

真昼山地南東縁に位置する割倉山断層の活動性と古地震履歴

Long-term activity and paleoseismicity of the Warikurayama fault along the southeastern foot of the Mahiru Mountains, northeast Honshu, Japan

栗田泰夫¹・宮脇昌弘²・齋藤 勝²

Yasuo Awata¹, Masahiro Miyawaki² and Masaru Saito²

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center; awata-y@aist.go.jp)
²(株) ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Co. Ltd.)

Abstract: We conducted geological and topographical surveys of the Warikurayama fault along the southeastern foot of the Mahiru Mountains in northeast Honshu, Japan, to examine its structure, long-term activity and paleoseismicity. We confirmed that the fault is a reverse fault of 17 km-long. The fault having a 3 km-long south-central section, which is predominant in reverse fault component, and 11 km-long northern and north-central, and 3 km-long southern segments predominant in flexure component. A cumulative vertical displacement along the fault shows bow-shaped distribution up to 1,200-1,400 m since the late Pliocene or early Pleistocene. Terrace surfaces in the middle to late Pleistocene and Holocene are also cumulatively deformed and faulted along the 11 km-long central section of the fault. Terrace surfaces of 20 ka and 30-35 ka show about 4 m of vertical offset, and terraces younger than 3 ka show about 2 m of vertical offset. We conclude that the Warikurayama fault is a single behavioral segment, which has ruptured twice since 20 ka with 2 m of vertical slip per event. The most recent event of the fault probably occurred after 2.8 ka, and possibly in 16th century or later. An average slip rate of the fault since the late Pliocene or early Pleistocene is 0.4 to 0.5 m/ky or larger, whereas the slip rate since 30-35 ka decreases at 0.1 m/ky.

キーワード: 真昼山地東縁断層帯, 割倉山断層帯, 活断層, 平均変位速度, 単位変位量, 古地震履歴, 1896年陸羽地震.

Keywords: Mahiru-sanchi Toen fault zone, Warikurayama fault, active fault, long-term slip rate, slip per event, paleoseismicity, 1896 Rikuu earthquake.

1. はじめに

岩手・秋田県境に位置する真昼山地は, その東西両縁を逆断層型の活断層に限られた標高約 700~1400 m の断層地塊山地である (活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a, b; 第1図). 山地の東縁には, 北から順に, 北川舟西方の断層, 川舟断層および割倉山断層の3条の活断層が約 38 km にわたって NNE-SSW に連なっている. また, 川舟断層と割倉山断層の境界付近には, その東側に断続的に長さ約 9 km の活断層群が分布するとされている (中田・今泉編, 2002; 第1図). 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005a) は, 真昼山地の東縁に連なるこれらの活断層を総称して真昼山地東縁断層帯と呼ぶとともに, 断層帯から発生する地震の長期評価において, 1896年陸羽地震で地震断層があらわれた川舟断層とその北方に位置する北川舟西の断層からなる北部と, 割倉山断層およびその北東方に位置する活断層群からなる南部に区分して, 断層の過去および将

来の活動を評価している. このうち断層帯北部では, 松田ほか (1980) によって 1896年地震断層の詳細な位置と変位量が明らかにされ, また, 大山ほか (1991) のトレンチ調査によって陸羽地震より 1つ前の活動が約 6千~3万年前にあったことが解明されている. しかし, 断層帯南部については, その長さが 17~24 km と評価されたものの, 平均変位速度や活動時期および単位変位量についての具体的な調査・研究の成果は得られていない (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a).

産業技術総合研究所では, 文部科学省からの委託による平成 22 年度「活断層の補完調査」の一環として, 真昼山地東縁断層帯南部の補完調査を実施した. 補完調査では, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005a) が今後の課題とした断層区分と活動時期の解明を主な目的として, 真昼山地東縁断層帯南部から, 同断層帯北部のうち川舟断層の南部に至る地域の地質・地形調査と, 断層帯南部を構成する主要な活断層である割倉山断層についてのトレンチ・ピットおよびボーリング調査などの詳細調査を実施した.

以下では、そのうち主として割倉山断層に関する調査の結果について報告する。

2. 割倉山断層周辺の地質・地形概要

割倉山断層周辺の地質・地形調査では、まず、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a)が評価した真昼山地東縁断層帯南部と、同断層帯北部のうち1896年地震断層の出現が明確でない川舟断層の南端部およびその周辺について、空中写真およびデジタル標高データを使用して、地形区分および変動地形の抽出と計測を行った。使用した空中写真は、主に1976年に国土地理院が撮影した縮尺約2万分の1の写真である。デジタル標高データ(DEM)は、国土交通省東北地方整備局および国際航業(株)が保有する航空レーザー測量データ「岩手県和賀川地区レーザーデータ平成18・19年計測」などのうち、断層沿いの50km²の範囲のオリジナルデータを使用して、フィルタリングにより樹木・家屋などを除去したのちに2mグリッドのDEMを作成した。このDEMを使用して、等高線間隔0.5~2mの等高線図と地形断面図を作成し、地形判読と計測に用いた。

次に、断層地形が比較的明瞭な割倉山断層の中一北部を対象として、断層付近の地質・地形踏査を実施するとともに、その取りまとめに当たっては、著者の一人(栗田)が所有する割倉山断層北部周辺の未公表資料も用いた。

作成した地質・地形図の範囲を第2図、凡例を第3図、地形・地質図を第4~6図、地質断面図を第7図に示す。

2.1 地質層序および年代

調査地域には、基盤岩として新第三系一第四系下部更新統の地層が分布し、下位より、大石層(中期中新世)、小繫沢(こつなぎさわ)層(中期中新世)、黒沢層(後期中新世)および花山層(鮮新世)に区分される。大石層から黒沢層までの各層は概ね整合に重なり、花山層は下位の黒沢層を軽微な不整合で覆う。また、それらを著しい不整合で覆って芳沢層(中期更新世)が分布する。

大石層：本層は、調査地域内においては真昼山地に分布し、厚さは300m以上である。主として酸性凝灰岩・同火山砕屑岩・流紋岩溶岩・安山岩質火山砕屑岩および同溶岩からなり、凝灰質砂岩および泥岩を挟む。中嶋ほか(2000)は、フィッシュトラック(FT)年代と微化石層序に基づいて本層の年代を16~13.5Maとしている。

小繫沢層：本層は、真昼山地東縁の尾根から山地中央部にかけての稜線に分布するほか、本内川以北では割倉山断層東側の遠巣谷(とうすが)付近の山地にも広く分布する。主として、砂岩・泥岩および安山岩質火山角礫岩・同溶岩からなる。厚さは一般

に100~150mであるが、北部の遠巣谷付近では上部に安山岩質火山角礫岩が発達しており400~600m程度と厚い。中嶋ほか(2000)によれば、FT年代と微化石層序に基づいた本層の年代は13.5~11.5Maとされる。なお、中嶋ほか(2000)は、調査地域北西部に分布する本層下部を真昼川層、また、調査地域西部に分布する本層上部の硬質泥岩を山内層に区別している。

黒沢層：本層は、湯田盆地の東西両縁辺部に分布し、厚さは300~400mである。主として塊状の凝灰質細粒砂岩・泥岩からなり、酸性凝灰岩を挟み、海棲貝化石を含有する。とくに調査地域東部に分布する本層では、その上部には軽石凝灰岩およびその二次堆積物が数10mの厚さで発達する。中嶋ほか(2000)は、FT年代に基づいて本層の年代を11.5~6.5Maと考えている。

花山層：本層は、湯田盆地の本内川・下前川・左草(さそう)川・細内川および鬼ヶ瀬川などの流域に広く分布し、厚さは400m程度である。主として砂岩・泥岩および礫岩からなり、軽石凝灰岩および亜炭を挟む。調査地域の南部では砂岩・泥岩が卓越し、北部では礫岩が卓越する。中嶋ほか(2000)は、FT年代に基づいて本層の年代を6.5~3Maと考えている。

芳沢層：本層は、湯田盆地の中央~西部に広く分布し、層厚は最大で70m程度である。標高300~400m程度の比較的定高性のある丘陵を構成する、淘汰の悪い砂層・泥層および礫層からなる堆積物である。礫層中の礫は、流紋岩・酸性火山砕屑岩・安山岩および泥岩からなり、風化が進んでいる。下前川~本内川の間においては、堆積物の最上部に厚さ2~3m以上のローム層が発達することがある。本層は、下位の黒沢層および花山層を著しい傾斜不整合で覆う。中嶋ほか(2000)によれば、本層は真昼山地沿いに発達した扇状地堆積物であり、東向き古流向を示し、礫層の礫径が東に向かって減少するとされる。

本層は、後述する0a段丘および0b段丘などの複数の段丘を構成すると推定される堆積物であるが、その詳しい層序と年代は不明である。

2.2 段丘区分および年代

調査地域には、芳沢層の堆積面を含めて、高位より順位に、0a段丘、0b段丘、I段丘、I-II段丘、IIa段丘、IIb段丘、III段丘およびIV段丘が分布する。第4図および第6図の地質・地形区分図においては、各段丘のうち段丘面の分布のみを示し、段丘堆積物の分布は示されていない。段丘堆積物などから採取された試料の放射性炭素同位体年代測定結果を第1表に示す。以下の本文では、放射性炭素同位体年代の暦年較正值(cal yBP)は、 $\pm 1\sigma$ の範囲における上限と下限を示す。

0a 段丘：本段丘の段丘面は、芳沢層が分布する地域のうち湯田盆地北部の左草川～本内川に分布する。段丘面は、標高約 340～430 m の丘陵頂部にあって、著しく開析されており、樹枝状で定高性のある稜線を僅かに残すのみである（第 8 図）。現河床との比高は 60～140 m 程度である（第 9 図）。本段丘堆積物は、芳沢層の一部に相当すると推定されるが、段丘面と段丘堆積物との関係を示す露頭を欠くことから、その詳細は不明である。

0b 段丘：本段丘の段丘面は、湯田盆地中～南部の左草川～黒沢川に分布するほか、本内川および下前川沿いにも分布する。段丘面は、標高 300～350 m の丘陵頂部にあって、0a 段丘面よりも 10～50 m 程度標高が低く（第 8, 9 図）、開析が進んで丸みを帯びている。本段丘堆積物は、芳沢層の一部に相当すると推定されるが、段丘面と段丘堆積物との関係を示す露頭を欠くことから、その詳細は不明である。

I 段丘：本段丘は、本内川・左草川・細内川などの流域に点在する。段丘面は、現河床と 25～30 m 程度の比高をなし、直線上の谷によって開析されている。田力・池田（2005）は、後述の IIa 段丘面から約 30～40 m の高さに分布する本段丘面を、約 14 万年前の海洋酸素同位体ステージ（MIS）6 に対比している。本段丘堆積物の露頭は発見できなかった。

I-II 段丘：本段丘は、本内川北岸の下ノ沢～前郷付近にかけて僅かに分布する。段丘面の分布高度は、IIa 段丘面よりも 5～10 m 程度高い。本段丘堆積物の露頭は発見できなかった。

IIa 段丘：本段丘は、和賀川およびその支流沿いに広く発達する。段丘面は現河床から 20 m 程度の比高をもち、ほとんど開折を受けていない。本段丘堆積物は、厚さ約 2～5 m の砂礫層砂層およびシルト層などからなり、このうち細内川沿いに分布する本段丘では、後述のように、段丘堆積物を覆う被覆堆積物から始良 Tn テフラ（約 2.6～2.9 万年前；町田・新井，2003）が検出された。また、細内川下流の大台野遺跡では、本段丘の礫層を覆う粘土層の下部から発掘されたファイヤーピット遺構中の木炭片から 18,500±450 yBP（測定機関番号：GaK-3780；大台野遺跡調査団，1982）、同粘土層の最下部からは約 3 万 4 千年および 3 万 5 千年前（岩手県和賀郡西和賀町，2008）の放射性炭素同位体年代が得られている。これらのデータのうち、ファイヤーピット遺構中の木炭片の年代は、本段丘面が離水した後の年代を示すと考えられる。したがって、細内川沿いに分布する本段丘面の形成年代を、約 3 万～3 万 5 千年前と推定する。なお、越中畑付近では、本段丘に相当する上位川尻段丘の礫層中の泥炭から 22,050±650 yBP（GaK-4354）および 26,600±1,080 yBP（GaK-4355）の年代が得られている（大台野遺跡研究グループ，1975；大台野遺跡調査団 1982）。このうち、前者の

年代は細内川沿いの IIa 段丘堆積物の年代よりも新しいが、その詳しい層位などは不明である。

IIb 段丘：本段丘は、IIa 段丘に伴って、それよりも 5 m 程度低い段丘面を構成して、主要な河川沿いに点在する。白木野地区の本段丘面下の段丘堆積物からは、後述のように、上部から 16,640±60 yBP（19,884～19,577 cal yBP）、中部からは 23,820±90 yBP（28,746～28,381 cal yBP）、また下部からは 33,380±170 yBP（38,607～37,849 cal yBP）および 44,160±430 yBP（47,825～46,426 cal yBP）の放射性炭素同位体年代が得られている（第 1 表）。したがって、白木野地区に分布する本段丘面の形成年代を約 2 万年前と推定する。なお、年代値から判断すると、白木野地区に分布する段丘堆積物の下部は、IIa 段丘堆積物もしくはそれよりも古い段丘堆積物である可能性が高い。

III 段丘：本段丘は、本内川・下前川・左草川・細内川および鬼ヶ瀬川などの主要な河川沿いに局所的に分布する。段丘面の高度は、現河床から 5 m 程度の高さに分布する。段丘堆積物は、厚さ 3 m 程度以下の砂礫層・砂層およびシルト層からなる。後述のように、細内地区の本段丘堆積物上部からは 2,460±30 yBP（2,700～2,369 cal yBP）および 3,570±30 yBP（3,900～3,834 cal yBP）、また白木野地区の本段丘堆積物からは 3,350±30 yBP（3,637～3,560 cal yBP）および 3,700±30 yBP（4,086～3,986 cal yBP）の放射性炭素同位体年代が得られている（第 1 表）。したがって、細内および白木野付近に分布する本段丘面の形成年代を約 3 千年前と推定する。

IV 段丘：本段丘は、河川の流域に発達する最低位の段丘であり、段丘面と現河床の比高は 5 m 程度以下である。細内地区に分布する本段丘堆積物は、砂礫層および砂層からなり、後述のように、その上部から 840±20 yBP（774～712 cal yBP）、380±30 yBP（498～334 cal yBP）および 300±30 yBP（427～303 cal yBP）の放射性炭素同位体年代が得られている（第 1 表）。したがって、細内地区に分布する本段丘は 16 世紀以降に離水したと推定する。

扇状地：扇状地は、和賀川西岸の太田付近などにおいて、IIa 段丘面を覆って分布する。これらの扇状地は、基本的には IIa 段丘と同時期に形成されたと考えられるが、その後に扇状地を形成した河川による浸食を受けていない場合には表層部により新期の扇状地堆積物が分布している可能性があると考え、IIa 段丘とは区分した。

2.3 地質構造および変動地形

本調査地域には、真昼山地と湯田盆地の境界付近に沿って割倉山断層および川舟断層の南端部が分布し、両断層の境界付近から南南東に下ノ沢断層が延びると推定される。また、割倉山断層の東（下盤）側の湯田盆地には、割倉山断層に沿って湯田向斜が、

また川舟断層の南端部に沿って遠巣谷向斜が発達している(第2図)。0aおよび0b段丘面の分布高度を第8図、2mグリッドDEM等から作成した地形断面図のうち測線3, 4, 5, 10および11の断面を第9図、測線1, 2, 6および7の断面を第10図、測線8, 9, 10', 12, 13および14の断面を第11図に示す。

(1) 割倉山断層(命名:北村, 1959)

本断層は、割沢ノ峰南方から割倉山東方を経て調査地域南方の黒沢付近に至る、長さ約17kmで、概ねNNE-SSW走向、西側隆起の逆断層である。新第三系中では、西に60~80°程度傾斜する断層面が観察される。湯田向斜西翼部での撓曲変形を合わせた断層の累積変位量は、小繫沢層基底を基準とすると、最大で鉛直1,200~1,400m程度以上となる。また、重力異常から推定される断層の落差は1,000~1,500m程度とされる(臼田ほか, 1977)。

本断層のほぼ全域に沿って、比高200~400mのやや開析された断層崖が発達し、山地高度の不連続(活断層研究会編, 1991)が認められる。また、段丘面上の低断層崖や段丘面の高度不連続および傾動は、断層中部の約11km区間で認められる(第9, 10, 11図)。

断層に伴う地層の変形形態と累積変位量および変動地形の分布に基づく、本断層は、北端部、中北部、中南部および南端部に4区分できる(第2図)。

北端部:割沢ノ峰南方から本内川北岸までの約3kmの断層区間においては、小繫沢層・黒沢層および花山層が東に急傾斜し、一部で直立あるいは高角度で逆転する、幅約500m~1kmの撓曲帯となっており、その西部に断層が確認あるいは推定される(第4, 5図)。湯田向斜西翼部および遠巣谷向斜西翼部での撓曲変形を合わせた断層の鉛直変位量は、小繫沢層基底を基準とすると、本内川付近では1,200m程度であるが、断層下盤(東)側における地層の分布高度は北に向かって高くなり、割沢ノ峰付近では800m程度と小さくなる(第7図の断面A-A', B-B')。

断層に沿った変動地形としては、断層沿いの上盤側に大石層および小繫沢層が露出する本内川より北においては、比高200~300m程度の開析が進んだ断層崖が認められる。ただし、この区間では、断層および撓曲帯付近に段丘が分布しておらず、後期更新世の断層活動に関する変動地形の有無は不明である。

中北部:本内川付近から左草付近までの約6kmの断層区間においては、小繫沢層・黒沢層および花山層が東に急傾斜し、一部で直立あるいは高角度で逆転する、幅約600m~1kmの撓曲帯となっており、その中央付近に断層が確認あるいは推定される(第5図)。湯田向斜西翼部での撓曲変形を合わせた断層の鉛直変位量は、小繫沢層基底を基準として、1,000~1,200m程度である(第7図の断面B-B', C-C')。

断層沿いの撓曲帯を挟んで、西側の山地高度が200~300m程度高いが、断層崖の地形は明瞭ではない。本内川・下前川および左草川沿いに発達するIIa段丘面には、断層の通過地点付近においても低断層崖や分布高度の不連続は認められない(第9図、第10図の測線6)。左草の西方に分布する左草川支流沿いのIIa段丘面が、断層線付近を境にして上流側でやや急勾配となるが(第10図の測線7)、これが変位地形かどうか不明である。しかし、後述のように、撓曲帯東側の湯田向斜西翼に分布する0a段丘面は東に傾動する。

中南部:左草川南方から白木野付近までの約5kmの断層区間においては、大石層・小繫沢層および黒沢層と、花山層とを境する逆断層が明瞭であり(第5, 6図)、断層面は西に80°程度傾斜する。この区間では、主断層線は東に凸の緩やかな湾曲を示すとともに、その西方約400m以内に、鞍部の連続を伴う断層地形の存在から副断層を伴うと推定される。断層下盤側の湯田向斜における小繫沢層基底の分布高度は標高-500mないし-600m程度であり(第7図の断面D-D', E-E')、一方、断層上盤側では、臼田ほか(1976, 1977)の地質図によると下位の大石層が標高600~800m程度の真昼山地の稜線を構成している。このことから、湯田向斜西翼部での撓曲変形を合わせた断層の累積変位量は、小繫沢層基底で鉛直1,100~1,400m程度以上と推定される。

この区間では、真昼山地と湯田盆地との間に比高300~400m程度のやや開析された断層崖が発達している。区間の北部では、断層を横切って分布する段丘面が発達しておらず、その変位の有無は不明である。一方、区間の南部では、上柳沢・細内および白木野付近においては、主断層を横切って分布する段丘面に変位が認められる(第11の測線8, 9, 10', 第12図)。柳沢付近の2地点では、断層帯の東縁を横切るIV段丘面上に西上がり約2mの低崖が認められ、これらは断層崖と推定される(第11図の測線8, 9)。細内付近では、細内川沿いに発達するIIa段丘面の分布高度が断層を挟んで不連続となり、西上がり約4mの変位が推定される(第11図の測線10', 13, 14図)。また、細内川北岸では、黒沢層と花山層を境する西傾斜76°の高角逆断層がIV段丘堆積物の基底を0.3m鉛直に変位させており、IV段丘面も約1.5~2m西上がりに変位している可能性がある(第14, 15図)。白木野北西方の谷では、IIb段丘面に北西上がり約4m以上の撓曲変形が推定され(第11図の測線12)、同じ地点においてIII段丘面の傾斜も北西上がりにやや急勾配となっている。なお、細内川の南岸から白木野付近にかけての山麓線付近には、東に傾斜する緩斜面が断続的に分布し、これらは撓曲変形したIIaおよびIIb段丘面と推定される(第12図)。

南端部:白木野付近より南の約3kmの断層区間

では、断層に伴う変形帯は南南西に向かって次第に幅が広がり、断層地形も不明瞭になる(第6図)。越中畑の北西方では、黒沢層と花山層の間に推定される断層線を横切って分布するIIa段丘面に変位が認められない(第11図の測線14)。越中畑の西方では、変形帯と一致する幅約1kmで比高200m程度の緩やかな山地斜面が広がっており、やや規模の大きな地すべり地形群が発達している。

臼田ほか(1977)の地質図に基づくと、断層上盤側における小繫沢層相当層である真昼川層上部の泥岩層の分布高度は、南に向かって急に低下し、黒沢川付近ではその基底は標高約100~200mに伏在している。また、臼田ほか(1977)および中嶋ほか(2000)によれば、越中畑付近より南側においては、割倉山断層の南端部は、約2~3km南方の黒沢付近まで新第三系の山内層および黒沢層の急傾斜部に断層が推定されているだけである。

なお、空中写真判読によれば、割倉山断層の南延長をWNW-ESEに横切る黒沢川沿いでは、IIa段丘面に断層変位地形や分布高度の不連続は認められない(第6図)。また、山地高度にも有意な不連続は認められていない(活断層研究会編, 1991)。

(2) 川舟断層(命名:山崎, 1896の「川舟地震断層」による。)

本断層は、1896年陸羽地震に伴って真昼山地の北東縁に出現した地震断層(山崎, 1896)と一致する、長さ15km程度で、概ねNNE-SSW走向、西側隆起の逆断層である(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a)。川舟断層は、割倉山断層の北北東側に連続して分布する断層であり、調査地域内には、その南端部が分布している(第4図)。割沢ノ峰付近では、中部中新統の大石層および小繫沢層に幅500m程度の撓曲帯を形成しており、小繫沢層の急傾斜部では70~80°で西傾斜する小断層が認められる。しかし、調査地域内の本断層に沿って明瞭な変位地形は認められない(活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002)。

1896年地震断層の南端付近に関して、山崎(1896)は、「真昼山ノ東方、太田部落ノ西方ニ横ハレル山嶽ノ中腹ニ南五十度ニ走リテ現レ大ナル裂罅ヲ生シ且東方ニ地ニリヲナセリ」と記述するとともに、遠巣谷と本内川との中間まで地震断層が延びていたことを図示している。山崎(1896)が記述した「山嶽」は、割沢ノ峰からNNE-SSWに連なる標高約600~700mの稜線に相当すると考えられ、また、割沢ノ峰の南南西約2km付近には、幅約1kmの滑落崖をもつ新鮮な地すべり地形が認められる。これらのことから、本調査では、川舟断層と割倉山断層の境界を割沢ノ峰の南方付近と推定する。

(3) 下ノ沢断層(新称:中嶋ほか, 2000が図示。)

本断層は、割倉山断層と川舟断層の境界付近から南西に延びると推定される(第4, 5図)。本内川の南岸では、黒沢層と花山層の間に、NE-SW走向でほぼ垂直の断層面をもつ断層が認められ、その鉛直変位は300m程度の西上がりで推定される(第9図の断面B-B')。しかし、本断層の詳しい分布および断層のセンスは不明である。なお、本断層の通過地点付近には変動地形は認められず、本内川沿いに分布するIIa段丘面にも変位は認められない(第11図)。

(4) 湯田向斜(命名:中嶋ほか, 2000; 北村, 1959の平賀向斜)

本向斜は、割倉山断層の東側に平行して、湯田盆地に発達する向斜である(第2, 4, 5図)。盆地北半部の左草川付近から本内川北方にかけての地域では、黒沢層および花山層が西翼部では急傾斜ないし逆転し、東翼部では最大40°程度の傾斜を示す、非対称の向斜となっている(第7図の断面B-B', C-C', D-D')。一方、左草川付近より南の盆地南部では、向斜西翼部が割倉山断層によって断たれており、向斜東翼部にあたる花山層の単斜構造のみが認められる(第7図の断面E-E')。

本内川から左草川にかけて発達する0a段丘面の分布高度は、盆地西部の割倉山断層付近では約400~430mと高く、その東方約1.5~2kmの盆地中央付近では約340~350mと低くなる(第8図)。この間の平均勾配は最大で70%程度に達する(第9図A)。一方、盆地東部では、東に向かって高度を上げており、そこでの平均勾配は40%程度である。真昼山地西縁の横手盆地に発達する扇状地の勾配は30%程度以下(豊島ほか, 1998)、また山地北東縁の北川舟西の断層付近(第1図)に発達する扇状地の勾配は約50%である。したがって、0a段丘面は湯田向斜西翼部あるいは割倉山断層の活動による変形を被っていると判断される。また、湯田向斜の東翼部においても、下位の0b段丘面の変形と累積的に、0a段丘面も変形を被っていると推定される。本内川南岸の河岸段丘として分布する0b段丘面は、0a段丘面と調和的に凹状の縦断面を示し(第9図A)。その勾配は上流側の西翼部で約30%であり、下流側の東翼部では約20%で上流に向かって逆傾斜する。本内川に沿ったIIa段丘面および現河床の勾配は、いずれも約15%であることから、この0b段丘面も湯田向斜の東西両翼部において変形を被っていると推定される。ただし、0a段丘面および0b段丘面に認められる向斜(冠線)の位置は、花山層中のそれよりも1km程度東に位置している。

左草川以南の湯田盆地中-南部では、左草~桂子沢付近および巣郷付近に分布する0b段丘面は40%程度で東に傾斜している(第8図)。0b段丘面が真昼山地東麓に形成された扇状地性の地形面であると

すると、それらの地域に発達する0b段丘面には明瞭な変形は認められないことになる。しかし、細内付近に分布する0b段丘面は水平ないし10%程度の東傾斜を示すことから(第9図B)、形成時の地形面の傾斜よりも減傾斜していることになり、段丘面の形成後に割倉山断層に向かって西に傾動している可能性がある。

(5) 遠巣谷向斜(新称)

本向斜は、川舟断層南端部の東側に平行して湯田盆地の北側に発達しており、推定断層である下ノ沢断層に隔てられて湯田向斜の北北東側に連なる(第2, 4図)。小繫沢層の泥岩・砂岩と同層上部の安山岩質火山角礫岩が、西翼部では60°程度ないし垂直の高角度、東翼部では30~50°程度の傾斜を示す非対称の向斜である(第7図の断面A-A')。本向斜に伴った変動地形は認められず、段丘面との関係も不明である。

遠巣谷中流の本向斜付近には、黒沢層の砂岩が分布するが、その地質構造や下位の小繫沢層との関係は明らかでない。第4図では、この黒沢層と小繫沢層の分布を断層関係と推定して示した。

(6) 中田・今泉編(2002)による太田および前郷付近の断層

中田・今泉編(2002)は、割倉山断層の北端部から北東方に派生する3条の活断層からなる長さ約9kmの断層群を図示している(第2図)。調査地域内には、それらのうち、太田付近と前郷付近に活断層が分布するとされている(第4, 5図)。

太田付近では、IIa段丘面を覆う扇状地上に、中田・今泉編(2002)がNNE-SSW走向で長さ約2kmの西上がりの活断層を認定し(第4図)、とくにその南部では位置も確実としている。しかし、現地踏査や、断層が通過するとされる地点を横切る地形断面図(第10図の測線1, 2)からは、活断層の可能性のある変動地形は検出できなかった。

前郷付近では、中田・今泉編(2002)がENE-WSWないしNE-SW走向の推定活断層を認定し、その西半部において複数の谷を左ずれ変位によって屈曲させていると図示している(第4, 5図)。しかし、この断層が西上がりの逆断層である割倉山断層から派生する断層と仮定すると、断層に期待される横ずれ成分は、中田・今泉編(2002)が示す活断層のセンスとは逆の右ずれである。最も顕著な屈曲を示す下ノ沢付近の谷は、湯田向斜の北東翼部における花山層と黒沢層の境界付近にあり、谷の屈曲は地層の浸食抵抗を反映した組織地形である可能性がある。本調査では、中田・今泉編(2002)が認定した前郷付近の活断層に沿った変動地形は見いだせなかった。

3. 細内地区および白木野地区における断層活動履歴の詳細調査

逆断層構造と変位地形が明瞭な割倉山断層中南部のうち、細内地区と白木野地区において、IIa段丘面形成時より後の断層の活動履歴を解明する目的で、トレンチ、ピットおよびボーリング調査などによる詳細調査を実施した(第12, 13図)。

3.1 細内地区

細内地区では、割倉山断層を構成する断層のうち、東側の主断層線が通過する位置を境に、IIa段丘面が4m、IV段丘面が1.5~2mの西上がりに分布高度の不連続を示し、断層によって変位していると推定される(第13, 14図)。また、1976年に撮影された空中写真によれば、IIa段丘面およびIV段丘面の高度不連続箇所間に分布するIII段丘面の西端付近にも比高2m程度の低崖が認められた。この低崖は、その後の圃場整備によって消失し、現在では東側約25mに比高約2mの法面が築かれている(第15図)。ここでは、細内川沿いの露頭調査と、同川の南岸の段丘面上でトレンチおよびピット調査を実施した。

(1) 細内川北岸のIV段丘堆積物を切る断層露頭

細内川北岸のIV段丘面の高度不連続箇所付近では、河食崖の露頭において、黒沢層の泥岩と花山層の礫岩を境してN11°E, 76°Wの走向・傾斜をもつ断層が、IV段丘堆積物の基底礫層を約27cm西上がりに変位させていることが観察できる(第16図)。この断層変位による段丘堆積物の礫の引きずりは明瞭ではないが、断裂が発達した黒沢層の凝灰質泥岩が新鮮な断層面を介して段丘堆積物と接している(第17図)。

IV段丘堆積物基底の分布高度は、断層を挟んだ数m区間で不連続となり、下流側では標高約208.5~299m、上流側では約300mと、西上がり1~1.5mの比高を示す(第16図)。段丘堆積物の厚さは1m程度であり、断層の約20m下流に露出する堆積物上部のシルト質砂層から300±30yBP(427~303calyBP)、断層の約10~20m上流に露出する堆積物上部のシルト質砂層から840±20yBP(774~712calyBP)および380±30yBP(498~334calyBP)の年代が得られた(第1表)。ただし、河岸におけるIV段丘堆積物の露出は断続的であり、これらの年代測定試料を採取したシルト質砂層と、断層に切られる礫層との直接の層位関係は確認できなかった。

(2) 細内川南岸のIII段丘面上でのトレンチ調査

1976年撮影の空中写真においてIII段丘面の西端付近に認められた低崖は、段丘面を変位させる断層崖であって最新活動によって形成された可能性が高いと考え、崖が分布していた範囲を横切ってトレンチ

を掘削した(第15図)。掘削したトレンチの規模は長さ約25m、深さ約3mである。また、低崖跡付近から西側において約15mにわたって水田の耕作土をはぎ取り、新第三系の黒沢層と段丘礫層の分布を確認した。さらに、現存する低崖を挟んで東側に3m四方のピット(ピット1)を掘削した。この結果、かつての低崖を横切る長さ約50mの範囲において基盤岩および段丘堆積物の分布と構造が観察できた(第15, 18図)。

トレンチ壁面には、その西端付近に黒沢層と花山層が露出し、それより東側ではトレンチからピットにかけてⅢ段丘堆積物などが露出した(第18図)。

黒沢層は、かつての低崖付近から西側に分布し、凝灰質泥岩からなり、層理面は70°以上で西に急傾斜しており、逆転するものと推定される。また花山層は、その低崖付近から東側に分布し、塊状の凝灰質砂岩からなる。両層は、N34°E, 58°Wの走向・傾斜をもつ逆断層で接しており、この断層を境に、基盤岩の上面高度は西側の黒沢層が東側の花山層に対して約2m高くなっている。

段丘堆積物は、下位から順に5層から1層に区分できる。

5層は、トレンチの西端付近に分布し、断層の西方において標高約303mの黒沢層上面を不整合に覆い、淘汰の悪い砂礫層からなる。さらに、トレンチ西方の水田耕作土をはぎ取ったところ、この砂礫層は、トレンチの西端よりさらに約10m西方まで連続して分布することが確認された。本層は、後述のⅢ段丘面よりも高い標高約303m以上に分布することから、より古い段丘堆積物の可能性がある。第6, 12および13図においては、この段丘堆積物が分布する面を、Ⅱb段丘面に区分して示した。

4層から1層は、Ⅲ段丘堆積物であり、主として黒沢層と花山層を切る断層よりも東側において、標高302~303m以下に分布する。断層付近では標高約301~301.5m以下に分布する花山層を覆うとともに、黒沢層の浸食面にアバットする。

このうち、4層は厚さ約1.5~3mの淘汰の悪い基質支持相を示す砂礫層で、トラフ型斜交層理が発達することから、網状河川のチャンネル堆積物と考えられる。

また、3層から1層は、4層上面を浸食した、最大で見かけ幅5m、深さ1.5mのチャンネルを充填する堆積物で、全体して上方細粒化を示す。このうち、3層は基質支持相を示す淘汰の悪い砂礫層、2層は層理の発達した砂礫層からなる。1層はやや淘汰の良い砂層であり、ラミナが発達した腐植質シルト層を挟む砂層(1c層)、塊状砂層(1b層)および細礫を含む砂層(1a層)に細分できる。3~1層では、チャンネル壁面に沿って最大40~50°の見かけの傾斜をもつラミナや、チャンネル壁面と垂直方向に逆級化する堆積構造が観察される。これら堆積物は、蛇行

河川のチャンネル堆積物であり、とくに3層はチャンネル内の側方付加による充填堆積物と考えられる。Ⅲ段丘堆積物の上部である1c層の腐植質シルト層からは、 $2,460 \pm 30$ yBP (2,700~2,369 cal yBP) および $3,570 \pm 30$ yBP (3,900~3,834 cal yBP) の放射性炭素同位体年代が得られた(第1表)。

Ⅲ段丘堆積物は、黒沢層と花山層を切る逆断層を不整合で覆うが、東西約35mにわたって掘削したトレンチおよびピットの範囲において、見かけ約40%の勾配で東に緩やかに傾斜する(第18図のB)。この傾斜は細内川の現河床のそれとほぼ同じであるが、同川に沿ったⅢ段丘面やⅡa段丘面の傾斜(約14~20%; 第9図のB, 第16図)よりも有意に大きい。したがって、トレンチ付近に分布するⅢ段丘堆積物は傾動による変形を被っていると推定される。なお、1976年に撮影された空中写真で認められた低崖は、黒沢層の泥岩と花山層の凝灰岩の差別浸食によって生じた段丘崖であったと推定される。

(3) 断層上盤側におけるⅡa段丘面上でのピット調査

細内川南岸のⅡa段丘面は、黒沢層と花山層を境する断層の延長上において、西上がり約4mの不連続な高度分布を示す。断層の上盤側近傍に分布するⅡa段丘面上には、南北に延びる比高2m程度の緩やかな地形的高まりが認められた。段丘堆積物の年代試料を得るとともに、地形的高まりの成因を解明する目的で、高まりの西(上流)側の緩斜面において長さ約10m、深さ約2mのピットを掘削した(第13図、ピット2)。

ピットの壁面には、砂礫層・砂層および泥層からなる堆積物が認められ、下位から順に30層、20層および10層に区分される(第19図)。下部の30層は、シルト層・砂礫層および砂層からなり、それらの堆積面はほぼ水平である。中部の20層は、30層を削り込んだチャンネルを埋積する、砂礫層・砂層およびシルト層からなる堆積物である。20層最上部は上方細粒化を示す礫層で、その上面は上に凸の堆積構造を示す。壁面上部の10層は、厚さ数10cmの、層理を欠いたシルト質砂層および砂質礫層からなり、壁面の東部に発達する砂質礫層は20層最上部の礫層を覆っている。壁面に露出した30層および20層の礫層のインプリケーションは東向き古流向を示すことから、チャンネルおよびバー堆積物と推定される。また、10層は明瞭な堆積構造を持たないことから、段丘面離水後の斜面堆積物などの被覆堆積物から構成されると推定される。10層のうちシルト質砂層の15層準から採取した試料について火山灰層の分析をした結果、その最上部付近から始良Tnテフラ(AT; 2.6~2.9万年前; 町田・新井, 2003)に対比できる火山灰の濃集層が検出された(第20図)。

なお、地形的高まりは、堆積地形であると推定される。

3.2 白木野地点におけるⅡb段丘面等のボーリング調査

白木野地点では、南南東に流下する谷の東岸に分布するⅡb段丘面の縦断面形状が、幅100~150mの範囲において南南東に50%程度でやや急傾斜する(第11図の測線12, 第21図)。この傾斜は、上流側に続くⅡb段丘面や下流側のⅢ段丘面の傾斜(20%程度)よりも有意に大きい。このことから、傾斜部はⅡb段丘面の北北西上がりの撓曲による変形を示すと推定され、その鉛直変位量は約4mもしくはそれ以上と見積もられる。

この推定撓曲崖を横切る測線において、段丘堆積物の分布を確認する目的で4孔のボーリングを掘削した(第12図, 第21図)。各孔の掘削深度は約7~10mであり、このうち3孔はⅡb段丘面上で、また1孔はⅢ段丘面上で掘削した。

ボーリング調査の結果によれば、Ⅱb段丘面下の段丘堆積物はSKB-2, 3および4孔で認められ、その厚さは6~7mで、主に砂層およびシルト層からなり腐植質シルト層を挟んでいる(第22図)。また、その下位には固結した礫岩およびシルト岩からなる花山層が分布している。段丘堆積物の上部からは16,640±60 yBP (19,884~19,577 cal yBP)、中部からは23,820±90 yBP (28,746~28,381 cal yBP)、また下部から33,380±170 yBP (38,607~37,849 cal yBP) および44,160±430 yBP (47,825~46,426 cal yBP)の放射性炭素同位体年代が得られた(第1表)。このうち、段丘堆積物下部の示す年代は、細内地点のⅡa段丘の被覆堆積物に含まれる始良Tnテフラの年代よりも古ことから、Ⅱa段丘堆積物もしくはそれよりも古い段丘堆積物であると推定される。

斜面基部のⅢ段丘面で掘削したSKB-1孔では、花山層の砂岩を覆って、厚さ約4mの腐植混じり砂・シルト層および砂礫層が分布している(第22図)。上部の腐植混じりシルト層からは3,350±30 yBP (3,637~3,560 cal yBP) および3,700±30 yBP (4,086~3,986 cal yBP)の放射性炭素同位体年代が得られた(第1表)。ここでは、Ⅱb段丘堆積物を浸食して、Ⅲ段丘堆積物が直接に花山層を覆っていると推定される。

4. 割倉山断層の位置・形状、活動性、活動履歴に関する考察

4.1 活断層としての割倉山断層の位置・形状

地質断層としての割倉山断層は、長さ約17kmの逆断層であり、その北端は1896年陸羽地震で活動した川舟断層との境界である割沢ノ峰の南方付近、また南端は黒沢付近と推定される。断層中部の11km区間では小繫沢層の累積変位量が1,200~1,400m程度以上と大きく、北端部の3km区間および南端部の約3km区間では変位量が小さくなる。断層に伴う新第三系の変形形態も、中南部では逆断層構造が明瞭

であるが北端部、中北部および南端部においては、明瞭な変動地形を伴わない。これらの変形量および形態から、割倉山断層の長期的な活動性は中部において相対的に高く、北端部および南端部では低いと考えられる。

割倉山断層に沿って分布する開析された断層崖は、中南部の約5km区間においては比高約300~400mと高いが、北端部および南端部では約200~300mと低い。段丘面の変位・変形は、断層中北部の下盤(東)側では0a段丘面および0b段丘面の累積的な傾動が、また断層中南部ではⅡa段丘面~Ⅳ段丘面に変位が認められる。これらの変動地形の存在から、少なくとも断層中部の約11km区間は確実な活断層と認定できる。

活断層研究会編(1991)は、山地高度の不連続などに基づいて割倉山断層の全域にあたる17km区間を、活動度B級の活断層、あるいは推定活断層と認定している。また、中田・今泉編(2002)では、断層の中南部に相当する桂子沢から越中畑に至る約4km区間のみを、最近の数十万年間に繰り返し活動した活断層と推定している。これらの既存の研究による活断層の認定結果は、断層の中部で相対的に活動性が高いとする本調査の結果と調和的である。ただし、中田・今泉編(2002)による推定活断層の位置は、南部の約2.5km区間は本調査で明らかになった段丘面を変位させる断層の位置と概ね一致するが、北部の約1.5km区間は推定される断層よりも100~200m程度東側に図示されている。

なお、中田・今泉編(2002)では、割倉山断層の北東側に、長さ約9kmにわたって3条の活断層を図示しているが、そのうち本調査地域に含まれる太田付近と前郷付近に分布するとされた2条の断層については、変動地形は認められなかった。

4.2 割倉山断層の活動性および活動履歴

(1) 長期的な変位速度の変遷

割倉山断層によって大きく変位させられた小繫沢層・黒沢層および花山層は、顕著な不整合を伴わずに累重し、また、花山層の厚さや層相には断層と直行する東西方向の変化は認められない。このことから、割倉山断層の中部において1,200~1,400m程度以上に達する小繫沢層の鉛直変位の大部分が、花山層堆積後の3Ma以後に形成されたと考えられる。この場合、花山層堆積後の断層の鉛直変位速度は平均で0.4~0.5m/ky程度もしくはそれ以上と計算される。

断層の中北部では東側に分布する中期更新世の0a段丘面および0b段丘面は傾動による変形を被っており、湯田向斜と概ね調和的な累積変形を示す。しかし、これらの段丘面は割倉山断層を横切って分布せず、また段丘面の年代に関するデータが不足していることから、変位速度の定量的な検討はできない。

一方、約3~3.5万年前に形成されたⅡa段丘面および断層による鉛直変位量は約4mである。この値は、花山層堆積後から現在までの断層の平均変位速度から期待される鉛直変位量よりも有意に小さい。

このように、割倉山断層の主たる形成期は花山層堆積後の3Ma以降であり、段丘面形成期中期更新世以降においても累積的な活動が認められる。しかし、かつてはB級中位もしくはそれ以上の活動度を有していたものの、少なくとも約3~3.5万年前以降は活動性が低下していると推定される。

(2) 割倉山断層の最近の活動時期と単位変位量・活動間隔および平均変位速度

割倉山断層の最新の活動に関するデータは、中南部の細内~白木野地区で得られている。このうち、細内川沿いに分布するⅣ段丘堆積物の基底礫層は、断層によって鉛直に約0.3m変位しており、16世紀以降に離水した段丘面は西上がりに1.5~2m程度変位している可能性がある。また、約1km北方の柳沢付近でも、Ⅳ段丘面が西上がりに2m程度変位していると推定される。さらに、細内地区でのトレンチ調査では、約2千8百年前頃に離水したⅢ段丘堆積物が東に傾動している。一方、細内地区では、約3~3.5万年前のⅡa段丘面が上下に約4m変位していると推定される。また、白木野地区の変動地形とボーリング調査によれば、約2万年前以後に形成されたⅡb段丘面が上下に約4m以上変位していると推定される。これらのことから、3~3.5万年前および約2万年の段丘面の変位量はともに約4mと推定でき、その量はⅣ段丘面の変位量のほぼ2倍である。

細内~白木野地区では、Ⅱa段丘面の形成後において断層活動が概ね一定の変位量を一定の再来間隔で繰り返してきたと仮定すると、断層の最近の活動履歴は次のように考えられる。すなわち、最新活動時期はⅢ段丘面形成後の約2千8百年前以後と推定され、Ⅳ段丘面形成後の16世紀以後であった可能性もある。この活動に伴う断層変位量は鉛直約2mであったと推定される。したがって、一つ前の活動時期はⅡb段丘面形成後の約2万年前以後であり、この活動に伴う断層変位量も鉛直約2mであったと推定される。さらに、Ⅱb段丘面形成前~Ⅱa段丘面形成後の約2万年前から3万~3万5千年前の間には断層活動がなかったと推定できる。

以上の断層の活動時期と変位量に関する考察から、細内~白木野地区における割倉山断層の最近の2~3回の活動における平均再来間隔は1万数千~2万年程度であり、単位変位量の鉛直成分は約2mであったと推定される。また、これらの単位変位量および平均再来間隔から、断層の約3万~3.5万年以降における平均変位速度は約0.1m/kyと計算される。

(3) 割倉山断層の近傍における近世の地震史料

上記のように、割倉山断層の最新活動時期は16世紀以後の歴史時代であった可能性もある。湯田盆地に位置する西和賀町の集落では、「沢内年代記」と称する複数の年代記が史料として残されており、1670年代以後については地震などの自然災害に関する記述も多い(太田, 1982; 沢内史談会, 2000)。このうち、1896年陸羽地震より前に発生した家屋被害を伴う地震としては、天保14年6月7日(1843年7月23日)の大地震が記録されているだけである。下幅地区で作成された年代記である「下巾本」には、この地震について、「六月七日ノ暮ノ六ツ時大震動アリ、所々欠ケ崩、家イタム。家財モイタミ、土カエリ崩ヲソロシキ事。同七日ヨリ十三日迄不止。」と記述されている(沢内史談会, 2000)。この史料から、被害地震が発生した後に1週間ほど余震が続いたことがうかがえる。しかし、周辺の横手盆地や岩手県内陸地域では、この地震に関する史料は見あらず、割倉山断層の最新活動との関係は不明である。

なお、宇佐美(2003)には、16世紀以後に割倉山断層から発生した可能性がある被害地震は記録されていない。

4.3 単位変位量から推定される活断層の規模

本調査では、地質断層としての割倉山断層の長さは約17kmであり、少なくとも中南部のうち細内~白木野地区においては鉛直成分が2m程度の単位変位量を伴って断層活動を繰り返してきたと推定される。断層の全区間にわたる単位変位量の分布は解明できていないが、断層の活動性は中部の約11kmで大きく、北端部および南端部では小さくなると推定されることから、鉛直2mの単位変位量は断層の中部を代表する値と見なすことができる。

ところで、1896年陸羽地震では、真昼山地北西縁の横手盆地東縁断層帯北部に沿って、長さ26kmで鉛直変位量2.5~3mの地震断層が出現している(山崎, 1896; 松田ほか, 1980; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b)。また、山地北東縁の川舟断層に沿っては、長さ約15kmにわたって地震断層があらわれ2m程度の鉛直変位が生じたとされる(山崎, 1896; 松田ほか, 1980; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a)。これらの地震断層と比較すると、細内~白木野地区での断層の単位変位量は山地北西縁の地震断層の約2/3であり、山地北東縁の地震断層とほぼ同じである。したがって、地震断層の長さや単位変位量との関係に基づくと、細内~白木野地区での断層活動時には長さ約17kmの断層のほぼ全域に地表変位が広がったと推定できる。

以上のように、割倉山断層の最近2回の活動に伴う単位変位量からは活断層としての割倉山断層の長さは約17kmと推定されるが、本調査においては、中部の約11km区間に沿ってしか段丘面の傾動や低

断層崖などの変動地形を確認できなかった。また、中田・今泉編(2002)でも、空中写真判読から最近数十万年間に繰り返して活動した断層としての長さを4 kmしか検知できていない。これらは、断層の活動性が低いために変動地形が保存されにくく、また断層の中南部以外は幅広い撓曲による変形が主となっており、通常空中写真判読では変動地形の検知が困難なためと考えられる。

謝辞 本調査の実施にあたり、岩手県総合防災室、西和賀町総務課および同町教育委員会から協力をいただいた。また、細内地区でのトレンチおよびピット調査と白木野地区でのボーリング調査においては4名の地権者から土地使用の許可をいただいた。国土交通省東北地方整備局河川部河川環境課からは航空レーザー測量データを提供していただいた。ここに記して感謝申し上げます。

文 献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 337-360.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 岩手県和賀郡西和賀町 (2008) 大台の遺跡は3万5千年前の遺跡. 広報にしわが, no.37, 2.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005a) 雫石盆地西縁及び真昼山地東縁断層帯の長期評価. 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005b) 横手盆地東縁断層帯の長期評価について. 23p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 北村 信 (1959) 東北地方における新第三紀造山運動について—(奥羽脊梁山脈を中心として)—. 東北大学地質学古生物学教室邦文報告, no.49, 1-98.
- 北村 信・石井武政・栗田泰夫 (1980) 岩手県内の地質構造(特に地震活動に関連する断層系)について. 岩手県地震対策基礎調査報告書, 1-27.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 665, 289-319.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) 1896年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, 55, 795-855.
- 中嶋 健・壇原 徹・鎮西清高 (2000) 岩手県湯田盆地の堆積発達史—新生代後期における奥羽山脈中軸部の地質構造発達史に関して—. 地質学雑誌, 106, 2, 93-111.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM 2—枚・60p. 付図1葉.
- 大台野遺跡調査団 (1982) 大台野遺跡—発掘調査報告書—. 湯田町教育委員会, 16p.
- 大台野遺跡研究グループ (1975) 大台野遺跡. 湯田町教育委員会, 16p.
- 太田祖電 (1982) 沢内年代記. 沢内村郷土史シリーズ, 6, 沢内村教育委員会, 176p.
- 大山隆弘・曾根賢治・上田圭一 (1991) 沖積層下の断層活動性評価—(3) 川舟断層トレンチ調査—. 電力中央研究所報告, U91032, 1-35.
- Reimer, P. J. (2009) IntCal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal. BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- 沢内史談会 (2000) 沢内年代記(総集編). 沢内村教育委員会, 180p.
- 田力正好・池田安隆 (2005) 段丘からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆地の形成. 第四紀研究, 44, 229-245.
- 豊島正幸・山本勝利・中井 信 (1998) 低地の浅層地下水流動を規制する地形の配置形式とその変異. 東北農業試験所研究報告, 93, 107-130.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版 日本被害地震総覧 [416-2001]. 東京大学出版会, 605p.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・伊里道彦・井上 武・乗富一男 (1977) 秋田県総合地質図幅「横手」, 同説明書. 97p.
- 白田雅郎・白石建雄・岩山勝男・秋元義人・井上 武・乗富一男 (1976) 秋田県総合地質図幅「六郷」, 同説明書. 70p.
- 山崎直方 (1896) 陸羽地震調査概報. 震災予防調査会報告, 11, 50-74.

(受付:2011年10月31日, 受理:2011年11月28日)

第 1 表. 割倉山断層の活動履歴調査における放射性炭素同位体年代. 暦年較正は, IntCal データベース (Reimer *et al.*, 2009) を用いて, Oxcal v4.1 較正プログラム (Bronk Ramsey, 2009) により行った.

Table 1. Radiocarbon dating for the paleoseismological surveys on the Warikurayama fault. Calender years are calibrated using Oxcal v4.1 and IntCal04 database.

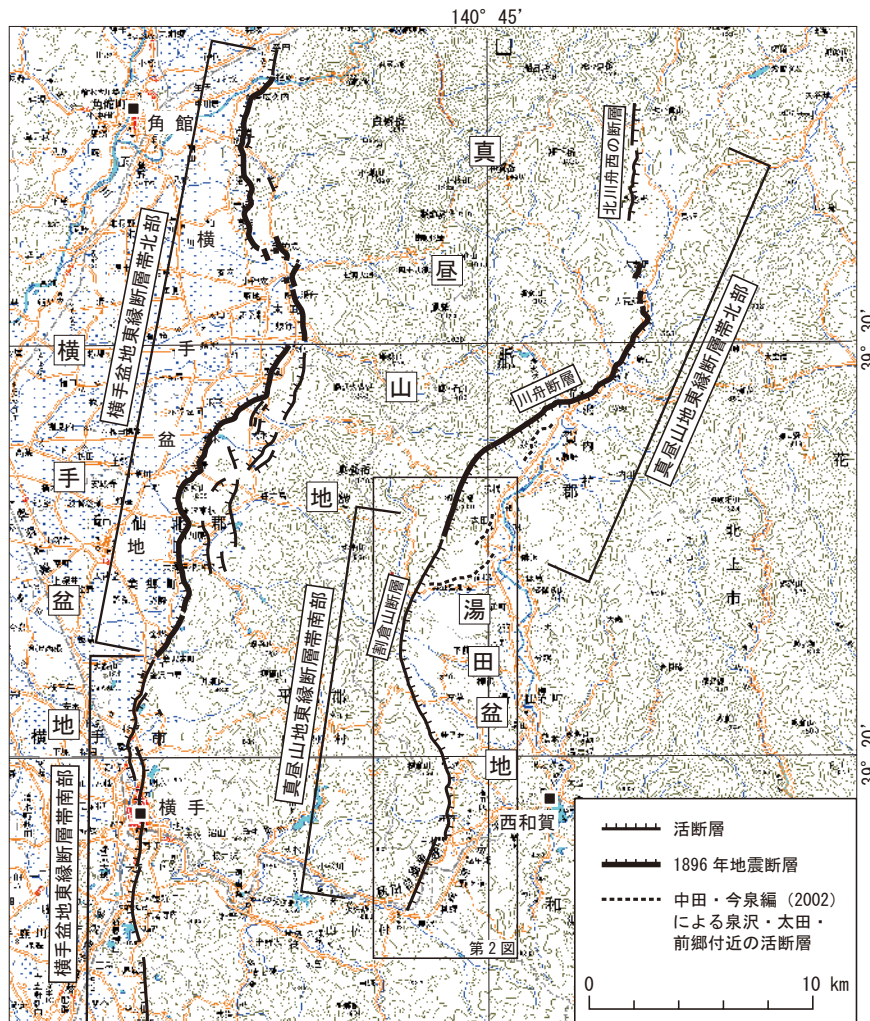
層準	試料名	試料形態	測定機関 ID No.	測定方法	14-C年代 (yBP)	較正年代 (AD)		較正年代 (cal yBP)	
						+1σ	-1σ	+1σ	-1σ
IV段丘堆積物	HOc-01	炭化物	IAAA - 101845	AMS	840 ± 20	1176	1238	774	712
IV段丘堆積物	HOc-02	炭化物	IAAA - 101846	AMS	300 ± 20	1523	1647	427	303
IV段丘堆積物	HOc-03	炭化物	IAAA - 101847	AMS	380 ± 30	1452	1616	498	334

細内地区トレンチにおける放射性炭素同位体年代測定の結果

層準	試料名	試料形態	測定機関 ID No.	測定方法	14-C年代 (yBP)	較正年代 (AD)		較正年代 (cal yBP)	
						+1σ	-1σ	+1σ	-1σ
1c層	HTc(s)-01	腐植物	IAAA - 101842	AMS	2460 ± 30	-750	-419	2700	2369
1c層	HTc(s)-03	腐植物	IAAA - 101844	AMS	3570 ± 30	-1950	-1884	3900	3834

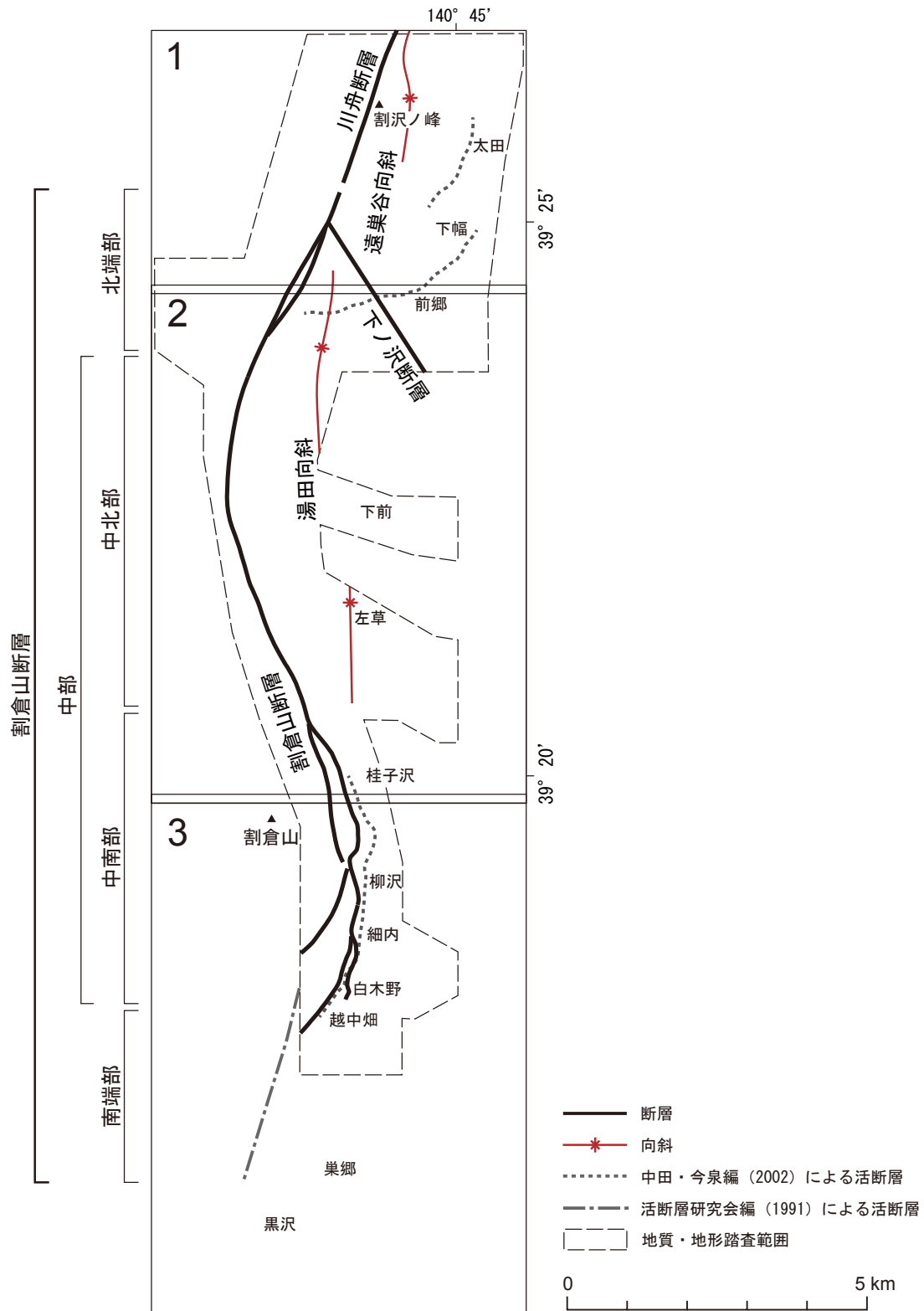
白木野地区ボーリングにおける放射性炭素同位体年代測定の結果

層準	深度 (m)	試料名	試料形態	測定No.	測定方法	14-C年代 (yBP)	較正年代 (AD)		較正年代 (cal yBP)	
							+1σ	-1σ	+1σ	-1σ
Ⅲ段丘堆積物	1.50	SKB-1-C1	腐植質シルト	IAAA - 102171	AMS	3350 ± 30	-1687	-1610	3637	3560
Ⅲ段丘堆積物	2.18	SKB-1-C2	腐植質シルト	IAAA - 102172	AMS	3700 ± 30	-2136	-2036	4086	3986
Ⅱb段丘堆積物	3.93	SKB-2-C1	腐植質シルト	IAAA - 102833	AMS	23820 ± 90	-26796	-26431	28746	28381
Ⅱa段丘堆積物?	5.89	SKB-2-C2	炭化物	IAAA - 102834	AMS	33380 ± 170	-36657	-35899	38607	37849
Ⅱb段丘堆積物	2.40	SKB-3-C1	腐植質シルト	IAAA - 102173	AMS	16640 ± 60	-17934	-17627	19884	19577
Ⅱa段丘堆積物?	8.68	SKB-3-C2	腐植質シルト	IAAA - 102174	AMS	44160 ± 430	-45875	-44476	47825	46426



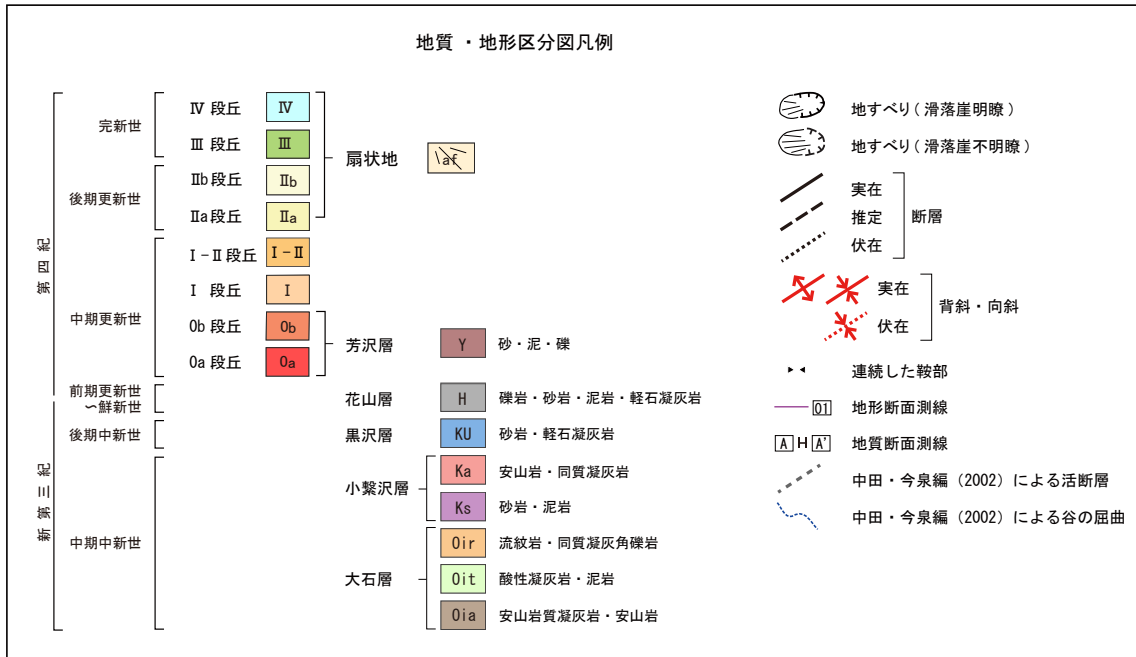
第 1 図. 真昼山地および周辺の活断層分布図. 活断層の分布は, 活断層研究会編 (1991), 中田・今泉編 (2002) および地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000a, b) と本調査結果に基づく. 太線は, 1896 年陸羽地震に伴う地震断層を示す. 地形基図は, 国土地理院発行の数値地図 200000 (地図画像) を使用.

Fig. 1. Map of active faults in and around the Mahiru Mountains. Active fault lines are after Research Group for Active Faults of Japan (1991), Nakata and Imaizumi ed. (2002), Earthquake Research Committee, Headquarter for Earthquake Research Promotion (2000a, b) and this study. Thick lines denote the surface ruptures associated with the 1896 Rikuu earthquake. Digital Map 200000 by Geographical Survey Institute (GSI) is used for base map.



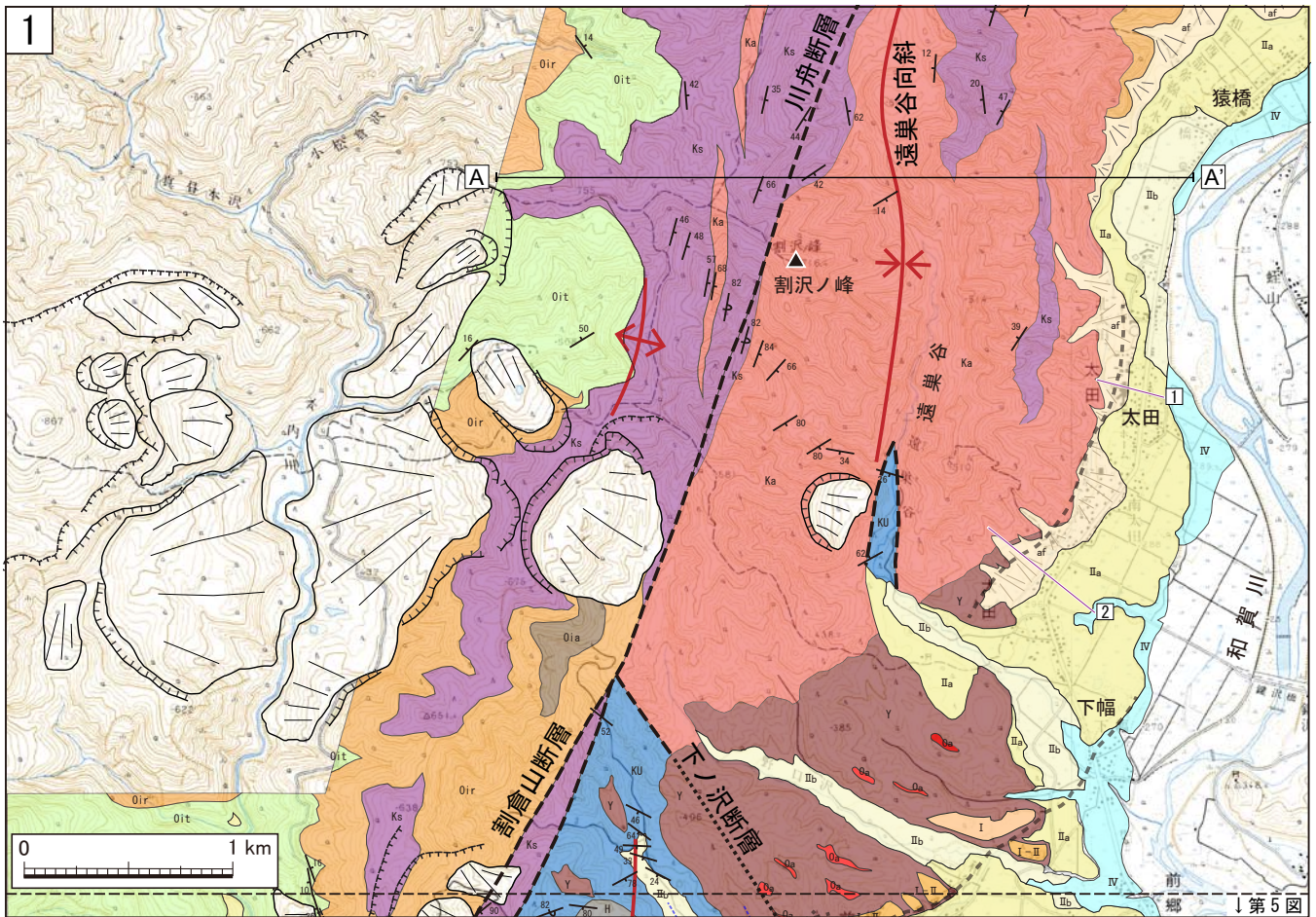
第2図. 割倉山断層周辺の地質・地形区分図の索引図. 割倉山断層の南端部は、活断層研究会編(1991)に基づく. 中田・今泉編(2002)が認定した活断層の分布を併せて示す.

Fig. 2. Index map of the Geological maps along the Warikurayama fault shown in figs. 4-6. The southern part of the Warikurayama fault is after Research Group for Active Faults of Japan (1991). Active faults formerly recognized by Nakata and Imaizumi ed. (2002) are also shown.

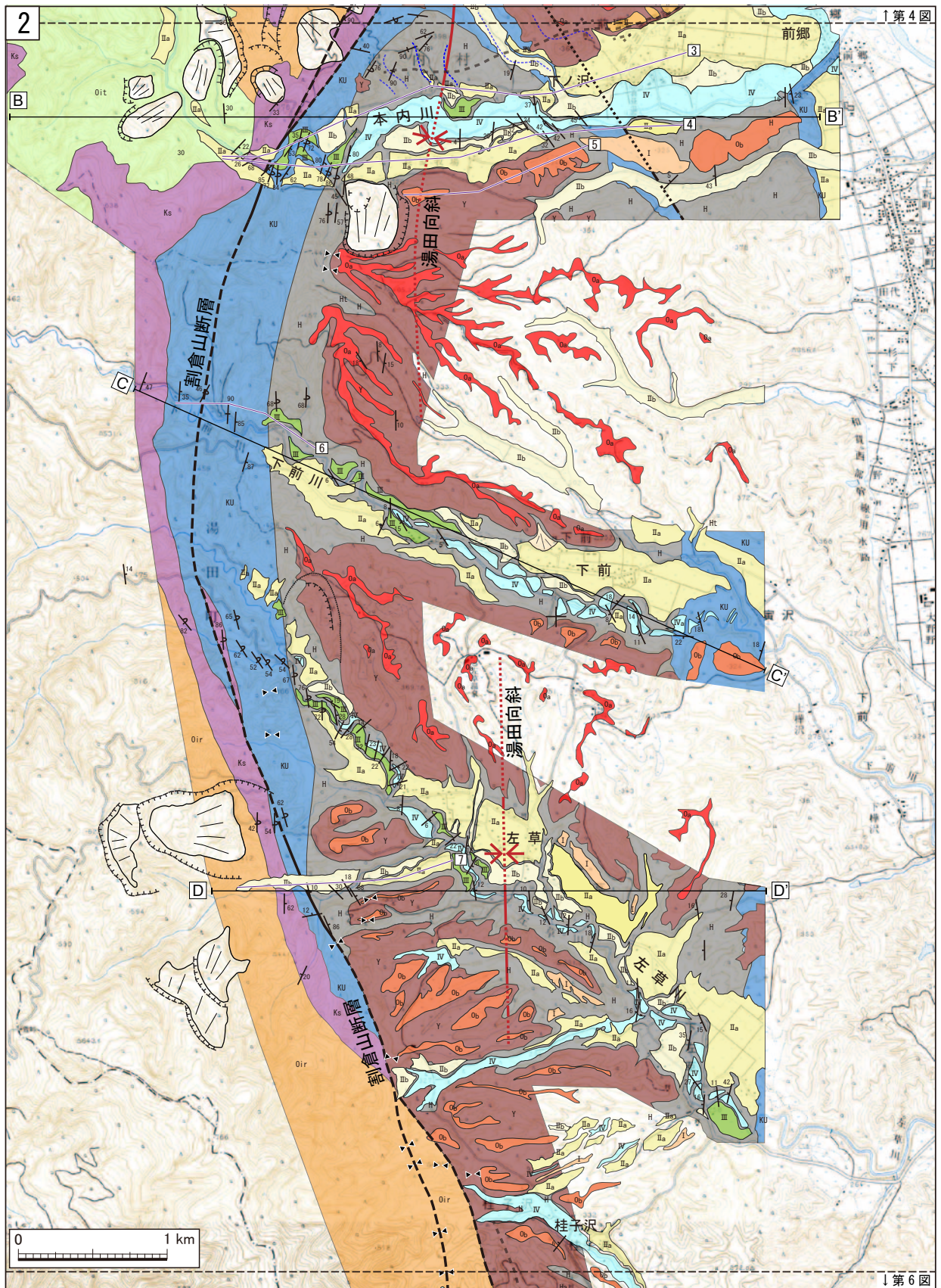


第3図. 地質・地形区分図の凡例.

Fig. 3. Legend for the geological maps shown in figs. 4-6.

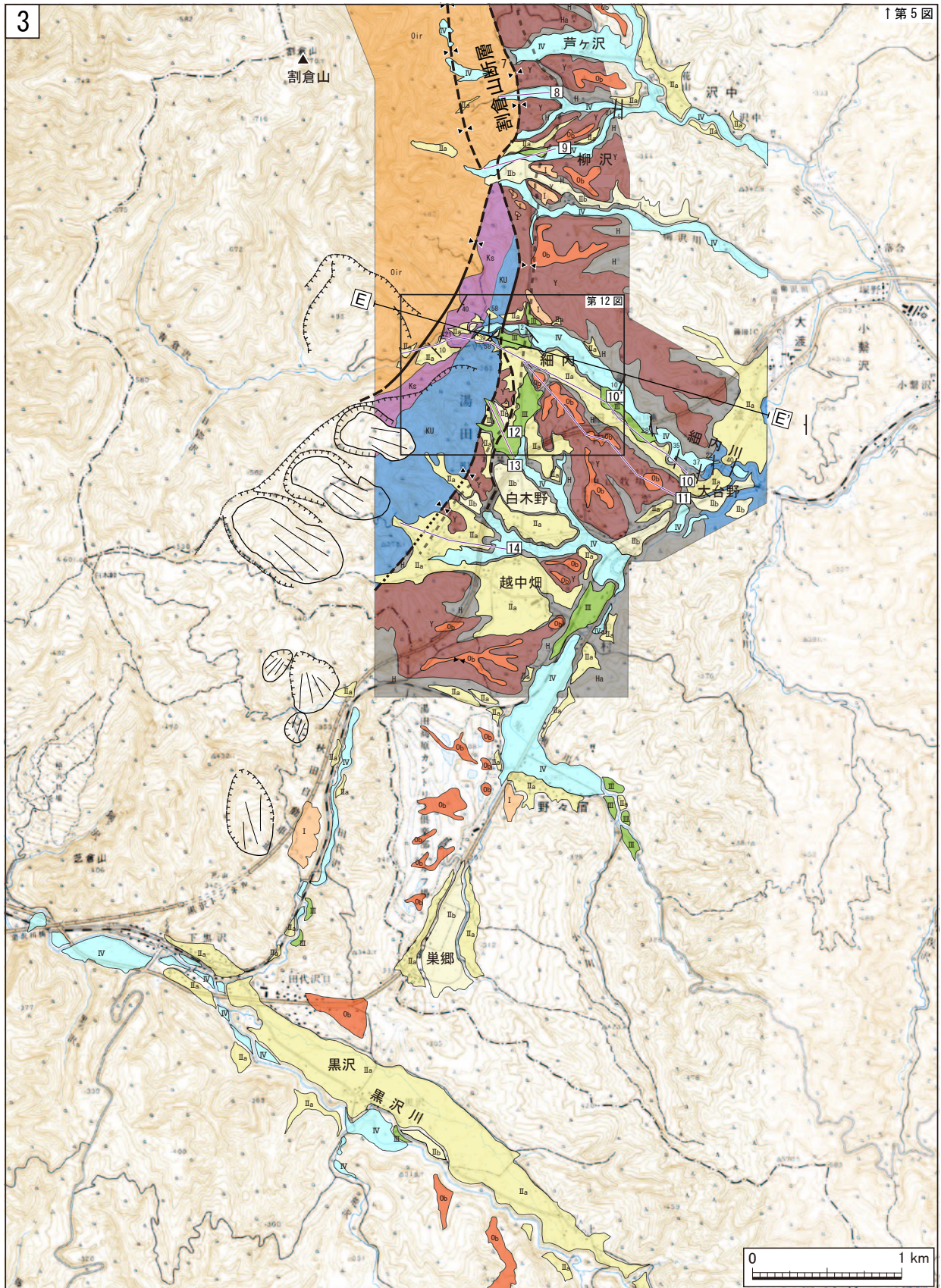


第4図. 割倉山断層周辺の地質・地形区分図(その1). 地形基図は, 国土地理院発行の数値地図25000(地図画像)を使用した.
Fig. 4. Geological and Geomorphological map of the Warikrayama fault, part 1. Digital Map 25000 by GSI is used for base map.



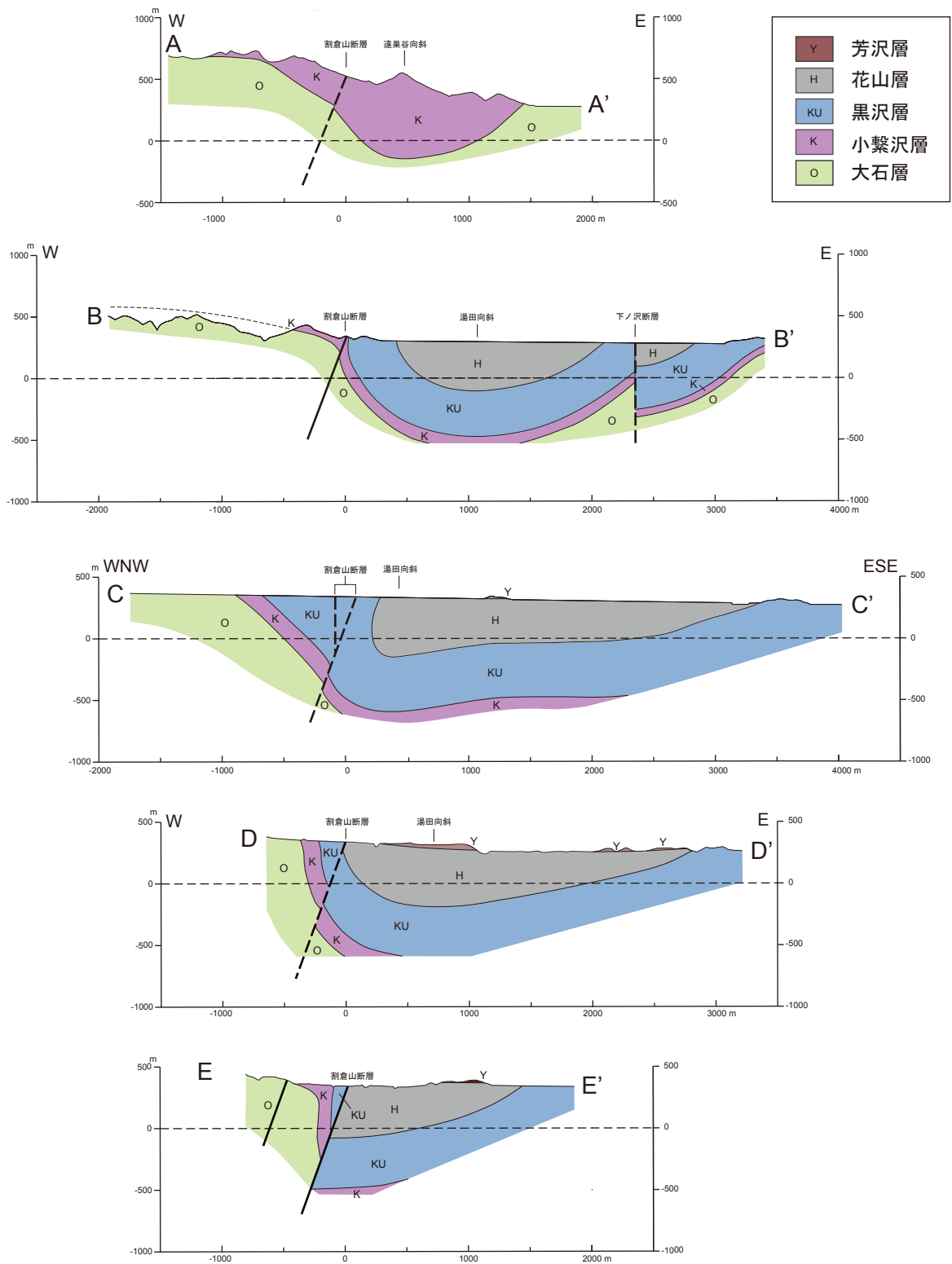
第5図. 割倉山断層周辺の地質・地形区分図 (その2). 地形基図は、国土地理院発行の数値地図 25000 (地図画像) を使用した。

Fig. 5. Geological and Geomorphological map of the Warikrayama fault, part 2. Digital Map 25000 by GSI is used for base map.

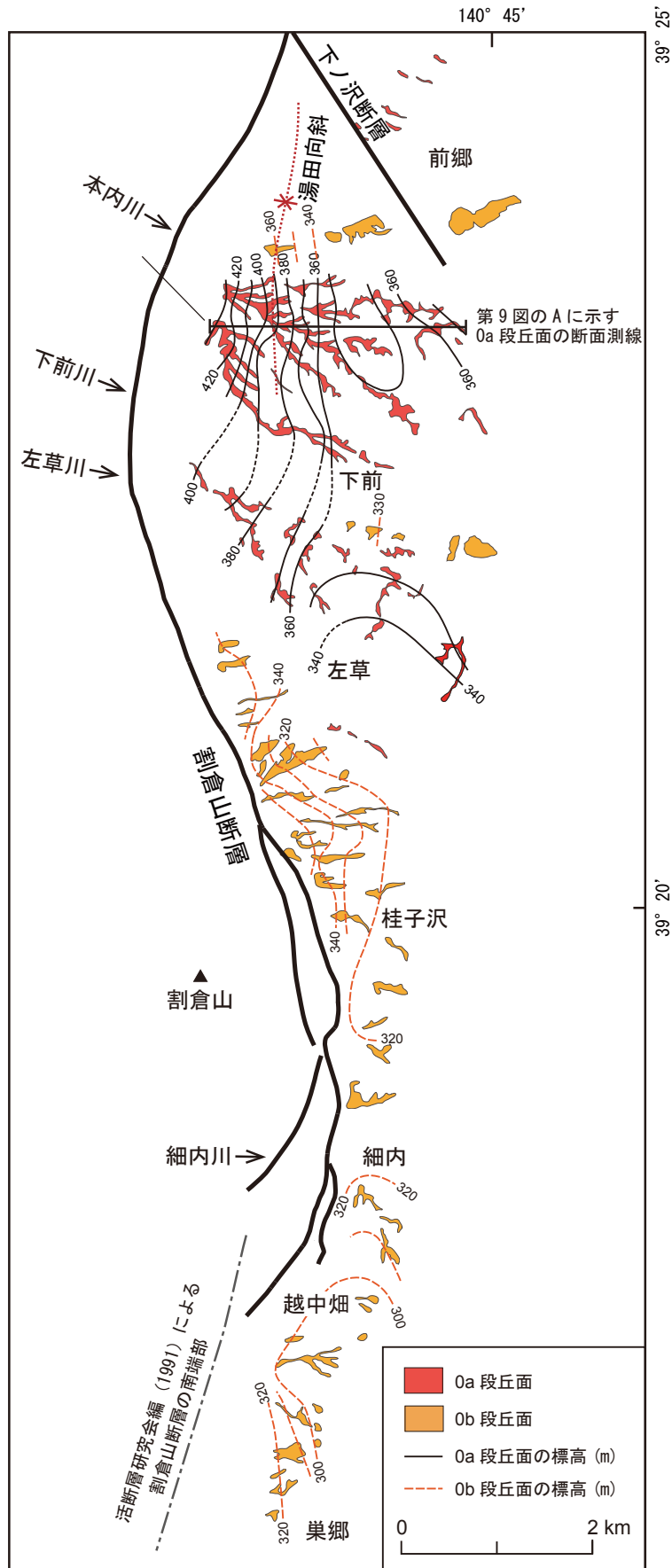


第6図. 割倉山断層周辺の地質・地形区分図 (その3). 地形基図は、国土地理院発行の数値地図 25000 (地図画像) を使用した。

Fig. 6. Geological and Geomorphological map of the Warikrayama fault, part 3. Digital Map 25000 by GSI is used for base map.

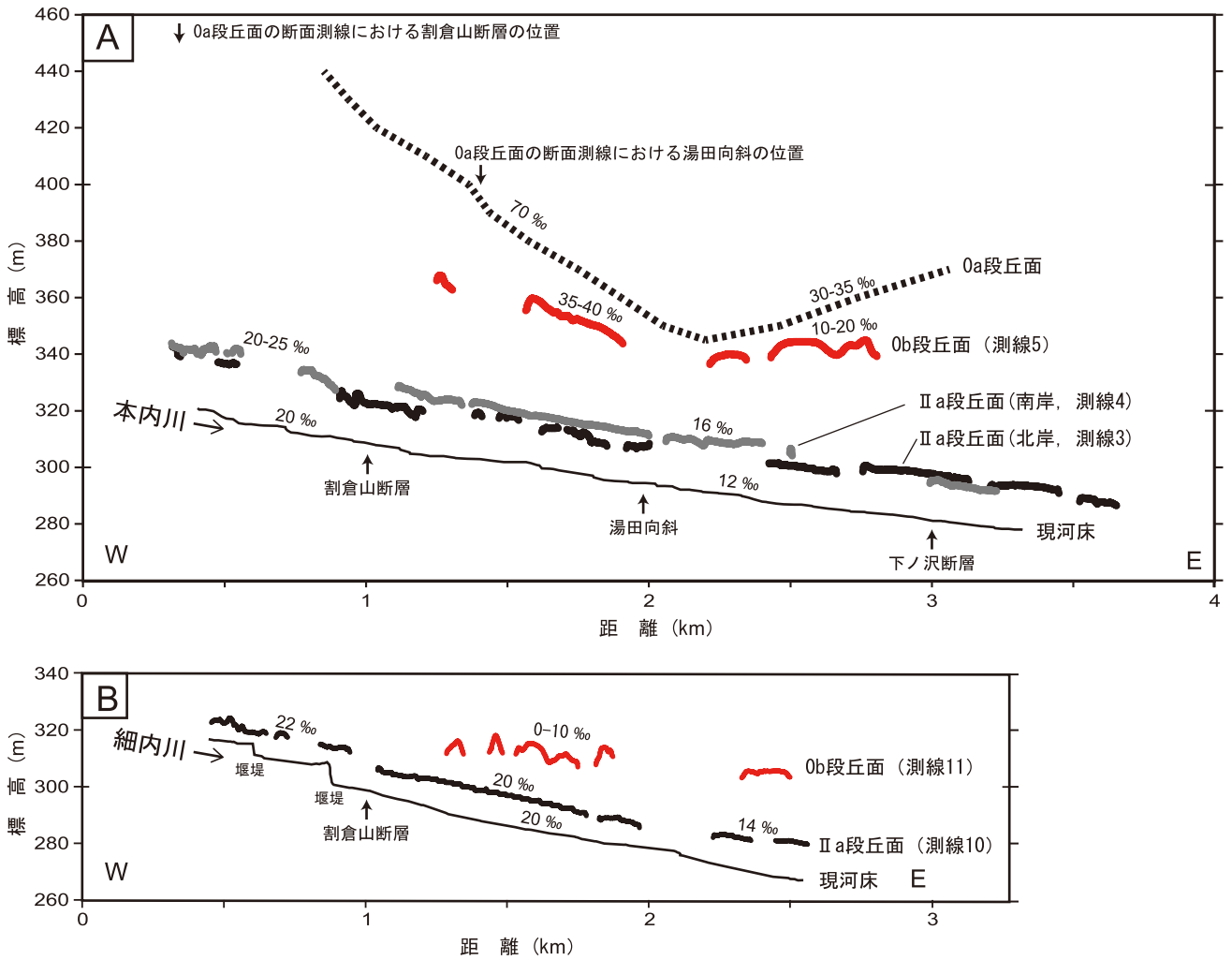


第7図. 割倉山断層周辺の地質断面図.
Fig. 7. Geological cross sections of the Warikrayama fault.



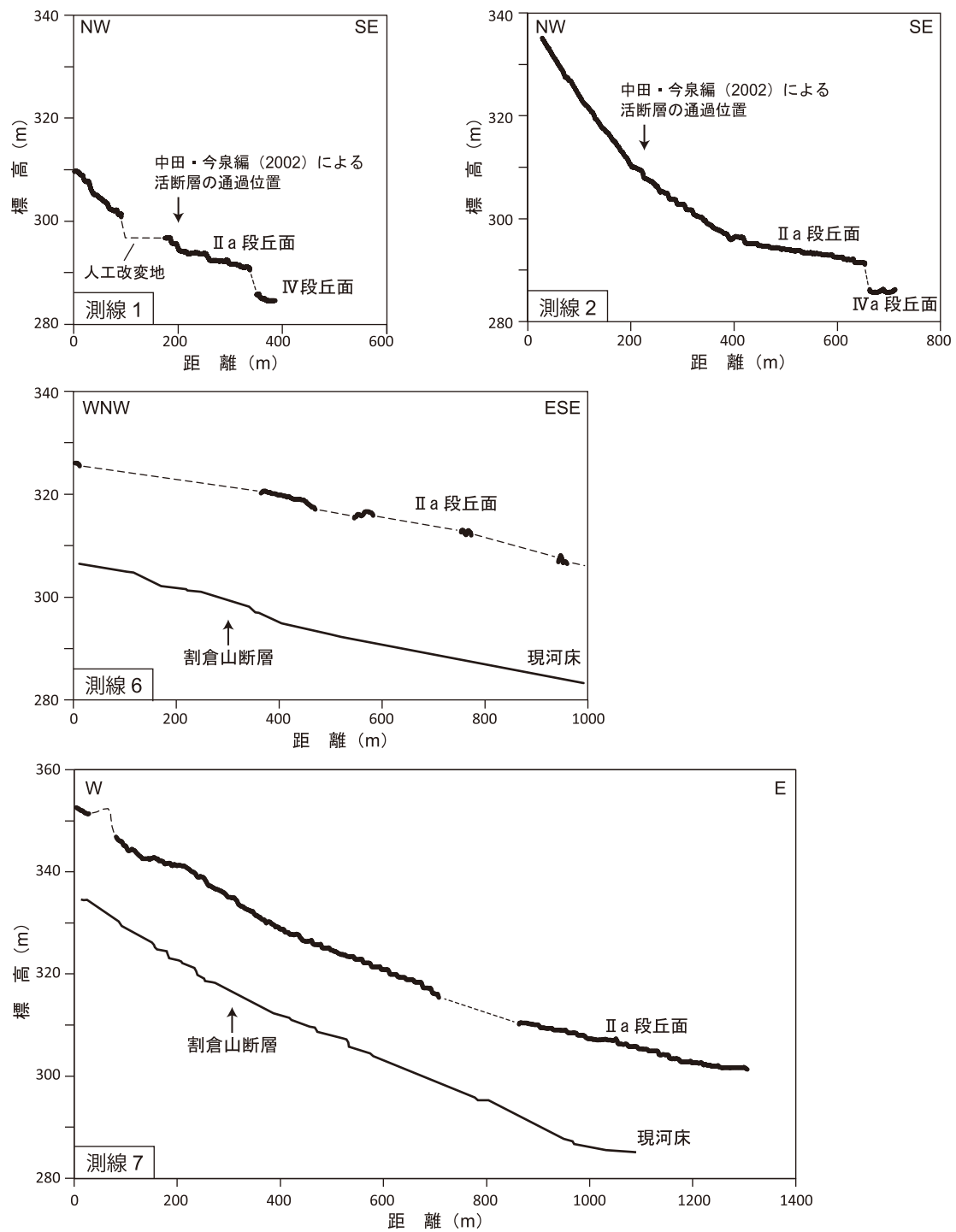
第8図. 湯田盆地に分布する0a段丘面および0b段丘面の分布高度. 段丘面の高度分布は1/25,000地形図からの読み取りによる.

Fig. 8. Hight distribution of 0a and 0b terrace surfaces in the Yuda Basin. Elevations of terrace surfaces are derived from the contour lines of 1:25,000 topographic maps.



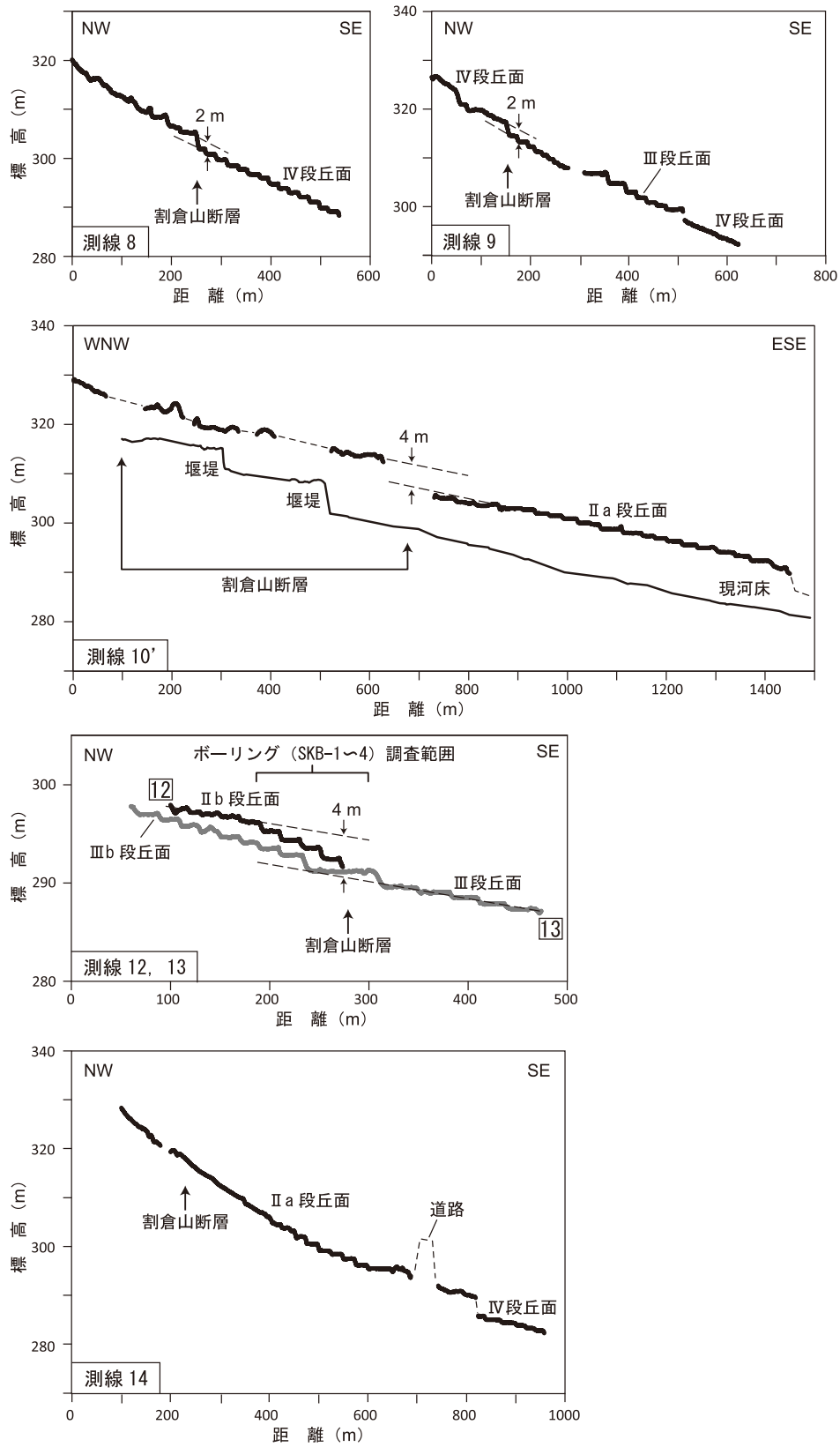
第9図. 本内川および細内川に沿った主な段丘面の分布高度の比較. 0b段丘面, I段丘面, II a段丘面および現河床の断面は航空レーザー測量データによる2mグリッドDEMから作成し, 0a段丘面の高度分布は1/25,000地形図からの読み取った. 断面測線の位置を第5, 6および8図に示す.

Fig. 9. Comparison of topographical profiles of major terrace surfaces along the Hon-nai and Hosonai Rivers. Profiles of 0b, 1 and 2a terrace surfaces, and modern river bed are constructed from 2-m grid DEM. Elevations of 0a terrace surfaces are derived from the contour lines of 1/25,000 topographic maps. Survey lines are shown in figs. 5, 6 and 8.



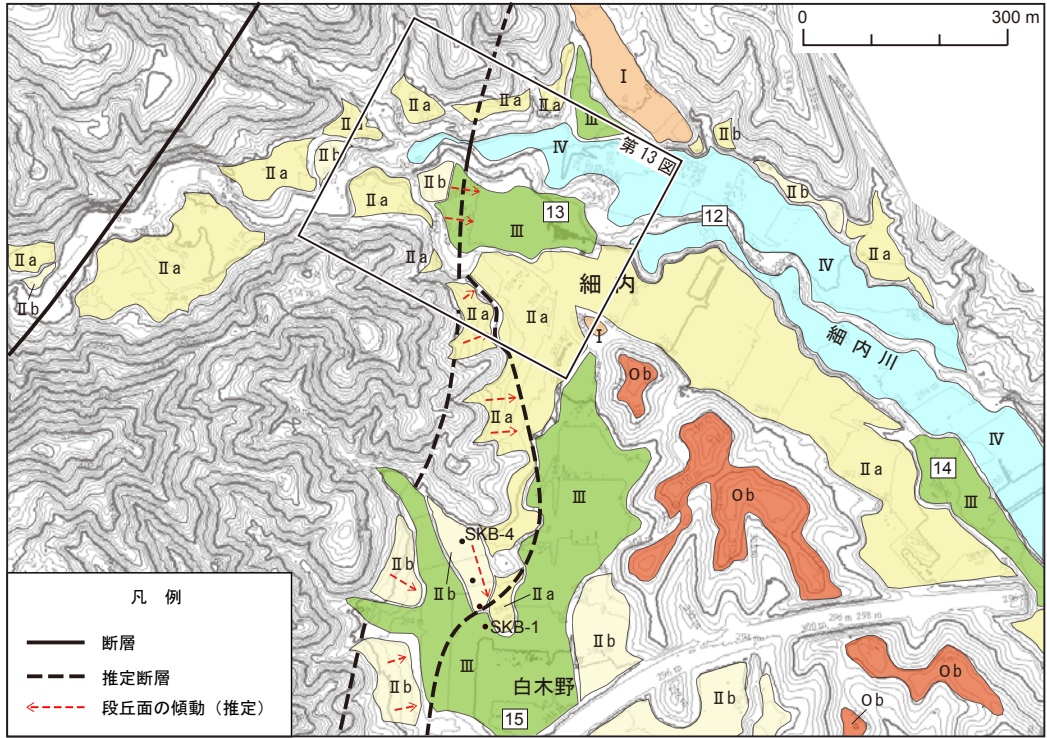
第 10 図. 割倉山断層の中北部および中田・今泉編 (2002) が指摘していた活断層を横切る段丘面の地形断面図。航空レーザー測量データによる 2 m グリッド DEM から作成した。断面測線の位置を第 4 図および第 5 図に示す。

Fig. 10. Topographical profiles of terrace surfaces across the north-central Warikurayama fault, and the active faults formerly recognized by Nakata and Imaizumi ed. (2002). Profiles are constructed from 2-m grid DEM. Survey lines are shown in figs. 4 and 5.



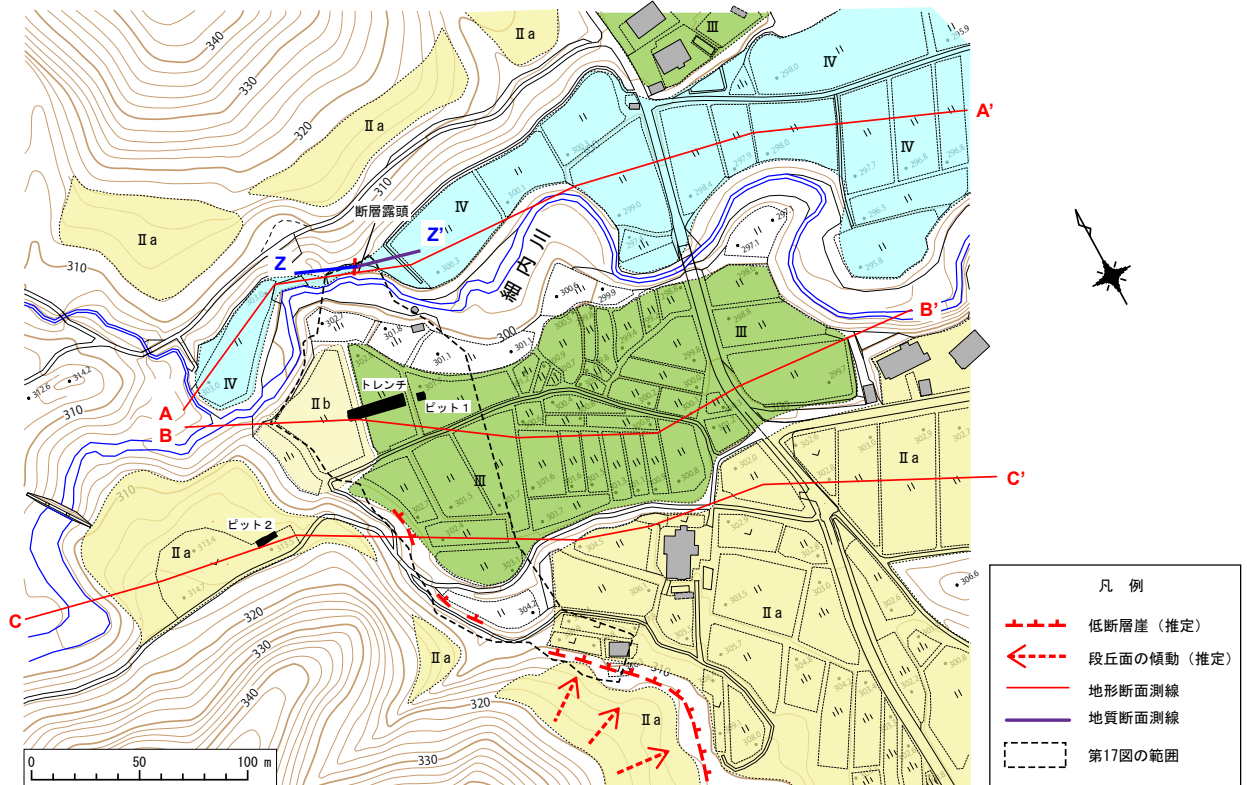
第 11 図. 割倉山断層の中南部を横切る段丘面の地形断面図. 航空レーザー測量データによる 2 m グリッド DEM から作成した. 断面測線の位置を第 6 図に示す.

Fig. 11. Topographical profiles of terrace surfaces across the south-central Warikurayama fault. Profiles are constructed from 2-m grid DEM. Survey lines are shown in fig. 6.



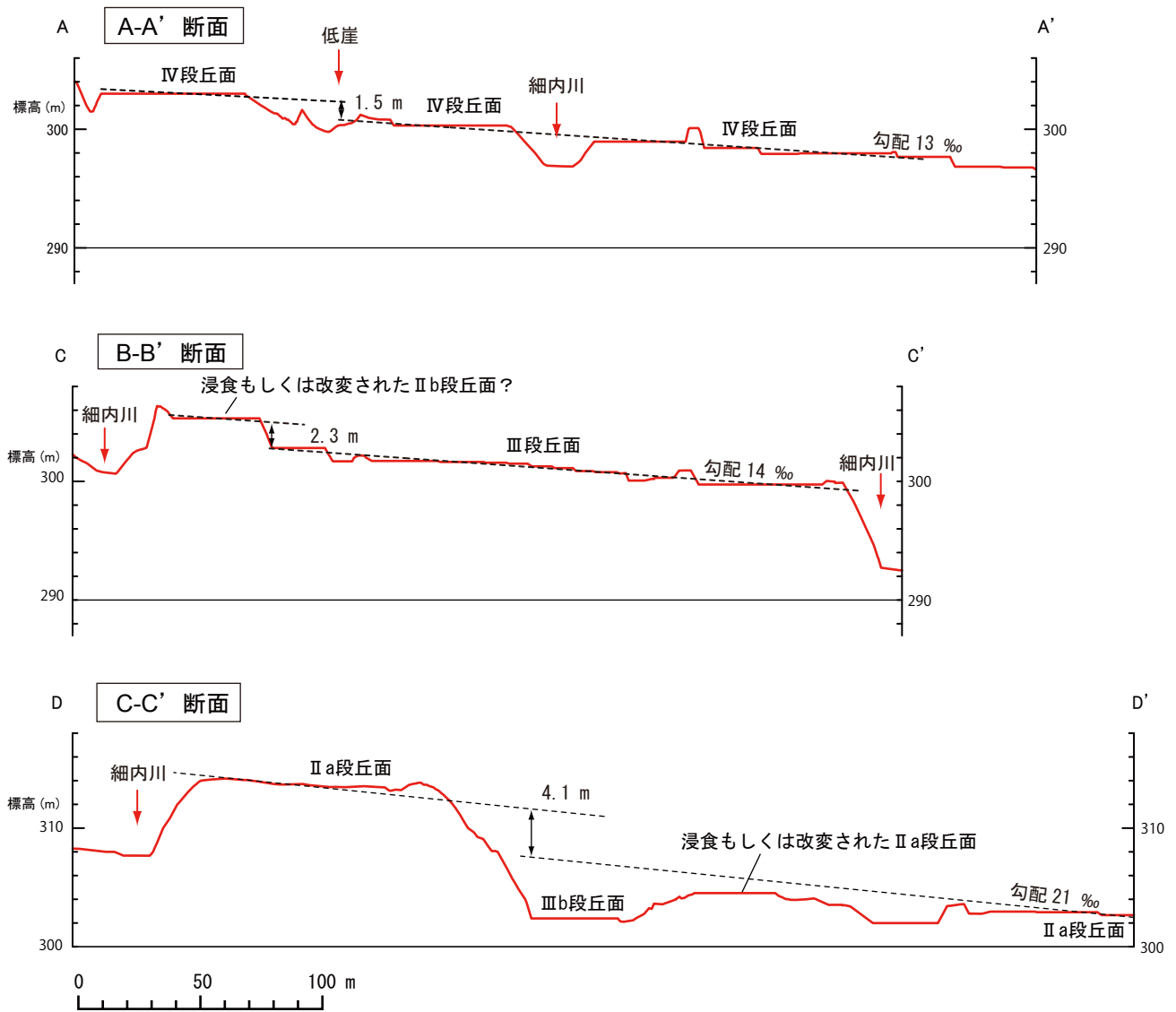
第12図. 細内地区および白木野地区周辺の詳細地形図と変動地形の分布. 等高線図は、航空レーザー測量データによる2 m グリッド DEM から作成した. 等高線間隔は2 m.

Fig. 12. Detailed geomorphological map showing the distribution of tectonic landform in and around the Hosonai and Shirakino sites. 2-meter contour map is generated from 2-m grid DEM.

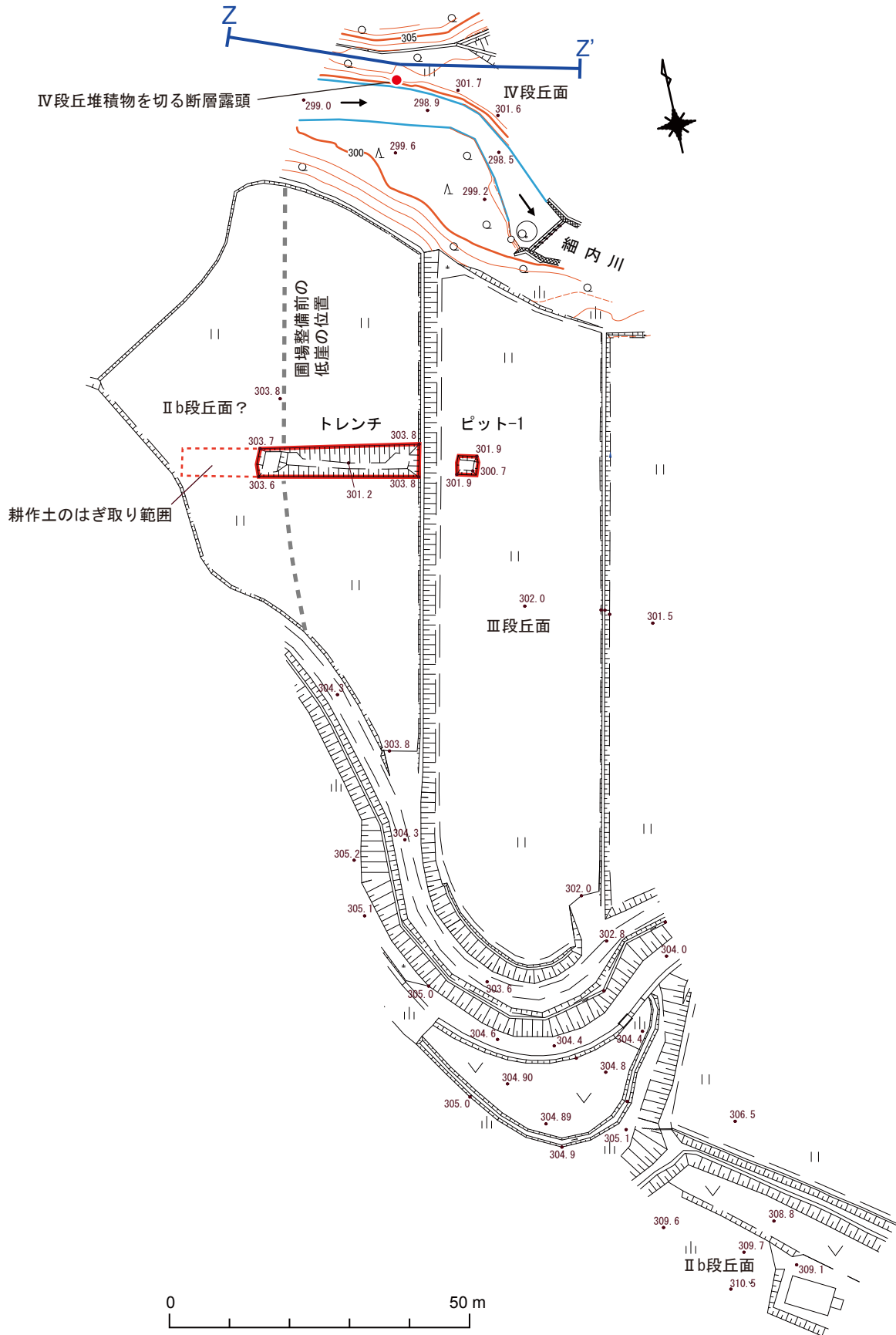


第13図. 1976年に撮影された空中写真の図化による細内地区の詳細地形区分図. 本調査によるトレンチ・ピットおよび断層露頭の位置を示す. 等高線間隔は1 m.

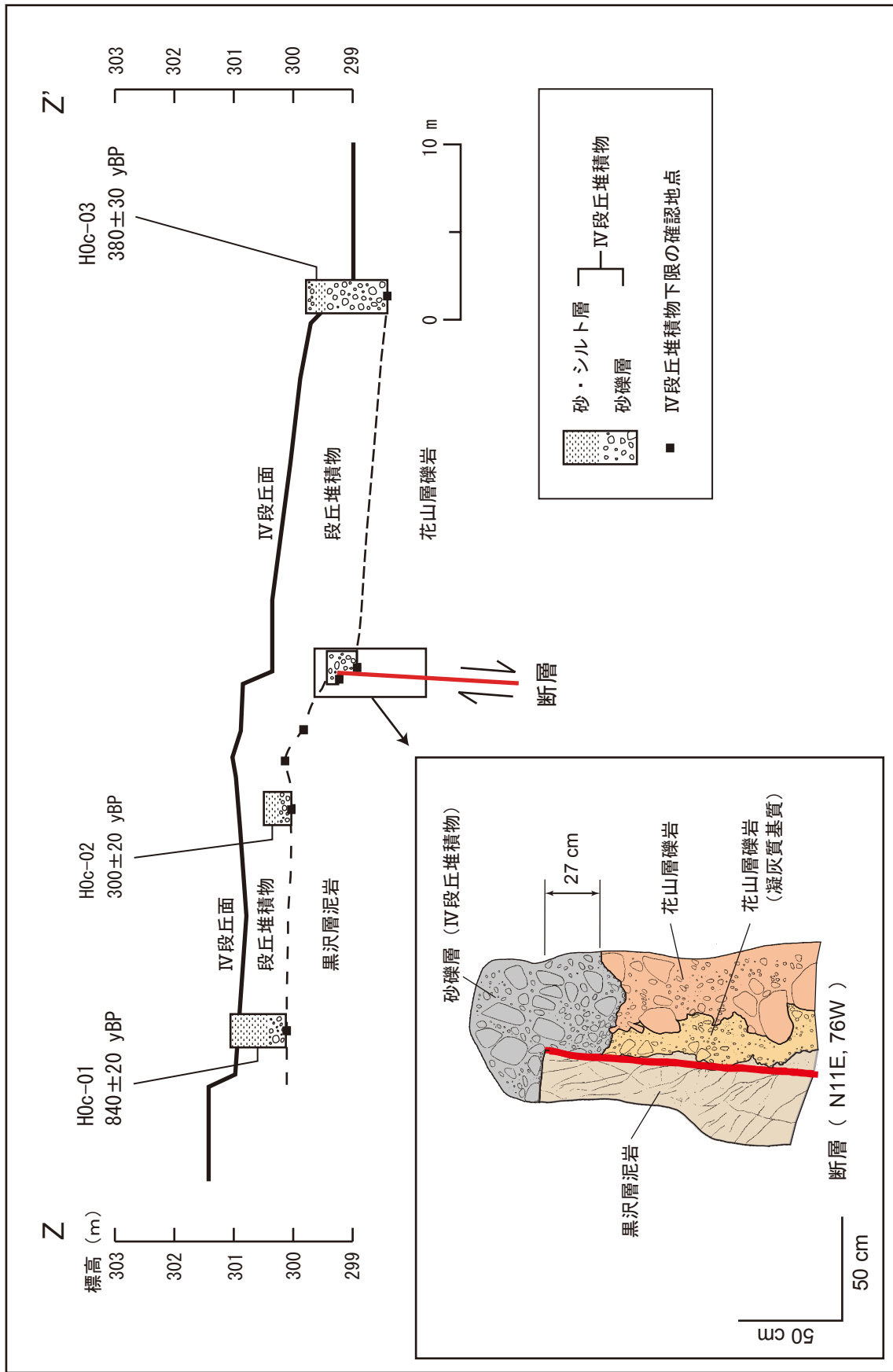
Fig. 13. Detailed geomorphological map of the Hosonai site based on a map created from aerial photographs in 1976. Locations of trench, pit and fault outcrop in this study are shown. A contour interval is 1 meter.



第14図. 1976年に撮影された空中写真に基づく細内地区の詳細地形断面図. 断面測線の位置を第13図に示す.
 Fig. 14. Topographic profiles of terrace surfaces across the Warikurayama fault at the Hosonai site. The profiles are generated by the aerial surveying of photographs in 1976. Survey lines are shown in fig. 13.



第15図. 細内地区におけるトレンチ・ピット1および断層露頭の位置を示す詳細地形図。
 Fig. 15. Detailed topographic map showing the location of trench, pit and fault outcrop at the Hosonai site.
 A contour interval is 1 meter.

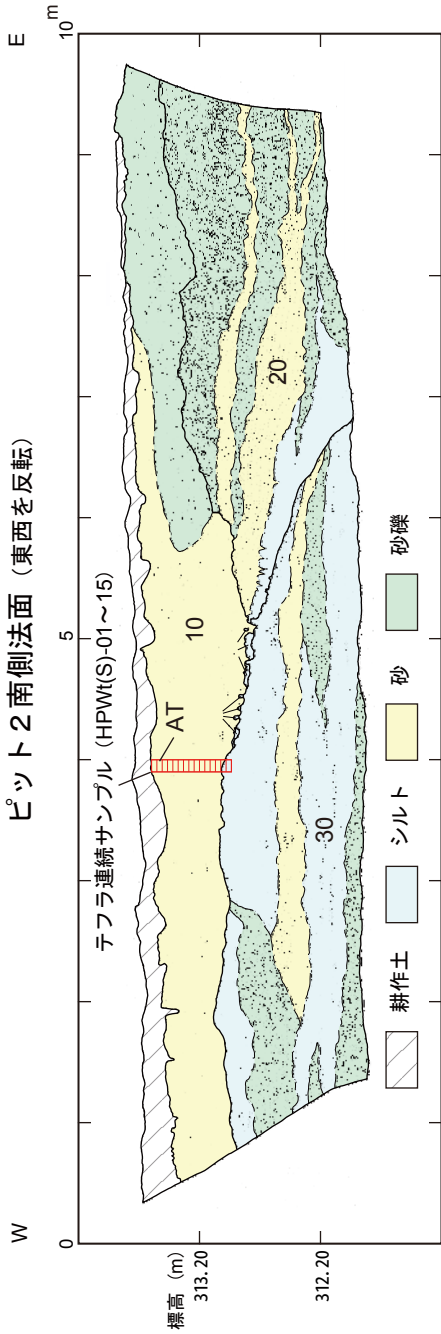


第 16 図．細内川北岸において割倉山断層を横切る先第四系と IV 段丘堆積物の地質断面図

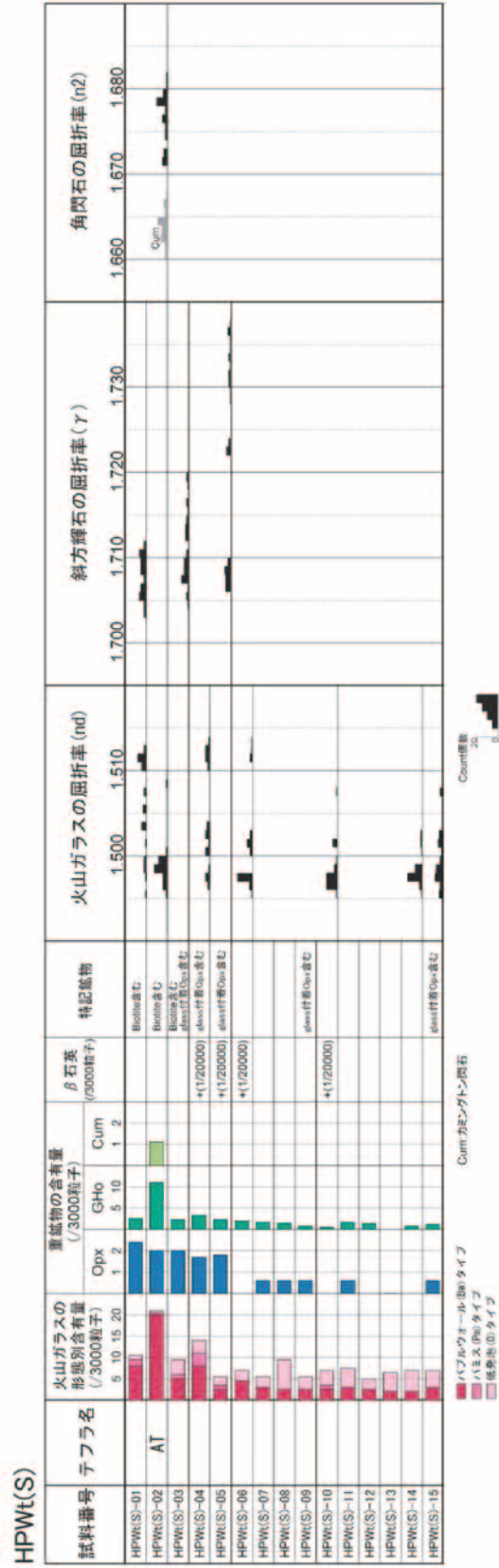
Fig. 16. Geological section of the pre-Quaternary and IV terrace deposits across the Warikurayama fault on the northern bank of the Hosonai River.



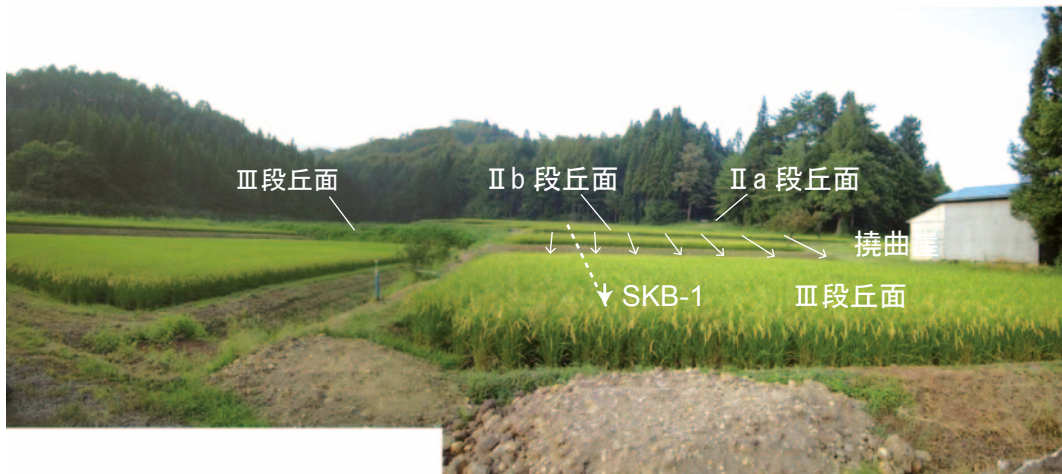
第 17 図. 細内川北岸のIV段丘堆積物を切る割倉山断層の露頭写真.
Fig. 17. Photographs of the outcrop of the Warikurayama fault cutting the IV terrace deposit on the north bank of the Hosonai River.



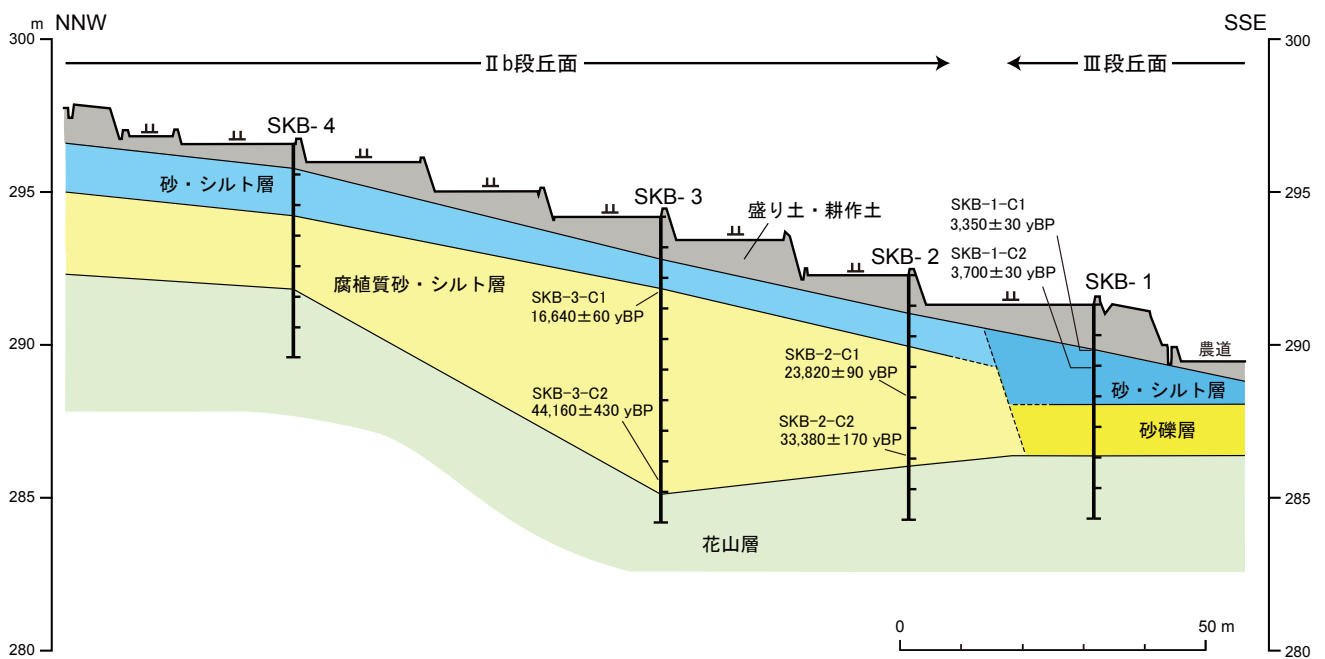
第19図. 細内地区のIIa段丘面上で掘削されたピット壁面のスケッチ図.
Fig. 19. Sketch of a pit wall excavated on the IIa terrace surface at the Hosonai site.



第20図. 細内地区に分布する堆積物最上部の火山灰分析結果. 分析は (株) 古澤地質による.
Fig. 20. Tephra analysis of the upper-most part of IIb terrace deposits at the Hosonai site.



第21図. 白木野地区におけるII b段丘面上の撓曲崖とボーリング調査測線を示す写真. 北北西を見る.
 Fig. 21. Photograph showing a flexure scarp on the II b terrace surface and the line of boring survey array at the Shirakino site. NNW looking.



第22図. 白木野地区のボーリング調査による撓曲崖の地質柱状断面図.
 Fig. 22. Geological columnar section in the flexure scarp revealed by the boring survey array at the Shirakino site.