

3. 5 山田断層帯（主部）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 山田断層帯（主部）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

(c) 業務の目的

山田断層帯（主部）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。本事業では既存詳細数値標高モデルの解析により詳細な変動地形を把握する。1箇所以上でボーリング調査及び年代測定（宇宙線生成核種年代測定を含む）を行い段丘面の編年を行い、平均変位速度を検討する。1箇所以上で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する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和2年度：

対象地域の既往成果の整理を行った。既存詳細数値標高モデルの解析により詳細な変動地形を把握した。2箇所でもボーリング調査及び宇宙線生成核種年代測定を含む年代測定により段丘面の編年を行い、活動履歴について検討した。また、令和元年度調査で集福寺断層にて実施した7箇所に加え、新たに山田断層帯（主部）及び六甲・淡路島断層帯の14箇所でも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。

(2) 令和2年度の成果

(a) 業務の要約

山田断層帯（主部）は京都府宮津市から兵庫県豊岡市但東町にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約33 kmの右横ずれを主体とする活断層である。断層帯西部の西野々地区において、既往の航空レーザー測量によって得られた詳細標高モデル（2mメッシュ）を用いて地形判読を行った結果、高位段丘面を下刻する河川に20～10 mの右横ずれが確認された。高位段丘面の編年は段丘堆積物が失われているため困難であったが、低位段丘面の形成以前からの横ずれ変位が蓄積していると考えられたため、低位段丘面の編年により、横ずれ変位速度の上限を定めた。ボーリング調査によって採取した段丘堆積物の放射

性炭素年代測定と巨礫の表面照射年代測定を試みた結果、放射性炭素年代測定により 24～18 ka の年代が得られ、上限値は 1.1～0.41 m/千年と定められた。さらに、流域地形量と横ずれ変位量による推定手法をあわせて実施した。集福寺断層、野島断層、山田断層帯（主部）について各 7 流域を選定し、宇宙線生成核種による流域平均削剥速度（流域侵食速度と同義）を計測した。合わせて、既往研究結果を参照し、横ずれ量を定めるとともに、種々の流域地形量の計測を行った。横ずれ変位速度のわかっている集福寺断層および野島断層の示す屈曲率から比例定数 k が 4.3～1.4 と求められ、それを山田断層帯（主部）に適用した結果、平均横ずれ変位速度は 0.1～0.5 m/千年と求められた。また、流域平均削剥速度を加味した場合、比例定数 k' が 0.5～0.01 と求められ、平均変位速度は 0.04～0.3 m/千年と求められた。段丘面の編年による手法と屈曲率を用いた手法による結果、既往研究によって得られた平均上下変位速度をあわせて考慮すると、平均変位速度は 0.5～0.15 m/千年と推定され、山田断層帯（主部）の活動度は B 級と評価される。

(b) 業務の実施方法

1) 段丘面による平均横ずれ変位速度の推定

山田断層帯（主部）沿いに分布する河成段丘を対象とした変動地形の調査を実施し、横ずれ変位速度の推定に有効と考えられる場所を探索した。調査地点において、地形分類による変動地形の把握、横ずれ変位量の計測を行うとともに、採取した段丘堆積物に対する年代測定を行い、堆積年代を明らかにすることで横ずれ変位速度の推定を試みた。

地形判読および計測には、空中写真と 2 m メッシュの詳細標高モデル（2 m DEM）を使用した。2 m DEM は原子力安全基盤機構からの受託事業である「平成 23 年度 断層セグメント区分及び運動性評価手法の整備に関する調査」事業において航空レーザー測量によって取得された標高モデルである（産業技術総合研究所，2012）。2 m DEM に対して ArcGIS を用いて解析を行い、GIS 上で地形判読を行った。

放射性炭素年代測定は大気海洋研究所の横山研究室において実施した。得られた年代は、INTCAL 13 の校正曲線を参照し（Reimer *et al.*, 2013）、OxCal 4.3 を使用して暦年校正を行った（Bronk Ramsey, 2009）。

表面照射年代測定のため、 ^{10}Be 蓄積量から露出年代を求めるにあたり、Gosse and Phillips (2001) にある蓄積量の時間変化を示す式を変形して簡略化した (1) 式を用いた。本式では生成過程として中性子による生成のみを考慮し、中性子以外の生成プロセスを考慮していない。地表面において中性子による生成プロセスの寄与率は 99.9% 以上であるため、それ以外については無視した。また、地表に露出し続けていた礫であることから、侵食速度の影響は無視できるとした。

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\lambda N_0 - P}{\lambda N - P} \right) \quad (1)$$

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）、 λ は ^{10}Be の減衰係数（ 4.997×10^{-7} ; Borchers *et al.*, 2016）、 P は地表面における中性子による核種の生成速度を示す。

2) 流域地形量と横ずれ変位量による平均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は正の相関関係があることが報告されている（松田，1966，1975）。この関係を用い、山田断層帯（主部）の横ずれ変位速度の推定を試みた。この手法では横ずれ変位量と、断層より上流側の流域における河川の流路長の間には式（2）に示す関係があるとされる。

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

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。比例定数kは松田（1975）では10と推定された。しかし、この値は断層帯や地域によって異なっていることが指摘されている（例えば、植村，1985；吾妻，1997）。山田断層帯（主部）において本手法を適用するためには適切なk値を事前に見積もる必要がある。そこで、山田断層帯（主部）の周辺に位置し、横ずれ変位速度が既知の断層として、六甲・淡路島断層帯の野島断層と野坂・集福寺断層帯の集福寺断層を選択した（図1）。これらの断層の周辺の地質は主に花崗岩で構成されており、流域削剥速度などの影響が同程度であることが期待される。選択した断層における平均横ずれ変位速度と屈曲率から、k値を見積もり、山田断層帯（主部）に適用することで平均横ずれ変位速度を推定した。

松田（1975）によって提示された（2）式では、定数kの中に削剥速度等様々な攪乱要因による影響が含まれており、暗に流域平均削剥速度が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。そこで、本調査では直接的に流域の削剥速度を推定する手法として、宇宙線生成放射性核種（CRN）を活用する。CRN蓄積量によって得られた流域平均侵食速度を加味した分析を行い、改めて平均変位速度について検討した。流域平均削剥速度（E）を考慮すると、（2）式は以下のように変形できる（産業技術総合研究所，2010）。

$$S = k'E\alpha \quad (3)$$

流域平均削剥速度を考慮した場合の比例定数k'を従来手法と同様に見積もり、山田断層帯（主部）に適用することで平均横ずれ変位速度を推定した。さらに、流域削剥速度を代替しうる流域地形量が存在するかについての検証を合わせて行った。

a) 横ずれ変位量の推定

断層に沿った屈曲率を明らかにするためには、各断層帯における横ずれ変位量の計測を行う必要がある。集福寺断層については、令和元年度の本事業の成果として横ずれ変位量が得られているため、それを活用した。野島断層については、吾妻（1997）を、山田断層帯（主部）については、産業技術総合研究所（2012）を参照し、その中でも信頼性が高く、流域削剥速度の推定が可能な地点を選定した。山田断層帯（主部）においては、いくつかの地点において2m DEMを活用し、新たに横ずれ変位量を計測した。

b) 流域地形計測の手法

各断層帯の横ずれ変位地形を計測した流域を対象に、流路長を含む流域地形量の計測を行った。流域地形の計測には国土地理院が発行する10mメッシュの基盤地図情報数値地形データ（10m DEM）を使用した。地域や流域によっては、航空レーザーによって取得された2mメッシュの標高モデルや5mメッシュの標高モデルが利用可能であるが、データの質を統一するため、全流域で取得可能な10m DEMを選択した。

流域および水系網の抽出には ArcGIS の水文解析ツールを使用した (図 2)。抽出された水系網と断層との交点を流出点データとし、上流の流域範囲の標高モデルを抽出した。抽出した標高モデルを元に種々の流域地形量を計算した。

c) 流域削剥速度の推定手法

流域削剥速度の定量的な推定には、河床砂に含まれる宇宙線生成放射性核種 (CRN) を用いた。流域内の地表面は常に削剥され続けており、その表層の CRN 蓄積量は削剥速度によって定まる。そのため、ある流域の流出点に集積した河床砂は表層からまんべんなく削剥されて運搬された土砂と考えられ、流域全体の平均的な削剥速度を反映しているとみなせる (Gosse and Phillips, 2001; 松四・他, 2007)。このとき、河床砂に含まれる CRN 蓄積量 (N) と流域の平均的な CRN 生成速度 (P) と削剥速度 (ε) の関係は(4)式で表される。

$$N = \sum_i \left(\frac{P_i}{\lambda + \mu_i \varepsilon} \right) \quad (4)$$

CRN の生成過程は中性子による核破砕反応、遅いミューオンの捕獲反応、早いミューオンによる分解反応の 3 つがあり、生成速度 (P_i) はそれぞれについて求められる。 μ_i は中性子、遅いミューオン、早いミューオンの平均減衰長と岩石密度の比を示し、 λ は対象とする CRN の減衰係数を示す。本調査では CRN として ^{10}Be および ^{26}Al の二種類を使用した。

各断層帯について 7 流域を選定し、土砂試料を採取した。採取した試料中の CRN 蓄積量から(4)式により流域削剥速度を求め、各種流域地形量や(3)式との関係について検討した。

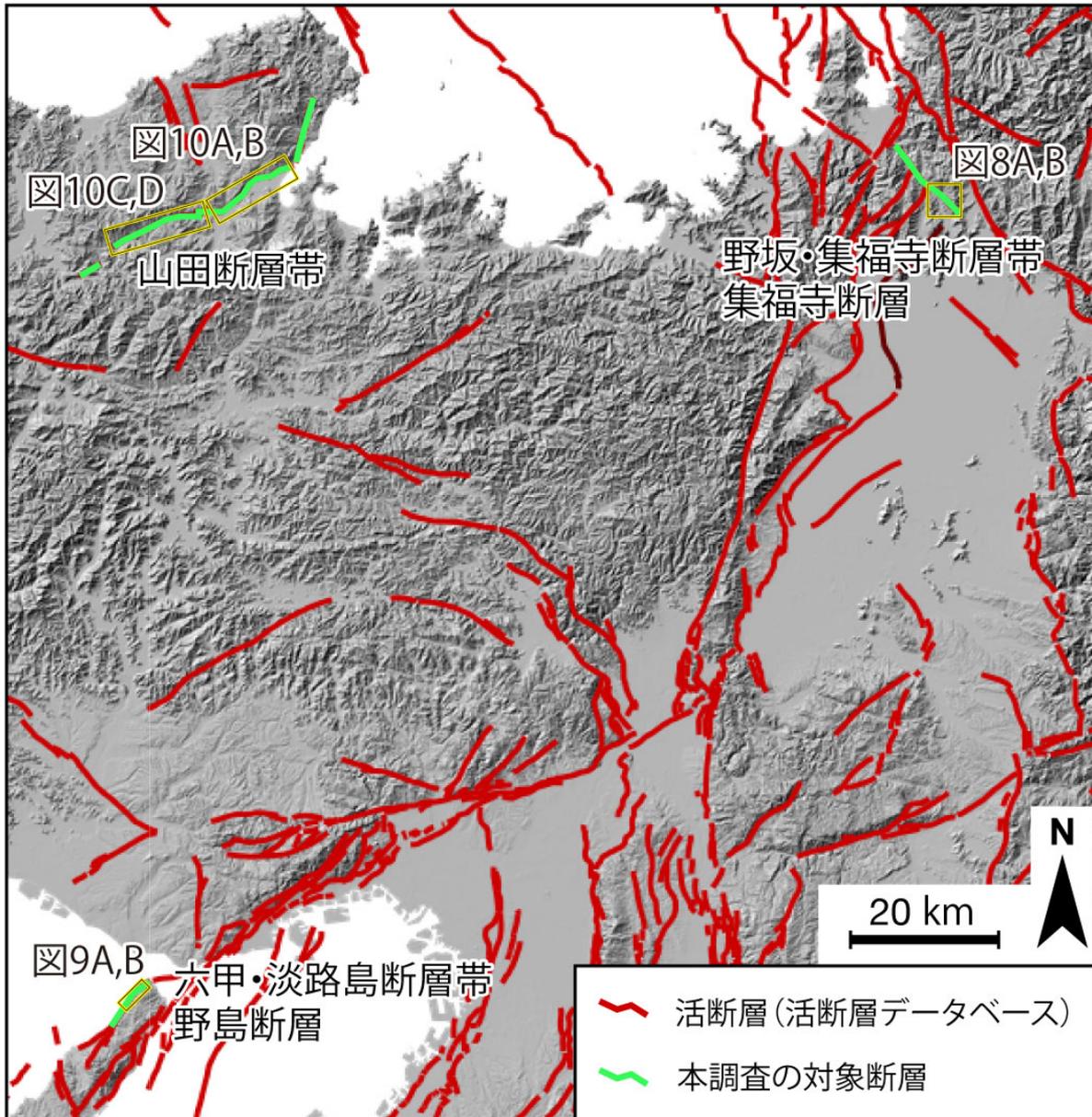


図1 集福寺断層、野島断層、山田断層帯（主部）の位置図
 基図は活断層データベースの検索画面を使用した（産業技術総合研究所，2021a）。対象断層上の黒四角は、図8、図9、図10の範囲を示す。

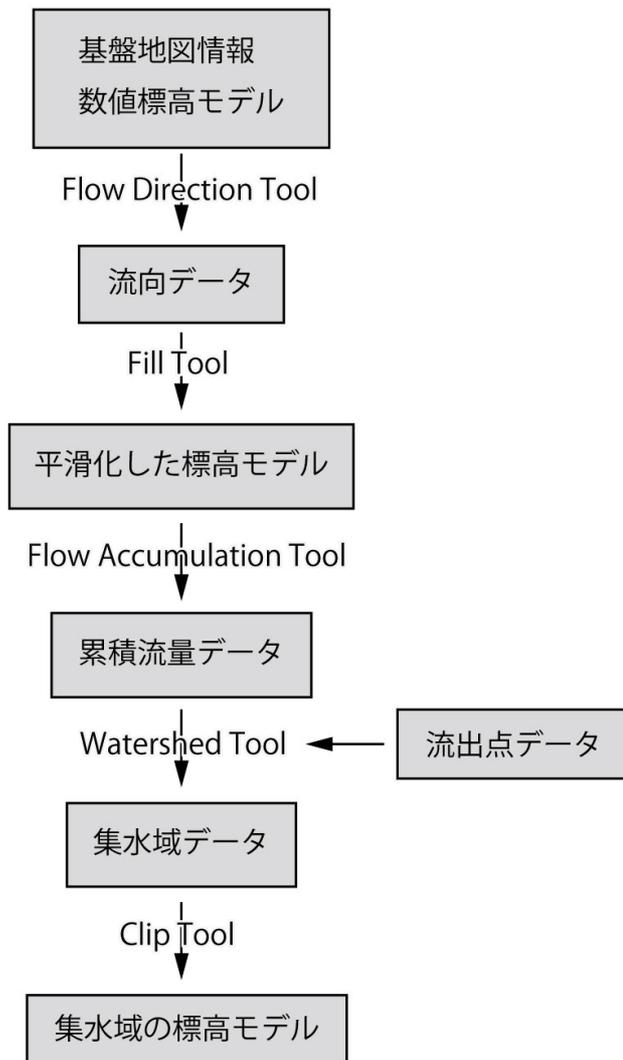


図2 流域抽出の解析フロー

ArcGIS の水文解析ツールを使用して集水域の標高モデルを抽出した。

(c) 業務の成果

1) はじめに

山田断層帯（主部）は京都府宮津市から兵庫県豊岡市但東町にかけておおよそ北東－南西方向に伸びる長さ約 33 km の右横ずれを主体とする活断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004；図 3）。断層トレースは植村（1985）、活断層研究会編（1991）、宮内・他（2018）、岡田・他（2018）によってまとめられている。東部では平野と山地の境に沿って延び、西部では山中の明瞭なリニアメント沿いに延びる。断層沿いには河川の系統的な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。活断層研究会編（1991）では活動度が B 級とされているが、その根拠は示されていない。植村（1985）では、高位段丘面（H 面）の上下変位量を 32～33 m、H 面の年代を 20～30 万年前としていることに基づき、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は平均上下変位速度を約 0.15～0.1 m/千年と見積もった。横ずれを主体とする断層であることを考慮すると、横ずれ変位速度はこれより大きい可能性が高い。しかし、横ずれ変位速度については、未だ直接的な手法を用いた推定がされておらず、正確な値はわかっていない。1927 年の北丹後地震発生時には、山田断層帯（主部）と直交する郷村断層が活動し、山田断層帯（主部）沿い約 7 km に渡って断続的に地表地震断層が出現した。これは、変位量や地表地震断層の出現範囲から考えて、山田断層帯（主部）の活動ではないと考えられている。山田断層帯（主部）では、上山田地点（佃・他，1993）、坂野地点（吉岡・他，2001；産業技術総合研究所，2011，2012）、国分西地点（産業技術総合研究所，2012）、岩滝地点（産業技術総合研究所，2012）、幾地地点（産業技術総合研究所，2012）において活動履歴を明らかにするためのトレンチ調査、群列ボーリング調査、ジオスライサー調査が行われた。産業技術総合研究所（2012）では、それらの結果をコンパイルするとともに、屈曲率の分布を断層沿いに稠密に計測し、活動履歴との比較から北丹後断層との交点付近にセグメント境界が存在することを指摘した。産業技術総合研究所（2012）では、最新活動時期が、東部区間では 11,000～3,000 年前、西部区間では 12,400～11,200 年前に生じたと推定した。両区間においてこれ以上の活動間隔を持つとすれば、その活動度は B 級相当と判断される。

これまでの調査では、活動履歴についての調査が中心に行われており、最新活動時期が明らかになりつつある。しかし、平均活動間隔や平均変位速度の解明には至っておらず、地震発生確率が推定できていない。そこで本調査では、山田断層帯（主部）を対象に横ずれ変位が認められる段丘面において段丘面の年代測定を行い、平均変位速度の解明を試みた。また、横ずれ変位量と上流長さの関係を用いた屈曲率による平均変位速度の推定を試みた。

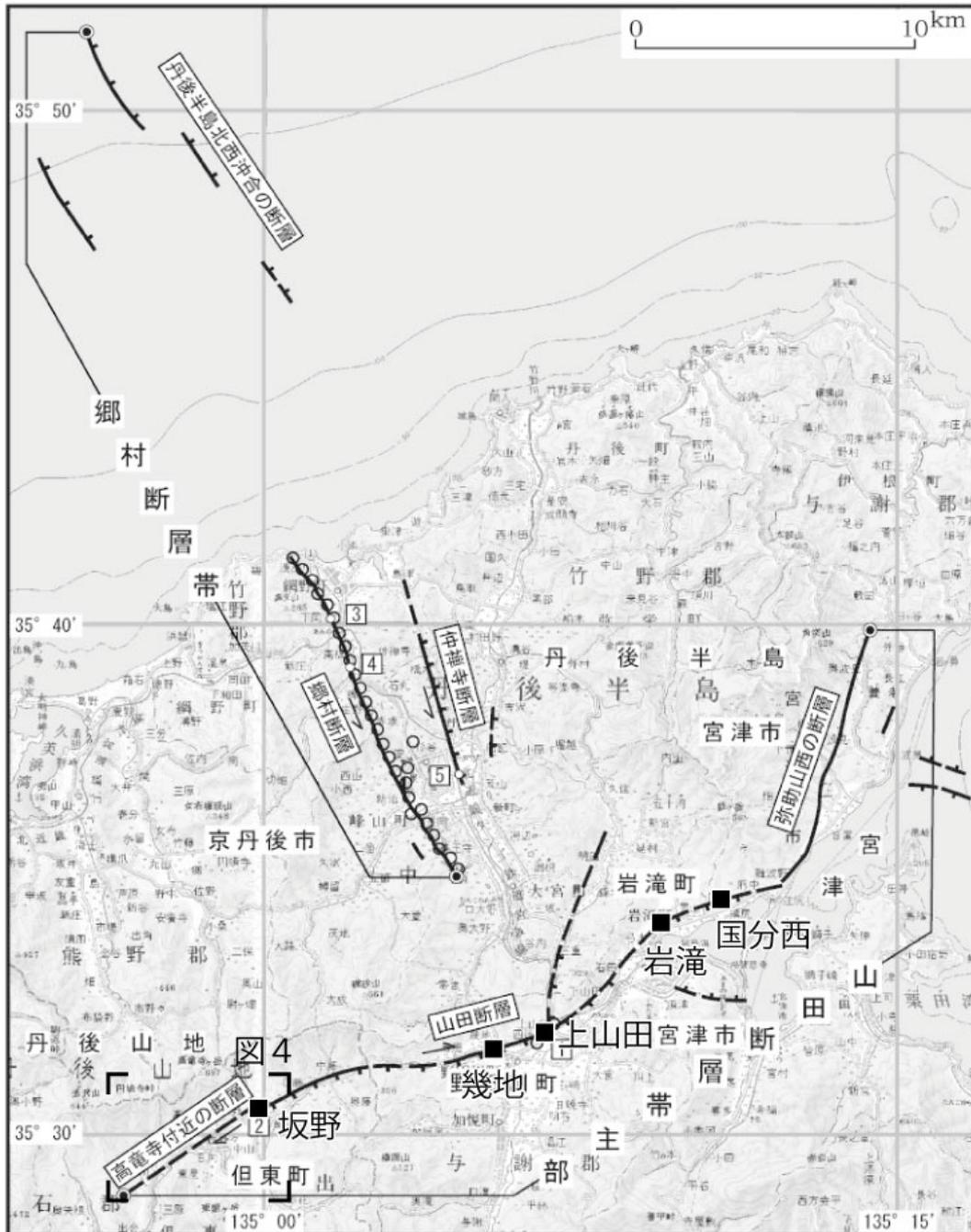


図3 山田断層帯（主部）とこれまでの古地震調査地点
 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）の図2に加筆。図4の範囲を示した。

2) 段丘面による推定

a) 調査地域

空中写真と詳細標高モデルによる検討の結果、対象地域として兵庫県豊岡市西野々地区に位置する段丘面を選定した。山田断層帯（主部）の東部は山地と平野の境界に延びており、変位地形の人工改変が激しい。そのため、微細な変動地形の検出が難しい。一方、西部は山地内に延びており、地形面の保存が比較的良い場所が点在している。そこで、西部を中心に地形地質調査を行った結果、最も有望な地点として西野々地点を選定した(図4)。2 m DEMによる検討の結果、西野々地点では、断層が低位段丘面（L1、L2面）を境し、沖積扇状地を横切る様子が認められた(図5)。河川は断層沿いに約80 m右に屈曲し、L1面とL2面を隔てている。段丘面は完新世以降に形成されたことが推定されるため、この屈曲は累積的な変位として考えると大きすぎる。したがって、断層崖に沿って河川が流下したことによって形成された見かけ上の屈曲であると考えられる。その東延長部では、植村(1985)によって高位段丘面（H面）に分類された丘陵部とL1面を境する小河川Aにおおよそ20~10 mの屈曲が認められた。小河川Aは断層より上流側において、鞍部を経て本流に連続することから、かつては小河川Aに河川が流れており、河川争奪の結果、現在の流れに変化した可能性がある。ただし、小河川Aは断層より下流約20 mで東に屈曲するため、横ずれ量の計測が難しく、計測誤差が大きい。また、形成時期がH面形成以降、L面群形成前と考えられるが、高位段丘面上の段丘堆積物はすでに侵食によって失われており、編年は難しい。したがって、本調査では、低位段丘面の編年のみを行った。低位段丘面の形成以前からの累積変位と考えられるため、平均変位速度の取りうる値の上限のみが定められる。

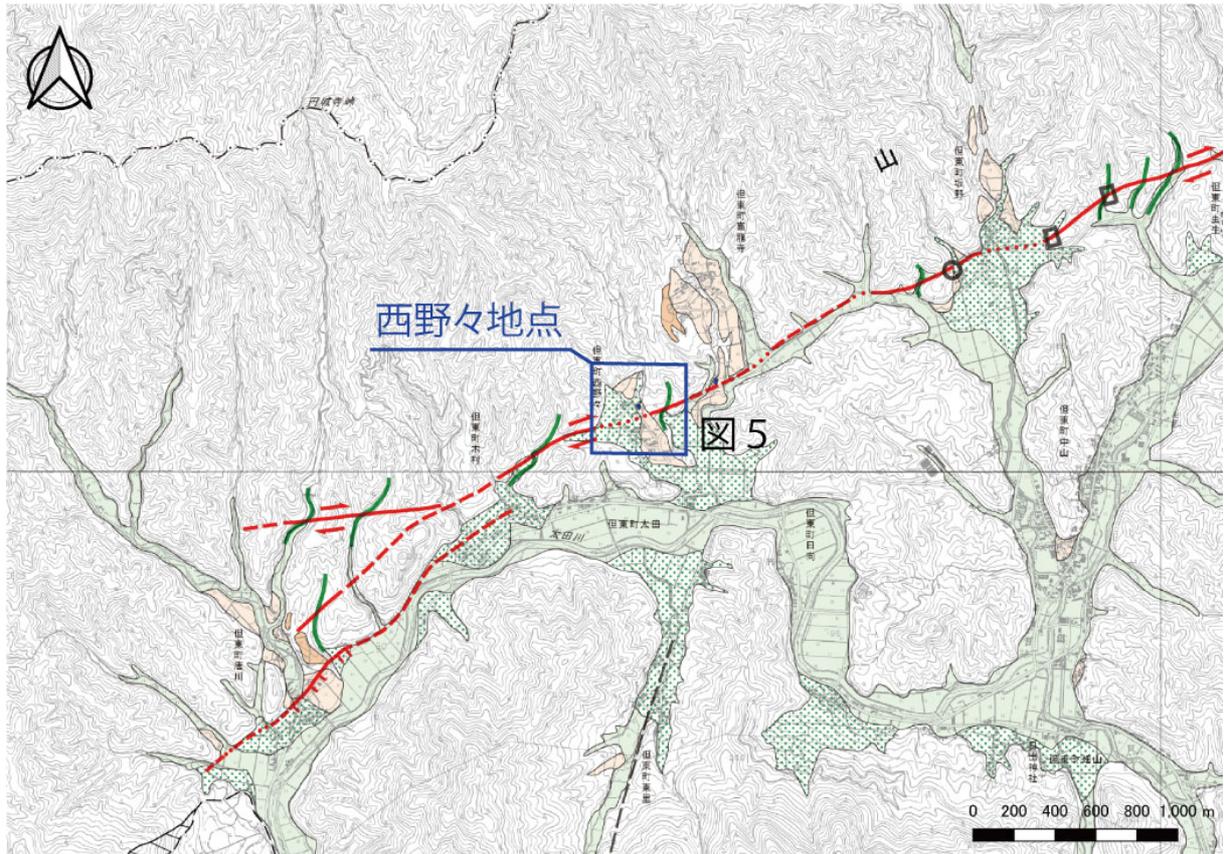


図4 西野々地点と周辺の活断層の分布

活断層図「大江山」（岡田・他，2018）に加筆。矩形は図5の範囲を示す。

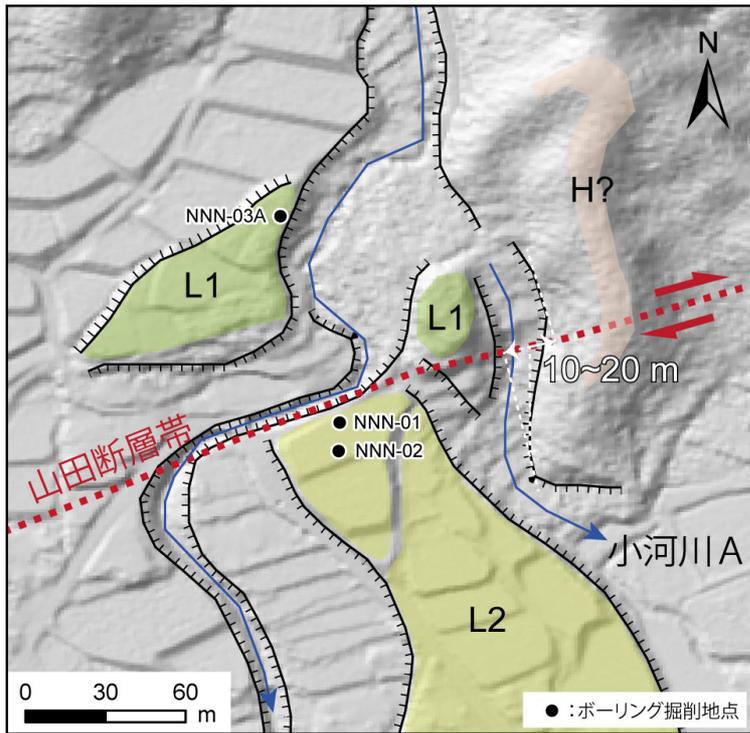


図5 西野々地点の詳細地形判読結果

背景は産業技術総合研究所（2012）によって取得された航空レーザー測量データを元に作成した。高位面（H面）の分類は植村（1985）による。

b) 年代測定結果

低段丘面の年代測定を目的として、ボーリング調査を行った。掘削は L2 面上の 2 箇所 (NNN-01 および NNN-02) で実施し、段丘堆積物を採取した (図 5)。圃場整備により、中央部で切土、端部で盛土が行われていることが想定されたため、盛土が行われ、段丘表層が失われていないと考えられる水田の端部を掘削した。コア観察の結果、NNN-01 は耕作土の直下に大きい礫を挟んで淘汰の悪い礫層が認められた。細粒な堆積物が含まれていないことから、頂部が切土されて失われたと判断した (図 6A および図 7)。一方、NNN-02 コアは耕作土の下部がシルト質砂～礫混じり砂へと、級化する様子が認められた (図 6B および図 7)。したがって、段丘堆積物とその表層の堆積物が保存されていると判断される。NNN-02 コアに挟まれる薄いシルト層や基質を構成するシルトを採取し、放射性炭素 (C-14) 年代測定を実施した (表 1)。堆積物コアには木片や炭化物は認められなかったため、採取した試料をバルクで測定した。下層ほど砂礫の含有率の高い地層中から採取した試料であるため、砂礫分が多く、炭素含有量に乏しい。C5 や C6 といった試料は炭素含有量に乏しいため、測定精度が低い。これらを除けば、C1～C4 は 24,103～8,195 cal BP を示した。C1 は耕作土直下から採取していることから、段丘堆積物表層に離水後に堆積した地層であるか、盛土または耕作によって新しい有機物が混入した結果、若い年代を示していると考えられる。C2、C3 に年代の逆転が生じているものの、L2 面の離水時期は、24,103～18,266 yBP (24～18 ka) と見積もられる。

放射性炭素年代測定に加え、表面照射年代測定を試みた。踏査の結果、西野々地区の耕作されていない区画に、複数の花崗岩の巨礫が認められた。この区画は少なくとも 60 年代以降に水田や畑として使用されていないことを航空写真により確認した。圃場整備時に人工的に集積した可能性はあるものの、河川により運搬され、そのまま露出し続けた巨礫であると判断した。NNN-03A 地点 (図 5) に位置する巨礫は直径 1.5 m を超えており、その上半部のみが露出している状態であった。したがって、転倒した可能性は低いと考えられる。ただし、かつて被覆されていた可能性は否定できない。試料は巨石の頂部から表層 5 cm をハンドコアラールによって採取した。採取した試料から石英を抽出し、抽出した石英を Kohl and Nishiizumi (2007) のプロトコルに従って処理し、Be を抽出した。 $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ は東京大学総合研究博物館のタンデム加速器を利用して測定した (Matsuzaki, 2007)。本地点の生成速度は Lal (1991)/Stone (2000) により、 4.53 ± 0.41 atoms/g/yr と求められた。また、西野々地区においては、段丘面を形成した河川の現河床から河床砂 (YMD20-NNN) を採取しており、後述するように流域侵食速度の分析を実施している。この値をインヘリタンスとして採用した。本地域では冬季において積雪が年によって認められるが、生成速度への大きな影響はないと判断し、考慮していない。(1)式により年代を求めると、露出年代は 90 ± 9.9 ka となった。この年代は放射性炭素年代測定の結果より著しく古い。さらにこの値は堆積物による被覆または表層の侵食を考慮するとさらに大きくなることが考えられる。求められた値は中位段丘面相当の年代であるが、地形面の保存状態からしても採取した段丘面は低位段丘面相当と考えられ、地形から想定される年代と矛盾した値である。古い年代値が得られたことから、人工的に集積された巨礫ではない可能性が高い。古い年代値からは NNN-03A 地点が NNN-02 地点より上流側の段丘面に位置することから、離水が早かったことが示唆される。あるいは、巨礫自体は古くから存在していたが、低位段丘面形

成時に巨礫を完全に覆うほどの堆積物の供給がなかった可能性がある。地形の保存状態から想定される年代や放射性炭素年代測定と乖離した値であることから、この年代値は採用しないこととする。

c) 活動性についての考察

高位段丘面を下刻する谷の約 20～10 m の屈曲は L2 面の離水以前には生じていたと考えられることから、横ずれ変位速度の上限は 1.1～0.41 m/千年と求められる。実際の平均変位速度がこれより小さいことを考慮すると、産業技術総合研究所（2012）によって明らかとなった活動履歴が示唆するように、本断層の活動度が B 級相当であることと矛盾しない。ここで求めた値は、横ずれ変位指標としての信頼性が低いことや、計測誤差が大きいこと、上限を示した値にすぎないことから、参考値に留め、平均活動間隔や地震発生確率の推定は行わない。

A NNN-01 孔 0.00 ~ 6.00m



B NNN-02 孔 0.00 ~ 6.00m



図6 ボーリングコア写真

低位段丘面にて掘削した NNN-01 孔 (A) および NNN-02 孔 (B) の写真。

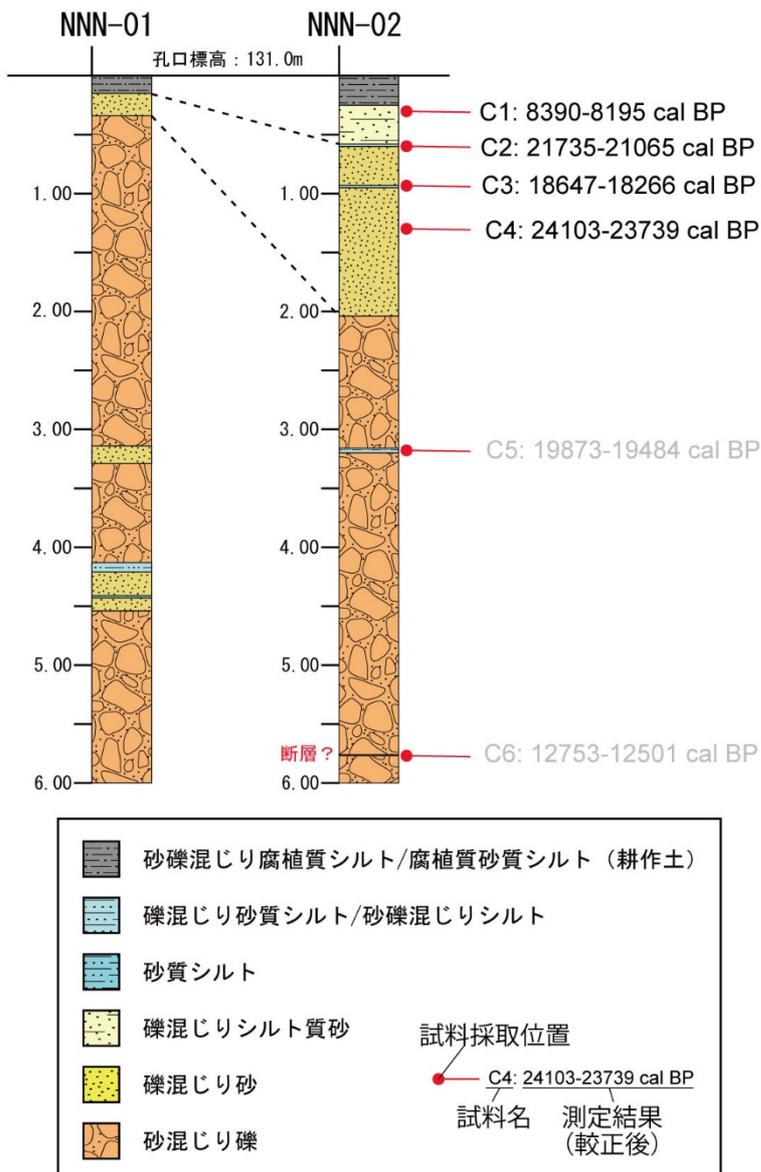


図7 ボーリングコアの柱状図

低位段丘面にて掘削した NNN-01 孔（北側）および NNN-02 孔（南側）の柱状図。

表 1 放射性炭素年代測定結果

Sample ID	Material	Code No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Carbon content (mgC)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age* (cal yBP; $\pm 1\sigma$)
NNN-C1	sediment	YAUT-061131	-24.7	0.95	7570 \pm 40	8390 – 8195
NNN-C2	sediment	YAUT-061132	-26	0.75	17669 \pm 65	21735 – 21065
NNN-C3	sediment	YAUT-061136	-25.9	0.66	15144 \pm 58	18647 – 18266
NNN-C4	sediment	YAUT-061133	-25.6	0.58	19830 \pm 76	24103 – 23739
NNN-C5	sediment	YAUT-061137	-24.7	0.3	16278 \pm 77	19873 – 19484
NNN-C6	sediment	YAUT-061138	-24	0.23	10686 \pm 64	12753 – 12501

*Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsey (2009); IntCal 13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

3) 流域地形量と横ずれ変位量による推定

a) 概要と目的

横ずれ変位量と断層より上流側の流路長の比である屈折率から平均変位速度を算出するに当たり、まず、(2)式における比例定数 k を推定する必要がある。 k 値は近傍の平均変位速度が既知である活断層から得られた情報を元に検討する。さらに、流域削剥速度を加味した場合の(3)式による推定を行う。また、削剥速度の推定は容易ではないため、流域地形量による代替が可能であるかについて検証する。最後に本手法の適用性、妥当性について評価を行う。

b) 調査対象断層と試料採取位置

平均変位速度が既知の断層として野島断層および集福寺断層を選択した。これらの断層は山田断層帯(主部)と同様、近畿地方に位置する横ずれ断層であり、流域が主に花崗岩によって構成される。したがって、地質条件に類似性があると判断される。また、集福寺断層と山田断層帯(主部)については、両者とも日本海側に位置し、気候条件にも類似性があると考えられる。

集福寺断層は令和元年度の調査によって横ずれ変位量の計測、 ^{10}Be による流域削剥速度の測定が行われ、流域地形量の計測値が得られた(図8)。また、段丘面の編年を元にした平均横ずれ変位速度がすでに得られている。野島断層は、水野・他(1990)によって段丘面の変位と段丘面表層に堆積した広域火山灰から平均変位速度が見積もられており、かつ吾妻(1997)によって横ずれ変位量が計測されている。それらの研究を参照し、横ずれ変位量の計測値が得られており、かつ流域平均削剥速度の推定が可能な7流域を選定し、試料採取を行った(図9)。これらの分析結果を元に、各断層における比例定数 k を推定した。山田断層帯(主部)においては、産業技術総合研究所(2012)において、横ずれ変位量の計測が実施された。その結果を参照し、信頼度の高い地点を対象に、流域削剥速度推定のための試料採取を行った。それらの河川を対象として、改めて横ずれ変位量の計測を行うとともに、流域地形量の計測を行った(図10)。

試料採取に際しては、ほぼ均一な粒径を示す土砂が集積している箇所を選定し、採取を行った(図11)。砂防堰堤がある場合は、土砂がせき止められている可能性があるため、可能な限り、それより上流で採取した(図11)。

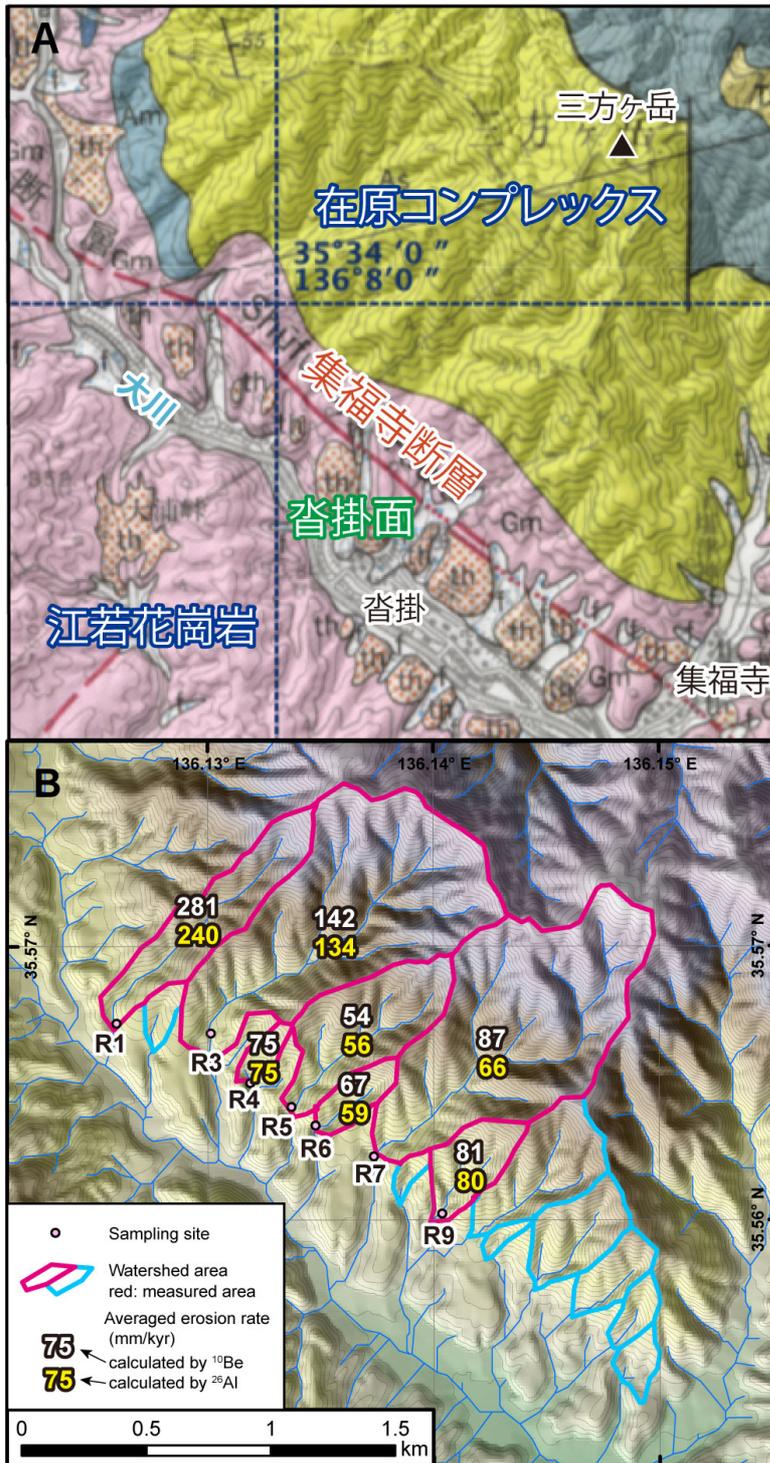


図8 集福寺断層沿いの地質と試料採取位置

(A) 試料採取地域周辺の地質。シームレス地質図を元に作成（栗本ほか，1999）。

(B) 試料採取地域周辺の地形と採取地点を流出点とする流域。背景は基盤地図情報（数値標高モデル）10mメッシュデータより作成（国土地理院，2021）。図8Aおよび図8Bの範囲は図1に示す。

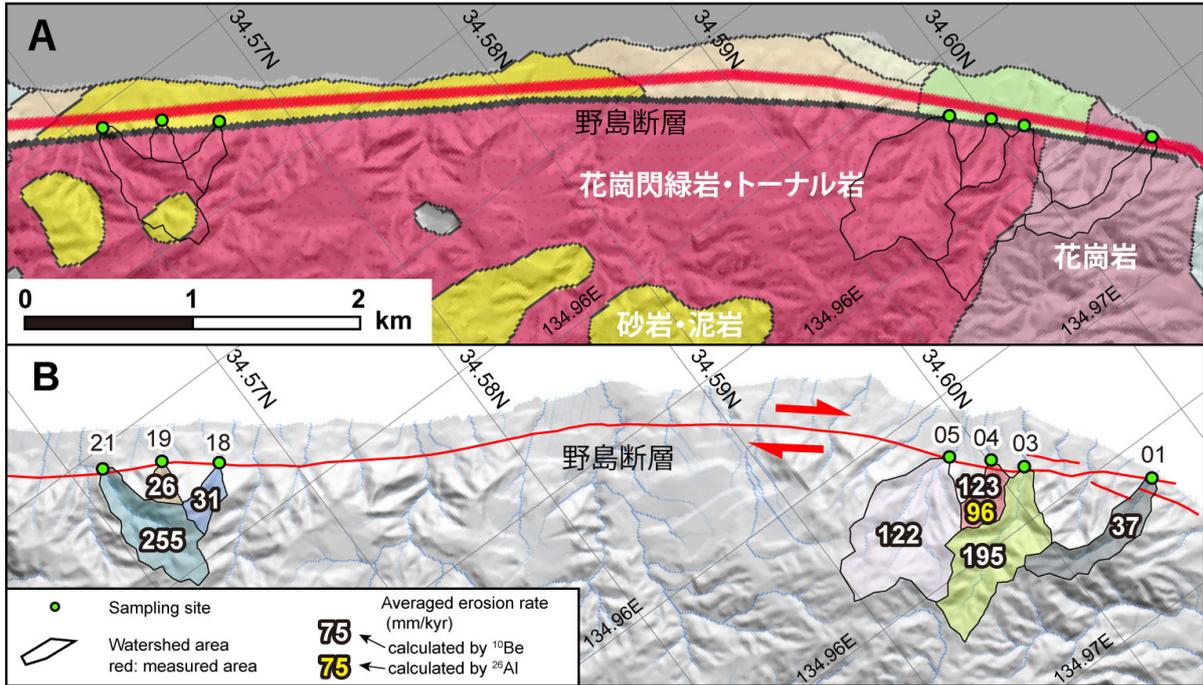


図9 野島断層沿いの地質と試料採取位置

(A) 試料採取地域周辺の地質。シームレス地質図を元に作成（産業技術総合研究所，2021b）。（B）試料採取地域周辺の地形と採取地点を流出点とする流域。背景は基盤地図情報（数値標高モデル）10mメッシュデータより作成（国土地理院，2021）。断層線は活断層データベースより作成（産業技術総合研究所，2021a）。地点名は吾妻（1997）に準拠。図9Aおよび図9Bの範囲は図1に示す。

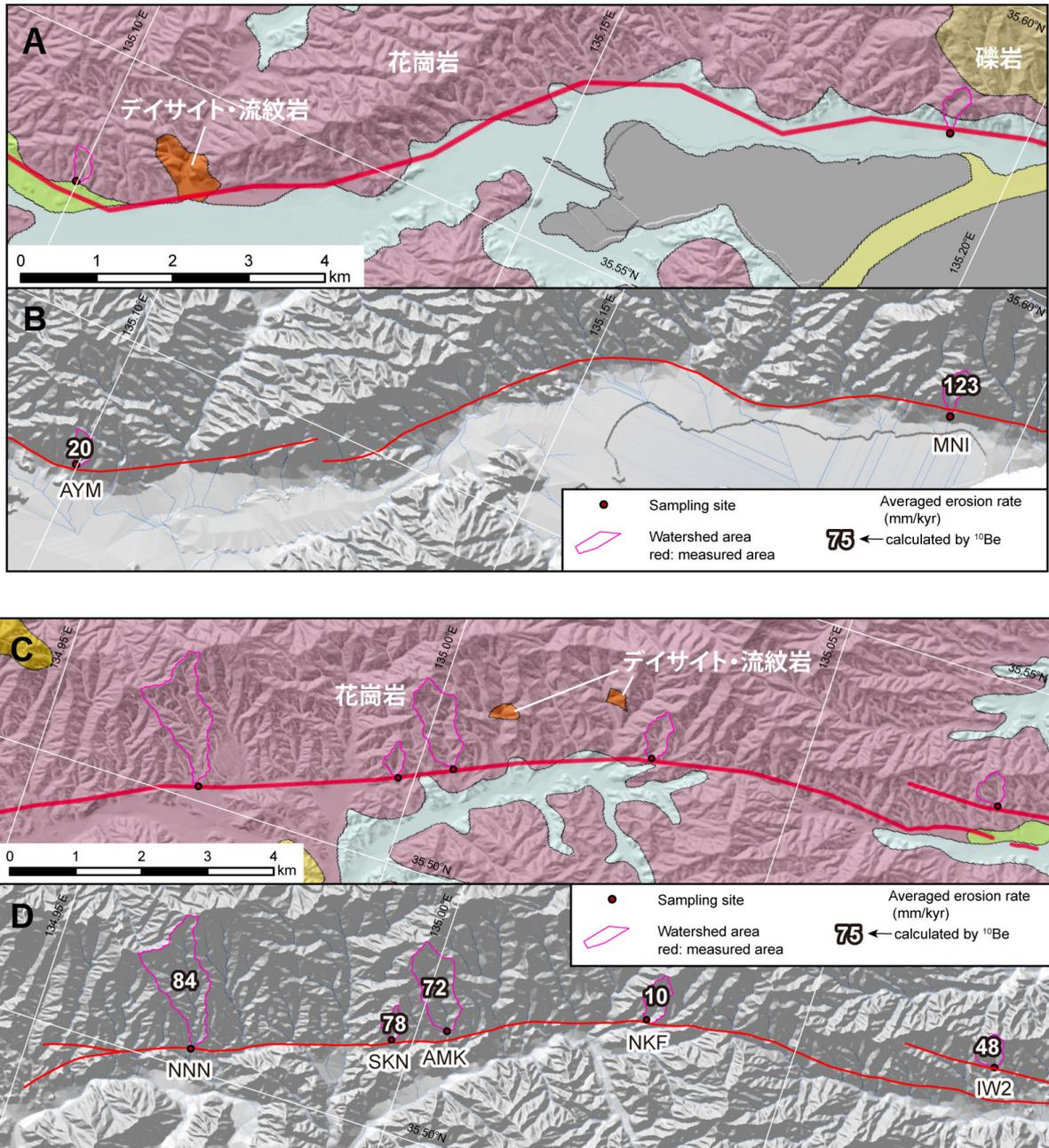


図 10 山田断層帯（主部）沿いの地質と試料採取位置

(A) 山田断層帯（主部）東部の試料採取地域周辺の地質。シームレス地質図を元で作成（産業技術総合研究所，2021b）。（B）山田断層帯（主部）東部の試料採取地域周辺の地形と採取地点を流出点とする流域。図 10A および図 10B の範囲は図 1 に示す。（C）山田断層帯（主部）西部の試料採取地域周辺の地質。（D）山田断層帯（主部）西部の試料採取地域周辺の地形と採取地点を流出点とする流域。背景は基盤地図情報（数値標高モデル）10m メッシュデータより作成（国土地理院，2021）。図 10C および図 10D の範囲は図 1 に示す。

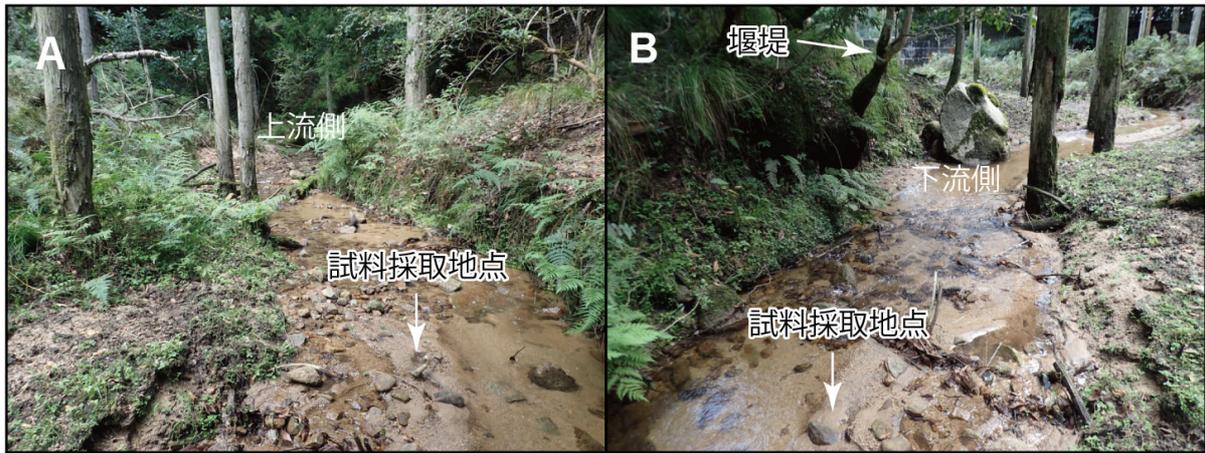


図 11 試料採取の様子

山田断層帯（主部）沿いの YMD20-NNN 地点での採取の様子。（A）上流に向かって撮影。
（B）下流に向かって撮影。

c) 結果

流域の平均削剥速度を求めるには、(4) 式に示したように、CRN 蓄積量に加え、CRN 生成速度を見積もる必要がある。土砂は流域内の様々な地点から運搬されてくるため、採取地点の生成速度では正確性に欠ける。そこで、本調査では、流域内の 10m DEM を使用し、メッシュごとに地形による遮蔽効果を加味した CRN 生成速度を求め、それらの平均値として各流域の平均 CRN 生成速度を算出した (表 2)。CRN 生成速度の算出には、Lal(1991)/Stone (2000) による気圧補正モデルを元に、Balco *et al.* (2008) による MATLAB スクリプトを使用して算出した。 ^{10}Be の基準生成速度として 4.49 at/g/yr (Balco *et al.*, 2008)、 ^{10}Be と ^{26}Al の生成速度比として 6.75 (Nishiizumi *et al.*, 1989) を使用した。 ^{10}Be や ^{26}Al の減衰係数といった既知の物理量は表 3 にまとめた。

各流域で採取した土砂は、500~250 μm に分級後、塩酸、フッ酸による酸処理と磁性分離を通して、石英を分離した。野島断層、山田断層から採取した試料については石英の分離までの処理を (株) 蒜山地質年代学研究所に依頼した。分離した石英は Kohl and Nishiizumi (1992) のプロトコルに従い、Be および Al を抽出した。抽出した Be および Al は焼成後、銅製カソードに封入し、加速器により $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ または $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 同位体比の測定を行った。加速器は東京大学総合研究博物館原子力加速器実験施設 (MALT) のタンデム加速器を利用した (Matsuzaki, 2007)。標準試料として KNB5-2 (Nishiizumi, 2004)、KNA4-1 (Nishiizumi *et al.*, 2007) を使用した。同位体比から得られた CRN 蓄積量は表 4 にまとめた。

得られた CRN 蓄積量から流域平均削剥速度を求めた (表 4)。 ^{10}Be 蓄積量はすべての地点で精度良く測定できたため、これらの値が示す流域平均削剥速度はすべての地点において計算した。対して、 ^{26}Al 蓄積量はいくつかの地点で測定できず、あるいは、測定できたとしても精度が低かった。 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比が生成速度の比 6.75 を大きく超えることは原理的に起こり得ないため、表 4 に示した $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比が 6.75 を大幅に超える場合は、 ^{26}Al 蓄積量の測定結果の信頼性が低いと判断し、削剥速度は求めなかった。

試料採取および削剥速度の計測を行ったすべての流域について流域地形量の計測を行った。流域地形量は、既往研究により様々な値が提案されている。太田・八戸 (2006) を参照し、削剥速度や流域地形発達に関係する値として、流域面積、標高分布の標準偏差、流域体積、起伏量、平均起伏量、起伏指数、流域エントロピー、体積指数、平均傾斜量、流路長、流域平均開析高、流域平均未開析高を選定した。表 5 にそれらの値の算出方法とそれぞれの値が示す流域特性を示した。各流域の計測値は表 6 にまとめた。

表 2 各流域の諸情報と CRN 生成速度

Sample	Site ^a		Shielding Factor ^b	Density ^c (g/cm ³)	¹⁰ Be production rate ^d (atoms/g/yr)			²⁶ Al production rate ^d (atoms/g/yr)			net result ^e	net result ^e		
	Latitude (°N)	Longitude (°E)			Elevation (m)	spallation	slow muon	fast muon	error ^e	spallation			slow muon	fast muon
SFJ19-R1	35.57105	136.13025	355	2.4-2.6	5.4	0.040	0.029	0.47	5.2 ± 0.59	36.2	0.37	0.36	3.1	35.5 ± 4.0
SFJ19-R3	35.57109	136.13615	404	2.4-2.6	5.6	0.041	0.029	0.49	5.3 ± 0.66	37.7	0.38	0.37	3.3	36.2 ± 4.5
SFJ19-R4	35.56604	136.13253	262	2.4-2.6	5.0	0.040	0.028	0.43	4.9 ± 0.45	33.4	0.36	0.35	2.9	33.3 ± 3.0
SFJ19-R5	35.56703	136.13704	335	2.4-2.6	5.3	0.040	0.028	0.46	5.1 ± 0.56	35.6	0.37	0.36	3.1	34.4 ± 3.8
SFJ19-R6	35.56447	136.13660	268	2.4-2.6	5.0	0.040	0.028	0.43	4.8 ± 0.47	33.6	0.36	0.35	2.9	32.8 ± 3.2
SFJ19-R7	35.56703	136.14375	414	2.4-2.6	5.6	0.041	0.030	0.49	5.4 ± 0.69	38.1	0.38	0.37	3.3	36.9 ± 4.6
SFJ19-R9	35.56200	136.14172	280	2.4-2.6	5.0	0.040	0.028	0.44	4.9 ± 0.50	33.9	0.37	0.35	2.9	33.1 ± 3.4
NJM19-01	34.60211	134.99365	146	2.4-2.6	4.4	0.039	0.026	0.38	4.3 ± 0.50	29.9	0.35	0.33	2.6	29.3 ± 3.4
NJM19-03	34.59714	134.99036	165	2.4-2.6	4.5	0.039	0.026	0.39	4.3 ± 0.47	30.3	0.36	0.33	2.6	29.5 ± 3.2
NJM19-04	34.59859	134.98718	111	2.4-2.6	4.3	0.038	0.026	0.37	4.1 ± 0.41	28.9	0.35	0.32	2.5	27.8 ± 2.8
NJM19-05	34.59405	134.98593	199	2.4-2.6	4.6	0.039	0.027	0.40	4.5 ± 0.53	31.2	0.36	0.34	2.7	30.9 ± 3.6
NJM19-18	34.56498	134.95686	183	2.4-2.6	4.6	0.039	0.027	0.40	4.4 ± 0.52	30.8	0.36	0.33	2.7	29.9 ± 3.5
NJM19-19	34.56361	134.95453	146	2.4-2.6	4.4	0.039	0.026	0.38	4.1 ± 0.49	29.8	0.35	0.33	2.6	28.0 ± 3.3
NJM19-21	34.56183	134.95651	177	2.4-2.6	4.5	0.039	0.027	0.39	4.4 ± 0.52	30.6	0.36	0.33	2.7	30.1 ± 3.5
YMD20-AMK	35.52127	135.00083	336	2.4-2.6	5.3	0.040	0.029	0.46	4.9 ± 0.62	35.6	0.37	0.36	3.1	33.6 ± 4.2
YMD20-AYM	35.53587	135.09974	94	2.4-2.6	4.3	0.038	0.026	0.37	4.2 ± 0.40	28.9	0.35	0.32	2.5	28.4 ± 2.7
YMD20-IW2	35.53625	135.07544	149	2.4-2.6	4.5	0.039	0.026	0.39	4.3 ± 0.43	30.3	0.35	0.33	2.6	29.4 ± 2.9
YMD20-MNI	35.58551	135.19070	122	2.4-2.6	4.4	0.038	0.026	0.38	4.2 ± 0.46	29.6	0.35	0.33	2.6	28.4 ± 3.2
YMD20-NKF	35.52887	135.02992	282	2.4-2.6	5.0	0.040	0.028	0.44	4.8 ± 0.49	34.0	0.37	0.35	2.9	32.8 ± 3.3
YMD20-NNN	35.51164	134.96740	344	2.4-2.6	5.3	0.040	0.029	0.46	5.0 ± 0.66	36.0	0.37	0.36	3.1	34.1 ± 4.5
YMD20-SKN	35.51447	134.99680	226	2.4-2.6	4.8	0.039	0.027	0.42	4.6 ± 0.48	32.4	0.36	0.34	2.8	31.2 ± 3.3

^a Averaged latitude, longitude, and elevation in the watershed area

^b Averaged topographic shielding factor in the watershed area

^c Density of granite

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

^e Theoretical error

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

^g Uncertainties are considering theoretical error and distribution in the watershed area.

表3 分析に用いたパラメータ

^{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 <i>et al.</i> , 2016)。
中性子の平均減衰長	160 g/cm ²	Lal (1991)
遅いミュオンの平均減衰長	1500 g/cm ²	Braucher <i>et al.</i> (2003)
早いミュオンの平均減衰長	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 ± 0.38 atoms/g/yr	Balco <i>et al.</i> (2008)
^{10}Be に対する ^{26}Al の生成速度の比	6.75	Nishiizumi <i>et al.</i> (1989)

表 4 CRN 蓄積量と流域平均削剥速度

Sample	Qz量 g	$^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$		^{10}Be 10^4 atoms/g	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$		^{27}Al 10^9 atoms	^{26}Al 10^4 atoms/g	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 3 σ	Erosion rate (^{10}Be)		Erosion rate (^{26}Al) ^a	
		10^{-14}	10^{19} atoms		10^{-14}	10^{19} atoms				mm/kyr	mm/kyr	mm/kyr	mm/kyr
SFJ19-R1	29.977	1.82 ± 0.49	2.02	1.22 ± 0.33	3.13 ± 0.90	9.4	9.8 ± 2.8	6.1 - 9.9	281	+77 / -46	240	+71 / -41	
SFJ19-R3	30.032	3.67 ± 0.93	2.01	2.46 ± 0.62	4.97 ± 1.04	10.6	17.5 ± 3.7	6.0 - 8.2	142	+39 / -23	134	+31 / -20	
SFJ19-R4	29.608	6.19 ± 1.45	2.02	4.22 ± 0.99	10.62 ± 1.76	7.9	28.4 ± 4.7	5.9 - 7.5	75	+17 / -11	75	+13 / -9	
SFJ19-R5	29.717	8.80 ± 1.28	2.02	6.00 ± 0.88	15.16 ± 2.04	7.7	39.3 ± 5.3	6.2 - 6.9	54	+10 / -7	56	+9 / -7	
SFJ19-R6	29.599	6.77 ± 0.95	2.02	4.61 ± 0.65	13.50 ± 2.00	7.8	35.7 ± 5.3	7.3 - 8.2	67	+11 / -7	59	+9 / -8	
SFJ19-R7	29.741	5.91 ± 0.70	2.03	4.03 ± 0.47	6.96 ± 1.30	15.3	35.8 ± 6.7	8.3 - 9.5	87	+15 / -11	66	+14 / -10	
SFJ19-R9	29.838	5.80 ± 1.04	2.01	3.91 ± 0.70	9.55 ± 1.57	8.3	26.5 ± 4.4	6.2 - 7.4	81	+15 / -11	80	+14 / -10	
NUM19-01	15.070	5.69 ± 0.61	1.99	7.53 ± 0.80	1.42 ± 0.67	223.8	211 ± 100	24 - 32	37	+5 / -5	-	-	
NUM19-03	15.244	1.08 ± 0.19	2.00	1.42 ± 0.25	0.72 ± 0.39	69.4	33 ± 18	16 - 30	195	+41 / -23	-	-	
NUM19-04	15.109	1.65 ± 0.24	2.00	2.18 ± 0.31	0.39 ± 0.18	68.7	18 ± 8.1	6.6 - 9.8	123	+17 / -17	96	+68 / -10	
NUM19-05	15.199	1.84 ± 0.26	2.00	2.42 ± 0.34	0.66 ± 0.33	163.7	71 ± 36	23 - 36	122	+20 / -16	-	-	
NUM19-18	15.069	6.90 ± 1.44	1.99	9.10 ± 1.89	3.51 ± 1.27	434.3	1069 ± 387	91 - 144	31	+7 / -4	-	-	
NUM19-19	15.082	7.72 ± 1.83	1.98	10.14 ± 2.41	4.26 ± 1.13	576.9	1723 ± 456	138 - 202	26	+6 / -4	-	-	
NUM19-21	15.036	0.84 ± 0.19	1.99	1.12 ± 0.25	-	111.2	-	-	255	+65 / -36	-	-	
YMD20-AMK	11.008	2.46 ± 0.27	1.99	4.45 ± 0.48	0.92 ± 0.43	111.7	94 ± 43	18 - 24	72	+11 / -11	-	-	
YMD20-AYM	15.167	10.09 ± 1.46	1.98	13.20 ± 1.91	1.82 ± 0.78	586.5	725 ± 308	45 - 65	20	+3 / -3	-	-	
YMD20-IW2	15.170	4.48 ± 0.77	1.98	5.86 ± 1.00	5.34 ± 1.65	397.6	1419 ± 438	204 - 280	48	+8 / -6	-	-	
YMD20-MNI	15.120	1.66 ± 0.26	1.99	2.18 ± 0.34	-	126.9	-	-	123	+22 / -16	-	-	
YMD20-NKF	15.008	22.16 ± 2.26	1.97	29.06 ± 2.96	2.81 ± 1.15	550.7	1062 ± 435	32 - 41	10	+1 / -1	-	-	
YMD20-NNN	15.111	2.93 ± 0.31	1.98	3.84 ± 0.41	-	166.5	-	-	84	+14 / -11	-	-	
YMD20-SKN	15.178	2.91 ± 0.49	1.98	3.80 ± 0.64	2.75 ± 1.63	206.5	375 ± 223	69 - 128	78	+14 / -10	-	-	

表5 計測した流域地形量

流域地形量 ^a	計算手法	地形量が示す流域特性
最大流路長	L	流域範囲の指標
流域面積	A_d	流域範囲の指標
流域標高の分散	$\sigma = \sum (h - h_m)P(h)$	起伏の程度
流域平均開析高	$H_d = \sum \frac{h_p - u}{A_d}$	これまでに侵食された高度の平均 h _p : 接峰面高度
流域平均未開析高	$H_u = \sum \frac{u - h_v}{A_d}$	今後侵食される高度の平均 h _v : 接谷面高度
流域体積	$V_d = A_0 \sum (h_i - h_m)$	河川の流送土砂量 A ₀ : 1セルの面積
流域平均比高	V_d/A_d	流域内の平均侵食速度
起伏量	$h_0 - h_m$	流域規模の指標
流域平均傾斜	$\bar{\theta} = \frac{1}{n} \sum \theta$	流域規模の指標
流域起伏数	$S_{td} = V_d/A_d^{1.5}$	流域の険しさ
流域エントロピー	$H_d = \sum P(h) \log_2 P(h)$	侵食・堆積により増大する値

^a 太田・八戸（2006）から抜粋

表 6 各流域の流域地形量

Basin	Area	Standard diviation	Volume	Average relief	Relief	Relief index	Entoropy	Volume ratio	Average slope	Flow length	Average dissection	Average un- dissection
	10 ³ m ²		10 ⁶ m ³	m	m		10 ⁻³		degree	m	m	m
SFJ19-R1	170	77	23.5	139	326	0.34	1.82	0.42	24	1184	13.7	14.4
SFJ19-R3	571	90	111.5	195	364	0.26	1.84	0.54	28	1543	16.3	17.1
SFJ19-R4	20	30	0.9	45	115	0.32	1.67	0.39	21	298	12.3	12.4
SFJ19-R5	182	63	23.4	129	283	0.30	1.79	0.45	27	917	15.6	16.5
SFJ19-R6	43	36	2.5	59	152	0.28	1.70	0.39	25	427	13.8	14.3
SFJ19-R7	544	95	112.6	207	394	0.28	1.85	0.52	26	1605	15.1	15.9
SFJ19-R9	76	46	6.7	88	200	0.32	1.75	0.44	25	527	14.4	15.1
NJM19-01	118	59	15.8	134	228	0.39	1.76	0.59	23	899	13.3	14.0
NJM19-03	242	44	29.0	120	192	0.24	1.73	0.62	24	1097	14.5	14.4
NJM19-04	56	37	3.9	70	162	0.30	1.72	0.43	26	457	15.7	15.3
NJM19-05	337	64	54.7	162	269	0.28	1.79	0.60	21	1013	12.1	12.3
NJM19-18	40	43	5.3	132	184	0.66	1.70	0.72	26	423	14.4	16.4
NJM19-19	25	44	2.4	97	174	0.62	1.73	0.56	32	303	18.4	20.0
NJM19-21	173	52	25.2	146	229	0.35	1.75	0.63	23	1009	12.8	13.2
YMD20-AMK	401	85	63.8	159	374	0.25	1.83	0.43	30	1448	18.3	18.8
YMD20-AYM	57	31	3.5	61	128	0.26	1.69	0.48	23	455	13.4	13.9
YMD20-IW2	100	33	7.8	78	157	0.25	1.70	0.50	26	448	14.9	15.5
YMD20-MNI	79	51	8.3	106	216	0.38	1.76	0.49	28	585	16.7	17.1
YMD20-NKF	133	42	10.4	78	208	0.22	1.73	0.38	27	686	15.7	15.9
YMD20-NNN	653	108	141.6	217	503	0.27	1.87	0.43	28	2070	16.9	17.5
YMD20-SKN	67	37	4.8	71	157	0.28	1.71	0.46	27	455	15.8	16.5

d) 解析結果

i) 屈曲率による横ずれ変位速度の推定

各断層の屈曲量と上流長さの関係を図 12 に、断層沿いの屈曲率の分布を図 13 に示した。横ずれ量が増大すると、隣接する河川の上流域が近接して、河川争奪が生じるため、横ずれ量が蓄積し続けることは考えにくい。河川争奪が生じると、横ずれ量がリセットまたはマイナスになることで、想定される屈曲率よりも小さい値となる。屈曲率が断層に沿って大きくばらつくことは、流域ごとに河川争奪が生じる時期にばらつきがあるためと考えられる。したがって、周囲と比較して小さい値を河川争奪等により横ずれ量が小さくなった値とみなすと、断層沿いにプロットした屈曲率の極大値の変化に着目する必要がある。つまり、極大値を選ぶことで描かれる包括線に沿う値がその断層帯の各地点を代表する値とみなせる。一方、下流側が隆起することや、シャッターリッジの形成により、横ずれ量を過剰に見積もる場合も考えられる。この場合はエンベロープから上に外れることが想定される。横ずれ量の増大が生じているか否かは、横ずれ変位地形に戻って検討する必要がある。

集福寺断層では屈曲率は平均 0.15 で、0.32～0.04 の値を示した (図 12A)。正の相関関係は非常に弱く、ばらつきが大きい。これは地点数が 7 点と少ないことと、流域がすでに分水界に達していることに起因する可能性がある。本地域の場合、横ずれ変位量の蓄積は沓掛面の離水以降に開始しており、流域発達と横ずれ量の蓄積との関係性が小さい。その結果、ばらつきが大きくなっているものと考えられる。小さい屈曲率は、流域規模の大きい地点に認められる (図 13A)。これは、流域規模に比して横ずれ変位量が小さいことを示しており、横ずれ変位量の蓄積が河川争奪や沓掛面の形成によりリセットされた可能性が考えられる。SFJ19-R4 や SFJ19-R6 は大きい屈曲率を示しており、これらは流域発達の過程にあると考えられる (図 8 および図 12A)。したがって、本断層の代表値として、SFJ19-R4 の示す最大値から平均値までの値を取りうるとして 0.32～0.15 を採用する。このとき、令和元年度の本事業の成果から横ずれ変位速度は 0.65～0.43 m/千年と推定されているため、(2) 式より k 値は 4.3～1.4 と求められる (表 7-1)。

野島断層では、屈曲率は平均 0.17 で、0.39～0.02 を示した (図 12B)。ばらつきが大きく、明確な相関関係は認められない。断層沿いの屈曲率分布をみると、NJM19-04 が突出した値を示す (図 13B)。これは NJM19-04 地点の流域が小さいためと考えられる (図 9)。しかし、シャッターリッジの形成などの過剰な見積もりは考えられないことから、最大値として 0.39 を取りうる判断する。それ以外の地点や南側では、平均値である 0.17 程度の値を示すことから、屈曲率として 0.39～0.17 を採用する。このとき、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) によると横ずれ変位速度は 0.7 m/千年とされていることから、(2) 式より k は 4.0～1.8 と求められる (表 7-1)。

山田断層帯 (主部) では、屈曲率は平均 0.07 で、0.12～0.01 を示した (図 12C)。本調査で対象とした流域のうち、YMD20-AYM が最大値を示した (図 12C)。産業技術総合研究所 (2012) では、最大値として 0.35 が報告されている。この差は、調査点が少ないために、大きい屈曲率を見逃していることを示唆する。本調査では南西側の断層端ほど屈曲率が小さくなる傾向が認められた (図 13C)。産業技術総合研究所 (2012) では、100 地点を

超える多くの流域について計測し、2つの山を想定している。本調査で対象とした流域は7流域に過ぎないため、大まかな分布のみを反映していると考えられる。ここでは、山田断層帯（主部）の屈曲率として0.12~0.07を採用する。集福寺断層から得られた k が4.3~1.4、野島断層から得られた値が4.0~1.8であることから、平均変位速度は0.50~0.09 m/千年、もしくは0.46~0.12 m/千年と求められる（表7-1）。植村（1985）によって上下変位量が0.15~0.1 m/千年と推定されており、右横ずれ変位速度がそれより大きいとすると、山田断層帯（主部）の平均横ずれ変位速度は0.5~0.1 m/千年と推定される。この値は段丘面から推定された平均変位速度の上限と矛盾せず、断層帯の活動度はB級相当と考えられる。

集福寺断層、野島断層、山田断層の横ずれ量と上流長さが示すグラフには強い正の相関関係は認められなかった（図12）。山田断層のみ、やや正の相関を示すが、それ以外の断層は大きくばらついている。全体を一つのグラフにプロットすると、ばらついてはいるものの、屈曲率の平均値である0.14付近に集中する傾向が認められる。大きい屈曲率を示す地点はすべて流域が相対的に小さい傾向がある。一方、小さい屈曲率を示す地点は、流域規模に比して屈曲量が小さいことから、河川争奪などにより、見かけの横ずれ量が小さくなったことが考えられる。一方、断層端部に近い地点の場合は、単に小さい平均変位速度を反映している可能性が考えられる。値がばらつく要因が様々挙げられるが、これらを検証するには、十分なデータ量が必要である。データ数が不十分な場合、個々の流域の特性の影響が強く反映され、相関が低くなることが指摘されている（安藤，1972）。本調査で得られた各断層において推定した定数 k はデータ数が少なく、信頼性は高くない。したがって、得られた平均変位速度はオーダーレベルでの参考値に留まる。

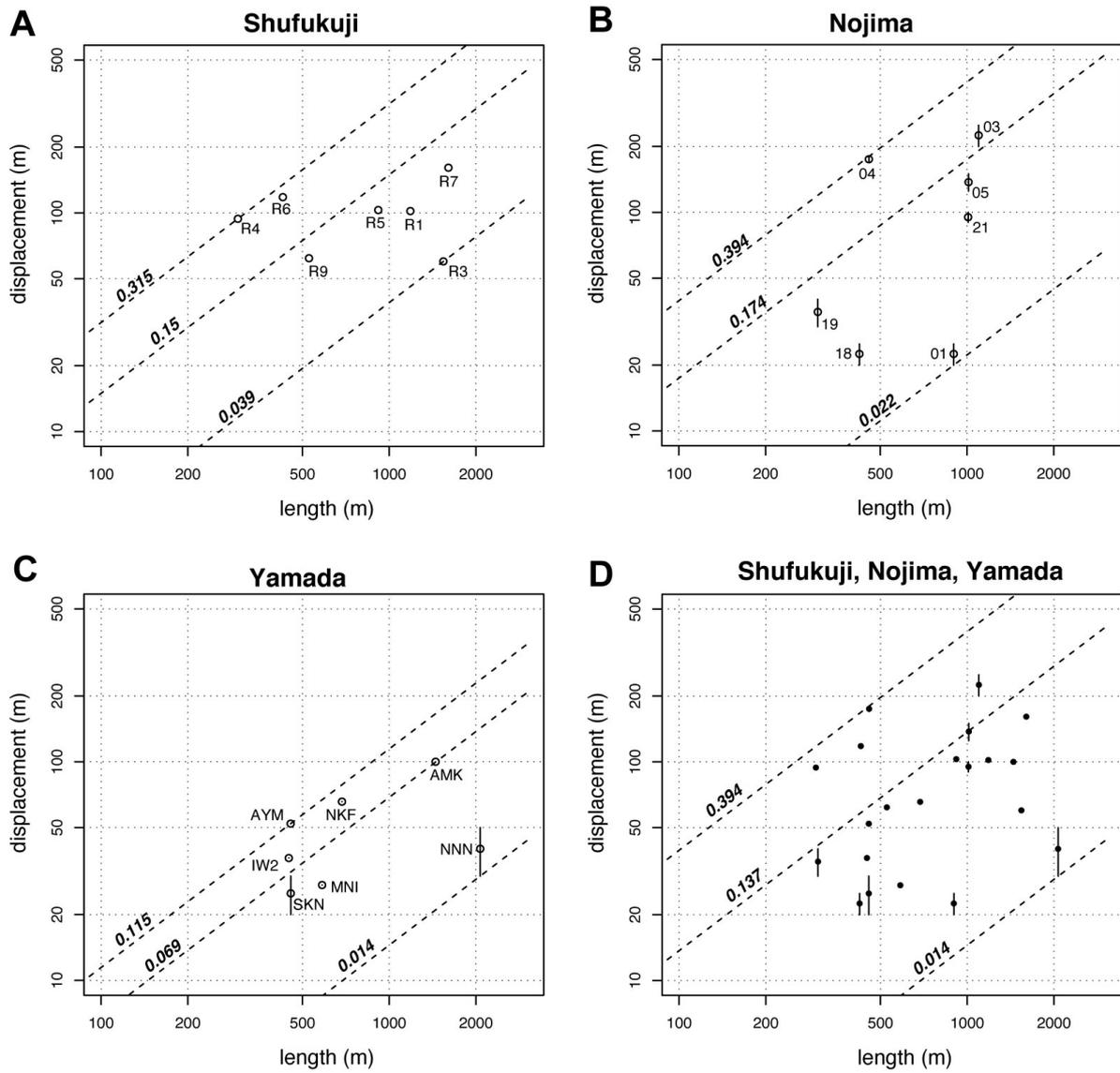


図 12 各断層の屈曲率

(A) 集福寺断層。(B) 野島断層。(C) 山田断層。(D) 3断層のプロット。点線は屈曲率の最小値、平均値、最大値を示す。

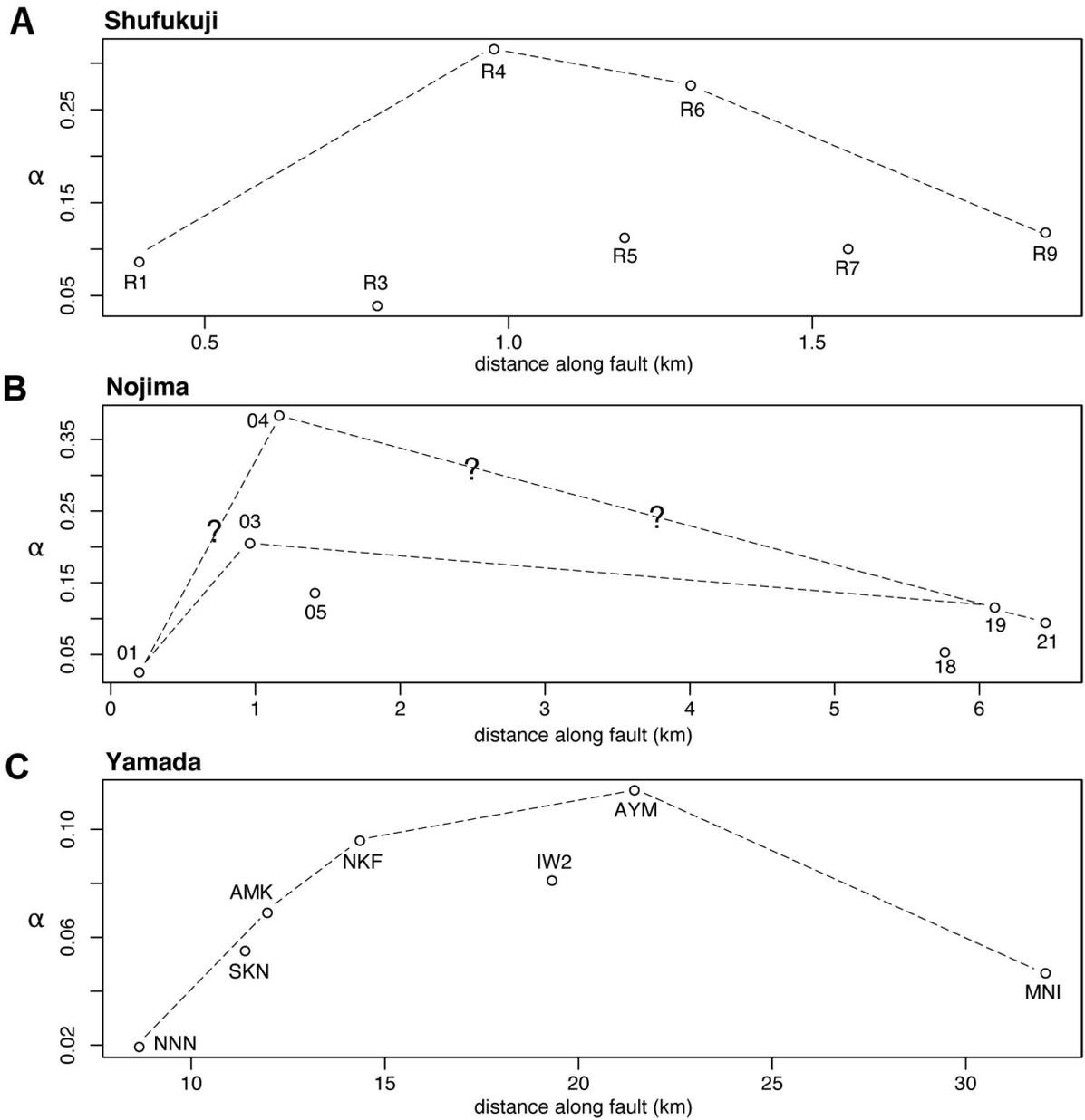


図 13 各断層の断層に沿った屈曲率分布

(A) 集福寺断層。(B) 野島断層。(C) 山田断層。点線は断層沿いに想定される屈曲率の包括線。

ii) 削剥速度を考慮したときの横ずれ変位速度の推定

屈曲率による推定では、流域地形量としての流路長の変化率が断層沿いに一定であることを想定しており、削剥速度の違いを考慮していない。流域地形量として上流長さを仮定しているが、その時間変化には削剥速度が影響していると考えられる。その時、(2) 式は (3) 式のように変形される (産業技術総合研究所, 2010)。産業技術総合研究所 (2010) では削剥速度の影響を考慮することで、横ずれ量と上流長さ間の相関が改善される可能性が提示された。そこで、本調査では上流長さと CRN 蓄積量から得られた削剥速度の比を求め、横ずれ量との関係をプロットした (図 14)。本稿ではグラフの横軸に示した値を発達指数と呼ぶ。発達指数は、時間を単位としており、流域発達の期間そのものを示してはいないものの、それに比例した指数を表していると考えられる。したがって、定性的には屈曲量と正の相関関係が期待される。このとき、河川争奪などにより屈曲量が過小評価された場合、横ずれ量は実際より小さい値を示しうる。したがって、屈曲率と同様、最大値や、断層沿いにプロットしたときに描かれる包括線に沿う値がその断層帯の各地点を代表する値とみなせる。

集福寺断層では、平均補正屈曲率が 13.2 で、31~4.4 の値を示した (図 14A)。断層沿いの分布では、SFJ19-R1 が大きい値を示し、北西側では 20 程度の値を示す。南東側で小さい値を示す要因は、末端部におけるすべり速度の低下や、河川争奪による影響が考えられる (図 15A)。平均値から最大値の間を取りうるとしたとき、 k' は 0.05~0.014 と推定される (表 7-2)。野島断層では、平均補正屈曲率が 21.3 で、64.8~0.71 の値を示した (図 14B)。断層沿いの分布では、NJM20-03 および NJM20-04 が大きい値を示した (図 15B)。小さい値は端部において認められることから、平均値から最大値の間を取りうるとし、 k' は 0.033~0.011 と推定される (表 7-2)。

山田断層では、平均補正屈曲率が 3.41 で、6.79~0.88 の値を示した (図 14C)。断層沿いのプロットを見ると値が大きく上下する (図 15C)。これはサンプル数の少なさに起因するものと考えられる。平均値から最大値の間の値 6.79~3.41 を取りうるとしたとき、集福寺断層および野島断層から推定された k' の値を参考にすると、平均変位速度は、0.3~0.05 m/千年、もしくは 0.2~0.04 m/千年と求められる (表 7-2)。屈曲率から推定した値と比較すると半分程度と小さく、C 級~B 級相当の値を示す。いずれの場合も A 級相当の値は示していないことから、山田断層帯 (主部) は B 級~C 級相当であると考えられる。すでに植村 (1985) によって推定された上下変位速度が下限値を示すと考えると、補正屈曲率を用いた手法から得られた値から、平均変位速度は 0.15~0.3 m/千年と推定される。

集福寺断層では、削剥速度を考慮することで、やや正の相関関係が改善された。しかし、山田断層帯 (主部) では大きな変化がなく、野島断層では、逆に散らばりが大きくなった。これは、NJM20-01、NJM20-18、NJM20-19 が、発達指数に対して屈曲量が小さいために生じている。これは、屈曲量を過小に見積もっていることを示唆する。それらを除くと、概して散らばりが改善される傾向があり、削剥速度を考慮することで、より正確に平均変位速度を見積もることができる可能性を示唆する。

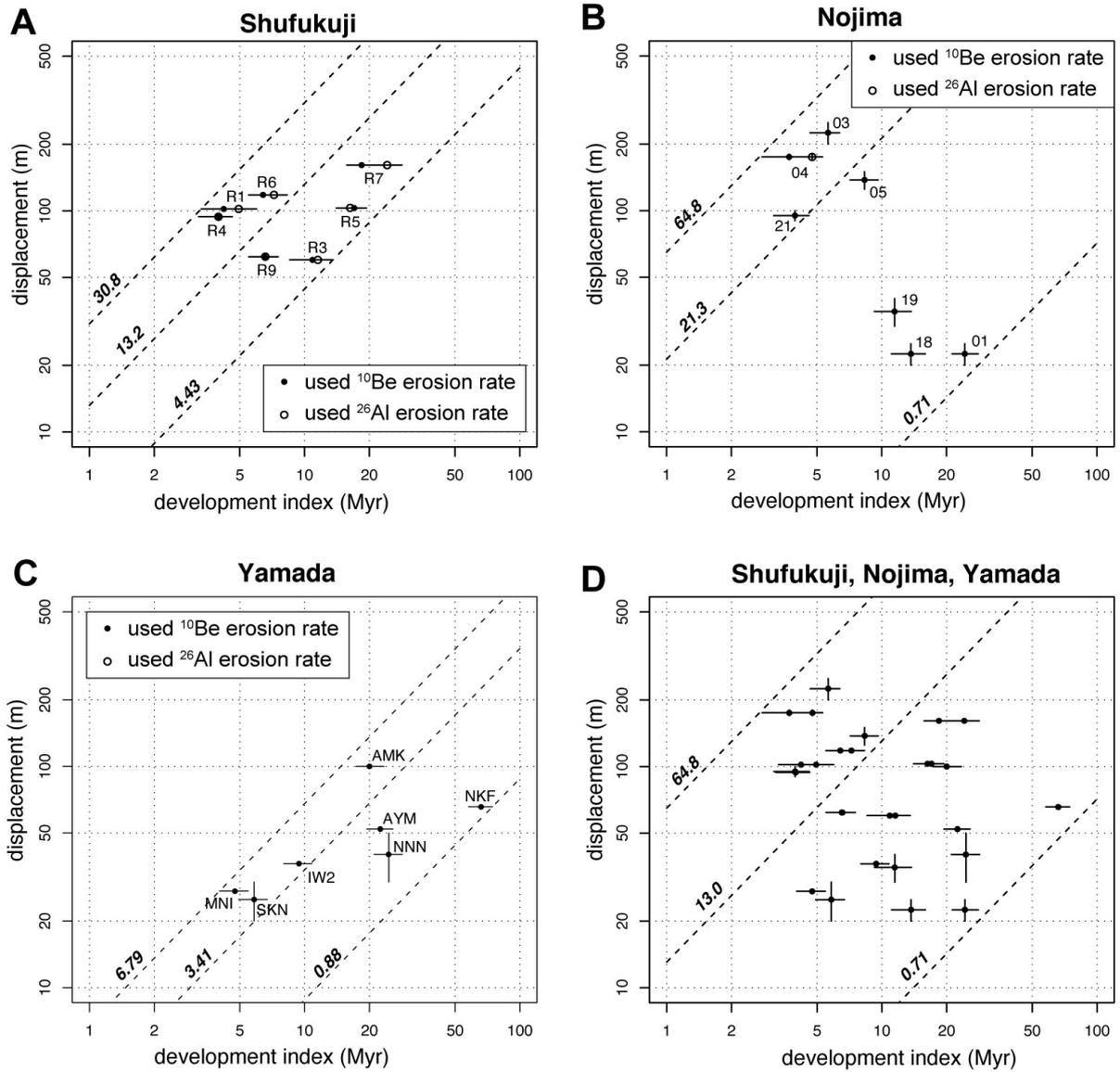


図 14 各断層の補正屈曲率

横軸は発達指数（流路長/削剥速度）、縦軸は屈曲量。（A）集福寺断層。（B）野島断層。

（C）山田断層。（D）3断層をあわせてプロット。点線は屈曲率の最小値、平均値、最大値を示す。

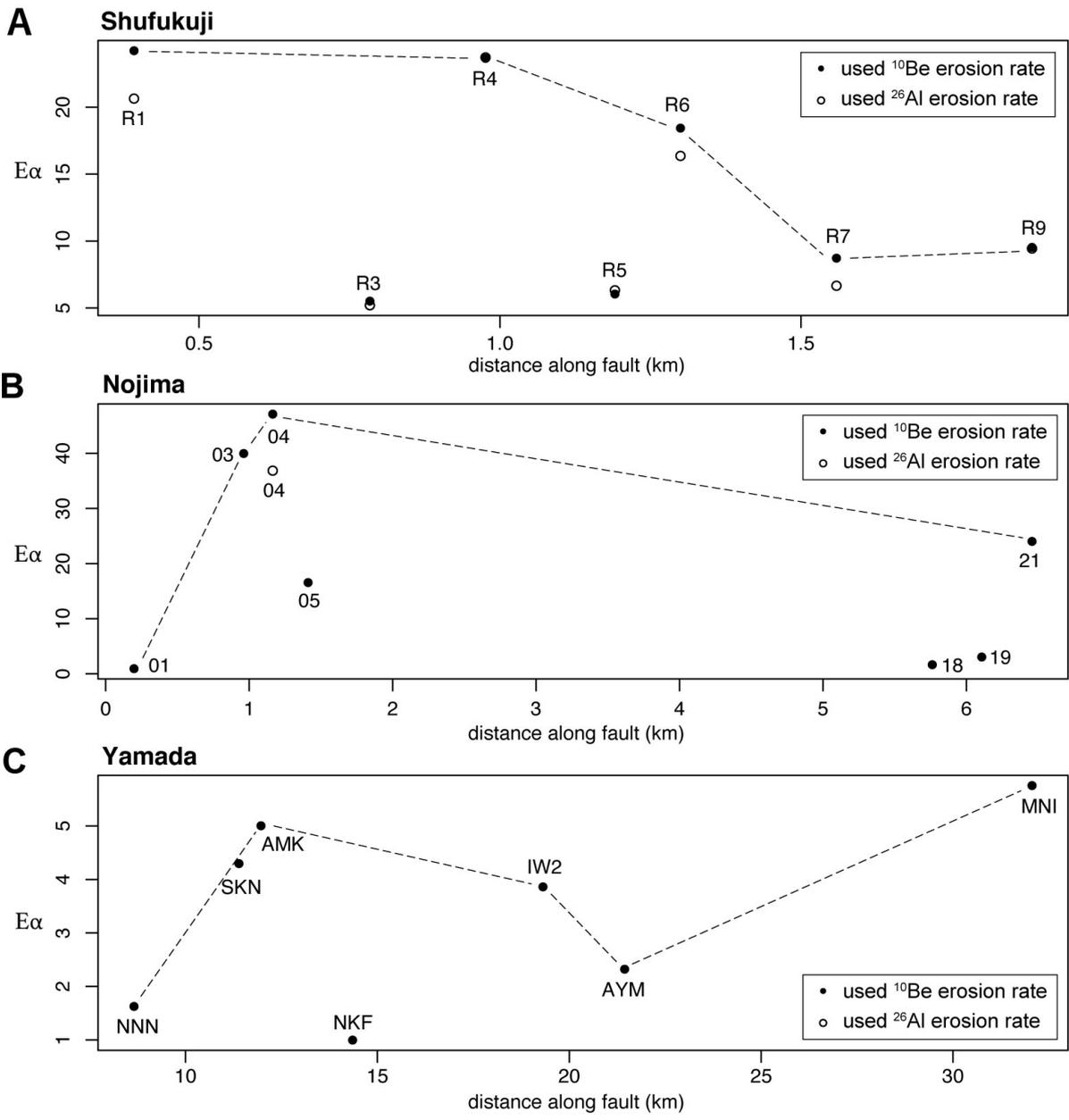


図 15 各断層の断層に沿った補正屈曲率の分布
 (A) 集福寺断層。(B) 野島断層。(C) 山田断層。点線は断層沿いに想定される屈曲率の包括線を示す。

表 7-1 屈曲率による平均横ずれ変位速度の推定

	α^a	k	Slip rate (m/kyr) ^b
集福寺断層	0.039 - 0.32	k_{s1} : 1.37 - 16.7	0.43 - 0.65
	0.15 - 0.32	k_{s2} : 1.37 - 4.3	
野島断層	0.022 - 0.39	k_{n1} : 1.78 - 31.8	0.7
	0.174 - 0.39	k_{n2} : 1.78 - 4.0	
山田断層帯	0.014 - 0.12	k_{s1} : 1.37 - 16.7	0.02 - 1.92
	0.069 - 0.12	k_{s2} : 1.37 - 4.3	0.09 - 0.50
	0.014 - 0.12	k_{n1} : 1.78 - 31.8	0.02 - 3.66
	0.069 - 0.12	k_{n2} : 1.78 - 4.0	0.12 - 0.46

^a 上段は得られた値の範囲, 下段は平均値から最大値

^b 集福寺断層はR1年度調査結果, 野島断層は水野・他(1990)を参照

表 7-2 補正屈曲率による平均横ずれ変位速度の推定

	$E\alpha^a$	k'	Slip rate (m/kyr) ^b
集福寺断層	4.43 - 30.8	k'_{s1} : 0.014 - 0.15	0.43 - 0.65
	13.2 - 30.8	k'_{s2} : 0.014 - 0.049	
野島断層	0.71 - 64.8	k'_{n1} : 0.011 - 0.99	0.7
	21.3 - 64.8	k'_{n2} : 0.011 - 0.033	
山田断層帯	0.88 - 6.79	k'_{s1} : 0.014 - 0.15	0.01 - 1.0
	3.41 - 6.79	k'_{s2} : 0.014 - 0.049	0.05 - 0.3
	0.88 - 6.79	k'_{n1} : 0.011 - 0.99	0.01 - 6.7
	3.41 - 6.79	k'_{n2} : 0.011 - 0.033	0.04 - 0.2

^a 上段は得られた値の範囲, 下段は平均値から最大値

^b 集福寺断層はR1年度調査結果, 野島断層は水野・他(1990)を参照

iii) 削剥速度の代替となる流域地形量の選定

流域削剥速度の推定は、花崗岩地域に限られるなど制約が多い。また、測定には宇宙線生成核種に関する専門的な知識・技術に加え計測のための多くの時間を要する。そのため、データ数を増やすことが難しく、適用地域を拡大することが難しい。そこで、様々な流域地形量と比較し、削剥速度を代替しうるパラメータについて検証した。

表5にまとめたパラメータに加え、屈曲量、削剥速度を含めて、2次元散布図を作成した(図16)。散布図を見ると、流域地形量の中でも、流域規模を示すパラメータである流域面積、標高分布の標準偏差、流域体積、平均起伏量、起伏量、エントロピーについては相互の相関が極めて良い。上流長さに替わり、これらのパラメータを使用することが可能であることを示唆している。また、平均傾斜量、流域平均開析高、流域平均未開析高同士の相関も極めてよい。対して、屈曲量や削剥速度とそれ以外の流域地形量の相関係数は概して低い。削剥速度との相関係数が比較的高い値は、流路長や流域エントロピーであるが、それでも相関係数は0.31~0.35と弱い相関を示しているに過ぎない。本調査で対象とした地域における流域地形量の中で削剥速度に代替可能なパラメータは単独では存在しないと考えられる。しかし、複数のパラメータの組み合わせが有効に働く可能性や他に有効な地形量が存在することは否定できないため、さらなる検討が必要である。

各種流域地形量と削剥速度に強い相関が現れていないことは、対象とした地域では、流域の成長が頭打ちとなっており、削剥速度の違いが地形に現れていないか、削剥速度に大きな差がないことを示唆する。いくつかの流域の削剥速度は100 mm/kyrを超える値を示したが、ほとんどの値は50~100 mm/kyrの範囲に分布する。したがって、補正屈曲率の推定においても、流域全体で削剥速度が等しいことを仮定することができる可能性がある。ただし、正確な見積もりには、いくつかの流域を対象に流域削剥速度を求め、対象地域の平均削剥速度を得ることが必要であろう。

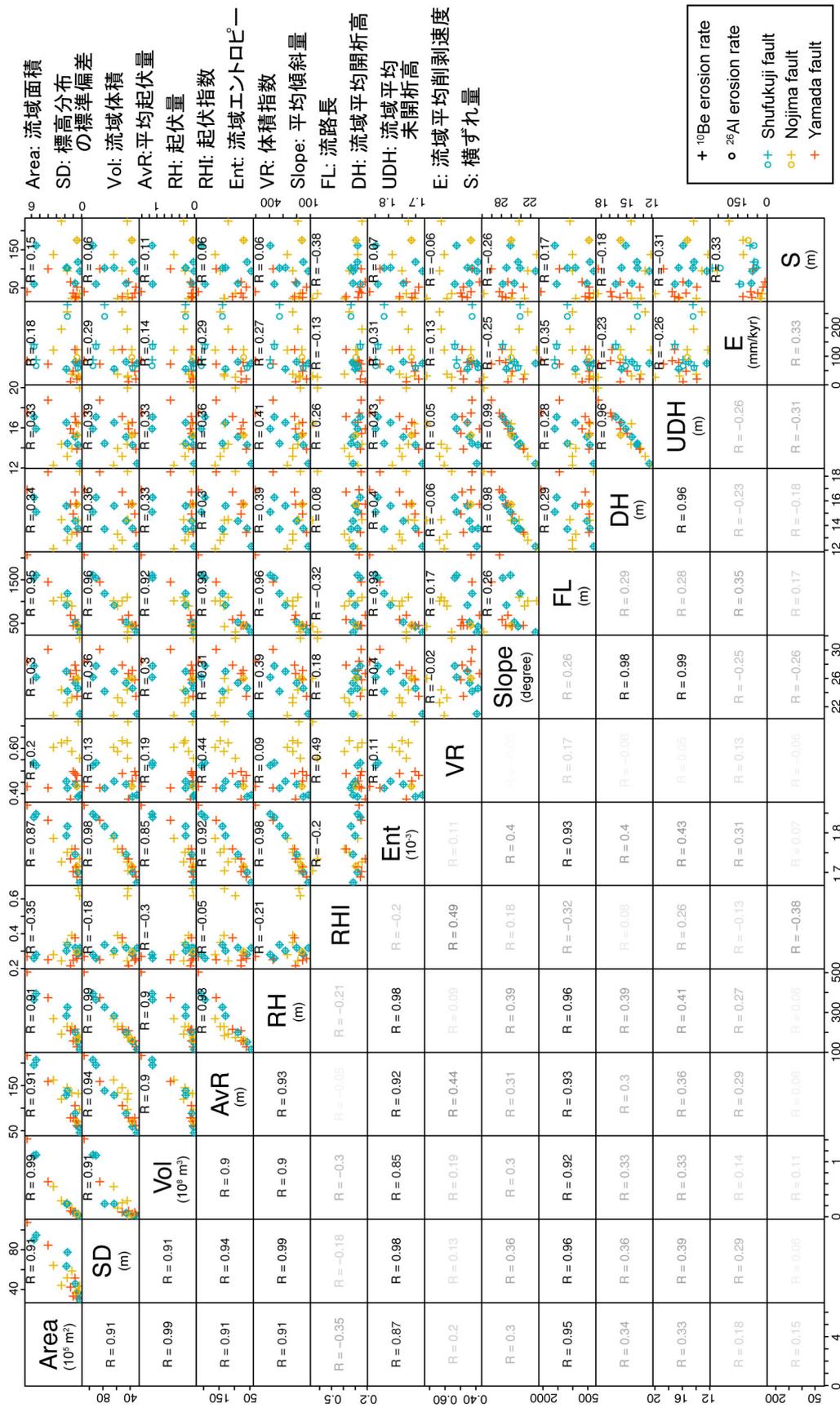


図 16 種々の流域値軽量、流域平均削剥速度、屈曲量の二次元散布図
 右上が各値のプロット、左下が相関係数を示す。相関が強いほど黒色が濃い。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 平均変位速度の推定

山田断層帯（主部）西部高龍寺付近の西野々地点において河川の屈曲量と河川の形成以降に離水したと考えられる低位段丘面の編年により、平均変位速度の上限を推定した。段丘面上の2箇所においてボーリングを行い、段丘堆積物に対して放射性炭素年代測定を実施した結果、離水年代は24～18 kaと見積もられ、横ずれ変位量が20～10 mであることから、1.1～0.41 m/千年の上限値が得られた。

流域地形量と横ずれ変位量による推定手法を試みるため、集福寺断層、野島断層、山田断層帯（主部）について各7流域を選定し、横ずれ量、上流長さ、流域平均削剥速度、種々の流域地形量の計測を行った。横ずれ変位速度のわかっている集福寺断層および野島断層について従来手法を用いて屈曲率のみから定数 k を推定した結果、集福寺断層で4.3～1.4、野島断層で4.0～1.8という値が得られた。これらの値から山田断層帯（主部）の平均横ずれ変位速度は、0.5～0.1 m/千年と求められた。加えて、流域平均削剥速度を加味した場合、定数 k' は集福寺断層で0.05～0.014、野島断層で0.033～0.011と推定された。これらの値から山田断層帯（主部）の平均横ずれ変位速度は、0.3～0.04 m/千年と求められた。段丘面の編年による手法と屈曲率を用いた手法から、山田断層帯（主部）の活動度はB級と評価される。

2) 今後の課題

本調査では、各断層帯で7流域を対象に屈曲率による平均横ずれ変位速度の推定をおこなった。この手法では、様々な不確定性を取り除くためにできるだけ多くのデータを必要とする。データ数が少ないと個々の流域の特徴や横ずれ変位量の計測誤差、変位量の過小見積もりといった影響が強く現れるために、正確な見積もりが難しい。流域平均削剥速度を考慮することによって、集福寺断層では、相関関係にやや改善が認められたが、わずかな改善に過ぎないため、有意であるかは検討が必要である。さらなる検討のためにはデータ数を増やすために、より多くの断層や流域を対象とした調査が必要である。

CRN蓄積量の分析は主に花崗岩地域に限定される。したがって、流域平均削剥速度を考慮することができる地域は花崗岩分布域に限られる。そのため、本手法で得られた定数や流域地形量と削剥速度の関係は花崗岩地域に限定される可能性がある。他地域に展開するには、花崗岩地域以外の地域における適用可能性について検証が必要である。

本調査では、先行研究に倣い、流路長を流域発達の指標として使用した。流路長と関連の強い地形量は流域面積や起伏量、流域エントロピー、起伏指数など多数あることが流域地形量の検討によりわかった。これら、あるいはこれらのうち複数を組み合わせて流域発達の指標として使用できる可能性がある。特に、流路長の場合、谷頭侵食が頭打ちになった場合、それ以上発達することは考えづらい。しかし、水系網の複雑化や流域起伏の増大により、それ以外の地形量に変化している可能性がある。かつては空中写真を元に簡易的に計測できる流路長が用いられてきたと考えられるが、現在はGISツールやデジタル標高モデルが整備されており、様々な流域地形量を指標として用いることが可能となっている。今後本手法についてより高度化・効率化を進めるためには、流域平均削剥速度を反映

する地形量や、流域発達の指標として流路長以外の地形量が活用できるか否かについて検討が必要だろう。

(e) 引用文献

- 安藤喜美子, 三浦半島・伊豆半島および兵庫県山崎付近における断層の横ずれによる谷の変位量について, 地理学評論, 45 (10), 716-725, 1972.
- 吾妻 崇, 淡路島北部における活断層の活動度の再評価, 第四紀研究, 36, 1, 29-42, 1997.
- 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}Be and ^{26}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}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258, 2003.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51, 337-360, 2009.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 山田断層帯の長期評価, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/74_yamada.pdf (2021年4月19日確認), 2004.
- 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, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php> (2021年4月19日確認), 2021.
- 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」, 地質調査所, 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.
- 松田時彦, 跡津川断層の横ずれ変位, 地震研究所彙報, 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, 87-107, 2007.
- Matsuzaki, H., Principle of accelerator mass spectrometry, *Shinku*, 50(7), 467-474, 2007.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 明石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p, 1990.
- Nishiizumi K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., an

- d Arnold, J. R., Cosmic Ray Production Rates of ^{10}Be and ^{26}Al in Quartz From Glacially Polished Rocks: *Journal of Geophysical Research*, 94, 17907-17915, 1989.
- Nishiizumi, K., Preparation of ^{26}Al AMS standards, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, Sect. B, 223-224, 388-392, 2004.
- 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.
- 岡田真介・石山達也・岡田篤正・宮内崇裕, 1:25,000活断層図「大江山」, 国土地理院, D1-No. 886, 2018.
- 太田岳洋・八戸昭一, 数値標高モデルによる地形計測の現状と応用例. *応用地質*, 46(6), 347-360, 2006.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H. *et al.*, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887, 2013.
- 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, 山田断層帯の活動性および古地震調査, 文部科学省「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, H22-4, 2011.
- 産業技術総合研究所, 平成 23 年度 断層セグメント区分及び連動性評価手法の整備に関する調査 成果報告書, 2012.
- 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(2021年4月19日確認), 2021a.
- 産業技術総合研究所, 地質図 Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/> (2021年4月19日確認), 2021b.
- Stone, J.O., Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 105(B10), 23753-23759, 2000.
- 佃 栄吉・杉山雄一・下川浩一, 1985 年北丹後活断層系・山田断層(上山田地区)トレンチ調査. *活断層研究*, 11, 22-28, 1993.
- 植村善博, 郷村・山田断層系の変位地形と断層運動, *活断層研究*, 1985 (1), 81-92, 1985.
- 吉岡敏和・佐竹健治・松井和夫, 近畿地方北部、山田断層系・中藤断層の活動履歴調査. *活断層・古地震研究報告*, No.1, 167-174, 2001.