

### 3. 6 野坂・集福寺断層帯（集福寺断層）の調査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 野坂・集福寺断層帯（集福寺断層）の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	研究員	白濱 吉起 <sup>#1</sup>

<sup>#1</sup> 令和3年9月まで担当者。

(c) 業務の目的

野坂・集福寺断層帯の一部を構成する集福寺断層は、地震発生履歴や平均活動間隔等の基礎データが不足しており、地震発生確率が不明な活断層とされている。活断層で発生する地震に対する防災・減災の観点からは、可及的速やかに当該活断層の詳細を明らかにし、地震発生確率を算出することが重要である。本事業では地震発生確率の算出に資する平均変位速度を明らかにするために必要なデータの取得を目的とする。当該断層は断層に沿った段丘面を下刻する河川から変位量が計測されるが、段丘面が古く、従来手法では編年ができない。そのため、本事業では宇宙線生成核種年代測定による編年を試みる。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 令和元年度：

対象地域の既往成果の整理を行った。対象地域を含む面積6 km<sup>2</sup>の範囲で航空レーザー計測を実施した。取得データの解析により詳細な断層変位地形の判読を行った。2地点で段丘面の編年を実施した。うち1地点では、ピット調査を4箇所を実施し、火山灰分析による編年を試み、もう1地点では宇宙線生成核種年代測定による編年を試みた。7箇所宇宙線生成核種年代測定を用いた流域侵食速度の分析を行い、断層変位地形との関係を検討した。宇宙線生成核種年代測定を用いた断層活動性評価の検証として六甲・淡路島断層帯において9箇所から流域侵食速度の分析のための試料を採取した。これらに基づいて、集福寺断層の平均変位速度を検討した。

2) 令和2年度：

なし

3) 令和3年度：

なし

(2) 令和3年度の成果

なし

### (3) 令和元年度～令和3年度の成果

#### (a) 業務の要約

野坂・集福寺断層帯（集福寺断層）（以下、集福寺断層という）は北西－南東方向に約 10 km 延びる左横ずれ断層である。滋賀県長浜市沓掛地区周辺においては、集福寺断層は沓掛面を下刻する小河川に系統的な左横ずれ変位を与えている。本事業では、集福寺断層の左横ずれ変位速度の解明を目的として、沓掛面を対象に活断層調査を実施した。まず、沓掛面や周辺の山岳地形における変動地形を把握するため、断層に沿って長さ 4 km、幅 1.5 km の範囲を対象に航空レーザー測量を実施し、数値地形データ（1 m メッシュ）を作成した。地形データを元にした判読の結果、沓掛面を下刻する河川に約 104 m の系統的な左横ずれ変位が確認された。さらに、沓掛面を構成する沓掛砂礫層及び基盤の花崗岩の分布や変形を把握するため、地質調査を行った。結果、沓掛砂礫層の分布や変形が明らかとなり、沓掛面が離水して以降の変位が蓄積されていることが明らかとなった。宇宙線生成核種（ $^{10}\text{Be}$ ）を用いた分析の結果、沓掛面について 160～240 ka の表面照射年代が得られ、横ずれ変位量から 0.43～0.65 m/千年の左横ずれ変位速度が得られた。平均変位速度は集福寺断層の活動度が B 級であることを示している。

#### (b) 令和元年度の業務の成果

##### 1) はじめに

野坂・集福寺断層帯は滋賀県長浜市西浅井（にしあざい）町集福寺（しゅうふくじ）付近を南端とし、敦賀半島の南西縁に沿って北西－南東方向に約 41 km 延びる断層帯である（図 1；地震調査推進本部地震調査委員会，2003）。このうち、敦賀付近を境に北西側の約 31 km が野坂断層帯、南東側の約 10 km が集福寺断層と呼ばれる。集福寺断層はほぼ JR 北陸本線に沿って山間部に明瞭なニアメントとして認められ、複数の河川に系統的な左横ずれ変位を与えている。とくに、西浅井町沓掛（くつかけ）地区付近では、断層と交差する河川が系統的に左に屈曲する様子が認められる（図 2）。上下変位方向は概ね北東上がりであるが（東郷・仲川，1973；滋賀自然環境研究会編，1979）、集福寺地区から沓掛地区にかけては南西上がりの逆向き断層崖が認められる（活断層研究会編，1991；岡田・東郷編，2000；岡田・他，2005）。

本断層周辺では、集福寺地区から福井県敦賀市新道野（しんどうの）地区にかけて国道 8 号線に沿って段丘面が分布する。東郷・仲川（1973）では、新道野付近の段丘面を新道野面、沓掛付近の段丘面を沓掛面と呼称しており、本報告においてはこれらの呼称を踏襲する。集福寺断層周辺では北東側にジュラ紀の美濃－丹波帯に属する在原コンプレックスと呼ばれる堆積岩が分布し、南西側に白亜紀後期～古第三紀の江若花崗岩が分布する（栗本・他，1999）。江若花崗岩と在原コンプレックスの境界線は概ね集福寺断層の約 300～500 m 北東側に並行して延びる。沓掛面は沓掛砂礫層と呼ばれる河川性の堆積物で構成され、基盤の江若花崗岩を直接覆っている（東郷・仲川，1973；松浦，1999）。東郷・仲川（1973）では、集福寺断層の活動によって沓掛地区付近が沈降した結果、集福寺地区付近で大川の閉塞が生じ、沓掛面が形成されたと推定した。そのため沓掛面は山地内の限られた地域にのみ分布し、他地域との厳密な対比は難しい。滋賀自然環境研究会編（1979）では、沓掛面は琵琶湖周辺の高位段丘面の一つに分類されており、その分類に則ると形成時期は 15～

20 万年前と推定される。東郷・仲川（1973）は、新道野付近の露頭において沓掛砂礫層の基盤に断層を挟んで約 30 m の上下変位が生じていることを報告している。この上下変位量と沓掛砂礫層の堆積年代からおおよその上下変位速度は 0.15～0.20 m/千年と見積もられる。本断層において横ずれ変位が卓越することを考慮すると、横ずれ変位速度はそれより大きいと考えられるが、活動度は B 級と評価されている（活断層研究会編，1991；岡田・東郷編，2000）。これまで沓掛面についての直接的な編年は行われていないため、横ずれ変位が明瞭であるにも関わらず活動性に関する具体的な数値は得られていない。

そこで本調査では、集福寺断層の活動性の解明を目的として、沓掛面の離水年代の推定を試みる。沓掛砂礫層には、周囲の江若花崗岩中の脈石英や、堆積岩中の脈石英およびチャートを起源とする石英が豊富に含まれる。そのため離水年代の推定には、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定手法を用いる。加えて、航空レーザーを用いた精密測量により 1 m メッシュのデジタル標高データ（DEM）を作成し、横ずれ変位量を計測することができる。これらから平均変位速度が得られる。

また、横ずれ断層においては、流域長と横ずれ変位量の間には正の相関関係があることが報告されている（松田，1975）。この関係を用いることで、山地内の横ずれ断層について活動度を評価することが可能である。ただし断層の活動度を推定する場合、流域の侵食速度は近接地域ではほぼ等しいと仮定される（たとえば Maruyama and Lin, 2000, 2002）。これが妥当な仮定であるかについて、集福寺断層において検証を行うとともに、流域長をはじめとする種々の流域パラメータと横ずれ変位量の相関について調査した。また、令和 2 年度における調査のため、六甲・淡路島断層帯（野島断層）において試料を採取した。

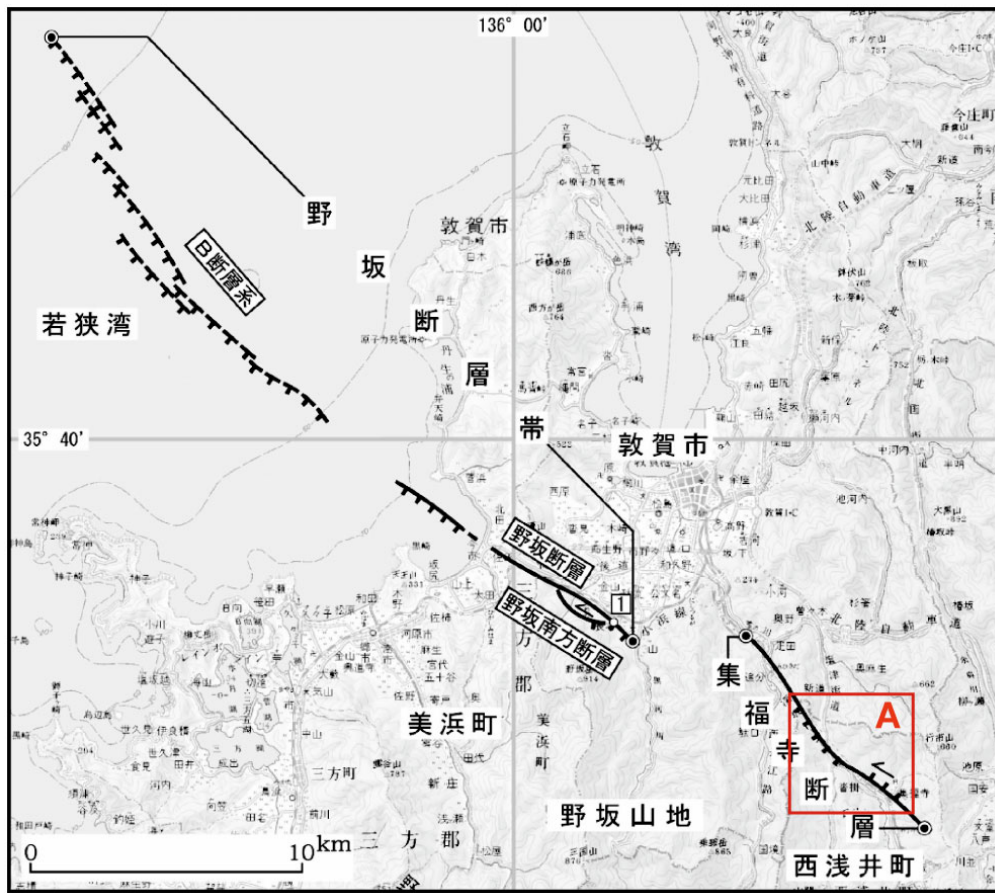


図1 集福寺断層の位置

地震調査推進本部地震調査委員会（2003）の図2に加筆。図郭Aは図2の範囲を示す。

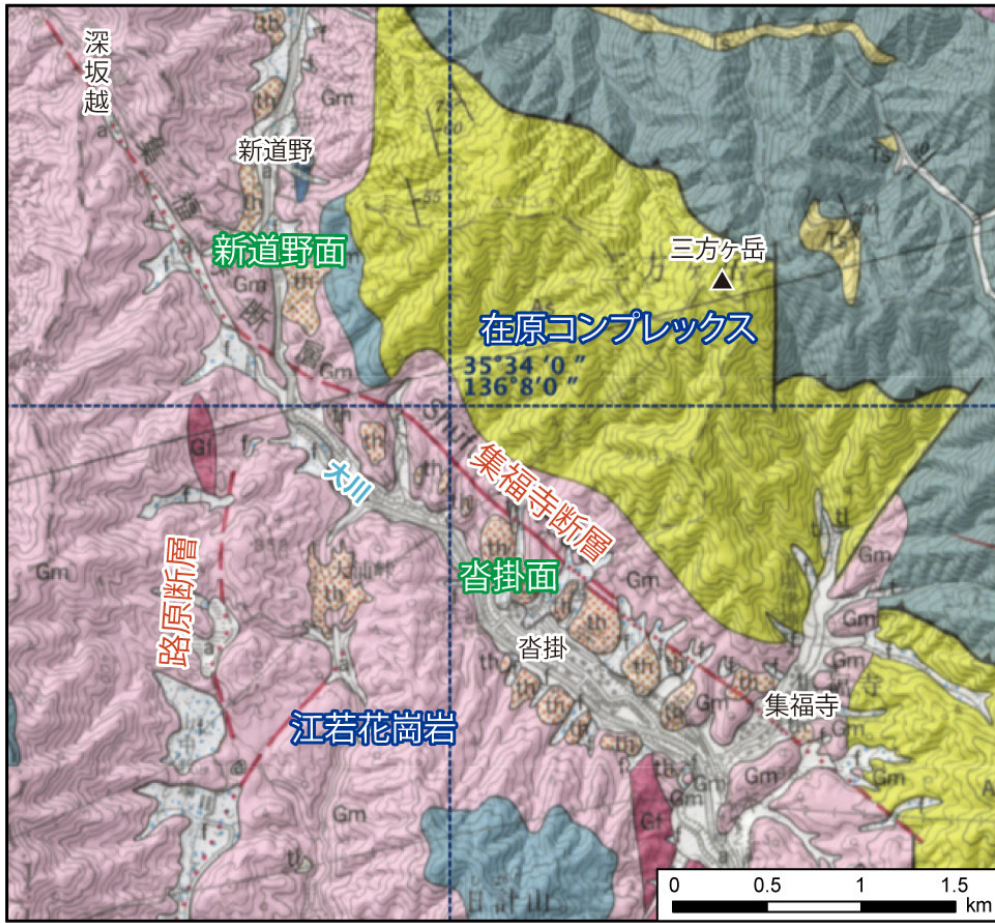


図2 集福寺断層周辺の地質図

地形陰影図は地理院地図電子国土 Web（国土地理院，2020）より作成し、5万分の1地質図「敦賀」（栗本・他，1999）を重ねた。

## 2) 調査結果

### a) 航空レーザー測量

航空レーザー測量は朝日航洋株式会社へ依頼し、1.5 km×4.0 kmの範囲内の測量を行った（図3）。測量の際は1 mメッシュのデジタル標高データ（DEM）の取得を目的とし、航空レーザー測量の照射点は、50 cm四方に1点以上とした。使用機器と測量諸元を表1、表2に示した。スキャンによって得られたデータは植生や建物の部分を除き、DEMへと変換した。また、三次元データの座標値との標高誤差を調整するために調整用基準点を設置した。調整用基準点は原則として広く平坦な箇所に設置するものとし、本作業では4点設置し、2020年2月7日にGNSSによる測量を実施した（図3）。調整点による較正の結果、水平位置精度は0.2 m以内、標高の位置精度は50 cm以内を満たす結果が得られた。



表1 航空レーザー測量の使用機器一覧

項目	機器の種類	名称
航空レーザー測量	回転翼機	ロビンソン R44 II
	航空レーザー測量システム	Trimble Harrier68i (レーザー機材) Trimble Aerial Camera P65 (TAC AICPRO P65) (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 Viva GNSS モデル GS10
	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

表2 航空レーザー測量の測量諸元

項目	設定値	項目	設定値
①飛行速度	144km/h	⑦照射点間隔進行方向	0.47m
②対地高度	500m	⑧照射点間隔直行方向	0.49m
③スキャン周波数	85Hz	⑨コース間隔	270m
④レーザ周波数	150kHz	⑩コース重複率	50%
⑤スキャン照射角度	±30度	⑪ビーム径	1.05m rad
⑥スキャン幅	540m	⑫コース数	7コース

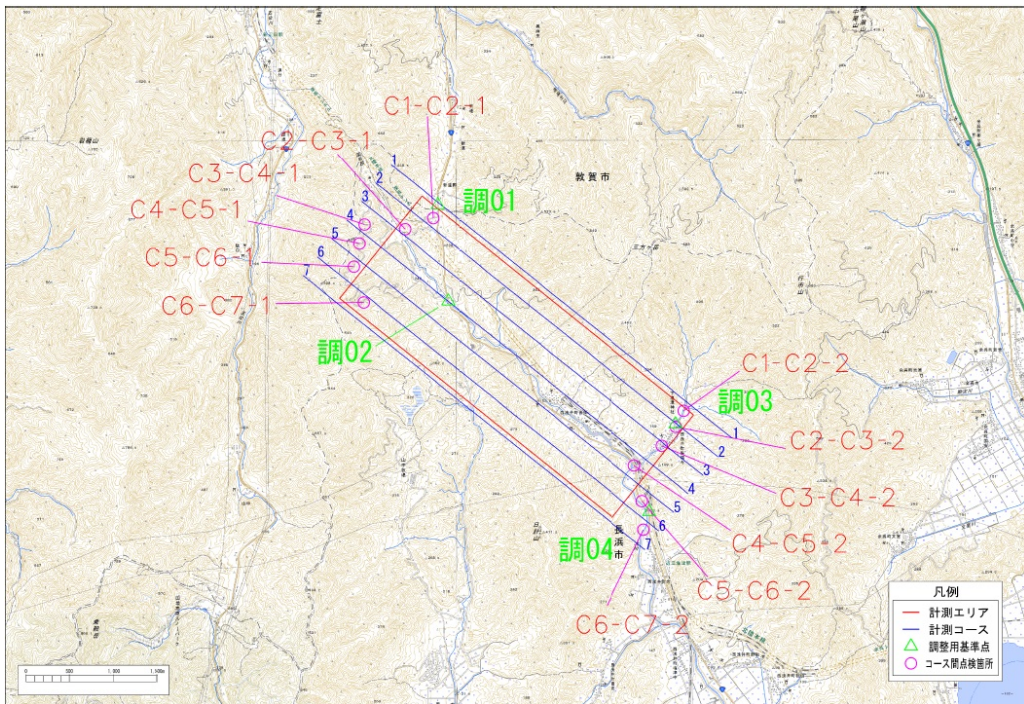


図3 航空レーザー計測範囲

赤の矩形が計測範囲を示す。背景は地理院地図電子国土 Web (国土地理院, 2020)。

## b) 踏査

沓掛砂礫層の分布と段丘面の変形を明らかにするため、集福寺断層を中心に地質調査を行った。また、航空レーザー測量によって得られた1 m メッシュのDEMから地表面の変動地形について調査を行った。得られた地形データを元に作成した沓掛地区周辺の地形図を図4、集福寺断層周辺の踏査結果、東郷・仲川（1973）、及び5万分の1地質図幅「敦賀」（栗本・他，1999）を参考に作成した地質図及び地形分類図を図5に示した。主要な沓掛砂礫層の露頭写真を図6に、新道野面、沓掛面、及び大川の投影地形断面図を図7に示した。沓掛面周辺の地形・地質について記述するに当たり、三方ヶ岳南西麓において南西方向に流下する小河川にR1～R14の番号を付与した（図4）。また、それらの河川に隣接する主要な尾根または沓掛面にRD1～RD14の番号を付与した（図4）。

集福寺断層は三方ヶ岳南西麓においては、概ね南西側に流下する河川と断層の交点において、系統的な左横ずれ屈曲が明瞭に認められる。変位様式の分布を元にRD7面から北側を北セグメント、RD7面から集福寺地区までを南セグメントに分類する。北セグメントの小河川R3より北西側では北東上がりの変位が認められ、断層に向かって南西に傾斜する撓曲変形が認められる。新道野面には、段丘面上に西傾斜の撓曲変形が認められ（図7）、RD2面付近から新道野面にかけて集福寺断層にやや並走して約500～600 m延びる断層が判読される（図4）。小河川R1から北西側では、集福寺断層は国道8号線を横切り、ほぼ大川に沿って延びる（図4）。小河川R1とR3の間では、断層は山麓緩斜面と沓掛面の境界を成す（図4）。小河川R3から東側のRD4面、RD5面、RD6面までは沓掛面と山地の境界に沿って延び、RD7面付近で沓掛面と交差する。南セグメントの小河川R7から集福寺地区までは逆向き低断層崖が顕著に認められ、北東落ちの半地溝帯を形成する。RD7面を境に上下変位の変化方向が変化しているように見えるが、全体的な地形から判断すると、概ね北西上がりの断層が山地との境界に延び、逆向き低断層崖は局所的な伸長によって境界断層から分岐した断層であり、ネガティブフラワー状の断層構造が推定される。ただし、南セグメントにおいて山麓沿いの断層を直接確認できていないこと、沖積面に変位が認められないことから、推定断層とした。

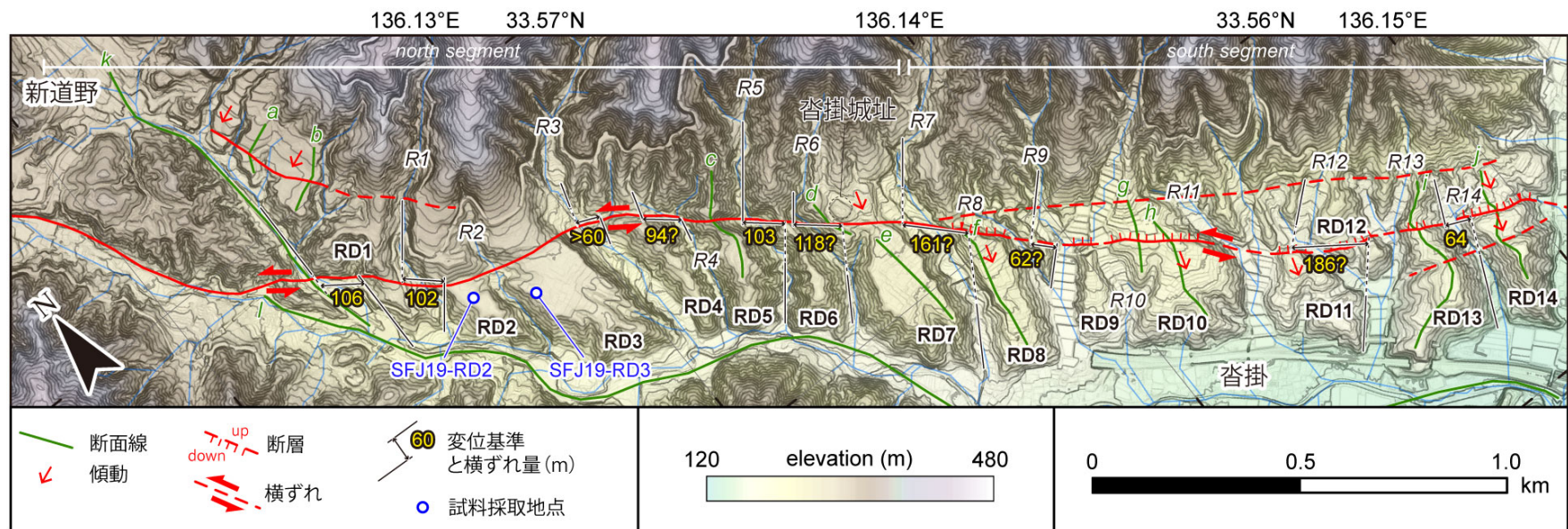


図4 集福寺断層周辺の地形概要

傾斜量図、段彩図は航空レーザー測量によって得られた1mメッシュのDEMを使用して作成した。コンターは5m間隔。緑線(a~1)は地形断面の断面線(図7)。



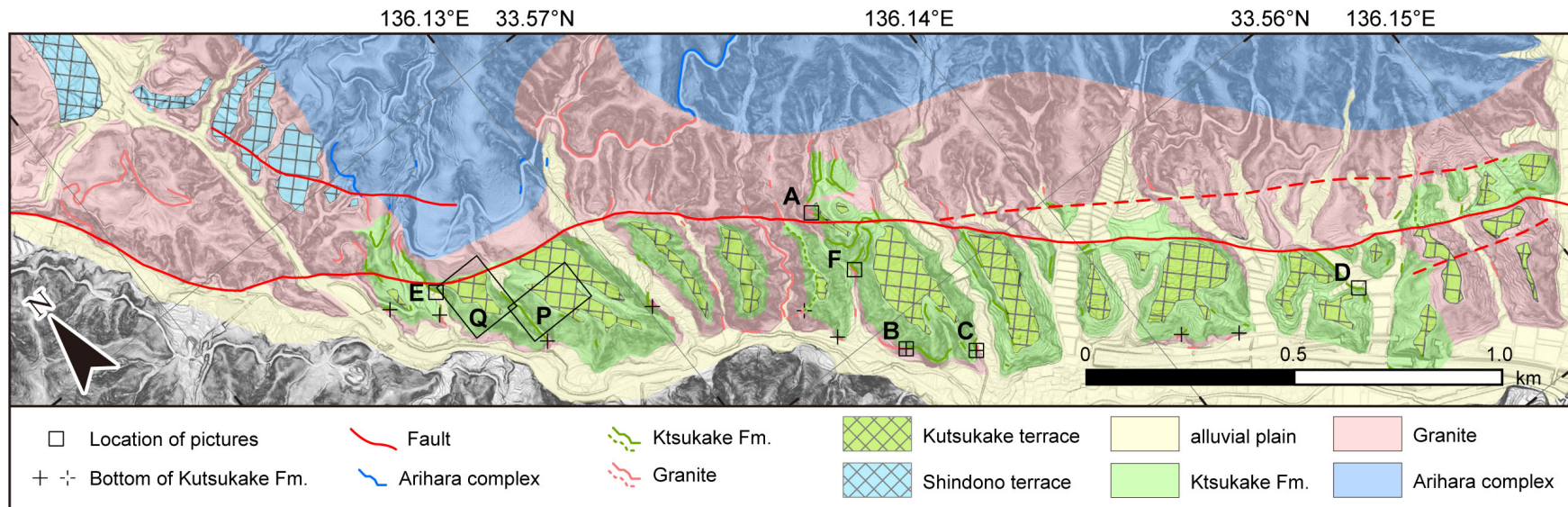


図5 集福寺断層周辺の地質図

5万分の1地質図、東郷・仲田（1973）を元に、踏査結果（実線及び点線）を反映して作成した地質図。四角A～Fは図6の写真撮影位置、十字は沓掛砂礫層底部において花崗岩との境界が確認された箇所を示す。矩形Pは図9、矩形Qは図10の範囲を示す。



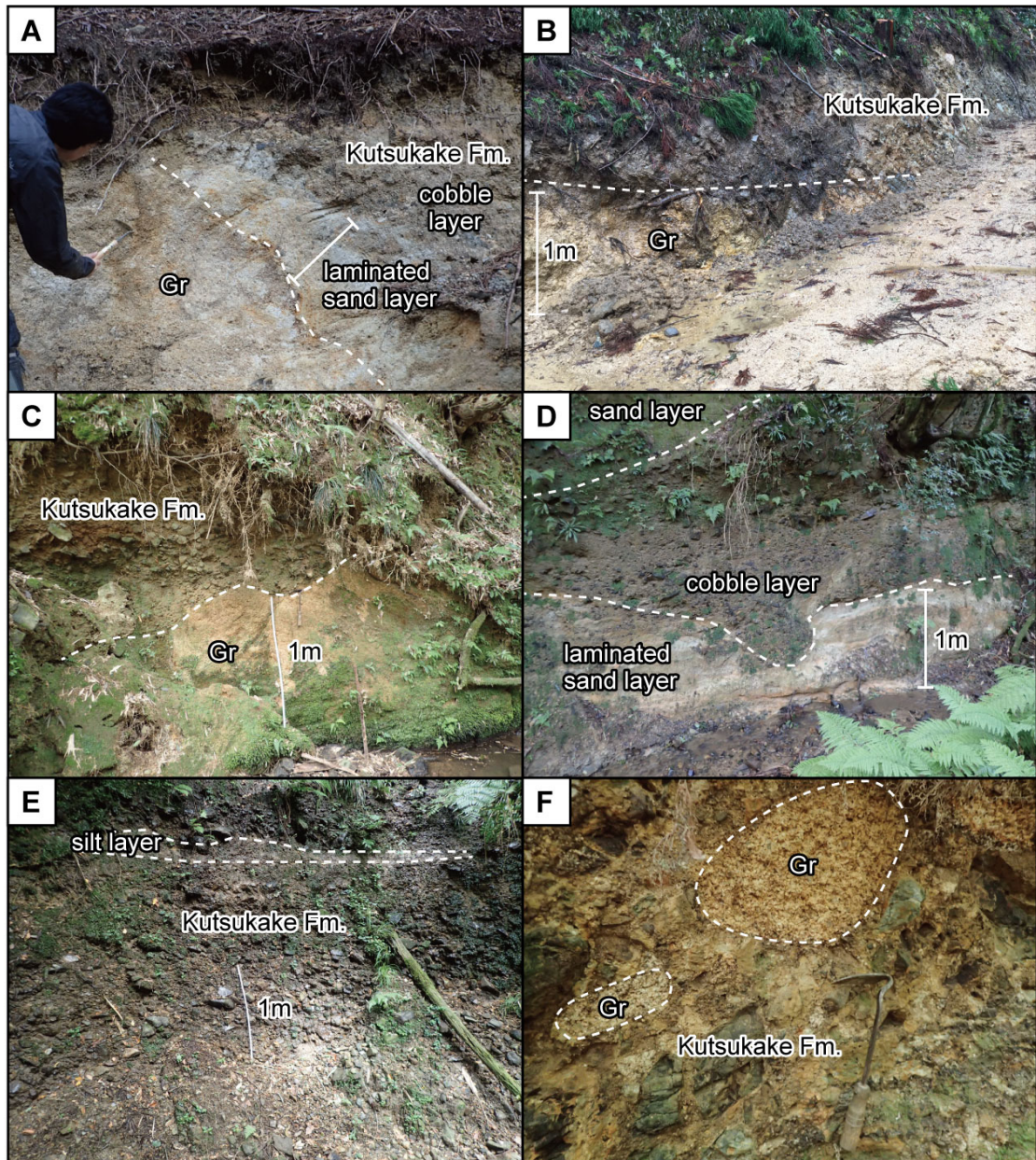


図6 集福寺断層周辺の露頭写真

撮影位置は図5参照。(A) 沓掛砂礫層基底部。沓掛砂礫層が花崗岩にアバットして堆積する。(B) 沓掛砂礫層基底部。沓掛砂礫層が花崗岩を水平に覆う。(C) 沓掛砂礫層基底部。沓掛砂礫層が風化花崗岩を削り込む。(D) 沓掛砂礫層下部。礫層が砂泥互層を削り込む、あるいはレンズ状に挟まれる。(E) 沓掛砂礫層大川上部。泥層を薄く挟む。(F) 沓掛砂礫層基底部付近の礫層。風化した花崗岩礫を含む。

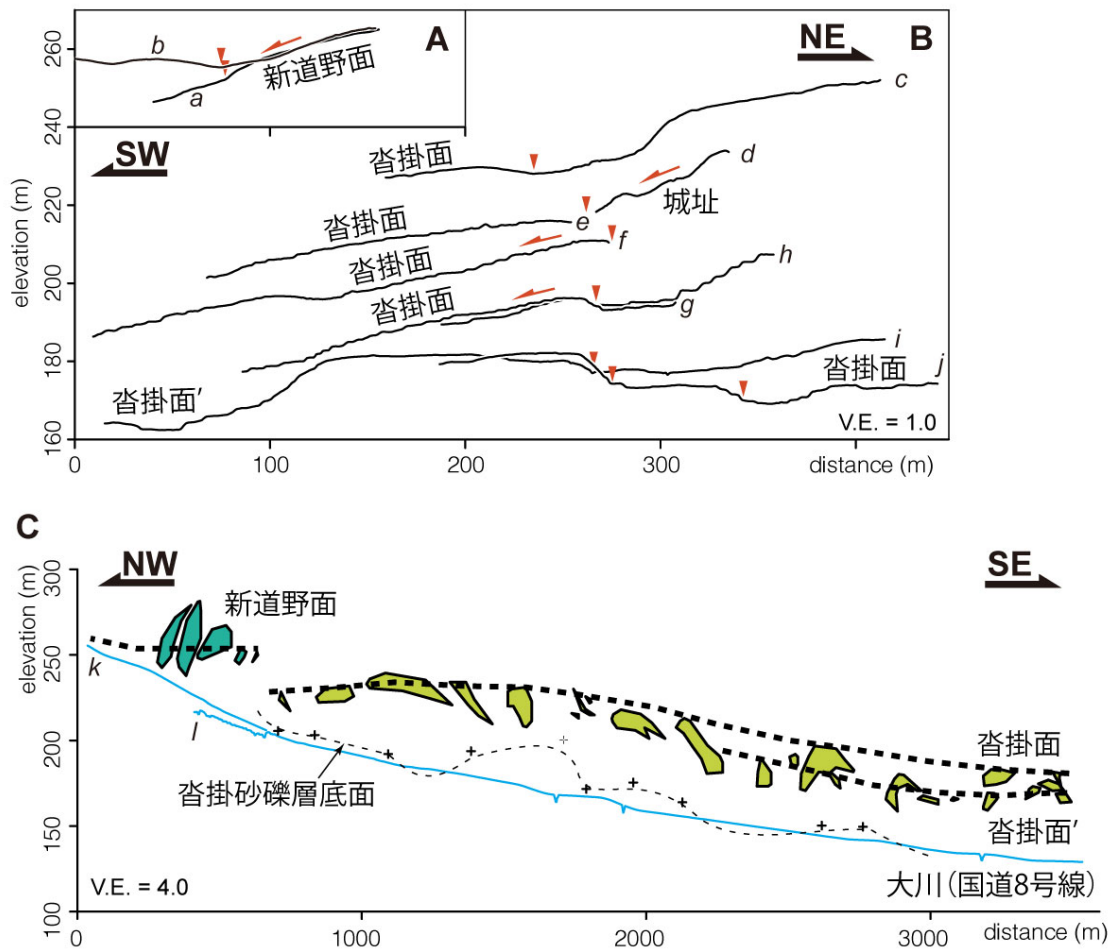


図7 集福寺断層の地形断面

地形断面の測線は図4を参照。(A) 新道野面の投影地形断面。N60Eに投影。(B) 沓掛面の投影地形断面。N50Eに投影。(C) 段丘面及び大川の投影地形断面。沖積面、段丘面の標高をN40Wに投影。

北セグメントにおいては、主断層は大川に沿って延び、国道8号線と交差した後、沓掛面を横切る。国道8号線はかつて大川に合流する支流の一つに沿って建設されており、その支流の左岸には約106 mの左横ずれ変位が認められる。下流側の左岸には沓掛面が残存していることから、沓掛面離水後の変位が蓄積していると考えられる。RD1面において、尾根上に沿って標高が25~30 m高い位置にも沓掛砂礫層と見られる堆積物が連続的に分布している(図5)。これは、北上がりの変位が生じていたことを示唆しており、これは東郷・仲川(1973)で周辺の露頭において約30 mの北上がりの垂直変位が確認されたことと矛盾しない。小河川R1沿いでは左岸側の段丘崖が主断層付近で左に屈曲する。その屈曲量は102 mと見積もられる。RD2面およびRD3面においては、断層の南側に平滑な地形面が分布する。これらの段丘面は上に凸の形状を示し、断層に向かって北東傾斜する。断層活動に伴う傾動を示している可能性がある。主断層の北側、国道8号線の北延長には、新道野面が分布する(図5)。新道野面には西傾斜の撓曲変形が認められ、断層の存在が推定される(図7)。走向は北西側ほど北方向へ遷移し、主断層から分岐する(図4)。この断層



と交差する河川には明瞭な屈曲が認められないことから、横ずれ変位成分は小さいと考えられる。

小河川 R3 から R6 の区間では交差する尾根と河川に極めて明瞭な左横ずれ変位が認められる。沓掛面と山地の境界に沿って明瞭なリニアメントが認められることから、断層は境界に沿って延びるとみられる(図 4)。地質調査では断層が沓掛砂礫層を限っており、北東側には類似の堆積物は認められなかった(図 5)。これは、先行研究による報告と一致する(東郷・仲川, 1973; 栗本・他, 1999)。小河川 R3 は流下方向が断層部で変化しており、変位量の計測は難しい。沓掛面を下刻する河川自体が南に流れていた可能性が高い。横ずれ変位量は左岸側の崖の屈曲から計測すると約 60 m となるが、実際はそれより大きいと考えられる。小河川 R4 は小さい流域が複数合流した谷であり、その流域の規模がどれも等しいことから沓掛面離水時の主たる流域の判別が難しい。また、河川の流下方向も小河川 R3 同様南向きであり、変位基準が不明瞭である。ここでは、現在小河川 R4 に流入する流域のうち、もっとも北西に位置する流域が大川に向かって南西方向に流下していたとし、変位量を約 94 m と見積もった。小河川 R5、R6 と隣接する RD5 面、RD6 面につながる尾根のみかけの屈曲量はほぼ等しい。断層付近の山地側における尾根及び河川の延びる方向と、大川との合流地点付近の両者の延びの方向はどちらもほぼ南西方向で一致する。沓掛面下刻時には河川の流下方向がほぼ南西方向であり、断層近傍では左横ずれに伴って南に流下方向が遷移した可能性がある。断層が沓掛面と山地の境界部のみを変位させていた場合、ほぼ 90 度に屈曲するはずであるが、実際には幅約 100 m の遷移帯が存在する。これは、集福寺断層が沓掛砂礫層内か地表面付近において分散し、変形帯を形成していることを示唆する。その幅は遷移帯の幅に等しいと考えられる。屈曲量は小河川 R5 で 103 m、小河川 R6 で 118 m と見積もられたが、R6 に関しては変位基準の認定に不確定性が大きいため、信頼性は低い。

RD7 面における断層周辺は、かつて山城が築かれた際に、堀の掘削が行われたとみられ、やや複雑な地形を呈する。城址周辺では、2019 年 11 月時点で伐採が行われており、仕事道の掘削に伴って連続的に表層付近の地層が露出していた。その観察によると、先行研究で境界とされていた断層線を越えて沓掛砂礫層が分布する様子が認められた。山地側の沓掛砂礫層は南西に約 14 度傾斜しているのに対し、城址の南側に現れた沓掛砂礫層はほぼ水平で、花崗岩にアバットして堆積していた(図 6A)。城址周辺の沓掛砂礫層は薄く、部分的には基盤の花崗岩が露出している。山地側の沓掛砂礫層と城址側の花崗岩の境界が仕事道沿いに認められ、両者がほぼ垂直に接している様子が認められた。花崗岩は強く風化しているものの、剪断に乏しく、また、沓掛砂礫層の変形も小さいため、この境界は沓掛砂礫層堆積前の基盤の起伏か、堆積中に生じた落差を埋積したものであると推定される。したがって、城址の南に断層があり、その北側が南西に傾動している構造が推定される。RD1 面～RD3 面の断層の北側では同様に北東側隆起の変形が生じていることから、北セグメントにおいては、集福寺断層は横ずれ成分を主として北東上がりの成分を有すると考えられる。

RD7 面から南東側では、沓掛面の分布はパッチ状で、山地側の尾根と明確に対比できない。RD8 面から東側では、逆向き低断層崖が連続する(図 4 及び図 7)。場所によっては沓掛面の北東縁が逆向き断層崖の延長と一致する(図 4)。小河川沿いには斜面堆積物や河川



堆積物で構成される沖積面が北セグメントより幅広く発達しており、逆向き断層崖に斜面堆積物がトラップされているとみられる。断層の山麓側では沓掛面はほぼ失われているか、これらの山麓斜面堆積物に覆われており、小河川 R14 の流域周辺にのみ残存しているとみられる (図 5)。南セグメントに交差する河川は斜面堆積物の供給や侵食に伴う流路の変遷が著しく、河川流路や段丘崖を基準とした屈曲量の計測が難しい。これは地溝帯の沈降が影響していると考えられる。信頼性は低いものの、一部の段丘崖において屈曲が認められる (図 4)。小河川 R7 の全体的な屈曲量は約 161 m と見積もられるが、変位基準の認定が難しく、信頼性は低い。小河川 R9 の右岸側の崖を基準とすると約 62 m となるが、断層をはさんで下流側の侵食崖は西側の小河川によって侵食された可能性が高く、計測値より大きいと考えられる。小河川 R12 においては、河川の右岸と RD11 面南東側の段丘崖を基準とすると変位量は約 186 m と計測される。両者が直線的に流下していなかった可能性があるため、信頼性は低い。小河川 R14 は流域が沓掛面内に収まる河川である。変位量は約 70 m と見積もられる。

集福寺地区周辺では、RD13 及び RD14 の突端に周囲よりやや標高の高い平坦面が認められる。地質図や東郷・仲田 (1973) では侵食小起伏面として、沓掛面に分類していない。RD13 面及び RD14 面付近ではとくに表層付近において露頭を見出すことができず、沓掛砂礫層の有無を確認できなかった。そのため図 5 では、先行研究を踏襲し、花崗岩の分布域として描いた。ただ、RD11 面や RD12 面と比較するとやや突出するが、RD8 面や RD10 面の標高と比較すると特筆して突出しているわけではなく、沓掛面に分類しても不自然ではないと考えられる。これらが沓掛面とすると、RD13 面と RD14 面には二本の並走する正断層が想定される。これらの上下変位量は両者をあわせて約 10 m となる (図 7)。集福寺地区周辺では沓掛面自体が複数段に分類できる可能性があるため、図 7 には沓掛面と沓掛面' として示した。東郷・仲田 (1973) では、これらの高度変化が南落ちに階段状に生じており、南下がりの成分を有する東西走向の断層が 3 本存在するとした。傍証として沓掛砂礫層の基底面の標高変化と小河川 R6 と大川合流点付近に見出された断層露頭を上げている。しかし本調査では同地点において断層露頭を見出すことができなかった。沓掛砂礫層の基底面については数箇所で見出しから確実に高度を抑えることができ (図 5 及び図 6B)、波打っていることを確認した (図 7C)。しかし、階段状と認定できるほどの精度は得られなかった。また、沓掛面の保存状態の良い面はパッチ状に分布しているため、高度変化を連続的に追跡するのは難しく、明確な高度変化が見出せなかった (図 7C)。これらの断層については存在を支持する積極的な証拠が得られなかったため、本調査ではそれらの断層については考慮しない。

地質調査により、沓掛砂礫層が上部層と下部層におおまかに分類できることがわかった。基盤岩付近や下流部では、水平成層したシルト～砂の互層が発達し (図 6D)、山地側や上流側では淘汰の悪い泥岩を主体とした礫層が認められた (図 6E)。基盤岩付近では、最大礫径 1 m までの花崗岩礫が含まれ (図 6F)、砂やシルトは風化した花崗岩由来の石英や長石を多量に含んでいた。それを削りこむように山地側から供給された泥岩の礫層がレンズ状に挟まっていた (図 6D)。礫層の割合は山地側かつ上流側ほど多く、上流部ではほぼ礫層で構成されていた。下部層は主に湖成～河成堆積物、上部層は河成堆積物や山麓斜面堆積物と考えられる (図 8)。沓掛砂礫層と花崗岩の境界は局所的に認められ、連続的に追うこ

とは難しいが、その境界は波打つ形状が推定された。基盤付近の堆積物に花崗岩の礫及び花崗岩起源の砂・シルトが含まれていることを考慮すると、沓掛砂礫層堆積以前は、花崗岩が露出しており、侵食されている状態であったと考えられる。その場合、花崗岩が河川によって削りこまれていたはずで、埋積される以前にすでに凹凸があったと考えるほうが自然である。沓掛面の高度は基底面の高度変化ほど大きく変化しないことから、沓掛砂礫層以前の河川が埋積され、沓掛面の平滑面が形成されたと考えられる（図7）。従って、本調査地域で認められた横ずれ変位は沓掛砂礫層堆積前の変形ではなく、沓掛面の離水後の変位を蓄積しているといえる。

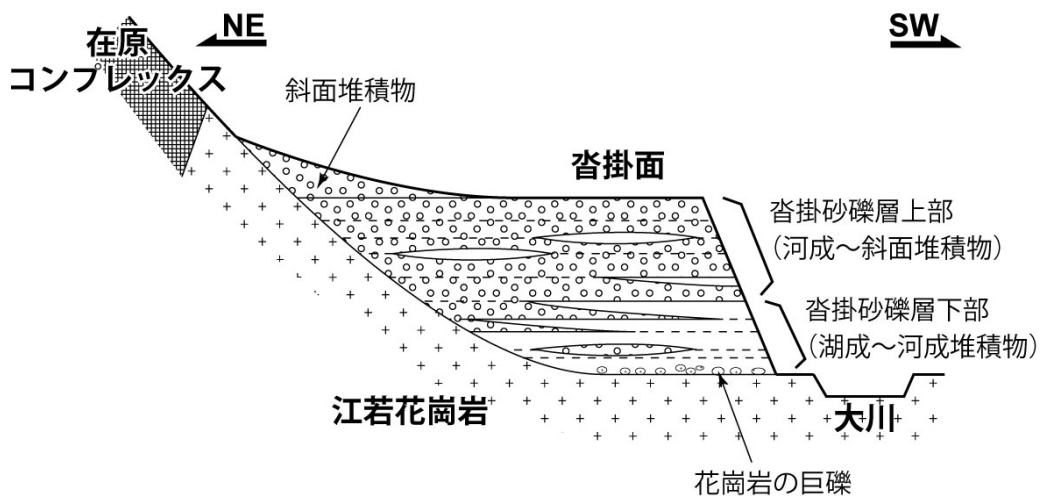


図8 沓掛砂礫層の模式地質断面

c) 宇宙線生成核種による分析

石英が宇宙線に暴露すると、石英中の Si や O 原子と宇宙線との相互作用によって  $^{10}\text{Be}$  や  $^{26}\text{Al}$  などの宇宙線生成核種 (in-situ Cosmogenic Radionuclides: CRN) 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)。本地域の沓掛砂礫層や河川砂には花崗岩や中生代の堆積岩中に形成された脈石英起源の石英粒が多量に含まれる。放射性炭素年代測定や火山灰分析での編年は難しい地域であるが、CRN を用いた表面照射年代測定 (以降では CRN 年代測定と呼ぶ) であれば適用可能である。また、本調査では、横ずれ変位量と流域の侵食速度の関係について調査するため、河床砂を採取し CRN による流域平均侵食速度 (CRN 流域侵食速度と呼ぶ) の推定を行った。

CRN 年代を  $t$ 、地表面の侵食速度を  $\varepsilon$  とすると、地表面における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)。

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

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(インヘリタンス)、 $\lambda$ は $^{10}\text{Be}$ の減衰係数、 $\mu$ は岩石の密度( $\rho$ )と平均減衰長( $\Lambda$ )の比( $\rho/\Lambda$ )、 $P$ 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、 $\mu_{spal}$ 、 $\mu_{slow}$ 、 $\mu_{fast}$ 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 *et al.*, 1991; Borchers *et al.*, 2003; Balco *et al.*, 2008; Borchers *et al.*, 2016)。

CRN年代と侵食速度は(1)式の中でトレード・オフの関係にあるため、一方の取りうる値の範囲を制約することで、解析的または数値的にもう一方の値が求められる。CRN流域侵食速度の場合は、(1)式において十分長い時間(数千年~数万年)が経過したことを仮定し、 $t \rightarrow \infty$ とすると、(2)式のように単純化できる。

$$N = \frac{P_{spal}}{\lambda + \mu_{spal}\epsilon} + \frac{P_{slow}}{\lambda + \mu_{slow}\epsilon} + \frac{P_{fast}}{\lambda + \mu_{fast}\epsilon} \quad (2)$$

流域の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値を求めた。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、代表的な生成速度と誤差範囲とした(表4)。一方、CRN年代を求めるためには、侵食速度に対する制約が必要である。本調査では試料採取地点の地形的特徴からいくつかの侵食速度の時間変化過程を想定し、(1)式から年代を数値的に見積もった。

CRN年代測定のための試料採取は2地点(SFJ19-RD3 および SFJ19-RD2)で実施した。SFJ19-RD3地点では、近接する4箇所ですピット調査を実施し、段丘面表層の堆積物の観察と火山灰分析、試料採取を行った(図9)。SFJ19-RD2地点では表層の土壌を採取し、CRN( $^{10}\text{Be}$ )蓄積量を測定した。

SFJ19-RD3地点は北セグメントの断層が分岐する付近の最も広い沓掛面が保存されている場所である。段丘面上はほぼ平坦であるものの、緩やかな起伏を伴っており、段丘崖に向かって上に凸の形状を示す。段丘面上はかつて桑畑として利用されており、土地境界に沿ってわずかに段差が確認できる(図9A)。かつての桑畑は殆どが現在植林場として利用されているが、一部は放棄されている。段丘面上の平坦部では桑畑として利用されていた際の人工改変がほとんどなく、また、その後利用されていないことから、原面がほぼ保存されていると考えられるため、試料採取地点として選定した。ピット掘削箇所として段丘面上のもっとも標高の高い地点から段丘崖に向かって4箇所(SE01~SE04)を選定した。段丘面上の複数地点で試料を採取することで、局所的な侵食や人工改変の有無についての検証が期待できる。

ピットは深さ1 mを目処に、沓掛砂礫層までの掘削を人力で行った。一部のピットについては沓掛砂礫層上面を掘削し、砂礫層内からの試料を採取した、試料採取予定の壁面の上部をブルーシートで養生し、試料採取時にコンタミが生じないように注意した(図9B)。沓掛砂礫層の上部に堆積する土壌層は4箇所とも類似した堆積層が観察され、約80~100cmの土壌層、シルト層が沓掛砂礫層の上に堆積していた(図9C)。この土壌層の厚さは段丘崖に近いほど薄くなる傾向が認められた(図9D)。試料を採取したピットのうち、SE01

地点については 10 cm ごとに試料を採取し、火山灰分析を行った (図 9C)。火山灰分析は (株) 古澤地質に依頼し、火山ガラスの洗い出し、プレパラートの作成、検鏡、屈折率の測定を行った。分析結果は表 5 に示した。0~50 cm に多量のバブルウォール型の火山ガラスが含まれていた。火山ガラスの特徴と屈折率から、これらは喜界アカホヤ (K-Ah) 火山灰、始良 Tn (AT) 火山灰と推定された。50 cm 以浅から K-Ah 火山灰が検出されることから、40~50 cm が K-Ah 降灰層準と推定される。50~60 cm では AT 火山灰とみられる火山ガラスが多量に含まれていた。それより下位層準で火山ガラスが急減することを考慮すると、AT 降灰層準に近接する可能性がある。本地点では AT 火山灰より古い火山灰は検出されなかった。60 cm 以浅のシルト・土壌層に火山灰が取り込まれていることから、本段丘面上では、沓掛砂礫層の風化に伴い、土壌層が発達する過程で、植物などによる生物攪乱によって、火山灰が土壌中に取り込まれて行ったと考えられる。AT 火山灰の降灰時期は約 2.8 万年前であることから (町田・新井, 2003)、15~20 万年前という地形学的な推定とは矛盾しないものの、離水年代を示しているとはいえず、離水後しばらくのちに降灰し、土壌層中に取り込まれたと推定される。

SFJ19-RD2 地点は、SFJ19-RD3 地点の西側の段丘面上に位置する。沓掛面の殆どの平坦面はかつて桑畑または畑地として利用されていたことから、程度の大小に関わらずたいい改変された痕跡が認められる。しかし本地点には整備された痕跡がなく、地形面そのままの状態に植林場として利用されている (図 10A)。この地点の段丘面は沓掛面の中で唯一山地側へ傾斜する (図 10B)。段丘面と山地の境界を断層が通ると考えられるが、埋土によりその境界は確認できない。段丘面上には小河川 R2 に向かって流下する浅い谷が形成されている (図 10A)。谷筋は不明瞭で、谷壁はなだらかに段丘面と連続する。こうした特徴から、本地点に谷頭侵食は及んでおらず、ソイルクリープなどによるゆっくりとした侵食プロセスが働いていると考えられる。

試料は平滑面を削り込む浅い谷の底から採取した。通常 (1) 式のみでは、侵食速度か CRN 年代のどちらかの値を他の手法か他地点の計測値などから外挿しない限り厳密に定めることができない。しかし、侵食速度が不明であっても、全侵食量がわかっているならば、ある程度 CRN 年代を推定することが可能である (Hidy *et al.*, 2010)。この地点はもともとの平滑面が明瞭なため侵食量を計測しやすい。地形断面から計測すると、侵食量は約 1.8 m と見積もられた (図 10B)。この計測された侵食量と侵食速度の時間変化から本地点の離水年代を推定した。

表 3 分析パラメーター一覧

$^{10}\text{Be}$ の減衰係数	$4.997 \times 10^{-7}$	$T$ 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、 $^{10}\text{Be}$ の半減期として 1.387 Myr を使用した (Borchers <i>et al.</i> , 2016)。
中性子の平均減衰長	160 g/cm <sup>2</sup>	Lal (1991)
遅いミュオンの平均減衰長	1500 g/cm <sup>2</sup>	Braucher <i>et al.</i> (2003)
早いミュオンの平均減衰長	4320 g/cm <sup>2</sup>	Braucher <i>et al.</i> (2003)
中性子による $^{10}\text{Be}$ の基準生成速度	$4.49 \pm 0.38$ atoms/g/yr	Balco <i>et al.</i> (2008)



表 4 試料、採取地点に関する諸情報

Sample	Site <sup>a</sup>			Shielding Factor <sup>b</sup>	Density <sup>c</sup> (g/cm <sup>3</sup> )	<sup>10</sup> Be production rate <sup>d</sup> (atoms/g/yr)			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)			spallation	slow muon	fast muon	total
SFJ19-R1	35.57105	136.13025	216	-	2.4-2.6	5.1	0.038	0.029	5.2 ± 0.4
SFJ19-R3	35.57109	136.13615	209	-	2.4-2.6	5.3	0.038	0.028	5.3 ± 0.5
SFJ19-R4	35.56604	136.13253	217	-	2.4-2.6	4.8	0.039	0.029	4.9 ± 0.4
SFJ19-R5	35.56703	136.13704	206	-	2.4-2.6	5.0	0.038	0.028	5.1 ± 0.4
SFJ19-R6	35.56447	136.13660	210	-	2.4-2.6	4.8	0.038	0.029	4.8 ± 0.4
SFJ19-R7	35.56703	136.14375	207	-	2.4-2.6	5.4	0.038	0.029	5.4 ± 0.5
SFJ19-R9	35.56200	136.14172	191	-	2.4-2.6	4.8	0.038	0.029	4.9 ± 0.4
SFJ19-EX1	35.56613	136.12672	227	0.9973	1.4-1.8	4.8	0.039	0.027	4.9 ± 0.4

a 標高値は 1 m メッシュ DEM から取得

b 地形による遮蔽効果

c 流域の場合は花崗岩の密度，EX1 については表層付近の堆積物の密度

d EX1 を除く地点の生成速度は流域の平均的な生成速度

表 5 火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass(/3000)			Heavy Mineral(/3000)			β 石英 (/3000)	特記鉱物	火山ガラスの屈折率	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum				
0-10	675	0	8	3	23	0	0			
10-20	588	0	14	9	32	0	0			
20-30	981	5	12	8	33	0	0		1.495-1.503,1.510-1.516	
30-40	866	0	7	7	45	0	0.5	Cum微量含む		
40-50	823	0	5	4	25	0	0			K-Ah
50-60	434	1	8	2	12	0	0		1.497-1.501	AT降灰層準近接
60-70	133	0	1	1	16	0	0.5			
70-80	31	0	0	0	6	0	1		1.496-1.501	
80-90	9	0	0	0.5	8	0	1.5			
90-100	0	0	0	0	9	0	1.5			

Bw: バブルウォールタイプ

Opx: 斜方輝石

Pm: パミスタタイプ

Gho: 緑色普通角閃石

O: 低発タイプ

Cum: カミングトン閃石

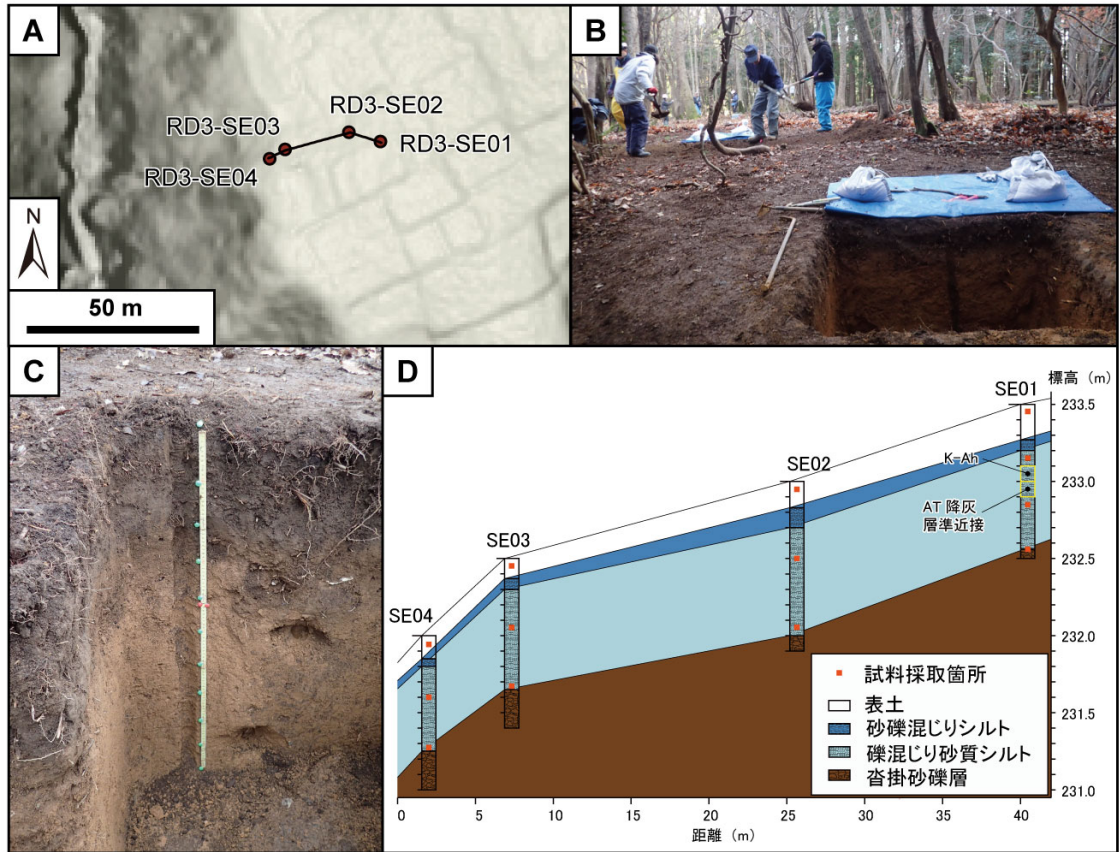


図9 試料採取地点 SFJ-RD3 周辺の地形

(A)ピット掘削位置。背景は1mメッシュDEMから作成した傾斜量図。(B)ピット掘削の様子。写真手前はRD3-SE04地点、掘削中のピットはRD3-SE03地点。(C)土壌層の様子。ピットの底部が沓掛砂礫層上面。黄緑色のピンは火山灰分析用試料の採取箇所を示す。(D)ピット掘削結果から作成した段丘面上の地質断面図。

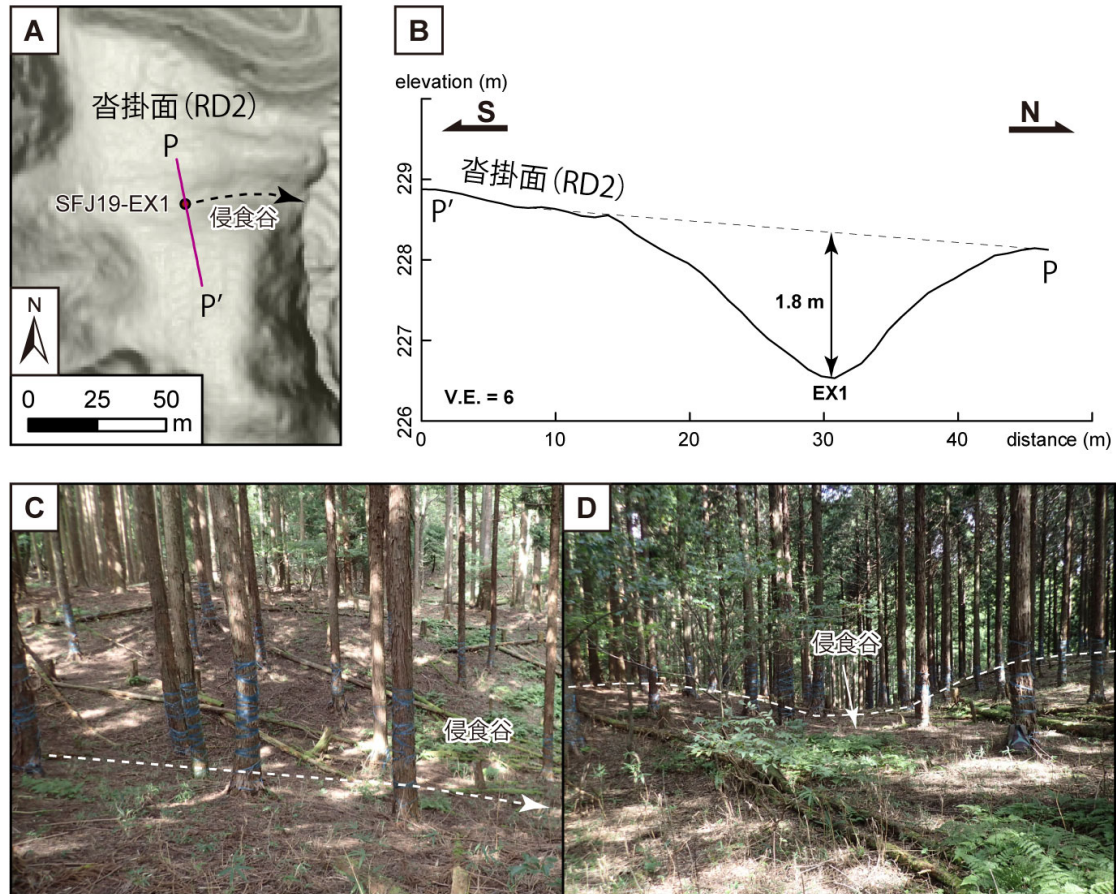


図 10 試料採取地点 RD2 周辺の地形（地形図・写真・地形断面）

(A) SFJ19-EX1 試料採取位置。背景は 1 m メッシュ DEM から作成した傾斜量図。(B) 試料採取地点の地形断面図。地形データは 1 m メッシュ DEM を使用。(C) 採取地点の様子。南から撮影。(D) 採取地点の様子。西から撮影。

採取した試料のうち SFJ19-R1 を除く試料は、250~500  $\mu\text{m}$  に破碎・分級したのち、Kohl and Nishiizumi (1992) のプロトコルに従って、前処理を行った。6M 塩酸により有機物と炭酸塩類を除去し、1% のフッ酸と硝酸の混酸により、石英以外の鉱物を除去した。除去しきれなかった鉱物についてはハンドピックにより取り除いた。SFJ19-R1 については、石英含有率が低いものの、粒径の大きい石英の礫が多数含まれていたため、それをハンドピックで取り出し、粉碎後前処理を行った。分離した石英は、フッ酸で溶解した後、過塩素酸、硝酸、フッ酸により精製処理を行った。溶解時に Be のキャリアを加えた後、陰イオン交換により Fe や Ti を除去し、陽イオン交換により Be と Al を抽出した。抽出した Be については Be レジンを使用し、同重体であるホウ素の除去を行った。加えてアンモニア水による沈殿洗浄を繰り返し行うことで、入念にホウ素を取り除いた。Be 溶液は電子レンジるつぽにて加熱し、BeO 化させたのち、Nb と混合して銅製カソードに封入した。Be 同位体比の測定は東京大学総合研究博物館のタンデム加速器を使用して行った。標準試料として KNB5-1 及び KNB5-2 を使用した (Nishiizumi *et al.*, 2007)。測定結果は表 4 にまとめた。

得られた侵食速度について注意すべき点は、採取試料中の石英が対象とする流域の表層付近から満遍なく供給されていることを想定している点である。本地域は主要な石英の供

給源である花崗岩の分布が断層沿いに限られているため、流域平均を十分に反映していない可能性がある。また、流域に人工改変を伴う場合、流域外から採取した土砂や、地表以外から供給された土砂が含まれる可能性がある。<sup>10</sup>Be 蓄積量から見積もられた CRN 侵食速度は 67~327 mm/千年とややばらつきが大きい(表 6)。R1 流域が最も大きく、327 mm/千年を示し、R5 流域が最も小さい 64 mm/千年を示した(図 11)。R1 流域を除くと、平均は約 100 mm/千年となる。これは国内の花崗岩地域で報告されている侵食速度と大きく変わらない(Regalla *et al.*, 2013; Nakamura *et al.*, 2014)。R1 流域が大きい値を示した理由としては、他の流域と比べると分析した石英の粒径が大きいことが影響していると考えられる。礫径が大きいほど運ばれにくいため、採取地点近傍の蓄積量の低い石英が多量に含まれていた場合、流域の侵食速度を反映しない可能性がある。

SFJ19-EX1 地点の CRN 年代を求めるためには、堆積時の蓄積量であるインヘリタンスを推定する必要がある。本調査では、現河床から多数の試料を採取しているため、R1 及び R3 流域を除いた試料の蓄積量の平均値をインヘリタンスとして与えた。年代を求める際には侵食速度の時間変化について 3 ケースを仮定した。1 つは離水後侵食速度が一定であると仮定した場合(ケース 1)、2 つ目は侵食速度が時間に比例して大きくなる場合(ケース 2)、3 つ目には侵食速度が時間の 2 乗に比例して大きくなる場合(ケース 3)を想定した(図 12A)。堆積物の密度を 1.4 から 1.6 の間で変化させるとともに、生成速度にはおよそ 10% の誤差を与えた。いくつかの誤差を含む値が年代に与える影響を検討するため、与える変数を誤差範囲内でランダムに 10 万セット生成し、(1)式により CRN 蓄積量を求めた。求めた CRN 蓄積量と計測された値からカイ自乗値を求めた。そのうち最小カイ自乗値+1 以下の値を示した年代のみを抽出した。抽出した年代のセットからヒストグラムを作成し、平均値と誤差範囲を定めた(図 12B~12D)。

年代はケース 1 で  $127 \pm 12$  ka、ケース 2 で  $181 \pm 18$  ka、ケース 3 で  $219 \pm 23$  ka が得られた。ケース 1 では侵食速度が一定と仮定しているが、実際には平滑な面から浅い谷地形に至る過程において徐々に侵食速度が増していったと考えられる。従って、ケース 1 の示す CRN 年代より地形面の離水年代は古い可能性が高い。ケース 2 は線形に侵食速度が増す場合である。ソイルクリープによる侵食速度は地形の曲率に比例するため、ソイルクリープによる土砂の運搬速度は指数関数的に増加する(たとえば松四, 2017)。本地点の主な侵食プロセスがソイルクリープである場合、侵食速度の増大はケース 2 よりはケース 3 に近い形で進行したと考えられる。従って、離水年代はケース 1 の示す 130 ka より古いことは確実で、おそらくケース 2 からケース 3 の間の 181~219 ka、誤差範囲を考慮すると、およそ 160~240 ka と推定される。



表 6 宇宙線生成核種測定結果

Sample	Qz量	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	$^9\text{Be}$	$^{10}\text{Be}$	Erosion rate
	g	$10^{-14}$	$10^{19}$ atoms	$10^4$ atoms/g	mm/kyr
SFJ19-R1	29.977	$1.82 \pm 0.49$	2.02	$1.22 \pm 0.33$	$327 \pm 25.2$
SFJ19-R3	30.032	$3.67 \pm 0.93$	2.01	$2.46 \pm 0.62$	$163 \pm 12.8$
SFJ19-R4	29.608	$6.19 \pm 1.45$	2.02	$4.22 \pm 0.99$	$89 \pm 6.6$
SFJ19-R5	29.717	$8.80 \pm 1.28$	2.02	$6.00 \pm 0.88$	$64 \pm 5.1$
SFJ19-R6	29.599	$6.77 \pm 0.95$	2.02	$4.61 \pm 0.65$	$80 \pm 6.4$
SFJ19-R7	29.741	$5.91 \pm 0.70$	2.03	$4.03 \pm 0.47$	$102 \pm 8.3$
SFJ19-R9	29.838	$5.80 \pm 1.04$	2.01	$3.91 \pm 0.70$	$96 \pm 7.5$
SFJ19-EX1	14.935	$21.41 \pm 1.88$	2.02	$28.94 \pm 2.54$	$12 \pm 1.2$

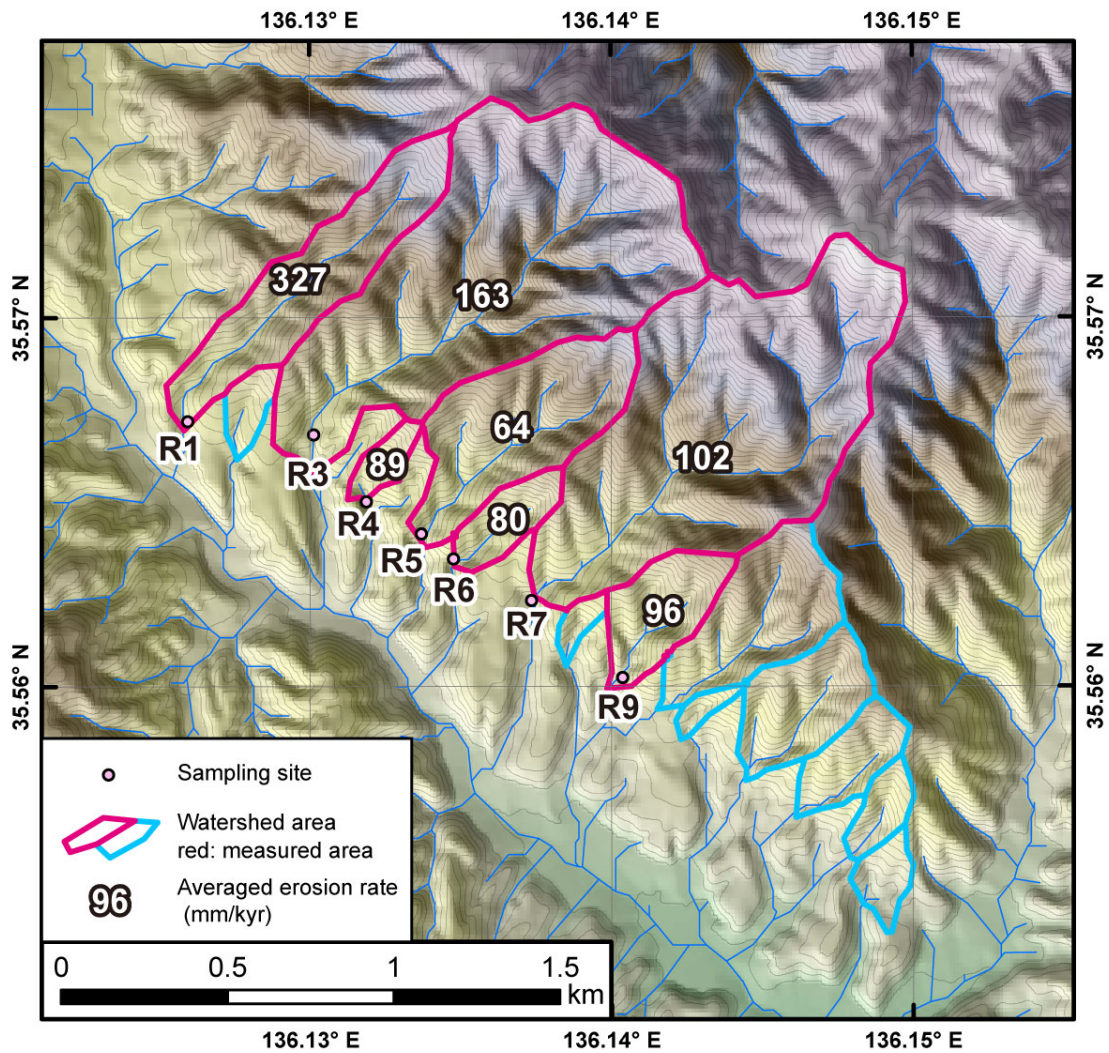


図 11 流域侵食速度の分布

背景は国土地理院「基盤地図情報 数値標高モデル (10 m メッシュ)」から作成した地形陰影図及び段彩図。コンターは標高 10 m 毎。

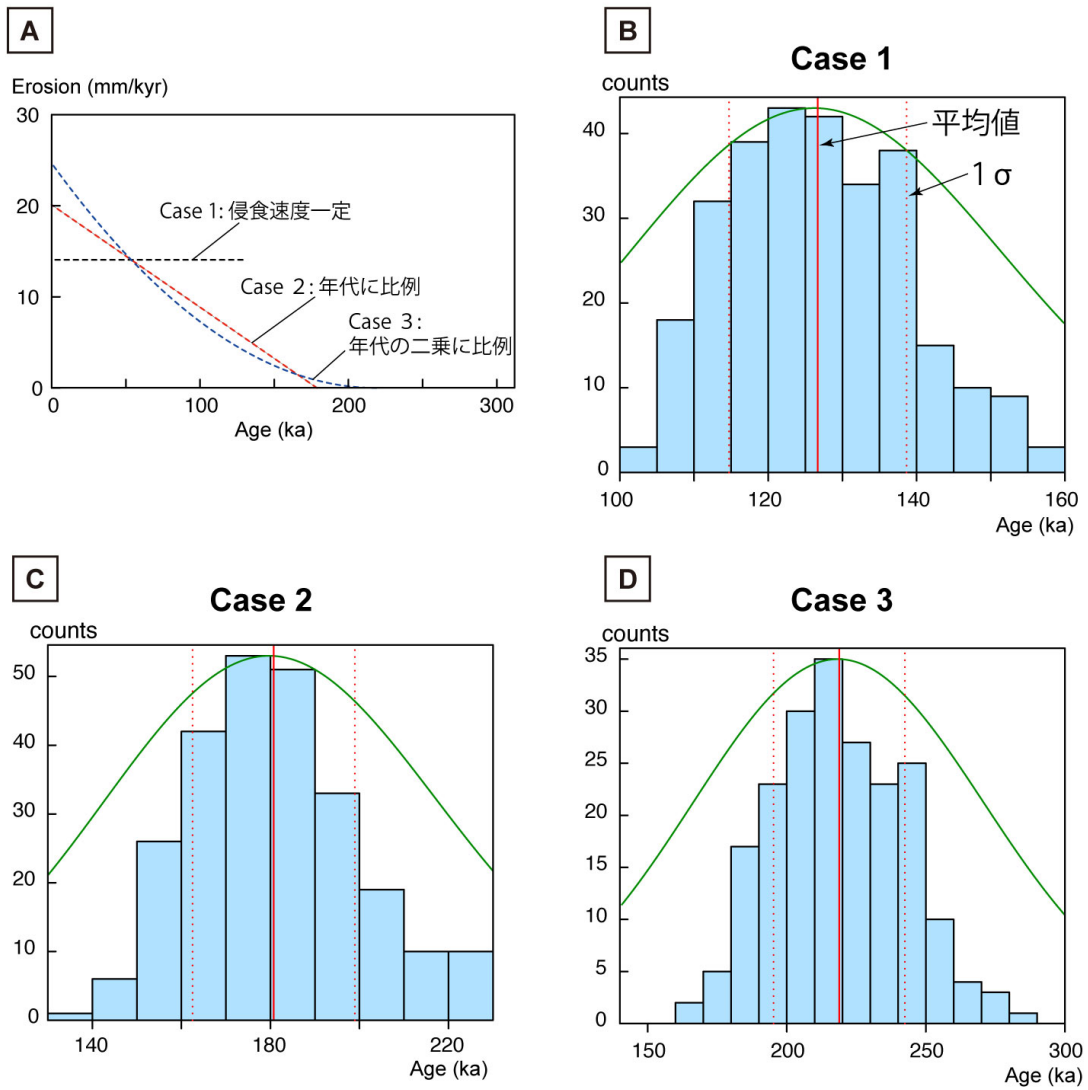


図 12 表面照射年代の分析結果

(A) 仮定した侵食速度の時間変化。(B~D) 得られた年代のばらつき。与える変数を誤差範囲内でランダムに 10 万セット生成し、そのうち最小カイ自乗値を示した年代のみを抽出した。抽出した年代からヒストグラムを作成し、平均値 (赤線) と分散 (赤点線) を求めた。

### 3) 考察

#### a) 横ずれ変位量と平均変位速度の推定

各小河川で計測された左横ずれ量はばらつきが大きい。特に南セグメントでは、河川争奪が激しく、変位基準の選定が難しい。小河川 R4、R6、R7、R9、R12 については変位基準の選定によって大きく値が変わる可能性がある。小河川 R14 については断層のズレではなく初生的な谷の形状を示している可能性がある。小河川 R3 については、左岸側の崖地形のずれを計測したが、実際はこの値より大きいと推定される。横ずれ変位量が明瞭な地点は国道 8 号線沿いの変位、小河川 R1 の左岸、小河川 R5 であり、それらはほぼ同じ値（平均 104 m）を示している。ほぼ同じ変位量を示しているのは、河川の下刻が沓掛面の離水とともに同時に始まったためと推定される。沓掛面離水後の左横ずれ変位量を約 104 m としたとき、沓掛砂礫層の離水年代（160～240 ka）から左横ずれ変位速度は 0.43～0.65 m/千年と見積もられる。このとき活動度は B 級となり、先行研究と矛盾しない。

#### b) 横ずれ変位量と流域パラメータの関係

集福寺断層において流域侵食速度が得られた流域について、代表的な流域パラメータを抽出し、侵食度および河川の横ずれ変位量との相関関係について分析を行った（表 8）。抽出したパラメータは、流域面積、流路長、平均傾斜量、起伏量である。パラメータ同士の相関を調べるため、散布図行列を作成した（図 13）。散布図行列の左下にはそれぞれのパラメータ同士の相関係数を示した。

流域パラメータ同士の相関は概ね高い。これは対象とした流域が全て三方ヶ岳の南西面に含まれるためと考えられる。侵食速度と流域パラメータとの相関は概して低い。突出して侵食速度が大きい SFJ19-R1 を除いたとしても、顕著な関係性は見出せない。これは侵食速度が地形によって左右されていないことを意味する。SFJ19-R1 を除く流域の侵食速度の平均値約 100 mm/千年は地域の三方ヶ岳周辺の平均的な侵食速度を示している可能性がある。従って、横ずれ量と流域長の関係から活動度を見積もる際の侵食速度が一定であるとする仮定は概ね妥当であると言える。

本地域において横ずれ変位量と流域パラメータとの相関は侵食速度との相関以上に低い。これは横ずれ量の計測自体に不確定性が大きいことが要因の一つとして挙げられる。基準となる崖や河川の選択、基準線の長さによって変位量は容易に変化する。また、計測データが少ないため、この不確定性の影響が大きく、関係性を見出すことを難しくしている可能性がある。もう一つの要因は横ずれ変位の蓄積が沓掛面の離水以降に一斉に始まった点である。横ずれ変位量との相関を指摘した研究では、流域の発達と横ずれ変位の蓄積が並行して生じることを仮定している。しかし、本地域では流域の地形は沓掛砂礫層堆積時にはすでにほぼ形成されていたと考えられ、横ずれ変位量の蓄積に伴って流路長をはじめとした流域パラメータに大きな差異が生じていたと推定される。したがって、本地域において横ずれ変位量と流路長との関係を議論することは難しい。

表8 集福寺断層の流域パラメータ

流域	横ずれ量 (m)	流域面積 (m <sup>2</sup> )	流路長 (m)	平均傾斜量 (°)	起伏量 (m)	侵食速度 (mm/kyr)
R1	102	169100	1194	28	326	327
R3	60	569300	1543	33	364	163
R4	94	20200	298	24	115	89
R5	103	181700	917	31	283	64
R6	118	43300	427	28	152	80
R7	161	543600	1619	31	394	102
R9	62	76200	541	29	200	96

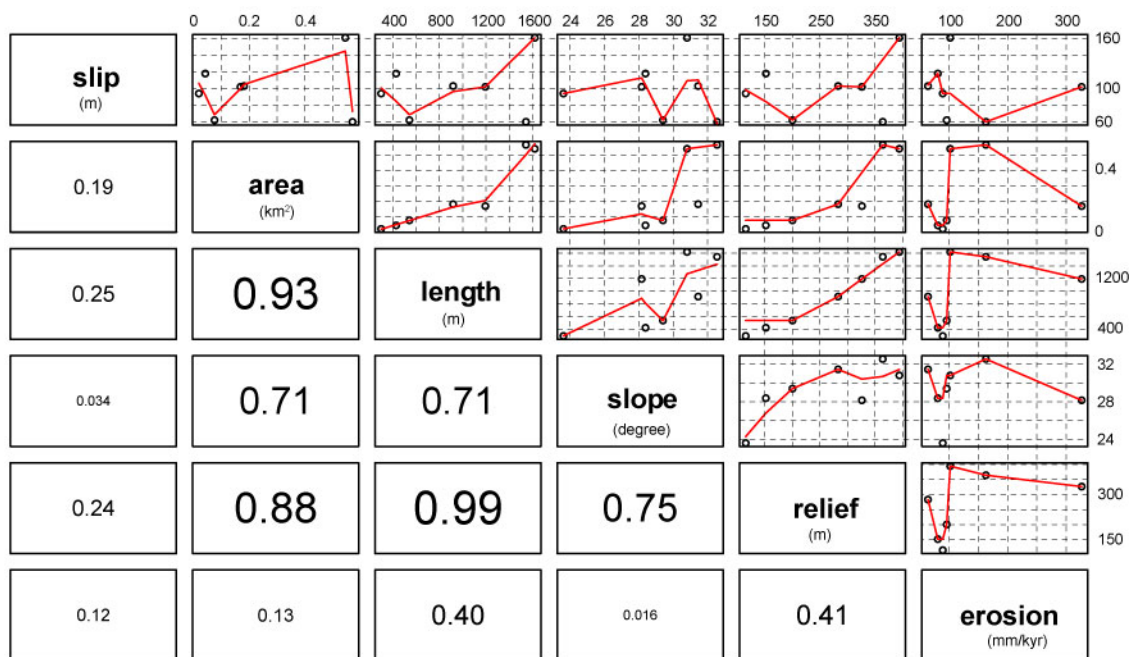


図13 集福寺断層の流域パラメータの散布図行列

侵食速度が得られた流域の横ずれ変位量、流域面積、流路長、平均傾斜量、起伏量、流域平均侵食速度のそれぞれの組み合わせが示すグラフ（右上）と相関係数（左下）。例えば、流域面積と流域平均侵食速度の関係は、左から6列目、上から2行目のグラフと左から2列目、上から6行目の相関係数を参照する。グラフ中の赤線は平滑化スプラインを示す。相関係数は高い値ほどフォントサイズが大きい。

(c) 令和2年度の業務の成果

六甲・淡路島断層帯（野島断層）において採取した試料の採取箇所ならびに分析結果については、3.7章「山田断層帯（主部）の調査」にまとめた。

(d) 令和3年度の業務の成果

なし

(e) 結論ならびに今後の課題

集福寺断層の活動性を明らかにするため、沓掛地区周辺を中心に航空レーザー測量および踏査による詳細な地形・地質調査を行った。沓掛砂礫層の分布と沓掛面の変形から、集福寺断層は北側と南側で隆起方向が異なることがわかった。左横ずれ変位量は最大186 mまで計測されたものの、信頼度の高い変位量についてのみ考慮すると平均約104 m程度と見積もられた。宇宙線生成核種による沓掛面の離水年代の推定の結果、130 kaより古いことは確実で、おそらく160～240 ka頃と推定された。これらの情報から左横ずれ変位速度は約0.43～0.65 m/千年と見積もられ、B級であることが裏付けられた。集福寺断層の一回の左横ずれ変位量は断層長から約0.8 m程度と推定されるため、活動間隔は1900～1200年と推定される。

厳密な推定のためにはより多くの試料についてCRN蓄積量の測定が必要である。表面照射年代については、RD2面の浅い谷底以外の場所から試料を採取し、CRN蓄積量の空間分布を明らかにすることで、侵食速度として与えた条件が妥当であるか否かを検証する必要がある。また、ピット調査によって採取した試料について分析し、土壌中のCRN蓄積量の深度方向の変化についても調べる必要がある。これらの調査の結果は、推定された表面照射年代に大きな影響を与えうる。

また、集福寺断層における横ずれ量は沓掛面離水後の蓄積量であり、横ずれ変位量と流域パラメータの関係についての研究で対象とされているような侵食域内の横ずれ変位地形とは前提条件が異なることがわかった。集福寺断層は北西延長部で山地内を横切るため、その地域の変位量や流域地形との関わりを調べる必要がある。六甲・淡路島断層帯（野島断層）において採取した試料の採取箇所ならびに分析結果については、3.7章「山田断層帯（主部）の調査」にまとめた。中国地域やその周辺に分布する横ずれ断層についての関係については3.7章「山田断層帯（主部）の調査」において検討を行った。

(f) 引用文献

Balco, G., J. O. Stone, N. A. Lifton and T. J. Dunai, A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements, *Quat. Geochronol.*, 3, 174-195, 2008.

Borchers, B., S. Marrero, G. Balco, M. Caffee, B. Goehring, N. Lifton, K. Nishiizumi, F. Phillips, J. Schaefer and J. Stone, Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project, *Quat. Geochronol.*, 31, 188-198, 2016.



- Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourlès and F. Colin, In situ produced  $^{10}\text{Be}$  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.
- Hidy, A. J., J. C. Gosse, J. L. Pederson, J. P. Mattern and R. C. Finkel, A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11(9), doi: 10.1029/2010GC003084, 2010.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 野坂・集福寺断層帯の長期評価, [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/63\\_nosaka\\_shufukuji.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/63_nosaka_shufukuji.pdf) (2020年4月15日確認), 2003.
- 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.
- Kohl, C. and K. Nishiizumi, Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3583-3587, 1992.
- 国土地理院, 地理院地図電子国土 Web, <http://maps.gsi.go.jp/>, (2020年4月15日確認).
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓, 5万分の1地質図幅「敦賀」, 1999.
- Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439, 1991.
- 町田 洋・新井房夫, 「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, 2003.
- Maruyama, T. and A. Lin, Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks, *Tectonophysics*, 323, 197-216, 2000.
- Maruyama, T. and A. Lin, Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan, *Tectonophysics*, 344, 81-101, 2002.
- 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, 宇宙線生成核種を用いた岩盤の風化と土層の生成に関する速度論, *地学雑誌*, 126, 487-511, 2017.
- 松四雄騎・若狭 幸・松崎浩之・松倉公憲, 宇宙線生成核種  $^{10}\text{Be}$  および  $^{26}\text{Al}$  のプロセス地形的応用, *地形*, 28, 87-107, 2007.
- 松浦旅人, 琵琶湖北岸, 野坂山地における谷中分水界の形成過程, *季刊地理学*, 51, 179-187, 1999.
- Nakamura, A., Y. Yokoyama, K. Shiroya, Y. Miyairi and H. Matsuzaki, Direct comparison of site-specific and basin-scale denudation rate estimation by in situ cosmogenic nuclides: an example from the Abukuma Mountains, Japan, *Prog. in Earth and Planet. Sci.*, 1, 9, 2014.

- Nishiizumi, K., M. Imamura, M. W. Caffee, J. R. Southon, R. C. Finkel and J. McAninch, Absolute calibration of  $^{10}\text{Be}$  AMS standards, Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B, 258, 403-413, 2007.
- 岡田篤正・今泉俊文・熊原康博・千田 昇・東郷正美・中田 高, 1:25,000 都市圏活断層図「敦賀」, 国土地理院技術資料, D1-No.449, 2005.
- 岡田篤正・東郷正美編, 「近畿の活断層」, 東京大学出版会, 408p, 2000.
- Regalla, C., E. Kirby, D. Fisher and P. Bierman, Active forearc shortening in Tohoku, Japan: Constraints on fault geometry from erosion rates and fluvial longitudinal profiles, Geomorphology, 195, 84-98, 2013.
- 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然—総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, 1148p, 1979.
- 東郷正美・仲川信一, 湖北における河川争奪, 法政大学地理学集報, 2, 9-19, 1973.