

3. 7 筒賀断層帯の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 筒賀断層帯の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	助教	白濱 吉起 ^{#1}
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究員	レゲット 佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生し、断層の近傍の地表面において 6 m 程度の右横ずれが生ずる可能性がある。しかし、本断層の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は不明とされている。過年度事業において、屈曲量と断層から上流側の谷の長さとの関係から 0.3～0.05 m/千年の平均横ずれ変位速度が得られた。しかし、より精度の高い平均変位速度を得るには、流域侵食速度との関係についての検討や従来手法による推定値との比較が必要である。本事業では、過年度事業において得られた値及び手法の検証を目的として、新しい調査手法として宇宙線生成核種による流域侵食速度の推定に加え、表面照射年代年代測定を実施する。流域侵食速度と屈曲率を用いた変位速度推定、及び変位地形による変位速度推定から本断層の平均変位速度についての新期データを取得する。得られた結果を既往研究成果と比較し、データの妥当性や信頼性、それぞれの手法の適用可能性について検証する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和 4 年度：

なし

2) 令和 5 年度：

既存の地形データ・航空写真から地形判読を行い、航空レーザー測量及び地形地質調査を実施して断層変位地形を把握した。1 箇所以上の流域を対象に流域侵食速度推定のための試料採取を行い、採取した試料について前処理に着手した。また、平均変位速度推定に適した 1 箇所以上を選定し、ボーリング調査またはピット調査に代わり、露頭調査を実施し、試料採取・分析を行った。

3) 令和6年度：

令和5年度に採取した採取試料の前処理・分析を行ったのち、宇宙線生成核種蓄積量を計測した。得られた結果から、流域侵食速度に加え、変位速度推定に適した地形面の表面照射年代を求めた。地形と表面照射年代から平均横ずれ変位速度を推定するとともに、侵食速度と屈曲率の関係からの推定を実施した。得られた結果と過年度事業の成果を含む既往研究結果を比較し、それぞれの手法について検討した。

(2) 令和6年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生する可能性がある。本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされているが、従来手法によって平均変位速度が報告されており、かつ新しい手法である表面照射年代測定に適した花崗岩が分布する。本断層を対象として令和5年度から令和6年度かけて新しい手法を適用し平均変位速度の推定を試みた。令和5年度は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区を対象に航空レーザー測量を実施した。得られた詳細地形データから、筒賀断層の詳細なトレースが明らかとなり、沖積面を下刻する河川のずれとして右横ずれ約 5.5 m、最大のずれ量として約 130 m が判読された。沖積面の離水年代を推定するため、面上に露出した巨礫を対象に試料採取を行った。流域平均侵食速度推定のための試料を河床と山地斜面から採取した。令和6年度に試料の調整と分析を実施した結果、長田地区から採取された巨礫に対し、表面照射年代が 10.6 ± 1.1 ka と求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、平均変位速度は約 0.5～1.0 m/千年と求められた。山内・山中（2021）において報告された値とよく一致しており、航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。一方、流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05～0.55 m/千年と既往研究結果より小さい値を示すことがわかった。

(b) 令和4年度の業務の成果

なし

(c) 令和5年度の業務の成果

1) 調査の概要

筒賀断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区及び下殿河内（しものごうち）地区において、空中写真及び航空レーザー測量を実施し、得られた詳細標高モデル（1 m メッシュ）を用いて地形判読を行った。その結果、侵食小起伏面を下刻する河川や尾根、沖積扇状地を下刻する河川に最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の右横ずれが認められた。沖積扇状地面の年代を見積もるため、扇状地上に露出する巨礫を探索し、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定のための試料採取を 2 地点で実施した。また、屈曲量と流域侵食速度の関係を推定するため、3 流域を選定し、河床砂を採取するとともに、山地斜面における侵食速度との比較を行うため、山地内に見出した露頭 1 地点から深度別試料を採取した。

2) はじめに

筒賀断層は広島県山県郡北広島町から安芸太田町、廿日市（はつかいち）市にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約 58 km の右横ずれを主体とする活断層である（図 1）。筒賀断層は長さが約 58 km であり、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生し、断層の近傍の地表面において 6 m 程度の右横ずれが生ずる可能性があると考えられる（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2016）。しかし、本断層南部の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は不明とされている。断層トレースは主に中田・今泉（2002）、今泉・他編（2018）にまとめられている。筒賀断層は主に中国山地の山地内を通り、断層沿いに系統的な河川の右屈曲が認められることから、右横ずれ断層であることは明らかである。今泉・他編（2018）では、活動度は B～C 級とされている。本断層について詳細な地形学的研究を実施し、平均変位速度について検討した研究としては、山内・山中（2021）による研究が挙げられる。当該研究は筒賀断層西部の段丘面を指標として横ずれ量と鉛直変位量からネットスリップを算出し、段丘面の形成年代（約 30 ka）から平均変位速度を 0.5～0.9 m/千年と算出した。このように、本断層帯では従来手法によって推定された平均変位速度が報告されている。また、筒賀断層中央部に位置する安芸太田町は石英を豊富に含む花崗岩が主に分布しており、宇宙線生成核種を用いた平均変位速度推定を試みることも可能である（図 2）。以上のことから、本断層帯と評価対象として選定した。

横ずれ断層においては、流域長と横ずれ変位量の間に(1)式で示す正の相関関係があることが報告されている（松田，1966；1975）。

$$S = k\alpha \quad (1)$$

ここで、S は平均横ずれ変位速度、 α は流路長に対する横ずれ変位量の比（屈曲率）、k は比例定数である。令和 4 年度の調査により筒賀断層では、 α が 0.04～0.2、上流域が侵食小起伏面に達している水系に限定した場合、0.04～0.08 と推定された（産業技術総合研究所，2022）。比例定数の値を地福断層の既往研究（山内・白石，2013）から推定し、平均変位速度を求めると

0.08～0.4 m/千年と求められ、野坂・集福寺断層帯の集福寺断層から得られた比例定数を用いると 0.05～0.3 m/千年と推定された。

屈折率から推定した横ずれ変位速度は近接した値を示すものの、筒賀断層において段丘面の変位量と形成年代から推定された平均変位速度 0.5～0.9 m/千年（山内・山中，2021）と比較すると屈曲率から求めた値が有意に小さい。この理由の一つとして挙げられるのは流域侵食速度の影響が考えられる。個々の流域では流域侵食速度含めそれぞれの流域特有の条件を有することが考えられるが、松田（1975）によって提示された（1）式では、定数 k としてそれらが全ての流域において等しいことが仮定されている。これまでは流域平均侵食速度を定量的に求めることができないため、この仮定の妥当性について検討することが難しかった。しかし、宇宙線生成核種を活用することで流域平均侵食速度を加味した分析が可能である。流域平均侵食速度（ E ）を考慮すると、（1）式は以下のように変形できる（産業技術総合研究所，2010）。

$$S = k'E\alpha \quad (2)$$

流域平均侵食速度を考慮した場合の比例定数 k' を見積もることで、流域平均侵食速度の影響について検討することが可能である。令和 4 年度の調査では筒賀断層の 1 流域において試料採取及び分析を実施したが、検討には複数流域からの採取が必要である。そのため、令和 5 年度は流域平均侵食速度のための試料採取を複数地点において実施した。

また、表面照射年代測定のための試料採取を併せて実施した。安芸太田町上殿地区及び下殿河内地区周辺では、定高性を示す尾根やそれらに挟まれた河川が明瞭な右横ずれを示す。これらの横ずれ量が累積し始めた時期がわかれば、平均変位速度の算出が可能である。表面照射年代測定のための試料として、沖積扇状地面に散在する巨礫から試料採取を行った。

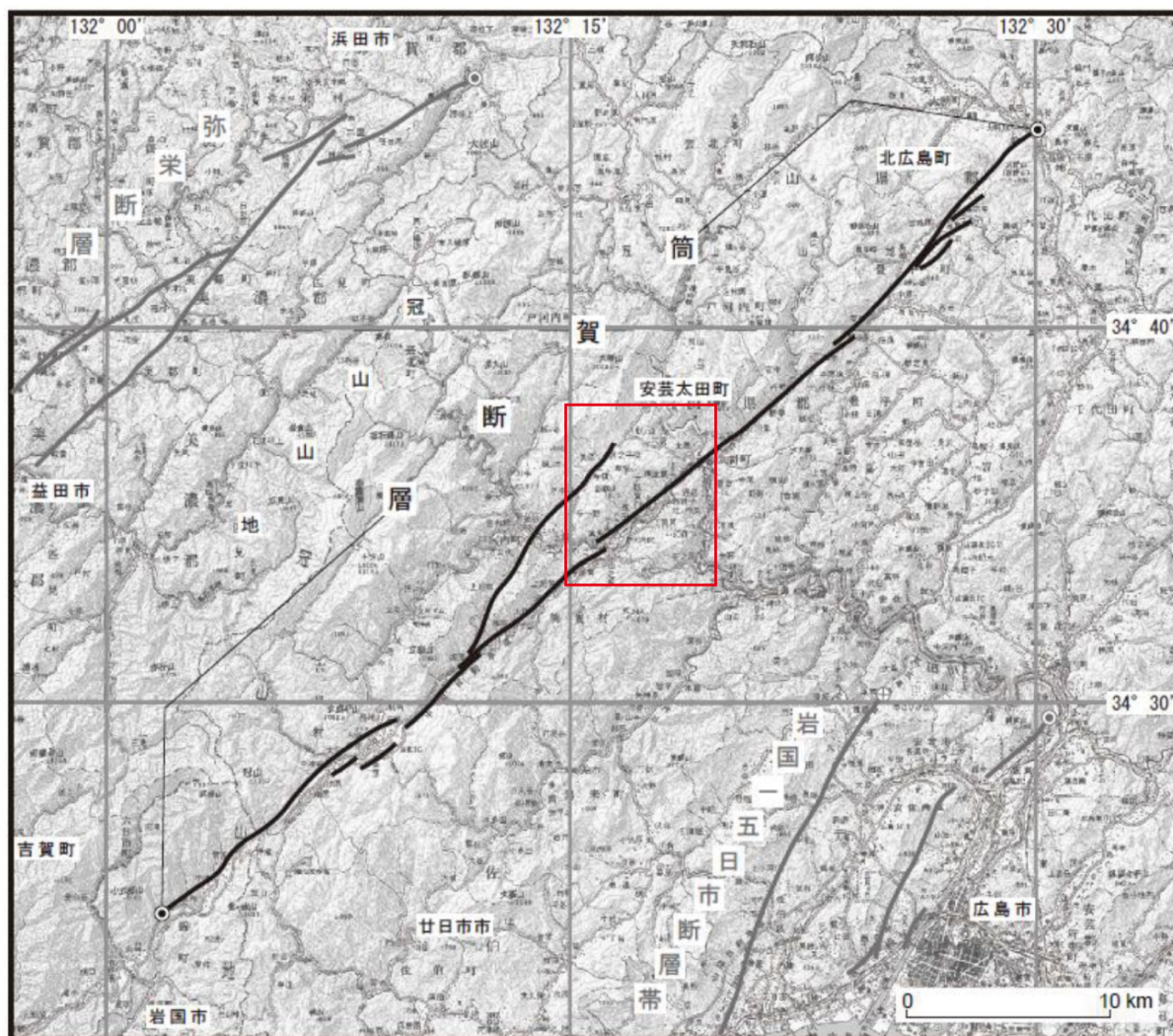


図1. 筒賀断層の位置

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2016）の図1に加筆。図2の範囲を示した（赤枠）。

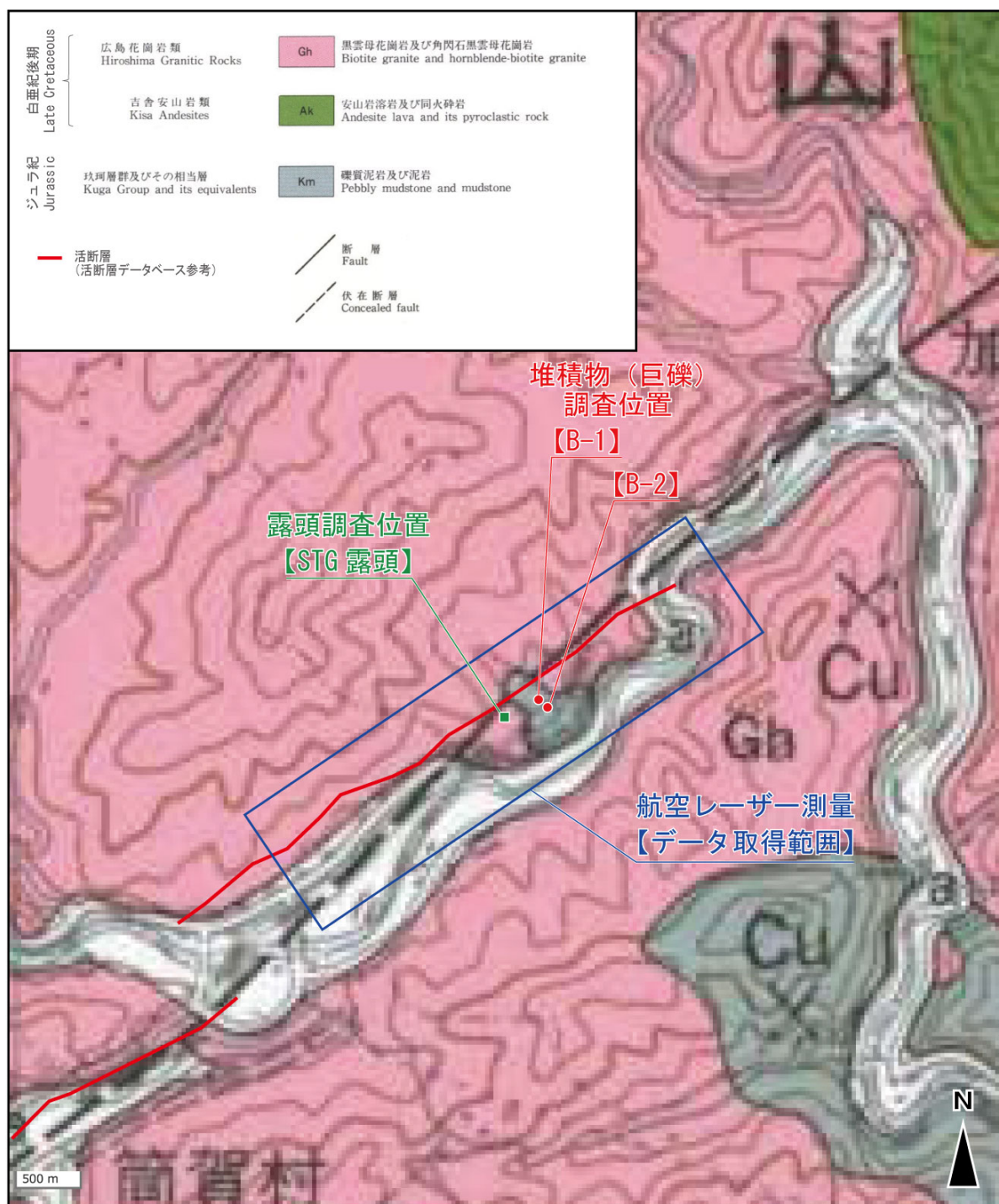


図2 調査地域周辺の地質図

背景は20万分の1地質図幅「広島」を使用（山田・他，1986）。断層線は活断層データベースを使用（産業技術総合研究所，2024）。

3) 調査手法

a) 筒賀断層安芸太田町周辺における横ずれ変位量の計測

筒賀断層沿いに分布する横ずれ変位地形を対象とした変動地形学的調査を実施し、横ずれ変位量の計測を行った。地形判読及び計測には、空中写真に加え航空レーザー測量によって得られた 1 m メッシュの詳細標高モデル (1m DEM) を使用した。1m DEM に対して ArcGIS 及び QGIS を用いて解析を行い、GIS 上で地形判読を行った。

航空レーザー測量は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区に位置する筒賀断層に沿った長さ 4 km、幅 1 km、面積 4 km² の範囲において実施した (図 2 及び図 3)。作業工程を図 4、計測機器を表 1、計測諸元を表 2、計測諸元の解説を図 5 に示した。航空レーザー測量は効率的な計測が可能な固定翼機を用いた。なお、1 m メッシュのデータ作成に対して、航空レーザー測量での地上の点密度は、50 cm 四方に 1 点以上計測する設定とした。

レーザー測距装置の位置をキネマティック GNSS 測量で求めるための地上基準局として電子基準点 (戸河内 A) を使用した。GNSS/IMU 計算による解析の結果、データに問題の無いことを確認した。

点群データの座標値との標高誤差を調整するために使用する調整点を設置の上、計測を行った。4 か所の調整点での高さ精度検証の結果、高さの位置正確度は 50 cm 以内を満たした。また、航点群データの水平位置正確度評価のために、建物やカーポートなどの屋根形状の 4 隅の位置をトータルステーション及び GNSS 機材にて観測した。観測点数は、全 14 箇所であり、水平位置点検の結果、残差が 0.02~0.12 m、水平位置正確度は 0.2 m 以内であった。

得られた航空レーザー計測データを統合解析して点群データの作成を行い、点群データに対して調整点成果を用いて点検・調整し、三次元点群データを作成した。三次元点群データからフィルタリング処理を行い、地表面の高さを示すグラウンドデータを作成した (図 6)。デジタル標高データは、グラウンドデータから内挿補間により 1 m メッシュのグリッドで作成した。内挿補間については、グラウンドデータから発生させた不整形三角網を用いて、グリッドデータを内挿する TIN 法によりデジタル標高データを作成した。作成したデジタル標高データから、各種図を作成し、地形判読に用いた。

b) 流域侵食速度と地形形成年代の推定へ向けた試料採取

i) 河床からの試料採取方法

流域侵食速度推定のため、流出点より上流の地点において河床砂を約 2 kg 採取した。採取にあたっては、周辺に大規模な崩落個所が認められない箇所を選定した。採取は河床において砂が集中的に堆積する箇所を選定し、ねじり鎌、スコップを使用し、チャック付きビニール袋に収納した (図 7)。

採取箇所の位置座標についてはハンディ GPS を用い、おおよその位置を特定した。谷底部にあたり位置精度が悪いことから、周辺地形と地形データと照らし合わせ、できる限り正確な位置を

特定した。位置座標については±10 m 程度の水平誤差が含まれると考えられるが、宇宙線生成核種の生成速度を算出するにあたり支障のない誤差である。

ii) 堆積物（巨礫）の試料採取方法

試料採取に際し、宇宙線生成核種の核種生成速度を定めるために、採取箇所の測量を実施した。露頭位置の測量は、Leica 社の「Viva GS08」及び「GS07」（図 8）を用いた GNSS 測量により実施した。

試料は堆積物（巨礫）から重量 500 g 以上を採取した。試料採取では、エンジンカッター、ハンマー、タガネ、スクレーパーを使用した（図 9）。ブロック状に切り出した試料は、表層 5 cm を確保できるようマジックペンで目印を付け、厚手のチャック付きビニール袋に収納した。

iii) 露頭からの試料採取方法

試料採取に際し、採取位置の位置座標を特定するための測量を実施した。露頭位置の測量は、前述と同様の GNSS 測量により実施した。また、深度ごとの試料採取箇所は、露頭下方の道路よりレーザーテクノロジー社のレーザー距離計「トゥルーパルス 200」を用いた簡易測量を行い設定した。

露頭壁面からは、重量 1 kg 程度の試料を採取した。試料採取においては、ねじり鎌、三角ホー、ちりとりを使用し、ちりとりに集めた試料を厚手のチャック付きビニール袋に収納した（図 10）。試料採取に際し、露頭正面に対して横方向は幅 20 cm 程度水平に削り、深度 10 cm 分の試料を採取した。採取可能な露頭壁面の幅が狭い場合、奥行き方向に水平に採取範囲を拡張した（図 11）。また、岩石密度を計測するためのブロックサンプリングを一定深度ごとに実施した。

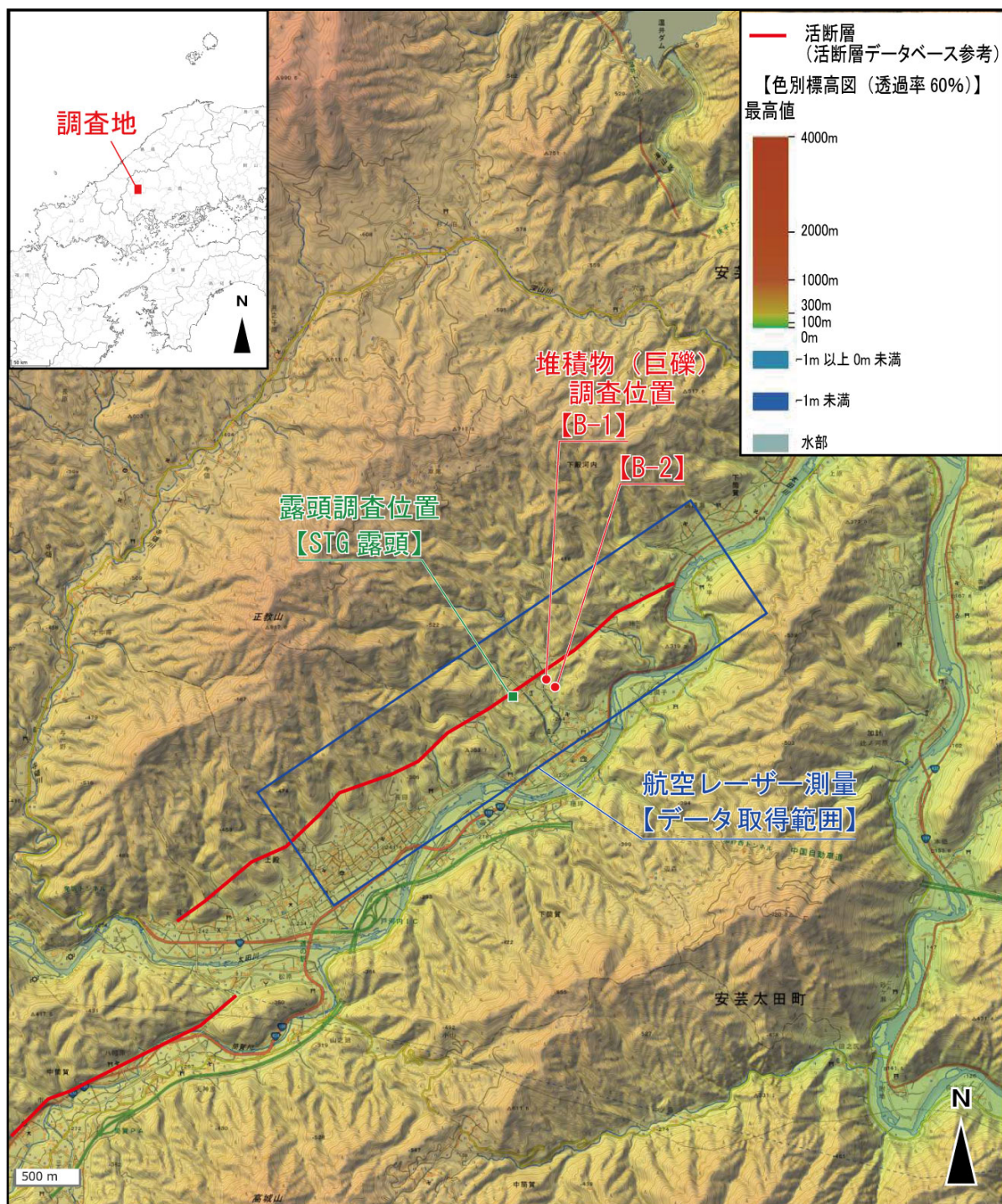


図3 調査地域の地形図

国土地理院の地理院地図に加筆（左上：白地図、全体：標準地図上に色別標高図（透過率 40%）を重ねた）。断層線は活断層データベースを使用（産業技術総合研究所，2024）。

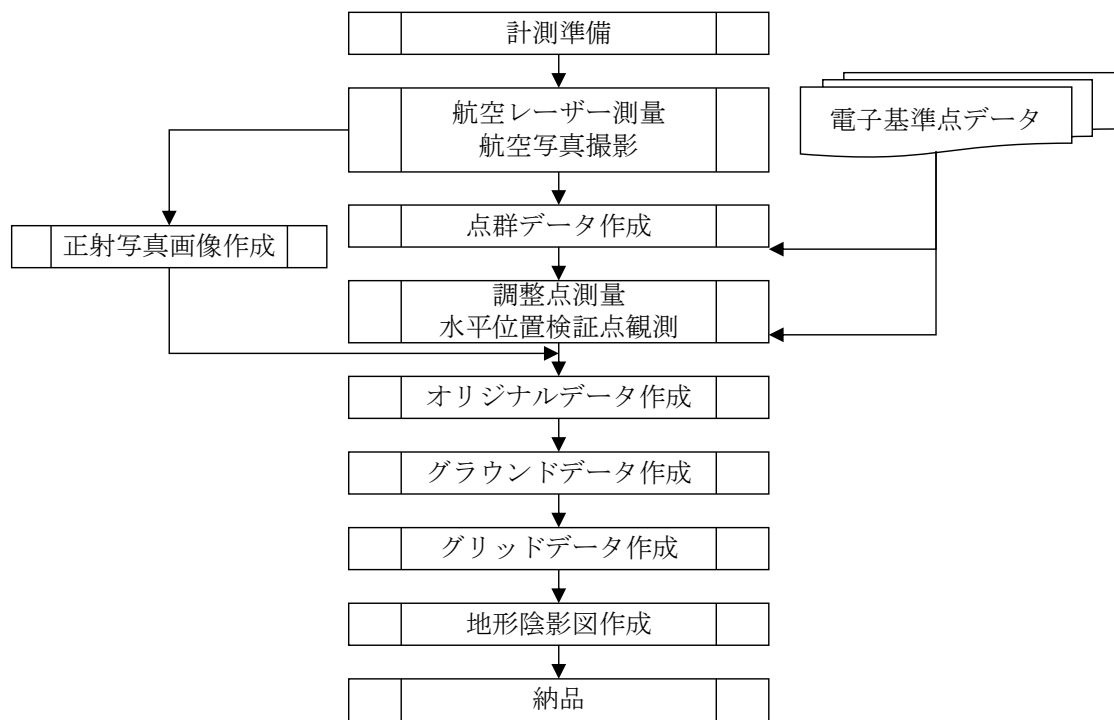


図4 航空レーザー測量の作業工程

表 1 使用機器一覧

項目	機器の種類	名称
航空レーザー測量	固定翼機	セスナ式208B型
	航空レーザー測量システム	Terrain Mapper 2 (レーザー機材) MFC150 (デジタルカメラ)
調整用基準点測量 検証点測量	GNSS測量機	ライカ GS07 ライカ Viva GNSS モデル GS08
	トータルステーション	ライカ TCR703auto
計測データの解析	CAD	Bentley Microstation Connect Edition

表 2 航空レーザー測量の計測諸元

項目	設定値	項目	設定値
①飛行速度	241km/h	⑦照射点間隔 進行方向	0.23m
②対地高度	1500m	⑧照射点間隔 直行方向	0.19m
③スキャン周波数	150Hz	⑨コース間隔	546m
④レーザ照射数	1500kHz	⑩コース重複率	50%
⑤スキャン照射角度	±20度	⑪ビーム径	0.35m rad
⑥スキャン幅	1092m	⑫コース数	4コース

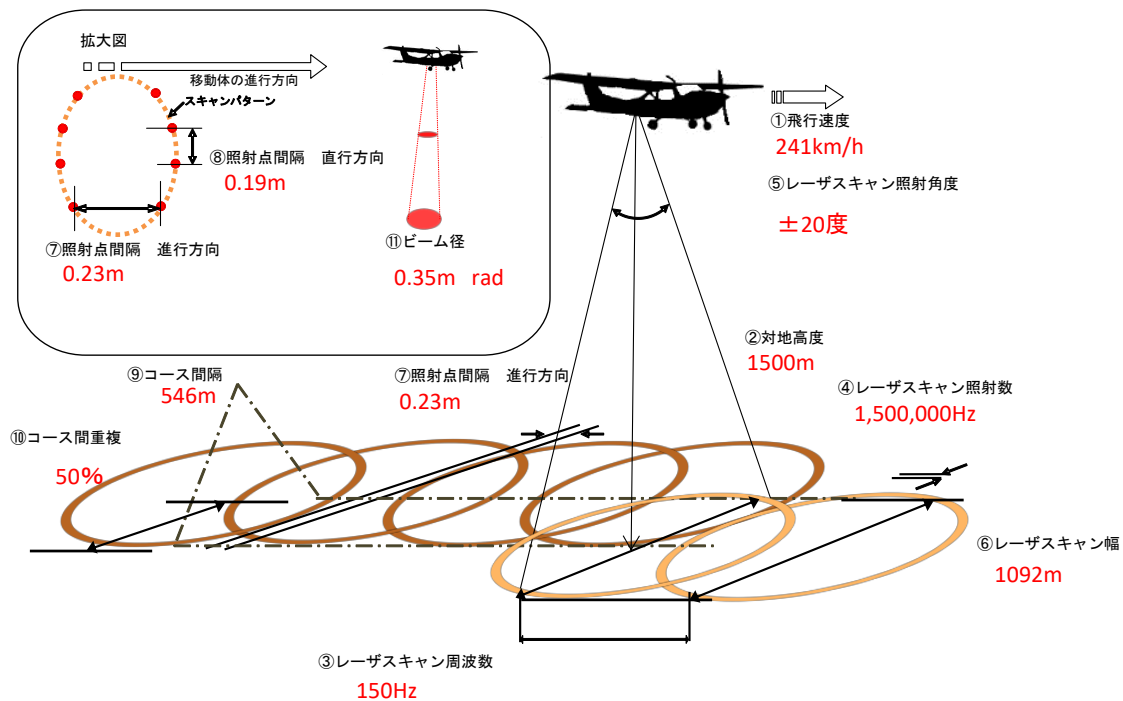


図 5 航空レーザー測量の計測諸元の解説

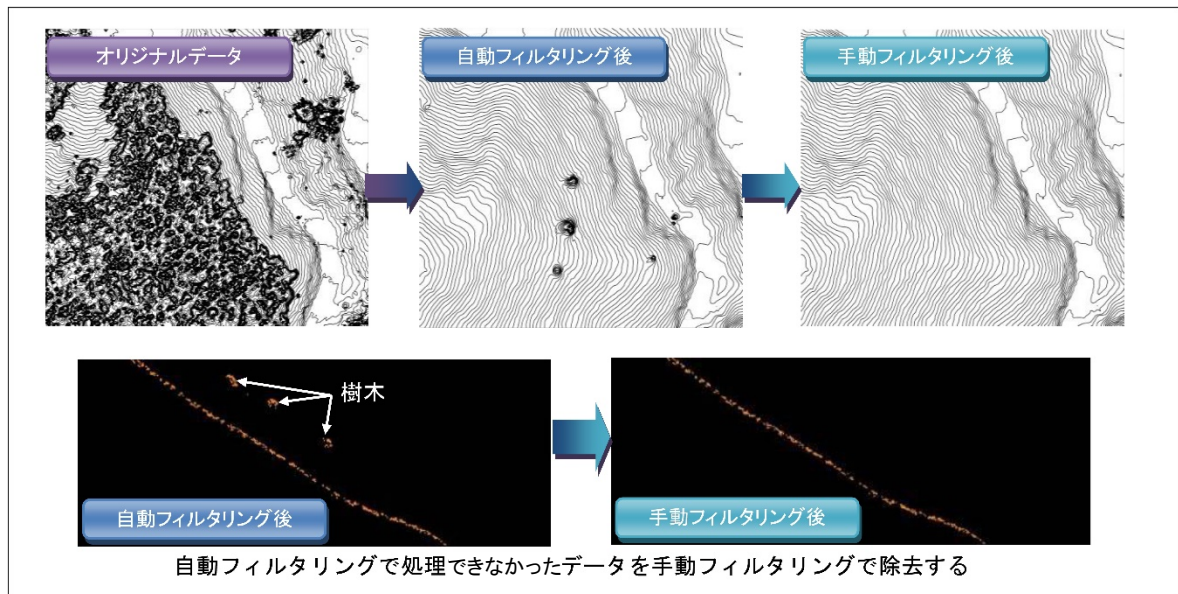


図6 自動・手動フィルタリング処理のイメージ



図7 河床砂の試料採取の様子



【GNSS 測量機】

Leica

左：「Viva - GS07」

上：「GS07」

(出典)

<https://leica-geosystems.com/ja-jp>



【レーザー距離計】

レーザーテクノロジー

「トウルーパールス 200」

図 8 測量機器



図 9 堆積物（巨礫）の試料採取状況



図 10 露頭からの試料採取状況

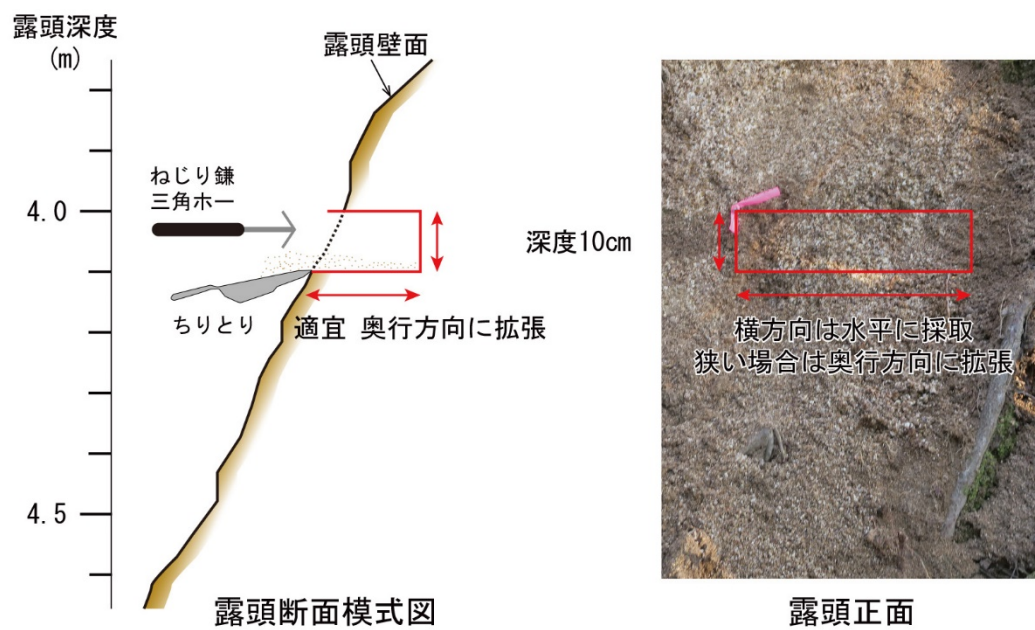


図 11 露頭からの試料採取方法

4) 調査結果

a) 横ずれ変位量の把握

航空レーザー測量の結果得られた地形図を図 12 に、測量範囲の空中写真を図 13 に示した。植生に覆われた丘陵地において筒賀断層による変位地形が明瞭に確認できる（図 12）。判読結果を図 14 に示した。変位地形の記載に際し、航空レーザー測量範囲の筒賀断層を横切る、あるいは断層とほぼ直交する流向を持つ河川を西から河川 R1～R15 とした（図 14）。また、断層を横切り横ずれ変位の認められる尾根を尾根 RD1～RD6 とした。航空レーザー測量範囲の地形を西から概観すると、上殿中央地区から長田地区付近では、断層は山地内のトレースと沖積扇状地側のトレースの二条から成る。長田地区から丘陵部に入ると系統的な右屈曲を形成しつつ、複数の尾根や谷を横切る。下殿河内江河内地区では三角形をした盆地状の平坦面が形成され、北西縁を断層が通り、再び丘陵部へ入る。江河内地区から東側の丘陵部では埴（たお）地区のある R12 を除きほぼ谷沿いに断層が延びる。

中央地区付近では沖積扇状地を通るトレースに沿って撓曲変形が認められる。山地側のトレースでは河川 R2 が右屈曲しており、約 86 m の右横ずれが計測されたが、変位基準が不明瞭であり、信頼性に乏しい。断層は河川 R3 の形成した扇状地を横切ると、尾根 RD1 に逆向き低断層崖を形成し、約 6.5 m の右横ずれを与えている（図 15）。その東では河川 R4 に約 9.3 m の右横ずれが認められる。右横ずれ量は尾根 RD1 と同じく 10 m 以下であり、同時期に形成された可能性がある。尾根 RD2 には約 30 m の右横ずれが認められる。その東では段丘化した地形面が河川 R5 の右岸側にのみ広がっている。右横ずれの動きに伴い、右岸側は侵食されず、河川 R5 の左岸側が攻撃斜面となり侵食が進んだと考えられる。尾根 RD3 は 2 段階の屈曲が認められ、断層から遠い尾根を基準とすると右ずれ量は約 55 m、断層近傍の尾根を基準とすると約 16 m と計測された。河川 R6 には約 5.5 m の右横ずれが認められ、断層に沿って河川の両岸に崩落地形や尾根の右横ずれ、逆向き低断層崖が認められる。尾根 RD4 は尾根 RD3 同様 2 段階の屈曲が認められ、断層から遠い尾根を基準とすると右ずれ量は約 60 m、断層近傍の尾根を基準とすると約 11 m と計測された。河川 R7 は河川 R5 同様右岸側に段丘面が保存されており、右岸側の遷急線を基準とすると約 71 m と計測された。ただし、変位基準が認定しづらいため、大きい誤差を含むと考えられ、信頼性は低い。河川 R9 を東西に挟む尾根 RD5 及び尾根 RD6 は断層北側の稜線から約 52～62 m 横ずれしている可能性がある。しかし、尾根 RD6 は人工改変が進んでいることから、指標の認定が難しく、右横ずれ量は 50～60 m 程度と見積もられる（図 14）。江河内地区の位置する沖積面では、河川 R10 の右岸側を基準とすると約 125 m、河川 R11 の左岸側を基準とすると 130 m 程度と計測された。しかし、これらは指標の認定が難しく、大きい誤差を含む。江河内から東の丘陵では断層は川沿いに延び断層の南東側の丘陵がシャッターリッジを形成している。埴地区のみ河川 R12 が筒賀断層を横切るが、河川争奪によって左横ずれを示すように見かけ上左屈曲する。山内・山中（2021）では、河川 R12 の断層より下流側と河川 R13 を対比している。その場合のずれ量は 100 m 程度と推定される。

横ずれ量として最小約 5.5 m (R6)、最大約 130 m (R11) が計測された。最小値は沖積扇状地形成後、最大値は丘陵地が形成された後のずれ量と推定される。

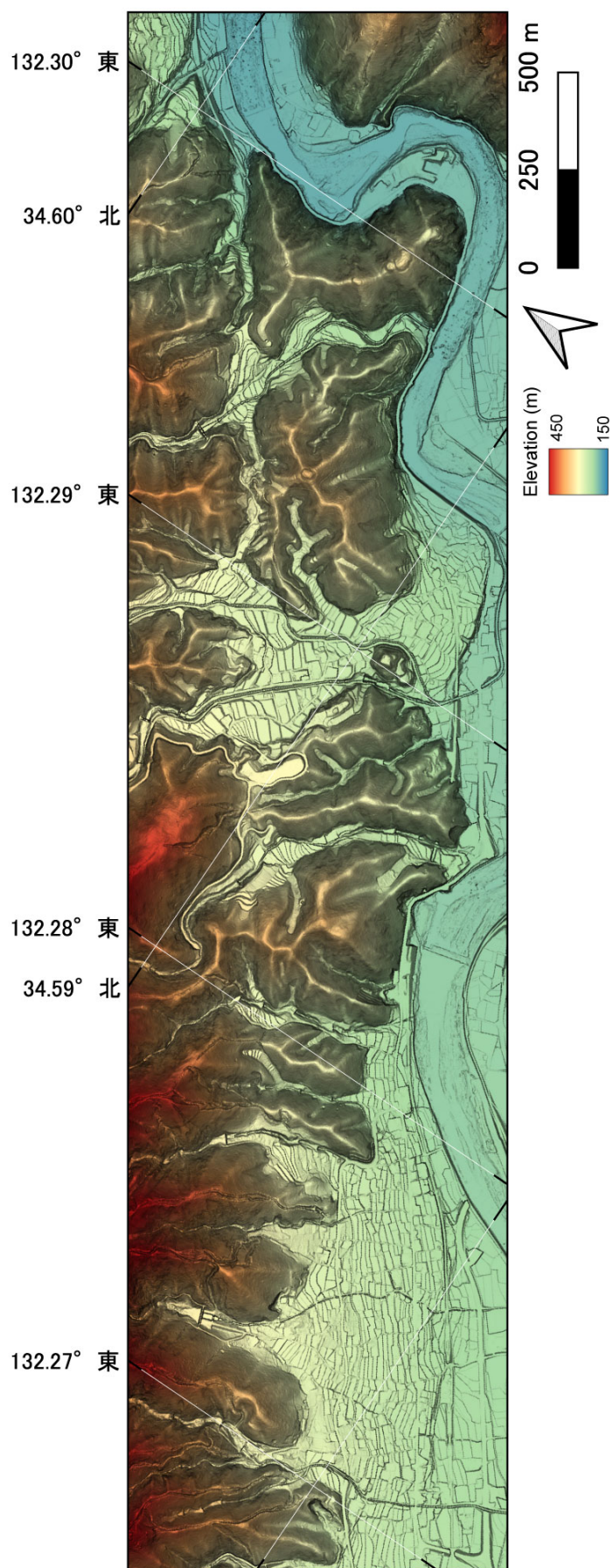


図 12 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺の詳細地形図

段彩図に陰影図を重ねた。

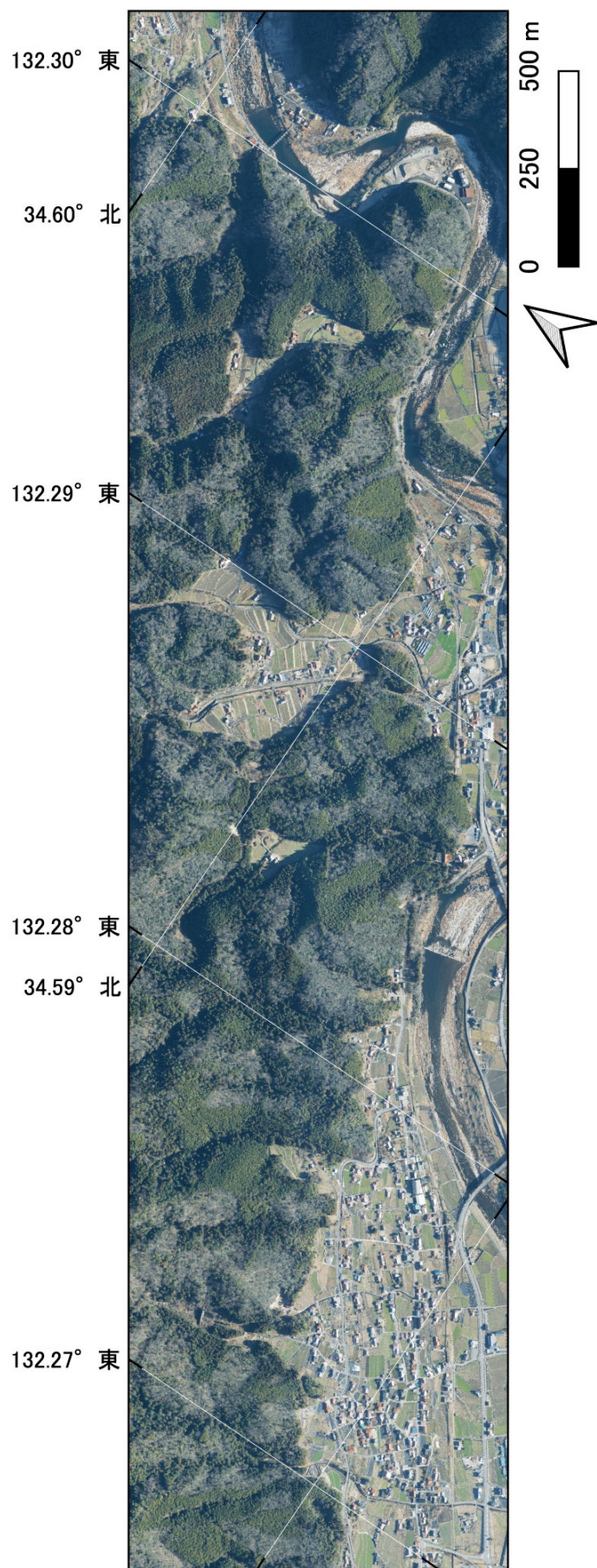


図 13 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺のオルソ空中写真

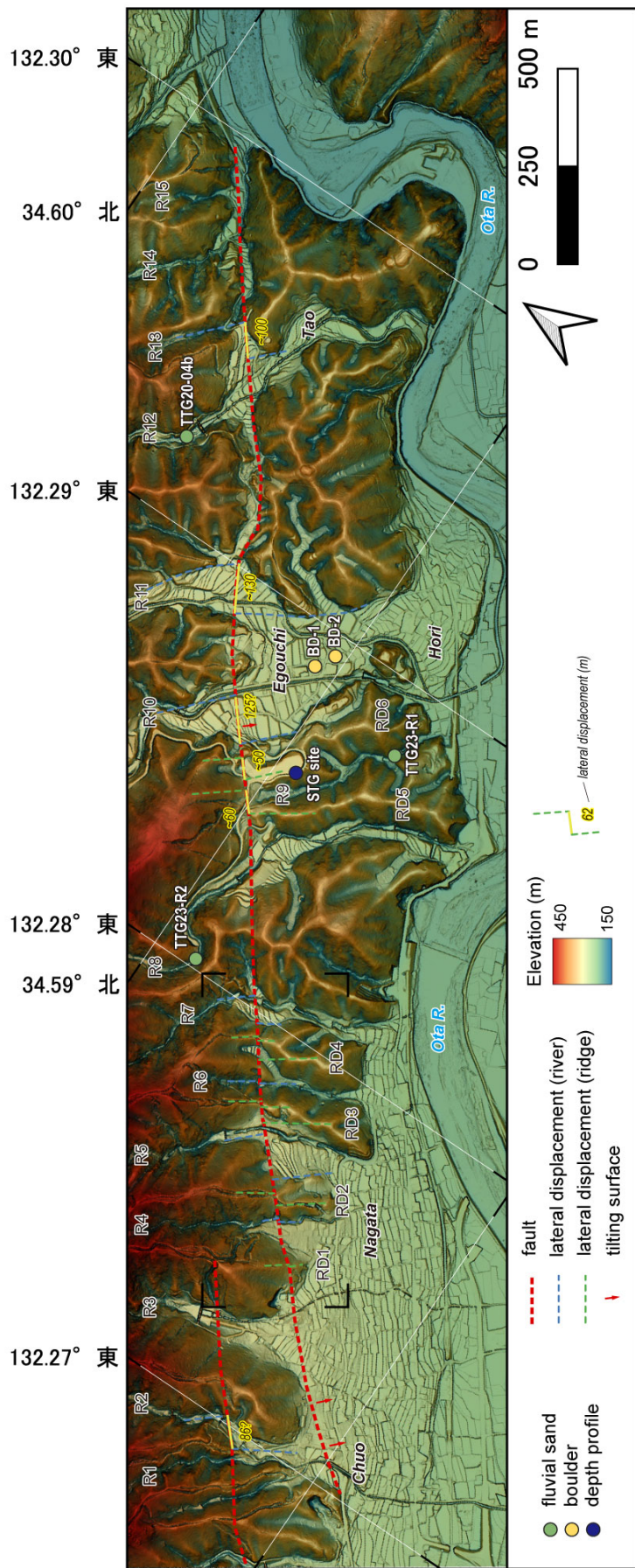


図 14 安芸太田町上殿及び下殿河内周辺の詳細地形図
陰陽図に段彩図を重ねた。角枠は図 15 の範囲を示す。

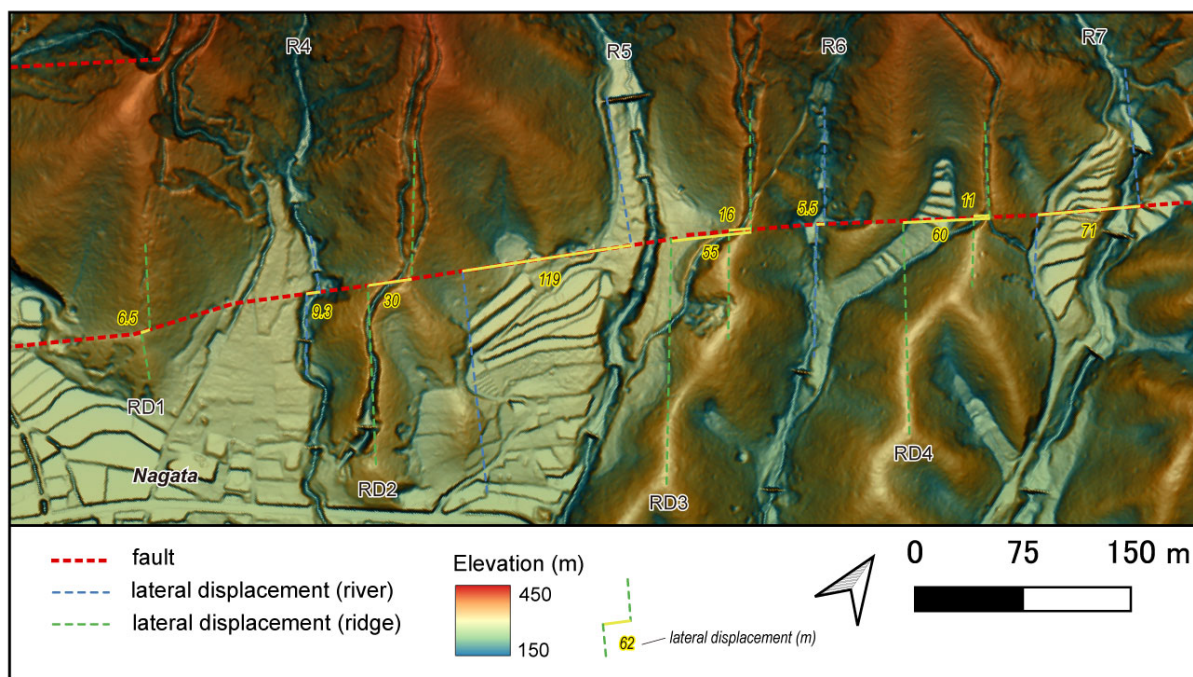


図 15 上殿地区周辺の詳細地形図

b) 試料採取

i) 河床からの試料採取

航空レーザー計測範囲の中で比較的広い流域を持つ河川として、R8、R12 を選択し、流域平均侵食速度推定のための試料を採取した（図 14 及び表 3）。また、R9 を東西に挟む RD5 及び RD6 は定高性のある稜線であり、流域堆積が計測しやすい。また、RD5 や RD6 の示した横ずれ量（約 50～60 m）は RD3 や RD4 の示す横ずれ量と同程度の値であることから、ほぼ同時期に横ずれ量の累積が始まった可能性がある。そのため、R9 についても河床砂を採取した（図 14 及び表 3）。採取した一部の試料については乾燥・分級を実施し、前処理を進めた。

ii) 堆積物（巨礫）からの試料採取

沖積扇状地を下刻する河川 R4 に 9.3 m の右横ずれ量が計測されたことから、扇状地の形成年代が得られれば、平均変位速度が推定できる。表面照射年代測定による測定を行うには、できる限り地形面の改変が少ないことが望ましい。しかし、本地域は圃場整備が進んでおり、原地形ならびに元の地表面を構成する堆積物が失われている。そこで、周辺を踏査した結果、下殿河内地区江河内において花崗岩の巨礫が複数認められた。現在は巨礫の頂部付近のみが地表面から露出しているが、地元住民への聞き込みから、これらの巨礫はもともと高さ 3 m 程度の高さがあったものの、昭和 63 年 7 月 20 日～21 日の豪雨災害（死者 11 名）の土石流により埋もれたとのことである。これらの巨礫は人力での移動が難しく、圃場整備で動かされた可能性は低く、形成時から存在していた可能性があるため、試料を採取した。ただし、昭和 63 年の豪雨災害のように土石流堆積物が供給されやすい場所であるため、それ以前の土石流によって供給された可能性は考慮しなければならない。

選定した巨礫について岩石カッターにより試料を採取した。採取位置を表 4 に、採取試料の諸元を表 5 に示した。

iii) 露頭調査及び深度ごとの試料採取

河川 R9 を対象として、河床砂を採取したが、流域の侵食速度をどの程度反映しているかを検討する必要がある。そのため、尾根上の STG 露頭にて原位置侵食速度推定のための深度別試料を採取した。調査地点は広島県山県郡安芸太田町下殿河内地区の道路沿いに位置する概ね南向きの露頭である（図 16）。露頭は高さが約 5 m あるため、露頭上端より高さ約 4 m × 幅約 0.5 m の範囲について観察及び深度ごとの試料採取を行った（図 17）。露頭位置の GNSS による測量結果を表 6 に、採取試料の諸元を表 7 に示した。

STG 露頭は、広島花崗岩類の分布域に位置する（図 2）。本露頭における表土はわずか 10 cm であり、その下位はすべて風化花崗岩で構成されている。図 18 に露頭の観察結果を記載し、壁面の模式柱状図を示した。年代測定用試料は深度別に 8 試料採取し、加えて、岩石密度を計測するための試料を 3 か所から採取した。

表 3 河床砂の位置情報

	X	Y	標高	緯度	経度
TTG20-04b	-155752. 53	11512. 45	285. 35	34度35分45. 3664	132度17分31. 8354
TTG23-R1	-156650. 469	11134. 976	231. 68	34度35分16. 2435	132度17分16. 978
TTG23-R2	-156522. 448	10419. 629	326. 7	34度35分20. 4271	132度17分48. 9104

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 4 巨礫の位置情報

巨礫	X	Y	標高	緯度	経度
TTG23-BD-1	-156348.07	11205.094	261.056	34度35分26.0568	132度17分19.7441
TTG23-BD-2	-156383.722	12260.603	256.204	34度35分24.8975	132度17分21.9208

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 5 採取試料一覧

地点名	採取深度 (cm)	試料番号	試料名	大きさ (m)			重量 (g)	備考
				L	W	H		
しもとのごうち 下殿河内	0.00 ~ 6.00	TTG23-BD-1	花崗岩	8.0	8.5	6.0	2,200	巨礫1：上流側
しもとのごうち 下殿河内	0.00 ~ 6.00	TTG23-BD-2	花崗岩	6.0	10.0	7.0	1,000	巨礫2：下流側



図 16 STG 露頭概観
中央の標尺は 2 m。

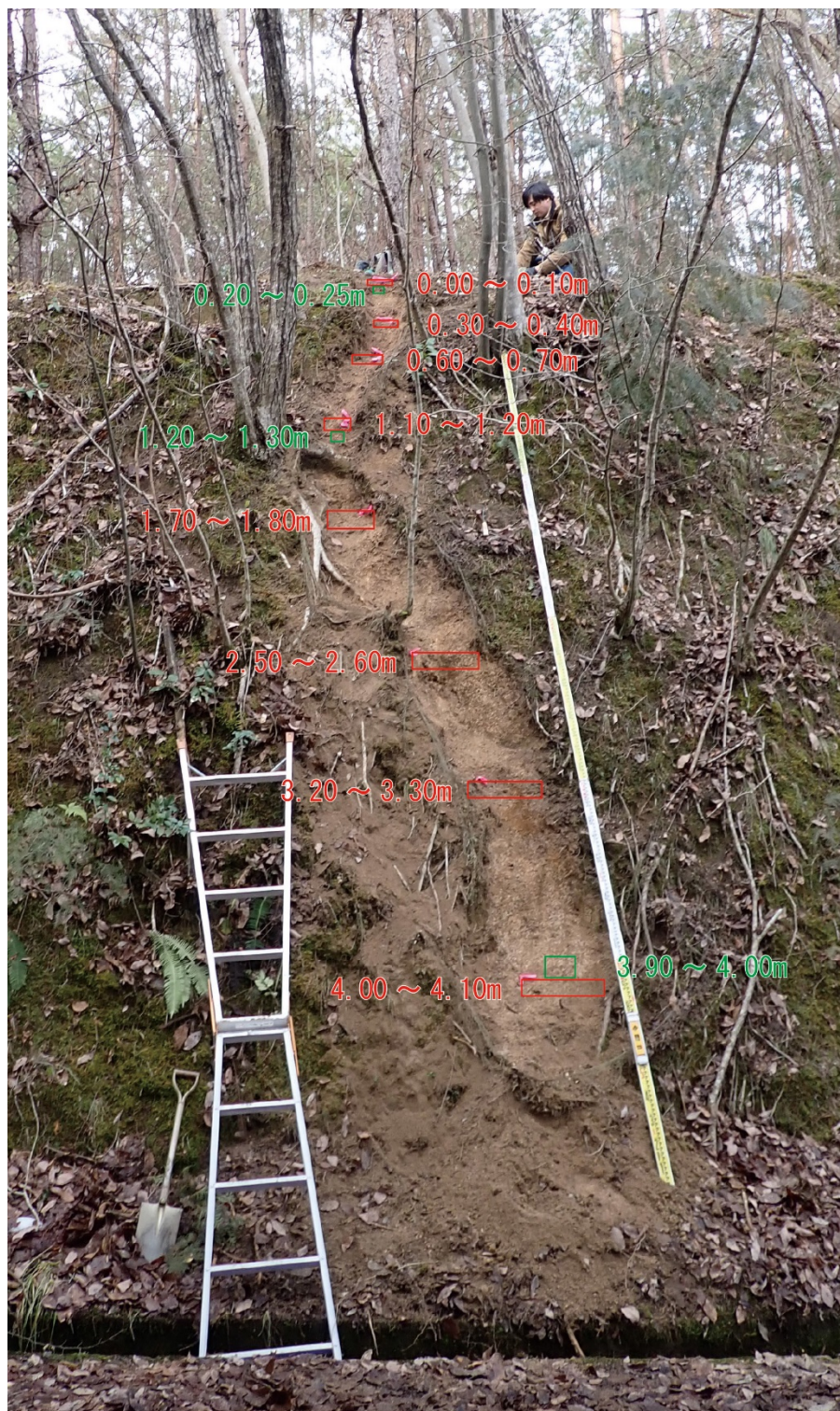


図 17 STG 露頭試料採取箇所

写真は採取前の画像。

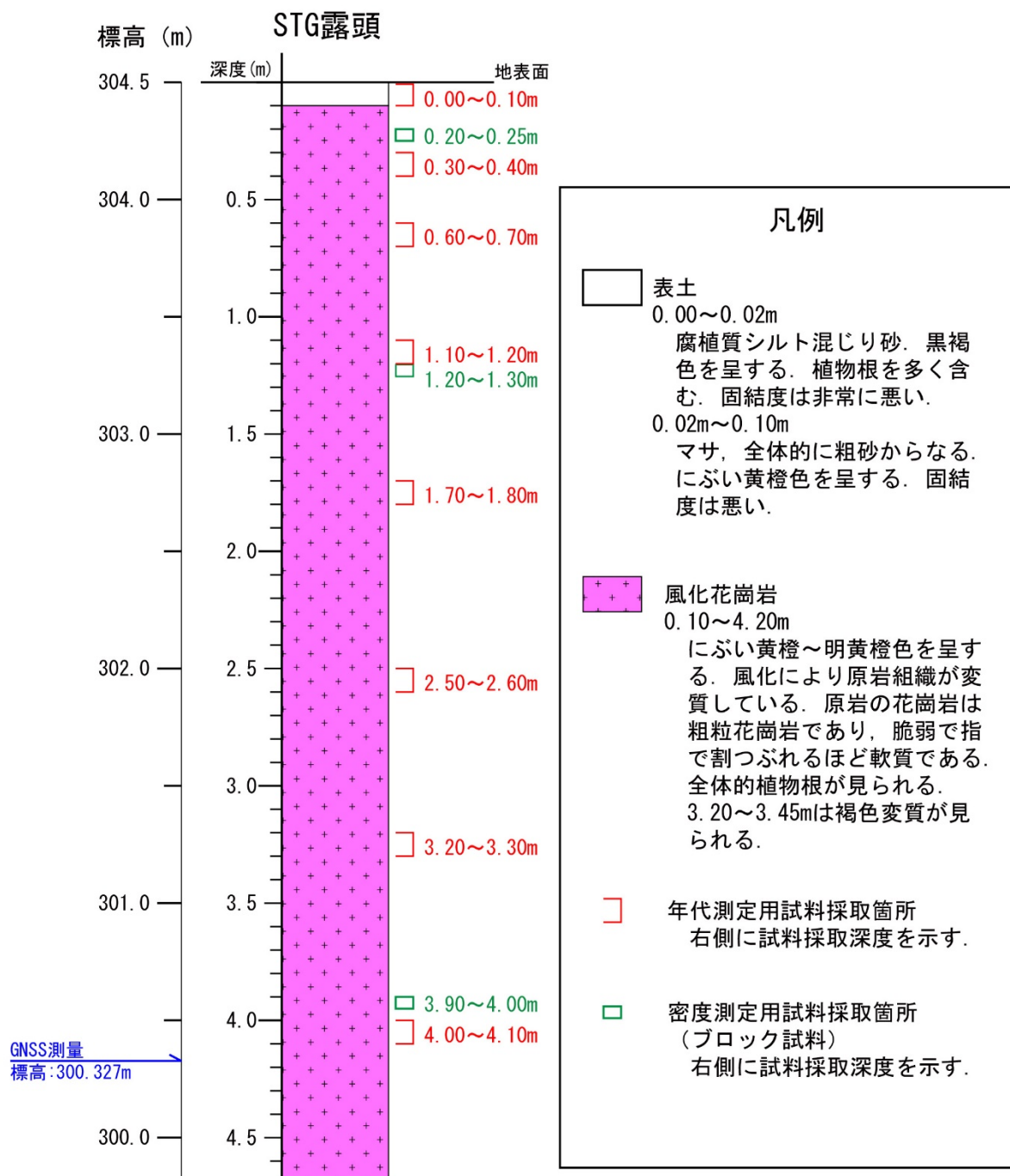


図 18 STG 露頭柱状図と記載

表 6 STG 露頭の位置情報

露頭	X	Y	標高	緯度	経度
STG	-156473.641	10978.248	300.327	34度35分21.9902	132度17分10.8357

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 7 採取試料一覧

地点名	採取深度	試料番号	試料名	幅 (cm)	重量 (kg)	備考
しもとのごうち 下殿河内	0.00 ~ 0.10	STG-00	表土(マサ)	30.0	2.00	—
	0.20 ~ 0.25	STG-D20	風化花崗岩	L:9.5×W:14.2×H:5.0	—	密度測定用試料 (STG-00の下方上面)
	0.30 ~ 0.40	STG-30	風化花崗岩	30.0	1.20	—
	0.60 ~ 0.70	STG-60	風化花崗岩	20.0	1.60	—
	1.10 ~ 1.20	STG-110	風化花崗岩	25.0	1.20	—
	1.20 ~ 1.30	STG-D120	風化花崗岩	L:5.0×W:14.2×H:9.5	—	密度測定用試料 (STG-110の下方壁面)
	1.70 ~ 1.80	STG-170	風化花崗岩	20.0	1.05	—
	2.50 ~ 2.60	STG-250	風化花崗岩	28.0	1.10	—
	3.20 ~ 3.30	STG-320	風化花崗岩	23.0	1.00	—
	3.90 ~ 4.00	STG-D390	風化花崗岩	L:5.0×W:14.2×H:9.5	—	密度測定用試料 (STG-400の下方壁面)
	4.00 ~ 4.10	STG-400	風化花崗岩	25.0	1.30	—

5) 結論並びに今後の課題

広島県安芸太田町上殿及び下殿河内付近において航空レーザー測量を実施し、1 m メッシュの詳細地形データを取得した。取得した地形データから変動地形判読を行い、筒賀断層による横ずれ量を計測した。その結果、最小値で約 5.5 m、最大値で 130 m 程度の横ずれ量が認められた。最小値は沖積面が形成されて以降のずれ量を示し、最大値は丘陵形成後の累積した横ずれ量を示す可能性がある。詳細地形データ及び横ずれ量の計測結果を踏まえ、流域平均侵食速度推定のための試料を 3 地点から 3 試料、原位置侵食速度推定のための試料を 1 地点から 8 試料、地形面の形成時期を推定するための試料を 2 地点から 2 試料採取した。採取した一部の試料について前処理を進めた。

令和 6 年度は採取した試料のうち必要な試料の処理を進め、加速器での測定、流域平均侵食速度や年代の分析を行う。得られた結果から筒賀断層の平均変位速度について検討する予定である。

(d) 令和6年度の業務の成果

1) 調査の概要

令和5年度に採取した試料について調整を行い、宇宙線生成核種蓄積量について計測・分析を行った結果、長田地区から採取された巨礫の表面照射年代が、 10.6 ± 1.1 kaと求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、平均変位速度は約0.5～1.0 m/千年と求められ、内・山中（2021）において報告された値とよく一致していた。航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。一方、流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05～0.55 m/千年と既往研究結果より小さい値を示すことがわかった。

1) はじめに

筒賀断層は広島県山県郡北広島町から安芸太田町、廿日市（はつかいち）市にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約58 kmの右横ずれを主体とする活断層である（図1）。令和5年度の調査において、断層中央部の安芸太田町上殿（かみとの）地区及び下殿河内（しもとのごうち）地区において、侵食小起伏面を下刻する河川や尾根、沖積扇状地を下刻する河川に最小値で約5.5 m、最大値で130 m程度の右横ずれが認められた。沖積扇状地面の年代を見積もるため、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定のための試料採取を2地点で実施した。また、屈曲量と流域侵食速度の関係を推定するため、3流域を選定し、河床砂を採取するとともに、山地斜面における侵食速度との比較を行うため、山地内に見出した露頭1地点から深度別試料を採取した。本年度は上記に加え、追加試料を上殿地区長田に位置する沖積扇状地において採取した。得られた試料から、表面照射年代及び流域侵食速度を求め、横ずれ変位速度を推定した。既往研究の悔過と比較・検証を行い、結果や手法の妥当性・信頼性について検討した。

2) 調査手法

a) 流域侵食速度と地形形成年代の推定へ向けた試料採取

i) 河床からの試料採取方法

流域侵食速度推定のため、流出点より上流の地点において河床砂を約2 kg採取した。採取にあたっては、周辺に大規模な崩落個所が認められない箇所を選定した。採取は河床において砂が集中的に堆積する箇所を選定し、ねじり鎌、スコップを使用し、チャック付きビニール袋に収納した（図7）。

ii) 堆積物（巨礫）の試料採取方法

試料は堆積物（巨礫）を選定し、一か所につき重量500 g以上を採取した。試料採取では、電動式岩石カッター、ハンマー、タガネ、スクレーパーを使用した（図19）。ブロック状に切り出した試料は、厚手のチャック付きビニール袋に収納した。

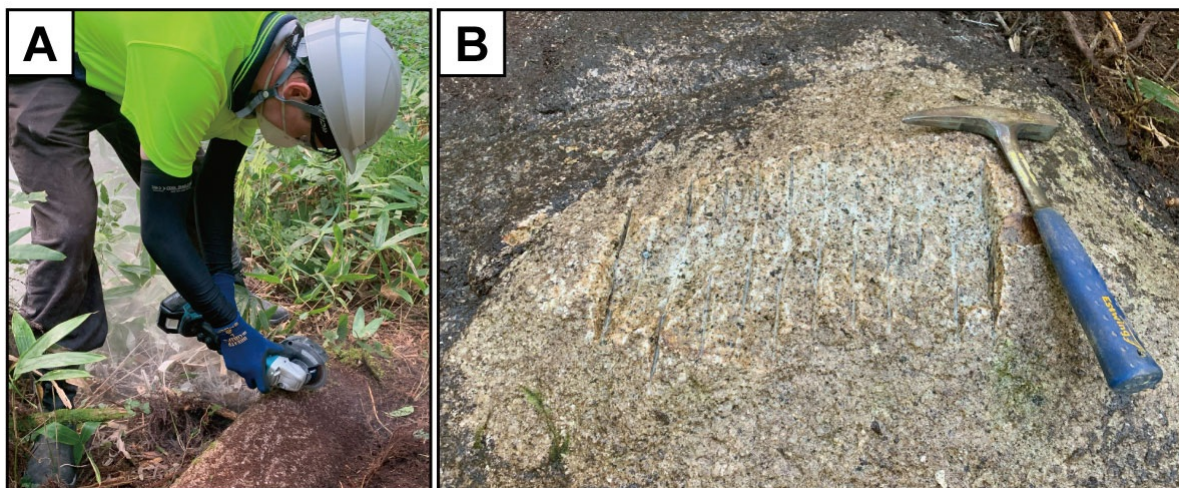


図 19 巨礫からの試料の採取

(A) 岩石カッターによる採取の様子。(B) 短冊状に切り出し、礫の頂部から採取。

b) 宇宙線生成核種蓄積量の計測

i) 試料の前処理と加速器による測定

試料調製は東京大学大気海洋研究所の横山研究室に依頼した。試料の粉碎・分級を行った後、Kohl and Nishiizumi (1992) 及び Yokoyama et al. (2019) に従った化学処理を行った。化学処理では、酸処理によって石英を単離し、Be キャリアを加えたのち、石英を溶解させた。溶液からイオン交換によって Be を抽出した。ホウ素除去の処理を行った後、BeO 化させ、加速器での測定のため、カソードに封入した。以下に詳細を記載する。

① 試料の粉碎

採取した岩石は、ジョークラッシャーを用いて粉碎し、篩で 250 μm から 500 μm の粒径別に分けた。

② HCl 処理

サンプルを塩酸に入れ、恒温槽の水温設定を 80 $^{\circ}\text{C}$ にして超音波洗浄を 12 時間行った。洗浄が終了したら溶液を捨て、蒸留水ですすいで乾燥させた。

③ ケイフッ化水素酸処理

サンプルをケイフッ化水素酸と硝酸の混酸中で攪拌し、石英以外のケイ酸塩鉱物を分解した。

④ HF 処理

サンプルをフッ酸と硝酸の混酸に入れ、超音波洗浄機の恒温槽の水温設定を 85 $^{\circ}\text{C}$ とし、超音波洗浄を 15 時間行った。その後、溶液を捨て蒸留水ですすぎ、乾燥させた。以上の操作を 2～3 回行った。これらの処理によって、石英粒子表面をエッチングし、表面に付着した大気起源の ^{10}Be をサンプルから取り除いた。また、石英以外の鉱物を分解し、石英のみを抽出した。

⑤ キャリア添加

電子天秤を用いて、サンプル、テフロンビーカーの重量を計り、濃度 1,021.2 ppm の ^9Be キャリアを 0.25 mg 加えた。また、サンプルとは別に空のテフロンビーカーに同量の Be キャリアを加えてバックグラウンドサンプルを作成した。

⑥ 石英の溶解

テフロンビーカーに硝酸とフッ酸を加え、ホットプレートの上に置き、さらにビーカーの上にテフロン製時計皿を乗せ、180 $^{\circ}\text{C}$ で加熱した。石英が分解した後、時計皿を外して溶液を乾固させた。乾固後、硝酸、過塩素酸、フッ酸を用いて試料の洗浄を行った。

⑦ 陰イオン交換分離

プラスチックカラムに陰イオン交換樹脂を詰め、濃度の異なる塩酸を流し込み、樹脂のコンディショニングを行った。続いてサンプルを溶かした溶液を一滴ずつスポイトで滴下し、全てのサンプルを滴下した後、9M 塩酸と過酸化水素を流し込み、回収した溶液を乾固させた。

⑧ 陽イオン交換分離

陽イオン交換樹脂をプラスチックカラムに詰め、塩酸、超純水の順に流し込み樹脂のチューニングを行った。サンプルを溶かした溶液を一滴ずつスポイトで滴下した後、0.5M 塩酸と過酸化水素を流し込んだ。カラムに 1M 塩酸を 10ml ずつ 8 回に分けて流し、4～6 回目のカラムを回収して Be を抽出した。

⑨ キレート樹脂による Be の精製

陽イオン交換分離液を蒸発乾固した後、硝酸で溶かした。酢酸ナトリウム溶液で中和し、pH が 1～3 になるように調製した。溶液をキレート樹脂カラムに通液し、Be を吸着させた。0.1M 硝酸で樹脂を洗浄後、6M 硝酸で Be を溶離し回収した。

⑩ 沈殿洗浄

キレート樹脂を用いて回収した Be サンプルを塩酸で溶かし、スポイトで遠沈管へ移した。超純水とアンモニア水を滴下し、ホットプレート上で湯煎した。沈殿生成後、遠心分離機にかけ、沈殿を試験管の底に固定させた。上澄み液を捨て、塩酸を滴下し、サンプルを溶かした。以上の操作を 3 回繰り返し、ホウ素の除去を行った。

⑪ BeO 化

塩酸で溶解させた Be サンプルを、石英ビーカーに移した。その後ホットプレートを用いて、サンプルを乾固し、電子レンジるつぽ内で加熱し BeO 化させた。

⑫ プレス

プレス治具に銅製カソードをセットした。石英ビーカーに BeO 化させた Be サンプルと Nb を加え、よく掻き混ぜた。掻き混ぜた後、サンプルを銅カソードに入れ、プレスした。

ii) 加速器による測定

加速器による同位体比の測定は東京大学総合研究博物館タンデム加速器分析室 (MALT) に依頼し $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ を測定した。標準試料として、KNB5-3 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 6.320 \times 10^{-12}$) を用いた (Nishiizumi et al., 2007)。

c) 宇宙線生成核種を用いた侵食速度の推定

i) 山地斜面の侵食速度の推定

石英が宇宙線に暴露すると、石英中のケイ素や酸素原子と宇宙線との相互作用によって ^{10}Be や ^{26}Al などの宇宙線生成核種が生成される。これらの蓄積量を調べることで照射を受けていた期間やその期間の侵食速度についての情報が得られる（たとえば Gosse and Phillips, 2001）。宇宙線は地中で指数関数的に減衰するため、地中の核種蓄積量の深度分布もまた、地表から地下に向かって指数関数的に減少する。露出年代を t 、地表面の侵食速度を ε とすると、各深度 (x cm) の核種蓄積量の時間変化は (1) 式によって記述される (Gosse and Phillips, 2001; 松四・他, 2007)。

$$\begin{aligned} N = N_0 e^{-\lambda t} &+ \frac{P_{spal}}{\lambda + \mu_{spal} \varepsilon} e^{-\mu_{spal} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{spal} \varepsilon) t}) \\ &+ \frac{P_{slow}}{\lambda + \mu_{slow} \varepsilon} e^{-\mu_{slow} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{slow} \varepsilon) t}) \\ &+ \frac{P_{fast}}{\lambda + \mu_{fast} \varepsilon} e^{-\mu_{fast} x} (1 - e^{-(\lambda + \mu_{fast} \varepsilon) t}) \end{aligned} \quad (1)$$

このとき、 N は核種蓄積量、 N_0 は岩石中に元々含まれていた核種蓄積量（継承核種）、 λ は ^{10}Be の減衰係数、 μ は岩石の密度 (ρ) と平均減衰長 (Λ) の比 (ρ / Λ)、 P は地表面における核種の生成速度を意味する。 P_{spal} 、 P_{slow} 、 P_{fast} は中性子、slow muon、fast muon の寄与による地表面における核種生成速度、 μ_{spal} 、 μ_{slow} 、 μ_{fast} は岩石の密度とそれぞれの平均減衰長の比を示す。計算に使用した具体的な数値は表 3 にまとめた (Lal, 1991; Braucher et al., 2003; Balco et al., 2008; Borchers et al., 2016)。生成速度の計算には CRONUScalc Web Calculator に使用される MATLAB コードを用いた (Balco et al., 2008)。

深度ごとに採取した試料から山地斜面の侵食速度を (1) 式により求めるには、(1) 式より理論的な深度プロファイルを作成し、試料から得られた蓄積量の深度分布（観測値）とよく一致する侵食速度を数値的に定める。このとき、尤度関数として (2) 式で示した χ^2 値が最小になる（尤度が最大となる）値を求めた。

$$\chi^2 = \sum_i \left(\frac{N_{i,obs}^{Be} - N_{model}^{Be}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2)$$

$N_{i,obs}^{Be}$ は測定された ^{10}Be 蓄積量、 σ_i はそれらの誤差を示す。 N_{model}^{Be} は (1) 式など理論的に求められた ^{10}Be 蓄積量である。

(1) 式により山地斜面の削剥速度を求める際には、露出年代は平衡状態に達するまで十分な期間が経過したことを想定した。誤差範囲の推定のため、モンテカルロ法を用いた解析を行い、ヒストグラムを作成して誤差範囲を見積もった。

ii) 流域平均侵食速度の推定

流域平均侵食速度の場合は、継承核種は無視でき ($N_0 = 0$)、十分長い時間 (数千年～数万年) が経過したことが想定されるため、 $t \rightarrow \infty$ とすると、(1) 式は (3) 式のように単純化できる。

$$N = \frac{P_{spat}}{\lambda + \mu_{spat}\varepsilon} + \frac{P_{slow}}{\lambda + \mu_{slow}\varepsilon} + \frac{P_{fast}}{\lambda + \mu_{fast}\varepsilon} \quad (3)$$

流域の平均的な生成速度を求める際は、10 m メッシュのデジタル標高データを元に地形による遮蔽効果を考慮して各ピクセルの生成速度を求めた。生成速度の計算には CRONUScalc Web Calculator に使用される MATLAB コードを用いた (Balco et al., 2008)。流域全体の生成速度から範囲内の最頻値と標準偏差を計算し、流域の平均的な生成速度とその誤差範囲とした。流域平均侵食速度の推定には誤差範囲の推定のため、モンテカルロ法を用いた解析を行い、ヒストグラムを作成して誤差範囲を見積もった。

表 8 計算に使用したパラメータ

^{10}Be の減衰係数	$4.997 * 10^{-7}$	Tを解析する核種の半減期としたとき, $\ln(2)/T$ という式によって得られる. 本調査では, ^{10}Be の半減期として1.387 Myrを使用した (Borchers et al., 2016).
中性子の平均減衰長	160 g/cm^2	Lal (1991)
slow muonの平均減衰長	1500 g/cm^2	Braucher <i>et al.</i> (2003)
fast muonの平均減衰長	4320 g/cm^2	Braucher <i>et al.</i> (2003)
中性子による ^{10}Be の基準生成速度	$4.49 \pm 0.38 \text{ atoms/g/yr}$	Balco <i>et al.</i> (2008)

d) 表面礫法による表面照射年代の推定

地形面の表面照射年代を推定するため、本調査では表面礫法を用いた。段丘面の露出年代を求めるには、採取地点の削剥速度と堆積物が運搬されてきた過程で蓄積した核種蓄積量（継承核種量）のデータが必要である。継承核種量を定めるには、一定深度ごとに砂礫等の堆積物を採取する深度断面法が表面礫法以外に挙げられる。この手法では2 m以上の深さから多数の試料を採取する必要がある。しかし、本調査で対象とした沖積扇状地は直径1 m以上の巨礫を含む礫層で構成され、人力での掘削は困難である。表面礫法の場合、段丘面表層に分布する礫を採取するため、必要な労力は大きくない。ただし、段丘面表層から採取した試料のみでは継承核種量定められないため、別地点から採取した試料の情報が必要となる。本調査の場合は、下殿河内地区江河内にて採取した試料と山地斜面の露頭から採取した試料、河床砂の示す蓄積量を比較検討し推定した。

採取地点の削剥速度については、本調査の対象試料は花崗岩の巨礫であり、離水後流水による侵食は受けていないと考えられるため、花崗岩の風化速度を削剥速度として与えた。

e) 屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定

横ずれ断層においては、流域長と横ずれ変位量の間に(4)式で示す正の相関関係があることが報告されている（松田，1966；1975）。

$$S = k\alpha \quad (4)$$

ここで、Sは平均横ずれ変位速度、 α は流路長に対する横ずれ変位量の比（屈曲率）、kは比例定数である。

松田（1975）によって提示された（4）式では、定数kとしてそれらが全ての流域において等しいことが仮定されている。流域平均侵食速度（E）を考慮すると、（5）式のように変形できる（産業技術総合研究所，2010）。

$$S = k'E\alpha \quad (5)$$

本調査では、（5）式を用い、流域平均侵食速度を考慮した場合の平均変位速度を求めた。

3) 調査結果

a) 試料採取

i) 堆積物（巨礫）からの試料採取

航空レーザー測量結果を踏まえ、改めて試料採取地点を検討し、踏査を実施した結果、9.3 m の右横ずれが計測された河川 R4 に近い河川 R5 の沖積扇状地面に巨礫が散在することを確認した。令和 5 年に採取した巨礫（TTG23-BD1 及び TTG23-BD2）が位置する河川 R10 の扇状地面は昭和 63 年の豪雨災害に代表されるように土石流堆積物が供給されやすい場所に位置する（図）。また、河川 R4 及び R5 の沖積扇状地は地形面の保存状態や下刻の程度が類似しており、同じ時期に形成された可能性が河川 R10 と比較してより高いと考えられる（図 20）。そのため、河川 R5 の沖積扇状地面に認められた巨礫を 3 点選定し、岩石カッターにより表層 5 cm から試料を採取した（図 21）。巨礫は直径 1 m 以上で、基部が埋まっており、転倒の可能性のないものを選定した。試料の採取位置を表 9 に示した。

ii) 河床からの試料採取

前述のように河川 R5 の沖積扇状地から表面礫法のための試料を採取した。継承核種量を見積もる指標となりうることから、河川 R5 の堰堤上から流域平均侵食速度推定のための河砂試料を採取した（図 20 及び表 10）。

表 9 令和 6 年に採取した巨礫の位置情報

巨礫	X	Y	標高	緯度	経度
TTG24-BD-1	-156851.60	10153.0448	304.14	34度35分9.2148	132度16分38.4816
TTG24-BD-2	-156852.16	10151.9447	303.93	34度35分9.1968	132度16分38.4384
TTG24-BD-3	-156862.04	10145.3513	295.87	34度35分8.8764	132度16分38.1792

XY=平面直角座標Ⅲ系

表 10 令和 6 年に採取した河砂の位置情報

	X	Y	標高	緯度	経度
TTG24-R5	-156824.612	10086.8811	348.27	34度35分10.0932	132度16分35.886

XY=平面直角座標Ⅲ系

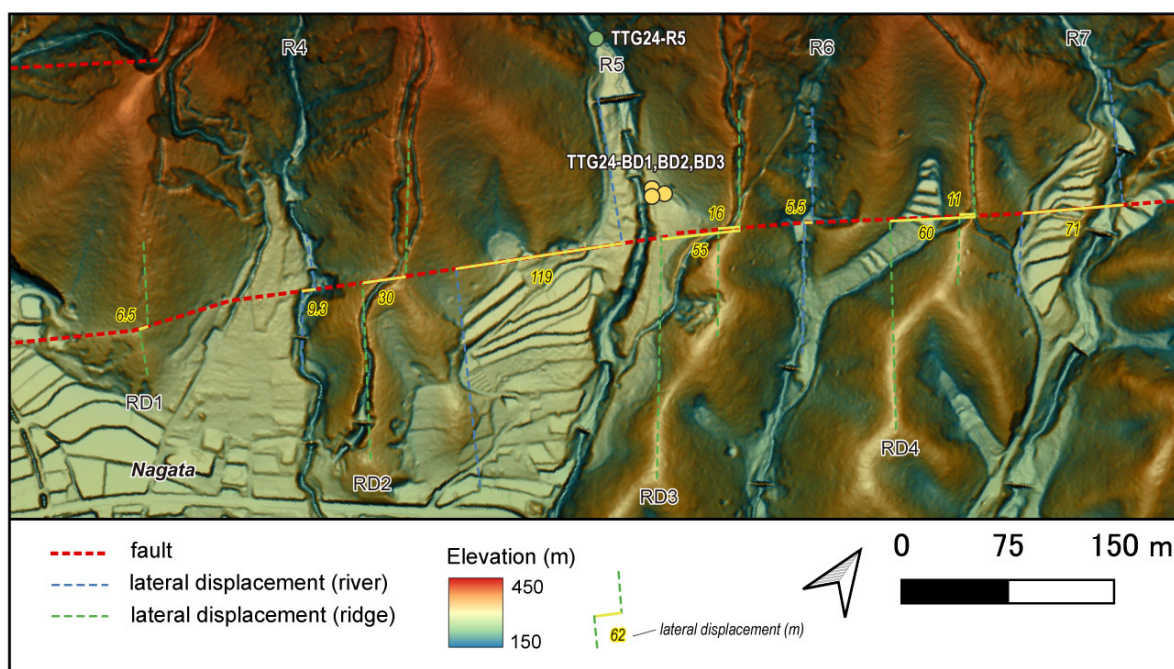


図 20 河川 R5 周辺の地形

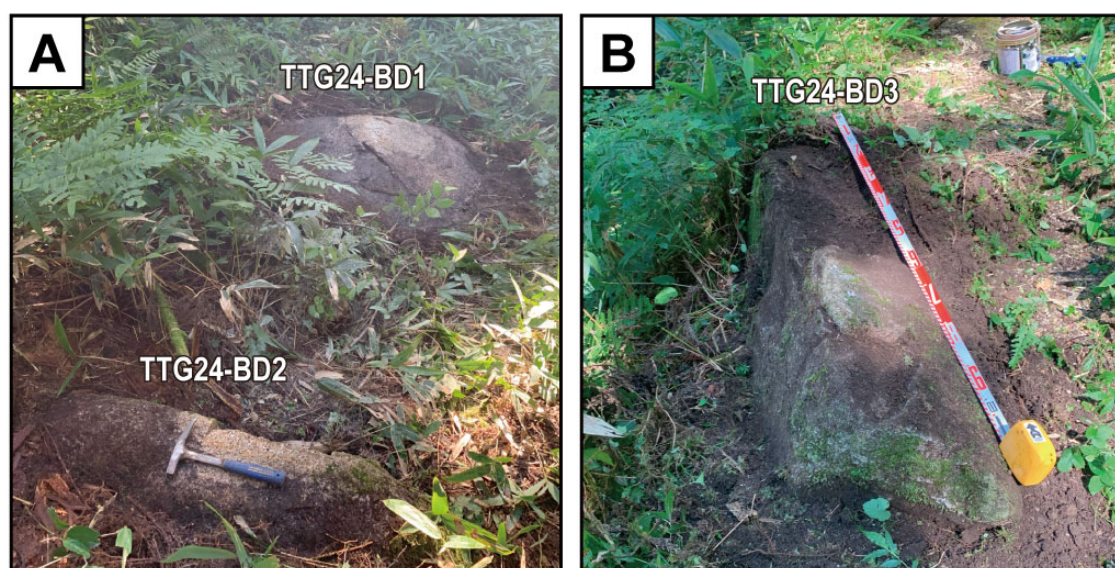


図 21 採取した巨礫

(A) TTG24-BD1 及び TTG24-BD2。 (B) TTG24-BD3。

b) 宇宙線生成核種蓄積量の計測結果と継承核種量の推定

試料採取地点の諸元情報を表 11 に、宇宙線生成核種蓄積量の計測結果を表 12 に示した。各地点の地形による遮蔽効果は、基盤地図情報（10 m メッシュ）から見通し角を求め、Gosse and Phillips（2001）に従って求めた。試料の密度は STG 露頭についてはブロック状に採取したサンプルの体積と重量から求めた。巨礫から採取した試料についてはアルキメデス法により密度を計測した。

巨礫の示す密度はほぼ花崗岩の密度に等しい約 2.6 g/cm^3 を示した。STG 露頭から採取した試料の示す密度は表層付近ほど小さくなる傾向を示し、表層ほど風化が進んでいることを示唆する。平均的な密度として、 1.6 g/cm^3 を与えて解析を行った。生成速度はほぼ標高に応じて定まるため、採取地点に応じた違いはほとんどない。尾根 RD3 の斜面に近接する地点で採取した TTG24-BD1～BD3 がやや大きな地形による遮蔽効果を示す。

各試料の宇宙線生成核種（ ^{10}Be ）蓄積量のヒストグラムを図 22 に示した。下殿河内地区江河内にて採取した TTG23-BD1 が約 $5,800 \text{ atoms/g}$ 、上殿地区長井にて採取した TTG24-BD1 が約 $58,900 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-BD2 が約 $62,500 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-BD3 が約 $50,600 \text{ atoms/g}$ を示した。山地斜面の STG 露頭で採取した試料は誤差範囲を考慮すれば、概ね表層付近ほど大きい傾向を示し、約 $6,200 \sim 9,300 \text{ atoms/g}$ が得られた。河床砂が示す蓄積量は、TTG23-R2 で約 $3,330 \text{ atoms/g}$ 、TTG24-R5 で約 $3,080 \text{ atoms/g}$ と同程度の値を示した。

TTG23-BD1 と STG 露頭の下部から採取した試料はほぼ同じ蓄積量を示す。これは、TTG23-BD1 を採取した巨礫の露出期間が非常に短いことを示唆する。江河内地区では、昭和 63 年豪雨などの豪雨災害にたびたび見舞われている（加計町編，1997）。こうした豪雨の際に生じた土石流によって TTG23-BD1 を採取した巨礫が堆積した可能性が高く、TTG23-BD1 から地形面の形成年代を見積もることが難しいことが分かった。しかし、TTG23-BD1 が STG 露頭の下部と同じ蓄積量を示すことは、本地域の巨礫の継承核種量を示す試料として有用であることを意味する。巨礫の供給プロセスとしては斜面崩壊に伴う土石流と考えられる。斜面崩壊の際に崩落するのは主に山地斜面表層の風化層であると推定され、その場合巨礫の供給元は山地斜面の風化層中の未風化岩体と考えられる（図 23）。TTG23-BD1 と STG 露頭の下部から採取した試料がほぼ同じ蓄積量を示すことは、その推定を支持する結果である。したがって、巨礫から露出年代を推定する際の継承核種量として、STG 露頭から採取した試料の示す継承核種量が適用できる。

TTG23-BD1～BD3 を採取した上流の河川 R5 及び近傍の河川 R8 の河砂については、流域平均侵食速度の推定に加え、継承核種量の見積もりのための参考情報を得ることもまた目的の一つとして採取した。これらの示す蓄積量は江河内の巨礫から採取した TTG23-BD1 や STG 露頭から採取した試料の示す値より大きい。今回測定した試料は巨礫であるため、河砂とは異なる侵食・運搬プロセスを経ている可能性が高く、結果として、蓄積量に差が生じたものと考えられる。得られた蓄積量を巨礫に対しての継承核種量とみなすことはできない。しかし、山地斜面表層では STG 露

頭下部の示す蓄積量より大きい蓄積量が期待されることから、流域の山地斜面表層の平均侵食速度を反映している値とみなすことについての妥当性を担保する結果であるといえる。

表 11 採取地点の諸元情報

Location	Sample	Site		Shielding Factor	Density (g/cm ³)	¹⁰ Be production rate ^a (atoms/g/yr)			
		Latitude (°N)	Longitude (°E)			spallation	slow muon	fast muon	total ^b
Alluvial fan	TTG23-BD1	34.59057	132.28882	0.995	2.62	4.9	0.027	0.039	4.9 ± 0.42
	TTG24-BD1	34.58589	132.27736	0.945	2.59	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
	TTG24-BD2	34.58589	132.27734	0.940	2.55	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
	TTG24-BD3	34.58580	132.27727	0.940	2.56	5.0	0.028	0.040	4.8 ± 0.41
Mountain slope	STG-0	34.58944	132.28634	0.967	-	5.0	0.028	0.040	4.9 ± 0.42
	STG-D20	-	-	-	1.51-1.56	-	-	-	-
	STG-30	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-110	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-D120	-	-	-	1.65-1.71	-	-	-	-
	STG-320	-	-	-	-	-	-	-	-
	STG-D390	-	-	-	1.70-1.76	-	-	-	-
River	TTG23-R2	34.58903	132.28014	0.924	2.4-2.6	5.7	0.030	0.041	5.4 ± 0.75
	TTG24-R5	34.58653	132.27678	0.905	2.4-2.6	6.0	0.031	0.042	5.5 ± 0.78

^a Calculated by using MATLAB script provided by Balco et al. (2008) under Lal (1991)/Stone (2000) time independent scaling model

^b Production rate are considering all production processes and topographic shielding effect.

表 12 宇宙線生成核種蓄積量

Sample	Qz	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	^9Be	^{10}Be
	g	10^{-14}	10^{19} atoms	10^4 atoms/g
TTG23-BD1	22.847	0.64 ± 0.12	2.08	0.58 ± 0.11
TTG24-BD1	22.704	3.65 ± 0.25	2.07	3.33 ± 0.23
TTG24-BD2	22.171	6.29 ± 0.36	2.08	5.89 ± 0.34
TTG24-BD3	21.323	6.44 ± 0.29	2.07	6.25 ± 0.28
STG-0	20.696	5.00 ± 0.36	2.09	5.06 ± 0.37
STG-30	19.755	2.94 ± 0.30	2.07	3.08 ± 0.31
STG-110	22.632	1.00 ± 0.16	2.04	0.90 ± 0.14
STG-320	16.003	0.71 ± 0.15	2.08	0.93 ± 0.19
TTG23-R2	20.858	0.62 ± 0.11	2.08	0.62 ± 0.11
TTG24-R5	14.556	0.45 ± 0.11	2.08	0.65 ± 0.15

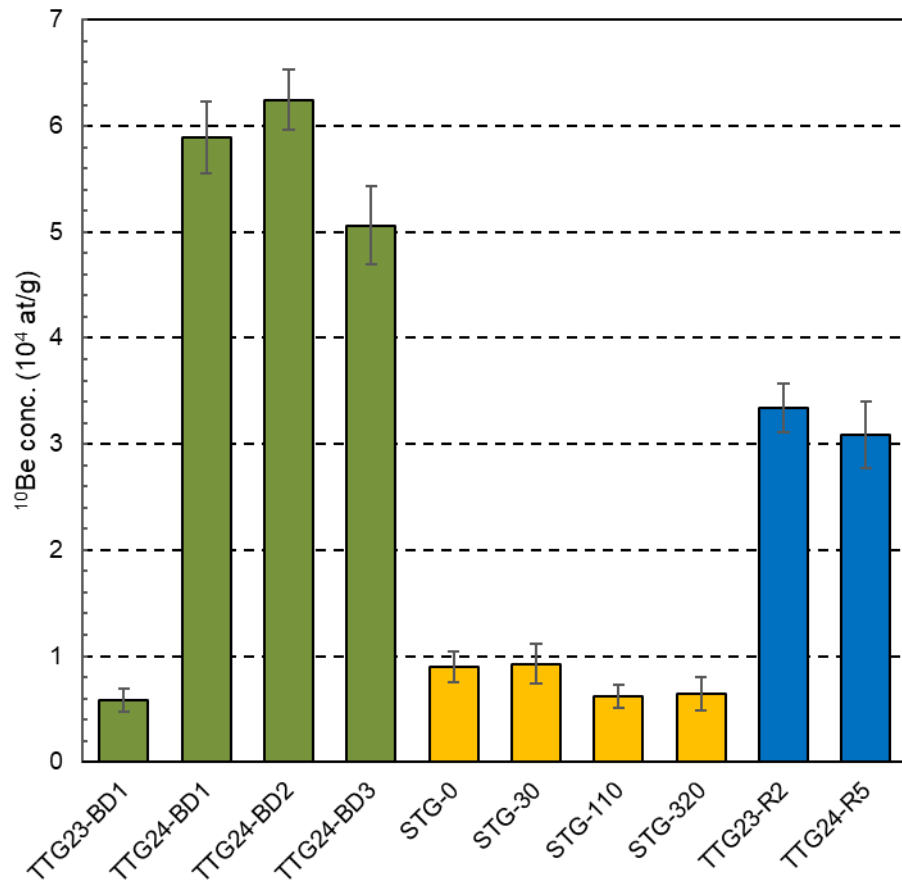


図 22 ^{10}Be の蓄積量

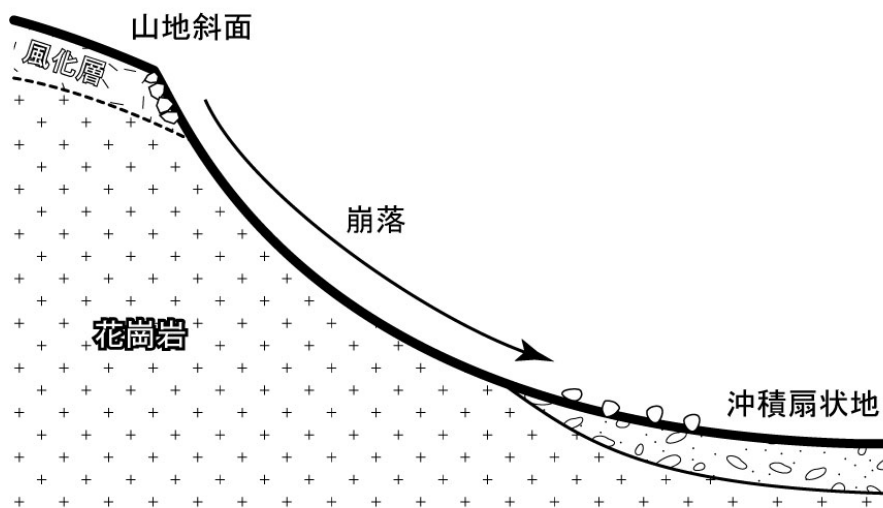


図 23 巨礫の供給過程の概念図

c) 表面照射年代の推定

i) 継承核種量の推定

STG 露頭から採取した試料の解析結果を表 13 及び図 24 に示した。モンテカルロ法による継承核種量の推定の結果、5,000～7,100 atoms/g と求められた。この値は TTG23-BD1 の示す蓄積量にほぼ等しい。

本地点の試料は、山地斜面の侵食速度推定を目的に採取したが、航空レーザー測量結果を再検討すると、本地点を採取した尾根 RD6 の稜線上にきわめて平坦な地形が認められ、人工改変を受けているとみられる（図 14）。改変前の地表面の高度を推定することが難しいことから、侵食速度の推定は行わなかった。継承核種量の推定については、STG 露頭下部の試料の示す核種蓄積量が重要であるため、表層付近の不確定性による影響は小さいと考えられる。

ii) 巨礫による表面照射年代の推定

TTG24-BD1 が約 58,900 atoms/g、TTG24-BD2 が約 62,500 atoms/g、TTG24-BD3 が約 50,600 atoms/g を示した。これらの値は約 10,000 atoms/g の範囲内ではらついており、求められた継承核種量とオーダーで一致する。このばらつきは巨礫が供給減（山地）に位置していた時の深度を反映している可能性がある。TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 は山地斜面表層の風化層に位置していたのに対し、TTG24-BD3 は宇宙線の届かない深部にあったと考えられる。そこで、TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 に対しては、STG 露頭から得られた継承核種量を適用し、TTG24-BD3 は継承核種量がほとんど含まれないと考え、露出年代を求めた。

表面照射年代を定めるためには、採取地点の削剥速度も重要である。ほぼ未風化の花崗岩の巨礫から試料を採取したことから、風化に伴う削剥はほとんどないと考えられる。ただ、花崗岩の剥落速度として 3～7 mm/kyr が報告されていることから（飯島，1974）、風化速度として、0～10 mm/kyr を与えて露出年代を求めた。求めた結果は表 13 及び図 25 に示した。

モンテカルロ法による解析の結果、TTG24-BD1 が約 11.2 ka、TTG24-BD2 が約 11.9 ka、TTG24-BD3 が約 10.6 ka を示した。いずれも誤差は± 1 ky 程度である。3 試料はほぼ同じ年代を示しており、採取した巨礫は同じ時期に堆積したと考えられる。TTG24-BD1 及び TTG24-BD2 については、継承核種量の不確定性が含まれていることから、TTG24-BD3 の示す露出年代が地形面の形成年代とみなせる。したがって、河川 R5 の形成した扇状地面の形成年代は 10.6 ± 1.1 ka と推定される。

表 13 解析結果

Site	Range of parameters			Results			
	^{10}Be inheritance (10^4 atoms/g)	Exposure age (10^3 years)	Erosion rate (mm/kyr)	^{10}Be inheritance (10^4 atoms/g)	Exposure age (10^3 years)	Denudation rate (mm/kyr)	
STG	0.2 – 1.0	0 – 10	0 – 5000	0.65 +0.06 / -0.15	—	—	
TTG24-BD1	0.6 ± 0.1	7 – 15	0 – 10	—	11.2 +0.86 / -0.82	—	
TTG24-BD2	0.6 ± 0.1	9 – 15	0 – 10	—	11.9 +0.92 / -0.77	—	
TTG24-BD3	0	6 – 14	0 – 10	—	10.6 +1.06 / -0.83	—	
TTG23-R2	0	—	60 – 150	—	—	105.9	+16.72 / -18.42
TTG24-R5	0	—	55 – 185	—	—	117.4	+19.52 / -26.25

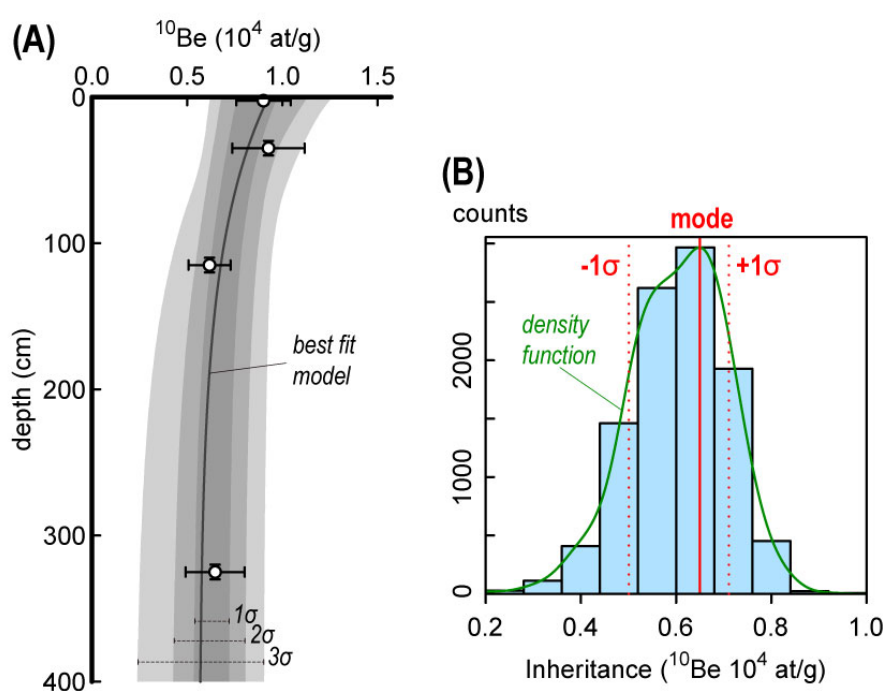


図 24 STG 露頭の解析結果

(A) STG 露頭から採取した試料の示す深度断面。(B) モンテカルロ法によって得られた継承核種量のヒストグラム。

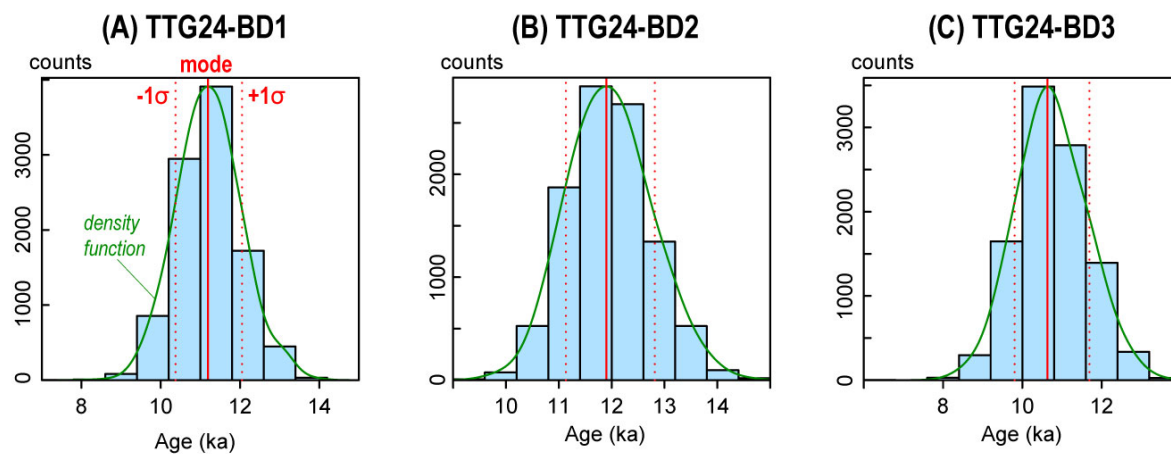


図 25 巨礫の表面照射年代の解析結果
モンテカルロ法によって得られた表面照射年代のヒストグラム。(A) TTG24-BD1。(B)
TTG24-BD2。(C) TTG24-BD3。

d) 流域平均侵食速度の推定

今年度及び昨年度にかけて流域平均侵食速度を見積もるため、河川 R5、R8、R9、R12 から河砂を採取した。時間的な制約により処理・分析が可能な試料数に限りがあり、継承核種量を見積もる際の参考にもなりうることから、年代測定試料を採取した地点近傍の上流域にあたる河川 R5 及び R8 から採取した試料（TTG23-R2 及び TTG24-R5）を計測した。結果、前述のように、STG 露頭や TTG23-BD1 より大きい蓄積量を示した。これは採取した試料の粒径が大きく異なることから、流域での生成・運搬プロセスが異なっているためと考えられる。このことは採取した河砂が土石流などの短時間のイベントによって供給された堆積物ではなく、流域全体から供給された堆積物であることを支持する結果であるといえる。したがって、本試料から見積もられる侵食速度は流域山地斜面の平均的な侵食速度とみなすことができる。

採取した流域については、10 m メッシュの地形データを使用し、流域の平均的な生成速度を算出した（表 11）。（3）式を用いてモンテカルロ法により侵食速度を求めた結果を図 26 に示した。TTG24-R5 で 106 ± 18 mm/kyr、TTG24-R5 で 117 ± 26 mm/kyr が得られた。過年度事業では、筒賀断層沿いの流域において約 130 mm/kyr が得られている（産業技術総合研究所, 2022）。誤差範囲を考慮すると、本地域の流域平均侵食速度は 90~140 mm/kyr 程度であることが推定される。

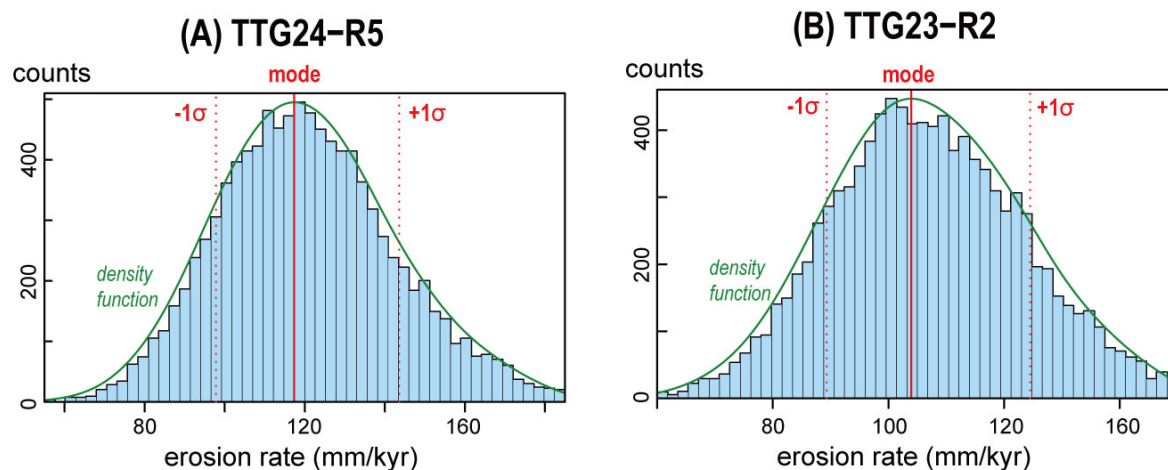


図 26 流域の削剥速度の解析結果

モンテカルロ法によって得られた流域侵食速度のヒストグラム。（A）河川 R5 流域から採取した TTG24-R5 の示す流域侵食速度のヒストグラム。（B）河川 R8 流域から採取した TTG23-R2 の示す流域侵食速度のヒストグラム。

e) 地形学的根拠に基づく横ずれ変位速度の推定

i) 地形面からの推定

河川 R5 の沖積扇状地の地形面の年代が 10.6 ± 1.1 ka と推定された。沖積扇状地を下刻する河川 R5 は断層と交わる箇所、流下方向が南東方向から南方向に変わる（図 27A）。しかし、顕著な屈曲は見られず、横ずれ量の計測は困難である。一方、河川 R5 に隣接する河川 R4 及び R6 には屈曲が認められる（図 27B 及び図 27C）。河川 R4 及び河川 R6 の屈曲は河川の中心軸を基準とするとそれぞれ約 9.3 m と約 5.5 m と見積もられる。河川 R4 沿いの沖積扇状地の形成時期は面の保存状態や河川による下刻の程度から、R5 の沖積扇状地と同時期と推定される。一方、河川 R6 のずれは侵食域の河川に生じたずれであり、屈曲が保存されにくい環境にあることから、河川 R4 より短い期間に蓄積したずれと考えることができる。したがって、 10.6 ± 1.1 ka 以降の横ずれ量は 5.5 m より大きい可能性が高く、9.3 m 程度であることが推定される。この時、右横ずれの平均変位速度は 0.5 m/千年より大きく、1.0 m/千年程度と求められる。

山内・山中（2021）は筒賀断層の平均変位速度として 0.5～0.9 m/千年を報告しており、よく一致した結果である。本調査では、新しい年代測定手法として表面照射年代測定の適用を試みたが、従来手法により得られた結果と遜色ない精度で平均変位速度が推定できたことから、活断層評価に用いる年代測定手法として有用であるといえる。

ii) 流域開析量からの推定

安芸太田町上殿地区から下殿河内地区周辺における筒賀断層沿いの横ずれ変位地形の特徴として、南東側に定高性のある丘陵が形成されている点が挙げられる（図 3）。尾根 RD3 と尾根 RD4、尾根 RD5 と尾根 RD6 のような対となる尾根はそれぞれ並列してほぼ同じ標高分布を示すとともに、ほぼ同じ横ずれ量を示す（図 14）。これは、それらのペアがほぼ同時期に丘陵化しはじめたことで、同程度の屈曲が蓄積されたことを示唆する。したがって、それらの丘陵化しはじめた年代が分かれば、長期的な平均変位速度の推定が可能となる。丘陵化に伴って尾根に挟まれた領域の物質が侵食によって取り除かれていったと考え、尾根に挟まれた流域の開析量は地形から見積もることが可能であるため、侵食速度が得られれば、大まかにではあるが、形成年代を求めることができる。

尾根 RD3 と尾根 RD4 は、尾根 RD5 と尾根 RD6 と比較すると屈曲が見積もりやすく、屈曲量も 55～60 m と同程度である。したがって、尾根 RD3 と RD4 とそれに挟まれた流域を対象とし、形成年代の推定を試みる。尾根 RD3 と尾根 RD4 の高度は現在の沖積面と同じ傾向で河川側に高度を減ずる（図 27D）。尾根に沿うような地形面を作成し、開析量を求めた。開析量を流域面積で割ったときの単位面積当たりの平均開析量は約 21 m と求められた。宇宙線生成核種の分析により本地域の流域平均侵食速度として 90～140 mm/kyr が得られていることから、形成年代は、0.15～0.23 Ma と推定される。尾根 RD3 と尾根 RD4 の横ずれ量（55～60 m 程度）から、平均変位速度は 0.2～0.4 m/千年と求められる。

これは表面照射年代から推定された値や山内・山中（2021）によって報告された値と比較すると小さい。この見積もりでは、流域平均侵食速度が丘陵の形成以降、一定であると仮定した。しかし、宇宙線生成核種によって推定された流域平均侵食速度は、数千～数万年オーダーの平均的な値を示すにすぎず、それ以前の侵食速度は反映していない。気候変動によって流域平均侵食速度は変化しうることから、丘陵の形成後、侵食速度が現在よりも大きい時期があれば、今回の想定より早く侵食がすすんでいたことになるため、丘陵の形成時期はより新しくなる。この時、平均変位速度は求められた値より大きくなると考えられる。実際に平均変位速度の時間変化が生じている可能性は否定できないが、侵食速度の推定には不確定要素が多いことから、それによる影響が大きいと考えられる。長期（十数万年オーダー）の侵食速度の変化が見積もれば、より正確な値が得られることが期待される。

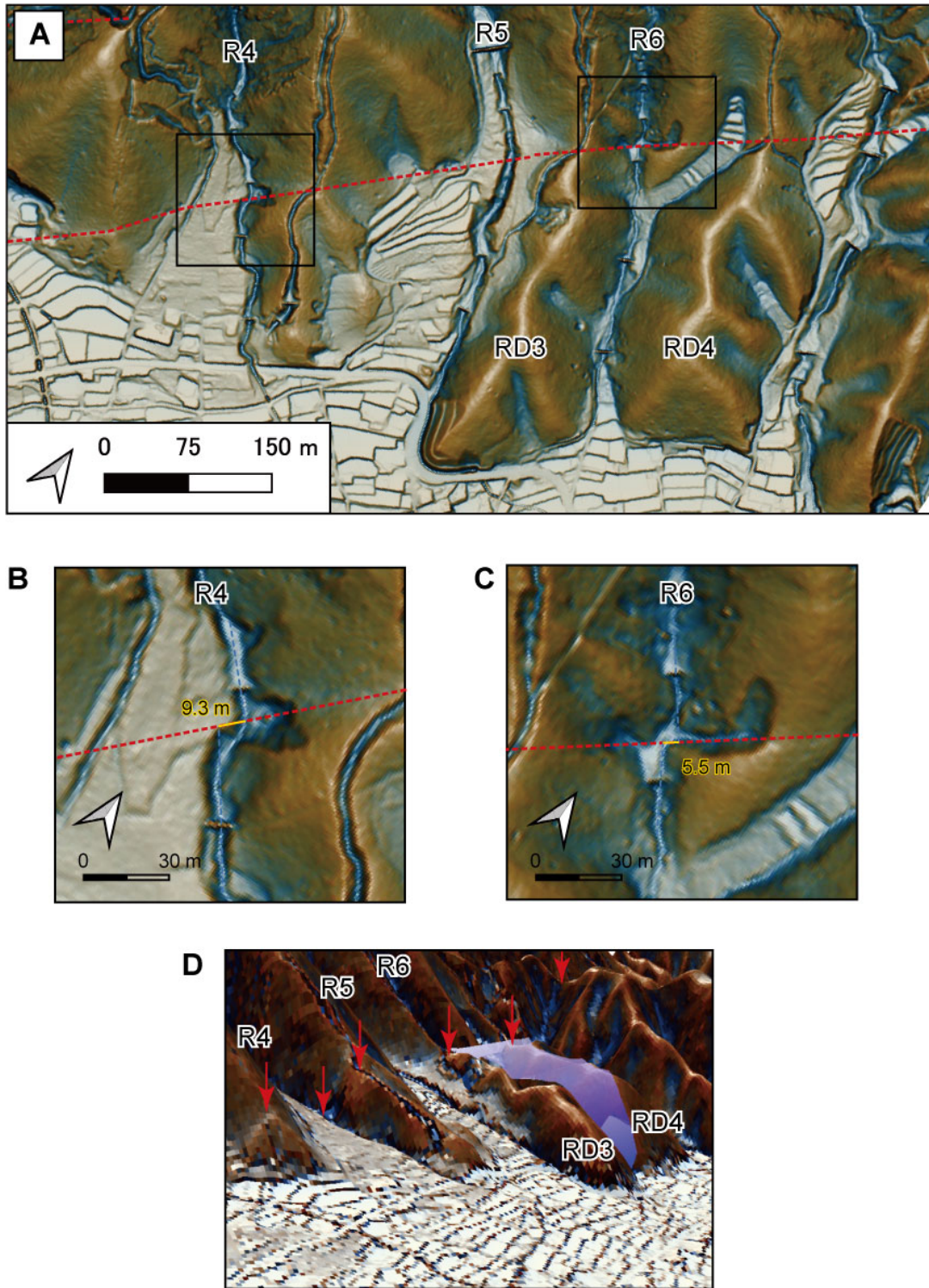


図 27 横ずれ変位量の見積もり

(A) 河川 R4、河川 R5、河川 R6 及び尾根 RD3、尾根 RD4 周辺の陰陽図。(B) 河川 R4 の右横ずれ。(C) 河川 R6 の右横ずれ。(D) 図 A 付近の鳥観図。鉛直誇張 2 倍。赤矢印は断層の位置を示す。青色のエリアは尾根 RD3 及び尾根 RD4 に挟まれた流域を示す。

f) 屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定

産業技術総合研究所（2022）では、筒賀断層における屈曲率（ α ）として 0.04～0.08 を報告した。流域平均侵食速度を考慮しない場合、地福断層から推定された $S = (2\sim 5)\alpha$ の関係式を用いると、横ずれ成分の平均変位速度は（4）式によって 0.08～0.4 m/千年と求められた（産業技術総合研究所，2022）。

本調査では、流域平均侵食速度として 90～140 mm/ky が得られた。（5）式に当てはめると、筒賀断層における屈曲率（ α ）を 0.04～0.08、集福寺断層から得られた k' の値を 0.014～0.049 としたとき（産業技術総合研究所，2022）、横ずれ成分の平均変位速度は 0.05～0.55 m/千年と求められる。

屈曲率から推定された値は、表面照射年代から推定された値や山内・山中（2021）によって報告された値と比較すると小さい。しかし、流域開析量からの推定値 0.2～0.4 m/千年を含む値である。屈曲率を用いた推定の場合、流域開析量からの推定よりもさらに長期的な平均値を示すと考えられることから、平均変位速度の時間変化を反映している可能性が考えられる。その場合、最近数万年間で活動が活発化していることを意味する。

一方、屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定は、流域開析量からの推定同様多くの仮定を含んでいることから、用いたパラメータの精度が不足している可能性もまた考えられる。 k' は集福寺断層のみから推定された値に過ぎないため、中国地域に分布する横ずれ断層に対して代表値として用いることに対しては検討の余地がある。例えば、筒賀断層の平均変位速度を 0.5～0.9 m/千年としたとき、 k' は 0.04～0.3 となり、集福寺断層から得られた k' の値（0.014～0.049）とは異なる。本手法を一般化するにはより多くの事例の収集・蓄積が必要である。

4) 結論並びに今後の課題

新しい活断層評価手法の検討のため、従来手法によって平均変位速度が報告されており、表面照射年代測定に適した花崗岩が分布する筒賀断層を対象として、令和5年度から令和6年度にかけて平均横ずれ変位速度の推定を試みた。

令和5年度は、広島県山県郡安芸太田町下殿河内及び上殿地区を対象に航空レーザー測量を実施した。得られた詳細地形データから、筒賀断層の詳細なトレースが明らかとなり、沖積面を下刻する河川のずれとして右横ずれ約 5.5 m、最大のずれ量として約 130 m が判読された。沖積面の離水年代を推定するため、面上に露出した巨礫を対象に試料採取を行った。また、継承核種量の見積りと流域平均侵食速度推定を目的とした試料を、断層を横切る河川と山地斜面から採取した。

令和6年度に試料の調整と分析を実施した結果、下殿河内地区江河内で採取した巨礫、稜線付近の深度別試料の示す宇宙線生成核種蓄積量がほぼ同じ値を示しており、継承核種量が精度よく見積もられた。上殿地区長田から採取された巨礫に対し、得られた継承核種量を適用した結果、露出年代が 10.6 ± 1.1 ka と求められた。沖積扇状地を下刻する河川のずれと形成年代から、

平均変位速度は約 0.5～1.0 m/千年と求められた。山内・山中（2021）において報告された値とよく一致しており、航空レーザー測量による詳細な地形の把握と表面照射年代測定により、従来手法と遜色ない精度での活動性推定が可能であることが確認された。

一方、流域平均侵食速度と開析量から推定されるより長期的な横ずれ変位量はやや不確定性はあるものの、0.2～0.4 m/千年と推定された。流域平均侵食速度を考慮した場合の屈曲率を用いた横ずれ変位速度の推定を実施した結果、0.05～0.55 m/千年と、いずれも変位地形から推定した結果より小さい値を示した。これらの値は仮定を多く含むことから、本手法を一般化するにはより多くの事例の収集・蓄積が必要である。

(e) 引用文献

- Balco, G., Stone, J. O., Lifton N. A., and Dunai, T. J., A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements, *Quat. Geochronol.*, 3, 174-195, 2008.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer J., and Stone, J., Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project, *Quat. Geochronol.*, 31, 188-198, 2016.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258, 2003.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560, 2001.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編、2018、活断層詳細デジタルマップ 東京大学出版会 154p
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 筒賀断層の長期評価, https://www.jishin.go.jp/main/cho usa/16jul_chi_chugoku/chu_17.pdf (2024年4月9日確認), 2016.
- 加計町編, 「加計町史 地誌編」, 加計町, 628p, 1997.
- Kohl, C. and Nishiizumi, K., Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3583-3587, 1992.
- Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439, 1991.
- 松田時彦, 跡津川断層の横ずれ変位, *地震研究所集報*, 44, 1179-1212, 1966.
- 松田時彦, 活断層としての石廊崎断層系の評価, 1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, 121-125, 1975.
- 松四雄騎・若狭 幸・松崎浩之・松倉公憲, 宇宙線生成核種 ^{10}Be および ^{26}Al のプロセス地形学的応用, *地形*, 28 (2), 87-107, 2007.
- 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 60p
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon J.R., Finkel, R.C. and McAninch, J., Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 258, 403-413, 2007.
- 産業技術総合研究所, 平成 21 年度変動地形に基づく伏在断層評価手法の高度化, 原子力安全基盤機構受託研究報告書, 2010.
- 産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html (2024年4月9日確認), 2024.

産業技術総合研究所，活断層評価の高度化・効率化のための調査 令和元～3年度 成果報告書，2022.

山内一彦・白石健一郎，中国山地西部、徳佐盆地およびその周辺部に分布する活断層の変動地形的検討，立命館地理学，No. 25, 15-35, 2013.

山内一彦・山中 蛭，中国山地西部、筒賀断層の断層変位地形と変位ベクトル、および平均変位速度．活断層研究，54, 1-21, 2021.

山田直利・東元定雄・水野清秀・広島俊男・須田芳朗，20 万分の 1 地質図幅「広島」，地質調査所，1986.

Yokoyama, Y., Yamane, M., Nakamura, A., Miyairi, Y., Horiuchi, K., Aze, T., Matsuzaki, H., Shirahama, Y., and Ando, Y., In-situ and meteoric ^{10}Be and ^{26}Al measurements: improved preparation and application at the University of Tokyo. NIMB, 455, 260-264, 2019.