3.5 濃尾断層帯(温見断層南東部)の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 濃尾断層帯(温見断層南東部)の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
学校法人中央大学	教授	金田 平太郎
国立大学法人京都大学	准教授	松四 雄騎
学校法人中央大学	助教	佐々木 夏来#1

#1令和3年4月から担当者。

(c) 業務の目的

平均変位速度や活動履歴、活動間隔など、地震発生確率評価・地震規模評価に必要な情報 がこれまで得られていない濃尾断層帯(温見断層南東部)(以降、温見断層南東部区間とい う)において、宇宙線生成核種年代測定などの新たな調査手法も活用しながら左横ずれ平均 変位速度および活動履歴などを解明するとともに、新調査手法の活断層調査・研究における 適用性や問題点を検証することを目的とする。

(d) 3ヶ年の実施業務の要約

1) 令和元年度:なし

2) 令和2年度:対象断層の既往成果の整理を行うとともに、既存航空レーザー測量デ ータ解析に基づき微小断層変位地形の抽出および検討を行った。その結果に基づき、1箇 所でトレンチ調査を実施し、活動履歴を解明した。また、宇宙線生成核種年代測定法によ る段丘面離水年代推定および平均変位速度解明の可能性を検討するため、対象断層および 隣接する濃尾断層帯主部(根尾谷断層)において宇宙線生成核種年代測定用試料を採取し、 前処理を開始した。

3) 令和3年度:対象断層において追加の試料採取を実施するとともに、令和2年度に 採取した試料も併せて宇宙線生成核種年代測定を実施し、温見断層南東部区間沿いに分布 する各段丘面の離水年代や温見断層南東部区間の平均変位速度などを検討した。その結果 に基づき、活断層調査・研究における宇宙線生成核種年代測定法の適用性や問題点を検証 した。

(2) 令和3年度の成果

(3)に記載。

(3) 令和元年度~令和3年度の成果

(a) 業務の要約

温見断層南東部区間をカバーする既存の航空レーザー測量データからさらに高解像度

の数値標高モデルを作成し、3倍解像度の MPI 赤色立体地図ステレオペアを用いることで 詳細に断層変位地形を検討した。その結果に基づいて砂利谷サイトでトレンチ調査を実施 し、過去5回の活動時期を初めて明らかにした。最新活動は西暦 1440 年以降であり、1891 年濃尾地震時には温見断層北西部区間とともに南東部区間も活動していた可能性が高い。 また、2回前・3回前の活動についても、温見断層北西部区間、南東部区間および根尾谷 断層の活動時期が重なることから、少なくとも過去3回の地震については、これらの断層 が連動破壊していた可能性がある。一方、砂利谷サイト・温見白谷出合サイトにおいて採 取した試料の宇宙線生成核種年代測定を実施した結果、これまで不明だった温見断層の左 横ずれ平均変位速度が1.16±0.10 m/千年と決定された。この値は、過去の地震において も濃尾地震時と同程度の変位が生じていたことを示唆し、温見断層と根尾谷断層が一体と なって活動を繰り返してきたとする上記の古地震像とも整合する。我が国を含む湿潤温暖 地域の活断層調査において宇宙線生成核種年代測定法を適用した例は非常に少ないが、適 切な試料採取戦略と測定・モデリングによって、こうした地域においても本手法は十分に 適用可能であることが示された。

(b) 令和元年度の業務の成果

なし

(c) 令和2年度の業務の成果

1) はじめに

温見(ぬくみ)断層は、濃尾断層帯を構成する主要断層のひとつであり、福井県今立郡 池田町から大野市南部を経て岐阜県本巣市北部に至る長さ約36 kmの左横ずれ活断層で ある(図1)。本断層は、1891年濃尾地震(M8.0)時に根尾谷断層、梅原断層などととも に活動した長さ約16 kmの北西部区間と濃尾地震時には活動しなかったとされる長さ約21 kmの南東部区間に分けられる(地震調査推進本部地震調査委員会,2005)。このうち、北 西部区間においては、濃尾地震時に最大左横ずれ変位3mに達する明瞭な地表地震断層が 出現したことが知られるとともに(大森,1900、松田,1974など)、その後、温見地点にお いてトレンチ調査が実施され、K-Ahテフラ降灰(約7.3 ka)以降に濃尾地震を含めて少な くとも4回の活動があったことが明らかになっている(吉岡・他,2001;2002)。一方、南 東部区間においては、43,210±820 yBPの年代を示す段丘堆積物を切断する断層露頭が1 箇所において確認されたものの(吉岡・他,2001)、空中写真による地形判読では新期の地 形面を切断する断層変位地形は認められず、数万年前以降、活動は停止しているとする見 解もあった(岡田,2002)。

しかし、近年の航空レーザー測量技術によって空中写真では認識できない植生下の微地 形の検出が可能になり、温見断層南東部区間においても、新鮮な断層変位地形が報告され るようになった。佐々木・上田(2012)は、航空レーザー測量による2mグリッドの数値標 高モデル(DEM)を用いて温見断層全域と根尾谷断層北部の実体視地形判読を行い、温見断 層南東部区間に沿って新鮮な逆向き低断層崖が断続的に分布することを明らかにした。ま た、この結果に基づいて詳細な現地調査を実施し、同区間沿いの4地点で新期の堆積物を 切る活断層露頭を確認した。さらに、堆積物中に含まれる木片・土壌等の放射性炭素(¹⁴C) 年代測定結果から、温見断層南東部区間の最新活動は西暦 1400 年代後半以降であること を明らかにし、濃尾地震時にこの区間も活動した可能性を指摘した。

その後、林(2015MS)は、越美山系砂防事務所および近畿地方整備局による航空レーザ ー測量データ(岐阜県側は1mグリッド、福井県側は0.5mグリッドのDEM)を用いた実体 視地形判読に基づいて、温見断層南東部区間沿いの詳細な段丘面区分と断層変位地形マッ ピングを行うとともに、40地点以上でピット・ハンドコア掘削を実施し、風成被覆層のテ フラ分析に基づいて各段丘面のおおまかな編年を行った。金田・他(2018a, 2018b)は林 (2015MS)の用いた航空レーザー測量データを再判読し、1:25000地形図上に温見断層南 東部区間の断層変位地形の分布を詳細に図示した。



図1 濃尾断層帯を構成する断層の位置図 地震調査推進本部地震調査委員会(2005)に加筆。 白丸は1891年濃尾地震時の地表地震断層を示す。

以上のように、航空レーザー測量データを活用した地形判読と現地調査によって、温見 断層南東部区間が新鮮な断層変位地形を有するごく最近にも活動した活断層であることが 確実となった。しかしながら、同区間の左横ずれ平均変位速度や最新活動より前の活動履 歴、活動間隔など、地震発生確率評価・地震規模評価に必要な情報の多くは依然として不 明のままである。その主たる原因は、植生に覆われた山岳地でトレンチ調査適地を見つけ ることが難しかったことに加えて、周辺に火山のない地域のため、K-Ah(約7.3 ka)、AT (約30 ka)の2枚の広域テフラ以外の時間基準が利用できず、断層運動によって変位し た段丘面や段丘崖の年代を精度良く決めることが難しかったことにあると考えられる。

そこで本調査では、まず、航空レーザー測量によるフィルタリング済みランダム点群デ ータからさらに高解像度の DEM を作成するとともに、微小断層変位地形判読用に最適化さ れた最新の DEM 可視化手法(3倍解像度の MPI 赤色立体地図ステレオペア; Kaneda and Chiba, 2019)を用いて詳細な断層変位地形の検討を行った。その結果に基づいてトレンチ 調査適地を選定し、1箇所で人力掘削によるトレンチ調査を実施した。また、これまで国 内の活断層調査ではほとんど用いられていない宇宙線生成核種年代測定法の段丘面離水年 代推定への適用性を検討するため、上記の断層変位地形検討結果に基づいて、現地で岩石・ 堆積物試料の選定および採取を行った。当初計画では、採取した試料の前処理を令和2年 度中に終了させて米国 Purdue 大学 PRIME 研究室に年代測定を依頼する予定であったが、 新型コロナウィルス感染症蔓延の影響で試料採取調査の実施が大幅に遅れたことなどから、 令和2年度は一部の試料について前処理を開始するにとどまった。令和3年度に前処理を 完了させるとともに、Purdue 大学では令和3年度中に年代測定結果が得られない可能性が 高いことから、計画を変更して東京大学タンデム加速器研究施設において年代測定を実施 した。

2) 調査結果

本調査では、まず、温見断層南東部区間全域について、林(2015MS)や金田・他(2018a, 2018b)が用いた越美山系砂防事務所および近畿地方整備局による航空レーザー測量デー タ(岐阜県側は1mグリッド、福井県側は0.5mグリッドのDEM)に基づいた予察的検討を 行い、岐阜県側の砂利谷周辺(以下、砂利谷サイト)および福井県側の温見白谷出合周辺 (以下、温見白谷出合サイト)の2箇所を詳細な調査地として選定した(図2)。それぞ



図2 詳細な調査を実施したサイトの位置図 国土地理院活断層図「冠山」(金田・他, 2018a)および「能郷白山」(金田・ 他, 2018b)に加筆。位置は図1参照。

れ、根尾西谷川水系および温見川水系の最上流部に位置するが、砂利谷サイトから上流の 集水面積は約 1.0 km²であるのに対し、温見白谷出合サイトから上流の集水面積は約 6.3 km²であり、後者は比較的大きな集水域をもつ。ともに集水域内の最高点は能郷白山山頂 (標高 1617 m) である。

一方、宇宙線生成核種年代測定法の段丘面離水年代推定への適用性の検討のため、温見 断層の南西側を併走する根尾谷断層沿いの温見白谷最上流部(以下、温見白谷上流サイト; 図2)も本調査の対象とした。このサイトでは、Komura *et al.* (2020)によってトレンチ 調査が行われており、段丘面上および現河床の巨礫の一部について宇宙線生成核種年代測 定も実施されている(田中, 2017MS)。温見白谷上流サイトから上流の集水面積は約 0.19 km²ないし約 0.02 km²と非常に小さく、追加の試料採取および年代測定を行うことで、集 水域の大きさや集水域内の位置、堆積環境による宇宙線生成核種年代測定法の適用性の相 違も検討できる可能性がある。

- a)砂利谷サイト
- i)断層変位地形

砂利谷サイトおよびその周辺について、1mグリッド DEM の基となったフィルタリング 済みランダム点群データから、不規則三角網(TIN)補間によってさらに解像度の高い 0.5 mグリッドの DEM を作成し、この DEM から3倍解像度(0.17 mグリッド)の MPI 赤色立体 地図およびそのステレオペアを作成した(図3)。

MPI 赤色立体地図とは、通常の赤色立体地図(千葉・鈴木, 2004)で用いられる尾根谷度の代わりに地形保護指数(morphometric protection index; MPI)と呼ばれる地形量を用いることで、微地形表現に優れた赤色立体地図の特性を維持しつつ、段丘の縁が不自然に盛り上がって見える赤色立体地図の問題点を解消した DEM 可視化手法である(Kaneda and



図3 砂利谷サイトの MPI 赤色立体地図ステレオペア 既存航空レーザー測量データから再作成した 0.5 m グリッドの DEM に基づく。実際の地形判読においては、大型モニタ上で必要 部分を大きく拡大しながら詳細な断層変位地形の検討を行った。

Chiba, 2019)。これをステレオペア化することで、地表面の標高、傾斜(標高の空間1次 微分)、凹凸(標高の空間2次微分相当)の3つの主要な形態要素を同時に表現することが 可能となる。さらに、3倍に解像度を上げた MPI赤色立体地図をステレオペア化すること で、微地形を実体視判読する際にしばしば問題となるテラス効果(terracing effect;鳥 瞰図作成時に投影点が画像のピクセル中心位置にシフトされることによって生じる効果で、 連続的な地形が段々畑のように見えてしまう)が最小化され、もとの DEM がもつ地形情報 を最大限活用した断層変位地形の検討・解釈が可能となる。

図4に MPI 赤色立体地図ステレオペアの判読に基づく砂利谷サイトの地形学図を示す。 砂利谷の左岸には、大きく分けて2段の河成段丘が発達している。林(2015MS)は、温見 断層南東部区間沿いに分布する河成段丘面を上位から大きく I~IV 面の4面に区分したが、 砂利谷左岸の2段の段丘については、風成被覆層のテフラ分析から、ともに K-Ah テフラ

(約7.3 ka)以降に離水した IV 面に分類し、上位の面を IVa 面、下位の面を IVb 面と呼んだ。今回の判読では、上位の IVa 面をさらに IVa-1 面と IVa-2 面の 2 面に細分した。

砂利谷サイトでは、これらすべての段丘面を切断して北西-南東方向に北東側隆起の逆 向き低断層崖が形成されている。逆向き低断層崖をはさんだ各段丘面の上下変位量は、IVa-1 面で約 5.0 m、IVa-2 面で約 3.6 m、IVb 面で約 1.8 mであり、変位の累積性が認めら れる(図 5)。

一方、砂利谷サイトでは明瞭な横ずれ変位地形も認められる。IVa-1 面/IVa-2 面間の段 丘崖には約 12 m、IVa-2 面/IVb 面間の段丘崖には4~5m、Ib 面/現河床面間の段丘崖 には2~3 mの左横ずれ変位が確認された(図4)。IVa-1 面/IVa-2 面間の段丘崖の横ず れ約 12 mは、段丘崖下位側の IVa-2 面が離水してこの段丘崖に河川の営力が及ばなくな って以降に累積したものと考えられるので、砂利谷サイトにおける上下/横ずれ比は、3.6 m/12 m= 1/3.3 程度と見積もられる。また、IVa-2 面を開析する谷(開析谷A)は、現 在は断層の手前で断層沿いに方向を変えて IVa-2 面/IVb 面間の段丘崖を下っているが、 かつては断層を越えてそのまま北へ流下していたと考えられ(図4の青破線矢印)、断層上 に明瞭な風隙(図4のW)とその北側に截頭・放棄された開析谷が残されている。この旧 流路にも4~5mの左横ずれが認められた。

なお、砂利谷サイト周辺およびその上流域の基盤地質は、温見断層の両側ともに中新世 の能郷白山花崗閃緑岩であり(脇田・他,1992)、砂利谷の現河床においても花崗閃緑岩礫 が大部分を占める。能郷白山花崗閃緑岩は、一般的な花崗岩と比較すると含有する石英の 量が少なく石英粒子も小さいが、十分な量の試料を採取して徹底的な前処理を実施するこ とにより、宇宙線生成核種による年代測定が可能と考えられる。

ii)トレンチ調査

<u>トレンチ調査地</u>

IVa 面上の逆向き低断層崖がわずかな凹地を形成している地点において、トレンチ掘削 調査を実施した(図4のTrench)。

トレンチ調査地の逆向き低断層崖は、緩やかな撓曲状の崖で見かけの比高は 0.5 m 程度 であるが、周囲の地形(図4)および地形断面(図5の a-a')から、断層の低下側には厚 さ2m以上のダムアップ堆積物が存在するものと考えられる。



図4 砂利谷サイトの地形学図

場所は図2参照。基図は半透明にした MPI 赤色立体地図に等高線を重ねたもの。



図5 砂利谷サイトの各段丘面の地形断面と温見断層による上下変位量

とくに、トレンチ掘削地の南西には、IVa-1 面離水後に西側の開析谷Cから土石流が溢 れ出ることによって形成されたと見られる沖積錐状の地形(図4の放射状の緑線)や巨礫 による堤防状の地形(図4の丸印の列)が認められ、こうした土石流の堆積物がダムアッ プ堆積物の一部を構成している可能性がある。実際、開析谷Cの上流は山地まで続き、そ の源頭部には複数の崩壊跡が認められる。

一方、トレンチ調査地の南側にもわずかな開析谷Bが形成されており、この谷はトレン チ調査地のすぐ南東で向きを南東に変え、逆向き低断層崖沿いに流下して先述の開析谷A と合流する。他の開析谷と異なり、開析谷Bには定常流がなく、降雨時にのみ流水が認め られるが、トレンチ調査地の南側で逆向き低断層崖に向かって小さな扇状地状の地形を作 っていることから(図4の放射状の青線)、豪雨時に開析谷Bから溢れた流水による河成堆 積物がダムアップ堆積物に含まれる可能性も想定される。開析谷Bの谷頭は IVa-1 面内に あって上流は山地につながっていないため、この谷沿いに土石流が発生することはないと 考えられる。

なお、トレンチ掘削地は、降雨後に一時的に小さな水たまりが生じる程度の笹地であり、 やや地表の水分は多いものの湿地にはなっていない。

国道 157 号からトレンチ掘削地点へのアプローチについては、距離は短いものの、勾配 20~30%の急な森林斜面であること、および砂利谷サイト周辺は岐阜県自然環境保全地域 特別地区で自然への影響を最小限にとどめることが求められることから、掘削および埋め 戻しはすべて人力で行った。掘削したトレンチの大きさは、長さ約 5.5 m, 幅約 2.2 m, 深 さ約 2.0 m (最大約 2.8 m) である (図 6)



図6 砂利谷サイトにおけるトレンチの全景

南西から北東方向をのぞむ。黄色矢印の位置に写真奥側が隆起するわずかな撓曲 状の逆向き低断層崖が認められ、この断層崖を跨ぐ形でトレンチを掘削した。 トレンチ壁面に見られる地層

トレンチ東西両壁面の写真を図7に、スケッチを図8および図9に示す。トレンチ壁面 には、IVa-1 面構成層の上位に全体として腐植質な湿地成、河成、および土石流成の堆積 物が露出し、これらの地層が地形の傾斜とは逆の南方向に傾斜するとともに、大きく分け て2つの断層帯によって複雑に変位・変形している様子が確認された。

トレンチ壁面に露出した地層については、層相や堆積構造、連続性などを基に上位から 1層~8層に区分した。このうち、2層、4層および5層を除く各層については、層相を 基にさらに細分して1a層などとアルファベットを付した。8層がIVa-1面構成層、1層~ 7層がIVa-1面離水後のダムアップ堆積物と考えられる。以下、各層について詳述する。

1a層:わずかに細礫~中礫を含む暗褐色の腐植質シルトからなる表土である。

- 1b 層:未分解の落葉を含む黒褐色の腐植質シルト層である。西壁面のみに見られ、礫が 少なく腐植の程度が強い点で1a層と区別される。湿地成堆積物と考えられる。
- 2 層: 灰褐色を呈するやや腐植質の礫混じりシルト質砂層ないし砂質礫層である。含ま れる礫は最大径6 cm 程度の亜角礫〜角礫であり、礫層部分は礫支持である。礫層 が東側壁面でより顕著に認められることから、南東側の開析谷Bから溢れた流水 による河成堆積物と考えられる。
- 3a 層:大礫~巨礫サイズの概ね新鮮な花崗閃緑岩礫を多く含む灰褐色の腐植質砂質シ ルト層である。含まれる礫は亜角礫~角礫で最大径は約80 cmであるが、スケッ チを行ったトレンチ壁面の外側(南側)の本層中には、人力では動かすことので きない径1.5 mを越える巨礫が複数含まれる。基質支持であり、礫に瓦礫構造は 認められない。西側の開析谷Cからもたらされた土石流成堆積物と考えられる。
- 3b 層:褐灰色を呈するやや腐植質の礫混じりシルト層を主体とし、シルト質砂層および 砂質礫層の薄層を挟在する。含まれる礫は最大径6cm程度の亜角礫〜角礫であり、 礫層部分は礫支持である。基本的にはやや湿地的な環境下で堆積した堆積物と考 えられるが、砂層および礫層が東側壁面でより顕著に認められることから、これ らについては南東側の開析谷Bから溢れた流水による河成堆積物と考えられる。
- 4 層: 灰黄褐色を呈する礫混じりの砂質シルト層で、不定形でにぶい橙色を呈する 8b 層 起源のシルトの塊(径数 cm)を偽礫状に多数含む。産状および下位の 7a 層から多 数の土器片・石器片が発見されていることから、何らかの人工攪乱層と考えられ る。
- 5層:暗褐色を呈するやや腐植質~腐植質の礫混じり砂質シルト層である。含まれる礫 は最大径6cm程度の亜角礫~角礫である。やや湿地的な環境下で堆積した堆積物 と考えられる。
- 6a 層:レンズ状を呈する複数の砂質礫層、礫混じり砂層、および礫混じり腐植質シルト 層で構成される地層である。含まれる礫は細礫~大礫サイズの亜角~亜円礫で最 大径は約18 cmである。黄褐色~褐灰色を呈し,礫層は礫支持である。河成堆積 物と考えられる。堆積物の給源は定かではないが、全体として西壁面の方が礫の サイズが大きいことから、西側の開析谷Cを流れる川による、あるいは開析谷C の川の影響をより強く受けた堆積物である可能性がある。



東壁面



図7 砂利谷サイトにおけるトレンチの壁面写真 グリッドの間隔は0.5 m (同じ色のグリッドの間隔は1 m)。









- 6b層: 灰褐色を呈するやや腐植質の礫混じり砂質シルト層である。含まれる礫は最大径 6 cm程度の亜円~亜角礫である。上位の5層より腐植の程度が弱いが、5層と同 様にやや湿地的な環境下で堆積した堆積物と考えられる。
- 6c層:褐灰色を呈するやや腐植質の礫混じり砂質シルト層である。6b層とよく似るが、 やや灰色が強く、6a層~6b層の下位で局所的な低部を埋めるようにレンズ状に分 布する。含まれる礫は最大径3cm程度の亜円~亜角礫である。6b層と同様、やや 湿地的な環境下で堆積した堆積物と考えられる。
- 6d層:複数の砂質礫層および礫混じり砂層で構成される地層であり、後述するF1断層の低下側のみに分布する。含まれる礫は最大径8cm程度の亜角~亜円礫であり、 礫層部分は礫支持である。全体として黄褐色~褐灰色を呈する.断層沿いの河道 (チャネル)を埋積する河成堆積物と考えられる。堆積物の給源は定かではない が、この時代には開析谷Cを流れる川がトレンチを横切って断層沿いに南東方向 へ流下していたか、あるいは、開析谷Bを流れる川がトレンチを横切って断層沿 いに北西方向へ流下していたものと考えられる。
- 7a 層:大礫サイズの概ね新鮮な花崗閃緑岩礫を多く含む黒褐色の腐植質シルト層である。含まれる礫は最大径 50 cm 程度の亜角〜角礫であるが、こうした礫とともに、 2~5 cm 程度の大きさの石器片・土器片および数 mm 程度以下の大きさの炭化木 片を含有する。基質部分の腐植の程度は強いものの、こうした産状から、基本的 には西側の開析谷Cからもたらされた土石流成の堆積物と考えられる。なお、本 巣市教育委員会の鑑定によると、本層に含まれる石器片は縄文時代のものと考え られ、土器片については弥生時代の可能性があるものの、文様が確認できないた め正確な時代は不明である。
- 7b層:大礫サイズの概ね新鮮な花崗閃緑岩礫を多く含むやや腐植質のシルト層である。 暗灰色を呈し、含まれる礫は最大径35 cm程度の亜角礫である。上位の7a層より 基質部の腐植の程度が低いことで区別されるが、7a層と同様に、基本的には西側 の開析谷Cからもたらされた土石流成の堆積物と考えられる。
- 8a 層:中礫~大礫サイズの概ね新鮮~やや風化した花崗閃緑岩礫からなる非腐植質の 礫層である。黄褐色~褐灰色を呈する。含まれる礫は最大径25 cm 程度の角~亜 角礫を主体とし、亜円~円礫も含む。基質は細礫~シルト質砂であるが、全体と して基質の少ない礫支持の地層である。層相や含まれる礫の円磨度から、砂利谷 本流による河成堆積物、すなわち、IVa-1 面の構成層と考えられる。
- 8b 層:わずかに砂礫を含む非腐植質の粘土質シルト層で、黄褐色~にぶい橙色を呈する。含まれる礫は最大径30 cm 程度の亜角~亜円礫で、概ね新鮮な花崗閃緑岩である。温見西谷川本流のせき止めなどによって生じた局所的な湖沼(静水域)の堆積物と考えられる。根尾谷沿いの河成段丘の構成礫層中には、このような一時的なせき止め湖堆積物がしばしば認められる。
- 8c層:中礫サイズの礫を多く含む非腐植質のシルト層で、橙色を呈する。含まれる礫は 最大径10 cm程度の角~亜角礫で、概ね新鮮~やや風化した花崗閃緑岩である。
 8b層中に挟在し、礫を多く含む点で8b層と区別される。湖沼環境に流入した砂利 谷本流による土石流成ないし河成の堆積物と考えられる。

8d 層:中礫~大礫サイズの礫を多く含む非腐植質の砂質シルト層で、黄褐色を呈する。 含まれる礫は最大径30 cm程度の亜角礫~亜円礫で、概ね新鮮な花崗閃緑岩であ る。砂利谷本流による土石流成堆積物と考えられる。

変位·変形構造

既述の通り、トレンチ壁面に露出した地層は、表層部の1~2層を除いて全体として地 形の傾斜方向とは逆の南方向へ傾斜しており、かつ下位の地層ほど大きく傾斜している傾 向が認められることから(図8、図9)、断層運動による累積的傾動を受けているものと考 えられる。とくに IVa-1 面構成層である8層は、トレンチの北端部付近および南端部付近 においても南方向に傾斜しており、トレンチ孔の範囲内で初生的な傾斜方向である北傾斜 に戻っていない。したがって、トレンチは全体の変形を捉えておらず、トレンチの北側お よび南側へとさらに変形が続いているものと考えられる。断層運動によるせき止めによっ て堆積したと考えられる腐植質の堆積物(6b層)がトレンチ内の隆起側においても確認さ れるのは、このためである可能性がある。

これら南へ傾斜する地層群は、大きく分けて2つの断層帯によってさらに変位・変形を 受けている(図8、図9)。ひとつは、トレンチ南寄りの両壁面に認められるF1~F4 断層 帯で、ほぼ垂直ないし高角で北に傾斜する断層の多くに横ずれ断層の特徴とされる上方に 向かって分岐する構造(花弁構造)が認められる。断層を挟んだ両側の地層に層相の相違 がしばしば確認されることからも、この断層帯は、南落ちの上下変位とともに、かなりの 横ずれ成分を伴っていると考えられる。一方、もうひとつの断層帯は、トレンチ北寄りの 両壁面に認められるF5 断層帯であり、垂直ないし高角で北に傾斜するF5 断層およびその 周囲に多数認められる裂か(一部については変位を伴う)で構成される。裂かの大部分は 深部へと続かないことから、断層運動に伴う同斜構造の成長によってヒンジ部に働く曲げ モーメントがこの断層帯の主成因と考えられる。この断層帯については、横ずれを示唆す る構造は認められていない。以下、各断層について詳述する。

F1 断層は、F1~F4 断層帯の中で最も上位層準まで追跡できるほぼ垂直ないしやや北に 傾斜した断層で、両壁面において 8a 層から 3a 層基底までを南落ちに変位させている。変 位は 3a 層中で不明瞭となり、2層基底には変位が及んでいない。なお、6a 層中のレンズ 状砂層・礫層・腐植質シルト層は F1 断層を挟んで両側で対応がつかず、この断層を境に横 ずれ変位があることが推定される。東壁面においては、F1 断層から南に分岐する F3 断層 が認められ、この断層は 8a 層から 6c 層までを複雑に変位させるが、6a 層の基底には変位 が認められない。

F2 断層は、トレンチ壁面で最も南に位置するやや北に傾斜した断層で、西壁面の底部付 近では F1 断層に収斂する。両壁面において、8a 層から5層基底までを南落ちに変位させ、 花弁状に上方分岐した F2 断層の間に5層が落ち込む構造が明瞭である。4層の基底に変 位は認められないが、西壁面においては4層が5層と同様に落ち込んでいるようにも見え る。ただし、4層は人工攪乱層と考えられるため、この構造が断層運動によるものかどう かについては確実なことは言えない。その上位の 3a 層基底に変位・変形が認められないこ とは両壁面で確実である。東壁面では、F2 断層から北に分岐する F2b 断層が認められ、こ の断層は 8a 層から 7a 層基底までを南落ちに変位させるが、6d 層の基底には変位が認めら れない。

F4 断層は、F1 断層のすぐ北側に認められるほぼ垂直ないしやや北に傾斜した断層で、西壁面では 8b 層から 8a 層まで、東壁面では 8c 層から 8a 層までを南落ちに変位させるが、両壁面で 7b 層の基底には変位が認められない。また、西壁面では、F4 断層の一部が F1 断層に切られていることが確認される。

トレンチ北寄りに見られる F5 断層はほぼ垂直ないしやや北に傾斜した断層で、西壁面 では 8d 層から少なくとも 6b 層基底まで、東壁面では下部は不明瞭なものの 8d 層から少 なくとも 8a 層基底までを南落ちに変位させる。一方、F5 断層の活動との直接的関係は明 確ではないが、周囲に多数存在する裂かの一部は少なくとも 3b 層にまで達しており、ま た、裂かの中には堆積物に充填されていない新鮮なものも多数認められる。内部が充填さ れていない裂かの開口幅は 0.3~1.2 cm である。

古地震イベントの認定

以上のトレンチ壁面で認められた変位・変形構造から、この地点では IVa-1 面離水(8a 層堆積)以降に5回の古地震イベントが認定された。以下、各イベントについて詳述する。

最新活動(古地震イベントJRD-1)は、両壁面におけるF1断層の上端位置から、3a層堆 積中(3a層基底部堆積以降、2a層堆積以前)に発生したと考えられる。ただし、3a層中 のF1断層は不明瞭ながら2a層基底直下まで達しているように見えることから、古地震イ ベント1は少なくとも3a層の中下部堆積以降に発生したと考えられる。上述の通り、F5 断層周囲に認められる裂かの一部は少なくとも3b層まで達しているほか、裂かの中には 堆積物に充填されていない新鮮なものもあり、これらの裂かも古地震イベントJRD-1の際 に形成された可能性がある。

2回前の活動(古地震イベントJRD-2)は、両壁面においてF2断層が5層基底部に明瞭 な落ち込み構造を作っていること、および東壁面において分岐したF2断層の一方が少な くとも5層の中部まで達していることから、5層の中下部堆積以降に発生したことは確実 である。また、両壁面において、3a層基底部には全く変位や落ち込みが認められないこと から、このイベントは3a層基底部堆積以前に発生しており、3a層堆積中に発生した古地 震イベントJRD-1とは明らかに区別される。

3回前の活動(古地震イベントJRD-3)は、東壁面においてF1断層から南へ分岐するF3 断層が 6c 層を複雑に変位させて明瞭な落ち込み構造を作っているのに対し、その延長上 の 6a 層基底にはこれに対応する変位が認められないことから、6c 層堆積以降、6a 層堆積 以前に発生したと考えられる。

4回前の活動(古地震イベント JRD-4)は、東壁面において F2 断層から北へ分岐する F2b 断層が 7a 層を明瞭に変位させているのに対し、その延長上の 6d 層基底にはこれに対応す る変位が認められないことから、7a 層堆積以降、6d 層堆積以前に発生したと考えられる。 また、6d 層は、西壁面においては F1 断層の南側、東壁面においては F3 断層の南側のみに 分布し、いずれも南に向かって急激に厚さを増す。このことは断層運動によって形成され た断層崖に拘束される形で 6d 層が堆積したことを示唆しており、6d 層の分布形態からも 6d 層堆積直前に古地震イベントがあったことが推定される。

5回前の活動(古地震イベント JRD-5)は、東壁面において 8a 層基底を明瞭に変位させ

ている F4 断層が 7b 層に覆われることから、8a 層堆積以降、7b 層堆積以前に発生したと 考えられる。西壁面においては、F4 断層はその後に活動した F1 断層に切られるが、F4 か ら北に分岐した断層が 7b 層に覆われているように見え、東壁面での観察結果と整合的で ある。

¹⁴C年代測定結果およびテフラ分析結果

3a 層から3点、3b 層から2点、5 層から1点、6c 層から1点、7a 層から3点の計10点 の炭化木片試料について、加速器質量分析法による¹⁴C 年代測定を株式会社パレオ・ラボ に依頼して実施した。すべての試料について酸・アルカリ・酸による前処理を施すととも に、測定された¹⁴C 年代を IntCal20 較正曲線(Reimer *et al.*, 2020)および 0xCal プロ グラム(Bronk Ramsey, 2009)ver. 4.4 によって暦年代に較正した。図8、図9および表 1 に測定結果および較正結果を示す。

年代測定結果は概ね層序と整合的であり、暦年未補正値で、3a 層からは 300±15 yBP・ 390±20 yBP・550±20 yBP、3b 層からは 375±15 yBP・585±20 yBP、5 層からは 2020±20 yBP、6c 層からは 5490±20 yBP、7a 層からは 5610±25 yBP・5755±25 yBP・6800±25 yBP の年代値が得られた。

测宁来日	$\delta^{13}C$	暦年較正用年代	¹⁴ C 年代	¹⁴ C年代を暦年代に	較正した年代範囲
- 例 足 备 方	(‰)	$(yrBP \pm 1 \sigma)$	$(yrBP \pm 1 \sigma)$	1σ暦年代範囲	2σ暦年代範囲
PLD-42630 試料No. JRD-T- W1	-25.92 ± 0.17	300 ± 17	300±15	1525-1559 cal AD (50.05%) 1566-1570 cal AD (3.34%) 1632-1642 cal AD (14.88%)	1518-1590 cal AD (71.79%) 1620-1647 cal AD (23.66%)
PLD-42631 試料No. JRD-T- W2	-27.14 ± 0.20	391 ± 18	390±20	1455-1490 cal AD (65.54%) 1604-1607 cal AD (2.73%)	1448-1509 cal AD (79.77%) 1593-1618 cal AD (15.68%)
PLD-42632 試料No. JRD-T- W4	-26.97±0.19	549 ± 18	550±20	1397-1421 cal AD (68.27%)	1326-1352 cal AD (22.30%) 1394-1424 cal AD (73.15%)
PLD-42633 試料No. JRD-T- W5	-26.77 ± 0.18	583 ± 18	585±20	1325-1354 cal AD (56.88%) 1393-1399 cal AD (11.39%)	1310-1361 cal AD (70.70%) 1388-1408 cal AD (24.75%)
PLD-42634 試料No. JRD-T- W9	-23.70 ± 0.20	5754±26	5755 ± 25	4670-4667 cal BC (1.81%) 4657-4636 cal BC (14.24%) 4616-4547 cal BC (52.23%)	4693-4535 cal BC (93.99%) 4516-4505 cal BC (1.46%)
PLD-42635 試料No. JRD-T- W12	-24.49 ± 0.17	6802±24	6800 ± 25	5719-5699 cal BC (26.33%) 5698-5668 cal BC (41.93%)	5729-5640 cal BC (95.45%)
PLD-42636 試料No. JRD-T- W13	-27.29 ± 0.18	5612 ± 23	5610 ± 25	4486-4478 cal BC (6.20%) 4457-4442 cal BC (16.75%) 4422-4393 cal BC (28.69%) 4388-4369 cal BC (16.63%)	4495-4468 cal BC (15.14%) 4464-4361 cal BC (80.31%)
PLD-42637 試料No. JRD-T- E2	-25.94±0.19	2021 ± 18	2020 ± 20	43- 7 cal BC (50.85%) 3 cal BC-10 cal AD (17.41%)	51 cal BC-30 cal AD (90.80%) 42-59 cal AD (4.65%)
PLD-42638 試料No. JRD-T- E3	-28.20 ± 0.18	375 ± 17	375±15	1460-1501 cal AD (50.23%) 1600-1616 cal AD (18.04%)	1455-1521 cal AD (64.84%) 1579-1585 cal AD (1.11%) 1586-1622 cal AD (29.50%)
PLD-42639 試料No. JRD-T- E9	-26.26±0.17	5491±22	5490 ± 20	4354-4333 cal BC (68.27%)	4438-4426 cal BC (3.17%) 4363-4325 cal BC (80.41%) 4288-4264 cal BC (11.87%)

表1 砂利谷トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

また、西壁面 W3.5付近の1層~7a層および同壁面のW1.5~1.8の8b層について、基本的に2.5 cm間隔で連続堆積物試料を計40試料採取し(図8のJRD-T-C1~C32およびC33~40)、これらについてテフラ分析(火山ガラス・鉱物の計数および屈折率測定)を株式会社京都フィッション・トラックに依頼して実施した結果、7a層中のJRD-T-C28~C29にバブルウォール型火山ガラスの明瞭な含有率ピーク(10~11%)が認められた。JRD-T-C29に含まれるバブルウォール型火山ガラスのほとんどは1.508~1.516の屈折率を示したことから、JRD-T-C29付近がK-Ahテフラの降灰層準(約7.3 ka)と考えられる。この層準の上位からは5610±25 yBP(10年単位で丸めた96%信頼区間の暦年補正値で6450~6310 cal BP;以下同様)、下位からは6800±25 yBP(7680~7590 cal BP)の¹⁴C年代値が得られており、K-Ahテフラ降灰層準と整合的である。また、既述の通り、7a層からは縄文時代の石器も得られており、考古学的情報とも整合する。

一方、5層中の JRD-T-C16 付近には、わずかながらパミス型火山ガラスの含有率ピーク が認められ(約2.7%)、その屈折率は1.493~1.499 と特徴的に低い値を示すことから、 カワゴ平(KG)テフラ(3.1 ka)起源である可能性がある。ただし、反対の壁面(東壁面) の5層中部からは、2020±20 yBP(2010~1890 cal BP)と有意に若い¹⁴C年代値が得られ ているため、このパミス型火山ガラスが KGテフラ起源であったとしても、再堆積によるも のである可能性が高い。

IVa-1 面構成層の一部をなす 8b 層中からはほとんど火山ガラスは検出されなかったが、 最下位の JRD-T-C40 にはわずかな火山ガラスの含有率ピークが認められた(約2.0%)。そ の大部分はパミス型で屈折率は1.496~1.500 を示すことから、三瓶浮布テフラ(Suk-U;約 20 ka)に対応する可能性もあるが、微量であり、確実な対比・降灰層準認定は難しい。

古地震イベントの発生時期

以上の年代に関する情報から、各古地震イベントの発生年代を検討する。

最新活動(古地震イベント JRD-1)は、3a 層中下部から得られた炭化木片の¹⁴C 年代値 390±20 yBP(1440~1620 cal AD)以降、すなわち1440 cal AD(510 cal BP)以降に発 生したと考えられる。3a 層上部から得られた炭化木片の¹⁴C 年代値 300±15 yBP(1510~ 1650 cal AD)以降である可能性もあるが、いずれにしても最新活動が歴史時代であること は確実である。F5 断層周辺の裂かの中には内部が充填されていない新鮮なものがあること や約5km 北西の温見で 1891 年濃尾地震時に3m もの左横ずれ変位が確認されていること も併せて考えると、砂利谷サイトにおける最新活動は 1891 年濃尾地震に対応する可能性 が高いと考えられる。

2回前の活動(古地震イベント JRD-2)は、5層から得られた炭化木片の¹⁴C年代値2020 ±20 yBP(2010~1890 cal BP)以降で、3a層から得られた炭化木片のうち最も若い¹⁴C年 代値300±15 yBP(1510~1650 cal AD)以前、すなわち2010 cal BP~1650 cal AD(300 cal BP)に発生したと考えられる。

3回前の活動(古地震イベントJRD-3)は、6c層から得られた炭化木片の¹⁴C年代値 5490 ±20 yBP(6390~6210 cal BP)以降で5層から得られた炭化木片の¹⁴C年代値 2020±20 yBP(2010~1890 cal BP)以前、すなわち 6390~1890 cal BP に発生したと考えられる。

4回前の活動(古地震イベントJRD-4)は、7a層から得られた炭化木片のうち最も若い

¹⁴C 年代値 5610±25 yBP (6450~6310 cal BP) 以降で 6c 層から得られた炭化木片の ¹⁴C 年 代値 5490±20 yBP (6390~6210 cal BP) 以前、すなわち、6450~6210 cal BP に発生した と考えられる。

5回前の活動(古地震イベント JRD-5)は、7a 層下部から得られた炭化木片の¹⁴C 年代 値 6800±25 yBP(7670~7510 cal BP)以前、すなわち 7510 cal BP以前に発生したと考 えられるが、その下限値については拘束できなかった。

温見断層北西部区間および根尾谷断層の活動履歴との比較

砂利谷サイトにおけるトレンチ調査の結果から、温見断層南東部区間の最新活動以前の 活動履歴が初めて明らかとなった。この結果と先行研究による温見断層北西部区間および 根尾谷断層の活動履歴との比較を図 10 に示す。

温見断層北西部区間、温見地点でのトレンチ調査(吉岡・他,2001;2002)では、K-Ah テフラ降灰(7.3 ka)以降に濃尾地震も含めて4回の古地震イベントを認めており(図10 のa)、本調査結果とイベントの回数において一致する。濃尾地震を含む過去3回の活動に ついては、それぞれ推定幅は広いものの時期も重なっている。温見断層のトレースは北西 部区間から南東部区間にかけて滑らかに連続し、目立ったステップやギャップは認められ ないことから(図2)、少なくとも過去3回の地震においては、温見断層の北西部区間と南 東部区間が一体として破壊していた可能性が考えられる。ただし、4回前の活動時期につ いては、北西部区間が K-Ah テフラ降灰直後(7300~6800 cal BP)であるのに対し、南東 部区間では 6450~6210 cal BPであり、1000年ほどの食い違いがある。



1891 年濃尾地震時に温見断層とともに破壊した根尾谷断層の活動履歴については、同断 層中部の門脇サイト(図1の地点2)においてトレンチ調査が実施され(栗田・他,1999)、 K-Ah テフラ降灰(7.3 ka)以降に濃尾地震も含めて3回の古地震イベントが認められてい る(図10のe;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2005の再解釈による)。一方、最 近、Komura *et al.*(2020)は、根尾谷断層北部の温見白谷上流サイト(図2)におけるト レンチ調査により、やはり K-Ah テフラ降灰(7.3 ka)以降に濃尾地震も含めて3回の古地 震イベントを認めた(図10のd)。門脇サイトと温見白谷上流サイトで認められた過去3 回の古地震イベントの時期は、推定幅は広いもののすべて重なっており、これらの時期は 温見断層の北西部区間および南東部区間の最近3回の活動時期とも整合する。

さらに、Komura et al. (2020)は、根尾谷断層北端直近に位置し、根尾谷断層活動時に 引張応力が強く働くことが想定される山体の稜線上(若丸山サイト)で山体重力変形地形 の成長履歴調査(ピット調査)を実施した。稜線上の重力性湿地の堆積物には未分解の葉 片・種子・小枝などが多く含まれていたため、断層上でのトレンチ調査と比較して高い精 度で山体重力変形地形の成長時期が推定されたが、絞り込まれた過去4回の成長時期は、 すべて根尾谷断層および温見断層の活動時期と重なる(図10のc)。ただし、3回前と4 回前の山体重力変形地形の成長時期は、ともに根尾谷断層・温見断層の3回前の活動時期 の推定範囲に入っている。断層活動とは関係なく山体重力変形地形が成長した可能性を否 定することはできないものの、温見白谷上流サイトでは3回前の活動の推定年代範囲で複 数回の活動があった可能性が指摘されていることを考えると、上記2回の山体重力変形地 形の成長は根尾谷断層の活動を示している可能性がある。

いずれにしても、温見断層北西部区間、南東部区間、根尾谷断層、および根尾谷断層北 端近傍の山体における過去3回の古地震・山体重力変形イベントの時期はすべて重なり、 少なくとも過去3回の地震については、温見断層北西部区間、南東部区間、および根尾谷 断層が連動破壊し、これに伴って根尾谷断層北端近傍の山体重力変形地形も成長していた 可能性が考えられる。このことが事実であれば、連動破壊の時期は、1891年(濃尾地震)、 1710~1400 cal BP、4730~4300 cal BPといずれも狭い範囲で絞り込まれる(図 10)。こ れらに加えて、5570~5340 cal BPについても連動破壊が発生していた可能性がある。た だし、年代測定の精度から、有史以前の地震については、1 つの地震で連動破壊したのか、 あるいは年代の推定範囲内で連鎖的に複数の地震が発生したのかを年代の比較のみで区別 することは難しい。断層上のある地点における地震時変位量を比較することで連動破壊と 単独破壊を区別できる可能性があるため、古地震イベントごとの変位量の解明が今後の課 題と言える。

地震時変位量・平均変位速度についての予察的検討

砂利谷サイトにおけるトレンチ調査では、IVa-1 面離水以降に5回の古地震イベントが認められた。温見断層の活動によるIVa-1面の累積上下変位は約5.0mであるため(図5)、 このサイトにおける1回の地震の平均的な上下変位量は約1.0mとなる。また、同じくトレンチ調査から、IVa-1面の離水年代は7a層下部から得られた炭化木片の¹⁴C年代値6800 ±25 yBP (7670~7510 cal BP)の少し前と推定される。仮に離水年代を8~10 kaとする と、このサイトにおける上下平均変位速度は0.5~0.625 m/千年となる。 一方、IVa-1 面離水以降の累積横ずれ量については、これを示す地形が存在しないため 不明である。ただし、IVa-1 面/IVa-2 面間の段丘崖には約 12 mの横ずれが認められ(図 4)、これは基本的に、段丘崖の下位の IVa-2 面が離水してこの段丘崖に河川の営力が及ば なくなって以降に累積した横ずれ量を示すと考えられる。現時点で IVa-2 面の離水年代は 不明であるが、IVa-1 面より若いことは明らかであるので、IVa-1 面離水以降の累積横ずれ 量が約 12 m より大きいことは確実である。累積上下変位については、IVa-1 面が約 5.0 m であるのに対し、IVa-2 面は約 3.6 m であるので、この比を横ずれ変位に適用すれば、IVa-1 面離水以降の累積横ずれ量は約 17 m となる。したがって、上記と同様に IVa-1 面の離水 年代を 8 ~ 10 ka とすると、このサイトにおける左横ずれ平均変位速度は 1.7~2.1 mm/yr となる。

さらに、IVa-2 面の開析谷および IVa-2 面/IVb 面間の段丘崖には4~5m、IVb 面/現 河床間の段丘崖には2~3 m の左横ずれが認められる(図4)。とくに2~3m の横ずれ は、現在の砂利谷本流のすぐ脇に位置することから、最新活動に伴う横ずれ変位量を示し ている可能性がある。仮に同じ横ずれ変位が繰り返されているとすると、IVa-1 面離水以 降の5回の古地震イベントによる累積左横ずれ変位は 10~15 m となり、上記の推定より やや小さい。

以上の変位量および平均変位速度についての検討は、さまざまな仮定に基づく試算であ り、今後、宇宙線生成核種年代測定によって各段丘面の離水年代を推定することができれ ば、変位量および平均変位速度のより厳密な検討が可能となると考えられる。

iii) 宇宙線生成核種年代測定用表面礫の採取

砂利谷サイトで認められる各段丘面の離水年代推定のため、段丘面上に頭を出した巨礫 や截頭・放棄された開析谷内の巨礫の探索を実施するとともに、確認された巨礫の位置・ 産状・岩種・形態等について比較検討を行った。その結果、計11の花崗閃緑岩の巨礫につ いて、Suganuma *et al.* (2012)の方法に基づきその表面から厚さ3~4 cm分の岩石試料 をバッテリー駆動式岩石カッター(ディスクグラインダー)、タガネおよびハンマーを用い て採取した(図 11)。また、礫が現地に定着するまでの過程ですでに獲得している宇宙線 生成核種の量(継承核種量; inheritance)を見積もるため、砂利谷の現河床上の巨礫につ いても計3試料を採取した。砂利谷サイトで採取した計 14 試料の位置を図4に黄色丸で 示す。採取した岩石試料の量は1 試料あたり約3~6kg である。

252



図 11 巨礫表面の岩石試料採取の様子
 (a) バッテリー駆動式岩石カッター(ディスクグラインダー)による切断作業。(b) 試料採取後の巨礫。

b)温見白谷出合サイト

i)断層変位地形

温見白谷出合サイトおよびその周辺について、0.5 mグリッド DEM の基となったフィル タリング済みランダム点群データから、不規則三角網(TIN)補間によってさらに解像度の 高い 0.25 m グリッドの DEM を作成した。この DEM から3倍解像度(0.08 m グリッド)の MPI 赤色立体地図およびそのステレオペア(Kaneda and Chiba, 2019)を作成し、より詳 細な地形判読を行った。図12 にその結果に基づく温見白谷出合サイトの地形学図を示す。

温見白谷と温見川の合流点付近(温見白谷の右岸、温見川の左岸)には、大きく分けて 2段の河成段丘が発達している。林(2015MS)は、風成被覆層のテフラ分析から、これら の段丘面のうち上位のものを AT テフラ(約 30 ka)以前に離水した I 面、下位のものを AT テフラ(約 30 ka)以降、K-Ah テフラ(約 7.3 ka)以前に離水した II 面に分類し、さら に II 面を IIa 面と IIb 面の2面に細分した。これらの段丘面はいずれも北~北北東方向 に傾斜することから、温見川ではなく、温見白谷本流によって形成された河成段丘面と考



場所は図2参照。基図は半透明にした MPI 赤色立体地図に等高線を重ねたもの。



図 13 温見白谷出合サイトの IIa 面の地形断面と温見断層による上下変位量

えられる。

これらの段丘面を切断して西北西-東南東方向に北向きの低断層崖が認められるととも に、I面/IIa面間および IIa面/IIb面間の段丘崖に明瞭な左横ずれが確認できる(図 12)。とくに、I面/IIa面間の段丘崖は断層を挟んで両側で非常に直線的なことから、そ の横ずれ量は26.5±1.0mと精度良く見積もることが可能である。一方で、IIa面/IIb面 間の段丘崖については、断層の北側では明瞭かつ直線的であるが、南側は不明瞭で崖面の 傾斜も明らかに緩く、崩壊などによって当初の状態・位置から大きく変化してしまってい るものと見られる。実際、IIb面は、断層の北側ではかなり平坦であるが、南側は勾配が あって北側とはかなり様子が異なる。したがって、IIa面/IIb面の段丘崖が左横ずれして いることは間違いないものの、その量を見積もることは難しいと判断した。

IIa 面の上下変位については、横ずれを復元した形の断層両側の地形断面(図13)から約6.2 mと見積もられる。I 面/IIa 面間の段丘崖の横ずれ26.5±1.0 mは、IIa 面が離水してこの段丘崖に河川の営力が及ばなくなってから累積したものと考えられるため、温見白谷出合サイトにおける上下/横ずれ比は、6.2 m/26.5 m=1/4.3 程度となる。

なお、温見白谷サイトおよびその周辺では、温見断層の北側に中新世の能郷白山花崗閃 緑岩、南側に美濃帯の堆積岩類(主として泥岩)が分布し、温見断層が地質境界となって いる(脇田・他,1992)。しかし、温見白谷の上流域では、とくに右岸側に広く能郷白山花 崗閃緑岩が分布するとともに、花崗閃緑岩体の周囲には、美濃帯のチャートを礫として多 量に含む礫岩(チャート礫岩;中新世の西谷層ないし糸生層の一部とみられる)も分布す る(中江・他,2015)。この地質分布を反映して、温見白谷本流の現河床には、花崗閃緑岩 礫とともに、チャート礫岩の礫も多く分布する。この礫岩は石英を多量に含むことから、 花崗閃緑岩礫とともに宇宙線生成核種年代測定の対象となりうる。

ii) 宇宙線生成核種年代測定用表面礫の採取

温見白谷出合サイトで認められる各段丘面の離水年代推定のため、砂利谷サイトと同様 に、段丘面上に頭を出した巨礫の探索と比較検討を行い、計9の花崗閃緑岩およびチャー ト礫岩の巨礫について、表面から厚さ3~4 cm分の岩石試料を砂利谷サイトと同様の方法 で採取した。また、継承核種量の見積もりのため、温見白谷の現河床上の巨礫についても 計4試料を採取した。温見白谷出合サイトで採取した計13試料の位置を図12に黄色丸で 示す。採取した岩石試料の量は1試料あたり花崗閃緑岩で約2~5kg、チャート礫岩で約 1~4kgである。

また、採取した試料の一部について、物理洗浄・粉砕・整粒・磁性分離等の前処理を開 始した。

iii)ピット調査および宇宙線生成核種年代測定用試料の採取

継承核種量を見積もるためのもう一つの方法として、深度 1.5 m 程度までの各深度の堆 積物試料について宇宙線生成核種量を測定し、深度増加による核種量の減衰から継承核種 量および地形面の年代を推定する方法(depth profile 法(深度断面法); Anderson *et al.*, 1996; Matsushi *et al.*, 2006 など)がある。この深度断面法を風成層に被覆された段丘 面の離水年代推定に応用するため、温見白谷出合サイトにおいては、断層北側の IIb 面上 の1箇所(図12のPit)においてピット掘削を行い、その壁面からの堆積物試料を採取した。ピットの掘削および埋め戻しは人力で行った。掘削したピットの大きさは、長さ約1.5 m、幅約1.0 m、深さ約1.8 mである(図14a).



図 14 温見白谷出合サイトにおけるピット調査
 (a) ピットの全景。(b) ピット壁面の写真。グリッド間隔は 50 cm。
 (c) ピット壁面のスケッチと堆積物試料の採取位置(赤矢印)。

20 cn

SD-Pit-16

ピット壁面に見られる地層

図 14b に壁面の写真、図 14c にスケッチを示す。壁面には、厚さ 15 cm 程度の暗褐色腐 植土壌(M) および厚さ 20 cm 程度の黄褐色シルト層(風成ローム層;Lm)の下位に、厚さ 140 cm 以上の IIb 面構成層が露出した。IIb 面構成層は、大礫サイズ(最大径 50 cm 程度) の亜円礫~亜角礫を主体とする礫支持の礫層であるが、上位から、シルトを基質とする厚 さ 30 cm 程度のユニット(GS1)、細礫~粗粒砂を基質とする厚さ 60 cm 程度のユニット (GS2)、淘汰の良い中~細粒砂を基質とする厚さ 50 cm 以上のユニット(GS3)の 3 つのユ ニットに区分される。このうち、GS2 と GS3 については、そのすべてが河成堆積物と考え られるが、GS1 は、礫層堆積時の空隙が IIb 面離水後に風成堆積物(シルト)によって徐々 に充填されて形成されたものと推定される。

試料採取

宇宙線生成核種量測定用試料として、ピット壁面の深度 45 cm、65 cm、85 cm、105 cm、 125 cm、145 cm、165 cmの7層準から基質部分を採取した(図 14c の NSD-Pit-45~165)。 試料は、規定深度を中心に±3~5 cmの部分を採取した。採取試料の量は1 試料あたり 1.6 ~3.8 kg である。

なお、深度断面法によって見積もられた継承核種量との比較のため、温見白谷の現河床 においても計 12.5 kgの細粒砂〜細礫堆積物を採取した。

c) 温見白谷上流サイト(根尾谷断層)

根尾谷断層沿いの温見白谷上流サイトについては、段丘面上および現河床上の巨礫につ いて、表面試料の追加採取を行った。

図 15 に田中(2017MS)による温見白谷上流サイトの地形学図を示す。このサイトには、 上位から NS-I 面、NS-II 面、NS-III 面、NS-IV 面の4 面の土石流成段丘面が認められ、こ のうち、NS-II 面、NS-III 面上には根尾谷断層の活動による明瞭な逆向き低断層崖が認め られる。また、NS-II 面の開析谷(支谷B)および NS-III 面の開析谷(支谷A)には、そ れぞれ約 28 mおよび約 15 mの左横ずれも認められた。

田中(2017MS)は、NS-II 面上の巨礫表面試料4試料、および現河床の4つの巨礫の表 面試料を混合した1試料の計5試料について、宇宙線生成核種(¹⁰Be)による年代測定を実 施し、NS-II 面の試料から約4.3~8.8 ka、現河床混合試料から約5.3 kaの暫定年代値を 得た。現河床礫から古い年代値が得られたことから、このサイトにおける宇宙線生成核種 年代値をさらに検討するため、図15 に黄色丸で示した地点において追加の巨礫表面試料 を採取した。採取を行ったのは、支谷Bの現河床から追加2試料およびNS-III 面上から新 規3試料の計5試料で、採取した試料の量は1試料あたり2.0~2.5 kg である。

257



図 15 温見白谷上流サイトの地形学図 田中(2017MS)を一部加筆・変更。場所は図2参照。 基図は半透明にした MPI 赤色立体地図に等高線を重ねたもの。 (d) 令和3年度の業務の成果

1) はじめに

令和2年度には、高解像度数値標高モデルを用いた地形判読に基づき、温見断層南東部 区間のうち、砂利谷サイトおよび温見白谷出合サイトの2箇所(図2)を詳細な調査地と して選定し、トレンチ調査、ピット掘削調査、および宇宙線生成核種年代測定用試料採取 を実施した。また、宇宙線生成核種年代測定法の段丘面離水年代推定への適用性の検証の ため、温見断層の南西側を併走する根尾谷断層沿いの温見白谷上流サイト(図2)におい ても試料採取を行った。今年度年代測定可能な試料は最大でも25試料程度と想定された ため、年代測定に供する試料を慎重に検討した結果、温見白谷上流サイトで採取した試料 の年代測定は断念し、本調査対象である温見断層南東部区間の2箇所のサイトで得られた 試料の分析に注力することとした。

一般に、横ずれ活断層の平均変位速度を最も精度良く決めることが可能な変位地形は段 丘崖の横ずれであり、こうした地形が確認された場合、精度の高い横ずれ変位量の決定と ともに、段丘崖の下位側段丘面の離水年代を高確度・高精度に推定することが鍵となる。 段丘面の離水年代は、段丘構成層中から得られた有機物の¹⁴C年代測定や段丘面を被覆す る風成堆積物(風成ローム層)中のテフラから推定される場合が多いが、礫質堆積物が卓 越する上流域や周辺に火山の存在しない地域においては、これを精度良く推定することが 難しい場合が多い。実際、本調査対象である温見断層沿いに分布する各河成段丘面につい ても、約7.3 kaのK-Ahおよび約30 kaのATの両広域テフラ以外に年代指標が存在しな いため、それらの離水年代は大まかにしか分かっていなかった(林, 2015MS)。

そこで、本調査では、地表に到達した二次宇宙線によって鉱物中に生成される核種(地 表宇宙線生成核種; terrestrial cosmogenic nuclide)を用いた段丘面の離水年代推定を 試みた。地表宇宙線生成核種による年代測定法は、氷河成モレーン・迷子石の年代決定や 乾燥・半乾燥地域における活断層調査・地形面年代決定などにおいては 1990 年代から数多 く用いられてきたが (Nishiizumi *et al.*, 1991; Brown *et al.*, 1998 など)、¹⁴C 年代測 定やテフラ年代学が適用可能な場合が多い我が国のような湿潤変動帯の活断層調査で用い られた例は非常に少ない。

ところで、堆積物に対する宇宙線生成核種年代測定において考慮しなくてはならない重要な問題は、その場所に堆積物が定置するまでの間、すなわち堆積物が生産されその場所 に運ばれるまでの間にすでに獲得している継承核種(inheritance)の影響である。これを 見積もる方法としては、一般に、①段丘面上の礫とともに現河床礫の核種濃度も測定し、 後者を継承核種濃度と見なす方法(Brown *et al.*, 1998 など;以下、表面礫法)と②段丘 面からの深度が異なる堆積物の核種濃度を複数測定し、深度による濃度減衰から継承核種 濃度を見積もる方法(Anderson *et al.*, 1996 など;以下、深度断面法)の2つの方法が 用いられる。本調査では、温見断層南東部区間を対象に両手法を適用し、それぞれの手法 の適用性や問題点を検証した。

2) 追加試料採取と積雪観測機器回収

令和2年度の調査時には、平均変位速度推定には直接関与しない砂利谷サイトの IVa-1 面および温見白谷出合サイトのI面においては礫試料を採取しなかったが、宇宙線生成核 種年代測定法の段丘面離水年代推定への適用性を検証する上では一定の重要性をもつと考 えられたため、本年度、両サイトのそれぞれの段丘面上で3試料(計6試料)の表面礫試 料を令和2年度と同様の方法で採取した。

また、後述する宇宙線生成核種生成率の積雪遮蔽効果補正のため、令和2年度の調査終 了時には、砂利谷サイトの IVa-1 面上および温見白谷出合サイトの II 面上に雪尺および タイムラプスカメラを設置して冬期間の積雪観測を開始していた。追加試料採取時には、 これらの積雪観測機器の回収も行った。各サイトにおける雪尺の位置は、後に示す図 16 お よび図 17 に示した。

3) 試料分析·解析方法

a)分析試料

本調査では、石英中に生成される宇宙線生成核種のうち、生成率が最もよく分かっている¹⁰Beを用いる。砂利谷サイトでは計17の表面礫試料を採取したが、検討の結果、IVa-1 面から3試料、IVa-2面から2試料、IVb面から2試料、現河床から2試料の計9試料の分 析を実施した。岩種はすべて花崗閃緑岩である。また、温見白谷出合サイトでは計16の表 面礫試料を採取したが、同様に、I面から2試料、IIa面から2試料、IIb面から2試料、 現河床から2試料の計8試料の分析を実施した。岩種は花崗閃緑岩が5試料、チャート礫 岩が3試料である。一方、温見白谷出合サイトで掘削したピットの壁面から採取した深度 断面法用の堆積物(主として砂)7試料および温見白谷の現河床で採取した堆積物1試料 についても分析を実施した。分析した試料の総数は25である。

b)前処理および加速器質量分析

表面礫試料(17 試料)については、まず、ジョークラッシャー、ローターミル、スタン プミルおよび篩を用いて粉砕・整粒し、花崗閃緑岩の試料については基本的に粒径 0.12~ 0.25 mmのフラクション、チャート礫岩の試料については 0.25~0.5 mmのフラクションを 抽出した。本地域の花崗閃緑岩(能郷白山花崗閃緑岩)は、宇宙線生成核種年代測定に用 いられることの多い一般的な花崗岩と比較して石英の含有が少なく、粒径も小さいため (<0.2 mm;中江・他,2015)、現河床で採取したものなど核種濃度が小さいことが想定さ れる試料については多め(4~6kg程度)の試料を処理するとともに、通常より粒径の小 さいフラクションを以降の処理に供した。堆積物試料(8試料)については、核種濃度に 粒径依存がある可能性があるため(Schaller *et al.*,2001など)、篩を用いて各試料の粒 度分布を求めたのち、その結果を基にすべての試料で必要量の石英の回収が見込まれる粒 度帯を決定・抽出した。抽出した粒度帯の試料をさらに粉砕・整粒し、0.25~1 mmのフラ クションを以降の処理に供した。

次に、ネオジム磁石による磁性分離、ポリタングステン酸ナトリウム(SPT)溶液による 重液分離(檀原・他,1992)、および高温・長時間のHC1処理およびHF・HNO3混酸処理(Kohl and Nishiizumi, 1992)によって清浄な石英粒子のみを抽出した。上記の通り、花崗閃緑 岩の試料については石英含有率が小さく、また、石英と比重帯の重なる斜長石類が大量に 含まれているため、とくに長時間のHF・HNO3混酸処理が必要となった。抽出された清浄な 石英試料については、Be濃度既知のBe担体(キャリア)添加後に溶解し、陰イオン交換、 陽イオン交換、および Be (OH) 2 沈殿精製によって Be を単離した。また、作業工程における バックグラウンド評価のため、Be 担体のみの試料についても同様の処理を行った。最後に、 炉で焼成して Be0 の形にし、ニオブ粉末ともにカソードホルダーにプレスした。

以上の処理は、京都大学防災研究所、国立極地研究所、中央大学理工学部、および東京 大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設の実験設備を用いて実施した。

試料の¹⁰Be/⁹Be 同位体比は、東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設の加速器 質量分析システム(Matsuzaki *et al.*, 2007)を用いて測定した。測定された各試料の ¹⁰Be/⁹Be 同位対比、溶解石英量、添加 Be 担体量、Be 担体の Be 濃度を基に、各試料の単位 石英重量あたりの¹⁰Be 濃度(atoms/g)を決定した。

c) 表面礫試料の露出年代

各試料の¹⁰Be 濃度を露出年代値に換算するにあたり、その場所における¹⁰Be 生成率について、地形遮蔽効果補正および積雪遮蔽効果補正を行う必要がある。このうち、地形遮蔽効果については、越美山系砂防事務所および近畿地方整備局による航空レーザー測量データ(1mおよび 0.5 m グリッドの DEM)および国土地理院基盤地図情報の 10 m グリッド DEM を用いて 8 方向の平均地平線仰角を求め、Dunne *et al.* (1999)の式を用いて補正係数を決定した。

積雪遮蔽効果については、現地における 2020~2021 年(令和2~3年)の冬期間のタイ ムラプスカメラ撮影写真に基づく日ごとの積雪深と過去 40 年間の積雪観測記録のある気 象庁アメダス九頭竜観測点(砂利谷サイトおよび温見白谷サイトから北東に約 20 km;標 高 430 m)における同じ期間の日ごとの積雪深の線形相関解析から現地における過去 40 年 間の各月(11~4 月)の平均積雪深を推定したうえで、各月における雪の密度を表 2 のよ うに仮定し、各巨礫の地表面からの高さも考慮して補正係数を求めた。雪による生成率減 衰長としては Zweck *et al.*(2013)に基づき 109 × 10⁴ g/m²を用いた。なお、積雪量には 時代変化があることが想定され、とくに最終氷期末期~完新世にかけての時期に日本海側 の多雪化が進んだとされるが(小泉, 1982;安田, 1982 など)、一方で、最終氷期は寒冷で 現在よりも1年の中の積雪期間は長かったと考えられる。こうした効果の厳密な定量化は 簡単ではないが、後に示すように、本調査地における現代の積雪遮蔽効果(¹⁰Be 生成率の 減少効果)は7~8%程度であり、その時代変化を現在まで平均化するとその影響はさら に小さくなると考えられる。例えば、1万年前以前の降雪量が全体として現在よりも3割 少なく積雪期間は変わらなかったと仮定すると、2万年前の試料に対する平均化した積雪 遮蔽効果は6~7%に減じる程度で、年代値への影響はせいぜい1%ほどにとどまる。し

月	雪の密度(g/cm³)
11 月	0.10
12 月	0.20
1月	0.30
2 月	0.35
3月	0.40
4月	0. 40

表2 積雪遮蔽効果補正において仮定した月ごとの雪の密度

たがって、本調査では積雪量の時代変化は考慮しなかった。なお、少なくとも完新世については、日本アルプスにおいて本調査と同様の積雪遮蔽補正をした結果、¹⁴C年代と矛盾しない結果が得られている(Matsushi, 2016)。

以上の遮蔽効果補正係数、試料採取地点の緯度・経度・標高、採取厚さ、および計測された¹⁰Be 濃度に基づき、CREp オンラインツール(Martin *et al.*, 2017)を用いて各試料の¹⁰Be 年代(露出年代)を算出した。岩石の密度としては、2.6 g/cm³を用いた。時代の古い高位の段丘面の礫ほど表面の風化が進んでおり、風化皮膜の厚さも厚いことから、礫表面の侵食は無視しうると仮定した。なお、例えば 20 ka 程度の年代の礫の場合、たとえ礫 表面が厚さ1 cm の侵食を受けていた場合でも露出年代への影響は 0.7 %程度であり、数 mm 程度の侵食がたとえあったとしても測定誤差の中に十分に収まる。露出年代の算出にあたっては、LSD スケーリングスキーム(Lifton *et al.*, 2014)、ERA-40 大気モデル(Uppala *et al.*, 2005)、およびLifton (2016)による古地磁気変化記録コンパイルを用い、高緯度 海水準における基準¹⁰Be 生成率としては世界平均値(4.06±0.23 atoms/g/yr)を用いた。

d) 深度断面法に基づく継承核種濃度・離水年代推定(深度断面モデリング)

地形面が形成された(離水した)後、一定速度で堆積物に被覆された場合、元の地形表面を零点にとった深度 $x_o(m)$ における核種濃度C (atoms/g)の時間変化は、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x_o + St}{\Lambda_i}} - C\lambda \tag{(1)}$$

で表される(松四,印刷中)。ここで、 P_0 はこの地点における核種生成率(atoms/g/yr)、 ρ_b は地形構成物質の密度(g/m³)、Sは被覆堆積物の重量堆積速度(g/m²/yr)、 P_i および Λ_i は 複数の核種生成過程それぞれの寄与率および生成率減衰長(g/m²)、 λ は核種の壊変定数(/yr) である。堆積速度が時間的に変化しないと仮定すると、式(1)の解析解は、

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x_0}{\Lambda_i}} \left[\frac{e^{-St/\Lambda_i} - e^{-\lambda t}}{\lambda - S/\Lambda_i} \right]$$
(2)

で与えられる。ここで、 C_0 は継承核種濃度(atoms/g)である。t(yr)経過後の被覆堆積物の厚さがH(m)であるとき、被覆堆積物の重量堆積速度Sは、被覆堆積物の密度 ρ_s (g/m³)を用いて

$$S = \rho_{\rm s} \frac{H}{t} \tag{3}$$

と表すことができるので、(2)(3)式を用いることにより、深度 x_0 (m)における核種濃度 C_0 と経過時間tの2つの未知数の関数で表されることになる。

本調査では、風成被覆層の堆積速度変化は無視しうると仮定し、温見白谷出合サイトで 掘削したピットの深度 45 cm、65 cm、85 cm、105 cm、125 cm、145 cm、165 cmから得ら れた 7 つの ¹⁰Be 濃度からの残差平方和を最小にする C_0 とtを決定した。ただし、¹⁰Be 濃度も 含め、(2)(3)式中の測定値には誤差が存在する。そこで、本調査では、各深度におけ る ¹⁰Be 濃度、地形構成物質(段丘構成礫層)の密度、被覆堆積物(風成被覆層)の密度お よび厚さ、および ¹⁰Be 生成率に正規分布に従う誤差を与え、10,000 回のモンテカルロシミ ュレーションを行って、 C_0 およびtの誤差を見積もった。各回のシミュレーションにおいて C_0 とtの最適解を捜索する際には、与えたtに対して Lifton (2016)の古地磁気変化記録コ ンパイルに基づくt(yr)から現在までの平均生成率をP₀として与えることで、¹⁰Be 生成率の 時間変化も考慮した。なお、C₀が負となることは現実としてはあり得ないが、比較対象と する現河床堆積物の¹⁰Be 濃度はバックグラウンドを減ずることによって原理的には負の値 も取り得るため、本調査におけるモデリングではC₀を非負数とする制約は与えなかった。

定数については、表面礫の露出年代算出に用いた CREp オンラインツール (Martin *et al.*, 2017) と同様に、¹⁰Be の崩壊定数については、Chmeleff *et al.* (2010) の半減期 138.7 万年に基づく 5.00×10⁻⁷ (/yr)を、各核種生成過程の寄与率と生成率減衰長については、Braucher *et al.* (2011)に基づく表3に示す数値を用いた。

核種生成過程寄与率生成率減衰長 (g/m²)中性子核破砕0.9888160 × 104負電荷ミュオン捕獲0.00261500 × 104速ミュオン相互作用0.00864320 × 104

表3 深度断面法において用いた各核種生成過程の寄与率と生成率減衰長

4) 結果

a) 積雪遮蔽効果補正係数

表4に、砂利谷サイトおよび温見白谷出合サイトにおける積雪観測結果および両サイト における過去40年間の11月~4月における推定平均積雪深をまとめた。この結果を基に 計算される核種生成率の積雪遮蔽効果補正係数は、砂利谷サイトのIVa-1面の地表で0.929、 温見白谷出合サイトIIb面の地表で0.915である。同じサイトの中でも場所によって積雪 量が異なる可能性があるが、その差はわずかで推定誤算の中に十分に収まるとみなした。 なお、表面礫試料は、地表面から一定高さ頭を出した礫の頂部を採取したものであるため、 地表面から礫頂部までの高さを積雪深から減じた上で試料ごとに補正係数を求めた。

表4 砂利谷・温見白谷出合両サイトにおける積雪観測結果と

		2020-2021	Ŧ	(1	過去 40 年間 982~2021 年)	
	1	観測平均積雪	言深	観測平均積雪深	推定平	均積雪深
		(cm)		(cm)	(cm)	
	アメダス 九頭竜 (430 m)	砂利谷 (832 m)	温見白谷出合 (753 m)	アメダス 九頭竜 (430 m)	砂利谷 (832 m)	温見白谷出合 (753 m)
11 月	0.0	0.0	0.0	0.7	4.7 \pm 19.6	8.2 ± 6.7
12 月	23.7	46.0	43.2	23.1	27.8 ± 19.6	35.7 \pm 6.7
1月	113.7	141.0	147.0	76.0	82.5±19.6	100.8 ± 6.7
2月	115.5	106.0	143.6	106.5	113.9 ± 19.6	138.1 ± 6.7
3月	34.4	22.0	54.8	69.1	75.3 \pm 19.6	92.2 \pm 6.7
4月	0.0	0.0	0.3	7.8	12.0 ± 19.6	16.9 ± 6.7

過去 40 年間の月ごとの推定平均積雪深

b) 宇宙線生成核種の¹⁰Be 濃度・年代測定結果

分析した各試料の詳細および¹⁰Be 濃度・年代測定結果を表5にまとめて示す。また、砂 利谷サイトおよび温見白谷出合サイトにおける表面礫の¹⁰Be 年代(露出年代)を図 16 お よび図 17 にそれぞれ示した。

i)砂利谷サイトの表面礫

砂利谷サイトの現河床の2つの巨礫からは、0 ka (バックグラウンドを減じた ¹⁰Be 濃度が負となったため年代値は計算不可; JRD-MR-B3) および 0.82±0.17 ka (JRD-MR-B1; 誤差は±1 σ 、以下も同様)の非常に若い露出年代が得られ (図 16)、このサイトにおける 巨礫の継承核種濃度は大きくても年代値換算で千年程度以下であることが推定される。最低位段丘面である IVb 面の2つの表面礫からは、3.10±0.75 ka (JRD-IVb-B3) および 3.84 ±0.34 ka (JRD-IVb-B2)の露出年代が得られたが、継承核種の影響によって年代が古くなっている可能性も、倒木による礫の掘り返しや地震等による礫の転動、礫表面の剥離・侵食などによって年代が新しくなっている可能性も考えられるため、IVb 面の離水年代は2 つの露出年代を包括する 2.3~4.3 ka と考えるのが妥当であろう。

一方、IVa-2 面上および IVa-1 面上の巨礫からは、測定誤差や継承核種濃度を考慮して も大きくばらつく露出年代が得られた。すなわち、IVa-2 面上の2つの巨礫からは、10.2 ±1.1 ka (JRD-IVa2-B3) および 17.6±1.1 ka (JRD-IVa2-B2)、IVa-1 面上の3つの巨礫か らは、9.48±0.87 ka(JRD-IVa1-B2)、17.8±1.1 ka(JRD-IVa1-B3)および 21.1±1.1 ka (JRD-IVa1-B1)の露出年代が得られ、同じ段丘面上から7千年から1万年以上も異なる値 が得られた。令和2年度にこの段丘面上で実施したトレンチ調査の項でも記述したように、 IVa-1 面は砂利谷本流からは離水している一方で、開析谷BやCを流れる小支流からは完 全には離水しておらず、この地形面が砂利谷本流から離水した後に形成されたと考えられ る沖積錐ないし扇状地状の地形や比較的新鮮な巨礫からなる堤防状の地形が認められる (図 16)。実際、トレンチ壁面にも、これらの開析谷から供給されたと考えられる砂礫層 や巨礫が認められた(図7~9)。IVa-2面も状況は同様で、開析谷A近傍には比較的新鮮 な巨礫からなる堤防状の地形が認められ、この開析谷を流れる小支流からは完全には離水 していないと考えられる。このような状況から、試料採取時には、円磨され、表面が風化 した巨礫(砂利谷本流の河成プロセスによって運搬され、年代的にも古いと思われる巨礫) を可能な限り選択したが、1万年以上も現地に定置している巨礫とそれよりもさらに古い 巨礫の区別は困難であったと考えられる。こうした小支流によるプロセス以外にも、倒木 による礫の掘り返しや地震等による礫の転動、礫表面の剥離・侵食など、段丘面の離水年 代よりも新しい露出年代が得られるプロセスは複数想定できる。一方で、巨礫がその場所 に定置した実際の年代よりも古い露出年代が得られる可能性としては、継承核種によるも の以外は考えにくい。すでに述べたように本サイトにおける継承核種濃度は年代値換算で 千年程度以下であると考えられ、これを越えるようなことがたとえあったとしても、数千 年以上に相当する継承核種濃度は極めて考えにくい。しかも、そうした大きな継承核種濃 度が複数の礫から得られることはさらに想定しにくい。

	surface	sample ID	material (rock type*)	latitude (deg)	londitude (deg)	altitude i (m.a.s.l)	thickness (cm)	height above (surface ((cm)	t (cm)	opographic shielding factor	snow shielding factor	total shielding factor	quartz weight (g)	Be weight in carrier (µg)	$^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ $\pm 1\sigma \text{ err}$ $(\times 10^{-12}$	ratio or	¹⁰ Be concentr. ±1σ error (atoms/g)	ation	¹⁰ Be age ±1σ error (ka)
	Jaridani site ^{TV/a-1}	18.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.	houlder (nd)	367735	136 5703	108	3.0	<u>-</u>		C080 0	19500	0.0170	50.09	303 55	+ 70220	0000	+ 3 30001	3407	+ 110
$ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ $		JRD-IVal-B2	boulder (gd)	35.7722	136.5292	834	3.5	15		0.9800	0.9375	0.9188	14.52	301.56	0.0490 ±	0.0023	$50340 \pm$	3655	9.48 ± 0.87
		JRD-IVal-B3	boulder (gd)	35.7720	136.5290	840	3.0	10	•	0.9785	0.9347	0.9147	46.93	301.67	0.2457 ±	0.0070	$100075 \pm$	3324	17.8 ± 1.1
	IVa-2	JRD-IVa2-B2	boulder (gd)	35.7722	136.5295	829	4.0	30	•	0.9817	0.9461	0.9287	42.94	301.88	0.2227 ±	0.0065	98668 ±	3378	17.6 ± 1.1
		JRD-IVa2-B3	boulder (gd)	35.7721	136.5295	830	3.0	25	1	0.9810	0.9432	0.9253	59.48	297.17	$0.1816 \pm$	0.0166	54960 ±	5657	10.2 ± 1.1
$\label{eq:model_interm} \mbox{ID-WFB3} ID-W$	IVb	JRD-IVb-B2	boulder (gd)	35.7718	136.5298	824	5.0	13	•	0.9755	0.9364	0.9135	38.04	301.14	$0.0475 \pm$	0.0021	$18399 \pm$	1340	3.84 ± 0.34
$ \ \modern iverbel \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \$		JRD-IVb-B3	boulder (gd)	35.7720	136.5299	823	3.0	40	•	0.9769	0.9520	0.9299	23.87	293.09	$0.0342 \pm$	0.0028	15277 ±	3624	3.10 ± 0.75
IRD-MR-B3 boulder (ga) 35.7719 136.501 813 5.0 40 0 9920 09520 0917 29.45 300.20 0.0097 4 0.0009 2104 1050 0 0 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 43 44 43 11 NSD-HB1 boulder (ga) 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 35.790 3	modern riverbed	JRD-MR-B1	boulder (gd)	35.7718	136.5300	813	4.0	40	1	0.9270	0.9520	0.8824	60.18	300.20	$0.0247 \pm$	0.0018	3965 ±	740	0.82 ± 0.17
NRD-michination (eigi) 35.788 136.5020 792 3.0 9.017 0.0084 282584 11037 50.5 4.3 1 NSD-HB1 boulder (gd) 35.788 136.5020 792 4.0 12.5 0.0013 257344 11037 50.5 4.4 3.7 1 NSD-HB1 boulder (gd) 35.7901 136.5014 738 4.0 11 29979 0.9210 9023 58.91 294.66 0.3802 57.902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35.7902 35		JRD-MR-B3	boulder (gd)	35.7719	136.5301	813	5.0	40	•	0.9620	0.9520	0.9157	29.45	300.20	0.0097 ±	0.0009	-2104 ±	1050	** 0
	Nukumi-shiratani-	leai site																	
NSD-IB2boulder (gd) 357368 3563020 792 40 8 $ 09971$ 09211 8.59 302.29 011205 \pm 00035 ± 37378 ± 13183 446 ± 3.73 IIaNSD-IIa-B3boulder (gd) 3577021 1655014 758 40 111 $ 09777$ 09221 09021 8591 29466 0.3872 \pm 01389 \pm 5248 2235 2044 112 IIbNSD-IIa-B3boulder (gd) 3577021 1656014 758 40 111 $ 09777$ 092213 09044 316.5 29546 0.3877 \pm 010497 121363 \pm 5248 2044 124 12 NSD-IIb-B3boulder (gd) 3577912 136.4994 722 3.0 12 $ 09747$ 09275 09027 4537 20654 001971 117161 \pm 9116 2204 12 NSD-IIb-B3boulder (gd) 35.7912 136.4994 722 3.0 40 -2 0.9747 0.9275 0.9027 4526 0.3872 0.01971 117161 \pm 9116 220 \pm 12 NSD-IIb-B3boulder (gd) 35.7912 136.4904 722 3.0 4922 56.24 296.54 0.01971 177161 \pm 9116 220 \pm 128 NSD-IIb-B3boulder (gd) 35.7905 136.5010 754 $ 99$	I	NSD-I-B1	boulder (gd)	35.7888	136.5020	792	3.0	4	•	0.9812	0.9173	0.9000	16.56	303.13	$0.2435 \pm$	0.0084	282284 ±	11037	50.5 ± 4.3
		NSD-I-B2	boulder (gd)	35.7888	136.5020	792	4.0	~ ~	•	0.9812	0.9194	0.9021	8.59	302.29	0.1205 ±	0.0053	253748 ±	13188	44.6 ± 3.7
$ NSD-IIIa-B3 boulder (gd) 35.7902 136.5014 738 4.0 15 . 0.977 0.921 0.9044 31.65 295.56 0.1888 \pm 0.0080 106999 \pm 5369 20.4 \pm 1.3 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 $	IIa	NSD-IIa-B1	boulder (cc)	35.7901	136.5014	758	4.0	11	•	0.9797	0.9210	0.9023	58.91	294.66	$0.3802 \pm$	0.0148	121363 ±	5248	22.8 ± 1.4
$ \mbox{IIb-B1} \mbox{IIb-B1}$		NSD-IIa-B3	boulder (gd)	35.7902	136.5014	758	4.0	15	•	0.9797	0.9231	0.9044	31.65	295.08	$0.1888 \pm$	0.0080	$106999 \pm$	5369	20.4 ± 1.3
$ NSD-IIb-B3 \ \ boulder (gd) \ \ 35.7905 \ \ 136.5011 \ \ 754 \ \ 3.0 \ \ 12 \ \ - 0.9796 \ \ 0.9215 \ \ 0.9270 \ \ 43.70 \ \ 295.49 \ \ 0.0191 \ \pm 0.017 \ \ 117161 \ \pm 9116 \ \ 2.0 \ \pm 0.20 \ \ 135 \ \ 135 \ \ 135.7912 \ \ 136.4994 \ \ 722 \ \ 3.0 \ \ 40 \ \ - 0.9490 \ \ 0.9370 \ \ 0.8945 \ \ 56.24 \ \ 296.54 \ \ 0.0191 \ \pm 0.016 \ \ 3968 \ \pm 969 \ \ 0.87 \ \pm 0.20 \ \ 135 \ \ 135 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 116 \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ 125 \ \ \ 1255 \ \ \ 125 \ \ 125$	IIb	NSD-IIb-B1	boulder (cc)	35.7905	136.5009	754	3.0	23	•	0.9794	0.9275	0.9084	58.16	294.55	0.3857 ±	0.0141	124735 ±	5109	23.1 ± 1.4
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		NSD-IIb-B3	boulder (gd)	35.7905	136.5011	754	3.0	12	•	0.9796	0.9215	0.9027	43.70	295.49	0.2763 ±	0.0197	117161 ±	9116	22.0 ± 1.8
$NSD-MR-B4 \text{boulder} (cc) 33.7912 136.4993 722 3.0 40 - 0.9490 0.9370 0.8892 58.54 297.59 0.026 \pm 0.006 3968 \pm 969 0.87 \pm 0.22 - - - - - - - - - $	modern riverbed	NSD-MR-B3	boulder (gd)	35.7912	136.4994	722	3.0	40	•	0.9547	0.9370	0.8945	56.24	296.54	$0.0191 \pm$	0.0013	735 ±	948	0.15 ± 0.20
IIb (pit)NSD-Pit-45sediment 35.7905 136.5010 754 45 0.9795 0.9152 0.8964 28.36 298.42 0.1505 \pm 0.0060 70129 \pm 4922 \cdot		NSD-MR-B4	boulder (cc)	35.7912	136.4993	722	3.0	40	•	0.9490	0.9370	0.8892	58.54	297.59	0.0286 ±	0.0016	3968 ±	696	0.87 ± 0.22
NSD-Pit-65 sediment 35.7905 136.5010 754 - 65 0.9795 0.9152 0.8964 29.65 296.33 0.1205 \pm 0.0060 70129 \pm 4696 NSD-Pit-85 sediment 35.7905 136.5010 754 85 0.9795 0.9152 0.8964 36.56 295.49 0.1159 \pm 0.0045 54.251 \pm 3123 NSD-Pit-105 sediment 35.7905 136.5010 754 105 0.9795 0.9152 0.8964 39.95 295.29 0.0940 \pm 0.0037 38753 \pm 2550 NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 125 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.0758 \pm 0.0033 31235 \pm 2492 NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 145 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.0758 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 10 NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 145 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.34 0.0425 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.13 294.34 0.0425 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.13 294.14 0.0456 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.13 294.14 0.0456 \pm 0.0029 19308 \pm 2234 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.13 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0013 891 \pm 3107 0 0.9515 0.9152 0.8708 23.12 295.08 0.0136 \pm 0.0133 891 \pm 3107 0 0.9515 0.9152 0.8708 23.12 295.08 0.0136 \pm 0.0133 891 \pm 3107	IIb (pit)	NSD-Pit-45	sediment	35.7905	136.5010	754			45	0.9795	0.9152	0.8964	28.36	298.42	0.1505 ±	0.0059	95019 ±	4922	
NSD-Pite85 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 85 0.9795 0.9152 0.8964 36.56 295.49 0.1159 ± 0.0045 54251 ± 3123 - \cdot - NSD-Pite105 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 105 0.9795 0.9152 0.8964 39.95 295.29 0.0940 ± 0.0037 38753 ± 2550 - \cdot - NSD-Pite125 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 125 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.037 38753 ± 2492 - \cdot - NSD-Pite145 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 125 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.033 31235 ± 2492 - \cdot - NSD-Pite145 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 145 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.0029 19308 ± 3249 - \cdot - NSD-Pite145 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 145 0.9795 0.9152 0.8964 37.43 294.34 0.0425 ± 0.0029 19308 ± 3249 - \cdot - NSD-Pite165 sediment 35.7905 136.5010 754 - \cdot 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0426 ± 0.0029 19308 ± 2234 - \cdot - NSD-Pite165 sediment 35.7902 136.4095 726 - \cdot 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0029 19308 ± 2234 - \cdot - \cdot - 165 0.9779 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0024 16028 ± 2234 - \cdot - \cdot - 1065 0.9515 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0024 16028 ± 2234 - \cdot - $-$ - 100 0.9515 0.9152 0.8708 23.21 295.08 0.01166 ± 0.0013 891 \pm 3107 - $-$ - $-$ - $-$ - $-$ 0	I	NSD-Pit-65	sediment	35.7905	136.5010	754	•	•	65	0.9795	0.9152	0.8964	29.65	296.33	0.1205 ±	0.0060	70129 ±	4696	
NSD-Pit-105 sediment 35.7905 136.5010 754 - $-$ 105 0.9795 0.9152 0.8964 39.95 295.29 0.0940 ± 0.0037 38753 ± 2550 - $-$ - NSD-Pit-125 sediment 35.7905 136.5010 754 - $-$ 125 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.0758 ± 0.0033 31235 ± 2492 - $-$ - NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 - $-$ 145 0.9795 0.9152 0.8964 27.43 294.34 0.0425 ± 0.0029 19308 ± 3249 - $-$ - NSD-Pit-165 sediment 35.7905 136.5010 754 - $-$ 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0024 16028 ± 2234 - $-$ - modern rivebed NSD-MR-FS sediment 35.7902 136.4995 726 - $-$ 0.9515 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0024 16028 ± 2234 - $-$ - $-$ 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0024 16028 ± 2234 - $-$ - $-$ - $-$ 0 0.9515 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 ± 0.0013 891 ± 3107		NSD-Pit-85	sediment	35.7905	136.5010	754	'	•	85	0.9795	0.9152	0.8964	36.56	295.49	0.1159 ±	0.0045	54251 ±	3123	•
NSD-Pit-125 sediment 35.7905 136.5010 754 - 125 0.9795 0.9152 0.8964 38.01 294.87 0.0758 \pm 0.0033 31235 \pm 2492 - 1 NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 - 145 0.9795 0.9152 0.8964 27.43 294.34 0.0425 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 - 18 NSD-Pit-165 sediment 35.7905 136.5010 754 - 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 - 18 NSD-Pit-165 sediment 35.7902 136.4995 726 - 0.9515 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0013 891 \pm 3107 - 1		NSD-Pit-105	sediment	35.7905	136.5010	754	'	•	105	0.9795	0.9152	0.8964	39.95	295.29	$0.0940 \pm$	0.0037	38753 ±	2550	•
NSD-Pit-145 sediment 35.7905 136.5010 754 145 0.9795 0.9152 0.8964 27.43 294.34 0.0425 \pm 0.0029 19308 \pm 3249 NSD-Pit-165 sediment 35.7905 136.5010 754 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 1000 modern riverbed NSD-MR-FS sediment 35.7902 136.4995 726 0 0.9515 0.9152 0.8708 23.21 295.08 0.0166 \pm 0.0013 891 \pm 3107		NSD-Pit-125	sediment	35.7905	136.5010	754	•	•	125	0.9795	0.9152	0.8964	38.01	294.87	0.0758 ±	0.0033	31235 ±	2492	•
NSD-Pit-165 sediment 35.7905 136.5010 754 - 165 0.9795 0.9152 0.8964 36.83 294.14 0.0456 \pm 0.0024 16028 \pm 2234 modern riverbed NSD-MR-FS sediment 35.7902 136.4995 726 - 0 0.9515 0.9152 0.8708 23.21 295.08 0.0166 \pm 0.0013 891 \pm 3107		NSD-Pit-145	sediment	35.7905	136.5010	754	'	•	145	0.9795	0.9152	0.8964	27.43	294.34	$0.0425 \pm$	0.0029	$19308 \pm$	3249	•
modern riverbed NSD-MR-FS sediment 35.7902 136.4995 726 - 0 0.9515 0.9152 0.8708 23.21 295.08 0.0166 ± 0.0013 891 ± 3107		NSD-Pit-165	sediment	35.7905	136.5010	754	•	•	165	0.9795	0.9152	0.8964	36.83	294.14	$0.0456 \pm$	0.0024	$16028 \pm$	2234	•
	modern riverbed	NSD-MR-FS	sediment	35.7902	136.4995	726	•	•	0	0.9515	0.9152	0.8708	23.21	295.08	$0.0166 \pm$	0.0013	891 ±	3107	

分析した各試料の詳細および¹⁰Be 濃度・年代測定結果 表 5

* gd, granodiorite; cc, chert conglomerate ** uncalculable because of negative ¹⁰Be concentration



図 16 砂利谷サイトにおける宇宙線生成核種年代測定結果 場所は図 2 参照。基図は半透明にした MPI 赤色立体地図に等高線を重ねたもの。 図中の a-a'、b-b'、c-c'の地形断面は図 5 参照。

以上から、IVa-2 面および IVa-1 面が砂利谷本流から離水した年代は、それぞれの面か ら得られた最も古い露出年代に近いと考えるのが妥当と考えられる。測定試料数が限られ るため、確度の高い年代推定は難しいが、その場合、IVa-2 面の離水年代は 17.6±1.1 ka ないしその前後、IVa-1 面の離水年代は 21.1±1.1 ka ないしその前後となる。ただし、 IVa-2 面の 17.6±1.1 ka の年代は、IVa-2 面に刻まれた浅い谷が温見断層の活動によって 截頭されてできた風隙上の巨礫 (JRD-IVa2-B2;図 16)から得られたものであるため、IVa-2 面の離水年代は 17.6±1.1 ka よりも古い可能性が考えられる。これらの段丘面のうち、 とくに IVa-1 面の離水年代は、後述する温見白谷出合の II 面群の離水年代とも一致し、 IVa 面群に対応すると考えられる段丘面が根尾西谷川沿いに広く分布すること(図 2)や それらの段丘面より一段高い段丘面の風成被覆層から AT テフラ (30 ka)が検出されてい ること (林、2015MS)からも、IVa 面群は最終氷期極相期前後に形成された気候段丘を母 体とするものと推定される。

表面礫の露出年代から推定された砂利谷サイトの IVa-2 面および IVa-1 面の離水年代は、 IVa 面(本調査の分類では IVa-2 面)の風成被覆層に明瞭な K-Ah テフラ(7.3 ka)降灰層 準が認められないこと(林、2015MS)と矛盾するが、この面が開析谷Aを流れる小支流か らは完全に離水していないことを考慮に入れれば、この矛盾は十分に説明可能と考えられ る。また、IVa-1 面上で実施したトレンチでは、温見断層の活動によるダムアップ堆積物 の堆積開始は 7670~7510 cal BP の少し前と推定され、露出年代に基づく IVa-1 面の離水 年代(21.1±1.1 ka 前後)はこの結果とも整合しない。すなわち、トレンチ調査から得ら れた温見断層南東部区間の活動間隔(7.3 ka 以降濃尾地震を含めて4回の活動があったと すれば 1800~2400 年程度)を考慮に入れても、IVa-1 面離水後 2000 年程度以内には離水 後最初の活動があったはずであり、このことからは IVa-1 面の離水年代は8~10 ka 程度 と推定される。この相違の原因については、①トレンチはダムアップ堆積物の最深部を捉 えていないことから(図7~9)、ダムアップ堆積物の堆積開始は7670~7510 cal BPより も有意に古い、②温見断層の活動による IVa-1 面の累積上下変位量は 5.0 m 程度で(図 5)、 仮に IVa-1 面の離水年代を 20 ka、温見断層の活動間隔を 2000 年とすれば、1 回の地震あ たりの平均的な上下変位量は0.5 m程度に過ぎないことから、変位がある程度累積して以 降にダムアップ堆積物が堆積しはじめた、③活断層としての温見断層が完新世になってか らこのサイトで活動を開始した、などいくつかの可能性が考えられるが、現在得られてい るデータからその原因を特定することは困難である。

いずれにしても、IVa 面群の離水が最終氷期極相期頃まで遡ることは、宇宙線生成核種 年代測定法以外の方法ではおそらく分かり得なかったことである。砂利谷サイトにおける 段丘面離水年代の高確度・高精度推定には至らなかったものの、従前のテフラ年代学や¹⁴C 年代測定とは独立した編年手法として、同手法の有用性が指摘できる。

ii)温見白谷出合サイトの表面礫

温見白谷出合サイトの現河床の2つの巨礫からは、0.15±0.20 ka (NSD-MR-B3) および 0.87±0.22 ka (NSD-MR-B4) の非常に若い露出年代が得られ (図 17)、砂利谷サイトと同 様に、このサイトにおける巨礫の継承核種濃度は大きくても年代値換算で千年程度以下で あることが推定される。IIb 面および IIa 面からは、それぞれ、22.0±1.8 ka (NSD-IIb-B3)・23.1±1.4 ka (NSD-IIb-B1)、および 22.8±1.4 ka (NSD-IIa-B1)・20.4±1.3 ka (NSD-IIa-B3) のよく揃った露出年代が得られた。これらの年代値は、IIa・IIb 面の風成被覆層 中に K-Ah テフラ (約 7.3 ka) 降灰層準が確認され、AT テフラ (約 30 ka) 起源の火山ガ ラスがほとんど認められないこと (林、2015MS) と整合的であるが、得られた露出年代か ら IIb 面と IIa 面の区別はつかない。実際、地形的にも両地形面の間の段丘崖の比高は2 m 程度に過ぎず (図 17)、両者の年代に大きな差があるとは考えにくい。また、段丘崖から IIa 面の西縁部にかけては全体として南北に延びる非対称な断面形の堤防状地形となって いることから、この部分全体が自然堤防であり、IIb 面~自然堤防~IIa 面は同時代の一連 の地形面である可能性も考えられる。以上から、以下では、IIb 面と IIa 面をひとまとめ に II 面として検討を進めることとする。なお、現河床、IIb 面、IIa 面いずれの地形面に おいても、チャート礫岩礫からは花崗閃緑岩礫からよりも若干 (700~2400 年程度) 古い



図 17 温見白谷出合サイトにおける宇宙線生成核種年代測定結果 試料名の横のgd は花崗閃緑岩礫、cc はチャート礫岩礫であることを示す。 場所は図2参照。基図は半透明にした MPI 赤色立体地図に等高線を重ねたもの。 図中の図中のa-a'、b-b'の地形断面は図 13 参照。

露出年代が得られ、チャート礫岩礫は花崗閃緑岩礫と比較して系統的に大きな継承核種濃 度をもつものと推定される。仮に II 面上の2つの花崗閃緑岩礫の継承核種濃度がともに 無視しうるとすれば、II 面の離水年代は2つの露出年代の重なる 20~22 ka 程度となる が、いずれの礫の露出年代についても継承核種の影響によって実際の年代よりも古い値と なっている可能性や、倒木による礫の掘り返しや地震等による礫の転動、礫表面の剥離・ 侵食によって実際の年代よりも新しい値となっている可能性は否定できない。チャート礫 岩礫も含めて、こうした影響を統計的・定量的に扱うことは難しいため、II 面の離水年代 としては、すべての表面礫の露出年代を包括する 19~24.5 ka と考えるのが妥当であろう。 I 面上にはほとんど表面礫が存在しないが、わずかに確認された小ぶりの巨礫(最大径 30~40 cm)からは、II 面よりも有意に古い 44.6±3.7 ka (NSD-I-B2) および 50.5±4.3 ka (NSD-I-B1) の露出年代が得られた。これらの年代値は、I 面の風成被覆層中に AT テフラ (約 30 ka) が認められること (林、2015MS) と整合的である。両者の年代は±1 σ で重なるが、これらの礫の露出年代についても、実際の年代よりも新しい値となっている可能性、古い値となっている可能性のいずれも考えられるため、II 面の場合と同様に、I 面の離水年代は 2 つの露出年代を包括する 41~55 ka と考えるのが妥当であろう。

iii)温見白谷出合サイトの深度断面モデリング

温見白谷出合サイトの IIb 面上のピットで採取した7つの深度断面用堆積物試料(NSD-Pit-45~165)については、各試料の粒度分析の結果、すべての試料から必要量の石英回収が見込まれる粒径0.25~4mmの粒度帯を抽出して分析することとした。また、現河床で採取した堆積物試料についても同じ粒度帯の粒子を抽出するとともに、0.25~1mm、1~2 mm、2~4mmの各粒度帯の重量比が7つの深度断面用堆積物試料(NSD-Pit-45~165)の 各粒度帯の重量比の平均値とほぼ同一となるように調整した上で分析に供した。

7つの深度断面用堆積物試料から得られた¹⁰Be 濃度(表5)と深度の関係(深度-濃度 断面)を図 18 に示す。深度が減ずるとともに指数関数的に¹⁰Be 濃度が増加する明瞭な傾 向が認められた。この結果を基に(2)式および(3)式に基づくモンテカルロシミュレ ーションを行った。これらの式に用いられている各測定値については、以下のように値お よび誤差を決定した。



図 18 温見白谷出合サイト、IIb 面上のピットの深度-1⁰Be 濃度断面 最適モデルの理論カーブも示した。

ピットの場所は図17、ピット壁面写真およびスケッチは図14参照。

- ・<u>地形構成物質(段丘構成礫層)の密度 ρ_h </u>: ピット壁面から無作為に採取した 10 個の礫 の平均自然密度は 2.58 g/cm³、ピット調査時に砂置換法によって現地で測定した 6 箇所 の基質部分(概ね粒径 1 cm 程度以下の粒子で構成されている部分)の平均自然密度は 1.66 g/cm³であった。ピット壁面写真画像に基づいて見積もられたおおよその基質の割 合は 15 %であったため、実際の基質の割合は 10~20 %の間に入ると考えて、段丘構成 礫層全体の平均密度を 2.4 g/cm³(基質約 20 %の場合)~2.5 g/cm³(基質約 10 %の場 合)と推定した。ただし、これらの値は考えられうる最小~最大に近い範囲を示したも ので、正規分布の±2 σ (確率約 95 %)にほぼ相当すると見なされるため、誤差±1 σ で 2.45±0.025 g/cm³(×10⁶ g/m³)の値を与えた。
- ・<u>被覆堆積物(風成被覆層)の密度ρ</u>: 風成被覆層中の3箇所(3層準)から100ml円 筒管を用いて採取した風成被覆層の平均自然密度は1.10 g/cm³であったことから、段 丘構成礫層の密度に対する誤差を援用し、1.10±0.025 g/cm³(×10⁶ g/m³)の値を与えた。
- ・<u>被覆堆積物(風成被覆層)の厚さH</u>: ピット壁面から計測される風成被覆層の平均的な 厚さは 36 cm であるが、風成被覆層基底認定の不確定性や計測誤差等を勘案して、0.36 ±0.03 m の値を与えた。

図 19 に 10,000 回のモンテカルロシミュレーションで求められた継承核種濃度*C*₀と経過時間(離水年代) *t*の頻度分布を示す。いずれの分布も正規分布に近い形を示し、この結果



図 19 10,000 回のモンテカルロシミュレーションによる 継承核種濃度C₀と経過時間(離水年代)tの頻度分布



図 20 砂利谷サイトおよび温見白谷出合サイトにおける宇宙線生成核種 年代測定結果ダイアグラム

各段丘面および現河床(MR; modern riverbed)の表面礫の露出年代(黒)および深度 断面法による推定離水年代(赤)を示した。黒丸は花崗閃緑岩礫、黒四角はチャート 礫岩礫を表す。緑網掛けは表面礫の露出年代に基づく各段丘面の推定離水年代。

から、 C_0 は82±2505 atoms/g、tは22.8±1.9 ka と評価される。得られた C_0 の値は限りな くゼロに近く、温見白谷の現河床堆積物(NSD-MR-FS)から得られた¹⁰Be 濃度 891±3107 atoms/g(表5,図17)と整合的である。一方、tについても、表面礫の露出年代に基づく II 面の離水年代19~24.5 ka とよく合う結果が得られ、かつ誤差幅はわずかながら小さく なった。図18の深度–濃度断面には、最適モデルの理論カーブも示した。

iv)宇宙線生成核種年代測定結果のまとめと表面礫法・深度断面法の比較

図 20 に砂利谷サイト・温見白谷出合サイトで得られたすべての表面礫露出年代および 温見白谷出合サイトにおける深度断面法に基づく II 面(IIb 面)の推定離水年代をまとめ た。砂利谷、温見白谷出合いずれのサイトにおいても、現河床礫の¹⁰Be 濃度は非常に小さ く、ともに継承核種濃度は年代換算で千年程度以下と推定された。温見白谷出合サイトの 現河床堆積物の¹⁰Be 濃度も限りなくゼロに近く(891±3107 atoms/g)、能郷白山を中心と するこの山域における極めて活発な侵食・土砂生産が窺われる。

砂利谷サイトの IVa-1 面・IVa-2 面の表面礫からは 9~21 ka の大きくばらつく露出年 代が得られ、離水年代を高確度・高精度に決定することはできなかった。これらの地形面 は砂利谷本流からは離水している一方で、開析谷を流れる小支流からは完全には離水して おらず、砂利谷本流からの離水後もこの地形面が土石流・洪水などの地表プロセスの影響 を受けてきたことがその基本的原因と考えられる。現河床からの比高が 20 m 程度以下と 低く、小支流による開析が十分に進んでいないこのような段丘面では、表面礫の露出年代 からその離水年代を推定することは簡単ではないと言える。

一方、温見白谷出合サイトの II 面の表面礫からは 20~23 ka (±1σ の誤差を含めると 19~24.5 ka)のよく揃った露出年代が得られ、一段上位の I 面の表面礫からも 44~51 ka (同様に 41~55 ka)の露出年代が得られた。これらの地形面はいずれも完全に離水した 段丘面であり、現河床からの比高もそれぞれ 30 m以上および 60 m以上に達する。こうし た典型的な段丘面で表面礫が確認される場合は、その露出年代から段丘面の離水年代を一 定の確度・精度で推定できる可能性が十分にあると言える。ただし、個々の表面礫につい ては、継承核種濃度の相違に加え、倒木による礫の掘り返しや地震等による礫の転動、礫 表面の剥離・侵食などのプロセスを受けている可能性があり、こうした影響を統計的・定 量的に扱うことが難しいことが問題点として挙げられる。また、侵食・土砂生産が緩慢な 地域では、砂利谷サイトや温見白谷出合サイトとは異なって個々の礫が大きく異なる継承 核種濃度をもつ可能性があり、離水年代を判断する上での問題となりうる。

温見白谷出合サイトの II 面で掘削したピットの堆積物試料の深度断面モデリングから は、II 面の離水年代として 22.8±1.9 ka の値が得られた。この値は、同面の表面礫に基 づく推定離水年代(19~24.5 ka)と整合的で、かつやや誤差幅は小さい。このモデリング の過程では継承核種の影響が除去されており、ピット壁面で地表面下の地層に擾乱がない ことが直接確認できているため、倒木による掘り返しの影響も考えられない。上載層の侵 食があれば深度-濃度断面に不連続として現れるはずであり、その可能性も否定できる。つ まり、深度断面法に基づく離水年代値は、年代値への影響が懸念されるほとんどのプロセ スの可能性が考慮ないし排除され、かつ統計的・定量的に誤差が評価された最も確度の高 い値と考えられる。

5) 考察

a) 温見断層南東部区間の平均変位速度

本調査において、温見断層南東部区間沿いで確認された最も明瞭な横ずれ変位地形は、 温見白谷出合サイトにおける I 面/II 面間の段丘崖の左横ずれである(図 17)。その横ず れ量は令和2年度における検討によって 26.5±1.0 m と見積もられ、これは II 面に河川 の営力が及ばなくなって以降(II 面の離水以降)に累積したものである。ただし、この変 位量は、想定しうる最小~最大に近い範囲、すなわち、正規分布の±2 σ (確率約 95 %) にほぼ相当する範囲と見なされるため、誤差±1 σ では 26.5±0.5 m とするのが適当であ る。II 面の離水年代については、宇宙線生成核種年代測定によってはじめてその具体的な 値が見積もられ、深度断面法による最も確度・精度の高い年代として 22.8±1.9 ka の値が 得られた。これらの値から、温見白谷出合サイトにおける左横ずれ平均変位速度は 1.16± 0.10 m/千年と評価される(表 6)。

この値は、吉岡・他(2002)が温見断層北西部区間南東端付近の温見集落(温見白谷出 合サイトの約2km北西;図2)における1891年濃尾地震時の左横ずれ変位(2.7~3m) とこの集落近傍で実施したトレンチ調査に基づく活動間隔(2200~2400年)から試算した 左横ずれ平均変位速度1.1~1.3 m/千年と整合する。このことは、過去の温見断層の活動 においても、温見断層-根尾谷断層-梅原断層が連動破壊した濃尾地震の際と同程度の左横 ずれ変位が生じていたことを示唆する。令和2年度に実施した温見断層南東部区間、砂利

	サイト	変位基準	変位量 (m)	向き/ 隆起側	年代 (ka)	平均 変位速度 (m/ka)	信頼性
横ず	温見白谷 出合	I/II 面段丘崖	26.5 \pm 0.5	左	22.8 \pm 1.9	1.16±0.10	0
'n	动利公	IVa-1/IVa-2 面段丘崖	12.0 ± 1.2	左	17.6 ± 1.1	0.68 ± 0.08	\triangle
	砂村谷	IVa-2/IVb 面段丘崖	4.5 ± 0.45	左	3.3 ± 1.0	1.36 ± 0.44	\triangle
F	温見白谷 出合	II 面	6.2 ± 0.62	南西	22.8 \pm 1.9	0.27 ± 0.04	0
一 下		IVa-1 面	5.0 \pm 0.5	北東	21.1 ± 1.1	0.24 ± 0.03	\triangle
,	砂利谷	IVa-2 面	3.6 ± 0.36	北東	17.6 ± 1.0	0.20 ± 0.02	\triangle
		IVb 面	1.8 ± 0.18	北東	3.3 ± 1.0	0.55 ± 0.17	\triangle

表6 本調査で推定した温見断層南東部区間の平均変位速度

谷サイトにおけるトレンチ調査結果からも、濃尾地震を含む少なくとも過去3回の地震に ついて、温見断層北西部区間、南東部区間、および根尾谷断層が連動破壊した可能性が明 らかになっており(図 10)、温見断層と根尾谷断層が一体となって濃尾地震と同様の活動 を繰り返してきた古地震像が想定される。

砂利谷サイトにおいても、IVa-1 面/IVa-2 面間、IVa-2 面/IVb 面間、および Ib 面/現 河床面間の段丘崖に、それぞれ約12m、4~5m、および2~3mの左横ずれ変位が確認さ れる (図 16)。しかし、温見白谷出合サイトとは異なり、これらの段丘崖の基部にはいず れも谷が刻まれており、かつ、このサイトでは温見断層が作る逆向き低断層崖沿いにも谷 が入っているため、断層近傍の段丘崖が形成当初の形態からかなり改変されていて、温見 白谷出合サイトのような精度の高い変位量計測が難しい。加えて、IVa-2 面および IVb 面 の離水年代についても確度・精度の高い推定はできなかったため、本サイトにおいて、信 頼性の高い横ずれ平均変位速度推定は困難である。ただし、仮に IVa-1 面/IVa-2 面間の 段丘崖の左横ずれ変位量 12 m に 10%の測定誤差(±1.2 m)を見込み、IVa-2 面の離水年 代を同面から得られた最も古い露出年代 17.6±1.1 ka (JRD-IVa2-B2) とすれば、このサ イトにおける左横ずれ平均変位速度は 0.68±0.08 m/千年と計算される。この値は、温見 白谷出合サイトにおける推定値より有意に小さく、温見白谷出合サイトから砂利谷サイト に向かって平均変位速度が減衰している可能性が考えられる。なお、IVa-2面/IVb面間の 段丘崖についても、左横ずれ変位量を 4.5±0.45 m (誤差 10%)、IVb 面の離水年代を 2.3 ~4.3 ka (3.3±1.0 ka) とすれば 1.36±0.44 m/千年の大きな左横ずれ平均変位速度が計 算されるが、この地形面が経験している地震の回数は2~3回程度と推定され、とくに最 新活動時期は非常に新しいため、長期間の平均変位速度としては過大評価となっている可 能性がある。

上下方向の平均変位速度については、温見白谷出合サイトの II 面(離水年代 22.8±1.9 ka)の上下変位が南西側隆起で約 6.2 m であること(図 13)から、変位量に 10%の測定誤 差を見積もると 0.27±0.04 m/千年の値が得られる。砂利谷サイトでは、IVa-1 面に約 5.0 m、IVa-2 面に約 3.6 m、IVb 面に約 1.8 m のいずれも北東側隆起の上下変位が認められる (図 5)。仮に IVa-1 面、IVa-2 面および IVb 面の離水年代をそれぞれ 21.1±1.1 ka、17.6 ±1.1 ka および 2.3~4.3 ka (3.3±1.0 ka)とし、変位量に 10%の測定誤差を見積もっ て平均変位速度を算出すると、それぞれ、0.24±0.03 m/千年、0.20±0.02 m/千年および 0.55±0.17 m/千年の値が得られる。このうち、大きな値を示す IVb 面の変位による平均変 位速度は、横ずれの場合と同様に経験している地震の回数が少ない影響で過大評価となっ ている可能性がある。

b) 宇宙線生成核種年代測定法の平均変位速度推定への適用性

本調査において実施した宇宙線生成核種年代測定によって、これまで2枚の広域テフラ (約7.3 kaのK-Ahテフラと約30 kaのATテフラ)との前後関係からおおまかにしか分 かっていなかった段丘面の離水年代が高確度・高精度に決定され、温見断層の左横ずれ平 均変位速度が1.16±0.10 m/千年と初めて決定された。既述の通り、我が国を含む湿潤温 暖地域の活断層調査において本手法を適用した例は非常に少ないが、こうした地域におい ても本手法は十分に適用可能であることが示された。

継承核種の影響を考慮した上で段丘面の離水年代を推定する方法として、本調査では、 段丘面上および現河床の巨礫を用いる表面礫法と段丘面からの深度の異なる複数の堆積物 を用いる深度断面法の2種類の方法を適用したが、温見白谷出合サイトおいては、いずれ の方法によっても同程度(それぞれ19~24.5 kaおよび22.8±1.9 ka)の離水年代が推定 された。ただし、表面礫法においては、個々の表面礫の継承核種濃度の相違のほか、倒木 による礫の掘り返しや地震等による礫の転動、礫表面の剥離・侵食などのプロセスによっ て露出年代が実際よりも若くなる可能性があり、こうした影響を統計的・定量的に扱うこ とが難しいという問題点がある。砂利谷サイトでは、上記のようなプロセスの影響に加え て、浅い開析谷沿いの土石流等によって段丘面離水後に供給されたと考えられる巨礫が存 在して露出年代が大きくばらついたため、確度・精度の高い離水年代推定を行うことはで きなかった。

これに対し、深度断面法では、年代値への影響が懸念されるプロセスのほとんどが考慮 ないし排除されているとともに、誤差についても統計的・定量的な評価が可能である。ま た、本調査により、離水後、風成堆積物に被覆されてゆく段丘面においても、このプロセ スをモデルに組み込むことによって高確度・高精度に離水年代推定が可能であることが示 された。さらに、深度断面法は、段丘面上で表面礫を見つけることができなくても適用可 能であるという利点もある。本調査の結果から総合的に考えて、段丘面の離水年代推定お よびそれに基づく活断層の平均変位速度解明においては、表面礫法よりも深度断面法の方 が優れていると言える。

一方で、深度断面法の場合は、段丘面から少なくとも深度 1.5 m 程度までの地層断面を 露出させることが必須であり、ごく最近露出したことが分かっている露頭が存在するよう な場合を除いて、ピット掘削が求められることが最大の難点である。本調査では、長さ約 1.5 m,幅約 1.0 m,深さ約 1.8 mのピットを人力で掘削したが(図 14)、ピット底に近い 深度の試料を採取するための作業スペースを考えると、最低限この程度の大きさのピット 掘削は必要である。たとえ小型重機の搬入が可能な場合であっても、それなりの労力と時 間が必要であろう。また、深度断面法においては、地形構成物質や段丘被覆堆積物の密度 測定が求められ、各試料の宇宙線生成核種濃度測定後にも、別途深度断面モデリングを行 う必要がある。ただし、表面礫法の場合でも、段丘面上での表面礫の捜索、比較・検討・ 選定、および岩石カッター(ディスクグラインダー)による試料採取には相当の労力と時 間が必要となるため、基本的に1箇所の作業で完結する深度断面法用のピット掘削・試料 採取は、表面礫法と比較して、極端に労力・時間を要するものではないとも考えられる。

深度断面法におけるもうひとつの懸念点は、測定された核種濃度を基にさらに深度断面 モデリングを行うため、単体の礫の露出年代よりも誤差が大きくなる点である。ただし、 本調査における 20 ka 程度の露出年代の場合、加速器質量分析条件の良くなかった一部の 試料を除いて誤差は±1.1~1.4 ka であったのに対し(表5)、深度断面法による離水年代 の誤差は±1.9 ka であり(図19)、誤差の拡大は 30~70 %程度にとどまる。このことは、 誤差の多くの部分が、露出年代の精度にも影響を与える核種生成率および核種濃度測定に 係る誤差に起因しており、深度断面モデリングや堆積物密度、被覆層厚さの影響は限定的 であることを示している。換言すれば、露出年代や深度断面法による離水年代の精度向上 のためには、核種生成率推定と核種濃度測定の高精度化が鍵となる。もっとも、この結果 は、本調査で理想に近い深度-¹⁰Be 濃度断面(図18)が得られたためである可能性があり、 今後の検討が必要である。

また、本調査で十分検討できなかった宇宙線生成核種年代測定に係る問題としては、積 雪の時代変化および風成被覆層堆積速度の時代変化の影響が考慮/評価されていないこと や積雪被覆補正係数の妥当性が他の方法で検証されていないことなどが挙げられる。また、 風成被覆層のより厚い段丘面での深度断面法の適用性も今後の検討課題である。

以上のような課題は残るものの、深度断面法による宇宙線生成核種年代測定は、従前の 方法では詳細な編年が難しかった段丘面にも十分に適用可能性があり、今後の活断層調査、 平均変位速度解明における役割が期待される。ただし、本手法は、上記の試料採取に係る 問題に加えて、他の年代測定法と比較しても試料の前処理に多大な労力と時間を要する。 したがって、本調査における温見白谷出合サイトのように、明瞭な段丘面/段丘崖の変位 が確認できるもののその年代を他の方法では精度よく決めることができないという場合に 限定して本手法の適用をはかるのが適当であろう。活断層の平均変位速度は、活動時の変 位量、地震の規模、平均活動間隔を拘束する最も基本的な活断層パラメータであり、その 値を高確度・高精度に決定することは、活断層評価、地震の長期予測にとって極めて重要 である。活断層の平均変位速度解明における宇宙線生成核種年代測定の今後の適用と検討 が期待される。

(e) 結論ならびに今後の課題

本調査では、まず、温見断層南東部区間をカバーする既存の航空レーザー測量データからさらに高解像度(0.25~0.5 mグリッド)の数値標高モデルを作成し、3倍解像度のMPI 赤色立体地図ステレオペアを用いることで詳細に断層変位地形を検討した。その結果に基づき、砂利谷サイトで1箇所のトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には、完新世の堆積物を変位・変形させる明瞭な断層帯が出現し、¹⁴C年代測定などから、以下のように過去 5回の活動時期が明らかとなった。

最新活動: 西暦 1440年 (510 cal BP) 以降 2回前の活動: 2010~300 cal BP

3回前の活動: 6390~1890 cal BP

4回前の活動: 6450~6210 cal BP

5回前の活動: 7510 cal BP 以前

最新活動は歴史時代であり、佐々木・上田(2012)でも指摘されているように、1891年濃 尾地震時には温見断層北西部区間とともに南東部区間も活動していた可能性が高い。また、 2回前・3回前の活動についても、温見断層北西部区間、南東部区間および根尾谷断層の 活動時期が重なることから、少なくとも過去3回の地震については、温見断層および根尾 谷断層が連動破壊していた可能性がある。

一方、これまで不明であった温見断層の平均変位速度の解明のため、宇宙線生成核種年 代測定法による段丘面離水年代の推定を試みた。本調査では、この手法において問題とな る継承核種の影響を考慮した上で段丘面の離水年代を推定する方法として、段丘面上およ び現河床の巨礫を用いる表面礫法と段丘面からの深度の異なる複数の堆積物を用いる深度 断面法の2種類の方法を適用した。その結果、温見白谷出合サイトおいては、いずれの方 法によっても同程度(それぞれ19~24.5 kaおよび22.8±1.9 ka)の離水年代が得られた が、年代値への影響が懸念されるプロセスのほとんどが考慮ないし排除され、統計的・定 量的な誤差評価が可能な深度断面法による値の方がより高確度かつ高精度な推定と判断さ れる。砂利谷サイトでは表面礫法のみが適用されたが、浅い開析谷沿いの土石流等によっ て段丘面離水後に供給されたと考えられる巨礫が存在して巨礫の露出年代が大きくばらつ いたため、確度・精度の高い離水年代推定を行うことはできなかった。

これらの宇宙線生成核種年代測定結果および段丘崖の累積変位量(26.5±0.5 m)から、 温見断層南東部区間、温見白谷出合サイトにおける左横ずれ平均変位速度は1.16±0.10 m/ 千年と推定される。この値は、過去の温見断層の活動の際にも濃尾地震時と同程度の左横 ずれ変位が生じていたことを示唆するとともに、温見断層と根尾谷断層が一体となって濃 尾地震と同様の活動を繰り返してきたとする上記の古地震像とも整合する。

以上のように、航空レーザー測量データのもつ情報を最大限活かした地形判読とその結 果に基づくトレンチ調査により、温見断層南東部区間の活動履歴が初めて解明された。ま た、深度断面法による宇宙線生成核種年代測定を適用することにより、これまで不明だっ た温見断層の左横ずれ平均変位速度が高確度・高精度に決定された。我が国を含む湿潤温 暖地域の活断層調査において、宇宙線生成核種年代測定法を適用した例は非常に少ないが、 適切な試料採取戦略と測定・モデリングによって、こうした地域においても本手法は十分 に適用可能であることが示された。宇宙線生成核種年代測定法は、他の年代測定法と比較 しても多大な労力と時間を要する手法であり、また、被覆層のより厚い段丘面での適用性 など検討すべき課題も残るが、今後の活断層調査、平均変位速度解明における宇宙線生成 核種年代測定法の役割が期待される。

本調査を進める過程において、以下の方々にはたいへんお世話になった。ここに記して 御礼申し上げる。齋藤 勝氏(株式会社ダイヤコンサルタント)、亀高正男博士(株式会社 ダイヤコンサルタント)、森川亜紀子氏(京都大学防災研究所)、小倉祐弥氏(中央大学理 工学部)、松崎浩之教授(東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設)、宮内信雄氏 (東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設)、菅沼悠介准教授(国立極地研究所)。

なお、本報告で使用した MPI 赤色立体地図およびそのステレオペアは、アジア航測株式会

社の赤色立体地図作成手法(特許 3670274、特許 4272146)を活断層地形判読用に改良して 作成したものである。

(f) 引用文献

- Anderson, R.S., J.L. Repka, and G.S. Dick, Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ¹⁰Be and ²⁶Al, Geology, 24, 47-51, 1996.
- 粟田泰夫・苅谷愛彦・奥村晃史,古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分,地質調査所速報, EQ/99/3, 115-130, 1999.
- Braucher, R., S. Merchel, J. Borgomano, and D.L. Bourlès, Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach, Earth Planet. Sci. Lett., 309, 1–9, 2011.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.
- Brown, E.T., D.L. Bourlès, B.C. Burchfiel, D. Qidong, L. Jun, P. Molnar, G.M. Raisbeck, and F. Yiou, Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans, Geol. Soc. Am. Bull., 110, 377–386, 1998.
- 千葉達朗・鈴木雄介,赤色立体地図 -新しい地形表現手法-,応用測量論文,15,81-89,2004.
- Chmeleff, J., F. Blanckenburg, K. Kossert, and D. Jakob, Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 268, 192–199, 2010.
- 檀原 徹・岩野英樹・糟谷正雄・山下 透・角井朝昭, 無毒な重液 SPT (ポリタングステン酸ナトリウム) とその利用, 地質ニュース, 455, 31-36, 1992.
- Dunne, J., D. Elmore, and P. Muzikar, Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, Geomorphology, 27, 3-12, 1999.
- 林 星和,航空レーザー測量データに基づく温見断層南東部の断層変位地形の再検討,千 葉大学大学院理学研究科修士論文,82p,2015MS.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,濃尾断層帯の長期評価,49p,2005.

- 金田平太郎・石村大輔・田力正好・中田 高,1:25,000 活断層図「冠山」,国土地理院,2018a. 金田平太郎・石村大輔・熊原康博・中田 高,1:25,000 活断層図「能郷白山」,国土地理院, 2018b.
- Kaneda. H. and T. Chiba, Stereopaired morphometric protection index red relief image maps (Stereo MPI-RRIMs): effective visualization of high-resolution digital elevation models for interpreting and mapping small tectonic geomorphic features, Bull. Seismol. Soc. Am., 109, 99–109, 2019.

- Kohl, C.P. and K. Nishiizumi, Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides, Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 3583-3587, 1992.
- 小泉武栄, 化石周氷河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について, 第四紀研究, 21, 245-253, 1982.
- Komura, K., H. Kaneda, T. Tanaka, S. Kojima, T. Inoue, and T. Nishio, Synchronized gravitational slope deformation and active faulting: A case study on and around the Neodani fault, central Japan, Geomorphology, 365, 107214, 2020.
- Lifton, N.,T. Sato, and T.J. Dunai, Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes, Earth Planet. Sci. Lett., 386, 149–160, 2014.
- Lifton, N.A., Implications of two Holocene time-dependent geomagnetic models for cosmogenic nuclide production rate scaling, Earth Planet. Sci. Lett., 433, 257-268, 2016.
- Martin, L.C.P, P.-H. Blard, G. Balco, J. Lavé, R. Delunel, N. Lifton, and V. Laurent, The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages, Quaternary Geochronology, 38, 25-49, 2017.
- 松田時彦, 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, 13, 85-126, 1974.
- Matsushi, Y., S. Wakasa, H. Matsuzaki, and Y. Matsukura, Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al, Geomorphology, 82, 283-294, 2006.
- Matsushi, Y., River incision, climate change, and bedrock landslides in a highrelief mountainous landscape in Japanese Alps, Japan Geoscience Union Meeting 2016, H-DS05, 2016.
- 松四雄騎,鉱物中に生成する宇宙線生成核種を用いた地形形成年代の決定,RADIOISOTOPES, 印刷中.
- Matsuzaki, H., C. Nakano, Y.S. Tsuchiya, K. Kato, Y. Maejima, Y. Miyairi, S. Wakasa, and T. Aze, Multi-nuclide AMS performances at MALT, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 259, 36–40, 2007.
- 中江 訓・小松原 琢・吉川敏之,5万分の1地質図幅「冠山」,地質調査総合センター, 2015.
- Nishiizumi, K., C.P. Kohl, J.R. Arnold, J. Klein, D. Fink, and R. Middleton, Cosmic ray produced ¹⁰Be and ²⁶Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history, Earth Planet. Sci. Lett., 104, 440–454, 1991.
- 岡田篤正,濃尾活断層帯の諸性質,村松郁栄・松田時彦・岡田篤正『濃尾地震と根尾谷断 層帯 -内陸最大地震と断層の諸性質-』,古今書院,191-330,2002.
- 大森房吉,明治二十四年十月二十八日濃尾大地震ノ調査(第二回報告),震災予防調査会報告, 32, 67-87, 1900.

- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), Radiocarbon, 62, 725-757, 2020.
- Schaller, M., F. von Blanckenburg, N. Hovius, and P.W. Kubik, Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, Earth Planet. Sci. Lett., 188, 441-458, 2001.
- 佐々木俊法・上田圭一,活断層の連動性評価のための指標の抽出(その 1) 変動地形学 的および地表地質調査に基づく断層分布形状と変位分布の検討-.電力中央研究所報告, N11046, 26p, 2012.
- Suganuma, Y., H. Miura, and J. Okuno, A new sampling technique for surface exposure dating using a portable electric rock cutter, Nankyoku Shiryo (Antarctic Record), 56, 85-90, 2012.
- 田中知季,濃尾活断層系,根尾谷断層北部山岳区間の断層変位地形とその活動性,千葉大 学大学院理学研究科修士論文,73p,2017MS.
- Uppala, S.M. and 45 others, The ERA-40 Re-Analysis, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 131, 2961-3012, 2005.
- 安田喜憲,福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究 -最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変 動を中心として-,第四紀研究,21,255-271,1982.
- 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹,濃尾地震断層系・温見 断層の活動履歴調査,活断層・古地震研究報告,1,97-105,2001.
- 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹,トレンチ調査に基づく 1891年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴,地震2,55,301-309,2002.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫,20万分の1 地質図幅「岐阜」,地質調査所,1992.
- Zweck, C., M. Zreda, and D. Desilets, Snow shielding factors for cosmogenic nuclide dating inferred from Monte Carlo neutron transport simulations, Earth Planet. Sci. Lett., 379, 64-71,2013.