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	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	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	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	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	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
国立大学法人熊本大学・大学院自然科学研究科	特任准教授	鳥井　真之

(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

現地調査に基づいて実際の地表地震断層の位置、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、高野−白旗区間と日奈久区間の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

陸域では平成 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、日奈久断層帯日奈久区間の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 2600～1700 年で、2016 年以前では 1800-1300 年前に活動したことを明らかにした。宇土区間の北甘木断層では約 1.6 万年前以降で約 3000 年以前或いは約１万年以前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。日奈久区間では約 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

陸域では平成 28 年熊本地震に伴って生じた地表地震断層の追加調査を行い、地表地震断層分布域末端で新たな小規模な断層を確認した。さらに、測量と干渉 SAR データと地表断層との比較を行った。それらの結果を活断層データベース上で公表するための総括図をとりまとめた。

日奈久断層帯の活動性を明らかにするため、同断層帯で最も横ずれ地形が明瞭な宇城市娑婆神峠付近で、段丘面や閉塞地形などの分布を明らかにし、ボーリング調査を行った。それらの結果から、横ずれ変位速度は千年で 0.84～2.9 m と推定した。また、日奈久区間の八代市川田町西地区で２カ所のトレンチ調査を実施した。その結果、２つめのトレンチで、鬼界アカホヤ火山灰（約 7300 年前）を切る活断層を見いだし、同火山灰以降、約 1200 年前までの間に２回とそれ以前の１回の断層活動があったことを明らかにした。

海域では平成 28 年度に八代海で取得した断層をはさむ２本の海底ボーリング堆積物試料の年代測定を追加で実施し、これまでに取得した年代値や、測定値などを基に、２つのコアと反射断面の対比を詳細に再検討した結果、約 18000 年前以降に５回の活動があり、最新活動時期が約 1600 年前であると推定した。さらに、３次元反射断面の解析に基づきボーリング地点近傍の断層の横ずれ変位速度が、千年で 0.09-0.11m であると推定した。

以上の調査結果と、他機関の調査結果も考慮し、従来の活動区間である日奈久区間と八代海区間の境界を、約５km 南西側に変更することと、日奈久区間を八代付近の断層走向の屈曲点で南部と北部に区分することを提案した。活動性については、断層の各区間が 2000～3000 年間隔

で活動する可能性が高く、従来の評価より頻度が高いことを明らかにした。

(2) 平成 28～30 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合

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、測量等に基づいて、詳細な断層分布図を作成した（図１）。調査結果は、国土地理院の電子地形図 25000 を基図とする 46 枚の地震断層分布図として編纂した。この調査により、主要な地震断層は、総延長約 31～33 km で幅２-３ km の断層帯を形成しており、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東西に 45km・南北に 40km の範囲に生じたことが明らかになった。また、主要な地震断層の周辺 10 km 程度までの範囲では、変位量が 0.1～0.2 m 程度以下の副次的な地震断層が多数確認された。さらに、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測量調査との整合性を確認した。基本三角点の測量結果及び３次元 SAR 解析データとの比較によって、地表踏査では見つからなかった、地表の変形が断層末端を中心に存在することが明らかになった。それらの結果を活断層データベース上で公表するための総括図をとりまとめた。

2)布田川断層帯の活動履歴調査

阿蘇カルデラ内（布田川区間より東方）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（図１）。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、1800～1300 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 2600～1700 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ことが明らかになった。

上益城郡益城町島田地区（宇土区間北甘木断層）において平成 28 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（図１）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、平成 28 年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 15760 年前以降で約 2750 年前以前あるいは約 9550 年前以前と推定された。

3)日奈久断層帯陸域の活動履歴及び変位速度調査

上益城郡甲佐町白旗山出（高野-白旗区間）で実施したトレンチ調査（図１）の結果、最新活動時期は、約 1400～1100 年前であると推定された。また、約１万５千年前以降、少なくとも６回の古地震イベントが生じたと推定された。平均活動間隔は約 2400～2500 年と見積もられたがばらつきが大きい。１回の上下変位量は 0.3～0.4 m で、横ずれ量は 0.8～1.1 m と推定した。

宇城市小川町南部田（日奈久区間）で実施したトレンチ調査（図 1）の結果、最新活動時期は、約 1100～1900 年前であり、約１万８千年前以降６回以上の古地震イベントが生じたと推定され

た。平均活動間隔は約３千年であるが、ばらつきが大きい。

宇城市裟婆神峠付近（日奈久区間、図１）で、空中写真判読及び現地調査によって段丘面や閉塞地形などの分布を明らかにし、２測線で群列ボーリング調査を行い、それによって得られた 10 試料の年代測定と、２試料の火山灰分析を行った。それらの結果から、横ずれ変位速度は千年で 0.84～2.9 m と推定されるが、過去の推定データなども考慮すると、0.7～0.84 m/kyr 程度である可能性が高い。

八代市川田町西地区（日奈久区間、図 1）でボーリングとトレンチ調査を実施した。その結果、約 7300 年前以降、約 1200 年前までの間に２回と、それ以前に１回の断層活動があったことが明らかになった。本トレンチで得られた活動間隔は、日奈久断層帯の他のトレンチで明らかになった活動間隔より長い。その原因として、トレンチ地点より西の平野側にも活断層が分散して発達している可能性を指摘した。

八代海津奈木沖（図１）の断層について、反射データとボーリング試料の解析から、約 18000 年前以降に５回の活動があり、最新活動時期がおおよそ 1600 年前であることを明らかにした。最近約１万年間に限ると４回の活動があることから、活動間隔は 2100 年程度と推定した。さらに、３次元反射断面の解析に基づきボーリング地点近傍の断層の横ずれ変位速度が、千年で 0.09～0.11m であると推定した。ただし、この地点は日奈久断層帯の主断層からは離れているので、断層本体の変位速度ではない。

4)日奈久断層帯の区間分けと地震規模

日奈久断層帯は、北東-南西方向に伸びる直線的で連続性の良い断層であるが、従来の高野―白旗区間と日奈久区間の境界に加えて、八代市東部と八代海区間の北端付近の約 10～13°の走向の屈曲を構造境界として提案した。それにより、高野―白旗区間（長さ約 16km)、日奈久区間北部（同約 18km)、日奈久区間南部（同約 25km)、八代海区間（同約 24km）の４区間に区分した（図１)。一方、活動履歴からは、小川町の約 500m の断層右ステップが活動区間になる可能性が推定された。日奈久断層帯の変位速度が１m／千年で、地震発生間隔が 2000～3000 年とすると、１回の変位量は１～２m となる。一方、松田式を上記の区間長に適用すると、１回の地震の変位量は 1.6～2.5m となり、活断層の活動様式のデータとよく一致して、４つの活動区間毎に地震が発生する可能性が高いように見える。しかし、日奈久区間では活動区間が長い可能性があり、地震発生間隔や変位速度の推定値には誤差が大きいので、複数の区間が同時に破壊して、より規模の大きい地震が発生する可能性もある。

(b)業務の実施方法

現地地表踏査に加え、他機関の地表踏査データ、地震直後の空中写真、高精度 DEM データの画像イメージ、地震前後の合成開口レーダ（SAR）データに基づいた干渉 SAR 解析および三次元 SAR 解析から作成した細密等値線図などを収集し、GIS ソフトウェアに入力した上で、データ間の比較や確認を行った。また、データ間に不一致が認められる場合には、確認のための追加現地踏査も行った。上記の手順で確認した地表地震断層を、国土地理院による応急復旧基本図などを基図とした縮尺約３千分の１の詳細図に記録した後、電子地形図 25000 を基図とする 46 枚の地震断層の詳細分布図として編纂した。

布田川断層帯及び日奈久断層帯のトレンチ調査では地形判読による候補地点の絞り込

み、候補地点の地質・ボーリングデータの収集、ボーリングによる層序及び断層変位の確認を行った上で、断層が存在する可能性が最も高い地点を選定し、トレンチ調査を掘削した。掘削後は、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、土器などの遺物の鑑定、試料の年代測定、火山灰分析などによって得られた年代から、活動履歴を推定した。横ずれ変位速度の推定は、空中写真判読、地形地質調査による谷の屈曲や閉塞凹地の確認を行い、群列ボーリングで得られた試料の年代から閉塞凹地の形成年代を明らかにし、平均速度を推定した。

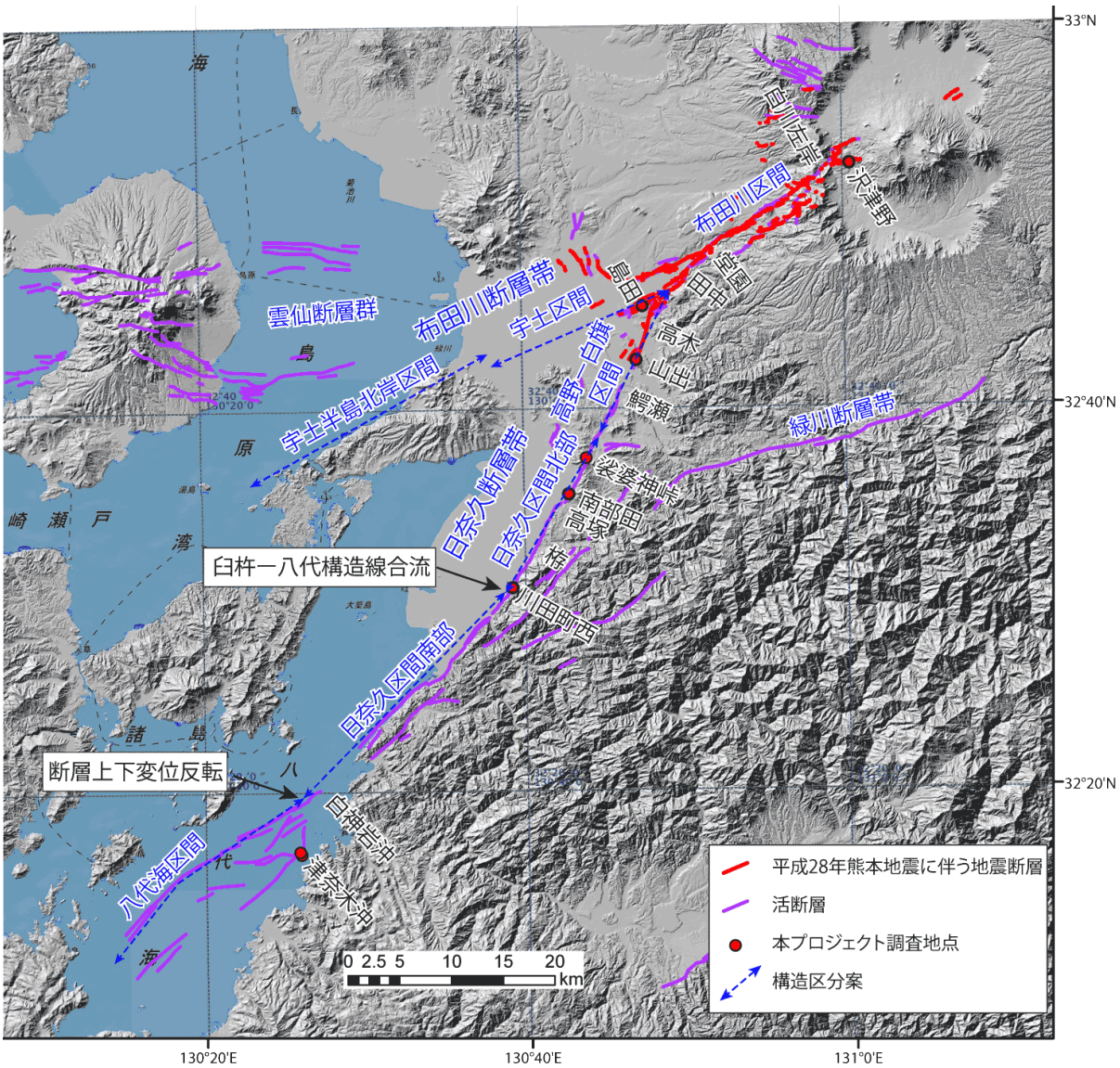


図１　布田川断層帯・日奈久断層帯の分布および構造区分と調査地点。

地形図は地理院地図（https://maps.gsi.go.jp/）に、活断層トレースは産業技術総合研究所の活断層データベース（https://gbank.gsj.jp/activefault/）に基づく。ただし八代海の活断層は、本報告書の図 178 に基づく。

八代海では今までに得られていた反射断面を用い、断層の変位量と Aso-4 基底の反斜面深度に注目して、日奈久断層帯を構成する断層の変位量と盆地構造の解析を行った。その過程で、津奈木沖に厚い完新統に覆われた変位が明瞭な断層を見つけ、ボーリング調査地点とした。その周辺で高密度測線の高分解能音波探査を実施し、断層の両側の２地点で完新統基底の浸食面を貫く２本のボーリング試料を取得した。試料は放射性炭素年代分析、火山灰分析、CT スキャンイメージの取得、CT 値および帯磁率の測定を行った。それらのデータに基づいて、２本のボーリング試料間及び反射断面の音響層序との対比を行い、断層両側で堆積層の厚さが変化する層準を断層の活動時期と判断した。また、高密度測線の音波探査データから垂直方向および水平方向のスライス断面を作成し、評価対象断層の３次元的形状を明らかにし、変位速度等の推定を行った。

(c)業務の成果

1) 布田川断層帯・日奈久断層帯周辺の地質構造

布田川―日奈久断層帯は九州中部から南部に分布するが、その領域には九州を東西に横断する地質学的な構造線、地溝帯が分布し、活断層も断続的に発達する（図２）。また、西南日本を縦断する中央構造線の西方延長に位置するが、中新世以降の火成岩類に広く覆われるため、その位置は議論が続いてきた。古くから指摘されている構造線として、北から松山―伊万里構造線、大分―熊本構造線、臼杵―八代構造線がある(矢部,1925)。矢部(1925)は松山-伊万里構造線が主要な構造線と考えたが、鎌田（1992）は鮮新世の変動については大分―熊本構造線を中央構造線の延長と考えた。一方、Ichikawa（1980）は中古世界の分布に注目して、臼杵―八代構造線が中央構造線に相当するとした。さらに、九州には中央構造線が存在しないという意見もある（斎藤・宮崎，2016)。

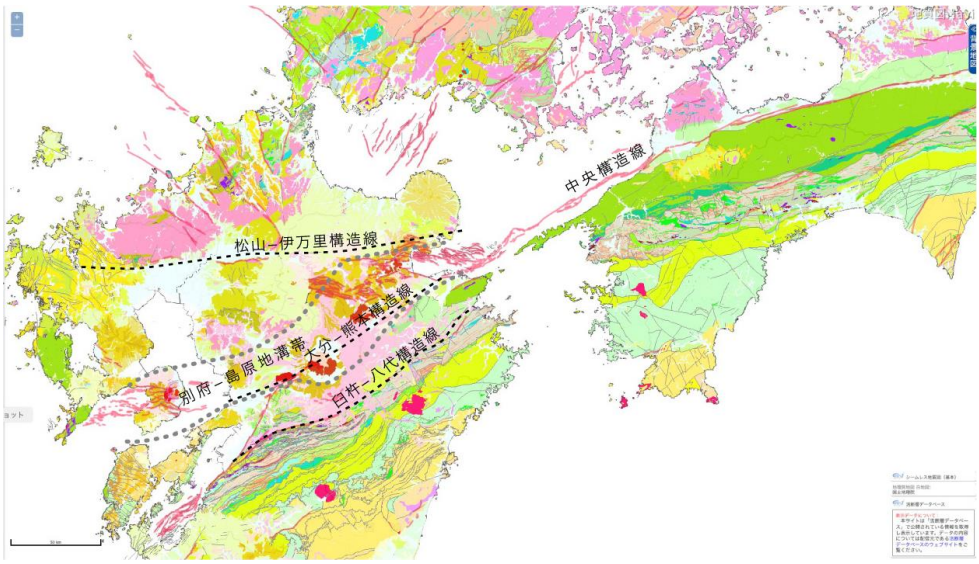


図２　四国から九州の地質図と、中央構造線の西方延長域における九州の構造
産業技術総合研究所の地質図Navi(https://gbank.gsj.jp/geonavi/)に基づき作成。

松本（1979）は九州中部の別府湾から島原半島にかけて、重力の低異常帯が東西に横断する（図３）ことに注目し、その中が鮮新世以降の火山岩に広く覆われ、活火山が断続的

に分布し、中新世より古い岩石がほとんど露出しない（図３）という特徴から、中新世以降に形成された沈降帯と認識し、別府―島原地溝帯と命名した（松本，1979）。その規模は幅 20～30 km、長さ約 150 km である。南縁は大分―熊本構造線におおよそ一致し、重力異常の急勾配が比較的明瞭で、別府湾の南縁から九重山の南側を経て阿蘇カルデラに達し、さらに西側の熊本平野の南縁から島原半島の南側まで達する。この境界の南側には三波川変成岩や白亜紀の堆積岩などが断続的に露出する。北縁はやや不明瞭であるが、別府湾の北縁付近から西方の玖珠付近へ伸び、そこから南西に方向を変えて小国付近に達し、その南西側の菊池付近を経て金峰山の北側から島原半島の北側に達する。北縁の北側には白亜紀の花崗岩や中生代の変成岩などが断続的に露出する。さらに地溝帯は、走向変化や重力異常の特徴などから、九重―別府地溝、九重―阿蘇地溝、島原―熊本地溝に区分され、何らかの構造的な不連続を含むと考えられている（松本，1979）。

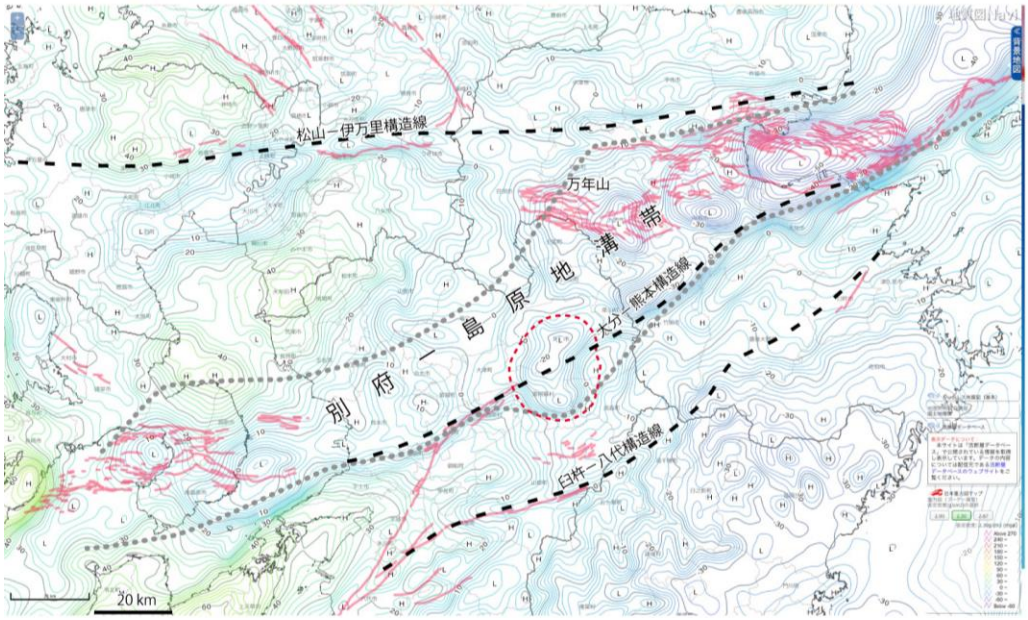


図３　九州中部の重力異常図と別府―島原地溝帯（松本，1979）および構造線の位置
産業技術総合研究所の地質図 Navi（https://gbank.gsj.jp/geonavi/）に基づき作成。

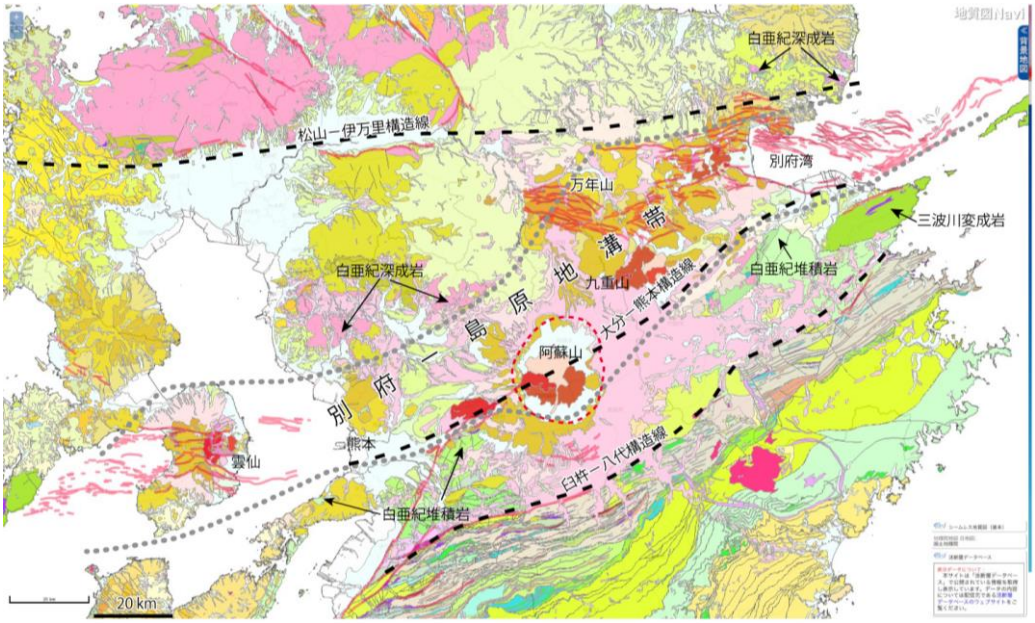


図４　九州中部の地質図と別府―島原地溝帯（松本，1979）および構造線の位置
産業技術総合研究所の地質図Navi(https://gbank.gsj.jp/geonavi/)に基づき作成。

四国では地質学的な中央構造線に沿って非常に変位速度の大きい活断層が発達するが、別府湾付近から万年山付近まで多数の西北西-東南東方向の短い活断層が雁行配列して伸びる（図４）。その約30 km南方の阿蘇カルデラまでの間には顕著な活断層は知られていない。同カルデラからは、西南西方向に伸びる長さ約70kmの布田川断層帯が熊本平野の南縁を経て有明海まで達し、その途中の益城町から南南西に分岐する日奈久断層帯が約80kmにわたって八代海まで連続する（図５；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。布田川断層帯は別府―島原地溝帯の南縁及び大分―熊本構造線にほぼ沿っている。さらに、阿蘇カルデラの南方の臼杵―八代構造線に沿って、布田川断層帯とほぼ平行な緑川断層帯が発達し（図５）、同構造線は八代付近で日奈久断層帯に合流する。また、熊本平野の西方の有明海から島原半島にかけては、東西方向の雲仙断層群が発達する。

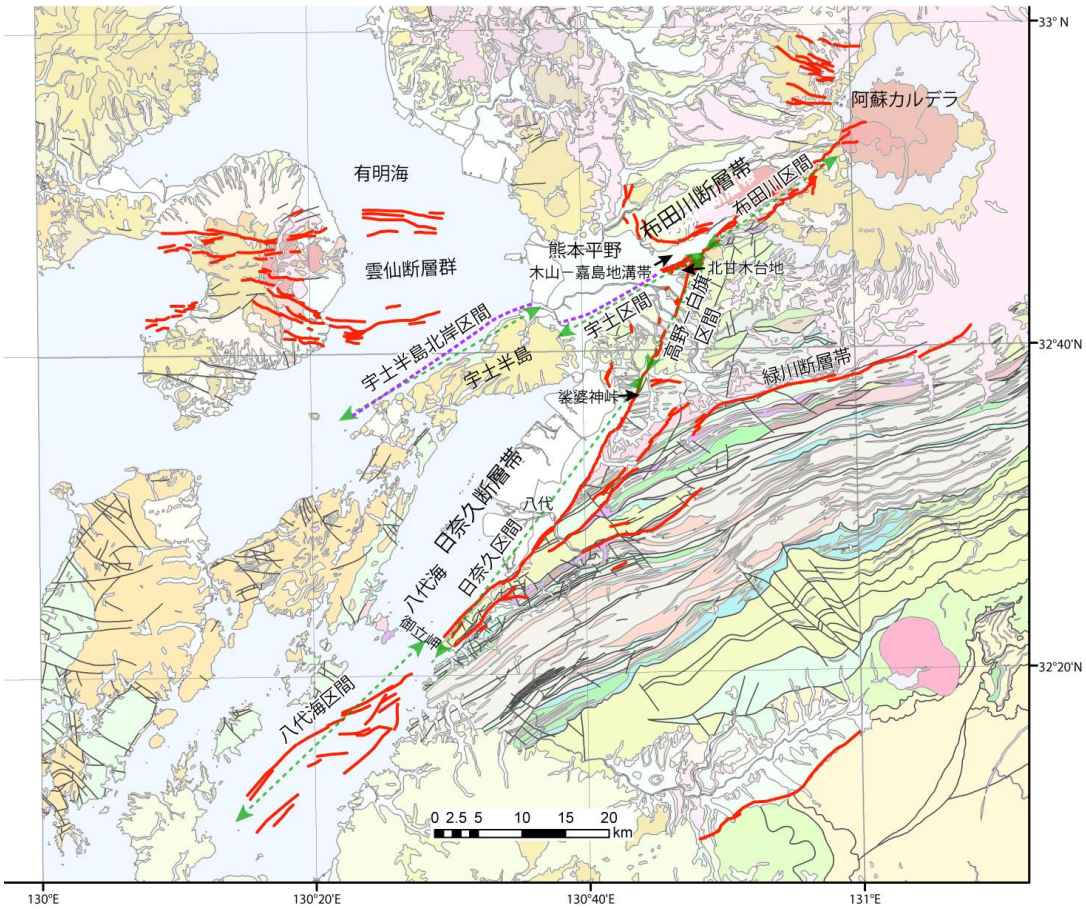


図５　布田川断層帯・日奈久断層帯周辺の地質と活断層

地質図は産業技術総合研究所の地質図Navi（https://gbank.gsj.jp/geonavi/）、活断層は産業技術総合研究所の活断層データベース（https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html）に基づき作成。ただし八代海の活断層は、本報告書の図178に基づく。

布田川断層帯は阿蘇カルデラ内から西側の斜面上を西南西に延び、木山―嘉島地溝帯（渡辺・他，1979）で、その南縁と北縁に沿って２つのトレースに分かれる。変動地形から明瞭に断層トレースが認められるのは、同地溝帯の南西側に位置する北甘木台地西端付近までである。阿蘇カルデラから北甘木台地までは、布田川断層の北側が断層に向かって傾動沈降する変動が見られ（熊本地盤研究会，2014）、北西に傾斜する正断層の上盤に調和的な構造と考えられる。一方、北甘木台地より西方の布田川断層帯は熊本平野の南縁に沿って西南西に延び、有明海に入って宇土半島北岸に沿って連続すると推定されている。これらの区間では地表には明瞭な断層や変動地形は認められない。熊本平野の南北断面は平野の中心が沈降していることを示し、断層に向かって傾動沈降する明瞭な構造は認められない（熊本地盤研究会，2014）。このように、北甘木台地付近で断層北側の地質構造が変化する。地震長研究推進本部地震調査委員会（2013）による評価は、日奈久断層帯との分岐点より東側を長さ 19km の布田川区間、西側の熊本平野南縁を長さ約 20km の宇土区間、海域部を長さ約 27km の宇土半島北岸区間に区分した（図５）。

日奈久断層帯は益城町砥川付近から八代海南部まで、長さ約 81km にわたって連続する北北東―南南西走向の右横ずれ断層帯である。宇城市の裂罅神峠より北側はいくつかの低

地と丘陵地を横断し、地溝状の構造を呈する部分もあるが、その南側から八代市までは八代平野東縁に沿って直線的な崖を形成する。八代の南側で八代海に入り、御立岬までは海岸に沿って分布すると推定され、御立岬の南側から八代海の中軸に沿ってその南部まで連続する。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による従来の評価では、北から、長さ 16 km で高角の高野−白旗区間、長さ 40 km で北西傾斜の日奈久区間、長さ 30 km で高角の八代海区間に区分されてきた。全体として連続性の良い断層であるが、八代付近と御立岬沖で走向が変化する。

平成28年熊本地震では、４月14日に日奈久断層帯北端部でマグニチュード6.4の地震が発生し、その２日後の16日に布田川断層を中心にマグニチュード7.3の地震が発生した。これらの地震に伴って、日奈久断層帯の北端部から布田川断層帯全域及びその周辺で地表地震断層が出現した。

2) 平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合

a) 地震断層及びその他の地表変状情報の収集方法

ⅰ) 既存資料による地震断層の分布情報の収集

4 月 16 日の *Mj* 7.3 を本震とする熊本地震の地震断層の分布に関する調査は、4 月 14 日に発生した *Mj*6.5 の前震の直後から多くの調査グループによって実施されており、既知の活断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 など）である布田川断層帯の布田川区間のほぼ全域と宇土区間の一部、及び日奈久断層帯の高野-白旗区間の一部に沿って地震断層が出現したことが報告されている。地震断層全体の概要については、熊原・他(2016)，熊原・他（2017a)、熊原（2017)、鈴木・他（2017)、鈴木（2017)、 Shirahama *et al.*（2016）によって明らかにされている。また、主要な地震断層のより詳しい分布については、布田川区間のうち出ノ口断層に沿うものについては Toda *et al.*（2016）及び遠田・他（2017)、布田川断層の一部に沿うものについては遠田・他（2017)、矢田・他（2017)、加登住・他（2017)、寺田・小徳（2017)、高見・他（2017)、西村・他（2017）及び鈴木・他（2018）が、宇土区間に沿うものについては Sugito *et al.*（2016）が報告している。

さらに、主要な地震断層の周辺では、規模の小さい副次的な地震断層が広範囲に出現したことが干渉 SAR 解析による地殻変動の不連続線の存在から推定された(Fujiwara *et al.*, 2016、藤原・他，2016)。それらのうち、阿蘇外輪山の北西部に多数検出された WNW-ESE 方向の地殻変動の不連続線群の一部においては、宇根・他（2016)、渡辺・他（2016)、鈴木・他（2017）及び中埜・他（2018）が、現地において地震断層の出現を確認している。また、阿蘇カルデラ内の阿蘇谷東部に多数検出された NE-SW 方向の地殻変動の不連続線群の一部においては、遠田・他（2017）及び鈴木・他（2017）が地震断層の出現を確認している。さらに、熊本市街地に検出された数条の NW-SE 方向の地殻変動の不連続線群の多くについては、Goto *et al.*（2016）及び熊原・他（2017a）が地震断層の出現を確認している。

このほか、阿蘇谷の西部では、黒川流域の沖積低地において規模の大きな側方流動が発生した（黒木・他，2016、向山・他，2017、西村・他，2017、遠田・他，2017)。この側方流動に伴う断裂については、それらが地震断層であるとする報告（渡辺・他，2016、鈴木，2017 及び鈴木・他，2017 など）もあったことから、本調査の対象に含めた（図６)。

ⅱ) 空撮画像データによる断裂の判読

今回の地震については、その発生直後から、インターネットを通じて災害関連情報の公開が行われている。例えば、国土地理院では、空中写真をはじめとする各種の地理空間情報を「地理院地図」に掲載してきた（地理空間情報部災害対策班，2016)。本調査では、国土地理院から、「地理院地図」に掲載された空中写真（垂直写真）についてより高解像度画像データの提供を受けて、地震断層などの判読に使用した（表１)。また、朝日航洋株式会社から提供された布田川区間～高野-白旗区間付近の空中写真の画像データ写真も判読に使用した。このほか、国際航業株式会社が撮影し、インターネット上で公開されていた斜め空中写真画像データも、同社の了解を得て判読に使用した。

判読にあたっては、断裂に伴う変位の有無とその向き、小規模な雁行断裂群の存在、断層の横ずれによって斜交する構造物に伸長及び短縮による特徴的な破損が生じること（伏島・他，2001）などに着目した。また、樹木に覆われた地域、特に植林地においては、地

震断層による変位に伴って樹木が相互に移動し、あるいは幹が傾動することによって樹冠に系統的な乱れが生じることがある（中村，2016）。このような樹冠の乱れは、踏査が困難な山地に出現した地震断層の推定に有効であった。

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

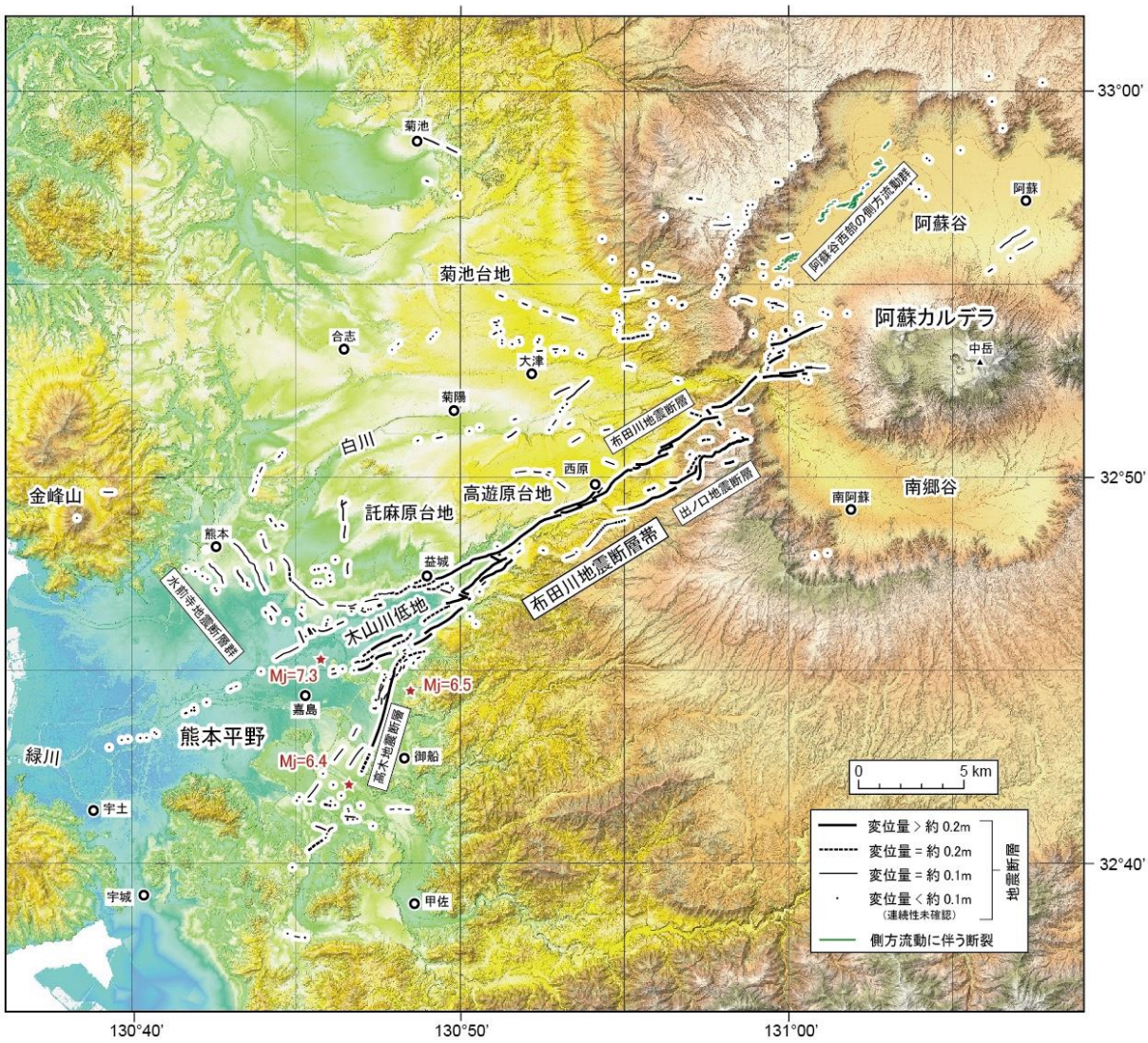


図６　平成 28 年（2016 年）熊本地震に伴う地震断層の分布図

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）の震央は気象庁一元化震源による。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、10 ｍ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。

ⅲ） 精細 DEM の可視化による極微地形の判読と計測

地震直後の航空レーザ計測データから作成された 0.25～0.5m メッシュの精細 DEM を、アジア航測株式会社及び株式会社パスコからの提供を受けて、地震断層に伴うと推定される極微地形の検出に利用した（表１）。これらの精細 DEM を利用した地震断層の判読は、DEM から生成した陰影図、傾斜量図、傾斜方位図、詳細等高線図、段彩図及びそれらの合成画像を用いて実施した。また、一連の地震が発生する以前あるいは前震が発生した翌日の４月 15 日に計測された DEM と、本震後に計測された DEM による可視化画像及び地形断面図を比較することにより、地震断層及び地震に伴う地表変動の検出と計測を行った。

表１　地震断層などの判読に使用した画像データ及び DEM

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

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

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

ⅳ） SAR 解析データから作成した精細等値線図等による小規模な地震断層の判読

地震に伴う広域の地殻変動と副次的な地震断層の分布については、地震前後の合成開口レーダ（SAR）による観測データの干渉解析画像の判読によって詳しい分布が概ね明らかにされている（図７、Fujiwara *et al.*, 2016、藤原・他, 2016）。また、熊本市街地および阿蘇カルデラ外輪山北西部の副次的な地震断層については、三次元 SAR 解析データの上下成分から作成した等変動量線図によって詳しく解明されている（Fujiwara *et al.*, 2016、藤原・他, 2016）。平成 30 年度の調査では、これに加えて、小林（2017）による広域の三次元 SAR 解析データ及び株式会社パスコから提供を受けた干渉 SAR 解析データから精細等値線図を作成して判読を行った（図６）。

干渉 SAR 解析データについては、0.146sec（約４m）メッシュデータを使用して変動量約 0.5 および１cm に相当する等値線図を作成し、等値線の不連続によるリニアメントを地震断層として判読した（粟田・他，印刷中）。三次元 SAR 解析データについては国土地理院の小林知勝氏から提供を受けた解像度 1.8sec（約 50m）メッシュデータ（小林，2017）を使用し、上下・東西及び南北の３成分についてそれぞれ変動量１～２cm（上下及び東西成分）あるいは５～10cm（南北成分）の等値線図（粟田，2018）を作成し、等値線の不連続によるリニアメントを地震断層として判読した（図８、９、10)。判読では、変動量にして２cm 前後以上で、長さ 200m 程度以上のリニアメントを抽出した（図８、９及び 10)。この判読結果は、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）による干渉 SAR 解析画像による判読結果と概ね同じである。ただし、精細等値線図による判読では、従来のカラー段彩図による判読と比べて、リニアメントの位置精度が向上するとともに、２～３cm 程度の変位量を持つ微細な不連続線までもが正確に判読できる等の利点がある(粟田･他,印刷中)。今回の判読では、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）による判読結果に加えて、立田山付近から菊陽町・大津町にかけての詫間原台地に分布するリニアメントや、布田川地震断層の西南西部の北甘木台地及び緑川沿いに分布するリニアメント、高木地震断層の南西方に分布する東西性のリニアメント及び日奈久断層北端部に沿ったリニアメントなどが抽出できた。なお、判読に用いた干渉 SAR 解析データの範囲は、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）が判読に用いたデータの範囲と比べて、阿蘇カルデラの北部および菊池台地の周辺を含まない一方、それらが含んでいない日奈断層帯北部の一部分を含んでいる。

ｖ） 地表踏査による地震断層の確認

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

本調査による踏査は、平成 28 年度の調査では 2017 年１～３月、平成 29 年度の調査では 2017 年 10～11 月及び 2018 年２～３月、平成 30 年度の調査では 2018 年 10～11 月及び 2019 年１月に実施した。いずれも地震発生から９ヶ月～約３年が経過した時点での調査であったが、農地に出現した地震断層及び主要道路や構築物などの規模の大きな変位を除いては、人為的な改変あるいは風化・浸食による経時的な変化が軽微であり、十分な精度の調査が可能であった。

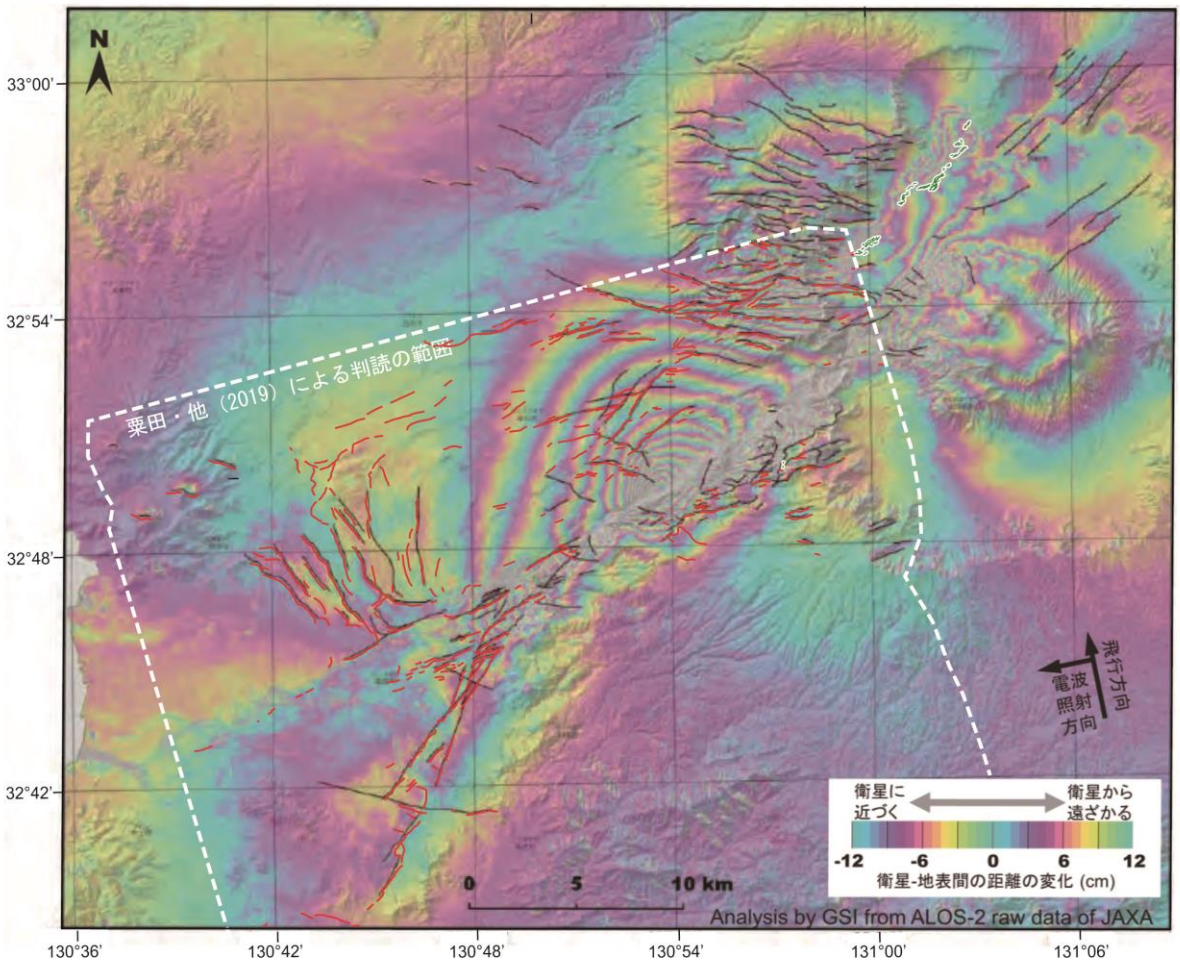


図７　SAR 干渉画像から抽出された小変位の地震断層の分布と踏査で確認された地震断層
藤原・他（2016）に加筆。黒線は SAR 干渉画像から抽出された小変位の地震断層（藤原・他，2016)。赤線は栗田・他（印刷中）による小変位の地震断層。SAR の観測日は 2016 年４月 15 日及び４月 29 日。

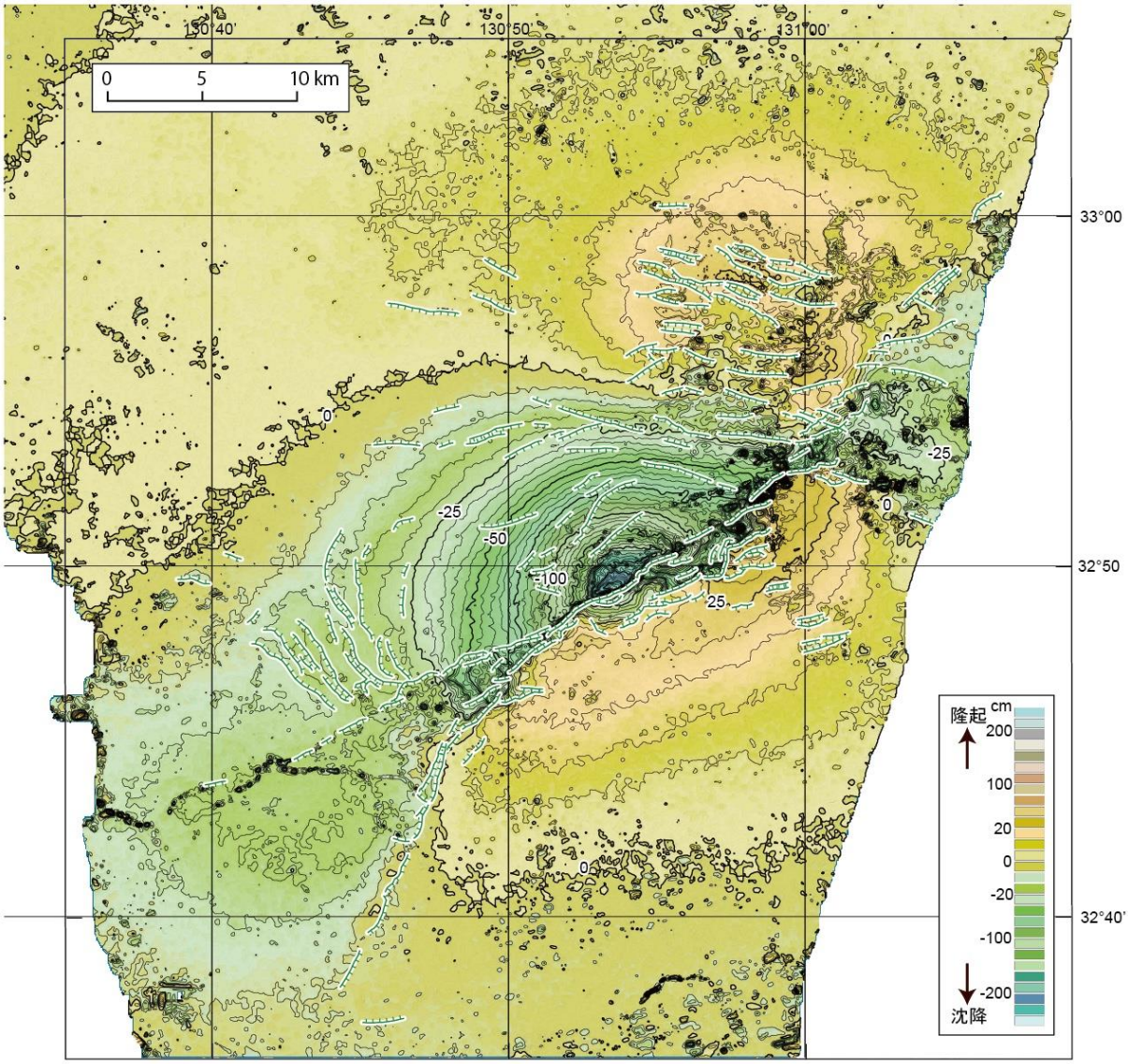


図８　３次元 SAR 解析データの上下成分に基づく地殻変動と不連続線の判読結果
等値線間隔は５cm。不連続線のケバは相対的な沈降側を示す。解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

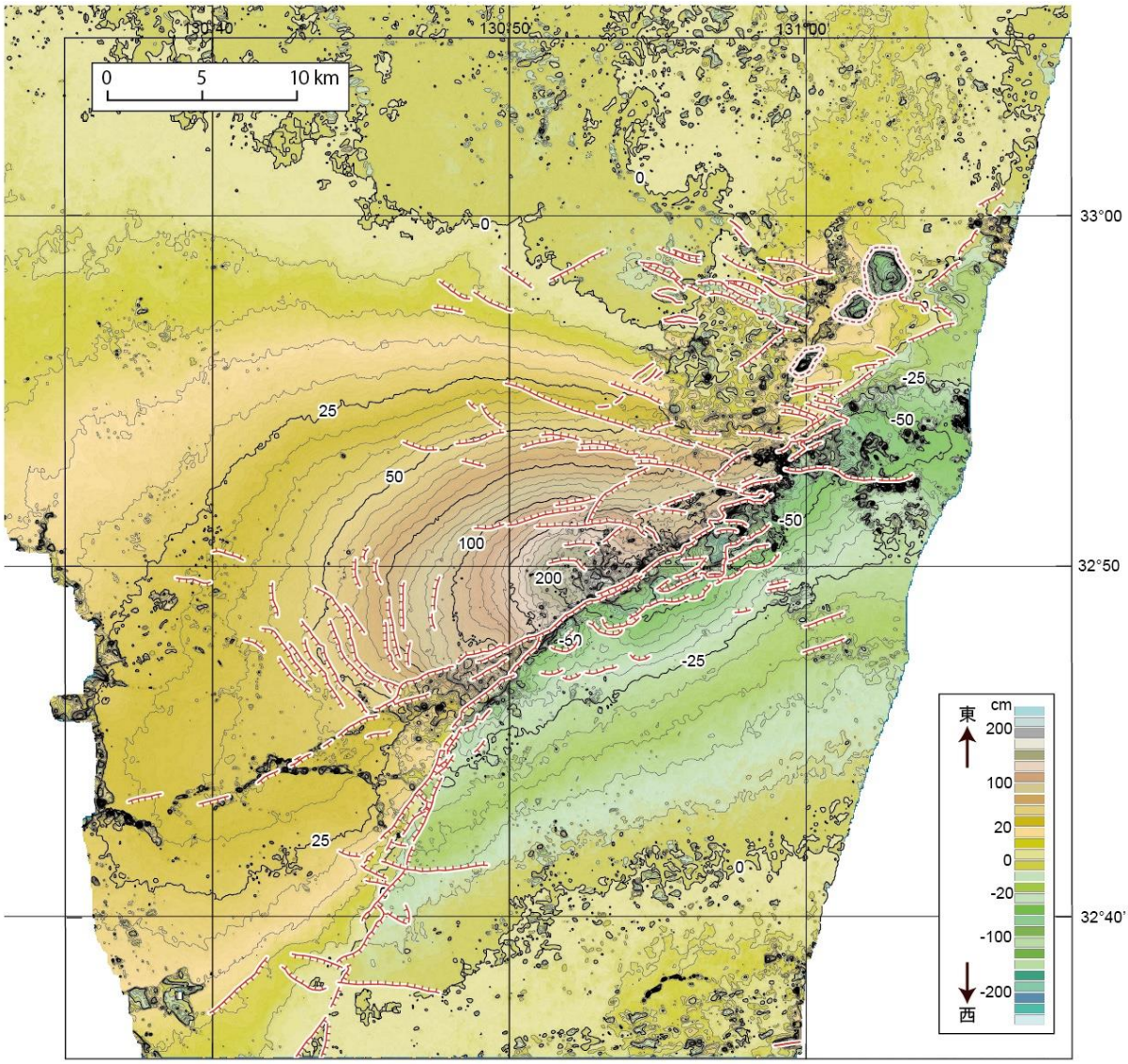


図９　３次元 SAR 解析データの東西成分に基づく地殻変動と不連続線の判読結果
等値線間隔は５cm。不連続線のケバは相対的な西向き変位の側を示す。図北東部の点線で囲まれた領域は、局所的に大きな西向きの成分を示す。解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

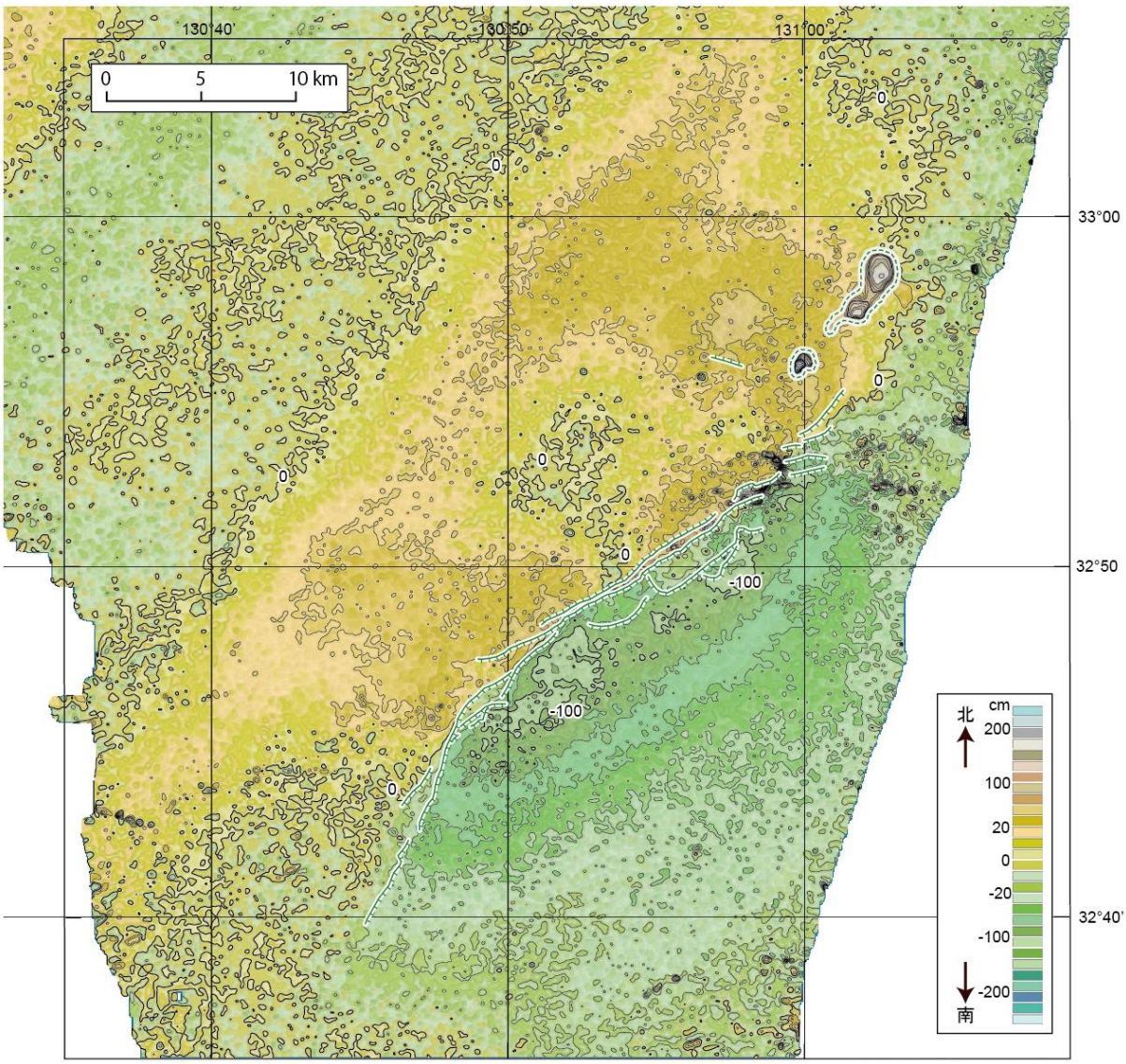


図 10　３次元 SAR 解析データの南北成分に基づく地殻変動と不連続線の判読結果
等値線間隔は 20cm。不連続線のケバは相対的な南向き変位の側を示す。図北東部の点線で囲まれた領域は、局所的に大きな北向きの成分を示す。解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

ⅵ） 調査結果のとりまとめ

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

本調査によって出現が確認できた地震断層の分布及び変位量分布の概要を図６及び 11 に、詳細な分布図の索引を図 12 に、凡例を図 13 に示し、分布図は 46 枚に分けて図 14 に示す。地震断層の分布については、主に Shirahama *et al.*（2016）による調査データに基づき、熊原・他（2016）による未公表の調査データと、Goto *et al.*（2016）、Toda *et al.*（2016）、遠田・他（2017）及び Sugito *et al.*（2016）の報告、及び本調査による判読と踏査結果により補完した。また、調査地点毎の変位量については、主に Shirahama *et al.*（2016）と本調査による踏査結果に基づいている。既存の報告のみに基づいた断層の分布及び変位量については本文及び図 14 に出典を示した。

また、現地踏査では、断層や断裂帯を挟んだ数 100ｍ～１km 程度の長い区間わたって伸長変動が生じている例を確認できたことから、それらの変動を図 14 に区別して表示するとともに、測線に沿った変動の積算量を図 15 にグラフとして示す。さらに、地震前後の DEM による地形断面の比較から、幅広い断層帯おける上下変位が検出できたことから、その結果を図 16 に示す。

文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2017）（以下、平成 28 年度総合的調査報告書(2017)）で取りまとめた地震断層の分布については、主に Shirahama *et al.*(2016)による調査データに基づき、熊原･他(2016)による現地調査データと、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(平成 29 年度総合的調査報告書, 2018)。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。

平成 30 年度には、干渉 SAR 解析データおよび三次元 SAR 解析データから作成した精細等値線図の判読結果に基づいて地震断層の出現状況を確認するための補完的な現地踏査を実施した。また、主要な地震断層帯のうち、変位量が不明であった出ノ口地震断層の山間部に分布する一部範囲について現地調査を実施した．さらに、熊本地震で出現した地震断層の全体像をとりまとめ、地震断層と既知の活断層（図 17）及び測地・測量結果との比較を行った。

b） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層

ⅰ） 地震断層の概要

平成 28 年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）。

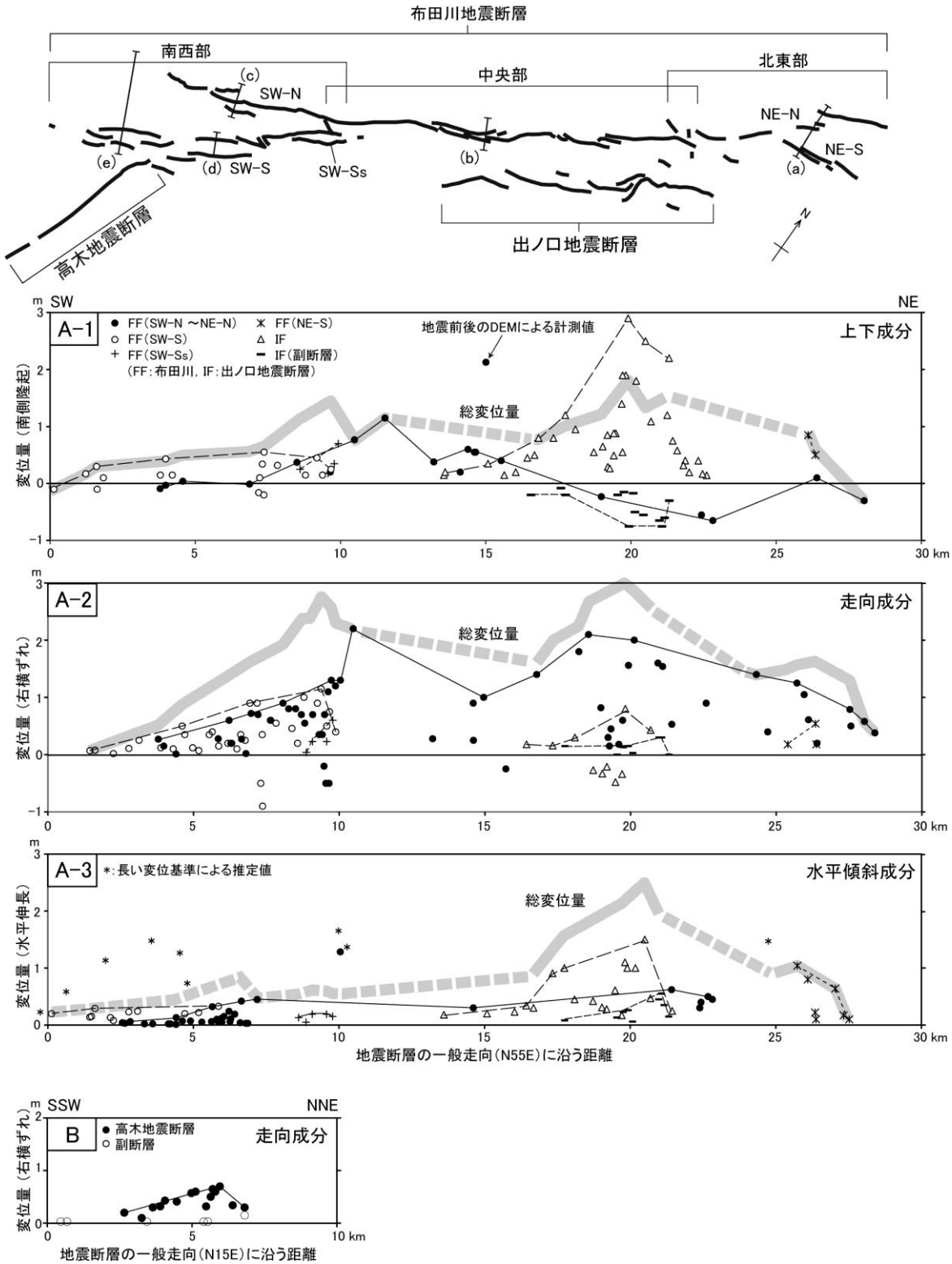


図 11　平成 28 年熊本地震に伴う主要な地震断層の変位量分布図
灰色の太線は、断層帯全体の変位量の包絡線で、破線部は十分なデータが得られていない区間。

表２　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層のパラメータ

名称・分布位置		走向	長さ (km)	最大変位量(cm) 上下		横ずれ		水平伸長	備考
主要な地震断層			31-33						
	布田川地震断層	NE-SW	29	SE	115	R	250	147	
	出ノ口地震断層	NE-SW	10	SE	290	L	48	110	
	高木地震断層	NNE-SSW	6-8	W	15	R	70	15	
副次的な地震断層(分布位置)									
1	宮地	NE-SW	2.5	SE	5	R	2	5	
2	山田-小野田-今町	NE-SW		SE	10	R	15	10	広域で南北方向の水平伸長44cm
3	狩尾牧場-1								県道339号に5条の断裂
4	狩尾牧野-2								県道339号に3条の断裂
5	跡ヶ瀬牧野	WNW-ESE		S	7			18	
6	的石端辺牧野								県道339号に10条の断裂
7	的石牧場-1	WNW-ESE	0.5	N	35			2	県道339号に5条の断裂
8	的石牧場-2			N	15				県道339号に9条の断裂
9	的石牧場-3	E-W	0.8						県道339号に21条の断裂
10	的石牧場-4								県道339号に14条の断裂
11	石ノ前	WSW-ENE	0.3					6	
12	殿塚-的石原野	E-W		N					県道339号に41条の断裂
13	的石原野	ENE-WSW		N	5			2	県道339号に35条の断裂
14	二重峠の北								県道339号に56条の断裂
15	赤水-二重峠の南	WNW-ESE	2.5					10	県道23号に15条の断裂
16	車帰-下野	WNW-ESE	3	S	10	L	1	8	
17	坂ノ下断層の付近	E-W	1.8	S	25	L	6	9	
18	古城断層の付近	WNW-ESE	2.4	S	12	L	13	5	
19	新小屋-平川-杉水	WNW-ESE	3.5-7.5	S	9	L	5	1	
20	瀬田断層の付近	WNW-ESE	13	S	8	L	2	5	
21	菊池市街地	NW-SE	3	NE	5			1	
22	赤星	NW-SE	0.2					13	
23	岩坂-鳥子	ENE-WSW	1.5	S	4	R	3	2	
24	化粧塚-阿蘇くまもと空港	NW-SE	2.3	SW	9	L	3	8	
25	森-岩坂	NE-SW	3			R	20	4	
26	陣内-馬場楠-辛川	ENE-WSW	5	S	2			2	
27	立田山断層の付近	NE-SW	3.5	SE	2	R	5	1	
28	帯山-健軍	NW-SE	3.5	NE	11			12	
29	黒髪-渡鹿	NW-SE	1.5					4	
30	渡鹿-水前寺	NW-SE	1.8	NE				1	
31	大江-出水	NW-SE	2.7	NE		L		6	
32	九品寺-国府本町	NW-SE	1					3	
33	本荘-南熊本	NW-SE	1.7	SW	2			6	
34	春日-琴平	NW-SE	1.9					1	
35	長嶺東-長嶺南								
36	佐土原								
37	小萩山の付近	E-W	0.3			L	1	1	
38	金峰山の付近								道路に3条の断裂
39	画図下無田-釈迦堂	ENE-WSW	3.5			R	3	7	
40	近道-志津田-早川	E-W	5			L	1	15	
41	北口-土鹿野	WNW-ESE	0.5	N				12	
42	土鹿野-宮原	NE-SW	1.5	NW	2	R	2	17	
43	糸石断層の付近	E-W	0.8			L	1	1	
44	地蔵峠の付近	E-W	0.5	N		R	3		

１）右ずれ成分。２）伸長成分。活断層の名称は、渡辺（1984）、九州活構造研究会編（1989）、活断層研究会編（1991）、熊原・他（2017a）及び鈴木・他（2017）による.

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。

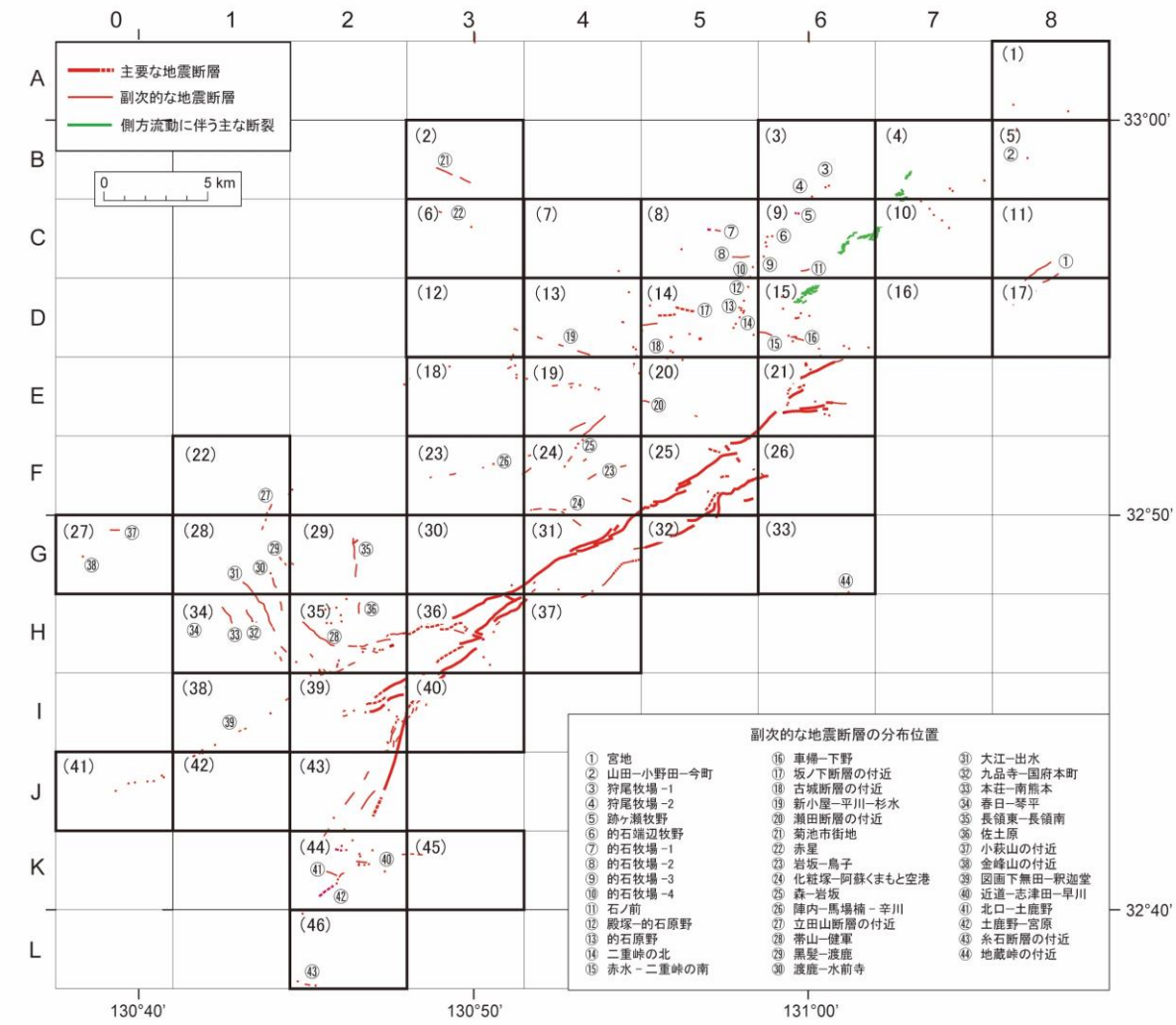


図 12　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の索引図
（1）～（46）は、図 9 に示す詳細分布図の枝番号。

本報告書では、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−白旗区間の一部に沿って出現した地震断層を「高木地震断層」と呼ぶ。これらの主な地震断層は、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 11)。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３m 程度、水平伸長 1.5 m 程度に及ぶ（図６及び表２）。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分岐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 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では主要な地震断層の末端から５～10km の範囲、北西側では主要な地震断層から 10km 程度の範囲内において、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いる。その範囲は最大で東西約 45km、南北約 40km にも及んでいる。

副次的な地震断層のうち最も顕著なものは、詫麻原台地の南西部を限る正断層群（水前寺断層帯、Goto *et al.*, 2016）に沿って出現した長さ５～６km で幅３km の地震断層帯である。このほか、主要な地震断層の北側にあたる高遊原台地、詫間原台地及び菊池大地付近と、阿蘇外輪山の西部、及び北東延長上にあたる阿蘇カルデラ内の阿蘇谷東部でも副次的な地震断層が確認できた。

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

	地震断層 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	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)	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)	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
	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 13　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の凡例

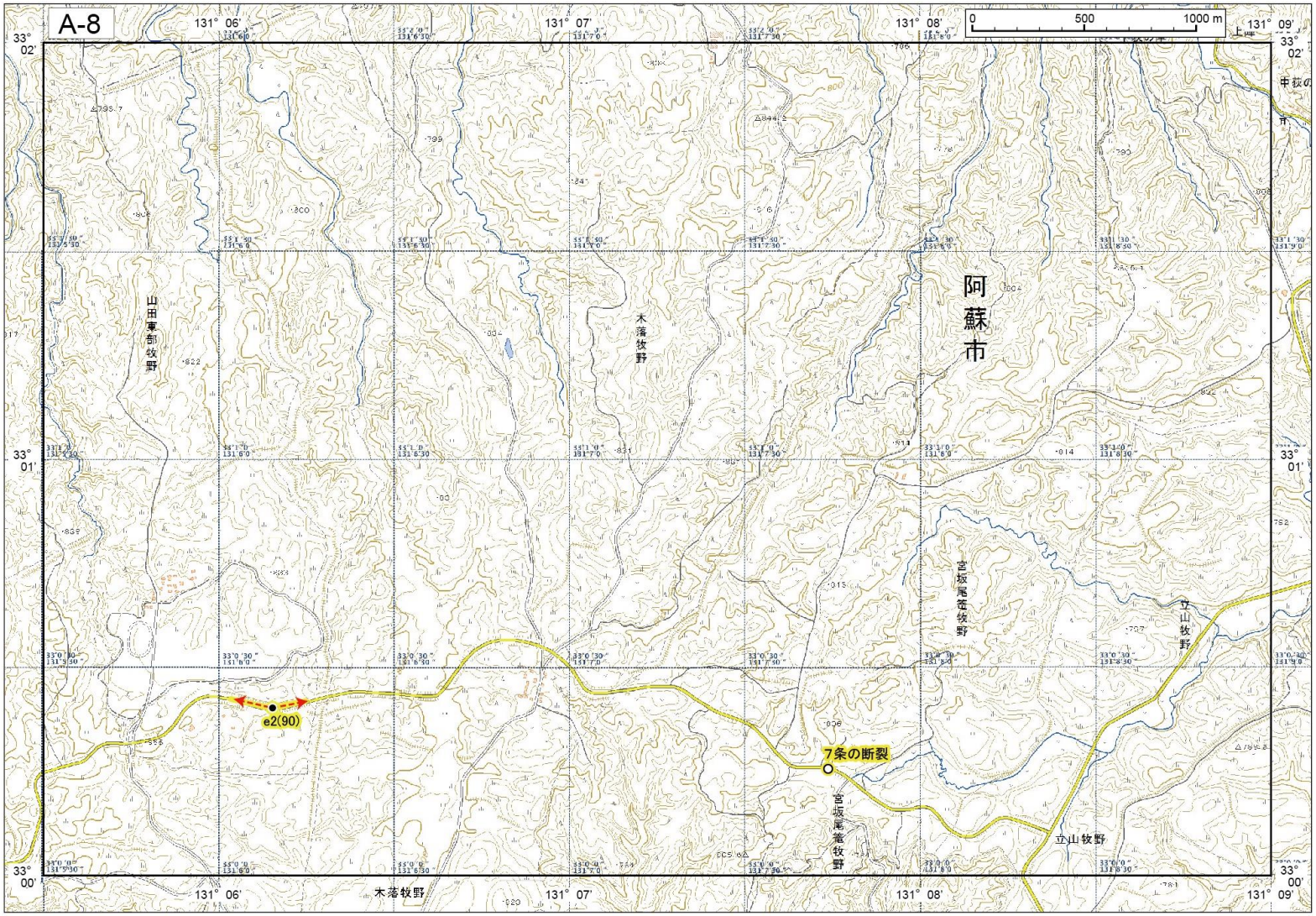


図 14（1） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−1

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

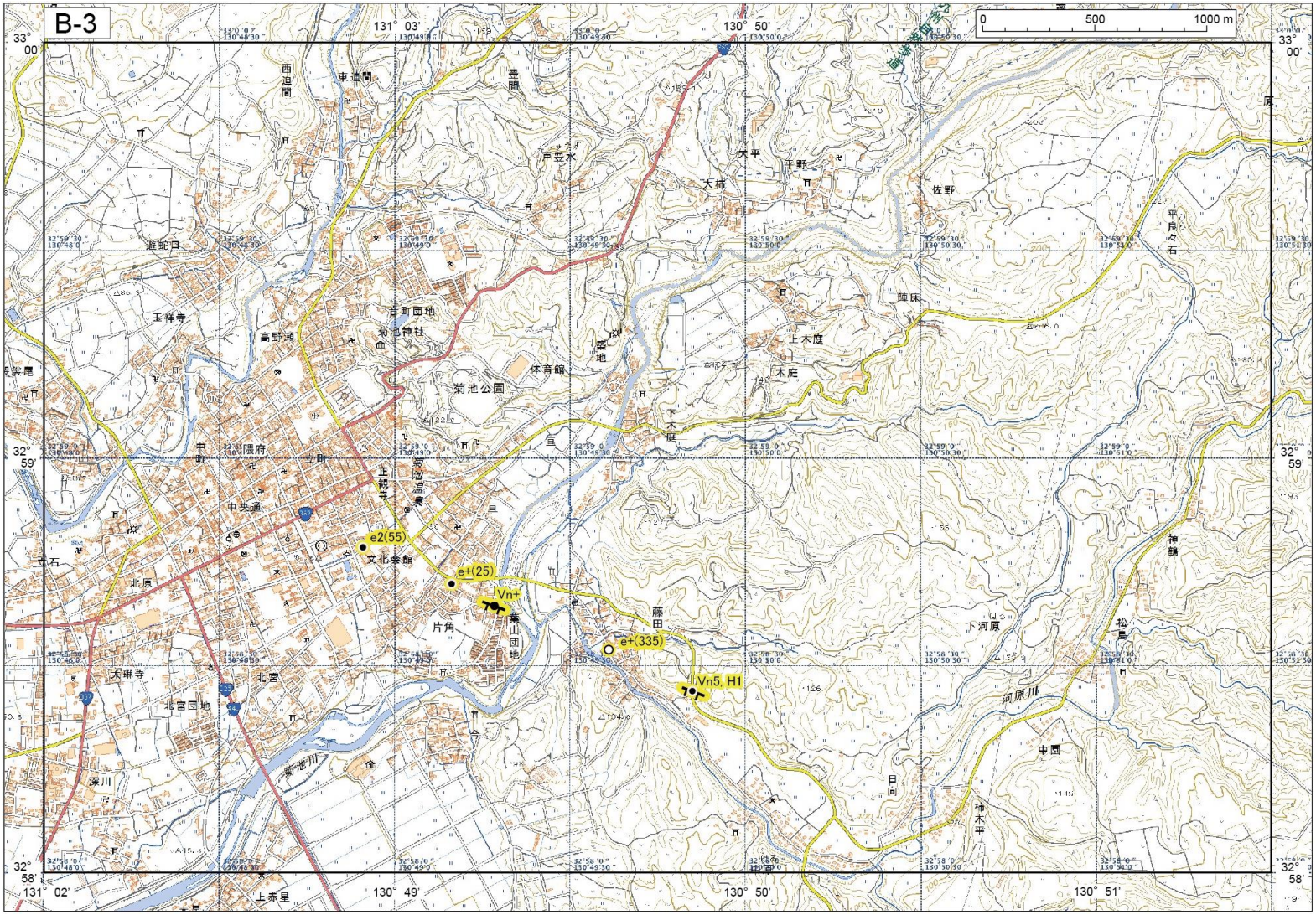


図 14（2） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−2

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

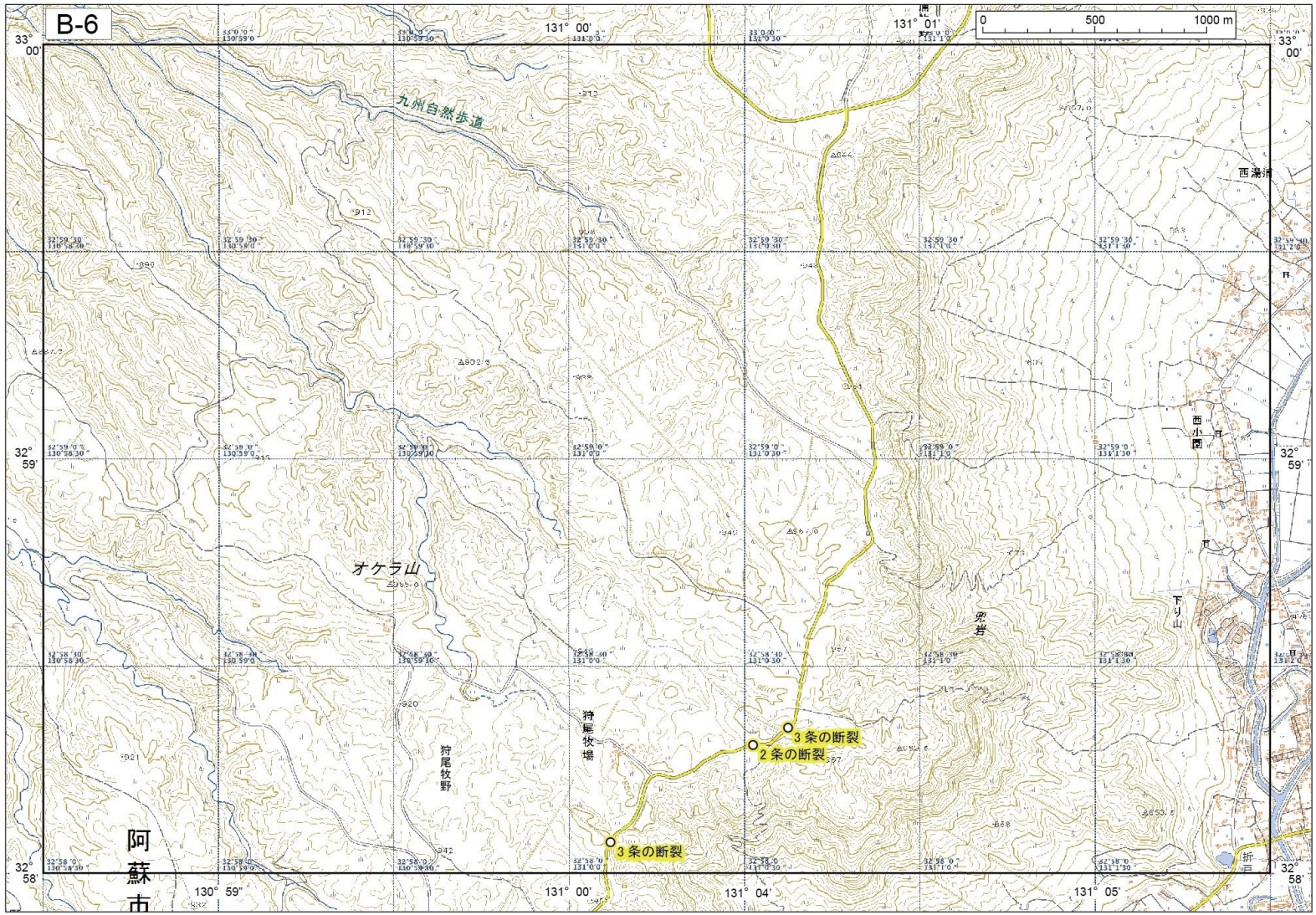


図 14（3） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−3

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

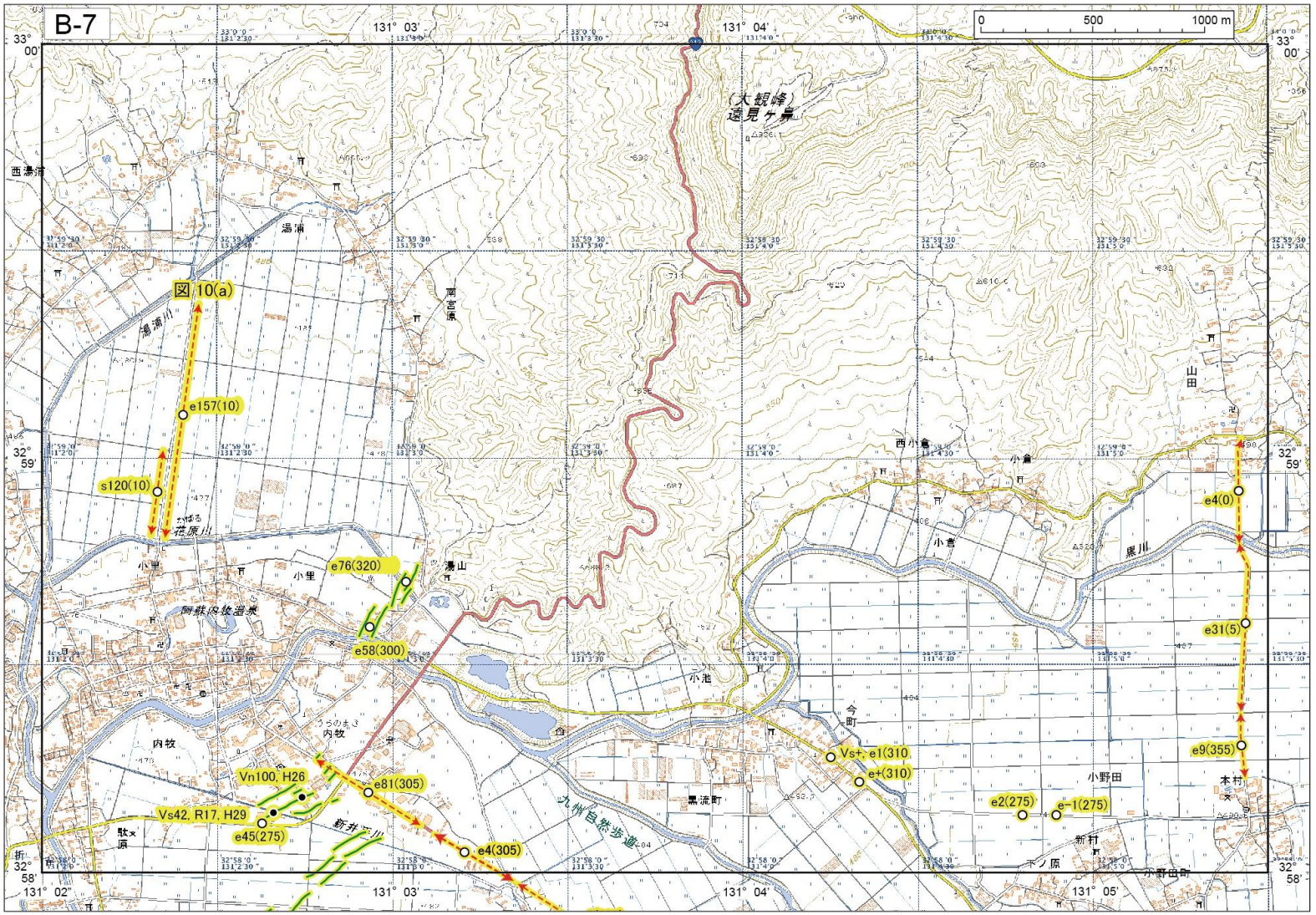


図 14（4） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−4

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（5） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−5

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

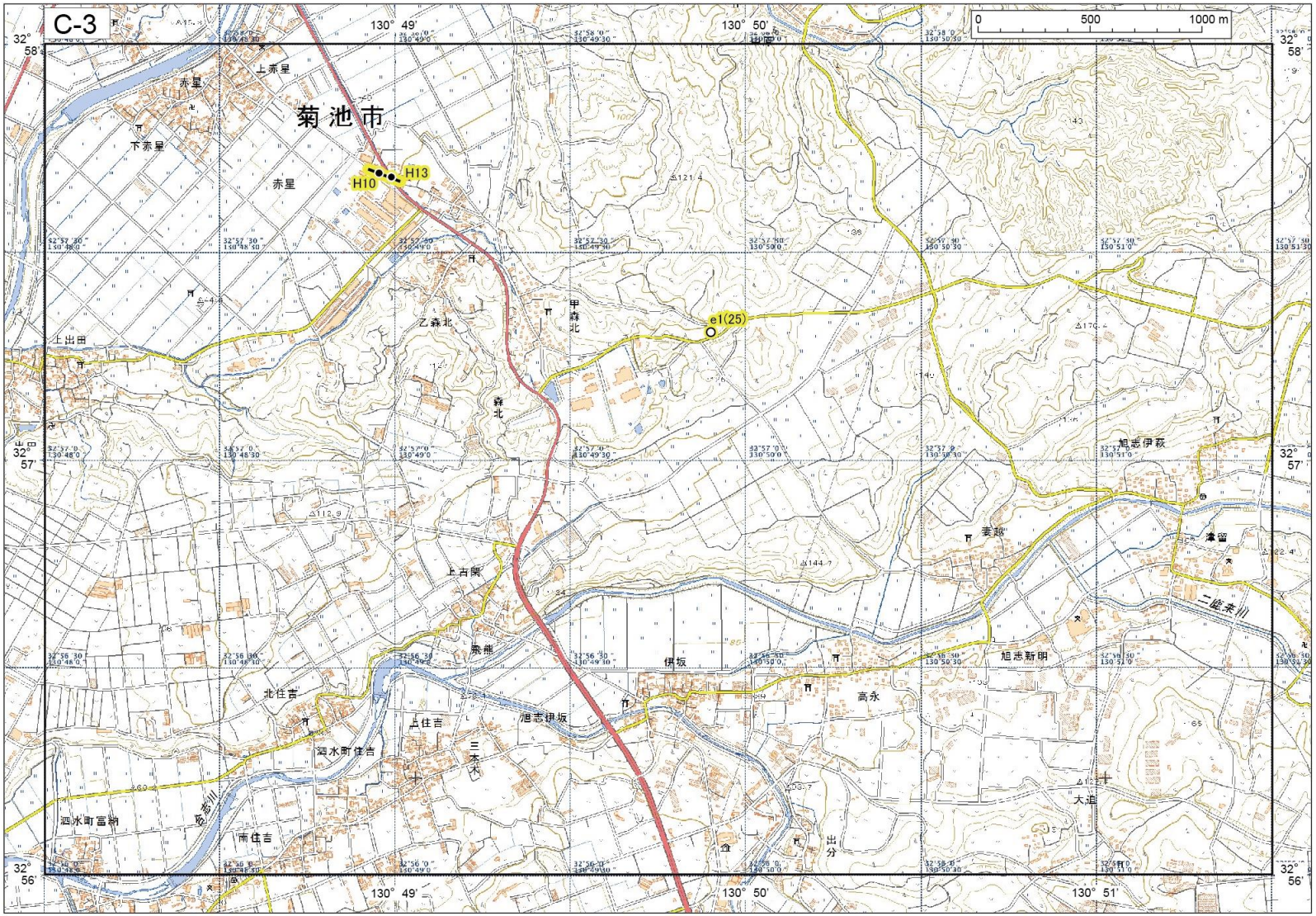


図 14（6） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−6

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

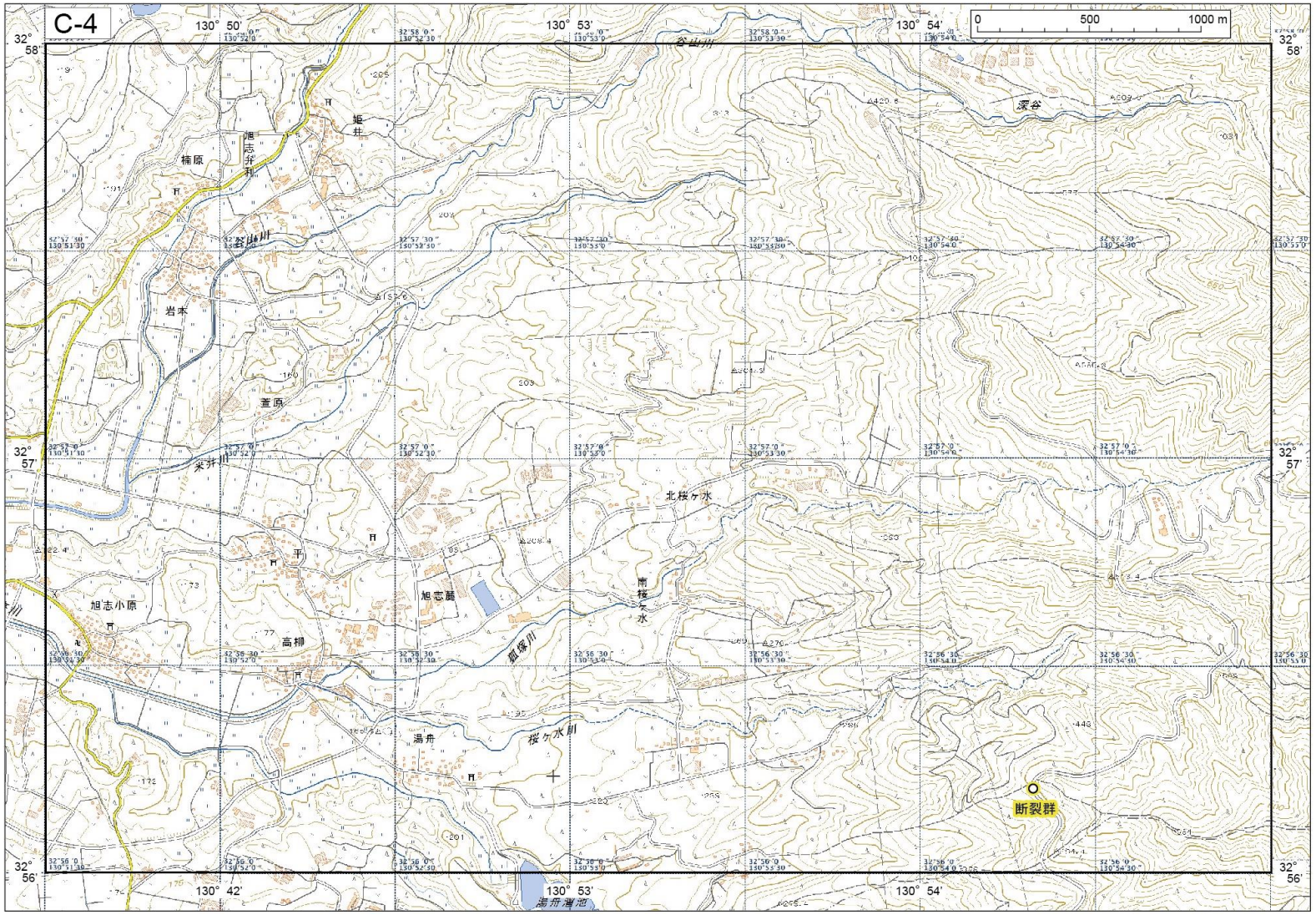


図 14（7） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−7

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

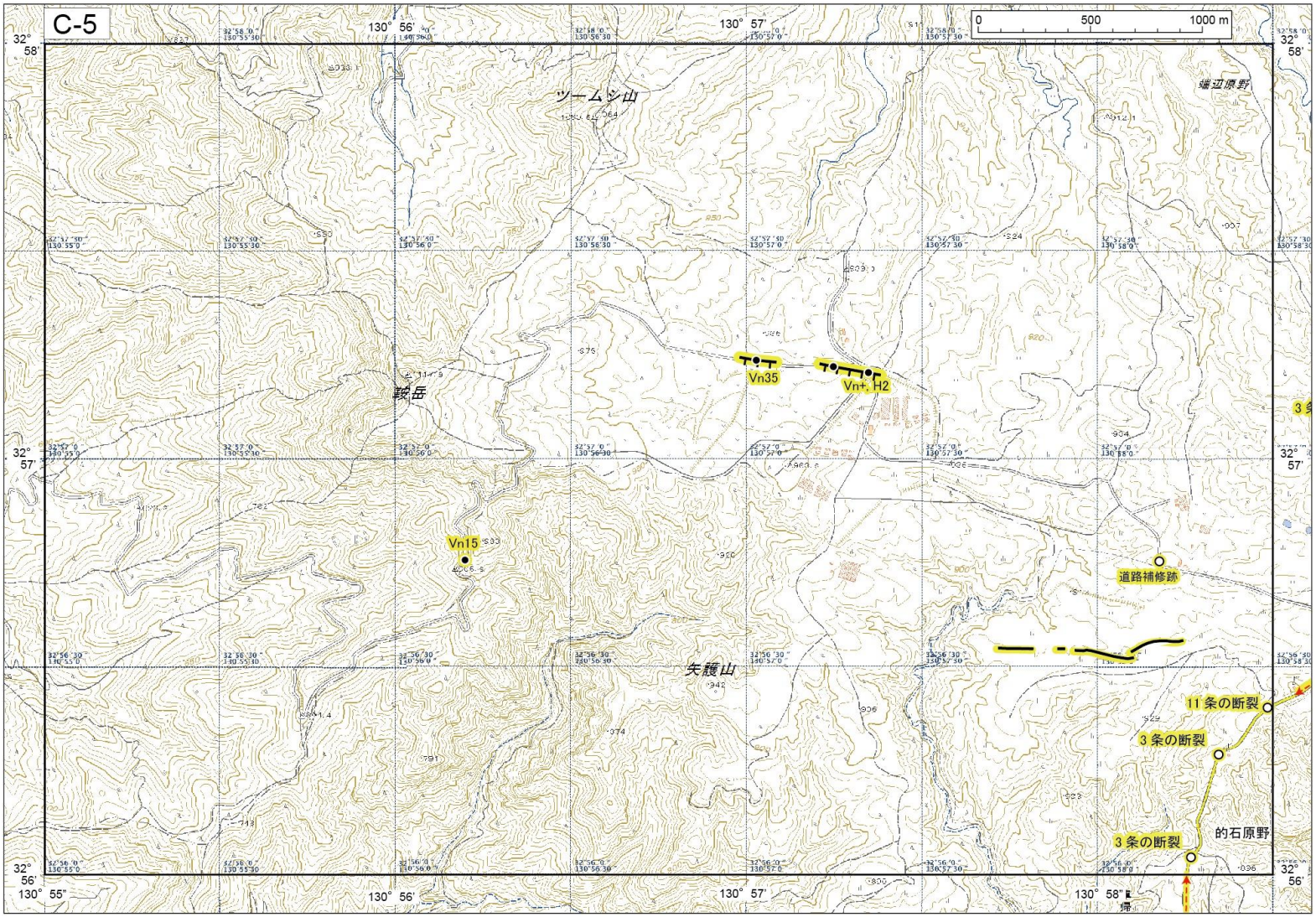


図 14（8） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−8

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

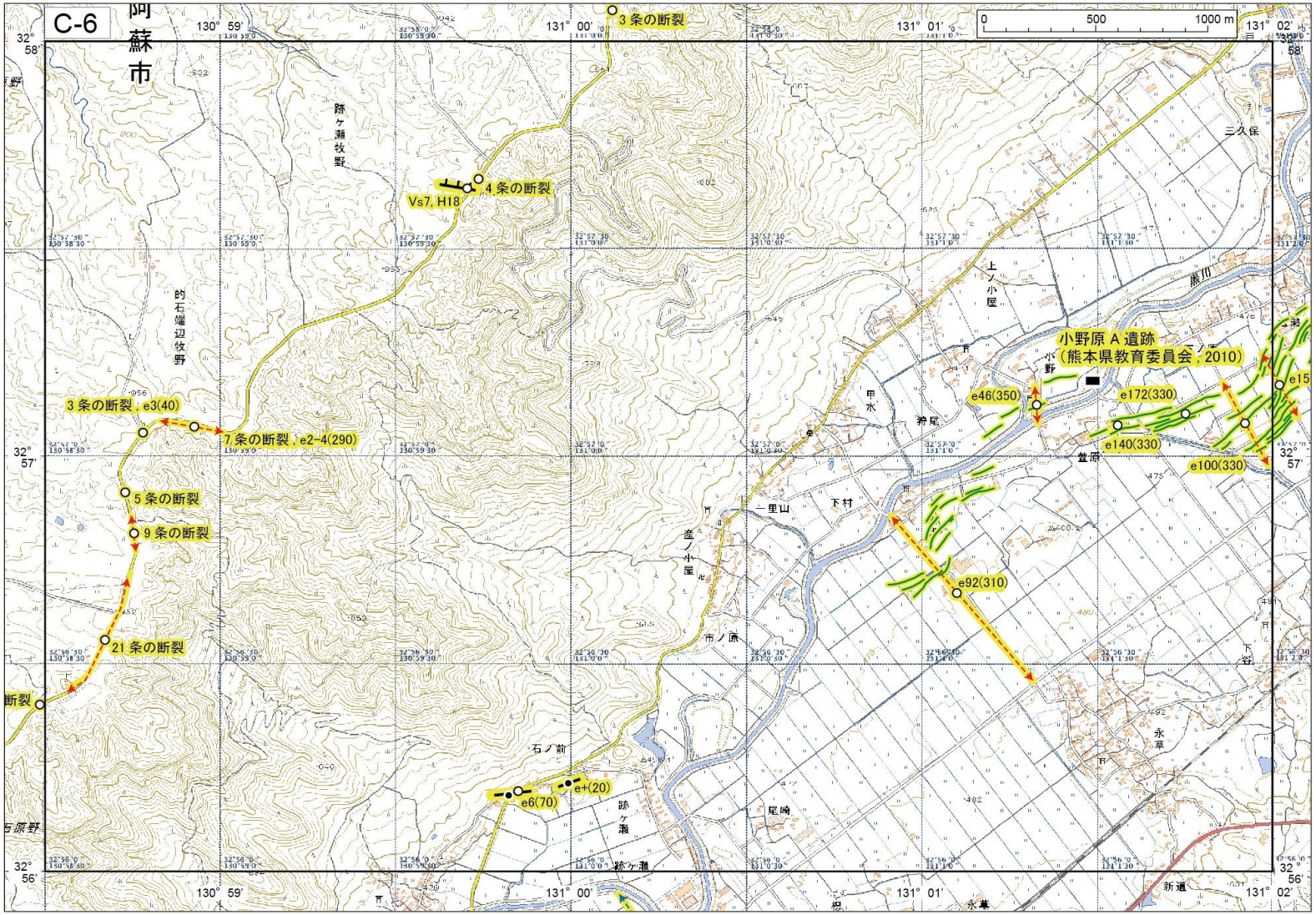


図 14（9） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−9

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（10）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−10

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

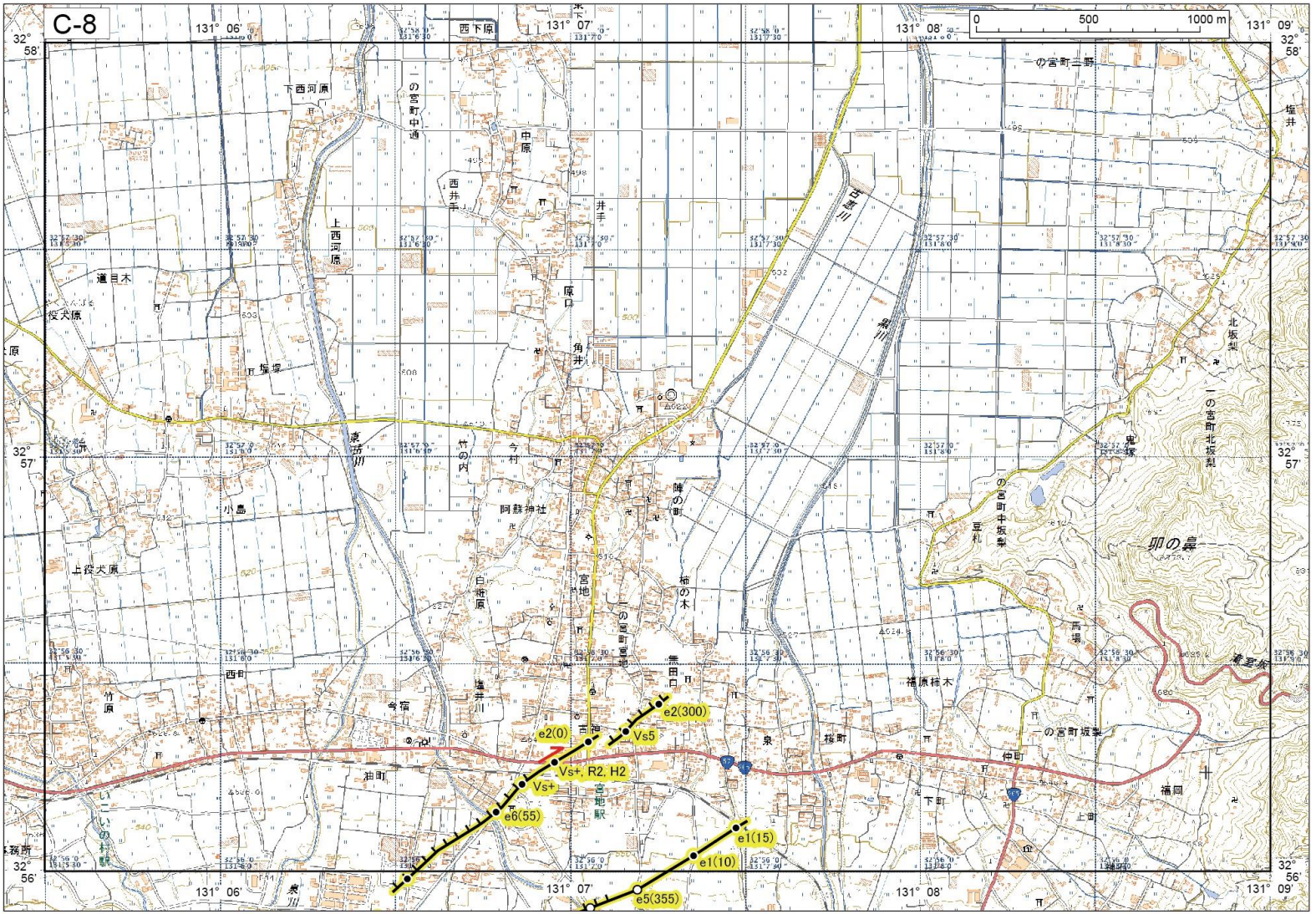


図 14（11）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−11

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

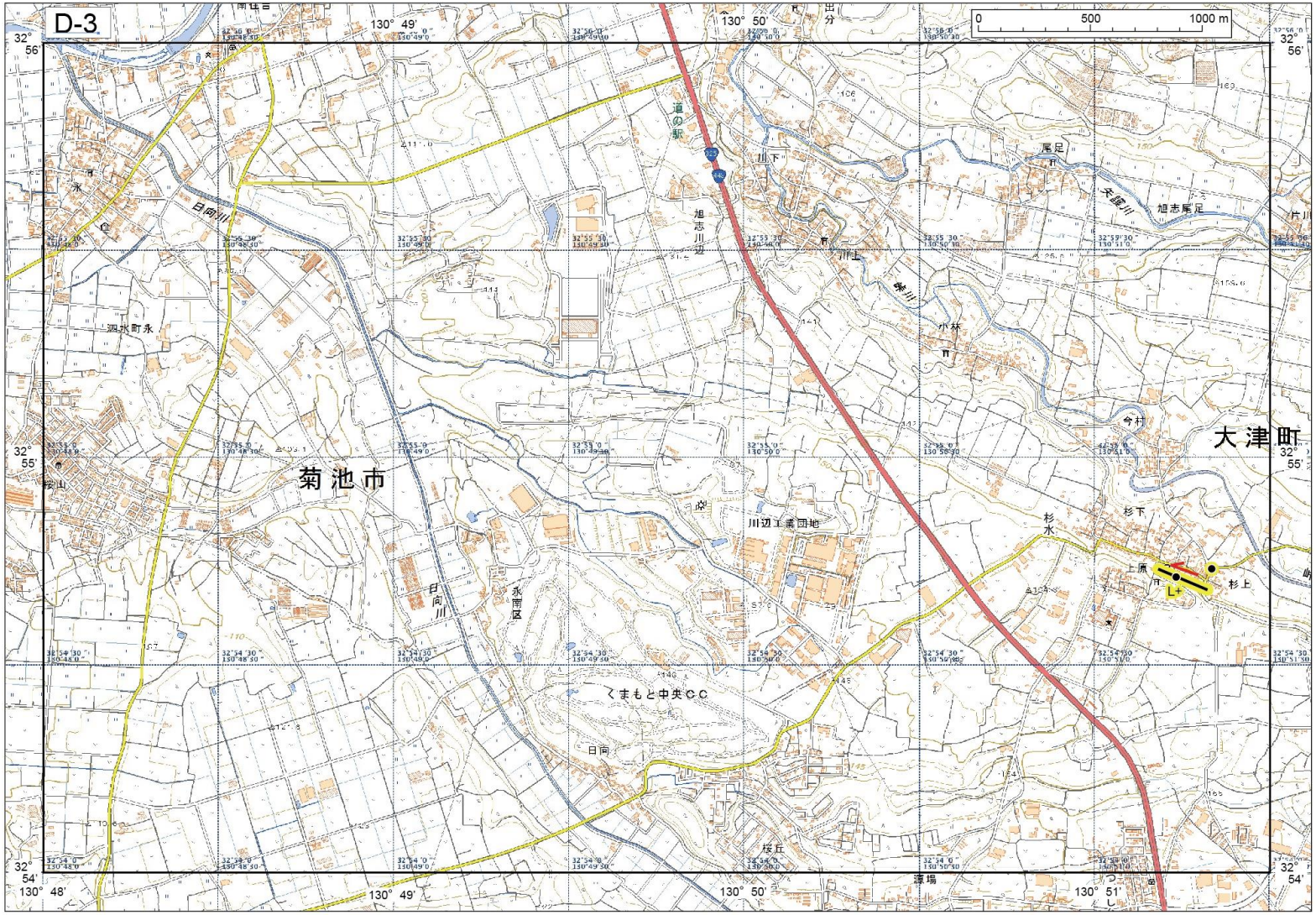


図 14（12）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−12

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

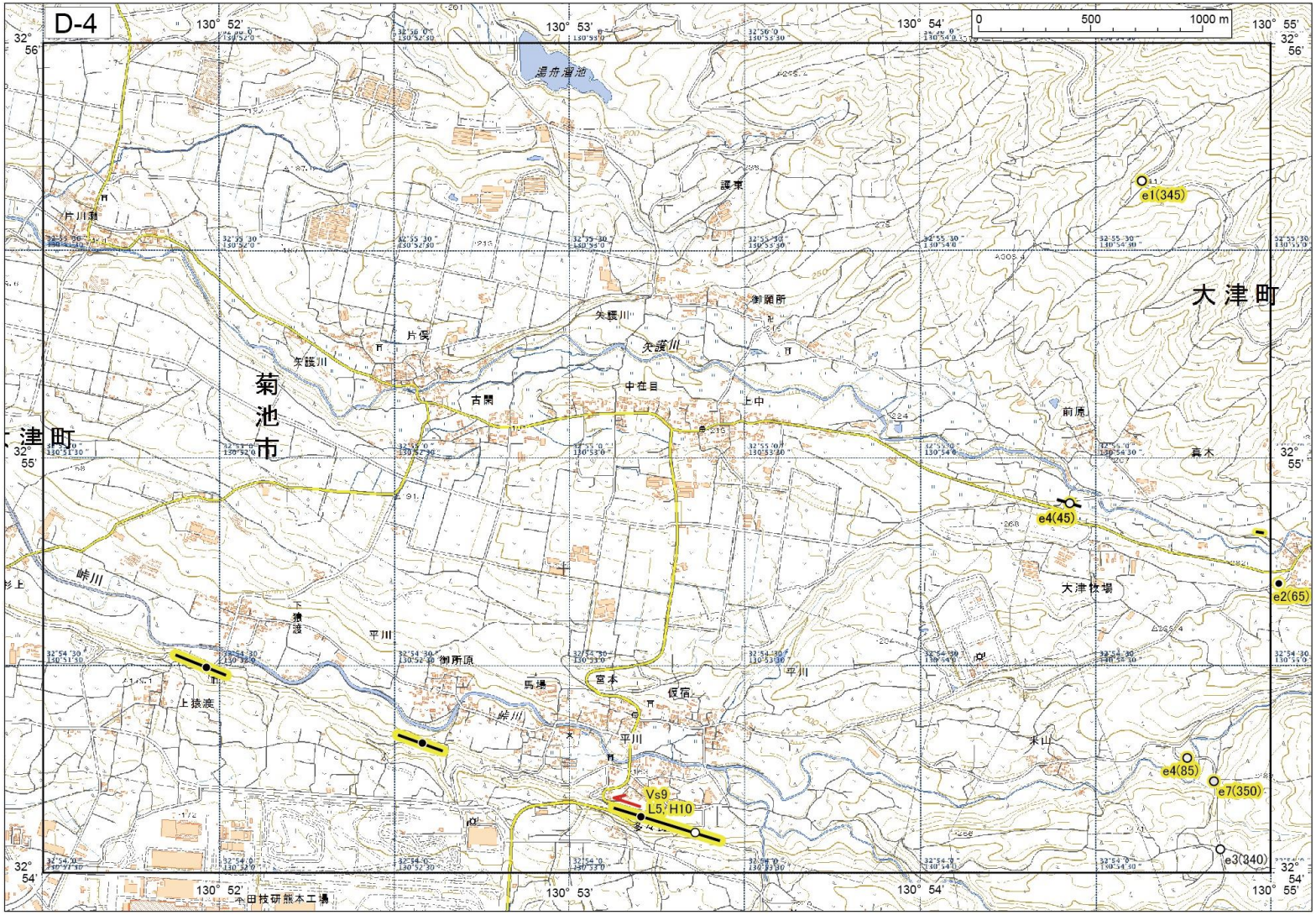


図 14（13） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−13

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

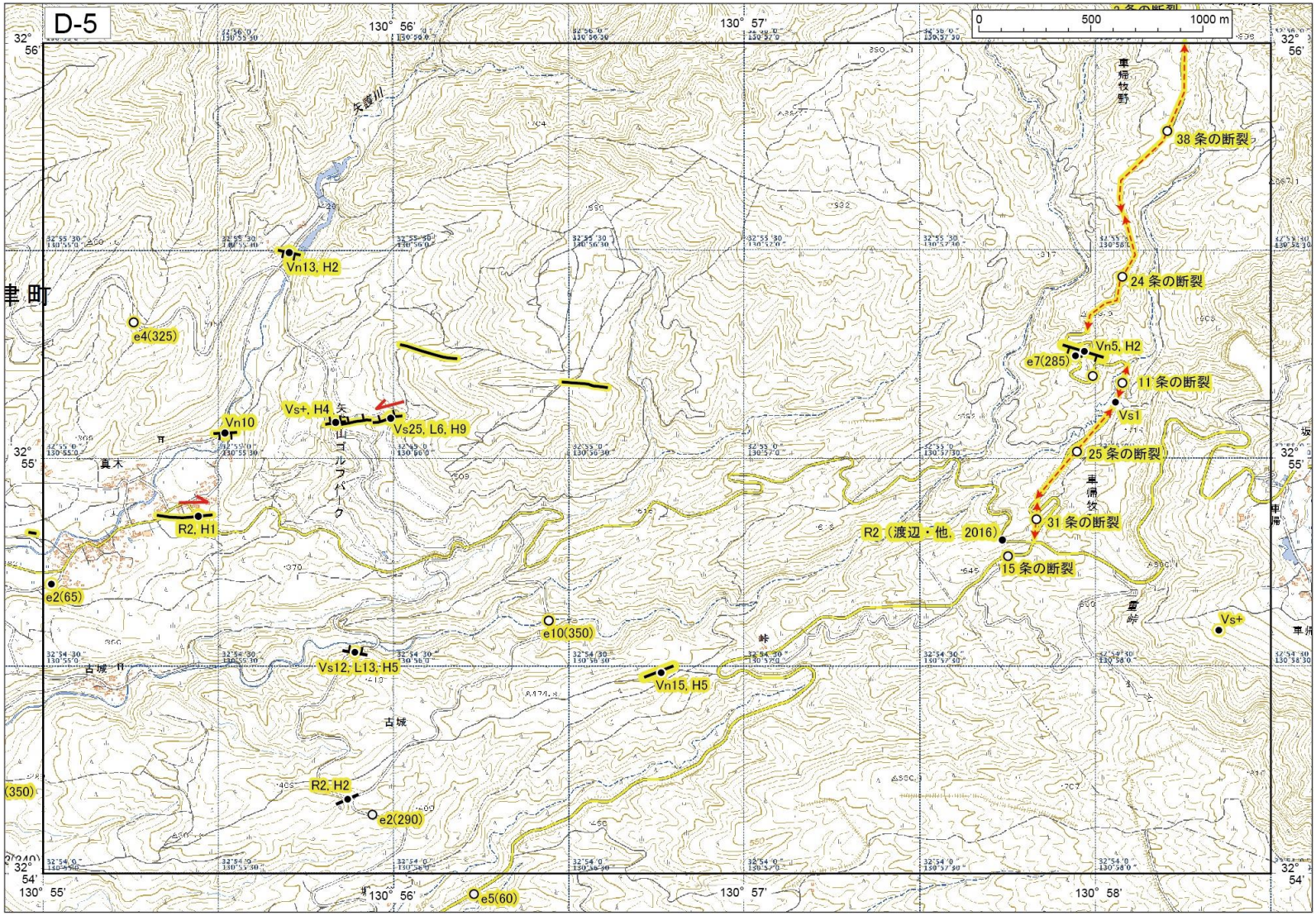


図 14（14）平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-14

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

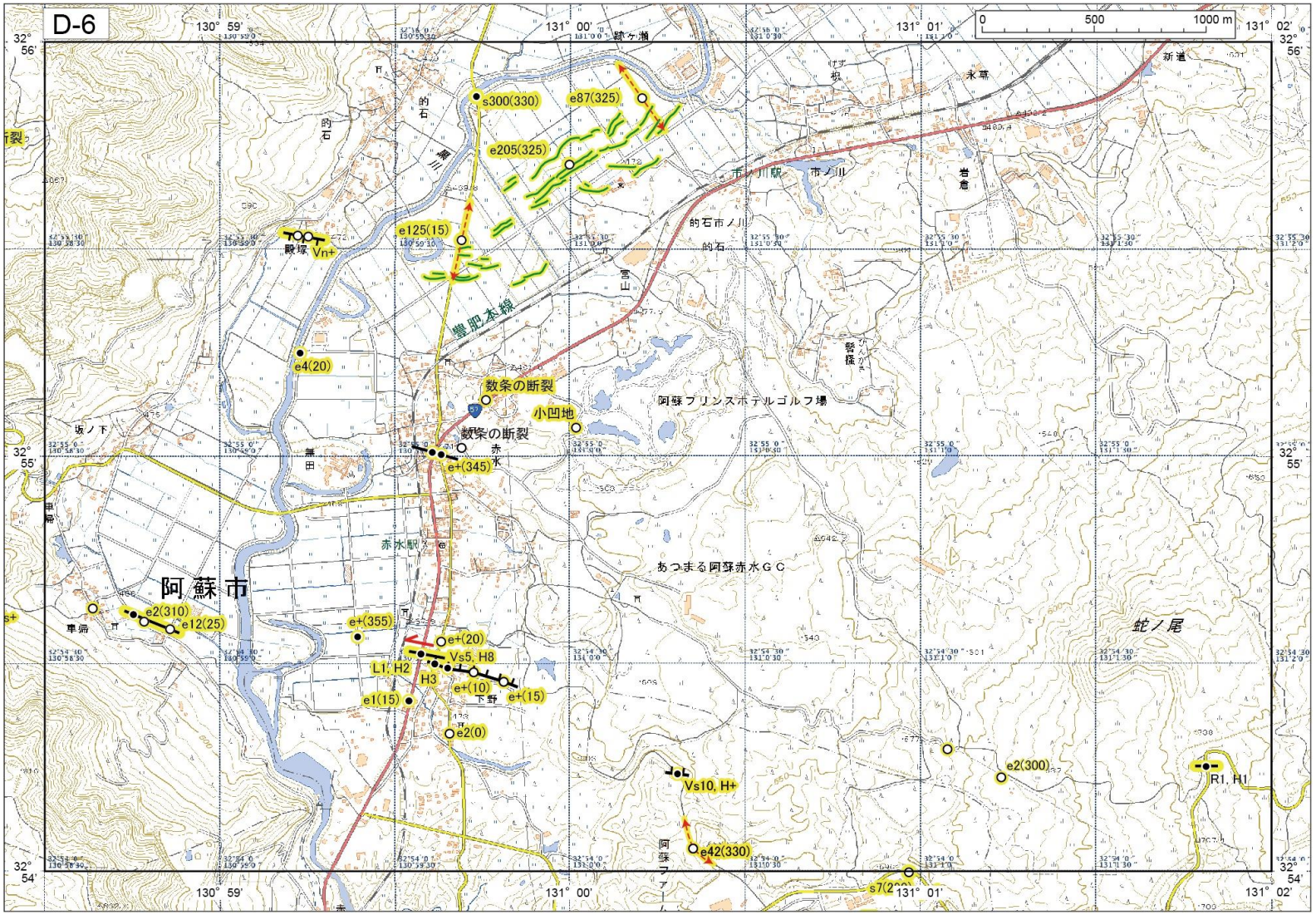


図 14（15）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−15

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（16） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−16

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

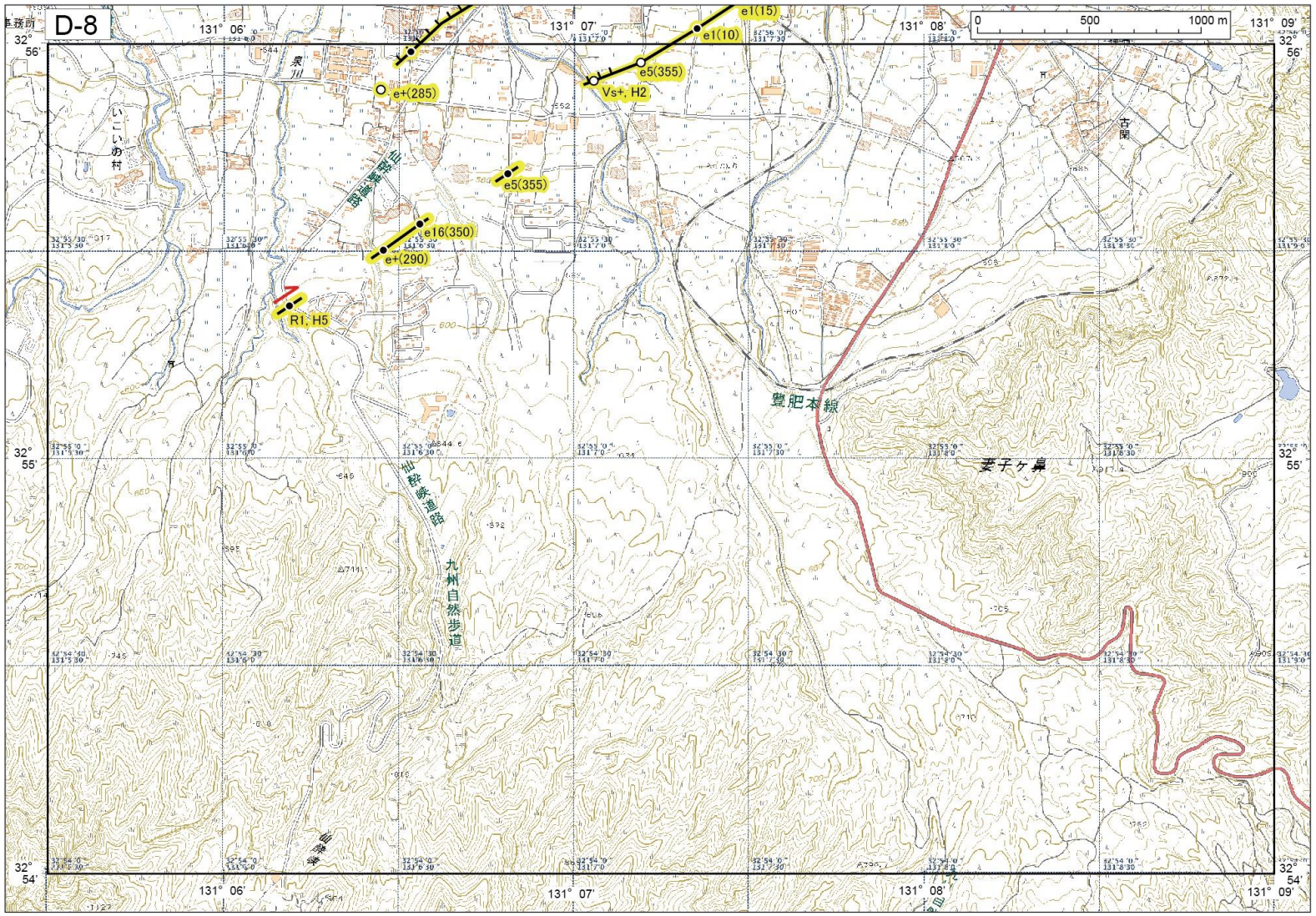


図 14（17） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−17

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（18） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−18

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

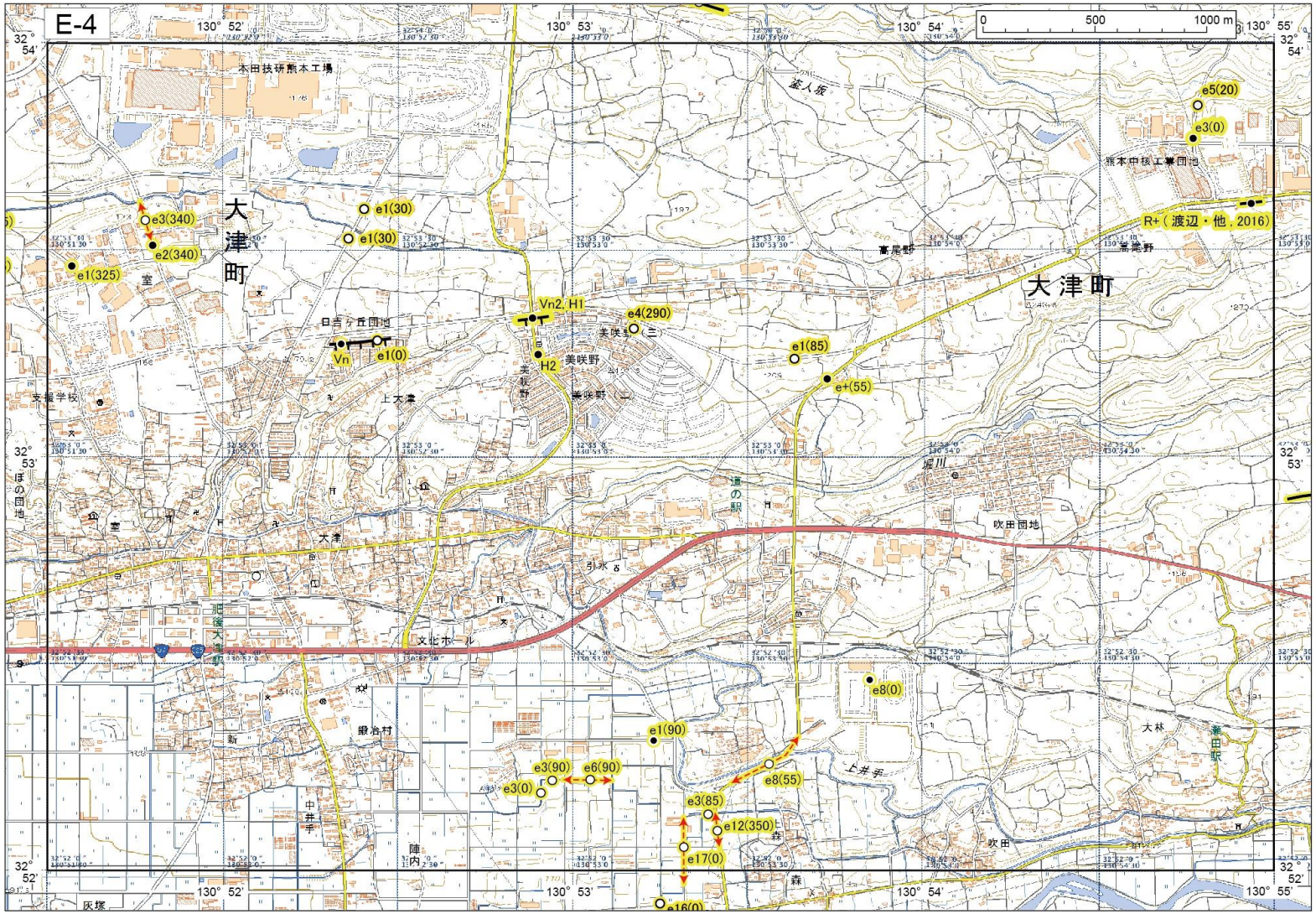


図 14（19）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−19

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

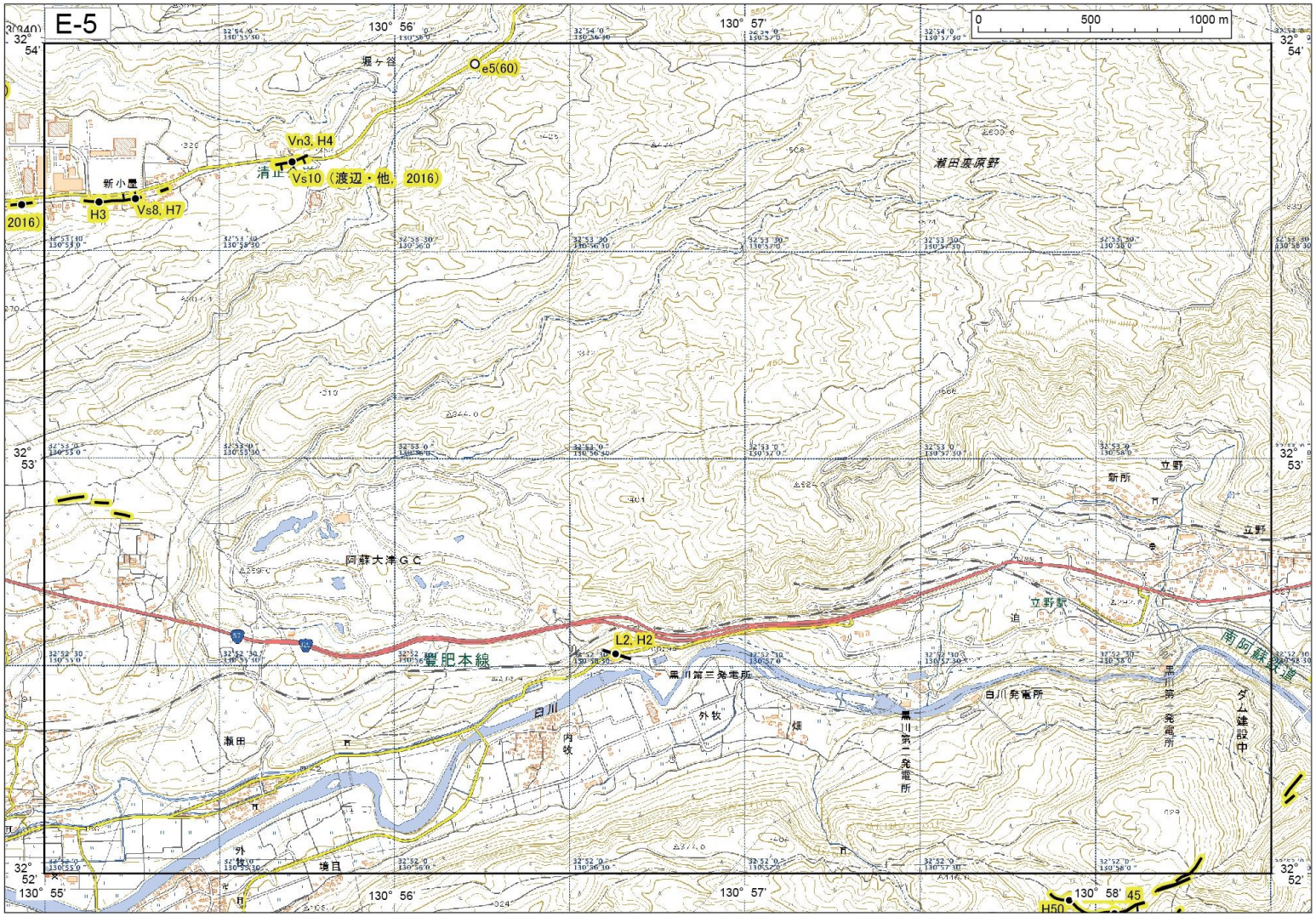


図 14（20） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-20

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

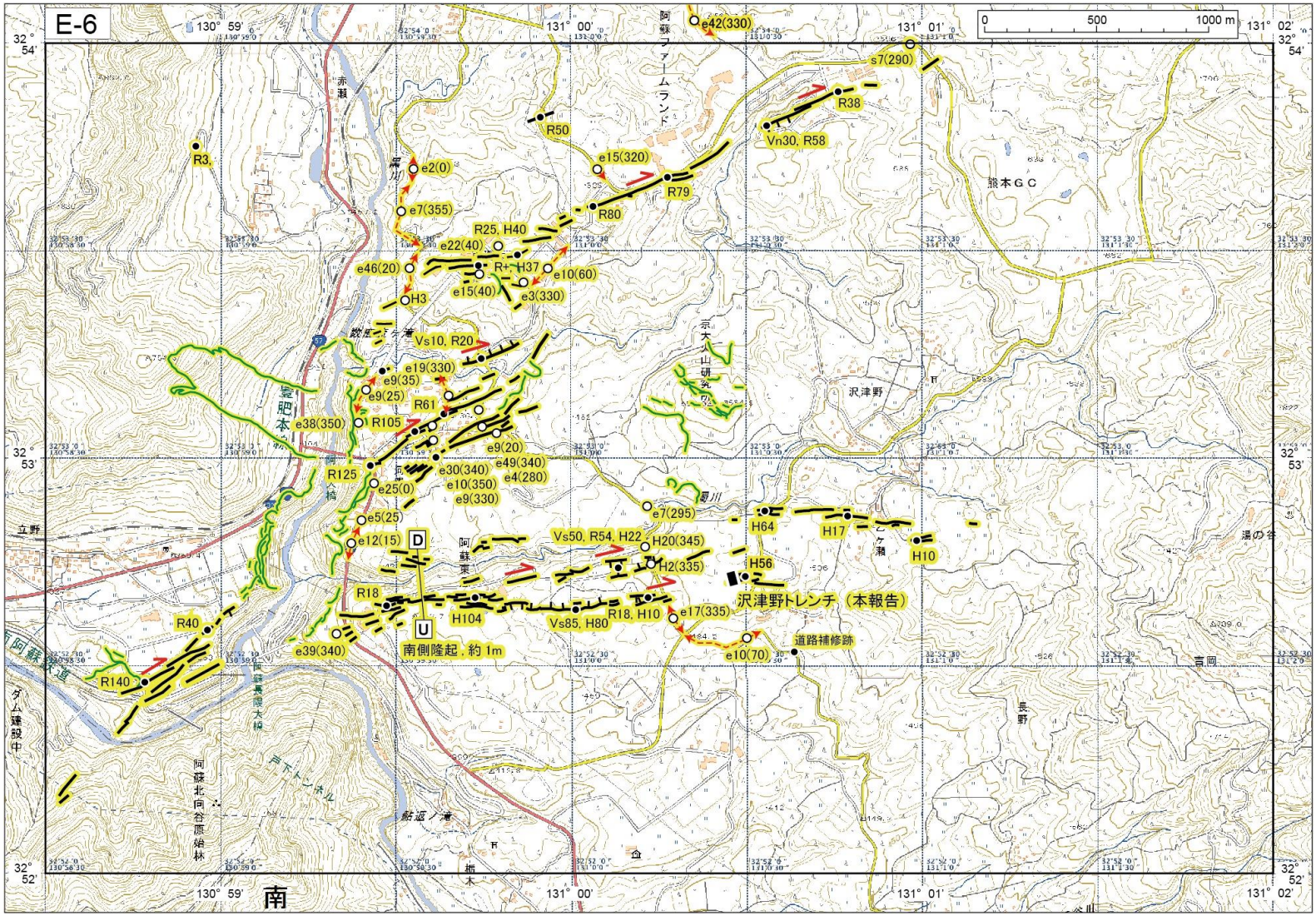


図 14（21） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−21

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

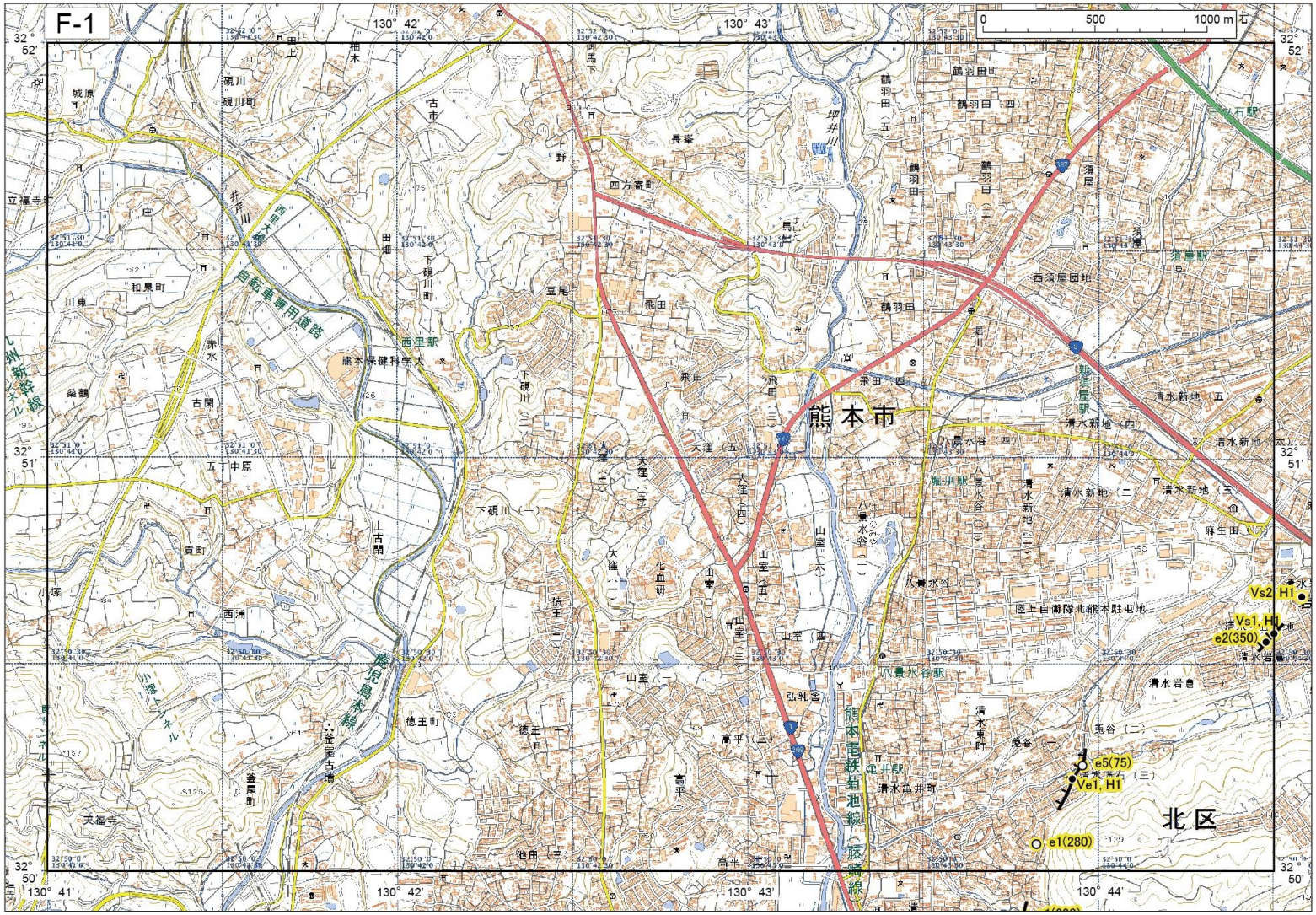


図 14（22） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−22

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（23） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-23

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

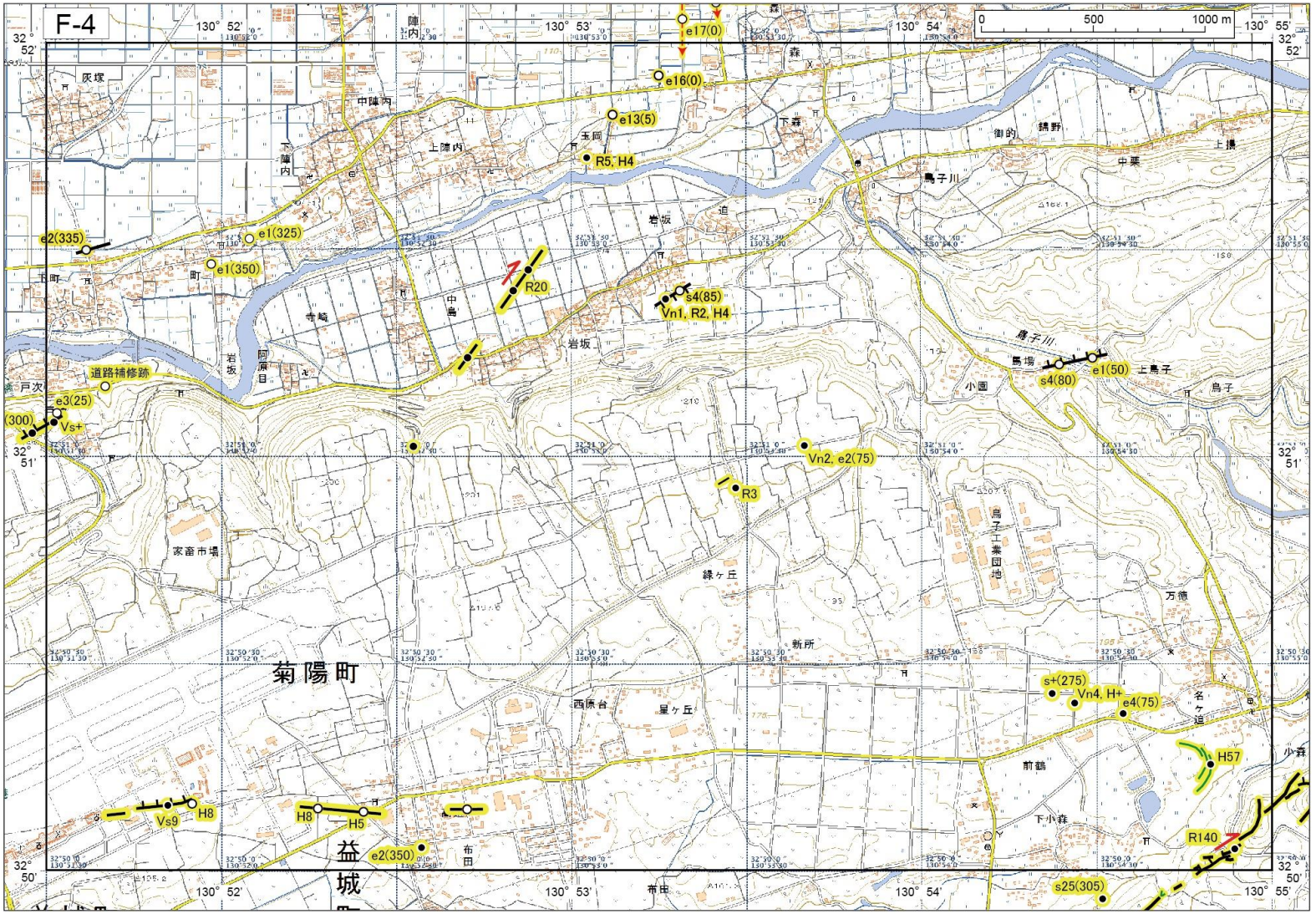


図 14（24）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-24

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

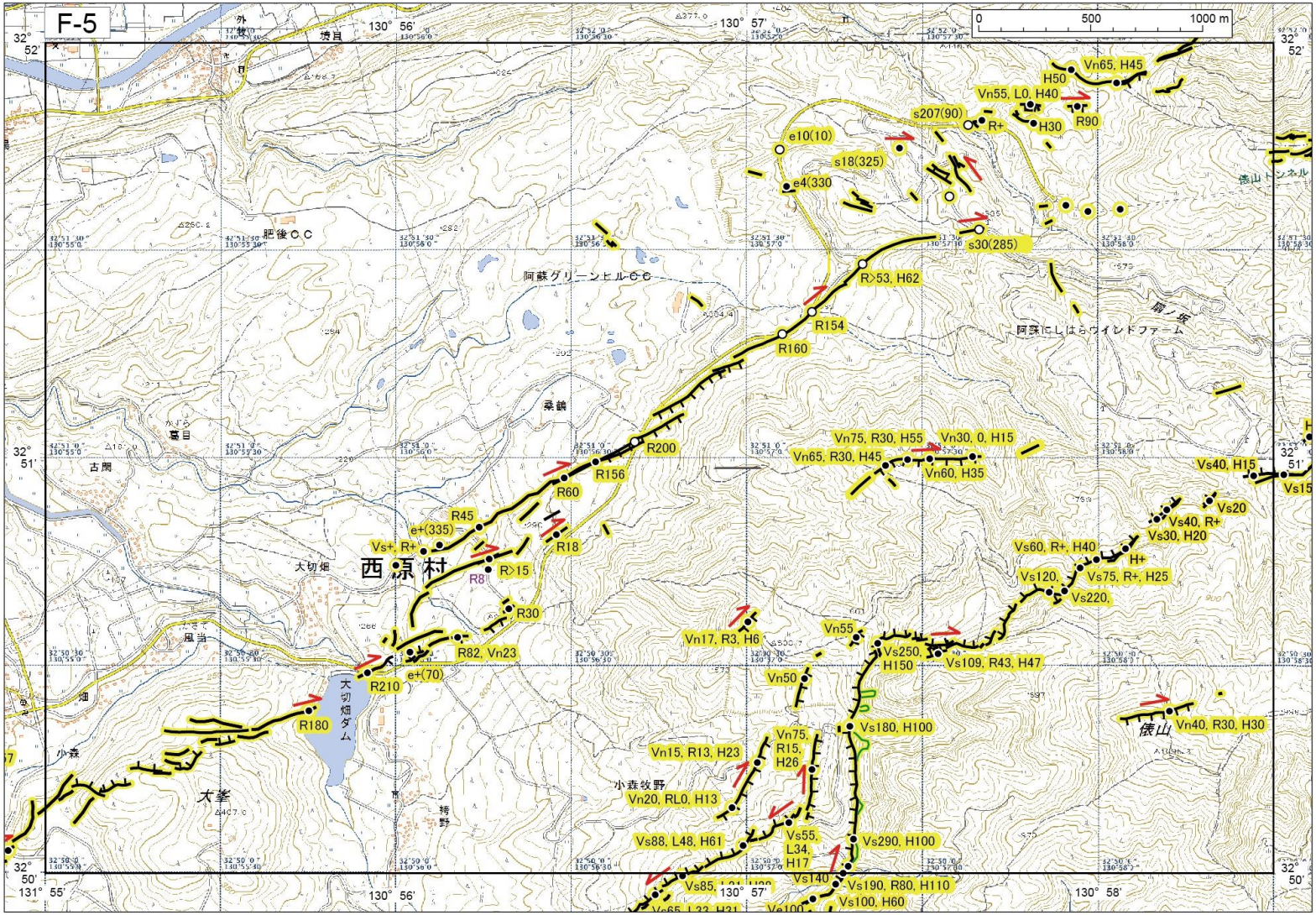


図 14（25） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−25

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

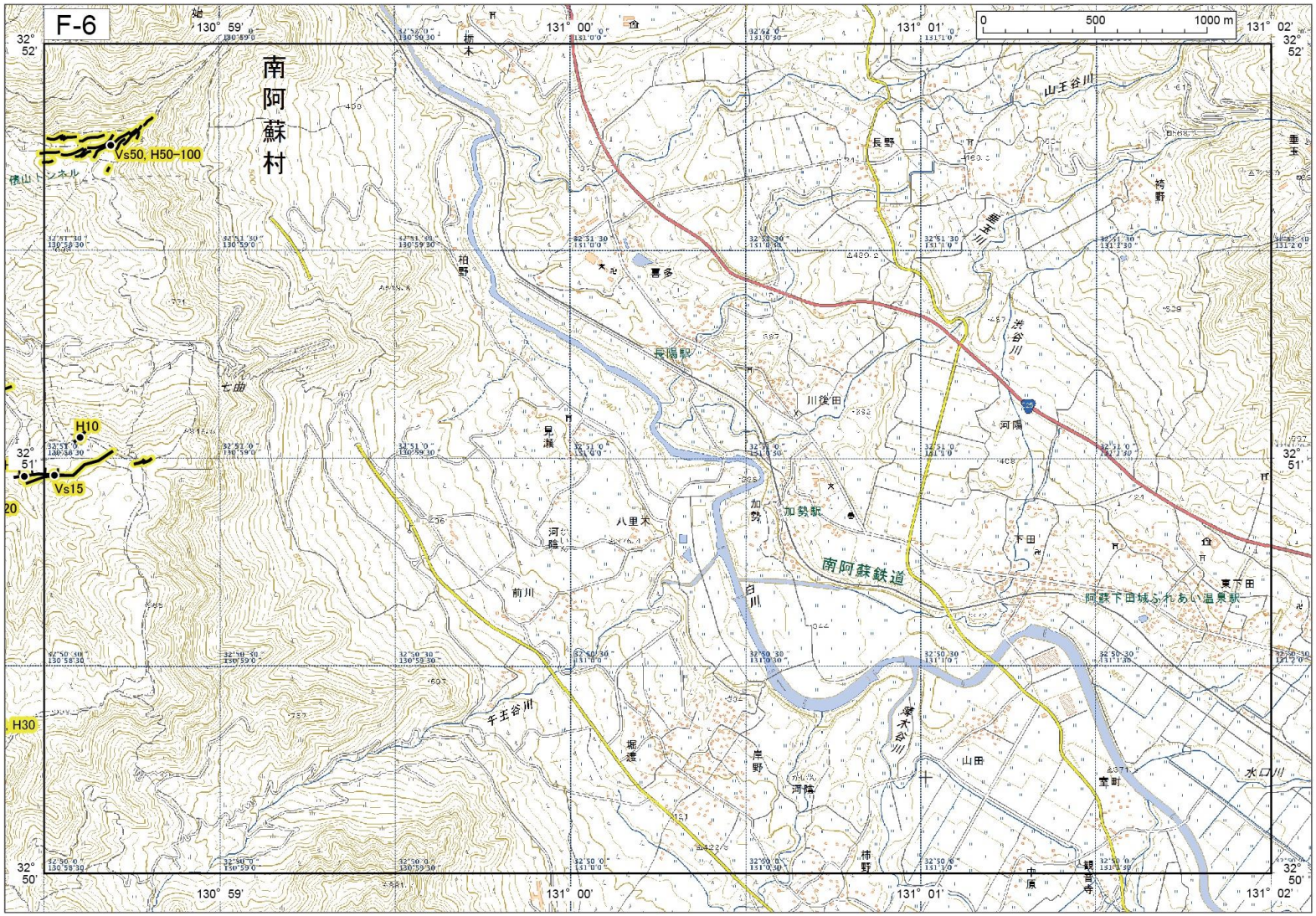


図 14（26） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-26

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

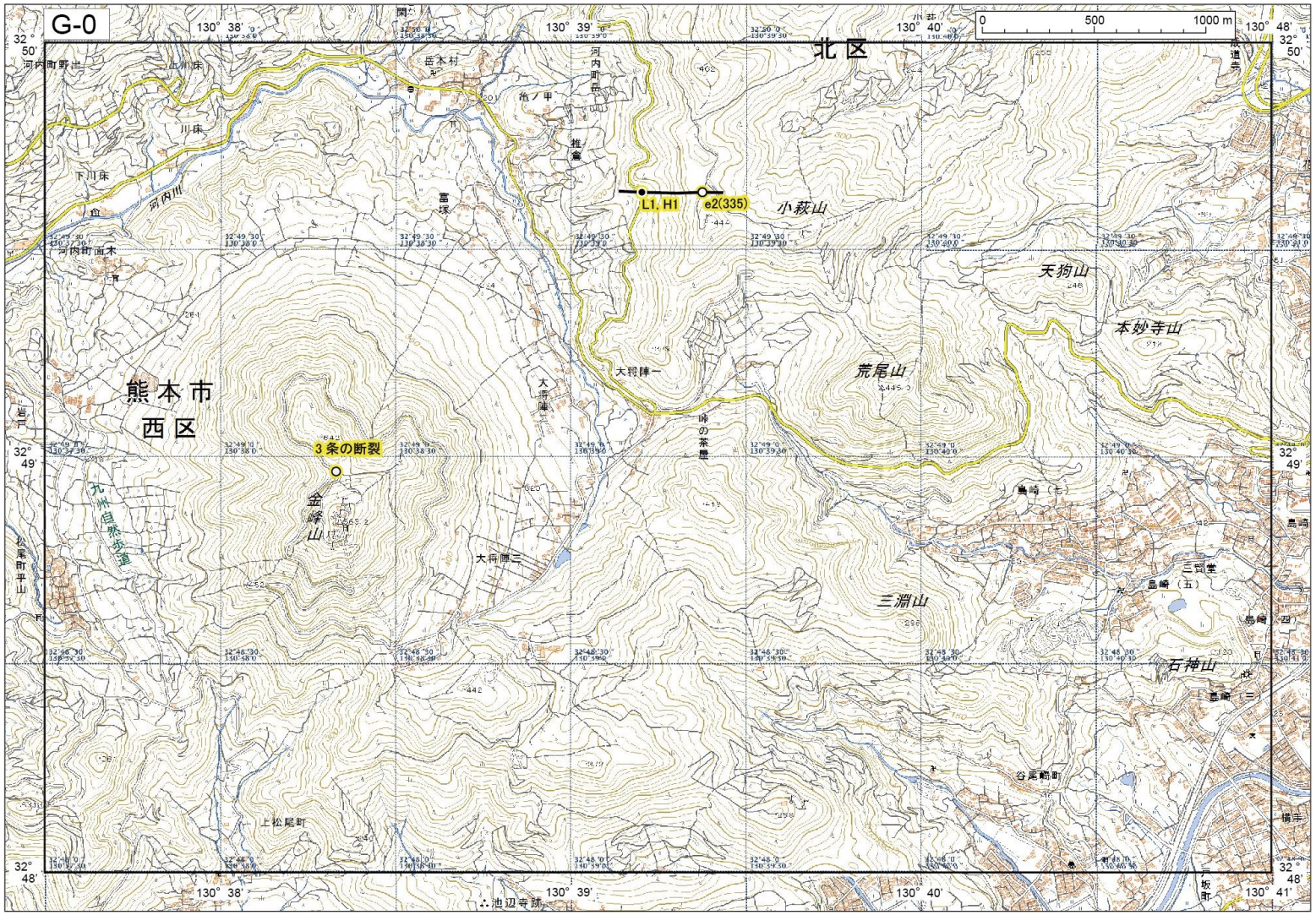


図 14（27） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-27

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（28） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−28

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

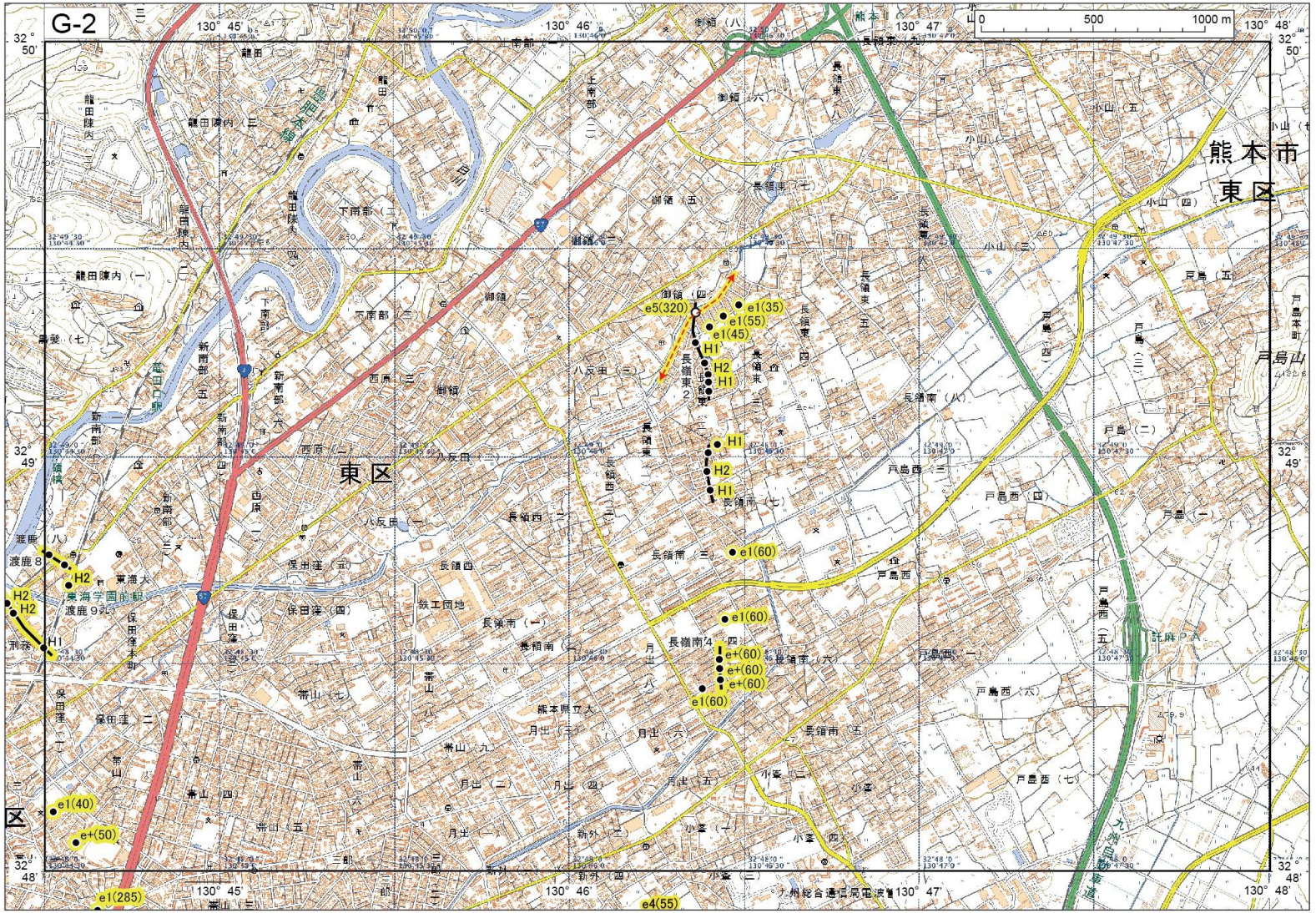


図 14（29） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−29

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

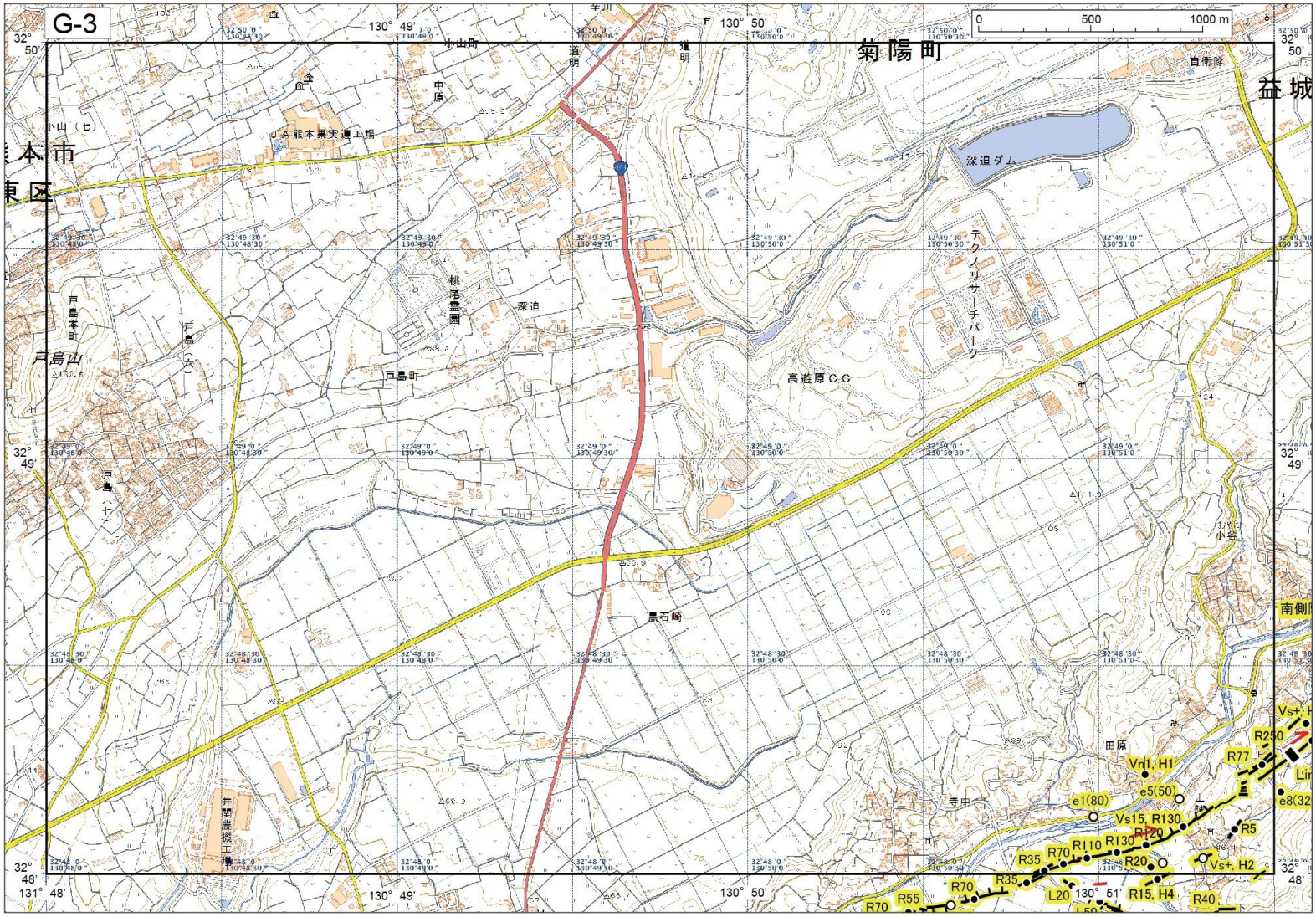


図 14（30）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−30

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

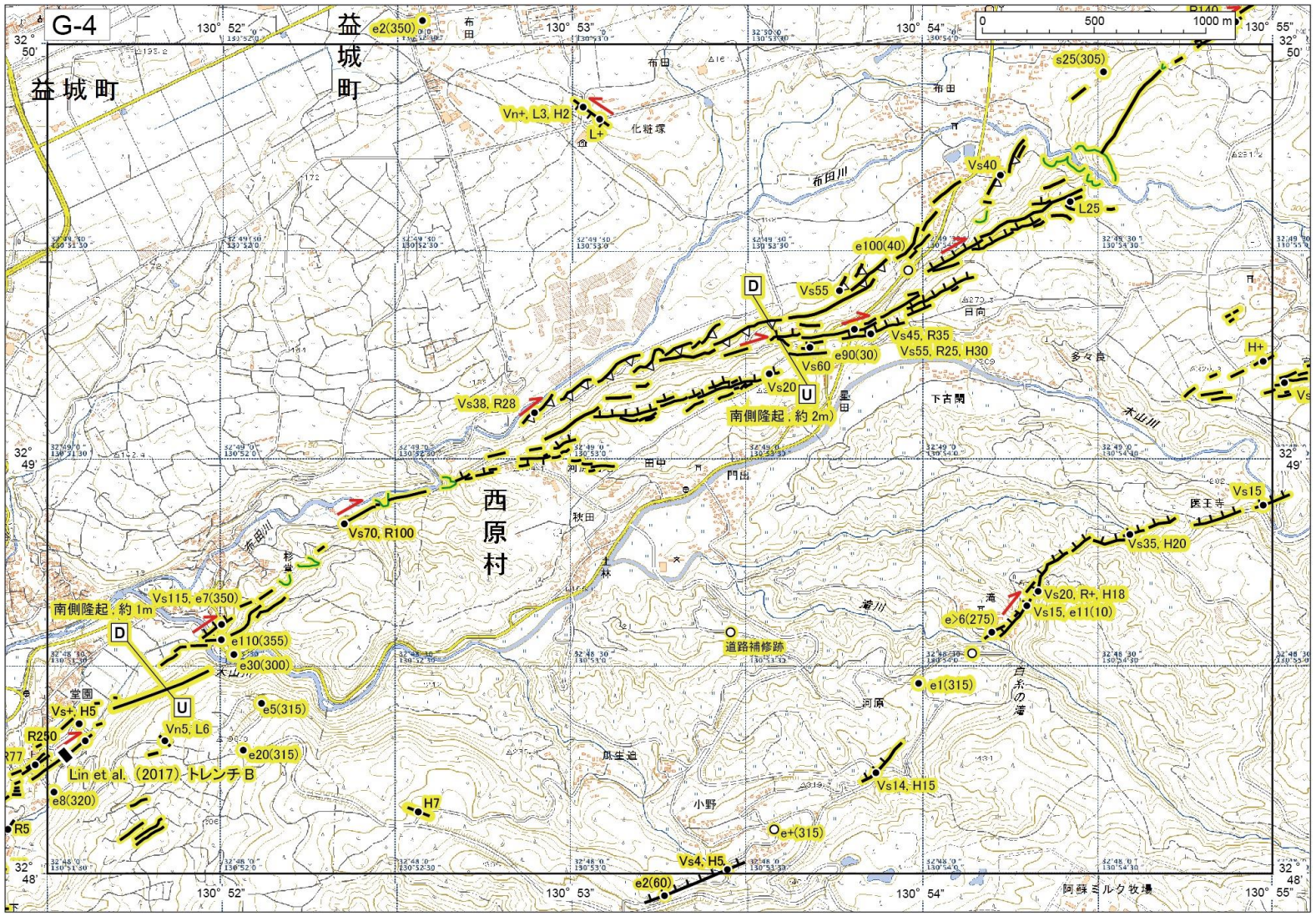


図 14（31） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−31

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

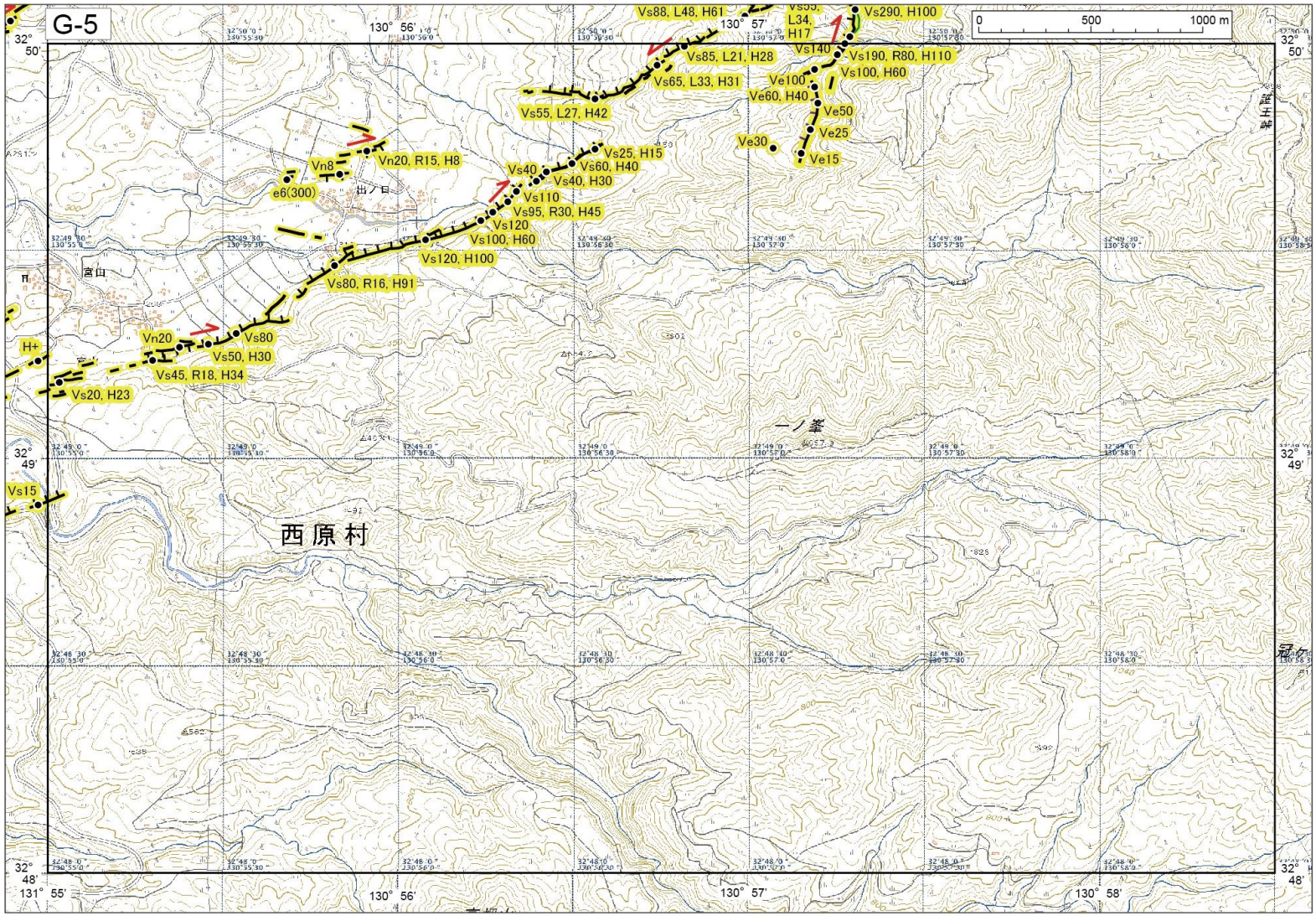


図 14（32）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−32

基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

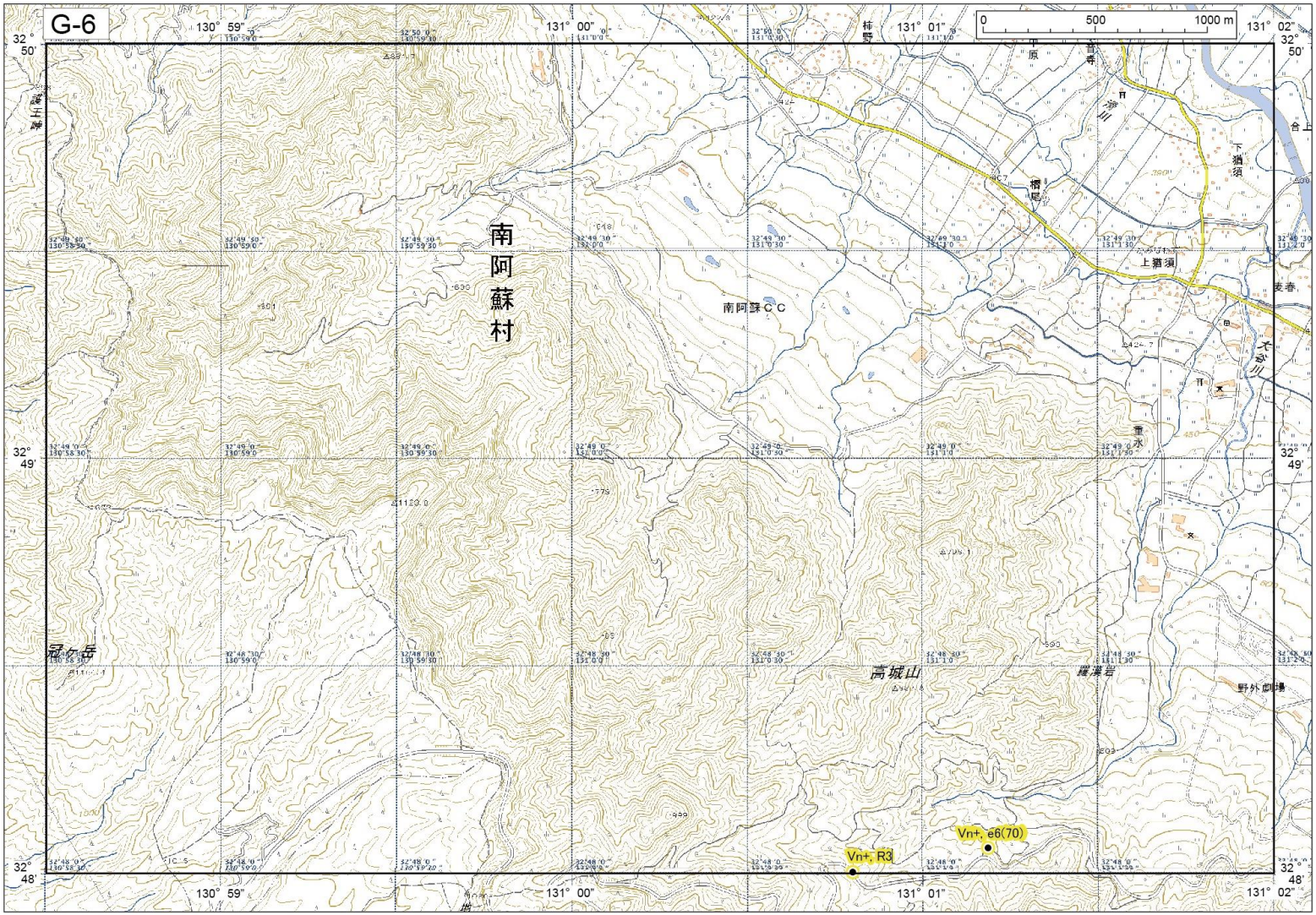


図 14（33） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−33

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

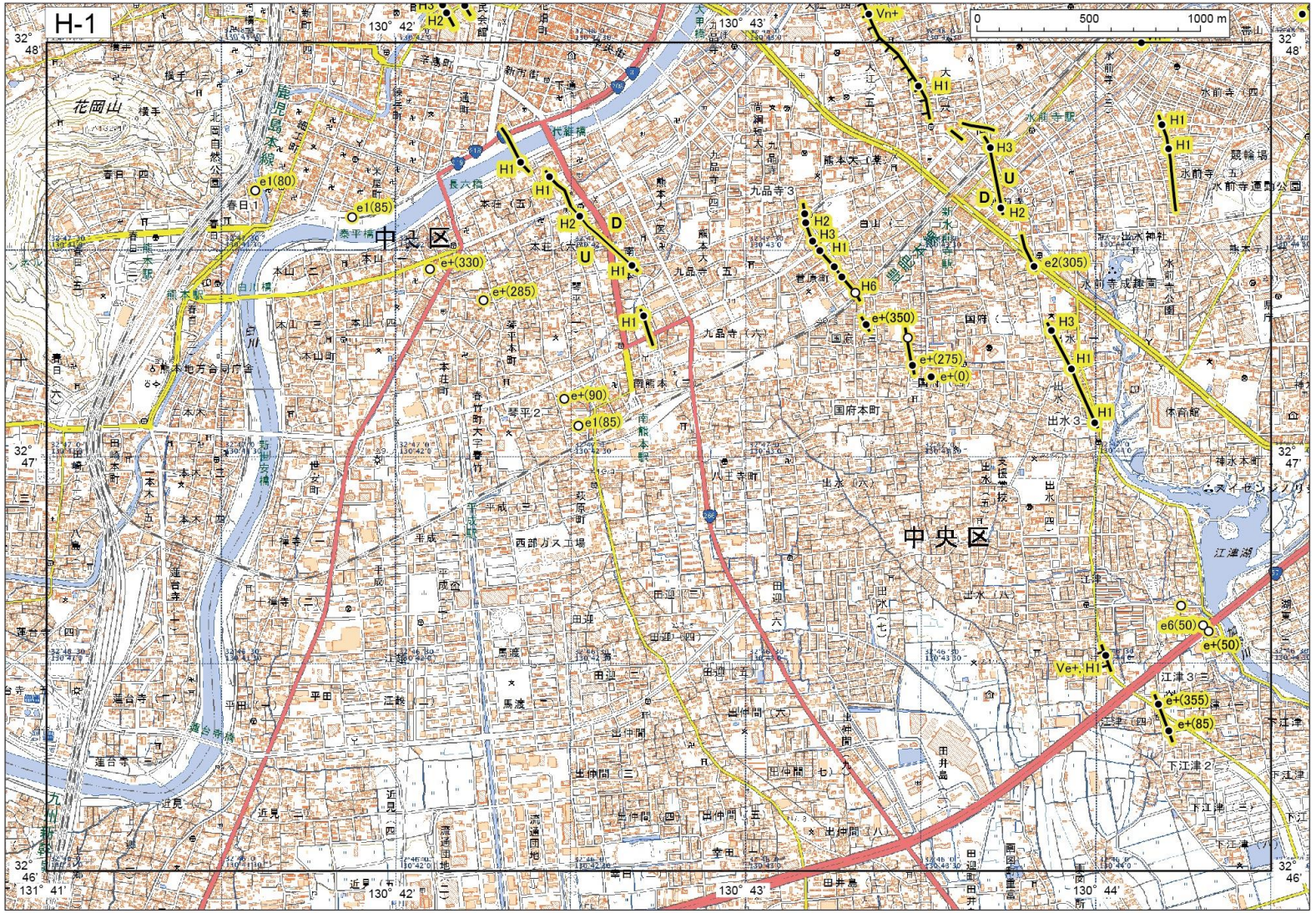


図 14（34） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−34

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（35） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−35

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

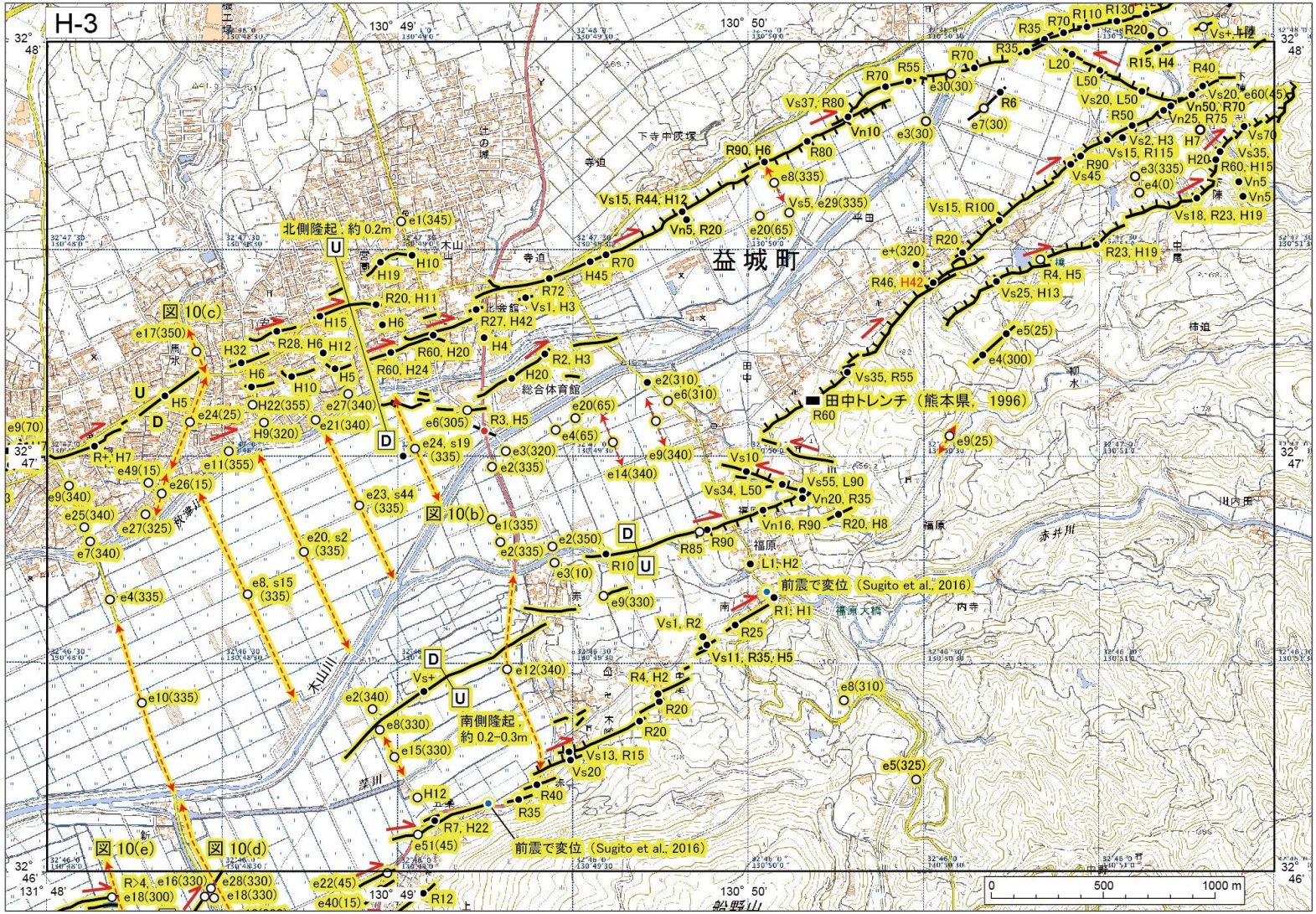


図 14（36） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−36

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

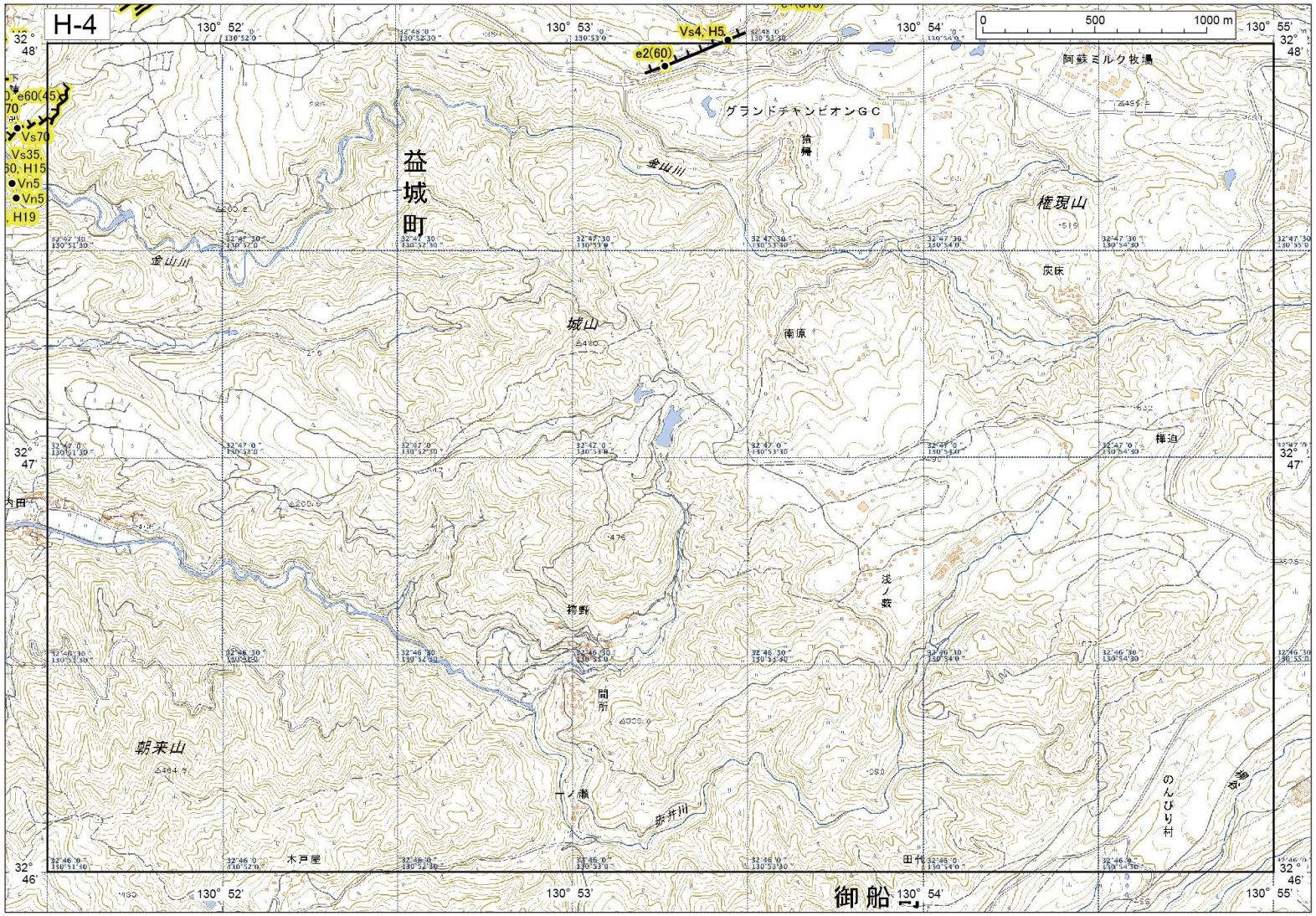


図 14（37） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−37

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

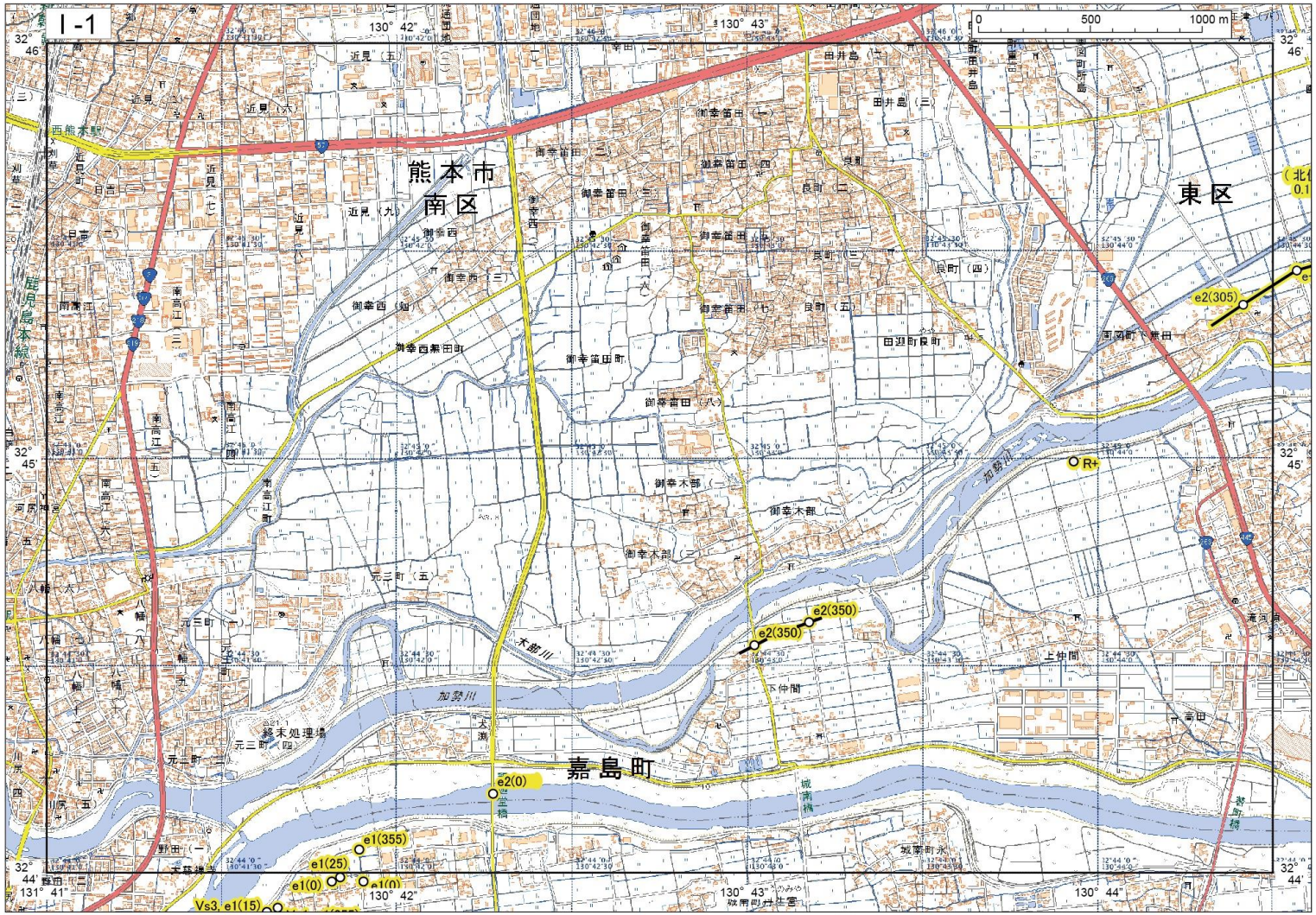


図 14（38）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−38

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

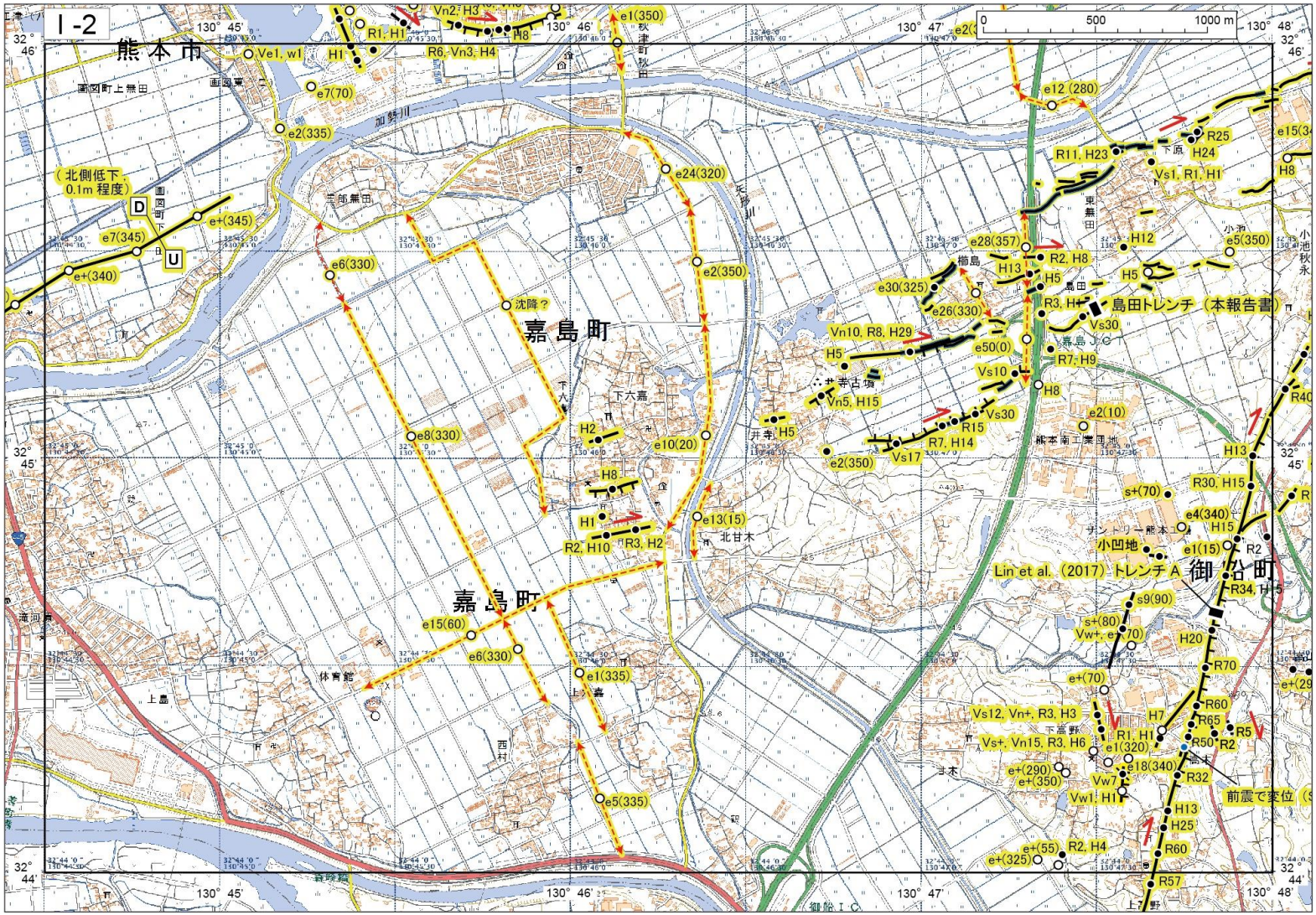


図 14（39）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−39

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

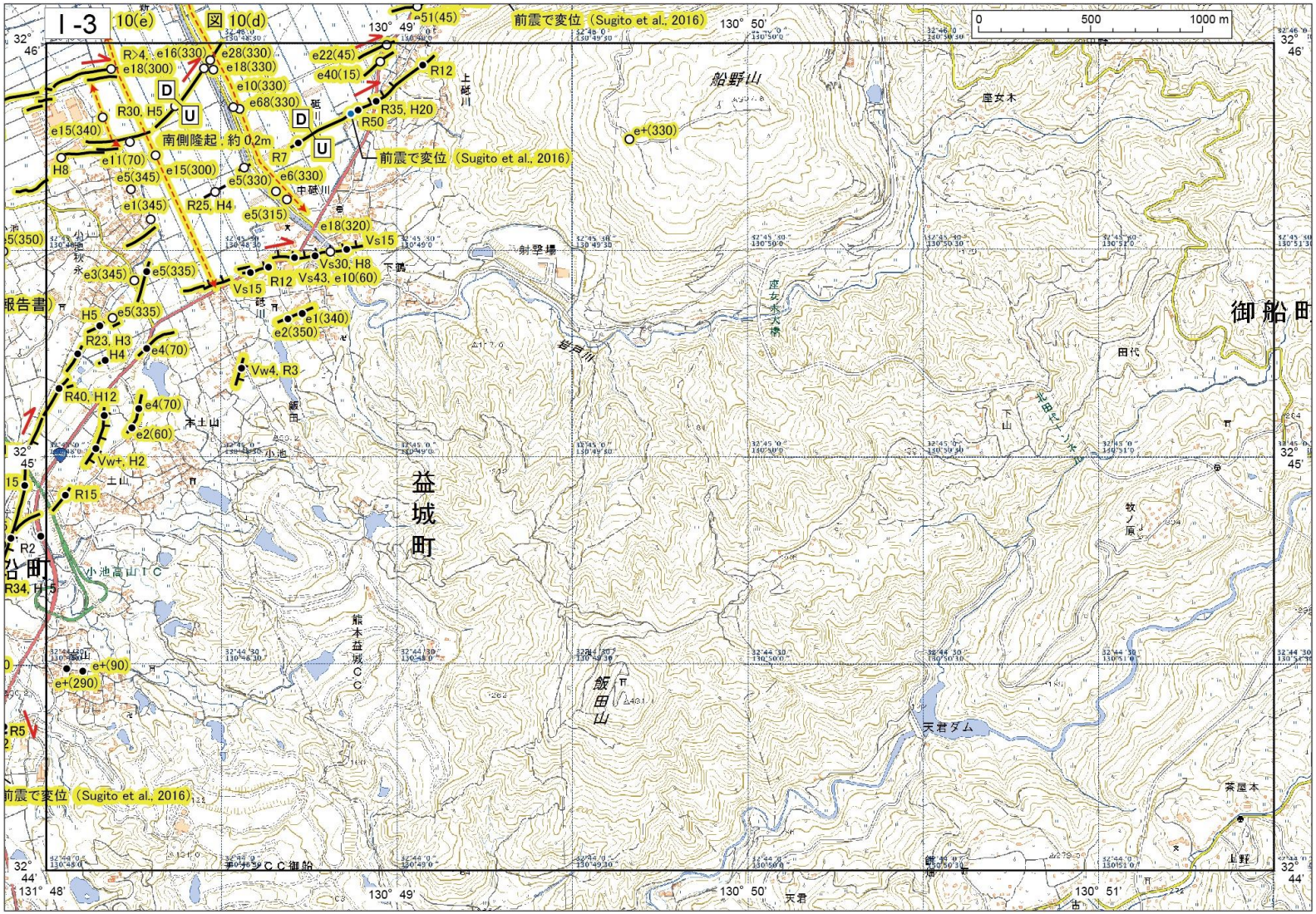


図 14（40）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−40

基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

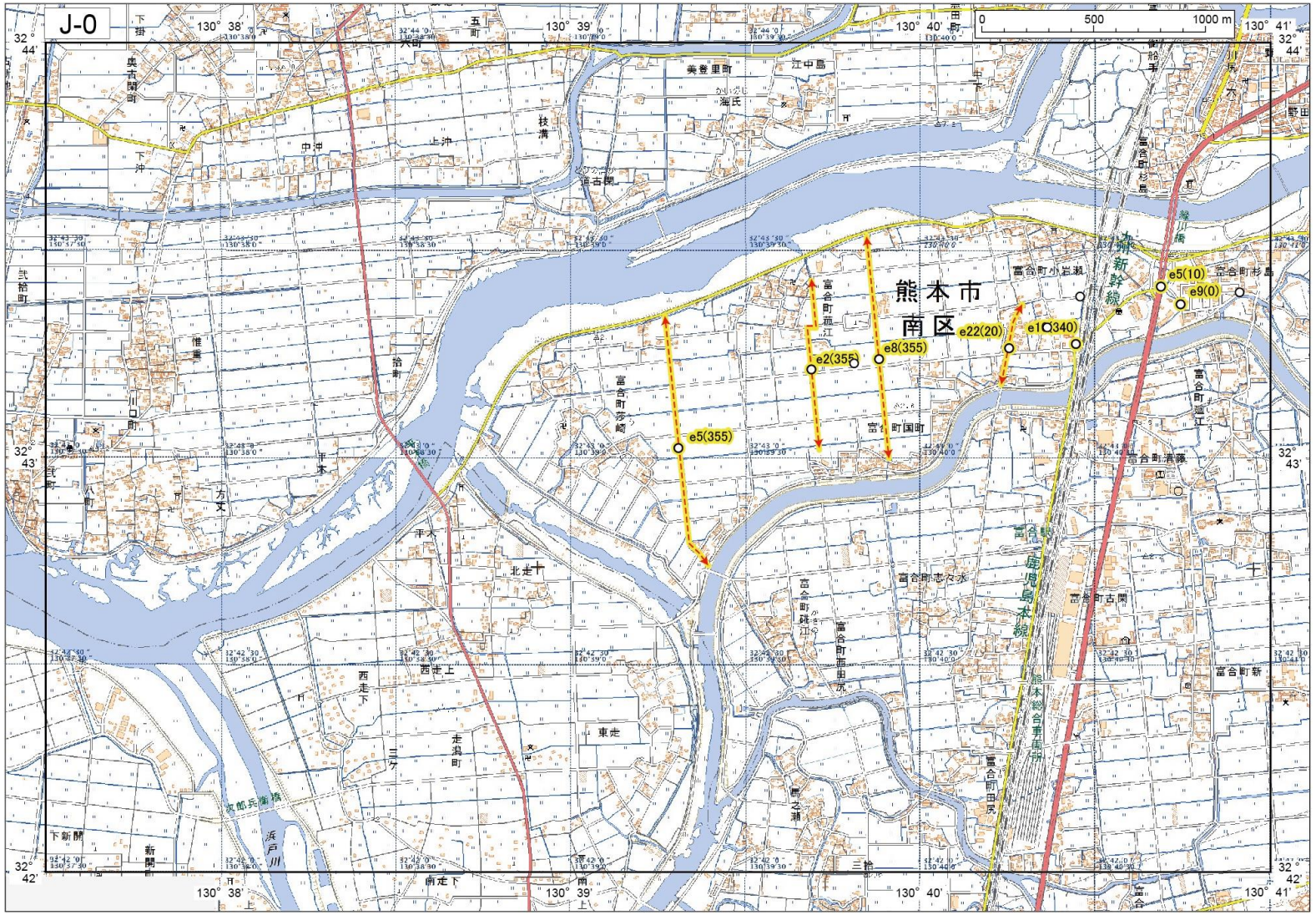


図 14（41） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-41

基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

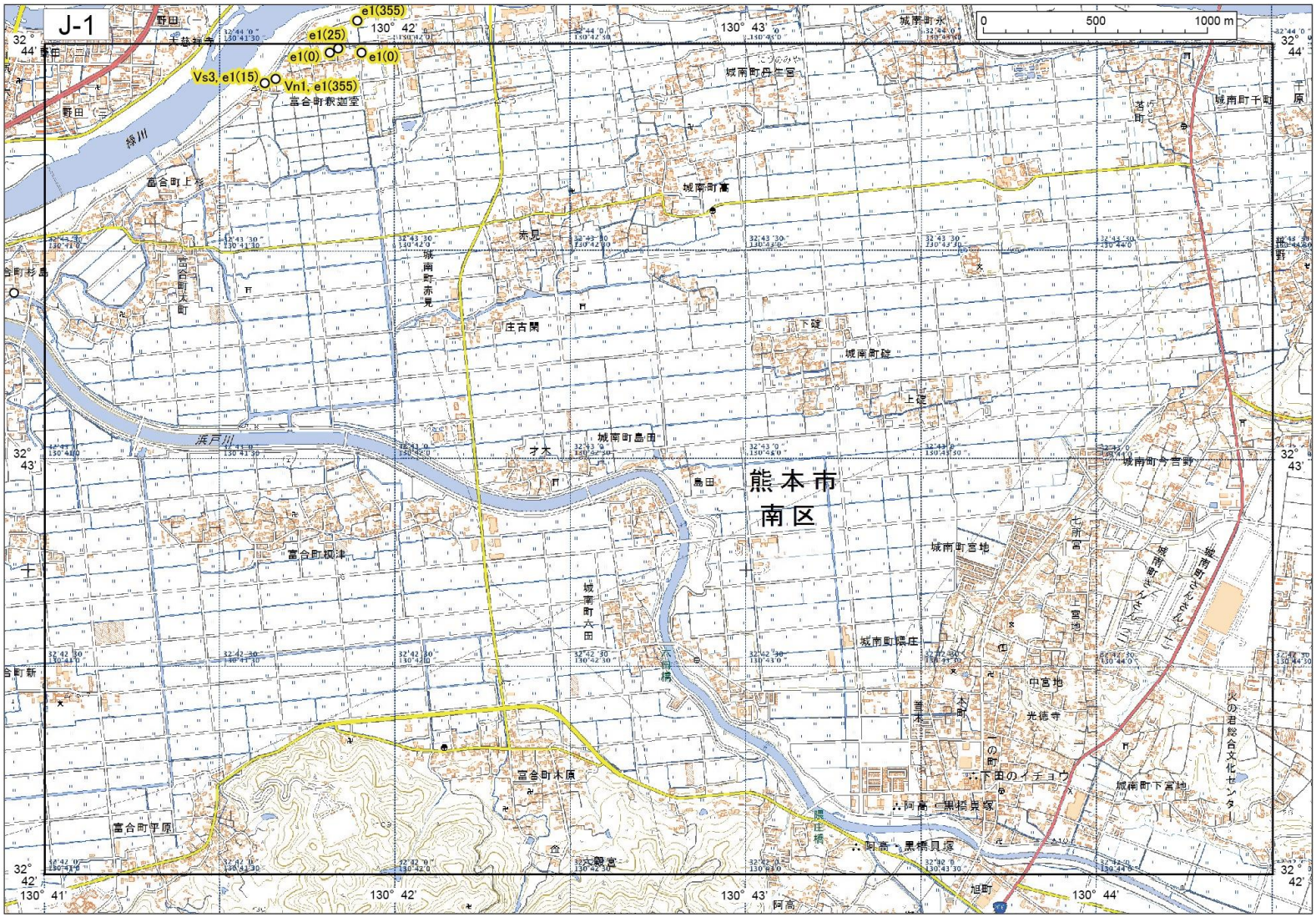


図 14（42）　平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−42

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

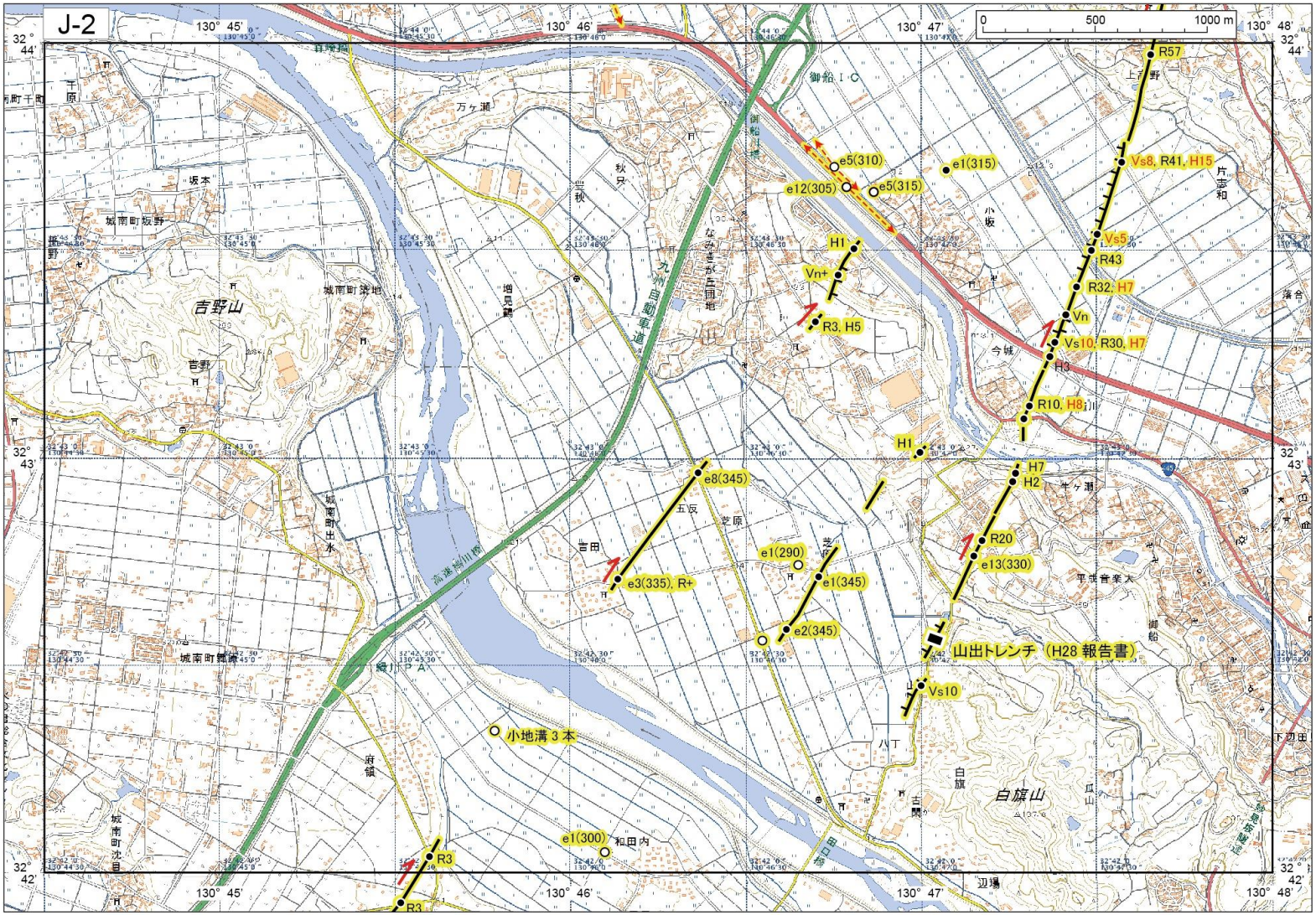


図 14（43） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−43

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

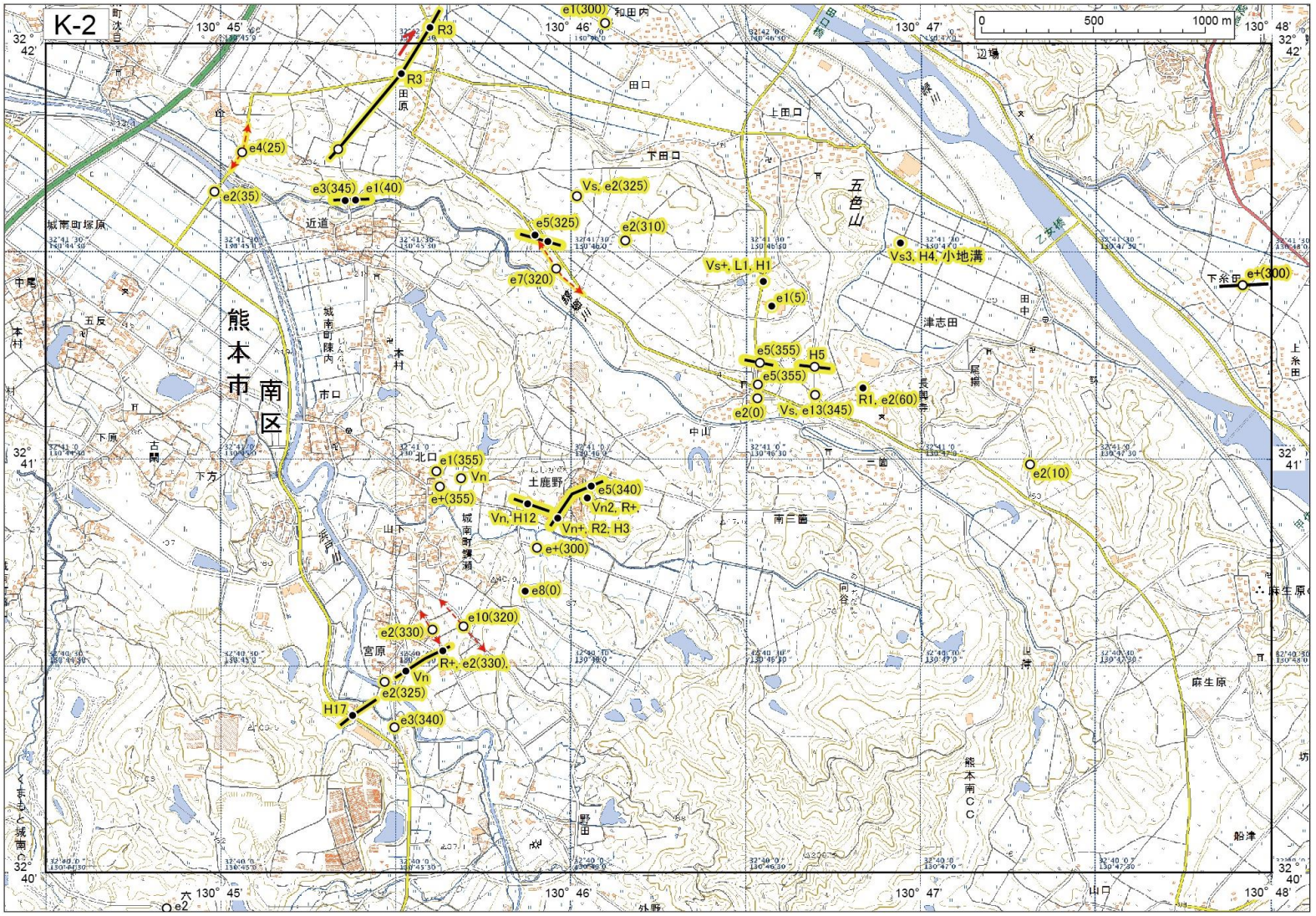


図 14（44） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−44

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

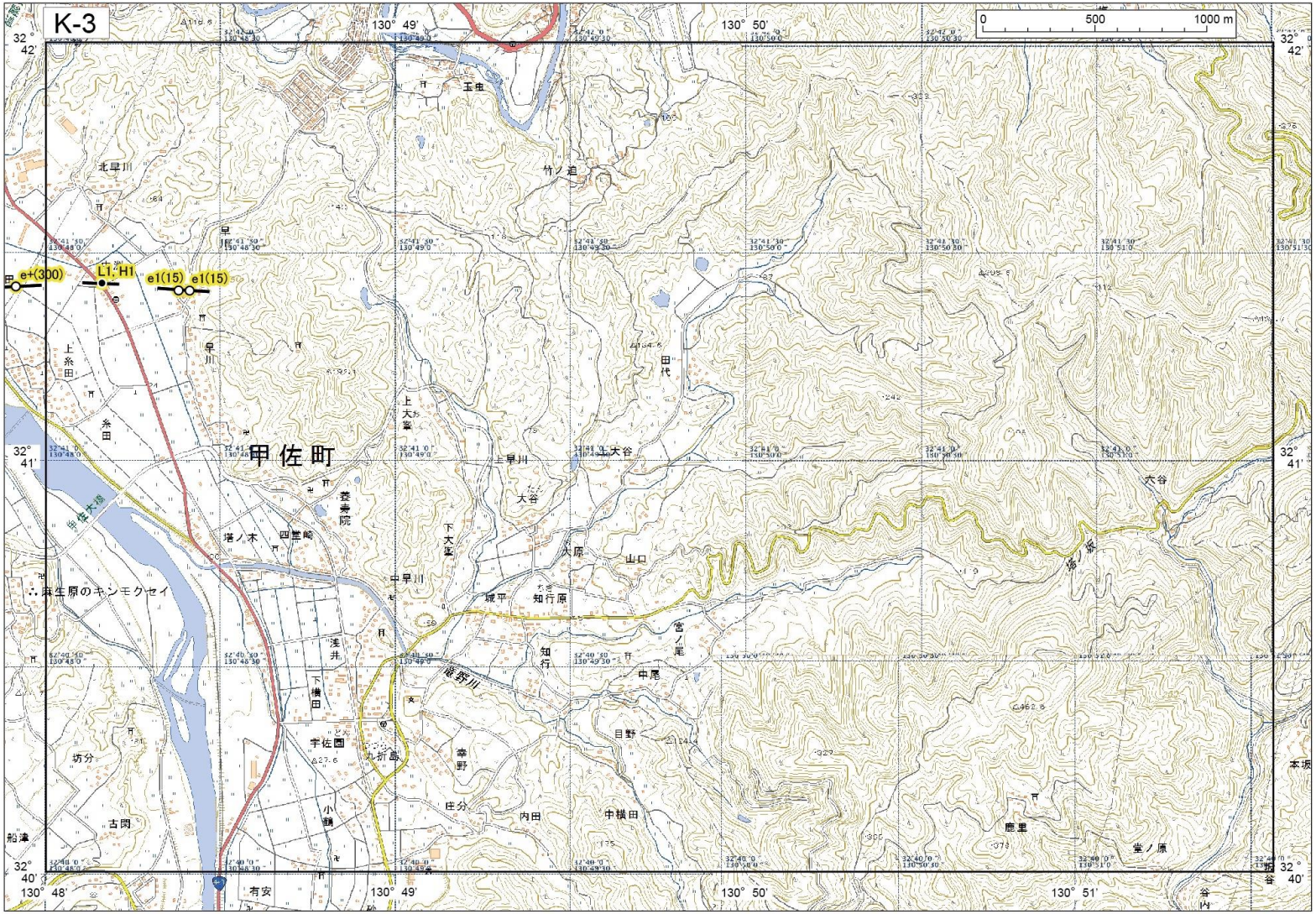


図 14（45） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-45

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

図 14（46） 平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−46

基図は国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

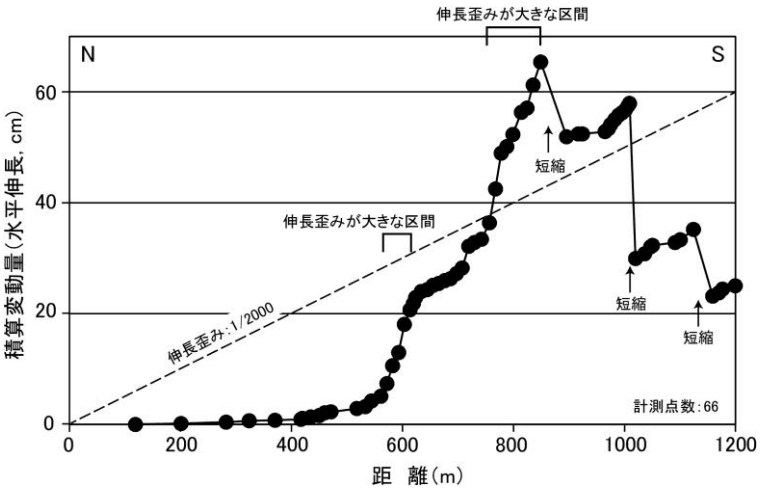


図 15(a)　長い測線における伸長・短縮変動の計測結果–a
阿蘇谷西部の側方流動を示す測線。測線の位置は図 14(４)に示す。

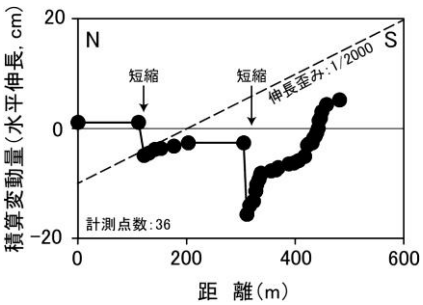


図 15(b)　長い測線における伸長・短縮変動の計測結果–b
木山川低地の北部を横切る測線。測線の位置は図 14(36)に示す。

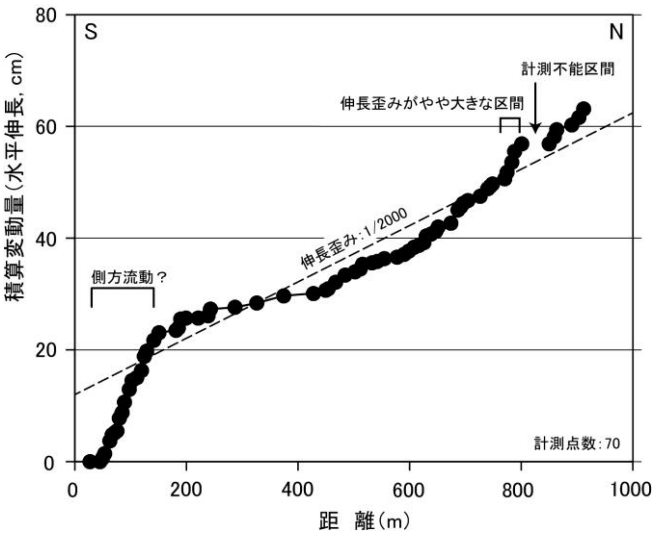


図 15(c)　長い測線における伸長・短縮変動の計測結果–c.
布田川断層南西部（SW-N 断層）を横切る測線。測線の位置は図 14(36)に示す。

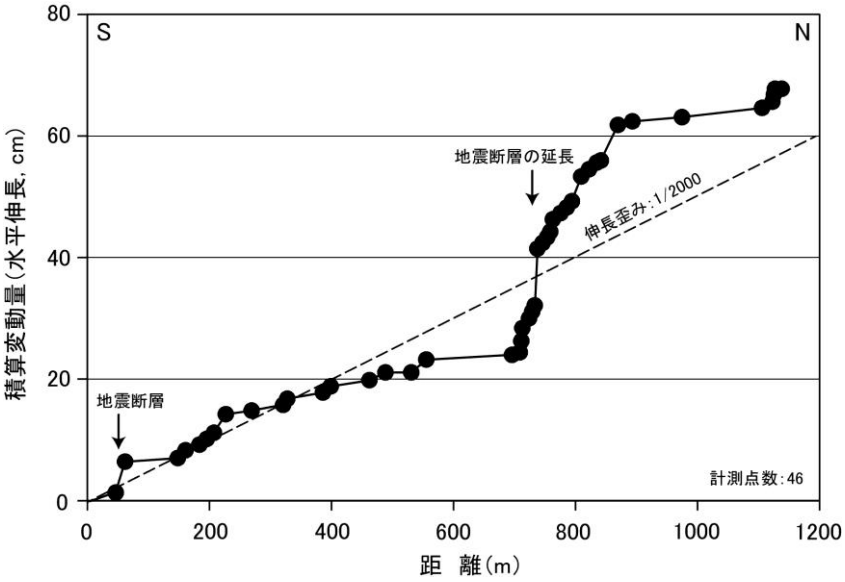


図 15(d)　長い測線における伸長・短縮変動の計測結果–d

布田川断層南西部（SW-N 断層）を横切る測線、その１。測線の位置は図 14(36、40)に示す。

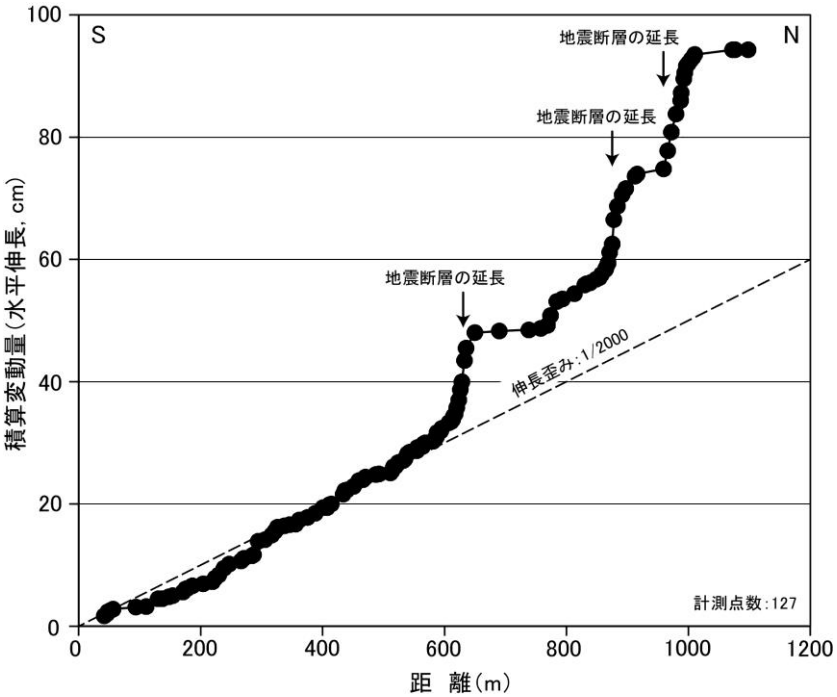


図 15(e)　長い測線における伸長・短縮変動の計測結果–e

布田川断層南西部（SW-N 断層）を横切る測線、その２。測線の位置は図 14(36、40)に示す。

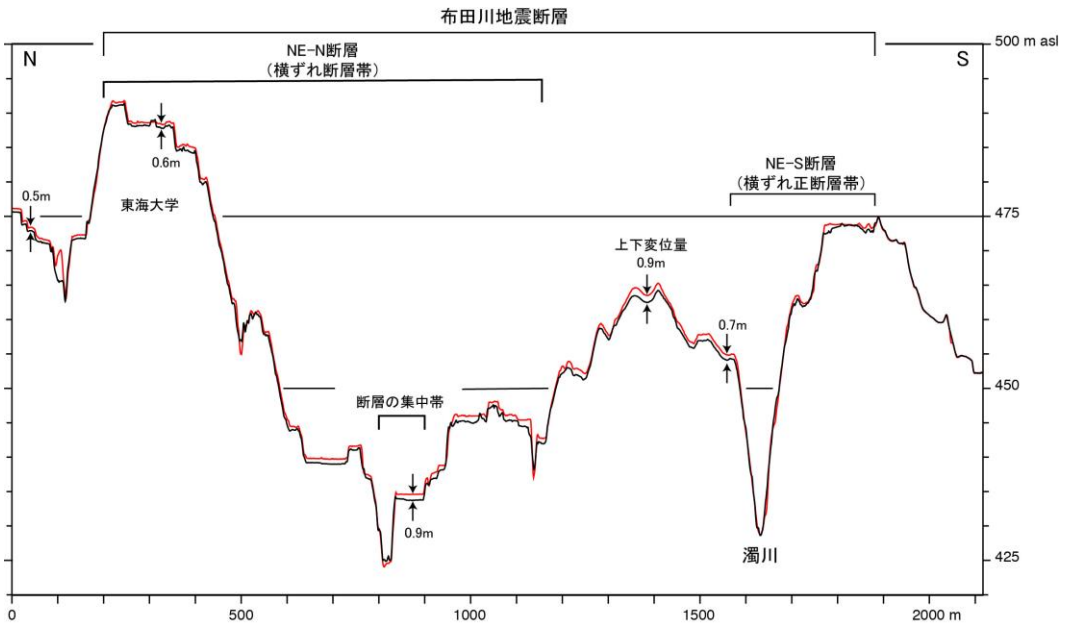


図 16(a)　地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-a　南阿蘇村河陽付近の断面図
赤線は 2012 年に九州地方整備局が計測した 1ｍメッシュの DTM による地形断面。黒線：地震後に株式会社パスコが計測した 0.5m メッシュの DTM による地形断面。距離 1900m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 11 に示す。

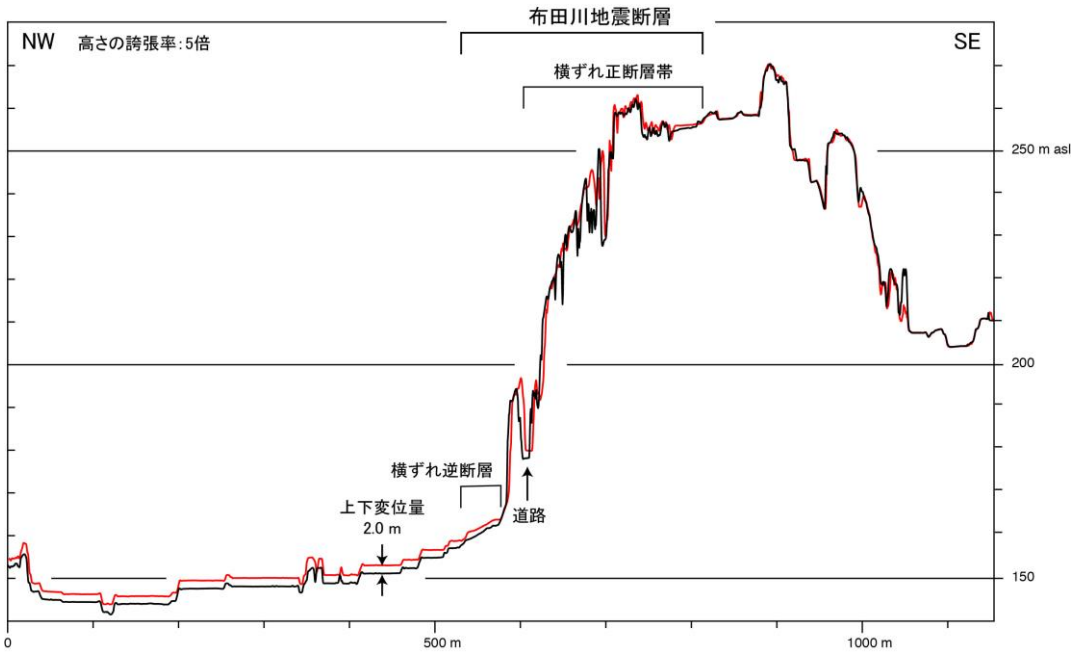


図 16(b)　地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-b　西原村布田付近の断面図
赤線は 2016 年４月 15 日、黒線は４月 23 日にアジア航測株式会社が計測した 0.5m メッシュの DSM による断面。距離 700m より南東側を不動と仮定した。測線の位置は図 11 に示す。

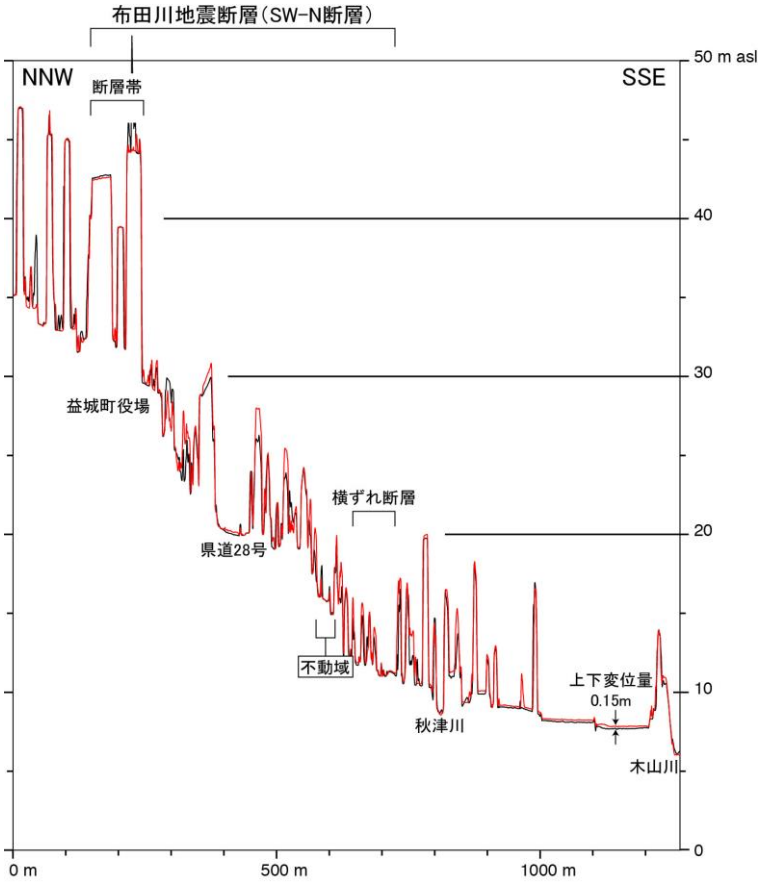


図 16(c)　地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-c　益城町宮園付近の断面図
赤線は 2016 年４月 15 日、黒線は４月 23 日にアジア航測株式会社が計測した 0.5m メッシュの DSM による断面。距離 700m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 11 に示す。

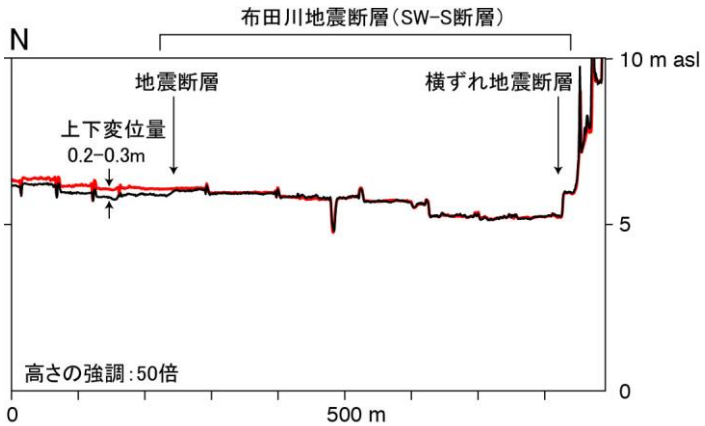


図 16(d)　地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-d　益城町五楽付近の断面図
赤線は 2016 年４月 15 日、黒線は４月 23 日にアジア航測株式会社計測した 0.5m メッシュの DSM による断面。距離 700m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 11 に示す。

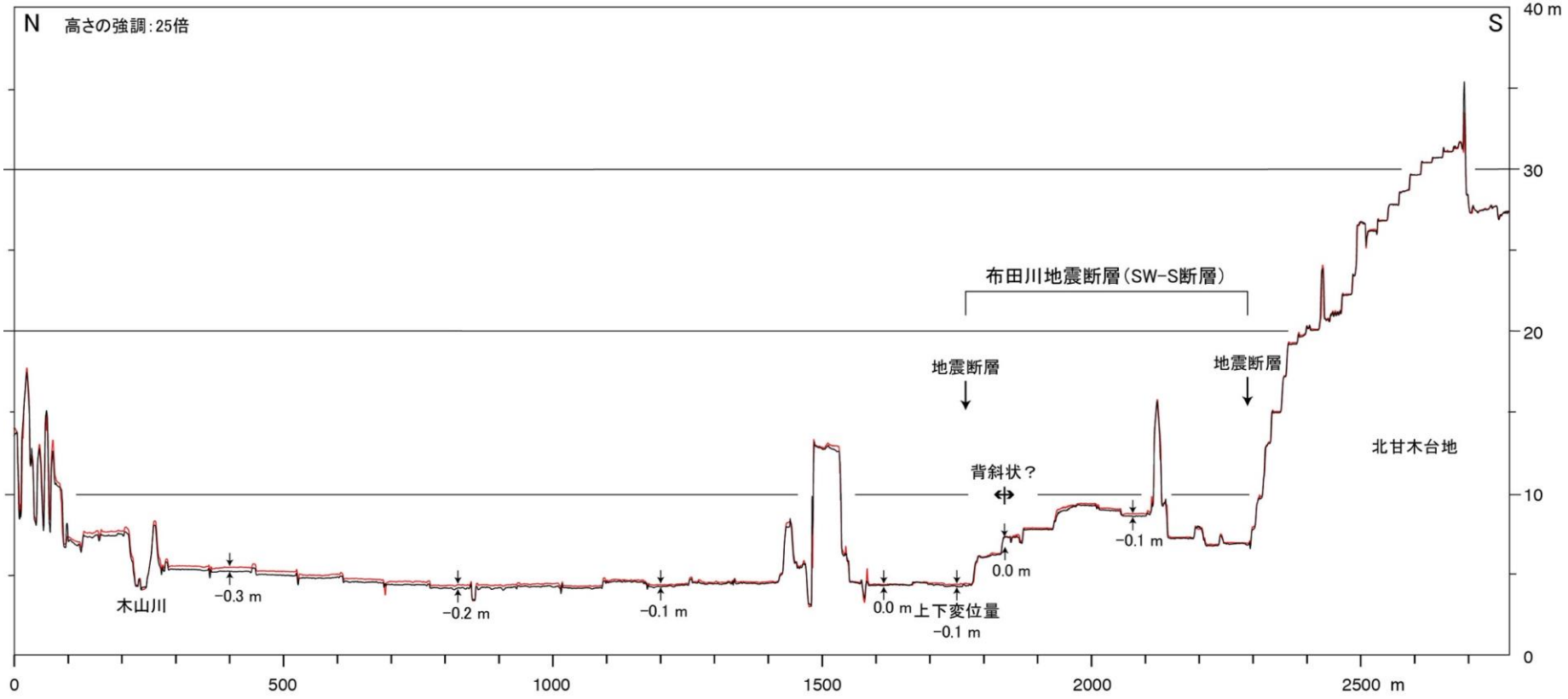


図 16(e)　地震前後の DEM による地殻上下変動の検出-e　熊本市東区沼山津～益城町小池付近の断面図

赤線は 2016 年４月 15 日、黒線は４月 23 日にアジア航測（株）が計測した 0.5m メッシュの DSM による断面。距離 700m より南側を不動と仮定した。測線の位置は図 11 に示す。

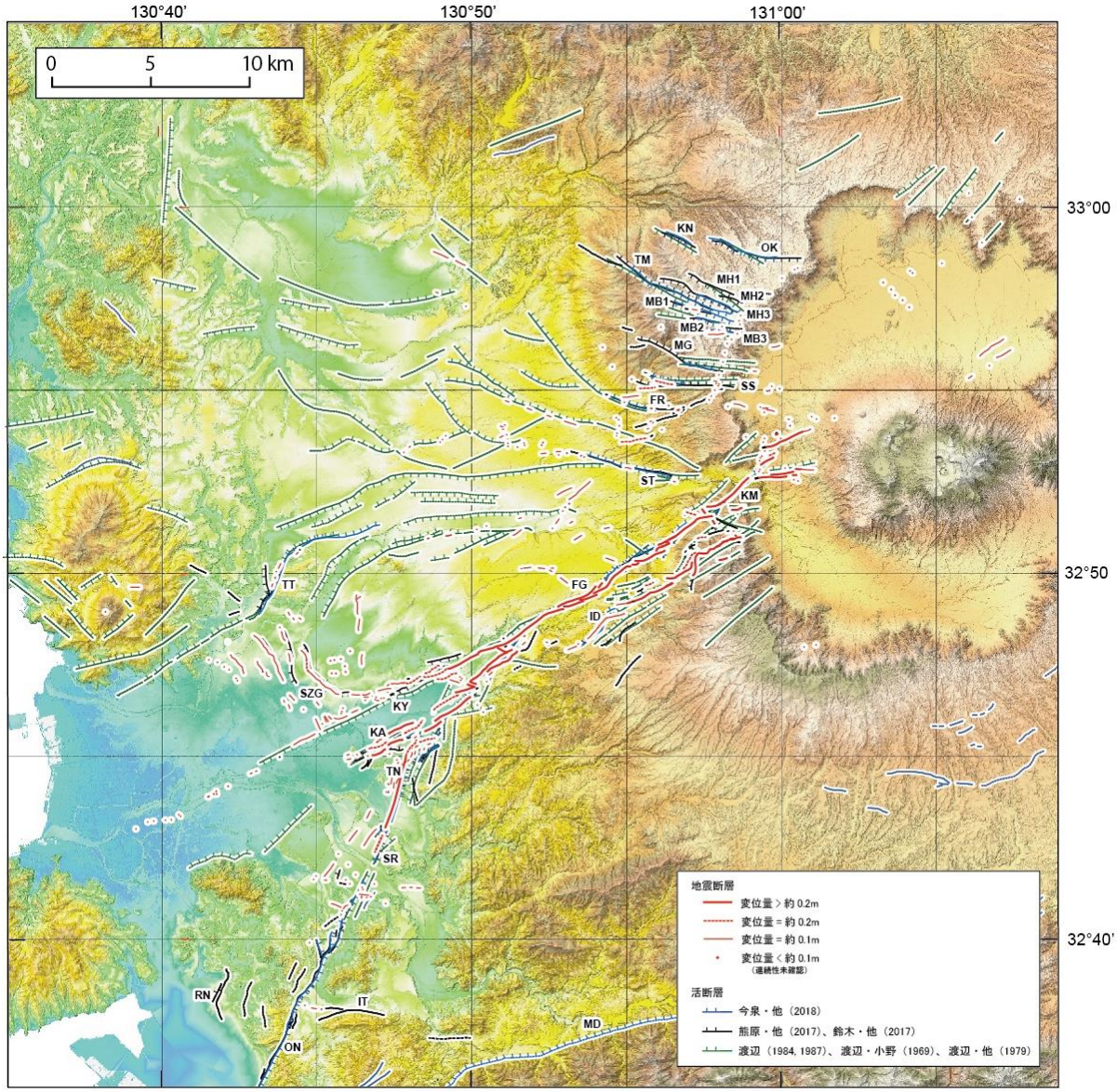


図 17　既知の活断層と地震断層の比較図

OK：オケラ山断層、KN：鞍岳北方断層、MH1：的石端辺Ⅰ断層、MH2：的石端辺Ⅱ断層、MH3：的石端辺Ⅲ断層、TM：ツームシ山断層、MB1：的石牧場Ⅰ断層、MB1：的石牧場Ⅰ断層、MB2：的石牧場Ⅱ断層、MB3：的石牧場Ⅲ断層、MG：的石原野断層、SS：坂ノ下断層、FR：古城断層、ST：瀬田断層、TT：立田山断層、SZG：水前寺断層群、KM：北向山断層、FG：布田川断層、ID：出ノ口断層、KA：北甘木断層、KY：木山断層、TN：高野断層、SR：白旗断層、IT：糸石断層、ON：小野断層、RH：両仲間断層、MD：緑川断層。

なお、以下の地震断層の記載と地震断層の詳細分布図（図 14）においては、断層変位の走向成分を「右横ずれ・左横ずれ」、上下成分を「南側隆起・北側隆起」などと、また水平傾斜成分を「水平伸長・水平短縮」として記載する。また、踏査において幅が数 10ｍ以上の地震断層に伴う水平方向の伸長・短縮成分を長い測線に沿って観察できた場合には、その伸長・短縮量と測線の方向のみを記載している。これは、不明瞭な断層線の局所的な走向を正確に把握することが困難であり、また、線状の変位基準が断層線と中角度で交差する場合には変位量を断層線と平行する走向成分と直交する水平傾斜成分に分けることが困難であったことによる。

ⅱ）　主要な地震断層

1. 布田川地震断層帯

布田川地震断層帯は、南阿蘇村河陽から西原村、益城町を経て嘉島町上六嘉に至る、一般走向が N55° E で長さ 29 km・幅２～３km の地震断層帯である。変位の成分は、右横ずれと、南側隆起の上下成分、及び伸長からなる水平傾斜成分を主とする。個々の地点で計測できた最大変位量は、右横ずれ 2.5ｍ、南側隆起 2.9ｍ、水平伸長 1.5ｍであった。ただし、断層帯全体で見ると、最大変位量は右横ずれが 2.5ｍ程度、上下成分が２ｍ程度である（図 11）。

本地震断層帯は、活断層（図 17）として知られていた北向山断層、布田川断層、木山断層及び北甘木断層（渡辺，1984、活断層研究会編，1991、熊原・他，2017 及び鈴木・他，2017）に沿って出現した地震断層と、出ノ口断層（渡辺・他，1979、活断層研究会編，1991、熊原・他，2017 及び鈴木・他，2017）に沿って出現した地震断層に区分でき、本報告では前者を布田川地震断層、後者を出ノ口地震断層と呼ぶ。

1-1. 布田川地震断層

布田川地震断層は長さ 29 km で、その中央部の 11 km 程度の区間は概ね１条の断層もしくは幅 0.5 km 程度以内の断層帯からなる。一方、北東部の長さ約７km 程度の区間では、大きく左ステップし､あるいは末端に向かって２～４条に分岐する幅 1.5～2.5km の断層群からなる。また、南西部の 10 km 程度の区間は、既知の活断層である布田川断層及び北甘木断層に沿った地震断層と木山断層に沿った地震断層の２条に大きく分岐して南西端に向かって最大幅３km 程度の断層帯に広がっている。

本地震断層の中央部は、西原村鳥子扇ノ坂から益城町上陣に至る長さ 11 km 程度の地震断層であり、最大幅 0.5 km 程度の断層帯を形成している。このうち中央部南西側の益城町上陣では概ね１条の地震断層としてあらわれ、右横ずれ 2.2～2.5ｍの変位が報告されている（熊原・他，2016、Shirahama *et al.*，2016、遠田・他，2017 など）。この地点において地震断層によって変位させられた農地の境界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 14（30、31））。西原村布田から小森南西部にかけては、地震断層は最大比高約 100 ｍの既存の活断層崖に沿ってあらわれた。ここでは幅 0.2～0.3 km 程度の雁行断層帯をなし、崖の斜面から肩にかけて大きく左雁行配列を示す開口性の断裂群が発達する。また、崖の基部に沿っては、圧縮性の変位・変形を伴う小規模な右雁行配列を示す撓曲変形や断層があらわれた。個々の断裂では最大で右横ずれ１ｍ程度、南西側隆起１ｍ程度の変位が生じているが、断層帯全体の正確な値を直接に計測することはできなかった。なお、Shirahama *et al.*（2016）は、断層崖と低角

度で交差する道路の２区間で生じた伸長変形を合計して、断層帯全体の右横ずれ量を２ｍとしている。中央部北東側の大切畑付近においては、後述の地震断層北東部との間に幅 0.5 km で長さ 1.5 km の左ステップオーバーが形成されているが、ここでは顕著な上下変位は観察されず、一部では北側隆起の小規模な上下変位が認められた（図 14(25)）。

本地震断層の北東部は、扇ノ坂付近において局所的に右屈曲して E-W 走向となるとともに左にステップオーバーし、南北 0.5 km・東西１km 程度のジョグの中では NW-SE 走向の左ずれ地震断層が発達している(図 14(25))。

本地震断層の北東部では、上記のステップオーバーの北縁において県道 28 号の俵山大橋が東西方向に 2.1 ｍの短縮変形を被っており、橋と低角度で交差して右横ずれ約２ｍの変位を持つ地震断層が通過したと推定される（図 14 (25)）。また、ステップオーバーの１km 余り東方の阿蘇カルデラ外輪山には右ステップする雁行断裂群が空中写真判読により認められた。高見・他（2017）による地震前後の DEM の解析から、この地震断層は左ずれ成分をもつことが推定される.

さらに、地震断層の北東部は南阿蘇村立野の東側で大きく２条の断層群に分岐する(図 14(21))。一方は、E-W 走向で長さ３km の地震断層群（図 11 の NE-S 地震断層）であり、阿蘇東急ゴルフクラブ付近では、最大右横ずれ 0.6 ｍと南側隆起 0.6 ｍとともに最大 33m 程度の水平伸長を伴う幅広い断層帯があらわれ、東端に向かって変位量が減少する。ここでは、断層帯が出現した北側に沿って深い谷が発達していることから地すべりによる断裂の可能性も考えられた。しかし、地震前後の DEM の比較によれば、この断層帯を境にして広く北側が１m 程度低下したことが認められる（白濱・他, 2018b)。もう一方は、概ね NE-SW 走向で延びる長さ４km の地震断層（図 11 の NE-N 地震断層）であり、全体として最大幅約１km の左雁行配列を示す４条の断層群から構成される。黒川の国道 325 号では最大 1.3 ｍの右横ずれをもつ地震断層があらわれ、この断層は北東端に向かって変位量を減じる。この断層の北側約 400m には左雁行配列を示す地震断層があらわれ､九州東海大学付近から阿蘇ファームランド付近で 0.8m の右横ずれを示し、北東に向かって変位量を減じる。平成 30 年度の調査によれば、さらに北側約 500m に沿っては、阿蘇ファームランド北西の県道で0.5mの右ずれや､その北東方で南北に延びる道路で0.4mの伸長変形があらわれている。

本地震断層の南西部は、上陣付近において NW-SE 走向で左横ずれを示す共役断層を挟んで２条の地震断層に分岐しており(図 14(30、36))、それぞれ木山川低地の北西縁（図 11 の SW-N 地震断層）と南東縁（図６の SW-S 地震断層）に沿って延びている。

分岐した断層のうち SW-N 地震断層は、ENE-WSW 走向で長さ６～８km の地震断層である(図 14(30、35、36))。益城町寺迫より東の３km 区間では３箇所で左ステップオーバーもしくは二重屈曲を示し、それに伴って上下成分は北側隆起と南側隆起を繰り返す。ここでの最大変位量は右横ずれ 1.3m であった。寺迫より西側の３km 区間では、地震断層はさらに３km 延び、益城町木山・宮園及び安永付近と、惣領及び福富付近で開放性の右ステップオーバーもしくは右ステップの二重屈曲を形成している。この区間での断層帯の変位量は、木山付近では右横ずれ 0.6m ともに同程度の水平伸長が計測できた。福富より西側では、連続した地震断層としては追跡できなかったが、後述の水前寺地震断層群との間の３km 区間においても、２cm 以下の水平伸長を伴う断裂が断続的に認められた。これらの地震断層は、

詫麻原台地の南東側斜面発達する活構造である秋津撓曲（Goto *et al.*, 2016）あるいは木山断層（渡辺, 1984）に沿ってあらわれた（図 17)。

一方、撓曲斜面と木山川低地との境界付近にも最大で 0.3m の右ずれを伴う断裂が現れている。このうち、益城町宮園から寺迫にかけての秋津川南岸には、町民グラウンド付近に規模の大きな左ステップの雁行断裂群があらわれ、そこより東北東に 1 km 追跡できた。図 14(36)では、これらの断裂を地震断層として示してあるが、液状化に伴う噴砂も多く観察されたことから側方流動の一部に伴う断裂である可能性もある。また、これより西南西側の 1 km 区間では、秋津川北岸の斜面基部付近で、斜面に直行する方向の 0.5m 程度以下の水平伸長が認められた。この地域では被圧地下水が湧き出ていることから側方流動に伴う変動である可能性がある。

木山南部の益城町総合体育館付近にでは､E-W ないし WSW-ENE 走向に約 800m 連続して地震断層が認められている。また、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 14(36)）。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 走向の左横ずれ断層が伏在することを示唆する。

分岐した断層のうち SW-S 地震断層は、ENE-WSW ないし NE-SW 走向で、長さ 10km の地震断層である（図 14(36、37、39、40)）。益城町赤井より東側の 4 km 区間では、幅 0.5km 程度の断層帯を形成するとともに、その中央部の福原付近において「逆 Z 字」状の 2 重屈曲を伴っている（図 14(36)）。この断層帯の南側の地震断層を図 11 では SW-Ss 地震断層として示してある。赤井より西側の 6 km 区間では断層帯は幅 1 km 前後に広がるとともに、断層線の連続性が悪くなる。この断層帯全体の変位量を正確に計測することは困難であるが、個々の断層線では右横ずれ 0.3～0.5m が計測できた。また、明瞭な断裂があらわれていない木山川低地南部においても､地震前後の DEM の比較によれば 0.1～0.3m の上下変位が(図 16(d、e))、断層帯を横切る道路の構造物などを変位基準とした長い測線での計測によれば水平伸長 0.6～1.2m 程度の変動が計測された（図 15(d、e)）。

木山川低地を横切る長い測線での計測によれば、低地の南部では、図 15(d、e)に示すように、地震断層帯の延長上を跨いだ 1 km 程度の測線において、2000 分の 1 程度の緩やかな伸長が連続する区間と、伸長変動が集中する区間とが認められた。後者は断裂を生じている地震断層の延長に位置する。一方、低地の北側では、そのような広域の伸長変動は認められず、一部では伸長と短縮が交互に繰り返す側方流動による可能性がある変動が認められた（図 15(b)）。また、秋津撓曲の斜面を開析する馬水川沿の測線（図 15(c)）では、その下流で側方流動によると可能性がある伸長変動が認められ、地震断層帯の延長に当たる区間では 2000 分の 1 程度の緩やかな伸長変動が続いている。

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。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 14(36、40)）。なお、平成 28 年度総合的調査報告書（2017）では、岩戸川東岸の道路の縁石を基準にして断層帯の南西端を限る断層帯を除いて 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（図 14(36、40)）。しかし、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、断層帯の北部で 28cm、南部で 58cm、全体では 86cm の伸長が計測できた（図 14(39)）。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、３条の断層からなる断層帯の変位量として、水平伸長 20cm と右横ずれ２～３cm を計測できた（図 14(39)）。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。

1-2. 出ノ口地震断層

出ノ口地震断層は、布田川地震断層の南東側に 1.5～２km 程度の距離をおいて並走する正断層群からなる長さ９km の断層であり、南東側隆起の正断層成分が卓越する（図 14(25、26、31、32)）。この地震断層は、左ステップするそれぞれの長さが２km 余りの４条の断層からなり、それぞれの断層の北西側には、北西側隆起の正断層を共役性の副断層として伴うことが多い。断層の上下変位量は最大で南東側隆起 2.9 m に及び、断層の北東側で大きく、南西側に向かって小さくなる。水平伸長量は概ね上下変位量の 3 分の１から２分の１程度であり、走向成分は右横ずれと左横ずれが混在している。ただし、断層変位の走向成分と水平傾斜成分を合成した水平成分は全体としては N55° W 方向を示して断層の一般走向に直交することから、本断層はほぼ純粋の正断層成分をもつことになる。共役性副断層の上下成分は、近接する主断層の上下変位に比例して大きくなる（図 11(A-１)）。したがって、この地震断層で計測された大きな上下変位量は、共役性の副断層との間の地盤の局所的な陥没を含めた量であり、布田川地震断層帯の全体を代表する値ではないと考えられる。最大変位量として南東側隆起 2.9 m が計測できた付近の副断層では北東側隆起 0.7 m が計測されており、これらの現地踏査結果から、平成 28 年度総合的調査報告書（2017）及び平成 29 年度総合的調査報告書（2018）では出ノ口地震断層全体では最大上下変位量は南東側隆起２m 程度と推定した。しかし、後述のように、測地・測量結果によれば出ノ口地震断層の上下変位量は１m 程度であり、局所的な地溝あるいは半地溝状の変動により現地では大きな上下変動が計測されたものと解釈できる。

なお、出ノ口地震断層の南東方では、俵山山頂の北側約 200 m 付近の阿蘇外輪山の稜線付近に ENE-WSW 走向で長さ 0.5 km の地震断層があらわれた（図 14(25)）。断層の中央付近で計測した変位量は、上下成分が北側隆起 0.5 cm、水平伸長 0.3 m で、右横ずれ 0.3 m を伴っていた。また、大津町・西原村及び南阿蘇村の境界付近の阿蘇北向山原始林南側の標高 796m 三角点付近では、空中写真判読によって北北東-南南西方向に延びる長さ 400m の断裂群が認められていた。断裂は笹が密生する山地にあって十分な現地調査ができなかったが、一部では幅 0.5～１m 程度の小地溝群が確認できた（図 14(26)）。

2. 高木地震断層

高木地震断層は、布田川地震断層帯の南西端付近の益城町小池から甲佐町白旗付近もしくは熊本市南区城南町陣内付近まで延びる、N15E 走向で右横ずれが卓越する地震断層である（図 14(39、40、43、44)）。このうち白旗付近までの６km 区間では、顕著な地震断層が

出現した。その最大変位量は右横ずれ 70 cm であり、変位量は北端部に向かっては急に、また南端部に向かっては緩やかに非対称に減少する。地震断層の北部では西側隆起の上下成分と水平伸長を、一方、南端部では東側隆起の上下成分を僅かに伴う。この顕著な地震断層の西側 0.5～1.3 km には、概ね 10 cm 以下の変位をもつ２条の小規模な地震断層があらわれており、これらを含めると高木地震断層の長さは８km となる。

高木地震断層の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ている。これらの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おり、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になる。

御船町高木付近では、最大 70cm の右ずれを示す地震断層の西北西側約 400m に沿って、北北東-南南西方向の約 800m 区間にわたって副次的な地震断層があらわれたことを推定させる変状が連続していることが確認できた。この区間では、東西方向に伸びる地物には数 cm 以下の短縮変形が、南北方向に延びる地物には 4cm 以下の伸長変形が系統的に認められ、断層が右横ずれ逆断層成分をもつことが推定される。

緑川より南部においても、上述の地震断層の南南西延長に当たる地域において、以下に述べる小規模な地震断層が認められた。

この地震断層では、熊本市南区近道から御船町津志田を経て甲佐町田口に至る WNW-ESE 方向の約６km 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、断層と時計回りに狭角をなして交差する道路では、反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。この地震断層は、緑川の北岸で幅約２km に広がった断層帯を切断するように延びている（図 14(44、45)）。

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 14(44))。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２cm 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。

平成 30 年度の調査では、さらに南南西方約 4.5km の宇城市豊能町宮川付近では、西北西-東南東方向の約１km 区間において、４ヶ所で南北伸長１cm あるいは左横ずれ１cm の地震断層が認められた（図 14(46)）。

ⅲ） 副次的な地震断層

Fujiwara *et al.* (2016)、藤原・他（2016）及び粟田・他（印刷中）によれば、布田川地震断層帯及び高木地震断層の周辺には、干渉 SAR 解析によって小変位を伴う多くの地震断層が出現したと推定されている（図７）。これらの地表地震断層は、地表踏査においては連続した断層線として追跡することが一般的には困難で、いずれも道路や建物などの人工構造物に生じた断裂によってのみ検出が可能であった。なお、本調査を含めて現地で確認できた以下の地震断層は、干渉 SAR 解析画像の判読によって推定された小変位を伴う地震断層の一部にとどまっている。

1. 水前寺地震断層群

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。

帯山-健軍付近の地震断層

熊本市中央区帯山１丁目から東区東本町に至る、長さ 3.5 km の地震断層である（図 14(35)）。熊本工業高校の敷地内では、最大で東上がり 11 cm の上下変位と水平伸長 12 cm が計測できた。

黒髪-鹿渡付近の地震断層

帯山-健軍付近の地震断層の北北西方の熊本市中央区黒髪６丁目から中央区鹿渡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 14(28、29)）。また、その北東方約 0.3km の鹿渡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、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、上下変位の向きが異なる別の地震断層と考えられる。

渡鹿-水前寺付近の地震断層

熊本市中央区渡鹿４丁目から水前寺５丁目に至る、長さ 1.5km の地震断層である（図 14(28、34)）。地震断層に伴う地表変状は水平伸長１cm 以下と小さく、断続的にしか確認できなかった。Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）によれば、この地震断層は北東側隆起の上下成分を持つと推定されている。

大江-出水付近の地震断層

熊本市中央区新屋敷１丁目から出水３丁目を経て東区下江津２丁目付近まで、4 km 区間にわたって連続して追跡できる地震断層である（図 14(28、34、35)）。最大変位量は水平伸長６cm であり、一部で明瞭な右ステップの雁行断裂も見られることから、左横ずれを伴うと推定できる。地震断層の南東端より１km 南東方の国道 57 号江津齊藤橋の東側では、道路の陸橋区間が NE-SW 方向に６cm 伸長しており、そこにも地表変動が及んでいることが確認できた。Fujiwara *et al.*（2016）によれば、この地震断層は北東側隆起の上下成分を持つと推定されている。

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（図 14(34)）。

本荘-南熊本付近の地震断層

熊本市中央区新鍛冶屋町から南熊本３丁目に至る、長さ約１km の地震断層であり、水平伸長１cm が計測された（図 14(34)）。Fujiwara *et al.*（2016）によれば、この地震断層は南西側隆起の上下成分を持つと推定されている。

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 14(34)）。

2. 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14(29、35)）。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（図14(35)）。

3.　立田山断層付近の地震断層

平成30年度の調査では、熊本市北区清水万石一丁目から同五丁目に至る約1.2km区間において、北北東-南南西方向に延びる立田山の急斜面基部に沿って、数カ所で地震断層の出現が確認された（図14（22、28））。断層は，１～２cmの東上がりの上下変位と１～５cm程度の水平伸長を伴い、一部では５cmの右横ずれも認められた。また、立田山北方の北区清水岩倉付近でも、北東-南西に延びる地震断層が認められ、南側隆起１～２cmと水平伸長１～２cmが計測できた。これらの地震断層は,活断層として知られている立田山断層（渡辺，1984及び今泉編，2018）のうち、北部の約３km区間に沿っている。

活断層として知られている立田山断層は岩倉付近から走向を東に転じるが、その延長上の菊陽町辛川から曲手、久保田を経て大津町町に至る約4.5km区間の数地点では、白川の南岸及び北岸に沿って南上がり１～２cmと水平伸長２cm程度の東西方向の地震断層が確認された。菊陽町辛川から曲手､久保田を経て大津町町に至る約4.5km区間の数地点では、白川の南岸及び北岸に沿って南上がり１～２cmと水平伸長２cm程度の地震断層の未確認区間があるが、これを含めた立田山付近の地震断層の長さは約2.5kmになる。

4.　画図町下無田-釈迦堂付近の地震断層

熊本市東区画図町下無田（えずまちしもむた）付近では、水田地帯の農道及び水路において、ENE-WSW方向に連なる３地点で南北方向に最大７cmの水平伸長を伴う地表変動が確認された（図14(39)）。Fujiwara *et al.*（2016）によれば、この地震断層は南上がりの上下成分を持つと推定されている。

平成30年度の調査では、下無田西南西方の嘉島町上仲間から下仲間を経て釈迦堂に至る約4.5km区間において、水路や道路・橋梁などの構造物に南北方向に２cm程度の伸長変形が認められた（図14（38、42））．　さらに西南西方の熊本市南区富合町付近の約３km区間においても､水路や道路の構造物に南北方向に10～20cm程度以下の伸長変形が認められた（図14（41））。ただし、富合町付近の変形については、幅数100mから１km余りの広い地帯に変形が分散していること及び現河道に挟まれた氾濫原に分布していることから、あらわれた変状が地震断層であるかどうか不明である。

5.　託間原台地及び高遊原台地の地震断層群

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

認できた。平成 28 年度の調査によれば、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 14（24、31））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 14（24））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９(19、24)）。また、平成 30 年度の調査では、地震断層はさらに西方の菊陽町辛川付近まで伸びていることが確認できた（図 14（23））。

化粧塚-阿蘇くまもと空港付近の地震断層

西原村化粧塚から阿蘇くまもと空港南東部に至る NW-SE ないし WNW-ESE 走向の２km 区間において、数カ所で地震断層に伴う道路や構造物の変状が認められた（図 14(24、31)）。西原村化粧塚付近では、交差する２本の道路を横切って、NW-SE 走向で、わずかの南側隆起と、左横ずれ３cm、水平伸長２cm の変位をもつ地震断層があらわれた。熊本空港の南東方においても、わずかの南側隆起と左横ずれ、及び水平伸長８cm の変位が計測できたほか、外部からの観察と空中写真の判読によればその西側延長上にある国際線ターミナルビル東方の道路にも多くの断裂が生じていた。

岩坂-鳥子付近の地震断層

菊陽町岩坂集落の南南西方約１km では、２箇所で地震断層に伴う変動が確認できた（図 14(24)）。このうち NNW-SSE に延びる道路では右横ずれと水平伸長による変動が、ENE-WSW に延びる道路では水平短縮の変動が観察された。また、平成 30 年度の調査では、西原村鳥子において、WNW-ENE 方向に延びる水路で４cm の短縮変形が、NE-SW 方向に延びるガードレールで１cm の伸長変形が認められた．この２つの変形からは、ENE-WSW 方向に延びる右横ずれ断層が推定される．

名ヶ迫付近の地表変状

西原村小森名ヶ迫の平地では、布田川地震断層帯の北西側に、西南西方向に湾入した弧状の開口断裂群があらわれた（図 14(24)）。この断裂群による水平伸長は約 60cm であり、断裂帯を挟んだ地表に上下変位が認められないことから、側方流動に伴う断裂と推定される。この断裂の北西延長上の３地点において石垣や道路に水平伸長を伴う変動が確認され、これらは NW-SE 走向の地震断層に伴う変動である可能性がある。

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 14(24))。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。また、北東方延長約 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 14(19)）。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された（平成 29 年度総合的調査報告書, 2018)。平成 30 年度の調査では、森及集落及び岩板集落の中間において、岩板北部の農道では約 20cm の右横ずれが、また堀南西方の玉岡付近では数 cm の右横ずれと水平伸長をもつ地震断層や、南北方向に 10 数 cm の伸長変形が確認できた。

陣内-馬場楠-辛川付近の地震断層

大津町陣内の北東部、町付近、菊陽町戸次付近及び阿蘇くまもと空港西方の馬場楠付近では、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（図 14(19、24)）。平成 30 年度の調査では、その西側の大津町から菊陽町馬場楠北部を経て辛川に至る NEN-SWS 方向の約 5km 区間において、白川沿いの低地の数カ所で南北伸長１～２cm の変形が認められた（図 14（23)）. この結果、陣内-馬場楠-辛川付近では、最大長さ約 6.5km の地震断層が推定される。

6.　阿蘇カルデラ外輪山西部及び菊池台地付近の地震断層群

阿蘇外輪山の西部とその周辺では、Fujiwara *et al.*（2016）などによる干渉 SAR 解析による地殻変動の不連続線（図７）に一致して、地震断層に伴う小規模な地表変動などが多くの地点で確認できた。

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、狩尾牧野付近から跡ヶ瀬牧野、的石端辺牧野、的石牧場及び的石原野を経て二重峠付近に至る約７km 区間において、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付近において、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 14(３、８、９、14)）。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 14(９)）及び二重峠の北北西約１km の車帰牧野付近（図 14（14)）では、道路構造物の明瞭な伸長変形や５cm 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、18cm の水平伸長と７cm 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 0.6km の地震断層が出現したことが確認でき、最大で北上がり 35cm と若干の水平伸長が計測できた（図 14(８)）。

空中写真判読によれば、阿蘇市的石端辺牧野付近の牧草地において E-W 走向で長さ１km の断裂（図 14(８)）が判読されたが、その現地調査は行えていない。しかし、平成 30 年度の調査では、その西北西 2.3km 付近にあたる鞍岳南方の尾根では、道路を東西に横切って北上がり 15cm の地震断層が発見できた.

阿蘇カルデラ内西部の地震断層

阿蘇カルデラ内西部の阿蘇市的石，赤水及び南阿蘇村下野付近では、黒川沿いの沖積低地および周辺において、WNW-ESE 方向の地震断層群があらわれている.

阿蘇市石ノ前付近では、県道 149 号を横切って N-S 方向の水平伸長（N-S 方向）６cm を伴う地震断層が出現した（図 14(９)）。この東側の石ノ前では沖積錐ないし扇状地性の斜面に沿って水平伸長を伴う断裂が断続的に認められた。また、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 14(15)）。

阿蘇市赤水付近では、平成 30 年度の調査によって、国道 57 号と旧国道を横切る WNW-ESE 走向の地震断層によって水平伸長 10cm の変位が、その北側約 300～400m の範囲では、WNW-ESE 方向に延びる長さ 1.3km の範囲で断裂群が認められた（図 14(15)）。これら一連の断層・断裂の西北西延長の阿蘇外輪山には、上述の車帰牧野付近の地震断層が分布している。

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 やわずかな左横ずれが計測できた（図 14(15)）。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。平成 30 年度の調査では、下

野集落付近の地震断層は集落の東部でも確認され、集落の東南東約 1.2km の道路は、南上がり 10cm と水平伸長を伴う地震断層があらわれている。さらに、渡辺・他（2016）によれば、大津町二重峠の西北西約 600ｍ付近の道路において右横ずれ２cm の地震断層があらわれた（図 14(14)）。この結果、二重峠から車帰を経て下野にかけて伸びる長さ約４km の地震断層が存在すると推定され、この地震断層の東南東端は、布田川地震断層北東部のうち阿蘇ファームランド付近を NEN-WSW 走向で延びる地震断層と近接して位置することが明らかになった。

なお、平成 29 年度の調査では、下野の東南東方約２～３km 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カ所で確認されており、それらは車帰−下野付近に分布する地震断層、あるいは赤水付近に分布する地震断層の延長に当たる可能性もある。

坂ノ下断層付近の地震断層

大津町の矢護山ゴルフパーク付近では、クラブハウス東側の駐車場に、南上がり約 25cm で水平伸長を伴う地震断層があらわれた（図 14(14)、宇根・他、2016)。この地震断層は、ゴルフ場を横切って西方に延びており、真木集落の北東側では矢護川西岸の道路に南上がり 10 cm、左横ずれ６cm、水平伸長９cm の地震断層があらわれた。また、ゴルフ場の西北西方１km 付近の造成工事現場付近においても、WNW-ESE 走向で長さ 0.9 km の断裂が判読できた。さらに、大津町真木集落の南東側では、舗装道路を横切って右横ずれ２cm の地震断層が認められた（図 14(14)）。空中写真判読によれば道路の東西両側の農地にも雁行断裂があらわれていた。真木集落中心部の道路にも断裂が多く生じており、空中写真判読によれば、さらに集落西側の農地にも左ステップする雁行断裂群が判読された。これら一連の地震断層群の分布は、既知の活断層である坂ノ下断層（鈴木・他，2017）と密接に関連している。

古城断層付近の地震断層

平成 30 年度の調査によれば、大津町古城の東方約 1.4km では，道路を西北西−東南東に横切って、南上がり 12cm、左ずれ 13cm、水平伸長５cm の地震断層が出現していた(図 14(14))。この地震断層の西北西延長にあたる古城の北方 700m の道路では北東−南西方向のガードレールに２cm の伸長、さらに西北西約 1km でも北東−南西方向のガードレールに４cm の伸長変形が認められた。これら３地点は、いずれも活断層として知られている古城断層（鈴木・他，2017）に沿って分布している。

新小屋−平川−杉水付近の地震断層

大津町新小屋付近では、E-W ないし ENE-WSW に延びる 1.3 km 区間の３箇所で断続的に地震断層があらわれた（図 14(19、20)、渡辺・他,2016)。変位量は最大で南上がり 10cm、右横ずれ５cm（渡辺・他，2016）であった。この西北西方の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た。最大の変位量は大津町多々良南側の道路で計測され、10cm の水平伸長と５cm の左横ずれ及び南側隆起９cm であった（図 14(12、13)）。

瀬田断層付近の地震断層

既知の活断層である瀬田断層（渡辺，1984 及び鈴木・他，2017）に沿っては、大津町瀬田から美咲野を経て室に至る約９km 区間で、小規模な地震断層が点在していた．平成 29

年度の調査では、大津町新小屋の南方 1.3 km では、空中写真判読によって民家の敷地から畑にかけて、長さ 0.3 km の右ステップで雁行配列する断裂群（図 14(19、20)）が判読できたが、その現地調査は行っていない。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 14(18、19)）。さらに、平成 30 年度の調査では、瀬田断層東南東付近の大津町瀬田の黒川第三発電所付近の県道で２cm の左横ずれを伴う地震断層が確認できた（図 14(20)）。また瀬田断層の西方延長の合志市竹迫及び福原の道路においても、８cm 南上がりの地震断層や、NNW-SSE 方向に 14cm 伸長する変形などが認められた（図 14(18)）。これの調査結果を合わせると、瀬田断層の付近では、連続性が不明瞭ながら約 15km にわたって断続的に地震断層群があらわれたと推定される。

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14(２))。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、市街地の南東側では、道路を横切る明瞭な地震断層が東南東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、NNW-SSE 走向で水平伸長 10～13cm の地震断層が確認できた（図 14(６)）。

7. 阿蘇谷東部の地震断層

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（図 14(11, 17)）、遠田・他,2017、平成 28 年度総合的調査報告書,2017 及び平成 29 年度総合的調査報告書,2018)。いずれの地震断層も N60° E 走向で、両者は 0.7km の間隔で並走しており、遠田・他(2017)によれば、これらの地震断層による変位量は、最大で上下 10 cm 程度、右横ずれ５cm であった。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 14(17)）。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部の地震断層

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 14(５))。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、小野田町本村から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２cm の水平伸長が計測できた(図 14(１))。平成 30 年度の調査では、像ヶ鼻北方の尾根において右横ずれ 15cm の横ずれ正断層も発見された（図 14(５)）。

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７）。カルデラ内の踏査で確認された 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、及び尾根上の地震断層は、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。

また、平成 30 年度の調査では、阿蘇市黒川から北西に延びて内牧に至る県道 212 号では、約２km 区間において合計 45cm の伸長変形が計測できた（図 14(10)）。この区間は、上述の-小野田-今町付近において干渉 SAR 解析の結果から推定された地震断層の南西延長にあたる。

ⅳ） 前震に伴って出現した地震断層

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

空中写真判読によれば、前震の翌日の４月 15 日にはすでに、益城町小池から嘉島町出寺にかけての丘陵地帯において左ステップの雁行断裂群が長さ２km・最大幅 0.7 km の地域に断続的にあらわれている（図 14(39)）。本震によるものを合わせたこの断層帯での変位量は、個々の地点において最大で右ずれ 0.3ｍ、上下変位 0.3ｍが計測されている。また、この断層帯全体では南北方向に 0.5 ｍ以上の伸長変動が生じている。このほか、小池から北東側約４km の範囲の及び布田川地震断層及び高木地震断層の一部において、数地点で、前震の直後にわずかな地表変状があらわれたことが確認されている（図 14(39、40)、Sugito *et al.*, 2016）。

ｖ）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

平成 29 年度に新たに収集した報告の一部では、以上で取りまとめた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。

阿蘇谷西部の阿蘇市小里から内牧及び三久保を経て狩尾に至る地域、及び的石付近では、４月 16 日の本震に伴って黒川沿いの沖積低地に大規模な裂か群が断続的に出現した（図 14(４、９、10、15)）、Konagai *et al.*, 2016）。その範囲は、北東-南西方向に約 10 km にわたる。この断裂群について、黒木・他（2016）、西村・他（2017）及び向山（2017）は、地震前後の詳細 DEM による地表変動の解析と、水平変動による地表や構造物の伸長変形と短縮変形の組み合わせに着目した現地調査を実施している。それらによれば、３地区において１～２km 四方の範囲で局所的に北-北西方向に３～５ｍの水平変動が生じており、表層の地盤が側方に移動したものと考えられている（黒木・他, 2016 及び西村・他, 2017）。Tsuji *et al.*（2017）は、内牧付近において温泉井戸の取水管が深度 50ｍ付近において変形を受けていることから、その深さにすべり面が発生したと推定している。

一方、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 14（４、９、10、15））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。ただし、これらの断裂群について、黒木・他（2016）、西村・他（2017）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。平成 28 年度総合的調査報告書（2017）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（図 18 及び表３、平成 28 年度総合的調査報告書，2017）。平成 29 年度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（図 18 及び表３、平成 28 年度総合的調査報告書，2017）。平成 29 年度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。

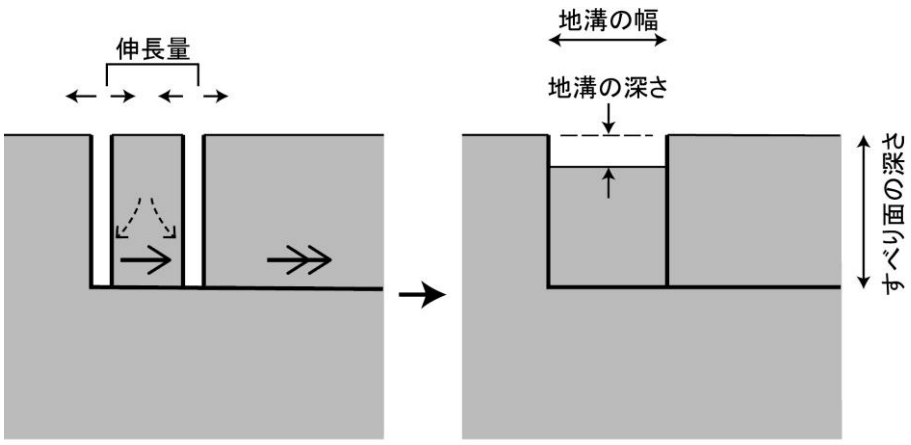


図 18　側方流動に伴う地溝の規模とすべり面の深さとの関係を示す模式図

表３　阿蘇谷北西部に出現した地溝を伴う断裂の規模の特徴

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

注）上下変位は、幅広い地溝帯の一部で計測した値である。

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

阿蘇市内牧付近（図 14(４，10)）では、幅 60～70 m の地溝を挟んで約 0.6 cm の水平伸長が計測できたが、地溝両側の地表面の高度差に違いは認められなかった。また、花原川北岸の水田地帯では、空中写真判読によれば明瞭な断裂は出現しなかったものの、水田地帯を南北に伸びる道路に沿ってその北部では大きな伸長変動が計測でき、南部では短縮変動と伸長変動が繰り返していることが計測できた。北部の伸長区間では、２区間において変動が集中しており､その間にも 2000 分の１程度歪みを持つ緩やかな変動があらわれている。また、南部の短縮変動が繰り返す区間でも、相対的に変動は小さいものの緩やかな伸長変動も生じている．Tsuji *et al.*（2017）によれば、花原川を跨ぐ橋付近では護岸に圧縮性の変状も認められている。

三久保から狩尾にかけての地域（図 14(９、10)）では、断裂帯に伴って約１～1.5m の水平伸長が生じており、そのうち幅 30～40 m の地溝において、深さ 1.0～1.3 m の陥没と 0.7～1.4 m の水平伸長が計測できた。また、一部では 0.2 m の右横ずれも生じていた。しかし、地溝を挟んだ有意な上下変動は認められなかった。黒木・他（2016）及び西村・他（2017）は、これらの開口性の断裂群の北方において、黒川の護岸に圧縮性の変状を認めている。

的石付近（図 14(15)）では、断裂帯の中央付近に幅 20～30 m で深さ１m 程度の地溝が形成されており、地溝を挟んで 2.0 m の水平伸長が計測された。しかし、地溝を挟んだ両側で上下変位は認められなかった。一方、地溝の北東方 0.5 km の黒川を跨ぐ橋などの構造物には最大で３m（黒木・他，2016 及び西村・他，2017）の水平短縮の変形が生じていた。

これらの断裂群は、大きな水平伸長を伴うものの、横ずれ成分はほとんどなく、地溝を挟んだ上下変位も認められない。また、断裂面は概ね垂直である。したがって、断裂群は規模の大きな裂かであると言える。地溝の両側の断裂に限れば、それぞれの変位は水平伸長と上下成分からなり正断層と類似する変位成分をもつことになるが、それによって変位した範囲は地溝に挟まれた狭い部分でしかない。

図 18 は、側方流動に伴う地盤の水平移動と地溝の形成を模式的に示したものである。このモデルに基づけば、側方流動に伴うすべり面の深さは地表に生じた地溝の形状と断裂

の水平伸長量から見積もることができる、阿蘇谷西部に生じた地溝の計測データからは深さ約 10～50 m に側方流動のすべり面が求められる（表３）。とくに、内牧付近に生じた地溝からは、すべり面の深さが 40～50 m と求められ、この値は Tsuji *et al.*（2017）が観察した温泉井戸の破損状況とよく一致する。

なお、渡辺・他（2016）は、三久保の県道 175 号を横切って生じた深さ 1.5ｍの地溝を地震断層として報告している。

vi） 地震断層の形状と変位量分布の特徴

ここでは、現地調査の結果に基づいて、長さ・変位量ともに大きな布田川地震断層帯の形状と変位量分布について考察する。

布田川地震断層は、その形状から、北東部、中央部及び南西部に３区分される（図 11、Shirahama *et al.*, 2016)。中央部では概ね１条の断層ないし幅狭い断層帯を構成しており、北東部及び南西部ではそれぞれ２条の断層に分岐して幅２～３km に広がっている。この断層に沿った変位量分布の特徴は、その走向成分によくあらわれており、中央部では２ｍ程度の大きな値を持ち、両端に向かって単調に減少している（Shirahama *et al.*, 2016)。上下成分も、両端部では単調に減少する特徴をもつ。布田川地震断層と並走する出ノ口地震断層は正断層成分が卓越し、とくに中央部の北東端において南側隆起で最大変位量 2.9 m の大きな値を示す。しかし、既に述べたように、この地震断層の北西側には共役性の副断層が並走するほか､布田川地震断層の上下変位も小さくなり､一部では北西側隆起も示す。また、布田川地震断層の中央部では地震前後の DEM の比較から大きな上下変位量が検出されたが、ここでは並走する出ノ口地震断層の変位量は逆に小さくなっている。このように布田川地震断層中央部と出ノ口地震断層の上下変位量は相補的であり、地震断層帯全体としては比較的に一様な上下変位を示すと言える。水平伸長成分については、少なくとも地震断層帯の北東部では、他の２成分と同様に単調に減少している。しかし、断層帯の南西部については、分岐した２条の地震断層に挟まれた木山川低地の広い範囲に変位が分散している可能性が高く、その実態は必ずしも明らかでない。

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口地震断層が分布している。平成 28 年度の調査（平成 28 年度総合的調査報告書, 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口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口断層は相補的で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。

このうち水平伸長成分については、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量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。

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

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、及び日奈久断層と共役関係にある糸石断層に沿って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、平成 28 年熊本地震に伴う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東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３～４km・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。

なお、平成 30 年度の現地調査においても、布田川地震断層の北東端と、阿蘇谷にあらわれた山田-小野田-今町付近の地表変動及び宮地付近の地震断層との間には、明瞭な地震断層や変動が確認されていないが、次で述べるように測地・測量結果からは幅広い変動帯が連続している可能性がある。

vii） 測地・測量データと地震断層の関係

熊本地震に伴う広域の地殻変動については、GNNS 連続観測（檜山・他，2016）や SAR による繰り返し観測データの解析（上芝・他，2016)、地震前後の基準点測量結果（大滝・他，2016）などで把握されている。矢来・他（2016）は、それらの観測・測量結果に基づいて、布田川地震断層に沿った北西傾斜の右横ずれ正断層（すべり量 4.1m）と、同地震断層の北東端付近から延びる南東傾斜の右横ずれ正断層（すべり量 3.8m)、及び高木地震断層に沿う北西傾斜の右横ずれ正断層（すべり量 2.7m）の３枚の震源断層からなるモデルを推定している。

平成 29 年度の調査においては､干渉 SAR 解析データと現地調査で確認できた地震断層との関係について、とくに前震・本震に伴う変動と、本震発生後の余効変動との関係について考察した（平成 29 年度総合的調査報告書，2017)。さらに、平成 30 年度の調査においては、地震に伴う地殻変動が大きかった地域で実施された国土交通省による被災地域境界基本調査の結果及び小林（2017）による三次元 SAR 解析データに基づいて、主要な地震断層帯の内部および近傍における地殻変動などについて考察した。

1. 干渉 SAR 解析データ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、干渉 SAR 解析（図７、Fujiwara *et al.*，2016、藤原・他，2016、栗田・他，印刷中）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８、９、10）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 19 は４月 14 日及び 15 日に発生した前震、図 20 は前震と本震及び余効変動を含む一連の熊本地震、図 21 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。

<u>前震による変動</u>

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の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成隆起あるいは東向の変動が生じている（図 19、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。

主に本震による変動

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 20)。また、その周囲、とくに北西側には小変位を伴う長さ数 100m 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、藤原・他, 2016 及び栗田・他, 印刷中)。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 及び藤原・他、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。

余効変動

熊本地震に伴う地震断層では、その一部において、変位量が時間とともに大きくなる余効変動が観察されている (Shirahama *et al.*, 2016 など)。図 21 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、出ノ口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 21 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 21 の②)、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 16 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。

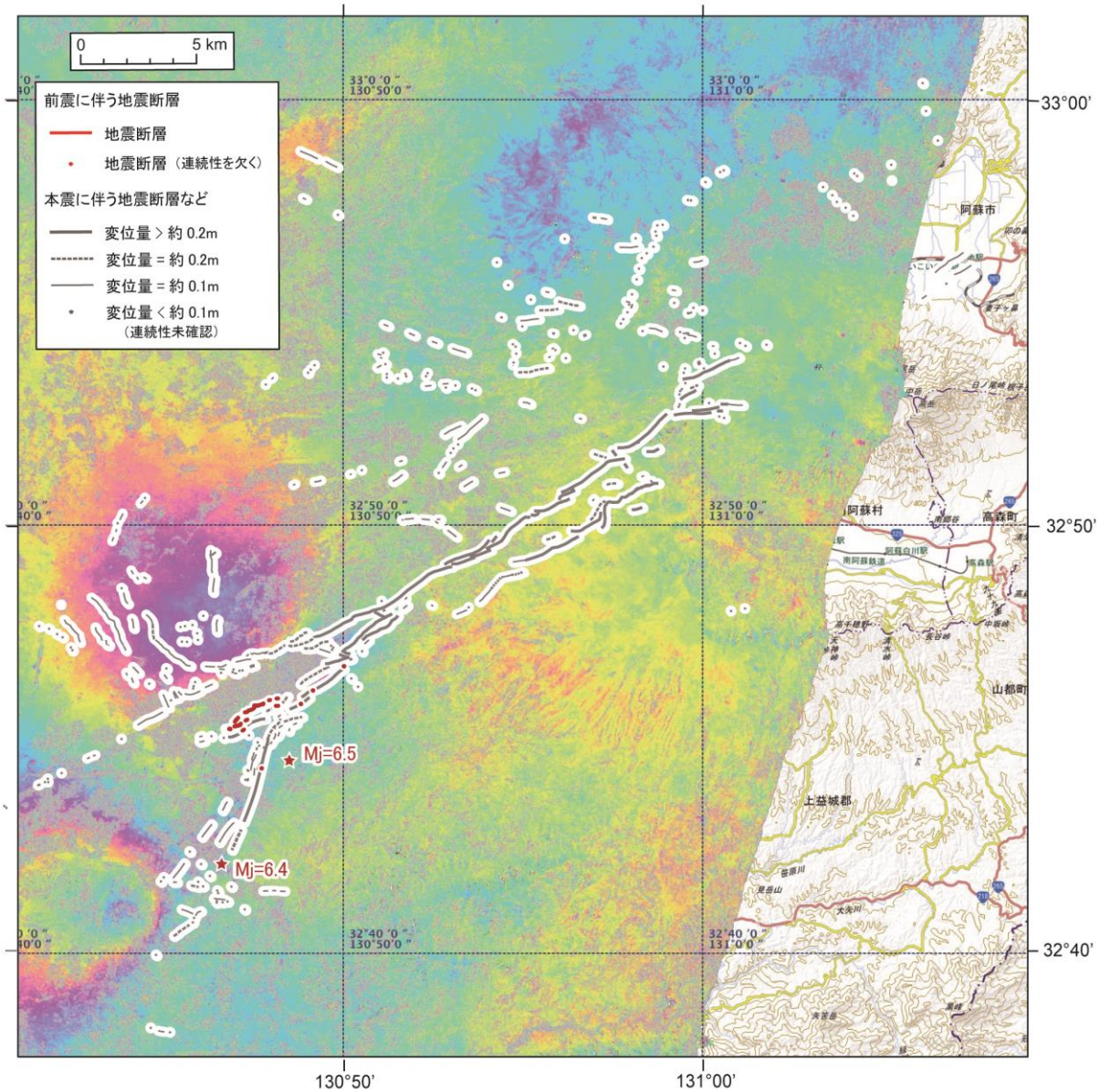


図 19　平成 28 年熊本地震の前震に伴う地殻変動を示す干渉 SAR 画像と本震の発生以前に確認された地震断層

観測日は 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。観測日の間に発生した前震（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）。

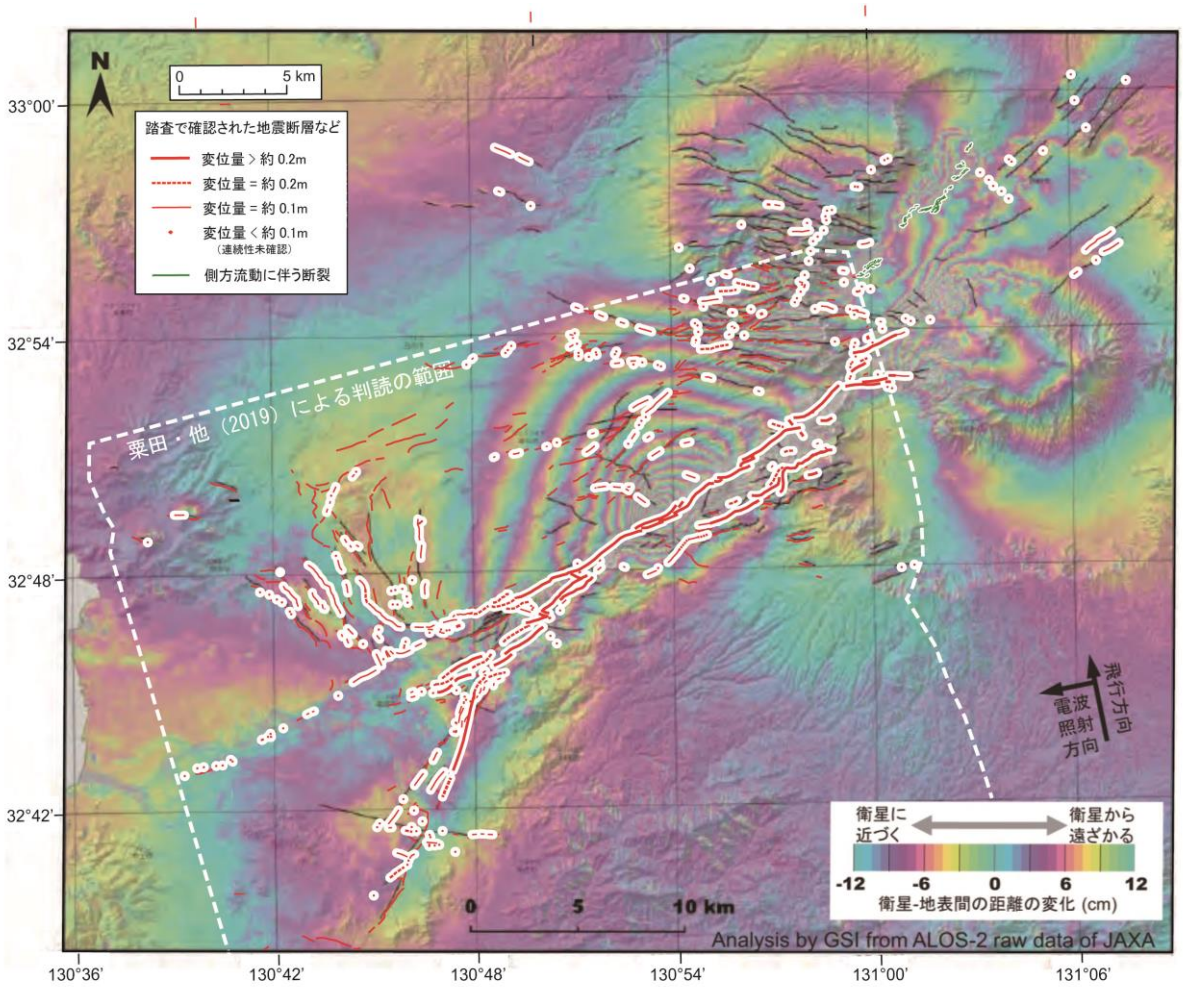


図 20　平成 28 年熊本地震に伴う地殻変動を示す干渉 SAR 画像と地震断層
藤原・他（2016）に加筆。黒線は干渉 SAR 画像から抽出された小変位の地震断層（藤原・他，2016)。赤線（背景無し）は粟田・他（2019）による小変位の地震断層。白色背景を伴う赤線は、本調査による地震断層。SAR の観測日は 2016 年 4 月 15 日及び 4 月 29 日。

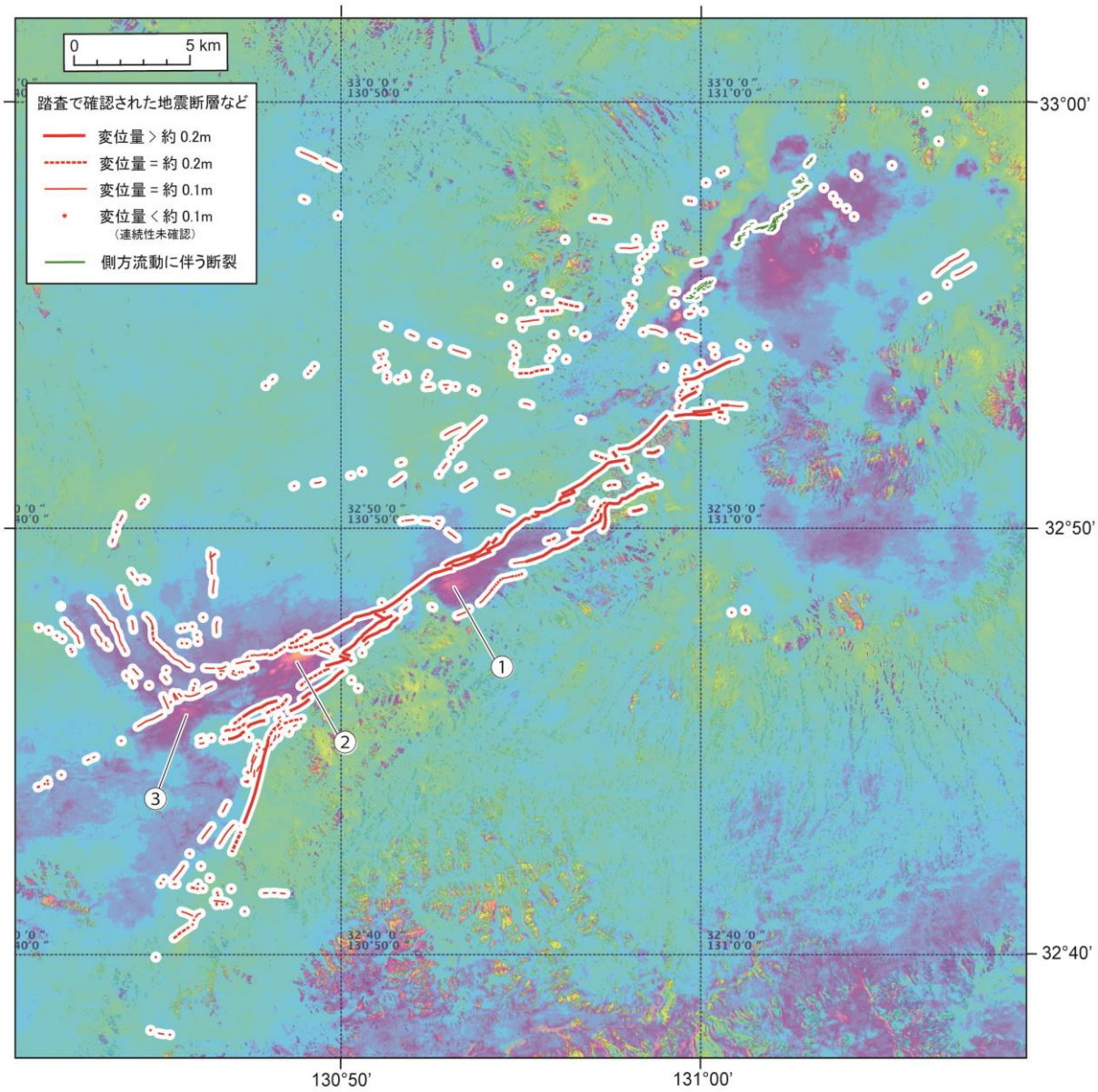


図 21　平成 28 年熊本地震の本震後の余効変動に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と地震断層

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。

2.　被災地域境界基本調査の結果と地震断層帯の関係

国土交通省による被災地域境界基本調査は、震源域とその周辺に位置する地籍図根点または公共基準点（967 点）の再測量を行ったものであり、地震前の測量結果との座標差から地震に伴う地殻変動が求められている。図 22 に、同調査結果に基づいて上下変動量および水平変動量の分布と地震断層の比較を示す。

図 22 からは、主な地震断層帯の南東側地域では最大 0.5m 程度以下の隆起と１ｍ程度の南西側への水平変動が認められ、水平変動量及び上下変動量は地震断層帯からの離れるにつれて緩やかに小さくなる。地震断層帯の北西側地域では、水平変動の向きは概ね北西方向であるが、断層帯の南西部付近では北東方向、中央部付近では東北東方向、北東部付近では北向きに変化する。また、上下変動量は、南西部付近ではわずかに沈降、中央部付近では西原村布田付近を中心とした最大約 2.5m におよぶ大きな沈降､北東部の阿蘇カルデラ外輪山付近ではわずかな隆起を示す。主要な地震断層帯を挟んだ地殻変動の向きや大きさは、断層帯の北東端から南東端まで比較的に変化が少なく、北西側の地盤は南東に対して相対的に北東方向に２～３ｍ移動している。断層帯南西部の高木地震断層に沿っては、断層帯を挟んだ水平変位量は、断層帯に平行する NNE-SSW 方向であり、布田川地震断層に収斂する北北東端では約２ｍであり、南南西に向かって緩やかに減少する。しかし、主要な地震断層帯とした白旗付近においても水平変動量は１ｍ余りと大きい。一方，主要な断層帯の北東側では、地震断層の出現が確認できた北東端付近でも水平変位量は２ｍ近くの大きな値をもつ。さらに北東側については、十分なデータが得られていないが、北西側の阿蘇カルデラ外輪山付近では北向き１ｍ程度の比較的大きな変動が広がっている。

主要な地震断層帯の内部を詳しく見ると、布田川地震断層の北東端部及び西南西端部では沈降が生じており、また中央部では、両側地殻の変動量の差は断層の走向に直交する水平傾斜成分として水平短縮をもたらしていることが読み取れる。なお、この測量結果によれば、出ノ口地震断層に伴う上下変動量は最大でも１ｍ程度以下と小さい。

3.　三次元 SAR 解析データと地震断層の関係

小林（2017）による三次元 SAR 解析データを使用して作成した上下・東西・南北の３成分の等変動量線図（図 23、24、25）においても、熊本地震に伴う地殻変動については、上述の図根点・基準点測量に基づく結果と同様の特徴が認められる。表４に、主要な地震断層帯のうち、変位量が大きい布田川地震断層帯を横切る測線での計測（図 26、27、28）に基づいて、断層帯を挟んだ両側での変位の概要を示す。これによれば、断層帯を挟んだ水平変位量は 2.2～2.6m と一様に大きく、上下成分は南側上がりとなっており断層帯中央付近で最大の 2.6m となる。また、断層帯の水平変位は、右横ずれ 2.2～2.6m で、水平傾斜成分は一般には数 10cm の水平伸長であるが、断層帯中央の測線 D においては 0.6m の水平短縮となっている。

また、３次元 SAR 解析データは水平解像度が 1.8sec（約 50m）と高いことから、これらの図からは、主要な地震断層帯のより詳細な内部構造や副次的な地震断層の特徴を読み取ることができる。布田川地震断層帯中央部では､布田川地震断層と出ノ口地震断層が幅 1.5～２km で並走しており、前者は右横ずれ正断層、後者は正断層成分が卓越するとともに一部では左横ずれ成分を伴う地震断層となっている。変動の東西成分を示す図 27 の測線 C においては、両地震断層に挟まれたブロックは、北西側および南西側のいずれに対しても

相対的に西向きに変動しており、この結果、出ノ口地震断層に沿っては左横ずれがあらわれたと推定される。また、変動の上下成分を示す図 26 の測線 C によれば、小森牧野東方の出ノ口地震断層を挟んだ上下変位量は１ｍ程度である。現地踏査においては、この測線の付近では約２～３ｍと大きな上下変位が計測されている。これは、断層に沿って、３次元 SAR 解析データの解像度よりも小さい範囲において局所的な地溝あるいは半地溝状の変動があったものと解釈できる。

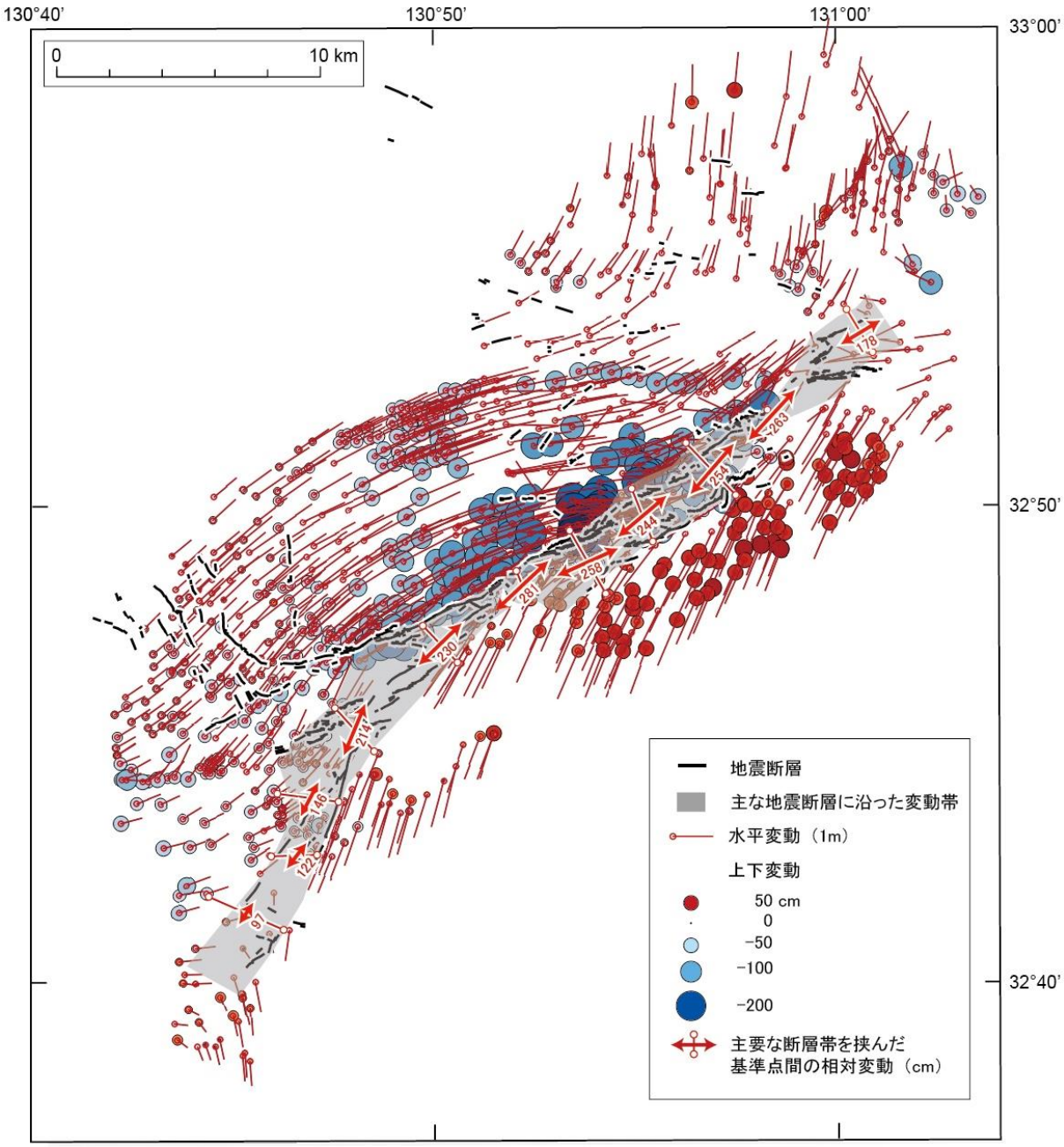


図 22　被災地域境界基本調査の測量結果による地殻変動と地震断層。

測量結果は、国土交通省による地籍図根点及び公共基準点等の再測量結果（被災地域境界基本三角測量の測量成果、
http://www.chiseki.go.jp/plan/hisaikyoukai/kumamoto/index.html）を使用した.

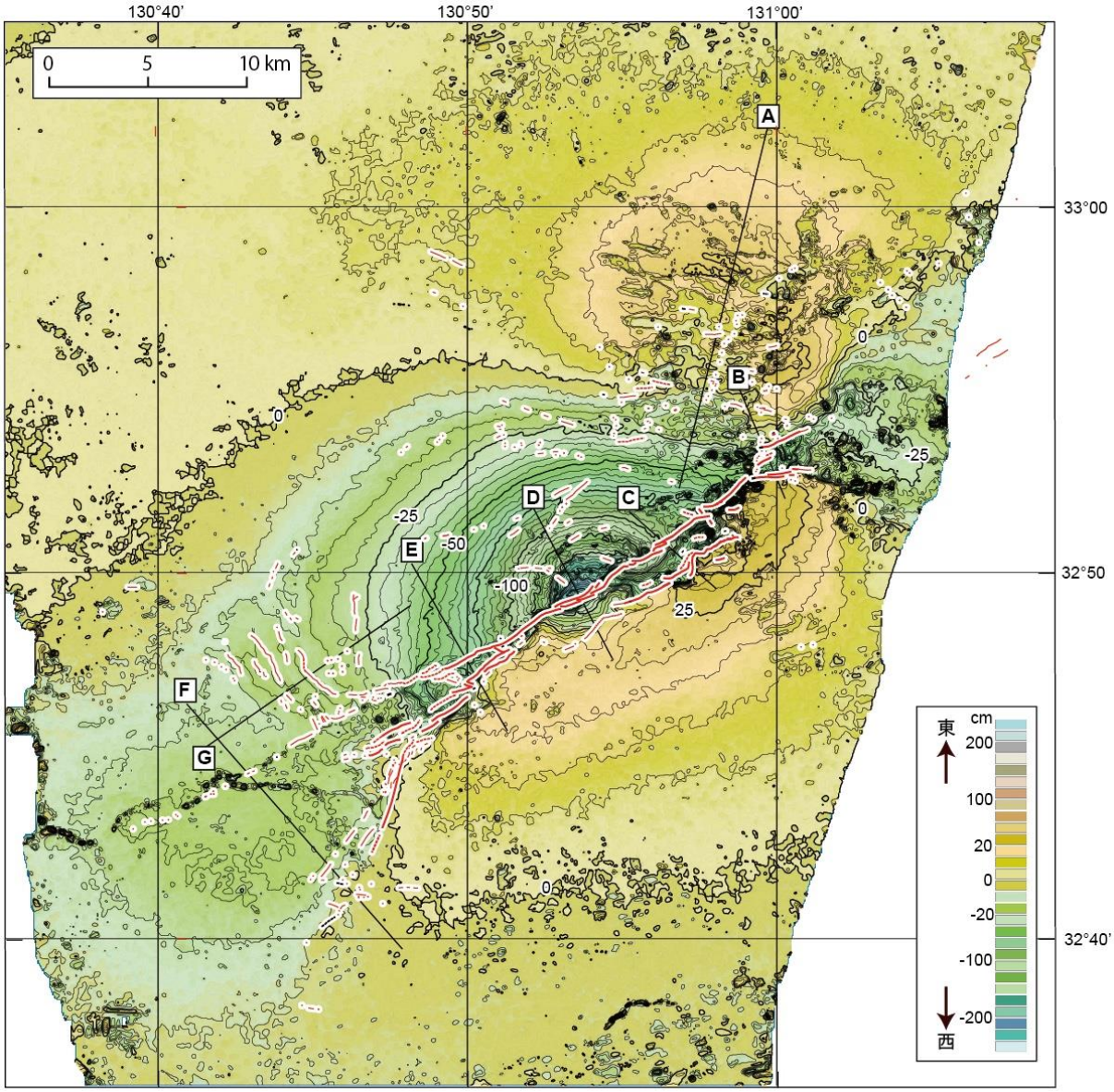


図 23　３次元 SAR 解析データの上下成分に基づく地殻変動と地震断層
等値線間隔は５cm。現地踏査で確認できたｂ地震断層を赤線で示す。SAR 解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

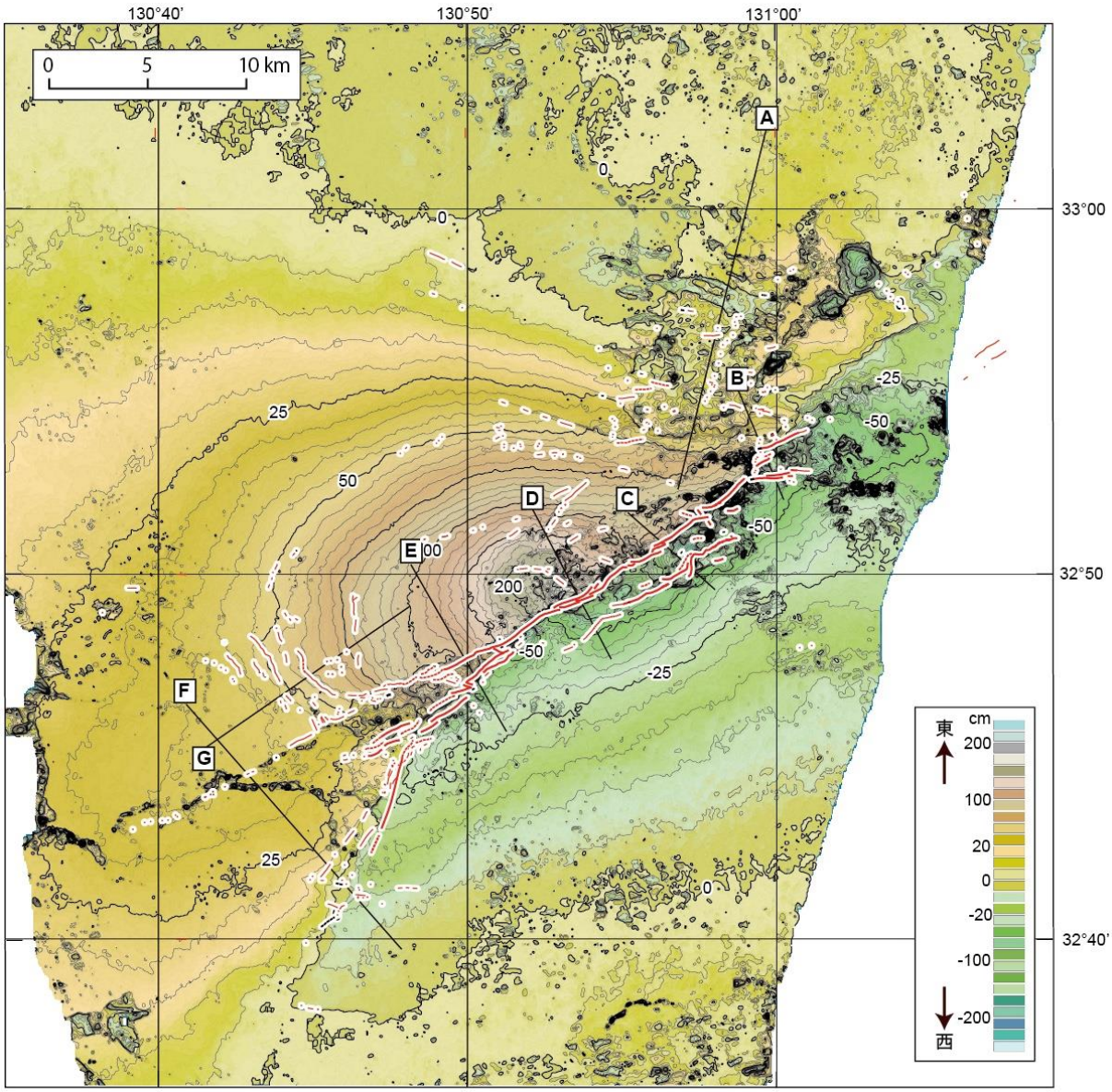


図 24　３次元 SAR 解析データの東西成分に基づく地殻変動と地震断層
等値線間隔は５cm。現地踏査で確認できたｂ地震断層を赤線で示す。SAR 解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

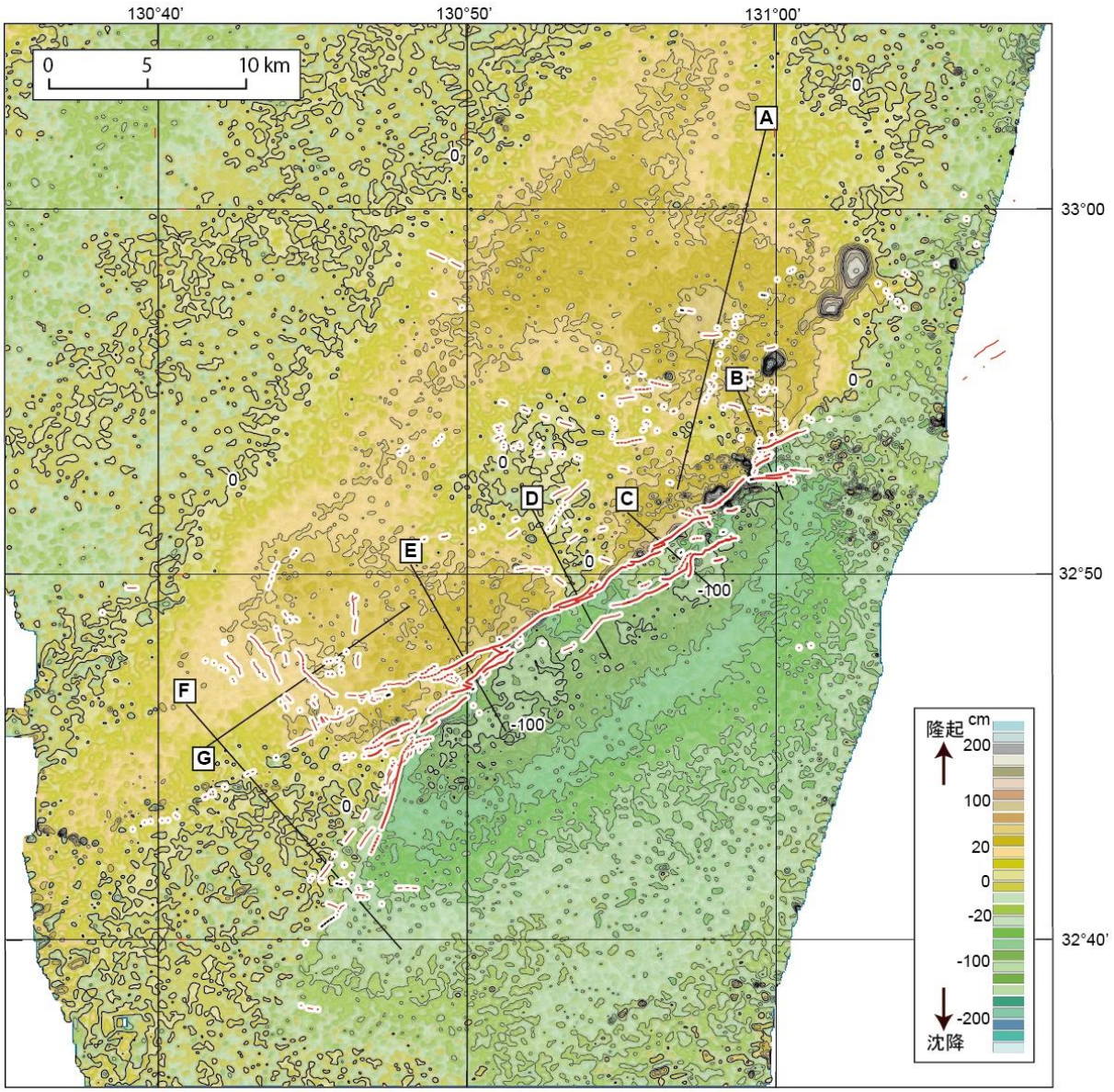


図 25　３次元 SAR 解析データの南北成分に基づく地殻変動と地震断層
等値線間隔は 20cm。現地踏査で確認できたｂ地震断層を赤線で示す。SAR 解析データ（小林，2017）は小林知勝氏から提供を受けた。また、解析に使用された原初データの所有権は JAXA にある。

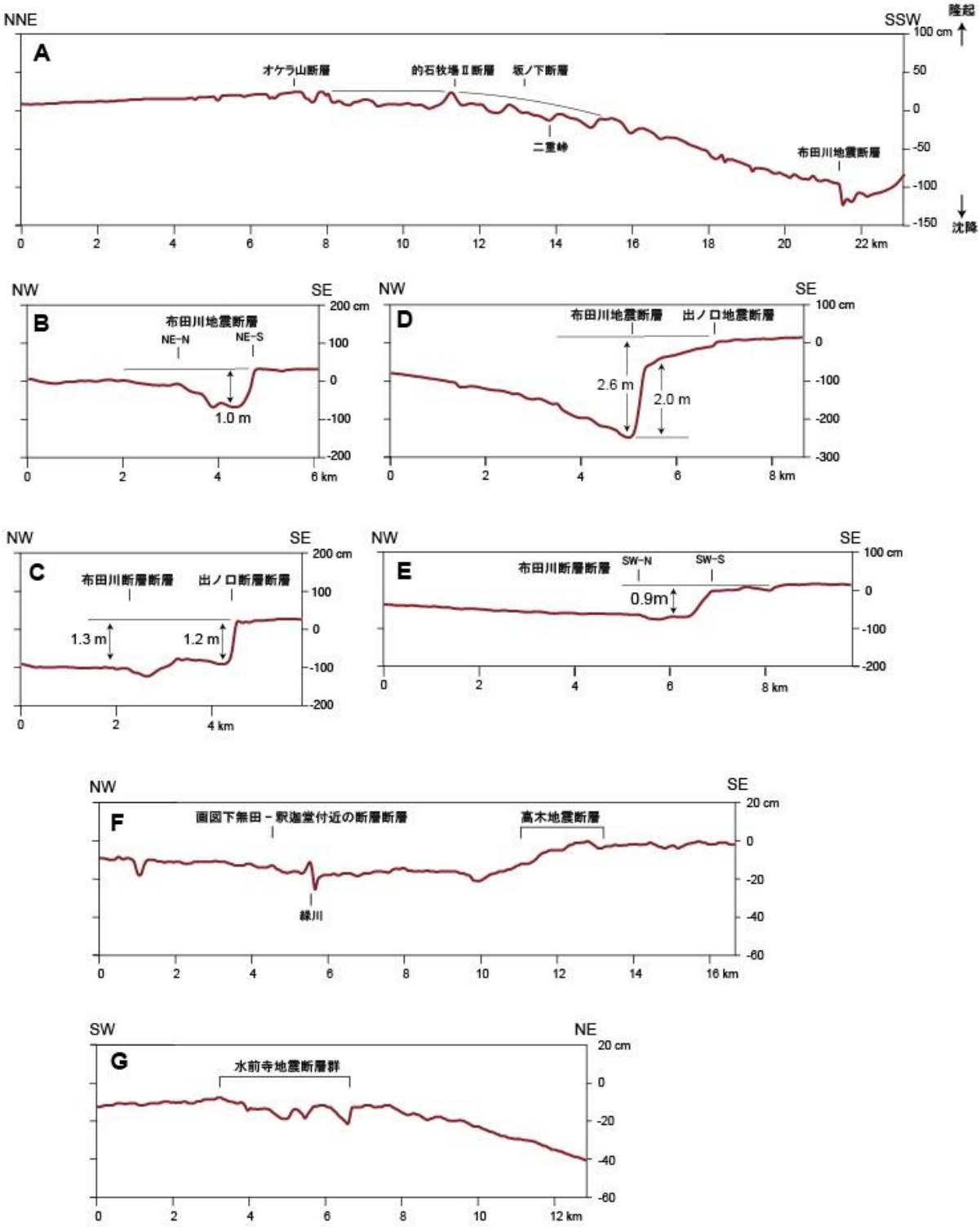


図 26　３次元 SAR 解析データによる変動の上下成分の分布
測線の位置は図 23 に示す。

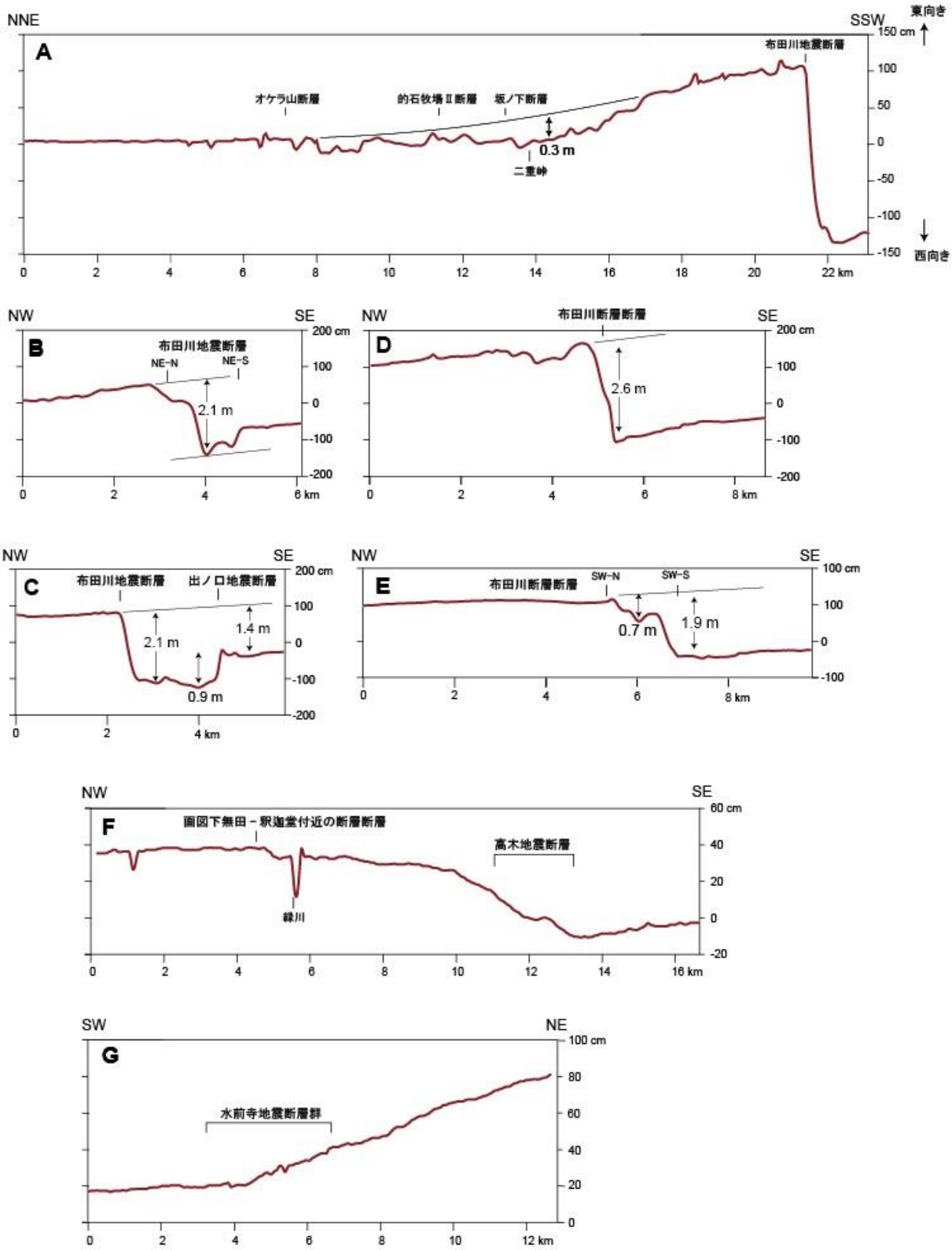


図 27　３次元 SAR 解析データによる変動の東西成分の分布
測線の位置は図 24 に示す。

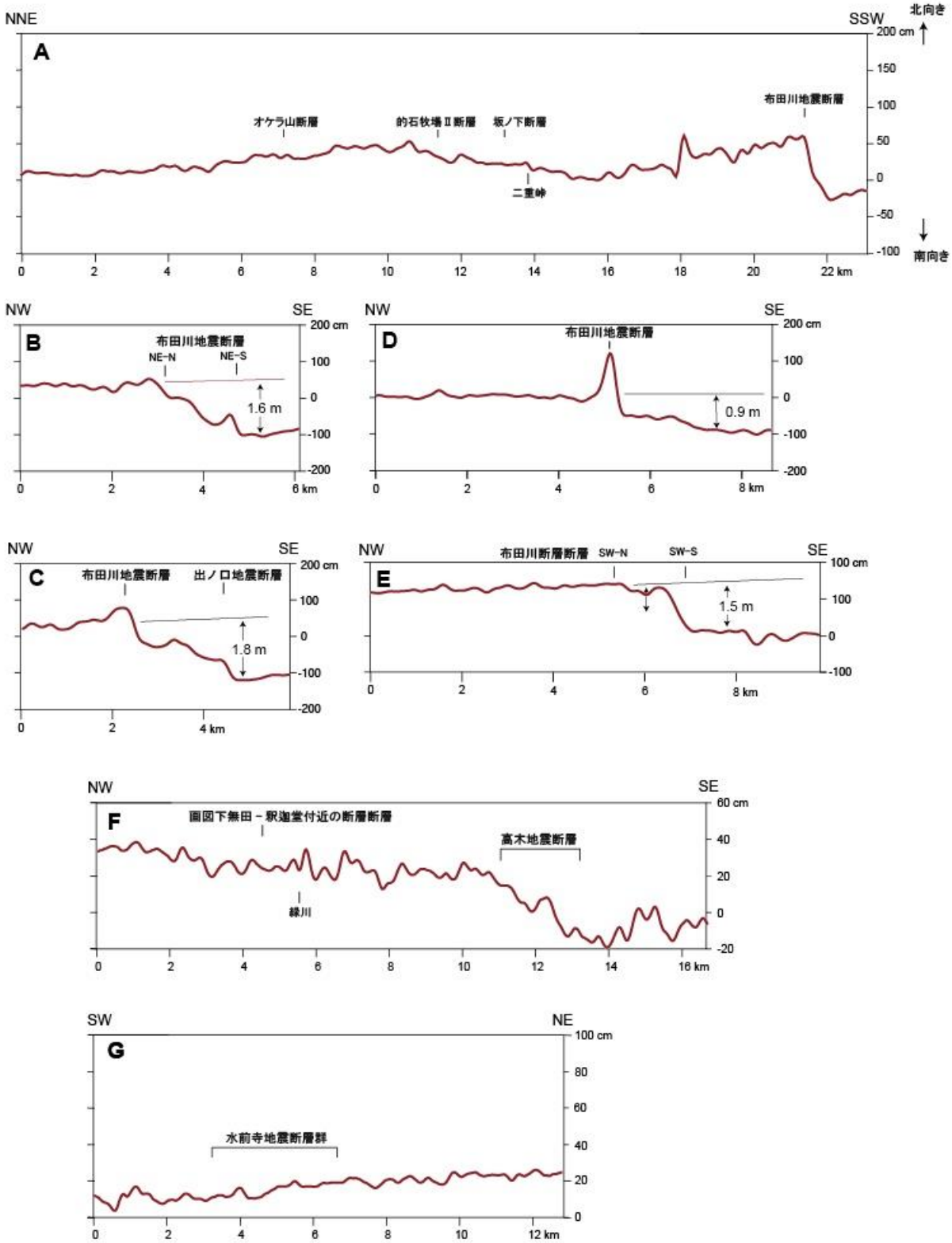


図 28　3 次元 SAR 解析データによる変動の南北成分の分布
測線の位置は図 25 に示す。

また、断層帯中央部の布田川地震断層付近では、局所的に大きな北向きの成分があらわれている（図 20、図 23 の測線 D)。測線 D 周辺では、布田川地震断層は北西落ち斜面に沿った幅 300～500m の断層帯となっており、その南東側にあたる斜面上部では開口を伴う横ずれの断裂が、また斜面の基部では逆断層成分を伴う地震断層が分布している。これらの変動と地震断層の出現状況から、この斜面では幅狭い帯状のブロックが北側、すなわち斜面下側に移動したことが推定される。

断層帯北東端部の河陽付近では、地震断層は大きく NE-S 断層と NE-N 断層の２つにＹ字型に分岐する（図６)。3 次元 SAR 解析データの上下成分には、この２つに挟まれた範囲が半地溝上に最大１m 程度沈降するとともに、沈降の範囲は地震断層が確認できた北東端から数 km に及んでいる（図 23 及び図 26 の測線 B)。断層帯を挟んだ東西成分は河陽付近においても 1.5～２m 程度と大きく（図 27 の測線 B)、NE-N 地震断層およびその延長を境に変動の向きが逆になっている。これらの変動は、布田川地震断層帯の北東端部から延長にかけて、断層の右横ずれ成分を反映した伸張性の屈曲構造あるいはプルパート的な変動が広がっていると解釈できる。なお、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）は干渉 SAR 解析結果から、また、向山（2017）は地震前後の LiDAR 計測による変動の解析から、河陽から北東に阿蘇カルデラ内を経て外輪山まで延びる水平変動の不連続を見出しており、山田−小野−今町付近の地震断層などはそれらの不連続線付近にあらわれている。

地震断層帯南西部においても、２つに分岐した断層線に沿って沈降が生じている。図 26 の測線 E が示すように、SW-S 地震断層に沿っては１m 程度の北側低下、また SW-N 地震断層に沿ってもわずかな南側低下の上下変動が見られる。この傾向は、SW-S 断層から分岐する高木地震断層と SW-N 断層の延長である画図下無田−釈迦堂付近の地震断層の間にも認められ、前者では幅２～３km の断層帯において北西低下側が 0.2m 程度、また向斜では南側が数 cm 低下する幅数 km の半地溝状の変動が生じている（図 23)。ここでも、断層の右横ずれ成分を反映した伸張性の屈曲構造あるいはプルパート的な変動が広がっていると解釈できる。

このように測地・測量結果によれば、布田川地震断層帯では、主要な地震断層帯とした長さ 31～33km の区間に加えて、その北東延長では長さ約 15km、南西延長では長さ５～８km にわたって構造的に密接に関連する副次的な地震断層が広がっていると解釈できる。

正断層成分をもつ布田川地震断層帯の上盤側に相当する北西側では、とくに南西端付近には水前寺地震断層群が、また北東側には阿蘇カルデラ外輪山西部の地震断層群が発達している。このうち、水前寺地震断層群は、広域的な沈降部の縁にあって、東西方向の伸長に伴う幅４～６km の地溝帯を形成している（図 23 及び図 26 の測線 F)。また、外輪山西部の地震断層群は、幅 10km 程度の地溝帯を形成している（図 23 及び図 26 の測線 A)。さらに、二重峠の南方では、東西方向の変動は、布田川断層から離れるに従って緩やかに減衰する傾向に加えて、北北東側が相対的に西向き 0.3m の変動を示している。この変位は、車帰−下野付近の地震断層、古城断層付近の地震断層及び新小屋−平川−杉水付近の地震断層など、布田川地震断層と共役関係にある WNW-ESE 走向の地震断層群による左横ずれを反映したものと解釈できる。

表５　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

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	△	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎
コンクリート構造物	X	△	○	◎	◎	◎	◎	◎
アスファルト舗装路面	X	X	△	○	◎	◎	◎	◎
芝地・未舗装路面	X	X	X	△	◎	◎	◎	◎
農地(乾燥)	X	X	X	△	△	○	◎	◎
林地	X	X	X	X	X	△	○	◎

◎　ほぼ検知できる　　△　検知できることがある
○　概ね検知できる　　X　検知できない

4.　現地踏査で計測できた変位量と変位基準の関係

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５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５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１cm 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、剛性の低いアスファルト舗装道路では 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、既存の調査報告や本調査によって、カルデラ外輪山北西部を除いて概ね補足できていると考えられる。

3) 阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野(阿蘇カルデラ内)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熊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 29A)。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 29B)。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１ｍ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（平成 28 年度総合的調査報告書 (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。これらの地溝は平成 28 年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の管理する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）と地震直後に株式会社 PASCO によって取得された地形データ（0.5ｍ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 30A)。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 29B)。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 31)。地震断層は耕地のさらに東では消滅し、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 31)。

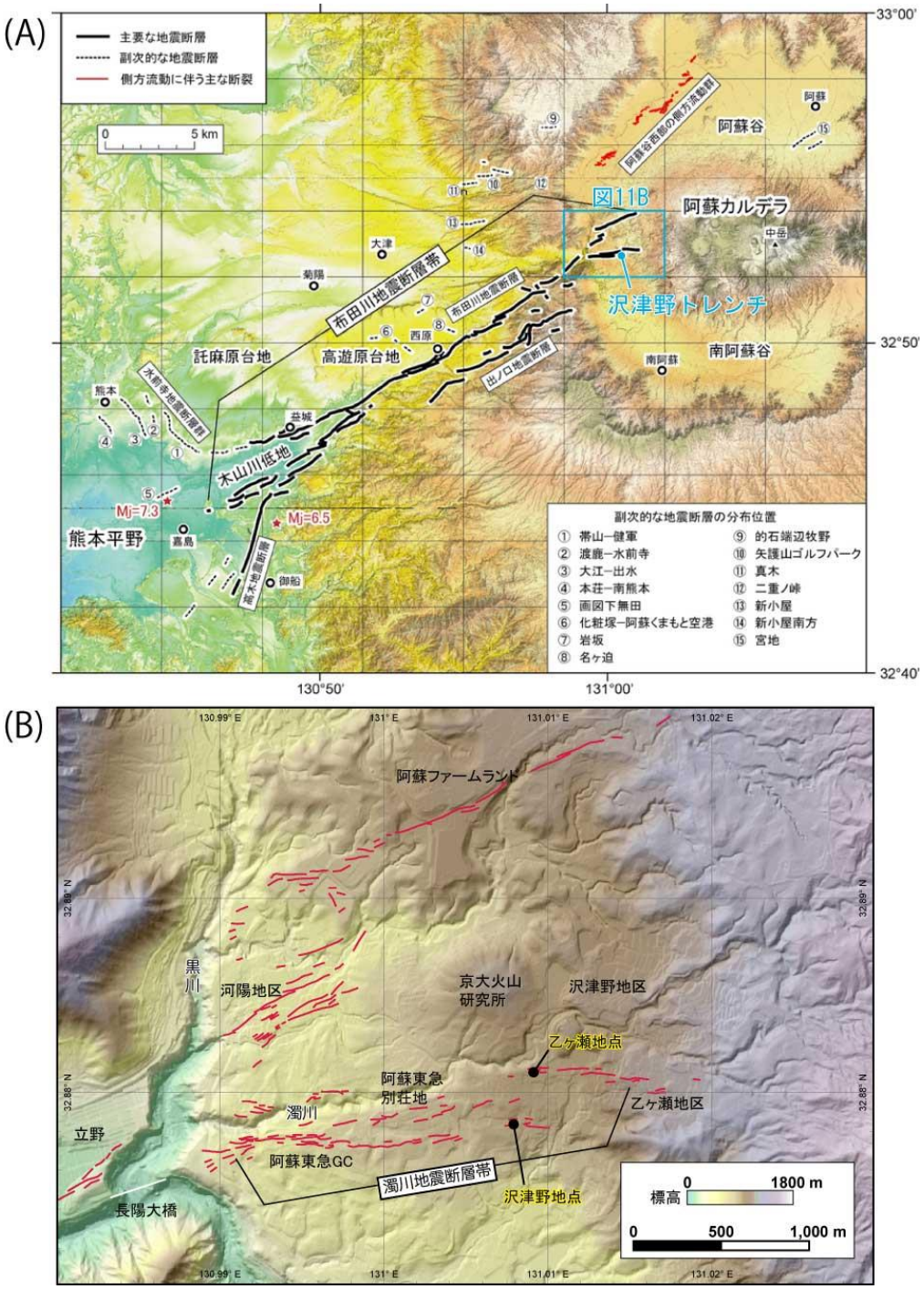


図 29 平成 28 年熊本地震による地表地震断層の分布

（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。図 B の背景は、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（５ｍメッシュ）を使用して作成した（国土地理院，2017a)。

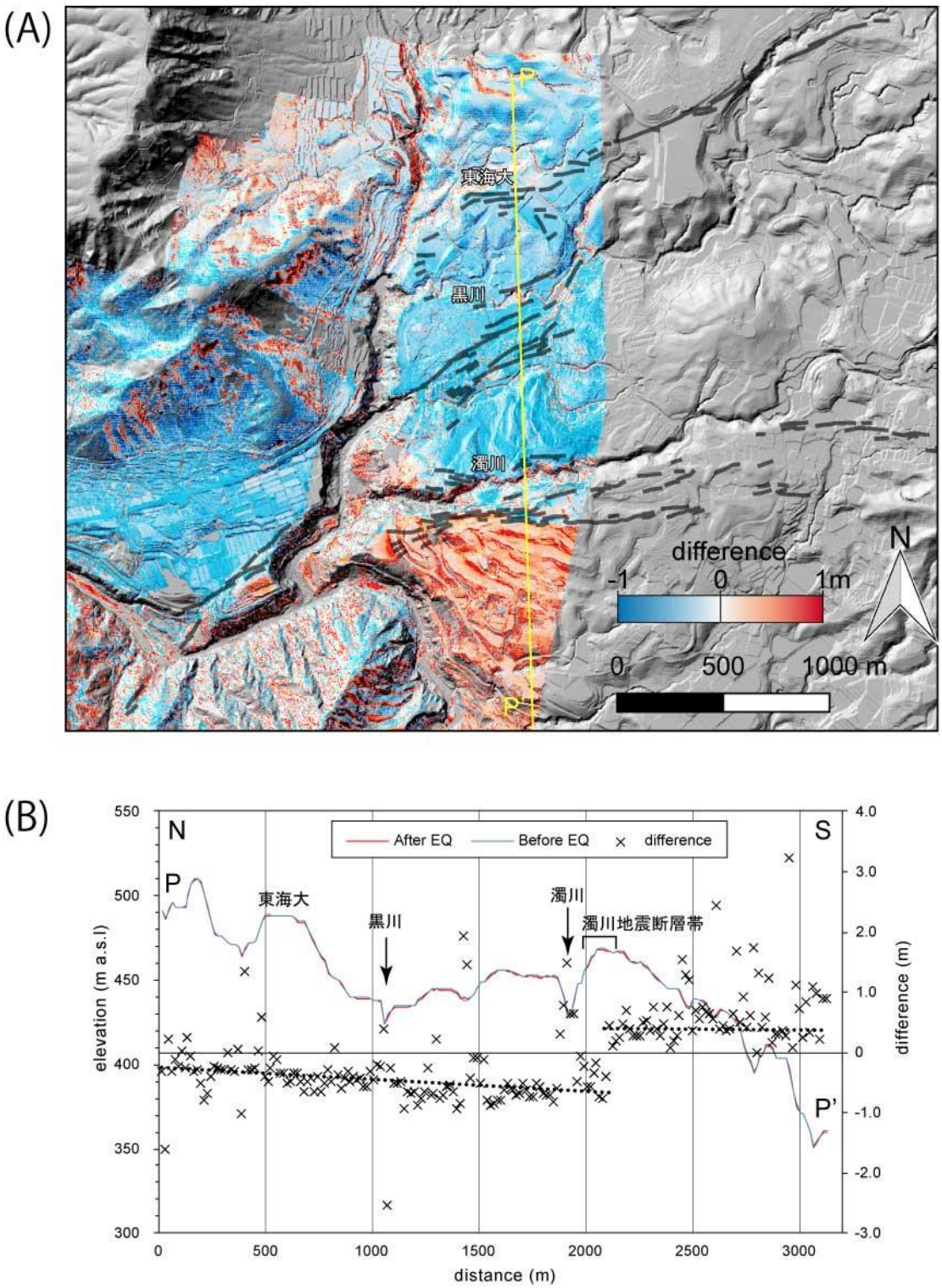


図 30 熊本地震後の地表変位量分布

（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（株式会社 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。

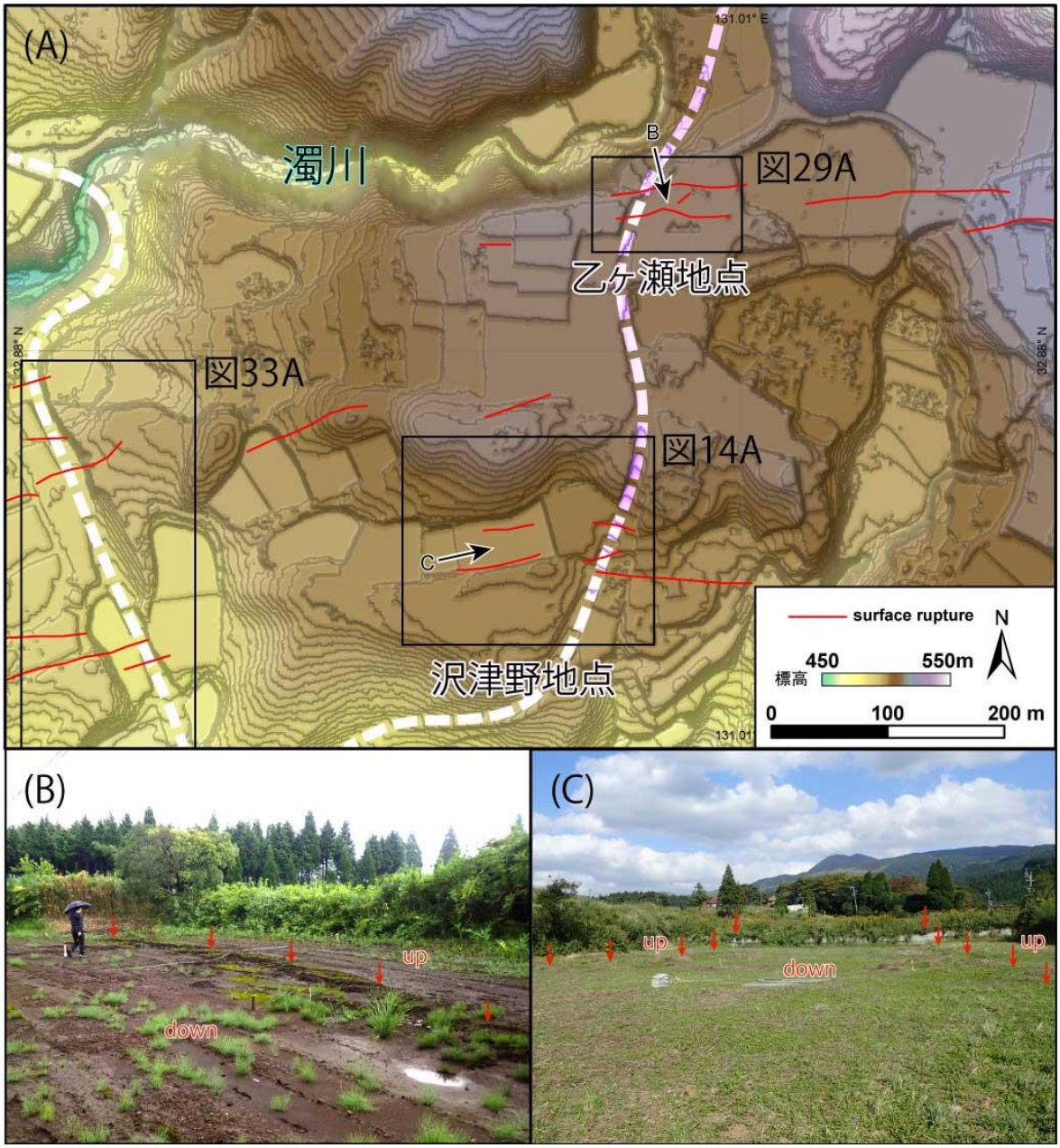


図 31 沢津野地区および乙ヶ瀬地区周辺の地形概要

(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。背景は、国土地理院の管理する航空レーザ計測データを元に作成された地形データ（１ｍメッシュ）を使用した。(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 32、コア写真および柱状図を図 33～44、地中レーダー探査結果を図 45～46 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。STN-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。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 47、コアの写真と柱状図を図 48～49、地中レーダー探査結果を図 50 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 OGS-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 OGS-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。OGS-2 孔と OGS-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。

平成 28 年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 51)。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 31A)。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（図 52)。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（図 53)。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。

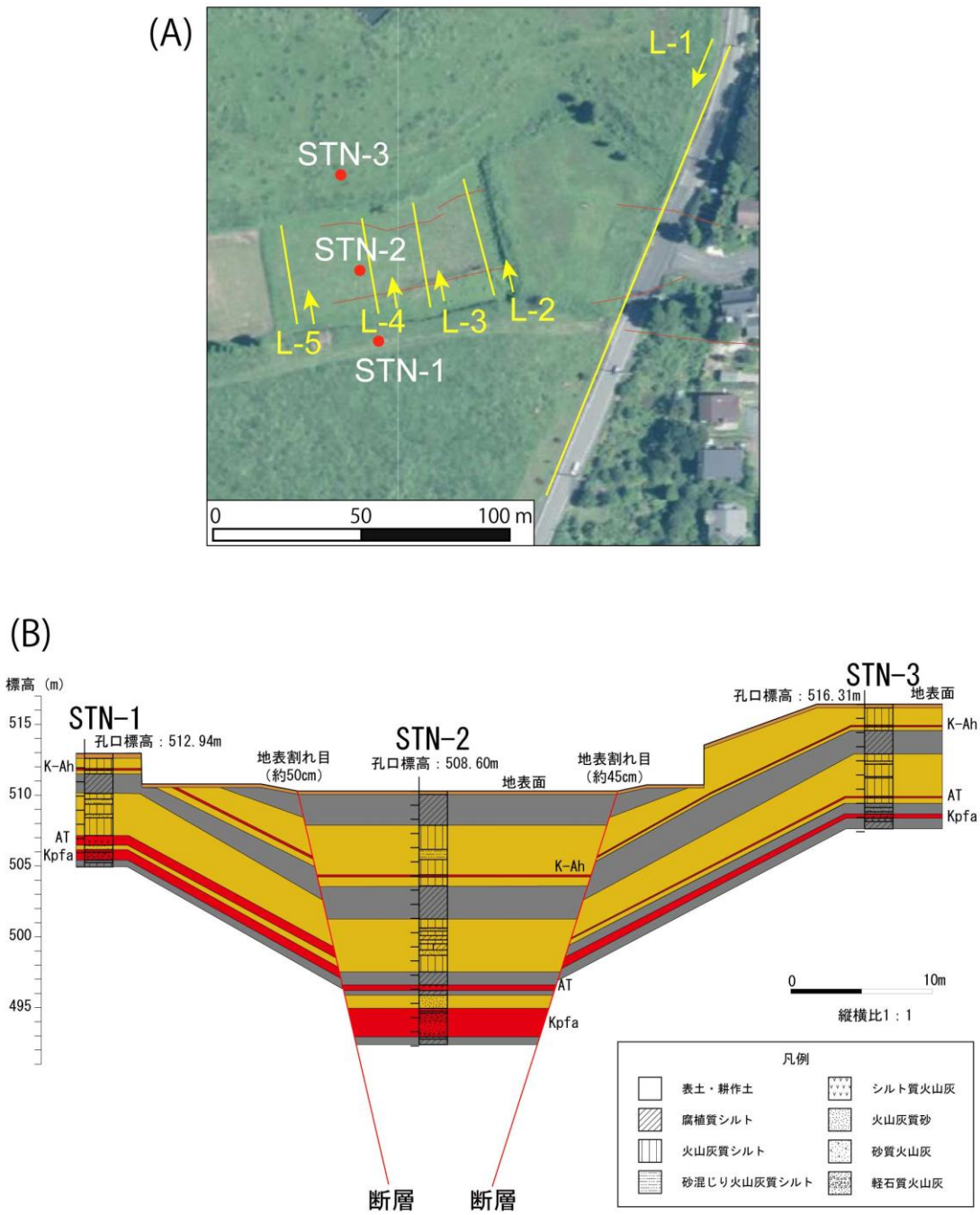


図 32 沢津野地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図
（A）ボーリング掘削位置（赤丸）および地中レーダー探査測線（黄線）。赤線は地震断層の位置を示す。背景のオルソ空中写真は地理院地図（全国最新写真（シームレス））から取得した（国土地理院, 2017b）。（B）ボーリングコアの観察結果から推定された地質断面図。

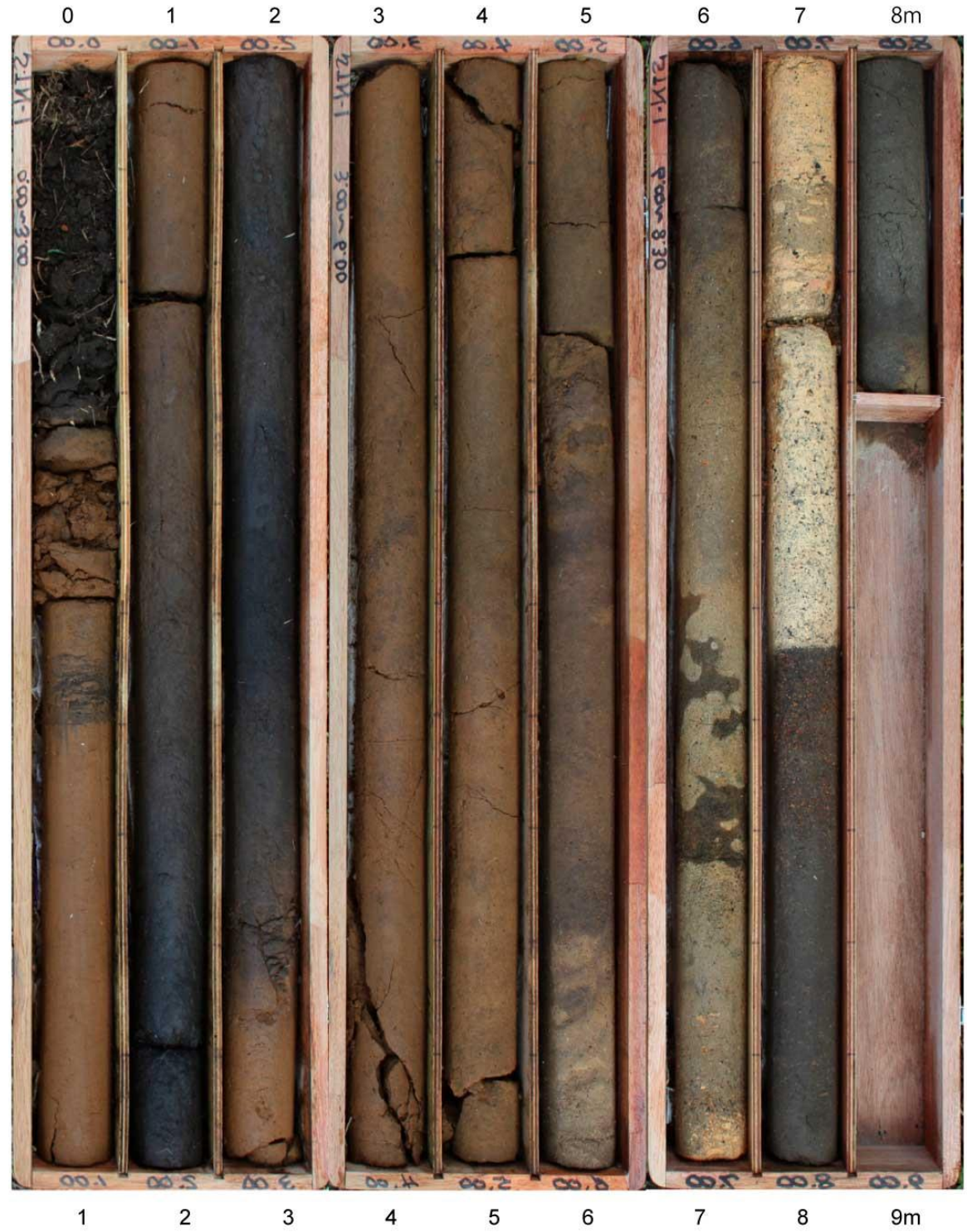


図 33 沢津野地区の STN-1 孔ボーリングコア写真

STN-1 柱状図（0～5m）

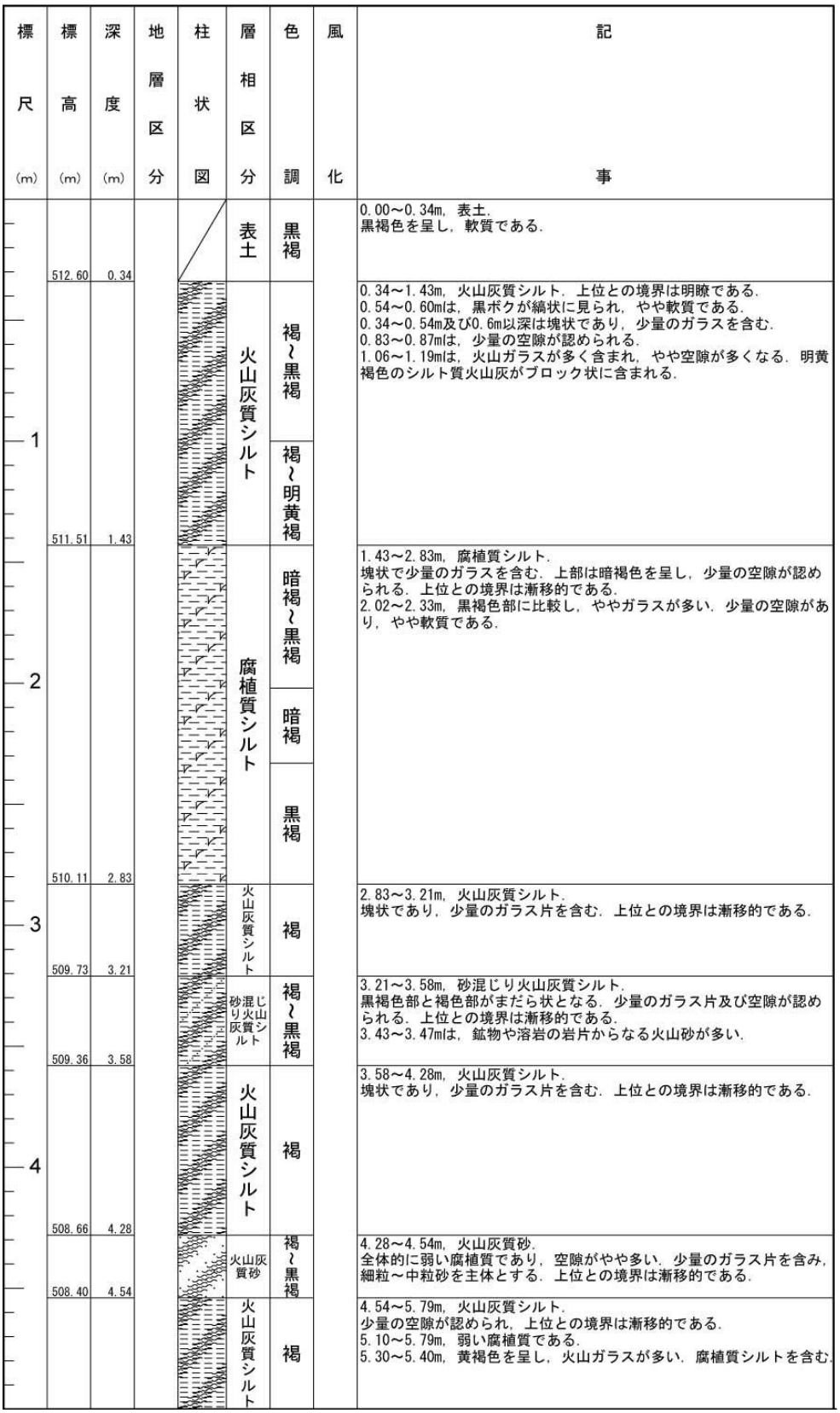


図 34 沢津野地区の STN-1 孔ボーリングコア柱状図（０～５ m）

STN-1 柱状図（5~8m）

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
					火山灰質シルト	褐 暗褐~黒褐		
	507.15	5.79						
6					シルト質火山灰	黄褐~黒褐 暗褐~黄褐		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．上位との境界は不明瞭である． 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． 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．
	506.46	6.48						
					砂質火山灰	黒褐~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．
	506.15	6.79						
	505.98	6.96			シルト質火山灰	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					軽石質火山灰	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．
	505.41	7.53						
	505.24	7.70			シルト質火山灰	黒褐		7.53～7.70m，シルト質火山灰．褐色の軽石及び岩片を主体とする．基質はシルトからなる．上位との境界は明瞭であり，上部ほど黒色が強い．
	504.94	8.00			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 35 沢津野地区の STN-1 孔ボーリングコア柱状図（５～８ m）

図 36 沢津野地区の STN-2 孔ボーリングコア写真（０～９ m）

図 37 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)

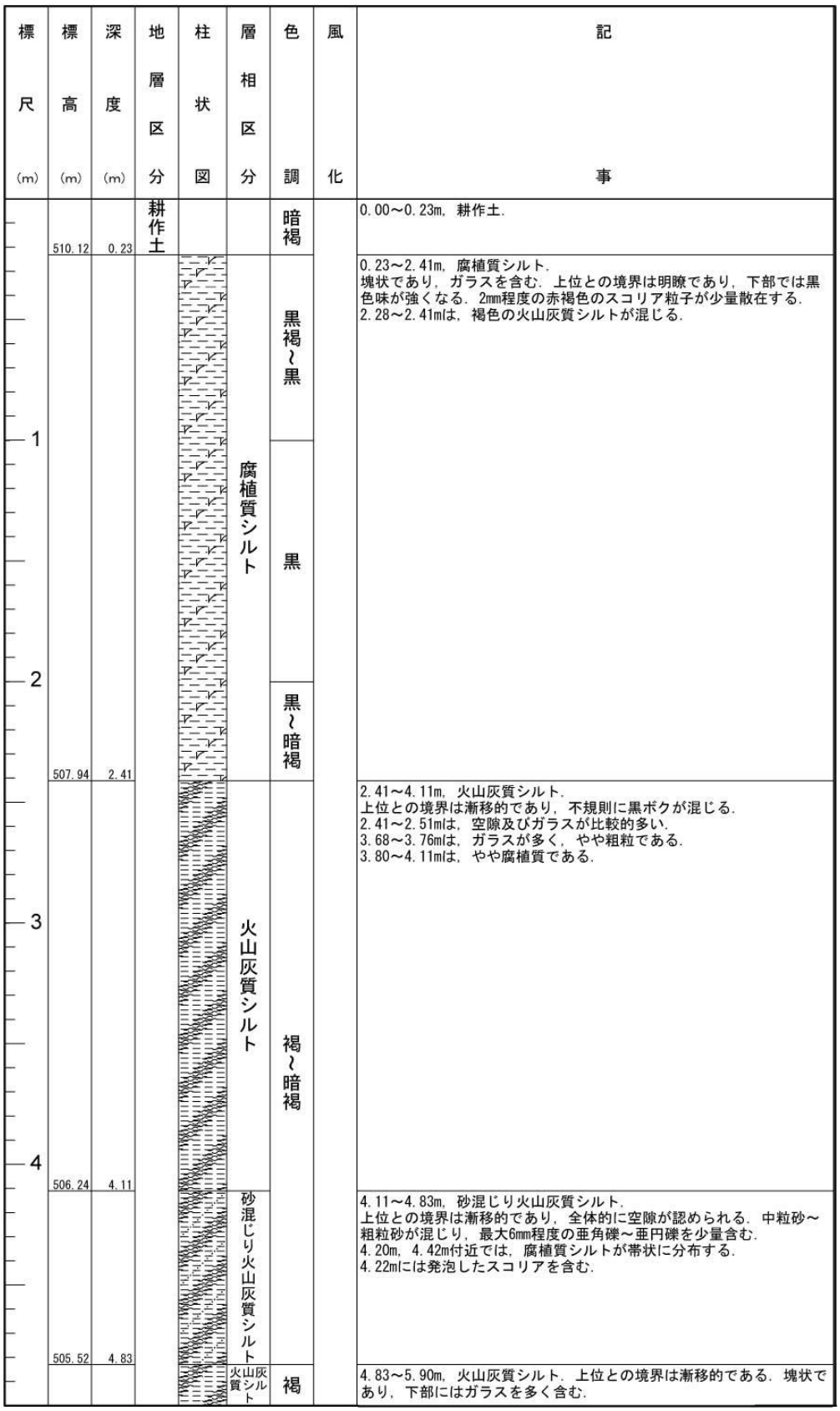


図 38 沢津野地区の STN-2 孔ボーリングコア柱状図（０～５ m）

STN-2 柱状図 (5~9m)

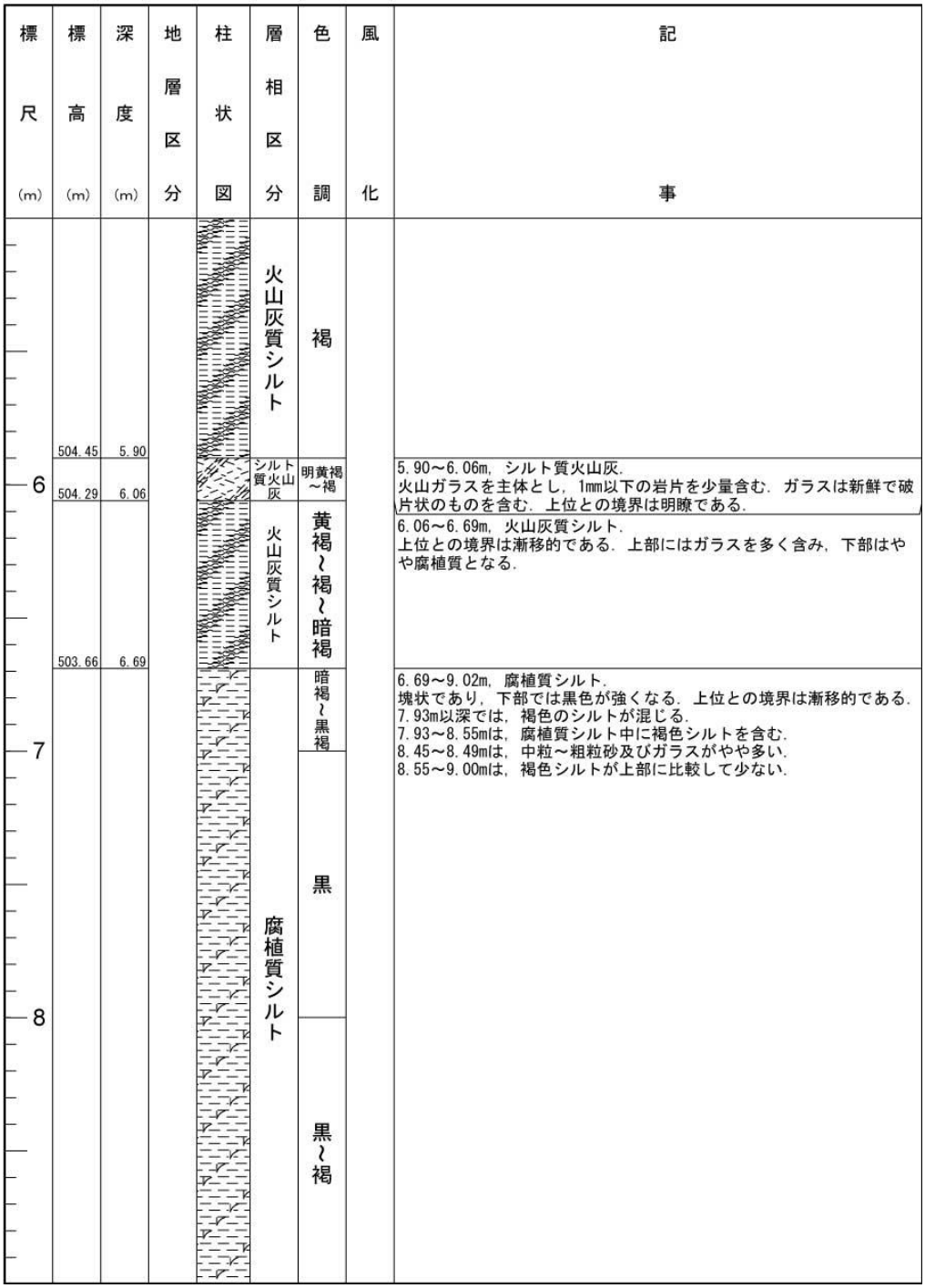


図 39 沢津野地区の STN-2 孔ボーリングコア柱状図（５～９ m）

STN-2 柱状図 (9~14m)

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
	501.33	9.02			火山灰質シルト	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			火山灰質シルト	暗褐		
	500.47	9.88			砂混じり火山灰質シルト	暗褐		9.66～9.88m，砂混じり火山灰質シルト． 上位との境界は漸移的であり，やや腐植質である．中粒砂～粗粒砂サイズの岩片及び鉱物片が混じる．
10	500.15	10.20			火山灰質シルト	褐～暗褐		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．
	499.85	10.50			腐植質シルト	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．
	499.57	10.78			火山灰質シルト	褐～暗褐		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	499.14	11.21			火山灰質シルト（腐植質シルト）	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	褐～暗褐		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．
12	497.59	12.76			火山灰質シルト	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．
						褐～暗褐		
13	496.67	13.68			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．
					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 40 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)

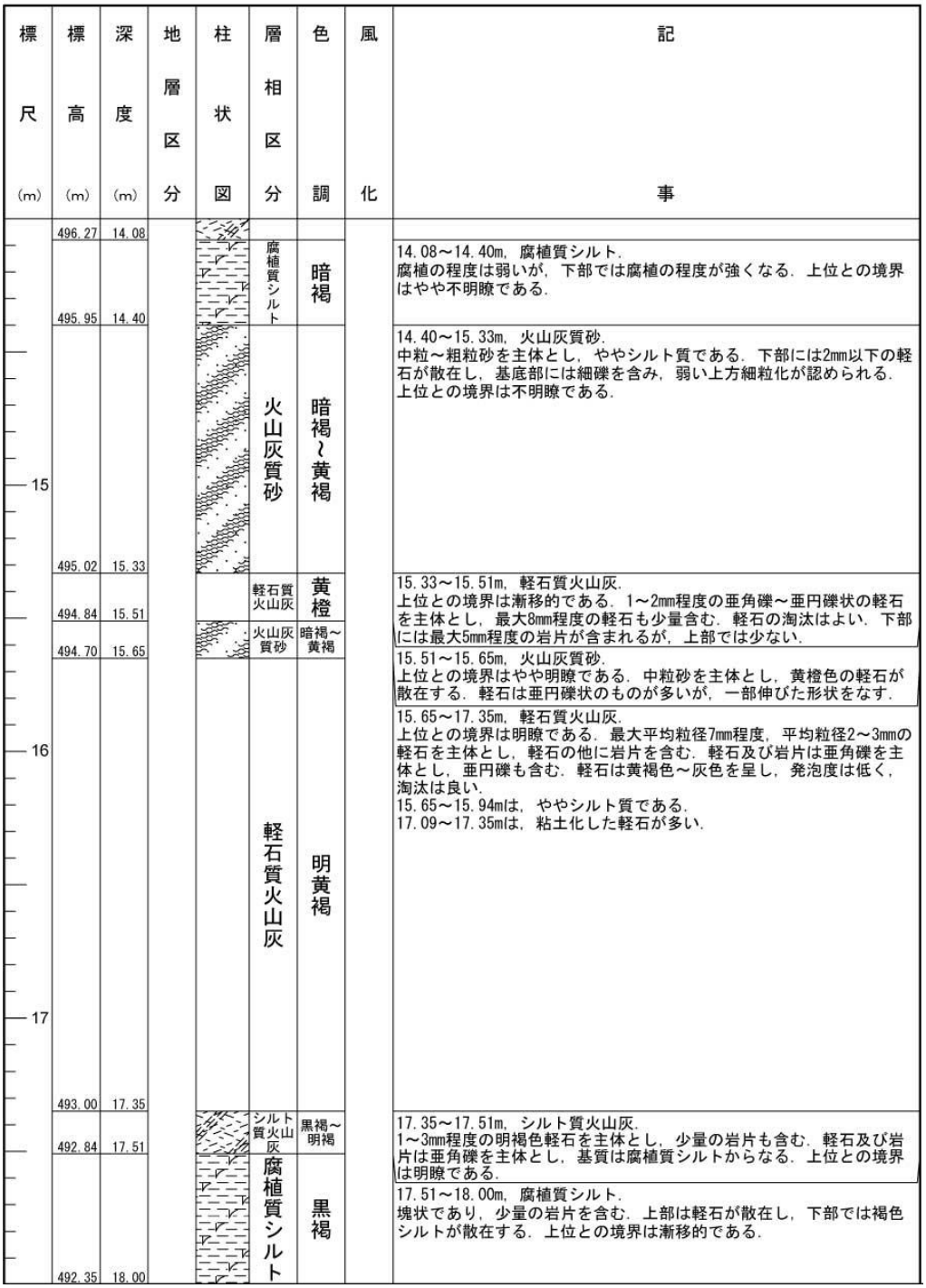


図 41 沢津野地区の STN-2 孔ボーリングコア柱状図（14～18 m）

図 42 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)

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
					表土	黒褐		0.00～0.26m, 表土. 黒褐色を呈し, 軟質である.
	516.05	0.26						
					火山灰質シルト	褐～暗褐		0.26～1.49m, 火山灰質シルト. 褐色だが, 上部20cm程度は暗褐色を呈する. 上位との境界は明瞭である. 塊状で少量のガラス片を含むが, 下部ではガラスが多い.
1								
	514.82	1.49						
					シルト質火山灰	褐		1.49～1.60m, シルト質火山灰. 褐色を呈し, 火山ガラスを多く含む. 空隙が比較的多く見られる. 上位との境界は漸移的である.
	514.71	1.60			火山灰質シルト	褐～暗褐		1.60～1.86m, 火山灰質シルト. 塊状であり, ガラスを含む. 上位との境界は漸移的である.
	514.45	1.86						
					腐植質シルト	黒褐		1.86～3.51m, 腐植質シルト. 黒褐色を呈し, 塊状である. 上位との境界は漸移的である. 2.00～3.00mは, 下部ほど硬質である. 3.00～3.51mは, 下部20cmに火山灰質シルトが混じる.
2								
3								
	512.80	3.51						
					火山灰質シルト	褐～暗褐		3.51～4.03m, 火山灰質シルト. 塊状で少量のガラスを含む. 上位との境界は不明瞭であり, 漸移的である. 下部には暗褐色のシルトが混じる.
4	512.28	4.03						
					砂混じり火山灰質シルト	褐～黒褐		4.03～4.24m, 砂混じり火山灰質シルト. 褐色部と黒褐色部が混在する. 上位との境界は漸移的である. 4.20m付近では, 岩片や鉱物片が多い.
	512.07	4.24						
					火山灰質シルト	褐		4.24～5.11m, 火山灰質シルト. 褐色を呈し, 塊状で少量のガラスを含む. 上位との境界は漸移的である. 4.90mに, シルトを狭在する.

図 43 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)

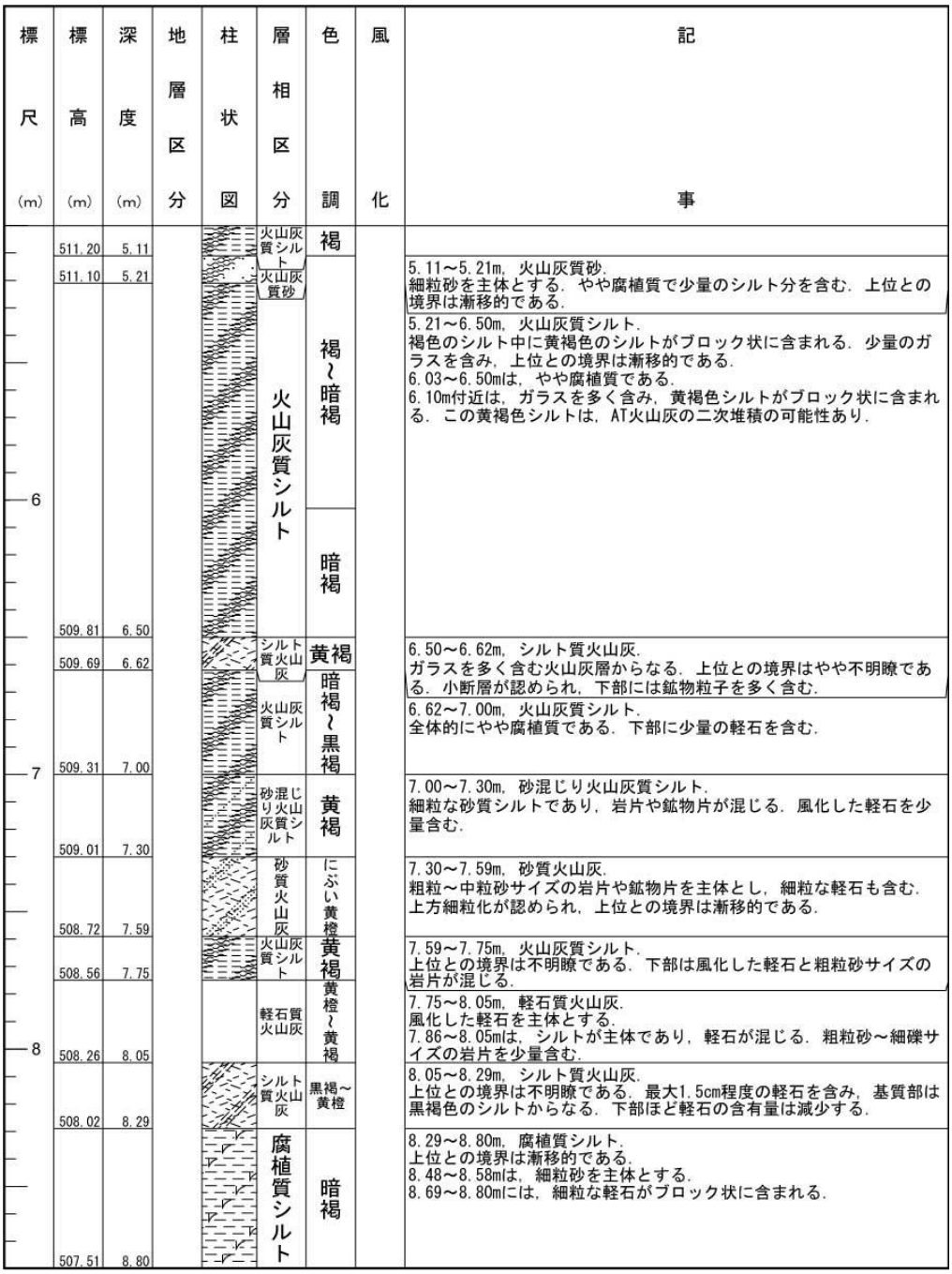


図 44 沢津野地区の STN-3 孔ボーリングコア柱状図（５～８ m）

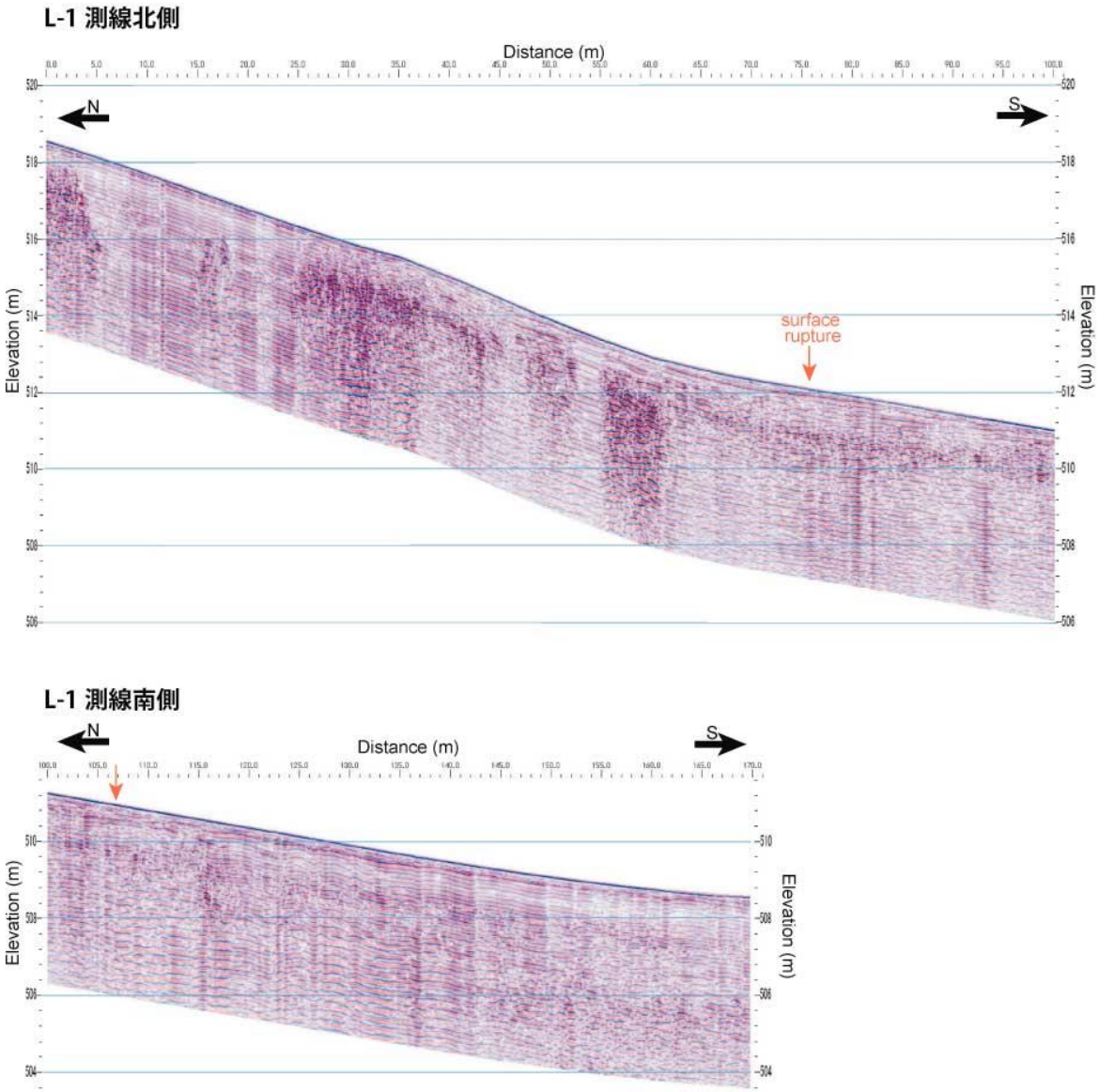


図 45 沢津野地区の地中レーダー探査断面 L-1

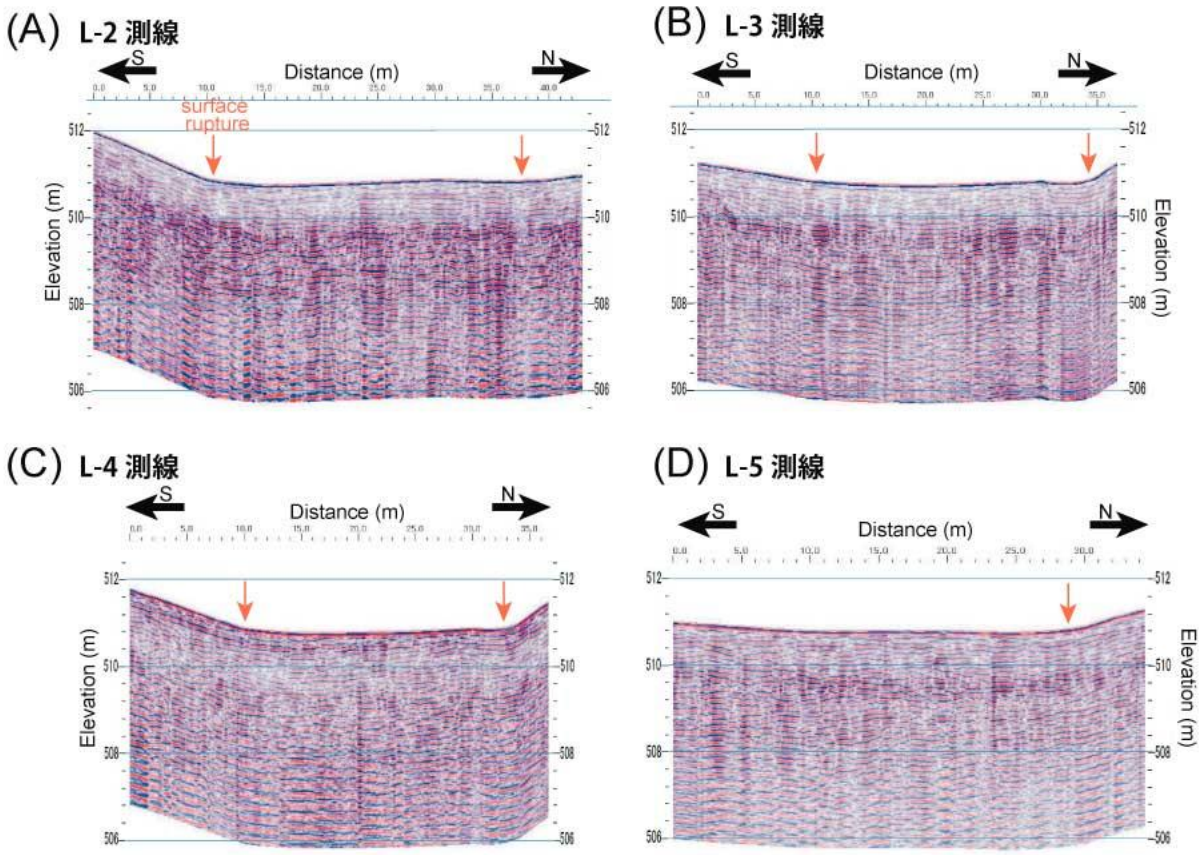


図 46 沢津野地区の地中レーダー探査断面
（A）L-2、（B）L-3、（C）L-4、（D）L-5。

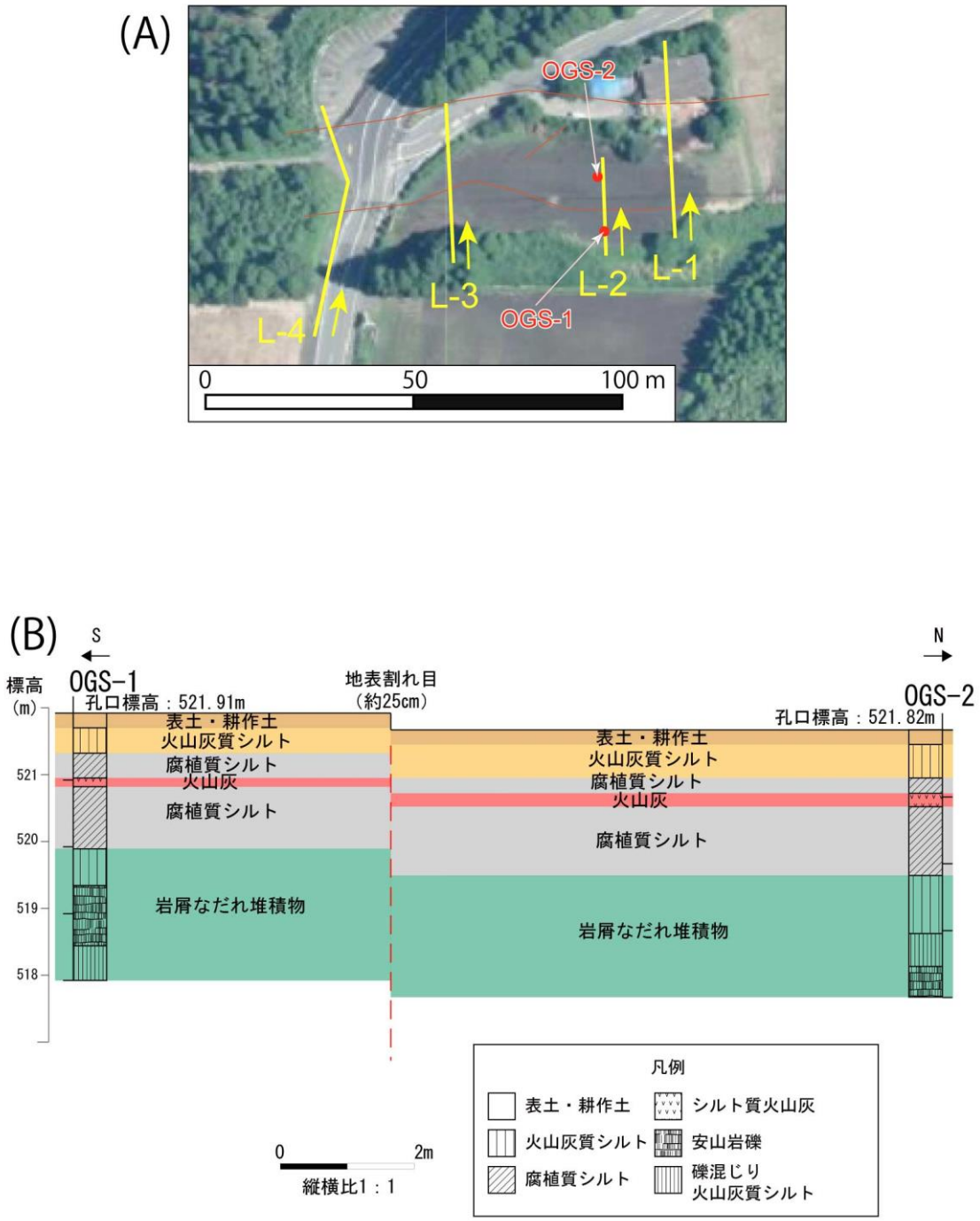


図 47 乙ヶ瀬地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図
（A）ボーリング掘削位置（赤丸）および地中レーダー探査測線（黄線）。赤線は地震断層の位置を示す。背景のオルソ空中写真は地理院地図（全国最新写真（シームレス））から取得した（国土地理院, 2017b）。（B）ボーリングコアの観察結果から推定された地質断面図。

OGS-1

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
	521.69	0.22	耕作土			黒褐		0.00～0.22m，耕作土． 上部15cmは軟質であり，下部7cmは締まっている．
					火山灰質シルト	褐		0.22～0.60m，火山灰質シルト． 褐色を呈し，細粒の岩片と少量のガラスを含む．耕作土との境界は不明瞭．含水率が高く，全体的に少量の空隙がある．
	521.31	0.60			腐植質シルト	暗褐		0.60～0.97m，腐植質シルト． 暗褐色を呈し，少量のガラス片を含む．上位層との境界は漸移的である．含水率が高く，全体的に少量の空隙がある．上位の火山灰質シルトと比較し，より粘土質である．
	520.94	0.97			シルト質火山灰	暗褐～黄褐		0.97～1.10m，シルト質火山灰． ガラスを多く含む．黄褐色のシルト質火山灰がブロック状に分布する．基質はガラスを多く含む腐植質シルトである．空隙が多く，上位との境界は漸移的である．
1	520.81	1.10			腐植質シルト	黒褐		1.10～2.03m，腐植質シルト． 1.10～1.52m，やや腐植質であり，少量のガラスを含む．塊状で，少量の空隙がある．上位との境界は漸移的である． 1.52～2.03m，黒色を呈する．塊状であり，少量のガラスを含む．
						黒		
2	519.88	2.03			火山灰質シルト	暗褐～黒褐		2.03～2.58m，火山灰質シルト． 暗褐色部と黒褐色部がパッチワーク状に分布する．少量のガラスを含み，空隙が目立つ．上位との境界は漸移的である．
	519.33	2.58			安山岩礫	暗灰		2.58～3.48m，安山岩礫． 最大6mm程度の斜長石を主体とする溶岩の礫．斑晶量は20～30%であり，石基は暗灰色でガラス質である．硬質であり，発泡痕が目立つ．
3	518.43	3.48			礫混じり火山灰質シルト	褐～暗褐		3.48～4.00m，礫混じり火山灰質シルト． 褐色部と暗褐色部がまだら状に分布する．ガラス及び最大7cm程度の溶岩の礫を少量含む．礫は安山岩であり，亜角礫主体である．
	517.91	4.00						

図 48 乙ヶ瀬地区の OGS-1 孔ボーリングコア写真および柱状図

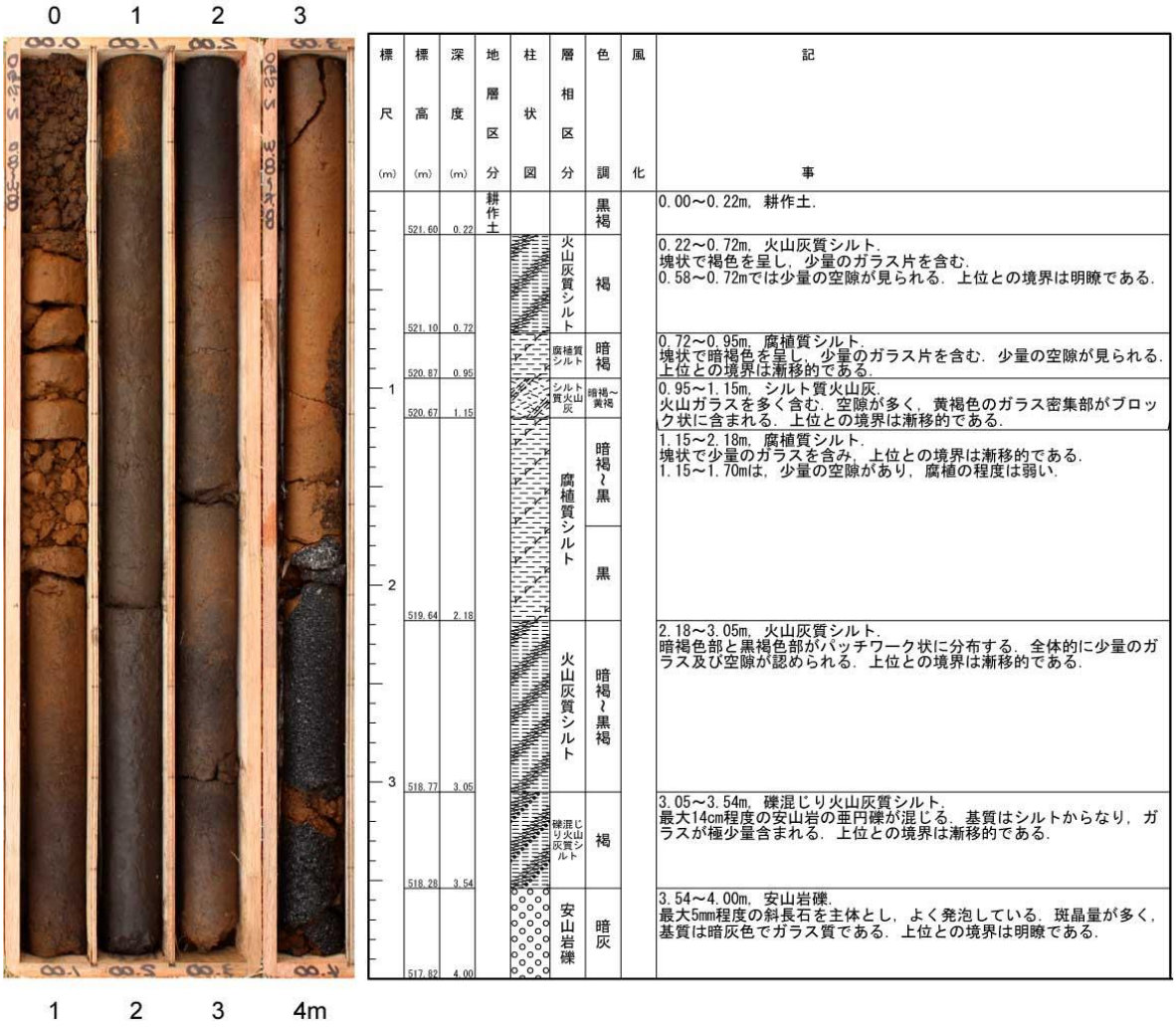


図 49 乙ヶ瀬地区の OGS-2 孔ボーリングコア写真および柱状図

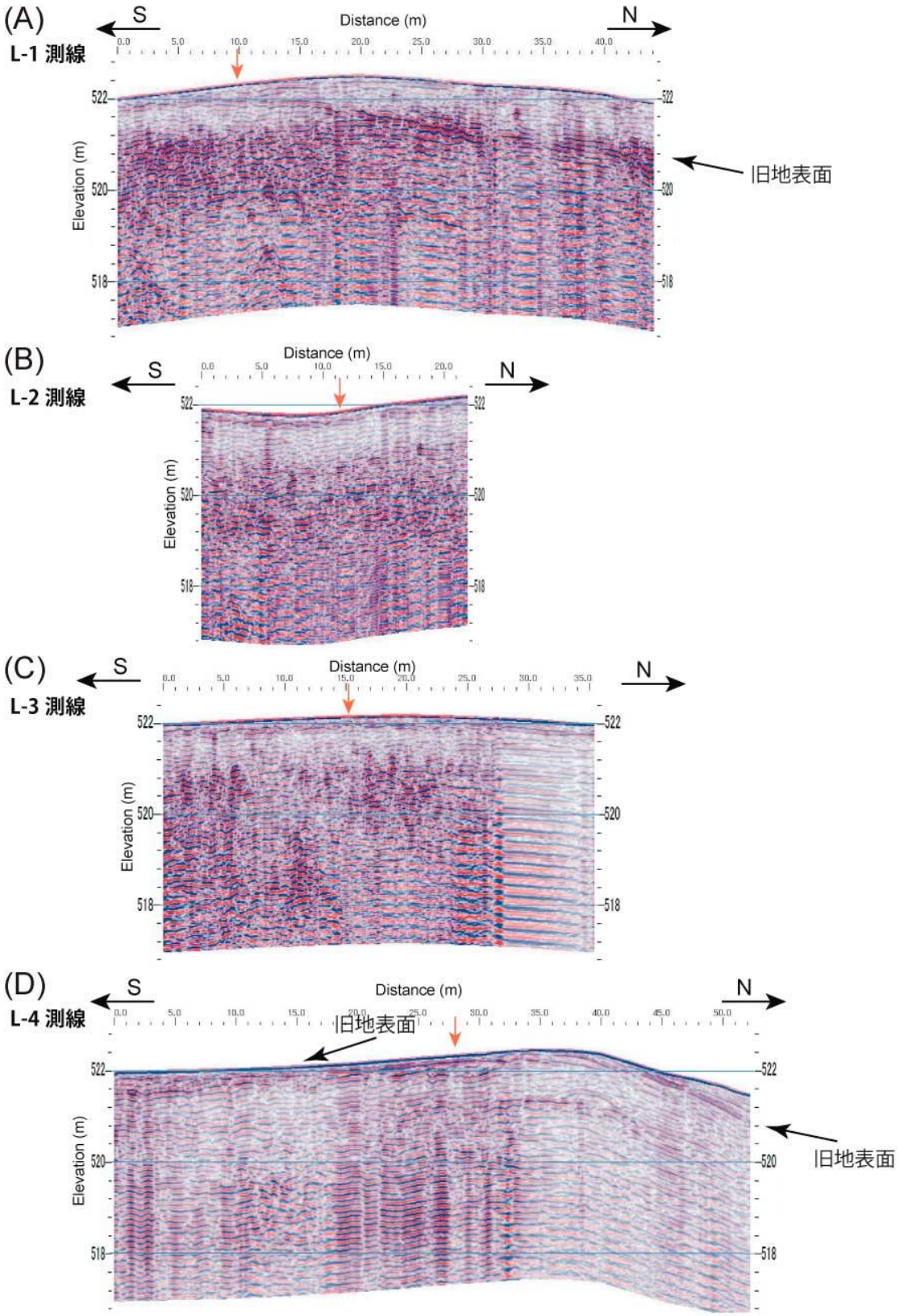


図 50 乙ヶ瀬地区の地中レーダー探査断面

（A）L-1、（B）L-2、（C）L-3、（D）L-4。

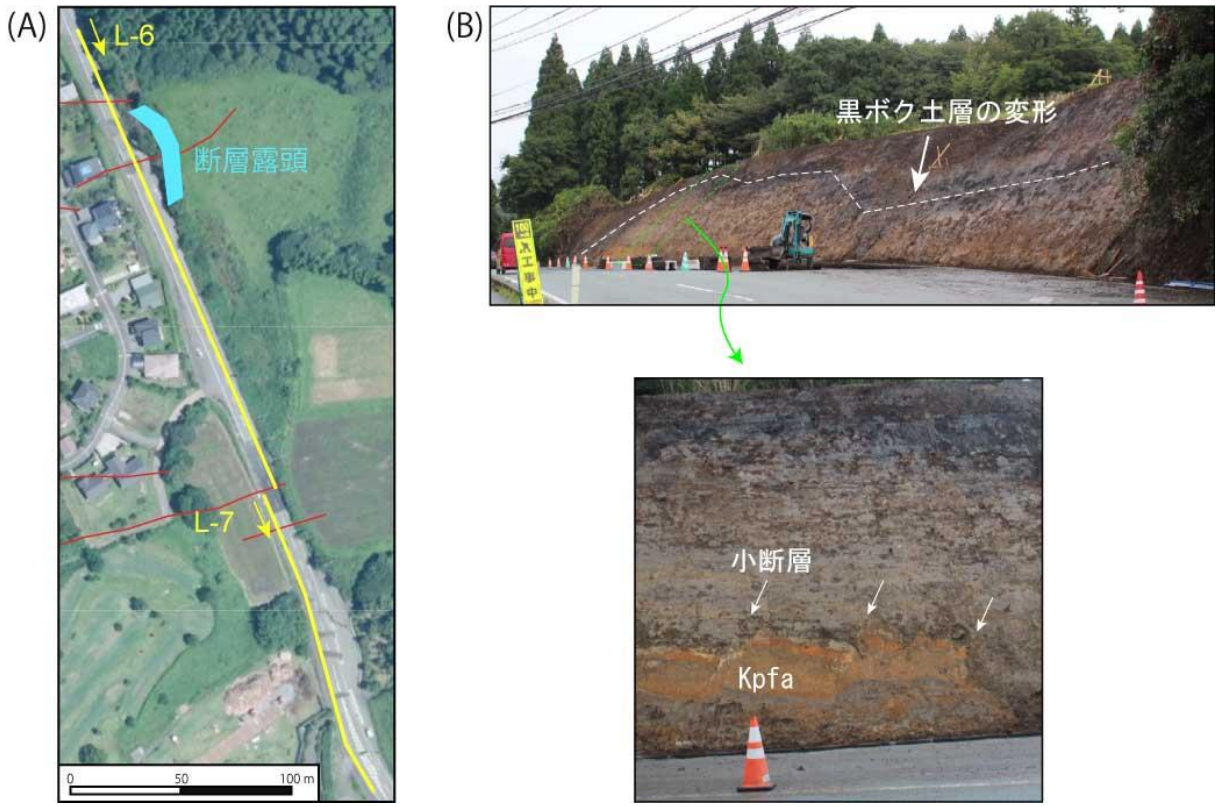


図 51 地中レーダー探査測線位置及び露頭写真

（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。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)）から取得した（国土地理院，2017b)。(B）道路工事によって露出した露頭の様子。2017 年 10 月 18 日株式会社ダイヤコンサルタント杉田氏撮影。

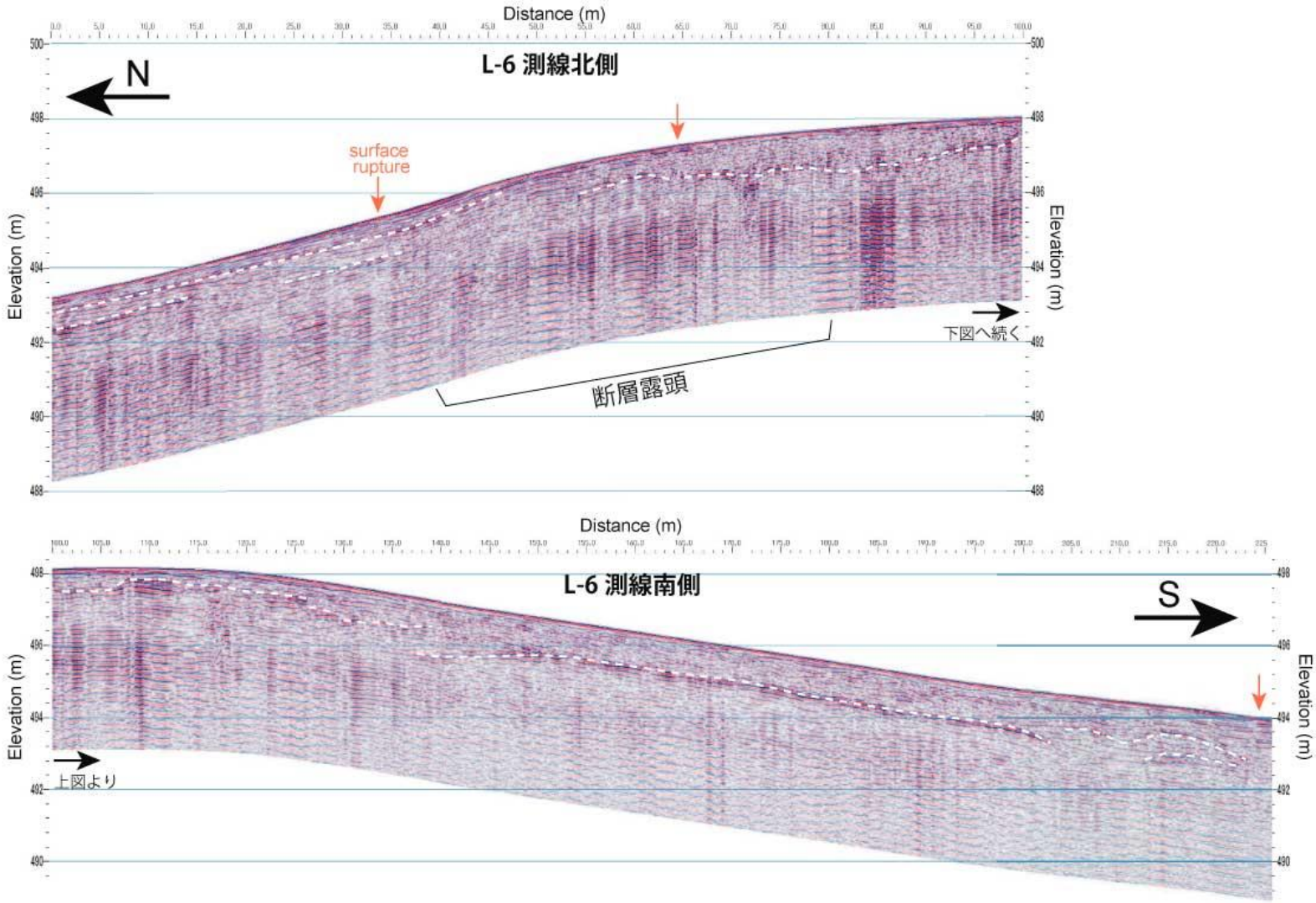


図 52 地中レーダー探査断面 L-6

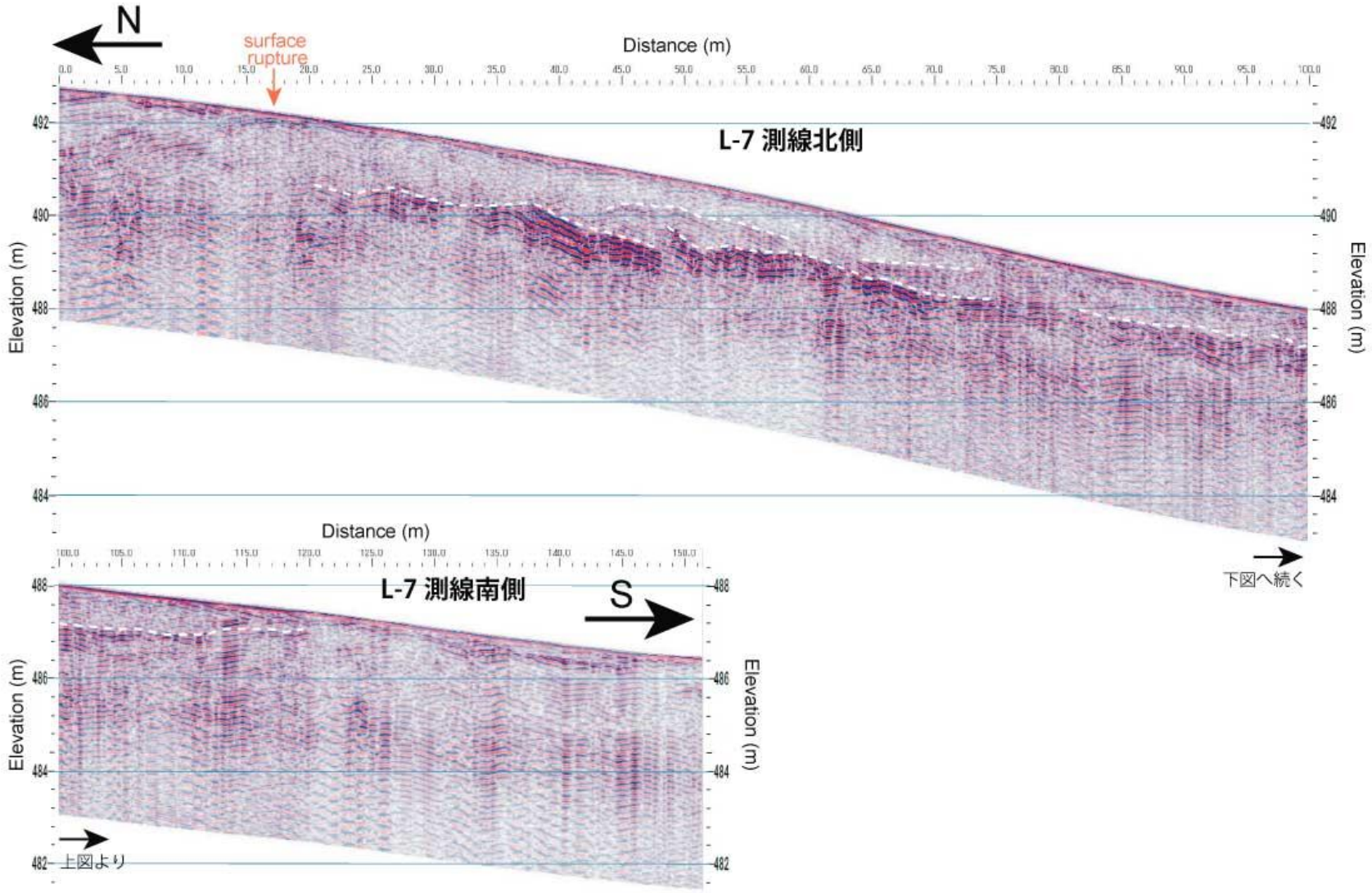


図 53 地中レーダー探査断面 L-7

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 54)。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 54)。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 55～57 に、スケッチ展開図を図 58～60 に、地質総括を表６に示した。

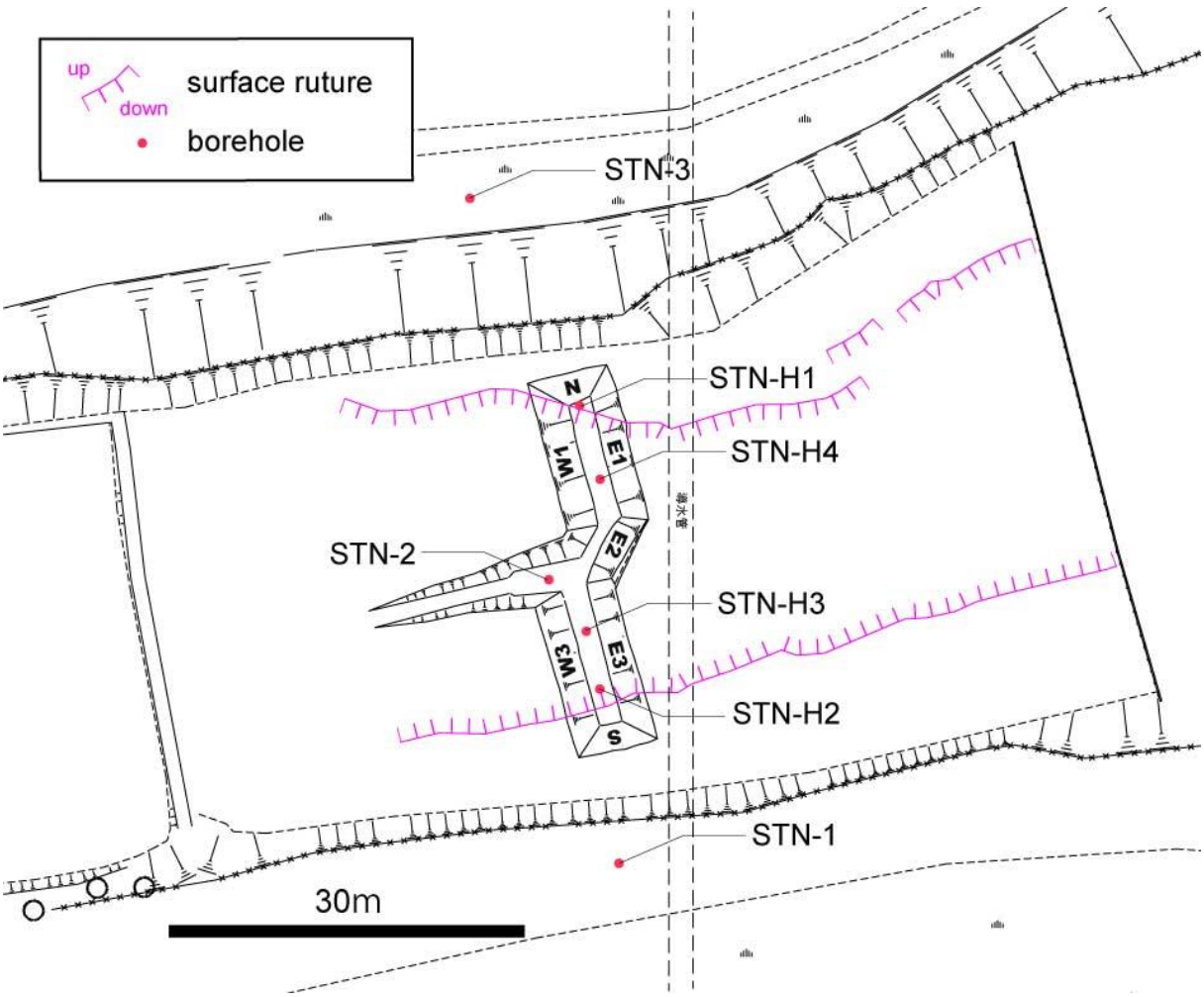


図 54 トレンチ掘削地点周辺の測量平面図

ボーリング掘削位置とトレンチ掘削位置を示す。

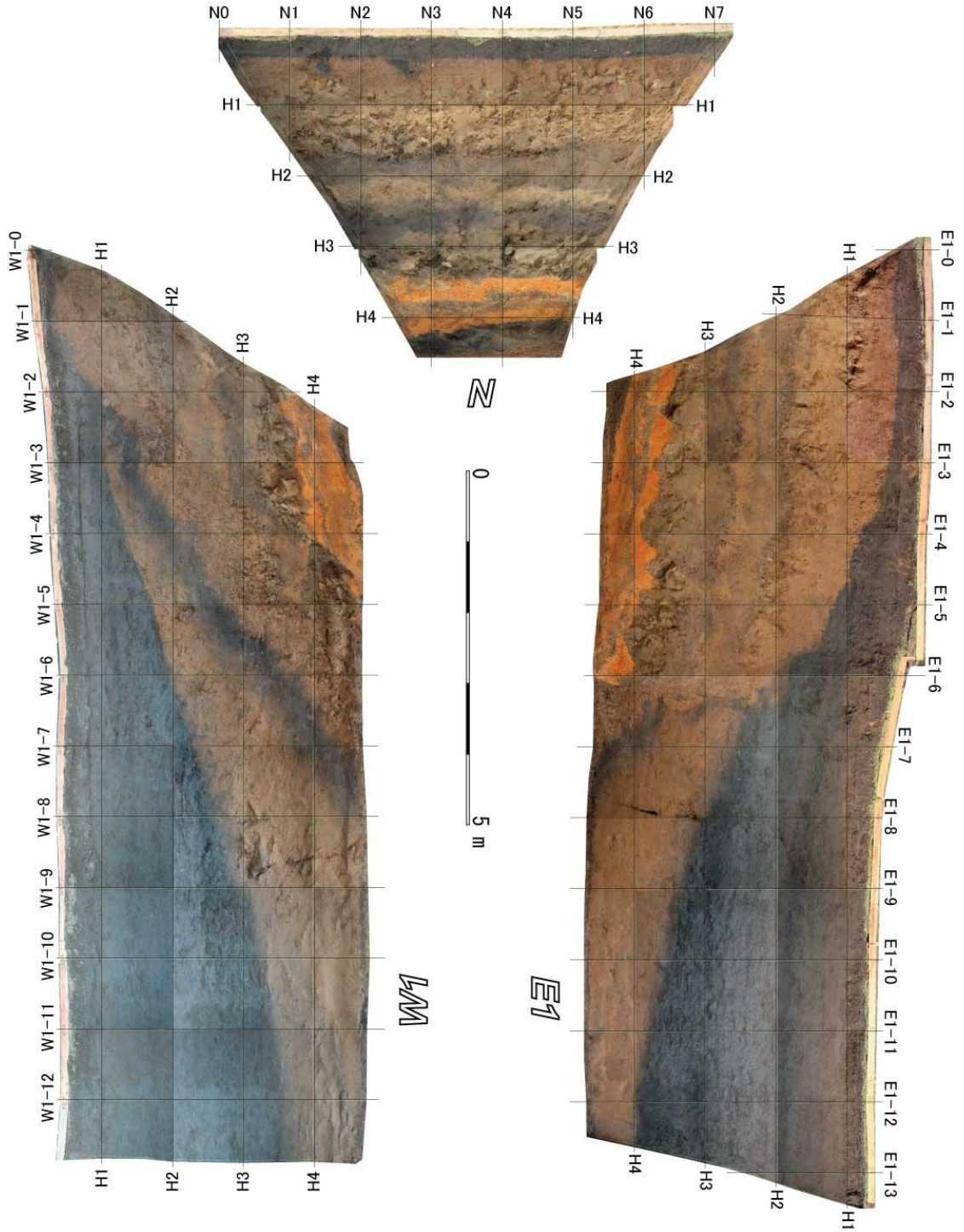


図 55 トレンチ北側壁面写真展開図

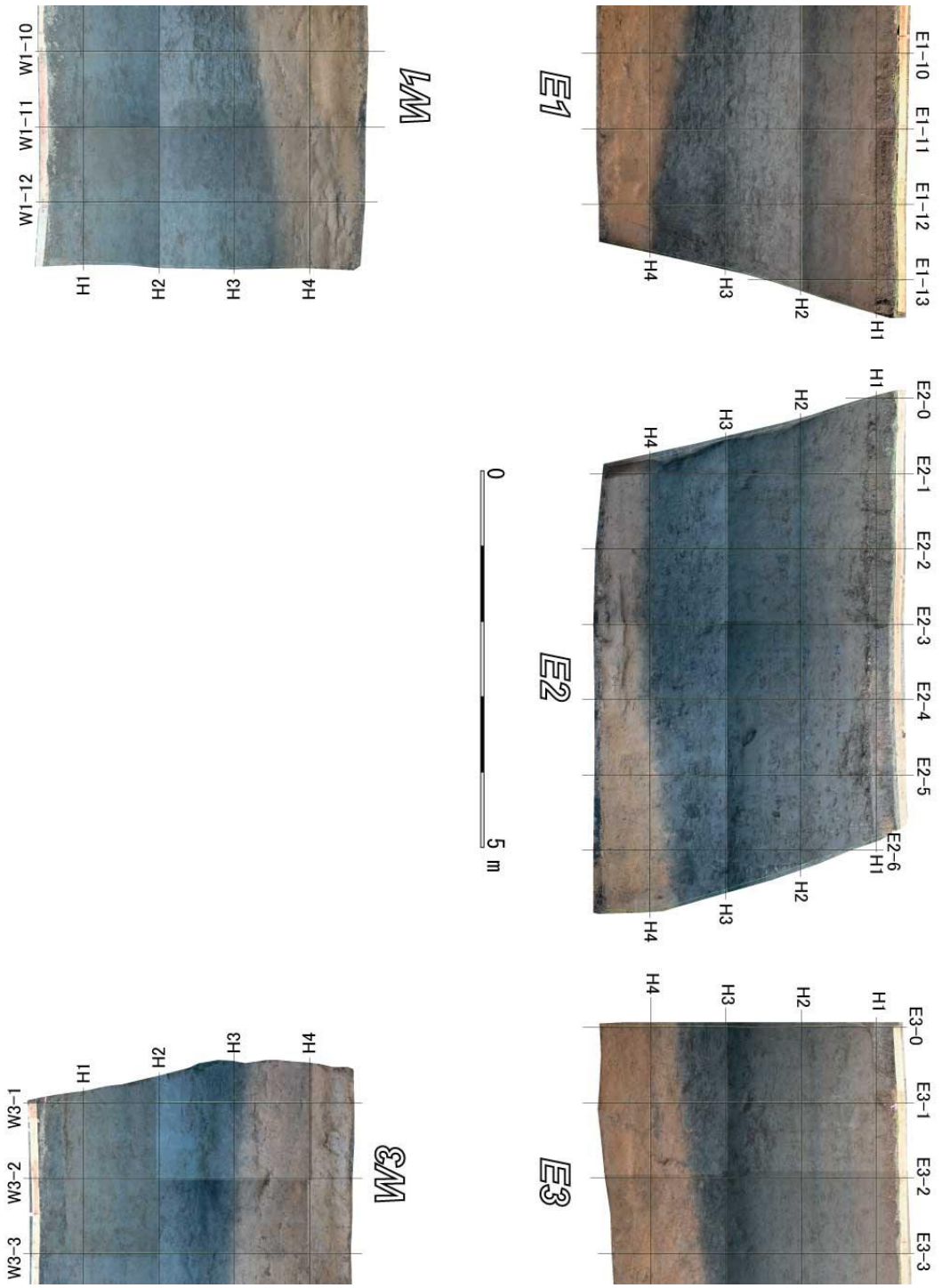


図 56 トレンチ中央部壁面写真展開図

E1 面及び W1 面の南側、E3 面及び W3 面の北側を含む。

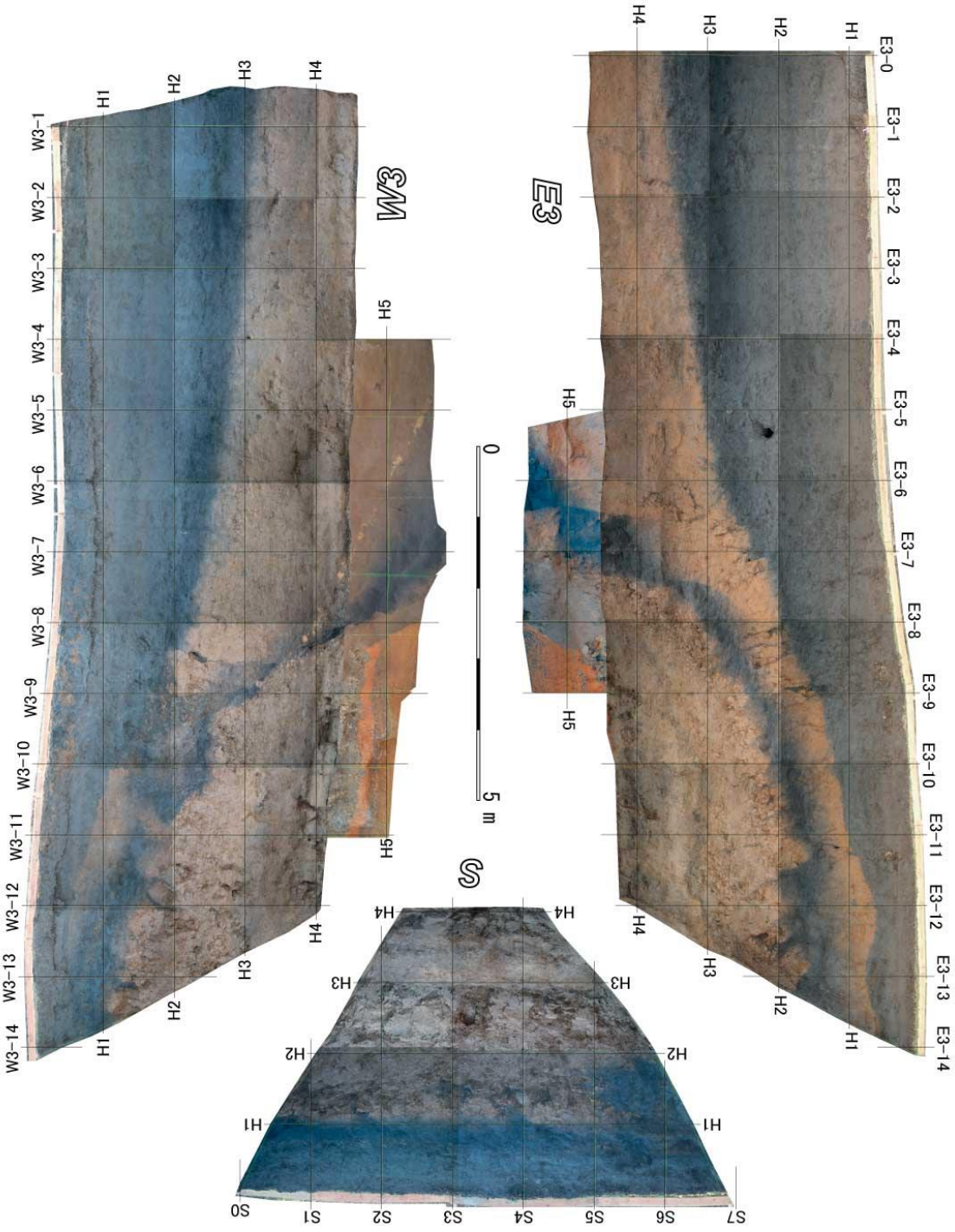


図 57 トレンチ南側壁面写真展開図

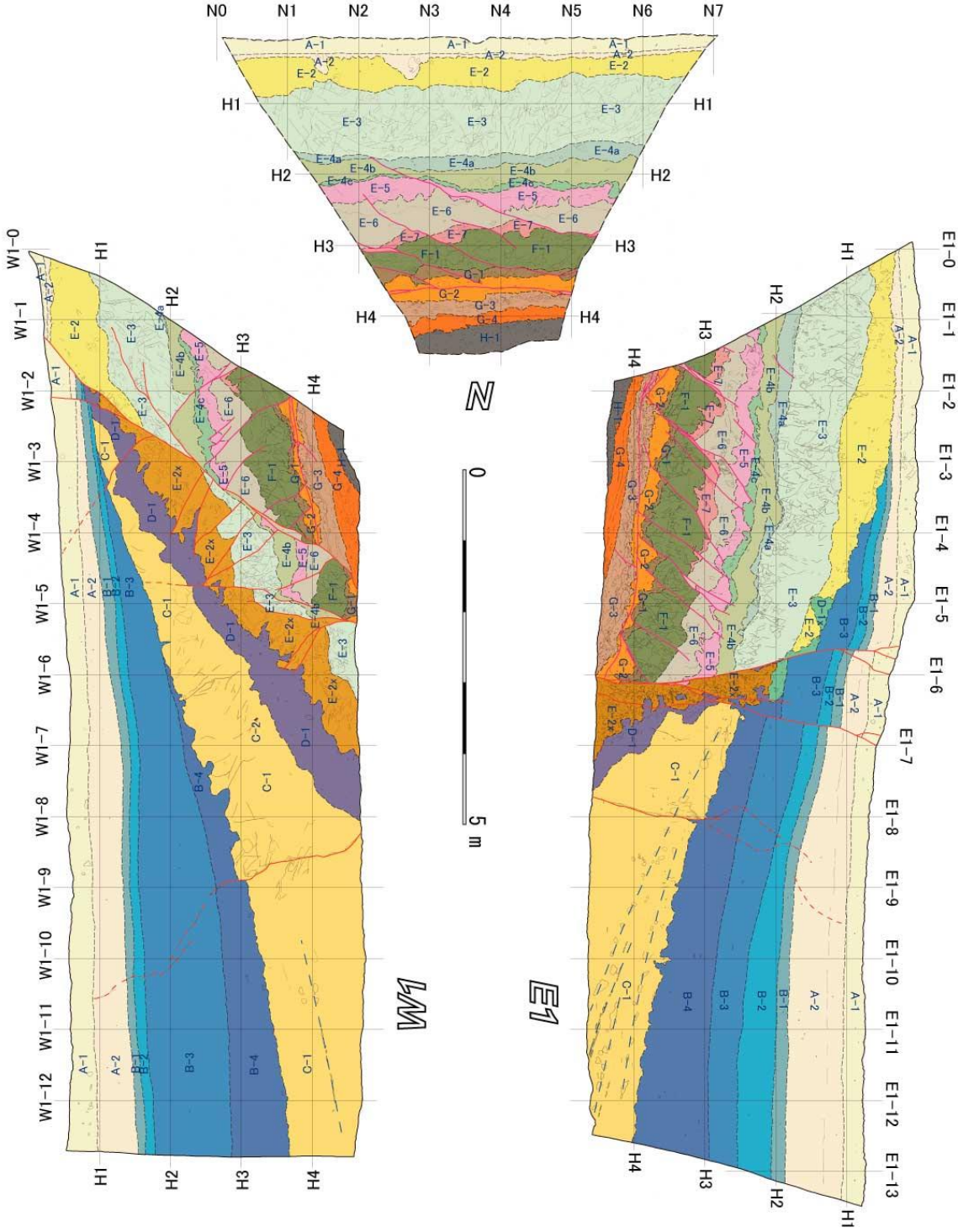


図 58 トレンチ北側壁面スケッチ展開図

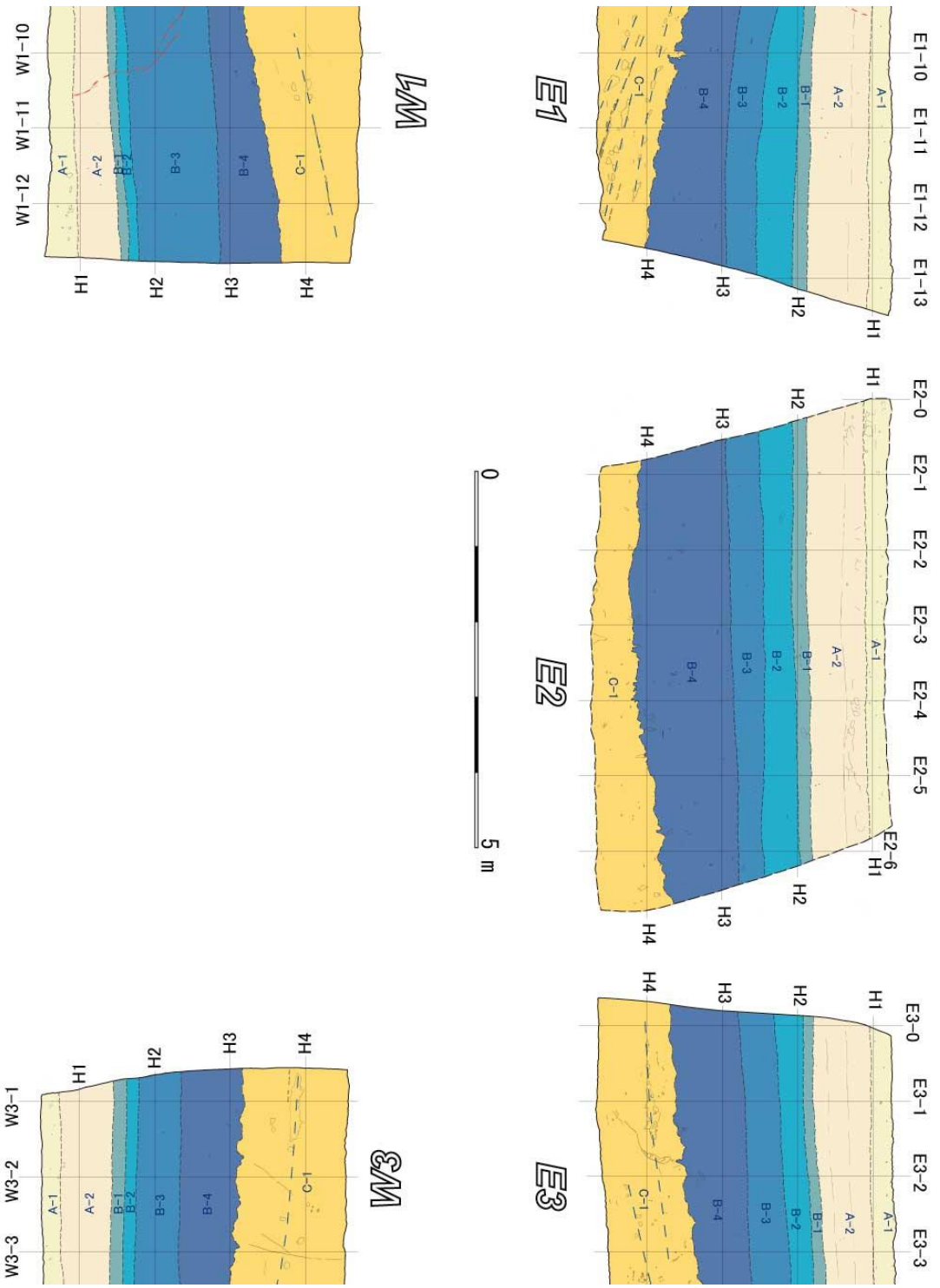


図 59 トレンチ中央部壁面スケッチ展開図

E1 面及び W1 面の南側、E3 面及び W3 面の北側を含む。

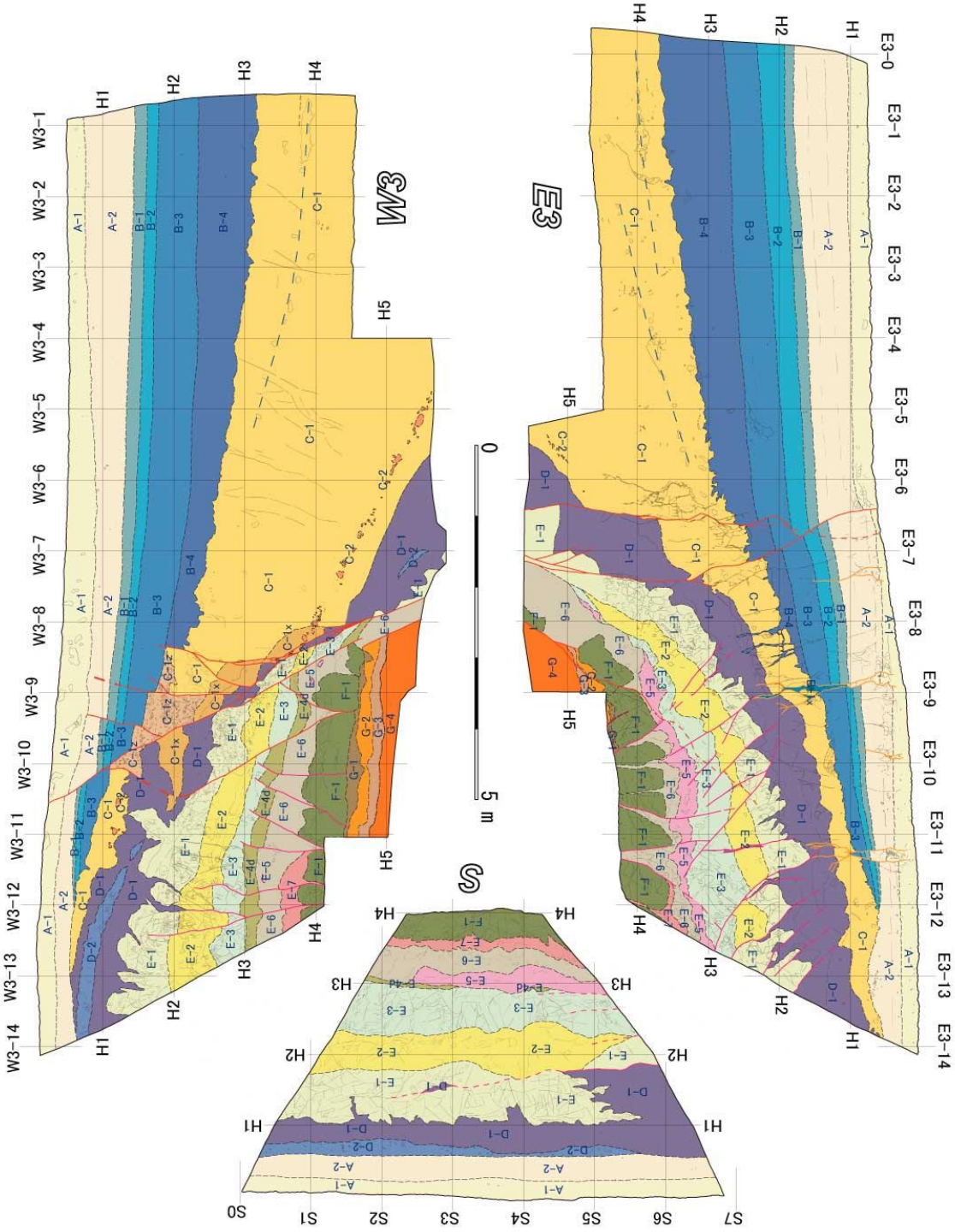


図 60 トレンチ南側壁面スケッチ展開図

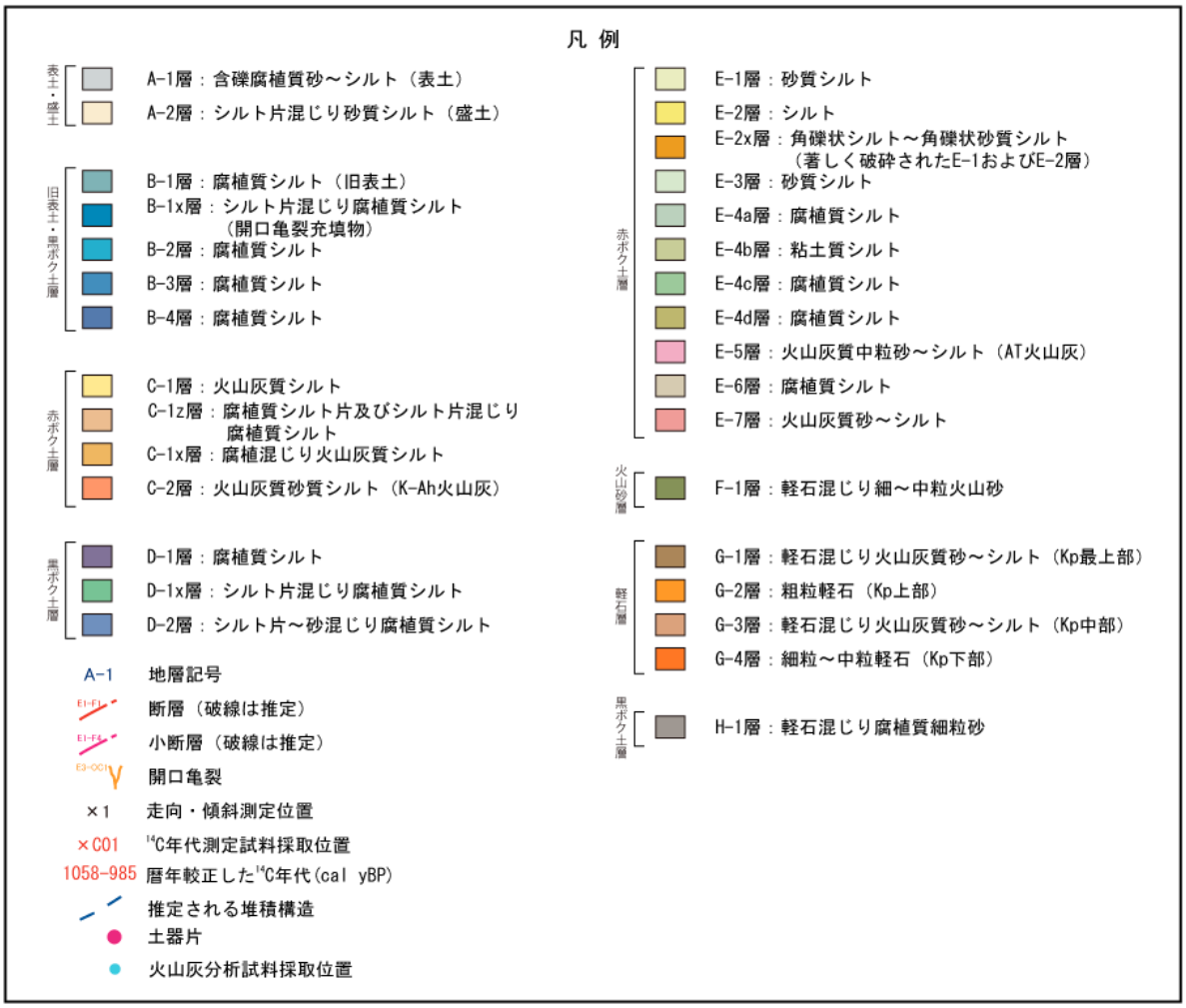


図 61 トレンチ壁面スケッチ凡例

以降のスケッチにおいても、同様の凡例を使用する。

表６ 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	シルト片混じり腐植質シルト	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面では上部に薄い火山灰層を挟む。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：腐植質堆積物 955-930：腐植質堆積物 965-934：腐植質堆積物 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。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層準挟む。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面の下部には淡橙色火山灰質シルト（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水平に分布すること、縦方向に連結する場合があることから、堆積後に形成された生痕（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-1z層に覆われている。	6796-6726：堆積物 8456-8404：堆積物

表６ 沢津野トレンチ地質総括表（2/3）

C-1z層：開口亀裂充填物	腐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。淡橙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-1x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	腐植質シルト	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、断層周辺では褐色シルト（C-1x層やE-2x層）に取り込まれる。W3面ではC-1x層を含めた横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、断層下盤側（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	腐植質シルト	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断層下盤側（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６ 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。	
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層との境界は漸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 62～75 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、平成 28 年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-OC1～4 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-2x 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-F3 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、南に分岐した断層で約 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消滅する。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消滅するものの、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-OC1～4）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-F1 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-OC1 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-OC4 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F1d 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 層中で消滅し、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 59)、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、Kpfa 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。

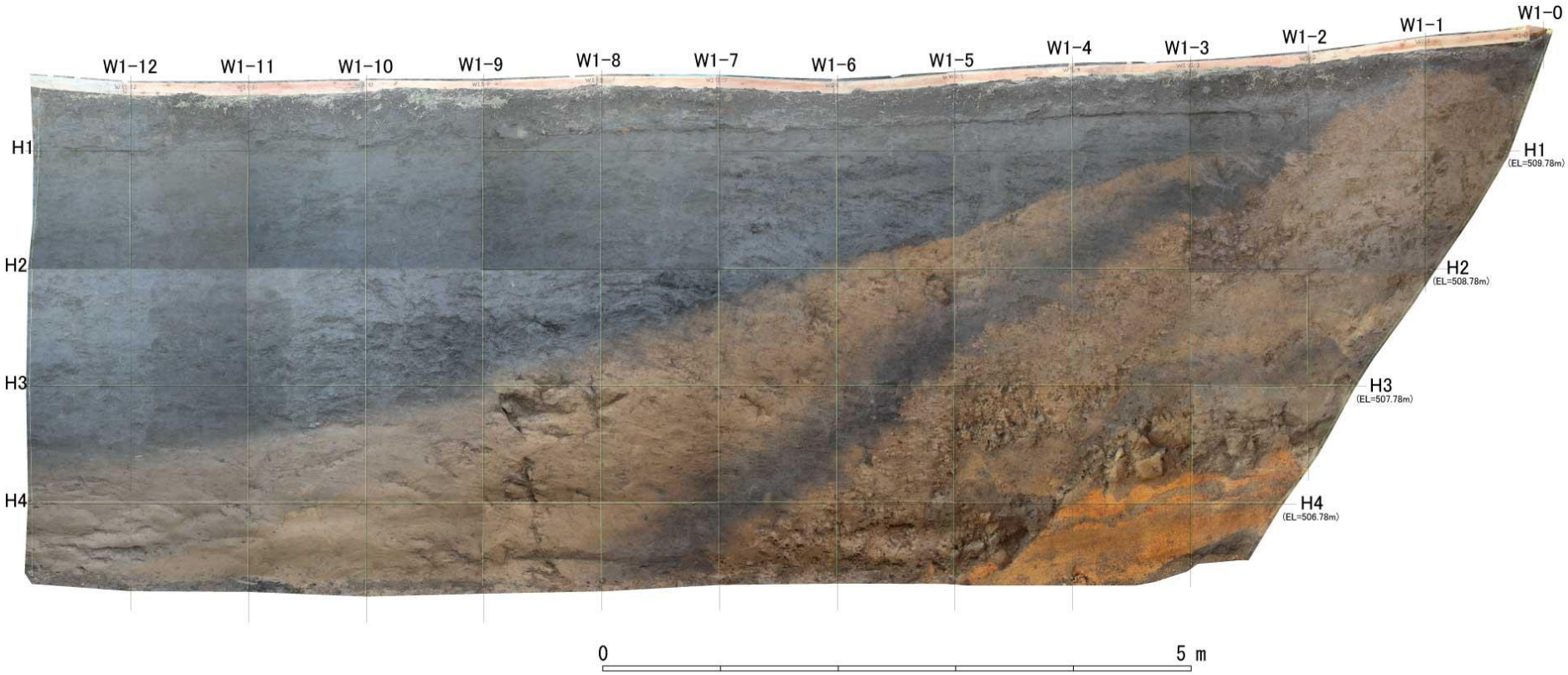

W1-12
W1-11
W1-10
W1-9
W1-8
W1-7
W1-6
W1-5
W1-4
W1-3
W1-2
W1-1
W1-0
H1
H2
H3
H4
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図 62 W1 面の写真

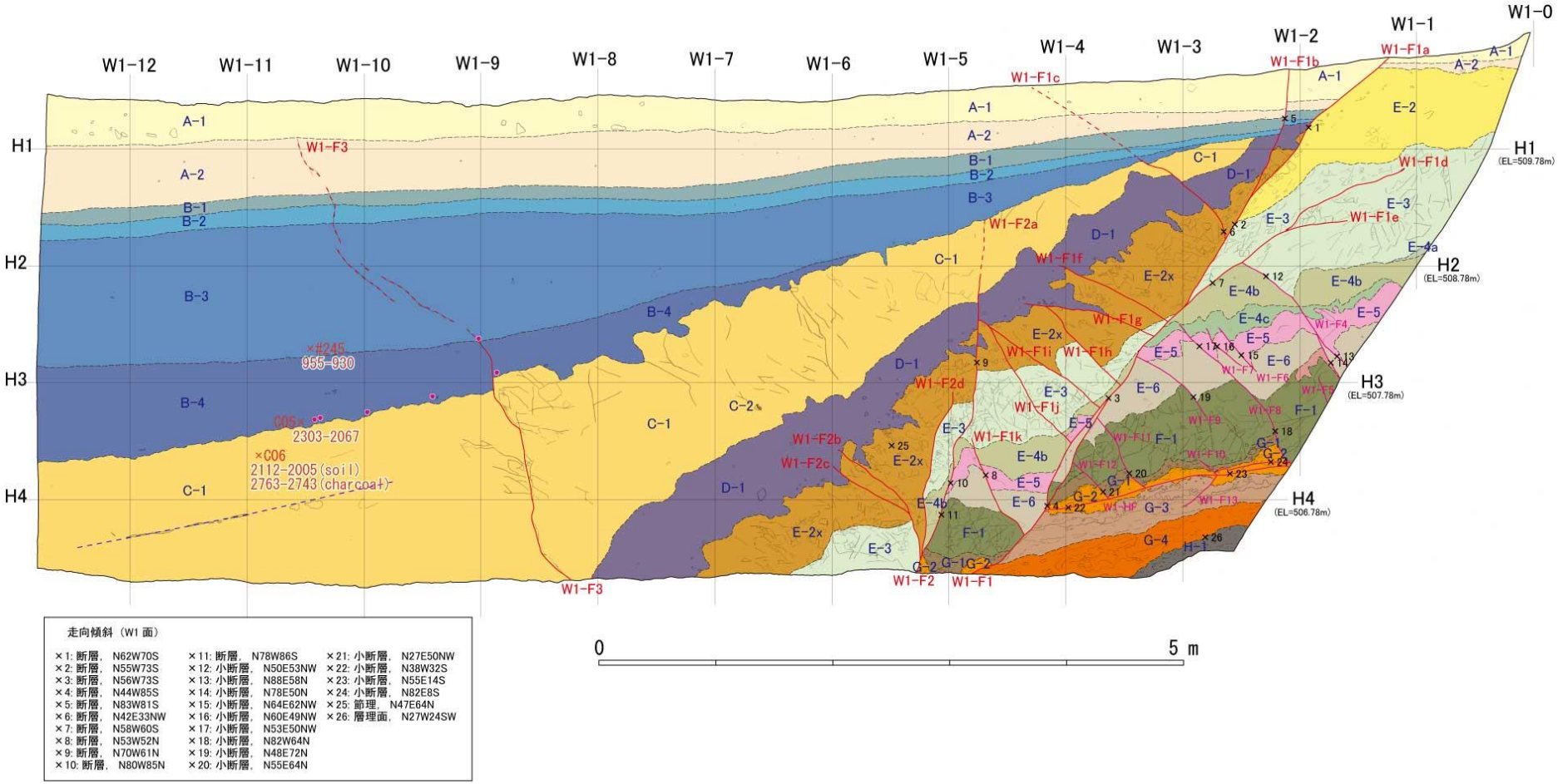


図 63 W1 面のスケッチ

凡例は図 61 を参照。ピンク色の点は土器片が出土した位置を示す。

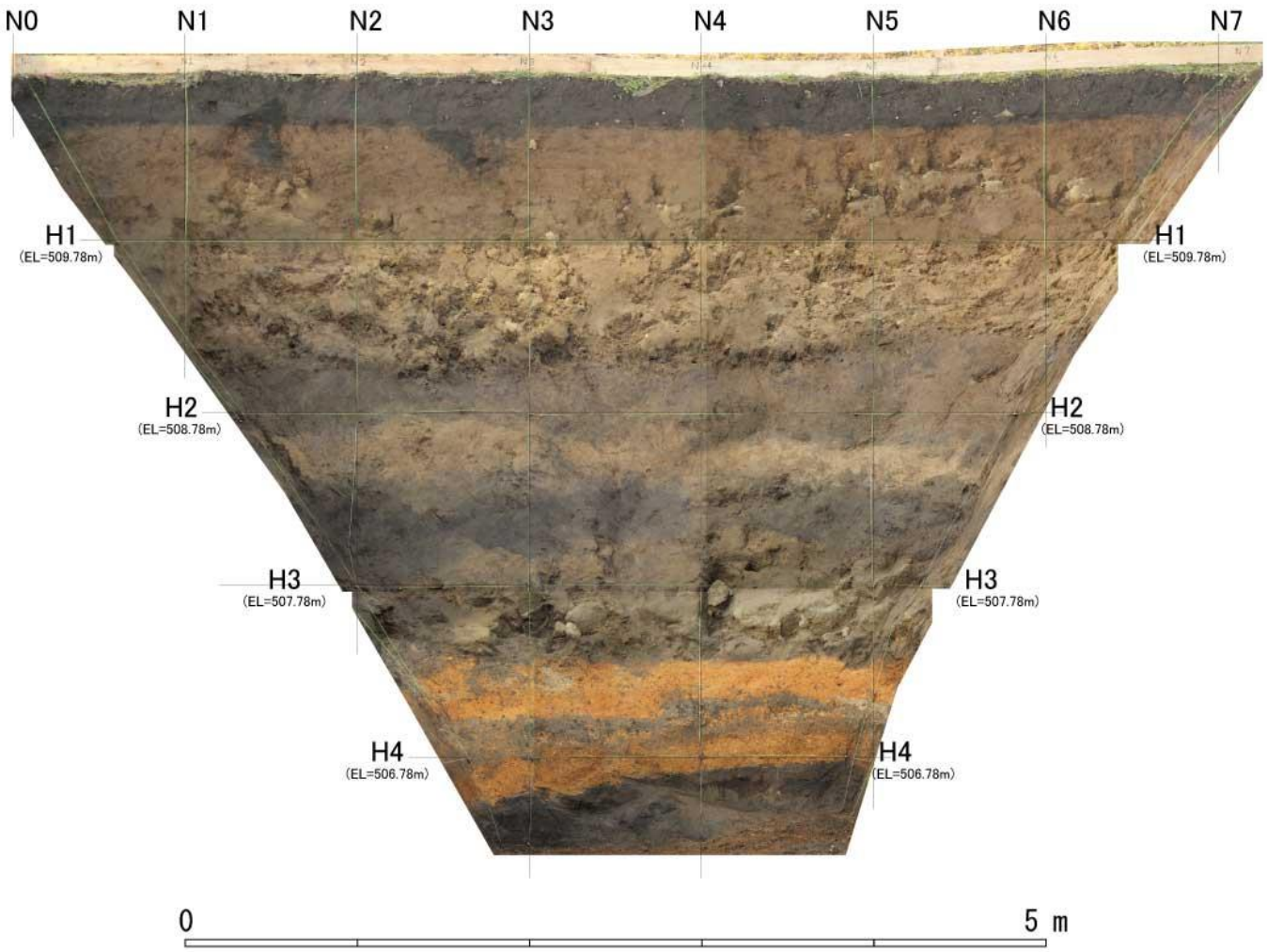

N0
N1
N2
N3
N4
N5
N6
N7
H1
(EL=509.78m)
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図 64 N 面の写真

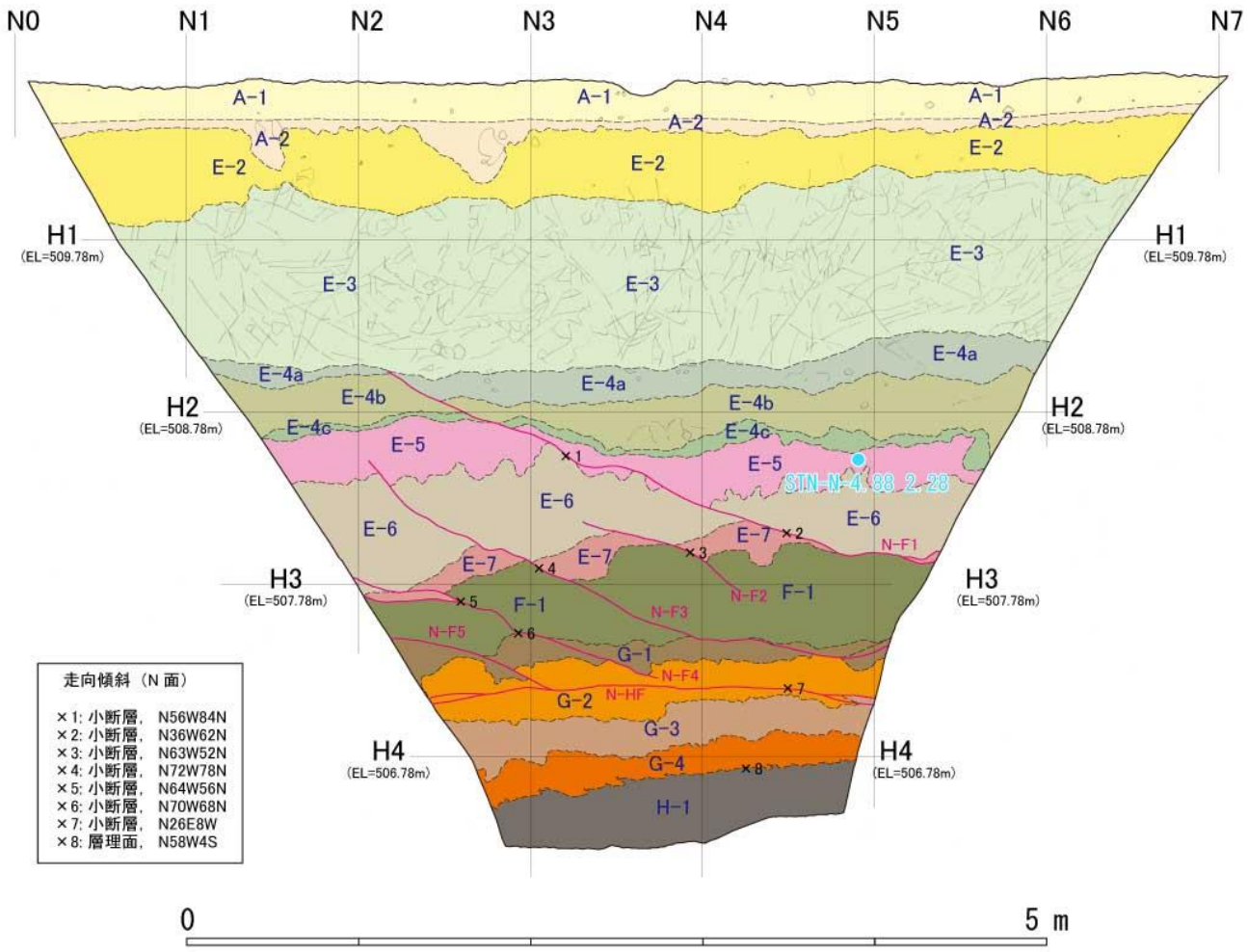


図 65 N 面のスケッチ
凡例は図 61 を参照。

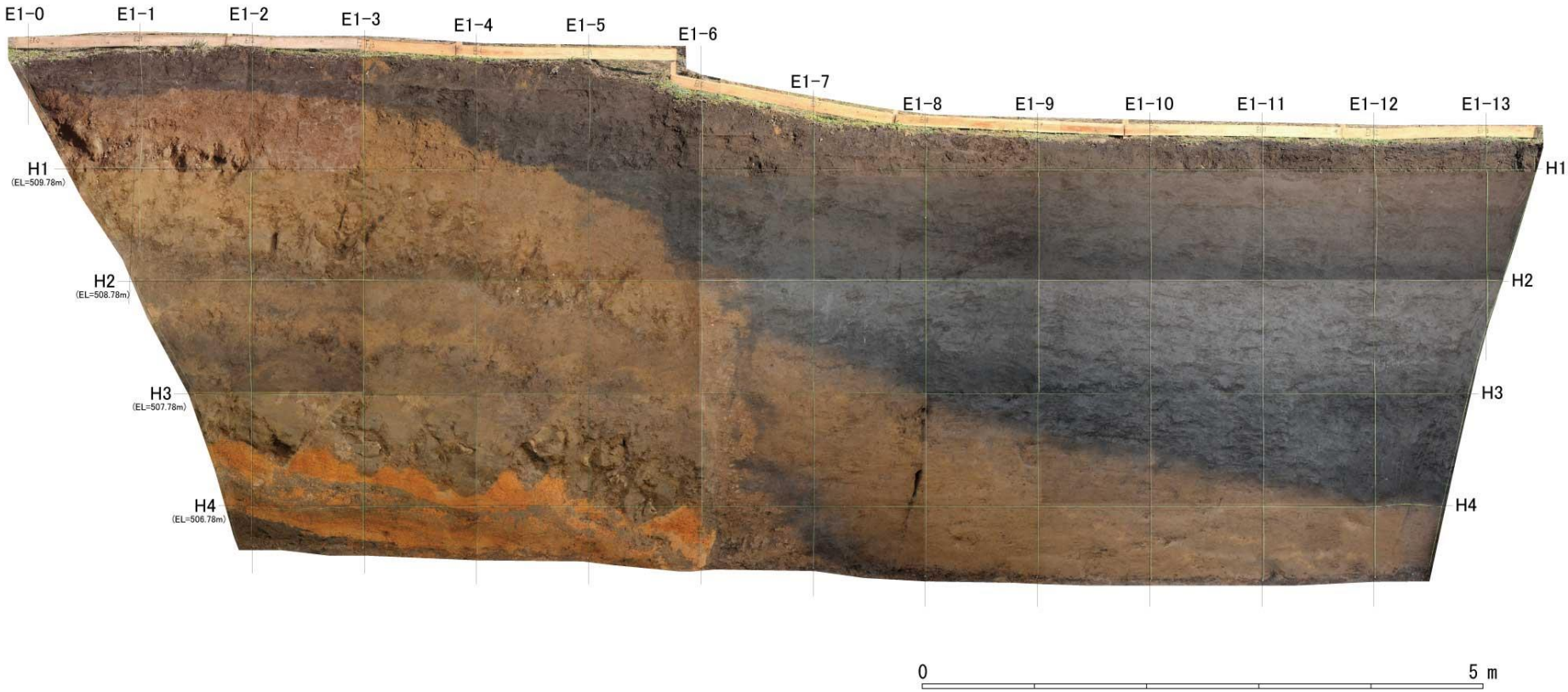

E1-0
E1-1
E1-2
E1-3
E1-4
E1-5
E1-6
E1-7
E1-8
E1-9
E1-10
E1-11
E1-12
E1-13
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H1
H2
H3
H4
0
5 m

図 66 E1 面の写真

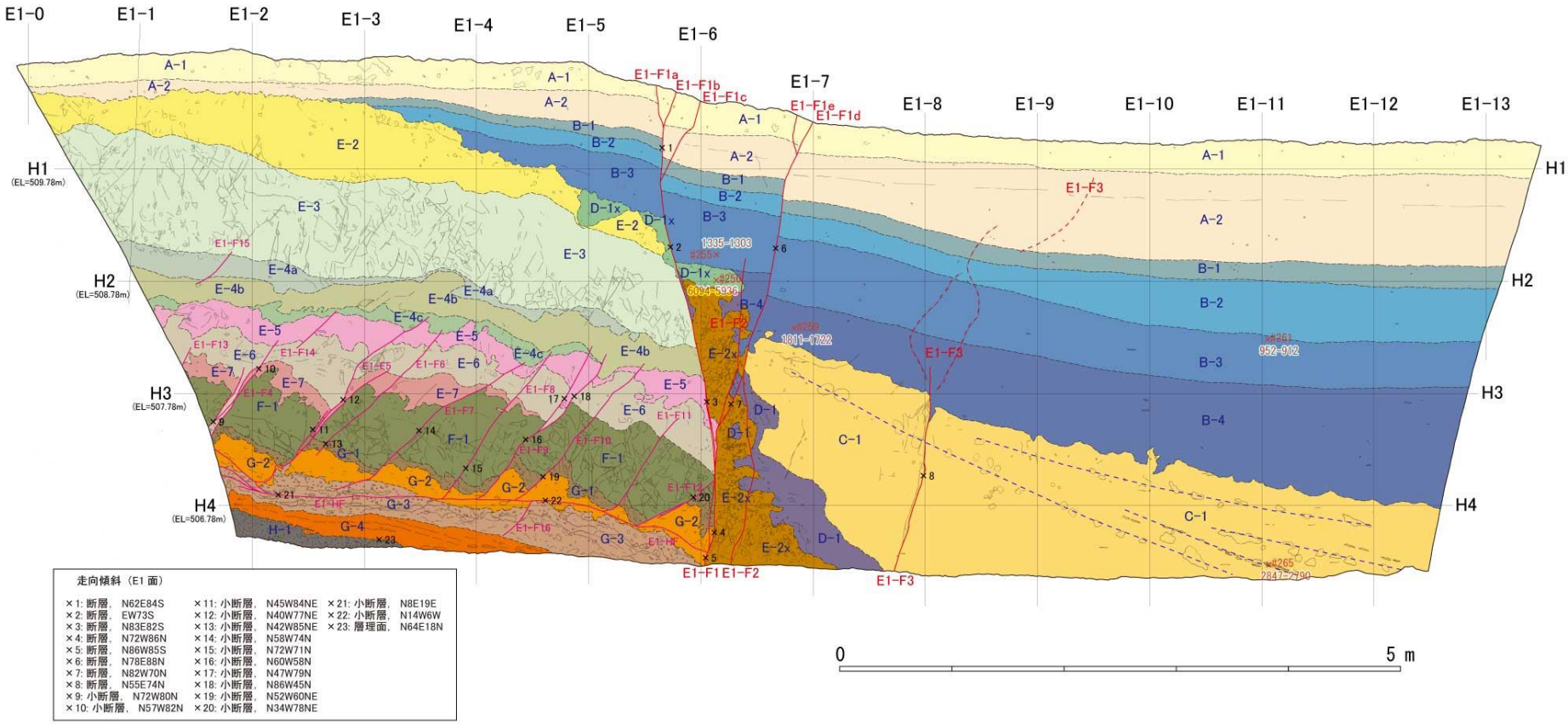


図 67 E1 面のスケッチ
凡例は図 61 を参照。

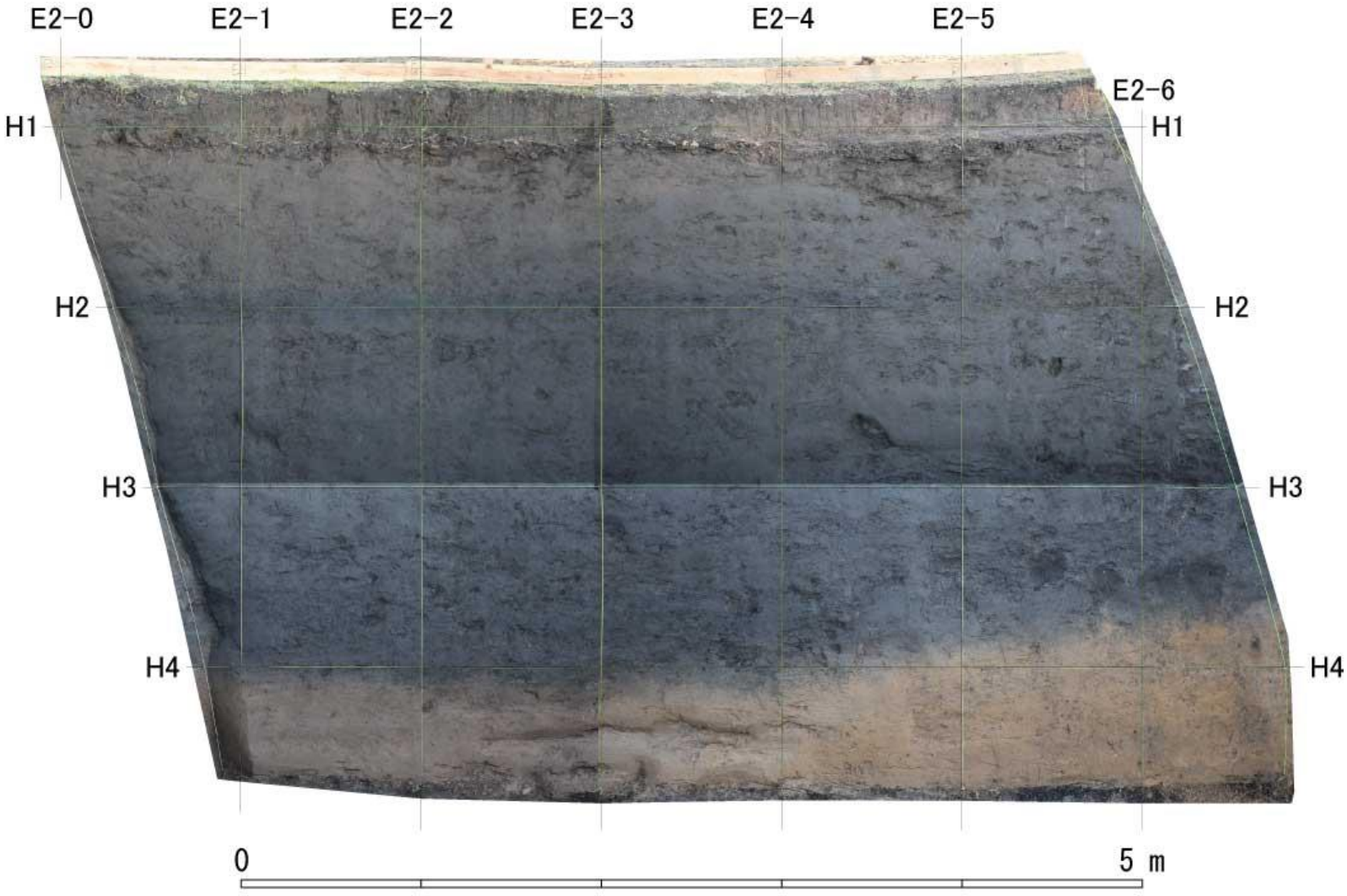


図 68 E2 面の写真

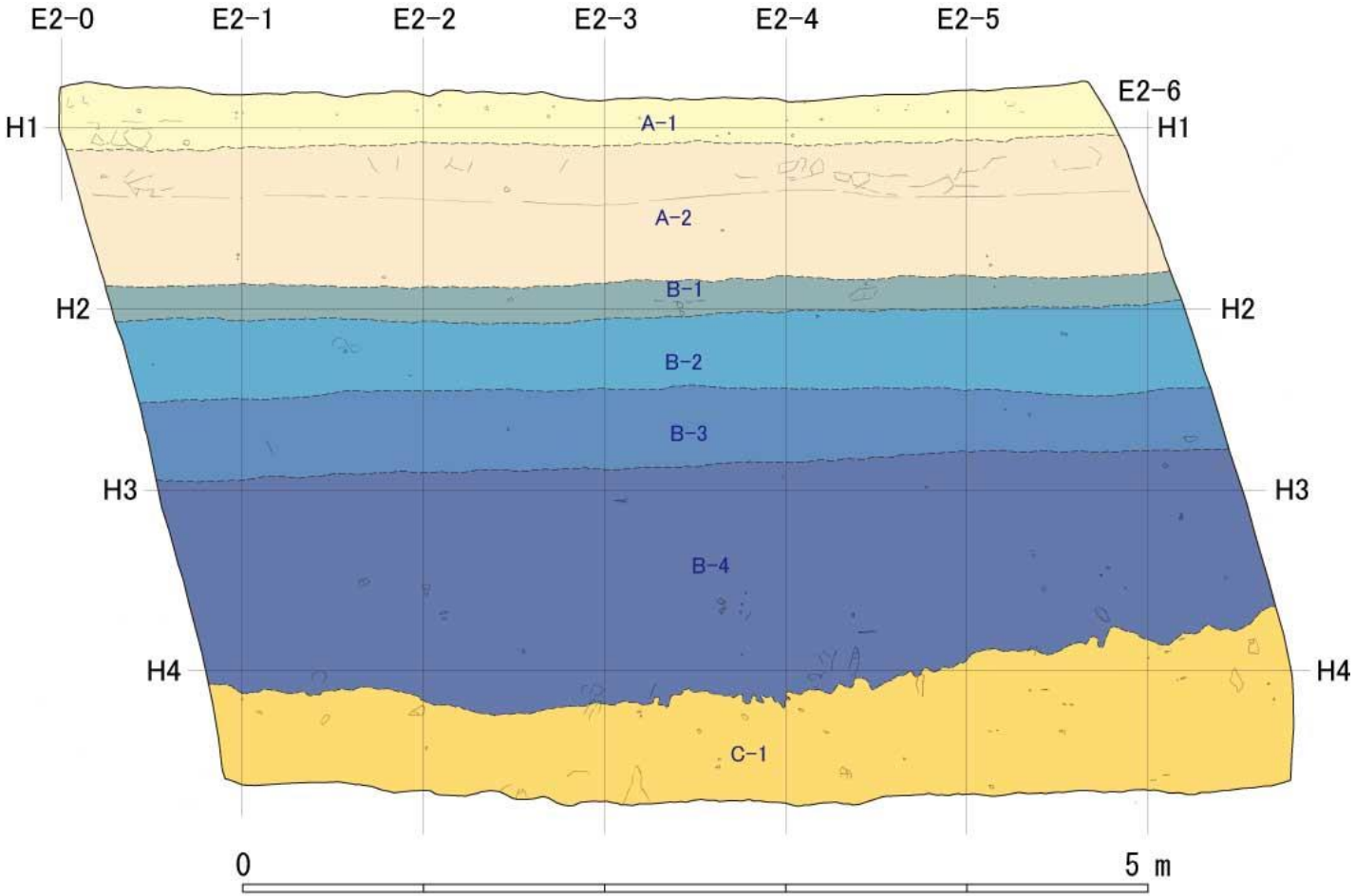


図 69 E2 面のスケッチ
凡例は図 61 を参照。

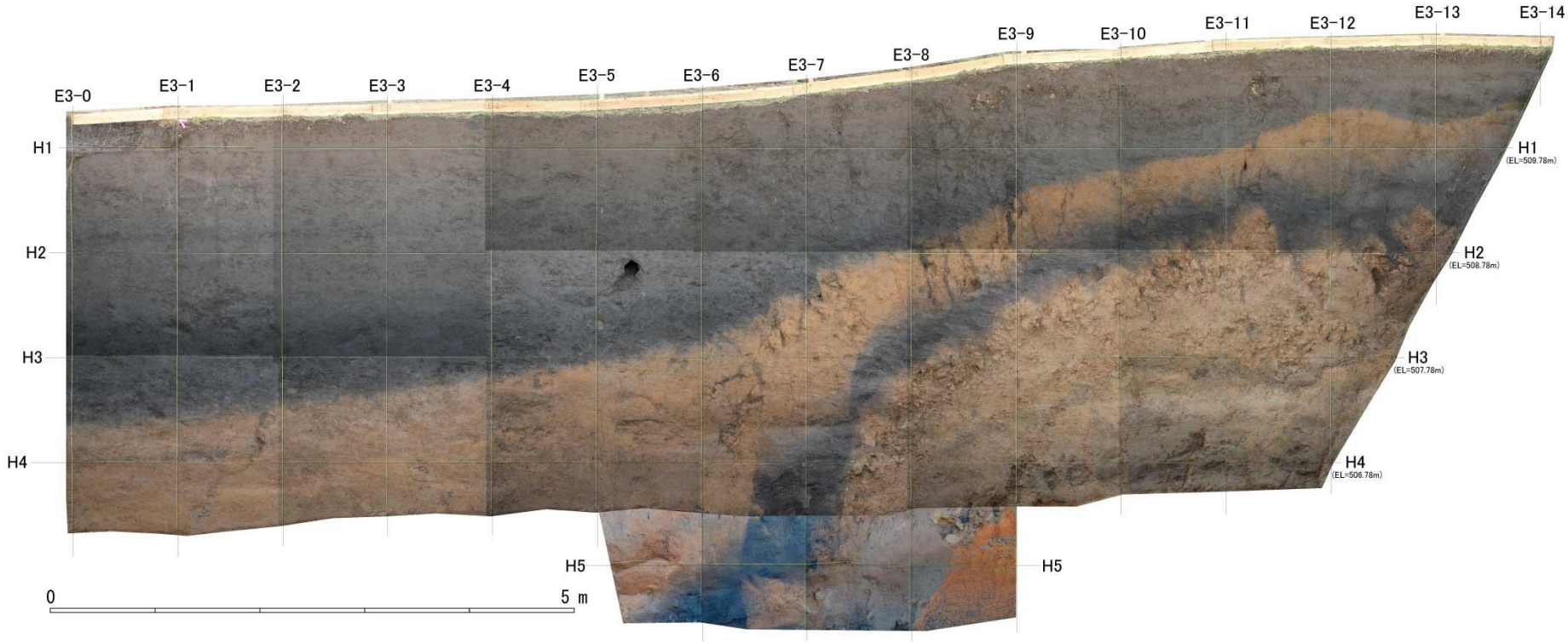

E3-0
E3-1
E3-2
E3-3
E3-4
E3-5
E3-6
E3-7
E3-8
E3-9
E3-10
E3-11
E3-12
E3-13
E3-14
H1
H2
H3
H4
H5
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H5
0
5 m

図 70 E3 面の写真

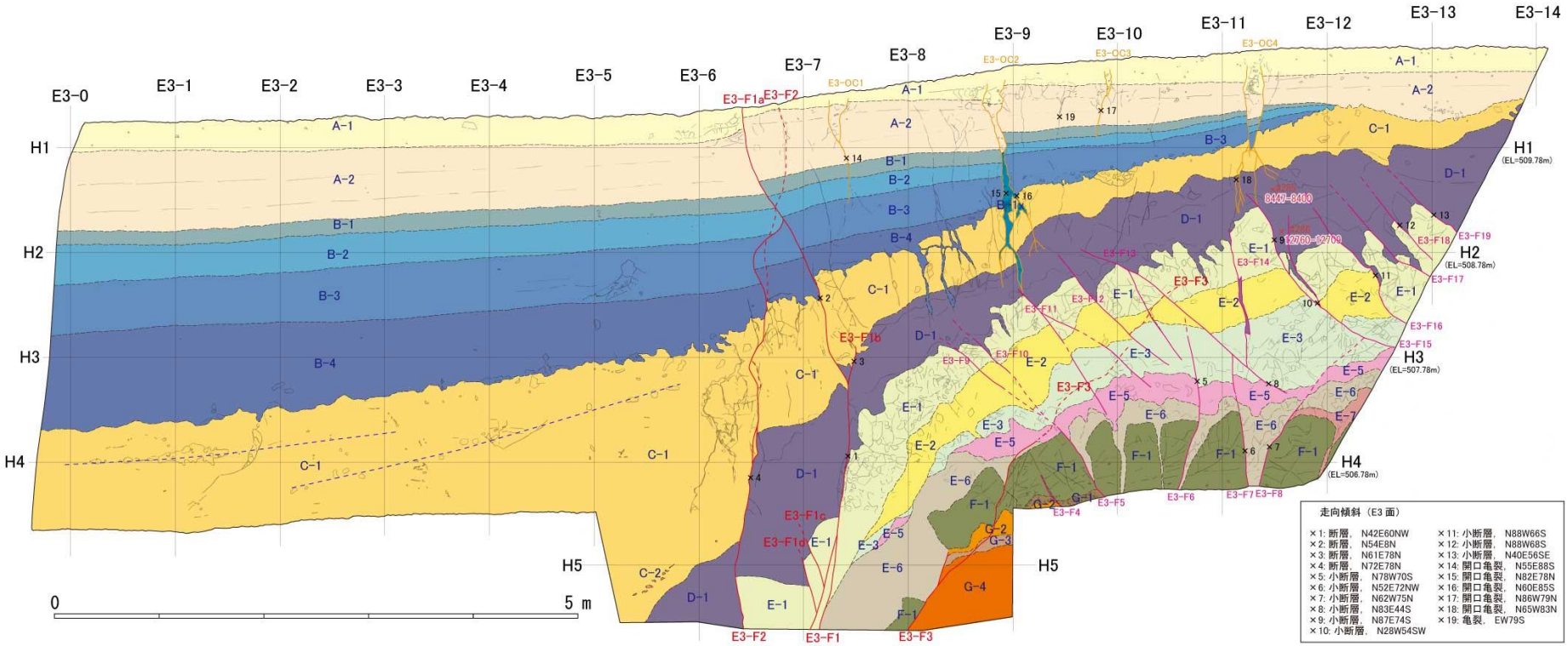


図 71 E3 面のスケッチ
凡例は図 61 を参照。

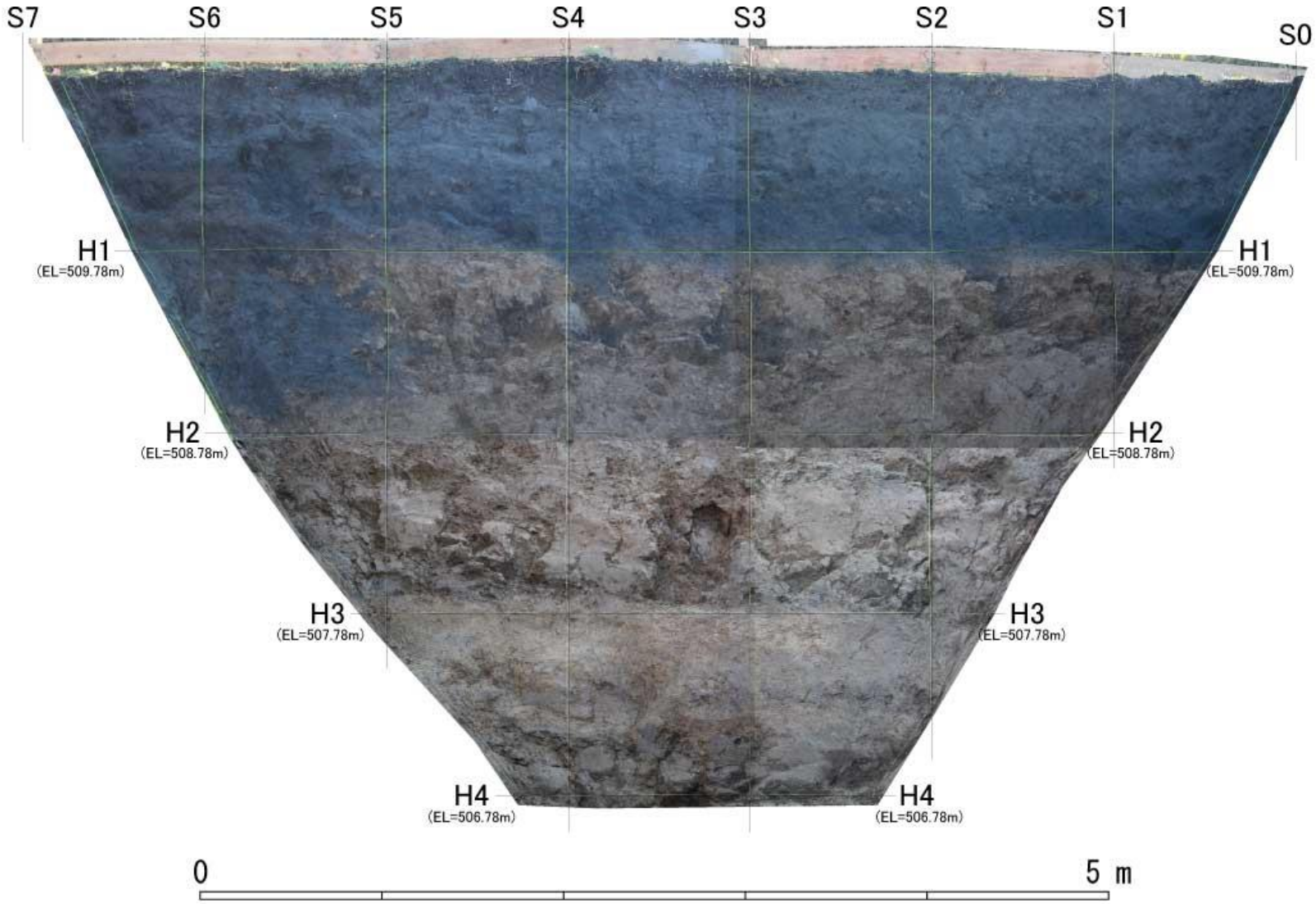

S7
S6
S5
S4
S3
S2
S1
S0
H1
(EL=509.78m)
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図 72 S 面の写真

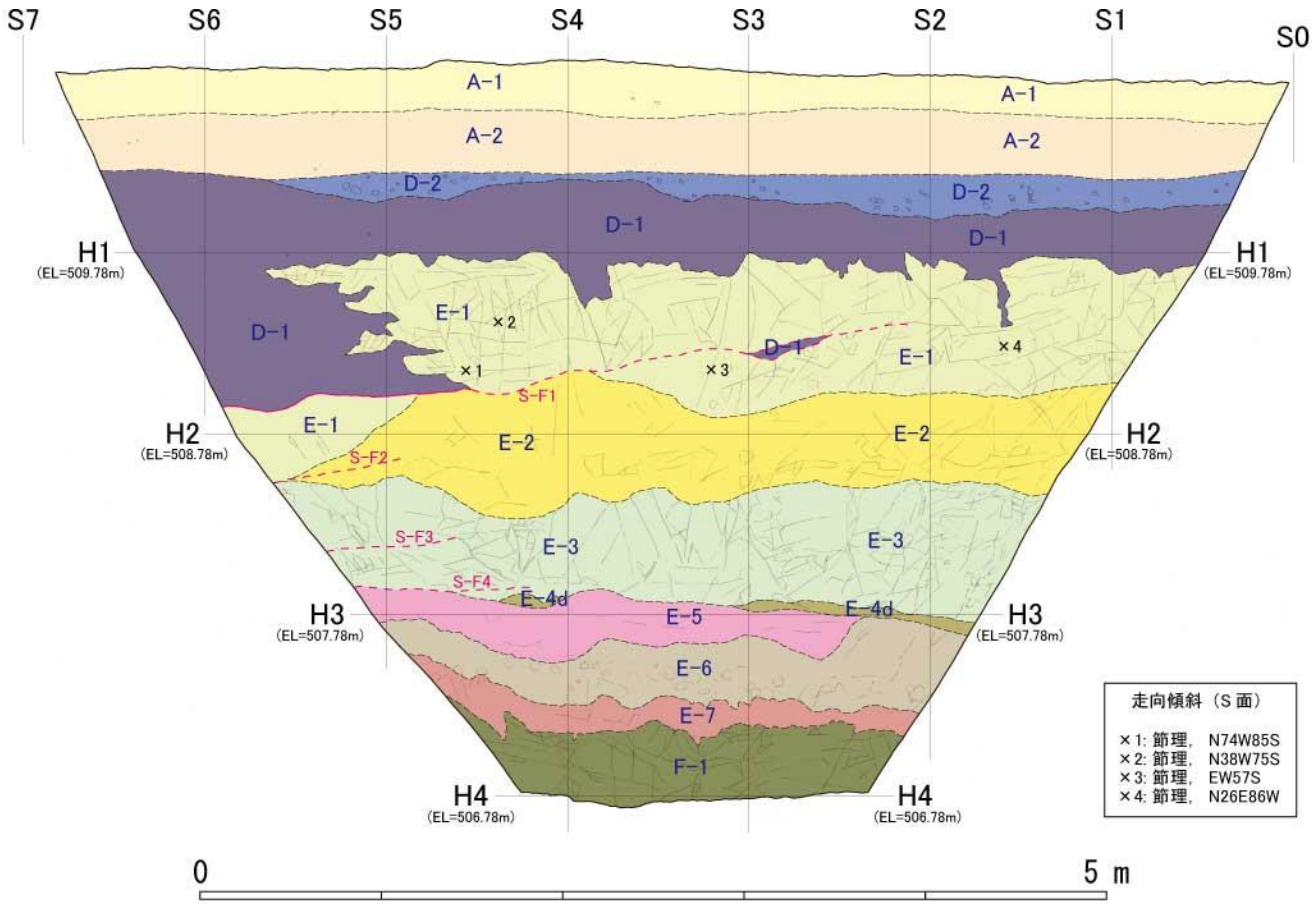

S7
S6
S5
S4
S3
S2
S1
S0
A-1
A-2
D-2
D-1
H1
(EL=509.78m)
E-1
×2
×1
×3
×4
S-F1
H2
(EL=508.78m)
E-2
S-F2
E-3
S-F3
S-F4
E-4d
H3
(EL=507.78m)
E-5
E-6
E-7
F-1
H4
(EL=506.78m)
走向傾斜（S 面）
×1: 節理, N74W85S
×2: 節理, N38W75S
×3: 節理, EW57S
×4: 節理, N26E86W
0
5 m

図 73 S 面のスケッチ

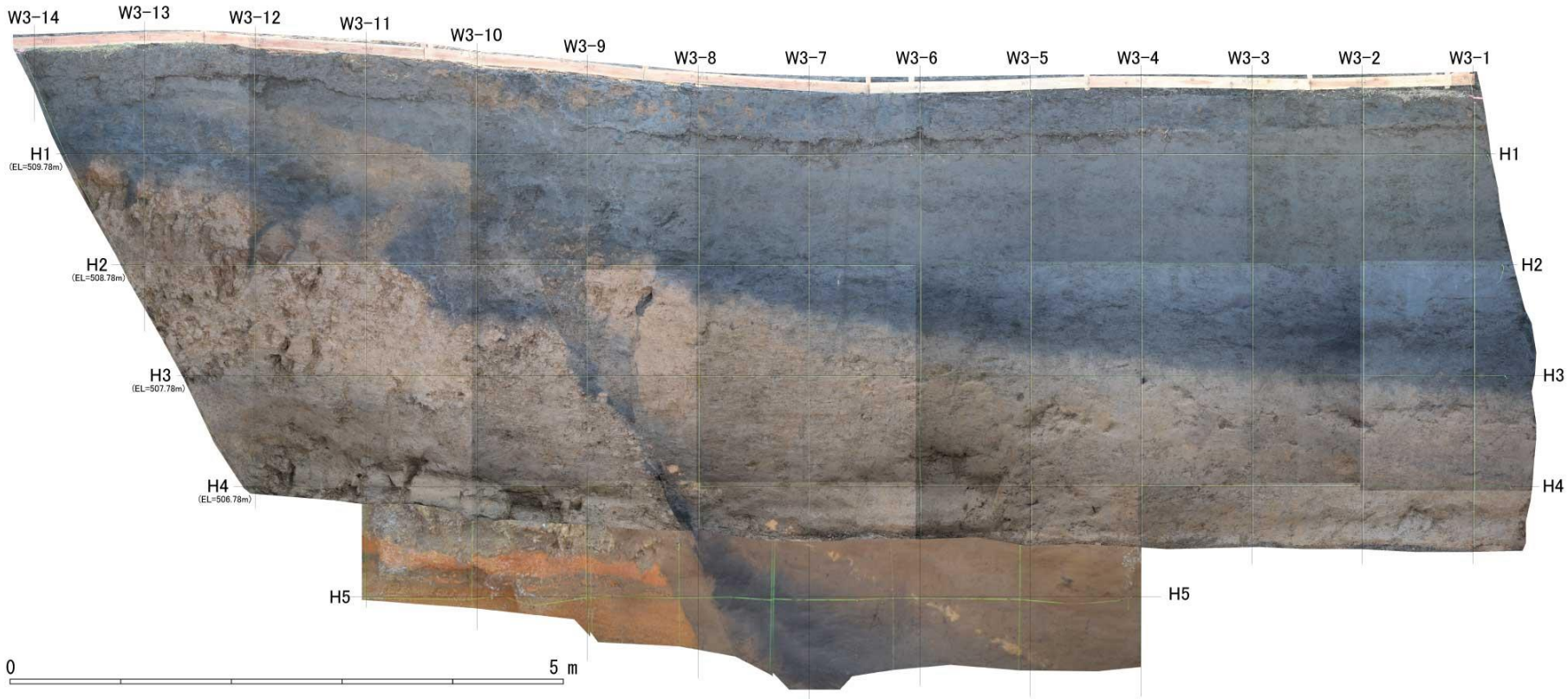

W3-14
W3-13
W3-12
W3-11
W3-10
W3-9
W3-8
W3-7
W3-6
W3-5
W3-4
W3-3
W3-2
W3-1
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H5
0
5 m

図 74 W3 面の写真

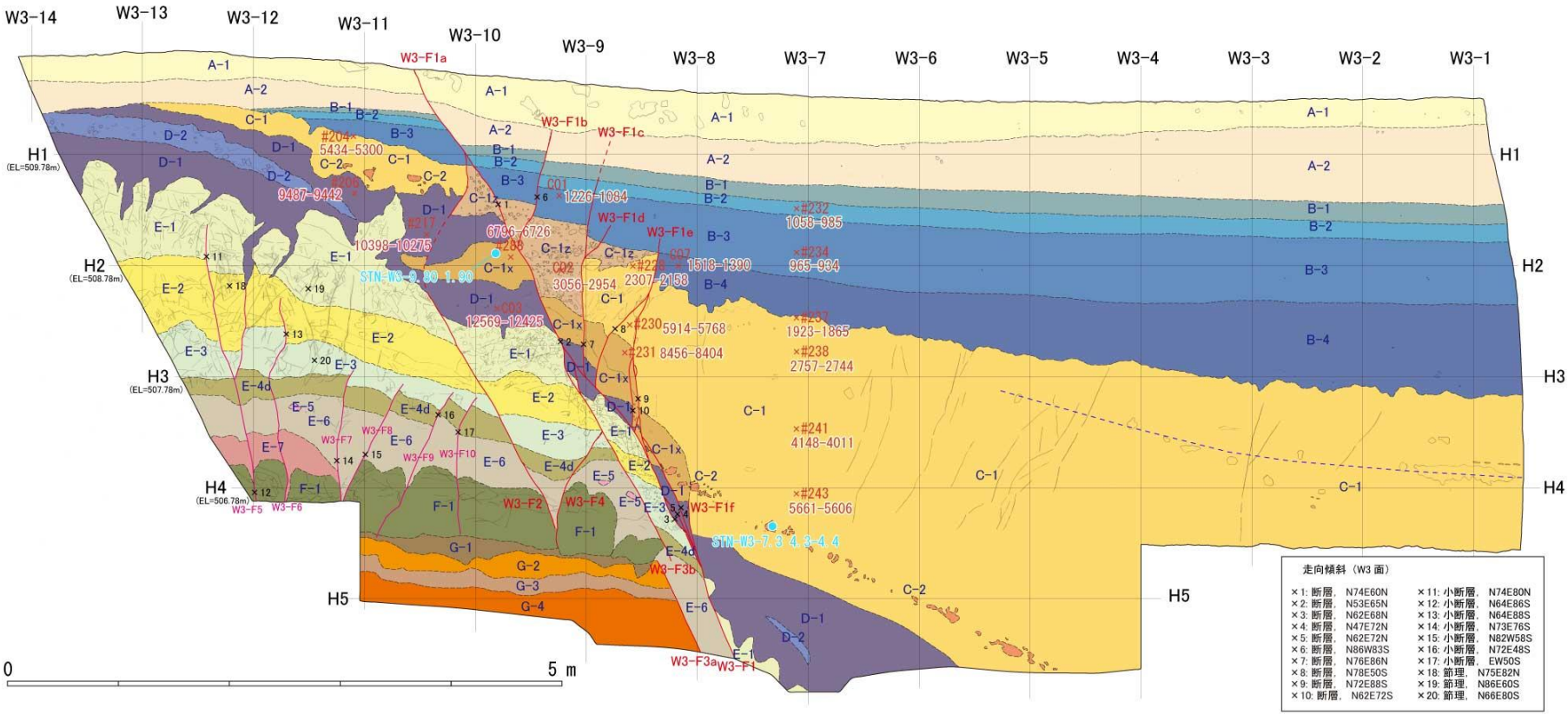


図 75 W3 面のスケッチ
凡例は図 61 を参照。

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７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式会社地球科学研究所（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 Radiocarbon Age）を併記した。トレンチ壁面では複数の火山灰層が認められ、その産状及び層相から広域火山灰との対比が可能であった。確認のため、代表的な２枚の火山灰層から試料を採取し、火山灰分析を行った（表８）。加えて、２試料については火山灰分析による広域火山灰との対比を試みた。火山灰分析は株式会社古澤地質に依頼し、火山ガラスの洗い出し、プレパラートの作成、検鏡及び屈折率の測定を行った。うち広域火山灰との対比を試みた一試料については主成分分析を実施した。

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 yBP)、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 76)。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 年前に降下したと推定される鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)と見られる火山ガラス濃集層が含まれる。C-1 層下面の火山ガラス濃集層から採取した試料（STN-W3-7.3.4.3-4.4）は火山灰分析により K-Ah と確認され、放射性炭素年代と整合的な結果を示した。イベント堆積物の C-1x 層からは 8456～8404 cal yBP（7655±28 yBP）と 6796～6726 cal yBP（5939±27 yBP)、C-1z からは 3056～2954 cal yBP（2871±27 yBP）の年代値が得られた。D-1 層は 8400 cal yBP から 12760 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。C5 層から採取した試料（STN-N-4.88 2.28）は火山灰分析により AT と確認された。

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。

表 7　沢津野トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

Sample ID	Unit	Material	Code No.	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age (cal yBP; ±1σ)
STN-2-2.03	STN-2, B	organic sediment	Beta-478810	-15.2	1161 ± 18	1173 – 1008
STN-2-6.95	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478811	-23.4	8506 ± 28	9529 – 9495
STN-2-8.96	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478812	-18.9	12749 ± 38	15257 – 15126
STD-T-C01	W3, B-3	organic sediment	YAUT-035231	-28	1223 ± 24	1226 – 1084
STD-T-C02	W3, C-1z	sediment	YAUT-035232	-28.3	2871 ± 27	3056 – 2954
STD-T-C03	W3, D-1	organic sediment	YAUT-035233	-35	10539 ± 43	12569 – 12425
STD-T-C05	W1, B-4	organic sediment	YAUT-035236	-30.1	2158 ± 40	2303 – 2067
STD-T-C06-1	W1, C-1	sediment	YAUT-035237	-32.6	2091 ± 26	2112 – 2005
STD-T-C06-2	W3, C-1	charcoal	YAUT-035238	-37.3	2627 ± 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 ± 24	5434 – 5300
#206	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037303	-23.2	8430 ± 29	9487 – 9442
#217	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037304	-18.6	9198 ± 31	10398 – 10275
#228	W3, C-1	sediment	YAUT-037305	-18	2212 ± 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 ± 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 ± 21	1923 – 1865
#238	W3, C-1	sediment	YAUT-037315	-19.4	2620 ± 22	2757 – 2744
#241	W3, C-1	sediment	YAUT-037316	-19.6	3740 ± 23	4148 – 4011
#243	W3, C-1	sediment	YAUT-037317	-22.2	4930 ± 25	5661 – 5606
#245	W1, B-3	organic sediment	YAUT-037318	-16.8	1029 ± 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 ± 20	952 – 912
#265	E1, C-1	sediment	YAUT-037326	-27.1	2733 ± 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 ± 36	12760 – 12709
#288	W3, C-1x	organic sediment	YAUT-037331	-21.6	5939 ± 27	6796 – 6726

*Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsky (2017); IntCal 13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

表８　沢津野トレンチにおける火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral						Rock	V.Rock	Total	火山ガラスの屈折率	テフラ名	主成分分析
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Ol	Ap	Opq						
STN-H1-3.3	0	0	246	30	2	2	0	0	0	20	0	0	300	1.502-1.504	未知	glass EDX
STN-W3-9.80 1.90	2	2	0	100	37	0	0	47	0	0	0	76	300	1.510-1,514	K-Ah	
STN-W3-7.3.4.3-4.4	132	27	0	58	4	23	0	10	0	22	0	24	300	1.511-1.514	K-Ah	
STN-N-4.88 2.28	75	25	111	75	15	5	3	0	0	45	39	0	300	1.497-1.500	AT	

Bw：バブルウォールタイプ
Pm：パミスタイプ
O:低反発タイプ

Fl・Qu：長石・石英
Opx：斜方輝石
Cpx：単斜輝石
Gho：緑色普通角閃石
Ol：カンラン石
Ap：燐灰石
Opq：不透明鉱物
Rock：岩片・風化粒
V.Rock ：火山岩片

図 76　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 77)。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 78 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、ほぼ一定の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。宮縁・他（2004）及び Miyabuchi(2009)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 54)。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 77)。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。軽石層については、火山灰分析および主成分分析を実施したものの、ACP3～5 のいずれかに特定することは困難であった。しかし、Kpfa から軽石層の間に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。

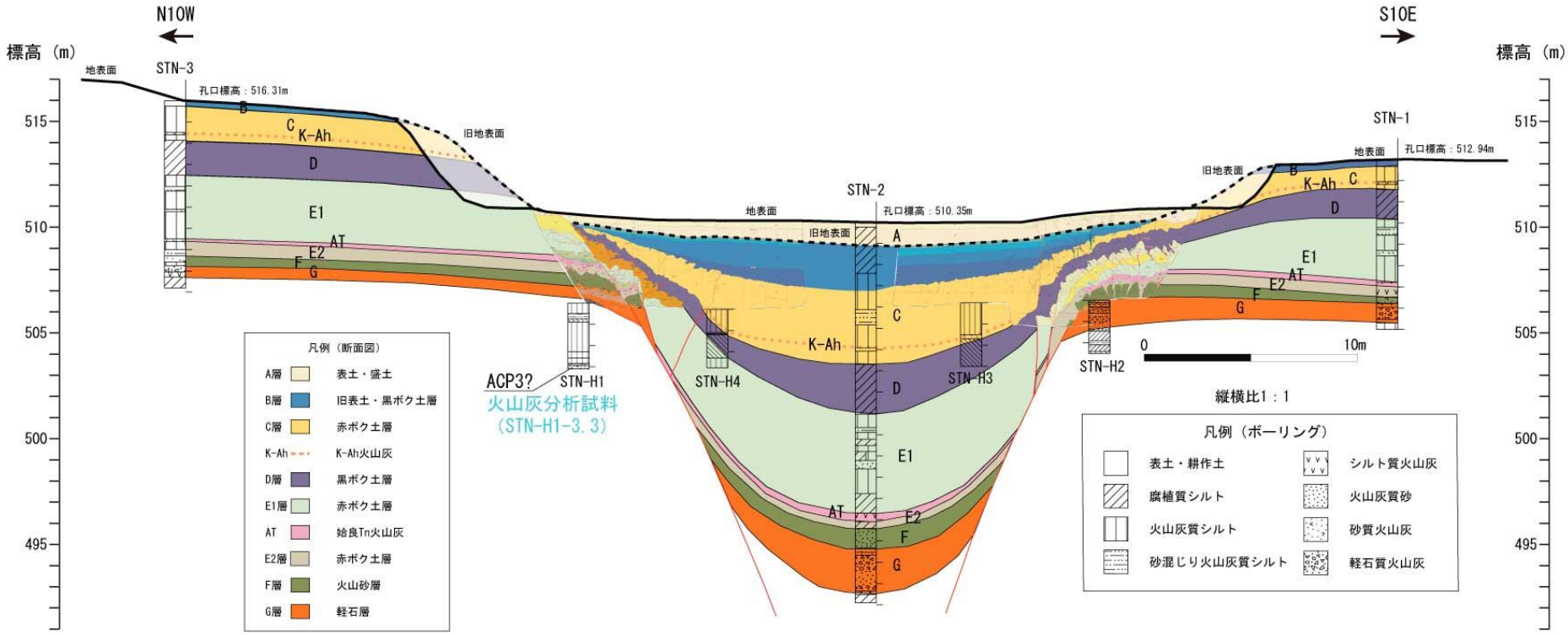


図 77 ボーリングコアとトレンチから推定される地質断面図
ボーリングコアの配列と平行して直線状に並ぶ W1 面と E3 面を投影した。

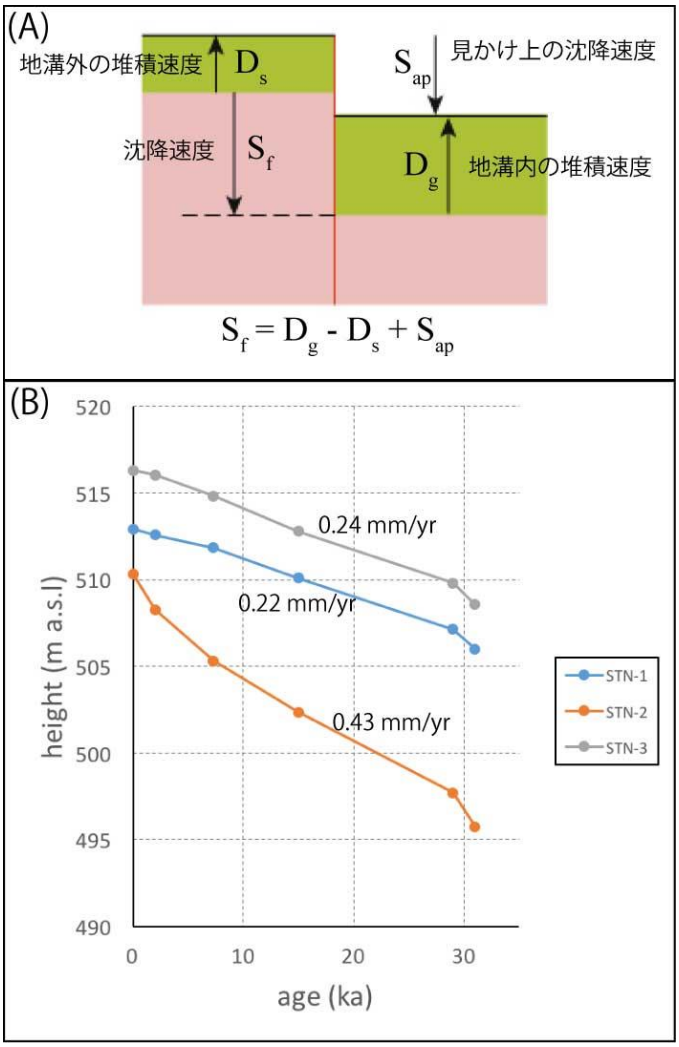


図 78 沈降速度推定概念図（A）及び各ボーリングコアが示す堆積速度（B）

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 79 にまとめた。最も新しい変形は平成 28 年熊本地震による変形である。本トレンチは、平成 28 年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。平成 28 年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。

平成 28 年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、それが平成 28 年熊本地震時の活動によって切断されることから、平成 28 年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。クラックは平成 28 年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 cal yBP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層の横臥褶曲変形が見られ、そのD-1層に囲まれた地層から採取した試料（STN-W3-9.80 1.90）について火山灰分析を実施した所、K-Ahが混在することが確認された。また、放射性炭素年代測定のために採取した試料#288は6796～6726 cal yBPを示しており、年代の逆転が生じている。これは、D-1層が6700年前の地層を覆った結果、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#286 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、平成 28 年熊本地震を含めて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 面においては

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。

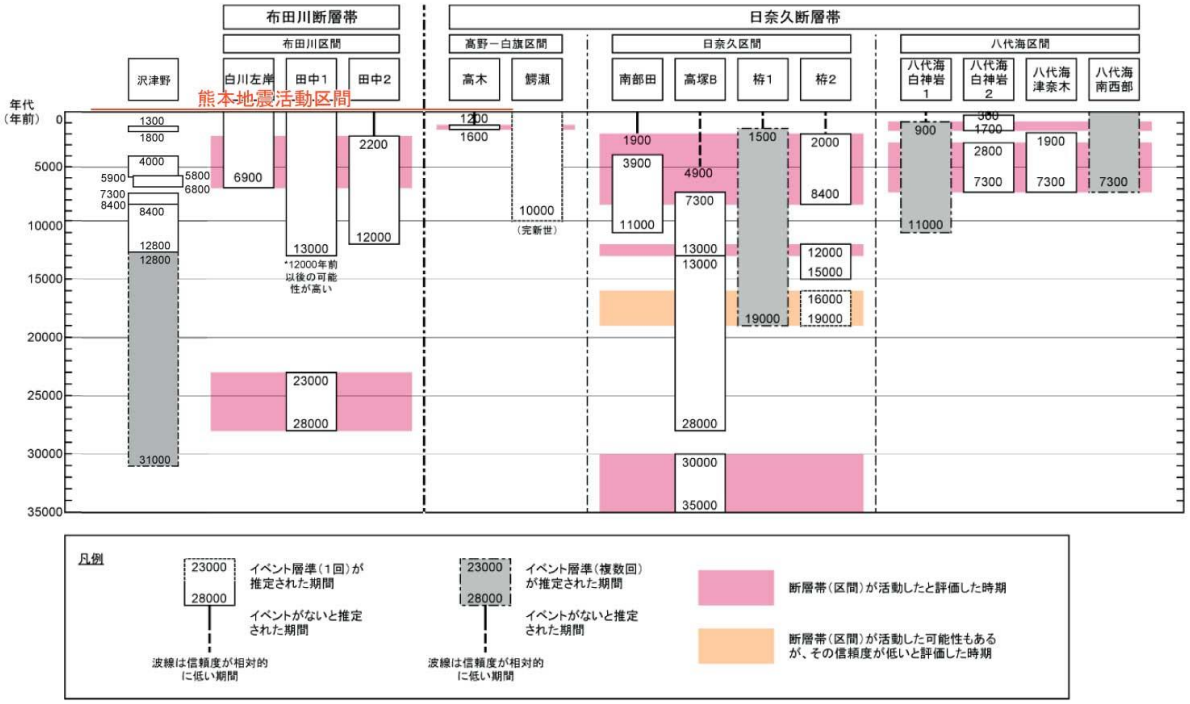


図 79 沢津野トレンチにおけるイベントのまとめと他地点との比較
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)の図 13 を一部改変。

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

平成 28 年熊本地震では、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４km 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（Fujiwara 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、南北引張応力が支配的であることが推定された。また、差分LiDAR（図30）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）沢津野トレンチ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(S_{ap})を加える必要がある(図78A)。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降下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78B）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）、5914～4011 cal yBP（約5900～4000年前）、6796～5768 cal yBP（約6800～5800年前）、8447～7300 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2600～1700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、一回の沈降量が平成28年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。

4）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 80）（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。

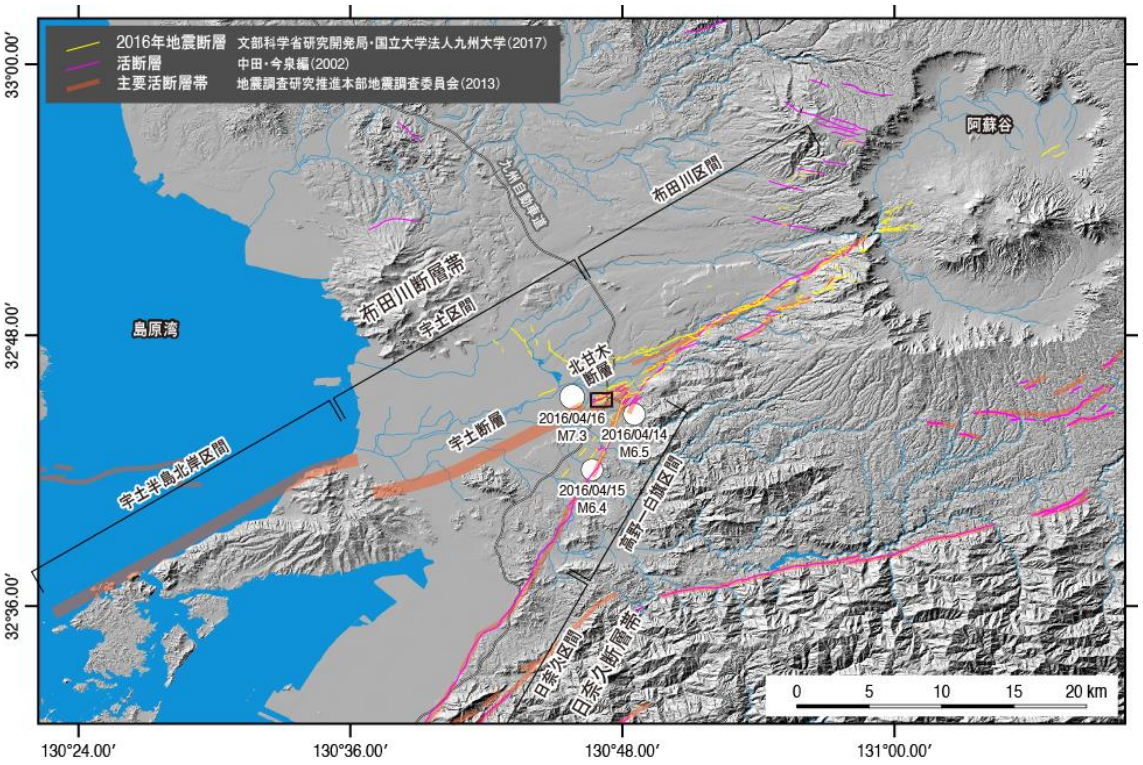


図 80　阿蘇山西方から島原湾にかけての範囲における活断層の分布と平成 28 年熊本地震に伴い出現した地震断層

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 81 の範囲を図中央部の黒枠で示す。

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（くしじま）集落及び嘉島町井寺（いてら）北部が立地する東北東－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 81）（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）。平成 28 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 80，81）（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、平成 28 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）。

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 81～84）。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－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 1 cm 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 84a～86）。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 83）、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。

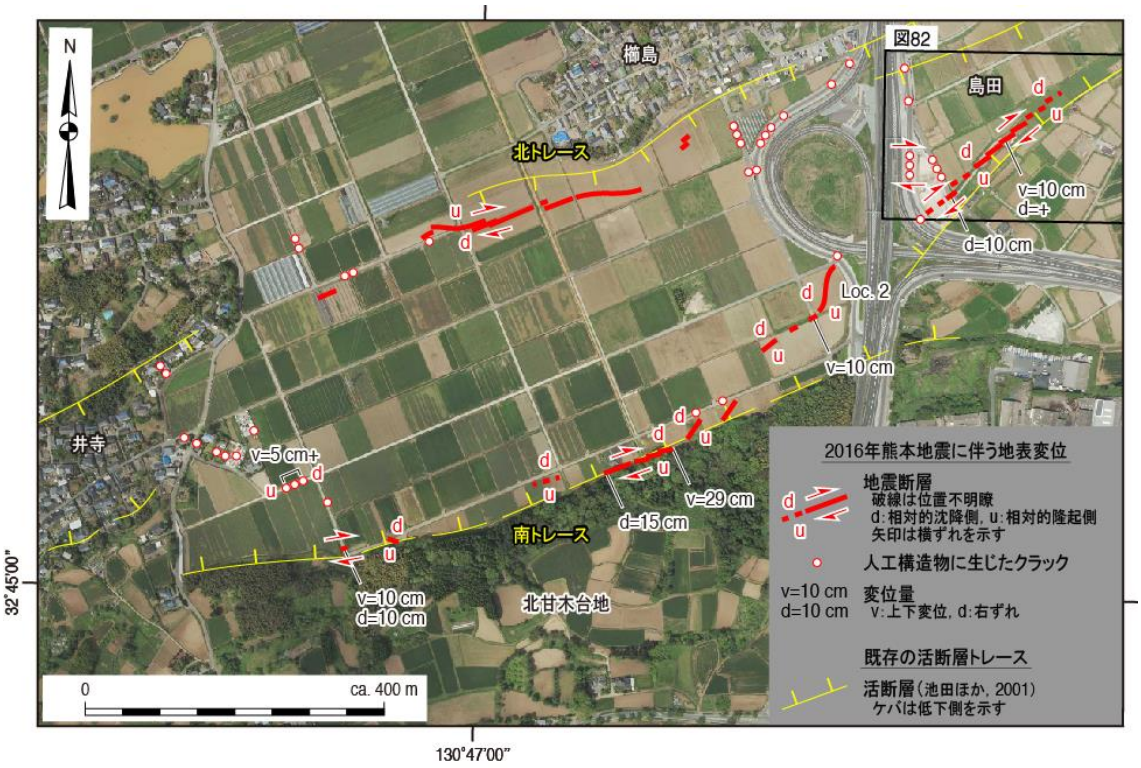


図 81　平成 28 年熊本地震に伴い布田川断層帯宇土区間北甘木断層沿いに出現した地表変位の分布（丸山，2017 を改変）
基図は国土地理院（2017b）からダウンロードした空中写真（CKU20168-C6-24）を使用。図 82 の範囲を黒枠で示す。

トレンチ地点の大豆畑は、平成 28 年熊本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―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 7 cm 開口し、わずかに右ずれしていることが認められた（図 83，84b）。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平成 28 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。

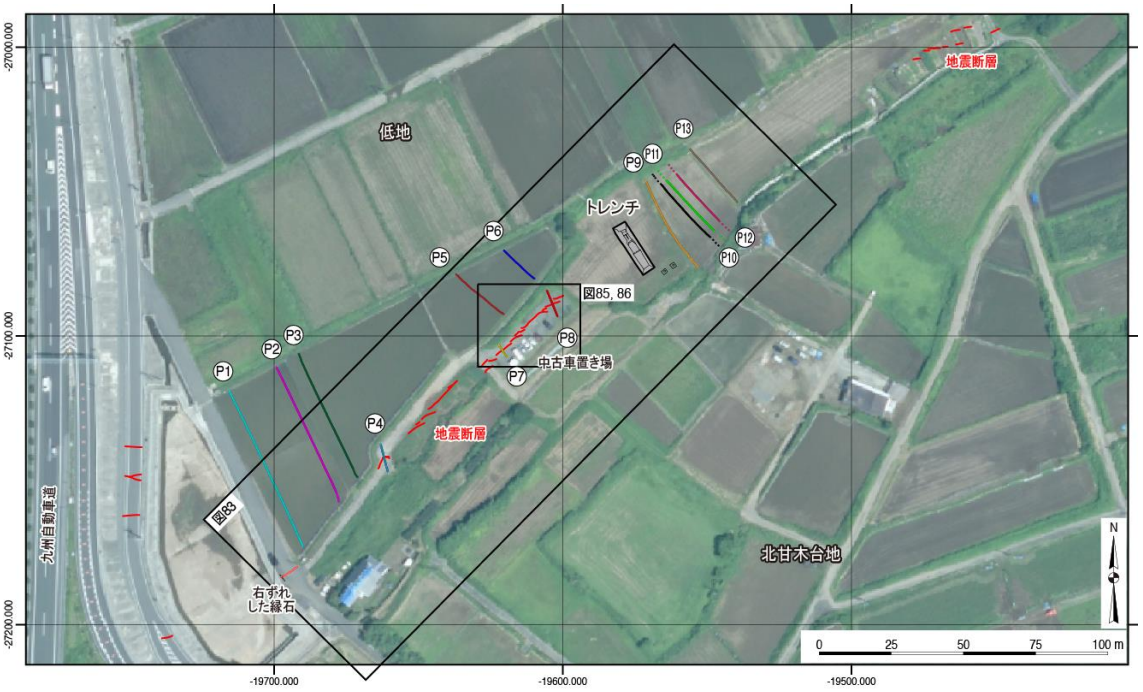


図 82　益城町島田地区トレンチ地点と周辺に出現した地震断層
P1～P13 はトータルステーションを用いた地形測量位置を示す(地形断面図を図 87 に示す)。図 83 及び図 85，86 の範囲を黒枠で示す。背景のオルソ空中写真は地理院地図（全国最新写真シームレス；国土地理院，2017b）を使用。座標系は平面直角座標系 II。

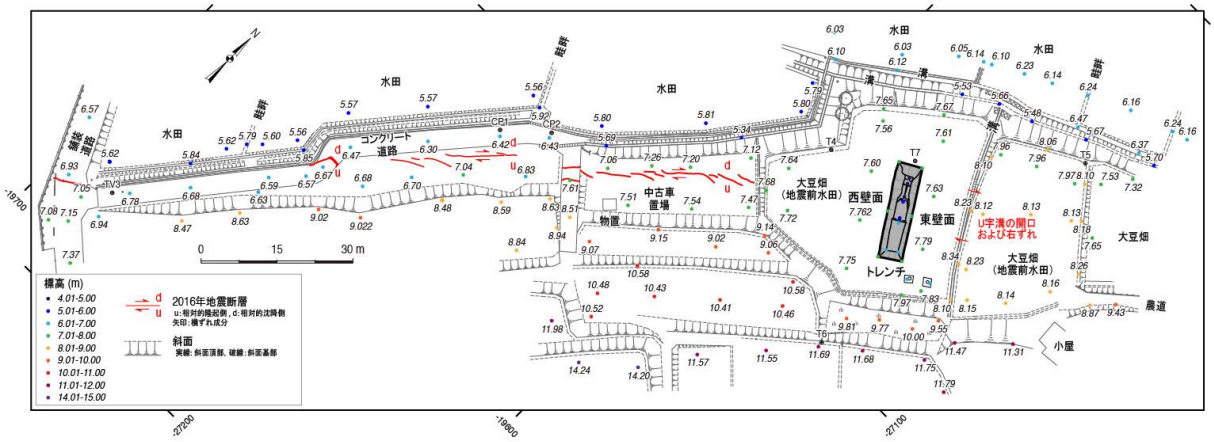


図 83　島田地区トレンチの配置と地震断層の分布
座標系は平面直角座標系 II。

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、いずれも平成 28 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 87 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 82，図 87 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 82 及び図 83 に示した位置で掘削した。

図 84　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。

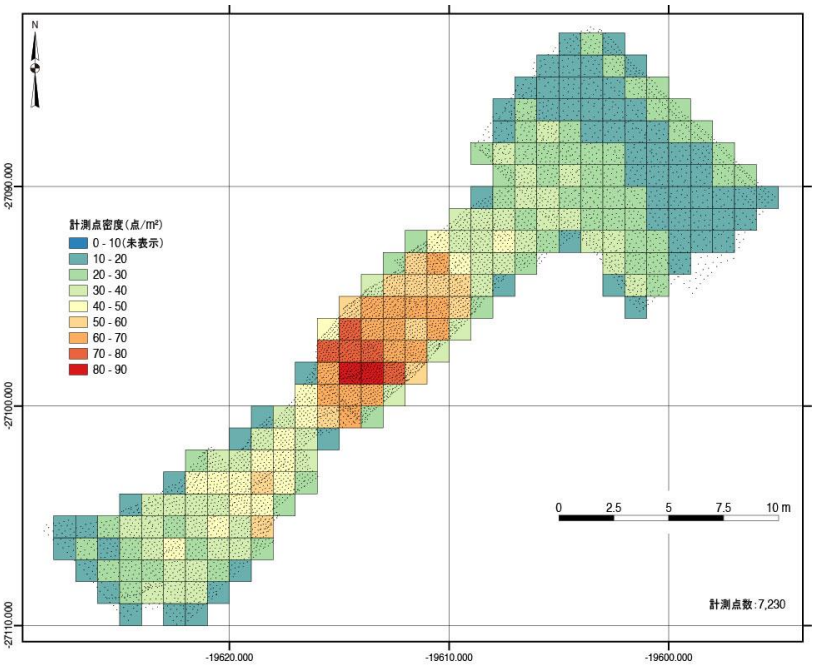


図 85　島田地区トレンチ地点西隣の中古車置き場に出現した地震断層沿いでトータルステーションを用いて実施した測量の計測点密度
図中の黒点が計測地点。座標系は平面直角座標系 II。

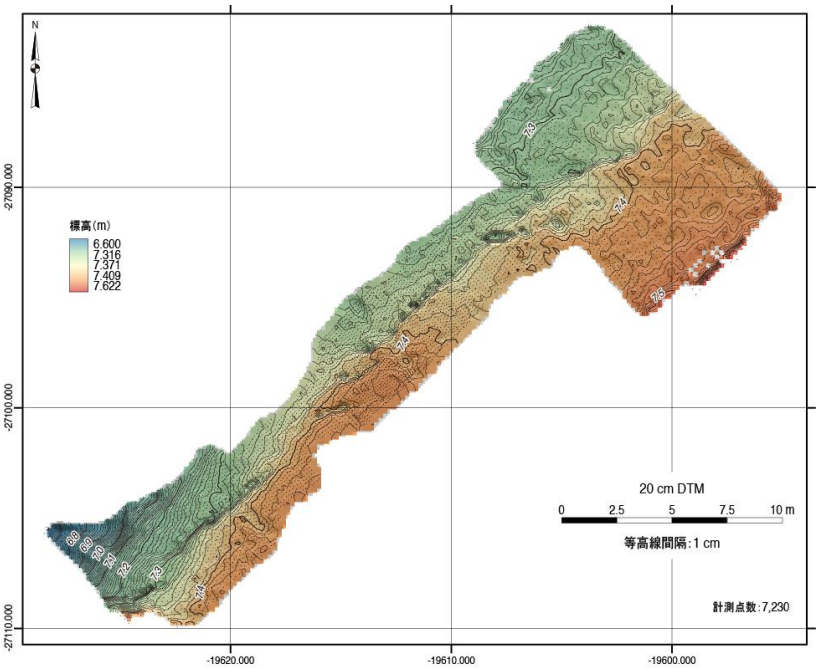


図 86　トータルステーションを用いた島田地区トレンチ地点西隣の中古車置き場に出現した地震断層の微地形
本地点での地震断層は北西側低下を伴う左ステップするクラック群からなる。図の範囲は図 85 と同じ。

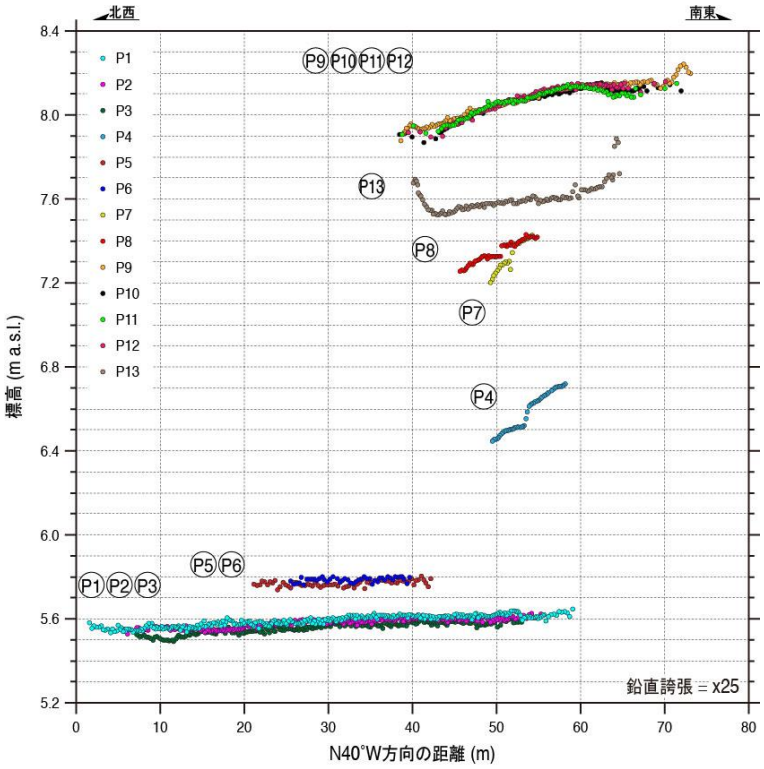


図 87　島田地区トレンチ周辺に出現した地震断層を横断する地形断面図
断面図の位置を図 82 に示す。各測点を N40°W 方向に投影して表示。

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 88，89）。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、扇状地堆積物、溝埋め堆積物、扇状地堆積物および谷底低地堆積物（氾濫原の湿地性堆積物）、扇状地堆積物または段丘堆積物が分布する（図 88～90）。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 89，90）。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：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：東壁面の縦糸 E15～19 付近に分布する。シルト質砂からなり、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。
2b 層：東壁面の縦糸 E13 付近以北および西壁面の縦糸 W13 付近以北に分布する。本層は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。
3a 層：東壁面の縦糸 E12 以北および西壁面の縦糸 W16 付近以北に分布する。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 E6～E7 付近、縦糸 E9～E11 付近及び西壁面の縦糸 W6～W8 付近、縦糸 W9～W11 付近に分布し、北東－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。
3c 層：東壁面の縦糸 E16 付近以北および西壁面の縦糸 W13 付近以北に分布する。腐植質のシルト質砂～砂質シルトからなる。東壁面の縦糸 E1～3 付近に厚さ 10cm 程度のレンズ状の砂層を挟む。
４層：東壁面縦糸 E13 付近以南および西壁面縦糸 W13 付近以南に分布する。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。
5a 層：東壁面の縦糸 E11 付近以北および西壁面の縦糸 W12 付近以北に分布する。礫混じりのシルト質細粒～中粒砂からなり、褐色を呈する。礫の径は 0.5～1cm で、亜角～亜円礫を主体とする。
5b 層：東壁面縦糸 E7 付近以南および西壁面縦糸 W7 付近以南に分布する。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。
6a 層：東壁面の縦糸 E7 付近以北および西壁面の縦糸 W7 付近以北に分布する。暗灰色の腐植質および砂からなり、部分的に径が 0.2～１cm の礫を含む。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。

図 88　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。

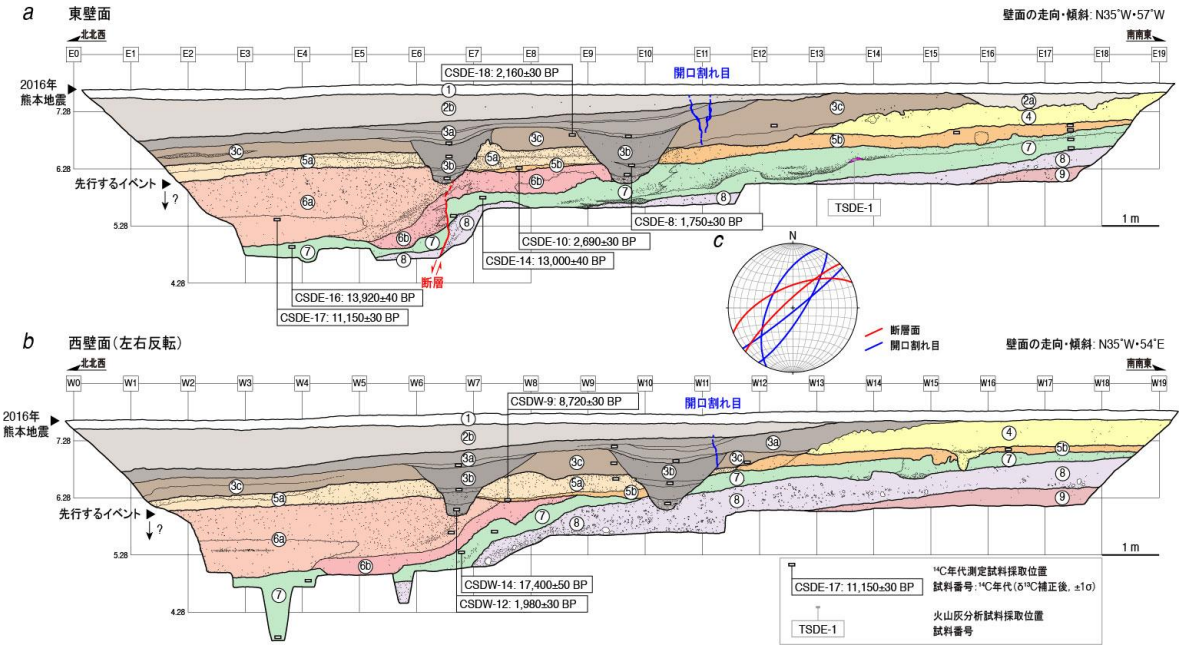


図 89　島田地区トレンチ壁面のログ

（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。

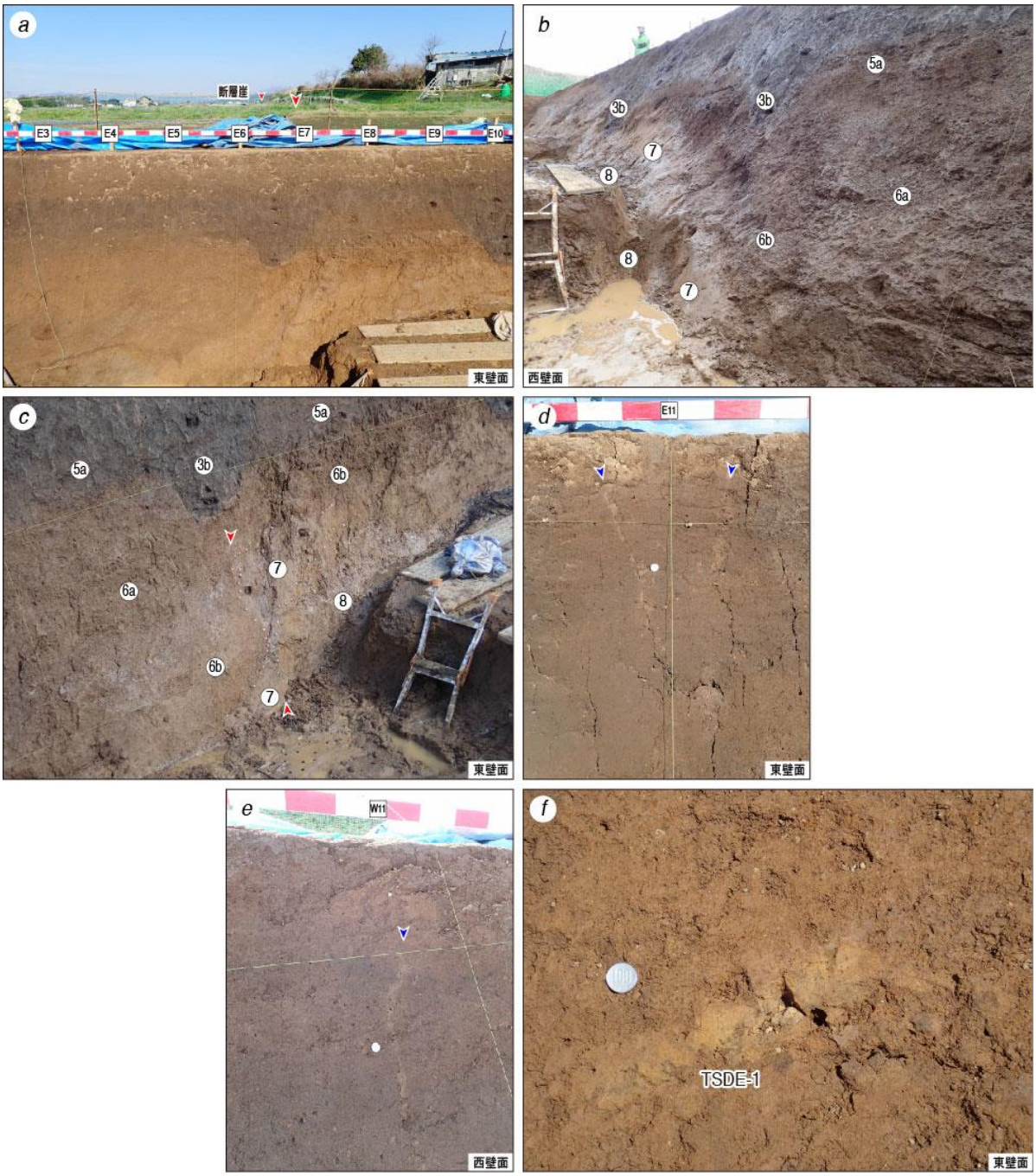


図 90　島田地区トレンチ壁面に認められる地層の特徴

（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。

6b 層：東壁面の縦糸 E5 付近～E9 付近および西壁面の縦糸 W4 付近～W9 付近に分布する。暗灰色の腐植質シルト及び砂からなる。

7 層：トレンチ壁面の全周にわたって分布し、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 E6

付近以北及び西壁面の縦糸 W4 付近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～E14 間の標高 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 89a, 90f）。

８層：東壁面縦糸 E5 付近以南および西壁面縦糸 W6 付近以南に分布する。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：東壁面縦糸 E16 付近以南および西壁面縦糸 W13 付近以南に分布する。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

^{14}C 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、^{14}C 年代測定を実施した（図 89）。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 OxCal 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９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。

表９　島田地区トレンチ壁面から採取した試料の AMS^{14}C 年代測定結果

試料名	分析機関コード	層名	試料種	前処理	Conventional ^{14}C age (BP) (±1σ)[1]			δ^{13}C (‰)	Calibrated age range (cal BP) 95.4% probability[2]	Calibrated age range (cal BP) 68.2% 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

[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.

^{14}C 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９，図 89)。後述するように、5b 層はトレンチ壁面内において平成 28 年熊本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）を採用した場合と古い値（試料 CSDW-9）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～E14 間の標高 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 89a，90f)。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、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 10，図 91，92a)。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 92b)。７層から得られた ^{14}C 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。

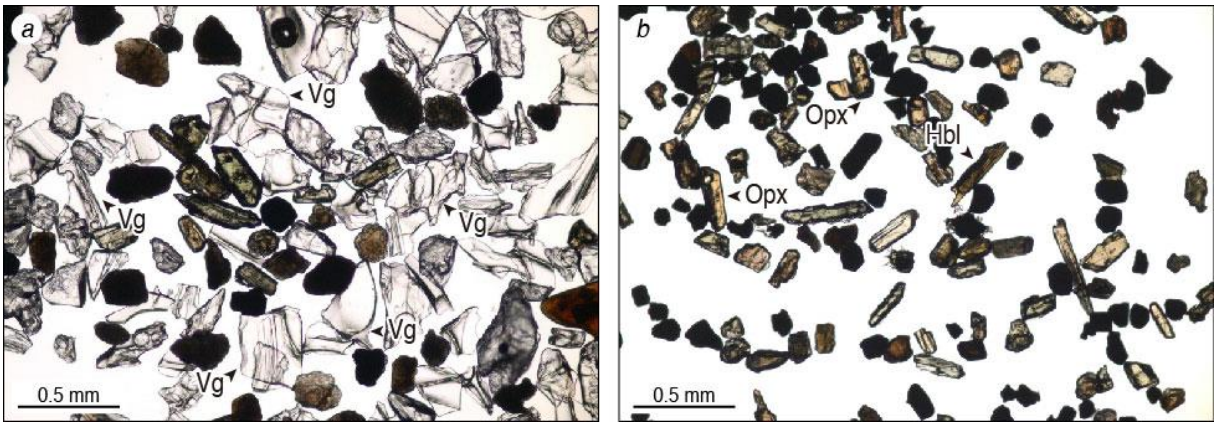


図 91　火山灰試料 TSDE-1 に含まれる（a）火山ガラス及び（b）重鉱物の写真
Vg：火山ガラス、Opx：斜方輝石、Hbl：角閃石。

表 10　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

試料名	砂粒組成							火山ガラスの形態[1]								重鉱物組成							
								平板		中間		多孔											
	石英	長石類	岩片	火山ガラス	風化粒子	重鉱物	合計	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	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.

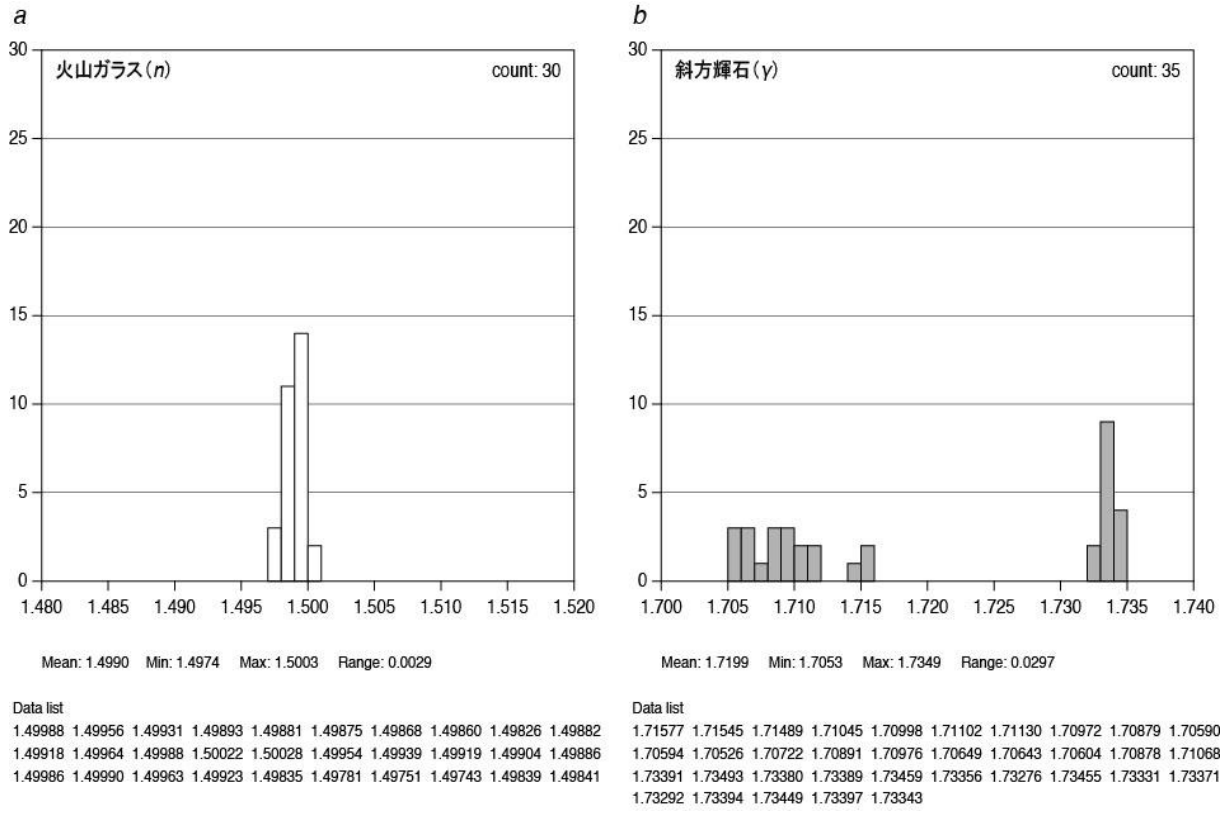


図 92　火山灰試料 TSDE-1 の（a）火山ガラスと（b）斜方輝石の屈折率

d）トレンチ壁面に認められる地質構造

島田地区トレンチ壁面には、堆積物に変位・変形を与える撓曲や断層が認められた（図 88～90）。また、表層付近の旧耕作土中に平成 28 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 89，90d，90e）。ここでは、トレンチ壁面にみられる地質構造を平成 28 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。

平成 28 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、平成 28 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 89，90d，90e)。開口の幅はいずれも最大２cm 程度である。それらは北東－南西～北北東－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：走向 N32°E・傾斜 77°E、N24°E・60°W、西壁面：走向 N51°E・傾斜 86°E）（図 89c)。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 83，84）から、開口割れ目は平成 28 年熊本地震に伴い生じたもの可能性がある。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 87)。こうした変形から、トレンチ地点の地表付近では平成 28 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。

<u>平成 28 年熊本地震に先行する活動に伴う地質構造</u>

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 88a，89a，90a，90c)。断層面は、北東－南西走向で北に急傾斜する（走向 N47°E・傾斜 80°N、堂 N67°E・63°N）（図 89c)。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 89a)。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 89b，90b)。７層は縦糸 W5～W19 付近で、6b 層は縦糸 W4～W8 付近で、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 89b)。

ところで、西壁面の縦糸 W3～W4 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 89b)。これについては、縦糸 W4～W6 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平成 28 年熊本地震に伴って生じた可能性のある開口割れ目と同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（平成 28 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、上述したように平成 28 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、この開口割れ目を平成 28 年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平成 28 年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。

平成 28 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、平成 28 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。なお、7 層および 6b 層の変形程度は西壁面の方がやや大きい。6a 層については、両壁面において同層下部に分布する粗粒部の変形が 7 層および 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～W8 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 89b)。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 89a)。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 89a, 89b)。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 89a, 89b)。

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 ^{14}C 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 ^{14}C 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９）。なお、東壁面横軸 E3.5m 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 80）（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)。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）で布田川断層帯布田川区間を構成するとされた木山断層についても、丸山・他（2016）は反射法地震探査に基づいて、宇土区間まで伏在して連続す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 81）（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)。平成 28 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 80，81）（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、かつ平成 28 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 81，82，89)。トレンチ壁面で計測した断層面は北東－南西走向で北に急傾斜する（図 89c)。

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を限る北側低下の、沖積低地と微高地を限る南側低下の、微高地と木山川低地を限る北側低下の上下変位を示す（例えば，渡辺・他，1979；池田・他，2001)。平成 28 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、平成 28 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、平成 28 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、平成 28 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 80，81)。したがって、北甘木断層の最新活動は平成 28 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、平成 28 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、平成 28 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 15760 年前以降で約 2750 年前以前あるいは約 9550 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 ^{14}C 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９，図 89)。

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が認め

られない（図 89)。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９)。

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 89a)。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 89b)。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、変位量は平成 28 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、平成 28 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、平成 28 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、本調査における地層の堆積年代として採用した有機質堆積物の ^{14}C 年代値の信頼度の低さを考慮しても、これまでに隣接する布田川断層帯布田川区間及び日奈久断層帯高野－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）で報告されている平成 28 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－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、平成 28 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、布田川区間と高野－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。

平成 28 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－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 80, 81）（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平成 28 年熊本地震の痕跡の可能性として認められた。一方、約 15760 年前以降で約 2750 年前以前（約 9550 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、平成 28 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平成 28 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－白旗区間が同時に活動した可能性がある（図 80)。

5) 甲佐町白旗山出(日奈久断層帯高野–白旗区間)における活動履歴調査

a)地形地質調査及びボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

甲佐町白旗山出地区は日奈久断層帯高野–白旗区間の中央部に位置する（図 93)。この区間において、断層位置は、中位段丘面上の断層崖や、沖積面と段丘面の境界として確認できる（図 94)。断層崖は上田口と滝川の間では西、その北側と南側では東に面しており、隆起側が北から西、東、西と一定しない。滝川の中位段丘面上では、約 500 m 西側に東向きの低断層崖が並走しており、東上がりと西上がりの断層の間が地溝状に落ち込んでいる。山出地区では、断層は中位段丘面と沖積面の境界に位置しており（図 95a)、低断層崖は段丘崖基部から十数 m 西側の沖積面内に見られる（図 95b、c)。

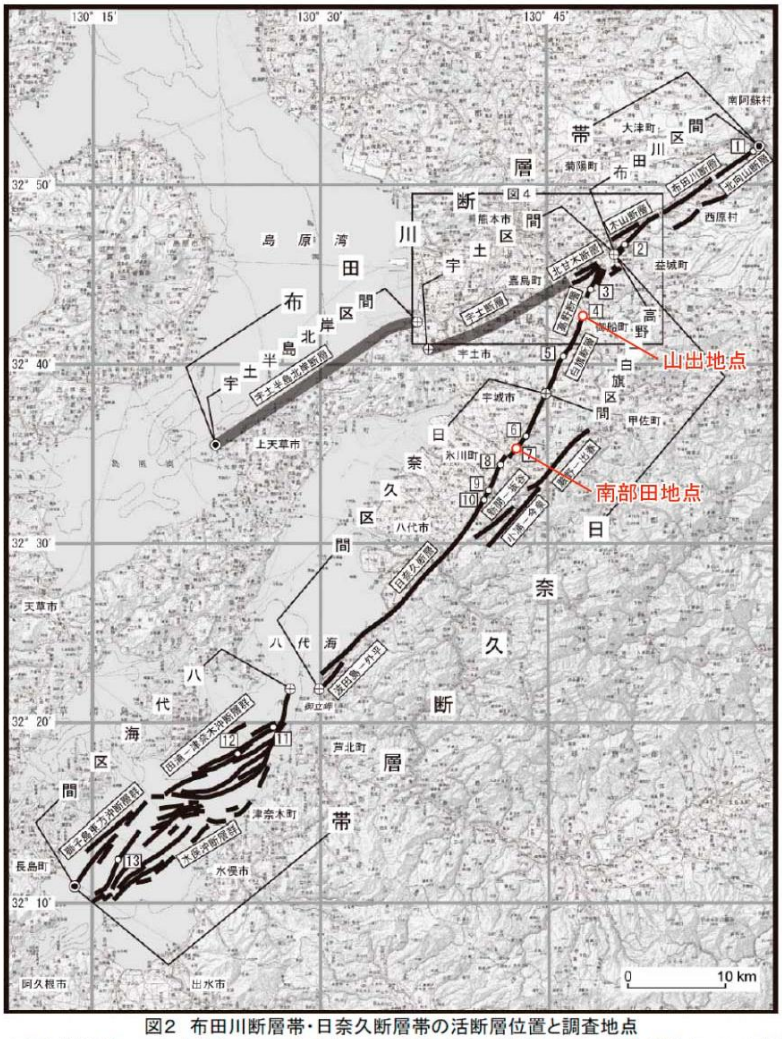


図2 布田川断層帯・日奈久断層帯の活断層位置と調査地点
1:白川左岸地点 2:田中地点 3:高木地点 4:白旗地点 5:鰐瀬地点 6:南小野地点 7:南部田地点 8:高塚B地点 9:腹巻田地点 10:栃地点 11:八代海白神岩地点 12:八代海津奈木沖地点 13:八代海南西部海底地点
◉:断層帯の北東端と南西端 ⊕:活動区間の境界
活断層の位置は活断層研究会編(1991)、熊本県(1998b)、池田ほか(2001)、中田ほか(2001)、産業技術総合研究所・地域地盤環境研究所・東海大学(2011)及び地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会活断層分科会による重力異常・地質構造の検討結果に基づく。
基図は国土地理院発行数値地図200000(地図画像)「熊本」「八代」を使用。網掛線は、重力異常、ボーリングや音波探査により位置が特定された活断層。

図 93 布田川断層帯及び日奈久断層帯の位置と区間分け
地震調査推進本部地震調査委員会（2013）にトレンチ調査地点を追記した。

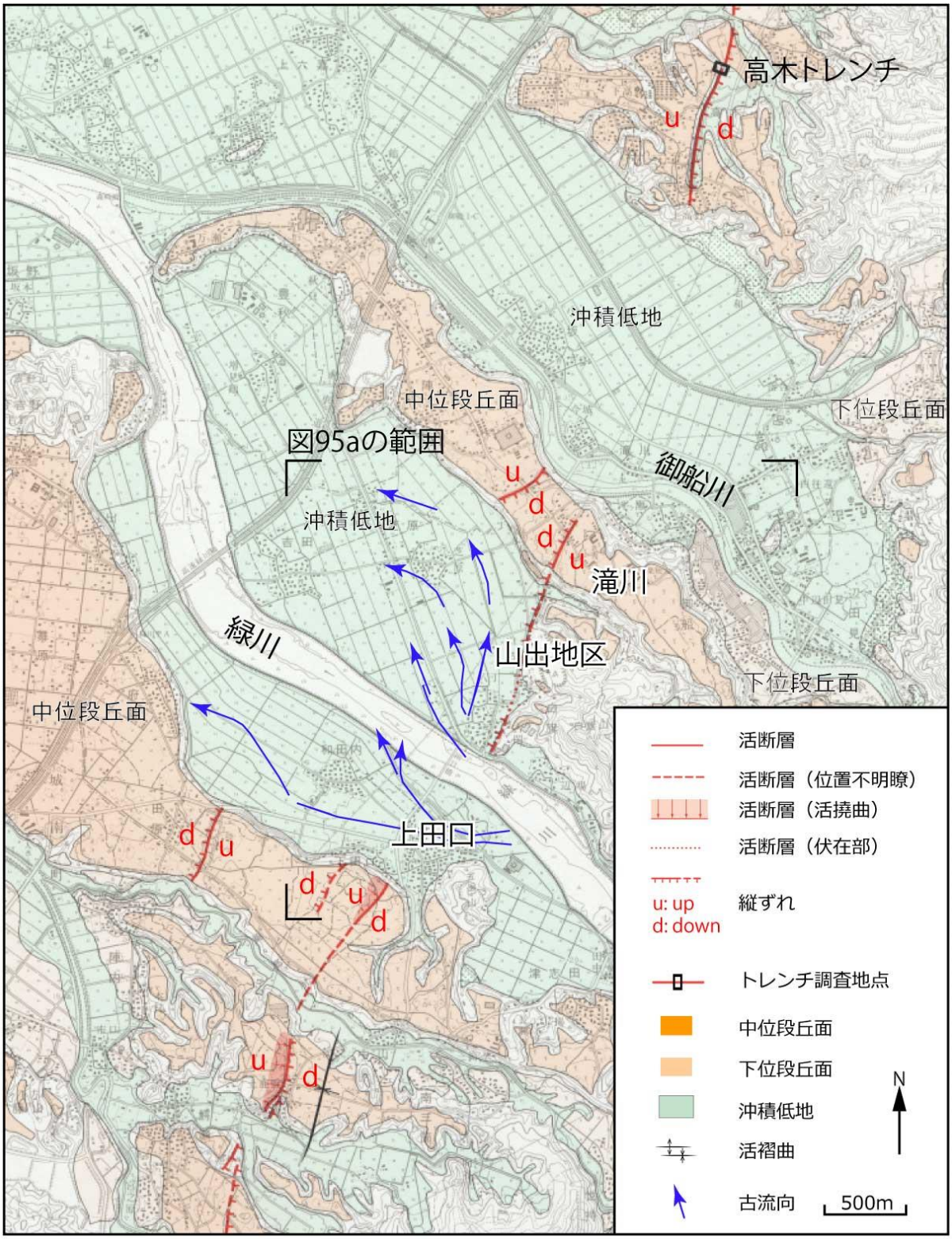


図 94　高野–白旗区間北部の地形概要
都市圏活断層図（池田・他，2001）に地名と推定される緑川の古流向（甲佐町史編纂委員会編，2013）を追記した。

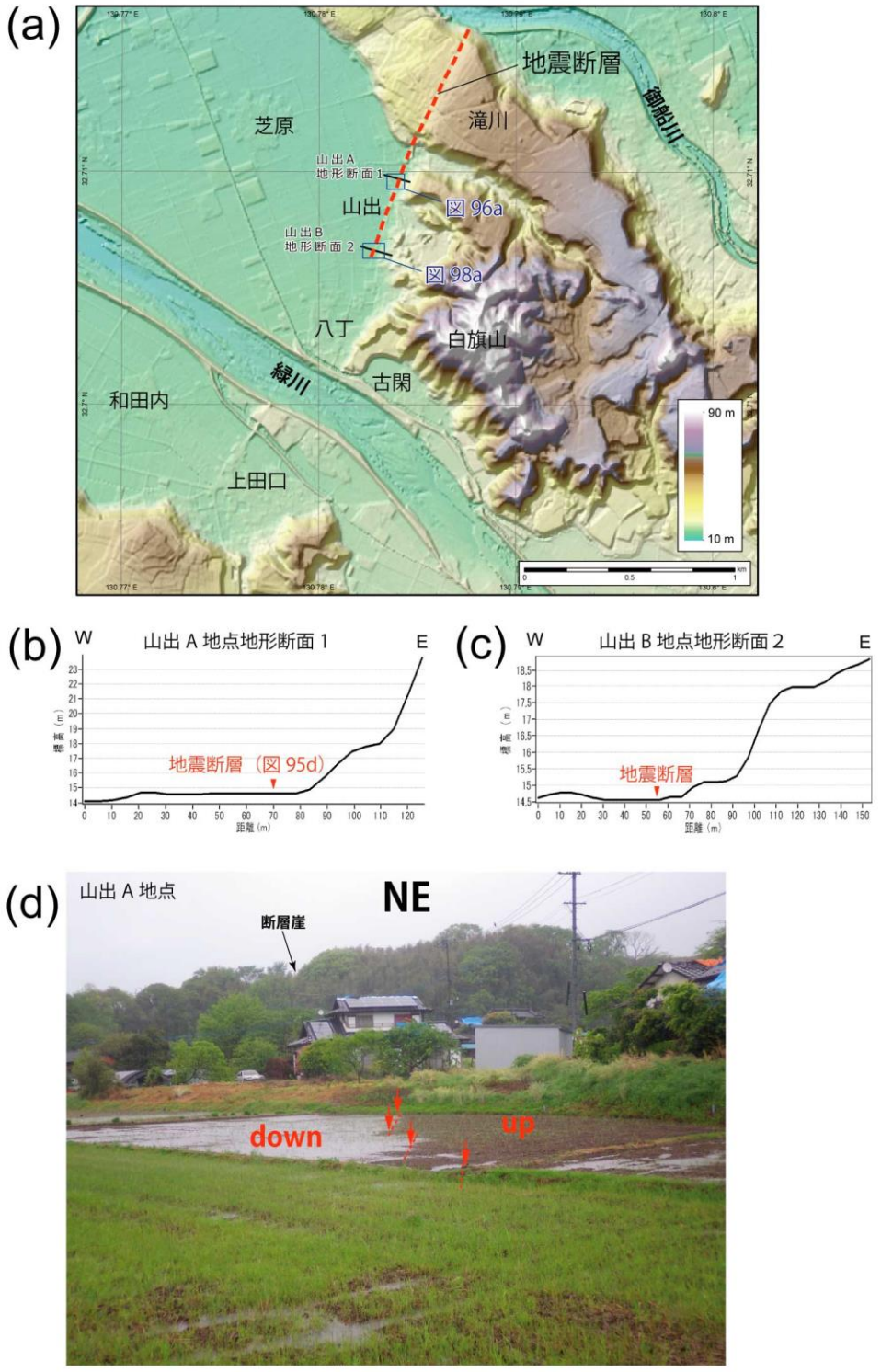


図 95　山出地区及びトレンチ掘削箇所周辺の地形概要

(a) 山出地区周辺の地形陰影図。赤破線は平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の位置を示す。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）を使用して作成した（国土地理院，2017a）。(b～c) 基盤地図５ｍDEM から作成した地震断層を横切る山出Ａ地点の地形断面１(b)、山出Ｂ地点の地形断面２(c)、(d) 山出Ａ地点における地震断層の様子。平成 28 年４月 20 日、株式会社ダイヤコンサルタントにより撮影。赤破線、赤矢印は地震断層の位置を示す。

平成 28 年熊本地震に伴う地震断層調査では、上記低断層崖に沿って、右横ずれ変位を示す地震断層が確認された（Shirahama et al., 2016)。地震断層は、布田川断層帯と日奈久断層帯の交点付近から、高野-白旗区間（南南西方向）北部の長さ約６ km の範囲に出現した。山出地区はその南端に位置し、右横ずれ変位量が北側の滝川地区における 20～30 cm から数 cm へと急激に減衰する位置に当たる。図 95a に示した山出Ａ地点では、地震断層が断層崖と見られる低崖から数 m 西側に出現し、わずかな右横ずれとともに東側が撓み上がる変状を呈していた（図 95d)。一方、山出Ｂ地点では、低断層崖にほぼ沿う位置にわずかな右横ずれ変位のみが確認された。上記２地点とも、地震断層の出現地点は田畑であり、トレンチの掘削が可能であると推定された。しかし、いずれの地点とも緑川が南から北に流れていた際の旧河道にあたるため、主として礫が地表付近まで堆積していることが予想され、細粒物に乏しく、トレンチ調査に適さない可能性があった。層相及び年代測定に適した堆積物の有無、基盤上面高度の分布等を確認するため、地震断層の両側において深さ６ m のボーリングを掘削した。

山出Ａ地点でのボーリング掘削調査の詳細位置と地質断面図を図 96 に、コア柱状図を図 97 に示す。地震断層より南東側の YMD-1 孔では、深度 0.11 m まではシルト主体の耕作土が、深度 0.56ｍまでは礫・砂混じり砂質シルトからなる旧耕作土が見られる。深度 1.24 m までが礫混じりシルト層、1.24ｍ～6.00ｍはシルト混じり砂礫層が分布している。一方、地震断層より北西側の YMD-2 孔では、深度 0.25ｍまでは礫・砂混じりシルトからなる耕作土が、深度 0.74ｍまでは礫・砂混じりシルトからなる旧耕作土が分布している。深度 2.85 m までは礫・砂混じりのシルト層、2.85 m～6.00 m までは主にシルト混じり砂礫層が分布している。

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

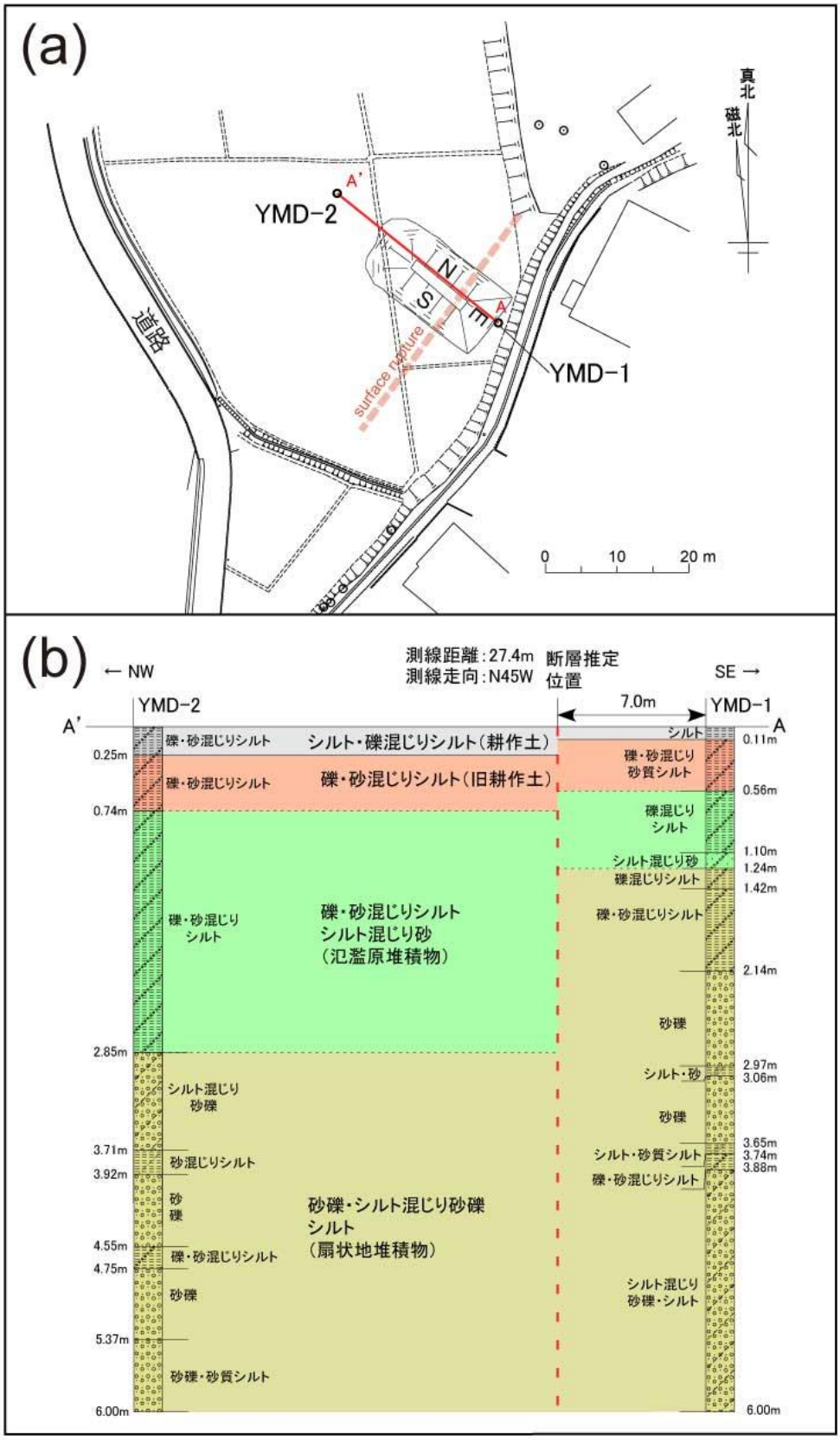


図 96　山出Ａ地点のボーリング孔位置図と地質断面図

(a) ボーリング掘削位置。(b) ボーリングコアの観察結果から推定した地質断面図。

図 97(a)　山出Ａ地点の YMD-1 ボーリングコア写真

(b) YMD-1

図 97(b)　山出Ａ地点の YMD-1 ボーリングコア柱状図

図 97(c)　山出Ａ地点の YMD-2 ボーリングコア写真

(d) YMD-2

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
	14.40	0.25	耕作土		礫混じり砂シルト	褐		0.00～0.25m　礫・砂混じりシルト（耕作土） 均質なシルトからなり，軟質である．極少量の細礫・砂と植物片（イネ）を含む．
	13.91	0.74	旧耕作土・埋土		礫混じり砂シルト			0.25～0.74m　礫・砂混じりシルト． 均質なシルトからなり，石英，長石，角閃石を含む．酸化しており，全体的に褐色である．φ2～15mmの礫を含む．植物根を少量含む．0.25～0.40mに分布する礫は暗渠とともに埋設した砂利と考えられる．
1								
					礫・砂混じりシルト	灰褐		0.74～2.85m　礫・砂混じりシルト． 主に灰～暗灰色のシルトからなる．砂や鉱物片は全体的に均質に分布する．礫は，φ2～4mmの円～亜円礫主体である．礫種は，安山岩や泥岩主体である．礫の含有量は深度によりばらつくが，比較的下位ほど多くなる．全体的に軟質で，1.5～2.5m付近は特に軟質で，水分を多く含む．
2								1.70～2.85mにかけて礫率が少しずつ増加する． 1.93～2.18m　礫・砂の含有量が周囲よりやや多い．
	11.80	2.85	河川堆積物			暗褐		
3	10.94	3.71			シルト混じり砂礫	暗褐		2.85～3.71m　シルト混じり砂礫 礫，砂の分布が不均質．シルト，砂礫の互層状である．礫は主にφ2～10mmの円～亜角礫からなる．礫種は，泥岩，砂岩，安山岩である．礫率は10～20%である．砂は角張っており，鉱物片が多く含まれる．基質は砂混じりシルトからなる． 下位のシルト層との境界は不明瞭で，漸移的である． 3.29～3.36m付近はシルト優性で，植物片を含む．
	10.73	3.92			砂混じりシルト	褐		3.71～3.92m　砂混じりシルト ．比較的しまったシルトからなり，少量の砂，鉱物片を含む．下位ほど砂の量は増加し，漸移的に礫層へと変化する．
4	10.10	4.55	扇状地堆積物・河川堆積物		砂礫			3.92～4.55m　砂礫 礫はφ2～10mmの亜角礫主体で，まれに亜円礫を含む．礫種は泥岩，砂岩主体である．礫率は40～50%である．基質は砂混じりシルトからなる．角閃石を多く含む．
	9.90	4.75			礫混じり砂シルト	にぶい褐		4.55～4.75m　礫・砂混じりシルト 比較的しまったシルトからなる．全体的に礫・砂が含まれるが，含有量は少ない．上部約5cmは褐色である．
5	9.28	5.37			砂礫	褐・橙		4.6mから16955-16655 calyBPの年代が得られている 4.75～5.37m　砂礫 礫径は，φ2～10mm主体で，まれにφ15～30mm程度のものも含まれる．礫の形状は，主に円～亜角礫からなる．礫種は泥岩，砂岩主体である．礫率は40～50%である．淘汰は非常に悪い．
	8.65	6.00			砂礫・砂質シルト			5.37～6.00m　砂礫・砂質シルト互層． 砂礫優勢で，厚さ4～6cmの砂質シルト層が複数挟まる．礫は，φ2～4mmの円～亜角礫主体である．礫率は10～20%である．基質はシルト混じり砂からなり，鉱物片を多く含む． 5.52～5.58m，5.63～5.65m　シルト層が分布する． 5.77～5.81m，5.85～5.88m，5.94～6.00m　砂質シルト層が分布する．各層比較的粒度が整っている．

図 97(d)　山出Ａ地点の YMD-2 ボーリングコア柱状図

次に、山出Ｂ地点におけるボーリング掘削調査の詳細位置と地質断面図を図 98 に、コア柱状図を図 99 に示す。地震断層より南東側の YMD-3 孔では、深度 0.19 m まではシルト主体の耕作土、深度 4.18 m までは風化した砂岩・泥岩起源の砂・礫を含むシルト～砂礫、深度 6.00ｍまでは礫・砂混じりシルト～シルトが分布する。一方、地震断層より北西側の YMD-4 孔では、深度 0.26 m まではシルト主体の耕作土、深度 1.8 m までは風化した砂岩・泥岩起源の砂・礫を含むシルト、深度 6.00ｍまでは礫・砂混じりシルト層～砂・砂礫が分布する。

YMD-3 孔及び YMD-4 孔では、上位より耕作土、主に風化した砂岩・礫岩起源の砂・礫を含む層、褐灰～黒灰色のシルト層が認められ、含まれる礫や砂の粒度や色調が類似している。しかし、YMD-4 孔の 2.31ｍ以深に分布する砂や砂礫からなる層は YMD-3 孔では認められない。また、YMD-3 孔の 1.70 m～4.18 m の崖錐堆積物と見られる淘汰の非常に悪い亜角礫主体の砂礫層は、YMD-4 孔では認められない。以上より、YMD-3 孔及び YMD-4 孔では、構成層の違いが著しく、対比可能な地層に乏しいため、断層変位を推定しにくい。また、YMD-4 孔は砂礫主体であり、年代試料に乏しい。

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

地形地質調査及びボーリング調査の結果、断層は地表地震断層から予想される通り YMD-1 孔と YMD-2 孔の間を通過すると推定された。そこで、トレンチを地表地震断層に直交する方向に掘削した（図 100)。トレンチは、壁面に腐植質シルト層が複数枚露出するよう、深さ４ m 程度とした。また、上位の地層は、軟質であるため、壁面が崩壊しないよう 45° の法面勾配を確保した。トレンチの壁面写真展開図を図 101 に、スケッチ展開図を図 102 に、壁面に露出した地層の地質総括を表 11 に示す。

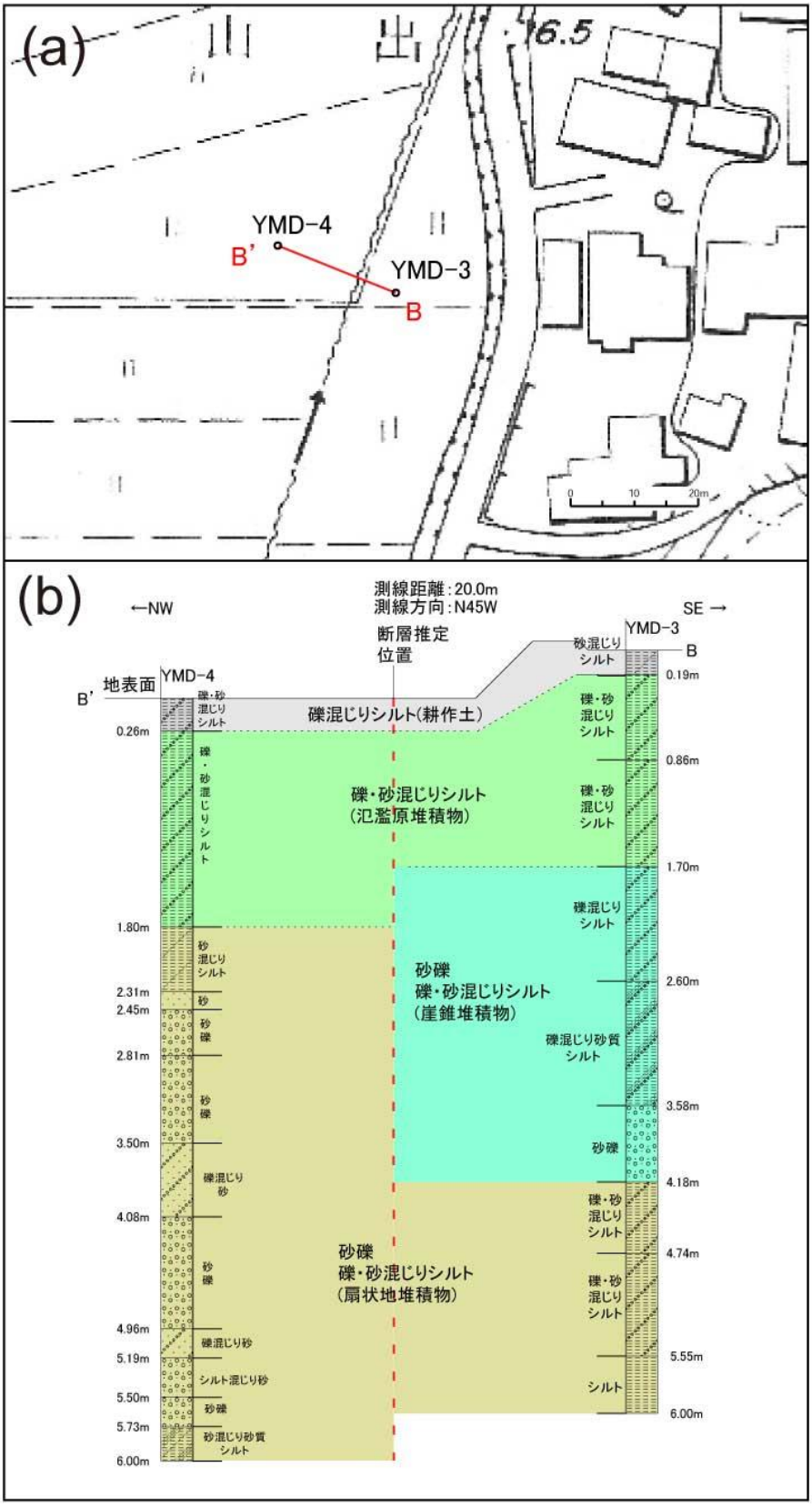


図 98　山出Ｂ地点のボーリング孔位置図と地質断面図

(a) ボーリング掘削位置。(b) ボーリングコアの観察から推定した地質断面図。

図 99(a)　山出Ｂ地点の YMD-3 ボーリングコア写真

(b) YMD-3

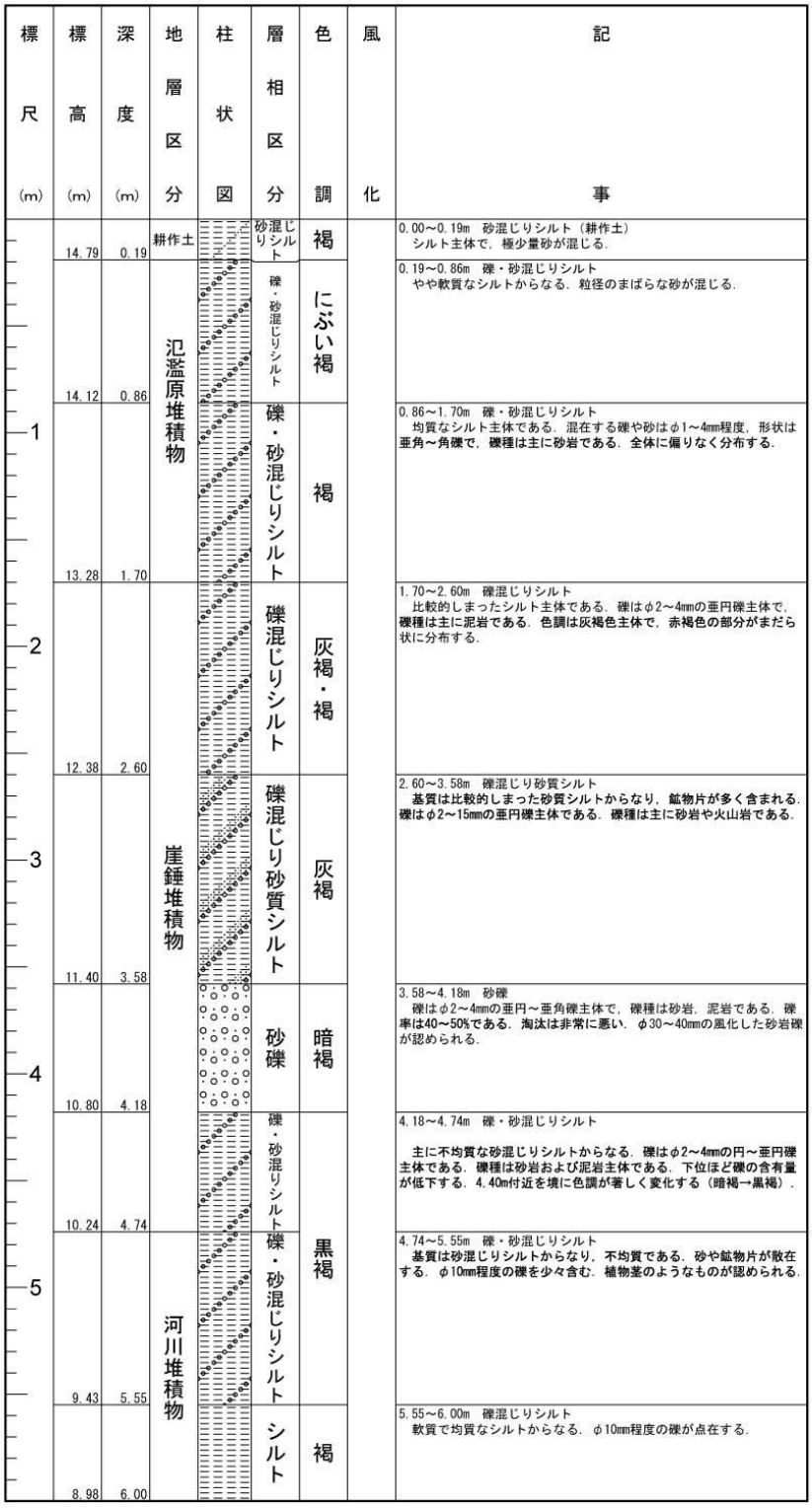


図 99(b)　山出Ｂ地点の YMD-3 ボーリングコア柱状図

図 99(c)　山出Ｂ地点の YMD-4 ボーリングコア写真

(d) YMD-4

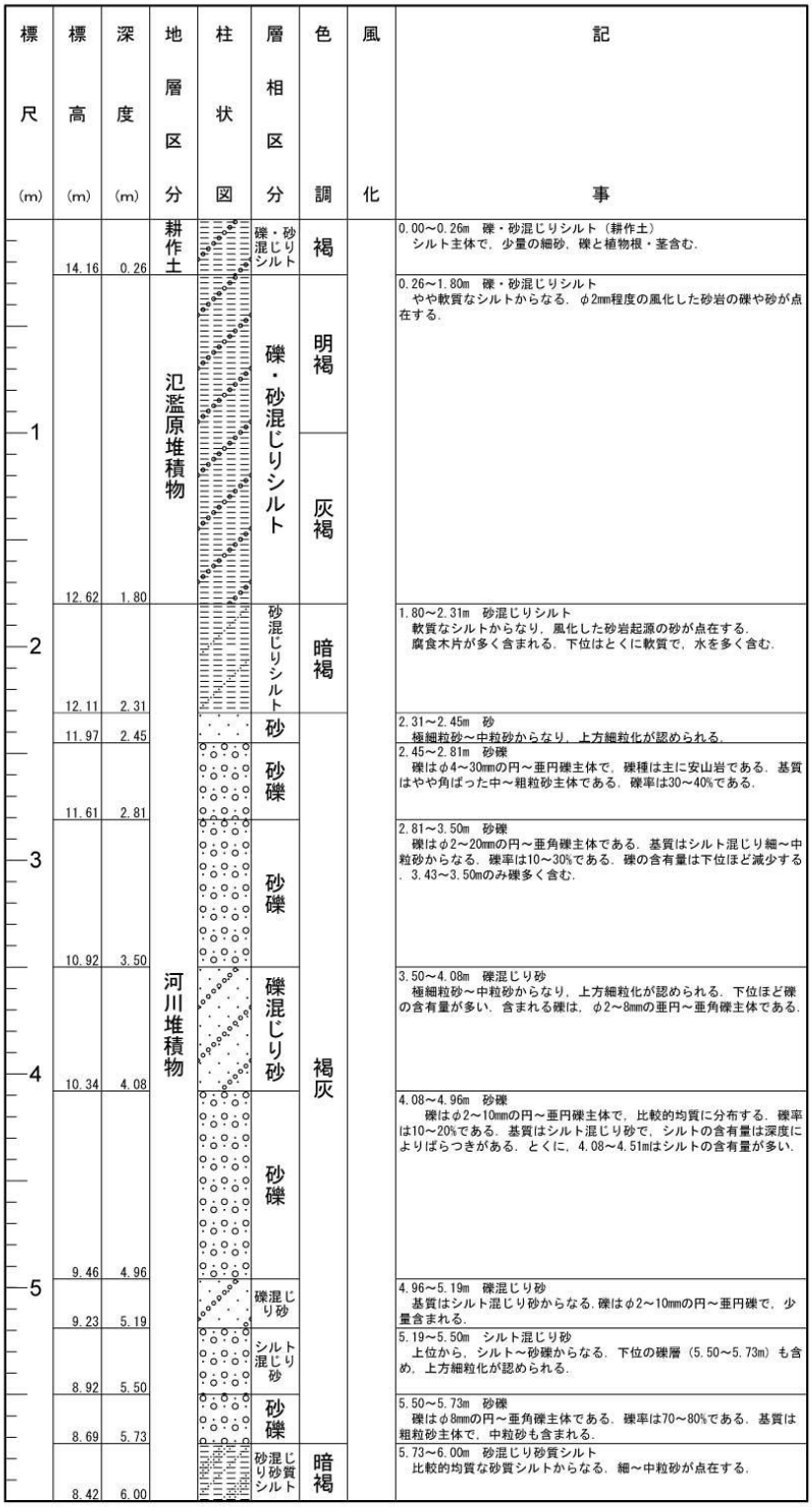


図 99(d)　山出Ｂ地点の YMD-4 ボーリングコア柱状図

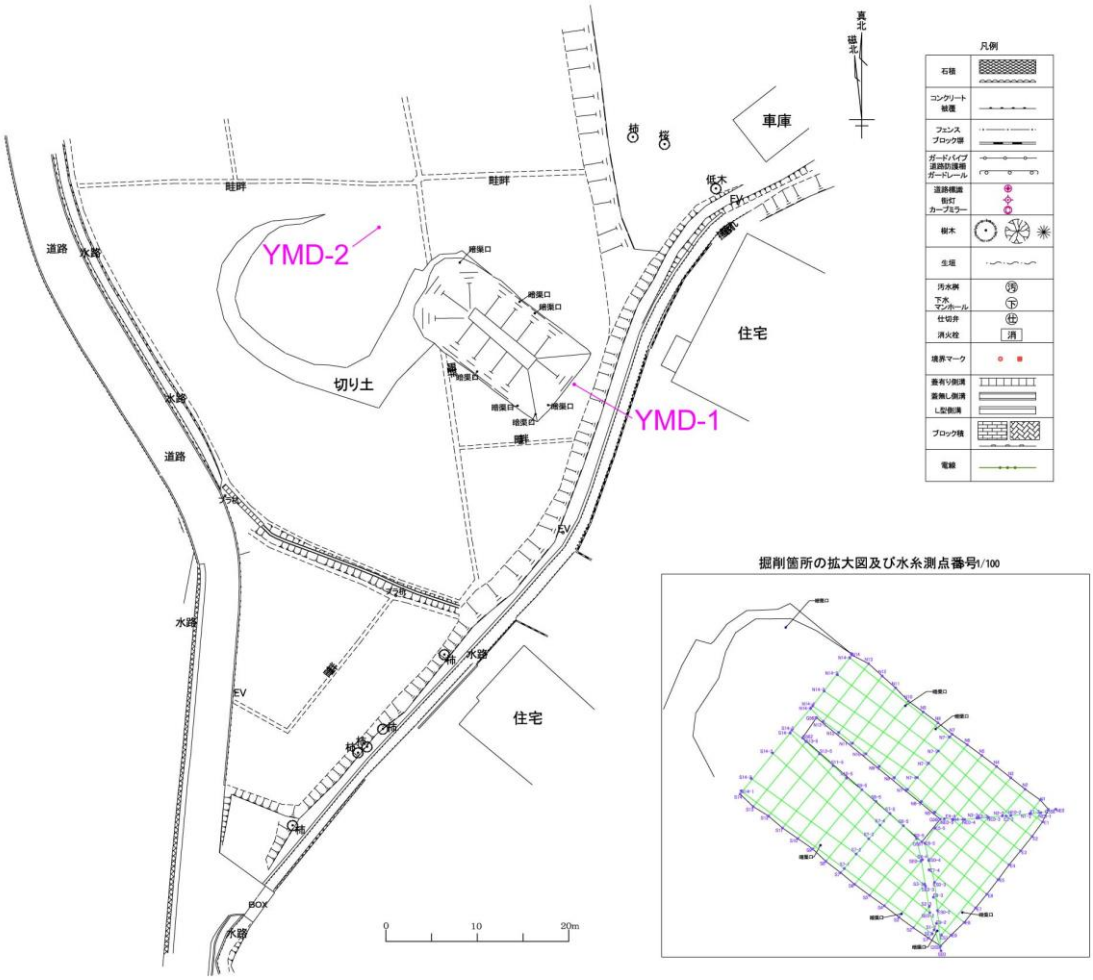


図 100　トレンチ掘削地点周辺の測量平面図
　ボーリング掘削位置とトレンチ掘削位置を示す。

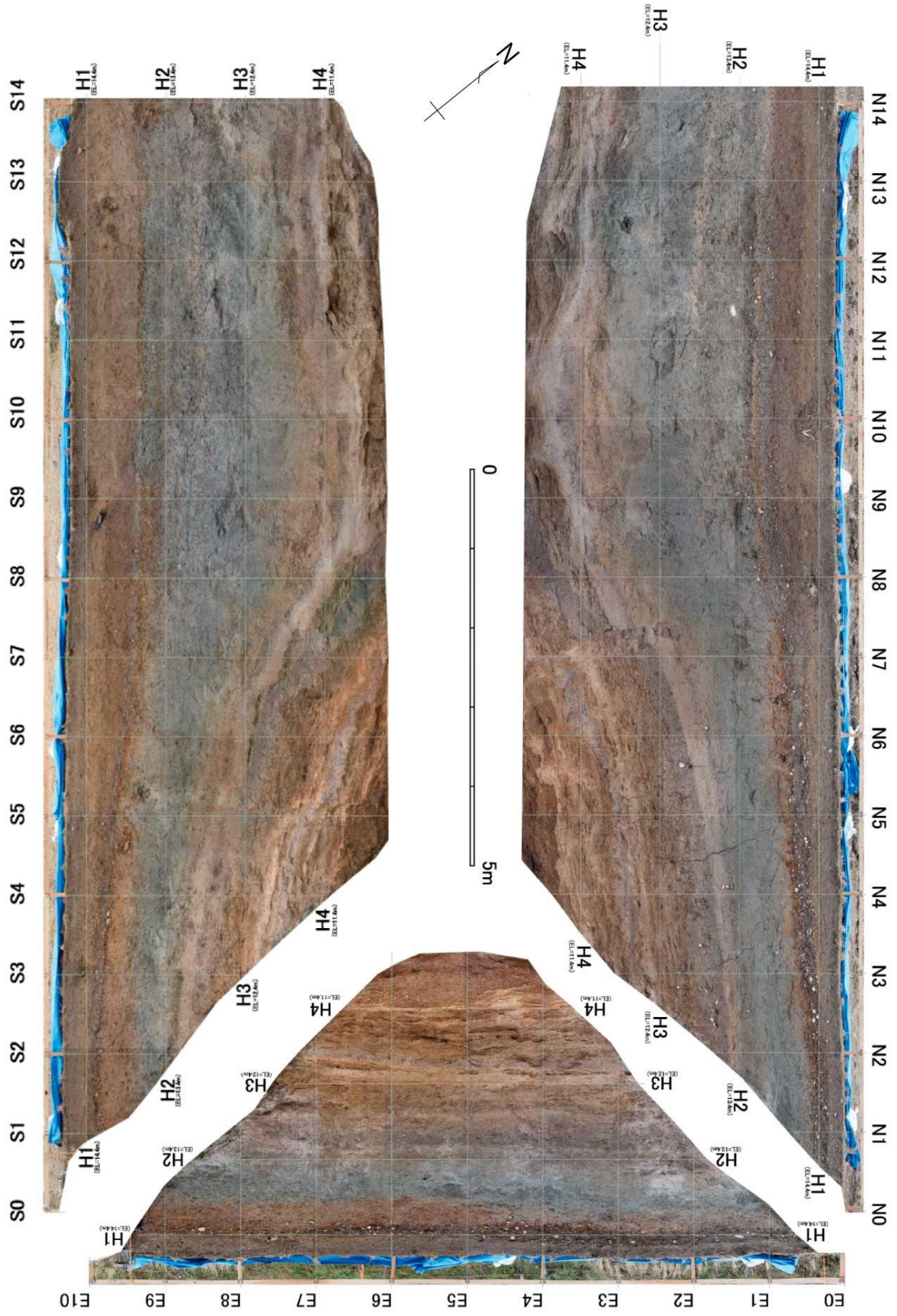


図 101　トレンチ壁面写真展開図

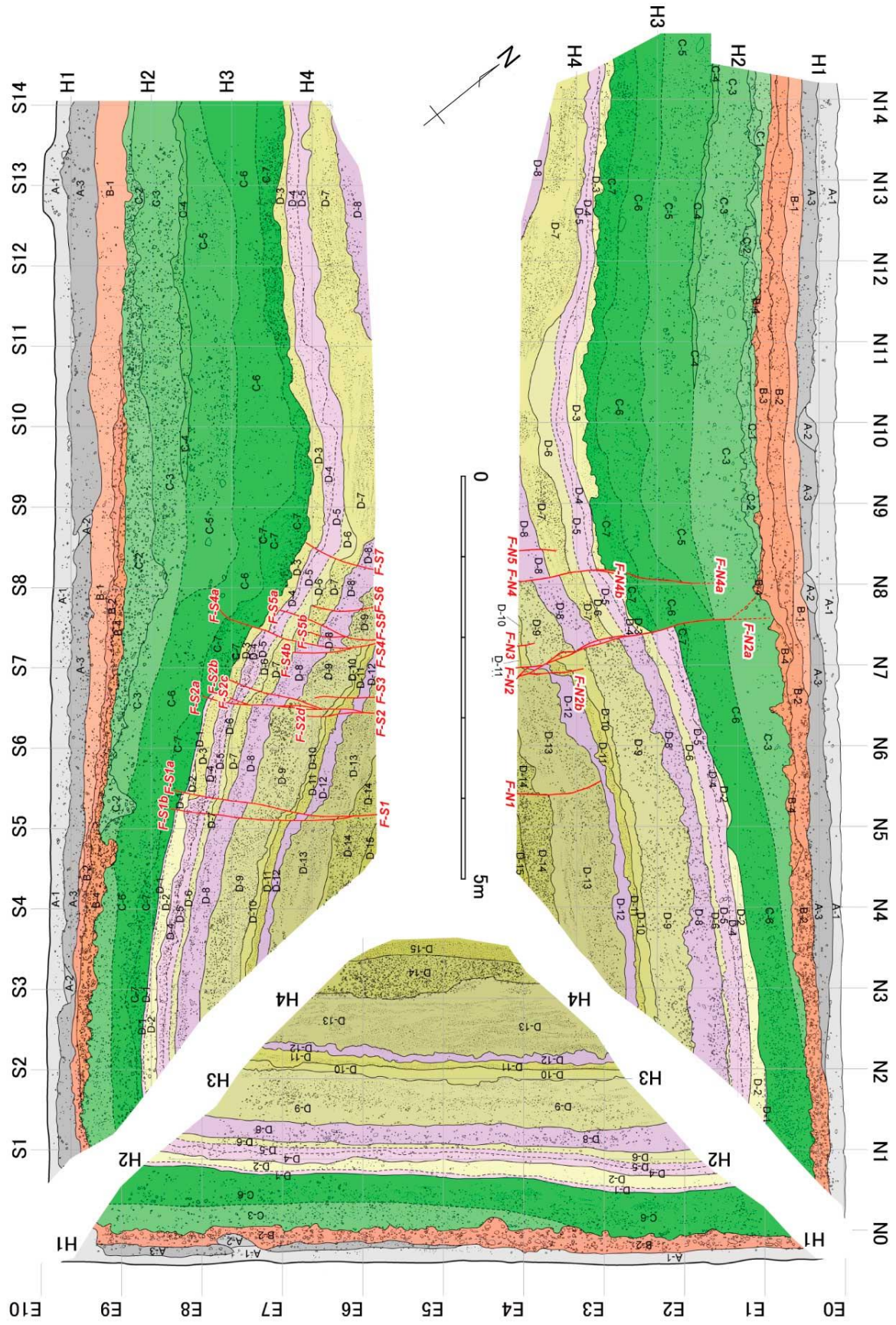


図 102(a)　トレンチ壁面スケッチ展開図

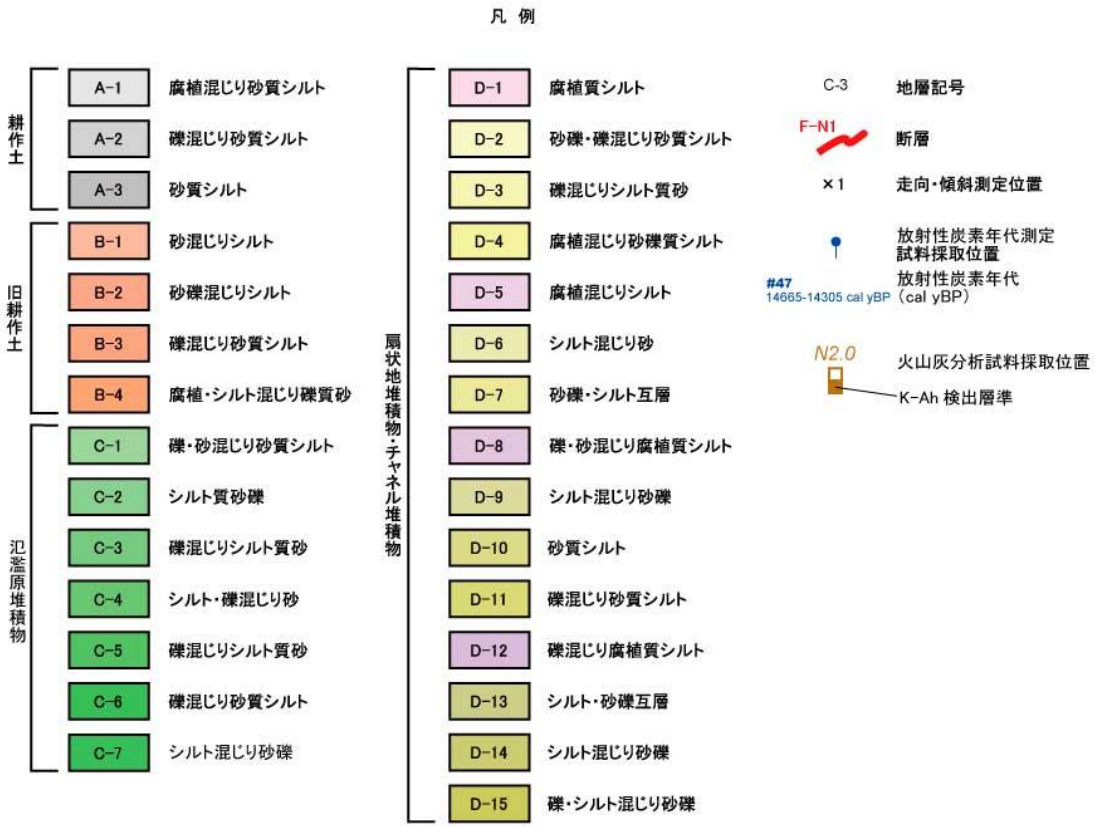


図 102(b)　トレンチ壁面スケッチ凡例

以降のスケッチにおいても、同様の凡例を使用する。

表 11　山出トレンチ地質総括表（その１）

地層区分：堆積層	地層名（色調）	層相
A-1層：耕作土	腐植混じり砂質シルト （灰黄褐色：10YR5/2）	塊状、地表面全域に概ね水平に分布し、層厚は暗渠部を除けば概ね10～30cm、細（～粗）粒円形砂を含み、細～中礫サイズの円~亜円礫が散在し、上方へ減少する傾向を示す。水田である為、稲の根茎が発達し、下位との境界はやや漸移的である。乾裂に沿って酸化鉄汚染され、その周辺は鈍い黄褐(10YR5/4)を呈する。僅かに石英・斜長石・角閃石角粗粒を含む。
A-2層：埋土	礫混じり砂質シルト	暗渠埋設時の埋土。φ2～3cmの礫を含む。
A-3層：耕作土	砂質シルト （鈍い黄橙色：10YR6/3）	塊状、A-1層とセットで全域に概ね水平に分布し、層厚約15～45cm、細（～粗）粒の円～亜円形砂を含み、細～中礫サイズの円～亜円礫を伴うが、基底部に集積し、上方へ減少・細粒化する傾向を示す。上位よりシルト分が多く、網状に乾裂が発達，乾裂に沿って酸化鉄汚染され、その周辺は鈍い黄褐（10YR6/4）色を呈し、全体に上位より酸化鉄が集積している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位との境界は比較的明瞭である。
B-1層：旧耕作土	砂混じりシルト（灰黄褐色：10YR6/2）	塊状、層厚約20～35cm、細~中礫サイズの円（～亜円）礫を点在し、脆弱な腐り亜角礫を伴い、酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋（φ：2～3mmの根茎痕）が著しく発達する。上位と比較するとやや脱色している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位とはやや漸移的である。
B-2層：旧耕作土	砂礫混じりシルト～シルト混じり砂礫 （灰褐色：7.5YR4/2）	塊状、層厚約10～20cm、やや風化した細~中礫サイズの(円～)亜円礫を含み、上方へ減少・細粒化する傾向を示すと同時に、N7～S5より西側では酸化鉄斑（φ：2～5mmの根茎痕）が発達し、東側では礫が多くなりシルト混じり砂礫に側方変化する。摩耗した土器片を点在的に包含する。上位と比較するとやや酸化鉄が集積している。僅かに石英・斜長石・角閃石角粗粒を含む。下位との境界は明瞭である。
B-3層：河川成堆積物	礫混じり砂質シルト（黄灰色： 2.5Y5/1）	塊状、層厚約20cm、中礫サイズの円～亜円礫を主体とし、最大礫径10cm、平均礫径1.5cm、含礫率5～10%。酸化鉄斑（φ：1～3mmの根茎痕）が発達し、やや石英・斜長石・角閃石角粗粒を散在。下位との境界はやや明瞭である。
B-4層：河川成堆積物	腐植・シルト混じり礫質中（～粗）粒B （灰褐色：7.5YR4/2）	塊状、淘汰不良、層厚約15cm以下、中礫サイズの（円～）亜円礫を主体とし、最大礫径10cm、平均礫径3cm、含礫率20～25%で、剥片(フリント)・摩耗した土器片を稀に包含する。僅かに石英・+D9斜長石・角閃石角粗粒を含む。下位との境界は明瞭である。
C-1層：河川成堆積物	砂礫混じり砂混じり～砂質シルト （灰色：10Y6/1）	塊状、層厚約10cm以下、亜角～亜円形の腐り礫（φ：1-5mm）を多く含み、稀に堅硬な中礫サイズの円礫を伴う。酸化鉄斑（2～5mmの根茎痕）が散在し、僅かに石英・斜長石・角閃石角粗粒を含む。下位との境界はやや明瞭である。北側法面のみに認められる。
C-2層：河川成堆積物	シルト質砂礫 （灰黄褐色：10YR4/2）	塊状、層厚約10～45cm、（細）～中礫サイズの円（～亜円）礫を主体とし、最大礫径5cm、平均礫径1.5cm、含礫率35～40%で、剥片（フリント）・摩耗した土器片を点在的に包含する。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋（φ：2～3mmの根茎痕）が上部に発達する。上位と比較するとやや脱色している。石英・斜長石・角閃石角粗粒をやや含む。下位との境界は不規則・不明瞭である。
C-3層：河川成堆積物	礫混じりシルト質細～中粒砂 （灰色：10Y5/1-4/1）	塊状、淘汰不良、最大層厚約60cm、中～大礫サイズの円～亜円礫を点在し、北側法面では最大礫径16cm、平均礫径5cm、含礫率5%、南側法面では最大礫径7cm、平均礫径1cm、含礫率15～20%で、脆弱な腐り緑色岩亜円～亜角礫を伴い、摩耗した土器片を稀に包含する。酸化鉄斑（1～3mmの根茎痕）が散在し、下位との境界は明瞭である。
C-4層：降下火山灰	シルト・礫混じり極細粒砂 （浅黄色：5Y7/3）	塊状、団子状をなす角～亜角形の火山ガラス粒子（K-Ah）を含み、腐り亜角～亜円礫を混入し、やや酸化鉄汚染され、酸化鉄斑(根茎痕)があり、中空なものも認められる。概ね幅約10～20cmの幅でN10及びS9より西側に分布している。
C-5層：河川成堆積物	礫混じりシルト質（細～）中粒砂 （灰色：10Y5/1-5Ｙ5/1）	塊状、淘汰不良、不均質、層厚約45～100cm、中礫サイズの亜円～亜角礫を点在し、最大礫径10cm、平均礫径0.5～1.0cm、含礫率10～15%で、脆弱な腐り亜円～亜角礫を多く含み、堅硬な礫はレンズ状に集積している。上部では酸化鉄斑(φ2～3cmの根茎痕)が発達し、下部では灰オリーブ（5Y6/2）色を呈し、酸化鉄斑が不明瞭になると共に腐り礫が主体となる。下位との境界は明瞭である。割れ目に沿って湧水が多く認められる。なお、南側では酸化鉄斑の発達がやや弱い。

表 11　山出トレンチ地質総括表（その２）

地層区分：堆積層	地層名（色調）	層相
C-6層：河川成堆積物	礫混じり砂質シルト （暗灰黄色：2.5Y5/2-4/2）	塊状、不均質、層厚約15～85cm、中礫サイズの亜円～亜角礫を点在する。不鮮明な酸化鉄斑が認められ、堅硬な礫と腐り礫が混在しているが後者の方が多い。下位との境界は明瞭である。基底部0.3～0.4mには不連続ながら細～中礫サイズの円～亜円礫からなる砂礫がレンズ状に発達し、最大礫径5cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～55%である。
D-1層：河川成堆積物	腐植質シルト （褐灰色：7.5YR5/1～灰褐色：7.5YR5/2）	分布は東面全域と、北面のN2より東側、及び南面のS7より東側に限られ、層厚は約5cmと薄いが連続性はよい。中粒～細粒砂を含み、下位との境界はやや不明瞭である。
D-2層：河川成堆積物	砂質シルト～礫混じり砂質シルト （暗灰黄色：2.5Y5/2-4/2）	均質な砂質シルトからなる。基底部0.1～0.2mには不連続ながら細～中礫サイズの円～亜円礫からなる砂礫がレンズ状に発達し、最大礫径5cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～55%である。
D-3層：河川成堆積物	礫混じりシルト質中～粗粒砂 （灰黄褐色：10YR4/2）	塊状、淘汰不良、層厚約10～25cm、礫は細～中礫サイズの堅硬な円～亜円礫と腐り亜角～亜円礫が混在し、後者が卓越している。全体に不均質に酸化鉄汚染を受けており、特に最上部では褐（10YR4/6）色を示す。下位との境界は不規則・やや明瞭である。
D-4層：河川成堆積物	腐植混じり砂礫質シルト(～シルト質砂礫) （灰褐色：7.5YR4/2）	塊状、最大層厚約25cm、細～中礫サイズの亜角～亜円礫を主体とし、側方変化により東側では礫が多くなり、最大礫径3cm、平均礫径0.5～0.6cm、含礫率25～30%になる。僅かに酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋(φ：5～20mmの根茎痕)が点在。下位との境界はやや不明瞭である。
D-5層：河川成堆積物	腐植混じりシルト （褐灰色：5YR6/1-6/2）	層厚約15cm、酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋（φ：1～6mmの根茎痕）が点在。下位とはやや漸移的である。
D-6層：河川成堆積物	腐植混じりシルト・シルト混じり細～中粒砂互層 （明褐灰色：5YR7/1） （鈍い黄橙色：10YR6/3）	層厚約10～50cm、不規則・不連続で、上部は後者主体、下部は前者を2～3層（d：3～5cm）挟む。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋（φ：1～7mmの根茎痕）が上部では点在、下部では散在している。下位との境界は不規則・やや明瞭である。
D-7層：河川成堆積物	砂礫・シルト質砂礫互層 （灰オリーブ色：5Y6/2） （灰黄褐色：10YR6/2）	前者はを呈し、葉理が認められ、後者（d：1～6cm)はを呈し、やや腐植を含むことがある。層厚約40～55cm、下位との境界は明瞭である。
D-8層：河川成堆積物	礫・砂混じり腐植質シルト層 （灰褐色：5YR5/2～灰黄色：7.5YR5/2）	主に腐植質シルトからなり、下位ほど砂分が増加する。礫は硬い細～中礫サイズの円～亜円礫及び中礫サイズの腐り亜角～亜円礫からなり、最大礫径7cm、平均礫径は0.5cm程度である。礫率5～30%で、東方ほど高い傾向がある。酸化鉄斑や縦方向に伸びた酸化鉄筋（φ：1～5mmの根茎痕）が発達している。下位との境界は不明瞭である。
D-9層：	シルト混じり砂礫 （鈍い黄橙色：10YR6/3）	腐り亜角～亜円細～中礫（φ<1cm）及び硬い円～亜円礫が混在し、後者は塊状・レンズ状を成して不均質に集積し鈍い黄橙（10YR5/3）色を示す。全体としては最大礫径6cm、平均礫径0.5cm、含礫率35～40%であり、層厚約40～60cm、酸化鉄汚染され、酸化鉄斑（1～10mm）が発達する。また、層状・レンズ状の鈍い黄橙（10YR7/2）色砂質シルトを不規則に挟在し、軽微な酸化鉄縞が認められる。S4～S5間には下部に砂質シルトが発達し、下位との境界には根茎痕を伴う酸化鉄縞が存在する。
D-10層：河川成堆積物	砂質～砂混じりシルト （鈍い黄橙色：10YR7/2-7/3）	全体に酸化鉄汚染され、酸化鉄斑（φ<1cm）が点在するが、最上部の汚染が最も強い。層厚約5～35cm、砂質部は上・下部、砂混じり部は中部に挟まれている。下位とはやや漸移的である。
D-11層：河川成堆積物	腐植混じり砂礫質シルト(～シルト質砂礫) （鈍い黄橙色：10YR7/3-6/3）	上方へ砂分が増加し、上部にはシルト・円礫混じり（粗～）極粗粒砂を塊状・レンズ状に伴う（砂粒は腐り砂を主体とする）。酸化鉄斑が認められ、最上部の汚染が最も強く、不連続で短い酸化鉄縞(植物遺骸痕？)が点在する。層厚約5～15cm、下位との境界はやや明瞭である。
D-12層：河川成堆積物	砂混じり腐植質シルト （褐灰色：7.5YR5/1～灰褐色：7.5YR5/2）	層厚約10～30cm、腐り極粗粒砂を点在し、酸化鉄斑（φ：1～3mm）を散在。最上部と下部では灰褐色を示し、腐植分がやや減少している。下位との境界は不規則、やや明瞭である。
D-13層：河川成堆積物	細礫混じり砂質シルトを伴うシルト混じり砂礫 （鈍い黄橙色：10YR7/3）	葉理に沿って砂質シルト（2～20cm）を挟む。層厚約55～80cm、礫は腐り礫が少なく円～亜円礫を主体とし、礫密集部では最大礫径2cm、平均礫径0.5cm、含礫率40～60%。下位とは漸移的である。
D-14層：河川成堆積物	シルト混じり砂礫 （鈍い褐色：7.5YR5/4）	全体に酸化鉄汚染されており、層厚50～55cm以上である。基質はシルト混じり細～中粒砂からなる。礫は硬い円(～亜円)礫からなり、最大礫径7cm、平均礫径0.7～1.0cm、含礫率65～70%である。
D-15層：河川成堆積物	礫・シルト混じり中粒砂 （鈍い褐色：7.5YR5/4）	比較的淘汰の良い中粒砂からなる。礫径2～4mmの円～亜円礫が点在する。

山出トレンチの壁面には、上位より耕作土、旧耕作度、砂礫まじりシルト及び砂礫とシルトの互層からなる河川成堆積物が分布する。断層はトレンチの中部から東部にかけて、５～７条出現した。壁面の地層は、断層に切られつつ、おおむね東から西側に向かってたわみ下がる分布を示す。最前面（最も西側の）断層のさらに西側では、地層は N10 を下底とする緩やかな凹地状に分布する。トレンチ壁面に現れた地層を、層相及び堆積環境の差異、地層の分布や連続性に基づいて、上位より耕作土（Ａ層）、旧耕作土（Ｂ層）、氾濫原堆積物（Ｃ層）、扇状地堆積物（Ｄ層）に区分した。各層内の地層は、より詳細な層相の差異に基づいて細分した。北、南及び東壁面の写真とスケッチを、それぞれ図 103～108 に示す。

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

トレンチ北壁面では、N5～N9 区間のトレンチ底面付近に５条の断層が認められた。これらの断層をトレンチ東側より、F-N1～F-N5 と呼ぶ。断層には、上方に向かって分岐するものが認められ、この部分については、F-N2a 等、枝番をつけて表記することとする。N7～N8.5 区間では、C-5 層途中より下位を明瞭に切断する東傾斜の高角逆断層群が存在する。いずれも相対的な東上がりを示す高角な見かけ逆断層である。最も変位量が大きい F-N2 断層下部では、幅 10 cm 程度にわたって複数条の断層が存在するとともに、これらが複雑に分岐・収斂を繰り返す断層帯を形成している。断層帯は、大局的にはＰ面とＹ面から構成され、壁面上で右横ずれ変位センスを示す。F-N2 断層は地表面までを明瞭に切断・変位させてはいないものの、C-5 層の途中より上部に延長すると、平成 28 年熊本地震に伴う地震断層の出現位置に相当するように見える。なお、平成 28 年熊本地震に伴う地表面の撓曲変形量は、８ cm 程度である。

断層の中では、中央に位置する F-N2 断層による変位が最も大きく、断層沿いにおける上下変位量は下位の層準ほど大きく、変位の累積性が認められた。以下では、北壁面における各地層の変形と F-N2 断層の関係についてそれぞれ記述する。Ａ層は平成 28 年熊本地震の際の変形を受けて、東側が緩やかに撓み上がる。Ｂ層もまた同様に東側が撓み上がっており、かつその程度は地表面やＡ層より大きい。C-1 層および C-2 層は隆起側まで連続せず、低下側にのみ分布するため、変形を受けているかどうかは定かではない。これらの堆積構造はほぼ水平で、東に向かって層厚が漸減する。C-3 層中では断層によって地層が食い違う様子が確認できる。C-3 層と C-5 層が接している部分までは断層が確認できるものの、それより上位では C-3 層の層相が類似しているため、断層を追うことが難しい。しかし、明らかに C-3 層は断層帯を境に東側が上に凸に撓み上がる。C-3 層中で断層が殲滅することから C-3 層上部では地層が塑性的な変形をしている可能性がある。C-3 層によって覆われた C-5 層は F-N2 断層付近で東に向かって尖滅する。C-6 層、C-7 層もまた、C-3 層同様に東側が上に凸に撓み上がる。C-6 層の厚さはほぼ一定であるが、C-5 層の層厚分 C-3 層より大きく変形する。C-6 層によって覆われた C-7 層は C-5 層同様 F-N2 断層付近で

東に向かって尖滅する。D-4 層、D-5 層、D-6 層もまた同様に東側が上に凸に変形しており、その地層の厚さは隆起側ではほぼ均一であるが、低下側で特に D-6 層及び D-7 層といった砂礫層が厚くなる。低下側ではやや下に凸に撓み下がり、N11 か N10 付近で最も厚くなるものと見られる。D-7 層は D-8 層を削り込んで堆積した様子が認められる。低下側の堆積構造には斜交層理が発達し、粒径が側方に向かって著しく変化する。こうした構造はほぼトレンチの長軸に直交する方向に河川が流れていたことを示唆する。D-8 層は D-4 層と同様の変形を示すが、断層沿いのずれ量や低下側の撓み下がりが大きい。しかし、低下側で D-7 層に削られているため、どこまで低下しているかは正確には不明である。D-10 層、D-11 層、D-12 層は F-N2 断層によって切断されているが、F-N4 断層より西側ではトレンチ壁面より下部に埋没しているとみられるため、追跡できない。F-N2 断層沿いの変形は上位の層準と比較して大きく、F-N2 断層の下端１ｍ付近で大きな引きずり構造を呈する。D-13 層、D-14 層、D-15 層は西側に向かって傾動し、F-N1 断層によって切られる。それぞれの地層は F-N1 断層を境に西側が低下しているものの、その変形は下層に向かって大きくなる。

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

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

本トレンチで観察される堆積物と周囲の地形から堆積環境は次のように推定される。低下側に分布する扇状地堆積物の古流向はトレンチに直交する方位を示しており、これは地

形から判読される古流向と一致する（図 94)。したがって、最終氷期の海水準が低下していた時期、山出Ａ地点には緑川の扇状地あるいは網状河川が発達していたと推定される。その後、海水準の上昇に伴って、後背湿地環境へと漸移し、主に河川の氾濫によって堆積物が供給される環境へと変化したものと推定される。本地域では江戸時代頃まで緑川がたびたび氾濫していた記録が残されており、上記の堆積環境はこれと矛盾しない（甲佐町史編纂委員会編，2013)。

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

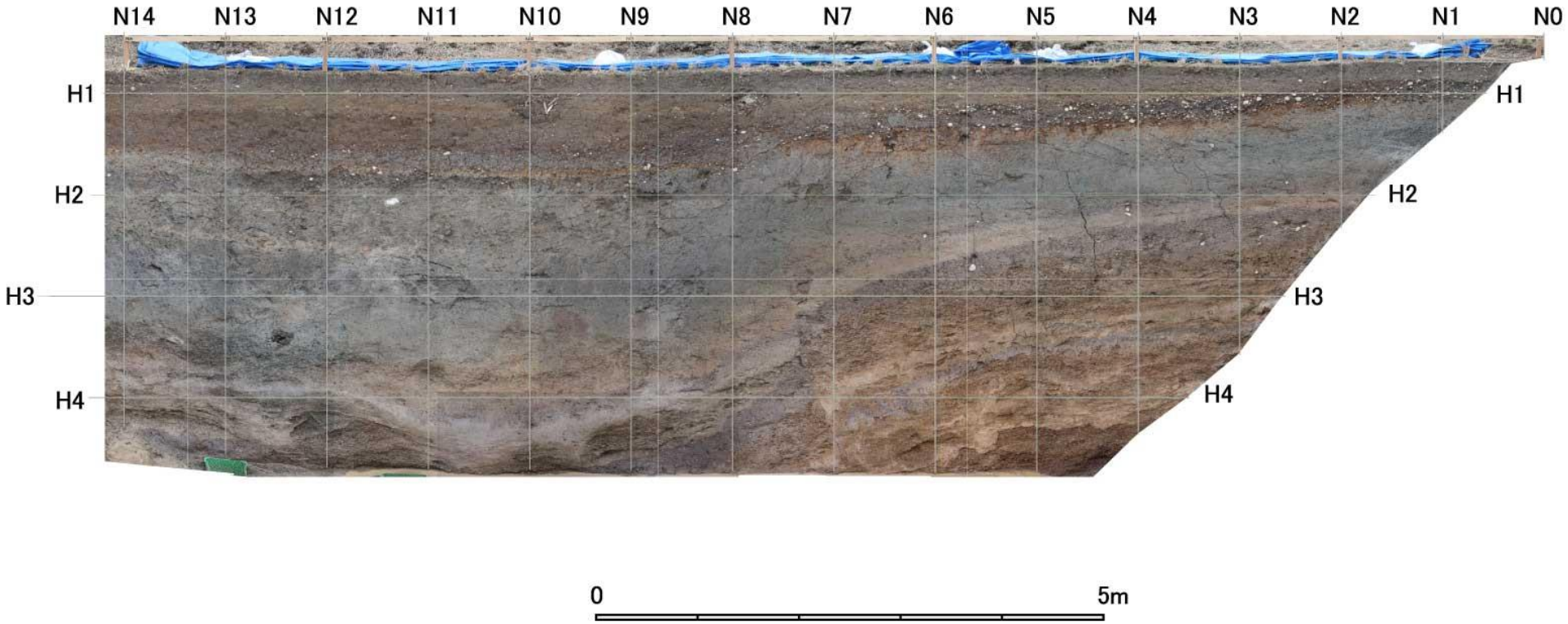


図 103　北壁面拡大写真と年代試料採取位置

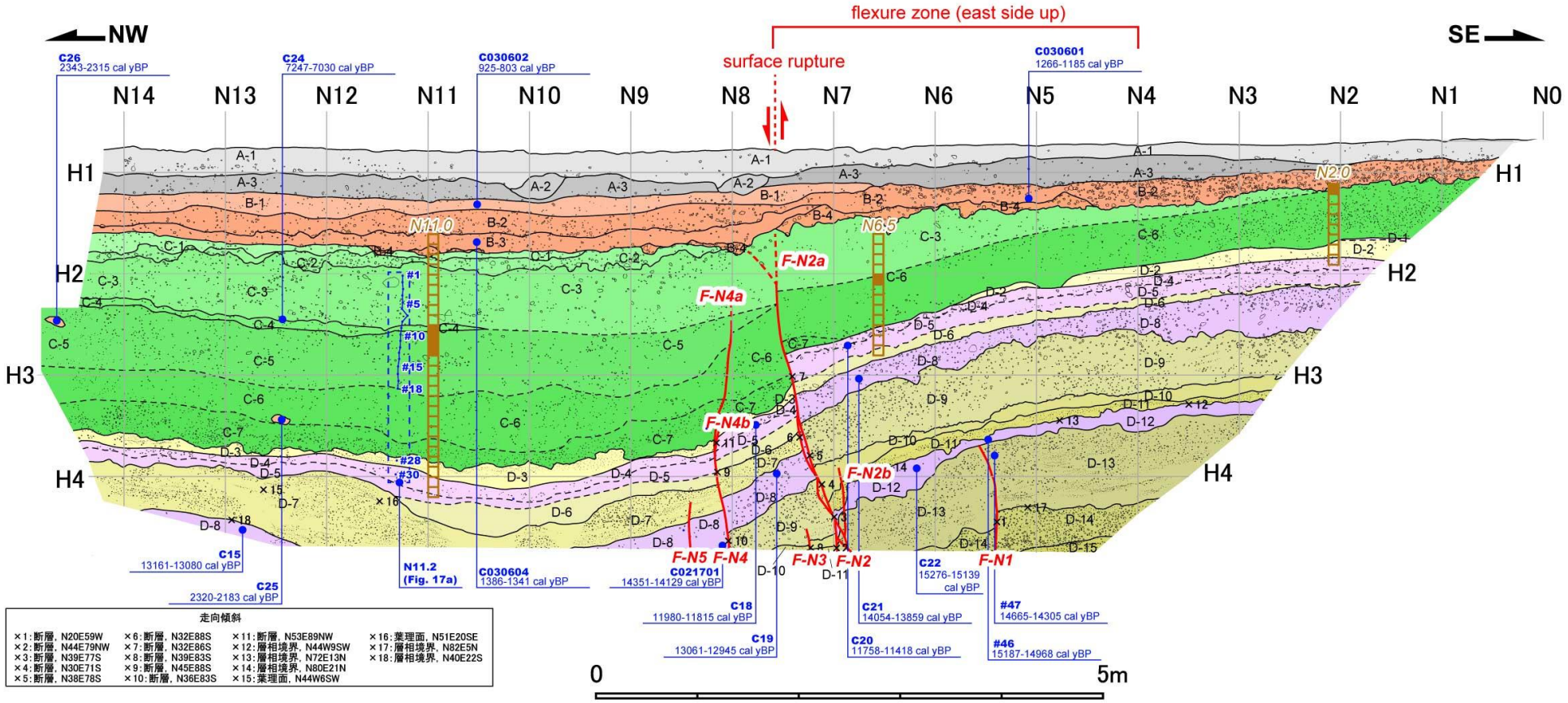


図 104　北壁面拡大スケッチと年代測定結果
年代測定値は暦年較正値（cal yBP）の範囲（誤差１σ）を示す。

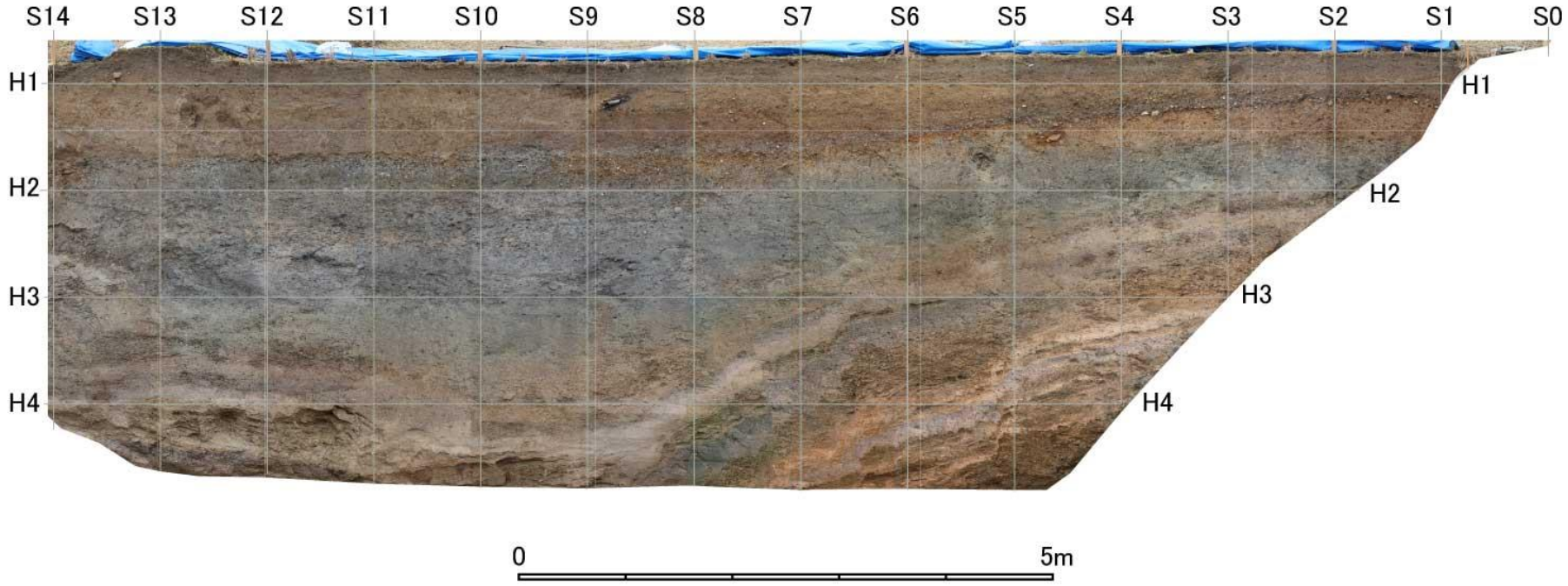


図 105　南壁面写真（左右反転）

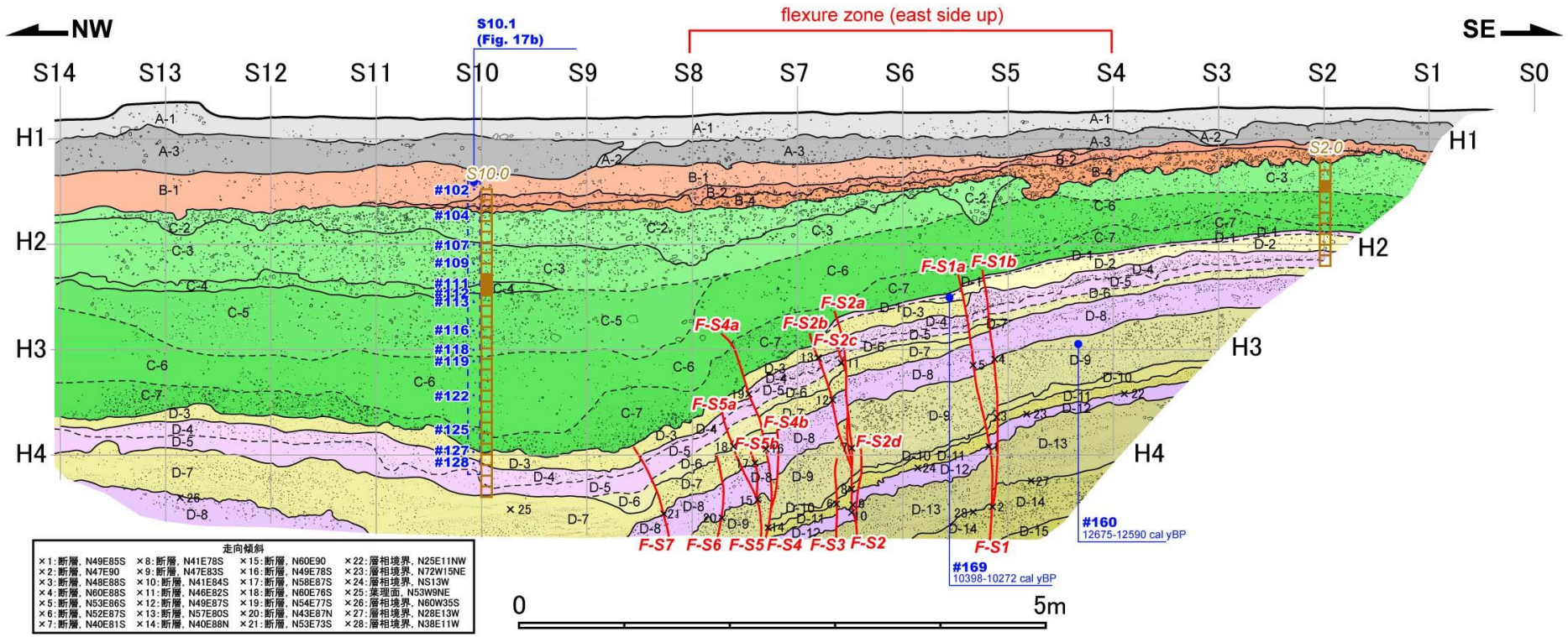


図 106　南壁面スケッチ（左右反転）

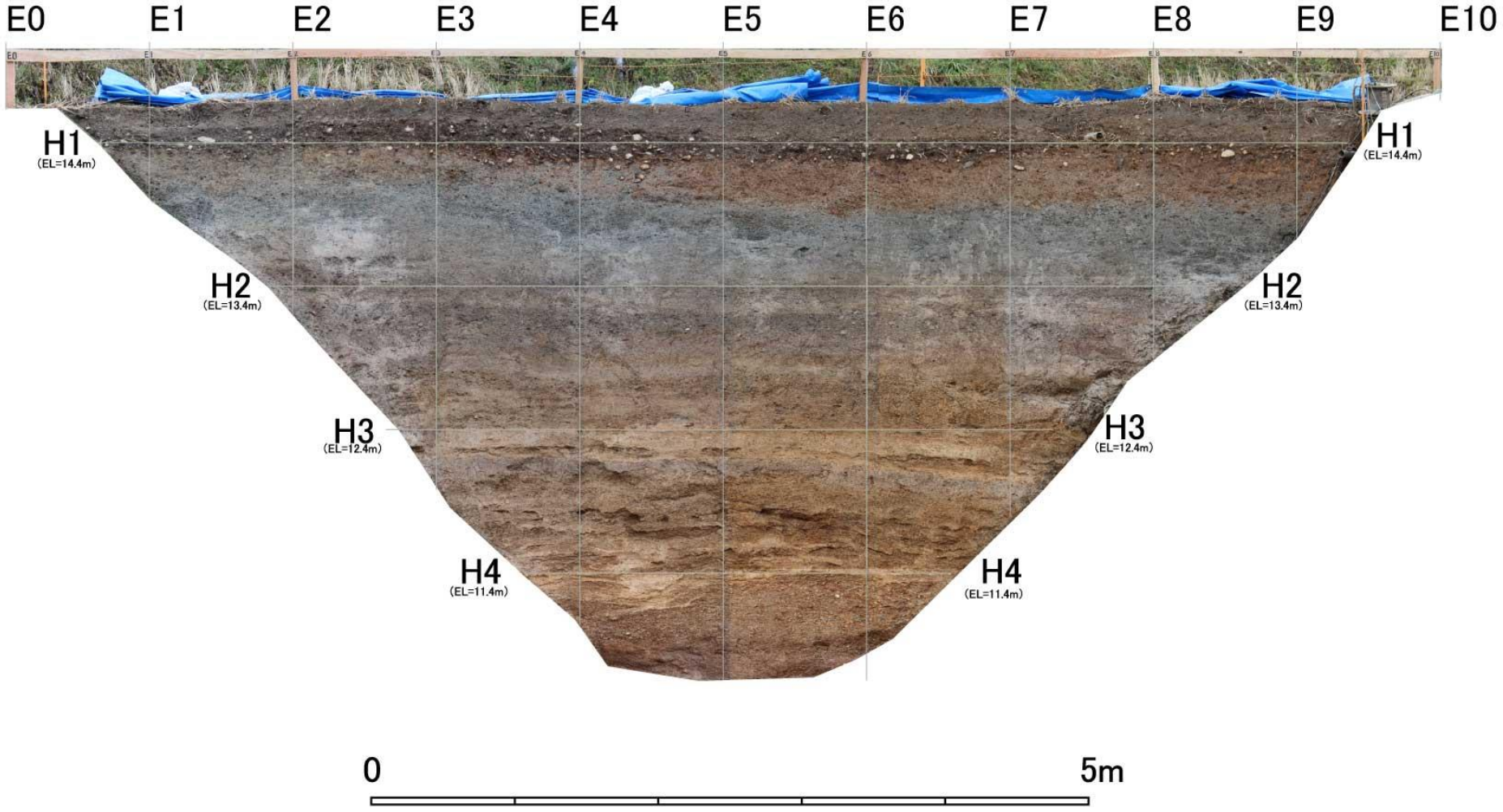


図 107　東壁面拡大写真

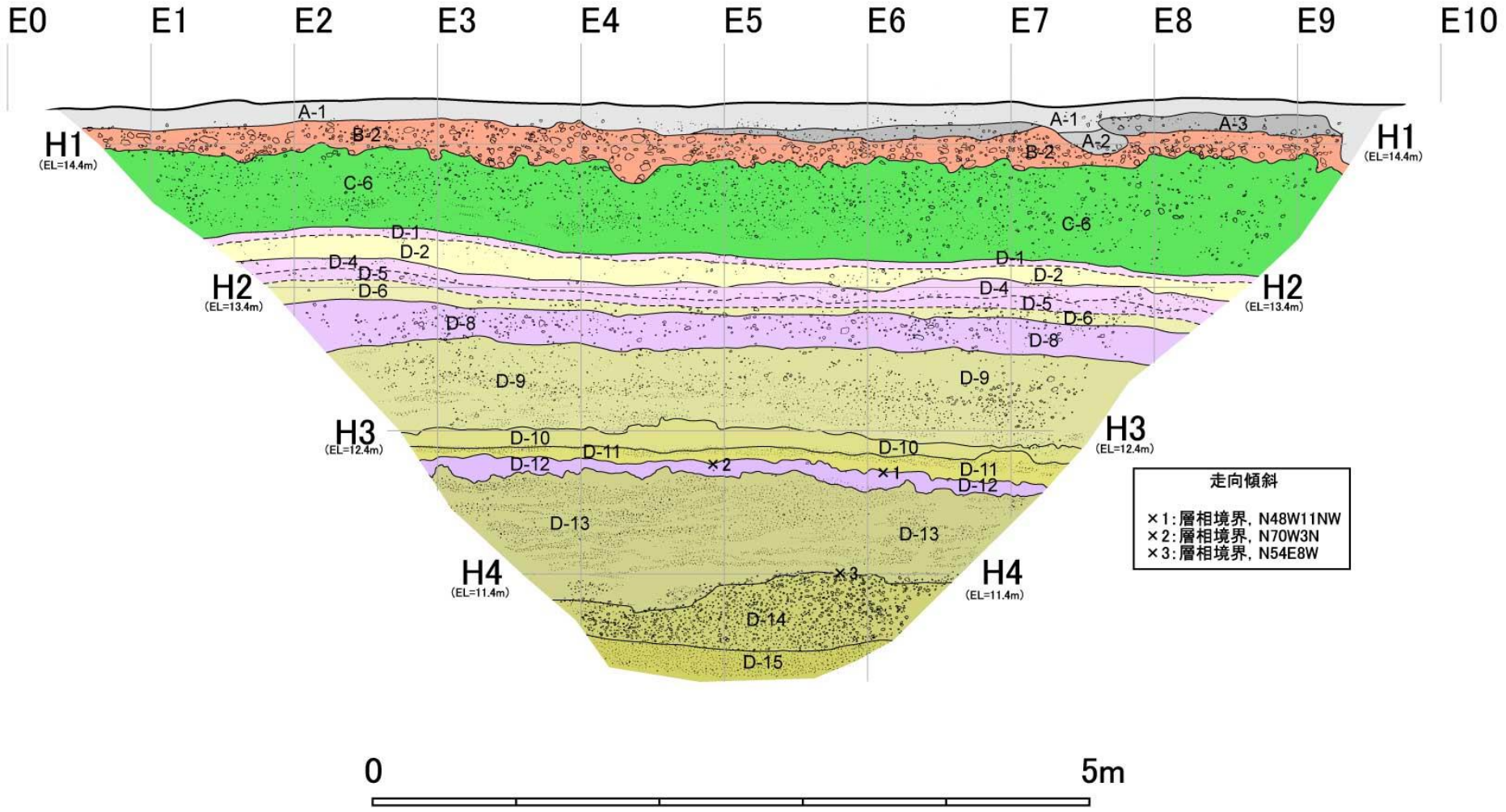


図 108　東壁面拡大スケッチ

c)地層の年代についての検討

トレンチ壁面から得られた放射性炭素年代を表 12 に示す。放射性炭素年代測定は東京大学大気海洋研究所（Atmosphere and Ocean Reasearch Institute：以下 AORI と表記）の横山研究室及び株式会社）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 4.3.2(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。C-5 層及び C-6 層から採取した炭化木片(YMD-T-C26,yw1-1,yw1-2,YMD-T-C25,yw2-1,yw2-2)について GSL と AORI で測定したところ、両者ともほぼ同じ年代値を示した。したがって、両研究機関から得られた年代値の差は測定誤差以下に収まると考えられる。

N11.2 及び S10.1 に沿って実施した連続サンプリングにより得られた試料の採取深度と年代値の関係を図 109a 及び図 109b にそれぞれ示した。また、図 110 にそれ以外の場所から採取した試料から得られた年代値を層序ごとにまとめた。連続サンプリングによって得られた測線では、C 層中では幅 2000～3000 年のばらつきがあるものの、概ね下位の層準から採取した試料ほど古い年代値を示した（図 109)。C 層より下位の層準についても、腐植質シルト層（D-1、D-4、D-8、及び D-12 層）については下位層準ほど古くなる傾向が見られた（図 110)。AORI において測定された試料については炭素含有率が得られているため、その結果を図 111 のグラフにまとめた。グラフからは B-1 層や C-3 層から採取した#4、#5 を除くとすべて 0.7%以下であることがわかった。また、C 層中では、概ね炭素含有率が下位ほど低くなる傾向が示された。

トレンチの N 面及び S 面の低下側には、火山ガラス濃集層（C-4 層）が確認された。現地での観察の結果、ガラス質の火山灰が厚さ５ cm でパッチ状に層をなす特徴から、約 7300 年前に降下したとされる鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah）と推定された（町田・新井, 2003)。K-Ah が降灰層準であるのか、また隆起側へ連続するか否かを確認するため、N2、N6.5、N11、S2、及び S10 の５測線において深度 10 cm ごとの連続採取を行い、火山灰分析を行った（図 112, 113)。分析は株式会社古澤地質に依頼し、洗浄、プレパラートの作成、検鏡を行った。一部の試料については屈折率の測定及び主成分分析を実施した。

N2 測線についてはバブルウォールタイプの火山ガラスが試料全体に含まれており、含有率に大きな差はないものの、YMD-N2-H1.1-1.2（以下、H1.1-1.2 と略する）に最も多く含まれる（図 112a)。ガラスの屈折率には 1.495-1.500 と 1.501-1.514 の２つのモードが見られた。このうち、小さい値のグループは姶良 Tn 火山灰（AT）起源（町田・新井, 2003)、大きい値のグループは K-Ah または阿蘇 4 火砕流（Aso-4）起源と考えられる（町田・新井, 2003)。そこで、H1.1-1.2 及び H1.8-1.9 について主成分分析を行ったところ、H1.1-1.2 に K-Ah が検出された（図 113a, b)。火山ガラスの含有率が増加すること、K-Ah 起源と考えられる屈折率を持つ火山ガラスの含有率が増加することから、H1.1-1.2 が K-Ah 降灰層準と考えられる。

N6.5 測線では N2 測線同様バブルウォールタイプの火山ガラスが全体的に見られた（図 112b)。その中でも H1.9-2.1 に最も多く含まれていた。屈折率測定では 1.495～1.502、1.504～1.514 にモードが見られた。主成分分析を H2.0-2.1 及び H2.7-2.8 で行ったところ、H2.0-2.1 に K-Ah が検出された（図 113c 及び d)。したがって、H2.0-2.1 が K-Ah 降灰層準と考えられる。

N11 測線では H2.5-2.6～H2.7-2.8 にバブルウォールタイプの火山ガラスが多量に含まれる（図 112c)。H2.6-2.7 の屈折率測定からは、K-Ah のみが含まれていることがわかる。

火山ガラスの濃集層は壁面上では H2.5-2.6 に相当するが、それより下位の H2.6-2.7 及び H2.7-2.8 で K-Ah 相当の火山ガラスが多量に検出された。後述するように、S10 測線においてもガラス濃集層より下位から K-Ah 相当と見られる火山ガラスが確認された。しかし、N11 測線ほど深い深度からは検出されておらず、C-4/C-5 境界を基準としたときの検出される深度に差が見られる。これは火山ガラスが C-5 層上位から移動したことによって生じた結果と考えられる。C-5 層は淘汰の悪い礫質のシルト層であり、地下水が浸透しやすい。そのため、テフラが下層に移動しており、スケッチに示した C-4 層の範囲以上に分散した可能性がある。従って、K-Ah が C-5 層堆積中に降下し、それが再堆積したとは考えにくく、壁面におけるガラスの濃集層準に相当する H2.5-2.6 が K-Ah 降灰層準と考えられる。

S2 測線では、H1.3-1.7 区間でバブルウォールタイプのガラスが多量に含まれ、それより下位で減少する（図 112d)。H1.4-1.5 において屈折率の測定及び主成分分析を行ったところ、AT、Aso-4 に加え K-Ah が検出された（図 113e). したがって、H1.4-1.5 付近が K-Ah 降灰層準と考えられる。

S10 測線では、屈折率から K-Ah とみられる火山ガラスが H2.4-2.5 付近に多量に含まれ、H2.5-2.6 にも含まれるが、それより下位では急激に減少する（図 112e)。前述したように、H2.5-2.6 は移動した火山ガラスが含まれると考えられるため、H2.4-2.5 が K-Ah 降灰層準と考えられる。

火山灰分析の結果、すべての測線において K-Ah が検出された。また、検出層より下位に顕著な K-Ah 濃集層が検出されないことから、再移動堆積物ではなく、降灰層準と考えられる。K-Ah 濃集層である C-4 層は肉眼では N14 から N10 あるいは S14 から S9 付近までしか追跡できないが、実際には K-Ah 降灰層準は断層をまたいで上盤側と下盤側に連続するようである。C-4 層が C-3 層に直接的に覆われることから、C-5 層の分布しない上盤側において、この K-Ah 検出層は C-3 層と C-6 層の境界を示すと考えられる。

表 12　山出トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

Sample ID	Unit	Material	Code No.	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age* (cal yBP; ±1σ)	Calibrated age* (cal yBP; ±2σ)	Carbone content (%)
YMD-T-C030602	B-1	sediment	Beta-460395	-22.9	962 ± 20	925 – 803	930 – 796	-
#102	B-1	sediment	YAUT-033216	-21	634 ± 26	655 – 562	664 – 554	1.11
YMD-T-C030601	B-2	sediment	Beta-460394	-21.3	1282 ± 21	1266 – 1185	1280 – 1181	-
YMD-T-C030604	B-3	sediment	Beta-460396	-24.7	1478 ± 21	1386 – 1341	1400 – 1315	-
#104	C-2	sediment	YAUT-033217	-10.4	2034 ± 28	2038 – 1945	2106 – 1901	0.34
#1	C-3	sediment	YAUT-028602	-8.1	2282 ± 112	2457 – 2131	2703 – 2005	0.57
#2	C-3	sediment	YAUT-028603	-7.5	2459 ± 70	2703 – 2383	2723 – 2356	0.54
#3	C-3	sediment	YAUT-028604	-7.4	2384 ± 184	2725 – 2185	2853 – 1991	0.63
#4	C-3	sediment	YAUT-028605	-3.4	1274 ± 178	1336 – 983	1546 – 799	2.26
#5	C-3	sediment	YAUT-028606	3.2	2202 ± 50	2307 – 2152	2341 – 2067	0.98
#6	C-3	sediment	YAUT-028612	-26	4004 ± 50	4525 – 4420	4785 – 4297	0.44
#7	C-3	sediment	YAUT-028613	-10.9	3936 ± 31	4431 – 4297	4513 – 4256	0.48
#8	C-3	sediment	YAUT-028615	-13.8	4602 ± 54	5454 – 5084	5567 – 5053	0.48
YMD-T-C24	C-3	charcoal	Beta-456388	-19.9	6231 ± 31	7247 – 7030	7252 – 7019	-
#107	C-3	sediment	YAUT-033218	-16.3	2901 ± 32	3075 – 2968	3159 – 2951	0.53
#109	C-3	sediment	YAUT-033219	-6.2	3093 ± 29	3360 – 3253	3376 – 3230	0.64
#111	C-3	sediment	YAUT-033503	-29.3	5172 ± 26	5981 – 5910	5990 – 5901	0.51
#9	C-4	sediment	YAUT-028616	-19.5	4724 ± 55	5580 – 5328	5586 – 5322	0.4
#112	C-4	sediment	YAUT-033504	-31.1	3824 ± 24	4245 – 4155	4377 – 4100	0.53
#10	C-5	sediment	YAUT-028617	-34.4	4028 ± 39	4529 – 4431	4783 – 4417	0.33
#11	C-5	sediment	YAUT-028618	-25.9	5835 ± 82	6740 – 6540	6850 – 6443	0.24
#12	C-5	sediment	YAUT-028619	-14.9	6155 ± 88	7168 – 6940	7259 – 6800	0.24
#13	C-5	sediment	YAUT-028624	-18.3	7717 ± 105	8595 – 8407	8952 – 8329	0.29
#14	C-5	sediment	YAUT-028625	-10.6	7147 ± 59	8020 – 7880	8154 – 7844	0.27
#15	C-5	sediment	YAUT-028626	-17.5	7679 ± 149	8644 – 8327	8976 – 8186	0.24
#16	C-5	sediment	YAUT-028628	-29	7536 ± 70	8413 – 8218	8450 – 8185	0.27
#17	C-5	sediment	YAUT-028629	-19.4	8627 ± 47	9626 – 9536	9693 – 9527	0.29
#18	C-5	sediment	YAUT-028631	-9.6	8653 ± 93	9742 – 9530	10115 – 9476	0.26
YMD-T-C26	C-5	wood	Beta-456390	-27.5	2281 ± 19	2343 – 2315	2349 – 2185	-
#113	C-5	sediment	YAUT-033505	-27.2	6308 ± 27	7268 – 7178	7290 – 7167	0.22
#116	C-5	sediment	YAUT-033506	-25.5	8699 ± 33	9681 – 9563	9739 – 9548	0.23
#118	C-5	sediment	YAUT-033509	-26.6	8857 ± 34	10148 – 9895	10158 – 9780	0.3
yw1-1	C-5	wood	YAUT-028902	-26	2274 ± 43	2347 – 2184	2354 – 2155	-
yw1-2	C-5	wood	YAUT-028903	-23.3	2369 ± 43	2458 – 2343	2690 – 2320	-
YMD-T-C25	C-6	wood	Beta-456389	-29	2242 ± 19	2320 – 2183	2334 – 2158	-
#119	C-6	sediment	YAUT-033511	-28	7905 ± 30	8763 – 8635	8972 – 8600	0.22
#122	C-6	sediment	YAUT-033512	-33.4	9516 ± 33	11063 – 10710	11072 – 10692	0.17
yw2-1	C-6	wood	YAUT-028904	-29.7	2304 ± 246	2710 – 2067	2923 – 1734	-
yw2-2	C-6	wood	YAUT-028905	-25.4	2328 ± 43	2423 – 2214	2489 – 2160	-
#125	C-7	sediment	YAUT-033513	-57.7	9819 ± 33	11244 – 11210	11265 – 11195	0.1
#169	D-1	sediment	YAUT-033518	-26.5	9196 ± 34	10398 – 10272	10486 – 10249	0.21
#28	D-3	sediment	YAUT-033212	-11.4	10231 ± 44	12056 – 11827	12119 – 11770	0.25
#127	D-3	sediment	YAUT-033515	31.9	3598 ± 718	4874 – 3008	5913 – 2341	-
YMD-T-C18	D-4	sediment	Beta-456383	-19.3	10194 ± 32	11980 – 11815	12046 – 11760	-
YMD-T-C20	D-4	sediment	Beta-456385	-19.6	10076 ± 31	11758 – 11418	11802 – 11402	-
#30	D-4	sediment	YAUT-033213	-20	10210 ± 45	12012 – 11820	12105 – 11755	0.53
#128	D-4	sediment	YAUT-033516	-28.6	10281 ± 36	12125 – 11980	12372 – 11829	0.45
YMD-T-C15	D-8	sediment	Beta-456382	-19.2	11276 ± 42	13161 – 13080	13225 – 13058	-
YMD-T-C19	D-8	sediment	Beta-456384	-19	11107 ± 33	13061 – 12945	13078 – 12846	-
YMD-T-C21	D-8	sediment	Beta-456386	-21.6	12102 ± 34	14054 – 13859	14108 – 13810	-
YMD-T-C021701	D-8	sediment	Beta-458876	-21.9	12319 ± 37	14351 – 14129	14576 – 14084	-
#160	D-9	sediment	YAUT-033517	-39.1	10653 ± 37	12675 – 12590	12701 – 12562	0.13
YMD-T-C22	D-12	sediment	Beta-456387	-18.9	12766 ± 43	15276 – 15139	15368 – 15058	-
#46	D-12	sediment	YAUT-033215	-12	12659 ± 52	15187 – 14968	15249 – 14787	0.5
#47	D-13	sediment	YAUT-033502	-47.4	12413 ± 45	14665 – 14305	14833 – 14179	0.09
YMD-1-D0.6	YMD-1	sediment	YAUT-033519	-35.3	7228 ± 32	8150 – 7980	8159 – 7970	0.19
YMD-1-D1.5	YMD-1	sediment	YAUT-033523	-30.2	9764 ± 33	11225 – 11185	11241 – 11165	0.37
YMD-1-D2.1	YMD-1	sediment	YAUT-033524	-24.5	5023 ± 29	5885 – 5715	5892 – 5661	0.51
YMD-1-D3.0	YMD-1	sediment	YAUT-033525	-38.1	13051 ± 40	15762 – 15550	15834 – 15384	0.12
YMD-2-C021701D4.6	YMD-2	sediment	Beta-458879	-20.1	13870 ± 40	16930 – 16689	17009 – 16573	-
YMD-2-D3.0	YMD-2	sediment	YAUT-033526	-21.6	11307 ± 36	13193 – 13103	13249 – 13075	0.35
YMD-2-D3.4	YMD-2	sediment	YAUT-033528	-20.6	12516 ± 39	14992 – 14666	15085 – 14422	0.39
YMD-2-D3.8	YMD-2	sediment	YAUT-033529	-16.5	12803 ± 40	15315 – 15170	15433 – 15104	0.37

*OxCal 4.3(Bronk Ramsey, 2017), INTCAL13(Reimer et al, 2013)

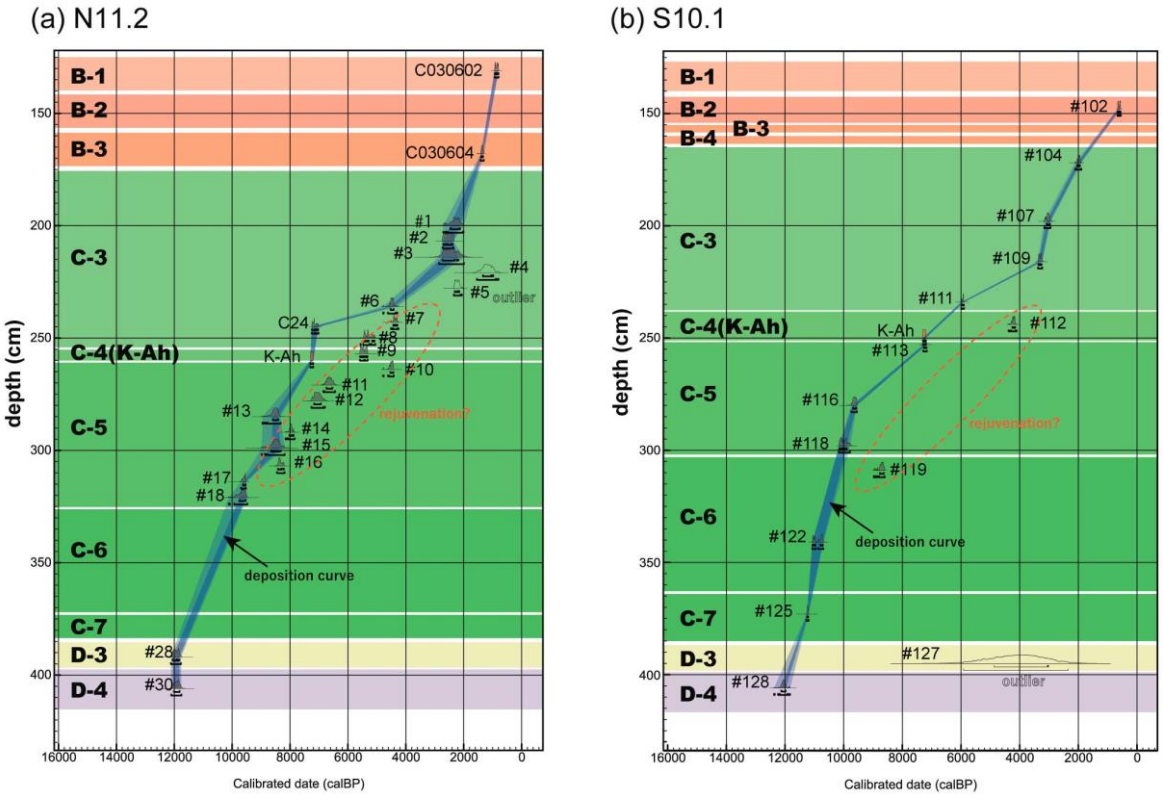


図 109　年代測定結果から推定した堆積曲線

縦軸に試料採取位置（深度）、横軸は放射性炭素年代（暦年較正値）を示す。地層の色はスケッチの凡例（図 102b）に準拠する。各層準の深度は連続サンプリングを行った N11.2 及び S10.1 を基準とした（図 104）。確率密度分布及び堆積曲線は OxCal 4.3.2 を用いて求めた。赤破線は年代の若返りが生じている試料を示す。

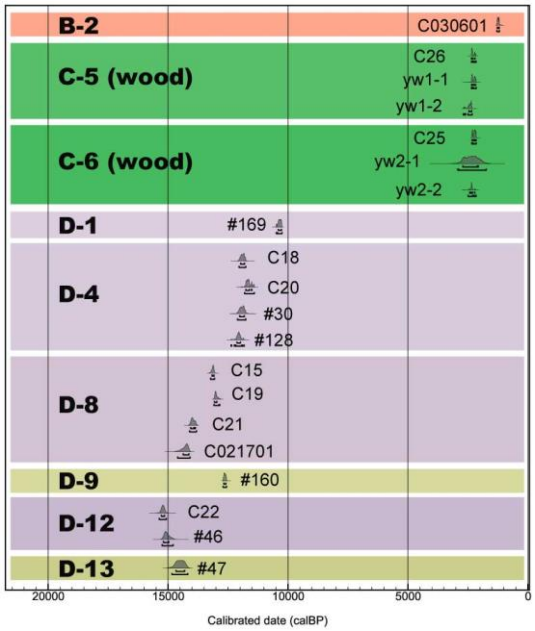


図 110　連続採取以外の場所から年代測定結果から推定した堆積曲線
OxCal 4.3.2 を用いて求めた放射性炭素年代の確率密度分布。地層の色はスケッチの凡例（図 102b）に準拠する。

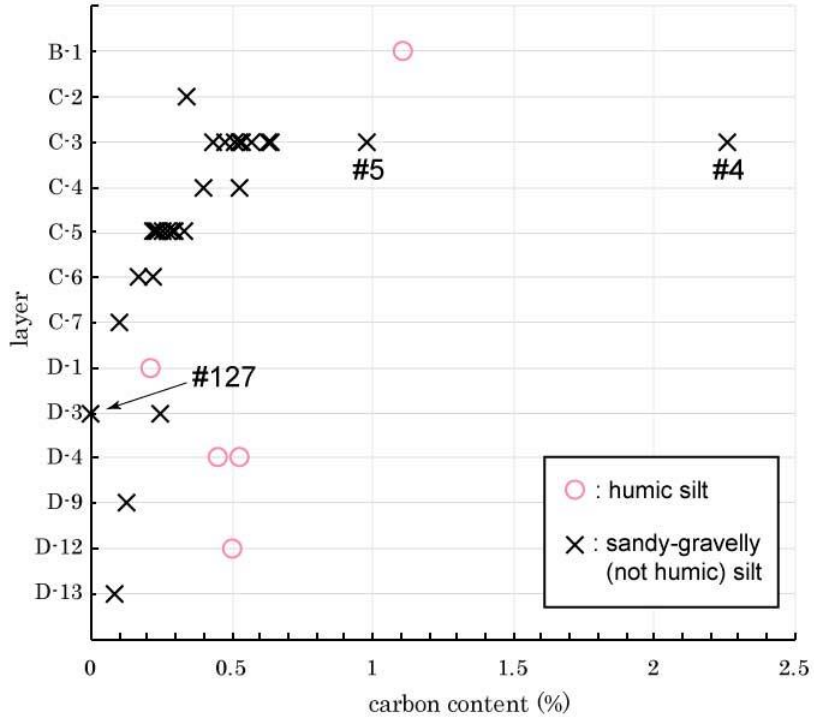


図 111　測定試料の炭素含有率
層準ごとにまとめてプロットした。地層は上位層から順に並べた。

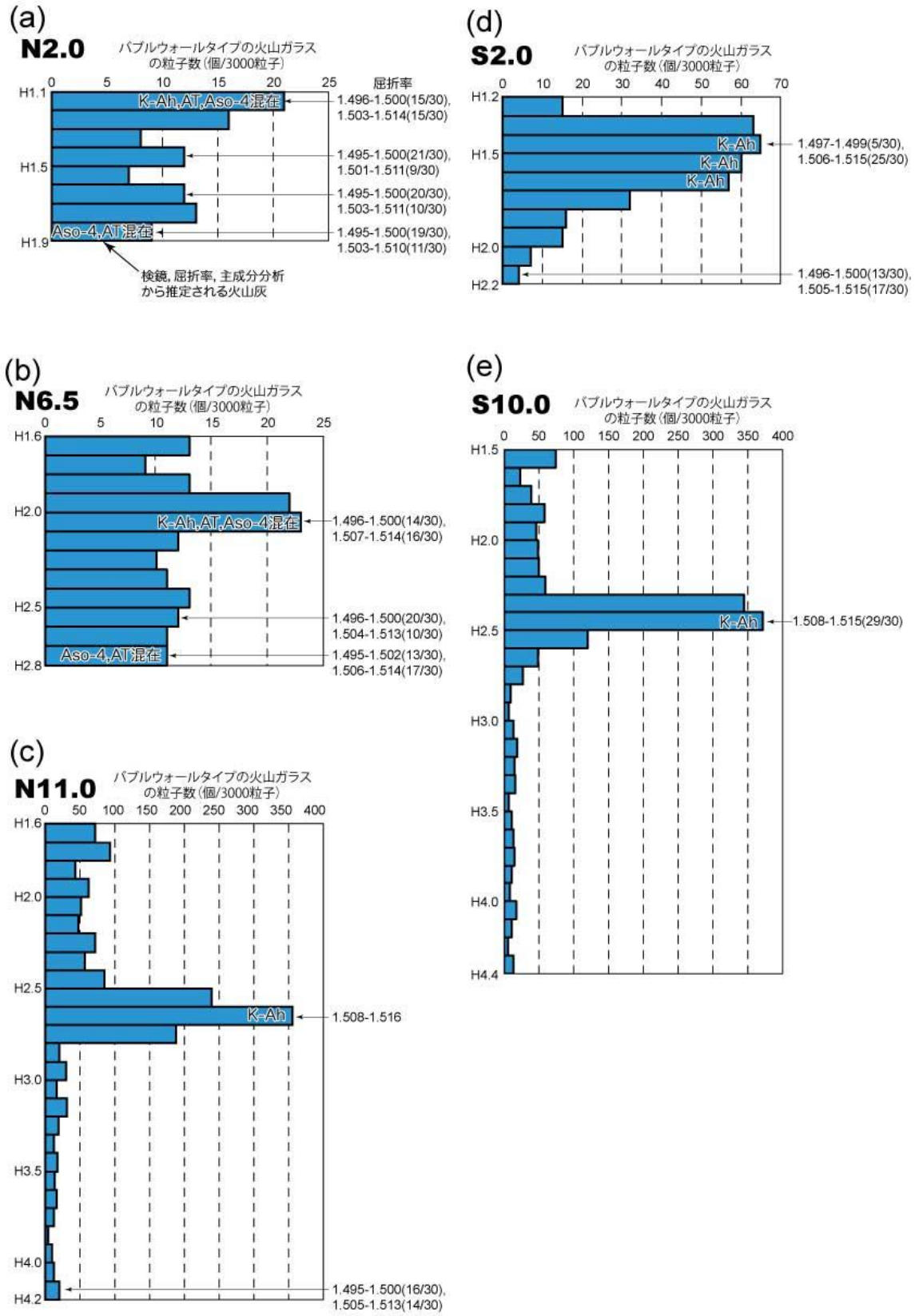


図 112　火山灰分析結果

N 面の N2(a)、N6.5(b)、N11 測線(c)及び S 面の S2(d)、S10 測線(e)から採取した試料の火山灰分析結果。バブルウォール型火山ガラスの含有粒子数と測定された屈折率を示した。また、検鏡、屈折率、主成分分析により含まれると推定された火山灰名を併記した。

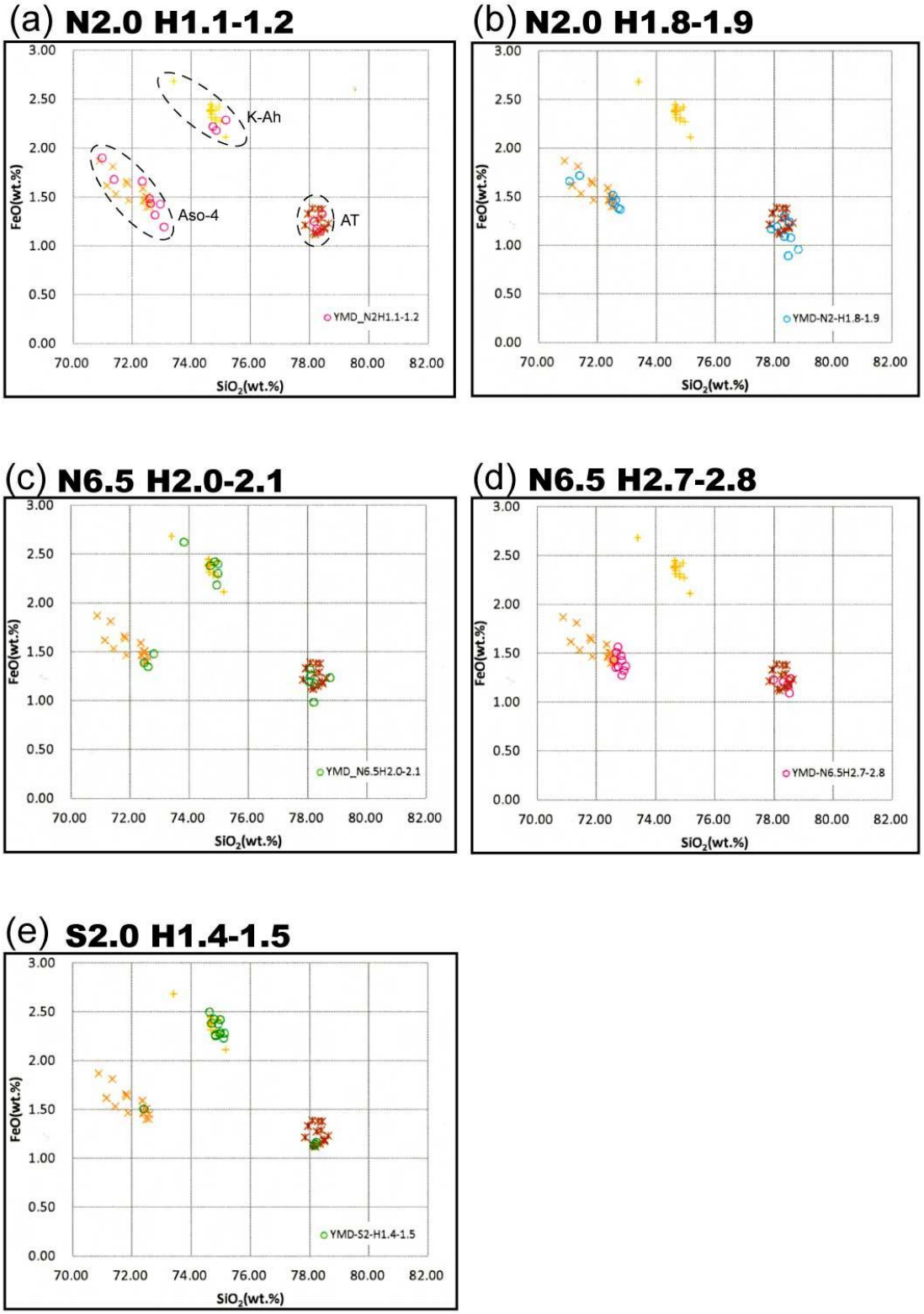


図 113　主成分分析結果

N2（a 及び b）、N6.5（c 及び d）、S2（e）測線から採取した試料の主成分分析結果。主成分分析では SiO_2、TiO_2、FeO、MgO、Na_2O、K_2O、CaO、MnO、Al_2O_3 の濃度を測定した。その内 SiO_2 濃度に対する FeO 濃度の分布を一例として示した。

放射性炭素年代測定結果と火山灰分析結果から、各層準の堆積・形成年代を推定する。まず、B-1 層、B-2 層、B-3 層、D-4 層、D-8 層、D-12 層については下位の地層ほど古い年代を示しており、層序関係と年代測定値が矛盾しない（図 109 及び 110、表 11)。したがって、B-3 層から B-1 層までは約 1400 年前から約 550 年前頃、D-12 層から D-4 層までは約 15000 年前から約 11000 年前頃にかけてほぼ連続的に堆積したと推定される。C-3 層、C-4 層、及び C-5 層については概ね下位ほど古い年代を示し、低下側においては約 9600 年前頃から約 2000 年前頃にかけてほぼ定常的に堆積場にあったことが推定される（図 109)。

C 層中の年代値にはややばらつきが認められた。また、C-5 層と C-6 層から採取した炭化木片（木材）の年代は約 2300～2200 年前を示しており、堆積曲線と矛盾する結果となった。まず、矛盾する木材の年代について考察する。これらの年代値は、上述のように GSL と AORI の両機関による測定を行いそれらの測定結果が一致していることから、コンタミネーションや測定環境による影響は考えられない。木材は C-5 層と C-6 層の異なる層準からそれぞれ得られたにもかかわらず、それらの年代はほぼ一致する。しかし、木材の年代を除けば C 層全体の堆積年代は、それを上下に挟む B 層や D 層の堆積年代と調和的であった。木材の年代を地層の堆積年代とみなすと、2300 年前以降に再堆積物を含む土砂が再堆積したことになるが、その場合、C 層から得られる年代は順不同に分散するはずで、下位ほど古い年代を示す事実と矛盾する。したがって、これらの木材は堆積後に貫入した植物根あるいは建築材とみられる。木材の全体形状及び断面の様子を図 114 に示した。木材は壁面に対してほぼ垂直、つまり、地面や堆積面に対しては斜めに埋没しており、堆積構造と調和しない。また、断面には放射状の構造は見られるものの、年輪が認められず、根として特徴的な構造を示す。木材は全体的に撓んでおり、建築材には向かない形状をしており、表面には樹皮が付着していた。これらの特徴は木材が建築材ではなく根の一部であることを示している。おそらく、約 2300～2200 年前にトレンチ近傍で生育していた木の根が C-5 層、C-6 層まで貫入し、そのまま残されたものと考えられる。

次に、C 層中の年代のばらつきについて考察する。C 層中の試料の炭素含有率を比較すると、下位ほど低い傾向が見られた（図 111)。この中で、#4 と#5 の含有率は、他の C 層中の試料と比較すると異常に高く、旧耕作土の値に近いか、それを超えた値を示した。これは、試料中に上位の堆積物等のコンタミネーションが生じた可能性を示唆している。また、#127 については含有率が 0%に近いため、大きい誤差を持つ。したがって、これらの試料から得られた年代値については信頼性が低いと考えられるため、除外して考察を進める。堆積物試料中の全ての無機及び有機炭素を対象に測定された年代をもとに地層の堆積年代を推定する上で注意すべき点は、これらの年代は試料中に含まれるあらゆる無機及び有機炭素を対象とした平均値を示している点である。古い時代の有機物が混入した層準は実際より古い年代を示し、新しい時代の有機物が混入すると実際より新しい年代を示す。特に C 層中の堆積物の炭素含有率は低く、生物擾乱や堆積物の再移動、地下水による影響が出やすいことが想定される。N11.2 測線の結果（図 109a）を見ると、C-5 層下位から C-3 層下位まで約 10000 年前から 4000 年前にかけて堆積したとみられる。しかし、C-4 層（K-Ah 降灰層準）付近の年代値は K-Ah の降灰時期と一致せず、概して 2000 年ほど新しい年代値を示す。降灰層準を基準とすると、これらは実際より若い年代を示していると考えられる。K-Ah と調和的な試料 C24 は堆積物中の炭化物を対象に測定しており、これより新しい年代が想定される。図中の堆積曲線は#1～#18 及び C24 の中で、古い年代値を選択して推定した堆積曲線である。ただし、#2、#3、#6、#15 については堆積曲線が階段状に折れ曲がる

ため、一定の堆積速度での堆積が生じていた場合、これらも若返りを示している可能性は否定できない。S10.1(図 109b)について同様に検討すると、#112 及び#119 を除くことで、K-Ah 降灰層準や上下関係と矛盾しない堆積曲線を描くことができる。#112 及び#119 もまた、若返りを示していると見られる。これらの堆積曲線から C 層の堆積年代を推定すると、C-7 層は約 11000 年前、C-6 層は約 11000～10000 年前、C-5 層は約 10000～7300 年前、C-4 層は約 7300～6000 年前、C-3 層は約 6000～1400 年前となる。年代値が若返った要因としては、植物根などによる生物擾乱、地下水による新しい有機物の供給が挙げられる。これらは北壁面の C-5 層や C-6 層に植物根が混入していることと矛盾せず、北壁面の試料の多くに若返りが見られたことを説明できる。また、C 層が軟質で、含水率が高く、C 層からの湧水が多数見られたこととも矛盾しない。これらのどちらか、あるいは両方の要因によって若返りが生じた可能性がある。

C-7 層より下位の堆積年代についてであるが、腐植質シルトの年代については、矛盾は見られないため、これらについては、実際の堆積年代を示していると考えられる。逆転が生じているのが D-9 層から採取された#160 及び D-13 層から採取された#47 である。どちらもシルト混じりの砂礫層で、有機物含有率が上下の腐植質シルト層と比較すると小さい(図 111)。これらについても C 層で確認されたような若返りが生じていると考えられる。#160 の年代が上位の D-8 層の最も若い年代に近く、#47 の年代が上位の D-12 層の年代に近いことは、これらに上位の腐植質シルト層由来の炭素が混入した可能性を示唆する。腐植質シルト層の堆積年代は D-12 層が約 15000 年前、D-8 層が約 15000 年前～13000 年前、D-4 層が約 13000 年前～12000 年前、D-1 層が C-7 層とほぼ同じ約 11000 年前と推定される。

d)ボーリングコアとの対比とその変位量

トレンチは YMD-1 地点と YMD-2 地点を結ぶ直線上で掘削された（図 100)。YMD-1 地点は東面の E5 地点近傍で、YMD-2 地点はトレンチ東端から約 15 m 北西に位置する。ボーリングとトレンチ壁面との対比を図 115 に示す。YMD-2 孔の各地層の深度とトレンチ N14 付近の対比については、C 層中に関しては不明だが、^{14}C 年代を元に推定すると、YMD-2 孔の方がやや浅くなるようである。低下側の地層は、断層近傍で沈降する傾向が推定される。一方、上盤側は緩やかに撓み上がる様子が認められる。上盤側において撓み上がりのピークは N1～N2 にあるように見える。まず、上位層から対比可能な地層境界は、B-2 層上面、C-3 層上面、C-3 層下面、C-6 層上面、D-4 層上面、D-8 層上面である。これらのうち、C-3 層上面は耕作により表層が削剥されている可能性があるため、以下で示す上下変位量は最小値を示す。北壁面において、断層を挟んだ上下変位量は B-2 層上面で約 0.5 m、C-3 層上面で約 0.8 m、C-3 層下面で約 1.4 m、C-6 層上面で約 2.0 m、D-4 層上面で約 2.3 m、D-8 層上面で約 2.6 m と見積もられる。地表のおおよその上下変位量は約 0.1 m であったことから、平成 28 年熊本地震前及び B-2 層堆積に約 0.4 m、B-2 層堆積前及び C-3 層堆積後に約 0.3 m 以上、C-3 層堆積前及び C-5 層堆積後に約 0.6 m、C-5 層堆積前及び C-6 層堆積後に約 0.6 m、C-6 層堆積前及び D-4 層堆積後に約 0.3 m、D-4 層堆積前及び D-8 層堆積後に約 0.3 m の上下変位が生じていたとみられる。

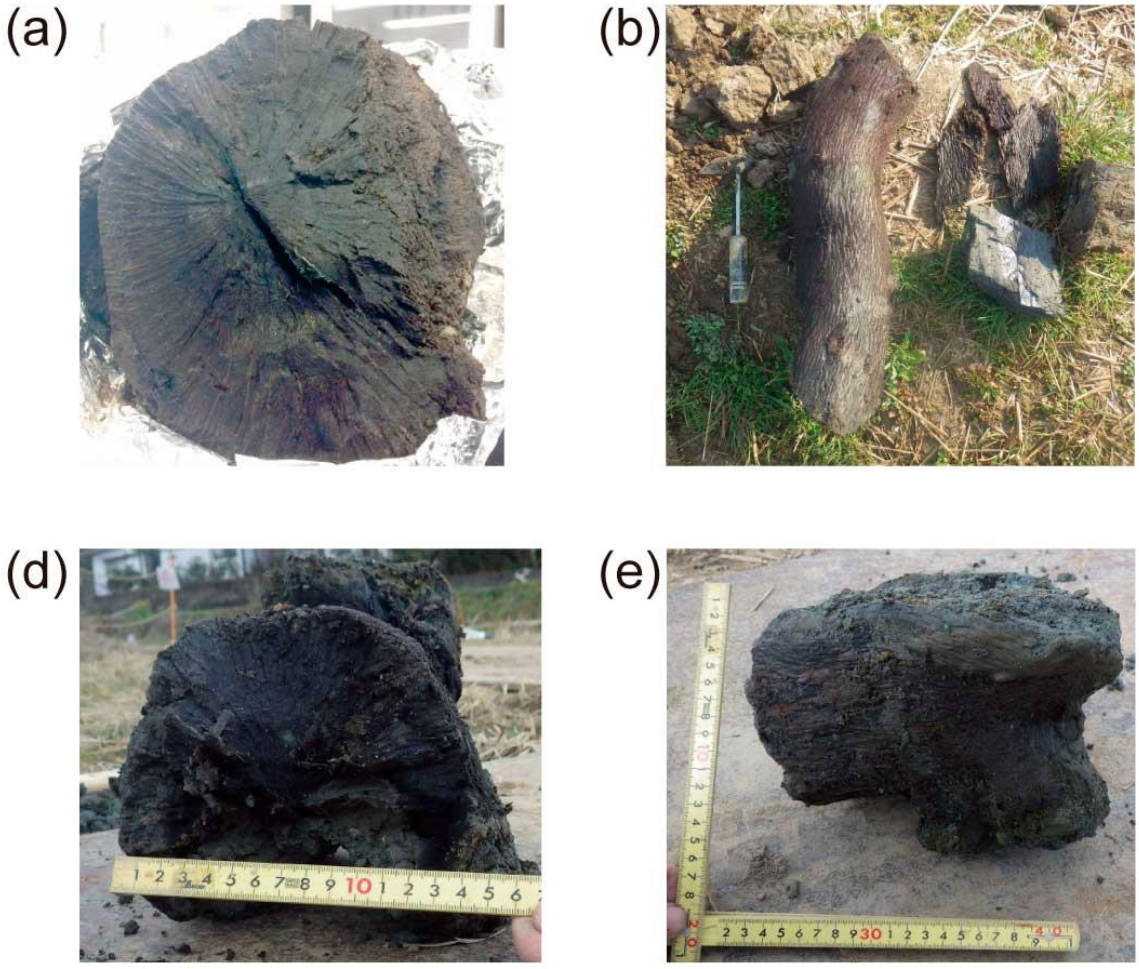


図 114　YMD-T-C26、YMD-T-C25 の写真
(a～b)山出トレンチ北壁面 C-5 層中から採取された YMD-T-C26 の(a)断面と(b)全体形状の写真。(c～d) C-6 層中から採取された YMD-T-C25 の(c)断面と(d)全体形状の写真。

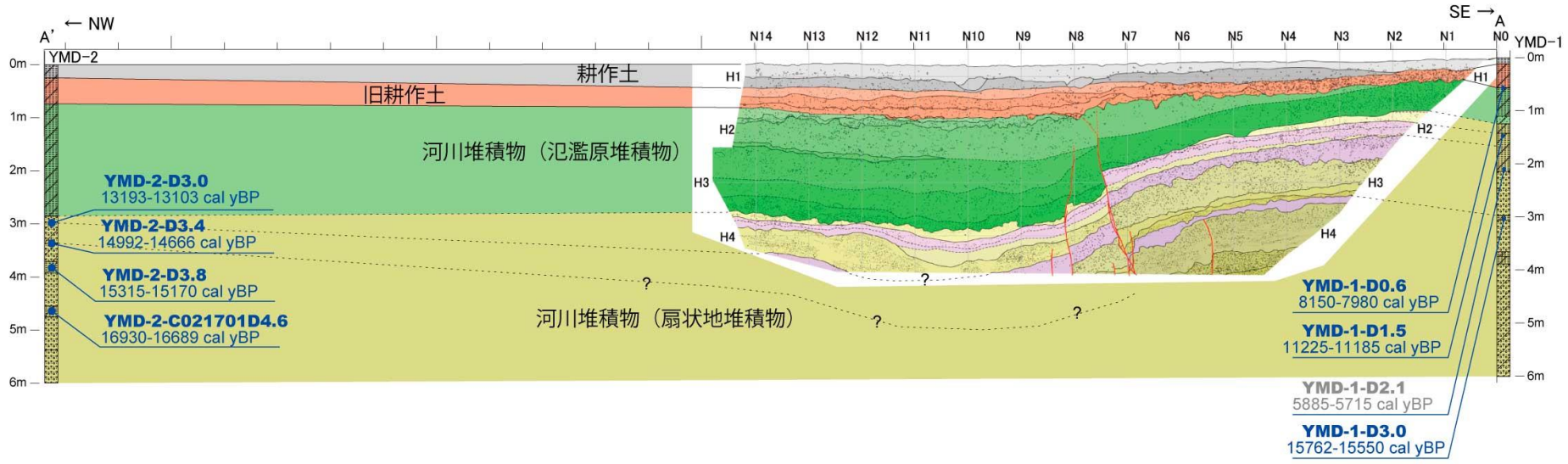


図 115　ボーリングコアとトレンチから推定される地質断面図
北壁面スケッチを投影。

e)断層活動イベント層準の認定と発生時期

山出トレンチにおいて確認されたイベントを図 116 にまとめた。最も新しい変形は平成 28 年熊本地震による変形である。布田川断層帯布田川区間の活動に伴い、日奈久断層帯高野−白旗区間の北端から６ km の範囲において地表地震断層が生じた。本地点は地表地震断層の南端付近に相当し、明瞭な地震断層は確認できないものの、断層を境に東側が約８ cm 撓み上がる変形が見られた。過去において、布田川区間が活動した際には、今回同様の変形は当然生じていたものと推定される。しかし、この活動による変形量は極めて小さいため、トレンチ壁面で認定することは困難である。本トレンチ壁面で認定される変形量は少なくとも上下変位量が 20 cm 以上あり、平成 28 年熊本地震による変形量と比較して明らかに大きい。したがって、イベント層準の変形量の中には布田川区間の活動に付随する変形が含まれているものと考えられるが、その割合は小さく、大部分の変形は日奈久断層帯固有の地震によって生じたものと考えられる。イベント発生時期の確率密度分布は、イベント層準直上の地層から得られた最も古い ^{14}C 年代とイベント層準直下の地層から得られた最も新しい ^{14}C 年代から、OxCal 4.3.2 を用いて計算した。以下では、イベント発生時期として確率密度分布から推定される 1σ の年代範囲を示した。

本トレンチで認定される日奈久断層帯固有の最新イベントはＢ層中の変形によって認定され、これをイベント１と呼ぶ。B-1 層、B-2 層あるいは B-4 層直下の C-5 層上面には、酸化バンドが形成されている。北壁面では、F-N2a 断層の上方延長相当箇所を境に、B-4 層が上下に約 0.5 m 食い違っている様子が確認される。これは地表面の変位量約 0.1 m より明らかに大きい。また、北壁面において、B-4 層上位の B-3 層も同程度に撓んでいる。B-4 層変形後、これを埋積する堆積構造である可能性があるものの、さらに上位の B-2 層も同様に撓んでいるように見える。B-1 層は、これらの変形を覆うように堆積している。B-2 層は北壁面では分布が限られるとともに、変位量が小さく、堆積構造との区別が難しい。したがって、イベント１は、B-4 層または B-3 層堆積以降、B-1 層堆積前とみなすこととし、この場合発生時期は B-3 層から得られた 1386～1341 cal yBP 以降、B-1 層から得られた 925～803 cal yBP 以前によって定められ、1365～1070 cal yBP となる。次のイベント２は C-2 層と C-3 層の境界に認定される。C-2 層は低下側にのみ分布し、隆起側には分布しない。また、C-3 上面の上下変位量 0.8 m は B-2 層上面の上下変位量 0.5 m より有意に大きい。C-3 層堆積後に東側が隆起し、低下側を C-2 層が埋積したと考えると、イベント層順は C-2/C-3 境界に認定される。イベント発生時期は C-2 層から採取された試料の示す年代 2038～1945 cal yBP（#104）と C-3 層の堆積曲線が示す最も新しい年代 2457～2131 cal yBP（#1）から、2224～1975 cal yBP と推定される。イベント１及びイベント２に関連する層準を明確に切断する断層面は認められない。そのため、撓み変形の累積変位が、C-3 層の変位を C-2 層が埋積しきらなかったことによる見かけの落差によるものであり、その落差を不等厚に B 層が覆っているとみなすと、こうした構造はすべて堆積構造として説明できる。この可能性を明確に否定する証拠はないため、イベント１及びイベント２の信頼性は低い。

次のイベントは C-6 層の変形をもたらしたイベントである。C-6 層上面は最低でも約 2.0 m 上下に食い違っており、南北両壁面において断層付近で大きく東から西へたわみ下がる

分布を示す。また、C-6 層下部は F-N2a 断層及び F-N4a 断層によって明瞭に切断される。上位の C-3 層は、南壁面で見ると、C-6 層より変形の程度が小さい。C-5 層は断層付近で分布が途切れ、低下側にのみ分布するため、C-6 層堆積後にイベントが発生し、低下側を C-5 層が埋積したと推定される。このイベントをイベント３と呼ぶ。イベント発生時期は C-5 層から採取された試料のうち、最も古い年代 10184～9895 cal yBP（#118）と C-6 層が示す最も新しい年代 11063～10710 cal yBP（#122）から、10996～10383 cal yBP と推定される。北壁面において C-3 層上面及び C-3 層下面（K-Ah 降灰層準）の上下変位量には累積性が認められるが、その累積性は隆起側（東側）の C-3 層上面が削剥されたことによる見かけ上の変位の可能性がある。イベント２とイベント３の間には約 8000 年の時間間隙があり、イベント発生間隔がほかより長く（図 112）、イベントが隠れている可能性がある。しかし、明確なイベント層準を示すことができないため、ここでは個別のイベントとして認定しない。

イベント４以前は地層と断層の切断／被覆関係と地層全体の上下変位量により認定される。D-4 層の上面は上下に約 2.3 m 変位している。南壁面において、F-S1a 断層、F-S2a 断層および F-S7 断層は、C-7 層直下の D-1 層及び D-3 層を切るが、C-7 層に覆われる。また、F-S5a 断層は D-4 層を確実に切り、その上部で不明瞭となるものの、C-7 層に変位を与えない。C-7 層は C-6 層下部もしくは C-6 層中にレンズ上に含まれる礫層であるため、D-1 層が分布する範囲では D-1 層堆積後、D-1 層及び D-2 層が分布しない範囲では D-3 層堆積後、C-7 層堆積以前にイベント層準が認定される。このイベントをイベント４と呼ぶ。イベント４の発生時期は、C-7 層から採取された#125 の年代 11244～11210 cal yBP と D-3 層から得られた#28 の年代 12056～111827 cal yBP から、11974～11239 cal yBP（約 12000～9500 年前）となる。

北壁面の F-N2a 及び F-N4a 断層、南壁面の F-S2a、F-S2b、F-S4a 断層において、D-4 層と D-8 層の断層沿いの変位量には累積性が認められる。また、地質断面スケールで見たとき（図 115）、D-8 層上面の上下変位量と D-4 層上面の上下変位量には累積性が認められる。F-N5 断層、F-S4b 断層および F-S5b 断層は D-7 層途中までを確実に切る。これらの断層は、上部で不明瞭となるが、変形は D-6 層には及んでいない。F-S6 断層は D-6 層下部を切るが、D-5 層には変位を与えていない。これらの断層の上端部は、D-7 層ないし D-6 層中で不明瞭となるため、厳密な切断／被覆関係は認定できない。また、D-7 層の層厚は東に向かって増し、断層帯低下側における下に凸の堆積構造の湾曲の程度が、D-4 層のそれよりも大きいとみることも可能である。以上の観察事実より、D-8 層ないし D-7 層堆積後、D-4 層の堆積前にイベント層準を認定した。このイベントをイベント５と呼ぶが、信頼度は劣る。イベント５の発生時期は、D-8 層の４試料のうち、最も若い 13061～12945 cal yBP（#YMD-T-C19）以降、D-4 層の２試料のうち、古い方の 11972～11502 cal yBP（#128）から、12553～12007 cal yBP と推定される。

北壁面の F-N2 断層沿いでは、D-8 層と D-12 層、南壁面の F-S1 断層及び F-S2 断層沿いでは、D-8 層と D-10 層の変位量に累積性が認められる。また、北壁面において、D-10 層下底、D-11 層および D-12 層は、F-N2b 断層及び F-N2a 断層近傍で、D-9 層より上位では見られないひきずり構造を呈している。F-N3 断層、F-S2d 断層、F-S3 断層は D-9 層、F-N2b 断

層は D-10 層中で不明瞭となり、その変形は上位に続かない。断層沿いの地層の変位量の累積性に基づくと、D-10 層と D-8 層の間に、断層の切断／被覆関係に基づくと、D-9 層中部堆積後にイベント層準が認定される。このイベントをイベント６とする。イベント発生時期は、D-12 層から採取された２試料のうち、若い方の 15187～14968 cal yBP（#46）以降、D-8 層から採取された４試料のうち、最も古い 14351～14129 cal yBP（YMD-T-C021701）から、15147～14632 cal yBP となる。

本トレンチで認められる最後のイベントは、北壁面において、F-N1 断層が D-13 層以下を明瞭に切り、D-12 層に覆われることによって認定され、これをイベント７と呼ぶ。F-N1 断層沿いのずれ量は D-13 層上部へ向かって漸減し、D-13 層上部では層理面のたわみによって確認される。D-12 層以上の層準はこの断層によってまったく変形していないが、D-12 層の層厚が F-N1 断層より西側で増すことを､イベント７によって形成された崖を埋積した結果と解釈することも可能である。イベント７の時期は、D-12 層から採取された C22 が示す年代 15276～15139 cal yBP から、15122 cal yBP より以前と推定される。

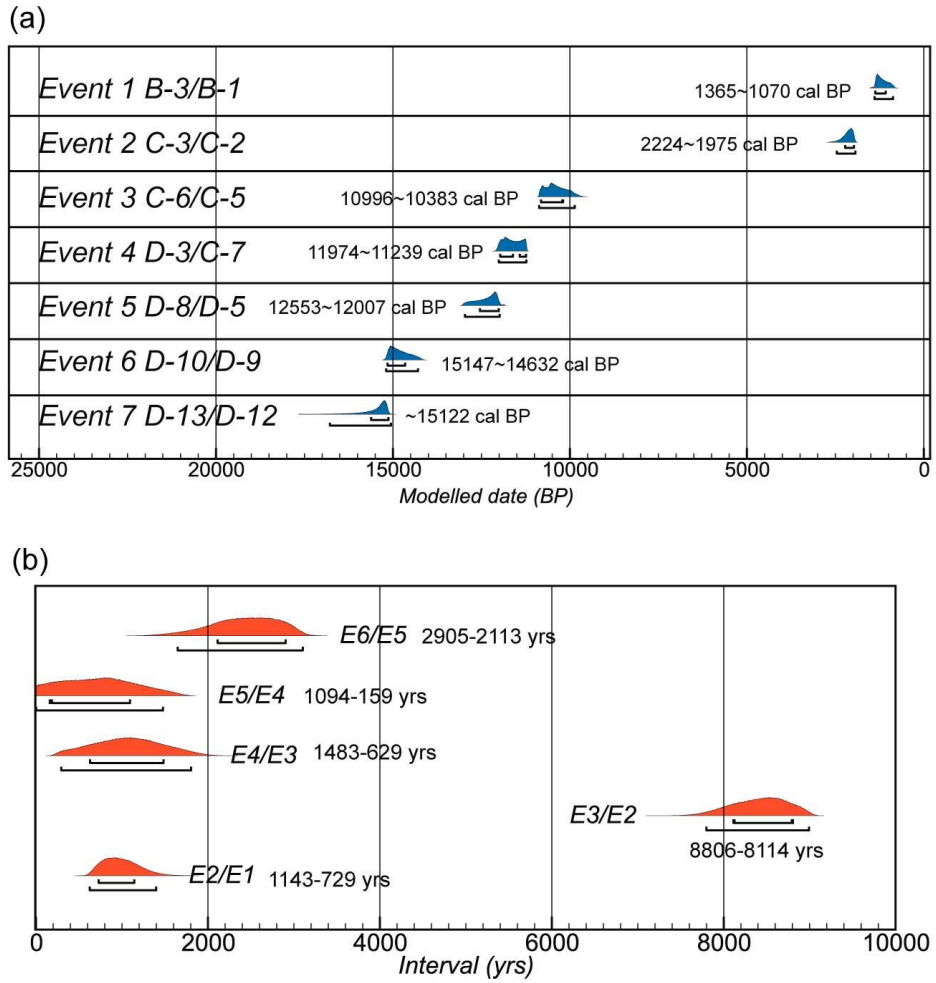


図 116　山出トレンチにおけるイベントのまとめ
(a)イベント発生時期。(b)イベント発生間隔の確率密度分布。確率密度分布は OxCal 4.3.2 を使用して求めた。

f）活動履歴調査結果のまとめ

ⅰ）日奈久断層帯高野-白旗区間における断層の位置及び形態

1. 断層帯を構成する断層

日奈久断層帯高野-白旗区間は明瞭な変動地形によって益城町木山付近から宇城市豊野町山崎付近まで延びる直線的な断層として判読されている（池田・他，2001)。平成 28 年熊本地震に伴って出現した地表地震断層もほぼそれに沿って出現した。また、中位段丘面上では、主断層の西側 500 m に並走する断層が存在するが、それに沿う地表地震断層も確認された。とくに地震後に取得された InSAR 画像によりそれらの連続性が明瞭に示された（Fujiwara et al., 2016)。その変形パターンからは、山出地区周辺において主断層より西側が地溝状に落ち込む変形が生じていたことが示唆される。したがって、高野-白旗区間には右横ずれ断層を主段層として、並走する正断層が存在するとみられる。

2. 断層面の位置・形状

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

3. 変位の向き

断層の走向は北壁面で N30°～45°、南壁面で N40°～60°と、ほぼ地表地震断層の走向に平行する。地表地震断層は東側のたわみ上がりと近傍の畦道上に杉型雁行したわずかな開口亀裂として確認された。図 95d に示したたわみ上がりの様子を注意深く観察すると、喫水線が杉型を描いている様子が確認できる。これはたわみが右横ずれ成分を有する上下変位によって形成されたことを示唆する。また、トレンチ平面図から断層の分布を観察すると、正確な断層の連続性は不明であるが、北側の２本の断層で賄っていた変位量が南側で複数本の断層に分散している。その断層の平面形状はＳ字型を呈しており、北壁面は断層が収斂している部分を見ており、南側は断層がステップする部分を見ている可能性がある。こうした特徴は本断層が右横ずれ成分を含むことを強く示唆する。F-N1 断層面上で観察された断層条線のレイク角は北に約 20°傾斜しており、右横ずれが主であり、それに上下変位が付随することを示している。このとき、横ずれ量は縦ずれ量の約 2.7 倍と見積もられる。

ⅱ）山出トレンチにおける過去の活動

1. 平均変位速度

断層を挟んだ上下変位量は B-2 層上面で約 0.5 m、C-3 層上面で約 0.8 m、C-3 層下面で約 1.4 m、C-6 層上面で約 2.0 m、D-4 層上面で約 2.3 m、D-8 層上面で約 2.6 m と見積も

られた。放射性炭素年代により B-3 層から B-1 層までは約 1400 年前から約 550 年頃（B-2 層が 1300～1200 年前）と推定される。堆積曲線から C 層の堆積年代を推定すると、C-3 層は約 6000～1400 年前、C-4 層は約 7300～6000 年前、C-5 層は約 10000～7300 年前、C-6 層は約 11000～10000 年前、C-7 層は約 11000 年前となる。D-12 層から D-4 層までは約 15000 年前から約 11000 年前頃にかけてほぼ連続的に堆積したと推定される。腐植質シルト層の堆積年代は D-1 層が C-7 層とほぼ同じ約 11000 年前 D-12 層が約 15000 年前、D-4 層が約 13000 年前～12000 年前、D-8 層が約 15000 年前～13000 年前と推定される。したがって、上下変位速度は B-2 層堆積後で約 0.41 m/千年、C-3 層堆積後で約 0.57 m/千年、C-4 層堆積後で約 0.23 m/千年、C-6 層堆積後で約 0.20 m/千年、D-4 層堆積後で約 0.21 m/千年、D-8 層上面で約 0.20 m/千年と計算される。C-3 層堆積後を除く地層の平均変位速度は約 0.20～0.23 m/千年を示す。

2　活動時期

断層の活動時期は新しいイベントから順に 1365～1070 cal yBP（約 1400～1100 年前）、2224～1975 cal yBP（約 2200～2000 年前）、10996～10383 cal yBP（約 11000～10400 年前）、11974～11239 cal yBP（約 12000～11200 年前）、12553～12007 cal yBP（約 12600～12000 年前）、15147～14632 cal yBP（約 15100～14600 年前）、15122 cal yBP（約 15100 年前）以前である。以上より、15000 年前以降に、少なくとも７回のイベントが生じていた。

3　一回の変位量

各イベント層準間の全体の上下変位量の差異はイベントの見落としの可能性があるイベント２と３の間を除くと、0.3～0.4 m である。このとき、横ずれ量は 0.8～1.1 m と見積もられる。

4　平均活動間隔

15147～14632 cal yBP 以降に少なくとも６回のイベントが生じていたとすると、平均活動間隔は約 2400～2500 年と見積もられる。また、各イベントの間隔は、イベント１と２の間が約 1143～729 年、イベント２と３の間が約 8806～8114 年、イベント３と４の間が約 1483～629 年、イベント４と５の間が約 1094～159 年、イベント５と６の間が約 2905～2113 年と見積もられ、発生間隔にばらつきが大きい。これはイベント３～６の期間に比較的活発に活動していた可能性、もしくは、イベント２と３の間に検出できなかったイベントが存在する可能性を示唆する。

6)宇城市小川町南部田（日奈久断層帯日奈久区間）における活動履歴調査

a)活動履歴調査地の検討

平成 28 年熊本地震に伴うクーロン破壊応力変化検討の結果、日奈久断層帯は地震活動が活発化する領域に含まれることが指摘された（遠田，2016)。実際に、日奈久区間周辺において、４月 19 日に最大 M 5.5 の地震が発生するなど、地震活動が活発化している。日奈久区間の地震後経過率を含む将来の地震発生確率を高精度で推定するためのパラメータを取得することを目的として、ボーリング及びトレンチ掘削調査を行った。

調査候補地は、既存データの検討と空中写真判読及び現地調査結果に基づき、複数地点を選定した。その上で、限られた調査期間での調査の安全性と効率性を勘案した結果、南部田地点（図 117）でトレンチ調査を実施することとした。同地点では過去にトレンチ調査が行われているが（吉岡・他，2007)、トレンチ壁面において断層構造が確認されていない。

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

そこで、本調査では、吉岡・他（2007）で報告されたトレンチの南側に隣接した地点において、平野側（西側）に掘削範囲を拡張させるとともに、掘削深度を増してトレンチを掘削した。掘削方向は、断層走向に直交するよう配慮した。トレンチの掘削長は、長軸（断層直交方向）18ｍ、短軸（断層走向方向）12ｍである（図 118)。掘削深度は、吉岡・他（2007）のボーリング結果を参照し、鍵層として有効と考えられる腐植質シルト層が分布する深さ５ｍを目安とした。また、地盤が軟弱であることが予想されたため、法面の傾斜を 45° として、観察作業中の安全を図った。

また、今回のトレンチ壁面に現れた地層や既存のボーリング・トレンチ調査結果との対比を目的として、ボーリング調査を行った。ボーリングは鉛直掘りオールコアボーリングとし、トレンチの西側に鉛直掘り２孔（MBT-1 孔:15.0ｍ、MBT-2 孔：9.0ｍ）を配置した（図 118)。

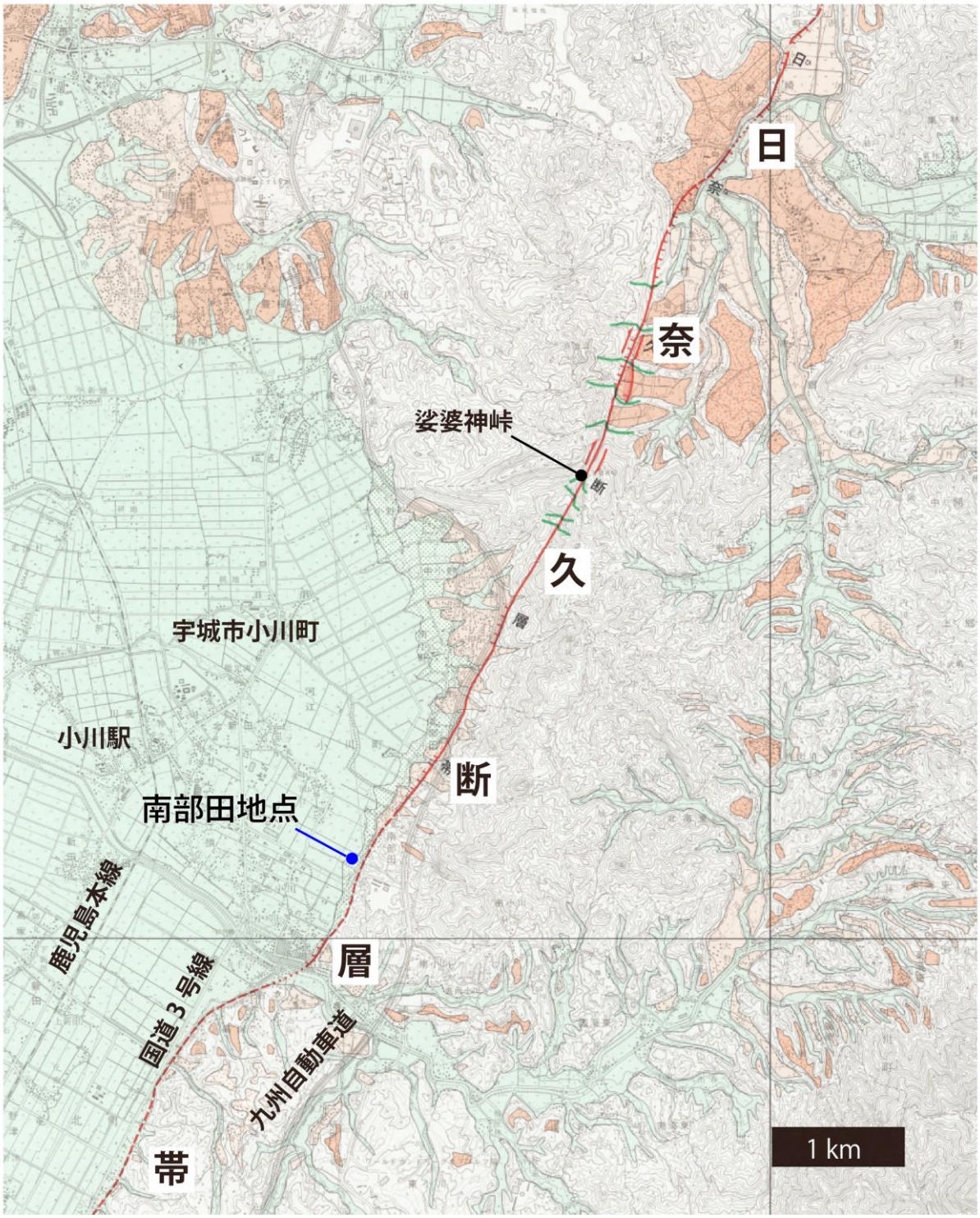


図 117　宇城市小川町周辺における日奈久断層帯の分布と南部田地点の位置
都市圏活断層図（中田・他，2001）に地名等を追記した。

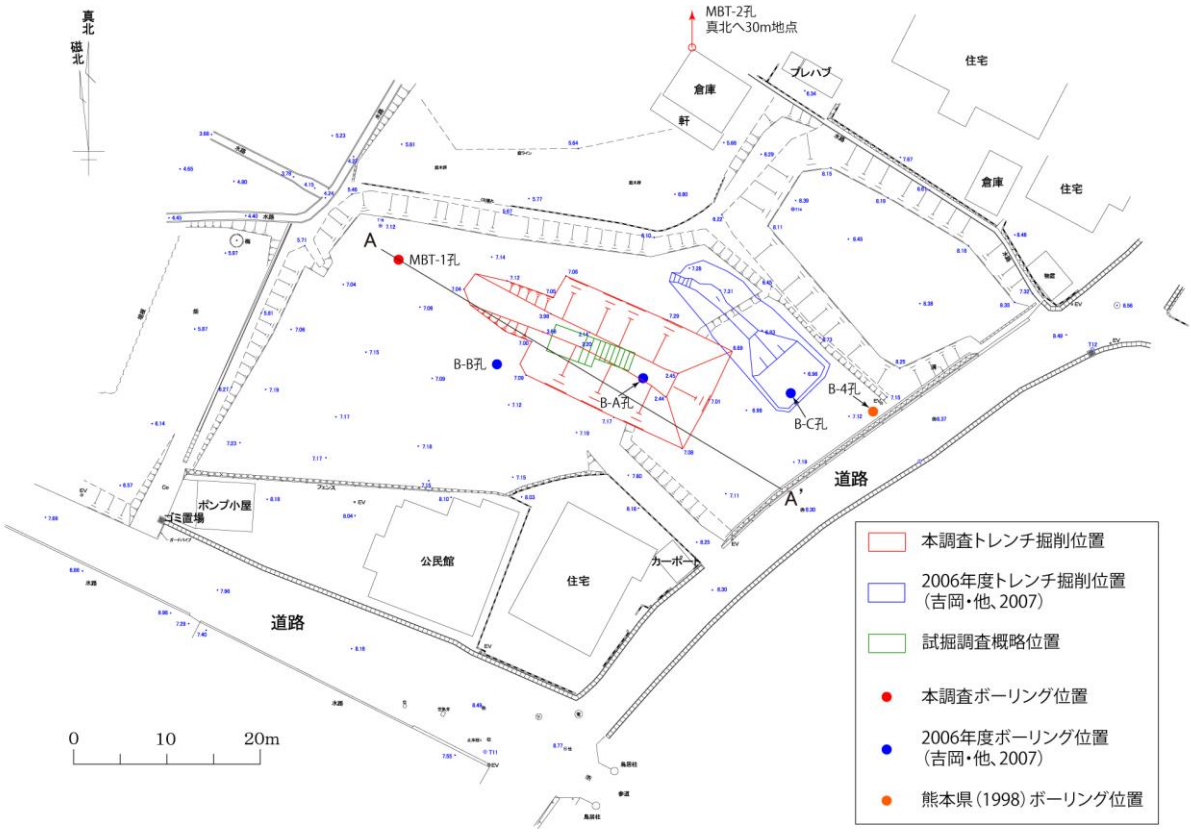


図 118　南部田地点の測量平面図

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

b)埋蔵文化財試掘調査

南部田周辺は、古代から中世にかけて存在した耕作地の地割り跡である「南部田条理跡」として埋蔵文化財包蔵地の指定を受けているため、トレンチ調査に先立ち、熊本県教育庁による試掘調査が行われた。試掘位置を図 118 に示す。試掘調査は、重機を用いて表層から土層を削り取り、地層や埋蔵物を記載しながら掘削を進め、バックホウのバケットが届かなくなる深度（3.1 m）まで掘削を行った。試掘調査の結果、地表から深さ 1.7 m の暗灰色粘土層中から、須恵器大甕片とコネ鉢（すり鉢）破片が出土した（図 119)。現場での観察により、前者は弥生時代後期頃のもので、後者は中世以降のコネ鉢であり考古学的に非常に若いものであるとのコメントを得た。すなわち、異なる時代の土器片が同層準から出土したことから、これらの土器片は上流から移動して再堆積した可能性が高く、地層の年代決定には用いることができないものの、少なくとも中世以降の若い地層が深さ 1.7m に分布していることが明らかとなった。また、試掘ピット壁面に分布する地層を観察したところ、深さ 3.1 m までの地層はほぼ水平に堆積していることが明らかになった。この観察結果は、2006 年度のトレンチ壁面観察において、吉岡・他（2007）が指摘した「深さ約 2.5 m

で 11070±60 yBP より古い地層が断層によって変形を受け、西に向かって傾斜している」という観察結果とは異なっている。したがって、試掘調査のピットと 2006 年度のトレンチの間に地層の不連続が存在することが強く示唆された。

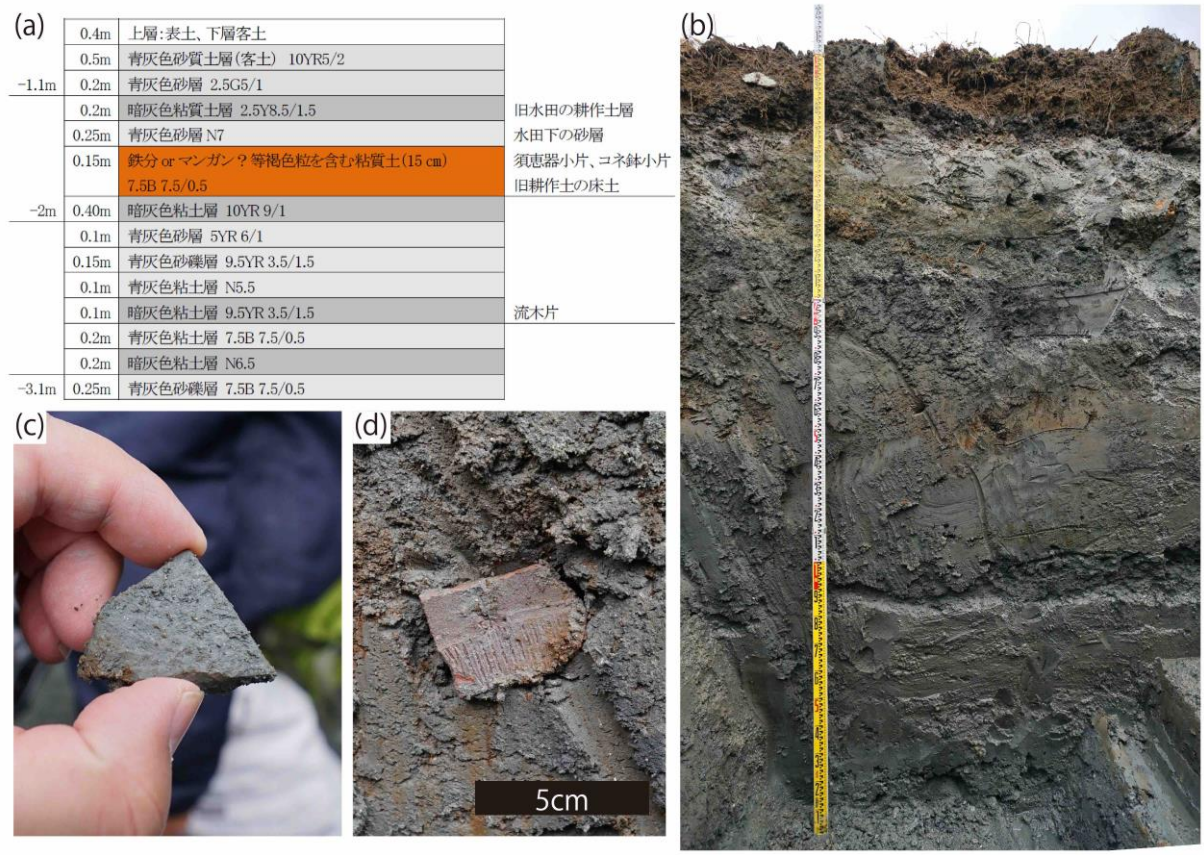


図 119　埋蔵文化財試掘調査の結果
(a)試掘調査で掘削した深さ 3.1 m までの地質柱状図。層相記載のあとに書いてある英数字は土層の色調を表すマンセル値。(b) 試掘ピットの壁面写真。北を向いて撮影。(c) 深さ約 1.7 m より出土した須恵器小片。(d) (c)の須恵器と同層準から出土したコネ鉢小片。

c)トレンチ壁面の地質と断層

埋蔵文化財試掘調査の結果を踏まえ、南部田地点におけるトレンチ調査が許可された。トレンチ掘削位置を図 118 に示す。トレンチの大きさは、先に述べたとおり、長さ 18 m、幅 12 m、深さ５m である。トレンチ壁面の展開写真を図 120 に、スケッチ展開図を図 121 に示す。

トレンチ壁面には第四系堆積物とそれらを明瞭に切断する断層が露出した。トレンチ壁面に分布する堆積物を、層相の差違や分布及び連続性に基づいて、A 層から D 層に区分し、さらに細分化を行った（図 121)。A 層は旧トレンチの埋め戻し土や盛土、表土など、ごく最近の人工改変に伴う堆積物であり、その成因や層相に基づいて５層（A-1～A-5）に細分した。B 層は近年の耕作土と氾濫原堆積物の互層であり、土器片などを含む。層相に基づき２層（B-1、B-2）に細分した。C 層は古期耕作土や氾濫原堆積物、チャネル堆積物から構成され、最上部を除くと人工改変の影響を受けていない堆積物であると推定される。分

布範囲と層相に基づき、11 層（C-1a～b、C-2a～b、C-3、C-4a～b、C-5a～b、C-6、C-7）に細分した。D 層は扇状地性の砂礫とその後背湿地に堆積したと思われる腐植質シルトから構成されている。後述する断層の上盤側では変形が著しく、対比が困難な部分もあるが、層相と分布に基づいて 16 層（D-1a～e、D-2a～h、D-3、D-4a～b）に細分した。各地層の層相の特徴を、表 13 に記載する。表 13 の「層相」の項目中、各層の色調について括弧書きで書いた記号は、標準土色帖のマンセル値を示す。

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

トレンチ壁面に露出した断層のうち、主要なものについて、北壁面では西から順に、F-N1、F-N2、F-N3 断層、東壁面では北から順に、F-E1、F-E2 断層、南壁面で F-S1 断層と呼ぶ。各断層の対応関係については、F-N1 断層と F-S1 断層、F-N2 断層と F-E2 断層、F-N3 と F-E1 断層が連続する断層であり（図 121）、全体としては３つの断層帯に区分できる。以下の記載では、各断層について「上盤」「下盤」という表現を用いるが、日奈久区間において日奈久断層は北西傾斜であると考えられているため（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）、一般的に想定される日奈久断層の上盤・下盤は方向が異なることに注意されたい。本トレンチ内での「上盤」は地層の隆起側（東側）、「下盤」は地層の低下側（西側）を指す。以下にそれぞれの断層についての記載を示す。

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

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

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

F-N1 断層と F-N3 断層の間の地層の対比については、不確実性が大きい部分が存在する。F-N1 断層と F-N2a 断層に挟まれた部分の地層について、D-4a 層上部から D-1a 層下部まで

の間の各層の傾斜は、ほぼ垂直となっている。F-N1 断層直近では、上述したように一部逆転しており、断層活動による引きずり構造と考えられる。また、F-N2a 断層に近い部分で、各層の内部構造のわずかなずれや、連続性は悪いが明瞭な剪断面が観察される。明瞭な連続する断層面としては認識できないが、F-N2a 断層より東側にも、分岐・並走する小断層ないし変形帯が存在する可能性がある。

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

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

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

F-E2 断層は、東壁面の E7.5 から E9.5 間に分布する。断層下部の連続性については、東壁面下部が崩落したため不明であるが、トレンチ掘削途中の写真及び地層の分布状況から、北壁面の F-N2 断層の連続であると推定した。F-N2 断層の走向と東壁面の方向とが近いため、断層の分布形状は、実際には図 128 に示したように直線的ではない可能性もある。F-E2 断層沿いの砂礫層中の礫には、弱い長径の配列が認められるが、断層両側の地層において、顕著な上下方向のずれは認められない。断層両側の地層は、そのまま対比されるように見えるが、層相的に対比の決め手となる特徴が認められないことから、別の地層名を付した。F-E2 断層は D-1c 層以下の地層を切り、D-1a 層には覆われる。断層の南側、D-1a 層直下に分布する D-1e 層の分布については、下位の D-2e 層を削り込んでいるのではないことから、F-E2 断層の活動に伴い、断層沿いに落ち込んだと解釈した。

南壁面において、F-S1 断層は最も明瞭な断層であり、北壁面の F-N1 断層と連続する。F-S1 断層は S5 付近のトレンチ基底部から S8.3、H3.6 間に分布する。東傾斜で、下部で 30°～40° 程度、上方に向かって低角化し、ほぼ水平となる。F-S1 断層は C-3 層/C-4a 層境界を確実に変位させるが、C-3 層中で不明瞭となる。また、北壁面と同様に、F-S1 断層の両側に分布する D-1a 層の上面は比較的シャープに切られている。これに対し、D-1a 層の下底面以下の地層は、ほぼ鉛直から一部オーバーターンするほどに F-S1 断層による引きずり変形を被っている。

d)地層の年代に関する検討

トレンチ壁面から炭素を含む試料を採取し、放射性炭素年代値(以下 14C 年代値と呼称)から地層の堆積年代の推定を行った。分析試料の採取位置を図 122 に、分析結果を表 14 に示す。全ての 14C 年代値は株式会社地球科学研究所を通じて、米国 Beta Analytic 社が測定を行った。試料は酸－アルカリ－酸洗浄、または酸洗浄を行った後に、加速器質量分析計（AMS）で測定を行った。また、得られた年代値は、OxCal 4.3.2 （Bronk Ramsey, 2009）を使用し、IntCal 13（Reimer et al., 2013）を参照することで、暦年較正を行った。以下では、暦年較正値を１σ の誤差範囲で表記する。

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

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

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

図 120　南部田トレンチ壁面の展開写真
写真は鉛直面に投影して表示している。

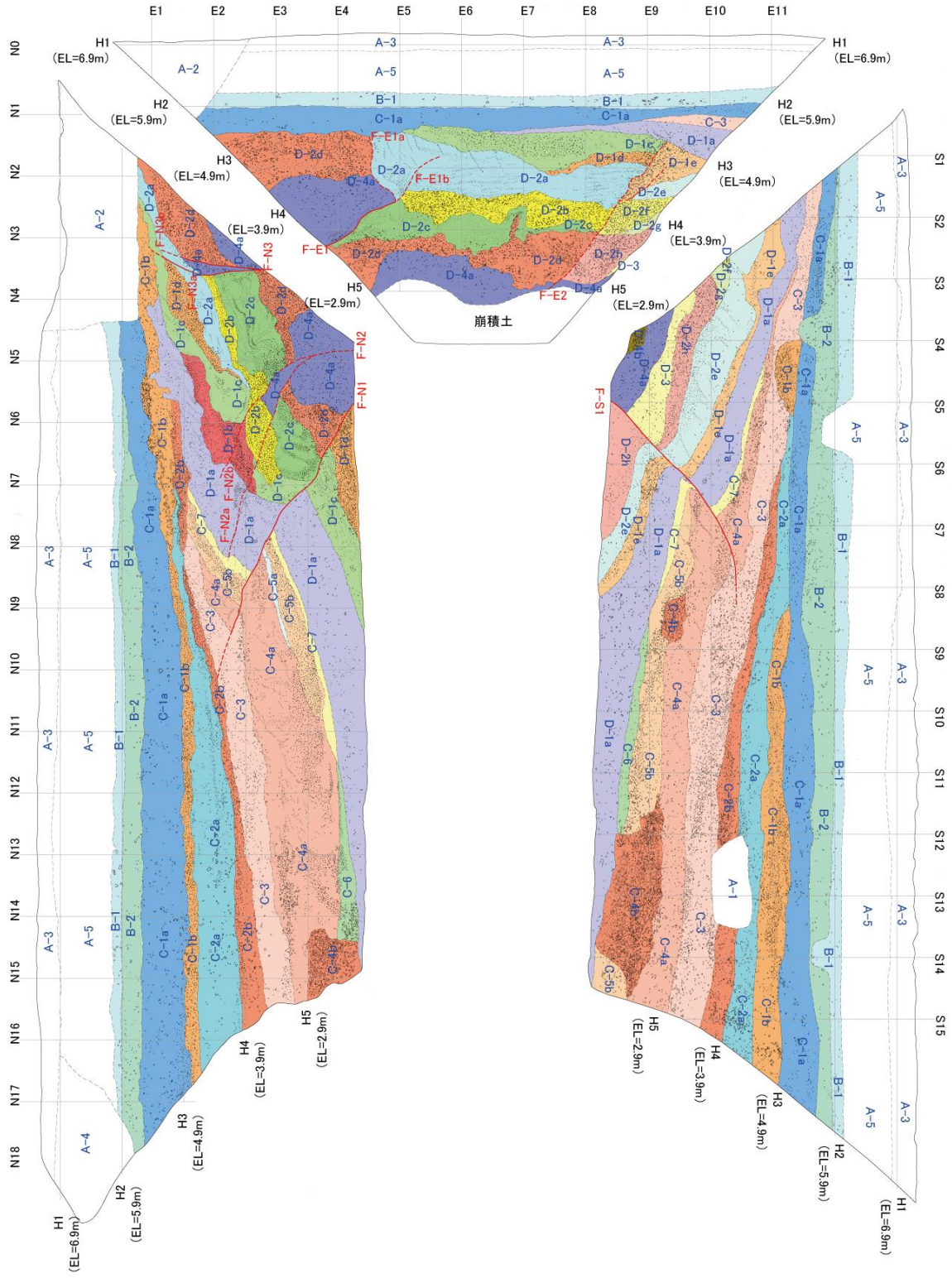


図 121　南部田トレンチスケッチの展開図

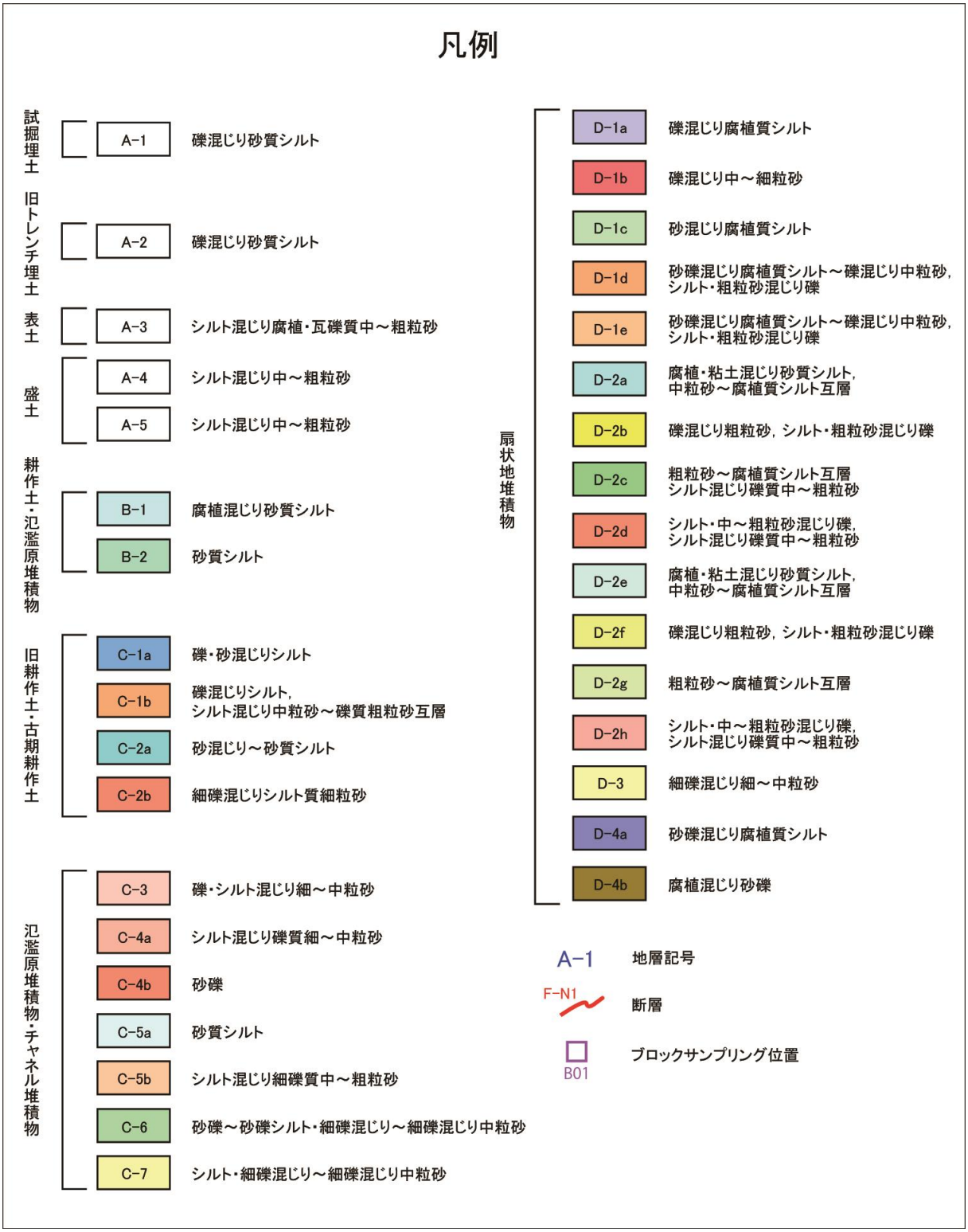


図 121(続き)　トレンチスケッチの凡例

表 13　南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

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

表 13（続き）　南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

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

表 13（続き）　南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

地層区分	地層名	層相	1
C-6層	砂礫混じりシルト	緑灰色を呈し、N11.5、S7.8以西に分布し、層厚は西に行くほど厚くなり、最も厚い部分で40cmである。D-1a腐植層をほぼ水平に覆い、C-4b層に切られる。礫はトーナル岩や花崗岩を主とする角礫（φ＜1cm）を点在する。	
C-7層	シルト・細礫混じり～細礫混じり細～中粒砂	青灰（5B5/1）色を呈し、S4付近以西に分布し、層厚約10～20cm。淘**汰**不良で、S8付近以東では酸化鉄汚染が認められ、シルト混じりとなり、不明瞭な酸化鉄斑も認められる。下位層を軽微に削剥している	
D-1a層	礫混じり腐植質シルト	暗赤灰（10R3/1）色を呈し、S14～S15間以東に分布し、S8付近で層厚が最大となっており、層厚は10～100cmである。塊**状**・不均質で、礫はトーナル岩を主とする角～亜角礫（φ<3cm）を点在する。上位に比べると良く締まっている。下位とは**漸**移的である。なお、上盤側（S7以東）では不明瞭ながら網**状**に灰白（10Y7/1）色部が発達する。	12565-12429（堆積**物**） 11753-11414（堆積**物**）
D-1b層	砂礫層	褐色、暗茶灰色を呈する。N5～N8間に分布し、層厚は10～80cmで不均一である。礫はトーナル岩を主とする角～亜円礫からなり、最大礫径は1.5cm、平均礫径は3mm、礫**率**は20%程度である。不明瞭ながら網**状**に青灰色部が発達する。	
D-1c層	砂混じり腐植質シルト	灰色～暗灰色、褐色を呈する。層厚は10～70cmである。細粒砂混じりで一部では、砂優勢である。シルトは礫を含み、トーナル岩を主とする亜角～亜円礫であり、最大礫径は7mm、平均礫径は1mm、含礫**率**は1%程度である。不明瞭ながら網**状**に青灰色部が発達する。	17230-17031（堆積**物**）
D-1d層	砂礫混じり腐植質シルト	褐灰（10YR4/1）色を呈し、N3.5～N5.5付近に分布し、層厚は約40cm以下である。網**状**の灰白（10Y7/1）色部を取り囲むように酸化鉄斑が発達する。礫はトーナル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は10cm、平均礫径は4～0.2cm、含礫**率**は60%程度である。	
D-1e層	砂礫混じり腐植質シルト	褐灰色を呈し、S8付近以東に分布し、層厚は約10～40cmである。上盤側（S7以東）では網**状**の灰白（10Y7/1）色部と共に、酸化鉄斑も発達する。礫はトーナル岩を主とする角～亜角礫からなり、最大礫径は10cm、平均礫径は4～0.2cm、含礫**率**は1～60%であり、法面によって粒径が変化する。	13710-13560（堆積**物**）
D-2a層	腐植・粘土混じり砂質シルト	青灰（5PB5/1）色を呈し、N5.5以東とE4.5～E9の間に分布し、層厚は40～80cmである。塊**状**・不均質、酸化鉄斑（φ：0.5～1cm）が発達し、トーナル岩を主とする角～亜角礫（φ<1.5cm）を点在する。北面においては酸化鉄斑が**特**に発達している。	1861-1737（植**物片**）

表 13（続き）　南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

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

表 13（続き）　南部田トレンチで観察された地層の区分と層相及び年代測定結果

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

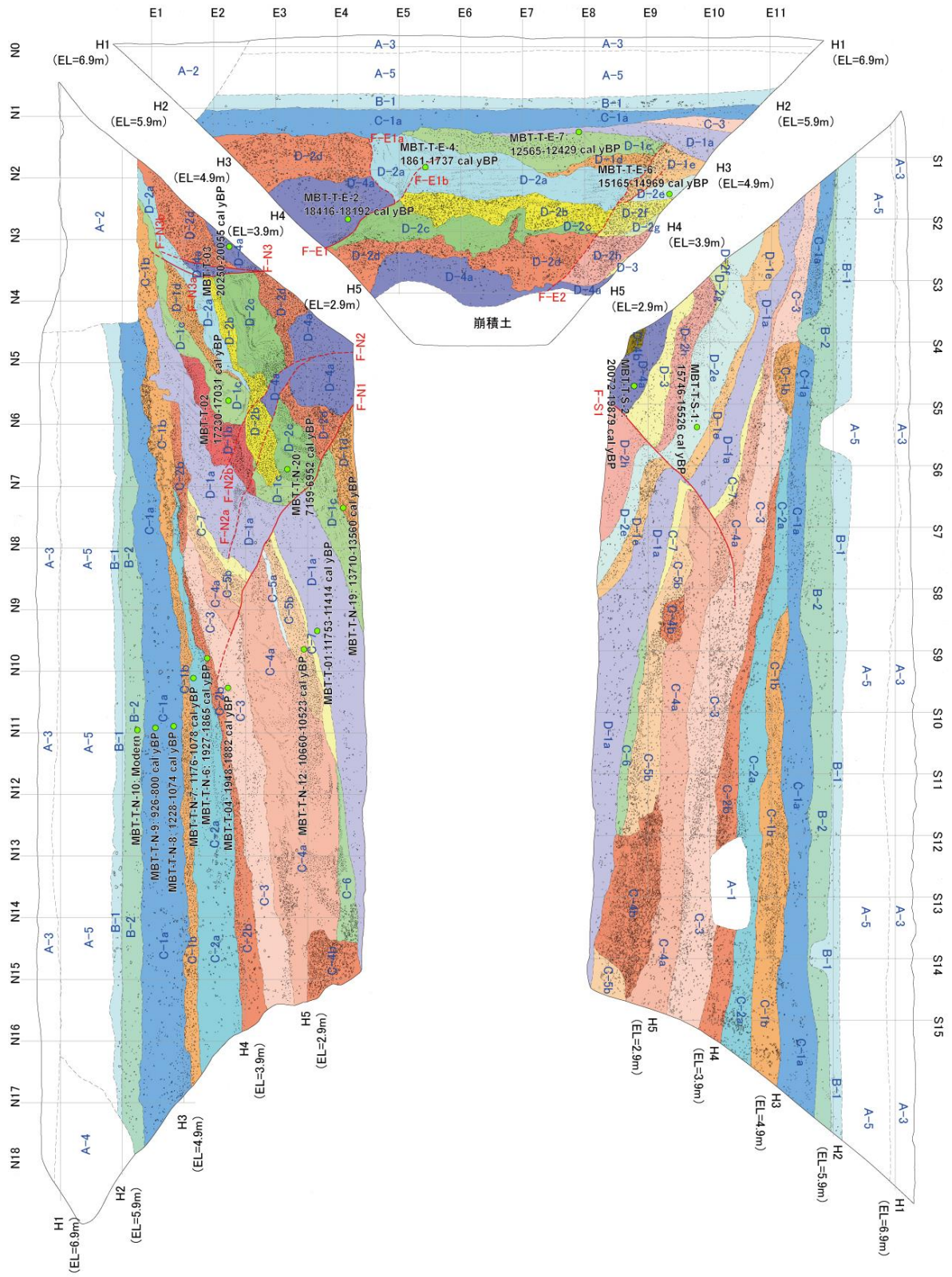


図 122　南部田トレンチの展開図と年代測定値

表 14　南部田トレンチで採取された試料の年代測定結果

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

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

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

(e)イベント層準の認定とその時期

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

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

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

「(c)トレンチ壁面の地質と断層」の項で記述したように、北壁面において、D-1a 層上面は F-N1 断層によってシャープに切られている。しかし、F-N1 断層直近上盤側及び下盤側の D-1a 層中部以下では、F-N1 断層に向かって、ほぼ鉛直となるほどに地層が引きずられている。D-1a 層より下位の、D-1c 層、D-2d 層、D-4a 層上部についてみても、F-N1 断層の直近上盤側において D-1a 層中部と同程度の引きずり構造を示す。また、F-N2b 断層は、D-1a 層下部以下を明瞭に切るが、D-1a 層上部には変位を与えていない。以上の観察事実より、D-1a 層堆積中に断層活動が生じた可能性がある。この断層活動をイベント４とする。イベント４の断層活動時期は、D-1d 層から得られた 13710～13560 cal yBP 以降、D-1a 層上部から得られた 11753～11414 cal yBP の間（約 14000 年前以降、約 11000 年前以前）となる。

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

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

北壁面において、D-2b 層及び D-2c 層は、F-N3a 断層の西側のみに分布する。また、F-N3a 断層をはさんで、D-2d 層上面は見かけ 1.2ｍ程度の鉛直変位を示すのに対して、D-2a 層は緩やかな撓曲構造を示すものの明瞭なずれを示さない。以上のことから、D-2d 層と D-2a 層の間にイベント層準が認定される。このイベントをイベント６と呼ぶ。D-2d 層からは年代値が得られていない。下位の D-4a 層から得られた年代値のうち、最も新しいものは 18416～18192 cal yBP を示す。また、D-2a 層に対比されると考えられる D-2e 層から得られた２試料のうち、古い年代値は 15746～15526 cal yBP である。以上より、イベント６の年代は、18416～18192 cal yBP 以降、15746～15526 cal yBP 以前（約 18000 年前以降、約 16000 年前以前）となる。

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

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

(f)ボーリング調査結果

南部田地点において、トレンチ壁面に現れた地層や既存のボーリング・トレンチ調査結果との対比を目的として、ボーリング調査を行った。ボーリングは鉛直掘りオールコアボーリングとし、トレンチの西側に鉛直掘り２孔（MBT-1 孔、MBT-2 孔）を配置した。各孔の掘削深度は 15.0 ｍと 9.0 ｍである。MTB-1 孔のコア写真と柱状図を図 123～125 に、MTB-2 孔のコア写真と柱状図を図 126、127 に示す。以下では、MBT-1 孔の層相とトレンチや吉岡・他（2007）のボーリングで観察された地層との対比を上位から順に記載する。

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

MBT-1 孔の標高 5.12 ｍ～1.28 ｍはシルト及び砂層を主体とし、細礫混じり粗粒砂から砂や細礫混じり（腐植質）シルトの順に概ね上方細粒化の傾向を示す。トレンチの C-1～C-6 層は細粒～粗粒砂及びシルト層を主体とし、一部砂礫層を挟み、全体として概ね上方細粒化している点が類似する。また、B-B 孔の 5.36 ｍ～1.69 ｍは、上位から、弱腐植質シルト

層、砂礫質砂層、腐植質シルト層、粘土質砂と砂の互層であり、両層は対比可能と考えられる。この区間の各層の対比の詳細について、MBT-1 孔の標高 5.12 m～4.39 m の砂混じりシルト層中に狭在する一部赤褐色のシルト（古期耕作土）が、層相及び深度からトレンチの C-1a 層（砂混じりシルト）に対比できる。また、MBT-1 孔の標高 3.44 m～3.04 m の腐植質シルトは、少量の粗粒砂が混じり、木片を含むという点において、トレンチの C-2a 層（砂混じり～砂質シルト）と B-B 孔の 4.32 m～4.01 m の腐植質シルト層と類似する。MBT-1 孔の標高 1.28 m～-2.34 m は腐植質シルトを主体とし、砂礫層及びシルト質砂礫層を互層状に挟む。B-B 孔の 1.69 m～-0.85 m は上位から、腐植質シルト、粘土質砂礫層、腐植質シルト層、腐植質シルトを挟む砂層、腐植質シルト層からなり、層相は類似する。一方、トレンチの D-1～D-4 層は上位から腐植質シルト層、砂質シルト層、礫質細粒～粗粒砂層、腐植質シルト層となり、これらは MBT-1 孔の標高 1.28 m～-2.34 m の上部に対比される可能性がある。

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

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

これらのボーリングコアの層相観察結果とトレンチ壁面の地層、及び吉岡・他（2007）の B-B 孔の層相を対比させた結果を、地形地質断面図として図 128 にまとめた。断面図は図 118 中の A-A’沿いに投影した。図 128 において、断層の上盤と下盤において、約１万２千年前の年代値を示す D-1a 層（腐植質シルト層）に最大５m 程度、約２万５千年前の年代値を示す腐植質シルト層に９m 程度の高度差が認められる。

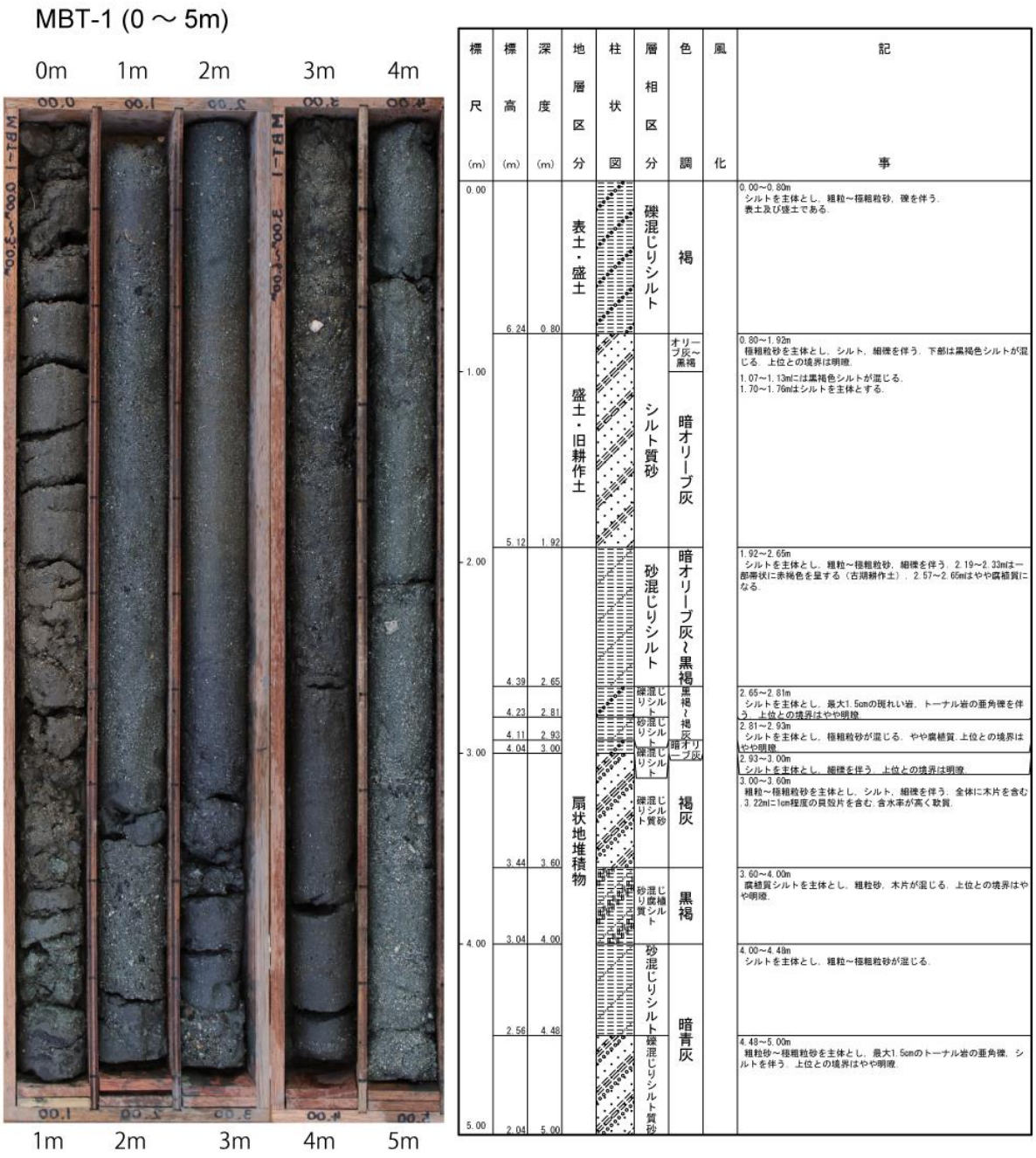


図 123　MBT-1 孔の０～５ m のコア写真と柱状図

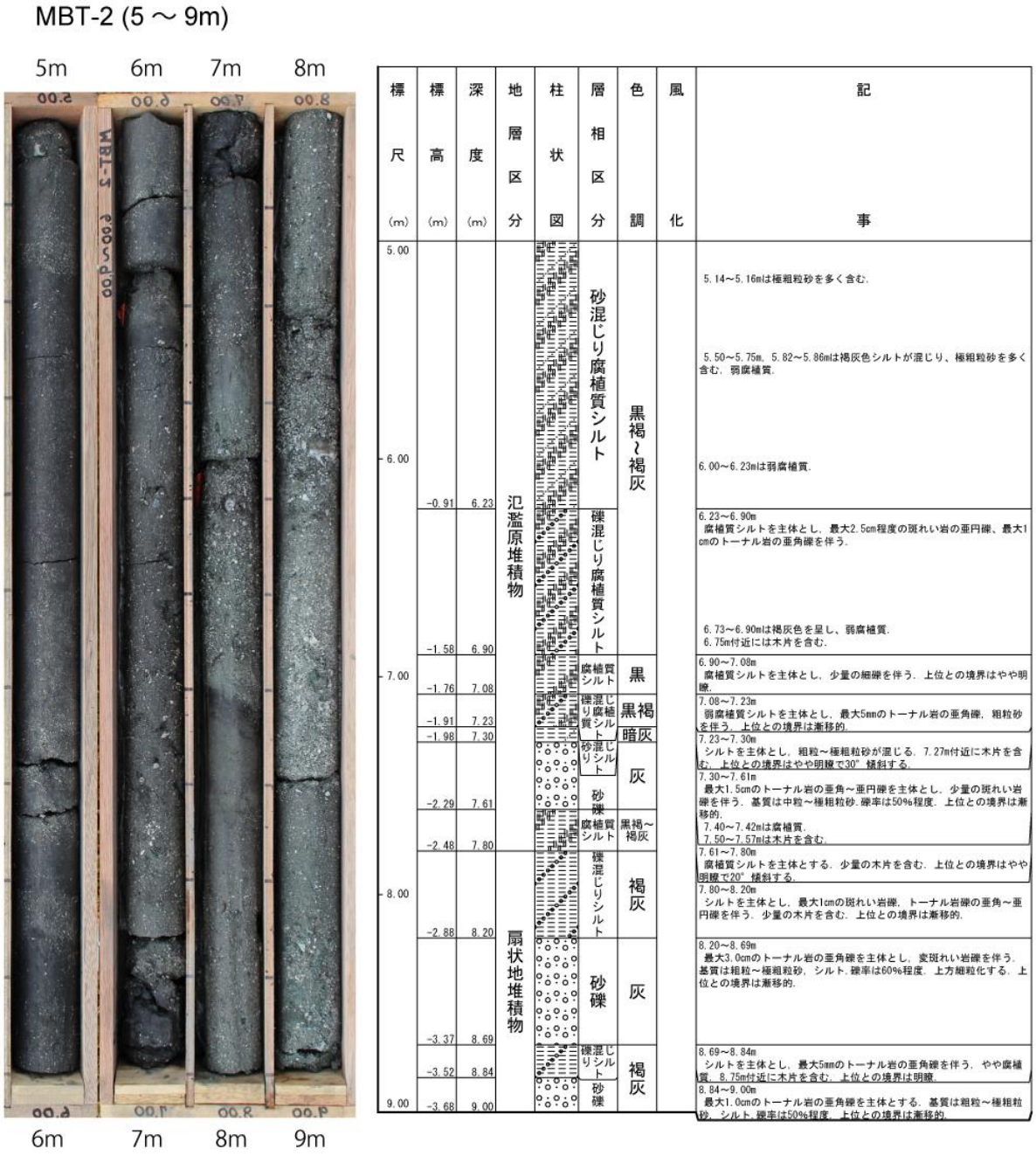


図 124　MBT-1 孔の５～12 m の写真と柱状図

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
12.00			扇状地堆積物・氾濫原堆積物		砂礫	暗青灰		12.00～12.19m 最大1.0cmのトーナル岩の亜角～亜円礫を主体とする．基質は極粗粒砂，シルト．
	-5.15	12.19						
	-5.21	12.25			腐植質シルト	黒褐		12.19～12.25m 腐植質シルトを主体とし，中粒～粗粒砂が混じる．上位との境界はやや明瞭．
	-5.26	12.30			砂	暗青灰		12.25～12.30m 粗粒～極粗粒砂を主体とする．上位との境界はやや明瞭．
					砂混じり腐植質シルト	黒褐～褐灰		12.30～13.00m 弱腐植質シルトと粗粒～極粗粒砂の互層からなる．12.30～12.56m，12.62～12.70m，12.73～12.81m，12.85～13.00mは弱腐植質シルトを主体．まれに木片を含む．上位との境界はやや明瞭．
13.00	-5.96	13.00						
	-6.05	13.09			砂礫	褐灰		13.00～13.09m 最大1.0cmのトーナル岩の亜角～亜円礫を主体とし，変質れい岩の亜円礫を伴う．基質は極粗粒砂，シルト．
					腐植質シルト	黒褐～褐灰		13.09～13.35m 腐植質シルトを主体とし，粗粒砂が混じる．木片を含む．上位との境界はやや明瞭．
	-6.31	13.35			砂混じりシルト			13.35～13.63m シルトを主体とし，粗粒砂，最大1.5cmのトーナル岩礫を伴う．上位との境界は漸移的．
	-6.59	13.63						
14.00					シルト質砂礫	暗青灰		13.63～14.18m 最大2.5cmのトーナル岩の亜角礫を主体とする．基質は極粗粒砂，シルト．
	-7.14	14.18			腐植質シルト混じり礫質	黒褐		14.18～14.48m 腐植質シルトを主体とし，最大2.5cmのトーナル岩の亜角礫，極粗粒砂を伴う．上位との境界は明瞭．
	-7.44	14.48						
	-7.62	14.66			砂礫	褐灰		14.48～14.66m 最大3.5cmの変質れい岩の亜円礫，トーナル岩の亜角礫を主体とする．基質は極粗粒砂，シルト．上位との境界は漸移的．
					砂混じり腐植質シルト	黒褐～褐灰		14.66～15.00m 弱腐植質シルトと中粒～粗粒砂の互層からなる．14.74～14.84m，14.89～14.91m，14.94～15.00mは弱腐植質シルトを主体．上位との境界は漸移的．
15.00	-7.96	15.00						

図 125　MBT-1 孔の 12～15 m のコア写真と柱状図

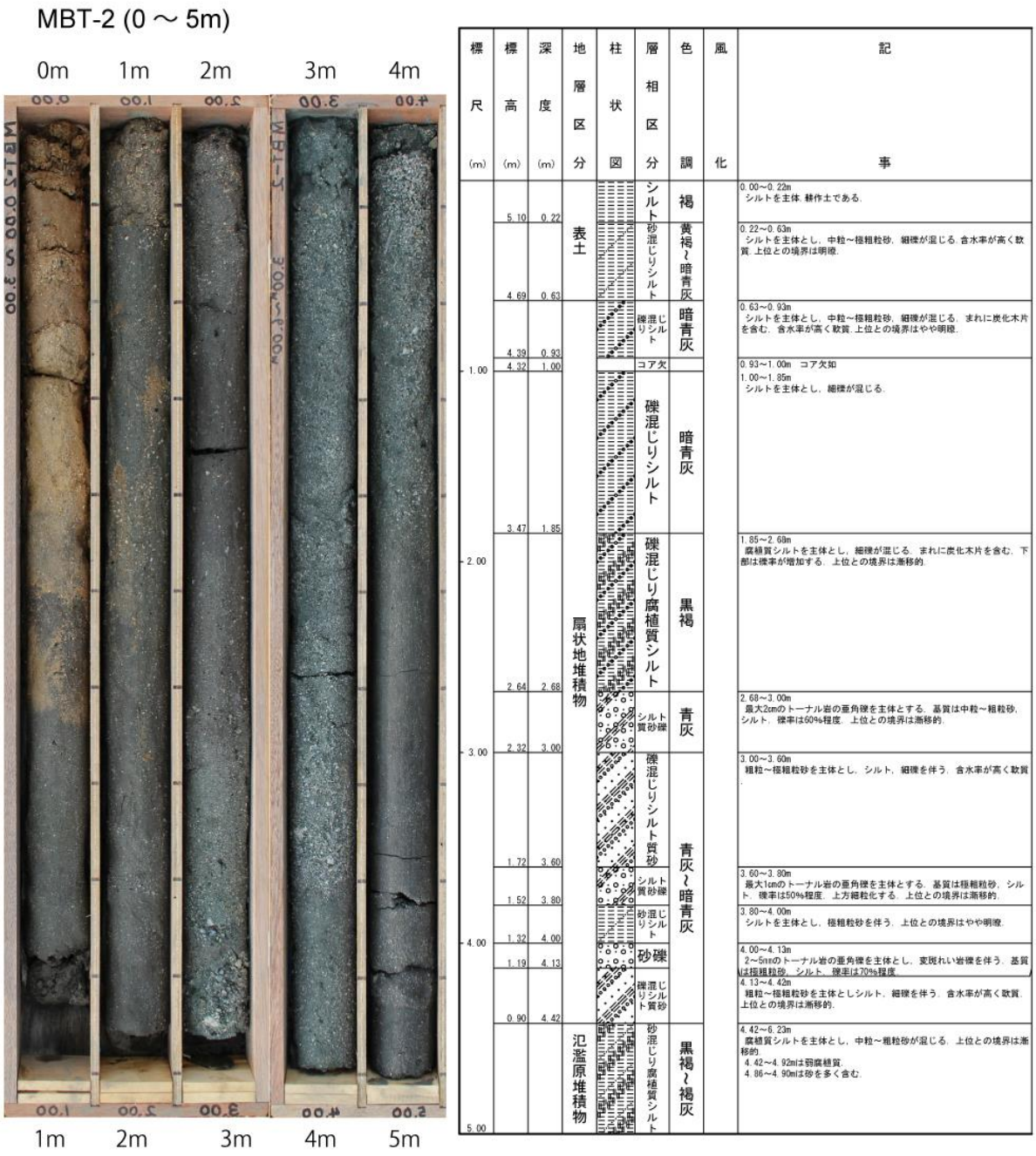


図 126　MBT-2 孔の０～５ m のコア写真と柱状図

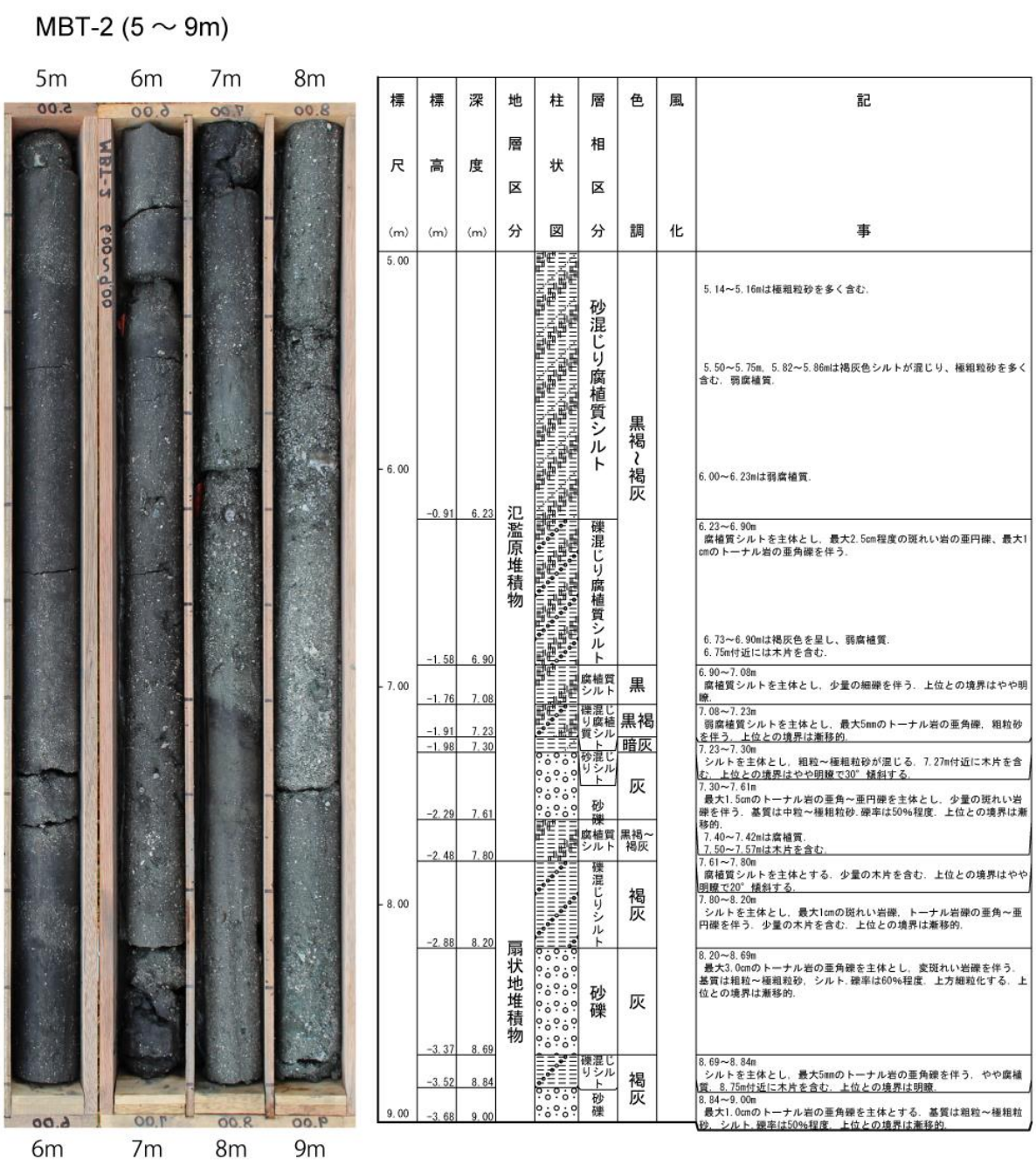


図 127　MBT-2 孔の５～９ m のコア写真と柱状図

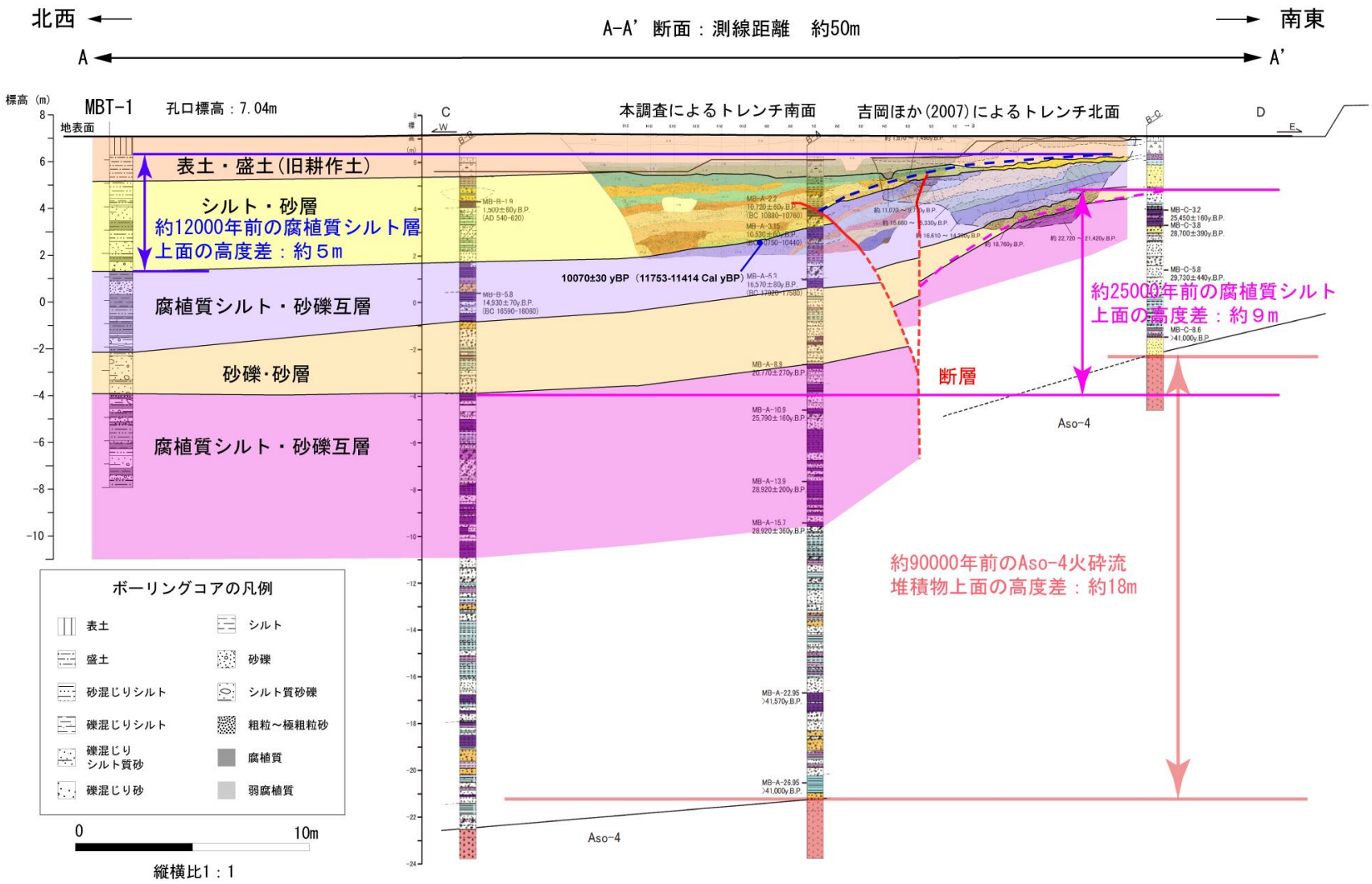


図 128　本研究と吉岡・他（2007）に基づく南部田地点の地形地質断図

g)変位の縦横比に関する検討

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

F-S1 断層で断層の変位方向を観察するため、断層面上についた条線の確認を行った。観察時の写真を図 129 として示す。条線の観察を行ったのは、南壁面の S6.1、H4.5 付近の B02 ブロックサンプルの位置である。図 129a 中で水色の四角で示した場所において試料を採取し、断層面に沿って試料を分割し、条線の観察を行った。図 129b は上盤側の条線を下から見た写真である。試料を採取した地点は砂礫混じり腐植質シルト層である D-1e 層と、腐植質シルト層の D-1a 層との境界であるが､拡大をして観察すると黄色の細粒な断層ガウジと砂が断層面上に付着しているのが分かる（図 129c)。断層ガウジ上では、明瞭な条線が認められ、断層の走向傾斜は N26°E30°E で、レイクは 25°北落ちであった。断層の運動方向は不明であるものの、逆断層面を伴う右横ずれの方向と整合的である。また、条線の方向が断層運動方向と一致していると仮定すると、本トレンチ内で主要な断層である F-S1 断層および F-N1 断層の縦ずれ－横ずれ比率は､レイク角 25°から cot25°=2.14 となり、横ずれ卓越の断層であるといえる。

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

h) 南部田地点における活動履歴調査結果のまとめ

ｉ）日奈久断層帯日奈久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

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

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

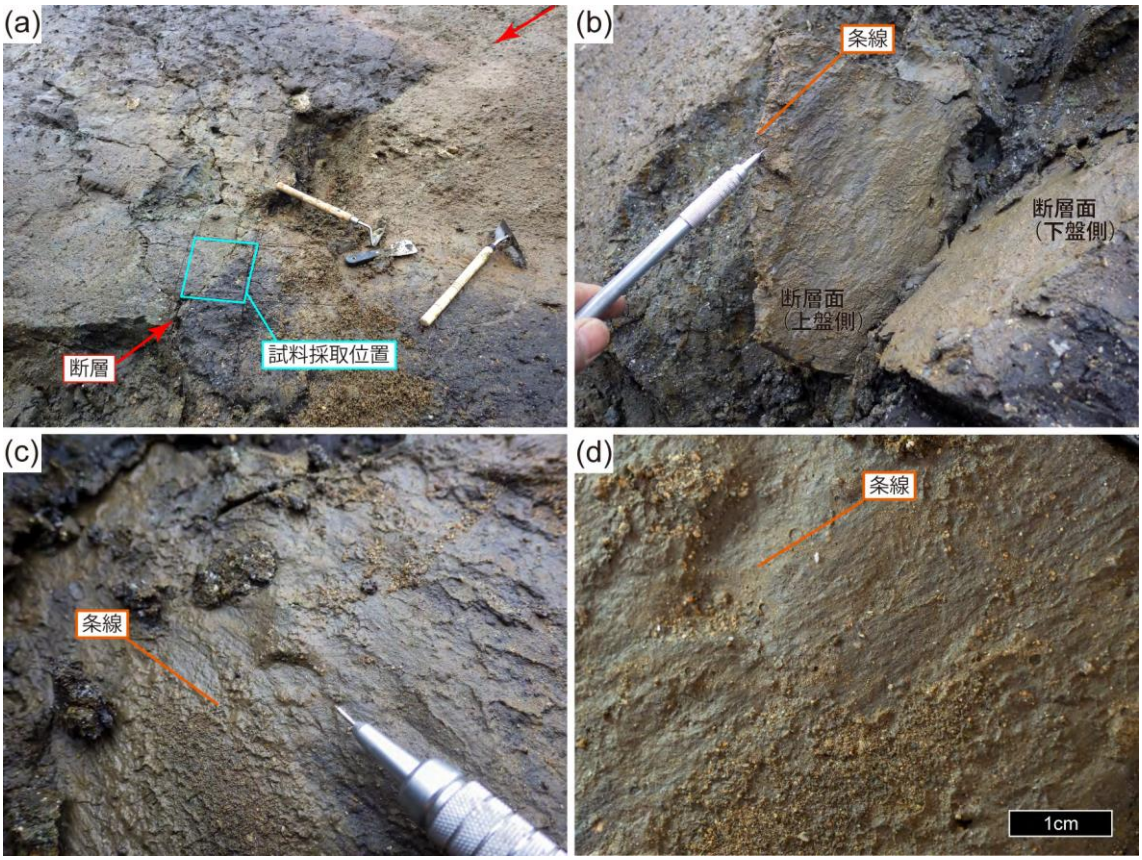


図 129　南部田トレンチ南壁面から採取した試料の条線観察

(a)条線測定用試料の採取地点

南壁面の定方位試料 B02 地点で採取。

(b)F-S1 断層の slickenside

B02 地点で断層面に沿って上盤と下盤を分割した様子。

(c)下盤側断層面の拡大写真

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

(d)上盤側断層面の拡大写真

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

2.　断層面の位置・形状

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

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

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

ⅱ）日奈久断層帯日奈久区間における過去の活動

1.　平均変位速度

ボーリング及びトレンチ調査から推定される範囲において、断層の両側で分布する地層が限られていることと、断層近傍では撓曲変形を伴っていることから、正確な鉛直変位の検討は難しいが、D-1a 層は鉛直方向に約５m 変位していると推定される（図 128）。D-1a 層からは 11753～11414 cal yBP および 12565～12429 cal yBP の 14C 年代が得られている（表 14）。これらのデータに基づくと約 12600 年前以降における鉛直成分の平均変位速度は、0.4 m/千年程度と算出される。また、図 128 において、約２万５千年前の腐植質シルト層の上下方向のずれ量は９m程度である。以上より、約２万５千年前以降の平均変位速度は、0.36 m/千年と算出される。

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

2.　活動時期

南部田トレンチで認められた断層活動イベントを以下に整理する。

イベント名：イベント層準：時期

イベント１：C-3 層/C-2b 層：約 1900 年前以降、約 1100 年前以前

イベント２：C-4a 層堆積中：約 11000 年前以降、約 1900 年前以前

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

イベント４：D-1a 層堆積中：約 14000 年前以降、約 11000 年前以前

未区分イベント：D-1a 層堆積以降～不明：イベント１～３と分離できない

未区分イベント：D-1c 層堆積以降～不明：イベント３、４と分離できない

イベント５：D-1c 層/C-1b 層：約 15000 年前以降、約 1100 年前以前：イベント１～４と分離できない
イベント６：D-2d 層/D-2a 層：約 18000 年前以降、約 16000 年前以前
イベント７：D-4a 層/D-2d 層：約 18000 年前以降、約 16000 年前以前

ふたつの未区分イベント及びイベント５は、イベント１～４のいずれかに対応する可能性がある。各々が独立したイベントである可能性は否定できないが、ここでは独立したイベントである根拠に乏しいため、別のイベントを想定しない。以上をまとめると、南部田トレンチで認められた断層活動イベントは、６回（以上）となる。
イベント１の年代に関しては、信頼できる 14C 年代値が得られればより限定される可能性がある。

3.　変位の縦横比

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

4.　平均活動間隔

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

7）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（平成 29 年度）

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 130)。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 800～1400 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 1100～1900 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 2000～8400 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 130、図 131)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 132）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。

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 131)。KTM-1 は山地斜面の麓から約 20ｍ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 9.2ｍ、4.3ｍ、10ｍ、15ｍとした。掘削深度は、KTM-1 が 7ｍ、KTM-5 が 11ｍ、KTM-2 が 6ｍ、KTM-3 が 6ｍ、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 132)。山側を HYS-1、平野側を HYS-2 とした。掘削深度は、HYS-1 が 10ｍ、HYS-2 が 8.5ｍ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、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（表 15)。以下の本文中に出てくる年代値は、暦年較正値の 2σ の範囲の年代である。

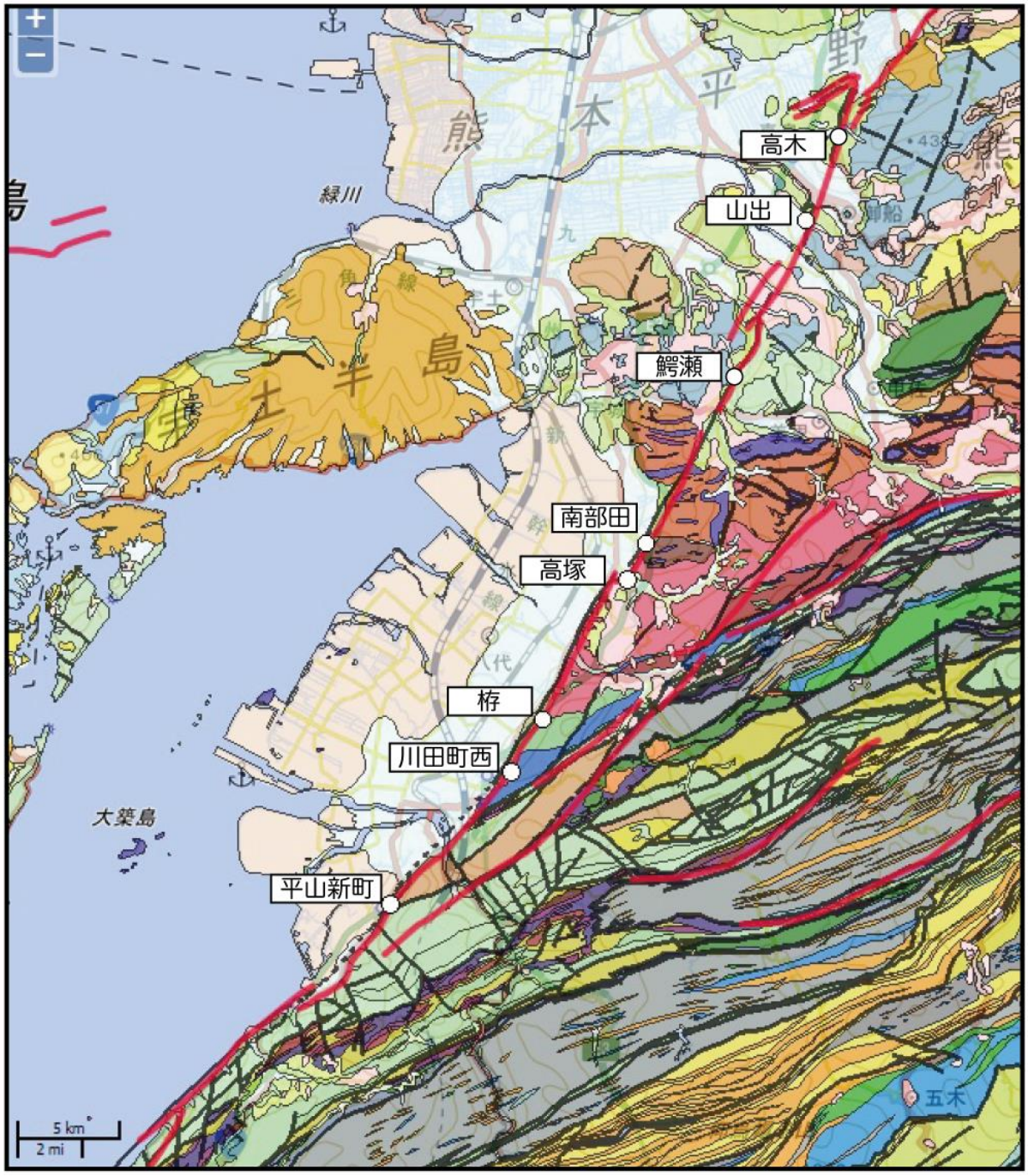


図 130 日奈久断層帯における調査地点位置図

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。

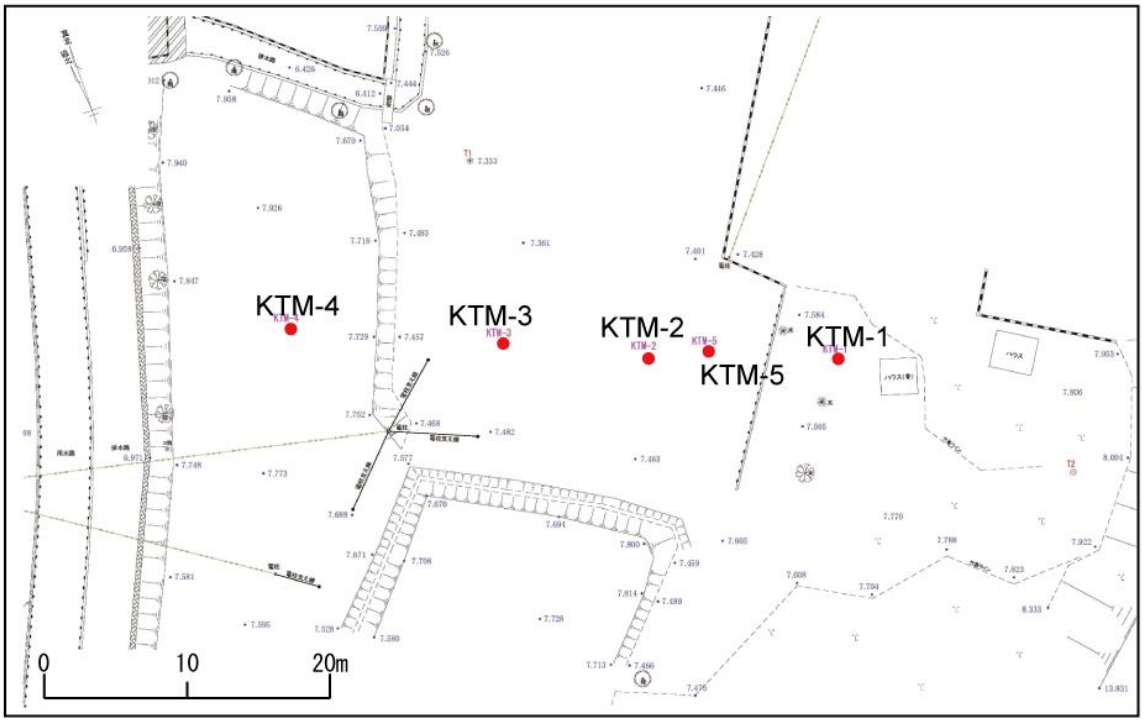


図 131 川田町西地点付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削地点
上の図の空中写真には国土地理院が撮影した CKU20092X-C10-11 を使用し、地形から推定される断層線及び調査地点の位置を追記した。

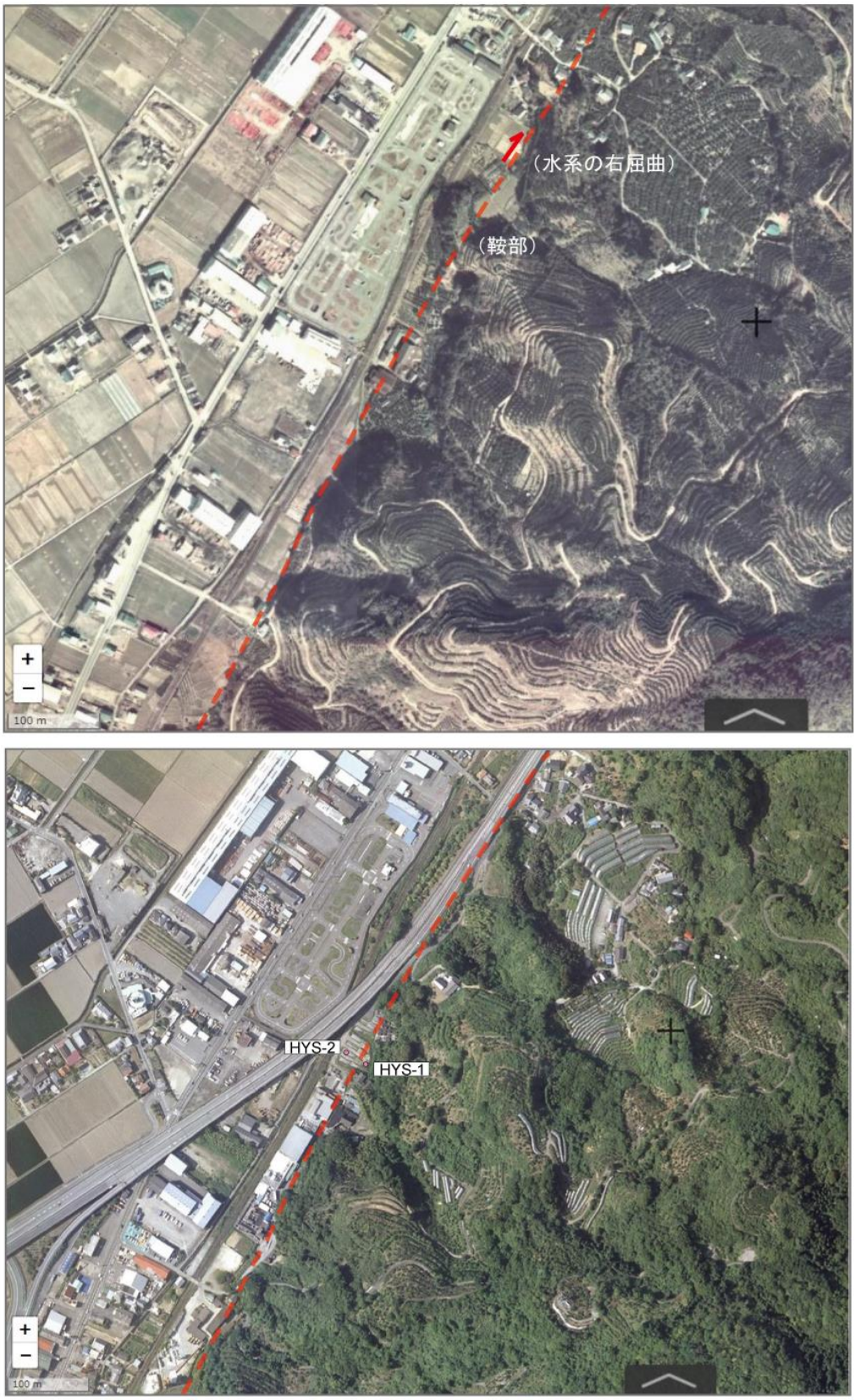


図 132　平山新町付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削位置
空中写真は国土地理院の CKU7418-C16-5（上）と CKU20092X-C13-8（下）を使用し、推定断層線のほか、上の写真に水系屈曲の位置、下の写真にボーリング掘削地点を追記した。

川田町西地点で掘削したボーリングコアの写真を図 133､柱状図を図 134 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 135 に示す。KTM-4 を除く各孔からアカホヤ火山灰（約 7300 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 6893-7156 cal.yBP（KTM-1_3.30)、6741-6908 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 6988-7169cal.yBP（KTM-2_5.45）の年代値がそれぞれ得られた（表 15)。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１ｍ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 136､柱状図を図 137 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 138 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３ｍ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。

KTM-1

KTM-2

図 133 川田町西地点群列ボーリングのコア写真

KTM-3

KTM-4

図 133 川田町西地点群列ボーリングのコア写真（続き）

KTM-5

図 133 川田町西地点群列ボーリングのコア写真（続き）

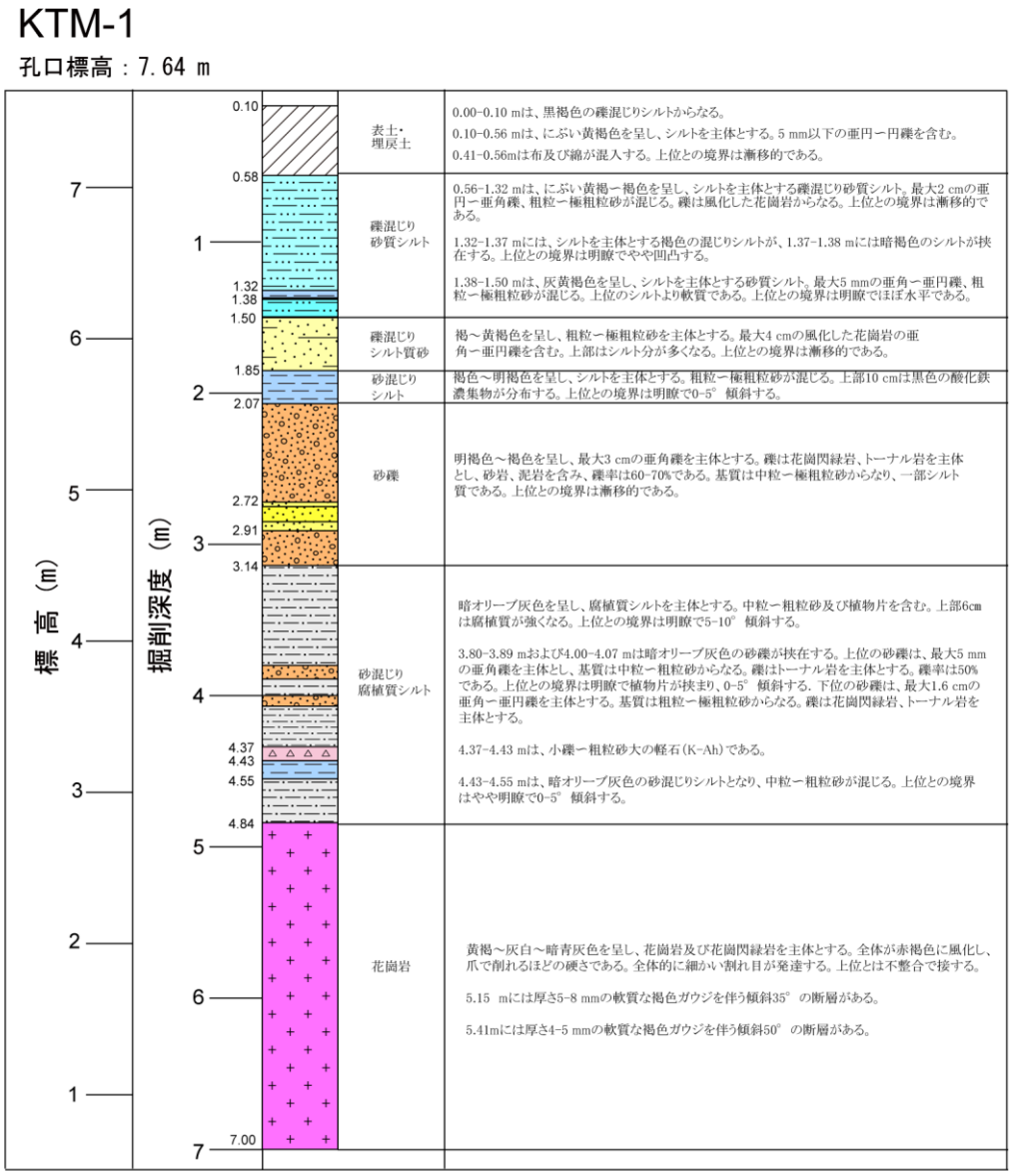


図 134　川田町西地点の群列ボーリング柱状図

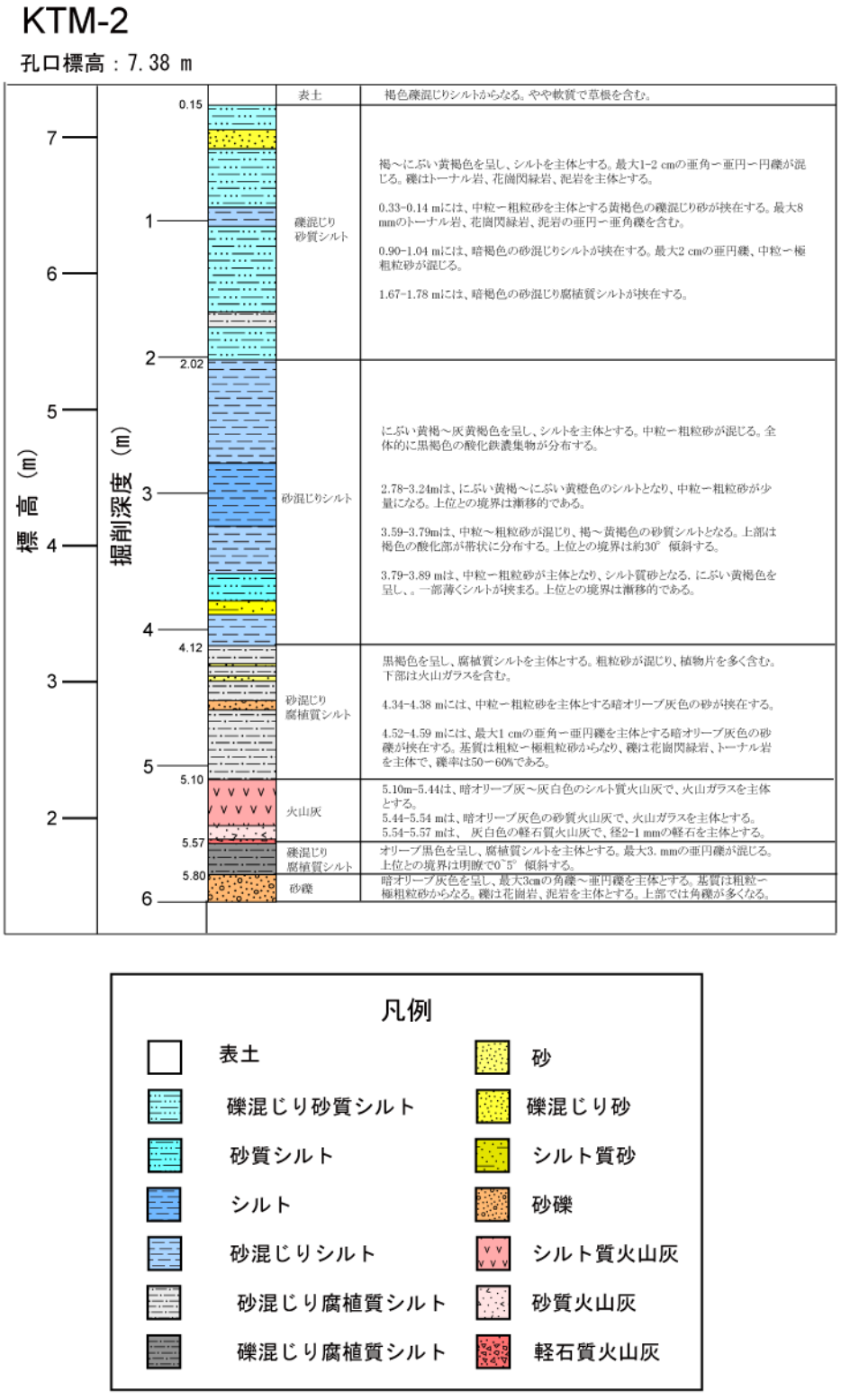


図 134　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

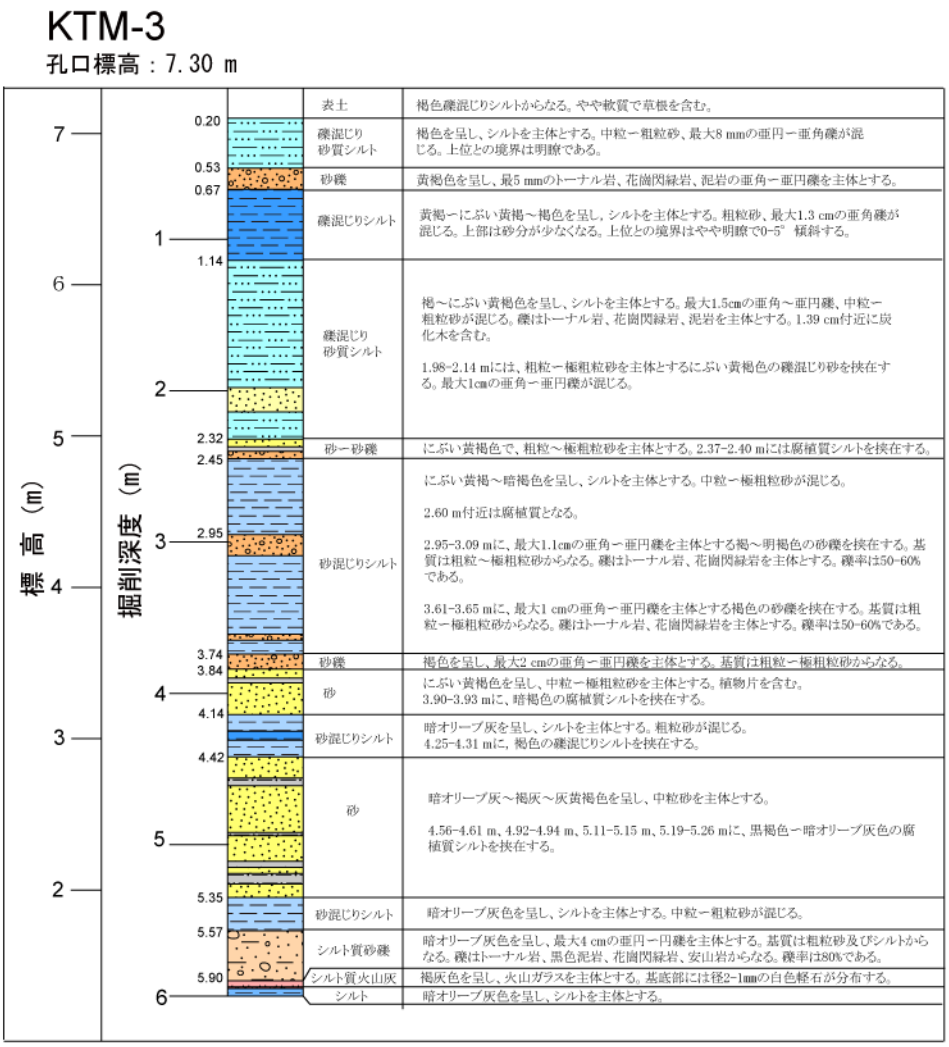
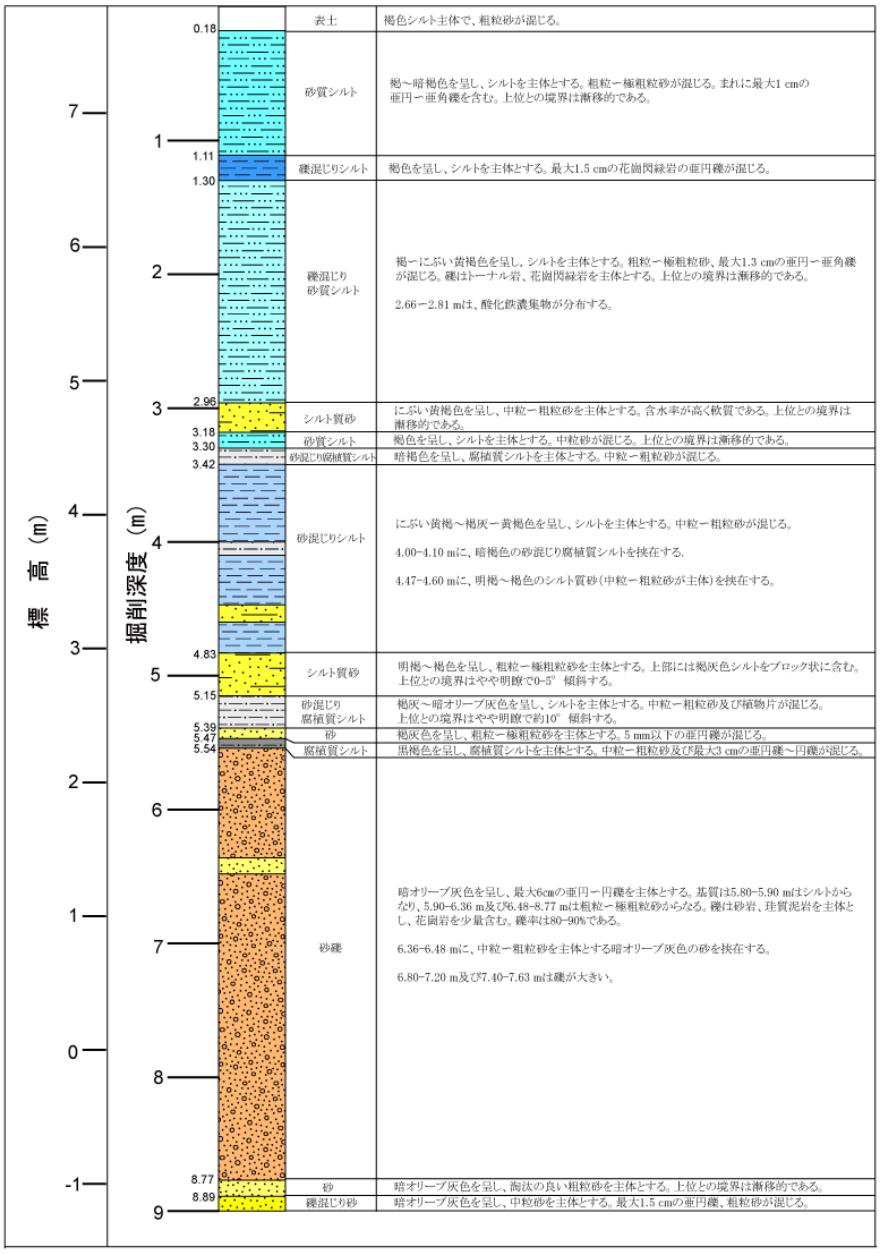


図 134　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

KTM-4

孔口標高：7.80 m



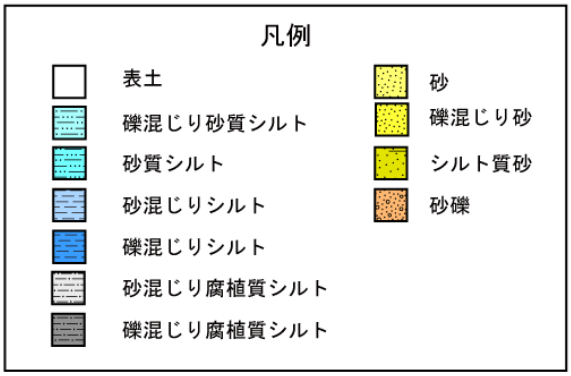


図 134　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

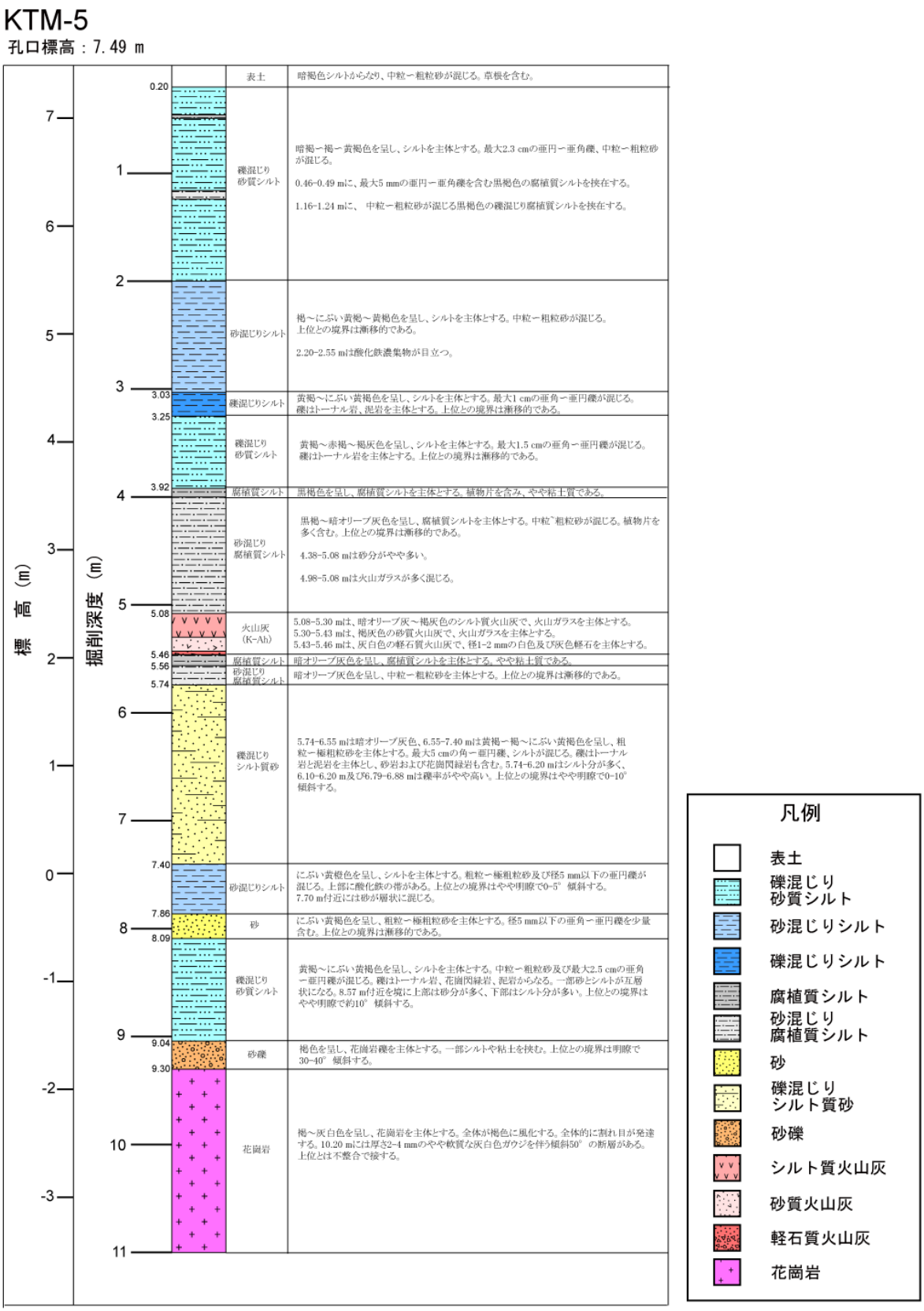


図 134　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

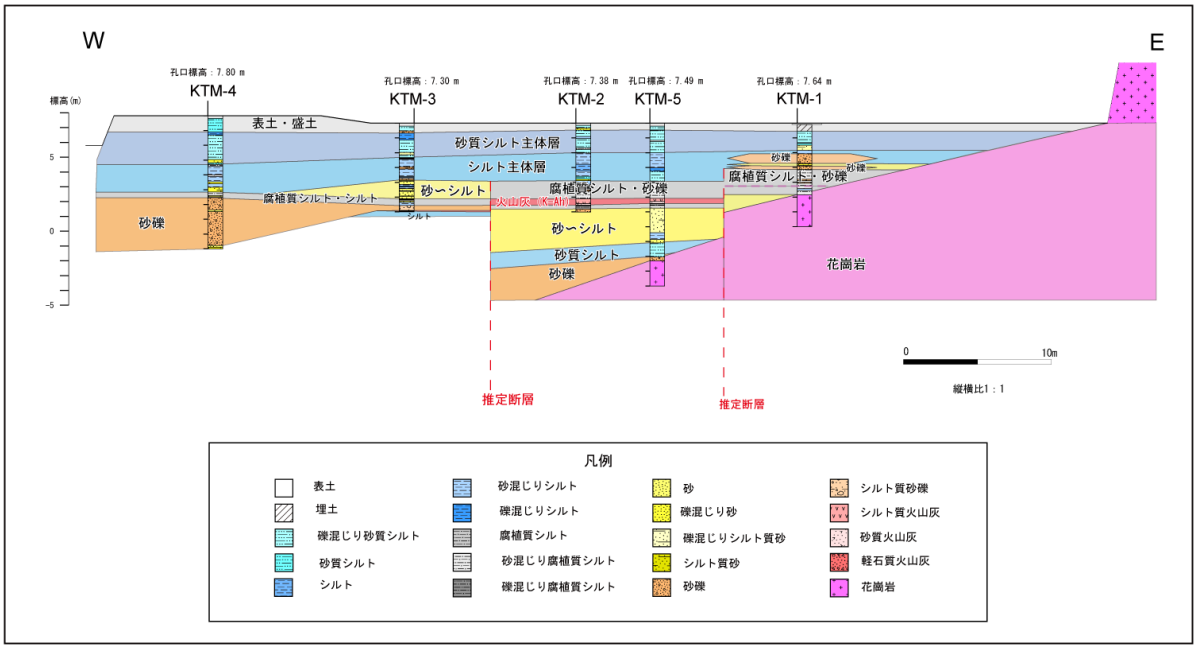


図 135　群列ボーリング結果に基づく川田町西地点の地質構造断面推定図

表 15　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±30	6,884-7,085	増し掘り時
S10.50_L4.60	Wood	E-3a	6,070±30	6,846-7,138	増し掘り時
S10.55_L4.95	Wood	E-3b?	6,200±30	7,000-7,210	増し掘り時
S11.45_L4.70	Wood	E-3b?	6,140±30	6,951-7,158	増し掘り時
S10.25_L4.42	Wood	E-3a	6,080±30	6,805-7,147	増し掘り時
KTM-1_3.30	Wood	E-3a?	6,110±30	6,893-7,156	
KTM-2_4.17	Wood	E-3a?	5,990±30	6,741-6,908	
KTM-2_5.45	Wood	(K-Ah)	6,180±30	6,988-7,169	

HYS-1

図 136　平山新町地点ボーリングコア写真

HYS-2

図 136　平山新町地点ボーリングコア写真（続き）

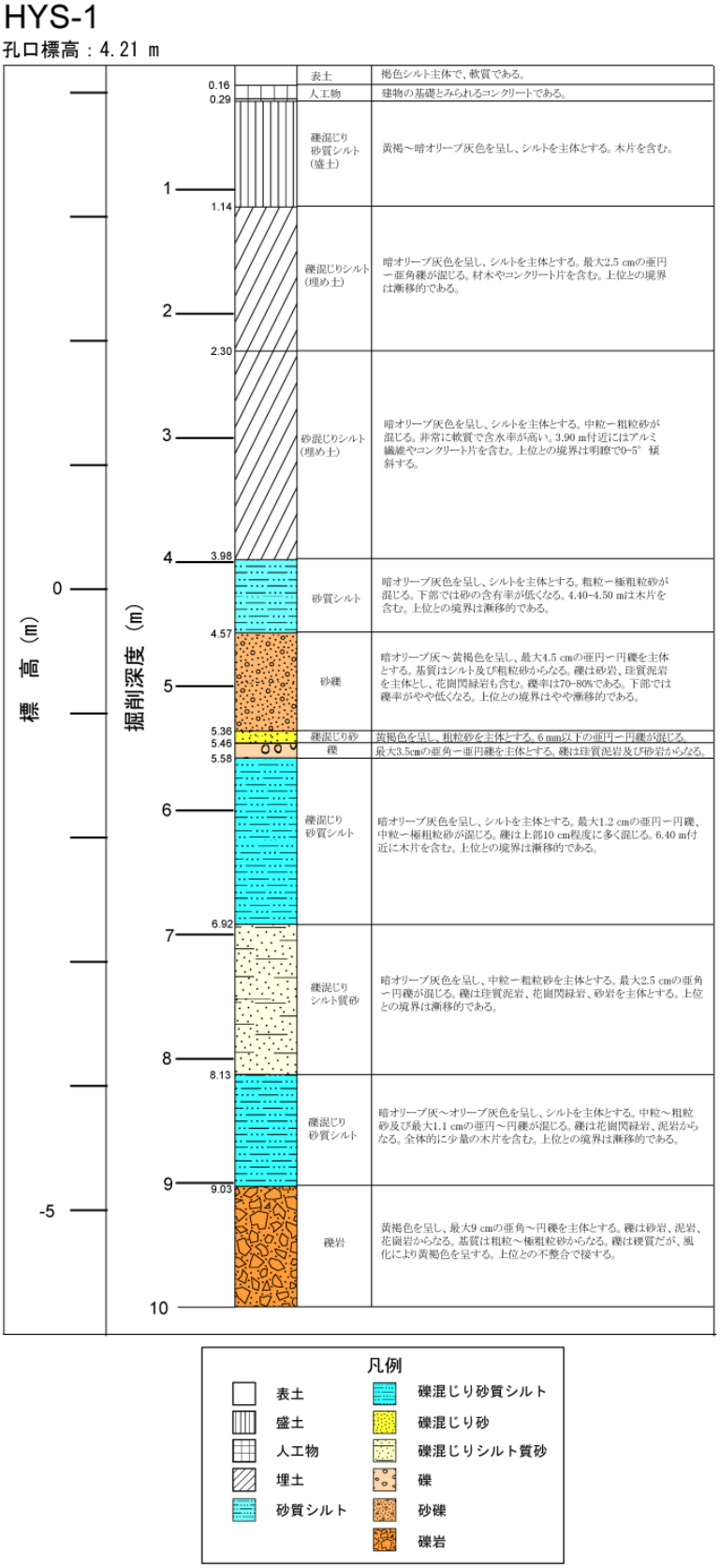


図 137　平山新町地点ボーリング柱状図

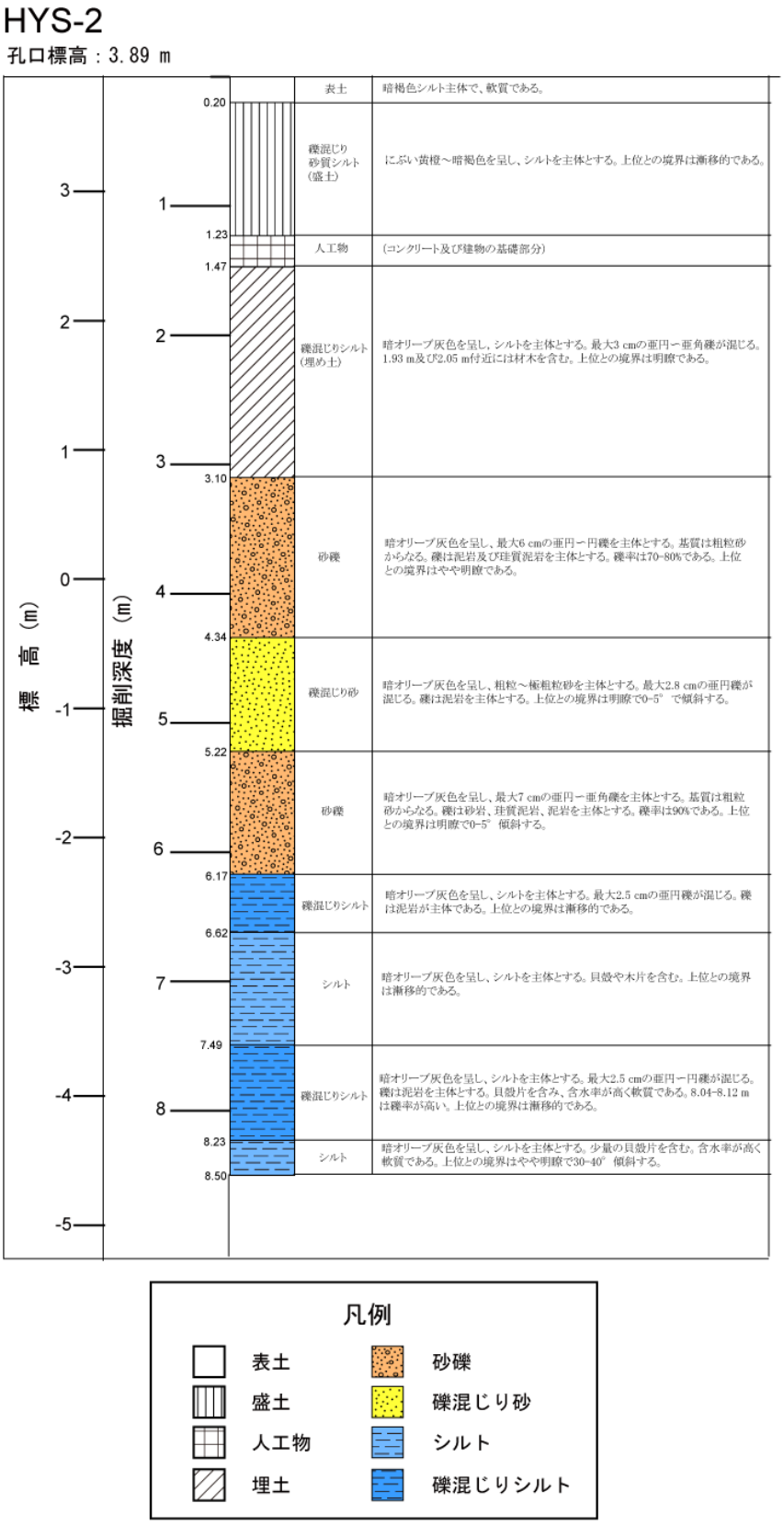


図 137　平山新町地点ボーリング柱状図（続き）

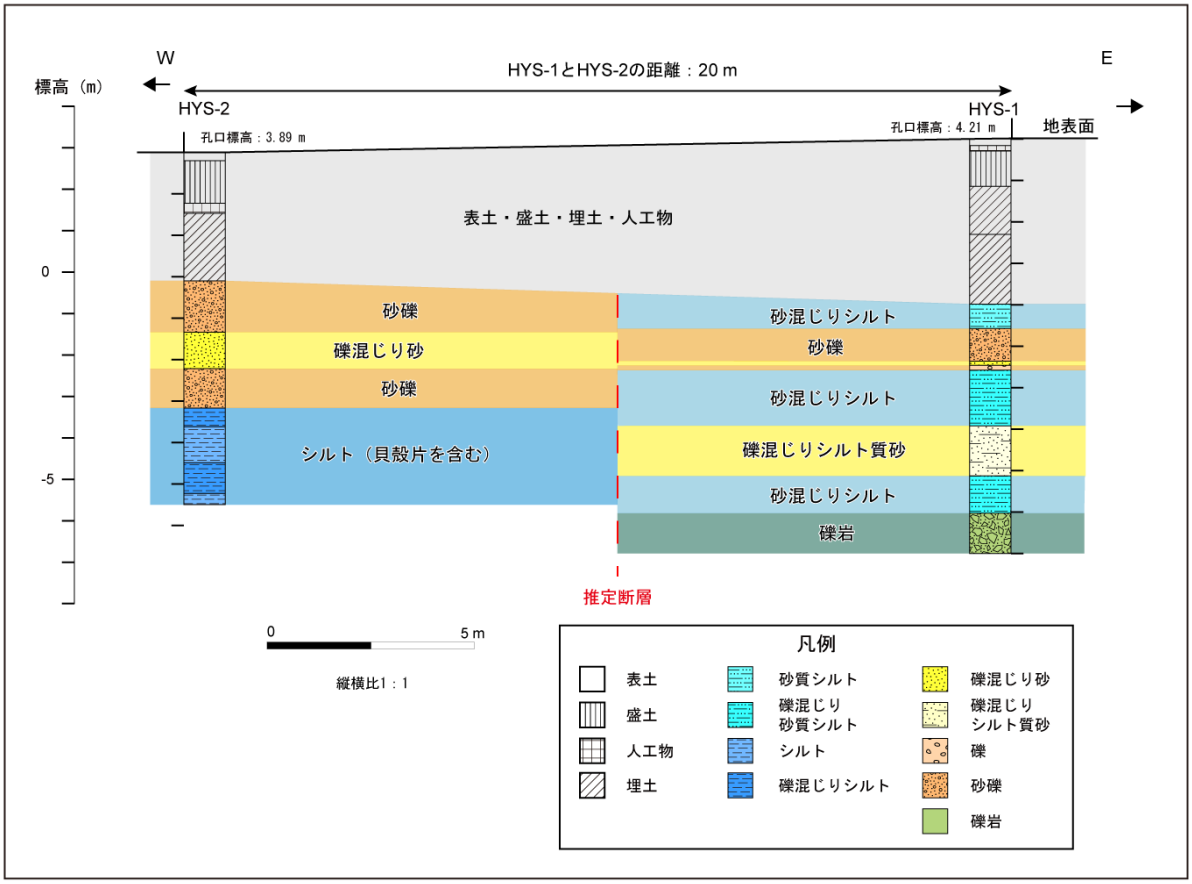


図 138　ボーリング調査結果に基づく平山新町地点の地下地質構造推定断面

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 3.5ｍ、長さ 23ｍ、幅８ ｍのトレンチを掘削した（図 139)。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 16 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 140 に、南面の写真とスケッチを図 141 に示す。

A 層は、地表から深度 50 ㎝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 1.5ｍ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 142)。

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 143)。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 6700-7000 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 6700-7000 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 5000 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８～９ｍ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 139　川田町西地点トレンチの平面図

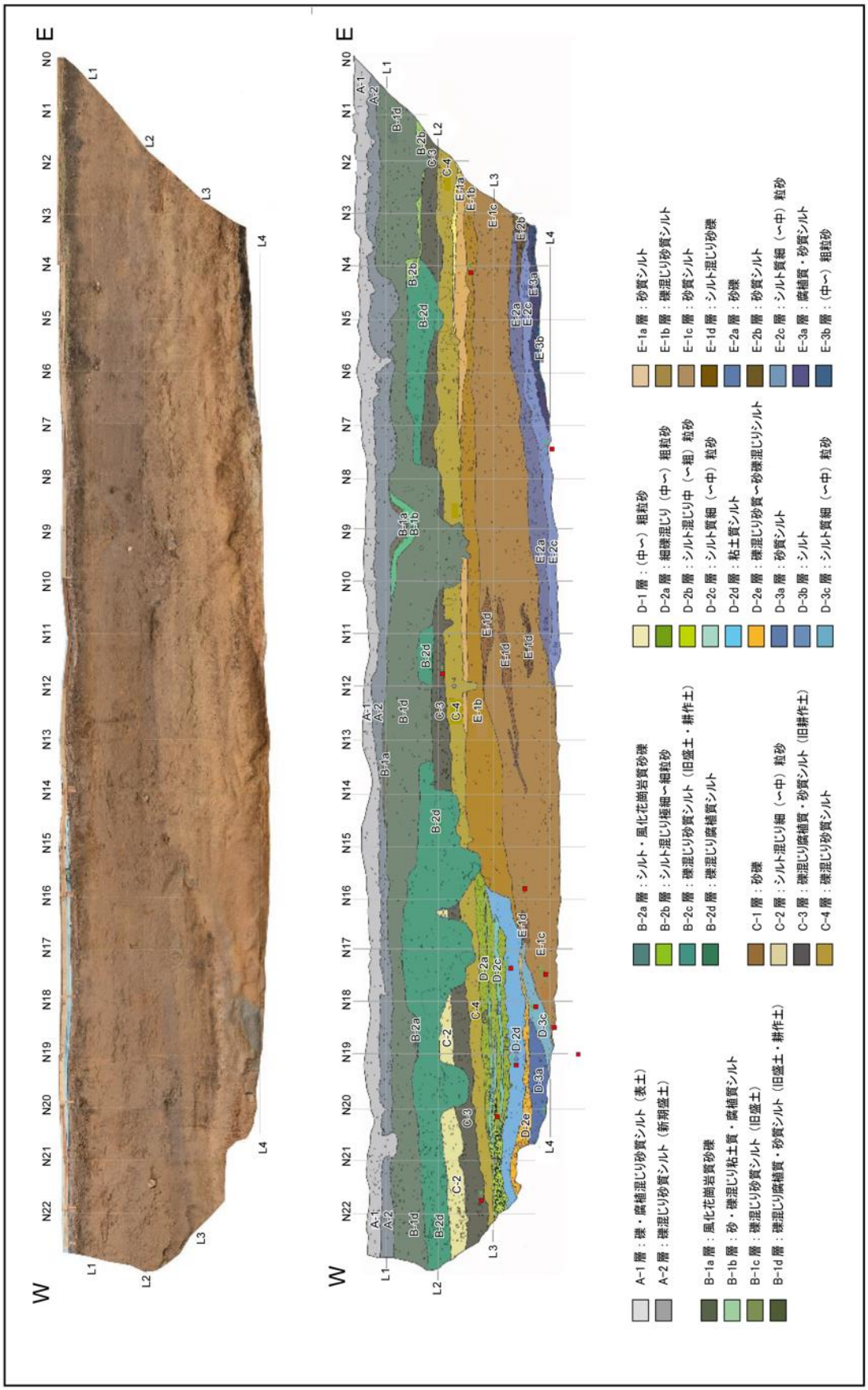


図 140　川田町西トレンチ北面の写真とスケッチ

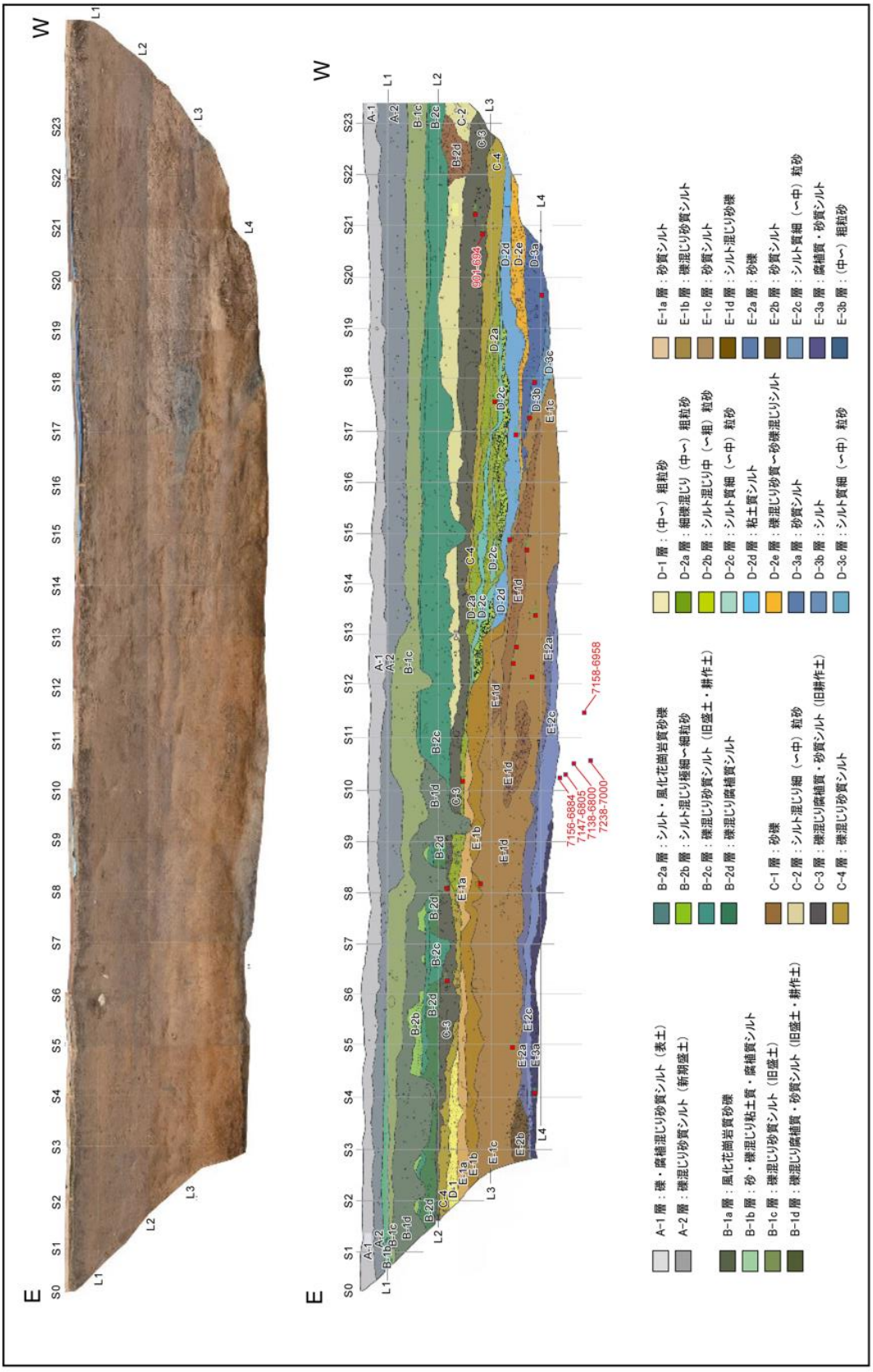


図 141　川田町西トレンチ南面の写真とスケッチ

表 16 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相

層準名	層　相	備　考
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る。層厚は概ね 20-30 cm で水路跡の埋積部は 60 cm に達する。塊状、不均質で植物根茎が著しく発達する。下位との境界(A-2 層上面)はやや明瞭である。N21 付近及び 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。	瓦・磁器片・陶磁器片・ビニール片等を含む
A-2 層	礫混じり砂質シルト(新期盛土) 鈍い黄橙(10YR6/3)～褐(10YR4/6)色を呈し、細(～中)粒砂を多く含む。層厚は概ね 10-80 cm である。塊状、不均質で植物根茎が発達し、トーナル岩の角(～亜角)細～中礫を点在し、磁器片等を伴う。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 付近で段差(東側が約 30 cm 高い)があり、N4-N5 付近及び N9 付近に水路跡が存在し、これを埋積している。	
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～粗粒砂からなり、礫は最大径 5 cm、平均径 1 cm、含礫率 20-25%である。N8～N10 間の水路跡付近及び N13-N15 付近にのみ層厚 10 cm 以下で敷きつめる様に分布しており、上・下位との境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 cm未満)を含み、酸化鉄斑(植生痕)が発達する。層厚 15-20 cm で N8～N10 間の水路部に分布し、下位層との境界はやや明瞭である。	
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なる。層厚は S 面東側で 10 cm 程度、西側で最大 80 cm 程度と変化する。下位との境界は S11～S24 付近では明瞭だが、S1～S11 付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、塊状、不均質、砂粒子は淘汰不良の(円～)亜円(～亜角)	円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色

	形中(～粗)粒砂を主体とする。礫はトーナル岩の角～亜角礫、砂岩、泥岩、花崗岩の亜角～亜円礫が散在し、N9～N10間に石灰岩の亜円礫(径 11 cm)を含む。木炭細片・酸化鉄斑が点在する。この層は地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(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。	土器片(細～小礫サイズ)が散在する。 稀に須恵器片も含まれる。
B-2a 層	シルト・風化花崗岩質砂礫(砕石？；畦道) 鈍い褐(7.5YR5/4)色を呈し、塊状、不均質、風化花崗岩の角～亜角礫(径 1.5 cm 未満)を主体とする。基質のシルト質中～粗粒砂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。	明赤褐色土器細片を伴う。
B-2b 層	シルト混じり極細～細粒砂 鈍い褐(7.5YR6/3)色を呈し、淘汰はやや良好、不明瞭な葉理が認められ、酸化鉄斑が配列する。層厚約 25-30 cm で N4 付近～S9 付近より東側に分布する。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なり、上位との境界も直線的であることから人工改変された可能性がある。	
B-2d 層	礫混じり腐植質シルト 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る。	

表 16 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(旧盛土・耕作土) 鈍い褐(7.5YR6/3-5/3)色を呈し、塊状、不均質で淘汰やや不良である。珪質岩、風化花崗岩角礫(径 2.5 cm未満)、木炭細片を点在する。酸化鉄斑が著しく発達し、N16 付近より西側では、下位層にみられる棚状の平坦部の最下部を層厚約 30-40 cm で被覆する。下位の C-3 層との境界は明瞭である	円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色土器片を含む。 N19-N20 間に水路跡らしき痕跡が認められる。
C-3 層	礫混じり腐植質・砂質シルト(旧耕作土) 褐灰(7.5YR5/1)～黒褐(10YR3/2)色を呈し、塊状、不均質である。砂粒子は亜円(～亜角)形で淘汰不良の中(～粗)粒砂からなる。礫は珪質岩角礫を主とし、上方へ減少する傾向を示す。酸化鉄斑が発達すると共にマンガンノジュールも散在する。階段(棚田)状をなし、層厚は概ね 30-40 cm であり東側では薄くなる。下位との境界はやや明瞭である。	やや磨耗した土師器片や割れ口の新鮮な磁器(青磁)片を稀に含む。 やや円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色土器片が点在する。
C-4 層	礫混じり砂質シルト 鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、塊状、不均質である。砂粒子は亜円～亜角形で淘汰不良の細(～中)粒砂からなる。礫は風化花崗岩細礫を主とし､珪質岩角礫を伴い､最大径 2 cm 程度で、含礫率 5%以下である。全体に酸化鉄汚染され、マンガン斑が発達するが、褐灰(7.5YR6/1)色を呈する楕円～団子状の根茎痕が 5-10 cm 間隔で点在する。この地点全体に分布し、層厚 20-50 cm である。下位との境界はやや明瞭で、一部水路状の構造(N12 付近)を埋積している。	
D-1 層	(中～)粗粒砂 明黄褐(10YR6/6)色を呈し、塊状で砂粒子は亜円～亜角形で上方細粒化を示し、淘汰不良である。酸化鉄汚染され、層厚 20 cm 以下で N2～N5 及び S2～S5 付近で西側へ尖滅す	

	るように分布する。下位との境界はやや明瞭である	
D-2a 層	細礫混じり(中～)粗粒砂 灰褐(7.5YR4/2)色を呈し、砂粒子は円～亜円形で淘汰不良であり、N16-N21 付近にレンズ状に層厚 10-20 cm の不明瞭な葉理を伴う砂層が 3～4 枚堆積している。全体にやや酸化鉄汚染され、マンガン斑が発達して黒味を帯びている。特に最下部にはマンガンが集積し、細礫が点在し、地下水が浸潤している。下位との境界は明瞭で、下方では削剥し、東側ではアバットしている。	
D-2b 層	シルト混じり中(～粗)粒砂 鈍い黄橙(10YR7/3-6/3)色を呈し、砂粒子は円～亜円形で淘汰不良であり、N20～N22 付近にレンズ状に層厚 10(-20) cm の不明瞭な葉理を伴う砂層が 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 層とは指交関係にあり、下位(D-2d 層)との境界は明瞭で削剥している。	
D-2c 層	シルト質細(～中)粒砂 鈍い褐(7.5YR5/4)色を呈し、塊状、淘汰不良。D-2a 層、D-2b 層中に層厚 5-10 cm の薄層状を成して挟在し、東西両側で尖滅(一部東側で下位の D-2d 層にアバット)する。	
D-2d 層	粘土質シルト 灰白(10YR7/1)色を呈し、N18 付近では一部黄灰(2.5Y6/1)色の還元色を示すが、酸化鉄斑や縦に伸びた酸化鉄根茎痕が散在する。東側では N16 及び S13 付近で下位(E 層)にアバットし、西側に層厚約 20-40 cm で分布する。西側上部にはマンガン斑が散在する。	
D-2e 層	礫混じり砂質～砂礫混じりシルト 鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、塊状、不均質で礫は最大径 9 cm 程度のトーナル岩角礫を主とし、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 16 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-1a 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 16　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。	

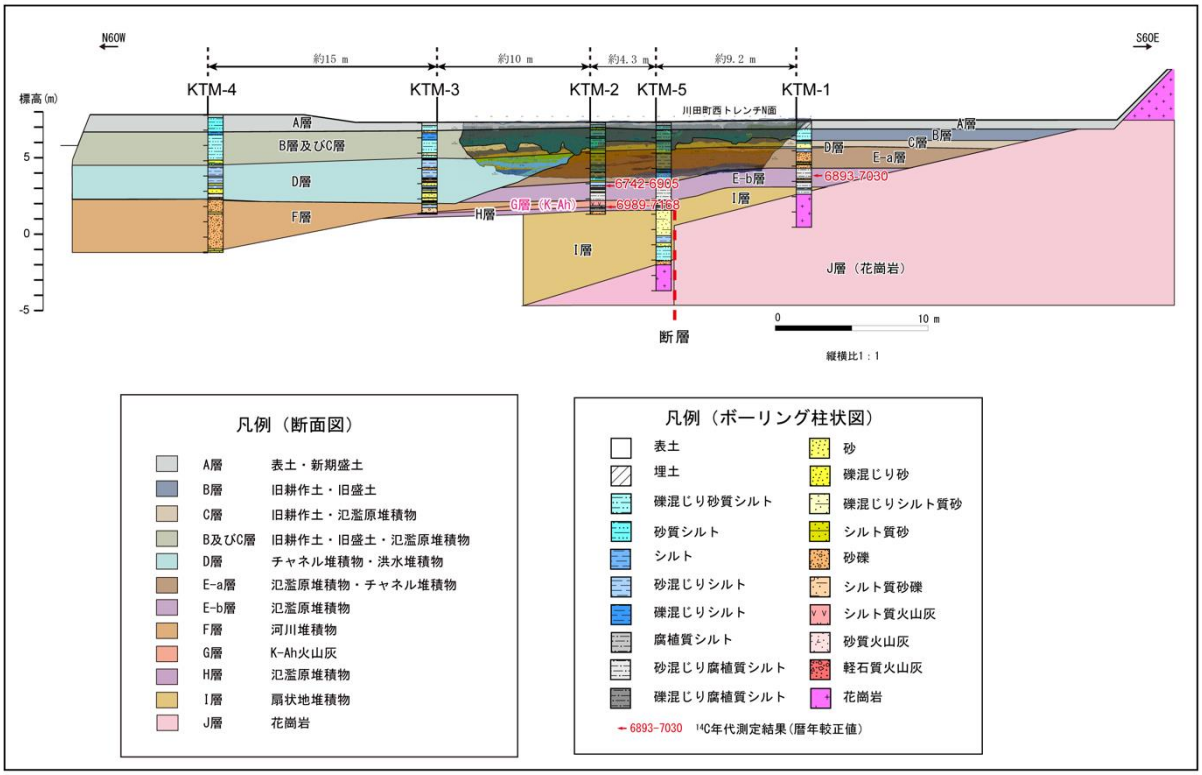


図 142　群列ボーリング調査とトレンチ調査に基づく地下地質断面

図 143 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。

8）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（平成30年度）

a)ボーリング調査

平成29年度業務において、地形地質調査とボーリング調査を実施し、日奈久区間の活動履歴調査候補地を選定した。また、選定した八代市川田町西地点において、予察的なトレンチ調査と壁面から採取した試料の年代測定を実施した（図140および141、表15）。これらの結果、同地点では、日奈久断層帯の区間分けの際に鍵となる時代の地層（完新統）が分布することが明らかとなった。しかし、用地と調査期間の都合上、必要な数量の掘削を実施できなかった。一方、問題点として、約7300年前に降灰したK-Ah火山灰層が地表下４～６mと深部に分布する（図133～図134）ことから、すべてのボーリング掘削箇所が断層低下側に位置する可能性、すなわち平成29年度ボーリング調査から推定された断層通過位置(図135および142)よりも東側に断層が存在する可能性が指摘された。

平成30年度は、この問題点を解決するために、KMT-1孔より東側において、２孔のボーリングを掘削した（図144）。図145および146に、KMT-6孔およびKMT-7孔のコア写真と柱状図を示す。また、図147に両孔と平成29年度掘削のKMT-1～KMT-5孔とを合わせて作成した地質断面図を示す。地質断面図（図147）では、新たに、KMT-6孔とKMT-7孔の間に断層を推定したが、東側斜面に露出する基盤花崗岩がなめらかにKMT-6孔、KMT-7孔、KMT-1孔に連続する可能性もある。この場合、K-Ah火山灰は、基盤花崗岩にアバットする関係となる。この点を確認するために、トレンチはKMT-6孔付近から掘削することとした。トレンチ壁面でK-Ah火山灰を確認するためには、６mの深さが必要である。平成29年度に掘削したトレンチ壁面に露出した地層は、シルトを主体とした軟弱な地層であった（表16）。平成30年度トレンチは、壁面崩壊のリスクを回避するため、３m＋３mの二段掘りとすることとした。トレンチ調査については後述するが、トレンチ掘削過程で必要となったボーリング２孔についてのコア写真と柱状図を図148および149に示す。

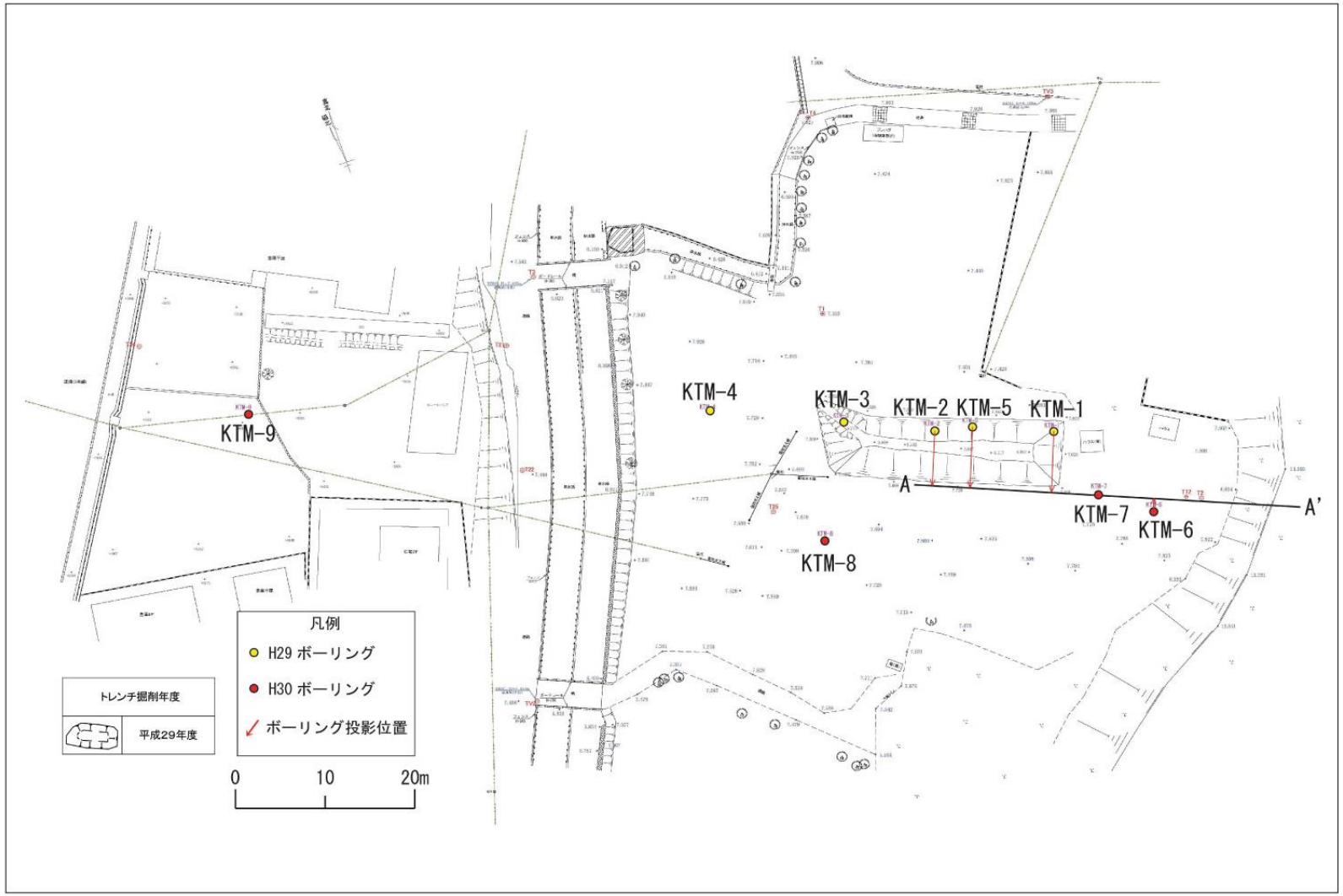


図 144　調査地点平面測量図

KMT-1～KMT-8 はボーリング掘削位置、A-A’は図 142 の地質断面図作成位置を示す。

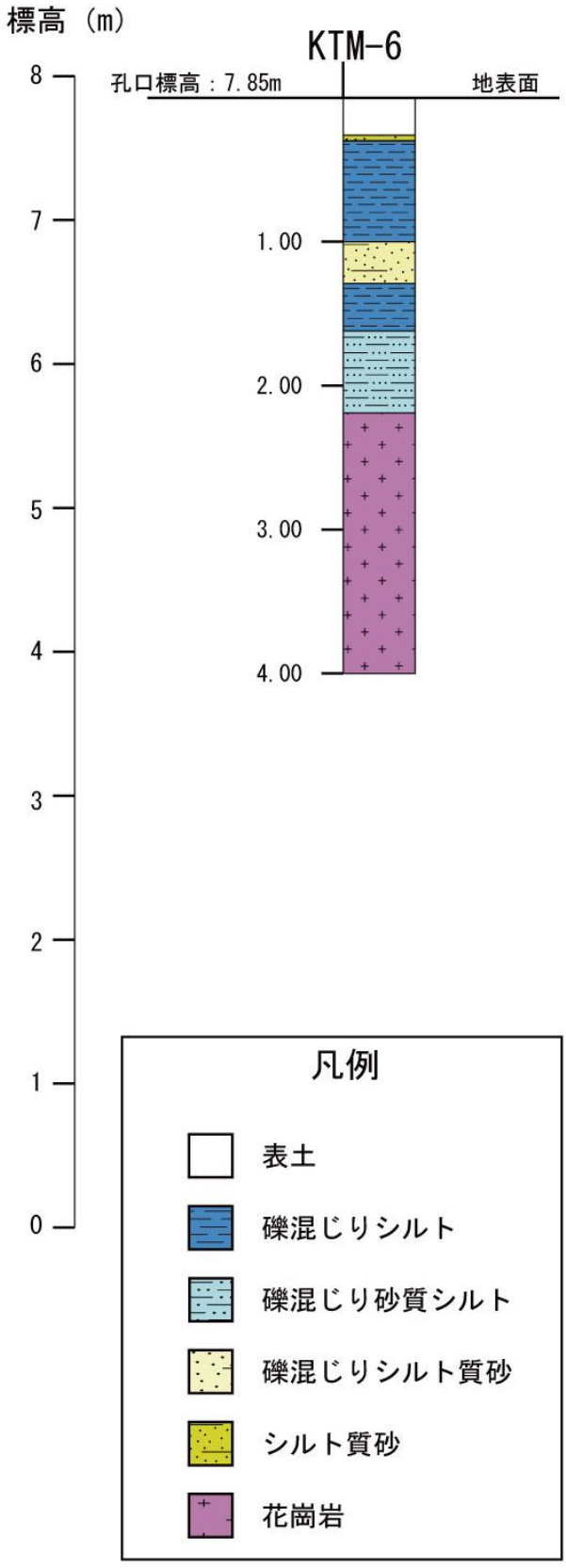


図 145　KTM-6 孔のボーリングコア写真と柱状図

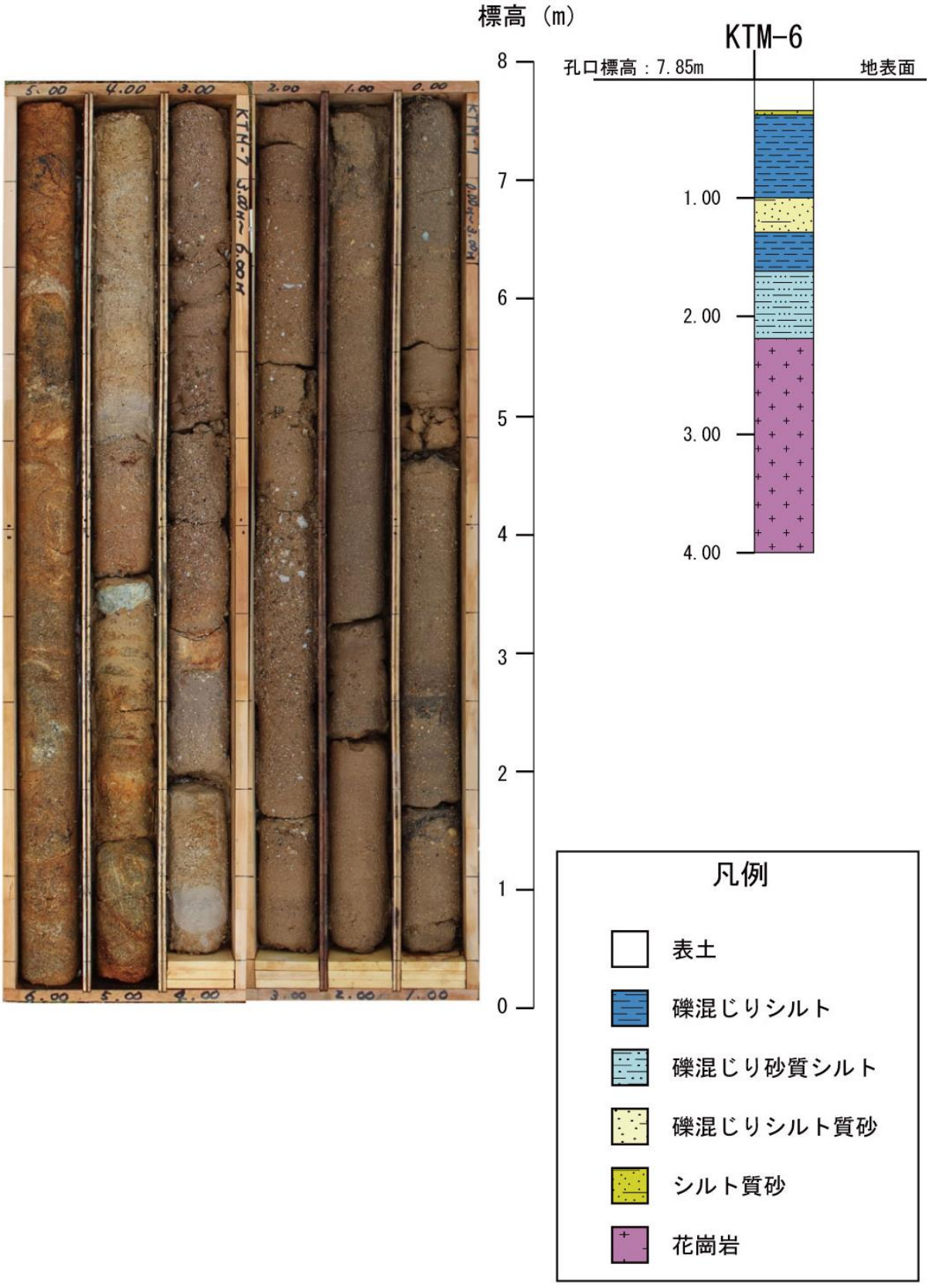


図 146　KTM-7 孔のボーリングコア写真と柱状図

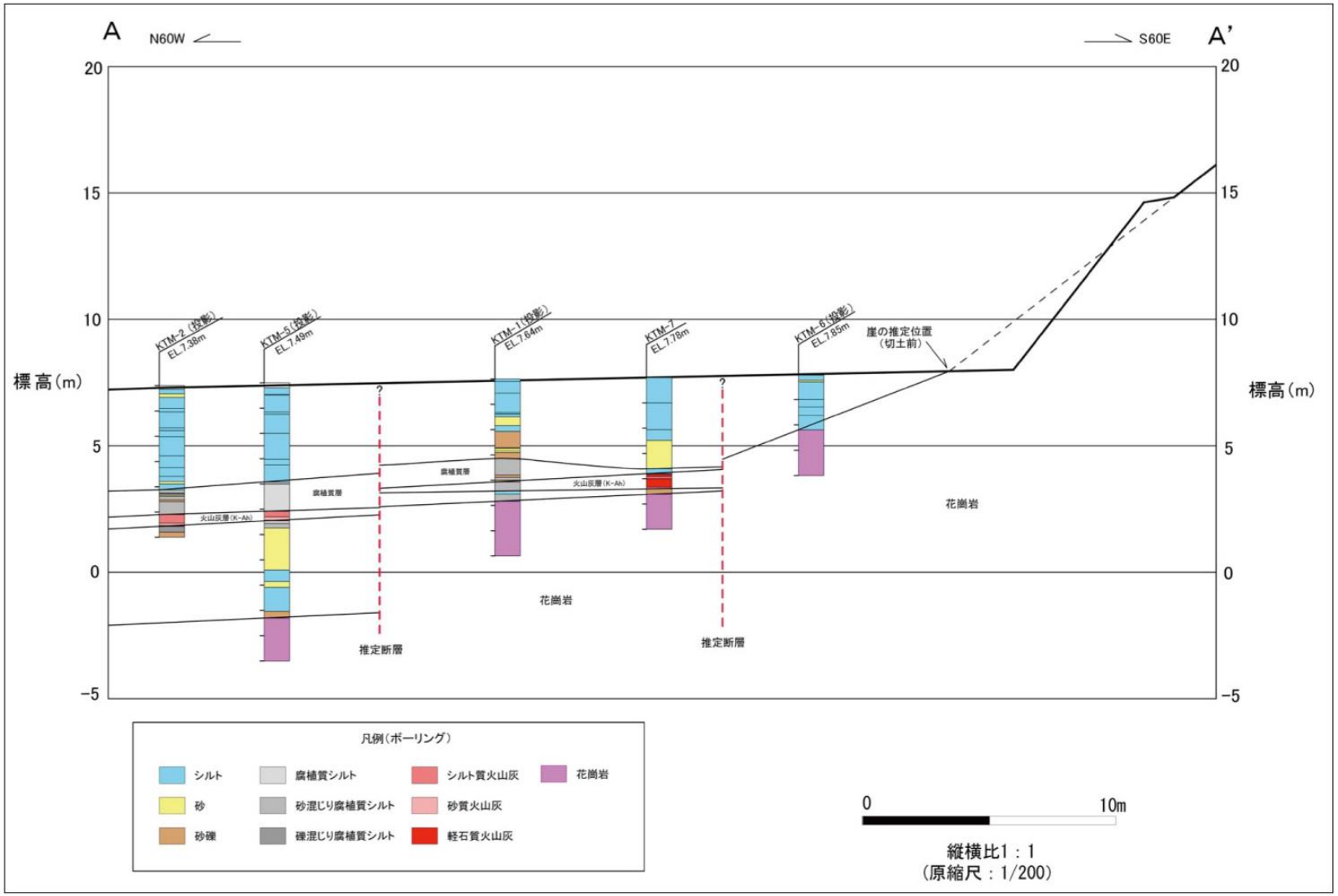


図 147　ボーリングコアから推定した川田町西地点の地質断面図

図 148　KTM-8 孔のボーリングコア写真と柱状図

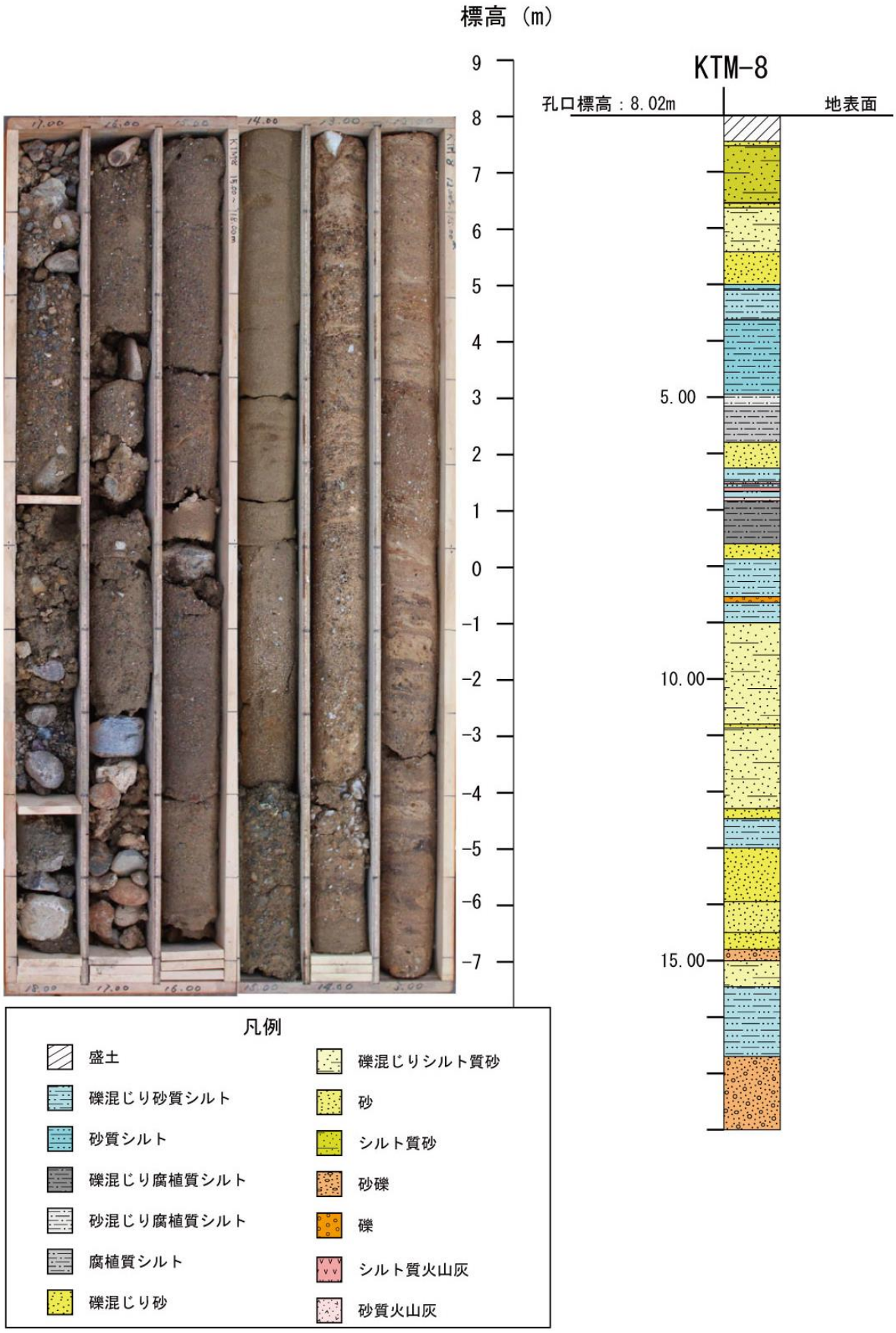


図 148　KTM-8 孔のボーリングコア写真と柱状図（つづき）

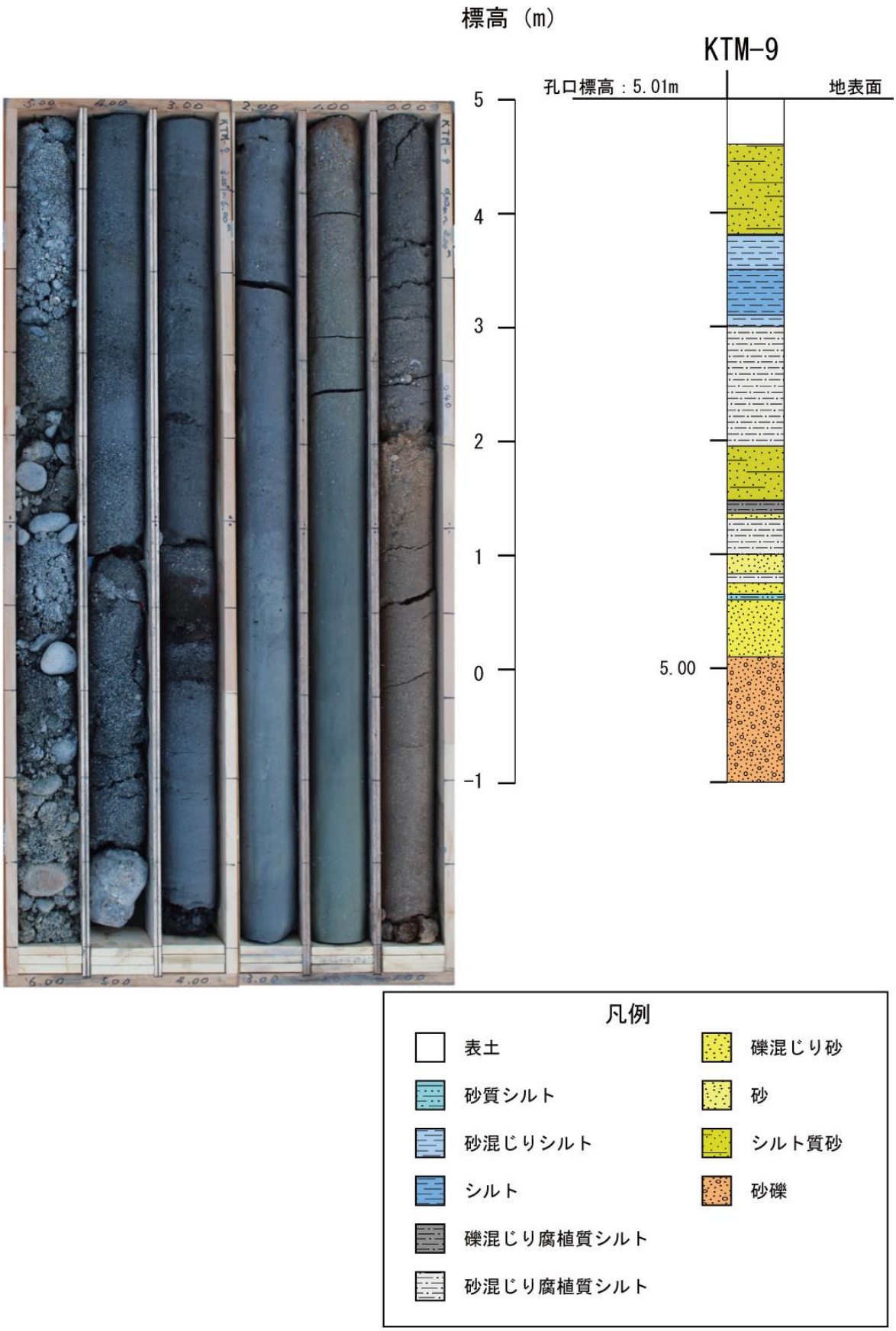


図 149　KTM-9 孔のボーリングコア写真と柱状図

b) 平成 30 年度トレンチ調査とトレンチ壁面に現れた地層

平成29年度実施したボーリングおよびトレンチ調査結果からは、KTM-1孔とKTM-5孔の間に断層が推定された（図142）。また、平成30年度に実施したボーリング調査結果からは、KTM-6孔とKTM-7孔の間にも断層が存在する可能性が推定された（図147）。以上より、平成30年度は、KTM-6孔付近から西側に、断層通過位置を横断するようにトレンチを掘削した。d)項で述べたように、本地点での古地震履歴を考える際に鍵となるK-Ah火山灰層が壁面に露出するよう、深さは６mとなるよう設計した。トレンチは、平成29年度トレンチ南側に隣接する地点で掘削した（図150）。最初に幅５m、長さ15 m、深さ３mのトレンチを掘削した。次に、幅14 m、長さ20 m、深さ３mの範囲で２段目を掘削した後、２段目として、幅６m、長さ12 m、深さ３mのトレンチを掘削した。ここまでの範囲について、東側（斜面側）より、川田町西トレンチ東側上段、川田町西トレンチ西側と呼ぶ。図151にトレンチの形状を示す写真を、図152および153に川田町西トレンチ東側上段の写真展開図とスケッチ展開図を、図154および155に川田町西トレンチ西側の写真展開図とスケッチ展開図を、表17にトレンチ壁面の層序総括表を示す。全体的な地質および地質構造は、地形なりにゆるく西に傾斜する河成堆積物群とこれらを削り込むチャネル充填堆積物のくり返しから構成される。

ボーリング調査結果から推定された断層通過位置のうち、川田町西トレンチ東側壁面の、KTM-6孔とKTM-7孔の間において、少なくとも深さ３mまでの地層には断層構造は認められなかった（図152および153）。しかし、K-Ah火山灰層が露出していないため、同層と花崗岩の関係がアバット不整合であるか断層関係であるかは未確認である。

川田町西トレンチ西側は、KTM-1孔とKTM-5孔の間に推定された断層の南側延長部にあたる（図150）。地質断面図では、K-Ah火山灰層に１m程度の上下変位が推定されていた。トレンチ壁面には肉眼でも同定できる明瞭なK-Ah火山灰層が分布するが、トレンチ壁面内の11 m間に断層構造は認められなかった（図154および155）。しかし、トレンチの西端部付近で、K-Ah火山灰層（G-1層）を含むF-1層以下の地層の傾斜が増し、西側に向かった撓曲変形様の地質構造が認められたため、トレンチ西側の導入路部分を整形し、観察したところ、南北両壁面と底面において、明瞭な断層構造が認められた。

断層構造を壁面に出し、観察しやすい形状にするため、トレンチを西側に拡張することとした。トレンチ拡張にあたり、用地の都合上、掘削土置き場が足りなくなったため、トレンチ東側上段とトレンチ西側の途中までを埋め戻してから拡張掘削を開始することとした。拡張掘削した部分を川田町西トレンチ西側拡張部と呼ぶ（図150）。拡張前のトレンチ壁面と拡張後の壁面との位置関係を、図156および157に示す。図158および159に川田町西トレンチ西側拡張部の写真展開図とスケッチ展開図を、図160にスケッチの凡例を、表17にトレンチ壁面の層序総括表を示す。

川田町西トレンチ東側上段、川田町西トレンチ西側、川田町西トレンチ西側拡張部のすべてにおいて、向かい合う南北両壁面の地層は良く対比される。以下では、断層が露出したトレンチ西側拡張部について記載する（図161および162）。なお、トレンチ上段（地表下約３mまで）壁面は、降雨によって大部分が崩壊してしまったため、限られた範囲のみしか観察できなかった。

トレンチ壁面に露出した地層を層相の差違に基づき、A層からI層に区分した（表17）。なお、地層名はできる限り平成29年度トレンチ壁面に現れた地層と対比させるようにした。こ

のため、一部の番号が欠落する場合がある。各層から得られた放射性炭素年代測定結果を表18に示す。A層、B層、C層は人工改変層である。C-3層は須恵器、土師器片を多量に含み、平成29年度トレンチ壁面も含め、広く対比される。D層は下位層を削り込んで堆積したチャネル充填堆積物である。シルト、砂、砂礫の互層から構成される。D層以下はすべて河成堆積物と推定される。チャネルの切り合い関係から、D-4層より上位とD-5層以下とに大別される（図161および162）。D層から採取した11試料からは、1173-962 cal yBP（暦年較正値：±２σ範囲、以下同様）～2040-1887 cal yBPの年代値が得られた。これらの年代値は、堆積物試料と比して木片や植物片試料の方が若いという特徴を持つ。E層はトレンチ西側拡張部には分布しない。Y-1層およびF層はシルトおよび砂からなる。南壁面において、Y-1層は、中部にシルト質砂層を挟み、これより下位が砂質、上位がシルト質となる。中部より上位に縄文土器を多く含む。北壁面では、比較的上位にシルト質砂が挟まれ、南壁面と同様にこの層準より上位に縄文土器を含む。Y-1層から採取した７試料からは、3059-2890 cal yBP～7623-7507 cal yBPの年代値が得られた。F層は、Y-1層と似た層相を呈するが、より腐植質の部分をF層として区分した。腐植分の量比や粒度の違いによる層状構造が認められ、これらに基づきF-1層からF-3層に細分した。F層上面には、生物痕が多数認められ、それらの内部はY-1層が充填する。F層から採取した４試料からは、6892-6749 cal yBP～7317-7173 cal yBPの年代値が得られた。試料KTM-10からは、小さい炭質物、大きい木片、堆積物の３種の年代値が得られたが、最も新しい小さい炭質物の年代値を採用した（表18）。G層はK-Ah火山灰層である.G層は層厚の変化が顕著で、層状構造が発達する。下部にパミス、上部に火山ガラスを多く含む。また、腐植質シルトや砂層を挟む。内部に多数の剪断面を持ち、未固結時に斜面の低下側（西側）に流動した様子が伺える。G層中の葉片試料からは、7255-7025 cal yBPの年代値が得られた。この年代値は、K-Ah火山灰の降灰年代（約7300年前）と整合的である。H層はF層と似た層相を呈する。H層からは、7242-7293 cal yBP、7952-7839 cal yBPの二つの年代値が得られた。I層は褐色を呈する砂礫層で、礫の円摩度が高い。

c）平成30年度トレンチにおける断層活動イベント層準の認定とその時期

南北両壁面において、見かけ正断層の断層が露出した。北壁面では、断層は上方に向かって分岐・収斂する箇所と分岐する箇所がある（図161）。西側の断層は、F-1層以下を切り、D-5層に覆われる。東側の断層は、F-3層を切り、F-2層に覆われるように見えるが、断層面の上端は明瞭ではない。また、断層面沿いの各層の引きずり変形の程度に着目すると、F-1層の下底（F-1層/F-2層境界）に比べて、G-1層の引きずりの程度は大きい。F-2層の下底（F-2層/F-3層境界）は、断層部で断層面が分岐・収斂している箇所に相当するため、G-1層の引きずりの程度との大小が比較できない。断層低下側のF-3層は、上部の腐植分や木片の少ないシルトと下部の腐植分の多い部分とに大別されるが、上部のシルト層は断層低下側（西側）に向かって層厚を増す。以上の観察事実に基づき、二つの断層活動イベント層準を認定した。一つ目は、F-1層堆積後D-5層堆積以前で、このイベントをイベント１と呼ぶ。二つ目は、断層沿いの地層の引きずり程度に差があることから、断層活動イベント層準を、G-1層堆積後F-1層堆積以前と認定した。このイベントをイベント２と呼ぶ。F-3層上部のシルト層が、断層活動の結果低下した西側に厚く堆積したと考えると、イベント２はF-3層堆積中となる。また、東側の断層が、F-3を切り、F-2に覆われたと考えると、イベント２はF-2層/F-3層境界となる。

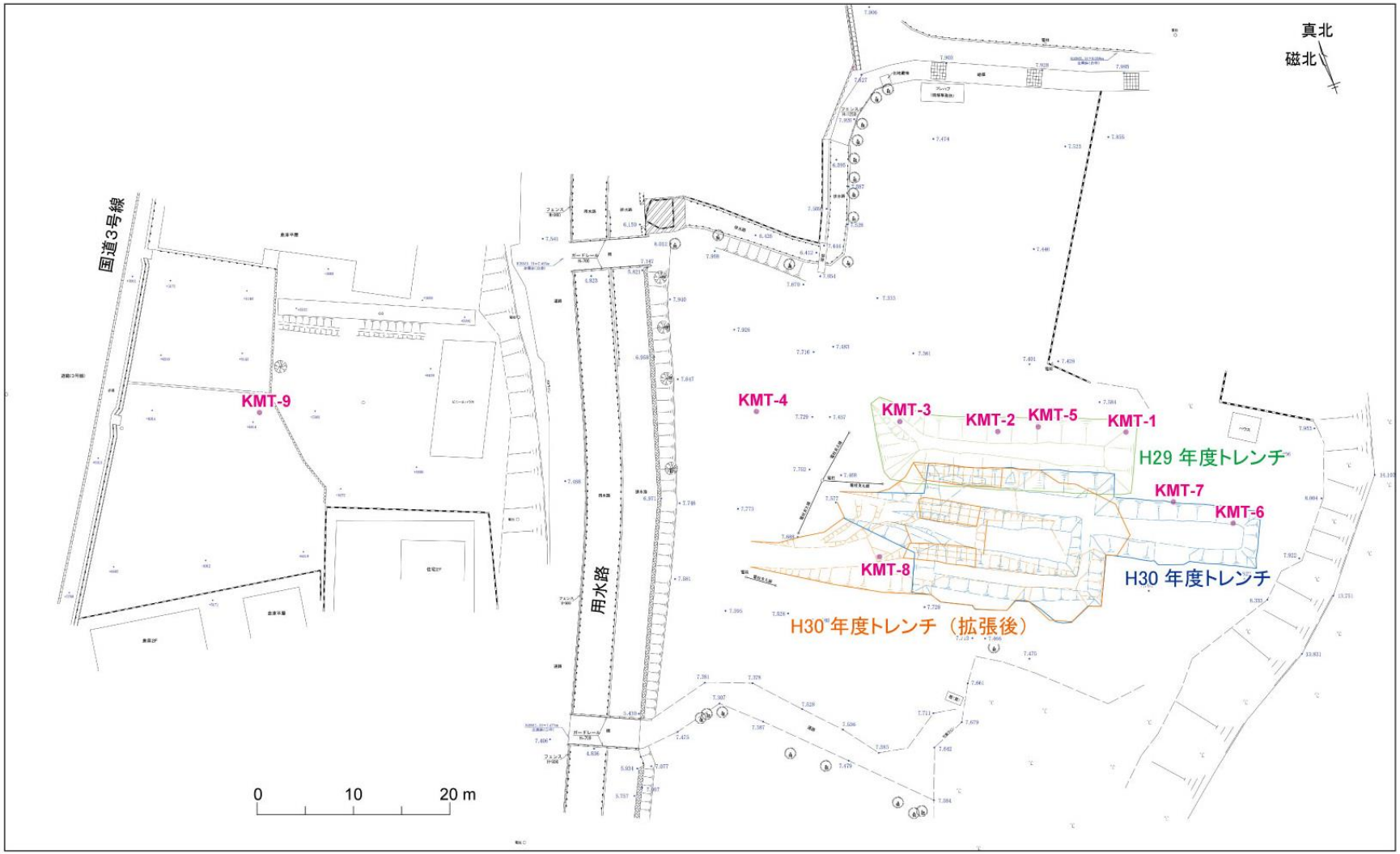


図 150　調査地点平面測量図

H29 年度トレンチ、H30 年度トレンチ、H30 年度トレンチ（拡張後）の位置と形状を示す。

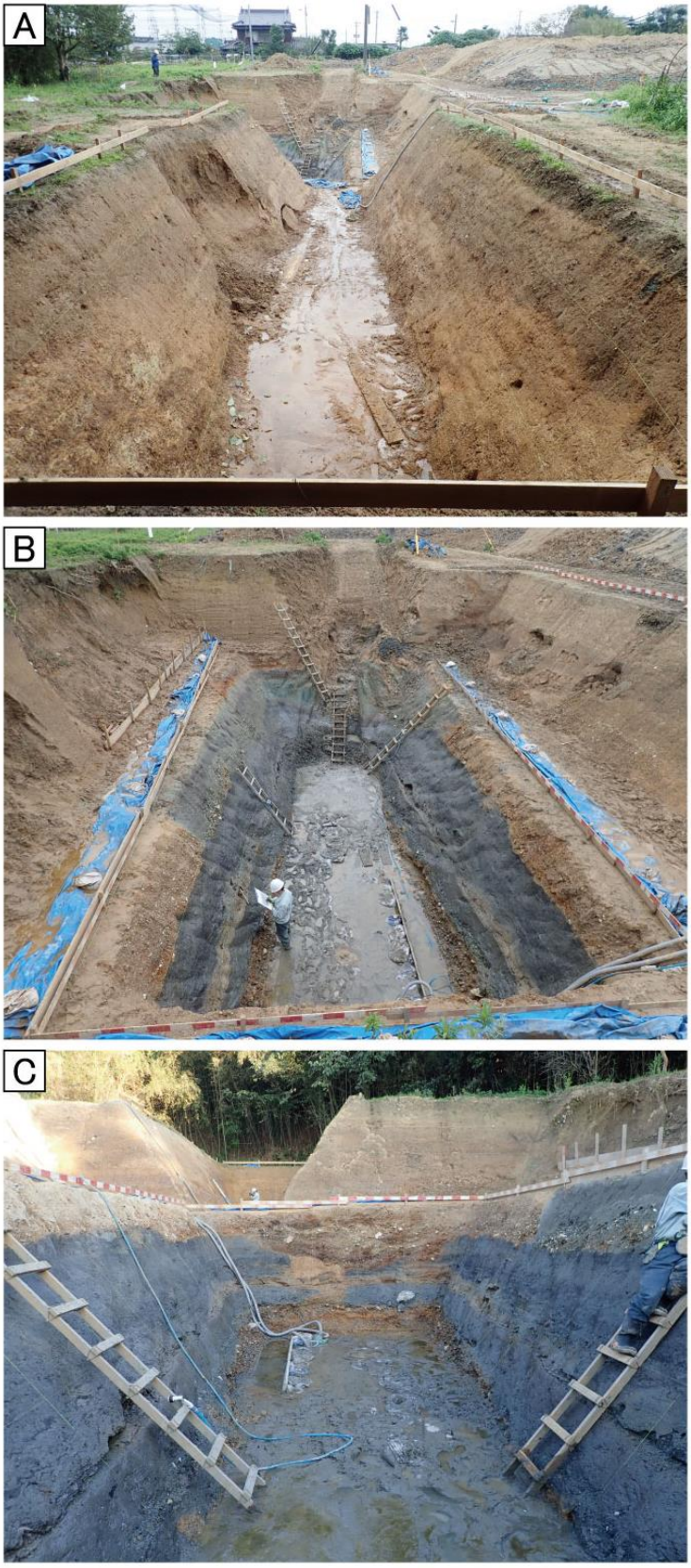


図 151　川田町西トレンチ写真

A：東側上段東端から西方に向かって撮影。B：西側東端から西方に向かって撮影。C：西側底面（トレンチ内部）から東側に向かって撮影。

図 152　川田町西トレンチ東側上段写真展開図

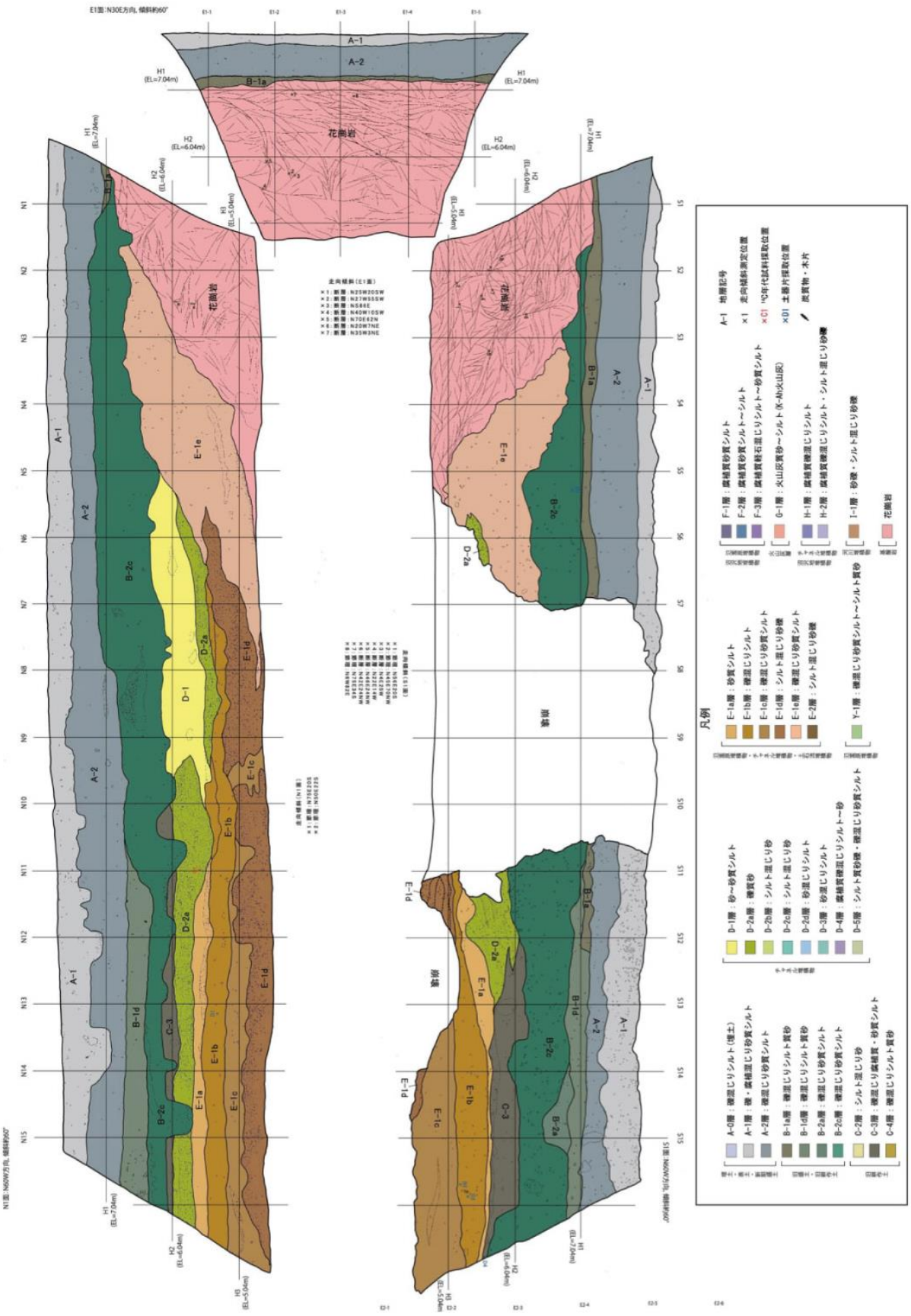


図 153　川田町西トレンチ東側上段スケッチ展開図

図 154　川田町西トレンチ西側写真展開図

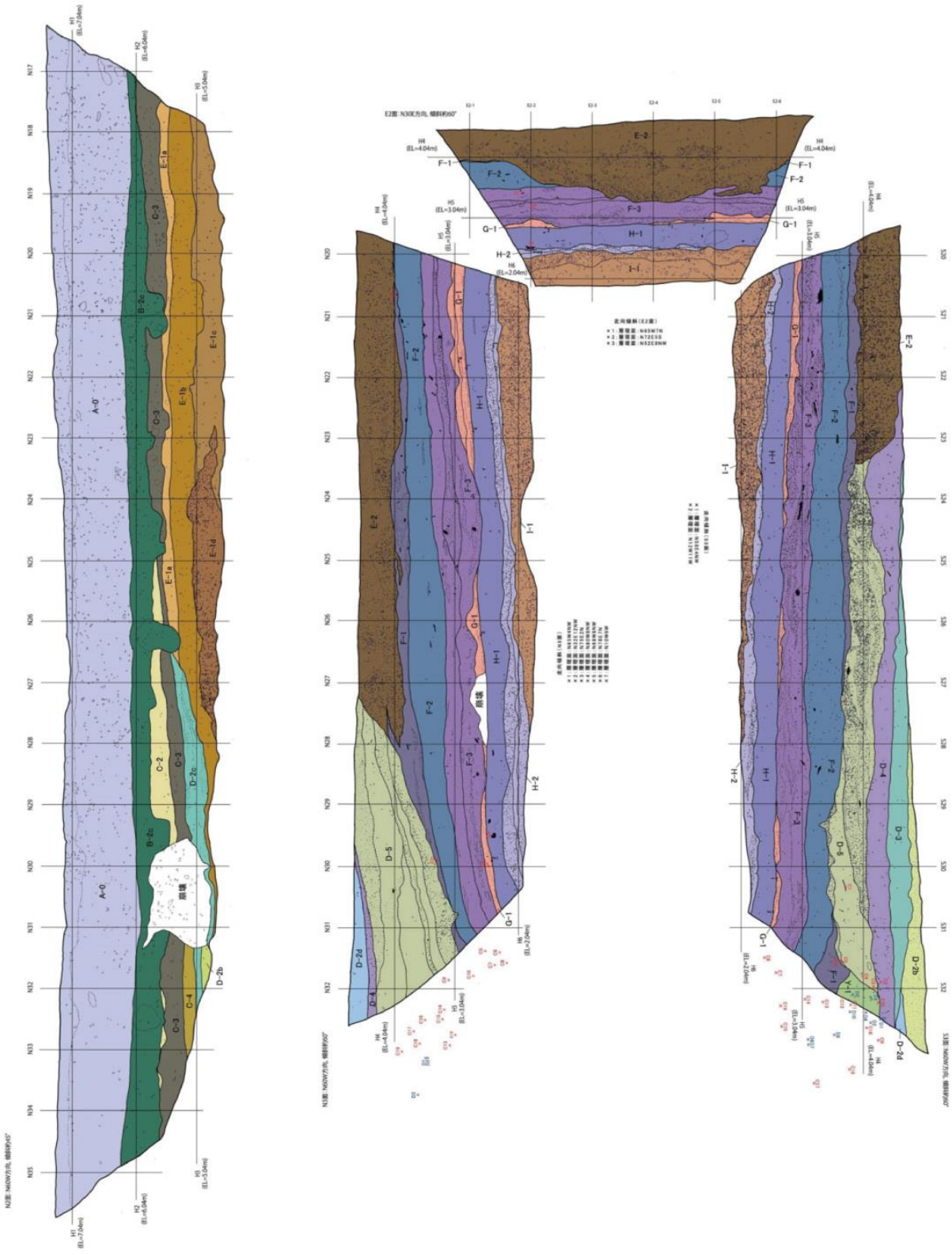


図 155　川田町西トレンチ西側スケッチ展開図

凡例は図 153 と同じ。

表 17　川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相

地層区分		層相	備考 （放射性炭素年代値は暦年較正値：cal□yBP）
埋土・表土・新規盛土	A-0層	礫混じりシルト 平成29年度調査によるトレンチの埋土である．N2面に見られる．	
	A-1層	礫混じり砂質シルト 灰褐色～黄褐色を呈し，腐植**物**が混じる砂質シルト．チャートや泥岩の円礫～角礫を雑多に含む．**瓦**やガラス**片**，ビニール等の人工**物**が認められる．	
	A-2層	礫混じり砂質シルト 礫混じり砂質シルト．黄褐色を呈する砂質シルトからなる．塊**状**，不均質で植**物**根が見られる．石英や風化した花崗岩などの角礫を含み，木炭が散在する．下位層との境**界**は不規則でやや不明瞭である．	
旧盛土・旧耕作土	B-1a層	礫混じりシルト質砂 鈍い褐色を呈するシルト質砂からなる．塊**状**，不均質で，礫は風化した花崗岩の亜角礫～角礫を主体とし，同質の細粒～粗粒砂を多く含む．下位層との境**界**はやや不規則であるが明瞭である．	
	B-1d層	礫混じりシルト質砂 灰黄褐色を呈するシルト質砂からなる．塊**状**で不均質である．風化した花崗岩の亜角礫～角礫や石英**片**を含み，木炭の細**片**が認められる．B-2c層との境**界**は不明瞭である．	
	B-2a層	礫混じり砂質シルト 鈍い黄橙色を呈する砂質シルトからなる．風化した花崗岩の礫が認められ，基質には同質の細粒～中粒砂を多く含む．木炭**片**を含み，S15付近に分布している．	
	B-2c層	礫混じり砂質シルト 鈍い褐色～鈍い黄褐色を呈する砂質シルトからなる．塊**状**，不均質で西方へやや砂分が増加する傾向が見られる．基質は淘**汰**不良の細粒～中粒砂からなり，酸化鉄が斑**状**に散在する．風化した花崗岩，砂岩，チャートの角礫～円礫を含む．赤褐～明赤褐色を呈する土器**片**（径6cm以下）や，黒色の炭質**物**が点在している．この地層はN1面，S1面，N2面に広く分布している．	赤褐～明赤褐色を呈する土器**片**
旧耕作土	C-2層	シルト混じり砂 鈍い褐色を呈し，砂を主体とし，塊**状**で淘**汰**不良である．黒雲母粒を含む．基底部に粗粒砂を伴い，概ね上方細粒化を示す．N25以西に分布し，下位層との境**界**は明瞭である．	
	C-3層	礫混じり腐植質砂質シルト 褐灰色を呈する砂質シルト．塊**状**，不均質で細粒～中粒砂を含む．石英**片**や風化した花崗岩の亜角礫～亜円礫を含む．西方へ向かって厚くなる傾向が見られ，基底付近に須恵器，土師器などの土器**片**が認められる．	須恵器，土師器などの土器**片**
	C-4層	礫混じり腐植質砂質シルト 鈍い褐色～鈍い黄橙色の細粒～中粒砂が主体である．塊**状**で不均質，淘**汰**不良であり，酸化鉄が斑**状**に見られる．概ね上方細粒化し，上方に向かってやや暗色となる．基底部にはやや礫を多く含む．	

表 17　川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相（つづき）

地層区分		層相	備考 （放射性炭素年代値は暦年較正値：cal□yBP）
チャネル堆積物	D-1層	砂～砂質シルト 褐～灰褐色を呈し，砂は極細粒である．塊**状**で礫を含まない．黒褐色の酸化鉄が斑**状**に認められる．一部に細粒～中粒砂をレンズ**状**に挟む．	
	D-2a層	礫質砂～砂 褐～灰黄褐を呈し，砂は極粗粒～粗粒である．明瞭な葉**理**が認められる．礫は風化した花崗岩，チャート，砂岩などの角礫～亜角礫を主体とする．一部に黒色の炭を含む．	
	D-2b層	シルト混じり砂 鈍い褐色～鈍い黄褐色を呈し，砂を主体とする．不明瞭な葉**理**が発達し，淘**汰**不良である．ごくまれに風化した花崗岩や石英**片**の礫を伴い，シルト分が不均質に含まれる．N36付近では，基底部に礫が認められる．	
	D-2c層	シルト混じり砂 鈍い黄橙色を呈し，砂は細粒～中粒である．葉**理**が認められ，淘**汰**不良である．黒褐色の斑点が認められ，石英**片**が点在している．N26以西に分布し，層厚は概ね10～40cm程度で西方へ厚くなっている．下位層との境**界**は明瞭である．	
	D-2d層	砂混じりシルト 暗褐色～暗灰色を呈し，やや粘土質のシルトからなる．全体的に酸化鉄が斑**状**に認められる（図4.4-6（4））．塊**状**で炭化植**物片**が点在する．最上部にシルト質の細粒砂が分布している．	1947-1827（堆積**物**）
	D-3層	砂混じりシルト 青緑色を呈し，塊**状**で淘**汰**の良い細粒砂～シルトである．上位との境**界**は**漸**移的である．S3面に分布する．	1336-1285（堆積**物**）
	D-4層	腐植質礫混じりシルト～砂 褐灰色～暗赤褐色を呈するシルト～砂からなる．径0.5～5cm程度の礫を比較的多く含む．礫種は，風化した花崗岩，砂岩，石英**片**である．炭化した植**物片**や木**片**，炭化**物**を含む．N35以西では腐植質であるが，礫や砂が少なくシルトが主体である．	1302-1268（堆積**物**） 1314-1185（堆積**物**） 1367-1296（堆積**物**）
	D-5層	シルト質砂礫・礫混じり砂質シルト 全体的に暗緑灰色を呈する砂質シルトからなる．シルト分が多い箇所では，乾裂が出来やすい．シルト質砂礫は極粗粒～粗粒砂からなり，基質にシルトを含む．径0.5～8cm程度の角礫～亜角礫を含む．礫種は，花崗岩，チャート，石英などである．炭化した植**物片**や木**片**を多く含む．礫混じり砂質シルトは，軟質な砂質シルトを主体とし，径1cm前後の礫が混じる．礫は，花崗岩や石英**片**などからなる．細粒～中粒砂が多い部分では，炭化した植**物片**や木**片**が多く含まれる．複数のチャネルが複合したチャネル堆積**物**である．拡幅前のN3面においては，N30.8付近でシルト質砂礫がF-2層まで落ち込んでいる．	1820-1711（堆積**物**） 2040-1887（堆積**物**） 1282-1086（炭化木**片**） 1173-962（炭化木**片**） 1259-1074（植**物片**） 1302-1184（植**物片**）
	D-6層	砂 青灰色～灰褐色を呈する砂である．細粒～極細粒砂からなり，塊**状**である．軟質で崩れやすい．Y-1層を削り込んで堆積している．N3面（拡幅部）の西端にみられるほか，N3面及びS3面の観察面より西側に分布している．	

表 17　川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相（つづき）

地層区分		層相	備考 （放射性炭素年代値は暦年較正値：cal□yBP）
氾濫原堆積物・チャネル堆積物・土石流堆積物	E-1a層	砂質シルト 明黄褐色～鈍い黄橙色を呈するシルトからなる．塊**状**，不均質で極細粒～細粒砂を多く含む．酸化鉄が斑**状**に認められ，細礫がわずかに点在する．N11～N13付近にかけて砂礫層が分布し，上方細粒化が認められる．下位層との境**界**は**漸**移的でやや不明瞭である．	
	E-1b層	礫混じりシルト 鈍い褐色～橙色を呈する．N11以西では，やや赤みが強くなる．全体的に茶褐色の酸化鉄が斑**状**に認められる．風化した花崗岩，泥岩などの角礫を含む．黒色の炭が点在しており，明赤褐色～赤色の土器**片**を含む．下位層との境**界**はやや不明瞭である．	明赤褐色～赤色の土器**片**
	E-1c層	礫混じり砂質シルト 砂質シルトを主体とし，塊**状**，不均質で極細粒～細粒砂を多く含み，上部では砂分が少ない．茶褐色～褐色の酸化鉄が斑**状**に認められる．風化した花崗岩，チャート等の角礫や石英**片**を含み，黒色の炭が点在している．N1面及びN2面では，S1面と比較して礫や砂がやや多い．	
	E-1d層	シルト混じり砂礫 鈍い黄橙色を呈する砂礫からなる．塊**状**，不均質で，基質は淘**汰**不良のシルト混じり中粒砂からなる．風化した花崗岩，泥岩，砂岩や石英**片**などの角礫を含み，わずかに円礫も含まれる．上方粗粒化が認められる．部分的に中粒～粗粒砂が主体となり，葉**理**が発達する．このE-1d層は，E-1c層中にレンズ**状**をなして分布している．	
	E-1e層	礫混じり砂質シルト 明黄褐色を呈する砂質シルトからなる．花崗岩，泥岩，砂岩，石英**片**などの角礫～円礫を含む．下部に礫が層**状**に分布し，上方粗粒化が認められる．花崗岩をアバット不整合で覆っている．不整合面は凹凸に富み，西側へ傾斜している．	
	E-2層	シルト混じり砂礫 褐～黄橙色を呈する砂礫からなる．淘**汰**不良で，風化した花崗岩，泥岩などの角礫～亜角礫を主体とする．最大で径20cmに達する礫を含む．F-1層～F-3層を削り込んで堆積しており，E2面では標高3.4m付近まで分布が見られる．N3面のN23以西では砂が主体となり，礫がやや少ない．下位層との境**界**は明瞭である．	
氾濫原堆積物	Y-1層	礫混じり砂質シルト～シルト質砂 緑灰色～青灰色を呈するシルト～砂からなる．下部では中粒～粗粒砂がレンズ**状**に分布する．中部はシルト質砂であり，礫がやや多い．風化した花崗岩や石英**片**の礫を含む．木**片**や炭化**物**が全体的に少ない．上部には土器**片**が比較的多く認められる．主にN3面及びS3面の断層の低下側（西側）に分布する．F-1層を整合的に覆い，D-5層及びD-6層に削り込まれる．Y-1層下部まで断層（F-S1）によって切られ，少なくとも中部までは撓曲変形している．	赤褐色の土器**片**（縄文土器） 3059-2890（炭化木**片**） 3336-3169（堆積**物**） 3448-3363（堆積**物**） 6474-6315（堆積**物**） 6395-6220（堆積**物**） 6643-6323（堆積**物**） 7623-7507（堆積**物**）

表 17　川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相（つづき）

地層区分		層相	備考 （放射性炭素年代値は暦年較正値：cal□yBP）
沼沢地堆積物・氾濫原堆積物	F-1層	腐植質砂質シルト 黒褐色～灰黄褐色を呈する腐植質シルトを主体とする．基底部～中部にかけて，層厚2～3cmの中粒砂層が認められる．炭化した木片や植物片を多く含む．S31付近以西においては最上部に生痕が認められる．層厚は，断層を挟んだ西側で50～60cm程である．□-1層との境界は漸移的である．下位層との境界は比較的明瞭である．断層によって切られ，撓曲変形している．	6892-6749（炭質物） 7234-7003（堆積物） 9288-9032（炭化木片） 下線は同一試料 7158-6951（炭化木片） 7317-7173（堆積物）
	F-2層	腐植質砂質シルト～シルト 灰～暗褐色を呈する腐植質シルトからなる．砂分は少なく，塊状である．炭化した植物片や木片が散在する．下部ではやや白色軽石を多く含む．層厚は，断層を挟んだ西側で35～40cm程である．断層によって切られ，撓曲変形している．	
	F-3層	腐植質軽石混じりシルト～砂質シルト 灰～黒褐色を呈する腐植質～砂質シルトからなる．炭化した木片や植物片を多量に含む．植物の細片からなる炭質物の層をレンズ状に含む．径0.2～0.5cmの白色の軽石が全体的に認められる．層厚は，断層を挟んだ西側で55～60cm程である．N32-N34付近では，下位層（G層）との境界が不明瞭である．断層によって切られ，撓曲変形している．	
火山灰層	G-1層	火山灰質シルト～砂 灰色～浅黄色を呈するシルト～砂サイズの火山灰からなる．木片や葉片を含んでいる．下部は軽石主体で重鉱物を含む．中部は，中粒～細粒砂で火山ガラスや重鉱物を含み，平行葉理が発達する．最上部は灰色を呈するシルトサイズの火山ガラスが主体で，平行葉理が発達する．部分的にF-3層に削られ，分布が途切れている．層厚は10～15cmである．下位層との境界は明瞭であるが，上位層との境界はうねっており，不明瞭である．断層によって切られ，撓曲変形している．	K-Ah火山灰 7255-7025（植物片）
沼沢地堆積物・氾濫原堆積物	H-1層	腐植質礫混じりシルト 灰色～暗褐色を呈するシルトを主体とする．塊状で，基底付近に風化した花崗岩や泥岩などの亜角礫～円礫を含む．炭化した植物片や木片を含む．断層によって切られ，撓曲変形している．	
	H-2層	腐植質礫混じりシルト及びシルト混じり砂礫 黒褐色を呈するシルト及び砂礫からなる．シルトは腐植質で，径0.5～2cm程度の亜円礫～円礫が混じる．砂礫は径0.5～5cmの亜角礫～亜円礫を主体とする．炭化した植物片や木片を含む．礫種は，泥岩，砂岩，花崗岩，石英などからなる．砂礫には上方細粒化が認められる．断層によって切られ，撓曲変形している．	7424-7293（植物片） 7952-7839（堆積物）
河成堆積物	I-1層	砂礫及びシルト混じり砂礫 黄褐色を呈する砂礫からなる．上部は砂礫からなり，径1～8cm程度の亜円礫～円礫を主体とする．礫種は，砂岩，花崗岩，チャート，石英などからなる．下部は礫が少なく，基質にシルトが混じる．径1～3cm程度の風化した花崗岩の礫を主体とする．断層によって切られ，トレンチ壁面では断層下盤側にのみ分布がみられる．	
基盤岩		花崗岩 鈍い橙色～鈍い褐色を呈する．全体的に風化し，鎌で削れる程度に軟質である．節理や小断層が発達する．N1面のN4～N5付近には，粘土化した白色変質部が認められる．E-1e層にアバットに覆われている．トレンチ壁面ではN6及びS6付近より東側で分布が確認できる．	

表 18　川田町西トレンチで採取された試料の放射性炭素年代測定結果一覧

Unit[1)]	Sample No.	Trench wall	Material	Code No. (Beta-)[2)]	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age[3)] (cal yBP; ±2σ)
D-2d	KTM-31	S	organic sediment	YAUT-045703	-18.92	1945 ± 23	1947 - 1827
D-3	KTM-1	S	organic sediment	YAUT-045312	-28.59	1392 ± 19	1336 - 1285
D-4	KTM-2	S	organic sediment	YAUT-045313	-30.98	1349 ± 18	1302 - 1268
D-4	KTN-1	S	organic sediment	Beta-507276	-25.52	1350 ± 30	1314 - 1185
D-4	KTM-80	N	organic sediment	YAUT-045519	-29.76	1432 ± 23	1367 - 1296
D-5	KTM-69	N	organic sediment	YAUT-045439	-24.72	1826 ± 20	1820 - 1711
D-5	KTM-73	N	organic sediment	YAUT-045518	-30.21	2011 ± 29	2040 - 1887
D-5	KTM-N3k-C6	N	wood	Beta-517274	-29.01	1260 ± 30	1282 - 1086
D-5	KTM-N3k-C7	N	wood	Beta-517275	-28.45	1130 ± 30	1173 - 962
D-5	KTM-N3k-C16	N	plant material	YAUT-045702	-25.93	1232 ± 19	1259 - 1074
D-5	KTM-N3k-C2	N	plant material	Beta-518722	-29.22	1330 ± 30	1302 - 1184
	KTM-96	N_west	organic sediment	YAUT-045709	-23.80	4904 ± 24	5660 - 5591
Y-1	KTM-36	S	wood	YAUT-045704	-20.39	2859 ± 19	3059 - 2890
Y-1	KTM-82	N	organic sediment	YAUT-045706	-22.45	3034 ± 21	3336 - 3169
Y-1	KTM-4	S	organic sediment	YAUT-045804	-29.21	3173 ± 24	3448 - 3363
Y-1	KTM-40	S	organic sediment	YAUT-045806	-24.39	5625 ± 33	6474 - 6315
Y-1	KTM-44	S	organic sediment	YAUT-045705	-25.84	5504 ± 25	6395 - 6220
Y-1	KTM-8	S	organic sediment	YAUT-045805	-74.18	5697 ± 60	6643 - 6323
Y-1	KTM-91	N	organic sediment	YAUT-045811	-28.78	6706 ± 30	7623 - 7507
F-1	KTM-10b	S	charred material	YAUT-045315	-32.79	5990 ± 24	6892 - 6749
F-1	KTM-10bulk	S	organic sediment	YAUT-045433	-25.86	6202 ± 25	7234 - 7003
F-1	KTM-10org	S	wood	YAUT-045436	-26.12	8216 ± 33	9288 - 9032
F-1	KTN-3	S	wood	Beta-507277	-29.07	6140 ± 30	7158 - 6951
F-1	KTM-49	S	organic sediment	YAUT-045438	-28.76	6330 ± 28	7317 - 7173
G-1	KTM-N3k-C3	N	plant material	Beta-517273	-31.72	6240 ± 30	7255 - 7025
H-2	KTM-N3k-C4	N	plant material	YAUT-045316	-32.95	6428 ± 24	7424 - 7293
H-2	KTM-27	S	organic sediment	YAUT-045437	-27.73	7056 ± 28	7952 - 7839
	KTM-8_7.28	KTM-8 core	charred material	YAUT-045317	-28.50	6509 ± 21	7475 - 7335
	KTM-8_7.80	KTM-8 core	wood	YAUT-045318	-29.68	6585 ± 29	7562 - 7430
	KTM-8_8.97	KTM-8 core	organic sediment	YAUT-045319	-23.76	1152 ± 24	1174 - 981

[1)]層序区分は表 17 に対応している。[2)]Beta-: Beta Analytic Inc., USA. YAUT-: Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo.[3)]暦年較正には OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009a)を使用した。データセットは Reimer et al. (2013)を用いた。

図 156　川田町西トレンチ拡張掘削時の写真（北壁面）

a：拡張前、b：拡張中、c：拡張後

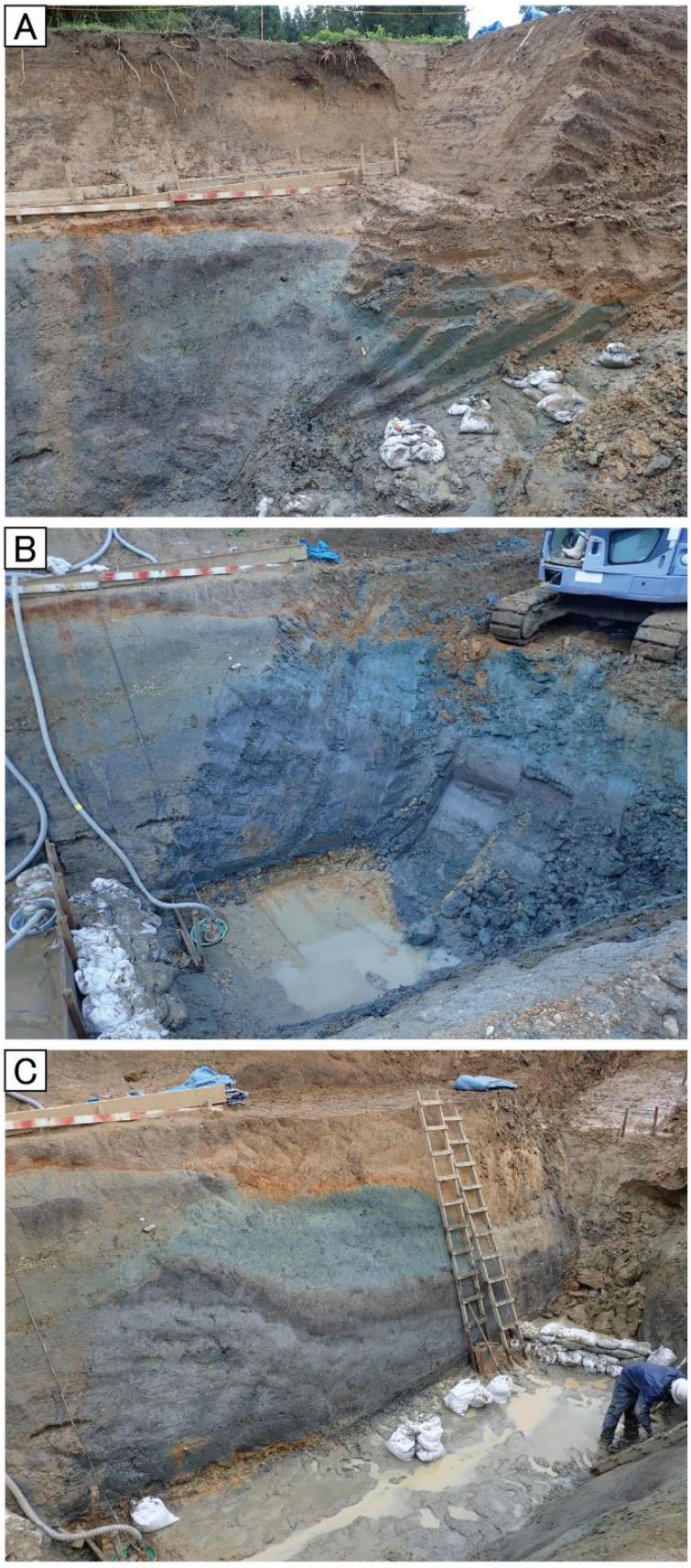


図 157　川田町西トレンチ拡張掘削時の写真（南壁面）

a：拡張前、b：拡張中、c：拡張後

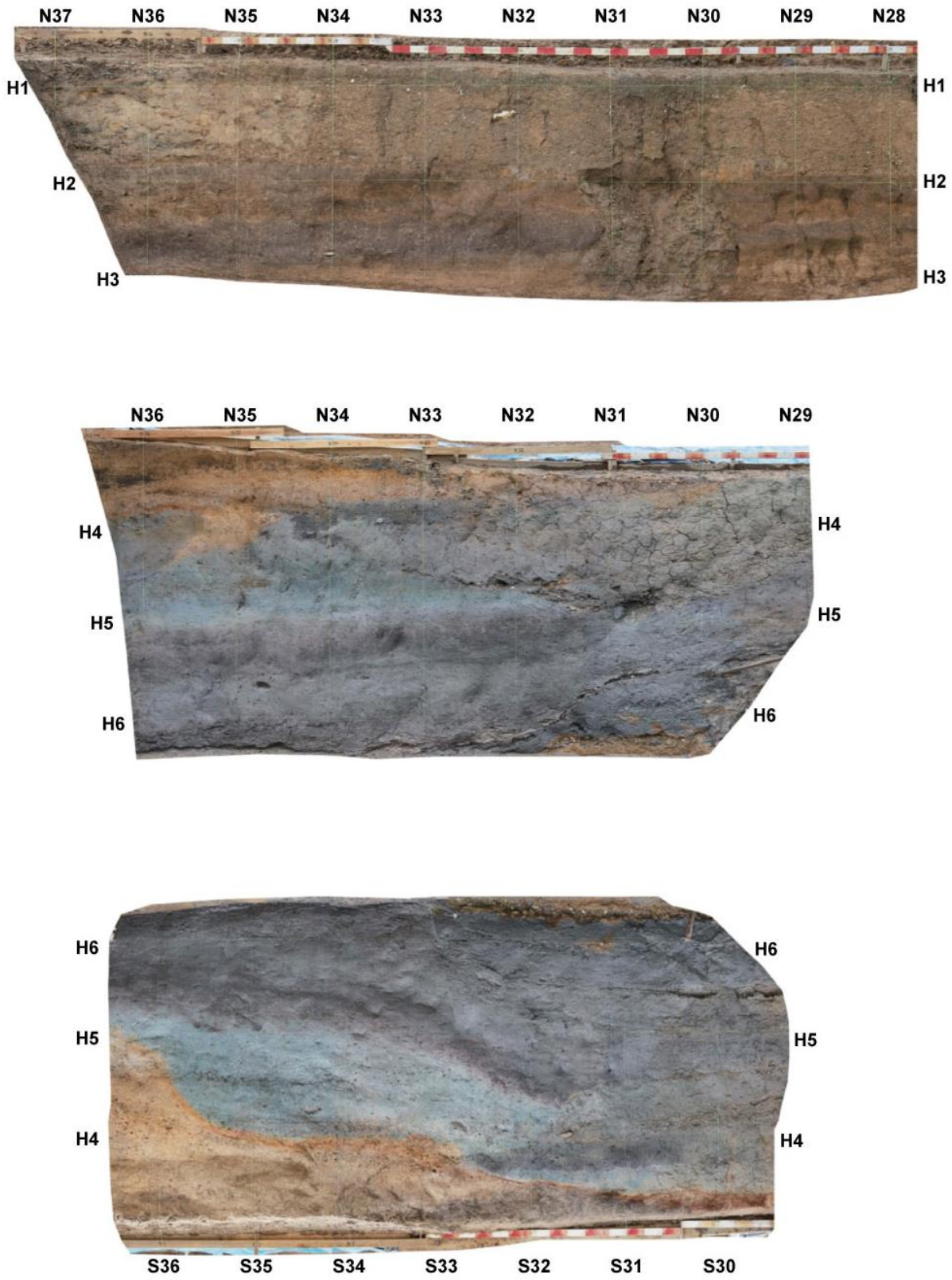


図 158　川田町西トレンチ拡張部写真展開図

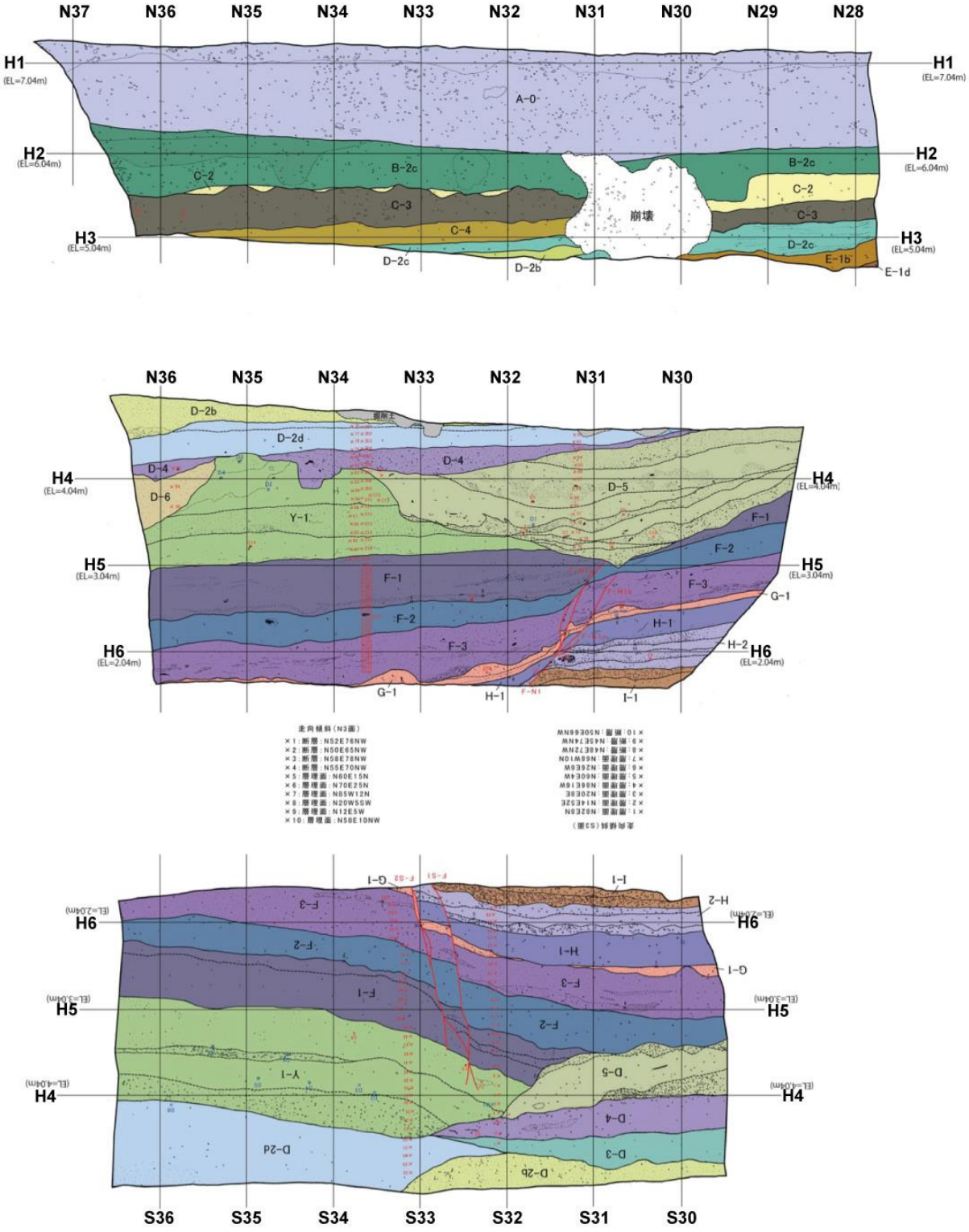


図 159　川田町西トレンチ拡張部スケッチ展開図

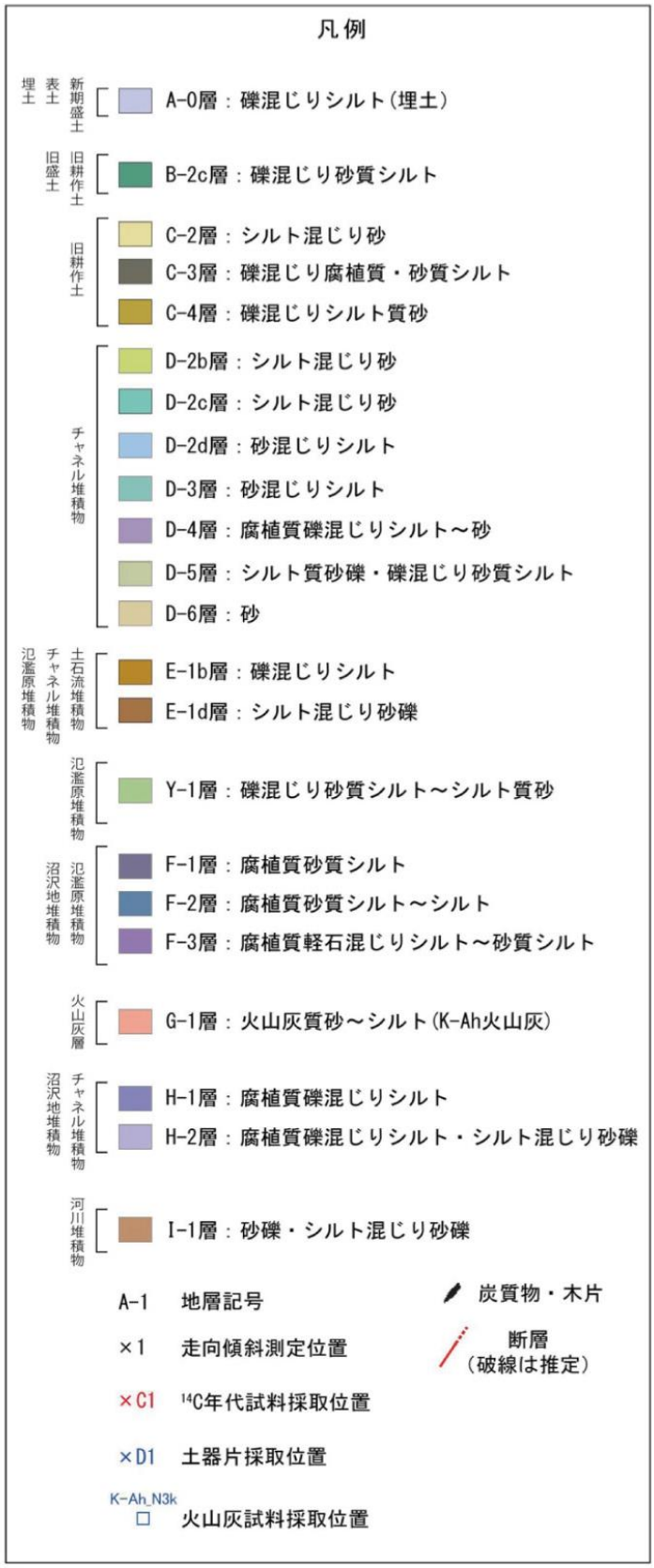


図 160　川田町西トレンチ西側拡張部スケッチの凡例

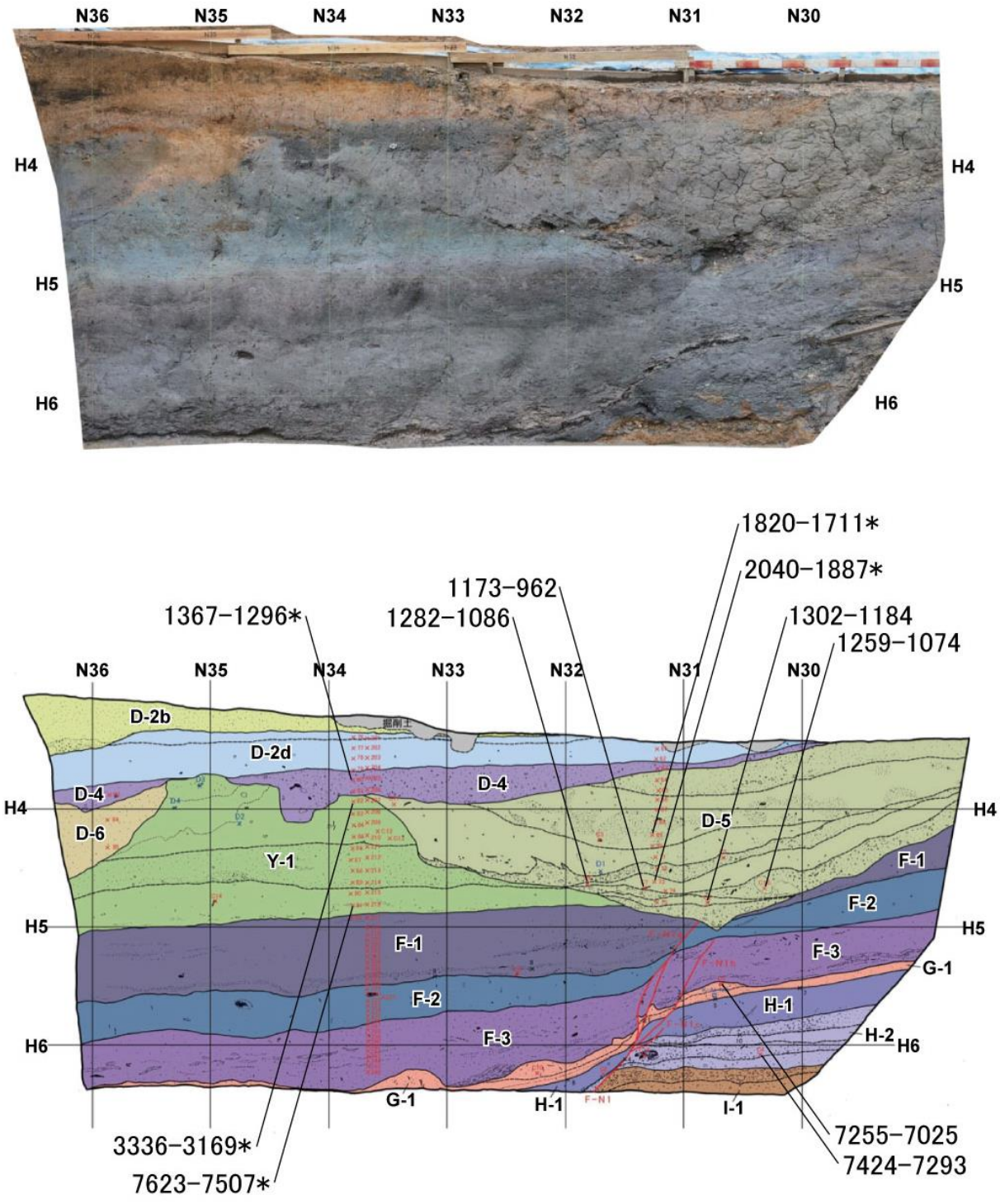


図 161　川田町西トレンチ西側拡張部北壁面

数字は放射性炭素年代値（暦年較正値：±２σ範囲）、*は堆積物試料を示す。

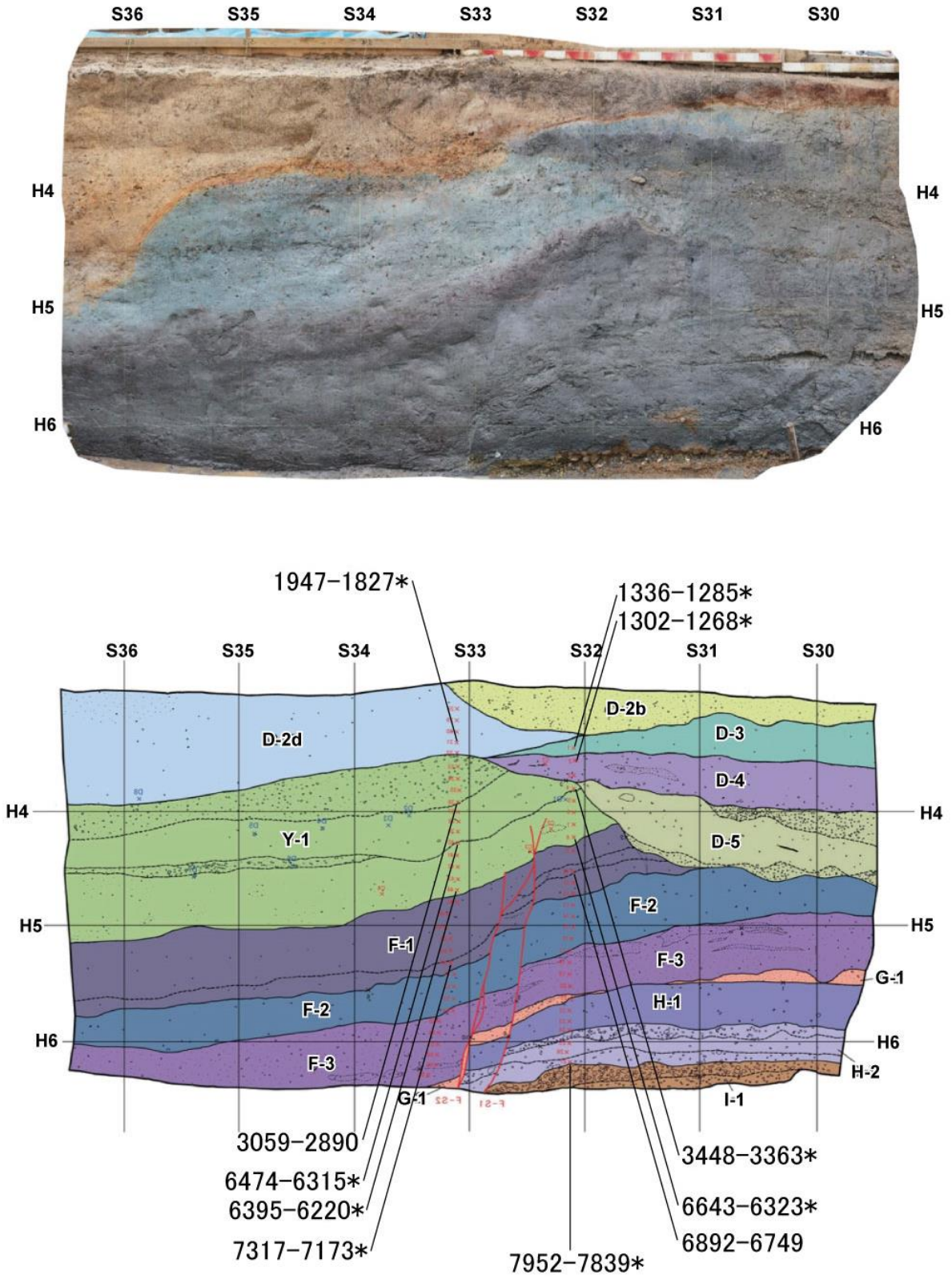


図 162　川田町西トレンチ西側拡張部南壁面（反転）
数字は放射性炭素年代値（暦年較正値：±２σ範囲）、*は堆積物試料を示す。

南壁面では、断層は２条認められた（図162）。いずれの断層面も、分岐・収斂する箇所が複数あり、全体的には上方に向かって分岐している。分岐した断層と地層境界との切断・被覆関係は明瞭ではないが、２条の主要な断層は、いずれもY-1層下部を明らかに変位・変形させ、同層中で不明瞭となる。Y-1層は、既述の通り、中部にシルト質砂層を挟み、これより下位が砂質、上位がシルト質となる。また、最上部は砂質となる。これらY-1層の内部構造（層理面）は、断層に向かって傾斜を増し、引きずり変形を被っているように見える。Y-1層の引きずり変形構造は、D-5層、D-4層には覆われる。以上の観察事実から、Y-1層堆積後、D-5層堆積前に断層活動イベント層準を認定した。このイベントは、北壁面でのイベント１に対応すると考えた。図162にトレンチ西側拡張部南壁面とトレンチ拡張に先立って掘削したKTM-8孔の柱状図を示す。KTM-8孔掘削位置は、トレンチの横軸39.7付近に相当する。この図において､F-1層の下底とG-1層の下底について比較すると､後者の傾斜がより大きいことが分かる。このことは、F-1層とG-1層の間に変位の累積、すなわちイベント２があるとする考えを支持する。さらに、G-1層の下底とI-1層の上面の傾斜を比較すると、後者の傾斜がより大きいことから、この間にも断層活動イベントが推定される。このイベントをイベント３と呼ぶ。ここで、I-1層は砂礫層であるが、KTM-8孔中に同じような層相を呈する砂礫層は認められない（図148）。KTM-8孔の深度-8.5m付近に分布する砂礫をI-1層に対比させると、断層を挟んだI-1層の上下変位量は約1.8 mとなる。これに対し、断層を挟んだG-1層下底の上下変位量は、約1.0 mである。I-1層の対比に不確実さはあるが、G-1層の下底とI-1層の上面との間にイベント３が存在する可能性が指摘できる。

以上をまとめると、川田町西トレンチ西側拡張部では、三つの断層活動イベント層準が認定された。イベント１は、Y-1層堆積後、D-5層堆積前で、その年代は、Y-1層から得られた3059-2890 cal yBP以降、D-5層から得られた1173-962 cal yBP以前となる。イベント２は、G-1層堆積後F-1層堆積以前で、その年代は、G-1層から得られた7255-7025 cal yBP以降、F-1層から得られた7158-6951 cal yBP以前となる。イベント２は、F-3層堆積中ないしF-2層/F-3層境界に限定される可能性がある。イベント３は、I-1層堆積後、G-1層堆積前で、その年代は、G-1層から得られた7255-7025 cal yBP以前となる。

d) 平成 30 年度トレンチ調査結果から提示された問題点とそれらの解決方法

図164に、平成30年度トレンチと平成29年度トレンチの壁面スケッチを並べた。各トレンチの横軸（距離程）は、トレンチ長軸に直交する方向（図150）で合わせた。平成30年度トレンチは、トレンチ西側と同西側拡張部のスケッチをつなぎ合わせたものである。南壁面は反転させた。

上位より、人工改変層、チャネル充填堆積物、河成堆積物という層序は共通しており、特徴的な地層（例えば、須恵器・土師器を含むC-3層、白色を呈するシルトからなるD-2d層、腐植質シルトからなるF-1層）は良く対比される。両トレンチに広く分布するD-5層のチャネルの下底は、図164のトレンチ手前（南）から奥（北）に向かって、西側にずれていく様子が分かる。断層は、壁面が北に行くにつれてチャネルと逆方向、すなわち東側に分布しており、断層走向としては、N50°～60°Eを示す。この断層走向は、日奈久区間の一般走向であるN39°E（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）より10°～20°程度東に振れている。

一つ目の問題点としては､平成30年度トレンチのY-1層は平成29年度トレンチのE-1c層に対

比されると考えられるが、平成29年度トレンチ壁面において断層は確認されていない点が挙げられる。この理由としては、1）イベント層準１の下限が、Y-1堆積後ではなく、Y-1堆積中（より下位）である、2）平成29年度トレンチでは、平成30年度トレンチのY-1層上面まで到達していない（深さが足りない）、3）断層面の走向が一般走向より東に振れていること、また、日奈久断層帯は右横ずれ主体であることから、断層面は杉型雁行状にステップしており、平成29年度トレンチ壁面には現れていない、等が考えられる。これらの問題点を解決するためには、D-5層が分布せず、Y-1層およびE-1c層と断層の関係が直接観察されると推定される直近の箇所を掘削して確認すれば良い。

二つ目の問題点は、今回観察された断層面より前面（西側）に、他の断層が存在する可能性があることである。先に述べたように、川田町西トレンチ西側および西側拡張部最下底に分布するI-1層は、KTM-8孔にはそのまま連続しない（図163）。I-1層がKTM-8孔の標高-8.5m付近に分布する砂礫に対比されるとした場合でも、層厚は著しく異なる。この解釈としては、1）トレンチのさらに西側とKTM-8孔との間に断層が存在する、2）I-1層が急激に側方変化する、の二つの可能性が考えられる。また、トレンチ西側拡張部北壁面（図161）のD-6層は、南北両壁面のスケッチ範囲より西側の導入路部分に大規模なチャネル充填堆積物として分布する。このチャネル充填堆積物はY-1層以下を削り込んで分布するが、F-1層以下との関係は壁面崩壊のため観察されていない。日奈久断層帯において、本プロジェクトで平成28年度に掘削した山出トレンチおよび南部田トレンチ、また、過去に調査されたトレンチやボーリング断面図を見ると、断層はある幅を持って複数条分布している場合が多い。川田町西地点においては、人工改変が進み、原地形は残っていないが、人工改変の形状の連続性が日奈久区間の一般走向に近い箇所が認められる。上記問題点で触れたように、今回のトレンチ壁面で観察された断層と対になって、中央部を凹ませる断層が西側に存在し、両者の活動によってチャネルが形成された可能性は否定できない。この問題点を解決するためには、本地点でさらに群列ボーリングを展開し、さらなる断層の存在が疑わしい場合には掘削調査をする必要がある。

川田町西地点における活動履歴調査結果の日奈久断層帯評価における意義と位置づけについては、(d) 結論ならびに今後の課題の項で述べる。

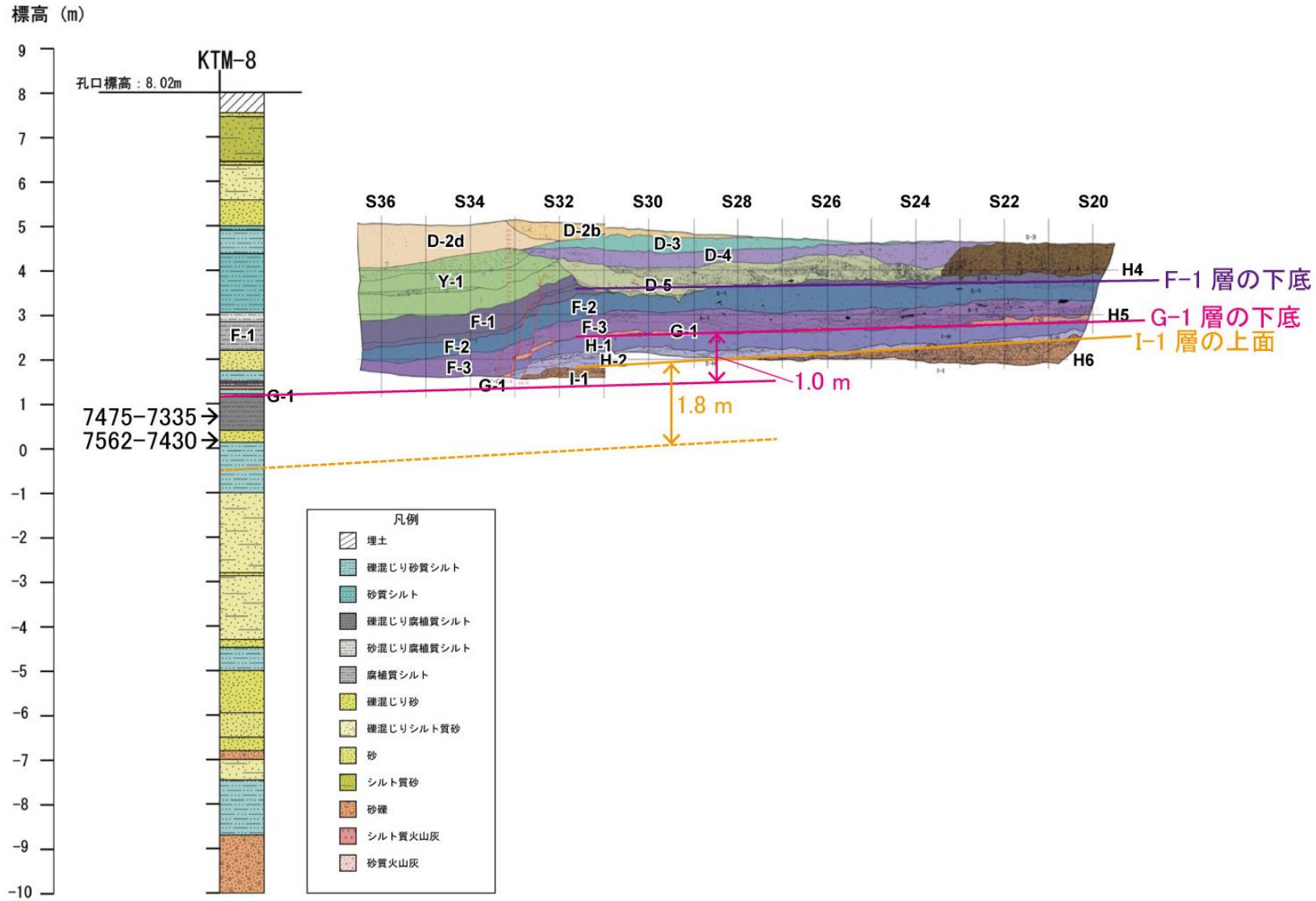


図163　川田町西トレンチ西側拡張部スケッチとKMT-8孔のコア柱状図

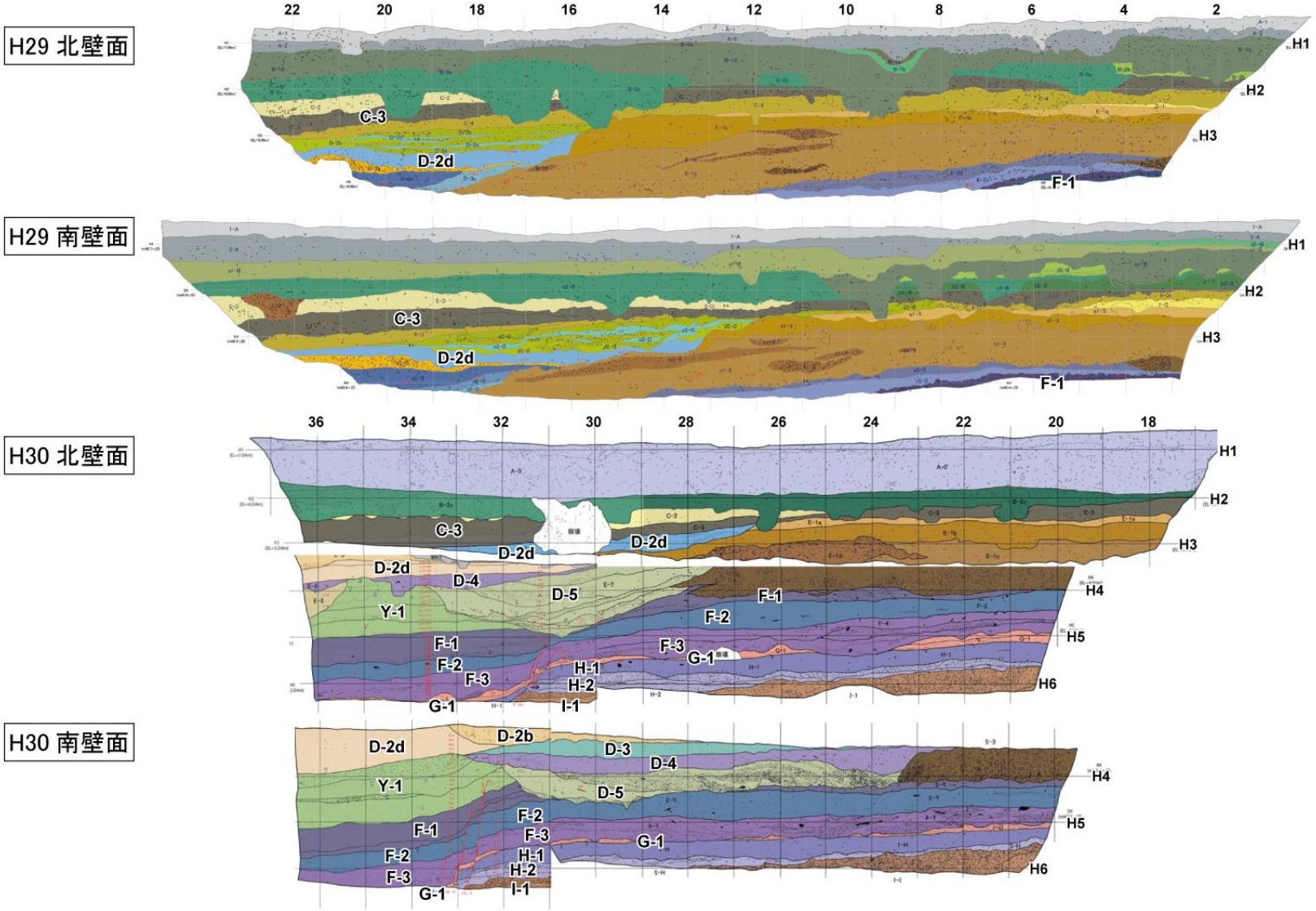


図164　川田町西トレンチ壁面対比

9)宇城市娑婆神峠（日奈久断層帯日奈久区間）における変位速度の推定

a）写真判読及び地形地質調査による日奈久断層帯横ずれ変位速度調査地の検討

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（千田，1979、熊原・他，2017a，後藤・他，2018）。特に熊本県宇城市豊野町下郷の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。地震調査研究推進本部（2013）において参照される右横ずれの平均変位速度は、熊本県宇城市小川町南小野南方の中位扇状地面を下刻する小河川の屈曲（右ずれ約12 m）を元に見積もられた値である（千田，1979）。しかし、娑婆神峠から南の区間で河川の屈曲が認められる多くの地点は、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、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165）、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、滑り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、熊本県宇城市豊野町下郷の娑婆神峠から小畑の区間となる（図166）。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横ずれ変位地形が認められる。また、断層をまたいで分布する段丘の段丘崖に右横ずれ変位が認められ、変位量の推定が可能であると考えられる。本地点周辺の変動地形は先行の研究でも調査対象とされており、熊本県地域活断層調査委員会（1997）及び千田・他（1991）による地形地質調査が実施されている。しかし、平均変位速度の推定には至っていない。両研究ではトレンチ調査も実施されているが、いずれのトレンチにおいても断層は確認できておらず、断層はそれらのトレンチ掘削範囲外にあると推定された。本調査では、地形地質調査による断層トレース位置の確定及び段丘面の編年による平均変位速度の精確な推定に重点を置く。

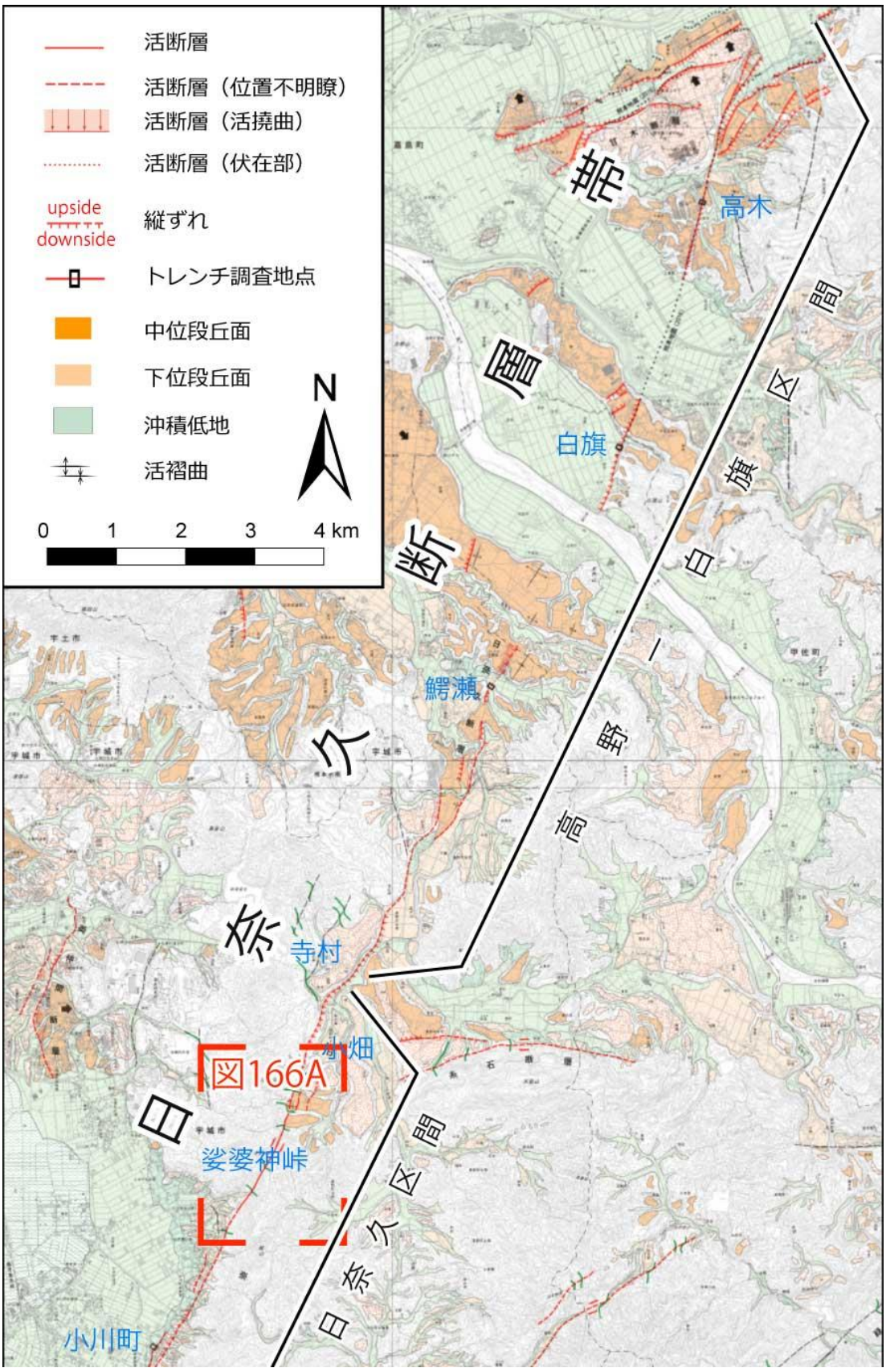


図165 日奈久断層帯北部の断層位置

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。

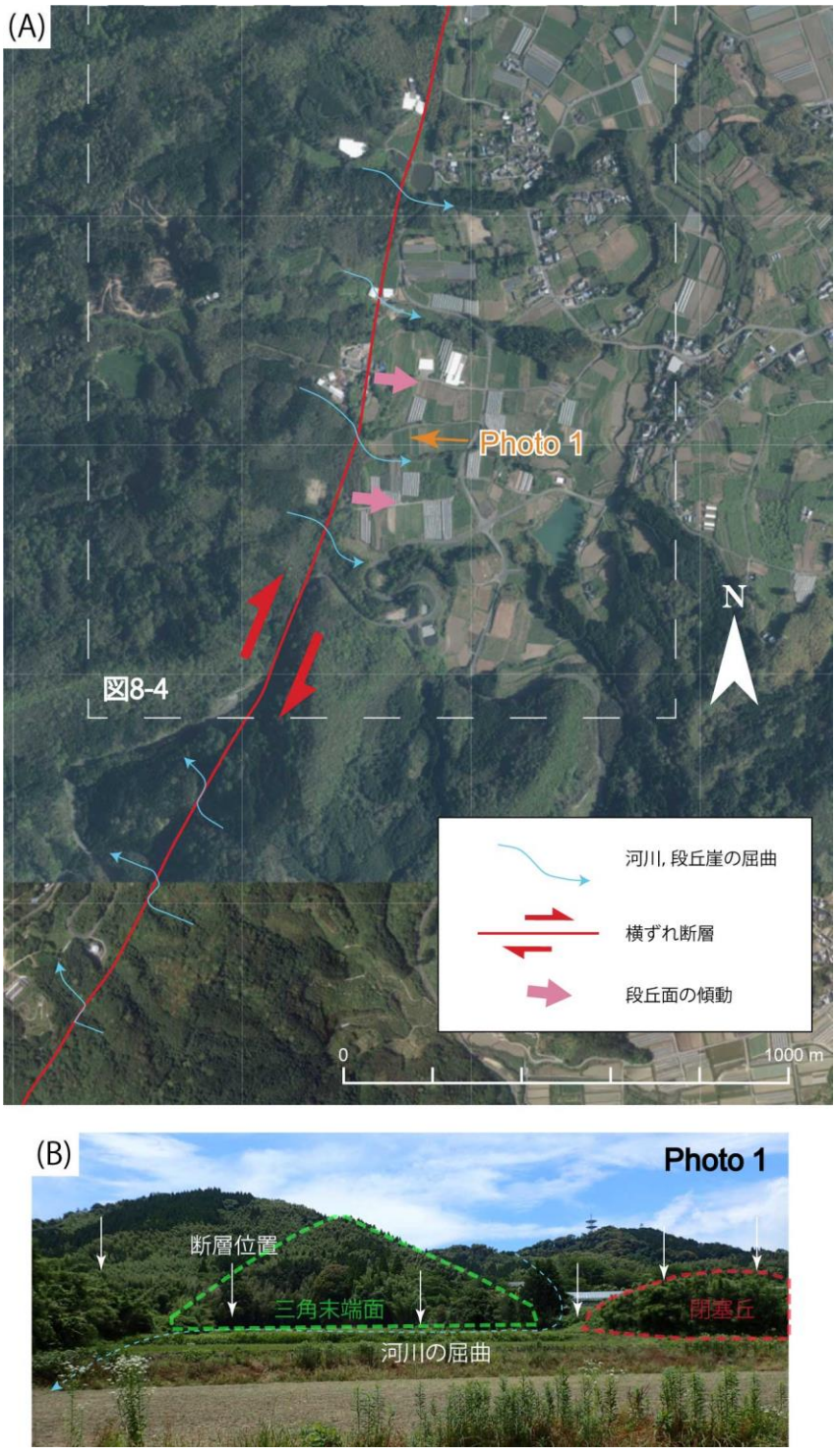


図166 娑婆神峠付近の地形概要

（A）地理院地図（全国最新写真（シームレス））から取得した娑婆神峠付近のオルソ空中写真（国土地理院，2017b）に解釈を加筆。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。

河川の屈曲を基準にしたときの横ずれ変位速度の推定には、段丘面の下刻によって生じた段丘崖の変位量と下刻が生じた年代の推定が必要となる。段丘崖の形成年代を直接測定することは難しいため、通常段丘崖の上下に位置する地形面の形成年代から類推する。段丘崖に生じる右横ずれ変位は次のように形成される。まず、地形面が形成される（１：図167）。河川の下刻によって、地形面が段丘化し、段丘崖が形成される（２：図167）。段丘崖の形成後、横ずれ断層が活動し、段丘崖に変位が生じる（３：図167）。この変位は河川の側方侵食力が小さいほど保存されやすい。河川の侵食力が大きい場合、攻撃斜面側の段丘崖は侵食されるため、変位が失われる。しかし、反対側の段丘崖は侵食されにくいため、変位が残る（4a：図167）。その後に変位が生じると、右岸側と左岸側で変位量の不均衡が生じる（5a：図167）。一方、河川の侵食力が小さい、または殆どない場合、段丘崖が侵食されないため、変位が残る（4b：図167）。その後に変位が生じても、右岸側と左岸側で変位量は等しい（5b：図167）。段丘崖の変位量をD、段丘崖の上側の地形面の形成年代をT_H、段丘崖の下側の地形面の形成年代をT_Lとしたとき、右横ずれ変位速度Sは次の(1)式で表される。

$$D/T_H < S < D/T_L \qquad (1)$$

段丘崖の変位が河川の侵食によって失われやすい場合、右横ずれ変位速度はD/T_Lに近く、ずれが保存されやすい場合はD/T_Hに近いと考えられる。右横ずれ変位速度を精確に推定するには、ずれの形成と形成後の経過を明らかにする必要がある。

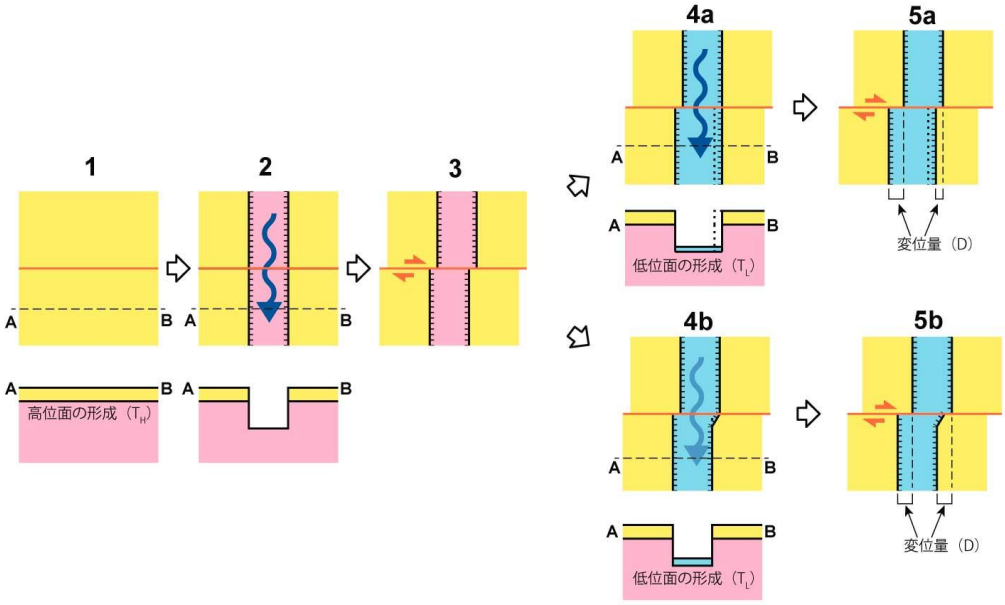


図167 段丘崖のずれの形成過程の概念図

１:高位面の堆積。２:高位面が下刻される。３:断層の動きにより段丘崖に変位が生じる。4a：河川の侵食力が十分大きい場合、攻撃斜面となる段丘崖（図では左岸側）が侵食され、変位が失われる。反対の右岸側には変位が保存される。5a:断層の動きにより変位が生じるが、右岸側と左岸側で変位量に差が生じる。4b:河川の侵食力が小さい場合、段丘崖がほとんど侵食されないため、段丘崖が保存される。5b:断層の動きにより変位が生じても、右岸側と左岸側で変位量は等しい。１、２、4a、4bの下図は断面ABでの地質断面。

熊本県宇城市豊野町下郷の娑婆神峠から小畑の区間において、地形地質調査を実施した（図168）。小熊野川の支流として北に流下する谷口川と白岩山の間には複数の段丘面が分布する。小畑集落から南では白岩山を含む南北に延びる稜線を水源とする４本の小河川（小河川Ａ～Ｄ）が段丘面を下刻しつつ、東へと流下し、谷口川に合流する。稜線と山麓線が南へ行くほど近接するため、小河川の集水域は南ほど小さくなる傾向がある。小河川Ａと小河川Ｄに挟まれた領域の地形分類を行った所、高位面、中位面、閉塞凹地、沖積面の４面に分類された。高位面は凹凸が大きく、主に山麓沿いと小河川Ａと小河川Ｂの間に分布する。小河川沿いの地質調査では、肥後変成岩類と見られる山地を構成する片麻岩と阿蘇４火砕流堆積物（Aso-4）と見られる溶結凝灰岩が認められ、Aso-4が断層をまたいで分布する様子が確認された。高位面は断層近傍で東傾動を示した。中位面は小河川ＡとＢの間では、Aso-4の南北縁に分布し、小河川ＢとＤの間では断層の東側に広く分布する。地表面は凹凸が小さい。小河川Ｃの右岸側には、シルト質の砂礫を主体とする段丘堆積物が連続的に確認でき、３～3.5 mの厚さでAso-4を覆う（図169）。段丘堆積物中には級化構造や層理面が確認できるため、小河川Cの形成した扇状地の堆積物と推定される。小河川Ａ～Ｃでは幅50 m程度の沖積面が川沿いに形成されている。沖積面と中位面または高位面との間の段丘崖の比高は５～15 m程度で、場所によっては急崖となる。小河川Ｂの溜池より下流部では崖がなだらかで、沖積面の幅が狭まることから、地すべりが生じた可能性がある。日奈久断層と交差する地点において、全ての小河川はクランク状に屈曲し、断層沿いに逆向き低断層崖が形成されている。小河川Ｂと断層の交差地点では、断層に沿って南北方向延びる幅約50 mの地溝が形成され、かつて閉塞凹地であったことが推定される。その閉塞凹地は小河川Ｂによって下刻され、閉塞凹地の堆積面は段丘化している。

小河川Ａ～Ｄの中で、横ずれ変位速度推定に適した小河川は、小河川Ａ、Ｂ及びＣである（図168）。小河川Ｄ沿いには断層を挟んで分布する地形面が存在しないため、ずれの量を見積もることが出来ない。小河川Ａについては、右岸側の段丘崖に約76 mの変位が認められる。この変位はAso-4堆積以降に形成されたことは間違いない。小河川Ａの右岸側に位置するため、高位面形成以降の変位が保存されている可能性がある。小河川Ｂについては、現在は宅地造成によって失われているが、1970年代の空中写真では、閉塞凹地と沖積面の間の段丘崖に約41 mの右横ずれ変位が確認される。流域が狭いため、側方への侵食はほとんど生じていないと考えられる。したがって、閉塞凹地が離水して以降の変位を記録していると推定される。小河川Ｃは、全体として右屈曲しているものの、変位基準が認定しづらい。上流域における小河川Ｃの河岸（CN、CS）と、小河川Ｃと断層が交差する地点（CN’、CS’）を基準とすると、約71～79 m変位する。基準点の選定に不確定要素が大きく、他の２地点と比較すると信頼性が低い。小河川Ｃでは、山地側に閉塞凹地が形成されていることや流域が狭いため、河川の侵食力は小さく、変位が失われないと考えられるため、高位面の離水後の変位が記録されていると考えられる。

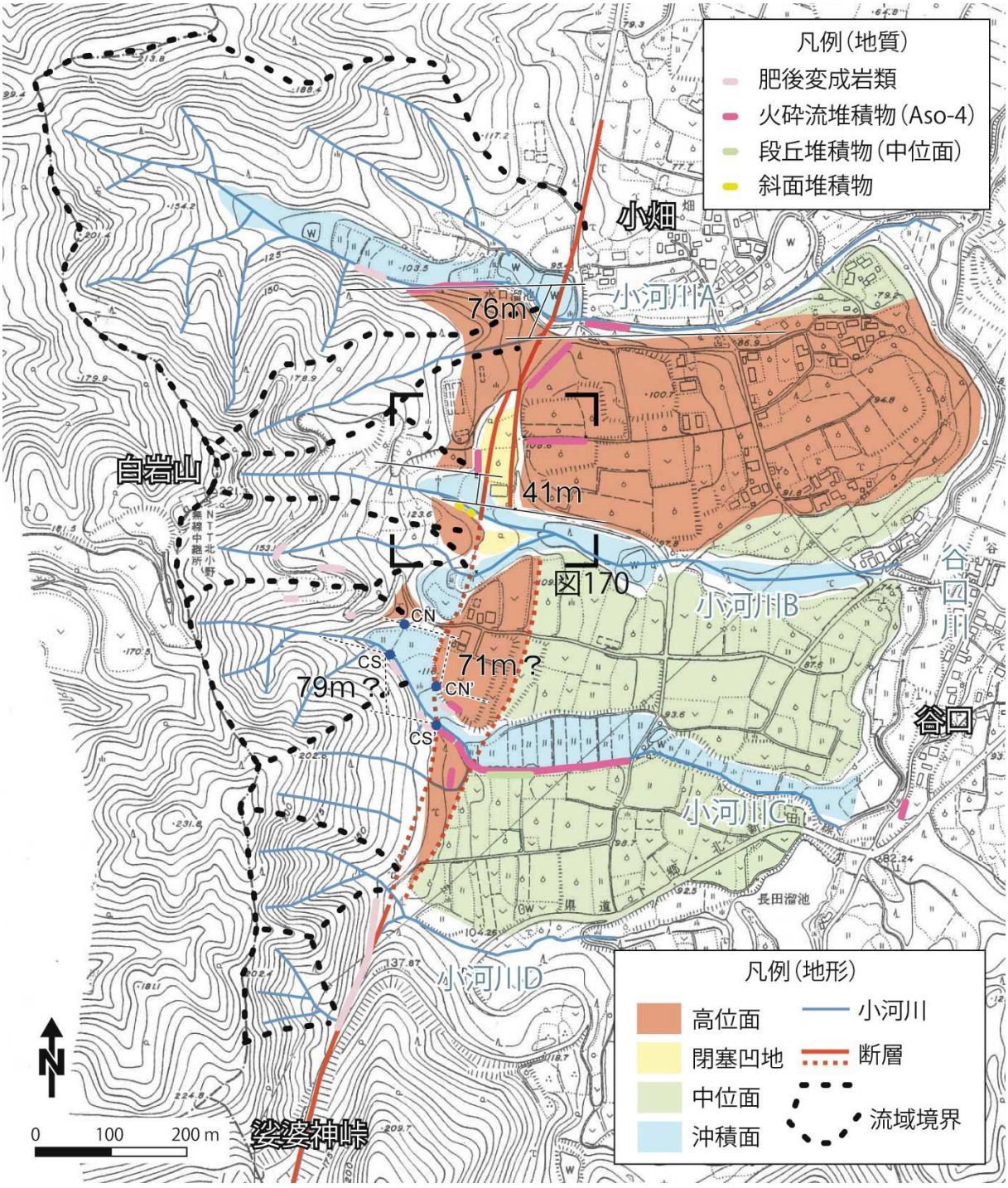


図168 小畑地区南部における地形地質調査結果

背景は1/5000豊野村（現：豊野町）管内図（豊野村役場，1989）を使用。

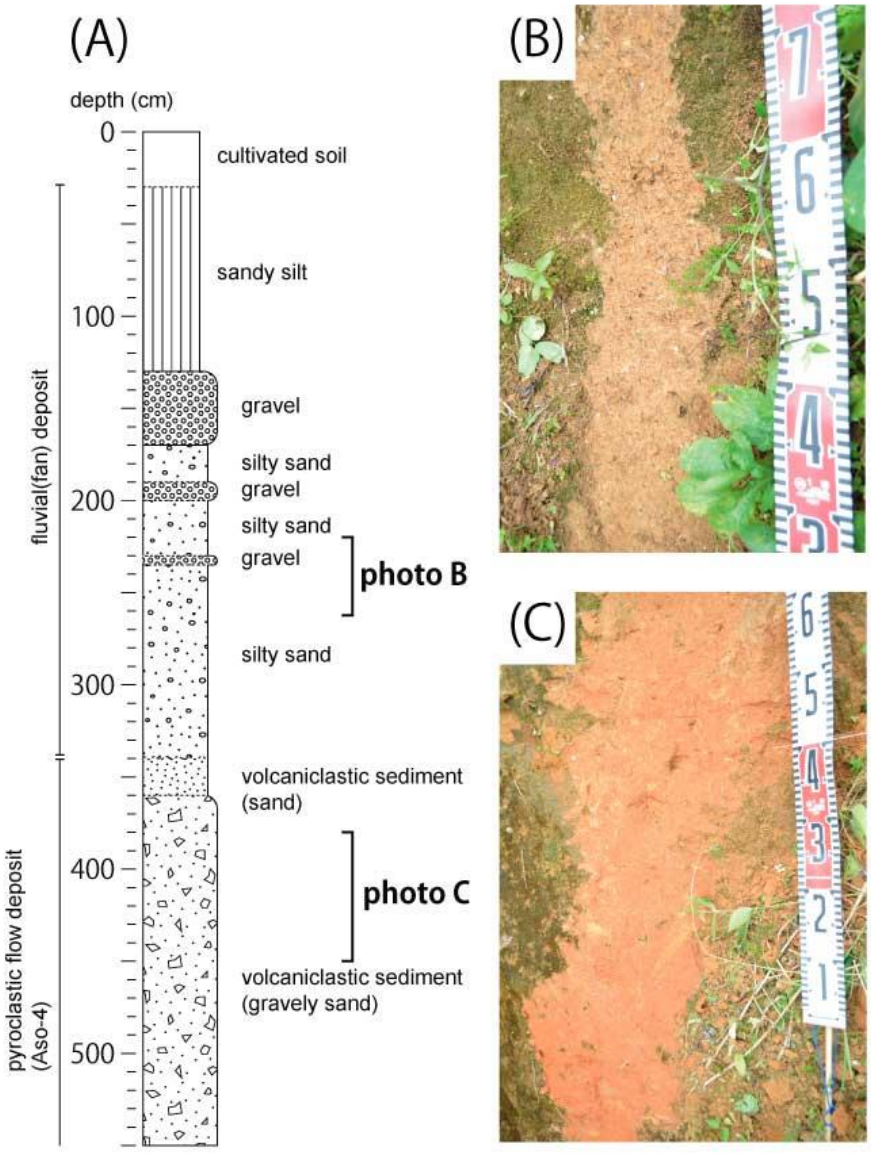


図169 中位段丘面堆積物の露頭

（A）中位段丘面堆積物の柱状図。（B）中位段丘堆積物。（C）溶結凝灰岩（Aso-4）

b）地形地質調査及びボーリング調査による地形形成時期及び形成過程の検討

各小河川の示す変位の形成時期について、地形地質調査、ボーリング調査、火山灰分析及び放射性炭素年代測定結果を元に検討する。小河川Ａ及び小河川Ｃについては、高位面離水後の変位が保存されていると考えられる。高位面はAso-4で構成され、その噴出時期は約９万年前と推定されていることから（Miyabuchi, 2009）、それ以降であると考えられ、平均変位速度は0.84～1.2 mm/yrより大きいと見積もられる。ここで得られた平均変位速度は理論上（１）式から下限値と考えられるが、小河川Ａについては左岸側の侵食されにくい段丘崖の変位を参照していることや、小河川Ｃは流域面積が小さく侵食力が小さいと考えられるため、日奈久断層帯の平均変位速度に近いと予想される。検証のため、別の地形面である閉塞凹地の下刻によって形成された段丘崖の変位についても、平均変位速度の推定を試み、他地点から推定される変位速度との比較を行った。

まず、地形から読み取れる変位と断層の位置関係を明確にするため、閉塞凹地と小河川Ｂ沿いの沖積面において群列ボーリングを実施した（図170）。凹地堆積物上では、SBG-1およびSBG-5の２本のボーリングに加え、SBG-H1～H5の５本のハンドボーリングを実施した。沖積面上ではSBG-2～SBG-4の３本のボーリングを実施した。ボーリング調査結果は図171および図172にまとめた。得られたボーリング試料については、放射性炭素年代測定（表19）及び火山灰分析（表20、図173及び174）を実施した。火山灰分析は株式会社古澤地質に依頼し、火山ガラスの洗い出し、プレパラートの作成、鉱物組成分析、屈折率測定を実施した。一部の試料については主成分分析を行った。放射性炭素（^{14}Ｃ）年代測定は東京大学大気海洋研究所の横山研究室の所有する加速器質量分析装置を用いて測定を行った。以下に示す^{14}Ｃ年代値はOxCal v4.3.2（Bronk-Ramsey, 2009）によりIntCal13（Reimer *et al.*, 2013）を参照して暦年較正を行った値を示した。総合的に解釈した地形地質断面は図175に示した。

閉塞凹地面上のボーリング位置は、地溝を東西に横切るように設定した。両岸に位置するSBG-1、SBG-H3及びSBG-H4地点では、表層1.5～2.0 mは腐植質シルト～褐色シルト層であったが、その下部にAso-4と見られる溶結凝灰岩が認められた。凹地中央部のSBG-H1、SBG-H2及びSBG-H5地点では、深度３ m程度まで掘削した所、腐植質シルト～褐色シルト層が続き、Aso-4は認められなかった。SBG-5地点において深度13 mまで掘削した所、10.8 m以深からAso-4と見られる安山岩や溶結凝灰岩が認められた。確認されたAso-4上面深度は、高位面に対して凹地内部が15 m以上落ち込んでいることを示す。Aso-4上面深度の急激な変化から、断層は東側ではSBG-H3とH2の間、西側ではSBG-H4とH5の間に位置すると考えられる。断層の位置と段丘崖の変位の位置を比較するとほぼ一致する。これは、小河川Ｂの侵食力が小さく、段丘崖の変位を消失させるほど大きくないことを示唆する。断層が地溝の両縁に存在することから、右横ずれ運動に伴いプルアパートベイズンが形成されることで、閉塞凹地が形成されたと推定される。SBG-H2コアから採取した試料は、1548～12733 cal yBPの年代値を示した。深度150 cmから採取した試料と深度210 cmから採取した試料が示す年代値は6715～12733 cal yBPと他地点と比較して古く、かつ年代の逆転が認められた。SBG-1コアではAso-4中に地すべり面と見られる低角な剪断面が存在しており、山側の崖において地すべりのような斜面崩壊が生じた可能性を示した。年代逆転層には山側から地すべりによってもたらされた再堆積物が供給されている可能性がある。SBG-5コアは下位からAso-4、Aso-4の二次堆積物を含むシルト層、砂礫混じりのシルト層となり、時々片麻岩の礫を含む。深度6.1 m以浅では、砂礫の含有

率が下がり、三枚の腐植土層を挟んで表土となる。深度約４ mに位置する腐植土層が形成される時期には離水していたと考えられる。深度6.1 m付近の砂礫含有率の低下は、離水したことによって小河川Ｂからの砂礫の供給が途絶えたことを示唆する。年代測定結果は得られていないが、深度6.1 m付近の示す値は凹地堆積物が下刻された時期を示すと考えられる。断層に挟まれた低下側の堆積物中では、一枚目の腐植質シルトが西側の断層に向かって厚みを増す傾向が認められ、堆積中に継続して沈降イベントが生じた可能性がある。地質断面では同様の変位が累積していると仮定して下位の地層境界を推定したが、SBG-5コア以外に深度を規定する情報はないため、信頼性は低い。

SBG-2及びSBG-4地点は地溝の外側、SBG-3地点は地溝の内側に選定した。SBG-3地点及びSBG-4地点は造成地内で掘削しているため、表層に厚い埋土が認められた。SBG-2地点では、深度4.4 mまで埋土または湿地堆積物で、深度4.4 m以深から片麻岩の礫と片麻岩の岩体が認められた。深度4.1 m及び深度4.4 mからは、年代がやや逆転するが、1179-766 cal yBPの年代値が得られた。約950年前にごく短時間で堆積したと推定される。SBG-3地点のコアは上から深度1.70 mまでは埋土、深度1.70～5.20 mまでは湿地堆積物、深度5.20 m以深は河川堆積物が認められた。湿地堆積物の上面にはかつての耕作土も含まれていると考えられる。湿地堆積物の下面から得られた試料は1876～1635 cal yBP、河川堆積物中の試料は18283～14806 cal yBPを示した。SBG-2地点においては河川堆積物がほぼ認められないのに対し、SBG-3地点では、４ m以上の厚さで堆積している。河川堆積物層の厚さの違いはSBG-3地点が地溝内部に位置しており、断層運動に伴う沈降により河川堆積物が集積したためと考えられる。SBG-4地点は、3.91 mまではAso-4が認められる。しかし、固結度が低く、SBG-3地点の埋土層中にも火山砕屑岩が含まれていることから、周囲のAso-4を利用した埋土と推定される。それより下位は、一旦湿地堆積物を挟んだのち、深度4.82 mから石英片が含まれ始めるため、河川性堆積物が主体となると推定される。深度5.80 m及び6.00 mには火山灰質の堆積物が認められたことから、火山灰分析を行ったところ、主にAso-4堆積物で構成されていることが明らかとなった（図８～９及び10）。深度5.90 mから採取した試料から^{14}Ｃ年代測定を実施した所、14145～13745 cal yBPが得られた。火山ガラスの形態、屈折率測定、主成分元素組成の結果によると、姶良Tn火山灰及び鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah）に相当する値を示す粒子が僅かに含まれる。K-Ah相当の屈折率を示す粒子は１粒子のみであることと、^{14}Ｃ年代との整合性から、深度5.80～6.00 mの堆積物は14 ka頃に堆積したAso-4の二次堆積物と見られる。

以上の結果から閉塞凹地堆積物が下刻された時期を推定する。SBG-3地点とSBG-5地点のAso-4の上面深度が等しい場合、SBG-3地点はまだAso-4に達していない。小河川Ｂは凹地堆積物とともにAso-4を下刻している。周辺の地質調査では、Aso-4より下位の地層が小河川沿いには認められないことからも、SBG-3地点の河川堆積物は小河川Ｂが閉塞凹地を下刻した後に堆積した堆積物と考えられる。したがって、SBG-3コアの示す最も古い年代18283～14806 cal yBP以前に下刻されたと考えられる。

形成過程をまとめると次のようになる。

1.　約90 ka　阿蘇４火砕流による高位面の形成

2.　約90 ka以降　右横ずれ運動に伴うプルアパートベイズンの形成。閉塞凹地が形成され、小河川Ｂから砕屑物が供給されるが、下刻には至らない。小河川Ａや小河川Ｃが高位面を下刻。中位段丘面が形成される。

3.　18～15 ka以前　小河川Bが閉塞凹地の堆積物を下刻し段丘崖を形成。

4.　～現在　沖積面の形成。

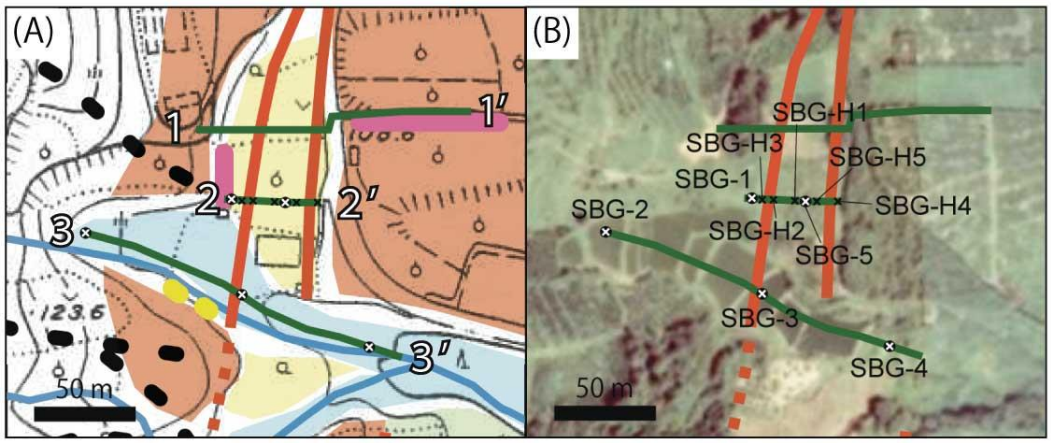


図170 ボーリング掘削位置

図中の緑線は地質断面の位置を示す。(A)ボーリング掘削位置周辺の地形分類図。凡例、図郭は図168参照。(B)ボーリング掘削位置周辺の1974～1978年に撮影された空中写真（国土地理院，2019）。

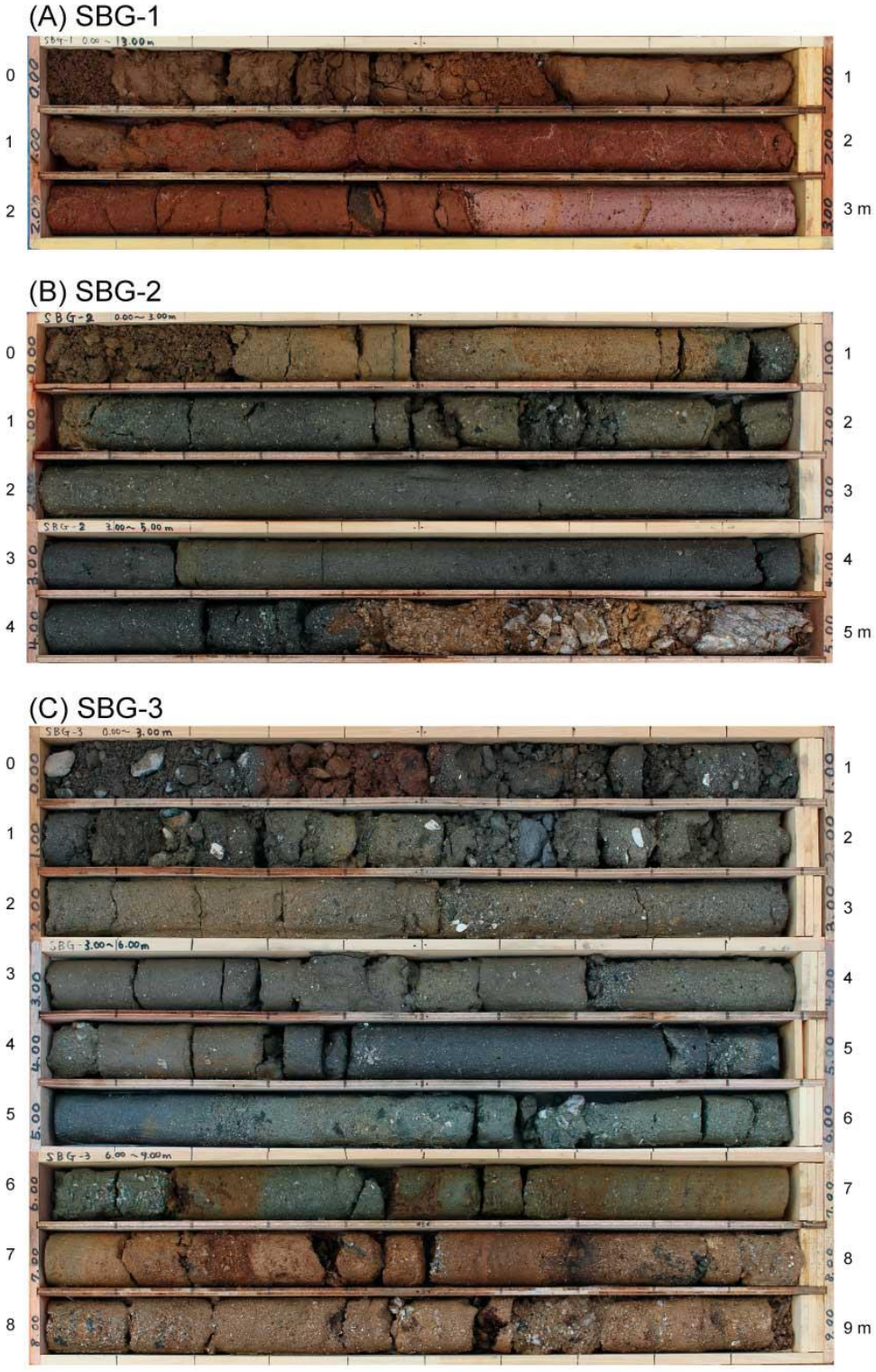


図171 (A) SBG-1孔、 (B) SBG-2孔および(C)SBG-3孔のボーリングコア写真

(D) SBG-4

(E) SBG-5

図171つづき（D)SBG-4孔及び（E）SBG-5孔のボーリングコア写真

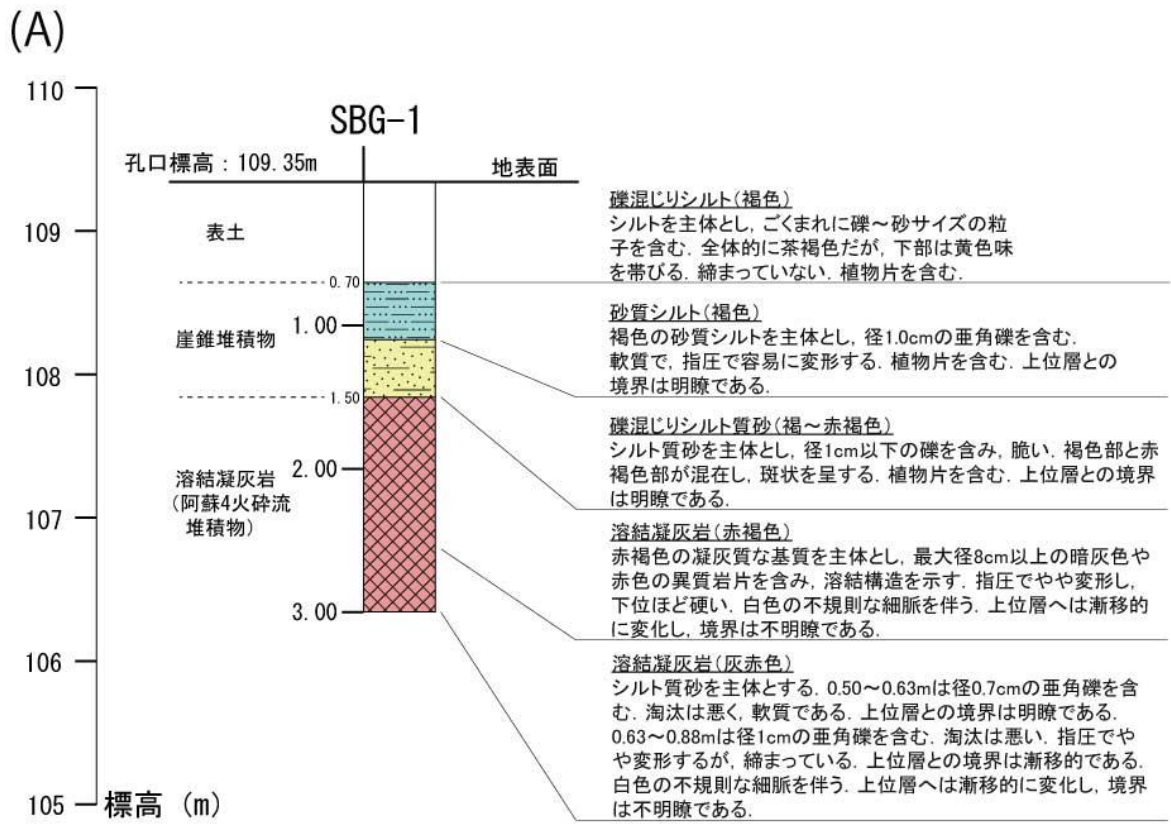


図172　(A)SBG-1孔のボーリング柱状図。

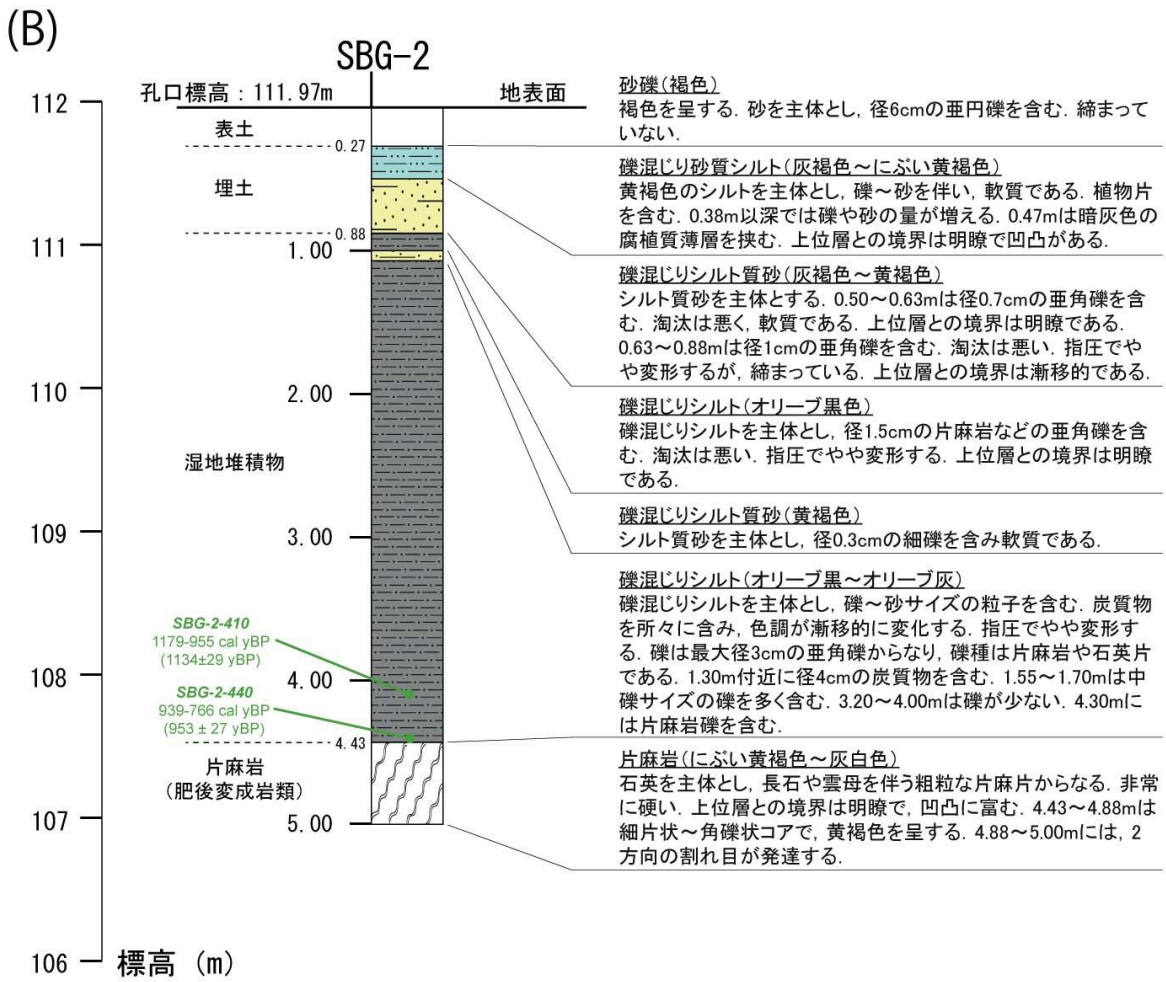


図172つづき　(B)SBG-2孔のボーリング柱状図。緑字は放射性炭素年代測定結果で、括弧内は較正前の年代を示す。

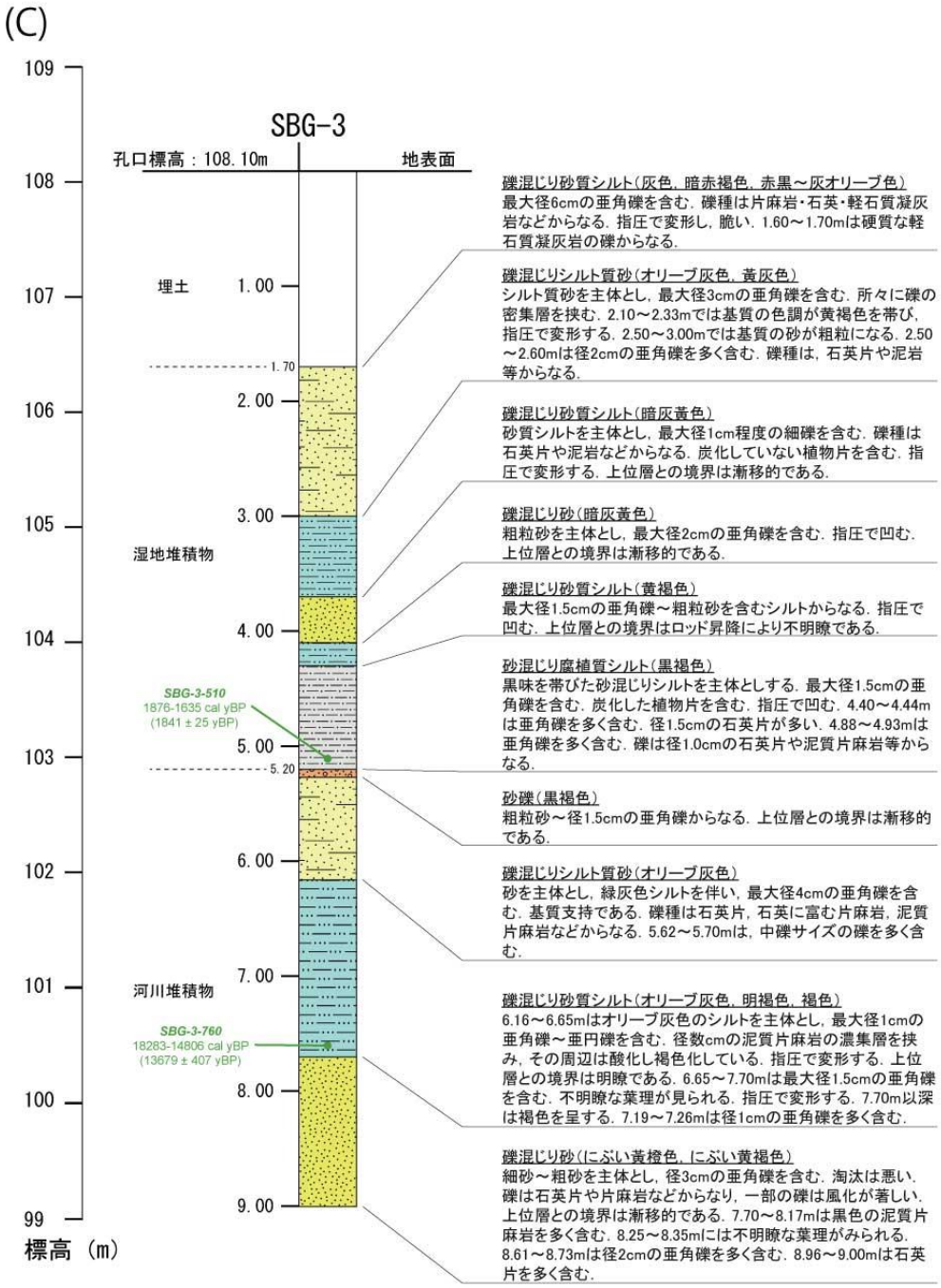


図172つづき　(C)SBG-3孔のボーリング柱状図。緑字は放射性炭素年代測定結果で、括弧内は較正前の年代を示す。

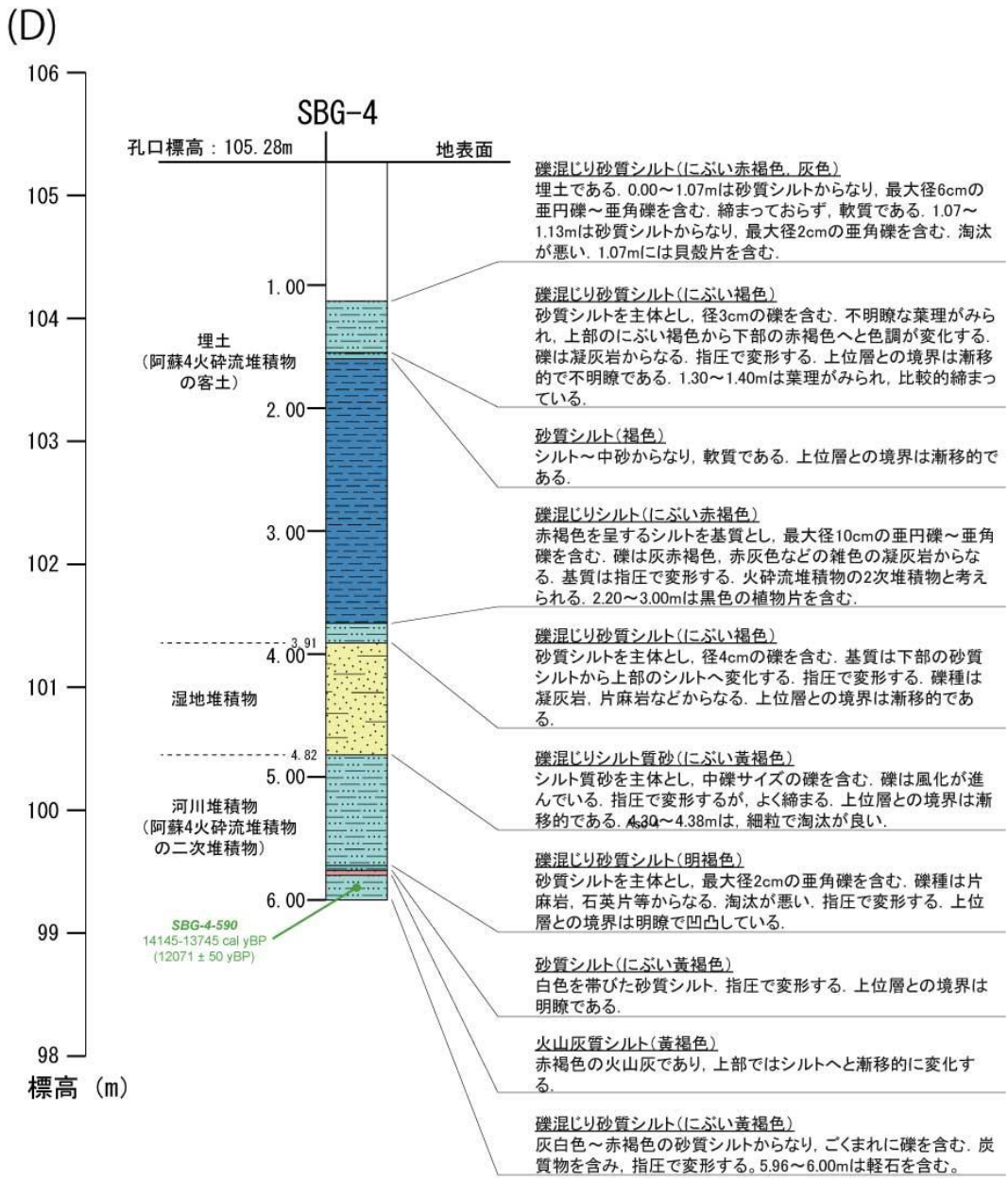


図172つづき　(D)SBG-4孔のボーリング柱状図。緑字は放射性炭素年代測定結果で、括弧内は較正前の年代を示す。

(E)

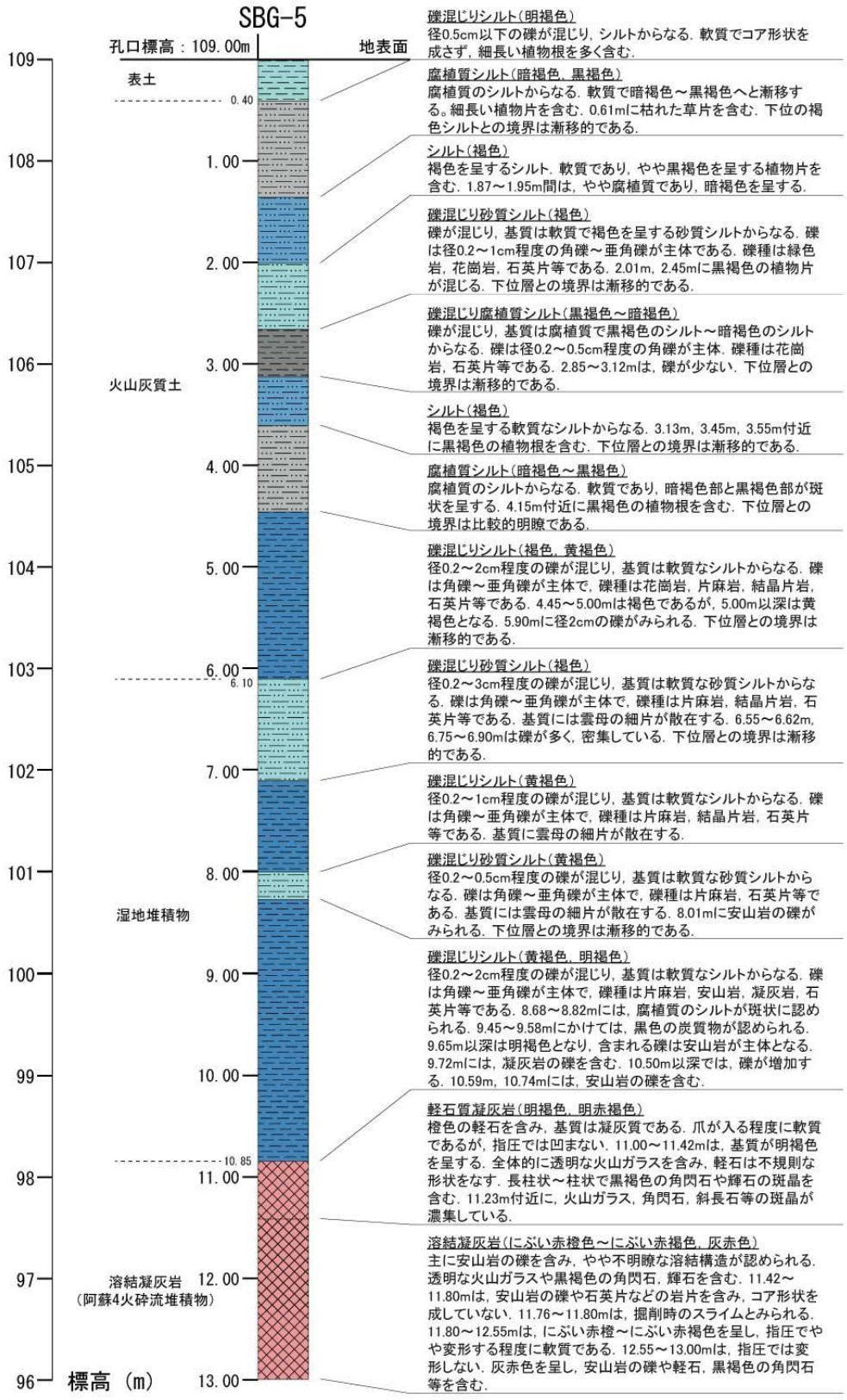


図172つづき　(D)SBG-5孔のボーリング柱状図。

表19 放射性炭素年代測定結果

Sample ID	Core	Material	Code No.	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age (cal yBP; ±1σ)	Calibrated age (cal yBP; ±2σ)
SBG-2-410	SBG-2	sediment	YAUT-045302	-25.3	1134 ± 29	1173 – 965	1179 – 955
SBG-2-440-1	SBG-2	sediment	YAUT-045303	-30.1	953 ± 27	927 – 796	939 – 766
SBG-3-510	SBG-3	sediment	YAUT-045304	-19.4	1841 ± 25	1863 – 1710	1876 – 1635
SBG-3-760	SBG-3	sediment	YAUT-045812	-80.7	13679 ± 407	17675 – 15375	18283 – 14806
SBG-4-590	SBG-4	sediment	YAUT-045813	-26.1	12071 ± 50	14076 – 13768	14145 – 13745
SBG-H1-110	SBG-H1	sediment	YAUT-045305	-21.5	1221 ± 21	1255 – 1065	1265 – 1060
SBG-H1-130	SBG-H1	sediment	YAUT-045306	-22	1497 ± 17	1410 – 1341	1516 – 1312
SBG-H2-50	SBG-H2	sediment	YAUT-045309	-22.3	1707 ± 19	1694 – 1557	1701 – 1548
SBG-H2-150	SBG-H2	sediment	YAUT-045311	-23.5	10700 ± 28	12722 – 12590	12733 – 12570
SBG-H2-210	SBG-H2	sediment	YAUT-045817	-91.3	7588 ± 629	10175 – 7328	11199 – 6715

IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) の較正曲線を参照してOxCal v4.3.2 (Bronk Ramsey, 2017) を用いて暦年較正を行った。

表20　火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral						Rock	V.Rock	Total	備考	火山ガラスの屈折率
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Ol	Ap	Opq					
SBG-4-580	1	0	0	58	6	2	3	0	5	16	209	0	300	自形Opx, Gho. Ap多く含む	1.505-1.510
SBG-4-600	4	0	0	120	11	3	3	0	8	24	127	0	300	Ap多く含む	1.496-1.513 (モード1.507-1.509)

Bw：バブルウォールタイプ
Pm：パミスタイプ
O:低反発タイプ

Fl・Qu: 長石・石英
Opx: 斜方輝石
Cpx: 単斜輝石
Gho: 緑色普通角閃石
Ol: カンラン石
Ap: 燐灰石
Opq: 不透明鉱物
Rock: 岩片・風化粒
V.Rock: 火山岩片

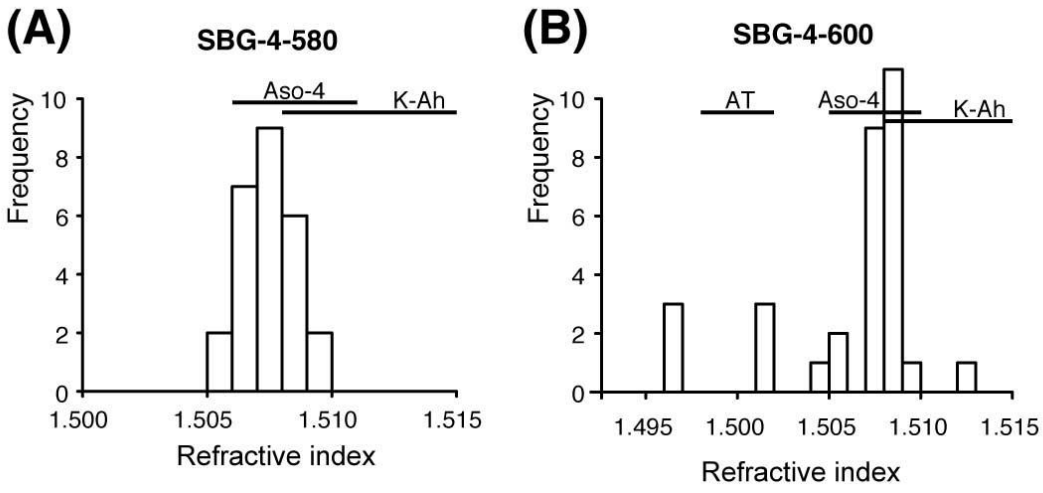


図173 火山ガラスの屈折率

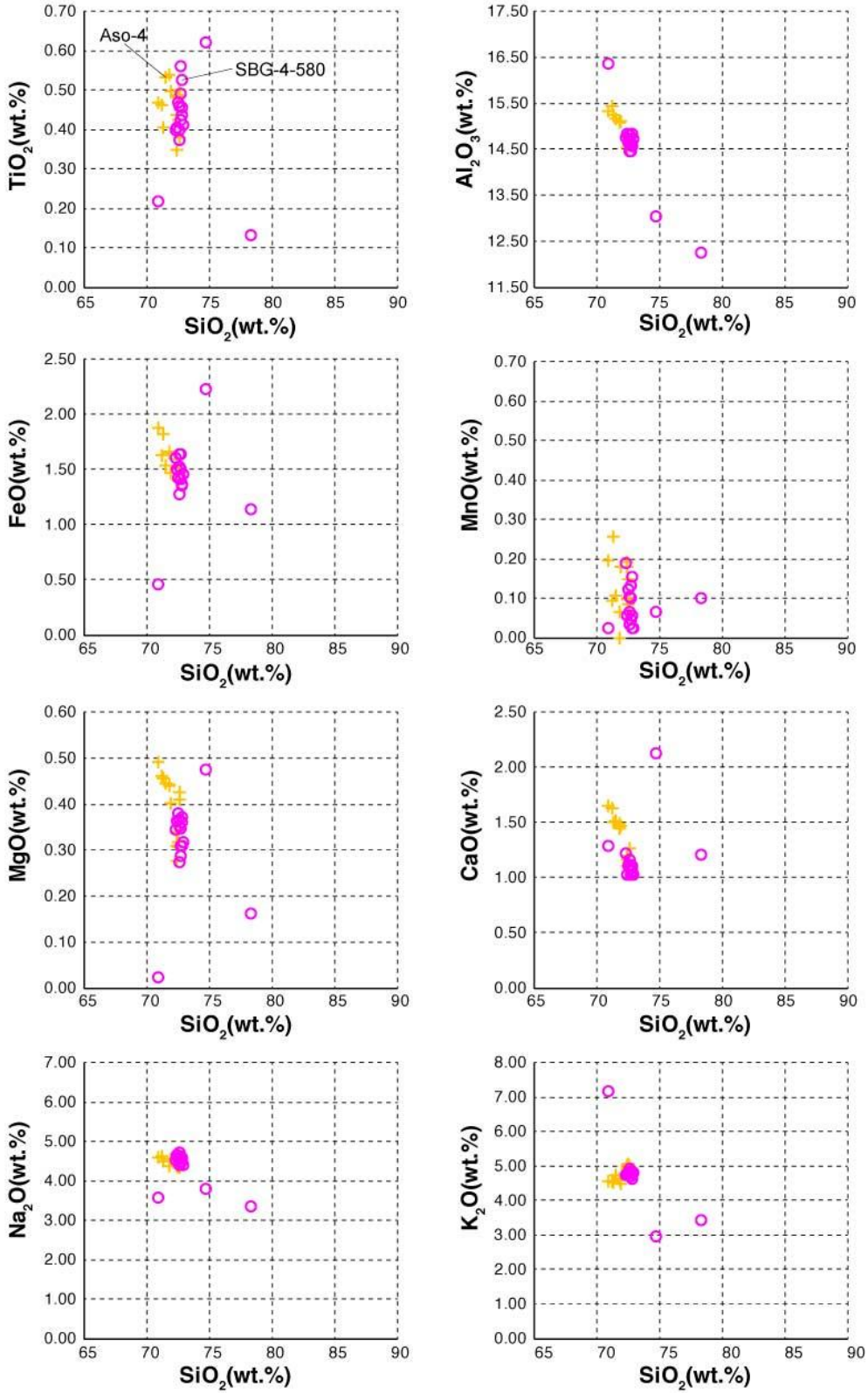


図174 火山ガラスの主成分分析結果

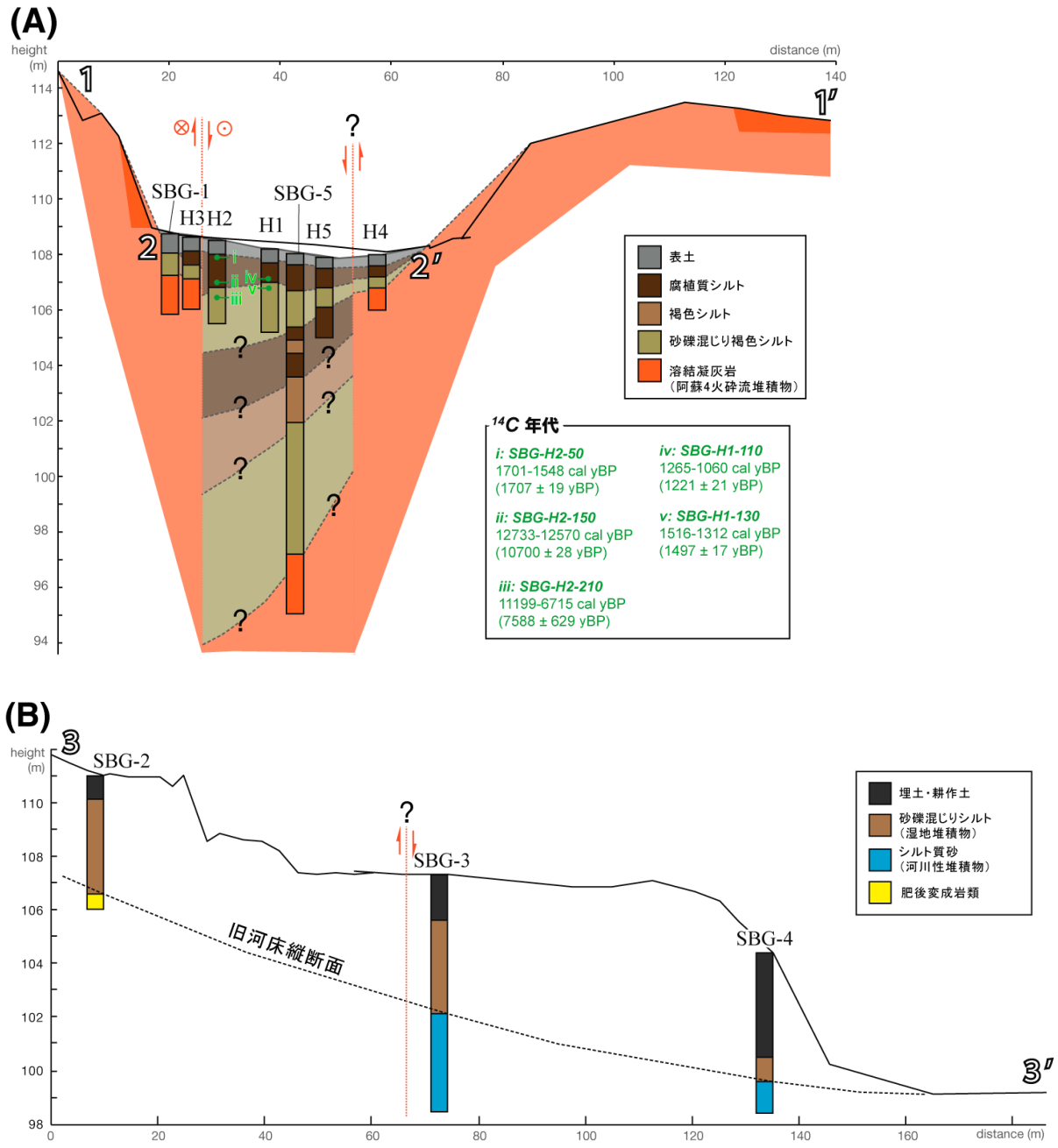


図175 地質断面図

(A)閉塞凹地を横切る地形断面（1-1’）及び地形地質断面（2-2’）。測線は図170参照。(B)小河川Bに沿う地形地質断面（3-3’）。黒点線は推定される旧河床の縦断面形。

c）日奈久断層帯日奈久区間の平均変位速度

千田（1979）では、本調査で対象とした地域において小河川の右横ずれ変位が報告されているが、小河川の変位は阿蘇４火砕流以前からの変位と解釈し、変位速度の推定は行っていない。しかし、本調査の結果、小河川の河床には溶結凝灰岩が認められたため、阿蘇４火砕流の堆積後に下刻されたと判断される。小河川Ａの右岸の段丘崖の変位約76 mは、Aso-4が堆積した約90 ka以降であるため、平均変位速度は0.84 m/kyrより大きい。小河川Ｃの変位71～79 mは約90 ka以降に形成されたと考えられるため、0.79～0.88 m/kyrより大きい。小河川Ｃから得られた値は、他の小河川と比較して信頼性が低いものの、小河川Ａから得られた値とほぼ一致する。本調査では閉塞凹地の離水年代が得られていないため、下限値が得られなかった。しかし、小河川Ｂに下刻された閉塞凹地の段丘崖が示す変位約41 mは、18～14 ka以前に形成されたと考えられるため、上限の値として2.3～2.9 m/kyrが得られた。したがって、本地域における日奈久断層帯の平均変位速度は0.84 m/kyrから2.9 m/kyrの間となる。千田（1979）は南小野南方の中位扇状地面を下刻する小河川の屈曲（右ずれ約12 m）を元に平均変位速度を推定した。中位扇状地面の形成年代を15000 yBPと推定し（有明海研究グループ，1969）、平均変位速度を0.8 m/kyrと見積もった。地震調査研究推進本部（2013）では年代値の較正を行い、平均変位速度0.7 m/kyrと再計算した。この値は本調査で得られた平均変位速度の下限値に近い。また、小河川Ｂの流域面積は小さく、断層位置と変位の位置が一致することから、小河川Ｂの侵食力は小さいといえる。小河川Ａ～Ｃにおいて認定された段丘崖の変位は、いずれも保存されやすい環境にあると判断されるため、実際の平均変位速度は、得られた範囲の上限値よりは下限値に近い0.7～0.84 m/kyr程度である可能性が高い。

10）八代海の活断層と構造

a）従来の八代海の活断層調査

日奈久断層帯は八代の南側で八代海に入り、御立岬まで海岸線に沿って南西に延び、その先からさらに八代海の海底を南西に連続する（図１）。八代海の活断層については、国土地理院（1982，1984）によって主な分布が明らかにされ、斎藤・他（2010）は九州電力などの調査結果も合わせて、海底活断層の分布を示した（図176a）。また、熊本県（1998）は海域活断層近傍でピストンコアを用いた堆積物採取を行い、活動時期を推定した。海域活断層調査が本格的に始まった2008年以降には、楮原ほか（2011）が高分解能マルチチャンネル音波探査データに基づいて、さらに詳細な断層形状を明らかにし（図176b）、井上・他（2011）及び八木・他（2016）は、ピストンコアによって得た堆積物の年代から、活動履歴を推定した。

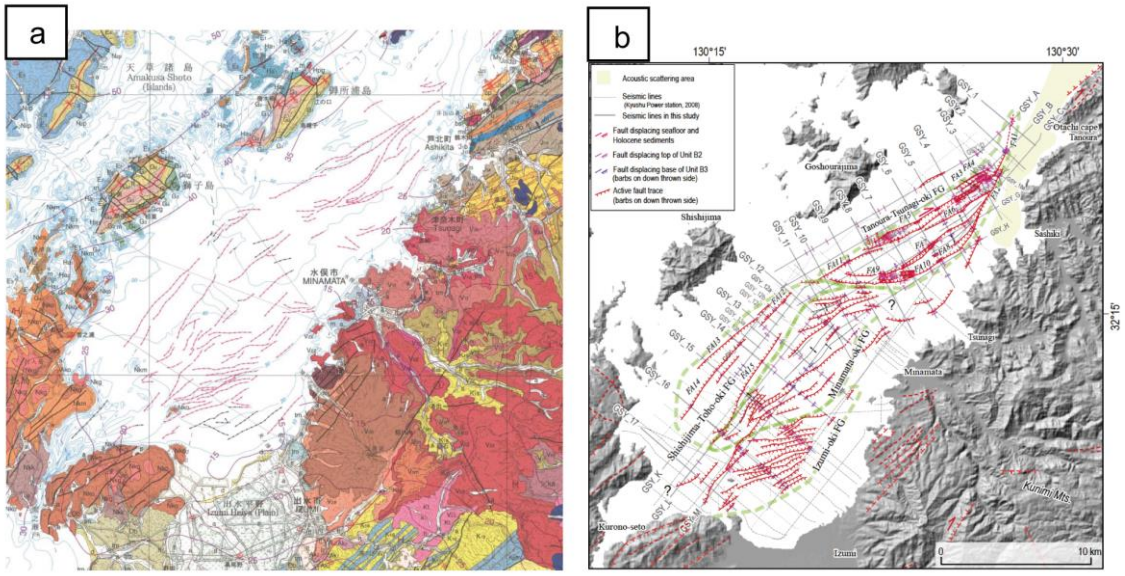


図176　a：斎藤・他（2010）による八代海の活断層。20万分の1地質図『八代および野母崎』より一部を引用。 b：楮原・他（2011）による八代海の活断層図。

国土地理院（1982，1984）は高分解能音波探査データの解析に基づいて、最終氷期の侵食面以上を３つの層に、それ以下の後期更新統を２つの層に区分している。楮原・他（2011）もほぼ同様に層序区分しており、上位から、完新統のA1およびA2，後期更新世のB1，B2，B3，D1および D2、音響基盤のE層に区分した（図177）。B2層上面の侵食面を最終氷期の侵食面とし、広範囲に追跡可能で内部反射が弱いB3層を阿蘇4の火砕流堆積物に対比した。B3層と同様の特徴を持つ地層は有明海でも知られており、八女粘土層と呼ばれる風化した軽石層および阿蘇4火砕流堆積物に対比されている（有明海研究グループ，1965）。

国土地理院（1982,1984）によると、陸域の御立岬から西南西方向に地溝を伴う活断層が発達し、獅子島の東方で南西に走向を変え、断続的に八代海の南西部まで連続する。その南東側にも北東–南西から東西方向の断層が断続的に複数発達する。楮原・他（2011）も同様の断層に加えて、変位量の小さい断層の分布も明らかにした（図176b）。その結果に基づいて、御立岬沖南西沖の断層群とその南東側に分布する断層群を田浦–津奈木沖断層群（長さ約20k

m）、その南西延長を獅子島東方沖断層群（長さ約18km）と呼んだ。また、水俣沖の変位量が小さい断層からなる水俣沖断層群（長さ約18km）とその南側の東北東方向の断層からなる出水沖断層群に区分した。そのなかで、田浦−津奈木沖断層群は明瞭な垂直変位を伴い、フラワー構造をもつことが多いことを明らかにした。しかしながら、田浦−津奈木沖断層群と御立岬の間約４kmには音波散乱層が発達し、陸域部との連続性は確認できていない。

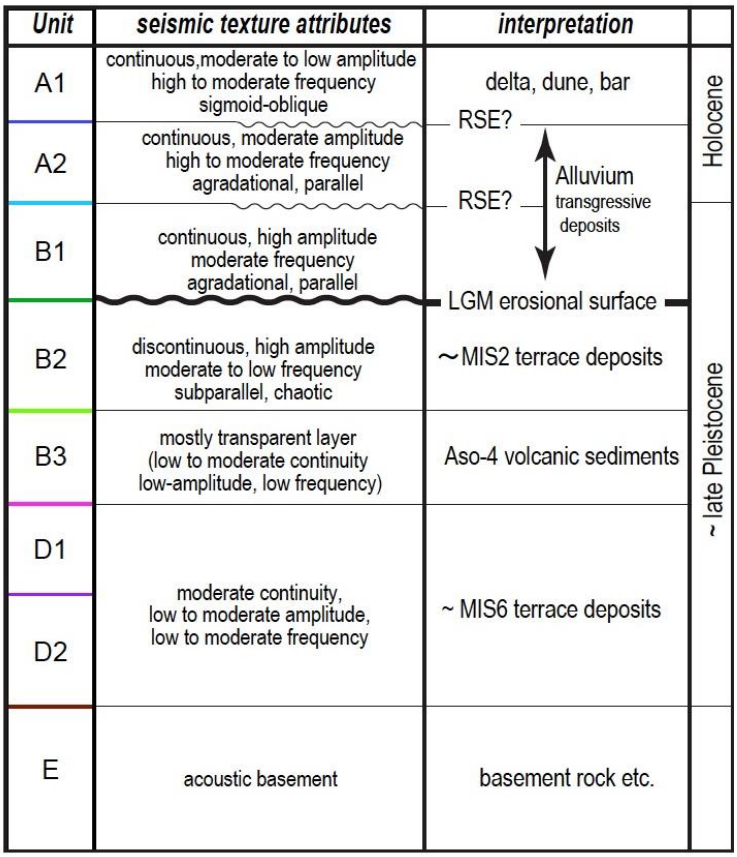


図177　楮原・他（2011）の層序区分

活動履歴については、熊本県（1988）、井上・他（2011）、楮原・他（2011）、八木・他（2016）によって報告されている。それらの調査はいずれも断層変位量が大きく、完新統が厚い白神岩沖で実施されている（図1，178，179）。熊本県は、音波探査断面で活断層の変位が認められた地点でピストンコアを採取し、10000yBP以降、3800yBP前に断層活動があったとした。井上・他（2011）は、楮原・他（2011）および坂本・他（2011）の反射探査データを基に、断層変位の大きい３つの海域で７本のピストンコアを採取し、堆積物の年代を明らかにした。その結果から、最も北東部の調査地点では、9540±40yBP以降、2660±40yBP以前と、1680±40yBP以降、530±40yBP以前の２回のイベントを推定した。この地点は熊本県の調査地点近傍に当たる。その南西側の断層(FA5)の変位をはさんでピストンコアを取得し、7.3ka以降、1920±40yBP以前に変位が生じたと推定した。その南東側でもピストンコアを採取したが、断層変位の年代は特定できていない。

八木・他（2016）も日奈久断層帯北東部で詳しい音波探査を行った後、5本のピストンコ

アを採取した。その年代値および井上・他（2011）の堆積物の年代と、新たに取得した高分解能の反射断面の解析から、イベント１（20000 yBP～13000 yBP）、イベント２（12920 yBP～10690 yBP）、イベント３（8990 yBP～2740 yBP）、イベント４（330yBP以降）を認定した。

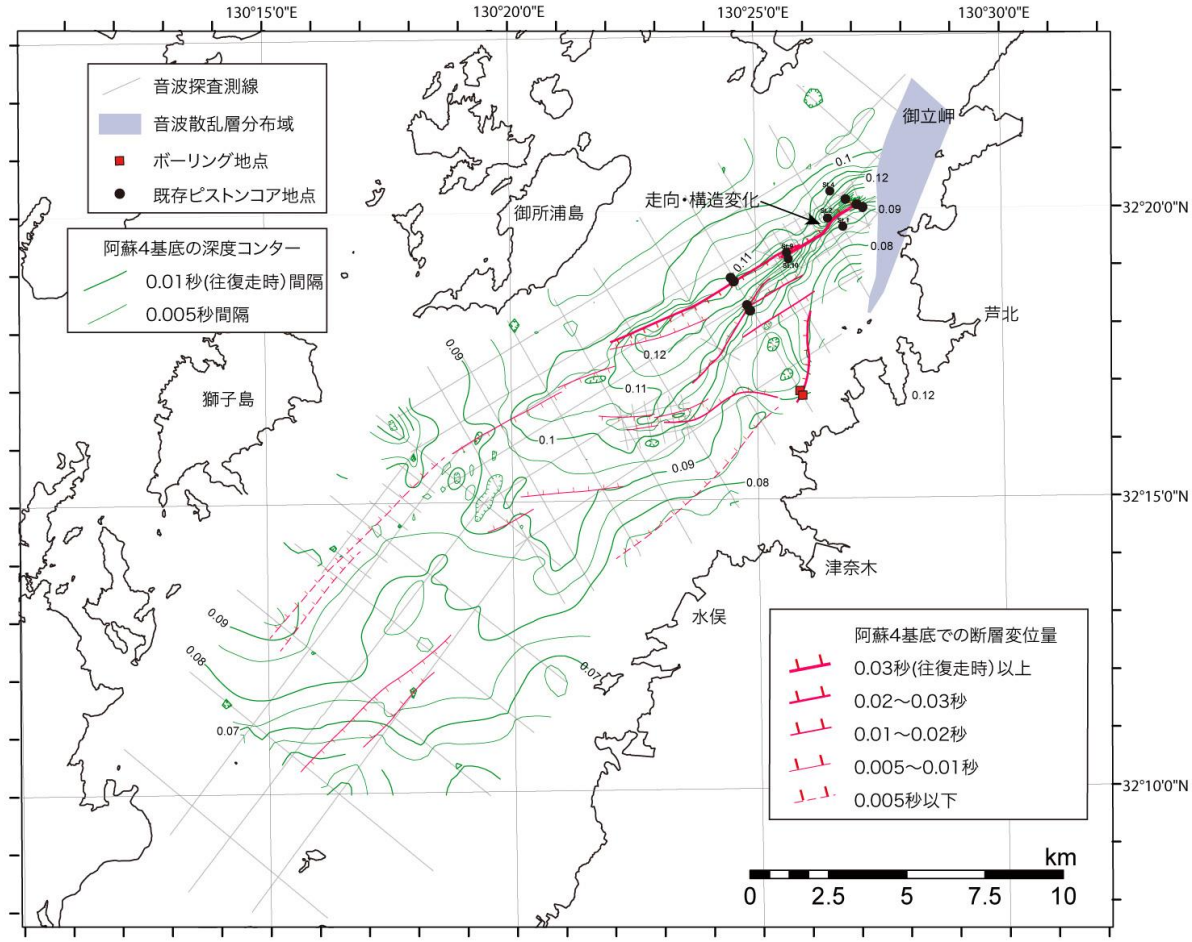


図178　既存の反射断面（楮原・他，2011）を再解析して作成した八代海の構造図
北東部では断層変位量が大きく、断層に沿って沈降帯が発達する。

以上の活動履歴調査が行われた海域北東部では、断層に沿って地層が撓みながら落ち込む構造を持ち、その中に厚い地層が不整合を伴いつつ堆積しており、活動イベントが構造から識別しやすいことが特徴である（図179）。一方で、約１万年前から数千年間にわたる無堆積或いは浸食期間があり、堆積物が欠落している。このため、断層活動を見落としている可能性もある。

b) 八代海の地質構造

楮原・他（2011）は詳しい解析を行い、多くの断層の分布を明らかにしたが、変位速度が非常に小さい断層や活動時期がやや古い断層まで同じように図示されているため、重要な断層と構造がわかりにくい（図176b）。そこで、断層変位量が比較的大きく、累積性が明瞭な

断層のみを示すとともに、反射面を精度良く追跡しやすいB3層（Aso-4）基底を広域的に対比してその深度マップを作成し、その面での断層の垂直変位量を測定した。

そのようにして得られた地質構造図を図178に示す。示されている断層は楮原・他（2011）の断層図より少ないが、主要な断層は見やすくなった。御立岬の南西沖から西南西方向にほぼ直線的に連続する断層は、北緯32° 16′付近で南西方向に屈曲してさらに連続する（図178）。この一連の断層が、日奈久断層帯の主断層であると推定される。これらは楮原・他（2011）の田浦–津奈木沖断層群の北西部の断層（FA4, FA5, FA11）と獅子島東方沖断層群の北西部の断層（FA12, FA13, FA14）にそれぞれ相当する。その主断層の南東側には、東西から北東–南西方向の短い断層が分布する。それらは副次的な断層であると推定される。全体として北東に向かって変位量が大きくなり、南西部では変位量が小さい。副次的な断層は走向変化が大きく、実際の断層トレースを正確に表現できていない可能性がある。断層トレースの信頼性を向上するためには、反射探査測線を増やす必要がある。

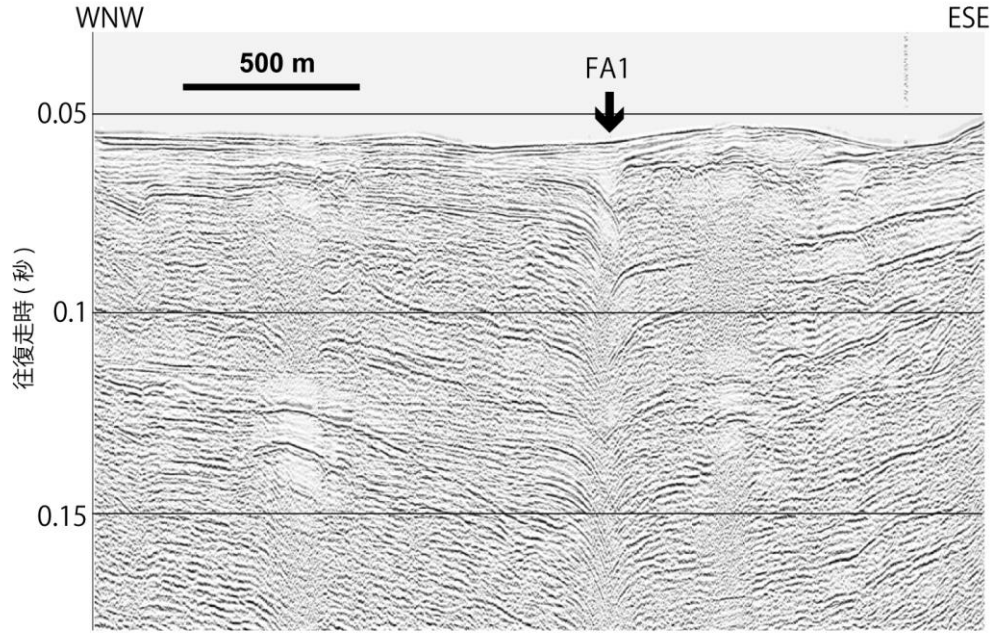


図179　八代海北東部のFA1断層を横断する反射断面（GSY-18a）

熊本県（1998）および井上・他（2011）による白神岩沖のピストンコアはほぼこの断面上の断層（矢印）の両側で採取された。

B3層基底で0.02秒（約15m）以上の変位量を持つ断層はこの領域の北東部で、南西部の獅子島東方沖断層群などでは断層の数が少なく、0.01秒以上の変位量を持つ断層は存在しない。御立岬南西沖の変位量が大きい主断層は、幅5km程度の地溝状の沈降帯を伴う。その北東部では主断層の北西側が沈降するのに（図179）、南西部では主断層の南東側が沈降し、上下変位が逆転する。南東低下の断層の南東側には沈降帯が発達し、その内部と東縁に副次的な断層が発達する。一方、獅子島東方沖断層群周辺では断層に沿って明瞭な沈降帯は認められず、B3層基底深度も北東部に比べると浅い。

第178図に示した活断層は、楮原・他（2011）の活断層図（図176b）と概ね整合的であるが、いくつか一致しない点がある。楮原・他（2011）は調査海域の北東端で北北東–南南西方向のFA1断層を認定し、東北東–西南西走向の主断層の連続性を切ると解釈を示した。しかし、FA1断層が認定されたGSY-1およびGSY-2測線の反射断面には累積性のある明瞭な変位を持つ断層は認められなかった（図180）。従って、主層群はそこで切れずに御立岬沖に発達する音波散乱層内に連続し、同岬の北東側に連続する可能性が高い。また、楮原・他（2011）は田浦–津奈木沖断層群の南東側でFA2及び FA7～10断層が弧状に連続すると解釈したが、今回の解析では必ずしも弧状に連続するとは判断できなかった。ただし測線間隔が不十分なので断層の走向や変位の方向が変化を正確に明らかにできていない可能性は残されている。

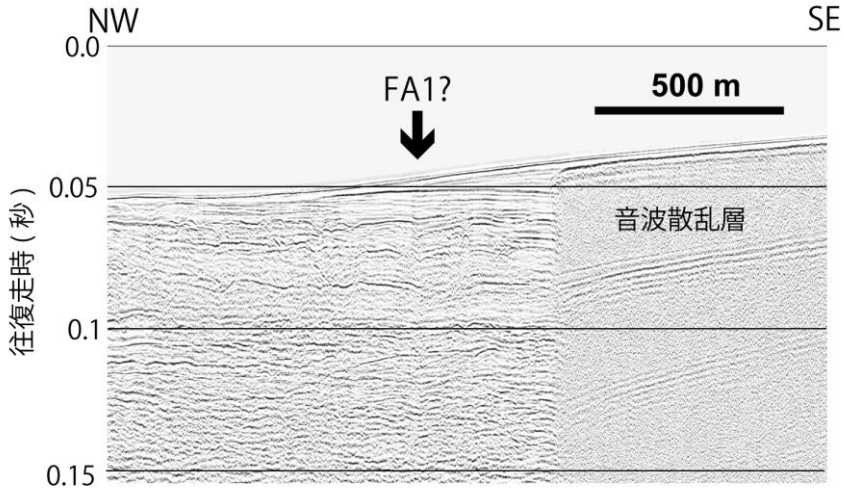


図180　楮原・他（2011）がFA1断層（矢印）を認定したGSY-1測線の反射断面
右半分は音波散乱層。

c)日奈久断層帯八代海区間と日奈久区間の境界について

日奈久断層帯の日奈久区間と八代海区間の境界は御立岬の南西沖に設定されている。そこでは、音波散乱層によって断層が見えないが、楮原・他（2011）のFA1断層が全体の断層群を切って北北東に伸びていることが根拠になっている。しかしながら、既に述べたように、FA1断層が存在しない可能性が高く、存在するとしてもきわめて変位量が小さく、変位量の大きい東北東–西南西方向の主断層の連続性を止める断層とは考えにくい。それよりも主断層は音波散乱層内に連続し、御立岬付近までつながっている可能性が高い。

御立岬沖の日奈久断層帯の走向は、断層の上下変位が逆転する場所の南西側で時計回りに屈曲する（図178）。このような断層屈曲の北東側で右ずれ運動が生じると、屈曲南西側の区間では、断層に沿って伸長成分が生じる。主断層の南東側には副次的な正断層群を伴った沈降帯が発達することは、断層に沿った伸張成分が原因であると考えられる。このような地質構造の変化から、日奈久区間と八代海区間の境界は、御立岬沖の断層の走向が屈曲し、上下変位が逆転する付近とすることを提案する。

また、八代以南の日奈久断層帯の断層形状も上記の地質構造から、以下のように推定される。八代–御立岬間は断層の北西側が沈降していると考えられることから、断層面は北西に傾斜する可能性が考えられる。御立岬沖の南東側が沈降する主断層は南東側に副次的な断層を

伴う沈降帯が発達することから、南東に傾斜する断層面が推定される。副次的な断層は北西傾斜の断層が多く、地下では主断層に近づく配置を持つと推定されるが、地下では両者はつながって、南東傾斜の断層が主断層として深部に連続すると推定される。一方、獅子島東方沖断層群では主断層に沿った垂直変位量が小さくなり、その両側の傾動もほとんど認められないことから、断層面は高角である可能性が高い。

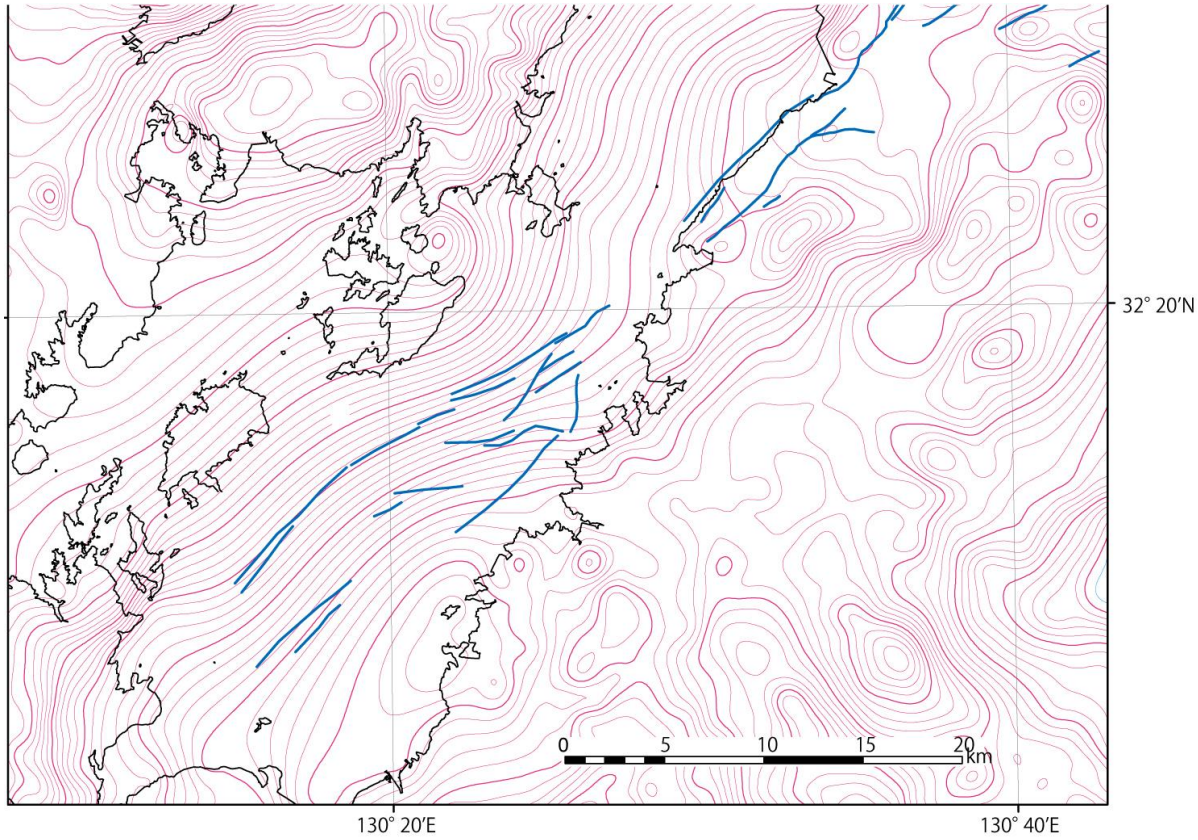


図181　八代海周辺のブーゲ−異常図（村田・他，2004）と日奈久断層帯（青線）
陸域の活断層は産業技術総合研究所の活断層データベース（https://gbank.gsj.jp/activefault/）、八代海の活断層は本報告書の図178に基づく。

d）日奈久断層帯の屈曲と構造

八代海と同じような断層の屈曲は八代市付近でも認められ（図１）、屈曲の南西側の八代市と御立岬の間は断層に沿って引張成分を持つ構造が発達すると期待される。この区間の断層は北西側が海域となっているが、海域の地質構造はほとんど明らかにはなっていない。わずかに、御立岬沖で主断層に北西側低下の構造が認められ、八代付近の重力異常図（村田・他，2004）には断層の北西側に沿って低異常が形成されているように見えることから（図181）、断層の北西側に沈降帯が形成されている可能性がある。

屈曲が生じている八代市以南の日奈久断層帯の走向は、古生代から中生代の付加体からなる秩父帯および四万十帯の構造にほぼ平行であることから（図２）、これらの古期岩体の構造に規制されている可能性が高い。断層の走向が変化する八代市の東方では、臼杵−八代構造

線に日奈久断層帯に合流している。また、平成28年熊本地震後の日奈久断層帯沿いの活発な余震活動はこの付近合流点より北側で活発であるのに、南側で急減する。このことから、臼杵−八代構造線と日奈久断層帯の合流地点で、断層の構造が変化すると同時に、地震活動に違いが生じており、この地点が構造的に意味のある境界である可能性が高い。

e）まとめ

八代海とその周辺の地質構造データを再解析した結果、八代海区間の北端とされている御立岬沖では、断層が連続的に発達している可能性が高いことが明らかになった。また、その南西側では断層の走向が、日奈久断層帯の全体走向より時計回りにやや回転しており、その領域に沿って正断層を伴う沈降帯が形成されていることが明らかになった。さらに八代付近の南西側でも断層走向が時計回りに回転しており、断層の北西側に沈降帯を伴っている可能性がある。このような断層の走向の変化は、西南日本外帯の先新第三系の地質構造である臼杵−八代構造線と日奈久断層の合流点で起きており、また、平成28年熊本地震の余震活動がその付近を境に北側で活発である。上記の地質構造と地震活動の関連性から、八代市付近と八代海の断層走向の屈曲点が日奈久断層帯の構造上重要な境界である可能性が考えられる。

11）日奈久断層帯海域部津奈木沖（八代海区間）における活動履歴調査

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182）。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）。

音波探査記録の再解釈にもとづけば、阿蘇４火砕流堆積物（Aso-4）の基底面において往復走時0.020 s（≒15 m）以上の上下変位が認められる断層が２条認識できる。これらのうち、断層帯の南東部に位置する断層を対象とした研究はこれまでに実施されていない。

評価対象断層の絞り込みを行うため、津奈木沖において実施された音波探査記録（GSY_5測線）の音波探査データに対して高度な再解析処理を施して、可能な限り分解能の高い重合断面を得た（図183、図184）。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。GSY_5測線には複数条の断層が認識できる。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いるため、最近１万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。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183）。前述の通り、評価対象断層はAso-4基底面において上下に往復走時0.020 s 以上の変位を与えている。

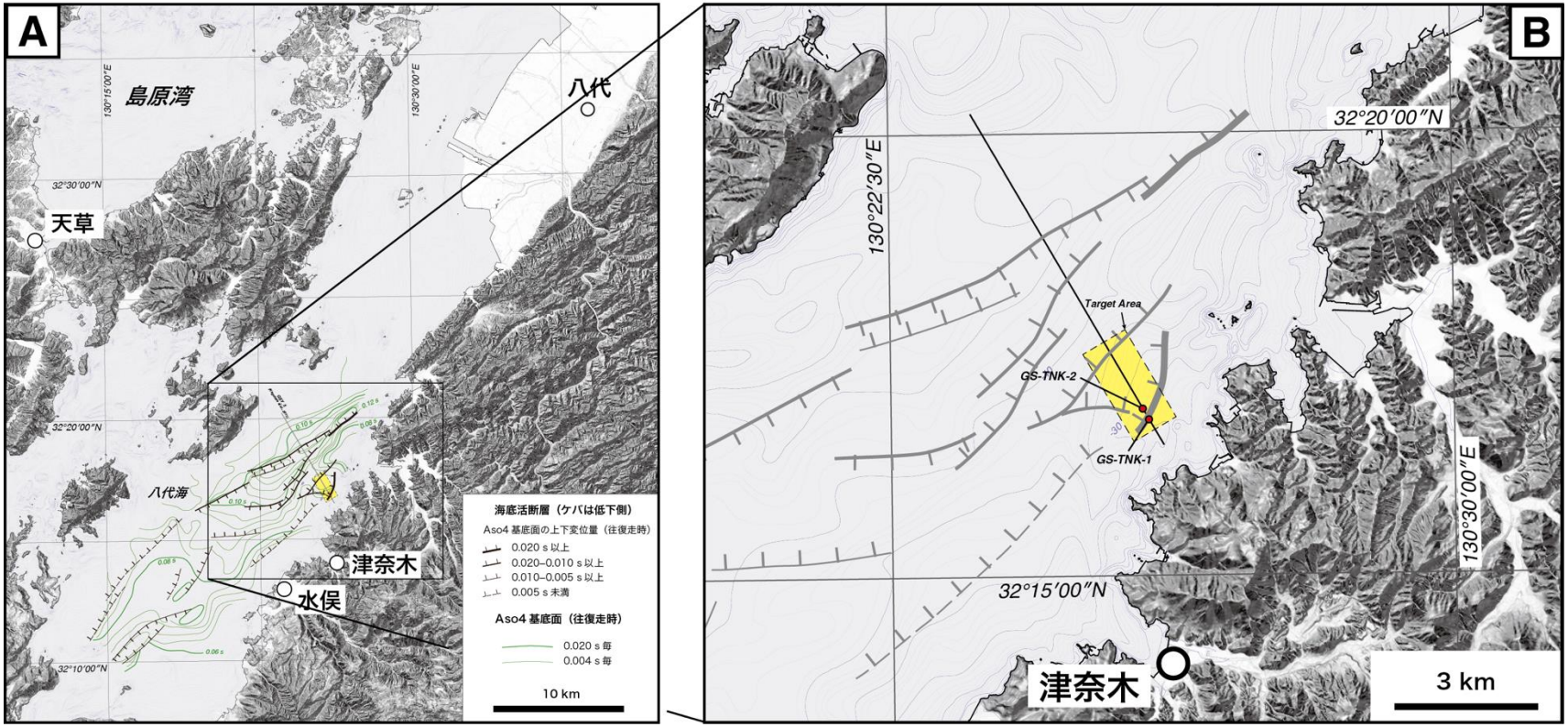


図 182　津奈木沖における既存の音波探査測線（GSY_5）と調査対象海域

破線で囲まれた黄色の領域は音波探査の対象海域。赤色の丸印は海上ボーリング調査地点。

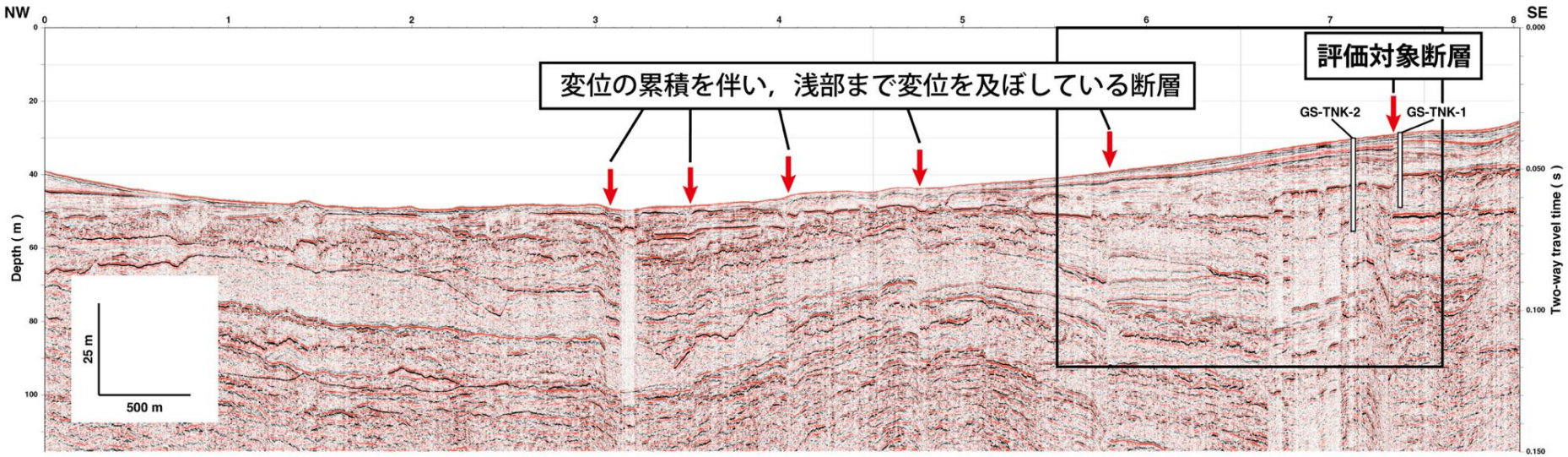


図 183　既存の音波探査記録断面（GSY_5、再解析後）にもとづく評価対象断層の位置
四角は本研究における音波探査の範囲。

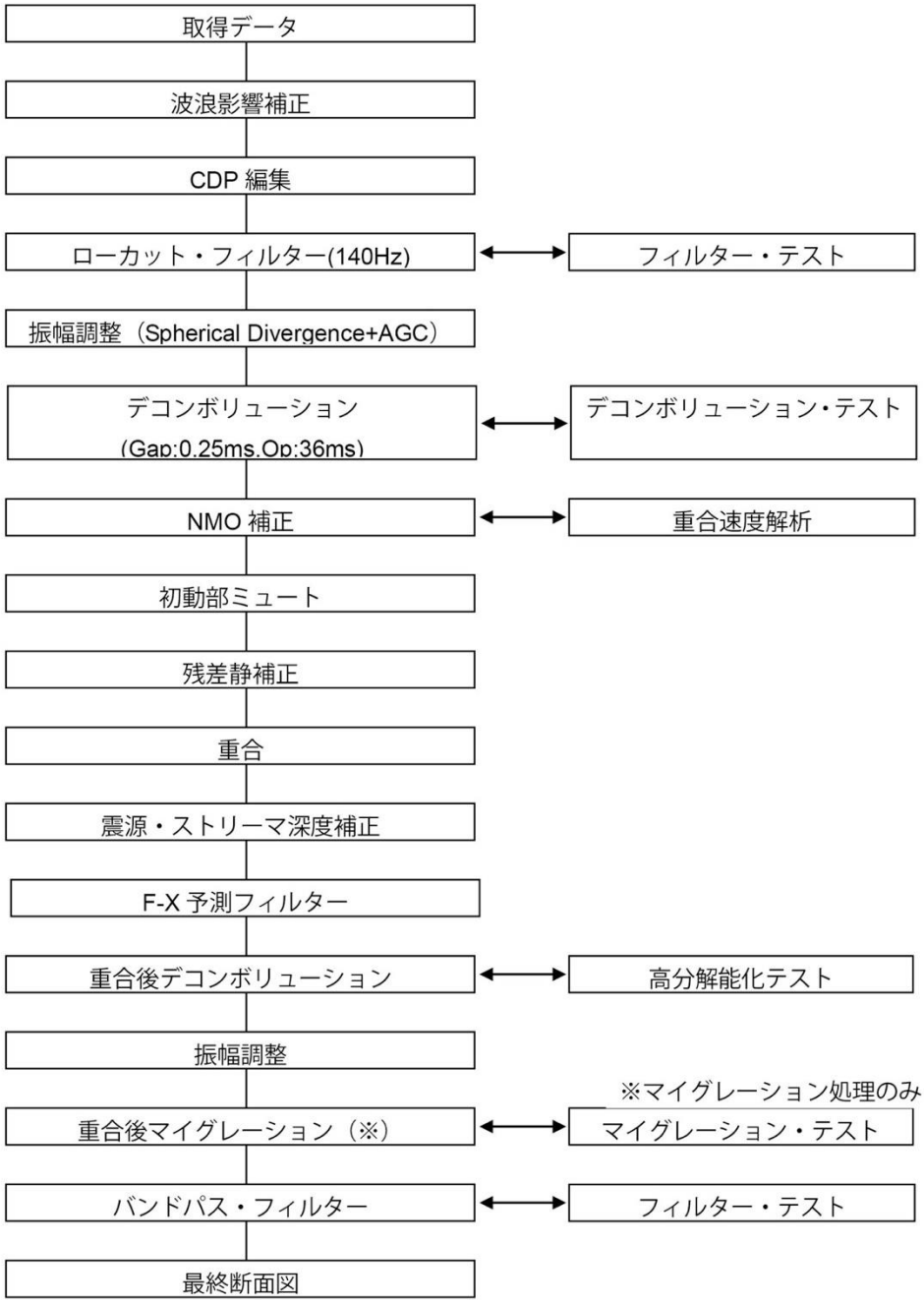


図184　音波探査記録の処理フロー

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185）。

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182，図183）。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１(a，b)に示す。

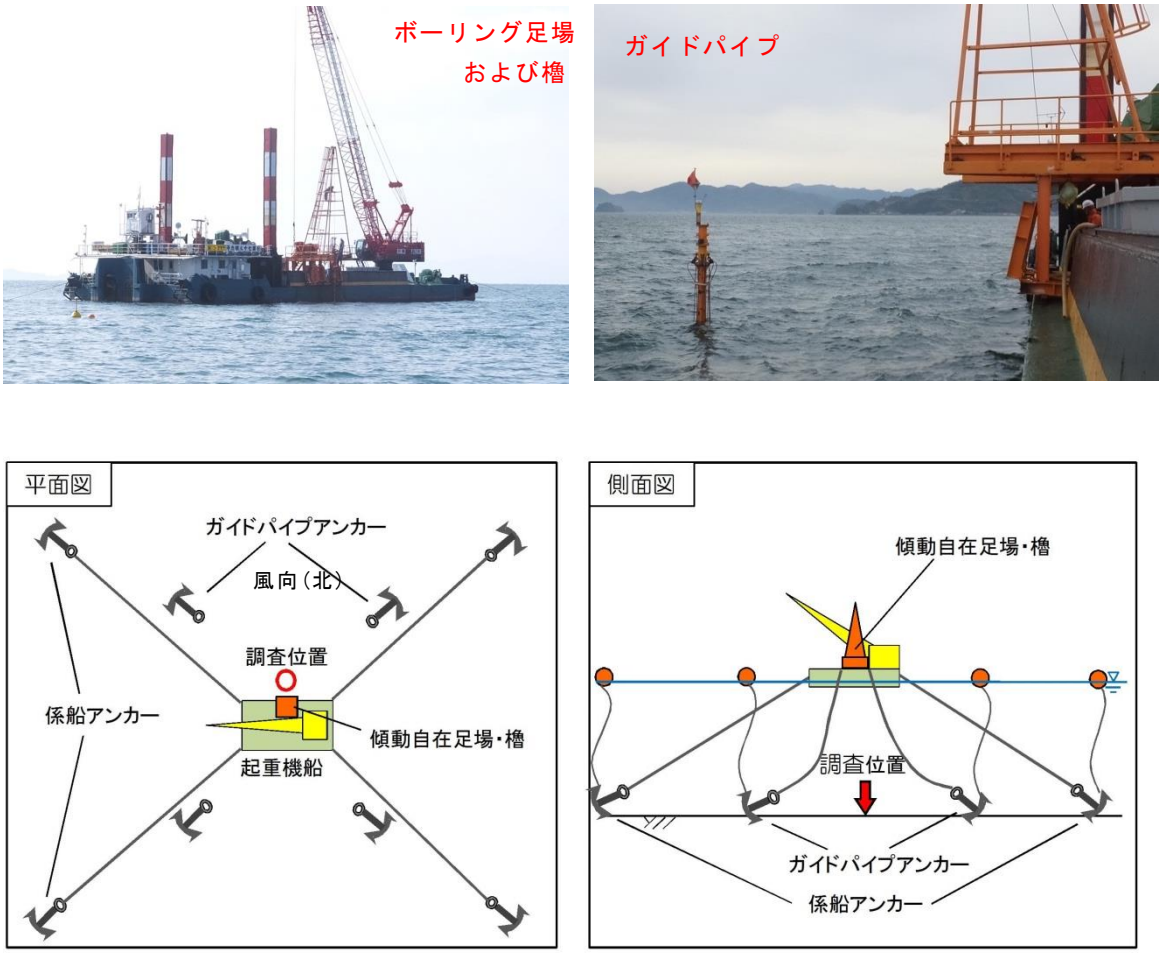


図185　傾動自在型工法による海上ボーリング調査風景（上）および装置配置図（下）

表21 (a) GS-TNK-1採取状況表

GS-TNK-1

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

GS-TNK-1

主な地質	採取率
粘性土	93.8%
砂質土	100%

表21（b）GS-TNK-2採取状況表

GS-TNK-2

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

GS-TNK-2

主な地質	採取率
粘性土	99.5%
砂質土	95.8%
礫質土	100%

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187a, 図188a）を得た。 比較のため、堆積物コアの写真を図187b、図188b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189）。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25試料（GS-TNK-1から11試料、GS-TNK-2から14試料）の年代値を求めた（表22）。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3.21 m、3.95 m、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。

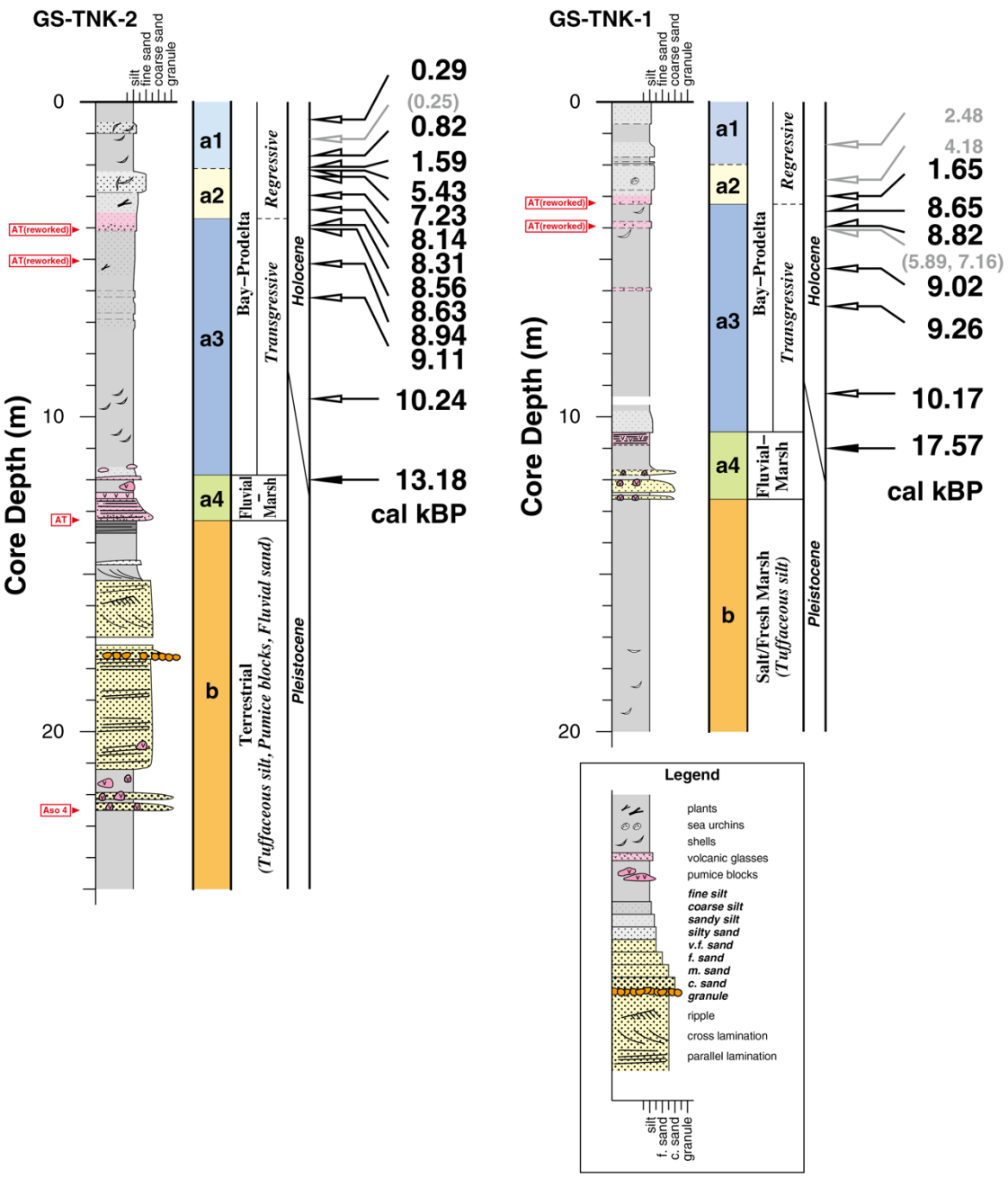


図186　GS-TNK-1およびGS-TNK-2コアの柱状図

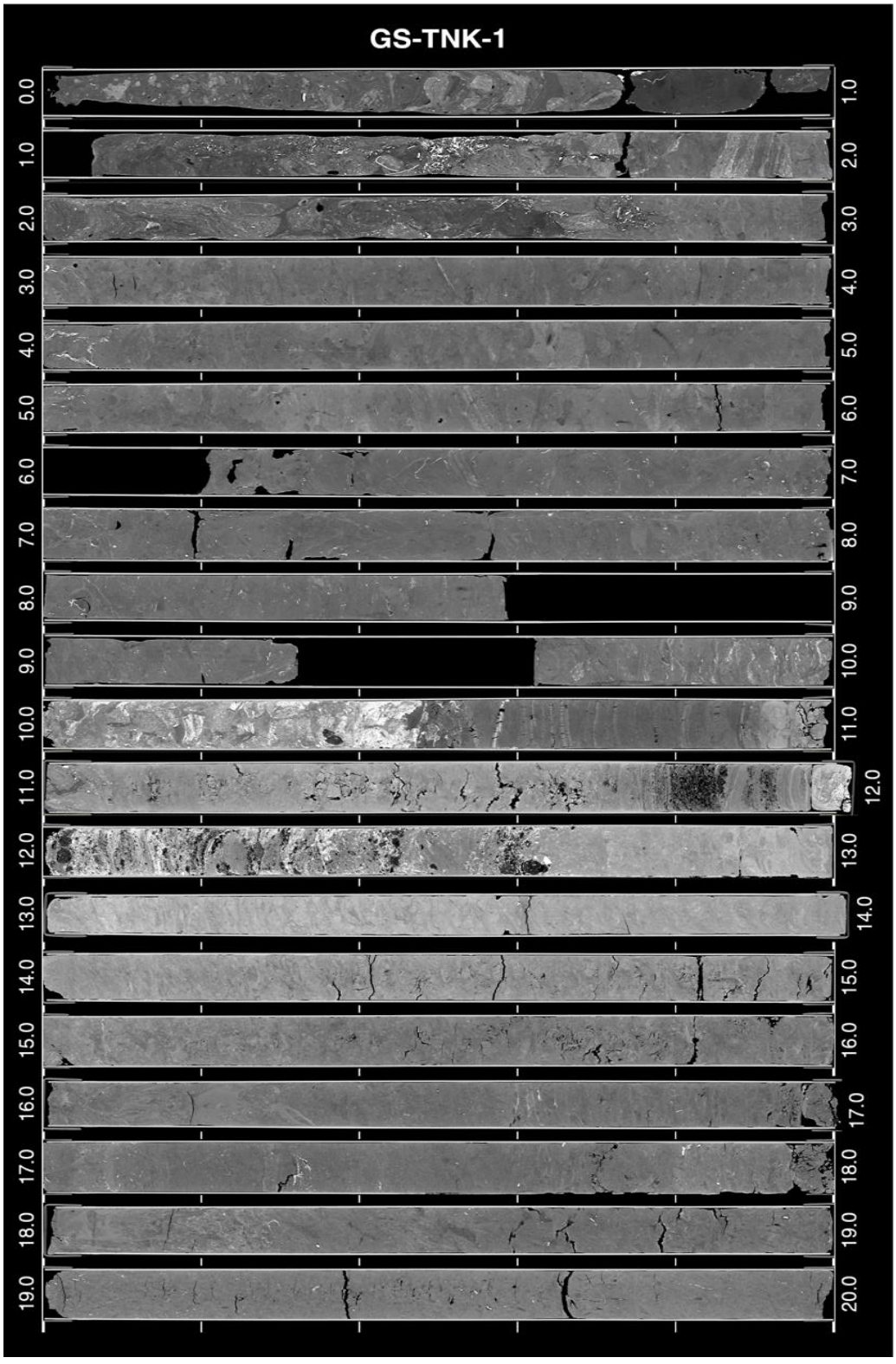


図187(a)　GS-TNK-1コアの垂直CTスライス断面

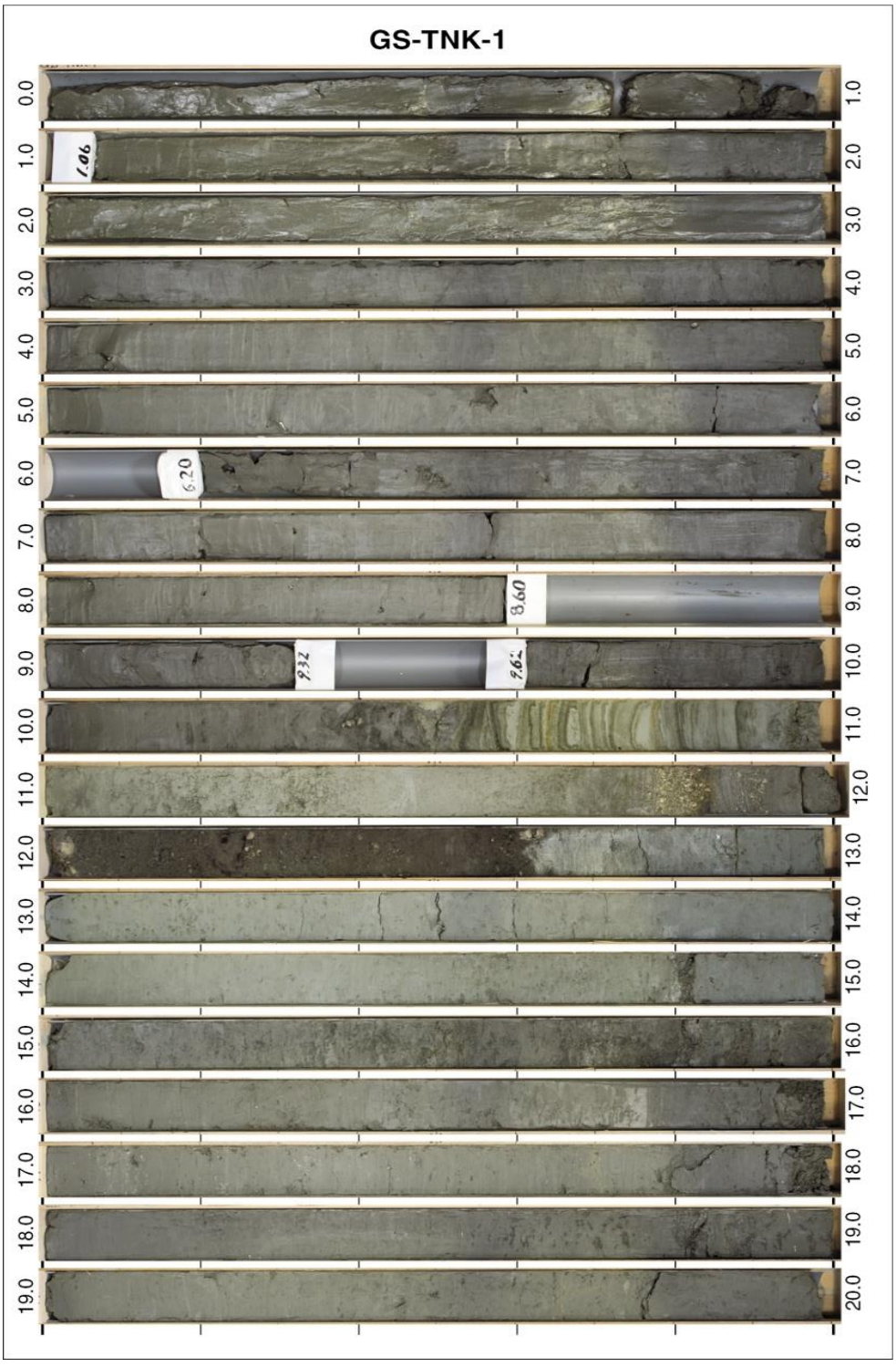


図187(b)　GS-TNK-1コアの半割断面（写真）

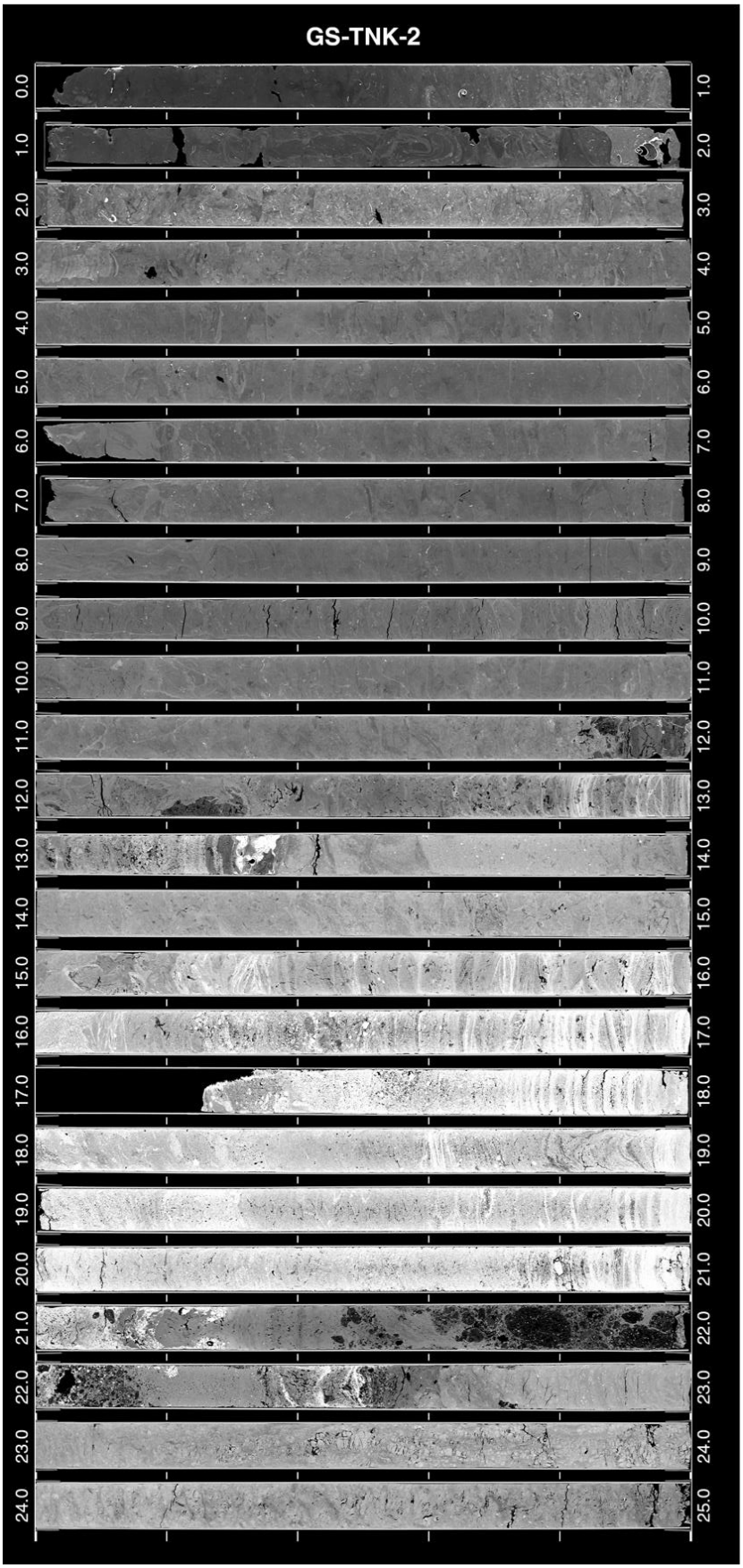


図188(a)　GS-TNK-2コアの垂直CTスライス断面

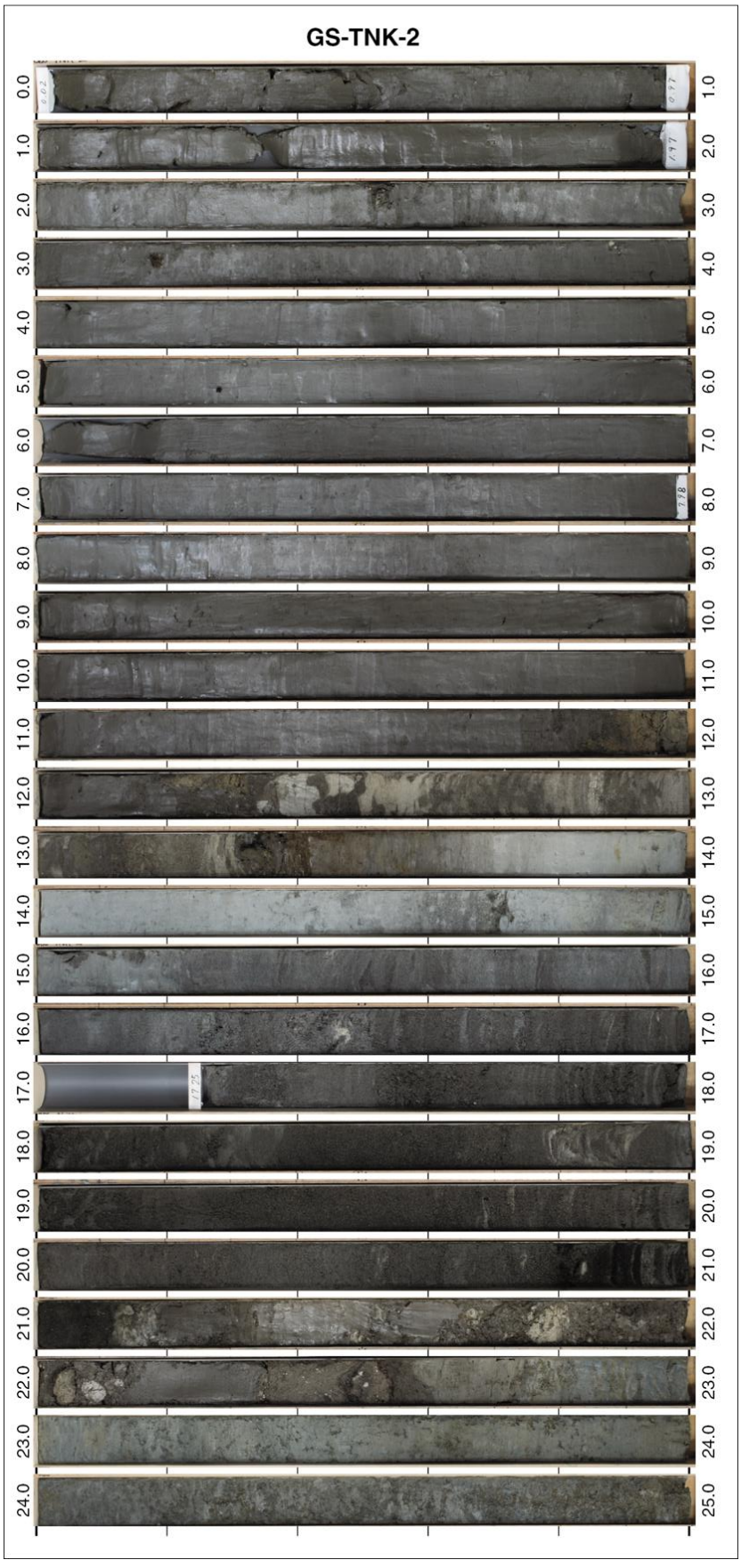


図188(b)　GS-TNK-2コアの半割断面（写真）

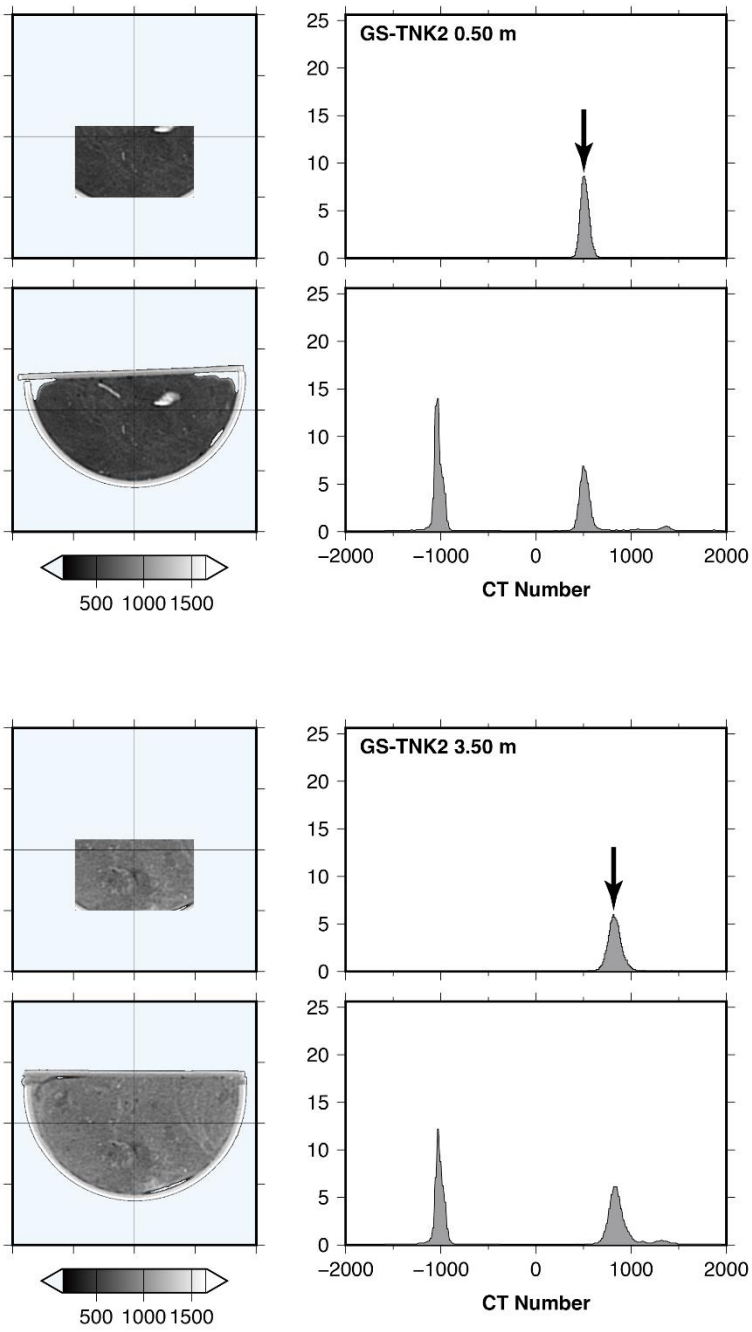


図189　水平CT断面（左）およびCT値のヒストグラムとモード値（右）の例
水平CT断面における中央付近の250 pixel × 150 pixel（38.75 mm × 23.25 mm）を対象領域と設定し、各断面においてCT値のヒストグラムを作成してモード値を求めた。

表22　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	Core Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	δ13C (‰)	Calibrated Age (2σ cal BP)	Median probability (cal BP)
Beta-460379	TNK-1_1.35m	GS-TNK-1	1.35	shell	2760 ± 30	+1.3	2350 – 2640	2480
Beta-460380	TNK-1_2.47m	GS-TNK-1	2.47	shell	4120 ± 30	+1.9	4070 – 4290	4180
IAAA-181390	TNK-1_2.99m	GS-TNK-1	2.99	sea urchin	2080 ± 20	+1.9	1560 – 1730	1650
Beta-481485	TNK-1_3.46m	GS-TNK-1	3.46	shell	8170 ± 30	+0.5	8540 – 8770	8650
Beta-480899	TNK-1_3.94m	GS-TNK-1	3.94	shell	8270 ± 30	+0.5	8680 – 8960	8820
Beta-460381	TNK-1_4.04m	GS-TNK-1	4.04	shell	5500 ± 30	+1.7	5770 – 5970	5890
Beta-480900	TNK-1_4.07m	GS-TNK-1	4.07	shell	6620 ± 30	+0.1	7050 – 7240	7160
Beta-474239	TNK-1_5.29m	GS-TNK-1	5.29	shell	8420 ± 30	−0.6	8950 – 9120	9020
Beta-460382	TNK-1_6.49m	GS-TNK-1	6.49	shell	8600 ± 30	+0.2	9140 – 9380	9260
Beta-460383	TNK-1_9.26m	GS-TNK-1	9.26	shell	9320 ± 30	0.0	10110 – 10230	10170
IAAA-181391	TNK-1_11.00m	GS-TNK-1	11.00	organic sediment	14420 ± 40	−22.5	17400 – 17780	17570
Beta-460384	TNK-2_0.56m	GS-TNK-2	0.56	shell	640 ± 30	−1.2	150 – 400	290
Beta-474238	TNK-2_1.18m	GS-TNK-2	1.18	shell	600 ± 30	+0.6	140 – 300	250
IAAA-181385	TNK-2_1.70m	GS-TNK-2	1.70	sea urchin	1270 ± 20	−3.2	750 – 890	820
IAAA-181386	TNK-2_2.06m	GS-TNK-2	2.06	sea urchin	2030 ± 20	+0.9	1530 – 1680	1590
Beta-474240	TNK-2_2.18m	GS-TNK-2	2.18	shell	5070 ± 30	−0.5	5310 – 5530	5430
Beta-460385	TNK-2_2.52m	GS-TNK-2	2.52	shell	6700 ± 30	+1.4	7160 – 7300	7230
IAAA-181387	TNK-2_2.97m	GS-TNK-2	2.97	sea urchin	7680 ± 30	+0.2	8030 – 8230	8140
IAAA-181388	TNK-2_3.43m	GS-TNK-2	3.43	sea urchin	7840 ± 30	−0.5	8210 – 8380	8310
Beta-460386	TNK-2_3.91m	GS-TNK-2	3.91	shell	8100 ± 30	+0.5	8450 – 8650	8560
Beta-460387	TNK-2_4.05m	GS-TNK-2	4.05	shell	8160 ± 30	+1.1	8540 – 8760	8630
Beta-474241	TNK-2_5.14m	GS-TNK-2	5.14	shell	8350 ± 30	−1.2	8790 – 9010	8940
Beta-460388	TNK-2_6.22m	GS-TNK-2	6.22	shell	8490 ± 120	+0.1	8770 – 9420	9110
Beta-460389	TNK-2_9.43m	GS-TNK-2	9.43	shell	9410 ± 30	−1.7	10170 – 10350	10240
IAAA-181389	TNK-2_12.00m	GS-TNK-2	12.00	organic sediment	11330 ± 40	−24.4	13090 – 13270	13180

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190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191。合計20測線、各測線長2.0 km、総測線長40 km）。

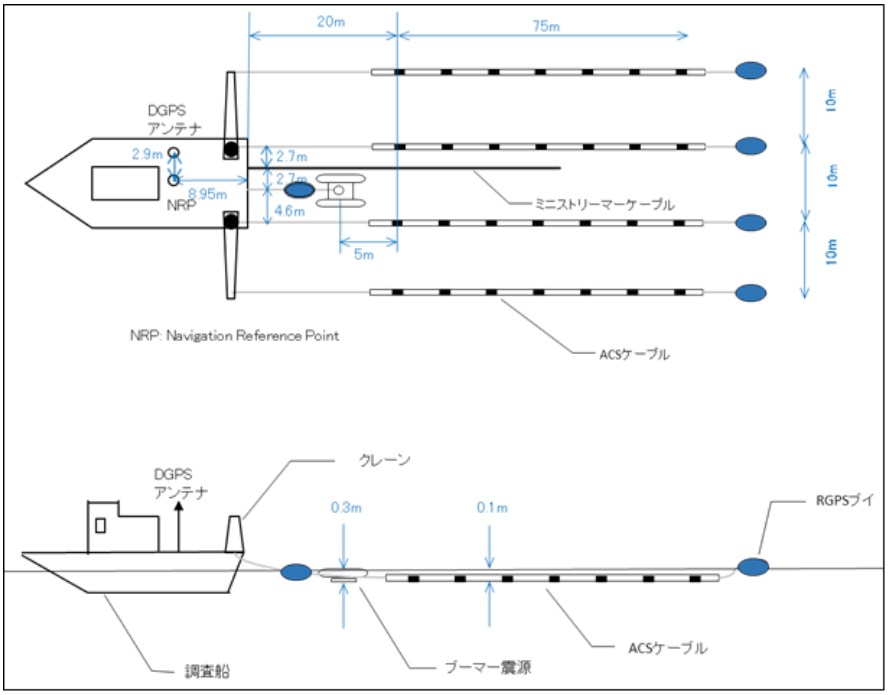


図190　高分解能マルチチャンネル音波探査における機器の配置

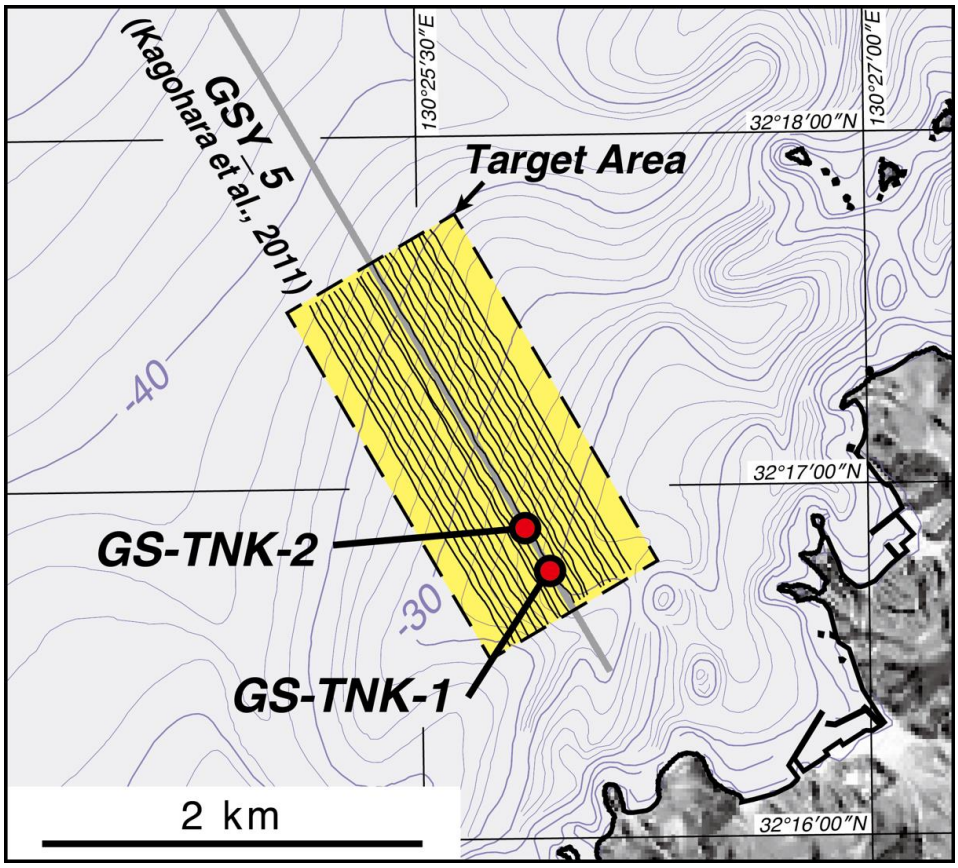


図191　高分解能マルチチャンネル音波探査の測線図

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２km）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、津奈木沖で取得された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192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，投稿中）。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193）。

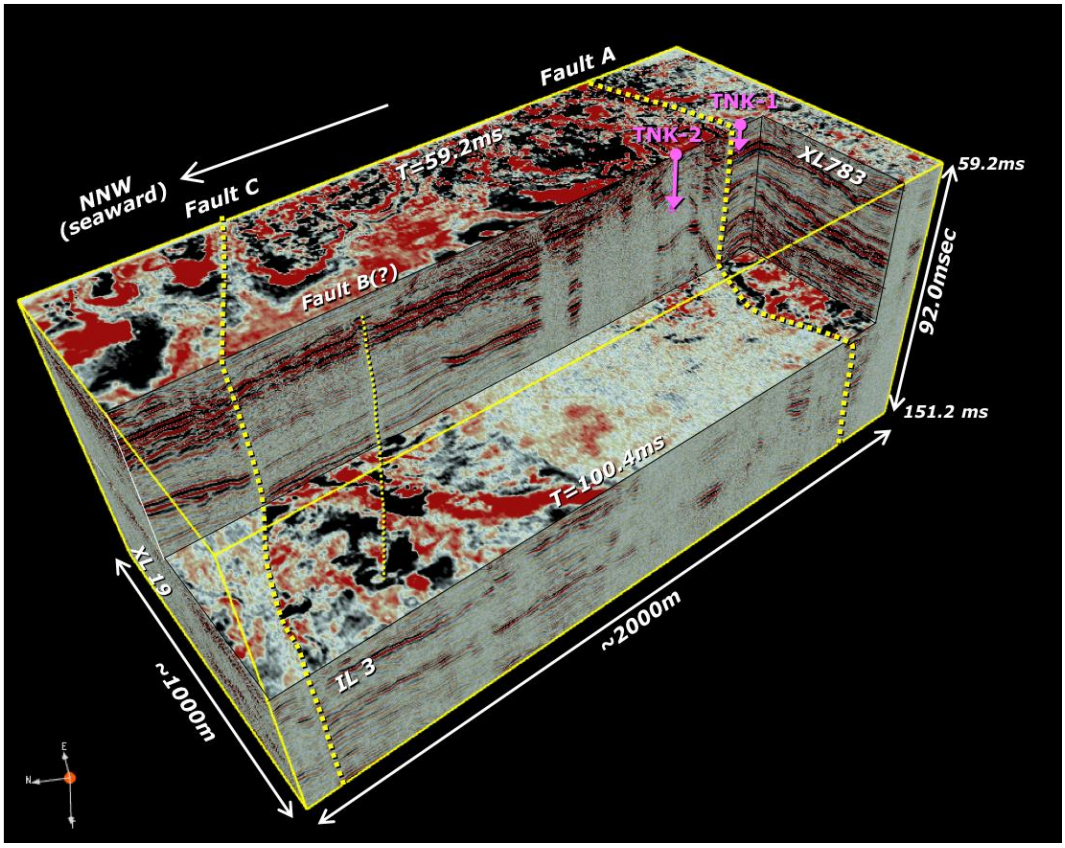


図192　高分解能マルチチャンネル音波探査にもとづくサイスミックキューブ（鳥瞰図）

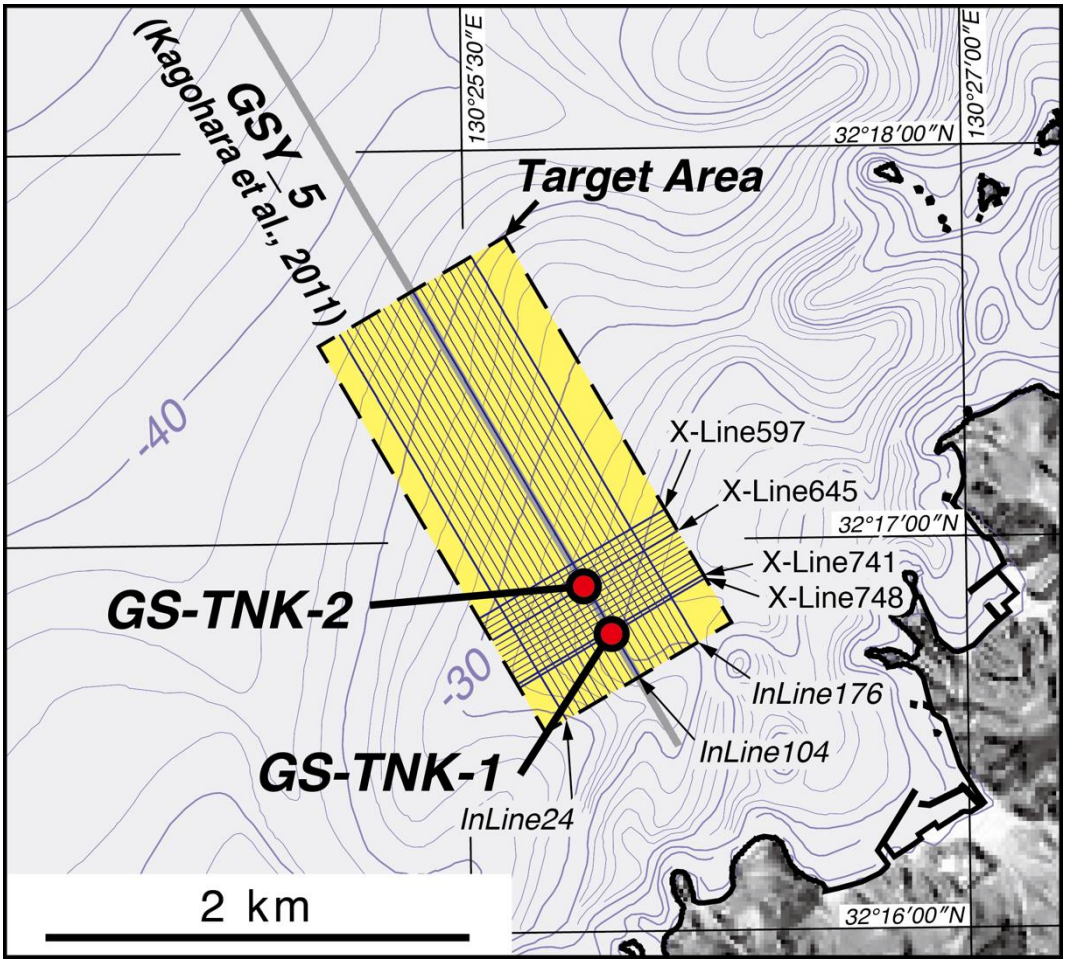


図193　三次元探査データにもとづく垂直スライス断面作成位置

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）。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（InLine24~174）、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194，図195）。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２）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、エラーバーとして2σ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。

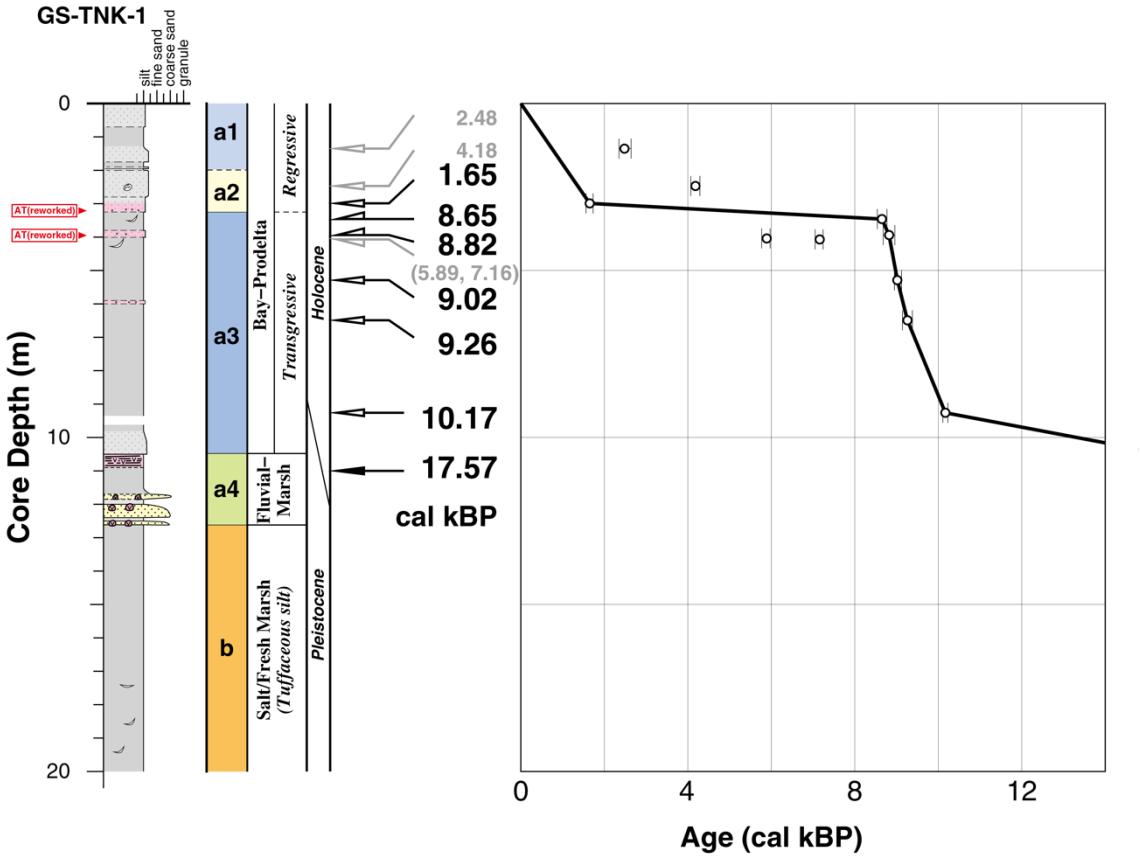


図194　GS-TNK-1コアの柱状図と堆積曲線

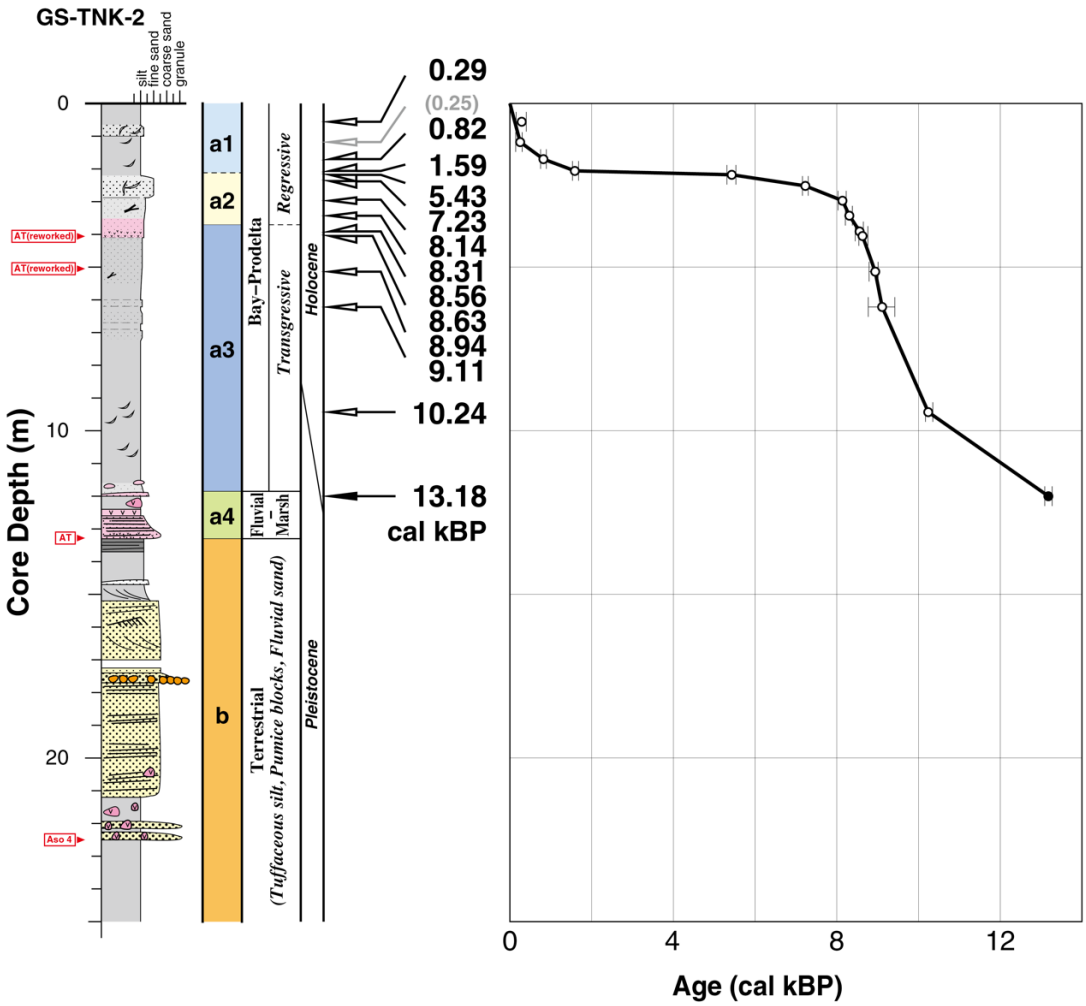


図195　GS-TNK-2コアの柱状図と堆積曲線

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。

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a4（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。本堆積ユニットを構成する有機質な堆積物の放射性炭素年代は、17.57〜13.18 cal kBPを示す。

堆積ユニットa4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a3〜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a3（GS-TNK-1: 10.45〜3.25 m、GS-TNK-2: 11.85〜3.50 m）

本堆積ユニットは、堆積ユニットa4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a3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a3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a4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。また，GS-TNK-2の深度4.16 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10.24〜8.56 cal kBPを示す。

堆積ユニットa3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a2（GS-TNK-1: 3.25～2.00 m、GS-TNK-2: 3.50～2.10 m）

本堆積ユニットは、堆積ユニットa3に累重し、貝化石を含むシルト質細砂～砂質シルト層からなる。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1.65 cal kBPおよび4.18 cal kBPを示す。ただし、これらの年代値は深度が逆転しているため、古い年代値（4.18 cal kBP）は再移動とみなして除外した。GS-TNK-2においては、深度3.50～2.10 mの堆積物は上方粗粒化を示す。その堆積物の基底にあたる深度3.50 mを堆積ユニットa2／a3境界とした。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。貝化石の放射性炭素年代は8.31～5.43 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～砂質シルト層は、内湾堆積物と解釈される。上方粗粒化を示す層準は、泥粒子からなる砕屑物の供給量が減少したことによって形成されたと解釈可能である。すなわち、河口システムおよび泥粒子の堆積中心が陸側に移動したことを示唆している。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おける、いわゆる最大海氾濫面に対応する時期に形成された砂質内湾堆積物と解釈した。

ⅴ）堆積ユニットa1（GS-TNK-1: 2.00～0.00 m、GS-TNK-2: 2.10～0.00 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極細砂～シルト層の互層からなる。GS-TNK-1においては、深度2.00 mにおいて、下位の砂質シルト層に、上位のシルト層が累重する。よって、この層準を堆積ユニットa1／a2境界とした。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。貝化石の放射性炭素年代は2.48 cal kBPを示す。ただし、この年代値は下位の堆積ユニットa2から得られた年代値よりも古いため、再移動とみなして除外した。GS-TNK-2においては、深度2.10 m付近において、下位のシルト質細砂層から上位のシルト層に漸移する。よって、この層準を堆積ユニットa1／a2境界とした。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。貝化石の放射性炭素年代は1.59～0.29 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。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。

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196, 図197）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a3（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の上位の地層は不連続に減少しており、下位で10^{-3}（SI unit）前後、上位で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a3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る。

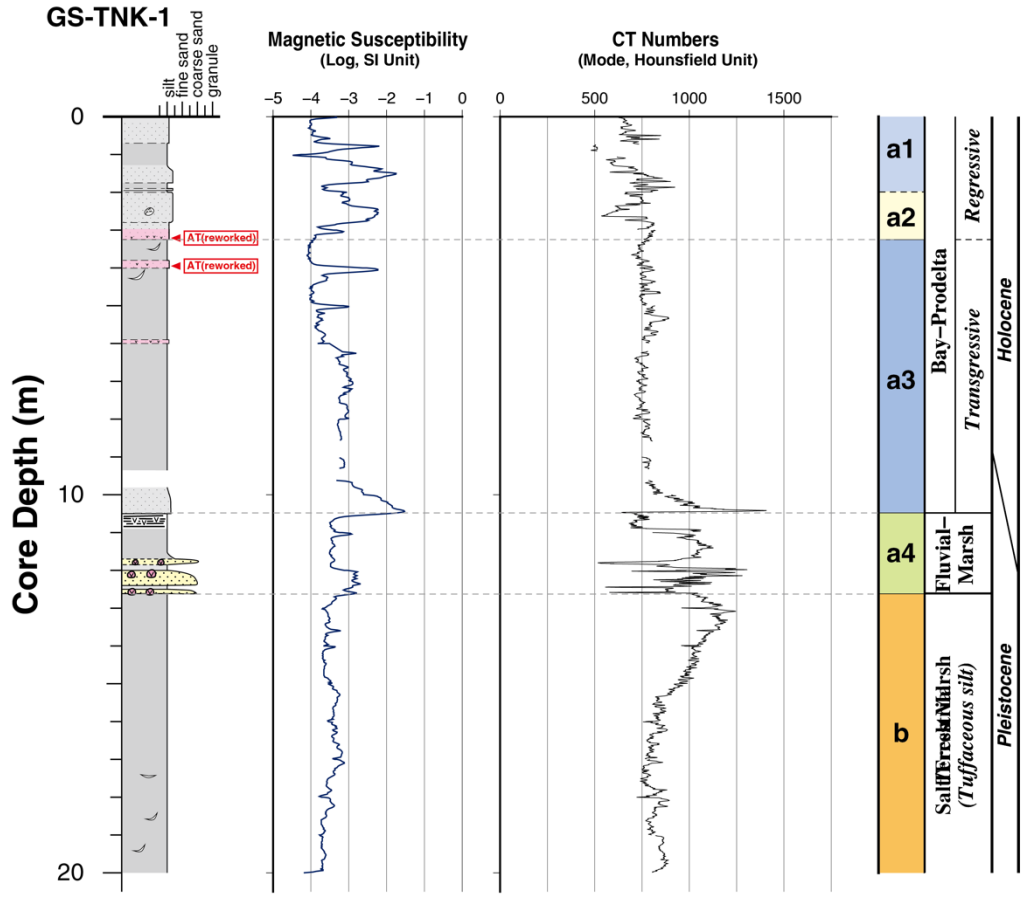


図196　GS-TNK-1コアの帯磁率およびCT値

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～a3（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10^1～10^2 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。

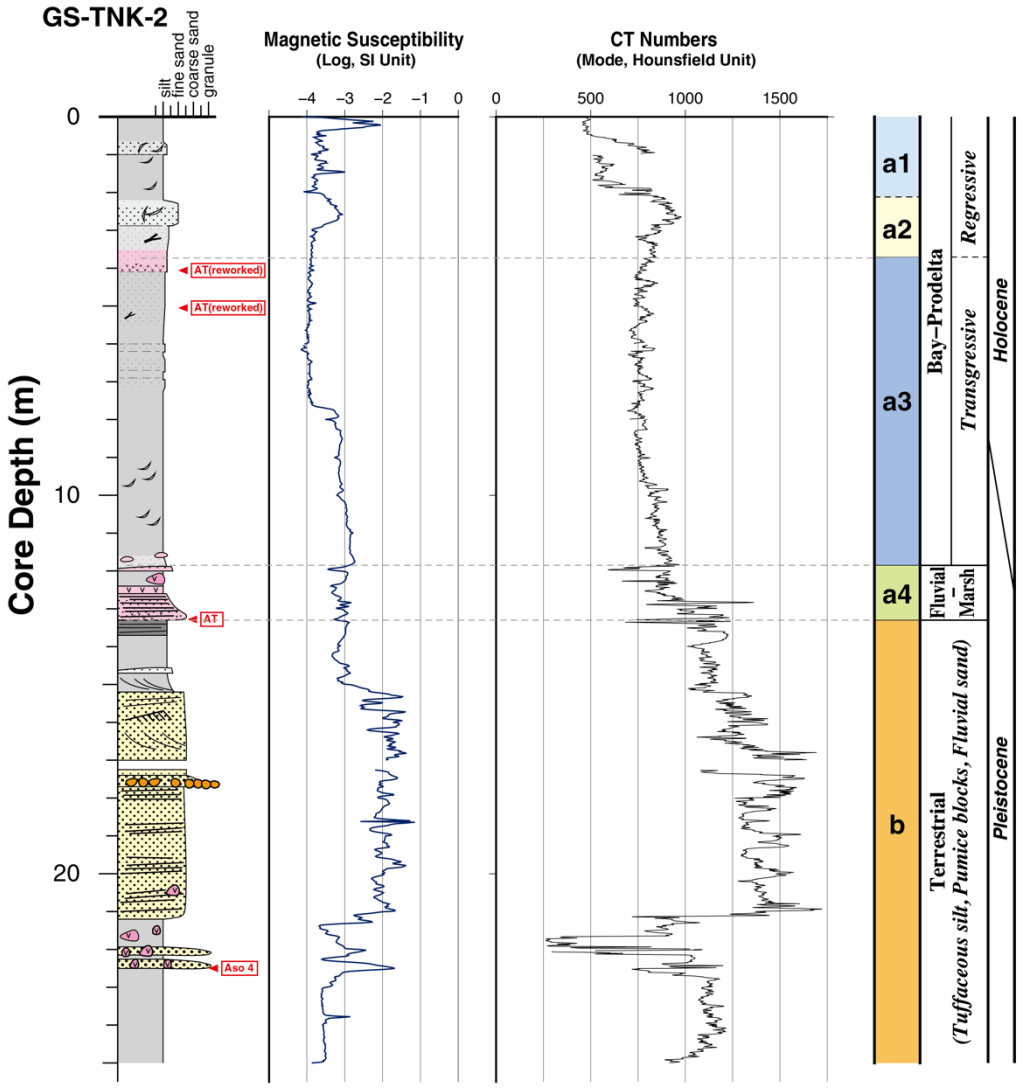


図197　GS-TNK-2コアの帯磁率およびCT値

e）高分解能音波探査記録と海上ボーリング調査結果にもとづく活動履歴の検討

高分解能音波探査によって取得したデータにもと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）を比較して、整合性を確認した（図198）。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。

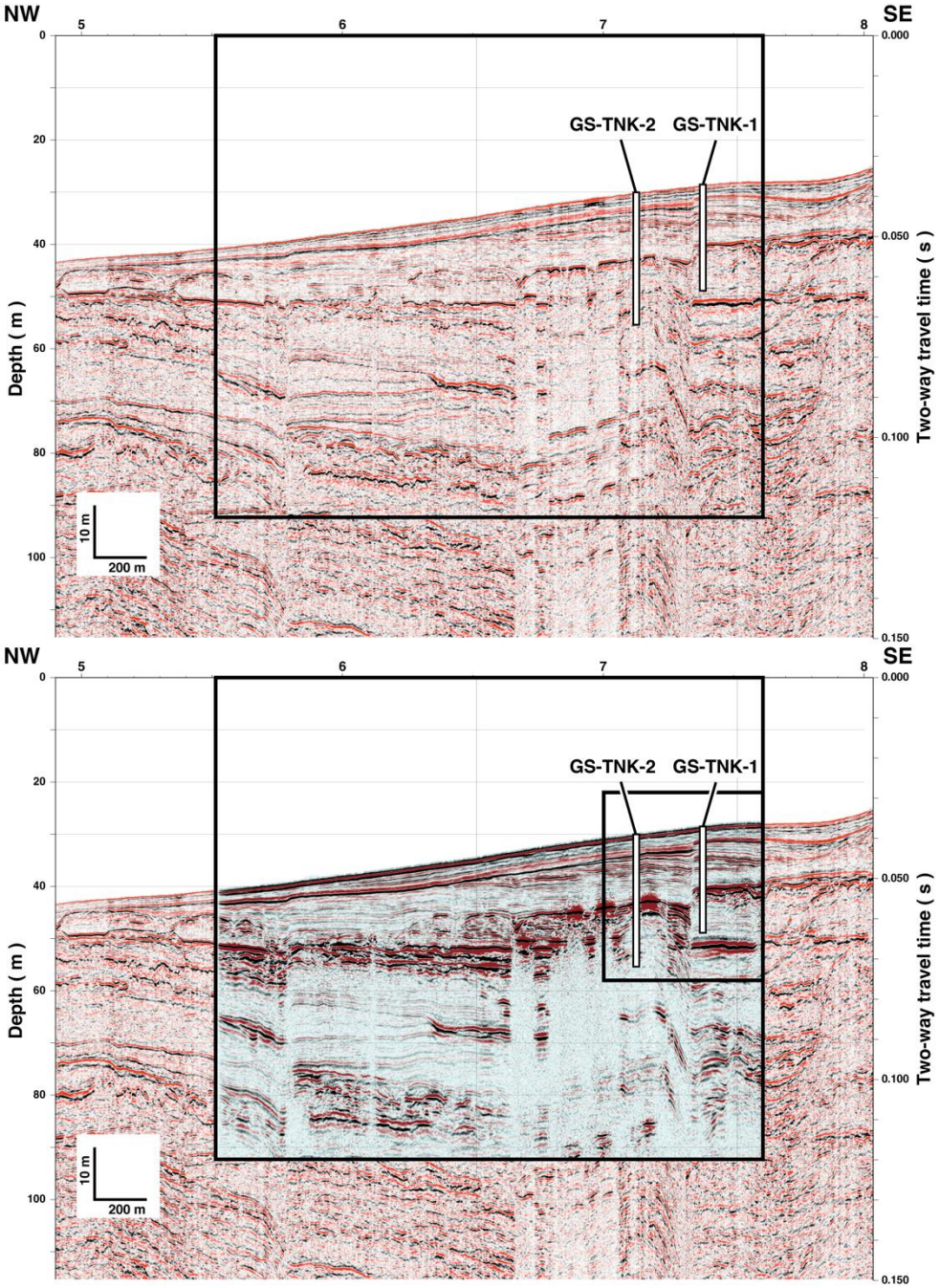


図198　音波探査記録（上）と垂直スライス断面（下）の比較
GSY_5（楮原・他，2011）の再解析断面に垂直スライス断面（InLine104）を重ねた。
下図の四角の領域は図199の範囲を示す。

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199）。

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-1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。

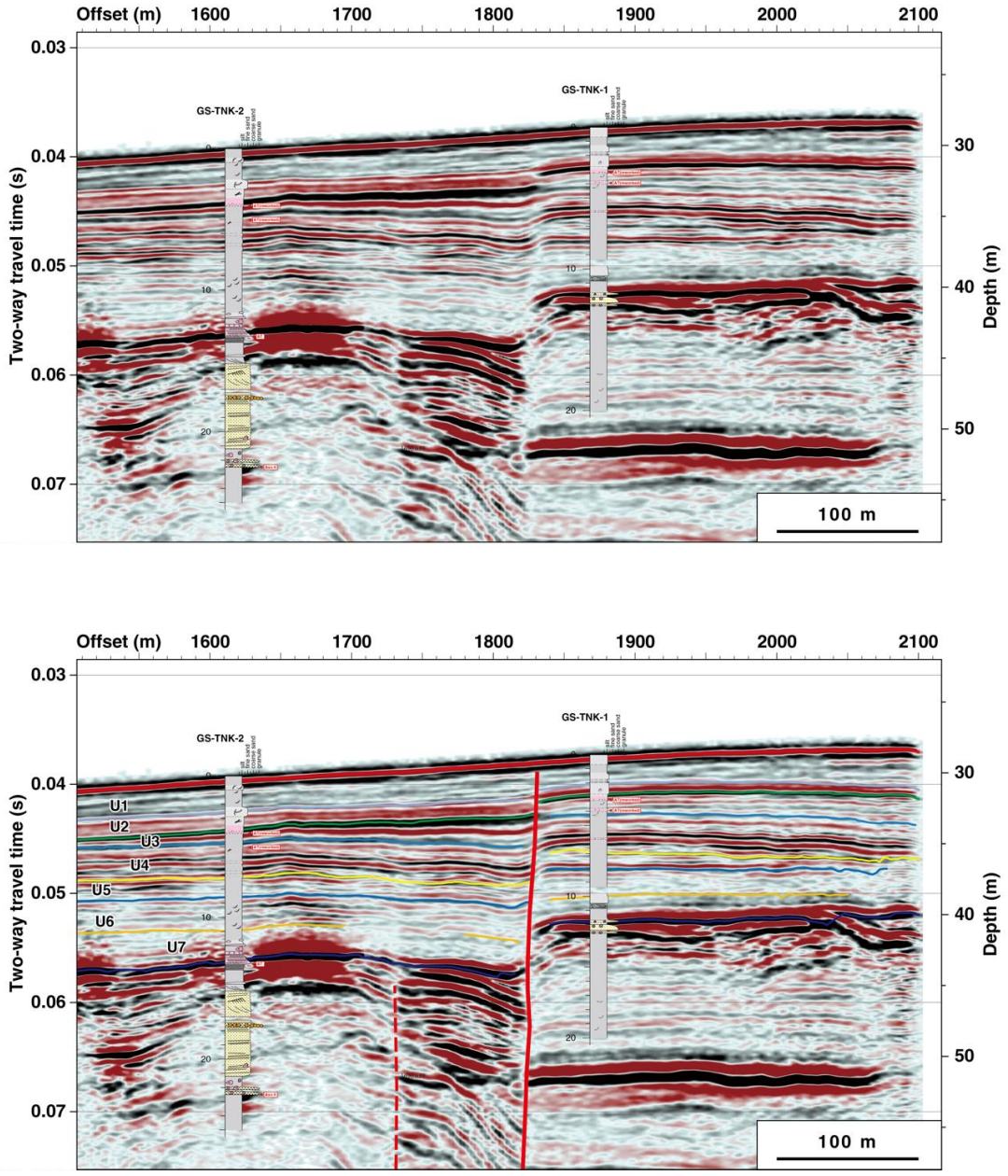


図199　垂直スライス断面と堆積物コアの対比

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を加筆。図の範囲は図198に示した。

ⅱ）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200）。図200には音響パターンにもとづく沖積層区分（上位からA～Dに細分）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-1においては帯磁率の変動はわずかだが、GS-TNK-2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。

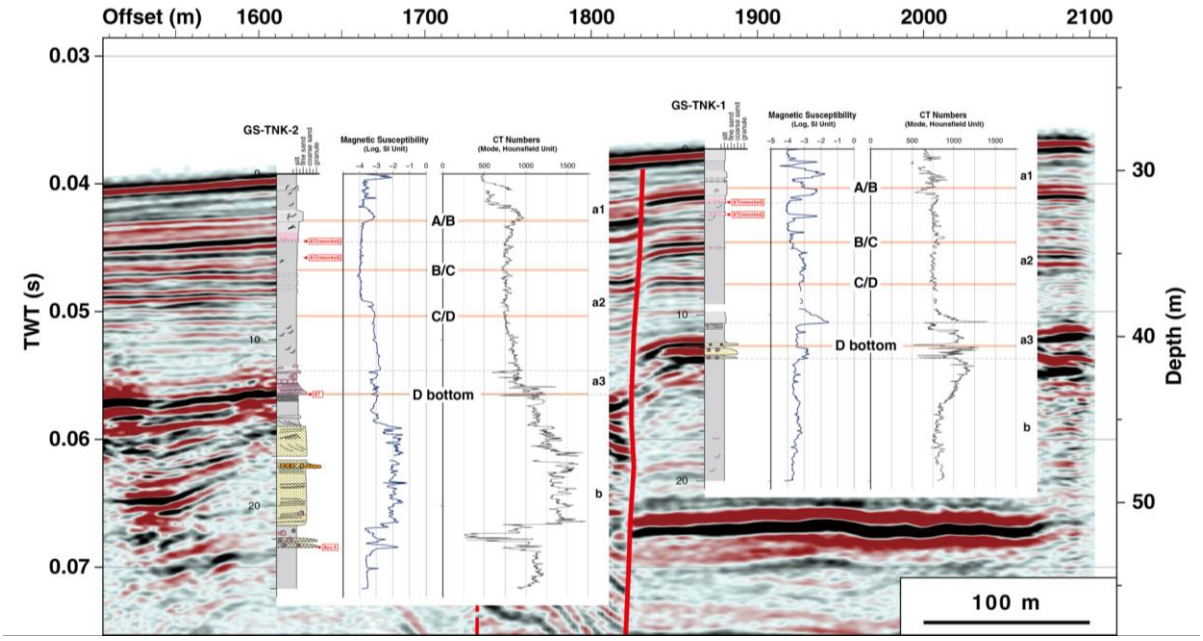


図 200　垂直スライス断面と堆積物コア分析結果の比較

ⅲ）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７層に区分した（図199。下位から、U7層、U6層、U5層、U4層、U3層、U2層、U1層）。各層の基底面は、評価対象断層を挟んで北東側（沖側）が南西側（陸側）に対して相対的に沈降するように上下に変位している。また、その変位量は下位の地層ほど大きく、断層活動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。U7層における年代値は、GS-TNK-1掘削地点からは17.57 cal kBP、GS-TNK-2掘削地点からは13.18 cal kBPを得た。U6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。U4層における年代値は、GS-TNK-1掘削地点からは9.26～9.02 cal kBP、GS-TNK-2掘削地点からは9.11～8.94 cal kBPを得た。U3層における年代値は、GS-TNK-1掘削地点からは8.82～8.65 cal kBP、GS-TNK-2掘削地点からは8.64～8.56 cal kBPを得た。U2層における年代値は、GS-TNK-1掘削地点からは1.65 cal kBP、GS-TNK-2掘削地点からは8.31～5.43 cal kBPを得た。U1層における年代値は、GS-TNK-2掘削地点から5.43～0.29 cal kBPを得た。U2層とU1層を以外の層では、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194, 図195）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、U7層／U6層境界で13.91 cal kBPおよび12.01 cal kBP、U6層／U5層境界で9.80 cal kBPおよび9.96 cal kBP、U5層／U4層境界で9.37 cal kBPおよび9.50 cal kBP、U4層／U3層境界で8.88 cal kBPおよび8.86 cal kBP、U3層／U2層境界で1.65 cal kBPおよび8.62 cal kBP、U2層／U1層境界で1.26 cal kBPおよび7.54 cal kBPとなる。U6層／U5層境界、U5層／U4層境界、U4層／U3層境界の年代は、２地点においてよく合っている。一方で、U3層／U2層境界およびU2層／U1層境界の年代には、２地点で差がある。GS-TNK-1コアでは、U3層からU1層に相当する深度において年代の逆転を示す年代測定結果が得られており、その区間における堆積曲線の信頼性がやや低いという問題がある。一方で、GS-TNK-2においては、年代測定結果に逆転はなく、信頼性の高い堆積曲線が得られている。よって、GS-TNK-2コアから得られた放射性炭素年代測定結果および堆積曲線にもとづいた検討を進めることによって、より信頼性の高い年代推定ができると判断される。

堆積物試料にもとづいて音響層序境界の年代値を精度よく推定するため、堆積ユニット境界と反射面の対比を試みた。U2層／U1層境界面は正の極性を持つ反射面であり、堆積ユニットa2／a1境界における岩相境界に対比できる。また、U3層／U2層境界面は負の極性を持つ反射面であり、堆積ユニットa3／a2境界における岩相境界に対比できる。よって、U1層は堆積ユニットa1に、U2層は堆積ユニットa2に対比できる。GS-TNK-2コアの堆積曲線から内挿して求めると、堆積ユニットa1／a2境界の年代は2.87 cal kBP、堆積ユニットa2／a3境界の年代は8.35 cal kBPと算出できる。堆積ユニットa1／a2境界においては堆積速度が遅く、内挿では精度のよく年代を推定することが難しい。GS-TNK-2コアにおいて、堆積ユニットa1最下部からは1.59 cal kBP（コア深度2.06 m）の年代値が得られている。堆積曲線を見るとこの年

代値のプロットを境にして堆積速度が増大しているため、この層準を境界に堆積環境が大きく変化したと推察される。以上のことから、U2層／U1層境界面の年代は1.59 cal kBPと推定した。また、U3層／U2層境界面の年代は8.35 cal kBPと推定した。

U7層／U6層境界、U6層／U5層境界、U5層／U4層境界、U4層／U3層境界においては、肉眼観察においては堆積物コアに顕著な岩相変化は認められない。そのため、これらの境界の年代値については、探査記録断面の深度とコア掘削深度が一致すると仮定して、GS-TNK-2コアの堆積曲線から求めた。前述のように各境界の年代は、U7層／U6層境界が12.01 cal kBP、U6層／U5層境界が9.96 cal kBP、U5層／U4層境界が9.50 cal kBP、U4層／U3層境界が8.86 cal kBPと求められる。また、U7層基底面は、いわゆる沖積層の基底面に対比される。よって、その形成年代は最終氷期に最も海水準が低下した18 ka頃と推定される。

ⅳ）音響パターンに基づく活動履歴の検討

評価対象断層の活動履歴を明らかにする目的で、沖積層を細分した各層（U1～U7層）の境界面でのフラットニング処理にもとづく検討を行った（図201）。フラットニング処理は、ボーリング掘削調査を実施した２地点を含む垂直スライス断面(InLine104)において実施した。

各層において、断層を挟んだ層厚変化をフラットニングにもとづいて検討した。その結果、上位よりU1層、U2層、U3層、U5層、U7層において、それぞれ評価対象断層を挟んで、北東側（沖側）における層厚が、南西側（陸側）と比較して厚くなっている。よって、沖積層の形成期間中に少なくとも５回の断層活動（新しい時代からイベントE1～E5）があったことになる。また、U4層およびU6層においては、評価対象断層を挟んで層厚保に変化が認識できないため、これらの地層の形成期間中には断層活動がなかったことになる。以下では各断層活動について述べる。なお、各層の年代については前節での検討結果にもとづく。

<u>断層活動E1</u>

海底面でフラットニング処理を実施すると、U1層が断層を挟んで北東側が厚くなっており、U1/U2境界面に明瞭な上下変位が認められる。このことは、U1/U2境界面の形成後に断層活動E1があったことを示す。U1層の内部には明瞭な変位は認識できない。さらに、やや不明瞭であるが、断層近傍ではU1/U2境界面直上の層準において、断層崖にアバットするような堆積構造が認められる。これらのことから、U2層の形成完了直後に断層活動E1があったと推察される。

U1/U2境界の年代は1.59 cal kBPと推定されるため、断層活動E1の時期は1.59 cal kBP前後であったと推察される。

<u>断層活動E2</u>

U2/U3境界面でフラットニング処理を実施すると、U2層が断層を挟んで北東側が厚くなっている。このことは、U2層の形成期間中に断層活動E2があったことを示す。

U2層は8.35～1.59 cal kBPを示すため、断層活動E2の時期は8.35～1.59 cal kBPの期間内と推察される。ただし、U2層は粗粒な堆積物によって構成されており、含まれている貝化石は再移動してきた可能性は否定できない。よって、断層活動E2の活動時期の信頼性はやや低い。

<u>断層活動E3</u>

U2/U3境界面でフラットニング処理を実施すると、U3層が断層を挟んで北東側が厚くなっている。このことは、U3層の形成期間中に断層活動E3があったことを示す。U3/U4境界面でフ

ラットニング処理を実施すると、U3層の下部は断層を挟んで類似した内部反射面を示すが、上部は断層の沈降側のみに分布しており、断層の隆起側ではU2/U3境界において侵食を受けていると解釈できる。よって、断層活動はU3層形成開始からU2/U3境界の侵食面形成までにあったことになるが、U3層の上部は削剥されている可能性がある。

U3層は8.86～8.35 cal kBPを示すため、断層活動E3の時期は8.86～8.35 cal kBPの期間内と推察される。ただし、断層活動E2の項で述べたように、U2層に含まれている貝化石等が再移動したものである可能性があるため、U2/U3境界をなす侵食面の形成年代についても古く見積もっている可能性は否定できない。

断層活動E4

U3/U4境界面でフラットニング処理を実施すると、U4層においては断層を挟んで内部反射面が連続しているが、U5層の基底面に上下変位を認識できる。このことは、U5層の形成期間中に断層活動E4があったこと、U4層形成中には断層活動がなかったことを示す。

U5層は9.96～8.86 cal kBPを示すため、断層活動E4の時期は9.96～8.86 cal kBPの期間内と推察される。

断層活動E5

U7/U6境界面でフラットニング処理を実施すると、U6層は断層を挟んだ明瞭な変位は認識できないが、U7層は断層を挟んで北東側が厚くなっている。このことは、U7層の形成期間中に断層活動E5があったこと、U6層形成中には断層活動がなかったことを示す。

U7/U6境界の年代は12.01 cal kBP、U7層基底の年代は18 kaと推定される。よって断層活動E5の時期は12.01 cal kBP以前、18 ka以降と推察される。

以上をまとめると、検討対象断層において、完新世において少なくとも４回、それ以前に１回の断層活動があったことが確認された。最新活動であるE1の時期は1.59 cal kBP前後と推察される。

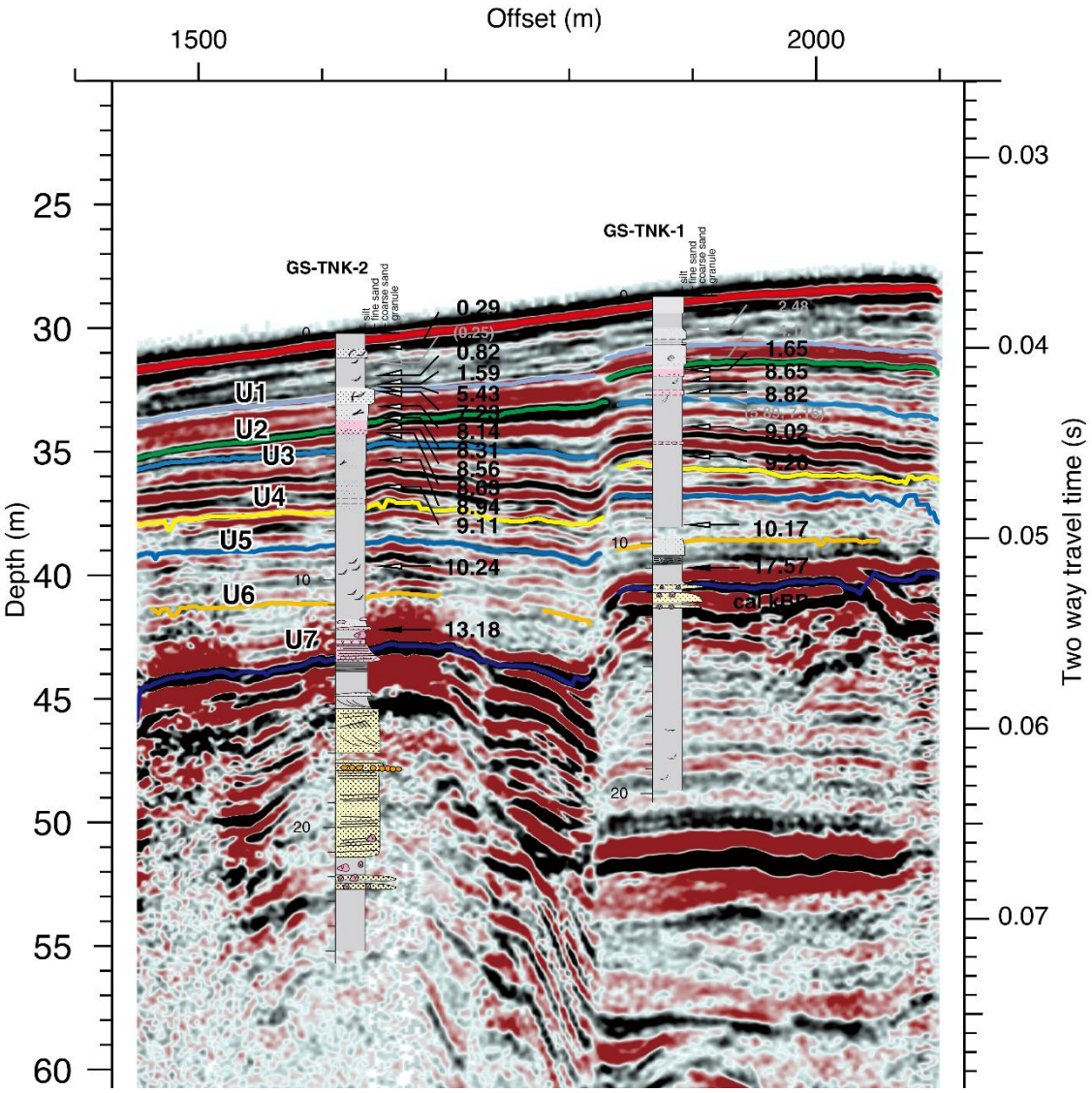


図201（a）フラットニング前

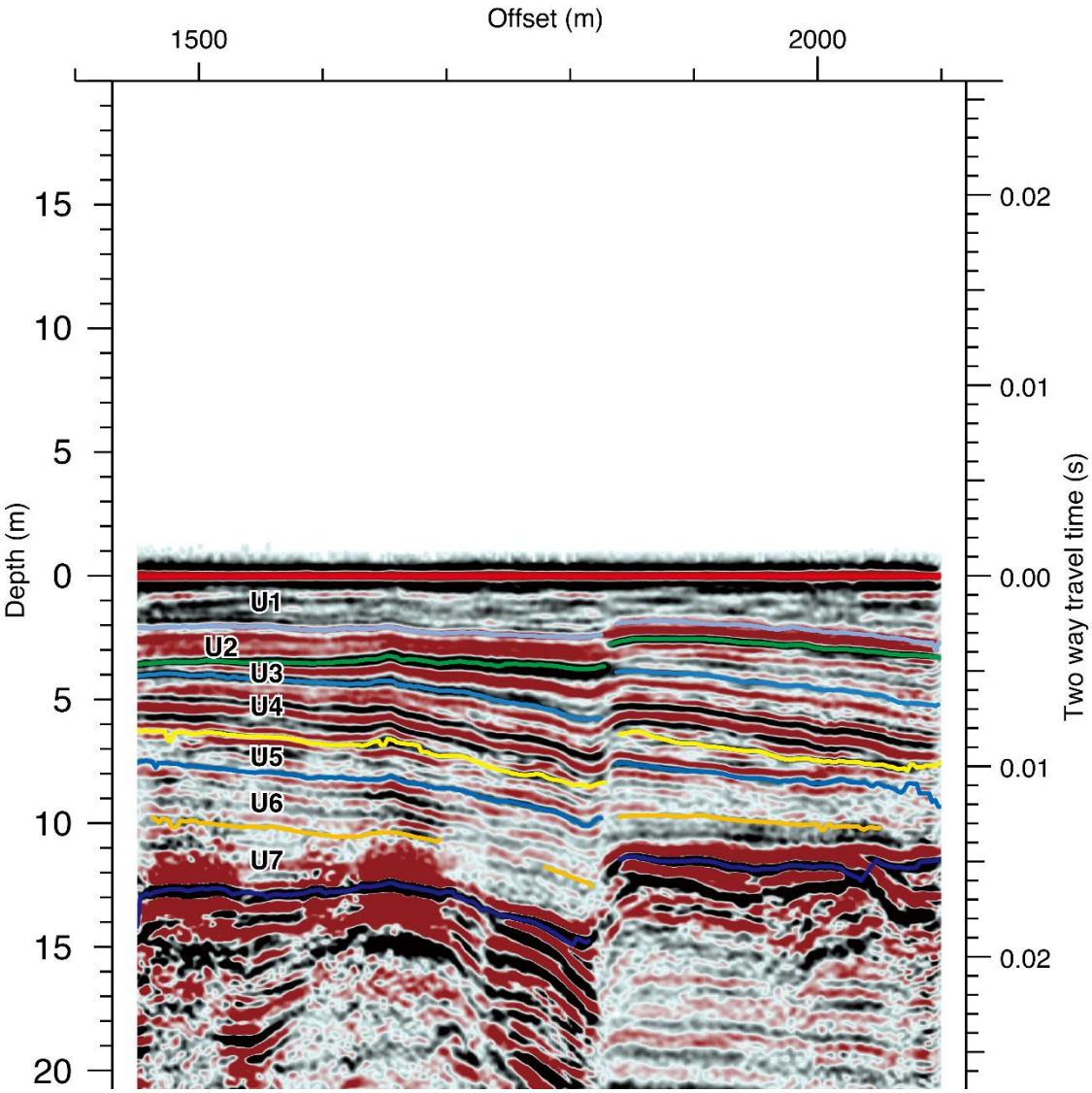


図201（b）U1層上面（海底面）におけるフラットニング

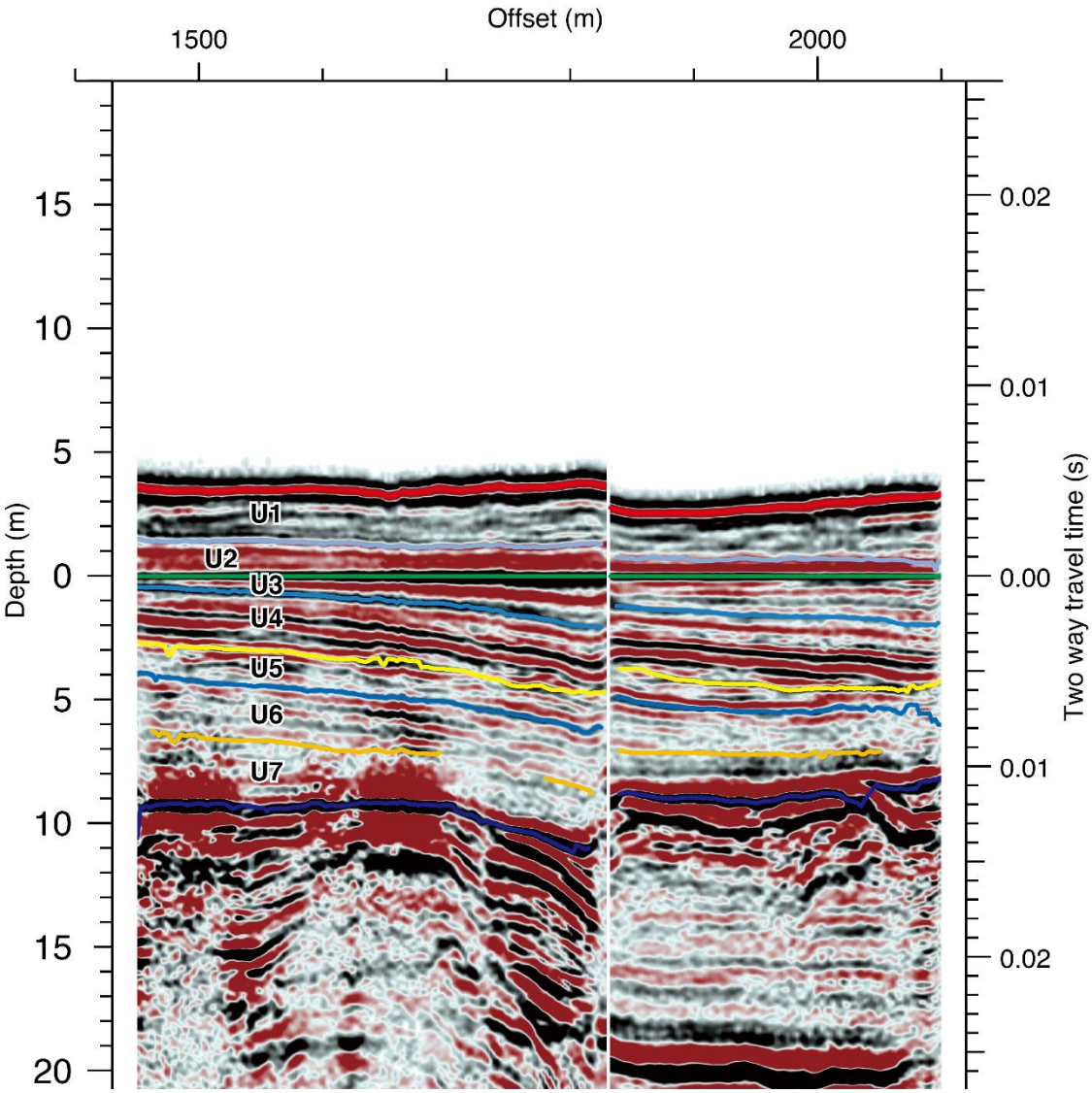


図201（c）U2/U3境界におけるフラットニング

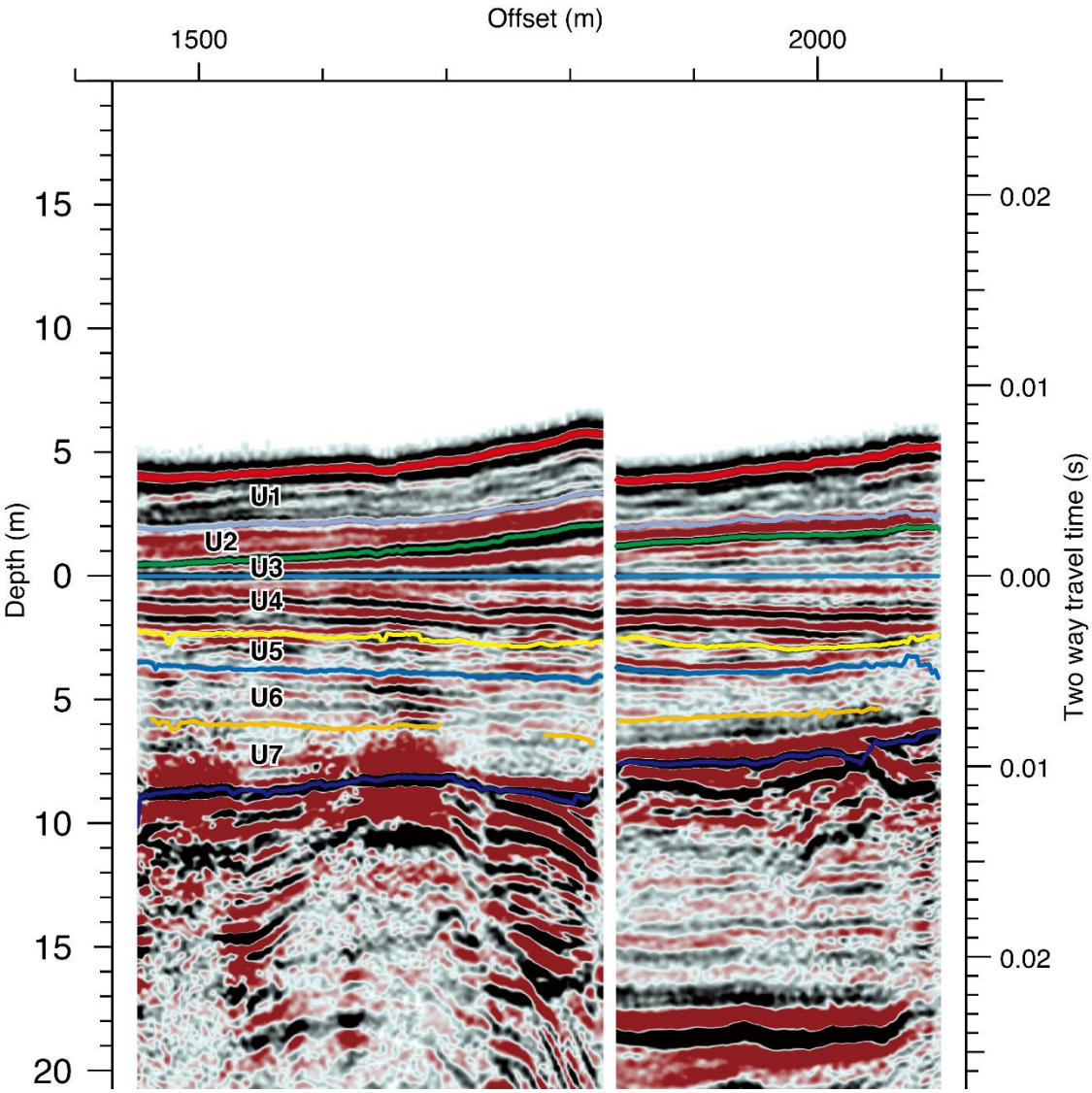


図201（d）U3/U4境界におけるフラットニング

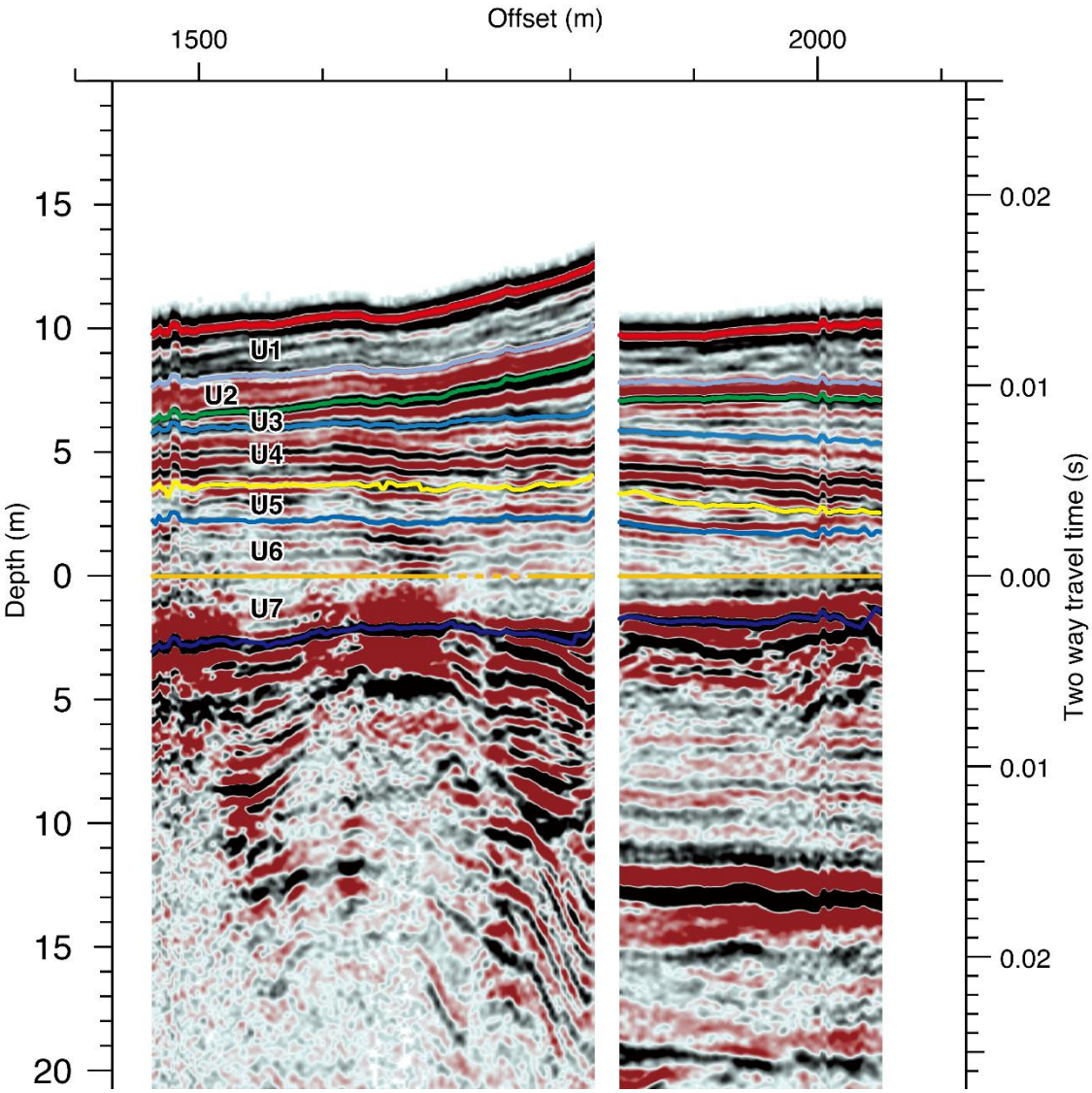


図201（e）U6/U7境界におけるフラットニング

ｖ） 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202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。

1. 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203 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の範囲では南東から北西方向に、InLine56～104の範囲では北西から南東方向に、InLine104～172の範囲では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203 l～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。

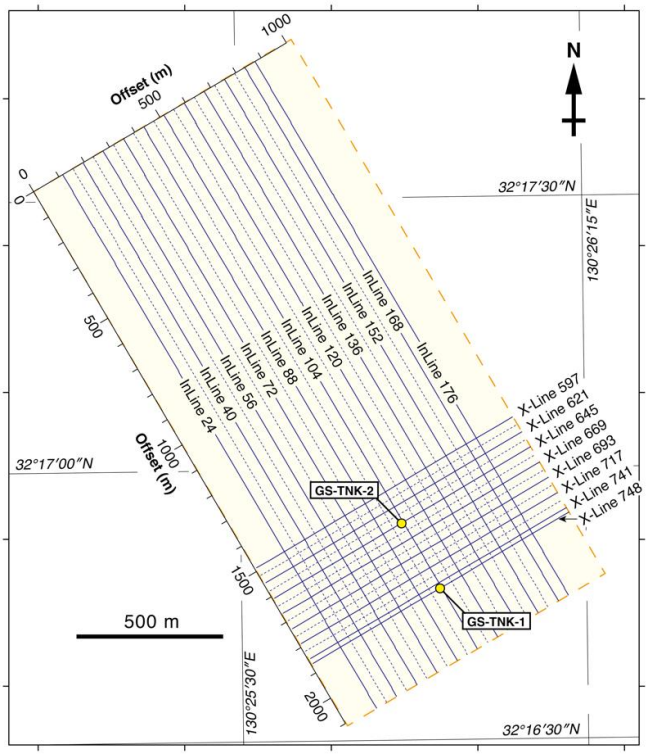


図202　垂直スライス断面作成位置

薄黄色はサイスミックキューブの範囲。青実線は図203の垂直スライス断面の位置。

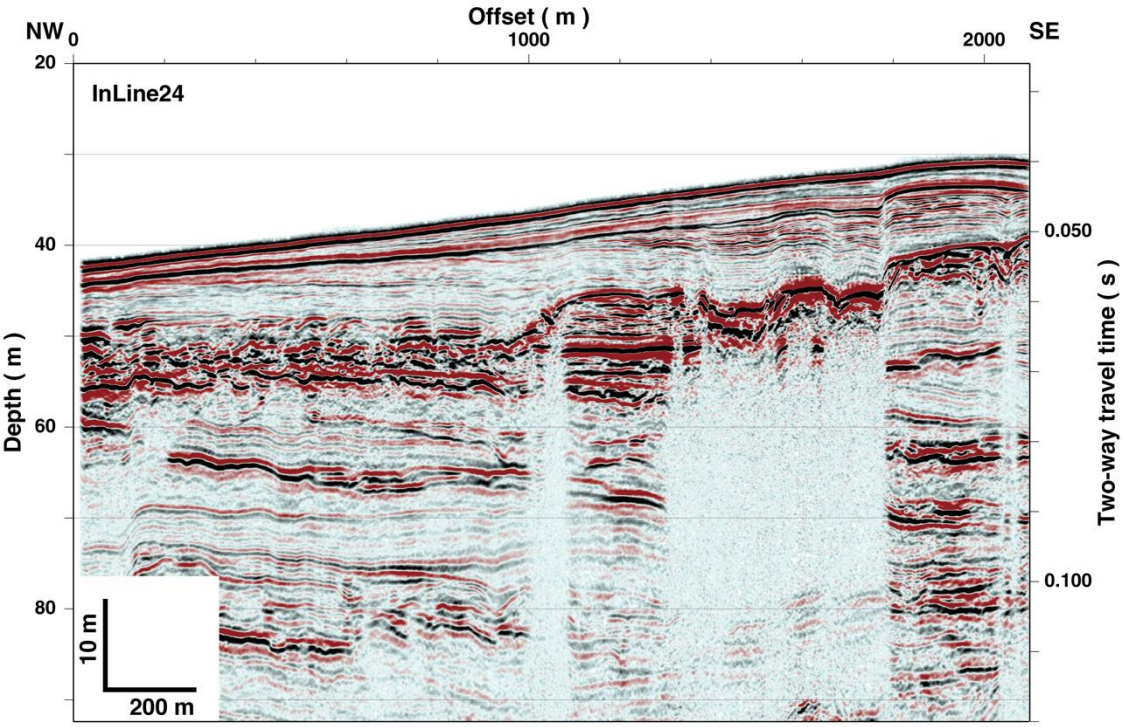


図203（a）垂直スライス断面（InLine 24）

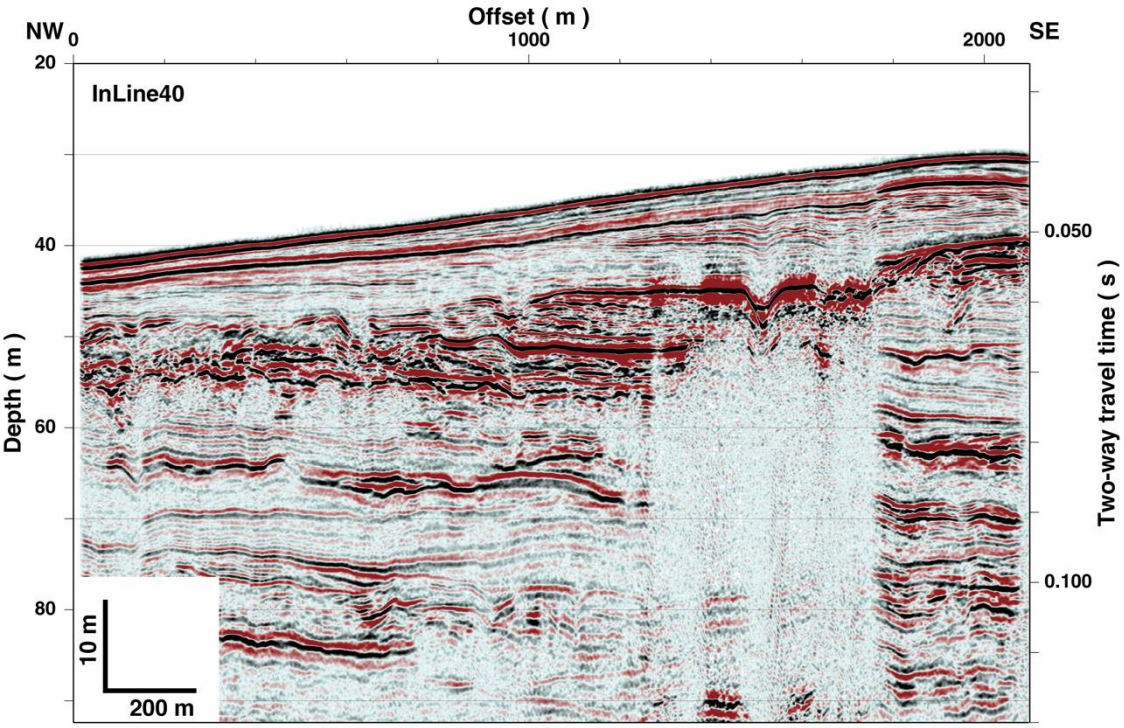


図203（b）垂直スライス断面（InLine 40）

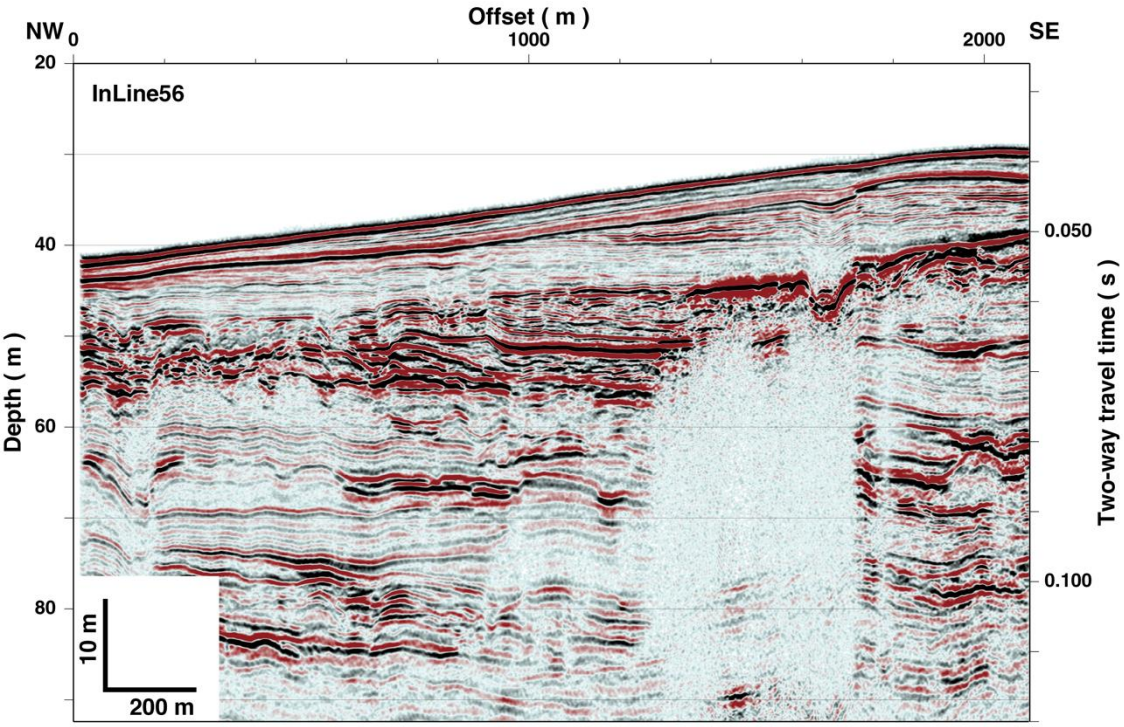


図203（c）垂直スライス断面（InLine 56）

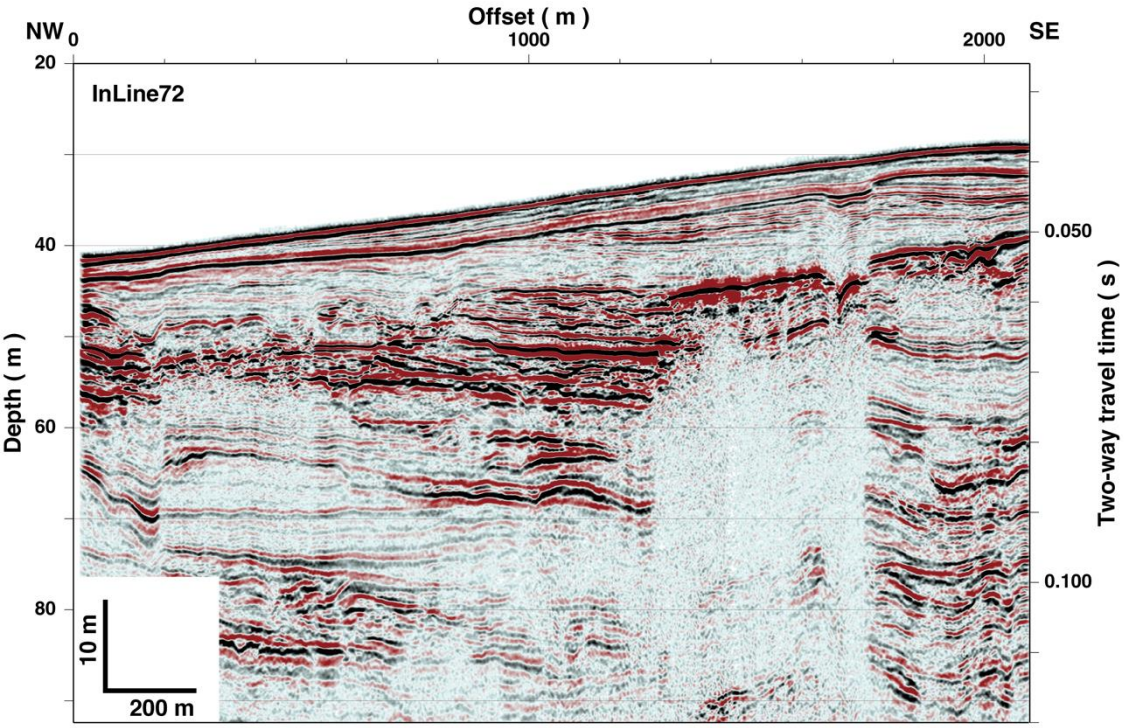


図203（d）垂直スライス断面（InLine 72）

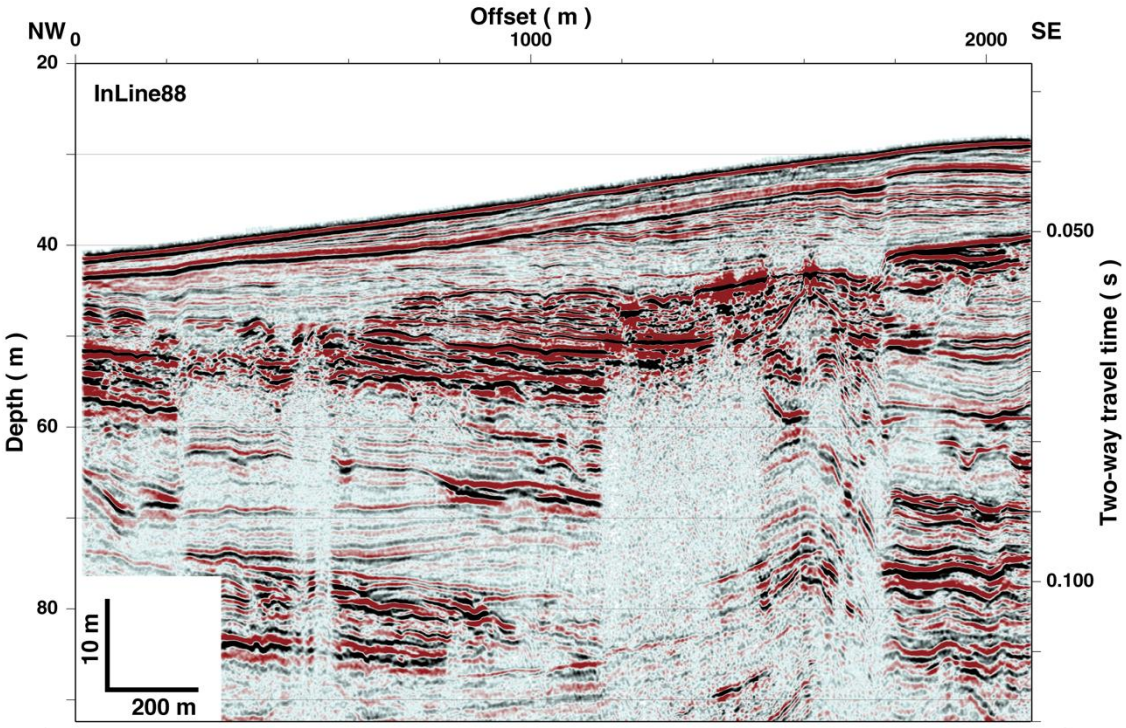


図203（e）垂直スライス断面（InLine 88）

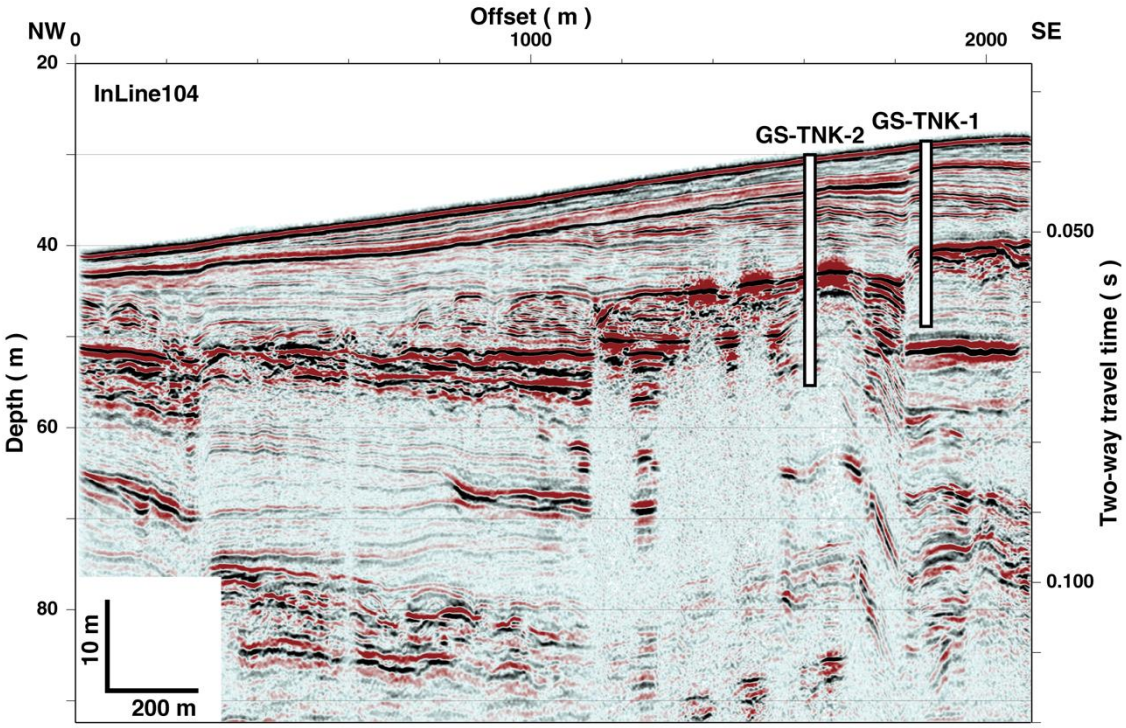


図203（f）垂直スライス断面（InLine 104）

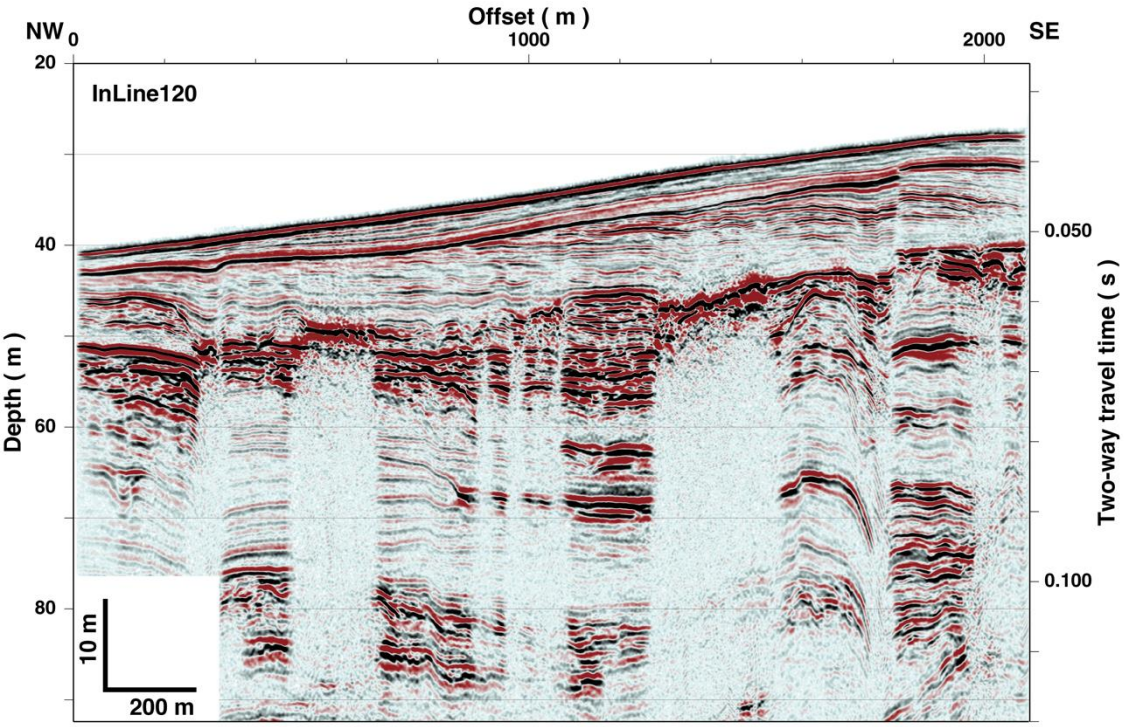


図203（g）垂直スライス断面（InLine 120）

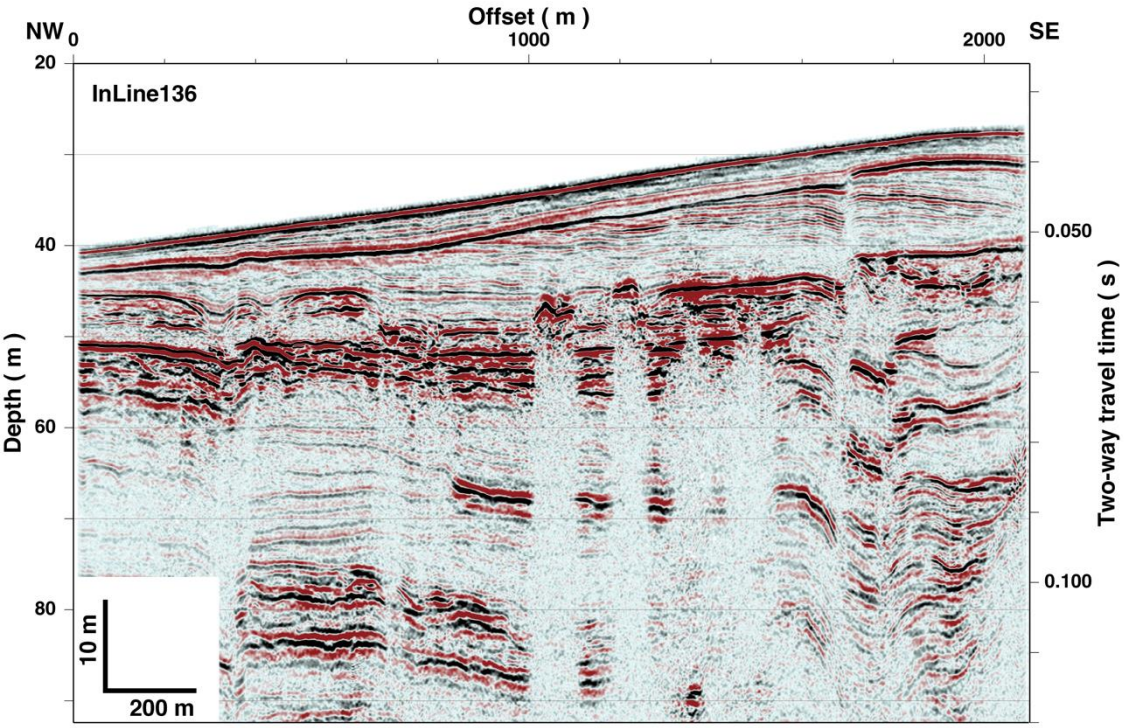


図203（h）垂直スライス断面（InLine 136）

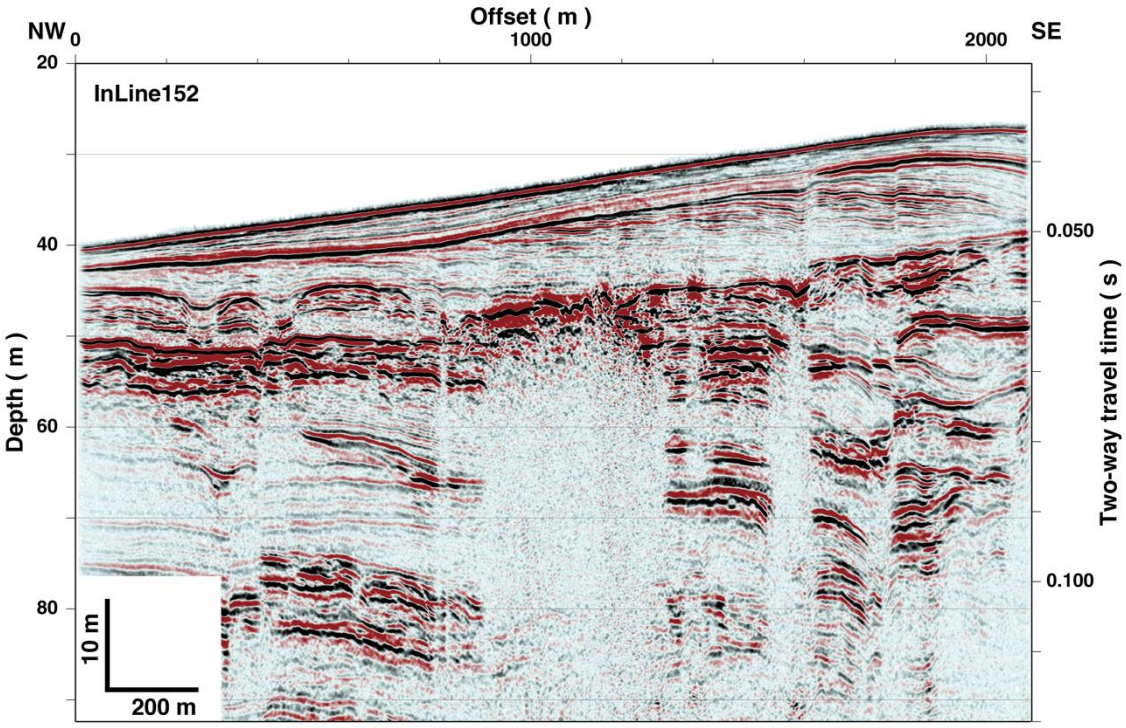


図203（i）垂直スライス断面（InLine 152）

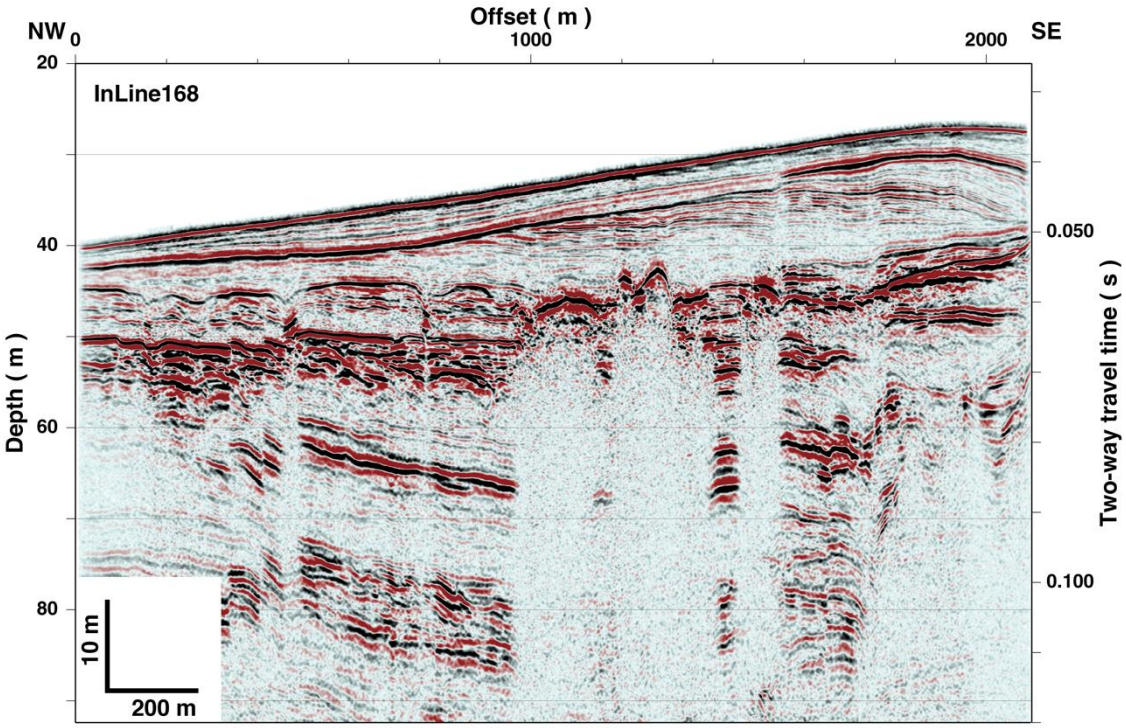


図203（j）垂直スライス断面（InLine 168）

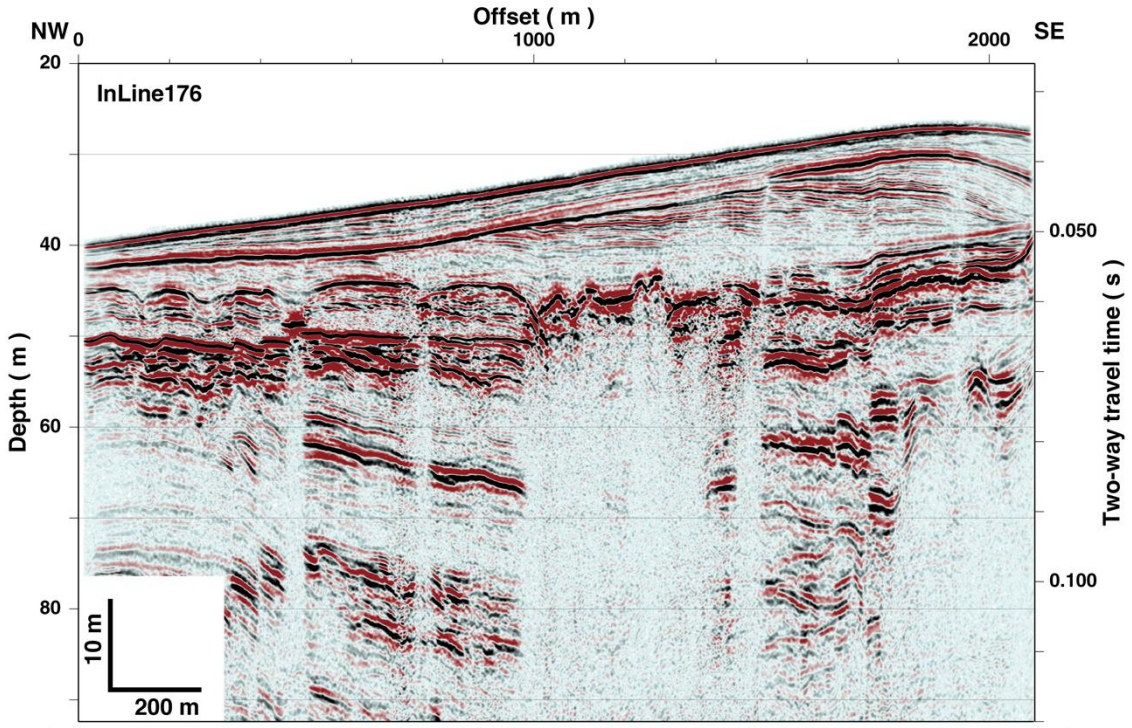


図203（k）垂直スライス断面（InLine 176）

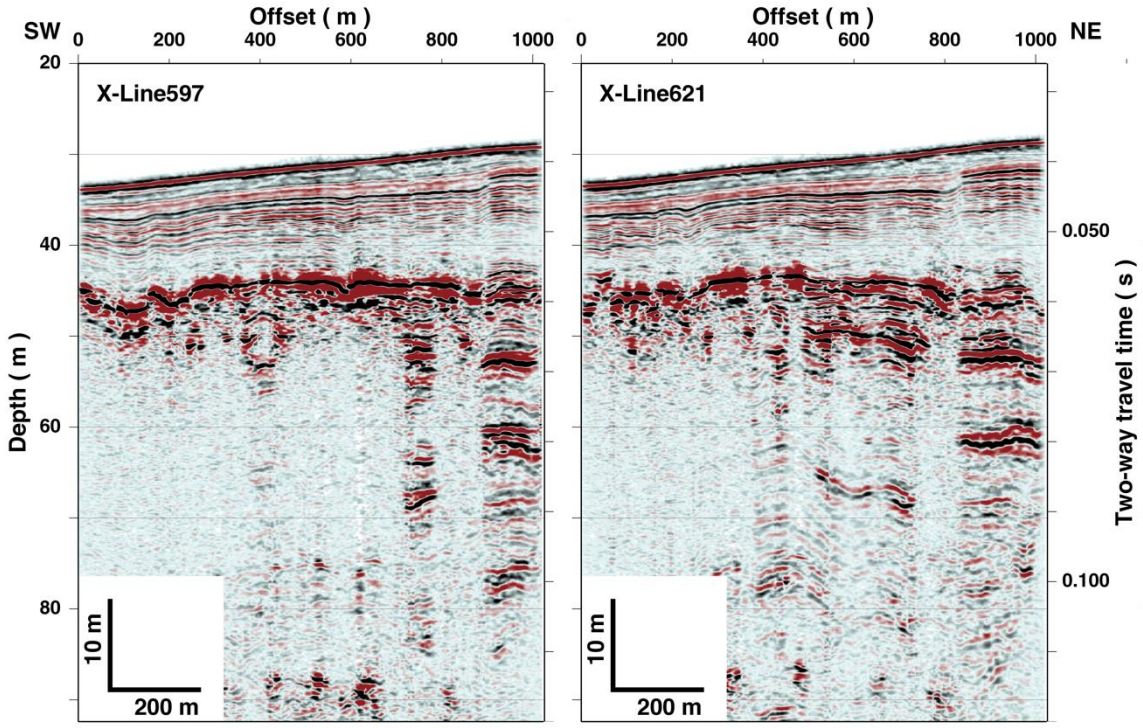


図203（1）垂直スライス断面（X-Line 597およびX-Line 621）

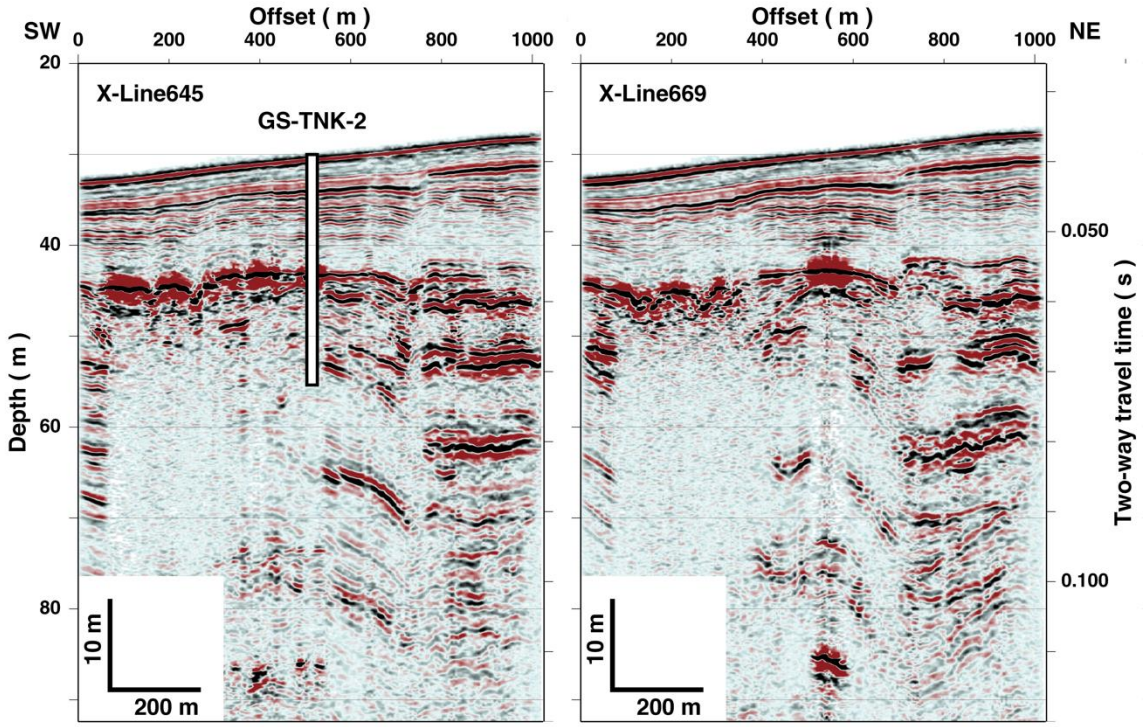


図203（m）垂直スライス断面（X-Line 645およびX-Line 669）

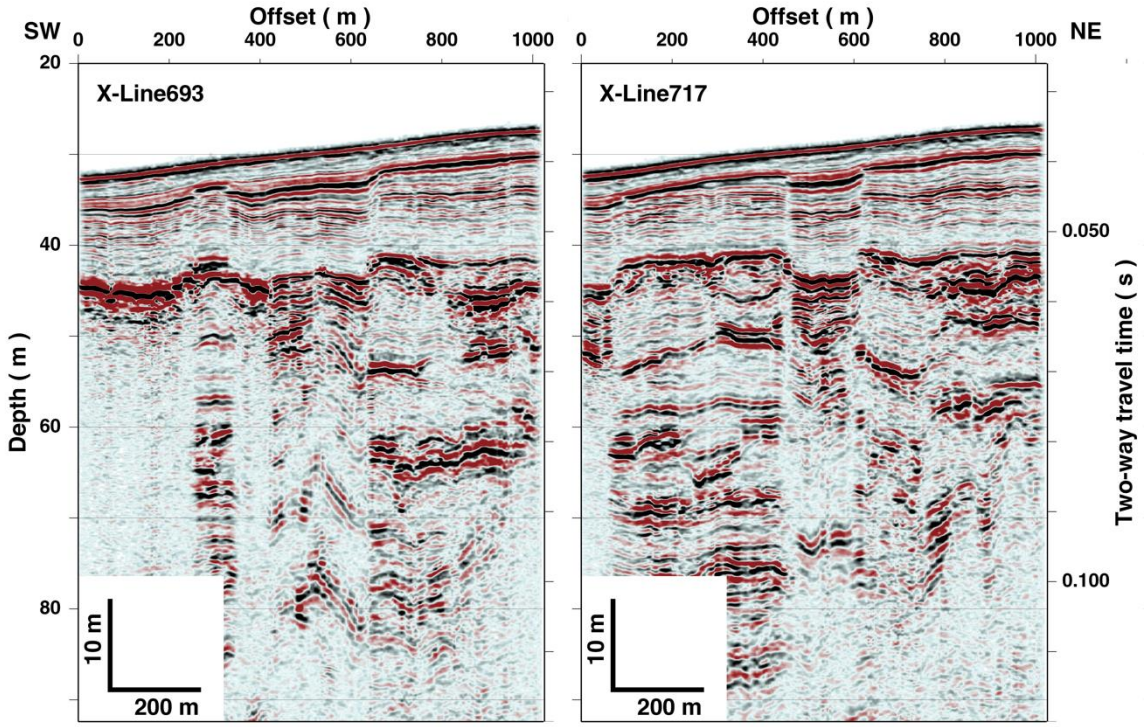


図203（n）垂直スライス断面（X-Line 693 およびX-Line 717）

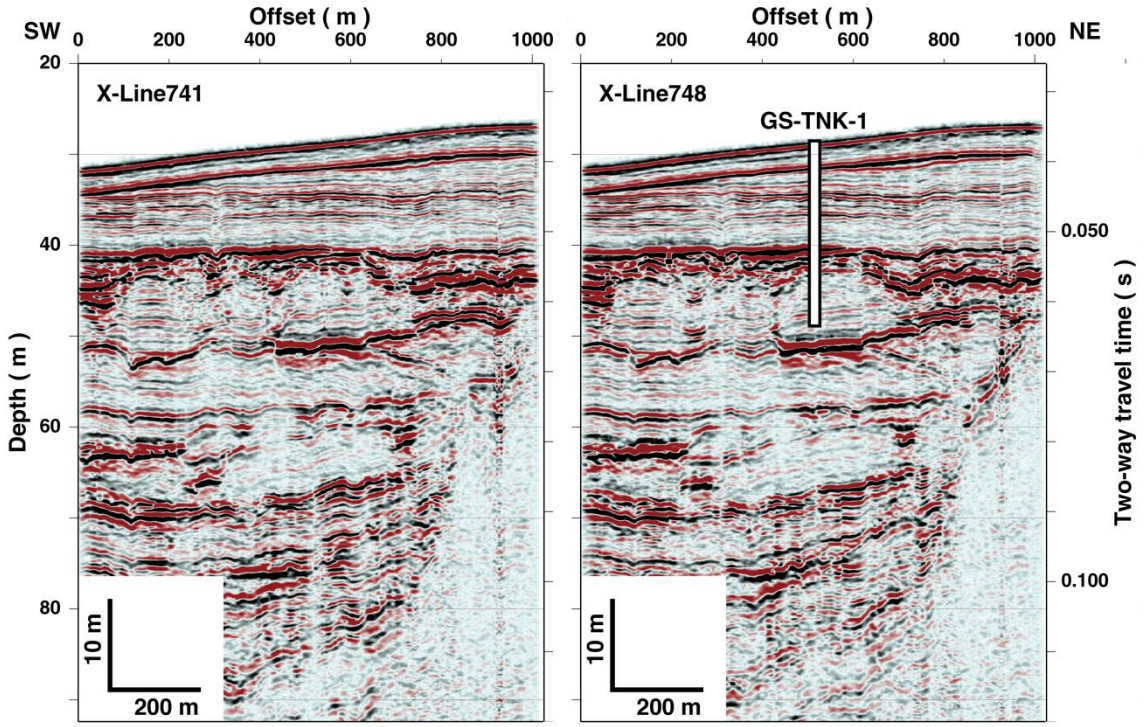


図203（o）垂直スライス断面（X-Line 741およびX-Line 748）

vi）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204）で切り出した水平スライス断面を、0.002 s（≒1.54 m）間隔で示した（図205）。沖積層の内部においては、海底面とU2層／U3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、U1層およびU2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、U3～U7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、U5～U7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U7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、U2層／U3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。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、U2層／U3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。

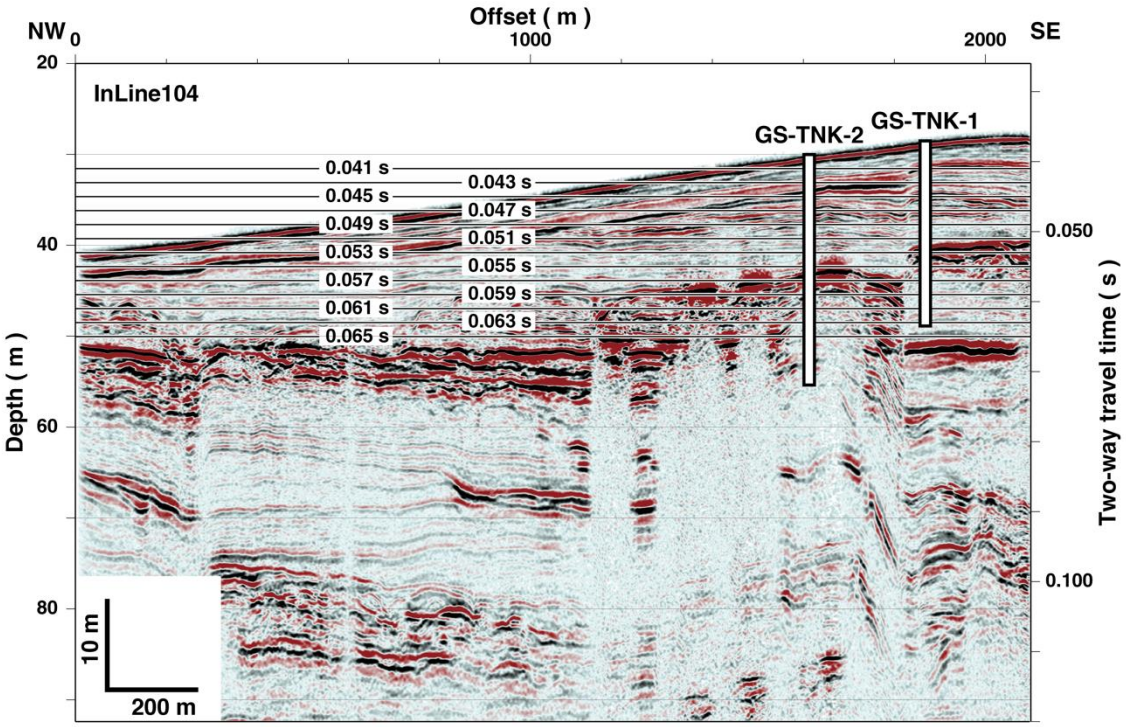


図204　水平スライス断面の作成深度（基図はInLine104）

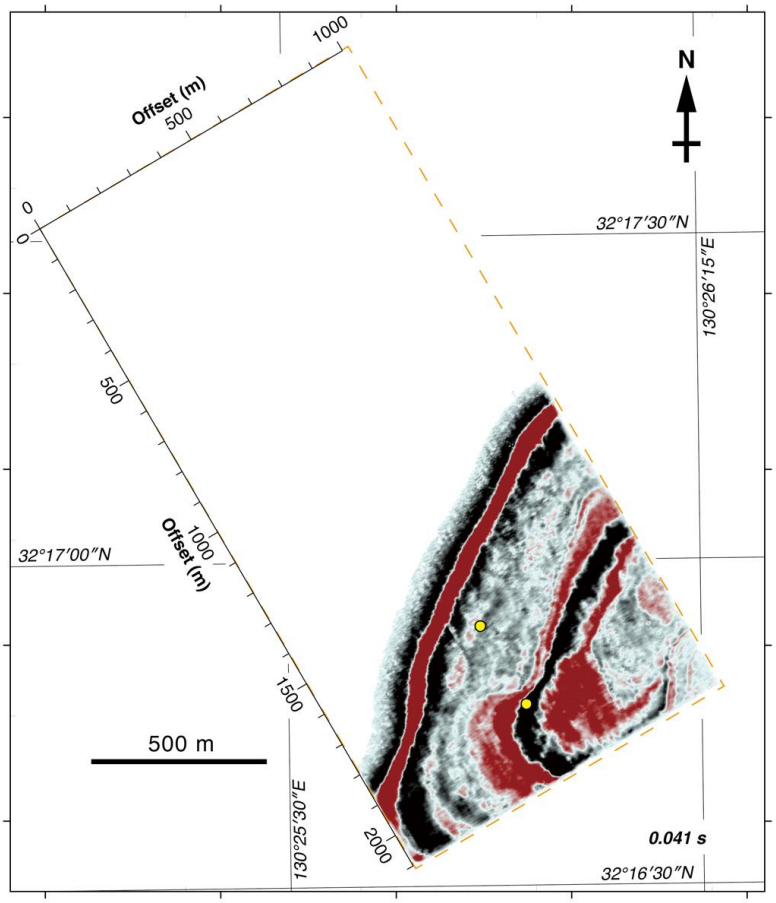


図 205（a）　水平スライス断面（0.041s）

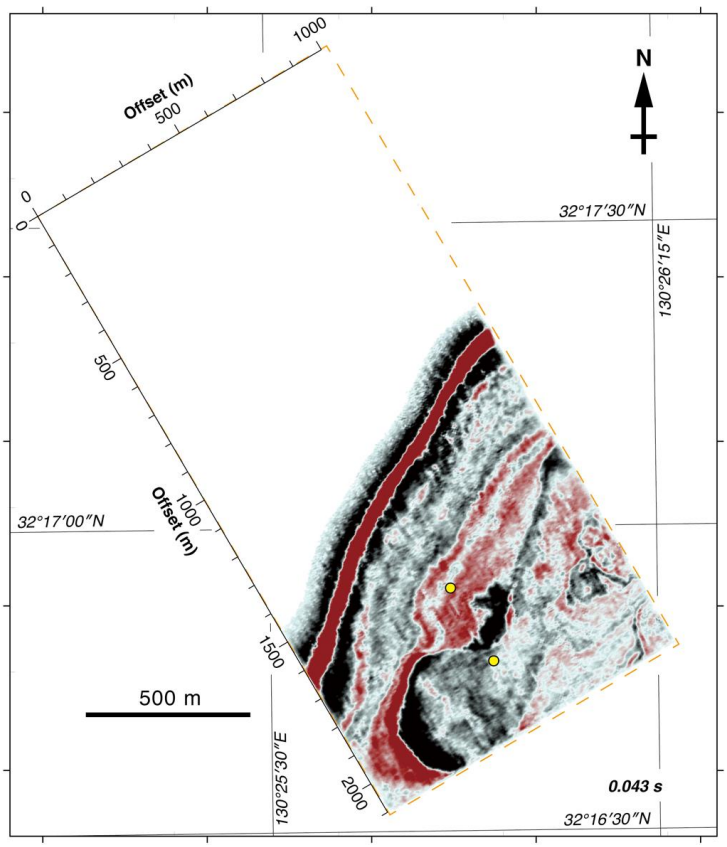


図 205（b）　水平スライス断面（0.043s）

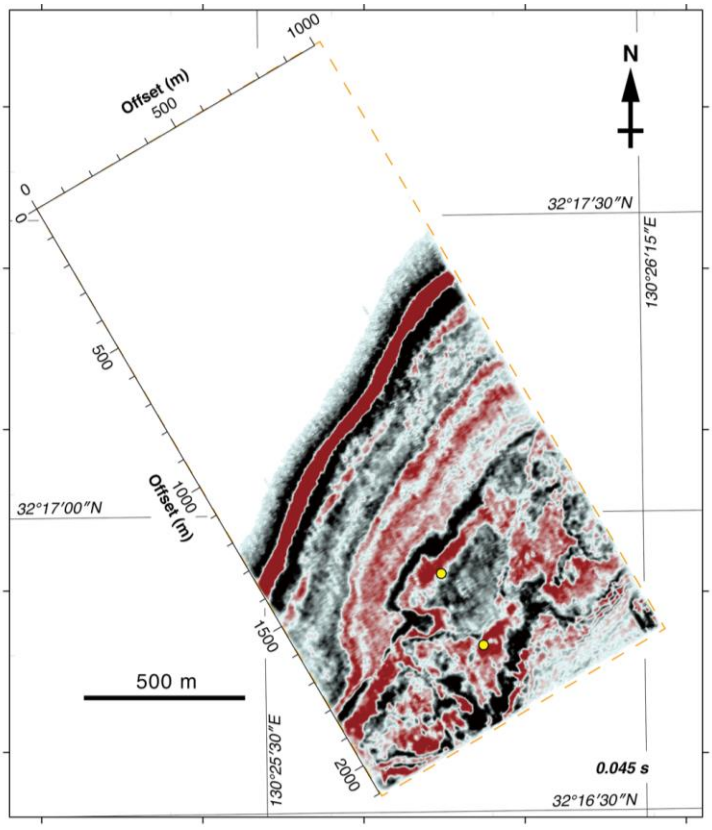


図 205（c）　水平スライス断面（0.045s）

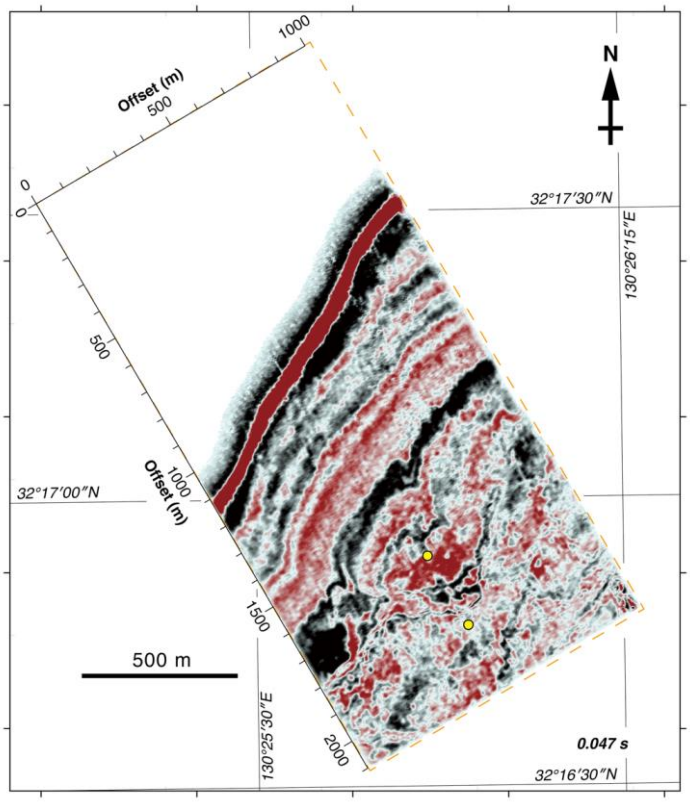


図 205（d）　水平スライス断面（0.047s）

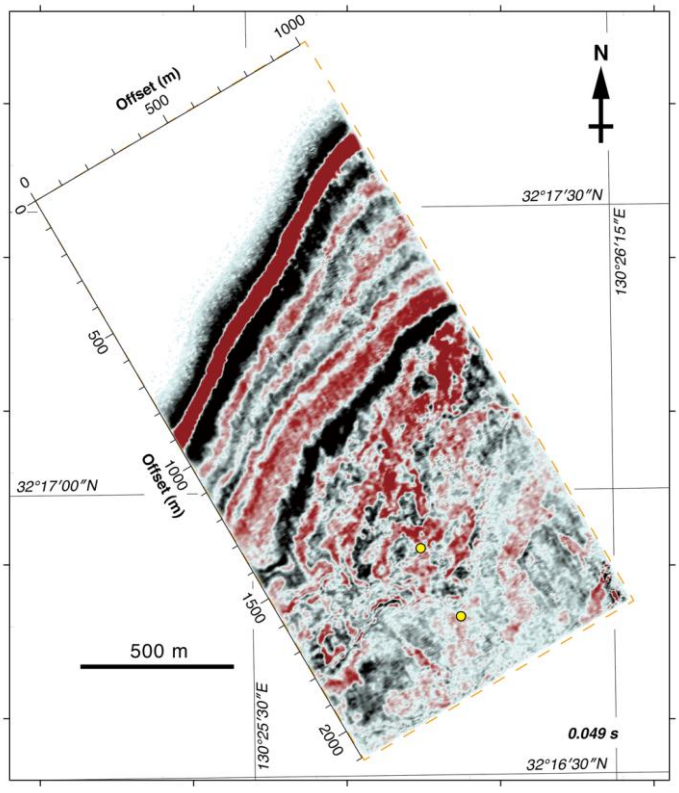


図 205（e）　水平スライス断面（0.049s）

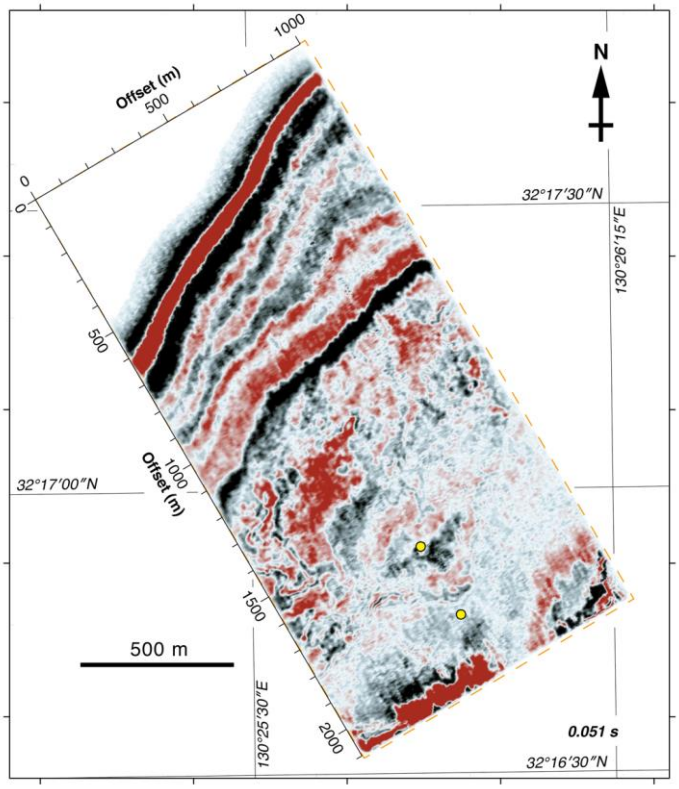


図 205(f)　水平スライス断面（0.051s）

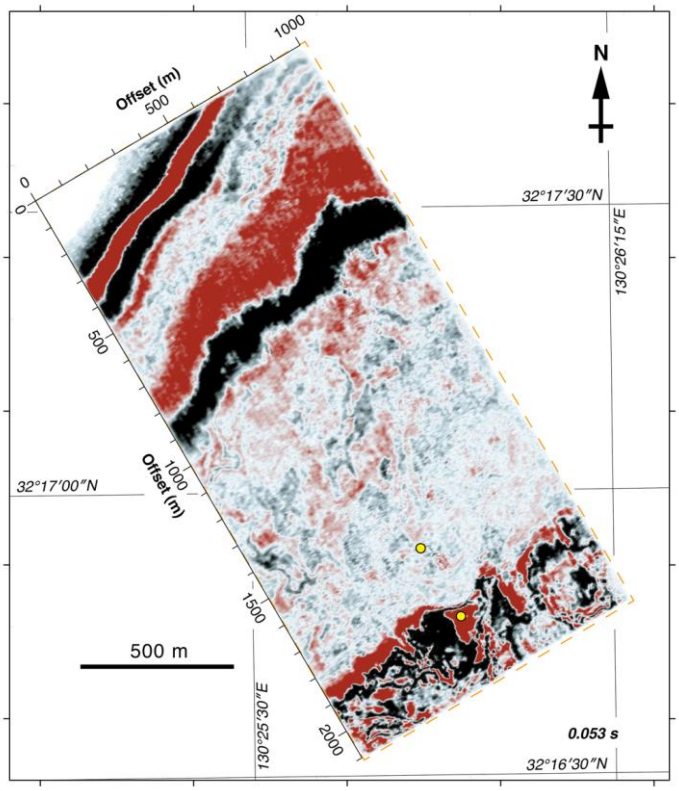


図 205（g）　水平スライス断面（0.053s）

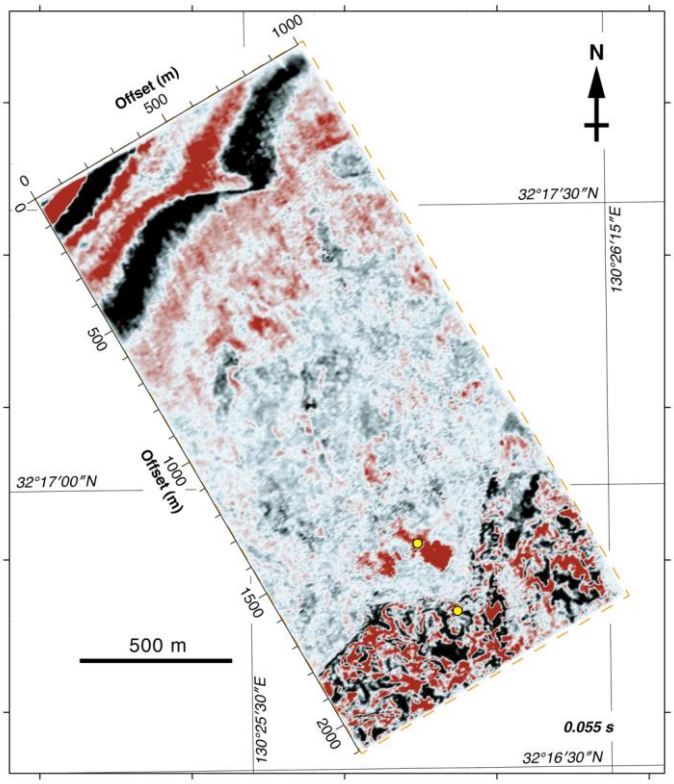


図 205(h)　水平スライス断面（0.055s）

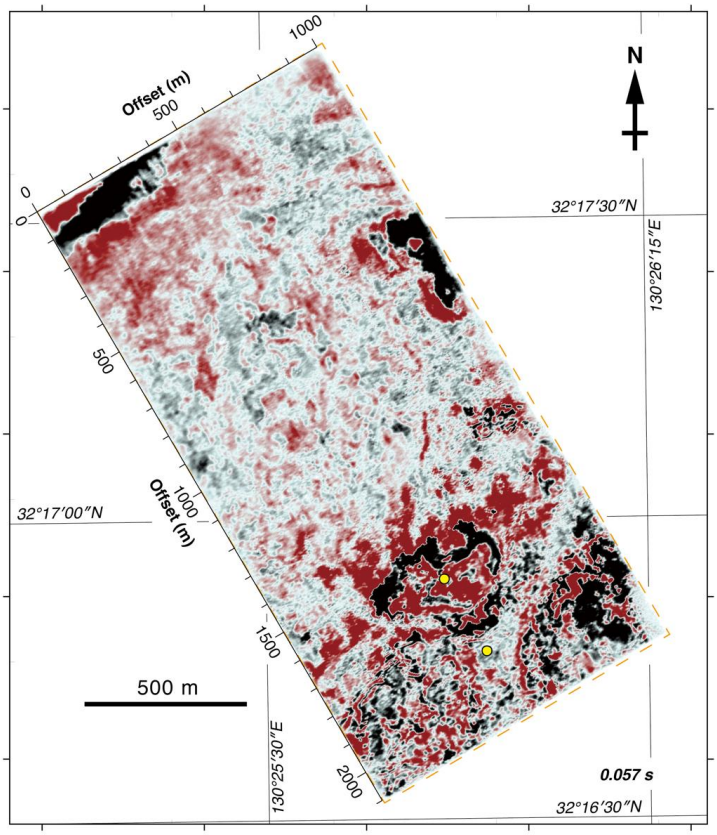


図 205（i）　水平スライス断面（0.057s）

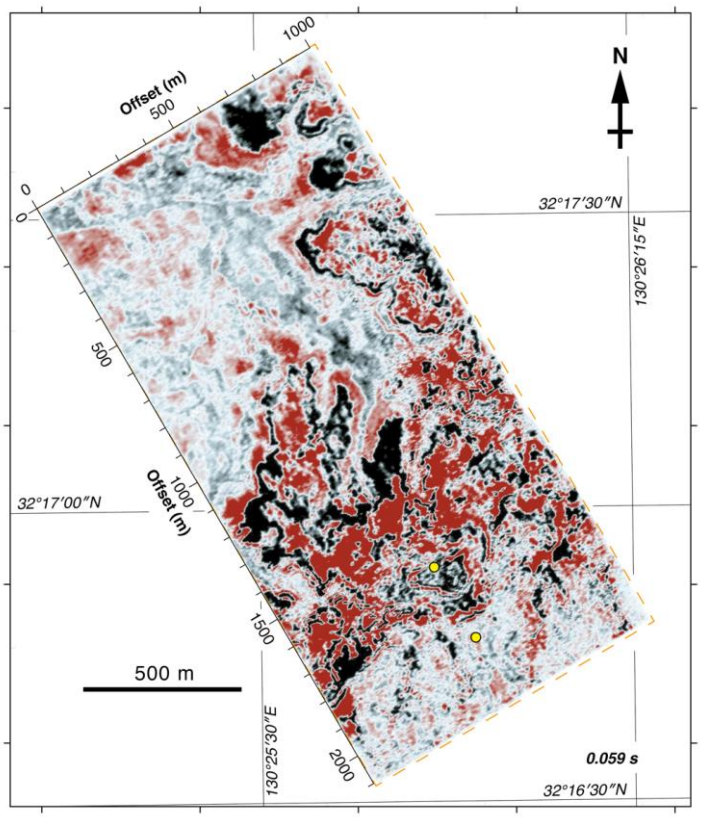


図 205（j）　水平スライス断面（0.059s）

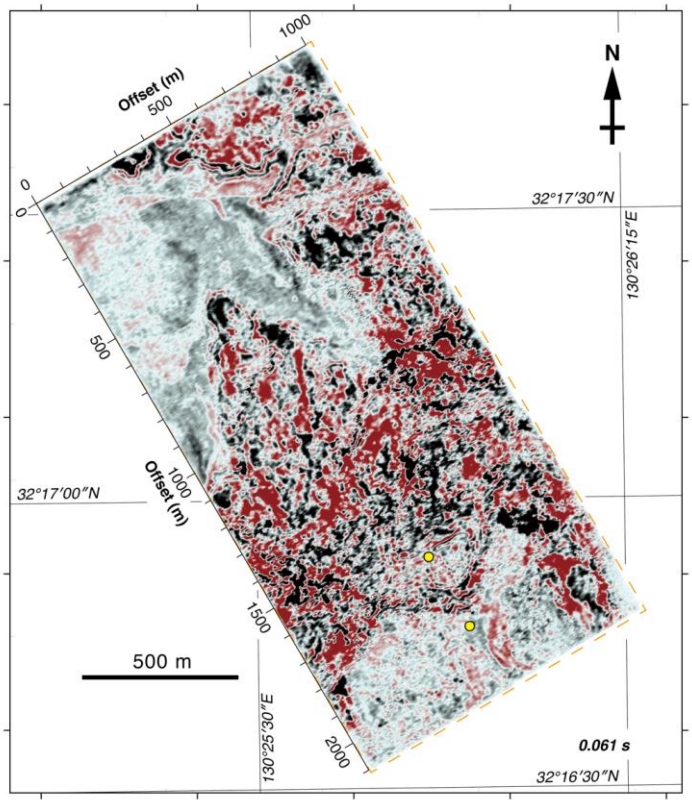


図 205（k）　水平スライス断面（0.061s）

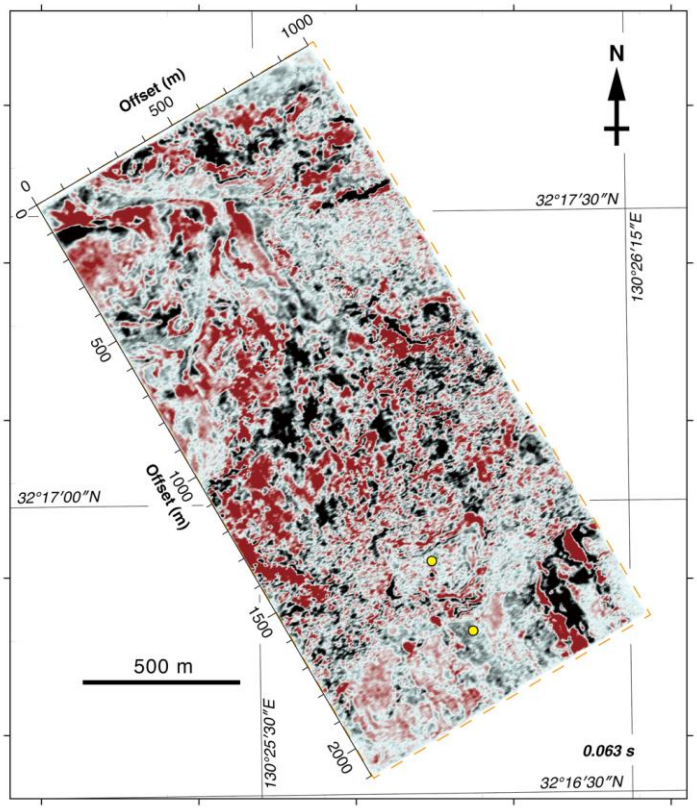


図 205（1）　水平スライス断面（0.063s）

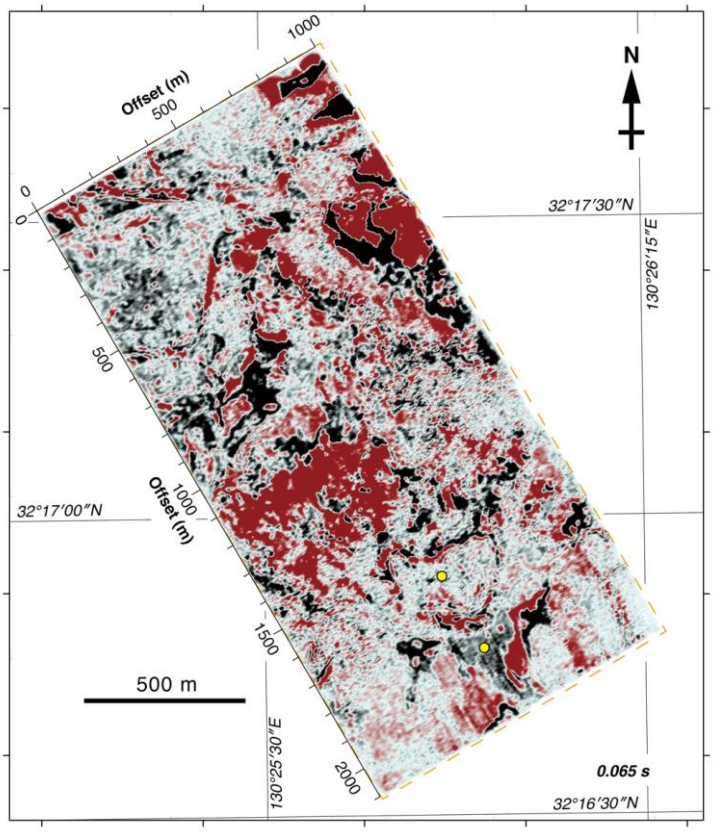


図 205（m）　水平スライス断面（0.065s）

vii）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

1.　詳細な断層形状および地質構造

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206）。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。

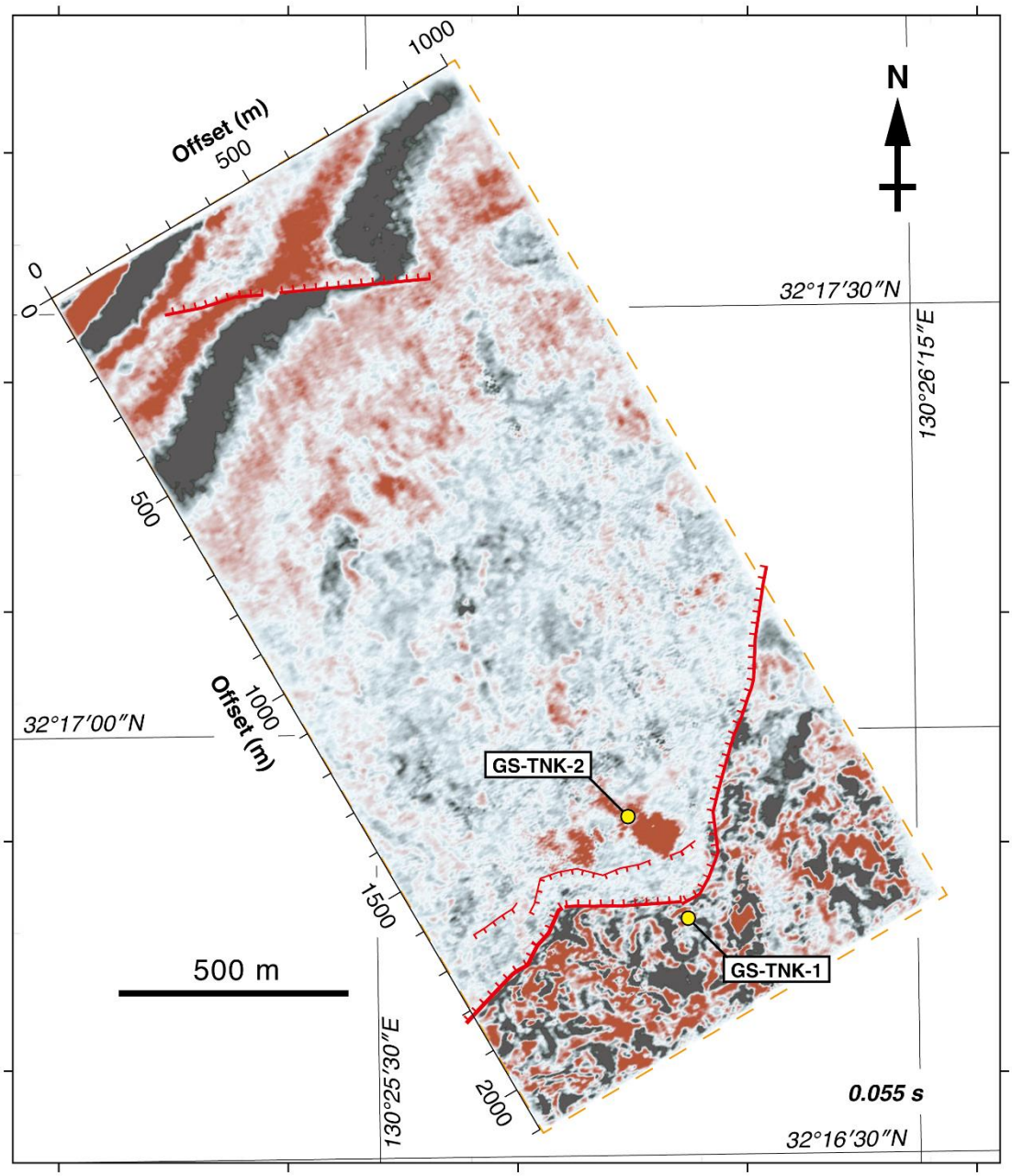


図206　スライス断面にもとづく評価対象断層の形状

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。

2. 地質構造にもとづく右横ずれ量の見積もり

Extensional duplexの詳細な構造から横ずれ運動を検討することを目的として、Extensional duplexに直交する垂直スライス断面を作成した（図207, 208）。これらのスライス断面には検討対象断層が捉えられており、北東側傾斜の正断層として地層を累積的に変位させている様子が捉えられている（図208）。さらに、検討対象断層から約100 m北東側にも南西側傾斜の正断層を認識できる。これらの正断層に挟まれた区間は構造的な沈降域となっている。

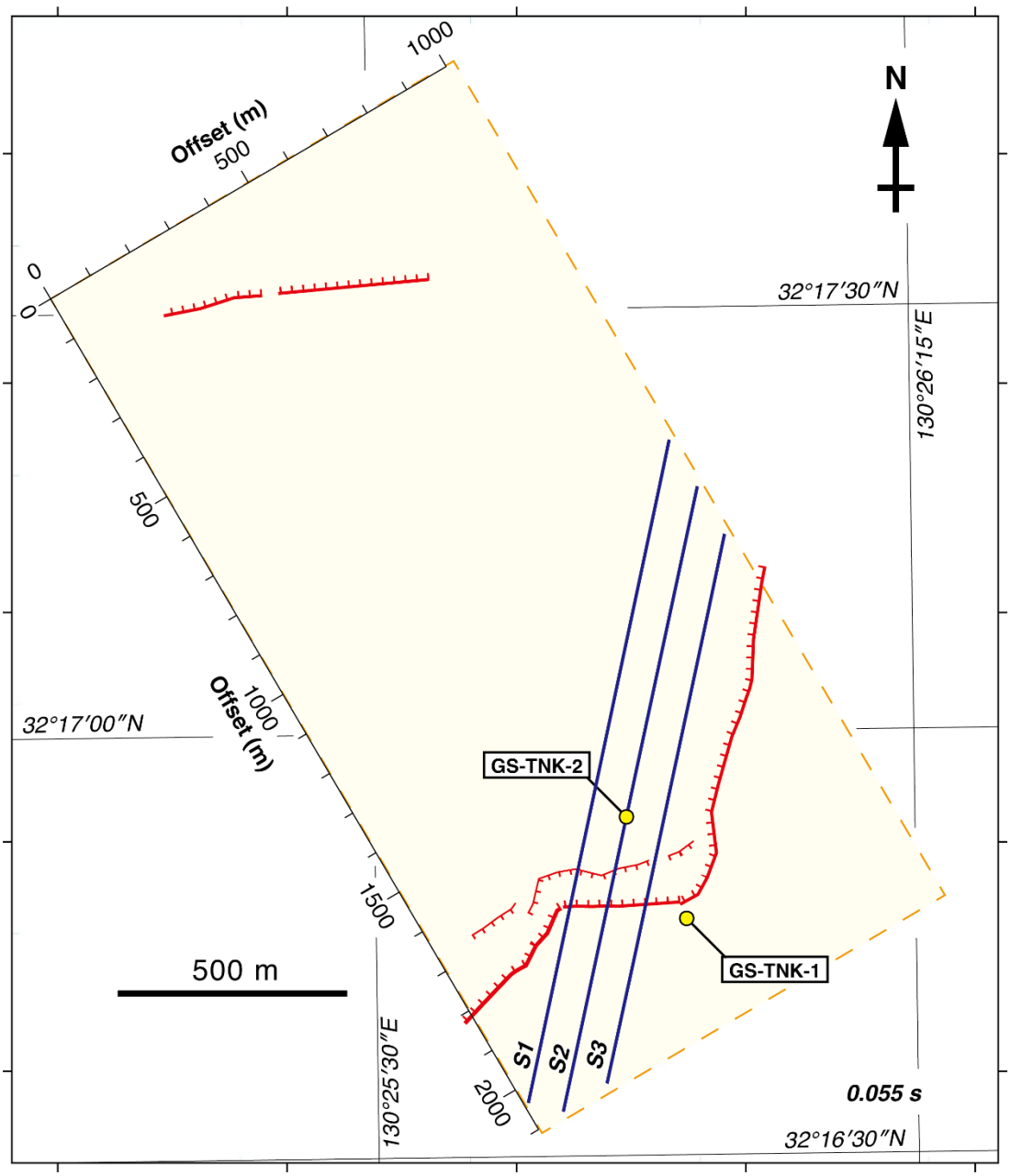


図207　Extensional duplexの詳細な検討のためのスライス断面位置

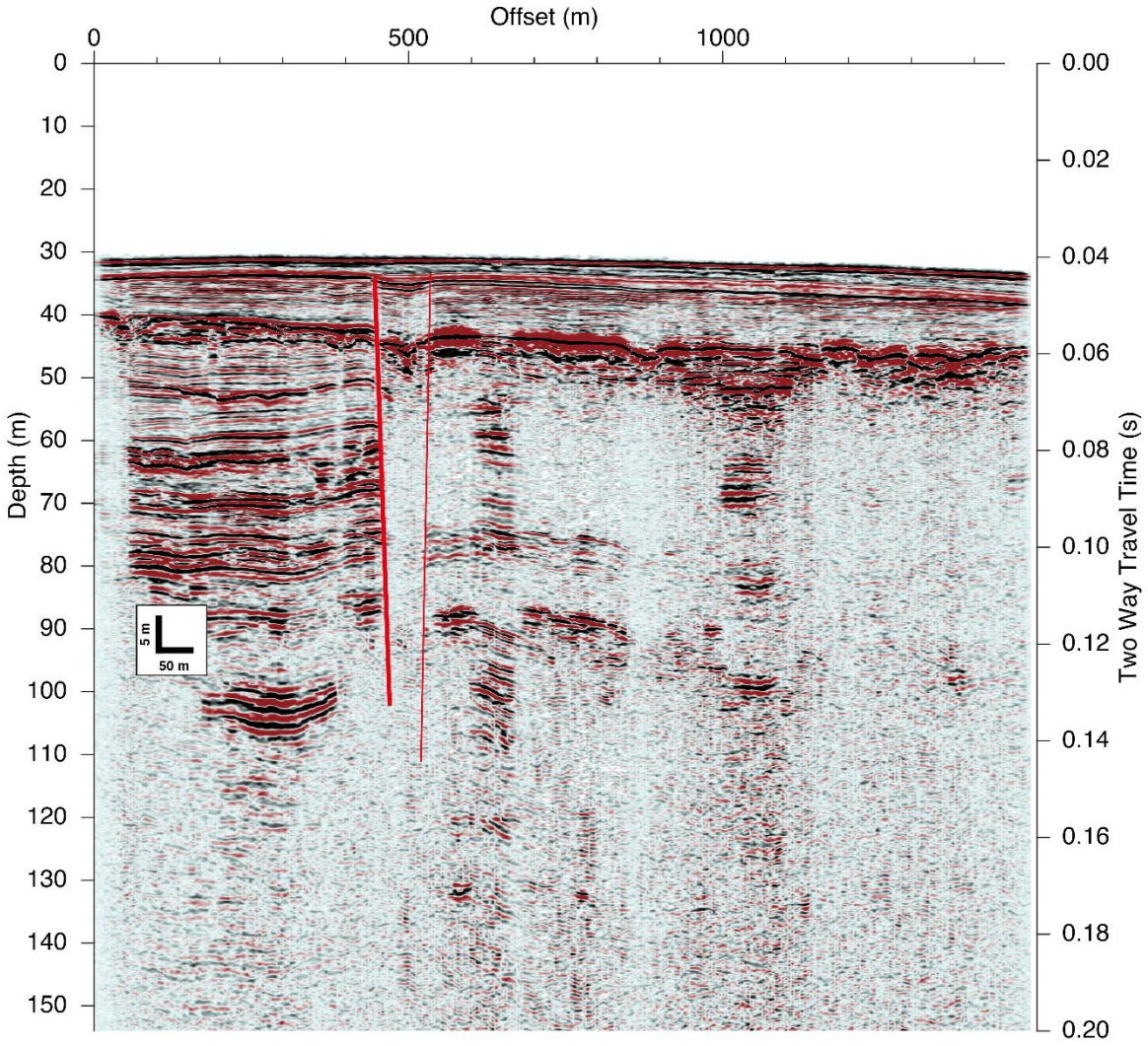


図208（a）　垂直スライス断面（S1）

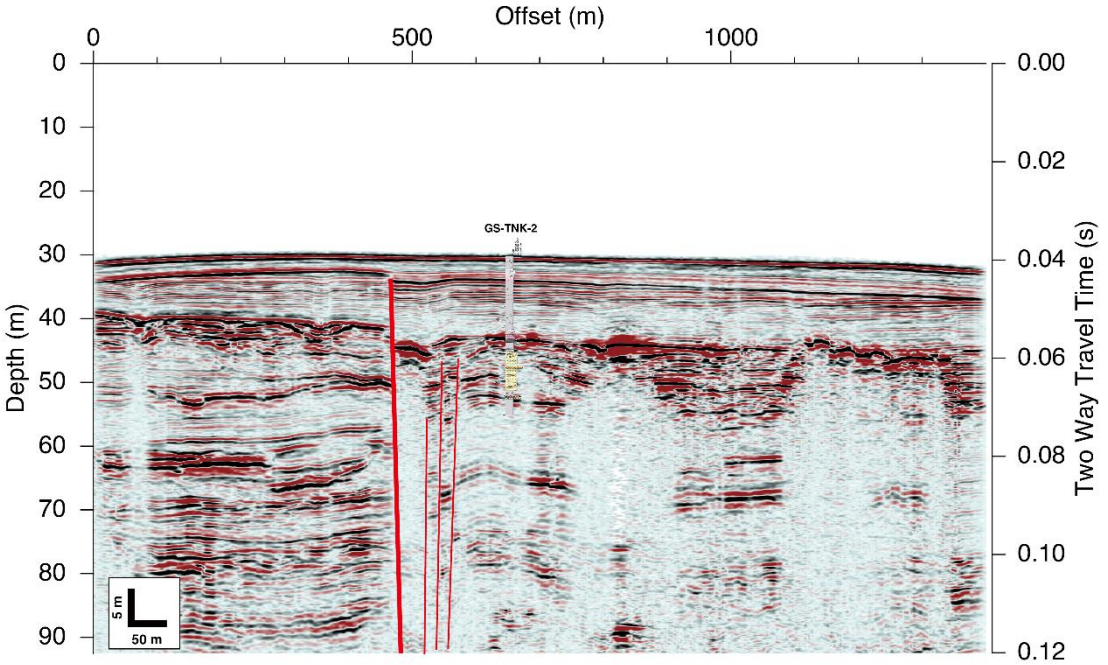


図208（b）　垂直スライス断面（S2）

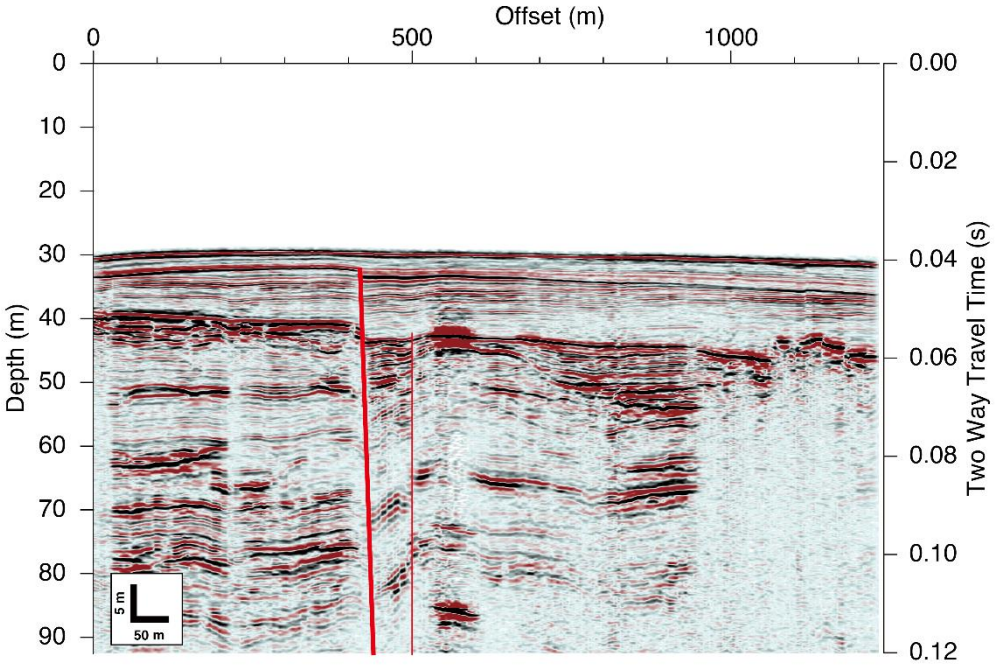


図208（c）　垂直スライス断面（S3）

この沈降域は、地盤を水平方向に引張することによって形成されたと解釈可能である。また、水平方向の変位量ΔHは、図209に示すようなモデルに従って、２つの正断層の傾斜角（θ_1およびθ_2）と、沈降量ΔVから見積もることができる。これは次式で表現できる。

$$\Delta H \sim \left\{\frac{1}{tan\theta_1}+\frac{1}{tan\theta_2}\right\}\times\Delta V$$

３つの断面を検討すると、θ_1は75～80°、θ_2は約80°である。また、沖積層基底面の沈降量ΔVは3.0～3.6 mである。これらにより、沖積層基底面形成以降における水平方向の運動量ΔHは1.3～2.0 mと見積もられる。沖積層基底面の年代は18 kaと見積もられているので、水平方向の変位速度は0.07～0.11 m/kyと算出できる。この値は陸域における日奈久断層で推定されている値（0.7 m/ky）よりも小さい（地震調査推進本部地震調査委員会，2013）。ただし、ここで見積もられた横ずれ変位速度は、海域の日奈久断層帯を構成する断層群のうち、1つの断層だけのものである。

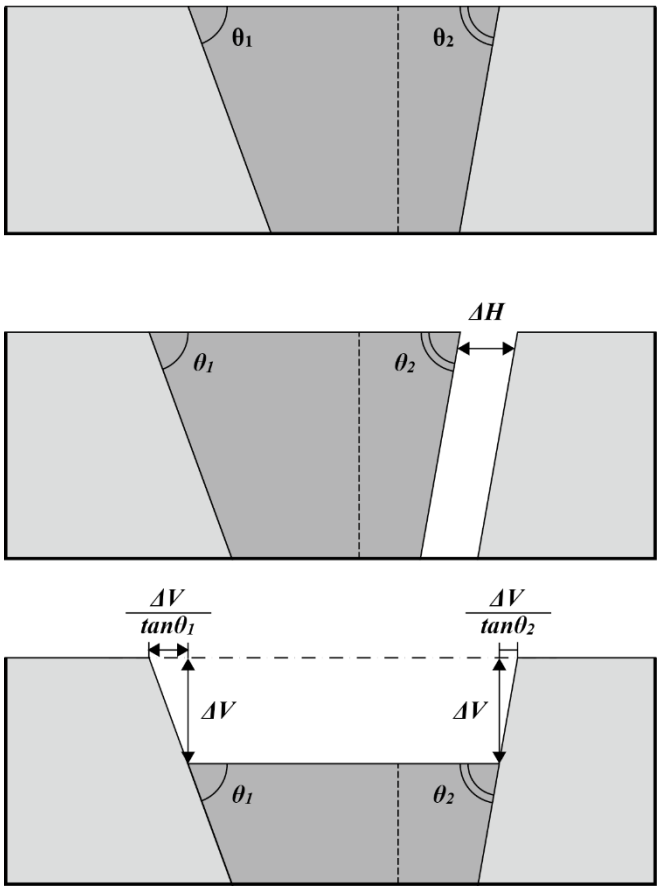


図209　２つの正断層に挟まれた領域の沈降量ΔVと水平方向への伸張量ΔHの関係

(d) 結論ならびに今後の課題

1)布田川断層帯の構造と活動履歴

平成28年熊本地震（以下では熊本地震と表記する）では、地震前から認定されていた活断層トレース上で地表地震断層が出現した。しかしながら、変位量が20 cm以上の断層の出現範囲は、布田川断層帯布田川区間より、東及び西側に約５km以上広がり、地震前に想定されていた長さ約19 kmのより、約10 km長かった。地震断層は布田川区間の西縁を越えて宇土区間内まで広がった。地震断層が出現した西端付近は、熊本平野側の地質構造が変化する場所にも当たるので、そこが区間境界に相当する可能性がある。一方で、毎回同じような破壊域になるとは限らないので、区間境界は幅を持った領域として決める方が現実的と考えられる。

熊本平野を南北に横断する反射断面では、平野の南縁付近に嘉島―木山地溝帯に相当すると考えられる正断層に南北両側を切られた地溝状の落ち込みが確認された。断層の縦ずれ変位速度は木山低地西部において千年で50 cm程度と推定されているが、熊本平野側では正確にはわかっていない。断層は従来の布田川断層帯宇土区間よりはやや北に位置するが、この区間に活断層が存在することが確認された。一方、宇土半島北岸区間については新たなデータは得られていない。

活動履歴については、本プロジェクトと他機関で実施されたトレンチ調査の結果を含めて検討した（図 210)。図 211 に布田川断層帯の時空間ダイアグラムを示す。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。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 211 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 211 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、比較的共通性が認められると判断したものを、薄橙色でつないだ。ここで、熊本地震を最新イベント（イベント１）とする。これ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、寺迫の３地点における一つ前のイベントが同時であったと考える（イベント２）と、その時期は、約 1700 年前～1800 年前となる。堂園１地点では、800年前～1400年前、1800年前～1900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、回数と時期が異なっている。また、沢津野、阿蘇ファームランド東方、黒川１、堂園１、下陣の５地点で認められるイベントを同時と考える（イベント３）と、その時期は、約 4500 年前～5600 年前となる。さらに、沢津野、阿蘇ファームランド東方、黒川２、黒川１、下陣、寺迫の６地点で認められるイベントを同時と考える（イベント４）と、その時期は、おおよそ 6500 年前となる。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。区間分けについては、古地震履歴から阿蘇カルデラ区間と布田川区間を積極的に区分する理由はない。

布田川断層帯の中で、古地震履歴が比較的精度良く明らかとなっている沢津野、阿蘇ファームランド東方、寺迫地点について、熊本地震以前までの平均活動間隔を推定した。ここでは、各古地震イベントの最も古い年代値からイベント２の年代値（約1700年前～1800年前）

のうち、新しい方の1700年前を引き、これを地点毎のイベント回数で除した。この平均活動間隔は最長見積もりである。その結果、沢津野では2220年、阿蘇ファームランド東方では2675年、寺迫では1950年の平均活動間隔が得られた（図211）。全体としては、おおよそ２～３千年に１回以上の頻度で地震をくり返してきたと推定され、地震前の評価（8100～26000年；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）より高頻度であることは明らかである。参考までに、上述の古地震データに基づいて、2016年時点でのBPT分布による30年間の地震発生確率（α＝0.24）を求めると、沢津野で5.1%、阿蘇ファームランド東方で2.6%、寺迫で7.2%となる。

宇土区間の古地震履歴は１地点のみの調査結果であるが、阿蘇カルデラ区間、布田川区間と比較すると、活動性が低い可能性がある。以上より、宇土区間と阿蘇カルデラ区間および布田川区間は異なる活動区間である可能性が高い。

布田川断層帯の地震発生確率・地震後経過率の推定にあたり、地形地質情報についての課題を述べる。布田川区間について、熊本地震後に実施されたトレンチ調査箇所は、堂園を除きすべて木山川低地北縁部の地表地震断層上である。阿蘇カルデラ西方から堂園にかけての地域と木山川低地南東縁の布田川区間、すなわち、「従来の布田川区間」についての古地震データは更新されていない。また、熊本地震で初めて明らかになった阿蘇カルデラ内の地表地震断層群についても、古地震履歴の見落としがないように調査地点数を増やす必要がある。

宇土区間については、本プロジェクトの成果として熊本平野で反射断面が得られた。今後、ボーリング調査によって地層の年代が得られれば、長期的な平均変位速度を推定することが可能である。また、宇土区間においても、熊本地震の際には、木山低地内に複数条の複雑な分布形状を呈する地表地震断層群が現れた。これらの古地震履歴情報を取得・総合し、長期的な平均変位速度と比較することも重要である。

宇土半島北岸区間については、断層位置を確認するための反射探査がまず必要である。雲仙断層群の反射探査データが存在するので、その測線につなげることができれば、地層の年代を推定することが可能で、平均変位速度も明らかにできる可能性がある。

本プロジェクトを含む熊本地震後の地表踏査および各種測地データの解析では、新たに水前寺断層と立田山断層が認定された（たとえば、熊原・他，2018a）。両者は熊本市部に近接するが、古地震履歴については未知であり、早急な調査が必要である。

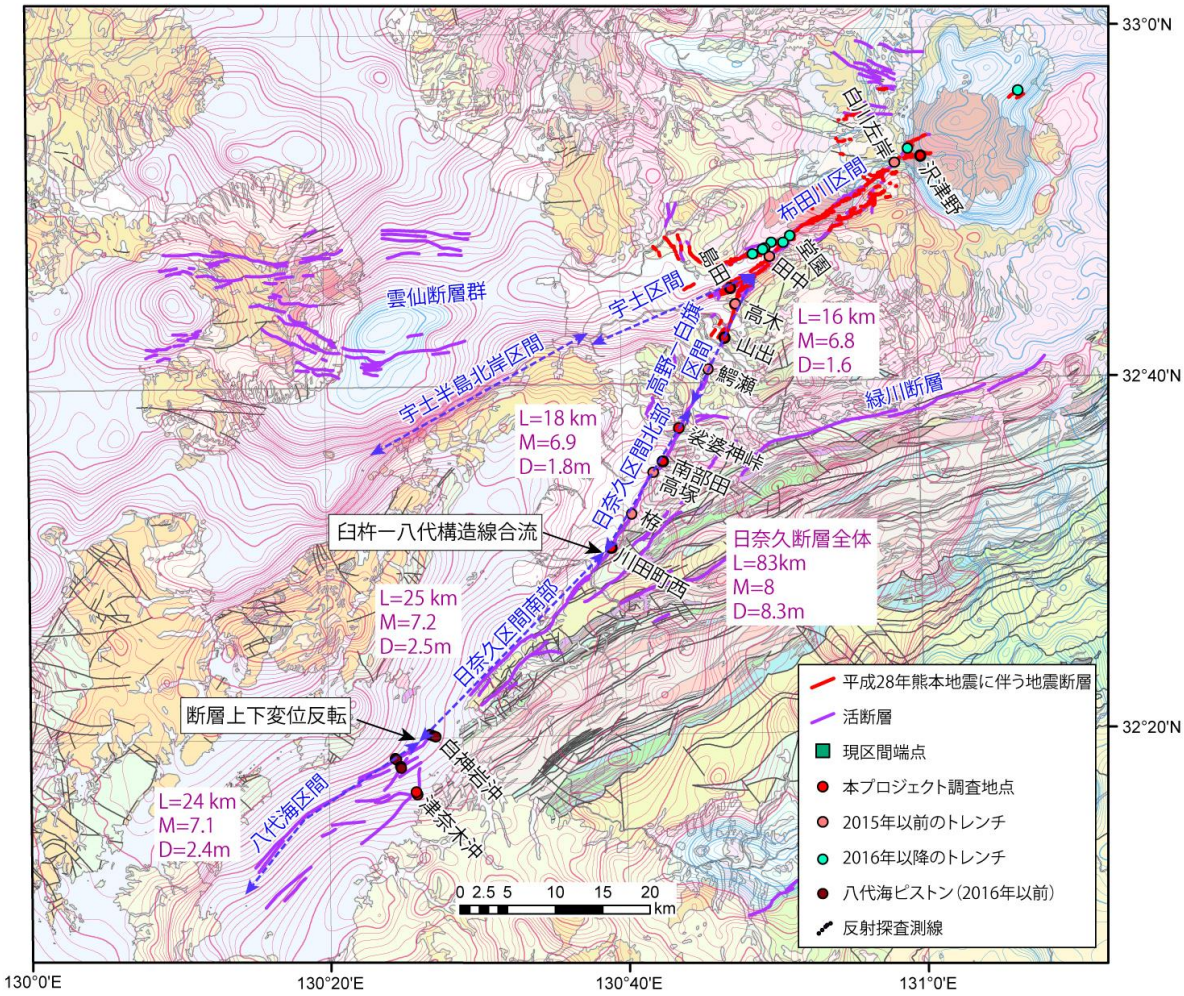


図210　布田川断層帯と日奈久断層帯の区間分け

背景は地質図、コンターはブーゲー異常で、いずれも産業技術総合研究所のシームレス地質図（https://gbank.gsj.jp/geonavi/）より作成。活断層トレースは産業技術総合研究所の活断層データベース（https://gbank.gsj.jp/activefault/）に基づく。ただし八代海は、本報告書の図 178 に基づく。紫の文字は各区間の長さ(L)と松田式に基づいたマグニチュード（M）、変位量（D）。

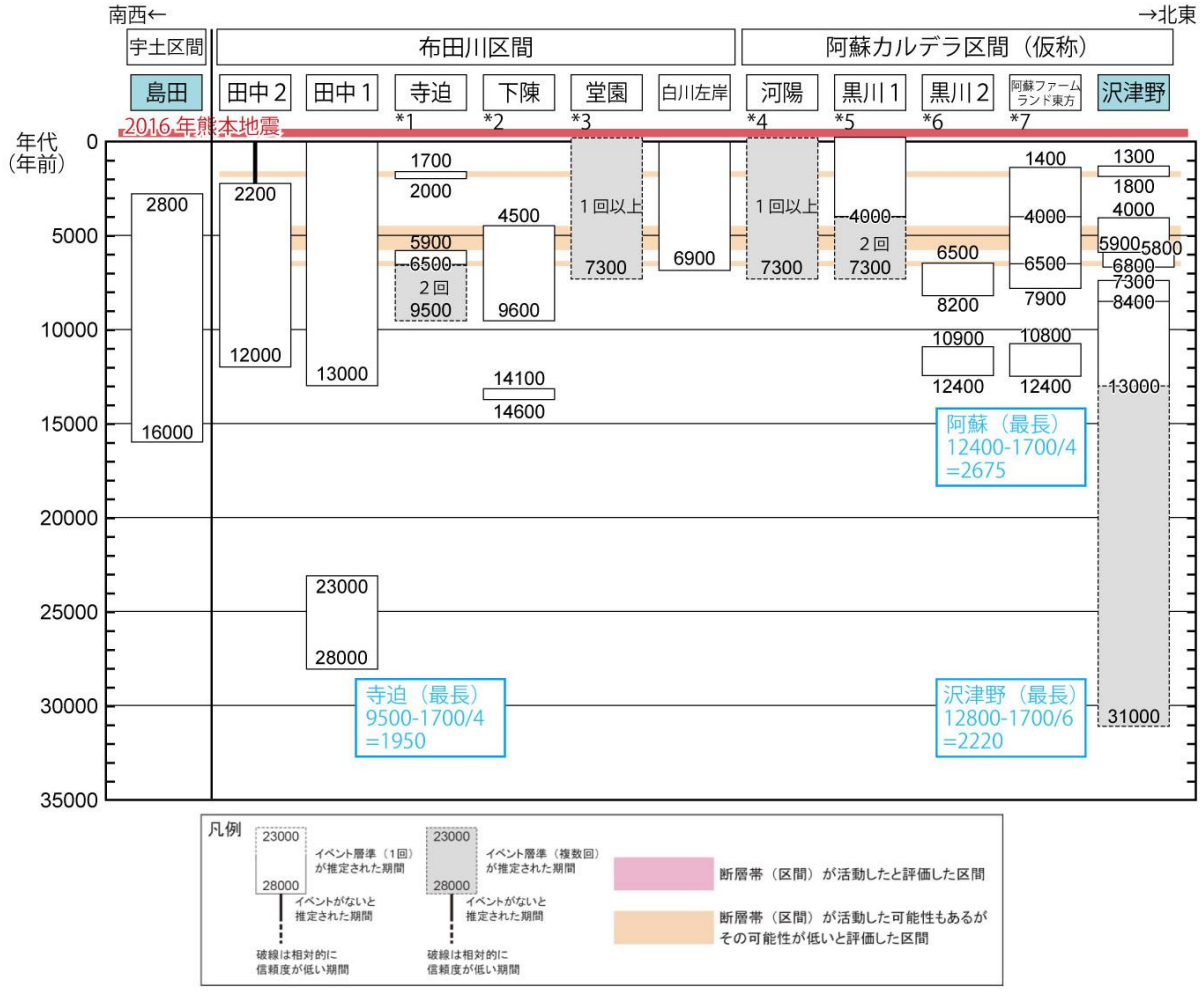


図 211　布田川断層帯の古地震履歴のまとめ

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：熊原・他（2017b）、*5：遠田・他（2018）、*6：電力中央研究所（2018）、*7：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。

2)日奈久断層帯の構造と活動履歴

熊本地震では、地震前から認定されていた日奈久断層帯北部の約７kmのトレース上で地表地震断層が出現した。その長さは地震長研究推進本部地震調査委員会（2013）で想定されていた高野―白旗区間の約半分の長さであることから、同区間の固有地震とは考えにくい。日奈久断層帯は直線的で連続性の良い断層であるため、活動区間を決めにくい。断層トレースに注目した場合に、構造的な境界となり得るのは、以下の３地点である（図210）。

・日奈久区間北部の小川付近では断層トレースに約500ｍの右ステップが認められる。

・八代市東部の球磨川が断層を横断する地点の北側では、約13°の走向の屈曲が認められる。この付近では、臼杵―八代構造線が日奈久断層帯に合流する。

・八代海区間の北端付近は音波散乱層が発達して、断層トレースが見えにくい領域が広がるが、従来の区間境界より約５km南西側で、断層走向が12°程度変化し、同時に断層に沿って北東側が北西低下であるのに、南西側は南東低下に変化する（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2018）。逆に、従来の評価で八代海区間の北端とした地点は、反射断面を再検討した結果、区間境界とは考えにくいと判断した。

日奈久断層帯は横ずれ断層であるが、断層の北西側が低下していることから、北西傾斜の断層面を持ち、正断層成分を持つ右横ずれ断層と考えられる。一方で、八代海区間は主断層に沿って南東側が沈降し、正断層群が広がる。このことから、同区間では南東傾斜の正断層成分を持つ右横ずれ断層と推定した。

活動履歴については、本プロジェクトで実施したトレンチ調査の結果に基づき、他機関が実施したトレンチ調査結果も参照した（図210）。図212に日奈久断層帯の時空間ダイアグラムを示す。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212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212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認められる。その中で、共通性が認められると判断したものを、桃色で、共通する可能性があるものを淡橙色でつないだ。従来の高野–白旗区間および日奈久区間に属する高木、山出、南部田の３地点における最新イベント（イベント１）が同時であったと考えると、その時期は、約1200年前～1400年前となる。ここで、熊本地震は先に述べた理由で高野–白旗区間の固有イベントとしてカウントしない。山出および南部田地点で明らかになった古地震イベント時期のうち、約11200年前～12000年前、約12000年前～12600年前、約16000年前～18000年前については、同時期と推定される。他のイベントの同時性については不明である。

日奈久区間の栫２、川田町西地点を比較した場合、最新イベント（イベント１）が同時であったと考えると、その時期は、約2000年前～3100年前となる。また、一つ前のイベント（イベント２）が同時であったと考えると、その時期は、約7000年前～7300年前となる。二つ前のイベント（イベント３）については、高塚B、栫２、川田町西地点が同時に活動したと考えると、その時期は、約12000年前～13000年前となる。最新イベント時期に着目すると、山出地点と南部田地点は同時期であり、川田町西地点はそれより古いと解釈することが可能である。これらの地点のうち、南部田地点の最新活動時期（約1100年前～1900年前）については、川田町西地点の最新活動時期（約1000年前～3100年前）と重複する可能性もある。しかし、

この場合栂２地点での最新活動時期の上限と合わなくなる。さらに、後述するように平均活動間隔（断層活動の頻度）が、高木、山出、南部田地点と、栂１，栂２、川田町西地点では異なる可能性があることから、従来の区間境界（図210および212における鰐瀬地点と南部田地点の間）よりも、南部田地点と高塚B地点の間の方が、区間境界である可能性が高いと考えた。この区間境界位置は、前述したように、断層の直線的な地表トレースが、小川町付近で東側に500m程度ステップすることと調和的である。

日奈久断層帯の中で、古地震履歴が比較的精度良く明らかとなっている山出、南部田、川田町西および栂、津奈木沖地点について、布田川断層帯と同様の方法で平均活動間隔を推定した。ここで、山出、南部田地点については、最新活動時期を1200年前、川田町西および栂地点については、最新活動時期を2000年前、津奈木沖地点については、最新活動時期を1600年前とした。その結果、山出では2300年、南部田では2800年、川田町西および栂では4250年、津奈木沖では2100年の平均活動間隔が得られた（図212）。従来評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013）と比較すると、日奈久区間では、3600～11000年とされていたものが、4250年とより限定された。八代海区間でも、1100～6400年とされていたものが、2100年とより限定された。高野–白旗区間では、これまで平均活動間隔は不明とされていたが、今回、最長でも2300～2800年と推定された。全体としては、おおよそ２～３千年に１回程度の頻度で地震をくり返してきたと推定されるが、日奈久区間では平均活動間隔が長い可能性がある。

次に、想定される地震の規模について考える。日奈久断層帯は全長が80 km以上に達し、松田（1975）に基づくと、全体が破壊した場合の地震マグニチュードは８クラス、１回の変位量は６～８m程度となる。トレンチ調査から明らかになっている地震の発生間隔は2000～3000年であることから、毎回８ｍの変位量を伴う地震が発生した場合、変位速度は４～２ m/千年となる。一方、裟婆神峠の横ずれ地形から変位速度はおおよそ１ m/千年程度である可能性が高いと推定されたことから、日奈久断層帯全体が同時に破壊する可能性は低いと推定される。上記の変位速度と地震発生間隔が正しいとすると、１回の地震に伴う変位量は２～３ m程度と期待され、その場合の地震マグニチュードは７～7.5程度で、破壊域の長さは20～40 kmと推定される。日奈久断層帯の構造に基づいた区間の長さは、高野―白旗区間が約16 km（小川付近を区間境界を採用すると23 km）、日奈久区間北部が約18 km（同11 km）、日奈久区間南部が約25km、八代海区間が約24 kmであることから、これら区間が単独か、２つの区間が同時に破壊するような規模の地震が発生する可能性が高いと考えられる。

日奈久断層帯の地震発生確率・地震後経過率の推定にあたり、地形地質情報についての課題を述べる。本プロジェクトおよび他機関の古地震調査によって、日奈久断層帯の古地震履歴は明らかとなってきた。しかし、陸域については、古地震イベントの全容が明らかになっていない可能性がある。すなわち、トレンチ調査で確認された地点以外の箇所にも断層が存在する可能性が否定できない。熊本地震で現れた地表地震断層についても、日奈久断層帯における過去の古地震調査結果についても、断層は１条ではなく、幅数メートルから数十メートルの範囲に分布していることが多い。南部田地点や栂地点において過去に実施された調査のように、断層横断方向に100m規模の群列ボーリングを展開し、基盤上面高度の落差を踏まえた上でトレンチ調査を実施することが望ましい。本プロジェクトで調査を実施した川田町西地点付近で同様な調査を実施することができれば、より正確な古地震履歴が得られる可能性が高い。また、図210における日奈久区間南部陸域では、断層そのものの存在が確認されて

おらず、平均変位速度や履歴など古地震データも皆無である。断層面の地下形状を推定するためにも、反射探査の実施が望まれる。

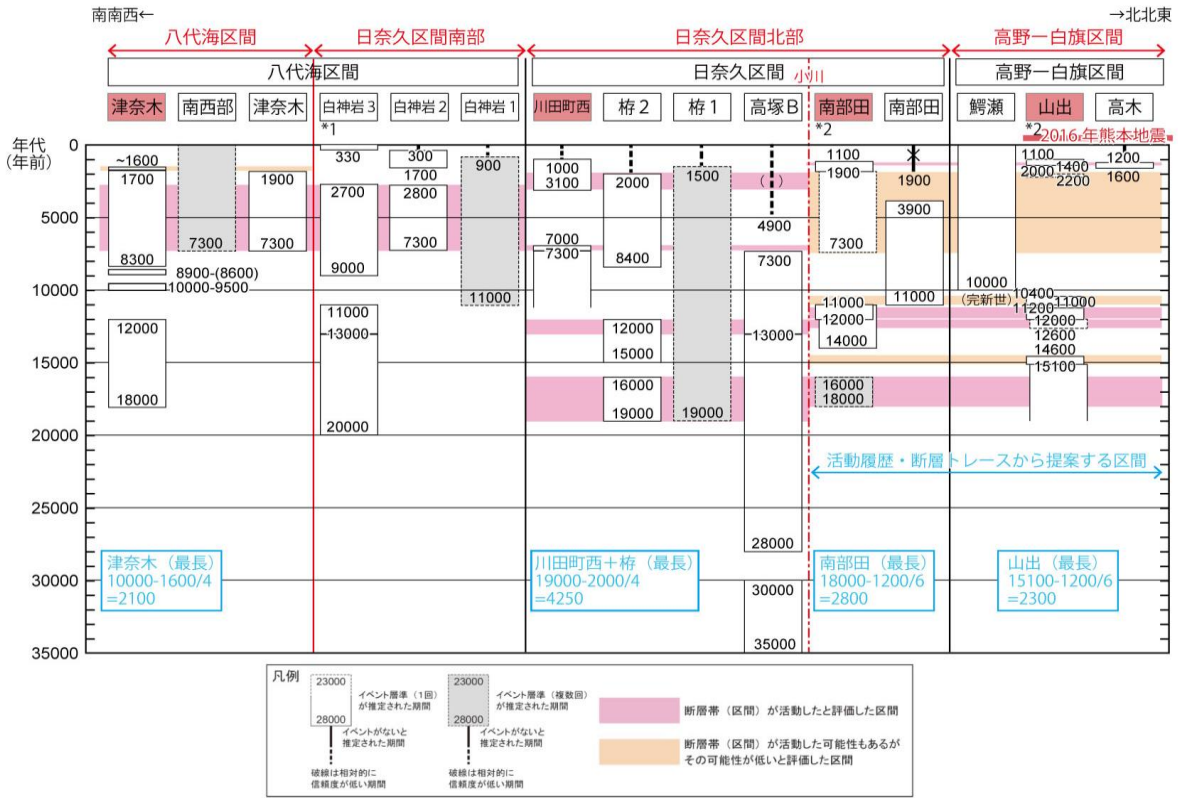


図 212 日奈久断層帯の古地震履歴のまとめ

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、縦方向の赤線は、本研究で提案された区間境界、赤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（2018）で示された仮説２および本研究で提案された区間境界。
川田町西地点は本研究による。*1：八木・他（2016）、*2：文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（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。

(e)引用文献

有明海研究グループ，有明海・不知火海の第四系，地学団体研究会専報11号，86，1965.

有明海研究グループ，九州地方の第四系，地団研専報，15号，411-427，1969.

粟田泰夫，ステレオ等高線図による３次元SAR解析データの可視化，日本活断層学会2018年度秋季学術大会講演予稿集，68-69，2018.

粟田泰夫・三五大輔・小俣雅志，干渉SAR解析データから作成した等値線図による微小地殻変動の高精度抽出，日本写真測量学会2019年度年次学術講演講演論文，印刷中，2019.

Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon, **51**, 337-360, 2009.

千田昇，日奈久断層の第四紀後期における断層運動，東北地理，31 (3)，172-179，1979.

千田昇・堤浩之・田辺嵐・改發昌芳・諸岡達也，1990年日奈久断層系小野断層(下郷地区)トレンチ調査，活断層研究，1991，No. 9，98-102，1991.

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

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.

原子力発電技術機構，平成９年度原子力発電立地確証調査に関する報告書（１）．原子力発電技術機構，136p，2018.

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 都市圏活断層図「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.

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

長谷中利昭，大峰火山の火山地質，周辺の斜面崩壊災害について，防災科学技術研究所研究資料，no.411，185-186，2017.

平野信一，放射性炭素年代測定と地層の年代―丹那断層名賀地区トレンチ調査の場合―，月刊地球，**6**，178-185，1984.

檜山洋平・川元智司・古屋知秋・甲斐玲子・山口和典・鈴木　啓・菅富美男・嵯峨　諭，GEONETによる熊本地震に伴う地殻変動，国土地理院時報，No. 128，163-168，2016.

Ichikawa, K., Geohistory of the Median Tectonic Line of southwest Japan, Memoirs of the Geological Society of Japan, 18, 187-221, 1980.
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, 71, 33-42, 2018.
今泉俊文・宮内崇裕・堤　浩之・中田　高,「活断層詳細デジタルマップ［新編］」, 東京大学出版会, 141p, 2018.
井上直人・北田奈緒子・越後智雄・久保尚大・一井直宏・林田　明・坂本　泉・滝野義幸・楮原京子, 布田川断層・日奈久断層帯海域部におけるピストンコア調査, 活断層・古地震研究報告, No.11, 295-308, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2011.
石村大輔・遠田晋次・市原季彦・高橋直也・今野明咲美・佐藤隼人, 2016年熊本地震時に出現した熊本県阿蘇市宮地周辺の地表地震断層とピット壁面での変位の上方減衰, 活断層研究, No. 47, 9-16, 2017.
地震調査研究推進本部地震調査委員会,「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）」, 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, No.11, 273-294, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2011.
鎌田浩毅, 中央構造線の西方延長としての大分-熊本構造線の右横ずれ運動とフィリピン海プレートの右斜め沈み込み（中央構造線のネオテクトニクス--その意義と問題点）, 地質学論集, 40, p53-63, 1992.
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―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 363pp, 1980.
活断層研究会編,「新編日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 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, T., 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.
小林知勝, 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, 沿岸海域基礎調査報告書（水俣地区）, 国土地理院技術資料, D・3-No.39, 119p, 1982.
国土地理院, 沿岸海域基礎調査報告書（出水地区）, 国土地理院技術資料, D・3-No.50, 97p, 1984.

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.
Konagai, K., Kiyota, T., Shiga, M., Tomita, H., Okuda, H. and Kajihara, K., Ground fissures that appeared in Aso Caldera Basin in the 2016 Kumamoto Earthquake, Japan, Jour. Disaster Fact Sheets, FS2016-E-0003, 2016.
甲佐町史編纂委員会編，新甲佐町史，甲佐町，2013.
熊原康博，1:25,000活断層図「熊本　（改訂版）」解説，国土地理院，http://www.gsi.go.jp/common/000193693.pdf，2017.
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・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，日奈久断層に関する調査 成果報告書．180p，1998.
熊本県地域活断層調査委員会，熊本県 平成９年度 日奈久断層に関する調査成果報告書，地震本部，https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Kumamoto2frm（2019/04/03），1997.
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.
熊本地盤研究会編，熊本地域の地質断面図，94p，熊本地盤研究会，2014.
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，http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160716_Aso.pdf，2016.
九州活構造研究会編，「九州の活構造」，東京大学出版会，553pp，1989.
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，no. 47，17-25，2017.
丸山　正・齋藤　勝・小峰佑介・亀高正男，熊本県上益城郡益城町島田地区における北甘木トレンチで遭遇した出来事とその対応，活断層・古地震研究報告，No.18，115-124，2018.
丸山　正・齋藤　勝・小峰佑介・亀高正男，2016年熊本地震に伴い熊本県上益城郡益城町島田地区に出現した北甘木断層沿いの地震断層の詳細と活動履歴，活断層研究，投稿中.
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.
松田時彦，活断層から発生する地震の規模と周期について，地震第２輯，28，269-283，1975.
松本征夫，九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題，地質学論集，16，127-139，1979.
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.
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29年度成果報告書．393pp，2018．https://www.jishin.go.jp/database/project_report/，2019年4月10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，「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.
村田泰章・名和一成・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・山崎俊嗣・西村清和・大熊茂雄・志知龍一，鹿児島地域重力図（ブーゲー異常），重力図21，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2004.
中村洋介，熊本県西原村における2016年熊本地震（M7.3）の地表地震断層調査，福島大学地域創造，28，53-57，2016.
中埜貴元・宇根　寛・藤原　智・遠藤　涼・出戸雅敏，SAR干渉画像に基づき阿蘇外輪山で確認した新たな地表地震断層，日本活断層学会2018年度秋季学術大会講演予稿集，46-47，2018.
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.
大滝　修･井上武久・植田　勲・山下達也・山口和典・白井宏樹・鈴木　啓・三木原春乃，熊本地震に伴う基準点成果の改訂，国土地理院時報，No.128，177-187，2016.
Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G., Global glacial ice volume and Last Glacial 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.*, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, **55**, 1869-1887, 2013.
斎藤　真・宮崎一博，中央構造線に関する現在の知見-九州には中央構造線はない-，平成28年（2016年）熊本地震及び関連情報，地質調査総合センター，https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/kumamoto20160513-2.html，2016.
斎藤　眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章，20万分の1地質図幅「八代海および野母崎の一部」，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2010.
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.
白濱吉起・宮下由香里・亀高正男・鈴木悠爾・宮入陽介・横山祐典，トレンチ調査と放射性炭素年代高密度測定によって明らかとなった熊本県甲佐町下白旗山出地区における堆積環境の変遷，活断層・古地震研究報告，No.18，125-160，2018a.
白濱吉起・宮下由香里・亀高正男・杉田匠平・宮入陽介・横山祐典，阿蘇カルデラ西部濁川左岸において実施したトレンチ調査地点周辺の層序，活断層・古地震研究報告，No.18，161-212，2018b.
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 ^{14}C 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/common/000193621.pdf, 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 都市圏活断層図「阿蘇」. 国土地理院技術資料 D･1-No.868, 2017.

鈴木康弘・渡辺満久・中田　高, 2016年熊本地震における益城市街地の地震断層-変動地形学的意義と建物被害への影響, 活断層研究, No.48, 13-34, 2018.

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.

田村　実・渡辺一徳, 表層地質調査「菊池」5万分の１地質図及び説明書, 熊本県, 1982.

田村　実・渡辺一徳, 表層地質調査「御船」5万分の１地質図及び説明書, 熊本県, 1984.

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, 熊本地震による静的応力変化と広域余震活動, 地震予知連絡会会報, 96, 668-670, 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.

豊野村役場, 豊野村管内図 No.2, 宇城市役所発行, 1989

Tsuji, T., Ishibashi, J., Ishitsuka, K. and Kamata, R., Horizontal sliding of kilometer scale hot spring area during the 2016 Kumamoto earthquake, Scientific Reports, 7:42947, DOI:10.1038/srep4294, 2017.

上芝晴香・三浦優司・宮原伐折羅・仲井博之・本田昌樹・撹上泰亮・山下達也・矢来博司・小林知勝・森下　遊, だいち２号SAR干渉解析による熊本地震に伴う地殻変動の検出, 国土地理院時報, No.128, 139-146, 2016.

Uchide, T., Horikawa, H., Nakai, M., Matsushita, R., Shigematsu, N., Ando, R., Ima

nishi, 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，熊本周辺の活断層群について，熊本地学会誌，No.76，9-16，1984.
渡辺一徳，立田山断層の露頭の発見とその意義，熊本大学教育学部紀要，自然科学，no. 36，29-35，1987a.
渡辺一徳，活断層としての立田山断層，熊本地学会誌，No.85，6-13，1987b.
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.
渡辺一徳・小野晃司，阿蘇カルデラ西側，大峰付近の地質，地質学雑誌，75，365-374，1969.
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.
矢部長克，リヒトホーフェン氏の長崎三角地域，地質学雑誌，32，201-209，1925.
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，No. 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.
矢来博司・小林知勝・森下　遊・藤原　智・檜山洋平・川元智司・上芝晴香・三浦優司・宮原伐折羅，熊本地震に伴う地殻変動から推定された震源断層モデル，国土地理院時報，No.128，169-176，2016.
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.
吉岡敏和・新谷加代・家村克敏・宮脇理一郎，布田川・日奈久断層帯の古地震調査，活断層・古地震研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター，No.7，241-258，2007.