３．２．断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測

３．２．１．断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

目次

(1) 業務の内容
- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) ３ヵ年の年次実施業務の要約
  - 1) 平成２４年度
  - 2) 平成２５年度
  - 3) 平成２６年度

(2) 平成２４−２６年度の成果
- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法と成果
  - 1) 榎地点の巨大トレンチ調査
  - 2) 狭山神社地点のピット調査
  - 3) 名栗断層の地形・地質調査および下直竹地点ピット調査
  - 4) 地形・地質学・応用地球物理学的手法による立川断層の変位地形の再検討
- (c) 結論
- (d) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) **業務題目**　断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

(b) **担当者**

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山　達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤　比呂志
国立大学法人信州大学教育学部	准教授	廣内　大助
国立大学法人新潟大学理学部地質科学科	講師	小林　健太
学校法人明治大学文学部	助教	近藤　玲介
東京都土木技術支援・人材育成センター	研究員	中山　俊雄

(c) **業務の目的**

変動地形学的手法と第四紀地質学、特に高精度火山灰編年に基づき、本断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図る。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ（３）（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

(d) **３ヵ年の年次実施業務の要約**

1) **平成２４年度**：立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と，特に変位様式を明らかにすることを目的とした大規模トレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を，旧日産自動車工場跡地を主な候補地点として実施した。

2) **平成２５年度**：引き続き立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査・航測図化および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と，特に変位様式を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査・極浅層反射法地震探査などの調査を実施した。

3) **平成２６年度**：前年度までの調査成果に基づき、立川断層帯を対象にして変動地形学的な検討を行い、その結果に基づいて、特に断層帯北部の名栗断層について断層帯の変位様式・形状および活動履歴を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を実施した。以上の結果を他のサブテーマ等で得られたデータと総合的に検討し、立川断層帯の活動履歴と三次元分布形等を明らかにした。また、断層帯の地表位置については 3 年間の調査観測の成果をふまえた詳細なマップを作成し取りまとめを行った。

(2) 平成２４－２６年度の成果

(a) 業務の要約

立川断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図るべく、地形・地質調査を実施した。立川断層北部は、左横ずれ主体の活断層であり、歴史時代を含めて完新世に3回の断層運動が起こったことがわかった。また、左横ずれ平均変位速度は 0.4-0.5mm/yr と推定される。このような変位地形は、従来指摘されていた阿須山丘陵・笹仁田峠付近を北西端とし、金子台・箱根ヶ崎を経て、武蔵村山市三ツ木付近まで分布すると考えられる。一方、武蔵村山市三ツ木以南の立川断層南部・南端部については、巨大トレンチ調査・極浅層反射法地震探査・既存ボーリングの収集の結果から、変動崖とする仮説から期待される断層構造・変形構造や、変位の累積性といった、活断層であることを示す地質学的な証拠を得ることは出来なかった。また、名栗断層についても、新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。

(b) 業務の方法と成果

立川断層は、多摩西部にあって北西－南東方向にほぼ一直線状に走る長さ 20 km 余の活断層である（図 1，2）（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2003）。北西延長部に存在する名栗断層を含めた立川断層帯（総延長約 33 km）の主部を占め、北は阿須山（あずやま）丘陵の笹仁田峠付近から、霞川・金子台を横切り、狭山丘陵西端・箱根ヶ崎、三ツ木・砂川・旧立川飛行場、谷保・矢川付近を経て多摩川沖積低地まで延びる。立川断層は、1970 年代にその存在が明らかにされ（松田・羽田野，1975；松田ほか，1975）、初期の調査研究により北東側を隆起させる縦ずれ断層（逆断層）とみなされるようになった（山崎，1978）。ここでは、形成期を異にする地形面群を、崖向きを同じくして横断する一連の小崖地形の存在が、立川断層認定の手かがりとなり、その崖地形の形態が、膨らみを伴い撓曲崖状をなすことがこれを逆断層とする主な根拠とされてきた。以来、このような見解を基本として調査研究が進められた（東京都、1998，1999，2000 など）。これらの成果に基づき、地震調査委員会（2003）は、立川断層帯の活動性についての評価作業を試み、過去の活動については「立川断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、0.2-0.3 m/千年程度と推定される。本断層帯の最新活動時期は約 2 万年前以後、約 1 万 3 千年前以前で、平均活動間隔は 1 万－1 万 5 千年程度であった可能性がある」とした。加えて、その将来の活動について「①将来マグニチュード 7.4 程度の地震が発生すると推定され、②その際に北東側が相対的に 2-3 m 高まる撓みや段差が生じる可能性がある。③今後 30 年の間に地震が発生する可能性は、我が国の活断層の中ではやや高いグループに属する。」とした。さらに、地震調査委員会（2011）は 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生に関連して次の大地震発生確率が高まった活断層の一つとして立川断層帯の名を挙げている。その一方で、市街地域での調査研究は制約が多く、立川断層の将来の活動性を予測するためのデータの質・量は未だ充分ではない（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2003）。立川断層帯の断層型の確定、変位累積過程の定量的把握、最新活動を含む活動履歴の明確化などにつながり、最終的には人口密集地での精度の高い強震動予測につながる、豊富で質の高い基

礎資料の収集を急ぐことが必要であると言える。

1）榎地点の巨大トレンチ調査

このような問題意識に基づき、平成 24 年度は調査地点を武蔵村山市榎（真如苑プロジェクト用地）に定め、この種の調査としては異例の長さ 250 m、深さ 10 m の巨大なトレンチを掘削した（石山ほか, 2013）（図 3; 以降、榎トレンチと呼ぶ）。本調査地点は、立川断層の中央部であり、その活動度が最も大きいとされてきた場所に位置する広大な敷地で、断層をまたいで広がっている。従って、立川断層の存在とその諸性格を捉える上でまたとない好条件下にあるといえる。本調査地は、昭和 30 年代に日産村山工場用地として造成された土地の一部であるため、原地形は既に失われている。しかし、造成前に取得された米軍撮影の大縮尺空中写真を判読すると、造成前は、この地域は立川段丘面が、東部と西部で高さを違え、両者を分ける西向きの崖が、真如苑プロジェクト用地中程にあって北西から南東へと横切り、その麓に沿って旧残堀川が谷底低地をつくって流れていたことがわかる。図 3 は、1956 年に撮影された米軍空中写真を用いた航測図化により、造成前の地形を復元したものである。これによれば、トレンチ用地の原地形は、西から順に、立川段丘 2 面（山崎, 1978）およびその上を下刻しながら南南西方向に流下していた旧残堀川谷底面、緩やかに西に傾斜する段丘面、比高 3-4 m の西向き崖面、および東に緩やかに傾斜する立川段丘面から構成される（図 4）。西向きの崖面は、幅が 100 m に達する特異な形態をもち、狭山丘陵西端から連続する崖地形の続きにあたる。従って、従来活断層である立川断層の認定に当たりその重要な手がかりとして注目された小崖地形の一部であり、立川断層の活動によって段丘面が上下に食い違って生じた変動崖とされてきたものである。そこで、榎トレンチはこれを横切るように掘削された。通常トレンチ法で掘削される調査溝は長さ 20 m 前後、深さ数 m 以内のものが一般的であった。これに対して、本トレンチ調査では、立川断層の主断層帯のみならず、従来幅 100 m 余の西向き撓曲変形帯とされてきた周辺の変形構造をも含めて一連の切断面を作り、それらを同一の壁面において観察することを目的として、長さ 250 m・幅 30 m・深さ 10 m とこれまでに類を見ない巨大な調査溝を掘削した。榎トレンチは、西向き小崖地形の方向にほぼ直交する向きに掘削され、従来立川段丘面の撓曲変形とされてきた西向き崖面および崖線の西側に分布する旧残堀川の谷底面を全て掘削している。

また、大規模な人工改変地であることを考慮して、以下の様な手順で掘削地点の選定を行った。すなわち、まず戦後間もない時期に撮られた米軍空中写真を実体視して、立川断層が形成したとされる変動崖地形の位置・形状や形態的特徴を把握するとともに、その結果を大縮尺地形図上に図化した。また、旧日産村山工場用地造成工事中に国土地理院が撮影した大縮尺空中写真（1960 年国土地理院撮影約 1 万分の 1）があるので、これを使用して当用地における土地造成方式およびそれによる地形変化とその変化量の場所的違いを見定めた。さらに当用地現所有者である真如苑より提供をうけた、ボーリング柱状図を含む、当用地部の地形・地質・地下水等に関する調査資料をもって、人工的な地層撹乱の程度の点検に努めた。以上の結果に基づき、用地の土地利用現況をも勘案して、トレンチの掘削位置およびその規模を決定した。掘削に際しては、先ず表土を剥ぎ取り、掘削の後、壁面整形・板打ちを行った。その後、壁面のレーザー測量と写真撮影を行い、壁面全体のモザイク写真を作成した。その後に壁面観察を行った。これに基づき、地層の層相・分布につ

いて詳細に記載を行い、これに基づき、地層を 1 層から 4 層に区分した。

トレンチ壁面には、砂礫層（2 層）、降下火山灰層（3 層）および玉石混じりの砂礫層（4 層）と、これらを部分的に切り込んで分布する人工擾乱層（1 層）が露出した（図 5(a)）。人工擾乱層（1 層）は、局部的には深さ 5 m内外にまで及んではいるが、露頭の大半部では深さ 3 m 内外にとどまっており、深さ 10 m・長さ 250 m の露頭の大半で、人工擾乱を受けていない、天然の露頭を観察することができた。立川礫層にはトラフ型を含む斜交層理が顕著に発達している。一方、人工擾乱層はこういった初生的な堆積構造を欠いて、人工物を含む不淘汰な層相を示し、かつ下位の立川礫層ないしは立川ローム層とは明瞭な境界を示しており、人工擾乱層と、擾乱を受けていない礫層は明確に区分できる。

降下火山灰層（3 層）は、明黄褐色・暗茶褐色を呈し、北面および南面の西半分の領域で、人工擾乱層を除く最上位に分布しており、基本的には立川段丘 2 面の最上部を構成している。このような段丘面との層位的な関係（松田ほか，1975; 山崎，1978）から判断して、立川ローム層と考えられる。本露頭では、立川ローム層と下位の礫層との境界面が東に向かって高まっている。北面では、これより西方 2 ヶ所で、立川ローム層が露出しているが、それぞれにおける立川礫層上限の高さにはほとんど違いはない。一方、トレンチの中程から東、すなわち立川断層により形成されたと考えられている小崖地形の西向き崖面より東側においては、本来厚さ 3 m 程度の立川ローム層がこれを覆って存在したと考えられるが、造成工事で全て剥ぎ取られており、ここでは確認することはできない。また、2 層は 3 層を薄く覆い､東に向かって尖滅する形態を有する｡地層は腐植質の砂質シルトと、下位の 3 層起源と考えられる不淘汰な砂礫層を含んでいる。これら 2 層の地層は、復元した地形との位置関係も考慮に入れれば、かつて立川段丘 2 面上を流下していた旧残堀川の河床堆積物と考えられる。

立川ローム層（3 層）の下位には玉石混じりの砂礫層（4 層）が厚く分布しており、これは立川礫層と考えられる。礫層は関東山地起源と考えられる砂岩・チャートの亜円～円礫が主体であり、多くは巨礫・大礫で構成されるほか、稀に特徴的な火山灰層起源の偽礫を含む。砂礫層は、壁面と平行ではなく、むしろ高角で交わる方向の流水により運搬されたと考えられる礫層のインブリケーションが多く認められる。立川礫層は基本的には旧多摩川の扇状地礫層であり、砂礫層の粒径分布や淘汰、堆積構造の特徴から、斜交層理や削り込み構造を伴って上下に累重した網状流河川の堆積物と考えられる。礫層の大局的な構造をみると、西向きの崖地形の東側にあたるトレンチの中～東部では、薄い人工擾乱層を除いてほぼ壁面上端付近まで立川礫層で占められている。一方、トレンチ西部では、立川ローム層が壁面上部に露出している。このことから、立川礫層の上面高度は、トレンチの中程あたりを境に、東に向かって高くなるように変化していると見なせる。従来の仮説によれば、この上面高度の差は、立川断層による食い違いを意味し、東側が撓曲しつつ持ち上がって生じたことになる。しかし、長さ 250 m の露頭のほぼ全面にわたり露出した立川礫層の堆積構造を丹念に観察・検討した結果、立川礫層の初生的な堆積構造には、ほとんど乱れがないように思われる。すなわち、小崖地形の基部付近に想定されるような断層帯のみならず、従来、比高 3-4 m、幅 100 m 余の西向き撓曲変形帯とされてきた周辺の変形構造に対応するような断層構造や、上下方向の撓曲変形構造は認めがたい（図 5(b)）。崖面にあたる部分では、崖面に平行ないしはこれよりも急勾配で西に傾く地層の構造が壁面

の両側で認められるが、これより下位では、礫層はむしろ水平に近い構造を呈している。また、両者の境界では所々下に凸の削り込み構造が認められる。このような特徴から、小崖地形の崖面付近にあたる壁面上部で認められる西に傾く立川礫層中の構造は、西向きの撓曲変形ではなく、浸食作用にともなう立川礫層中の堆積構造であると考えられる。このように、従来断層運動によって形成されたとされてきた小崖地形は、今回の観察結果に基づけば、むしろ浸食崖である可能性が高いと考えられる。

鈴木（私信）によれば、小崖地形崖面を構成するローム層（セクション SC-4）では、河成堆積物上面と UG 降灰層準（15-16 ka）の間の風成堆積物の層厚は約 1.4 m であるのに対し、崖面基部以西のローム層では約 0.7-0.9 m（セクション SC-1、2 および 3）となり、崖地形の両側で UG 降灰層準までの風成堆積物の層厚には有意な差が認められる（図 6）。すなわち、崖面の東西でローム層の層序が異なり、崖面西側の段丘面の離水年代は東側よりも若いことを示す。このことは、撓曲崖地形とされてきた崖地形が浸食崖であるとする、トレンチ壁面の砂礫層の構造に基づく推定を支持する。また、山崎（1978）は、崖地形の上下の地形面において、河成堆積物上面と UG 降灰層準の間の風成堆積物の層厚を一定と推定し、両者を Tc2 面とした上で、同一の地形面が断層運動によって変位したと解釈した。榎トレンチで観察された上記のテフラ層序は、崖地形を変動崖とする重要な根拠の一つと明らかに矛盾する。

2）狭山神社地点のピット調査

一方、立川断層北部については、山崎（1978）が箱根ヶ崎付近で沖積面の変位を指摘したのに対し、完新世の活動の可能性をしてきしこれまで宮下ほか（2007）がトレンチ調査を実施し、最新活動時期を 13,690-13,500 Cal yBP 以降、12,945-12,840 Cal yBP 以前と推定しており、異なる二つの考え方が提示されていた。このような過去の断層活動の解明や、変位様式を明らかにする目的で、東京都西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎地区、狭山神社南東側の斜面中腹部においてピット掘削調査を実施した（図 7）。本調査地は狭山丘陵西端部の南向き斜面を構成する孤立した小丘に位置し、立川段丘面を変位させる南西側落ち撓曲崖（山崎、1978）の南東延長にあたる（図 7）。従来は、この小丘の南向き斜面基部に断層が通過するとされてきた（関口ほか、1996a）。今回、米軍撮影の大縮尺空中写真の判読や、同様の空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行い、改めて検討を行った。その結果、立川段丘面を変位させる撓曲崖の南東延長は、小丘南東斜面基部に延びるのではなく、小丘斜面中腹部に存在する、尾根線と直交方向に延びる南落ちの高度変換線に延びることが分かった（図 7）。この高度変換線は、小丘の両側に分布する新期の変動崖地形とほぼ一直線に連なる位置にあたる。加えて、斜面の高度変換線に沿っては、小丘の尾根線に見かけ上左ずれが認められるほか、小丘の西側斜面基部、すなわち立川段丘面との交叉線にも左ずれが認められる。このように、箱根ヶ崎地区では、立川段丘面および狭山丘陵南西斜面の小丘地形という、異なる形成時代および分布高度の地形が、ほぼ連続的な一線をもって系統的に左方向に食い違い、かつ北東側が高まるという現象が観察される。また、崖上の立川段丘面上に旧流路跡が分布し、崖線付近で風隙地形をなしている（山崎、1978）。このような変動地形の観察結果は、立川断層が、高角の左横ずれ成分をともなう断層であること、また、立川断層が立川段丘面離水期よりも更に新しい時代に活動したことを示唆

する。

上記の変動地形の観察に基づき、小丘南向き斜面に認められる高度変換線と直交方向に、小規模なピットを掘削した（石山ほか, 2014）。なお、ピット掘削に際しては、事前に新旧の航空写真を比較し、大規模な人工改変が調査地で行われていないことを確認した。掘削に際しては、小型のバックホーを用いて表土を剥ぎ取り、調査溝を掘削の後、壁面整形・板打ちを行った。その後、壁面のレーザー測量と写真撮影を行い、壁面全体のモザイク写真を作成した。その後に壁面観察を行った。これに基づき、地層の層相・分布について詳細に記載を行い、地層をⅠ層から Ⅵ 層に区分した。これらの結果を考慮し、年代測定試料の採取を行い、（株）地球科学研究所に放射性炭素同位体年代測定の実施を依頼した。

図 8、9 および 10 にピット壁面の写真・地層区分・構造および年代値を示す。トレンチの壁面には、新旧の斜面堆積物（上位よりⅠ～Ⅵ層）と、これらを切断する衝上断層が露出した。Ⅰ層は丘陵斜面最上部を構成する暗茶褐色シルト質中粒砂層であり、礫を含まず、現世の植物根を多く含むほか、ルースで多孔質であり、細粒部は土壌化していることから、現世の土壌層と考えられる。Ⅱ層は、暗赤褐色を呈し、東面・北面・西面でⅠ層の下位に、斜面とほぼ平行に分布する泥質の基質支持の砂礫層であり、細礫を含むほか、炭化植物を稀に含む。堆積構造は不明瞭であり、斜面堆積物と考えられる。Ⅳ 層と Ⅴ 層は暗オリーブ色の有機質分を含む火山灰質シルト・細砂層であり、礫は殆ど含まず、塊状を呈し、全体としてはほぼ斜面と平行に分布している。ローム層起源の斜面堆積物と考えられる。両者の境界面は不明瞭であるが、テクスチャの違い（Ⅳ は光沢のあるテクスチャ）を手がかりにすると斜面とほぼ平行な境界面を推定することが出来る。Ⅵ 層は風化したチャート・砂岩主体の亜円・亜角礫を含み、基質支持の不淘汰な風化砂礫層である。基質はシルトから粗粒砂であり、風化による粘土化が進行し、かつ固結している。Ⅵ 層は狭山丘陵の背面を形成する芋窪礫層（植木・酒井、2007）の再堆積による更新統の砂礫層と考えられる。Ⅲ 層および Va 層は断層帯に挟み込まれた地層であり、Va 層と Ⅲ 層上部は Ⅳ 層ないしは Ⅴ 層と類似した暗オリーブ色火山灰質シルトからなる。Ⅲ 層下部は Ⅵ 層と岩相の類似した砂礫層を含む乱雑な構造を呈している。

断層面は北傾斜であり、底面近傍で 70-80 度程度と高角であるが、上方に向かって顕著に低角となる。いずれの壁面でも、断層は Ⅳ 層のみならず上位の Ⅲ 層および Ⅱ 層も切断し、上端はほぼ地表面付近まで到達していると見られるが、露頭最上部は現世の地表面を構成する現世の土壌層（Ⅰ層）に覆われる。このことから、断層は Ⅱ 層堆積終了後に活動したと考えられる。東壁面では断層で切断される Ⅲ 層を不整合に Ⅱ 層が覆っていることから、Ⅲ 層堆積以降・Ⅱ 層堆積前に断層活動が推定される。また、西側壁面では断層に挟み込まれた Va 層は Ⅳ 層に覆われていることから、Va 層堆積以降・Ⅳ 層堆積以前に断層活動が推定される。今回測定した 14C 年代の結果を考慮すると、狭山神社地点での立川断層の最新活動は 530 +/- 30yBP 以降、一回前の活動は 3900 +/- 30 yBP と 4170 +/- 30 yBP の間、二回前の活動は 7280 +/- 30 yBP と 14930 +/- 50 yBP の間となる。このように、狭山神社ピットの結果は、立川断層が歴史時代の活動を含み、完新世に複数回活動したことを示す。

また、底面には、両側壁面に観察された断層に連続した断層帯が露出した（図 8 および 11）。断層帯は、斜面堆積物である Ⅴ 層および Ⅵ 層中に発達することから、新期の断層運

動時の断層すべりに関する情報を有する可能性がある。走向に対して非対称な延性剪断帯であり、その微細構造を観察すると、以下のことが分かった（図 11）：剪断帯の主たる延び方向（Y 面）とは時計回りに斜交して，破砕岩片（礫）の定向配列（P 面）が含礫層中に認められる．また，Y 面と反時計回りに斜交して，暗色ローム層中に開口裂罅（れっか）（T 面）が形成され，含礫層が狭長に入り込んでいる．さらに，Y 面と反時計回りに斜交して，岩相境界（Y 面）に左ずれの変位を与える小断層（R1 面）が形成されている．一部の R1 面は，T 面の縁や含礫層中にも認められる．以上の断層微細構造の観察事実から，この剪断帯は左横ずれ成分が卓越すると考えられる。このことは、上述した変動地形学的な特徴と整合的であり、本地点での立川断層が左横ずれ主体の活断層であることを示す。

断層露頭の観察からは、断層岩が未固結堆積物から構成されるため、剪断センスを直接的に示すスリッケンラインを確認することはできなかった。そのような場合でも、Y 面とその他の面構造の交線から Y 面上で 90°の方向をステレオネットで求めることによって剪断方向を推定することが出来る（例えば狩野・村田、1998）。そこで、ピット底面に露出した延性剪断帯の複合面構造から剪断方向を推定した。まず、ピット底面の断層露頭にて面構造を観察し、R1 面，R2 面，Y 面に区別し、面構造の計測を行い、シュミットネット下半球に極で投影した（図 11,12）。大半の極は大円（Symmetry Plane; SP; 走向 170°、傾斜 24°）に集中するので、この面上での平面ひずみとして見なすことが出来る。したがって、この面上にて剪断センスを観察すれば良い。R1 面の集中域のうち, Symmetry plane 上にある一点（走向 307°, 傾斜 72°）を R1 面の代表的な姿勢とみなし、Y 面（走向 327°，傾斜 68°）との交点（B(πSP)）から 90°離れた点が，Y 面上のすべり方向（L_Y）となる（図 12）。L_Y の姿勢は沈下方向 330°，沈下角 9°となる。すなわち、L_Y がほぼ純粋な左横ずれであることを示す。

以上の結果から、狭山神社地点で観察された、立川段丘面および狭山丘陵南西斜面の左横ずれ地形が、高角な左横ずれ断層によって形成されたことが明確になった。小丘の西側斜面基部、すなわち立川段丘面との交叉線に認められる左ずれの量は約 7 m である。この交叉線が Tc3 面形成期（約 20-15 ka; 鈴木, 2000）に形成されたと考えると、平均左横ずれ速度は約 0.4-0.5 mm/yr と推定される。

箱根ヶ崎地区で認められるような左横ずれを示唆する変動地形は、同地区から六ツ木地区にかけて、狭山丘陵南西斜面基部に沿って断続的に分布している。ここでは、完新世段丘面を境する段丘崖や小河川の左横ずれや、逆向き低断層崖、下流側が閉塞された開析谷などの変位地形が認められる（図 13）。狭山神社地点の東方、瑞穂町阿豆佐味天神社地点では、狭山丘陵南斜面を流下する沖積扇状地面群に、上流側が低下する「逆向き」低崖地形が分布する（図 13）。沖積扇状地面群は開析度や分布高度などの特徴から新旧の面に区分することができる。このうち最も低位の面は立川段丘面上の開析谷に連続する現世の地形面である。一方、これより上位の扇状地面群は離水しており、このうち最下位の面はその南端部で立川段丘面に収斂しており、簡易掘削の結果によれば地形面は立川ローム層で直接構成される。このことから、離水した扇状地面群は、最終氷期末期から完新世にかけて、立川ローム層と同時あるいはこれを切って発達したとみられる。このように立川段丘面形成期以降に形成された新旧の扇状地面群に、上流側が低下する「逆向き」低崖地形が分布する。すなわち、初生的には下流側、すなわち南に向かって高度を下げる扇状地面が、

ある一線をもって、下流側が膨らみを伴って持ち上がる、異常な地形が存在する。加えて、崖高は古い地形面ほど大きく、新しい地形面ほど小さく、累積性が認められる。この低崖地形は、箱根ヶ崎地区で認められる左横ずれを伴う撓曲崖地形にほぼ連続し、崖地形に沿ってはいくつかの地点では小河川の左屈曲が認められる。

以上の地形的な特徴をふまえて、阿豆佐味天神社南東側でトレンチ調査およびピット調査を実施した。トレンチ調査溝はほぼ南北方向に長さ約 30 m, 深さ約 3 m にわたり掘削した。ここでは、北向き小崖地形が、調査敷地北端部と南の 2 条が調査溝を横断するとみなして掘削を行った。しかし、調査溝には断層に伴う明瞭な変形構造は出現しなかった（石山ほか、2014）。壁面は上位から耕作土、シルト質中流砂礫層、玉石混じりの砂礫層からなる。玉石混じりの砂礫層は立川礫層と考えられるが、立川段丘面と異なり、ここでは立川ローム層は分布せず、河川成の砂礫層が累重する。これらの地層にはいずれも断層変位ないしは変形を被った痕跡は認められない。ただし、最下位に分布する玉石混じりの砂礫層の上面は緩やかに南に向かって高度を上げており、この構造は初生的な扇状地面の構造に反して南上がりとした地形の観察と一致する。トレンチ・ピット調査では、北向き小崖地形を構成する地形面構成層の堆積年代は、これに含まれる炭化木片の放射性炭素同位体年代から、約 4500 年前と推定されることから、これ以降に地形面を北落ちに変位させる断層運動があったと推定される。

3）名栗断層の地形地質調査および下直竹地点ピット調査

立川断層帯（総延長約 33 km）のうち、名栗断層はその北西部の主部を占める、長さ 10 km、活動度 C 級、確実度 II の活断層とされる（松田ほか、1975; 活断層研究会、1991）。また、関口ほか（1996b）では断層名のない推定活断層（地形的な特徴により活断層の存在が推定されるが、現時点では明確に特定できないもの、または、今後も活動を繰り返すか不明なもの）として表示された。中田・今泉編（2002）では、断層変位地形が最近数十万年に形成されたか否かの判定が、活断層に比べて困難である、あるいは地形そのものが断層運動以外の成因で形成された可能性のある推定活断層として示された。これまで立川断層の調査は多く行われてきた（例えば東京都、1998, 1999, 2000 など）のに対して、名栗断層については調査研究が殆ど行われてこなかった。

そこで、今年度は、名栗断層が分布するとされる秩父山地東麓部の山地地形について、米軍・国土地理院・林野庁撮影の大縮尺空中写真の判読や、同様の空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行い、改めて検討を行った（石山ほか, 2015）。その結果、山地高度の不連続で表現される線状地形は、ほぼ活断層研究会（1991）に図示された範囲で確認される。この線状地形は、秩父帯の一般的な構造の方向とほぼ平行して分布する。この線状地形のうち、非常に限定的ではあるが、埼玉県飯能市下直竹周辺において、南向き山地斜面に山地高度の不連続と、これに沿った系統的な尾根・谷線の左屈曲が長さ約 500 m の区間にわたって見出された（図 14）。ただし、谷線の左屈曲はいずれも小河川の流下方向である。また、谷底面には明瞭な新期の変位地形は認められない。なお、この区間以外では、山地斜面の高度不連続は存在するものの、尾根・谷地形の系統的な左屈曲は見出されなかった。

このような山地地形の観察事実に基づき、尾根・谷の左屈曲の延長線上にある谷底面上

において、これと直交方向に、小規模なピットを掘削した。なお、ピット掘削に際しては、事前に新旧の航空写真を比較し、大規模な人工改変が調査地で行われていないことを確認した。また、ピット掘削に先立ち、ハンドオーガーを使用して谷底面にて掘削を行い、砂質シルトからなる厚さ約 2 m の砂質シルトが谷底面下に分布すること、線状地形が谷底面を通過する南では砂質シルトの下位に黒色の破砕した岩片を含む基盤岩類が存在することを確認した。この結果を参考にしてピットの掘削位置を絞り込んだ。調査地は狭小で重機の搬入が不可能であることから、ピット掘削は人力で行った。掘削に際しては、表土を剥ぎ取り、調査溝を掘削の後、壁面整形を行った。その後、壁面のレーザー測量と写真撮影を行い、壁面全体のモザイク写真を作成した。その後に壁面観察を行った。これに基づき、地層の層相・分布について詳細に記載を行い、地層を区分した。これらの結果を考慮し、年代測定試料の採取を行い、(株) 地球科学研究所に放射性炭素同位体年代測定の実施を依頼した。

図 15(a)にピット壁面のモザイク写真を、図 15(b)に壁面の観察結果に基づく地層区分・構造および年代値を示す。トレンチの壁面には、新旧の堆積物（上位より表土および 1〜3 層）が露出した。1 層は径 10 mm 以下の角礫を含む混じりの未固結褐色砂質シルトであり、ピット南方の斜面基部に分布する斜面堆積物と考えられる。1 層の下位には暗灰色の腐植質シルトを挟む亜角〜亜円礫混じりの未固結の塊状青灰色シルトが分布する。2 層は谷底面でのハンドオーガーを用いた掘削でも広範に確認され、谷底面下に分布する谷埋め堆積物と考えられる。これらの堆積年代は、年代測定の結果から、300-700 年前と推定される。2 層の下位には、基盤岩類である秩父帯の固結した砂岩・礫岩（3 層）が分布し、壁面最下部を構成する。秩父帯には幅 20 cm 程度の黒褐色破砕帯が認められる。しかしながら、この様な基盤岩類に認められる断層構造は、上位の未固結堆積物には認められず、ピット壁面では新期の断層運動の証拠は認められなかった。

また、線状地形に沿っては断層破砕帯が分布することが指摘されている（松田ほか、1975)。今回観察した結果、松田ほか（1975）と同様に、断層構造と新期の堆積物の関係は見出されなかった。また、名栗川河床や山王峠で観察される断層破砕帯に含まれる断層粘土は概して固結しているほか、断層面および断層破砕帯全体の走向は線状地形の走向と必ずしも一致しない、未固結の断層粘土も上方・下方への連続性が悪いなど、面構造には線状地形から期待される一貫性が認められない。山王峠では、南北走向で 60° 西傾斜の断層と北西-南東走向でほぼ垂直の断層が確認される（図 16)。このうち、60° 西傾斜の断層に沿っては厚さ 50-70 cm の黒色破砕部が分布し、N52° W89° E の断層に切られている。断層はいずれも密着している。また、N52° W89° E の断層に沿っては秩父帯と黒色破砕部が接するが、両者の間には断層粘土は認められない。このように、従来名栗断層に沿って分布するとされた断層破砕帯は、必ずしも変位地形とされた線状地形から期待される新期の断層運動に形成されたものではなく、ジュラ紀付加帯である秩父帯がその形成時あるいはその後の複数の時代に形成されたとしても十分に説明可能である。また、名栗川（入間川）沿いに分布する低位段丘面（飯能市原市場）では、低位段丘面を下流側隆起で変位させる変動崖地形が存在すると指摘された（松田ほか、1975)。今回、米軍空中写真を使用して航測図化を行い復元した地形を検討したが、低位段丘面上に系統的な下流側隆起の変動崖を示す地形学的な証拠は得られなかった。

このように、今回の調査では、「名栗断層」（松田ほか、1975; 活断層研究会、1991）に沿っては、長さ約 500 m と短い区間で系統的な尾根・谷の左屈曲地形が認められるものの、そのほかでは新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。むしろ、線状地形は、秩父帯の構造に規制されて形成された組織地形である可能性が指摘できる。

4）地形・地質学・応用地球物理学的手法による立川断層の変位地形の再検討

立川断層は、その変動崖が南西向きであること、横ずれ変位の証拠が見出されないことなどを根拠として、従来は逆断層とされてきた（山崎、1978 など）。一方、東郷（2012）は、従来指摘されてきた逆断層の根拠が必ずしも確固たるものではなく、むしろ横ずれ変位地形が存在する可能性を、金子台や箱根ヶ崎地区の具体例を挙げて指摘した。また、石山ほか（2014）は、箱根ヶ崎地区・狭山神社地点で実施したピット掘削調査で、立川断層の露頭を見出すと共に、その断層構造が本質的には左横ずれ断層であること、航測図化の結果から断層露頭と整合的な尾根線・山地斜面基部の左横ずれ変位が見出されることを指摘した。以上を踏まえて、特に東郷（2012）で示された金子台地区および箱根ヶ崎地区において、新規および既存のボーリングデータを収集した。これらと米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化の結果を合わせて検討し、立川断層の変位地形の性格について再検討した。

金子台地区では、米軍撮影の大縮尺空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行った。東郷（2012）で指摘されたように、金子台（金子 I 面 ; 3.2.2 章を参照）状には地溝状の凹地が認められ、霞川の支流が横断する部分では谷両側の谷壁が左横ずれする地形が復元された（図 16）。谷壁基部は、凹地を境する両側の崖地形を境として、いずれも左横ずれするように分布している。復元した地形図に基づき計測すると、霞川支流左岸の段丘崖基部の左横ずれ量は合計で約 85 m と推定される（図 17）。霞川支流の形成年代を、下限として金子 I 面の年代（210 ka ; 3.2.2 章を参照）とすれば、平均変位速度は約 0.4 mm/年と計算される。また、金子台地区で 4 本のボーリングを掘削したほか、既存ボーリングを収集し、地質断面図を作成した（図 18）。金子 I 面は、凹地を挟んで東側が西側に対して約 8.5 m 高くなっている。これに対して、金子 I 面を構成する段丘礫層上面の高度は、地溝状凹地の両側で落ち込む構造を有している。また、段丘礫層の上位を構成するローム層の岩相は、凹地から東西に離れた地点では風化した風成火山灰層からなるのに対して、凹地周辺で水成のシルト層を挟在しており、地溝状凹地の成長に伴う堆積環境の変化を示唆する。

箱根ヶ崎地区でも同様に、宮下ほか（2005）、東京都（1998）を含む既存ボーリングを収集して地形・地質断面図を作成した（図 19）。箱根ヶ崎地区では、石山ほか（2014）で示された左横ずれ断層の露頭に連続する崖地形の南西側に細長く伸びる凹地が存在する（東郷、2012）。凹地の東西では Tc3 面・M 面などの段丘面が分布し、ローム層および砂礫層が地形面を構成するのに対して、凹地ではローム層が欠如し、上総層群を不整合に覆う砂礫層の上位に約 1 万 7000 年～5000 年前に堆積した泥層が累重している。この泥層は凹地に沿って南方にも分布しており、瑞穂町役場周辺まで分布する。従来、Tc 3 面は凹地北東縁の撓曲崖地形を境にして、北東側が一方的に高度を上げるとされてきた（山崎、

1978; 宮下ほか、2005)。これに対して、図 19 では、石山ほか（2014）の左横ずれ断層に沿って地溝状の凹地が断層にそって分布することを示す。この様な変位地形は、武蔵村山市殿ヶ谷地区まで断続的に分布する。

このように、金子台地区および箱根ヶ崎地区では、立川断層の活動により形成された地形・地質構造は単純な北上がりの撓曲変形ではなく、断層周辺部が陥没する地溝であり、またこれに沿って左横ずれ変位を伴うと考えられる。この様な地形･地質構造的な特徴は、東郷ほか（2012）で示唆されたように、立川断層が本質的には左横ずれ断層であり、一点の露頭のみならずそのような変位地形が断層沿いに分布することを示している。

一方､武蔵村山市三ツ木付近以南の立川断層については､松田ほか(1975)や山崎(1978)によってその存在が推定されてきた。松田ほか（1975）は、従来国分寺崖線の一部とされてきた西向き崖地形（貝塚･戸谷、1953 など）について、主に地形の形態的特徴に基づき、断層変位地形であるとした。さらに、山崎（1978）はテフラ層序を詳しく検討し、崖線東側の地形面を武蔵野面ではなく立川段丘面であることを認めるとともに、風成火山灰層の堆積速度一定や初生的な河床の地形的な凹凸が離水直前の洪水性堆積物によって埋積され平坦化された、といった仮定の下、立川段丘面上に連続する崖地形両側の地形面を構成する風成火山灰層の層厚を一定と認定して対比し、同一の河成段丘面（Tc2 面）の下流側を一方的に持ち上げる崖地形を断層運動により形成されたものと論じた。

しかし、本章 1)の議論で示されたように、崖地形を跨ぐ大規模トレンチ調査では撓曲崖から想定されるような断層構造や変形構造は認められなかった。また、佐藤ほか（2014）で示されたように、同地点で実施された 3 次元反射法地震探査とボーリング層序の対比によれば青梅砂礫層（寿円, 1964; 寿円・奥村, 1970）基底面は西に 5-10 m 程度低くなるが、これは従来示されていた立川面上の崖高と同程度ないしは 2 倍程度である。また、青梅砂礫層基底の年代は鈴木（2014）の OSL 年代によれば約 240 ka よりも古くなる。加えて、青梅砂礫層基底は上総層群との不整合面であり浸食面であるから、その落差には浸食による下刻量が含まれると考えるのが自然である。Tc2 面の離水年代（30-20 ka; 鈴木、2000）と、上記の点を考慮すれば、逆断層とされる立川断層から期待される変位の累積性を示す明確な地質学的証拠は認められない。

また、榎トレンチでは、崖地形両側の風成火山灰層の層厚は一定ではなく、低下側で薄くなることが確認され、崖地形両側の地形面の形成年代が異なることが示された。久保・小山（2010）は、立川市高松町付近を北限として、崖線東側を Tc1 面、西側を Tc2 面と再区分している。地形面の平面・高度分布を見る限り、崖地形とその両側の段丘面は連続的に分布しており、地形面の連続性から久保・小山（2010）の Tc1 面は榎トレンチ付近における崖線東側の地形面に、同様に Tc2 面は西側の地形面に連続し、同様の関係は武蔵村山市三ツ木付近まで続くものと考えられる。鈴木（2014）は榎トレンチの南で崖地形の両側でローム層基底部に AT が存在することを示し、両者が同時代面であることを示唆したが、ローム層の層厚は崖地形西側で薄くなっており、必ずしもこのデータは崖地形両側における段丘面の対比を保証するものではない。このような地形の連続性と既存研究の結果は、撓曲崖から想定されるような断層構造や変形構造は認められなかった榎トレンチの調査結果は、同地点にとどまらず、立川段丘面を変位させるとされてきた三ツ木付近以南の崖地形についてもあてはまり、その変動崖説を否定することを示唆する。

立川市中心部・富士見台地区においては、地形と対応するスケールでの地下数 10 m までの詳細な地質構造を明らかにするために、立川市富士見台地区において P 波極浅層反射法地震探査を実施した（図 20)。震源として小型電磁式バイブレーター（Geomatrix 社製 ELVIS-III）を用い、また独立型レコーダーを多数展開し、全測線固定展開で受振・発震を実現した。また、富士見台地区は市街地に位置しており、ノイズレベルが非常に高い。観測記録に対するバックグラウンド・ノイズの影響を最小限にするために、夜間の観測を実施した。取得したデータについて共通反射点重合法による反射法解析を行い、地下数 10 m までの詳細な地質構造のイメージングを試みた。解析の結果得られた深度断面図（図 21）によれば、標高 30 m 付近に強振幅の反射面群が存在するが、従来立川断層が通過するとされる地点を横切ってほぼ同一の深度に分布しており、明瞭な変形構造は認められない。既存ボーリングによれば、この反射面群は上総層群に相当する。この結果は佐藤ほか（2013）による高精度 P 波浅層反射法地震探査の結果と整合的であり、立川断層が通過するとされる地点（関口ほか、1996）の地下には明瞭な断層ないしはそれによって形成されると期待される変形構造は認められない。

また、立川市中心部の既存ボーリングを収集し、地形・地質断面図を作成した（図 22)。既存ボーリングは原報告書が存在され、位置や地層の情報などが比較的良く保存されているものを選んだ。立川市中心部では、松田ほか（1975）・山崎（1978）では人工改変によって変位が認められないとされたが、地形面の落差は残存しており、位置は不明確ではあるが比高約 4.5 m の西落ちの崖地形が存在する（図；関口ほか、1996；中田・今泉編、2002)。崖地形両側の段丘面は共に厚さ約 2 m の風成火山灰層に覆われる。これより下位には、立川礫層（および武蔵野礫層）が、厚さ約 10 m とほぼ一様な層厚で分布し、不整合面を介して上総層群の砂岩・泥岩を覆う。上総層群の上限深度を見ると、立川礫層（および武蔵野礫層）と上総層群の不整合面は緩く東に傾斜している。また、加えて、立川断層が通過するとされる地点（関口ほか、1996；中田・今泉編、2002）において、変動崖から期待されるような西落ちの落差は認められない。また、不整合面より上位の地層の崖地形の西側、すなわち低下側での厚化、あるいは下流側がせき止められることによる湿地性堆積物の存在といった、逆断層運動の活動の繰り返しから想定される変位の累積性やこれを反映した地層の層厚変化、および堆積環境の変化のいずれも認められない。山崎（1978）は、本調査地点の北側延長にあたる立川市泉町付近で 4.5 m の上下変位量を、また南側延長の国立市矢川付近の Tc3 面上で 2.5 m の上下変位量を見積もった。この地形・地質断面を見る限り、立川面上に認められる崖地形の比高と同等、ないしはこれ以上の上下落差は上総層群上限高度には認められず、崖地形を変動崖と解釈する積極的な地質学的証拠はないといえる。

このように、今回の調査からは。金子台～箱根ヶ崎地区では、新期の堆積物を切断する断層露頭をはじめとして、活断層の地形・地質学的証拠を数多く得ることが出来た。これに対して、武蔵村山市三ツ木付近から多摩川左岸までの立川段丘面上に認められる崖地形については、主に地形学とテフラ層序を根拠として、従来立川断層のよって形成されたとされた崖地形について検討したが、変動崖に対応する断層構造・変形構造や、変位の累積性といった、活断層であることを示す地質学的な証拠を得ることは出来なかった。

(c) 結論

立川断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図るべく、地形・地質調査を実施した。立川断層北部は、左横ずれ主体の活断層であり、歴史時代を含めて完新世に3回の断層運動が起こったことがわかった。また、左横ずれ平均変位速度は 0.4-0.5mm/yr と推定される。このような変位地形は、従来指摘されていた阿須山丘陵・笹仁田峠付近を北西端とし、金子台・箱根ヶ崎を経て、武蔵村山市三ツ木付近まで分布すると考えられる。一方、武蔵村山市三ツ木以南の立川断層南部・南端部については、巨大トレンチ調査・極浅層反射法地震探査・既存ボーリングの収集の結果から、変動崖とする仮説から期待される断層構造・変形構造や、変位の累積性といった、活断層であることを示す地質学的な証拠を得ることは出来なかった。また、名栗断層についても、新期の断層活動を示す積極的な地形・地質学的な証拠を見出すことはできなかった。

(d) 引用文献

石山達也・東郷正美・佐藤比呂志・廣内大助・中山俊雄・長谷川　均・磯谷達宏・小野　勇: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査・観測　平成 24 年度成果報告書, 22-34, 2013.

石山達也・佐藤比呂志・廣内大助・小林 健太・中山俊雄: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査・観測　平成 25 年度成果報告書, 53-74, 2014.

石山達也・佐藤　比呂志・廣内　大助・近藤　玲介・中山　俊雄: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯における重点的な調査・観測　平成 26 年度成果報告書, 75-94, 2015.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：立川断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug_tachikawa/index.htm, 2003.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について−地震発生確率が高くなっている可能性がある主要活断層帯−, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf, 2011.

寿円晋吾: 武蔵野台地の各段丘礫の大きさについて（演旨）, 地理学評論, 37, 272, 1964.

寿円晋吾・奥村　清: 武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形（演旨）, 地理学評論, 43, 104-106, 1970.

貝塚爽平・戸谷　洋：武蔵野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology, 地学雑誌, 62, 9-18, 1953.

活断層研究会編：「新編日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会, 437p., 1991.

久保純子・小山善雅：多摩川左岸における立川段丘面区分の再検討, 早稲田大学教育学部学術研究（地理学・歴史学・社会科学編）, 58, 23-41, 2010.

狩野謙一・村田明弘：構造地質学、朝倉書店、298pp., 1998.

松田博幸・羽田野誠一：関東平野西辺の線状構造, 日本地理学会予稿集, 8, 76-77, 1975.

松田時彦・山崎晴雄・金子史朗：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, 75-105, 1975.

宮下由香里・田中竹延・市川清士：立川断層の活動履歴調査： 瑞穂町箱根ヶ崎におけるト

レンチ及びボーリング調査結果，活断層・古地震研究報告，5, 39-50, 2005.
宮下由香里・田中竹延・市川清士：立川断層の最新活動時期 ： 東京都西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎におけるトレンチ調査結果，地学雑誌，116, 380-386, 2007.
中田　高・今泉俊文編：活断層デジタルマップ，東京大学出版会，DVD-ROM 2 枚,2002.
鈴木毅彦：多摩川の河成段丘–気候変動と海面変化に支配された浸食・堆積史，貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編『日本の地形 4 関東・伊豆小笠原』，東京大　　学出版会, 117-121, 2000.
関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文：都市圏活断層図「青梅」，技術資料 D 1-No.333, 国土地理院，1996a.
関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文：都市圏活断層図「川越」，技術資料 D 1-No.333, 国土地理院，1996b.
鈴木毅彦: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明，立川断層帯における重点的な調査観測平成 24 年度報告書，3-15, 2013.
鈴木毅彦: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明，立川断層帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書，75-94, 2014.
東郷正美：立川断層～未だ解けていないその活断層像～，武蔵野, 87, 5-10, 2012.
東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 2 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，335-344，1998.
東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 3 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，59-68，1999.
東京都：立川断層（帯）に関する調査，第 4 回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，59-68，2000.
植木岳雪・酒井　彰，青梅地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産業技術総合研究所地質調査総合センター，189p, 2007.
山崎晴雄：立川断層とその第四紀後期の運動，第四紀研究，16，231-246, 1978.

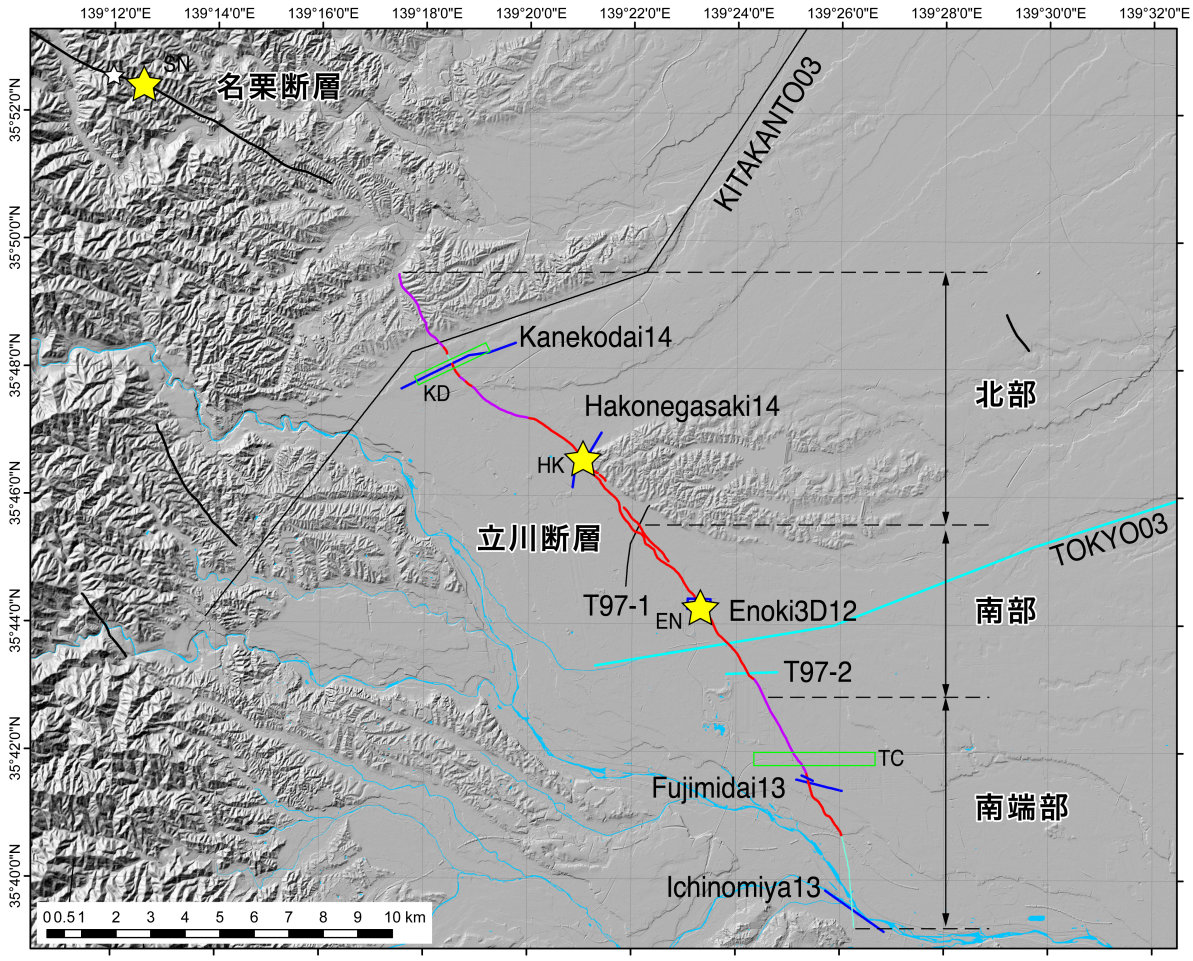


図 1　主な調査地点の位置図。黄色の星印はピット調査、緑色の枠は新規及び既存ボーリング調査の範囲を、また青・水色の線は反射法地震探査の測線位置を示す。白色の星印は露頭位置（図 16）を示す。赤線は中田・今泉編（2002）による活断層の位置を示す。地名の略称は以下の通り。SN; 下直竹、KD; 金子台、HK; 箱根ヶ崎、EN; 榎、TC; 立川市中心部。

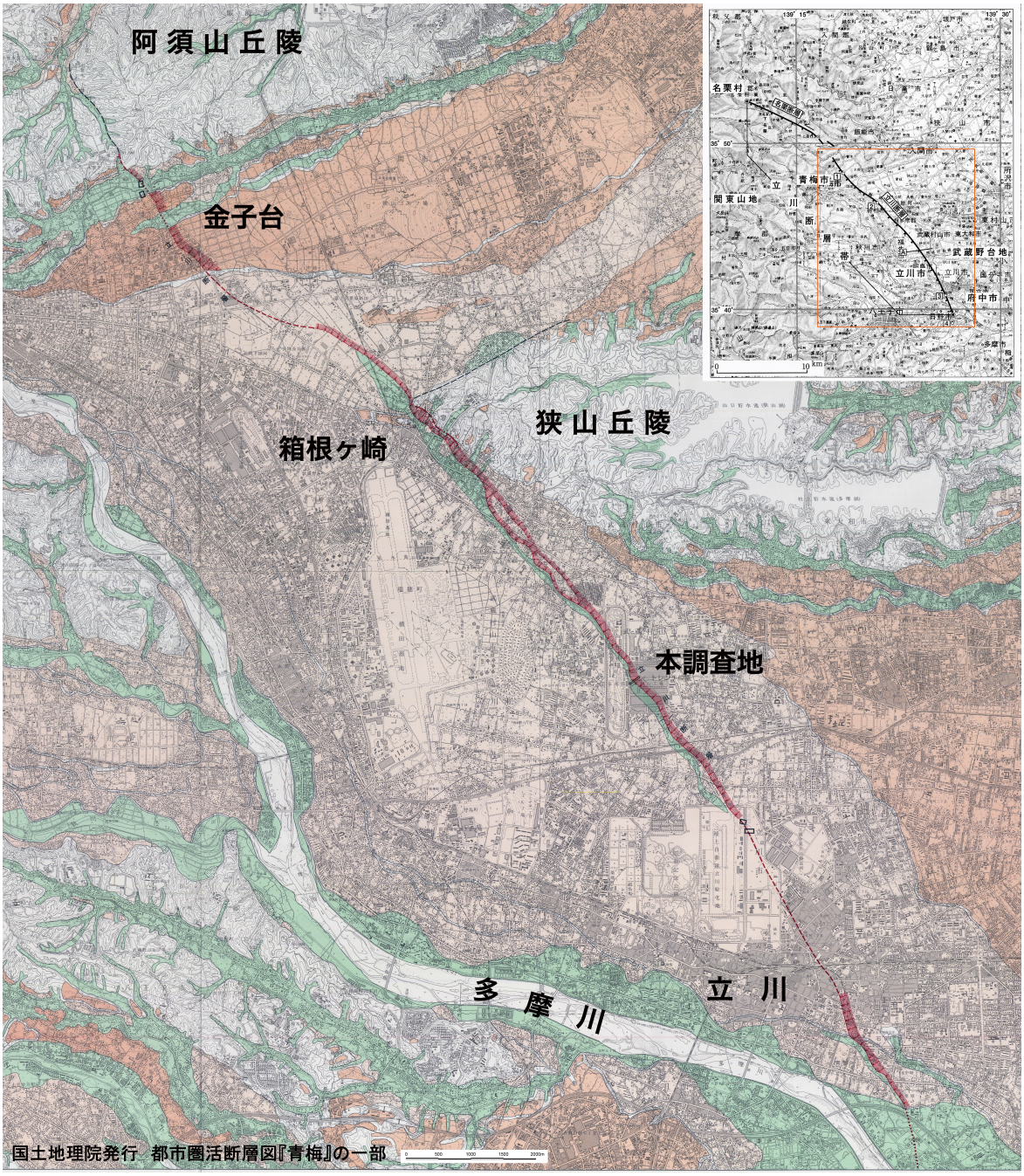


図 2　立川断層の位置図（関口ほか，1996a を改変）。右上図は立川断層帯の位置を示す（地震調査研究推進本部、2003）。「本調査地」は榎トレンチの掘削地点を示す。

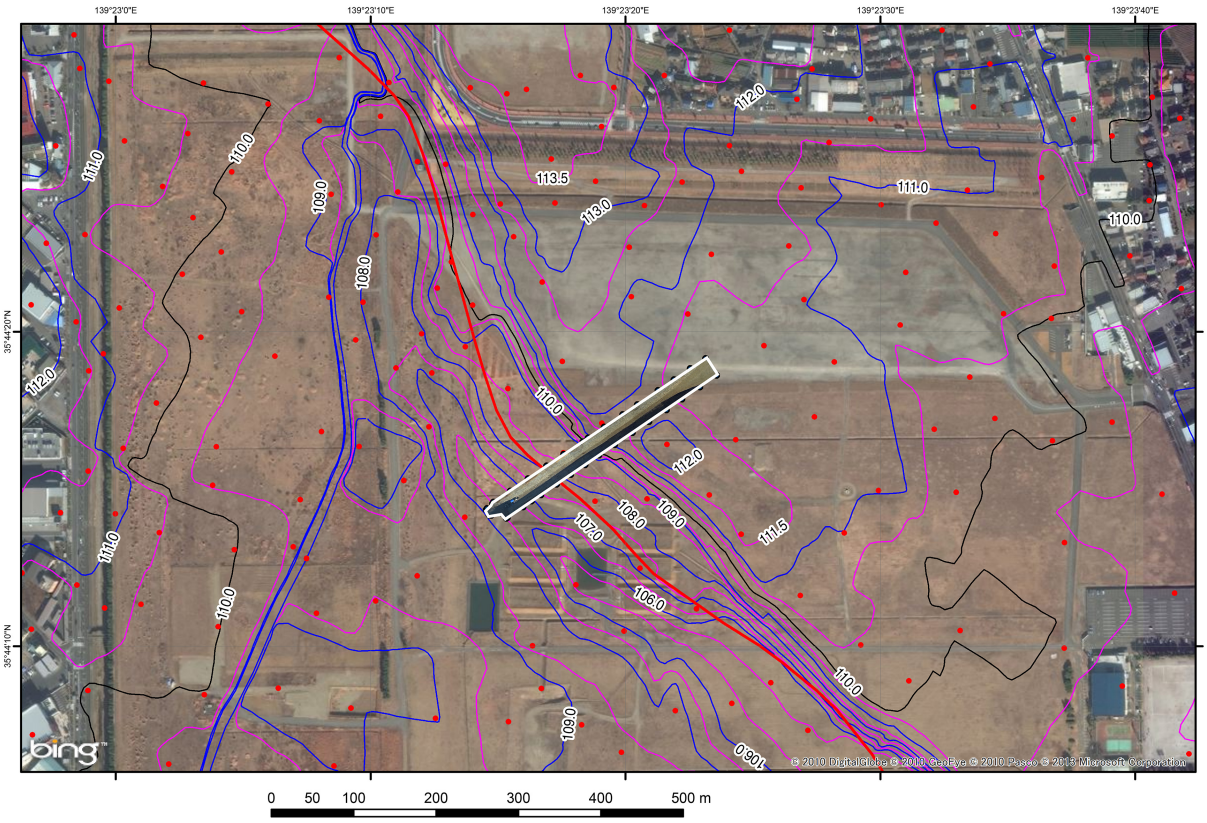
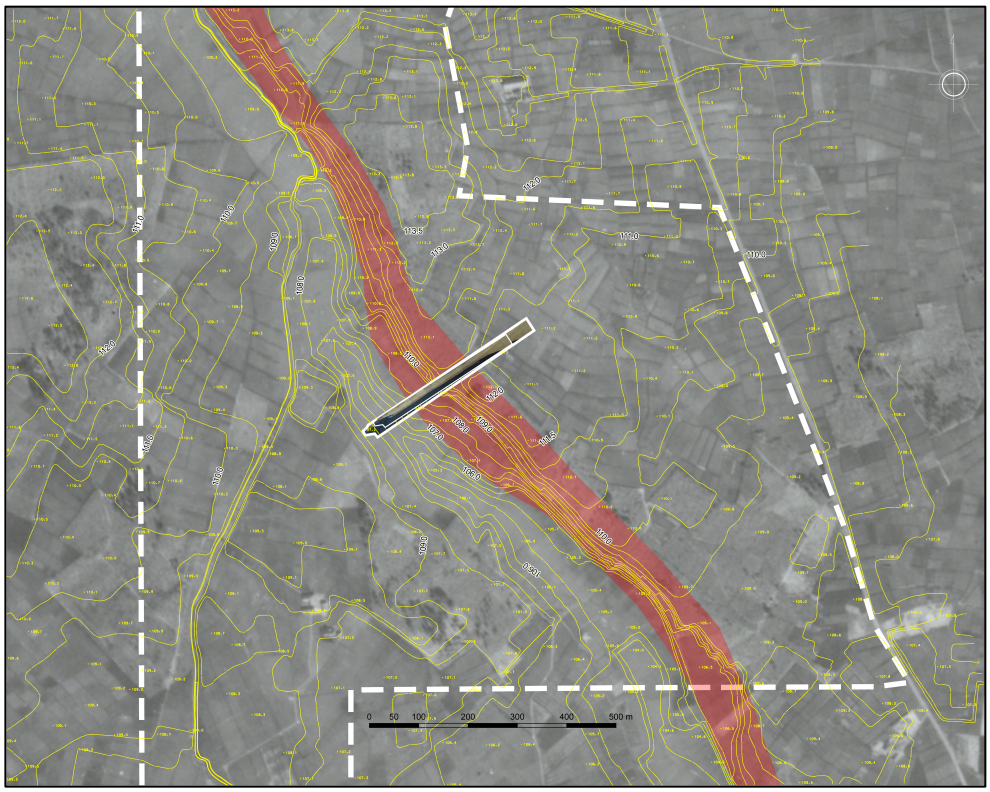


図 3　榎トレンチの位置図（白枠線）。青線・ピンク線・黒線は 1956 年撮影米軍空中写真の航測図化により作成した等高線を示す。間隔は 50cm。赤線は中田・今泉編（2002）による立川断層の地表位置。

(a)



(b)

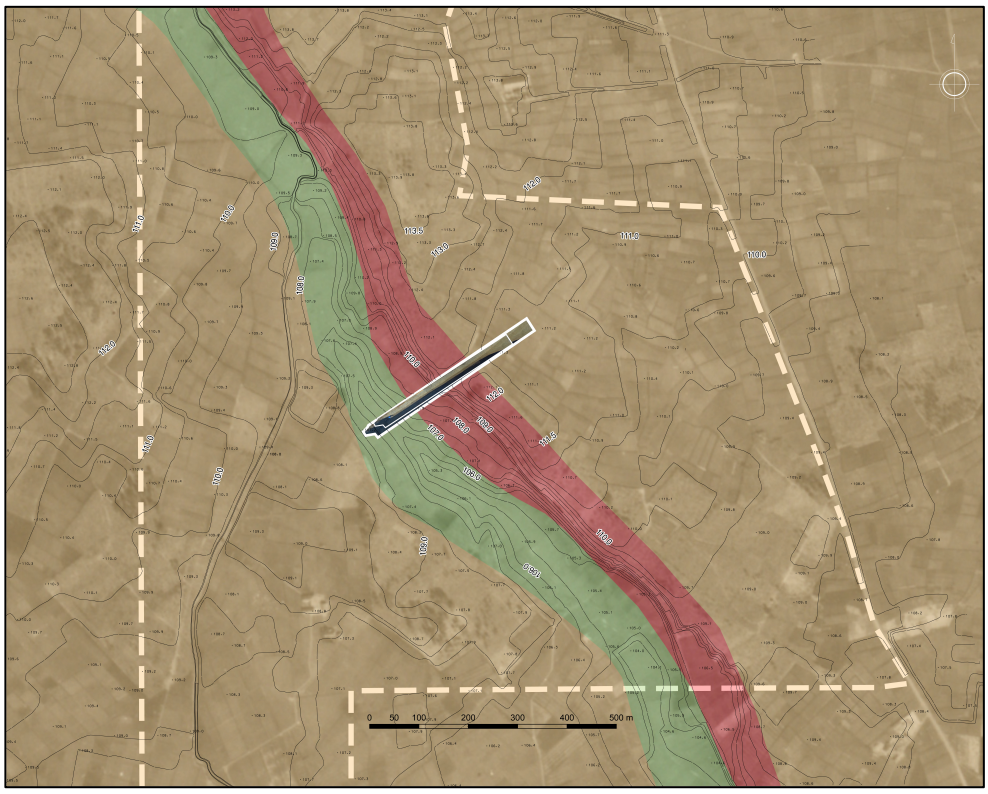


図 4(a) 1956 年撮影米軍空中写真の航測図化により作成した等高線図。黄色線は等高線を表し、その間隔は 50 cm。背景は 1956 年撮影米軍空中写真（M324-31）である。赤色の塗色部（半透明）は、従来の研究により立川断層によって形成されたとされる西向き崖地形の崖面を示す。 (b)　榎トレンチ周辺部の地形分類図。オレンジ色：立川段丘面、緑色：旧残堀川谷底面、赤色：西向き崖面。

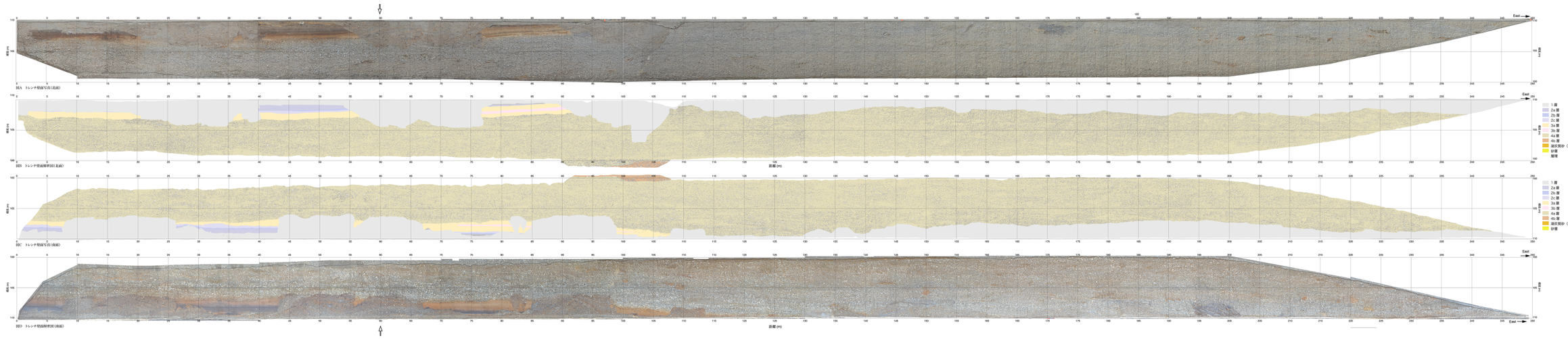


図 5(a)　榎トレンチ壁面のモザイク画像と解釈図。縦横比は１ ：1。白抜き矢印は関口ほか（1996a）の断層線の位置を示す。

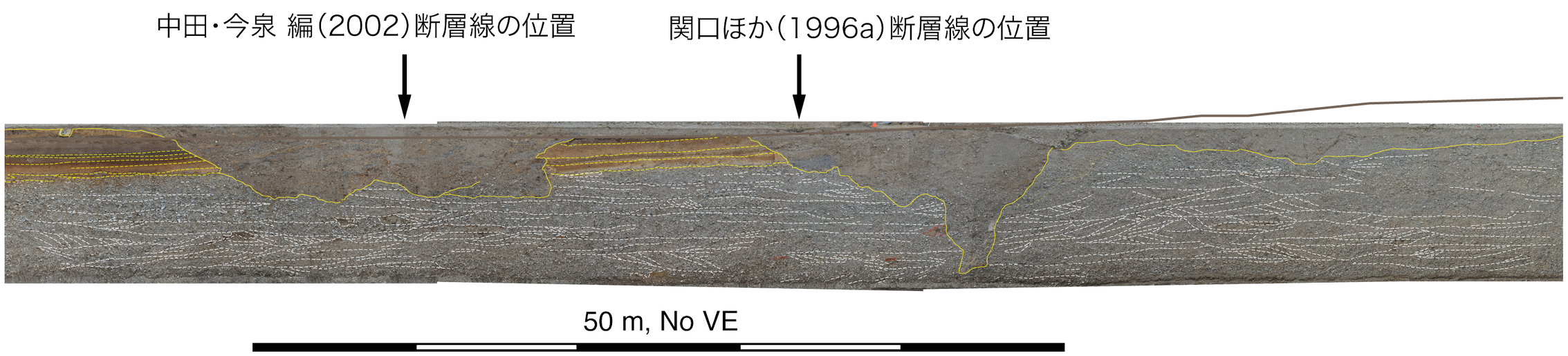
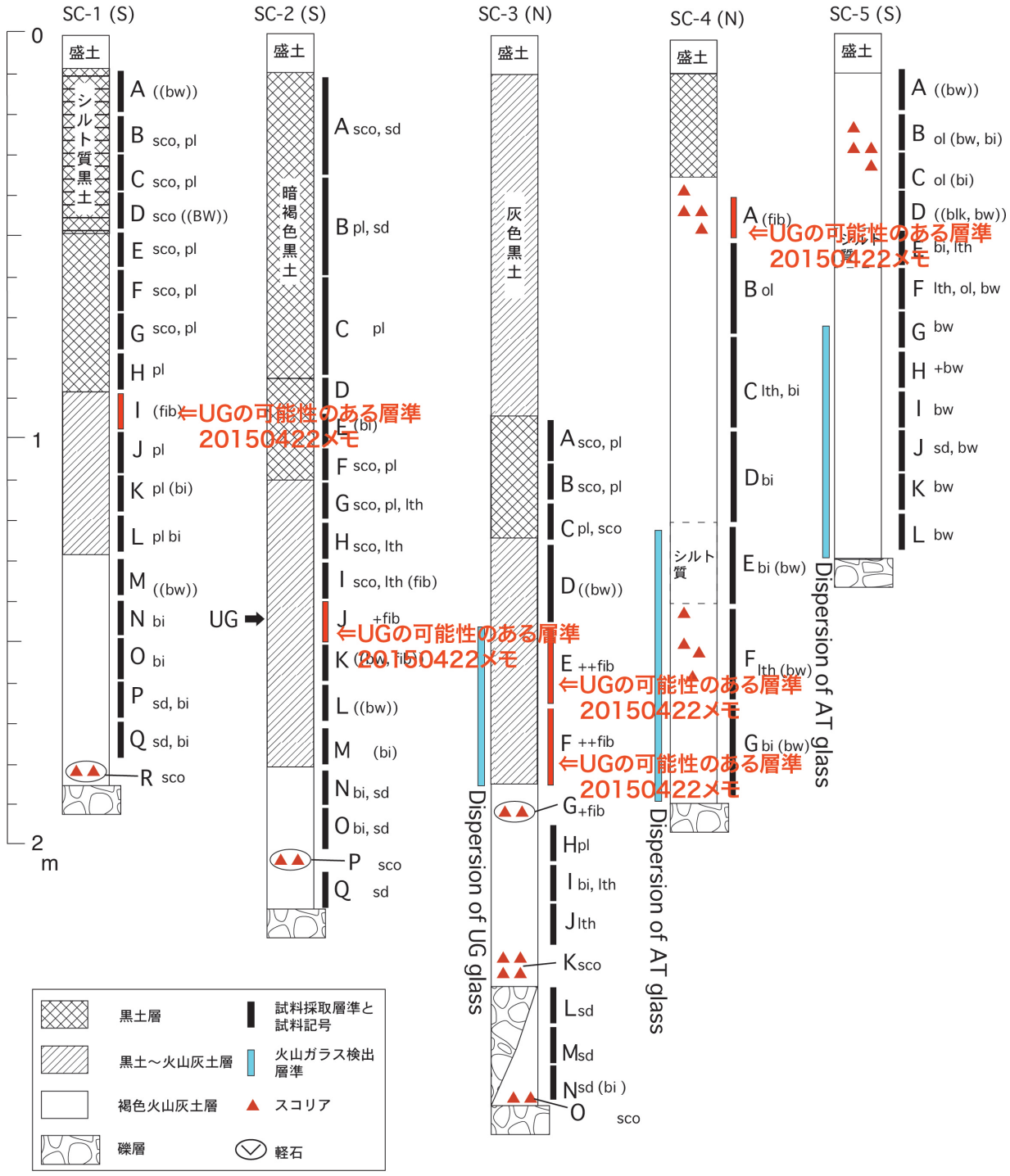


図 5(b)　榎トレンチ北壁面のモザイク画像。縦横比は１ ：1。茶色の線は米軍空中写真の航測図化によって作成された数値標高モデル（DEM）によるトレンチ南北壁面上面に沿った地形断面図。白破線は立川礫層中の堆積構造。



試料記号の右側には顕微鏡観察により認められた特徴的な構成粒子の所見を示す。
以下は鉱物の略号： bw: バブル型火山ガラス fib: 繊維状軽石型火山ガラス sco: スコリア粒子 pl: 斜長石 bi: 黒雲母 ol: カンラン石 lth: 石質岩片 sd: 砂粒子
++: 多く認められるもの ++: 比較的多く認められるもの (): 微量 (()): 極微量

図 6(a) 榎トレンチで採取された関東ローム層連続試料の採取層準と検鏡結果（鈴木、私信）。

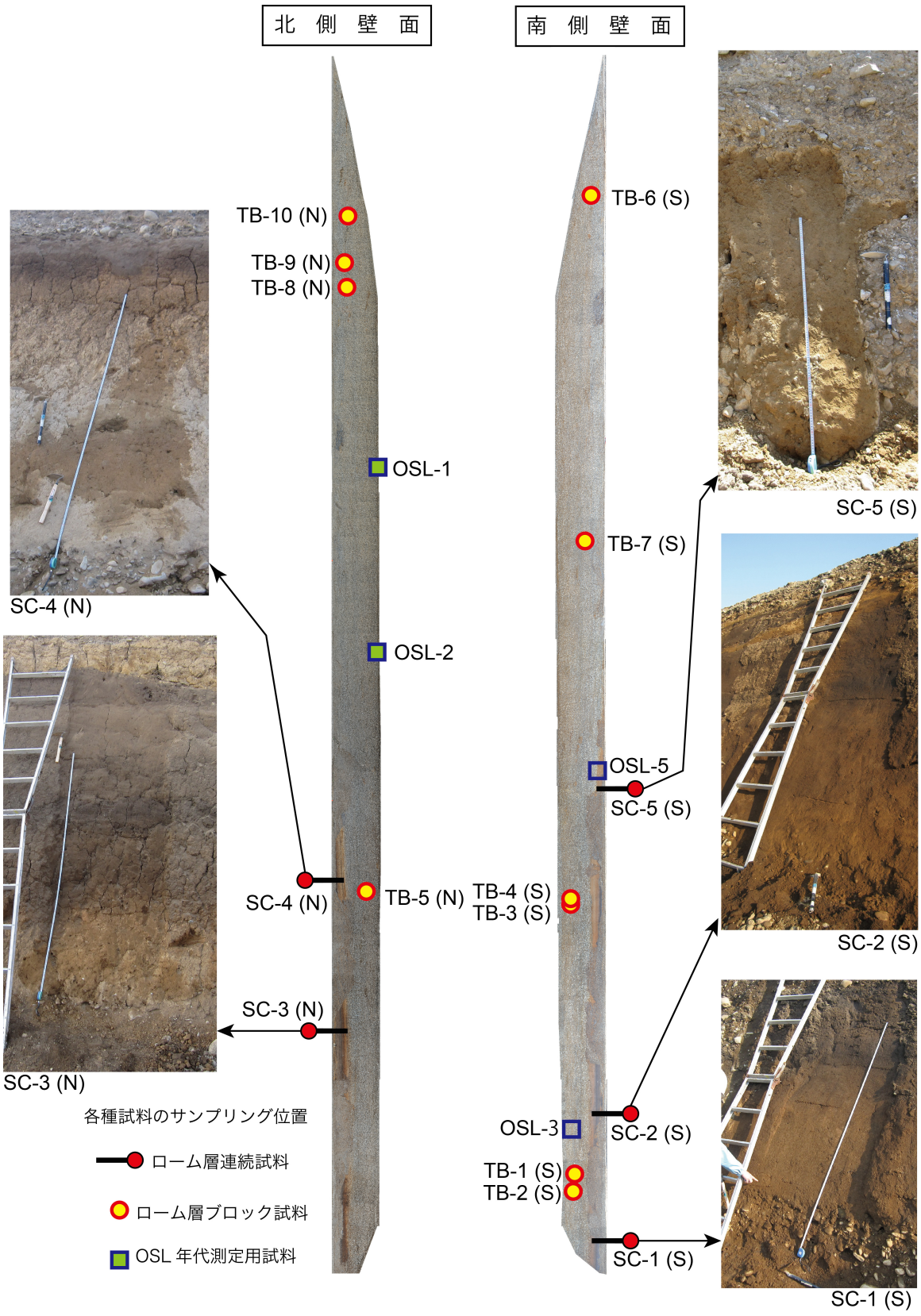


図 6 (b)試料の採取位置（鈴木、2013）。

図 7　狭山神社ピット地点の位置図（黄色）。白線は 1946 年撮影米軍空中写真の航測図化により作成した等高線を示す。等高線の間隔は 1 m。背景は等高線の作成に使用した空中写真の一部（M68-A-6 165）である。赤破線は本研究で推定した立川断層の地表位置。 オレンジ色の破線は丘陵の尾根線、黄緑色の破線は丘陵北西向き斜面基部の崖線を示す。また、薄青色は撓曲崖線より北東側に認められる立川段丘面上の旧流路跡の概略位置を示す。

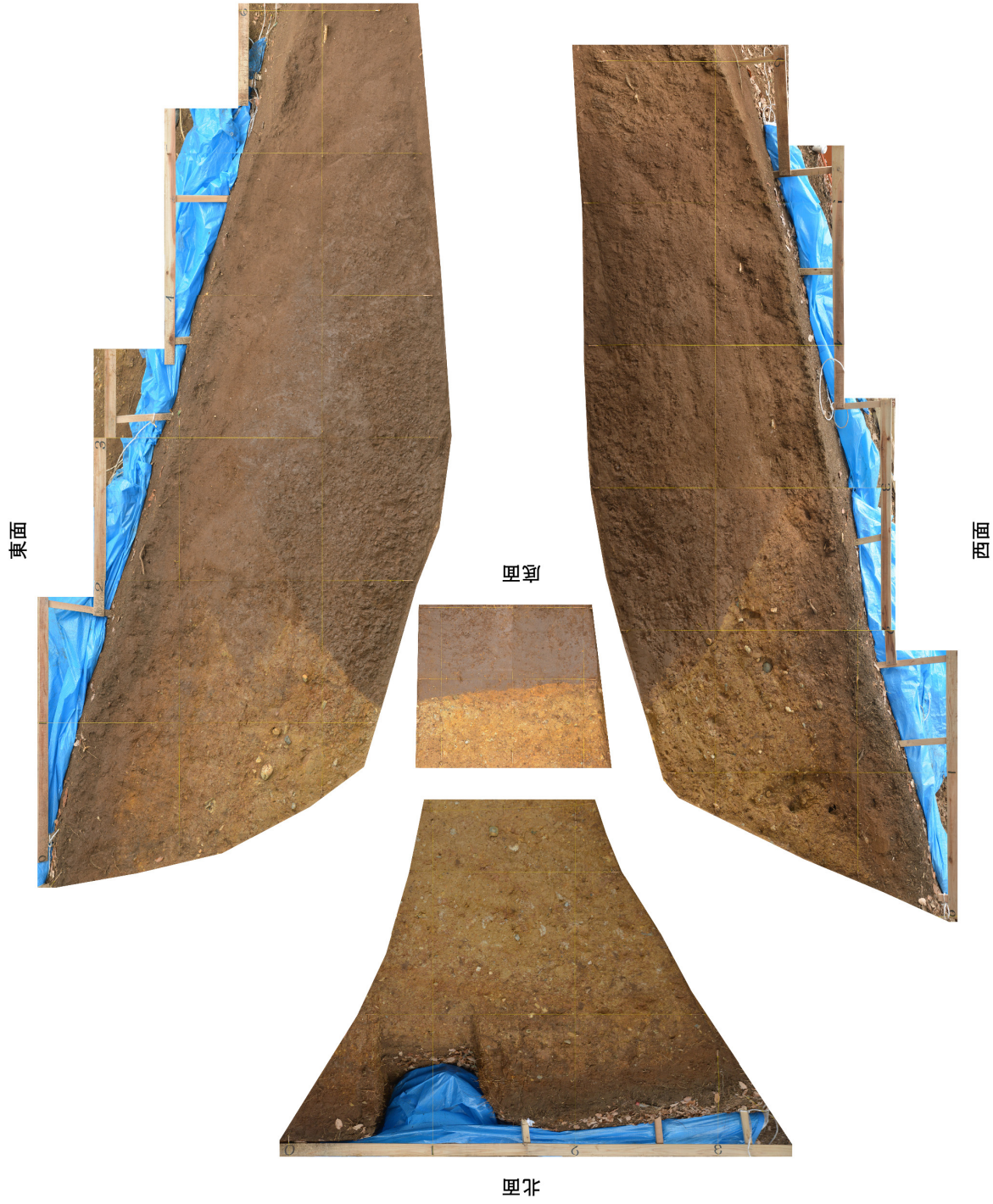


図 8　狭山神社ピット全体のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。

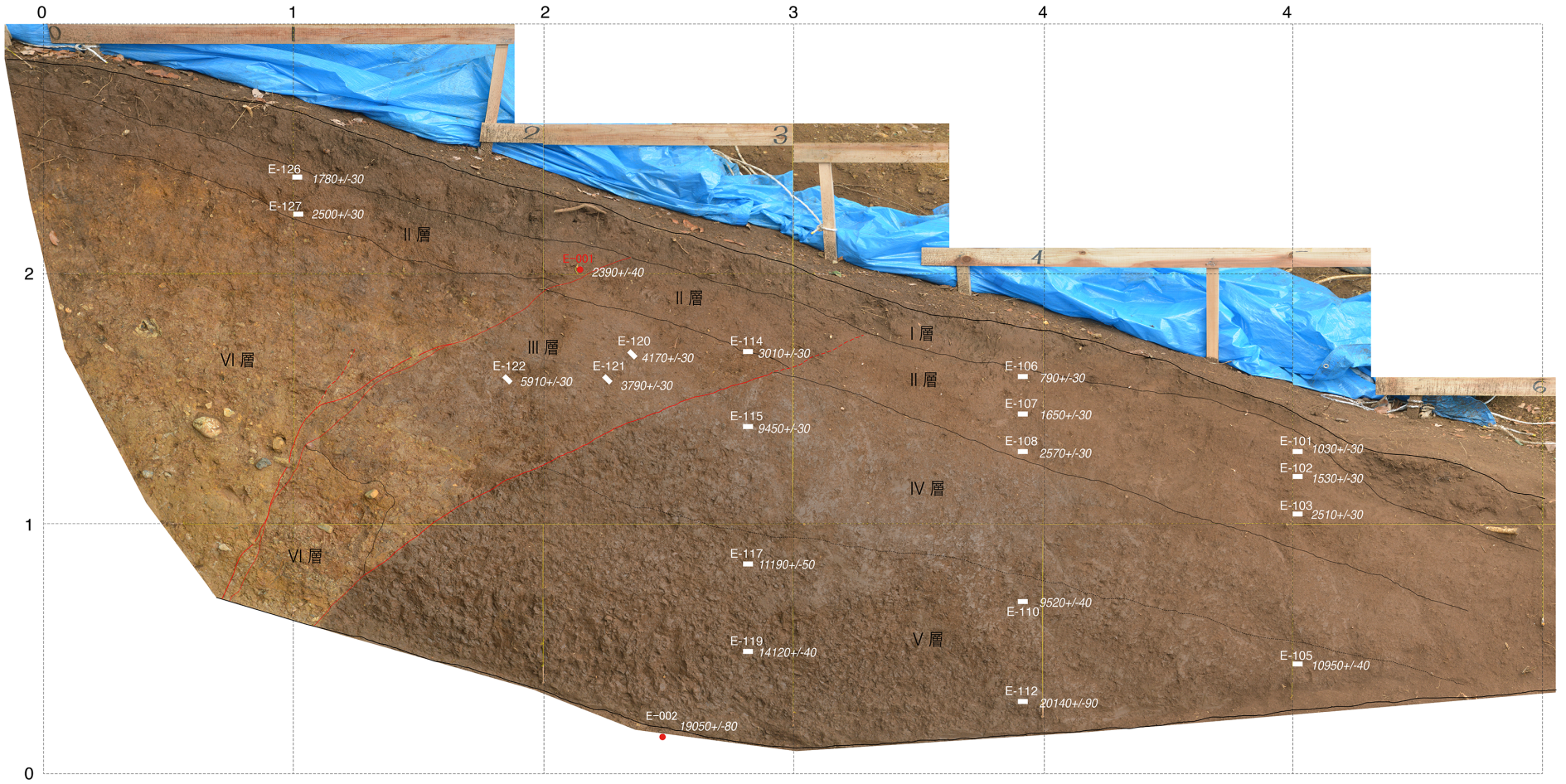


図 9(a) 狭山神社ピット A 東壁面のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP)である。

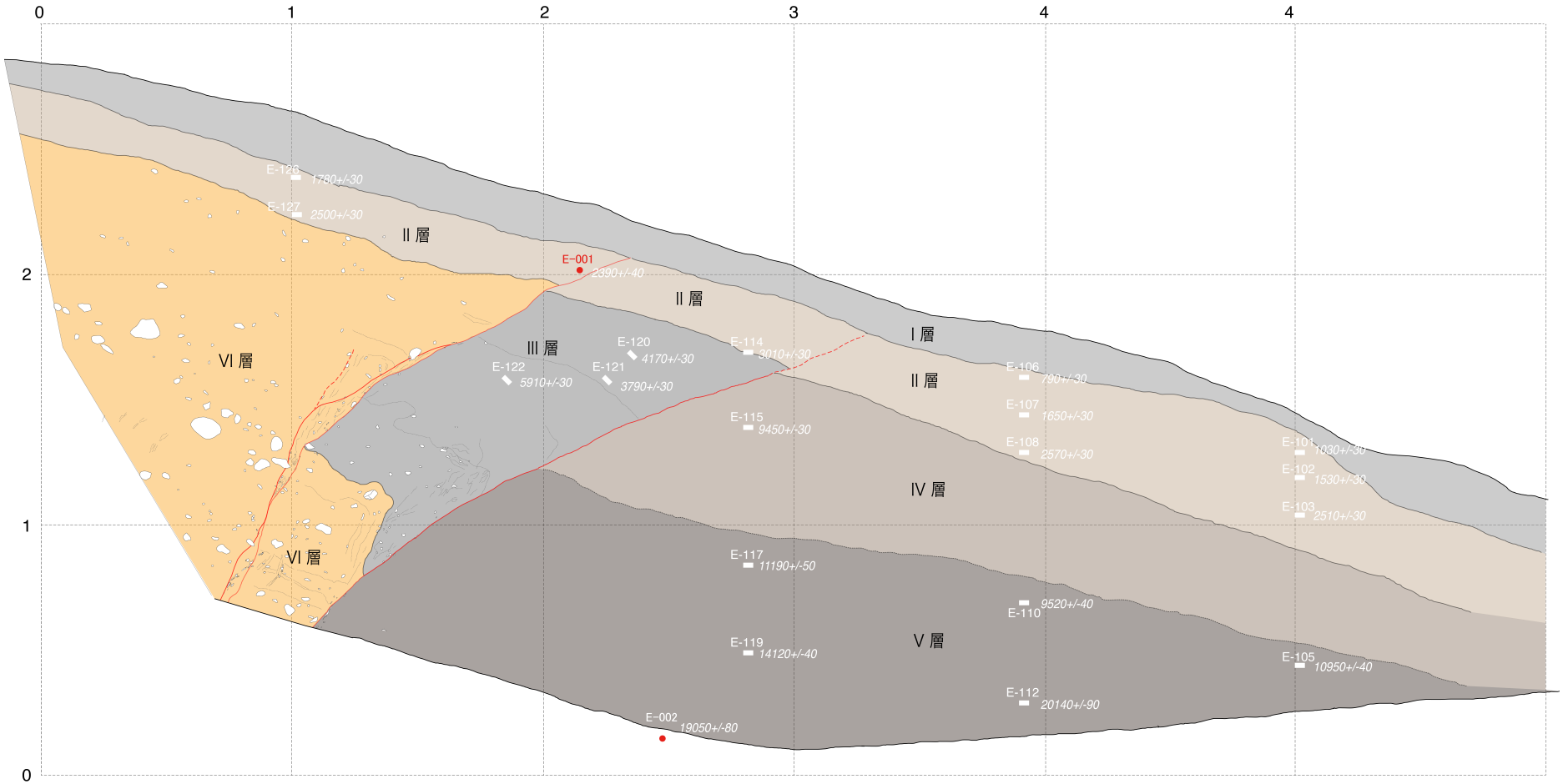


図 9(b) 狭山神社ピット A 東壁面のスケッチ。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、黒線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP)である。

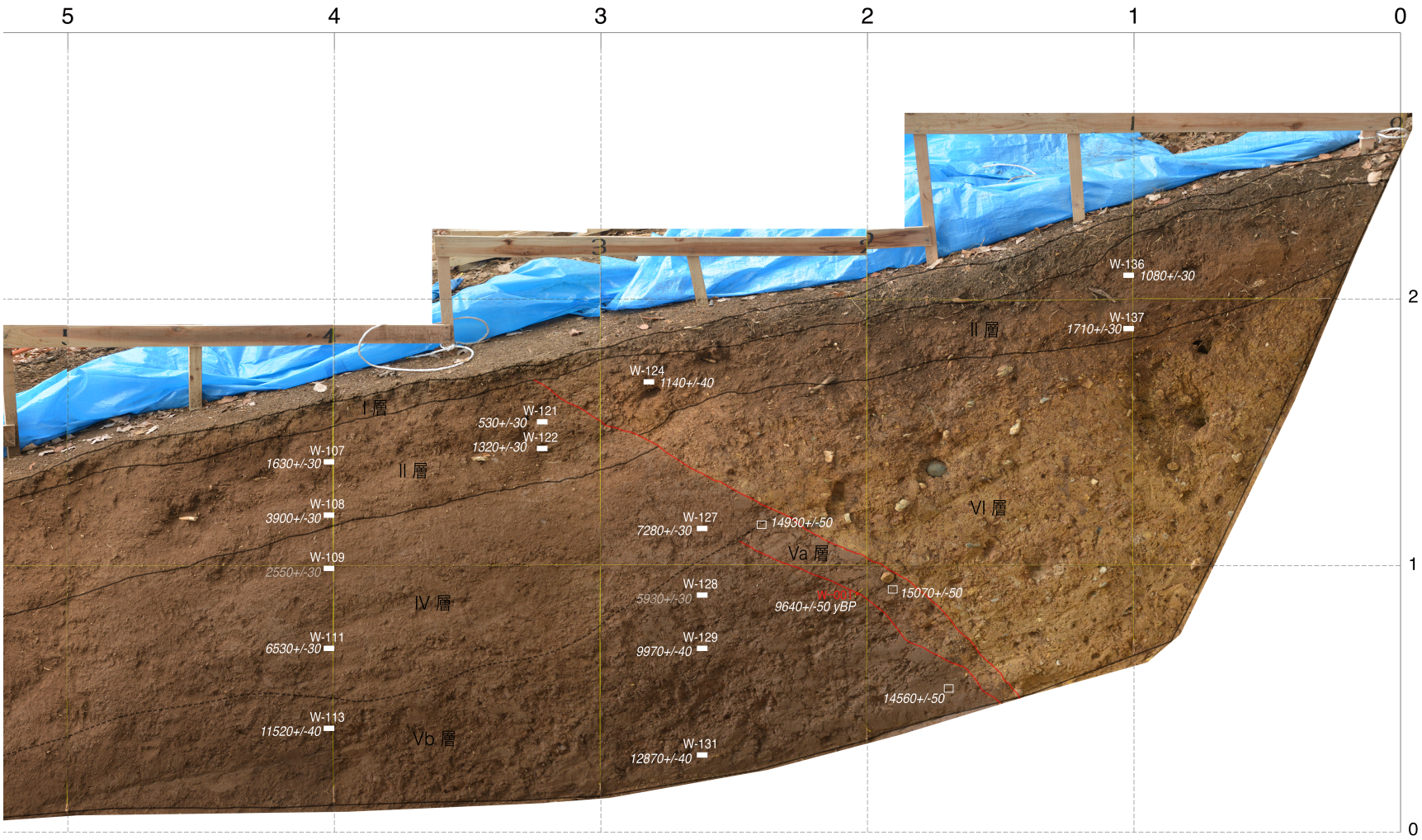


図 10(a) 狭山神社ピット A 西壁面のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP)である。

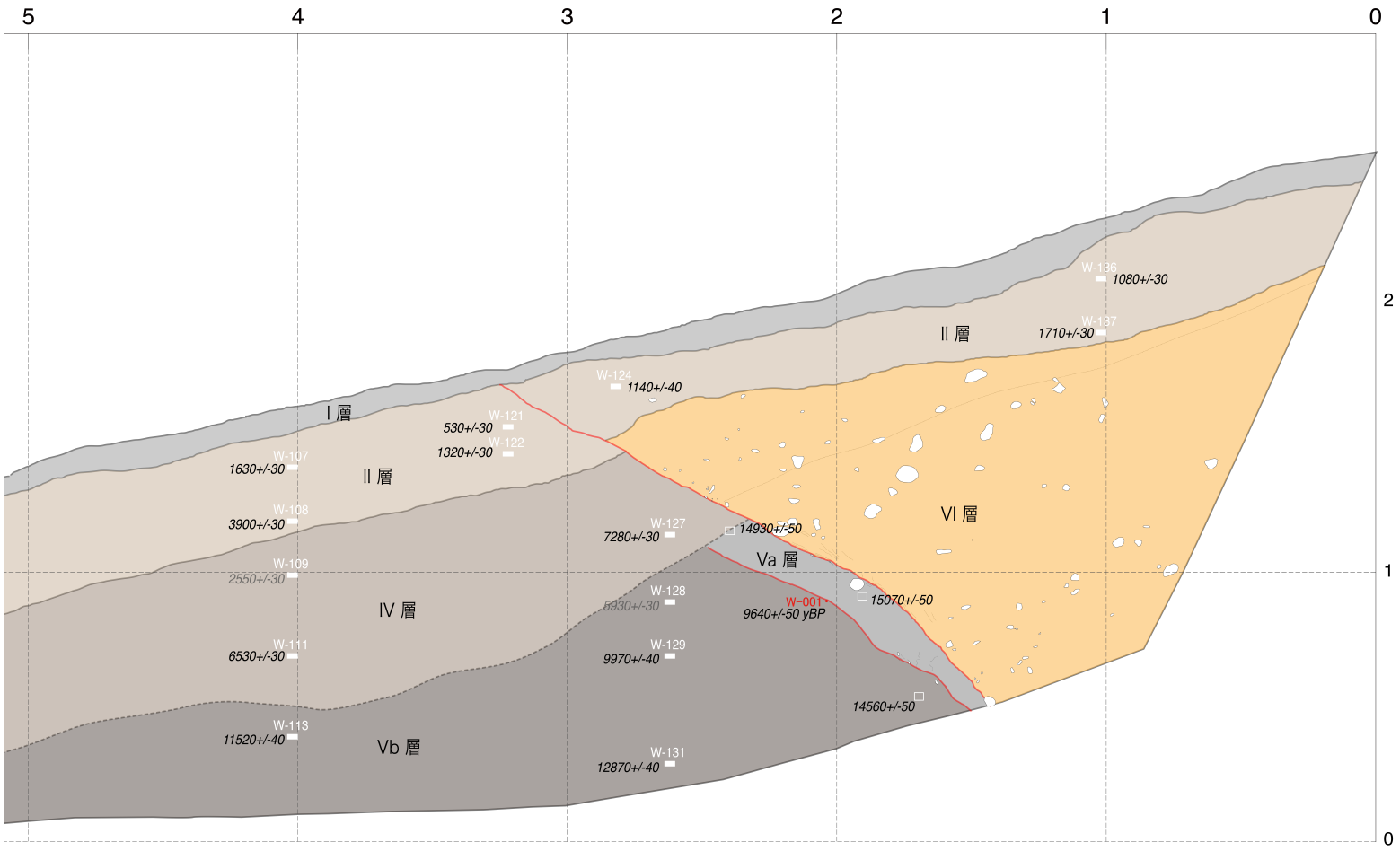


図 10(b) 狭山神社ピット A 西壁面のスケッチ。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP)である。

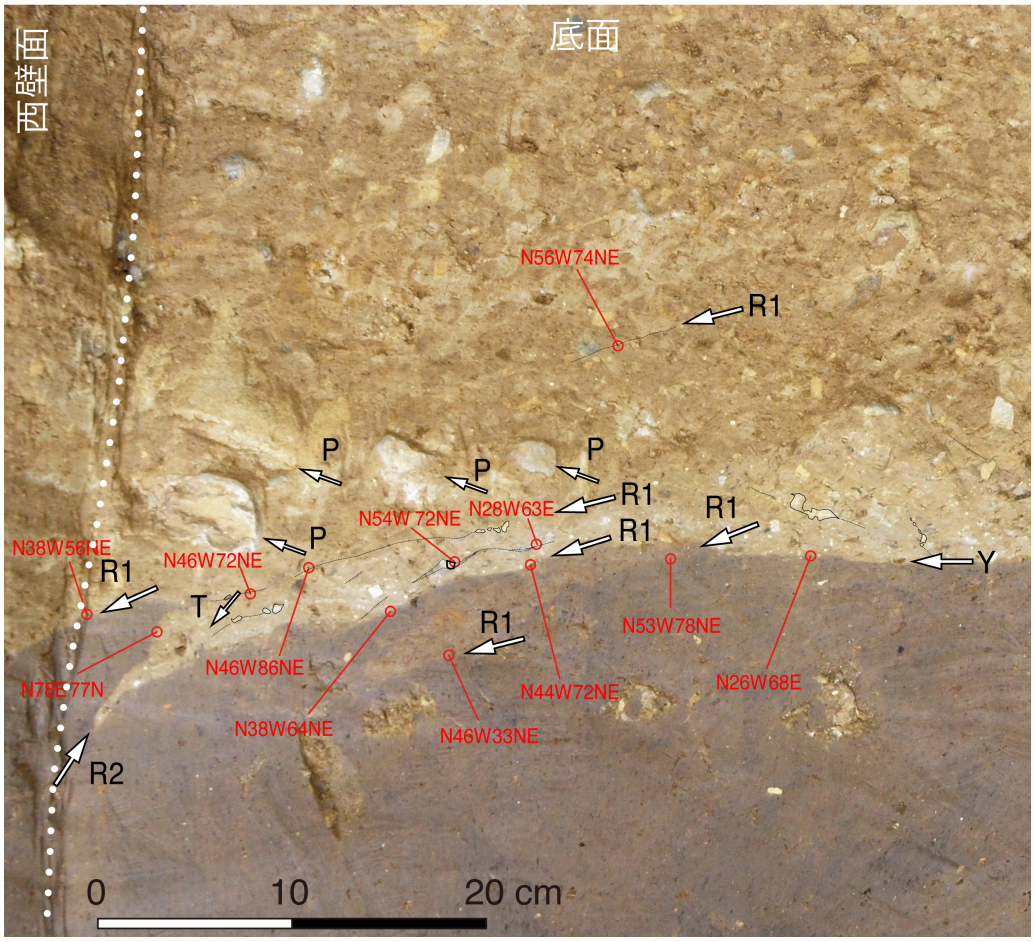


図 11　狭山神社ピット底面の複合面構造とその姿勢の計測結果。走向は西偏 7° の補正前のデータ。

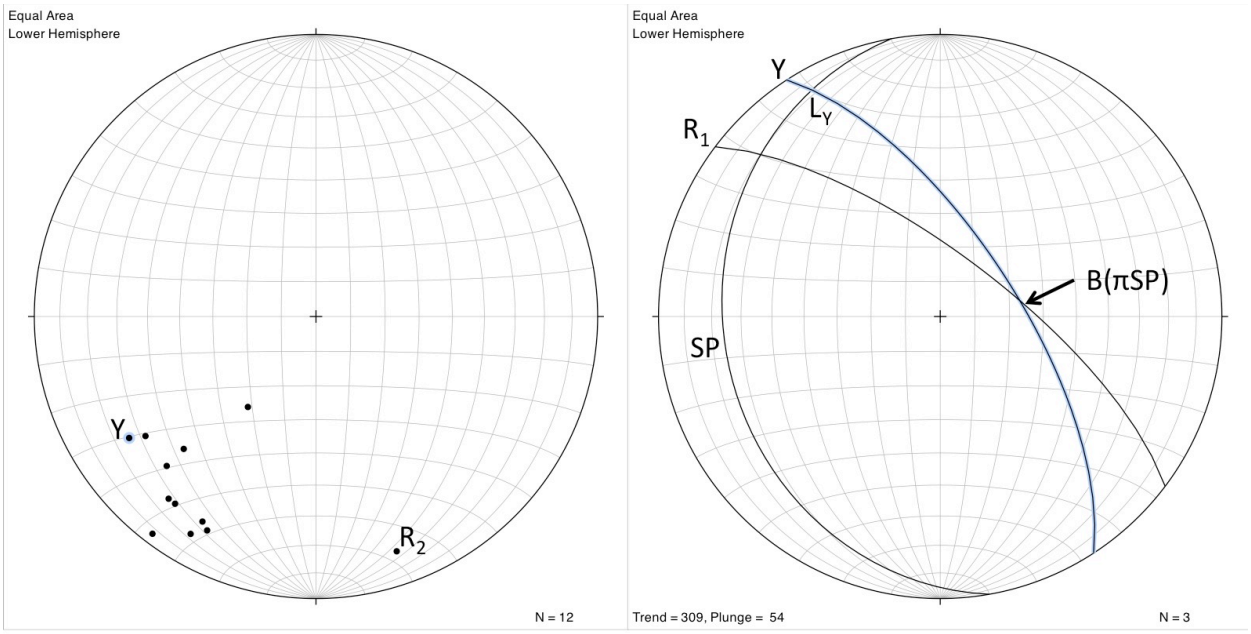


図 12　狭山神社ピット底面の複合面構造の極のシュミットネット下半球投影（左図）と推定した SP 面および L_Y。

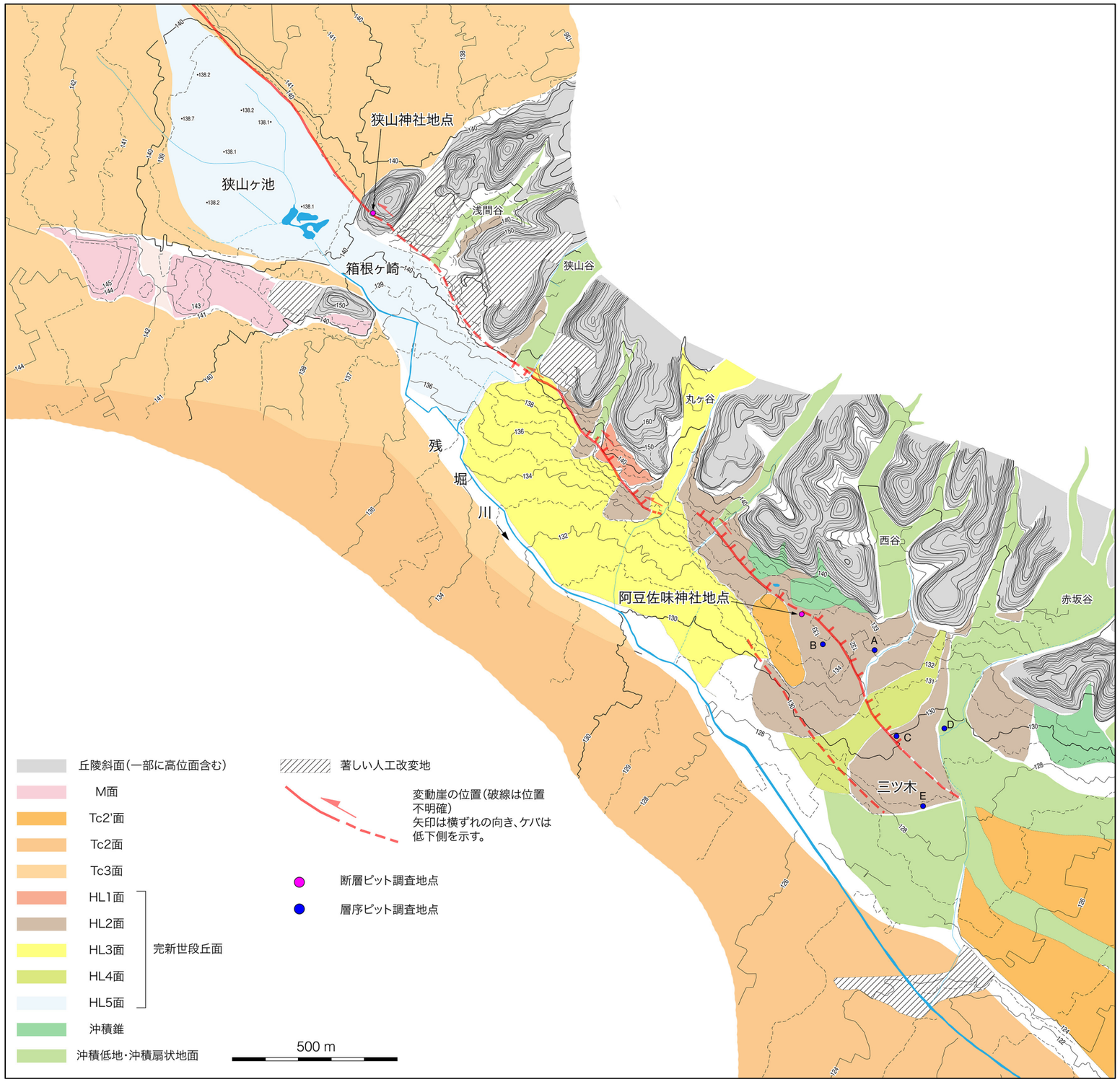


図 13　狭山ヶ池～三ツ木間の変動地形学図。等高線は東京都発行の 1:2,500 都市計画図を使用した。

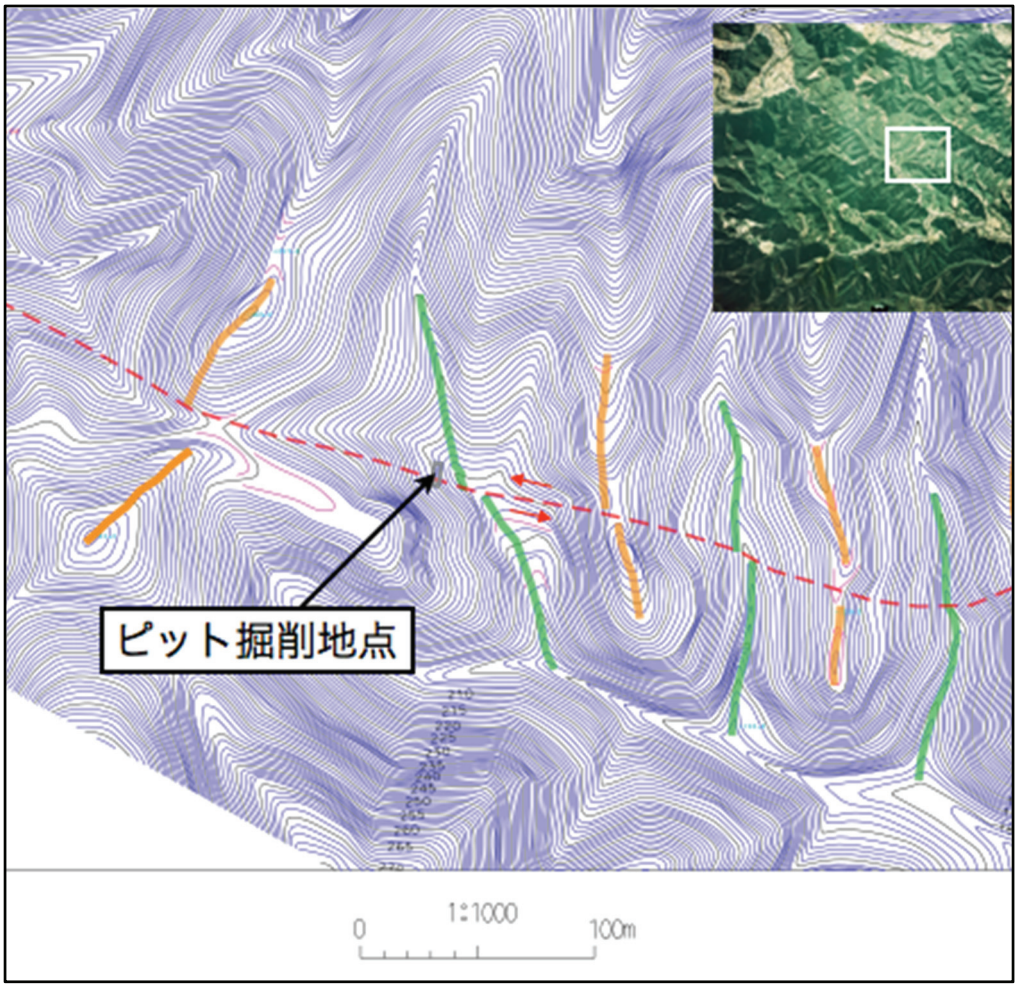


図 14 飯能市下直竹ピット地点の位置図。背景は 1961 年撮影の航空写真を使用して作成した等高線図。オレンジ色の実線は尾根線、緑色の実線は谷線を、また赤破線はこれらを不連続に断つ山地高度の不連続線の位置を示す。

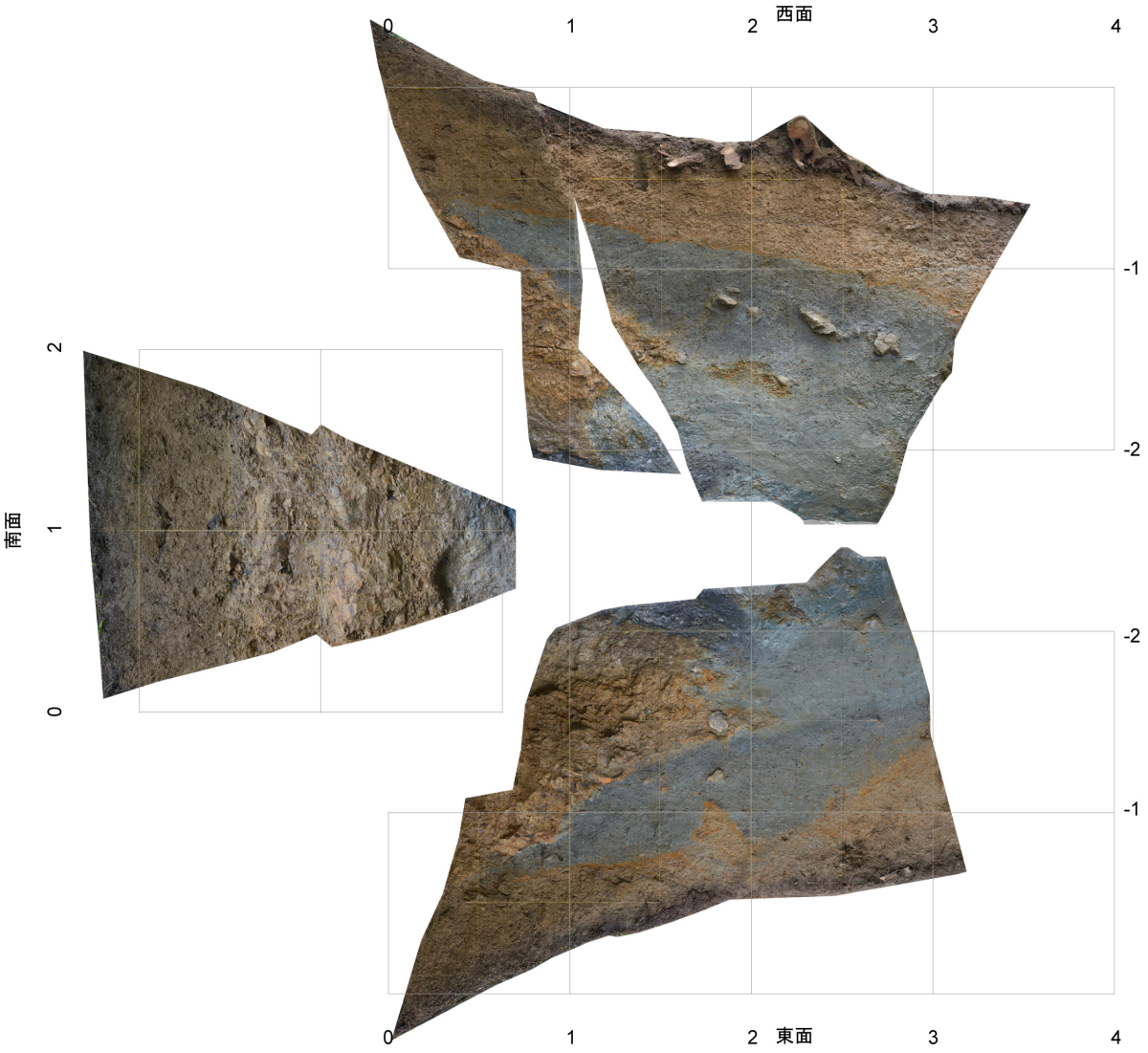


図 15(a) 下直竹ピットのモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。

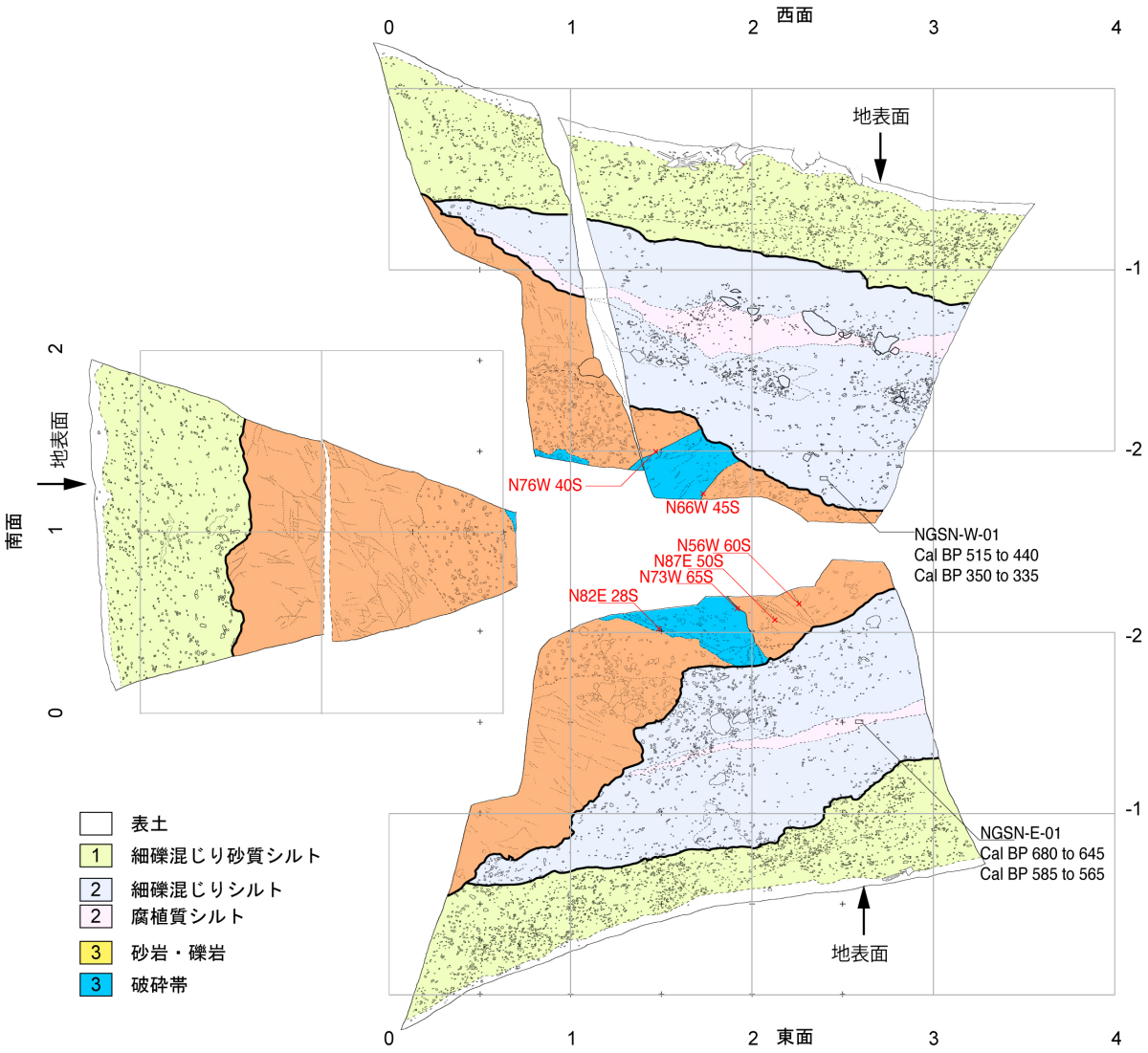


図 15(b) 下直竹ピット壁面の解釈。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は Cal BP (2 sigma)である。

(a)

(b)

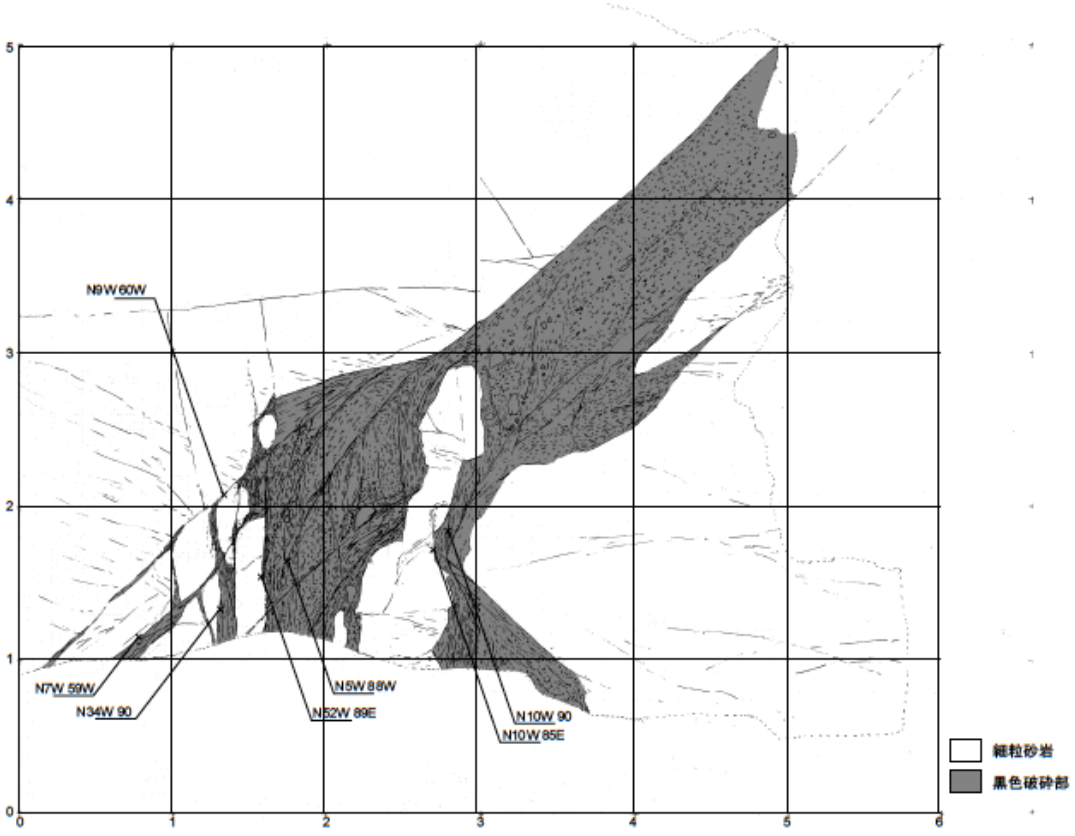


図 16(a) 飯能市・山王峠、線状地形附近の断層露頭の写真。(b) 断層露頭のスケッチ。

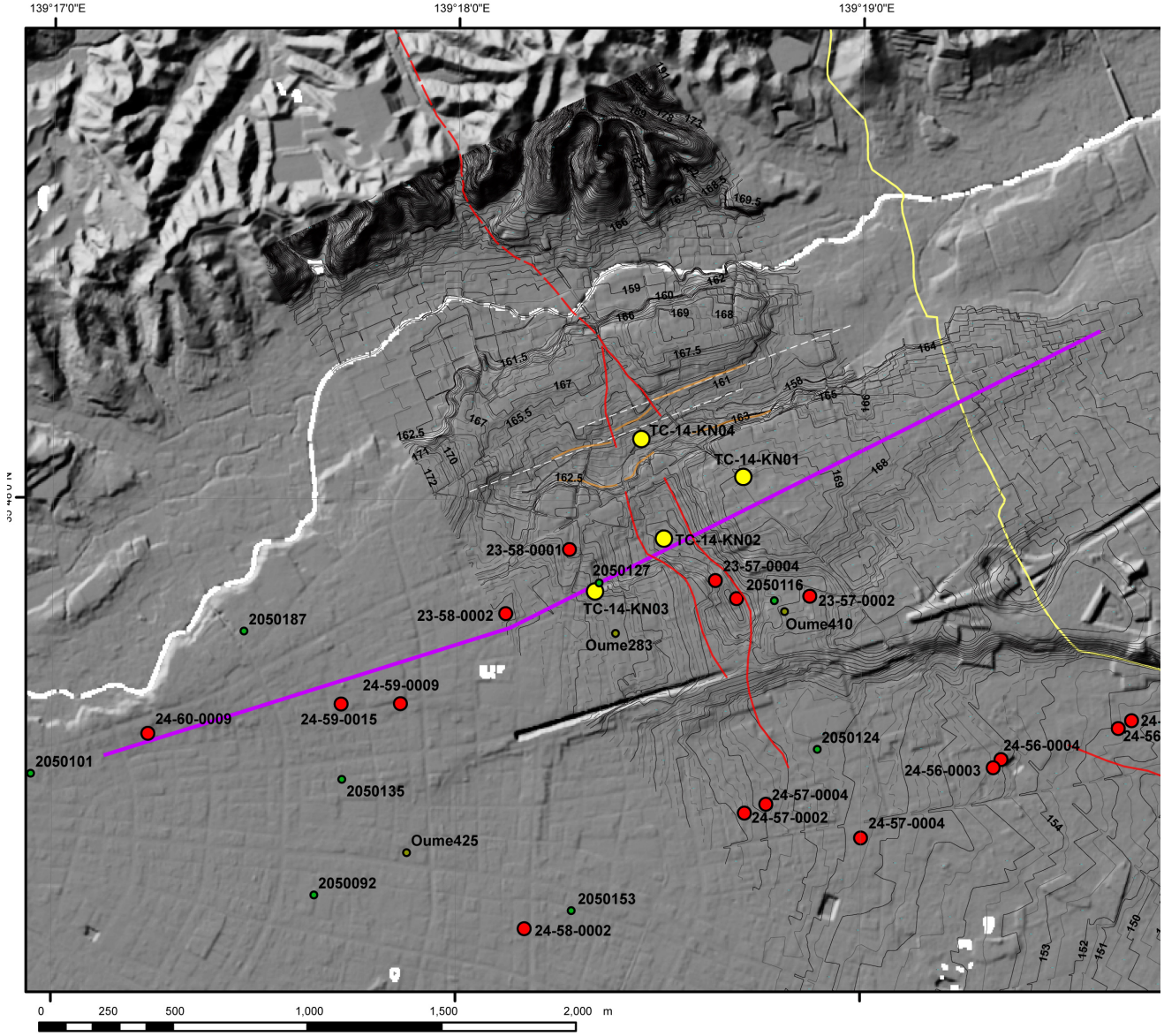


図 17 米軍撮影の大縮尺写真の航測図化によって復元された金子台地区の等高線図。紫線は図 18 の地形・地質断面図の位置を示す。赤線は本研究で推定した断層線の位置。黄色の丸印は今回掘削したボーリングの位置、赤色の丸印は既存ボーリングの位置を示す。

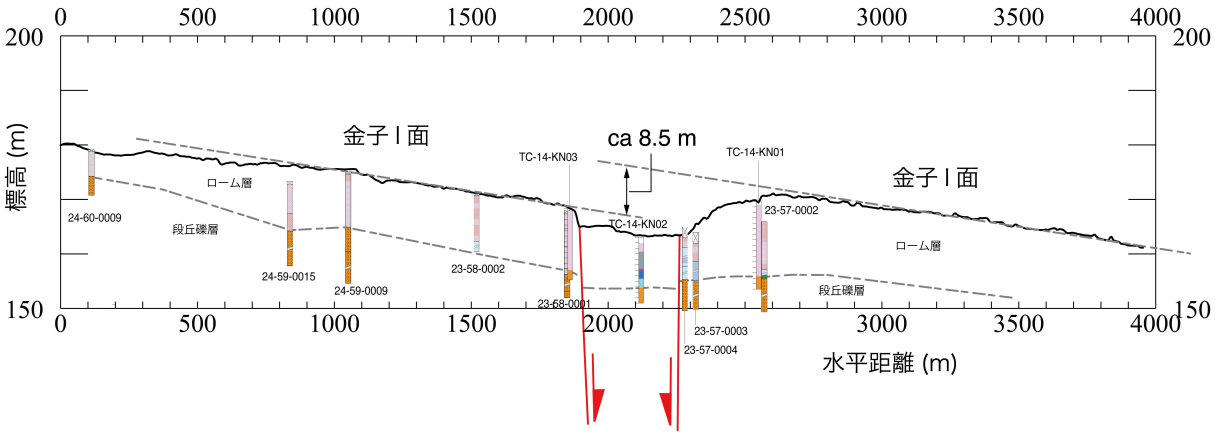


図 18 金子台地区の地形・地質断面図。断面図の位置は図 17 の紫色の線で示す。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の 5 m DEM を使用した。ローム層のうちピンク色は風成火山灰層を、水色の部分は火山灰質シルトを示す。

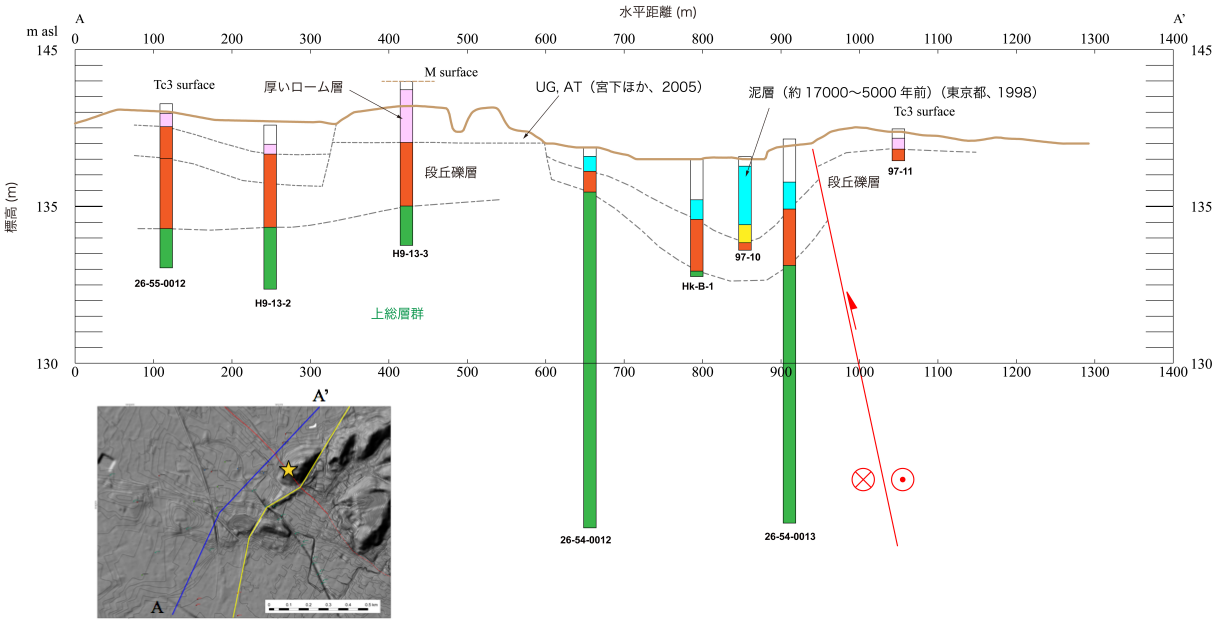


図 19 箱根ヶ崎台地区の地形・地質断面図。断面図の位置はインセットの青色の線で示す。地形断面図は国土地理院・基盤地図情報の 5 m DEM を使用した。

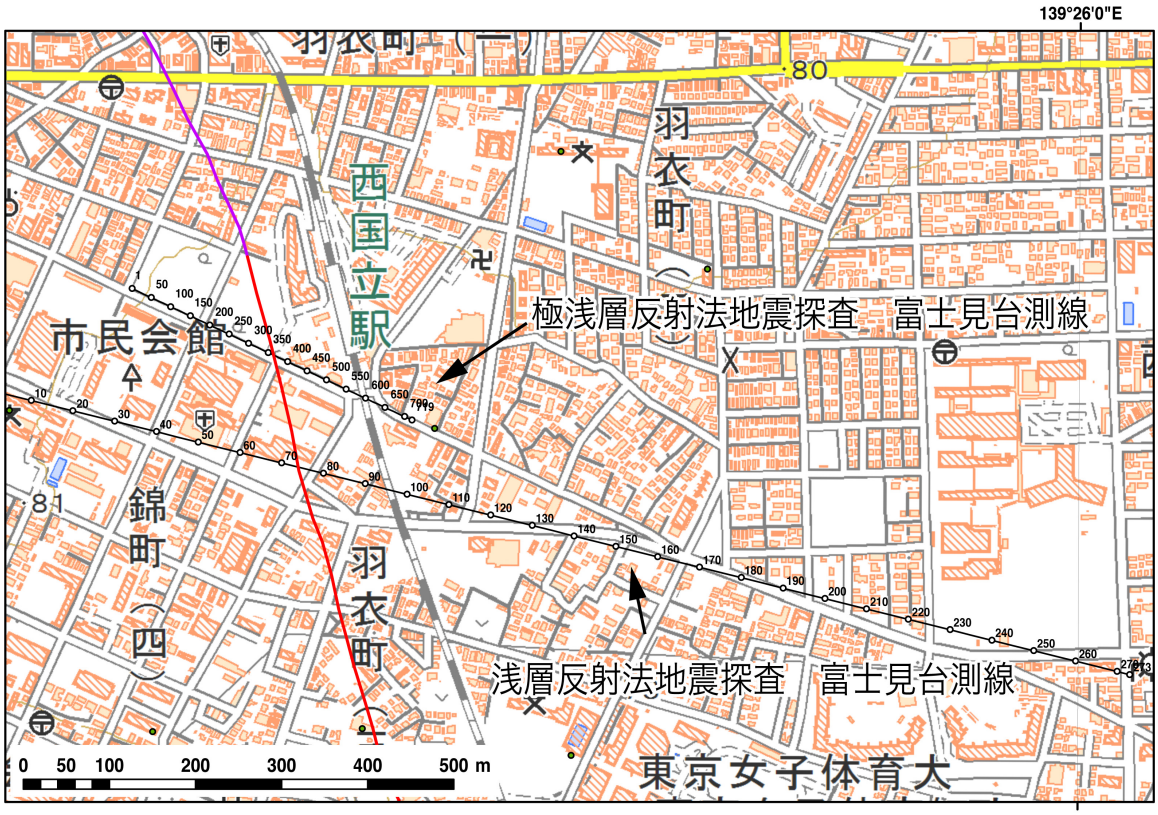


図 20　極浅層反射法地震探査・富士見台測線の重合測線の位置図。数字は CMP 番号を示す。赤線・紫線は中田・今泉編（2002）による立川断層の変動崖の位置。

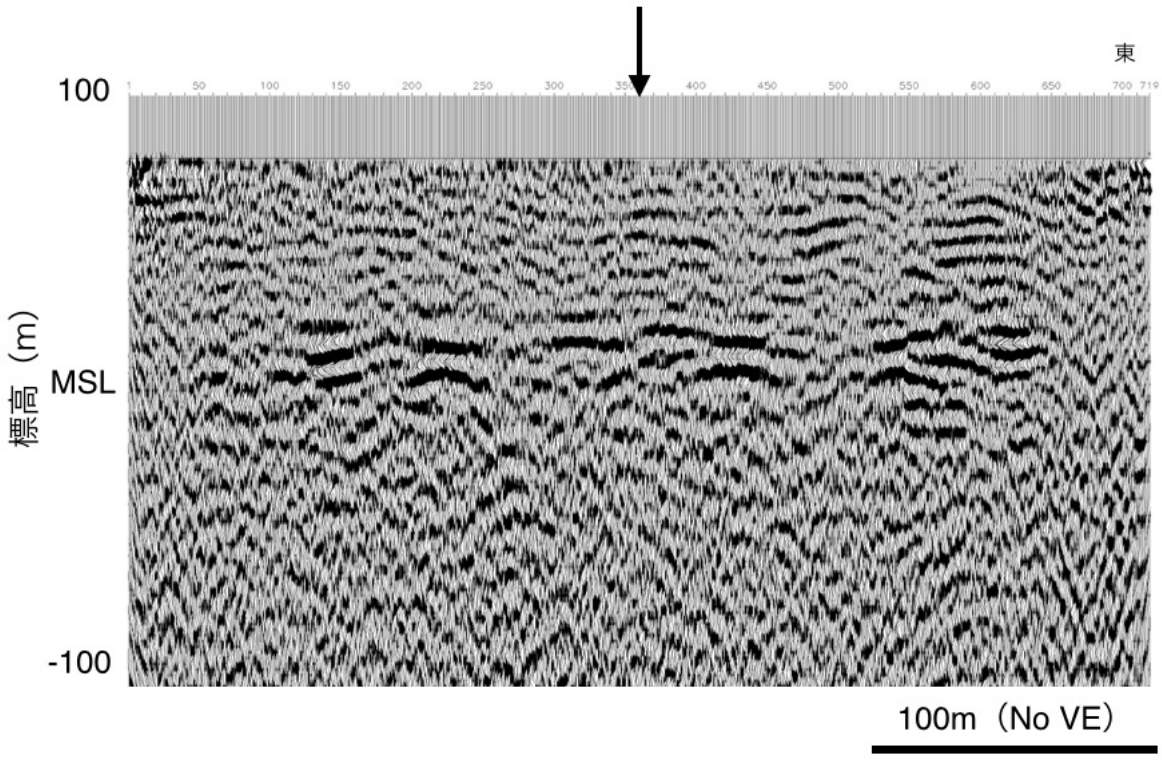
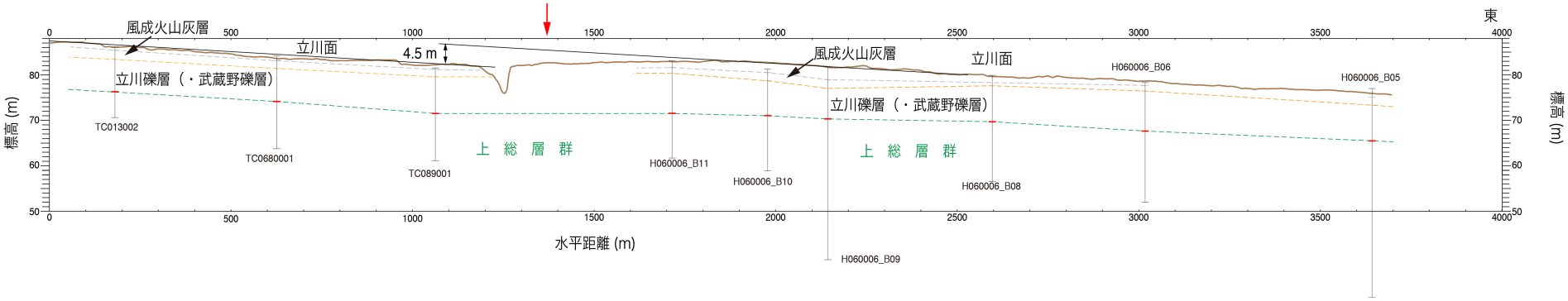


図 21 極浅層反射法地震探査（P 波）・富士見台測線の深度断面図。黒矢印は中田・今泉編（2002）による立川断層の変動崖の位置。



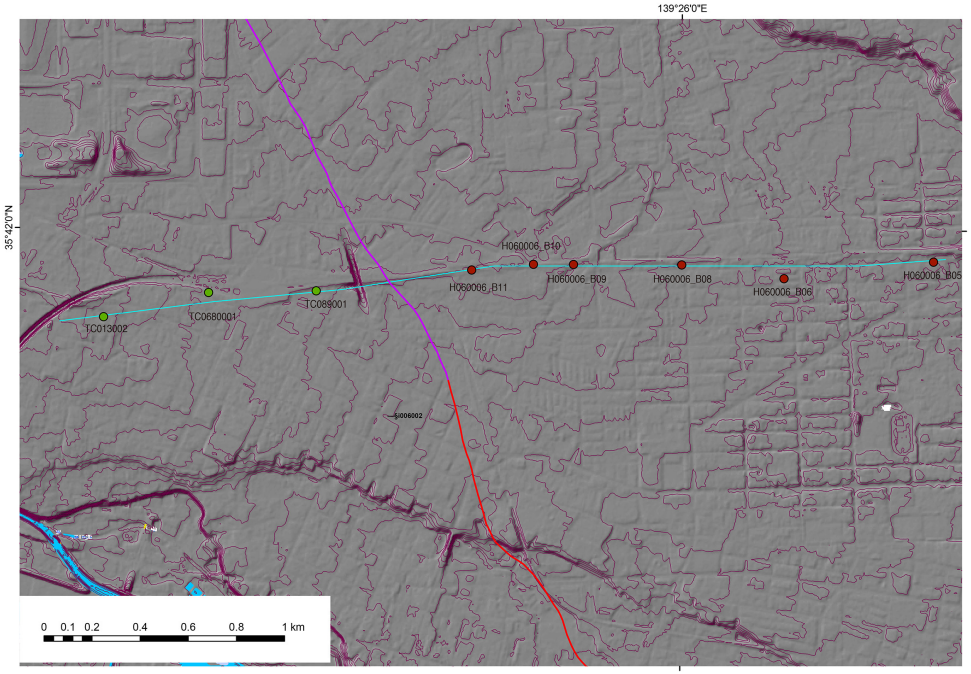


図 22　(a) 立川市中心部の地形・地質断面図。ボーリングは既存ボーリング資料を使用。地形断面は国土地理院・基盤地図情報の 5 m DEM を使用した。を使用した。(b) 断面とボーリングの位置図。