

濃尾断層帯（揖斐川断層）の
活動性および活動履歴調査

平成 21 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

目 次

1. 揖斐川断層の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	1
2. 1 調査の方針と調査地の選定	1
2. 2 大井地点の地形概観とトレンチ掘削位置の選定	2
2. 3 調査方法	3
2. 4 大井トレンチの調査結果	5
2. 5 考察	14
3. まとめ	16
3. 1 断層帯の位置及び形態	16
(1) 断層帯を構成する断層	16
(2) 断層面の位置・形状	16
(3) 変位の向き	16
3. 2 断層帯の過去の活動	16
(1) 平均変位速度	16
(2) 活動時期	16
(3) 1回の変位量	17
(4) 活動間隔	17
(5) 活動区間	17
文 献	18
図 表	20

1. 揖斐川断層の概要とこれまでの主な調査研究

濃尾断層帯は、福井県大野市南部から両白山地（美濃山地）を横断して岐阜県美濃加茂市付近に至る北西－南東走向の左横ずれ活断層帯である（図 1）。同活断層帯は、併走ないし斜行する複数の活断層から構成されるが、このうち、濃見断層北西部、黒津断層、根尾谷断層の大部分および梅原断層は 1891 年濃尾地震の際に連動的に活動し、日本内陸最大級の地震（M 8.0, 村松, 1962 ; Mw 7.5, Fukuyama et al., 2007）を引き起こした（松田, 1974）。揖斐川断層は、濃尾断層帯を構成する活断層のうち、濃尾地震時には動かなかったとされる断層のひとつで、岐阜県本巣市根尾門脇付近から根尾谷断層に斜行する形でN60°W方向にのび、同県揖斐郡揖斐川町（旧藤橋村）付近に至る長さ約 24 kmの左横ずれ活断層である。

揖斐川断層の横ずれ平均変位速度については、これまで信頼性のあるデータは得られていない。活断層研究会（1991）は、変位地形の定性的観察から同断層の活動度を B 級と推定したが、年代既知の変位基準を用いた横ずれ平均変位速度の算出はこれまで行われていない。一方、上下変位成分については、最近、Kaneda and Okada（2008）が揖斐川断層南東端部に低断層崖の存在を指摘し、20000～17000 年前に離水したと考えられる低位段丘面が北東上りに最大 5.9 ± 0.6 m 変位しているとした。これに基づけば、揖斐川断層南東端部における上下方向の平均変位速度は、北東側隆起 $0.3\sim 0.4$ mm/yr と計算される。

揖斐川断層の活動時期については、吉岡ほか（2003）が揖斐郡旧藤橋村塚の段丘面上において 3 箇所のトレンチ調査を行い、最新活動時期を約 2000～1000 年前と推定している。また、それに先立つ活動が、約 3900～2700 年前に少なくとも 1 回、約 5700 年前以前にも少なくとも 1 回あった可能性を指摘した。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、以上の調査結果の再評価を行い、揖斐川断層の最新活動時期を 1～10 世紀とした。しかし、これ以前の活動時期については十分に限定することができないとし、平均活動間隔および将来の活動確率については不明と評価した。その上で、同断層帯の活動性を明らかにするためのさらなる調査の必要性を指摘している。

2. 調査結果

2. 1 調査の方針と調査地の選定

揖斐川断層は揖斐川流域から馬坂峠を越えて根尾川流域に延びるが（図 1）、このうち北西側 3 分の 2 を占める揖斐川流域区間については、吉岡ほか（2003）がトレンチ調

査を行った塚地点も含めて、その大部分が 2008 年に完成した徳山ダムのダム湖（徳山湖）に水没した。そのため、実質的な調査が可能なのは、馬坂峠から南東側のみであったが、この区間は沖積面や段丘面に乏しい山地内を通過するため、一般的にはトレンチ調査は困難である。山地斜面上に逆向き低断層崖等の微小変位地形が残されていれば、このような地形をまたいだピット調査も可能であるが、この区間の既存航空レーザー測量データ（2003～2004 年実施、2 m DEM）の再解析を行ったところ、この測量データからはそのような微地形は発見できなかった。そこで、今回の調査では、Kaneda and Okada (2008) が低断層崖の存在を指摘した断層南東端部、根尾谷本谷（根尾西谷川）沿いの段丘面上でのトレンチ調査を計画した。

根尾西谷川左岸沿いには、1891 年濃尾地震の際に活動した根尾谷断層が走っており、門脇上流で北西側から根尾谷に入った揖斐川断層は、この根尾谷断層に浅い角度で収斂するような形で延びている（図 2）。この区間の揖斐川断層に沿っては、根尾西谷川両岸の低位段丘面（L1 面）上に北東側隆起の低断層崖が残されており、特に、根尾川右岸の大井地点においては、下流側が隆起する変位センス（逆向き低断層崖）となって、断層上流側（南西側）に閉塞的な環境が形成されている。基本的に堆積作用の及ばない段丘面上であっても、このような場所では新期の細粒堆積物が期待できるため、この地点にてトレンチ調査を実施した。

2. 2 大井地点の地形概観とトレンチ掘削位置・深度の決定

大井地点は、根尾西谷川現河床からの比高約 25 m の河成段丘面上に位置する。Kaneda and Okada (2008) はこの段丘面を L1 面と呼び、この面に対比される段丘面の構成層中から得られた ^{14}C 年代や段丘面を覆うローム層の火山灰分析から、離水年代を 20～17 ka と推定している。

大井の L1 面の南西側背後には支谷が 2 本刻まれており、それらの支谷からの沖積錐（alluvial cone）が広く段丘面を覆っている（図 2, 3）。このうち南側の谷は L1 面を開析していて、谷沿いにはわずかな水流があるのみであるが、豪雨によって大規模な土石流が発生した場合には山から出たところで一気に土石流が広がり、段丘面上に沖積錐を形成するものと推定される。細かく見ると、この谷のつくる沖積錐は規模の異なる複数の沖積錐が重なり合った複合沖積錐となっている。一方、北側の支谷は定常的水流のないガリーであり、段丘面上に小規模かつ急勾配の沖積錐を形成している。形態は非常に単純であり、おそらく 1 回の土石流によって形成されたものと考えられる。

低断層崖と思われる低崖は、これらの沖積錐や山地斜面からの崖錐による被覆を免れた部分にのみ局所的に残されている（図 3）。崖の方向から侵食崖とは考えにくく、こ

の延長上の対岸の段丘にも侵食では説明のつかない低崖が連続することから（図 2），揖斐川断層の活動による逆向き低断層崖であると判断される．そこで，この低崖によって形成された閉塞凹地の中心（標高の最も低い部分）で，低崖をまたぐ形のトレンチ掘削を行った（図 3，4）．

この低断層崖そのものの高さは 50 cm 程度であるが，隆起側の撓みも含めると比高は 1 m 程度である（図 5）．一方，低下側は堰き止め堆積物に埋積されていると推定されるため，地表で確認できる約 1 m の上下変位は，この地点における L1 面離水以降の累積上下変位量の下限値を与えるに過ぎない（Kaneda and Okada, 2008）．そこで，トレンチ掘削に先駆けて，パーカッション式採土器を用いた簡易ボーリング調査を行ったところ，低下側の地下に厚さ約 3.8 m に達するシルト質の細粒堆積物が存在することが明らかとなった．これより下位へは礫に当たって掘削できなかったが，これが段丘礫層上面を表しているとすれば，L1 面離水以降の累積上下変位量は 5 m 近くに達することになる．そこで，今回のトレンチ調査では，断層低下側で段丘礫層上面を露出させることを目的として，深さ約 4 m までの掘削を行うこととした．

1891 年濃尾地震の際に大井地点で地表地震断層が出現したとの調査報告はないが（松田，1974），この地点はこの地震時に 6 m 以上も左横ずれ変位した根尾谷断層から 500 m ほどの至近距離に位置するため，トレンチを行った低崖が濃尾地震時に形成された可能性も懸念される．しかし，江戸時代末期の 1804～1810 年に築造された土盛りの猪鹿垣（田畑を獣害から守るための石垣ないし土塁；根尾村，1980；金田，2004）がこの低崖の北西延長部を横切っており，この部分の猪鹿垣には上下・横ずれともに明瞭な変位は認められない（図 3，Kaneda and Okada, 2008）．このことから，わずかな誘発的変位が生じた可能性は否定できないものの，濃尾地震時に揖斐川断層が大きく動いたとは考えられない．

なお，低断層崖を挟んで低下側の土地は，現在，畑地として利用されているが，二十年ほど前までは大雨の際にたびたび池ができたとのことである．一方，隆起側の土地については，数年前まで畑地であったが，現在は放棄されて空地となっている．

2. 3 調査方法

(1) トレンチ調査

大井トレンチの掘削は，中型重機（PC120＝重量約 12 t，バケット容量 0.45 m³）を用い，2008 年 11 月 4 日～5 日の 2 日間にわたって実施した．まず，低下側畑地の耕作土厚さ約 30 cm 分を取り除いた後，ほぼ計画通り，長さ約 12 m（進入路部分を除く），最大幅約 8 m，最大深さ約 4 m のトレンチ孔を掘削した（図 4）．深さ約 1.5 m（隆起側で

は約 2 m) の位置には、作業の安全のため、幅約 70 cm の犬走りを設けた。

トレンチ掘削後、壁面の整形、1 m 間隔のグリッド張り（横糸は法面長ではなく標高で 1 m 間隔）を行い、壁面のスケッチを縮尺 1:20 で行った。また、壁面モザイク写真作成用の写真撮影をグリッドごとに行った。壁面からは、炭化木片・有機質堆積物・根の放射性炭素 (^{14}C) 年代測定用試料を採取するとともに、低下側で代表的な層序が認められる部分について、地表からトレンチ底までの堆積物試料連続採取（火山灰・花粉分析用、10 cm ごとに採取、ただし犬走り部分を除く）を行った。また、隆起側で段丘礫層を覆うローム層についても、火山灰分析用に同様の堆積物試料連続採取を行った。

トレンチ調査期間は、掘削・原状復旧を含めて、2009 年 11 月 4 日～12 月 16 日である。以上のトレンチ現場作業は、ダイヤコンサルタント株式会社に委託して実施した。

(2) 室内分析

^{14}C 年代測定

地層および古地震イベントの年代推定のため、トレンチ壁面から採取した有機物試料のうち 39 試料（炭化木片 27 試料、有機質堆積物 6 試料、根 6 試料）について、加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代測定を行った。

木片試料および根試料の前処理については、濃度 1N の HCl、NaOH 溶液を用いた酸-アルカリ-酸 (AAA) 処理を基本としたが、前処理後に十分な炭素が残らないおそれのある一部の微小試料については、酸-弱アルカリ-酸 (AaA) 処理 (1N 以下の NaOH 溶液を使用) を行った。この場合、二次的に混入した水溶性炭素 (腐植酸) の除去が十分でない可能性がある。この影響を把握するため、トレンチ北東壁面から採取した炭化木片 1 試料について、AAA および AaA の前処理を行った 2 種類の試料を用意し、それぞれについて年代測定を行った。有機質堆積物については、HCl 酸処理のみ (AO 処理) を行った。また、炭素含有量が非常に少なかった 1 試料については、同位体希釈法によるマイクロカーボン年代測定を行った。

以上の前処理および年代測定は、株式会社加速器分析研究所および Beta Analytic, Inc. (日本代理店：株式会社地球科学研究所) に委託して実施した。

得られた年代測定値については、暦年補正曲線 IntCal04 (Reimer et al., 2004) および年代値分析プログラム OxCal (Bronk Ramsey, 1995; 2001) ver. 4.1 を用いて暦年に変換した。本報告では、暦年未補正の年代値 ($\delta^{13}\text{C}$ 補正済, conventional ^{14}C age) を ~BP で表し、暦年補正済の年代値を ~cal BP, ~年前もしくは西暦で表す。

火山灰分析

肉眼では認識できない火山灰を検出するため、低下側および隆起側から柱状に連続採取したすべての堆積物試料（それぞれ 34 試料および 7 試料、計 41 試料）について、火山灰分析を行った。メッシュシートおよび超音波洗浄機を用いて極細粒砂粒子（1/8～1/16 mm）を抽出した後、検鏡により 6000～9000 粒子中に含まれる火山灰起源粒子（火山ガラス、重鉍物等）を分類・計数し、極細粒砂粒子中の含有率を計算した。また、火山ガラスが相対的に多く含まれていた試料 2 試料について、温度変化型屈折率測定装置 MAIOT（古澤地質製）による火山ガラス（約 30 片）の屈折率測定を、うち 1 試料については、さらにエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー（EDX）EMAX ENERGY EX-250（堀場製作所製）による火山ガラスの主成分分析を行った。

以上の火山灰分析は、株式会社古澤地質に委託して実施した。

花粉分析

^{14}C 年代測定に基づく地層の年代観の追認を目的として、低下側から柱状に連続採取した堆積物試料のうちそれぞれ 10 試料について花粉分析を行った。水洗、比重分離、アセトリシス処理、サフラニンによる染色などの処理を行った後、検鏡により花粉・胞子粒子の分類・計数を行った。以上の花粉分析は、株式会社パレオ・ラボに委託して実施した。

2. 4 大井トレンチの調査結果

大井トレンチの全景写真を図 6 に、壁面モザイク写真を図 7～9 に、壁面スケッチを図 10～12 にそれぞれ示す。トレンチ壁面には、低下側の堰き止め堆積物と隆起側の段丘礫層の間を限る明瞭な断層構造が出現した。以下、同トレンチにおける層序と堆積環境、断層による変位・変形構造、古地震イベント層準の認定、および年代論について述べる。

（1）層序と堆積環境

トレンチ壁面に露出した地層を、その層相および連続性に基づき上位から 100 層、110 層、120 層、130 層、200 層、300 層、310 層、320 層、400 層、500 層および L 層に区分した。100～300 番台の地層は低下側の堰き止め堆積物（ただし、100 層は低下・隆起両側の表土）、400 番台の地層は L1 面の構成礫層、500 番台の地層は基盤岩、L 層は隆起側の段丘構成礫層を薄く覆うローム層を示す。また、低下側堰き止め堆積物のうち、100 番台および 300 番台の地層は基本的に細粒の堆積物、間に挟まる 200 層は基本的に礫質

の堆積物である。以下、各層の層相と堆積環境について記載する。

表土である 100 層は、縦グリッド 4～5 を境に隆起側では暗褐色の有機質砂質シルト層、低下側では褐色～黄褐色を呈するやや有機質の粘土質シルト～シルト層である。ともに中礫サイズまでの角～亜角礫をわずかに含み、層厚は概ね 20～30 cm である。低下側の 100 層は現耕作土と考えられる。

110 層は、褐色～暗褐色を呈するやや有機質のシルト層で、中礫サイズまでの角～亜角礫を多く含む。低下側にのみ分布し、縦グリッド 7～8 付近までは層厚を増すが、これより南西では厚さ 40～60 cm で大きな変化は認められない。やや湿地的な環境に、時折、崖錐性の礫が供給されるような状況が推定される。おそらく、現在と同様、大雨後にのみ池ないし湿地が生じ、平常時は比較的乾いた環境下で土壌が形成されていたと推定される。なお、北西側壁面の崖基部付近では、下位の 120～200 層を不整合に切って分布しているように見えるが、200 層との境界は不自然な鍋底状ないし溝状の形態となっている。また、基本的に静穏な環境下で堆積したと推定される 110 層が下位の地層を大きく削ったとは考えにくい。よって、この部分については人為的な影響が考えられる。南東側壁面では、このような不整合関係は認められない。

120 層は、黒褐色を呈する有機質シルト層で、中礫サイズまでの角～亜角礫を多く含む。縦グリッド 5～6 付近から南西側にのみ分布し、全体に南西に向かって傾斜するが、北東端部を除いて層厚 20～30 cm でほぼ一定である。ただし、南東壁面では、南西に向かって若干厚くなる傾向が認められる。110 層と類似の環境が推定されるが、より湿地的環境が卓越していたものと考えられる。

130 層は、褐色～暗褐色を呈するやや有機質のシルト層で、中礫サイズまでの角～亜角礫を多く含む。層相は 110 層と酷似する。縦グリッド 5 付近より南西側にのみ分布し、120 層と同様、全体に南西に向かって傾斜するが、縦グリッド 5～7 間では崖に向かって撓み上がるような構造が認められる。堆積環境としては、110 層と同様、やや湿地的な環境に、時折、崖錐性の礫が供給されるような状況が推定される。

200 層は、細礫～中礫を主体とする角～亜角礫層で、黄褐色シルトを基質とする。基本的に基質支持で堆積構造はほとんど認められないが、基底面付近にのみ基質が砂質で成層構造が認められる部分があり、ここでは下位の 300 層を若干削りこんで堆積しているように見える。縦グリッド 4 付近より南西側にのみ分布し、全体に南西に向かって傾斜する。縦グリッド 4～7 間では崖に向かって撓み上がるような構造が顕著に認められ、特に、南東壁面では、表土（100 層）直下まで突き上げている。層厚は北西壁面で 80～90 cm、南東壁面で約 100 cm であり、この厚さの相違を反映して、同層上面は北西方向に緩く傾いている（図 12）。北西壁面および南東壁面内での側方方向の層厚変化は少

ないが、南東壁面の縦グリッド 6 付近より北東側ではやや薄くなる傾向が認められる。また、南東壁面の基底から 20 cm ほど上位には、礫をほとんど含まない厚さ 5 cm ほどの薄い黄褐色シルト層が挟在し (200a 層)、下位の 300 層にアバットしている。200 層は、基本的にはトレンチ南側の支谷から供給された土石流堆積物と考えられるが、基底付近についてはやや扇状地的環境および湖沼的環境が推定される。

300 層は、黄褐色～明褐色を呈する淘汰の良い粘土質シルト層で、酸化物に置換された根の跡 (高師小僧) を含む。基本的に礫をほとんど含まないが、トレンチ南西側の同層中～上部には礫を多く含む部分がある (300a 層)。また、同層中下部には厚さ 5 cm 程度以下の薄い明灰色を呈する部分を挟む (300b 層)。縦グリッド 4 付近より南西側にのみ分布し、縦グリッド 4～6 付近では崖に向かって撓み上がるような構造が顕著である。特に、南東壁面では、表土 (100 層) 直下まで突き上げている。層厚は 70～80 cm 程度であるが、崖に向かって徐々に薄くなる傾向がある。基本的に安定した湖沼の環境が推定されるが、中～上部についてはトレンチ南側の支谷からの土石流堆積物の末端がトレンチ位置にまで達していたと考えられる (300a 層)。300b 層は火山ガラスを含まず、300 層との色調の相違の原因は不明である。

310 層は、暗褐色を呈する有機質の粘土質シルト層であり、中礫サイズまでの礫をわずかに含む。他の層準とは異なり、含まれる礫は円～亜円礫が多い。縦グリッド 4～5 より南西側にのみ分布し、全体として崖に向かって撓み上がるような構造が明瞭である。厚さは 20～30 cm でほぼ一定である。湿地的な環境が推定される。

320 層は、黄褐色を呈するシルト層であり、部分的に粘土質となる。礫はほとんど含まないが、基底付近では、下位の 400 層の礫の凹凸を埋めるように堆積している。縦グリッド 5～6 より南西側にのみ分布し、縦グリッド 5～7 の間で急速に薄くなって消滅する。一方、縦グリッド 7 付近より南西側では、層厚は 40～50 cm でほぼ一定である。全体として、低崖に向かって撓み上がるような構造が認められる。300 層と同様、湖沼的な環境が推定される。

400 層は、巨礫サイズまでの円～亜円礫からなる砂礫層で、花崗岩礫を主体とする。層厚は、低下側で 100 cm 以上、隆起側で 350 cm 以上に達する。根尾谷では本流性の堆積物にのみ花崗岩礫が認められるので、根尾西谷川本流の形成した L1 面の構成礫層と判断される。

500 層は、隆起側のトレンチ底付近にのみわずかに露出する基盤岩の破碎帯で、部分的に粘土化している。

L 層は、隆起側の 400 層と表土 (100 層) の間に薄く挟まるシルト～砂質シルト層である。北西壁面では縦グリッド 1～2 より北東側、南東壁面では縦グリッド 3 付近より

北東側にのみ分布し、厚いところでは層厚 40 cm ほどである。礫をほとんど含まないことから、基本的には L1 面離水後、現在までの間に堆積した風成堆積物と推定されるが、下部については、河川性の氾濫源堆積物である可能性がある。

(2) 変位・変形構造

低断層崖と判断された低崖の基部の地下には、60～70 度の角度で南西に急斜する段丘礫層（隆起側）と堰き止め堆積物（低下側）の境界があり、この境界付近では、段丘礫の再配列が明瞭に認められる（図 7・8）。明確な断層面を特定することはできないが、礫の再配列が顕著に認められるゾーンの幅は 50～100 cm あり、このゾーンの中で北東側隆起の変位が解消されているものと推定される（図 10・11 の FZ）。

一方、堰き止め堆積物中には、この主断層帯に向かって撓み上がる構造が顕著に認められる。また、撓み上がりの程度と量は下位の地層ほど大きい傾向があるように見える（特に、南東壁面、図 11）。周辺の地形状況（図 3）から、堰き止め堆積物は、低崖からのわずかな崩壊堆積物を除き、すべてトレンチ南西側から供給されたものであり、現在の地形断面（図 5）からも、堆積時にはほぼ水平ないしやや北東方向に傾斜していたと推定される。つまり、トレンチ壁面に認められる南西方向への地層の傾斜は通常の堆積作用では説明できず、揖斐川断層の変位に伴う引きずり変形の影響であると判断される。主断層帯内の変位と低下側の引きずり変形を合わせると、L1 面構成礫層（400 層）上面の累積上下変位量は、トレンチの範囲で約 4 m である。

また、当初は、低断層崖の成長に伴う楔形崩壊堆積物（colluvial wedge）により、比較的容易に古地震イベントの認定ができることが期待されたが、奇妙なことに、そのような堆積物は堰き止め堆積物中に全く確認できない。ところどころに、低断層崖起源と考えられる孤立した円礫や垂円礫が認められるのみである。これは、断層面が正断層のであったことに加え、断層運動による上下変位の大部分が断層低下側の引きずり変形によって賄われ、地震の際に新たな崖面（scarp face）がほとんど生じないためと解釈される。ただし、トレンチ底部付近の 320 層と 400 層の間には楔形崩壊堆積物と思われる部分があり、堰き止め堆積物の堆積開始前には、地震時に崖面の形成・崩壊が起こっていた可能性がある。粘性の高い堰き止め堆積物の存在が、地表地震断層の出現形態に影響を与えている可能性が指摘できる。

こうした幅広い変形とは別に、北西壁面では、主断層帯から派生すると考えられる明瞭な副断層が少なくとも 2 条確認され、堰き止め堆積物を変位させている（図 10, F1 および F2）。これらの副断層は互いに隣接するにも関わらず、1 条は逆断層（F1）、もう 1 条は正断層（F2）となっている。また両者は下部で収斂し、全体としてフラワー構造

を形成しているようにも見える。こうした特徴は横ずれ断層にしばしば認められるものであり、この地点の揖斐川断層が正断層成分のみならず、少なからず左横ずれ成分を伴っていることを示していると考えられる。なお、南東壁面には、このような副断層は確認することができない。

(3) 古地震イベント層準の認定

以上から、大井地点の逆向き低崖の地下には活断層（揖斐川断層）が存在し、その活動によって段丘堆積物や低下側の堰き止め堆積物が変位・変形を受けていることが確認された。以下では、主として堰き止め堆積物の変形の相違に基づき、個々の古地震イベント層準について検討する。

既述の通り、低下側堰き止め堆積物の南西方向への傾斜は通常の堆積作用では説明できず、断層運動による傾動を反映しているものと考えられる。堰き止め堆積物中で、南西へ傾斜していることが確実な最も若い地層は 120 層であり、少なくとも 120 層堆積以降に最新の傾動イベント（古地震イベント）があったと考えられる（イベント A）。120 層を覆う 110 層は、全体としては、120 層のつくる斜面を埋積する形で堆積しているように見えるが、その一部については、120 層と同様に南西方向に傾動している可能性がある。しかし、110 層中には変位基準となるような地層は認識できず、どの層準まで 120 層の傾動に参加しているのかを本壁面から判断することはできない。

130 層は 120 層とほぼ同様の変形をしているが、200 層の基底は 120・130 層よりも大きく変形しているように見える。特に、南東壁面では 200a 層は下位の 300 層にアバットしており、また、200 層基底部については、縦グリッド 7 付近より南西側の部分にのみ成層構造が確認できる。すなわち、少なくとも 200 層の下部は、300 層上面の低部を埋める形で一部削り込みながら堆積しており、その時点ですでに 300 層上面は南西方向に傾動していたと推定される。したがって、200 層と 300 層の境界にも古地震イベント層準が認定される（イベント B）。なお、北西壁面では、200 層基底に副断層 F2 による上下変位が認められるが、この延長上の 130 層基底には全く変位は認められない。しかし、200 層基底の変位はわずかであることから、200 層中で変位が吸収された可能性も否定できず、上記の観察から古地震イベントの層準を認定することはできないと考えられる。

300 層基底と 200 層基底の変形も異なるように見える。300 層は主断層帯に向かって薄くなる傾向があり、特に 300b 層は 310 層にアバットしている。したがって、少なくとも 300b 層堆積時には 310 層上面は南西方向に傾動していたと考えられ、300b 層と 310 層上面の間に古地震イベント層準が推定される（イベント C）。北西壁面では、310 層は

副断層 F2によって大きく逆断層変位しているが、そのすぐ上方の 200 層基底の段差はわずかであり、これに対応して 300 層はこの部分で急に薄くなる。このことは、310 層上面と 200 層基底の間に古地震イベントがあったことを示唆しており、上記、300b 層と 310 層上面の間の古地震イベントと整合的である。

さらに、320 層は断層に向かって急速に薄くなり、縦グリッド 5~6 間で消滅する。つまり、320 層は 400 層上面の凹地を埋める形で堆積しており、320 層堆積時には揖斐川断層に沿った低崖がすでに形成されていたと考えられる。現在、地表で認められる低崖と同様、このような方向の低崖は侵食崖とは考えにくく、400 層と 320 層の境界にも古地震イベントがあった可能性が強い（イベント D）。なお、既述の通り、400 層のうち、主断層帯近傍の一部については、低断層崖の成長に伴う楔形崩壊堆積物（colluvial wedge）である可能性がある。

以上の壁面観察から、大井地点においては、L1 面離水（400 層堆積終了）以降、少なくとも 4 回の傾動ないし崖形成イベント（古地震イベント）があったと推定される。すなわち、120 層堆積終了後（イベント A）、300 層堆積終了後 200 層堆積開始前（イベント B）、310 層堆積終了後 300b 層堆積開始前（イベント C）、および 400 層堆積終了後 320 層堆積開始前（イベント D）の 4 回である。層相から見る限り、低下側の堰き止め堆積物中に大きな侵食や堆積中断期間があった形跡はなく、これらのイベント以外に、大きな古地震イベントがあった可能性は低いと考えられる。ただし、厳密には、上記の個々の古地震イベントは、少なくとも 1 回の傾動ないし崖形成イベントがあったことを示すのみであり、古地震イベントの示す変形が複数回の地震によって形成された可能性を排除するものではない。しかし、イベント A を除く他のイベントは、狭い範囲にその層準が限定されており、この間に複数回の古地震イベントがあったとは考えにくい。なお、これらの大きな変形を伴う古地震イベント以外に、わずかな変位・傾動を伴うイベントがあったとしても、本壁面では認識できない。

（4）年代論

¹⁴C 年代測定結果

大井トレンチから得られた炭化木片・有機質堆積物・根の ¹⁴C 年代測定結果を表 2 および図 10~12 に示す。炭素量が十分ではない一部の微小試料については、酸-弱アルカリ-酸（AaA）前処理による年代測定を行ったが、南東壁面で採取した試料（OI-077）を用いた確認測定では、AAA および AaA 前処理を行った 2 種類の試料で測定年代の差は 90 年（それぞれ 3400±30 BP と 3310±30 BP、表 2）で、真の年代値からの乖離率は約 3%であった。したがって、特に厳密な年代推定を行う場合以外には、AaA 前処理によ

る影響は無視できると考えられる。

得られた年代値と層序の関係を調べるため、試料採取層準を低下側の堆積物連続採取地点（北西壁面の W7～W8 間）における 10 cm ごとの試料番号（O-D-1～35）で規格化し、暦年補正した年代値との関係をプロットした（図 13）。トレンチ壁面下部に含まれる根（黒プロット）はすべて新しい時代（最近約 500 年間）に貫入したものであることが明らかとなったが、炭化木片（赤プロット）からは概ね層序と矛盾のない年代値が得られた。また、120 層および 310 層から採取した有機質堆積物（青プロット）についても、炭化木片の年代値と同程度の値が得られた。

これらの年代測定結果に基づくと、低下側の堰き止め堆積物の堆積開始は少なくとも約 13000 年前以前に遡り、それ以降の平均的な堆積速度は約 0.2 mm/yr である。この堆積速度を堰き止め堆積物基底まで外挿すると、堰き止め堆積物の堆積開始はおおよそ 17000 年前となり、Kaneda and Okada (2008) が推定した L1 面の離水年代（20～17 ka）と良い一致を示す。ただし、堆積速度には変化があり、土石流堆積物を主体とする 200 層および地表付近の 110 層～100 層では相対的に堆積速度が速くなっているように見える。おおよその年代観としては、300 番台の地層は更新世最末期（海面上昇期）、200 層は完新世前期、100 番台の地層は完新世中期～後期にかけて堆積した堆積物と推定される。

火山灰分析および花粉分析結果

大井トレンチにおける火山灰分析および花粉分析結果を、それぞれ図 14 および図 15 に示す。

低下側堰き止め堆積物の火山ガラス含有率は全般に低く、特に、O-D-13（深度 120～130 cm）より下位の地層からは火山ガラスはほとんど検出されない。しかし、O-D-12（深度 110～120 cm）で火山ガラス含有率は約 1.6 %に急増し、変動はあるものの、上位に向かって減少してゆく傾向がある。このことから、O-D-12 と O-D-13 の境界付近（深度 120 cm）、すなわち 200 層の最上部に火山灰降下層準が認定できる。O-D-12 に含まれる火山ガラスはすべてバブルウォール型であり、屈折率はその 9 割以上が 1.508～1.514 であった。この周辺地域における広域火山灰の報告例（例えば、栗田ほか, 1999; Kaneda and Okada, 2008）から、この火山灰は喜界ーアカホヤ（K-Ah）火山灰（約 7300 年前、町田・新井, 2003）であると考えられる。O-D-13 に相当する層準から採取した炭化木片からは 7560～7320 cal BP の ^{14}C 年代が得られており、この火山灰分析結果と整合的である（図 13, 表 2）。

一方、O-D-6（深度 50～60 cm）からのみ比較的多くのパミス型火山ガラスが検出さ

れた (図 14). この試料に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.494~1.503 (パミス+バブルウォール) と 1.507~1.514 (バブルウォール) のバイモーダル分布となっており, 主成分分析結果から, パミス型火山ガラスは天城カワゴ平 (Kg) 火山灰 (約 3100 年前, 町田・新井, 2003) 起源である可能性が高いことが明らかとなった (表 3). しかし, O-D-6 およびその下位層準からは 3100 年前より新しい ^{14}C 年代が多数得られており (図 13), これが Kg 降下層準を表しているとは考えにくい. 何らかの原因によって, O-D-6 に Kg 起源の火山ガラスが再堆積・濃集したものと推定される.

なお, 隆起側の L1 面構成礫層を覆うローム堆積物中からは, 火山ガラスはほとんど検出されなかった.

花粉については, 最上部の地層を除き, 低下側堰き止め堆積物からほとんど検出されなかった (図 15). したがって, 花粉分析結果に基づく環境変遷や年代についての考察はできない. 本地点においては, 土壌バクテリアの活動等により, 花粉が分解されてしまっているものと考えられる.

古地震イベントの年代

イベント A は 120 層堆積終了以降に発生したと推定され, 120 層から採取した試料 (炭化木片および有機質堆積物) からは約 2500~4000 年前の年代値が多数得られた (図 13). 1 試料のみ非常に若い年代値を示したが (320 ± 30 BP = 470~300 cal BP), この試料 (OI-004) は, 断層に向かって撓み上がった 120 層先端部分から得られた微小炭化木片であり (図 10), この部分の地層境界はやや不明瞭となっている. また, この年代値は AaA 前処理によるものであり, 地表からの現代水溶性炭素による汚染を十分に除去できていない可能性もある. よって, ここでは OI-004 の年代値は考慮せず, それ以外の年代値の中で最も若いもの (OI-042, 2540 ± 30 BP = 2760~2480 cal BP) を 120 層堆積終了年代の下限值として採用する. したがって, イベント A の発生時期は少なくとも 2.8 ka 以降と推定される. イベント A の上限年代については, 本トレンチ壁面からは言及できないが, トレンチ掘削を行った低断層崖の延長線上で猪鹿垣に変位・変形が認められないことから (図 3, 「大井地点の地形概観とトレンチ掘削位置・深度の決定」の項参照), 少なくとも最近約 200 年間以降は活動していないと考えられる. 以上から, イベント A の発生時期は 2.8~0.2 ka と推定される.

イベント B は, 300 層堆積終了後 200 層堆積開始前に発生したと推定され, 200 層中下部の炭化木片から 7480~7310 cal BP (OI-010, 2540 ± 30 BP), 300 層中部の炭化木片から 11600~11220 cal BP (OI-053, 9920 ± 40 BP) の年代値が得られた (図 13). 既述の通り, 200 層最上部には K-Ah (7.3 ka) 降下層準が認定されるので, OI-010 は再堆積試

料ではなく、200層中下部の堆積年代をほぼ示すと考えて問題ない。土石流堆積物を主体とする200層は短期間に堆積した可能性が高いと考えられるが、このことを裏付ける年代値と言える。したがって、200層基底の年代も7480~7310 cal BPから大きく遡るとは考えにくく、ここでは、イベントBの発生年代の上限値を7.3 kaと推定する。一方、湖沼性堆積物である300層は長い時間をかけてゆっくり堆積したと推定されるので、その堆積終了年代は11600~11220 cal BPよりずっと後である可能性が高い。ここでは、300層の堆積速度が低下側堰き止め堆積物全体の平均堆積速度(約0.2 mm/yr)よりも速いことはないと仮定し、300層の堆積終了年代の下限値を10 kaと推定する。以上から、イベントBの発生時期は10~7.3 kaと推定される。ただし、OI-053が再堆積試料である可能性も否定できないほか、300層の実際の堆積速度はより遅いと考えられるので、イベントBの発生時期はこの年代区間の後半である可能性が強い。

イベントCは310層堆積終了後300b層堆積前に発生したと考えられ、300b層直上の炭化木片から13720-12380 cal BP (OI-052, 11100±310 BP)、310層の有機質堆積物からは13000 cal BP前後 (OI-061, OI-003, OI-062)の年代値が得られた(図13)。OI-052の年代値を信頼すれば、イベントCの上限年代は12.3 kaとなるが、他に同層準からの年代値は得られていないため、OI-052が再堆積試料である可能性も考慮する必要がある。しかし、上位のOI-053の年代値や低下側堰き止め堆積物全体の平均堆積速度から考えて、再堆積の影響が大きいとは考えにくい。実際のイベント層準はOI-053より下位であることも考慮して、ここでは、イベントCの上限年代を12 kaと推定する。一方、310層の有機質堆積物の年代値については解釈が難しい。一般に、有機質堆積物中の炭素の供給源は複雑で、その年代値は実際の堆積年代あるいはそこに含まれる木片年代と比較して、数百年から場合によってはそれ以上、若くも古くもなり得る(例えば、Chichagova and Cherkinsky, 1993; Kaneda et al., 2008)。本トレンチの120層については、両者は良い一致を示しているが、ここでは、310層から得られた年代値に1000年程度の誤差を考慮して、イベントCの下限年代を14 kaと見積もる。以上から、イベントCの発生時期は14~12 kaと推定される。

イベントDは320層堆積開始直前に推定されるが、本トレンチからその発生年代を直接拘束する年代値は得られていない。既述の通り、低下側堰き止め堆積物全体の平均的な堆積速度を外挿すれば、320層堆積開始は約17 kaとなり、Kaneda and Okada (2008)が推定したL1面の離水年代(20~17 ka)と良い一致を示す。このことは、L1面離水後の比較的早い時期にイベントDが起こって320層が堆積し始めたことを示唆しており、400層と320層の間に土壌形成が全く認められないことと調和的である。ただし、堰き止め堆積物下部(310層や320層)の堆積速度は堰き止め堆積物全体の平均堆積速度よ

りも遅いと考えられるので、実際の 320 層堆積開始年代はこれより古い可能性が高い。ここでは、Kaneda and Okada (2008) による L1 面の離水年代を採用し、イベント D の発生時期を 17~20 ka と推定する。

2. 5 考察

変形引き戻し解析に基づく各古地震イベントの上下変位量

以上述べてきた古地震イベントの解釈を確認するとともに、イベントごとの変形量についても検討するため、トレンチ北西壁面の低下側堰き止め堆積物スケッチを用いて、変形引き戻し解析 (retro-deformation analysis) を行った (図 16)。まず、現在の地層境界を単純化・デジタル化した上で (a)、イベント層準より上位の地層を剥ぎ取り (例えば a→b)、次に、そのイベントによる変形を引き戻す (例えば b→c) という作業を繰り返した。その際、変形前の地表の形態は現在と同じく水平であると仮定し、引き戻し解析を行う範囲は、現地表面から 320 層基底までのすべての層準の変形を捉えることができる縦グリッド W5 と W6 の中央から南西側とした。

その結果、古地震イベント A~D による 4 回の変形によって、ほぼ矛盾なくトレンチ壁面が説明できることが確認された (図 16)。また、この解析結果に基づいて各古地震イベントによる変形を比較したところ、変形帯の幅はそれぞれ異なるものの、W5~W6 から南西側部分の上下変位量はいずれも約 0.5 m であることが明らかとなった (図 17)。このことから、断層を挟んだ全体の上下変位量についても、イベントごとに大きな変化はないことが示唆される。400 層上面の累積上下変位量はトレンチの範囲で約 4 m であるので、古地震イベントごとの上下変位量は約 1 m であり、そのうちのおよそ半分が W5~W6 から南西側部分の撓み上がりで解消されているものと推定される。ただし、トレンチより北東側 (隆起側) の地形面には上下変位にして 0.3~0.4 m ほどのわずかな撓みが認められるほか (図 5)、低下側の変形もトレンチの範囲内で完全に収束しているわけではない (図 10・11)。したがって、400 層上面の累積上下変位量および古地震イベントごとの平均上下変位量は、上記の値よりやや大きく、それぞれ 4.5 m および 1.1 m 程度となる可能性が高い。

なお、北西壁面に現れた断層の断面形態から、この地点の揖斐川断層が正断層成分に加えて少なからず左横ずれ成分を伴っていることが示唆されたが (「変位・変形構造」の項参照)、その量については本調査では言及できない。

活動間隔、平均変位速度および既存研究との比較

大井地点においては、過去約 2 万年間の間に 4 回の古地震イベントが認定され、その

発生年代は、古いものから順に 20~17 ka (イベント D), 14~12 ka (イベント C), 10~7.3 ka (イベント B), 2.8~0.2 ka (イベント A) と推定された。各イベントの推定年代にはかなりの幅があるが、明瞭なクラスタリングは認められず、全体としては準定期的に活動しているように見える (図 13)。また、古地震イベント層準が狭い範囲で決められないイベント A については、複数回の古地震イベントから成る可能性も懸念されたが(「古地震イベント層準の認定」の項参照), 以上の古地震イベント年代やその間隔, 変形引き戻し解析に基づく各古地震イベントの変位量から考えると, 1 回の古地震イベントと考えるのが自然であろう。少なくとも, イベント A が複数回の古地震イベントから成ることを示唆する証拠は, 壁面からも年代論からも確認できない。以上から, 過去 4 回の古地震イベントの平均間隔は短い場合で約 4700 年 (2.8~17 ka で 4 回の場合), 長い場合で約 6600 年 (0.2~20 ka で 4 回の場合) となる。

平均変位速度については, 17~20 ka 以降の累積上下変位量 (約 4.5 m) から, 大井地点では上下方向で北東側隆起 0.2~0.3 mm/yr と計算される。しかし, 大井地点の南東方対岸の L1 面では低断層崖の高さは 5.9 ± 0.6 m に達し, その後, 長さ 200 m ほどの区間で急速に減じて消滅する (図 2; Kaneda and Okada, 2008)。したがって, 上下平均変位速度は局所的には 0.3~0.4 mm/yr に達しているものと推定される。また, この場合, 1 回の古地震イベントあたりの上下変位量は 1.3~1.6 m に達していたことになる。このような大きな変位量・平均変位速度の変化率から, この区間における北東側隆起の変位成分は揖斐川断層の一般的な性質を反映したものではなく, 断層末端部における局所的現象と考えられる。

揖斐川断層北西部, 塚地点におけるトレンチ調査 (吉岡ほか, 2003) では, 最新活動時期が 2.0~1.0 ka と推定されており, これはイベント A の推定年代区間 (2.8~0.2 ka) に完全に含まれる。したがって, 両イベントが対比できるとすれば, 揖斐川断層のほぼ全区間が 2.0~1.0 ka に活動したことが本調査によって追認されたことになる。この場合, 古地震イベントの平均間隔はやや変更されて, 短い場合で約 5000 年 (2.0~17 ka で 4 回の場合), 長い場合で約 6300 年 (1.0~20 ka で 4 回の場合) となる。しかし, 本調査ではイベント A の年代が十分に絞り込めておらず, これらの結果のみから両者が同一イベントであると結論するのはやや早急であると考えられる。実際, 1891 年濃尾地の際にも温見断層の南東半分や根尾谷断層の南東端部は活動していない (図 1)。また, 吉岡ほか (2003) で得られた年代値はすべて有機質堆積物のものであり, その信頼性についても検討の余地がある。今後, 揖斐川断層についての古地震調査をさらに進めることにより, こうした点が解明されることが期待される。

3. まとめ

3. 1 断層帯の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。揖斐川断層および冠山断層から構成される。

(2) 断層面の位置・形状

Kaneda and Okada (2008) によって南東端部で新たな変位地形が指摘され、その位置が若干変更になったが、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果による端点座標(分単位まで)を変更する必要はない。岐阜県揖斐郡揖斐川町(旧藤橋村)から同県^{もとす}本巣市根尾門脇付近に至る、長さ約 24 kmの活断層である。

(3) 変位の向き

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。累積的な変位地形の特徴から左横ずれ変位を主体とすると考えられる。

3. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

横ずれ平均変位速度については、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られておらず、変位地形の定性的観察から、活動度 B 級と推定される。上下平均変位速度については、大井地点におけるトレンチ調査結果から、最近 17000~20000 年間で北東側隆起 0.2~0.3 mm/yr と推定される。また、その南東延長上における Kaneda and Okada (2008) の測量結果から、上下平均変位速度は最大 0.3~0.4 mm/yr に達しているものと推定される。ただし、これらの上下変位成分は断層末端部における局所的現象である可能性が高い。

(2) 活動時期

大井地点におけるトレンチ調査結果によると、最新活動時期は約 2800 年前以降西暦 1804 年以前、1 つ前の活動は約 10000 年前以降約 7300 年前以前、2 つ前の活動は約 14000 年前以降約 12000 年前以前、3 つ前の活動は約 20000 年前以降約 17000 年前以前と推定される。塚地点におけるトレンチ調査(吉岡ほか, 2003)で認められた最新活動と大井地点における最新活動が対比されるとすれば、その時期は 1 世紀以降 10 世紀以前と推定される。

(3) 1回の変位量

横ずれ変位量については、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。断層の長さから2m程度と推定される。上下変位量については、大井地点トレンチ調査結果およびその南東延長上における Kaneda and Okada (2008) の測量結果から、局所的に北東側隆起 1.3~1.6 m に達していたと推定される。

(4) 活動間隔

大井地点におけるトレンチ調査結果から、過去 17000~20000 年間に発生した4回の古地震イベントの平均活動間隔は 4700~6600 年と推定される。また、塚地点におけるトレンチ調査(吉岡ほか, 2003)で認められた最新活動と大井地点における最新活動が対比されるとすれば、平均活動間隔はやや変更されて 5000~6300 年となる。

(5) 活動区間

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。断層帯全体で1区間と考えられる。

(調査担当：金田平太郎)

文 献

- 栗田泰夫・荻谷愛彦・奥村晃史 (1999) 古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分, 地質調査所速報, no.EQ/99/3, 115-130.
- Bronk Ramsey, C (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37, 425-430.
- Bronk Ramsey, C (2001) Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*, 43, 355-363.
- Chichagova, O. A. and A. E. Cherkinsky (1993) Problems in radiocarbon dating of soils, *Radiocarbon*, 35, 351-362.
- Fukuyama, E., I. Muramatsu, and T. Mikumo (2007) Seismic moment of the 1891 Nobi, Japan, earthquake estimated from historical seismograms, *Earth Planets Space*, 59, 553-559.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 濃尾断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05jan_nobi/index.htm.
- 金田平太郎 (2004) 山地斜面における低断層崖と猪垣の認定区別について—根尾谷断層における調査事例から—, *活断層研究*, 24, 95-101.
- Kaneda, H. and A. Okada (2008) Long-term seismic behavior of a fault involved in a multiple-fault rupture: insights from tectonic geomorphology along the Neodani fault, central Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 2170-2190.
- Kaneda, H., H. Kinoshita, and T. Komatsubara (2008) An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. *J. Geophys. Res.*, B05401, doi:10.1029/2007JB005300.
- 活断層研究会 (1991) 「新編 日本の活断層—分布図と資料」. 東京大学出版会, 437p.
- 松田時彦 (1974) 1891 年濃尾地震の地震断層, *地震研究速報*, 13, 85-126.
- 村松郁栄 (1962) 濃尾地震のマグニチュード, *地震第 2 輯*, 15, 341-342.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」東京大学出版会, DVD2 枚 +60p.
- 根尾村 (1980) 「根尾村史」, 根尾村, 1003p.
- Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht, and C. E. Weyhenmeyer (2004) *IntCal04*

terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1029-1058.

杉原重夫 (1984) 丹那断層名賀地区トレンチにおける示標テフラの岩石記載的特性と噴出年代, 月刊地球, 6, 171-177.

吉岡敏和・栗田泰夫・佐々木俊法・田中竹延・柳田 誠 (2003) 揖斐川断層の完新世における活動履歴—岐阜県藤橋村におけるトレンチ調査結果, 活断層研究, 23, 63-68.

図 表

表 1 揖斐川断層のまとめ

表 2 大井トレンチから採取した試料の放射性炭素年代測定結果

表 3 O-D-6 に含まれるパミス型火山ガラスの主成分分析結果.

図 1 濃尾断層帯全体図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). 活断層線は, 中田・今泉 (2002) に基づく.

図 2 揖斐川断層南東端部の地形学図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). Kaneda and Okada (2008) のトータルステーション測量による低断層崖の崖高も示した. 等高線 (1 m 間隔) は 2003~2004 年実施の航空レーザー測量 (2 m DEM) に基づく.

図 3 大井トレンチ周辺の赤色立体地図 (左) および地形学図 (右). 赤色立体地図および地形学図基図の等高線 (1 m 間隔) は, 2006~2007 年実施の航空レーザー測量 (0.5 m DEM) に基づく.

図 4 大井トレンチ周辺の詳細地形図. トータルステーションを用いた現地測量に基づく. 等高線間隔は 25 cm.

図 5 トレンチ掘削を行った逆向き低崖の地形断面. 2006~2007 年実施の航空レーザー測量 (0.5 m DEM) に基づく. 断面位置は図 3 に示した.

図 6 (a) (b) 大井トレンチ掘削前後の現地写真. 南東方向をのぞむ. 掘削前写真は 2008 年 5 月 21 日, 掘削後の写真は 2008 年 11 月 6 日撮影. (c) 大井トレンチ掘削後の写真. 北方向をのぞむ. 2008 年 11 月 6 日撮影.

図 7 大井トレンチ北西壁面のモザイク写真. 実際の壁面 (法面) 勾配は 70°程度であるが, このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している.

図 8 大井トレンチ南東壁面のモザイク写真。北西壁面との比較のため、左右を反転している。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 9 大井トレンチ南西壁面のモザイク写真。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 10 大井トレンチ北西壁面のスケッチ。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 11 大井トレンチ南東壁面のスケッチ。北西壁面との比較のため、左右を反転している。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 12 大井トレンチ南西壁面のスケッチ。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 13 大井トレンチから得られた炭化木片の年代値（暦年補正值）と低下側堆積物試料連続採取地点（北西壁面の W7～W8 間）で規格化した層準（試料番号 O-D-1～35）の関係。左側には模式的な柱状図を示した。

図 14 大井トレンチの火山灰分析結果。火山ガラス粒子の含有率の深度変化を示した。試料採取位置については、図 10 および図 11 参照。

図 15 大井トレンチの花粉分析結果。試料採取位置については図 10 参照。

図 16 大井トレンチ北西壁面の変形引き戻し解析結果。赤矢印は古地震イベント層準を示す。

図 17 大井トレンチ、古地震イベント A～D による W5～W6 より南西側の変形の比較。グリッド間隔は 1 m。

表 1 揖斐川断層のまとめ.

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態			
(1)断層帯を構成する断層	揖斐川断層, 冠山断層	揖斐川断層, 冠山断層	変更なし
(2)断層帯の位置・形状			
地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置(両端の緯度・経度)	(北西端)北緯35° 46', 東経136° 22' (南東端)北緯35° 39', 東経136° 35'	(北西端)北緯35° 46', 東経136° 22' (南東端)北緯35° 39', 東経136° 35'	変更なし
長さ	約24km	約24km	変更なし
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ	地表での長さ・位置と同じ	変更なし
上端の深さ	0km	0km	変更なし
一般走向	N60° W	N60° W	変更なし
傾斜	高角(地表付近)	高角(地表付近)	変更なし
幅	15km程度	15km程度	変更なし
(3)断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層	左横ずれ断層	変更なし
2. 断層の過去の活動			
(1)平均的なずれの速度	不明(活動度はB級)	横ずれ:不明(活動度はB級) 上下: 0.3~0.4 mm/yr(北東側隆起)	大井地点トレンチおよび Kaneda and Okada (2008)の測量結果による.
(2)過去の活動時期	活動1(最新活動) 1世紀以降, 10世紀以前	活動1(最新活動) 1世紀以降, 10世紀以前 活動2(1つ前の活動) 約10000年前以降, 約7300年前以前 活動3(2つ前の活動) 約14000年前以降, 約12000年前以前 活動4(3つ前の活動) 約20000年前以降, 約17000年前以前	本研究による大井地点ト レンチ調査と吉岡ほか (2003)による塚地点トレ ンチ調査を併せた結果 による.
(3)1回のずれの量と平均活動間隔			
1回のずれの量	2m程度	横ずれ:2m程度 上下: 1.3~1.6 m(北東側隆起)	横ずれは変更なし(断層 の長さによる). 上下は大井地点トレンチ およびKaneda and Okada (2008)の測量結 果による.
平均活動間隔	不明	5000~6300年	本研究による大井地点ト レンチ調査と吉岡ほか (2003)による塚地点トレ ンチ調査を併せた結果 による.
(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	変更なし

表 2 大井トレンチから採取した試料の放射性炭素年代測定結果.

Unit	Normalized Horizon ^{*1}	Wall	Sample ID	Material	Pretreatment ^{*2}	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Conventional ¹⁴ C Age ^{*3} [BP]	Calibrated Age ^{*4} ($\pm 2\sigma$) [cal BP]	Labo ID ^{*5}
100	O-D-1	NW	OI-036	charcoal	AAA	-28.4	70 \pm 30	260 - 20	IAAA-81978
100	O-D-1	NW	OI-034	charcoal	AAA	-28.4	90 \pm 30	270 - 20	IAAA-81977
100	O-D-2	NW	OI-033	charcoal	AAA	-23.4	90 \pm 30	270 - 20	IAAA-81976
110	O-D-3	SW	OI-026	charcoal	AaA	-26.0	90 \pm 30	270 - 20	IAAA-81970
110	O-D-4	NW	OI-031	charcoal	AaA	-26.9	30 \pm 30	260 - 30	IAAA-81974
110	O-D-4	SW	OI-024	charcoal	AAA	-24.0	180 \pm 30	300 - -10	IAAA-81968
110	O-D-4	SW	OI-025	charcoal	AAA	-24.5	310 \pm 30	470 - 300	IAAA-81969
110	O-D-5	SW	OI-027	charcoal	AaA	-24.4	390 \pm 30	510 - 310	IAAA-81971
110	O-D-5	NW	OI-032	charcoal	AaA	-26.2	530 \pm 30	630 - 510	IAAA-81975
110	O-D-5	SE	OI-065	charcoal	AAA	-25.0	470 \pm 40	630 - 340	Beta-255030
110	O-D-5	SE	OI-075	charcoal	AAA	-24.5	1,270 \pm 40	1,290 - 1,080	Beta-255032
110	O-D-6	SW	OI-076	charcoal	AAA	-20.1	410 \pm 30	520 - 330	IAAA-83173
110	O-D-7	SE	OI-066	charcoal	AAA	-27.2	880 \pm 30	910 - 720	IAAA-82739
120	O-D-8	NW	OI-004	charcoal	AaA	-25.2	320 \pm 30	470 - 300	IAAA-81959
120	O-D-9	NW	OI-042	charcoal	AAA	-24.0	2,540 \pm 40	2,760 - 2,480	Beta-255028
120	O-D-9	NW	OI-059	organic sediment	AO	-25.1	2,770 \pm 30	2,950 - 2,780	IAAA-82736
120	O-D-9	SE	OI-060	organic sediment	AO	-23.4	2,890 \pm 30	3,160 - 2,920	IAAA-82737
120	O-D-9	NW	OI-038	charcoal	AAA	-27.1	3,440 \pm 30	3,830 - 3,630	IAAA-81979
120	O-D-9	SE	OI-043	charcoal	AAA	-30.9	3,460 \pm 30	3,830 - 3,640	IAAA-81981
120	O-D-9	NW	OI-005	charcoal	AAA	-24.7	3,470 \pm 30	3,840 - 3,640	IAAA-81960
120	O-D-9	NW	OI-009	charcoal	AAA	-27.1	3,490 \pm 30	3,850 - 3,640	IAAA-81962
120	O-D-9	NW	OI-041	charcoal	AaA	-24.3	3,710 \pm 30	4,150 - 3,970	IAAA-81980
130	O-D-10	SE	OI-077	charcoal	AAA (AaA)	-27.2 (-27.61)	3,400 \pm 30 (3,310 \pm 30)	3,720 - 3,560	IAAA-82740 IAAA-82741
130	O-D-10	SE	OI-064	charcoal	AAA	-28.9	3,510 \pm 40	3,900 - 3,680	IAAA-83172
200	O-D-12	SE	OI-069	charcoal	AAA	-26.0	8,330 \pm 50	9,480 - 9,140	Beta-255031
200	O-D-13	NW	OI-008	charcoal	AAA	-26.1	6,520 \pm 40	7,560 - 7,320	IAAA-81961
200	O-D-17	SE	OI-021	organic sediment	AO	-23.4	37,130 \pm 250	37,650 - 36,640	IAAA-81967
200	O-D-18	NW	OI-010	charcoal	AaA	-24.1	6,490 \pm 40	7,480 - 7,310	IAAA-81973
200	O-D-20	NW	OI-014	root	AaA	-29.2	380 \pm 30	510 - 310	IAAA-81963
300	O-D-23	NW	OI-015	root	AaA	-27.5	440 \pm 30	540 - 340	IAAA-81964
300	O-D-24	SE	OI-053	charcoal	AAA	-30.1	9,920 \pm 40	11,600 - 11,220	IAAA-81972
300	O-D-26	SE	OI-052	charcoal	AAA	NA	11,100 \pm 310 ^{*6}	13,720 - 12,380	Beta-255029
300	O-D-27	NW	OI-016	root	AaA	-26.8	370 \pm 30	510 - 310	IAAA-81965
310	O-D-28	SW	OI-071	root	AaA	-27.5	490 \pm 30	550 - 500	IAAA-81956
310	O-D-28	NW	OI-061	organic sediment	AO	-19.8	10,830 \pm 50	12,900 - 12,790	IAAA-82738
310	O-D-29	SE	OI-003	organic sediment	AO	-15.8	10,960 \pm 50	13,000 - 12,830	IAAA-81958
310	O-D-30	NW	OI-019	root	AaA	-24.4	410 \pm 30	520 - 330	IAAA-81966
310	O-D-30	SE	OI-062	organic sediment	AO	-26.5	11,280 \pm 60	13,280 - 13,060	IAAA-83171
320	O-D-33	SW	OI-002	root	AaA	-30.6	330 \pm 30	480 - 300	IAAA-81957

表3 O-D-6に含まれるパミス型火山ガラスの主成分分析結果.

O-D-6に含まれる パミス型火山ガラス		天城 カワゴ平*	神津島 天神山*	新島 向山*
SiO ₂	77.90	77.51	78.14	79.06
TiO ₂	0.27	0.23	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	12.31	12.70	12.94	13.26
FeO	1.17	1.13	0.60	0.68
MnO	0.05	0.06	0.08	0.06
MgO	0.22	0.28	0.06	0.09
CaO	1.58	1.64	0.34	0.39
Na ₂ O	3.57	3.70	3.87	3.08
K ₂ O	2.93	2.74	3.90	3.31
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

単位はすべて%. 主要9成分の合計が100%となるように再計算した.

* 杉原(1984)の分析結果から再計算した値.

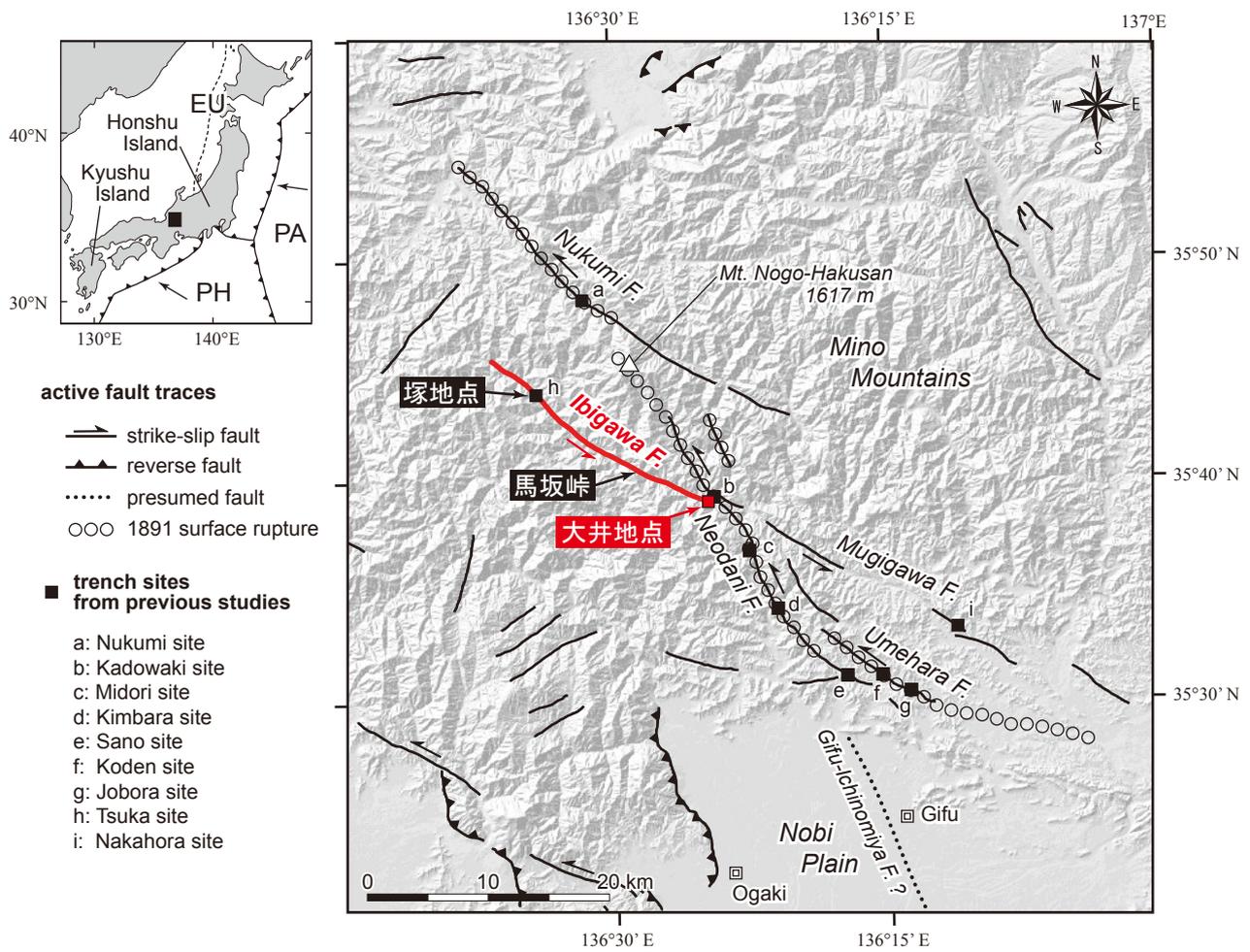


図1 濃尾断層帯全体図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). 活断層線は, 中田・今泉 (2002) に基づく.

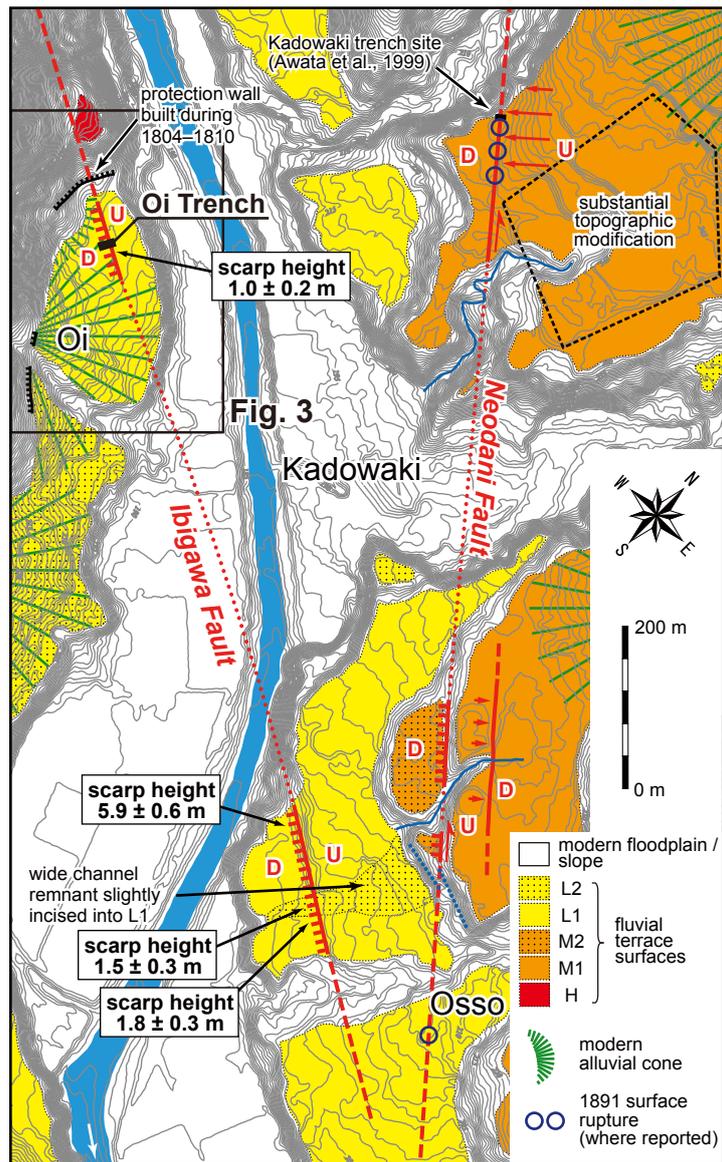


図2 揖斐川断層南東端部の地形学図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). Kaneda and Okada (2008) のトータルステーション測量による低断層崖の崖高も示した. 等高線(1 m 間隔)は2003~2004 年実施の航空レーザー測量 (2 m DEM) に基づく.

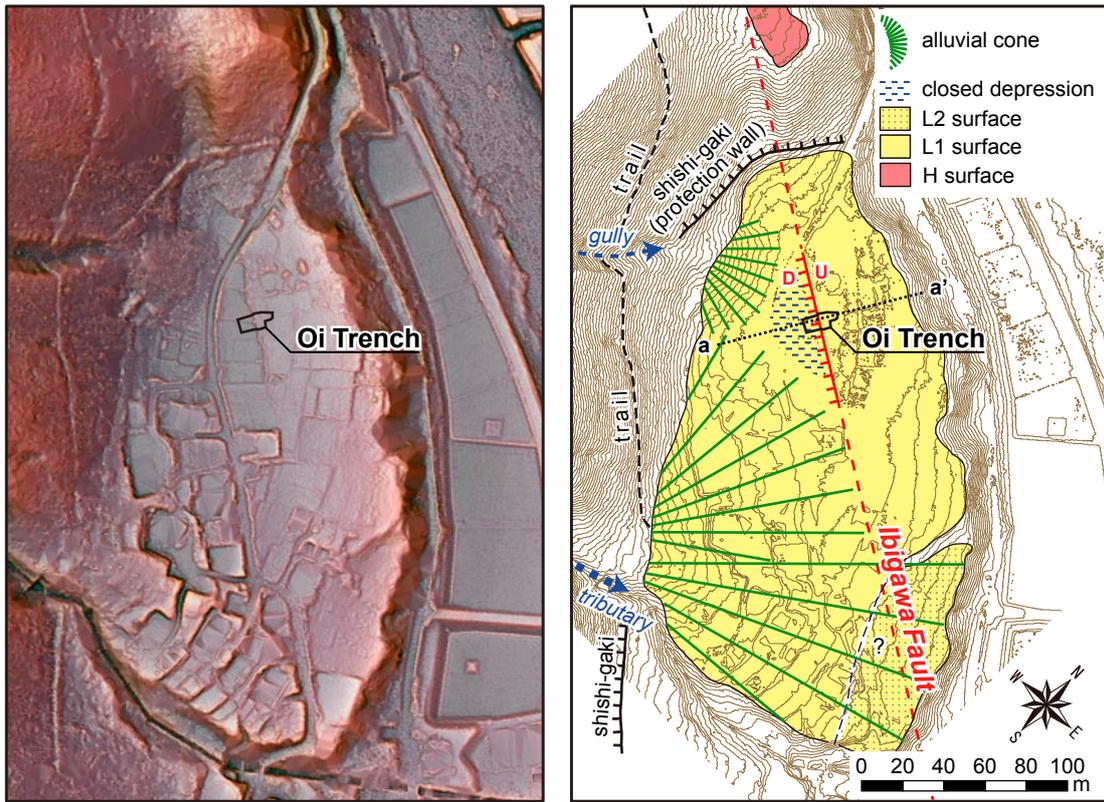


図3 大井トレンチ周辺の赤色立体地図（左）および地形学図（右）。赤色立体地図および地形学図基図の等高線（1 m 間隔）は、2006～2007 年実施の航空レーザー測量（0.5 m DEM）に基づく。

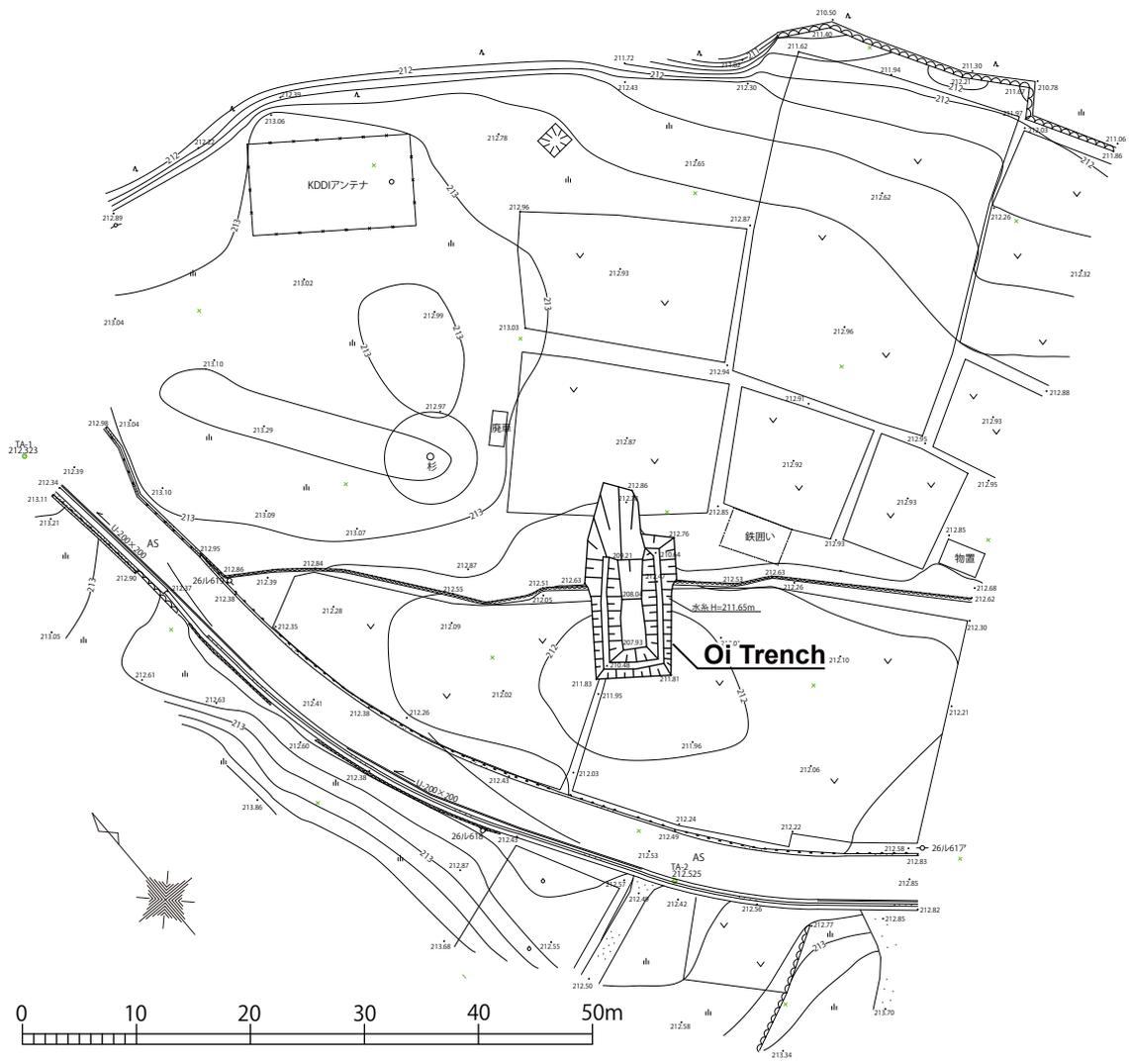


図4 大井トレンチ周辺の詳細地形図。トータルステーションを用いた現地測量に基づく。等高線間隔は25cm。

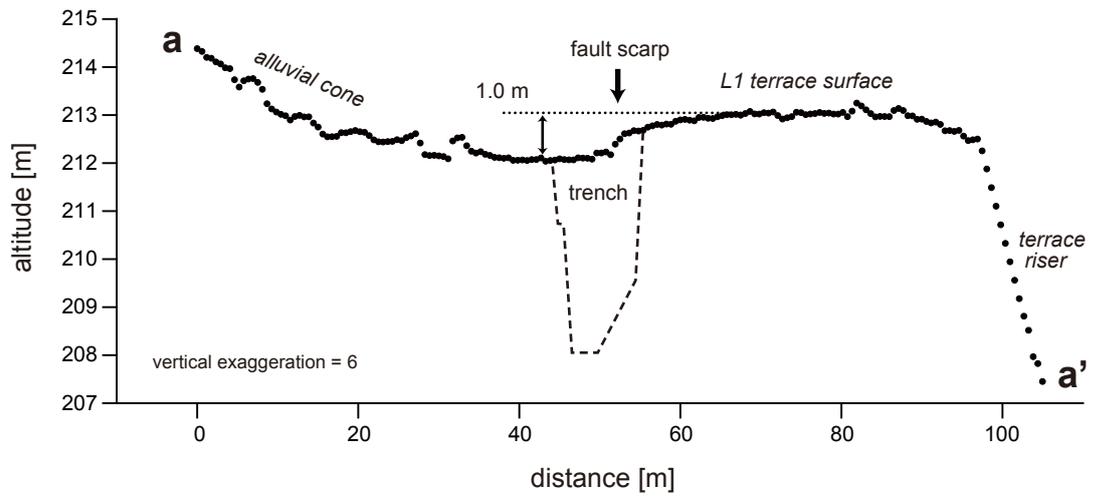


図5 トレンチ掘削を行った逆向き低崖の地形断面. 2006～2007年実施の航空レーザー測量(0.5 m DEM)に基づく. 断面位置は図3に示した.



図6 (a) (b) 大井トレンチ掘削前後の現地写真. 南東方向をのぞむ. 掘削前写真は2008年5月21日, 掘削後の写真は2008年11月6日撮影.
(c)大井トレンチ掘削後の写真. 北方向をのぞむ. 2008年11月6日撮影.

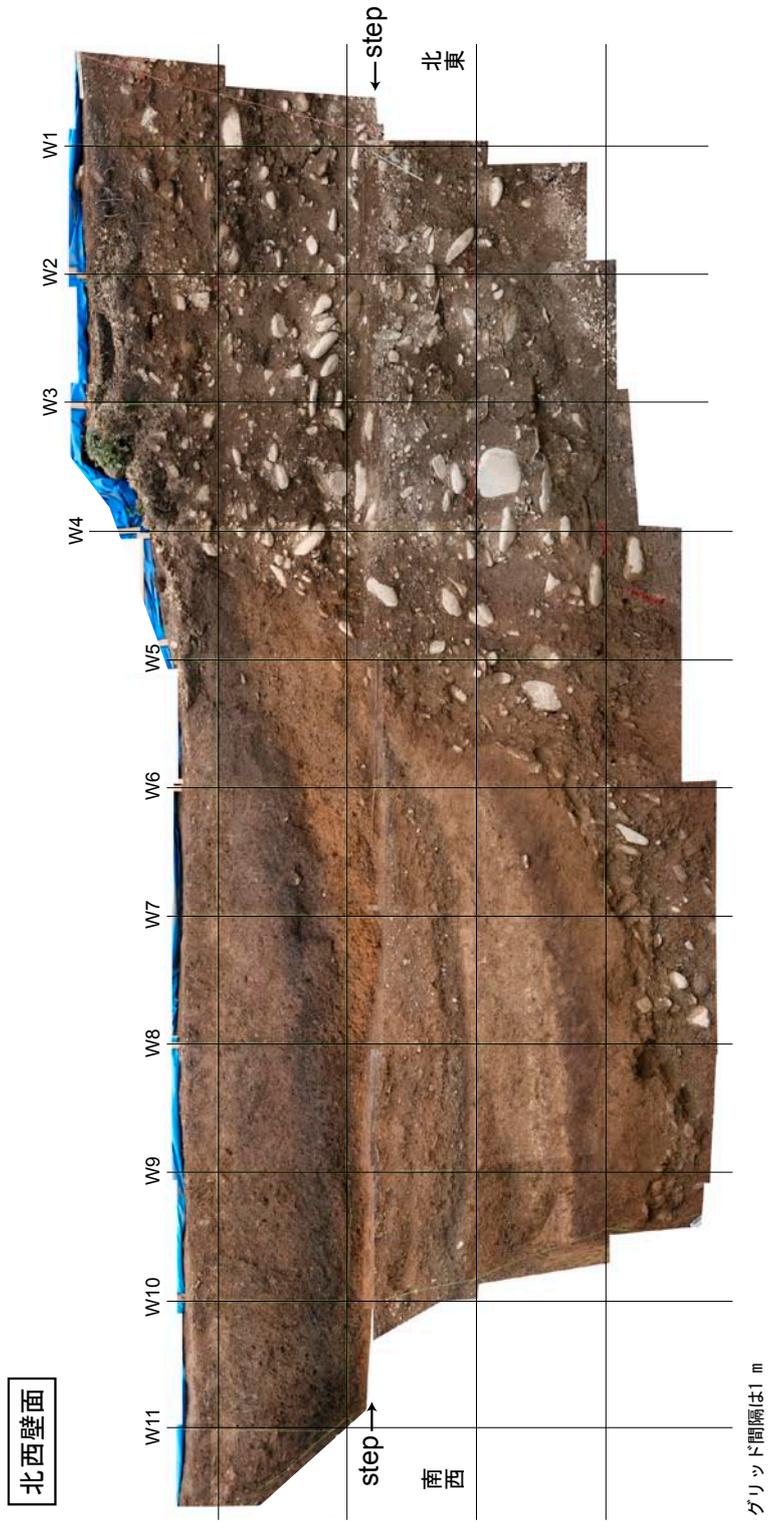


図7 大井トレンチ北西壁面のモザイク写真。実際の壁面（法面）勾配は70°程度であるが、このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

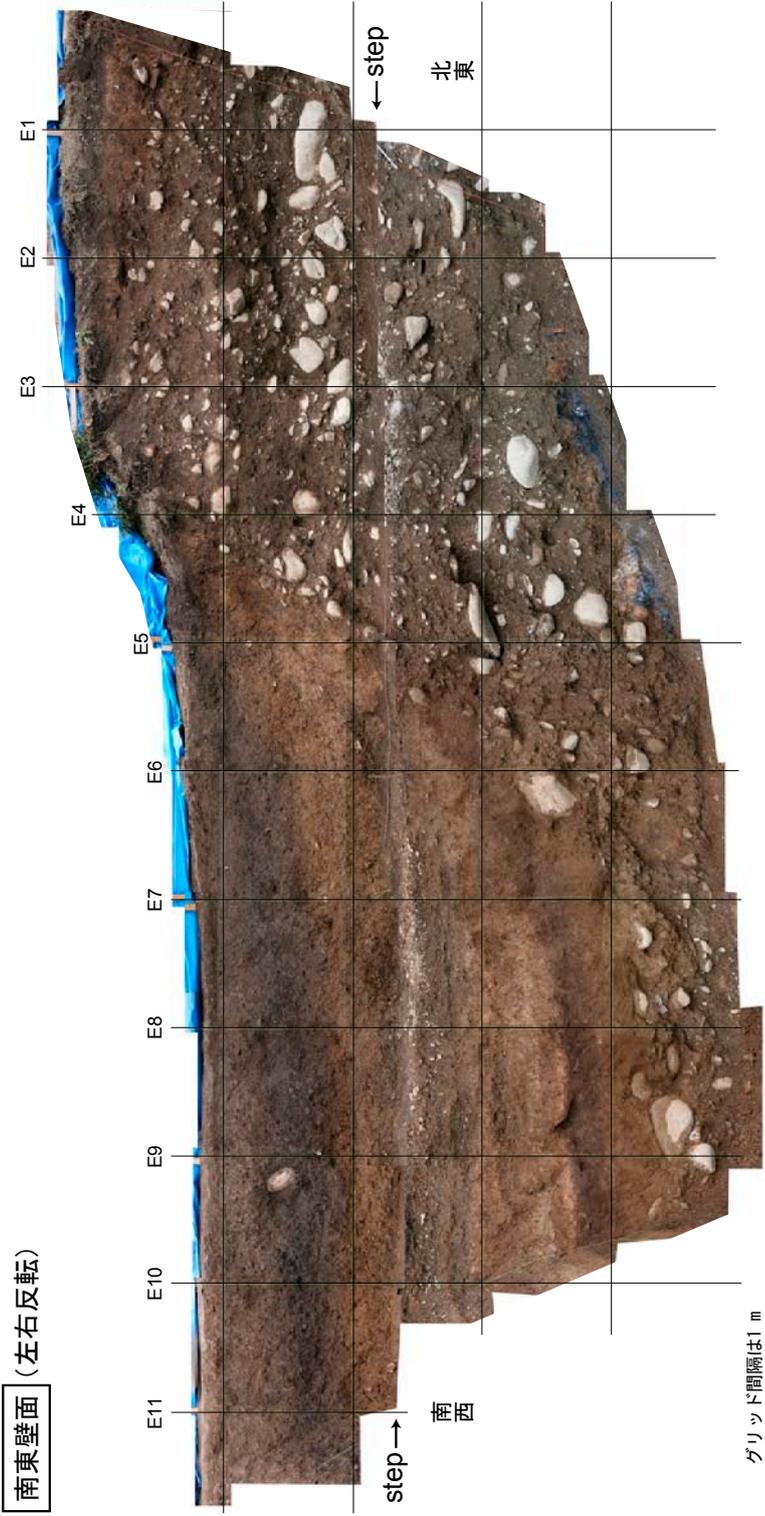
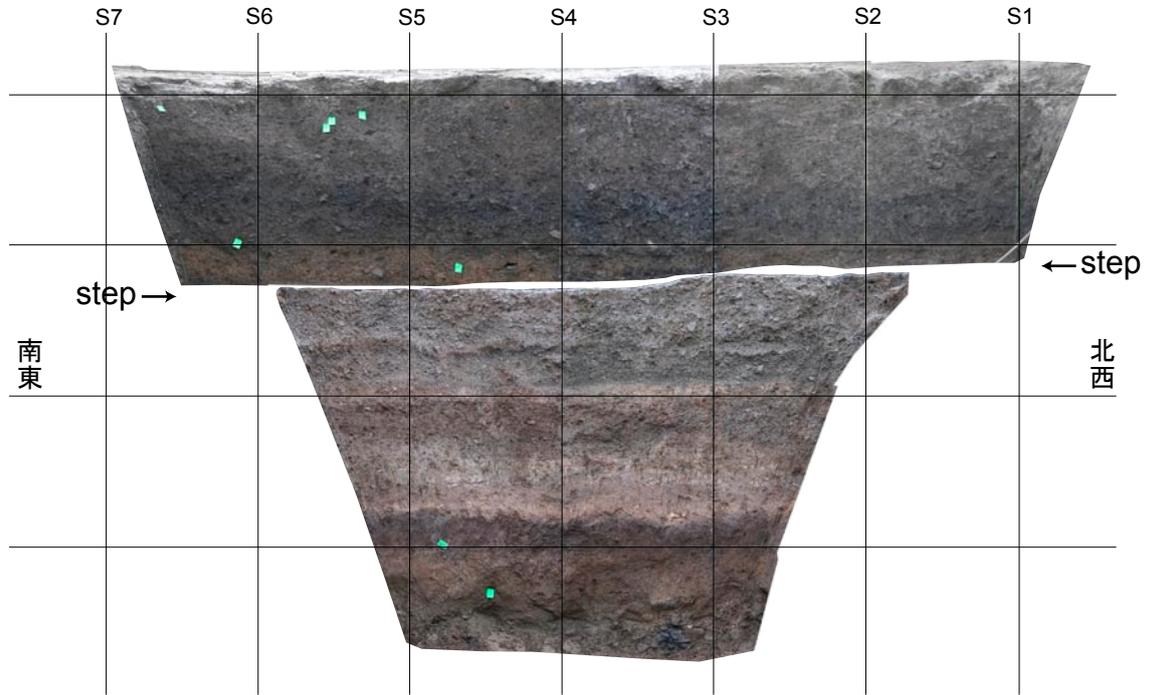


図8 大井トレンチ南東壁面のモザイク写真。北西壁面との比較のため、左右を反転している。実際の壁面(法面)勾配は70°程度であるが、このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

南西壁面



グリッド間隔は1 m

図9 大井トレンチ南西壁面のモザイク写真。実際の壁面（法面）勾配は70°程度であるが、このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

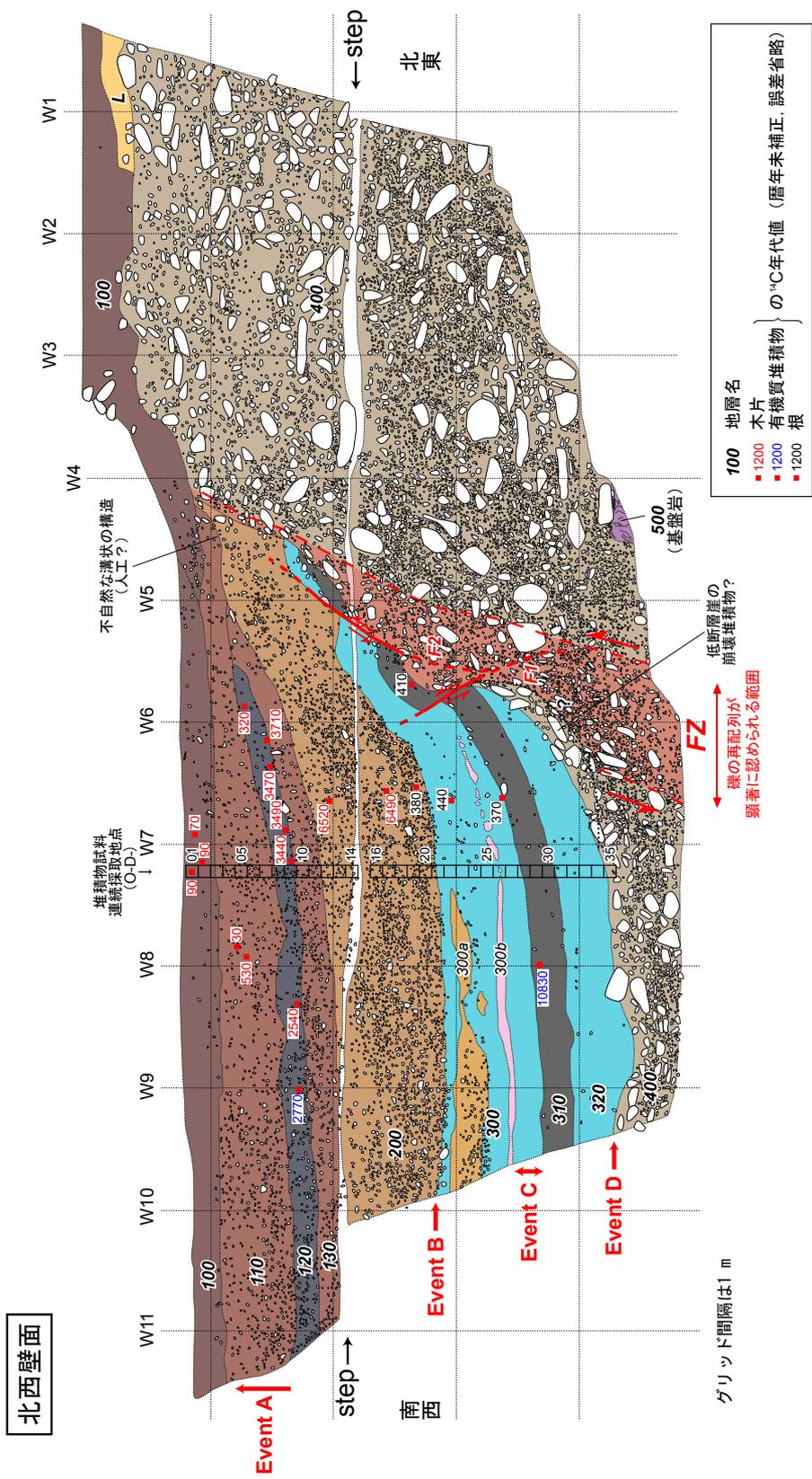


図 10 大井トレンチ北西壁面のスケッチ。実際の壁面（法面）勾配は 70° 程度であるが、このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

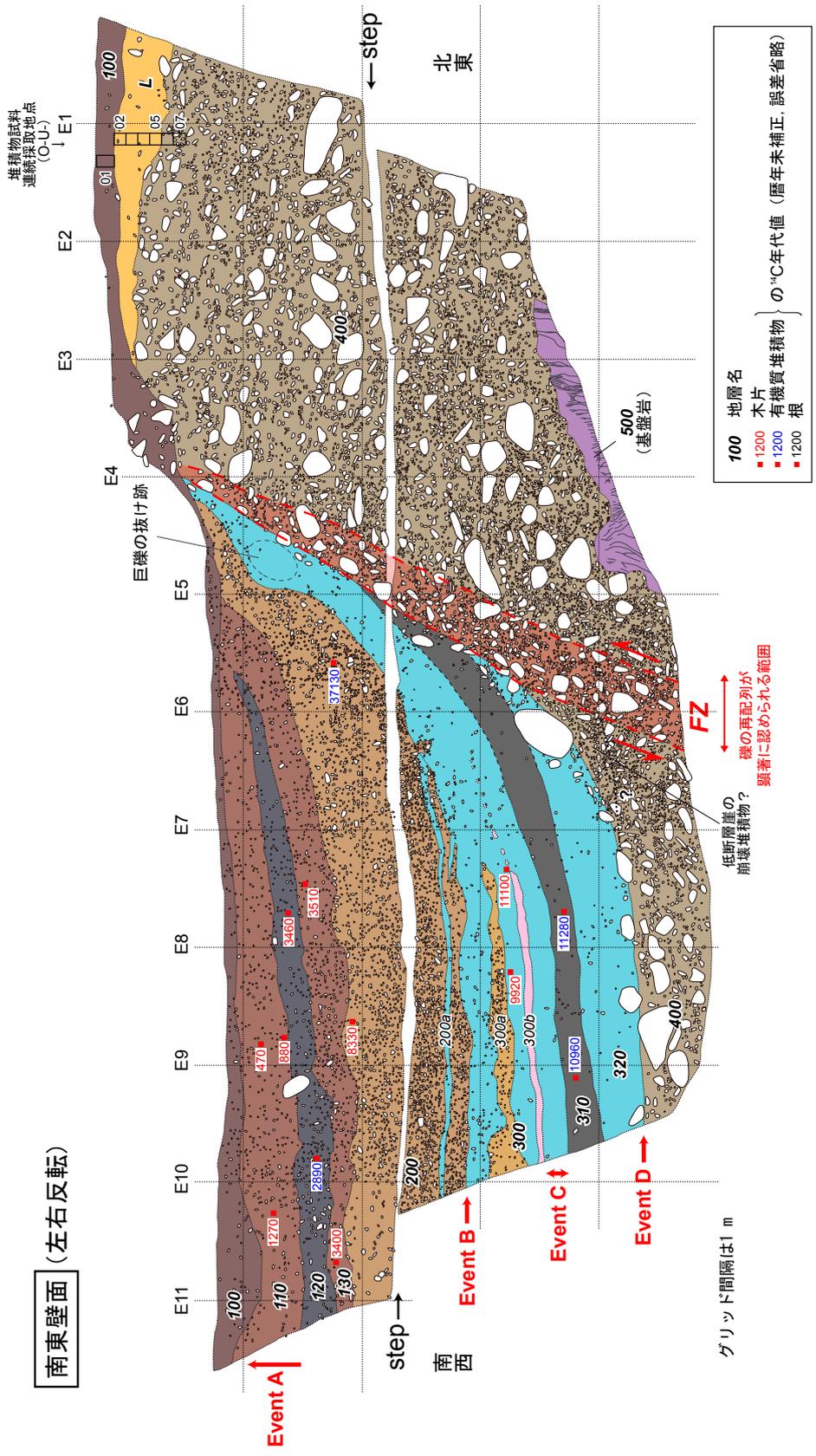
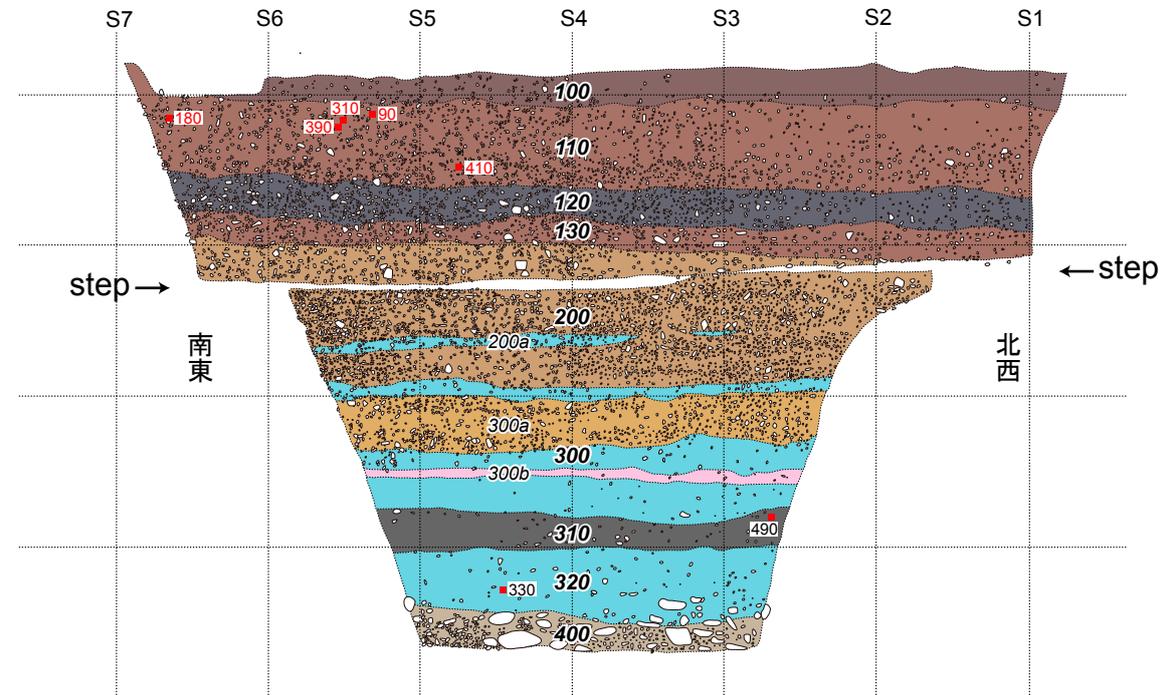


図 11 大井トレンチ南東壁面のスケッチ。北西壁面との比較のため、左右を反転している。実際の壁面（法面）勾配は 70°程度であるが、このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

南西壁面



グリッド間隔は1 m

100	地層名	} の ¹⁴ C年代値 (暦年未補正, 誤差省略)
■ 1200	木片	
■ 1200	有機質堆積物	
■ 1200	根	

図 12 大井トレンチ南西壁面のスケッチ. 実際の壁面 (法面) 勾配は 70° 程度であるが, このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している.

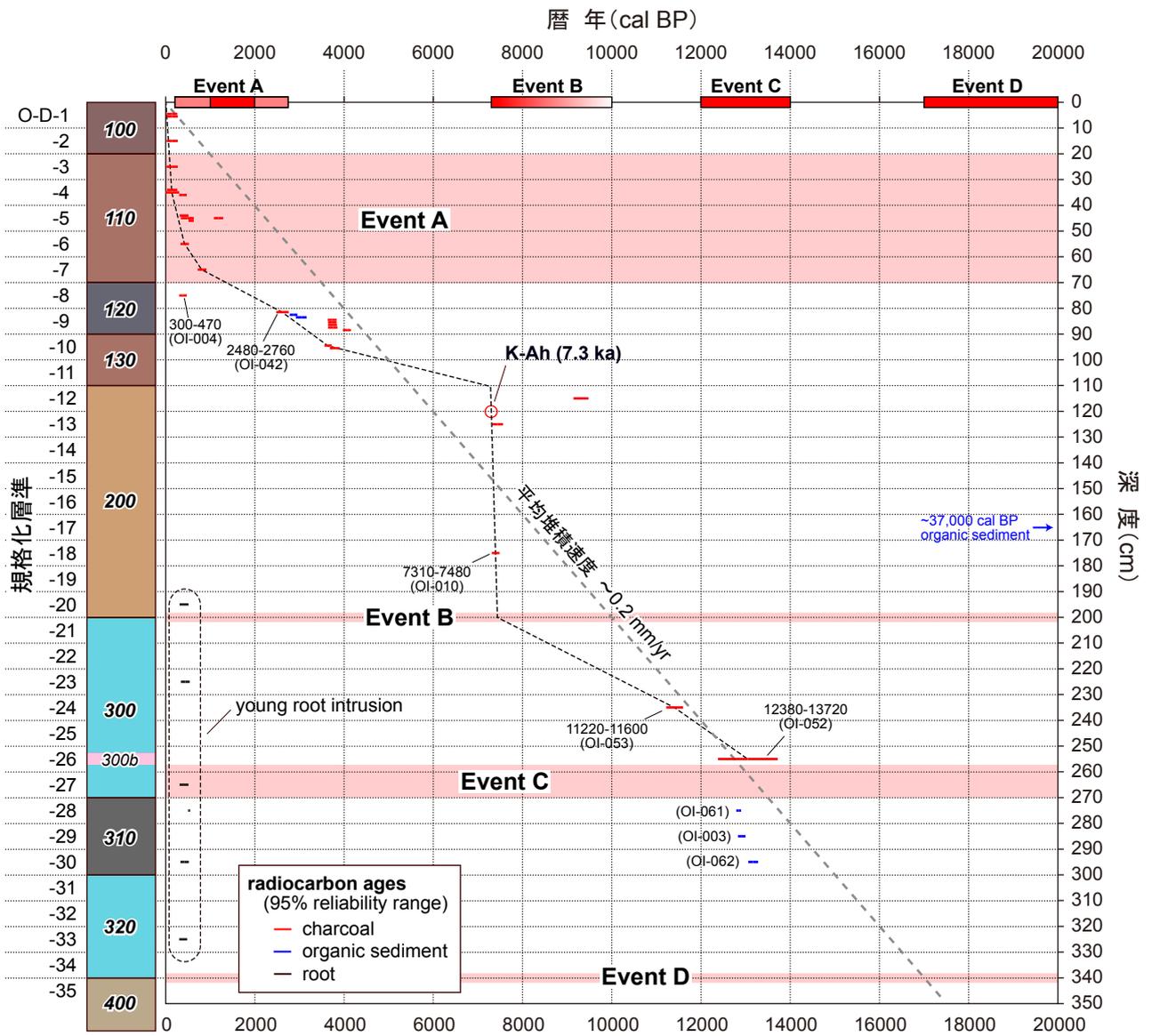


図 13 大井トレンチから得られた炭化木片の年代値（暦年補正值）と低下側堆積物試料連続採取地点（北西壁面の W7 ~ W8 間）で規格化した層準（試料番号 O-D-1 ~ 35）の関係. 左側には模式的な柱状図を示した.

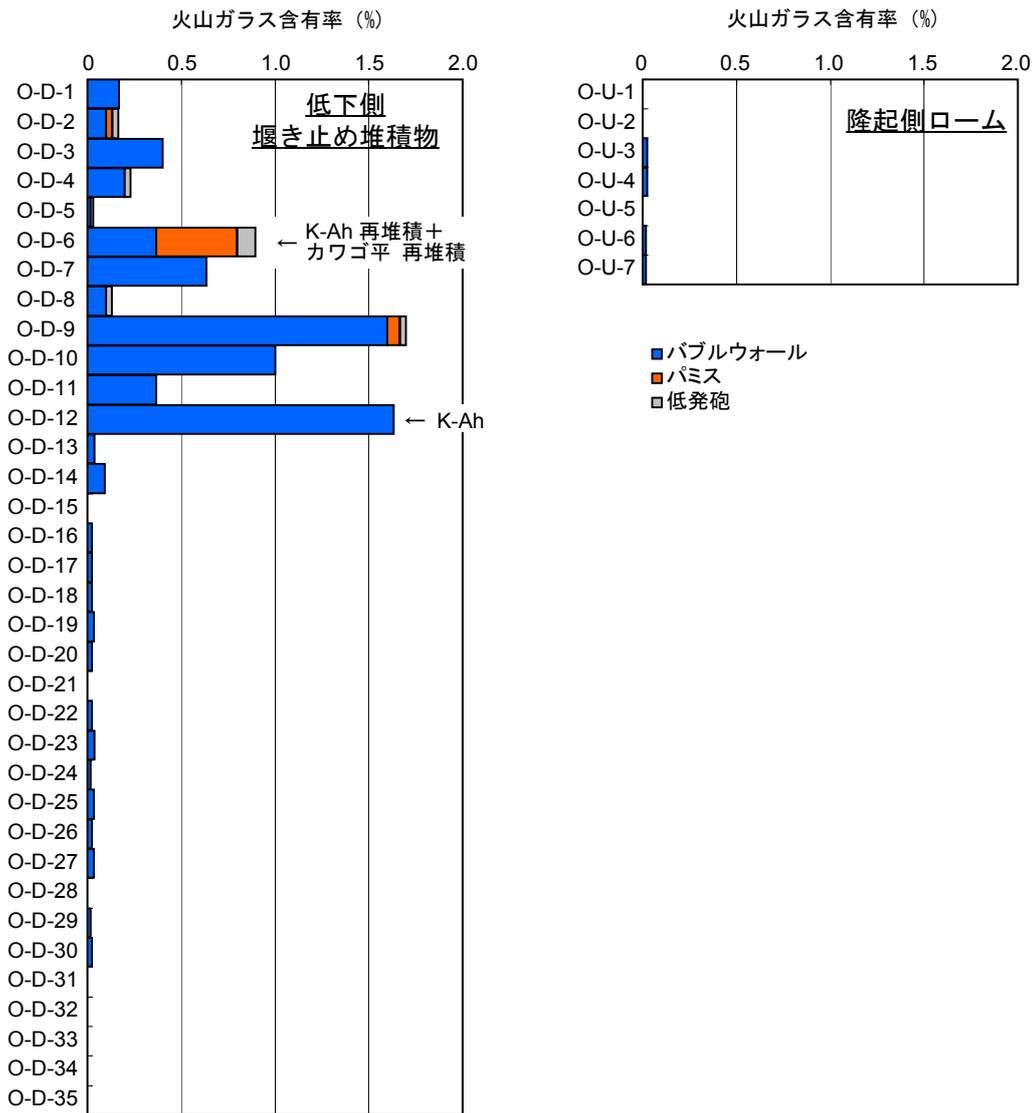


図 14 大井トレンチの火山灰分析結果。火山ガラス粒子の含有率の深度変化を示した。試料採取位置については、図 10 および図 11 参照。

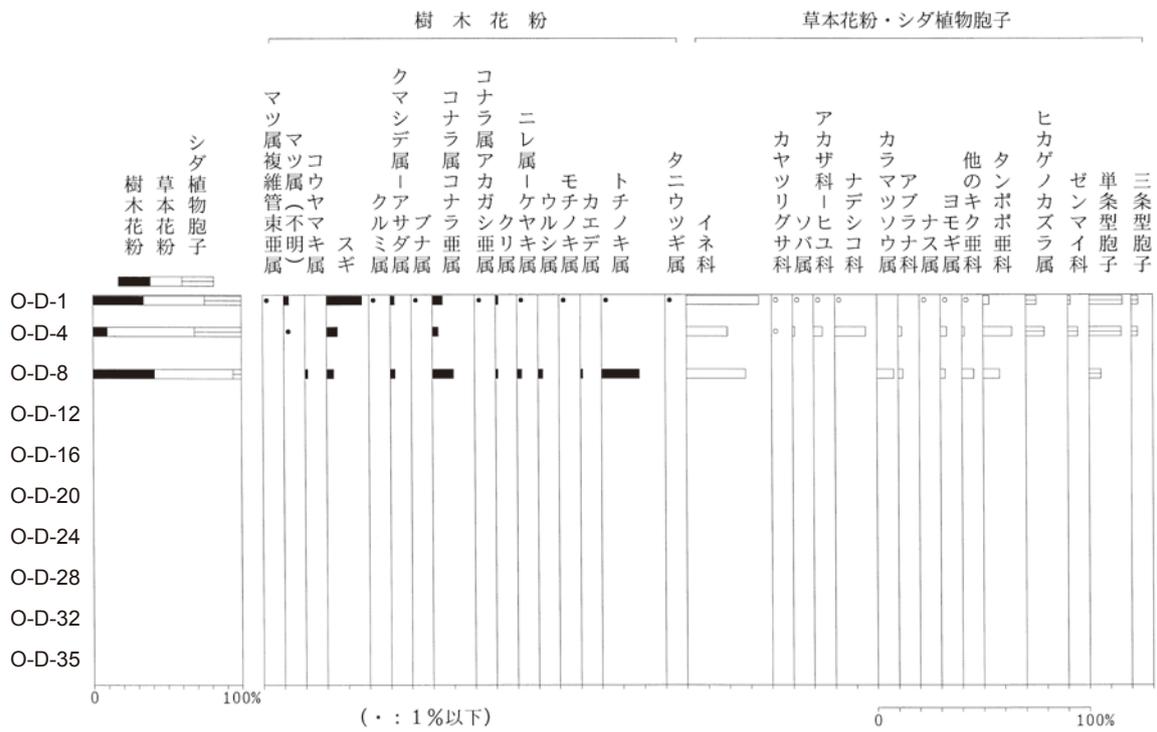


図 15 大井トレンチの花粉分析結果. 試料採取位置については図 10 参照.

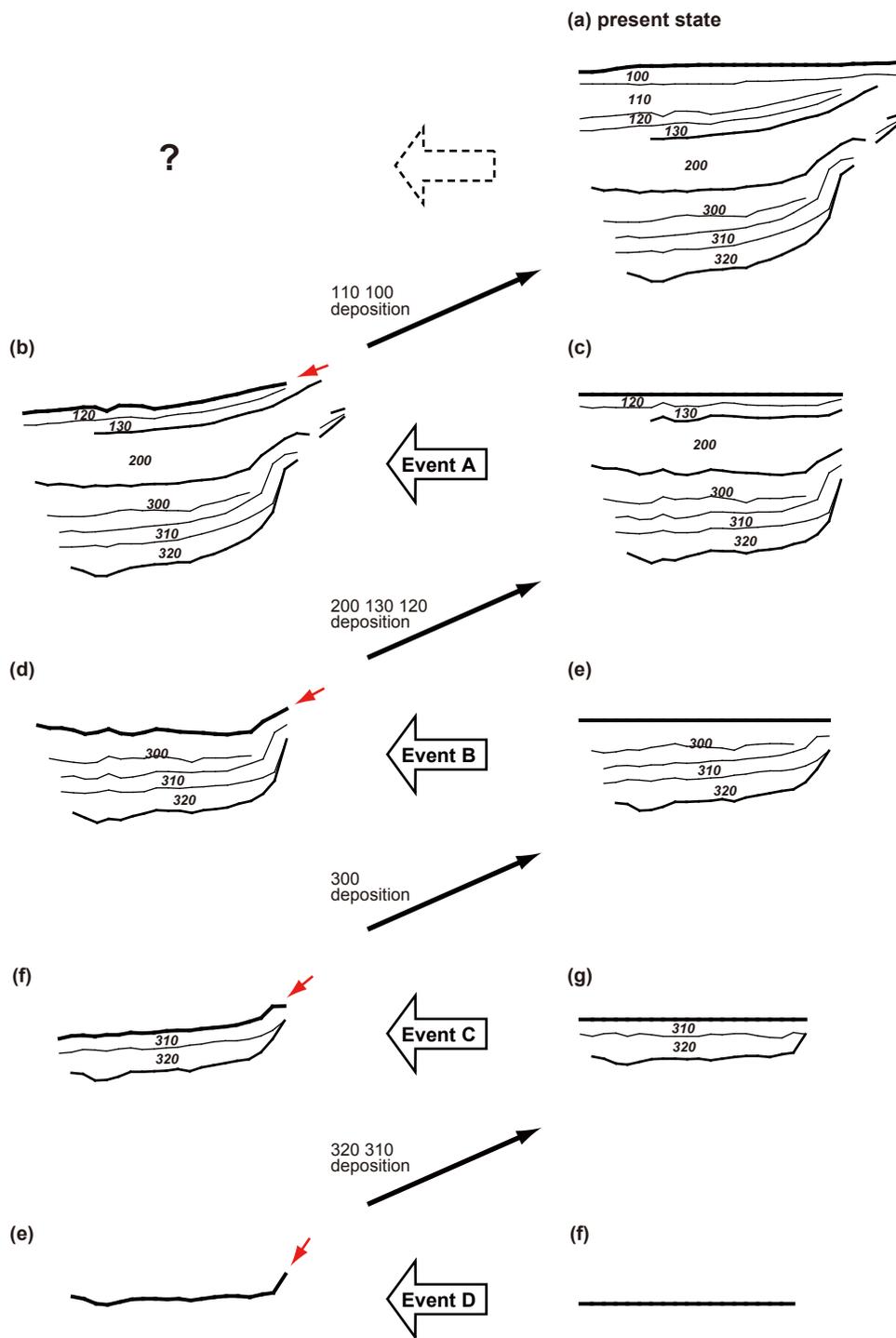


図 16 大井トレンチ北西壁面の変形引き戻し解析結果。赤矢印は古地震イベント層準を示す。

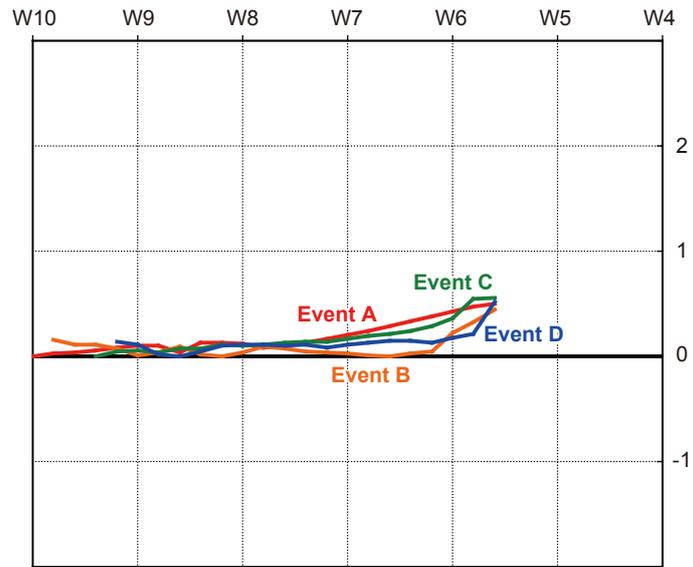


図 17 大井トレンチ. 古地震イベント A ~ D による W5 ~ W6 より南西側の変形の比較. グリッド間隔は 1 m.