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活断層・火山研究部門	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活断層・火山研究部門	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活断層・火山研究部門	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活断層・火山研究部門	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活断層・火山研究部門	研究員	東郷 徹宏	
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	研究員	白濱 吉起	
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	上級主任研究員	粟田 泰夫	
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	丸山 正	
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	大上 隆史	
国立大学法人鹿児島大学・理工学域理学系理工学研究科	准教授	井村 隆介	
同志社大学理工学部	教授	堤 浩之	
国立大学法人広島大学・大学院文学研究科	准教授	後藤 秀昭	
国立大学法人広島大学・大学院教育学研究科	准教授	熊原 康博	

(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ったが、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った。

2) 平成 29 年

平成28年度に作成した2016年地震断層分布図に、精細DEM、空撮画像等の解析、地表踏査などによって確認した地表変状分布を重ね合わせ、その結果が国土地理院などから公表されている地殻変動データと調和的であることを確認した。また、日奈久断層帯の平均変位速度推定のため、現地調査等を行い変動地形を検討した。活動履歴を解明するための調査は、阿蘇カルデラ内、布田川断層帯宇土区間、日奈久断層帯の八代市内の3カ所で実施した。その結果、阿蘇カルデラ内では過去約1.3万年間に少なくとも5回以上の活動があり、平均活動間隔は2,600~1,700年で,2016年以前では1,800-1,300年前に活動したことを明らかにした。宇土区間では約1.6万年前以降に明瞭な地表変位が生じたが、それ以降は大きな変位が生じていないことを明らかにした。八代市では約7000年前以降に平野側が沈降した変動が生じたことを確認した。

海域では、平成28年度に八代海で取得した海底ボーリング堆積物試料のCTイメージの取得や帯磁 率測定の解析を行うとともに、詳しい年代測定を実施することによって、2つのコアの対比精度を向上 させ、最近約1万年間に4回の活動イベントがあることを明らかにした。さらに、反射断面の解析に基 づきボーリング地点が、横ずれ断層のステップする場所に相当し、沈降量が大きいことも解明した。 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 29 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、平成28年熊本地震によって生じた地表変形に関する情報収集を引き続き実施し、地震断層の変位量分布と断層の走向に直交する伸張量の解明を行い、国土交通省や国土地理院が実施した調査との整合性を確認した。この調査により、布田川断層帯では右横ずれ2.5m程度、南東側隆起2m程度、水平伸長1.5m程度の変位が、日奈久断層帯の高野--白旗区間では横ずれ0.7m、北西側隆起0.2m、水平伸長0.3mの変位が生じたことがわかった。さらに、変位量が0.2m以下の副次的な地震断層がおおよそ35km四方の範囲に生じたことが明らかになった。

阿蘇カルデラ内に出現した地震断層のうち、濁川左岸に沿って伸びる地溝・亀裂群を対象として、地形地質調査、地中レーダーによる地下構造探査、ボーリング調査、およびトレンチ調査を 実施した。トレンチ調査の結果、少なくとも約3.1万年前までの地層が確認され、それらが地表 地震断層へとつながる正断層によって変形・切断されていることが確認された。詳細な観察と年 代測定の結果、1,800~1,300年前の最新活動を含め少なくとも5回のイベントが確認され、平均 活動間隔は2,600~1,700年と見積もられた。これまでの布田川断層帯の活動履歴と比較すると明 らかに短く、想定より頻繁に活動している可能性が示唆された。

上益城郡益城町島田地区(布田川断層帯宇土区間北甘木断層)において 2016 年熊本地震に伴い 出現した地震断層を横断するトレンチ調査の結果、熊本地震の痕跡の可能性がある開口割れ目が 認められたものの明瞭な地層の変形は認められなかった。一方、熊本地震とは異なり地層に明瞭 な変形を伴う断層活動イベントが認定され、その時期は約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前あ るいは約 9,550 年前以前と推定された。

日奈久断層帯日奈久区間の南部の活動履歴を明らかにするため、八代市川田町においてトレン チ調査を行った。事前ボーリングでは断層の存在が想定されたが、掘削範囲が人口構造物によっ て制限されていたことや、堆積物が厚かったため、活断層そのものはトレンチ壁に出現しなかっ たが、地層の傾動を確認した。年代測定の結果、少なくとも約6,700~7,000年前以降に地層の傾 動が生じたことが明らかになった。また、日奈久断層帯の横ずれ変位速度を明らかにするため、 宇城市東部の娑婆神峠において現地調査などを実施し、谷の屈曲や段丘崖など変位基準の存在を 確認した.

海域では、八代海の海上ボーリング調査で得られた堆積物コア試料の分析と、稠密に取得した 高分解能音波探査記録にもとづく評価対象断層の形状を把握するための解析を実施した。堆積物 コア試料について、堆積年代の精度を向上させ、塊状の内湾泥底堆積物における鉛直方向の物性 変化を明らかにした。以上にもとづき、最近約10,000年間に少なくとも4回の上下変位を確認し、 高分解能音波探査記録の解析により、評価対象断層の形状および断層周辺の地質構造を三次元的 に捉えた。

(b)業務の実施方法

SAR の干渉解析及び三次元解析による地殻変動の不連続線の存在から推定された小規模な地震 断層の踏査を実施した。また、主な地震断層帯の末端部付近で、水平傾斜成分(水平伸長)の計 測を実施した。さらに、平成28年度の報告書取りまとめ以降に公表された地震断層に関する資料 を収集し、地震断層の詳細形状について取りまとめた。

阿蘇カルデラ内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、地中レーダー、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、1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、得られた年代から断層の活動履歴を推定した。

上益城郡益城町島田地区(布田川断層帯宇土区間北甘木断層)において 2016 年熊本地震に伴い 出現した地震断層周辺で、トータルステーションを用いた地形測量に基づきセルサイズ 20cm の DTM (デジタル標高モデル)と1cm コンターの細密等高線図を作成し、断層トレースを正確に把握 した。それに空中写真を用いた過去の地形判読を行って、掘削地点を決定した。その壁面観察と 年代測定結果に基づいて、断層の活動履歴を推定した。

日奈久断層帯日奈久区間では、地形判読等によってトレンチ調査が可能な地点を八代市川田地 区に選定し、5カ所のボーリング試料を採取して、層序対比を行った。それらの結果に基づいて掘 削範囲を決定し、壁面観察と年代測定を行った。

八代海の評価対象断層を挟んだ2地点で取得した堆積物コア試料(GS-TNK-1:掘削長20m,GS-TNK-2:掘削長25m)の、放射性炭素年代を充実させ、それに火山灰分析を組み合わせた。堆積環 境の解釈を進めるため、肉眼およびCTスキャナを用いた堆積物コア試料の観察を実施した。堆積 物の物性を定量化するため、CT値および帯磁率のデータを整理した。また、高分解能音波探査で 取得したデータにもとづいて、垂直方向および水平方向のスライス断面を作成し、垂直スライス 断面と堆積物コア試料の対応を再検討した。さらに、評価対象断層の形状を捉えるため、垂直ス ライス断面および水平スライス断面を検討した。

(c) 業務の成果

1) 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

i) 平成 29 年度の調査手法及び調査範囲の概要

平成28年度の調査では、熊本地震に伴って出現した地震断層について、既存資料(Goto et al., 2016、熊原・他, 2016、Shirahama et al., 2016、Sugito et al., 2016、Toda et al., 2016、 遠田・他, 2017, 宇根・他, 2016、渡辺・他, 2016)を取りまとめるとともに、空撮画像データに よる断裂の判読、精細 DEM の可視化による極微地形の判読を行い、その全体像を把握した(文部 科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2017、以下では H28 報告書と呼ぶ)。さらに、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出 現が現地で確認されていない断層、及び性状が明確にされていない断裂を主な対象として踏査を 実施した。平成28年度に取りまとめた地震断層の分布は、主に Shirahama et al. (2016)による 調査データに基づき、熊原・他(2016)による現地調査データと、Goto et al. (2016)、Toda et al. (2016)、遠田・他(2017)及び Sugito et al. (2016)の報告、及び本調査による画像の判読 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た。

平成 29 年度には、平成 28 年度に調査した地震断層等に加えて、Fujiwara *et al.* (2016)及び 藤原・他 (2016)が SAR の干渉解析及び三次元解析による地殻変動の不連続線の存在から推定し た小規模な地震断層を主な対象として踏査を実施した(図1及び2)。また、主な地震断層帯の末 端部付近について、幅広い断層帯や地表変動として分散した変位を把握するために、小規模な変 位まで計測が可能な水平傾斜成分(水平伸長)に着目した踏査を追加的に実施した。さらに、H28 報告書を取りまとめた以降に公表された地震断層に関する新たな資料(熊原・他, 2017a、熊原, 2017、鈴木・他, 2017、鈴木, 2017、 矢田・他, 2017、加登住・他, 2017、寺田・他, 2017、高 見・他, 2017、西村・他, 2017 及びLin, 2017)を収集し、地震断層の詳細形状について取りま とめた。

ii)調査結果のとりまとめ

調査結果は、H28 報告書の地震断層の詳細分布図に平成 29 年度の調査結果に基づいて追加と改 訂を行ってとりまとめた。平成 29 年度の調査によって新たに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1及び3と表1に、詳細分布図の索引図を図4に、凡例を図5に示し、 詳細分布図は 37 枚に分けて図6(ア)~(ユ)に示す。新たに確認できた地震断層の分布につい ては、主に平成 29 年度の踏査によるほか、熊原・他,2017a、鈴木・他,2017、矢田・他,2017、 加登住・他,2017及び寺田・他,2017の報告に基づいている。なお、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道路構造物などの変位基準に変形が生じてい る例も確認できたことから、それらの地表変動を計測した測線及び変動量を図6 では区別して表 示した。



図1 平成28年(2016年)熊本地震に伴う地震断層の分布図

4月14日及び15日に発生した最大の前震(*Mj*6.5及び6.4)と16日発生した本震(*Mj*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(5mメッシュ、10mメ ッシュ)を使用して作成した。地震断層のうち、平成29年度の調査で新たに確認できた断層を赤 線で示す。



図 2 SAR 干渉画像から抽出された小変位の地震断層の分布と踏査で確認された地震断層(赤線)

藤原・他(2016)に加筆。黒線はSAR干渉画像から抽出された小変位の地震断層(藤原・他, 2016)。SARの観測日は2016年4月15日及び2016年4月29日。

b) 平成28年熊本地震に伴う地震断層

i) 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とされる(Shirahama *et al.*, 2016)。H28報告書では、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」と呼んでいる。これらの主な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 1.5~2.5km の断層帯を形成している(図1)。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、南東 側隆起 2 m 程度、水平伸長 1.5 m 程度に及ぶ(図3及び表1)。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6~8km 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 0.7m、北西側隆起 0.2m、水平伸長 0.3m であっ た。これらの主な地震断層の周辺、とくに断層の走向方向の延長部や北西側には、変位量が概ね 0.2m 以下の副次的な地震断層が多く出現しており、その範囲は 35km 四方程度にも及んでいる。



図3 2016 年熊本地震に伴う主要な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。 H28 報告書の図に、平成29 年度の調査で得られた地震断層及び変位量を追加した。

表1 2016年熊本地震に伴う主要な地震断層のパラメータ

	最大変位量			_		
名称	長さ	上下	横ずれ 1)	水平傾斜 2)	一般走向	備考
	(km)	(m)	(m)	(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	1.5	N65E	両端部で2条に分岐する
出ノロ地震断層	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	0.2	0.7	0.3	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4 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の索引図

(ア)~(ユ)は、図6に示す詳細分布図の枝番号。

	地震断層(赤線は H29 年度の調査による断層) ケバは断層の低下側, ▽は逆断層の隆起側を示す 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	
•	前震に伴なう地震断層および地表変状の出現地点	
 Vn150, R50, H30 Vn150, R50, H30 Vn150, R50, H30 Vn150, R50, H30 	変位量の主な計測地点と変位量(cm) (赤色は H29 年度の調査による地点と変位量) 黒・赤丸: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;s:南側;w:西側;e:東側隆起) R:右横ずれ;L:左横ずれ H:水平傾斜成分(水平伸長)	
 e20 (30), s10 (330) e20 (30), s10 (330) 	変位基準の伸長・短縮変形(cm) (赤色は H29 年度の調査による地点と変位量) e:伸張;s:短縮 括弧内の数字は測線の方向(°)	
← − − → e20 (30), s10 (330) ← − − → e20 (30), s10 (330)	長い変位基準による伸長・短縮変形と測線の区間 (赤色は H29 年度の調査による地点と変位量) e:伸張;s:短縮 括弧内の数字は測線の方向(°)	
D-U	地震前後の DEM の比較で検出された相対的な隆起沈降	
DU	D U 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	
-	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

平成29年度の調査で追加・修正された断層線、計測地点及び変位量は赤で示す。



図6(ア) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ア

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(イ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-イ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ウ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ウ



図6(エ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-エ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(オ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-オ



図6(カ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-カ



図6(キ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-キ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ク) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ク

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ケ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ケ



図6(コ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-コ



図6(サ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-サ



図6(シ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-シ



図6(ス) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ス

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(セ)2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-セ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ソ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ソ



図6(タ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-タ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(チ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-チ



図6(ツ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ツ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(テ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-テ



図6(ト) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ト



図6(ナ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ナ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ニ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ニ



図6(ヌ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ヌ

H28報告書による。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ネ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ネ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ノ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ノ


図6(ハ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ハ

平成29年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(ヒ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ヒ



図6(フ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-フ



図6(へ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図ーへ



図6(ホ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ホ



図6(マ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-マ



図6(ミ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ミ



図6(ム) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ム

H28年度報告書の詳細分布図。基図は、国土地理院の電子地形図(標準地図)を使用した。



図6(メ) 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-メ



図6(モ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-モ



図6(ヤ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ヤ



図6(ユ) 2016年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ユ

b)主な地震断層のうち新たに確認できた地震断層の分布及び変位量

i) 布田川地震断層帯

布田川地震断層

河陽付近:布田川地震断層の北東端の約 3km の範囲においては、ENE-WSW ないし NE-SW 走向の3列の断層群に分岐し、幅2~3kmの断層帯を構成している (Shirahama *et al.*, 2016;文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大,2017)。それらの断層群は、阿蘇ファ ームランド付近、河陽付近及び濁川付近の地震断層群である。平成29年度の踏査では、この3列の断層群を横断するルートにおいて水平伸長量の計測を試みた(図6(テ))。

断層群の一般走向と概ね直交するこのルートでは、阿蘇ファームランド付近の地震断層 群の西南西部にあたる東海大学阿蘇キャンパス東側の2区間において合計 40cm (それぞれ の区間で 37 及び 3 cm)の水平伸長が計測できた。河陽付近の地震断層群の北東部では 3 区 間において合計 62cm (9、49 及び 4 cm)、濁川付近の中央付近にあたる阿蘇東急 GC の東方 では 3 区間において合計 39cm (20、2 及び 17cm)の水平伸張が計測できた。これら 3 つの 断層群をあわせると、断層帯全体では 140cm 程度の水平伸長が生じていると推定できる。

益城町堂園付近:堂園付近の農地では、右横ずれ 2.2~2.5 m の顕著な変位が報告され ている(Lin *et al.*, 2016、Shirahama *et al.*, 2016 など)。この地点において地震断層に よって変位した農地の境界 4 カ所について若干の撓みを含めて再計測した結果、いずれの 境界も右横ずれは 2.5m であった(図6(ヒ))。

木山川低地北東部:布田川地震断層は木山川低地において低地の北縁に沿う SW-N 断層 と、低地の南縁に沿う SW-S 断層に分岐する(H28 報告書)。このうち SW-N 断層は益城町木 山付近において概ね3条の地震断層からなる最大幅0.6kmの断層帯を構成している。最も 南に分布する断層線は木山南部の益城町総合体育館付近にあって、E-W ないし WSW-ENE 走 向に約 800m 連続して認められている。一方、SW-S 断層は福原付近において左ステップす るとともに、ステップ付近には WNW-ESE 走向で左横ずれを伴う共役性の地震断層が発達し ている。平成29 年度の踏査では、総合体育館付近と福原付近の間の沖積低地において、 NNW-SSE 方向の農道及びそれと直行する農道において、それぞれが10~20cm 程度の伸長変 形を受けていることが認められた(図6(マ))。これらの地表変形は、総合体育館付近と福 原付近の共役性の地震断層との間に、WNW-ESE 走向の右横ずれ断層が伏在することを示唆 する。

北甘木台地付近:北甘木台地付近では、地震断層は幅 0.5~1 km 程度の ENE-WSW 走向の 断層帯を構成している(H28 報告書)。平成 29 年度には、台地の東西両端部付近を中心と して北甘木台地付近の断層帯全体の変位量を精度良く推定するための踏査を行った。台地 東方の沖積低地に位置する岩戸川沿いでは、断層帯と直交する道路において4~5地点も しくは区間で水平伸長が計測できた。それぞれの地点もしくは区間での伸長量は5~28cm、 断層帯全体では 66cm であった(図6(マ)及び(モ))。なお、H28 報告書では、岩戸川東岸 の道路の縁石を基準にして 68cm、西岸のアスファルト道路の断裂に基づいて断層帯全体で 90~100cm の水平伸長を計測していたが、前者では基準となる縁石が断続的に設置されて おり、後者では多数の断裂を計測したことから、いずれも誤差が大きかったものと判断す る。

台地中央を N-S 方向に横切る九州自動車道路に沿っては、櫛島東方の台地沿いで 28cm、 その南方の低地で 58cm、全体では 86cm の水平伸長が計測できた(図6(メ))。道路を横切 る 2-3 条の地震断層による右横ずれ量を 30cm 程度とすると、断層帯の水平伸長量は 80cm

程度と求められる。

台地西端付近の嘉島町下六嘉では、平成28年度の踏査において1条の地震断層が確認 できていた。平成29年度の踏査では、それと平行する2条の平行する地震断層を発見する ともに、これらの3条の断層からなる断層帯の変位量として、水平伸長10~20cmと右横ず れ2~3cmを計測できた(図6(メ))。しかし、下六嘉西方の沖積低地では、地震断層の 一般走向と直交するNNW-SSE方向の道路において、明瞭な断裂や水平伸長による地表変位 の集中帯は認められなかった。

以上の結果、布田川地震断層の南西部の SW-N 断層及び SW-S 断層からなる幅約 1.5-2 km の断層帯では、広域の地表変動を含めた水平伸長成分は、1.5m 前後に及ぶことになる(図 3)。

出ノロ地震断層

布田川地震断層の南東側約2kmに並走する出ノロ地震断層では、H28年度の踏査で確認 していた南西端にあたる西原村小野付近の地震断層について、平成29年度に新たに南上 がり14cmと水平伸長15cmの変位量を計測した(図6(ヒ))。また、小野の西方約1.5km付 近において、道路を横切るWNW-ESE 走向の地震断層を新たに発見し、水平伸長7cmの変位 を計測した。

ii) 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から延びる、N15E 走向で右横ずれが卓 越する地震断層である(H28 報告書)。このうち北端の益城町小池秋永付近から御船町白旗 付近までの6km区間では、顕著な地震断層が出現し、最大変位量は右横ずれ70 cmであっ た。また、この顕著な地震断層のうち南部の西側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8kmとなる(H28 報告書)。

平成29年度の踏査では、顕著な地震断層の中・北部付近について踏査を行い、北部付近 及び中部の西側に多くの副次的な地震断層があらわれたことを新たに確認した(図6(メ)、 (モ)及び(ヤ))。新たに確認された副次的な地震断層の変位量は、右横ずれ5cm以下、水 平伸長4cm以下と小さいが、布田川地震断層のSW-S断層と高木地震断層の境界付近に多 く発達している。このことから、両地震断層が断層形状及び変位量の点から顕著な不連続 部を持たないことが新たに確認できた。

また、顕著な地震断層については、既存の報告(Shirahama *et al.*, 2016 など)及び平成 28 年度の調査では水平傾斜成分の計測がほとんどされていなかった。平成 29 年度の踏 査では、この顕著な地震断層に沿って数 cm から最大で 25 cm の水平伸長を新たに計測した。

c)新たに確認できた副次的な地震断層

i) 日奈久断層帯高野--白旗区間の南部

高木地震断層の南西端付近には、幅約2kmに広がった断層帯を切断するように、WNW-ESE 走向に連なる小規模な地震断層が出現している(図6(ユ))。この地震断層では、熊本市南 区近道からその東方の御船町津志田に至る約3km区間において数カ所で断裂が認められ、 10~20cm程度以下のNNE-SSW方向の水平伸長が計測できた。また、近道付近では、断層と 反時計回りに狭角をなして交差する道路では、時計回りに狭角をなして交差する道路に比 べて大きな伸長変形が認められることから、断層は左横ずれを伴うと推定される。

また、上記の地震断層に平行して約 1km 南西方には、南区北口から土鹿野に至る約 0.7km 区間でも WNW-ESE 方向に連なる断裂群が認められ、最大で 12cm の水平伸長が計測できた (図 6 (ユ))。さらに、土鹿野から宮原にかけては、NE-SW 走向に延びる長さ約 1.5km の地 震断層が認められ、最大 17cm の水平伸長と 2 cm の右横ずれが計測できた。これらの地震 断層のうち、少なくとも宮原付近の地震断層は 4 月 16 日の本震に伴って出現したことが 住民の証言によって確認できた。

ii) 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3km・東西6kmの範囲にあらわれた幅約3kmの地震断層帯を構成しており、 個々の地震断層は NW-SE 走向であり、全体として左ステップする雁行配列を示す(H28 報 告書)。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 た平成28年度の調査では別の1条の地震断層(本荘-南熊本付近の断層)が現地で確認さ れている。平成29年度の調査では、さらに3条の地震断層が新たに確認あるいは推定でき たほか、大江-出水付近の地震断層においてその延長部に新たな地震断層が確認できた(図 6(ネ)及び(へ))。この結果、水前寺地震断層群は、南北約4km・東西約7kmの範囲にあ らわれた幅約3-3.5kmの断層帯であり、5-6条のNNW-SSE 走向の地震断層が概ね等間隔 で並走していることになる。

九品寺-国府本町付近の地震断層:熊本市中央区九品寺3丁目から国府本町に至る、NNW-SSE 走向で長さ約1kmの地震断層が新たに確認され、水平伸長1cmが計測された。本断層 は、大江-出水付近の地震断層と本荘-南熊本付近の地震断層(H28 報告書)の中間に位置 する(図6(へ))。

春日-琴平付近の地震断層:熊本市西区春日1丁目から中央区琴平2丁目に至る、NW-SE 方向で長さ約2kmの区間では、6地点において連続性の乏しい断裂が確認され、最大で1cm の水平伸長が計測できた。これらは1条の変位量の小さな地震断層によるものと推定でき る(図6(へ))。

黒髪-渡鹿付近の地震断層:帯山-健軍付近の地震断層(H28報告書)の北北西方の熊本 市中央区黒髪6丁目から中央区渡鹿9丁目に至るNNW-SSE 走向で長さ0.8kmの地震断層が 確認され、最大で2cmの水平伸長を計測した(図6(ネ))。また、その北東方約0.3kmの 渡鹿8丁目でも、NW-SE 走向の短い地震断層が確認できた。これらの地震断層は、H28報告 書による帯山-健軍付近の地震断層とは約0.7kmのギャップを介して延長方向に連なるが、 SAR 三次元解析の結果(Fujiwara *et al.*, 2016及び藤原・他, 2016)からは、上下変位が 異なる別の地震断層と考えられる。

大江-出水付近の地震断層:大江-出水付近の地震断層(H28報告書)では、その南東端 とされていた熊本市中央区出水3丁目から、さらに0.9km南南東の東区下江津2丁目付近 において数カ所で地震断層が確認できた(図6(へ))。この結果、本断層の長さは約4kmと なる。なお平成28年度の調査では、新たに確認できた南東端付近の江津3丁目において、 地震断層と直交する方向に延びる国道57号で6cmの水平伸長が計測されている。

iii)長領-佐土原付近の地震断層

布田川地震断層帯南西部を構成する SW-N 断層の北西方、水前寺地震断層群の北東方に 分布し、熊本市街地の北東部において断続的にあらわれた、N-S 走向で長さ約 3.5km の地 震断層である(図6(ノ)及び(ホ))。中北部の長領東-長領南にかけての区間と、南部の佐 土原付近において地震断層が認められる。

長峰東-長峰南付近の地震断層:熊本市東区長峰東2丁目から長峰南4丁目に至る N-S 走向で長さ約1.8kmの地震断層である。個々の断裂では最大で水平伸長2cm、また東西0.4km 程度の範囲では最大5cm程度の水平伸長が計測できた。

佐土原付近の地震断層:熊本市東区山ノ神2丁目から佐土原1丁目にかけて分布するN-S走向で長さ約0.5kmの地震断層である。水平伸長1cm以下のわずかな変位が計測できた。

iv) 布田川地震断層北西側近傍の地震断層群

平成28年度の調査では、布田川地震断層の北西側1~2km程度の範囲おいて地震断層 に伴う小規模な地表変動が確認されていた(H28報告書)。それらの地震断層は、布田川地 震断層と共役関係にあるNW-SE 走向を示す化粧塚-阿蘇くまもと空港付近の地震断層(図 6(ヒ))と、布田川地震断層と同じNE-SW 走向を示す岩坂付近の地震断層(図6(ナ)) などがあり、前者は左横ずれ、後者は右横ずれを伴う正断層であった。平成29年度の調査 では、布田川断層から2~4km北西側の菊陽町及び大津町において、NE-SW 走向を示す複 数の地震断層が確認できた(図6(チ)及び(ナ))。

森-岩坂付近の地震断層:大津町岩坂付近では、NE-SW 走向で長さ0.5km以上の明瞭な右 ずれを伴う地震断層が確認できた(図6(ナ))。その南西方延長約0.5km付近では構造物の 伸長破壊が認められた(図6(ナ))。また、北東方延長1.5kmの森付近では、NE-SW 方向の 長さ約1kmの範囲において、ガードレールの伸長変形や構造物の伸長破壊が認められた (図6(チ)。これらのことから、本地震断層は、最大約3km に延びていると推定できる。

陣内-馬場楠付近の地震断層:大津町陣内の北東部(図6(チ))から,菊陽町戸次付近(図6(ナ))、阿蘇くまもと空港西方の馬場楠付近(図6(ト))までのNE-SW方向の長さ約5kmの範囲において、ガードレールや道路縁石の伸長変形が点在していることが認められた。 それらの伸長変形は、不明瞭な地震断層に伴う可能性が高い。

v) 阿蘇カルデラ北西方の地震断層群

平成28年度の調査では、阿蘇カルデラ外輪山の北西部に、E-W ないし WNW-ESE 走向の地 震断層が多く出現していること(宇根・他,2016及び渡辺・他,2016)が、現地での踏査 によっても確認できた。それらは、矢護山ゴルフパーク付近、真木付近、二重峠付近、新 小屋付近、新小屋南方などの地震断層である。平成29年度の調査では、阿蘇カルデラ北西 地域では、さらに広く南北6km・東西10kmにおよぶ広範囲において地震断層が踏査で確認 できた。ただし、外輪山の牧野や山林からなる広い地域では主要道路以外の踏査は困難で あり、十分な現地調査が実施できていない。

狩尾牧野-二重峠付近の地震断層群:阿蘇外輪山の縁をたどる県道 339 号(通称:ミルク ロード)では、Fujiwara *et al.* (2016)及び藤原・他(2016)による SAR 干渉解析の結果 から推定した小変位をもつ地震断層が横切るそれぞれの地点において、道路のアスファル ト路面を横断する概ね NE-SW ないし NNE-SSW 方向に延びる断裂群が確認できた(図6(ウ)、 (カ)、(キ)及び(シ))。断裂のほとんどは変位量が計測できない程度の小規模なものであっ たが、跡ヶ瀬牧野付近(図6(キ))及び二重峠の北北西約1km付近(図6(シ))では、道 路構造物の明瞭な伸長変形や5 cm 以下の上下変位が計測できた。このうち、跡ヶ瀬牧野付 近では、道路西側の牧草地において、E-W 走向で長さ 150m 以上にわたり、18 cm の水平伸長 と7 cm の北上がりを伴う地震断層も確認できた。さらに、的石端辺牧野の西方、鞍岳の東 方では、WNW-ESE ないし E-W 走向で、少なくとも長さ 0.6 km の地震断層が出現したことが 確認でき、最大で北上がり 35 cm と若干の水平伸長が計測できた(図6(カ))。

狩尾牧野-二重峠付近の地震断層群の東方では、阿蘇カルデラ内の黒川沿いの沖積低地 にも地震断層があらわれている(図6(キ)及び(ス))。阿蘇市石ノ前付近では、県道149号 を横切って E-W 向の水平伸長6cm を伴う地震断層が出現した(図6(キ))。この東側の石 ノ前では沖積錐ないし扇状地性の斜面にそって水平伸長を伴う断裂が断続的に認められ た。阿蘇市殿塚では沖積扇状地の末端付近において、東西方向に連なる北上がりの断裂が 認められた(図6(ス))。阿蘇市車帰から下野にかけて、WNW-ESE 走向で長さ1.8kmの区間 において地震断層が確認でき、最大で水平伸長12cm が計測できた(図6(ス))。このうち、 下野付近では地震断層は幅0.4kmの範囲に広く分散している。下野の東南東方の蛇ノ尾付 近の舗装された農道及び道路では、水平伸長を伴う断裂が3カ所で確認でき、それらは車 帰-下野付近に分布する地震断層の延長に当たる可能性もある。

平川-杉水付近の地震断層:大津町平川付近から杉水付近に至る地域では、峠川南岸の段 丘崖に沿って、WNW-ESE 方向で約 5kmの区間において数カ所で明瞭な地震断層が確認でき、 最大で10cmの水平伸長と若干の左横ずれが計測できた(図6(コ)及び(サ))。

大津町美咲野付近の地震断層:大津町美咲野付近では E-W 方向に約1km の離れた2地 点、室付近では E-W 方向の約0.5km の範囲において3地点、つつじ台付近では ENE-WSW 方 向に0.3km の範囲において3地点で、いずれも水平伸長1-3cm の変位を伴う断裂が認め られた(図6(タ)及び(チ))。これらは、E-W ないし ENE-WSW 走向の地震断層に伴うものと 推定されるが、断層の詳しい分布は不明である。

菊池市街地付近の地震断層:菊池市街地の隈府から片角を経て藤田付近に至る地域では、 NW-SE 走向で少なくとも長さ1.7kmの地震断層が確認でき、水平伸長2cm、北上がり5cmの 変位を計測した(図6(イ))。菊池市街地ではその北西方には地震断層が延びていないこと が確認できた。一方、南東側では、道路を横切る明瞭な地震断層が西南西方の丘陵に延び ており分布の詳細は不明である。

赤星付近の地震断層: 菊池市赤星の東部では、国道 325 号を挟んだ 100m 区間において、 WNW-ESE 走向で水平伸長 10~13cm の地震断層が確認できた (図 6 (オ))。

vi) 阿蘇谷北東部の地震断層

宮地付近の地震断層:阿蘇谷東部の阿蘇市宮地付近では2条の地震断層があらわれた (遠田・他,2017;文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,2017)。いずれの地震 断層もN60°E走向で、両者は0.7kmの間隔で並走している。平成29年度の踏査では、こ のうち南側に分布する地震断層について、その南西延長の4箇所において新たに地震断層 が確認でき、最大で16cmの水平伸長と1cmの右横ずれが計測できた(図6(ケ)及び(ソ))。 この結果、宮地付近の地震断層の長さは約2.5kmとなる。

山田-小野田-今町付近の地表変動及び阿蘇カルデラ外輪山北東部の変状:阿蘇市山田から小野田本村に至る N-S 方向の道路では、多くの水平伸長を伴う断裂が観察された(図6(エ))。その水平伸長の合計量は、約1.5kmの区間で44cmに及んだ。一方、小野田町本村か西方に延びる道路では、2地点でそれぞれ1-2cmの水平伸長と水平短縮が観察された

のみで、顕著な変状が認められなかった。また、本村の西方約 1.8km の今町では、NW-SE 方向の道路に、わずかの伸長変形と南上がりの変状が認められた。さらに、山田の北北東方の阿蘇カルデラ外輪山では E-W 方向に延びる道路の 0.3km 区間において、道路を横切る多数の断裂があらわれ、全体では 2 cm の水平伸長が計測できた(図 6 (ア))。

Fujiwara *et al.* (2016) 及び藤原・他(2016) は、干渉 SAR 解析の結果から、この付近 では NE-SW 走向をもつ複数の地震断層があらわれたと推定している(図2)。踏査で確認さ れた N-S 走向のやや大きな水平伸長と E-W 方向のわずかな水平短縮及び水平伸長は、それ らの推定された地震断層が布田川地震断層帯と同様に水平伸長及び右横ずれ成分を持つ と仮定すると、矛盾なく説明できる。

d) 既存報告で地震断層とされた断裂のうち本調査では地震断層ではないと考えた断裂等

新たに公表された報告の一部では、上記の地震断層の他にも顕著な地震断層が出現した とする見解が出されている。しかし、それらの地震断層のうち以下のものについては、現 地踏査及び別の既存資料に基づいて、地震断層以外の断裂であるか、あるいは地震断層が 出現しなかったと判断した。

鈴木・他(2017)及び鈴木(2017)は、阿蘇カルデラ北西部の阿蘇市内牧から的石にか けての沖積低地において地震時に生じた直線状の地割れ群(図6(エ)、(キ)、(ク)及び(ス) では側方流動に伴う断裂)を、「可能性のあるものは地震断層として表示する」という考え に基づいて、地震断層と表記している。また、Lin(2017)も、それらの断裂群を正断層成 分が卓越するとともに地溝を伴う地震断層として、Zone-N1 と呼んだ断裂帯に含めている (図7)。ただし、これらの断裂群について、黒木・他(2016)及び向山・他(2016)は、 地震前後の詳細 DEM による地表変状の解析と、地表や構造物の水平伸長と短縮の組み合わ せに着目して、表層の地盤が側方に移動したものと考えている。H28 報告書では、それら の断裂群について、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、幅 30-40m 以 下の地溝を挟んだ上下変位が認められないことから、断層ではなく、規模の大きな裂かで あると判断した。また、地表変位の規模及び形状から、原因は地下数 10m程度の浅部にあ ると推定した(H28報告書)。平成29年度に新たに収集した資料においても、西村・他(2017) は、詳細 DEM のマッチング解析(向山・他,2017 など)に基づいてそれらの断裂群を広義 の地すべり(landslide)による側方移動である可能性が高いと述べている。また、小林 (2017)は SAR の解析結果に基づいて、地表変位は限られた領域にのみ生じており、変位 の原因は地下の極めて浅いところにあることが示唆されると述べている。なお、鈴木(2017) では、それらの断裂が地震断層の可能性があるとする具体的な根拠は示されていない。

益城町下陳付近では、布田川地震断層が大きく2条に分岐し(SW-N及びSW-S断層)、両 断層の間には、それらと共役関係にある NW-SE 走向で左ずれを伴う共役断層が発達してい る。Lin and Chiba (2017) は、図6(ハ)及び(マ)に示す NW-SE 走向の共役断層の北東側に あたる上陳付近にも別の NW-SE 走向の共役断層が存在することを報告している。Lin and Chiba (2017) は、この上陳付近の地震断層を"b-rupture zone"と呼び、長さ約 400m で 左横ずれ 20-55cm の変位をもつ地震断層を図示した。一方、 Shirahama *et al.* (2016)、 藤原・他 (2016) 及び矢田・他 (2017) などでは、"b-rupture zone"に相当する地震断層 は確認されていない。平成 29 年度に改めて地震直後に撮影された空中写真の判読と現地 での踏査を実施したが、水田の畦やコンクリート舗装道路には地震断層や変位量が計測で きるような顕著な変状は認められなかった。 Lin et al. (2016)及びLin (2017)は、阿蘇カルデラ内の西部から北部にかけて広く 分散する5条の地震断層帯を報告しており、その走向もN-S、NE-SW、E-W、NW-SEなど様々 である(図7の"None-N1-5")。一方、H28報告書で確認できていた地震断層の分布は それらと大きく異なり、阿蘇カルデラ西部の南阿蘇村河陽付近と、北東部の阿蘇市付近に おいて NE-SW ないし E-W 走向のものに限られる。Fujiwara et al. (2016)及び藤原・他 (2016)は、干渉 SAR 解析の結果からカルデラ内の地震断層は、西部の南阿蘇村河陽付近 と、北東部の阿蘇市付近において NE-SW ないし E-W 走向のものに限られることを示してお り(図2)、Shirahama et al. (2016)、矢田・他 (2017)、鈴木・他 (2017)、遠田・他 (2017) 及び平成28年度の踏査においても同様の結果を得ている。

上述のように、阿蘇カルデラ北西部において Lin (2017) が Zone-N1 と呼んだ断裂群の うち阿蘇市内牧から狩尾付近にかけてと、的石付近に分布するものは数 10m 以浅に発達す る側方流動に伴う断裂と考えられる。また、Lin (2017) は、狩尾と的石の間、また赤水か ら車帰付近においても NE-SW 走向に延びる断裂群を記載し Zone-N1 に含めているが、その ような断裂群は空中写真判読や現地踏査では確認できなかった (図6(キ)及び(ス))。ま た、Lin (2017) は、赤水の南方に長さ3km に及ぶ N-S 走向の Zone-N2 を記載している。 しかし、Fujiwara *et al.* (2016) 及び藤原・他 (2016) による SAR 干渉画像の判読から は、そのような規模の大きい地震断層は推定できない (図2)。

Lin (2017) は、布田川地震断層の北東端が本報告よりもさらに北東に延びるとして、米 塚を経て阿蘇谷北部の阿蘇市犬役原に至る Zone-N3、及び杵島岳の北西方を経て阿蘇市宮 地の北部にいたる Zone-N4 を記載している。しかし、米塚では、単成火山帯に環状及び馬 蹄状の地すべり性の断裂が生じているが、その周囲には Lin (2017) が指摘するような長 さ数 100m から 1.5km におよぶ共役性の断裂系は認められない (図 6 (ス))。杵島岳付近を 通過する Zone-N4 について、Lin (2017) は長さ約 2.5km 区間において7地点で断裂を確 認しているのみであり、詳細な記載を欠いている。しかし、Fujiwara *et al.* (2016) 及び 藤原・他 (2016) による SAR 干渉画像の判読からは、米塚及び杵島岳付近において地震断 層は推定されていない。さらに、阿蘇カルデラ北部の阿蘇谷において、Lin (2017) が Zone-N3 及び N4 の根拠として記載しているのは、現地調査で確認された阿蘇市坊中北方及び犬 役原の 2 地点に現れた断裂と、阿蘇神社 (宮地)の被害のみである。

60



図7 Lin (2017) による 2016 年熊本地震に伴う地震断層の概略分布と本報告に よる地震断層および側方流動に伴う大規模な裂かの分布との比較 上:Lin (2017) による地震断層の概略分布図。a:変位量分布図、b:地震断層の 分布図。下:本報告による地震断層および側方流動に伴う大規模な裂かの分布図。 阿蘇カルデラ外輪山北西部の副次的な地震断層を除く。Na:中岳、Ki:杵島岳、Ko: 米塚。

南郷谷の西部において、Lin (2017)は、白川北東岸の火山山麓扇状地に長さ約 10kmの

活断層を認定あるいは推定し、熊本地震では活断層に沿って 10 地点以上で地震断層が出 現したと記載している。しかし、SAR 干渉画像の判読からは、米塚及び杵島岳付近におい て地震断層は推定されない(図2)。

Lin (2017) は、井ノロ地震断層(Lin, 2017 では俵山断層と呼んでいる)を右横ずれが 卓越し顕著な正断層成分を伴うとし、最大 2.45mの右横ずれを計測している。Lin (2017) によれば、この 2.45mの右横ずれを計測した地点は出ノロ集落の東北東約 1.2km付近にあ る。平成 28 年度の調査では、その付近において南上がり約 60cm と左横ずれ約 30cm の地 震断層が確認されただけであり(図 6 (フ))、出ノロ地震断層では 1m を越える横ずれ変位 は見いだせなかった。

Lin (2017) は、布田川地震断層の南西端付近の(熊本市・嘉島町及び益城町の境界周辺) 加勢川~木山川及びその支流沿いの沖積低地に地震断層の出現を認め、Zone-S2 と呼んで いる。しかし、平成 29 年度の踏査では、その付近の沖積低地には地震断層は発見できなか った(図6 (メ))。

e) 地震断層の形状と変位量分布の特徴

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; 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大,2017)。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2~3kmに広がっている。また、布田川地震断層の中央部と約2km の間隔をおいて出ノロ地震断層が分布している。

平成28年度の調査(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大,2017)によれば、両 者を合わせた布田川地震断層帯の全体としては、右横ずれ成分は中央部で2-2.5mと比較 的一様な値を示し、北東及び南西の両端部では末端部に向かって次第に変位量を減ずる対 照的な変位量分布を示す。布田川地震断層中央部と出ノロ地震断層をあわせた上下変位量 は、断層帯中央部北西側で最大約2.5mである。布田川地震断層の中央部南西側でも地震前 後の詳細 DEM の比較から約2mの南東上がりが求まっていることを考慮すると、断層帯全 体の上下成分についても中央部では布田川断層と出ノロ断層は相補的で2m程度と一様に 大きく、これも北東及び南西の両端部では末端部に向かって次第に変位量を減ずる対照的 な変位量分布を示す。また、水平伸長成分については断層帯の中央部では最大2.5mであ る。

このうち水平成分については、平成 29 年度の踏査によって、北東端に近い河陽付近で 1.4m、南西端付近でも木山川低地を挟んだ南北両側の断層帯を合わせて 1.5m 程度の比較 的大きな変位が求まった。この結果、断層帯のやや広域に分散する変位量を合計すると、 水平伸長成分はその末端近くまで大きな変位が維持されていることがわかった。しかし、 北甘木台地の南西側では広域に分布する変位を含めても水平伸長成分は急に小さくなる ことも見出された。この結果は、Moya *et al.* (2017)が、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解析した地殻変動の分布パターンとも調和的である。

高木地震断層は、布田川地震断層帯と比べて変位量が右横ずれ 0.7m と小さい。しかし、 平成 29 年度の調査では、両断層の接合部にあたる砥川付近において、多数の小規模な副断 層や変位が分散していることが発見できた。この結果、両断層間での変位量分布には明瞭 な不連続がなく、高木地震断層は、右横ずれ成分をもつ布田川地震断層の SW-S 断層に対し て相対的に拘束性が強い中角度の屈曲を示し、一連の断層の末端部に含まれる可能性があ る。布田川地震断層帯の長さは、変位量が大きな高木地震断層の主部の末端を基準とする と約31km、また、高木地震断層と概ね平行ないし狭角度をなす副次的な断層を含めると約 33kmとなる。一方、布田川地震断層のSW-N断層は、熊本市と益城町の境界付近で変位量 が数 cm 以下と小さくなり、これより西側では北西側に開放性の高角度の屈曲をなして水 前寺地震断層群などの正断層群に連なる。これを一連の断層と見なすと、主な地震断層帯 の長さは約33kmよりも若干長くなる。

高木地震断層の南西端は、同断層とほぼ直交する WNW-ESE 方向の副次的な断層群によっ て切られる。さらに南西側には活断層としての日奈久断層が延びており(活断層研究会編, 1991)、熊本地震では、この日奈久断層の北東端部の1-2km 区間でも小規模な変位を伴う 地震断層があらわれた。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)では、高木地震断層の北端部付近の砥川 付近を境として、北東側を布田川断層帯の布田川区間、西南西側を宇土区間、南南西側を 日奈久断層帯の高野-白旗区間に区分している。しかし、2016年熊本地震に伴って、布田 川区間に沿った主な地震断層は、断層形状と変位量分布から判断すると、宇土区間とされ ていた北甘木付近及び高野-白旗区間の北部にまで連続的に延びている。今後、活断層の詳 細な形状や活動性と古地震履歴を含めて、断層の活動区間の再検討を行う必要がある。

布田川地震断層帯の北西側端は阿蘇カルデラの西部に延び、そこでは大きく NE-SW 走向 と E-W 走向の断層に分岐して、開放性の屈曲をなしている。しかし、この屈曲は長さ3-4 km・幅2km 程度であり、南西端の屈曲構造と比べて規模が小さい。一方、カルデラの北西 方では、外輪山から西麓の菊池市及び合志市に至る地域に、概ね WNW-ESE 方向に延びる副 次的な正断層群があらわれた。この正断層群の一部では左横ずれを伴うことがあり、いず れも変位量は小さいものの、分布形態からは布田川地震断層帯に対して共役関係にある規 模の大きな断層群とも考えられる。

f) SAR 干渉解析・三次元解析による地殻変動データと地震断層の比較

i)地殻変動の不連続線と地震断層との関係

熊本地震に伴う地震断層の調査では、SAR の干渉解析及び三次元解析によって抽出され た地殻変動の広がりや不連続線・急変帯の分布(図2、Fujiwara *et al.*, 2016、藤原・他, 2016、小林, 2017)に基づいて、とくに、主要な地震断層の周辺にあらわれた変位量の小 さな地震断層や地表変動の現地踏査を効率良く実施できてきた。また、SAR による観測の 繰り返しによって、前震及び本震に伴う地殻変動、ならびに本震後の余効変動が詳しく補 足されている。図8は4月14日及び15日に発生した前震、図9は前震、本震及び余効変 動を含む一連の熊本地震、図10は本震発生後の余効変動としての地殻変動を示す SAR 干 渉画像と、踏査によって確認できた地震断層を比較したものである。

4月14日及び15日に発生した前震(*Mj*6.5及び6.4)の震央は、いずれも布田川地震 断層帯南西部の木山川低地から高野-白旗区間付近にあるが、本震より前のこれら前震を 含む観測期間では、高野-白旗区間の南西側の地域において、SAR衛星から遠ざかる方向と なる沈降あるいは西向きの変動が、また木山川低地の北側の地域において、衛星に近づく 方向となる隆起或いは東向きの変動が生じている(図8、Kobayashi, 2016)。これらの前 震に伴う地震断層は、干渉画像と調和的に、木山川低地の南側の福原から井寺に至る6km の区間において最大 10cm の変位を伴ってあらわれたほか、その南西方の高木付近でもわ ずかな地震断層の出現が確認されている(Sugito *et al.*, 2016及び Shirahama *et al.*, 2016)。Kobayashi (2016) は、これらの前震に伴う地殻変動を説明するために、高木地震 断層に沿った右横ずれを主体とする N25°E 走向で傾斜約 80°NW の震源断層と、布田川地 震断層南西部付近にあって正断層成分を主体とする N60°E 走向で傾斜約 70°NNW の震源 断層を求めている。

上記の前震と、4月16日に発生した Mj 7.3の本震及びその後の余効変動を含む期間で は、熊本平野から阿蘇カルデラにかけての広い範囲で地殻変動が観測され、布田川地震断 層帯に沿って大きな地殻変動の不連続が生じている(図9)。また、その周囲、とくに北西 側には小変位を伴う長さ数10mから数kmの地震断層が多数出現したことが認められてい る(Fujiwara et al., 2016及び藤原・他, 2016)。このうち、熊本市街地付近にあらわれ た NNW-SSE 走向の断層群は、東側の断層群では東上がり、西側の断層群では西上がりの上 下変位が卓越し、全体として一つの地溝群を形成している(Fujiwara et al. 2016及び藤 原・他, 2016)。また、阿蘇カルデラの北西部にあらわれた WNW-ESE 走向の断層群は、北側 の断層群では北上がり、南側の断層群では南上がりの上下変位が卓越し、これらも全体と して一つの地溝群を形成している(Fujiwara et al. 2016)。平成28年 度及び29年度の現地踏査では、SAR解析画像において推定される不連続線を手がかりに小 規模な地震断層の現地確認を試みてきた。その結果、概ね数~10cm程度以上の変位量が推 定される不連続線に沿っては、現地踏査においても地震断層が出現していることが確認で きた。

熊本地震に伴う地震断層の一部では、本震の後に地表で観察された変位量が時間ととも に大きくなる余効変動が確認されている(Shirahama *et al.*, 2016 など)。図 10 に示す本 震発生後の4月17日から5月1日までのSAR干渉画像においても、布田川地震断層帯の 中部から南西部にかけて10cm以下の変動が局所的に生じていることが認められる(藤原・ 他, 2016)。これらの変動が大きな地域は、出ノロ地震断層の南西端付近と布田川地震断層 に挟まれた地域(図 10 の①)、木山川低地東部において2条に大きく分岐する布田川地震 断層の間に出現した共役断層の付近(図 10 の②)、木山川低地東部において布田川地震 断層の間に出現した共役断層の付近(図 10 の③)、木山川低地東部において布田川地震 断層の北側及び南側トレースに顕著なステップや共役断層が発達する付近(図 10 の③)の3 地域である。このことは、地表で認められる地震断層のキロメートルスケールの中規模構 造が、震源断層の、少なくとも地殻浅部での挙動を直接に反映していることを強く示唆す る。また、Fujiwara *et al.* (2016)及び藤原・他(2016)が指摘するように、布田川地震 断層群の西端から続く水前寺地震断層群においてもわずかの余効変動が生じているのに 対して、規模・形状が比較的似ている阿蘇カルデラ北西部の地震断層群では余効変動は認 められない。



図8 2016年4月14日及び15日の前震に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と本震の 発生以前に確認された地震断層

観測日 2015 年 11 月 14 日及び 2016 年 4 月 15 日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析した ものであり、原初データの所有権は JAXA(宇宙航空研究開発機構)及び METI(経済産業 省)にある。4 月 14 日の *Mj* 6.5 及び 15 日の *Mj* 6.4 の震央を示す。背景は国土地理院 の電子地形図(標準画像)。



図9 一連の 2016 年熊本地震に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と地震断層

観測日は2016年3月7日及び2016年4月18日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析した ものであり、原初データの所有権はJAXA及びMETIにある。観測期間に発生した前震 (4月14日の *Mj* 6.5及び15日の *Mj* 6.4)及び本震(16日の *Mj* 7.3)の震央を示す。



図 10 2016 年熊本地震の本震後の余効変動に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と地震断 層

観測日は 2016 年 4 月 17 日及び 5 月 1 日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析したものであり、原初データの所有権は JAXA 及び METI にある。

ii) SAR 干渉画像から推定される断層の変位量と現地踏査で計測できた変位量との関係 地震断層の現地踏査では、SAR 干渉画像を手がかりとすることで小規模な地震断層を効 率よく発見することができた。また、この踏査の過程において、地震断層の変位量と変位 基準となる地質や人工物との関係について、表2に示すような検知限界があることが経験 的に見えてきた。ただし、表2は、正断層による変位基準の引張破壊を伴う今回の地震断 層から得られた特徴であり、センスの異なる逆断層や横ずれ断層の場合では異なるものと 考えられる。

地震断層の現地踏査では、概して、剛性が大きく適度な不均質性をもつ変位基準では小 さい変位の断層まで検知することが可能である。たとえば、ガードレールや道路縁石など は剛性の大きな部材が比較的に強度の低い連結部で連なっており、連結部のずれを手がか りにミリメートル単位の地表変位までを正確に計測することが可能である。また、剛性が 高く均一な強度をもつ鉄筋コンクリート構造物では、基礎杭等で地盤に強固に連結されて いる場合には1 cm 程度の小さな変位に対しても破断や変位が生じる。各地に延びている舗 装道路は広域の地震断層の調査において良い変位基準となる。しかし、剛性の低いアスフ アルト舗装道路では 10cm 程度以下の伸長変位を持つ断層は検知できない場合が多い。農 地においては、耕作土の乾湿状態が大きく影響するが、乾いた畑地では 10-20cm 程度の変 位でも地表に連続した断裂があらわれることが多い。これに対して自然土壌がよく発達す る林地では、変位量 30cm 程度以下の断層を連続して追跡することは困難である。

このように、変位量の小さな地震断層の確認は、分布地域の地質や社会基盤の分布に強 く依存しており、市街地や農地が発達する平野から丘陵地を経て山間部に行くに連れて次 第に困難となる。ただし、変位量が概ね 20cm 程度以上の地震断層は比較的に調査が容易な 平野と丘陵を中心にあらわれており、既存の調査報告や平成 29 年度までの本調査によっ て、カルデラ外輪山の北西方の山地を除いて概ね補足できていると考えられる。

変位基準	変位量(水平伸張, cm)							
	0.2	0.5	1	5	10	20	50	100
ガードレール	Δ	0	Ø	Ø	Ø	O	O	O
コンクリート構造物	Х		0	Ø	Ø	O	Ø	Ø
アスファルト舗装路面	Х	Х	Δ	0	Ø	0	0	Ø
芝地·未舗装路面	Х	Х	Х	Δ	Ø	O	O	Ø
農地(乾燥)	Х	Х	Х	Δ	Δ	0	O	Ø
林地	Х	Х	Х	Х	Х	Δ	0	Ø
	0	◎ ほぼ検知できる				検知できることがある		
	0	〇 概ね検知できる				検知できない		

表2 現地踏査において検知できる地震断層の変位基準と変位量の関係

2) 阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野(布田川区間)における活動履歴調査

a) 地形地質調査およびボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野地区は能本地震で出現した地表地震断層帯の北東部に位置 する(図11A)。北東部のうち阿蘇カルデラ内の区間は、従来活断層が認定されておらず、 地表地震断層(以下、地震断層)によってはじめて活断層の存在が示唆された(鈴木・他, 2017)。阿蘇カルデラ内の地震断層は立野付近で北東方向に伸びる右横ずれを主体とする トレースと、東方向に伸びる北落ちの上下変位と亀裂群を主体とするトレースに分岐する (図11B)。このうち、右横ずれを主体とするトレースは布田川断層帯全体の走向、変位方 向が一致していることや、変位量の分布形態から、従来推定されていた布田川断層布田川 区間の延長部と見られる(鈴木・他, 2017、Shirahama et al., 2016)。一方で、東方向に 伸びるトレースは濁川に並走する断続的に分布する亀裂群によって構成され、その上下変 位量は最大で北落ち約1 mを示し、幾つかの地震断層では右横ずれ変位が認められた(文 部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,2017、以下H28報告書と呼ぶ。)。以降ではこ の地震断層トレースを濁川地震断層と呼ぶ。上下変位量は阿蘇東急GC付近を最大として東 に向かって減衰し、断層は乙ヶ瀬集落付近で消滅する。濁川地震断層について産総研では 地震直後の調査により断層の分布形態や周囲の地形的特徴から活断層である可能性を指 摘していた (Shirahama et al., 2016)。しかし、濁川左岸に沿って北落ちの変位を示し ていたことから、地すべり性の地割れであるとの指摘をうけていた。そこで、本調査では 活断層ではない可能性を念頭に置きつつ、詳細な調査を行った。

地表踏査の結果、丘陵上に分布する南に向かって流れる小谷と無関係に地震断層が伸び ることや、地震断層の変位と整合する地溝が多数確認された。これらの地溝は熊本地震と 同様の変位が繰り返し生じたことによって形成された変動地形と見られ、濁川地震断層に 沿う活断層の存在を支持する。さらに、地震前に国土地理院によって航空レーダーを用い て取得された地形データ(1 mグリッド)と地震直後に(株) PASCOによって取得されたの 地形データ(0.5 mグリッド)を比較し、地震時変位の推定を行ったところ、濁川地震断層 を境に、濁川とは無関係に北部が沈降した様子が認められた(図12A)。また、変位量分布 は断層に向かって沈降量が増大する傾向を示した。これは濁川地震断層に沿う北傾斜の正 断層の存在を強く支持する結果である。

濁川地震断層は大きく3本のトレースに分けられ、北側のトレースほど東側に延長する ため、やや杉型雁行している傾向が見られる(図11B)。断層の西側部分ではより変位が明 瞭であるものの、人工改変が大きいことが予想されること、さらに、濁川に近いことから 地すべり性の変位が含まれる可能性があることからトレンチ調査地点としては除外した。 一方、東側の沢津野地区周辺では、地震断層が放牧地内に挟まれた地溝内の耕地に伸びて おり、比較的地形面の保存状態が良く、トレースも明瞭であった。地震断層は地溝内に並 走する二本が認められ、南側が北落ち、北側が南落ちと地構内部を沈降させるような変状 を呈した。ここで沈降が繰り返し生じていた場合、地構内に堆積物の集積が期待されるこ とから、候補地の一つに選定した(沢津野地点:図13)。地震断層は耕地のさらに東では消 減し、北側の濁川沿いにステップする。ステップした断層はほぼ乙ヶ瀬集落内の丘陵地を 通るため、トレンチ調査のための用地確保が難しい。しかし、ステップした断層の西端で は、畑地に北落ちの上下変位が明瞭に確認できたため、調査候補地の一つに選定した(乙 ヶ瀬地点:図13)。

69



図11. 平成28年熊本地震による地表地震断層の分布

(A) 布田川・日奈久断層帯周辺ならびに、(B) 阿蘇カルデラ内の地表地震断層の分布。 図AはH28報告書から引用した。







(A) 航空レーザー測量により取得された地震前(国土地理院)と地震後((株) PASCO) の地形データの差分から得られた地表変位量分布。黒線は地表地震断層を示す。(B) 測線 P-P'に沿った地震前(赤線)と地震後(青線)の地形断面と変位量分布(クロスドット)。 点線は変位量分布の傾向を示す。



図13. 沢津野地区および乙ヶ瀬地区周辺の地形概要

(A) 沢津野地区および乙ヶ瀬地区周辺の地形概要。等高線は1 m間隔。(B) 乙ヶ瀬地点の 様子、赤矢印は平成28年熊本地震に伴う地震断層の位置を示す。(C) 沢津野地点の様子。 二つの候補地点について層相、断層による変位を確認するため、ボーリング調査及び地 中レーダー探査を実施した。沢津野地点では地溝の内部で深さ18 mのボーリングを1本、 地溝を南北に挟むように8~9 mのボーリングを2本掘削した。また、乙ヶ瀬地点では深 さ4 mのボーリングを、断層を南北に挟むように2本掘削した。

沢津野地点の詳細位置と地質断面図を図14、コア写真および柱状図を図15~26、地中レ ーダー探査結果を図27~28に示す。地溝の南側で掘削したSTN-1孔では、深度6.0 mまでは 褐色火山灰質シルト層を主体とし、表層~0.3 m、1.4 m~2.8 mに厚い黒ボク土層が認め られる。また、火山灰質シルト層中にはK-Ah、ATといった広域火山灰の他にも砂質火山灰 層が多数含まれる。深度6.0 mからは火山灰質砂が主体となり固結度が高まる。6.96 m~7. 53 mには軽石質火山灰が認められる。これは阿蘇カルデラ周辺で顕著な軽石層を形成する 草千里ヶ浜降下軽石(Kpfa)に相当する(宮縁・他、2004)。深度7.53 mから深度7.90 mに かけて上位に軽石を多数含む黒ボク土層が分布し、火山灰質砂~シルトへと漸移する。ST N-2孔の層相はほぼSTN-1孔と同様で、深度13.95 mまで褐色ローム層を主体とし、表層~2. 4 m、6.7 m~9.0 mに厚い黒ボク土層が挟まる。Kpfaは15 m~17.35 mに認められ、STN-1 孔と比較すると4倍以上厚く堆積する。STN-3孔は二枚目の黒ボク土層の深度が1.8 m~3.5 mに分布し、STN-1孔と比較するとやや厚く、深い位置に見られる。また、Kpfaは7.7 m~ 8.05 mと比較的薄く、他の孔で見られるKpfaの構成ユニットのうち白色の層準が欠落する。 細かな相違は認められるものの、層相・層厚はSTN-1孔とほぼ一致する。地中レーダー探査 により、候補地点周辺の地下4~5 mまでの断面が得られた。しかし、どの断面においても 明瞭な反射面は確認できていない。ボーリングコアの結果から推察するに、地溝及び周辺 の火山灰質シルト層が厚いため、反射面が確認できていないと考えられる。

沢津野地点のそれぞれのコアが示す層相はほぼ同一で、コア間での対比が容易である。 また、地溝外のコアがほぼ同じ層相・層厚を示していることから地形に従って風成堆積物 が均一に堆積してきた環境であることがわかる。それに対して地構内のコアに見られる地 層の層相は地溝外のコアと同一であるものの、それぞれの地層は1.5~2倍の厚さを有す る。仮に本地点で沈降が生じていないと仮定すると、かつて大きな落差を持つ地溝が存在 していたことになる。堆積物は阿蘇火山を起源とする風成堆積物のため、吹き溜まりとな る地構内での堆積速度は早くなると推定されるが、そうした地溝が存在していたとすれば、 埋積が進行するほど堆積速度が小さくなることが予想される。すべての層相がほぼ一律で 1.5~2倍の厚さを持つことは、熊本地震と同じような変位が度々生じるイベントが繰り 返されることで定常的な沈降が生じていたことを示唆する。

乙ヶ瀬地点の詳細位置と地質断面図を図29、コアの写真と柱状図を図30~31、地中レー ダー探査結果を図32に示す。地表踏査では畑地の耕作土に縄文~弥生時代とみられる土器 が大量に含まれていることが確認された。本地点の北側には河陽F遺跡と呼ばれる縄文~ 弥生時代の遺構が発見されており、本地点にも同時代の遺跡・遺構が埋没している可能性 がある。地震断層南側の0GS-1孔では、深度0.2 mまで耕作土、0.2 m~0.6 mまでは褐色シ ルト層、深度2.6 mまでは黒ボク土層と褐色シルト層の互層となり、それ以下では褐色シル トを基質とする安山岩質溶岩の角礫が見られる。角礫層は乙ヶ瀬地点の北側約100 mの地 点で発掘された河陽F遺跡でも認められた火砕流堆積物と推定される(熊本県教育委員会、 2003)。地震断層北側の0GS-2孔では深度0.2 mまで耕作土、0.2 m~0.7 mまでは褐色火山 灰質シルト層、深度3.2 mまでは黒ボク土層と褐色シルト層の互層となり、それ以下では角 礫層となる。0GS-2孔と0GS-1孔の層相はほぼ同一であるが、コアで見られたそれぞれの深 度は低下側に向かって低くなる傾向があり、地下に断層による変位が及んでいると見られ る。しかし、その予想される変位量はほぼ同一であり、累積性は認められなかった。地中 レーダー探査では、L-1測線とL-4測線の表層1 mに明瞭な反射面が見られた。それ以外で は、顕著な反射面は確認できず、変形と見られる構造は確認できなかった。L-1測線の北側 は地震前人家があったことから、表層近くの反射面は旧地表面と埋土の境界である可能性 がある。また、L-4測線についても道路の建設の際に東側の小丘を削り、南北の傾斜地を埋 め立てているため、旧地表面である可能性がある。同様に地震断層の出現した畑において も平地を確保するため、東から伸びる小尾根を削り、周囲の傾斜を埋めるといった改変が 行われたとみられる。そのため、地震断層の出現した畑地では、新しい地層が失われてい る可能性が高い。

熊本地震によって崩落した県道149号線沿いの東側法面の修復工事に伴い、大規模な露 頭が道路沿いに確認された(図33)。そこでは堆積層中の黒ボク土層が、地震断層付近で撓 み下がる様子が認められた。また、尾根状地形を切断する箇所では、Kpfaが多数の小規模 な正断層によって切断される様子が認められた。露頭で認められた変位は沢津野地点の位 置する地溝より北側の地震断層トレースの延長上に位置する(図13(A))。そのトレース上 でも、沢津野地点同様の地溝が見られることから、露頭と同様の変形が沢津野地点におい ても生じていることが示唆される。県道149号線に沿って、地中レーダー探査を行ったもの の、L-6測線にそって顕著な変形は認められなかった。一方、L-7測線では深度1.5 mに連続 する顕著な反射面が多数の断層によって切られている様子が確認された。しかし、この地 点では地表地震断層は確認されていない。また、この反射面が何を示しているかは不明で ある。

各種調査の結果、沢津野地点が最もトレンチ調査に適していることが明らかとなった。 地層の対比が可能で、かつそれが示す変位が地形と調和的であること、地層内に多数の腐 植質ローム層、広域火山灰が含まれ、年代測定が容易であることが予想されることから、 活動履歴推定に適した条件が揃っている。一方で、乙ヶ瀬地区では地形改変によって最近 の地層が失われている可能性が高く、最新イベントの認定がむずかしい可能性があった。 また、近傍に大きな遺跡があり、耕作土に大量の遺物が含まれることから、事前の文化財 調査が必要であり、掘削までに時間を要する可能性があった。上記の理由により、沢津野 地点においてトレンチ掘削を実施した。以降ではこのトレンチを「沢津野トレンチ」と呼 ぶ。





図14. 沢津野地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図 (A)ボーリング掘削位置(赤丸)および地中レーダー探査測線(黄線)。赤線は地震断 層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。(B)ボーリングコアの観察結果から推定さ れた地質断面図。



図15. 沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア写真

STN-1 柱状図(0~5m)

標	標	深	地	柱	層	色	風	53
			層		相			
R	高	度	区	状	区			
(m)	(m)	(m)	分	図	分	調	化	事
_	510.00	0.04			表土	黒褐		0.00~0.34m, 表土. 黒褐色を呈し, 軟質である.
-	512.00	0.34			火山灰質シ	褐~黒褐		0.34~1.43m, 火山灰質シルト.上位との境界は明瞭である. 0.54~0.60mは,黒ボクが縞状に見られ,やや軟質である. 0.34~0.54m及び0.6m以深は塊状であり,少量のガラスを含む. 0.83~0.87mは,少量の空隙が認められる. 1.06~1.19mは,火山ガラスが多く含まれ,やや空隙が多くなる.明黄 褐色のシルト質火山灰がブロック状に含まれる.
	511.51	1. 43			シルト	褐~ 明黄褐		
2					腐枯	暗褐~黒褐		1.43~2.83m, 腐植質シルト. 塊状で少量のガラスを含む. 上部は暗褐色を呈し, 少量の空隙が認め られる. 上位との境界は漸移的である. 2.02~2.33m, 黒褐色部に比較し, ややガラスが多い. 少量の空隙があ り, やや軟質である.
- - -					恒質シルト	暗 褐		
-	510 11	2 83			1-	黒褐		
- 	500 70				火山灰質シル-	褐		2.83~3.21m, 火山灰質シルト. 塊状であり, 少量のガラス片を含む. 上位との境界は漸移的である.
-	509. 73	3. 21			ト 祝 記 し し し し し し し し し し し し し し し し し し	褐 ~ 黒 褐		3.21~3.58m, 砂混じり火山灰質シルト. 黒褐色部と褐色部がまだら状となる. 少量のガラス片及び空隙が認め られる. 上位との境界は漸移的である. 3.43~3.47mは, 鉱物や溶岩の岩片からなる火山砂が多い.
- - - - - 4	508 66	4 28			火山灰質シルト	褐		3.58~4.28m, 火山灰質シルト. 塊状であり, 少量のガラス片を含む. 上位との境界は漸移的である.
- -	508.40	4. 54			火山灰 質砂	褐 ~ 黒 褐		4.28~4.54m, 火山灰質砂. 全体的に弱い腐植質であり,空隙がやや多い.少量のガラス片を含み, 細粒~中粒砂を主体とする.上位との境界は漸移的である.
-					火山灰質シルト	褐		14.54~5.79m, 火山灰質シルト. 少量の空隙が認められ,上位との境界は漸移的である. 5.10~5.79m,弱い腐植質である. 5.30~5.40m, 黄褐色を呈し,火山ガラスが多い.腐植質シルトを含む.

図16. 沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア柱状図 (0~5 m)
STN-1 柱状図(5~8m)

標	標	深	地	柱	層	色	風	58
			層		相			
尺	高	度	ম	状	ম			
			-		-			
(m)	(m)	(m)	分	×	分	調	化	事
-					w	褐		
					へ山灰質シ	暗 褐 ~		
_	507. 15	5. 79			<i></i> ルト	黒褐		
6					シル	明黄褐 ~黒褐		5.79~6.48m, シルト質火山灰. やや風化した細粒軽石がブロック状に含まれる. 基質は, 褐色部と黒 褐色部がまだら状に分布し, 鉱物片が多く混じる. 上位との境界は不
E					ト質	暗 褐		970歳である。 5、75~5、95mには、軽石を切る見かけ正断層センスの小断層がある.見 かけの変位量は、2cm程度である.
_	506.46	6. 48			火山灰	く 黄褐		6.00~6.48mは、1mm以下の細粒な軽石を主体とする。下部には最大1cm 程度の軽石が少量含まれる。やや不明瞭な級化が見られ、少量の岩片 や針状の鉱物を含む。
-	506 15	6 79			砂質火山灰	黒褐し黄褐		6.48~6.79m、砂質火山灰. 1mm以下の細粒な軽石を主体とする. 黒褐色部は粗粒砂を主体とし, 不 定形をなす. 下部は1~2mmの岩片を含み, 弱く級化する. 上位との境 界は漸移的である.
-	EOE 00	6.06			<u>シ</u> ルト 質火山	黄褐		6.79~6.96m,シルト質火山灰、1mm以下の細粒軽石及びシルトを主体とし、最大1cm程度の軽石や岩片も含む.上位との境界は漸移的である.
7 	000.98	0.90		<u>~ ~ 41</u> 14	₩ 軽石質火	黄橙		6.96~7.53m, 軽石質火山灰. 風化し, やや粘土化した軽石及び岩片を含む. 軽石は互いに密着して いる. 上位との境界は漸移的である. 7.11~7.18mは,周囲より細粒であり,シルト質である. 岩片は溶岩片 を主体とし,弱い逆級化が認められる.
_	<u>505. 4</u> 1	7. <u>5</u> 3			山灰			
	505.24	7. 70			シルト 質火山 灰	黒褐		7.63~7.70m,シルト質火山灰,褐色の経石及び岩片を主体とする。 基質はシルトからなる、上位との境界は朝瞭であり,上部ほど黒色が 強い.
_	504.94	0.00			火山灰 質シル ト	暗褐~黒褐		7.70~8.00m, 火山灰質シルト, 弱い腐植質なシルトからなる. 風化し た軽石が点在し, 上位との境界は漸移的である.

図17. 沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア柱状図 (5~8 m)



図18. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア写真 (0~9 m)



図19. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア写真 (9~18 m)

STN-2 柱状図 (0~5m)



図20. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図 (0~5 m)

STN-2 柱状図 (5~9m)

標	標	深	地	柱	層	色	風	記
	-	œ.	層	عبد	相			
	同	艮	X	1	X			
(m)	(m)	(m)	分	X	分	調	化	事
- - - - -	504. 45	5. 90			火山灰質シルト	褐		
6	504. 29	6.06			シルト 質火山 灰	明黄褐 ~褐		5.90~6.06m, シルト質火山灰. 火山ガラスを主体とし、1mm以下の岩片を少量含む.ガラスは新鮮で破しためであるか。
- - - -	503 66	6 69			火山灰質シルト	黄褐~褐~暗褐		<u>17.40~8072332、工业200境がは時間である。</u> 6.06~6.69m,火山灰質シルト. 上位との境界は漸移的である.上部にはガラスを多く含み,下部はや や腐植質となる.
- - - - 7	000.00	0.00				暗褐~黒褐		6.69~9.02m, 腐植質シルト. 塊状であり,下部では黒色が強くなる.上位との境界は漸移的である. 7.93m以深では,褐色のシルトが混じる. 7.93~8.55mは,腐植質シルト中に褐色シルトを含む. 8.45~8.49mは,中粒~粗粒砂及びガラスがやや多い. 8.55~9.00mは,褐色シルトが上部に比較して少ない.
					腐植質シル	黒		
- - - - - - -					F	黒~褐		

図21. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図 (5~9 m)

STN-2 柱状図 (9~14m)

標	標	深	地	柱	層	色	風	言
	-	-	層		相			
尺 	同	度	区	状	区			
(m)	(m)	(m)	分	X	分	詞	化	事
-	(<u>501. 33</u>)	9.02/			火山區	褐		9.02~9.66m, 火山灰質シルト. 少量のガラスを含み, 上位との境界は漸移的である. 9.34m以深では, やや腐植質である.
- - -	500. 69	9.66			水質シルト 砂 が し し	暗褐		9.66~9.88m,砂混じり火山灰質シルト.
- - 	500. 47	9.88			灰質シ ルト 火山灰 大 レト	褐 ~ 暗		2位200境がは潮移的であり、200歳値負である。甲和砂~相和砂サ イズの岩片及び鉱物片が混じる。 9.88~10.20m、火山灰質シルト、 上位との境界は漸移的であり、少量のガラスを含む。 10.10~10.20mは、腐植質である。
-	500. 15	10.20			腐植質 シルト	褐 暗 褐		10.20~10.50m, 腐植質シルト. 褐色のシルトがまだら状に分布する. 上位との境界は漸移的である.
- -	499.85	10. 50			火山灰 質シル ト			10.50~10.78m, 火山灰質シルト. 少量のガラスを含み, やや腐植質である. 上位との境界はやや漸移的 である.
_ 11 	400 14	11 21			火山灰 (し (し (し に (し に) し に (し に) し に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い に い い い に い い に い い に い い に い い い い い い い い い い い い い	褐~暗褐		10.78~11.21m,火山灰質シルト(腐植質シルト). 火山灰質シルトと腐植質シルトが断層で接する。断層面には1mm程度の 軟質な暗褐色ガウジが狭在する。上位との境界は漸移的である。
- -	498.76	11. 59			火山灰質砂			11.21~11.59m, 火山灰質砂. 細粒~中粒砂を主体とする. 上位との境界は不明瞭である. 上部10cm は軟質だが, 下部はやや硬質である. 11.55m付近には, 黒ボク及び軽 石を含む.
-					火	褐		11.59~12.76m, 火山灰質シルト. やや腐植質な火山灰質シルト. 全体的に腐植質シルトが混在して分布 し, 少量のガラスを含む. 上位との境界は漸移的である.
12 					山灰質シルト	褐~暗褐		
_ - - - - - - - -	497. 59	12.76			腐植質シルト	暗褐		12.76~13.68m, 腐植質シルト. 1cm以下の褐色シルトが混在して分布し, 腐植の程度は弱い. 上位との 境界は漸移的である. 12.83~12.90mは, 亀裂が多い.
_	-100.07	10.00			シルト質火山灰	明黄褐~暗褐		13.68~14.08m, シルト質火山灰. 上位との境界は漸移的であり, 火山ガラスを主体とする. 下部20cm間 は、細粒軽石質となり,基底部付近には4mm以下の鉱物及び岩片を伴う. 細粒軽石の淘汰は良い.

図22. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図 (9~14 m)

STN-2 柱状図 (14~18m)

標	標	深	地	柱	層	色	風	言
			層		相			
尺	高	度	区	状	区			
(m)	(m)	(m)	分	図	分	調	化	事
	496.27	14.08			庭			14.00.14.40- 库柱市、山
_	495 95	14 40			「植質シルト	暗 褐		14.00~14.4001, 腐種負シルト. 腐植の程度は弱いが,下部では腐植の程度が強くなる.上位との境界 はやや不明瞭である.
 15 	495. 02	15. 33			∽ 火山灰質砂	暗褐 ~ 黄褐		14.40~15.33m,火山灰質砂, 中粒~粗粒砂を主体とし、ややシルト質である。下部には2mm以下の軽 石が散在し、基底部には細礫を含み,弱い上方細粒化が認められる。 上位との境界は不明瞭である。
-	100.02	10.00			軽石質 火山灰	黄格		15.33~15.51m, 軽石質火山灰. 上位との境界は漸移的である.1~2mm程度の亜角礫~亜円礫状の軽石
-	494. 84	15. 65			火山灰 質砂	1立 暗褐~ 黄褐		を主体とし、最大8mm程度の経石も少量含む、軽石の淘汰はよい、下部 [には最大5mm程度の岩片が含まれるが、上部では少ない、 「5_51」15_55年、此は15.55年、
_ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _					軽石質火山灰	明黄褐		 15. 51~15. 55ml, 火山灰貨砂. 上位との境界はやや明瞭である、中粒砂を主体とし、黄橙色の軽石が 散在する. 軽石は亜円礫状のものが多いが、一部伸びた形状をなす. 15. 65~17. 35m, 軽石質火山灰. 上位との境界は明瞭である.最大平均粒径7mm程度,平均粒径2~3mmの 軽石を主体とし、軽石の他に岩片を含む.軽石及び岩片は亜角礫を主 体とし、亜円礫も含む.軽石のは岩片を含む.軽石及び岩片は亜角礫を主 体とし、亜円礫も含む.軽石は黄褐色~灰色を呈し,発泡度は低く, 淘汰は良い. 15. 65~15. 94mは、ややシルト質である. 17. 09~17. 35mlは、粘土化した軽石が多い.
_ _ _	493.00 492.84	<u>17. 35</u> 17. 51			シルト 質火山 灰	黒褐~ 明褐		17.35~17.51m,シルト質火山灰. 1~3m程度の明褐色軽石を主体とし、少量の岩片も含む.軽石及び岩 には一番の離まさはとし、基準はのは解さい。ともらなる。」はしの途界
-	492. 35	18. 00			腐植質シルト	黒褐		「は翌月味を土体とし、金貝は兩個貝ンルトからなる、上位との境界 は明瞭である。 17.51~18.00m、腐植質シルト、 塊状であり、少量の岩片を含む、上部は軽石が散在し、下部では褐色 シルトが散在する、上位との境界は漸移的である。

図23. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図 (14~18 m)



図24. 沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア写真

STN-3 柱状図 (0~5m)



図25. 沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア柱状図 (0~5 m)

STN-3 柱状図 (5~8m)

標	標	深	地	柱	層	色	風.	51
			層		相			
尺	高	度	_	状				
			X					
(m)	(m)	(m)	分	図	分	詞	化	事
_	511.20	5. 11			火山灰質シル	褐		
_	511.10	5. 21			火山灰 質砂			5.11~5.21m,火山灰質砂. 細粒砂を主体とする。やや腐植質で少量のシルト分を含む。上位との 境界は漸移的である。
- - - - -					火山灰質ショ	褐 ~ 暗褐		5.21~6.50m, 火山灰質シルト. 褐色のシルト中に黄褐色のシルトがブロック状に含まれる. 少量のガ ラスを含み, 上位との境界は漸移的である. 6.03~6.50mは, やや腐植質である. 6.10m付近は, ガラスを多く含み, 黄褐色シルトがブロック状に含まれ る. この黄褐色シルトは, AT火山灰の二次堆積の可能性あり.
-	509. 81	6. 50			ルト	暗褐		
_	509.69	6. 62			シルト 質火山	黄褐		6.50~6.62m, シルト質火山灰. ガラスを多く含む火山灰層からなる、上位との境界はやや不明瞭であ
	509. 31	7. 00			 火山灰 質シル ト	褐		
-	509.01	7. 30			砂 混 じ り 火 山 レ ト	黄褐		7.00~7.30m, 砂混じり火山灰質シルト. 細粒な砂質シルトであり, 岩片や鉱物片が混じる. 風化した軽石を少 量含む.
	508. 72	7. 59			砂質火山灰	にぷい黄橙		7.30~7.59m, 砂質火山灰. 粗粒~中粒砂サイズの岩片や鉱物片を主体とし, 細粒な軽石も含む. 上方細粒化が認められ, 上位との境界は漸移的である.
-	508.56	7.75			<u>火山</u> 灰 質シル ト	黄褐		7.59~7.75m,火山灰質シルト. 上位との境界は不明瞭である.下部は風化した軽石と粗粒砂サイズの
- - - 8	508.26	8. 05			軽石質 火山灰	黄 橙 く 黄 褐		四7.75~8.05m,軽石質火山灰. 風化した軽石を主体とする. 7.86~8.05mは、シルトが主体であり、軽石が混じる.粗粒砂〜細礫サ イズの岩片を少量含む. 9.05~8.02m シュレト焼化山底.
F	508 02	8 20			シルト 質火山 灰	黒褐~ 黄橙		0.0010.2011、フルド良久山(水)、 上位との境界は不明瞭である。最大1.5cm程度の軽石を含み、基質部は 黒褐色のシルトからなる、下部ほど軽石の含有量は減少する。
- - - -	507. 51	8. 80			腐植質シルト	暗褐		8.29~8.80m, 腐植質シルト. 上位との境界は漸移的である. 8.48~8.58mは, 細粒砂を主体とする. 8.69~8.80mには, 細粒な軽石がブロック状に含まれる.

図26. 沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア柱状図 (5~8 m)



図27. 沢津野地区の地中レーダー探査断面L-1



図28. 沢津野地区の地中レーダー探査断面 (A) L-2、(B) L-3、(C) L-4、(D) L-5。





図29. 乙ヶ瀬地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図 (A)ボーリング掘削位置(赤丸)および地中レーダー探査測線(黄線)。赤線は地震断 層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。(B)ボーリングコアの観察結果から推定さ れた地質断面図。



1 2 3 4m

図30. 乙ヶ瀬地区の0GS-1孔ボーリングコア写真および柱状図



1 2 3 4m

図31. 乙ヶ瀬地区の0GS-2孔ボーリングコア写真および柱状図



図32. 乙ヶ瀬地区の地中レーダー探査断面 (A) L-1、(B) L-2、(C) L-3、(D) L-4。



図33. 地中レーダー探査測線位置及び露頭写真

(A)県道149号線沿いの断層露頭位置とL-6、L-7地中レーダー探査測線(黄線)。赤線は 地表地震断層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。(B)道路工事によって露出し た露頭の様子。2017年10月18日(株)ダイヤコンサルタント杉田氏撮影。



図34. 地中レーダー探査断面L-6



図35. 地中レーダー探査断面L-7

b)トレンチ壁面の地層と断層

沢津野地点では、約20~30 m離れた二本の地震断層が東西方向に並走する(図36)。両地 震断層による変位を確認するため、二本のトレースを横切るようにトレンチを掘削した (図36)。このとき、耕作地中央に埋設されている導水管を極力避けるため、中央より西側 で掘削する必要があった。一方、観察のため断層はトレンチ壁面中央にあるのが望ましく、 北側の地震断層による変位をよく観察するためには、トレンチを極力導水管に寄せる必要 があった。結果として、南北の地震断層トレースを横切るクランク状のトレンチが掘削さ れた。トレンチの深さは4 m、法面の角度は60°とし、西側中央部を出入り口とした。ト レンチ北側のW1面、N面、E1面、トレンチ南側のW3面、S面、E3面そして、トレンチ北側と 南側の間(トレンチ中央部)にあるE2面の計7面を観察対象とした。さらに、トレンチ南側 では、深度約1 m、幅約2 mの増堀りを行い、断層延長部の地質構造を観察した。トレン チ北側と南側の壁面写真展開図をそれぞれ図37~39に、スケッチ展開図を図40~42に、地 質総括を表3に示した。



図36. 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37. トレンチ北側壁面写真展開図



図38. トレンチ中央部壁面写真展開図 E1面及びW1面の南側、E3面及びW3面の北側を含む。



図39. トレンチ南側壁面写真展開図



図40. トレンチ北側壁面スケッチ展開図



図41. トレンチ中央部壁面スケッチ展開図 E1面及びW1面の南側、E3面及びW3面の北側を含む。



図42. トレンチ南側壁面スケッチ展開図



図43. 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3. 沢津野トレンチ地質総括表 (1/3)

地層区分:堆積層	地層名(色調)	層相	¹⁴ C年代(暦年較正値:cal yBP; ±1σ):対象試料
A-1層:耕作土	含礫腐植質砂~シルト(耕作土)	トレンチ全体に露出している。濃褐色を呈するシルト〜砂を主体とし、褐 色シルト (褐色火山灰質土) 起源のパッチないし中礫 (径 2cm程度以下) 〜砂サイズの粒子を含む。植物根を多く含み、緩く締まっていない。層厚 は30cm程度である。下位のA-2層との境界は明瞭である。	
A-2層:埋土	シルト片混じり砂質シルト	トレンチ全体に露出している。黒色のシルトを主体とし、褐色シルト起源 の中礫(径2cm程度以下)~砂サイズの粒子を含む。最上部の1~2cm程 度は黒色〜褐色を呈し、平板状で硬い。上部はやや褐色味を帯び、中部は やや濃い黒色、下部はやや淡い色調を呈する。全体的に、指で押すと少し 凹む程度に締まっている。層厚はトレンチの南北端で薄く、中央部へ向 かって厚くなり最大約80cm程度である。下位のB-1層との境界は不明瞭で ある。	
B-1層:風成堆積物 (旧表土)	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。黒色の腐植質シルトを主体 とし、褐色シルト起源の中礫(径 2cm程度以下)〜砂サイズの粒子を含む が、含有量はA-2層より少ない。指で押すと少し凹む程度に締まってい る。層厚は15〜20cm程度である。下位のB-2層との境界は不明瞭である。	
B-1x層:開口亀裂充填物	シルト片混じり麻植質シルト	E3面の開口亀裂E3-OC2を充填する堆積物である。黒色の腐植質シルトを 主体とし、褐色シルトの角礫を含む。主にB-1層からB-3層及びC-1層の混 合物からなる。開口亀裂E3-OC2の上部はA-2層の構成物からなることがわ かるが、下部は層相区分が困難であるため、B-1x層として一括した。	
B-2層:風成堆積物	腐植質シルト	灰黒色を呈し、上下の地層より色調がやや明るい。黒色の腐植質シルトを 主体とし、褐色シルト起源の粒子を極まれに含む。指で押すと少し凹む程 度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大50cm程度である。 下位のB-3層との境界は不明瞭である。	1058-985:腐植質堆積物
B-3層:風成堆積物	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。やや明るい色調の黒色の腐 植質シルト~砂を主体とし、褐色シルト起源の粒子は極々まれにしか含ま れていない。E-1面では上部に火山ガラスを多く含むやや砂質な火山灰の 薄層を挟む。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中 央部で厚く、最大40cm程度である。下位のB-4層との境界は不明瞭であ る。	952-912: 糜植質堆積物 955-930: 糜植質堆積物 965-934: 糜植質堆積物 1173-1008: 腐植質堆積物 1226-1084: 腐植質堆積物 1335-1303: 腐植質堆積物
B-4層:風成堆積物	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。濃い色調の黒色の腐植質シ ルト〜砂を主体とし、褐色シルト起源の粒子をまれに含む。下部では下位 層の褐色シルトを角礫〜パッチ状に取り込んでいる。指で押すと少し凹む 程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大100cm程度であ る。下位のC-1層との境界は凹凸に富み明瞭であるが、一部では漸移的で 不明瞭である。W1面では境界部に土器が数点出土した。断層周辺では、亀 裂や小断層に沿って下位層中に落ち込んでいる様子が観察される。	1518-1390: 腐植質堆積物 1811-1722: 腐植質堆積物 2303-2067: 腐植質堆積物
C-1層:風成堆積物	火山灰質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出しているが、北側トレンチでは断層下 盤側(北側)には分布していない。茶褐色から明褐色の火山灰質シルト~ 砂を主体とし、黒色シルトの細~中礫やスコリア粒子、火山砂の角礫を極 わずかに伴う。明褐色の火山灰質シルトのパッチ(径5cm~最大40cm程 度)を大まかに3層準、灰色の火山ガラス質細粒砂の薄層ないしレンズを大 まかに2層準狭む。E-3面(E3-1、H4付近)及びW-3面(W3-1、H3.9付 近)には、再堆積と考えられる橙色軽石を含む腐植質シルトをレンズ状に 挟む。W3面及びW1面の下部には淡黄褐色火山灰質シルト(C-2層;K-Ah 火山灰)をパッチ~角礫状に挟む。K-Ah層準から25~30cm程度上位に、 径2cm程度以下の白色の軽石粒子が極まれに散在しており、阿蘇中央火口 丘第一軽石(ACP1)と考えられる。このほか、長さ10cm以下の棒状で角 の丸い黒色シルトが含まれているが、これらは地層の傾斜と無関係に形成さ れた生痕(おそらくアリなどの生物の巣穴)と考えられる。全体的に、指 で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最 大150cm以上である。下位のD1層との境界は漸移的で不明瞭である。	1923-1865: 堆積物 2112-2005: 堆積物 2847-2790: 堆積物 2307-2158: 堆積物 2757-2744: 堆積物 2763-2743: 堆積物 4148-4011: 堆積物 5434-5300: 堆積物 5661-5606: 堆積物 5914-5768: 堆積物
C-1x層:イベント堆積物	腐植混じり火山灰質シルト	W3面の断層周辺に分布する。主にC-1層をなす褐色シルトを主体とし、腐 植質シルトを混在する。淡橙色火山灰質シルト(C-2層;K-Ah火山灰)の 砂〜中礫サイズの粒子を含む。D-1層を覆い、C-12層に覆われている。	6796-6726:堆積物 8456-8404:堆積物

表3. 沢津野トレンチ地質総括表 (2/3)

C-1z層:開口亀裂充填物	麻植質シルト片及びシルト片混じり腐 植質シルト	W3面の断層周辺に、断層活動によってできた開口部を充填するように分布 する。黒色腐植質シルトおよび褐色シルトの角礫と、腐植質シルトの基質 からなり、礫の含有量が層順によって変化する。D-1層、C-1層、C-1x層を 覆い、B-3層に覆われている。	3056-2954:堆積物
C-2層:風成堆積物 (K-Ah火山灰)	火山灰質砂質シルト	W1面、W3面、及びE3面のC-1層下部に不連続に挟まれて分布する。明黄 褐色を呈する火山灰質な砂質シルトからなり、火山ガラスを多量に含む。 W3面の断層上盤側(北側)では、C1層下部に10cm程度以下のパッチ状~ 角礫状に挟まれ、不連続ながら層を形成している。断層下盤側(南側)の C1層中、及び断層周辺のC-1層中にも散在する。さらに、南トレンチの底 盤及びE3面増堀部のC-1層中にも観察された。このほか、W1面のC-1層下 部にもわずかに分布が認められる。	
D-1層:風成堆積物	魔植質シルト	北側トレンチの断層上盤側(南側)、及び南側トレンチに分布する。黒色 を呈する腐植質シルト~砂からなり、褐色シルトの細~大礫を含む。上部 及び下部が淡黒色で、中央に濃い黒色部が分布するが、境界は不明瞭で漸 移的である。全体的に、指で押すと少し凹む程度に締まっている。W3面か らS面にかけては、角礫を含むD-2層が挟まれている。断層に向かって傾斜 が急になり、断層両辺では褐色シルト(C-1x層やE-2x層)に取り込まれ る。W3面ではC-1x層を含めた模臥褶曲状の構造を形成している。層厚は 最大で90cm程度である。下位のE層との境界は凹凸に富み明瞭であるが、 一部では漸移的で不明瞭である。また、亀裂や小断層に沿って下位層中に 落ち込んでいる様子が観察される。	8447-8400: 腐植質堆積物 9487-9442: 腐植質堆積物 9529-9495: 腐植質堆積物 10398-10275: 腐植質堆積物 12569-12425: 腐植質堆積物 12760-12709: 腐植質堆積物 15257-15126: 腐植質堆積物
D-1x層:イベント堆積物	シルト片混じり腐植質シルト	E1面の断層周辺に分布する。濃褐色のやや腐植質なシルト〜砂を基質と し、径4cm程度以下の褐色シルトの角礫を散在する。褐色シルトと黒色腐 植質シルトの混在物と考えられる。指で押すと凹む程度で、やや軟らか い。E-2層及びE-2x層を覆い、B-4層に覆われている。	6094-5936:腐植質堆積物
D-2層:風成堆積物	シルト片〜砂混じり腐植質シルト	南側トレンチのW1面からN面にかけて、新層下盤側(南側)に分布する。 灰黄褐色を呈し、黒色腐植質シルトを主体とし、角礫状~砂状の褐色シル トを含む。礫は亜角礫状で径は最大7cm程度である。D-1層に挟まれて分 布し、上下の境界はともに不明瞭である。層厚は20cm程度である。	
E-1層:風成堆積物	砂質シルト	南側トレンチの断層下盤側(南側)に分布し、北側トレンチには露出して いない。茶褐色の砂質シルト〜砂を主体とし、まれに黒色シルトを礫状に 含む。全体的に割れ目が多く角礫質である。基質部は指で押すと少し凹む 程度、礫状部は凹まず硬い。層厚は50cm程度である。下位のE-2層との境 界は凹凸に富み、不明瞭で漸移的である。	
E-2層:風成堆積物	シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。やや明るめの茶褐色のシルト ~砂を主体とし、径2cm以下の黒色シルトの角礫をまれに含む。全体とし て割れ目がすくないが、W-1面の断層上盤側や、W3面の断層近傍では割れ 目が多く角礫質である。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚は 北側トレンチでは80cm程度以上、南側トレンチでは60cm程度である。下 位のE-3層との境界は漸移的で不明瞭である。	
E-2x層:イベント堆積物	角礫状シルト〜角礫状砂質シルト	E1面の断層上盤側(南側)に分布する。径10cm程度以下の角礫状の褐色 シルトからなり、シルト〜細礫サイズの褐色シルトの基質を伴う。 腐植質 シルト (D-1層)を不定形に取り込んでいる。主にE-1層及びE-2層構成物 からなると考えられるが、E-3層以下も混在している可能性がある。基質部 は指で押すと凹む程度でやや軟らかい。	
E-3層:風成堆積物	砂質シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。茶褐色の砂質シルト~砂を主体とし、E-2層よりも細粒砂の割合が多い。よく締まり、やや硬く固結しており、割れ目が発達し角礫質である。北側トレンチでは層厚が100cm程度、南側トレンチでは60cm程度である。下位層との境界は比較的明瞭である。	
E-4a層:風成堆積物	庭植質シルト	北側トレンチの断層下盤側(北側)に分布する。濃褐色のやや腐植質なシ ルト〜砂を主体とし、細砂の割合が多い。指で押すとわずかに凹む程度で やや硬い。層厚は20cm程度である。下位のE-4b層との境界は比較的明瞭 である。	
E-4b層:風成堆積物	粘土質シルト	北側トレンチの主に新層下盤側(北側)に分布する。褐色のシルト〜粘土 を主体とし、粘り気がある。指で押すと少し凹む程度に締まる。層厚は 30cm程度である。下位のE-4c層との境界は凹凸に富み、不明瞭である。	

表3. 沢津野トレンチ地質総括表 (3/3)

E-4d層:風成堆積物	腐植質シルト	南側トレンチの断層下盤側(南側)に分布する。濃褐色のやや腐植質なシ ルトを主体とする。層厚は20cm程度である。下位層との境界は不明瞭であ る。北側トレンチのE層との対比が困難であるため、E-4d層として分けて 示した。	
E-5層:風成堆積物 (AT火山灰)	火山灰質中粒砂~シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。W3面ではE-6層中にレンズ状 に含まれている。淡黄褐色の中粒砂〜シルトを主体とし、火山ガラスや斜 長石結晶を含む。火山ガラスは部分的に濃集し多く含まれている。指で押 すとわずかに凹む程度でよく締まる。層厚は30cm程度である。下位のE-6 層との境界は凹凸に富み、比較的明瞭である。	
E-6層:風成堆積物	腐食質シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。濃褐色〜黒褐色を呈する腐植 質なシルト〜粘土を主体とし、砂サイズの粒子を伴う。橙色の軽石粒子が まれに散在する。まだら状の紋様がみられ、粘り気がある。指で押すとわ ずかに凹む程度でよく締まる。層厚は50cm程度である。下位のE-7層及び F-1層との境界は漸移的で不明瞭である。W1面、W3面及びE1面では、小 断層に沿ってF-1層中に落ち込む様子が観察される。落ち込みの部分には E-5層やE-7層が混在している可能性がある。	
E-7層:風成堆積物	火山灰質砂~シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に、やや不連続に分布する。淡黄褐色の火 山灰質なシルト混じりの中〜細粒砂を主体とし、粘土を含み、やや粘り気 がある。橙色の軽石粒子がまれに散在する。指で押すとわずかに凹む程度 でよく締まる。層厚は20〜40cm程度である。下位のF-1層との境界は凹凸 に富み、比較的明瞭である。小断層に沿ってF-1層中に落ち込む様子が観 察される。落ち込みの部分には上位のE-6層やE-7層が混在している可能性 がある。	
F-1層:風成堆積物	軽石混じり細~中粒火山灰質砂	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。灰褐色の細〜中粒の火山灰質 砂からなり、上方細粒化し、上方へ向かってシルト〜粘土分が増加する。 橙色の軽石粒子や黒色の角閃石結晶が散在する。固結しており硬く、割れ 目が発達している。層厚は北側トレンチでは50cm程度、南側トレンチでは 80cm程度である。下位のG-1層との境界は漸移的で不明瞭である。	
G-1層:風成堆積物 (Kpfa最上部)	軽石混じり火山灰質砂〜シルト	北側トレンチの断層下盤側(北側)、及び南側トレンチE3面に分布する。 また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側(南側)でも観察された。褐灰色 の火山灰質砂〜シルトを基質とし、径2cm程度以下の橙色の軽石粒子をか なり多く散在する。F-1層よりもシルトを多く含む。やや硬く、よく締 まっている。層厚は北側トレンチでは10cm程度である。下位のG-2層との 境界は細かい凹凸に富み、明瞭である。	
G-2層:風成堆積物 (Kpfa上部)	粗粒軽石	北側トレンチの断層下盤側(北側)、及び南側トレンチE3面に分布する。 また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側(南側)でも観察された。橙色を 呈する径2cm程度以下の粗粒な軽石を主体とし、まれに褐灰色の砂〜シル トを伴う。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側トレンチでは40cm程 度である。下位のG-3層との境界は細かい凹凸に富み、明瞭である。	
G-3層:風成堆積物 (Kpfa中部)	軽石混じり火山灰質砂〜シルト	北側トレンチの断層下盤側(北側)に分布する。また、南側トレンチ増堀 部の断層下盤側(南側)でも観察された。褐灰色の火山灰質砂〜シルトを 基質とし、径2cm程度以下の橙色の軽石粒子を散在する、または不定形の 軽石集合体を団塊状に含む。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側ト レンチでは30cm程度である。下位のG-4層との境界は渐移的であるが明瞭 である。	
G-4層:風成堆積物 (Kpfa下部)	細粒~中粒軽石	北側トレンチの断層下盤側(北側)に分布する。また、南側トレンチ増堀 部の断層下盤側(南側)でも観察された。橙色〜褐灰色を呈し、細粒〜中 粒な軽石粒子からなり、上方細粒化がみられる。やや硬く、よく締まって いる。層厚は北側トレンチでは30cm程度である。下位のH-1層との境界は 細かい凹凸に富むが、明瞭である。	
H-1層:風成堆積物	軽石混じり腐食質細粒砂〜シルト	北側トレンチの断層下盤側(北側)に分布する。また、南側トレンチ増堀 部の断層下盤側(南側)でも観察された。濃い黒色の腐植質なシルト〜砂 を主体とし、径0.5cm以下(最大2cm)の軽石粒子を多量に散在する。下 部には安山岩の細礫が含まれる。全体的に、指で押すとわずかに凹む程度 でよく締まる。層厚は40cm以上である。	

トレンチには、阿蘇火山を給源とする火山噴出物からなる地層が主に分布する。W1面及 びE1面では南落ちの正断層、W3面及びE3面では北落ちの正断層による変形が生じている様 子が明瞭に認められた。地層は複数の断層によって切られつつ、概ね地溝の中央側に向か って撓み下がる傾向を概ね示した。トレンチ壁面には、黒色火山灰質土(黒色シルト、い わゆる黒ボク土)と褐色火山灰質土(褐色シルト、いわゆる赤ボク土)が互層をなしてお り、これに火山灰層が数層準挟まれている。トレンチ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容易に対比が可能である。これらの地層を層相や 連続性に基づいて、上位より耕作土(A-1層)、埋土(A-2層)、黒色火山灰質土(B-1層~B -4層)、褐色火山灰質土(C-1~C-2層)、黒色火山灰質土(D-1層~D-2層)、褐色火山灰質土 (E-1~E-7層)、火山砂層(F-1層)、軽石層(G-1~G-4層)、黒色火山灰質土(H層)に分類 した。このうち、C-2層は鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah)、E-5層は姶良丹沢火山灰層(AT)、 軽石層(G-1~G-4層)は草千里ヶ浜火山降下軽石層(Kpfa)に相当する。また、それぞれ の壁面の写真とスケッチを図44~57に示した。図はW1面を始めとし、N面、E1面と時計回り に連続するように並べている。トレンチ壁面には複数の断層が認められ、主要な断層から 順に番号をつけ(例:W1-F1、W1-F2、…)、分岐断層については主断層をはじめとして、枝 番をつけて表記した(例;W1-F1a、W1-F1b、…)。以降の記述では、トレンチ全体に分布す る亀裂について述べた後、地震断層を横切る壁面についてW1、E1、E3、W3の順に記載し、 それらをつなぐN、S、E2面についてまとめて記載を行った。

壁面全体には、熊本地震による変位に伴って形成されたと見られる多数の新しい亀裂が 確認できる。これらの亀裂は、亀裂自体が新鮮であることと充填堆積物の密度が低く、周 囲の堆積物との固さの違いから過去のイベントで形成された亀裂と明確に区別される。ま た、C-1層をはじめとする褐色火山灰質シルト層に形成された亀裂の場合は、亀裂がB-4層 より上位の黒ボク土によって充填され、黒い筋として認識しやすくなるため、極小さい亀 裂であっても検出できる。結果として、スケッチ上にはC-1層に多数の亀裂が集中するよう に描かれているが、A層及びB層内にも同程度の亀裂群は存在すると見られる。亀裂群の中 には、大きく分けて二種類の亀裂が存在する。ひとつは断層の上盤側(低下側)に分布す る地溝の外側に向かって傾斜する亀裂群であり、もうひとつは下盤側(隆起側)に分布す る開口亀裂群である。前者は、地溝中央部の沈降に伴う圧縮性の亀裂と見られる。その中 でも、大きい変位を持つ亀裂については、E1-F3断層、W1-F3断層と名付けた。これらの断 層は黒ボク土中で分散、ステップしつつ、全体として傾斜を緩めながら地表まで伸びる様 子が観察された。E1-F3断層の場合はE1-9.5付近、W1-F3断層の場合はW1-10.6付近まで亀裂 が断続的に伸びる。これらの地表との合流点を境に北側の地表面やA-1/A-2境界の南傾斜 がやや強まっており、沈降に伴う歪が集中した結果大きな亀裂に成長したものと考えられ る。一方、隆起側の開口亀裂群は撓み下がりに伴い地層が伸長された結果形成されたと見 られる。主要な断層付近の浅い地層ほど明瞭で、特にE3面において顕著に認められる。と くに、E3-7~12の区間では、D-1層まで及ぶものを含む多数の開口亀裂が分布する。これら のうちE3-7.3、8.8、9.9、11.4付近の北落ちの変位を伴う比較的規模の大きい亀裂につい てははE1-0C1~4と名付けた。

W1壁面の底面付近では、W1-4~6の区間に2条、W1-8付近に1条の断層が認められた。これらの断層をW1-F1~W1-F3と呼ぶ。W1-F1断層とW1-F2断層は上方に向かって多数分岐して

おり、上盤側の地層を著しく変形させる。W1-F1断層はW1-4.8付近からW1-1に向かって伸 び、南落ちの断層崖を形成した地表地震断層へとつながる。断層による上下変位は地表面 で約50 cm、E-5層やG-1層を基準とすると約100 cmであった。このうちW1-F1断層はH1付近 からほぼ垂直にW1-F1b断層が分岐する。変位量は数 cm~5 cmと小さいものの地表まで切 断する。W1-F1断層の上盤側には破砕された角礫状シルト層(E-2x層)が認められる。E-2 x層は、下盤側(隆起側)に水田の拡幅以前には存在していたと考えられるE-1層およびE-2層がW1-F1断層からの分岐断層(W1-F1f~F1k)やW1-F2断層によって著しく破砕された地 層と見られ、両者の区別は難しい。E-2x層には変位に伴って生じたクラックに沿ってD-1層 の黒ボク土が充填され、D-1層との地層境界は著しく乱される。W1-F2断層はW1-5.2付近か ら、南に伸びる北落ちのW1-F2c断層とほぼ垂直に伸びる南落ちのW1-F2a断層に分岐する。 二つの分岐断層の間は著しく破砕されている様子が認められ、南落ちの変形に伴いE-2x層 がくさび状に落ち込んだものと見られる。W1-F1断層の下盤側(北側)では、E-2層より上 位の地層は水田の拡幅により失われ、その分布形状は不明である。E-2層から下位の層準に は、小断層(W1-F8~F13)により切られつつ、南へやや撓み下がる地層の分布が確認でき る。これらの小断層は、主にほぼ水平なW1-HF断層から分岐する北傾斜の北落の正断層群で 構成され、G-2層からE-4b層までを切断・変形させる。小断層によってブロック状に切断さ れた地層は、反時計回りに回転し、地溝中央部に倒れ込むような覆瓦構造を呈する。W1-F 3断層はC-1層を切断する逆断層で、その変位量はB-4/C-1境界で上下に約10 cmである。断 層は断続的な亀裂としてW1-10.7付近の地表まで追跡できるが、黒ボク土中で分散し、変位 量は漸減する。W1-F1断層とW1-F3断層の間の地表面は断層崖からW1-10にかけて緩やかに 傾斜し、同様に地層も南への傾動を示す。B-2/B-3境界はほぼ地形と同程度に傾斜するが、 B-4/C-1境界は明らかにそれより大きく、D-1層はそれよりさらに大きく傾斜する。これは 沈降による変形が累積した結果とみられる。C-1層はW1-F1断層とW1-F3断層の間で傾斜し つつ、多数のクラックが分布する。そのクラックはB-4層によって充填されており、過去の 活動に関連して形成された開口亀裂と見られる。W1面の変形は全体としてはW1-F1断層を 主断層とする南落ちの正断層の活動に起因しており、W1-F2断層およびW1-F3断層は主断層 から派生した分岐断層と推定される。

E1面で認められる主要な断層は南落ちの変位を伴うE1-F1~F3断層である。このうちE1-F1断層の断層沿いの変位が最も大きく、主断層と見られる。断層はほぼ垂直に立ち上がり、 H3.5付近で分岐し、地表付近で更に分岐・発散しつつ二本の地表地震断層につながる。E1 -F1断層を境に地層は大きく異なっており、低下側では下部に赤ボク土層(C-1層)、上部に 黒ボク土層(A層群及びB層群)が厚く分布する。これらのB-4層以浅の地層はE1-F1断層北 側にも連続するが、それより下部の地層は連続せず、E-2層以下を不整合に覆う。断層に沿 って、E-2x層とD-1層が著しく南に傾斜しており、低下側への引きずり込みによると考えら れる。E1-F1断層を挟んだB-3層以浅の地層境界が示す上下変位量は、北に分岐した断層で 約15 cm、南に断層で約15 cmの計30 cmであった。また、断層沿いのB-3層上面以浅におけ る地層境界を基準とした変位量は地表面の変形量と同程度であった。一方、C-1層堆積以前 の変位量は地層の対比が出来ないため、不明である。E1-F2断層はクラックとして追跡でき るが、その変位量は殆ど無いか小さい。H3.0付近でE1-F1からの分岐断層と交差するが、そ の後は上方に向かって殲滅する。E1-F3断層はE1-8付近からやや南に傾斜して伸びる逆断 層で褐色ローム層の上面を10 cmほど変位させる。黒ボク土中の断層は分岐しつつ殲滅す るものの、地表面付近まで亀裂が追跡できる。断層より低下側に厚く堆積するC-1層中には パッチ状の火山灰濃集層や灰色の火山ガラス濃集層が断続的に分布する。それらの分布か らおおまかな堆積構造が認められ、低下側を埋めるように地溝が埋積されていった様子が 推定される。こうした堆積構造はE1面ほど明瞭ではないものの、E3面、W1面、及びW3面に おいても確認できる。E1-F1断層を挟んで北側の地層は多数の小断層、クラックにより破砕 される様子が顕著である。E-1層から上位は水田の拡幅により失われているが、E-2層から 下位は成層構造を保ったまま、やや南に傾動した分布を示す。E-4a層からG-2層には、ほぼ 水平なE1-HF断層から派生した北傾斜の小規模な正断層群が発達する。W1面同様、地層には 覆瓦構造が見られ、沈降に伴って地層が引き伸ばされ地溝中央部向かって倒れ込むような 動きが生じた結果と推定される。

E3面では、他の壁面と比べて断層をはさんだ地層の連続性がよく、断層沿いの累積変位 が明瞭である。B層は南側に向かって撓み上がりつつ薄くなり、褐色ローム層に接する形で 殲滅する。上位のA層群はそれを覆う形でさらに南側へと広がる。B-4層はE3-9付近で褐色 ローム層と接しており、その地点を境にB層とC-1層の地層境界が変化する。北側ではB-4/ C-1境界が漸移的でC-1層が整合的に覆われているのに対し、南側では明瞭で、B-3層がC-1 層を不整合に覆う。この境界層の側方変化はW1面およびW3面でも同様に認められる。先述 したようにE3面にはE3-6~E3-11間に開口亀裂(E3-0C1~4)が顕著に発達する。対して、 E3-6付近にほぼ垂直に伸びるE3-F1断層およびE3-F2断層は、逆断層的な形状を示す。E3面 には多数の断層が認められるが、その中で主要な断層はE3-F1~F3の3本と見られる。E3-F 1断層はE3-7.5付近からほぼ垂直に立ち上がり、H3.0付近で分岐する。南側に分岐したE3-F1b断層はE3-0C1へとつながり、北側に分岐したE3-F1a断層は逆断層的に地層を変位させ る。E3-F2断層はE3-6.5付近からほぼ垂直に立ち上がり、分岐収斂を繰り返しつつ、H1.5付 近でE3-F1断層と交差する。変位量は黒ボク土層中では数 cm程度で、B-4/C-1境界で約15 cmである。一方C-1/D-1境界の変位量は約1 mと変位の累積が認められる。これらのE3-F1 及びE3-F2断層を境にC-1層やD-1層の層厚が著しく変化する様子が認められる。地層は南 側ではE3-F2断層まではほぼ一定の厚みを持って上に凸に撓み下がる傾向を示す。しかし、 E3-F1断層を境に約2倍に厚みを増し、E3-F2断層を境にさらに厚みを増す。こうした形状か ら、これらの地層の堆積中に活動したことが示唆される。E3-F3断層は増掘りによってより はっきりと確認され、Kpfaを明瞭に切断し、それより上位の地層の撓み変形を形成したと 見られる。断層自体はE層中で複雑に分岐し、追跡は難しいが、その延長部は撓み変形のは じまるE3-0C4に当たることから、変位はE3-F2断層からE3-11までの間に分散したものと考 えられる。E3-F3断層の下盤側では、小断層により著しく破砕されているものの、地層の傾 斜はやや北傾斜かほぼ水平と大きな撓み変形は生じていない。したがって、E3-F3断層が主 断層であり、E3-F1及びE3-F2断層は分岐断層と推定される。E3-F3断層を境に下盤側(南側) では、開口亀裂や南傾斜の小規模な正断層が多数見られ、亀裂や小断層によって生じた凹 地を上位層が充填する様子が認められる。E3-11~14付近ではE層群が南側に落ち込み、そ の落ち込みを充填する形でD-1層が厚く堆積している。また、F-1層に生じたクラックをE-6層やE-7層が充填する。

W3面における全体的な地層の分布としてはE1面、W1面と同様で、上盤側(北側)に厚い

黒ボク土層(A層群及びB層群)と赤ボク土層(C-1層)が分布する。比較的連続性がよく、 全体として北に傾斜する分布が認められる。W3面では断層を境にE-1層までが対比できる。 E1面やW1面と比較すると断層近傍の変形帯の幅が広く、かつ複雑な変状を呈する。断層は W3-F1~F3といった北落ちの正断層が主であるが、地表近くではW3-F1断層に収斂し、地表 地震断層へとつながる。断層を境に大きく地層が異なること、変位量が大きいことから、 W3-F1断層が主断層と見られる。この断層はH3.0より下部では複雑に分岐収斂し、幅約10 cmの断層破砕帯を形成する。破砕帯には薄く切断されたD-1層が挟まれる。W3-F1断層の上 盤側に分布するC-1層中には多数の亀裂が認められる。また、W3-F1断層上のW3-8.3、W3-9、 W3-9.5、W3-10付近からほぼ垂直に北落ちの上下変位を伴う小断層が分岐する。このうち、 W3-F1bおよびW3-F1cは、A層中で徐々に変位量が減少するものの、地表まで連続する。これ らの小断層によりB層は北に向かって階段状に低下する。その変位量はA-2/B-1 境界とB-3 /C-1z境界でほぼ等しく、この間大きなイベントがなかったことが推定される。W3-F1c断層 とW1-F2断層によってC-1層の分布が途切れており、その間には角礫状の褐色火山灰質シル ト及び腐植質シルトからなる堆積物が認められる。この堆積物はW1-F1a、F1b、F1c及びF1 d断層によって切断される。W3-F1e断層沿いのB-4/C-1境界の示す上下変位量は、C-1/C-1x 境界と比較して小さく、変位の累積が認められる。W3-F1e断層はB-3層中で殲滅し、B-4/C -1境界で認められる上下変位はB-2/B-3境界より上位には認められない。W3-F1断層の南側 に分布するW3-F2断層及びW3-F3断層は主にD-1層より下位の地層を変位させており、W3-F2 断層とW3-F1断層の間でD-1層より下位の地層が大きく沈降する様子が認められる。W3-F2 断層はG-2層より下位を切断しないが、W3-F3断層はKpfaを明瞭に切断する。W3-F3a断層は W3-F3b断層とW3-F2断層にステップし、変位を分散させているものと考えられ、その間をつ なぐ南傾斜のW3-F4断層はふたつの断層と共役関係にあるとみられる。W3-F2断層とW3-F1 断層の間でD-1層は南に凸の横臥褶曲状の変状を呈しており、褶曲内部にC-1層下部相当と 見られる地層(C-1x)を内包する。この構造の南側W3-11付近ではE-1層がポップアップし、 D-1層に食い込む。この変形はK-Ahを含むC-1層によって不整合に覆われる。 C-1層下部の K-Ah層はW3-F1断層を境に上下に約1.5 m食い違う。熊本地震による上下変位量は約30 cm であるため、変位の累積が認められる。W3-F2断層より南側では南落ちの小断層や亀裂群が 発達する。E-1層に発達するこうした亀裂に沿ってD-1層が落ち込む様子が認められる。ま た、北側トレンチ同様、E-4層より下部には南傾斜の正断層性の変位を示す小断層が分布 し、地溝中央部へ倒れ込む覆瓦構造を形成する。

N面、S面、及びE2面では、その両端で接する壁面と同様の地層がほぼ水平に分布する。 N面及びS面ではE-4a層より下位に東方向に傾斜する小断層が見られ、N面ではW1及びE1面 から連続する水平な断層(N-HF)が認められる。こうした分布からは、トレンチ下盤側に 分布する小断層群が、北側では左ステップする北東落ちの正断層群、南側では右ステップ する南東落ちの正断層群であることが示唆される。したがって、沈降部はやや西向きの成 分を持つことが推定される。これは、水田東側の擁壁に見られた横ずれ変位方向とも一致 する。E2面ではC-1層の上部からA-1層までが厚く堆積している様子が認められる。ほぼ水 平であるが、B-3層からA-2層までの地層境界の深度を東西壁面で比較すると、東側が低い 傾向が見られ(図41)、熊本地震によりE2-2.5付近に向かって撓み下がった様子が確認でき る。また、すべてのトレンチ壁面のB-4/C-1境界の深度を比較すると、E2-2.5付近を最深部 として南北方向だけではなく、東西方向の撓み下がりが地形面や上位層以上に生じている 様子が認められる。これは熊本地震による沈降量がE2-2~3付近において最大であったこ とと一致しており、過去にも同様の変位量分布を持つ地表地震断層が生じていた可能性が ある。

本トレンチは現在も活発に活動する阿蘇火山群から数kmの圏内に位置することから、阿 蘇火山を給源とする火山灰をはじめとした火山噴出物が常に供給されることで、厚いロー ム層が形成されたと見られる。C-1上面の一部や断層近傍を除けば、不整合は見られず、K pfa以降継続して堆積場にあったようである。トレンチ壁面では地震断層につながる複数 の断層が認められ、多数のイベント堆積物や累積変位が確認できた。したがって、本断層 は過去何度も活動した活断層であることは明らかである。イベントに伴い地溝内部が沈降 すると吹き溜まりが形成され、より厚く火山灰が堆積することが予想される。C-1層の上部 では根の痕跡や多数の炭化物が確認されるが、それより上位のB層中にはそうした構造は 認められない。W1面のB-4/C-1境界には土器片が出土しているため、伐採や焼き畑による人 工的な堆積環境の変化があった可能性がある。トレンチ南北端付近のE-2層上面及びC-1層 上面の不整合は、その一部は現代の圃場整備に伴う人口改変によるものである。一方、B-3/C-1境界のうちE3-9~11に見られる不整合の要因としては断層の活動や人工的な裸地化 によって生じた風食などが考えられる。何れにせよ、E3面におけるC-1層の厚さがほぼ変わ らないことからその侵食量は小さいものと考えられる。



図44. W1面の写真


図45. W1面のスケッチ

凡例は図43を参照。ピンク色の点は土器片が出土した位置を示す。



図46. N面の写真



図47. N面のスケッチ

凡例は図43を参照。



図48. E1面の写真



図49. E1面のスケッチ

凡例は図43を参照。



図50. E2面の写真



図51. E2面のスケッチ 凡例は図43を参照。



図52. E3面の写真



図53. E3面のスケッチ 凡例は図43を参照。







図55. S面のスケッチ







図57. W3面のスケッチ 凡例は図43を参照。 c) 地層の年代についての検討

トレンチ壁面とボーリングコアから得られた放射性炭素年代を表4に示す。トレンチ壁 面の放射性炭素年代測定は東京大学大気海洋研究所(Atmosphere and Ocean Reasearch Institute:以下AORIと表記)の横山研究室に、ボーリングコア試料の年代測定は(株)地 球科学研究所(Geo Scinece 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 v4.3.2(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 正値(±1σ以下の範囲)を基本表記とし、括弧内に較正前の年代値(Conventional Radio carbon Age)を併記した。

堆積物の年代測定の結果、B-2層からは1058~985 cal yBP(1126±21 yBP)、B-3層から は912 cal yBPから1335 cal yBPの範囲、B-4層からは1518~1390 cal yBP(1541±25 yB P)、1811~1722 cal yBP(1824±21 yBP)の年代値が得られた。

B-4/C-1境界層からは土器が出土し、熊本県教育委員会の亀田氏によると弥生時代の土器と鑑定された(図58)。沢津野トレンチの北側500 mには河陽F遺跡と呼ばれる縄文~弥生時代の遺跡が出土しており、同時代の遺物と考えられる。また、土器周辺のC-1層から採取された堆積物からは1865 cal yBP~2307 cal yBP、土器近くの炭質物からは2763~2743 cal yBPの年代値が得られた。ほかにも、B-4/C-1境界付近では約2000年前の年代が得られており、土器の鑑定結果と矛盾しない。C-1層の堆積物からはほかに2005 cal yBP から 6094 cal yBPまでの連続的な年代が得られた。C-1の中間にはACP1起源とみられる軽石粒が、C-1層下面付近には7300年前に降下した推定される鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が含まれ、それらと放射性炭素年代は整合的な結果を示した。イベント堆積物のC-1x層からは84 56~8404 cal yBP (7655±28 yBP) と6796~6726 cal yBP (5939±27 yBP)、C-1zからは3 056~2954 cal yBP (2871±27 yBP)の年代値が得られた。D-1層は8400 cal yBP から127 60 cal yBP (10870±36 yBP)の範囲の年代値が得られた。それより下位の年代指標となる堆積物として、C5層を構成する姶良丹沢火山灰(AT)、D層を構成する草千里ヶ浜火山降下 軽石 (Kpfa) といった広域火山灰が認められた。

地表付近のB-2層とB-3層中の年代を除き、概ね下層ほど古い年代が得られており、層序 関係と年代測定値は矛盾しない。また、複数の広域火山灰との堆積関係も矛盾せず、信頼 性の高い年代値と言える。B-2層とB-3層の年代の逆転は極めて早い堆積速度あるいはB-2 層への埋積土等による古い堆積物の混入が考えられる。また、C-1層中の炭化物の年代と堆 積物が示す年代の差異は再堆積した炭化物を計測したものと考えられる。したがって、上 記の年代測定結果から、各層準の堆積年代は、B-2層が900年前以降、B-3層が1300年前から 900年前、B-4層が1800年前から1400年前、C-1層が8500年前から1900年前、D-1層が15000年 前から8400年前と推定される。

Sample ID	Unit	Material	Code No.	δ ¹³ C (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yBP)	Calibrated age (cal yBP; ±1o)
STN-2-2.03	STN-2, B	organic sediment	Beta-478810	-15.2	$1161 \ \pm \ 18$	1173 - 1008
STN-2-6.95	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478811	-23.4	$8506 \ \pm \ 28$	9529 - 9495
STN-2-8.96	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478812	-18.9	$12749 \ \pm \ 38$	15257 - 15126
STD-T-C01	W3, B-3	organic sediment	YAUT-035231	-28	$1223 \ \pm \ 24$	1226 - 1084
STD-T-C02	W3, C-1z	sediment	YAUT-035232	-28.3	$2871 \ \pm \ 27$	3056 - 2954
STD-T-C03	W3, D-1	organic sediment	YAUT-035233	-35	$10539 \ \pm \ 43$	12569 - 12425
STD-T-C05	W1, B-4	organic sediment	YAUT-035236	-30.1	$2158 \ \pm \ 40$	2303 - 2067
STD-T-C06-1	W1, C-1	sediment	YAUT-035237	-32.6	$2091 \ \pm \ 26$	2112 - 2005
STD-T-C06-2	W1, C-1	charcoal	YAUT-035238	-37.3	$2627 \ \pm \ 28$	2763 - 2743
STD-T-C07	W3, B-4	organic sediment	YAUT-035239	-23.9	1541 ± 25	1518 - 1390
#204	W3, C-1	sediment	YAUT-037302	-17.1	$4593 \ \pm \ 24$	5434 - 5300
#206	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037303	-23.2	$8430 \ \pm \ 29$	9487 – 9442
#217	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037304	-18.6	$9198 \ \pm \ 31$	10398 - 10275
#228	W3, C-1	sediment	YAUT-037305	-18	$2212 \ \pm \ 22$	2307 - 2158
#230	W3, C-1	sediment	YAUT-037306	-20.5	5114 ± 24	5914 - 5768
#231	W3, C-1x	sediment	YAUT-037309	-23.9	$7655 \ \pm \ 28$	8456 - 8404
#232	W3, B-2	organic sediment	YAUT-037311	-18.6	1126 ± 21	1058 - 985
#234	W3, B-3	organic sediment	YAUT-037312	-17.7	1054 ± 22	965 - 934
#237	W3, C-1	sediment	YAUT-037313	-20.1	$1936 \ \pm \ 21$	1923 - 1865
#238	W3, C-1	sediment	YAUT-037315	-19.4	$2620 \ \pm \ 22$	2757 – 2744
#241	W3, C-1	sediment	YAUT-037316	-19.6	$3740 \ \pm \ 23$	4148 - 4011
#243	W3, C-1	sediment	YAUT-037317	-22.2	$4930 \ \pm \ 25$	5661 - 5606
#245	W1, B-3	organic sediment	YAUT-037318	-16.8	$1029 \ \pm \ 20$	955 - 930
#255	E1, B-3	organic sediment	YAUT-037319	-20.1	1424 ± 21	1335 - 1303
#256	E1, D-1x	sediment	YAUT-037323	-24.4	5245 ± 26	6094 - 5936
#259	E1, B-4	organic sediment	YAUT-037324	-18.8	1824 ± 21	1811 - 1722
#261	E1, B-3	organic sediment	YAUT-037325	-21.1	$997 ~\pm~ 20$	952 - 912
#265	E1, C-1	sediment	YAUT-037326	-27.1	$2733 \ \pm \ 22$	2847 - 2790
#285	E3, D-1	organic sediment	YAUT-037328	-24.9	7640 ± 30	8447 - 8400
#286	E3, D-1	organic sediment	YAUT-037329	-22.2	$10870 \ \pm \ 36$	12760 - 12709
#288	W3, C-1x	organic sediment	YAUT-037331	-21.6	$5939~\pm~27$	6796 - 6726

表4. 沢津野トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

*Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsky (2009); IntCal 13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)



図58. W1面のB-4/C-1境界から出土した土器片

d)ボーリングコアとの対比とその変位量

トレンチ掘削前に行われたボーリングの他、地層の分布をより詳細に明らかにするため、 トレンチ底面からハンドオーガーによる掘削を4本行った。ハンドオーガーでは、下盤側で 2本、上盤側で2本を掘削した。掘削の結果、地溝全体の地質断面が明らかとなった(図59)。 トレンチ周辺に分布する地層のうちB-1層、B-4/C-1境界、K-Ah、D-1層、AT、Kpfa(G層相 当)が連続性の良い対比の容易な鍵層として追跡できる。それらの分布は地溝外では地形 なりに火山噴出物が堆積している一方で、地構内では地層が中軸に向かって大きく撓み下 がり、外側よりも厚く堆積している様子が明瞭に認められた。

まず、STN-3孔と北側トレンチのE-2層以下の地層がほぼ同じ標高に位置することから、 断層を挟んだ北側ではほぼ地形なりに堆積しており大きな変形が生じていないことがわか る。地溝の外側ほど地層の変形や層厚の変化は小さくなっており、地溝外では火山噴出物 が地形を均一な厚さで覆っている様子が認められる。また、トレンチ北側では古い地層が 直接耕作土に覆われることから、水田の拡幅に伴い、元の断層崖が失われたようである。 地層の分布と断層の傾斜から推定すると、かつての断層崖は高さ4 mほどあったことが推 定される。南側トレンチの隆起側でも北側同様にほぼ水平に地層が堆積する。しかし、上 位の地層ほど、断層側に撓み下がる傾向が見られる。断層の撓み下がりは下位の地層には 見られない。これは、かつての断層崖は、地溝のより内側に存在していたことを示唆する。 断層の活動が繰り返されるに従い、徐々に外側へ断層崖が移動し、変形帯が南へと広がっ たものと考えられる。断層に挟まれた沈降部では、D-1層までの分布が確認され、地溝の中 軸に向かって撓み下がる様子が明瞭に見られる。こうした傾向はさらに深部まで継続して いるものと考えられる。また、STN-2孔の示す各地層ユニットの厚さがSTN-1孔やSTN-3孔の 1.5~2.0倍を示し、かつ、ほぼ一定の堆積速度を持つことは、沈降が堆積速度以上の速さ で継続して生じていたことを意味する。トレンチ周辺の地溝は溝を埋めるに足る大量の噴 出物が断層活動イベント間隙中に堆積する、もしくは断層の活動が停止しない限り、地形 的に失われないものと考えられる。それぞれのボーリングコアで見られる各地層の深度と 年代から、堆積速度が見積もられる。鍵層となる地層境界や広域火山灰の深度とおおよそ の年代から推定される堆積曲線を図60に示す。Kpfa以降の長期的な平均堆積速度は、STN-1が約0.22 mm/yr、STN-2孔が0.43 mm/yr、STN-3孔が0.24 mm/yrと見積もられた。STN-2孔 では2000年前以降の堆積速度がやや大きくなっているが、イベントによって生じた沈降が 関わっている可能性がある。また、堆積速度の増減は阿蘇火山の活動度に従い変化すると 考えられるが、ほぼ一定速度で堆積しているようである。

トレンチでは、Kpfaまでの火山噴出物が認められた。宮緑・他(2004)及びMiyabuchi(2 009)によると、Kpfaの直下には沢津野溶岩もしくは刈迫溶岩が分布することが示唆されて いる。これらの溶岩は本トレンチ周辺の地形面を形成したとみられるため、その存在を確 認する必要があり、STN-H1孔を掘削した(図36)。トレンチ底面から3 m掘削し、該当する 溶岩は認められなかったが、2.8 mの深度には礫を含む軽石層が認められた(図59)。これ はKpfa(ACP2)以前のACP3、ACP4、ACP5といった降下軽石濃集層の可能性が高い。これら は沢津野溶岩や刈迫溶岩より以前に堆積した軽石層であるため、本地点は沢津野溶岩や刈 迫溶岩といった30~40 ka頃の溶岩には覆われていない可能性が示唆された。軽石層がい ずれに相当するかは不明だが、不整合面が確認されないことから、最も新しいACP3の可能 性が高い。その場合、本地点の地形面を形成した溶岩流はそれより古いものと考えられる。



図59. ボーリングコアとトレンチから推定される地質断面図 ボーリングコアの配列と平行して直線状に並ぶW1面とE3面を投影した。



図60. 沈降速度推定概念図(A)及び各ボーリングコアが示す堆積速度(B)

e) 断層活動イベント層準の認定とその時期

沢津野トレンチにおいて確認されたイベントを図61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。本トレンチは、熊本地震によって生じた地表地震断層を対 象に掘削しているため、過去のイベントを推定するには地震時の変位を区別する必要があ る。熊本地震で生じた変位は、地表面の変形とともに、耕作土の下面であるA-1/A-2境界で 検出が容易である。とくに、耕作土下面にあたるA-2層上面は固結度が高く、地震前には水 平に分布していた地層境界であるため、これを指標とすることで僅かな傾斜や数cmの変位 が検知できる。各壁面での断層による変位と撓みによる変位を合わせると、地震時の変位 はE1面で88 cm、E3面で75 cm、W1面で72 cm、W3面で59 cmであった。

熊本地震発生前の最新イベントはB-4層の切断、被覆関係により認定され、これをイベン ト1と呼ぶ。W3面ではイベント1に伴い形成されたC-1層の間隙を充填するイベント堆積 物(C-1z層)が認められ、それが熊本地震時の活動によって切断されることから、熊本地 震の活動とは明確に区別される。C-1z層はC-1層起源と見られる褐色の火山灰質シルトとB -4層起源と見られる腐植質シルトの混合からなる。これはイベント1が発生した際にはす でにC-1層がB-4層に覆われていたことを示しており、B-4層堆積中かそれ以降に発生した と考えられる。イベント堆積物であるC-1z層はB-3層に覆われることから、イベント1の発 生時期はB-3層堆積以前B-4層堆積開始以降となる。イベント1に相当する変位はE1面では E1-F2断層沿いの変位によって認識できる。B-3/B-4境界から上位の地層では上下変位量が ほぼ一定である一方、B-4層やC-1層は低下側にのみ分布する。これはB-3層堆積以降、熊本 地震まで大きな変位を生じさせるイベントがなかったことを意味する。また、E1-6.5、H2. 5付近では断層沿いのクラックにB-4層が入り込む構造がみられ、B-4層堆積以降のイベン トが示唆される。クラックは熊本地震時に形成されたクラックと比較すると新鮮さに欠け ており、イベント1によって形成されたと考えられる。B-4層が低下側にのみ分布する堆積 物であるのか、断層を跨いで分布していたのかは不明であるため、その変位量は不明であ る。さらに、E3面においてもイベント1に伴う変位の累積が確認できる。E3-F1断層および E3-F2断層沿いの変位はB-4/C-1境界とB-3/B-4境界ではやや前者のほうが大きい。これら の断層は複雑に分岐収斂するため、やや信頼性に欠けるものの、他の壁面の観察結果を支 持する。また、C-1層に生じた開口亀裂をB-4層が充填しており、イベント1と同時に形成 された可能性がある。W1、 W3、及びE3面においてB-4層はC-1層を整合に覆う一方で、それ より上位のB層群はC-1層を不整合に覆う傾向が見られる。B-4層は、W1-6.5付近で途切れる W1面を除き、ほぼ断層近傍を境に側方への分布が途切れる。さらにE1面では、断層付近の B-3/B-4境界に断層崖からの斜面堆積物とみられる礫状の褐色シルトを含む堆積物(D-1x 層)が存在する。こうした特徴は上盤側では定常的な堆積が生じていた一方で、下盤側で はB-4層堆積以降B-3層堆積前の間、一時的に侵食場となっていたことを示唆する。これは イベント1に伴う断層活動に伴う断層崖が形成され、地形的な高低差が増大した結果、侵 食された可能性がある。イベント1の発生時期は、B-4層で得られた最も古い年代(#259) とB-3層で最も古い年代を示す試料(#255)から、1811~1303 cal yBPと推定される。

イベント2はC-1層中に認定できる。W3面ではK-Ah(C-2層)を覆う腐植層(C-1x層)が 存在する。W3-F1a断層のW3-8.5付近から垂直に分岐するW3-F1e断層に沿ったB-4/C-1境界 の変位は約20 cmであるがC-1x層では約67 cmである。変位の累積から、その間にイベント

があったことが示唆される。年代測定では、C-1b層やK-Ah層を覆う地層から得られた試料 #204、#230、#243から約5900~5300年前のほぼ同じ年代が得られた。これらの試料はK-Ah 層からおおよそ30~40 cm上の地層から採取されており、この時期まで、地形を均一に覆う ように堆積していたことが示唆される。一方、 W3-7.1に沿って#243の60 cm上から採取さ れた試料#241は4148-4011 cal yBPを示したが、W3-8.6に沿って#230の60 cm上から採取さ れた試料#228は2307-2158 cal yBPを示した。W3-7.1測線沿いでほぼ同じ年代は、C-1層の 上部境界に近い#237と#238から得られており、4000年前以降にはすでに不均一な堆積が生 じており、急激に低下側の埋積が進行したことが示唆される。こうした年代測定結果が示 す堆積構造からイベント2の発生時期は、#230と#241の年代測定結果を元に5914~4011 c al vBPと推定される。このC-1x層はW3面にのみ確認され、他の壁面ではK-Ahを覆う腐植層 は認められない。また、C-1層下部は均質な火山灰質シルトのため、堆積構造が確認できな い。そのため、イベント2に相当する変形はW3面以外では確認が難しい。しかし、C-1層上 部については複数枚挟まれるやや明るい褐色の砂質シルト層や火山ガラス層により、やや 不鮮明ながら堆積構造が確認できる。E1面で最も顕著に観察でき、そこでは最も下位の砂 質シルト層が2847-2790 cal yBPを示した。これらの地層が示すC-1層上部の堆積構造は地 |溝中央部が厚くなるように低下側を埋積していった過程を示しており、4000年前以降に急 激な堆積が生じたことと矛盾しない。W3-F1e層沿いのイベント2による変位量はC-1x層の 上下変位量からイベント1による変位量20 cmを除くと約40 cmとなる。これはイベント1 による変位量と比較すると約2倍である。この断層は分岐断層であり、地表にむかって変 位量が減衰した可能性も考えられるが、断層沿いに一定の変位量を持っていたと考えれば、 イベント1と2の間にもう一つイベントが想定される。しかし、このイベントについては 一つの分岐断層沿いの累積変位のみを根拠としており、証拠に乏しく、信頼性が低いため、 イベントとして認定しない。

イベント2において基準とされたC-1x層から得られた試料#231は8456-8404 cal yBPを 示した。このC-1x層は7300年前に降下したC-2層(K-Ah)を覆っており、年代の逆転が見ら れる。また、W3-9~11、H1~3の領域にD-1層横臥褶曲変形が見られ、そのD-1層に囲まれた 地層からは、K-Ahの一部が確認され、採取した試料#288は6796-6726 cal yBPを示した。し たがって、D-1層が6700年前の地層を覆った結果、年代の逆転が生じたものと考えられる。 また、D-1層の変形部分の南側W3-11付近にはE-1層の突出部が存在する。この部分でD-1層 が途切れ、低下側で大きく変形する。この変形をC-1層およびK-Ahが不整合に覆うことから、 D-1層の変形以降にK-Ahを含むC-1層が堆積したと見られる。したがって、D-1層の横臥褶曲 変形にはイベント3とイベント4の少なくとも2回のイベントを経て形成されたと考えら れる。このうち、イベント3は、試料#288とC-1x層を覆う地層から採取された試料#230の 示す年代から6796-5768 cal yBPに発生したと見積もられる。一方、イベント4は、イベン トに伴うD-1層上部の変形後、K-Ahに覆われるため、D-1層から得られた最も新しい年代を 示す試料#285から、発生時期は8447-7300 cal yBPと推定される。しかし、D-1層の変形部 分においてD-1層内部の地層区分には不確実性を伴うため、D-1層上部がE-1層の突出部を 覆い、そこを侵食してC-1層が堆積したと見ることもできる。この場合、後述するイベント 5と同時に形成された変形の可能性が否定できないため、相対的な信頼度は低い。

D-1層はW1面ではほぼ一定の厚みを持つが、W3面やE3面ではD-1/E-1境界が乱され、側方

へ向かって厚みが大きく変化する。とくに著しいのはE3-11.5付近の変化で、W3-F15断層を 境に南側のE-1層が落ち込み、それに伴ってD-1層が2倍程度に厚みを増す。このD-1層はS 面ではS-5付近まで連続し、局所的な沈降が生じたことが推定される。一方、C-1/D-1境界 は相対的に滑らかな境界を維持していることから、D-1層下部の堆積中にイベントが認定 できるため、これをイベント5とする。また、このイベントに伴って形成された亀裂をD-1層下部が充填している様子がE3面、W3面の断層より南側で特に顕著に見られる。W3面では こうした変形をD-2層が覆っているため、イベントの発生時期はD-1層下部堆積以降、D-2層 堆積前、つまり、D-1層上部から得られた試料#285の年代とD-1層下部から得られた試料#2 86の年代から、12760-8400 cal yBPと推定される。

W3面以外の壁面における個々のイベントに関わる変形は、上述したE1面、E3面で見られ るイベント1に関わる変形以外では、殆どが累積変位として確認される。E1面では、D-1層 とE-2x層が断層沿いに大きく引きずりこまれる構造を呈しており、D-1層堆積後に複数回 のイベントが有ったことが想定されるが、その時期や回数は特定できない。また、W1面で もA-1、A-2層のみが断層によって切られているため、断層の切断被覆関係からは個別のイ ベントは特定できない。しかし、堆積構造からは、古い地層ほど増傾斜する傾向が見られ、 変位の累積が示唆される。一方、E3面ではE3-F2断層とE3-F1断層沿いの変位の累積からイ ベント2~5に伴う断層活動が推定される。変位量を精密に計測すると、E3-F1a断層沿い では、熊本地震を含めて2回のイベントを経験したB-4/C-1境界が約36 cm、4 または5回の イベントを経験したC-1/D-1境界が約86 cm、6回のイベントを経験したD-1/E-1境界が約 120 cmのずれを示した。一回の変位量が20 cm程度とすると、イベント回数とほぼ一致す る。ただし、D-1/E-1境界のずれは基準点の選択によっては更に大きく見積もられるため、 D-1層堆積中に上記以外のイベントが生じていた可能性がある。

イベント5以前の多数のイベントはE-2層以下の構造から示唆される。この中で、E-2層 からG-2層にはこれらの地層のみを切断、変形させる小断層が多数見られる。これらの小断 層は固結したF-1層が断層活動に伴う南北伸長によって引き伸ばされて断裂した結果生じ たものと考えられる。この伸長イベントは、小断層帯の上限であるE-5層(AT)が堆積した 後のE-4a層堆積中に生じたと考えられ、概ね2.8万年前頃に発生したと考えられる。E-1層 以下に認められるくさび状の変形を上位層が充填する構造やKpfaが堆積した3.1万年前か らイベント5発生時期までの時間間隙からは複数回のイベントが想定される。しかし、堆 積構造が繰り返し生じた断層活動により著しく変形していることや断層を挟んだ低下側に 対比できる地層がないことから、個々のイベントの回数や発生時期を特定し、区別するこ とは困難である。したがって、これらのイベントに対して特定のイベント番号は与えない。

断層沿いの累積変位や地層の変形パターンから断層の発達過程が推定できる。南側トレ ンチにおいては新しい地層ほど地溝の外側に変形が派生している。また、W1面に置いては E1-F1断層沿いの変位量が想定されるイベントの回数に比して小さい。これは、過去にはよ り内側のW1-F2断層やそれより北側の断層が活動していたことを示唆する。E1-F1断層が活 動をはじめたのは、累積変位から推定するとイベント2頃からと考えられる。こうした特 徴は断層そのものやそれに伴う変形帯が地溝の外側へと拡大していることを示す。これは 典型的な地溝の発達に見られる断層発達過程である。



図61. 沢津野トレンチにおけるイベントのまとめと他地点との比較 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)の図13を一部改変。

f)活動履歴調査結果のまとめ

i) 濁川地震断層帯における断層の位置及び形態

1. 断層帯を構成する断層

熊本地震では、地震前に活断層が認められていなかった阿蘇カルデラ内に地震断層が出 現した。この地震断層は、布田川断層帯布田川区間の北東延長部に伸びる約4 kmの右横ず れを主体とする地震断層と、立野付近から濁川左岸に沿って伸びる正断層変位を主体とす る地震断層(濁川地震断層帯)に分けられる。この地震断層帯は南北伸長によって形成さ れたとみられる、断続的に東西方向に伸びる亀裂や地溝群からなる。地滑り等の変位を含 むため、局所的な変位やその変動が大きく、断層帯を境界とした変位量の分布を現地調査 から推定することは難しい。しかし、InSARやLiDAR等による測地学的な観測からは、濁川 地震断層帯と布田川断層帯の延長部にはさまれる三角形の領域が、濁川断層帯の南側を基 準点とすると、北側に約1 m落ち込みつつ、やや右横ずれした様子を確認できる(Fujiwa ra et al., 2016)。こうした断層の分布や変位の様子からは、濁川断層帯が布田川断層帯 からの分岐断層であり、右横ずれ断層終端部によく見られる、扇状に分散する分岐断層の 内の一つであることが伺える。これはTajima et al. (2017)による阿蘇カルデラ内の地震 断層の詳細なマッピング結果からも指摘されている。

2. 断層面の位置・形状

濁川地震断層帯において東西方向に伸びる地溝や亀裂が主に認められることから、南北 伸長応力が支配的であることが推定された。また、差分LiDAR(図12)は濁川地震断層帯を 境に北落ちの変位が生じていたことを明らかにした。したがって、地震断層を形成した東 西走向を持つ北傾斜の正断層の存在が示唆される。この断層は西端の立野付近において、 布田川断層帯に合流すると見られる。熊本地震後の余震分布からは阿蘇カルデラ周辺に余 震の空白域が存在することが明らかになっており、地震断層の傾斜を推定できるような余 震の発生が見られないため、その傾斜角は不明である。余震空白域の要因の一つとしてカ ルデラ内および周辺の高い地温勾配が指摘されている(Uchide et al., 2016)。この事実 は、濁川地震断層帯を形成した断層についても、比較的固着域の浅い断層である可能性を 示唆する。

トレンチ壁面で見られた断層は濁川地震断層帯を構成する断層の内の一つである。した がって、この断層は、地下で北傾斜の正断層につながっている可能性が示唆される。しか し、北落ちの変位にともなう撓み下がりによって形成された地溝の可能性も否定できない。 後者の場合、断層本体とはつながらない根のない断層と考えられる。どちらの場合であっ ても、トレンチで見られた地層の分布や周囲の地形は明らかに断層活動の繰り返しを示し ており、地下の正断層の活動履歴を示していることは確かである。

3.変位の向き

断層の走向は、ほぼ東西方向であるが、トレンチの南側でおおよそ北東-南西方向、北側 でおおよそ北西-南東方向を示す。また、小断層の向きもE3面やW3面といったトレンチの南 側と、北側のE1面でほぼ断層と同じ傾向を示す。この走向分布の傾向からは沈降部が西へ の変位成分を持つことが示唆される。これは、地震断層沿いの擁壁の変位が南側トレース では左横ずれ、北側では右横ずれを示したことからも支持される。トレンチで見られる変 位は南北伸長による沈降であることは明らかである。しかし、地溝を挟んで分布する地形 や地層の変位について見るとその変位量は殆ど無いようである。地震時の変位についても 休耕地の中央部が落ち込み、両側の高度にはほとんど差がない。したがって、本地点では、 ほぼ純粋な南北伸長のみが生じており、上下方向の変位はほぼないか、検知できないほど 小さいものと考えられる。本地点は濁川地震断層帯の中でも南側に位置しているため、上 下方向の変位はより北側のトレースが担っている可能性がある。

ii) 濁川地震断層帯における過去の活動

1. 平均変位速度

本地点において上下変位速度を見積もる際の注意点として、堆積物が風成堆積物で構成 されるため、かつての堆積面が平坦ではなかった点があげられる。地形面が形成された時 期が推定できたとしても、堆積時の地表における落差を復元できないため、単純な上下の 落差を元に変位速度を見積もると、過大評価する可能性がある。本トレンチにおいて最も 古い鍵層として確認できるのはKpfaであるが、STN-2孔が示すようにトレンチ内部で層厚 が増しており、堆積時にはすでに地溝が形成されていたことが示唆される。したがって本 トレンチにおいて個別の地層に注目して変位速度を見積もることは困難である。しかし、 長期的な平均変位速度であれば堆積速度からある程度予想できる。沈降によって地溝が形 成されると、低い部分は吹き溜まりとなり、堆積速度が増加する。堆積が進み、地溝が浅 くなると、その堆積速度は徐々に地溝の外の堆積速度に近づく。したがって、イベント間 隔が地溝の埋没に十分な時間間隙を持っていた場合は、沈降速度(S_f)は地溝内部と外側 の堆積速度の差で得られる。しかし、沈降速度が上回れば、地溝が埋没することなく、地 形的に残る。この場合は、地溝外の堆積速度(D_s)と地溝内の堆積速度(D_g)の差は沈降速 度の最小値を示しており、これに見かけ上の沈降速度(Sap)を加える必要がある(図60A)。 見かけ上の沈降速度は現在見られる地形的な落差と地形面が形成された年代から見積もら れる。トレンチ現場周辺は火山地質図によると33-21 kaに噴出した沢津野溶岩、または宮 縁・他(2004)によると40 kaごろ噴出した刈迫溶岩によって覆われたとされる。しかし、 トレンチ底面からの掘削調査ではどちらも認められず、約2.8 mの深度でACP3と見られる 軽石層に到達した。したがって、トレンチ周辺ではより古い溶岩流または火砕流堆積物に より地形面が形成された可能性が高い。その時期を特定することは困難であるが、地形面 がACP3以前に形成されたとみられるため、ACP3の降下年代51 ka (Miyabuchi, 2009) で計 算することで、沈降速度の最大値が得られる。各ボーリングコアの堆積曲線(図60B)から 平均堆積速度を推定すると、STN-2孔の堆積速度は0.43 mm/yr、STN-1及びSTN-3孔の堆積 速度が平均0.23 mm/yrと見積もられた。したがって、沈降速度の最小値は0.20 mm/yrと求 められる。地溝の見かけ上の沈降量は埋土下面(A-2/B-1境界)を基準とすると約4.8 mで あることから、見かけ上の沈降速度は0.09 mm/yrとなり、沈降速度は0.20-0.29 mm/yrと 求められる。

2. 活動時期

断層の活動時期は新しいイベントから順に1811~1303 cal yBP(約1800~1300年前)、5 914~4011 cal yBP(約5900~4000年前)、6796~5768 cal yBP(約6800~5800年前)、844 7~7300 cal yBP(約8400~7300年前)、12760~8400 cal yBP(約12800~8400年前)と推 定され、12800年前以降に、少なくとも5回のイベントが生じていたと考えられる。また、 それ以前の31000~12760 cal yBP(約31000~12800年前)にも複数回あったことが推定さ れる。

3. 一回の変位量

各イベントの全体的な変位量を見積もることは前述したように困難であるが、仮に熊本 地震と同じ大きさの変位が繰り返されているとすれば、各壁面で計測された上下変位量は 88~59 cmであったことから、一回で平均約70 cm地溝内部が沈降するものと推定される。

4. 平均活動間隔

12760~8400 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2 600~1700年と見積もられる。また、一回の沈降量が約70 cm、平均沈降速度が0.20~0.29 mm/yrとすると、平均活動間隔は3500~2400年と見積もられ、より長い間隔を示す。これ は、一回の沈降量が熊本地震ほど大きくないイベントが存在することを示唆する。

5.活動区間

本トレンチにおいて最新イベントが約1800~1300年前と見積もられた。これは田中2地 点ではイベントがない区間とされる。一方、イベント2とイベント3については、地震調 査研究推進本部地震調査委員会(2013)での評価による布田川断層帯布田川区間の最新活 動時期の範囲内に含まれる。田中1地点で認定された28000~23000年前のイベントに相当 する活動はあった可能性はあるが、同一のイベントが生じていたとは断定できない。また、 熊本県(1996)の調査によると、田中1地点においてAT火山灰を含む地層の横ずれ変位量 は5.2 mであったことが報告されている。同地点における熊本地震時の変位量は0.5~0.6 mであるため(Shirahama et al., 2016)、同程度の変位を起こす活動が繰り返し生じてい たと仮定すると、平均活動間隔は3100~2800年と推定される。本地点の結果と合わせると 布田川断層帯が従来想定されていた以上に頻繁に活動していると考えられる。沢津野トレ ンチで推定された平均活動間隔はそれよりさらに短い2600~1700年の間隔を示した。これ は、本トレンチは正断層による上下変位を主体とするため、よりイベントの検知がしやす い、もしくは、僅かな南北伸長でも変位が生じやすいために、布田川断層の一部のみが活 動するイベントや一回り規模の小さい地震まで検知している可能性を示唆する。

3) 上益城郡益城町島田地区(布田川断層帯宇土区間)における活動履歴調査

a) 布田川断層帯宇土区間北甘木断層と調査地点の概要

布田川断層帯宇土区間は、その東端部付近において明瞭な地形表現が認められる北甘木 断層とその西方延長部において重力異常の急変帯からその存在が指摘された宇土断層から 構成される(図 62)(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013)。両断層とも活動履 歴に関する調査はこれまで行われていない。本調査は、そのうち北甘木断層の活動履歴を 解明することを目的として実施した。

北甘木断層は、複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは大局的に南から 北甘木台地、沖積低地、益城町櫛島集落及び嘉島町井寺北部が立地する東北東一西南西方 向に帯状に延びる微高地、木山川低地の地形境界をなす(図 63)(例えば,渡辺・他, 1979;活断層研究会編,1980,1991;九州活構造研究会編,1989;池田・他,2001;中 田・今泉,2002;熊原・他,2017a)。2016年熊本地震では、北甘木断層に沿って変位量 は小さいものの変位地形と調和的な上下成分を伴う地震断層が出現した(図 62,63)(例 えば,Shirahama *et al.*,2016;Sugito *et al.*,2016;文部科学省研究開発局・国立大 学法人九州大学,2017;丸山,2017)。なお、2016年熊本地震で北甘木断層に沿って出現 した地震断層は上下成分だけでなく、断層に直交する方向の開口成分及び右ずれ成分が系 統的に認められた(例えば,文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,2017;丸 山,2017)。



図 62 阿蘇山西方から島原湾にかけての範囲における活断層の分布と 2016 年熊本地震に 伴い出現した地震断層

布田川断層帯及び日奈久断層帯の区間名は地震研究推進本部地震調査委員会(2013)に基づく。陰影図は国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 10m メッシュ(国土地理院, 2017a)から作成。震央位置及びマグニチュードは気象庁地震カタログ(気象庁,2018) に基づく。図 63 の範囲を図中央部の黒枠で示す。

益城町島田周辺では、北甘木台地の北縁を限る北西向きの断層崖の基部に沿って、北側 低下の上下成分、開口成分及び右ずれ成分を伴う明瞭な地震断層が出現した(図 63~ 66)。そのうち、後述するトレンチ地点の西隣の砕石で敷き詰められた中古車置き場で は、変位量はわずかながらも北西側低下を伴う左ステップする北東一南西走向の雁行地割 れ群が、地震発生から一年以上が経過した 2017 年 10 月の時点でも新鮮な状態で保存され ており、トータルステーションを用いた地形測量に基づき作成したセルサイズ 20cmの DTM (デジタル標高モデル) と 1cm コンターの細密等高線図から地震断層の位置を正確に 把握することができた(図 66a~68)。ただし、この中古車置き場及びその西隣の空き地 ではともに明瞭な地震断層が保存されているものの、用地が狭いこと(図 65)、埋設物が 狭い間隔で設置されていることなどの理由により調査には適さないと判断し、中古車置き 場の東隣の大豆畑を借用し、トレンチ調査を実施することにした。



130°47'00"

図 63 2016 年熊本地震に伴い布田川断層帯宇土区間北甘木断層沿いに出現した地表変位の分布(丸山, 2017 を改変)

基図は国土地理院(2017b)からダウンロードした空中写真(CKU20168-C6-24)を使用。 図 64 の範囲を黒枠で示す。

トレンチ地点の大豆畑は、2016年地震発生後の現地調査(2016年8月実施)の段階で は、地震断層の痕跡が認められなかった。しかしながら、トレンチ地点とその東隣の大豆 畑との境界に北北西一南南東方向に敷設されたU字溝が中古車置き場に出現した地震断層 の延長上において約7cm開口し、わずかに右ずれしていることが認められた(図65, 66b)。地震前に既にU字溝に開口や右ずれ(状の屈曲)が生じていた可能性も否定できな いものの、開口部が新鮮で土砂等により埋められていない状況から、こうした開口及び右 ずれは2016年熊本地震により生じた地震断層である可能性が高いと判断した。



図 64 益城町島田地区トレンチ地点と周辺に出現した地震断層 P1~P13 はトータルステーションを用いた地形測量位置を示す(地形断面図を図 69 に示 す)。図 65 及び図 67,68 の範囲を黒枠で示す。背景のオルソ空中写真は地理院地図(全 国最新写真シームレス;国土地理院,2017b)を使用。座標系は平面直角座標系 II。



図 65 島田地区トレンチの配置と地震断層の分布 座標系は平面直角座標系 II。

ところで、地権者への聞き取りによると、トレンチ地点の大豆畑及びその東隣の大豆畑 は、いずれも 2016 年熊本地震の前年までは水田であり、地震に伴い背後の北甘木台地内 に設置したポンプが破損し用水が供給できなくなったため、地震後は水稲から大豆畑に転 作したとのことである。したがって、トレンチ敷地内の地表面は本来ほぼ水平であったと 推定される。トレンチ地点の東隣の大豆畑で断層崖及び中古車置き場に生じた地震断層の 走向に直交する方向に計測したトータルステーションを用いた地形断面測量の結果、U字 溝に認められた開口や右ずれ部付近から北西に向かって地表面は北に緩やかに傾斜し、測量区間内で 20cm 程度北側低下の撓曲状の変形が認められた(図 69 の P9~P13)。これと同様の地震断層の北西側(低下側)で地表面が北西に向かって緩やかに傾動する状況は、中古車置き場及びそれより南西側水田面などでも認められた(図 64,図 69 の P1~P8)。 こうした隣接する場所に出現した地震断層の分布から、右ずれ及び開口成分を伴う地震断層が通過するとみられる区間を横断するようにトレンチ(以下、島田地区トレンチと呼ぶ)を図 64 及び図 65 に示した位置で掘削した。



図 66 島田地区トレンチ地点に出現した地震断層

(a) 西隣の中古車置き場に出現した北西側低下を伴う左ステップするクラック群で特徴 づけられる地震断層(北東に向かって撮影)。人物奥の草地がトレンチ調査を行なった大 豆畑。(b) トレンチ東方のU字溝の開口及び右ずれ(南南東に向かって撮影)。折尺の長 さは1m。



図 67 島田地区トレンチ地点西隣 の中古車置き場に出現した地震断 層沿いでトータルステーションを 用いて実施した測量の計測点密度

図中の黒点が計測地点。座標系は 平面直角座標系 II。



図 68 トータルステーションを用いた島田地区トレンチ地点西隣の中古車置き場に出現 した地震断層の微地形

本地点での地震断層は北西側低下を伴う左ステップするクラック群からなる。図の範囲は 図 67 と同じ。



図 69 島田地区トレンチ周辺に出現した地震断層を横断する地形断面図 断面図の位置を図 64 に示す。各測点を N40°W 方向に投影して表示。

島田地区トレンチの掘削地点は、現在は圃場整備により地形が改変されているが、米軍 撮影の空中写真の判読によると、背後の北甘木台地を浅く開析する古谷の出口に位置し、 緩傾斜の小扇状地が断層崖を侵食、被覆するように微高地として分布しているように見え る。その場合、トレンチ壁面内には変形した地層とそれを侵食し被覆する地層の分布が予 想される。トレンチの規模は長さ約 19m、深さ最大約 2.5m、法面の傾斜は 55~70°程度と した(図 70, 71)。調査は 2018 年 2 月に実施した。

b)トレンチ壁面にみられる地質

島田地区トレンチ壁面には、上位から、人工撹乱層、斜面堆積物、溝埋め堆積物、扇状 地成斜面堆積物、斜面堆積物及び谷底低地堆積物(氾濫原の湿地性堆積物)、斜面堆積物 または段丘堆積物が分布する(図70~72)。ここでは、地層の連続性、地層上面の削剥の 有無、地質構造の差異の有無及び層相の相違などに基づき、トレンチ壁面でみられる地質 を上位から1層~9層に区分した(図71,72)。さらに、2層、3層、5層及び6層は、 色調、粒度、腐植質の程度や砂礫の混入程度により、複数の地層に細分した。以下、各地 層の特徴を記載する。

1層:人工撹乱層。水稲から大豆に転作した畑地の最上部に分布する耕作土であり、植物 根が混入する腐植質の砂質シルトからなる。なお、本層については、埋め戻し時に下位の 地層の混入によるその後の農作業への影響を考慮して、トレンチ掘削前に鋤き取った。 2a層:人工撹乱層。シルト質砂からなる。不定形のシルトブロックを礫状に含む。地権 者の証言によると、トレンチ地点敷地は以前2段に分かれていた田面を圃場整備により1 枚に造成したとのことである。この証言と層相から、本層は圃場整備に伴う掘削により生 じた凹地を埋める堆積物と判断される。東壁面の縦糸 E15.5~18.6 に分布する。

<u>2b層</u>:人工撹乱層。圃場整備に伴う盛土であり、やや腐植質のシルト質砂からなる。東 壁面の縦糸 E13 以北及び西壁面の縦糸 W13 以北に分布する。

3a 層:斜面堆積物。腐植質のシルト質砂~砂質シルトからなり、北に見かけ4度程度傾斜する。本層中部と3b層の上位に位置する本層最下部に厚さ10cm程度の腐植質シルトを挟む。

3b 層: 断面がV字型を呈する人工の溝を埋める堆積物。溝は東壁面の縦糸 E5.8~E7.3、 縦糸 E8.8~E10.5 及び西壁面の縦糸 W5.9~W8.1、縦糸 W9.4~W11.3 に分布し、北東一南 西方向に延びる幅 2m 程度、深さ 1.5~2.0m の 2 つの平行する溝と考えられる。本層は、 腐植質のシルト質砂からなり、溝の最下部と中部にそれぞれ厚さ 5~15cm の腐植質シルト を挟む。V字型の断面形状、溝が二列あること及び後述する本層から採取された有機質堆 積物の¹⁴C 年代値(表5)から弥生時代の二重環濠を埋めた堆積物である可能性がある。 <u>3c 層</u>:斜面堆積物。腐植質のシルト質砂~砂質シルトからなる。東壁面の縦糸 E1.4~3.2 に厚さ 10cm 程度のレンズ状の砂層を挟む。

<u>4層</u>:斜面堆積物。明黄褐色を呈するシルト混じり砂からなり、径が 0.2~0.3cm の亜角 ~ 亜円礫が散在する。本層は、東壁面縦糸 E13 以南及び西壁面縦糸 W13 以南に分布する。 <u>5a層</u>:斜面堆積物。礫混じりのシルト質細粒~中粒砂からなる。礫の径は 0.5~1cm で、 亜角~亜円礫を主体とする。 5b 層:斜面堆積物。やや腐植質の砂質シルト、シルト質細粒~中粒砂からなり、径が 0.2 ~0.5cm の礫を含む。

<u>6a 層</u>:斜面堆積物及び谷底低地堆積物。やや脱色した腐植質のシルトからなる。東壁面の縦糸 E6.6以北及び西壁面の縦糸 W7.5以北に分布する。北方に向かって急激に層厚を増し、東壁面の縦糸 E3、西壁面の縦糸 W3 付近で層厚 1.3m 程度となる。

6b 層:斜面堆積物及び谷底低地堆積物。暗灰色の腐植質シルト及び砂からなる。東壁面の縦糸 E5.2~E9.3 及び西壁面の縦糸 W4.2~W8.2 付近に分布する。



図 70 島田地区トレンチ壁面のモザイク写真

(a) 東壁面、(b) 西壁面。黄色の十字線は縦糸と横糸(いずれも 1m 間隔)の交点。



図71 島田地区トレンチ壁面のログ

(a) 東壁面、(b) 西壁面。(c) ステレオネットは, 断層面及び開口割れ目の姿勢(等積 投影)を示す。



図 72 島田地区トレンチ壁面に認められる地層の特徴

(a) 東壁面縦糸 E5~E7 間に認められる地層の北への傾斜とそれを覆う地層。(b) 西壁面 に認められる地層の北への傾斜とそれを覆う地層。(c) 東壁面縦糸 E6~E7 間に認められ る断層(赤矢印で示す)。(d) 東壁面縦糸 E11 付近において地表付近に認められる開口割 れ目(青矢印で示す)。(e) 西壁面縦糸 W11 付近において地表付近に認められる開口割れ 目(青矢印で示す)。(f) 東壁面縦糸 E13~E14 間に認められるガラス質火山灰。

7層:斜面堆積物お及び谷底低地堆積物。やや腐植質のシルト、礫混じりの砂質シルト及び砂質シルトからなる。一部にトラフ状の細礫が密集した層を挟む。東壁面の縦糸 E5.5 及び西壁面の縦糸 W4.6以北は砂の少ないやや腐植質のシルトからなる。東壁面の縦糸 E13.7・標高 6.4m 付近において細粒な黄白色ガラス質火山灰がブロック状に分布する(図 71a, 72f)。

<u>8層</u>:斜面堆積物または谷底低地堆積物。礫混じりの砂質シルトで明黄褐色を呈する。側 壁面の本層は径 2~15cm で概ね新鮮な亜円礫を主体とする礫が散在する。礫は安山岩礫岩 が主体をなす。

9層:斜面堆積物または谷底低地堆積物。礫混じりの砂質シルトで明橙灰色を呈する。

c) 地層の年代

¹⁴C 年代測定

島田地区トレンチ壁面に分布する地層の年代を明らかにし、それに基づいて断層活動時 期の検討を行うため、有機質堆積物を採取し、¹⁴C年代測定を実施した(図71)。なお、 トレンチ壁面からは人工撹乱層である2層及び3b層を除いて炭、材、植物片は認められ なかった。分析は、株式会社地球科学研究所を通して米国Beta Analytic Inc. に依頼し た。年代値の暦年較正には暦年較正プログラム 0xCal v.4.3 (Bronk Ramsey, 2009)を使 用し、較正曲線にはIntCAL13 atmospheric curve (Reimer *et al.*, 2013)を用いた。得 られた年代測定値を層位順に並べたものを表5に示す。なお、本文では年代値として暦年 較正年代 (cal yBP; 95.4%確率範囲)を表記する。

試料名		層名	試料種	前処理	Conventional ¹⁴ C age (BP)		δ ¹³ C -	Calibrated age range (cal BP)		
	分析機関							95.4%	68.2%	
					(±	1σ) ¹		. ,	probability ²	probability ²
CSDE-8	Beta-489162	3b	Organic sediment	Acid washes	1,750	±	30	-19.1	1730-1560	1710-1610
CSDW-12	Beta-488011	3b	Organic sediment	Acid washes	1,980	±	30	-19.2	2000-1870	1970-1890
CSDE-18	Beta-489167	3c	Organic sediment	Acid washes	2,160	±	30	-18.8	2310-2050	2310-2110
CSDE-10	Beta-489163	5b	Organic sediment	Acid washes	2,690	±	30	-19.0	2850-2750	2850-2750
CSDW-9	Beta-487732	5b	Organic sediment	Acid washes	8,720	±	30	-20.7	9890-9550	9740-9590
CSDE-17	Beta-489166	6a	Organic sediment	Acid washes	11,150	±	30	-21.8	13110-12960	13080-13010
CSDE-14	Beta-489164	7	Organic sediment	Acid washes	13,000	±	40	-20.8	15760-15320	15680-15430
CSDE-16	Beta-489165	7	Organic sediment	Acid washes	13,920	±	40	-21.6	17070-16620	17010-16770
CSDW-14	Beta-487733	7	Organic sediment	Acid washes	17,400	±	50	-20.4	21230-20790	21100-20880

表5 島田地区トレンチ壁面から採取した試料の AMS¹⁴C 年代測定結果

¹ ±1σ age in radiocarbon using the Libby half-time of 5,568 yr and following the conventions of Stuiver and Polach (1977).

² All samples are calibrated with OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009; using dataset of Reimer et al., 2013 (IntCal13 atmospheric curve). Calendric age range is rounded to nearest decades and shows minimum and maximum values.

¹⁴C年代測定の結果、年代値は全て層序に対して調和的である。ただし、7層から採取 した有機質堆積物3試料及び5b層から採取した有機質堆積物2試料の年代値には、いず れも大きな幅が見られた(表5,図71)。後述するように、5b層はトレンチ壁面内におい て2016年地震に先行する活動に伴い変形した地層を傾斜不整合に覆う地層であり、この 地層の年代が先行活動の時期の上限を示す。有機質堆積物試料の場合、炭素の供給源や混入経路は複数あり、その特定が困難なため、年代値の解釈は容易ではないことが指摘されている(例えば,平野,1984;金田・他,2002)。古い時代の有機物が混入した試料は実際の地層の年代より古い年代値を示し、逆に新しい時代の有機物が混入すると実際より新しい年代値を示す。現状では、7層及び5b層について、採取された試料の年代値の古いものと若いもののどちらが地層の年代として尤もらしいか判断することはできない。そのため、後述する断層活動イベント時期の検討では、5b層の年代として、若い値(試料CSDE-10)を採用した場合を表記する。

火山灰分析

島田地区トレンチでは、上述したように東壁面の縦糸 E13.7・標高 6.4m 付近において 7層内に細粒な黄白色ガラス質火山灰が細礫密集部にブロック状に認められた(図 71a, 72f)。この火山灰について1試料(試料 TSDE-1)を採取し、鉱物組成分析及び火山ガラ スと斜方輝石の屈折率の測定を実施した。分析はパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼し た。

分析の結果、試料 TSDE-1 は、軽鉱物として火山ガラスを主体とすること、吉川 (1976)の火山ガラスの形態的分類における Ca 型を多量、Hb 型を少量含むこと、重鉱物 として斜方輝石を多産し、角閃石及び単斜輝石を少量含むこと、火山ガラスの屈折率が n=1.497~1.501の範囲を示すことから、姶良 Tn テフラ(AT、約2.6~2.9万年前;町 田・新井,2003)に対比される(表 6,図 73,74a)。なお、斜方輝石の屈折率はγ=1.705 ~1.715 とγ=1.732~1.734 の 2 つの範囲に集中するが、後者は町田・新井(2003)に示 された AT テフラの範囲内に収まる(図 74b)。7層から得られた¹⁴C 年代値が AT より若い こと、また火山灰がブロック状の分布を示すことから、試料 TSDE-1 は AT テフラが再堆積 したものである可能性が高い。



図 73 火山灰試料 TSDE-1 に含まれる(a) 軽鉱物及び(b) 重鉱物の写真 Vg:火山ガラス、Opx:斜方輝石、Hb1:角閃石。
表 6 島田地区トレンチ壁面から採取したガラス質火山灰の鉱物組成分析及び火山ガラス の形態分析結果

	砂粒組成						火山ガラスの形態						重鉱物組成										
試料名	石英	長石類	岩	火山 ガラス	風化粒子	重鉱物	合 計	₩ Ha	板 Hb	中 Ca	間 Cb	多 Ta	孔 Tb	その他	合計	斜 方 輝 石	単斜輝石	角閃石	緑簾石	ジルコン	不透明鉱物	風化粒子	合計
TSDE-1	10	24	-	49	11	6	100	-	18	26	3	-	_	2	49	102	12	14	5	1	65	1	200

¹ 火山ガラスの形態は吉川(1976)による.



Mean: 1.7199 Min: 1.7053 Max: 1.7349 Range: 0.0297

Data list

1.71577 1.71545 1.71489 1.71045 1.70998 1.71102 1.71130 1.70972 1.70879 1.70590 1.70594 1.70526 1.70722 1.70891 1.70976 1.70649 1.70643 1.70604 1.70878 1.71068 1.73391 1.73493 1.73380 1.73389 1.73459 1.73356 1.73276 1.73455 1.73331 1.73371 1.73292 1.73394 1.73499 1.73397 1.73343

図 74 火山灰試料 TSDE-1の(a)火山ガラスと(b) 斜方輝石の屈折率

d)トレンチ壁面に認められる地質構造

1.49988 1.49956 1.49931 1.49893 1.49881 1.49875 1.49868 1.49860 1.49826 1.49882

149918 149964 149988 150022 150028 149954 149939 149919 149904 149886

1 49986 1 49990 1 49963 1 49923 1 49835 1 49781 1 49751 1 49743 1 49839 1 49841

Data list

島田地区トレンチ壁面には、北甘木台地を開析する小谷からもたらされた小扇状地面を 構成する堆積物に変位・変形を与える撓曲や断層が認められた(図 70~72)。また、表層 付近の旧耕作土中に 2016 年熊本地震により生じた可能性がある開口割れ目が認められた (図 71, 72d, 72e)。ここでは、トレンチ壁面にみられる地質構造を 2016 年熊本地震に より生じた可能性があるものと、それに先行する活動によるものに分けて記載する。 2016 年熊本地震に伴う可能性のある地質構造

東西両壁面において、2016年熊本地震に伴う明瞭かつ確実な地層の変形は認められない。一方、東壁面の縦糸 E11 付近において2条の開口割れ目が、また西壁面の縦糸 W11 付

近において1条の開口割れ目がいずれも地表付近から深さ約1mにかけて認められる(図 71,72d,72e)。開口の幅はいずれも最大2cm程度である。それらは北東一南西~北北東 一南南西走向で高角度に傾斜し、東壁面の2条の開口割れ目はV字型を示すように分布す る(東壁面:同走向N32°E・傾斜77°E、走向N24°E・傾斜60°W、西壁面:走向N51°E・傾 斜86°E)(図71c)。表土(1層)を鋤き取った壁面を観察しているため、1層中に開口割 れ目が生じているか未確認であるものの、出現位置がトレンチ地点西隣の中古車置き場に 出現した地震断層とトレンチ東方のU字溝に生じた開口及び右ずれから推定された地震断 層を繋いだ線上に概ね位置していること(図65,66)から、開口割れ目は2016年熊本地 震に伴い生じたものの可能性がある。開口割れ目は現耕作土(1層)とみられるシルトに より充填されている。これは地震発生からトレンチ調査実施までの耕作によるものと考え られる。なお、これらの開口割れ目はいずれも3層より下位の地層には認められない。

上述したように、トレンチ地点の東隣の大豆畑(地震前は水田)で実施した地形断面測 量の結果、U字溝に認められた開口及び右ずれ部付近から北西に向かって畑地は北西に緩 やかに傾斜している(図 69)。こうした変形から、トレンチ地点の地表付近では 2016年 熊本地震に伴い明瞭な断層は出現せず、北西向きの緩やかな傾動が生じ、その頂部付近に 生じた引張成分がU字溝では開口として、トレンチ壁面では開口割れ目として現れた可能 性がある。

2016年熊本地震に先行する活動に伴う地質構造

東壁面縦糸 E6~E7 において 8 層~6b 層に北側低下の変位を与える断層が認められる (図 70a, 71a, 72a, 72c)。断層面は、北東一南西走向で北に急傾斜する(走向 N47°E・ 傾斜 80°N、同 N67°E・傾斜 63°N)(図 71c)。こうした断層面の走向及び北側低下のずれの 向きは、周辺の断層崖の走向及び向きと調和的である。7 層及び 6b 層の基底面の断層面 沿いの鉛直隔離はそれぞれ約 40cm 及び約 50cm である(図 71a)。断層周辺の引きずりを 考慮した縦糸 E4~E10 間での7 層及び 6b 層の基底面の落差は、断層近傍での基底面の起 伏や地層の層厚の変化によりその量のとりうる範囲が大きいが、いずれも 60~80cm 程度 である。また、これらの地層は断層の両側で層厚に違いは認められない。6a 層と断層の 関係は不明確であるものの、同層下部に層状に分布する粗粒部も 6b 層と同様に断層に向 かって立ち上がっていることから、少なくとも 6a 層下部も断層変位を受けていると推定 される。これに対して、上位の 5b 層及び 5a 層は断層構造を覆うように分布している。厳 密には断層直上には 3b 層によって充填された溝の形成により 5 層が分布していないもの の、断層の両側で 5 層基底面に高度差は認められない。また、3b 層基底にも変形は認め られない。

西壁面では、明瞭な断層は認められないものの、縦糸 W6~W8 において 8 ~6a 層下部が 北に 40°程度傾斜し、その南方及び北方では傾斜を減じ、単斜状を呈する(図 71b, 72b)。7層は縦糸 W5.5~W18.5 で、6b層は縦糸 W4~W7.5 で、ともに傾斜区間を挟んだ両 側で層厚に変化が認められないことから、本来ほぼ水平あるいは緩やかに北に傾斜して堆 積した7層及び 6b層が撓曲変形したものと考えられる。撓曲変形を挟んだ縦糸 W5~W9 間 での7層及び 6b層の基底面の落差はそれぞれ1m程度及び1m程度以上である。6a層に ついても、東壁面と同様に、同層下部に層状に分布する粗粒部が 6b層と調和的に北に傾 斜している。このことから、少なくとも 6a 層下部は撓曲変形していると推定される。こ れに対して、上位の 5b 層及び 5a 層は撓曲変形した 7 層及び 6 層を削剥し、それらを傾斜 不整合に覆う(図 71b)。

ところで、西壁面の縦糸 W3.5 付近をトレンチ埋め戻し前に人力で約 90cm 掘り下げたと ころ、8層に到達せず、7層が1m以上にわたって分布していることが確認された(図 71b)。これについては、縦糸 W4~W5.5 付近において1) 8層と7層が断層関係で接して いる、2) 8層からなる斜面(断層崖の可能性もある)に7層がアバットしているなどの 可能性が考えられるが、現状では詳細は不明である。

e)断層活動イベント層準の認定とその時期

島田地区トレンチ壁面では 2016 年熊本地震に伴って生じた可能性のある開口割れ目と 熊本地震に先行する活動による地層の撓曲変形及び断層変位が認められた。それらの断層 活動イベント層準を新しいものから順に記載する。

最新活動(2016年熊本地震)

東西両壁面で認められた開口割れ目はその分布位置と周辺の地表変位との関係から、上 述したように 2016 年熊本地震に伴い形成されたものである可能性がある。ただし、壁面 内にはこの地震に伴う明瞭な地層の変形は認められず、トレンチ掘削地点が地震断層出現 位置及びその延長部である事実を知らずに調査した場合には、この開口割れ目を熊本地震 と対応付けることは困難である。すなわち、仮に過去にも本地点において熊本地震と同様 の地表変位(開口割れ目とその北側での緩やかかつ微小な傾動)が生じたとしても、イベ ントを認定し、その層準を特定することは困難といえる。

2016年熊本地震に先行する断層活動イベント

トレンチ東西壁面では、2016年熊本地震に先行する断層活動を示す明瞭な地層の変形 が認められた。東壁面では断層変位、西壁面では撓曲変形と変形様式は東西壁面で異なる ものの、いずれの壁面でも変形した8~6層(少なくとも 6a層下部)を5層(6a層上部 の可能性もある)が傾斜不整合的に覆う共通した特徴が認められる。また、東西両壁面に おいて、7層及び 6b層の変形程度は同様であり、6a層についても同層下部に分布する粗 粒部の変形が7層及び 6b層のそれと同程度であるようにみえる。

西壁面では 6a 層は縦糸 W7.5 付近から北方に向かって急激に層厚を増し、縦糸 W3 付近 で層厚 1.3m 程度になるが、縦糸 W8 以南には 6a 層に対応する地層が分布していない(図 71b)。一方、東壁面でも 6a 層は縦糸 E6.5 以北で急激に層厚を増しており、西壁面と同様 の分布を示す(図 71a)。これらの 6a 層の分布形態から、6a 層の少なくとも一部が変形し た同層及び 6b 層にアバットしている可能性がある。この場合イベント層準は 6a 層内とな るが、その位置を明確に示すことはできない(図 71a, 71b)。一方、東壁面縦糸 E7 及び 西壁面縦糸 W8 以南に、それ以北と同等程度の厚さをもって分布していた 6a 層が侵食・削 剥により欠如した可能性もある。その場合、イベント層準は 6a 層と 5b 層の境界の可能性 がある。こうしたことから、島田地区トレンチで認められる明確な断層活動イベントのイ ベント層準は 6a 層内あるいは 6a 層と 5b 層の境界の可能性がある(図 71a, 71b)。 このイベントの時期については、確実に変形を受けている7層及び確実に変形を覆う 5b層から採取した有機質堆積物の¹⁴C年代値から、約15,760年前以降で約2,750年前以 前あるいは約9,550年前以前と推定される。このようにイベントの上限値に大きな幅が生 じた理由は、上述したように5b層から採取した有機質堆積物2試料の¹⁴C年代値に大き な幅が生じ、そのどちらが5b層の年代として尤もらしいか判断することが困難なためで ある(表5)。なお、東壁面縦糸 E3.5付近で6a層から採取した有機質堆積物試料が確実 に変形を受けたものとするとその年代値はイベントの下限を与えるが、変形した地層をア バットしたものとするとその年代値は逆にイベントの上限を与えることになる。この試料 採取位置が変形を受けた部分にあたるのか、それとも変形をアバットする部分にあたるの かは明確ではない。

f)活動履歴調査結果のまとめ

i)布田川断層帯宇土区間における断層の位置及び形態

1. 断層帯を構成する断層

布田川断層帯宇土区間は、その東端部付近において明瞭な地形表現が認められる北甘木 断層とその西方延長部において重力異常の急変帯からその存在が指摘された宇土断層から 構成される(図 62)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)。

宇土断層の実在性及び更新世の活動は、その東端部では反射法地震探査及びボーリング 調査により確認され(丸山・他,2016)、またその西部では重力異常の急変帯から推定さ れた位置とは異なるものの反射法地震探査及び既存地下地質資料の検討により第四系に変 位を与える断層群の存在を示唆する構造が認められている(文部科学省研究開発局・国立 大学法人九州大学,2017)。なお、丸山・他(2016)は、反射法地震探査の結果、地震調 査研究推進本部地震調査委員会(2013)では布田川断層帯布田川区間を構成するとされた 木山断層が宇土区間においても伏在している可能性を指摘している。

北甘木断層は、複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは大局的に南から 北甘木台地、沖積低地、櫛島集落及び東無田集落が立地する微高地、木山川低地の地形境 界をなす(図 63)(例えば,渡辺・他,1979;活断層研究会編,1980,1991;九州活構造 研究会編,1989;池田・他,2001;中田・今泉,2002)。2016年熊本地震では、北甘木断 層に沿って変位量は小さいものの累積変位地形と調和的なセンスの地震断層が出現した (図 62,63)(例えば,Shirahama *et al.*,2016;Sugito *et al.*,2016;熊原・他,

2017a;文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,2017;丸山,2017)。

2. 断層面の位置・形状

宇土区間東部の宇土断層東端部で実施した反射法地震探査から、宇土断層とその北方に 木山断層の延長部の存在が推定された(丸山・他,2016)。両断層はそれぞれ地下1km以 浅では高角度及び中~高角度で傾斜するが、宇土断層は北傾斜、木山断層は南傾斜と互い に向かい合うように傾斜する。

北甘木断層の走向方向の南西延長部は、宇土断層東端部で実施した反射法地震探査で顕 著に認められた宇土断層の活動により形成された撓曲帯の南縁にほぼ一致している(丸 山・他, 2016)。 北甘木台地北縁を限る断層トレースを対象とした島田地区トレンチ調査の結果、変動地 形学的に認定された北向きの断層崖の延長部であり、かつ 2016 年熊本地震の際に微小な 北側低下の地表変位の出現位置の延長部において地層の北側低下の撓曲変形及び断層変位 が認められた(図 63, 64, 71)。トレンチ壁面で計測した断層面は北東一南西走向で北に 急傾斜する(図 71c)。

3. 変位の向き

北甘木断層は、上述したように複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは 南から北甘木台地と沖積低地の境界で北側低下の、沖積低地と微高地の境界で南側低下 の、微高地と木山川低地の境界で北側低下の上下変位を示す(例えば,渡辺・他,1979; 池田・他,2001)。2016年熊本地震では、上述したように北甘木断層に沿って変位量は小 さいものの累積変位地形と調和的な上下成分を伴う地震断層が出現した。なお、2016年 熊本地震で北甘木断層に沿って出現した地震断層は上下成分だけでなく、断層に直交する 方向の開口成分及び右ずれ成分が系統的に認められた(例えば,文部科学省研究開発局・ 国立大学法人九州大学,2017;丸山,2017)。

変動地形学的に認定された北向きの断層崖の延長部に位置し、2016年熊本地震の際に 微小な北側低下の地表変位が出現した位置の延長部において実施した島田地区トレンチ壁 面には、先行する活動に伴う地層の北側低下の撓曲変形及び断層変位が認められた。先行 する活動の際の横ずれ成分の有無とその量は不明である。

ii) 布田川断層帯宇土区間における過去の活動

1. 平均変位速度

本調査からは、宇土区間の平均変位速度に関する新たな情報を取得することはできなかった。

2. 活動時期

北甘木断層では、2016年熊本地震に伴い変位量は小さいものの既存の活断層トレース に沿って変位地形と調和的なずれの向きを持つ地震断層が出現した(図 62, 63)。したが って、北甘木断層の最新活動は2016年熊本地震である。ただし、地震断層を横断するよ うに掘削した島田地区トレンチでは、2016年熊本地震に伴う明瞭な地層の変形は認めら れなかった。

一方、島田地区トレンチ調査では、2016年熊本地震とは異なり地層に明瞭な変形(構造性の起伏)を伴う断層活動イベントが認定され、その時期は約15,760年前以降で約2,750年前以前あるいは約9,550年前以前と推定された。このようにイベントの上限値に大きな幅が生じた理由は、変形を覆う地層のうち最も下位の地層(5b層)から採取した 有機質堆積物2試料の¹⁴C年代値に大きな幅が生じ、そのどちらが5b層の年代として尤もらしいか判断することが困難なためである(表5,図71)。

ところで、トレンチ壁面内において、北への傾斜及び断層変位が認められた7層、6b 層、6a層の下部は、いずれも変形帯で層厚の変化が認められず、また変形程度にも差異

154

が認められない(図 71)。こうしたことから、7層堆積後で 6a層下部堆積前には地表に 明瞭な変形を伴う断層活動は生じなかった可能性がある(表 5)。

3. 一回の変位量

島田地区トレンチにおいて北側低下の断層が出現した東壁面での7層及び6b層の基底 面の断層による鉛直隔離はそれぞれ約40cm及び約50cmであり、引きずり変形を含めた各 層の基底面の落差はいずれも60~80cm程度である。(図71a)。一方、単斜状の変形が生 じた西壁面における7層及び6b層の基底面の落差はそれぞれ1m程度及び1m程度以上で ある(図71b)。ただし、6a層と覆う5層の境界は傾斜不整合であり、両層の堆積間隙に 生じたイベントの回数は不明である。したがって、上述した7層及び6b層の鉛直隔離・ 落差は一回で生じたと仮定した場合の上下変位量である。この場合、変位量は2016年熊 本地震に伴う地表変位に比べ有意に大きく、同一地点においてイベントごとに変位量が異 なる可能性を示す。

4. 平均活動間隔

島田地区トレンチ壁面では、2016年熊本地震に伴う地層の変形が明確でないことか ら、同地震と同様の地震が過去に発生していたとしてもその存在や発生時期を明らかにす ることは困難である。そのため、活動間隔を推定することができない。一方、島田地区に おいて先行する断層活動イベントとした地層に明確な変形が生じたイベント発生以降、 2016年熊本地震まで断層活動イベントが存在しなかったとすると、その活動間隔は、最 大で約15,830年、最短で約2,820年(約9,620年の可能性もある)と推定される。ただ し最短の場合には、先行する断層活動イベントとさらに先行するイベントの活動間隔に比 べて有意に短く、活動間隔に顕著なばらつきが存在することになる。

5. 活動区間

島田地区トレンチ調査の結果、北甘木断層において明瞭な変形を伴う断層活動イベント の発生は、約15,760年前以降で約2,750年前以前(約9,550年前以前の可能性もある) と推定された。これは、これまでに隣接する布田川断層帯布田川区間(Lin *et al.*, 2017)及び日奈久断層帯高野一白旗区間(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013; 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,2017)で報告されている2016年熊本地 震に先行する活動のうち最も新しいものより有意に古い。したがって、布田川区間と高野 一白旗区間の先行する活動の際には、少なくとも北甘木断層のうち本調査の対象とした北 甘木台地北縁を限る断層は活動しなかった可能性がある。ただし、上述したように、島田 地区トレンチ壁面では、2016年熊本地震に伴う地層の変形が明確ではないことから、同 地震と同様の地震が過去に発生していたとしてもその存在や発生時期を明らかにすること は困難である。そのため、布田川区間と高野一白旗区間の先行する活動の際に北甘木断層 が活動した可能性は完全には否定できない。

2016年熊本地震では、布田川断層帯布田川区間、日奈久断層帯高野一白旗区間に加えて、北甘木断層沿いでも地震断層が出現した(図 62, 63)(例えば, Shirahama *et al.*, 2016; Sugito *et al.*, 2016; 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2017; 丸

山,2017)。しかしながら、本地震に伴う北甘木断層沿いの地震断層は変位量が小さく、 連続性にも乏しい。地震断層を横断するように掘削した島田地区トレンチ壁面では、わず かに地表付近で検出された開口割れ目が2016年熊本地震の痕跡の可能性として認められ た。一方、約15,760年前以降で約2,750年前以前(約9,550年前以前の可能性もある) に生じた断層活動イベントは、変位地形と調和的な北側低下の地層の変形を伴っており、 2016年熊本地震で出現した地震断層とは異なり、断層トレース沿いの累積変位地形の形 成に大きく寄与した活動と考えられる。すなわち、宇土区間北甘木断層では2016年熊本 地震とは異なるタイプのより地表での変位量の大きい活動が存在したと推定される。その 際には、宇土区間を構成する宇土断層と同時に活動した可能性、あるいは隣接する布田川 区間及び(または)高野一白旗区間が同時に活動した可能性がある(図 62)。

4) 日奈久断層帯横ずれ変位速度調査地の検討

日奈久断層帯の横ずれ変位速度を推定するための調査地の検討を行った。横ずれ変位 速度の推定には、横ずれ変位量が計測できる地形とその地形の編年が必要となる。日奈 久断層帯沿いでは、右横ずれのセンスを示す河川の屈曲が多数認められている(後藤・ 他,2018、熊原・他,2017a)。特に娑婆神峠から南の日奈久区間では、断層は沖積低地 と山地の境界をなし、山地から流出する河川あるいは山地内において屈曲する様子が認 められている。しかし、これらは変位量の推定ができても、その編年が難しく、変位速 度の推定に適さない。一方、宇城市東部の娑婆神峠の北側から高木の区間では、低位~ 中位の段丘面が分布し(図75)、これらの段丘面の年代から変位速度の推定が可能とみら れる。注意すべきは、高野-白旗区間中央部では本体から東側に並走する断層が現れるた め、断層帯の変位速度推定のためにはそれらすべての断層線について変位速度を求める 必要があるという点である。したがって、断層が分散しておらず、かつ段丘面に変位が 認められる場所として挙げられるのが、娑婆神峠から小畑の区間となる(図76)。この地 点では、横ずれに伴う三角末端面や横ずれ谷、閉塞丘といった典型的な変位地形が認め られ、段丘崖のずれから変位量の推定が可能である。また、それらの谷は段丘面を下刻 して形成されていることから、段丘面の年代がわかれば変位速度が推定できる。

今後の予定としては、本地点の詳細な地形分類および地形地質調査を行い、断層の変位 量を正確に見積もる。また、段丘堆積物とそれを覆う堆積物についてボーリング調査を 実施し、火山灰分析などにより段丘面の編年を行う。最終的にそれらのデータを総合的 に判断し、変位速度の推定を行うこととする。

156



図75. 日奈久断層帯北部の断層位置 基図は都市圏活断層図「熊本(改訂版)」(熊原・他,2017a)、および「八代(改訂版)」 (後藤・他, 2018)を使用した。



図76. 娑婆神峠付近の地形概要

(A) 娑婆神峠付近の空中写真(Google Earth、 2017 年 3 月 26 日取得)。横ずれ断層に よる河川や段丘崖の系統的な右横ずれ(水色矢印)、段丘面(斜線部)の変形が認められ る。(B) 正面に三角末端面、右手の段丘は閉塞丘と見られる。河川は水色点線に沿って屈 曲して流れる。 5) 八代市川田町西(日奈久断層帯日奈久区間)における活動履歴調査

a)地形地質調査およびボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

日奈久断層帯日奈久区間(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013)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伸びる直線的な活断層 である(図77)。平成28年度に日奈久断層帯で実施した活動履歴調査では、高野-白旗区 間の山出トレンチにおける最新活動時期(約800~1,400年前)と日奈久区間の南部田ト レンチにおける最新活動時期(約1,100~1,900年前)が同じ時期である可能性が出てき た(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。一方で、日奈久区間の栫地 点で行われた既往調査(下川・衣笠、1999)の結果に基づき、日奈久区間の最新活動時期 が約2,000~8,400年前の間であると推定されており(地震調査研究推進本部地震調査委 員会、2013)、同区間内における活動区間設定の再検討が必要となってきた。さらに、日 奈久区間における最新活動時期と活動間隔の推定精度を上げることにより、将来の地震発 生の可能性を再評価することは、八代市を中心とする周辺地域の地震防災上の大きな関心 事となっている。これらの状況を考慮し、従来、活動履歴に関する情報が不足している日 奈久断層帯日奈久区間の栫地点周辺もしくはそれ以南において活動履歴調査を実施するこ ととした。

既往文献(中田・他、2001;中田・今泉編、2002)および現地における地形地質調査の結果、八代市川田町西地点(図77,図78)においてトレンチ調査を実施することとした。この地点には形成年代が新しい扇状地が分布していて断層変位地形が認められないため、トレンチ調査に先立って掘削位置を決定するための群列ボーリング(5孔:KTM-1~ KTM-5)を実施した。また、予備の調査候補地点として平山新町地点(図79)を選定し、 層序確認のためのボーリング2孔(HYS-1, HYS-2)を掘削した。

ボーリング調査

川田町西地点では、日奈久断層を横断する方向に測線を設定し、5カ所で掘削を行っ た。掘削位置は、山側(東側)から順に、KTM-1から KTM-4 を配置し、断層通過地点を限 定するために KTM-5を KTM-1と KTM-2の間に追加で掘削した(図 78)。KTM-1 は山地斜面 の麓から約 20 m離れた位置であり、各孔の間隔は KTM-1 から西へ向かって順に約 9.2 m、4.3 m、10 m、15 m とした。掘削深度は、KTM-1が 7 m、KTM-5が 11 m、KTM-2が 6 m、KTM-3 が 6 m、KTM-4 が 9 m とした。平山新町地点では、周辺の断層変位地形(鞍部, 水系の屈曲)の分布から日奈久断層が通過すると思われるところを挟んで 2 カ所で掘削を 行った(図 79)。山側を HYS-1、平野側を HYS-2 とした。掘削深度は、HYS-1 が 10 m, HYS-2 が 8.5 m とした。

それぞれの地点で掘削したボーリングコアから採取した試料について、放射性炭素年 代測定を実施した。測定は、株式会社地球科学研究所(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、0xCal 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(表7)。以下の本文中に出てくる年代値は、暦年較正値の2 σ の範囲の年代である。



図 77 日奈久断層帯における調査地点位置図

地理院地図を基図として、シームレス地質図の地質情報と活断層データベースの断層線 を重ね、活断層調査地点を丸印で示した。



図 78 川田町西地点付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削地点



図 79 平山新町付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削位置 上は 1974 年に、下は 2007 年に、いずれも国土地理院が撮影した空中写真

川田町西地点で掘削したボーリングコアの写真を図 80, 柱状図を図 81 に示す。また、 ボーリング掘削調査を踏まえて作成した地質断面図を図 82 に示す。KTM-4 を除く各孔か らアカホヤ火山灰(約7,300 年前に降下;町田・新井、2003) がみつかった。KTM-2 およ び KTM-5 では、アカホヤ火山灰は軽石質の下部ユニットと細粒なガラス質火山灰の上部ユ ニットに区分される。また、この火山灰の上位に位置する腐植質シルト層の最上部付近か ら採取した材からは 6,893-7,156 cal.yBP(KTM-1_3.30)、6,741-6,908 cal.yBP(KTM-2_4.17)、またアカホヤ火山灰の上下のユニットの境界から採取した材からは 6,988-7,169cal.yBP(KTM-2_5.45)の年代値がそれぞれ得られた(表7)。KTM-1、KTM-5 および KTM-2 のコアで、アカホヤ火山灰と腐植質シルト層の出現深度を比較すると、KTM-5 と KTM-2 ではいずれもほぼ同じ深度に分布するのに対し、KTM-1 ではいずれの層準も約1 m 高い位置に分布する。このような地層の出現深度の差異は通常の堆積作用では考えにく く、断層運動によって地層の高度差が生じた可能性が高いと考えられる。また、KTM-5の コアの深度 8-9 m では、地層が 60-70 度で傾斜しており、断層による変形である可能性が 想定される。以上より、KTM-1 と KTM-5 の間付近を日奈久断層が通過している可能性が高 いと判断し、その付近を中心としてトレンチを掘削することとした。

平山新町地点で掘削したボーリングコアの写真を図 83, 柱状図を図 84 に示す。また、 ボーリング掘削調査を踏まえて作成した地質断面図を図 85 に示す。HYS-1 では基盤の礫 岩を確認したが、HYS-2 では基盤に到達する深度まで達していない。両孔の層相に共通し てみられる鍵層がないため 2 本のボーリングでは断層の存非の判断が難しいことと、両孔 ともに地表から深度 3 m 程度まで人工物を含む盛土や埋土が分布していることから、この 地点においてトレンチ調査を実施するのは困難であると判断した。

163



KTM-2



図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真



KTM-4



図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真(続き)



図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真(続き)

孔口標高:7.64 m





図 81 川田町西地点の群列ボーリング柱状図

孔口標高: 7.38 m





図 81 川田町西地点の群列ボーリング柱状図(続き)





図 81 川田町西地点の群列ボーリング柱状図(続き)

孔口標高:7.80 m





図 81 川田町西地点の群列ボーリング柱状図(続き)

KTM-5 孔口標高: 7.49 m





図 81 川田町西地点の群列ボーリング柱状図(続き)



図 82 群列ボーリング結果に基づく川田町西地点の地質構造断面推定図

表7 日奈久断層調査で得られた放射性炭素同位体年代測定結果

測定は株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic 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。暦年較正値は2σの年代幅を示す。

試料名	種類	層準	測定値 (yBP)	暦年較正値 (cal.yBP)	備考
S10. 20_L4. 35	Wood	E-3a	6,100 \pm 30	6,884-7,085	増し掘り
					時
S10. 50_L4. 60	Wood	E-3a	6,070 \pm 30	6,846-7,138	増し掘り
					時
S10. 55_L4. 95	Wood	E-	6,200 \pm 30	7,000-7,210	増し掘り
		3b?			時
S11. 45_L4. 70	Wood	E-	6, 140 ± 30	6,951-7,158	増し掘り
		3b?			時
S10. 25_L4. 42	Wood	E-3a	6,080 \pm 30	6,805-7,147	増し掘り
					時
KTM-1_3.30	Wood	E-	6,110 \pm 30	6,893-7,156	
		3a?			
KTM-2_4.17	Wood	E-	5,990 \pm 30	6,741-6,908	
		3a?			
KTM-2_5.45	Wood	(K-	6, 180 ± 30	6,988-7,169	
		Ah)			

HYS-1



図 83 平山新町地点ボーリングコア写真

HYS-2



図 83 平山新町地点ボーリングコア写真(続き)

HYS-1

孔口標高:4.21 m





図 84 平山新町地点ボーリング柱状図

HYS-2

孔口標高:3.89 m





図 84 平山新町地点ボーリング柱状図(続き)



図 85 ボーリング調査結果に基づく平山新町地点の地下地質構造推定断面

b)トレンチ壁面の地層と地質構造

川田町西地点における群列ボーリング調査から、KTM-1 と KTM-5 の間を日奈久断層が通 過すると想定して,深さ3.5 m,長さ23 m,幅8 mのトレンチを掘削した(図86)。断層 直交方向の2つの壁面(北面、南面)と山側の壁面(東面)の観察を行い、観察された地 層をA層~E層の5層に大別した。また、それぞれ層相に基づき細分した。以下では、A 層からE層の層相の概要と包含される遺物等についてのみを記載し、細分した各層準の記 載は表8に示す。観察を行ったトレンチ壁面の北面の写真とスケッチを図87 に、南面の 写真とスケッチを図88 に示す。

A層は、地表から深度 50 cm程度までに分布する耕作土もしくは人工改変を受けた地層 である。塊状かつ不均質で植物の根茎が著しく発達し、人工物(瓦片,陶磁器片,ビニー ル片など)が多く含まれる。A層は腐植の混入の程度の違いから、腐植を多く含む上部の A-1層と比較的に腐植が少ない A-2層に細分される。

B層は、礫、砂、シルトからなる地層で、上位から順に B-1a 層~B-1d 層, B-2a 層~B-2d 層の 8 層に細分される。B-1 層, B-2 層ともに砂礫、砂、シルトからなるが、B-1 層の 方がより多く人工改変の影響を受けており、B-2 層の方が比較的細粒である。B-1 層の下 底は起伏に富んでおり、人工的に削って形成された段差や溝を埋めていると想定される。

C層は、礫、砂、シルトからなり、層厚は約2mである。層相に基づき、C-1層からC-4層の4層に細分される。C-3層は腐植質であり、旧表土であると考えられる。C-3層には、土師器片や磁器片がまれに含まれる。

D層は、砂、シルトからなり、層厚は約1.5 mで、トレンチ壁面の西寄りに分布する。 D層は、D-1層、D-2a層~D-2e層, D-3a~D-3c層の9層に細分される。

E 層は礫、砂、シルトからなり、層相に基づき、E-1a 層~E-1d 層, E-2a 層~E-2c 層, E-3a 層~E-3b 層の9層に細分される。E-1b 層~E-1d 層には、明赤褐色の土器片が所々に 含まれている。トレンチの東寄りの部分のみに分布している E-3a 層に分類された腐植質 シルトは、群列ボーリング調査によって確認された腐植質シルト層に対比される(図 89)。

c)断層活動イベント層準の認定とその時期

トレンチ壁面の観察に基づくと、断層活動イベントと関連付けられる地質構造は、E-2b層の腐植質シルト層にみられる高度差約1mの上下変形である。この腐植質シルト層 は本来ほぼ水平に堆積していたと思われるが、北面ではN7付近から、南面ではS8付近か ら幅約2mの範囲内で西へ向かって分布高度を減じ、その西側でほぼ同じ高度で分布す る。埋め戻し作業を行う際に増し掘りを行ったが、スケッチに描かれているトレンチ底か らさらに約1m下方へ掘削しても単斜構造しか認められず、断層構造は確認できなかった (図90)。この変形構造を覆う地層について、直上のE-2b層やE-2a層は変形を被ってい るかどうか判断が難しいため、E-1c層が変形構造を覆う地層のなかで最も下位の層準で あると考えられる。

なお、トレンチ西寄りでは、D-3b 層および D-3c 層が西方へ向かって傾き下がっている ようにみえるが、この付近を下方に増し掘りした結果、E-3a 層に相当する腐植質シルト 層の上面高度に変化がみられずに連続して分布していることが確認された。したがって、 これらの地層の構造は、断層運動による変形ではなく、D層内の堆積構造であると判断した。

断層活動時期について、上下変形を受けている層準(E-3a層)からは、約6,700-7,000 cal.yBPの年代が得られている。したがって、本地点において断層活動が生じたの は約6,700-7,000年前以降であると推定される。一方、この変形構造を覆っている地層の うちで最も古い地層はE-1c層である。この層準からは縄文時代中期のものと推定される 土器片(時代検証は熊本県教育庁の方による)が多数出土しており、堆積時期は約5,000 年前以降であると推定される。出土した土器片はいずれも破片であるので再堆積したもの である可能性が残る。同層準から採取した試料の放射性炭素同位体年代については現在分 析依頼中である。

川田町地点の群列ボーリング調査では、KTM-5の深度 8-9 mに断層運動によって変形したと考えられる急傾斜した地層境界が観察された。この急傾斜した地層は、今回のトレンチ壁面で観察された変形構造よりも多くの断層運動による変形を被っている可能性があり、この地点における断層運動の累積性が示唆される。ボーリングコアでの観察結果だけであり、この層準から年代測定が可能な試料が得られなかったことから、今回の調査結果のみから最新活動以前の断層活動時期に関する議論を深めることができない。



図 86 川田町西地点トレンチの平面図



図 87 川田町西トレンチ北面の写真とスケッチ



図 88 川田町西トレンチ南面の写真とスケッチ

表8 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相

図 淮 夕	园 拍	供
眉平石		加有
A-1 層	礫・腐植混じり砂質シルト(表土)	
	灰褐(7.5YR5/2)~黒褐色(10YR3/2)を呈し、(極細~)細粒砂を	瓦・磁器片・陶磁器片・
	多く含み、地表面はやや階段状をなして西側に緩やかに傾斜す	ビニール片等を含む
	ろ、層厚は概ね 20-30 cm で水路跡の埋積部は 60 cm に達す	
	(A-2 僧上面)はやや明瞭である。N21 付近及ひ N6 付近ではこ	
	の境界面に存在する水路跡を埋積している。	
A-2 層	礫混じり砂質シルト(新期盛土)	
	鉢い黄橙(10YR6/3)∼褐(10YR4/6)色を呈し、細(~中)粒砂を多	
	ノ合わ 層厚け輝わ $10-80$ cm である 増せ 不均質で植物相	
	圣か発達し、トーナル右の用(~ 田用) 細~ 甲礫を 見任し、 幽 畚	
	片等を伴う。掘削時には水路と考えられる溝に沿って N6 付近	
	~S6 付近間に石灰岩の亜円~亜角大~巨礫が配列していた。下	
	位との境界(B-1b, B1-d 上面)はやや明瞭で、B-1d 上面は N4	
	位近で段差(東側が約 30 cm 互い)があり N4-N5 付近及び N9	
	月近て校定(本関が新50 cm 同 v)があり、N4 N5 月近次のN7 日ににより時に左右) これた明確していて	
	竹辺に水路跡が存在し、これを埋損している。	
B-1a 層	風化花崗岩質砂礫	
	鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、風化花崗岩の角礫及び同質の中~	
	相粒砂からなり、礫は最大径 5 cm、平均径 1 cm、含礫率 20-25%	
	である N8 \sim N10 問の水敗跡付近及び N13-N15 付近にの五層厚	
	$COO_0 NO^2 NIO 間の示面跡自近及O NIO^2 NIO 自近にのの層序10 … NIT の載まっゆて接て八大してわり し てたしの辞用は$	
	IU CM 以下で 類さつの る様に 分布 してわり、上・下位との 現界は	
	不規則であるが明瞭である。	
B-1b 層	砂・礫混じり粘土質・腐植質シルト	
	灰(N5/0)~黒褐(10YR3/2)色を呈し、塊状、不均質、やや腐植ま	
	じりで珪質岩角礫(径4㎝未満)を含み 酸化鉄斑(植生痕)が発達	
	$z = z = z = 15-20$ cm σNS_{2} N10 即の水敗郭に公本1 下位層	
	との現外はやや明瞭である。	
B-1c 層	礫混じり砂質シルト(盛土)	
	褐(10YR4/6)~褐灰(10YR4/1)色を呈し、2.5~3 cm 程度の花崗	
	岩及びトーナル岩礫が混じる。S11~S24の下部は一部砂礫質に	
	たろ 層厚け S 両車側で 10 cm 程度 両側で最大 80 cm 程度と	
	本の。 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「本の」、 「ない」、 「の」、 「ない」、 「の」、 「ない」、 「の 「の」、 「の 「の 「の」、 「の 「の 「の」、 「の 「の 「の 「の 「の 「の 「の 「の 「 「の 「 「の 「 「の 「 「の 「 「 「の 「 「 「 「 「 「 「 「 「 「 「 「 「	
	$友化する。下位この現外は311^{\circ}324 内近ては切晾たM, 31^{\circ}311$	
	何近ではやや不明瞭となる。	
B-1d 層	礫混じり腐植質・砂質シルト(旧盛土・耕作土)	
	鈍い褐(7.5YR5/3)~暗褐(10YR3/3)~黒褐(10YR3/2)色を呈し、	円磨された明赤褐
	塊状、不均質、砂粒子は淘汰不良の(円~)亜円(~亜角)形中(~相)	(2.5YR5/6) 色土器片
	お砂を主体とする 磁けトーナル岩の角~亜角礁 砂岩 泥岩	(細~小磯サイズ)が
		(加二方家ノーハ)が
	化岡石の里角~里白碟が散任し、N9~N10 间に石灰石の里白碟	取住りる。
	(径11 cm)を含む。木灰細斤・酸化鉄斑か点仕する。この層は地	稀に須思器斤も含ま
	点全体に広く分布し、下位との境界は著しく不規則でやや不明瞭	れる。
	(一部明瞭)で、層厚が 0.1-1.3 m と場所によって著しく変化する。	
B-2a 層	シルト・風化花崗岩質砂礫(砕石?:畦道)	
~ / _	輸い褐(75VR5/4) 色を早し 博士 不均質 国化花崗岩の角〜画	明赤褐色十男細片を
	$ \underline{\omega} \vee \mathbb{E} (1.51 \times 5/5) = 2 = 0$ 、 $\overline{\omega} \wedge \sqrt{10} = 0$ (2.1 $\overline{\omega} + \frac{1}{2} \times \frac{1}$	切が陶正正確施力を
	角喉(侄 1.3 cm 木個)を主体とりる。 本員のシルト員中~ 祖祖的	作り。
	中には木炭片を伴い、層厚 2~4 cm で N18~N19 付近にほぼ水	
	平に分布する。	
B-2b 層	シルト混じり極細〜細粒砂	
	鉱い褐(75YR6/3) 色を呈し 淘汰けやや良好 不明瞭た糞理が認	
	したわ 酸化鉄斑が配列オス 屋頂約 $25-20$ cm NA 付近 S0	
	付近より果側に分布する。下位との境界は明瞭である。	
B-2c 層	礫混じり砂質シルト	
	褐灰(10YR4/1)色を呈し、S面にのみ分布する。B-2c層と同質の	
	礫混じり砂質シルトからなる。S2~S9の上部 5-15 cm は黒色が	
	強い腐植質とかり ト位との音思も直線的であることからしてみ	
	かやわた可能研がなる。 かられた可能研究なる。	
D 0 1 🖽	<u> </u>	
B-2d 層	一一一般ではパント	
	暗褐(10YR3/3)色を呈し、S面にのみ分布する。トーナル岩、砂	
	岩の亜角~亜円礫が混じる。S11~S23 の上部は 10-15 cm はや	
	や固結した層が直線的に分布する。褐色酸化した植物根が分布す	
1		1

表8 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相(続き)

層準名	層 相	備考
C-1 層	砂礫	
	褐(10YR4/6)色を呈し、S 面の C-2 層を削り込むように分布する。	
	0.5-1 cm 程度の角~亜円礫を主体とし、最大 6 cm程度のものも含ま	
	れる。礫はトーナル岩、花崗閃緑岩、泥岩を主体とし、礫率は80%	
	程度である。基質は中粒~粗粒砂からなり、一部シルト質である。	
	上位層(B-2c'層)との境界はやや明瞭である。	
C-2 層	シルト混じり細(~中)粒砂(旧感土・耕作土)	円廊された明赤褐
	新い褐(7 5VR6/3-5/3) 色を早 伸出 不均質で淘汰やや不良であ	(2 5VR5/6) 缶 十 哭
	ス 荘哲岩 風化花崗岩角礫(径25m未満) 木炭細片を占在する	日本部
	酸化鉄斑が茎」 (発達) N16 付近上り 西側でけ 下位層にみられ	/TCLC。 N10-N20 問に水敗跡
	政化処処が有して元度し、MO 内妊より臼歯では、「位有にのりれ ろ棚状の亚田邨の最下部を届回約 30-40 cm で被磨する 下位の C-	に」 き 疽 跡 が 認 め
	3個人の千里前の取下的を層序約 50 40 6回 く 恢復 9 5。「匠のし 3 届 と の 倍 思 け 明 晦 で あ ろ	らして成功が認め
(-3 層	び着こい死がなり旅 (の) 離混じ n	やや歯耗した十師
0.5 層	保健しり 個員「「「「「「「「「」」」」	、、居れした上師 男片や割わ口の新
	$ \mathbf{K} (1.5 \mathbf{K}_0 / 1) = 素 \mathbf{K} (10 \mathbf{K}_0 / 2) \mathbf{E} \mathbf{C} = \mathbf{C} \cdot \mathbf{M} (\mathbf{K} \cdot \mathbf{K}_0 + \mathbf{K}_0 + \mathbf{K}_0 - \mathbf{K}_0 + \mathbf{K}_0 $	裕川 (割46日の)利
	位」は亜川(「亜川)ルで両低小民の十(「位)位切からなる。保は生 「一」「「一」「「一」「「」」「「」」「「」」「一」「」」「「」」「」」「」」「	た孫に今ま
		と 仲に 占 ひ。 め め 田 麻 そ わ た 田
	「つこ来にマンガンノンユールも取任する。 陷权(伽田) 朳をなし、層 「日け畑わ 20-40 gm でもり 声側でけ薄くわる」下位しの倍思けぬめ	大大口居さ40/2 切 去 視 (9 5VD5/6) 名
	序は概ね 30-40 Cm このり来側とは得くなる。 位この現外はやや 旧腔でなる	小 阀 (2.31K3/0) 巴 十哭ヒが占左オス
C 4 🖾	り 「 か い し し の の し し し し の の の の の の の の の の の の の	工品川が点任する。
0-4 唐		
	一里角形で満仏小長の神(~甲) 枢砂からなる。僕は風化化尚石神僕を 主しし、 は所出魚離た(い)、 見士彼の、 印度で、 合離索「0) いてで、	
	土とし、垤負石角礫を住い、東人侄 4 cm 住皮で、 3 礫平 3 % 以下で キュームなに動化鉄浜洗され、 マンガン面式 恋まナスボー相互	
	める。王平に酸化鉄石架され、マノカノ斑が発達するが、陶灰 (7.5vpc/1)なた日本ス株田、田子心の相葉点が5.10、開炉でたた	
	(7.5)R6/1) 色を呈する楕円~団子状の根茎狼か 5-10 cm 間隔で点仕	
	する。この地点至体に分布し、層厚 20-50 cm でめる。下位との現界 はあめ明瞭で、	
	はやや明瞭で、一部水路状の構造(M12 竹辺)を埋損している。	
D-1 唐		
	明貞簡(101Kb/b) 色を呈し、塊状で砂粒子は亜円~亜角形で上方神	
	私化を示し、岡体不良である。酸化鉄汚染され、層厚 20 cm 以下で	
	N2~N5 及び 52~55 付近で四側へ天滅するように分佈する。下位との時間はあめ唱岐です。	
D-2a 唐		
	火阀(1.51K4/2) 色を呈し、砂粒子は円~亜円形で岡体不良であり、	
	N10-N21 付近にレンス状に層厚 10-20 cm の个明瞭な栗理を住り砂	
	層か 3~4 权堆積している。全体にやや酸化鉄汚染され、マンカン	
	斑が発達して黒味を帯びている。特に取下部にはマンガンが集積	
	し、神礫か点仕し、地下水か浸潤している。下位との現発は明瞭で、	
	下方では削刺し、果側ではアハットしている。	
D-2b	ジルト混じり甲(~粗)粒砂	
	鈍い 寅 橙 (10 Y R 7 / 3 - 6 / 3) 色を呈し、 砂粒子は円~ 亜円形 で 淘汰 不良	
	であり、N20~N22 付近にレンス状に層厚 10(-20) cm の不明瞭な葉	
	理を伴う砂層か 2~3 枚堆積している。全体にやや酸化鉄汚染され、	
	酸化鉄斑が発達し、上位のD=2a層とは指父関係にあり、下位(D=2d	
	増)との現界は明瞭で削減している。	
D-2c 唐		
	層厚 5-10 cm の海層状を成して狭住し、東四両側で天滅(一部東側	
	で下位の D-2d 層にアハット)する。	
D-2d 唐		
	伏日(10YK7/1)色を呈し、N18 付近では一部更厌(2.5Y6/1)色の遠元	
	巴を示りか、酸化鉄斑や縦に伸いた酸化鉄根を退か散仕する。東側	
	じは N16 及い S13 付近で下位(と僧)にアパットし、四側に層厚約	
	20-40 cm ぐ分布する。四側上部にはマンカン斑か散仕する。	
D-2e 層	礫混しり砂質~砂礫混じりシルト	
	鈍い再橙(101K6/4)色を呈し、塊状、小均質で礫は最大径 9 cm 程度	
	のトーナル岩角礫を王とし、風化花崗岩亜角~円礫を伴う。基底部	
	は細粒砂質となっている。酸化鉄斑がやや発達し、層厚は 5-20 cm	
	で西側へ増加してN17 及び S16 以西に分布している。下位との境界	
	はやや明瞭である。	
表8 川田町トレンチで観察された地層の区分と層相(続き)

層準名	層相	備考
D-3a 層	砂質シルト 灰黄(2.5Y7/2)色を呈し、塊状で細粒砂を多く含み、酸化鉄斑及 び縦に伸びた酸化鉄根茎痕が発達する。層厚約40 cmでN18及 びS16以西のチャネル内に分布する。下位との境界は傾斜して おりやや明瞭である。	
D-3b 層	シルト 青灰(10BG6/1)色を呈し、炭化木及び材が多く含まれる。S17 以 西に分布し、層厚は概ね10-15 cm程度で、西側に傾斜する傾向 を持つ。下位との境界は漸移的である。	
D-3c 層	シルト質細(~中)粒砂 青灰(10BG6/1)色を呈し、塊状、淘汰不良で炭化(弱炭化)木片等 の植物片が散在する。基底部には径1 cm程度の珪質岩角礫を少 量伴う。この層はN17-N19及びS17.5-S18.5付近に認められ、 層厚30 cm程度で西側へやや傾斜する。東側のN17~N18付近 では下位層(E層)にオーバーラップしている。酸化鉄汚染され て浅黄(2.5Y7/3)色に変化し、酸化鉄斑及び縦に伸びた酸化鉄根 茎痕が発達する。下位のD-3d層との境界はやや不明瞭である。	
E-la 層	砂質シルト 鈍い黄橙(10YR7/3)~褐灰(10YR4/1)色を呈し、塊状、砂粒子は (極細~)細粒で淘汰は良好である。明瞭なマンガン斑と不明瞭 な酸化鉄斑が散在する。層厚 10-30 cm で、N13 及び S11 以東に 分布する。上部境界面には N12 付近に水路跡が認められ、下位 との境界は不規則で明瞭である。	
E-1b 層	礫混じり砂質シルト 鈍い橙(7.5YR7/3)~褐(10YR4/6)色を呈し、塊状、不均質、砂粒 子は細(~中)粒砂からなり、酸化鉄斑が発達する。礫は珪質岩 角礫を主体として、東側へやや増加する傾向があり、稀に砂岩 円礫(径6 cm未満)を伴う。N17及びS13.5付近以東に分布し、 層厚は東側では概ね10-30 cmであるが、西側では基底面が緩や かに西側に傾斜し、N13~N15付近は層厚が70 cm程度となって いる。上部の境界面は上位のE-1a層と合わせて概ね水平であ り、下位との境界はやや不明瞭である。	比較的磨耗されてい ない明赤褐色土器片 等を点在する。
E-1c 層	砂質シルト 浅黄橙(10YR8/3)色を呈し、塊状、不均質で砂粒子は細(~中)粒 砂からなり淘汰不良である。礫は珪質岩角礫(径3 cm 未満)を主 とし、稀に砂岩円礫(径5 cm 未満)を伴い、円磨された明赤褐色 縄文土器片を点在する。酸化鉄斑が発達するが、上位の E-1b 層 に比べて酸化鉄斑のサイズは大きいが、密度が粗く、色調が明 るい。砂礫(E-1d 層)をレンズ状に少なくとも4 層挟み、層厚は 約0.7-1.3 mで東から西へ緩やかに傾斜する。下位との境界は やや明瞭である	
E-1d 層	シルト混じり砂礫 鈍い黄橙(10YR7/3-6/3)色を呈し、E-1c 層中の S8.5 以西及び N10~N14 及び N16-N17 間に層厚約 5-25 cm のレンズ状をなして 存在する。砂粒子は(中~)粗粒砂からなり、礫は最大径 9 cm、平均径 1 cm のトーナル岩角(~亜角)礫及び風化花崗岩亜円 ~亜角礫を主とし、含礫率 25-30%である。不明瞭な酸化鉄斑が 認められる。	円磨された明赤褐色 縄文土器片を伴う。

表8 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相(続き)

層準名	層相	備考
E−2a 層	シルト質細(~中)粒砂	
	浅黄(2.5Y7/3)~黄褐(10YR5/6)色を呈し、塊状、淘汰不良で、	
	僅かに細礫が点在する。酸化鉄斑が発達し、層厚は概ね 5-35	
	cmで S14.5 及び N12 以東に分布し、S3.5 及び N3 付近で尖滅す	
	る。下位の E-2b 層との境界は明瞭であるが、E-2c 層との境界	
	はやや不明瞭である。	
E-2b 層	砂礫	
	鈍い橙(7.5YR7/3)~褐(10YR4/6)色を呈し、礫は最大径 14 cm、	
	平均径1 cm 程度のトーナル岩、花崗岩、硬質頁岩、砂岩等の円	
	~亜円(~亜角)礫で構成され、含礫率は25-35%である。最大	
	層厚約 30 cmで東端の S4~S3 及び N3~N5 付近にレンズ状をなし	
	て分布し、西側へ尖滅する。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概ね N25W であったものと推定	
	され、下位を削剥して堆積している。	
E−2c 層	シルト質細(~中)粒砂	
	浅黄(2.5Y7/3)~灰白(5Y7/2)色を呈し、塊状、砂粒子は淘汰不	
	良で、砂礫(E-2b層)の西側延長方向に僅かに径1 cm 程度の礫	
	を含む。上部は浅黄色で酸化鉄縞が発達し、下部は灰白色で還	
	元色を示し、層厚は概ね 20 cm で S13.5 及び N12 以東に分布す	
	る。下位との境界は明瞭である。	
E-3a 層	腐植・砂質シルト	
	黒褐(10YR3/1-3/2)色を呈し、塊状、砂粒子は (細~)中粒砂で	
	淘汰はやや不良である。炭化(弱炭化)木片等の植物片を点在	
	し、湧水している。層厚は概ね 10-20 cm で S9.5 以東及び N7 以	
	東付近まで分布が認められ、下位との境界は明瞭である。	
E−3b 層	(中~)粗粒砂	
	灰黄(2.5Y7/2)~緑灰(10GY6/1)色を呈し、概ね塊状、砂粒子は	
	淘汰不良で、細礫を伴う。細礫は東側でやや増加する傾向があ	
	る。層厚 10 cm+で N3~N6 付近まで認められ、N6 付近では E-	
	3a 層中で尖滅している。東端では炭化(弱炭化)木片等の植物片	
	を挟んで不明瞭な葉理がやや発達し、湧水している。	



図 89 群列ボーリング調査とトレンチ調査に基づく地下地質断面



図 90 川田町西地点のトレンチ増し掘り 南面の S7 から S12 付近。水平は水糸を参照。 6) 日奈久断層帯海域部(八代海区間)の活動履歴の解明

八代海に分布する日奈久断層帯海域部(八代海区間)の活動履歴を把握するため、平成 28年度に高分解能マルチチャンネル音波探査と海上ボーリング調査にもとづく海底活断 層調査を実施した。今年度は、海上ボーリング調査によって得られた堆積物コア試料の解 析を実施し、高分解能マルチチャンネル音波探査で得られた断面でイメージングされた評 価対象断層の構造解釈を進めた。また、平成28年度に実施した高分解能マルチチャンネ ル音波探査で取得したデータにもとづいて、評価対象断層の三次元的な形状を把握するた めの検討を進めた。

a)研究対象海域および評価対象断層

研究対象海域には熊本県葦北郡津奈木町沖の海域(以下、津奈木沖)を選定した(図 91)。研究対象海域の選定にあたり、八代海において実施された調査研究(楮原・他, 2011)で取得された全ての音波探査記録の再検討を実施した(平成28年度)。津奈木沖に おいて実施された音波探査記録(GSY_5測線、図92~93)には複数条の断層が認められて いる(楮原・他,2011)。また、この海域には沖積層に相当する地層が厚く分布してお り、最近10,000年間の断層活動を高い時間分解能で連続的に記録していることが期待さ れる。



図 91 調査対象海域(八代海)の広域位置図 図中の四角は図 92 の範囲。

評価対象断層の絞り込みを行うため、GSY_5 測線の音波探査データに対して高度な再解 析処理(図94)を施して、可能な限り分解能の高い重合断面を得た。再解析処理によっ て海底面直下から沖積層基底に至る地層における音波探査記録断面の分解能が向上し、断 層変位に関する信頼性の高い再解釈が可能となった。再解析処理で得られた重合断面にも とづいて、変位に累積性があり、かつ浅層にまで変位を及ぼしている断層の中で、GSY_5 測線の南東端に認められた断層を評価対象断層とした(図93)。



図 92 津奈木沖における既存の音波探査測線(GSY_5)と調査対象海域 破線で囲まれた薄黄色の領域は音波探査の対象海域。黄色の丸印は海上ボーリング調査地 点。黒実線の四角は図 101 および図 103 の範囲。





四角は本研究における音波探査の範囲



図 94 音波探査記録の処理フロー

b) 海底活断層の研究手法

i)海上ボーリング調査

八代海における評価対象断層の活動履歴の解明を目的として、海上ボーリング調査を実施した(平成28年度:平成29年1月5日~平成29年1月23日)。本研究は突発的かつ 緊急を要したため、計画的な調査研究に運用されている専用の掘削船を使用することは現 実的ではないと判断して、海上に足場を設置する調査手法を選択して海上ボーリング調査 を実施した。具体的な調査手法としては、調査海域の水深、地盤、地形、潮流、波高、風 速を考慮し、円筒式足場の傾動自在型工法を採用した(図95)。

海上ボーリング調査は、評価対象断層を挟む2地点(GS-TNK-1:孔口標高-28.68 m, 掘削 長 20 m. GS-TNK-2:孔口標高-30.19 m, 掘削長25 m)で実施した(図 96)。堆積物コア 試料は、GS-TNK-1では海底面下20 mまで、GS-TNK-2では海底面下25 mまで採取した (総延長45 m)。堆積物コア試料の採取状況表を表9(a), (b)に示す。



図 95 傾動自在型工法による海上ボーリング調査風景(上)および装置配置図(下)

表 9 (a) GS-TNK-1 採取状況表

CS-T	ГΝΙ	V _	1
63-	1 1 1	n-	

	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 9 (b) GS-TNK-2 採取状況表

GS-	١T	N٢	(–	2
<u> </u>		•••	•	_

	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%

ii) 堆積物コア試料の解析

海上ボーリング調査で得られた堆積物コア試料は、採取直後に帯磁率測定を実施し、半 割した直後に写真撮影と岩相記載を行った(平成28年度)。堆積環境に関する情報を充実 させるため、岩相記載結果を踏まえて詳細な肉眼観察を実施した.さらに、CTスキャナ を用いた観察・解析を実施した。

堆積物の鉛直方向の物性変化を定量的に把握する目的で、半割する前の堆積物コア試料 に対して帯磁率測定を実施した。帯磁率の測定には、Bartington Instrument 社製の帯磁 率計(MS2)に同社製のコアロギングセンサー(MS2C)を組み合わせたシステムを用い た。帯磁率計の計測レンジは「×1.0(分解能 10⁻⁵ SI Unit)」を選択し、20 mm 間隔で測 定を実施した。ドリフト補正を行うことにより、測定の際に生じる系統的な誤差を除去し た。

CT スキャナを用いた観察には、一般財団法人電力中央研究所が所有する東芝メディカ ルシステムズ社製のヘリカル CT スキャナ (Aquilion 64)を使用した。堆積物コア試料の 断面が収まるように 79.36 mm × 79.36 mm の正方形の領域を設定し、コア深度 0.5 mm 間 隔で水平 CT 断面を取得した。水平 CT 断面は 512 pixel × 512 pixel の解像度を有する CT 値マップであり、CT 値は 16 bit 符合付整数として格納される。一連の水平 CT 断面を スタックして三次元 CT データを作成し、それらをスライスして堆積物コアの垂直 CT 断面 (図 97(a),図 98(a))を得た。 比較のため、堆積物コアの写真を図 97(b)、図 98(b)に 示す。

また、CT スキャナで得られたデータにもとづいて、CT 値の鉛直変化を検討した。CT 値 は X 線の吸収率を表すが、その値は堆積物の密度や含水率、元素組成などの物性を反映し て変化する。水平 CT 断面において堆積物コア試料のみが含まれる 250 pixel × 150 pixel (38.75 mm × 23.25 mm)の領域を対象エリアとして、CT 値の空間分布およびヒス トグラムを取得した (図 99)。これらのデータから、水平 CT 断面における CT 値 (モー ド)を求めて、垂直変化を検討した。ただし、CT 値 (モード)が0以下を示す水平 CT 断 面は堆積物が含まれないセクションとみなして除外した (CT 値は空気中で-1000 を、水で 0を示す)。また、帯磁率や肉眼観察の結果と比較することを踏まえ、深度方向 20 mm 幅 の単純移動平均 (n <= 40)を施した。

堆積年代を精度良く決定して分解能の高い堆積年代モデルを構築するため、放射性炭素 年代測定によって合計 18 試料(GS-TNK-1 から9 試料、GS-TNK-2 から9 試料)の年代値を 求めた(表 10)。年代測定の対象試料は、堆積物コア試料から産出した貝化石(二枚貝) から選定した。放射性炭素年代は、Beta Analytics 社に依頼し、加速器質量分析法

(AMS)によって測定した。得られた放射性炭素年代は暦年較正プログラム CALIB 7.0
 (Stuiver and Reimer, 1993)を使用して暦年較正年代に変換した。暦年較正の際、較正
 曲線には Marine 13 (Reimer *et al.*, 2013)を使用し、海洋リザーバー効果の地域差

 (ΔR) は 0 とした。以下では、特に断りのない場合には放射性炭素年代値を暦年較正済 み年代の中央確率値 (median probability, cal kBP) として示す。

堆積物コア試料から火山ガラスおよび軽石等の火山灰のサンプリングを実施した。それ らのうち、合計9層準(GS-TNK-1から3層準、GS-TNK-2から6層準)を対象として、火 山灰分析を実施した。そのうち、合計7層準(GS-TNK-1の深度3.21m、3.95m、GS-TNK-



2の深度 3.05 m、4.06 m、5.05 m、13.28 m、22.50 m)を対象として、火山ガラスおよび 角閃石 (GS-TNK-2の深度 22.50 mのみ)の屈折率を、各 30 粒子について計測した。

図 96 GS-TNK-1 および GS-TNK-2 コアの柱状図



図 97(a) GS-TNK-1 コアの垂直 CT スライス断面



図 97(b) GS-TNK-1 コアの半割断面 (写真)



図 98(a) GS-TNK-2 コアの垂直 CT スライス断面



図 98(b) GS-TNK-2 コアの半割断面 (写真)



図 99 水平 CT 断面(左) および CT 値のヒストグラムとモード値(右)の例 水平 CT 断面における中央付近の 250 pixel × 150 pixel (38.75 mm × 23.25 mm)を対 象領域と設定し、各断面において CT 値のヒストグラムを作成してモード値を求めた。

表 10 GS-TNK-1 および GS-TNK-2 コアから得られた放射性炭素年代一覧

Lab Code	Sample Code	Core Name C	ore Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	δ13C (‰)	Calibrated Age (2σ cal BP)	probability	Median probability (cal BP)
Beta-460379	TNK-1_1.35m	GS-TNK-1	1.35	Shell	$2760~\pm~30$	+1.3	2350 - 2620	97.4 %	2480
Beta-460380	TNK-1_2.47m	GS-TNK-1	2.47	Shell	$4120~\pm~30$	+1.9	4070 - 4290	100.0 %	4180
Beta-481485	TNK-1_3.46m	GS-TNK-1	3.46	Shell	$8170~\pm~30$	+0.5	8540 - 8770	100.0 %	8650
Beta-480899	TNK-1_3.94m	GS-TNK-1	3.94	Shell	$8270~\pm~30$	+0.5	8680 - 8960	100.0 %	8820
Beta-460381	TNK-1_4.04m	GS-TNK-1	4.04	Shell	$5500~\pm~30$	+1.7	5780 - 5970	99.7 %	5890
Beta-480900	TNK-1_4.07m	GS-TNK-1	4.07	Shell	$6620~\pm~30$	+0.1	7050 - 7240	100.0 %	7160
Beta-474239	TNK-1_5.29m	GS-TNK-1	5.29	Shell	$8420~\pm~30$	-0.6	8950 - 9120	100.0 %	9020
Beta-460382	TNK-1_6.49m	GS-TNK-1	6.49	Shell	$8600~\pm~30$	+0.2	9140 - 9380	100.0 %	9260
Beta-460383	TNK-1_9.26m	GS-TNK-1	9.26	Shell	$9320~\pm~30$	0.0	10110 - 10230	100.0 %	10170
Beta-460384	TNK-2_0.56m	GS-TNK-2	0.56	Shell	$640~\pm~30$	-1.2	230 - 400	99.9 %	290
Beta-474238	TNK-2_1.18m	GS-TNK-2	1.18	Shell	$600~\pm~30$	+0.6	140 - 300	100.0 %	250
Beta-474240	TNK-2_2.18m	GS-TNK-2	2.18	Shell	$5070~\pm~30$	-0.5	5310 5530	100.0 %	5430
Beta-460385	TNK-2_2.52m	GS-TNK-2	2.52	Shell	$6700~\pm~30$	+1.4	7160 7300	100.0 %	7230
Beta-460386	TNK-2_3.91m	GS-TNK-2	3.91	Shell	$8100~\pm~30$	+0.5	8450 8650	100.0 %	8560
Beta-460387	TNK-2_4.05m	GS-TNK-2	4.05	Shell	$8160~\pm~30$	+1.1	8540 8760	100.0 %	8630
Beta-474241	TNK-2_5.14m	GS-TNK-2	5.14	Shell	$8350~\pm~30$	-1.2	8790 9010	100.0 %	8940
Beta-460388	TNK-2_6.22m	GS-TNK-2	6.22	Shell	$8490~\pm~120$	+0.1	8770 9420	100.0 %	9110
Beta-460389	TNK-2_9.43m	GS-TNK-2	9.43	Shell	9410 30	-1.7	10170 10350	100.0 %	10240

iii)高分解能マルチチャンネル音波探査

津奈木沖で実施した海上ボーリング調査地点周辺の約2.0 km×約1.0 kmの範囲において、高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した(平成28年度:平成29年2月5日~ 平成29年2月9日)。調査測線は評価対象断層の推定される走向と直交するように、北西 -南東方向に平行に配置した。音響層序の対比が可能なように、GSY_5測線(楮原・他, 2011)をトレースする測線を設定した。

音波探査における機器の配置を図 100 に示す。音源には Applied Acoustic Engineering 社製のブーマー (AA301)を、受信用のケーブルには 16 チャンネル (チャン ネル間隔 5.0 m)の地球科学総合研究所製の独立記録型ストリーマーケーブル (ACS: Autonomous Cable System)を用いた。ショット間隔は 5.0 m とした。調査船の座標は DGPS (Differential GPS)装置で取得した。さらに rGPS (relative GPS)装置と ION Concept 社の航測システム (Orca)を用いることによって、音源ならびに各受信点の座標 を取得した。計画測線に沿って4本のストリーマーケーブルを 10 m 間隔で曳航しながら 探査を実施し、各測線で取得した探査記録の中で最も S/N 比が良好なストリーマーケーブ ル1本のデータを採用した (図 101。合計 20 測線、各測線長 2.0 km、総測線長 40 km)。



図 100 高分解能マルチチャンネル音波探査における機器の配置



図 101 高分解能マルチチャンネル音波探査の測線図
 破線で囲んだ黄色の領域を対象として、グレーの太線で示した GSY_5 測線(楮原・他, 2011)と平行に、黒細線で示した 20 測線(各約 2 km)の探査記録を得た。

iv)三次元探査データにもとづくスライス断面の作成

断層形状や地質構造を三次元的に捉える目的で、津奈木沖での高分解能マルチチャンネ ル音波探査で取得されたデータの解析を実施した。音波探査データを三次元的に処理する ことにより、図 102 に示す三次元探査データ(以下、サイスミックキューブ)を作成した (猪野・他, 2018, 印刷中)。津奈木沖で作成したサイスミックキューブのサイズは約 2.0 km×約1.0 km×0.120 s であり,水平方向の分解能(ビンサイズ)は2.5 m×5.0 m である。サイスミックキューブから水平(時間)スライス断面および垂直スライス断面を 切り出し、断層形状および地質構造を検討した。以下では、弾性波の往復時間を深度に変 換するため、弾性波の伝播速度を1,540 m/s と仮定した。

水平スライス断面は、弾性波の往復時間 0.038-0.073 s(深度 29.26-56.21 m)を対象 として、0.001 s 毎(約 0.77 m 毎)の 36 断面を作成した。垂直スライス断面は、長辺と 平行な InLine において 20 断面、短辺と平行な X-Line において 14 断面を作成した(図 103)。



図 102 高分解能マルチチャンネル音波探査にもとづくサイスミックキューブ(鳥瞰図)



図 103 三次元探査データにもとづく垂直スライス断面作成位置

破線で囲んだ黄色の領域は三次元探査データの作成範囲(猪野・他,2018,印刷中)。三 次元探査データから、InLine 方向(対象領域の長辺方向)に20断面(InLine24~176)、 X-Line 方向(対象領域の短辺方向)に14断面(X-Line597~748)の垂直スライス断面を 作成した。InLine 測線の間隔は約40 m(8トレース幅)であり、X-Line 測線の間隔は X-Line597~741 は約30 m(12トレース幅)、X-Line741~748 は約17.5 m(7トレース幅) である。 c)海上ボーリング調査にもとづく層序および堆積年代

堆積物コア試料の観察結果と放射性炭素年代測定の結果にもとづき、海上ボーリング掘 削地点(GS-TNK-1 およびGS-TNK-2)における堆積相解析を行い、堆積ユニット区分を行 った(下位からユニットb, a3, a2, a1)。また、放射性炭素年代にもとづいて堆積曲線 を作成した(図 104,図 105)。堆積曲線は、縦軸をコア掘削深度、横軸に時間をとって、 暦年較正済み年代値(表 10)をプロットして作成した。全体として下位から上位にむけ て年代値が新しくなる全体のトレンドから外れる年代値を除去し、残りの年代値(median probability)を直線で結んだ。堆積曲線には、median probability プロットに加えて、 エラーバーとして 2 σ の年代幅を示す。

以下に各ユニットの特徴と形成年代、堆積環境の解釈を述べる。



図 104 GS-TNK-1 コアの柱状図と堆積曲線



図 105 GS-TNK-2 コアの柱状図と堆積曲線

i) 堆積ユニットb (GS-TNK-1: 20.00~12.62 m、GS-TNK-2: 25.00~13.32 m)

本堆積ユニットは、採取された堆積物コア試料の最下部を構成し、主に凝灰質シルト層 および砂層からなる。GS-TNK-1においては、全体が塊状の凝灰質シルト層であり、下部 (20.00~17.00 m)には貝化石が含まれる。GS-TNK-2においては、凝灰質シルトと砂層 (礫混じり粗砂~細砂)の互層からなり、15.20 mの層準に貝化石が認められる。砂層中 にはパラレルラミナが発達しているが、上位の砂層中(17.00~15.20 m)にはクロスラミ ナやカレントリップルが発達している。最上部の13.62~13.32 mは有機質シルトからな る。また、GS-TNK-2の22.6~21.5 mの層準には丸みを帯びた軽石(径5~65mm)が多く 含まれている。そのうち、GS-TNK-2の深度22.50 mの軽石は、屈折率 n= 1.509付近にモ ードを示す火山ガラスと、n=1.685付近にモードを示す角閃石から構成され、Aso-4(~ 89 ka, Smith *et al.*, 2013) または Ata (~100 ka, Smith *et al.*, 2013) に対比され る可能性が高い。

GS-TNK-2の堆積ユニットbはAso-4またはAtaに対比される可能性が高い軽石を含み、後述の堆積ユニットa3~a1に覆われることから、後期更新世の堆積物と考えられる。GS-TNK-1においては、貝化石を含む塊状シルトから貝化石を含まない塊状シルトに 漸移的に変化することから、塩性~汽水性の湿地から淡水性の湿地に変化する環境で堆積 したシルト層と解釈し得る。GS-TNK-2においては、パラレルラミナが発達する砂層は潮 汐の影響を示唆し、クロスラミナとカレントリップルは河川また潮流の影響を受けたこと を示す。また、有機質シルトを含む塊状のシルト層は湿地堆積物と解釈される。以上よ り、本堆積ユニットは、後期更新世における河口低地堆積物(河道および後背地の湿地堆 積物)と解釈した。

ii)堆積ユニットa3(GS-TNK-1: 12.62~10.48 m、GS-TNK-2: 13.32~11.85 m)
本堆積ユニットは、堆積ユニットbに侵食面を介して累重し、砂層(中砂~シルト質細砂)およびシルト層の互層からなる。貝化石は認められない。GS-TNK-1においては、基底部の12.62~12.00 mは軽石を含む砂層を主体とし、砂層は上方細粒化を示す層と上方 粗粒化を示す層が認められる。上部の12.00~10.48 mは塊状のシルト層およびパラレル ラミナが発達するシルト層を主体とする。最上部の10.91~10.48 mは火山ガラスを含む 凝灰質シルト層で、パラレルラミナが発達している。GS-TNK-2においては、基底部の 13.32~12.40 mはパラレルラミナを発達させる軽石および火山ガラス混ざりの極細砂~
砂質シルトからなり、上方細粒化を示す。上部は堆積構造が不明瞭であるが、軽石が混在 する塊状のシルトを主体とする。また、GS-TNK-2の深度13.28 mから採取した火山ガラ スは、屈折率が n=1.499~1.501の狭いレンジを示すため、AT(30 cal kBP, Smith *et al.*, 2013)に対比し得る。ただし、この火山ガラスを含む層にはパラレルラミナが発達 するため、再移動して二次的に堆積したものである可能性がある。本堆積ユニットからは 放射性炭素年代が得られていない。

堆積ユニット a3 は、後期更新世の堆積物である堆積ユニット b に侵食面を介して累重 すること、AT に対比し得る火山ガラスが含まれること、後述の堆積ユニット a2~a1 に覆 われることから、最終氷期の低海水準期~それに引き続く海水準上昇期の堆積物と考えら れる。上方粗粒化を示す砂層は蛇行河川の氾濫原堆積物に特徴的な堆積構造である。パラ レルラミナが発達するシルト層は潮汐の影響を示唆する。上方細粒化を示すパラレルラミ ナが発達する砂層(中砂~シルト質細砂)は、潮汐の影響を受けながら、掃流物質の供給 量が減少する堆積環境を示唆する。以上より、本堆積ユニットは、最終氷期の低海水準期 ~それに引き続く海水準上昇期に形成された蛇行河川帯~感潮河川帯堆積物と解釈した。

iii) 堆積ユニット a2 (GS-TNK-1: 10.45~3.25 m、GS-TNK-2: 11.85~4.10 m)

本堆積ユニットは、堆積ユニット a3 に侵食面を介して累重し、主に貝化石を含む塊状 のシルト層からなる。GS-TNK-1 においては、堆積ユニット a2 の基底付近(10.45~10.00 m)は細砂混ざりの淘汰の悪いシルト層であり、上方ほど細粒化して細砂の含有量が減少 する。全体としては貝化石が混ざった塊状のシルト層からなり、パッチ状に火山ガラスを 含んだ砂質シルトが含まれる。GS-TNK-1の深度 3.95 mに含まれる火山ガラスは、屈折率 が n=1.498~1.501の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代 は 10.17~8.65 cal kBP を示す。GS-TNK-2 においては、堆積ユニット a2 の基底付近

(11.85~11.60 m) は上方細粒化を示す砂質シルトであり、下位の堆積ユニット a3 最上 部の軽石が混在する。全体としては貝化石が混ざった塊状のシルト層からなり、火山ガラ スがパッチ状に認められる。GS-TNK-2の深度 5.05 m に含まれる火山ガラスは、屈折率が n=1.499~1.502の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 10.24~8.94 cal kBP を示す。

堆積ユニット a2 は、堆積年代にもとづくと、後氷期の海水準上昇期の堆積物である。 基底の侵食面を覆う細砂混ざりのシルト層および砂質シルトは、海進ラグ堆積物と解釈さ れる。貝化石が混ざった塊状のシルト層は、内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈さ れる。以上より、本堆積ユニットは、後氷期の海水準上昇期に形成された内湾堆積物また はプロデルタ堆積物と解釈した。

iv) 堆積ユニットa1 (GS-TNK-1: 3.25~0.00 m、GS-TNK-2: 4.10~0.00 m)

本堆積ユニットは、堆積ユニット a2 に累重し、貝化石を含むシルト質細砂~シルト層 からなる。GS-TNK-1 においては、不連続に粗粒化する深度 3.25 m を堆積ユニット a1/a2 境界とした。GS-TNK-1 の深度 3.25~1.90 m は、やや不明瞭であるが、上方粗粒化を示 す。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。GS-TNK-1 の深度 3.21 m には火山 ガラスが含まれるが、その火山ガラスは屈折率が n=1.498~1.501 の狭いレンジを示すた め、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 4.18~2.48 cal kBP を示す。GS-TNK-2 においては、不連続に粗粒化する深度 4.10 m を堆積ユニット a1/a2 境界とした。GS-TNK-2 の深度 4.10~2.20 m は上方粗粒化を示す。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石 が含まれる。GS-TNK-2 の深度 4.16 m および深度 5.05 m には火山ガラスが含まれるが、 その火山ガラスは屈折率が n=1.498~1.501 の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。 貝化石の放射性炭素年代は 8.63~0.29 cal kBP を示す。

堆積ユニットa1は、堆積年代にもとづくと、後氷期の海水準上昇期から高海面期の堆 積物である。貝化石が混ざったシルト質細砂~シルト層は、現在の内湾底まで連続的に形 成されていることから、内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈される。上方粗粒化を 示す層準は、堆積システムが海側に前進的に移動して形成したパラシーケンスである可能 性がある。以上より、本堆積ユニットは、後氷期の海水準上昇期から高海面期に形成され た、堆積システムの前進を伴う内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈した。

210

d) 鉛直方向における堆積物の物性変化

堆積物コア試料の帯磁率および CT 値の測定結果(図 106,図 107)にもとづき、堆積物の物性変化を検討した。

i) 帯磁率の鉛直変化

帯磁率の変化は概ね堆積物の粒径変化と調和的であり、細粒な砕屑物で構成される堆積 物ほど帯磁率が小さく、粗粒な砕屑物で構成される堆積物ほど帯磁率が大きい傾向を示 す。シルト層における帯磁率は10⁻⁴~10⁻³ (SI unit)を示し、砂層における帯磁率は10⁻¹ (SI unit)以下を示す。一般に、帯磁率はシルト層においては鉛直変化が小さく、砂層 では鉛直変化が大きい。

一方で、肉眼観察にもとづく観察では堆積物の粒径変化が乏しくても、帯磁率が変化する層準が認められる。堆積ユニットa2(内湾〜プロデルタ堆積物)内における帯磁率は、GS-TNK-1においては深度 6.0 m、GS-TNK-2においては深度 7.7 mを境として不連続に減少し、下部で 10⁻³ (SI unit)前後、上部で 10⁻⁴ (SI unit)前後を示す。放射性炭素年代測定結果にもとづくと、堆積ユニット a2内において帯磁率が急減する層準は、同時代の堆積面かは不明であるが、海水準上昇期の海域における堆積環境の変化によるものと解釈できる。こうした帯磁率の変化は堆積物を構成する砕屑物粒子の種類(鉱物種の構成比)の急変を反映している可能性があり、具体的な環境変化の推定が今後の検討課題である。



図 106 GS-TNK-1 コアの帯磁率および CT 値

ii) CT 値の鉛直変化

CT 値の変化は概ね堆積物の粒径変化と調和的であり、細粒な砕屑物で構成される堆積 物ほど CT 値が小さく、粗粒な砕屑物で構成される堆積物ほど CT 値が大きい傾向を示す。 また、海底面直下における含水率の高いシルト層の CT 値は、より深部のシルト層の CT 値 よりも小さい。このことは、CT 値が含水率のような物性を反映していることを示してい る。また、空隙率の大きな軽石を主体とする層準の CT 値は小さくなる。

堆積ユニット a1 および a2 (内湾~プロデルタ堆積物) に着目すると、塊状のシルト層 からなる堆積物において、鉛直方向 10¹~10² cm の間隔で CT 値の増減を繰り返すような 変動を認められる。こうした変動パターンは帯磁率や肉眼観察における層相変化にはほと んど認識できない。そのため、粒径に代表される岩相の変化ではなく、物性(含水率や湿 潤密度)の違いを反映して、CT 値が変動していると推察される。



図 107 GS-TNK-2 コアの帯磁率および CT 値

e) 高分解能音波探査記録の解析

域は図 109 の範囲を示す。

高分解能音波探査によって取得したデータに基づくサイスミックキューブから、垂直ス ライス断面を獲得した。GSY_5 測線(楮原・他, 2011)における二次元音波探査記録の断 面(再解析処理済み)とサイスミックキューブから作成した垂直スライス断面

(InLine104)を比較し、整合性を確認した(図 108)。2つの断面は、同程度の分解能を 持ち、同一の地質構造を把えている。また、垂直スライス断面では、三次元的な処理を実 施したことにより、水平方向の連続性に改善が認められる。以上のことから、垂直スライ ス断面は二次元音波探査記録と同等かそれ以上の精度で地質構造を捉えているとみなし た。



図 108 音波探査記録(上)と垂直スライス断面(下)の比較 既存の音波探査記録(GSY_5:楮原・他, 2011)の再解析断面(上)に垂直スライス断面 (InLine104)を重ねた(下)。大きい四角の領域は InLine104 の範囲を、小さい四角の領

i)音波探査記録断面と海上ボーリング調査で取得した堆積物との対比

音波探査にもとづく垂直スライス断面(InLine104)にボーリング掘削地点(GS-TNK-1、GS-TNK-2)の柱状図を投影し、評価対象断層周辺における音響パターンと堆積物の関係を検討した(図109)。

GS-TNK-1 掘削地点においては、垂直スライス断面上における海底面からの深度(以下、「断面深度」)0.0~11.5 mでは、数10 cmの間隔で水平方向に連続する比較的明瞭な反射面が認められる。この層準は、GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット a1、a2 および a3 上部のシルト層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 11.5~13.0 mでは、連続性の良い明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット a3 下部の軽石混じりの砂層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 13.0~20.0 mでは、やや不明瞭な水平方向に連続する反射面が認められる。この層準は GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット bの、塊状のシルト層からなる堆積物に相当する。

GS-TNK-2 掘削地点においては、断面深度 0.0~12.5 mでは、数 10 cmの間隔で水平方 向に連続する比較的明瞭な反射面が認められる。この層準は、GS-TNK-2 コアにおける堆 積ユニット a1、a2 および a3 上部の、シルト層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 12.5~15.0 mでは、連続性の良い明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-2 コア における堆積ユニット a3 下部および b 上部の砂層とシルト層の互層からなる堆積物に相 当する。断面深度 15.0~25.0 m はやや不明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-2 コアにおける堆積ユニット b 中部の砂層を主体とする堆積物および、堆積ユニット b 下部のシルト層を主体とする堆積物に相当する。

GS-TNK-1 掘削地点における断面深度 11.5~13.0 m および GS-TNK-2 掘削地点における 断面深度 12.5~15.0 m に認められる連続性のよい明瞭な反射面が認められる層準は、両 地点ともに堆積ユニット a3/b 境界の層準にあたる。堆積物コアの解析にもとづくと、堆 積ユニット a3/b 境界は、最終氷期の低海面期に形成された侵食面と解釈される。よっ て、堆積ユニット a3/b 境界はいわゆる「沖積層」(以下、「沖積層」)の基底に対比でき る。また、堆積ユニット a1、a2 および a3 は沖積層に対比できる。

214



図 109 垂直スライス断面と堆積物コアの対比

上:垂直スライス断面(InLine104)に GS-TNK-1 および GS-TNK-2 における柱状図を重ねた。下:音波探査記録にもとづく沖積層の区分および断層線(赤実線および赤破線)を加 筆。図の範囲は図 108 に示した。 ii)音響パターンに基づく沖積層区分と各層の形成年代

垂直スライス断面上における音響パターンの類似性にもとづいて、沖積層を4層に区分 した(図109。下位から、D層、C層、B層、A層)。いずれの層も、評価対象断層を挟ん で北東側(沖側)が南西側(陸側)と比較して厚く堆積している。このことは、断層変位 の繰り返しによる累積性を示す。

垂直スライス断面における断面深度と海上ボーリング調査によるコア掘削深度が一致す ると仮定し、各層において評価対象断層を挟んだ2地点で得られた放射性炭素年代を比較 した。D層における年代値は、GS-TNK-1掘削地点からは10.17 cal kBP、GS-TNK-2掘削地 点からは10.24 cal kBPを得た。C層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは9.26 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは9.11 cal kBPを得た。B層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは9.02~4.18 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは8.94~8.56 cal kBPを得た。A層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは2.48 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは7.23~0.29 cal kBPを得た。A層とB層の境界付近を除けば、検討対象 断層を挟んだ各層の年代はよく一致している。このことは、音響パターンの類似性にもと づいて区分された各層が同時代の堆積物であることを支持している。

また、堆積曲線(図 104,図 105)にもとづいて、GS-TNK-1およびGS-TNK-2 掘削地点 における各層の境界深度の年代を求めた。それぞれの境界深度の年代(GS-TNK-1、GS-TNK-2の順)は、C層/D層境界で9.79 cal kBP および9.95 cal kBP、B層/C層境界で 9.10 cal kBP および9.04 cal kBP、A層/B層境界で4.07 cal kBP および7.49 cal kBP である。C層/D層境界およびB層/C層境界の年代は、よく合っている。A層/B層境界 は年代幅が相対的に大きい。GS-TNK-2におけるA層/B層境界付近の放射性炭素年代は、 堆積ユニットal下部の比較的粗粒な堆積物(砂質シルト〜シルト質細砂)から得られて いる。この堆積物は再移動して二次的に形成された可能性が高く、そのために放射性炭素 年代が実際よりも古い年代値を示していることもあり得る。以上のことは今後の検討課題 であるが、現時点において、A層/B層境界においてGS-TNK-1で求められた年代値(4.07 cal kBP)はGS-TNK-2で求められた年代値(7.49 cal kBP)と比べて信頼性が高いと考え られる。

D層基底の年代値は直接的には求められないため、堆積曲線と海水準変動曲線にもとづ いて形成年代の絞り込みを行った。八代海における代表的な相対的海水準曲線は得られて ないため、ユースタティックな海水準変動曲線を近似すると推定される Barbados におけ る理論的な相対的海水準変動曲線(Peltier and Fairbanks, 2006)にもとづいて検討し た(図 110)。現在の八代海における潮位差(最大約 6 m)の幅を持たせて海水準曲線と堆 積曲線および堆積相を比較すると、各地点の堆積曲線の延長から求めた堆積ユニット a2/a3境界のプロットが、地殻変動を考慮しない曲線または 0.5 m/ky で沈降させた曲線 と調和する。よって、これらの海水準変動曲線を採用すると、D層基底深度が潮汐の影響 下に入るのは約 11 cal kBPである。D層は堆積ユニット a3(蛇行河川~感潮河川堆積 物)によって構成されることから、その基底付近の堆積物は約 11 cal kBPに形成された と推定される。ただし、上記の年代の絞り込みの議論は、現在得られているデータにもと づくものであり、今後の検討で変更もありうる。

216

音波探査記録断面について、評価対象断層の活動性を検討するために各層の境界面での フラットニングを行った(図 111)。フラットニングは、GSY_5 測線(楮原・他, 2011)の 再解析断面にもとづいて実施した。これによって A 層、B 層、C 層、D 層のいずれにおい ても、評価対象断層を挟んで北東側(沖側)が南西側(陸側)と比較して、層厚分布が厚 くなる。評価対象断層の挟む層厚変化を比較すると、A 層、B 層、D 層における変化に対 して C 層における変化は相対的に小さい(図 111(d), (e))。しかし、C 層に層厚変化があ ることは確実であり、C 層の層厚を変化させる断層活動は否定できない。よって、沖積層 の形成開始(約 11 cal kBP)から少なくとも4 回(C 層を除けば3回)の断層活動が示唆 される。それぞれの断層活動時期の絞り込みが今後の検討課題である。





D層基底面(≒沖積層の基底面)は、11 cal kBP 前後に潮汐の影響下に入り、その上位に 堆積ユニット a3(蛇行河川~感潮河川堆積物)が累重したと推定される。



図 111 (a) フラットニング前



図 111 (b) A 層上面(海底面)におけるフラットニング



図 111 (c) A 層 / B 層境界面におけるフラットニング



図 111 (d) B 層/C 層境界面におけるフラットニング



図 111 (e) C層/D層境界面におけるフラットニング



図 111 (f) D層基底面(沖積層基底面)におけるフラットニング

iii)音響パターンと堆積物の物性

垂直スライス断面の上に、海上ボーリング掘削地点における柱状図と堆積物コアの解析 結果(帯磁率および CT 値)を重ねて、音響パターンと堆積物の物性との関係を比較した (図 112)。図 112 には音響パターンにもとづく沖積層区分の境界を書き入れた。

垂直スライス断面において A 層/B 層境界とした反射面には、GS-TNK-1 および GS-TNK-2の両方において、岩相および帯磁率・CT 値に変動を認識できる。A 層/B 層境界はシル ト層中に挟在する層厚 1 m 程度のシルト質細砂~砂質シルト層に対応し、岩相の変化と調 和的に帯磁率・CT 値にも変動が認められる。

B 層/C 層境界とした反射面には、GS-TNK-1 および GS-TNK-2 の両方において、岩相の 変化が乏しい。GS-TNK-1 においては、B 層/C 層境界の 50 cm 程度下位に帯磁率が急変す る層準が認められるが、GS-TNK-2 においては B 層/C 層境界付近において帯磁率の変動が 認められない。GS-TNK-1 および GS-TNK-2 の両方において, CT 値は B 層/C 層境界を含む 深度で数 10 cm 間隔で変動が繰り返されている。以上のことから、B 層/C 層境界の反射 面は、CT 値の変動に現れる堆積物の物性の違いによって形成されていると解釈される。

C層/D層境界とした反射面には、GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、岩相の 変化が乏しい。GS-TNK-1においては、C層/D層境界の直上に帯磁率の変動が認められる が、GS-TNK-2においてはC層/D層境界付近において帯磁率の変動が認められない。GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、CT値はC層/D層の直上において変動が認めら れる。以上のことから、C層/D層境界の反射面は、CT値の変動に現れる堆積物の物性の 違いによって形成されていると解釈される。

D 層基底とした反射面には、GS-TNK-1 および GS-TNK-2 の両方において、岩相および帯 磁率・CT 値に変動を認識できる。GS-TNK-2 においては帯磁率の変動はわずかだが、GS-TNK-1 においては岩相変化と調和的に帯磁率が変動する。GS-TNK-1 および GS-TNK-2 の両 方において、CT 値の変動を認められる。

垂直スライス断面に認識できる連続性のよい反射面には、岩相の変化が認められる層準 に形成されたものと、岩相の変化は乏しいが物性の変化が認められる層準に形成されたも のがあると解釈された。比較的均質な塊状のシルト層においても、CT 値の変化がある層 準に反射面が形成されている。よって、垂直スライス断面に認識できる連続性のよい反射 面は物性変化に伴う堆積物のインピーダンスの差異によって形成されたものであると解釈 され、垂直スライス断面の内部反射面は地質構造を反映したものとみなせる。以上のこと は、垂直スライス断面にもとづく断層変位に関する解釈の信頼性を裏付ける。

221


図 112 垂直スライス断面と堆積物コア分析結果の比較

f)音波探査にもとづく評価対象断層の形状

音波探査にもとづいて作成した垂直スライス断面および水平スライス断面にもとづき、 評価対象断層の形状を検討した。図 113 に垂直スライス断面の作成位置を示す。InLine 方向(北北西-南南東方向)における垂直スライス断面の測線(以下、「InLine 測線」)の うち、InLine104 には 2 地点の海上ボーリング掘削地点が含まれる。X-Line 方向における 垂直スライス断面の測線(以下、「X-Line 測線」)のうち、X-Line645 と X-Line748 には海 上ボーリング GS-TNK-2 と GS-TNK-1 の掘削地点がそれぞれ含まれる。

i) 垂直スライス断面にもとづく断層形状

InLine 測線の垂直スライス断面(図 114 (a)~(k))において、評価対象断層は Offset 1510~1830 mの範囲に認識できる。垂直スライス断面を InLine 測線の番号順(南西から 北東に向けて番号が大きくなる)に見ると、評価対象断層は InLine24~56 の範囲では断 面図上で南東から北西方向に、InLine56~104 の範囲では断面図上で北西から南東方向 に、InLine104~172 の範囲では断面図上で南東から北西方向に移動している。すなわ ち、InLine 測線の垂直スライス断面は、評価対象断層が折れ曲がった平面形状を持つこ とを示す。また、X-Line 測線の垂直スライス断面(図 114 (1)~(o))においても評価対 象断層を認識できる。垂直スライス断面を X-Line 測線の番号順(北西から南東に向けて 番号が大きくなる)に見ると、X-Line597~669においては1条の断層が北東から南西方 向に移動し、X-Line693 と 717においては3条の断層が認められ、X-Line741 と 748 にお いては断層が認められなくなる。

評価対象断層以外の主要な断層としては、InLine 測線において InLine40~136 には、 Offset150~350 mの範囲に、海底面付近までを変位させる断層が認められる。



図 113 垂直スライス断面作成位置 薄黄色はサイスミックキューブの範囲。青実線は図 114 の垂直スライス断面の位置。



図 114 (a) 垂直スライス断面 (InLine 24)



図 114 (b) 垂直スライス断面 (InLine 40)



図 114 (c) 垂直スライス断面 (InLine 56)



図 114 (d) 垂直スライス断面 (InLine 72)



図 114 (e) 垂直スライス断面 (InLine 88)



図 114 (f) 垂直スライス断面 (InLine 104)



図 114 (g) 垂直スライス断面 (InLine 120)



図 114 (h) 垂直スライス断面 (InLine 136)



図 114 (i) 垂直スライス断面 (InLine 152)



図 114 (j) 垂直スライス断面 (InLine 168)



図 114 (k) 垂直スライス断面 (InLine 176)



図 114 (1) 垂直スライス断面 (X-Line 597 および X-Line 621)



図 114 (m) 垂直スライス断面 (X-Line 645 および X-Line 669)



図 114 (n) 垂直スライス断面 (X-Line 693 および X-Line 717)



図 114 (o) 垂直スライス断面 (X-Line 741 および X-Line 748)

ii)水平スライス断面にもとづく断層形状

サイスミックキューブから、往復走時 0.041~0.065 s (≒深度 31.57~50.05 m)の範 囲(図 115)で切り出した水平スライス断面を、0.002 s (≒1.54 m)間隔で図 116 に示 した。

沖積層の内部においては、海底面とA層/B層境界面付近の反射面が明瞭に認められる。 水平スライス断面においては、A層の内部反射面は勾配があるために断面形状を認識でき るが、B層、C層、D層の内部反射面はほぼ水平であるために断面形状が不明瞭である。 特に、C層下部からD層にかけては内部反射面の振幅が小さく、水平スライス断面から地 質構造の把握が困難である。沖積層基底にあたるD層基底面付近には振幅の大きな内部反 射面に特徴づけられる層が形成されている。その上位および下位の層は相対的に内部反射 面の振幅が小さいため、断層を境としてこれらの層が接している場所では、その断層形状 を明瞭に認識できる。

評価対象断層については、水平スライス断面の 0.041 s、0.043 sでは、2つのボーリ ング掘削地点に挟まれた部分で、A 層/B 層境界面前後における反射面が変位している様 子が認められ、断層を挟んで北西側(沖側)が沈降している構造を示す。水平スライス断 面の 0.045 s、0.047 s、0.049 s、0.051 sでは、一部が不明瞭であるが、評価対象断層 における北西側沈降の変位、および、評価対象断層がほぼ東西走向の区間において、それ と並走する短い断層による南側沈降の変位が認められる(例えば図 116(c)において、サ イスミックキューブの長辺方向に北西から約 1700 m、短辺方向に南西から約 350 mの領 域に、2 本の断層に挟まれて落ち込んだ領域が認められる)。水平スライス断面の 0.053 s、0.055 s、0.057 s、0.059 sでは、沖積層基底付近の地層が断層を境界としてその上 位または下位の地層と接しており、その地層境界面として評価対象断層の断層形状が表現 されている。

評価対象断層以外の断層としては、水平スライス断面の 0.055 s において、サイスミックキューブの北西側(沖側)に、A 層/B 層境界面前後における反射面が北側沈降の変位を受けている東西走向の断層が認められる。この断層は 0.057 s 以深の水平スライス断面にも認識でき、特に 0.0061 s、0.063 s において線構造を明瞭に認識できる。

233



図 115 水平スライス断面の作成深度(基図は InLine104)









図 116(f) 水平スライス断面 (0.051s)

図 116 (g)







iii)詳細な断層形状と地質構造が示す評価対象断層の運動様式

以上の垂直スライス断面および水平スライス断面の検討にもとづいて、水平スライス断 面(0.055 s)に評価対象断層の平面形態を図示した(図 117)。評価対象断層は、全体と しては北東-南西走向を持つ北西沈降の正断層であるが、ボーリング掘削地点付近で右に ステップしている。ステップしている区間においては、評価対象と並走して南側が沈降す る短い正断層が形成されており、屈曲部分が沈降する地質構造が発達している。この地質 構造は、右横ずれ断層の Jog と、それに伴って形成された Extensive duplex として解釈 し得る。このことは、評価対象断層が右横ずれ断層であることを強く示唆している。本研 究で取得したデータから評価対象である海底活断層の右横ずれ成分の存在が示されたが、 その右横ずれ量を定量的に検討することが今後の課題である。



図 117 スライス断面にもとづく評価対象断層の形状

水平スライス断面(0.055 s)を基図として、その深度における断層線を加筆した。断層 線にケバがついている側が沈降している。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成28年熊本地震(以下では単に熊本地震と表記する)発生後に、様々な機関で実施さ れた古地震調査地点を図118に示す。これらのうち、古地震履歴の年代値が公表されてい るものについて、時空間ダイアグラムを作成した。布田川断層帯沿いの時空間ダイアグラ ムを図119に、日奈久断層帯沿いの時空間ダイアグラムを図120に示す。表記は地震調査 研究推進本部地震調査委員会(2013)の長期評価に倣った。



図 118 布田川断層帯と日奈久断層帯における古地震調査地点

赤色系で表記した地点は産総研が実施したもの、青色系で表記した地点は他機関が実施し たもの、数字は調査が行われた西暦年度下二桁を示す。



図 118 布田川断層帯と日奈久断層帯における古地震調査地点(つづき)

赤色系で表記した地点は産総研が実施したもの、青色系で表記した地点は他機関が実施したもの、数字は調査が行われた西暦年度下二桁を示す。

布田川断層帯では、熊本地震以降、宇土区間の1地点で1個、布田川区間の4地点で7 個、布田川区間東方延長部に位置する阿蘇カルデラ内(以下では記載の都合上、阿蘇カル デラ区間(仮称)と称する)の5地点で7個のトレンチが掘削された。これらのうち、古 地震イベントの年代値が公表されているものを図119にまとめた。データは講演要旨や報 告書など暫定的なものを含むため、今後、イベント解釈や年代値が変わる可能性がある。

図 119 を見ると、調査地点毎に古地震イベントの回数やその時期にばらつきがあること が分かる。その中で、比較的共通性が見られると判断したものを、薄橙色でつないだ。熊 本地震以前の古地震イベントとして、沢津野、阿蘇ファームランド東方及び寺迫地点の 3 地点では、約 1,300 年前~2,000 年前の間に古地震イベントがあったと推定される。堂園 1 地点では 800 年前~1,400 年前、1,800 年前~1,900 年前の古地震イベントが認定されて いる。これらのイベント時期は、沢津野、阿蘇ファームランド東方、寺迫地点のイベント と比較的時期が近接しているが、回数が異なっている。また、下陣、堂園1、黒川1、沢 津野、阿蘇ファームランド東方地点では、約4000年前~5600年前に古地震イベントがあったことが推定される。さらに、寺迫、下陣、黒川1、黒川2、阿蘇ファームランド東方、 沢津野地点では、おおよそ6000年前~6500年前に古地震イベントがあったことが推定される。これより古い時期に共通する古地震イベントは見いだしにくい。平均活動間隔や断 層帯の区間分けを議論するにはデータのばらつきが大きいが、既存評価結果よりは高頻度 で地震を起こしてきたことは明らかである。

区間同士を比較すると、布田川区間と阿蘇カルデラ区間については、頻度、時期ともに 共通性が多いように見える。一方、両区間と宇土区間を比較すると、イベントの頻度は宇 土区間の方が低い可能性が指摘できる。



図 119 布田川断層帯の古地震履歴のまとめ

縦軸は暦年較正年代、横軸は調査地を示す。縦方向の黒実線は、地震調査研究推進本部地 震調査委員会(2013)による区間境界。

島田地点、沢津野地点は本研究による。*1:電力中央研究所(2018)、*2:電力中央研究所 (2018)、*3:熊原・他(2017b)、*4:Lin et al.(2017)、*5:熊原・他(2017b)、*6:遠 田・他(2018)、*7:電力中央研究所(2018)、*8:電力中央研究所(2018)、その他は地 震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)による。 日奈久断層帯では、熊本地震以降、八代海区間の1地点、日奈久区間の2地点、高野-白 旗区間の2地点で古地震調査が実施された。これらのうち、古地震イベントの年代値が公 表されているものを図120にまとめた。データは講演要旨や報告書など暫定的なものを含 むため、今後、イベント解釈や年代値が変わる可能性がある。

八代海区間については、津奈木沖地点のコア解析の結果から、従来よりも高頻度で地震が発生していたことが示唆されている(本研究および文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。日奈久および高野-白旗両区間についても同様に、既存評価結果より高頻度で地震をくり返してきたことが明らかとなっている。また、日奈久区間と高野-白旗区間の区間境界については、南部田トレンチと山出トレンチの調査結果に基づく古地震履歴の類似性から、二つの仮説が提案された(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。仮説1は地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)に示された区間境界である。仮説2はより南側に区間境界を想定している(図120)。両者の違いは、主として最新活動時期の違いに基づくため、日奈久断層帯の区間分けを議論するためには、最新活動時期が未だ明らかとなっていない宇城市小川町南部田以南の陸域における最新活動時期を含む古地震履歴の解明が必須である。本研究で古地震調査を実施した八代市川田町西地点には、K-Ah 火山灰降灰以降の地層が、比較的連続的に堆積していることが推定されるため、この地点でより詳細な古地震履歴が明らかにできる可能性がある。



図 120 日奈久断層帯の古地震履歴のまとめ

縦軸は暦年較正年代、横軸は調査地を示す。縦方向の黒実線は、地震調査研究推進本部地 震調査委員会(2013)による区間境界、一点破線は文部科学省研究開発局・国立大学法人 九州大学(2017)で示された仮説2の区間境界。

川田町西地点は本研究による。*1:八木・他(2016)、*2:Lin et al.(2017)、*3:文部科学 省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)を一部改変、その他は地震調査研究推進本 部地震調査委員会(2013)による。 (e)引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon, **51**, 337-360, 2009.
- 電力中央研究所,2016年熊本地震時に出現した地表地震断層群の活動性調査-トレンチ調査・地表踏査・変動地形調査-,資料 No.3(a),31p,2018.
- 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.
- 藤原 智・矢来博司・小林知勝・森下 遊・中埜貴元・宇根 寛・宮原我折羅・中井博 之・三浦優司・上芝晴香・攪上泰亮,だいち2号干渉 SAR による熊本地震で生じた 小変位の地表断層群の抽出.国土地理院時報,128,147-162,2016.
- 後藤秀昭,楮原京子,熊原康博,小山拓志,千田昇,中田高,1:25,000 都市圈活断層図 「八代(改訂版)」.国土地理院技術資料,D·1-No.868,2018.
- 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.
- 平野信一,放射性炭素年代測定と地層の年代一丹那断層名賀地区トレンチ調査の場合一, 月刊地球,6,178-185,1984.
- 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.
- 猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史,超高分解能三次元地 震探査(UHR3D)-日奈久断層帯海域部における実施例-.物理探査,2018,印刷中.
- 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.
- 金田平太郎・竹村恵二・金原正明,山地斜面におけるピット調査―活断層の最新活動時期 解明手法としての有効性と問題点:駄口断層を例として―,地学雑誌,111,747-758,2002.
- 加登住 誠・綿谷博之・白石恵津・佐々木靖人,立野ダム建設予定地周辺の被害状況. 2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書,日本応用地質学会・九州応用地質学会, 176-187, 2017.
- 活断層研究会編,「日本の活断層一分布図と資料一」,東京大学出版会,363pp,1980. 活断層研究会編,「新編日本の活断層一分布図と資料一」,東京大学出版会,437pp,
 - 1991.

気象庁, 地震月報, http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/, 2018年3月 29日参照, 2018.

Kobayashi, K., Earthquake rupture properties of the 2016 Kumamoto earthquake foreshocks (Mj6.5 and Mj6.4) revealed by conventional and multiple-aperture InSAR. Earth Planets Space, DOI 10.1186/s40623-016-0594-y, 2016.

小林智勝, だいち2号がとらえた熊本地震の地殻変動. 2016 年熊本地震被害調査報告 書, 地震被害調査シリーズ、No.1, 土木学会, 28-34, 2017.

国土地理院,基盤地図情報ダウンロードサービス,

https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php, 2018 年 4 月 25 日参照, 2017a. 国土地理院, 地図・空中写真閲覧サービス,

http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1, 2018 年 4 月 25 日参照, 2017b. 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年大会講演要旨,MIS34-05,2016.

熊原康博, 1:25,000 活断層図「熊本 改訂版」解説,

http://www.gsi.go.jp/common/000193621.pdf, 2018 年 4 月 12 日参照, 2017.

- 熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之,1:25,000 活断層図 布田川・日奈久断層帯とその周辺「熊本(改訂版)」,国土地理院技術資料 D·1-No. 868,2017a.
- 熊原康博,鳥井真之,中田高,後藤秀昭,岩佐佳哉,鈴木康弘,渡辺満久,遠田晋次,高 橋直也,奥野充,益城町堂園及び南阿蘇村河陽のトレンチ掘削調査に基づく布田川-日奈久断層帯北東部の活動履歴(予報),日本活断層学会 2017 年度秋期学術大会講 演予稿集,O-1, 2017b.

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.

熊本県教育委員会,河陽F遺跡,国土交通省立野ダム建設事業における沢津野土捨場進入 路建設に伴う埋蔵文化財発掘調査,熊本県文化財調査報告書第209集,2003.

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裂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, 553pp, 1989.

Lin, A., Satsukawa, T., Wang, Z., Mohammadi, A., Fueta, R. and Nakajima, F., Coseismic rupturing stopped by Aso volcano during the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Japan, Science, 354, 869-874, 2016.

- Lin, A., Structural features and seismotectonic implications of coseismic surface ruptures produced by the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake. Jour. Seismology, 21, 1079-1100, 2017.
- Lin, A., Cheng, P., Satsukawa, T., Sado, K., Takahashi, N. and Hirata, S., Millennium recurrence interval of morphogenic earthquakes on the seismogenic fault zone that triggered the 2016 M_W 7.1 Kumamoto earthquake, southwest Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., 107, 2687–2702, doi: 10.1785/0120170149, 2017.
- Lin, A. and Chiba, T., Coseismic conjugate faulting structures produced by the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Japan. Jour. Structural. Geol., 99, 20-30, 2017.
- 町田 洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス」,東京大学出版会, 336pp, 2003.
- 丸山 正,郷土資料と陸地測量部による正式2万分の1地形図に基づく布田川断層帯北甘
 木断層の位置の再検討と2016年熊本地震に伴い出現した地震断層,活断層研究,
 47,17-25,2017.
- 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,16,99-141,2016.
- 宮縁育夫,増田直朗,渡辺一徳,阿蘇火山において立野溶岩を流出した噴火サイクルの特徴と年代,第四紀研究,43(5):353-358,2004.
- Miyabuchi, Y., A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan, Sedimentary Geology, 220, 169-189, 2009.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,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. 270pp, 2017.

https://www.jishin.go.jp/database/project_report/, 2018 年 4 月 24 日参照.

- 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.
- 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,2016年 熊本・大分地震災害調査団報告書,日本応用地質学会・九州応用地質学会,55-71, 2017.
- 中田 高・今泉俊文編,「活断層詳細デジタルマップ」,東京大学出版会,68p,付図1
 葉,DVD2 枚,2002.
- 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-No.388,2001.

- 西村智博・向山 栄・佐藤 匠・加藤靖郎・坂口和之・末武晋一・黒木貴一・井口 隆・ 千田敬二・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・橋本修一・寺口慧介・矢野健二・山本茂雄・碓井敏彦・矢野寛幸・河合貴之・ 石橋愛香,阿蘇カルデラに出現した陥没性断裂と側方流動,2016年熊本・大分地震 災害調査団報告書,日本応用地質学会・九州応用地質学会,64-71,2017.
- Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G., Global glacial ice volume and Last Glacila Maximum duration from an extended Barbados sea level record, Quaternary Science Reviews, 25, 3322-3337, 2006.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey,
 C., Buck, C.E., Cheng, H. *et al.*, IntCall3 and Marinel3 radiocarbon age
 calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887, 2013.
- 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, T., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K. *et al.*, 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.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockey, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, Quaternary Science Reviews, 67, 121-137, 2013.
- Stuiver, M. and Polach, H. A., Discussion: Reporting of ¹⁴C data, Radiocarbon, 19, 355-363, 1977.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program, Radiocarbon, 35, 1, 215-230, 1993.
- Sugito, N. Goto, H., Kumahara, K., 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.
- 鈴木康弘, 1:25,000 活断層図「阿蘇」解説, 国土地理院. http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html, 2018 年 4 月 12 日参照, 2017.
- 鈴木康弘,石村大輔,熊木洋太,熊原康博,千田 昇,中田 高,中埜貴元,1:25,000 都市圈活断層図「阿蘇」.国土地理院技術資料 D·1-No.868, 2017.

- Tajima, Y., Hasenaka, T., and Torii, M., Effects of the 2016 Kumamoto earthquakes on the Aso volcanic edifice, Earth, Planets and Space, 69:63, 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・寺田慧介・撰田克哉・ 向山 栄, 俵山大橋の損傷と周辺地域の地表変位. 2016 年熊本・大分地震災害調査 団報告書,日本応用地質学会・九州応用地質学会, 189-195, 2017.
- 寺田 剛・小徳 基,大切畑ダム(ため池)の被害状況. 2016 年熊本・大分地震災害調 査団報告書,日本応用地質学会・九州応用地質学会,170-175,2017.
- 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.
- 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.
- 遠田晋次,鳥井真之,奥野充,今野明咲香,小野大輝,高橋直也,熊本地震地表地震断層 の完新世活動履歴-南阿蘇村黒川地区トレンチ調査-,国際火山噴火史情報研究会 講演要旨集 2017-2, ISSN-2189-5163,97-100, 2018.
- 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.
- 渡辺一徳・籾倉克幹・鶴田孝三, 阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火口の位置, 第四紀研 究, 18, 89-101、1979.
- 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・根元謙次,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の解明.活断層研究,45,1-19,2016.
- 矢田 純・矢野健二・花村 修・元浦佳祐・池見洋明・牧野隆吾・山田好之助・永田和久・品川俊 行・長谷川清史・清田泰行,地表地震断層の形態的特徴と分布特性-ストリップマップ の作成と活用-. 2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書,日本応用地質学会・九 州応用地質学会,31-46,2017.
- 吉川周作,大阪層群の火山灰層について,地質学雑誌,82,497-515,1976.