能性があるとして評価されている。

活動時期については、梶地点の活動時期に基づき、最新活動時期は約 8400～2000 年前と推定されている。また、高塚B地点と梶地点で得られたデータから、1つ前の活動は約 13000～12000 年前、これよりも古い活動については約 19000～16000 年前、約 35000～30000 年

前の可能性がある。平均活動間隔については、信頼性が高い最新活動及びその1つ前の活動の時期に基づき、約11000～3600年と推定されている。1回の変位量については、柵地点における調査に基づき、南側隆起約3mと評価されている。

これらの日奈久区間の活動性評価の根拠となった各地点における調査結果の概要は以下のとおりである。

1) 南部田地点

南部田地点では、熊本県が群列ボーリングを行った結果（熊本県、1998）を踏まえて、産業技術総合研究所がトレンチ調査を実施した（産業技術総合研究所、2007；吉岡・他、2007）。トレンチ壁面では、北西側（平野側）に傾く地層とそれを傾斜不整合で覆う地層が観察された。それぞれの地層から得られた年代から、産業技術総合研究所（2007）はこの地点における最新活動は約12000年前以後、約3900年前以前に少なくとも1回の断層活動があったこと、約1800年前以降には断層活動がなかったことを明らかにした。またボーリング調査によってAso-4火砕流堆積物に断層を挟んで18mの高度差があることを確認し、上下方向の平均変位速度を0.2m/千年と算出した。

2) 高塚地点

トレンチ調査の結果に基づき、熊本県（1998）は32540±400年前以降に5回の断層活動が読み取れることを報告したが、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は3回の断層活動のみを認めた。それによると最新活動時期は約13000-7300年であり、それ以前の活動時期は約28000～13000年前と約35000～30000年前である。また、この地点では約4900年前以降には断層活動がなかったと解釈されている。ボーリング調査の結果からは、Aso-4火砕流堆積物上面の変位量に基づき、この地点における上下方向の平均変位速度が0.151m/千年と見積もられている（熊本県、1998）。

3) 柵地点

柵地点では山側と平野側の2か所でトレンチが掘削された（原子力発電基盤機構、1998；下川・衣笠、1999）。

山側のトレンチでは断層を覆う地層から1650±70年BPの年代が得られた。また、断層近傍における地層の変形の程度の違いから、1回前の断層活動が認められるとし、その年代は15770±80年BP及び15640±140年BP以降であることを明らかにした。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は、年代値に暦年較正を施し、1500～19000年前の間に2回以上の断層活動があったと評価した。

一方、平野側のトレンチでは、最新活動が7410±40年BPと2040±50年BPの間にあり、トレンチ周辺で実施したボーリング調査結果に基づくとそれ以前にも12730±70年BPと10410±90年BPの間及び16090±140年と13090±70年BPの間に断層活動があったことを明らかにした。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は、約8400～2000年前、約12000～15000年前及び約16000-19000年前にそれぞれ断層活動があったとしたが、最も古いイベントについては根拠に乏しく、信頼性は低いと評価した。

(g) 日奈久断層帯・八代海区間 [2 イベント/4 地点]

八代海に分布する海底活断層は、御立岬の南西沖に分布する田浦―津奈木沖断層群と、その南西側に分布する獅子島東方断層群、そしてこれらの断層群の南東側に分布する水俣沖断層群に分類される。いずれも北東-南西方向に延びる海底活断層で、長さは約 40 km である。断層面は高角で、地震発生層の深さから推定される断層面の幅は 11~12 km 程度である。平均変位速度については、千田 (1979 ; 0.4 m/千年程度)、熊本県 (1998 ; 0.317~0.526 m/千年)、産業技術総合研究所・地域地盤環境研究所・東海大学 (2011 ; 0.01~0.5 m/千年) によるデータが得られているが、本区間の主たる変位が横ずれであるのに対し、これらの値は上下変位の平均変位速度なので、評価上は不明とされている。

活動時期については、八代海白神岩付近 1 地点、八代海白神岩付近 2 地点、八代海津奈木沖地点及び八代海南西部地点の各地点から得られた資料に基づき、最新活動は約 1700~900 年前、1 つ前の活動は約 7300~2800 年前にあった可能性がある。1 回のずれ量は、断層の長さに基づき、3 m 程度と推定されている。活動間隔については、上述した 2 回の活動時期に基づき、約 1100~6400 年と見積もられている。

八代海区間の活動性評価に用いられた各地点の調査結果は以下のとおりである。

1) 八代海白神岩付近 1 地点

熊本県 (1998) は、八代海で実施した音波探査の結果で地層の変位が認められた八代海白神岩付近でコア採取を行い、断層変位を受けた地層から約 11000 年前の年代を、また、断層活動後に堆積した地層から約 3900~3700 年前) の年代が得られていることから、約 11000~3700 年前に断層活動があったと報告した。しかし、確実に断層活動後と考えられる年代値を 1350±50 年 BP (=約 1000~900 年前=11 世紀~12 世紀) より前とすることが妥当であることから、本地点における最新活動は約 11000-900 年前 (12 世紀) 以前と評価した (地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013)。

2) 八代海白神岩付近 2 地点

産業技術総合研究所・他 (2011)、楮原・他 (2011) 及び井上・他 (2011) は、八代海で音波探査とピストンコアを用いた海底堆積物調査を実施した。断面図では、断層近傍に向かって北西に引きずり下がる顕著な変形が生じていることが確認された。音波探査断面と得られたコアの対比から、コア HG8-2 に 2 つの断層活動が認められた (楮原・他、2011)。最新の活動を示す層準の下位の地層から 1680±40 年 BP (=約 1700~1600 年前)、上位の地層から 630±40 年 BP (約 400~300 年前 (=17 世紀~18 世紀)) の年代が得られていることから (井上・他、2011)、最新活動は約 1700~300 年前 (=3 世紀~18 世紀の間) と推定される。1 つ前の活動については、活動を示す層準の下位の地層から 9540±50 年 BP (=約 11000 年前)、上位の地層から 2660±40 年 BP (=約 2900~2800 年前) の年代値が得られている。HG8-2 と対比される HG7-2 のコアにおいて、活動を示す層準の下位と対比される層準より下位に K-Ah 火山灰が含まれることから (井上・他、2011)、1 つ前の活動時期は約 7300-2800 年前と推定される。

後、2013年に「九州地域の活断層の地域評価」が公表されるのに併せて、一部改訂された長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）が公表された。改訂された長期評価においては、重力異常分布などのデータに基づき、「宇土区間」と「宇土半島北岸区間」が追加され、これらに「布田川区間」を加えた新たな布田川断層帯が定義された。一方、日奈久断層帯については、御船町高木地点における最新活動時期が他の地点と異なることから、長さ16kmの「高野－白旗区間」が新しく設定された。この活動区間は、従来の評価における「北部」の南西端と「中部」の北東端を含んでいる。その結果、改訂後の評価では布田川断層帯の「布田川区間」と日奈久断層帯の「日奈久区間」は、それ以前の評価と比べて断層の長さが短くなった。また、活断層から発生することが想定される地震規模も断層の長さを元にして算出していたため、それぞれ小さくなった。ただし、両断層帯はお互いに接して分布しているため、布田川区間と日奈久断層帯全体との同時活動によって発生する地震（M 7.8～8.2程度）も想定されている。

活動区間の見直しのほかにも、一部改訂においては、文部科学省による「平成18年度活断層の追加・補完調査」で実施された陸域におけるトレンチ調査及び海域における海上音波探査やコアリングといった調査の結果を中心とする新知見が取り込まれた。表1～4に、布田川断層帯の「布田川区間」、日奈久断層帯の「高野－白旗区間」、「日奈久区間」、「八代海区間」に関する一部改訂前後の長期評価の比較をまとめておく。

表1 布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価の比較（布田川区間）

	布田川・日奈久断層帯・北東部 (2002)	布田川断層帯・布田川区間 (2013)
断層長	約27 km	約19 km
平均変位速度	0.2 m/ka程度(右横ずれ) 1.0 m/ka以下(上下ずれ)	0.2 m/ka程度(右横ずれ) 0.1-0.3 m/ka程度(上下ずれ)
地震時変位量	2 m程度	2 m程度
地震規模	M 7.2程度	M 7.0程度 M 7.5-7.8(布田川断層帯全体) M 7.8-8.2(布田川・日奈久連動)
最新活動時期	1,500～1,200年前	6,900～2,200年前
平均活動間隔	11,000～28,000年	8,100～26,000年
地震後経過率	0.04～0.1	0.08～0.9
30年確率	ほぼ0%	ほぼ0%～0.9%

表2 布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価の比較（高野-白旗区間）

	布田川・日奈久断層帯・北東部 (2002)	日奈久断層帯・高野-白旗区間 (2013)
断層長	約27 km	<u>約16 km</u>
平均変位速度	0.2 m/ka程度(右横ずれ) 2.0 m/ka以下(上下ずれ)	— 0.04-0.2 m/ka程度(上下ずれ)
地震時変位量	2 m程度	2 m程度
地震規模	M 7.2程度	<u>M 6.8 程度</u> M 7.7-8.0 (日奈久断層帯全体) <u>M 7.8-8.2(布田川・日奈久連動)</u>
最新活動時期	1,500～1,200年前	1,600～1,200年前
平均活動間隔	11,000～28,000年	不明
地震後経過率	0.04～0.1	不明
30年確率	ほぼ0%	不明

表3 布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価の比較（日奈久区間）

	布田川・日奈久断層帯・中部 (2002)	日奈久断層帯・日奈久区間 (2013)
断層長	約47 km	約40 km
平均変位速度	0.7 m/ka程度(右横ずれ) 0.2-0.5 m/ka以下(上下ずれ)	0.7 m/ka程度(右横ずれ) 0.2-0.5 m/ka以下(上下ずれ)
地震時変位量	3 m程度(上下)と それ以上の右横ずれ	3 m程度(上下)と それ以上の右横ずれ
地震規模	M 7.6 程度 M7.9 程度(中部・南西部連動)	M 7.5 程度 M 7.7-8.0 (日奈久断層帯全体) <u>M 7.8-8.2(布田川・日奈久連動)</u>
最新活動時期	(1) 7,500～2,200年前 (2) 8,000～7,500年前	<u>8,400～2,000年前</u>
平均活動間隔	(1) 3,500～11,000年 (2) 7,000～14,000年	<u>3,600～11,000年程度</u>
地震後経過率	(1) 0.2～2.1 (2) 0.5～1.1	0.2～ <u>2.3</u>
30年確率	(1) ほぼ0%～6 % (2) 0.03～2 %	ほぼ0%～6%

表 4 布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価の比較（八代海区間）

	布田川・日奈久断層帯・南西部 (2002)	日奈久断層帯・八代海区間 (2013)
断層長	約27 km	<u>約30 km</u>
平均変位速度	不明	不明
地震時変位量	不明	3 m程度
地震規模	M 7.2 程度 M7.9 程度(中部・南西部連動)	M 7.3 程度 M 7.7-8.0 (日奈久断層帯全体) M 7.8-8.2(布田川・日奈久連動)
最新活動時期	(1) 7,500～2,200年前 (2) 7,500～1,300年前	<u>1,700～900年前</u> (744年肥後の地震の可能性あり)
平均活動間隔	不明	<u>1,100～6,400年程度</u>
地震後経過率	不明	<u>0.1～1.5</u>
30年確率	不明	<u>ほぼ0%～16%</u>

(2)平成28年熊本地震に伴う地表変状情報の統合

(a) 地震断層及びその他の地表変状情報の収集方法

1) 既存資料による地震断層の分布情報の収集

4月16日の M_j 7.3 を本震とする熊本地震の地震断層の分布に関する調査は、4月14日に発生した M_j 6.5 の前震の直後から多くの調査グループによって実施されており、既知の活断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 など）である布田川断層帯の布田川区間のほぼ全域と宇土区間の一部、及び日奈久断層帯の高野-白旗区間の一部に沿って地震断層が出現したことが報告されている。地震断層全体の概要については、熊原・他(2016)及び Shirahama *et al.* (2016) によって明らかにされている。また、主要な地震断層のより詳しい分布については、布田川区間のうち出ノ口断層に沿うものについては Toda *et al.* (2016) 及び遠田・他 (2017)、布田川断層の一部については遠田・他 (2017)、宇土区間に沿うものについては Sugito *et al.* (2016) が報告している。

さらに、主要な地震断層の周辺では、規模の小さい副次的な地震断層が広範囲に出現したことが干渉 SAR 解析による地殻変動の不連続線の存在から推定された (Fujiwara *et al.*, 2016)。それらのうち、阿蘇外輪山の北西部に多数検出された WNW-ESE 方向の地殻変動の不連続線群の一部においては、宇根・他 (2016) 及び渡辺・他 (2016) が、現地において地震断層の出現を確認している。また、阿蘇カルデラ内の阿蘇谷東部に多数検出された NE-SW 方向の地殻変動の不連続線群の一部においては、遠田・他 (2017) が地震断層の出現を確認している。さらに、熊本市街地に検出された数条の NW-SE 方向の地殻変動の不連続線群の多くについては、Goto *et al.* (2016) が地震断層の出現を確認している。

このほか、阿蘇谷の西部では、黒川流域の沖積低地において規模の大きな側方流動が発生した (黒木・他, 2016 ; 向山・他, 2016 ; 遠田・他, 2017)。この側方流動に伴う断裂については、それらが地震断層であるとする報告 (Lin *et al.*, 2016 ; 渡辺・他, 2016) もあったことから、本調査の対象に含めた。

2) 空撮画像データによる断裂の判読

今回の地震については、その発生直後から、インターネットを通じて災害関連情報の公開が行われている。例えば、国土地理院では、空中写真をはじめとする各種の地理空間情報を「地理院地図」に掲載してきた (地理空間情報部災害対策班, 2016)。本調査では、国土地理院から、「地理院地図」に掲載された空中写真 (垂直写真) についてより高解像度画像データの提供を受けて、地震断層などの判読に使用した (表 5)。また、朝日航洋 (株) から提供された布田川区間～高野-白旗区間付近の空中写真の画像データ写真も判読に使用した。このほか、国際航業 (株) が撮影し、インターネット上で公開されていた斜め空中写真画像データも、同社の了解を得て判読に使用した。

判読にあたっては、断裂に伴う変位の有無とその向き、小規模な雁行断裂群の存在、断層の横ずれによって斜交する構造物に伸長及び短縮による特徴的な破損が生じること (伏島・他, 2001) などに着目した。また、樹木に覆われた地域、特に植林地においては、地震断層による変位に伴って樹木が相互に移動し、あるいは幹が傾動することによって樹冠に系統的な乱れが生じることがある (中村, 2016)。このような樹冠の乱れは、踏査が困難

な山地に出現した地震断層の推定に有効であった。

表 5 地震断層などの判読に使用した画像データ及び DEM

画像の区分	撮影・計測日	名称	撮影
垂直空中写真	2016/4/15		朝日航洋 (株)
垂直空中写真	2016/4/16		朝日航洋 (株)
斜め空中写真	2016/4/16	航空写真 (斜め写真)	国際航業 (株) □注1□
斜め空中写真	2016/4/16	南阿蘇河陽斜め写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/4/15	益城・熊本南・宇城地区垂直空中写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/4/16	熊本・西原・阿蘇・南阿蘇垂直空中写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/4/20	西原2・阿蘇2・南阿蘇2・御船地区垂直空中写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/4/29	熊本地震断層地区A・B垂直空中写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/5/30	益城・西原西原地区垂直空中写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/5/31	南阿蘇河陽地区垂直写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/7/5	阿蘇3地区垂直写真	国土地理院
垂直空中写真	2016/7/5-24	熊本2地区垂直空中写真	国土地理院
空撮動画	2016/4/17-27	熊本県西原村全集落空撮映像	広島大学病院救急 集中治療医学 注2
DEM	2016/4/15	航空レーザ計測データ (DSM, □30cmメッシュ)	アジア航測 (株)
DEM	2016/4/23	航空レーザ計測データ (DSM, □30cmメッシュ)	アジア航測 (株)
DEM	2016/5/19	航空レーザ計測データ (DTM, □25・50cmメッシュ)	(株) パスコ

注 1) http://www.kkc.co.jp/service/bousai/csr/disaster/201604_kumamoto/

注 2) <https://www.youtube.com/playlist?list=PLYPI-PswAao0jU4kpfRMuONsmNbGOUZ48>

なお、これらの画像データの判読にあたっては、画像処理によって断裂を検出し易く加工するとともに、「地理院地図」に掲載された干渉 SAR 解析結果と、Google Earth、Google マップ及び同ストリートビューなどで公開された地震前後の各種画像を判読の参考に利用した。また、断裂などが地震に伴って出現したことを確認するために、地震前の画像との比較を行った。

3) 精細 DEM の可視化による極微地形の判読と計測

地震直後の航空レーザ計測データから作成された 0.25-0.5m メッシュの精細 DEM を、アジア航測 (株) 及び (株) パスコからの提供を受けて、地震断層に伴うと推定される極微地形の検出に利用した (表 5)。これらの精細 DEM を利用した地震断層の判読は、DEM から生成した陰影図、傾斜量図、傾斜方位図、詳細等高線図、段彩図及びそれらの合成画像を用いて実施した。また、一連の地震が発生する以前あるいは前震が発生した翌日の 4 月 15 日に計測された DEM と、本震後に計測された DEM による可視化画像及び地形断面図を比較することにより、地震断層及び地震に伴う地表変動の検出と計測を行った。

4) 地表踏査による地震断層の確認

本調査では、上記の空撮画像及び精細 DEM の可視化画像などから判読できた地震断層などについて、とくに既存資料では地震断層の出現が現地で確認されていないもの、及び断層の性状が明確にされていないものを主な対象として踏査を実施した。踏査においては、通常の踏査では見逃されることが多い地震断層と斜交する変位基準の系統的な伸長・圧縮変形（伏島・他，2001）にとくに着目した。今回の地震断層による変位は、多くの地点で伸長量をもつ水平傾斜成分を伴っていたことから、断層を横切るガードレール・縁石・コンクリート舗装路面・コンクリート塀などの線状の人工構造物にあらわれた断裂や変形が断層変位の検出と計測に有効であった。一部の地域では、長さが数百 m から 1 km 以上の道路構造物や水路を長大な変位基準として、従来の踏査では行われたことがない広範囲に拡散した地表変動の計測も試みた。

本調査による踏査は 2017 年 1-3 月に実施したが、農地に出現した地震断層及び主要道路や構築物などの規模の大きな変位を除いては、人為的な改変あるいは風化・浸食による経時的な変化が軽微であり、十分な精度の調査が可能であった。

5) 調査結果のとりまとめ

以上の調査結果は、国土地理院による応急復旧基本図などを基図とした縮尺約 3 千分の 1 の詳細図に記録した後、電子地形図 25000 を基図とする地震断層の詳細分布図として編纂した。

本調査によって出現が確認できた地震断層の分布及び変位量分布の概要を図 2 及び 3 に、詳細な分布図の索引を図 4 に、凡例を図 5 に示し、分布図は 28 枚に分けて図 6 に示す。地震断層の分布については、主に Shirahama *et al.* (2016) による調査データに基づき、熊原・他 (2016) による調査データと、Goto *et al.* (2016)、Toda *et al.* (2016)、遠田・他 (2017) 及び Sugito *et al.* (2016) の報告、及び本調査による判読と踏査結果により補完した。また、調査地点毎の変位量については、主に Shirahama *et al.* (2016) と本調査による踏査結果に基づいている。既存の報告のみに基づいた断層の分布、及び変位量については本文及び図 6 に出典を示した。

また、現地踏査では、断層や断裂帯を挟んだ数 100 m-1 km 程度の長い区間わたって伸長変動が生じている例を確認できたことから、それらの変動を図 6 に区別して表示するとともに、測線に沿った変動の積算量を図 7 にグラフとして示す。さらに、地震前後の DEM による地形断面の比較から、幅広い断層帯おける上下変位が検出できたことから、その結果を図 8 に示す。

(b) 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層

1) 地震断層の概要

熊本地震に伴う地震断層は、概ね、既知の活断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）であった布田川断層帯の布田川区間と、同断層の宇土区間及び日奈久断層帯の高野-白旗区間のそれぞれ一部に沿って出現した（Shirahama *et al.*, 2016）。本報告では、布田川区間及び宇土区間の一部に沿って出現した地震断層を「布田川地震断層帯」、高野-白旗区間に沿って出現した地震断層を「高木地震断層」と呼ぶ。これらの主

要な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 2-3 km の断層帯を形成している (図 2)。このうち布田川地震断層帯は、NE-SW 走向で長さ 29 km の右横ずれ正断層帯であり、断層帯全体での最大変位は右横ずれ 2.5 m 程度、南西側隆起 2 m 程度、水平伸長 1.5 m 程度に及ぶ (図 3 及び表 6)。また、高木地震断層は、布田川地震断層帯の南西端付近から派生する地震断層であり、NNE-SSW 走向で長さ 6-8 km の右横ずれが卓越する地震断層である。最大変位量は右横ずれ 0.7 m であった。

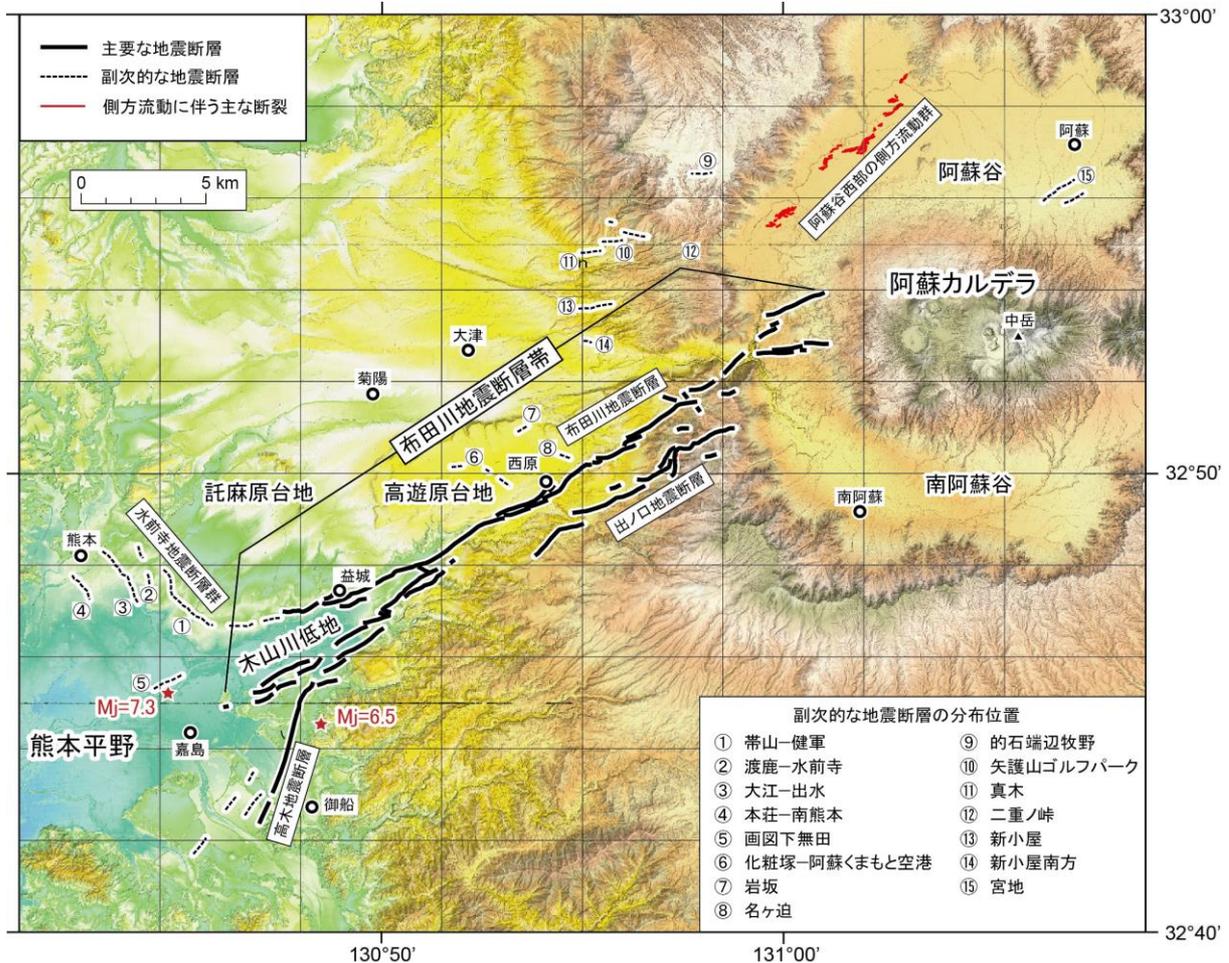


図 2 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震に伴う地震断層の分布図

4 月 14 日に発生した最大の前震 (M_j 6.5) 及び 16 日発生した本震 (M_j 7.3) の震央は気象庁による。背景は、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (5 m メッシュ、10 m メッシュ) を使用して作成した。

表6 2016年熊本地震に伴う主要な地震断層のパラメータ

名称	最大変位量				一般走向	備考
	長さ (km)	上下 (m)	横ずれ 1) (m)	水平傾斜 2) (m)		
布田川地震断層帯	29	2	2.5	1.5	N55E	幅2-3km. 注)
布田川地震断層	29	2	2.2	1.2	N65E	両端部で2条に分岐する
出ノ口地震断層	9	2.9	-0.5	1.5	N55E	共役性の副断層を伴う
高木地震断層	6-8	僅か	0.7	僅か	N15E	

1) 右ずれ成分。2) 伸長成分。

注) 幅広い断層帯全体の変位量を精度良く求めることは困難であり、概略の値を示した。

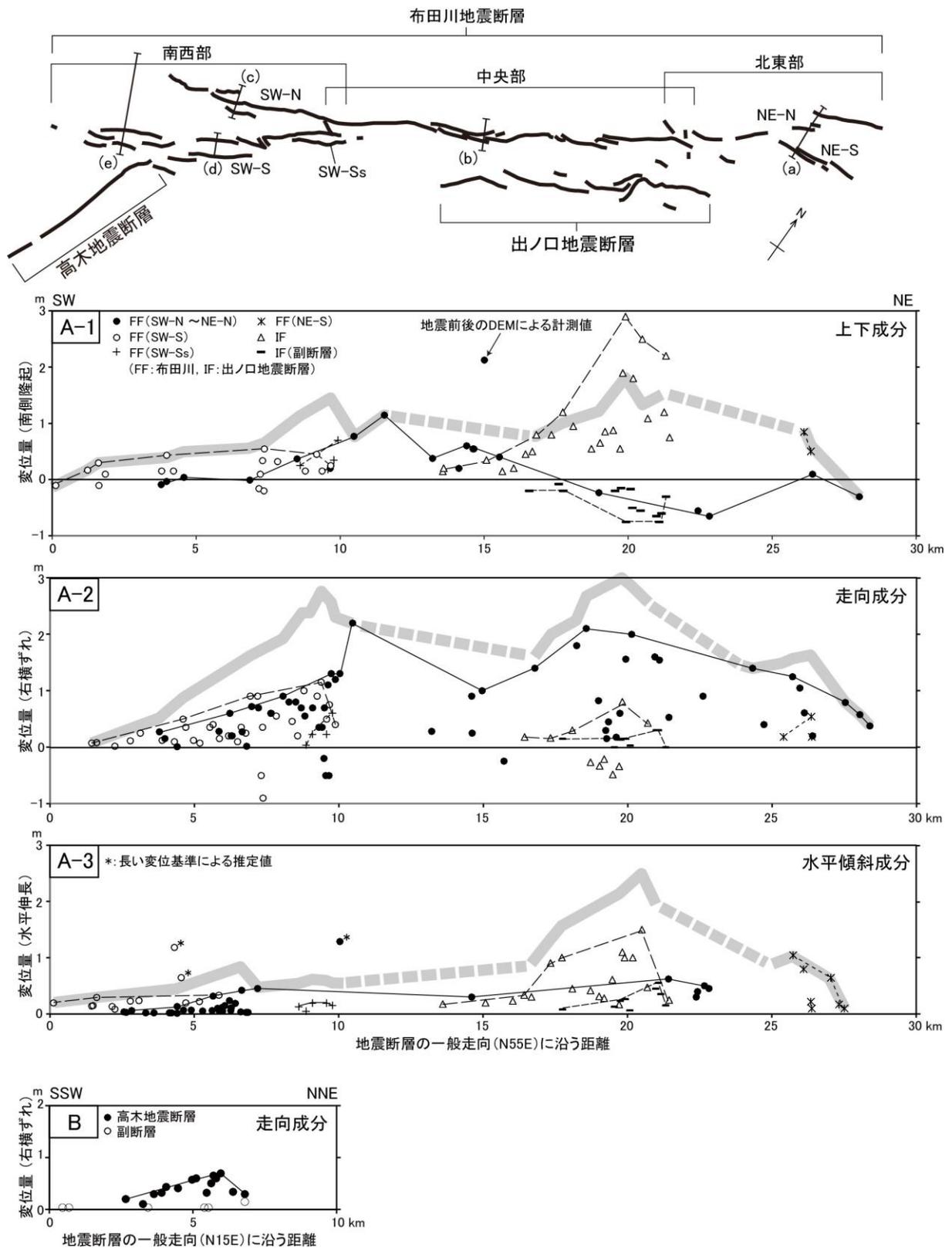


図3 2016年熊本地震に伴う地震断層の変位量分布図
 灰色の太線は、断層帯全体の変位量の包絡線で、破線部は十分なデータが得られていない区間。最上段の断層分布図に、図8のDEMによる地形断面測線の位置を(a)～(e)で示す。

これらの主要な地震断層の周辺 10 km 程度までの範囲には、変位量が 0.1-0.2 m 程度以下の副次的な地震断層が多数確認された(図 2)。副次的な地震断層のうち最も顕著なものは、詫麻原台地の南西部を限る正断層群(水前寺断層帯; Goto *et al.*, 2016)に沿って出現した長さ 5-6 km で幅 3 km の地震断層帯である。このほか、主要な地震断層の北側にあたる高遊原台地付近と阿蘇外輪山の西部、及び北東延長上にあたる阿蘇カルデラ内の阿蘇谷東部でも副次的な地震断層が確認できた。

これらの地震断層の多くは 4 月 16 日に発生した M_j 7.3 の本震に伴って出現したが、布田川地震断層帯や高木地震断層の一部では、4 月 14 日に発生した最大の前震 (M_j 6.5) に伴って小規模な地震断層が出現し、本震に伴って断層の出現範囲や変位量が増大した(Sugito *et al.*, 2016)。

なお、以下の地震断層の記載と地震断層の詳細分布図(図 6)においては、断層変位の走向成分を「右横ずれ・左横ずれ」、上下成分を「南側隆起・北側隆起」などと、また水平傾斜成分を「水平伸長・水平短縮」として記載する。また、踏査においては幅が数 10 m 以上の地震断層に伴う水平方向の伸長・短縮成分を長い測線に沿って観察できた場合には、その伸長・短縮量と測線の方角のみを記載している。これは、局所的な断層線の向きを正確に把握することが困難であり、また、線状の変位基準が断層線と中角度で交差する場合には変位量を断層線と平行する走向成分と直交する水平傾斜成分に分けることが困難であったことによる。

2) 主要な地震断層

a) 布田川地震断層帯

布田川地震断層帯は、南阿蘇村河陽から西原村、益城町を経て嘉島町上六嘉に至る、一般走向が $N55^\circ E$ で長さ 29 km・幅 2-3 km の地震断層帯である。変位の成分は、右横ずれと、南側隆起の上下成分、及び伸長からなる水平傾斜成分からなる。個々の地点で計測できた最大変位量は、右横ずれ 2.2 m、南側隆起 2.9 m、水平伸長 1.5 m であった。ただし、断層帯全体で見ると、最大変位量は横ずれが 2.5 m 程度、上下成分が 2 m 程度である(図 3)。

本断層帯は、既存の活断層である布田川断層と出ノ口断層(活断層研究会編, 1991)に沿って出現した地震断層に区分でき、本報告では前者を布田川地震断層、後者を出ノ口地震断層と呼ぶことにする。

i) 布田川地震断層

布田川地震断層は長さ 29 km で、その中央部の 11 km 程度の区間は概ね 1 条の断層もしくは幅 0.5 km 程度以内の断層帯からなる。一方、北東部の長さ約 7 km 程度の区間では、大きく左ステップし、あるいは末端に向かって 2 条に分岐する幅 1.5-2 km の断層群からなる。また、南西部の 10 km 程度の区間は、大きく 2 条の地震断層に分岐して南西端に向かって最大幅 3 km 程度の断層帯に広がっている。

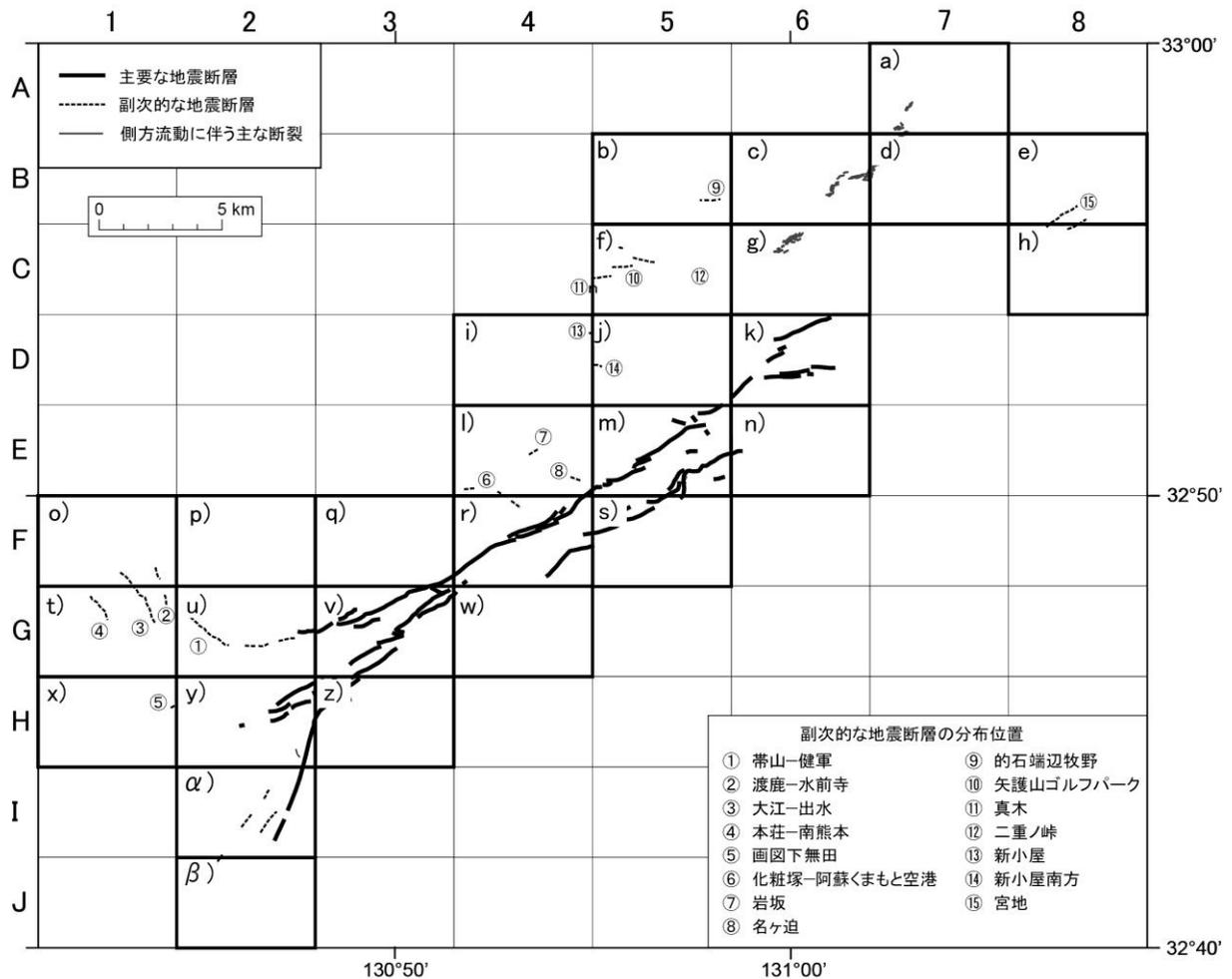


図4 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の索引図

本地震断層の中央部は、西原村鳥子扇ノ坂から益城町上陣に至る長さ 11 km 程度の地震断層であり、最大幅 0.5 km 程度の断層帯を形成している。このうち中央部南西側の益城町上陣では概ね 1 条の地震断層としてあらわれ、右横ずれ 2.2 m の変位が計測されている (図 6 (r) ; 熊原・他, 2016 ; Shirahama *et al.*, 2016 ; 遠田・他, 2017 など)。西原村布田から小森南西部にかけては、地震断層は最大比高約 100 m の既存の活断層崖に沿ってあらわれた。ここでは幅 0.2-0.3 km 程度の雁行断層帯をなし、この断層帯を挟んで右横ずれ 1 m 程度以上、南西側隆起 1 m 程度以上の変位が生じているが、正確な値を直接に計測することはできなかった。ただし、地震前後の DEM の比較によれば、この断層崖を挟んで 2 m 程度の上下変位が生じている (図 8 (b))。中央部北東側では、大切畑付近において幅 0.5 km で長さ 1.5 km の左ステップオーバーをなすが、ここでは顕著な上下変位は観察されず、一部では北側隆起の小規模な上下変位が認められた。(図 6 (m))。

本地震断層の北東部は、扇ノ坂付近において局所的に右屈曲して E-W 走向となるとともに左にステップオーバーし、南北 0.5 km・東西 1 km 程度のジョグの中では NW-SE 走向の左ずれ地震断層が発達している (図 6 (j, m))。ステップオーバーの北縁では、県道 28 号の俵山大橋が東西方向に 2.1 m の短縮変形を被っており、橋と低角度で交差して右横

ずれ約 2 m の変位を持つ地震断層が通過したと推定される。また、ステップオーバーの 1 km 余り東方の阿蘇カルデラ外輪山には右ステップする雁行断層群が空中写真判読により認められた。高見・他 (2016) による地震前後の DEM の解析から、この地震断層は左ずれ成分をもつことが推定される。

さらに、地震断層の北東部は南阿蘇村立野の東側で地震断層は大きく 2 条に分岐する (図 6 (k))。一方は、E-W 走向で長さ 3 km の地震断層 (図 3 の NE-S 断層) であり、阿蘇東急ゴルフクラブ付近では、最大右横ずれ 0.6 m と南側隆起 0.6 m とともに水平伸長を伴う幅広い断層帯があらわれ、東端に向かって変位量が減少する。ここでは、断層帯が出現した北側に沿って深い谷が発達していることから地すべりによる断裂の可能性も考えられた。しかし、地震前後の DEM の比較によれば、この断層帯を境にして広く北側が 1 m 程度低下していることがわかる (図 8 (a))。もう一方の断層は、概ね NE-SW 走向で延びる長さ 4 km の地震断層 (図 3 の NE-N 断層) であり、九州東海大学付近において幅 0.5 km の左ステップオーバーを形成している。黒川の国道 325 号では最大 1.3 m の右ずれがあらわれ、これより北東端に向かって変位量が減少する。

本地震断層の南西部は、上陣付近において NW-SE 走向で左横ずれを示す共役断層を挟んで 2 条の地震断層に分岐しており (図 6 (v))、それぞれ木山川低地の北西縁 (図 3 の SW-N 断層) と南東縁 (図 3 の SW-S 断層) に沿って延びている。

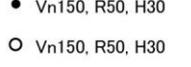
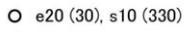
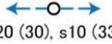
	地震断層 ケバは断層の低下側を示す 上下変位が明瞭でない地震断層は実線のみで示す
	横ずれの向き
	前震に伴う地震断層および地表変状の出現地点
	変位置量の主な計測地点と変位置量 (cm) 黒丸：変位が数 m 程度以内に集中している地点 白丸：変位が広い範囲に拡散している地点 V：上下成分 (n: 北側隆起; s: 南側隆起) R：右横ずれ; L：左横ずれ H：水平傾斜成分 (水平伸長)
	変位基準の伸長・短縮変形 (cm) e：伸張; s：短縮 括弧内の数字は測線の方向 (°)
	長い変位基準による伸長・短縮変形と測線の区間 e：伸張; s：短縮 括弧内の数字は測線の方向 (°)
	地震前後の DEM の比較で検出された相対的な隆起沈降
	干渉 SAR の解析で検出された相対的な隆起沈降 Fujiwara et al. (2016) による
	地すべり・側方流動に伴う滑落崖および断裂 ケバは崖の低下側を示す 上下変位が明瞭でない断裂は実線のみで示す
	トレンチ調査および遺跡発掘調査による古地震調査地点

図 5 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の凡例

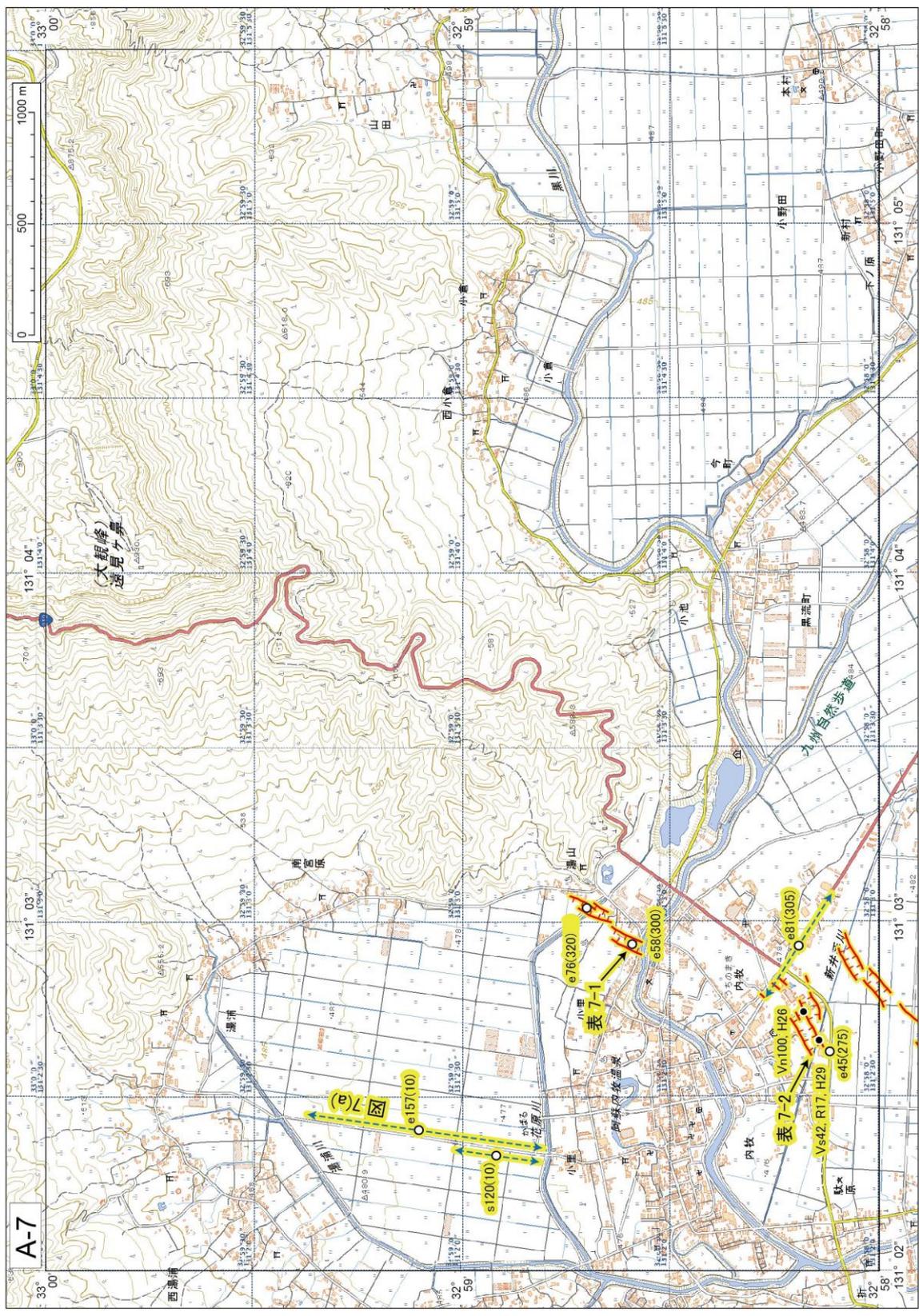


図 6 (a) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-a

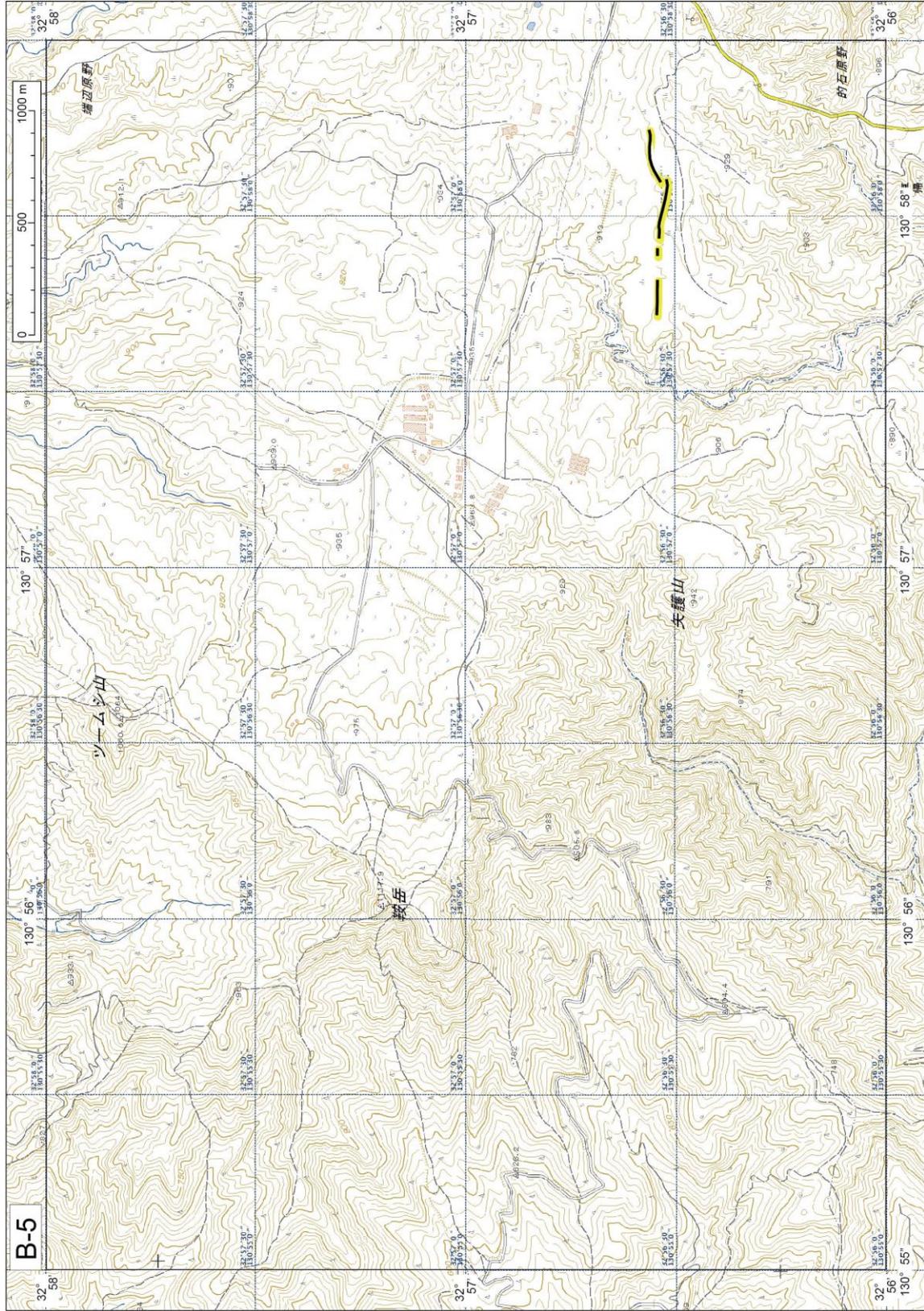


図 6 (b) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-b

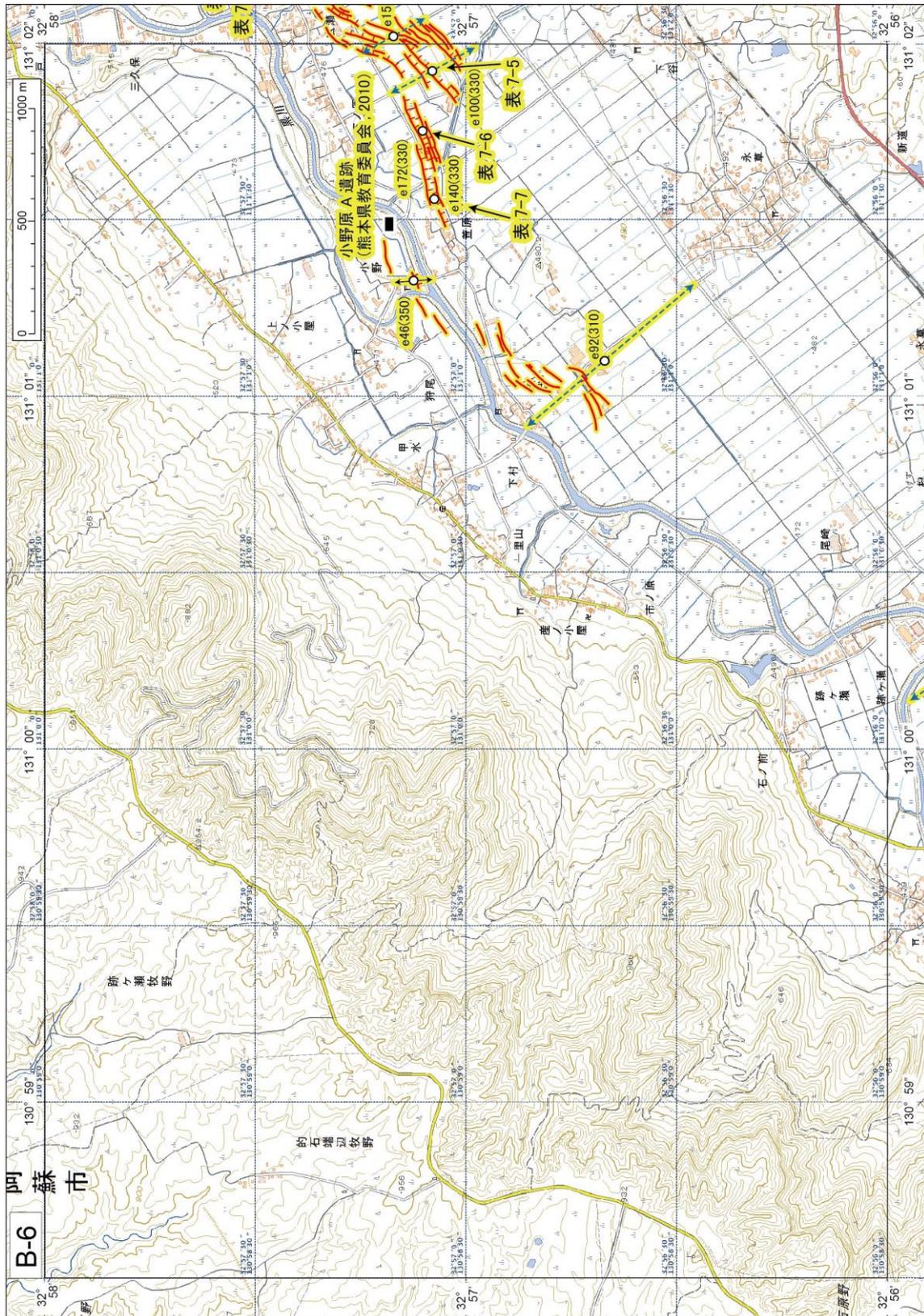


図 6 (c) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-c



図 6 (d) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-d

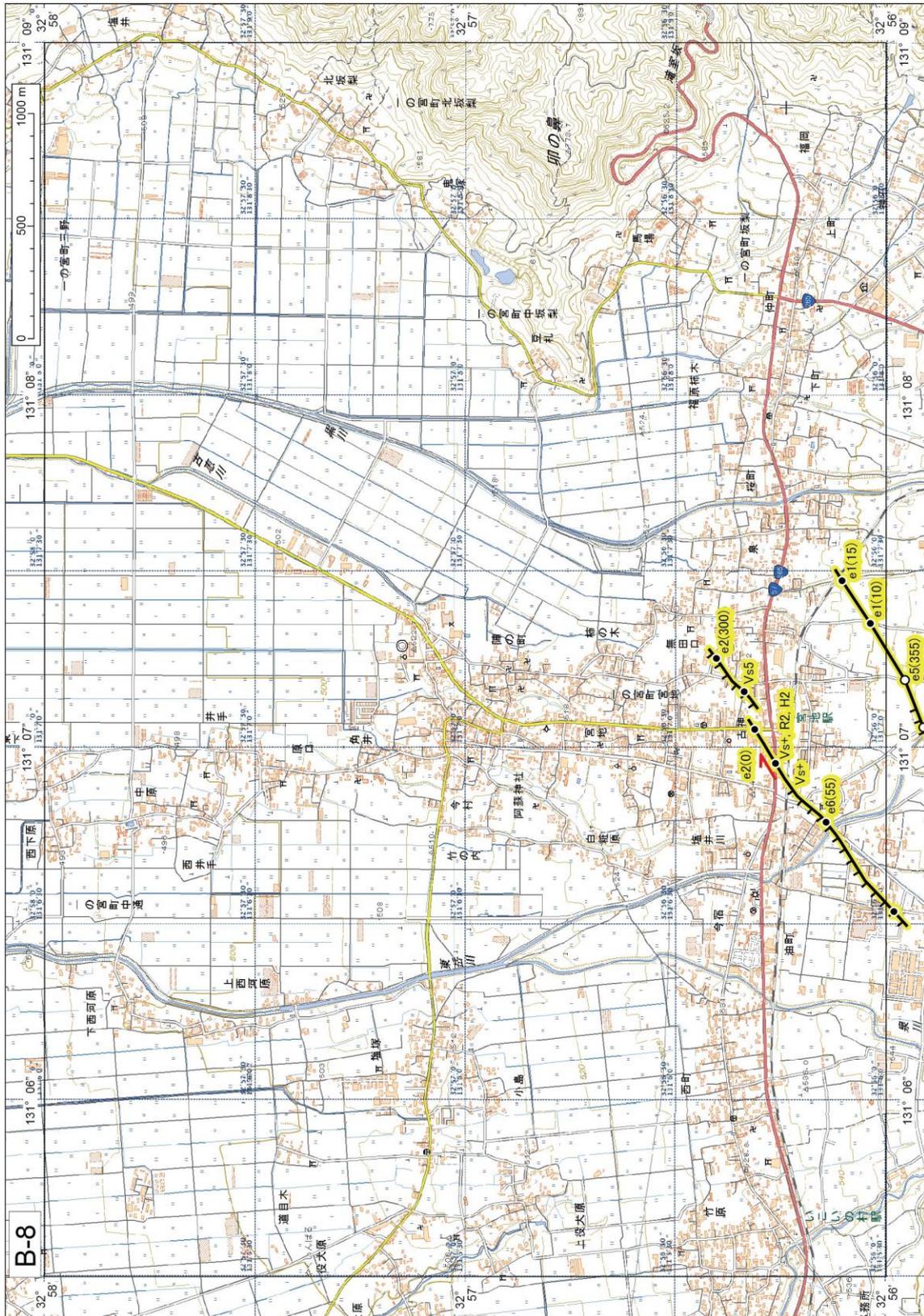


図 6 (e) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-e

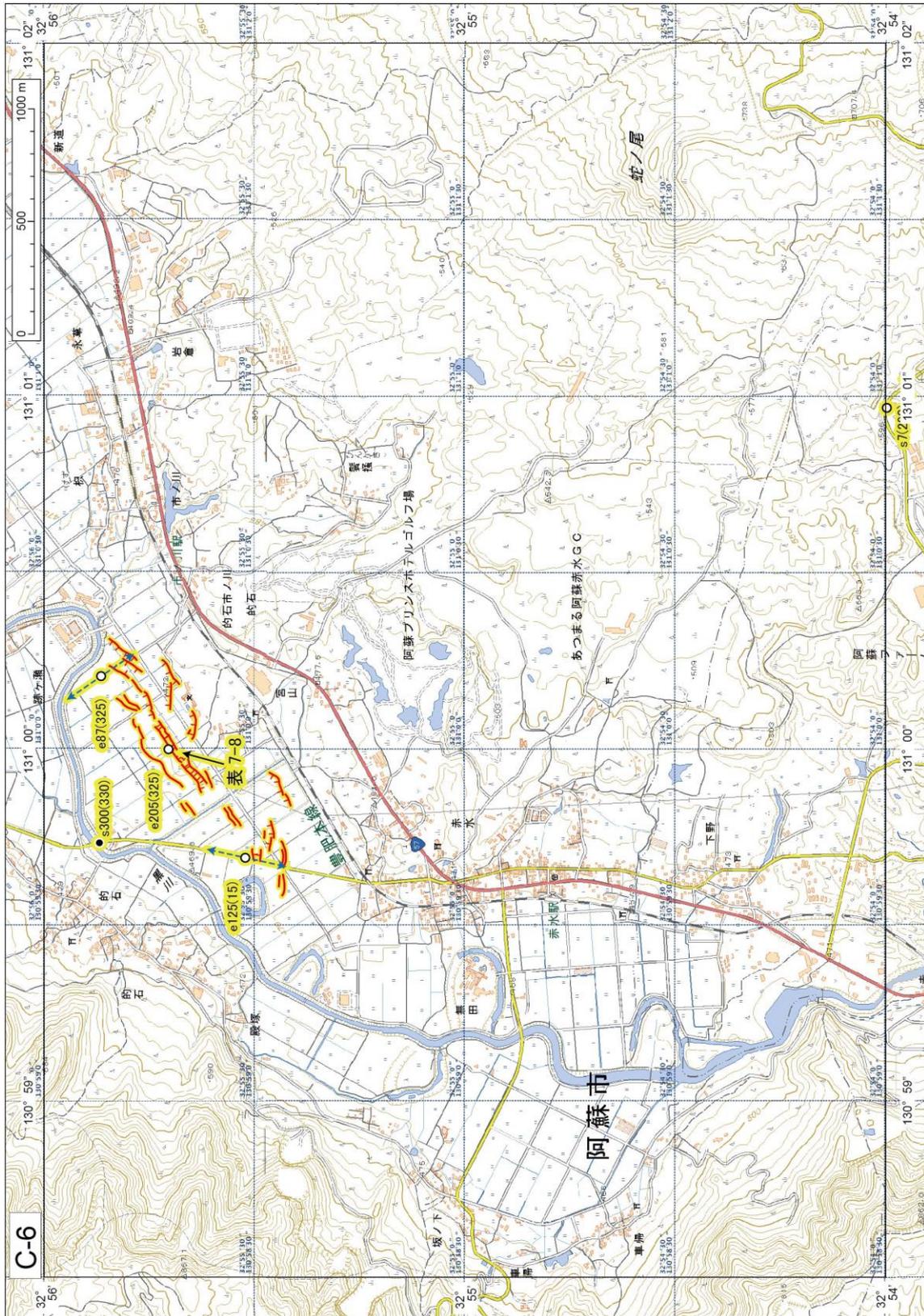


図 6 (g) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-g

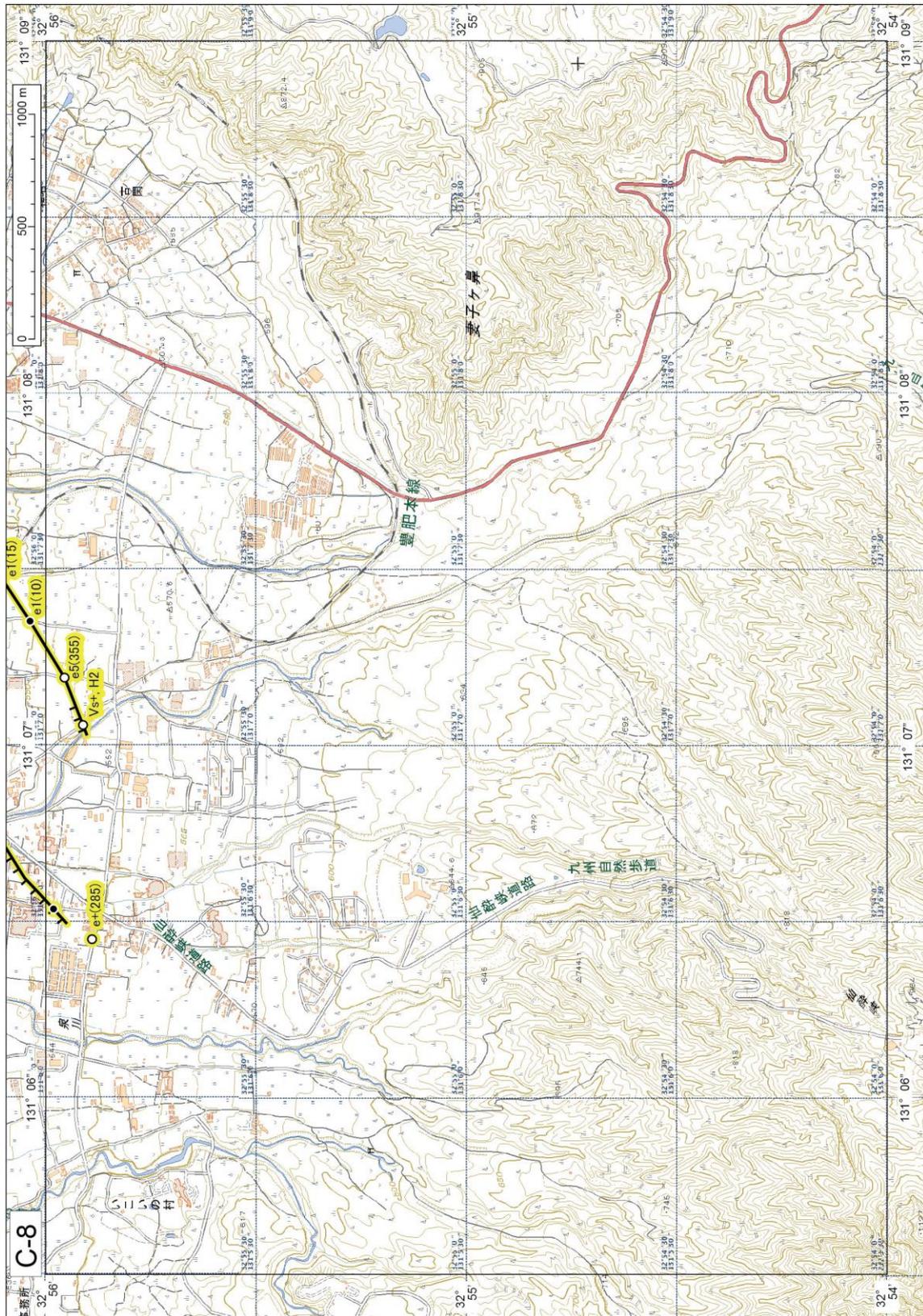


図 6 (h) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-h

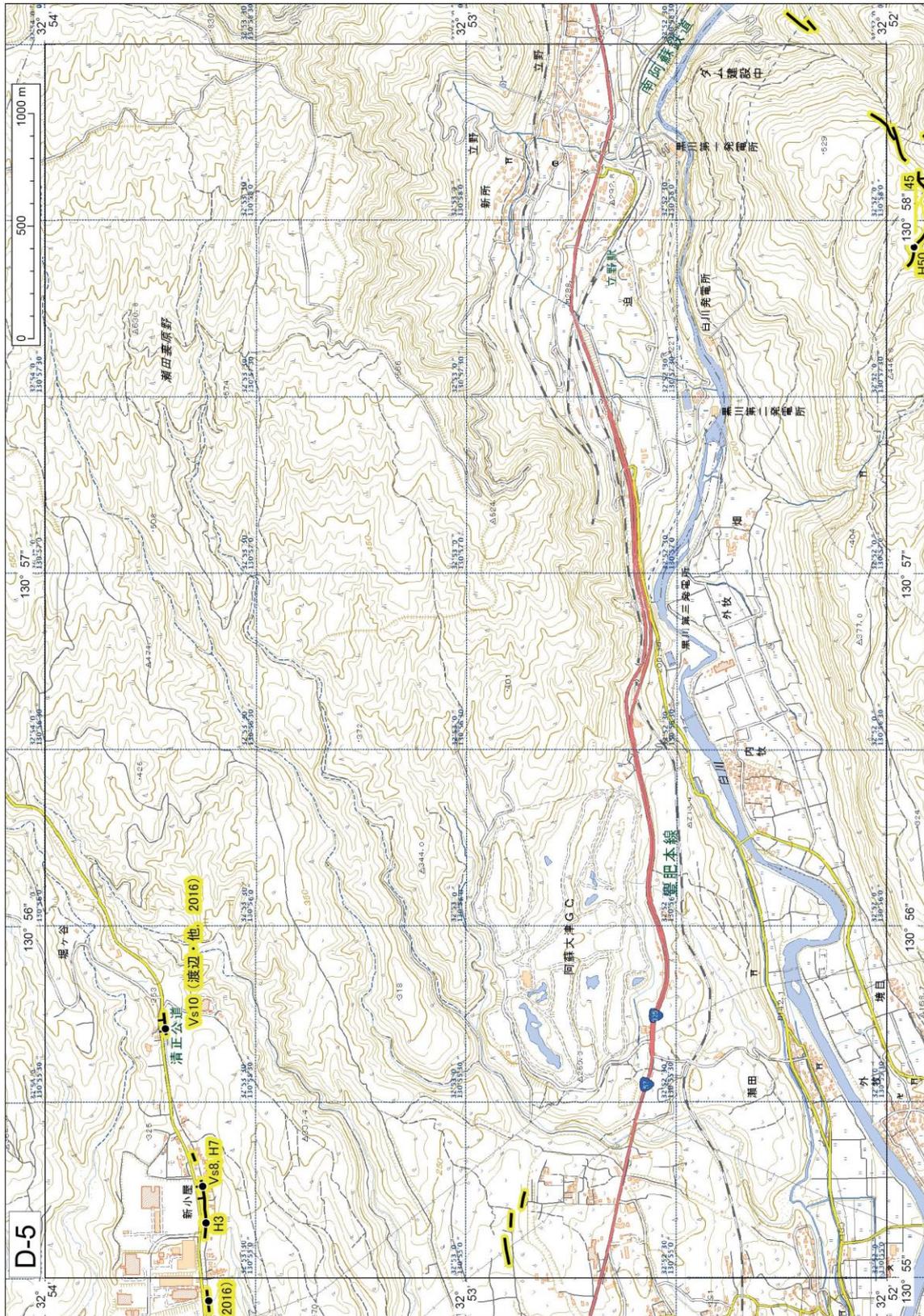


図 6 (j) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-j

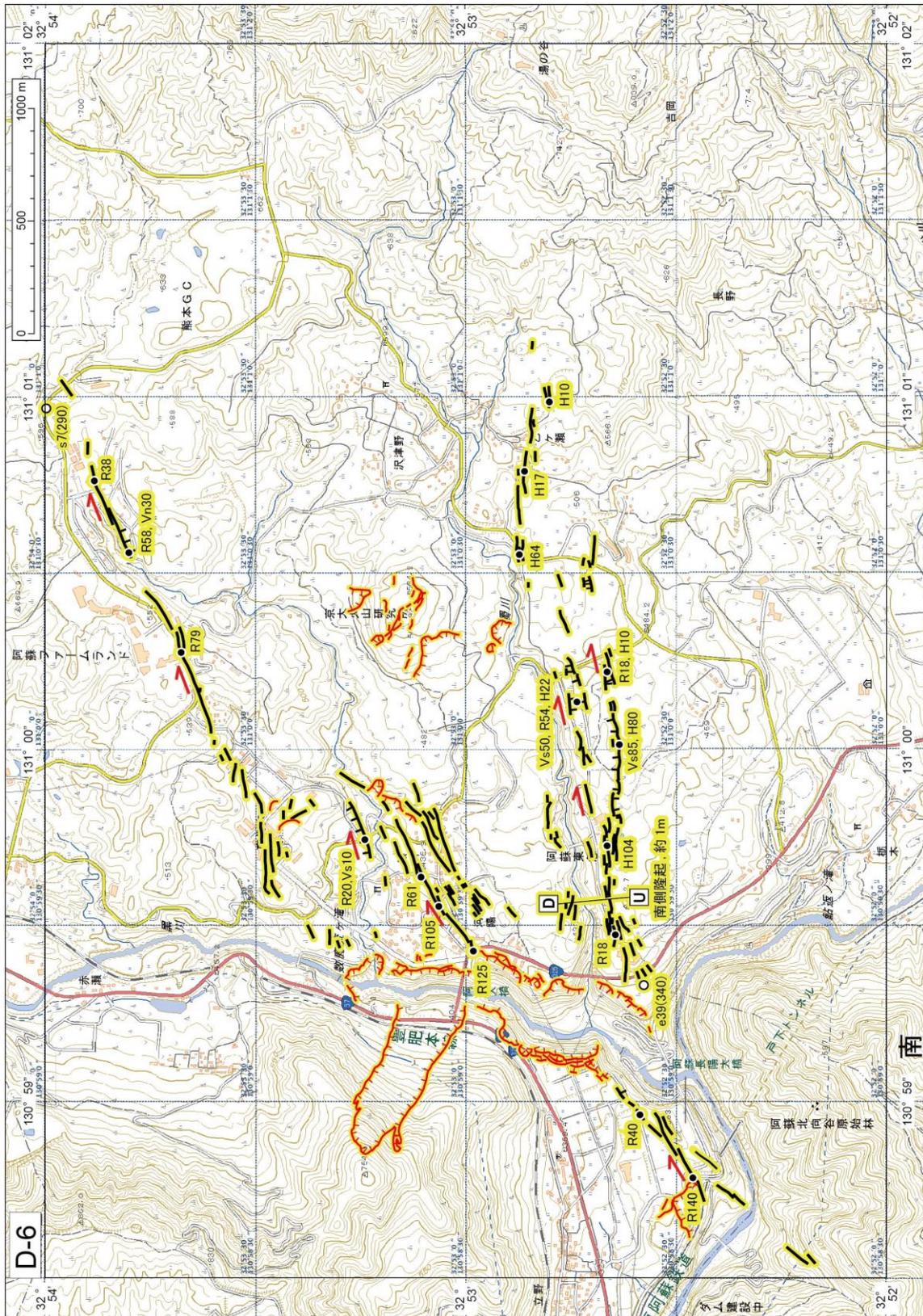


図 6 (k) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-k

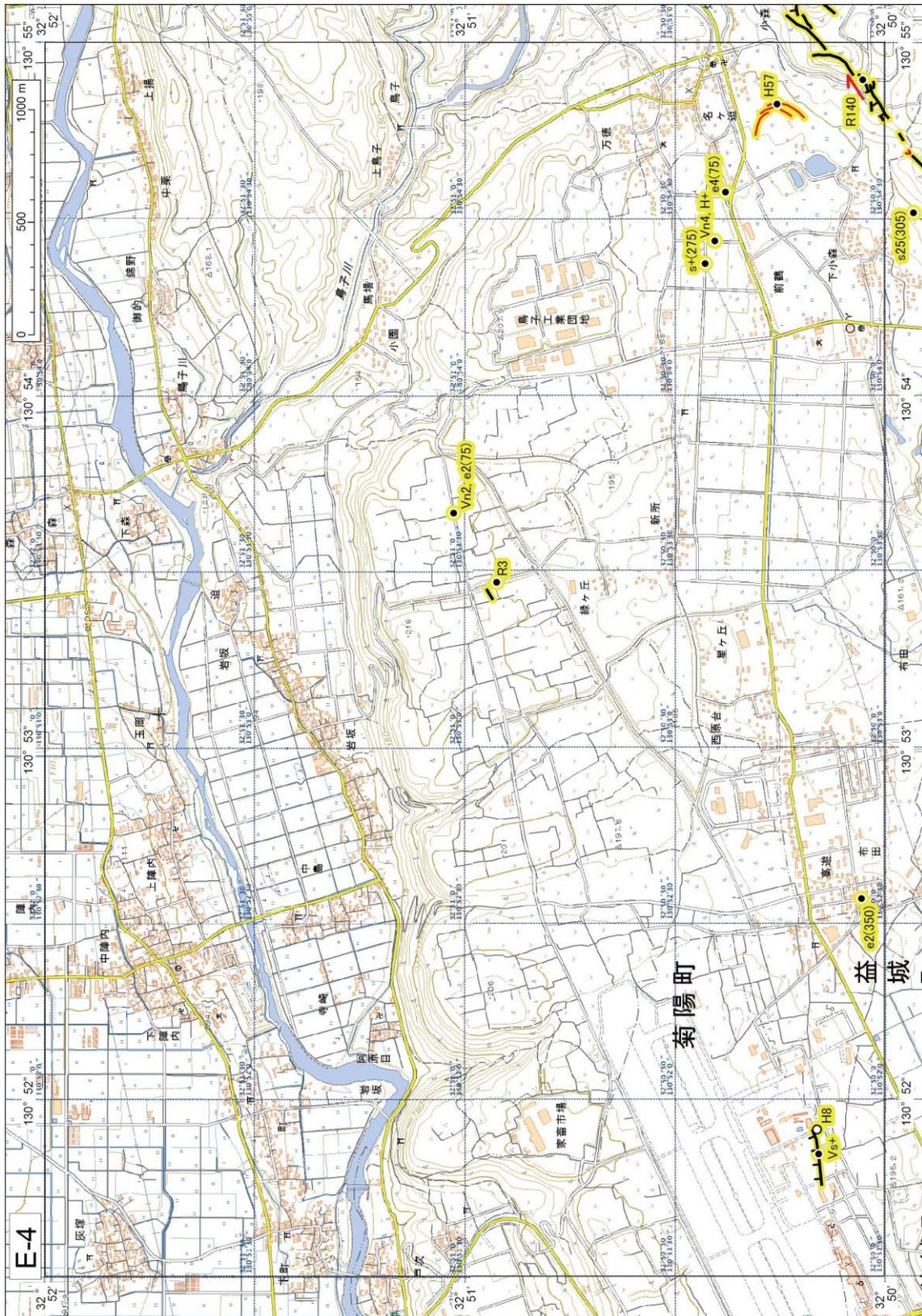


図 6 (1) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-1

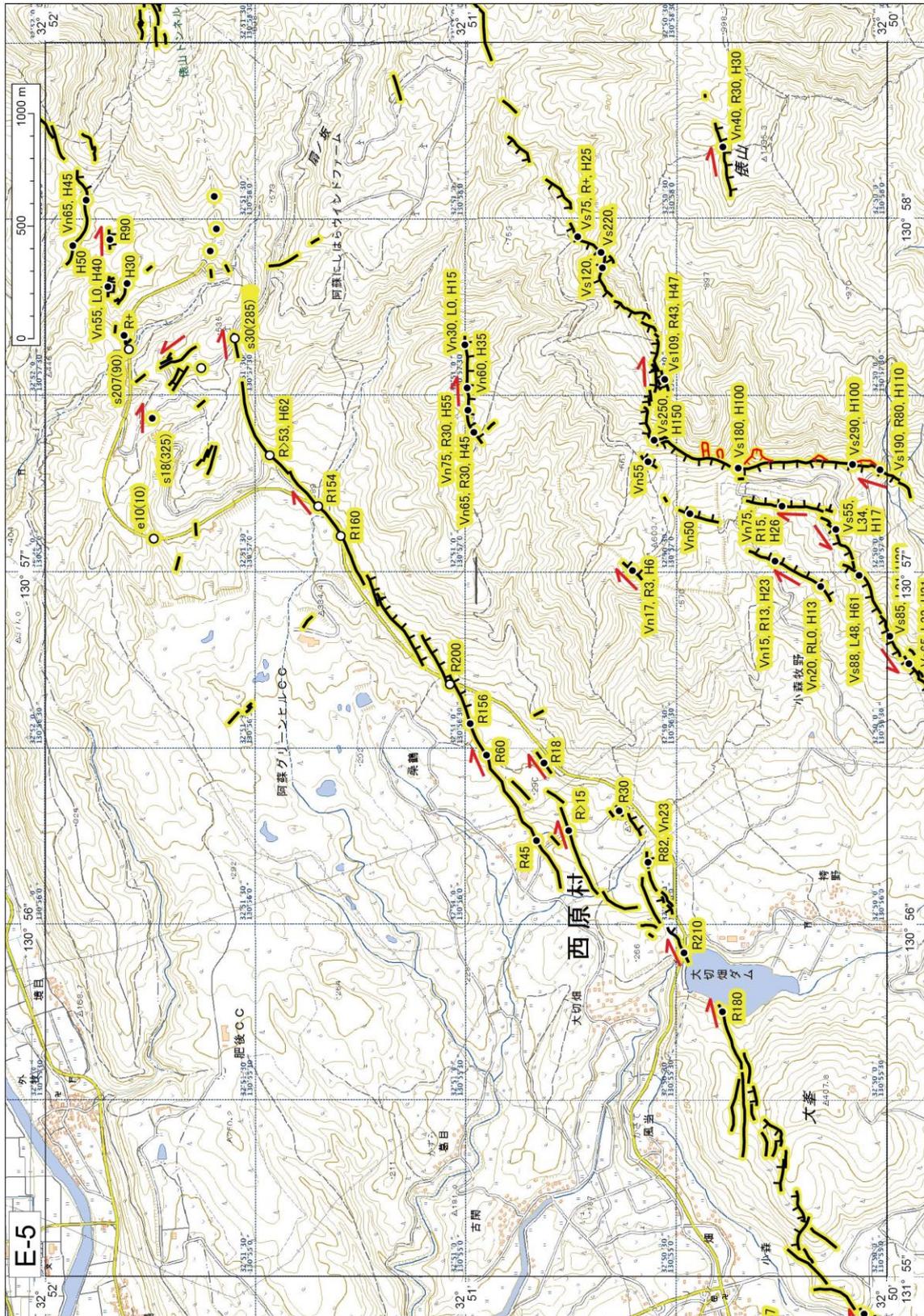


図 6 (m) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-m



図 6 (n) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-n

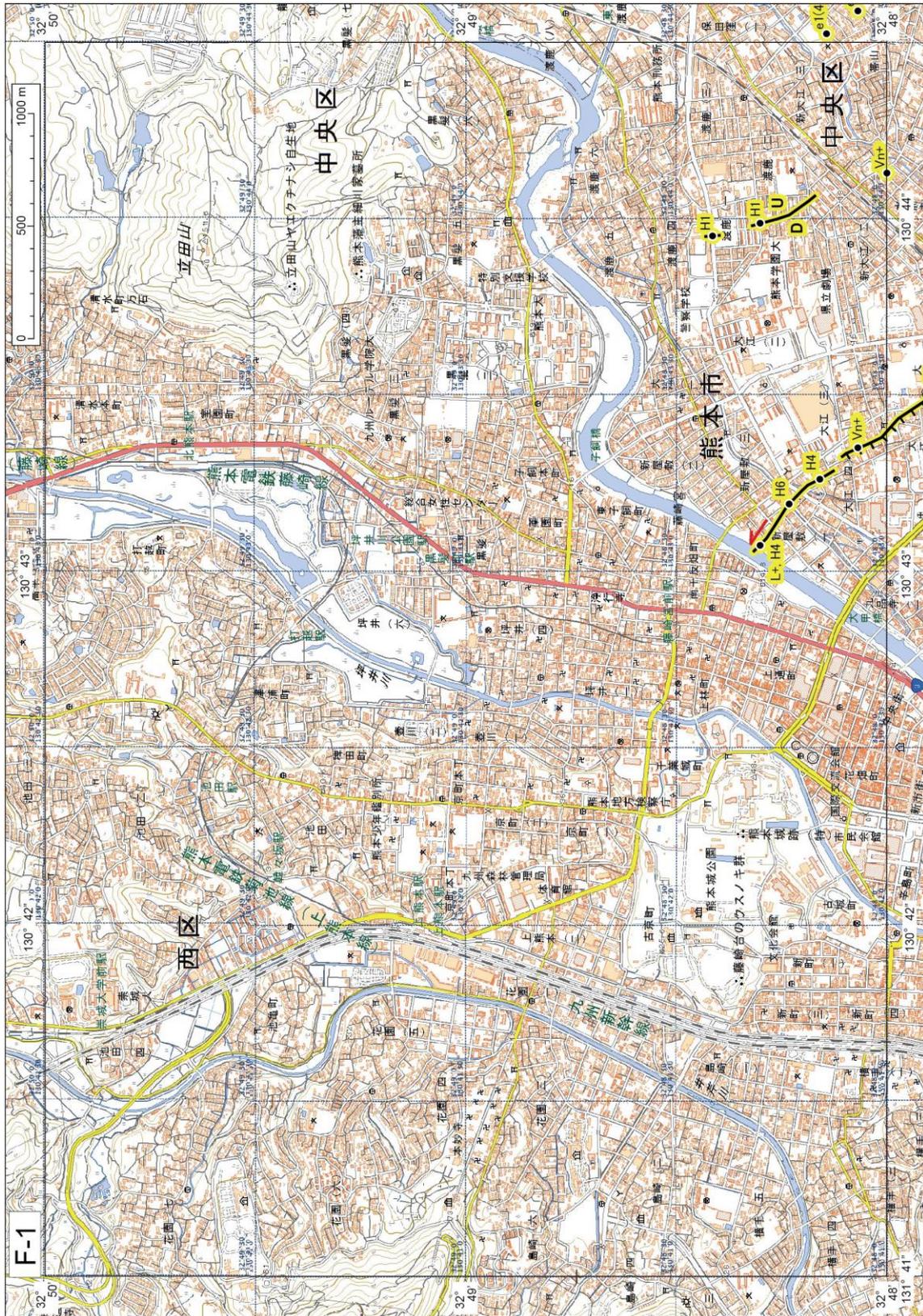


図 6 (o) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-o



図 6 (p) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-p

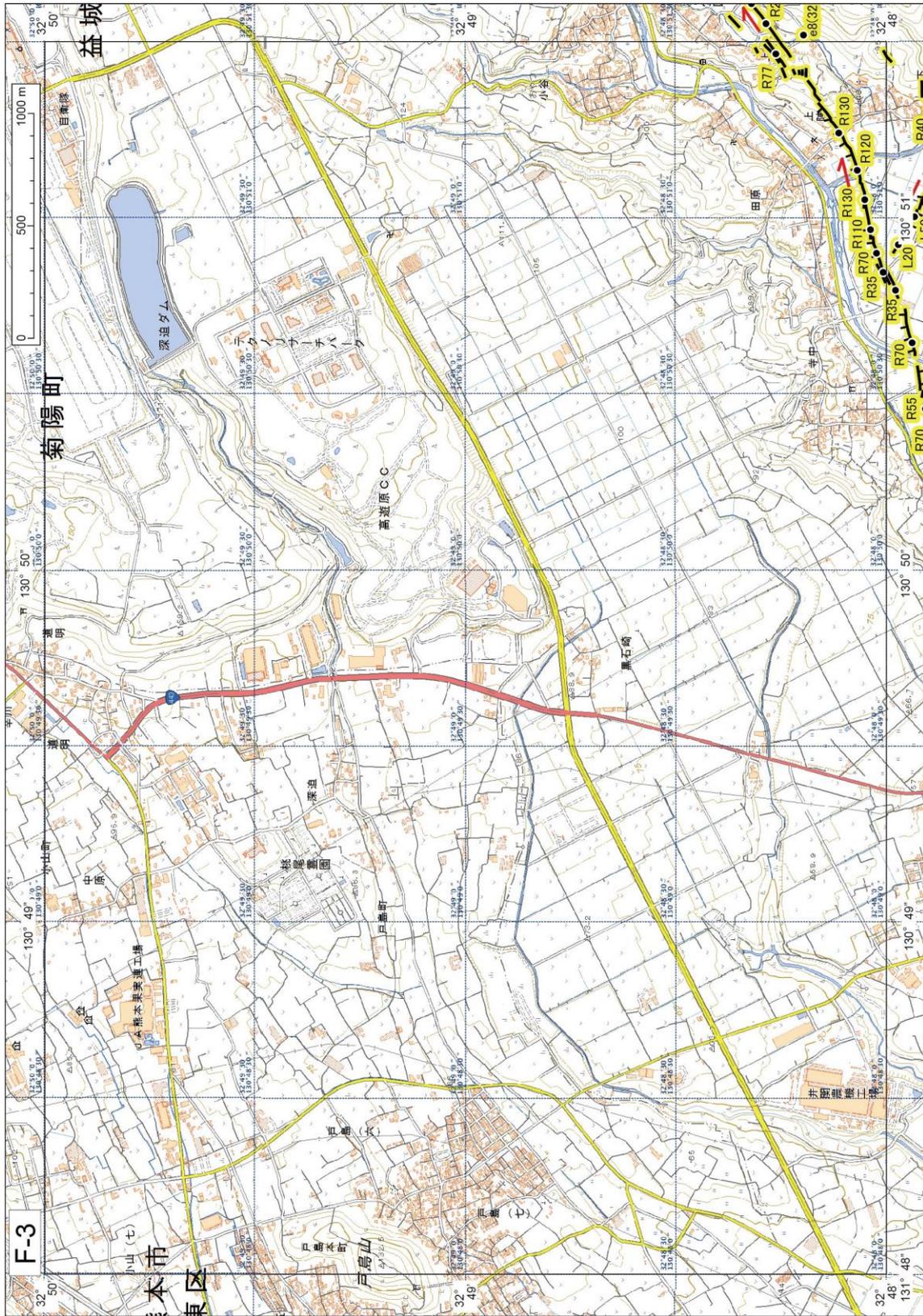


図 6 (q) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-q

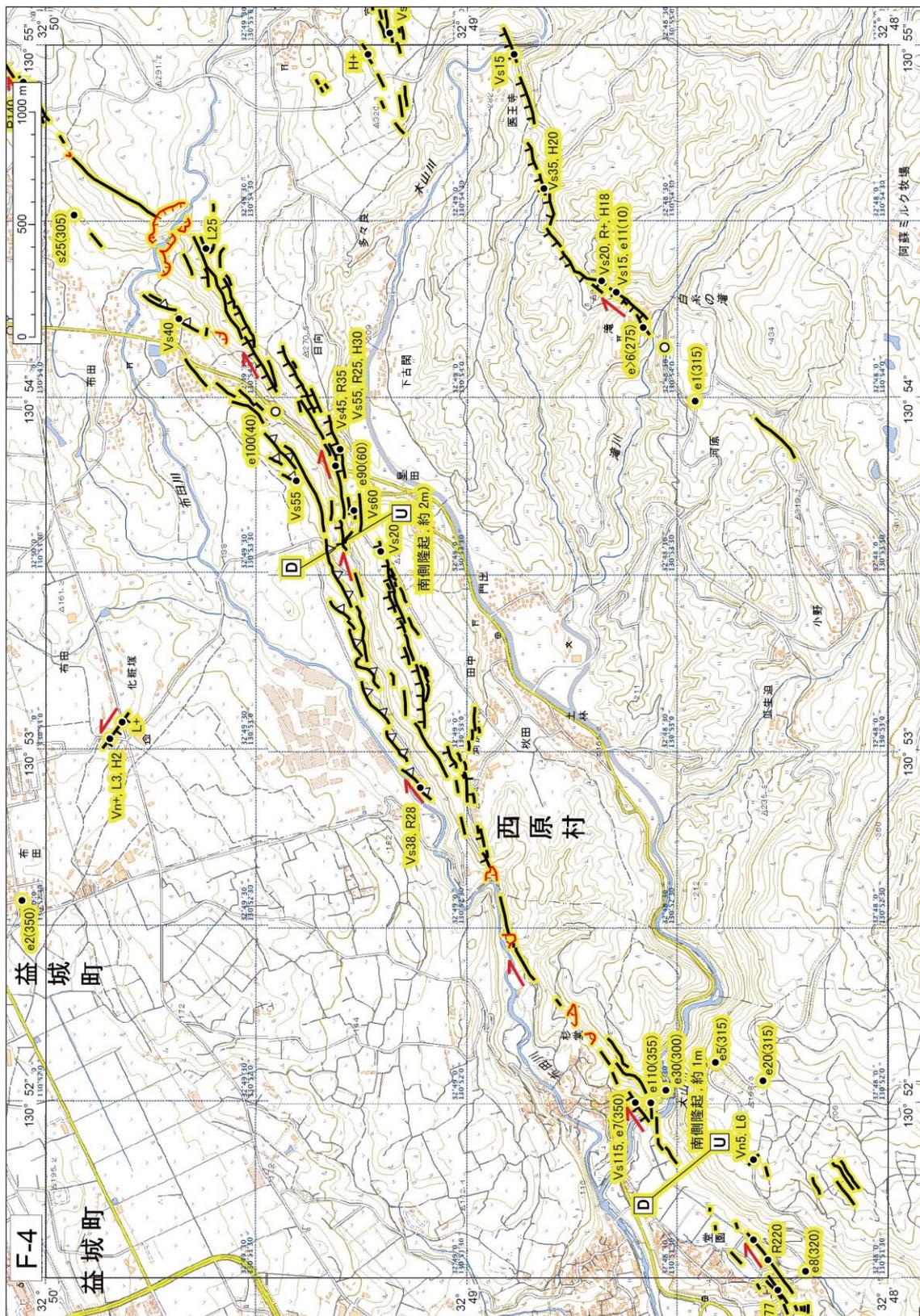


図 6 (r) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-I

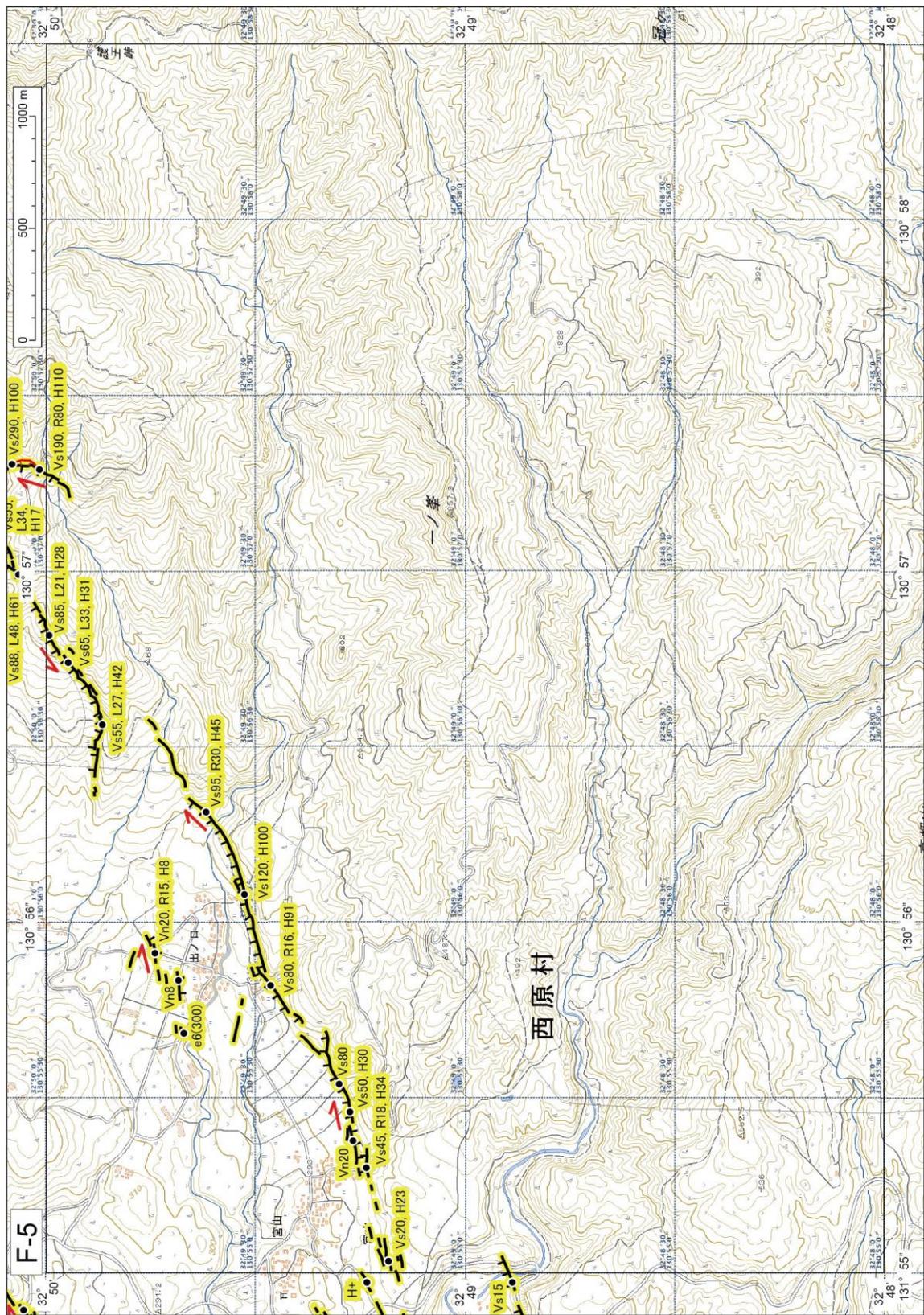


図 6 (s) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-s



図 6 (t) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-t



図 6 (u) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-u

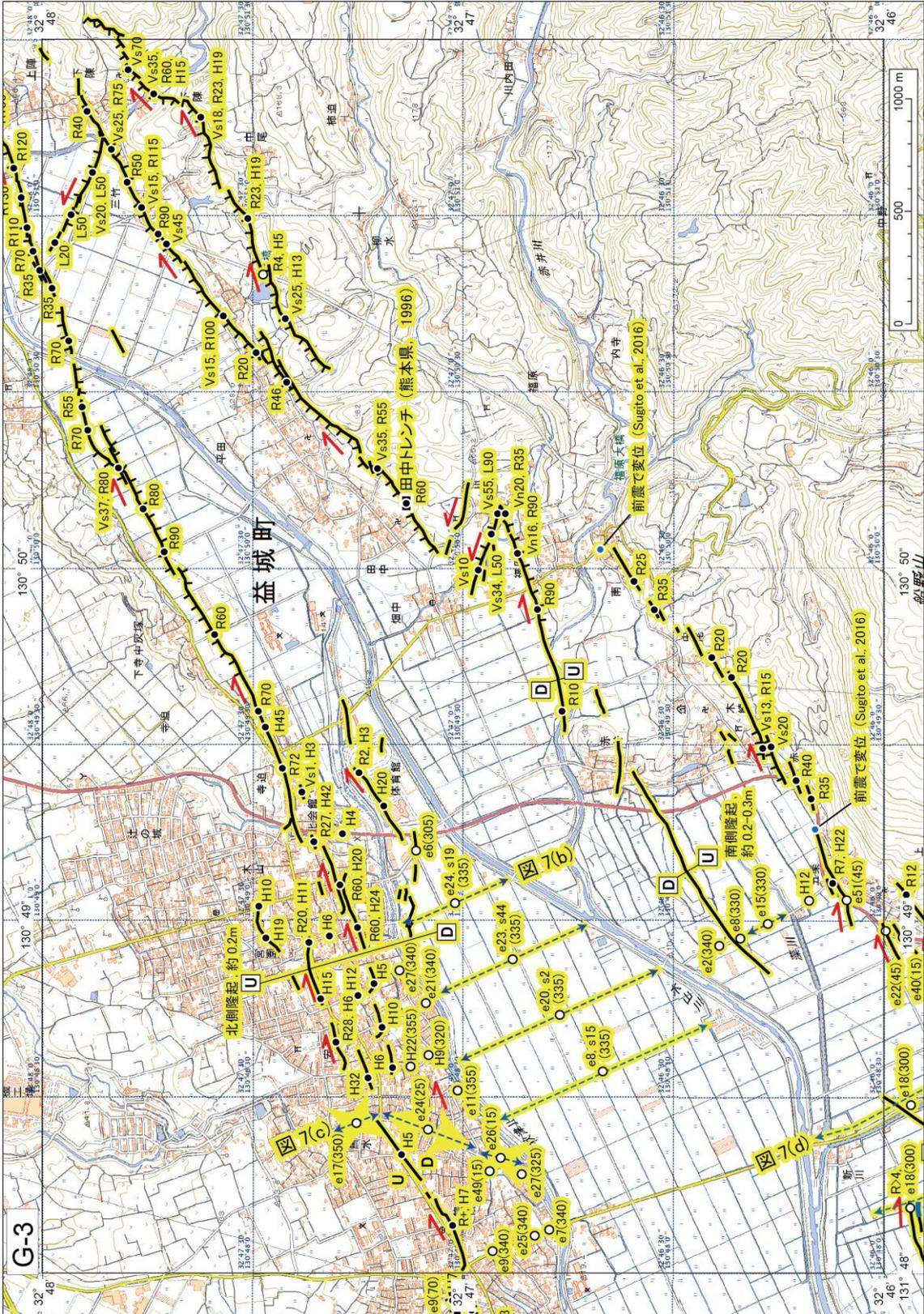




図 6 (w) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-W

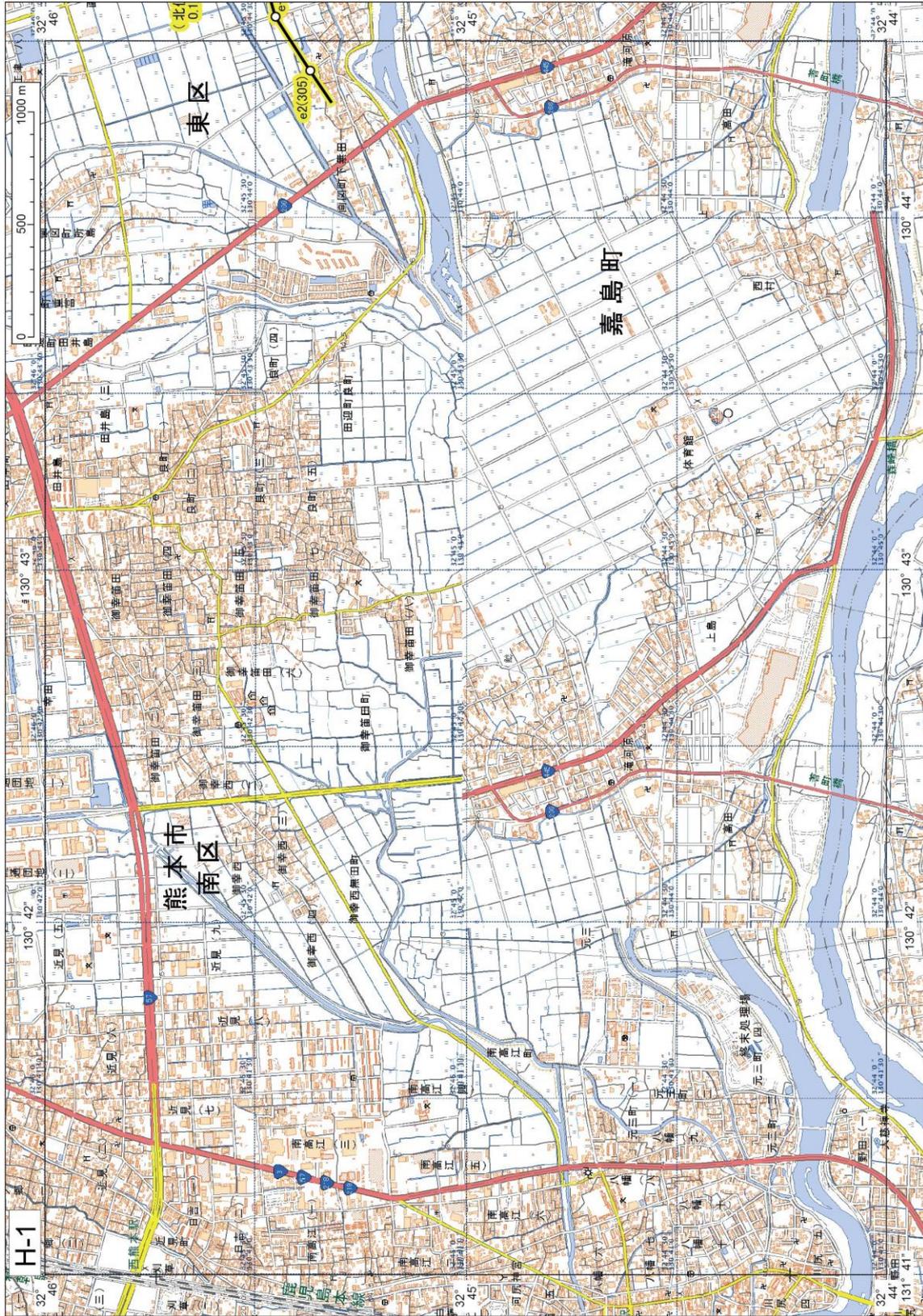


図 6 (x) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-x

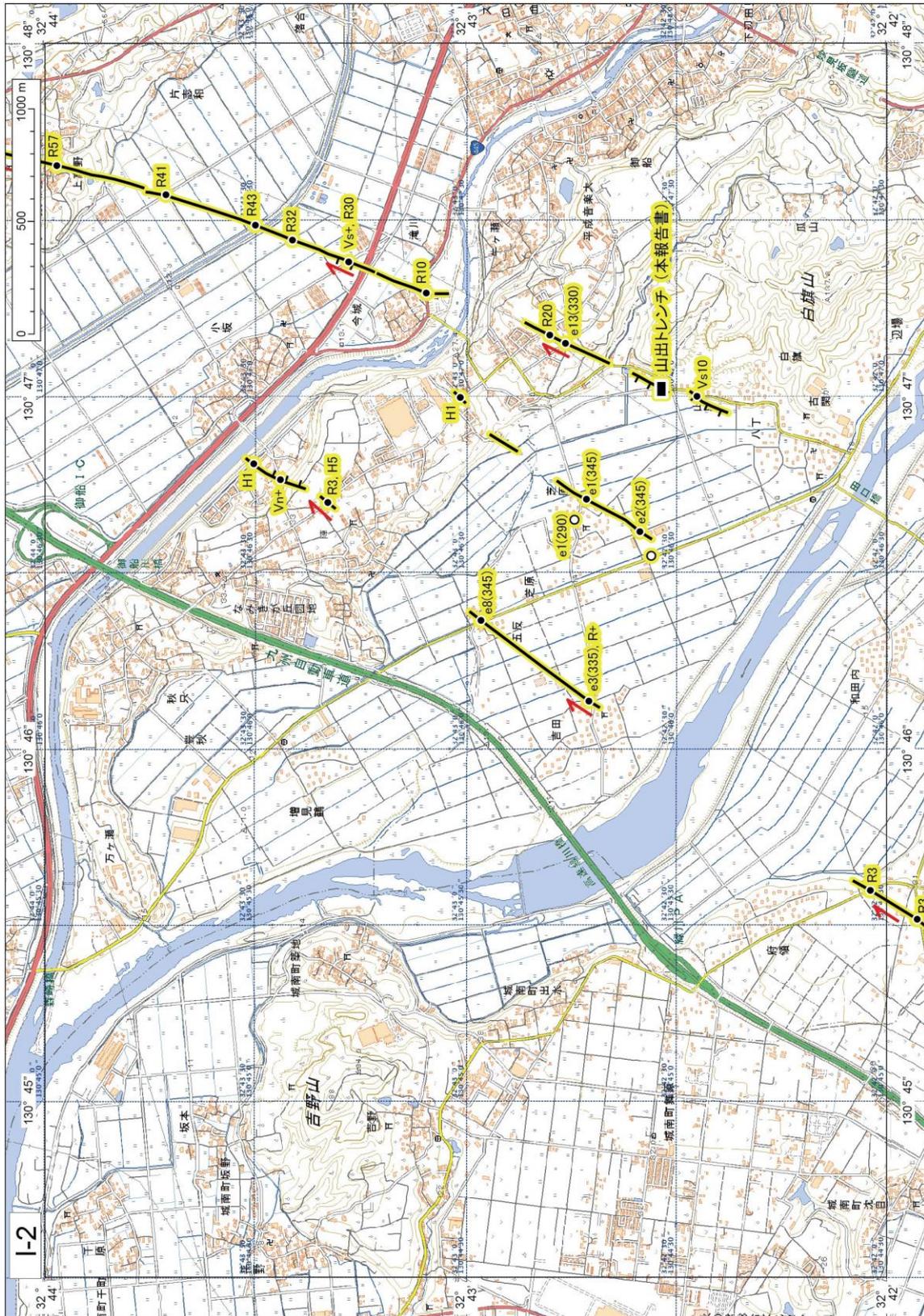


図 6 (α) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-α

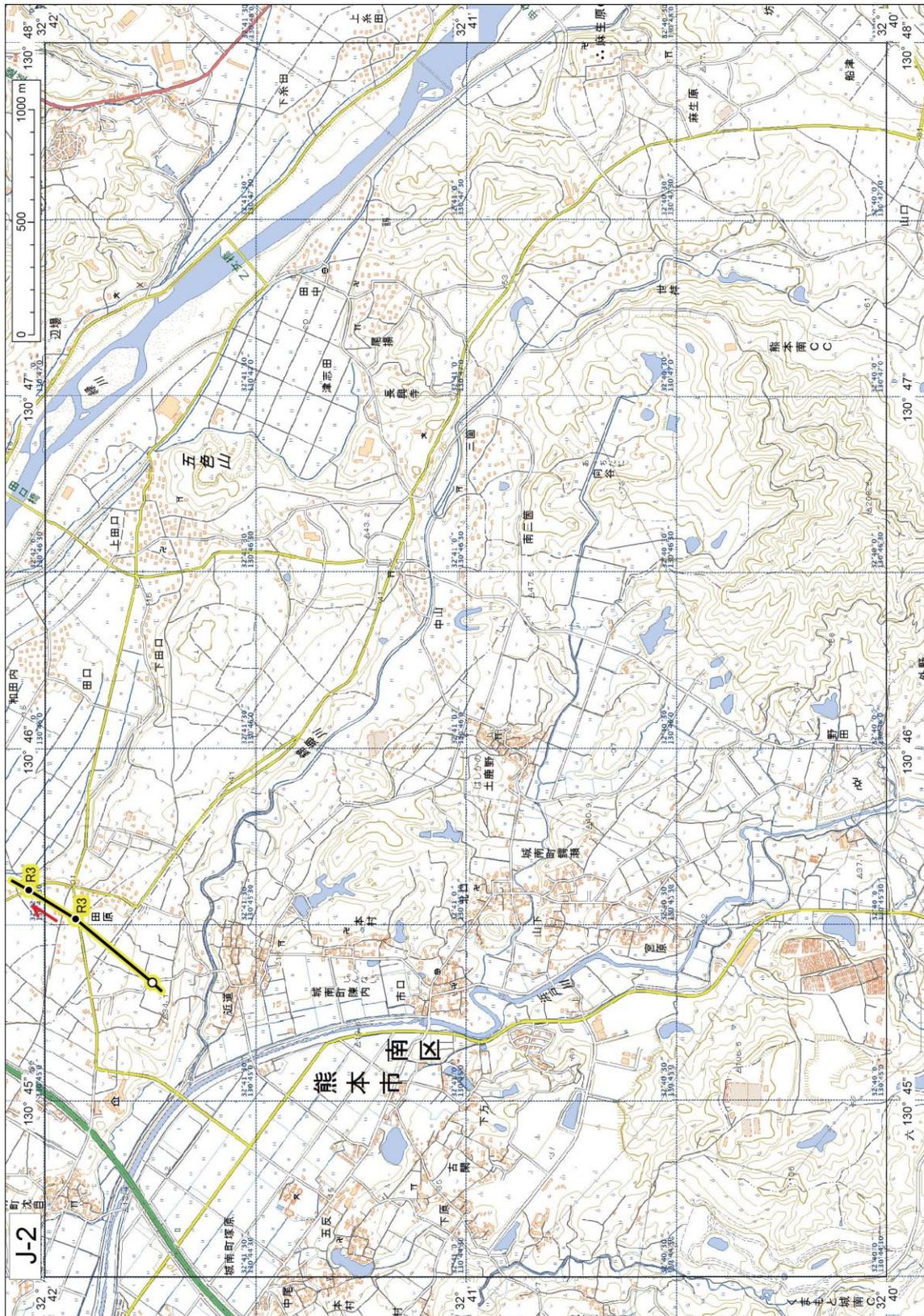


図 6 (β) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-β

分岐した断層のうち SW-N 断層は、ENE-WSW 走向で長さ 6-8 km の地震断層である(図 6 (u, v))。益城町寺迫より東の 3 km 区間では 3 箇所左ステップオーバーもしくは二重屈曲を示し、それに伴って上下成分は北側隆起と南側隆起を繰り返す。ここでの最大変位量は右横ずれ 1.3m であった。寺迫より西側の 3 km 区間では、地震断層は秋津撓曲 (Goto *et al.*, 2016) に沿ってさらに 3 km 延び、益城町木山・宮園及び安永付近と、惣領及び福富付近で開放性の右ステップオーバーもしくは右ステップの二重屈曲を形成している。この区間での断層帯の変位量は、木山付近では右横ずれ 0.6m とともに同程度の水平伸長が計測できた。福富より西側では、連続した地震断層としては追跡できなかったが、後述の水前寺地震断層群との間の 3 km 区間においても、2 cm 以下の水平伸長を伴う断裂が断続的に認められた。これらの地震断層は、詫麻原台地の南東側斜面発達する活構造である秋津撓曲 (Goto *et al.*, 2016) に沿ってあらわれ、地震前後の DEM の比較によれば 0.2m 程度の上下変位が生じていることがわかる (図 8 (c))。

一方、撓曲斜面と木山川低地との境界付近にも最大で 0.3m の右ずれを伴う断裂が現れている。このうち、益城町宮園から寺迫にかけての秋津川南岸には、町民グラウンド付近に規模の大きな左ステップの雁行断裂群があらわれ、そこより東北東に 1 km 追跡できた。図 6 (v) では、これらの断裂を地震断層として示してあるが、液状化に伴う噴砂も多く観察されたことから側方流動の一部に伴う断裂である可能性もある。また、これより西南西側の 1 km 区間では、秋津川北岸の斜面基部付近で、斜面に直行する方向の 0.5m 程度以下の水平伸長が認められた。この地域では被圧地下水が湧き出ていることから側方流動に伴う変動である可能性がある。

分岐した断層のうち SW-S 断層は、ENE-WSW ないし NE-SW 走向で、長さ 10km の地震断層である (図 6 (v, w, y, z))。益城町赤井より東側の 4km 区間では、幅 0.5km 程度の断層帯を形成するとともに、その中央部の福原付近において「逆 Z 字」状の 2 重屈曲を伴っている (図 6 (v))。この断層帯の南側の地震断層を図 3 では SW-Ss 断層として示してある。赤井より西側の 6 km 区間では断層帯は幅 1km 前後に広がるとともに、断層線の連続性が悪くなる。この断層帯全体の変位量を正確に計測することは困難であるが、個々の断層線では右横ずれ 0.3-0.5m が計測できた。また、明瞭な断裂があらわれていない木山川低地南部においても、地震前後の DEM の比較によれば 0.1-0.3m の上下変位が (図 8 (d, e))、断層帯を横切る道路の構造物などを変位基準とした長い測線での計測によれば水平伸長 0.6-1.2m 程度の変動が計測された (図 7 (d, e))。

木山川低地を横切る長い測線での計測によれば、低地の南部では、図 7 (d, e) に示すように、地震断層帯の延長上を跨いだ 1km 程度の測線において、2000 分の 1 程度の緩やかな伸長が連続する区間と、伸長変動が集中する区間とが認められた。後者は断裂を生じている地震断層の延長に位置する。一方、低地の北側では、そのような広域の伸長変動は認められず、一部では伸長と短縮が交互に繰り返す側方流動による可能性がある変動が認められた (図 7 (b))。また、秋津撓曲の斜面を開析する馬水川沿の測線 (図 7 (c)) では、その下流で側方流動によると可能性がある伸長変動が認められ、地震断層帯の延長に当たる区間では 2000 分の 1 程度の緩やかな伸長変動が続いている。

ii) 出ノ口地震断層

出ノ口地震断層は、布田川地震断層の南東側に 1.5-2 km 程度の距離をおいて並走する

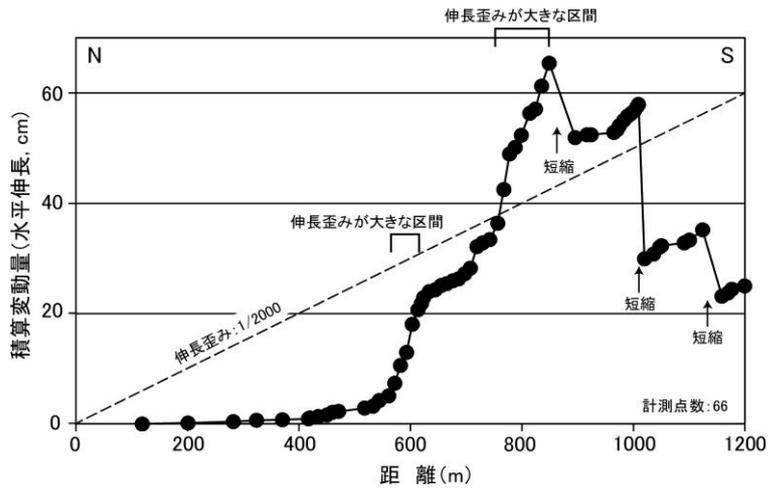


図 7 (a) 長い測線における伸長・短縮変動の計測結果-a
阿蘇谷西部の側方流動を示す測線。測線の位置は図 6 (a) に示す。

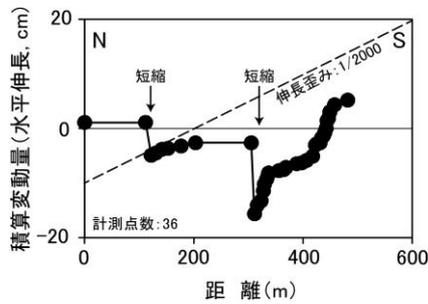


図 7 (b) 長い測線における伸長・短縮変動の計測結果-b
木山川低地の北部を横切る測線。測線の位置は図 6 (v) に示す。

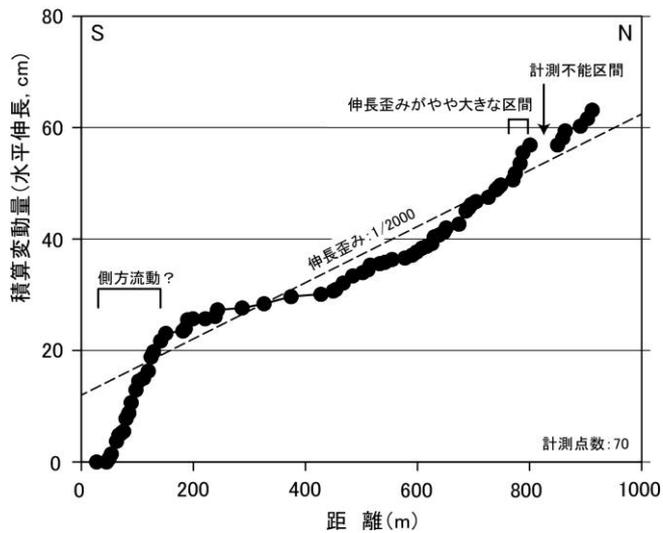


図 7 (c) 長い測線における伸長・短縮変動の計測結果-c.
布田川断層南西部 (SW-N 断層) を横切る測線。測線の位置は図 6 (v) に示す。

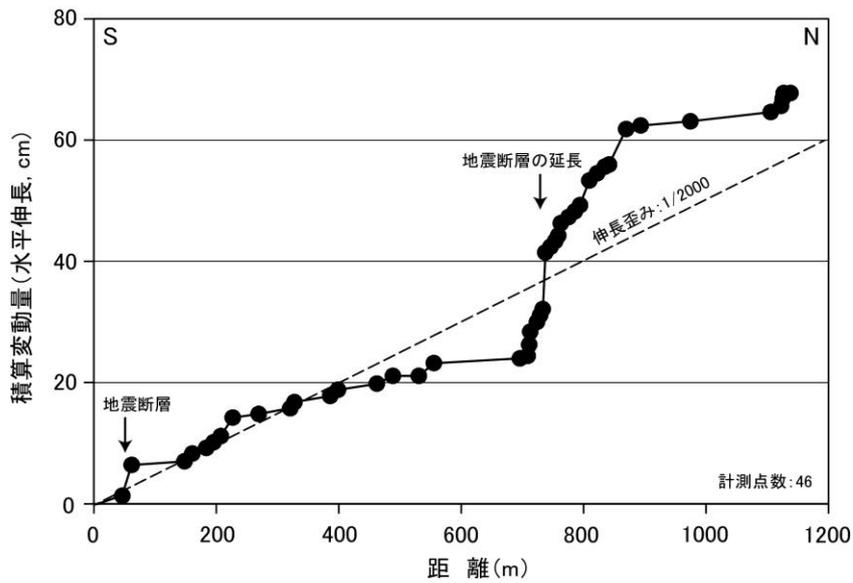


図 7 (d) 長い測線における伸長・短縮変動の計測結果-d
 布田川断層南西部 (SW-S 断層) を横切る測線、その 1。測線の位置は図 6 (v, z) に示す。

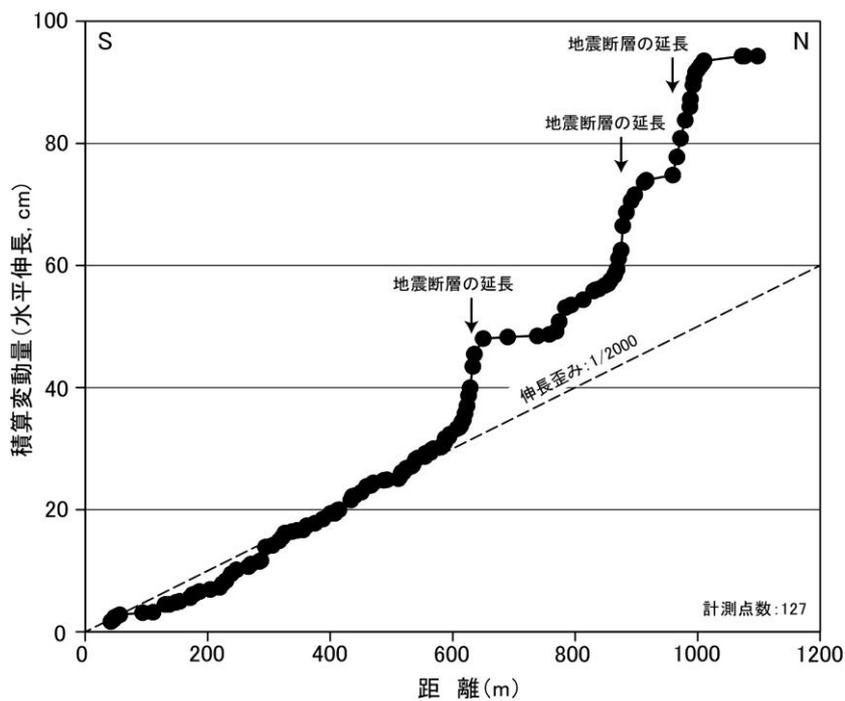


図 7 (e) 長い測線における伸長・短縮変動の計測結果-e
 布田川断層南西部 (SW-S 断層) を横切る測線、その 2。測線の位置は図 6 (v, z) に示す。

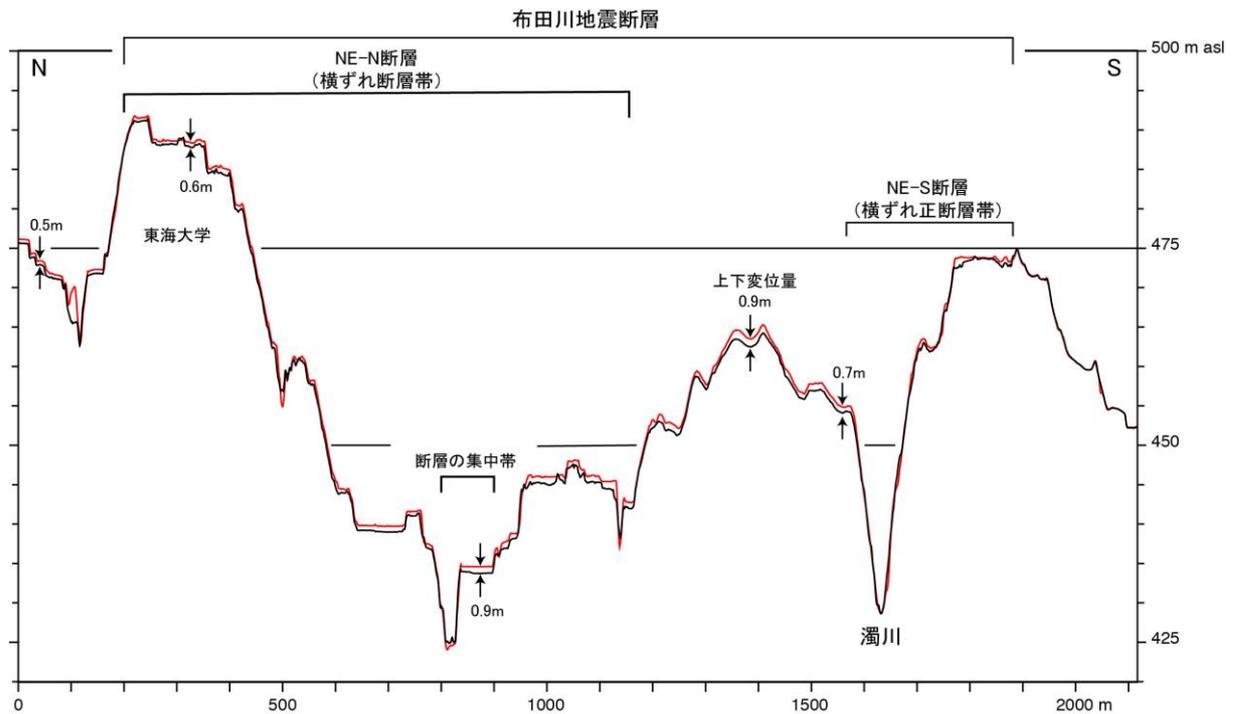


図 8 (a) 地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-a 南阿蘇村河陽付近の断面図
赤線は 2012 年に九州地方整備局が計測した 1 m メッシュの DTM による地形断面。黒線：
地震後に (株) パスコが計測した 0.5 m メッシュの DTM による地形断面。距離 1900 m
より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 3 に示す。

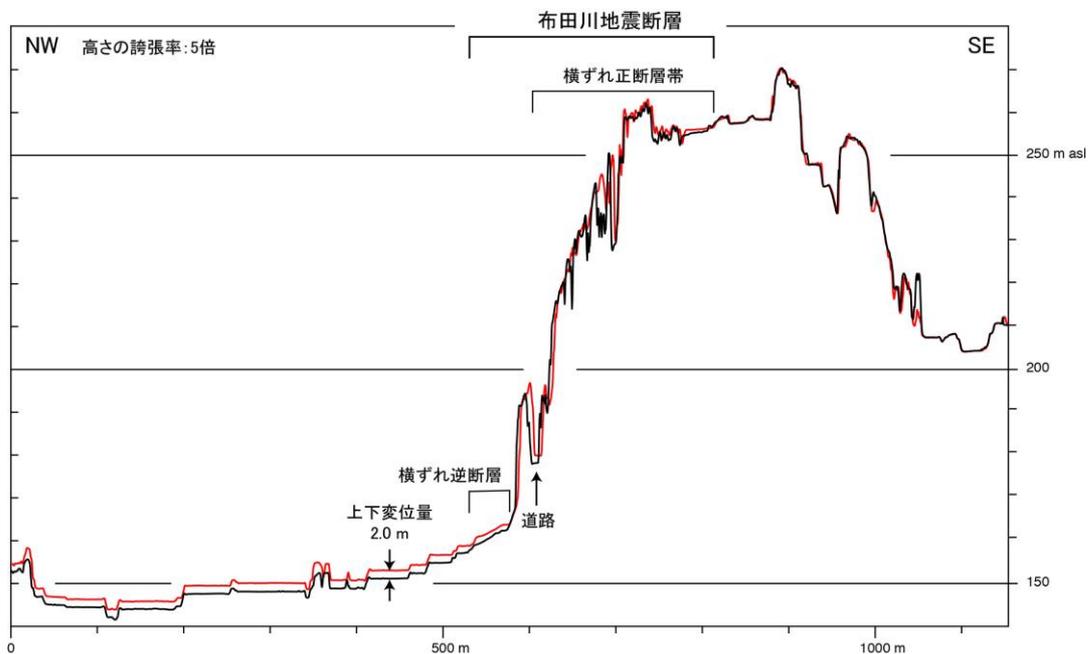


図 8 (b) 地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-b 西原村布田付近の断面図
赤線は 2016 年 4 月 15 日、黒線は 4 月 23 日にアジア航測 (株) が計測した 0.5 m メッ
シュの DSM による断面。距離 700 m より南東側を不動と仮定した。測線の位置は図 3
に示す。

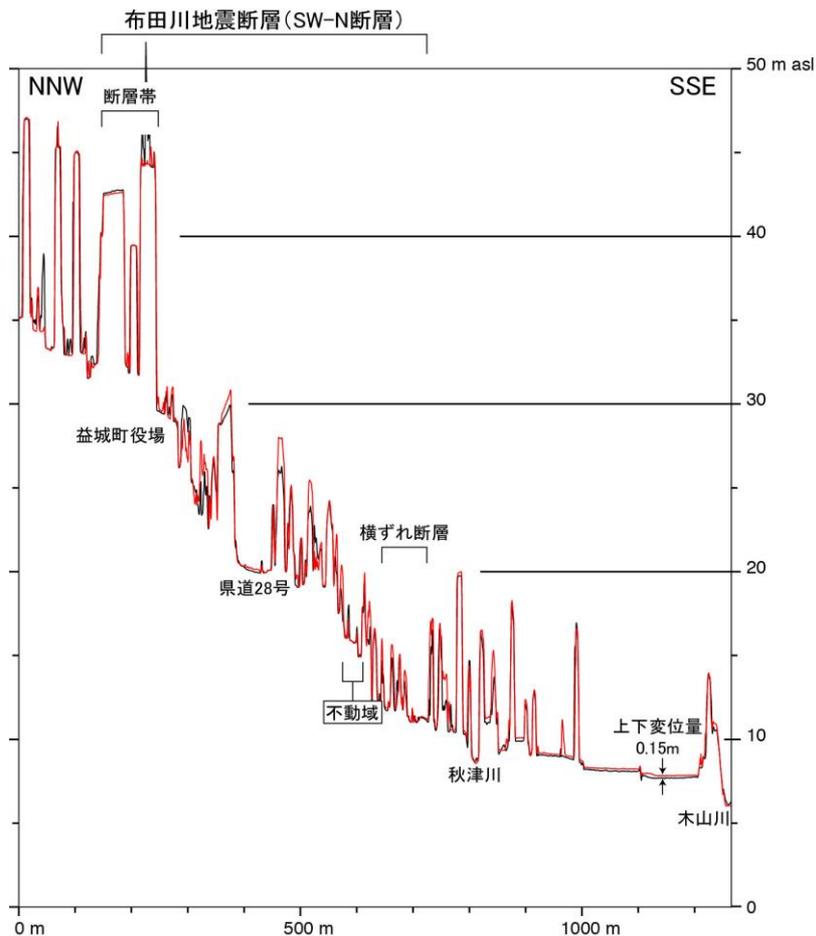


図 8 (c) 地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-c 益城町宮園付近の断面図
赤線は 2016 年 4 月 15 日、黒線は 4 月 23 日にアジア航測 (株) が計測した 0.5 m メッシュの DSM による断面。距離 600 m 付近を不動と仮定した。測線の位置は図 3 に示す。

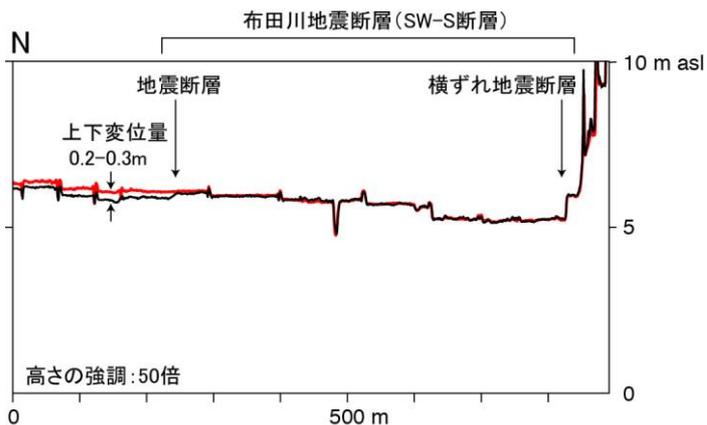


図 8 (d) 地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-d 益城町五楽付近の断面図
赤線は 2016 年 4 月 15 日、黒線は 4 月 23 日にアジア航測 (株) が計測した 0.5 m メッシュの DSM による断面。距離 700 m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 3 に示す。

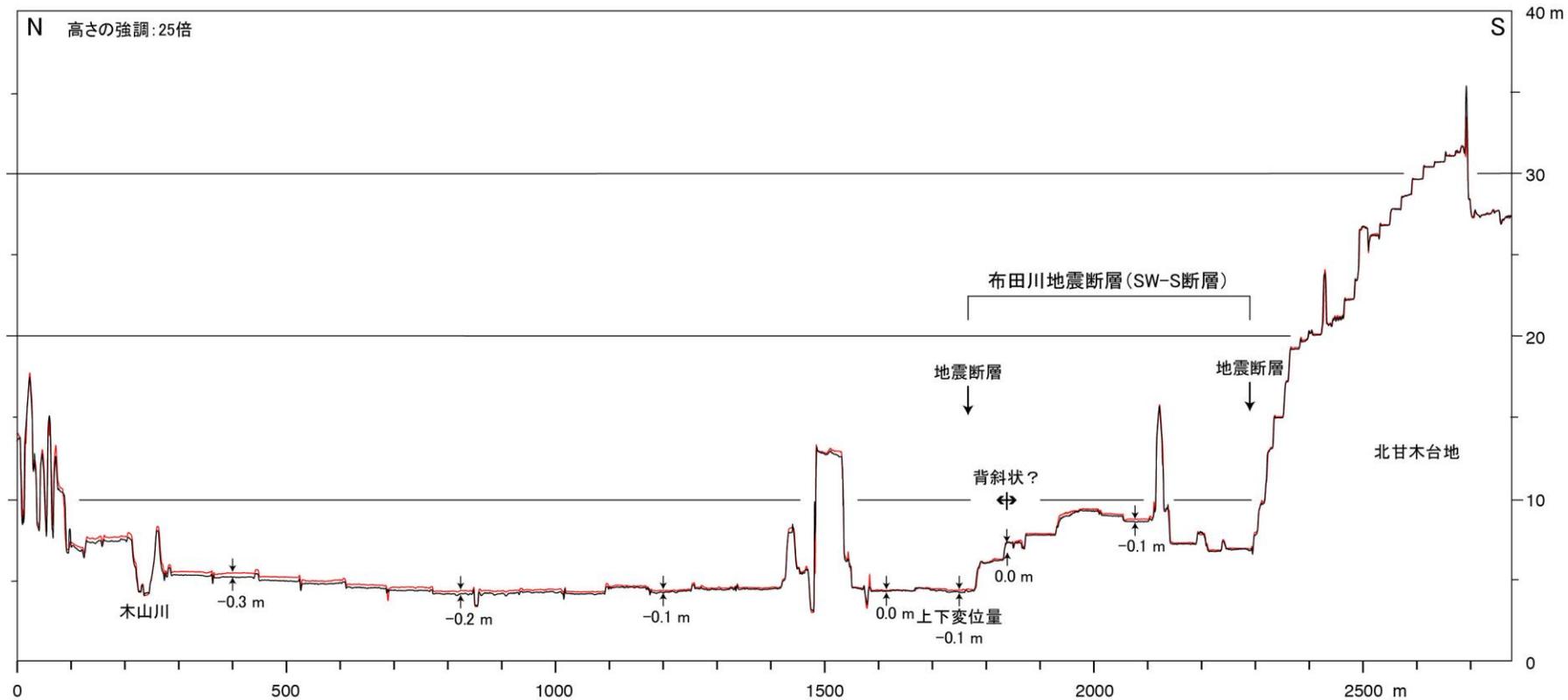


図 8 (e) 地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-e 熊本市東区沼山津～益城町小池付近の断面図
 赤線は 2016 年 4 月 15 日、黒線は 4 月 23 日にアジア航測 (株) が計測した 0.5m メッシュの DSM による断面。距離 2500m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 3 に示す。

正断層群からなる長さ 9 km の断層であり、南東側隆起の正断層成分が卓越する（図 6 (m, n, r, s)）。この地震断層は、左ステップするそれぞれの長さが 2 km 余りの 4 条の断層からなり、それぞれの断層の北西側には、北西側隆起の正断層を共役性の副断層として伴うことが多い。断層の上下変位量は最大で南東側隆起 2.9 m に及び、断層の北東側で大きく、南西側に向かって小さくなる。水平伸長量は概ね上下変位量の 3 分の 1 から 2 分の 1 程度であり、走向成分は右横ずれと左横ずれが混在している。ただし、断層変位の走向成分と水平傾斜成分を合成した水平成分は全体としては N55° W 方向を示して断層の一般走向に直交することから、本断層はほぼ純粹の正断層成分をもつことになる。共役性副断層の上下成分は、近接する主断層の上下変位に比例して大きくなる（図 3 (a-1)）。したがって、この地震断層で計測された大きな上下変位量は、共役性の副断層との間の地盤の局所的な陥没を含めた量であり、布田川地震断層帯の全体を代表する値ではないと考えられる。最大変位量として南東側隆起 2.9 m が計測できた付近の副断層では北東側隆起 0.7 m が計測されており、出ノ口地震断層全体では、最上下変位量は南東側隆起 2 m 程度と推定される。

なお、出ノ口地震断層の南東方では、俵山山頂の北側約 200 m 付近の阿蘇外輪山の稜線付近に ENE-WSW 走向で長さ 0.5 km の地震断層があらわれた（図 6 (m)）。断層の中央付近で計測した変位量は、上下成分が北側隆起 0.5 cm、水平伸長 0.3 m で、右横ずれ 0.3 m を伴っていた。

b) 高木地震断層

高木地震断層は、布田川地震断層帯の南西端付近の益城町小池から甲佐町白旗付近もしくは熊本市南区城南町陣内付近まで延びる、N15E 走向で右横ずれが卓越する地震断層である（図 6 (y, z, α , β)）。このうち白旗付近までの 6 km 区間では、顕著な地震断層が出現した。その最大変位量は右横ずれ 70 cm であり、変位量は北端部に向かっては急に、また南端部にむかっては緩やかに非対称に減少する。地震断層の北部では西側隆起の上下成分と水平伸長を、一方、南端部では東側隆起の上下成分を僅かに伴う。この顕著な地震断層の西側 0.5-1.3 km には、概ね 10 cm 以下の変位をもつ 2 条の地震断層が副次的にあらわれており、これらを含めると高木地震断層の長さは 8 km となる。

3) 副次的な地震断層

Fujiwara *et al.* (2016) によれば、布田川地震断層帯及び高木地震断層の周辺には、干渉 SAR 解析によって小変位を伴う多くの地震断層が出現したと推定されている。これらの地表地震断層は、地表踏査においては連続した断層線として追跡することが一般的には困難で、いずれも道路や建物などの人工構造物に生じた断裂によってのみ検出が可能であった。なお、本調査を含めて現地で確認できた地震断層は、干渉 SAR 解析によって推定された地震断層の一部にとどまっている。

a) 水前寺地震断層群

水前寺地震断層群は、布田川地震断層南西部の SW-N 断層の西方に発達し、熊本市街地において南北 3 km・東西 6 km の範囲にあらわれた幅約 3 km の地震断層帯を構成している。Fujiwara *et al.* (2016) によれば熊本市街地には多くの小変位をもつ地震断層があらわれたと推定されており、このうち Goto *et al.* (2016) では 3 条の地震断層が、また本調査では新たに 1 条の地震断層（本荘-南熊本付近の断層）が現地で確認できている。個々の地震断層は NW-SE 走向であり、全体として開放性の左ステップする雁行配列を示す。

帯山-健軍付近の地震断層：熊本市中央区帯山 1 丁目から東区東本町に至る、長さ 3.5 km の地震断層である（図 6 (o, p, t, u)）。熊本工業高校の敷地内では、最大で東上がり 11 cm の上下変位と水平伸長 12 cm が計測できた。

渡鹿-水前寺付近の地震断層：熊本市中央区渡鹿 4 丁目から水前寺 5 丁目に至る、長さ 1.5 km の地震断層である（図 6 (p, t)）。地震断層に伴う地表変状は水平伸長 1 cm 以下と小さく、断続的にしか確認できなかった。Fujiwara *et al.* (2016) によれば、この地震断層は北東側隆起の上下成分を持つと推定されている。

大江-出水付近の地震断層：熊本市中央区新屋敷 1 丁目から出水 3 丁目まで、2.5 km 区間にわたって連続して追跡できる地震断層である（図 6 (o, t)）。最大変位量は水平伸長 6 cm であり、一部で明瞭な右ステップの雁行断裂も見られることから、左横ずれを伴うと推定できる。地震断層の南東端より 1 km 南東方の国道 57 号江津齊藤橋の東側では、道路の陸橋区間が NE-SW 方向に 6 cm 伸長しており、そこにも地表変動が及んでいることが確認できた。Fujiwara *et al.* (2016) によれば、この地震断層は北東側隆起の上下成分を持つと推定されている。

本荘-南熊本付近の地震断層：熊本市中央区新鍛冶屋町から南熊本 3 丁目に至る、長さ約 1 km の地震断層であり、水平伸長 1 cm が計測された（図 6 (t)）。Fujiwara *et al.* (2016) によれば、この地震断層は南西側隆起の上下成分を持つと推定されている。

b) 画図町下無田付近の地震断層

熊本市東区画図町下無田（えずまちしもむた）付近では、水田地帯の農道及び水路において、ENE-WSW 方向に連なる 3 地点で南北方向に最大 7 cm の水平伸長を伴う地表変動が確認された（図 6 (x, y)）。Fujiwara *et al.* (2016) によれば、この地震断層は南上がりの上下成分を持つと推定されている。

c) 布田川地震断層北西側近傍の地震断層群

布田川地震断層の北西側 1-2 km 程度の範囲では、Fujiwara *et al.* (2016) による干涉 SAR 解析による地殻変動の不連続線に一致して、地震断層に伴う小規模な地表変動が確認できた。

化粧塚-阿蘇くまもと空港付近の地震断層：西原村化粧塚から阿蘇くまもと空港南東部に至る NW-SE ないし WNW-ESE 走向の 2 km 区間において、数カ所で地震断層に伴う道路や構造物の変状が認められた（図 6 (l, r)）。西原村化粧塚付近では、交差する 2 本の道路を横切って、NW-SE 走向で、わずかの南側隆起と、左横ずれ 3 cm、水平伸長 2 cm の変位をもつ地震断層があらわれた。熊本空港の南東方においても、わずかの南側隆起と左横ずれ、及び水平伸長 8 cm の変位が計測できたほか、外部からの観察と空中写真の判読によればその西側延長上にある国際線ターミナルビル東方の道路にも多くの断裂が生じていた。

岩坂付近の地震断層：菊陽町岩坂集落の南南西方約 1 km では、2 箇所地震断層に伴う変動が確認できた（図 6 (l)）。このうち NNW-SSE に延びる道路では右横ずれと水平伸長による変動が、ENE-WSW に延びる道路では水平短縮の変動が観察された。

名ヶ迫付近の地表変状：西原村小森名ヶ迫の平地では、布田川地震断層帯の北西側に、西南西方向に湾入した弧状の開口断裂群があらわれた（図 6 (l)）。この断裂群による水平伸長は約 60 cm であり、断裂帯を挟んだ地表に上下変位が認められないことから、側方流動に伴う断裂と推定される。この断裂の北西延長上の 3 地点において石垣や道路に水平伸長を伴う変動が確認され、これらは NW-SE 走向の地震断層に伴う変動である可能性がある。

d) 阿蘇カルデラ外輪山西部の地震断層群

阿蘇外輪山の西部では、Fujiwara *et al.* (2016) による干渉 SAR 解析による地殻変動の不連続線に一致して、地震断層に伴う小規模な地表変動などが多くの地点で確認できた。

石端辺牧野付近の地震断層：空中写真判読では、阿蘇市的石端辺牧野付近の牧草地において E-W 走向で長さ 1 km の断裂 (図 6 (b)) が判読されたが、その現地調査は行っていない。

矢護山ゴルフパーク付近の地震断層：大津町の矢護山ゴルフパーク付近では、クラブハウス東側の駐車場に、南上がり約 25cm で水平伸長を伴う地震断層があらわれた (図 6 (f) ; 宇根・他、2016)。この地震断層は、ゴルフ場を横切って西方に延びており、真木集落の北東側では矢護川西岸の道路に南上がり 10 cm、左横ずれ 6 cm、水平伸長 9 cm の地震断層があらわれた。さらにゴルフ場の西北西方 1 km 付近の造成工事現場付近においても、WNW-ESE 走向で長さ 0.9 km の断裂が判読できた。

真木付近の地震断層：大津町真木集落の南東側では、舗装道路を横切って右横ずれ 2 cm の地震断層が認められた (図 6 (f))。空中写真判読によれば道路の東西西側の農地にも雁行断裂があらわれていた。真木集落中心部の道路にも断裂が多く生じており、空中写真判読によれば、さらに集落西側の農地にも左ステップする雁行断裂群が判読された。

二重ノ峠付近の地震断層：渡辺・他 (2016) によれば、大津町二重ノ峠の西北西約 600 m 付近の道路において右横ずれ 2 cm の地震断層があらわれた (図 6 (f))。

新小屋付近地震断層：大津町新小屋付近では、E-W ないし ENE-WSW に延びる 1.3 km 区間の 3 箇所連続的に地震断層があらわれた (図 6 (i, j)) ; 渡辺・他、2016)。変位量は最大で南上がり 10cm、右横ずれ 5 cm (渡辺・他、2016) であった。

新小屋南西方の地震断層：大津町新小屋の南方 1.3 km では、空中写真判読によって民家の敷地から畑にかけて、長さ 0.3 km の右ステップで雁行配列する断裂群 (図 6 (I, j)) が判読できたが、その現地調査は行っていない。

e) 阿蘇谷東部の地震断層

阿蘇谷の東部では、阿蘇市宮地付近において、N60° E 走向の 2 条の地震断層があらわれた (図 6 (e, h) ; 遠田・他、2017)。それらの地震断層は 0.7 km の間隔で並走しており、長さは約 2 km と 1.6 km で、ともに南側隆起の上下成分と水平伸長を伴う。また、北西側に分布する地震断層では、わずかな右横ずれも確認できた。遠田・他 (2017) によれば、これらの地震断層による変位量は、最大で上下 10 cm 程度、右横ずれ 5 cm であった。

4) 前震に伴って出現した地震断層

以上の地震断層のほとんどは 4 月 16 日に発生した M_j 7.3 の本震に伴って出現したが、一部には、4 月 14 日に発生した最大の前震 (M_j 6.5) に伴って出現したものがある (Sugito *et al.*, 2016)。布田川地震断層の SW-S 断層南西端部の約 2 km の区間では、前震に伴って地震断層が連続して出現している。また、その北東側の 2 km 区間や高木地震断層の中央部においても地震断層に伴う地表変状があらわれた。これらの地震断層の変位量は正確に計測されていないが、いずれの地点でも本震に伴って断層の出現範囲や変位量が増大している (Sugito *et al.*, 2016)。

空中写真判読によれば、前震の翌日の 4 月 15 日はすでに、益城町小池から嘉島町出寺にかけての丘陵地帯において左ステップの雁行断裂群が長さ 2 km ・最大幅 0.7 km の地域に

断続的にあらわれている(図6(y))。本震によるものを合わせたこの断層帯での変位量は、個々の地点位において最大で右ずれ0.3 m、上下変位0.3 mが計測されている。また、この断層帯全体では南北方向に0.5 m以上の伸長変動が生じている。このほか、小池から北東側約4 kmの範囲の及び布田川地震断層及び高木地震断層の一部において、数地点で、前震の直後にわずかな地表変状があらわれたことが確認されている(図6(y, z); Sugito *et al.*, 2016)。

5) 阿蘇谷西部の側方流動

阿蘇谷西部の阿蘇市小里から内牧及び三久保を経て狩尾に至る地域、及び的石付近では、4月16日の本震に伴って黒川沿いの沖積低地に大規模な裂か群が断続的に出現した(図6(a, c, d, g); Konagai *et al.*, 2016)。その範囲は、北東-南西方向に約10 kmにわたる。この断裂群について、黒木・他(2016)及び向山(2016)は、地震前後の詳細DEMによる地表変動の解析と、水平変動による地表や構造物の伸長変形と短縮変形の組み合わせに着目した現地調査を実施している。それらによれば、3地区において1-2 km四方の範囲で局所的に北-北西方向に3-5 mの水平変動が生じており、表層の地盤が側方に移動したものと考えられている(黒木・他, 2016)。Tsuji *et al.* (2016)は、内牧付近において温泉井戸の取水管が深度50 m付近において変形を受けていることから、その深さにすべり面が発生したと推定している。

本調査では、これらの断裂群の変動の実態を明らかにするために、地溝の断面形状の簡易計測と断裂帯を挟んだ地表変動の現地での検出を試みた。

阿蘇市内牧付近(図6(a, d))では、幅60-70 mの地溝を挟んで約0.6 cmの水平伸長が計測できたが、地溝両側の地表面の高度差に違いは認められなかった。また、花原川北岸の水田地帯では、空中写真判読によれば明瞭な断裂は出現しなかったものの、水田地帯を南北に伸びる道路に沿ってその北部では大きな伸長変動が計測でき、南部では短縮変動と伸長変動が繰り返していることが計測できた。北部の伸長区間では、2区間において変動が集中しており、その間にも2000分の1程度歪みを持つ緩やかな変動があらわれている。また、南部の短縮変動が繰り返す区間でも、相対的に変動は小さいものの緩やかな伸長変動も生じている。Tsuji *et al.* (2016)によれば、花原川を跨ぐ橋付近では護岸に圧縮性の変状も認められている。

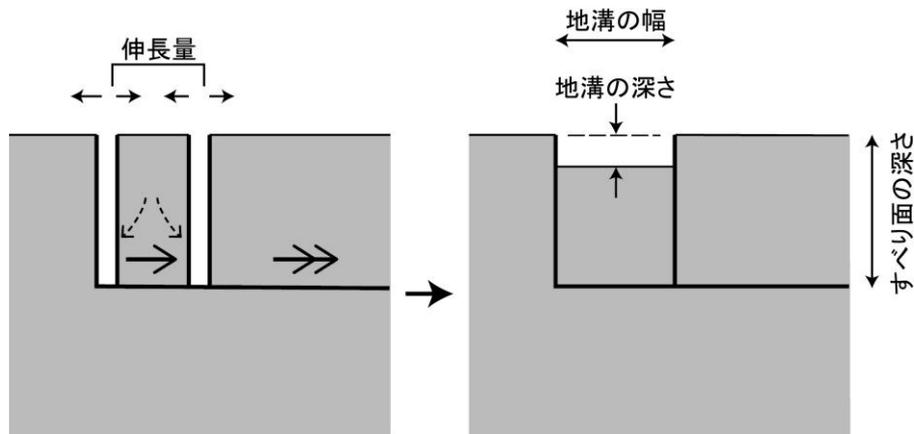
三久保から狩尾にかけての地域(図6(c, d))では、断裂帯に伴って約1-1.5 mの水平伸長が生じており、そのうち幅30-40 mの地溝において、深さ1.0-1.3 mの陥没と0.7-1.4 mの水平伸長が計測できた。また、一部では0.2 mの右横ずれも生じていた。しかし、地溝を挟んだ有意な上下変動は認められなかった。黒木・他(2016)は、これらの開口性の断裂群の北方において、黒川の護岸に圧縮性の変状を認めている。

的石付近(図6(g))では、断裂帯の中央付近に幅20-30 mで深さ1 m程度の地溝が形成されており、地溝を挟んで2.0 mの水平伸長が計測された。しかし、地溝を挟んだ両側で上下変位は認められなかった。一方、地溝の北東方0.5 kmの黒川を跨ぐ橋などの構造物には最大で3 m(黒木・他, 2016)の水平短縮の変形が生じていた。

これらの断裂群は、大きな水平伸長を伴うものの、横ずれ成分はほとんどなく、地溝を挟んだ上下変位も認められない。また、断裂面は概ね垂直である。したがって、断裂群は規模の大きな裂かであると言える。地溝の両側の断裂に限れば、それぞれの変位は水平伸

長と上下成分からなり正断層と類似する変位成分をもつことになるが、それによって変位した範囲は地溝に挟まれた狭い部分でしかない。

図9は、側方流動に伴う地盤の水平移動と地溝の形成を模式的に示したものである。このモデルに基づけば、側方流動に伴うすべり面の深さは地表に生じた地溝の形状と断裂の水平伸長量から見積もることができる、阿蘇谷西部に生じた地溝の計測データからは深さ約10-50 mに側方流動のすべり面が求められる(表7)。とくに、内牧付近に生じた地溝からは、すべり面の深さが40-50 mと求められ、この値はTsuji *et al.* (2016)が観察した温泉井戸の破損状況とよく一致する。



$$\text{すべり面の深さ} \approx (\text{地溝の断面積} : \text{幅} \times \text{深さ}) / \text{伸長量}$$

図9 側方流動に伴う地溝の規模とすべり面の深さとの関係を示す模式図

表7 地溝を伴う断裂の規模の特徴

地点	断裂の分類	地溝の断面			地溝を挟んだ 上下変位 (cm)	開口量 (cm)	すべり面の 推定深さ (m)
		幅 (m)	深さ (平均:cm)	面積 (m**2)			
1 湯山	側方流動	59	38	22	3	58	39
2 内牧	側方流動	70	36	25	0	57	44
3 甲賀東	側方流動	36	95	34	0	82	42
4 甲賀	側方流動	33	115	38	0	78	49
5 狩尾北	側方流動	40	80	32	20 注)	71	45
6 狩尾	側方流動	35	100	35	0	140	25
7 萱原	側方流動	40	125	50	0	140	36
8 的石	側方流動	26	100	26	0	205	13

注) 上下変位は、幅広い地溝帯の一部で計測した値である。

なお、渡辺・他（2016）は、三久保の県道 175 号を横切って生じた深さ 1.5 m の地溝を地震断層として報告している。また、Lin *et al.*（2016）は、これらの側方流動に伴う断裂を布田川地震断層帯の北東延長部に含めている。しかし、上述のように、それらの断裂は側方流動に伴う水平伸長のみが認められる裂かであり、地下数 10 m にすべり面を持つ側方流動に起因すると考えられる。Lin *et al.*（2016）は、裂かに伴う局所的な陥没地溝を形成している断裂の一部だけを選択的に記述して「北西側沈降の地震断層」に含めたものと考えられる。

6) 地震断層の形状と変位量分布の特徴

ここでは、長さ・変位量ともに大きな布田川地震断層帯の形状と変位量分布について考察する。

布田川地震断層は、その形状から、北東部、中央部及び南西部に 3 区分される（図 3、Shirahama *et al.*, 2016）。中央部では概ね 1 条の断層ないし幅狭い断層帯を構成しており、北東部及び南西部ではそれぞれ 2 条の断層に分岐して幅 2-3 km に広がっている。この断層に沿った変位量分布の特徴は、その走向成分によくあらわれており、中央部では 2 m 程度の大きな値を持ち、両端に向かって単調に減少している（Shirahama *et al.*, 2016）。上下成分も、両端部では単調に減少する特徴をもつ。布田川地震断層と並走する出の口地震断層は正断層成分が卓越し、とくに中央部の北東端で南側隆起で最大変位量 2.9 m の大きな値を示す。しかし、既に述べたように、この地震断層の北西側には共役性の副断層が並走するほか、布田川地震断層の上下変位も小さくなり、一部では北西側隆起も示す。また、布田川地震断層の中央部では地震前後の DEM の比較から大きな上下変位量が検出されたが、ここでは並走する出の口地震断層の変位量は逆に小さくなっている。このように布田川地震断層中央部と出の口地震断層の上下変位量は相補的であり、地震断層帯全体としては比較的に一様な上下変位を示すと言える。水平伸長成分については、少なくとも地震断層帯の北東部では、他の 2 成分と同様に単調に減少している。しかし、断層帯の南西部については、分岐した 2 条の地震断層に挟まれた木山川低地の広い範囲に変位が分散している可能性が高く、その実態は必ずしも明らかでない。

ところで Moya *et al.*（2017）は、本震の前後に取得された高精度の航空レーザ計測データを使用して本震に伴う地殻変動の詳細を解析している。それによれば、布田川地震断層の中央部から南西部にかけての地殻変動は、中央部では南側隆起・南北伸長・東西伸長の 3 成分がいずれも 2 m 程度と大きく、地震断層が大きく 2 条に分岐する南西部においても断層帯全体として 3 成分ともに 1 m を超える大きな値を保っている。そして、地震断層帯の末端において急に変動が小さくなっている。現地調査で明らかにされた変位量は、断層帯の中央部ではその両端部において、比較的狭い範囲に変形が集中していたことから Moya *et al.*（2016）の解析結果と同程度の変位量が計測できた。しかし、既存の大きな断層崖に地震断層が現れた布田付近や、断層線が大きく 2 条に分散する南西部では、現地調査では、測地学的な解析結果に比べて小さい変位量しか捕捉できていない。ただ、木山川低地で実施した長い変位基準による水平伸長量の計測の試みでは、測地学的な解析結果に匹敵する変動量を計測できたことに加えて、より詳細な歪みの集中箇所を検出することもできた。

(3) 上益城郡甲佐町白旗山出（高野-白旗区間）における活動履歴調査

(a) 地形地質調査及びボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

甲佐町白旗山出地区は日奈久断層帯高野-白旗区間の中央部付近に位置する（図10）。この区間において、断層位置は、中位段丘面上の断層崖や、沖積面と段丘面の境界として確認できる（図11）。断層崖は上田口と滝川の間では西、その北側と南側では東に面しており、隆起側が北から西、東、西と一定しない。滝川の中位段丘面上では、約500 m西側に東向きの低断層崖が並走しており、東上がりとし西上がりの断層の間が地溝状に落ち込んでいる。山出地区では、断層は中位段丘面と沖積面の境界に位置しており（図12(a)）、低断層崖は段丘崖基部から10数m西側の沖積面内に見られる（図12(b, c)）。

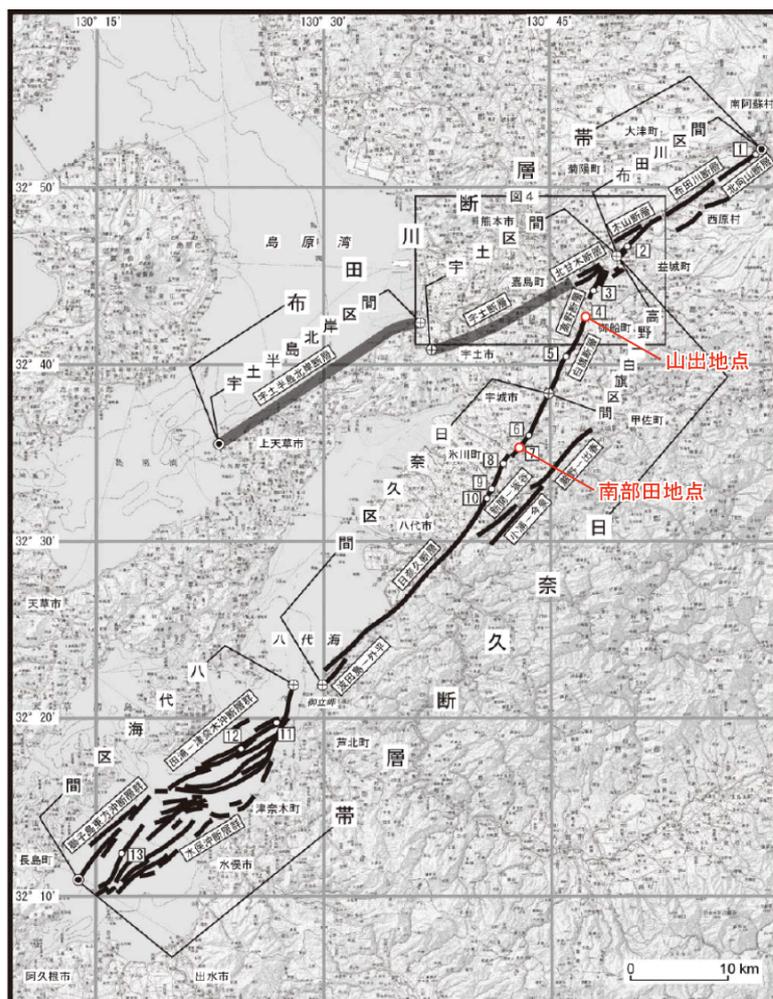


図2 布田川断層帯・日奈久断層帯の活断層位置と調査地点

- 1: 白川左岸地点 2: 田中地点 3: 高木地点 4: 白旗地点 5: 鰐瀬地点 6: 南小野地点 7: 南部田地点 8: 高塚B地点 9: 腹巻田地点 10: 柵地点 11: 八代海白神岩地点 12: 八代海津奈木沖地点 13: 八代海南西部海底地点

●: 断層帯の北東端と南西端 ⊕: 活動区間の境界

活断層の位置は活断層研究会編(1991)、熊本県(1998b)、池田ほか(2001)、中田ほか(2001)、産業技術総合研究所・地域地盤環境研究所・東海大学(2011)及び地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会活断層分科会による重力異常・地質構造の検討結果に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000(地図画像)「熊本」「八代」を使用。網掛線は、重力異常、ボーリングや音波探査により位置が特定された活断層。

図10 布田川断層帯及び日奈久断層帯の位置と区間分け

地震調査推進本部地震調査委員会（2013）にトレンチ調査地点を追記した。

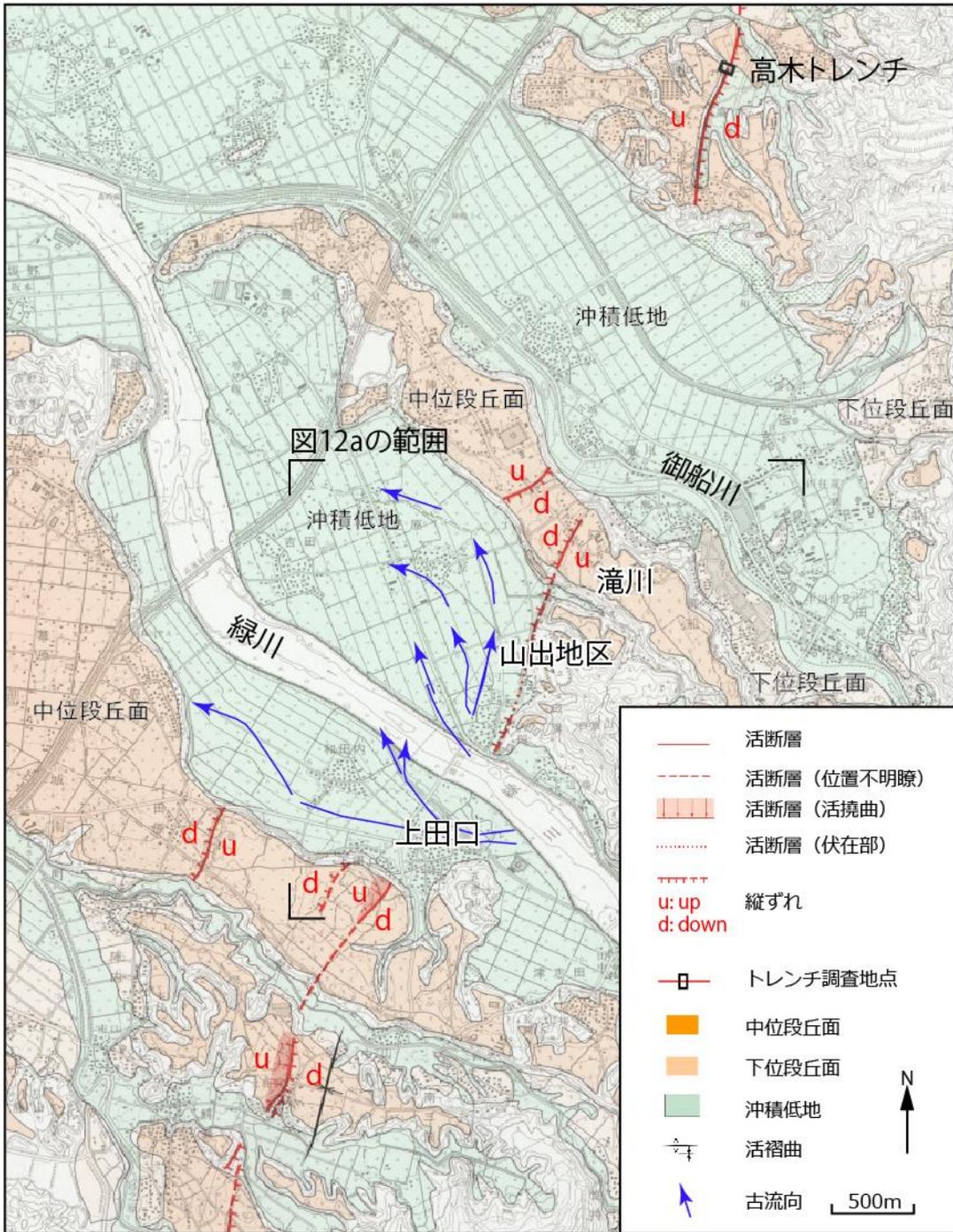


図 11 高野-白旗区間北部の地形概要

都市圏活断層図（池田・他、2001）に地名と推定される緑川の古流向（甲佐町史編纂委員会編、2013）を追記した。

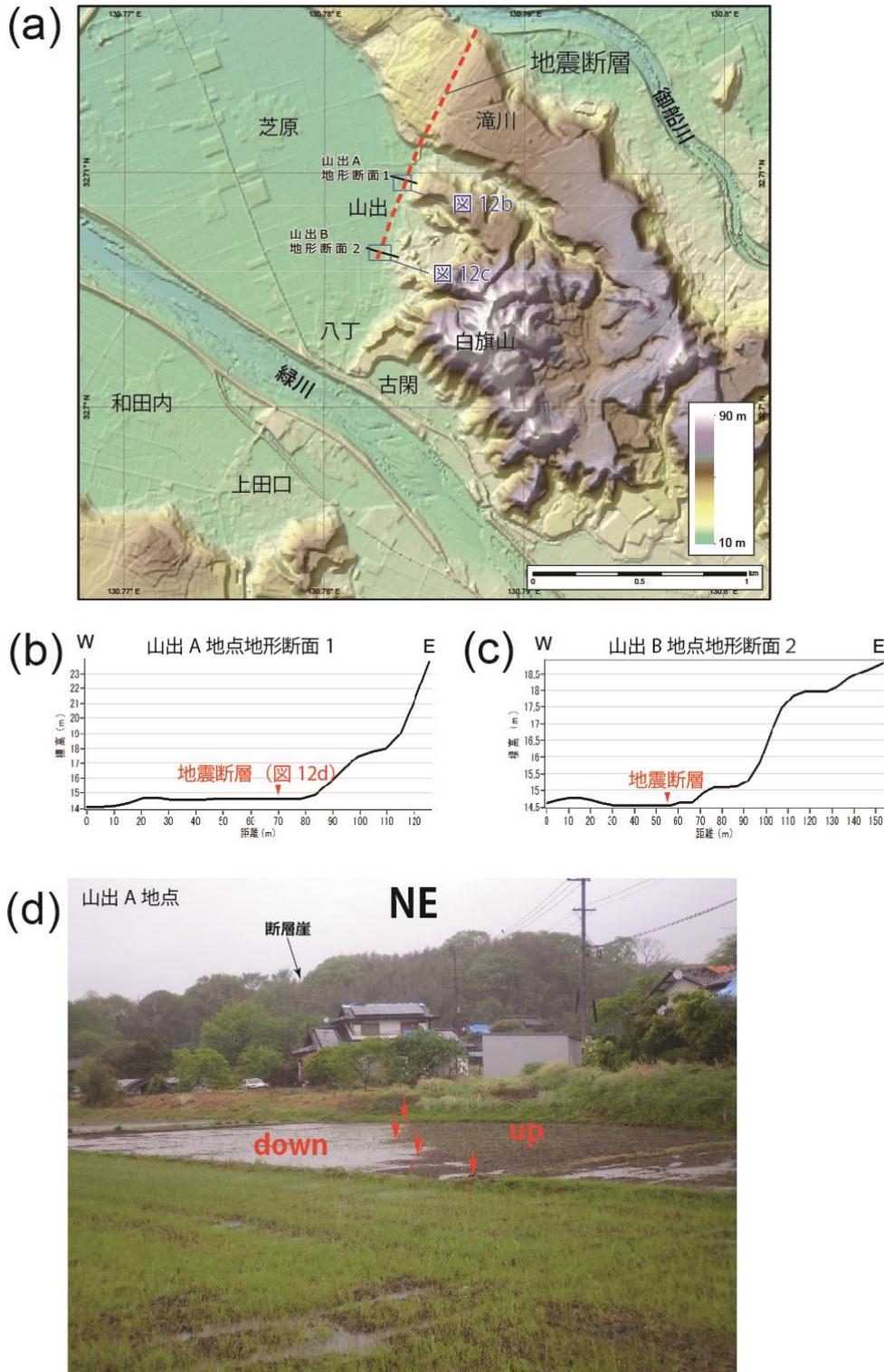


図 12 山出地区及びトレンチ掘削箇所周辺の地形概要

(a) 山出地区周辺の地形陰影図。赤破線は平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の位置を示す。(b~c) 基盤地図 5 mDEM から作成した地震断層を横切る山出 A 地点の地形断面 1 (b)、山出 B 地点の地形断面 2 (c)、(d) 山出 A 地点における地震断層の様子。平成 28 年 4 月 20 日、(株) ダイヤコンサルタントにより撮影。赤破線、赤矢印は地震断層の位置を示す。

平成 28 年熊本地震に伴う地震断層調査では、上記低断層崖に沿って、右横ずれ変位を示す地震断層が確認された (Shirahama et al., 2016)。地震断層は、布田川断層帯と日奈久断層帯の交点付近から、高野-白旗区間沿い (南南西方向) の 6 km 範囲に出現した。山出地区はその南端に位置し、右横ずれ変位量が北側の滝川地区における 20~30 cm から数 cm へと急激に減衰する位置に当たる。図 12(a)に示した山出A地点では、地震断層が断層崖と見られる低崖から数 m 西側に出現し、わずかな右横ずれとともに東側が撓み上がる変状を呈していた (図 12(d))。一方、山出B地点では、低断層崖にほぼ沿う位置にわずかな右横ずれ変位のみが確認された。上記 2 地点とも、地震断層の出現地点は田畑であり、トレンチの掘削が可能であると推定された。しかし、いずれの地点とも緑川が南から北に流れていた際の旧河道にあたるため、主として礫が地表付近まで堆積していることが予想され、細粒物に乏しく、トレンチ調査に適さない可能性があった。層相及び年代測定に適した堆積物の有無、基盤上面高度の分布等を確認するため、地震断層の両側において深さ 6 m のボーリングを掘削した。

山出A地点でのボーリング掘削調査の詳細位置と地質断面図を図 13 に、コア柱状図を図 14 に示す。地震断層より南東側の YMD-1 孔では、深度 0.11 m まではシルト主体の耕作土が、深度 0.56 m までは礫・砂混じり砂質シルトからなる旧耕作土が見られる。深度 2.14 m までが礫混じりシルト層、2.14 m~6.00 m はシルト混じり砂礫層が分布している。一方、地震断層より北西側の YMD-2 孔では、深度 0.25 m までは礫・砂混じりシルトからなる耕作土が、深度 0.74 m までは礫・砂混じりシルトからなる旧耕作土が分布している。深度 2.85 m までは礫・砂混じりのシルト層、2.85 m~6.00 m までは主にシルト混じり砂礫層が分布している。

YMD-1 孔及び YMD-2 孔では、ともに上位より耕作土、旧耕作土、主に礫・砂混じりシルトからなる層、主にシルト混じり砂礫からなる層に大きく区分される。YMD-1 孔の地層は YMD-2 孔の地層と概ね対比され、かつ高位に位置していることがわかった。東側隆起の傾向は、山出地区周辺の変位地形と調和的であり、地震断層の示す変位とも調和的であった。

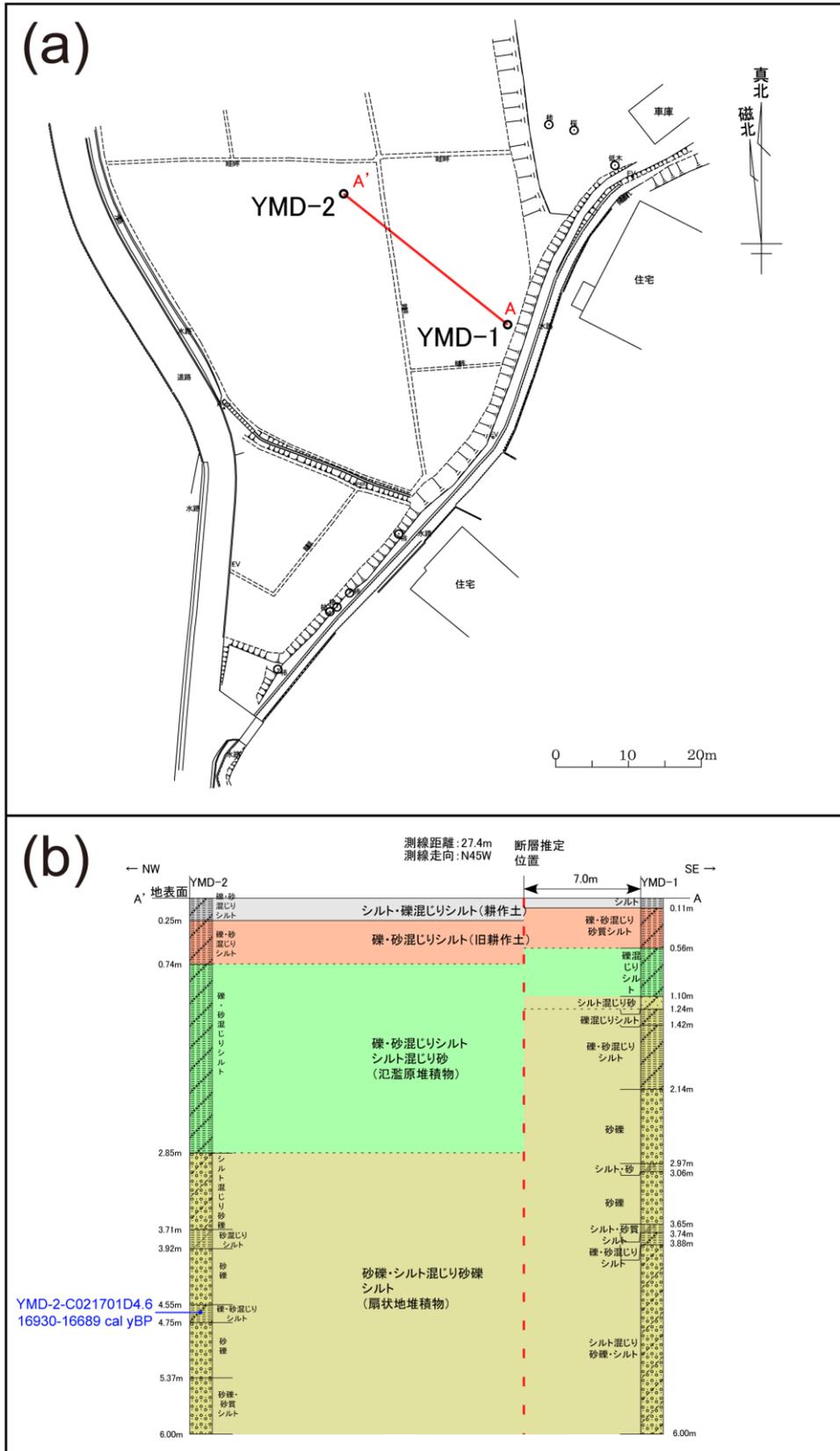


図 13 山出A地点のボーリング孔位置図と地質断面図
(a) ボーリング掘削位置。(b) ボーリングコアの観察結果から推定した地質断面図。

(a) YMD-1



図14(a) 山出A地点のYMD-1ボーリングコア写真

(b) YMD-1

標尺	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記	
1	14.50	0.11	耕作土		シルト	褐		0.00~0.11m シルト(耕作土) やや軟質で、粒度は均質である。植物根(イネ)を含む。	
	14.05	0.56	旧耕作土		礫・砂混じりシルト	黄褐		0.11~0.56m 礫・砂混じり砂質シルト(旧耕作土・埋土) 粒度が不均質な砂質シルト主体である。酸化し部分的に黄褐色を示す。礫はφ2~5mmの円~垂角礫主体である。	
	13.51	1.10	氾濫原堆積物		礫混じりシルト	褐		0.56~1.10m 礫混じりシルト 比較的しまったシルト主体である。石英、長石、角閃石が散在する。礫はφ2mm程度の垂円~垂角礫主体で、最大礫径は5mm程度である。	
	13.37	1.24			シルト混じり砂			1.10~1.24m シルト混じり砂 φ1mm程度の砂主体である。石英、角閃石を多く含む。	
	13.19	1.42			礫混じりシルト			1.24~1.42m 礫混じりシルト 比較的しまったシルト主体である。部分的に軟質である。石英、長石、角閃石などの鉱物が散在する。礫径は主にφ2~3mmで、まれにφ5~10mm程度のものが含まれる。礫の形状は垂円礫主体で、垂角礫も含む。礫種は安山岩、砂岩、泥岩などである。	
					下礫・砂混じりシルト	暗褐		1.42~2.14m 礫・砂混じり砂質シルト 比較的しまった砂質シルト主体である。部分的に軟質である。砂粒子程度の大きさの石英、角閃石を含む。礫はφ2~4mmの円~円垂礫主体である。礫種は火山岩類、砂岩、泥岩である。 1.83~2.13m 礫・砂の含有量がやや多い。	
	2	12.47	2.14	扇状地堆積物・河川堆積物		砂礫	褐		2.14~2.57m 砂礫 礫径はφ2~8mm主体で、最大φ40mmである。礫の形状は垂円~垂角礫主体である。礫種は砂岩、泥岩、火山岩類からなる。礫率は20~30%程度である。基質は砂質シルト~シルトで、全体的に石英、長石、角閃石が散在する。
						砂礫	黄褐		2.57~2.97m 砂礫 礫径はφ2~3mm主体で、最大φ15mm程度である。礫の形状は、円~垂角礫主体である。礫率は10~30%程度である。基質はシルト混じり砂からなる。 2.57~2.97m 礫の分布が不均質である。3~5cm間隔で礫の多い層、少ない層が互層状に分布する。
						シルト・砂	明褐		2.97~3.06m シルト・砂 上位よりシルト~中粒砂が漸移的に分布し、上方細粒化が認められる
	3	11.64	2.97	扇状地堆積物・河川堆積物		砂礫	黄褐		3.06~3.65m 砂礫 礫径はφ2~3mm主体である。礫の形状は、円~垂角礫主体である。礫率は20~30%だが、深度により偏りがある。基質は主にシルト混じり砂からなるが、上位はよりシルト質、下位は砂質である。
11.55		3.06	シルト・砂			明褐		3.65~3.74m シルト~砂質シルト。 上位が褐色、下位灰色、中位~上位寄り茶褐色の木片のようなものを含む。5°程度、層理面に傾斜が認められる。	
10.96		3.65	シルト砂質シルト					3.74~3.88m 礫・砂混じりシルト。 基質は比較的しまったシルトからなる。石英、長石、角閃石を含む。礫径はφ2~5mm、礫の形状は垂円~垂角主体である。礫種は砂岩、泥岩である。	
4	10.87	3.74	扇状地堆積物・河川堆積物		礫・砂混じりシルト	明黄		3.88~6.00m シルト混じり砂礫・シルト。 礫径はφ2mm~15mm主体で、最大φ40mm程度である。礫の形状は円~垂円主体である。礫種は砂岩、泥岩、安山岩、礫率は30~50%程度である。基質はシルト~砂からなる。粗粒砂は砂岩、泥岩片からなり、石英、長石、角閃石が散在する。	
	10.73	3.88			シルト混じり砂礫・シルト	黄褐			
	8.61	6.00			シルト混じり砂礫・シルト	黄褐			
5			扇状地堆積物・河川堆積物		シルト混じり砂礫・シルト	黄褐			
					シルト混じり砂礫・シルト	黄褐			

図14(b) 山出A地点のYMD-1ボーリングコア柱状図

(c) YMD-2



図14(c) 山出A地点のYMD-2ボーリングコア写真

(d) YMD-2

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記 事
1	14.40	0.25	耕作土 旧耕作土・埋土		礫・砂混じりシルト	褐		0.00~0.25m 礫・砂混じりシルト (耕作土) 均質なシルトからなり、軟質である。極少量の細礫・砂と植物片 (イネ) を含む。
	13.91	0.74						礫・砂混じりシルト 均質なシルトからなり、石英、長石、角閃石を含む。酸化しており、全体的に褐色である。φ2~15mmの礫を含む。植物根を少量含む。0.25~0.40mに分布する礫は暗渠とともに埋設した砂利と考えられる。
2	11.80	2.85	氾濫原堆積物		礫・砂混じりシルト	灰褐		0.74~2.85m 礫・砂混じりシルト。 主に灰~暗灰色のシルトからなる。砂や鉱物片は全体的に均質に分布する。礫は、φ2~4mmの円~亜円礫主体である。礫種は、安山岩や泥岩主体である。礫の含有量は深度によりばらつくが、比較的下位ほど多くなる。全体的に軟質で、1.5~2.5m付近は特に軟質で、水分を多く含む。
								1.70~2.85mにかけて礫率が少しずつ増加する。 1.93~2.18m 礫・砂の含有量が周囲よりやや多い。
3	10.94	3.71	扇状地堆積物・河川堆積物		シルト混じり砂礫	暗褐		2.85~3.71m シルト混じり砂礫 礫、砂の分布が不均質。シルト、砂礫の互層状である。礫は主にφ2~10mmの円~亜角礫からなる。礫種は、泥岩、砂岩、安山岩である。礫率は10~20%である。砂は角張っており、鉱物片が多く含まれる。基質は砂混じりシルトからなる。 下位のシルト層との境界は不明瞭で、漸移的である。 3.29~3.36m付近はシルト優性で、植物片を含む。
								10.73
4	10.10	4.55	扇状地堆積物・河川堆積物		砂礫	褐		3.92~4.55m 砂礫 礫はφ2~10mmの亜角礫主体で、まれに亜円礫を含む。礫種は泥岩、砂岩主体である。礫率は40~50%である。基質は砂混じりシルトからなる。角閃石を多く含む。
								9.90
5	9.28	5.37	扇状地堆積物・河川堆積物		砂礫	にぶい褐		4.75~5.37m 砂礫 礫径は、φ2~10mm主体で、まれにφ15~30mm程度のももの含まれる。礫の形状は、主に円~亜角礫からなる。礫種は泥岩、砂岩主体である。礫率は40~50%である。淘汰は非常に悪い。
								8.65

図14(d) 山出A地点のYMD-2ボーリングコア柱状図

次に、山出B地点におけるボーリング掘削調査の詳細位置と地質断面図を図15に、コア柱状図を図16に示す。地震断層より南東側のYMD-3孔では、深度0.19 mまではシルト主体の耕作土、深度4.18 mまでは風化した砂岩・泥岩起源の砂・礫を含むシルト～砂礫、深度6.00 mまでは礫・砂混じりシルト～シルトが分布する。一方、地震断層より北西側のYMD-4孔では、深度0.26 mまではシルト主体の耕作土、深度1.8 mまでは風化した砂岩・泥岩起源の砂・礫を含むシルト、深度6.00 mまでは礫・砂混じりシルト層～砂・砂礫が分布する。

YMD-3孔及びYMD-4孔では、上位より耕作土、主に風化した砂岩・礫岩起源の砂・礫を含む層、褐灰～黒灰色のシルト層が認められ、含まれる礫や砂の粒度や色調が類似している。しかし、YMD-4孔の2.31 m以深に分布する砂や砂礫からなる層はYMD-3孔では認められない。また、YMD-3孔の2.60 m～4.18 mの崖錐堆積物と見られる淘汰の非常に悪い亜角礫主体の砂礫層は、YMD-4孔では認められない。以上より、YMD-3孔及びYMD-4孔では、構成層の違いが著しく、対比可能な地層に乏しいため、断層変位を推定しにくい。また、YMD-4孔は砂礫主体であり、年代試料に乏しい。

以上をまとめると、山出A地点は地層の対比が可能で、ボーリングコアから推定される地層の変位が周囲の変位地形と調和的である。一方で、山出B地点は地層の対比が難しく、年代試料に乏しい。さらに、掘削にあたっては畦道や農道を破壊する必要があり、現地住民の方の理解を得られない可能性があった。以上の理由により、山出A地点を適地と判断し、トレンチ掘削調査を実施した。以降ではこのトレンチを「山出トレンチ」と呼ぶ。

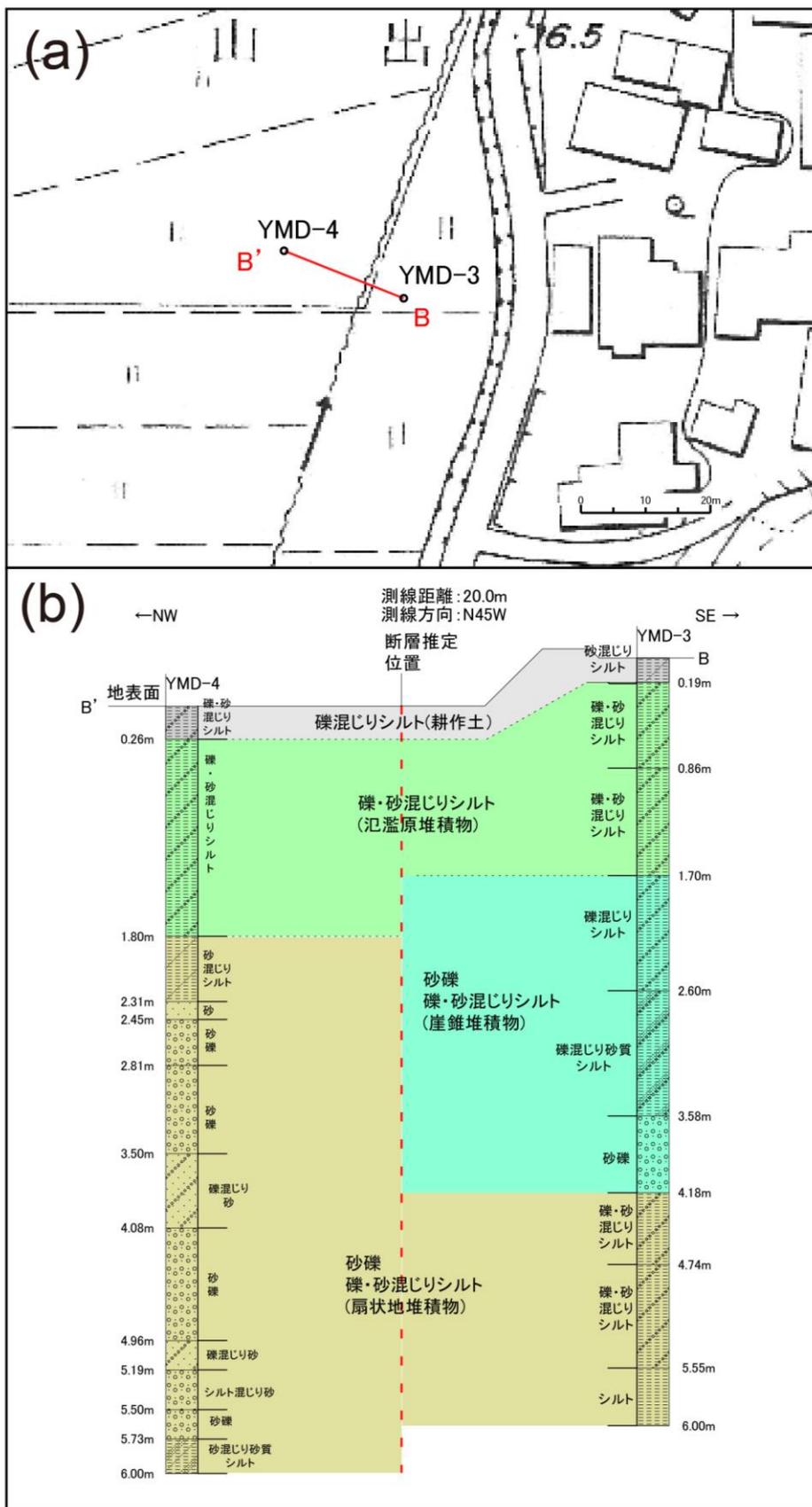


図15 山出B地点のボーリング孔位置図と地質断面図
 (a) ボーリング掘削位置。(b) ボーリングコアの観察から推定した地質断面図。

(a) YMD-3

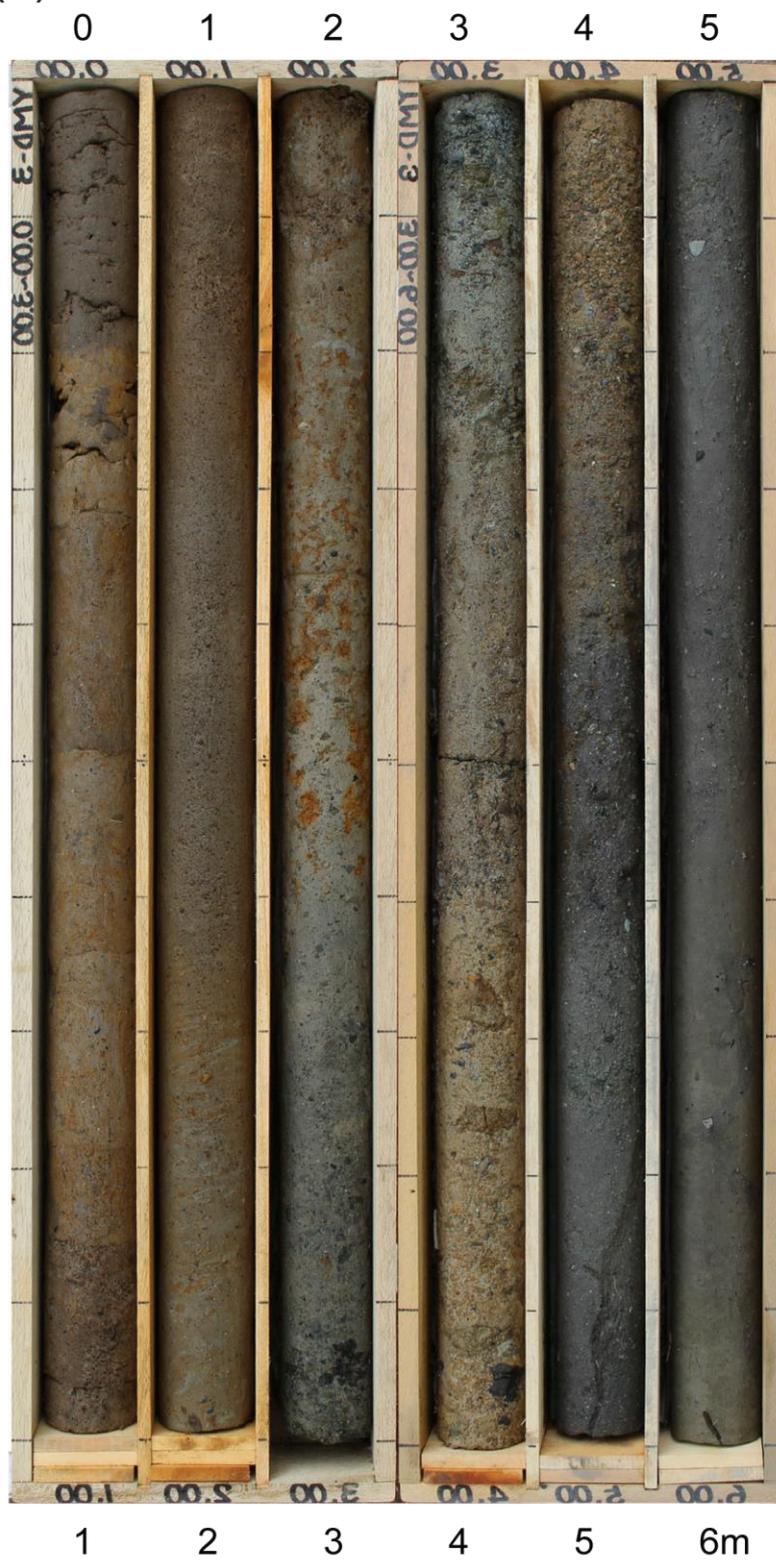


図16(a) 山出B地点のYMD-3ボーリングコア写真

(b) YMD-3

標尺	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記 事			
1	14.79	0.19	氾濫原堆積物		砂混じりシルト	褐		0.00~0.19m 砂混じりシルト (耕作土) シルト主体で、極少量砂が混じる。			
	14.12	0.86			礫・砂混じりシルト	にぶい褐		0.19~0.86m 礫・砂混じりシルト やや軟質なシルトからなる。粒径のまばらな砂が混じる。			
	13.28	1.70	崖錐堆積物		礫・砂混じりシルト	褐		0.86~1.70m 礫・砂混じりシルト 均質なシルト主体である。混在する礫や砂はφ1~4mm程度。形状は垂角~角礫で、礫種は主に砂岩である。全体に偏りなく分布する。			
	2	12.38			2.60	礫混じりシルト	灰褐・褐		1.70~2.60m 礫混じりシルト 比較的しまったシルト主体である。礫はφ2~4mmの垂円礫主体で、礫種は主に泥岩である。色調は灰褐色主体で、赤褐色の部分がまだら状に分布する。		
						礫混じり砂質シルト	灰褐		2.60~3.58m 礫混じり砂質シルト 基質は比較的しまった砂質シルトからなり、鉱物片が多く含まれる。礫はφ2~15mmの垂円礫主体である。礫種は主に砂岩や火山岩である。		
	3	11.40			3.58	砂礫	暗褐		3.58~4.18m 砂礫 礫はφ2~4mmの垂円~垂角礫主体で、礫種は砂岩、泥岩である。礫率は40~50%である。淘汰は非常に悪い。φ30~40mmの風化した砂岩礫が認められる。		
						4	10.80	4.18	礫・砂混じりシルト	黒褐	
	礫・砂混じりシルト				4.74~5.55m 礫・砂混じりシルト 基質は砂混じりシルトからなり、不均質である。砂や鉱物片が散在する。φ10mm程度の礫を少々含む。植物茎のようなものが認められる。						
	5	9.43			5.55	扇状地堆積物		シルト	褐		5.55~6.00m 礫混じりシルト 軟質で均質なシルトからなる。φ10mm程度の礫が点在する。
								8.98	6.00		

図16(b) 山出B地点のYMD-3ボーリングコア柱状図

(c) YMD-4



図16(c) 山出B地点のYMD-4ボーリングコア写真

(d) YMD-4

標尺	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記 事
1	14.16	0.26	氾濫原堆積物		礫・砂混じりシルト	褐		0.00~0.26m 礫・砂混じりシルト（耕作土） シルト主体で、少量の細砂、礫と植物根・茎含む。
					礫・砂混じりシルト	明褐		0.26~1.80m 礫・砂混じりシルト やや軟質なシルトからなる。φ2mm程度の風化した砂岩の礫や砂が点在する。
2	12.62	1.80	扇状地堆積物		砂混じりシルト	暗褐		1.80~2.31m 砂混じりシルト 軟質なシルトからなり、風化した砂岩起源の砂が点在する。 腐食木片が多く含まれる。下位はとくに軟質で、水を多く含む。
	12.11	2.31			砂			2.31~2.45m 砂 極細粒砂～中粒砂からなり、上方細粒化が認められる。
3	11.97	2.45	扇状地堆積物		砂礫			2.45~2.81m 砂礫 礫はφ4~30mmの円～垂円礫主体で、礫種は主に安山岩である。基質はやや角ばった中～粗粒砂主体である。礫率は30~40%である。
	11.61	2.81			砂礫			2.81~3.50m 砂礫 礫はφ2~20mmの円～垂角礫主体である。基質はシルト混じり細～中粒砂からなる。礫率は10~30%である。礫の含有量は下位ほど減少する。 3.43~3.50mのみ礫多く含む。
4	10.92	3.50	扇状地堆積物		礫混じり砂	褐灰		3.50~4.08m 礫混じり砂 極細粒砂～中粒砂からなり、上方細粒化が認められる。下位ほど礫の含有量が多い。含まれる礫は、φ2~8mmの垂円～垂角礫主体である。
	10.34	4.08			砂礫			4.08~4.96m 砂礫 礫はφ2~10mmの円～垂円礫主体で、比較的均質に分布する。礫率は10~20%である。基質はシルト混じり砂で、シルトの含有量は深度によりばらつきがある。とくに、4.08~4.51mはシルトの含有量が多い。
5	9.46	4.96	扇状地堆積物		礫混じり砂			4.96~5.19m 礫混じり砂 基質はシルト混じり砂からなる。礫はφ2~10mmの円～垂円礫で、少量含まれる。
	9.23	5.19			シルト混じり砂			5.19~5.50m シルト混じり砂 上位から、シルト～砂礫からなる。下位の礫層（5.50~5.73m）も含め、上方細粒化が認められる。
	8.92	5.50			砂礫			5.50~5.73m 砂礫 礫はφ8mmの円～垂角礫主体である。礫率は70~80%である。基質は粗粒砂主体で、中粒砂も含まれる。
	8.69	5.73			砂混じり砂質シルト	暗褐		5.73~6.00m 砂混じり砂質シルト 比較的均質な砂質シルトからなる。細～中粒砂が点在する。
8.42	6.00	砂混じり砂質シルト						

図16(d) 山出B地点のYMD-4ボーリングコア柱状図

(b) トレンチ壁面の地層と断層

地形地質調査及びボーリング調査の結果、断層は地表地震断層から予想される通り YMD-1 孔と YMD-2 孔の間を通過すると推定された。そこで、トレンチを地表地震断層に直交する方向に掘削した（図 17）。トレンチは、壁面に腐植質シルト層が複数枚露出するように、深さ 4 m 程度とした。また、上位の地層は、軟質であるため、壁面が崩壊しないよう 45° の法面勾配を確保した。トレンチの壁面写真展開図を図 18 に、スケッチ展開図を図 19 に、壁面に露出した地層の地質総括を表 8 に示す。

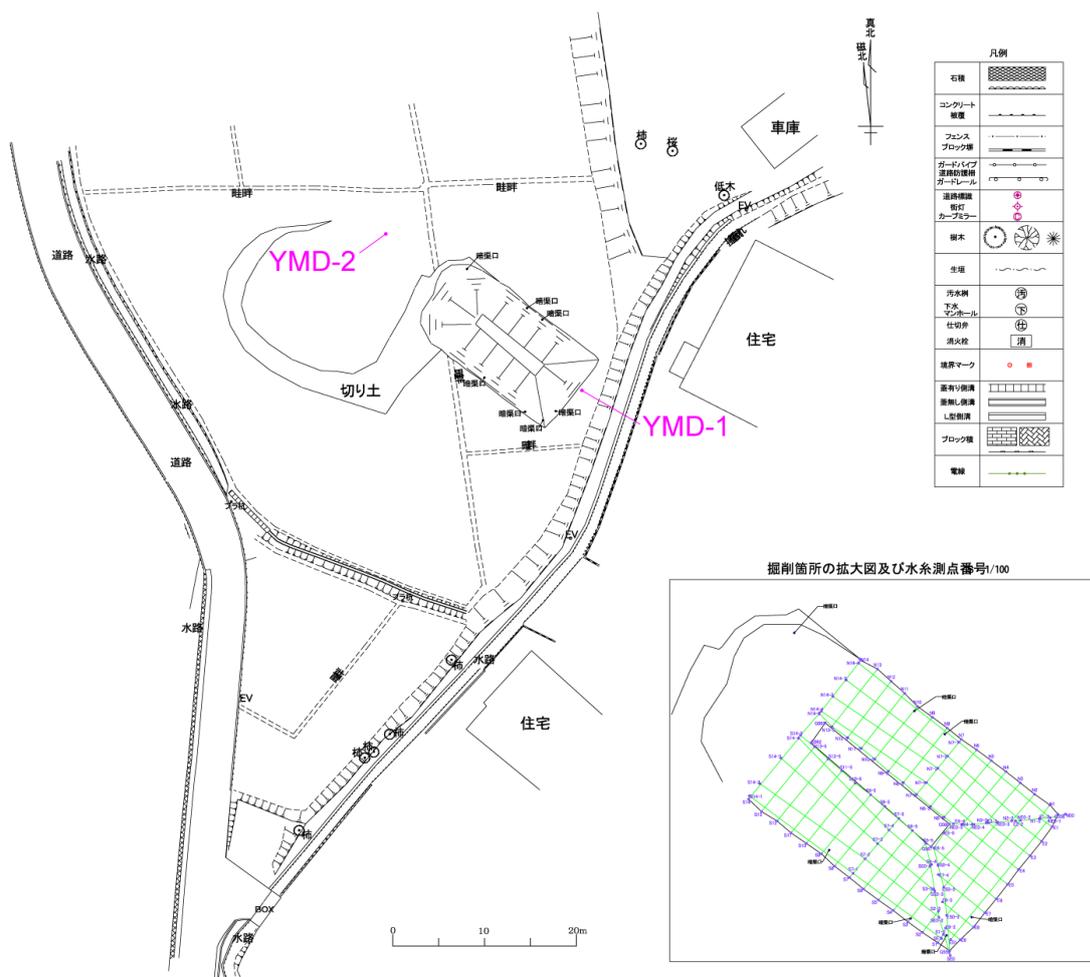


図 17 トレンチ掘削地点周辺の測量平面図
ボーリング掘削位置とトレンチ掘削位置を示す。

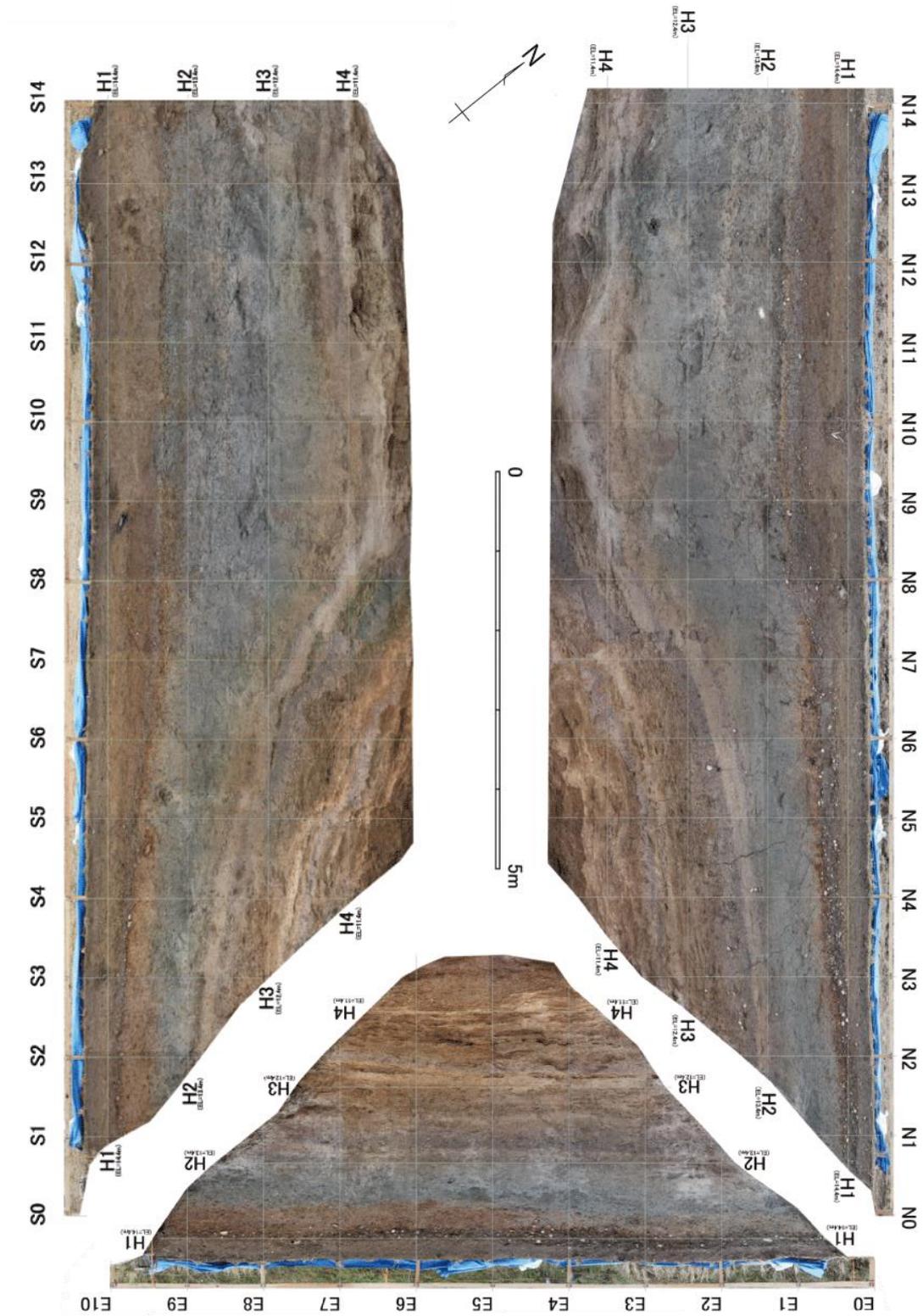


図18 トレンチ壁面写真展開図

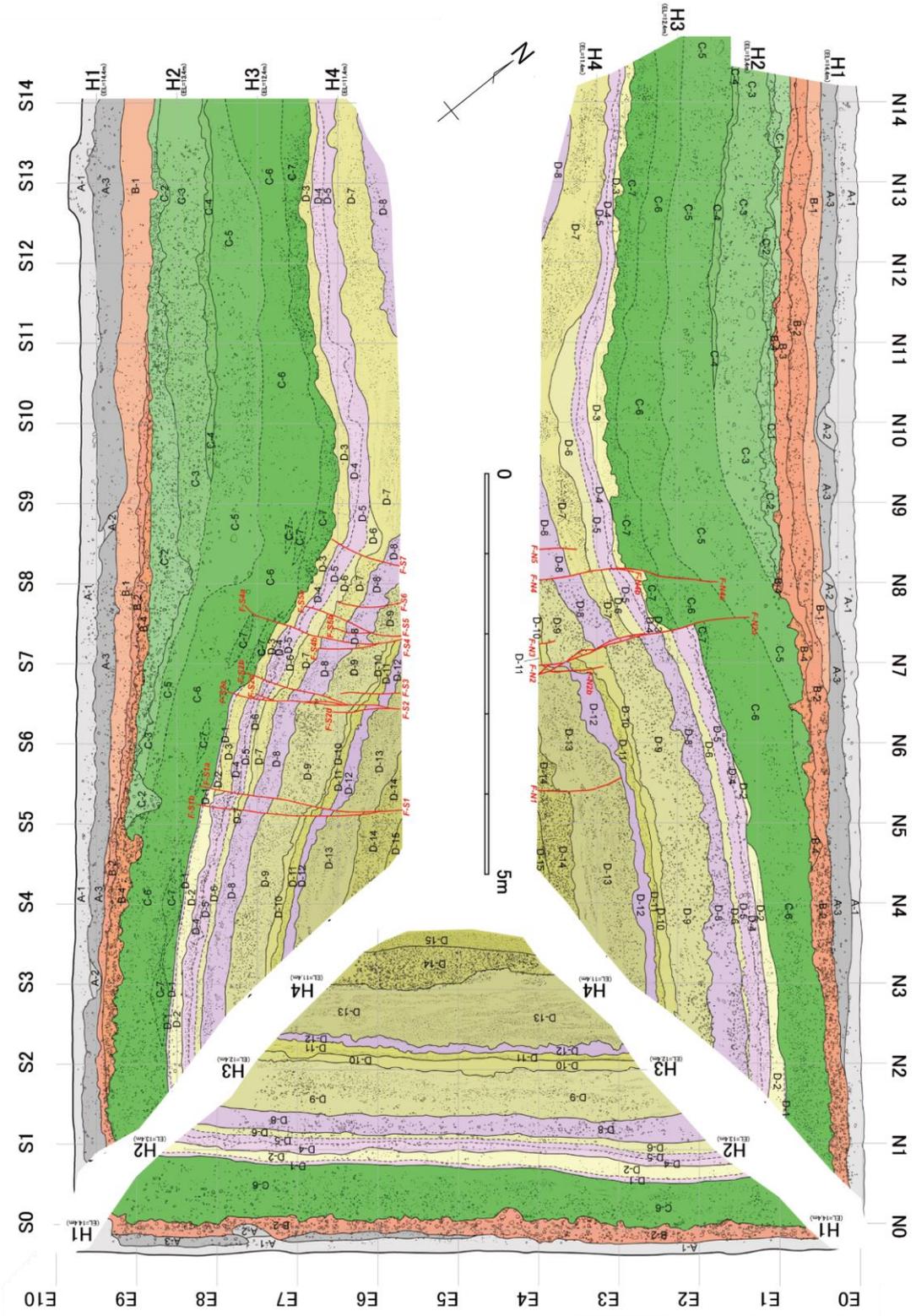


図 19(a) トレンチ壁面スケッチ展開図



図 19(b) トレンチ壁面スケッチ凡例

以降のスケッチにおいても、同様の凡例を使用する。

表8 山出トレンチ地質総括表 (その1)

地層区分：堆積層	地層名 (色調)	層相	¹⁴ C年代(暦年較正值:cal yBP, ±1σ) : 対象試料
A-1層：耕作土	腐植混じり砂質シルト (灰黄褐色：10YR5/2)	塊状、地表面全域に概ね水平に分布し、層厚は暗渠部を除けば概ね10～30cm、細(～粗)粒円形砂を含み、細～中礫サイズの円～亜円礫が散在し、上方へ減少する傾向を示す。水田である為、稲の根茎が発達し、下位との境界はやや漸移的である。乾裂に沿って酸化鉄汚染され、その周辺は鈍い黄褐(10YR5/4)を呈する。僅かに石英・斜長石・角閃石を含む。	
A-2層：埋土	礫混じり砂質シルト	暗渠埋設時の埋土。φ2～3cmの礫を含む。	
A-3層：耕作土	砂質シルト (鈍い黄褐色：10YR6/3)	塊状、A-1層とセットで全域に概ね水平に分布し、層厚約15～45cm、細(～粗)粒の円～亜円形砂を含み、細～中礫サイズの円～亜円礫を伴うが、基底部に集積し、上方へ減少・細粒化する傾向を示す。上位よりシルト分が多く、網状に乾裂が発達、乾裂に沿って酸化鉄汚染され、その周辺は鈍い黄褐(10YR6/4)色を呈し、全体に上位より酸化鉄が集積している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位との境界は比較的明瞭である。	
B-1層：旧耕作土	砂混じりシルト (灰黄褐色：10YR6/2)	塊状、層厚約20～35cm、細～中礫サイズの円(～亜円)礫を点在し、脆弱な腐り亜角礫を伴い、酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：2～3mmの根茎痕)が著しく発達する。上位と比較するとやや脱色している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位とはやや漸移的である。	926-800□ 礫シルト
B-2層：旧耕作土	砂礫混じりシルト～シルト混じり砂礫 (灰褐色：7.5YR4/2)	塊状、層厚約10～20cm、やや風化した細～中礫サイズの(円～)亜円礫を含み、上方へ減少・細粒化する傾向を示すと同時に、N7～S5より西側では酸化鉄斑(φ：2～5mmの根茎痕)が発達し、東側では礫が多くなりシルト混じり砂礫に側方変化する。摩耗した土器片を点的に包含する。上位と比較するとやや酸化鉄が集積している。僅かに石英・斜長石・角閃石角粗粒を含む質下位との境界は明瞭である。	1269-1184□ 礫シルト
B-3層：旧耕作土	礫混じり砂質シルト (黄灰色：2.5Y5/1)	塊状、層厚約20cm、中礫サイズの円～亜円礫を主体とし、最大礫径10cm、平均礫径1.5cm、含礫率5～10%。酸化鉄斑(φ：1～3mmの根茎痕)が発達し、やや石英・斜長石・角閃石角粗粒を散在。下位との境界はやや明瞭である。	1395-1335□ 礫シルト
B-4層：旧耕作土	腐植・シルト混じり礫質中(～粗)粒砂 (灰褐色：7.5YR4/2)	塊状、淘汰不良、層厚約15cm以下、中礫サイズの(円～)亜円礫を主体とし、最大礫径10cm、平均礫径3cm、含礫率20～25%で、剥片(フリント)・摩耗した土器片を稀に包含する。僅かに石英・+D9斜長石・角閃石角粗粒を含む。下位との境界は明瞭である。	
C-1層：氾濫原堆積物	砂礫混じり砂混じり～砂質シルト (灰色：10Y6/1)	塊状、層厚約10cm以下、亜角～亜円形の腐り礫(φ：1-5mm)を多く含み、稀に堅硬な中礫サイズの円礫を伴う。酸化鉄斑(2～5mmの根茎痕)が散在し、僅かに石英・斜長石・角閃石角粗粒を含む。下位との境界はやや明瞭である。北側法面のみに認められる。	
C-2層：氾濫原堆積物	シルト質砂礫 (灰黄褐色：10YR4/2)	塊状、層厚約10～45cm、(細)～中礫サイズの円(～亜円)礫を主体とし、最大礫径5cm、平均礫径1.5cm、含礫率35～40%で、剥片(フリント)・摩耗した土器片を点的に包含する。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：2～3mmの根茎痕)が上部に発達する。上位と比較するとやや脱色している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位との境界は不規則・不明瞭である。	
C-3層：氾濫原堆積物	礫混じりシルト質細～中粒砂 (灰色：10Y5/1-4/1)	塊状、淘汰不良、最大層厚約60cm、中～大礫サイズの円～亜円礫を点在し、北側法面では最大礫径16cm、平均礫径5cm、含礫率5%、南側法面では最大礫径7cm、平均礫径1cm、含礫率15～20%で、脆弱な腐り緑色岩亜角～亜角礫を伴い、摩耗した土器片を稀に包含する。酸化鉄斑(1～3mmの根茎痕)が散在し、下位との境界は明瞭である。	2457-2131：堆積物 2703-2383：堆積物 2725-2185：堆積物 1336-983：堆積物 2307-2152：堆積物 4525-4420：堆積物 4431-4297：堆積物 5454-5084：堆積物 7246-7030：炭化物
C-4層：氾濫原堆積物 (再移動した火山灰)	シルト・礫混じり極細粒砂 (浅黄色：5Y7/3)	塊状、団子状をなす角～亜角形の火山ガラス粒子(K-Ah)を含み、腐り亜角～亜円礫を混入し、やや酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(根茎痕)があり、中空なものも認められる。概ね幅約10～20cmの幅でN10及びS9より西側に分布している。	5580-5328：堆積物
C-5層：氾濫原堆積物	礫混じりシルト質(細～)中粒砂 (灰色：10Y5/1-5Y5/1)	塊状、淘汰不良、不均質、層厚約45～100cm、中礫サイズの円～亜角礫を点在し、最大礫径10cm、平均礫径0.5～1.0cm、含礫率10～15%で、脆弱な腐り亜角～亜角礫を多く含み、堅硬な礫はレンズ状に集積している。上部では酸化鉄斑(φ2～3cmの根茎痕)が発達し、下部では灰オリーブ(5Y6/2)色を呈し、酸化鉄斑が不明瞭になると共に腐り礫が主体となる。下位との境界は明瞭である。割れ目に沿って湧水が多く認められる。なお、南側では酸化鉄斑の発達がやや弱い。	4529-4431：堆積物 6740-6540：堆積物 7168-6940：堆積物 8595-8407：堆積物 8020-7880：堆積物 8644-8327：堆積物 8413-8218：堆積物 9626-9536：堆積物 9742-9530：堆積物 2348-2208：炭化木片 2301-2126：炭化木片 2349-2311：炭化木片
C-6層：氾濫原堆積物	礫混じり砂質シルト (暗灰黄色：2.5Y5/2-4/2)	塊状、不均質、層厚約15～85cm、中礫サイズの円～亜角礫を点在する。不鮮明な酸化鉄斑が認められ、堅硬な礫と腐り礫が混在しているが後者の方が多い。	2326-2164：炭化木片 2353-2312：炭化木片 2322-2159：炭化木片
C-7層：氾濫原堆積物	シルト混じり砂礫 (暗灰黄色：2.5Y5/2-4/2)	比較的淘汰の良い砂礫からなる。上方へ砂分が増加し、上部では細～中礫サイズの円～亜円礫からなる砂礫がレンズ状に発達しする。最大礫径5cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～55%である。下位との境界は明瞭である。	

表8 山出トレンチ地質総括表 (その2)

地層区分：堆積層	地層名 (色調)	層相	¹⁴ C年代(暦年較正值:cal yBP:±1σ):対象試料
D-1層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	腐植質シルト (褐灰色：7.5YR5/1～灰 褐色：7.5YR5/2)	分布は東面全域と、北面のN2より東側、及び南面のS7より東側に限られ、層厚は約5cmと薄いが連続性はよい。中粒～細粒砂を含み、下位との境界はやや不明瞭である。	
D-2層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	砂質シルト～礫混じり砂質シルト (暗灰黄色：2.5Y5/2-4/2)	均質な砂質シルトからなる。基底部0.1～0.2mには不連続ながら細～中礫サイズの円～亜円礫からなる砂礫がレンズ状に発達し、最大礫径5cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～55%である。	
D-3層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	礫混じりシルト質中～粗粒砂 (灰黄褐色：10YR4/2)	塊状、淘汰不良、層厚約10～25cm、礫は細～中礫サイズの堅硬な円～亜円礫と腐り亜角～亜円礫が混在し、後者が卓越している。全体に不均質に酸化鉄汚染を受けており、特に最上部では褐(10YR4/6)色を示す。下位との境界は不規則・やや不明瞭である。	
D-4層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	腐植混じり砂礫質シルト (～シルト質砂礫) (灰褐色：7.5YR4/2)	塊状、最大層厚約25cm、細～中礫サイズの亜角～亜円礫を主体とし、側方変化により東側では礫が多くなり、最大礫径3cm、平均礫径0.5～0.6cm、含礫率25～30%になる。僅かに酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：5～20mmの根茎痕)が点在。下位との境界はやや不明瞭である。	11972-11813：腐植質シルト 11760-11502：腐植質シルト
D-5層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	腐植混じりシルト (褐灰色：5YR6/1-6/2)	層厚約15cm、酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：1～6mmの根茎痕)が点在。下位とはやや漸移的である。	
D-6層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	腐植混じりシルト・シルト混じり細～中粒砂互層 (明褐灰色：5YR7/1) (鈍い黄褐色：10YR6/3)	層厚約10～50cm、不規則・不連続で、上部は後者主体、下部は前者を2～3層(d：3～5cm)挟む。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：1～7mmの根茎痕)が上部では点在、下部では散在している。下位との境界は不規則・やや不明瞭である。	
D-7層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	砂礫・シルト質砂礫互層 (灰オリーブ色：5Y6/2) (灰黄褐色：10YR6/2)	前者はを呈し、葉理が認められ、後者(d：1～6cm)はを呈し、やや腐植を含むことがある。層厚約40～55cm、下位との境界は明瞭である。	
D-8層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	礫・砂混じり腐植質シルト層 (灰褐色：5YR5/2～灰黄色：7.5YR5/2)	主に腐植質シルトからなり、下位ほど砂分が増加する。礫は硬い細～中礫サイズの円～亜円礫及び中礫サイズの腐り亜角～亜円礫からなり、最大礫径7cm、平均礫径は0.5cm程度である。礫率5～30%で、東方ほど高い傾向がある。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：1～5mmの根茎痕)が発達している。下位との境界は不明瞭である。	14366-14129：腐植質シルト 13164-13083：腐植質シルト 13063-12965：腐植質シルト 14050-13860：腐植質シルト
D-9層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	シルト混じり砂礫 (鈍い黄褐色：10YR6/3)	腐り亜角～亜円細～中礫(φ<1cm)及び硬い円～亜円礫が混在し、後者は塊状・レンズ状を成して不均質に集積し鈍い黄橙(10YR5/3)色を示す。全体としては最大礫径6cm、平均礫径0.5cm、含礫率35～40%であり、層厚約40～60cm、酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(1～10mm)が発達する。また、層状・レンズ状の鈍い黄橙(10YR7/2)色砂質シルトを不規則に挟在し、軽微な酸化鉄縞が認められる。S4～S5間には下部に砂質シルトが発達し、下位との境界には根茎痕を伴う酸化鉄縞が存在する。	
D-10層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	砂質～砂混じりシルト (鈍い黄褐色：10YR7/2-7/3)	全体に酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(φ<1cm)が点在するが、最上部の汚染が最も強い。層厚約5～35cm、砂質部は上・下部、砂混じり部は中部に挟まれている。下位とはやや漸移的である。	
D-11層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	腐植混じり砂礫質シルト (～シルト質砂礫) (鈍い黄褐色：10YR7/3-6/3)	上方へ砂分が増加し、上部にはシルト・円礫混じり(粗～)極粗粒砂を塊状・レンズ状に伴う(砂粒は腐り砂を主体とする)。酸化鉄斑が認められ、最上部の汚染が最も強く、不連続で短い酸化鉄縞(植物遺骸痕?)が点在する。層厚約5～15cm、下位との境界はやや不明瞭である。	
D-12層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	砂混じり腐植質シルト (褐灰色：7.5YR5/1～灰褐色：7.5YR5/2)	層厚約10～30cm、腐り極粗粒砂を点在し、酸化鉄斑(φ：1～3mm)を散在。最上部と下部では灰褐色を示し、腐植分がやや減少している。下位との境界は不規則、やや不明瞭である。	15277-15145：腐植質シルト
D-13層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	細礫混じり砂質シルトを伴うシルト混じり砂礫 (鈍い黄褐色：10YR7/3)	葉理に沿って砂質シルト(2～20cm)を挟む。層厚約55～80cm、礫は腐り礫が少なく円～亜円礫を主体とし、礫密集部では最大礫径2cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～60%。下位とは漸移的である。	
D-14層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	シルト混じり砂礫 (鈍い褐色：7.5YR5/4)	全体に酸化鉄汚染されており、層厚50～55cm以上である。基質はシルト混じり細～中粒砂からなる。礫は硬い円(～亜円)礫からなり、最大礫径7cm、平均礫径0.7～1.0cm、含礫率65～70%である。	
D-15層：扇状地堆積物 またはチャネル堆積物	礫・シルト混じり中粒砂 (鈍い褐色：7.5YR5/4)	比較的淘汰の良い中粒砂からなる。礫径2～4mmの円～亜円礫が点在する。	

山出トレンチの壁面には、上位より耕作土、旧耕作土、砂礫まじりシルト及び砂礫とシルトの互層からなる河川成堆積物が分布する。断層はトレンチの中部から東部にかけて、5～7条出現した。壁面の地層は、断層に切られつつ、おおむね東から西側に向かってたわみ下がる分布を示す。最前面（最も西側の）断層のさらに西側では、地層はN9を下底とする緩やかな凹地状に分布する。トレンチ壁面に現れた地層を、層相及び堆積環境の差異、地層の分布や連続性に基づいて、上位より耕作土（A層）、旧耕作土（B層）、氾濫原堆積物（C層）、扇状地堆積物（D層）に区分した。各層内の地層は、より詳細な層相の差異に基づいて細分した。北、南及び東壁面の写真とスケッチを、それぞれ図20～25に示す。

南北両壁面で観察される地層は、側方への連続性がよく、複数条の断層を挟んでも連続性を容易に確認できる。地層は全体として東から西に撓み下がり、断層部分で上下変位を伴いつつ西側に向かって階段状に低下する。断層から西側では地層は全体的にはほぼ水平に堆積していると推定されるものの、最前面の断層の西側で緩やかな凹地状を呈する。また、D層は腐植層-シルト層-砂礫層というユニットの繰り返しで構成されており、上下変位量の計測が容易である。

トレンチ北壁面では、N5～N9区間のトレンチ底面付近に5条の断層が認められた。これらの断層をトレンチ東側より、F-N1～F-N5と呼ぶ。断層には、上方に向かって分岐するのが認められ、この部分については、F-N2a等、枝番をつけて表記することとする。N7～N8.5区間では、C-5層途中より下位を明瞭に切断する東傾斜の高角逆断層群が存在する。いずれも相対的な東上りを示す高角な見かけ逆断層である。最も変位量大きいF-N2断層下部では、幅10cm程度にわたって複数条の断層が存在するとともに、これらが複雑に分岐・収斂を繰り返す断層帯を形成している。断層帯は、大局的にはP面とY面から構成され、壁面上で右横ずれ変位センスを示す。F-N2断層は地表面までを明瞭に切断・変位させてはいないものの、C-5層の途中より上部に延長すると、2016年熊本地震に伴う地震断層の出現位置に相当するように見える。なお、2016年熊本地震に伴う地表面の撓曲変位量は、8cm程度である。

断層の中では、中央に位置するF-N2断層による変位が最も大きく、断層沿いにおける上下変位量は下位の層準ほど大きく、変位の累積性が認められた。以下では、北壁面における各地層の変形とF-N2断層の関係についてそれぞれ記述する。A層は2016年熊本地震の際の変形を受けて、東側が緩やかに撓み上がる。B層もまた同様に東側が撓み上がっており、かつその程度は地表面やA層より大きい。C-1層、C-2層、C-3層、C-4層は隆起側まで連続せず、低下側にのみ分布するため、変形を受けているかどうかは定かではない。これらの堆積構造はほぼ水平で、東に向かって層厚が漸減する。C-5層中では断層によって地層が食い違う様子が確認できる。C-5層とC-6層が接している部分までは断層が確認できるものの、それより上位ではC-5層の層相が類似しているため、断層を追うことが難しい。しかし、明らかにC-5層は断層帯を境に東側が上に凸に大きく撓み上がる。C-5層中で断層が殲滅することからC-5層上部では地層が塑性的な変形をしている可能性がある。C-6層、C-7層もまた、C-5層同様に東側が上に凸に撓み上がる。それぞれの変位量は地層境界が不明瞭であるためはっきりとはわからないが、仮にC-5層上面が大きく削られているとすると、C-5層、C-6層及びC-7層をあわせた地層の厚さは低下側で約50cm厚くなる。D-4層、D-5層、D-6層もまた同様に東側が上に凸に変形しており、その地層の厚さは隆起側ではほぼ均一であるが、低下側で特にD-6層及びD-7層といった砂礫層が厚くなる。

低下側ではやや下に凸に撓み下がり、N11 か N10 付近で最も厚くなるものと見られる。D-7 層は D-8 層を削り込んで堆積した様子が認められる。低下側の堆積構造には斜交層理が発達し、粒径が側方に向かって著しく変化する。こうした構造はほぼトレンチの長軸に直交する方向に河川が流れていたことを示唆する。D-8 層は D-4 層と同様の変形を示すが、断層沿いのずれ量や低下側の撓み下がりが大きい。しかし、低下側で D-7 層に削られているため、どこまで低下しているかは正確には不明である。D-10 層、D-11 層、D-12 層は F-N2 断層によって切断されているが、F-N4 断層より西側ではトレンチ壁面より下部に埋没しているとみられるため、追跡できない。F-N2 断層沿いの変形は上位の層準と比較して大きく、F-N2 断層の下端 1 m 付近で大きな引きずり構造を呈する。D-13 層、D-14 層、D-15 層は西側に向かって傾動し、F-N1 断層によって切られる。それぞれの地層は F-N1 断層を境に西側が低下しているものの、その変形は下層に向かって大きくなる。

トレンチ南壁面の全体的な構造はトレンチ北壁面とほぼ同様である。ただし、S5 から S9 までの間に北壁面より多い 7 条の断層が分布しており、上位に向かって北壁面より多くの断層に分岐発散する。すべての断層は相対的な東上りを示す高角な見かけ逆断層で、その傾斜は $70\sim 80^\circ$ である。一つの断層に変位が集中する北壁面に対し、南壁面では変位がそれぞれの断層に分散する。F-S1 断層、F-S2 断層、F-S4 断層が最も上位の C-6 層まで切断しており、それらの断層沿いにおける地層の上下変位量には累積性が確認できる。南壁面では、A 層及び B 層は東から西に向かって緩やかに撓み下がる。その撓み下がり量は下位層準ほど大きい。C-2 層、C-3 層、C-5 層も同様に撓み下がるがその程度は B 層より大きい。C-5 層下面には S8 付近に大きな上下変位が見られるが、これは断層による変位ではなく、堆積時に C-6 層を削り込んだ結果と推定される。C-5 層には斜交層理がやや不明瞭ではあるが発達しており、凸部に礫の濃集や湧水が多数生じていることから、トレンチの長軸に直交する河川による浸食と堆積が生じていたものと推定される。これは断層運動によって生じた撓曲崖に沿って河川が流れていた可能性を示唆する。C-6 層は下部が断層によって切られるとともに大きな撓み変形を伴う。ただし、C-6 層内部の僅かな変位を伴う断層は認定が難しいため、スケッチに提示したよりも断層が延びる可能性は否定できない。しかし、C-6 層の下部にレンズ状に分布する礫層 (C-7 層) で F-S7、F-S2a、F-S1a 断層は明らかに止まっていることが確認できる。北壁面と同様、D-4 層と D-8 層の間の砂礫層 (D-6 層及び D-7 層) は低下側に向かって厚みを増し、S9~S11 付近で下に凸の撓み下がる形状を示す。D-8 層は撓み下がる部分で浸食されているとみられる。F-S4b 断層、F-S5b 断層及び F-S6 断層は D-8 層を切るが D-5 層を切っていない。D-8 層より下位は隆起側でのみ確認できるがその層厚は均一で、側方への変化に乏しい。F-S2d 断層及び F-S3 断層は D-9 層途中までを切る様子が確認できるが、北壁面で見られたような D-13 層を切り D-12 層に覆われる断層は南壁面では認められない。

東壁面ではすべての地層が南に緩く傾斜する。地層の連続性が極めてよいため、南壁面と北壁面の地層の対比は容易である。

本トレンチで観察される堆積物と周囲の地形から堆積環境は次のように推定される。低下側に分布する扇状地堆積物の古流向はトレンチに直交する方位を示しており、これは地形から判読される古流向と一致する (図 11)。したがって、最終氷期の海水準が低下していた時期、山出 A 地点には緑川の扇状地あるいは網状河川が発達していたと推定される。その後、海水準の上昇に伴って、後背湿地環境へと漸移し、主に河川の氾濫によって堆積

物が供給される環境へと変化したものと推定される。本地域では江戸時代頃まで緑川がたびたび氾濫していた記録が残されており、上記の堆積環境はこれと矛盾しない（甲佐町史編纂委員会編、2013）。

トレンチにおいて、断層沿いのずれ量はもとより、地層全体の撓曲にともなう上下変位量にも累積性が見られることから、本断層が動く際には必ず東上がりの上下変位成分が伴われることが推定される。また、本トレンチは地層の連続性がよく、断層を挟んだ地層の対比が容易である。日奈久断層は右横ずれ断層であるため、古い地層ほど大きく側方に移動していることが予想されるが、トレンチ下部において地層の対比が容易であることは、トレンチ掘削箇所の周辺において同時代の地層が広く均質に堆積していたことを示唆する。

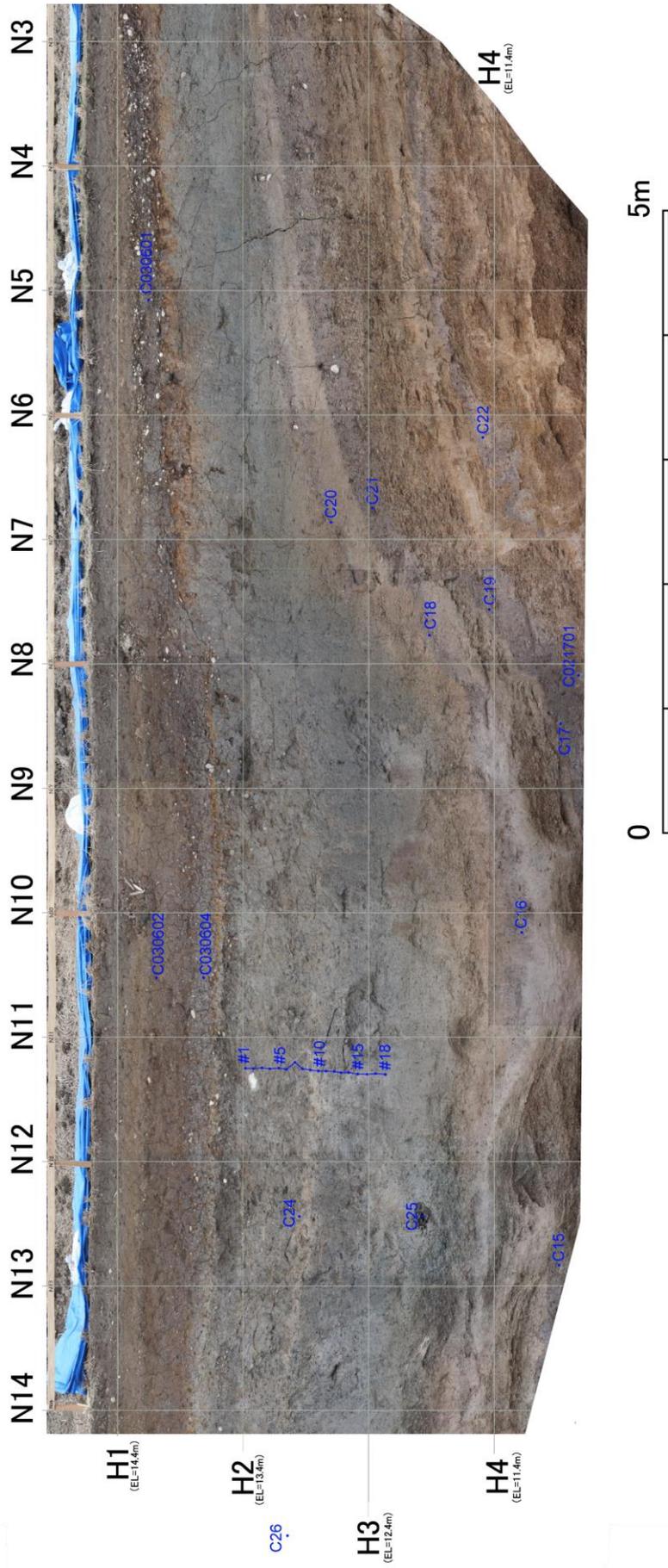


図 20 北壁面拡大写真と年代試料採取位置

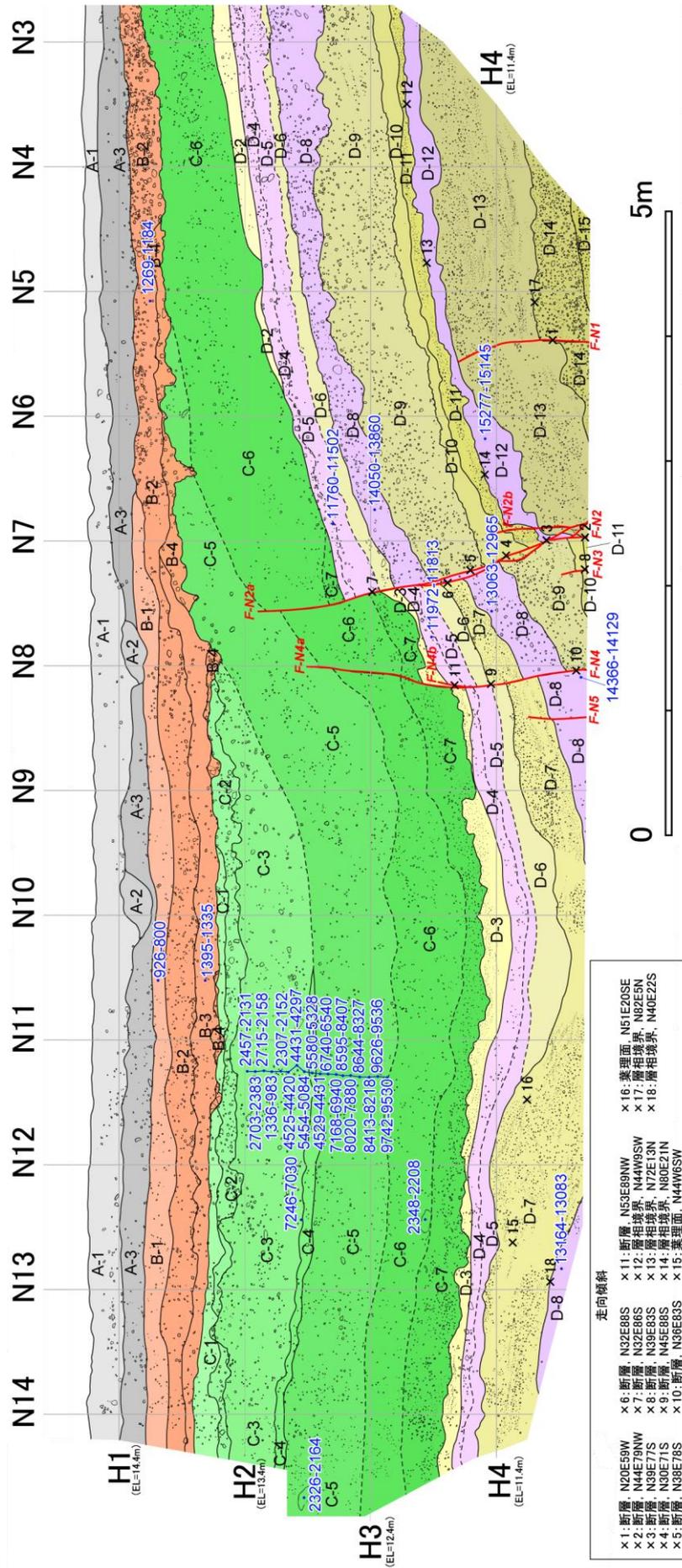


図 21 北壁面拡大スケッチと年代測定結果
年代測定値は暦年較正值 (ca1 yBP) の範囲 (誤差 1 σ) を示す。

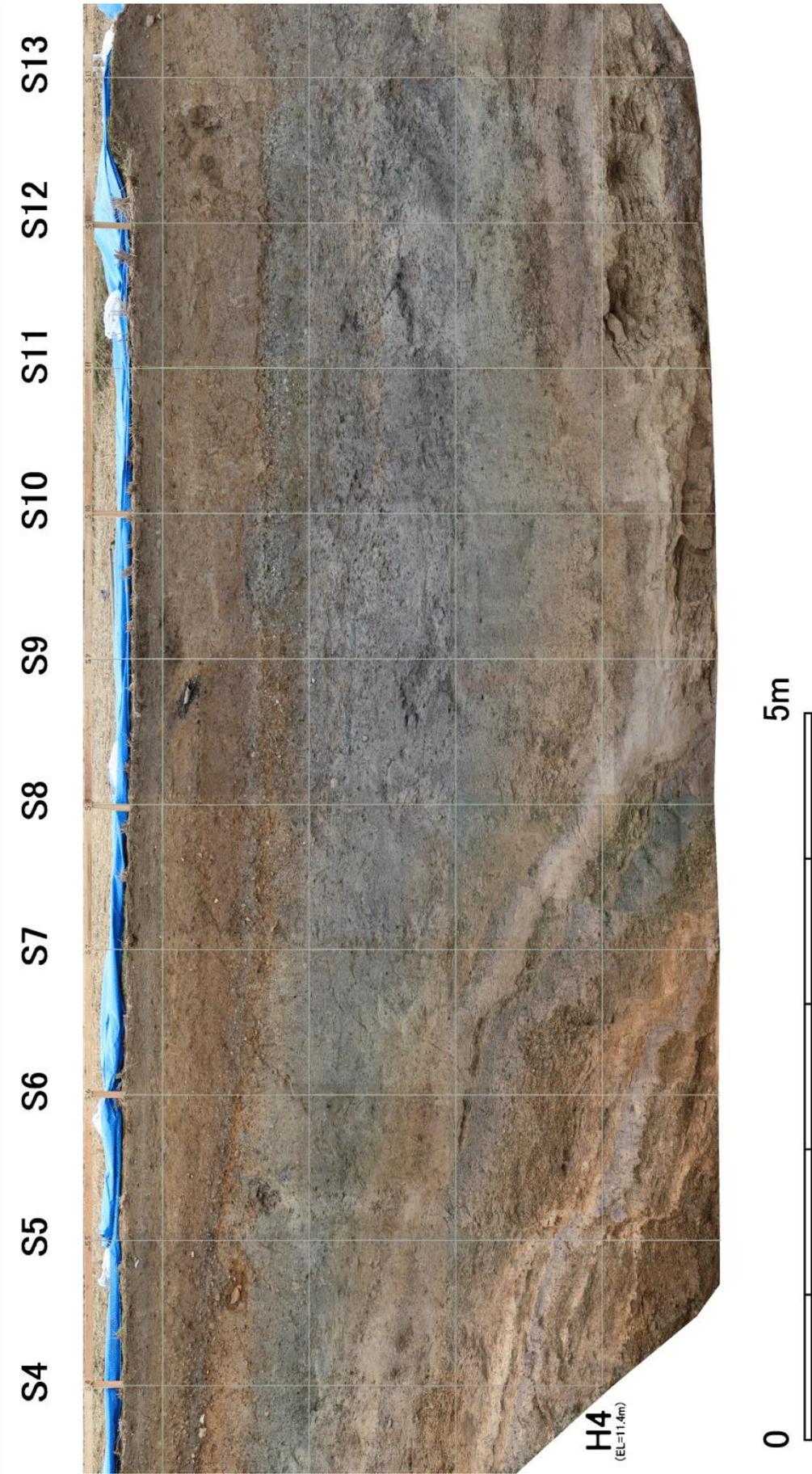


图 22 南壁面拡大写真

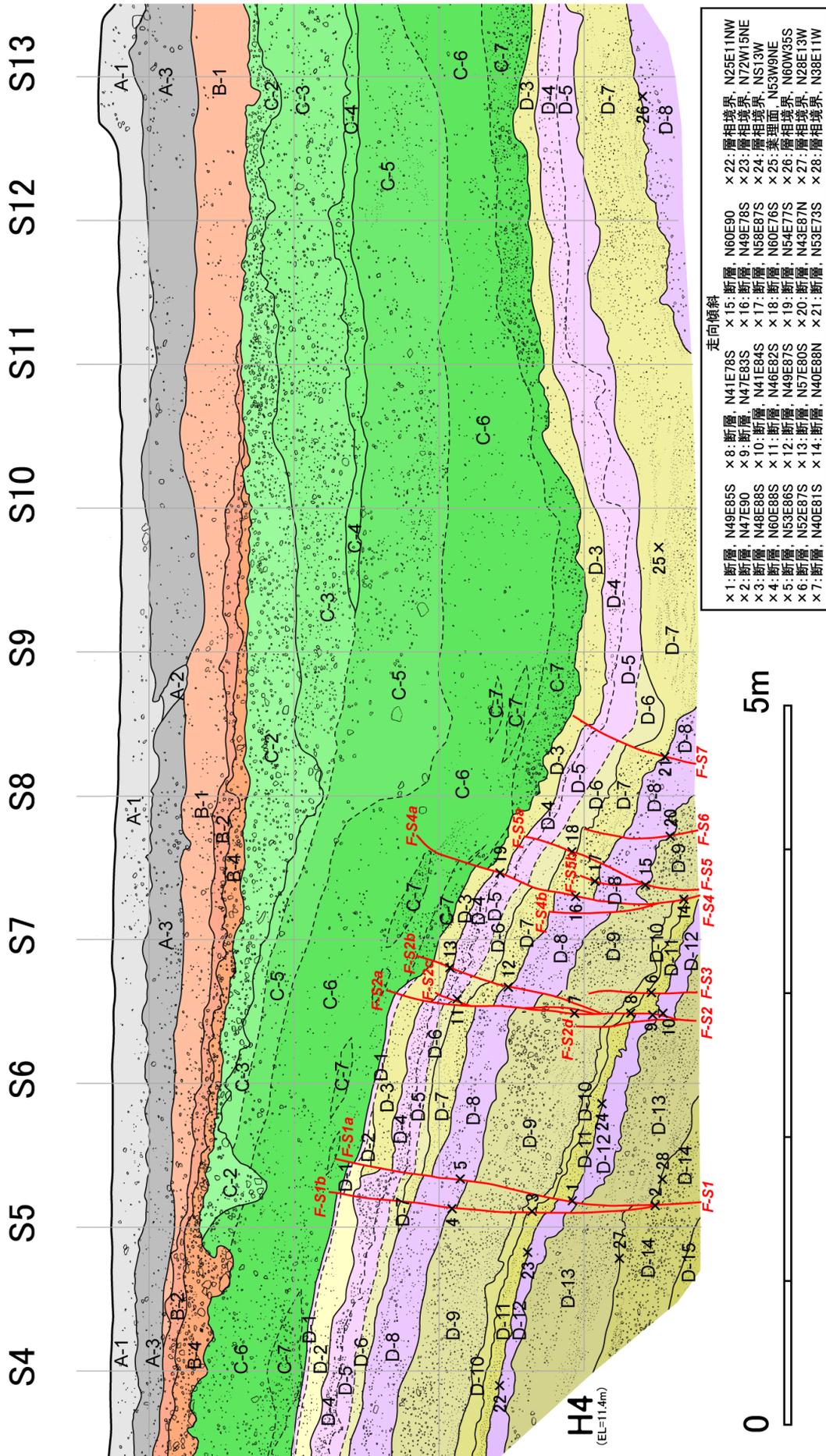


図 23 南壁面拡大スケッチ

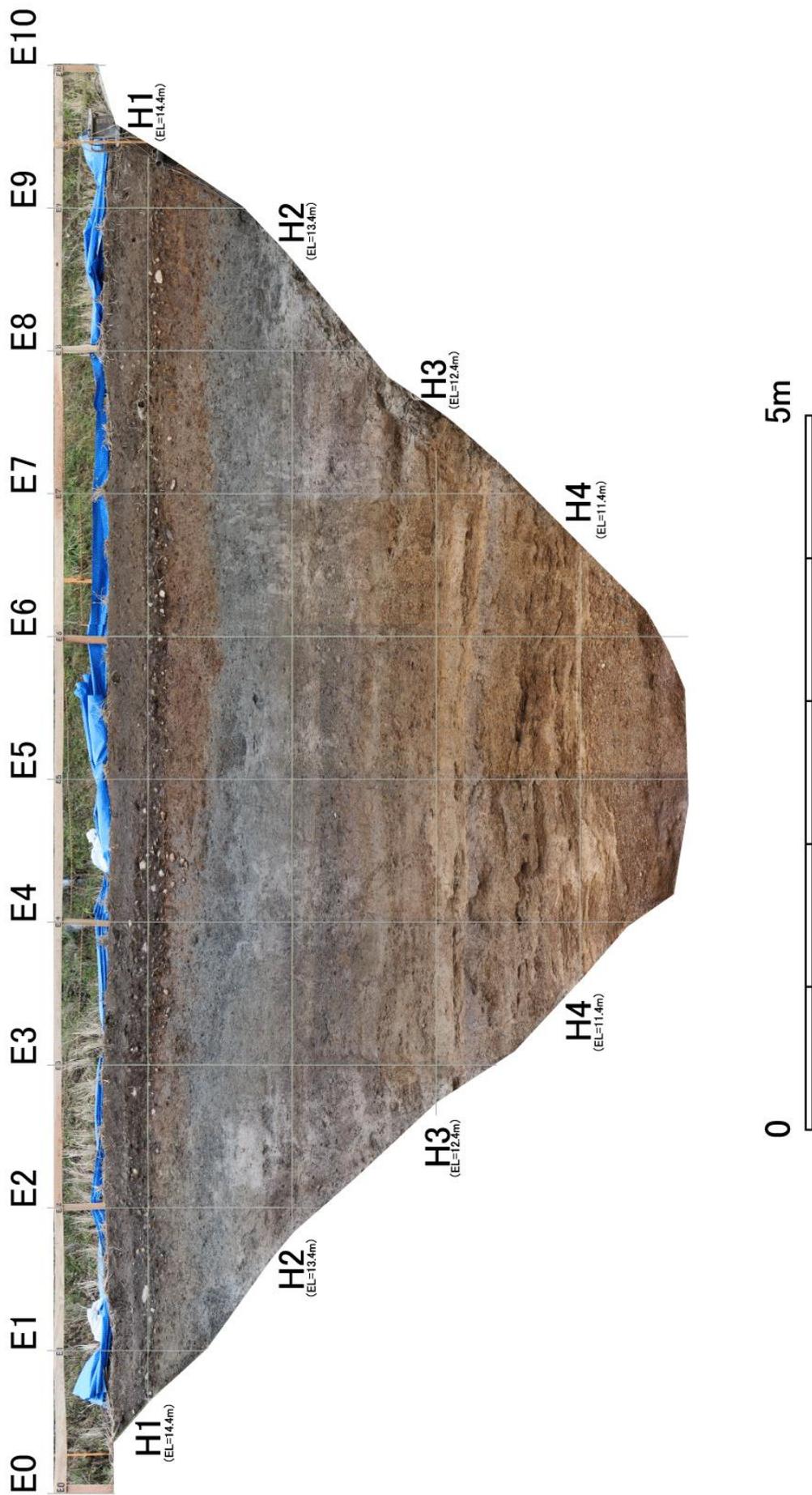


图 24 東壁面拡大写真

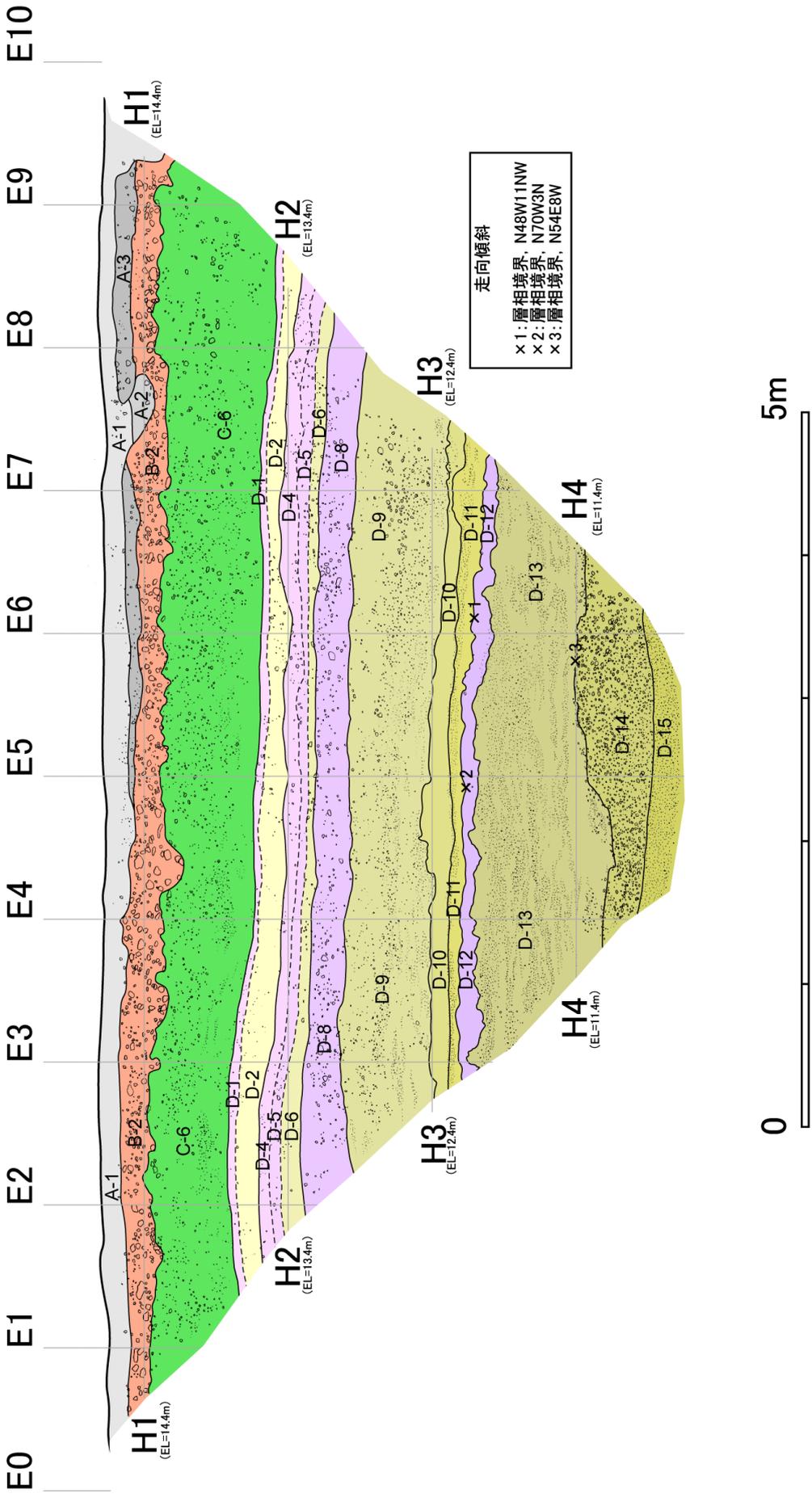


图 25 東壁面拡大写真

(c) 地層の年代についての検討

トレンチ壁面から得られた放射性炭素年代を表 9 に示す。放射性炭素年代測定は東京大学大気海洋研究所 (Atmosphere and Ocean Research Institute : 以下 AORI と表記) の横山研究室及び (株) 地球科学研究所 (Geo Science Laboratory : 以下 GSL と表記) を通してベータアナリティック社に依頼した。得られた年代値は、OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009) を使用し、較正曲線に INTCAL13 (Reimer et al., 2013) を参照して、暦年較正を行った。以下では、暦年較正值 ($\pm 1\sigma$ 以下の範囲) を基本表記とし、括弧内に較正前の年代値 (Conventional Radiocarbon Age) を併記する。

堆積物の年代測定の結果、B-1 層からは 926~800 cal yBP (960 \pm 30 yBP)、B-2 層からは 1269~1184 cal yBP (1280 \pm 30 yBP)、B-3 層からは 1395~1335 cal yBP (1480 \pm 30 yBP) の年代値が得られた。

C-3 層の炭質物からは 7246~7030 cal yBP (6230 \pm 30 yBP)、堆積物 8 試料からは 1336~983 cal yBP (1274 \pm 178 yBP) から、5454~5084 cal yBP (4602 \pm 54 yBP) にわたる年代値が得られた。

C-4 層の堆積物からは 5580~5328 cal yBP (4724 \pm 55 yBP) の年代値が得られた。

C-5 層中の炭化木片からは、GSL による測定で 2348~2208 cal yBP (2280 \pm 30 yBP)、AORI による測定で 2301~2126 cal yBP (2171 \pm 30 yBP) 及び 2349~2311 cal yBP (2292 \pm 28 yBP) の年代値が得られた。堆積物 9 試料からは 4529~4431 cal yBP (4028 \pm 40 yBP) から 9742~9530 cal yBP (8653 \pm 93 yBP) にわたる年代値が得られた。

C-6 層中の炭化木片からは、GSL による測定で 2326~2164 cal yBP (2240 \pm 30 yBP)、AORI による測定で 2353~2312 cal yBP (2303 \pm 34 yBP) 及び 2322~2159 cal yBP (2232 \pm 40 yBP) の年代値が得られた。

D-4 層の堆積物 2 試料からは 11972~11813 cal yBP (10190 \pm 30 yBP) 及び 11760~11502 cal yBP (10080 \pm 30 yBP) の年代値が得られた。

D-8 層の堆積物 4 試料からは 13063~12965 cal yBP (11110 \pm 30 yBP) から 14366~14129 cal yBP (12320 \pm 40 yBP) にわたる年代値が得られた。

D-12 層からは 15277~15145 cal yBP (12770 \pm 40 yBP) の年代値が得られた。

また、ボーリング YMD-2 地点のボーリングコア深度 4.6 m から採取した腐植質シルトからは 16955~16655 cal yBP (13870 \pm 40 yBP) の年代が得られた。

トレンチ北壁面スケッチに試料採取位置と年代測定値をプロットしたものを図 21 に、N11.3 に沿った深度 10 cm 毎の連続サンプリングにより得られた、試料の採取深度と年代値の関係を図 26 にそれぞれ示す。

表9 山出トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

Sample No.	Unit	Material	Code No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age (cal yBP; $\pm 1\sigma$)
YMD-T-C030602	B-1	organic sediment	Beta-460395	-22.9	960 \pm 30	926 - 800
YMD-T-C030601	B-2	organic sediment	Beta-460394	-21.3	1280 \pm 30	1269 - 1184
YMD-T-C030604	B-3	organic sediment	Beta-460396	-24.7	1480 \pm 30	1395 - 1335
#1	C-3	sediment	YAUT-028602	-8.08	2282 \pm 112	2457 - 2131
#2	C-3	sediment	YAUT-028603	-7.55	2459 \pm 70	2703 - 2383
#3	C-3	sediment	YAUT-028604	-7.39	2384 \pm 184	2725 - 2185
#4	C-3	sediment	YAUT-028605	-3.45	1274 \pm 178	1336 - 983
#5	C-3	sediment	YAUT-028606	3.19	2202 \pm 50	2307 - 2152
#6	C-3	sediment	YAUT-028612	-26.01	4004 \pm 50	4525 - 4420
#7	C-3	sediment	YAUT-028613	-10.89	3936 \pm 31	4431 - 4297
#8	C-3	sediment	YAUT-028615	-13.82	4602 \pm 54	5454 - 5084
YMD-T-C24	C-3	charred material	Beta-456388	-19.9	6230 \pm 30	7246 - 7030
#9	C-4	sediment	YAUT-028616	-19.52	4724 \pm 55	5580 - 5328
#10	C-5	sediment	YAUT-028617	-34.38	4028 \pm 39	4529 - 4431
#11	C-5	sediment	YAUT-028618	-25.86	5835 \pm 82	6740 - 6540
#12	C-5	sediment	YAUT-028619	-14.87	6155 \pm 88	7168 - 6940
#13	C-5	sediment	YAUT-028624	-18.28	7717 \pm 105	8595 - 8407
#14	C-5	sediment	YAUT-028625	-10.56	7147 \pm 59	8020 - 7880
#15	C-5	sediment	YAUT-028626	-17.45	7679 \pm 149	8644 - 8327
#16	C-5	sediment	YAUT-028628	-29.05	7536 \pm 70	8413 - 8218
#17	C-5	sediment	YAUT-028629	-19.39	8627 \pm 47	9626 - 9536
#18	C-5	sediment	YAUT-028631	-9.60	8653 \pm 93	9742 - 9530
YMD-T-C26	C-5	wood	Beta-456390	-27.5	2280 \pm 30	2348 - 2208
yw1-1	C-5	heartwood	YAUT-028902	-25.95	2171 \pm 30	2301 - 2126
yw1-2	C-5	bark	YAUT-028903	-23.27	2292 \pm 28	2349 - 2311
YMD-T-C25	C-6	wood	Beta-456389	-29.0	2240 \pm 30	2326 - 2164
yw2-1	C-6	heartwood	YAUT-028904	-29.74	2303 \pm 34	2353 - 2312
yw2-2	C-6	bark	YAUT-028905	-25.36	2232 \pm 40	2322 - 2159
YMD-T-C18	D-4	organic sediment	Beta-456383	-19.3	10190 \pm 30	11972 - 11813
YMD-T-C20	D-4	organic sediment	Beta-456385	-19.6	10080 \pm 30	11760 - 11502
YMD-T-C021701	D-8	organic sediment	Beta-458876	-21.9	12320 \pm 40	14366 - 14129
YMD-T-C15	D-8	organic sediment	Beta-456382	-19.2	11280 \pm 40	13164 - 13083
YMD-T-C19	D-8	organic sediment	Beta-456384	-19.0	11110 \pm 30	13063 - 12965
YMD-T-C21	D-8	organic sediment	Beta-456386	-21.6	12100 \pm 30	14050 - 13860
YMD-T-C22	D-12	organic sediment	Beta-456387	-18.9	12770 \pm 40	15277 - 15145
YMD-2-C021701D4.6	D-12	organic sediment	Beta-458879	-20.1	13870 \pm 40	16930 - 16689

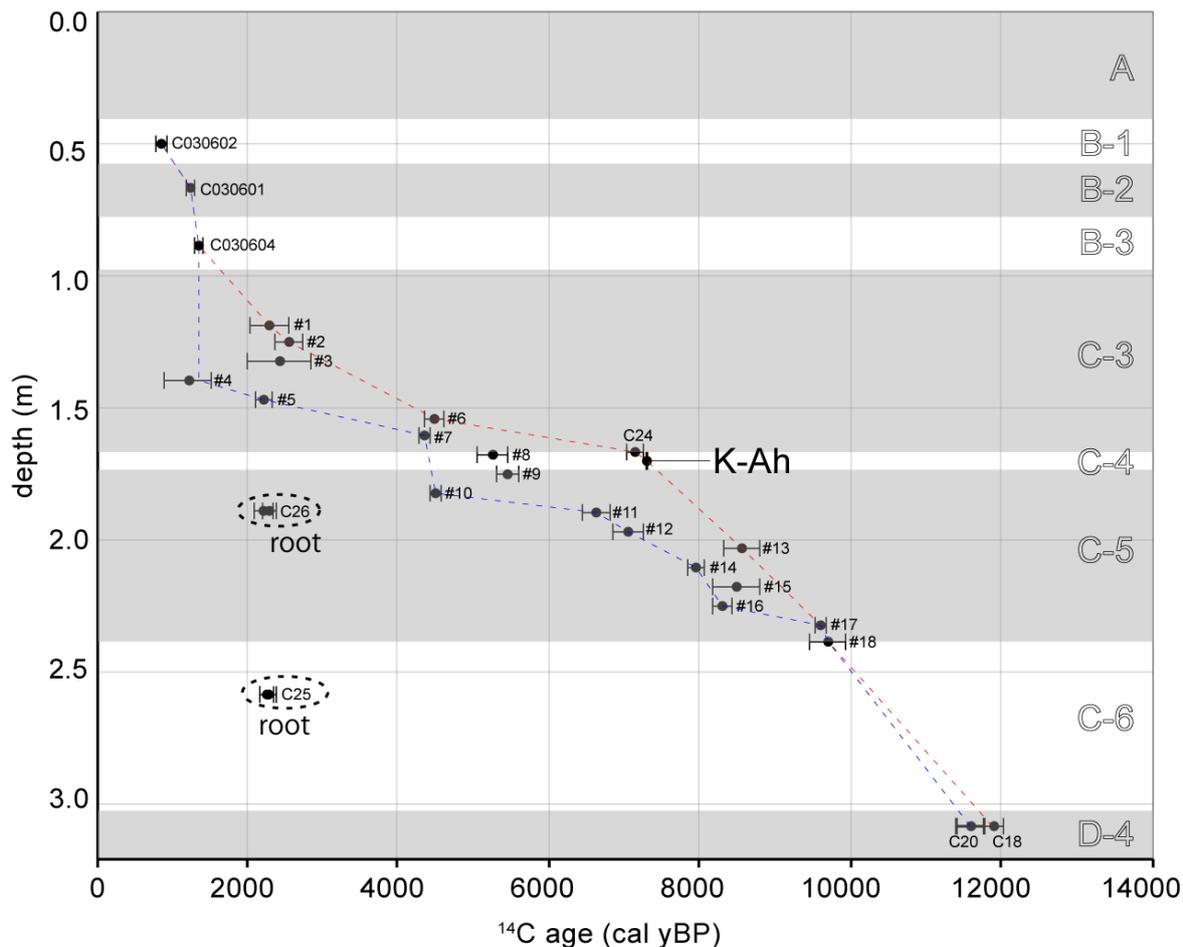


図 26 年代測定結果から推定した堆積曲線

縦軸に試料採取位置（深度）、横軸は放射性炭素年代（暦年較正值）を示す。縦軸の地層は、A層からD-4層に相当する。各層準の深度は連続サンプリングを行ったN11.2における深度を基準とした（図21）。年代測定結果は2シグマの誤差範囲をつけてプロットした。赤破線は年代の逆転が生じている地点において古い年代を基準にした時の堆積曲線を示す。青破線は新しい年代を基準としたときの堆積曲線を示す。

上記の年代測定結果から、各層準の堆積年代は次のように推定される。まず、B-1 層、B-2 層、B-3 層、D-4 層、D-8 層、D-12 層については下層ほど古い年代を示しており、層序関係と年代測定値が矛盾しない。したがって、B-3 層から B-1 層までは 1400 年前から 800 年前頃、D-12 層から D-4 層までは 15000 年前から 11000 年前頃にかけて連続的に堆積したと推定される。しかし、C-3 層、C-4 層、及び C-5 層については炭化木片の示す年代と C-4 層の K-Ah 火山灰が示唆する降灰時期（7300 年前；町田・新井、2003）とが矛盾する。C-4 層に含まれる火山灰は、検鏡の結果、多量の新鮮なバブルウォール型ガラスが含まれることや、灰褐色を呈することから K-Ah 火山灰と推測された。また、C-4 層直上の C-3 層下部から採取した炭質物は約 7100 年前の年代を示し、K-Ah の降灰時期 7300 年前と調和的である。C-5 層と C-6 層から採取した炭化木片は、ほぼ同じ約 2300～2200 年前の放射性炭素年代を示した。炭化木片の年代値は、GSL による測定と AORI による測定結果が一致していることから、コンタミや測定環境の影響ではないことが示唆される。

これらの矛盾する結果を受け、C-3 層、C-4 層、C-5 層にまたがって深度 10 cm 毎に連続的に採取した試料について放射性炭素年代測定を実施し、堆積年代の検証を行った。その結果、おおまかには下位層ほど古い年代を示し、C-5 層下部から C-3 層上部まで、すなわち 9600 年前頃から 2000 年前頃にかけて定常的な堆積が生じていたことが推定された（図 26）。これは C 層を挟む B 層や D 層の堆積年代と調和的であり、地層の逆転が生じていないことは明らかである。ここで、炭化木片（木材）の年代について考える。異なる層準から得られた木材の年代はほぼ一致しており、これは定常的な堆積が生じていたことと明らかに矛盾する。木材の全体像と断面の様子を図 27 に示した。木材は壁面に対してほぼ垂直、つまり、地面や堆積面に対しては斜めに埋没しており、堆積構造と調和しない。また、断面には放射状の構造は見られるものの、年輪は認められなかった。こうした特徴は C-5 層、C-6 層中の木材が幹ではなく、根であることを示す。おそらく、約 2200 年前にトレンチ近傍で生育した木の根が C-5 層、C-6 層まで貫入し、そのまま残されたものと考えられる。

堆積物中の有機物によって測定された年代をもとに地層の堆積年代を推定する上で注意すべき点は、これらの年代は堆積物中に含まれるあらゆる有機物を対象とした平均値を示している点である。古い時代の有機物が混入した層準は実際より古い年代を示し、新しい時代の有機物が混入すると実際より新しい年代を示す。したがって、全体の傾向は変わらないものの、年代の絶対値を推定する上では基準となる年代値が必要である。図 26 に推定される堆積曲線を青及び赤の破線で示した。

青破線で示した堆積曲線は年代の逆転が古い有機物の混入によるものと考えた場合で、年代の逆転が生じている箇所において新しい年代を基準として繋いだ。一方、赤破線はその逆で古い年代を基準として繋ぎ、かつ K-Ah を降灰層準とみなした時の曲線である。青破線を詳細に観察すると、# 6～# 10 の区間で K-Ah の降灰時期と矛盾が生じる。この場合、K-Ah 層が二次堆積であると解釈すれば説明可能である。これは C 層が淘汰の悪い礫を含む氾濫原堆積物であることと矛盾しない。一方、赤破線の場合、多くの試料が若返りを示していると解釈され、常にある深度まで生物攪乱が地下に及んでいたとすれば説明可能である。これは C-5 層や C-6 層中から植物根が出土した事実と矛盾しない。以上のように、現時点では厳密に両者を区別できないことから、以下の議論では、両者の堆積曲線に挟まれる年代範囲を各層の堆積年代とみなし議論を進める。



図 27 YMD-T-C26、YMD-T-C25 の写真

(a～b) 山出トレンチ北壁面 C-5 層中から採取された YMD-T-C26 の (a) 断面と (b) 全体形状の写真。(c～d) C-6 層中から採取された YMD-T-C25 の (c) 断面と (d) 全体形状の写真。

(d) ボーリングコアとの対比とその変位量

トレンチは YMD-1 地点と YMD-2 地点を結ぶ直線上で掘削された (図 17)。YMD-1 地点は東面の E5 地点近傍で、YMD-2 地点はトレンチ東端から約 15 m 北西に位置する。ボーリングとトレンチ壁面との対比を図 28 に示す。YMD-2 孔の各地層の深度とトレンチ N14 や S14 付近の対比される地層の深度はほぼ等しく、低下側の地層は、広く均一に堆積していることが推定される。一方、上盤側は緩やかに撓み上がる様子が認められる。上盤側において撓み上がりは YMD-1 孔に継続していくことから、変形帯は、本トレンチとボーリングによって推定される地質断面図の範囲外に広がるものと推測される。したがって、以下の議論で示す値は上下変位量の最小値となる。まず、上位層から対比可能な地層境界は、B-2 層上面、C-5 層上面、D-4 層上面、D-8 層上面、D-12 層上面である。これらのうち、C-5 層上面は耕作により表層が削剥されている可能性があるため、以下で示す上下変位量は最小値を示す。また、YMD-1 コア内の D-12 層相当層の認定が難しく、より下位の層準に対比される可能性がある。その場合、以下で示す値より小さい変位量が見積もられる。南壁面と北壁面それぞれの対比により、断層を挟んだ上下変位量は B-2 層上面で約 0.4~0.5 m、C-5 層上面で約 1.2 m、D-4 層上面で約 1.6~1.8 m、D-8 層上面で約 2.3 m、D-12 層上面で約 2.5 m と見積もられる。地表のおおよその上下変位量は約 0.1 m であったことから、熊本地震前及び B-2 層堆積に約 0.3~0.4 m、B-2 層堆積前及び C-5 層堆積後に約 0.7~0.8 m 以上、C-5 層堆積前及び D-4 層堆積後に約 0.4~0.6 m、D-4 層堆積前及び D-8 層堆積後に約 0.5~0.7 m、D-8 層堆積前及び D-12 層堆積後に約 0.2 m 以上の上下変位が生じていたとみられる。

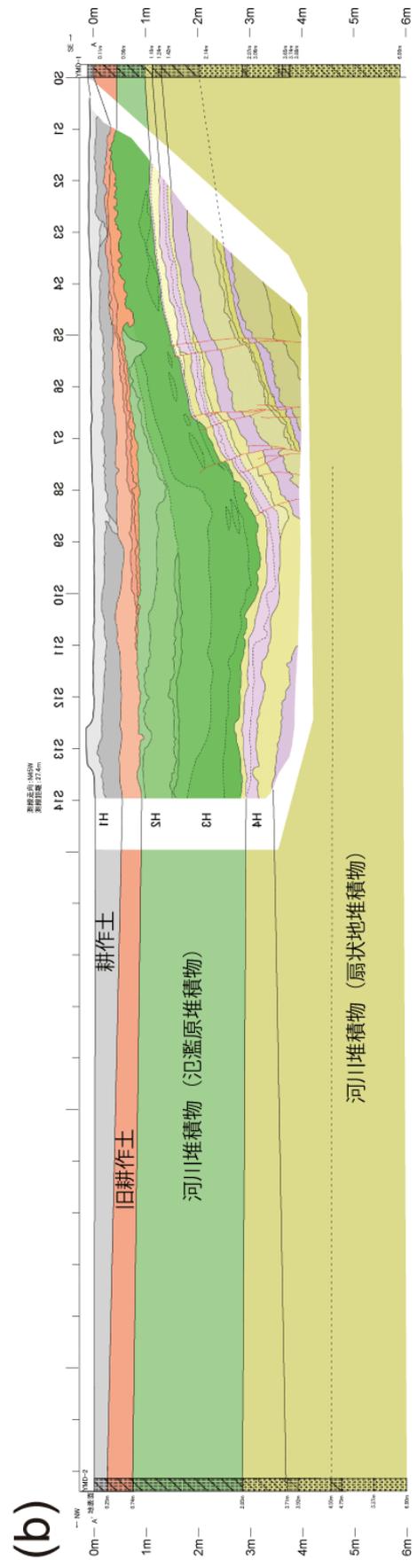
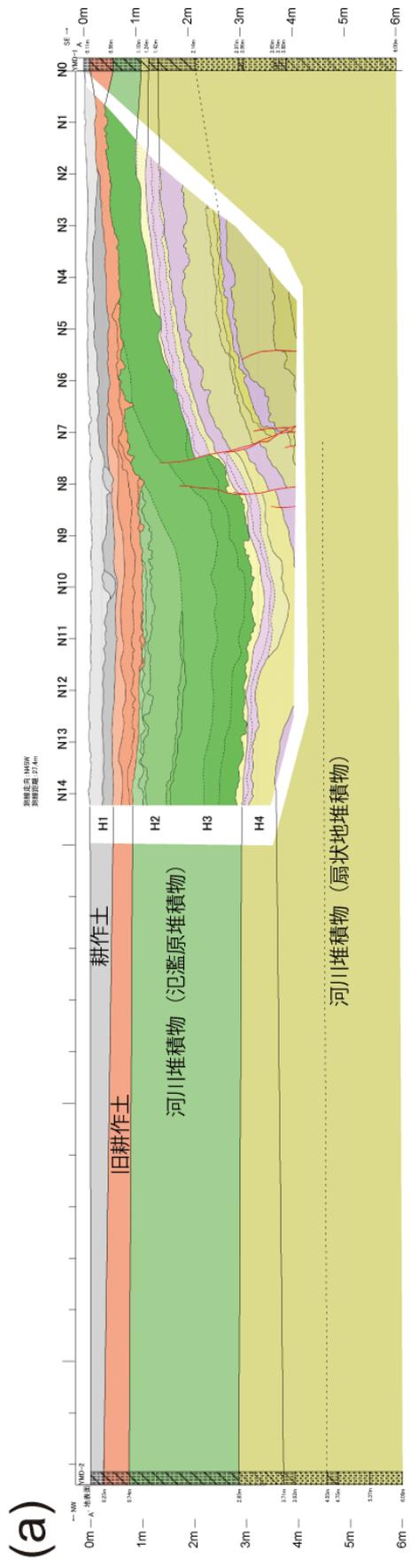


図 28 ポーリングコアとトレンチから推定される地質断面図
 (a)は北壁面、(b)は南壁面スケッチを投影

(e) 断層活動イベント層準の認定とその時期

山出トレンチにおいて確認されたイベントを図 29 にまとめた。最も新しい変形は 2016 年熊本地震による変形である。布田川断層帯布田川区間の活動に伴い、日奈久断層帯高野-白旗区間の北端から 6 km の範囲において地表地震断層が生じた。本地点は地表地震断層の南端付近に相当し、明瞭な地震断層は確認できないものの、断層を境に東側が約 8 cm 撓み上がる変形が見られた。過去において、布田川区間が活動した際には、今回同様の変形は当然生じていたものと推定される。しかし、この活動による変形量は極めて小さいため、トレンチ壁面で認定することは困難である。本トレンチ壁面で認定される変形量は少なくとも上下変位量が 20 cm 以上あり、2016 年熊本地震による変形量と比較して明らかに大きい。したがって、イベント層準の変形量の中には布田川区間の活動に付随する変形が含まれているものと考えられるが、その割合は小さく、大部分の変形は日奈久断層帯固有の地震によって生じたものと考えられる。

本トレンチで認定される日奈久断層帯固有の最新イベントは B 層中の変形によって認定され、これをイベント 1 と呼ぶ。B-1 層、B-2 層あるいは B-4 層直下の C-5 層上面には、酸化バンドが形成されている。北壁面では、F-N2a 断層の上方延長相当箇所を境に、B-4 層が上下に約 0.3~0.4 m 食い違っている様子が確認される。これは地表面の変位量約 0.1 m より明らかに大きい。また、北壁面において、B-4 層上位の B-3 層も同程度に撓んでいる。B-4 層変形後、これを埋積する堆積構造である可能性があるものの、さらに上位の B-2 層も同様に撓んでいるように見える。B-1 層は、これらの変形を覆うように堆積している。B-2 層は北壁面では分布が限られるとともに、変位量が小さく、堆積構造との区別が難しい。したがって、イベント 1 は、B-4 層、B-3 層堆積以降、B-1 層堆積前とみなすこととし、この場合年代は B-3 層から得られた 1395~1335 cal yBP 以降、B-1 層から得られた 926~800 cal yBP 以前（約 1400~800 年前）となる。しかし、これらの層準を明確に切断する断層面は認められない。そのため、C-5 層上面の酸化バンドの食い違いが、C-5 層の変位を C-3 層が埋積しきらなかったことによる見かけの落差によるものであり、その落差を不等厚に B 層が覆っているとみなすと、こうした構造はすべて堆積構造として説明できる。この可能性を明確に否定する証拠はないため、イベント 1 の確実度は低い。

次のイベントは C-5 層の変形をもたらしたイベントである。C-5 層上面は最低でも約 1.2 m 上下に食い違っており、南北両壁面において断層付近で大きく東から西へたわみ下がる分布を示す。また、C-5 層下部は F-N2a 断層及び F-N4a 断層によって明瞭に切断される。上位の C-3 層は、南壁面で見ると、C-5 層より変形の程度が小さい。C-4 層は分布が限られるため、C-5 層と C-3 層のどちらと分布及び変位形態が似ているのか厳密には判断できないが、C-4 層延長部の C-3 層下部には、シルト主体の層が連続する。以上より、C-5 層堆積後、C-3 層堆積前にイベント層準を認定した。このイベントをイベント 2 と呼ぶ。イベント発生時期であるが、C-1 層、C-2 層、C-3 層は C-5 層の変形によって生じた落差を埋積していると考えられる。したがって、イベント 2 は C-5 層堆積後 C-3 層堆積前（C-4 層堆積前に限定される可能性あり）と推定される。C-3 層の堆積開始年代は #7 が示す 4431-4297 cal yBP と C24 が示す 7246~7030 cal yBP により、7246~4297 cal yBP となる。一方、C-5 層の堆積終了年代は #10 が示す 4529~4431 cal yBP と #13 が示す 8595~8407 cal yBP により、8595~4431 cal yBP となる。この場合、イベント 2 の年代は、8595~4297 cal yBP（約 8600~4300 年前）となる。C-5 層の隆起側は耕作不整合により B 層に覆われる。

したがって、壁面で確認できるより大きい変位が生じていた可能性がある。また、C-4 層から C-1 層は隆起側へと連続しないことからその間に変形が生じていたとしても確認できない。したがって、C-5 層堆積後、B-4 層堆積前にイベントが生じている可能性は否定できないが、証拠に乏しく信頼性が低いため、ここでは認定しない。

イベント 3 以前は地層と断層の切断／被覆関係と地層全体の上下変位量により認定される。D-4 層の上面は上下に約 1.6～1.8 m 変位している。南壁面において、F-S1a 断層、F-S2a 断層および F-S7 断層は、C-7 層直下の D-1 層及び D-3 層を切るが、C-7 層に覆われる。また、F-S5a 断層は D-4 層を確実に切り、その上部で不明瞭となるものの、C-7 層に変位を与えない。C-7 層は C-6 層下部もしくは C-6 層中にレンズ上に含まれる礫層であるため、D-1 層が分布する範囲では D-1 層堆積後、D-1 層及び D-2 層が分布しない範囲では D-3 層堆積後、C-7 層堆積以前、すなわち C-6 層下部の堆積中にイベント層準が認定される。このイベントをイベント 3 と呼ぶ。イベント 3 の年代は、D-4 層 2 試料から得られた 11972～11502 cal yBP 以降、C-5 層最下部から採取された #18 の年代から 9742～9530 cal yBP 以前（約 12000～9500 年前）となる。

北壁面の F-N2a 及び F-N4a 断層、南壁面の F-S2a、F-S2b、F-S4a 断層において、D-4 層と D-8 層の断層沿いの変位量には累積性が認められる。地質断面スケールで見たとき（図 28）、トレンチ低下側での D-8 層の分布深度が明らかでないため不確実性を伴うが、D-4 層全体の上下変位量と D-8 層全体の上下変位量には累積性が認められる可能性がある。F-N5 断層、F-S4b 断層および F-S5b 断層は D-7 層途中までを確実に切る。これらの断層は、上部で不明瞭となるが、変形は D-6 層には及んでいない。F-S6 断層は D-6 層下部を切るが、D-5 層には変位を与えていない。これらの断層の上端部は、D-7 層ないし D-6 層中で不明瞭となるため、厳密な切断／被覆関係は認定できない。また、D-7 層の層厚は東に向かって増し、断層帯低下側における下に凸の堆積構造の湾曲の程度が、D-4 層のそれよりも大きいとみることも可能である。以上の観察事実より、D-8 層ないし D-7 層堆積後、D-4 層の堆積前にイベント層準を認定した。このイベントをイベント 4 と呼ぶが、信頼度は劣る。イベント 4 の発生時期は、D-8 層の 4 試料のうち、最も若い 13063～12965 cal yBP 以降、D-4 層の 2 試料のうち、古い方の 11972～11502 cal yBP と約 13000～12000 年前）と推定される。

北壁面の F-N2 断層沿いでは、D-8 層と D-12 層、南壁面の F-S1 断層及び F-S2 断層沿いでは、D-8 層と D-10 層の変位量に累積性が認められる。また、北壁面において、D-10 層下底、D-11 層および D-12 層は、F-N2b 断層及び F-N2a 断層近傍で、D-9 層より上位では見られないひきずり構造を呈している。F-N3 断層、F-S2d 断層、F-S3 断層は D-9 層、F-N2b 断層は D-10 層中で不明瞭となり、その変形は上位に続かない。断層沿いの地層の変位量の累積性に基づくと、D-10 層と D-8 層の間に、断層の切断／被覆関係に基づくと、D-9 層中部堆積後にイベント層準が認定される。このイベントをイベント 5 とする。イベント発生時期は、D-12 層から採取された 2 試料のうち、若い方の 15277～15145 cal yBP 以降、D-8 層から採取された 4 試料のうち、最も古い 14366～12965 cal yBP 以前（約 15000～13000 年前）となる。

本トレンチで認められる最後のイベントは、北壁面において、F-N1 断層が D-13 層以下を明瞭に切り、D-12 層に覆われることによって認定され、これをイベント 6 と呼ぶ。F-N1 断層沿いのずれ量は D-13 層上部へ向かって漸減し、D-13 層上部では層理面のたわみによ

って確認される。D-12 層以上の層準はこの断層によってまったく変形していないが、D-12 層の層厚が F-N1 断層より西側で増すことを、イベント 6 によって形成された崖を埋積した結果と解釈することも可能である。イベント 6 の時期は、D-12 層から採取された C22 が示す 15277～15145 cal yBP（約 15000 年前）より以前と推定される。

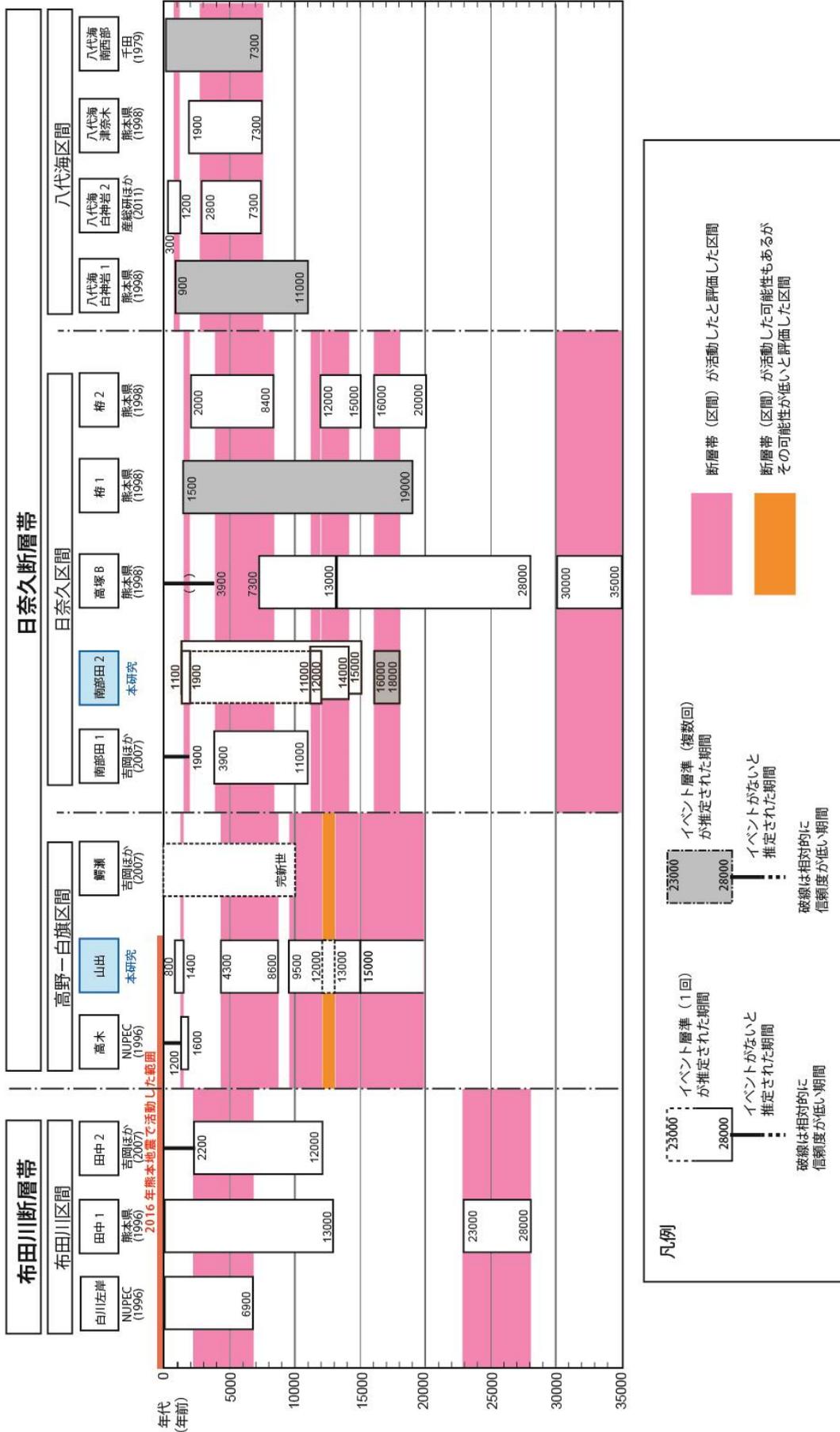


図29 山出トレンチにおけるイベントのまとめと他地点との比較
地震調査推進本部地震調査委員会 (2013) に出出トレンチの調査結果を追記した。

(f) 活動履歴調査結果のまとめ

1) 日奈久断層帯高野-白旗区間における断層の位置及び形態

a) 断層帯を構成する断層

日奈久断層帯高野-白旗区間は明瞭な変動地形によって益城町木山付近から宇城市豊野町山崎付近まで延びる直線的な断層として判読されている(池田ほか、2001)。熊本地震に伴って出現した地表地震断層もほぼそれに沿って出現した。また、中位段丘面上では、主断層の西側 500 m に並走する断層が存在するが、それに沿う地表地震断層も確認された。とくに地震後に取得された InSAR 画像によりそれらの連続性が明瞭に示された(Fujiwara et al., 2016)。その変形パターンからは、山出地区周辺において主断層より西側が地溝状に落ち込む変形が生じていたことが示唆される。したがって、高野-白旗区間には右横ずれ断層を主段層として、並走する正断層が存在するとみられる。

b) 断層面の位置・形状

平成 28 年熊本地震直後や 2009 年の地震に伴う余震の震源分布は日奈久断層帯がやや西に傾斜した高角な断層であることを示している(Uchide et al., 2016)。これは東傾斜の高角(70°~90°)な見かけ逆断層という壁面での観察結果とやや矛盾する。しかし、高野-白旗区間においては隆起方向が高木付近では西側、山出地区を含む白旗付近で東側、上田口より南では東側と変化する。これは、高野-白旗区間が主としてほぼ垂直な右横ずれ断層であるために、局所的なトレースの屈曲に敏感となり、断層の走向によって隆起方向が変化していると解釈することが可能である。山出付近で見られる逆断層は、広域的な断層傾斜を反映しているものではなく局所的な構造で、地下では西傾斜の断層に連続しているものと考えられる。

c) 変位の向き

断層の走向は北壁面で N30°~45°、南壁面で N40°~60° と、ほぼ地表地震断層の走向に平行する。地表地震断層は東側のたわみ上がりと近傍の畦道上に杉型雁行したわずかな開口亀裂として確認された。図 12(d) に示したたわみ上がりの様子を注意深く観察すると、喫水線が杉型を描いている様子が確認できる。これはたわみが右横ずれ成分を有する上下変位によって形成されたことを示唆する。また、トレンチ平面図から断層の分布を観察すると、正確な断層の連続性は不明であるが、北側の 2 本の断層で賄っていた変位量が南側で複数本の断層に分散している。その断層の平面形状は S 字型を呈しており、北壁面は断層が収斂している部分を見ており、南側は断層がステップする部分を見ている可能性がある。こうした特徴は本断層が右横ずれ成分を含むことを強く示唆する。F-N1 断層面上で観察された断層条線のレイク角は北に約 20° 傾斜しており、右横ずれが主であり、それに上下変位が付随することを示している。このとき、横ずれ量は縦ずれ量の約 2.7 倍と見積もられる。

2) 日奈久断層帯高野-白旗区間における過去の活動

a) 平均変位速度

断層を挟んだ上下変位量は B-42 層上面で約 0.4~0.5 m、C-5 層上面で約 1.2 m、D-4 層上面で約 1.6~1.8 m、D-8 層上面で約 2.3 m、D-12 層上面で約 2.5 m と見積もられた。放射性炭素年代により B-2 層は 1269~1184 cal yBP、C-5 層上面は 4431~8595 cal yBP、D-4 層は 11972~11502 cal yBP、D-8 層は 14366~12965 cal yBP、D-12 層は 15277~

15145 cal yBP の年代がそれぞれ得られた。したがって、上下変位速度は各層準の堆積以降、それぞれ 0.42~0.32 m/千年、0.27~0.14 m/千年、0.16~0.13 m/千年、0.18~0.16 m/千年、0.17~0.16 m/千年と計算される。B層を除く地層の平均変位速度は約 0.15~0.19 m/千年を示し、B層のみが大きい値を示す。これは、イベント 1 が生じた後十分な時間が経過していないためと考えられる。

b) 活動時期

断層の活動時期は新しいイベントから順に 1395~800 cal yBP (約 1400~800 年前)、8595~4297 cal yBP (約 8600~4300 年前)、11972~9530 cal yBP (約 12000~9500 年前)、14366~11502 cal yBP (約 14000~12000 年前)、15277~12965 cal yBP (約 15000~13000 年前)、15145 cal yBP (約 15000 年前) 以前である。以上より、15000 年前以降に、5 回のイベントが生じていた。

c) 一回の変位量

各イベント層準の全体の上下変位量の差異は 0.2~0.7 m で、平均 0.5 m である。このとき、横ずれ量は 0.5~1.9 m、平均 1.4 m と見積もられる。

d) 平均活動間隔

15277~12965 cal yBP 以降に 5 回のイベントが生じていたとすると、平均活動間隔は約 3800~2600 年と見積もられる。また、各イベントの間隔は、イベント 1 と 2 の間が約 7800~2900 年、イベント 2 と 3 の間が約 7700~940 年、イベント 3 と 4 の間が約 4800 年以下、イベント 4 と 5 の間が約 3800 年以下と見積もられ、発生間隔にばらつきが大きい。これはイベント 3~5 の期間に比較的活発に活動していた可能性を示唆する。

e) 活動区間

本トレンチにおいて最新イベントが約 1400~800 年前と見積もられた。これは高木トレンチで認められた約 1600~1200 年前というイベント時期 (地震調査推進研究本部、2013) と約 1400~1200 年前の範囲で重複する。また、過去の活動時期が南部田地点や楯 2 地点で推定された時期ともほぼ一致する。さらに、今回南部田地点で掘削されたトレンチでも 2000 年以降の最新活動が指摘されている。つまり、少なくとも最新活動については高野一白旗区間と日奈久区間の一部が同時に活動した可能性がある。さらに、過去の活動時期についても、重複する時期が存在する。

(4)宇城市小川町南部田（日奈久区間）における活動履歴調査

(a)活動履歴調査地の検討

2016年熊本地震に伴うクーロン破壊応力変化検討の結果、日奈久断層帯は地震活動が活発化する領域に含まれることが指摘された（遠田、2016）。実際に、日奈久区間周辺において、4月19日に最大M 5.5の地震が発生するなど、地震活動が活発化している。日奈久区間の地震切迫度を含む将来の地震発生確率を高精度で推定するためのパラメータを取得することを目的として、ボーリング及びトレンチ掘削調査を行った。

調査候補地は、既存データの検討と空中写真判読及び現地調査結果に基づき、複数地点を選定した。その上で、限られた調査期間での調査の安全性と効率性を勘案した結果、南部田地点（図30）でトレンチ調査を実施することとした。同地点では過去にトレンチ調査が行われているが（吉岡・他、2007）、トレンチ壁面において断層構造が確認されていない。

南部田周辺では、熊本県（1998）および原子力発電技術機構（1998）が実施したボーリング調査により、地形判読によって推定される活断層トレースよりも平野側に、Aso-4 火砕流堆積物の上面高度を大きく変位させる断層が存在すると推定された（熊本県、1998）。吉岡・他（2007）は、この結果を踏まえ、群列ボーリングによって断層の位置を限定した上でトレンチ掘削調査を実施した。ボーリング調査では、Aso-4 火砕流堆積物の上面に約20 m の西側低下の高度差が確認された。また、トレンチ壁面の観察と放射性炭素年代測定結果から、約11000 年前以後、約3900 年前以前に少なくとも1回の断層活動があったことが指摘されている。さらに、約1800 年前に堆積したチャンネル堆積物の上面がほぼ水平であることから、約1800 年前以後には断層活動はなかったと推定された（吉岡・他、2007）。しかし、トレンチ壁面に明瞭な断層は現れず、また、壁面に分布する地層の年代に大きな堆積間隙があったため、この地点における断層活動の年代は大きな幅を持った値となっていた。

そこで、本調査では、吉岡・他（2007）で報告されたトレンチの南側に隣接した地点において、平野側（西側）に掘削範囲を拡張させるとともに、掘削深度を増してトレンチを掘削した。掘削方向は、断層走向に直交するよう配慮した。トレンチの掘削長は、長軸（断層直交方向）18 m、短軸（断層走向方向）12 mである（図31）。掘削深度は、吉岡・他（2007）のボーリング結果を参照し、鍵層として有効と考えられる腐植質シルト層が分布する深さ5 mを目安とした。また、地盤が軟弱であることが予想されたため、法面の傾斜を45°として、観察作業中の安全を図った。

また、今回のトレンチ壁面に現れた地層や既存のボーリング・トレンチ調査結果との対比を目的として、ボーリング調査を行った。ボーリングは鉛直掘りオールコアボーリングとし、トレンチの西側に鉛直掘り2孔（MBT-1孔：15.0 m、MBT-2孔：9.0 m）を配置した（図31）。

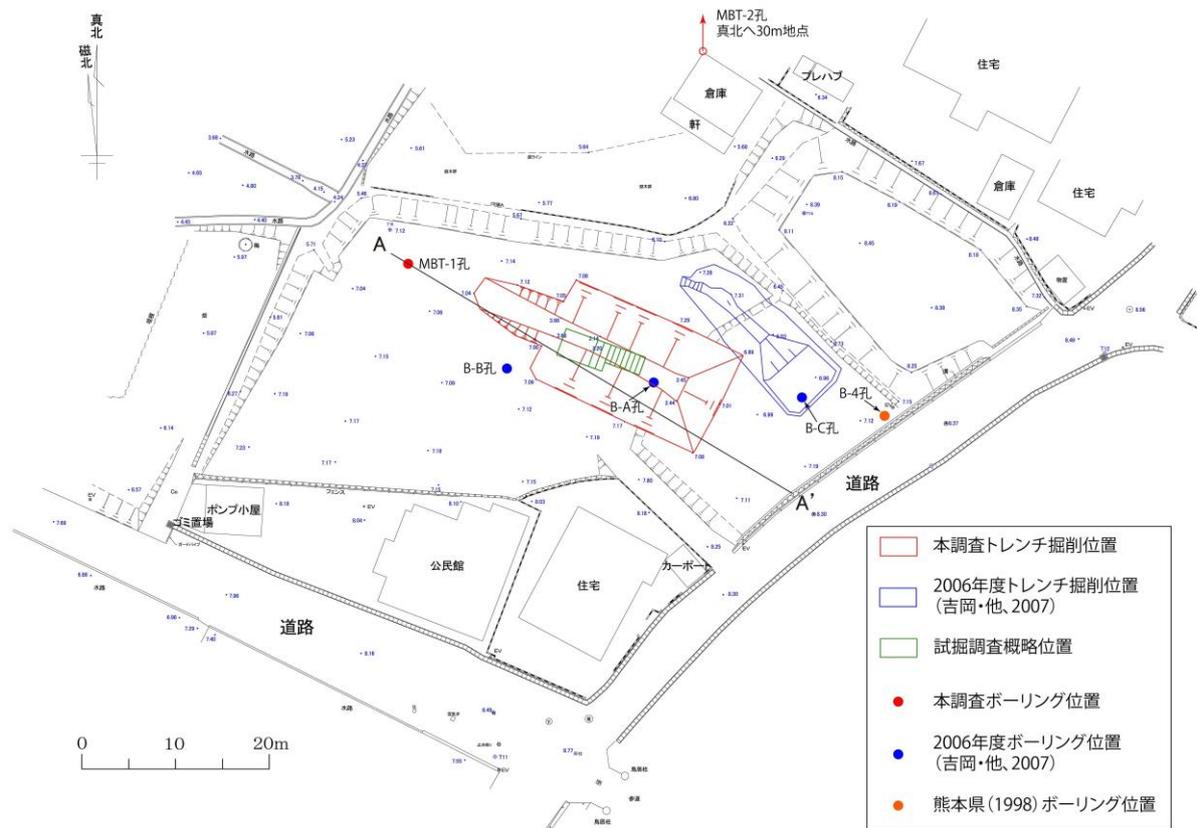


図 31 南部田地点の測量平面図

本調査で掘削したトレンチを赤線で、埋蔵文化財の試掘ピットを緑線で、2006年度に産業技術総合研究所が掘削したトレンチ（吉岡・他、2007）を青線で示した。また、本調査で掘削したボーリング孔を赤丸で、2006年度に産業技術総合研究所が掘削したボーリング孔（吉岡・他、2007）を青丸で示した。MBT-2孔は、赤白丸の北30mで掘削を行った。

(b) 埋蔵文化財試掘調査

南部田周辺は、古代から中世にかけて存在した耕作地の地割り跡である「南部田条理跡」として埋蔵文化財包蔵地の指定を受けているため、トレンチ調査に先立ち、熊本県教育庁による試掘調査が行われた。試掘位置を図31に示す。試掘調査は、重機を用いて表層から土層を削り取り、地層や埋蔵物を記載しながら掘削を進め、バックホウのバケットが届かなくなる深度（3.1 m）まで掘削を行った。試掘調査の結果、地表から深さ1.7mの暗灰色粘土層中から、須恵器大甕片とコネ鉢（すり鉢）破片が出土した（図32）。現場での観察により、前者は弥生時代後期頃のもので、後者は中世以降のコネ鉢であり考古学的に非常に若いものであるとのコメントを得た。すなわち、異なる時代の土器片が同層準から出土したことから、これらの土器片は上流から移動して再堆積した可能性が高く、地層の年代決定には用いることができないものの、少なくとも中世以降の若い地層が深さ1.7mに分布していることが明らかとなった。また、試掘ピット壁面に分布する地層を観察したところ、深さ3.1 mまでの地層はほぼ水平に堆積していることが明らかになった。この観察結果は、2006年度のトレンチ壁面観察において、吉岡・他（2007）が指摘した「深さ約2.5 mで11070±60 yBPより古い地層が断層によって変形を受け、西に向かって傾斜している」という観察結果とは異なっている。したがって、試掘調査のピットと2006年度のトレンチの間に地層の不連続が存在することが強く示唆された。

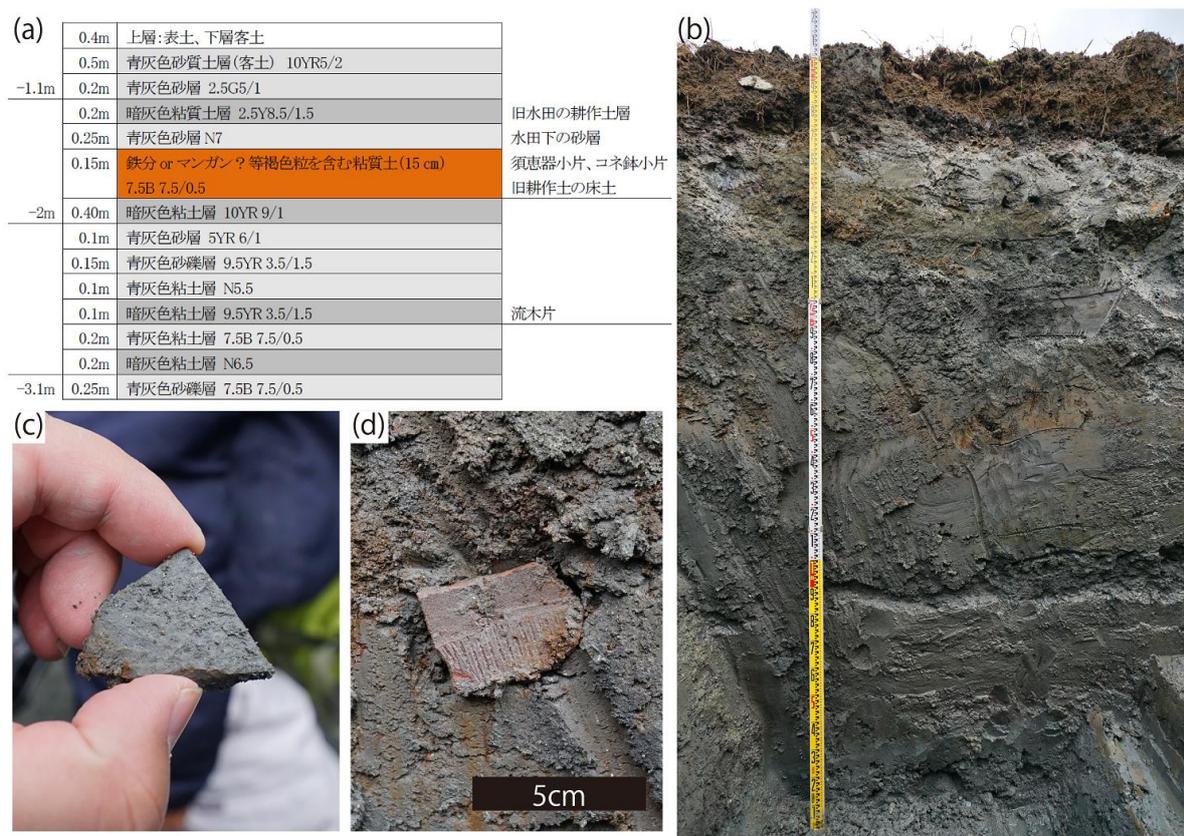


図 32 埋蔵文化財試掘調査の結果

(a) 試掘調査で掘削した深さ 3.1 m までの地質柱状図。層相記載のあとに書いてある英数字は土層の色調を表すマンセル値。(b) 試掘ピットの壁面写真。北を向いて撮影。(c) 深さ約 1.7 m より出土した須恵器小片。(d) (c) の須恵器と同層準から出土したコネ鉢小片。

(c) トレンチ壁面の地質と断層

埋蔵文化財試掘調査の結果を踏まえ、南部田地点におけるトレンチ調査が許可された。トレンチ掘削位置を図31に示す。トレンチの大きさは、先に述べたとおり、長さ18 m、幅12 m、深さ5 mである。トレンチ壁面の展開写真を図33に、スケッチ展開図を図34に示す。

トレンチ壁面には第四系堆積物とそれらを明瞭に切断する断層が露出した。トレンチ壁面に分布する堆積物を、層相の差違や分布及び連続性に基づいて、A層からD層に区分し、さらに細分化を行った(図34)。A層は旧トレンチの埋め戻し土や盛土、表土など、ごく最近の人工改変に伴う堆積物であり、その成因や層相に基づいて5層(A-1~A-5)に細分した。B層は近年の耕作土と氾濫原堆積物の互層であり、土器片などを含む。層相に基づき2層(B-1、B-2)に細分した。C層は古期耕作土や氾濫原堆積物、チャネル堆積物から構成され、最上部を除くと人工改変の影響を受けていない堆積物であると推定される。分布範囲と層相に基づき、11層(C-1a~b、C-2a~b、C-3、C-4a~b、C-5a~b、C-6、C-7)に細分した。D層は扇状地性の砂礫とその後背湿地に堆積したと思われる腐植質シルトから構成されている。後述する断層の上盤側では変形が著しく、対比が困難な部分もあるが、層相と分布に基づいて16層(D-1a~e、D-2a~h、D-3、D-4a~b)に細分した。各地層の層相の特徴を、表10に記載する。表10の「層相」の項目中、各層の色調について括弧書きで書いた記号は、標準土色帖のマンセル値を示す。

トレンチ壁面に分布する堆積物は、上位に分布する人工改変層を除くと、ほぼすべてが河成堆積物と考えられる。これらの地層は、大局的には東から西に傾斜して分布する。トレンチ南北両壁面の中央部には、中角~低角度で東傾斜を示す明瞭な断層(F-N1断層及びF-S1断層)が露出した。河成堆積物は、この断層で明瞭に変位・変形させられており、見かけ逆断層的な変位形状を示す。

トレンチ壁面に露出した断層のうち、主要なものについて、北壁面では西から順に、F-N1、F-N2、F-N3断層、東壁面では北から順に、F-E1、F-E2断層、南壁面でF-S1断層と呼ぶ。各断層の対応関係については、F-N1断層とF-S1断層、F-N2断層とF-E2断層、F-N3とF-E1断層が連続する断層であり(図34)、全体としては3つの断層帯に区分できる。以下の記載では、各断層について「上盤」「下盤」という表現を用いるが、日奈久区間において日奈久断層は北西傾斜であると考えられているため(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013)、一般的に想定される日奈久断層の上盤・下盤は方向が異なることに注意されたい。本トレンチ内での「上盤」は地層の隆起側(東側)、「下盤」は地層の低下側(西側)を指す。以下にそれぞれの断層についての記載を示す。

北壁面において、F-N1断層は最も明瞭な断層である。N5.5付近のトレンチ基底部からN10、H3.5間に分布する。東傾斜で、下部で30°~40°程度、上方に向かって低角化し、20°程度となる。N7付近で断層面が湾曲し、湾曲の内側(上盤側)では、複数条の分岐断層やF-N1断層に切られるもしくは収斂する断層が認められる。F-N1断層はC-3層/C-4a層境界を確実に変位させるが、C-3層中で不明瞭となる。F-N1断層の両側に分布するD-1a層の上面は比較的シャープに切られている。これに対し、D-1a層の下底面以下の地層は、ほぼ鉛直から一部オーバーターンするほどにF-N1断層による引きずり変形を被っている。

F-N2断層は、N5付近のトレンチ基底部から高角度で上方に延び、H5から低角化すると同時に分岐し(F-N2a断層、F-N2b断層と呼ぶ)、分岐した断層は、それぞれN8及びN7付近まで連続する。F-N2a断層はD-1a層上面以下を確実に変位させる。F-N2b断層はD-1b層最上部の

白色シルト層以下を確実に変位させる。

F-N3断層は2条の断層からなり（F-N3a断層、F-N3b断層と呼ぶ）、N3.5付近のトレンチ基底部から高角度で上方に延び、最上部で若干低角化し、西傾斜となる。F-N3a断層はD-1d層上部以下の地層を確実に切り、D-1c層中で不明瞭となる。また、D-2c層中には複数条の分岐断層が認められるとともに、D-2c層中のラミナには引きずられたような変形構造が認められる。F-N3b断層は、明瞭なD-2d層/D-2a層境界となっているが、上位のD-2a層中では不明瞭となる。

F-N1断層とF-N3断層の間の地層の対比については、不確実性が大きい部分が存在する。F-N1断層とF-N2a断層に挟まれた部分の地層について、D-4a層上部からD-1a層下部までの間の各層の傾斜は、ほぼ垂直となっている。F-N1断層直近では、上述したように一部逆転しており、断層活動による引きずり構造と考えられる。また、F-N2a断層に近い部分で、各層の内部構造のわずかなずれや、連続性は悪いが明瞭な剪断面が観察される。明瞭な連続する断層面としては認識できないが、F-N2a断層より東側にも、分岐・並走する小断層ないし変形帯が存在する可能性がある。

F-N2a断層とF-N2b断層に挟まれた部分の地層について、D-1a層最上部の腐植質シルト層とD-4a層の腐植質シルト層は、それぞれ、F-N2a断層より西側、F-N2b断層より東側に分布するD-1a層最上部の腐植質シルト層、D-4a層の腐植質シルト層に対比される。しかし、F-N2a断層とF-N2b断層に挟まれた部分の砂礫層（D-2b層とD-1b層）については、両断層外側に分布する地層との厳密な対比が困難である。

F-N2b断層とF-N3断層の間に分布する地層について、F-N3断層側の各層については内部構造が保持され、連続性が良い。しかし、F-N2b断層に近づくにつれ、堆積構造が乱され、地層の連続性が追跡できなくなる。明瞭な連続する断層面としては認識できないが、F-N2b断層より東側にも、分岐・並走する断層ないし変形帯が存在する可能性がある。

東壁面において観察されるF-E1断層は、北壁面のF-N3断層から連続している。F-E1断層は、E4付近のトレンチ基底部から見かけ中角度で上方に延び、E5、H3.5付近で2条に分岐する。これらを、F-E1a断層、F-E1b断層と呼ぶ。F-E1a断層は、北壁面から連続するD-4a層及びD-2d層とD-2a層との境界をなす。C-1a層には確実に覆われる。F-E1b断層は、D-2a層内部のラミナを見かけ北側を隆起させるセンスで引きずっている。F-E1b断層は、D-2a層上部では不明瞭となる。

F-E2断層は、東壁面のE7.5からE9.5間に分布する。断層下部の連続性については、東壁面下部が崩落したため不明であるが、トレンチ掘削途中の写真及び地層の分布状況から、北壁面のF-N2断層の連続であると推定した。F-N2断層の走向と東壁面の方向とが近いので、断層の分布形状は、実際には図34に示したように直線的ではない可能性もある。F-E2断層沿いの砂礫層中の礫には、弱い長径の配列が認められるが、断層両側の地層において、顕著な上下方向のずれは認められない。断層両側の地層は、そのまま対比されるように見えるが、層相的に対比の決め手となる特徴が認められないことから、別の地層名を付した。F-E2断層はD-1c層以下の地層を切り、D-1a層には覆われる。断層の南側、D-1a層直下に分布するD-1e層の分布については、下位のD-2e層を削り込んでいるのではないことから、F-E2断層の活動に伴い、断層沿いに落ち込んだと解釈した。

南壁面において、F-S1断層は最も明瞭な断層であり、北壁面のF-N1断層と連続する。F-S1断層はS5付近のトレンチ基底部からS8.3、H3.6間に分布する。東傾斜で、下部で30°～

40° 程度、上方に向かって低角化し、ほぼ水平となる。F-S1断層はC-3層/C-4a層境界を確実に変位させるが、C-3層中で不明瞭となる。また、北壁面と同様に、F-S1断層の両側に分布するD-1a層の上面は比較的シャープに切られている。これに対し、D-1a層の下底面以下の地層は、ほぼ鉛直から一部オーバーターンするほどにF-S1断層による引きずり変形を被っている。



図 33 南部田トレンチ壁面の展開写真
写真は鉛直面に投影して表示している。

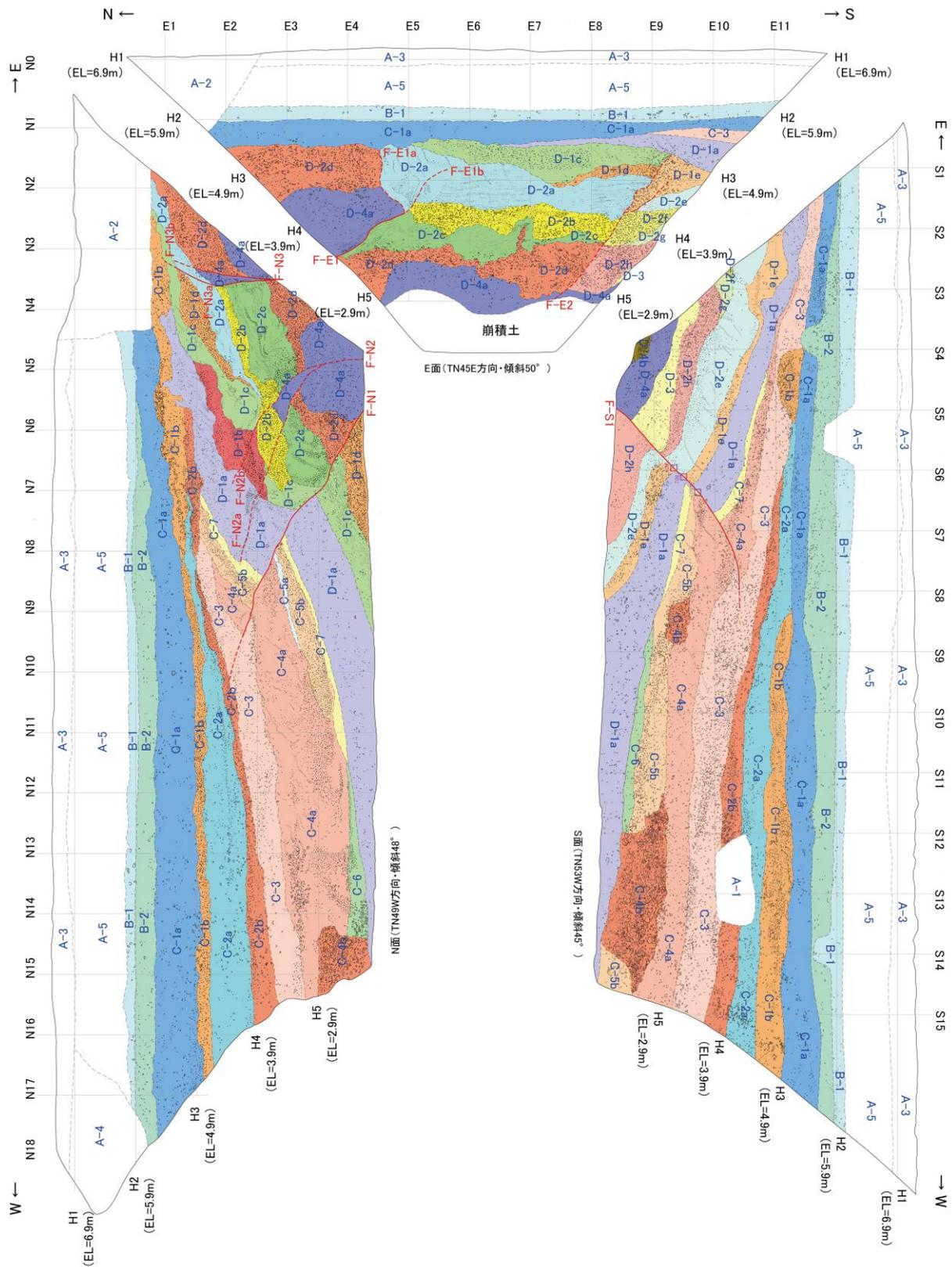


図 34 南部田トレンチスケッチの展開図

凡例

試掘埋土	A-1	礫混じり砂質シルト	D-1a	礫混じり腐植質シルト
旧トレンチ埋土	A-2	礫混じり砂質シルト	D-1b	礫混じり中～細粒砂
表土	A-3	シルト混じり腐植・瓦礫質中～粗粒砂	D-1c	砂混じり腐植質シルト
盛土	A-4	シルト混じり中～粗粒砂	D-1d	砂礫混じり腐植質シルト～礫混じり中粒砂, シルト・粗粒砂混じり礫
	A-5	シルト混じり中～粗粒砂	D-1e	砂礫混じり腐植質シルト～礫混じり中粒砂, シルト・粗粒砂混じり礫
耕作土・氾濫原堆積物	B-1	腐植混じり砂質シルト	D-2a	腐植・粘土混じり砂質シルト, 中粒砂～腐植質シルト互層
	B-2	砂質シルト	D-2b	礫混じり粗粒砂, シルト・粗粒砂混じり礫
旧耕作土・古期耕作土	C-1a	礫・砂混じりシルト	D-2c	粗粒砂～腐植質シルト互層, シルト混じり礫質中～粗粒砂
	C-1b	礫混じりシルト, シルト混じり中粒砂～礫質粗粒砂互層	D-2d	シルト・中～粗粒砂混じり礫, シルト混じり礫質中～粗粒砂
	C-2a	砂混じり～砂質シルト	D-2e	腐植・粘土混じり砂質シルト, 中粒砂～腐植質シルト互層
	C-2b	細礫混じりシルト質細粒砂	D-2f	礫混じり粗粒砂, シルト・粗粒砂混じり礫
氾濫原堆積物・チャンネル堆積物	C-3	礫・シルト混じり細～中粒砂	D-2g	粗粒砂～腐植質シルト互層
	C-4a	シルト混じり礫質細～中粒砂	D-2h	シルト・中～粗粒砂混じり礫, シルト混じり礫質中～粗粒砂
	C-4b	砂礫	D-3	細礫混じり細～中粒砂
	C-5a	砂質シルト	D-4a	砂礫混じり腐植質シルト
	C-5b	シルト混じり細礫質中～粗粒砂	D-4b	腐植混じり砂礫
	C-6	砂礫～砂礫シルト・細礫混じり～細礫混じり中粒砂		
	C-7	シルト・細礫混じり～細礫混じり中粒砂		

A-1	地層記号
F-N1	断層
B01	ブロックサンプリング位置

図 34(続き) トレンチスケッチの凡例

表 10 南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	放射性炭素年代 (試料種) (cal yBP)
A-1層 (埋め土)	礫混じり砂質シルト	埋蔵文化財の試掘調査後に埋め戻した土砂であり、A-3、A-5～C-3までの堆積物が混在して充填されている。	
A-2層 (埋め土)	礫混じり砂質シルト	2006年度に産業技術総合研究所が実施したトレンチの埋め土。暗褐灰色を呈し、層厚は約1.2m。全体にやや酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(φ:2～5mm)が発達し、腐植分も伴う。	
A-3層 (表土・新期盛土)	シルト混じり腐植・瓦礫質中～粗粒砂	黒褐(10YR3/2)色を呈し、地表面全域に概ね水平に分布し層厚約40cm。上部には他所の土壌が混入し、植物根茎が発達する。中部は灰黄褐(10YR5/2)色を挟み、下部には瓦等の人工物を多く含む。下位との境界は明瞭。	
A-4層 (旧盛土)	シルト混じり中～粗粒砂	暗茶灰色を呈し、N16以西に分布し、層厚1.2m、堅硬なトータル岩等の亜角(～亜円)礫を含み、煉瓦等の人工物を伴う。A-5の後に造成されたものである。	
A-5層 (旧盛土)	シルト混じり中～粗粒砂	オリーブ灰(5GY5/1)色を呈し、当地点全体に分布し、層厚約75cm、堅硬なトータル岩等の亜角～亜円礫を含み、煉瓦等の人工物を伴う。S6以東は盛土がやや古く、土壌化が進み、褐色を呈したシルト質で、S5～S6間では水路を埋積している。	
B-1層	腐植混じり砂質シルト	暗緑灰(7.5GY4/1)～暗灰黄(2.5Y5/2)色を呈し、層厚は約20～50cm、やや炭化した根茎が認められ、円～亜円細礫を伴い、砂分は概ね上方細粒化を示し、上部では淘汰も良くなっている。下位との境界は人為的攪乱によりやや漸移的であり、S14付近では下位の水路と思われる構造を埋積している。	
B-2層	砂質シルト	青灰(5BG6/1)～灰オリーブ(5Y6/2)色を呈し、S5付近以西に概ね平坦に分布し、S14付近には水路跡と思われる溝状の構造が認められ、層厚約30～5cm、塊状で、酸化鉄斑(φ:1～3mm)が散在する。僅かに礫や土器片が含まれ、基底にはトータル岩を主とする堅硬な角～亜角礫(φ<4cm)をやや多く伴い、インブリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN35°Eを示す。下位層を削削しているが、S3～S6間では下位の水路跡を埋積している。	Modern (植物片)
C-1a層	砂混じりシルト	褐灰(10YR6/1)～灰白(7.5Y7/1)色を呈し、層厚は約20～60cm。全体にやや酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(φ:2～5mm)が発達し、腐植分を伴う。いずれも上方へ増加する傾向を示す。角礫を僅かに点在し、下位との境界は不規則である。	926-800 (炭化物) 1228-1074 (堆積物)
C-1b層	シルト混じり細～中粒砂／礫質中～粗粒砂互層	暗緑灰(5G4/1)色を呈し、S4～S5間及びS8以西に分布し、西側へ層厚が増加する傾向を示し、層厚は約20～50cm。礫質部が卓越し、礫はトータル岩を主とする堅硬な角～亜角礫からなり、最大礫径4cm、平均礫径0.5cm、含礫率10～20%である。挟在するシルト混じり砂層は、S10～S11間付近で凹型に湾曲している。インブリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向はB-2同様概ねN35°Eを示す。下位層を削削している。なお、S4～S5間は下位の水路跡を埋積している部分と推定される。なお、S17～S18間の砂中より須恵器片が認められた。	

表 10 (続き) 南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	放射性炭素年代 (試料種) (cal yBP)
C-2a層	砂混じり～砂質シルト	褐灰 (10YR5/1)～灰 (5Y5/1) 色を呈し、S5～S6間付近以西に分布し、西側へ層厚が増加する傾向を示し、層厚は約10～60cm。上部はやや腐植混じりで炭化植物片 (横向きに堆積) を点在する。上方へ砂分が漸移的に減少する傾向が認められる。下部には角～亜角礫 ($\phi < 3\text{cm}$) が僅かに点在する。S8付近以東では上位のC-1aにより削剥されている。基底層は礫と土器片を伴い下位を削剥している。	1176-1078 (炭化物)
C-2b層	細礫混じりシルト質 細～中粒砂	暗青灰 (5BG4/1) 色を呈し、S6付近以西に分布し、西側へ層厚が増加する傾向を示し、層厚は約10～45cmである。塊状、淘汰不良、不均質で、上部はやや炭化植物片を含み、腐植混じりで、下部は角～亜角礫 ($\phi < 5\text{cm}$) を伴い、粗～極粗粒砂が卓越し、概ね上方細粒化を示している。インプリケーションが認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN18° Eを示す。下位層を削剥している。	1927-1865 (堆積物)
C-3層	礫・シルト混じり 細～中粒砂	緑灰 (10GY5/1) 色を呈し、トレンチ全体に分布している。上部は削剥され、層厚は約10～70cmである。塊状、不均質で輪郭の不明瞭な酸化鉄斑 ($\phi : 1\sim 2\text{cm}$) がやや発達し、トータル岩を主とする角～亜角礫 ($\phi < 8\text{cm}$) を散在する。インプリケーションが認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN28° Eを示す。下位との境界はやや明瞭である。	1948-1882 (堆積物)
C-4a層	シルト混じり礫質 細～中粒砂	黄灰 (2.5Y6/2) 色を呈し、S3付近以西に分布し、S7付近までは層厚は10～20cmであるが、S7付近以西では層厚は30～70cmとなっている。全体に酸化鉄汚染を受け、網状に灰白色 (10Y7/1) 部 (幅: 1～7mm) が発達し、礫はトータル岩を主とする角～亜角 (～亜円) 礫からなり、最大礫径は3cm、平均礫径は0.2cm、含礫率10～15cmで概ね上方細粒・礫率減少の傾向を示す。インプリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN15° Eを示す。下位を削剥している。	
C-4b層	砂礫	緑灰 (10GY5/1) 色を呈し、S8～S9間及びS11～S14間付近にボックス状に分布し、塊状、不均質で、基質は粗～極粗粒砂、礫は堅硬なトータル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は20cm、平均礫径は1cm、含礫率は35～40%である。インプリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN25° Eを示す。下位を削剥しながら堆積している。	
C-5a層	砂混じりシルト	褐色を呈し、N8-N10間に分布し、断層により切られているが、上盤側には認められない。層厚は8cm程度でほぼ均一である。細～極細粒砂混じりのシルトである。	
C-5b層	シルト混じり細礫質 中～粗粒砂	緑灰 (10GY5/1) 色を呈し、S6付近以西に分布し、西側へ緩やかに層厚が増加し、層厚は30～60cmである。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫で、最大礫径は2cm、平均礫径は0.5cm、含礫率は10～15%である。一部に砂層を挟む。インプリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN25° Eを示す。下位層との境界は明瞭である。	10660-10523 (堆積物)

表 10 (続き) 南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	1
C-6層	砂礫混じりシルト	緑灰色を呈し、N11.5、S7.8以西に分布し、層厚は西に行くほど厚くなり、最も厚い部分で40cmである。D-1a腐植層をほぼ水平に覆い、C-4b層に切られる。礫はトータル岩や花崗岩を主とする角礫 ($\phi < 1\text{cm}$) を点在する。	
C-7層	シルト・細礫混じり～細礫混じり細～中粒砂	青灰 (5B5/1) 色を呈し、S4付近以西に分布し、層厚約10～20cm。淘汰不良で、S8付近以東では酸化鉄汚染が認められ、シルト混じりとなり、不明瞭な酸化鉄斑も認められる。下位層を軽微に削剥している	
D-1a層	礫混じり腐植質シルト	暗赤灰 (10R3/1) 色を呈し、S14～S15間以東に分布し、S8付近で層厚が最大となっており、層厚は10～80cmである。塊状・不均質で、礫はトータル岩を主とする角～亜角礫 ($\phi < 3\text{cm}$) を点在する。上位に比べると良く締まっている。下位とは漸移的である。なお、上盤側 (S7以東) では不明瞭ながら網状に灰白 (10Y7/1) 色部が発達する。	12565-12429 (堆積物) 11753-11414 (堆積物)
D-1b層	砂礫層	褐色、暗茶灰色を呈する。N5～N8間に分布し、層厚は10～80cmで不均一である。礫はトータル岩を主とする角～亜円礫からなり、最大礫径は1.5cm、平均礫径は3mm、礫率は20%程度である。不明瞭ながら網状に青灰色部が発達する。	
D-1c層	砂混じり腐植質シルト	灰色～暗灰色、褐色を呈する。層厚は10～70cmである。細粒砂混じりで一部では、砂優勢である。シルトは礫を含み、トータル岩を主とする亜角～亜円礫であり、最大礫径は7mm、平均礫径は1mm、含礫率は1%程度である。不明瞭ながら網状に青灰色部が発達する。	17230-17031 (堆積物)
D-1d層	砂礫混じり腐植質シルト	褐灰 (10YR4/1) 色を呈し、N3.5～N5.5付近に分布し、層厚は約40cm以下である。網状の灰白 (10Y7/1) 色部を取り囲むように酸化鉄斑が発達する。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は10cm、平均礫径は4～0.2cm、含礫率は60%程度である。	
D-1e層	砂礫混じり腐植質シルト	褐灰色を呈し、S8付近以東に分布し、層厚は約10～40cmである。上盤側 (S7以東) では網状の灰白 (10Y7/1) 色部と共に、酸化鉄斑も発達する。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は10cm、平均礫径は4～0.2cm、含礫率は1～60%であり、法面によって粒径が変化する。	13710-13560 (堆積物)
D-2a層	腐植・粘土混じり砂質シルト	青灰 (5PB5/1) 色を呈し、N5.5以東とE4.5～E9の間に分布し、層厚は40～80cmである。塊状・不均質、酸化鉄斑 ($\phi : 0.5\sim 1\text{cm}$) が発達し、トータル岩を主とする角～亜角礫 ($\phi < 1.5\text{cm}$) を点在する。北面においては酸化鉄斑が特に発達している。	1861-1737 (植物片)

表 10 (続き) 南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	放射性炭素年代 (試料種) (cal yBP)
D-2b層	砂礫層	淡黄褐色～褐色、灰褐色～緑灰色を呈する。N3～N6間に分布し、層厚は10～50cmである。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫から成り、最大礫径は4cm、平均礫径は3mm、含礫率は20%程度である。基質は粗粒砂で、一部では腐植混じりである。不明瞭ながら網状に青灰色部が発達する。北面では東面に比べて層厚が薄く、粒径は細粒であり、淘汰も良い。	
D-2c層	粗粒砂～腐植質シルト互層	暗灰色～緑灰色を呈し、N7以东の北面と東面に分布し、層厚は5～80cmであり、1～4cm間隔で砂と腐植質シルトが繰り返す。砂は極粗粒混じりの粗粒砂である。葉理面が比較的明瞭に発達しているが、変形を受け、一部では褶曲構造が認められる。	7155-6959 (堆積物)
D-2d層	シルト混じり礫質中～粗粒砂	暗緑灰 (10G4/1) 色を呈し、N7.5以东とE8.2以北分布し、断層によってところどころ切られており断続的な分布形態をしている。層厚は20～90cmである。塊状・不均質で、トータル岩を主とする角～亜角礫状の細～中礫を主とし、礫は最大礫径4cm、平均礫径は0.3cmである。概ね上方細粒化し、上方への礫率の減少が認められる。	
D-2e層	腐植・粘土混じり砂質シルト	青灰 (5PB5/1) 色を呈し、S7～S8間以东に分布し、層厚は40～80cmである。塊状・不均質、酸化鉄斑 (φ: 0.5～1cm) が発達し、トータル岩を主とする角～亜角礫 (φ<1.5cm) を点在し、S3～S4間には細～中粒砂で充てんされた輪郭不明瞭な碎屑脈が認められるが、上部までは連続していない。酸化鉄斑が発達している。また、腐植質粘土が充填した生痕化石や炭化した植物を多数含む。	15746-15526 (堆積物) 15165-14969 (堆積物)
D-2f層	砂礫層	青灰色を呈する。E8.5以南と南面に局所的に分布し、層厚は10～50cmである。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫から成り、最大礫径は4cm、平均礫径は3mm、含礫率は20%程度である。基質は粗粒砂で、腐植混じりである。不明瞭ながら網状に青灰色部が発達する。	
D-2g層	腐植・粘土混じりシルト	青灰色を呈し、N8.5以南とS4.5以东に分布し、層厚は30cm以下である。塊状・不均質であり、またトータル岩を主とする角～亜角礫 (φ<1.5cm) を点在する。	
D-2h層	シルト混じり礫質中～粗粒砂	暗緑灰 (10G4/1) 色を呈し、S7付近以东に分布し、層厚は20～60cmである。塊状・不均質で、トータル岩を主とする角～亜角礫状の細～中礫を主とし、礫は最大礫径4cm、平均礫径は0.3cm、含礫率は上盤側 (S6以东) では10%、下盤側 (S6以西) では30%である。概ね上方細粒化し、上方への礫率の減少が認められる。インプリケーションが認められ、当時の堆積物の流下方向は概ねN34° Wを示し、下位を軽微に削削している。炭化した植物片を多数含む。	

表 10 (続き) 南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	放射性炭素年代 (試料種) (cal yBP)
D-3層	細礫混じり細～中粒砂	暗緑灰 (10G4/1) 色を呈し、上盤側 (S5～S6 間以東) にのみ確認され、西側へ層厚が増加する傾向を示し、層厚は20～60cmである。塊状で、淘汰不良である。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は5cm、平均礫径は0.2cm、含礫率は1%以下である。基底に細～中礫をやや多く伴い、概ね上方細粒化、及び上方への含礫率減少が認められる。下位層との境界は明瞭である	
D-4a層	砂礫混じり腐植質シルト	紫黒 (5P2/1) 色を呈し、上盤側 (S5付近) にのみ確認され、西側へ層厚が増加する傾向を示し、層厚は40～60cm。塊状、不均質、礫はトータル岩を主とする角～亜角礫を点在し、概ね上方及び西方への細粒化・礫率減少が認められる。下位とは漸移的である。	20250-20055 (堆積物) 20072-19879 (堆積物) 18416-18192 (炭化物)
D-4b層	腐植混じり砂礫	紫黒 (5P2/1) 色を呈し、上盤側 (S4付近) にのみ認められ、層厚は20cm以上である。礫はトータル岩を主とする角～亜角礫で最大礫径は7cm、平均礫径は1cm、含礫率は45～50%である。	

(d) 地層の年代に関する検討

トレンチ壁面から炭素を含む試料を採取し、放射性炭素年代値（以下 ^{14}C 年代値と呼称）から地層の堆積年代の推定を行った。分析試料の採取位置を図35に、分析結果を表11に示す。全ての ^{14}C 年代値は株式会社地球科学研究所を通じて、米国Beta Analytic社が測定を行った。試料は酸-アルカリ-酸洗浄、または酸洗浄を行った後に、加速器質量分析計(AMS)で測定を行った。また、得られた年代値は、OxCal 4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009)を使用し、IntCal 13 (Reimer et al., 2013)を参照することで、暦年較正を行った。以下では、暦年較正值を 1σ の誤差範囲で表記する。

北面のF-N3断層上盤のD-4a層からは20250~20055 cal yBP ($16710\pm 50\text{yBP}$)、F-N3断層とF-N2b断層間に分布するD-1c層からは17230~17031 cal yBP ($14090\pm 40\text{yBP}$)、F-N2b断層とF-N1断層間に分布するD-2c層からは7155~6959 cal yBP ($6140\pm 30\text{yBP}$)の年代が得られた。F-N1断層の下盤では、下位から順に、D-1d層から13710~13560 cal yBP ($11790\pm 30\text{yBP}$)、D-1a層から11753~11414 cal yBP ($10070\pm 30\text{yBP}$)、C-5b中の木炭から10660~10523 cal yBP ($9370\pm 40\text{yBP}$)の年代が得られた。D-1a層とC-5b層の間では、腐植質シルトから砂層へと層相の変化が観察されるが、年代値を見る限りでは、ほぼ連続的に堆積している。さらに上位を見ると、C-3層からは1948~1882 cal yBP ($1970\pm 30\text{yBP}$)、C-2b層からは1927~1865 cal yBP ($1940\pm 30\text{yBP}$)、C-2a層からは1176~1078 cal yBP ($1200\pm 30\text{yBP}$)、C-1a層下部から1228~1074 cal yBP ($1220\pm 40\text{yBP}$)、C-1a層上部から926~800 cal yBP ($960\pm 30\text{yBP}$)、B-2層からはModern(0.4pMC)の値が得られた。これらの年代値のうち、D-2c層から得られた7155~6959 cal yBP ($6140\pm 30\text{yBP}$)は、周辺の層序と著しく矛盾し、解釈が困難であるため、議論から除外する。

東壁面では、D-4a層から18416~18192 cal yBP ($15060\pm 70\text{yBP}$)、D-2a層から1861~1737 cal yBP ($1860\pm 30\text{yBP}$)、D-2e層から15165~14969 cal yBP ($12650\pm 40\text{yBP}$)、D-1a層から12565~12492 cal yBP ($10540\pm 30\text{yBP}$)の年代値が得られた。これらの年代値のうち、D-2a層から得られた1861~1737 cal yBP ($1860\pm 30\text{yBP}$)は、周囲の層序を考えると著しく若い値であることから、上位から混入した試料と解釈した。

南壁面では、D-4a層から20072~19879 cal yBP ($16550\pm 50\text{yBP}$)、D-2e層からは15746~15526 cal yBP ($13040\pm 40\text{yBP}$)の年代値が得られた。南壁面では、C-3層以下の地層はF-S1断層による変形を受けているものの、成層構造をよく保っており、地層の側方への追跡や上下関係の認定が容易である。また、南壁面では ^{14}C 年代値は数が少ないものの、北壁面において対比される地層と矛盾のない年代値が得られている。

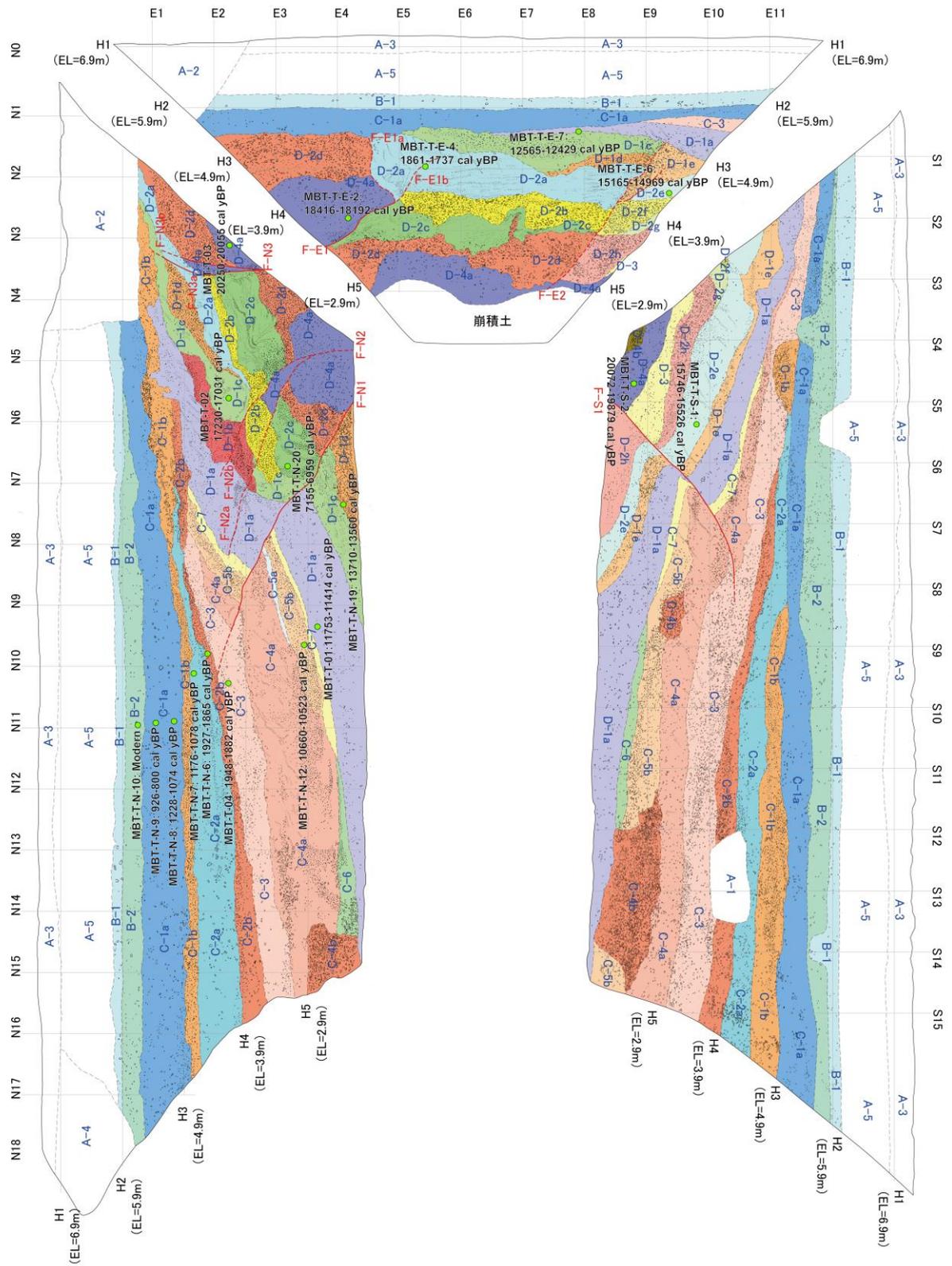


図 35 南部田トレンチの展開図と年代測定値

表 11 南部田トレンチで採取された試料の年代測定結果

年代測定は、株式会社地球科学研究所を通じて、米国 Beta Analytic 社に依頼した。測定結果を OxCal 4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009) を使用し、IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を参照して、暦年較正を行った。

Sample No.	Unit	Material	Code No. (Beta Analytic)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age (Cal yBP, $\pm 1\sigma$)
MBT-T-N-10	B-2	plant material	460042	-28.4	101.0 (0.4pMC)	Modern
MBT-T-N-9	C-1a	charred material	460041	-23.9	960 \pm 30	926 - 800
MBT-T-N-8	C-1a	plant material	460040	-29.2	1220 \pm 40	1228 - 1074
MBT-T-N-7	C-2a	charred material	460039	-25.3	1200 \pm 30	1176 - 1078
MBT-T-N-6	C-2b	organic sediment	460038	-21.1	1940 \pm 30	1927 - 1865
MBT-T-04	C-3	charred material	457593	-26.6	1970 \pm 30	1948 - 1882
MBT-T-N-12	C-5b	organic sediment	460043	-17.2	9370 \pm 40	10660 - 10523
MBT-T-01	D-1a	organic sediment	457590	-17.4	10070 \pm 30	11753 - 11414
MBT-T-E-7	D-1a	organic sediment	460048	-18.3	10540 \pm 30	12565 - 12429
MBT-T-02	D-1c	organic sediment	457591	-22.0	14090 \pm 40	17230 - 17031
MBT-T-N-19	D-1d	organic sediment	460044	-20.9	11790 \pm 30	13710 - 13560
MBT-T-E-4	D-2a	plant material	460046	-23.1	1860 \pm 30	1861 - 1737
MBT-T-E-6	D-2e	organic sediment	460047	-22.0	12650 \pm 40	15165 - 14969
MBT-T-S-1	D-2e	organic sediment	460049	-20.3	13040 \pm 40	15746 - 15526
MBT-T-N-20	D-2c	plant material	460378	-27.7	6140 \pm 30	7155 - 6959
MBT-T-E-2	D-4a	charred material	460045	-25.1	15060 \pm 70	18416 - 18192
MBT-T-S-2	D-4a	organic sediment	460050	-22.3	16550 \pm 50	20072 - 19879
MBT-T-03	D-4a	organic sediment	457592	-20.7	16710 \pm 50	20250 - 20055

トレンチ下位に分布するD-4b層からD-1a層では、腐植質シルト層と砂層ないし砂礫層が繰り返されることから、湿地などの静穏で還元的な堆積環境中に、洪水や土石流などの礫を含む堆積物が流れ込む環境だったと考えられる。C-7層からC-4a層では、砂層や礫層を主体とする地層が堆積しており、湿地性の静穏で還元的な堆積環境から、砂層が堆積する氾濫原堆積場等へ環境が変化したと考えられる。さらに上位のC-3層からC-1a層は、約2000年前から約800年前の歴史時代に堆積した地層であると考えられる。特にC-2a層からは土器片が出土し、炭化した草本を多く含むことから、同層は1176~1078 cal yBPの耕作土と考えられる。さらに上位では、C-1b層からB-1層にかけて砂礫層と旧耕作土と考えられる細粒なシルト層が交互に繰り返すことから、耕作地内に洪水による氾濫原堆積物が流入し、再度耕作地を復旧するという事を繰り返したと考えられる。トレンチからおおよそ150 m東南東に位置する守山八幡宮の中にある天保年間（西暦1830~1844年）に建立された石碑中に「南小野村流川屈曲不利灌溉往生決溢壊田木流」との記述からは、本地点が近世においても「耕作土と氾濫原堆積物が繰り返す」環境にあったことが示唆される。B-2層からはModern（現在）の値が得られており、本層以上の地層は、人工改変を受けた地層であると考えられる。

(e) イベント層準の認定とその時期

トレンチ北壁面において、F-N1断層はC-4a層とC-3層の境界を明瞭に切っているが、C-3層とC-2b層の境界には変形は認められない。しかし、F-N1断層はC-3層中で上方に向かい不明瞭となっていくため、C-2b層に確実に覆われるとも断定できない。上位には砂質シルト層であるC-2a層が分布するが、F-N1断層はC-2a層には確実に覆われる。南壁面において、F-S1断層はC-4a層とC-3層の境界を明瞭に切っており、北壁面と同様にC-3層中で低角化するとともに不明瞭となる。大局的にはC-2b層に覆われるように見えるが、F-S1断層の延長部にあたる箇所で、C-2b層の層厚が変化するとともに、下底に若干の凹凸が認められることから、北壁面と同様にC-2b層に確実に覆われるとは断定できない。上位には砂質シルト層であるC-2a層が分布するが、F-S1断層はC-2a層には確実に覆われる。以上の観察事実から、最新活動はC-3層堆積後、C-2b層堆積前と考えられるが、C-2b層下底を変位させている可能性を考慮して、ここではC-3層とC-2a層の間をイベント層準と見なす。このイベントをイベント1とする。C-3層からは1948~1882 cal yBP、C-2b層からは1927~1865 cal yBP、C-2a層からは1176~1078 cal yBPの14C年代値が得られている。以上より、最新活動時期は1948~1078 cal yBPの間（約1900年前以降、約1100年前以前）と考える。なお、C-2b層が断層活動による変形を受けていないとした場合には、イベント層準はC-3層堆積後、C-2b層堆積前となり、最新活動年代は1948~1865 cal yBPの間（約1900年前）に限定される可能性がある。

南北両壁面において、F-N1断層及びF-S1断層に沿ったC-4a層上面のずれ量（約40 cm）とC-4a層下底面のずれ量（約90 cm）には有意な差が認められる。このずれ量の差を変位の累積と見なすと、C-4a層堆積中に断層活動があったと推定される。この断層活動をイベント2とする。イベント2の断層活動時期については、C-4a層下位のC-5b層の14C年代（10660~10523 cal yBP）と上位のC-3層の14C年代（1948~1882 cal yBP）に基づき、10660~1882 cal yBPの間（約11000年前以降、約1900年前以前）と求められる。ここで、F-N1断層及びF-S1断層がいずれも上方に向かって低角化し、不明瞭となっていく観察事実を、断層沿いの上方に向かう変位量の減衰の結果、と解釈することも可能である。この解釈に立った場合、断層面沿いのC-4a層上面及び下底面の変位量の差は、累積的とは言えない。この可能性が排除できないことから、イベント2の確実度は相対的に低い。

南北両壁面でD-1a層上面を追っていくと、F-N1断層およびF-S1断層による変位以外にも撓曲変形を受けており、同層はトレンチ西端においても西に向かって傾斜している。北壁面において、F-N1断層下盤側のN11.5付近において、C-6層はD-1a層をほぼ水平に覆う。南壁面においても、F-S1断層下盤側のS8.5付近において、C-6層はD-1a層をほぼ水平に覆う。D-1a層は上面が削剥された痕跡が見られないことから、河川の氾濫原堆積物であるC-6層が撓曲崖の低下側に堆積したものと推定される。すなわちD-1a層とC-6層の間に傾斜不整合が認められる。以上の観察事実より、D-1a層堆積後、C-6層堆積前をイベント層準と認定し、このイベントをイベント3と呼ぶ。イベント3の断層活動時期は、D-1a層上部から得られた11753~11414 cal yBP以降、C-5b層から得られた10660~10523 cal yBPの間（約12000年前以降、約11000年前以前）となる。

「(c) トレンチ壁面の地質と断層」の項で記述したように、北壁面において、D-1a層上面はF-N1断層によってシャープに切られている。しかし、F-N1断層直近上盤側及び下盤側のD-1a層中部以下では、F-N1断層に向かって、ほぼ鉛直となるほどに地層が引きずられてい

る。D-1a層より下位の、D-1c層、D-2d層、D-4a層上部についてみても、F-N1断層の直近上盤側においてD-1a層中部と同程度の引きずり構造を示す。また、F-N2b断層は、D-1a層下部以下を明瞭に切るが、D-1a層上部には変位を与えていない。以上の観察事実より、D-1a層堆積中に断層活動が生じた可能性がある。この断層活動をイベント4とする。イベント4の断層活動時期は、D-1d層から得られた13710～13560 cal yBP以降、D-1a層上部から得られた11753～11414 cal yBPの間（約14000年前以降、約11000年前以前）となる。

北壁面に分布するF-N2a断層は、D-1a層とC-7層の境界を明瞭に切っているが、C-7層中で不明瞭となり、上位のどの地層まで変形が及んでいるのかは認定できない。この断層活動イベントは、D-1a層堆積以降となるが、上述したイベント1、2、3のどれに相当するのか、あるいは、別の独立したイベントであるのかは判断できない。東壁面に分布するE-F2断層は、「(c)トレンチ壁面の地質と断層」の項で記述したように、トレンチ掘削中の底盤の観察結果から、北壁面のF-N2断層の延長と考えられる。F-E2断層は、断層を挟んだ両側の地層の分布形態や、断層沿いに認められる微弱な礫の長径の配列から、D-1c層以下を変形させていると考えられる。とくに、D-1e層は、層相の類似性からD-1d層起源と考えられるが、E-F2断層に向かって落ち込んだような分布形状を示す。F-E2断層は、D-1a層には覆われるように見えるが、確実にD-1a層に覆われるのか、あるいはより上位まで変形が及んでいるのかは断定できない。この断層活動イベントは、D-1c層堆積以降となるが、上述したイベント3ないし4に相当するのか、別の独立したイベントであるのかは判断できない。

トレンチの北壁面では、F-N3a断層が、D-1c層以下の地層を変位、変形させている、同断層は、C-1b層には覆われているように見える。以上の観察事実より、D-1c層堆積後、C-1b層堆積前をイベント層準と認定し、このイベントをイベント5と呼ぶ。イベント5の断層活動時期は、D-1c層から得られた17230～17031 cal yBP以降、C-1a層から得られた1228～1074 cal yBPの間（約17000年前以降、約1100年前以前）となる。しかし、表11に示したように、D-1c層から得られた17230～17031 cal yBPは、下位であるD-2e層から得られた2試料の15165～14969 cal yBP及び15746～15526 cal yBPと比して明らかに古いことから、古い堆積物の混入による見かけの年代値であると推定される。したがって、ここでは、D-2e層の新しい方の年代値を採用し、イベント5の年代を、15165～14969 cal yBP以降、1228～1074 cal yBP以前（約15000年前以降、約1100年前以前）とする。イベント5は、これまで述べてきたイベント1～4のすべてを包括することから、これらのどれに対応するのか、あるいは別の独立したイベントであるのかは認定できない。なお、表11において、D-1c層より下位に相当するD-1d層からもより若い年代値が得られている。しかし、D-1d層はF-N1断層の下盤側で採取されており、F-N1断層両側でのD-1d層の対比には不確実性が残るため、ここでは採用しない。

北壁面において、D-2b層及びD-2c層は、F-N3a断層の西側のみに分布する。また、F-N3a断層をはさんで、D-2d層上面は見かけ1.2 m程度の鉛直変位を示すのに対して、D-2a層は緩やかな撓曲構造を示すものの明瞭なずれを示さない。以上のことから、D-2d層とD-2a層の間にイベント層準が認定される。このイベントをイベント6と呼ぶ。D-2d層からは年代値が得られていない。下位のD-4a層から得られた年代値のうち、最も新しいものは18416～18192 cal yBPを示す。また、D-2a層に対比されると考えられるD-2e層から得られた2試料のうち、古い年代値は15746～15526 cal yBPである。以上より、イベント6の年代は、18416

～18192 cal yBP以降、15746～15526 cal yBP以前（約18000年前以降、約16000年前以前）となる。

F-N3b断層はD-2d層とD-4a層の境界をなしている。F-N3a断層とF-N3b断層に挟まれた部分のD-4a層は、見かけ下位から絞り出されたような分布形状を示すことから認定が容易である。このD-4a層が断層運動によって絞り出されたイベントをイベント7とする。イベント層準は、D-4a層とD-2d層の間となる。なお、F-N3b断層の上方延長部はD-2a層中で不明瞭となる。D-4a層から得られた3試料のうち、最も新しい年代値は、18416～18192 cal yBPである。D-2d層から年代値は得られていないので、上位のD-2e層から得られた2試料のうち、古い方の15746～15526 cal yBPを採用すると、イベント7の年代は、18416～18192 cal yBP以降、15746～15526 cal yBP（約18000年前以降、約16000年前以前）となり、年代上はイベント6と重複する。

なお、トレンチ全体でみたときのD-1a層の鉛直変位量は、F-N1断層・F-S1断層による鉛直変位よりも大きいため、この地層は断層変位のほかに撓曲変形を受けていることが考えられる。しかしながら、撓曲変形を形成する断層活動イベントと、F-N1断層・F-S1断層等の断層面で変位を解消する断層活動イベントが、別個のものであるのか、あるいは同じイベントで両方を形成するののかについては不明である。

(f) ボーリング調査結果

南部田地点において、トレンチ壁面に現れた地層や既存のボーリング・トレンチ調査結果との対比を目的として、ボーリング調査を行った。ボーリングは鉛直掘りオールコアボーリングとし、トレンチの西側に鉛直掘り2孔（MBT-1孔、MBT-2孔）を配置した。各孔の掘削深度は15.0 mと9.0 mである。MTB-1孔のコア写真と柱状図を図36～38に、MTB-2孔のコア写真と柱状図を図39、40に示す。以下では、MBT-1孔の層相とトレンチや吉岡・他（2007）のボーリングで観察された地層との対比を上位から順に記載する。

MBT-1孔の標高7.04 m～5.12 mには、表土及び盛土（旧耕作土）が分布する。このうち、7.04 m～6.24 mは造成された盛土であり、トレンチのA-2～A-5層に対比される。また、6.24 m～5.12 mは、旧耕作土であり、トレンチのB-1～B-2層、吉岡・他（2007）のB-B孔の標高6.17 m～5.36 mに対比される。

MBT-1孔の標高5.12 m～1.28 mはシルト及び砂層を主体とし、細礫混じり粗粒砂から砂や細礫混じり（腐植質）シルトの順に概ね上方細粒化の傾向を示す。トレンチのC-1～C-6層は細粒～粗粒砂及びシルト層を主体とし、一部砂礫層を挟み、全体として概ね上方細粒化している点が類似する。また、B-B孔の5.36 m～1.69 mは、上位から、弱腐植質シルト層、砂礫質砂層、腐植質シルト層、粘土質砂と砂の互層であり、両層は対比可能と考えられる。この区間の各層の対比の詳細について、MBT-1孔の標高5.12 m～4.39 mの砂混じりシルト層中に狭在する一部赤褐色のシルト（古期耕作土）が、層相及び深度からトレンチのC-1a層（砂混じりシルト）に対比できる。また、MBT-1孔の標高3.44 m～3.04 mの腐植質シルトは、少量の粗粒砂が混じり、木片を含むという点において、トレンチのC-2a層（砂混じり～砂質シルト）とB-B孔の4.32 m～4.01 mの腐植質シルト層と類似する。

MBT-1孔の標高1.28 m～-2.34 mは腐植質シルトを主体とし、砂礫層及びシルト質砂礫層を互層状に挟む。B-B孔の1.69 m～-0.85 mは上位から、腐植質シルト、粘土質砂礫層、腐植質シルト層、腐植質シルトを挟む砂層、腐植質シルト層からなり、層相は類似する。一

方、トレンチのD-1～D-4層は上位から腐植質シルト層、砂質シルト層、礫質細粒～粗粒砂層、腐植質シルト層となり、これらはMBT-1孔の標高1.28 m～-2.34 mの上部に対比される可能性がある。

MBT-1孔の標高-2.34 m～-3.96 mはシルト質砂礫層を主体とし、弱腐植質シルト層を挟む。B-B孔の標高-0.85 m～-3.93 mは上位から、粘土質砂礫層、礫層、砂質及び弱腐植質粘土層、砂質シルト層、礫混じり砂層、礫層からなり、シルト質砂礫及び礫層を主体とし、腐植質シルト層及び粘土層を挟むという点で類似する。

MBT-1孔の標高-3.96 m～-7.96 mは腐植質シルトと粗粒～極粗粒砂及び砂礫、シルト質砂礫の互層からなる。B-B孔の標高-3.93 m～-8.25 mは上位から、腐植質粘土、砂層、腐植質粘土、礫混じり砂質シルト、腐植質砂層、シルト質砂及び砂層、腐植質粘土からなる。両者の層相は腐植質シルトと砂礫層及び砂層を互層状に挟むという点で類似する。

これらのボーリングコアの層相観察結果とトレンチ壁面の地層、及び吉岡・他（2007）のB-B孔の層相を対比させた結果を、地形地質断面図として図41にまとめた。断面図は図31中のA-A' 沿いに投影した。図41において、断層の上盤と下盤において、約1万2千年前の年代値を示すD-1a層（腐植質シルト層）に最大5m程度、約2万5千年前の年代値を示す腐植質シルト層に9m程度の高度差が認められる。

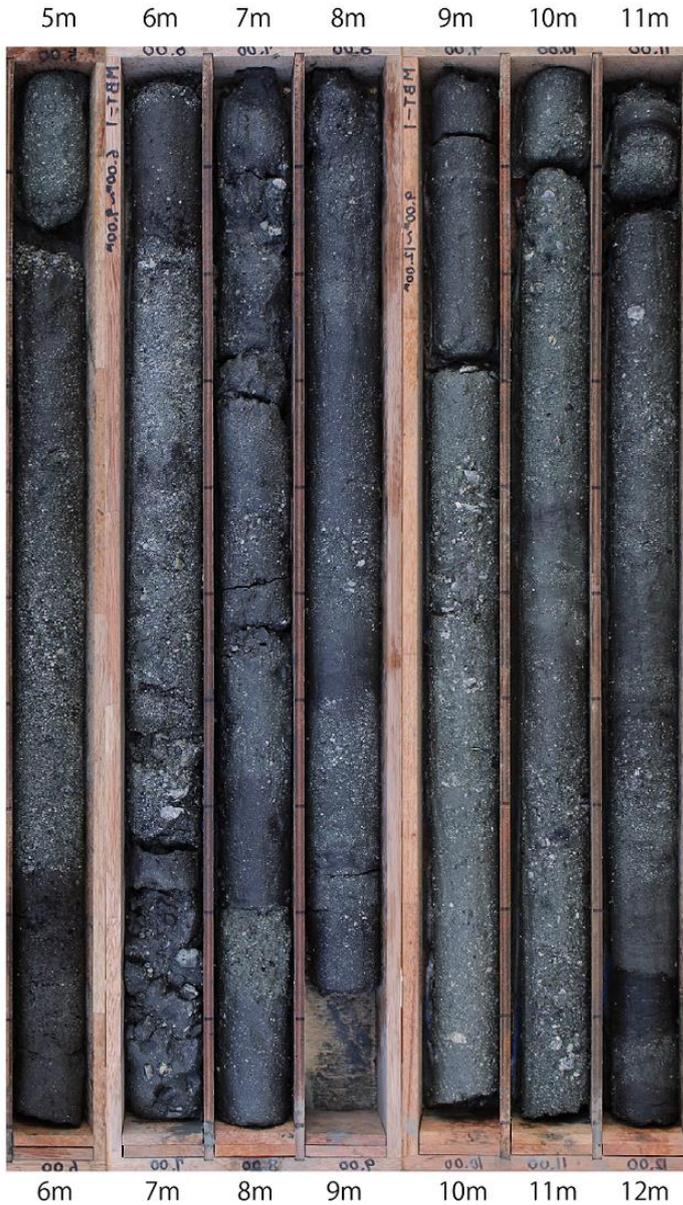
MBT-1 (0 ~ 5m)



標尺	標高	深度	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記
(m)	(m)	(m)						事
0.00			表土・盛土		礫混じりシルト	褐		0.00~0.80m シルトを主体とし、粗粒~極粗粒砂、礫を伴う。表土及び盛土である。
1.00	6.24	0.80	盛土・旧耕作土		シルト質砂	暗オリーブ灰		0.80~1.92m 極粗粒砂を主体とし、シルト、細礫を伴う。下部は黒褐色シルトが混じる。上位との境界は明瞭。 1.07~1.13mには黒褐色シルトが混じる。 1.70~1.76mはシルトを主体とする。
2.00	5.12	1.92			砂混じりシルト	暗オリーブ灰~黒褐		1.92~2.65m シルトを主体とし、粗粒~極粗粒砂、細礫を伴う。2.19~2.33mは一部礫状に赤褐色を呈する(古耕作土)。2.57~2.65mはやや腐植質になる。
	4.39	2.65			礫混じりシルト	黒褐~褐灰		2.65~2.81m シルトを主体とし、最大1.5cmの碓れい岩、トータル岩の垂角礫を伴う。上位との境界はやや明瞭。 2.81~2.93m シルトを主体とし、極粗粒砂が混じる。やや腐植質。上位との境界はやや明瞭。
	4.23	2.81			砂混じりシルト	暗オリーブ灰		2.93~3.00m シルトを主体とし、細礫を伴う。上位との境界は明瞭。
	4.11	2.93			シルト質砂	褐灰		3.00~3.60m 粗粒~極粗粒砂を主体とし、シルト、細礫を伴う。全体に木片を含む。3.20mに1cm程度の貝殻片を含む。含水率が高く軟質。
	4.04	3.00	扇状地堆積物		砂混じりシルト	黒褐		3.60~4.00m 腐植質シルトを主体とし、粗粒砂、木片が混じる。上位との境界はやや明瞭。
	3.44	3.60			砂混じりシルト	暗青灰		4.00~4.48m シルトを主体とし、粗粒~極粗粒砂が混じる。
	3.04	4.00			礫混じりシルト			4.48~5.00m 粗粒砂~極粗粒砂を主体とし、最大1.5cmのトータル岩の垂角礫、シルトを伴う。上位との境界はやや明瞭。
5.00	2.56	4.48			礫混じりシルト			
	2.04	5.00			シルト質砂			

図 36 MBT-1 孔の 0~5 m のコア写真と柱状図

MBT-1 (0 ~ 12m)



標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記 事
5.30	5.136	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		シルトを主体とし極細砂、細砂を伴う。
5.13	5.26			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、細砂～極細砂が混じる。木片を含む。
5.25	5.36	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		細砂～極細砂を主体とし、最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。上位との境界は漸移的。
5.20	5.73			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、中粒～粗粒砂が混じる。木片を多く含む。上位との境界は明瞭。
6.16	6.16	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。混雑は中粒～粗粒砂、シルト。6.26-6.40は腐植質シルトを主体。線率は10%程度。上位との境界は明瞭。
6.20	6.72			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、1.0-2.5m程度の花崗岩結核の垂直線、トータル径の垂直線を持つ。
7.30	7.30	氾濫原堆積物	[Symbol]	褐灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、細砂～粗粒砂、細砂を伴う。上位との境界は漸移的。
7.65	7.65			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は漸移的。
7.80	7.82	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		シルトを主体とし、細砂を伴う。腐植質。上位との境界は明瞭。
7.85	8.00			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は明瞭。
8.30	8.30	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、中粒～粗粒砂、細砂が混じる。
8.40	8.42			暗青灰	黒褐色		最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。線率は50%程度。上位との境界は漸移的。
8.48	8.52	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は漸移的。
8.62	8.62			暗青灰	黒褐色		2-4mm程度のトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。線率は50%程度。上位との境界は漸移的。
8.80	9.00	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、中粒～粗粒砂が混じる。木片を含む。
8.90	9.20			暗青灰	黒褐色		シルトを主体とし、中粒～粗粒砂が混じる。木片を含む。上位との境界は明瞭。
9.24	9.24	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。線率は50%程度。上位との境界は漸移的。
9.38	10.44			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトと中粒～粗粒砂の互層からなる。木片が含まれる。上位との境界は明瞭。
10.40	10.44	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、最大1.5mの垂直線を持つ。上位との境界は明瞭。
10.50	10.52			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトと中粒～粗粒砂の互層からなる。腐植質は極細砂、シルト。上位との境界は明瞭。
11.00	11.00	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。線率は50%程度。上位との境界は漸移的。
11.07	11.14			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は明瞭。
11.14	11.20	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とし、最大1.5mの垂直線を持つ。上位との境界は明瞭。
11.22	11.45			暗青灰	黒褐色		2-4mm程度のトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。上位との境界は明瞭。
11.45	11.50	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		最大1.5mのトータル径の垂直線を持つ。腐植質は極細砂、シルト。線率は50%程度。上位との境界は漸移的。
11.62	11.70			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は明瞭。
11.70	12.00	層状地堆積物	[Symbol]	暗青灰	黒褐色		腐植質シルトと中粒～粗粒砂の互層からなる。上位との境界は漸移的。
11.80	12.00			暗青灰	黒褐色		腐植質シルトを主体とする。上位との境界は漸移的。

図 37 MBT-1 孔の 5～12 m の写真と柱状図

MBT-1 (12 ~ 15m)

12m 13m 14m



標尺 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記 事
12.00	-5.15 12.15	扇状地堆積物・氾濫原堆積物	[Symbolic representation of soil layers]	暗青灰	暗青灰		12.00~12.10m 最大1.0cmのトータル岩の歪角~歪円礫を主体とする。基質は極細粒砂。シルト。
	-5.21 12.25			黒褐	黒褐		12.10~12.25m 弱粘質シルトを主体とし、中粒~粗粒砂が混じる。上位との境界はやや明瞭。
	-5.29 12.30			黒褐	黒褐		12.25~12.30m 粗粒~極細粒砂を主体とする。上位との境界はやや明瞭。
13.00	-5.96 13.00	扇状地堆積物・氾濫原堆積物	[Symbolic representation of soil layers]	黒褐	黒褐		12.30~13.00m 弱粘質シルトと粗粒~極細粒砂の互層からなる。12.30~12.56m、12.62~12.70m、12.73~12.81m、12.85~13.00mは弱粘質シルトを主体。まれに木片を含む。上位との境界はやや明瞭。
	-6.05 13.09			黒褐	黒褐		13.00~13.09m 最大1.0cmのトータル岩の歪角~歪円礫を主体とし、変形れい岩の歪円礫を伴う。基質は極細粒砂。シルト。
	-6.31 13.25			黒褐	黒褐		13.09~13.25m 弱粘質シルトを主体とし、粗粒砂が混じる。木片を含む。上位との境界はやや明瞭。
14.00	-6.59 13.63	扇状地堆積物・氾濫原堆積物	[Symbolic representation of soil layers]	暗青灰	暗青灰		13.25~13.63m シルトを主体とし、粗粒砂。最大1.5cmのトータル岩礫を伴う。上位との境界は漸移的。
	-7.14 14.18			黒褐	黒褐		13.63~14.10m 最大2.5cmのトータル岩の歪角礫を主体とする。基質は極細粒砂。シルト。
	-7.44 14.48			黒褐	黒褐		14.10~14.40m 弱粘質シルトを主体とし、最大2.5cmのトータル岩の歪角礫、極細粒砂を伴う。上位との境界は明瞭。
15.00	-7.62 14.66	扇状地堆積物・氾濫原堆積物	[Symbolic representation of soil layers]	黒褐	黒褐		14.40~14.66m 最大3.5cmの変形れい岩の歪円礫、トータル岩の歪角礫を主体とする。基質は極細粒砂。シルト。上位との境界は漸移的。
	-7.96 15.00			黒褐	黒褐		14.66~15.00m 弱粘質シルトと中粒~粗粒砂の互層からなる。14.74~14.84m、14.89~14.91m、14.94~15.00mは弱粘質シルトを主体。上位との境界は漸移的。

図 38 MBT-1 孔の 12~15 m のコア写真と柱状図

MBT-2 (0 ~ 5m)



標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記
		5.10	表土		シルト	褐		0.00~0.22m シルトを主体とした粘土である。
		4.69			砂混じりシルト	黄褐~暗青灰		0.22~0.63m シルトを主体とし、中粒~極細粒砂。細砂が混じる。含水率が高く軟質。上位との境界は明確。
		4.39			細混じりシルト	暗青灰		0.63~0.93m シルトを主体とし、中粒~極細粒砂。細砂が混じる。まれに炭化木片を含む。含水率が高く軟質。上位との境界はやや明確。
1.00		4.32	扇状地堆積物		コア欠			0.93~1.00m コア欠如
		3.47			礫混じりシルト	暗青灰		1.00~1.85m シルトを主体とし、細砂が混じる。
		2.64			礫混じり腐植質シルト	黒褐		1.85~2.68m 腐植質シルトを主体とし、細砂が混じる。まれに炭化木片を含む。下部は礫率が增加する。上位との境界は漸移的。
		2.32			シルト質砂礫	青灰		2.68~3.00m 最大7cmのトータル岩の亜角礫を主体とする。基質は中粒~粗粒砂。シルト。礫率は60%程度。上位との境界は漸移的。
		1.72			礫混じりシルト質砂	青灰~暗青灰		3.00~3.60m 粗粒~極細粒砂を主体とし、シルト。細砂を伴う。含水率が高く軟質。
		1.52			シルト質砂礫			3.60~3.80m 最大1cmのトータル岩の亜角礫を主体とする。基質は極細粒砂。シルト。礫率は50%程度。上方細粒化する。上位との境界は漸移的。
		1.32			砂混じりシルト			3.80~4.00m シルトを主体とし、極細粒砂を伴う。上位との境界はやや明確。
		1.19			砂礫			4.00~4.13m 2~5mmのトータル岩の亜角礫を主体とし、変斑れい岩礫を伴う。基質は極細粒砂。シルト。礫率は70%程度。
		0.90			細混じりシルト質砂			4.13~4.42m 粗粒~極細粒砂を主体としシルト。細砂を伴う。含水率が高く軟質。上位との境界は漸移的。
5.00			氾濫原堆積物			黒褐~褐灰		4.42~6.23m 腐植質シルトを主体とし、中粒~粗粒砂が混じる。上位との境界は漸移的。 4.42~4.92mは腐植質。 4.06~4.90mは砂を多く含む。

図 39 MBT-2 孔の 0~5 m のコア写真と柱状図

MBT-2 (5 ~ 9m)



標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記				
5.00			氾濫原堆積物	[Symbolic representation of soil layers]	砂混じり腐植質シルト	黒褐	褐灰	5.14~5.16mは極粗粒砂を多く含む。				
												5.50~5.75m, 5.82~5.86mは褐灰色シルトが混じり、極粗粒砂を多く含む。弱腐植質。
												6.00~6.23mは弱腐植質。
												6.23~6.90m 腐植質シルトを主体とし、最大2.5cm程度の斑れい岩の垂円礫、最大1cmのトータル岩の垂角礫を伴う。
												6.73~6.90mは褐灰色を呈し、弱腐植質。 6.75m付近には木片を含む。
												6.90~7.08m 腐植質シルトを主体とし、少量の細礫を伴う。上位との境界はやや明瞭。
												7.08~7.23m 弱腐植質シルトを主体とし、最大5mmのトータル岩の垂角礫、粗粒砂を伴う。上位との境界は漸移的。
												7.23~7.30m シルトを主体とし、粗粒~極粗粒砂が混じる。7.27m付近に木片を含む。上位との境界はやや明瞭で30°傾斜する。
												7.30~7.61m 最大1.5cmのトータル岩の垂角~垂円礫を主体とし、少量の斑れい岩礫を伴う。基質は中粒~極粗粒砂、礫率は50%程度。上位との境界は漸移的。
												7.40~7.42mは腐植質。 7.50~7.57mは木片を含む。
			扇状地堆積物	[Symbolic representation of fan deposits]	砂混じりシルト	褐灰	褐灰	7.61~7.80m 腐植質シルトを主体とする。少量の木片を含む。上位との境界はやや明瞭で20°傾斜する。				
												7.80~8.20m シルトを主体とし、最大1cmの斑れい岩礫、トータル岩の垂角~垂円礫を伴う。少量の木片を含む。上位との境界は漸移的。
												8.20~8.69m 最大3.0cmのトータル岩の垂角礫を主体とし、斑れい岩礫を伴う。基質は粗粒~極粗粒砂、シルト、礫率は60%程度。上方細粒化する。上位との境界は漸移的。
												8.69~8.84m シルトを主体とし、最大5mmのトータル岩の垂角礫を伴う。やや腐植質。8.75m付近に木片を含む。上位との境界は明瞭。
												8.84~9.00m 最大1.0cmのトータル岩の垂角礫を主体とする。基質は粗粒~極粗粒砂、シルト、礫率は50%程度。上位との境界は漸移的。
9.00												

図 40 MBT-2 孔の 5~9 m のコア写真と柱状図

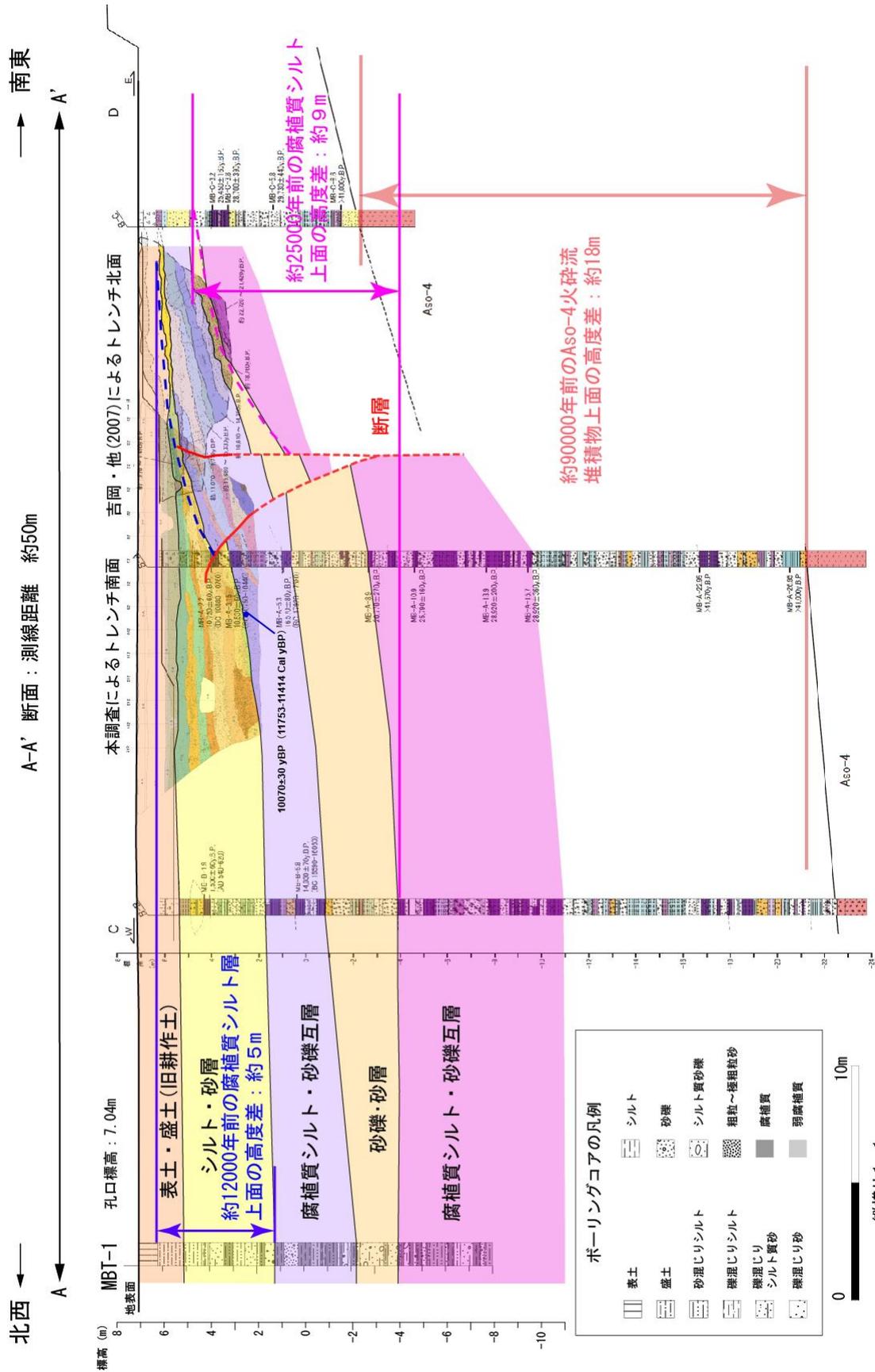


図 41 本研究と吉岡・他 (2007) に基づく、南部田地点の地形地質断面図

(g) 変位の縦横比に関する検討

日奈久断層は、相対的に南東側隆起成分を持つ右横ずれ主体の活断層とされるが、南部田トレンチ壁面で観察された主断層面は、低角東傾斜の見かけ逆断層であった。この断層面の運動方向を明らかにすることを目的として、トレンチ壁面から断層付近のブロック試料を採取し、条線の観察を行った。

F-S1断層で断層の変位方向を観察するため、断層面上についた条線の確認を行った。観察時の写真を図42として示す。条線の観察を行ったのは、南壁面のS6.1、H4.5付近のB02ブロックサンプルの位置である。図42a中で水色の四角で示した場所において試料を採取し、断層面に沿って試料を分割し、条線の観察を行った。図42bは上盤側の条線を下から見た写真である。試料を採取した地点は砂礫混じり腐植質シルト層であるD-1e層と、腐植質シルト層のD-1a層との境界であるが、拡大をして観察すると黄色の細粒な断層ガウジと砂が断層面上に付着しているのが分かる(図42c)。断層ガウジ上では、明瞭な条線が認められ、断層の走向傾斜はN26°E30°Eで、レイクは25°北落ちであった。断層の運動方向は不明であるものの、逆断層面を伴う右横ずれの方向と整合的である。また、条線の方が断層運動方向と一致していると仮定すると、本トレンチ内で主要な断層であるF-S1断層およびF-N1断層の縦ずれ-横ずれ比率は、レイク角25°から $\cot 25^\circ = 2.14$ となり、横ずれ卓越の断層であるといえる。

すなわち、断層のネットスリップ量は、トレンチ壁面で観察された鉛直成分よりも、2倍程度大きくなる可能性があり、横ずれ量の高精度な見積もりが今後の課題として挙げられる。

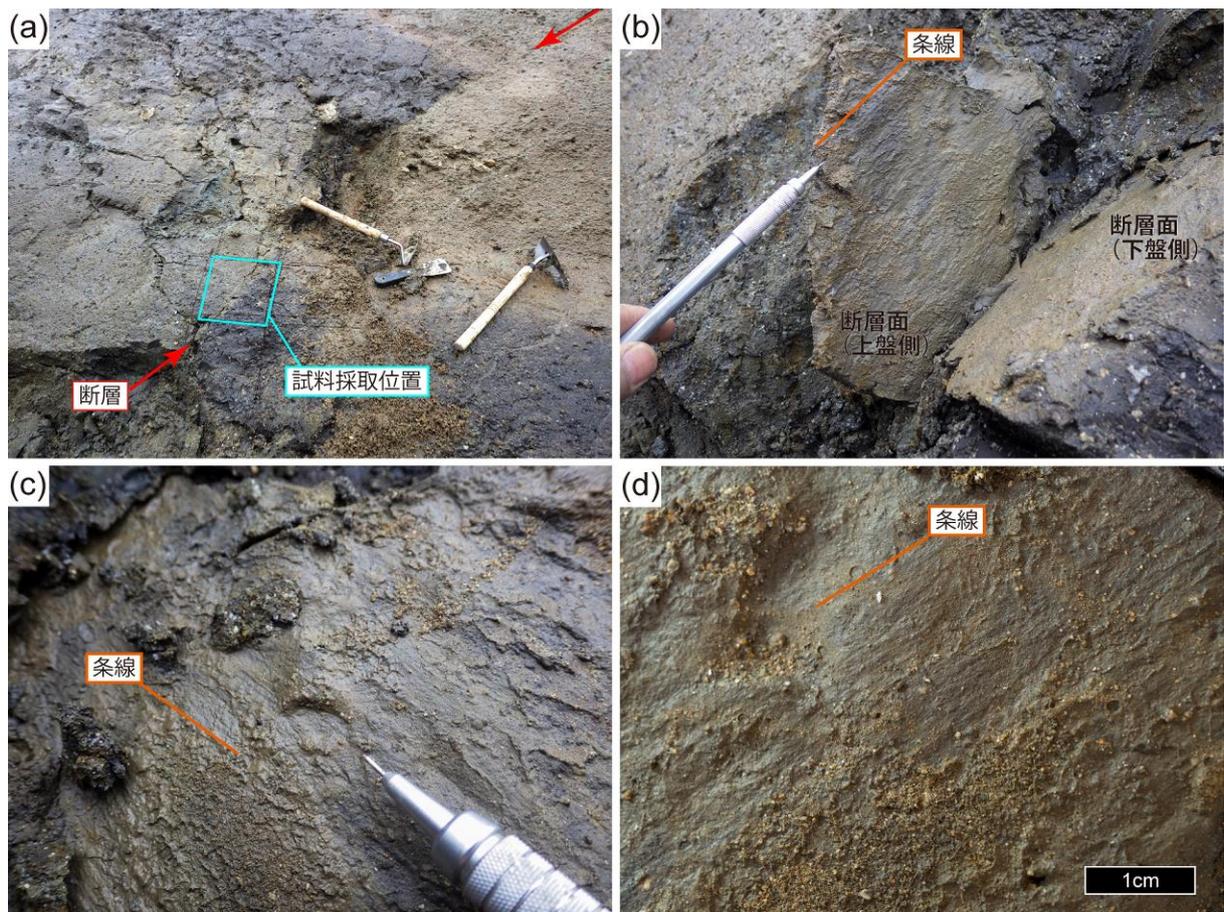


図 42 南部田トレンチ南壁面から採取した試料の条線観察

(a) 条線測定用試料の採取地点

南壁面の定方位試料 B02 地点で採取。

(b) F-S1 断層の slickenside

B02 地点で断層面に沿って上盤と下盤を分割した様子。

(c) 下盤側断層面の拡大写真

写真手前方向が北側。断層面は $N26^{\circ} E 30^{\circ} E$ で、条線のレイクは 25° 北落ち。

(d) 上盤側断層面の拡大写真

母岩は砂礫を含む腐植質シルト層であるが、断層面上には礫が含まれず、条線が付いた断層ガウジが薄く分布している。

(h) 活動履歴調査結果のまとめ

1) 日奈久断層帯日奈久区間における断層の位置及び形態

a) 断層帯を構成する断層

日奈久断層帯日奈久区間は、宇城市豊野町山崎付近から南南西に向かって芦北町田浦の御立岬付近まで延びる直線的な活断層である。北端の位置、すなわち、高野－白旗区間との境界の設定の根拠は不明である。山崎付近から娑婆神峠にかけては丘陵と盆地との境界の東向き斜面に沿って、東側隆起および右横ずれの運動センスを持つことが断層変位地形によって示唆される。娑婆神峠から日奈久までの区間では、丘陵・山地と八代平野との境界に沿って直線的に延び、東側隆起の運動センスを示す。途中、宇城市小川町付近で活断層トレースが 500 m 程度右雁行する。今回の調査を実施した南部田地区はこの区間に含まれるが、この地区では地形判読によって認められる活断層トレースよりも平野側に活断層が位置することがトレンチ調査で確認された。日奈久から御立岬までの区間では、海陸境界に沿って断層が走っており、やはり東側隆起の運動センスを示すと推定される。

上述した一連のトレースのほか、これよりも東側の丘陵内に、蕨野－出春（断層）、新開－坂谷（断層）、小浦－今泉（断層）および波田島－外平（断層）と呼ばれる確実度がやや低い活断層が存在する。これらの活断層は、地質断層とほぼ一致する。

b) 断層面の位置・形状

日奈久断層帯日奈久区間付近で発生した平成 28 年熊本地震の余震の震央は、活断層トレースよりも北西側に分布している。このことは、この活動区間の断層面が北西に向かって傾斜していることを示している。日奈久区間北端付近における 2016 年熊本地震の余震分布は、西へ高角度（70° 前後）で傾斜した断層面を示している（Uchide et al., 2016）。

南部田トレンチ壁面で観察された主要な 3 条の断層の傾斜角は、F-N1 断層・F-S1 断層が東傾斜約 30°～40°（トレンチ基底部）からほぼ水平、F-N2 断層・F-E2 断層は鉛直から（トレンチ基底部）東傾斜約 20°～40°、F-N3 断層・F-E1 断層はほぼ鉛直（トレンチ基底部）から上部で分岐・低角化を示す。また断層面の走向は、F-N1 断層・F-S1 断層が N30° E～N40° E 程度であり、日奈久区間の一般走向とほぼ一致する。一方、西側の断層帯になるほど走向が西に振れ、F-N3 断層・F-E1 断層では N10° E 程度となる。

震源分布に基づくと、日奈久区間の断層面は深部では北西に高角度（70° 前後）で傾斜する。ボーリング及びトレンチ調査から推定される地表付近においては、南東側隆起成分を含む、ほぼ鉛直な断層と、前面に分岐・低角化した見かけ逆断層的な断層とのセットからなる。

2) 日奈久断層帯日奈久区間における過去の活動

a) 平均変位速度

ボーリング及びトレンチ調査から推定される範囲において、断層の両側で分布する地層が限られていることと、断層近傍では撓曲変形を伴っていることから、正確な鉛直変位の検討は難しいが、D-1a 層は鉛直方向に約 5 m 変位していると推定される（図 41）。D-1a 層からは 11753～11414 cal yBP および 12565～12429 cal yBP の 14C 年代が得られている（表 11）。これらのデータに基づくと約 12600 年前以降における鉛直成分の平均変位速度は、0.4 m/千年程度と算出される。また、図 41 において、約 2 万 5 千年前の腐植質シルト

層の上下方向のずれ量は9 m程度である。以上より、約2万5千年前以降の平均変位速度は、0.36 m/千年と算出される。

横ずれ成分の平均変位速度について、条線の観察から走向方向のずれは傾斜方向のずれの約2倍であることが確認されている。したがって、右横ずれ成分の平均変位速度は0.8 m/千年程度と推定される。

b) 活動時期

南部田トレンチで認められた断層活動イベントを以下に整理する。

イベント名：イベント層準：時期

イベント1：C-3層/C-2b層：約1900年前以降、約1100年前以前

イベント2：C-4a層堆積中：約11000年前以降、約1900年前以前

イベント3：D-1a層/C-6層：約12000年前以降、約11000年前以前

イベント4：D-1a層堆積中：約14000年前以降、約11000年前以前

未区分イベント：D-1a層堆積以降～不明：イベント1～3と分離できない

未区分イベント：D-1c層堆積以降～不明：イベント3、4と分離できない

イベント5：D-1c層/C-1b層：約15000年前以降、約1100年前以前：イベント1～4と分離できない

イベント6：D-2d層/D-2a層：約18000年前以降、約16000年前以前

イベント7：D-4a層/D-2d層：約18000年前以降、約16000年前以前

ふたつの未区分イベント及びイベント5は、イベント1～4のいずれかに対応する可能性がある。各々が独立したイベントである可能性は否定できないが、ここでは独立したイベントである根拠に乏しいため、別のイベントを想定しない。以上をまとめると、南部田トレンチで認められた断層活動イベントは、6回（以上）となる。

イベント1の年代に関しては、信頼できる14C年代値が得られればより限定される可能性がある。

c) 変位の縦横比

断層面上の条線の観察結果から、横ずれ量は縦ずれ量の2倍以上であると推定されたため、右横ずれ成分の一回の変位量は縦ずれ成分の2倍以上であると考えられる。

d) 平均活動間隔

約1万8千年前以降、6回のイベントを想定すると、平均活動間隔は約3千年となる。D-1a層（約1万2千年）堆積以降に2ないし3回とすると、平均活動間隔は約1万1千年～4千年となる。イベント3と4の間は、約3千～1千年、イベント6と7については、約2千年～1千年の可能性はある。

e) 活動区間

今回の調査によって南部田トレンチにおける最新活動時期は約1900～1100年前と見積もられた。これは柵1トレンチの活動時期（約19000年前以降、約1500年前以前の間に複数回）および柵2地点の最新活動時期（約8400年前以降、約2000年前以前）と重なる可能性がある。なお、今回の調査結果に基づく南部田における活動時期は「約1900年前」に限定される可能性があるが、その場合でも上述の関係は変わらない。一方、南部田地点と柵地点の間の屈曲部に位置する高塚B地点ではこの時期には断層活動はなかったと解釈されている。これらのことから、1) 南部田地点と柵地点の最新活動時期は同じ（仮説1；図43a）、2) 南部田地点と高塚B地点以南では最新活動時期が異なる（仮説2；図43b）、

という2つの可能性が考えられる。

隣接する活動区間における最新活動時期との関係については、高野－白旗区間では、高木地点と山出地点（本報告書）の最新活動時期が約1400～1200年前の範囲で重複しており、この年代は南部田トレンチの結果と約1400～1200年前の範囲で重複している。一方、八代海区間では約1200～900年前に最新活動があり、この年代とは約1200-1100年前の範囲で重複している。

以上より、上述の仮説1を採用すると、日奈久区間の最新活動時期は「約1900年前以降、約1500年前以前」となり、高野－白旗区間あるいは八代海区間との同時活動の可能性はないことになる。一方、仮説2を採用すると、日奈久区間内での活動時期が異なるとともに、高野－白旗区間と最新活動時期が「約1400～1200年前」の範囲で一致することから、セグメント区分の見直しが必要となる。以上を確認するためには、高塚B地点以南の最新活動時期を含む活動履歴の精度を上げるためのさらなる調査が必須である。

(仮説 1)

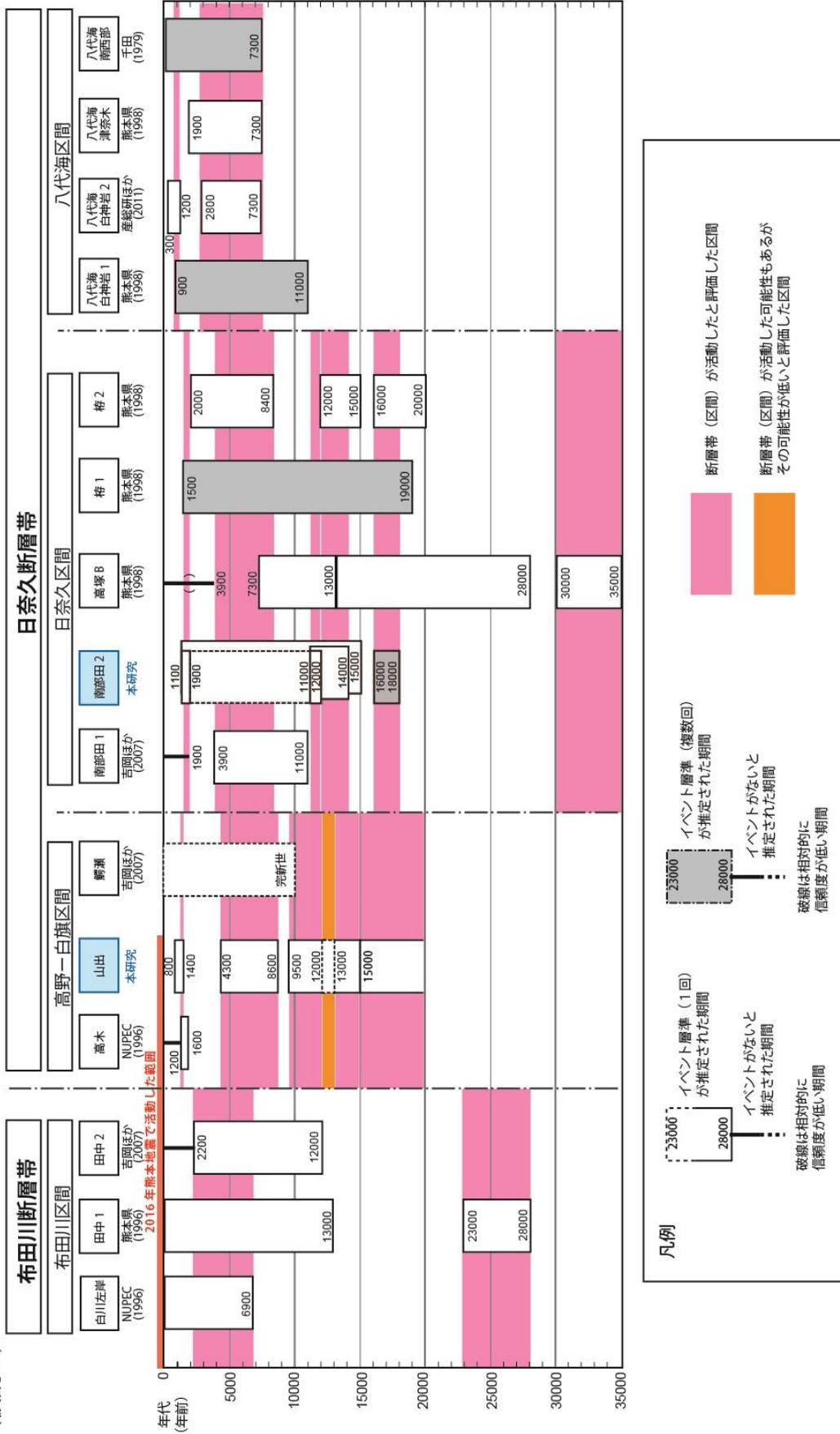


図 43 今回の調査を踏まえた布田川区間から八代海区間までの時空間ダイアグラム
 (a) 南部田地点と梅地点の同時活動を優先した場合 (仮説 1)

(仮説 2)

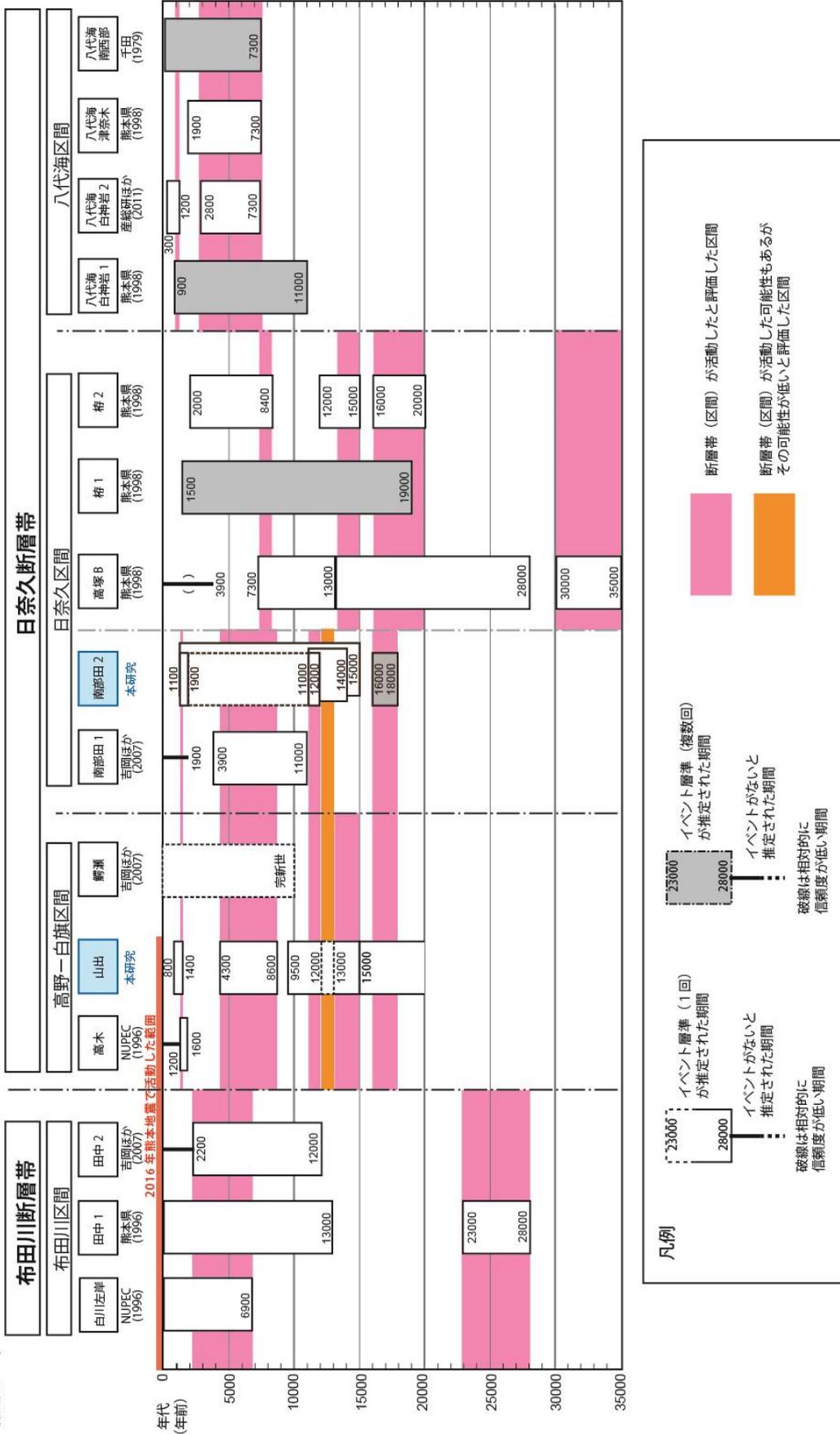


図 43 今回の調査を踏まえた布田川区間から八代海区間までの時空間ダイアグラム
(b) 南部田地点と高野一白旗区間の同時活動を優先した場合 (仮説 2)

(5) 八代海における（八代海区間）活動履歴の解明

(a) 既往資料に基づく海上ボーリング地点の選定および工法の検討

海上ボーリング地点の選定のため、楮原・他（2011）で取得されたすべての音波探査断面を再検討し、完新世において高い時間分解能で断層活動を記録していることが期待される沖積層が厚く分布している領域の中で熊本県葦北郡津奈木町沖の範囲（以下、津名木沖）を選定した。この範囲の音波探査記録としてはGSY-5測線（図44）が該当しており、記録断面上において複数条の断層が認められている（楮原・他，2011）。

本研究においては、このGSY-5測線の音波探査データに対して高度な再処理を施し、可能な限り分解能の高い重合反射断面を得ることにより評価対象断層の絞り込みを行った。再処理においては、海水面補正およびケーブル深度補正を丹念に実施することにより重合断面のS/N比向上をはかった（図45）。また、重合後に施したデコンボリューション処理により、海底面直下から沖積層基底に至る沖積層内の分解能が向上し、断層変位に対する信頼性の高い再解釈が可能になった（図46）。この再解釈の結果、既存文献に示された多数の断層に変位の累積を確認し、かつ表層までを変位させる断層をより高解像度で抽出することができた。

海上ボーリングの工法としては、専用の掘削船を用いる場合と専用の掘削船を用いず足場を用いる場合に大別される。ただし、日本国内においては専用の掘削船は台数が少なく、それも年単位で計画運用されているため、本調査のように突発的かつ緊急性を有する場合にチャーターすることは事実上困難である。したがって本調査においては専用の掘削船を用いない工法を採用することとした。専用の掘削船を用いない場合の海上ボーリング工法は、固定式足場と移動式足場の2つに大別される（一般社団法人全国地質調査業協会連合会、2013）。前者には鋼管やH鋼材を用いた打込式足場と一般的なボーリング調査と同様の単管を用いた組立式足場がある。後者には海中に足場パイプによる櫓や鋼製櫓を設置する櫓式足場、スパット台船を用いたスパット式足場、台船等の浮体の上にボーリング機材を設置する浮体式足場がある（図47）。

これらの海上ボーリング工法について、調査海域の水深、地盤、地形、潮流、波高、風速の観点から最も適切な工法を検討した。調査海域として選定した津名木沖の水深は20～30mである。最大水深を30mと仮定した場合、足場の仮設可能深度を考慮すると適用可能な工法は、櫓式足場の鋼製櫓および円筒式足場の傾動自在型である。地盤は比較的軟弱な堆積物と考えられる。この場合、櫓式足場では、その自重により沈下や傾斜が予想される。海底地形は緩やかな傾斜と予想されるが、断層近傍では局地的な変形がみられる可能性もある。その場合、櫓式足場は海底接合部が不安定となり安全性に欠ける。潮汐は平常時、流速0.1～0.4ノット、風速は秋～冬季にかけて暴風(10m/sec)はほとんどなく、両者ともに比較的穏やかなとされているが、海上ボーリングは天候、海況により危険度が変化する作業である。円筒式足場の傾動自在型は、天候、海況が急に悪化した場合、円筒式足場のみを海上に残し、機材や作業員の速やかな避難が可能である。

以上のような諸条件を考慮し、本調査における海上ボーリングの工法は、円筒式足場の傾動自在型工法を採用した（図48）。

楮原・他（2011）で取得されたデータの再解析および各種海上ボーリング工法の検討により、楮原・他（2011）に示された断層のうち、GSY-5上東端に認められたもの（図46）を評価対象断層とした。

(b) 海域調査

1) 高分解能音波探査

高分解能音波探査は、平成 29 年 2 月 5 日～平成 29 年 2 月 9 日にかけて実施し、津奈木沖に選定した海上ボーリング孔周辺の 2 キロ平方メートルの範囲において、20 測線（総測線長 40km、各測線長 2 km）のデータを取得した（図 49）。測線は評価対象断層の走向とほぼ直交すると推定される北西―南東方向に設定した。前節において再処理を実施した GSY-5 測線（楮原ほか, 2011）と同一測線においても、音響層序を対比するためにデータを取得した。各探査機器の仕様を表 12、データ取得時の仕様を表 13、使用船舶の仕様を表 14、音波探査機器の配置を図 50 にそれぞれ示す。

音源は発振エネルギー 300J のブーマーを用いた。ACS (Autonomous Cable System) ケーブル 4 本を 10m 間隔で平行に曳航して同時にデータを取得した。1 ケーブル当たりのチャンネル数は 16 チャンネルで総チャンネル数は 64 チャンネルである。1 測線（測線長 2 km）の航行で、同時に 4 測線分のデータを取得した。本調査の総測線長は 40km と計画されており、取得されたデータのうち最も S/N 比が良好であった 33 チャンネル～48 チャンネルで構成されるケーブルのデータ 20 測線分をデータ処理に採用した。

船位測定には DGPS (Differential GPS) を使用した。航測システムと連携し、測線上を 5m 進む毎にシグナルを出力し発振を行い、その位置と時刻を記録した。発振時の音源位置およびケーブル上の各受振器の位置は、音源およびケーブル最後尾のブイに取り付けられた RGPS (Relative GPS) システムによって求められたデータを航測システムによって処理し、測線ごとに発振点・受振点の座標として記録した。

2) 海上ボーリング調査

海上ボーリング調査は、前述の検討に基づき平成 29 年 1 月 5 日～平成 29 年 1 月 23 日にかけて実施した。津奈木沖において断層を挟む 2 本のコア（GS-TNK-1、2）を採取し、総掘削長 45m の地質試料を得た（表 15(a, b)）。

調査地域周辺には海上ボーリングの実績はなく、事前に海底下の地質構成の予想が困難であった。そのため既存の音波探査断面で地質構成を推定し掘削作業に臨んだ。オールコアボーリングとして高い採取率を得るためにコア採取方法として 1) 打ち込みサンプラー、2) 一重管サンプラー、3) スリーブ内蔵三重管サンプラーを実施し、地質に合った採取方法を検討しながら、より採取率の良い採取方法を採用した。コア採取状況表を表 15(a, b)に示す。採取率は GS-TNK-1 では粘性土が 93.8%、砂質土が 100%、全体で 94.5%であった。GS-TNK-2 では粘性土が 99.5%、砂質土が 95.8%、礫質土は 100%、全体で 98.64%であった。

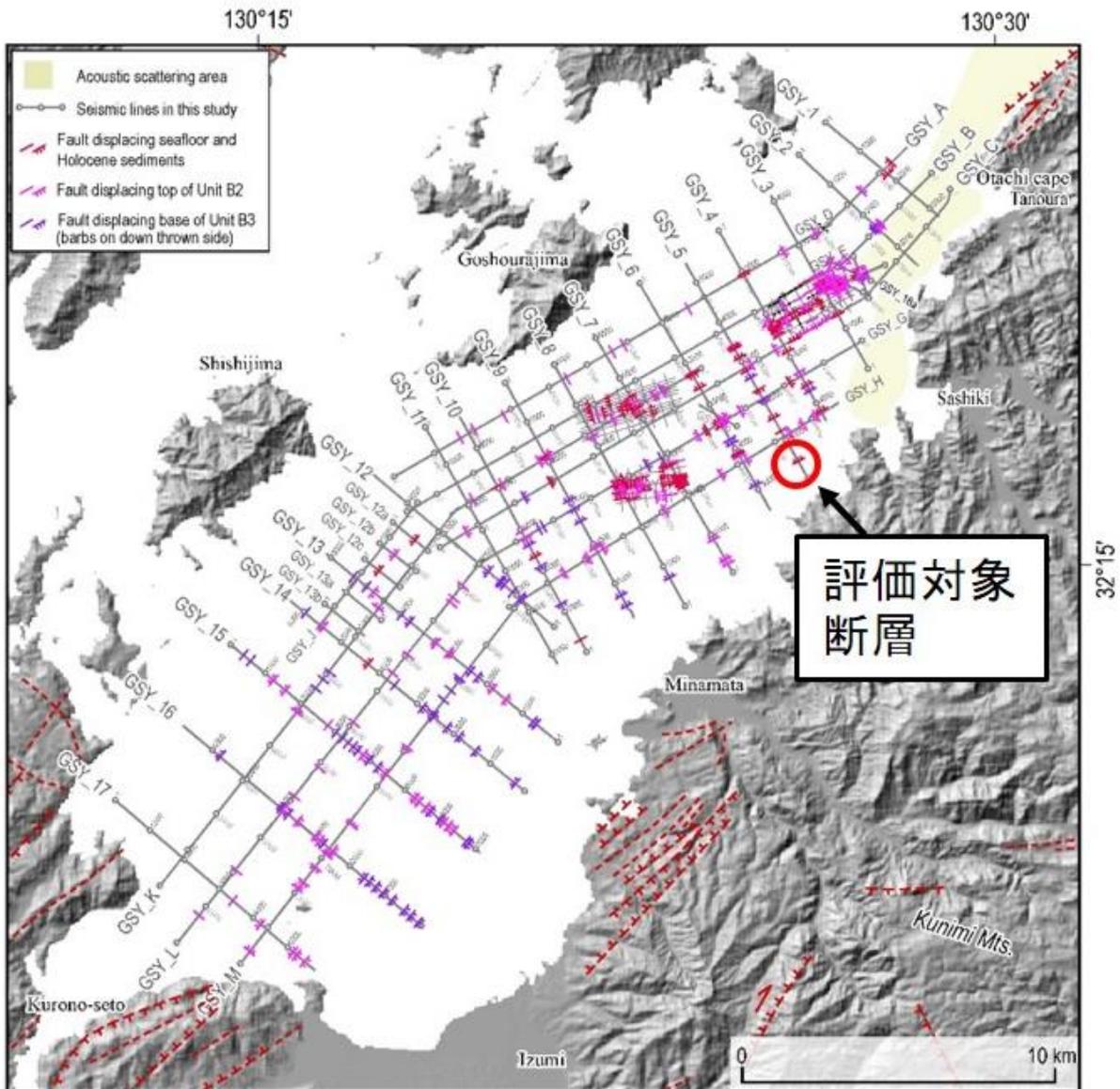


図 44 既存の音波探査測線と認められた断層の位置（楮原・他，2011 に加筆）

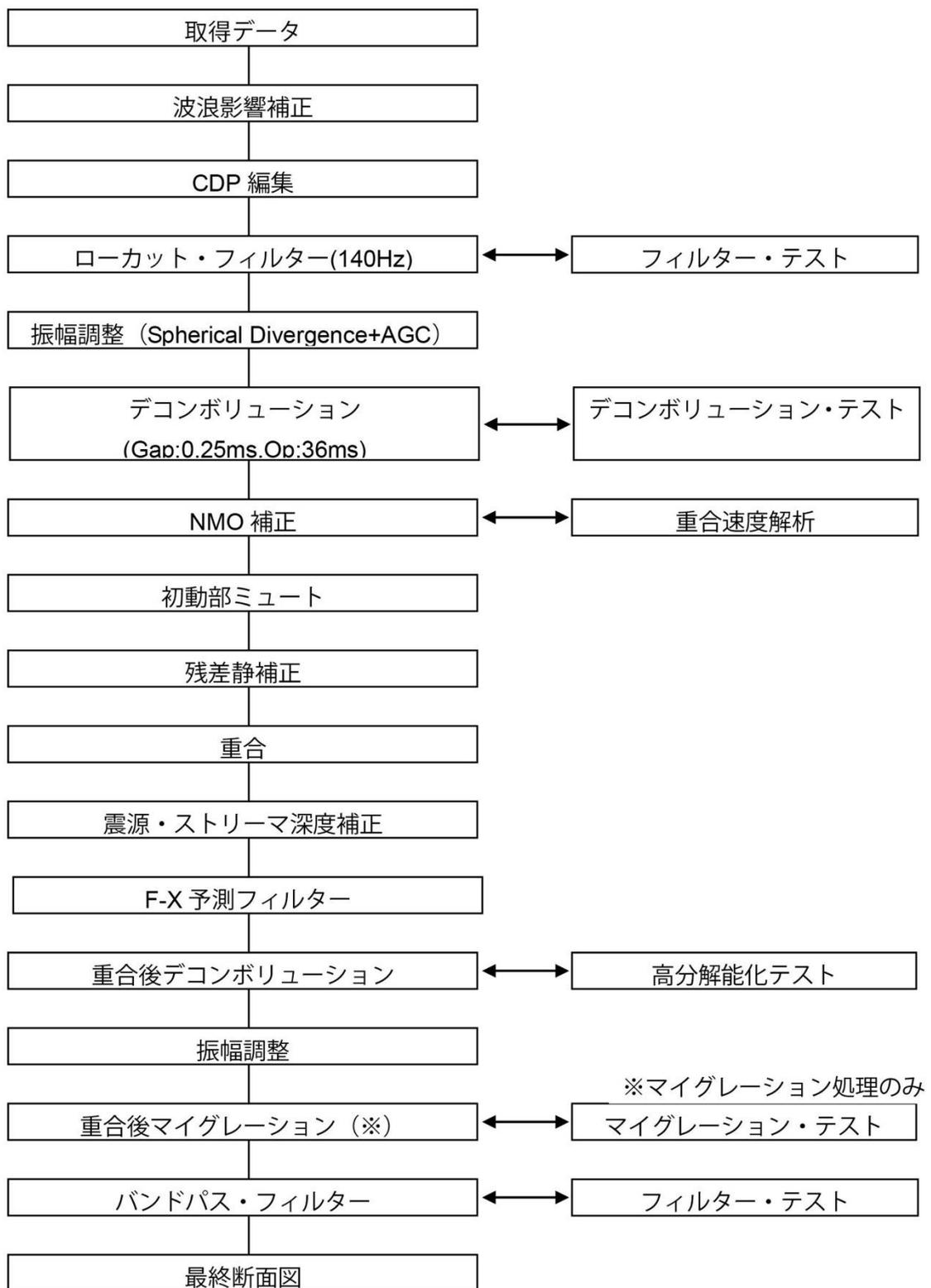


図 45 反射法データ処理の解析フロー

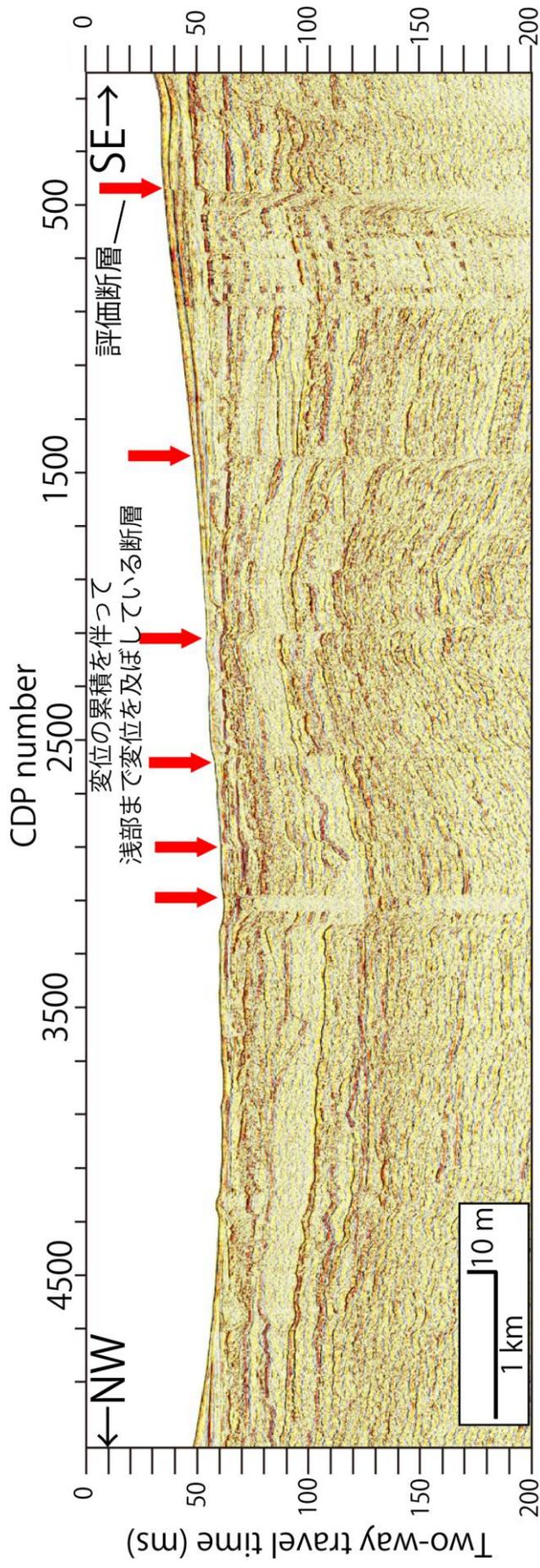


図 46 GSY-5 測線の再処理結果
 図中の赤矢印は累積を伴って変位を及ぼしている断層の位置。

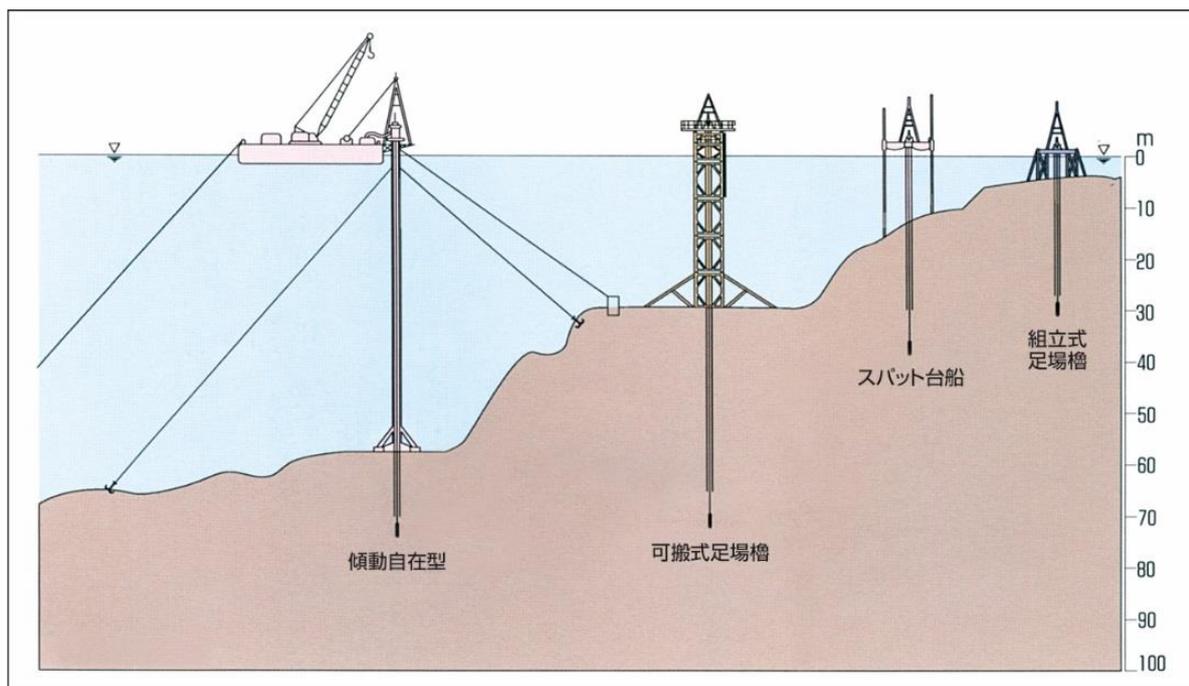


図 47 海上ボーリング工法の分類 (中央開発株式会社 HP: <http://www.ckcnet.co.jp/technology/survey/keidoujizai/>)



図 48 傾動自在型工法の作業状況 (左：全体の状況写真、右：台船を離した状態写真)。

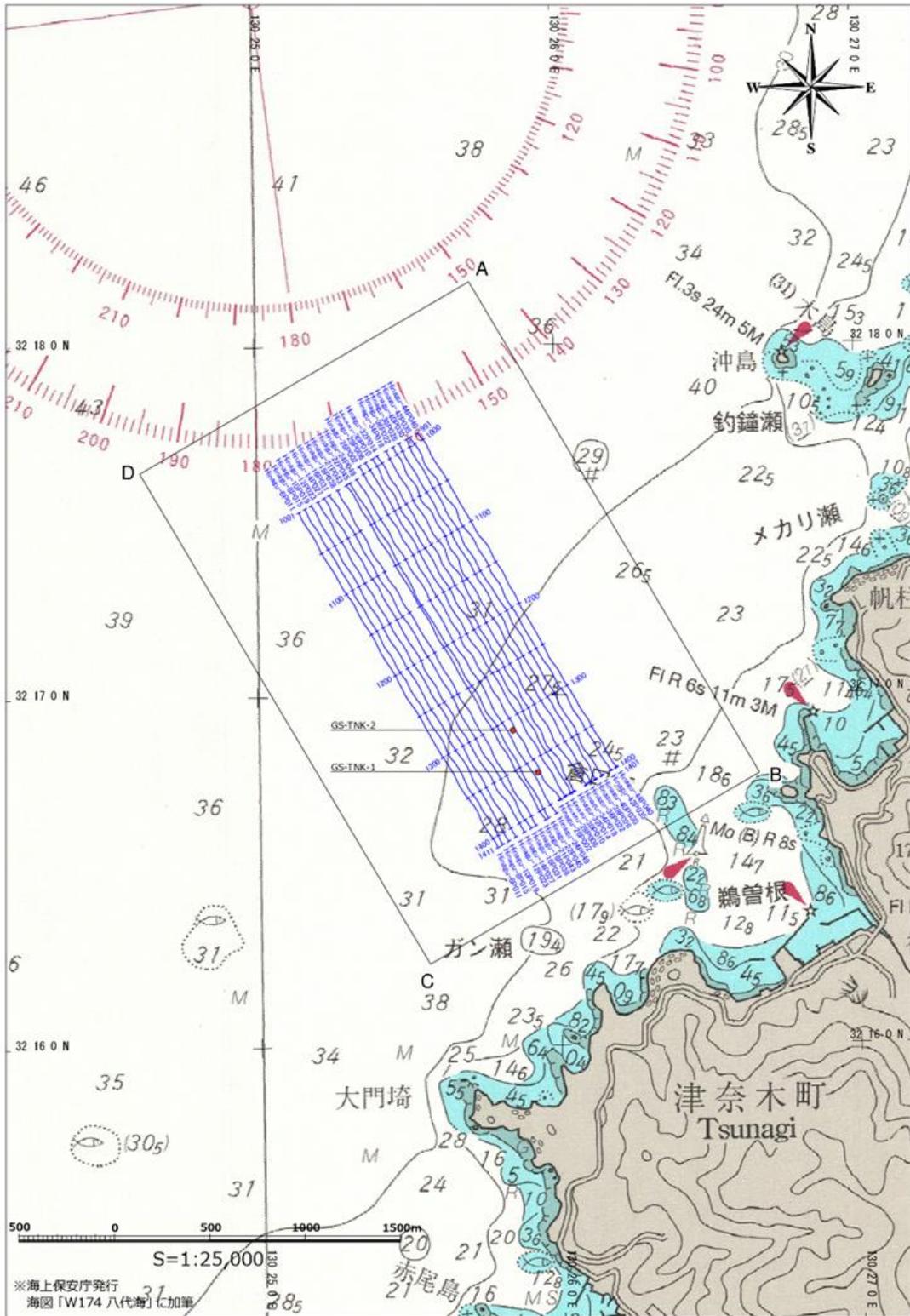


図 49 調査測線位置図 (海上保安庁「W174 八代海」に加筆)

表 12 探査機器の仕様

名 称		型 式	規 格 ・ 性 能
送 信 部	送信機	AAE CSP-P	方式：電磁誘導方式 送振出力：50、100、150、200、300、 350 ジュール 高圧直流電圧：2.5～3.9kV コンデンサー容量：48 デンサ高圧開閉回路： SCR 使用電源：AC200～240V、45～65Hz 消費電源：平均 2.0kVA
	送波器	AAE AA300	方式：圧電磁誘導モノパルス方式 送振出力：最大 300 ジュール
受 信 部	ACS ケーブル		チャンネル数：64（このうち No.33～48 の 16 チャンネルを使用） チャンネル間隔：4 m 素子数：1 素子（High Tech, Inc., HTI-90-u） 感度：50.1 V/Bar
	ミニストリーマー ケーブル [モニター用]	Teledyne Technologies	チャンネル数：24 チャンネル間隔：3.125m 素子数：4 素子
デ ジ タ ル 記 録 部	デジタル 変換機		量子化：24bit 入力チャンネル：8 ch/1 台 サンプリング周波数：10KHz プリアンプゲイン：+12dB
	デジタル収録装置 [モニター用]	DAQlinkIII (Seismic Source)	量子化：24bit 入力チャンネル：24ch サンプリング周波数：62.5～16KHz

表 13 データ取得時の仕様

基本情報	数量	
Line数	20	本
ケーブル数	4	本
ケーブル間隔	10	m
サンプリング間隔	0.1	ms
平均船速	3	knot
shot間隔	5	m
SP数/Line	400	点

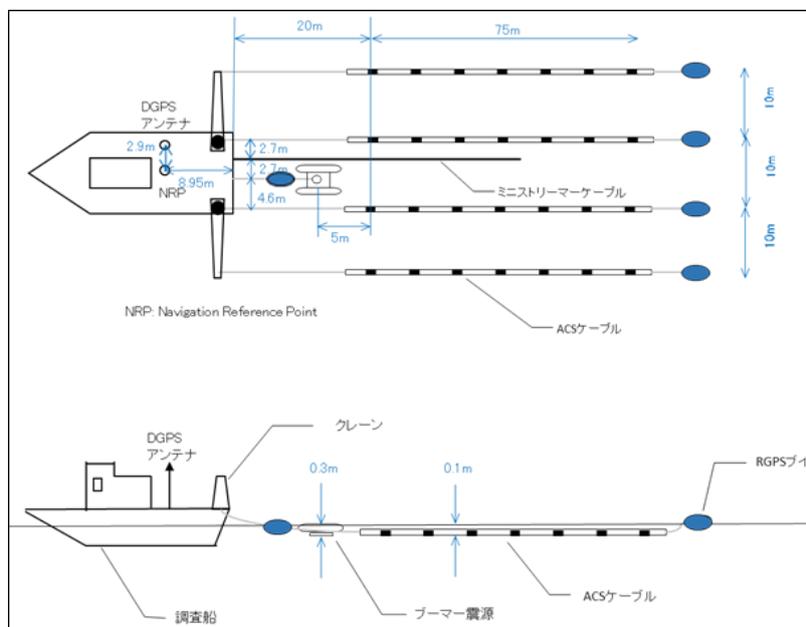


図 50 音波探査機器の配置

表 14 音波探査時の使用船舶

使用船舶	排水量	全長
第十英祥丸	188t	37.5m

表 15(a) GS-TNK-1 採取表

GS-TNK-1

深度	主な地質	採取率	採取方法	備考
0 ~ 1	粘性土	100	打ち込み	
1 ~ 2	粘性土	90	打ち込み	コア縮み10cm
2 ~ 3	粘性土	100	打ち込み	
3 ~ 4	粘性土	100	打ち込み	
4 ~ 5	粘性土	100	打ち込み後、シングル	再採取
5 ~ 6	粘性土	100	打ち込み後、シングル	再採取
6 ~ 7	粘性土	80	打ち込み後、シングル	再採取
7 ~ 8	粘性土	100	トリプル後、シングル	コア落ち・再採取
8 ~ 9	粘性土	60	トリプル後、シングル	コア流出
9 ~ 10	粘性土	60	シングル	コア落ち・コア流出
10 ~ 11	粘性土	100	シングル	
11 ~ 12	砂質土	100	シングル	
12 ~ 13	砂質土	100	シングル	
13 ~ 14	粘性土	100	打ち込み後、シングル	コア落ち・再採取
14 ~ 15	粘性土	100	シングル	
15 ~ 16	粘性土	100	シングル	
16 ~ 17	粘性土	100	シングル	
17 ~ 18	粘性土	100	シングル	
18 ~ 19	粘性土	100	シングル	
19 ~ 20	粘性土	100	シングル	

GS-TNK-1

主な地質	採取率
粘性土	93.8%
砂質土	100%

表 15(b) GS-TNK-2 採取表

GS-TNK-2

深度	主な地質	採取率	採取方法	備考
0 ~ 1	粘性土	95	シングル	コア縮み
1 ~ 2	粘性土	99	シングル	コア縮み
2 ~ 3	粘性土	100	シングル	
3 ~ 4	粘性土	100	シングル	
4 ~ 5	粘性土	100	シングル	
5 ~ 6	粘性土	100	シングル	
6 ~ 7	粘性土	98	シングル	コア縮み(ケーシング挿入時流出)
7 ~ 8	粘性土	99	シングル	コア縮み(ケーシング挿入時流出)
8 ~ 9	粘性土	100	シングル	
9 ~ 10	粘性土	100	シングル	
10 ~ 11	粘性土	100	シングル	
11 ~ 12	粘性土	100	シングル	
12 ~ 13	粘性土	100	シングル	
13 ~ 14	粘性土	100	シングル	
14 ~ 15	粘性土	100	シングル	
15 ~ 16	砂質土	100	シングル	
16 ~ 17	砂質土	100	シングル	
17 ~ 18	砂質土	75	シングル	コア流出・コア縮み
18 ~ 19	砂質土	100	打ち込み	
19 ~ 20	砂質土	100	打ち込み	
20 ~ 21	砂質土	100	打ち込み	
21 ~ 22	礫質土	100	打ち込み	
22 ~ 23	粘性土	100	打ち込み	
23 ~ 24	粘性土	100	シングル	
24 ~ 25	粘性土	100	シングル	

GS-TNK-2

主な地質	採取率
粘性土	99.5%
砂質土	95.8%
礫質土	100%

(c) 高分解能音波探査

初期的なデータ処理が終了した測線（図 51）とその記録断面（図 52）を示す。示した記録断面の測線間隔は約 100m である。図 52 においては測線間の相対的な位置関係を CDP No. を基準に合わせた。

各記録断面には評価対象とした断層周辺の地質構造が明瞭にとらえられている。各断面でとらえられた断層の変位は累積性を有しており、一部には海底面にも軽微な撓みがおよんでいるのが認識される。評価対象断層の連続性については、一本の断層トレースとして連続するのか、雁行状にステップしながら地質構造として連続するのか等、現時点においては測線間隔が粗いため判断できない。

今後、データ処理、解析を進め、評価対象断層の性状を明らかにする。



図 51 初期的なデータ処理が終了した測線位置図

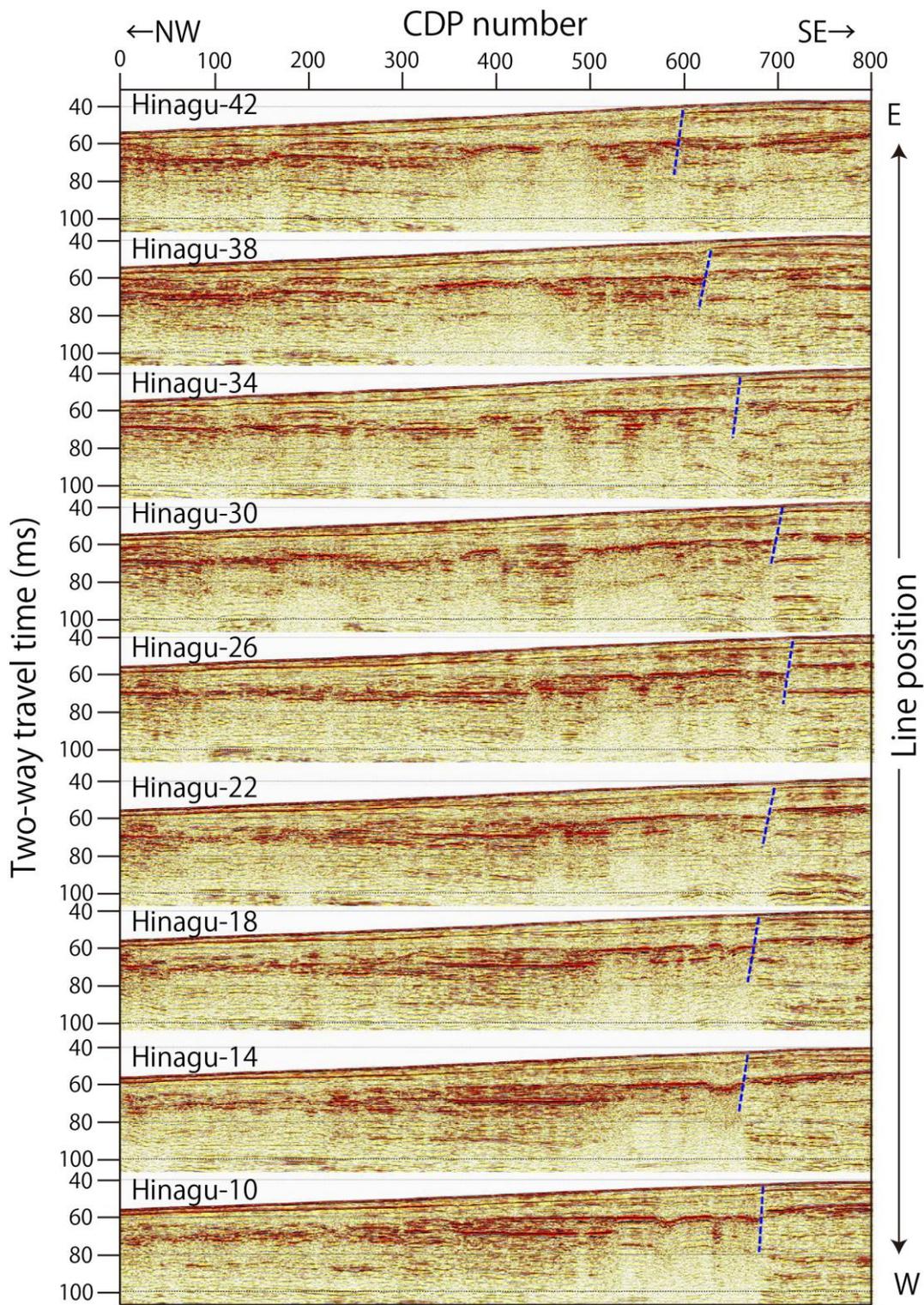


図 52 初期的なデータ処理が終了した音波探査断面

(d) 海上ボーリング

海上ボーリング調査の結果、GS-TNK-1では約20m（標高：GL-28.68～-48.68m）、GS-TNK-2では約25m（標高：GL-30.19～-55.19m）の堆積物コア試料が採取された。堆積物コアの岩相は、上部は主に貝殻混じりのシルトを主体とする海成層、下部は凝灰質粘土および砂質層から構成されている。全体的に均質な岩相を呈している。また、既存の音波探査記録断面上で明瞭な反射面が確認された海底下深度11.0m～13.0m付近では、軽石密集層や火山灰層が認められた。以下に各孔の地質と記載事項を示し、図53にGS-TNK-1のコア写真、図54にGS-TNK-2のコア写真および図55に両コアの模式柱状図をそれぞれ示す。

1) GS-TNK-1

深度0.00～10.48m 砂混じりシルト～シルト質粘土。砂は黒色の極細粒砂と白色の細粒～中粒砂を含む。白色の砂は貝殻起源を呈す。含水が多く軟質である。粘性は中位である。堆積構造は不明瞭。φ2～15mmの貝殻片およびウニ殻片が混入する。

深度0.00～0.70mはヘドロ状。φ5～10mmウニ殻片が混入。

深度1.70～1.74mは不均質な砂質シルト。貝殻細片が混入。

深度1.86～1.95mは不均質な砂質シルト。貝殻細片が混入。

深度2.00mまで木片が微量点在する。

深度2.66mまで極細粒砂混じりのシルト主体。

深度2.66～2.71mは不均質な砂質シルト。貝殻細片が混入。

深度0.70～2.80mはφ5～20mmの貝殻片が混入する。

深度2.80～4.00mは貝殻細片が少量混入する。

深度4.00～8.60mはφ5～20mmの貝殻片、ウニ殻片が混入。

深度3.50～9.15mに炭化物が微量点在する。

深度9.19mに木炭が混入。

深度9.00～10.00mは全体的にやや有機質。φ4～20mm貝殻片が点在。

深度9.80～10.00m、所々、シルトをシーム状に挟む。

深度10.00m以深は、貝殻片が減少。

深度10.18～10.38mはシルト～細粒砂が挟在する。

深度10.38～10.48mはシルト質粘土と火山灰が混在。

深度10.48～10.91m 凝灰質シルト。水平～やや傾斜した堆積構造あり。全体的に火山ガラスが混入する。

深度10.91～12.04m 凝灰質シルト。含水が比較的強く硬質である。粘性はやや強い。全体的にガラス質物質が混入する。

深度10.91～11.71mは、堆積構造は不明瞭。

深度11.71～11.76mは極細粒砂主体。

深度11.76～11.92mは軽石（φ1～8mm）主体。

深度11.71～12.05mは、水平の堆積構造あり。

基底部に軽石（φ2～30mm）が密集。

深度12.04～12.62m 凝灰質砂、軽石混じり砂、砂質シルト、砂混じりシルトの混合層。

ϕ 2～15mm の軽石が混入する（最大径 ϕ 軽石が混）。
 深度 12.05～12.29m は軽石混じりの不均質な砂質シルト。
 深度 12.29～12.62m は軽石混じり砂と砂質シルトの混合層。
 深度 12.62～17.00m 凝灰質粘土。均質で堆積構造は不明瞭。含水は比較的 low 硬質である。粘性は強い。貝殻片は含まない。炭化物片がまれに混入する。
 深度 17.00～20.00m シルト混じり粘土。均質で堆積構造は不明瞭。含水は比較的 low 硬質である。粘性が強い。
 深度 17.00～17.70m は層状に貝殻細片を狭在する。
 深度 17.70～19.00m は貝殻片が少量点在する。
 貝殻片は ϕ 1～3mm を主体とし、もろく容易に崩れる。
 深度 19.00～20.00m は貝殻片をほとんど含まない。
 深度 18.00～18.30m に炭化物細片が少量点在する。

2) GS-GS-TNK-2

深度 0.00～2.30m シルト質粘土～シルト。
 均質で堆積構造は不明瞭。
 含水が多く非常に軟質である。粘性は中位。
 ϕ 2～15mm の貝殻片、ウニ殻片が混入。
 深度 0.00～0.50m はヘドロ状。
 深度 2.30～4.00m シルト質細粒砂～砂質シルト。
 砂分は極細粒砂。堆積構造は不明瞭。
 含水は多く軟質である。
 ϕ 2～15mm の貝殻片、ウニ殻片が混入。（最大 ϕ 50mm）
 炭化物片がまれに混入する。
 深度 3.18m に未分解の木片が混入（ ϕ 25mm）。
 砂は白色の細粒～中粒砂を含む。
 白色の砂は貝殻起源を呈す。
 深度 4.00～11.79m シルト～粘土質シルト。
 均質で堆積構造は不明瞭。
 含水が中位で軟質である。粘性はやや弱い。
 ϕ 2～15mm の貝殻片、ウニ殻片が混入。
 炭化物片がまれに混入する。
 深度 9.7m 以深、貝殻片の混入が少ない。
 深度 10m 以深、わずかに暗色を帯びる。
 深度 11m 以深、貝殻片の混入なし。
 深度 11.06～11.75m にパッチ状の細粒砂が点在。
 深度 11.79～13.32m 凝灰質砂・泥層混合層。
 不均質な攪乱状の堆積層。堆積構造は不明瞭。
 深度 11.79～12.50m は泥層を主体とし有機分が混入。
 深度 12.50～13.32m は火山灰質の砂質シルトを主体とし、下部ほど粗粒となる。

- 深度 12.80～13.32m でほぼ水平の堆積構造を確認。
- 深度 13.32～15.22m 凝灰質粘土。均質で堆積構造は不明瞭。
 含水は比較的少なく、比較的硬質。粘性中位～やや強い。
 深度 13.32～13.67m は有機分が混入。(旧表土の可能性)
 深度 14.58～14.72m に凝灰質細粒砂と凝灰質シルトの混合層を挟む。下端境界面は攪乱状を呈する。
 深度 14.95～15.00m で 5° 傾斜した堆積構造を持つ。
 深度 15.22m に貝殻片が混入 (φ 5 mm)。
- 深度 15.22～16.25m 細粒砂。比較的均質な細粒砂。
 層上部の境界面は攪乱状を呈する。
 ほぼ水平～10° の葉理が認められる。
 深度 15.51m、深度 15.61m に中砂の薄層を挟む。
- 深度 16.25～16.52m 礫混じり 細粒砂～粗粒砂が不均質に混合する。
 礫は φ 2～5 mm の亜円礫～亜角礫。(最大 φ 40mm)
 深度 16.47m にくされ軽石が混入。
- 深度 16.52～18.00m 細粒砂・中粒砂・粗粒砂互層
 全体にほぼ水平の葉理が認められる。
 深度 16.68～16.75m は礫混じり砂。礫は φ 2～5 mm の亜円礫～亜角礫。
 深度 17.52～17.69m は礫混じり砂。礫は φ 2～4 mm の亜角礫～角礫。
- 深度 18.00～20.84m 細粒砂～中粒砂。堆積構造は不明瞭。
 φ 10～20mm の礫分が点在。
 深度 18.00～18.32m に砂質シルトがパッチ状に点在。
 深度 18.64～18.72m は中粒砂～粗粒砂を挟む。
 深度 18.77～18.93m、火山灰混じり砂を互層状に挟む。
 深度 19.00～19.13m に砂質シルトがパッチ状に点在。
 深度 19.61～19.90m、粗粒砂が混入する。
- 深度 20.84～21.12m 細砂。ほぼ水平の葉理構造を持つ。
 深度 20.92～21.00m、シルト質砂薄層と細粒砂薄層が互層。
 深度 21.00m 以深、下部ほど粒子が粗い。
- 深度 21.12～21.32m シルト質細粒砂。礫分やシルト分が不均質に混合。
 深度 21.12～21.19m は攪乱状。
- 深度 21.32～22.55m 軽石・粘土互層。
 深度 21.32～21.35m にほぼ水平な葉理を確認。
 深度 21.56m、21.93m に炭化物片 (φ 5～10mm) 混入。
 深度 21.32～21.51m は凝灰質粘土。
 深度 21.51～22.15m は軽石礫 (φ 1～65mm) 主体。
 深度 22.15～22.33m は粘土。1 mm 以下の気泡が点在。
 深度 22.33～22.55m は粗粒砂サイズの軽石が点在する火山灰質砂。
- 深度 22.55～25.00m 凝灰質粘土。均質で堆積構造は不明瞭

含水は少なく硬質である。粘性はやや強い。
深度 22.55～22.73m は有機分が混入。(旧表土の可能性)

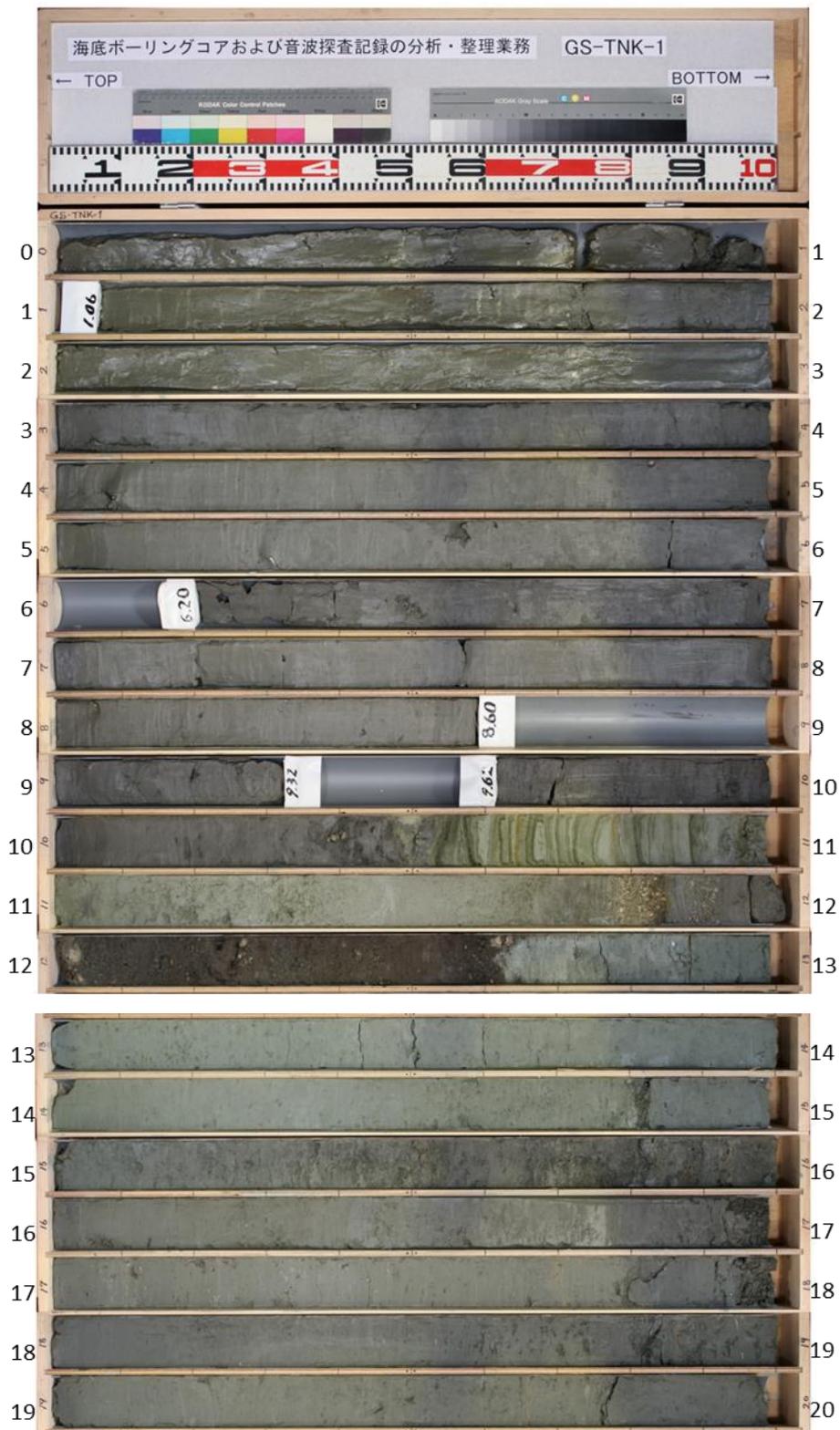


図 53 GS-TNK-1 (掘進長 20.0m、孔口標高-28.68m)



図 54 GS-TNK-2 (掘進長 25.0m、孔口標高-30.19m)

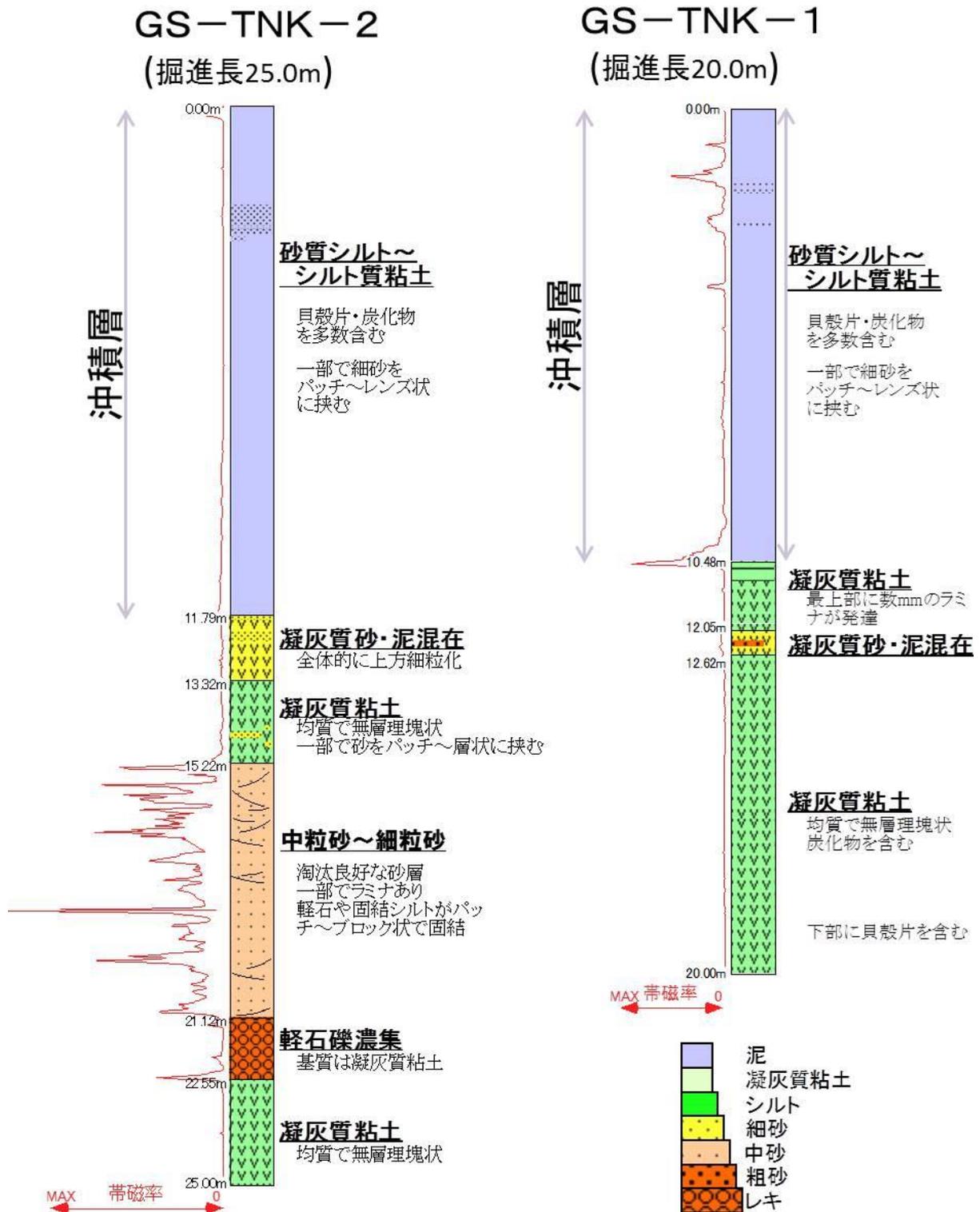


図 55 海上ボーリングにより採取された堆積物の柱状図

(e) 音波探査断面とボーリングコアとの対比

音波探査断面と今回掘削したボーリングコア（GS-TNK-1、GS-TNK-2）の対比図（投影図）を図56に示す。

1) GS-TNK-1と音波探査反射面の対比

音波探査断面上での深度（以下、“断面深度”）0.0～10.5mでは、数十cm間隔程度に水平方向に連続する比較的明瞭な反射面が数多く認められる。それに対して、対応するボーリングコアでは貝殻混じりの均質な泥層（砂混じりシルト、シルト質粘土）が連続して堆積しており、層相に明瞭な差異は認められない。この深度では音波探査断面から期待される岩相の違いなどはボーリングコア観察からは得られず、内部層理との対比は困難である。

断面深度10.5m～12.5mでは、連続性のよいかかなり明瞭な反射面が認められる。一方、ボーリングコア掘削深度（以下、“コア深度”）10.48～12.04mに凝灰質粘土（最下部に軽石質の火山灰を挟む）が、コア深度12.04～12.62mに火山灰～軽石混じり砂のやや粒度の粗い層準が認められ、これらが音波探査の反射面として反映していると考えられ、ボーリングコアと音波探査の反射面が対応している。

断面深度12.5m～20.0mでは、やや不明瞭な反射面が認められる。一方、ボーリングコアにおいても均質な泥層（凝灰質粘土、シルト混じり粘土）が広く分布している。この深度では、ボーリングコアと音波探査の反射面が不明瞭ながら対応している。

2) GS-TNK-2と音波探査反射面の対比

断面深度0.0～11.5mでは、数十cm程度間隔に水平方向に連続する明瞭な反射面が数多く認められるが、コア深度0.00m～11.79mでは貝殻混じりの均質なシルト、シルト質粘土が分布しており層相に明瞭な差異は認められない。この深度では音波探査断面から期待される岩相の違いなどはボーリングコア観察からは得られず、内部層理との対比は困難である。

断面深度11.5～13.5mでは、連続性良好でかなり明瞭な反射面が認められる。一方、ボーリングコアにおいては凝灰質砂と泥層の混合層が分布している。この深度では、凝灰質砂層が音波探査の反射面として反映していると考えられ、ボーリングコアと音波探査の反射面が良く対応している。

断面深度13.5～21.0mでは、やや不明瞭な反射面が認められる。一方、コア深度13.32～15.22mには凝灰質粘土が、コア深度15.22～21.32mには淘汰が比較的良好な中粒砂～細粒砂が連続して分布している。それぞれの地層中では層相に明瞭な差がなく、全体的にはボーリングコアと音波探査の反射面がともに不明瞭であり、対比は困難である。

断面深度21.0～23.0mでは、やや明瞭な反射面が認められる。一方、コア深度21.32～22.55mに火山灰や軽石が密集する凝灰質粘土が分布し、ボーリングコアと反射面が対応しているといえる。

断面深度23.0～25.0mでは、反射面が不明瞭である。一方ボーリングコアでは均質な凝灰質粘土が認められ岩相変化に乏しい。この深度ではボーリングコアと反射面の対比は不明。

3) GS-TNK-1、GS-TNK-2と音波探査反射面の対比

ここでは GS-TNK-1、GS-TNK-2 のボーリングコアを音波探査反射面の連続性を考慮して対比する。

GS-TNK-1 のコア深度 0.00～10.48m に分布している砂混じりシルト～シルト質粘土層は、GS-TNK-2 のコア深度 0.00～11.79m に分布しているシルト質粘土～シルト層) は非常に類似しており対比できる。一方、GS-TNK-1、GS-TNK-2 の浅部に認められる多数の反射面がボーリングコアの岩相に反映されていない。

GS-TNK-1 地点の断面深度 10.5～12.5m (凝灰質シルト～軽石混じり砂質シルトが比較的成層状に堆積) の層準と、GS-TNK-2 地点の断面深度 11.50～13.50m (凝灰質粘土が攪乱状に堆積) の反射面は一見連続するよう見えるが、層相は必ずしも一致していない。

GS-TNK-1 地点のコア深度 10.48～12.62m の層準と GS-TNK-2 地点のコア深度 11.79～13.32m の層準は、D 層基底面に対応する事と凝灰質堆積物である事から対比できる可能性はある。しかしながら、岩相、粒度、色調などに相違がみられることから単純な対比は難しい。

GS-TNK-2 の深度 15.22～21.12m に分布する淘汰良好な凝灰質粘土及び、深度 21.12～22.55m に分布する軽石礫濃集層に相当する岩相は、GS-TNK-1 では確認されていない。

GS-TNK-2 の深度 22.55～25.00m に分布する凝灰質粘土は、GS-TNK-1 の深度 12.62～17.00m に分布する凝灰質粘土と同様の層相を示す。また、GS-TNK-1 の深度 10.91～12.04m の凝灰質シルトにも類似している。

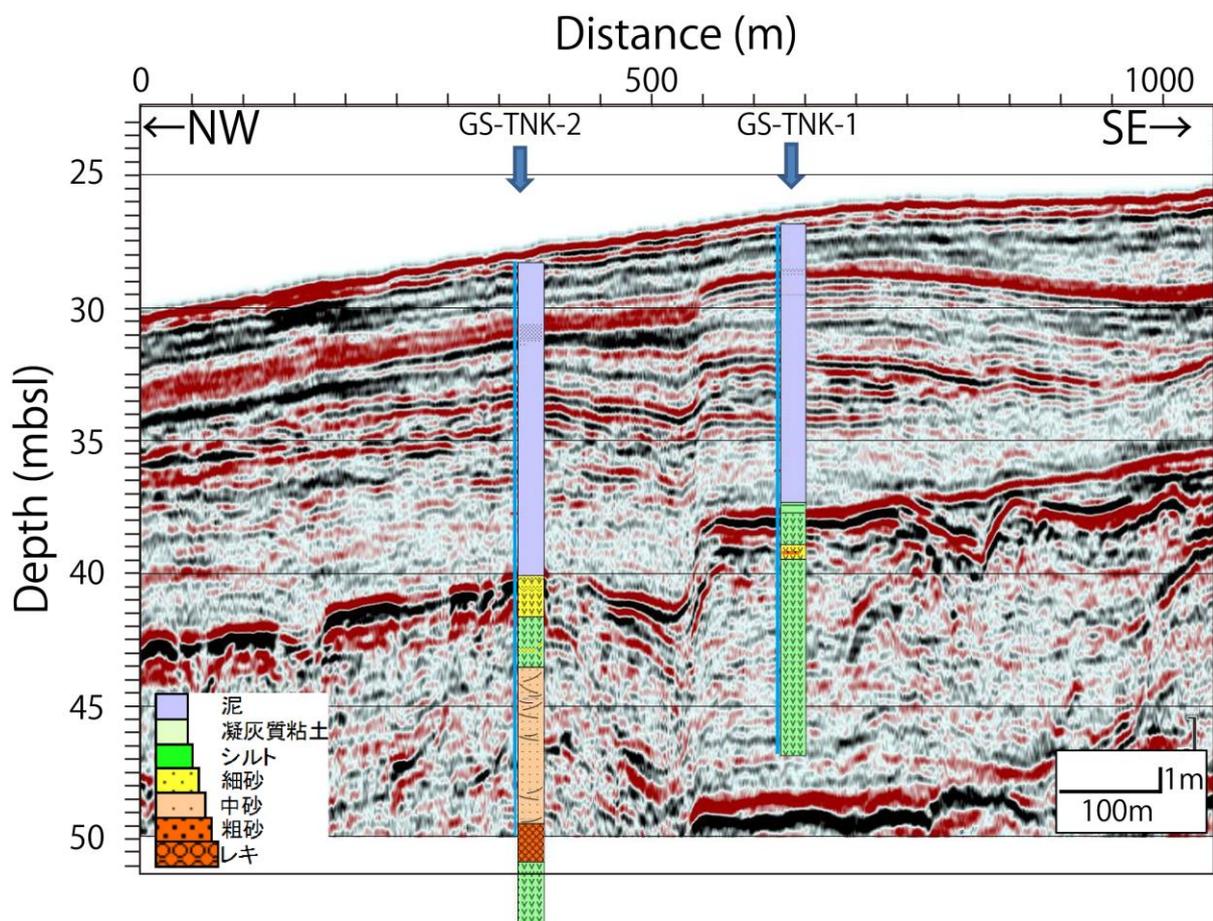


図 56 音波探査断面とボーリング柱状図との対比

(f) ボーリング試料の層序と年代

ボーリングコア試料において沖積層と解釈していた海成泥層を、音波探査断面上で音響パターンの類似性を根拠に上から A 層、B 層、C 層、D 層の 4 層に区分した (図 57)。その結果、いずれの地層においても断層を隔てて沖側の層厚が岸側と比較して厚く堆積していることから、断層変位の繰り返しによる累積性があると解釈された。

そこで海成シルト粘土層の堆積速度の算出と下部が沖積層基底である事の確認を目的として年代分析を行った。試料については、全て海成の炭酸カルシウム(貝殻、ウニ殻)を選別した。年代測定試料分析は各層準から少なくとも 1 試料の抽出を行った。

但し、B 層については断層の両側で音響パターンの類似度が低く同一層準であるかの確信が得られていなかった。そのため詳細な情報を得るため本層準からは複数個の試料を採取して分析に供した。

その結果、各コアの最深試料の年代はそれぞれ、10,170yBP(GS-TNK-1、9.26m)、10,240yBP(GS-TNK-2、9.43m)の年代が得られ(表 16)、海成シルト粘土層の最下部が沖積層基底との解釈を支持している(図 57)。

各層準の年代対比をみると、A 層、C 層、D 層は整合が取れている。しかし B 層の沖側(GS-TNK-2 地点)が岸側と比較して有意に古い年代値を示している。試料採取深度および年代分析値の誤差を考慮に入れても、明らかな差異が認められ同時代と対比することは困難である。

各試料の深度-年代値の関係については、今後年代試料を充実させて検討を行っていく必要はあるが、現地点において年代値の逆転などは認められず、順次整合的な堆積しているように見えることから、異地性の再堆積物である積極的な証拠も見当たらない。また、コア試料の肉眼観察結果からも大きな岩相変化、不整合などの不連続を示す兆候は確認できていない。本層準の年代解釈については今後の重要な検討課題の一つである。

表 16 ^{14}C 年代測定結果

Laboratory Code	Sample Type	Sample Name	Conventional ^{14}C Age [yrBP]	error	Calendar Age [cal BP] (median probability)
Beta-460379	shell	TNK-1_1.35m	2,760	± 30	2,480
Beta-460380	shell	TNK-1_2.47m	4,120	± 30	4,180
Beta-460381	shell	TNK-1_4.04m	5,500	± 30	5,890
Beta-460382	shell	TNK-1_6.49m	8,600	± 30	9,260
Beta-460383	shell	TNK-1_9.26m	9,320	± 30	10,170
Beta-460384	shell	TNK-2_0.56m	640	± 30	290
Beta-460385	shell	TNK-2_2.52m	6,700	± 30	7,230
Beta-460386	shell	TNK-2_3.91m	8,100	± 30	8,560
Beta-460387	shell	TNK-2_4.05m	8,160	± 30	8,630
Beta-460388	shell	TNK-2_6.22m	8,490	± 120	9,110
Beta-460389	shell	TNK-2_9.43m	9,410	± 30	10,240

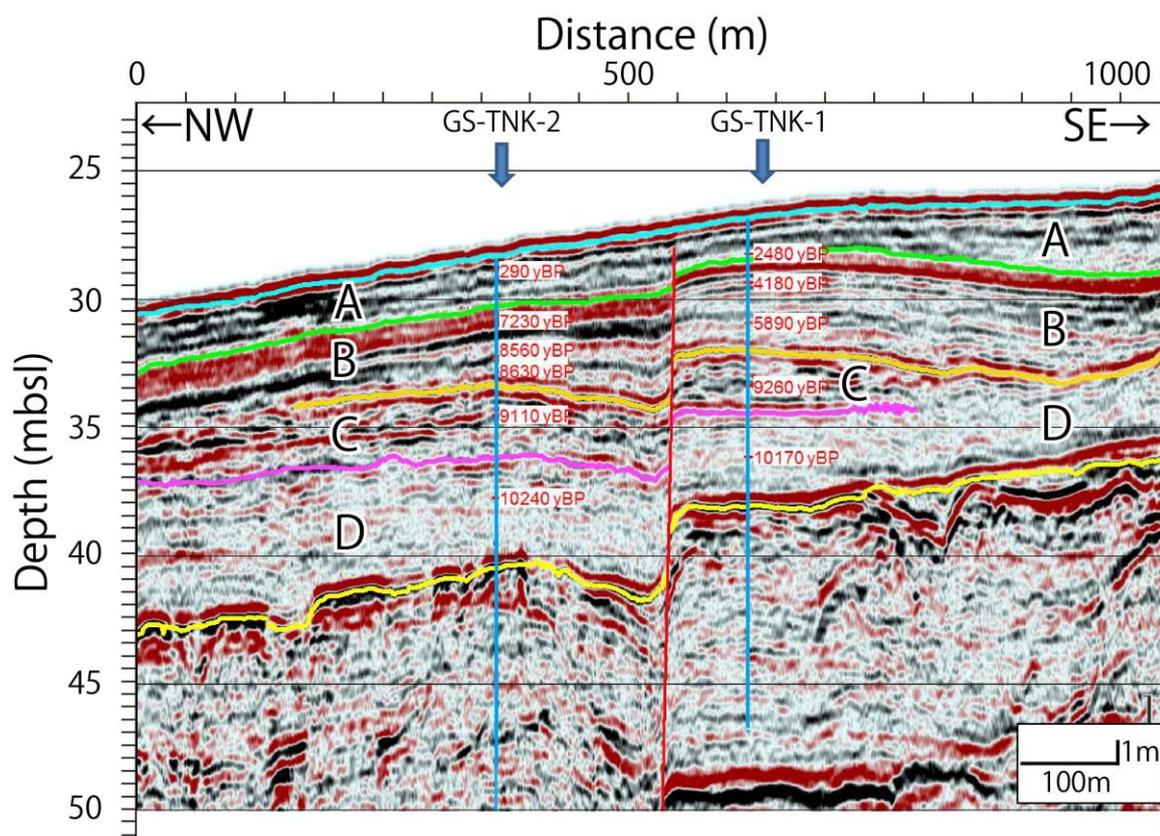


図 57 年代測定結果 (年代値は貝化石をターゲットに AMS 法により測定
 暦年校正曲線は Marine13 (Reimer et al., 2013) を使用 (ただし Δ を使用))

(g) 音波探査断面に基づく評価対象断層の活動性

海上ボーリング実施付近の音波探査断面を図 58 に示す。この音波探査断面は、楮原ほか(2011)による音波探査データを再処理した結果である。記録断面上においては SE(南東)側が岸側、NW(北西)側が沖側にあたる。本記録断面の A 層、B 層、C 層、D 層について(図 59)、上下変位量に基づく断層活動履歴判読を行うため、断層を挟んだ両側における各反射面のフラットニングを行った。以下の 1)~4)にその結果を示す。

1) A 層上面(海底面)のフラットニング(図 60)

断層の沖側の層厚は、岸側と比較して層厚が厚い。特に断層のごく近傍で層厚の変化が顕著に認められる。これは断層運動により沖側が下がりその空間を堆積物が埋積したと解釈できる。また、最上位層で内部層理は幅広く明瞭ではないが、海底面に整合的に連続している。断層を挟んで同様のパターンが連続している。

2) B 層上面(緑ホライズン)のフラットニング(図 61)

B 層は層厚の変化が大きく、徐々に層厚を増減して分布している。そのため、一見して層厚比較が容易でないが、本層下面(橙ホライズン)が断層を挟んで岸側に対して沖側で下がっていることから断層活動が見て取れる。音響パターンを見ると岸側と沖側で大きく異なり、断層を境に内部層理が連続的であるとは言い難い。同一の層準であるかも不明。

3) C 層上面(橙ホライズン)のフラットニング(図 62)

C 層沖側の層厚は、岸側と比較して全体的に層厚が厚いと言える。これは断層運動により沖側が下がりその空間を堆積物が埋積したと解釈できる。内部層理は振幅が強く明瞭だが、連続性は乏しい。上面境界におおよそ整合的な分布を示している。断層を挟んで沖側と岸側で同様のパターンが連続している。

4) D 層上面(桃ホライズン)のフラットニング(図 63)

D 層沖側の層厚は、岸側と比較して全体的に厚いと言える。特に断層の極近傍で層厚の違いが認められる。これは断層運動により沖側が下がりその空間を堆積物が埋積したと解釈できる。内部層理は不明瞭で連続性に乏しい。上面境界の近傍で僅かに連続成層のパターンが見受けられる。下位層とはパターンの違いが明らかに異なり、区分は容易である。この断面でも沖積層基底の侵食面に沖側低下の段差が残ることから、侵食面形成後、D 層堆積中に断層変位が生じたと解釈できる。

以上の結果、4 層準のいずれにおいても断層を挟んだ沖側 GS-TNK-2(断層西側地点)が GS-TNK-1(断層東側地点)と比較して、層厚分布が厚くなる傾向が認められた。これは地層変位の累積性を示すものであり、断層活動により沖積層基底から最上位層準の堆積時に至るまで、沖側が継続的に沈降していることを示している。したがって、評価対象断層は過去約一万年間に最低でも 4 回活動していたことが明らかになった。

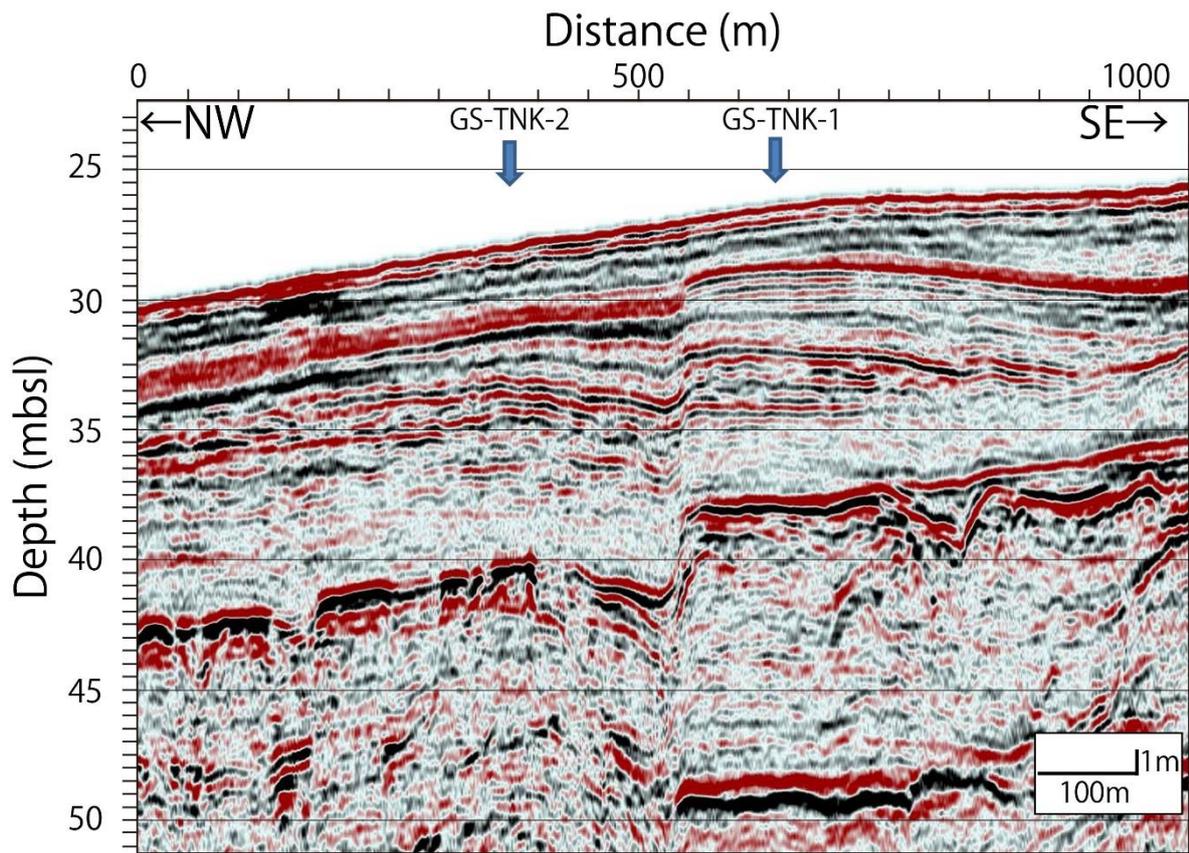


図 58 海上ボーリング実施付近の音波探査記録断面

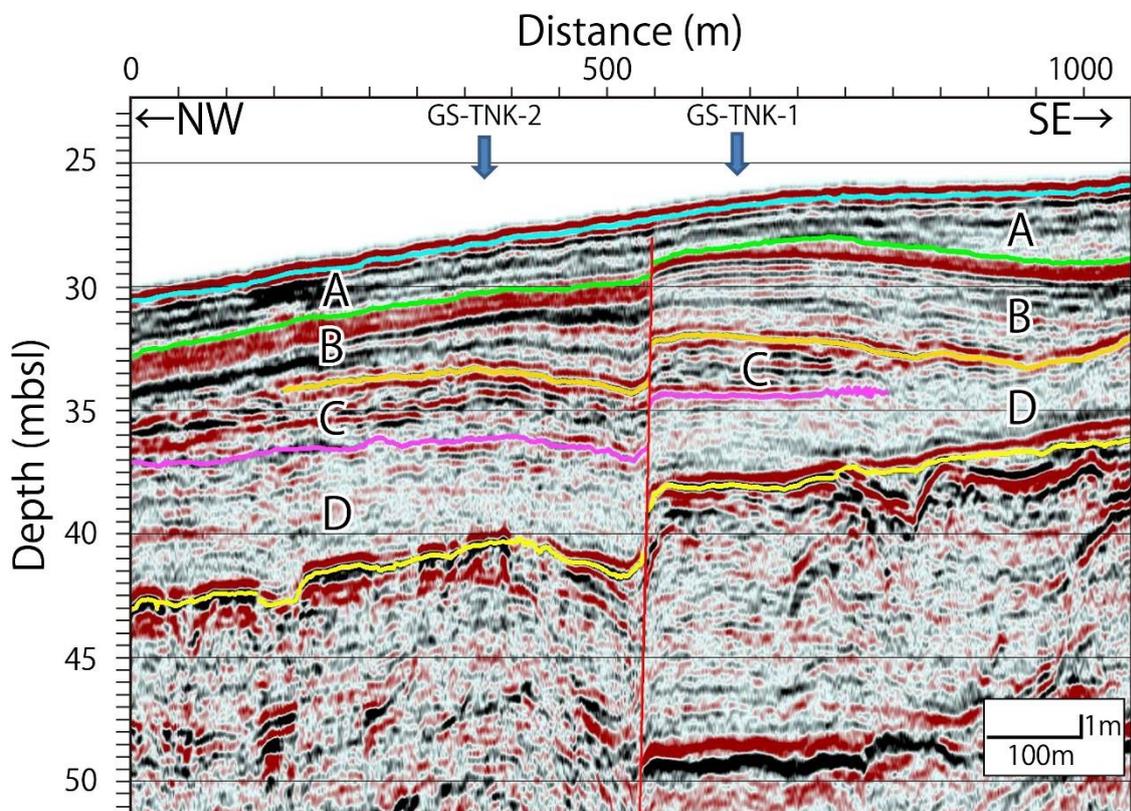


図 59 記録断面および音響層序区分

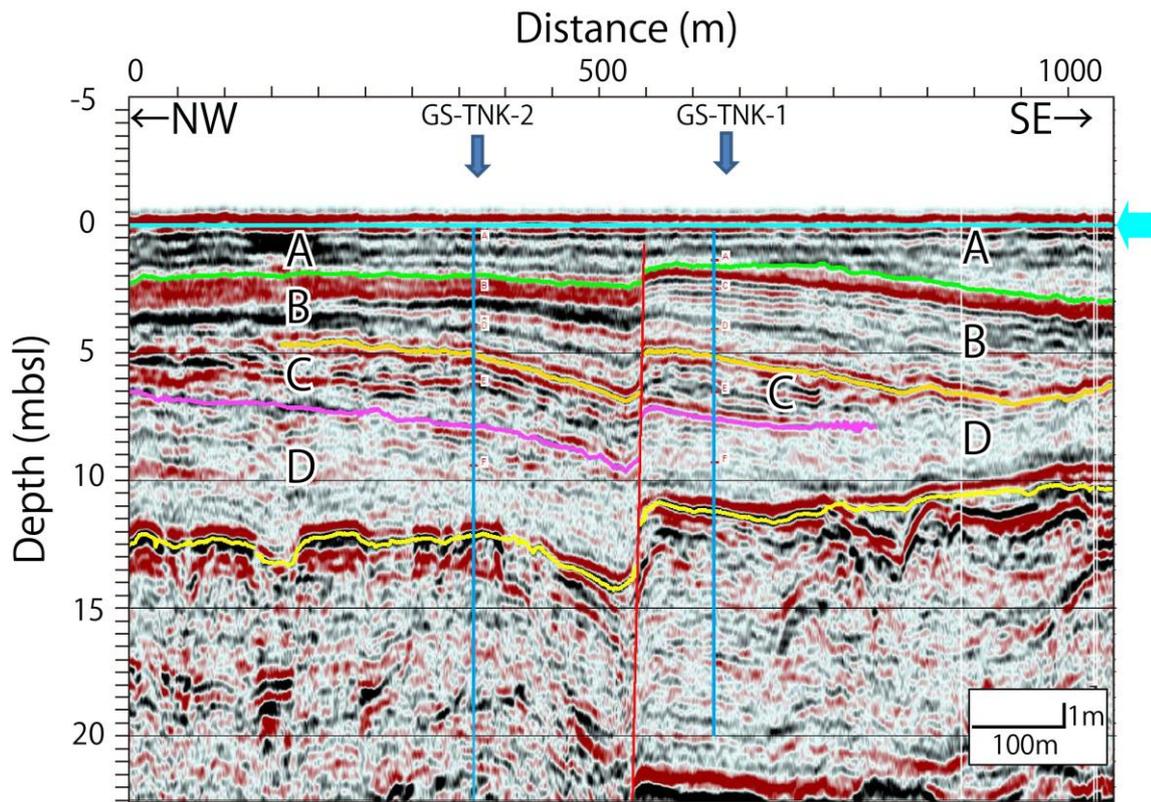


図 60 A層上面（海底面）のフラットニング

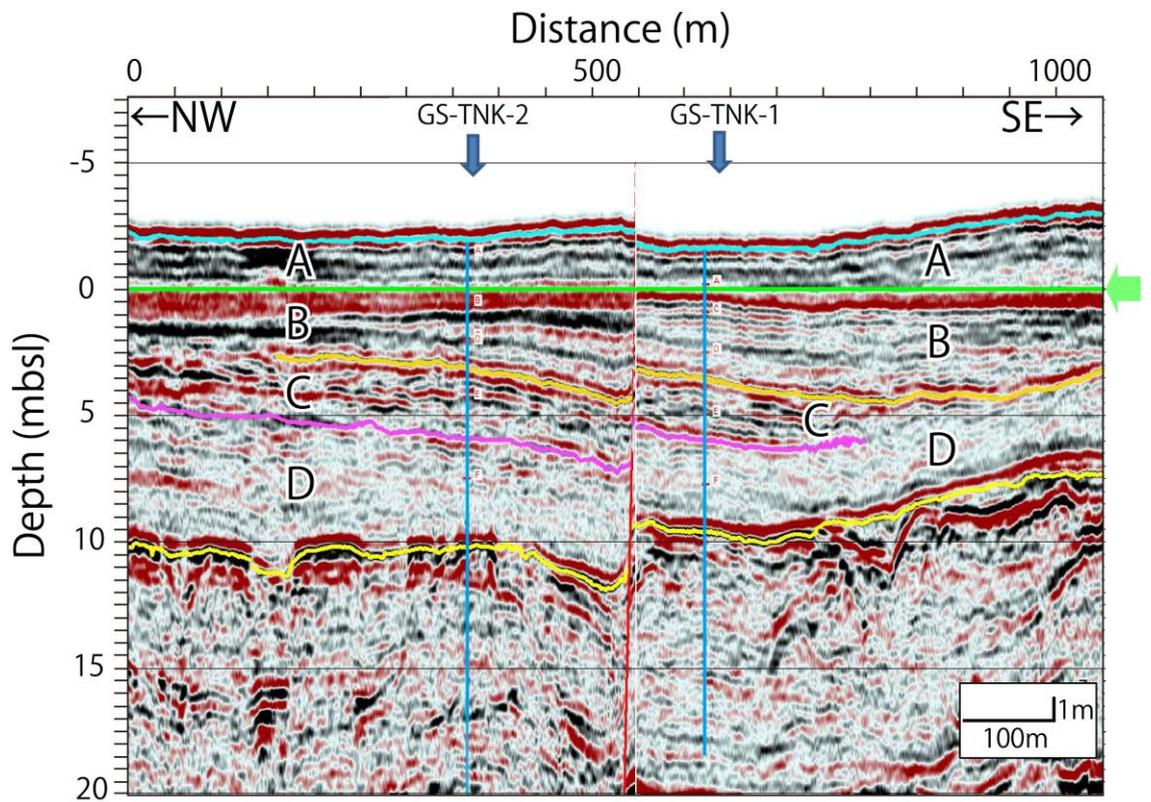


図 61 B層上面（緑ホライゾン）のフラットニング

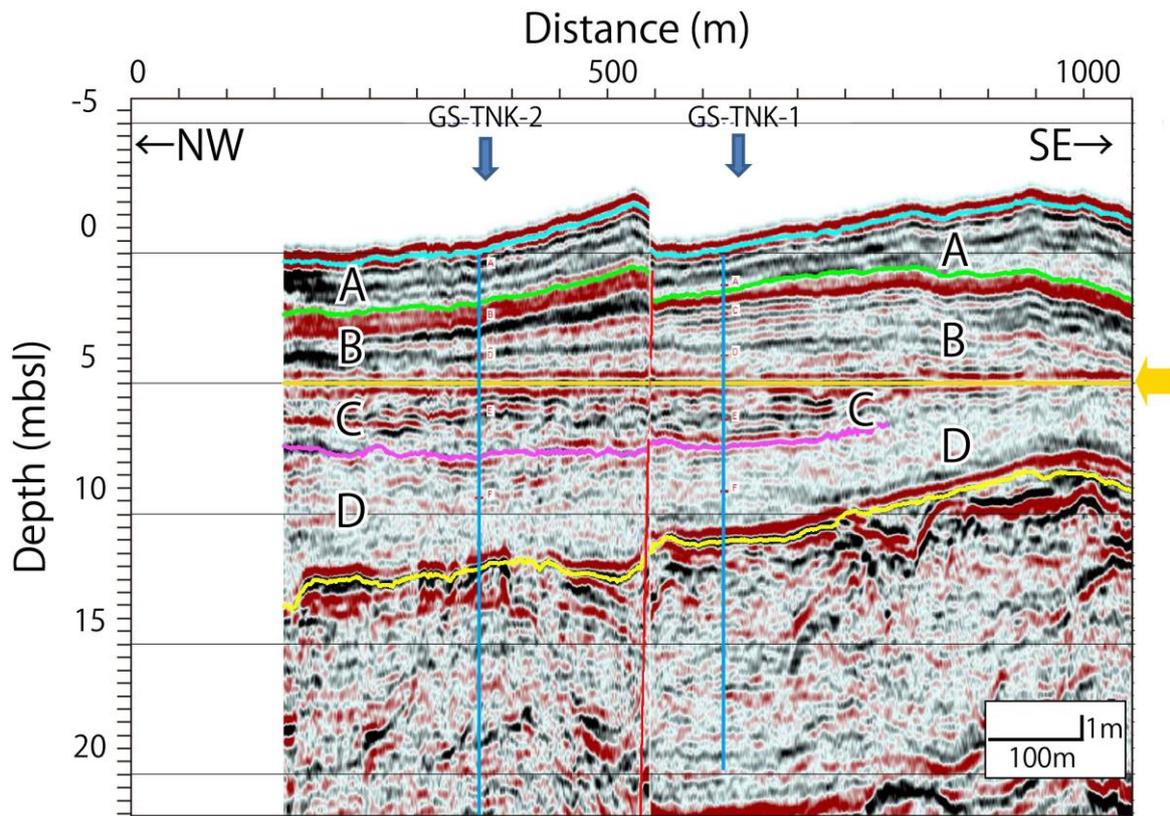


図 62 C層上面（橙ホライゾン）のフラットニング

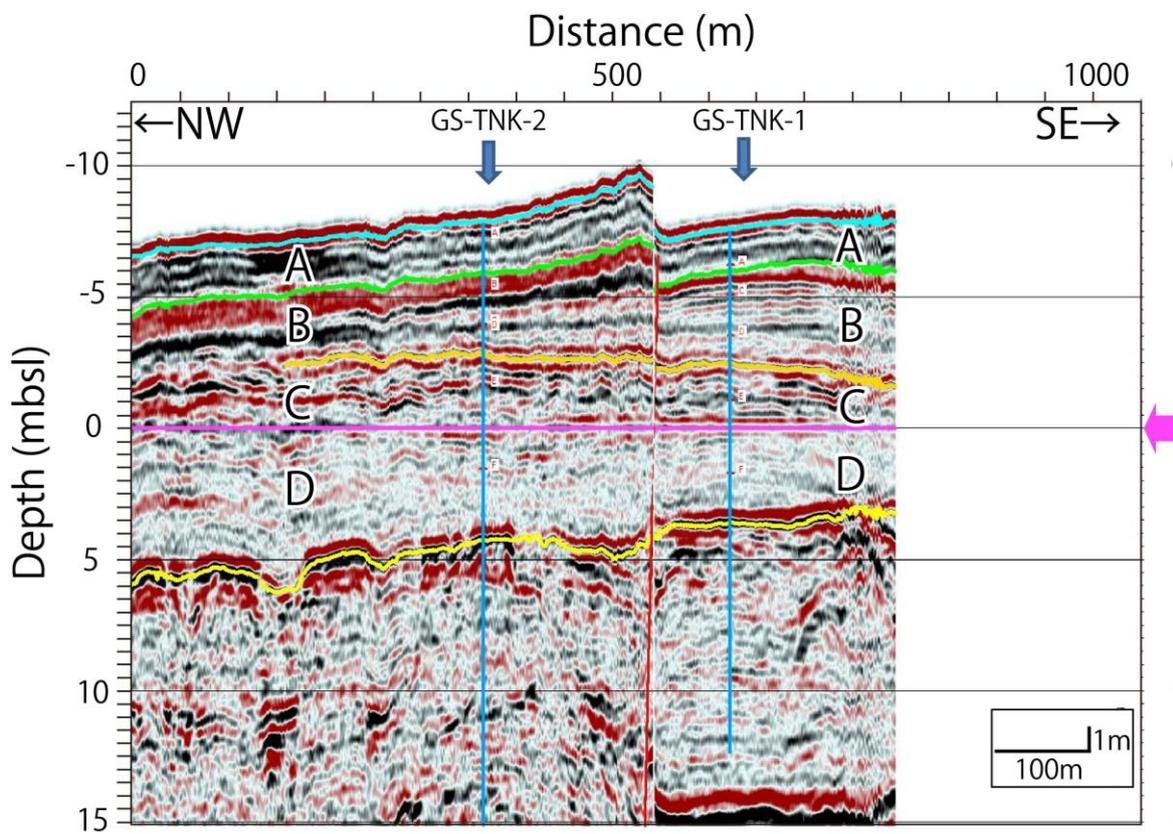


図 63 D層上面（桃ホライゾン）のフラットニング

(6) 日奈久断層帯八代海区間の構造と活動区間

(a) 八代海の活断層に関する既存研究

日奈久断層帯は八代の南側で八代海の海岸線に沿って南西に延び、御立岬から八代海中に没してさらに南西に連続する(図64(a))。八代海の主要な活断層については、国土地理院(1982, 1984)によって分布が明らかにされ、斎藤ほか(2010)は九州電力などの調査結果も合わせて、海底活断層の分布を示した(図64(b))。また、熊本県(1998)は海域活断層近傍でピストンコアを用いた堆積物採取を行い、活動時期を推定した。海域活断層調査が本格的に始まった2008年以降には、楳原ほか(2011)がさらに詳細な断層形状を明らかにし(図64(c))、井上ほか(2011)及び八木ほか(2016)は、ピストンコアによって得た堆積物の年代から、活動履歴を推定した。

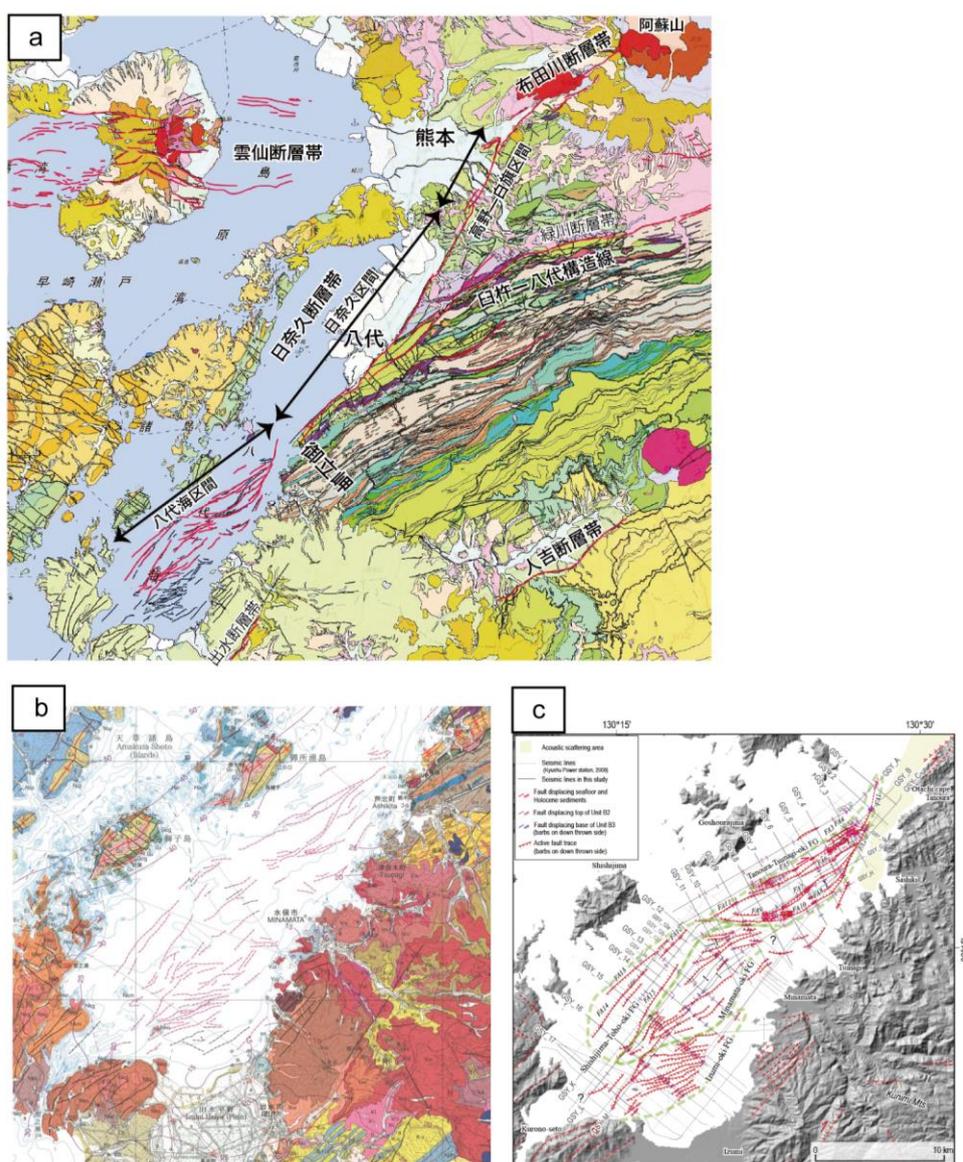


図 64. a: 九州南西部の地質と活断層 (地質図 Navi (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)より作成)。日奈久断層帯の区分は地震本部(2013)に基づく。b: 斎藤ほか(2010)による八代海の活断層。20万分の1地質図『八代および野母崎』より一部を引用。c: 楳原

ほか（2011）による八代海の活断層図。

国土地理院（1982，1984）は高分解能音波探査データの解析に基づいて、最終氷期の侵食面以上を3つの層に、それ以下の後期更新統を2つの層に区分している。楳原ほか（2011）もほぼ同様に層序区分しており、上位から、完新統のA1およびA2，後期更新世のB1，B2，B3，D1およびD2、音響基盤のE層に区分した（図65）。B2層上面の侵食面を最終氷期の侵食面とし、広範囲に追跡可能で内部反射が弱いB3層を阿蘇4の火砕流堆積物に対比した。B3層と同様の特徴を持つ地層は有明海でも知られており、八女粘土層と呼ばれる風化した軽石層および阿蘇4火砕流堆積物に対比されている（有明海研究グループ，1965）。

Unit	seismic texture attributes	interpretation	
A1	continuous, moderate to low amplitude high to moderate frequency sigmoid-oblique	delta, dune, bar	Holocene
A2	continuous, moderate amplitude high to moderate frequency agradational, parallel	RSE?	
B1	continuous, high amplitude moderate frequency agradational, parallel	RSE?	late Pleistocene
B2	discontinuous, high amplitude moderate to low frequency subparallel, chaotic	LGM erosional surface	
B3	mostly transparent layer (low to moderate continuity low-amplitude, low frequency)	~ MIS2 terrace deposits	
D1		Aso-4 volcanic sediments	
D2	moderate continuity, low to moderate amplitude, low to moderate frequency	~ MIS6 terrace deposits	
E	acoustic basement	basement rock etc.	

RSE: regressive surface of erosion, LGM: last glacial maximum

図 65 楳原ほか（2011）の層序区分

国土地理院（1982，1984）によると、陸域の御立岬から西南西方向に地溝を伴う活断層が発達し、獅子島の東方で南西に走向を変え、断続的に八代海の南西部まで連続する。その南東側にも北東-南西から東西方向の断層が断続的に複数発達する。楳原ほか（2011）も同様の断層に加えて、規模の小さい断層の分布も明らかにした（図64(c)）。そして、御立岬沖南西沖の断層群とその南東側に分布する断層群を長さ約20kmの田浦-津奈木沖断層群、その南西延長を長さ約18kmの獅子島東方沖断層群と呼んだ。また、八代海東部の変位量が小さい断層からなる長さ約18kmの水俣沖断層群とその南側の東北東方向の断層からなる出水沖断層群に区分した。そのなかで、田浦-津奈木沖断層群は明瞭な垂直変位を伴い、フラワー構造をもつことが多いことを明らかにした。しかしながら、田浦-津奈木沖断層群と御立岬の間約4kmには音波散乱層が発達し、陸域部との連続性は確認できていない。

活動履歴については、熊本県(1988)、井上ほか(2011)、楳原ほか(2011)、八木ほか(2016)によって報告されている。それらの調査はいずれも断層変位量が大きく、完新統が厚い八代海の北東縁付近で実施されている(図66, 67)。熊本県は、音波探査断面で活断層の変異が認められた地点でピストンコアを採取し、10,000yBP以降、3,800yBP前に断層活動があったとした。井上ほか(2011)は、楳原ほか(2011)および坂本ほか(2011)の反射探査データを基に、断層変位の大きい3つの海域で7本のピストンコアを採取し、堆積物の年代を明らかにした。その結果から、最も北東部の調査地点では、 $9,540 \pm 40$ yBP以降 $\sim 2,660 \pm 40$ yBP以前と、 $1,680 \pm 40$ yBP以降 $\sim 530 \pm 40$ yBP以前の2回のイベントを推定した。この地点は熊本県の調査地点近傍に当たる。その南西側の断層(FA5)の変位をはさんでピストンコアを取得し、7.3ka以降 $\sim 1,920 \pm 40$ yBP以前に変位が生じたと推定した。その南東側でもピストンコアを採取したが、断層変位の年代は特定できていない。

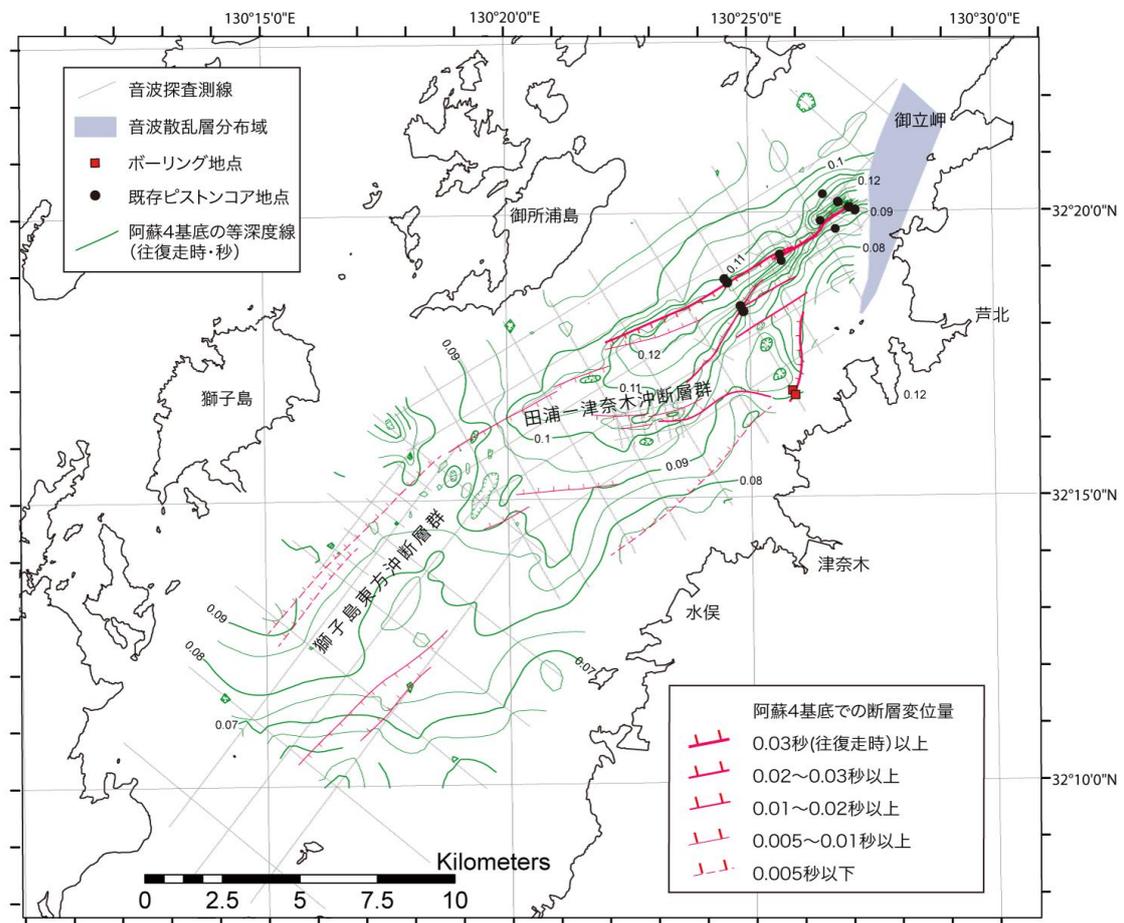


図 66 楳原ほか(2011)が取得した反射断面を再解析して作成した八代海の構造図
北東部では断層変位量が大きく、断層に沿って沈降帯が発達する。

八木ほか(2016)も日奈久断層帯北東部で詳しい音波探査を行った後、5本のピストンコアを採取した。その年代値および井上ほか(2011)の堆積物の年代と、新たに取得した高分解能の反射断面の解析から、イベント1(20,000 yBP以降 $\sim 13,000$ yBP以前)、イベント2

(12,920 yBP 以降～10,690 yBP以前)、イベント3 (8,990 yBP以降～2,740 yBP以前)、イベント4 (330yBP以降) を認定した。

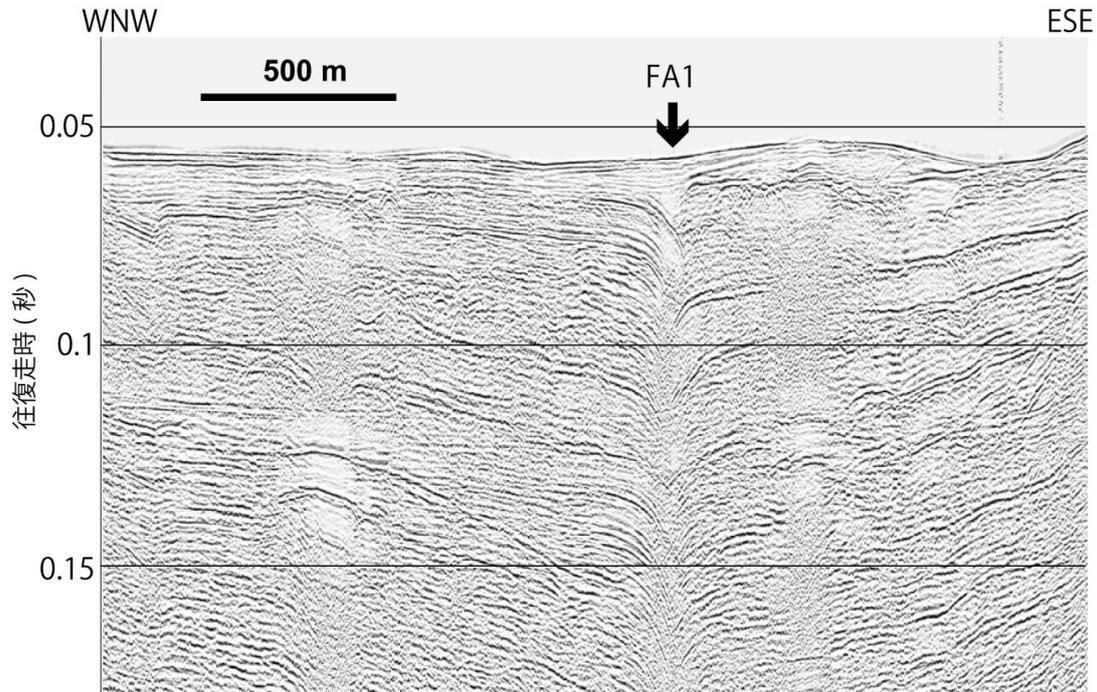


図 67 八代海北東部の FA1 断層を横断する反射断面 (GSY-18a)
 熊本県 (1998) および井上ほか (2011) によるピストンコアはほぼこの断面上の断層 (矢印) の両側で採取された。

以上の活動履歴調査が行われた海域北東部では、断層に沿って地層が撓みながら落ち込む構造を持ち、その中に厚い地層が不整合を伴いつつ堆積しており、活動イベントが構造から識別しやすいことが特徴である。一方で、約 1 万年前から数千年間にわたる無堆積或いは浸食期間があり、堆積物が欠落している。このため、断層活動を見落としている可能性もある。

(b) 八代海の既存データの再解析

楮原ほか (2011) は詳しい解析を行い、多くの断層の分布を明らかにしたが、変位速度が非常に小さい断層や活動時期がやや古い断層まで同じように図示されているため、重要な断層とそうでない断層の区別がわかりにくい。そこで、断層変位量が比較的大きく、累積性が明瞭な断層を抽出した。また、明瞭で連続的な反射面が発達する B3 層 (阿蘇 4 火砕流堆積物) 基底を広域的に追跡してその深度マップを作成し、その面での断層の垂直変位量を測定した。

そのようにして得られた地質構造図を図66に示す。示されている断層は楮原ほか (2011) の断層図より少ないが、重要な断層は見やすくなった。最も顕著な断層は、御立岬の南西延長上の八代海の北西縁に沿って断続的に発達する (図67)。これらは楮原ほか (2011) の田浦-津奈木沖断層群の北西部の断層 (FA4, FA5, FA11) と獅子島東方沖断層群の北西部の断層 (FA12, FA13, FA14) に相当し、主断層帯と呼ぶ。前者は東北東-西南西走向で、全体に垂直変位量が大いだが、その中でも北東に向かって変位量が大きくなる傾向がある。後者は北東

-南西走向で、垂直変位量も小さい。田浦-津奈木沖断層群の南東部には北東-南西、東西および南北走向の断層が分布する。ただし、これらの断層は走向変化が大きく、それぞれの連続性についてはさらに検討が必要である。

B3層基底で0.02秒（約15m）以上の変位量を持つ断層は田浦-津奈木沖断層群に分布し、南西部の獅子島東方沖断層群などでは断層の数が少なく、0.01秒以上の変位量を持つ断層は存在しない。田浦-津奈木沖断層群主断層帯の北東端では断層の北西側が低下するが、それ以外の主断層帯では南東側が低下し、幅5km程度の沈降帯を伴う。この沈降帯の内部と東縁に北西側が沈降する断層群が分布する。一方、獅子島東方沖断層群周辺では断層に沿って明瞭な沈降帯は認められず、B3層基底深度も北東部に比べると浅い。

図66に示した活断層は、楮原ほか（2011）の活断層図（図64(c)）とも概ね整合的であるが、いくつか一致しない点がある。楮原ほか（2011）は調査海域の北東端で北北東-南南西方向のFA1断層を認定し、変位量の大きな田浦-津奈木断層群を切るような解釈を示した。しかし、FA1断層が認定されたGSY-1およびGSY-2測線の反射断面には上記の基準を持つような明瞭な断層は認められなかった（図68）。従って、田浦-津奈木断層群はそこで切れずに御立岬沖に発達する音波散乱層内に連続し、陸域と接続する可能性が高い。また、楮原ほか（2011）は田浦-津奈木断層群の南東側でFA2及びFA7～10断層が弧状に連続すると解釈したが、今回の解析では必ずしも弧状に連続するとは判断できなかった。ただし測線間隔が不十分なので断層の走向や変位の方向が変化を正確に明らかにできていない可能性は残されている。

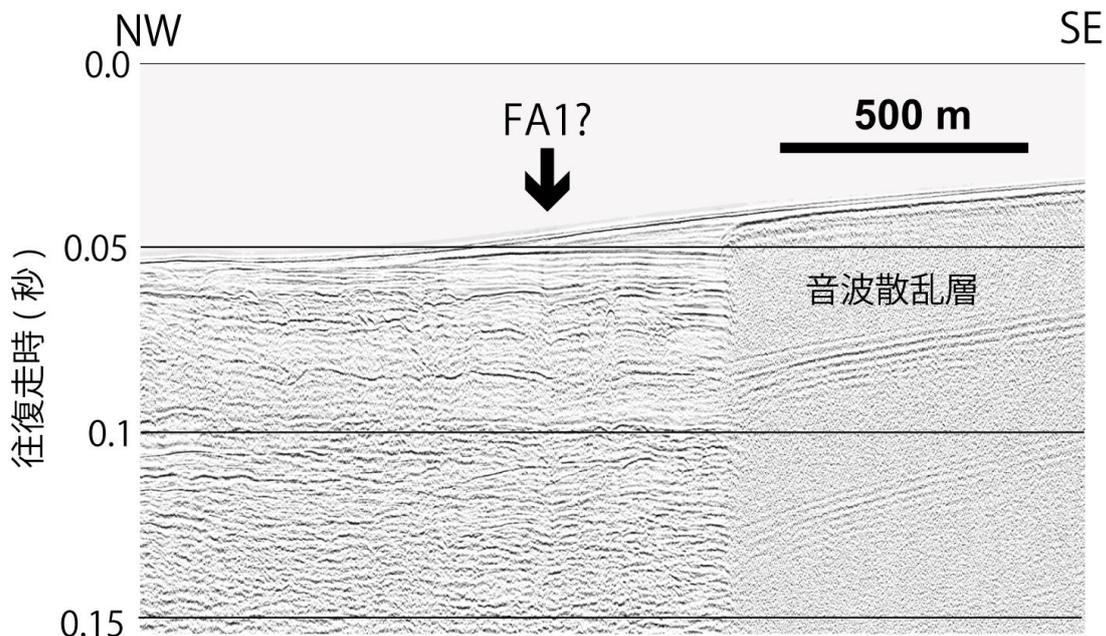


図 68 楮原ほか（2011）の FA1 断層（矢印）と解釈された GSY-1 断面
右半分は音波散乱層。

(c) 日奈久断層帯八代海区間と日奈久区間の境界について

日奈久断層帯の日奈久区間と八代海区間の境界は御立岬の南西沖に設定されている。そこでは、音波散乱層によって断層が見えないが、楮原ほか（2011）のFA1断層が田浦-津奈木断

層群全体を切って北北東に伸びているように見えることが根拠になっている。しかしながら、既に述べたように、FA1断層が存在しない可能性が高く、存在するとしてもきわめて変位量が小さく、田浦-津奈木沖断層群の連続性を規制できる断層とは考えにくい。従って、主断層は音波散乱層内に連続し、御立岬までつながっている可能性が高く、そこを断層区間の境界とする理由は明確ではない。

一方、日奈久断層帯の走向は、八代市付近を境として北側では北北東-南南西走向であるのが、南側では北東-南西から東北東-西南西に変化し、八代海の南西部で再び北北東-南南西に変化する(図64(a))。このような走向の変化を持つ断層に沿って右ずれ運動が生じると、北東-南西から東北東-西南西走向の区間で、断層に沿って伸長成分を生じ、プリアパートベースンが形成されることが期待される。田浦-津奈木沖断層群に沿った沈降帯は、このようなプリアパートベースンと解釈できる。一方、北東-南西走向を持つ八代と御立岬の区間は、断層の北西側が海域となっている。この海域の地質構造は明らかにはなっていないが、海域の主断層の北端では北西側低下の構造が認められ、八代付近の重力異常図(村田ほか、2004)には断層の北西側に沿って低異常が形成されているように見えることから(図69)、盆地が形成されている可能性がある。このことから、八代付近から田浦-津奈木断層群の主断層はプリアパートベースンを伴った、断層であることが推定される。

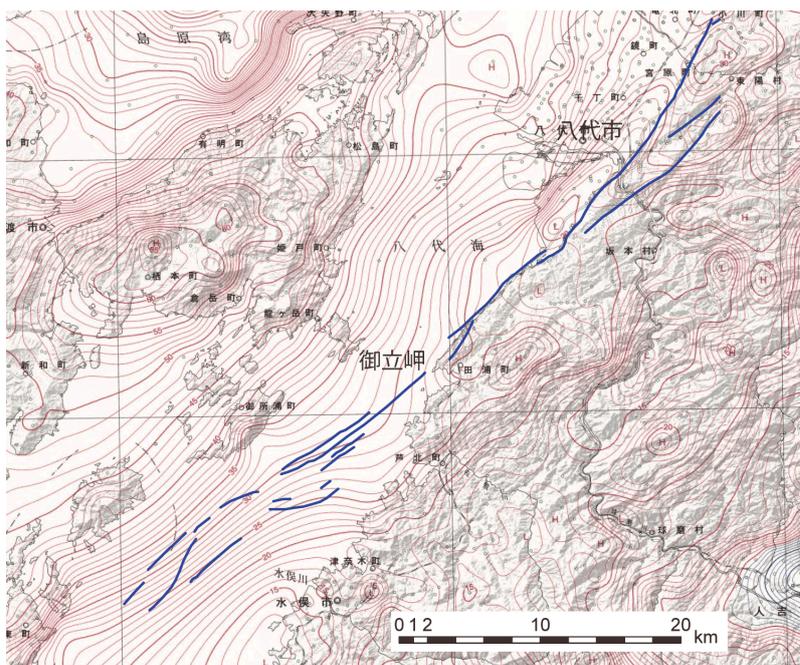


図 69 八代海周辺のブーゲ-異常図(村田ほか、2003)と日奈久断層帯(青線)

八代市以南の日奈久断層帯の走向は、古生代から中生代の付加体からなる秩父帯および四万十帯の構造に平行であることから(図64(a))、先新第三系の地質構造に規制されている可能性が高い。断層の走向が変化する八代市の東方では、臼杵-八代構造線に日奈久断層帯に合流している。また、2016年熊本地震後の日奈久断層帯沿いの活発な余震活動はこの付近合流点より北側で活発であるのに、南側で急減する。このことから、臼杵-八代構造線と日奈久断層帯の合流地点で、断層の構造が変化すると同時に、地震活動に違いが生じており、この地点を日奈久区間と八代海区間とするほうが適切であると考えられる(図70)。

また、八代以南の日奈久断層帯の断層形状も上記の地質構造から、以下のように推定される。八代-御立岬間は断層の北西側が沈降していると考えられることから、北西傾斜の断層面が、その南西側の田浦-津奈木断層群では主断層の南東側が沈降することから、南東傾斜の断層面が推定される。一方、獅子島東方沖断層群では主断層に沿った垂直変位量が小さくなり、その両側の傾動もほとんど認められないことから、断層面は垂直に近い高角である可能性が高い。田浦-津奈木沖断層群では逆方向に傾斜する断層が分布するが、地下では断層面が近づく配置を持ち、全体の幅も6 km以内であることから、地下では両者はつながっている可能性が高い。

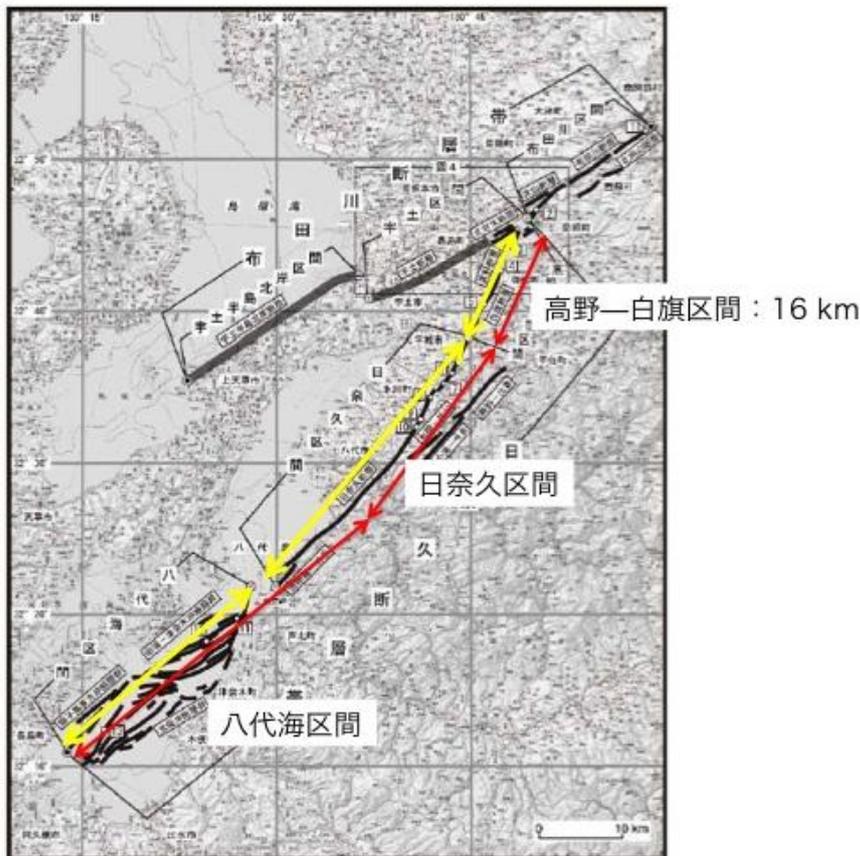


図 70 日奈久断層帯の現在の区間分け（黄色）と新たな区間分けの提案（赤）

(d) 結論ならびに今後の課題

(1) 布田川断層帯及び日奈久断層帯に関する既往研究の整理

布田川断層帯・布田川区間の平均変位速度は右横ずれ成分が 0.2 m/千年程度、上下成分が 0.1-0.3 m/千年程度と推定され、2 地点の活動履歴調査に基づいて、過去約 23000～28000 年前以降に 2 回のイベントが認定されている。布田川断層帯宇土区間では上下方向の平均変位速度を 0.2 ～0.5 m/千年と推定されているが、活動履歴は明らかになっていない。日奈久断層帯・高野-白旗区間では 2 地点の調査によって、最新活動時期は約 1600-1200 年前と推定されているが、それ以前の活動履歴は明らかになっていない。日奈久断層帯・日奈久区間では、5 地点のトレンチ調査に基づき 3 回のイベントが認められており、最新活動時期は 8400-2000 年前、活動間隔は 11000-3600 年と推定されている。日奈久断層帯・八代海区間では 4 地点のボーリングから、過去約 7300 年間に 2 回のイベントが推定されている。また、平均上下変位速度は最大で 0.5 m に達すると推定されている。

これらの活動履歴調査結果は、活動間隔や最新活動時期の年代に誤差が大きいことから、信頼性の高い活動履歴を明らかにすることが必要である。

(2) 平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合

2016 年熊本地震に伴う地震断層について、既存資料の収集、精細 DEM および空中写真画像データによる断裂の判読と補完的な地表踏査を実施することにより、主要な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 2-3 km の断層帯を形成し、断層帯全体での最大変位量は右横ずれ 2.5 m 程度、南側隆起 2 m 程度、水平伸長 1.5 m 程度で、それらは断層帯の両端部で単調に減少することが明らかになった。また、主要な地震断層の周辺 10 km 程度までの範囲では、変位量が 0.1-0.2 m 程度以下の副次的な地震断層が多数確認された。さらに、阿蘇谷西部の黒川沿いの低地に出現した幅狭い地溝を伴う断裂群は大規模な側方流動に伴うものと確認できた。

最新の測地学的手法による成果を活用することにより、センチメートル単位の変位量を持つ副次的な断層を含めて効率的に調査できることが確認できた。その結果、断層末端部でのより複雑な変形様式が明らかになった。例えば、木山川低地付近に位置する布田川地震断層帯と高木地震断層の境界付近については、微小な地表変動が広範囲に拡散している可能性が高い。このような断層の境界地域の実態を明らかにすることによって、活断層の区分および規模の評価精度を向上させることが期待できる。

(3) 上益城郡甲佐町白旗山出（高野-白旗区間）で実施したトレンチ調査

山出地区におけるトレンチ調査により、これまで活動履歴がよくわかっていなかった日奈久断層帯高野-白旗区間において、15000 年前以降 5 回の断層活動イベントが生じていたことが明らかとなった。また、最新活動時期が 1400～800 年前、平均活動間隔が約 3800～2600 年と推定された。本プロジェクトで実施された隣接する日奈久区間及び八代海区間の活動履歴調査結果（本報告書）を踏まえ、今後は、日奈久断層帯の区間分けの再検討や連動性の評価が必要である。日奈久断層帯日奈久区間においては、区間南側において古地震調査が実施されていないため、正確な区間分けが不明である。未調査区間にお

る古地震調査を実施し、日奈久断層帯の区間分けをより詳細に検討する必要があるだろう。

また、本トレンチは断層に直交するトレンチのため、横ずれ変位量を正確に見積もることができていない。今後は横ずれ量を見積もる事が可能な適切な場所・形状のトレンチを掘削し、より正確に横ずれ変位量や変位速度を見積もることも必須である。

(4) 宇城市小川町南部田（日奈久区間）における活動履歴調査

南部田トレンチにおける最新活動時期は約 1900～1100 年前と見積もられた。これは柵 1 トレンチの活動時期（約 19000 年前以降、約 1500 年前以前の間に複数回）および柵 2 地点の最新活動時期（約 8400 年前以降、約 2000 年前以前）と重なる可能性があるが、高塚 B 地点ではこの時期には断層活動はなかったと解釈されている。

高野－白旗区間では、高木地点と山出地点の最新活動時期が約 1400～1200 年前の範囲で重複しているが、この年代は本トレンチの結果と約 1400～1200 年前の範囲で重複している。また、八代海区間では約 1200-900 年前に最新活動があり、この活動時期とは約 1200-1100 年前の範囲で重複している。

今回の調査に基づく南部田地区の結果と同区間内の柵地点との同時活動を優先すると、最新活動に関しては高野－白旗区間あるいは八代海区間との同時活動の可能性はないことになる。ただし、最新活動以前の断層活動イベントにおける活動区間同士の同時活動の有無については現状のデータだけでは判断できず、それを確認するためには、さらなる調査が必要である。

(5) 八代海（八代海区間）における活動履歴の解明

八代海の北東部で高分解能な音波探査記録およびボーリングを実施し、断層変位が明瞭な断層の両側で、約 1 万年前の侵食面を覆う厚さ 20m 以上の堆積物を取得した。断層を挟んだ反射面の上下変位の累積性、およびボーリングコア試料の年代分析結果に基づく、ボーリング調査を行った断層は過去約一万年間に最低でも 4 回活動していたことが明らかになった。それぞれの活動時期については、年代測定データを増やして、精度を向上させる必要がある。ただし、この断層は日奈久断層帯の主断層からやや離れた位置にあることから、断層の形状や変位量については 3 次元的な検討が必要である。また、この断層は海底変位を伴わないが、既存音波探査データの再処理を実施した断面上には海底変位を伴った断層も認められることから、それらの断層との最新活動時期や活動履歴の比較についても、堆積速度や地質構造などを総合的に考慮した検討が必要である。

(6) 日奈久断層帯八代海区間の構造と活動区間

八代海とその周辺の地質構造データを再解析した結果、八代海区間の北端とされている御立岬沖では、断層が連続的に発達している可能性が高いことが明らかになった。また、八代海の北東部では断層の走向が、日奈久断層帯の全体走向より時計回りにやや回転しており、その領域に沿ってプリアパートベースンが形成されていることが明らかになった。さらに八代付近の南西側でも断層走向が時計回りに回転しており、断層の北西側に沈降帯を伴っている可能性がある。このような断層の走向の変化は、西南日本外帯の先新第三系の地質構造である臼杵-八代構造線と日奈久断層の合流点で起きており、また、2016 年熊

本地震の余震活動がその付近を境に北側で活発で、南側では低下する。このような地質構造と地震活動の関連性から、八代市付近が日奈久断層帯の活動区間の境界である可能性が考えられる。

(e) 引用文献

有明海研究グループ, 有明海・不知火海の第四系, 地学団体研究会専報 11 号, 86, 1965.
Bronk-Ramsey, C., Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates, Radiocarbon, 51, 337-360, 2009.

千田 昇, 日奈久断層の第四紀後期における断層運動. 東北地理, 31, 172-179, 1979.

千田 昇, 年日奈久断層系小野断層(下郷地区)トレンチ調査. 活断層研究, 9, 98-102, 1991.

千田 昇・岡村 眞・小川光明, 八代海海底の活断層について. 活断層研究, 9, 93-97, 1991.

地理空間情報部災害対策班, 熊本地震に関する地理空間情報部の対応, 国土地理院時報, No. 128, 207-212, 2016.

Fujiwara, S., Yarai, H., Kobayashi, T., Morishita, Y., Takayuki Nakano, T., Miyahara, B., Nakai, H., Miura, Y., Ueshiba, H., Kakiage, Y. and Une, H., Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. Earth, Planets and Space, 68:160, DOI 10.1186/s40623-016-0534-x, 2016.

伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原 琢・佐々木俊法, 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, 1-26, 2001.

原子力発電技術機構, 平成7年度原子力発電立地確認調査に関する報告書(1), 159p, 1996.

原子力発電技術機構, 平成8年度原子力発電立地確認調査に関する報告書(1), 153p, 1997.

原子力発電技術機構, 平成9年度原子力発電立地確認調査に関する報告書(1), 136p, 1998.

Goto, H., Tsutsumi, H., Toda, S. and Kumahara, Y., Geomorphic features of surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake in and around the downtown of Kumamoto City, and implications on triggered slip along active faults, Earth, Planets and Space, 69:26, DOI 10.1186/s40623-017-0603-9, 2016.

池田安隆・千田 昇・中田 高・金田平太郎・田力正好・高沢信司, 1:25,000 都市圏活断層図「熊本」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 388, 2001.

井上直人・北田奈緒子・越後智雄・久保尚大・一井直宏・林田 明・坂本 泉・滝野義幸・楮原京子, 布田川・日奈久断層帯海域部におけるピストンコア調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 11, 295-308, 2011.

一般社団法人全国地質調査業協会連合会, ボーリングポケットブック第5版, p. 550, 2013.

- 石坂信也・渡辺一徳・高田英樹，熊本平野地下における第四系の最近 15 万年間の沈降速度．第四紀研究，31，91-99，1992.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，布田川・日奈久断層帯の長期評価，2002.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価，http://jishin.go.jp/main/chousa/13feb_chi_kyushu/k_11.pdf，2013.
- 楮原京子・愛甲崇信・足立幾久・坂本 泉・滝野義幸・井上直人・北田奈緒子，布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査．活断層・古地震研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター，No. 11，273-294，2011.
- 活断層研究会編，「日本の活断層－分布図と資料－」．東京大学出版会，363p，1980.
- 活断層研究会編，「新編日本の活断層－分布図と資料－」．東京大学出版会，437p，1991.
- 国土地理院，沿岸海域基礎調査報告書（水俣地区），国土地理院技術資料，D・3-No.39，119p，1982.
- 国土地理院（1984）沿岸海域基礎調査報告書（出水地区），国土地理院技術資料，D・3-No.50，97p.
- Konagai, K., Kiyota, T., Sshiga, M., Tomita, H., Okuda, H. and Kajihara, K., Ground fissures that appeared in Aso Caldera Basin in the 2016 Kumamoto Earthquake, Japan, Jour. Disaster FactSheets, FS2016-E-0003, 2016.
- 甲佐町史編纂委員会編，新甲佐町史，甲佐町，2013.
- 熊原康博・後藤秀昭・中田 高・石黒聡士・石村大輔・石山達也・岡田真介・楮原京子・柏原真太郎・金田平太郎・杉戸信彦・鈴木康弘・竹竝大士・田中 圭・田中知季・堤 浩之・遠田晋次・廣内大助・松多信尚・箕田友和・森木ひかる・吉田春香・渡辺満久，2016年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴，日本地球惑星科学連合大会 2016年退会講演要旨，MIS34-05，2016，<http://www2.jpgu.org/>.
- 熊本県，布田川断層・立田山断層に関する調査 成果報告書．293p，1996.
- 熊本県，平成9年度地震調査研究交付金 日奈久断層に関する調査 成果報告書．180p，1998.
- 熊本県教育委員会，小野原遺跡群、黒川広域基幹河川改修事業に伴う埋蔵文化財発掘調査、第2分冊，熊本県埋蔵文化財調査報告，no. 257，411p. 2010.
- 黒木貴一・井口 隆・千田敬二・加藤靖郎・小俣雅志・撰田克哉・高見智之・田近 淳・田村浩行・西山賢一・矢田純・向山 栄・西村智博・阪口和之・末武晋一・橋本修一・寺口慧介・矢野健二・山本茂雄・碓井敏彦・矢野寛幸・佐藤匠・河合貴之・石橋愛香，阿蘇カルデラ内に出現した陥没性断層とその周辺の地形変位，日本応用地質学会 2016年熊本・大分地震災害調査団調査報告速報版，その1，2016，http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160716_Aso.pdf.
- 九州活構造研究会編，「九州の活構造」．東京大学出版会，553p，1989.
- Lin, A., Satsukawa, T., Wang, Z., Mohammadi, A., Fueta, R. and Nakajima, F., Coseismic rupturing stopped by Aso volcano during the 2016 M_w 7.1 Kumamoto earthquake, Japan, Science, 354, 869-874, 2016.

- 町田洋・新井房夫, 新編火山灰アトラス:日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 松本達郎・勘米良亀齡, 5 萬分の 1 地質図幅説明書「日奈久」. 地質調査所, 177p, 1964.
- 丸山 正・杉山雄一・末廣匡基・秋永康彦・新谷加代, 反射法地震探査およびボーリング調査に基づく布田川断層帯宇土区間東部の断層形状および活動性. 活断層・古地震研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 16, 99-141, 2016.
- Moya L., Yamazaki, F., Liu, W. and Chiba, T., Calculation of coseismic displacement from lidar data in the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 143-156, 2017.
- 向山 栄・佐藤匠・高見智之・西村智博, 2 時期の航空レーザ計測地形データ解析による平成 28 年 (2016 年) 熊本地震前後の阿蘇カルデラ地域における地表変位, 日本応用地質学会 2016 年熊本・大分地震災害調査団調査報告速報版, その 2, 2016, http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160822_kumamoto_rep.pdf.
- 村田泰章・名和一成・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・山崎俊嗣・西村清和・大熊茂雄・志知龍一, 鹿児島地域重力図 (ブーゲ-異常)、重力図 21、産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004.
- 中村洋介, 熊本県西原村における 2016 年熊本地震 (M7.3) の地表地震断層調査, 福島大学地域創造, 28, 53-57, 2016.
- 中田 高・岡田篤正・千田 昇・金田平太郎・田力正好・高沢信司, 1:25,000 都市圏活断層図「八代」. 国土地理院技術資料 D・1-No388, 2001.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H. et al., IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 4, 1869-1887, 2013.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 20 萬分の 1 地質図幅「八代海および野母崎の一部」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010.
- 産業技術総合研究所, 布田川・日奈久断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-7, 35p, 2007.
- 産業技術総合研究所, 布田川断層帯/宇土区間. 地域評価のための活断層調査 (九州地域) 平成 27 年度成果報告書. 73p, 2016.
- 産業技術総合研究所・千葉大学理学部・東海大学海洋学部・地域地盤環境研究所, 雲仙断層群北部 (海域) 及び雲仙断層群南東部 (海域) 成果報告書. 「沿岸域における活断層調査」. 134p, 2010.
- 産業技術総合研究所・地域地盤環境研究所・東海大学, 布田川・日奈久断層帯/中部・南西部 (海域部) 成果報告書「沿岸域における活断層調査」. 105p, 2011.
- 下川浩一・衣笠善博, 日奈久断層系の活動履歴及び活動性調査. 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報 no. EQ/99/3, 253-262, 1999.

- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N. I., Ochi, T., Otsubo, M., Asahina, D. and Miyakawa, A., Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space*, 68:191, DOI 10.1186/s40623-016-0559-1, 2016.
- Stuiver, M., and Reimer, P.J., Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230, 1993.
- Sugito, N., Goto, H., Kumahara, Y., Tsutsumi, H., Nakata, T., Kagohara, K., Matsuta, N. and Yoshida, H., Surface fault ruptures associated with the 14 April foreshock (Mj 6.5) of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, southwest Japan. *Earth, Planets and Space*, 68:170 DOI 10.1186/s40623-016-0547-5, 2016.
- 杉山雄一・岡村行信・武田伸勝・丸山かおる, 九州中部, 島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 10, 149-194, 2010.
- 遠田晋次, 平成 28 年熊本地震 (M6.5, M7.3) による推定応力変化と広域余震活動について. http://irides.tohoku.ac.jp/event/2016kumamotoeq_science.html, 2016. (2017/07/25 参照)
- 遠田晋次・岡田真介・石村大輔・高橋直也, 第 3 章, 地表地震断層, 平成 28 年熊本地震に関する報告書, 東北大学災害科学国際研究所, 25-44, 2017.
- Toda, S., Kaneda, K., Okada, S., Ishimura, D. and Mildon, Z.K., Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, *Earth, Planets and Space*, 68:188, DOI 10.1186/s40623-016-0560-8, 2016.
- Tsuji, T., Ishibashi, J., Ishitsuka, K. and Kamata, R., Horizontal sliding of kilometer-scale hot spring area during the 2016 Kumamoto earthquake, *Scientific Report*, 7:42947, DOI:10.1038/srep42947, 2017.
- 高見智之・矢野健二・小俣雅志・千田敬二・田村浩行・橋本修一・寺口慧介・撰田克哉・向山 栄, 2016 年熊本地震で生じた俵山大橋の変状と付近の地表変位, 2016, http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20161109_takami.pdf (2017 年 4 月 8 日最終閲覧)
- Uchide, T., Horikawa, H., Nakai, M., Matsushita, R., Shigematsu, N., Ando, R., Imanishi, K., The 2016 Kumamoto--Oita earthquake sequence: aftershock seismicity gap and dynamic triggering in volcanic areas. *Earth, Planets and Space*, 68:180, 2016.
- 宇根 寛・中埜貴元・藤原 智・小林知勝・森下 遊・佐藤 浩・八木浩司, 平成 28 年熊本地震に伴い阿蘇外輪山北西部に現れた多数の地表変位について, 日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演予稿集, 40-41, 2016.
- 渡辺満久・中田 高・後藤秀昭・田中 圭・鈴木康弘・高田圭太, 2016 年熊本地震時に「清正公道」に沿って出現した地震断層, 日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演予稿集, 38-39, 2016.

八木雅俊・坂本 泉・田中博通・横山由香・井上智仁・光成 魁・アイダンオメル・藤巻
三樹雄・根元賢次，高分解能地層探査およびコアリング調査に基づく沿岸海域に
おける活断層の活動履歴解明 -八代海における日奈久断層帯を例として-，活断層
研究，45， 1-19， 2016.

吉岡敏和・新谷加代・家村克敏・宮脇理一郎，布田川・日奈久断層帯の古地震調査．活断
層・古地震研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター，No. 7， 241-
258， 2007.

3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

3. 2 - 1 地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測

(1) 業務の内容

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

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松島 健
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	相澤 広記
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	非常勤研究員	志藤 あずさ
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	山下 裕亮

(c) 業務の目的

平成 28 年熊本地震の地球物理学的特徴をまとめ、同地震の背景と地震像を明らかにする。また、平成 28 年熊本地震の発生域を含む布田川・日奈久断層帯の地殻構造と起震応力場を解明することを目的として、断層帯周辺において自然地震・電磁気探査（MT 比抵抗探査）、人工地震探査等の調査観測を実施する。これらの結果に加え、サブテーマ 2-2 で得られる断層帯周辺のひずみ場の情報、およびサブテーマ 1 で得られる地形・地質学的情報をもとに、布田川・日奈久断層帯において想定される震源断層モデルについて検討し、サブテーマ 3 の強震動評価への寄与をめざす。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

平成 28 年熊本地震の発生域を含む九州内陸における既存の地球物理学的観測データを収集・解析して、布田川断層帯および日奈久断層帯で発生する内陸地震の発生場に関する情報を整理し、平成 28 年熊本地震発生地震学的背景やこれらの断層帯周辺の地震発生ポテンシャルについての知見を得た。また、平成 28 年熊本地震の余震観測を実施して、同地震の震源断層の特徴を明らかにした。さらに、サブテーマ 2-2 と共同で GNSS 連続観測を実施するとともに、繰り返し GNSS 観測の測線を増設して観測データを蓄積した。これらの観測に加えて、熊本平野を南北に縦断する測線において反射法地震探査を実施して、同地域の地下構造を明らかにし、布田川断層帯宇土区間における活断層の存在の有無を含め位置・形状の把握を試みた。

2) 平成 29 年度：

平成 28 年熊本地震の活動域を含む布田川・日奈久断層帯周辺域において、平成 28 年度に引き続き自然地震観測を継続するとともに、日奈久断層を横切る測線における繰り返し

GNSS 観測を実施して、平成 29 年に入っても地震活動が続いている熊本地震の活動推移を把握する。これらの観測データに基づいて、布田川・日奈久断層帯およびその周辺域の高分解能の地殻応力場と深部地殻構造を明らかにする。特に、地殻応力場については、熊本地震の発生前後の起震応力の時間的空間的变化の検出を試みる。また、平成 28 年度に布田川断層帯宇土区間において実施した反射法地震探査の結果を、上記の地殻応力場、深部地殻構造および地震活動と比較して、宇土区間で想定される地震の震源断層について推定する。

さらに、平成 30 年度に実施を予定している MT 法比抵抗探査について、地震活動や反射法地震探査の結果を踏まえて具体的な観測計画を作成し、探査の準備を行う。

3) 平成 30 年度：

布田川・日奈久断層帯において MT 法探査を実施して比抵抗構造を明らかにし、平成 29 年度までに得られた当該地域の地震学的構造と統合して地殻構造モデルを作成する。この地殻構造モデルと、地殻応力分布やサブテーマ 2-2 によるひずみ分布などの力学的場の情報、およびサブテーマ 1 による地形・地質学的情報などに基づき、布田川・日奈久断層帯で想定される震源断層モデルの検討を行う。

(2) 平成 28 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 28 年熊本地震の余震観測と GNSS 観測を実施してデータを蓄積するとともに、同地震の発生域や布田川・日奈久断層帯を含む九州内陸におけるこれまでの地震学的観測データと電磁気学的観測データを収集・解析して、熊本地震を引き起こした背景や、当該地域の地震発生ポテンシャルについて考察した。また、熊本地震の活発な地震活動や複雑な震源断層など、同地震の特徴を明らかにした。

さらに、熊本平野において、布田川断層帯宇土区間が通過していると推定される地帯を南北に縦断する測線を設定して反射法地震探査を実施し、当該地域の地下構造と布田川断層帯宇土区間における伏在断層の位置・形状などを調査した。

(b) 業務の成果

1) 当該地域における地震研究成果の整理に基づく平成 28 年熊本地震発生の背景の調査

九州における内陸地震や平成 28 年熊本地震についてのこれまでの研究をレビューし、当該地域の内陸地震の起震応力場、地震活動、地震波速度構造の特徴から平成 28 年熊本地震の発生の地震学的背景について考察した。このうち、起震応力場については Matsumoto et al. (2015) により求められている (図 1)。これによると、熊本地震の震源域周辺においては水平最大圧縮応力と垂直応力成分が近い値を示すことから、正断層と横ずれ断層がどちらも起こりうる場である。このような応力場の中で、正断層と横ずれ断層のいずれになるかを規定するのは応力場に対する断層の走向・傾斜角であり、日奈久断層においては横ずれが、布田川断層に対しては正断層のすべりが発生しやすい場となる。これは、平成 28 年熊本地震の前震・本震・余震の発震機構と概ね調和的であり、一連の地震が当該地域の

応力場を反映していることが示された。

また、平成 28 年熊本地震は九州内陸部で最も地震活動が活発な領域で発生したことが大きな特徴であった。Matsumoto et al. (2016)は、地震のモーメントテンソルから地震で解放された非弾性ひずみを見積もり、その高ひずみ域の端で今回の地震が発生したことを示した (図 2)。これは、非弾性ひずみが大きな領域は応力を支えることができないため、その周辺で応力が高まったことが地震発生に寄与した可能性を示している。

さらに、平成 28 年熊本地震の一連の地震活動は、地殻の地震波速度構造との特長的な関係を示している。志藤・他 (2016) は Double difference tomography (DD トモグラフィ法) を用いて、震源域の詳細な地震波速度構造を推定した。その結果によると、地震活動は主に周辺より高速度の領域で起こっていることが明らかになった。これは、従来の内陸地震断層における傾向と一致する (たとえば Hori et al., 2006)。また、破壊の開始点の直下においては低速度域であることが示された。このことは、地震のトリガーに流体など、断層強度を弱めるものの存在を示唆する。

このほか、平成 28 年熊本地震の震源断層周辺の詳細な応力場が Matsumoto (2016) の方法により示された。松本・他 (2016) は、熊本地震発生前の地震を用いて推定した応力場から震源断層面上での最大せん断方向を求め、Asano and Iwata (2016) により求められた地震時すべりの分布とほぼ一致することを示した。これは、詳細な応力場と震源断層形状が明らかになっている場合、発生しうるすべり方向を予測できる可能性を示唆している。

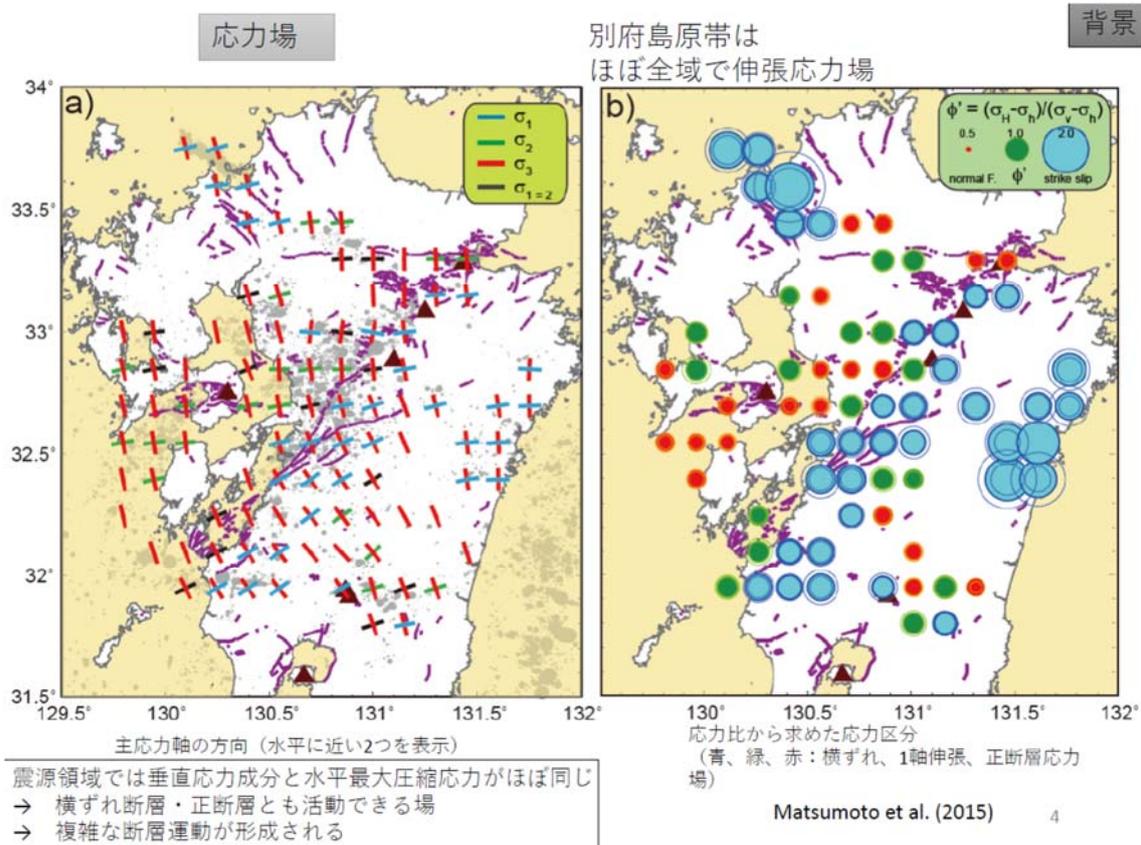


図 1. 九州地域の応力場 (Matsumoto et al., 2015 による)。左図が主圧縮軸方向、右図は応力比を示す。

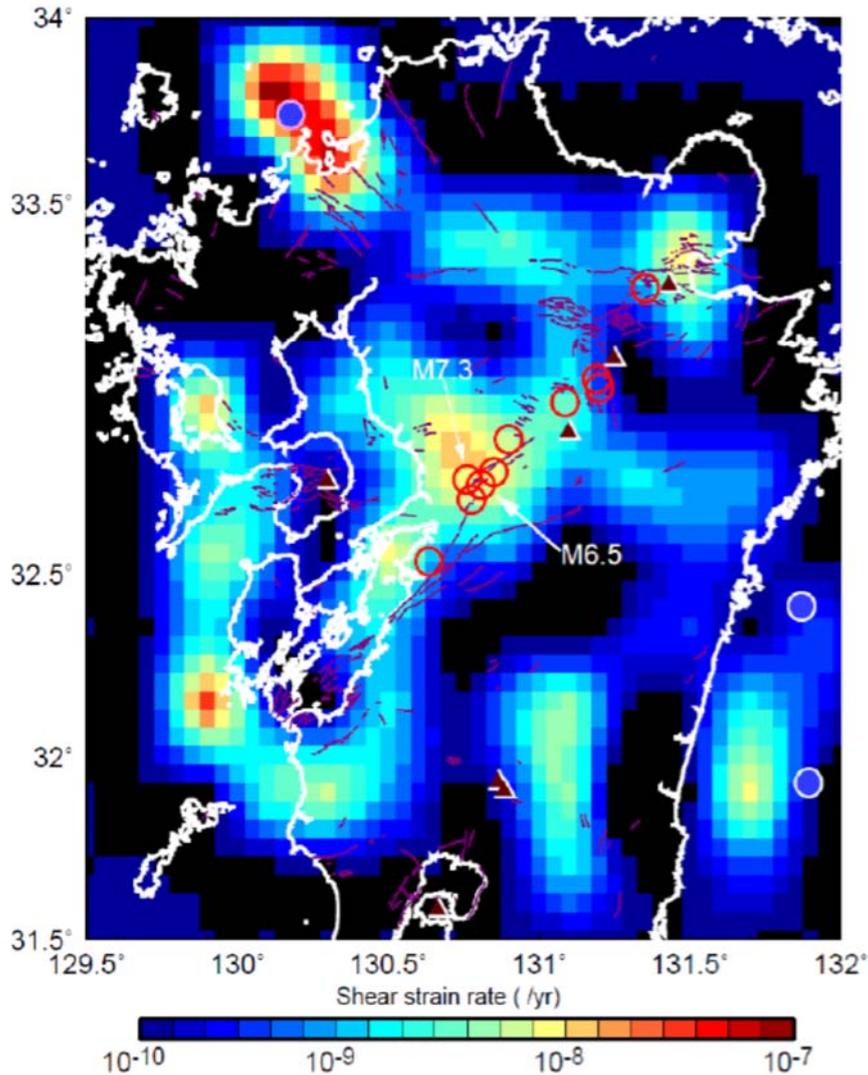


図 2. 九州における地震発生層の地震によって解放された非弾性ひずみ分布 (Matsumoto et al., 2016)。カラースケールは最大せん断ひずみ率を示す。丸は M5.5 以上の地震の震央であり、そのうち赤丸は内陸地震を示す。

2) 当該地域における MT 探査データの収集と解析に基づく地震発生ポテンシャルの推定

Aizawa et al. (2017)は、平成 28 年熊本地震の活発な余震活動・誘発地震活動と比抵抗構造との対応について、これまで得られた 247 点の広帯域 MT データをコンパイルし検討した。その結果、地震活動は低比抵抗体の周辺、やや高比抵抗寄りで発生していることが明らかになった (図 3)。1975 年 1 月 23 日の阿蘇北部地震 ($M_{JMA}6.1$)、4 月 21 日の大分県西部地震 ($M_{JMA}6.4$) の震源も同様に低比抵抗体の周辺部に位置していた。これら比抵抗構造と震源の関係は、過去の内陸地震発生域で行われた比抵抗構造研究の結果 (e.g., Yoshimura et al., 2007; Ichihara et al., 2014) と同様であり、比抵抗構造から地震発生の可能性が相対的に高い地域を予測できる可能性を示している。

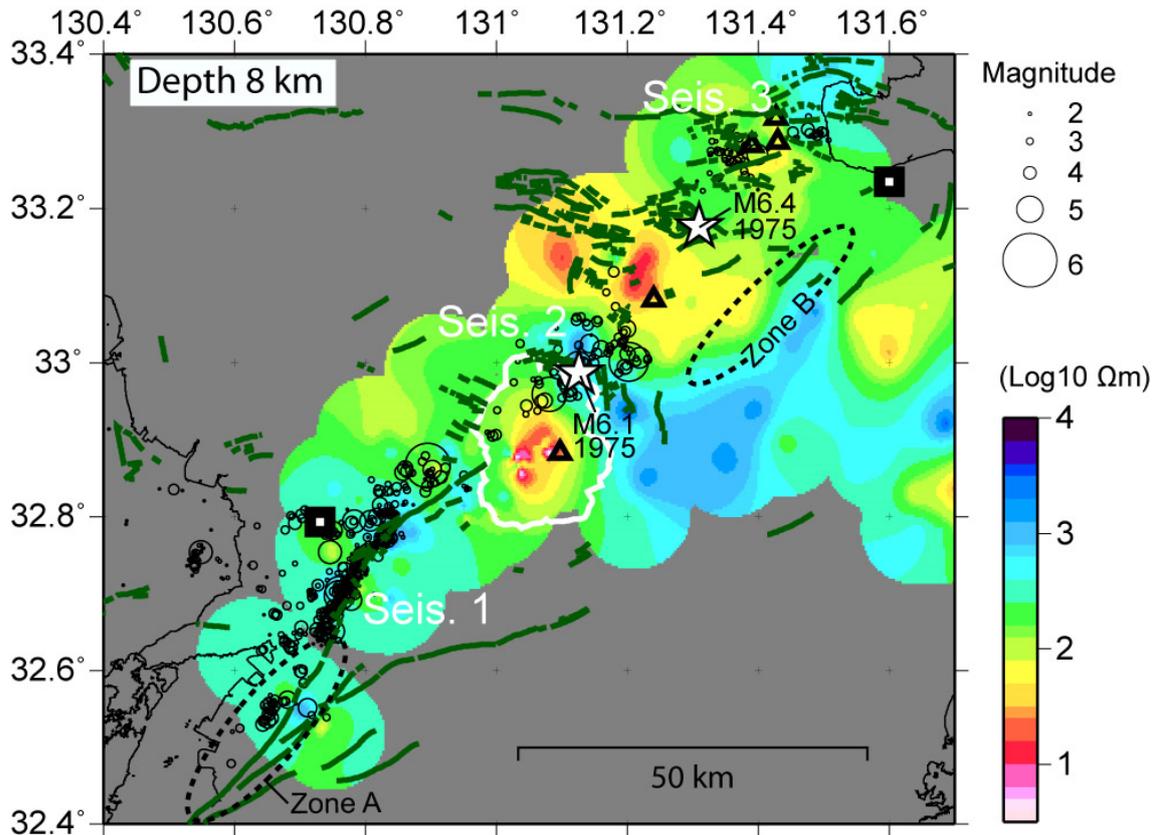


図 3. 1次元解析により推定した比抵抗構造(深さ 8 km)と熊本地震後 1 か月間に発生した地震(黒丸)との関係 (Aizawa et al., 2017 による)。

3) 稠密地震観測と高精度震源決定による平成28年熊本地震の震源断層構造調査

平成28年熊本地震による一連の地震活動について、詳細な断層構造と地表地震断層との関係を明らかにするため、高精度震源決定を行った。解析には、定常観測点のデータに加え、地震発生前より九州大学が震源域周辺で実施していた臨時観測点データと、地震発生後に行われた平成28年熊本地震合同地震観測グループによる緊急余震観測のデータ(主としてオンライン観測点のみ)をマージした前震発生から約1週間分のデータセットを用いた。活発な余震活動により、非常に多くの地震が発生したため、手動検測に加え自動処理による検測値(自動検測)を用いた。これらの検測値を用いてDouble-difference法による震源決定を行った。相対走時データは通常のカatalog値に基づく値に加え、波形相関解析に基づく値を用いており、地震波速度構造はSaiga et al. (2010)による3次元速度構造を用いている。自動検測によるイベント数は2万個程度あり、手動検測済みのイベントと重複や観測点数が少ないイベントを取り除き、最終的に約13000個のイベントについて再決定を行った。

解析の結果、熊本地震の断層構造の一部が明らかになった(図4)。日奈久断層側は北西側に傾斜した面が明瞭に見られ、地表の断層トレースともおおよそ一致する。一方、布田川断層側では地震活動が低く、明瞭な面は認識できていない。前震・本震の地震時すべり分布(e.g., Asano and Iwata, 2016)を比較すると、地震時に大きくすべった領域では余震があまり発生していないようである。前震・本震の震源(初期破壊点)が位置してい

る布田川断層と日奈久断層のジャンクション領域の深さ断面(図5)を見ると、前震の初動解の南東傾斜の節面や、本震の北北東-南南西走向のほぼ鉛直な節面に対応する地震列が認められ、さらにこれら以外にも複数の面が混在し非常に複雑な構造をしている事が明らかとなった。

これらの稠密地震観測に加えて、サブテーマ2-2と共同でGNSS連続観測を実施するとともに、日奈久断層の日奈久区間に繰り返しGNSS観測の測線を増設した。これらのデータは、サブテーマ2-2で統合解析されてひずみ場の解明に用いられるほか、平成29年度以降繰り返しGNSS観測を継続して日奈久区間の変形の有無やパターンについて調べ、断層モデルの構築に資することをめざす。

緑丸：前震(4/14 Mj6.5)～本震(4/16 Mj7.3)発生直前
青丸：本震発生後～4/21 23:59

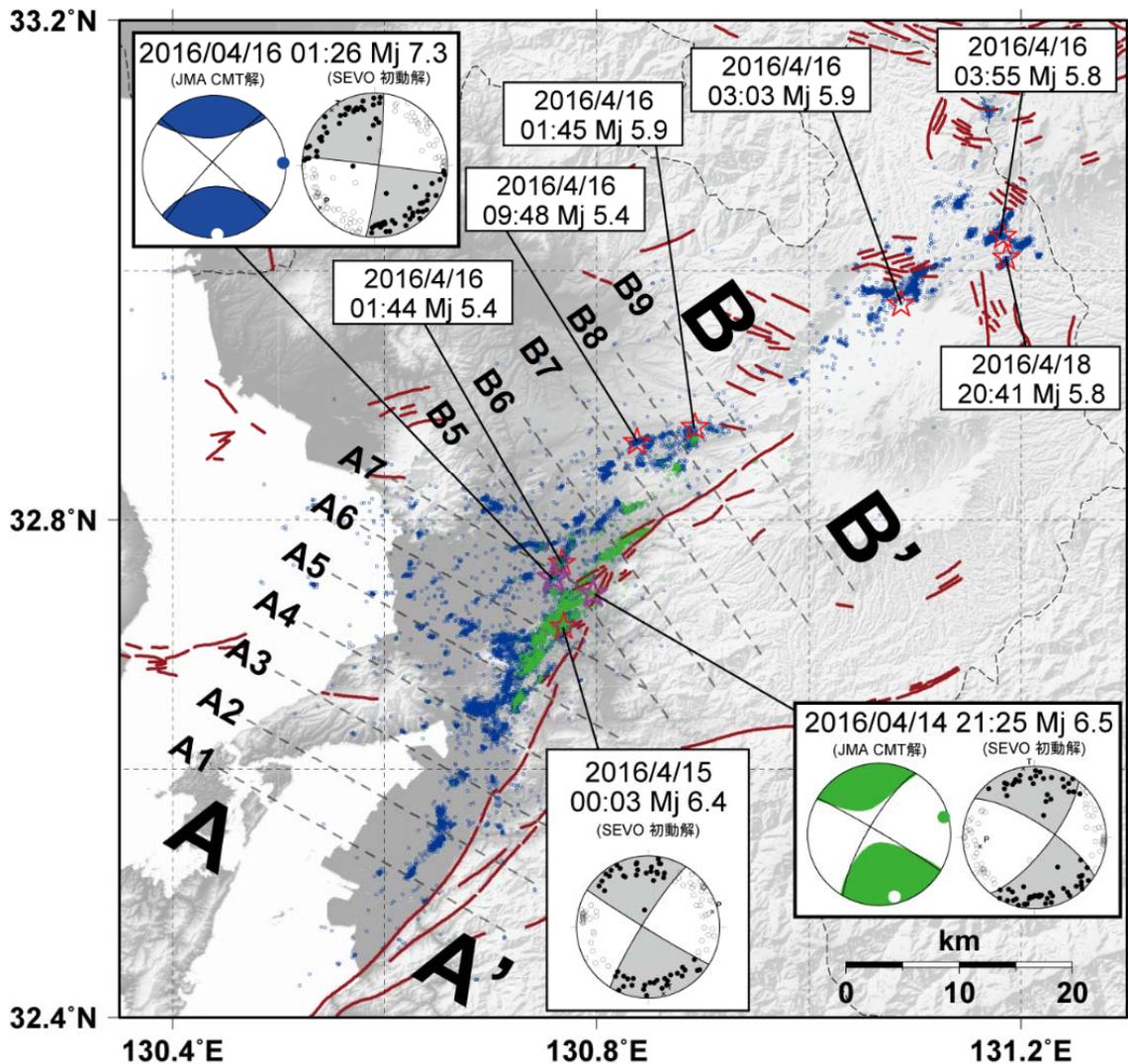
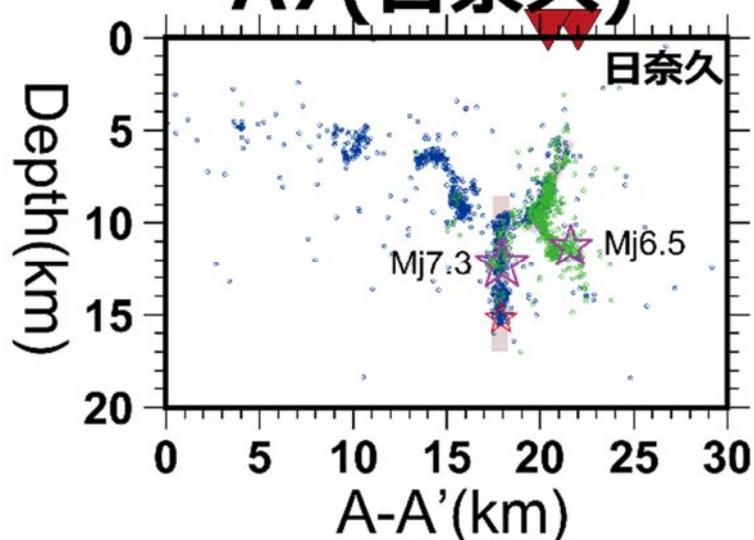


図4. 平成28年熊本地震発生から約1週間の高精度震源再決定結果。星は主な地震の震央を示し、緑の点は4/14の前震から4/16の本震発生前まで、青の点は本震発生後から4/21までの地震を示す。初動発震機構解は九州大学、CMT解は気象庁による。赤の線は活断層を示す(活断層研究会, 1991)。

布田川・日奈久断層 junction部分

A7(日奈久)



B5(布田川)

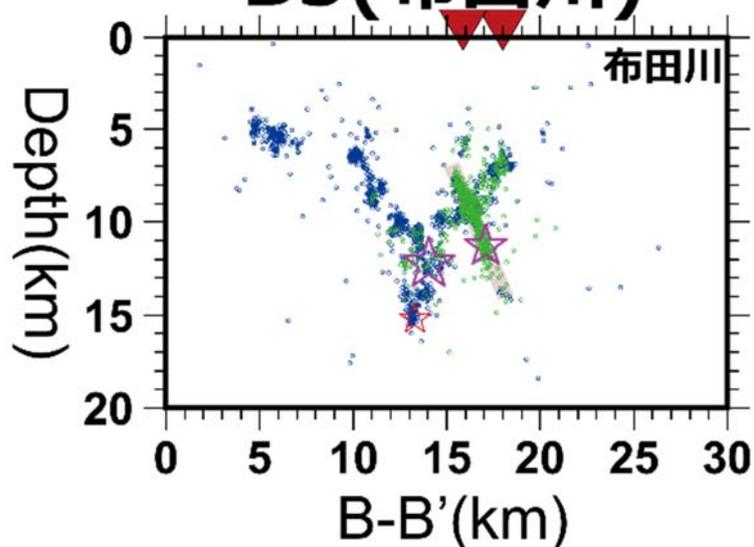


図5. 布田川・日奈久断層のジャンクション領域における深さ断面で、上は日奈久断層の走向、下は布田川断層走向に投影した断面図（断面の位置はそれぞれ図4のA7とB5に対応）。赤逆三角形は地表の活断層トレースの位置を示す。その他は図4と同じである。

4) 熊本平野における反射法地震探査

熊本平野西部を南北に縦断する反射法地震探査を実施し、布田川断層帯宇土区間（宇土断層）を横断することにより、宇土断層の位置及び形状の解明、熊本平野の断層帯周辺の地下構造の把握を行った。図6に調査地域と測線の概略を示す。

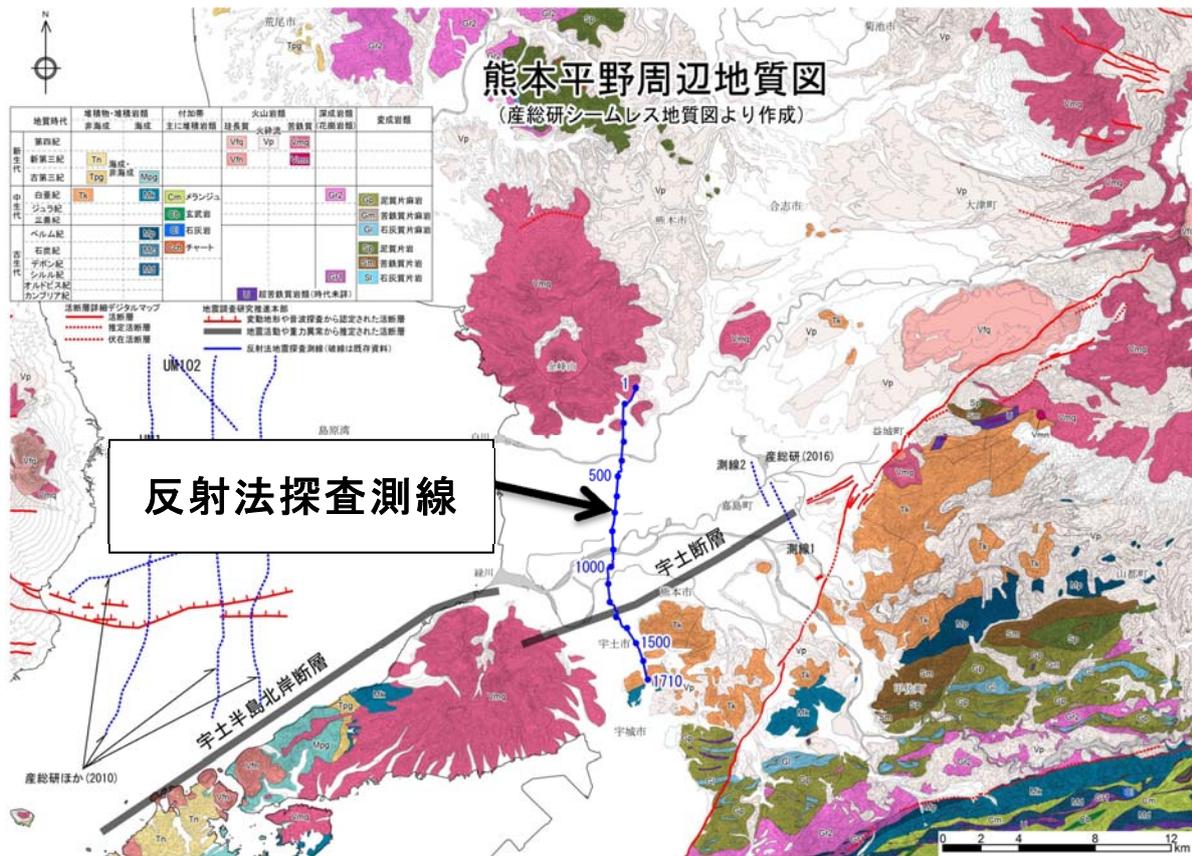


図 6. 反射法地震探査の調査地域と測線位置。

測線は、熊本県熊本市西区谷尾崎町から熊本県宇土市立岡町に至る南北約 17 km であり、標準発震点間隔 10m、標準受振点間隔 20m、展開長約 1.4 km、P 波を用いて、探査深度 1 km 程度をめざした。探査の仕様と使用機器を表 1 と写真 1 に、詳細な測線位置を図 7 にそれぞれ示す。



写真 1. 反射法地震探査で使用した機器。
 左上：バイブレーター（人工震源）
 右上：油圧インパクト（人工震源）
 左下：受振器

項目	内容	備考
探査手法	反射法地震探査	
波動種別	P波	
測線長	約 17 km	
標準発震点間隔	10 m	家屋等が隣接し、発震により家屋等に大きな影響が生じるおそれがある箇所では発震しない。
標準受振点間隔	20 m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらして設置。
標準収録チャンネル数	70 チャンネル (展開長: 1.2km 以上)	
標準垂直重合数	10 回	現地テストに基づき決定
標準スイープ長	16 秒*)	現地テストに基づき決定
スイープ周波数	10~100Hz	現地テストに基づき決定
収録記録長	3 秒	相互相関後
サンプリング間隔	2msec	
収録様式	SEG-D	
震源	バイブレーター 1 台 および 油圧インパクト 1 台	EnviroVibe (IVI 社製) JMI-200 (地科研社製)
受振器	速度型地震計 (固有周波数: 10Hz、 6 個グルーピング/ 1 地点)	SM-4(I/O Sensor 社製)
収録装置	独立型デジタルレコーダー (A/D 分解能: 24 ビット)	GSR・GSX (OyoGeospace 社製) GPS 機能付独立型収録装置

*) バイブレーター震源の場合に限る

表 1. 反射法地震探査の仕様と使用機器。

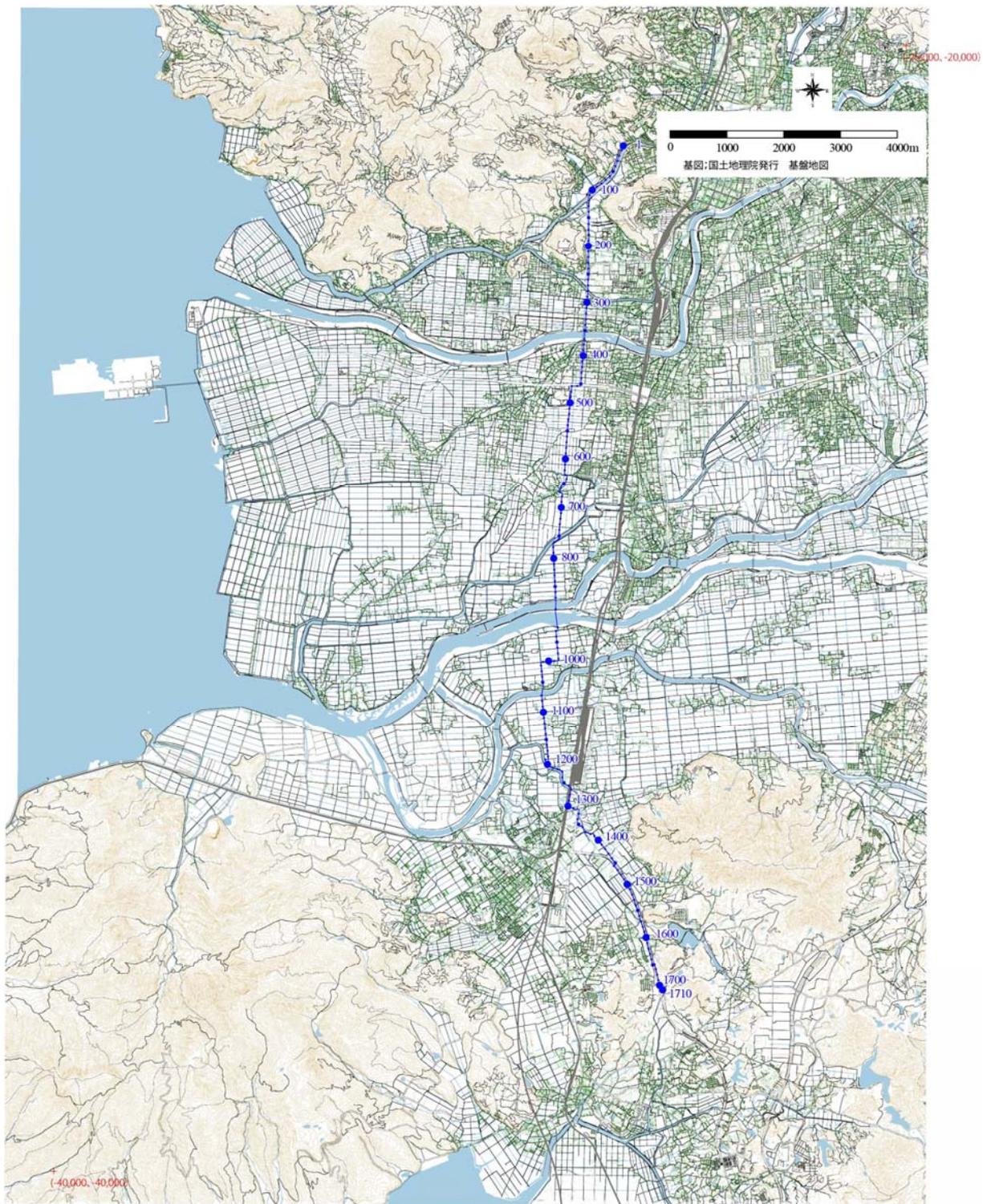


図7. 反射法地震探査の測線位置図。青線が測線、青色の数字が測点番号を示す。

波形記録のデータ処理及び解析は、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。測線上の受振点で得られた波形記録例(ペ

ーストップ) を図 8 に示す。また、上述のデータ処理・解析により得られた表層速度、重合速度、時間断面、深度断面を図 9～図 14 に示す。

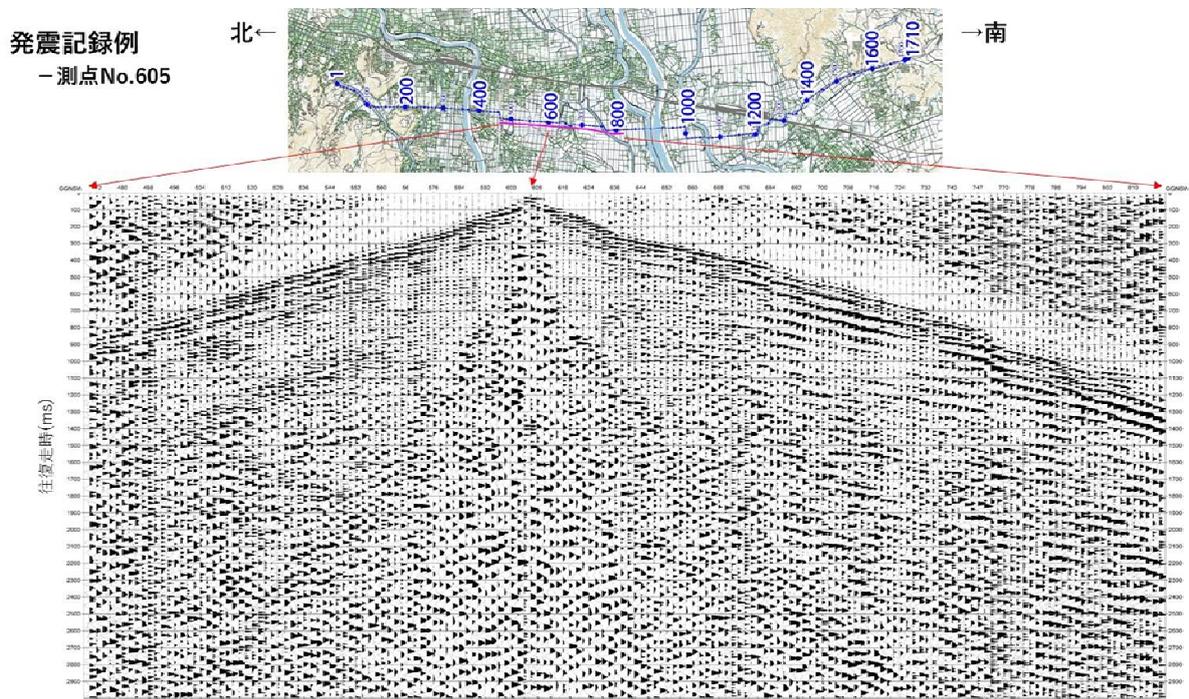


図 8. 測点 No.605 における発震記録。測線の両端まで初動が明瞭に追跡できるほか、反射波などの後続波も認められる。

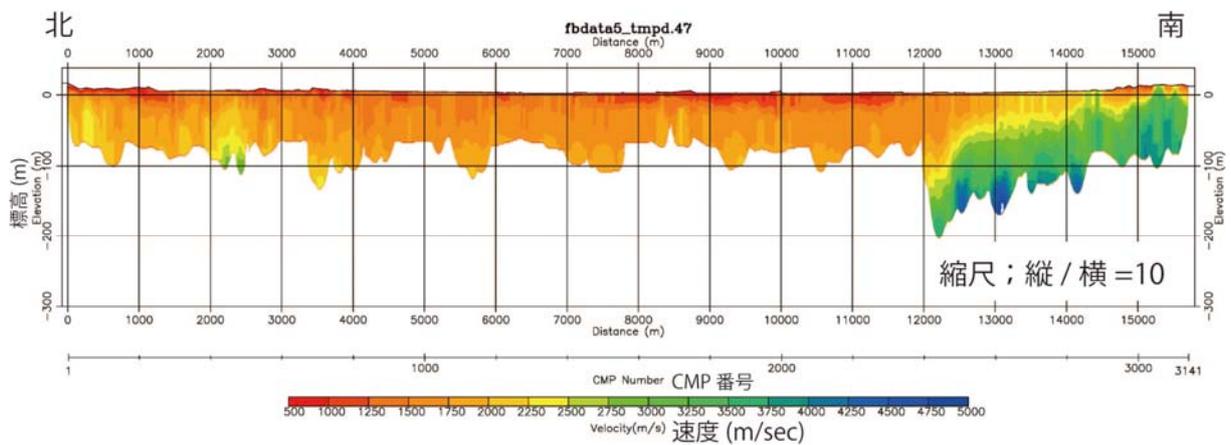


図 9. 表層速度解析結果。

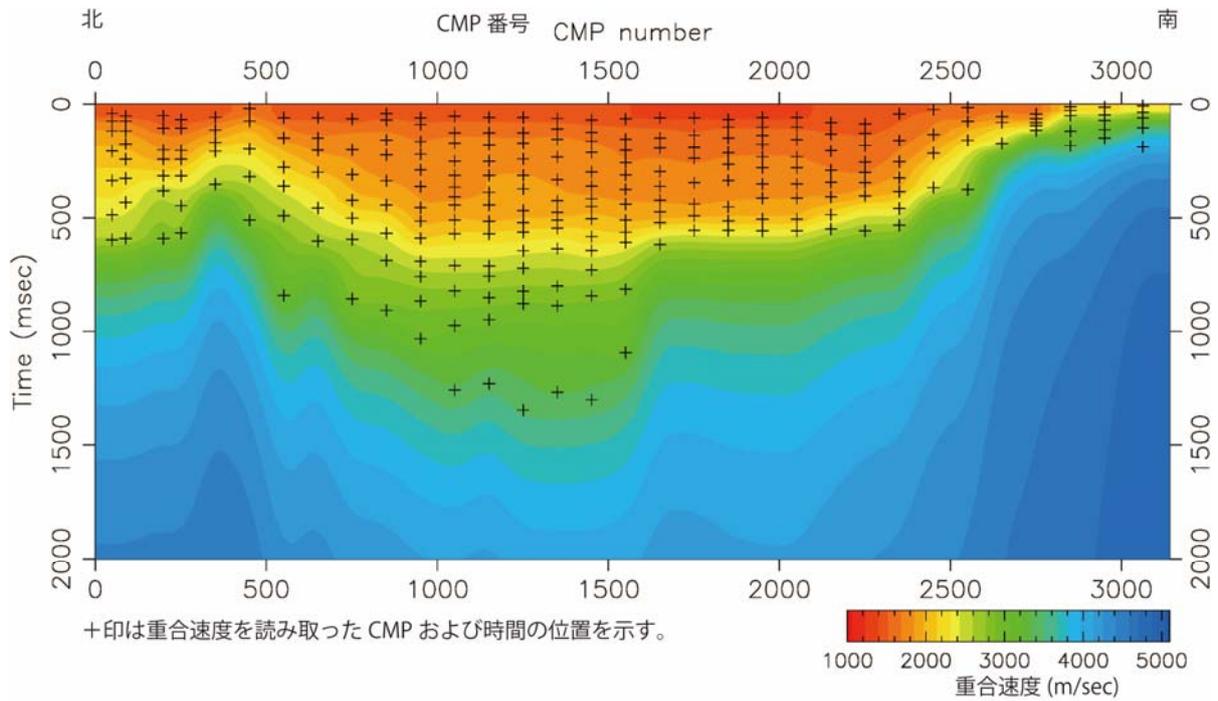


図 10. 重合速度プロファイル。

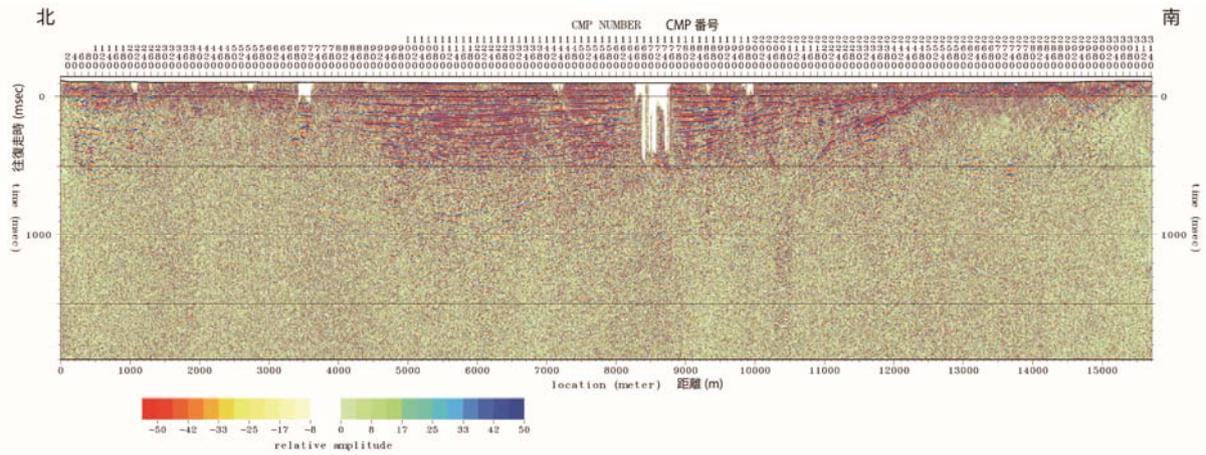


図 11. CMP 重合時間断面図。

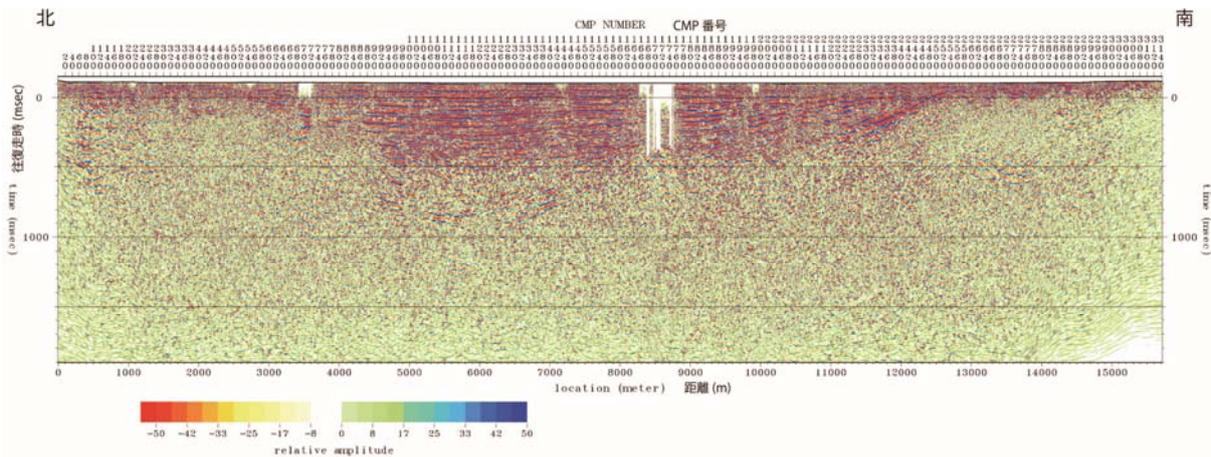


図 12. マイグレーション時間断面図。

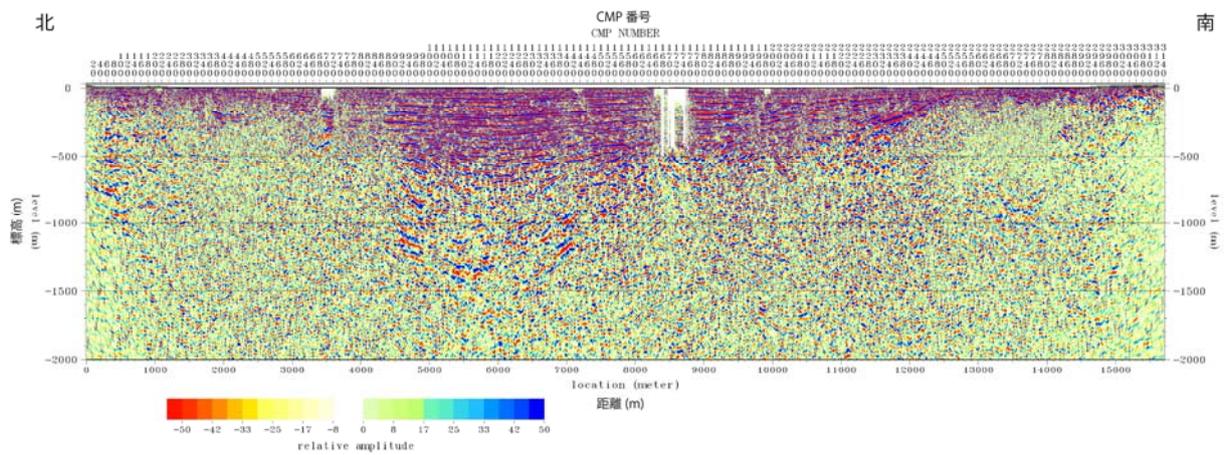


図 13. 深度断面図（縦横比 2:1，カラー表示）。

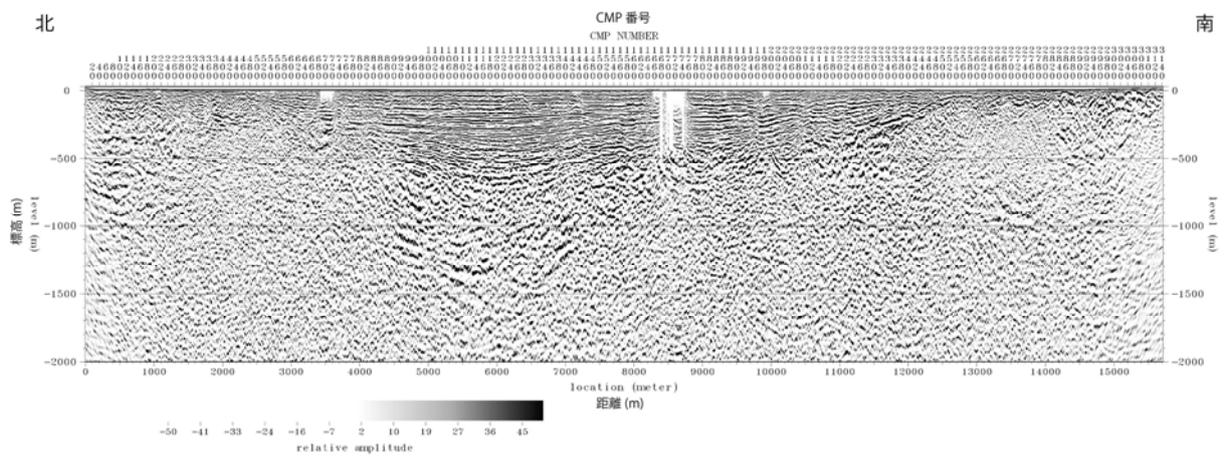


図 14. 深度断面図（縦横比 2:1，グレー表示）。

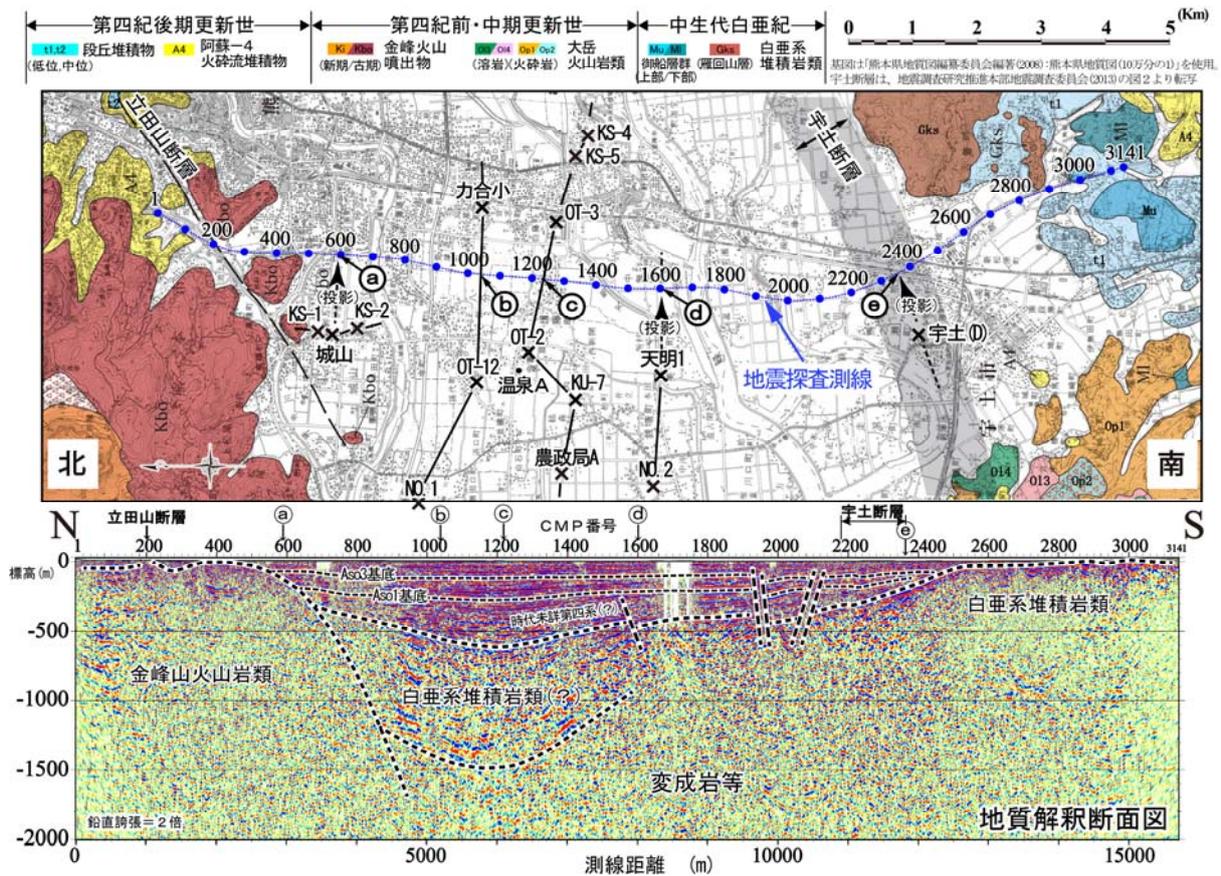


図 15. 深度断面の地質解釈断面図(下段)。上段は、「地質図(熊本県地質図編纂委員会編, 2008)」に測線を重ねて表示。

得られた反射深度断面については、今後も検討を続けるが、現時点での解釈(図 15)は以下のとおりである。

【基盤岩について】

地質図(熊本県地質図編纂委員会編, 2008)より、探査測線付近における基盤岩は、白亜系堆積岩類(御船層群)や先阿蘇火山岩類(金峰山火山岩類や大岳火山岩類)などであり、その下位には変成岩や花崗岩類などが潜在すると推定される。

反射断面の地質解釈図(図 15)においては、測線北部(CMP1~CMP600 付近)では金峰山火山岩類が地表直下より分布する。測線南部の CMP2500 付近以南では、白亜系堆積岩類(御船層群)が測線近傍に露出し、地表直下より基盤岩が分布する。また CMP2500 の地表直下から CMP2200 の標高-500m にかけて明瞭に追跡される反射面が、白亜系基盤岩の上面に相当すると考えられる。しかし、CMP600~CMP2200 付近では、基盤岩上面の反射面は明瞭でない。なお、測線南部の西側には金峰山火山岩類と同じ先阿蘇火山岩類の大岳火山岩類が地下に分布する可能性がある。

【堆積層について】

基盤岩を不整合に覆うかたちで、おもに第四系が分布する。上位より、有明粘土層などの沖積層、Aso-1~Aso-4 などの阿蘇火砕流堆積物、および時代未詳の第四系などである。測線付近における既存ボーリング資料をもとに柱状断面図を作成し(図 16)、阿蘇 3 (Aso3 基底) および阿蘇 1 火砕流堆積物の基底層準(Aso1 基底) を推定し、反射面を追跡した。

その結果は地質解釈断面図(図15下段)に示すとおりである。また、阿蘇1火砕流堆積物の下位には、反射面の連続性の良い堆積物が、CMP1200付近で層厚約300m確認され、図16下段のB-B'断面に示すように、長谷・岩内(1992)の水前寺層などが相当する可能性がある。なお、柱状断面図の作成にあたって使用した資料は、長谷・岩内(1992)、猿山(1986)、石坂・他(1995)、熊本県環境公害部(1995)などである。

【断層構造について】

熊本県地質図(10万分の1)では、CMP200付近に立田山断層が通るが、断層構造を示す明瞭な反射面は認められない。また、地震調査研究推進本部(2013)による布田川断層帯宇土区間(宇土断層)は、CMP2200~CMP2400付近を通るが、白垂系基盤岩の上面に相当する反射面が北に傾斜する構造が確認される。

一方、地質解釈図(図15)に示すようにCMP1600付近とCMP2150付近には、反射面の形態より正断層系の断層が推定される。それぞれの断層の鉛直変位は、阿蘇火砕流堆積物で数10m程度と推定される。ただし、基盤岩上面の変形は明瞭でない。

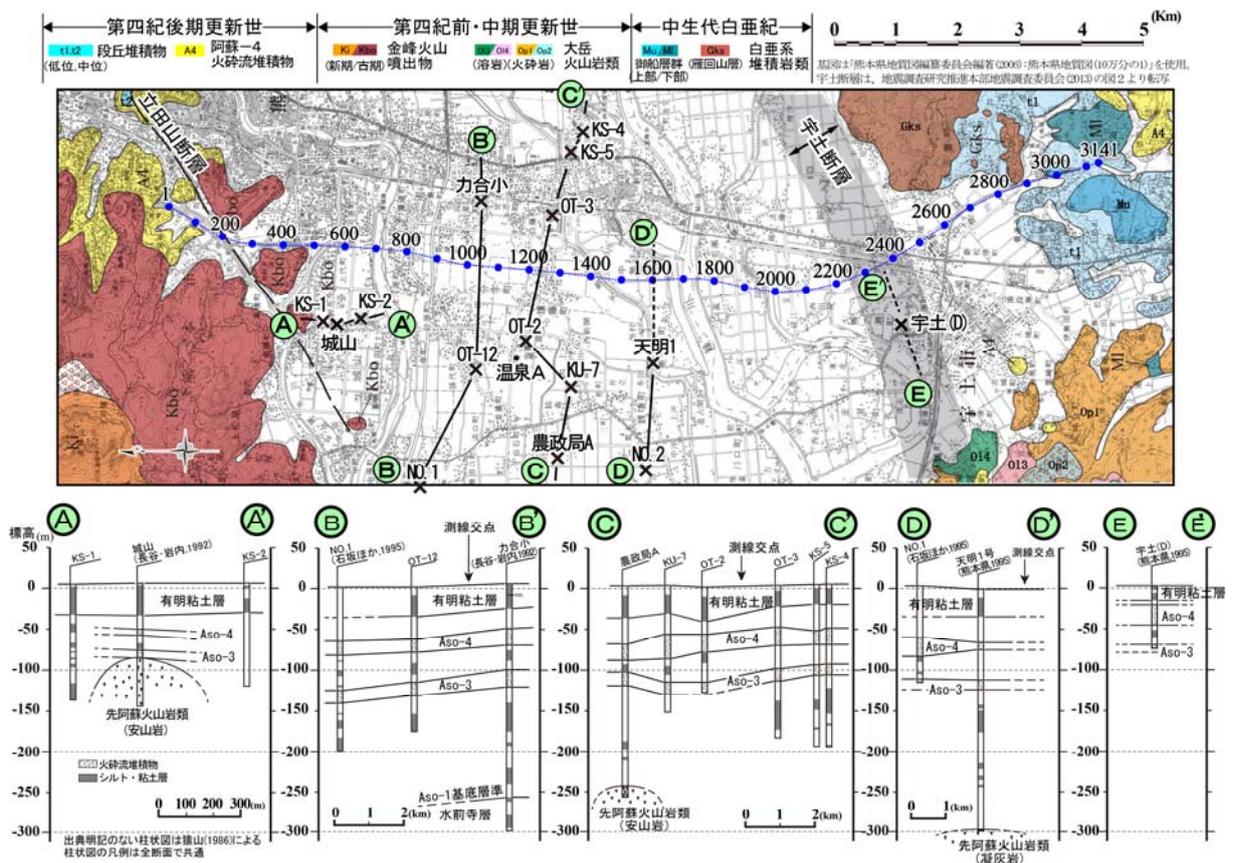


図16. 既存のボーリング資料に基づいた地質柱状断面図(下段)。上段は図15の上段と同図。

(c) 結論ならびに今後の課題

平成28年熊本地震の活動に関して、その地震学的背景についてまとめ、熊本地震の複雑な活動は起震応力場が一軸伸張に近いことによること、過去の地震活動による非弾性ひずみの大きな領域の端付近で発生したことを示した。また、主な地震活動は断層面上で地震

波速度が高速度の部分で発生しており、低速度域直上に破壊の開始点が位置しているという、他の内陸地震と共通の特徴が確認できた。地震前の詳細な応力場推定から、地震時の断層面上における複雑なすべり方向を予測することも明らかになった。今後も、応力場と地殻構造の分解能を上げて、地震発生場に関する情報の高精度化を図り、布田川・日奈久断層帯における震源断層モデルの作成に寄与することをめざす。

一方、地震発生ポテンシャルに関しては、平成 28 年熊本地震にともなって広域に発生した余震・誘発地震活動と比抵抗構造との対応を検討した。その結果、地震活動は、主に低比抵抗体の周辺で発生していることが明らかになった。しかし、布田川断層帯西部の熊本平野や日奈久断層帯周辺では電場や磁場の観測データがほとんどないことから、今後はこれらの地域で MT 探査を実施して比抵抗構造を明らかにし、地震活動や地震学的構造と比較することが必要である。

平成 28 年熊本地震の震源断層に関しては、前震発生から本震を含む約 1 週間の間に発生した地震について、高精度震源決定を行い、断層構造の推定を行った。震源分布から日奈久断層側は北西側に傾斜した面が明瞭にみられたが、布田川断層側では地震活動が低く、明瞭な面は認識できない。前震や本震の震源（初期破壊点）が位置する布田川・日奈久断層のジャンクション領域では、P 波初動による発震機構解の節面におおよそ対応する震源分布の他に、複数の面が混在し非常に複雑な構造をしていることが明らかとなった。今後は、解析期間を過去に遡って、平成 28 年熊本地震に至るまでの地震活動と震源分布を明らかにする。

これらの調査に加え、地震調査研究推進本部（2013）により熊本平野南部に伏在していると推定されている布田川断層帯宇土区間（宇土断層）の断層位置・形状と熊本平野の深さ 1000m 程度までの地下構造を明らかにすることを目的として、反射法地震探査を実施した。その結果、熊本平野においては、白亜系の基盤が海拔下約 500m まで盆状に凹んでその上に阿蘇山の火砕流などの第四系が堆積している詳細な構造が明らかになった。また、基盤より上部の堆積層には、宇土断層の伏在が推定されている付近に複数の正断層が認められ、それぞれの断層の鉛直変位は、阿蘇火砕流堆積物で数 10m 程度と推定された。このことは、宇土断層に対応する活断層群の存在を示唆する。しかし、これらの断層変位に対応する基盤岩上面の変形は明瞭ではなく、さらに検討が必要である。

本調査における地震観測や反射法地震探査については、熊本県、熊本市、宇土市をはじめ、関係の皆様のご理解とご協力により行うことができました。記して感謝いたします。

(d) 引用文献

Aizawa K, et al. 著者 32 名, Seismicity controlled by resistivity structure: the 2016 Kumamoto earthquakes, Kyushu Island, Japan, Earth Planets Space 69, doi:10.1186/s40623-016-0590-2, 2017.

Asano, K. and T. Iwata, Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, Earth, Planets and Space, 68:147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9, 2016.

長谷義隆・岩内明子：中部九州の湖成層を含む上部新生界の対比（熊本・大分地域）. 熊本

- 大学教養部紀要, 自然科学編, vol.27, p. 69-95, 1992.
- Hori, M., et al., Three-dimensional seismic velocity structure as determined by double-difference tomography in and around the focal area of the 2005 west off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 1621-1626, 2006.
- Ichihara H, Sakanaka S, Mishina M, Uyeshima M, Nishitani T, Ogawa Y, Yamaya Y, Mogi T, Amita K, Miura T, A 3-D electrical resistivity model beneath the focal zone of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (M 7.2), *Earth Planets Space* 66, doi:10.1186/1880-5981-66-50, 2014.
- 石坂信也・岩崎泰穎・長谷義隆・渡辺一徳・岩内明子・田尻雅則：熊本平野地下に分布する最終間氷期の堆積物と平野の沈降速度. 第四紀研究, vol. 34, no. 5, p.335-344, 1995.
- 地震調査研究推進本部：布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）. 66p, 2013.
- 活断層研究会編：新編 日本の活断層, 東京大学出版会, 448p, 1991.
- 熊本県環境公害部：地盤平野地盤沈下調査報告書. 熊本県環境保全課, 62p, 1995.
- 熊本県地質図編纂委員会編著：電子版熊本県地質図(10万分の1)J. 社団法人熊本県地質調査業協会発行, 2008.
- Matsumoto, S., Method for estimating the stress field from seismic moment tensor data based on the flow rule in plasticity theory, *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi:10.1002/2016GL070129, 2016.
- Matsumoto, S., T. Nishimura, T. Ohkura, Inelastic strain rate in the seismogenic layer of Kyushu Island, Japan, *Earth, Planets and Space*, 68:207, DOI: 10.1186/s40623-016-0584-0, 2016.
- Matsumoto, S., S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M. Nakamoto, S. Yoshikawa and Y. Yamashita, Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone, *Earth, Planets and Space*, 67:172, doi:10.1186/s40623-015-0342-8, 2015.
- 松本聡・山下裕亮・中元真美・宮崎真大・酒井慎一・飯尾能久・2016年熊本地震合同地震観測グループ, 2016年熊本地震断層周辺の応力場とその変化, 日本地震学会 2016年秋季大会, S21-03, 2016年10月, 名古屋市.
- 志藤あずさ・松本聡・清水洋・2016年熊本地震合同地震観測グループ, 2016年熊本地震震源域の3次元地震波速度構造, 日本地震学会 2016年秋季大会, S21-P28, 2016年10月, 名古屋市.
- Saiga, A., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Matsushima, and H. Shimizu, Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area, *Earth, Planets and Space*, 58, 1-12, 2010.
- 猿山光男, 日本の地下水「熊本平野」. 地球社発行, p. 749-757, 1986.
- Yoshimura R, et al., Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (M-j 6.9), Central Japan, *Earth Planets Space* 60(2): 117-122, 2008.

3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

3. 2. 2 地殻変動調査観測

(1) 業務の内容

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

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	教授	中尾 茂
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	助教	八木原 寛

(c) 業務の目的

布田川断層帯および日奈久断層帯周辺のひずみ場を推定する。さらに観測された地震時変動から震源断層の形状を、長期に継続して観測されている余効変動から余効変動発生源をそれぞれ推定する。これらの調査結果を踏まえて震源断層の形状を推定する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を把握するため、鹿児島県出水郡長島町獅子島に GNSS 連続観測点を設置し、観測を開始した。平成 28 年熊本地震の震源断層の形状を GNSS 連続観測より求められた地震時変動から求めた。さらに、余効変動の情報の収集を行った。

2) 平成 29 年度：

GNSS による余効変動観測を継続し、長期の余効変動の時間的空間的な特徴を明らかにする。日奈久断層帯南部（八代区間）周辺の地殻変動を明らかにするため設置した GNSS 連続観測を継続する。布田川断層帯・日奈久断層帯全域のひずみ場の推定を行う。

3) 平成 30 年度：

GNSS による余効変動観測を継続し、長期余効変動の変動源モデルの検討を行う。日奈久断層帯南部（八代区間）周辺の地殻変動の特徴の抽出を行う。GNSS による地震時変動から推定した震源断層の形状、余効変動源、布田川断層帯・日奈久断層帯全域のひずみ場をもとに、震源断層形状モデルの構築を目指す。

(2) 平成 28 年度の成果

(a) 業務の要約

日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を把握するため、鹿児島県出水郡長島町獅子島に GNSS 連続観測点を設置し、観測を開始した。獅子島の東方沖には日奈久断層帯日奈久区間の南西延長に連続する獅子島東方沖断層群（楮原・他，2011）があるため、日奈久断層帯の高野－白旗区間、日奈久区間の地殻変動を比較するためには獅子島の GNSS

連続観測点でこの地域の地殻変動を把握することは重要である。

GEONET、九州大学・京都大学・鹿児島大学が共同で設置している GNSS 観測点で観測された地震時変動を使って震源断層の形状を推定し、地震時変動は主に布田川断層帯の震源断層により引き起こされたことがわかった。

国立大学法人が行っている余効変動観測から、日奈久断層帯南西の観測点で最大約 8 ヶ月で約 11cm 変位した余効変動が観測されていることがわかった。この変動は 1 年近く経過した現在も継続していることが明らかになった。

(b) 業務の成果

日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を把握するため、鹿児島県出水郡長島町獅子島にある獅子島小中学校の屋上に GNSS 連続観測点を設置し、3 月 10 日に観測を開始した。観測点配置図を図 1 に示す。

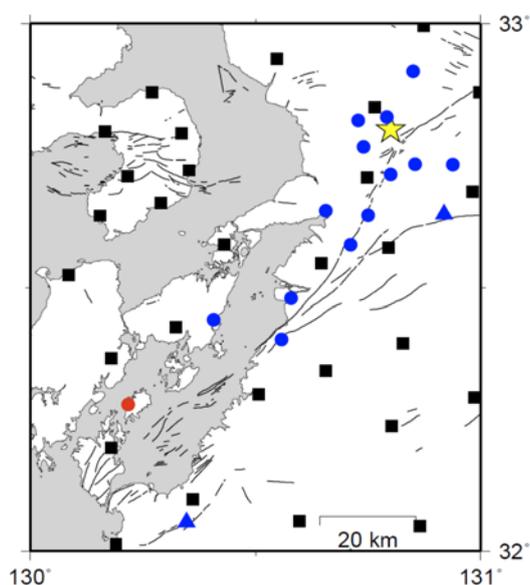


図 1. 平成 28 年度に新たに設置した GNSS 連続観測点の位置（赤丸）。黒四角は国土地理院の GEONET、青三角は、九州大学・京都大学・鹿児島大学が設置した GNSS 連続観測点、青丸は平成 28 年熊本地震発生後に設置された GNSS 連続観測点を示す。黄色星印は 4 月 16 日に発生した M7.3 の地震の気象庁が決定した震央の位置を示す。

GNSS 受信機は Trimble5700 を、GNSS アンテナはレドーム付きチョークリングアンテナを使用した。電源はバッテリーと太陽電池パネルをそれぞれ 2 個使用した。データは小型の Linux コンピュータに収録している。図 2 に GNSS 観測点の写真を示す。



図2. 新設した GNSS 観測点の写真。右上は GNSS アンテナの設置状況、左下は全体の設置状況を示す。

4月16日に発生したマグニチュード(M)7.3の地震の地震時変動を布田川断層帯・日奈久断層帯周辺の GEONET 観測点、九州大学・京都大学・鹿児島大学が設置した GNSS 観測点、4月15日に宇城市豊野小中学校に設置した GNSS 観測点および気象庁が火山に展開している GNSS 観測点のうち阿蘇山、九重山、鶴見岳観測点の合計63観測点について GNSS 解析プログラム RTKLIB (Takasu and Yasuda, 2010) を用いて kinematic 解析を行った。RTKLIB は相対測位で kinematic 解析を行うため、基準点は地震時変動が観測されないと考えられる長崎県五島列島の GEONET 観測点である上対馬(950456)とした。図3に地震時変動の解析結果を示す。地震時変動は地震時の前後5分間(データ10個)の平均の差として計算した。豊野観測点(TYNO)では東西方向の地震時変動では変位の標準偏差とほぼ同程度の変位し、上下方向では変位の標準偏差を上回る変位は観測されなかったが、南北成分では南へ21.8cmと大きな変位が観測された。また、GEONET 長陽観測点(960701)では、3成分とも変位の標準偏差を超えた変化が観測され、南北、東西、上下成分でそれぞれ南へ70.5cm、西へ66.6cm、上方へ24.7cmであった。

図4に各観測点の水平変位と上下変位のベクトルを示す。最大の水平変位は GEONET 長陽観測点(960701)で97.0cm、他に大きい変位は GEONET 観測点熊本の74.7cmであった。4月15日に設置した宇城市豊野小中学校の観測点では21.8cmであった。

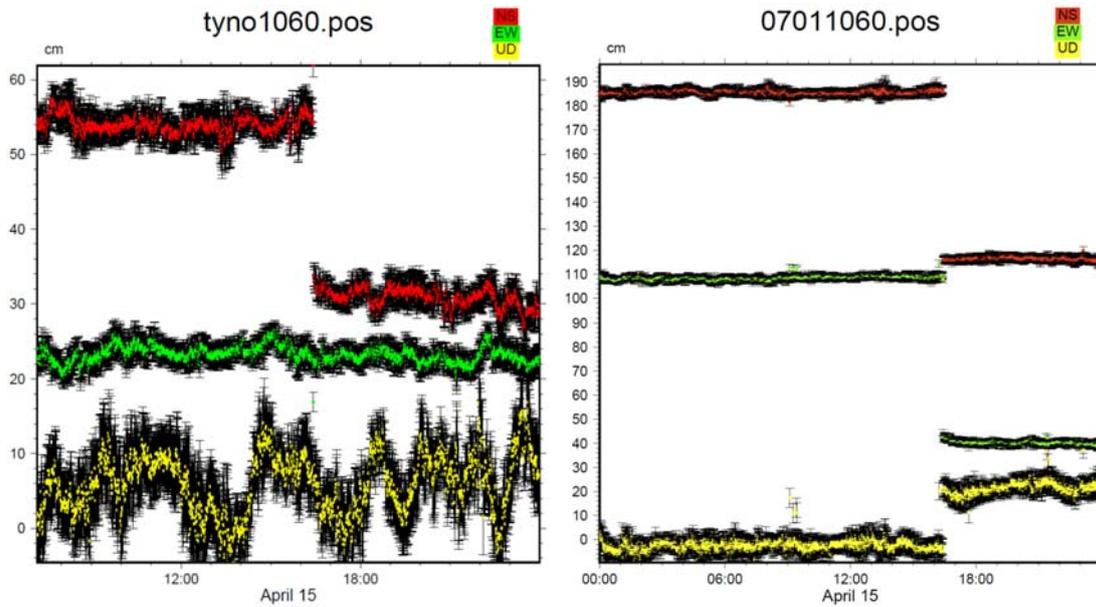


図3. 左は宇城市豊野小中学校 (TYNO)、右は GEONET 長陽観測点 (960701) のキネマティック解析結果を示す。赤は南北、緑は東西、黄は上下の各成分を示す。

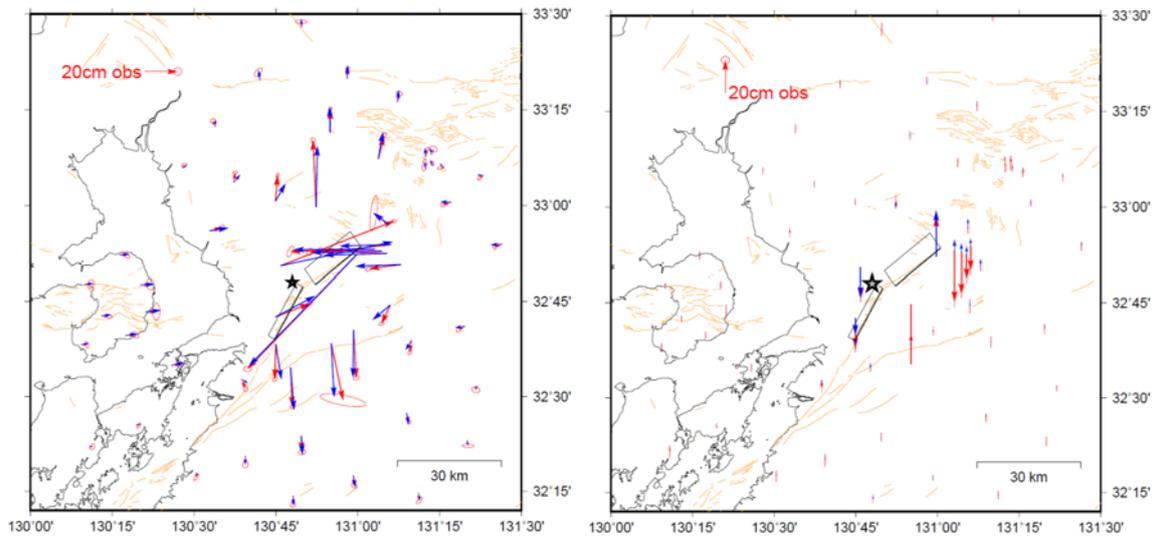


図4. 地震時変動のベクトル図。(左) 水平成分、(右) 上下成分、赤いベクトルは観測値を、青いベクトルは推定した断層モデルから計算した理論値を示す。オレンジ線は活断層 (活断層研究会、1991) を示す。四角は推定された震源断層を地表に投影されたものを示し、太線が断層の浅部を示す。星印は4月16日に発生したM7.3の地震の気象庁が決定した震央を示す。

布田川断層帯・日奈久断層帯に1枚ずつ矩形断層を仮定し、観測された地震時変動を説明できる断層形状および断層変位を Simulated Annealing 法 (Kirkpatrick et al., 1983) を使って求めた。推定された断層形状パラメタを表1に示す。布田川断層帯・日奈久断層

帯に仮定した震源断層とも主には右横ずれの変位であるが、布田川断層帯では正断層成分が、日奈久断層帯では逆断層成分があることが推定された。また、滑り量は布田川断層帯に仮定した震源断層が 4.3m と日奈久断層帯に仮定した震源断層の 1.0m に比べて大きく、地震時変動の源としては布田川断層帯の震源断層が大きく寄与していることがわかった。

表 1. 推定された断層形状パラメタ

	深さ (km)	右横滑り量 (m)	逆断層滑り量 (m)	幅 (km)	傾き (度)
布田川断層帯	0.2	4.167	-1.195	13	64
日奈久断層帯	1.0	0.978	0.173	28.3	85

平成 28 年熊本地震発生直後から国立大学法人の GNSS グループは共同で布田川断層帯・日奈久断層帯周辺のほか、地震活動が活発化した阿蘇山東側や大分県に余効変動あるいは地震活動に関連した地殻変動を観測するため、4 月 28 日までに合計 21 の GNSS 観測点を設置し、連続観測を開始した (図 5)。参加国立大学法人は、北海道大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学である。ここでは、平成 28 年熊本地震発生直後に設置された GNSS 観測点と発生前から設置されていた GEONET 観測点、気象庁火山監視用 GNSS 観測点、九州大学・京都大学・鹿児島大学が設置した GNSS 観測点で観測された余効変動の情報を収集した結果を説明する。

図 6、図 7 に余効変動の時系列データを示す。日奈久断層帯南東側の観測点では非常に大きな余効変動が観測され、平成 28 年熊本地震発生後 1 年近く経過した段階でも以前余効変動が継続しているように見える。特に震央に近い御船町立御船小学校 (MIFN) 観測点は南北成分において約 8 ヶ月で約 11cm の変動を観測している。日奈久断層帯の北西側の観測点では、南東側の観測点ほど長期で大きな余効変動は観測されていない。2017 年 1 月 29 日より GNSS で使用する座標系が ITRF2008 から ITRF2014 に変更された。2017 年 1 月の下旬にみられるステップや前後の変動率の違いは座標系の変更による見かけの変化の可能性があるのであるため、注意が必要である。今後解析を ITRF2014 座標系で行うように解析手順を変更する必要がある。

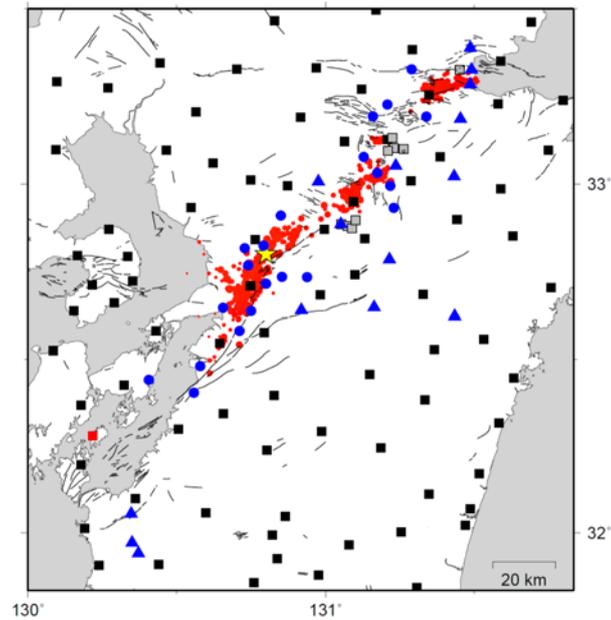


図5. 九州中央部のGNSS連続観測点配置図。黒四角は国土地理院のGEONET、青三角は、九州大学・京都大学・鹿児島大学が設置したGNSS連続観測点、灰四角は気象庁の火山監視用GNSS連続観測点、青丸は平成28年熊本地震発生後に設置されたGNSS連続観測点、赤四角は本事業で設置したGNSS連続観測点を示す。黄色星印は4月16日に発生したM7.3の地震の気象庁が決定した震央の位置を示す。赤丸は気象庁一元化震源の震央分布である。

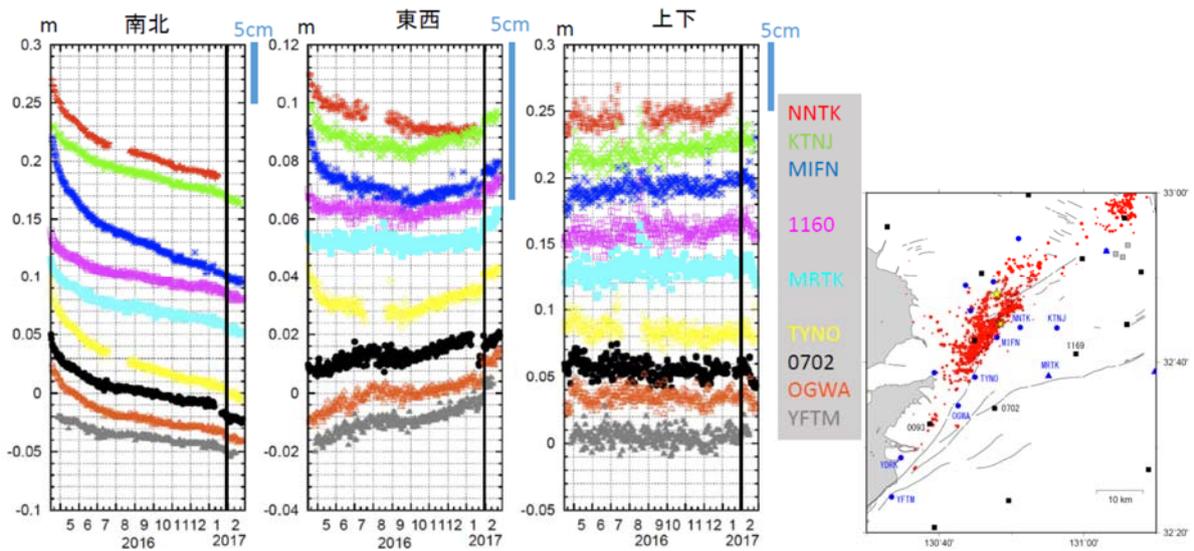


図 6. 日奈久断層帯南東側の GNSS 観測点で観測された余効変動 (2016 年 4 月 17 日～2017 年 2 月 28 日)。左から南北成分、東西成分、上下成分の変化を示し、色は観測点を示す。観測点の位置を一番右側の図に示す。黒縦線は 2017 年 1 月 29 日の座標系変更を示す。

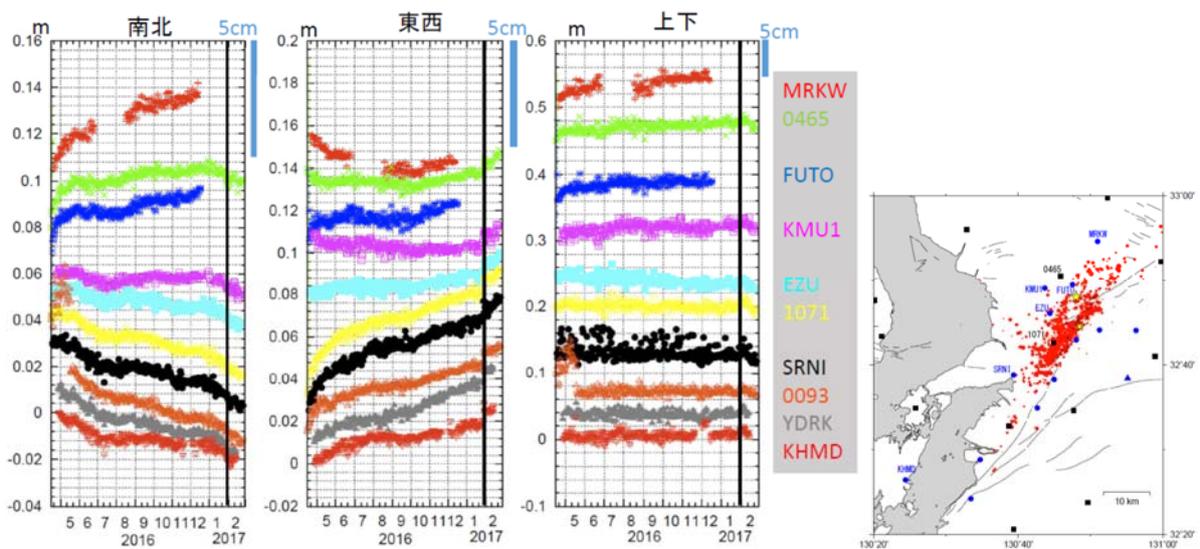


図 7. 日奈久断層帯北西側の GNSS 観測点で観測された余効変動 (2016 年 4 月 17 日～2017 年 2 月 28 日)。左から南北成分、東西成分、上下成分の変化を示し、色は観測点を示す。観測点の位置を一番右側の図に示す。黒縦線は 2017 年 1 月 29 日の座標系変更を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を観測するため新たにGNSS連続観測点を設置し、観測を解析した。今後も観測を継続し、地殻変動の特徴を明らかにしていく。

地震時変動を、キネマティック解析を行い推定した。これにより余効変動が混入しない地震時変動を推定することができた。地震時変動を説明する震源断層の形状や断層変位を布田川断層帯・日奈久断層帯にそれぞれ1枚の矩形断層を仮定して求めたところ、日奈久断層帯よりも布田川断層帯の断層変位が大きく推定され、地震時変動は布田川断層帯の震源断層により引き起こされたことがわかった。

国立大学法人のGNSSグループが行っている余効変動観測の情報を収集した。日奈久断層帯の南西側にある観測点では平成28年熊本地震発生後1年近く経た現在も継続し、変位量も大きな余効変動が観測されていることがわかった。一方日奈久断層帯北西側の観測点では、南西側に比べて変位量も小さく、継続期間の短い。今後は余効変動の長期観測を行い、余効変動の時間的空間的な特徴を明らかにし、その変動源について検討する。

(d) 引用文献

楮原京子、愛甲崇信、足立幾久、坂本泉、滝野義幸、井上直人、北田奈緒子、布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査、活断層・古地震研究報告、No. 11、273-294、2011.

活断層研究会編、新編日本の活断層、東京大学出版会、437pp、1991.

Kirkpatrick, S., C. d. Gelat and M. P. Vecchi, Optimization by simulated annealing, Science, 220, 671-680, 1983.

Takasu, T. and A. Yasuda, Kalman-Filter-Based Integer Ambiguity Resolution Strategy for Long-Baseline RTK with Ionosphere and Troposphere Estimation, Proceedings of the 23rd International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (Ion GNSS 2010), Portland, OR, September 2010, 161-171.

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	川瀬 博
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	松島 信一
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	准教授	浅野 公之
国立大学法人東京工業大学環境・社会理工学院	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学環境・社会理工学院	助教	地元 孝輔
国立大学法人福岡教育大学教育学部	准教授	山田 伸之
国立大学法人東京大学大学院情報学環	准教授	三宅 弘恵
国立大学法人九州大学大学院人間環境学研究院	教授	神野 達夫
国立大学法人九州大学大学院人間環境学研究院	助教	重藤 迪子
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	主幹研究員	先名 重樹
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	主任研究員	前田 宜浩
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別研究員	若井 淳
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別研究員	岩城 麻子
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別技術員	神 薫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吉見 雅行
公益財団法人鉄道総合技術研究所鉄道地震工学研究センター	副主任研究員	津野 靖士
公益財団法人鉄道総合技術研究所鉄道地震工学研究センター	副主任研究員	是永 将宏
公益財団法人鉄道総合技術研究所鉄道地震工学研究センター	研究員	岡本 京祐

(c) 業務の目的

2016年熊本地震を踏まえて、対象地域（主に熊本平野と八代平野）における強震動評価

を行う。そのため、対象地域で実施された、強震観測、地盤構造調査情報を収集・整理し、地下速度構造モデルの高度化を進めるとともに、熊本地震の震源モデルを参考に、震源断層モデルパラメータの特徴を把握する。サブテーマ1、2より提供される活断層位置や地殻内の不均質性に関する情報から震源断層面の位置・形状のモデル化と地震シナリオ設定を行い、既存の強震動予測のためのレシピを用いた広帯域強震動予測を行う。いくつかの地震シナリオの予測結果への影響評価を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成28年度：

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、臨時地震観測、地震観測点等の微動アレイ観測、単点微動観測を実施するとともに、強震観測点等の観測データの収集とボーリング資料等の既往地盤情報資料を収集した。また、熊本地震の強震動の成因解明のために行われた各種調査資料を収集した。これらの得られた地震データ及び微動データを用いて、当該サイトの地盤震動特性と地震基盤までのS波速度構造を把握するとともに、情報の密度に応じた地下構造モデル高度化への展開方法を検討した。

2) 平成29年度：

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、臨時地震観測、地震観測点等の微動アレイ観測、単点微動観測を実施するとともに、強震観測点等の観測データの収集とボーリング資料等の既往地盤情報資料の収集を継続する。また、熊本地震の強震動の成因解明のために行われた各種調査資料の収集を継続する。堆積層地下構造情報が不十分な八代平野において、丘陵地から湾岸に至るP波反射法地震波探査を行い、地下構造情報を収集するとともに、測線周辺において微動アレイ観測等を行うことにより、地震基盤までのS波速度構造を把握する。これらの収集資料をもとに対象地域の三次元地下速度構造モデル高度化をすすめる。

3) 平成30年度：

前年度までに得られた対象地域の地下構造情報を統合し、三次元地下速度構造モデル高度化を継続する。サブテーマ1、2の研究によって得られた震源断層像に基づいた強震動評価を行う。

(2) 平成28年度の成果

(a) 業務の要約

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、5項目の調査研究を行った。1)熊本平野を中心とした強震観測と関連研究成果の収集：熊本平野中心部における強震観測を開始し、2016年熊本地震を対象とした研究として、科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」で行われた余震（強震）観測、地盤震動観測情報と成果を収集するとともに、内閣府SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題⑤リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム

開発において実施されている熊本平野の浅部・深部統合地盤モデルについての情報収集を行った。2)自治体震度計波形データの収集と整理：熊本県及び熊本地方気象台の協力を得て、熊本県の震度情報ネットワークシステムの波形データ及び関連資料の収集を行った。3)強震観測点周辺における微動アレイ調査：2)の観測点周辺において、地盤情報を得るために、微動アレイ調査を実施した。4)熊本平野西部及び八代平野における単点微動調査：サブテーマ2で実施された熊本平野を南北に縦断する人工地震波探査、及び平成29年度以降に地盤構造調査を予定している八代平野において、数km間隔の単点微動調査を行い、地盤構造情報の概要を得た。5)深いボーリング情報の収集：地下構造モデルの構築の参照情報に活用するため、熊本県健康福祉部の協力を得て、熊本市、宇土市、宇城市、八代市、嘉島町、益城町における深井戸の柱状地質図を収集した。

(b) 業務の成果

1) 熊本平野を中心とした強震観測と関連研究成果の収集

2016年熊本地震の地震被害の成因や被害想定の定量的評価のための調査観測研究が各機関等によって行われている。その中には、本調査を遂行するために重要な調査観測が行われていることから、調査観測の情報収集と研究成果の活用についての検討を行った。具体的には、科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」で行われた余震（強震）観測、地盤震動観測結果の収集と内閣府SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題⑤リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発（担当は防災科学技術研究所）において実施されている熊本平野の浅部・深部統合地盤モデル作成の情報収集である。加えて、本調査において、対象地域の地盤震動特性を広域に把握するため、上記の調査観測では行われていない、熊本平野中心部～西部における強震観測を開始した。

SIPプロジェクトでは、2016年熊本地震で特に甚大な地震被害を被った益城町を中心として、熊本平野の広域において、微動調査が行われた。その観測点位置を図1に示す。図に示された領域はSIPプロジェクトで250mメッシュの浅部・深部統合地盤モデルを作成する領域で、深い地盤から浅い地盤構造情報を得るための大アレイ等の観測26カ所と、概ね1kmメッシュ程度の密度で行われた浅部地盤構造情報を得るための約504点の極小アレイの測点位置が示されている。大アレイは中心に1点、半径0.8km、0.4km、0.2km、0.1kmの3重円周に各3点を配列した計13点の観測点展開、極小アレイは半径80cmの円上に3点とその中心の4点に加えて、中心点と一辺が数mサイズの正三角形をなす頂点に2点の合計6点の観測点展開を行った。図に示される大アレイ観測位置では極小アレイ観測も行われ、加えて中間周期域のデータを取得するために、L字型の地震計配置（地震計間は25m）の7地震計配置の観測も行われた。なお、この図には平成28年度途中の成果まとめのため、凡例中に（調査中）と記載されているように、調査観測中であった観測点が含まれているが2017年3月現在で全て実施済みである。観測結果をもとに、現在、浅部・深部統合地盤モデルが構築されつつあり、今後、モデルの提供を受ける予定である。

科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」では、大きい地震被害を被った益城町を中心として、その地点での地震動増幅特性を把握するための余震（強震）観測とそれらの観測地点における微動アレイ観測等の地盤震動観

測が行われた。これらの観測点の情報と観測波形を収集し、観測期間を整理した。前述のようにこの余震（強震）観測は熊本地震で大きい地震被害を被った地域を中心として展開されたため、本調査では、地震観測点を熊本平野中心部から西部に展開をして、観測を開始、継続している。表1に、2016年熊本地震発生直後に設置された観測点と本調査で展開されている観測点の一覧を示した。観測終了時の記載のないものは本調査によって現在も継続観測している。センサーのうち JEP-6A3（ミットヨ製）は過減衰型、K-NET95（センサー部を使用）はサーボ型のどちらも3成分加速度計であり、レコーダ（LX-7000XT、LS8800は（株）白山工業社製、AK-002GKは（株）alab社製）はいずれもGPSによる時刻較正機能付きの連続記録計である。合計79点の臨時強震観測点での観測を実施している。表には、微動アレイ観測による地盤情報の有無を明記している。56地点で微動アレイ観測を実施しており、無印も観測点撤収時等に微動アレイ観測を実施する予定である。臨時強震観測データやサイトにおける微動記録を用いた解析は、Chimoto et al. (2016)、Kawase et al. (2017)、小林・松島(2017)、西村・他(2017)、Tsuno et al. (2017)、土岐・他(2017)、上園・他(2017)、Yamanaka et al. (2016)などで公表されており、これらの結果に加え、臨時観測点で得られた地震記録の地震動解析を行い、地下構造モデル構築に役立てる。

図2～4は表1で示した観測点を地図にしたものである。図2に示すように、益城町付近（図2の東側の白枠内）が高密度になっているが、本調査で実施している観測点を含め、また、2)で述べる自治体震度計観測点やK-NET、KiK-net観測点を含めると、対象地域をカバーできていると考えられる。

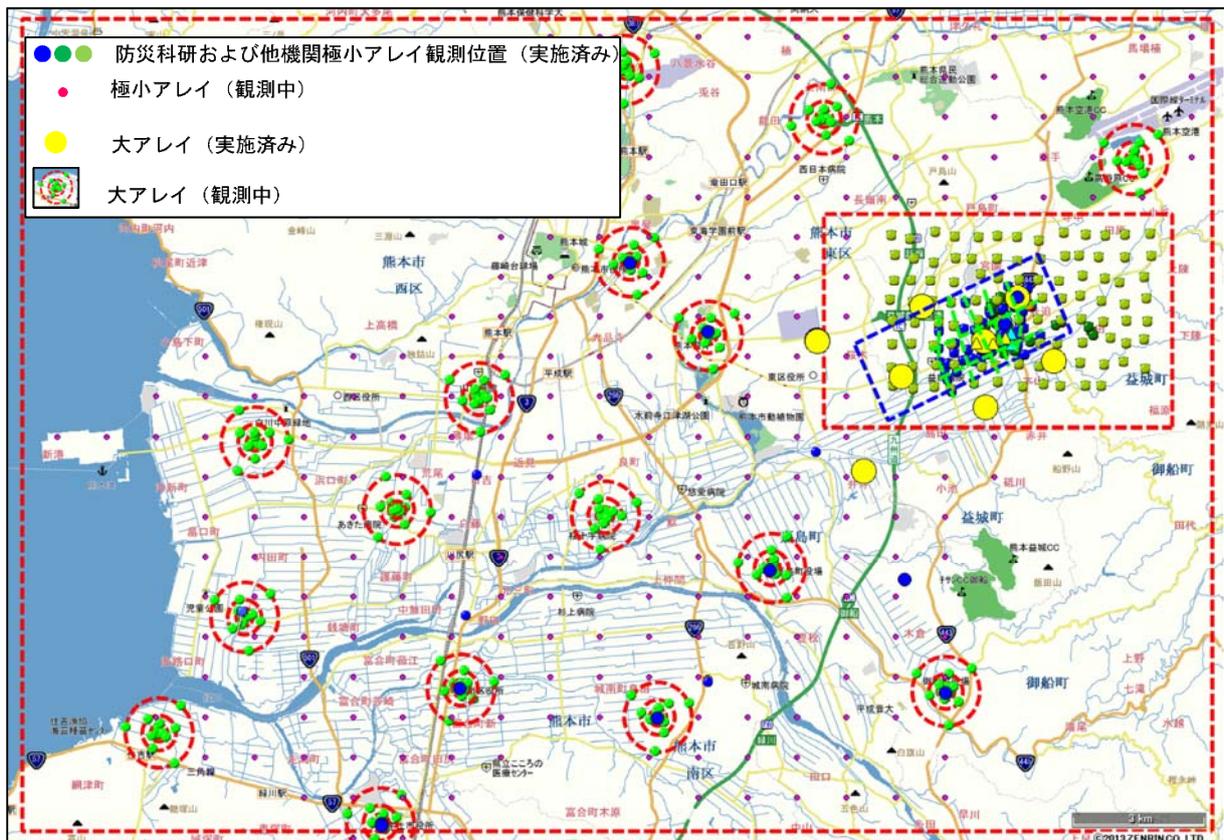


図1 SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題⑤リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・活用システム開発において実施されている熊本平野の浅部・深部統合地盤モデル作成のための、調査観測地域を示す。

表 1 強震観測点一覧

番号	緯度	経度	標高	設置日時	回収日時	地震計	ロガー	サンプリング(Hz)	設置機関	微動アレイ
K01	32.791222	130.816194		2016/04/16 10:52	2016/05/21 08:17	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K02	32.796639	130.819806		2016/04/16 12:28	2016/05/01 17:35	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K03	32.786750	130.809833		2016/04/16 14:14	2016/05/01 16:22	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K04	32.789056	130.804778		2016/04/16 14:57	2016/04/30 14:02	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K05	32.792750	130.817639		2016/04/16 15:36	2016/05/01 08:47	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K06	32.782306	130.841056		2016/04/16 16:50	2016/05/16 00:21	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K07	32.780250	130.790667		2016/04/16 17:50	2016/04/30 15:10	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K08	32.786722	130.828361		2016/04/19 09:30	2016/04/30 12:40	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K09	32.788194	130.819722		2016/04/19 10:45	2016/04/30 16:27	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K10	32.804000	130.815611		2016/04/19 12:50	2016/04/30 10:33	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K11	32.800833	130.841833		2016/04/19 15:20	2016/04/30 11:34	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K12	32.784667	130.833667		2016/04/19 16:30	2016/05/16 18:55	6A3	LS7000XT	100	鉄道総研、東大、東工大	○
K13	32.781222	130.764500		2016/04/20 09:57	2016/08/08	6A3	LS8800	100	福教大、東工大	○
K14	32.823891	130.842807	172	2016/04/18 12:54	2016/06/22 10:10	6A3	LS8800	100	鉄道総研、東大、東工大	○
K15	32.846089	130.918586	162	2016/04/18 14:47	2016/06/22 08:30	6A3	LS8800	100	鉄道総研、東大、東工大	○
K16	32.784400	130.706020		2016/04/22 11:03	2016/08/08	6A3	LS8800	100	福教大、東工大	○
K17	32.739270	130.680760		2016/04/22 14:35		6A3	LS7000XT	100	鉄道総研、東工大	○
K18	32.729740	130.623690		2016/04/22 16:07	2016/08/08	6A3	LS8800	100	鉄道総研、東工大	○
K19	32.787970	130.736510		2016/04/16 16:41	2016/05/20 15:53	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
K20	32.763166	130.723796		2016/05/02 09:15	2016/08/08	6A3	LS8800	100	東工大	○
K21	32.834950	130.903080		2016/05/02 12:42	2016/05/22 16:52	6A3	LS8800	100	東工大	○
K22	32.814820	130.890180		2016/05/02 13:31	2016/05/22 15:58	6A3	LS8800	100	東工大	○
K23	32.884100	130.992940		2016/05/02 17:41	2016/05/22 09:15	6A3	LS8800	100	東工大	○
K24	32.829620	130.901050		2016/05/03 09:15	2016/05/18 09:47	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K25	32.844250	130.928800		2016/05/03 11:12	2016/05/18 21:40	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K26	32.879480	130.964540		2016/05/03 12:33	2016/05/16 19:02	6A3	LS7000XT	100	東工大	○
K27	32.819683	130.704233		2016/07/04 11:30	2016/08/22 08:37	6A3	LS8800	100	東工大	○
K31	32.717890	130.627730		2016/12/09 15:00		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
K32	32.734080	130.637840		2016/12/09 14:15		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	○
K33	32.741770	130.645150		2016/12/09 13:30		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	○
K34	32.750550	130.662870		2016/12/08 15:50		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
K35	32.757140	130.681280		2016/12/09 11:00		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
K36	32.752270	130.691410		2016/12/08 14:30		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	○
K37	32.764080	130.700330		2016/12/09 09:15		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	○
K38	32.754500	130.716540		2016/12/08 13:00		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
K39	32.766940	130.739800		2016/12/08 11:00		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
K40	32.776170	130.752610		2016/12/08 10:00		6A3	LS8800	100	東工大、鉄道総研	
KUMA01	32.781840	130.685750		2016/04/15 18:57	2016/05/19 15:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA01'	32.781780	130.685960		2017/03/23 17:26		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA1A	32.780350	130.686220		2017/03/23 16:35		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA1B	32.777370	130.685790		2017/03/23 17:34		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○

表 1 強震観測点一覧 (続き)

KUMA02	32.787870	130.686900		2016/04/15 19:34	2016/05/19 15:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA03	32.831410	130.694630		2016/04/16 12:15	2016/05/19 15:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA04	32.806540	130.694410		2016/04/16 13:04	2016/05/19 15:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA05	32.785110	130.685490		2016/04/16 14:25	2016/04/21 11:34	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA05'	32.805450	130.664600		2016/04/22 17:39		6A3	LS8800	100	鉄道総研、東工大	○
KUMA06	32.776140	130.685560		2016/04/16 14:32	2016/05/19 15:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA07	32.764450	130.683330		2016/07/04 11:15		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA08	32.750600	130.680660		2016/07/04 16:10		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA09	32.728360	130.676700		2016/07/04 12:56		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA10	32.717320	130.674000		2016/07/04 14:10		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA11	32.706180	130.672160		2016/07/04 14:48		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA12	32.690610	130.668560		2016/07/04 15:36	2016/12/08 10:45	6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA13	32.665150	130.592060		2016/07/05 12:26		6A3	LS8800	100	鉄道総研	○
ASO01	32.920410	130.975480		2016/04/23 11:44	2016/05/11 11:19	6A3	LS7000XT	100	鉄道総研	○
ASO02	32.906830	130.993700		2016/04/23 13:40	2016/05/12 12:34	6A3	LS7000XT	100	鉄道総研	○
QS1	32.813100	130.843700		2016/04/23 12:07	2016/05/07 11:23	6A3(2V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
QS2	32.805100	130.849300		2016/04/23 13:28	2016/05/08 06:12	6A3(2V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
QS3	32.802700	130.853600		2016/04/24 10:34	2016/05/09 00:04	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
QS4	32.797100	130.854600		2016/04/23 14:35	2016/05/04 05:22	6A3(2V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
QS5	32.787800	130.857400		2016/04/23 15:30	2016/05/08 18:35	6A3(2V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
QS6	32.801700	130.702900		2016/04/24 18:28	2016/05/07 20:13	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計	○
KD01	32.881000	130.890990	164	2016/05/01 13:30	2016/06/14	K-NET95	AK002-GK	100	京大	
KD02	32.872530	130.897510	156	2016/05/01 14:30	2016/06/14	K-NET95	AK002-GK	100	京大	
KD03	32.860900	130.897190	113	2016/05/01 14:40	2016/06/14	K-NET95	AK002-GK	100	京大	
KD04	32.799470	130.907970	483	2016/05/01 12:34	2016/06/14 10:28	K-NET95	AK002-GK	100	京大	
KD05	32.853280	130.906940		2016/05/18 16:10	2016/06/14	K-NET95	AK003-GK	100	京大	
QO1	33.291561	131.481861		2016/05/02 10:23	2016/07/21 18:26	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
QO2	33.320999	131.477125		2016/05/02 17:15	2016/07/28 16:32	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
QO3	33.254798	131.359809		2016/05/02 18:30	2016/07/26 12:04	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
QO4	33.275537	131.354380		2016/05/04 11:20	2016/08/14 08:31	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
QO5	33.246545	131.328697		2016/05/04 13:30	2016/08/15 09:24	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
QO6	33.173781	131.609213		2016/05/04 15:05	2016/08/03 19:20	6A3(5V/G)	LS8800	100	九大、東電設計、北大	
MSK01	32.788160	130.816700	17.4	2016/10/06 11:47	2017/01/26 16:00	6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	
MSK02	32.786790	130.814100	10.3	2016/11/15 13:12	2017/01/25 12:56	6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	○
MSK03	32.787170	130.809200	19.2	2016/10/06 17:17	2017/01/25 09:52	6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	
KSM01	32.761713	130.756180		2017/01/27 11:00		6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	
KSM02	32.748740	130.765567		2017/01/26 15:00		6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	
KSM03	32.737305	130.770197		2017/01/26 11:00		6A3(2V/G)	LS8800	200	産総研	

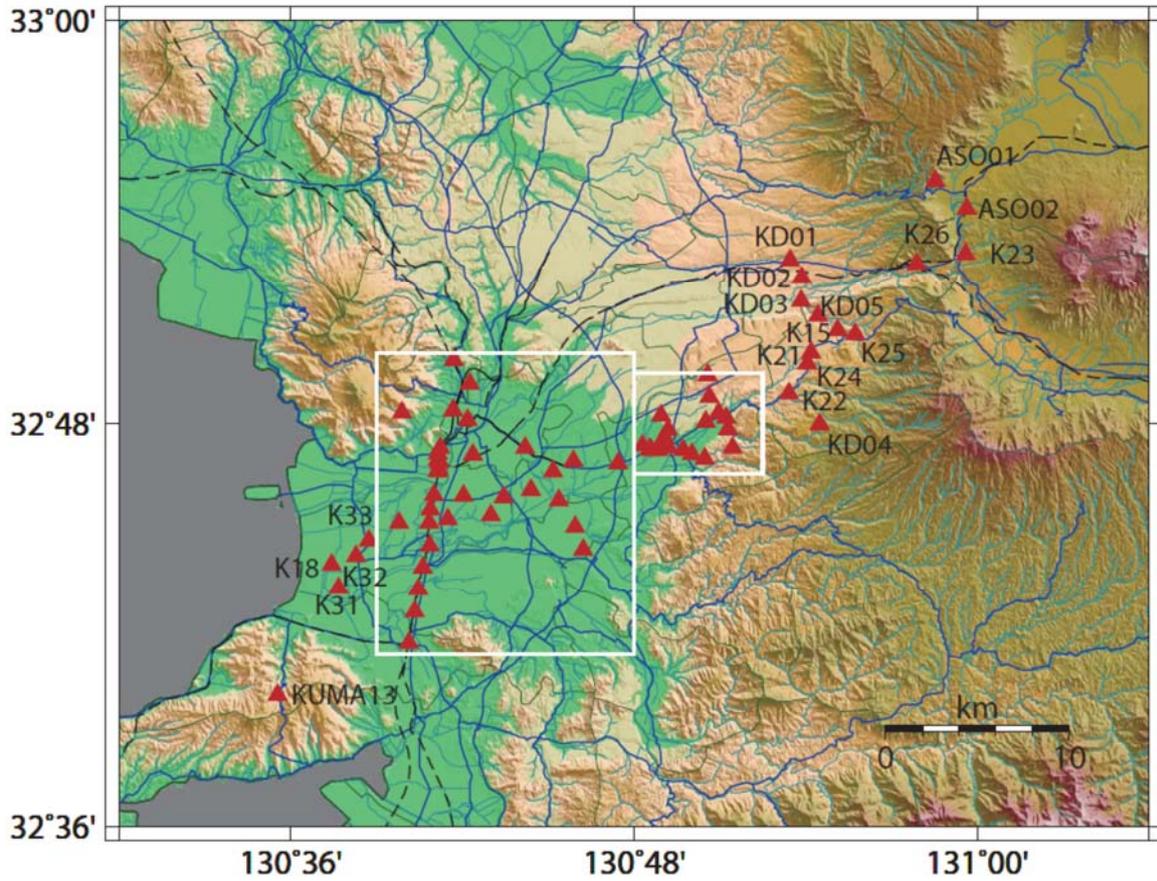


図2 強震観測点地図。赤三角が観測点で観測点名（表1参照）を示す。観測点名のない観測点は、図3、4にそれぞれ白枠内を拡大して示す。

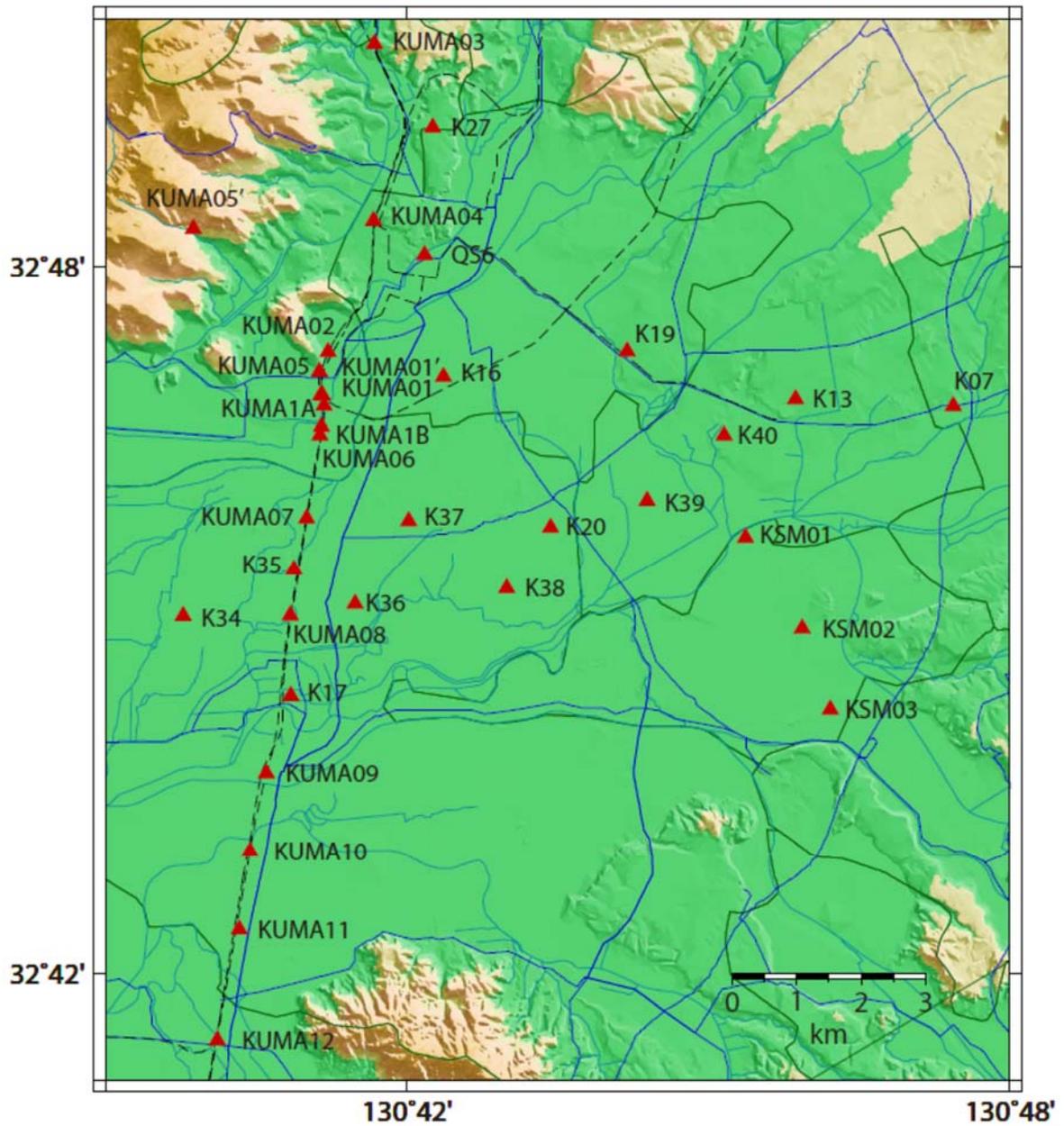


図3 強震観測点地図。図2の左(西)白枠の部分。赤三角が観測点位置を示す。

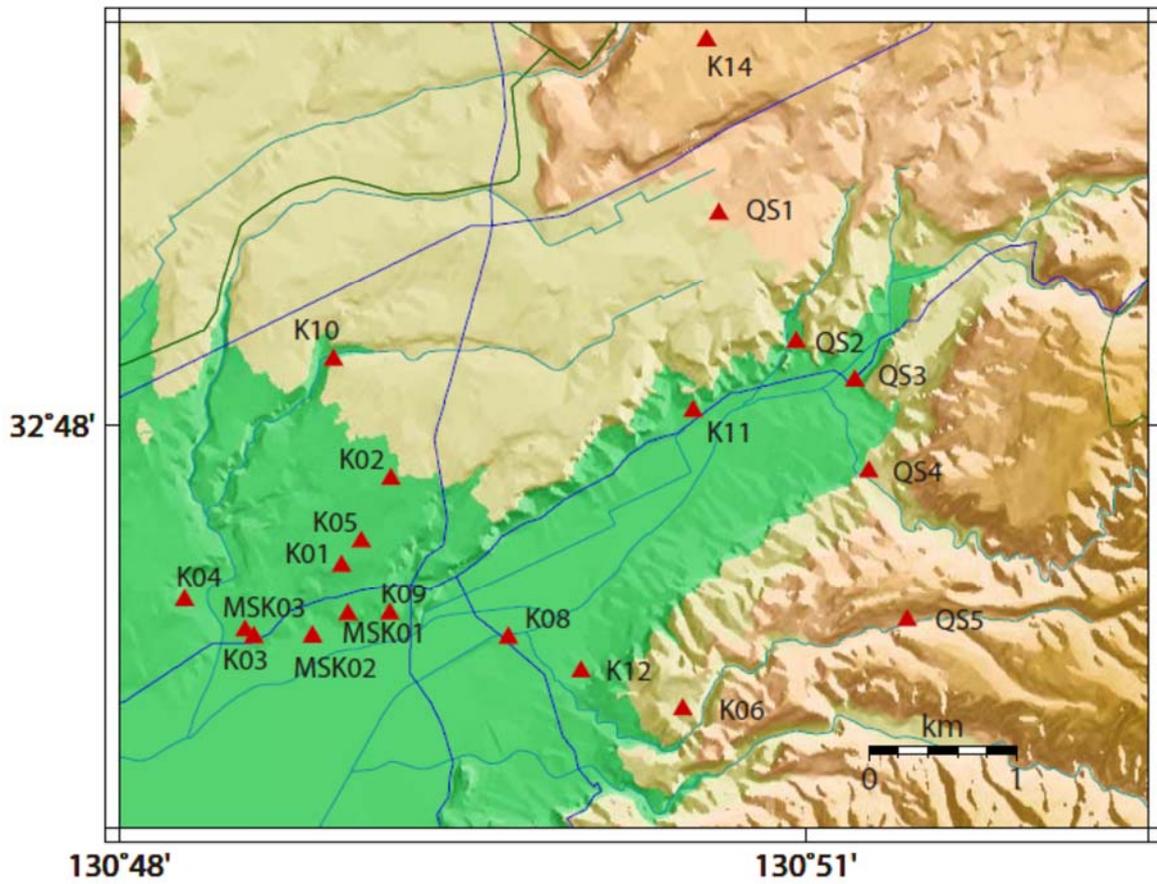


図4 強震観測点地図。図2の右（東）白枠の部分。赤三角が観測点位置を示す。

2) 自治体震度計波形データの収集と整理

熊本県内には、全国展開されている国立研究開発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)、気象庁の計測震度計観測点に加えて、自治体震度情報ネットワークシステムの震度観測点が展開されている。本業務では、熊本県知事公室危機管理防災課、熊本市政策局危機管理防災総室、気象庁熊本地方気象台の協力を得て、震度情報ネットワークシステムで記録された強震波形データ及び関連資料の収集を行った。熊本県震度情報ネットワークシステムでは、2010年度にシステムの更新が行われ、現在は県内74地点(熊本市設置分1地点を含む)に計測震度計KSG-T2030(国際計測器製)が設置され、震度観測及び震度情報の発信が行われている。KSG-T2030はフォースバランス型サーボ式加速度センサーを有し、±3677.5 galの測定範囲を形式分解能24bitでA/D変換し、サンプリング周波数100 Hzで収録している。強震波形記録はWIN32形式のデータフォーマットで記録されている。熊本県が年度内に実施した現地メンテナンスに合わせて回収したデータの提供を受けた。このため、データ収録期間は観測点毎に少しずつ異なっているが、2011年1月以降の強震波形記録を収集することができた。図5は強震波形記録を収集した観測点の地図であり、表2は熊本県震度情報ネットワークシステムの震度観測点の一覧である。図5の地図には、K-NET、KiK-net、気象庁の観測点も合わせて示した。これらの観測網で取得された強震波形記録を、気象庁の震源カタログを参考に整理した。

図6～8に収集した波形記録の例を示す。この図にプロットしたのは2014年8月29日4時14分に日向灘の深さ18 kmで発生したマグニチュード6.0の地震の観測波形である。震度計で観測された加速度記録を時間領域で1回積分し、速度波形にした後、0.1～10 Hzの帯域通過フィルターを適用し、各成分の波形をプロットした。この図では波形の振幅のスケールを統一しているため、観測点間で震動の違いを直接比較することができる。この波形記録からも、KMMP02(南区富合町)、KMMP04(南区城南町)、KMMP06(八代市千丁町)、KMMP07(八代市鏡町)、KMMP13(玉名市横島町)、KMMP14(玉名市天水町)、KMMP30(宇土市浦田町)、KMMP36(宇城市小川町)、KMMP37(宇城市豊野町)、KMMP38(阿蘇市内牧)、KMMP42(美里町馬場)、KMMP57(嘉島町上島)、KMMP62(氷川町島地)など熊本平野、八代平野、阿蘇カルデラ内に位置し、堆積層が比較的厚いと考えられる観測点で、振幅及び継続時間の顕著な伸張が見られる。

表2 熊本県震度情報ネットワークシステム観測点一覧

観測点	震度計番号	震度観測点名称	所在地	旧市町村名
KMMP01	93012	熊本中央区大江	熊本中央区大江3-1-3(熊本消防局)	熊本市
KMMP02	93022	熊本南区富合町	熊本南区富合町清藤405-3(熊本南区役所)	下益城郡富合町
KMMP03	93040	熊本北区植木町	熊本北区植木町岩野238-1(熊本北区役所)	熊本郡植木町
KMMP04	93021	熊本南区城南町	熊本南区城南町宮地1050(熊本南区城南総合出張所)	下益城郡城南町
KMMP05	93060	八代市坂本町	八代市坂本町坂本4228-12(八代市坂本支所)	八代郡坂本村
KMMP06	93055	八代市千丁町	八代市千丁町新牟田1502-1(八代市千丁支所)	八代郡千丁町
KMMP07	93056	八代市鏡町	八代市鏡町内田453-1(八代市鏡支所)	八代郡鏡町
KMMP08	93061	八代市東陽町	八代市東陽町南1105-1(八代市東陽支所)	八代郡東陽村
KMMP09	93062	八代市泉支所	八代市泉町柿迫3131(八代市泉支所)	八代郡泉村
KMMP10	93014	荒尾市宮内出目	荒尾市宮内出目390(荒尾市役所)	荒尾市
KMMP11	93098	水俣市陣内	水俣市陣内1-1-1(水俣市役所)	水俣市
KMMP12	93028	玉名市岱明町	玉名市岱明町野口2129(玉名市岱明総合支所)	玉名郡岱明町
KMMP13	93029	玉名市横島町	玉名市横島町横島3644(玉名市横島総合支所)	玉名郡横島町
KMMP14	93030	玉名市天水町	玉名市天水町小天7195-5(玉名市天水総合支所)	玉名郡天水町
KMMP15	93084	天草市有明町	天草市有明町赤崎3383(天草市有明支所)	天草郡有明町
KMMP16	93087	天草市御所浦町	天草市御所浦町御所浦3527(天草市御所浦支所)	天草郡御所浦町
KMMP17	93088	天草市倉岳町	天草市倉岳町棚屋1919(天草市倉岳支所)	天草郡倉岳町
KMMP18	93089	天草市栖本町	天草市栖本町馬場179(天草市栖本支所)	天草郡栖本町
KMMP19	93091	天草市五和町	天草市五和町御領2943(天草市五和支所)	天草郡五和町
KMMP20	93094	天草市河浦町	天草市河浦町河浦5253(天草市河浦支所)	天草郡河浦町
KMMP21	93095	山鹿市山鹿(旧)	山鹿市山鹿978(山鹿市役所)	山鹿市
KMMP22	93036	山鹿市鹿北町	山鹿市鹿北町四丁1612(山鹿市鹿北総合支所)	鹿本郡鹿北町
KMMP23	93037	山鹿市菊鹿町	山鹿市菊鹿町下内田713(山鹿市菊鹿総合支所)	鹿本郡菊鹿町
KMMP24	93038	山鹿市鹿本町	山鹿市鹿本町来民686-1(山鹿市鹿本総合支所)	鹿本郡鹿本町
KMMP25	93039	山鹿市鹿央町	山鹿市鹿央町合里158-1(山鹿市鹿央総合支所)	鹿本郡鹿央町
KMMP26	93017	菊池市隈府	菊池市隈府888(菊池市役所)	菊池市
KMMP27	93041	菊池市七城町	菊池市七城町甲佐町74-1(菊池市七城総合支所)	菊池郡七城町
KMMP28	93042	菊池市旭志	菊池市旭志小原240(菊池市旭志総合支所)	菊池郡旭志村
KMMP29	93046	菊池市泗水町	菊池市泗水町福本383(菊池市泗水総合支所)	菊池郡泗水町
KMMP30	93097	宇土市浦田町	宇土市浦田町51(宇土市役所)	宇土市
KMMP32	93083	上天草市松島町(旧2)	上天草市松島町合津3538-3(上天草市松島庁舎)	天草郡松島町
KMMP33	93085	上天草市松島町	上天草市松島町合津7915-1(上天草市松島庁舎) ※2013/5/20移設	
KMMP35	93020	上天草市姫戸町(旧2)	上天草市姫戸町姫浦2502-3(上天草市姫戸統括支所)	天草郡姫戸町
KMMP36	93024	上天草市姫戸町	上天草市姫戸町姫浦3384-5(上天草市姫戸統括支所) ※2016/11/30移設	
KMMP37	93025	宇城市不知火町	宇城市不知火町高良2273-1(宇城市不知火支所)	宇土郡不知火町
KMMP38	93002	宇城市小川町	宇城市小川町江頭100(宇城市小川支所)	下益城郡小川町
KMMP39	93006	宇城市豊野町	宇城市豊野町糸石3516-1(宇城市豊野支所)	下益城郡豊野町
KMMP40	93045	阿蘇市内牧	阿蘇市内牧1111-3(阿蘇市内牧支所)	阿蘇郡阿蘇町
KMMP41	93047	阿蘇市波野	阿蘇市波野大字波野2710(阿蘇市波野支所)	阿蘇郡波野村
KMMP42	93045	合志市竹迫	合志市竹迫2140(合志市役所合志庁舎)	菊池郡合志町
KMMP43	93047	合志市御代志	合志市御代志1661-1(合志市役所西合志庁舎)	菊池郡西合志町
KMMP44	93026	熊本美里町馬場	下益城郡美里町馬場1100(美里町役場中央庁舎)	下益城郡中央町
KMMP45	93031	玉東町木葉	玉名郡玉東町大字木葉759(玉東町役場)	玉名郡玉東町
KMMP46	93032	和水町江田	玉名郡和水町江田3886(和水町役場)	玉名郡和水町
KMMP47	93033	和水町板橋	玉名郡和水町板橋70(和水町三加和総合支所)	玉名郡三加和町
KMMP48	93034	南関町関町	玉名郡南関町大字関町1316(南関町役場)	玉名郡南関町
KMMP49	93035	長洲町長洲	玉名郡長洲町大字長洲2766(長洲町役場)	玉名郡長洲町
KMMP50	93036	大津町大津	菊池郡大津町大字大津1233(大津町役場)	菊池郡大津町
KMMP51	93044	菊陽町久保田	菊池郡菊陽町大字久保田2800(菊陽町役場)	菊池郡菊陽町
KMMP52	93003	南小国町赤馬場	阿蘇郡南小国町大字赤馬場143(南小国町役場)	阿蘇郡南小国町
KMMP53	93005	産山村山鹿	阿蘇郡産山村山鹿488-3(産山村役場)	阿蘇郡産山村
KMMP54	93048	西原村小森	阿蘇郡西原村大字小森3259(西原村役場)	阿蘇郡西原村
KMMP55	93010	南阿蘇村河陰	阿蘇郡南阿蘇村河陰145-3(南阿蘇村役場久木野庁舎)	阿蘇郡久木野村
KMMP56	93011	南阿蘇村河陽	阿蘇郡南阿蘇村河陽3574(南阿蘇村役場長陽庁舎)	阿蘇郡長陽村
KMMP57	93009	南阿蘇村吉田	阿蘇郡南阿蘇村吉田1495(南阿蘇村役場白水庁舎)	阿蘇郡白水村
KMMP58	93049	御船町御船	上益城郡御船町大字御船995-1(御船町役場)	上益城郡御船町
KMMP59	93050	嘉島町上島	上益城郡嘉島町大字上島530(嘉島町役場)	上益城郡嘉島町
KMMP60	93051	益城町宮園(旧)	上益城郡益城町大字宮園702(益城町役場)	上益城郡益城町
KMMP61	93052	益城町宮園	上益城郡益城町大字宮園702(益城町役場) ※2013/1/7移設	
KMMP62	93052	甲佐町豊内	上益城郡甲佐町豊内719-4(甲佐町役場)	上益城郡甲佐町
KMMP63	93054	山都町大平	上益城郡山都町大平385(山都町清和総合支所)	上益城郡清和村
KMMP64	93007	山都町今	上益城郡山都町今500(山都町蘇陽総合支所)	阿蘇郡蘇陽町
KMMP65	93057	氷川町島地	八代郡氷川町島地642(氷川町役場)	八代郡章北町
KMMP66	93058	氷川町宮原	八代郡氷川町宮原栄久69-1(氷川町宮原振興局)	八代郡宮原町
KMMP67	93081	津奈木町小津奈木	葦北郡津奈木町大字小津奈木2123(津奈木町役場)	葦北郡津奈木町
KMMP68	93063	錦町一武	球磨郡錦町大字一武1587(錦町役場)	球磨郡錦町
KMMP69	93068	湯前町役場	球磨郡湯前町1989-1(湯前町役場)	球磨郡湯前町
KMMP70	93069	水上村岩野	球磨郡水上村大字岩野90(水上村役場)	球磨郡水上村
KMMP71	93072	相良村深水	球磨郡相良村大字深水2500-1(相良村役場)	球磨郡相良村
KMMP72	93074	山江村山田	球磨郡山江村大字山田甲1356-1(山江村役場)	球磨郡山江村
KMMP73	93075	球磨村渡	球磨郡球磨村大字渡内1730(球磨村役場)	球磨郡球磨村
KMMP74	93065	あさぎり町 免田東	球磨郡あさぎり町免田東1199(あさぎり町役場)	球磨郡免田町
KMMP75	93099	あさぎり町上	球磨郡あさぎり町上北1874番地(あさぎり町上支所)	球磨郡上村
KMMP76	93100	あさぎり町岡原	球磨郡あさぎり町岡原北929(あさぎり町岡原支所)	球磨郡岡原村
KMMP77	93101	あさぎり町須恵	球磨郡あさぎり町須恵1227(あさぎり町須恵支所)	球磨郡須恵村
KMMP78	93102	あさぎり町深田	球磨郡あさぎり町深田西955番地1(あさぎり町深田支所)	球磨郡深田村
KMMP79	93092	葦北町志岐	天草郡葦北町志岐660(葦北町役場)	天草郡葦北町

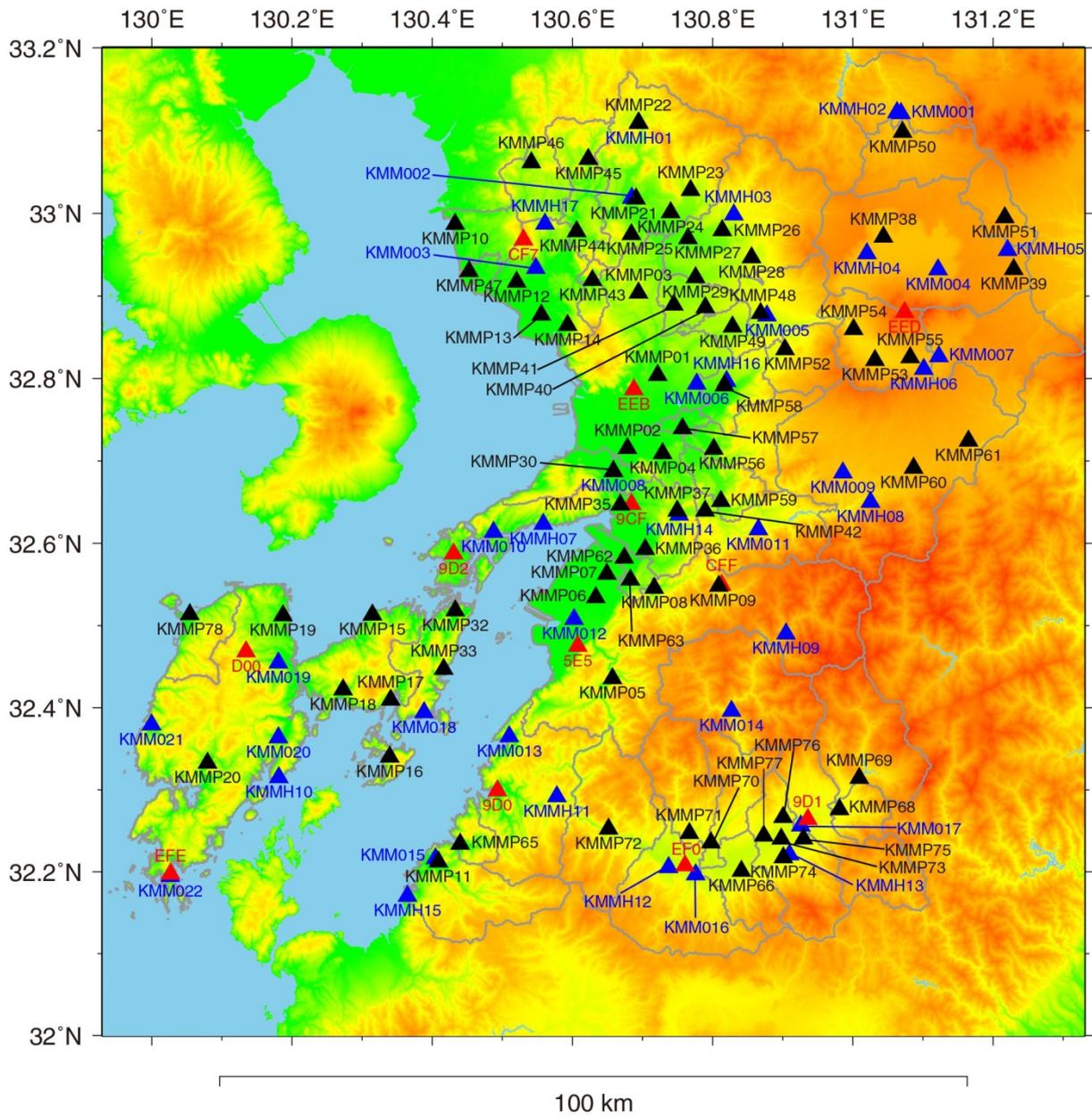


図5 熊本県内における強震波形記録を収集した観測点（黒：熊本県震度情報ネットワークシステム、赤：気象庁、青：国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網 K-NET、KiK-net）

2014/08/29 04:14 EW-COMP.

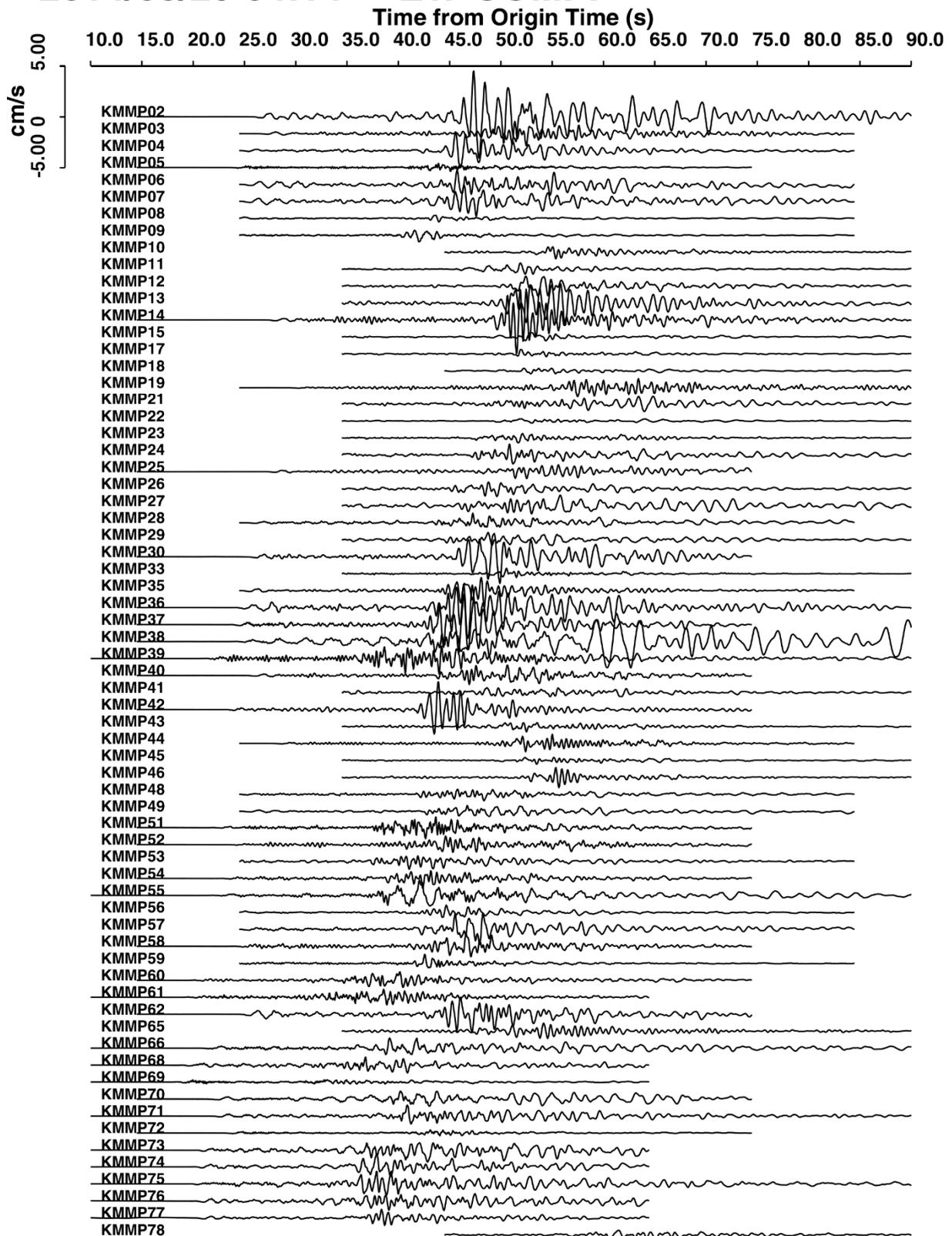


図6 熊本県震度情報ネットワークシステムの観測点で記録された波形例(2014年8月29日4時14分、日向灘の地震、速度波形、東西動成分、周波数帯域0.1~10 Hz)

2014/08/29 04:14 NS-COMP.

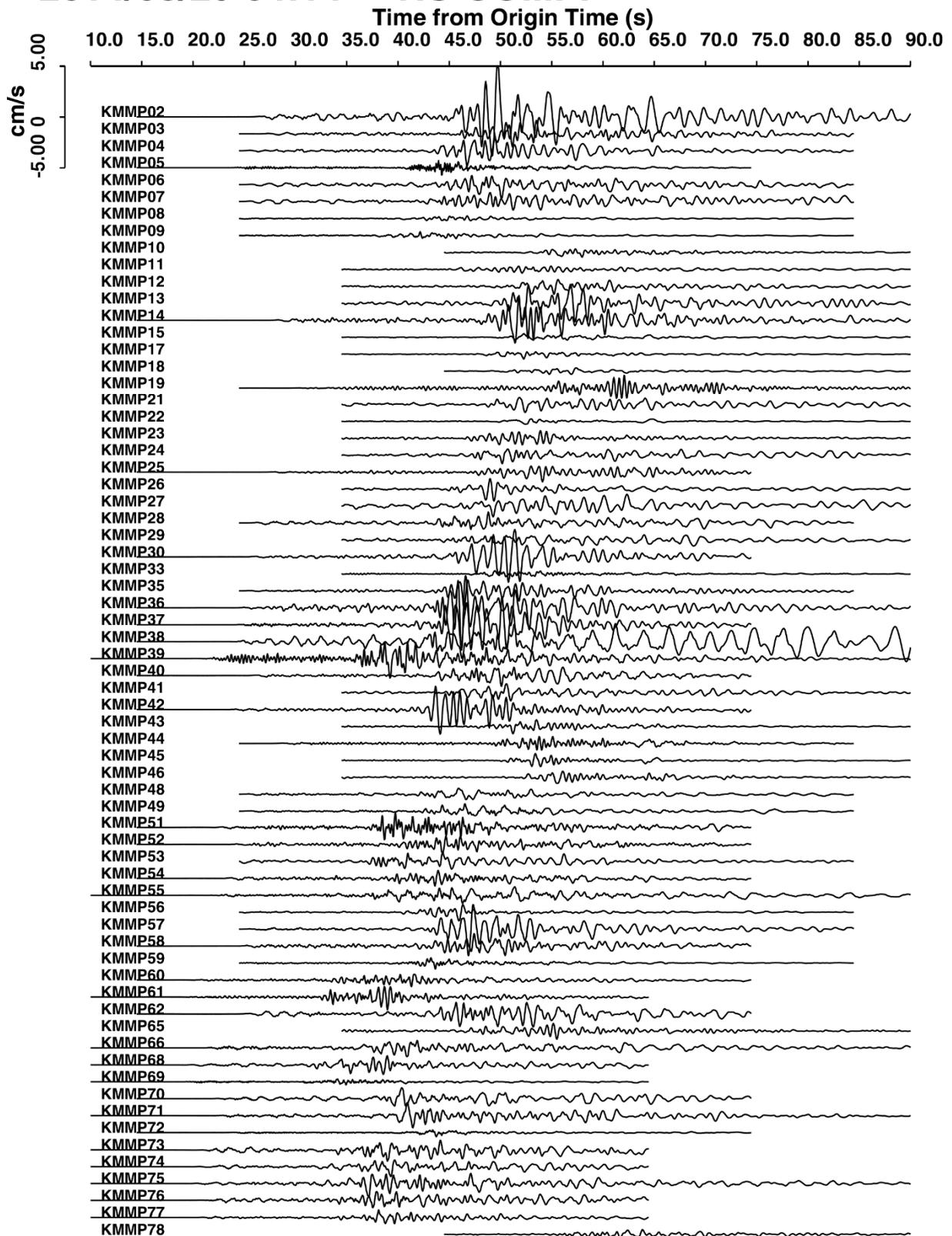


図7 熊本県震度情報ネットワークシステムの観測点で記録された波形例(2014年8月29日4時14分、日向灘の地震、速度波形、北南動成分、周波数帯域0.1~10 Hz)

2014/08/29 04:14 UD-COMP.

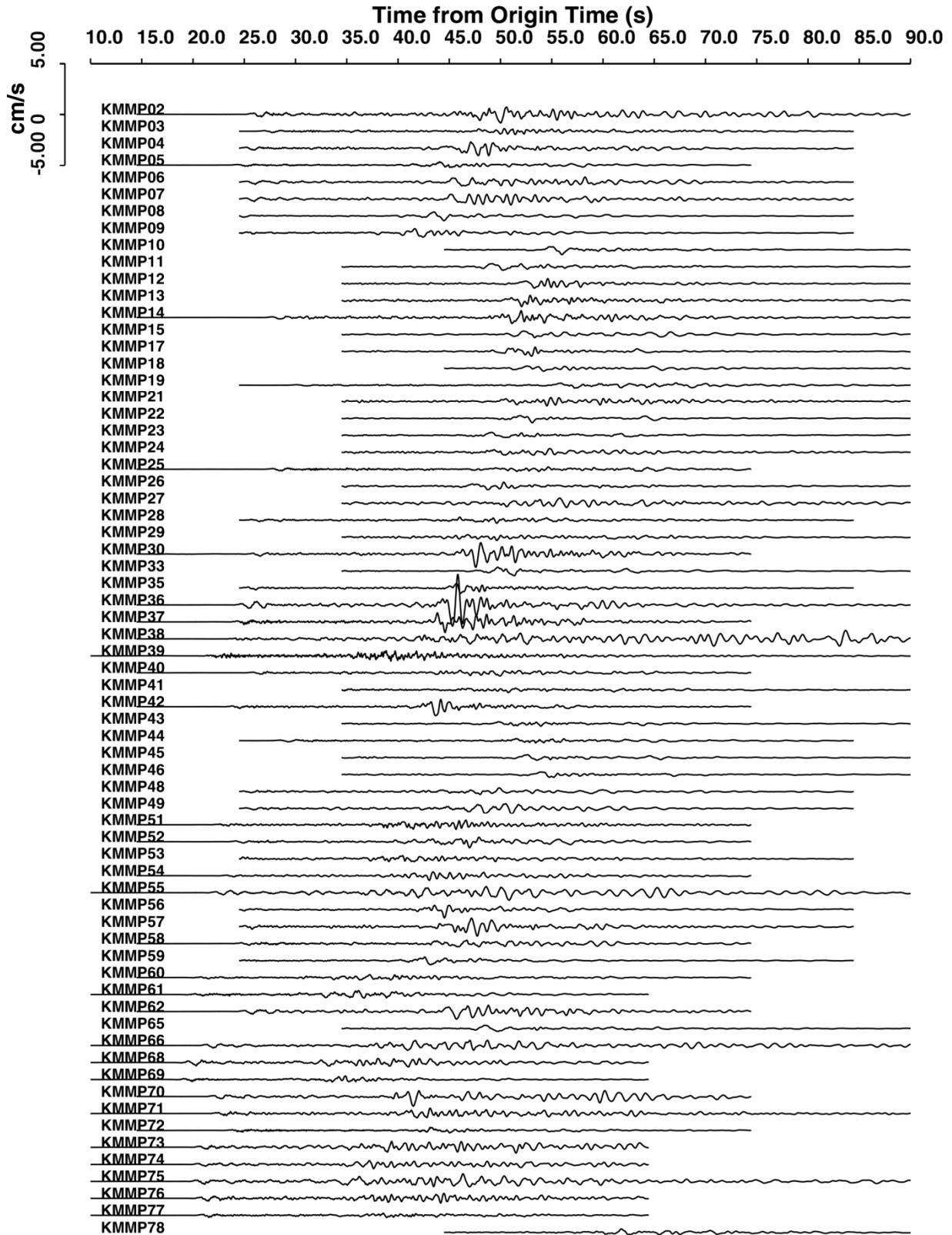


図8 熊本県震度情報ネットワークシステムの観測点で記録された波形例(2014年8月29日4時14分、日向灘の地震、速度波形、上下動成分、周波数帯域0.1~10 Hz)

3) 強震観測点周辺における微動アレイ調査

布田川断層帯、日奈久断層帯の周辺における地盤速度構造モデルの高度化を目的として、強震観測点周辺にて単点微動観測および微動アレイ観測を実施した。項目1)に記載した通り熊本平野、特に熊本地震の被害が甚大な地域では多くの観測事例があることから観測対象とはせず、平成28年度は八代平野周辺と阿蘇周辺の熊本県自治体震度計観測点周辺を対象とした。観測点分布を図9～10に、観測点座標および観測半径の一覧を表3に示す。ここでは19か所でのアレイ観測を行った。アレイサイズは、想定される地下構造によって変えた。丘陵・山間部では最大半径15m～60m、平野部での最大半径は120 mから500 mである。

観測は正三角形の頂点と中心からなる4点アレイとした。センサーは3成分速度計（10秒速度計：東京測振、SE-321）であり、24ビットデータロガー（白山工業社製LS-8800）を接続して観測した。観測時間は1アレイあたり15分間以上とした。

時刻歴データのうち上下動成分のみを用い、微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア（Tada et al., 2010）を用いてSPAC法およびV法にて位相速度を解析した。解析結果のうち、位相速度と周波数から求まる波長がアレイ半径の3倍以上で、位相速度がピークとなる周波数よりも高周波数側の解析結果を採用するものとした。なお、0.1Hzから30Hzの間の30程度の周波数値に対して位相速度を抽出するものとし、対数軸上で左右対称となるフィルター（紺野・大町, 1995; Konno and Ohmachi, 1998)

$$G(f) = \sin(\log(f/f_c)^b) / (\log(f/f_c)^b)^4$$

による平滑化を行っている（ $b=10$ ）。2つの異なるアレイ半径の解析結果の位相速度を統合する際には、SPAC係数等の指標を参照して、滑らかにつながるようにした。

観測位相速度が示す速度構造を概観するため、経験的な変換式を用いて位相速度を速度構造に変換した（簡易変換速度構造と呼ぶ）。ここではBallard（1964）を参考に、次の仮定を置いた。

- ・ S波速度は観測位相速度の1.1倍
- ・ 観測位相速度は対応する表面波の波長の $1/\alpha$ 倍の深度の速度に対応（ $\alpha=2.7$ ）

図11-1～5に観測位相速度および（3成分記録を用いて得られた）観測H/Vスペクトルを示す。参考として、簡易変換速度構造およびJ-SHIS-v2モデル（藤原・他, 2012）を用いて計算した理論位相速度およびレイリー波の楕円率H/Vとの比較を同時に示す。簡易変換速度構造は、観測位相速度およびH/Vスペクトルをよく説明する。一方、既往速度構造モデル（J-SHIS-v2）は位相速度、H/Vスペクトル共に観測値を説明できない。したがって、速度構造モデルの修正が必要である。

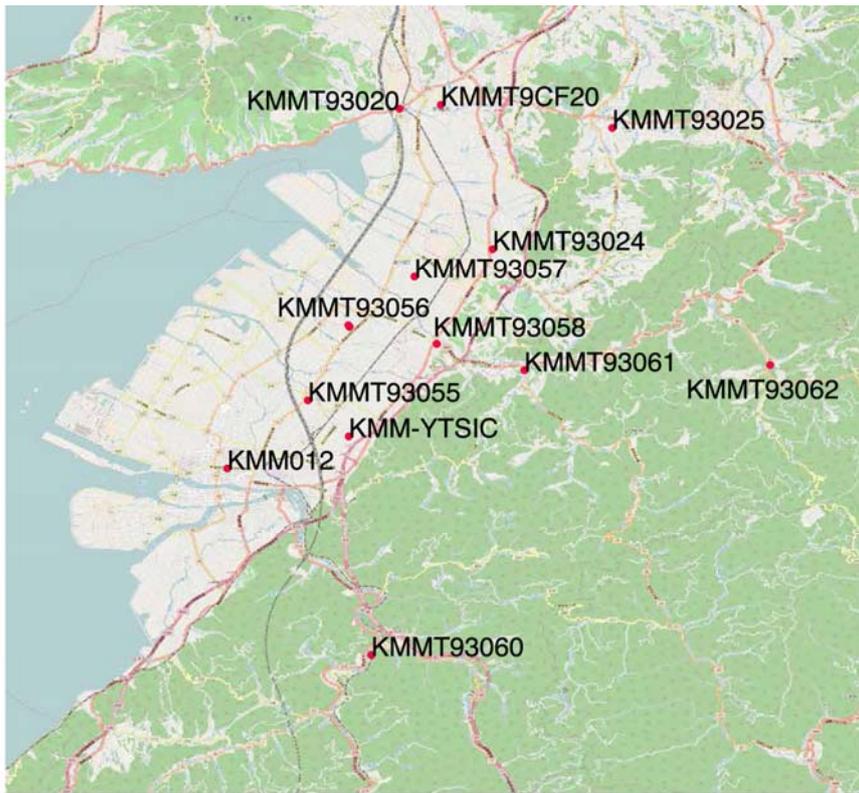


図9 八代平野周辺の微動測定位置図（赤丸：微動アレイ中心位置）



図10 阿蘇周辺の微動測定位置図（赤丸：微動アレイ中心位置）

表3 強震観測点周辺の微動アレイ観測位置（中心点）、観測半径等一覧

観測点コード	名称	緯度	経度	アレイ半径 (m)
KMMT93002	阿蘇市内牧支所	32.97140	131.04369	4, 15, 30, 60, 120, 250, 500
KMMT93006	阿蘇市波野支所	32.93224	131.22925	4, 15
KMMT93009	南阿蘇村白水庁舎	32.82495	131.08171	4, 15, 30, 60, 120
KMMT93010	南阿蘇村久木野庁舎	32.82215	131.03146	4, 15, 30, 60, 120
KMMT93011	南阿蘇村長陽庁舎	32.85876	131.00122	4, 15, 30, 60, 120
KMMT93020	宇城市不知火支所	32.64671	130.66827	4, 15, 30, 60, 113, 228
KMMT93024	宇城市小川支所	32.59285	130.70392	4, 15, 30, 60, 112, 240
KMMT93025	宇城市豊野支所	32.63931	130.74969	4, 15, 29, 60
KMMT93044	菊陽町役場	32.86263	130.82797	4, 15, 30, 60, 112, 228
KMMT93055	八代市千丁支所	32.53411	130.63324	4, 15, 30, 60, 125, 249
KMMT93056	八代市鏡支所	32.56319	130.64871	4, 15, 30, 60, 120, 240, 500
KMMT93057	氷川町役場	32.58204	130.67403	4, 14, 30, 60, 123, 241
KMMT93058	氷川町宮原支所	32.55597	130.68253	4, 15, 31, 60, 120, 240
KMMT93060	八代市坂本支所	32.43583	130.65746	4, 15
KMMT93061	八代市東陽支所	32.54581	130.71603	4, 15, 30, 60
KMMT93062	八代市泉支所	32.54780	130.81010	4, 15
KMMT93096	大津町役場	32.87921	130.86807	4, 15, 30, 60, 112, 228
KMM012	八代市役所	32.50805	130.60237	4, 15, 30, 60, 134, 270
KMMT9CF20	宇城市役所	32.64820	130.68410	4, 15, 30, 60, 120, 242
KMM-YTSIC	八代 IC	32.52045	130.64886	4, 30, 60, 200

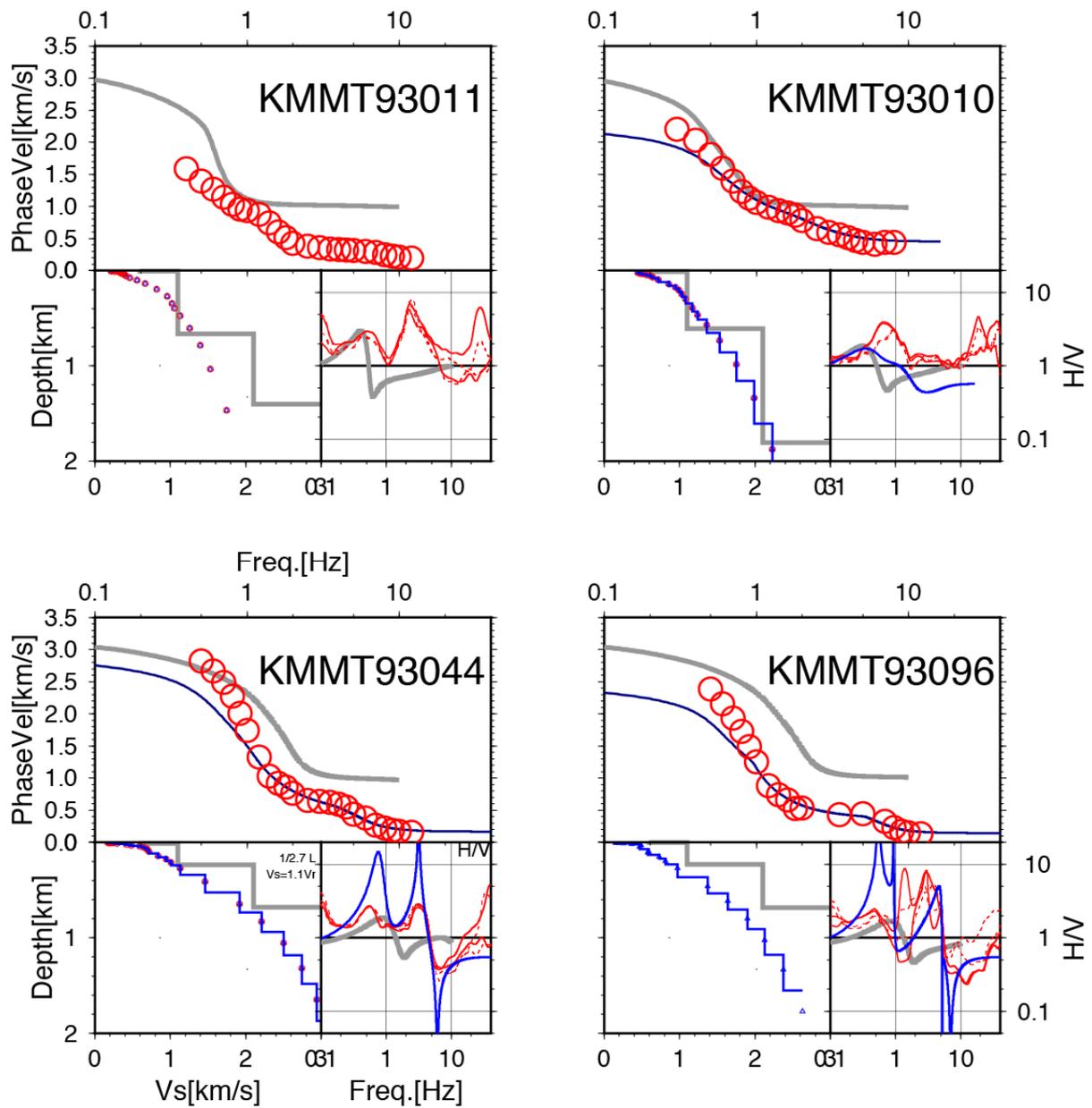


図 11-1 小半径微動アレイ計測結果 (左上:阿蘇村長陽支所, 右上:南阿蘇村久木野支所, 左下:菊陽町役場, 右下:大津町役場) (各パネルについて, 上:位相速度, 左下:S波速度構造, 右下:H/V スペクトル) (白抜き赤丸:観測位相速度および位相速度の速度・深度への簡易変換値, 青線:簡易変換速度構造による理論位相速度, 速度構造, 表面波 H/V, 灰色:J-SHIS-v2 モデルの理論位相速度, 速度構造, 表面波 H/V, H/V スペクトルの赤線:微動 H/V)

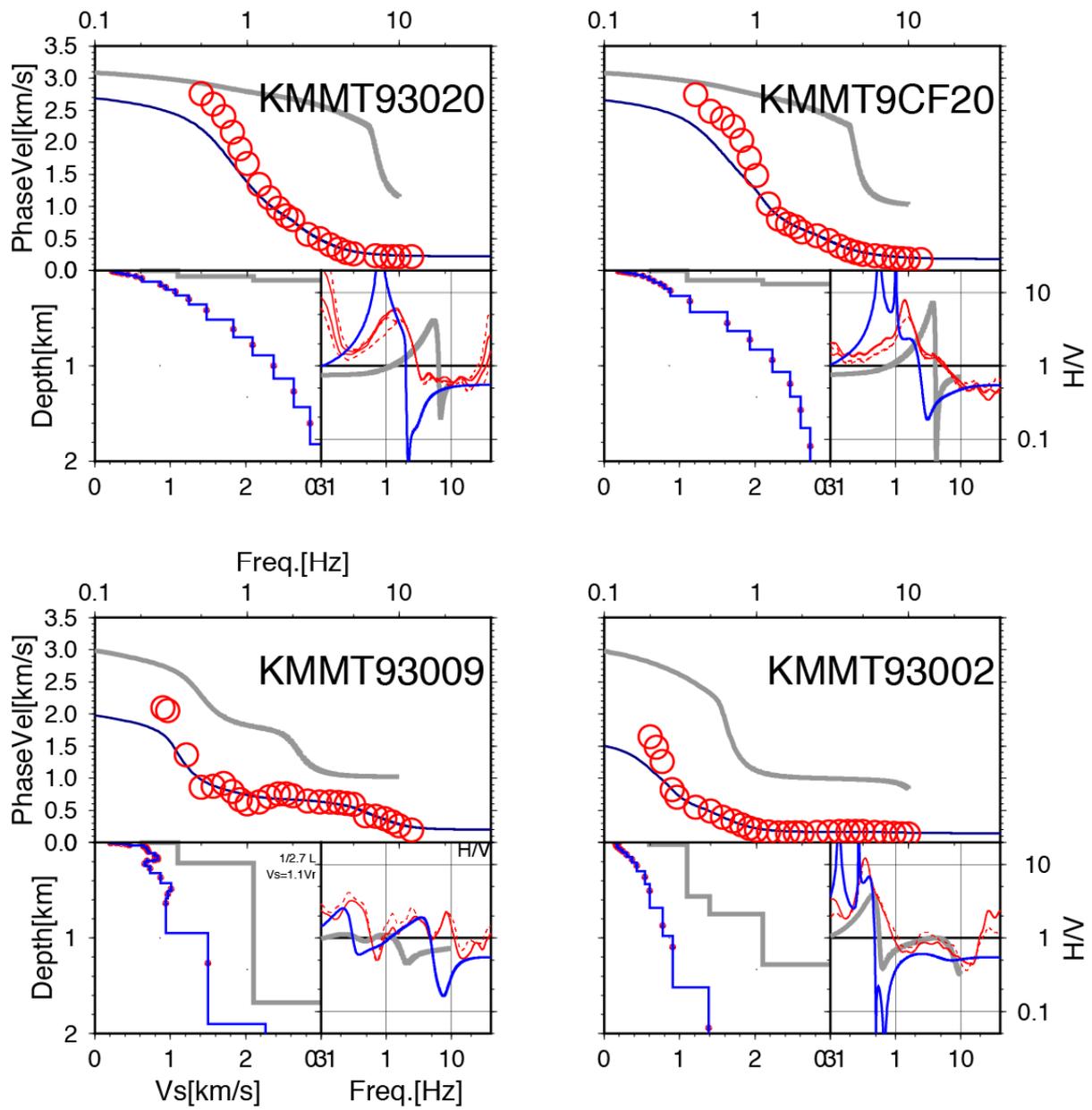


図 11-2 小半径微動アレイ計測結果（左上：宇城市不知火支所，右上：宇城市役所，左下：南阿蘇村白水支所，右下：阿蘇市内牧支所）。

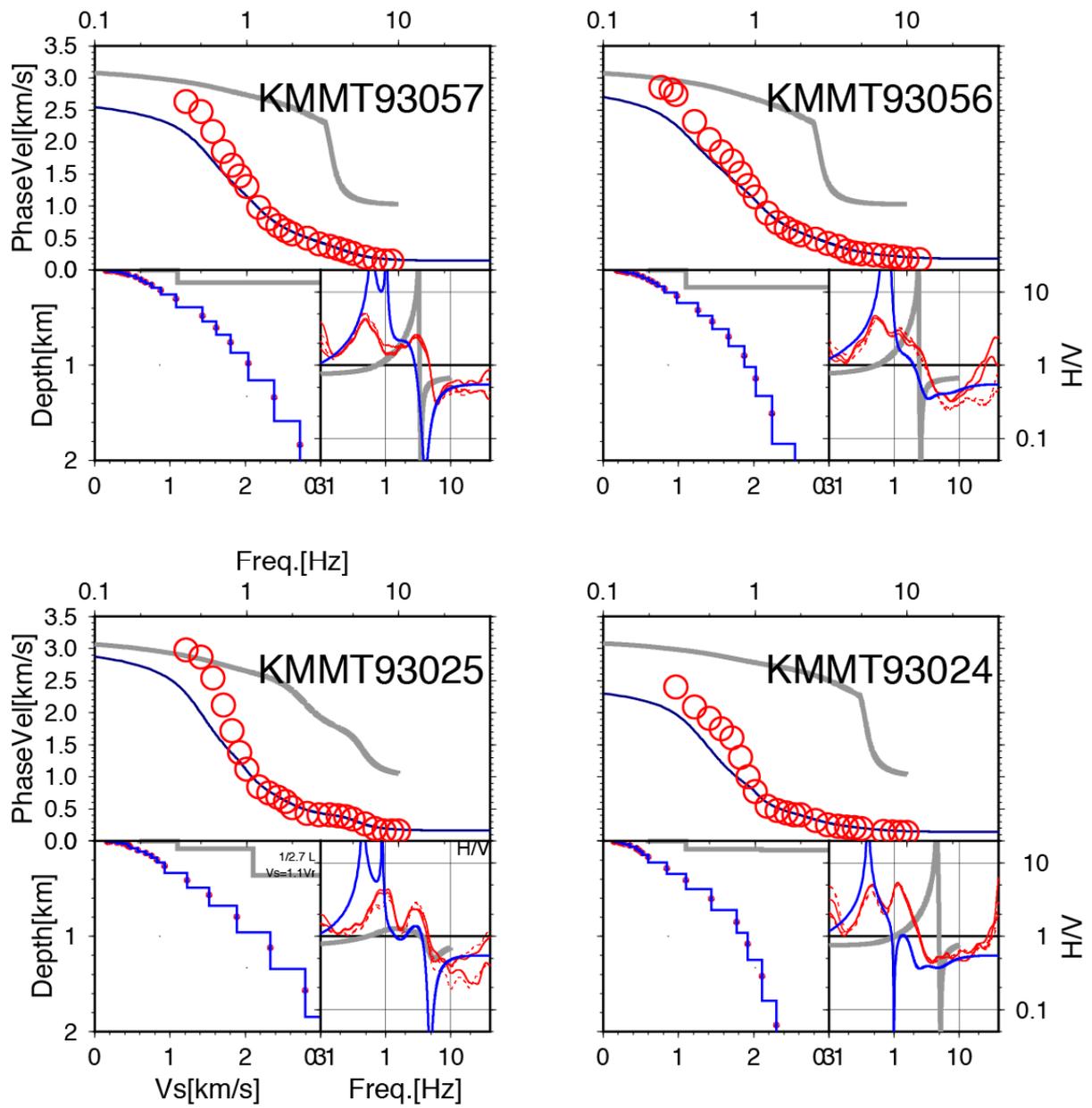


図 11-3 小半径微動アレイ計測結果（左上：氷川町役場，右上：八代市鏡支所，左下：宇城市豊野支所，右下：宇城市小川支所）

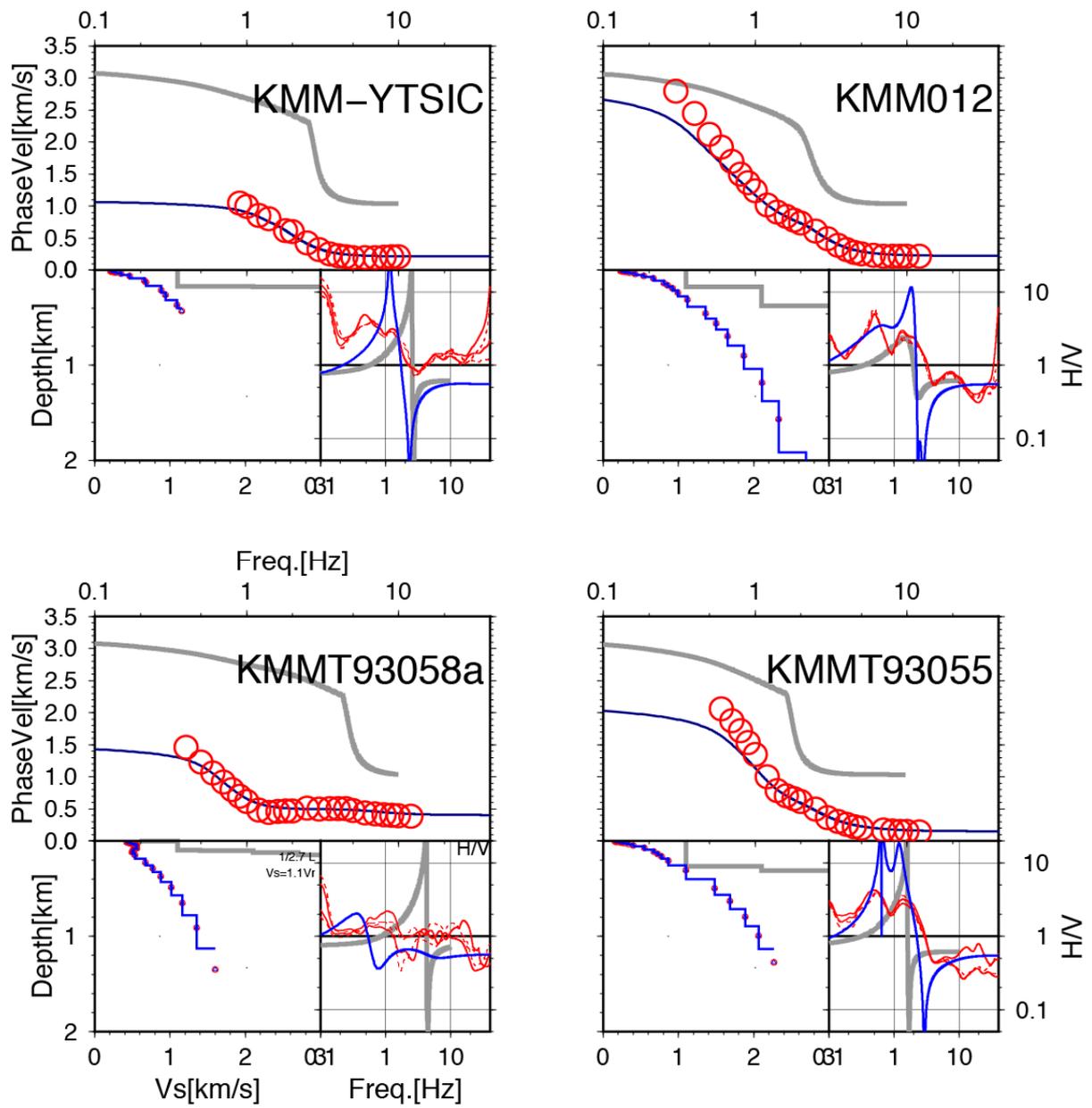


図 11-4 小半径微動アレイ計測結果（左上：八代 IC，右上：八代市役所，左下：氷川町宮原支所，右下：八代市千丁支所）

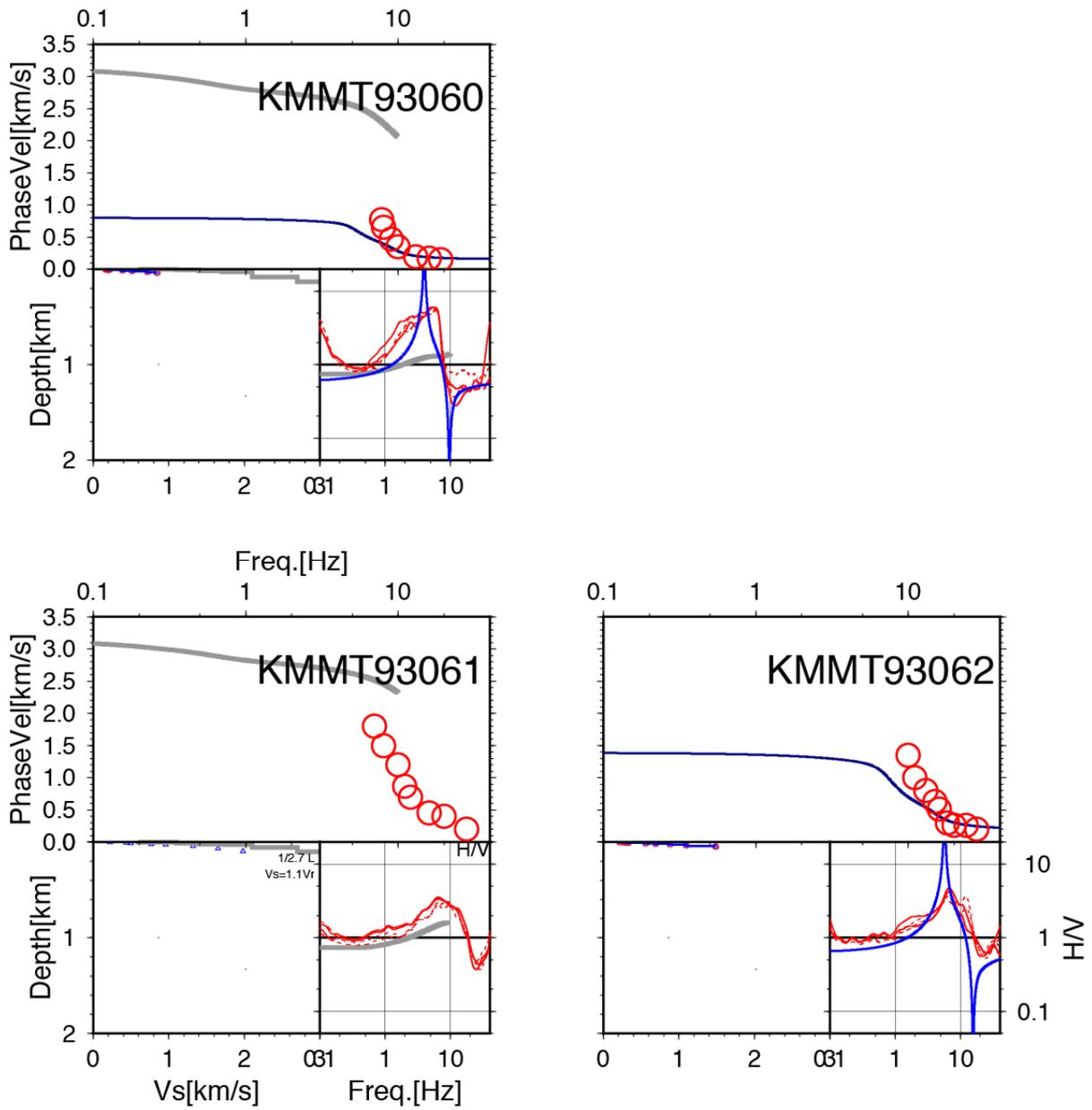


図 11-5 小半径微動アレイ計測結果 (左上：八代市坂本支所，左下：八代市東陽支所，右下：八代市泉支所)

4) 熊本平野西部及び八代平野における単点微動調査

布田川断層帯及び日奈久断層帯周辺の平野部の地下速度構造（主として地震基盤及び工学的基盤の深度情報）に関する情報を得るため、熊本平野西部及び八代平野において単点微動観測を実施し、微動の水平動成分と上下動成分のスペクトル比（H/V スペクトル比）を解析した。熊本平野西部では、本年度のサブテーマ2で実施した反射法地震探査測線の結果と比較することを目的に、測線沿いの5地点及び熊本市南区役所震度計付近で実施した。八代平野では平成29年度に計画している詳細な地下構造調査に向けた予察調査として、平野内の14地点で実施した。表4に単点微動観測地点（合計20地点）を一覧として整理した。現地での微動観測は2017年2月28日、3月1日及び3月30日の計3日間に分けて実施した。

観測システムはポータブル地震観測装置 SMAR-6A3P を使用した。本システムはアカシ（現ミットヨ）製動コイル型加速度計 JEP-6A3P（感度 1.1 V/G）3成分、白山工業製収録装置 DATAMARK LS-8800、増幅器及びアナログフィルター、GPS アンテナ、小型制御弁式鉛蓄電池から構成される。各観測地点では同一の観測装置2式を用いて同時観測を行い、原則として20分以上連続収録した。このうち1式を増幅器倍率5000倍、低域通過フィルター5 Hz に設定し、もう1式を増幅器倍率2000倍、低域通過フィルター40 Hz に設定した。収録装置の形式分解能は24bitであり、サンプリング周波数100 Hz で収録した。後述のデータ解析の結果、対象地域での観測 H/V スペクトル比はいずれの地点でも5 Hz 未満にピークが存在したことから、本報告では、低周波数側の S/N を考慮し、増幅器倍率5000倍、低域通過フィルター5 Hz に設定した観測による解析結果を示す。写真1に八代平野における観測実施状況の例を示す。

データ解析の手順を以下に述べる。まず、微動の連続記録から、通過車両など非定常的なノイズの含まれていない部分を選んで、区間長40.96秒の解析区間を可能な限り多数抽出した。このため、各地点での解析区間数は観測地点でのノイズ状況や実際の観測継続時間により異なっている。抽出された各区間の各成分の微動波形記録について、フーリエ変換により振幅スペクトルを求め、Konno and Ohmachi (1998)の方法によりスペクトルの平滑化を行った（平滑化の幅を規定する係数bの値は40に設定）。東西成分及び南北成分の振幅スペクトルの幾何平均を水平成分の振幅スペクトルと定義し、水平成分（H）と上下成分（V）のスペクトル比を求めた。各区間について得られた H/V スペクトル比をアンサンブル平均したものを観測 H/V スペクトル比とした。

図12に熊本平野西部における観測 H/V スペクトル比、図13に八代平野における観測 H/V スペクトル比を示す。太線が観測 H/V スペクトル比、細線がその対数標準偏差を表している。H/V スペクトル比は安定して求められている。多くの観測地点で H/V スペクトル比に2つのピークが認められるが、一部の観測点で低周波数（長周期）側のピークが明瞭でない地点も見られる。図14の地図上に観測 H/V スペクトル比から読み取った2つのピーク周期（ピーク周波数の逆数）を地図上にプロットした。この図には、強震観測点での微動アレイ観測の際に取得されたデータを同様に解析した結果も併せてプロットした。熊本平野西部の反射法地震探査測線付近では周期約3秒と約1秒にピークをもつが、平野端部に近い地点（KM1601とKM1606）では長周期側のピーク周期がやや短く、基盤が浅くなっていることを推測できる。八代平野においては平野端部付近などを除き、長周期側のピーク

ク周期は 1.6～2.6 秒の範囲、短周期側のピークは 1 秒以下の地点が多く、どちらのピーク周期も熊本平野西部に比べると短い傾向にある。

熊本平野西部の測線付近においては、上位より沖積層、低位段丘堆積物（保田窪砂礫層）、中位段丘堆積物（託麻砂礫層）、阿蘇 4 火山碎屑物、4 / 3 間堆積物（御幸層）、阿蘇 3 火山堆積物、2 / 1 間堆積物、未区分洪積層（水前寺層）、先阿蘇火山岩（金峰火山噴出物、大岳火山岩類）、古第三系、上部白亜系姫浦層群（熊本層群）及び御船層群、基盤岩である領家帯（肥後変成岩）という層序となっている（熊本県地質図編纂委員会，2008；熊本地盤研究会，2014；星住・他，2014）。八代平野においては、第四系以深の層序に関する詳細な情報は不明であるが、肥後変成岩の石灰岩からなる小島が平野内に点在している（熊本県地質図編纂委員会，2008；斎藤・他，2010）ことから、八代平野下の基盤岩形状は複雑である可能性が考えられるため、次年度以降により稠密かつ詳細な調査が必要である。定量的な議論には各平野での速度プロファイルの情報が不可欠であるが、長周期側のピークは基盤岩もしくは白亜系上面、短周期側のピークは沖積層下面に対応する情報を有しているものと考えられる。

表 4 熊本平野西部及び八代平野における単点微動観測地点

観測地点	住所	所在地	緯度(°)	経度(°)
KM1601	熊本市西区池上町	池上中央公園	32.78875	130.67577
KM1602	熊本市西区野中三丁目	野中前まちの広場	32.77706	130.67450
KM1603	熊本市南区荒尾二丁目	アクアドームくまもと第3駐車場	32.76403	130.67001
KM1604	熊本市南区護藤町	上護藤公民館	32.74998	130.66953
KM1605	熊本市南区中無田町御供田	中緑公園	32.73549	130.66920
KM1606	熊本市南区富合町清藤	熊本市南区役所	32.71547	130.67845
YT1601	八代市上片町	上片児童公園	32.50535	130.64413
YT1602	八代市井上町	井上児童公園	32.51245	130.62723
YT1603	八代市田中東町	田中東児童公園	32.52055	130.60757
YT1604	八代市沖町	沖町児童公園	32.52684	130.58838
YT1605	八代市郡築四番町	八代市スポーツ・コミュニティ広場	32.53317	130.56108
YT1606	八代市水島町	水島児童公園	32.47622	130.57509
YT1607	八代市千丁町古閑出	二の丸農村公園	32.54745	130.60812
YT1608	八代市鏡町貝洲	碓原公園	32.57630	130.62719
YT1609	八代郡氷川町網道	網道公園	32.60281	130.65030
YT1610	宇城市小川町新田出	南出村農村公園	32.60855	130.68090
YT1611	宇城市松橋町両仲間	豊福グラウンド	32.62824	130.69618
YT1612	八代市平山新町	熊本高等専門学校八代キャンパス付近	32.47491	130.60793
YT1613	八代市昭和同仁町	昭和運動広場	32.56584	130.59077
YT1614	宇城市松橋町御船	松橋御船公民館	32.62756	130.66045



写真1 八代平野における単点微動観測実施状況 (YT1610 地点)

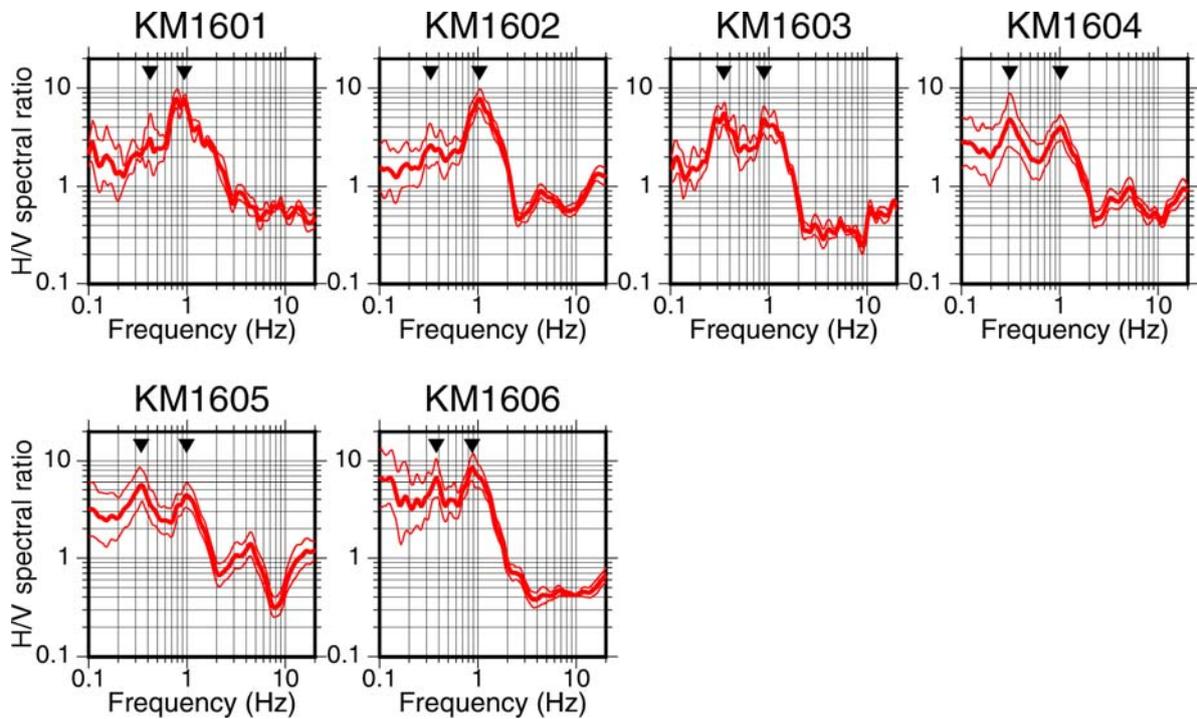


図12 熊本平野西部における単点微動観測によるH/Vスペクトル比(赤太実線)及びその標準偏差(赤細実線)。▼は読み取ったピーク周波数の位置。

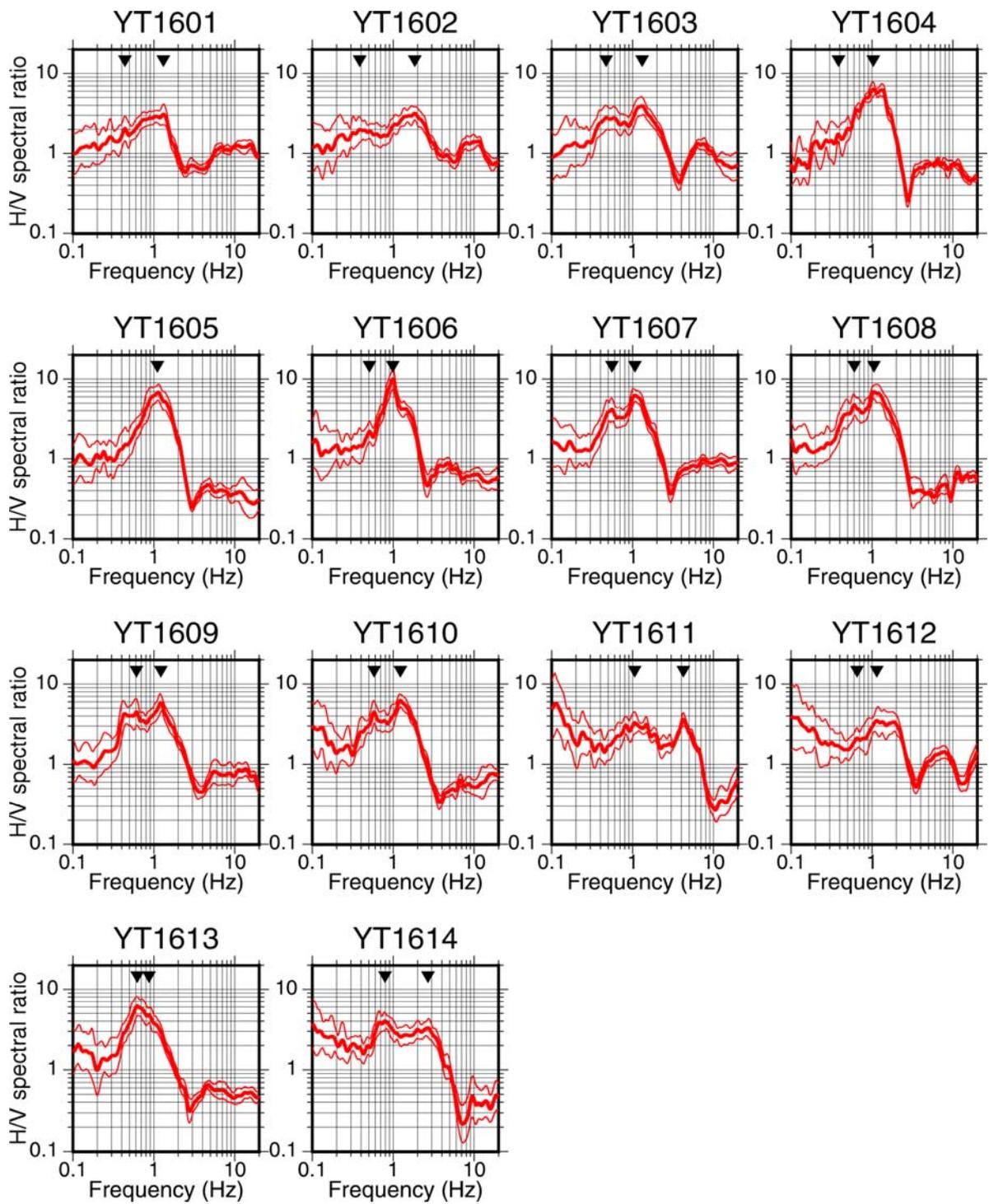


図 13 八代平野における単点微動観測による H/V スペクトル比（赤太実線）及びその標準偏差（赤細実線）。▼は読み取ったピーク周波数。

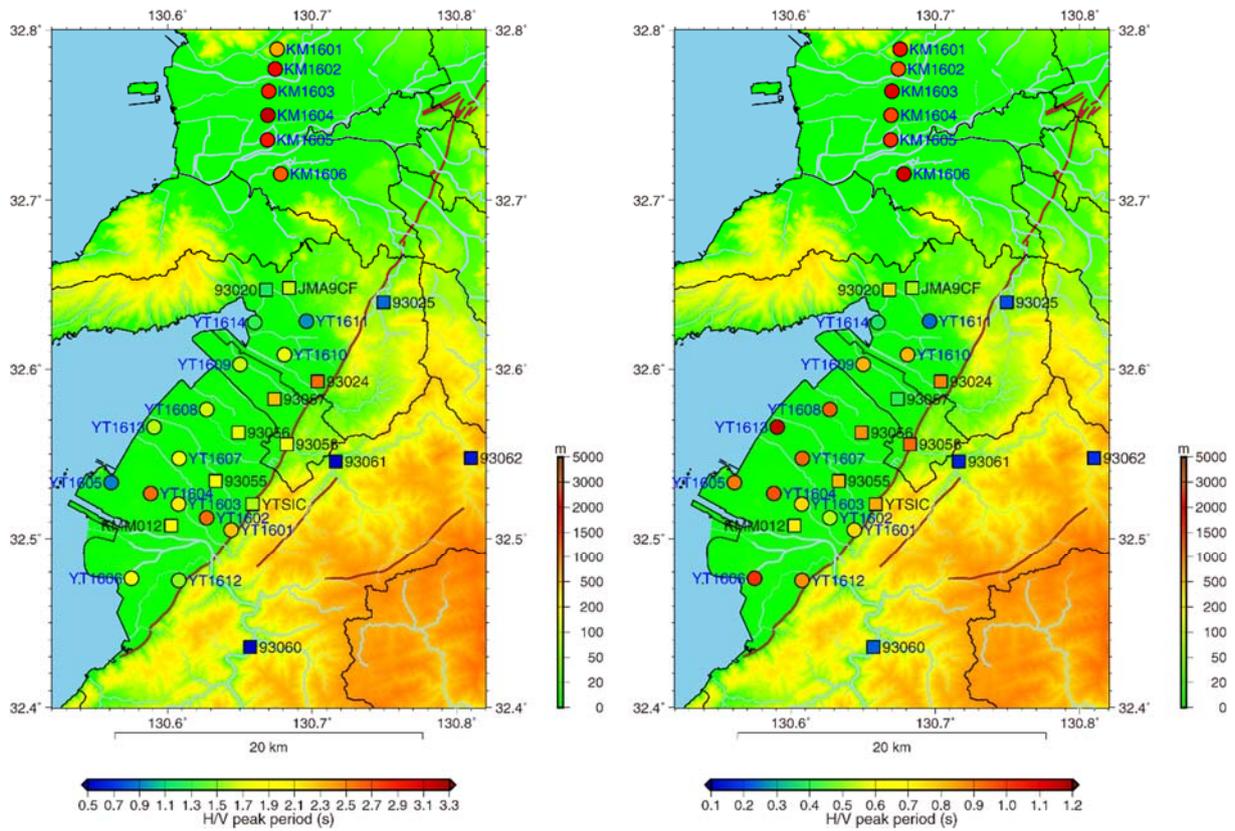


図 14 微動 H/V スペクトル比のピーク周期の空間分布（左：長周期側、右：短周期側）。○は今年度実施した単点微動観測の観測地点、□は微動アレイ観測で得られた記録を解析した地点。

5) 深いボーリング情報の収集

本調査サブテーマ2において、熊本平野西部で人工地震探査が行われ、また、平成27年度には熊本平野東南部の布田川断層宇土区間東部において人工地震探査及び深さ70mまでのオールコアボーリングが行われてその地下構造情報が得られている(丸山・他, 2016)。熊本平野では、利水のためのボーリングが多掘られていて、その情報を使って地下100m程度くらいまでの詳細な地質断面図が、熊本地盤研究会(2014)によって作成されている。これは、今後の地下構造モデル構築に活用していきたいと考えている。

一方、地震動評価を進めるために重要な熊本平野、八代平野といった堆積平野地域において、地盤研究を目的とした深いボーリングは存在しないため、深部の地下構造モデルを構築する手立てが十分ではないことがわかった。そこで、深い温泉ボーリング情報について、熊本県健康福祉部に情報開示を依頼した。具体的には熊本市、宇土市、宇城市、八代市、嘉島町、益城町において掘削深度500m以上の温泉ボーリング調査で、報告書にボーリング地質柱状図等の記載があるものについての検索と提供をお願いした。図15に、情報開示を得た地点を示す。地形図と比較すると山間部の温泉のボーリングが多いが、熊本平野および八代平野部のボーリング地点もあった。この中で、サブテーマ2において実施された熊本平野西部の人工地震探査測線に近いボーリング(KMM)と、八代平野の断層の西側にあたり、ある程度の堆積層厚があると考えられるボーリング(YTS)の地質柱状図からの記載を表5、6に示す。KMMの柱状図は複雑で、掘削深度1100m程度でも基盤相当の地層は出てきていない。ただ550mより浅いところは砂礫であるが、その下は堆積岩が出てきていることがわかる。一方YTSは記載が単純であるが、415mで石灰岩が、723mで花崗岩が出てきて、掘削深度1200mまで花崗岩が続いている。こういった情報は、今後の地下構造モデルの妥当性の検討や、モデル設定の時の情報として利用できる。

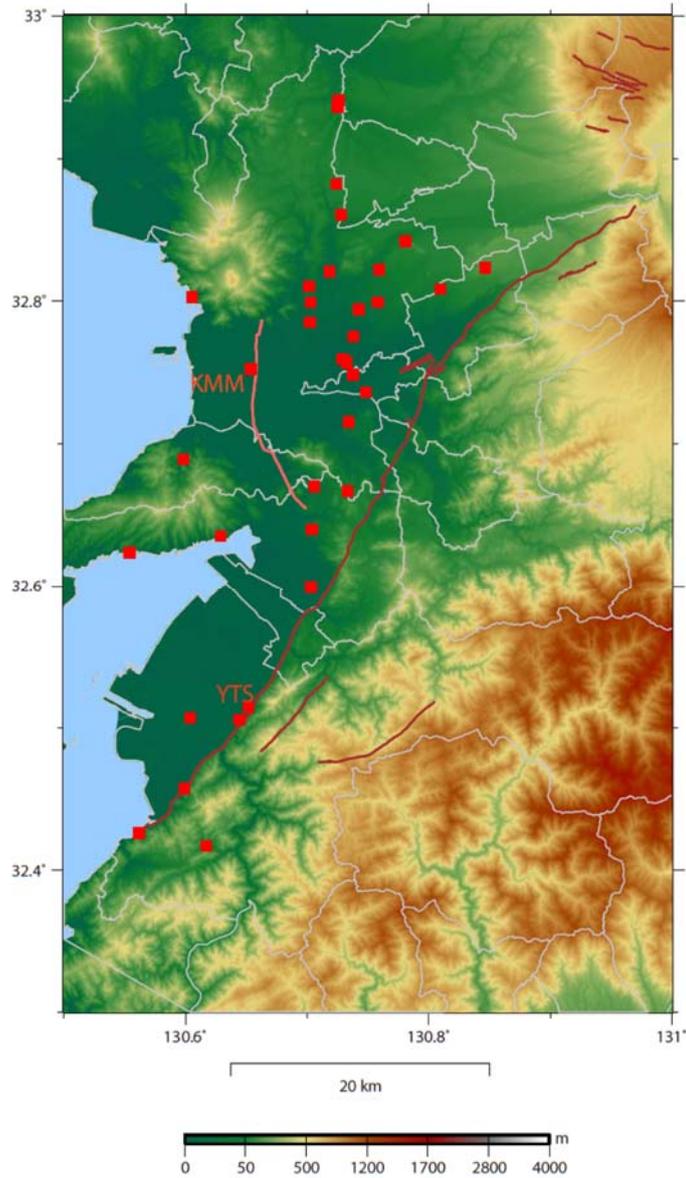


図 15 熊本市、八代市、宇城市、宇土市、嘉島町、益城町で掘削深度 500m 以上のボーリング情報を得た地点 (■)。KMM と YTS の位置も示す。赤線は活断層位置を示し、ピンク線はサブテーマ 2 で行われた熊本平野西部の反射法地震探査測線を表す。

表5 KMMにおける地質柱状図からの記載

KMM(掘削深度1102m)	
深度(m)	地層名
0-30	粘土混じりシルト
30-40	粘土混じりシルト
40-50	砂レキ
50-100	軽石混じり砂レキ
100-262	粘土混じり砂レキ
262-290	粘土
290-373	軽石混じり砂レキ
373-550	粘土混じり砂レキ
550-740	凝灰岩
740-925	砂頁岩
935-1102	頁岩

表6 YTSにおける地質柱状図からの記載

YTS(掘削深度1200m)	
深度(m)	地層名
0-415	レキ及び砂質土
415-723	石灰岩
723-1200	花崗岩

(c) 結論ならびに今後の課題

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、今年度は、1) 熊本平野を中心とした強震観測と関連研究成果の収集、2) 自治体震度計波形データの収集と整理、3) 強震観測点周辺における微動アレイ調査、4) 熊本平野西部及び八代平野における単点微動調査、5) 深いボーリング情報の収集を行った。1)においては、科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」で行われた余震(強震)観測、地盤震動観測情報の収集と、内閣府SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題⑤リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発において実施された熊本平野の浅部・深部統合地盤モデル構築情報の収集と今後のモデル提供をうける予定である。2)においては、熊本地震群を含む熊本県自治体震度計の波形データを収集し、解析できるようにデータベース化を行った。加えて、八代平野の観測点を主として、微動アレイ調査を行い、地盤構造情報を収集した。今年度は地震動データや微動データといった基礎データの収集が中心であったため、今後、収集した各種データの活用と、サブテーマ2の人工地震探査結果を利用して、地下構造モデルの高度化へ展開していく必要がある。

SIP による熊本平野の地盤情報の収集と浅部・深部地下構造モデル構築方法は、情報密度とモデル構築への展開といった視点で有益であり、次年度以降に実施予定の八代平野等の地下構造モデル構築に参考とすることができる。3)においては、位相速度情報を得て、既存の地下構造モデルでの説明性を確認し始めているが、ほとんどの観測点で、既存の地下速度構造モデルでは観測位相速度が説明できず、既存モデルより遅い S 波速度構造を考える必要があることがわかった。S 波速度がより遅い場合には地震動の増幅がより顕著になることから、これらの地震動、地下構造に関する基礎データの丁寧な解析を次年度に進めていきたい。4)及び5)において、次年度に調査観測をする予定の八代平野の地下構造について概観をつかむことができた。

本項における強震観測や微動調査、自治体震度計の波形データ収集、深いボーリング情報収集については、熊本県及び熊本地方気象台、そして現地の方々のご理解とご協力があったて行うことができました。記して感謝いたします。

(d) 引用文献 Ballard, R. F., Determination of Soil Shear Moduli at Depths by In-Situ Vibratory Techniques, Miscellaneous Paper No. 4-691, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 32pp., 1964.

Chimoto, K., H. Yamanaka, S. Tsuno, H. Miyake and N. Yamada, Estimation of shallow S-wave velocity structure using microtremor array exploration at temporary strong motion observation stations for aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets, Space, 68:206, DOI: 10.1186/s40623-016-0581-3, 2016.

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, No. 379, 349pp., 2012.

星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海 茂・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久, 20 万分の 1 地質図幅「熊本」, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014.

Kawase, H., S. Matsushima, F. Nagashima, Baoyintu and K. Nakano, The cause of heavy damage concentration in downtown Mashiki inferred from observed data and field survey of the 2016 Kumamoto earthquake, 69:3, DOI: 10.1186/s40623-016-0591-1, 2017.

熊本県地質図編纂委員会, 熊本県地質図 (10 万分の 1) および同解説書, 117pp., 2008.

熊本地盤研究会, 熊本地域の地質断面図, 94pp., 2014.

小林弘和・松島信一, 平成 28 年熊本地震の余震記録を用いた熊本県西原村周辺の地盤構造の推定, 平成 28 年度京都大学防災研究所研究発表会, A04, 2017.

紺野克昭・大町達夫, 常時微動の水平／上下スペクトル比を用いる増幅倍率の推定に適した平滑化とその適用例, 土木学会論文集, 第 525 号 I-33, 247-259, 1995.

Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, Bull. Seismol.

- Soc. Am., 88, 228-241, 1998.
- 丸山正・杉山雄一・末廣匡基・秋永康彦・新谷加代, 反射法地震探査及びボーリング調査に基づく布田川断層帯宇土区間東部の断層形状及び活動性, 活断層・古地震研究報告, 16, 99-141, 2016.
- 西村綾乃・重藤迪子・高口仁・中尾隆・神野達夫, 2016年熊本地震における益城町の建物被害分布と地盤震動特性の関係, 日本建築学会九州支部研究報告, 56, 217-220, 2017.
- 斎藤 真・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 20万分の1地質図幅「八代及び野母崎の一部」, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, 2010.
- 土岐崇喜・安部良・西村綾乃・重藤迪子・神野達夫, 微動アレイ観測を用いた2016年熊本地震の断層近傍の地下構造の推定, 日本建築学会九州支部研究報告, 56, 209-212, 2017.
- Tsuno, S., M. Korenaga, K. Okamoto, H. Yamanaka, K. Chimoto, and T. Matsushima, Local site effects in Kumamoto City revealed by the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets, Space, 69:37, DOI: 10.1186/s40623-017-0622-6, 2017.
- 上藪周平・正願拓哉・重藤迪子・神野達夫, 2016年熊本地震において長周期地震動が観測された地震観測点における地下構造の推定, 日本建築学会九州支部研究報告, 56, 213-216, 2017.
- Yamanaka, H., K. Chimoto, H. Miyake, S. Tsuno and N. Yamada, Observation of earthquake ground motion due to aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake in damaged areas, Earth, Planets, Space, 68:197, DOI: 10.1186/s40623-016-0574-2, 2016.

3.4 関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	教授	松田 泰治
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	准教授	竹内 裕希子
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	准教授	藤見 俊夫

(c) 業務の目的

サブテーマ1～3の調査計画や実施状況を把握し、関係自治体と密接に連携しながら、適切かつ効果的な調査が行われるようにサポートする。また、本調査研究の成果を関係自治体および地域住民の防災・減災に役立てるための実践的な研究を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成28年度：

大規模な被害地震後の活断層の総合的な調査研究を遂行するにあたり、調査段階及び調査終了後において関係自治体とのより密接な連携を行うことで、調査研究の円滑な推進を図るとともに、防災教育やハザードマップをはじめとする調査研究成果等の多方面への実践的な活用方策を研究・検討した。

2) 平成29年度：

関連自治体との連携強化および調査観測や防災教育の実施に対する関連自治体の協力行う。

3) 平成30年度：

関連自治体に対する最終成果説明会および関連自治体の地震防災・減災力強化への基礎資料のまとめを行う。

(2) 平成28年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ4は「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」と題し、熊本県内における防災・減災に関わる関係機関への事業説明並びに連携強化、サブテーマ1、2、3の成果を利用した防災・減災教育の実施に取り組んだ。

熊本県内における防災・減災に関わる関係機関への事業説明並びに連携強化は、熊本県、熊本市、益城町並びに八代市の危機管理と教育委員会と取り組んだ。特に八代市については、28年度の防災教育等の取り組み事例を基に説明を行い、29年度以降

の協力を依頼した。

防災・減災教育については、甲佐町立白旗小学校の児童 67 名を対象にサブテーマ 1 で掘削されたトレンチ壁面と断層実験・振動実験を併せて 3 時間の授業を構築し実施した。

サブテーマ 2 並びに 3 の成果に関しては専門性が高く、かつ年度内に研究成果全体が見えていない段階であったため、防災教育等への活用を行うことは困難であった。

(b) 業務の実施方法

自治体との連携にあたっては、最初に熊本県知事公室危機管理防災課に連絡を取り、サブテーマ 1、2、3 の成果の内容に応じて、周辺市町村の関係窓口の紹介を依頼した。紹介された市町村窓口担当者と熊本大学担当者と事前調整を行ったうえで、本年度は防災教育に関するトレンチ調査の成果活用などに関して企画立案、実施を行った。

(c) 業務の成果

1) 関係自治体との連携（その 1）

「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」を開始するにあたり、運営委員会のオブザーバとして熊本県および熊本市および益城町と連絡・調整を行い下記の部署に協力依頼を行い、快諾を得た。

- ・熊本県 知事公室危機管理防災課
- ・熊本県土木部
- ・熊本県教育委員会
- ・熊本市政策局 危機管理防災総室
- ・益城町教育委員会

2) 関係自治体との連携（その 2）

平成 28 年度のサブテーマ 1、2、3 の成果概要およびサブテーマ 4 で実施した防災教育に関わる取り組みを熊本県知事公室危機管理防災課の担当者に対して説明した。平成 28 年度の成果の概要説明を平成 29 年度に計画されている熊本県の市町村防災担当者の研修プログラムに組み込んでもらうよう要請した。

3) 関係自治体への事前説明

平成 29 年度に計画されている日奈久断層のトレンチ調査で関係自治体となる八代市へ事前説明を行った。詳細は下記の通り。

日時：平成 29 年 3 月 23 日 13:30～14:30

場所：八代市役所鏡支所

出席者：

八代市役所

総務部危機管理課 主席審議員兼課長

総務部危機管理課 課長補佐兼係長

八代市教育委員会

教育部 学校教育課 指導主事兼保健体育係長

熊本大学

大学院自然科学研究科附属減災型社会システム実践研究教育センター教員 4
名

議事概要：

- ・熊本大学より「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」に関する概要説明を行い、平成 28 年熊本地震における布田川断層帯周辺の被害状況より、今後、日奈久断層帯が活動する事を考慮すると、八代市は今後の災害へ備える必要があることを説明した。
- ・八代市の地域防災計画は平成 29 年度に改定予定とのこと。
- ・熊本大学より平成 28 年度に実施された防災・減災教育の取組みを紹介した。甲佐町白旗小学校での実施内容を基に、実施する際の課題として時期的なこと、学校から現地までの移動手段などを伝え、スケジュールは判明次第連絡することを確認した。
- ・八代市内には小学校 24 校、中学校 15 校がある。自主防災組織は 212 団体があるが、設立されただけで活動ができていないところが多い。子供への防災・減災教育だけでなく、地域の防災教育にも活用できる可能性あり。

4) 甲佐町白旗山出トレンチを使用した防災・減災教育

a) 目的

文部科学省「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査(代表校：九州大学)」において掘削された甲佐町白旗山出(やまいで)地区トレンチより日奈久断層が露出したことを受け、近隣に位置する甲佐町立白旗小学校児童の防災・減災知識の向上を目的として白旗小学校児童 3 年生から 6 年生 67 名を対象にトレンチ壁面を活用した防災・減災教育実施を企画した。

b) 実施校概要

甲佐町は、昭和 30 年 1 月 1 日に宮内村・甲佐町・竜野村・乙女村・白旗村の合併により面積 57.93km²、人口約 19,000 人の新生「甲佐町」として発足した。熊本県熊本市から南方約 20km の熊本県のほぼ中央に位置しており、南北に一級河川「緑川」が貫流している。平成 29 年 2 月 28 日時点で人口 10,924 人、世帯数 4,285 世帯である。

平成 28 年熊本地震では、全壊 113 棟、半壊 807 棟、一部破損 1,352 棟の建物被害が発生した。応急仮設住宅は 228 戸が建設された。

甲佐町立白旗小学校(〒861-3243 熊本県上益城郡甲佐町大字白旗 50 番地)は、緑川のほとりに立地しており、日奈久断層が露出した白旗山出地区トレンチから約 2 km に位置している。1874 年(明治 7 年)に設立され、その後合併等を経て 1955 年(昭和 30 年)に現在の白旗小学校となった。2016 年度は 1 年生から 6 年生まで 102 名の児童が在籍していた。

c) 防災・減災教育概要

甲佐町白旗山出トレンチ壁面を活用した防災・減災教育は、甲佐町立白旗小学校の3年生から6年生までの計67名を対象に実施した。67名の詳細は、3年生17名、4年生13名、5年生18名、6年生19名であった。断層に関する学習の状況は、6年生理科で地層の授業があるが、他の学年は全く予備知識の無い状況であった。また、ハザードマップに関しては、5年生は洪水の授業の中で触れている。熊本地震後は地震を想定した避難訓練を2回実施しているが、それ以外の防災教育は実施していない。

防災・減災教育は、平成29年2月13日、16日、17日の3回に渡って実施した。各授業の概要を下記に示す。

i) 2月13日(月) 9:35~10:20

授業内容

- ・地震の種類と活断層についての授業
- ・小麦粉とココアを使用した断層実験
- ・トレンチ見学時の注意

目的

- ・地震の種類があることを知る
- ・逆断層の形成を体感する
- ・断層は断裂面の他に褶曲があることを知る

準備物

- ・断層実験材料、講義用プレゼンテーションファイル、実験ビデオ、学習シート



写真1 小麦粉とココアを使用した断層実験

2月13日学習ノート

2017年2月13日
 地質学習
 地層の種類についてわかったこと
 火山、プレート、かつたんそうの3つの種類がある。

実験でわかったこと
 つながっていた土が途中で切れて上にせり上がった。

観察
 色々地震のしるいがあるんですけど、プレートが土をおしつけて途中で切れているからたんそうができていくと思いました。

2017年2月13日
 地質学習
 地層の種類についてわかったこと
 火山、プレート、かつたんそうの3つの土色しん。(しゅうい)

実験でわかったこと
 つながっていた土が途中で切れて土が上にしりあがった。

観察
 わたしは、どんなふうにしんかおこるか、たかしりませんでした。でも、勉強をしてわかったか、よかったです。

図1 2月13日の学習シート例

ii) 2月16日(木) 9:30~11:30

授業内容

- ・トレンチ見学
- ・トレンチスケッチにぬり絵

目的

- ・トレンチからわかる事を専門家に聞く
- ・ねじりガマでトレンチ断面を削り、地質調査の現場に触れる
- ・断層を間近で観察する

準備物

- ・長靴または汚れても良い靴(児童)、ヘルメット、探検ボード、
- ・学習シート、A0版印刷物、ねじりガマ



写真2 トレンチ上から全体の説明を受ける



写真3 ねじりガマで断面を観察



写真4 ぬり絵を作成

2月16日学習ノート

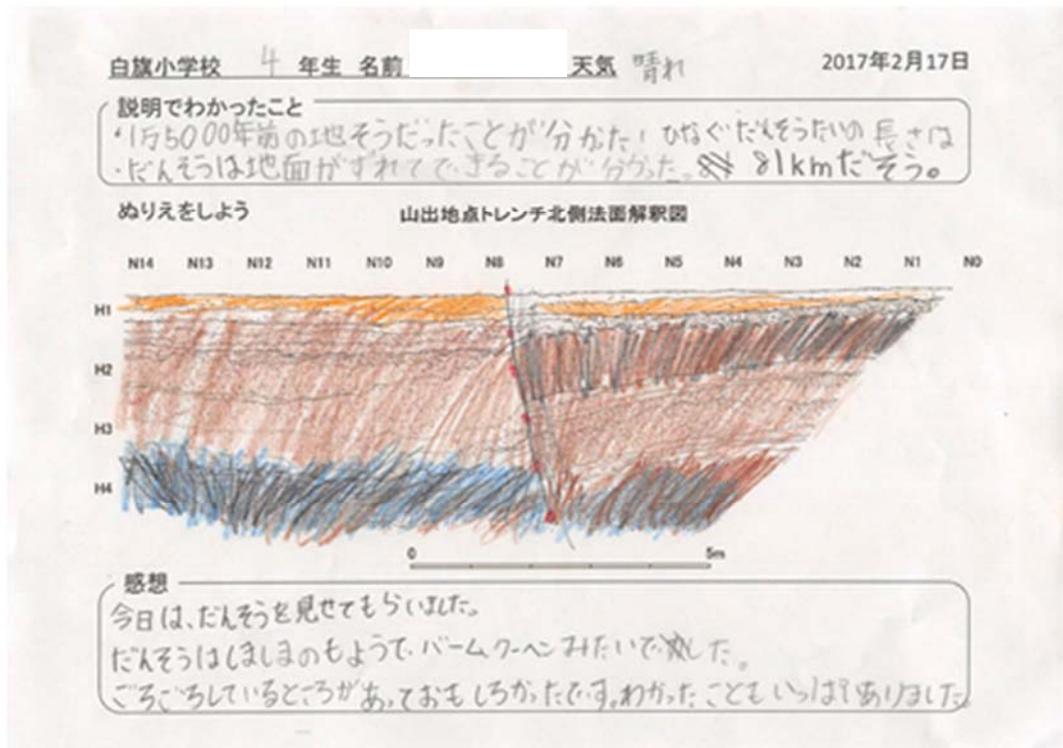


図2 2月16日の学習シート例

iii) 2月17日(金) 9:35~10:20

授業内容

断層のある地域で生活するために

目的

- ・ハザードマップで地震や洪水が発生した時の状況を確認する。
- ・自分の命を守るための普段の準備を考える。(自助力の向上)
- ・振動実験から耐震の効果を学ぶ。

準備物

- ・講義用プレゼンテーションファイル、甲佐町ハザードマップ(A0版に印刷)、学習シート、電動ぶるる



写真5 甲佐町発行のハザードマップで自宅を確認する



写真6 電動ぶるるを用いた振動実験

2月17日学習ノート

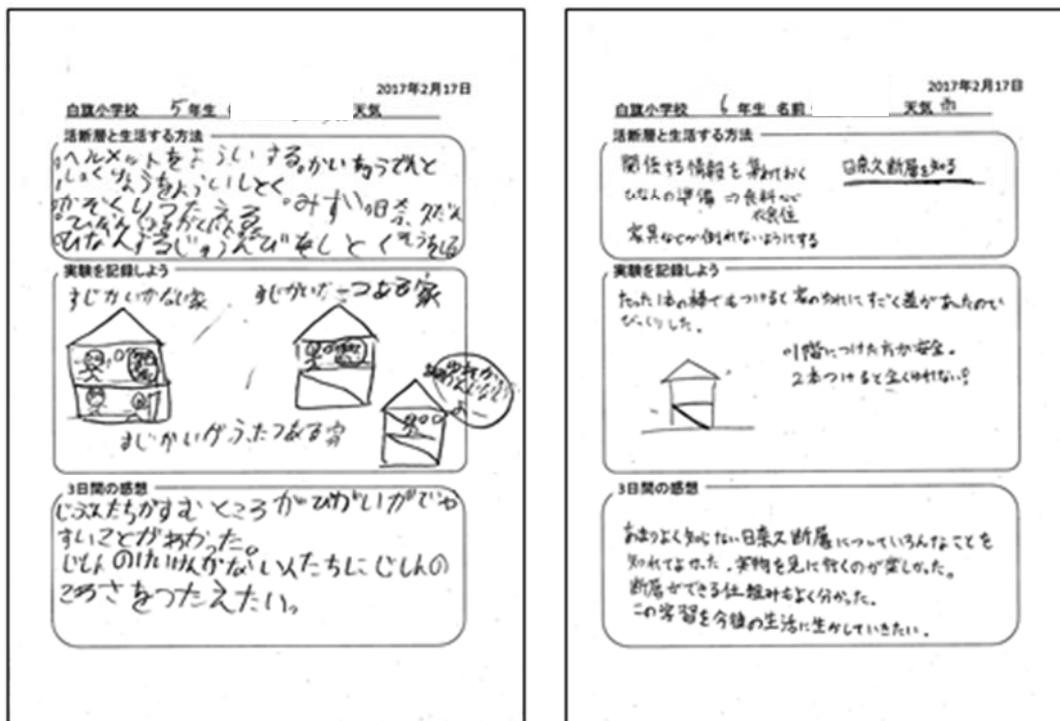


図3 2月17日の学習シート例

d) 今後の課題

実施における課題を甲佐町白旗小学校教員へのヒアリング等から下記整理した。

i) 甲佐町白旗小学校教員へのヒアリングから

- ・ 2月は学力試験が実施されることが多い。2月末と学期始めは避けてほしい。
- ・ 予備知識は重要であり、時間がなくても事前授業は必要。トレンチ見学だけでは「穴があった」「深かった」「すごい」という印象で終わってしまう。
- ・ トレンチの実物とぬり絵の対比が難しい児童が多かった。「N1」などのグリッド番号を大きく張り紙するなどした方がよかった。
- ・ トレンチの底は板の数を増やしてもらったので、踏み外す児童は少なかった。

ii) その他

- ・ 2月は大学の講義がなく小学校のスケジュールに合わせやすかった。
 - 講義期間の場合は実施が困難になる可能性がある。
- ・ 県教育事務所に知り合いがいたため、対象校へのコンタクトがスムーズであった。
 - トレンチ掘削地点が決定した時点で情報を共有してもらえると対象校への説明や準備に時間をかけられる。
- ・ 学校長が興味があった。
 - 防災・減災教育の重要性やトレンチ見学の貴重性を伝えるためにも準備

時間が多い方が良い。

- ・実施対象校の決定から実施日まで日にちがなく、ヘルメットなどの資材の準備が間に合わないものがあった。
 - 今回の実施でだいぶ資材準備ができたので、次回は改善される可能性が高い。
- ・複数の学校から実施の希望があった場合、スケジュールやバスの調整が困難になる可能性がある。
 - 前後の授業に簡易版を準備する必要がある。バス代など予算を超えることも考えられる。
- ・トレンチは埋め戻されると無くなってしまう教材のため、剥ぎ取りなどをして小学校や役場へ提供してもらえると、今後も使用できる教材になる。
 - トレンチ掘削費用に剥ぎ取り代を計上してもらいたい。

(d) 結論ならびに今後の課題

熊本県内における防災・減災に関わる事業説明を通じて、関係機関からは調査協力並びに連携強化の快諾を得ることができた。しかし、サブテーマ4の実施内容はサブテーマ1、2、3の成果が出た後というタイムラグがあることから、現時点で各関係機関への依頼内容はサブテーマ1、2、3実施に対する実施協力であり、サブテーマ4に関する具体的な協力内容の確認まではいかなかった。行政への迅速な調査協力を依頼していくにあたりサブテーマ間の情報の共有と連携が必要である。

防災・減災教育については、今年度サブテーマ1において掘削された2つのトレンチのうち甲佐町のトレンチにおいて実施することができた。実施を通じて児童67名の日奈久断層に対する認知向上だけでなく防災・減災に関する意識の向上が確認された。しかし、トレンチ見学だけでなく3回にわたる授業は実施する側も受ける側も負荷が大きく、今後実施回数や対象児童が増えた場合の対応方法を検討する必要がある。また、今回の甲佐町トレンチでは、掘削が完了し明瞭な断層が露出した後の平成29年1月16日にトレンチの位置等の連絡があり、対象小学校の選定と依頼、打ち合わせ、防災教育プログラムの作成を約1ヶ月で実施しなくてはならない状況であった。大学の講義期間中などの場合は日程的に実施することが困難な場合も想定されることから、次年度以降は早期のスケジュールや位置等の共有をする必要がある。

また、トレンチは調査後に埋め戻されてしまうことから、剥ぎ取りをして近隣の小学校や役場に提供されることによって今後も継続して教材として使用することができる。

(e) メディアへの掲載

- ・熊本日日新聞 2017年2月17日
- ・白旗小学校新聞 2017年2月28日(仮設住宅を含む校区内に配布)
- ・KKT 2017年2月16日夕方
- ・NHK 2017年2月16日夕方
- ・TBS 2017年3月11日14時台からの2時間番組内

2017年2月3日

甲佐町白旗山出トレンチ見学と防災・減災教育

文部科学省「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査(代表校:九州大学)」では、布田川断層・日奈久断層の位置・形状・活動の解明を目的にトレンチ掘削等の地下調査を実施しています。この度、甲佐町白旗山出地区で掘削したトレンチより日奈久断層が露出したことを受け、トレンチ壁面を活用した防災・減災教育を以下の通り実施します。

学校名：甲佐町立白旗小学校(〒861-3243 熊本県上益城郡甲佐町大字白旗 50 番地)
対象学年・人数：3 年生(17 名), 4 年生(13 名), 5 年生(18 名), 6 年生(19 名) 計 67 名
断層に関する学習の状況：6 年生理科で地層の授業がある
見学場所：甲佐町白旗山出トレンチ(上益城郡甲佐町大字白旗字小中尾 1064 番)
実施機関：熊本大学減災型社会システム実践研究教育センター, 産業技術総合研究所

- 事前授業・・・2月13日(月) 9:35-10:20 担当：熊大・竹内
 - 1) 地震の種類と活断層についての授業
(断層実験 <http://www.kodomoss.jp/exp03.html>)
 - 2) トレンチ見学時の注意
準備物：断層実験材料, プレゼンテーション, 実験ビデオ, 学習シート

- 見学会・・・2月16日(木) 担当：熊大・竹内 産総研・宮下
 - 9:30 白旗小学校出発
 - 9:40 トレンチ現場到着(バス2往復ピストン輸送)
 - 9:45-10:15 トレンチ説明・質疑
 - 1) どのような目的でこの調査をしているのか
 - 2) 目の前のトレンチ壁面の地層と断層の関係はどのようになっているのか
 - 3) ここからどんなことが分かったのか
 - 10:15-10:45 トレンチ内に降りて断層をさわる(雨天中止)
 - 10:45-11:15 スケッチ(雨天中止)
 - 11:20 現場出発(バス2往復ピストン輸送)
 - 11:30 白旗小学校到着
準備物：長靴または汚れても良い靴(児童), ヘルメット, 探検ボード, 学習シート, A0版印刷物

2017年2月3日

○事後授業・・・2月17日(金) 9:35-10:20 担当：熊大・竹内

1) 断層のある地域で生活するために

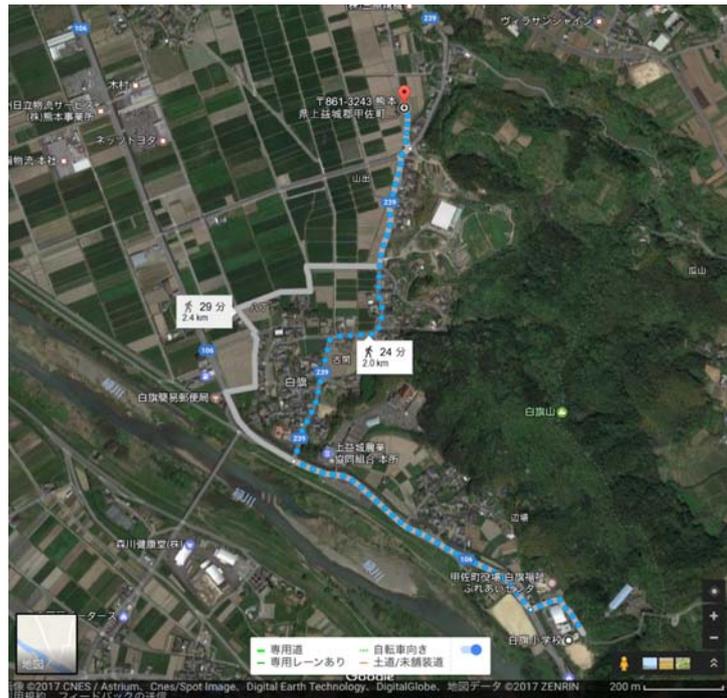
準備物：プレゼンテーション、甲佐町ハザードマップ、学習シート、A0版印刷物

【実験手順】その2、断層の形成

- 押し板を止めていたテープを外して、押し板をもち、ゆっくりと水平にずらしていく。その際、観察事項に注意して、速く動かさず断層の発生の様子をゆっくり観察する。



<http://www.kodomoss.jp/exp03.html>



甲佐町白旗山出トレンチ見学と防災・減災教育 概要 2/2

(f) 引用文献

甲佐町 HP <http://www.town.kosa.kumamoto.jp>

小麦粉とココアを用いた断層実験 <http://www.kodomoss.jp/exp03.html>

4. 全体成果概要

平成28年熊本地震を踏まえ、同地震発生域を含む布田川断層帯および日奈久断層帯において、平成28年度は、「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の解明のための調査観測」、および「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」を実施して、平成28年熊本地震の地表地震断層や地下の震源断層などの同地震発生の諸特徴や背景をまとめるとともに、布田川断層帯および日奈久断層帯の断層の位置・形状や活動度、地下構造などに関して重要な知見が得られた。また、「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」を実施して、関係自治体と密接に連携しながら、適切かつ効果的な調査を行うとともに、本調査研究を関係自治体や地域住民の防災・減災に役立てるための啓発活動に取り組んだ。

「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」に関しては、まず「布田川断層帯及び日奈久断層帯に関する既往研究の整理」を行った。その結果、布田川断層帯について、布田川区間の平均変位速度（右横ずれ成分：0.2 m/千年程度、上下成分：0.1-0.3 m/千年程度）と活動履歴（約 23000～28000 年前以降、2 回のイベント）、および宇土区間の平均変位速度（上下成分：0.2 ～0.5 m/千年程度）が確認された。一方、日奈久断層帯については、高野-白旗区間の活動履歴（最新活動時期：約 1600-1200 年前）と日奈久区間の活動履歴（最新活動時期：8400-2000 年前、活動間隔：11000-3600 年、3 回のイベント）がそれぞれ確認された。さらに、八代海区間では4地点のボーリングから、過去約 7300 年間に2回のイベントと平均変位速度（上下成分：最大で 0.5 m/千年）が推定された。しかし、これらの調査結果は、活動間隔や最新活動時期の年代に大きな誤差が含まれていると考えられることから、これら既往の研究結果を踏まえて陸域の調査と海域の調査を実施した。

陸域については、「平成28年熊本地震に伴う地表変状情報の統合」および「日奈久断層帯におけるトレンチ調査」が実施された。熊本地震に伴う地表変状情報を統合した結果、平成28年熊本地震の主要な地震断層は、総延長約 31-33 km、幅 2-3 km の断層帯を形成しており、断層帯全体での最大変位量は右横ずれ 2.5 m 程度、南側隆起 2 m 程度、水平伸長 1.5 m 程度であることが明らかになった。また、主要な地震断層の周辺には、変位量が 0.1-0.2 m 程度以下の副次的な地震断層が多数確認された。一方、阿蘇谷西部の黒川沿いの低地に出現した幅狭い地溝を伴う断裂群は地震断層ではなく、大規模な側方流動に伴うものと判断した。日奈久断層帯におけるトレンチ調査は、上益城郡甲佐町白旗山出（高野-白旗区間）と宇城市小川町南部田（日奈久区間）の2地点で実施され、活動履歴について以下の情報が得られた。山出トレンチの結果、これまで活動履歴がよくわかっていなかった高野-白旗区間では、15000 年前以降 5 回の断層活動イベントが生じていたことが明らかとなった。また、最新活動時期が 1400～800 年前、平均活動間隔が約 3800～2600 年と推定された。日奈久区間の南部田トレンチでは、最新活動時期は約 1900～1100 年前と見積もられた。これは日奈久区間の既存の調査である柵 1 トレンチの活動時期（約 19000 年前以降、約 1500 年前以前の間複数回）および柵 2 地点の最新活動時期（約 8400 年前以降、

約 2000 年前以前) と重なる可能性がある。

海域については、「八代海（八代海区間）における活動履歴」と「日奈久断層帯八代海区間の構造と活動区間」の解明のための調査を実施した。このうち、活動履歴調査については、八代海の北東部で音波探査記録に基づいてボーリングを実施し、断層変位が明瞭な断層の両側で、約 1 万年前の侵食面を覆う厚さ 20m 以上の堆積物を取得した。断層を挟んだ反射面の上下変位の累積性とボーリングコア試料の年代分析により、当該断層は過去約一万年間に 4 回もしくはそれ以上活動していたことが明らかになった。八代海区間の構造と活動区間に関しては、八代海とその周辺の地質構造データを再解析して、八代海区間の北端とされている御立岬沖では、断層が連続的に発達している可能性が高いことを示した。また、八代海の北東部では断層の走向が、日奈久断層帯の全体走向より時計回りにやや回転しており、八代付近の南西側でも断層走向が時計回りに回転していることが明らかになった。このような断層の走向の変化は、臼杵-八代構造線と日奈久断層帯の合流地点でも起きており、その付近で平成 28 年熊本地震の余震の活動度が急変している。このような地質構造と地震活動の特徴から類推すると、日奈久断層帯においては八代市付近が活動区間の境界である可能性が考えられる。

「断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測」に関しては、「地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測」と「地殻変動調査観測」が実施された。このうち、「地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測」については、平成 28 年熊本地震の活動に関して、その地震学的背景についてまとめ、熊本地震の複雑な活動は起震応力場が一軸伸張に近いことが一因と考えられることを示した。また、熊本地震は過去の地震活動による非弾性ひずみの大きな領域の端付近で発生したこと、地震波速度の高速度域で発生したこと、本震の破壊開始点は低速度域直上に位置していること、主に低比抵抗体の周辺で発生していること、などの諸特徴がまとめられた。平成 28 年熊本地震の震源断層に関しては、高精度震源決定により、断層構造が推定された。活動域の南西側では、日奈久断層に対応する北西側に傾斜した面に分布する震源が明瞭に認められるが、活動域の北東側では地震活動が低く、布田川断層に対応する面状の震源分布は認識できない。4 月 14 日の前震や 16 日の本震の破壊開始点が位置する布田川断層帯と日奈久断層帯の接合領域では、複数の面状震源分布が混在し、複雑な断層構造をしていることが明らかになった。これらの調査に加え、熊本平野において反射法地震探査を実施して、同平野南部に伏在が推定される布田川断層帯宇土区間（宇土断層）の断層位置・形状と深さ 1000m 程度までの地下構造について調査した。その結果、熊本平野の基盤の盆状構造が明らかになり、基盤より上部の堆積層には、複数の正断層が認められた。これらの正断層の位置は、宇土断層が通っていると推定されている地点に近く、それぞれの断層の鉛直変位は、阿蘇火砕流堆積物で数 10m 程度と推定され、宇土断層に対応する可能性がある。

「地殻変動調査観測」については、日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を観測するため新たに GNSS 連続観測点を設置して観測を開始するとともに、平成 28 年熊本地震の地震時変動を解析した。地震時変動を説明する震源断層の形状や断層変位を布田川断層帯・日奈久断層帯にそれぞれ 1 枚の矩形断層を仮定して推定した結果、地震時変動は主に布田川断層により引き起こされたことを確認した。また、国立大学法人の GNSS グループが行っている余効

変動観測の情報を収集し、日奈久断層帯の南西側にある観測点では比較的大きな余効変動が観測されているのに対し、日奈久断層帯北西側の観測点では、余効変動が南西側に比べて小さいことを明らかにした。

「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」に関しては、熊本平野や八代平野など強震動予測の対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、「対象地域の関連研究成果の収集」、「自治体震度計波形データの収集と整理」、「強震観測点周辺における微動アレイ調査」、「熊本平野西部及び八代平野における単点微動調査」、および「深いボーリング情報の収集」を実施した。このうち、「対象地域の関連研究成果の収集」に関しては、科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」で行われた余震（強震）観測、地盤震動観測情報の収集と、内閣府SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」において実施されている熊本平野の浅部・深部統合地盤モデル作成の情報収集を行った。また、「自治体震度計波形データの収集と整理」では、熊本県震度情報ネットワークシステム（熊本県内74地点）で記録された強震波形データ及び関連資料の収集を行った。本研究においては、対象地域の地盤震動特性を広域に把握するため、上記のデータ収集に加えて、熊本平野中心部～西部における強震観測を開始した。また、「強震観測点周辺における微動アレイ調査」および「熊本平野西部及び八代平野における単点微動調査」も実施し、これらの観測によって得られた地震データ及び微動データを用いて、当該サイトの地盤震動特性と地震基盤までのS波速度構造の解析を開始した。特に、微動アレイ調査においては、観測された位相速度を既存の地下構造モデルで説明できるか検討したところ、ほとんどの観測点で、既存モデルより遅いS波速度構造を考える必要があることが明らかになった。これらの解析と「深いボーリング情報の収集」を合わせて検討することにより、今後、地下構造モデルを作成する。

「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」に関しては、大規模な被害地震後の活断層の総合的な調査研究を遂行するにあたり、調査段階及び調査終了後において関係自治体とのより密接な連携を行うことで、調査研究の円滑な推進を図るとともに、防災教育や調査研究成果等の多方面への実践的な活用方策を研究・検討した。このため、熊本県内における防災・減災に関わる関係機関への事業説明並びに連携強化を、熊本県、熊本市、益城町並びに八代市の危機管理部署および教育委員会に対し実施した。特に八代市については、平成28年度の防災教育等の取り組み事例を基に説明を行い、平成29年度以降の協力を依頼した。また、サブテーマ1、2、3の成果を利用した防災・減災教育として、甲佐町立白旗小学校の児童67名を対象にサブテーマ1で掘削されたトレンチ壁面と断層実験・振動実験を併せて3時間の授業を構築し実施した。

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の解明のための調査観測

(2-1) 地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測

(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
相澤広記・小池克明 麻植久史・高倉伸一 松島喜雄・畑真紀 吉永徹・橋本武志 宇津木充・井上寛之 塩谷太郎・上嶋誠 小山崇夫・市來雅啓 神田径・内田和也 塚島祐子・志藤あずさ 藤田詩織・若林翌馬 塚本果織・松島健 村松弾・上野貴史 吉村令慧・山崎健一 小松信太郎・市原寛 高村直也・塩崎一郎 畑岡寛・福本悠也 田村慎・2016年熊本地震合同地震観測グループ	2016年熊本地震について広帯域MT観測から示唆されること	平成28年度 Conductivity Anomaly研究会 (宇治)	平成29年 1月12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

(2-2) 地殻変動調査観測

(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

(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

(4) 関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(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

平成 28 年熊本地震が発生した布田川・日奈久断層帯では、今後も同断層帯において内陸地震の発生が懸念され、その活動評価の確度向上のためには、平成 28 年熊本地震を含む同断層帯の特性や活動区間、活動履歴についてより正確な情報が必要とされる。また、強震動評価の精度向上のためには、断層帯およびその周辺の詳細な地下構造を明らかにする必要がある。このため、本研究では、4つの調査観測項目（サブテーマ）：「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の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」、および「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」について調査研究を実施し、布田川断層帯と日奈久断層帯の基本情報の高度化を図り、それに基づいて強震動予測の高精度化をめざしている。

平成 28 年度には、平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合が行われ、同地震の地震断層の位置や長さ、変位量の分布が明らかにされた。また、熊本地震の背景として、一軸伸張に近い起震応力場の存在、過去の地震活動による非弾性ひずみ域の縁辺部への応力集中の可能性、地震波速度構造や低比抵抗構造との関係などが明らかにされた。さらに、熊本地震の震源断層に関しては、高精度震源分布から複雑な断層構造が示されるなど、同地震の地震像についてその特徴がまとめられた。

平成 28 年熊本地震を引き起こした布田川断層帯および日奈久断層帯の基本情報についても、既往の研究を整理した上で、陸域と海域において調査を実施し、日奈久断層帯の高野-白旗区間、日奈久区間、および八代海区間の活動履歴に関する新たな情報が得られた。その結果、日奈久断層帯の最新活動に関しては日奈久区間と高野-白旗区間あるいは日奈久区間と八代海区間との同時活動はなかったと推定された。しかし、最新活動以前の断層活動イベントにおける活動区間同士の同時活動の有無については現状のデータだけでは判断できず、さらなる調査が必要である。また、八代海の地質構造の特徴から、日奈久断層帯日奈久区間と八代海区間の境界は、現在考えられている地点より北東の八代市付近である可能性が指摘された。今後さらに詳細な活動履歴調査により、日奈久断層帯の区間分けの再検討や連動性の評価が必要である。特に、日奈久断層帯日奈久区間においては、区間南側において古地震調査が実施されていないため、未調査区間における古地震調査を実施して、日奈久断層帯の区間分けをより詳細に検討する必要がある。

布田川・日奈久断層帯およびその周辺の地下構造については、熊本平野において反射法地震探査が実施され、盆状の基盤上面構造と、その上部の堆積層に正断層の存在が明らかになった。この付近は、宇土断層（布田川断層帯宇土区間）が伏在すると推定されていることから、反射法探査で確認された正断層が宇土断層に対応する可能性がある。しかし、これらの断層変位に対応する基盤上面の変形は明瞭ではないことから、さらに検討が必要である。

強震動予測の高度化のためにも詳細な地下構造モデルが必要であり、当該地域の地下構造研究成果の収集や自治体震度計波形データの収集、ボーリング情報の収集を実施した。

さらに、断層帯近傍や周辺の平野部において、強震観測、微動アレイ調査および単点微動調査を行って、いくつかの観測地点において既存モデルよりも遅いS波速度構造が得られた。このS波速度構造は地震動の増幅に直結し、強震動評価にとってきわめて重要であるため、今後も引き続き詳細な解析を行って検討していく必要がある。

本研究では、震災後間もない被災地で活断層の総合的な調査や探査を行うため、関係自治体とのより密接な連携を行うことで、調査研究の円滑な推進を図った。その結果、熊本県内における防災・減災に関わる事業説明を通じて、関係機関からは調査協力並びに連携強化の快諾を得ることができた。また、防災教育や調査研究成果等の実践的な活用方策について検討し、平成28年度はトレンチ掘削地点の近隣の小学校の児童を対象にトレンチ壁面見学と断層実験・振動実験を併せた授業を行った。今後は、行政への迅速な調査協力の依頼や調査研究成果の防災教育への活用のため、サブテーマ間の早期のスケジュールの共有とさらなる連携が必要である。

本研究は、平成28年11月から開始されたが、以上のように、平成28年熊本地震と布田川・日奈久断層帯について新たな知見を得ることができた。今後も調査を継続し、断層の基本情報と強震動予測の高度化のための研究を進める必要がある。

調査に際しては、熊本県をはじめ熊本県内の関係自治体や国土交通省、気象庁、住民の皆様のご理解とご協力をいただきました。記して御礼申し上げます。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

平成 28 年度

第 1 回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」運営委員会議事概要

日時 平成 28 年 11 月 30 日（水） 13 時 00 分～17 時 00 分

場所 TKP ガーデンシティ熊本 5F 会議室 不知火

- 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 28 年度の調査計画・進捗状況について
 - 1) 全体計画の説明
 - 2) 平成 28 年度の調査計画と進捗状況
 3. その他

第 2 回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」運営委員会議事概要

日時 平成 29 年 3 月 29 日（水） 13 時 00 分～17 時 30 分

場所 TKP ガーデンシティ熊本 3F ホール

- 議事
1. 平成 28 年度の調査進捗状況と平成 29 年度の調査計画について
 2. その他

また、平成 28 年 11 月および平成 29 年 2 月にメールによって本調査グループの全体会議を行い、各サブテーマの調査計画と進捗状況の確認を行うとともに各サブテーマ間の連携・協力について協議した。

「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」
運営委員会規則

平成 28 年 11 月 30 日制定

(趣旨)

この規則は、文部科学省委託研究業務「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」(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、「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」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九州大学大学院理学研究院が委嘱する。

- (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、本プロジェクトの終了までとする。

- 2 補欠による委員の任期も同様とする。

(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、九州大学大学院理学研究院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、九州大学大学院理学研究院において処理する。

(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、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附 則

この規則は、平成28年11月30日から施行する。

7. 2 運営委員会構成員

○委員

国立大学法人東京大学地震研究所	平田 直（委員長）
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田 晋次
国立大学法人鳥取大学工学部	香川 敬生
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	清水 洋（研究代表者）
国立研究開発法人産業技術総合研究所	岡村 行信（サブテーマ責任者）
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	中尾 茂（サブテーマ責任者）
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝（サブテーマ責任者）
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	松田 泰治（サブテーマ責任者）

○オブザーバー

委託元 文部科学省研究開発局地震・防災研究課

関係機関 気象庁福岡管区气象台、熊本地方气象台
熊本県土木部河川港湾局
熊本市政策局危機管理防災総室
宇土市総務部危機管理課
益城町教育委員会
株式会社阪神コンサルタンツ

研究者・有識者等 サブテーマ1からサブテーマ4の研究分担者および研究協力者

事務局 国立大学法人九州大学大学院附属地震火山観測研究センター事務担当