

甲府盆地南縁, 曾根丘陵断層帯の古地震調査

Paleoseismological investigation of the Sone-kyuryo fault zone, Yamanashi Prefecture, central Japan

丸山 正¹・斉藤 勝²

Tadashi Maruyama¹ and Masaru Saito²

¹ 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, tadashi-maruyama@aist.go.jp)

² 株式会社ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Company Limited)

Abstract: We conducted the trenching and arrayed drilling investigations across the ENE–WSW- to NE–SW-striking active Sone-kyuryo fault zone (Sone Foothills fault zone), southern margin of the Kofu Basin, in order to evaluate its recent activity. Arrayed drilling across a warped terrace surface at Ueno site, westernmost portion of the fault zone, shows that the buried upper surface of ca. 11 kyr-old terrace deposit is warped by ~13 m vertically. Assuming that this warping was caused by activity of the underlying south-side-up fault, ≥ 1.1 mm/yr of vertical slip rate could be calculated. Trenching across the basal part of narrow bulge at Otsuka site, ~1.5 km east of Ueno site, reveals episodic growth of the bulge probably associated with activity of the south dipping main reverse fault to the north during past 27 kyr, with the most recent event postdates ca. 10 kyr ago. We could not find geological evidence of the past earthquakes at Takabe and Kamisone sites, central and east parts of the Sone Foothills, respectively, where the small scarps are developed. This was probably owing to that the geomorphic expression of lobes of the alluvial fans and/or man-made scarps was misinterpreted as that of the tectonically-generated scarps.

キーワード: 曾根丘陵断層帯, 活断層, 古地震, 山梨県

Keywords: Sone-kyuryo fault zone, active fault, paleoseismology, Yamanashi Prefecture

1. はじめに

曾根丘陵断層帯は, 甲府盆地南縁に分布する曾根丘陵に沿って東北東–西南西~北東–南西方向に延びる複数の並走する逆断層からなる(例えば, 澤, 1981; Ikeda, 1983; 活断層研究会, 1991; 下川ほか, 1995; 今泉ほか, 1998; 中田・今泉, 2002) (第1図). 本断層帯は, 盆地西縁を限る糸魚川–静岡構造線活断層系とともに, 甲府盆地周辺の主要活断層であることから, その活動履歴を解明することは, この地域の地震発生ポテンシャルを評価する上で重要である(第1図).

本断層帯の活動性に関する研究は, これまで主として中期~後期更新世の地形面や地層の変形を中心になされてきた(例えば, 澤, 1981; 平川, 1982, 1992; 活断層研究会, 1991; 曾根丘陵研究グループ, 1991). 最近では大縮尺空中写真の詳細地形判読に基づき, 完新世の活動の可能性を示唆する変位地形が図示されている(今泉ほか, 1998; 中田・今泉, 2002; 丸山・斎藤, 2005). しかしながら, 本断層帯の完新世における活動の有無, 最新活動時期や活動間隔などといった具体的な古地震情報は, ほとんど得られていない.

そこで, 本断層帯の活動履歴の解明を目的とした研究の一環として, 新期断層運動に関連する変位地形の可能性が推定される地点において, 群列ボーリングおよびトレンチ掘削調査を実施した. 調査地点は, 東から(1) 甲府市上曾根地区, (2) 中央市高部地区(旧豊富村), (3) 西八代郡市川三郷町大塚地区(旧三珠町), (4) 西八代郡市川三郷町上野地区(旧三珠町)の4地点である(第1図). 以下, 調査結果を東から順に報告する. なお, 本研究は平成17年度実施した文部科学省委託による基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査の一環として実施した.

2. 調査結果

2.1 上曾根地区

2.1.1 調査地点の概要

曾根丘陵の北東部にあたる上曾根地区周辺では, 本断層帯は, 北東–南西~東北東–西南西走向の平行する2本の断層に分かれて分布している(例えば, 澤, 1981; 活断層研究会, 1991; 今泉ほか, 1998) (第1図). このうち, 南側の断層は, 丘陵と笛吹川および境川が形成した低地との地形境界を形成している. 一方, 北側の断層は低地内に連続するバルジ状の小

丘列の存在から認定されている（第1図）。

本研究では、南側の断層を調査対象とした。これは、(1) 南側の地形境界をなす断層に沿っては、段丘面に累積的な変位が認められ、後期更新世～完新世に形成されたとみられる低位段丘面も変位していること（今泉ほか、1998）、(2) 後述するように南側の断層に沿っては、従来図示されている地形境界の10～30 m北側において、新期扇状地面に断層運動によって形成された可能性を示唆する比高0.5～2 m程度の低断層崖状の地形が長さ約400 mにわたって認められること、これに対して、(3) 北側の断層はバルジ状の高まり地形で特徴付けられるものの、明瞭な低断層崖地形が確認されないため断層の位置特定が困難なこと、の理由による（第2図）。

調査地点周辺の曾根丘陵は、背面に中位段丘面が発達する台地状の地形を呈しており、その前縁に沿う北向きの撓曲崖や低断層崖を境にして北側の低地と接している（例えば、澤、1981；平川、1982、1992；活断層研究会、1991；今泉ほか、1998）。この中位段丘面を開析して北～北西方向に流下する小河川により、丘陵前縁に扇状地面が形成されている（第2a図）。扇状地面上には、背後の地形境界沿いの断層とほぼ平行する東北東～西南西走向で、比高0.5～2 m程度の北向きの低崖が長さ約400 mにわたって断続的に認められる（第2図）。この低崖は、(i) 逆断層運動に伴う変動崖の可能性を示唆する撓曲崖状の断面形状を呈すること、(ii) 異なる河谷により形成された扇状地面上に発達すること、および(iii) 延びの方向が河谷の流下方向と大きく斜交もしくは直交すること、から扇状地面形成以降の断層運動により形成された可能性があると考えられた。そこで、この低崖を横切るトレンチ掘削調査を実施した（第2b、2c図）。なお、当初トレンチは、今回掘削した崖とその背後の従来から断層崖と認定・図示されている地形境界をなす崖の両方を横切る規模のものを計画したが、(a) 地形境界の崖は比高が大きいこと、(b) 崖は著しく人工改変を受けていること、および(c) 用地の確保が困難であること、の3点から、前縁の低崖のみを横切るものとした。

2.1.2 トレンチ調査

第3図にトレンチ東壁面のスケッチを示す。東西両壁面とも、上位から耕作土、人工攪乱層、丘陵からもたらされた斜面・扇状地堆積物とみられるシルト、砂、礫層、腐植質シルト層が確認された。腐植質シルト層は3枚確認され（4a、5a、6層）、このうち上位の2枚は、旧表土的な腐植質の砂質シルトであり、最下位の腐植質シルトは、砂が少なく均質である。これらの腐植質シルト層の上面に時間間隙が推定されることから、これらの地層の上面を地層境界とし、第3図に示すように、上位から1層（耕作土）、2層（人工攪乱層）、3層～6層（斜面・扇状地堆積物）とした。

6a層および6b層から採取した腐植質シルトの ^{14}C 年代値として、それぞれ $10,460 \pm 40$ yBPと $11,090 \pm 40$ yBPの ^{14}C 年代値が得られた（第1表）。これらの ^{14}C 年代値は、(1) 上下の逆転がなく値が近接していること、(2) 採取地点において植物根等の混入が認められないことから、ほぼ地層の堆積年代を表しているものと判断される。

トレンチ最下部に分布する6a層は層状で、砂をほとんど含まない均質な腐植質のシルトで構成されることから、湿地性の堆積物であると推定される。また、5層および4層は、一部崖錐堆積物とみられる不淘汰な礫層を挟むが、おおむね細粒砂ややや淘汰された礫層からなり上部に旧表土を伴っていることから、それぞれ下位層を覆って間欠的に堆積した扇状地堆積物であると推定される。3層も層相から同様の堆積環境であったと推定される。これらの地層は一律に北西に $3^\circ \sim 6^\circ$ 傾斜している。この地層の傾斜は、扇状地面の傾斜（北西に $3^\circ \sim 4^\circ$ ）とほぼ同じであり、曾根丘陵断層帯の活動による傾動を示すとは判断し難い。また、壁面内において断層や落差を伴う撓曲構造は認められなかった。

2.2 高部地区

2.2.1 調査地点の概要

高部地区周辺の曾根丘陵断層帯は、北西に向いた曾根丘陵の斜面基部に分布する（澤、1981；今泉ほか、1998）（第1図、第4a図）。丘陵を開析して北流する七覚川が丘陵前縁を横切るあたりでは、北に広がる扇状地状の地形面が形成されている（吉村・平川、1984）（第1図、第4a図）。この扇状地状の地形面上に東北東～西南西走向で比高1 m以下の撓曲状を呈する南側上りの低崖が長さ200 mにわたって断続的に認められる（丸山・斎藤、2005）（第4図）。この崖については、(1) 従来認定されてきた丘陵と盆地との地形境界をなす活断層トレースのやや北側を並走していること、(2) 崖の走向が七覚川の流向と著しく斜交すること、(3) 崖の断面形状が逆断層に特徴的な撓み状を伴うこと、などの特徴から、扇状地面状地形面の形成以降の逆断層運動に起因する可能性がある指摘された（丸山・斎藤、2005）。ただし、本地域は、耕地整理に伴う土地の改変が著しく、問題の崖が人工改変による可能性も否定できないとされている（丸山・斎藤、2005）。そこで、この崖の成因を明らかにして断層の活動性を評価することを目的として、問題の崖を横切る群列ボーリング調査と撓曲的な低崖を横切ってトレンチ掘削調査を実施した（第4図、第5図）。

2.2.2 ボーリング調査

地形的検討により変動崖の可能性が示唆される低崖とほぼ直交する測線沿いに、H17TB-1（深度30 m）、H17TB-2（深度20 m）、H17TB-3（深度25 m）、

H17TB-4（深度 30 m）および H17TB-5（深度 10 m）の計 5 地点でボーリングを掘削した（第 4b 図）。

その結果，各孔に共通して河道堆積物の礫層，砂層および後背湿地堆積物とみられるシルト層が認められた（以下，総称して河川堆積物と呼ぶ）（第 5 図）。また，H17TB-1, 2, 5 には，南側の丘陵からの斜面堆積物とみられるやや不淘汰な礫混じりシルト層が分布していることが確認された。さらに，H17TB-4 を除き，各孔とも葦崎岩屑流と推定される安山岩質凝灰角礫岩が上記礫層～シルト層の下位に認められた。河川堆積物の層厚は，北方ほど厚くなり，H17TB-4 で深度 30 m 以上となる。同時に葦崎岩屑流の上面深度も北ほど深く，H17TB-4 で標高 220 m 以深となる。

上述の 5 孔のボーリングで得られたコアの解析結果に基づく高部地区の南北地下地質状況を第 5 図に示す（測線 A-A'）。それによると，高部地区の地下には安山岩質凝灰角礫岩が分布している。この凝灰角礫岩は層相および分布の特徴から八ヶ岳起源の中部更新統葦崎岩屑流（約 25 万年前，八ヶ岳団体研究グループ，1988；約 20 万年前，柿原・八ヶ岳団体研究グループ，2001）に対比される。葦崎岩屑流の分布深度は北に向かって深くなり，その上面は少なくとも H17TB3～H17TB5 間ではほぼ直線的であり，北に 22° 傾斜（みかけの傾斜）している。この葦崎岩屑流を支流性の扇状地堆積物，本流性河道・後背湿地堆積物，斜面堆積物のシルト・砂・礫が覆っている。これらの堆積物は，葦崎岩屑流直上のシルト層を除き，地層の連続状況から標高 235 m 以浅ではほぼ水平に堆積しているものと判断される。

一方，標高 235 m 以深では H17TB-3 と H17TB-4 に分布するシルト質砂層が対比できるものとする。北に 5° 程度傾斜している可能性がある。さらに，ボーリングコアの一部には地層の変形が認められる。これは H17TB-4 の深度 27.5～28.2 m 区間に認められるもので，腐植質シルトと砂礫層が傾斜角 60°～70° で接し，腐植質シルト中に多数の剪断面が帯状に発達している様子が確認された（第 5 図）。

本測線に沿っては，第四紀後期の断層運動の累積性を示唆する葦崎岩屑流やそれを覆う堆積物の高度の顕著な不連続は認められない。しかしながら，問題の撓曲状の低崖が丘陵前縁の断層の活動域の前進などにより形成された新期の変動崖や低角断層である可能性を完全に否定することもできない。そこで，問題の低崖を横切るトレンチ掘削調査を実施した（第 4b, 4c 図，第 6 図）。

2.2.3 トレンチ調査

高部地区トレンチでは，上位から耕作土，斜面堆積物，支流性の河道堆積物や扇状地堆積物および本流性の河道堆積物および後背湿地とみられる腐植質シルト層が確認された（第 6 図）。トレンチ壁面でみられた地質を，層相，地層の連続性，地層上面の削

剥の有無などにに基づき，上位から 1 層～8 層に区分した。第 6 図に西壁面のスケッチを示す。

8 層から採取した腐植質シルトおよびやや腐植質のシルトの ^{14}C 年代値として，それぞれ $24,660 \pm 90$ yBP および $23,420 \pm 100$ yBP が得られた（第 6 図，第 1 表）。これらの ^{14}C 年代値は，(1) 上下に逆転がなく値が近接していること，(2) 採取地点に植物根等の混入が認められないことから，ほぼ地層の堆積年代を表しているものと判断される。

トレンチ底面付近にトレンチ壁面全幅にわたって分布する 8 層（腐植質シルト層）はほぼ水平であり，その上面に断層の存在を推定させるような分布高度の不連続はない。また，7 層～5 層には，斜交層理やチャンネルなどの堆積構造が認められるが，断層変位を示唆するような地層の変位・変形は認められない。

2.3 大塚地区

2.3.1 調査地点の概要

大塚地区周辺には，丘陵の基部から 60～190 m 北側に丘陵の延びの方向とほぼ平行して，東北東－西南西～北東－南西方向に長軸をもつバルジ状の小丘が分布している（澤，1981；今泉ほか，1998）（第 1 図，第 7a 図）。このバルジ状の小丘は，鞍部状の低標高部により南西から順にバルジ状地形 A, B, C および D の 4 つの高まりに区分することができる（第 7a 図）。このうちバルジ状地形 B-D は，人工改変により消失している。これまでの研究では，このバルジの北縁に沿って南側上がりの活断層が認定・図示されている（例えば，澤，1981；活断層研究会，1991；下川ほか，1995；今泉ほか，1998；中田・今泉，2002）。しかしながら，(1) バルジ北縁部に沿っては，低断層崖などの断層の正確な位置を示す地形が認められないこと，(2) バルジ北縁に沿っては現在，コンクリート製用水路が敷設されていること（第 7a 図），から主断層のトレンチ掘削調査を行うのは困難であると判断した。

そこで，大塚地点では現存するバルジ地形（バルジ A）の南斜面基部において，バルジの成長に関連した変形イベントを確認することを目的としてトレンチ掘削調査を実施した（第 7b～7d 図，第 8 図）。

2.3.2 トレンチ調査

トレンチ西壁面および北壁面のスケッチを第 8 図に示す。大塚地区トレンチでは，上位から耕作土，斜面堆積物，湿地性堆積物，本流性または支流性の河道堆積物および本流性後背湿地とみられる腐植質シルト層が確認された。トレンチ壁面で観察される地質を，地層の連続性，地層上面の削剥の有無，地質構造に差があるか否か，層相の相違などから，第 8 図に示すように上位から 1 層～9 層に区分した。

5 層および 3 層には火山灰層が挟まれている。そ

のうち、5層中の火山灰層は厚さ3~8 cmの層状であり、第2表に示すように火山灰の鉱物学的特徴から始良 Tn テフラ (26-29 ka, 町田・新井, 2003; 25,120 ± 270 ¹⁴C yBP, Miyairi *et al.*, 2004) に対比される。一方、3層中に認められた火山灰は、厚さ1~2 cmで長さ10 cm程度のレンズ状を呈しており、東壁面のみにみられる。この火山灰の鉱物学的特徴と確実に対比される広域火山灰は報告されていない(第2表)。

9層~5層および3層中に含まれる腐植質シルトまたは木の実などの植物片を採取し、¹⁴C年代測定を実施した。その結果を第1表に示す。第8図のスケッチ中には、試料を堆積物と植物片に分けて、採取位置を異なる記号で示している(堆積物を□、植物片を○で示す)。3層から得られた腐植質シルトは、下位から上位に向かって、16,480 ± 70 yBP~9,140 ± 40 yBPの¹⁴C年代を示す。5層は、始良 Tn 火山灰の純層を挟むため、25,000 yBP前後の年代が予想されたが、腐植質シルトから得られた¹⁴C年代は、20,590 ± 100 yBP~15,450 ± 90 yBPと若い年代を示す。この原因としては、壁面に多数発達するクラックに沿って新しい炭素が取り込まれたことによると推定される。6層(22,750 ± 190 yBP, 21,710 ± 180 yBP), 8層(26,320 ± 300 yBP, 25,600 ± 280 yBP), および9層(27,730 ± 280 yBP~26,600 ± 290 yBP)からも始良 Tn 火山灰層との層位関係から予想される年代より若い値が得られた。この原因も5層と同様であると考えられる。

一方、7層から採取された植物片および腐植質シルトは、(1) いずれも27,210 ± 330 yBP~26,060 ± 180 yBPとまとまった¹⁴C年代値を示すこと、(2) 年代測定に供した植物片は、密集して分布し摩耗していない針葉樹の球果(恐らく落下後速やかに堆積したもの)であること、から判断すると、7層の¹⁴C年代は、ほぼ地層の堆積年代を表しているものと判断される。

1層, 2層, および4層からは年代に関する情報は得られなかった。

本トレンチでは北、東および西の各壁面において、バルジの成長と調和的な断層運動に伴うと考えられる、(1) 傾斜不整合、(2) 正断層群、(3) 層厚の変化、(4) 地層の変形・傾斜、さらに(5) 地震動に関連して形成された可能性がある砂脈・礫脈・クラックが確認された(第8図)。以下、これらの地質構造の特徴について、変形を受けた地層とそれを覆う地層とを関連付けて記載する。

[傾斜不整合]

西壁面において、グリッド番号5(W5)以北のトレンチ最下部に分布する9層および8層は、W4付近で南東に41°傾斜している。この南東傾斜の特徴は、調査地点のバルジの形状と調和的である。この8層を7層がより緩い傾斜でアバットしている。また、7層には南に厚く堆積しており、層厚の変化が認められる。

[正断層群]

9層~7層中には長さ0.3~1.2 mの正断層群が複数認められる。この正断層群は走向が北北東~南南西で南東に60~80°傾斜し、最大20 cm程度南東落ちの落差が生じている。これらの断層の北側上がりの特徴は、調査地点のバルジの形状と調和的である。正断層群は7層下部~中部までは追跡できるが、7層上部では不明瞭となる。ただし、これら正断層群の延長上の7層上面には、北側上りの段差が形成されている。この段差の北側上がり特徴は、正断層群のセンスと調和している。断層群は7層上部でせん滅しており、6層には達していない。

[層厚の変化]

上述のとおり、7層は8層にアバットしており南に層厚を増している。また、6層は西壁面のW4付近で、正断層群により変位を受けた7層上面の落差の一部を解消するようにくさび状の断面形状を呈している。

[地層の変形]

西壁面W3~W6および北壁面において、9層~3層は20°程度東南東に傾斜している。この傾斜は通常の堆積層の傾斜角より有意に大きい。特に7層および3層は層相などの特徴から、西流する笛吹川支流の堆積物と考えられることから、地層が逆傾斜していることを示す。これらの傾斜した地層をバルジからの斜面堆積物である2層が傾斜不整合で覆っている。

[砂脈・礫脈]

東、西、北のいずれの壁面とも、9層~4層を貫いて砂脈・礫脈やクラックが断続的に認められる。一方、3層にはこのような砂脈・礫脈・クラックは発達しない。北壁面には、液状化相を呈する断面形状がきのこ状の礫脈・砂脈(第8b図のα層)が分布する。また、西壁面の北寄り部分において明瞭な礫脈が発達している。この礫脈に沿って6層が落ち込んでいたが、5層基底部には礫脈の影響による変形は認められない。

上記の地質構造による変形を受けた地層とそれを覆う地層との関係から、不確かなものも含めて本トレンチからは、4回(もしくは5回)のイベントが認定された。ここでは、新しいイベントから順に認定根拠を示す。

[イベント1]: 9層~3層に地層のバルジの形状と調和的な南東~東南東への傾動が認められ、それを2層が覆うことから、3層堆積後2層堆積前のバルジの成長が確実である。

[イベント2]: (1) 北および西壁面において、9層~4層を貫いて発達する砂脈・礫脈・クラックが3層には認められないこと、(2) 北壁面上段において、6層~4層に上には凸の変形が認められるのに対して、3層はこの変形を埋めるように堆積していること、さらに(3) 西壁面において、3層が緩やかに北

に立ち上がる4層を傾斜不整合で覆うこと、の3点から、主として4層堆積後3層堆積前の古地震イベントの可能性が推定される。礫脈・砂脈およびクラックの密度が、北側のバルジに向かって増える傾向が見られることから、バルジの形成に関連したイベントの可能性が考えられるが、これに関連する断層は壁面において確認されない。

[イベント3 (イベント3')]: (1) 西壁面のW3~W4付近において7層中にバルジの成長に調和的な南東落ちの正断層群や地層の撓みが発達し、それと調和するように7層上面に南落ちの低崖が形成されていること、(2) 6層が正断層群により変位を受けた7層上面の落差の一部を解消するように堆積し、7層上面の折れ曲がり部でくさび状の断面形状を呈していること、(3) このくさび状の形状を呈する部分より北側の6層中には、直径1 cm程度の細礫が多く含まれるのに対して、くさび部分より南側は細礫を殆ど含まない成層構造の明瞭な腐植質シルトであること、の3点から、7層堆積後(6層堆積中)に北側上がりの崖(南向き斜面)を形成するイベント(イベント3)が発生し、その崖を埋めるように6層が堆積した可能性が示唆される。

一方、西壁面のW2付近において強震動により形成されたと推定される明瞭な礫脈が発達している。この礫脈に沿っては、6層がくさび状に落ち込んでいるが、6層上面(5層基底面)には礫脈の影響による変形は認められない。このことから、礫脈を形成したイベントの時期は、6層基底部形成後5層基底部形成前(つまり、6層堆積中)となる。これは、(1)~(3)で特徴づけられる北側が相対的に隆起するイベント3の発生時期と矛盾しない。したがって、W2付近の礫脈は、イベント3に伴い形成された可能性が推定される。

しかしながら、(i) 壁面において正断層群と礫脈の形成の同時性が確認できないこと、(ii) いずれも引張場で形成されたと考えられる正断層群と礫脈の走向・傾斜が斜交すること、の2点から、礫脈形成がイベント3と異なるイベント(イベント3')により形成されたとはい切れない。

したがって、ここでは7層堆積後5層堆積前に1回(イベント3)ないしは2回(イベント3とイベント3')のイベントがあった可能性がある。

[イベント4]: バルジの形状と調和的な南に傾動した9, 8層に7層がアバットすることから、8層堆積後7層堆積前に北側が相対的に隆起するようなイベントが発生したことが確実である。

これらのイベントに関連した地層の¹⁴C年代(第1表)および始良Tn火山灰層との関係に基づき、イベント1は9,180 yBP(暦年較正した場合、10,390 cal yBP)より後、イベント2は約25,000 yBP(始良Tn火山灰降灰年代)~16,410 yBP、イベント3(お

よびイベント3')は26,240 yBP~約25,000 yBP(始良Tn火山灰降灰年代)、イベント4は26,880 yBPより前、であると推定される(第8図)。

2.4 上野地区

2.4.1 調査地点の概要

上野地区は、断層帯西部に位置し、丘陵内に分散して発達する断層帯が収斂する地域にあたる(第1図)。ここでは、芦川などの北流する河川の運搬・堆積作用により形成された扇状地性の低位段丘面群が、本断層帯に沿って撓曲変形していることが認定されている(今泉ほか, 1998; 中田・今泉, 2002)(第9図)。従来の研究では、これら低位段丘面群の区分はなされておらず、単一の地形面として図示されていたが、詳しく観察すると、これらは比高数mの侵食崖により少なくとも上位からTL-1, -2, -3の3面に区分され、撓曲の比高は低位の地形面ほど小さく、累積変位の可能性が指摘されている(丸山・斎藤, 2005)(第9a図)。

このうち、本地域に広く分布するTL-2面は、北に緩やかに傾斜(1.5°程度)している。今泉ほか(1998)や中田・今泉(2002)は、この扇状地性段丘面の北端付近に撓曲崖の存在を指摘している。そこでは、撓曲崖は幅が最大約180 m、崖面の傾斜が北に約6°で、変形を受けていない区間のTL-2面の傾斜より5°程度急になっている(第9a, 9b, 9d図)。2005年に産総研活断層研究センターによりTL-2面の撓曲崖基部付近で実施されたボーリング掘削調査(H16MB-1)により、TL-2面を構成する扇状地堆積物中にレンズ状に挟まれる炭質物(地表からの深度9.1 mで採取)から9,790 ± 40 yBPの¹⁴C年代が得られている(丸山・斎藤, 2005)(第9a, 9c図, 第1表)。この面が沖積面下に埋没しているとする、上下変位量が少なくとも10 mに達する撓曲変形であると考えられ、本地域における完新世における上下変位速度は、1 mm/yrに達する可能性があることが指摘されている(丸山・斎藤, 2005)。ただし、(1) 上述したボーリングで採取された段丘礫層中の¹⁴C年代試料が1試料しかなかったこと、(2) その試料がレンズ状であり、掘削時に混入した可能性も否定できないこと、さらに(3) 撓曲崖の北側には笛吹川の旧氾濫源とみられる沖積低地が広がるため、南側のTL-2面に対応する地層の分布が不明であることから、これらの地形面の形成時期や変形量(およびそれから見積もられる変位速度)に関しては、さらに慎重な検討が必要であるとされている(丸山・斎藤, 2005)。

本調査では、撓曲したTL-2面の(新时期堆積物により埋積されたと考えられる)低下側の形状を復元し、落差を推定した上で、断層の上下変位速度を見積もることを目的として、この撓曲崖の基部付近から低下側にかけてボーリングを5孔掘削した(第9図)。

2.4.2 ボーリング調査

第9a図に示すように、撓曲崖の走向と直交する測線(B-B')に沿って、南からH17MB-1(深度25m)、H17MB-2(深度15m)、H17MB-3(深度15m)、H17MB-4(深度15m)およびH17MB-5(深度25m)の計5地点でボーリングを掘削した。

その結果、各孔とも耕作土、斜面堆積物の礫混じりシルト層または後背湿地堆積物とみられるシルト層・砂層が認められた(第9c図)。H17MB-5には笛吹川の河道堆積物とみられる砂層および礫層が分布している。さらに、各孔ともそれらの堆積物の下位にTL-2段丘面を構成する扇状地堆積物とみられる砂や腐植質シルトのレンズを挟む砂礫層が確認された。この砂礫層は、コア間で層相、礫種、礫径および締まり具合がほぼ一致している。

今回掘削したボーリング孔からは堆積物の堆積年代を示す炭質物および土器片が数点採取された(第1表)。H17MB-1孔の深度24.1mにおいて扇状地堆積物中に挟在する腐植質シルトの ^{14}C 年代値として $10,830 \pm 50$ yBPの年代が得られた。これは、丸山・斎藤(2005)により報告された、H16MB-1の扇状地堆積物中の深度9.1mから採取された腐植質シルトの ^{14}C 年代($9,790 \pm 40$ yBP)とほぼ対応している(第1表)。一方、H17MB-4孔の深度12.2mおよびH17MB-5孔の深度21.0mにおいて扇状地砂礫層中に挟在する砂層中に分布する腐植質シルトから、それぞれ $20,320 \pm 130$ yBP、 $28,170 \pm 310$ yBPの ^{14}C 年代と、H16MB-1やH17MB-1孔から採取された試料の年代に比べて古い値が得られた。この値は、丸山・斎藤(2005)により報告されたTL-1面構成層中の炭質物の ^{14}C 年代とほぼ対応していることから、TL-1面構成層の可能性がある。一方、H17MB2孔の深度2.65m付近の扇状地堆積物から採取された腐植質シルトの ^{14}C 年代として $5,240 \pm 40$ yBPが得られた。この年代値に関しては、採取位置が扇状地堆積物上端付近であり、クラックなどの隙間を通して、上位の層準からの新しい炭素の混入の可能性が否定できない。そのため、この年代値は扇状地堆積物の堆積年代を示していない可能性が高いと判断した。

H17MB-4の扇状地堆積物の直上には、厚さ0.7mの斜面堆積物とみられる礫混じり腐植質シルトが分布している(第9c図)。このうち、深度4.34~4.98mから土器片が3点出土した。いずれも径2~3cm、厚さ0.5cm程度で摩耗が少ない。山梨県埋蔵文化財センターの村石眞澄氏の鑑定によれば、時代は弥生時代後期~古墳時代前期である。2005年度に産総研活断層研究センターが実施したH16MB-1付近でのピット調査でも、扇状地堆積物直上の礫混じり腐植質シルト(深度1.0~1.5m)から弥生時代後期~古墳時代前期の摩耗が少ない土器片が散在するのが確認されている。このことは、TL-2面上には弥生時代後期~古墳時代前期以前の生活面が広く分布してい

たことが示唆される。

H17MB-4では、土器片を含む斜面堆積物を覆って笛吹川系の後背湿地堆積物が分布している。この地層は、H17MB-3およびH17MB-5では扇状地堆積物を直接覆っている。2005年度に産総研活断層研究センターにより、H17MB-3の約180m東北東で行ったボーリング調査(第9a図のLoc. 1;丸山・斎藤, 2005のLoc. 3)でも同様に扇状地堆積物を直接覆う厚さ約11mに達する笛吹川系の河道・後背湿地堆積物が確認された。このうち、深度7.4m、7.3m、5.95mで採取された腐植質シルトから、それぞれ $1,330 \pm 40$ yBP、 $1,250 \pm 40$ yBP、 $1,220 \pm 40$ yBPの ^{14}C 年代値が得られた(第1表)。

以上のことから、調査地域のTL-2面の地史をまとめると、(1)TL-2面を構成する扇状地堆積物は、約10,000年前より後で約5,000年前より前(暦年較正した場合、約11,000年前より後で約6,000年前より前)には段丘化した、(2)その後、この段丘面上に弥生時代後期~古墳時代前期以前の生活面が形成された、(3)約1,300年前前後に侵食基準面が上がり、H17MB-3~H17MB-2付近まで笛吹川の河川堆積物により埋積された、となる。

第9d図にボーリング柱状図に基づくB-B'測線沿いの地形・地質断面図を示す。なお、図には、丸山・斎藤(2005)によるH16MB-1の情報も加筆している。これによると、扇状地堆積物上面の形状は撓曲地形と調和的な高度不連続を示す。すなわち、沖積低地下のH17MB-4~H17MB-2間において約 1° の緩やかな北傾斜を伴う扇状地堆積物の上面は、撓曲地形の基部付近にあたるH17MB-2~H16MB-1間において約 6° に傾斜を増す。この扇状地堆積物上面の傾斜は、上述した撓曲区間の地形面の傾斜と調和している。また、H17MB-4~H17MB-2間における約 1° の傾斜は、撓曲区間以南のTL-2面の傾斜(約 1.5°)とも調和的である。このことと上述したコア間で砂礫層の層相、礫種、礫径および締まり具合がほぼ一致していることから、本来一連であった扇状地堆積物が南側上がりの撓曲変形を受けたことが強く示唆される。

撓曲部より南側(相対的隆起側)において表土や斜面堆積物などといった扇状地堆積物を覆う地層が発達しない、あるいはあってもその厚さが無視できるほど薄い(旧三珠町役場から提供された三珠町総合福祉センター(第9a図のLoc. 2)建設事業地質調査報告書によると、本地点での扇状地堆積物とみられる砂礫層を覆う表土の厚さは30~35cmである)ものとする、撓曲部における扇状地堆積物上面の落差は最大約13mである(第9図d)。

一方、この撓曲の基部からさらに150m以上北方のH17MB-4~H17MB-2間において扇状地堆積物上面の傾斜が再び約 5.5° に増し、扇状地堆積物の出現深度に落差が認められる。しかしながら、この落差が侵食作用によるものか、構造的なものかは明らかではない。

3. 議論

曾根丘陵断層帯のうち最も活動的と推定される盆地寄りの前縁断層の活動性を評価することを目的として群列ボーリング調査およびトレンチ掘削調査を実施した。

その結果，断層帯西部の上野地区では扇状地性段丘面（TL-2 面）上にみられる撓曲変形と調和的な段丘構成層上面の落差が確認された（第 9 図）。これが断層変位によるものとする，上下変位量は最大約 13 m になる。段丘構成層中に挟まれる炭質物のうち，最も新しい試料の ^{14}C 年代（11,230-11,160 cal yBP；丸山・斎藤（2005））から，上下変位速度は 1.1 mm/yr 以上になる可能性がある。ただし，(1) 低下側の段丘構成層上面の形状を正確に復元するには，ボーリングの数が十分でないこと，(2) 段丘構成層上面以外に断層の変位量を推定する変位基準がないこと，から段丘面の落差の見積りの妥当性や断層による変位の累積性が検討できない。そのため，今後今回の測線沿いで追加ボーリングを行う，あるいは本調査地点の西側（芦川寄り）に分布するより新期の地形面（TL-3 面）の落差をボーリング調査で確認するなど，が必要であろう。

上野地区から約 1.5 km 東に位置する大塚地区では，主断層の活動により形成・成長したと推定される東北東－西南西方向に長軸をもつバルジが分布している。このバルジの南側斜面基部を横切ってトレンチ掘削調査を行った結果，バルジの形状と調和的な北～北西側上がりの地層の変形が確認された（第 8 図）。また，傾斜不整合の存在や小断層の発達様式から，バルジは累積的に成長していることが明らかにされた。さらに，変形を受けた最も新しい地層の ^{14}C 年代値から約 1 万年前以降にバルジを成長させる変形イベントが存在したことが確認された。変形の特徴から判断すると，調査地点で確認されたバルジの形状と調和的な変形イベント（イベント 1, 3 および 4）は，バルジの北側に位置するとみられる南傾斜の主断層の活動に伴う可能性が高いと考えられる。一方，バルジの形状と調和的な変形が認められず，液状化やクラックで特徴付けられるイベント（イベント 2 およびイベント 3'）に関しては，曾根丘陵断層帯の活動に伴うものか，それとも糸魚川－静岡構造線活断層系などといった周辺の活断層の動きに伴う地震動によるものかを区別することができない。甲府盆地内では，元禄関東地震（1703 年），安政東海地震（1854 年）および大正関東地震（1923 年）といったプレート境界型地震に伴う液状化現象も報告されている（例えば，浅川，2003；宇佐見，2003）。

断層帯中央部の高部地区および東部の上曾根地区では，断層運動に関連する地層の変形を確認することができなかった。しかしながら，上野地区および大塚地区で完新世の活動を示唆する地質構造が確認

されたことを考えると，高部，上曾根の両トレンチで断層が確認されなかった理由としては，両地区ともに扇状地先端部や人工改変による崖を新期断層運動により形成された崖と判断したことによるものであると判断される。

高部トレンチでは，後背湿地堆積物（腐植質シルト層）とそれを覆う河道堆積物および扇状地堆積物が確認された（第 4～6 図）。後背湿地堆積物中の腐植質シルト層（8 層）の年代は約 24,000 yBP であり，高部地区周辺の沖積面下には広く最終氷期堆積物の堆積面が深度 4～5 m 程度に分布している可能性がある。深部ではこれらの地層の下に葦崎岩屑流が分布し，その上面は見かけ上北に 22° 傾斜している。この傾斜は，調査地点背後の丘陵斜面の傾斜角とほぼ同じであり，斜面が沖積面下に連続して埋没しているものと推定される（第 5 図）。このため葦崎岩屑流に大きな変位を与える断層は，調査地点のさらに前面（北側）に分布する可能性が高いと推定される。H17TB-4 のボーリングコア中に観察された地層の変形が断層の存在を示唆するのかもしれない（第 5 図）。ただし，これらのことは従来図示されている丘陵－低地の地形境界付近の存在を否定するものではない。今後，丘陵－低地の地形境界沿いおよびその北側に推定される断層の実態をとらえるための調査が必要である。その際，上述した沖積低地下に広がる可能性のある最終氷期堆積物の堆積面の形状を復元することで，断層の位置や形状の特定や変位量の見積りが可能になるかもしれない。

4. まとめ

甲府盆地南縁に分布する曾根丘陵断層帯の活動性評価のための情報を得ることを目的として，最も活動的と推定される前縁断層を対象に群列ボーリング，トレンチ掘削調査を実施した。その結果，(1) 断層帯西部の上野地区では，群列ボーリングにより約 11,000 年前以降に形成された扇状地性段丘面が落差 13 m 程度の撓曲変形している可能性が高いこと，(2) 断層帯西部の大塚地区では，トレンチ調査により，約 1 万年前以降にバルジを成長させる変形イベントが存在したことが示された。一方，断層帯中部の高部，東部の上曾根両地点で実施したトレンチ・群列ボーリング調査では，堆積物の変形を確認することができなかった。

謝辞 調査に際し，山梨県総務部消防防災課，地元役場，教育委員会，町内会，地権者の皆様からは協力・激励をいただきました。山梨県埋蔵文化財センターの村石眞澄氏には，上野地区で出土した土器片の鑑定をしていただくとともに，調査地点周辺の考古学的特徴についてご教示いただきました。活断層研究センターの皆様には有益なご意見をいただきました。

記して感謝いたします。

なお、 ^{14}C 年代測定は株式会社地球科学研究所と株式会社加速器分析研究所に、火山灰分析は有限会社古澤地質調査事務所にそれぞれ依頼しました。

文 献

- 浅川一郎 (2003) 甲府盆地の液状化に関する資料. 山梨県立考古博物館・山梨県埋蔵文化財センター研究紀要, **19**, 159-166.
- 平川一臣 (1982) 山梨県の地形に関する資料 (III) - 曾根丘陵のテクトニック・バルジ -. 山梨大学教育学部研究報告, **33**, 93-101.
- 平川一臣 (1992) 甲府盆地南縁, 曾根丘陵の撓曲崖. 月刊地球/号外, **5**, 84-88.
- Ikeda, Y. (1983) Thrust-front migration and its mechanism: evolution of intraplate thrust fault systems. Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, **15**, 125-159.
- 今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 (1998) 1 : 25,000 都市圏活断層図「甲府」. 国土地理院技術資料, D. 1-No. 355.
- 柿原仁志・八ヶ岳団体研究グループ (2001) 八ヶ岳の火山活動史. 第四紀, **33**, 9-12.
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 437pp.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336pp.
- 丸山 正・斉藤 勝 (2005) 甲府盆地南縁, 曾根丘陵断層帯の完新世の活動に関連する変位地形. 活断層・古地震研究報告, **5**, 69-76.
- Miyairi, Y., Yoshida, K., Miyazaki, Y., Matsuzaki, H. and Kaneoka, I. (2004) Improved ^{14}C dating of tephra layer (AT tephra, Japan) using AMS on selected organic fractions. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, **223-224**, 555-559.
- 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, 60pp (2 DVD + 付図1葉).
- 澤 祥, 1981, 甲府盆地西縁・南縁の活断層. 地理学評論, **54**, 473-492.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ. 活構造図11, 地質調査所.
- 曾根丘陵研究グループ (1991) 甲府盆地南縁に見られる活断層に関する新事実. 地球科学, **45**, 217-221.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon **40**, 1041-1083.
- 八ヶ岳団体研究グループ (1988) 八ヶ岳山麓の中部更新統. 地団研専報, **34**, 53-89.
- 宇佐見龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416] - 2001. 東京大学出版会, 605pp.
- 吉村 稔・平川一臣 (1984) 地形分類図, 土地分類基本調査「甲府」5万分の1, 15-25, 山梨県.

(受付: 2006年6月30日, 受理: 2006年9月8日)

第1表. ^{14}C 年代測定結果.

Table 1. Result of radiocarbon dating.

Lab. No.	Sample No.	Unit	Material	Method	Measured age (yBP, $\pm 1\sigma$)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age ¹ (yBP, $\pm 1\sigma$)	Calendric age range ² (cal. yBP, $\pm 2\sigma$)
KAMISONO								
Beta-212416	SGE8-1	6	organic sediment	AMS	11,080 \pm 40	-24.2	11,090 \pm 40	13180-12900
Beta-212417	SGE8-2	6	organic sediment	AMS	10,440 \pm 40	-23.9	10,460 \pm 40	12820-11980
TAKABE								
Beta-212414	TBW4-1	8	organic sediment	AMS	24,640 \pm 90	-23.7	24,660 \pm 90	N.A.
Beta-212415	TBW4-2	8	organic sediment	AMS	23,420 \pm 100	-25.2	23,420 \pm 100	N.A.
OTSUKA								
Beta-213351	POTN1-1	3	organic sediment	AMS	9,130 \pm 40	-24.5	9,140 \pm 40	10390-10220
Beta-215248	POTN1-2	3	organic sediment	AMS	10,030 \pm 80	-25.0	10,030 \pm 80	12100-11230
Beta-213352	POTN1-3	3	organic sediment	AMS	14,460 \pm 60	-24.9	14,460 \pm 60	17700-16940
Beta-213353	POTN1-5	3	organic sediment	AMS	16,490 \pm 70	-25.9	16,480 \pm 70	20120-19180
Beta-213354	POTW7-2	5	organic sediment	AMS	18,250 \pm 90	-25.5	18,240 \pm 90	22220-21140
IAAA-52849	POTW7-3	5	organic sediment	AMS	20,530 \pm 100	-21.6	20,590 \pm 100	N.A.
Beta-213355	POTW7-4	5	organic sediment	AMS	15,460 \pm 90	-25.7	15,450 \pm 90	18960-17990
Beta-213356	POTW7-5	6	organic sediment	AMS	21,730 \pm 180	-26.4	21,710 \pm 180	N.A.
Beta-213357	POTW7-6	6	organic sediment	AMS	22,770 \pm 190	-26.0	22,750 \pm 190	N.A.
Beta-213358	WOTW7-1	7	plant material	AMS	26,470 \pm 230	-26.7	26,440 \pm 230	N.A.
Beta-213359	WOTW6-4	7	plant material	AMS	27,080 \pm 210	-25.4	27,070 \pm 210	N.A.
Beta-213360	POTW4-1	7	organic sediment	AMS	26,090 \pm 180	-26.6	26,060 \pm 180	N.A.
Beta-213362	POTW4-9	7	organic sediment	AMS	27,240 \pm 330	-26.6	27,210 \pm 330	N.A.
Beta-215249	WOTW7-4	7	wood	AMS	27,140 \pm 200	-25.8	27,130 \pm 200	N.A.
Beta-213361	POTW4-8	8	organic sediment	AMS	26,320 \pm 300	-25.1	26,320 \pm 300	N.A.
Beta-213363	POTW4-2	8	organic sediment	AMS	25,620 \pm 280	-26.2	25,600 \pm 280	N.A.
Beta-214426	POTW4-4-1	9	wood	AMS	26,640 \pm 290	-27.2	26,600 \pm 290	N.A.
Beta-213364	POTW4-4-2	9	organic sediment	AMS	27,740 \pm 280	-25.5	27,730 \pm 280	N.A.
IAAA-52848	POTW4-4-3	9	organic sediment	AMS	27,660 \pm 150	-24.8	27,670 \pm 150	N.A.
UENO								
Beta-213349	H17MB-1-24.10	-	organic sediment	AMS	10,820 \pm 50	-24.5	10,830 \pm 50	13010-12650
Beta-213350	H17MB-2-2.65	-	organic sediment	AMS	5,420 \pm 40	-25.3	5,240 \pm 40	6290-6170
Beta-214424	H17MB-4-12.20	-	organic sediment	AMS	20,340 \pm 130	-26.3	20,320 \pm 130	N.A.
Beta-214425	H17MB-5-21.00	-	organic sediment	AMS	28,130 \pm 310	-22.3	28,170 \pm 310	N.A.
Beta-211029	Loc. 1-5.95	-	organic sediment	AMS	1,240 \pm 40	-26.3	1,220 \pm 40	1260-1060
Beta-211030	Loc. 1-7.4	-	organic sediment	AMS	1,320 \pm 40	-24.1	1,330 \pm 40	1300-1180
Beta-202893	Loc. 1-7.3	-	organic sediment	AMS	1,190 \pm 40	-21.5	1,250 \pm 40	1270-1070
Beta-202892	H16MB-1-9.1*	-	organic sediment	AMS	9,790 \pm 40	-25.3	9,790 \pm 40	11230-11160

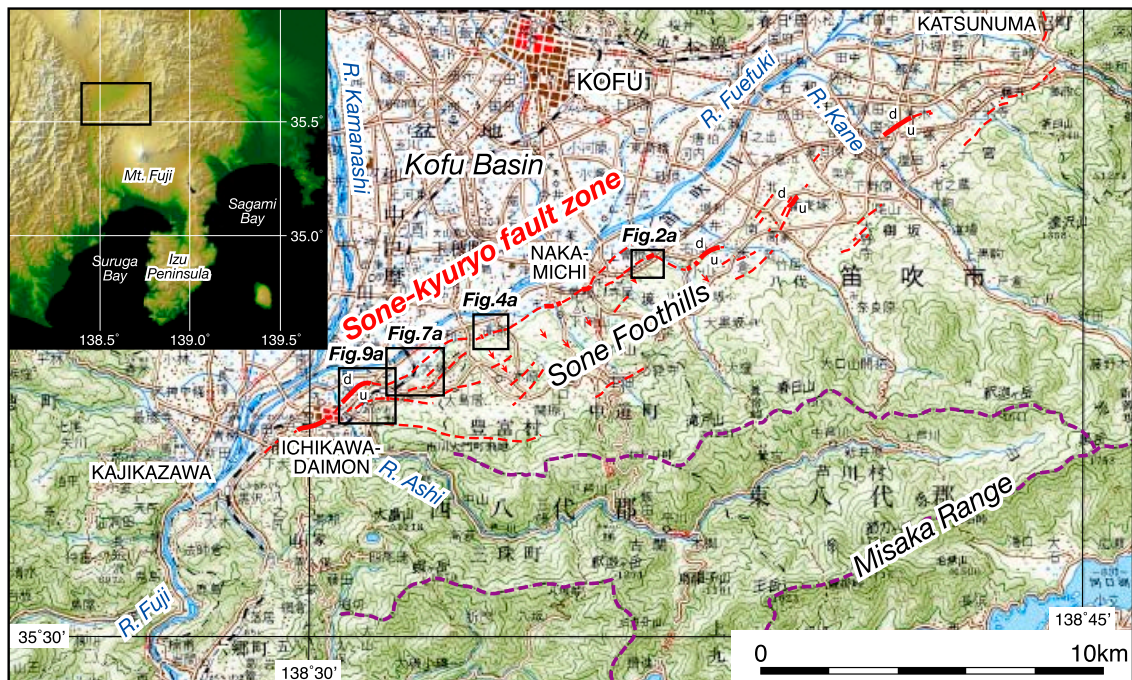
¹ Conventional ^{14}C ages were corrected by $\delta^{13}\text{C}$ and calculated using the Libby half-life of 5568 years.

² Calendar years were determined from dendrochronologically calibrated probable age ranges with confidence limits of 2σ . Calibration was carried out using INTCAL98 radiocarbon age calibration (Stuiver et al., 1998).

* Maruyama and Saito (2005).

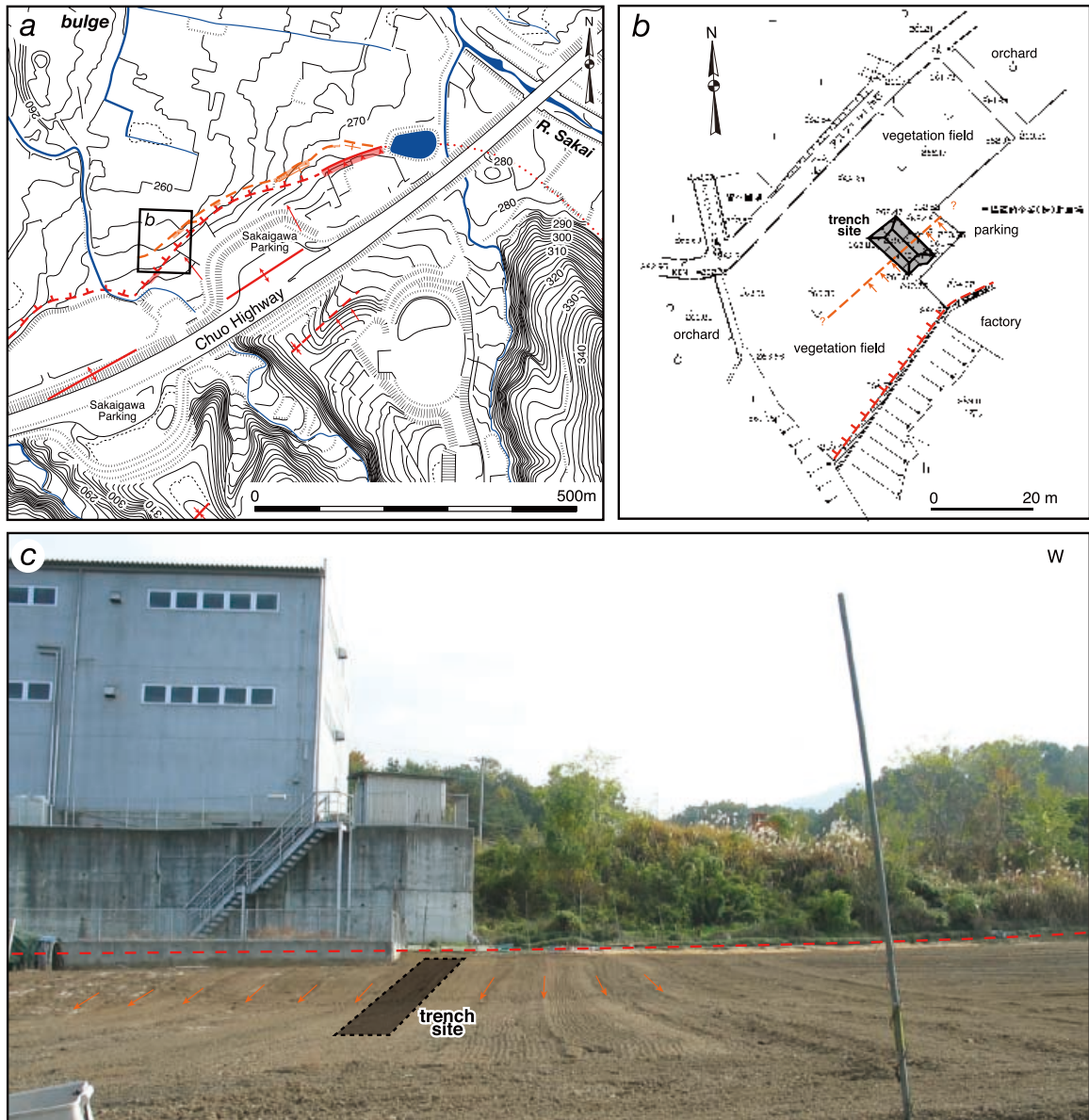
第2表. 火山灰分析結果
Table 2. Result of tephra analysis.

Sample No.	Unit	Mineral	Content (%)	Refractive index	Comment
TOTE-1	5	volcanic glass	94	1.499-1.501	correlative with AT tephra
		bubble wall type	90		
		pumice type	4		
		quartz and feldspar	5		
		detritus and weathered grain	1		
TOTE-2	3	volcanic glass	9.5	1.4986-1.5084	-
		foam type	7.5		
		pumice type	2		
		quartz and feldspar	64.5		
		amphibole	5		
		orthopyroxene	3-0		
		detritus	16.5		
		cummingtonite	+		
apatite	+				



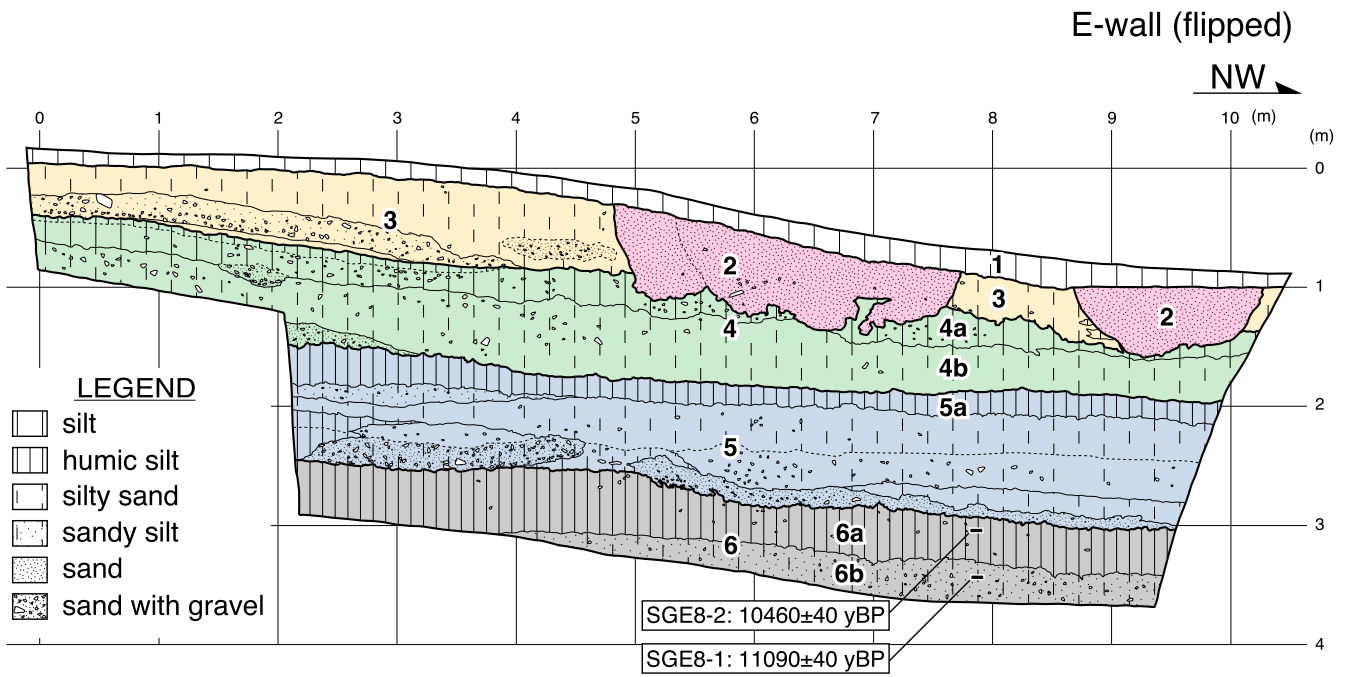
第1図. 曾根丘陵断層帯(澤, 1981; 活断層研究会, 1991; 今泉ほか, 1998; 丸山・斎藤, 2005 を引用) と調査実施地点 (基図は国土地理院発行 1: 200,000 地勢図「甲府」を使用). 紫破線は主要分水界を示す.

Fig. 1. Map showing the Sone-kyuryo fault zone and detailed study locations. The fault traces as shown in red lines are modified after Sawa (1981), Research Group for Active Faults of Japan (1991), Imaizumi *et al.* (1998) and Maruyama and Saito (2005). Red arrows show tilting directions of terrace surfaces along the Sone-kyuryo fault zone. The base map is the 1/200,000 topographic map “Kofu” published by Geographical Survey Institute. Dashed purple line marks major drainage divides. Inset map shows geographic setting of the study area.

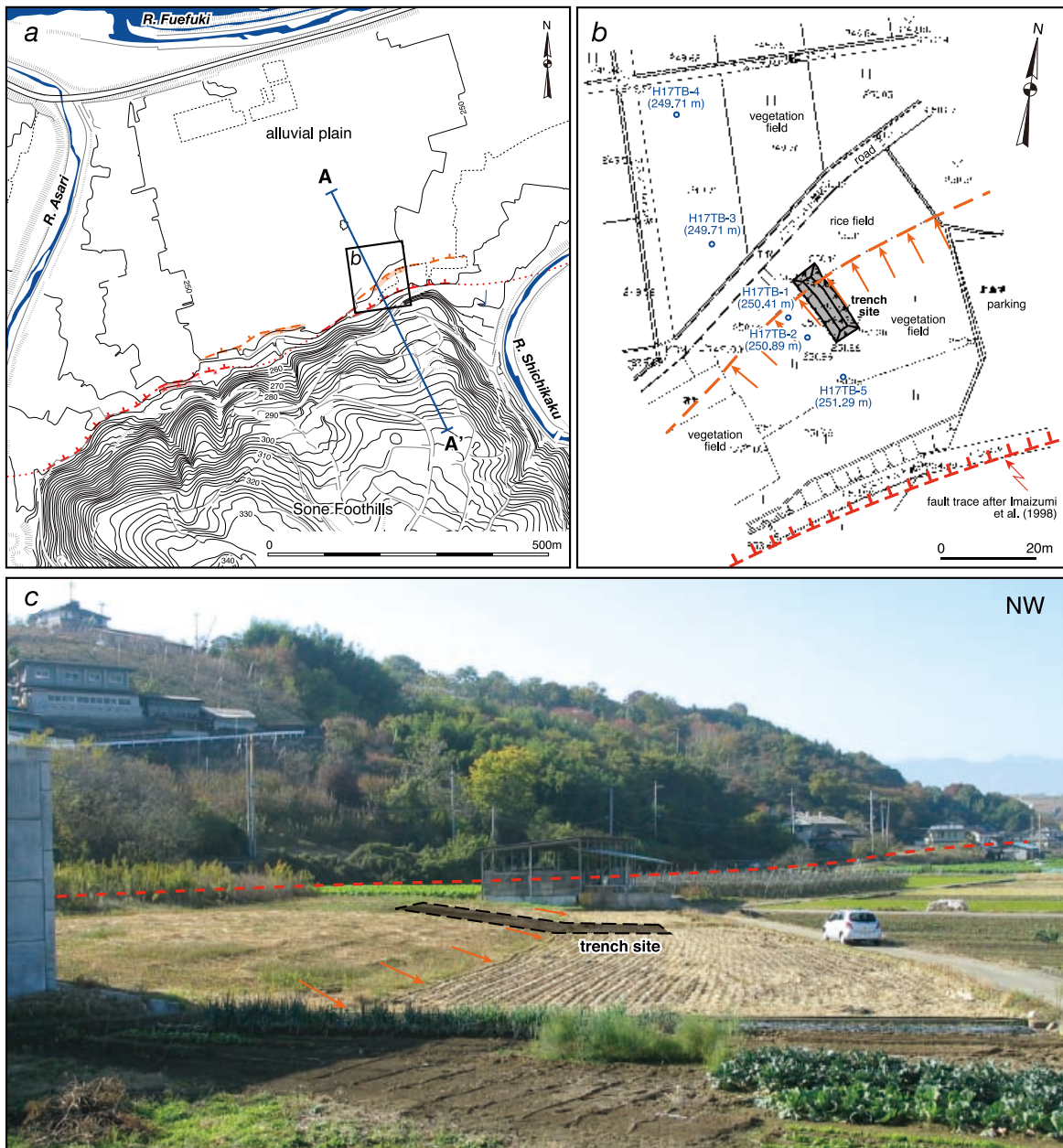


第2図. a) 上曾根地区の地形概要 (基図は旧境川村発行 1:2,500 国土基本図を使用; 等高線間隔は 2 m). 図の位置は第1図に示す. 曾根丘陵断層帯前縁断層は南側の丘陵と北側の低地との地形境界をなす. その 10 ~30 m 北側で地形境界とほぼ平行する比高~2 m の低崖が扇状地面上に認められる (橙色で示す). b) トレンチ掘削調査地点周辺の概要. 図の位置は第2a図に示す. c) トレンチ掘削調査地点を北から撮影.

Fig. 2. Outline of topography around Kamisone site (base map: 1:2,500 topographic maps published by former Sakaigawa Village). For location see Fig. 1. The Sone-kyuryo fault zone marks the topographic boundary between hilly land on the south and lowland on the north. At 10-30 m north of the topographic boundary, <1 m to 2 m high scarp is also developed on the alluvial fans (shown in orange lines). b) Map around the trench site. c) South looking view of the trench site.

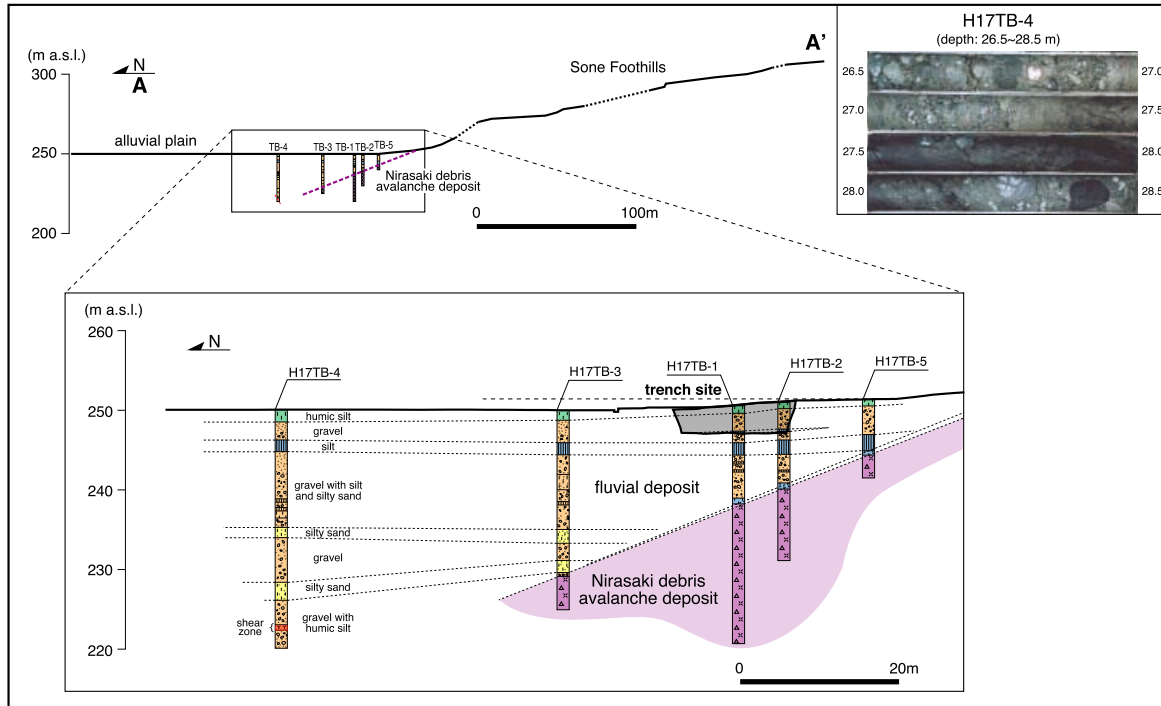


第3図. 上曾根トレンチ東壁面のスケッチ (反転). 壁面には、断層や撓曲による地層の変形は確認されない. 詳細は本文参照.
 Fig. 3. Log of the east wall of Kamisone trench. Note that the figure is flipped horizontally. No faults and folds are found in the trench wall.



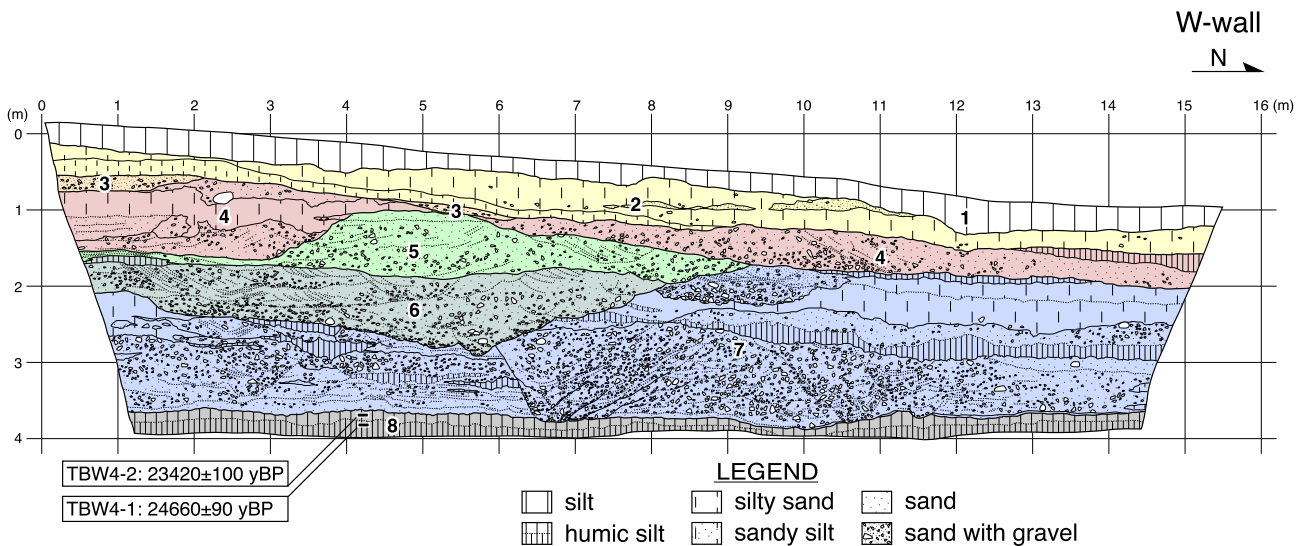
第4図. a) 高部地区の地形概要(基図は旧豊富村発行 1:2,500 国土基本図を使用; 等高線間隔は 2 m). 図の位置は第1図に示す. 曾根丘陵断層帯前縁断層は南側の丘陵と北側の低地との地形境界をなす. その 10~50 m 北側で地形境界とほぼ平行する比高~1 m の低崖が扇状地状地形面上に認められる(橙色で示す). b) トレンチ掘削調査地点およびボーリング掘削地点周辺の概要. 図の位置は第4a図に示す. c) トレンチ掘削調査地点を南西に向かって撮影.

Fig. 4. a) Outline of topography around Takabe site (base map: 1:2,500 topographic maps published by former Toyotomi Village). For location see Fig. 1. The Sone-kyuryo fault zone marks the topographic boundary between hilly land on the south and alluvial lowland on the north. At 10-50 m north of the topographic boundary, ~1 m high scarp is also developed on the alluvial fans (shown in orange lines). b) Map around the trench and drilling sites. c) Southwest looking view of the trench and arrayed drilling sites.



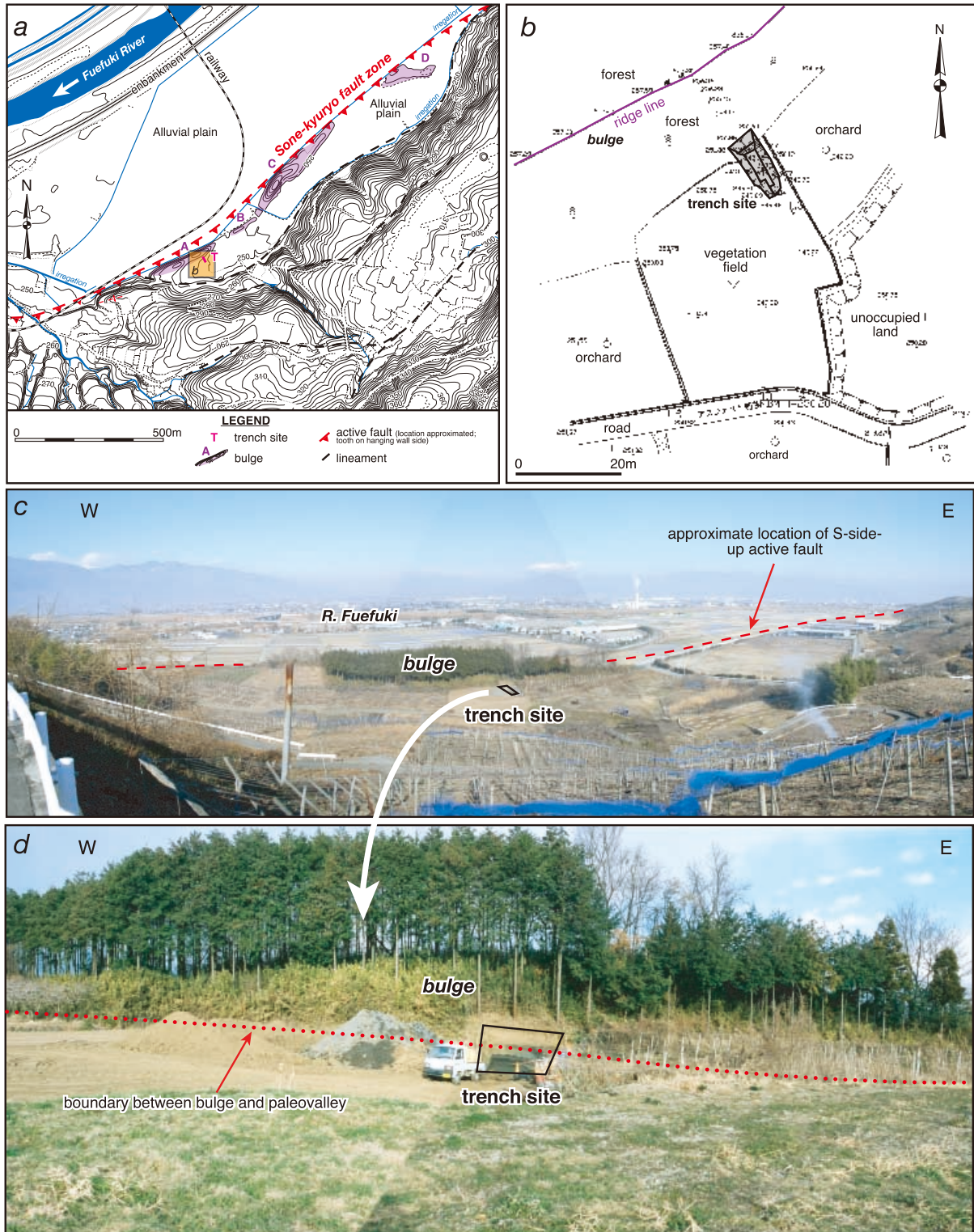
第5図. 群列ボーリング調査に基づく高部地区測線 A-A' 沿いの地形・地質断面図. 断面の位置は第4a図に示す. 詳細は本文参照. 右上: H17TB-4 孔深度 26.5~28.5 m のコア写真. 深度 27.5~28.2 m 区間の腐植質シルトと砂礫層が 60°~70° 傾斜しており, 腐植質シルト中には多数の剪断面が帯状に発達している.

Fig. 5. Topographic and geologic cross section across the fault zone based on the arrayed drilling (Takabe site). For location of the section see Fig. 4a. Detailed explanation on the section is given in the text. Photo at upper right corner shows the deeper portion of H17TB-4 core (26.5-28.5 m in depth). Note the steeply dipping humic silt and gravel at depth of 27.5-28.2 m.



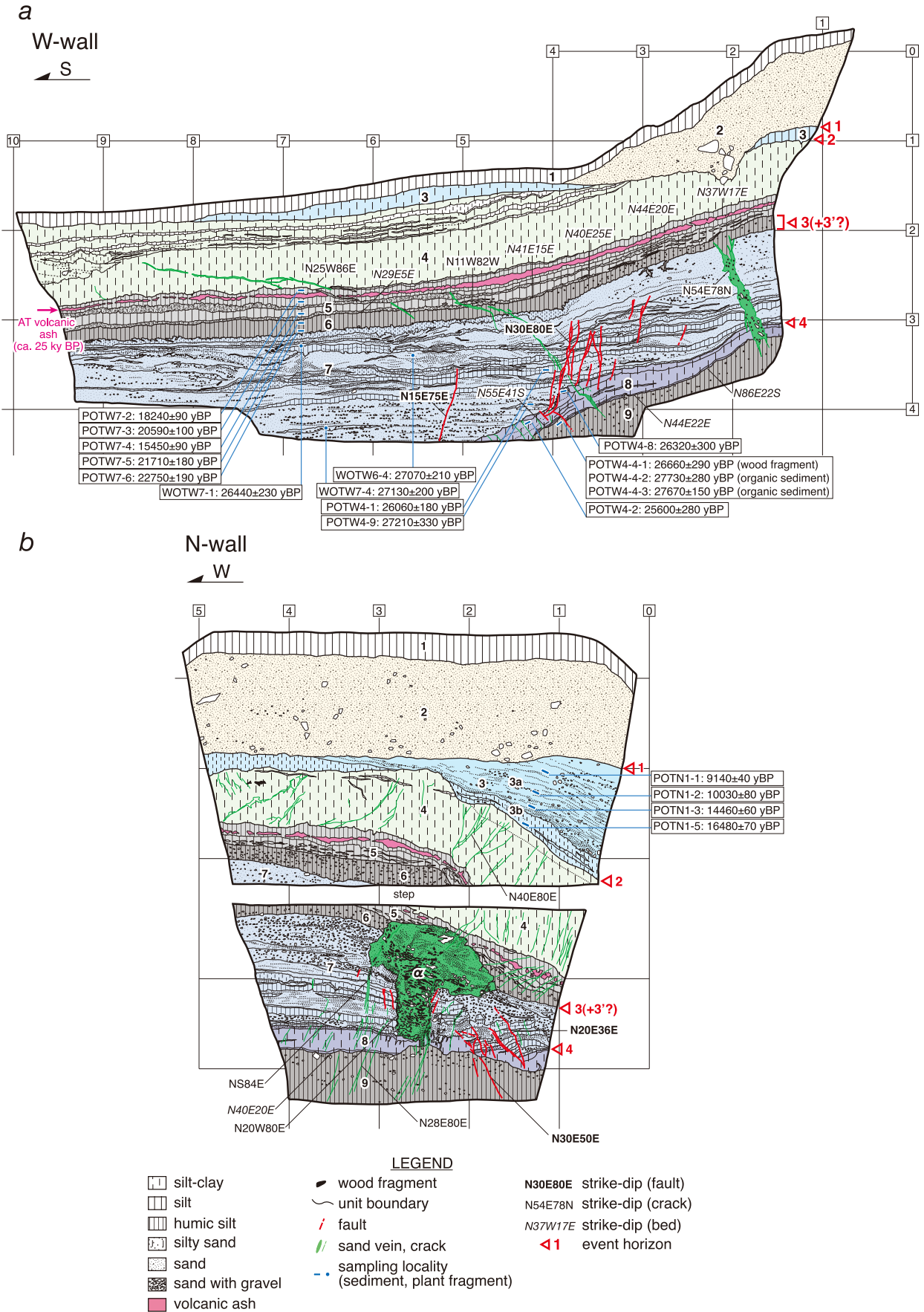
第6図. 高部トレンチ西壁面のスケッチ. 壁面には, 断層や撓曲による地層の変形は確認されない. 詳細は本文参照.

Fig. 6. Log of the west wall of Takabe trench. No deformed strata associated with the faulting and folding are found in the trench wall.



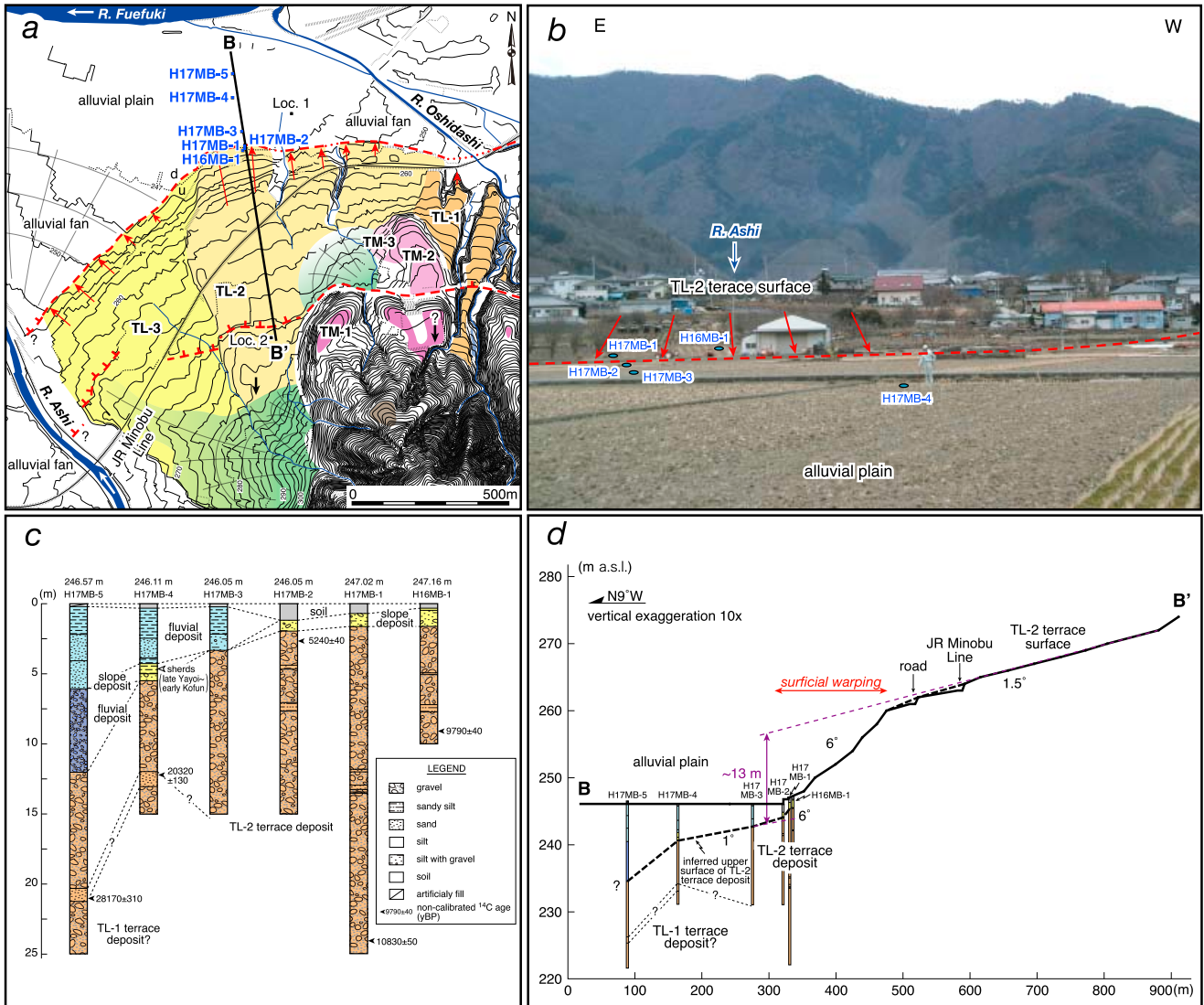
第7図. a) 大塚地区の地形概要 (基図は旧豊富村, 旧三珠町発行 1:2,500 国土基本図を使用; 等高線間隔は 2 m). 図の位置は第 1 図に示す. b) トレンチ掘削調査地点の概要. 図の位置は第 7a 図に示す. c) トレンチ地点が位置するバルジ地形 (バルジ A) を南側の丘陵斜面から撮影. d) トレンチ掘削調査地点付近の拡大写真.

Fig. 7. a) Outline of topography around Otsuka site (base map: 1:2,500 topographic maps published by former Toyotomi Village and Mitama Town). For location see Fig. 1. NE-SW to ENE-WSW-trending narrow bulges (bulges A to D) are interpreted as the geomorphic expression of hanging wall deformation of the concealed south dipping reverse (or thrust) fault to the north. b) Map around the trench site. c) Northeast looking perspective view around Otsuka site. Note that the bulges B-D are destroyed by artificial modification. d) Close-up view of the trench site. Trench site is located at the basal part of the bulge A.



第 8 図. 大塚トレンチの a) 西壁面および b) 北壁面のスケッチ. 両壁面には, バルジの形状と調和的な地層の傾動や小断層群のほか, 地震動に伴い形成されたとみられる噴砂やクラックなどが確認される. 詳細は本文参照.

Fig. 8. Logs of the a) west and b) north walls of Otsuka trench. Geologic features suggestive of episodic growth of the bulge, including the stratal tilting and normal faulting, are observed in the trench walls. For details see text.



第9図. a) 上野地区の断層変位地形とボーリング調査位置 (丸山・斎藤 (2005)) に加筆・修正, 基図は旧三珠町発行 1:2,500 国土基本図を使用; 等高線間隔は 2 m). 図の位置は第1図に示す. b) 調査地点を北から撮影. H17-MB-5 孔を除くボーリング調査位置を示す. c) ボーリングコアの柱状図. H16MB-1 孔は丸山・斎藤 (2005) を引用. d) 群列ボーリング調査に基づく測線 B-B' 沿いの地形・地質断面図. 断面の位置は第9a図に示す. 詳細は本文参照.

Fig. 9. a) Tectonic landform around Ueno site (modified after Maruyama and Saito (2005); base map: 1:2,500 topographic maps published by former Mitama Town). For location see Fig. 1. In and around Takabe site, the fault zone is characterized by warping of the terraces that originated by north-flowing rivers such as Ashi River. b) South looking view of the warped terraces around Takabe site. Locations of the drilling (except for H17-MB-5 core) are shown. c) Geologic columns of the drilling cores. Note that ^{14}C ages shown are not calendric calibrated. d) Topographic and geologic cross section across the fault zone based on the arrayed drilling. For location of the section see Fig. 9a. Detailed explanation on the section is given in the text.