

「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-4

関東平野北西縁断層帯（平井一櫛挽断層帯）の
活動性及び活動履歴調査

平成 21 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	3
(1) 地形調査結果	3
(2) 神川断層及び櫛挽断層の群列ボーリング調査結果	8
(3) 既存反射法地震探査データの再解析結果	10
(4) 関東平野北西縁断層帯のモデリング結果	11
(5) 阪神コンサルタンツ・産総研共同研究による櫛挽断層トレンチ調査結果	15
3. まとめ	19
3. 1 断層帯の位置及び形態	19
(1) 断層帯を構成する断層	19
(2) 断層面の位置・形状	19
(3) ずれの向き	20
3. 2 断層帯の過去の活動	21
(1) 平均変位速度	21
(2) 活動時期	21
(3) 1回の変位量	22
(4) 活動間隔	23
(5) 活動区間	23
文 献	24
付 記	27
図 表	29

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

平井―櫛挽断層帯は、関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層など）とともに、関東平野北西縁断層帯を構成する（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005；図 1）。平井―櫛挽断層帯は、群馬県南部から埼玉県北部にかけて、西北西―東南東方向に延び、関東山地の北西縁に沿う平井断層とその北東側約 1―3km を並走する神川断層及び櫛挽断層からなる。本断層帯が通過する市町村は、北西側から群馬県多野郡吉井町及び藤岡市、埼玉県児玉郡神川町、本庄市、児玉郡美里町、深谷市及び大里郡寄居町である。

平井―櫛挽断層帯の位置に関しては、松田時彦(1974)、松田時彦ほか(1975)、松田博幸ほか(1977)、Yamazaki(1984)、活断層研究会編(1991)、群馬県(1997、1998)、杉山ほか(1997)、杉山・須貝ほか(2000)、中田・今泉編(2002)、後藤ほか(2005)などの研究がある。

地震調査研究推進本部による関東平野北西縁断層帯の長期評価の公表（2005年3月9日）後に発表された都市圏活断層図「本庄・藤岡」（後藤ほか、2005）では、平井断層の北西端を吉井町石神付近（北緯 36°15′・東経 139°0′付近）、南東端を寄居町上郷付近（北緯 36°09′・東経 139°12′付近）としている。北西端と南東端を結んで得られる平井断層の長さは約 22km、走向は約 N60°W である。また、神川断層は、藤岡市西平井付近（北緯 36°14′・東経 139°02′付近）から本庄市児玉本町付近（北緯 36°11′・東経 139°08′付近）まで、約 11km にわたるとしている。さらに、櫛挽断層は、美里町役場付近（北緯 36°11′・東経 139°11′付近）から深谷市大谷付近（北緯 36°09′・東経 139°14′付近）まで、約 6.5km にわたるとしている。両断層間には、約 3.6km にわたって断層変位地形が認められない区間が存在し、この区間を含めて、神川断層の北西端から櫛挽断層の南東端までの距離は約 21km、方向は約 N°65W である。

都市圏活断層図「本庄・藤岡」（後藤ほか、2005）によると、平井断層の北西端から櫛挽断層の南東端までの平井―櫛挽断層帯全体の長さは約 24km、一般走向は約 N62°W である。

平井―櫛挽断層帯のうち、平井断層のずれの向きについては、松田ほか(1977)、後藤ほか(2005)が河谷や尾根の左横ずれを指摘している。上下成分に関しては、北西部では北東側の相対的隆起が明瞭であるが（例えば松田、1974；Yamazaki, 1984）、中央部から南東部にかけては南西側上りを示すところも指摘されている（例えば松田ほか、1977；中田・今泉編、2002；後藤ほか、2005）。

神川断層及び櫛挽断層のずれの向きについては、松田(1974)の報告以降、

各研究・調査報告の多くが共通して北東側の相対的隆起を指摘している。

平井―櫛挽断層帯の平均変位速度は、松田ほか（1975）、Yamazaki（1984）、群馬県（1998）などにより推定されている。これらによると、平井断層北西部の北東側上がりの平均上下変位速度は0.1m/千年程度と見積もられている。同断層の左横ずれ成分の平均変位速度については具体的なデータは得られていない。

神川断層及び櫛挽断層の北東側上がりの平均上下変位速度は、大きいところでは0.14―0.16m/千年に達すると見積もられている（Yamazaki, 1984）。

平井―櫛挽断層帯の過去の活動時期に関しては、平井断層について、杉原（1989）及び群馬県（1998）、神川断層について、群馬県（1998）の報告がある。櫛挽断層の過去の活動時期については、具体的なデータは得られていない。

杉原（1989）は、平井断層の北西端付近に位置する吉井町中原において、N30°E走向、20°南傾斜の逆断層を発見し、同断層がその最上部に始良 Tn（AT）火山灰を挟むローム層を変位させていることを報告している。

群馬県（1998）は、藤岡市保美の河道付け替え工事の際に出現した露頭において、平井断層が約4万1千年前の¹⁴C年代を示すシルト層を2m北東側上がりに変位させていることを報告している。また、平井断層の最新活動の上限年代を8千年前としている。

また群馬県（1998）は、藤岡市矢場地区における群列ボーリング調査から、AT及びAs-BP火山灰層は、神川断層によって、1m程度の高度差を伴う変形を被っているとしている。また、同地区で実施したトレンチ調査では、As-BP火山灰層を挟む地層に堆積構造の乱れが認められたとしている。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、平井断層によるAT火山灰のずれ（杉原，1989）を採用し、群馬県（1998）による平井断層の最新活動の上限年代を不採用とした。また、群馬県（1998）による神川断層の活動時期に関するデータも採用していない。この結果、平井―櫛挽断層帯の長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）では、『同断層帯では、約2万8千年前以後（AT火山灰降下後）に、少なくとも1回の断層活動が生じたと考えられるが、最新活動時期を限定するまでには至っていない』としている。

更に、長期評価の「今後に向けて」において、以下のような課題を指摘している。『平井―櫛挽断層帯では、過去の活動に関してほとんど資料が得られておらず、将来における地震発生の可能性を評価することができない。したがって、これらについての精度の良い資料を集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。また、関東平野北西縁

断層帯主部と平井―櫛挽断層帯は地下で収斂するとの指摘もある。よって、断層の地下深部の形状などについてさらに調査を行い、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにすることが重要である。』

上記のような平井―櫛挽断層帯の長期評価を受けて、本補完調査では、1) 平井―櫛挽断層帯の活動履歴の解明、及び2) 平井―櫛挽断層帯と関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層など）との3次元的な関係の解明を目的として、群列ボーリング調査、既存反射法地震探査データの再解析などを実施した。また、群列ボーリング調査の結果、櫛挽断層が完新世に活動した可能性が高くなったため、株式会社阪神コンサルタンツと産業技術総合研究所との共同研究により、櫛挽断層のトレンチ調査を別途実施した。

2. 調査結果

本補完調査では、1) 地形調査、2) 群列ボーリング調査、3) 既存反射法地震探査データの再解析、4) 関東平野北西縁断層帯のモデリングを実施した。なお、ここでは、(株) 阪神コンサルタンツと産総研の共同研究による櫛挽断層のトレンチ調査の結果についても、公表予定論文に基づいて報告する。

(1) 地形調査結果

地形面区分及び変動地形の認定のため、主に国土地理院が撮影した縮尺4万分の1(1967年撮影・1969年撮影)及び2万分の1(1964年撮影)のモノクロ空中写真を用いて空中写真判読を行った。空中写真判読により、段丘面などの地形面を抽出・分類するとともに、活断層及び傾動などの地殻変動に起因した変動地形(変位地形)に着目して、変動地形及びその可能性のある地形(リニアメント)を抽出した(図2, 3, 4)。リニアメントについては、井上ほか(2002)及び武田ほか(2006)の判読基準に基づき、変位地形である可能性が高いものから、LA, LB, LC及びLDの4ランクに区分した。

空中写真判読結果の検証のため、現地踏査を行うとともに、平井・神川・櫛挽各断層による段丘面などの上下変位量を明らかにするため、断層通過位置を横断して地形断面測量を行った(図5)。また、段丘面の編年に関するデータを得るため、代表的な段丘面について、段丘を構成する砂礫層を覆うシルト層や風成層(ローム層)を土壌サンプラーで採取し、テフラ分析を行った。

さらに、関東平野北西縁断層帯のモデリングに資するため、荒川など 5 つの河川とその流域に沿って、平井―櫛挽断層帯及び関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層）を横断する地形断面を作成した。断面の位置を図 6 に、得られた断面を図 7 に示す。なお、標高データは国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ（標高）「日本―Ⅱ」（平成 9 年版）に基づき、作図にはカシミール 3D（Ver.8.8.2）を用いた。

1) 段丘面の区分と編年の結果

段丘面は、テフラ分析結果に基づく火山灰編年（テフロクロノロジー；町田・新井，2003 など）を考慮し，中期更新世（最終間氷期よりも古い時代）に形成されたと推定される高位段丘面（H 面），最終間氷期（約 13–8 万年前）に形成されたと推定される中位段丘面（M 面），最終氷期に形成されたと考えられる低位段丘面（L 面），及び完新世に形成されたと考えられる沖積面（A 面）に区分した。高位面は高い方から H1–H4 の 4 面に，中位面は同様に M1a, M1b, M2a, M2b の 4 面に，低位面は同じく L1a, L1b, L2, L3a, L3b, L4 の 6 面に，沖積面は同じく A1, A2, A3 の 3 面に細分した。またこのほかに，最終氷期から完新世に形成された小扇状地面（高い方から fⅠ, fⅡ, fⅢの 3 面）を区分した（図 2）。

なお，最近の既往研究との比較では，判読された段丘面の分布から，L1a, L1b 面は中村ほか（2007）の櫛挽面に，L3a 面は中村ほか（2007）の御稜威ヶ原（みいずがはら）1 面に対応する。中村ほか（2007）は，テフラ分析に基づき，櫛挽面と御稜威ヶ原 1 面の形成年代をそれぞれ，約 6–5 万年前，約 2.5–2 万年前としており，本調査の段丘面の編年結果と一致する。

2) 各活断層の地形判読，現地踏査及び断面測量の結果

i) 平井断層

平井断層の変位地形及びリニアメントは，吉井町多比良字中組付近（北緯 36°14′・東経 139°00′）から，寄居町用土字馬場及び谷津付近（北緯 36°09′・東経 139°12′）まで，約 N65°W–S65°E の方向に約 20km にわたって追跡された（図 3, 4）。また，谷津付近から方向を南南東（S10°E）に変え，寄居町桜沢（北緯 36°08′・東経 139°12′）まで，さらに 2km ほど追跡された。

吉井町多比良字中組付近から藤岡市金井にかけての鮎川西岸域では，平井断層は主に北東側上がりの逆向きの崖・撓みからなる変位地形として認められる。地形断面測量結果によると，藤岡市西平井字中原付近の M1a 面は 6m 以上，そ

の西側の吉井町多比良字向平の M1b 面は 2m 程度の北東側上がりの変位を被っており、M1a 面にはバルジ状の変形が見られる(図 5-3 の Hi-10 及び Hi-11 断面)。また、中原西方で平井断層を横断して北流する河谷には左横ずれ変位を示唆する鍵型の屈曲が認められ、屈曲量は最大 100–150m 程度である。

鮎川沿いの低位段丘面上には低断層崖などの変位地形は認められない。但し、鮎川左岸(藤岡市金井)の低位段丘面(L3b 面)の分布は、上述した中原付近の変位地形の南東延長位置において、左方向に鍵型屈曲する鮎川によって限られ、段丘面の外縁は直線状を呈している。鮎川–神流川間では、鮎川湖の南岸から藤岡市浄法寺にかけて、南西側上りの上下変位を示唆する崖及び鞍部からなる北西–南東方向のリニアメントが判読され、崖基部の延長上及び鞍部付近で複数の尾根・河谷に左屈曲が見られる。このリニアメントの北東側、藤岡市保美貯水池の東側の尾根状を呈する平坦面には、鞍部及び側壁が急崖をなす直線状の谷(直線谷)からなる北西–南東方向のリニアメントが判読される。地形断面測量の結果によると、この鞍部の南東側に分布する M2a 面は、4–5m 程度の南西側上りの上下変位(撓曲変形)を被っている可能性がある(図 5-3 の Hi-9 断面)。なお、群馬県(1998)及び高橋・野村(1999)が報告している平井断層の 2 つの露頭は、上述の直線谷の北西端(出口)付近とその北西方約 450m の地点において工事の際に現れた。

神流川東岸の埼玉県側では、平井断層の地表トレースは大きく 2 条に分かれる(図 3, 4-1, 4-2)。南側のものは、山地内に認められるやや開析された崖・鞍部からなる低ランク(LC または LD)のリニアメントとして、神川町新宿から美里町広木南方まで、約 9km にわたって追跡される。本トレースは南西側の相対的隆起を示唆し、複数の尾根・河谷が左屈曲を示す。

北側のトレースは神川町峯岸付近から寄居町用土付近まで約 12km にわたって東南東方向に追跡され、小山川東岸の本庄市児玉町小平–秋山付近に認められる幅約 900m の左ステップを境に、西部と東部に分けられる(図 4-2)。西部は、南側の山地と北側の段丘面分布域との地形境界付近の高位段丘面・中位段丘面に認められる逆向きの崖、鞍部及び直線状の谷などからなり、トレースの直線性が高い。西端の神川町峯岸付近では南西側隆起を示唆するが、本庄市児玉町宮内付近以東では、高位及び中位段丘面に北東側上がりの変位を与えている。本庄市児玉町高柳付近の断層北側の高位面にはバルジ状の変形が見られる。また、逆向き崖の延長上及び鞍部周辺の複数の地点で左横ずれを示唆する、比較的系統的な尾根と河谷の左屈曲が認められる。

東部は、主に高位段丘面・中位段丘面に認められる逆向きの崖、溝状を呈する直線状の谷などからなり、トレースはやや凹凸し、南西端付近では数条並走する。本庄市児玉町秋山－美里町中里間では、高位及び中位段丘面に北東側上がりの変位を与えている。地形断面測量の結果によると、美里町広木付近のH4面は10m程度の北東側上がりの変位を被っており、その南東方の同町白石を北流する扇状地面も断層の推定通過位置で傾斜が緩くなることから、断層変位を被っている可能性がある（図5-2のHi-5断面）。寄居町猪俣から用土にかけての地域では、断層が南東へ開きながら分岐する形を呈し、高位及び中位面のバルジ状の変形や北東へ傾き下がる変形が3列認められる。

平井断層の南東端部は、寄居町用土字谷津から同町桜沢にかけて、S10°Eの方向に連なる東側低下の撓み状の崖からなるリニアメントとして判読される。

ii) 神川断層

神川断層の変位地形及びリニアメントは、藤岡市西平井（北緯36°14′・東経139°01′）から神川町植竹の南東方（北緯36°12′・東経139°07′）まで、N75°W－S75°E方向に約8.5kmにわたって追跡される（図3, 4-1）。この間、神川断層は直線状に続く急崖及び低位段丘面上の逆向き（北東側上がり）の崖の連続として認められる。逆向き崖の比高は小さいものの、崖の基部に沿って段丘面を開析する溝状の谷が発達する。さらに、神川断層の南東延長と考えられるバルジ状の高まりや逆向きの崖からなるリニアメントが、本庄市児玉町保木野付近と同市児玉町児玉に断続して認められる。藤岡市西平井から本庄市児玉町児玉（北緯36°11′・東経139°08′）までの神川断層の長さは約11kmである。

西端部の藤岡市西平井付近では、山地－低地間の低崖部を通過する、長さ約600m、北側隆起のリニアメントとして判読される。南側に位置する平井断層との距離（間隔）は400－500mほど（西側ほど狭い）で、西に向かって平井断層に収斂する形を取っている（図3, 4-1）。

藤岡市東平井付近から神流川西岸の同市本郷波家田にかけての地域では、北に向かって高度を下げる段丘面を北上がりに（逆向きに）変位させる低断層崖、及び北側の丘陵と南側の低地の直線状地形境界として認められる。藤岡市の庚申山丘陵では、丘陵－低地境界の150－200mほど北側にも、鞍部列からなる並行するリニアメントが認められ、一部の尾根は左屈曲を示す。地形断面測量の結果によると、本郷波家田付近の低位面（L1b面）は、神川断層によって1m程度の北側上がりの上下変位を被っていると判断される（図5のKa-2断面）。

神流川東岸の埼玉県児玉郡神川町植竹付近では、九郷用水に沿う約 1500m 区間で、低位面（L3b 面）の北側上がりの上下変位が明瞭である。断層の北側（隆起側）の L3b 面には、北翼が南翼に比べて長く緩傾斜を呈する非対称な背斜状（バルジ状）の変形が認められる。地形断面測量の結果によると、L3b 面の上下変位量は 2m 程度と見積もられる（図 5 の Ka-3, Ka-4 断面）。

これより東側では、本庄市児玉町保木野付近に低位面に北東側上がりの断層変位を示唆するバルジ状（背斜状）変形が認められる。また、本庄市児玉町八幡山丘陵（雉岡城跡）の西側に、西向き低崖部を通過する北東側隆起のリニアメントが判読される。なお、その東方約 1.2km の児玉町吉田林宮本付近（入浅見丘陵西端部）に分布する H4 面にもバルジ状の変形が認められる。

iii) 櫛挽断層

櫛挽断層は美里町駒衣（北緯 36°11′・東経 139°10′）から深谷市武蔵野字下郷（北緯 36°09′・東経 139°14′）にかけて、ほぼ N60°W—S60°E 方向に約 7km にわたって追跡される（図 3, 4-3）。地形的に認められる神川断層の南東端（本庄市児玉町八幡山丘陵）と櫛挽断層の北西端との距離は約 4.5km である。

櫛挽断層は、北ないし北東に高度を下げる低位段丘面（L2 面）及びその開析面に認められる逆向きの崖からなる。特に、寄居町下平—深谷市本郷南方に至る 3km 区間では、低位段丘面を変位させる北東側上がりの逆向低断層崖が直線的に続く。また、崖を横切って流れる河川に左方向への湾曲が認められることから、左横ずれを伴う可能性がある。現地踏査及び地形断面測量の結果によると、櫛挽断層による L2 面の上下変位量は、寄居町用土字下平から深谷市東櫛挽にかけての地域では、1.5—3m 程度と見積もられ、西端の美里町古郡—駒衣付近及び東端の深谷市下郷付近では 1m 程度以下となる（図 5-5）。また、深谷市本郷付近など、上下変位量が比較的大きな地域（櫛挽断層中央部）では、断層北東側（隆起側）の L2 面に北東側の翼が南西側の翼に比べて長く緩傾斜を呈する非対称な背斜状（バルジ状）変形が認められる。

iv) 地形調査から推定される各断層の平均変位速度

上に述べた地形調査結果と図 2 に示す各段丘面の推定形成年代から、平井断層の平均上下変位速度は 0.1m/千年以下と見積もられる。左横ずれ成分の平均変位速度については、定量的な見積もりが可能なデータは得られなかった。

神川断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される神川町

植竹付近で、0.1m/千年程度と見積もられる。

櫛挽断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される深谷市本郷付近で、0.1m/千年程度と推定される。

(2) 神川断層及び櫛挽断層の群列ボーリング調査結果

地形調査の結果を受けて、AT火山灰降下後の神川断層及び櫛挽断層の活動履歴に関する情報を群列ボーリング調査によって取得できる可能性が高い場所（断層両側でAT層準以降の地層が連続的に堆積している可能性が高く、断層による変位・変形が断層沿いの狭い範囲に集中している場所）として、それぞれについて優先順位をつけた3地区を選定し、用地交渉を行った。幸い、土地所有者の理解と地元自治体の全面的な協力が得られ、神川・櫛挽断層とも、以下に記す第一候補とした地区において調査を実施することができた。なお、平井断層については、今回の補完調査では、群列ボーリングによってAT火山灰降下後の活動履歴を明らかにする適地を探し出すことはできなかった。

- ・神川断層：藤岡市本郷地区（比高約1mの低断層崖を挟む地域；図8, 9, 10）
- ・櫛挽断層：寄居町用土地地区（比高約1.5mの低断層崖を挟む地域；図15, 16, 17）

群列ボーリングは掘削口径を86mmとし、ロータリー式ボーリングマシンを用いてオールコア掘削で実施した。最終的に、神川断層・本郷地区で10孔、総延長78m、櫛挽断層・用土地地区で10孔、総延長117.9mのボーリング掘削を行った。採取されたコアは表層部をきれいに整形し、コア箱に入れて写真撮影（図11, 18）を行った後、詳細な観察により層相の記載を行った。また、採取されたコアの層相の特徴に基づき、神川断層・本郷地区のコアについてはテフラ分析、櫛挽断層・用土地地区のコアについては主に¹⁴C年代測定（表2）を実施した。

1) 藤岡市本郷地区における神川断層の群列ボーリング調査結果

群列ボーリング調査の結果から、本郷地区に分布する砂礫層（L1b面構成層）の上面は、神川断層によって、約1.5mの上下変位を被っていると判断される（図12）。この砂礫層を覆う氾濫原土（flood loam）と推定されるシルト質層のテフラ分析を行った。その結果、シルト質層の上部から、浅間板鼻褐色火山灰層（As-BP）及び始良Tn火山灰層（AT）などが検出された（図13, 14）。シルト層の中部からは、榛名八崎火山灰層（Hr-HP）または榛名箱田火山灰層（Hr-HA：早田，1996）

に対比される可能性が高いテフラが検出された。また、Ho-3 孔のシルト層下部には、約 5 万 5 千年前に降下した大山倉吉火山灰層 (DKP) 起源の可能性のある斜方輝石及び角閃石が混入していることが分かった。また、Ho-1 孔のシルト層最下部から、約 4 万 5 千年前以前に主要な活動きがあった赤城山に由来する可能性のある斜方輝石が検出された。

これらのテフラのうち、As-BP は全孔で確認され、その基底は、神川断層によって 1m 程度の上下変位を被っていると判断される (図 12)。したがって、本郷地区における神川断層の最新活動時期は、約 2 万 5 千—2 万年前とされる As-BP 火山灰の降下後と考えられる。この結論は、藤岡市矢場地区 (本郷地区の約 1km 西方) において、AT 及び As-BP 火山灰の変形を指摘した群馬県 (1998) の調査結果を支持する。

As-BP 火山灰降下後 (約 2 万 5 千—2 万年前以後) の本郷地区における神川断層の平均上下変位速度は、0.1m/千年未満 (0.04-0.05m/千年程度) と見積もられる。さらに、本郷地区に分布する砂礫層 (L1b 面構成層) の上限年代は、おおよそ 6-5 万年前と推定され、過去 6-5 万年間 (砂礫層堆積終了後) の本郷地区における神川断層の平均上下変位速度は、同じく 0.1m/千年未満 (0.03m/千年程度) と見積もられる。

2) 寄居町用土地地区における櫛挽断層の群列ボーリング調査結果

ボーリングコア観察の結果、図 19 に示すように、地形調査結果と整合的に、北東に傾斜する櫛挽断層の存在が確認された。Yo-8 孔では新第三系 (砂岩、凝灰岩を挟む泥岩) が後期更新世の堆積物の上位に認められた。その南側の Yo-1 孔では砂礫層が他のボーリング孔の約 2 倍の厚さになっており、南隣 Yo-9 孔では厚さ約 1m の細粒堆積物の上・下に砂礫層が 2 層認められた。各孔を跨ぐ砂礫層及び細粒堆積物の分布から、2 層の砂礫層は同一層 (L2 面を形成した砂礫層) と判断され、同層が櫛挽断層によって切られ、細粒堆積物の上にのし上げていると考えられる。このように考えた場合、Yo-8 孔—Yo-9 孔間の櫛挽断層の傾斜は、約 22°となる。

新第三系の泥岩に挟まれる砂岩及び凝灰岩には、明瞭な層理が認められるため、層理面の傾斜を測定した。その結果、より北東側の孔から、Yo-6 の深度 9m 及び 11.8m で約 20°、Yo-10 の深度 8.6m で約 20°、Yo-7 の深度 6-6.5m 及び 11m で約 25°、Yo-8 の深度 6m で 20°、同 8.3m で 25°の値を得た。これらの層理面の傾斜は、Yo-8 孔—Yo-9 孔間の櫛挽断層の推定傾斜 (約 22°) とほぼ一致する。これ

は、櫛挽断層が新第三系の層理面に平行な層面断層 (bedding fault) であることを示唆する。

群列ボーリング調査の結果から、用土地区に分布する砂礫層 (L2 面構成層) の上面は、櫛挽断層によって、約 3m の上下変位を被っていると判断される。この砂礫層直上の腐植質シルト層の ^{14}C 年代測定の結果、 $28,860\pm 200$ y BP から $27,290\pm 170$ y BP の値 ($\delta^{13}\text{C}$ を補正した ^{14}C 年代値) が得られた。また、砂礫層直下の腐植質シルト層からは $43,710\pm 690$ y BP の ^{14}C 年代値が得られた (図 19, 表 2)。したがって、本砂礫層は概ね 3 万年前から 4 万年前に堆積したと考えられ、過去 3 万年間 (砂礫層堆積終了後) の用土地区における櫛挽断層の平均上下変位速度は約 0.1m/千年と見積もられる。

用土地区の櫛挽断層は、砂礫層堆積後の約 3 万年前以降に活動しているのは確実である。また、Yo-5 孔の標高 71.0-71.5m 付近の腐植質層は、 $9,030\pm 50$ y BP ($10,240\sim 10,190$ cal y BP : 暦年代, 誤差幅 1σ) 及び $7,810\pm 40$ y BP ($8,610\sim 8,550$ cal y BP) の ^{14}C 年代を示すのに対して、東隣 Yo-4 孔ではほぼ同じ標高から $3,280\pm 40$ y BP ($3,600\sim 3,410$ cal y BP) 及び $2,390\pm 40$ y BP ($2,460\sim 2,350$ cal y BP) の ^{14}C 年代が得られた。このことから、櫛挽断層は、完新世にも活動した可能性が示唆される。完新世における櫛挽断層の活動については、(5) のトレンチ調査結果の項で述べる。

(3) 既存反射法地震探査データの再解析結果

1) 再解析手法

平井断層、櫛挽断層及び深谷断層の 3 次元的な関係の検討に資することを目的に、これら 3 断層を横断して実施された反射法地震探査 (山口ほか, 1996) のデータの再解析を行った。再解析に当たっては、探査データ所有者である産業技術総合研究所 山口和雄氏の下承を得るとともに、収録波形記録、発震点・受振点座標、調査測点位置図及び野帳を借用した。調査測線の概略位置を図 1 と図 6 に示す。また、探査諸元、調査測線及び解析測線の概要、データ処理に用いた主要パラメータを、それぞれ表 3, 4, 5 に示す。データ処理は図 20 に示す処理フローに従って行い、処理・解析に当たっては次の点に留意した。

- ・ 収録波形記録の初動を用いたトモグラフィ解析により、表層部の P 波速度分布を求めて静補正值を得るとともに、表層部の地質構造を明らかにする。
- ・ 速度解析はほぼ等間隔に CMP100 点以下の間隔で行い、重合速度分布を求める。断層周辺等の複雑な地下構造が想定される区間では、間隔を小さくして

より詳細な重合速度を求め、データ処理を行う。

- ・ 標準的な処理手順による反射断面の作成に加え、急傾斜反射面や複雑な構造のイメージングが可能とされる重合前深度マイグレーション処理を適用して深度断面を作成し、その有効性を検討する。

2) 再解析結果

図 21 に深度 2,000m までに揃えた山口ほか (1996) による断面、標準的処理手順による再解析断面、重合前深度マイグレーション処理による断面を示す。また、図 22 に深度 5,000m までの標準的処理手順による深度断面を示す。

櫛挽断層より北東側の区間については、山口ほか (1996) の断面に比べて、標準的処理手順による深度断面の方が若干大きな深度まで反射面をイメージすることができた。しかし、櫛挽断層より南西側の区間では、解析結果に顕著な改善は見られなかった。

重合前深度マイグレーション処理による再解析は、大局的には標準的な処理によるものと同様で、一部短波長の構造がイメージされたものの、マイグレーションスマイルが顕著である。この手法はバックグラウンドの速度分布に敏感で、正しい速度分布から離れるに従い、得られるイメージの質が急激に低下する。今回は速度分布改善の手掛かりとなる明瞭な反射面が認められず、最終的に使用した速度分布が実際からかけ離れている可能性がある。

櫛挽断層より南西側の区間については、①局所的に反射面の傾斜が変化する短波長成分に富む複雑な地質構造、②音響インピーダンスコントラストが大きい境界面を欠く地層、③通常 of データ取得及び処理・解析ではイメージングが困難な急傾斜の地質構造、が想定される。

(4) 関東平野北西縁断層帯のモデリング結果

本調査では、今回作成した河川沿いの地形断面と既存反射法データを再解析して得た反射断面ほかにバランス断面法を適用して、平井断層、櫛挽断層、深谷断層などからなる関東平野北西縁断層帯の 2 次元断層モデルの構築を試みた。断層モデルを作る断面は、通常、断層のずれる方向に平行に設定するが、上記断層の縦ずれ/横ずれ比は分かっていないため、これらの断層にほぼ直交する方向の地形断面測線と反射法地震探査測線の方向に設定した。また、バランス断面の作成に当たっては、Midland Valley 社の Move2009 を使用した。

1) 地形断面に基づく断層モデリング

河川沿いの 5 測線 (図 6) のうち、藤治川測線は深谷断層より南西側では L2 面上を通過している。また、荒川測線はその南西端から深谷断層の約 4km 北東まで、概ね L3a 面及び L3b 面上を通過している。これら 2 測線では、深谷断層の位置に認められる地表面高度の急変あるいは撓曲状の変化 (図 7) は、深谷断層の南西側上がりの断層変位・変形を表していると考えられる。鮎川測線及び神流川測線の深谷断層の位置に認められる地表面高度の急変も、深谷断層による低位段丘面の上下変位を示していると考えられる。これに対して、平井断層、神川断層及び櫛挽断層の位置では、鮎川測線と神流川測線の平井断層を除いて、北東側上がりの断層変位を示唆する地表面高度の変化は明瞭ではない。鮎川及び神流川測線は、平井断層より上流側では、より低位の段丘面上を通過しており、北東側上がりの高度の急変は平井断層の断層変位を直接反映したものではない可能性がある。

以上より、平井-櫛挽断層帯を含む関東平野北西縁断層帯中央部周辺では、深谷断層の南西側上がりの断層変位による地形面の変位・変形が卓越していると考えられる。そこで本調査では、再解析した反射断面の測線と位置がほぼ重なる藤治川測線とその南側の荒川測線 (図 6) について、近似的に断層が地表にまで達しているの見なし、inclined shear (Gibbs, 1983; Yamada and MacClay, 2004) を適用して、深谷断層の形状を推定した。

バランス断面の作成に当たっては、変形前の地形面の形状を図 23 の赤破線のように仮定した。平井断層及び櫛挽断層による変形の補正は、これらによる変形が無視できる程度に小さいと判断して行わなかった。深谷断層の上端の傾斜は、断層の上端が深度約 200m まで達していると推定される深谷市街の反射断面 (埼玉県, 1999 の A 測線 ; 図 25) から 50° とし、 40° と 60° の場合についても検討を行った。また、断層下端の深度は 15km を基本として 10-20km の範囲とし、shear angle は -80° と仮定した。

得られた断層の形状は、図 23 に示すようにかなり高角度となった。断層上端の傾斜が 50° の場合、深度 0-10km の断層面の平均傾斜は藤治川測線で約 80° 、荒川測線で約 70° である。断層先端部の傾斜が 40° の場合でも、深度 10km までの断層面の傾斜は藤治川測線で 70° 程度、荒川測線で 60° 程度となった。

2) 再解析反射断面に基づく断層モデリング

山口ほか (1996) の反射法地震探査データを再解析して得られた反射断面に、

同じく *inclined shear* を適用して深谷断層の断面形状を推定した。

このモデル化では、深谷断層の南西側に分布する基盤岩上面（新第三系基底）の変形は深谷断層の活動によるものと仮定して、基盤岩上面をモデル化の基準面とした。深谷断層上盤側の現在の基盤岩上面については、速度解析結果や既存資料に基づき、図 24 の赤破線のような形状を仮定した。深谷断層の下盤側（関東平野側）の基盤岩上面の深度は、鈴木（2002）、文部科学省研究開発局ほか（2004）、林ほか（2006）などの既存資料から、約 3km と推定される（図 24）。この情報を考慮して、変形前の上盤側の基盤岩上面の形状は、南西（関東山地）側に緩やかに浅くなる形（図 24 の青線）を仮定した。

また、このモデル化では、櫛挽断層を深谷断層の上盤側に形成されたバックスラストと見なした。また、櫛挽断層による基盤岩上面の変位量（断層面に沿う変位量）を 1km と仮定し、この変位を戻してバランス断面を作成した。なお 1km の変位量は、櫛挽断層の平均上下変位速度（0.1m/千年程度）と推定傾斜（20-30°程度）が時代によらず一定とした場合、同断層が概ね 300-500 万年前から活動していると仮定したことに相当する。

基盤岩上面を切る深谷断層上端の傾斜は、地形断面に基づくモデル化と同様に 50°を基本とし、40°と 60°の場合についても検討した。断層下端深度と *shear angle* についても、地形断面に基づく場合と同じ値を仮定した。

求められた断層の形状は図 24 に示すように、地形断面に基づくモデルと同様に、高角度のものとなった。断層上端の傾斜が 40-60°の場合、5km 以浅の平均傾斜はおよそ 55-70°、深度 5-10km の平均傾斜はおよそ 70-80°となった。

また、山口ほか（2000）による深谷断層と江南断層（図 6）を横断する反射法地震探査の断面から、上述のモデル化と同様の仮定で求めた断層モデルを図 25 に示す。このモデルでは、基盤岩上面の深度を約 2km とし、深谷断層が基盤を切る位置を山口ほか（2000）による深谷断層（FF）と江南断層（KF2）の交点に置いた。モデル化の結果は、図 24 よりも若干高角の断層となった。深谷断層が基盤岩上面を切る位置は、これより北東側に設定することも可能であり、この場合、深谷断層の傾斜は図 24 と同程度になると推定される。

3) 埼玉県（1999）の A 測線反射断面についての検討

埼玉県（1999）が深谷市街で取得した反射断面（図 26、測線位置は図 6）では、深度 200m 付近にまで深谷断層の上端が達し、複数の顕著な反射面に累積的な変位（ずれ）を与えるとともに、より浅い反射面に撓曲状の変形を与えてい

る。図 27 は、これらの反射面の変位・変形に *trishear* (Allmendinger, 1998; Erslev, 1991 など) を適用して、変位・変形の過程を復元したものである。図 27 の D では、基準面 X, Y, Z の深谷断層による「ずれ」はなくなっているが、基準面 Y, Z は撓曲状の変形（撓み）を呈している。このような反射面の形状は、基準面 Y, Z が深谷断層による変位を被る前に、南西側が相対的に持ち上がる変形を被ったことを示唆する。このような変形は、1) 北東傾斜の逆断層による変形、2) 南西傾斜の逆断層による変形の 2 つの可能性が考えられる。

1) については、櫛挽断層の活動が考えられる。図 28 は、図 24 と同じ再解析断面を用いて、「撓み」が櫛挽断層の逆断層運動によるものとして、*inclined shear* でモデル化したものである。このモデルでは、櫛挽断層は約 80° の傾斜で北東側に傾斜する。このような断層の形状は、櫛挽断層や江南断層（図 6）を主断層、深谷断層をバックスラストと考える高橋ほか (2006) の説に対応する。しかし、この地域の既存の反射断面には、櫛挽断層や江南断層が高角の断層であることを示す証拠は認められず、むしろ低角の断層が強く示唆される。また、地形調査、群列ボーリング及び後述するトレンチ調査の結果は、少なくとも地表付近の櫛挽断層は 20–30° 程度の傾斜であることを示しており、図 28 の断層モデルを積極的に支持するデータは得られていない。

2) については、一つの可能性として、上端が地下深部にあった時期の深谷断層の活動が想定される。図 29 は *trishear* を用いて、「撓み」の形成を再現したモデルであり、深谷断層は鉛直に近い断層としてモデル化されている。上述した基盤岩上面を基準面としてモデル化した断層の形状（図 24）は、A 測線の 3km ほど西の断面であるが、A 測線付近の深谷断層も、かつて同様の形状を有していた時期があったと推定される。

4) 断層モデリングの意義

反射断面上に仮定した基盤岩上面の変形から求めた断層形状は、過去 2–3 年間の断層活動を反映する地形断面から求めた断層形状に極めてよく似ている。モデル化の精度については改善の余地が大きいが、両者の類似は注目に値し、深谷断層が数百万年以上前から活動している可能性を示唆する。

今回得られた高角度の形状は、寄居町付近を震源として 1931 年に発生した西埼玉地震の断層面の形状（走向 N74°W, 傾斜 80°SSW; Abe, 1974）と調和的である。西埼玉地震は左横ずれの発震機構をもつが (Abe, 1974), これまでの地形・地質学的な研究では、深谷断層の横ずれに関する証拠は得られていない。今回

の断層モデリングの結果は、深谷断層の横ずれについて再検討する必要があることを示唆している。

(5) 阪神コンサルタンツ・産総研共同研究による櫛挽断層トレンチ調査結果

(2) で述べたように、寄居町用土地区における群列ボーリング調査の結果、櫛挽断層が完新世にも活動した可能性が明らかになった。このため、株式会社阪神コンサルタンツと産業技術総合研究所は共同研究契約を結び、用土地区においてトレンチ調査を実施した(図 30, 31, 32)。トレンチ調査は平成 21 年 2 月に実施し、断層の通過予想方向にほぼ直交する N57°E 方向に、長さ約 12m、深さ最大約 3m のトレンチを掘削した(図 33)。

以下に、日本活断層学会において公表予定の論文に基づき、トレンチ調査の結果を述べる。

1) 壁面に現れた地層の層序

トレンチ壁面には、上位より、1) 人の手の加わった土壌層、2) 腐植質層(黒土層)、3) 腐植質層に覆われる砂、シルト、砂礫などからなる層が現れた(図 34, 35, 36)。本調査では、これら 3 層をそれぞれ a 層、b 層、c 層とし、層相に基づき各層を細分した(表 6)。

a 層は、上位から、耕作土及び水路?などの埋め土(a1)、炭質物を多く含む黒色土壌(a2)、黒褐色の砂質土壌(a3)からなる。このうち、a2 層は南東側壁面の中央-東部のみに見られた。

b 層は、上位より、腐植質層(b1)、やや褐色を帯びる腐植質層(b2)、粘土質な腐植質層(b3)、シルト質な腐植質層(b4)に細分され、層相から湿地性の堆積物と考えられる。このうち、b2 層中には酸化した根の痕跡が多く認められ、同層が下位の b3 層及び上位の b1 層に比べて、より酸化されやすい環境(水深がより浅い湿地など)で堆積したと推定される。

c 層は、上位より、シルト層(c1)、シルト質砂層(c2)、腐植質シルト層(c3)、礫混じりシルト層(c4)及び礫層(c5)に細分される。c1 層と c2 層は放棄河道に堆積した氾濫原土(flood loam)と考えられ、c1 層の下部には連続性のよい淡色のシルト層が認められる。また、c2 層には洪水堆積物と推定される連続性の悪い中礫混じりの砂礫層が挟まれる。c3 層は腐植混じりの比較的淘汰のよいシルトからなり、後背湿地の堆積物と推定される。c4 層は大礫混じりの淘汰の悪いシルトからなり、根の痕跡が多く認められることから、洪水氾

濫原の堆積物の可能性が高い。c5層は大礫を含む垂角礫優勢の礫からなり、河道堆積物と考えられる。

2) 断層

トレンチ壁面には、数条に分岐する北東側隆起の逆断層が現れた。群列ボーリング調査の結果を踏まえると、この逆断層は櫛挽断層本体と判断される。図 34 に示す 9ヶ所で計測した断層の走向・傾斜は、概ね N20-60°W, 20-36°NE である。断層は上方に向かってより緩傾斜となり、最も顕著な断層の上端は b3 層の中部にまで達している。また、北西側壁面において、断層ガウジをはがして条線を露出させ、レイク（地震学の定義による）を計測した。その結果、65°, 73-77°, 90°のレイクを示す条線が観察された。この観察結果は櫛挽断層が若干の左横ずれ成分をもつことを示唆し、地形調査の結果と整合する。

3) 最新活動

i) 層準

b3層は、両壁面において、少なくともその中部までを明瞭に断層に切られ、下位の c1 層などとともに変形・擾乱を被っている。b3層から得られた ¹⁴C 年代値を見ると、同層上部まで、同じ深度であっても断層近傍の試料の方が古い年代を示し、b3層上部まで断層活動による変形・擾乱を被っていることを示唆する。

これに対して、b2層には明瞭な変位・変形及び擾乱は認められない。b2層が連続的に分布する南東側壁面に着目すると、同層は断層上盤側ではほぼ水平、断層下盤側ではごく緩く南西側に傾斜した分布を示す。櫛挽断層直上の距離程 6-7m 区間付近では傾斜がやや強くなっているが、下位の b3, b4, c1 の各層はほぼ水平ないし b2層よりも緩い傾斜を示す。したがって、断層直上における b2層の傾斜は堆積時の初生構造の可能性が高いと判断される。両壁面の b1層及び a層にも、断層運動による変位・変形及び擾乱は認められない。

以上の観察結果から、寄居町用土地区では b3層堆積後、b2層堆積前に、櫛挽断層の最新活動があったと考えられる。

ii) 年代

b3層から得られた17の¹⁴C年代値(表7,8)のうち、最も若いものは5,700±60yBP(6,550-6,410calyBP)、b2層から得られた8つの¹⁴C年代値のうち、最も古いものは5,040±50yBP(5,900-5,720calyBP)である。これら2つの年代値については、それぞれ、同一層から較正暦年代の2σ及び1σの範囲で重なり合う年代値が複数得られていること、それらが他の年代値から著しくかけ離れていないこと(図37)から、信頼性に問題はないと判断する。以上より、櫛挽断層の最新活動時期は、現在から約6,600-5,800年前と推定される。

iii) 変位量

北西側壁面では、変形・擾乱と堆積時の初生傾斜のため、b3層基底の変位量の正確な見積もりが難しいため、南東側壁面(図36)のデータから、最新活動に伴う変位量を推定した。

南東側壁面で観察されるb3層は、断層の上盤側・下盤側のいずれにおいても概ね水平に堆積しており、その基底は櫛挽断層により約1mの上下変位を被っていると推定される。b3層を切る断層によるc1層基底及びc2層基底の上下変位量も約1mであり、b3層基底の上下変位量と同等である。したがって、最新活動に伴う南東側壁面における上下変位量は約1mと推定される。

最新活動に伴う、断層に沿う傾斜方向の変位量は、計測された断層面の傾斜角(約30°)と上述の上下変位量(約1m)から、2m程度と見積もられる。トレンチ壁面では、b3層基底の断層に沿うずれを直接計測することはできないが、c1層基底及びc2層基底の断層に沿うずれは1.6-1.8m程度と計測される。以上より、本報告では最新活動に伴う南東側壁面における傾斜方向の変位量を1.6-2m程度と考える。

横ずれ成分については、2)で述べたように、断層面に65°,73-77°,90°のレイクを示す条線が観察されたことから、若干の左横ずれ成分をもつと判断されるが、定量的な評価は困難である。

4) 最新活動に先立つ断層活動

最新活動に先立つ断層活動として、次の2つが認められた。

i) c2層堆積後、c1層堆積前と推定される断層活動

南東側壁面(図36)のb3層を切る断層の上盤側に、c2層基底に0.5m程度の

上下変位を与え、c1層には変位を与えていない断層が見られる。この断層の隆起側ではc2層を欠き、上方に凸に変形したc4層をc1層が覆っている。北西側壁面(図35)では、b3層を切る断層の下盤側のトレンチ底近くに、c2層の基底を断層面に沿って0.4m程ずらす断層が見られる。以上の観察結果から、これらの断層変位・変形は、c2層堆積後、c1層堆積前に生じた可能性が高いと考える。

この活動の下位及び上位の層準から得られている¹⁴C年代[それぞれ19,880±100 y BP (24040–23610 cal y BP, c3層)及び10,220±50 y BP (12,070–11,830 cal y BP, b4層)]から、この断層活動は約2万4千年前以後、約1万2千年前以前に発生したと推定される。

ii) c5層堆積後、c4層堆積前と推定される断層活動

北西側壁面のc5層(図35)には、幅50-80cmにわたって、礫の長軸が揃い、70°前後の傾斜で北東側へ急傾斜するゾーンが見られる。このような礫の配列は、断層運動によって礫が再配列したことを示唆している。c5層を覆うc4層の基底は、c5層中の礫の再配列ゾーンの直上で20cm程度の上下変位を被っている。しかし、c4層中の礫の再配列は明瞭ではなく、上位のc1層の基底には断層変位は及んでいない。南東側壁面では、不明瞭ながら、c5層中に礫の再配列が認められるが、再配列した礫を覆うc4層の基底には上下変位は認められない。以上の観察結果から、c5層の礫の再配列を引き起こした断層活動は、c5層堆積後、c4層堆積前に生じたと考えられる。なお、北西側壁面のc4層基底に見られる上下変位は、上述したc2層堆積後、c1層堆積前の断層活動によって生じた可能性が高い。

c5層堆積後、c4層堆積前の断層活動の年代は、群列ボーリング調査により、c5層(L2面構成層)より下位の層準とc3層またはc4層に対比される層準から、それぞれ、43,710±690 y BP, 28,860±200 y BP から 27,290±170 y BP の¹⁴C年代(図32)が得られたことから、約4万4千年前以後、約2万7千年前以前である。この断層活動の時期は、L2面を構成する砂礫層の堆積終了直後に当たることから、おおよそ3万年前頃に生じた可能性が高い。

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）によると，平井―櫛挽断層帯は，関東山地の北西縁に沿う平井断層とその北東側約1―3kmを並走する神川断層及び櫛挽断層からなる．後藤ほか（2005）は，神川断層の南側の藤岡市西平井―神田間と神川町新里―本庄市児玉町御沢間に新たな活断層を認定している．

本調査による地形判読及び地形断面作成などの結果，断層帯を構成する断層について，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の見解を大きく変更すべき新知見は得られなかった．また，後藤ほか（2005）が認定している藤岡市西平井―神田間と神川町新里―本庄市児玉町御沢間の活断層については，変位地形を抽出できなかった．

(2) 断層帯の位置・形状

1) 断層の位置・長さ・一般走向

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）によると，平井―櫛挽断層帯の長さは約23km，一般走向はN55°Wである．後藤（2005）では，長さは約22km，一般走向はN60°Wである．

i) 平井断層

本調査の結果，平井断層は吉井町多比良字中組付近から，寄居町用土字馬場及び谷津付近まで，約N65°W―S65°Eの方向に約20kmにわたって追跡された．また，谷津付近から方向を南南東に変え，寄居町桜沢まで，新たに2kmほど変位地形が抽出された．地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）及び後藤ほか（2005）が認定している吉井町石神―多比良付近の平井断層北西端部については，今回の調査では変位地形を抽出できなかった．

ii) 神川断層

神川断層は藤岡市西平井から神川町植竹の南東方まで，N75°W―S75°E方向に約8.5kmにわたって追跡された．さらに，バルジ状の高まりや逆向き崖からなるリニアメントが本庄市児玉町保木野付近と児玉町児玉に断続的に認められ，藤岡市西平井から本庄市児玉町児玉までの神川断層の長さは約11kmである．

iii) 櫛挽断層

櫛挽断層は美里町駒衣から深谷市武蔵野字下郷にかけて，ほぼN60°W―S60°E方向に約7kmにわたって追跡された．地形的に認められる神川断層の南東端（本

庄市児玉町八幡山丘陵)と櫛挽断層の北西端との距離は約 4.5km である。

iv) 平井－櫛挽断層帯全体

本調査の結果、平井－櫛挽断層帯全体の北西端は平井断層の北西端（北緯 36°14′・東経 139°00′）、南東端は櫛挽断層南東端（北緯 36°09′・東経 139°14′）となった。断層帯全体の長さは約 23km、一般走向は約 N65°W である。

今回認定した断層帯全体の端点は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による端点に比べて、北西端については約 1km 南南東に、南東端については約 3.5km 北西に位置する。

2) 断層面の傾斜

断層面の傾斜に関して、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は地表付近では高角度と推定している。

今回、用土地区において実施した櫛挽断層のボーリング調査及び共同研究として実施したトレンチ調査の結果、20－36°程度の断層面が確認・推定された。また、反射法地震探査データの再解析結果からも、櫛挽断層については 20°程度の低角度の断層面が示唆される。したがって、本断層帯のうち、櫛挽断層については、地表付近における断層面は 20－30°程度、北東へ傾斜すると推定される。

(3) ずれの向き

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、本断層帯は左横ずれ変位を主体とし、北東側隆起成分を伴うとしている。

1) 平井断層

平井断層は左横ずれ変位を示し（松田ほか、1977 など）、北西部では北東側の相対的隆起が明瞭であるが（Yamazaki, 1984 など）、中央部から南東部にかけては南西側隆起であるとされている（後藤ほか、2005 など）。

本調査による地形判読及び現地踏査の結果、数ヶ所で左横ずれ変位が確認された。上下変位については、神流川西岸の群馬県側では、主に北東側隆起が認められた。神流川東岸の埼玉県側では、本断層は大きく 2 条に分かれ、南側の山地内の断層は南西側隆起を示し、北側の断層は主に北東側隆起を示す。さらに、南東端部は S10°E の走向に変わり、東側低下の撓曲状変形を呈する。

2) 神川断層

神川断層の変位については、一般的に北東側の相対的隆起が指摘されている。本調査による地形判読及び断面測量などの結果、これまでの見解と同様に、北あるいは北東側隆起の変位地形が認められた。

3) 櫛挽断層

櫛挽断層の変位については、一般的に北東側の相対的隆起が指摘されている。

地形判読及び断面測量などの結果、これまでの見解と同様に、北東側隆起の変位地形が認められた。また、寄居町下平―深谷市本郷南方に至る 3km 区間では、低位段丘面を変位させる逆向き低断層崖が直線的に続き、この崖を横切って流れる河川に左方向への湾曲が認められることから、左横ずれを伴う可能性がある。共同研究として実施したトレンチ調査で確認された条線のレイク（65―90°）も、櫛挽断層が若干の左横ずれ成分をもつことを示唆する。

3. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、平井断層と神川断層の平均上下変位速度を 0.1m/千年程度、櫛挽断層の同速度を 0.03―0.06m/千年程度と推定している。また、断層帯全体の平均上下変位速度は 0.1―0.2m/千年程度の可能性があるとしている。

1) 平井断層

本調査による地形断面測量と段丘面編年の結果、平井断層の平均上下変位速度は 0.1m/千年以下と見積もられる。左横ずれ成分の平均変位速度については、定量的なデータは得られなかった。

2) 神川断層

地形断面測量と段丘面編年の結果、神川断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される神川町植竹付近で、0.1m/千年程度と見積もられる。群列ボーリングを実施した藤岡市本郷付近では 0.1m/千年未満である。

3) 櫛挽断層

地形断面測量と段丘面編年の結果、櫛挽断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される深谷市本郷付近で、0.1m/千年程度と見積もられる。また、群列ボーリング及び共同研究としてのトレンチ調査を実施した寄居町用土付近における平均上下変位速度も 0.1m/千年程度と見積もられる。

(2) 活動時期

1) 平井断層

平井断層による変位・変形は高位及び中位段丘面では明瞭なものの、全般的に低位段丘面では明瞭ではない。しかし、美里町白石を北流する扇状地面（f1 面）

は断層の推定通過位置で傾斜が緩くなることから、断層変位を被っている可能性がある。テフラ分析の結果、この扇状地を形成する砂礫層を覆うローム層の下部から As-BP 火山灰が検出され、扇状地面の形成はおよそ 3 万年前と推定される。したがって、平井断層は約 3 万年前以降に活動した可能性がある。

また、杉原（1989）が報告している平井断層北端付近の N30°E 走向、20°南東傾斜の逆断層のスケッチを見直すと、この断層は AT だけでなく、その上位の As-BP をも変位させ、As-YP に覆われている可能性が指摘できる。

2) 神川断層

本郷地区における群列ボーリング調査の結果から、神川断層の最新活動時期は、約 2 万 5 千—2 万年前とされる As-BP 火山灰の降下後と考えられる。この結論は、藤岡市矢場地区（本郷地区の約 1km 西方）において、AT 及び As-BP 火山灰の変形を指摘した群馬県（1998）の調査結果を支持する。

3) 櫛挽断層

用土地区で共同研究として実施したトレンチ調査の結果、櫛挽断層の最新活動時期は約 6,500 年前以後、約 5,800 年前以前と推定される。この時期は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層）の最新活動時期（約 6 千 2 百年前以後、約 2 千 5 百年前以前）と重なる（図 38）。

最新活動に先立つ活動としては、約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 2 千年前以前、及び約 4 万 4 千年前以後、約 2 万 7 千年前以前の 2 回が確認された。なお、後者の時期は、トレンチ地点の段丘面を構成する砂礫層の堆積終了直後に当たることから、おおよそ 3 万年前頃である可能性が高い。

(3) 1 回の変位量

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、本断層帯の長さ（約 23km）から経験式により、1 回の活動に伴う横ずれ変位量を 2m 程度としている。

共同研究として実施した櫛挽断層のトレンチ調査の結果、同断層の最新活動に伴う上下変位量は約 1m であることが明らかになった。

櫛挽断層の断層面に沿う傾斜方向の変位量（ほぼネットスリップに相当）は、トレンチ壁面での実測値（約 1.6—1.8m）と断層面の傾斜に基づく計算値（約 2m）から、1.6—2m と見積もられる。

また、トレンチ地点の段丘面（L2 面）を構成する砂礫層上面の累積上下変位量は約 3m であり、同砂礫層堆積以後に 3 回の断層活動が認められたことから、

櫛挽断層の1回の活動に伴う平均上下変位量は約1mと算出される。

横ずれ成分については、トレンチ壁面に現れた断層面に 65° 、 $73-77^{\circ}$ 、 90° のレイクを示す条線が観察されたことから、若干の左横ずれ成分をもつと判断されるが、定量的な評価は困難である。

(4) 活動間隔

上述のように、櫛挽断層用土地区では3回の断層活動が認められ、最も古い活動の時期は約4万4千年前以後であり、約3万年前であった可能性が高い。また、最新活動の時期は約6千年前である。したがって、この3回の活動の平均間隔は1万2千年程度であった可能性が高い。

(5) 活動区間

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、本断層帯を構成する各断層は概ね3kmの幅をなして分布することより、松田(1990)の基準に基づき、断層帯全体が1つの活動区間として活動したとしている。

本調査の結果、櫛挽断層は北東へ $20-30^{\circ}$ 程度傾斜すると考えられる。平井断層については、今回の調査では傾斜を特定するだけのデータが得られなかったが、群馬県(1998)は $68-83^{\circ}$ 北東へ傾斜する断層露頭を報告している。したがって、平井断層と櫛挽断層は、地下深部では5km以上の間隔を有している可能性がある。また、地形断面及び地震探査断面を用いたモデリングの結果、深谷断層は高角の断層面をもつ可能性が示唆され、櫛挽断層は、図24から示唆されるように、地下5km程度以浅において、関東平野北西縁断層帯主部をなす深谷断層に会合・収斂する可能性がある。

以上より、1)平井断層と櫛挽断層が異なる活動区間または起震断層をなす可能性、2)櫛挽断層は深谷断層の隆起側に形成されたバックスラストであり、独立の活動区間とみなす必要はない可能性などについて検討すべきであろう。

(調査担当：杉山雄一)

文 献

- Abe, K. (1974) Seismic displacement and ground motion near a fault: The Saitama earthquake of September 21, 1931. *Jour. Geophys. Res.*, 79, 4393-4399.
- Allmendinger, R. W. (1998) Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17, 640-656.
- Erslev, E. A. (1991) Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.
- Gibbs, A. D. (1983) Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 153-160.
- 後藤秀昭・中田 高・今泉俊文・池田安隆・越後智雄・澤 祥 (2005) 1:25,000 都市圏活断層図「本庄・藤岡」. 国土地理院技術資料 D・1-No.449.
- 群馬県 (1997) 平井・櫛挽断層帯に関する調査成果報告書. 平成 8 年度地震関係基礎調査交付金, 204p.
- 群馬県 (1998) 関東平野北西縁断層帯 (平井断層・神川断層) に関する調査成果報告書. 平成 9 年度地震関係基礎調査交付金, 145p.
- 林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. *地質学雑誌*, 112, 2-13.
- 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹 (2002) 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査. *地震第 2 輯*, 54, 557-573.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 関東平野北西縁断層帯の長期評価について.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. *地学雑誌*, 86, 92-109.
- 松田時彦 (1974) 東京付近の活断層について. 「東京直下型地震に関する調査 (その 1)」. 東京都防災会議, 57-61.
- 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*, 65, 289-319.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗 (1975) 西関東の活断層. 「東京直下型地震に関する調査 (その 2)」. 東京都防災会議, 75-108.

- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄（2002）埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査．活断層・古地震研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2, 5-40.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所（2004）大都市大震災軽減化特別プロジェクト，I 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 15 年度成果報告書,833p.
- 中村洋介・田村俊和・高村弘毅（2007）河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価．活断層研究，27, 139-145.
- 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，付図 1 葉，60p.
- 埼玉県（1999）平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯（深谷断層）に関する調査成果報告書．109p.
- 早田 勉（1996）関東地方～東北地方南部の示標テフラの諸特徴－とくに御岳第 1 テフラより上位のテフラについて－．名古屋大学加速器質量分析計業績報告書，7，256－267.
- 杉原重夫（1989）群馬県吉井町中原で発見された衝上断層の露頭と平井断層の変位．活断層研究，6，30-36.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章（1997）50 万分の 1 活構造図「東京」（第 2 版）説明書．活構造図 8，地質調査所，34p.
- 杉山雄一・須貝俊彦・水野清秀・山崎晴雄・伏島祐一郎・遠藤秀典・山口和雄・伊藤久男・横田 裕（2000）群馬県下における深谷断層の反射法地震探査と深谷断層系；東日本の中央構造線活断層系モデル．地質ニュース，546，45-51.
- 鈴木宏芳（2002）関東平野の地下地質構造．防災科学技術研究所研究報告，63, 19p.
- 武田智吉・柳沢賢・酒井俊朗・宮脇理一郎・宮脇明子・百瀬 貢・向山 栄・佐々木寿（2006）平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震震源域の地表部における地形と地質構造．地震第 2 輯，58，413-426.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀（2006）関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈－とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長－．地質学雑誌，112, 33-52.

- 高橋武夫・野村正弘（1999）藤岡市保美の平井断層．群馬県立自然史博物館研究報告, 3, 37-44.
- Yamada, Y. and McClay, K. (2003) Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Jour. Struct. Geol.*, 25, 1551-1560.
- 山口和雄・加野直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努（1996）反射法地震探査で見た埼玉県櫛挽地域の地下構造．地震第2輯, 49, 327-335.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志（2000）深谷断層周辺における反射法地震探査－江南台地と妻沼低地の地下構造－．地震第2輯, 53, 115-125.
- Yamazaki, H. (1984) On the relationships between active faults and basin-forming movement. *Geogra. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 19, 67-78.

付 記

本調査とあわせて、財団法人群馬県埋蔵文化財調査事業団の関 晴彦氏及び藤巻幸男氏の協力を戴いて、群馬県下の考古遺跡における地震に起因する可能性のある地すべりなどについて、情報収集を行った。

その結果、安中市の横川大林遺跡（現・上信越自動車道横川サービスエリア）では、地すべりによると思われるローム層の二次堆積層（ブロック状の As-BP テフラを含む）が見いだされている（日本道路公団ほか、1997）。この二次堆積層直下の黒褐色土層中からは縄文時代早期後半の遺構が出土し、二次堆積層の上面もしくはその上位の黒色土中には縄文時代前期～中期の遺構が確認されている（日本道路公団ほか、1997）。

また、関 晴彦氏を通じての藤巻幸男氏の私信によると、吉井町の神保植松遺跡（群馬県教育委員会ほか、1997；吉井町大字神保字植松ほか）では、厚さ約 1m のローム層の再堆積層が見られ、同再堆積層の下位からは縄文時代早期後半の土器小片数点が検出され、再堆積層の上位には縄文時代前期の住居が認められた。

このほか、前橋市の飯土井二本松遺跡（前橋市飯土井町字二本松）では、河川の氾濫に由来すると推定される堆積物（砂壤土）の下位から縄文時代早期の遺物が出土し、その上位からは縄文時代前期後半と中期前半の遺構・遺物が出土している（建設省ほか、1991）。

縄文時代早期と同前期の境界は約 6 千年前と推定されており（群馬県埋蔵文化財調査事業団、2005）、安中市と吉井町の 2 つの遺跡において、約 6 千年前にローム層の再堆積が起きたと考えられる。ローム層の再堆積の時期は、約 6,500 年前以後、約 5,800 年前以前と推定される櫛引断層の最新活動時期と重なり、約 6 千 2 百年前以後、約 2 千 5 百年前以前とされる関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層）の最新活動時期の範囲に含まれる。

文 献

群馬県教育委員会・群馬県埋蔵文化財調査事業団・日本道路公団（1997）神保植松遺跡《本文編 I》。群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告第 214 集・関越自動車道（上越線）地域埋蔵文化財発掘調査報告書第 41 集。
群馬県埋蔵文化財調査事業団（2005）群馬の遺跡 2 縄文時代。上毛新聞社、93p。
建設省・群馬県教育委員会・群馬県埋蔵文化財調査事業団（1991）飯土井二本松遺跡・下江田前遺跡。一般国道 17 号線（上武道路）改築工事に伴う

埋蔵文化財発掘調査報告書，群馬県埋蔵文化財調査事業団調査報告第
113集.

日本道路公団・群馬県教育委員会・松井田町遺跡調査会（1997）横川大林遺跡
（上ノ平遺跡）・横川萩の反遺跡（萩の反遺跡）・原遺跡（坂本遺跡）・
西野牧小山平遺跡（恩賀遺跡）. 関越自動車道（上越線）地域埋蔵文化
財発掘調査報告書.

図 表

表 1 平井－櫛挽断層帯のまとめ

表 2 放射性炭素年代測定結果（用土地区群列ボーリング）

表 3 再解析対象とした反射法地震探査（櫛挽測線）の主要諸元

表 4 調査測線及び解析測線の概要

表 5 データ処理に用いた主要パラメータ

表 6 トレンチ壁面に現れた地層の層序区分，概略 ^{14}C 年代及び層相の特徴

表 7 放射性炭素年代測定結果（用土地区トレンチ北西側壁面）

表 8 放射性炭素年代測定結果（用土地区トレンチ南東側壁面）

図 1 平井－櫛挽断層帯の位置と調査実施地域・地点

国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「宇都宮」と「長野」を使用。
断層線の位置は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による。

図 2 調査地域に分布する河成段丘面の区分と編年

主要テフラの年代は町田・新井（2003）及び早田（1996）による。

図 3 空中写真判読による段丘面区分と変動地形・リニアメントの分布

国土地理院発行 5 万分の 1 地形図を基図として使用。

図 4-1 地形断面測量の測線位置図（その 1）

国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用。

図 4-2 地形断面測量の測線位置図（その 2）

国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用.

図 4-3 地形断面測量の測線位置図 (その 3)

国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用.

図 5-1 平井断層を横断する地形断面 (その 1)

図 5-2 平井断層を横断する地形断面 (その 2)

図 5-3 平井断層を横断する地形断面 (その 3)

図 5-4 神川断層を横断する地形断面

図 5-5 櫛挽断層を横断する地形断面

図 6 荒川など 5 河川に沿う地形断面の位置図

国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「宇都宮」と「長野」を使用.

断層線の位置は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) による.

図 7 荒川など 5 河川に沿う地形断面

標高データは国土地理院発行数値地図 50m メッシュ (標高) 「日本一〇」に基づく.

図 8 神川断層群列ボーリング調査地点 (藤岡市本郷地区) 位置図

図 9 本郷地区群列ボーリング掘削地点位置図

図 10 本郷地区の状況 (調査開始前)

図 11 採取されたボーリングコア (Ho-3 孔と Ho-1 孔)

図 12 本郷地区の群列ボーリング調査結果 (ボーリング柱状地質断面図)

- 図 13-1 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果（その 1：Ho-1 孔）
分析は古澤地質調査事務所による。
- 図 13-2 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果（その 2：Ho-3 孔）
分析は古澤地質調査事務所による。
- 図 13-3 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果（その 3：Ho-4 孔）
分析は古澤地質調査事務所による。
- 図 14 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析（クロスチェック分析）の結果
分析は火山灰考古学研究所による。
- 図 15 櫛挽断層群列ボーリング調査地点（寄居町用土地区）位置図
- 図 16 用土地区群列ボーリング掘削地点位置図
- 図 17 用土地区の状況（調査開始前）
- 図 18 採取されたボーリングコア（Yo-3 孔と Yo-8 孔）
- 図 19 用土地区の群列ボーリング調査結果（ボーリング柱状地質断面図）
- 図 20 反射法地震探査データの処理フロー
- 図 21 深度断面の比較。
上から、山口ほか（1996）による解析断面，標準的処理手順（CMP 重合法など）による再解析断面，重合前深度マイグレーション処理による再解析断面。
- 図 22 標準的処理手順による深さ 5,000m までの再解析深度断面
- 図 23 地形断面に基づく断層モデリング結果
- 図 24 山口ほか（1996）の反射法探査データの再解析による深度断面に基づく

断層モデリング結果

図 25 山口ほか（2000）の深谷断層と江南断層を横断する深度断面に基づく断層モデリング結果

図 26 埼玉県（1999）の A 測線 反射断面 測線位置は図 6 参照.

図 27 埼玉県（1999）の A 測線における断層変位の復元.

図 28 深谷断層近傍の撓みを櫛挽断層の北東側上がりの断層運動によるものと考えた場合の断層モデル

図 29 深谷断層近傍の撓みを断層の上端が地下深部にあった時期の深谷断層の活動によるものと考えた場合の **trishear** 断層モデル

図 30 櫛挽断層トレンチ掘削地点の平面図及び断面図

図 31 トレンチ掘削地点詳細平面図

図 32 ボーリング柱状地質断面図上に投影したトレンチ孔（断面）の位置

図 33 トレンチ壁面の写真

上：北西側壁面，下：南東側壁面，左：南西側壁面.

図 34 トレンチ壁面スケッチ展開図

図 35 北西側壁面のスケッチ

図 36 南東側壁面のスケッチ

図 37 b3 層及び b2 層から得られた ^{14}C 年代

図 38 関東平野北西縁断層帯を構成する各断層の活動時期

表 1 平井—櫛挽断層帯のまとめ.

	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	平井断層, 神川断層, 櫛挽断層	平井断層, 神川断層, 櫛挽断層	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36° 15', 東経139° 00' (南東端)北緯36° 08', 東経139° 13'	(北西端)北緯36° 14'・東経139° 00' (南東端)北緯36° 09'・東経139° 14'	地形調査の結果, 北西端は約1km南南東に, 南東端は約3.5km北西に移動
長さ	約23km	約23km	両端は移動したが長さは変わらなかった
地下における断層面の位置・形状			
長さ及び上端の位置	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	N55° W	N65° W	地形調査の結果, 両端の位置が変わったため.
傾斜	高角(地表近傍)	櫛挽断層: 20-30° 程度	群列ボーリング, 共同トレンチ, 反射法地震探査データの再解析結果による.
幅	20km程度	20km程度	変更なし
(3)断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層(北東側隆起成分を伴う)	櫛挽断層: 北東側隆起の逆断層(若干の左横ずれ成分をともなう)	共同トレンチで観察された条線のレイクによる.
2. 断層の過去の活動			
(1)平均的なずれの速度	左横ずれ成分については不明 0.1-0.2m/千年程度(上下成分)	平井断層: 0.1m/千年以下(上下成分) 神川断層: 0.1m/千年程度(上下成分, 最も変位速度が大きいと推定される神川町植竹付近) 櫛挽断層: 0.1m/千年程度(上下成分)	地形調査及びボーリング調査による. 平井断層: 左横ずれ成分については不明 神川断層: 群列ボーリングを実施した藤岡市本郷付近では0.1m/千年未満.
(2)過去の活動時期	不明 (2万8千年前後に少なくとも1回の断層活動が生じたと考えられる)	平井断層: 約3万年前以降 神川断層: As-BP火山灰の降下後(約2万5千-2万年前) 櫛挽断層: 活動1(最新活動) 約6,500年前以後, 約5,800年前以前 活動2 約2万4千年前後, 約1万2千年前以前 活動3 およそ3万年前頃	地形調査とテフラ分析結果による 群列ボーリング調査の結果による 群列ボーリング調査と共同トレンチ調査の結果による
(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(左横ずれ成分)	櫛挽断層: 最新活動に伴う上下変位量は約1m 最新活動時の傾斜方向の変位量は約1.6-2m 過去3回の活動の平均上下変位量は約1m	共同トレンチ調査の結果による トレンチ壁面での実測値は約1.6-1.8m, 断層面の傾斜に基づく計算値は約2m 群列ボーリングの結果, 3回の活動を経験した砂礫層上面の上下変位量は約3mであることが判明したことによる
平均活動間隔	不明	櫛挽断層: 約1万2千年程度	活動1, 2, 3の平均間隔
(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	・平井断層と櫛挽断層は異なる活動区間または起震断層をなしていた可能性がある. ・櫛挽断層は深谷断層のバックラストであり, 独立の活動区間ではなかった可能性がある.	・櫛挽断層の傾斜が20-30° 程度であることが判明したため ・断層モデリングの結果, 及び櫛挽断層の最新活動時期が深谷断層の最新活動時期と重なることによる

表2 放射性炭素年代測定結果（用土地区群列ボーリング）.

Sample	Material	Lab. No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age(yBP)	Calibrated age (1 σ :cal yBP)	Method
Yo-1-S1	humic sandy silt	Beta - 254403	-20.5	6,220 \pm 40	7,170 - 7,040	AMS
Yo-1-C1	humic silt	Beta - 252772	-28.4	43,710 \pm 690		AMS
Yo-1-C2	humic silt	Beta - 252773	-28.3	> 45,730		AMS
Yo-2-C1	humic silt	Beta - 252774	-25.7	1,800 \pm 40	1,810 - 1,700	Radiometric
Yo-2-C2	humic silt	Beta - 252775	-23.4	7,530 \pm 60	8,400 - 8,330	Radiometric
Yo-2-C3	humic silt	Beta - 252776	-23.4	8,090 \pm 70	9,080 - 8,990	Radiometric
Yo-3-C1	humic silt	Beta - 252777	-22.1	2,090 \pm 40	2,120 - 2,000	Radiometric
Yo-3-C2	humic silt	Beta - 252778	-23.3	6,340 \pm 60	7,320 - 7,240	Radiometric
Yo-3-C3	humic sandy silt	Beta - 252779	-28.4	27,290 \pm 170		AMS
Yo-4-S1	humic silt	Beta - 254406	-20.5	3,280 \pm 40	3,560 - 3,450	AMS
Yo-4-S2	humic silt	Beta - 254407	-21.7	2,390 \pm 40	2,460 - 2,350	AMS
Yo-4-C1	humic silt	Beta - 254168	-26.3	28,070 \pm 200		AMS
Yo-4-C2	humic silt	Beta - 254167	-27.0	27,870 \pm 190		AMS
Yo-4-C3	humic silt	Beta - 254408	-26.3	26,930 \pm 190		AMS
Yo-4-C4	sand	Beta - 254409	-26.8	28,680 \pm 210		AMS
Yo-4-C5	sandy silt	Beta - 254410	-26.6	27,670 \pm 200		AMS
Yo-9-C1	humic silt	Beta - 254169	-26.8	28,860 \pm 200		AMS
Yo-9-S1	humic sand	Beta - 254404	-22.3	9,030 \pm 50	10,240 - 10,190	AMS
Yo-9-S2	humic sand	Beta - 254405	-20.7	7,810 \pm 40	8,610 - 8,550	AMS

表3 再解析対象とした反射法地震探査（櫛挽測線）の主要諸元.

項目	収録時の設定値	備考
測線数	1	4分割収録
基本発震点間隔	10m	2m間隔の5点パターンシューティング
発震点数	1269	受振位置が異なる同一地点の発震点を含む. 収録生データにおける点数
	1115	データ編集後
震源	重錘落下型震源	400kgの重錘を2~3m落下
基本受振点間隔	10m	
受振点数	1554	収録生データにおける点数
	1292	データ編集後
受振器	ジオフォン	固有周波数40Hz, 18個グループ/受振点
サンプリング間隔	2msec及び0.5msec	分割した測線で異なる. 収録時の設定値
	2msec	借用データの設定値
収録データ長	4096msec	収録時の設定値
	4000msec	借用データの設定値
同時収録チャンネル数	96	

表 4 調査測線及び解析測線の概要.

測線名	調査範囲	調査測線長	測点番号	標準測点 間隔
櫛挽測線	埼玉県深谷市武蔵野付近～ 寄居町用土～深谷市矢島付近 (36°07' 54.07" , 139°11' 32.40")～ (36°13' 08.11" , 139°15' 58.46") 世界測地系 (36°08' 05.46" , 139°11' 20.88")～ (36°13' 19.48" , 139°15' 46.91")	13.164km	238～ 1,554	10m
		解析測線長	CMP番号	CMP間隔
		11.885km	1～2,378	5m

表 5 データ処理に用いた主要パラメータ.

処理名	パラメータ	設定値	備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ	適用せず	
	通過域		
振幅回復	ゲインカーブ算出用	40msec	
	時間ウィンドウ幅		
デコンボリューション	自己相関演算用	700msec	タイムバリエーションスペクトラル ホワイトニング等
	ゲート長		
	フィルタ長	70msec	
	ホワイトノイズ	3%	
静補正	メッシュサイズ	2m×2m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加	
	最大オフセット距離	1,000m	
	再構成速度範囲	100～4,000m/s	最大速度は速度走 時より設定
	置換速度	1,700m/s	
	標高補正用速度	1,700m/s	
速度フィルタ	種類	タイムバリエーションc-P	
DMO	適用領域	適用せず	
残差静補正	最大許容時間ソフト量 (1回当)	4msec	補正量自動算出
	繰り返し算出回数	5回	
重合前深度マイ グレージョン	許容最大アパチャー	8,500m	
	許容最大傾斜	80°	

表 6 トレンチ壁面に現れた地層の層序区分、概略¹⁴C年代及び層相の特徴。

層序区分	層厚 (cm)	¹⁴ C年代 (yBP)	層相の特徴	推定される堆積環境	色相
a1 耕作土・客土	30-120		ガラス瓶などの人工物を含む;人工改変の痕跡を示す。		
a2 腐植質土壌	10-35		粗粒砂を含むところがある;植物根は認められない;圧密をうけていない。		黒色 (7.5YR1.7/1)
a3 砂質土壌	30-45		中礫大の角礫を含むところがある;根(細根)を含む;根の周囲には酸化物が沈着することがある;圧密をうけていない;軽石を含む。		黒褐色 (7.5YR3/2, 10YR2/3)
b1 腐植質層	10-35	3000-1800	粘土質;根に乏しい。	湿地	黒色 (N1.5/0)
b2 植物根に富む腐植層	10-25	5000-3000	粘土質;根(木本類を含む)の周囲に酸化物が沈着する;赤色の土器片を含む。	湿地	黒褐色 (7.5YR2/2, 5YR2/2)
b3 腐植質層	20-60	8500-5500	粘土質;一部に洪水堆積物を含む;根が認められる。	湿地	赤黒色 (2.5YR2/1)
b4 シルト質腐植質層	20-50	10000-8500	洪水堆積物を含むところがある;根(細根)及びその痕跡が認められる;有機物は完全には分解されていない。	湿地	赤黒色 (10R1.7/1)
c1 シルト層	10-100		淘汰のよい淡色のシルト主体;上部に極細粒~細粒砂からなる部分を伴う。	放棄河道	暗緑灰色 (5G4/1), 明褐色 (7.5YR5/8)
c2 シルト質砂層	0-90		緑灰色を帯びるシルト質砂層及びシルト層からなる;一部に洪水堆積物を挟む。	放棄河道	暗緑灰色 (7.5GY3/1)
c3 腐植質シルト層	30-110*	29000-20000	細礫~中礫を含むところがあるが、全体的に淘汰はよい;有機物はほとんど分解されている。	後背湿地	褐灰色 (7.5YR5/1)
c4 礫混じりシルト層	50-140	>20000	礫混じりで淘汰の悪いシルトからなる;亜角礫が優勢;基質支持が卓越;上部には根の痕跡が認められる;一部腐植質。	河道に近い洪水氾濫原	オリーブ灰色 (2.5GY6/1)
c5 礫層	190-460*	44000-29000	細礫~大礫からなる;亜角礫が優勢(亜円礫も認められる);基質は粗粒砂~極粗粒砂からなる;上方細粒化を示す;礫支持が優勢;一部に基質支持構造が見られる。	河道	暗青灰色 (5BG3/1)

*: ボーリングコアより得られた値。

表 7 放射性炭素年代測定結果（用土地区トレンチ北西側壁面）.

Sample	Horizon	Material	Lab. No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age(yBP)	Calibrated age (1σ :cal yBP)	Method
W1	b1	humic soil	Beta - 257131	-23.4	2,140±50	2,290 - 2,050	Radiometric
W2	b2	humic soil	Beta - 257132	-22.8	3,340±50	3,640 - 3,480	Radiometric
W3	b3	clayey humic soil	Beta - 257133	-21.6	5,830±60	6,720 - 6,560	Radiometric
W4	b3	clayey humic soil	Beta - 257134	-21.2	6,800±60	7,680 - 7,590	Radiometric
W5	b3	clayey humic soil	Beta - 257135	-20.0	7,860±70	8,730 - 8,580	Radiometric
W6	b4	silty humic soil	Beta - 257136	-20.7	8,660±80	9,700 - 9,540	Radiometric
W7	b4	silty humic soil	Beta - 257137	-22.4	9,820±70	11,260 - 11,200	Radiometric
W8	b3	clayey humic soil	Beta - 257138	-21.2	6,780±60	7,670 - 7,580	Radiometric
W9	b3	clayey humic soil	Beta - 257139	-22.0	8,830±80	10,150 - 9,700	Radiometric
W10	b3	clayey humic soil	Beta - 257140	-20.8	8,840±70	10,150 - 9,740	Radiometric
W11	b2	humic soil	Beta - 257141	-23.4	4,510±70	5,310 - 5,040	Radiometric
W12	b3	clayey humic soil	Beta - 257142	-21.0	6,940±60	7,840 - 7,690	Radiometric
W13	b3	clayey humic soil	Beta - 257143	-21.0	6,180±90	7,240 - 6,950	Radiometric
W14	b3	clayey humic soil	Beta - 257144	-21.9	6,080±70	7,140 - 6,860	Radiometric
W15	b1	humic soil	Beta - 257145	-20.5	1,830±40	1,820 - 1,710	Radiometric
W16	b3	clayey humic soil	Beta - 257146	-21.7	7,130±70	8,010 - 7,880	Radiometric
W17	b2	humic soil	Beta - 257147	-21.7	3,380±50	3,690 - 3,570	Radiometric
W18	b1	humic soil	Beta - 257148	-20.0	2,060±40	2,100 - 1,980	Radiometric
W19	b2	humic soil	Beta - 257149	-19.3	5,040±50	5,900 - 5,720	Radiometric
W20	b3	clayey humic soil	Beta - 257150	-21.6	7,840±70	8,700 - 8,550	Radiometric
W21	b1	humic soil	Beta - 257151	-20.6	2,700±40	2,850 - 2,760	Radiometric
W22	b3	clayey humic soil	Beta - 257152	-20.6	6,380±70	7,420 - 7,260	Radiometric

表 8 放射性炭素年代測定結果（用土地区トレンチ南東側壁面）.

Sample	Horizon	Material	Lab. No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age(yBP)	Calibrated age (1σ :cal yBP)	Method
E1	b2	humic soil	Beta - 256775	-23.7	4,380±50	5,040 - 4,860	Radiometric
E2	b3	clayey humic soil	Beta - 256776	-21.4	7,260±60	8,170 - 8,010	Radiometric
E3	b3	silty humic soil	Beta - 257125	-23.3	9,120±70	10,290 - 10,220	Radiometric
E4	c1	silty sand	Beta - 257126	-23.4	8,060±50	9,020 - 8,990	AMS
E5	c4	humic silt	Beta - 257127	-22.7	18,770±90	22,440 - 22,200	AMS
E6a	c3	humic silt	Beta - 257128	-24.2	22,690±120		AMS
E6b	c3	humic silt	Beta - 257129	-22.9	19,880±100	24,040 - 23,610	AMS
E7	b1	humic soil	Beta - 256777	-22.0	2,020±50	2,010 - 1,920	Radiometric
E8	b1	humic soil	Beta - 256778	-23.1	2,600±60	2,760 - 2,720	Radiometric
E9	b2	humic soil	Beta - 256779	-21.7	5,030±70	5,900 - 5,660	Radiometric
E10	b3	clayey humic soil	Beta - 256780	-23.0	6,340±90	7,410 - 7,170	Radiometric
E11	b4	silty humic soil	Beta - 256781	-21.7	9,020±80	10,240 - 10,170	Radiometric
E12	b1	humic soil	Beta - 256782	-23.8	2,370±50	2,440 - 2,340	Radiometric
E13	b2	humic soil	Beta - 256783	-22.5	4,820±50	5,600 - 5,480	Radiometric
E14	b3	clayey humic soil	Beta - 256784	-24.0	6,530±80	7,500 - 7,420	Radiometric
E15	b3	clayey humic soil	Beta - 256785	-20.5	8,040±80	9,020 - 8,780	Radiometric
E16	b1	humic soil	Beta - 256786	-21.6	1,960±50	1,960 - 1,870	Radiometric
E17	b1	humic soil	Beta - 256787	-22.4	2,540±50	2,740 - 2,540	Radiometric
E18	b2	humic soil	Beta - 256788	-24.0	4,810±60	5,600 - 5,480	Radiometric
E19	b3	clayey humic soil	Beta - 256789	-23.2	5,700±60	6,550 - 6,410	Radiometric
E20	b3	clayey humic soil	Beta - 256790	-22.9	7,340±60	8,190 - 8,050	Radiometric
E21	b4	silty humic soil	Beta - 256791	-24.7	8,650±100	9,700 - 9,530	Radiometric
E22	b4	silty humic soil	Beta - 257130	-24.4	8,720±70	9,780 - 9,550	Radiometric
E23	b4	silty humic soil	Beta - 256792	-24.9	9,620±120	11,190 - 10,740	Radiometric
E24	b4	silty humic soil	Beta - 256793	-22.9	10,220±50	12,070 - 11,830	AMS

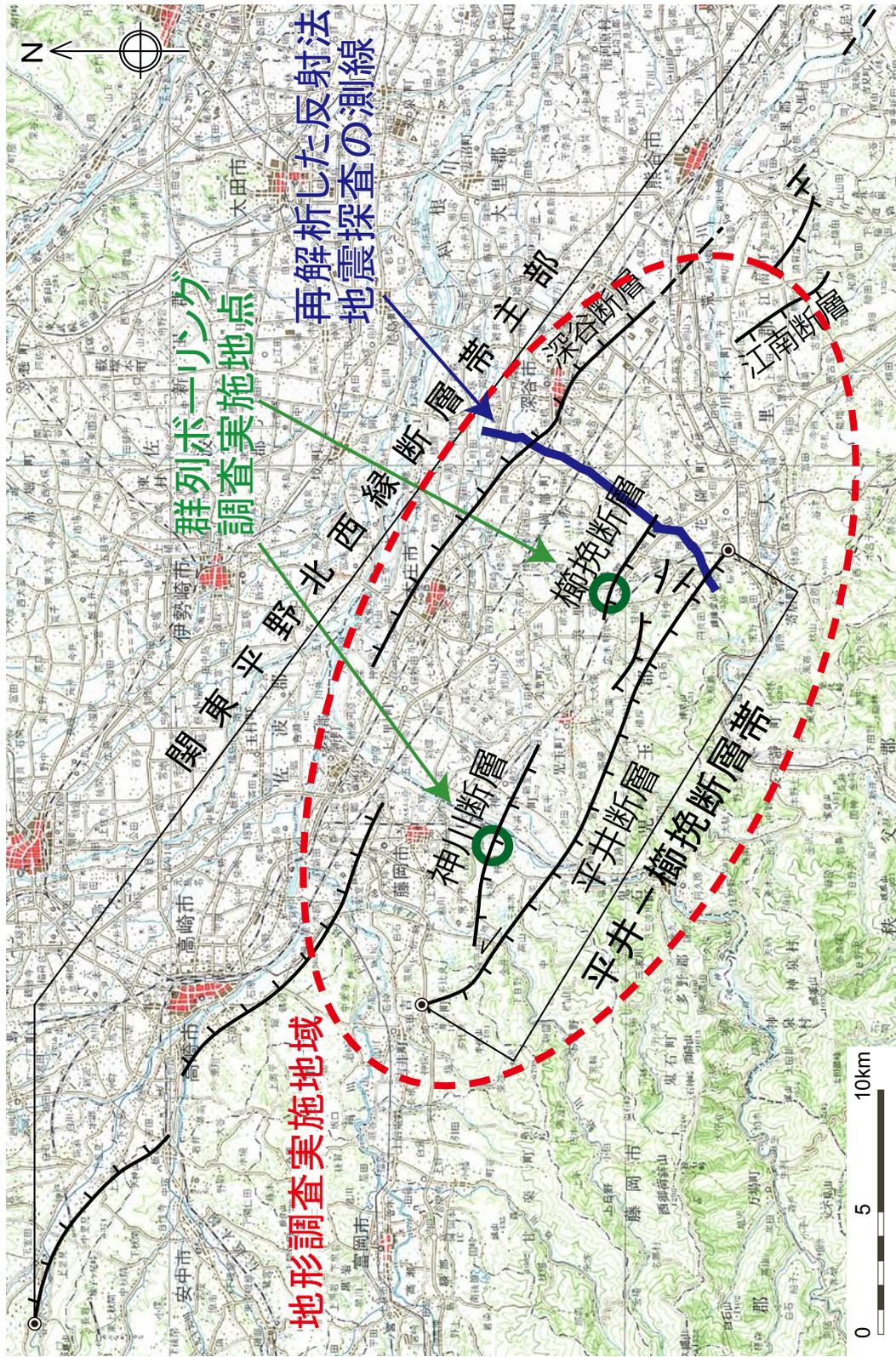


図1 平井-櫛挽断層帯の位置と調査実施地域・地点. 国土地理院発行20万分の1地勢図「宇都宮」と「長野」を使用. 断層線の位置は地震調査推進本部地震調査委員会(2005)による.

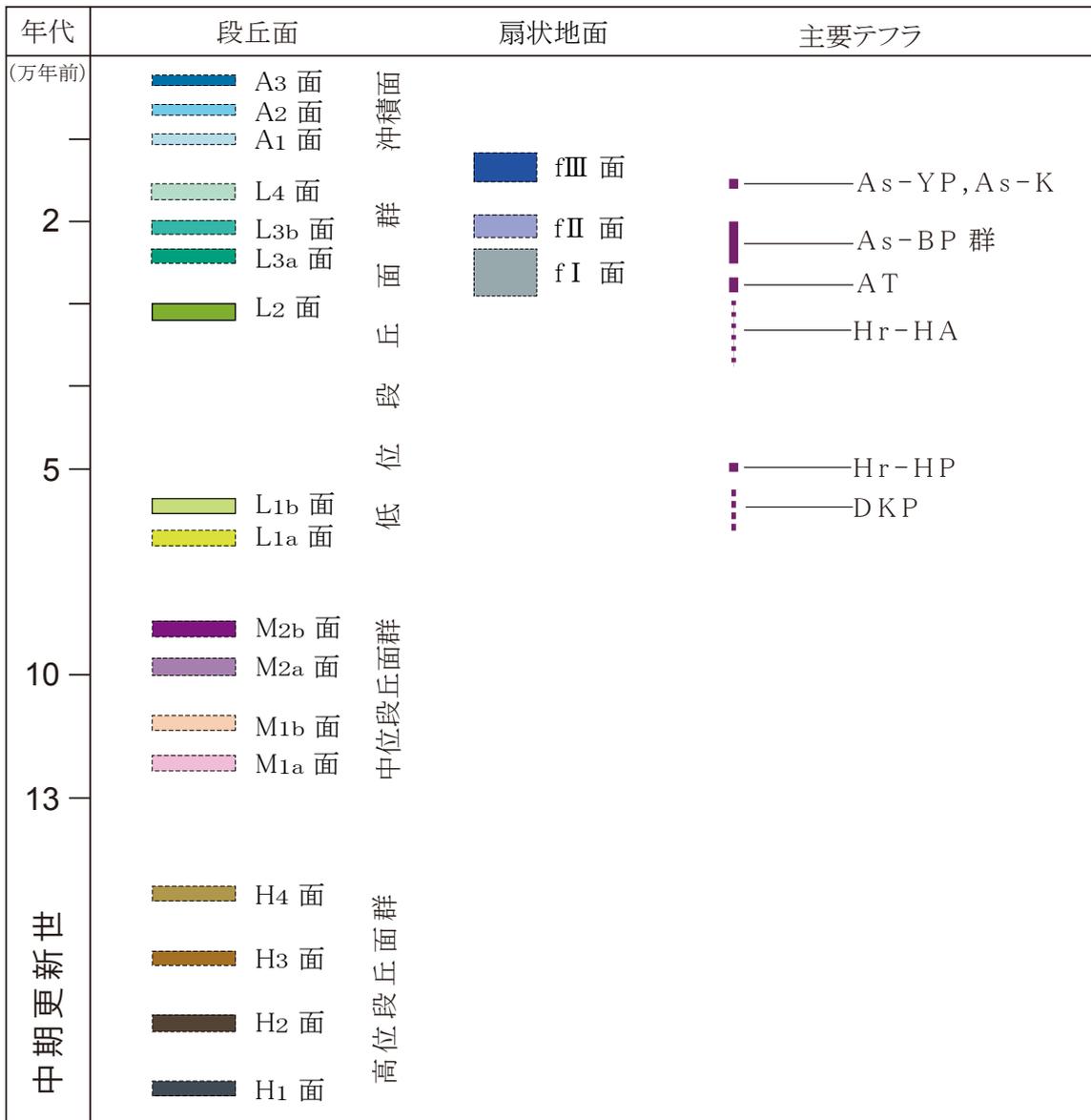


図2 調査地域に分布する河成段丘面の区分と編年。主要テフラの年代は町田・新井（2003）及び早田（1996）による。

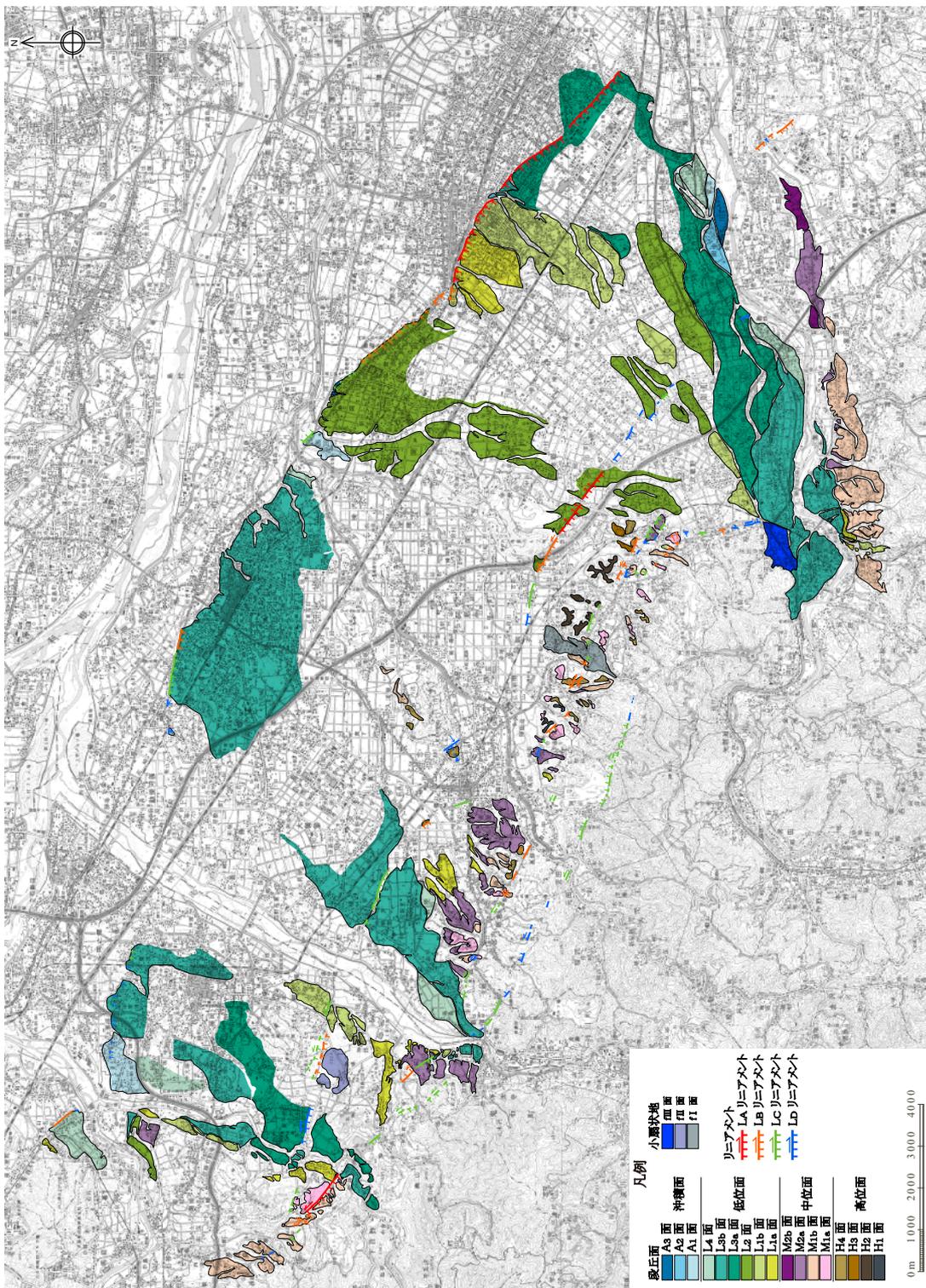


図3 空中写真判読による段丘面区分と変動地形・リニアメントの分布. 国土地理院発行5万分の1地形図を基図として使用.

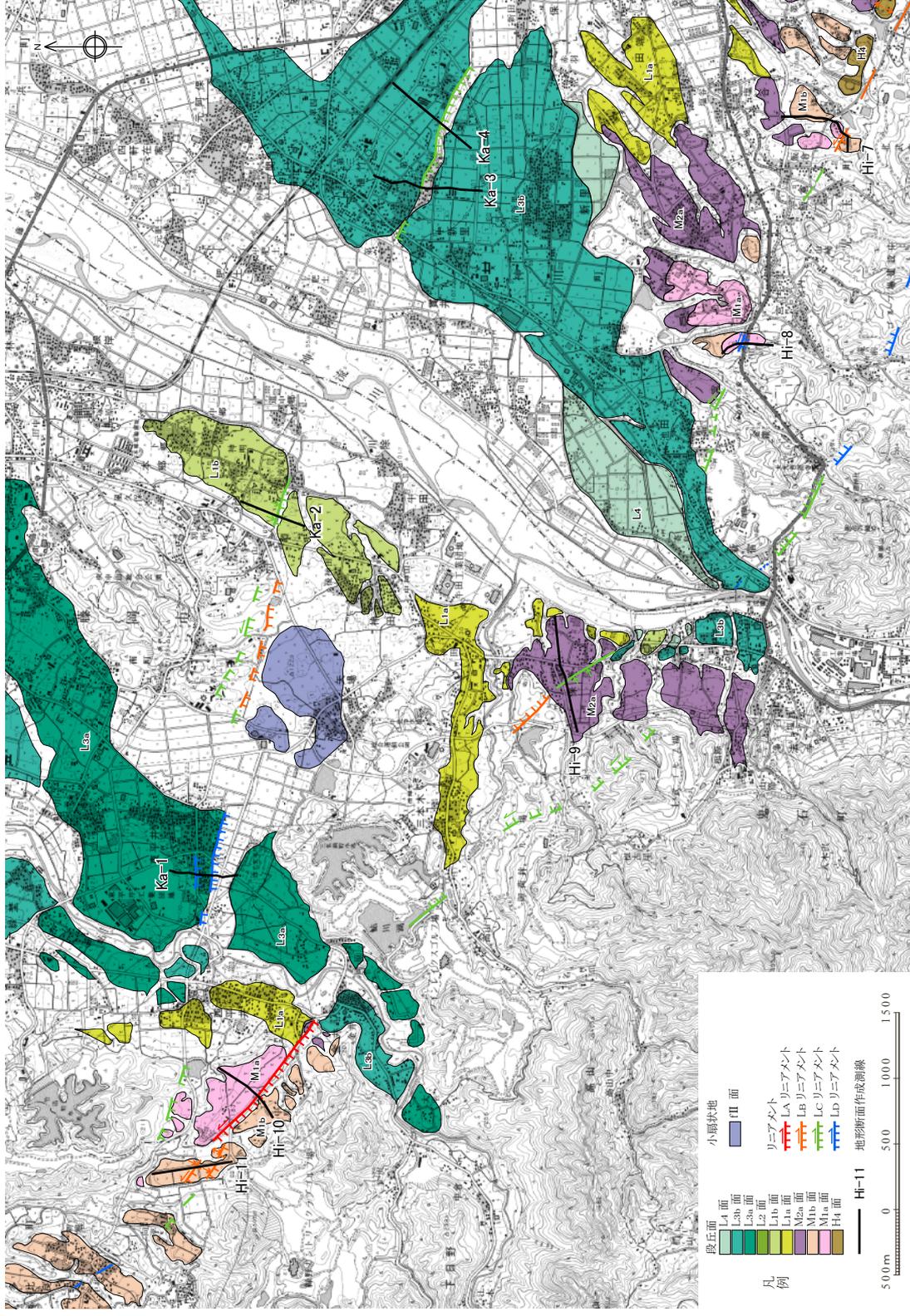


図 4-1 地形断面測量の測線位置図 (その 1)。国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用。

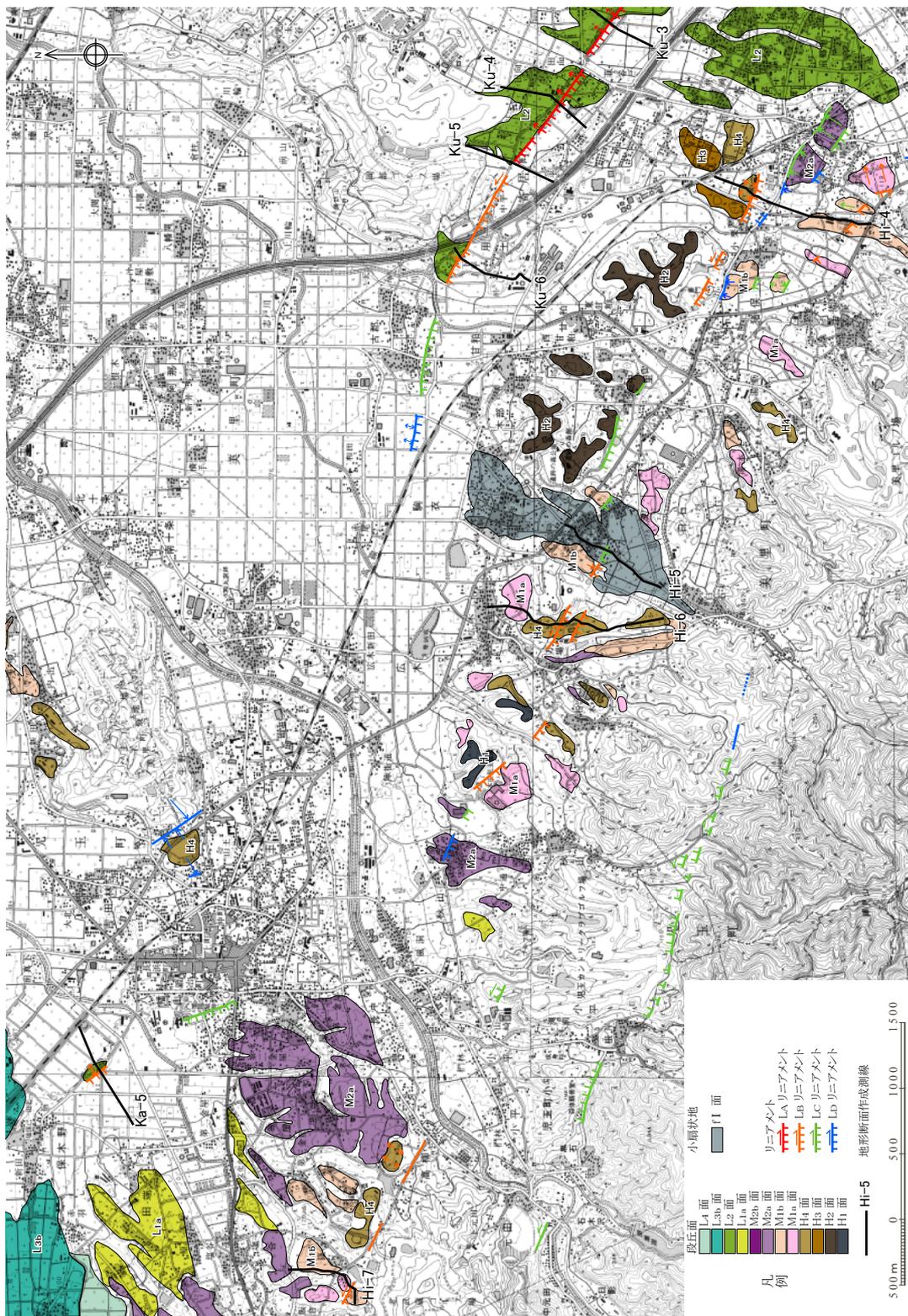
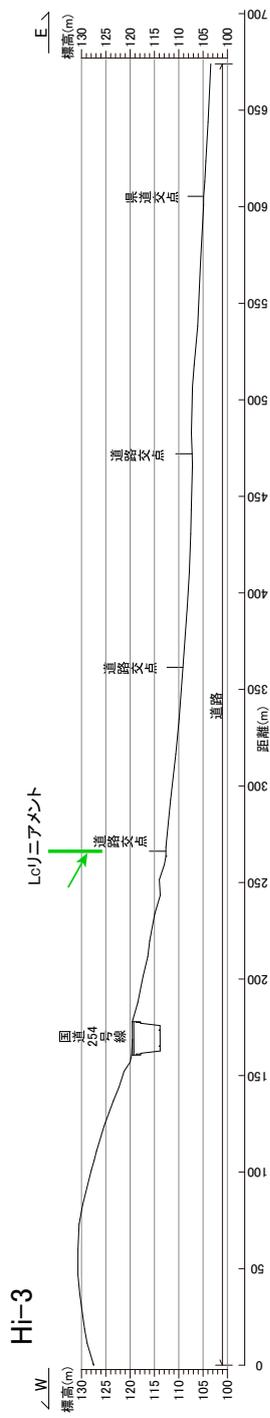
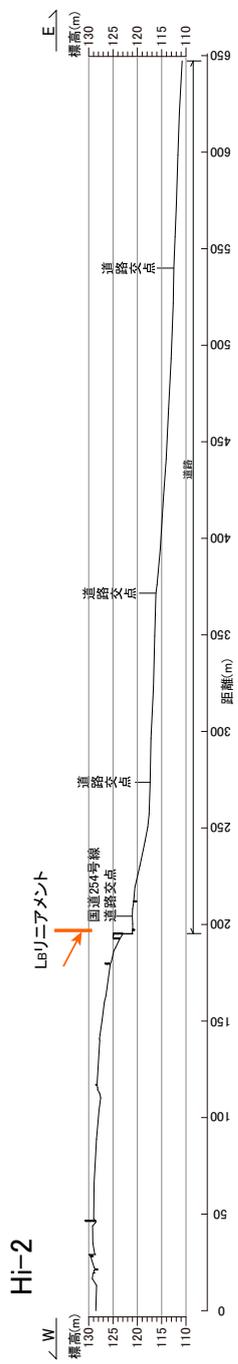
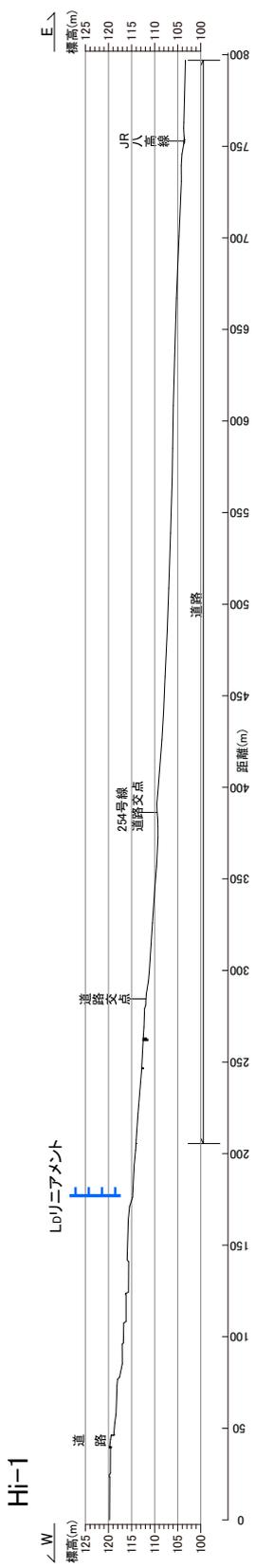


図 4-2 地形断面測量の測線位置図 (その 2)。国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用。

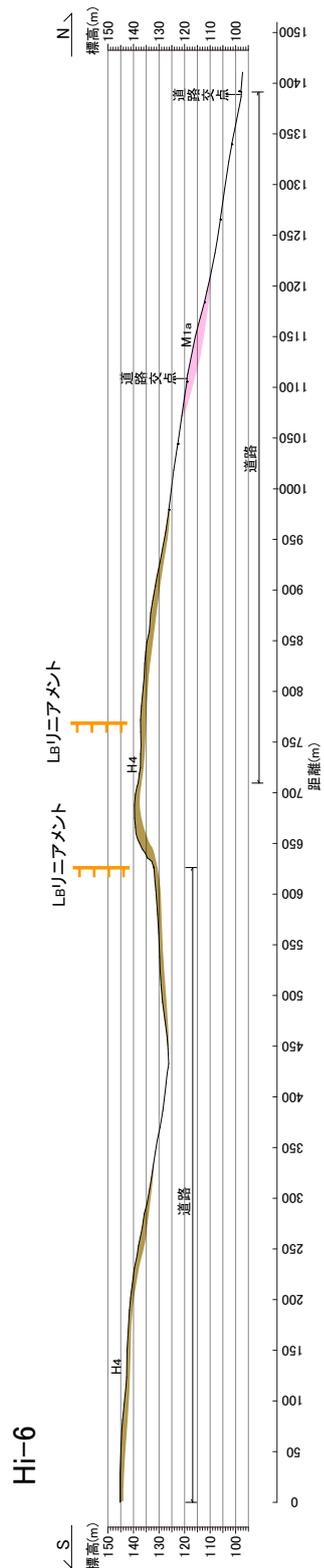
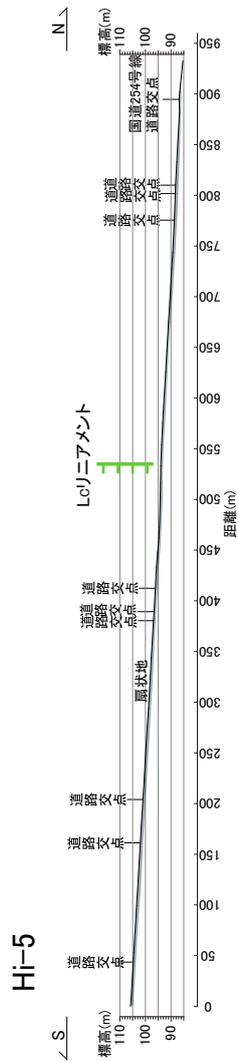
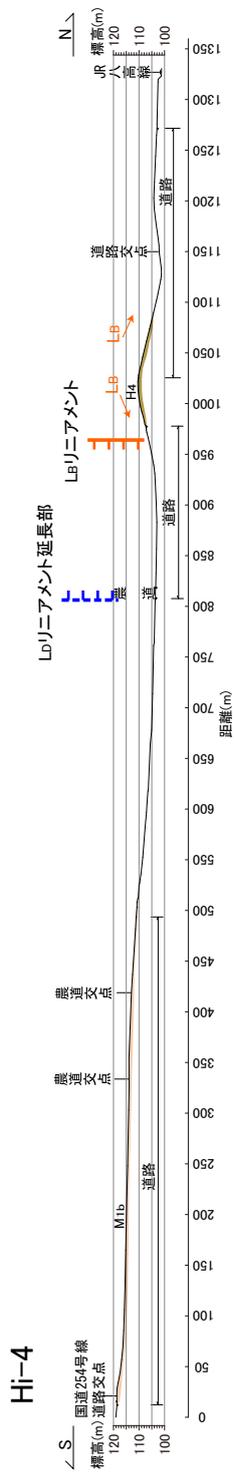


図 4-3 地形断面測量の測線位置図 (その 3). 国土地理院発行 2.5 万分の 1 地形図を基図として使用.



(縦：横=2.5：1)

図 5-1 平井断層を横断する地形断面 (その 1).



(縦：横=2.5：1)

図 5-2 平井断層を横断する地形断面 (その 2).

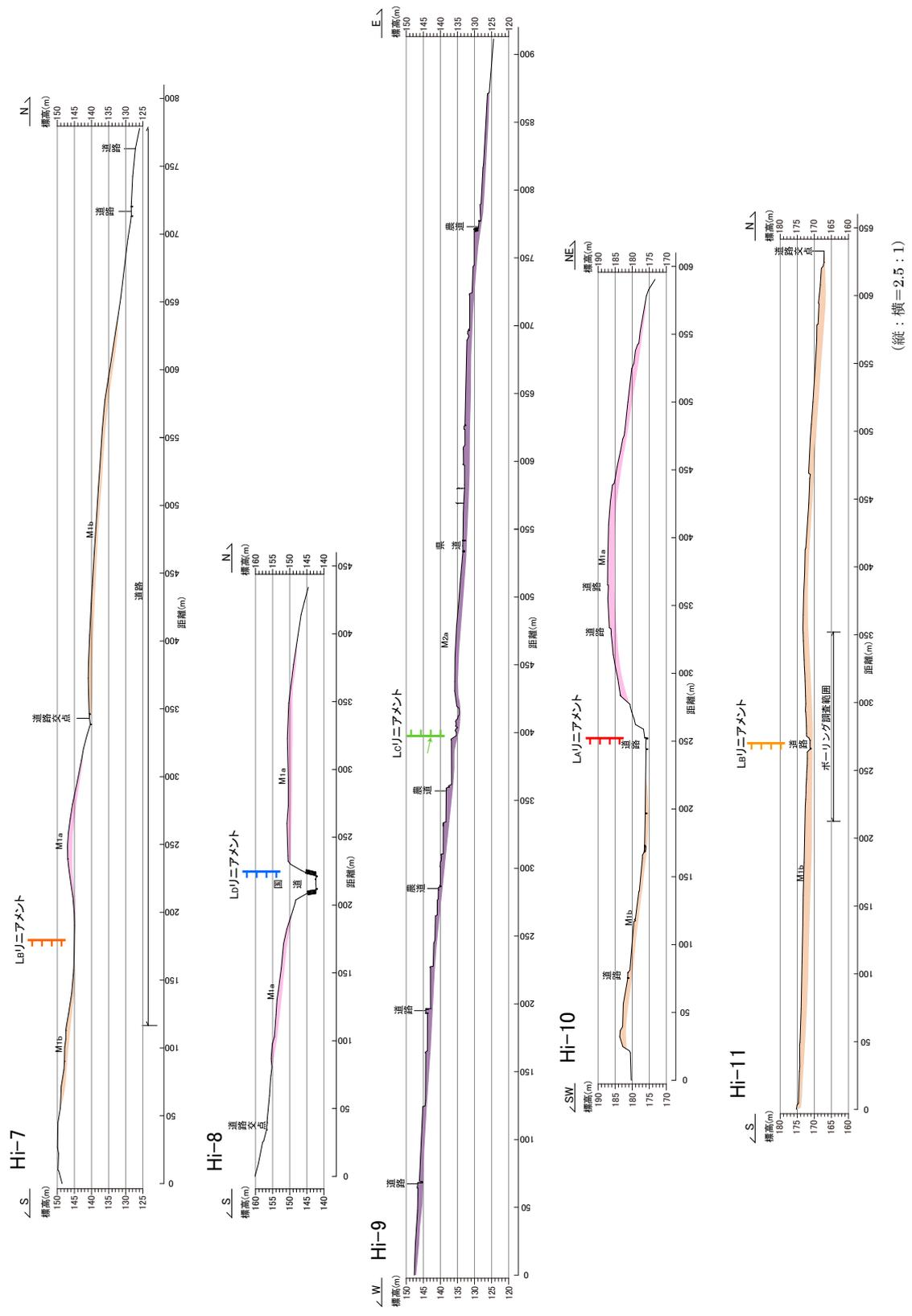


図 5-3 平井断層を横断する地形断面 (その 3).

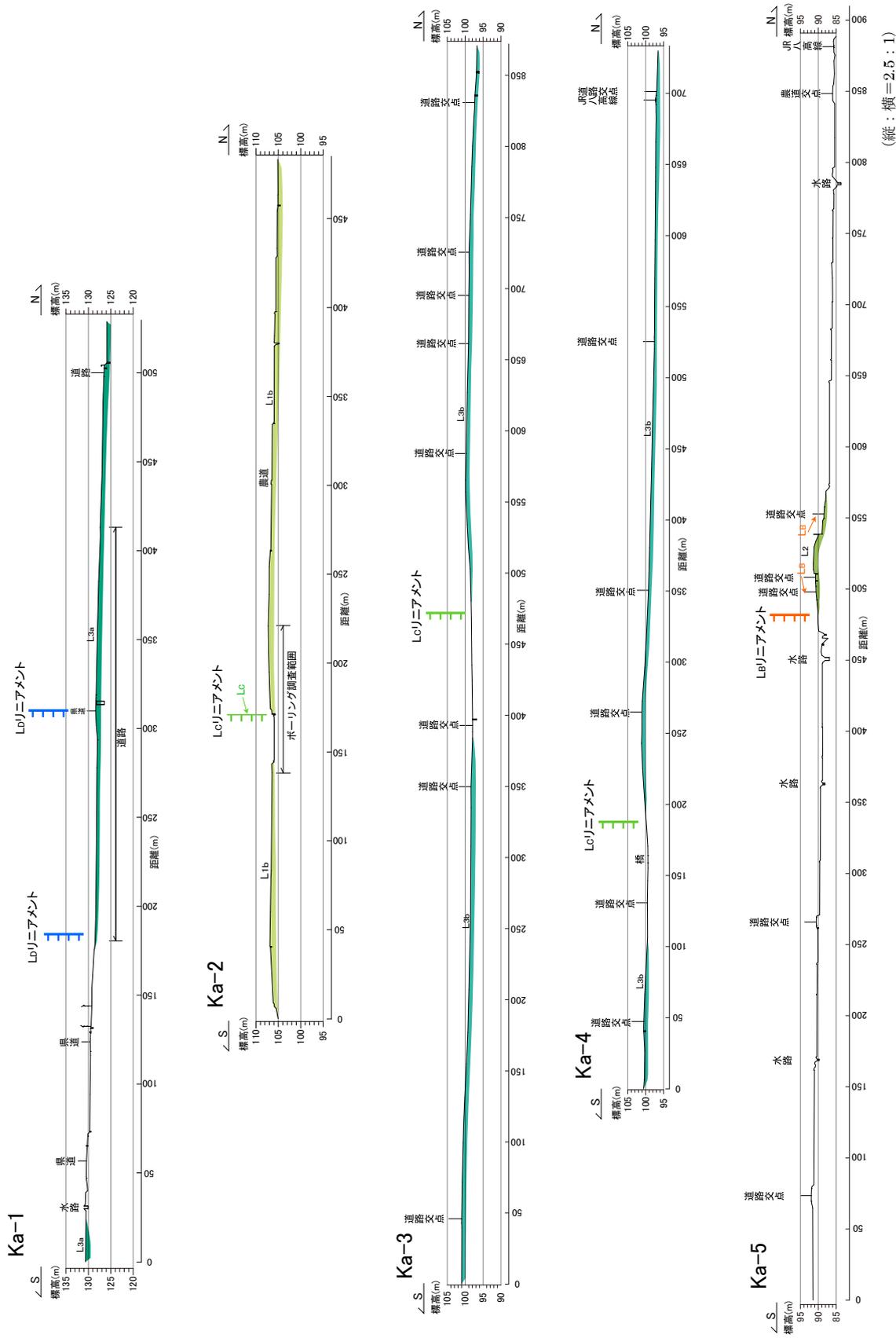


図 5-4 神川断層を横断する地形断面。

(縦：横＝2.5：1)

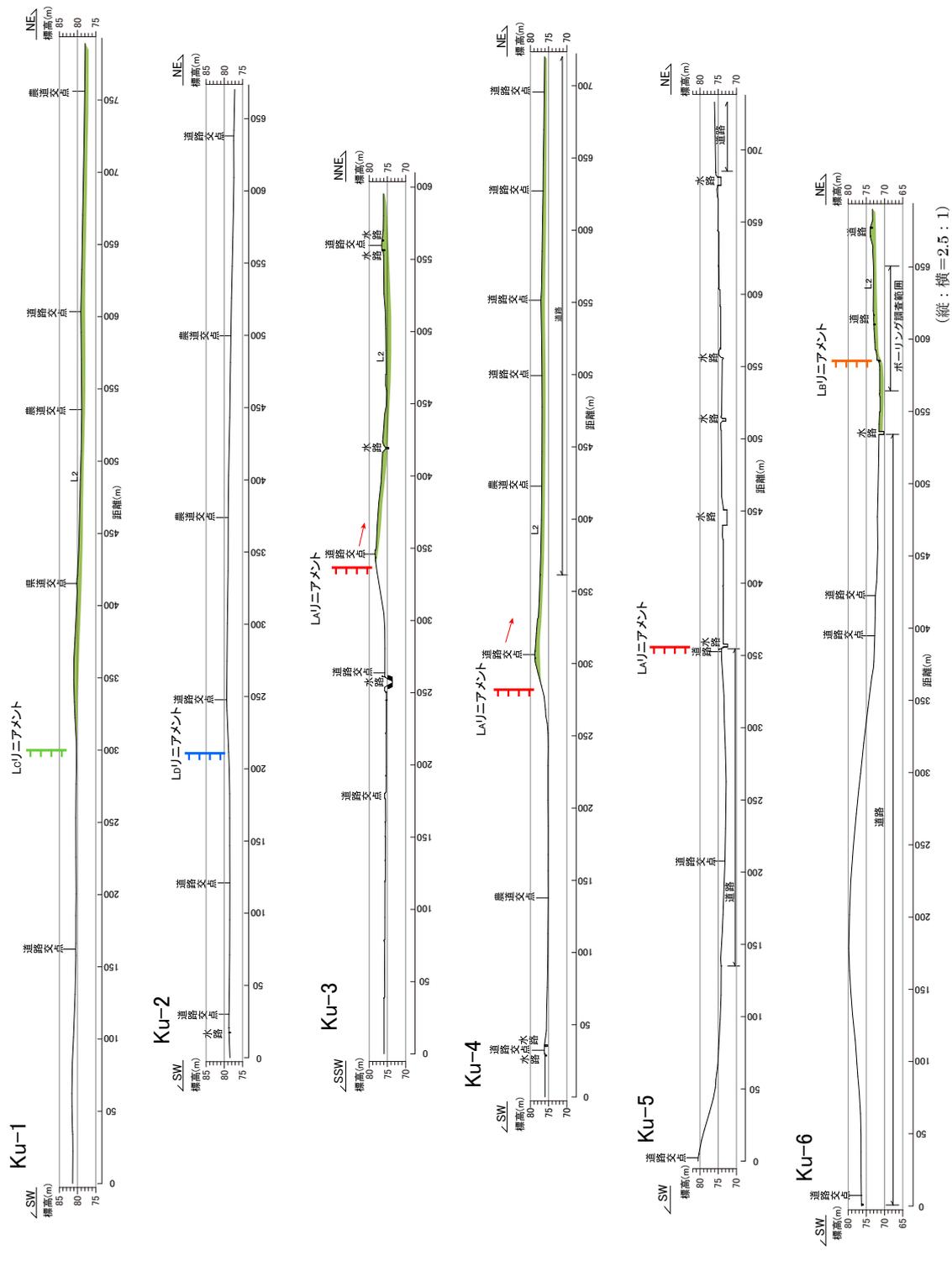


図 5-5 櫛挽断層を横断する地形断面。

(縦：横=2.5：1)

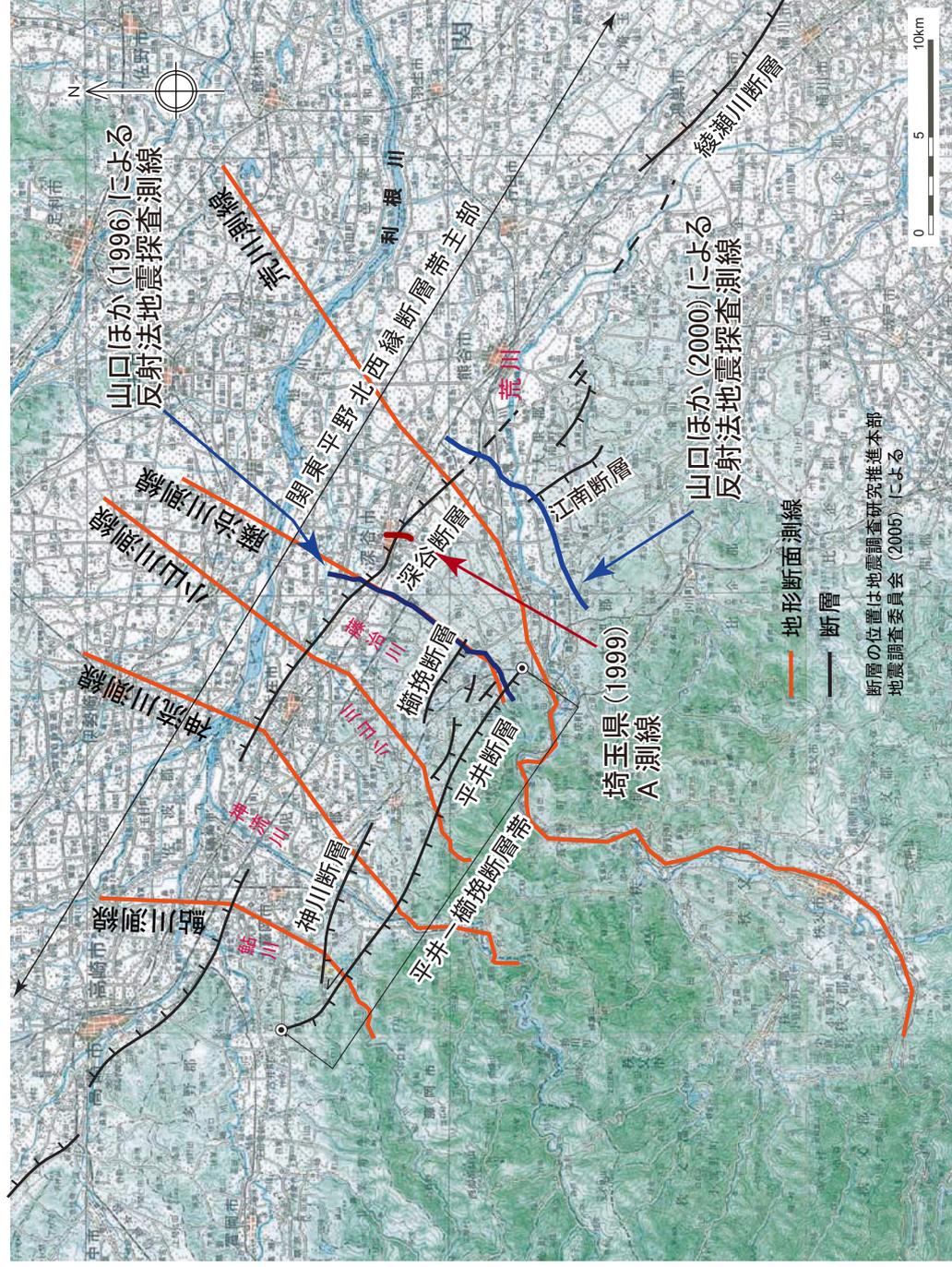


図6 荒川など5河川に沿う地形断面の位置図。国土地理院発行20万分の1地勢図「宇都宮」と「長野」を使用。断層線の位置は地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)による。

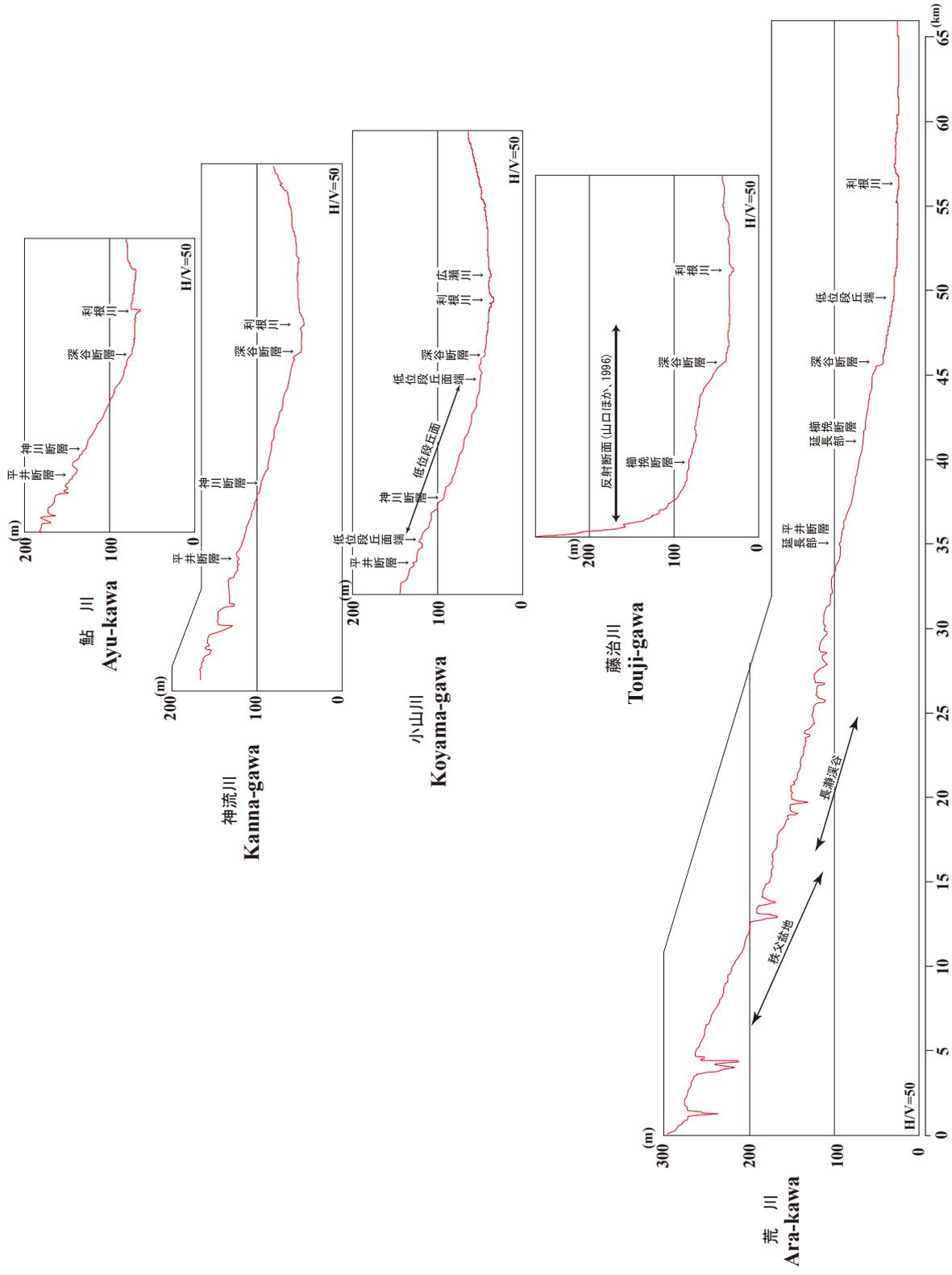


図7 荒川など5河川に沿う地形断面. 標高データは国土地理院発行数値地図50mメッシュ(標高)「日本一Ⅱ」に基づく.

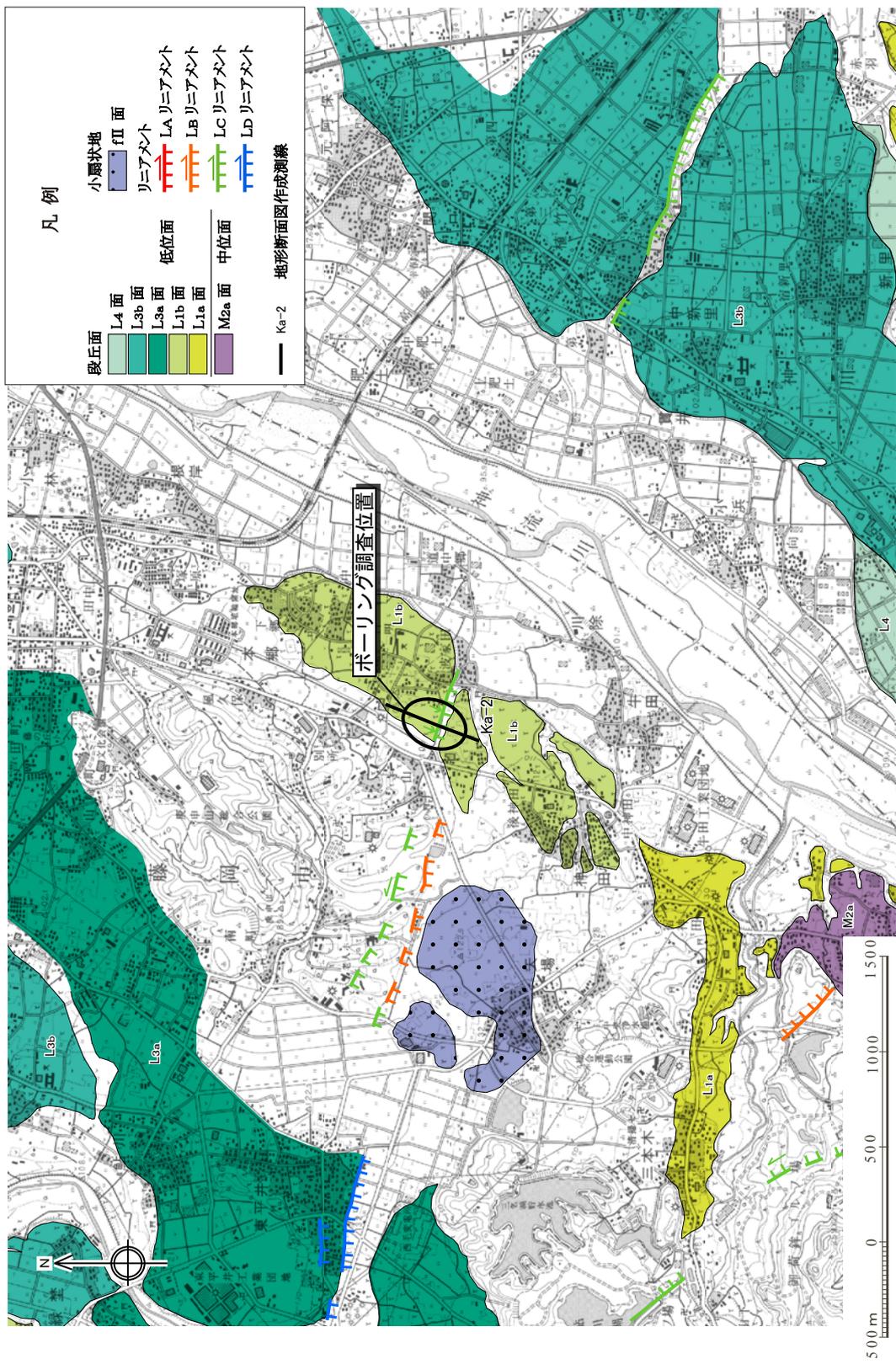


図8 神川断層群列ボーリング調査地点（藤岡市本郷地区）位置図.

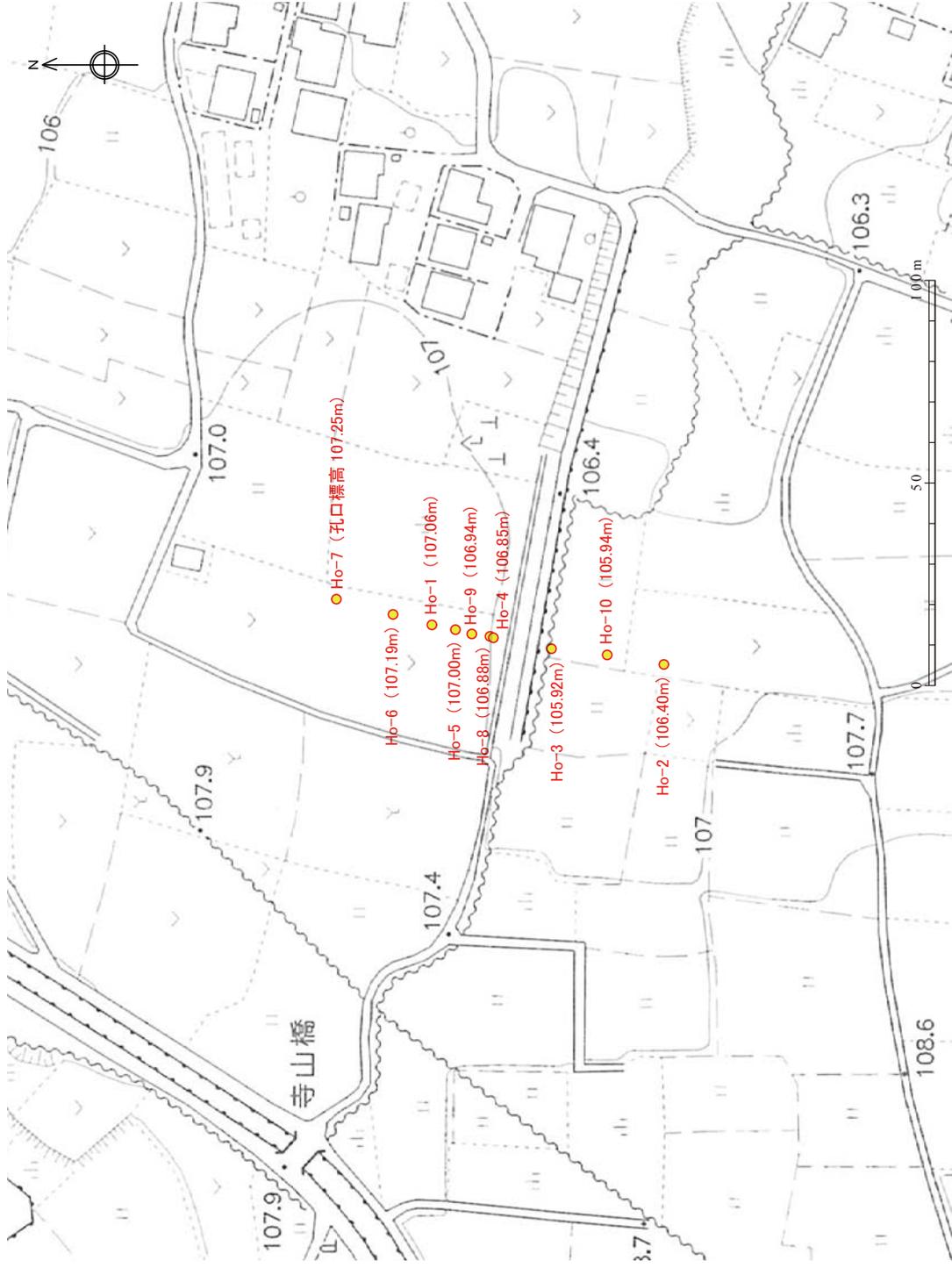


図9 本郷地区群列ボーリング掘削地点位置図.

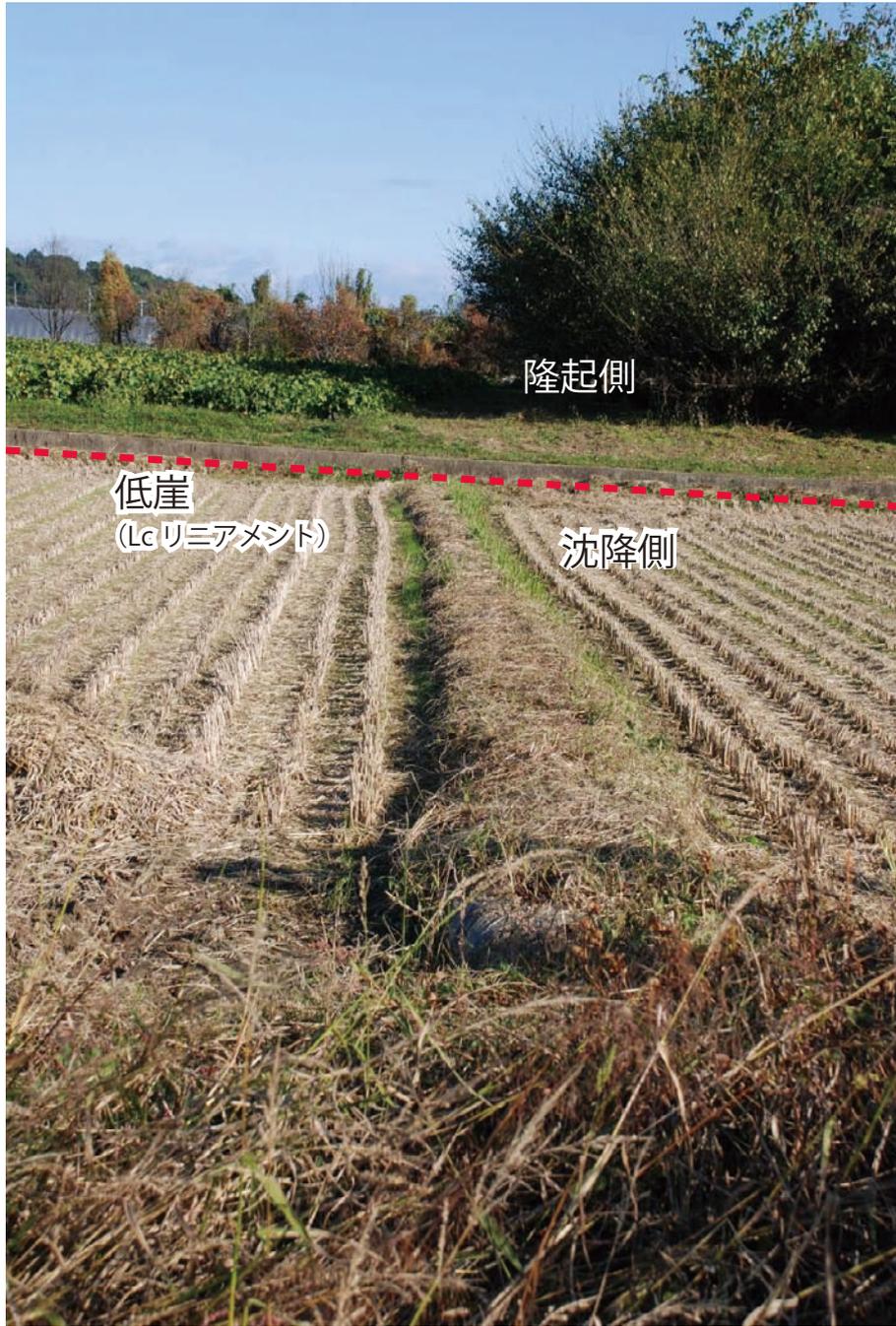


図 10 本郷地区の状況（調査開始前）.

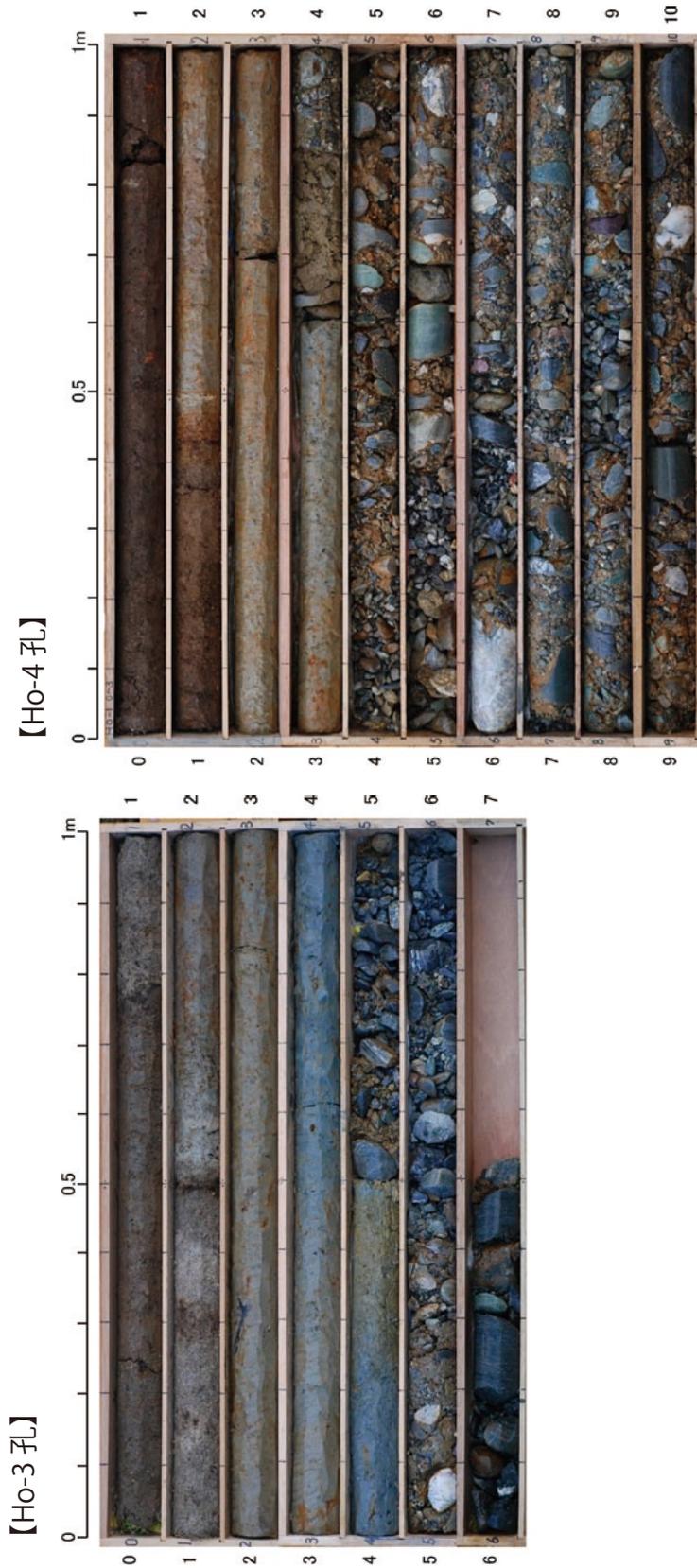


図 11 採取されたボーリングコア (Ho-3 孔と Ho-1 孔).

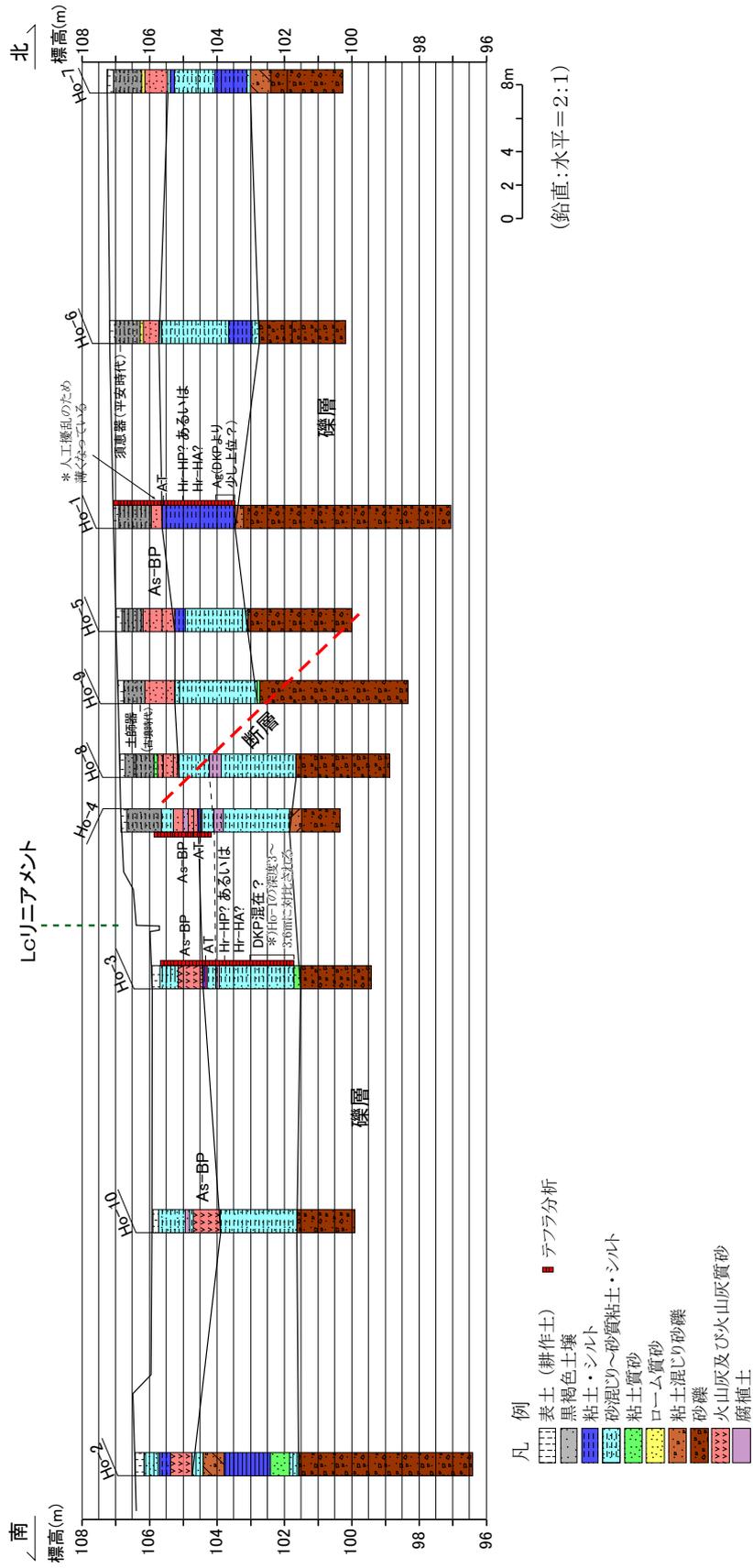
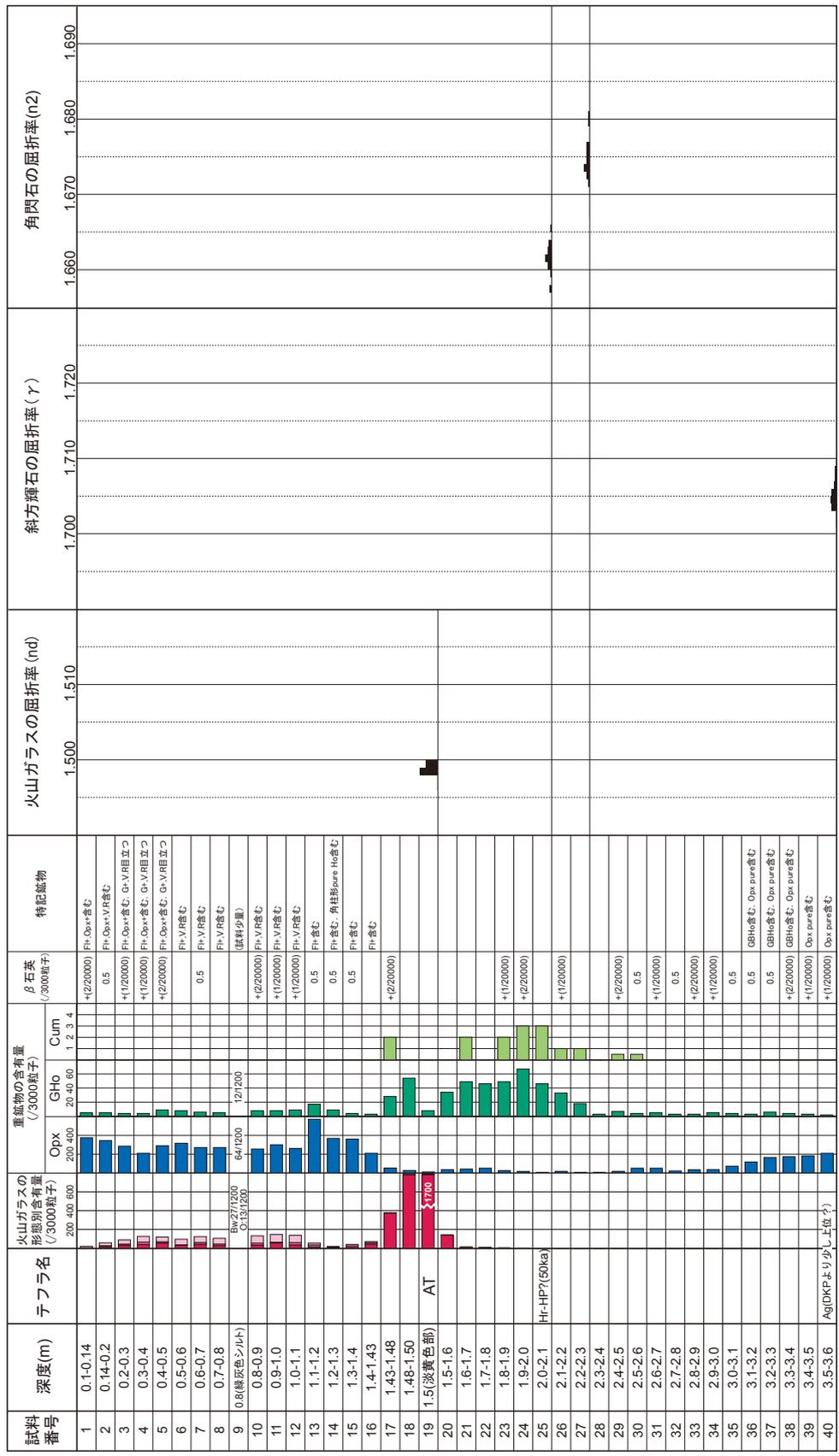


図 12 本郷地区の群列ボーリング調査結果 (ボーリング柱状地質断面図).

孔番号: Ho-1

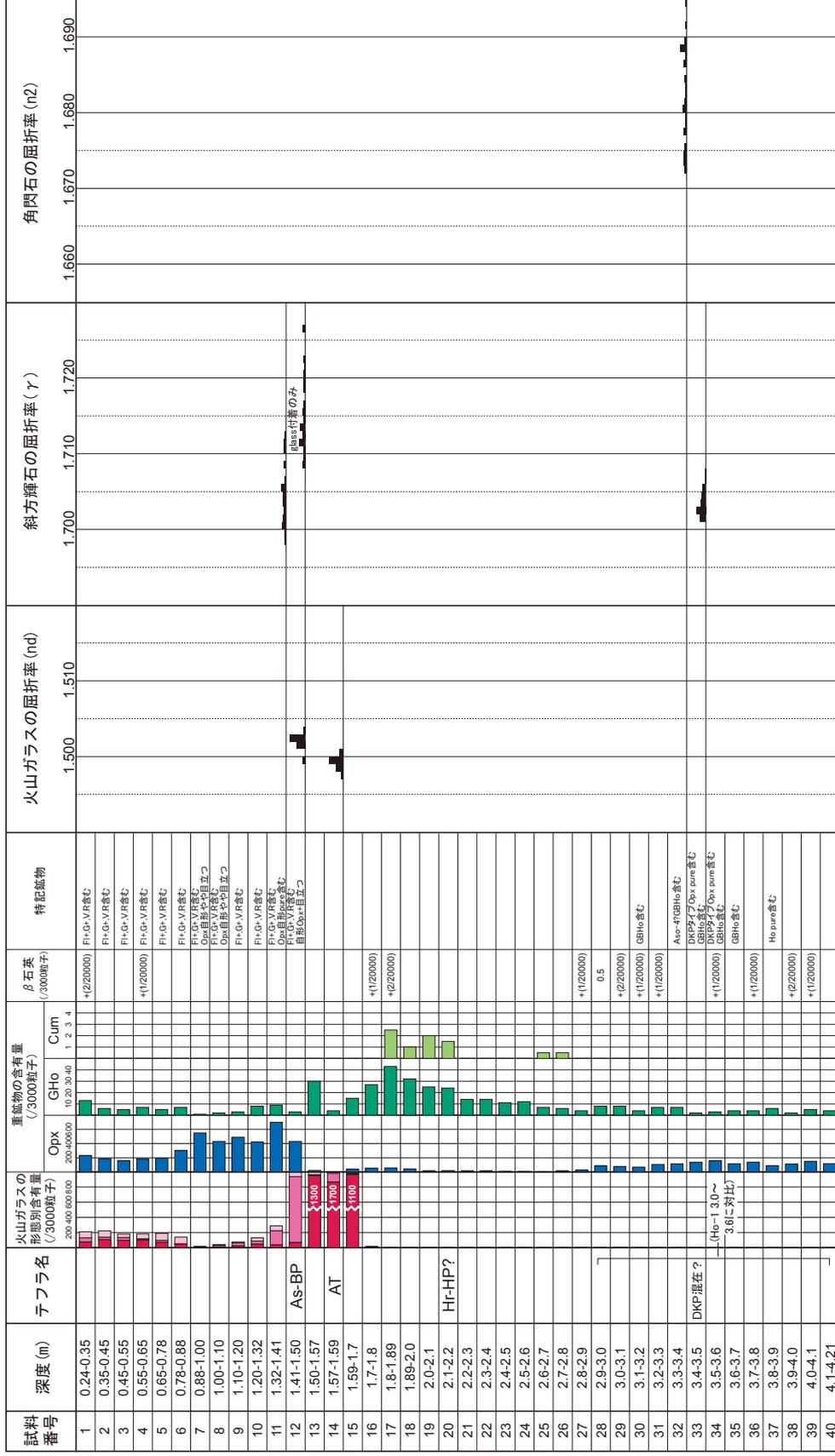


G: 微結晶含有能沸泡火山ガラス
 Fh: 斜方輝石付着
 Opx: 斜方輝石にガラス付着
 Vr: 火山岩片

■ ハプルフエーラル (Hf) タイプ
 ■ ハミス (Hm) タイプ
 ■ 低アルカリ (L) タイプ

図 13-1 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果 (その1: Ho-1 孔). 分析は古澤地質調査事務所による.

孔番号: Ho-3



■ ハブルウォール(Bw)タイプ
 ■ ハミス(Pl)タイプ
 ■ 低濃度のタイプ
 G+ 凝結晶含有低濃度火山ガラス
 Pl+ 底石にガラス付着
 Opx+ 斜方輝石にガラス付着
 VR+ 火山岩片

図 13-2 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果 (その 2 : Ho-3 孔). 分析は古澤地質調査事務所による。

孔番号: Ho-4

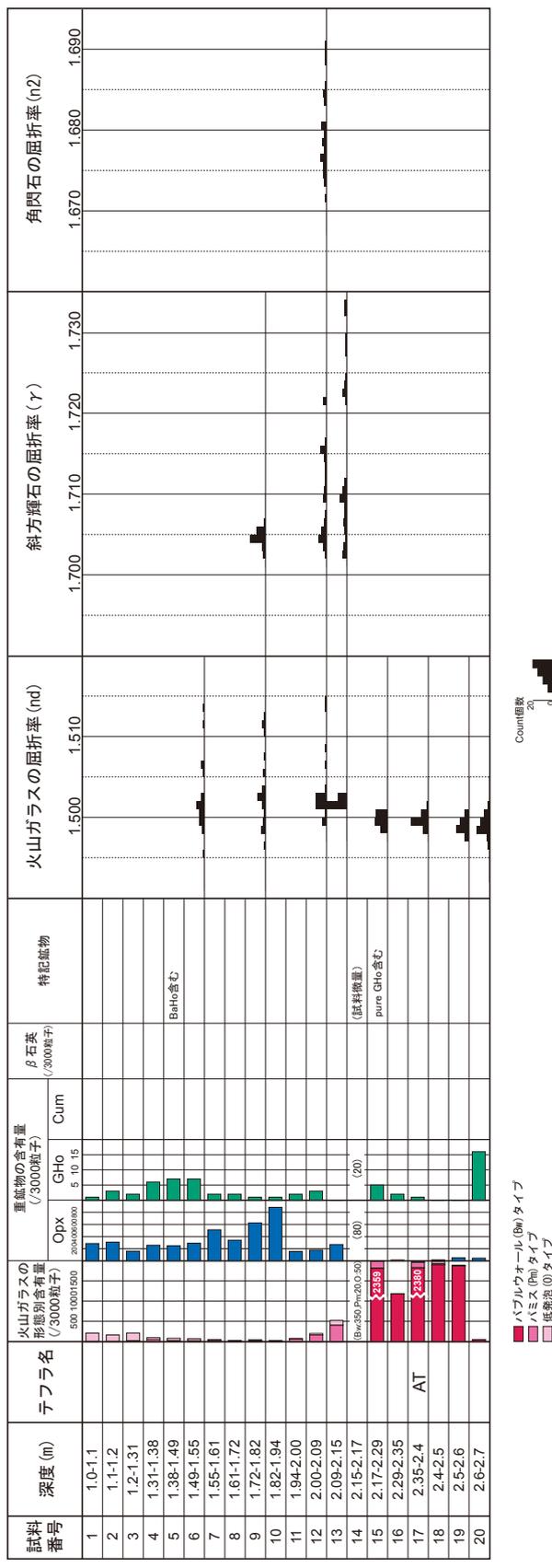


図 13-3 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析結果 (その3: Ho-4 孔). 分析は古澤地質調査事務所による.

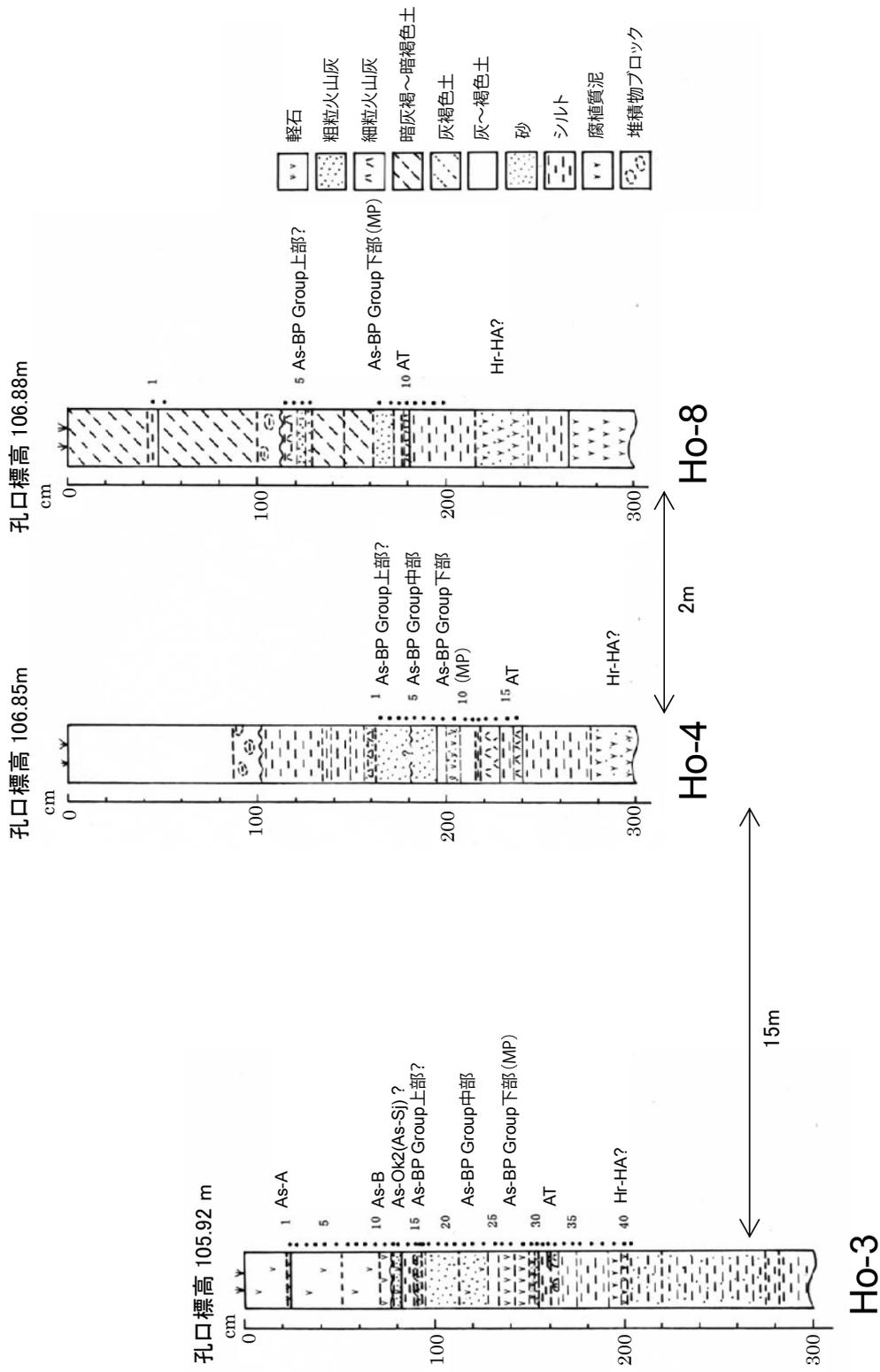


図 14 本郷地区ボーリングコアのテフラ分析 (クロスチェック分析) の結果. 分析は火山灰考古学研究所による.

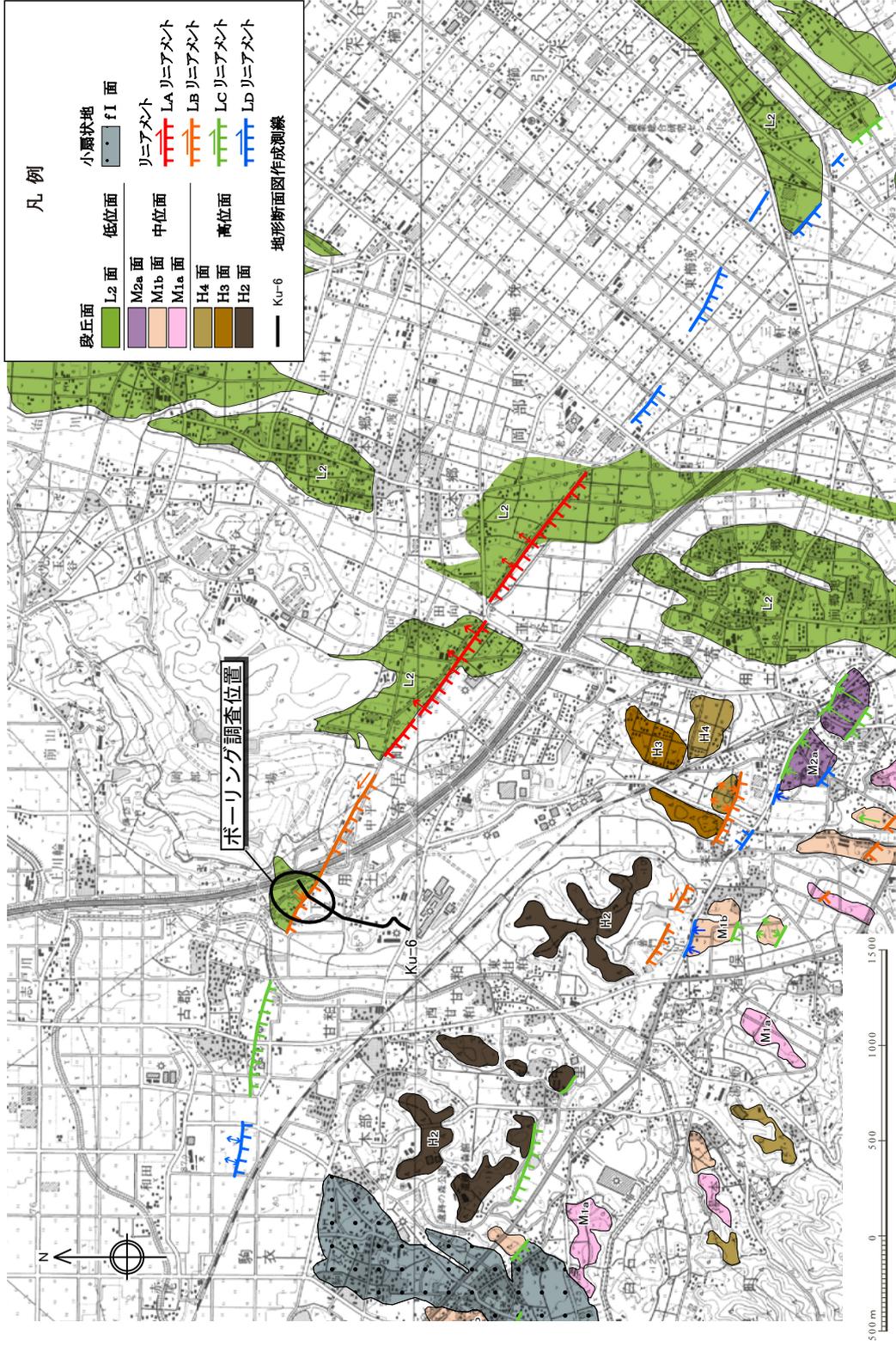


図 15 櫛挽断層群列ボーリング調査地点（寄居町用土地区）位置図.

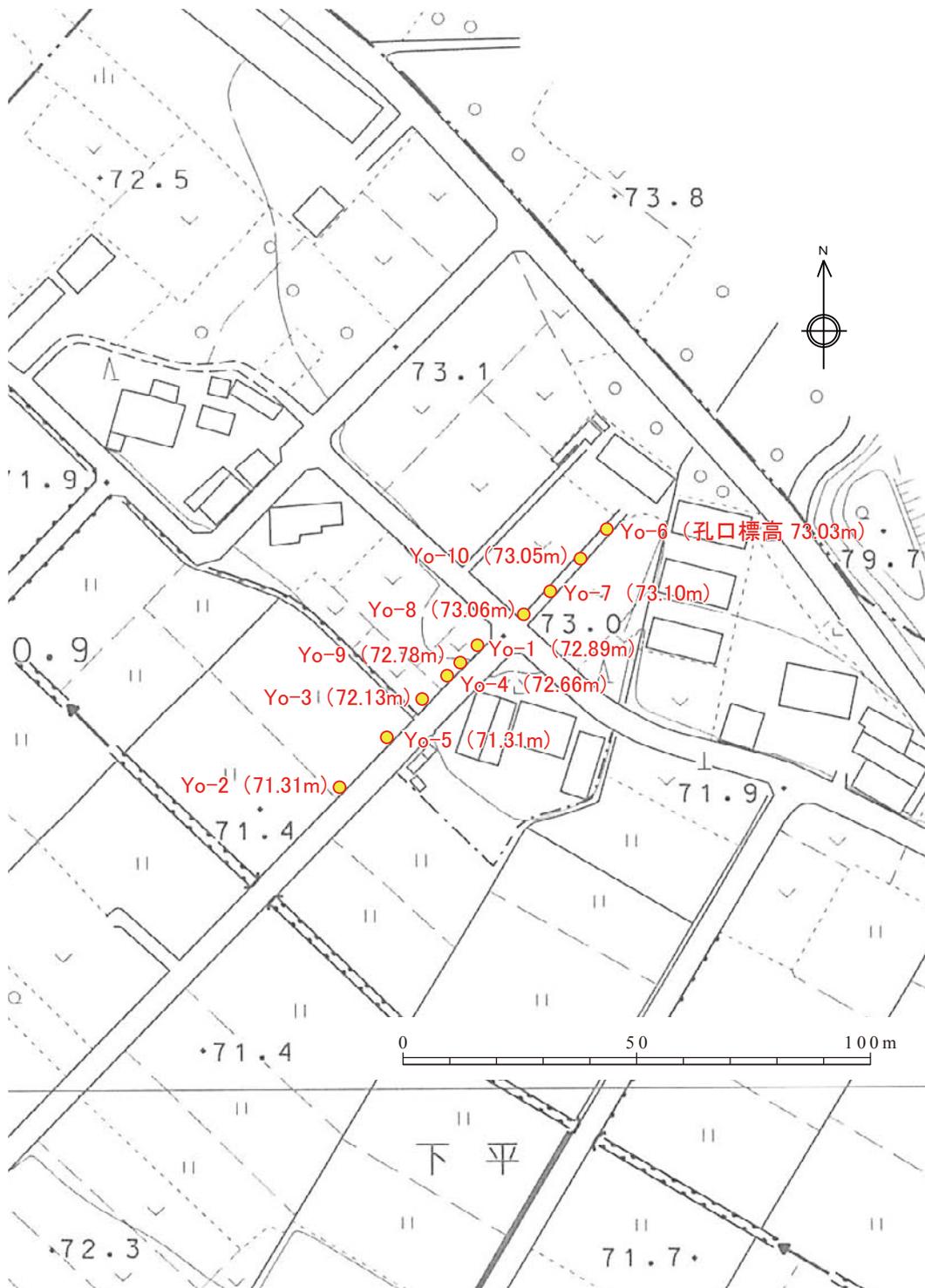


図 16 用土地区群列ボーリング掘削地点位置図.



図 17 用土地区の状況 (調査開始前).

【Yo-3 孔】



【Yo-8 孔】

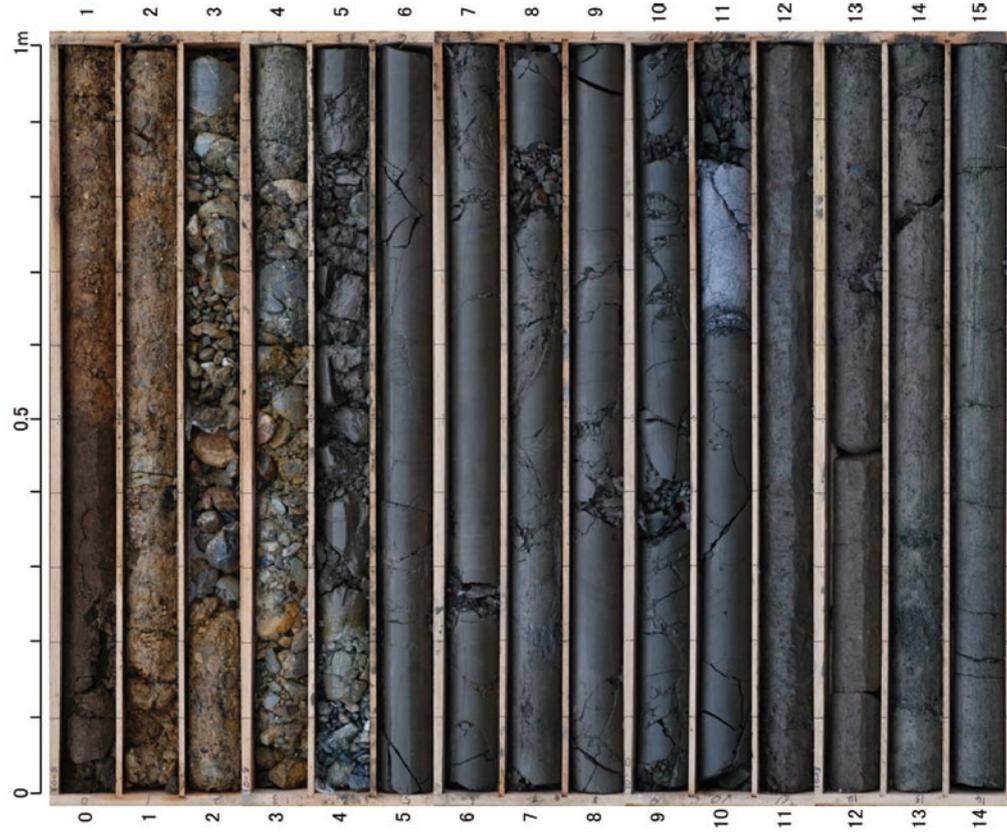


図 18 採取されたボーリングコア (Yo-3 孔と Yo-8 孔).

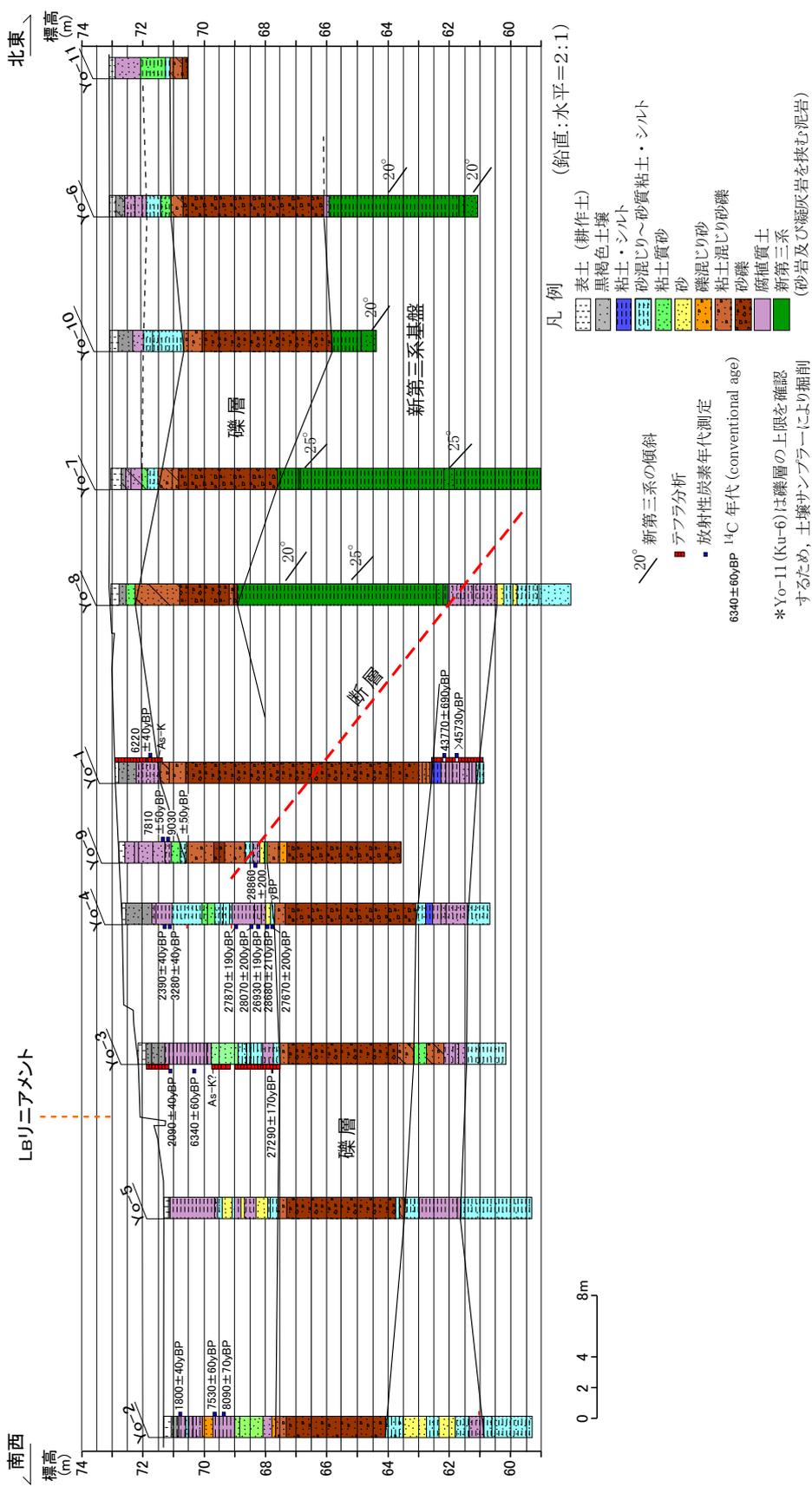


図 19 用土地区の群列ボーリング調査結果 (ボーリング柱状地質断面図).

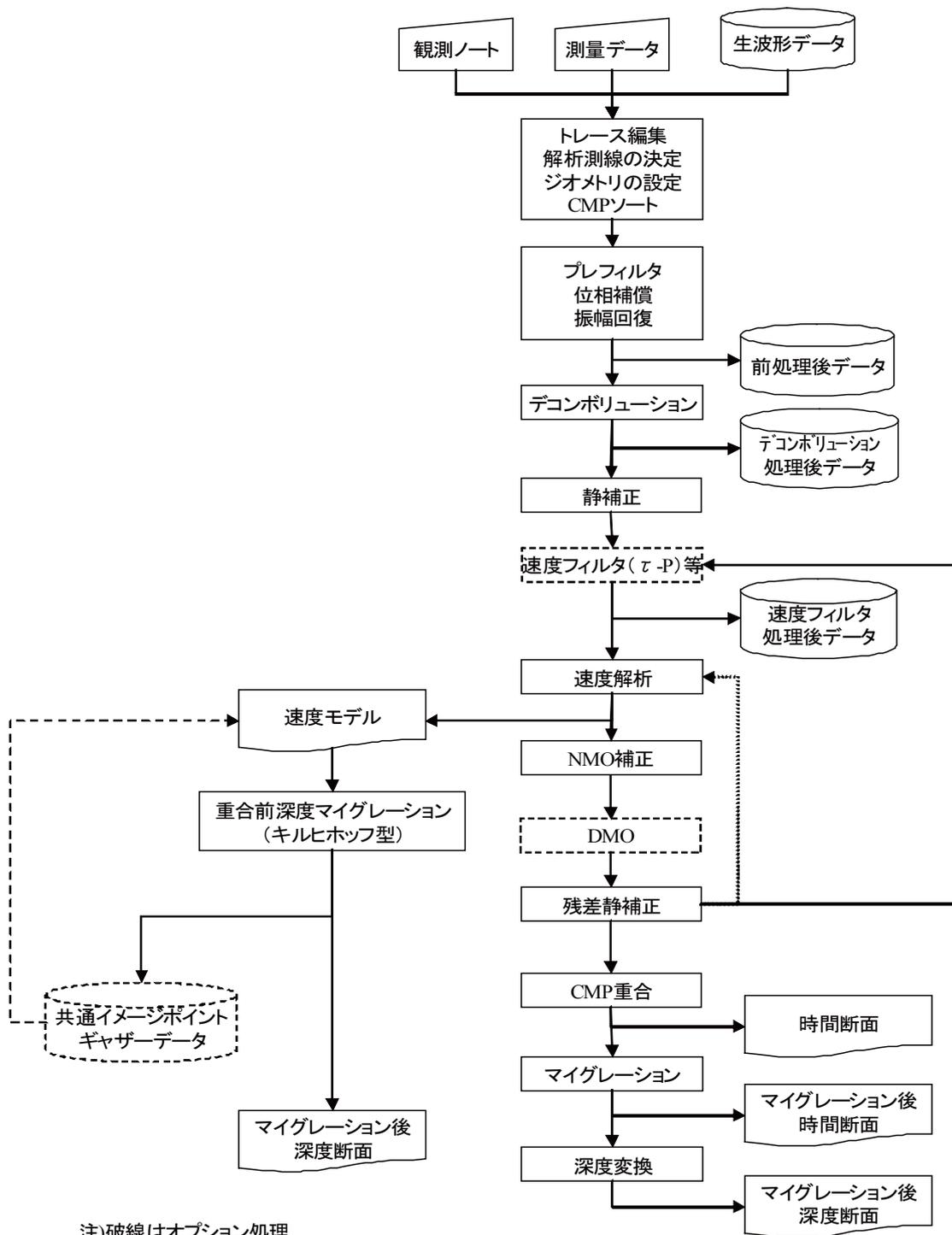


図 20 反射法地震探査データの処理フロー。

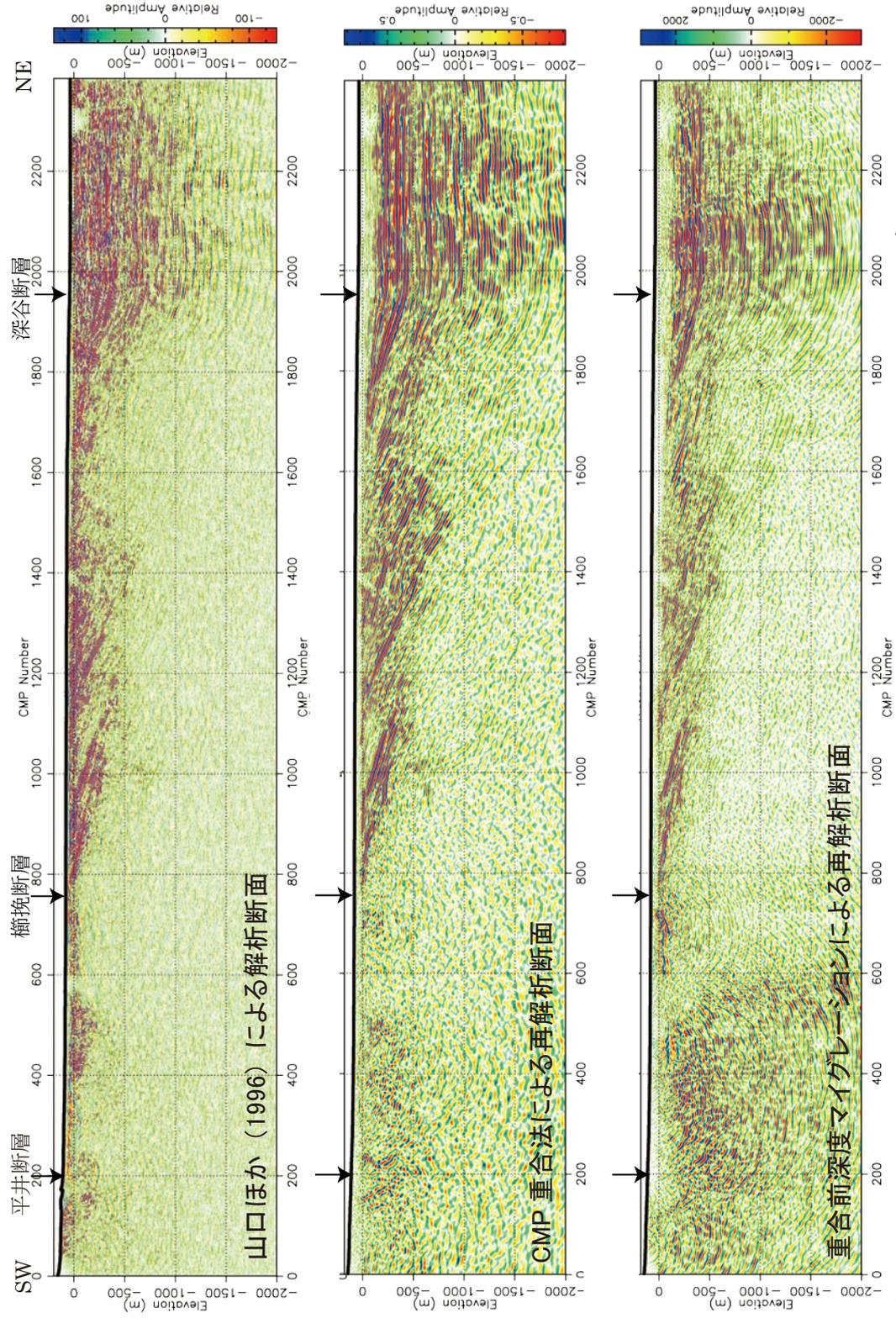


図 21 深度断面の比較. 上から, 山口ほか (1996) による解析断面, 標準的処理手順 (CMP 重合法など) による再解析断面, 重合前深度マイグレーション処理による再解析断面.

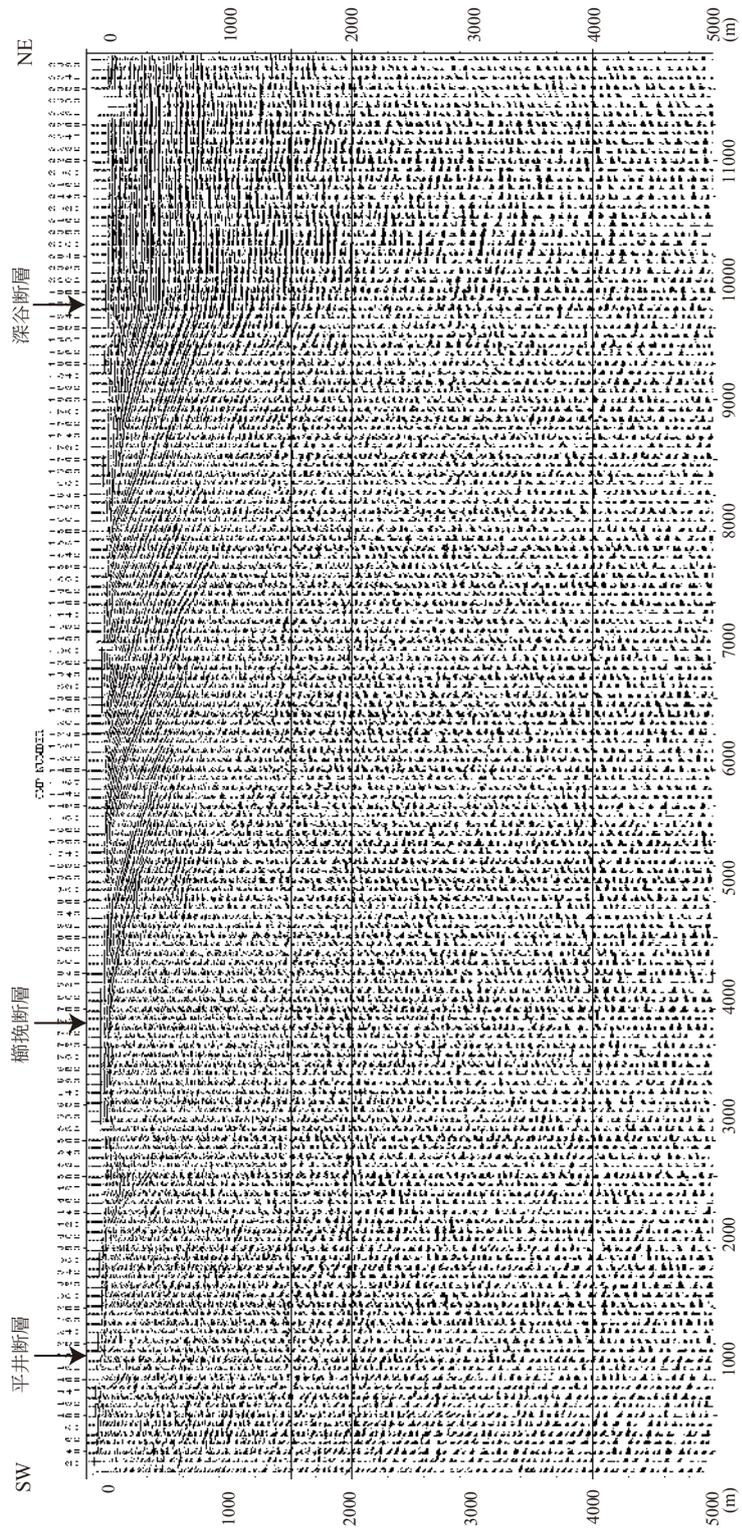
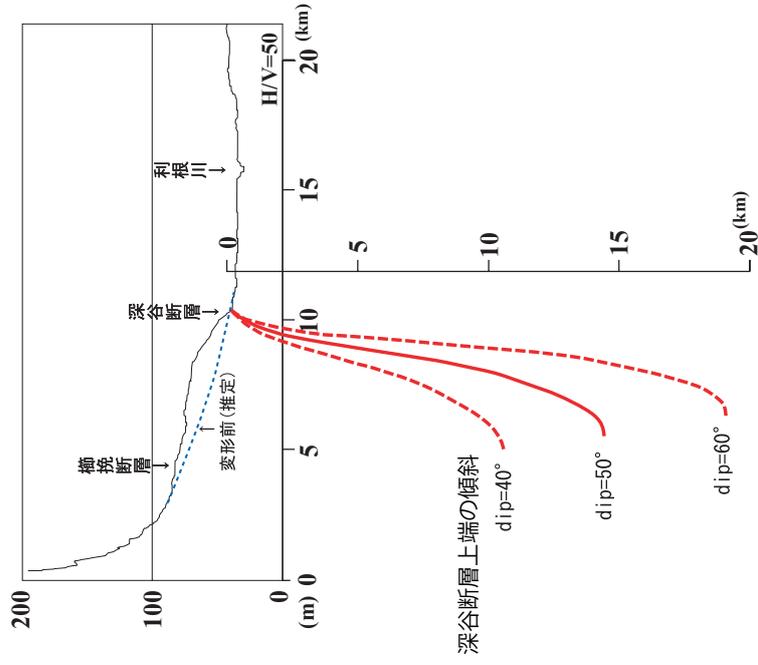


図 22 標準的処理手順による深さ 5,000m までの再解析深度断面。

藤治川
Touji-gawa



荒 川
Ara-kawa

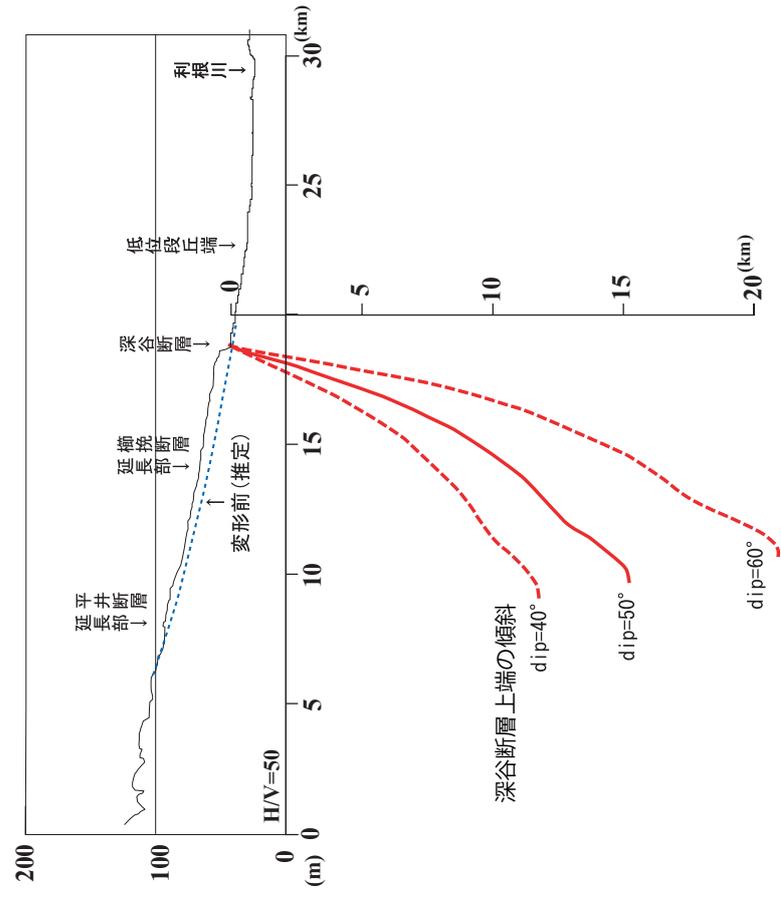


図 23 地形断面に基づく断層モデリング結果.

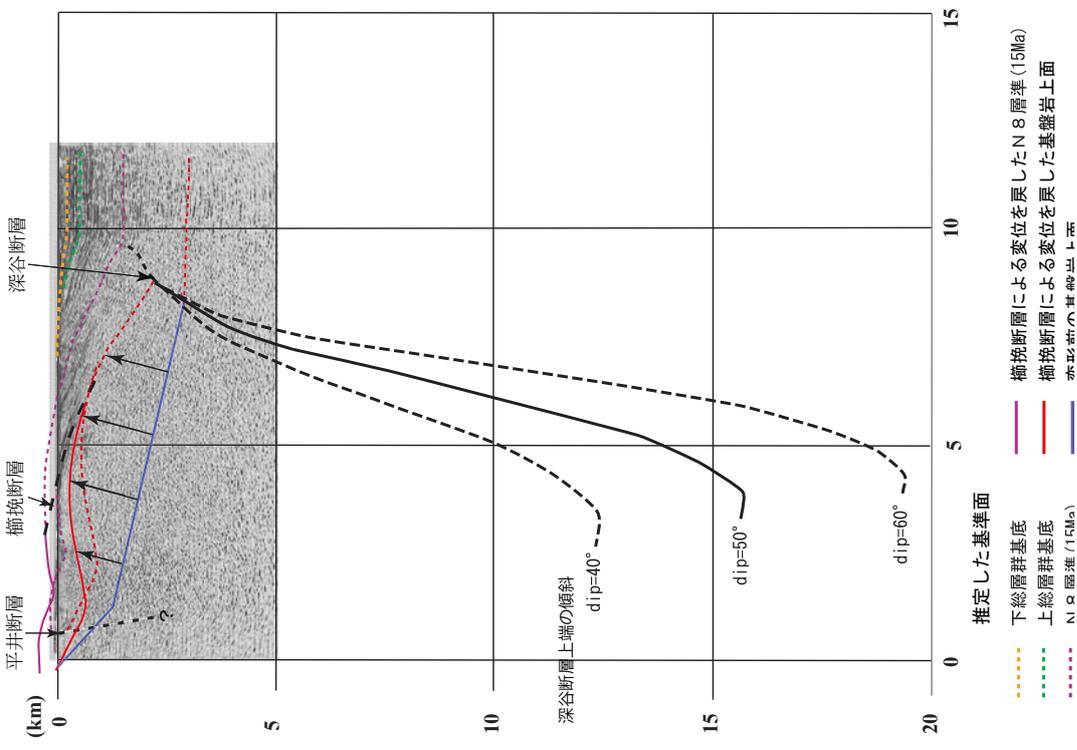


図 24 山口ほか (1996) の反射法探査データの再解析による深度断面に基づく断層モデリング結果.

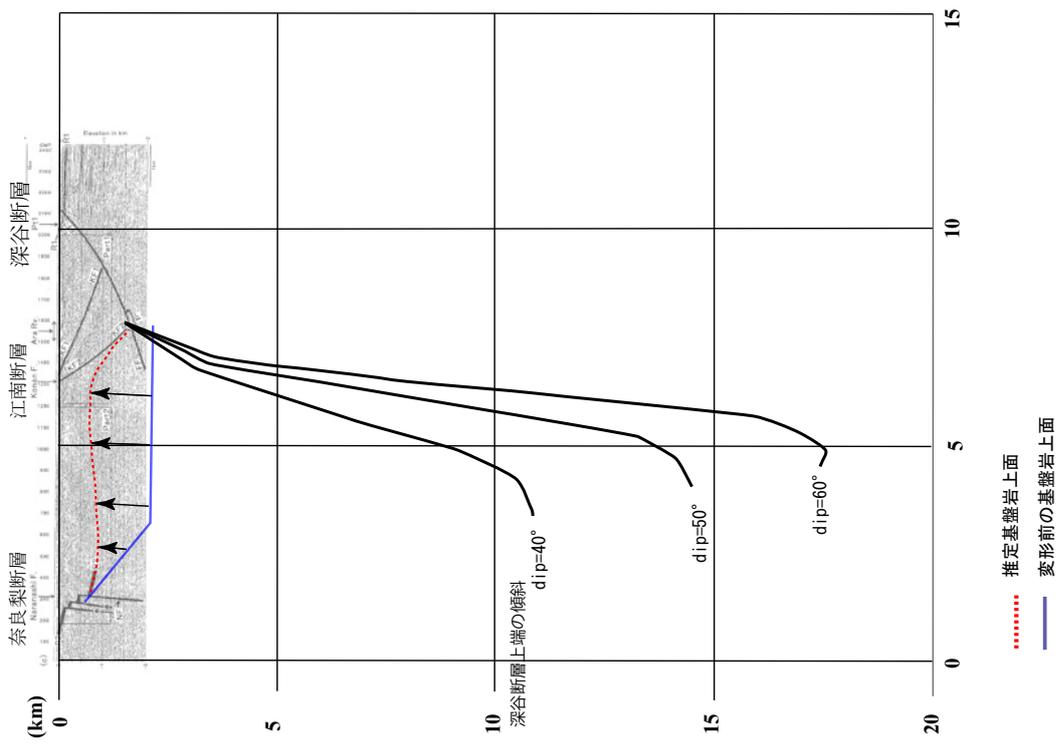


図 25 山口ほか (2000) の深谷断層と江南断層を横断する深度断面に基づく断層モデリング結果.

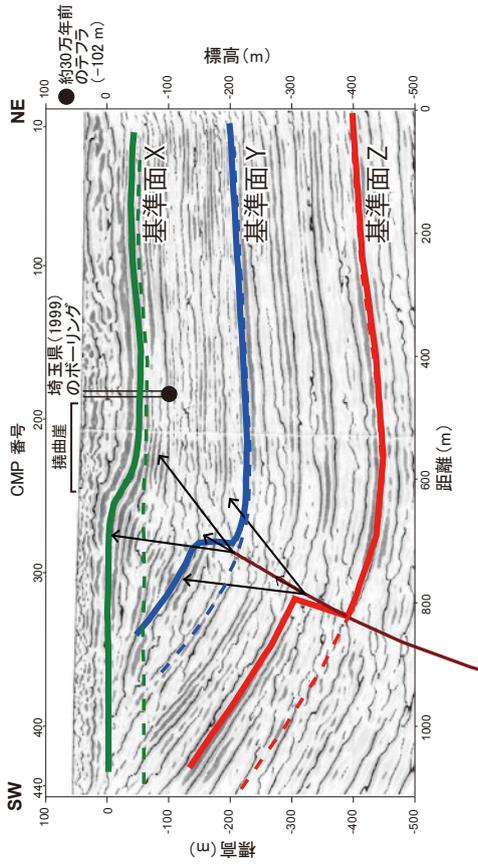
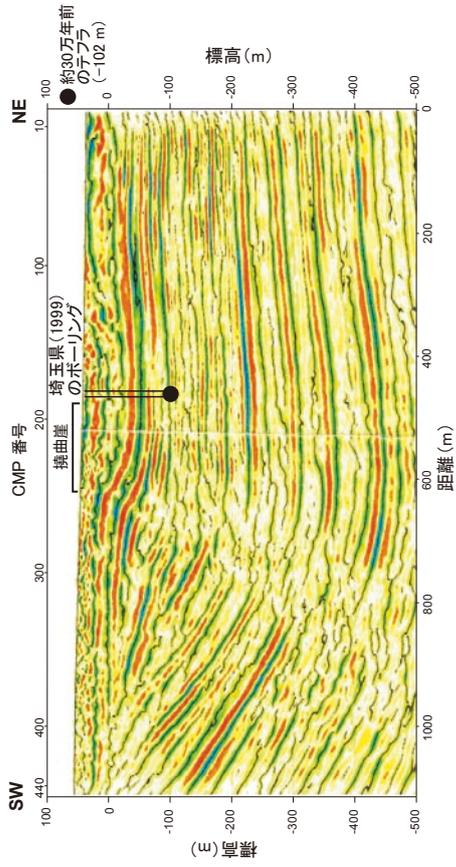


図 26 埼玉県 (1999) の A 測線 反射断面. 測線位置は図 6 参照.

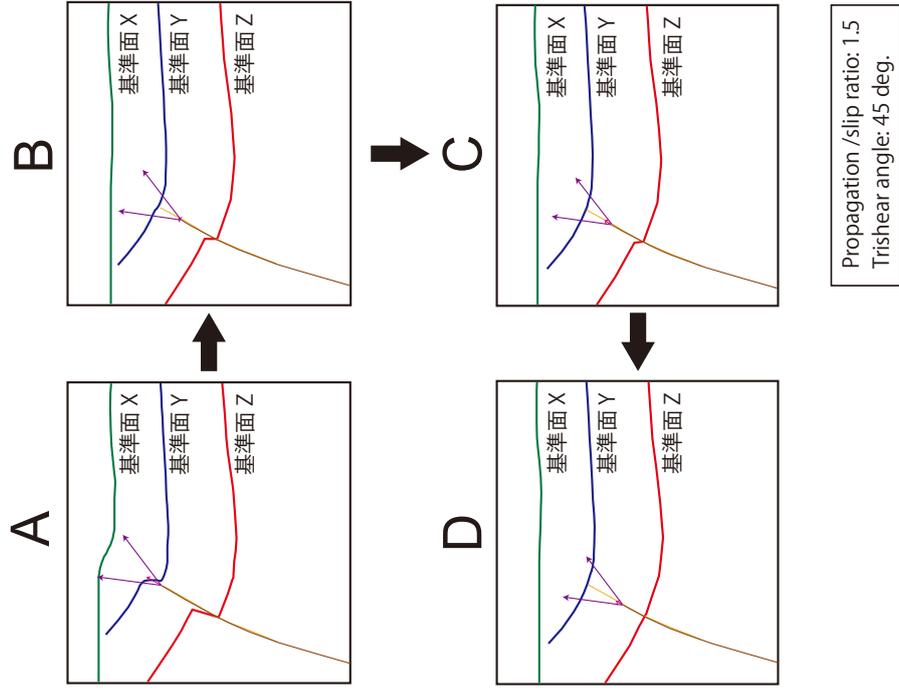


図 27 埼玉県 (1999) の A 測線における断層変位の復元.

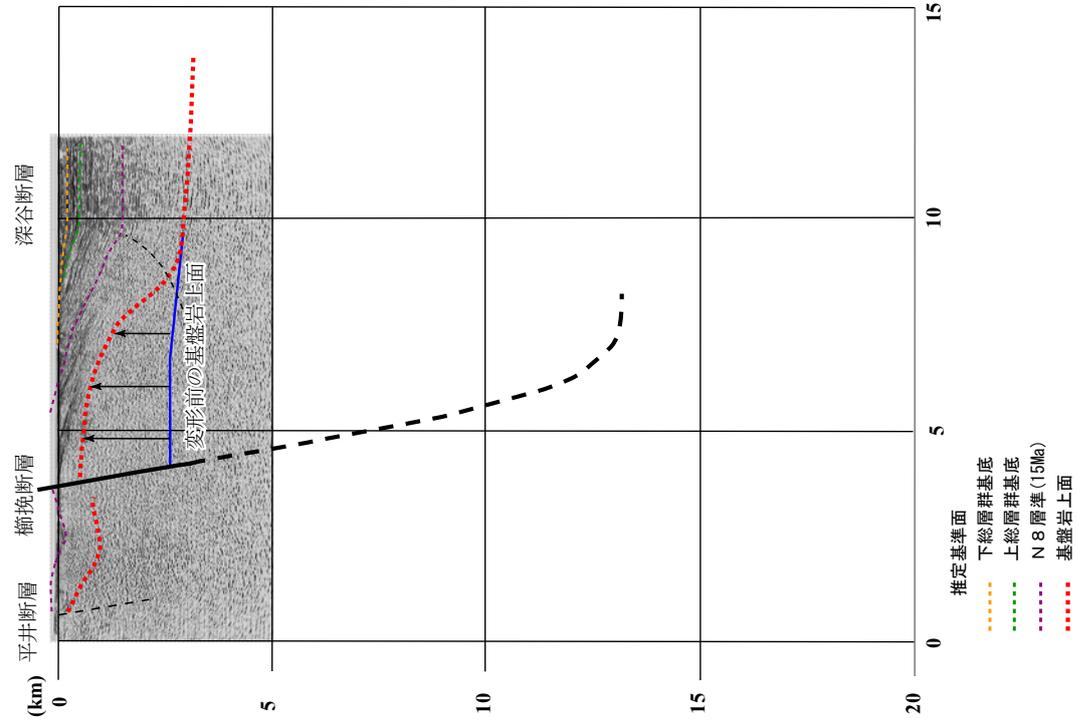


図 28 深谷断層近傍の撓みを櫛挽断層の北東側上がりの断層運動によるものと考えた場合の断層モデル。

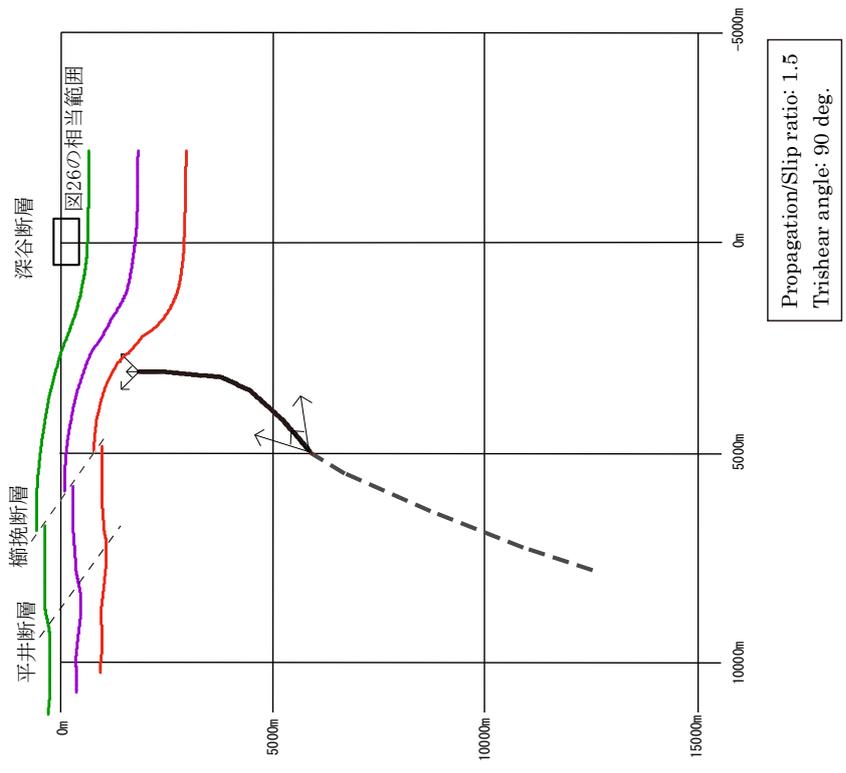
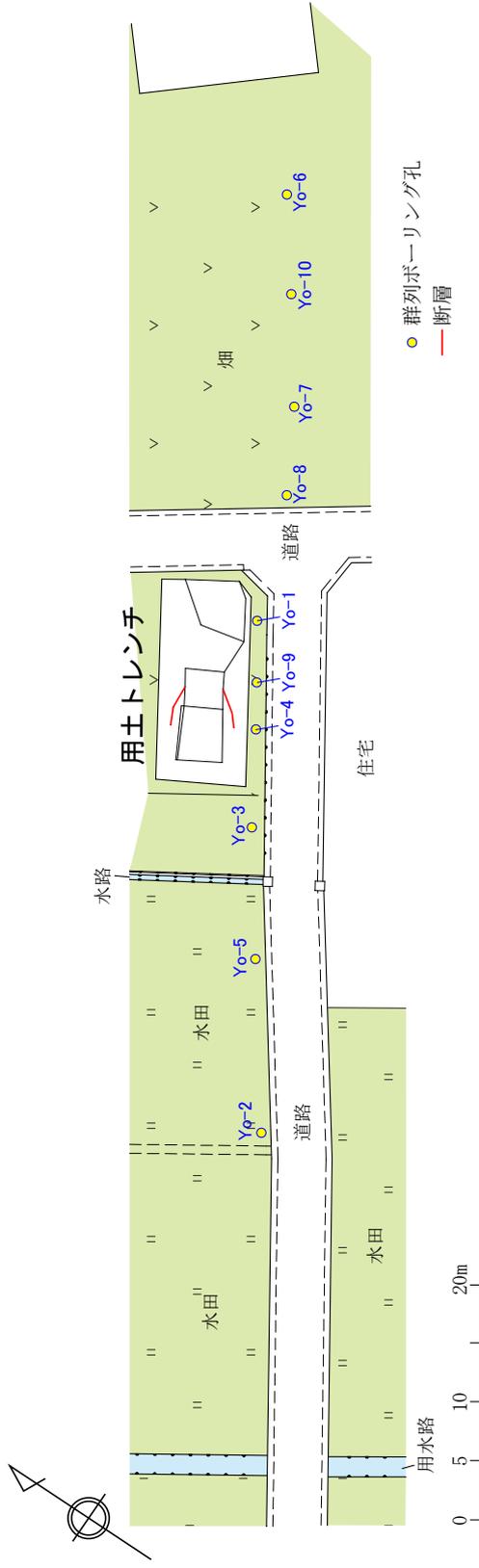


図 29 深谷断層近傍の撓みを断層の上端が地下深部にあった時期の深谷断層の活動によるものと考えた場合の trishear 断層モデル。

【平面図】



【断面図】

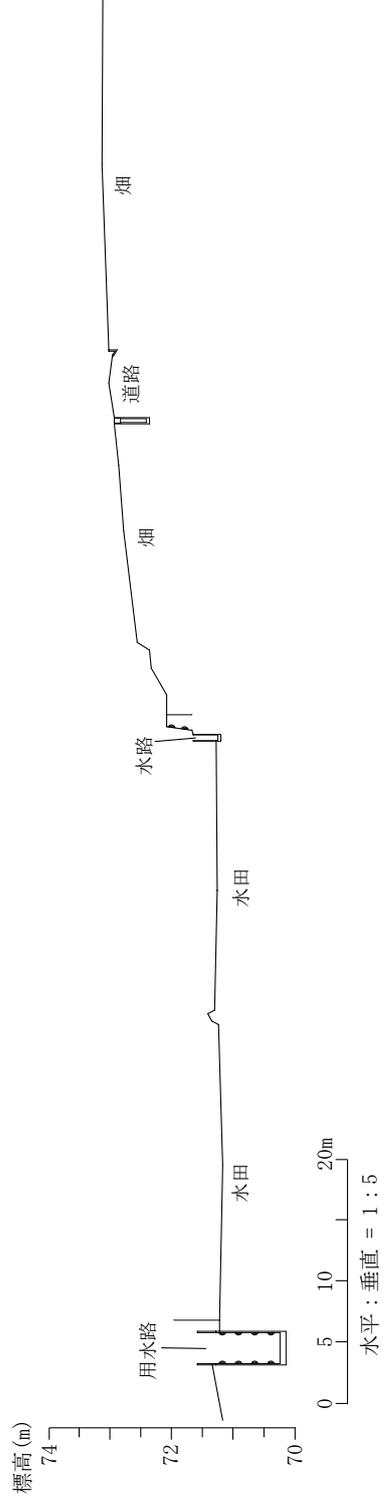


図 30 櫛挽断層トレンチ掘削地点の平面図及び断面図.

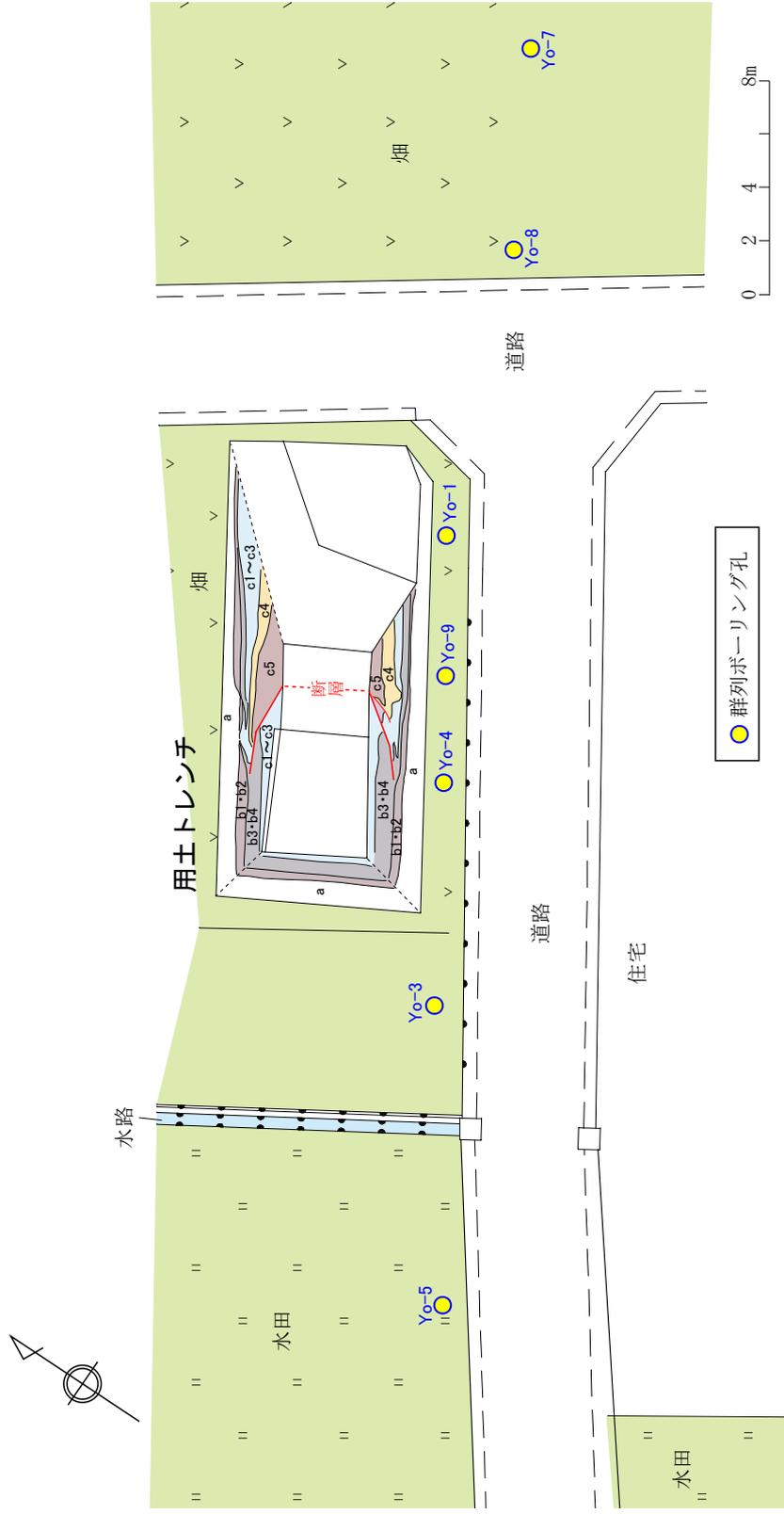


図 31 トレンチ掘削地点詳細平面図.

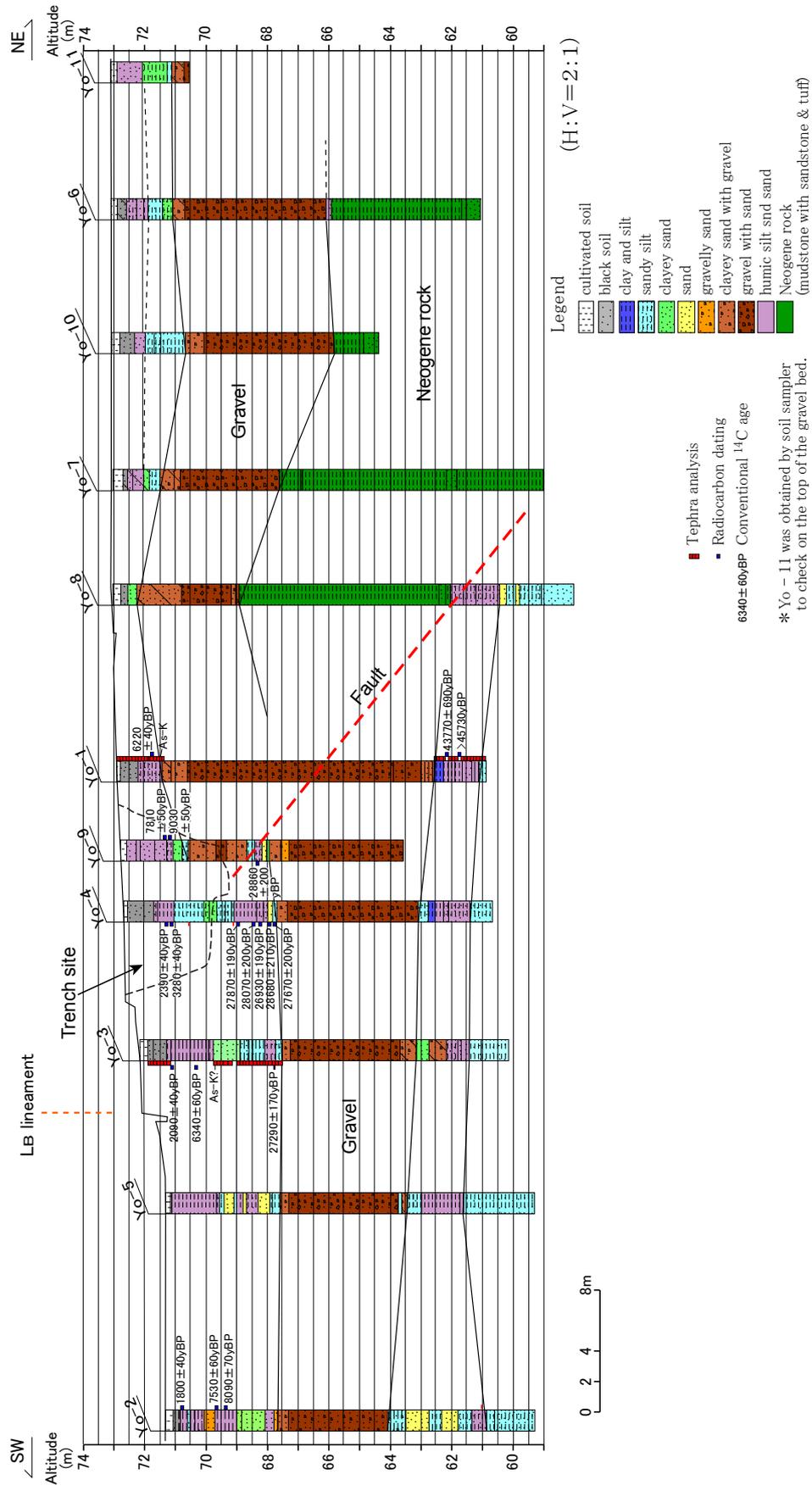


図 32 ボーリング柱状地質断面図上に投影したトレンチ孔（断面）の位置。

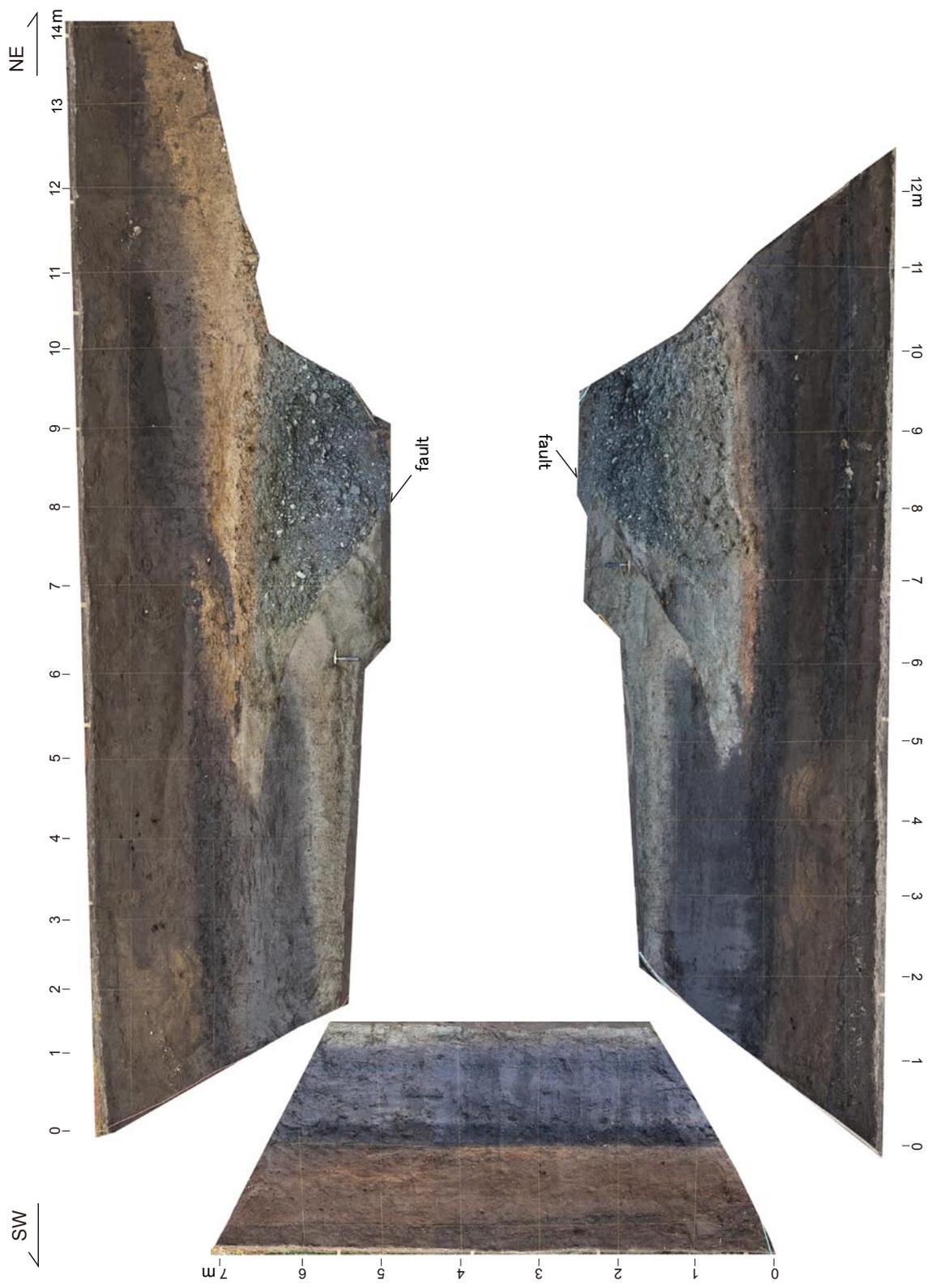


図 33 トレンチ壁面の写真. 上：北西側壁面, 下：南東側壁面, 左：南西側壁面.

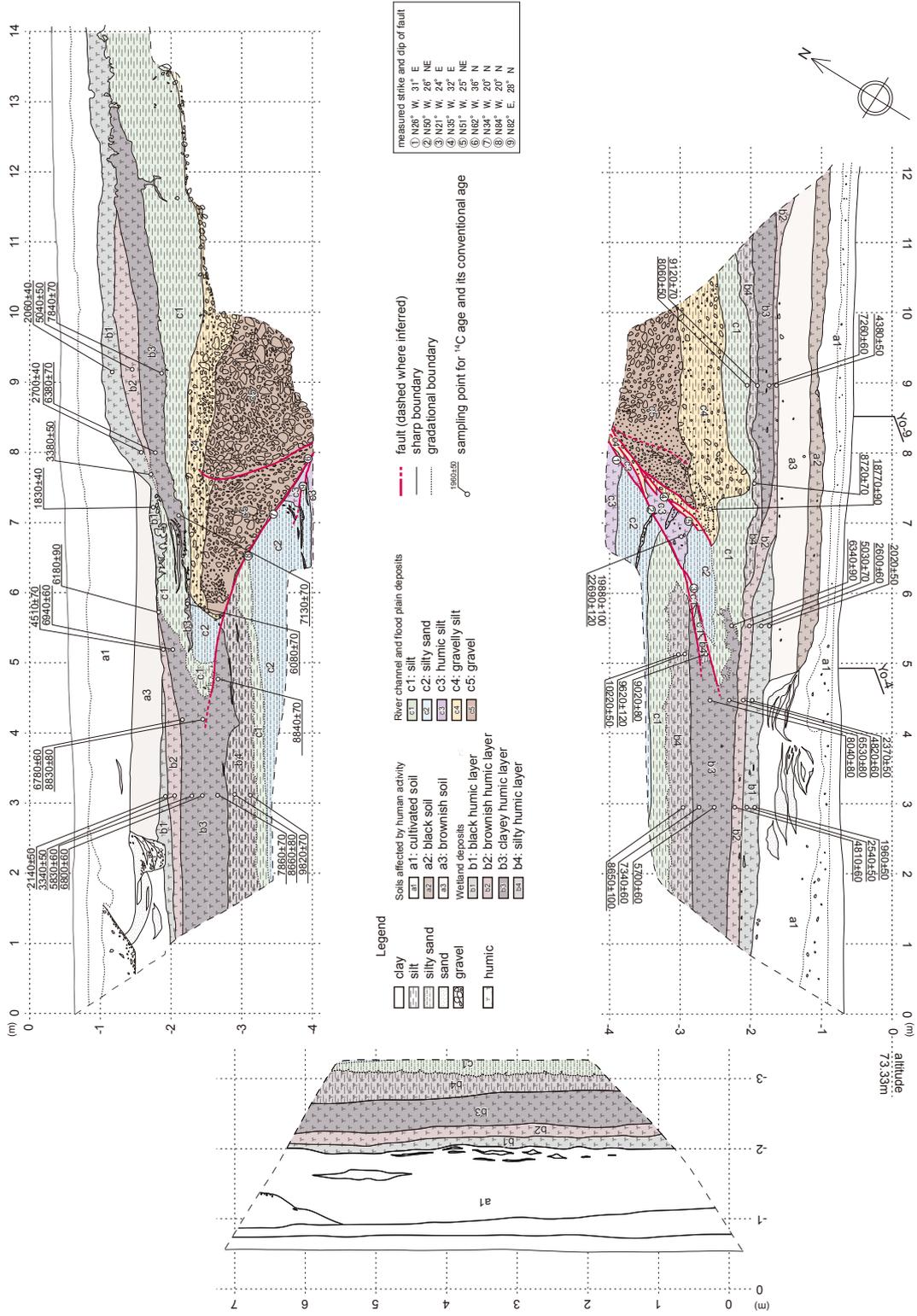


図 34 トレンチ壁面スケッチ展開図.

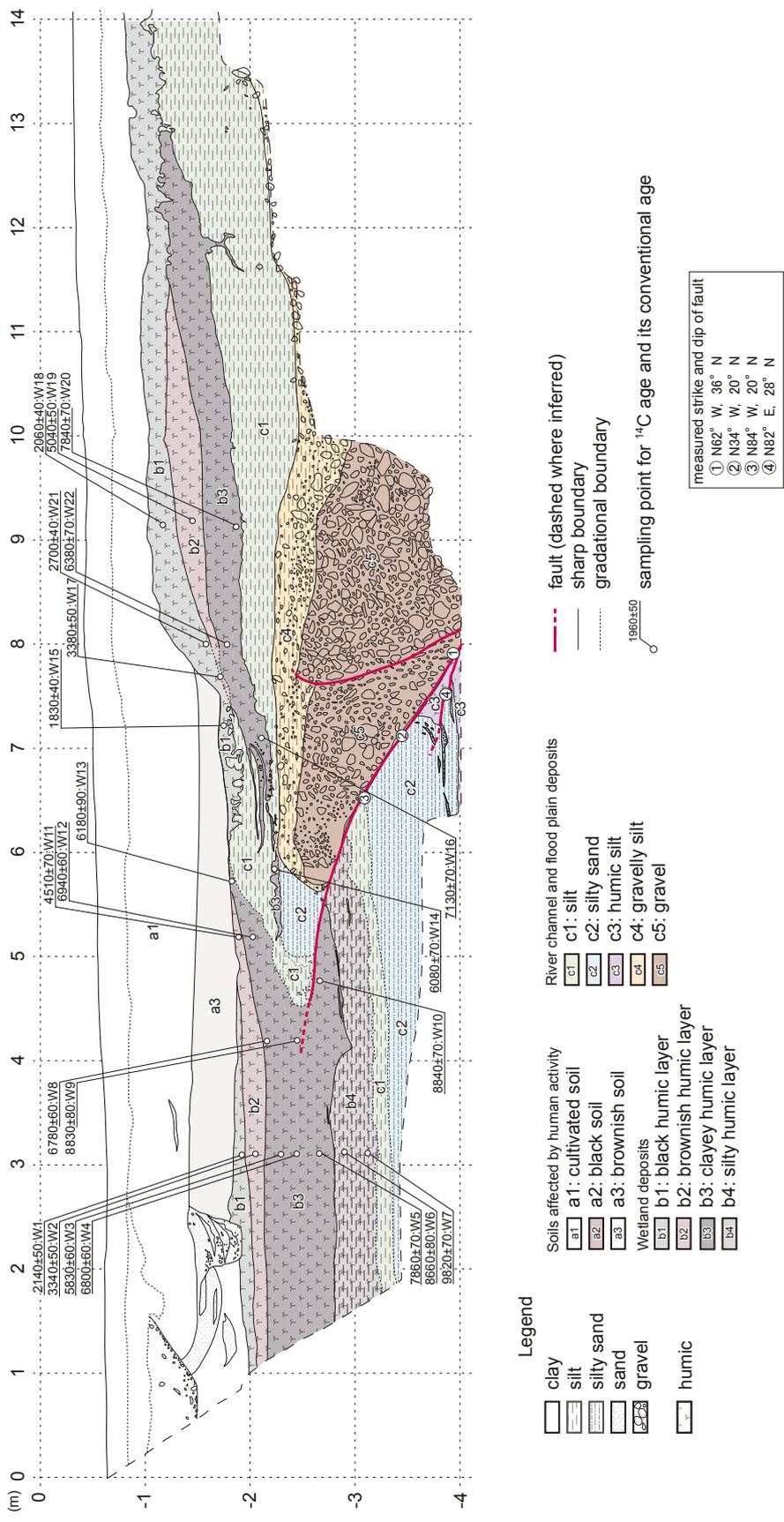


図 35 北西側壁面のスケッチ。

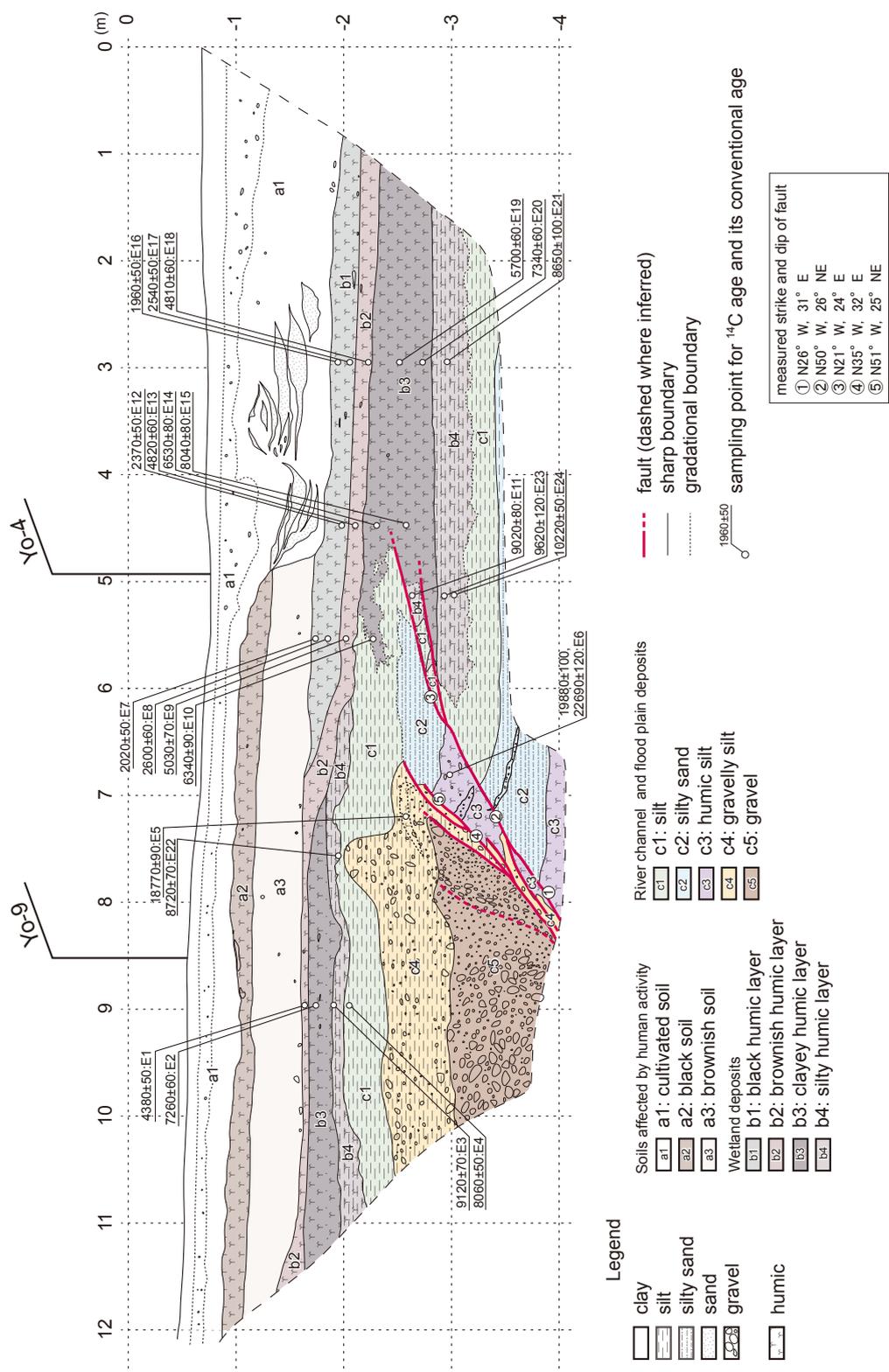
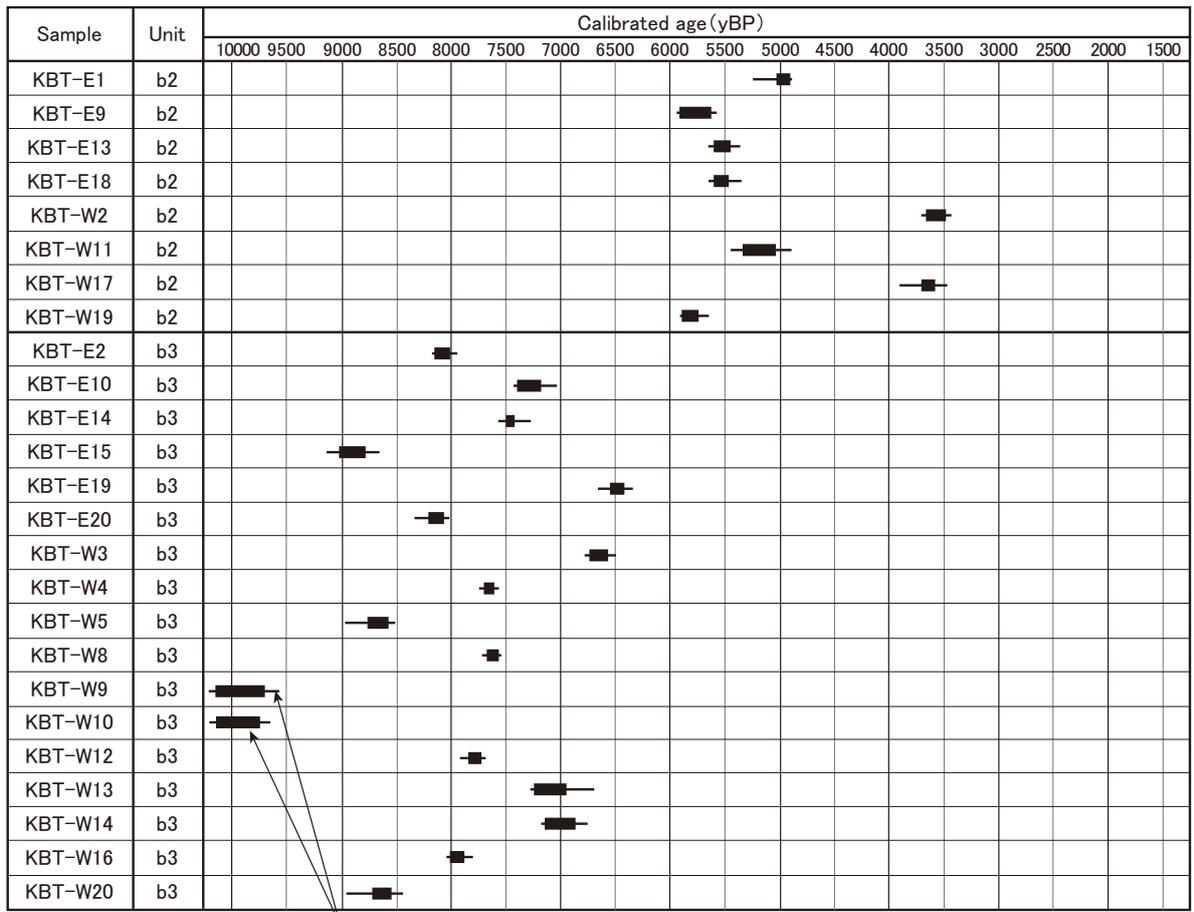


図 36 南東側壁面のスケッチ。



near the fault

—■— 2σ
1σ

* 1σ : 68% probability, 2σ : 95% probability

図 37 b3 層及び b2 層から得られた ¹⁴C 年代.

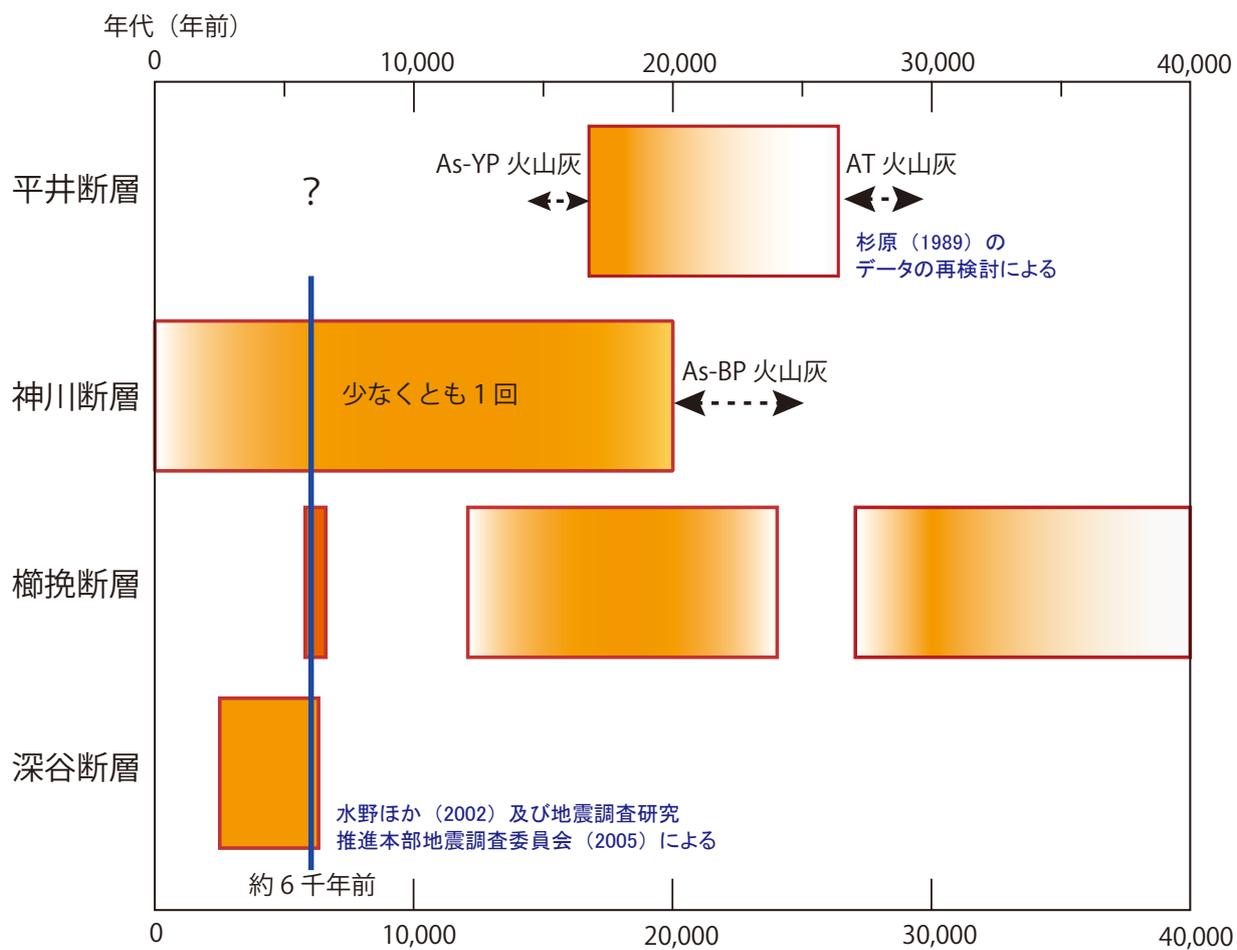


図 38 関東平野北西縁断層帯を構成する各断層の活動時期.