

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箇所でも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（M 8.0）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 3 m 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 2 m 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 1 m グリッド、福井県側は 0.5 m 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。

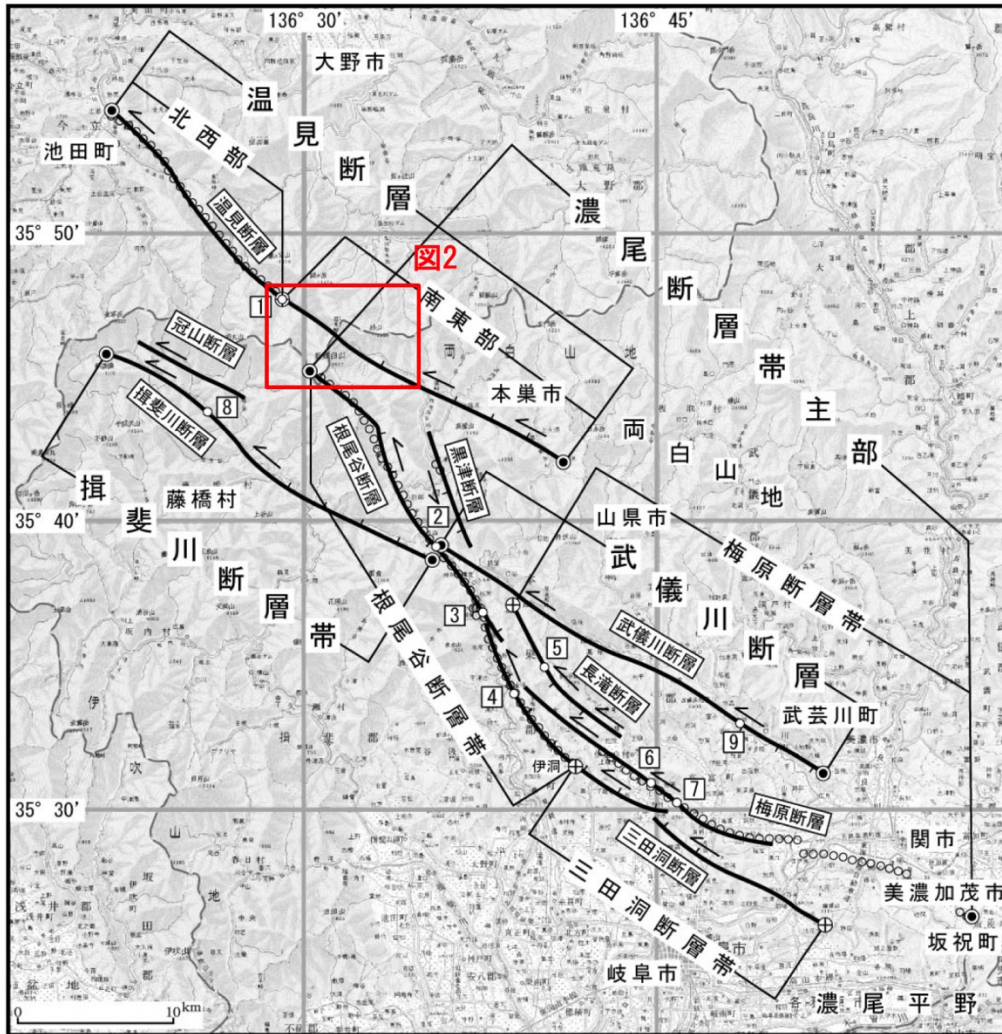


図1 濃尾断層帯を構成する断層の位置図
 地震調査推進本部地震調査委員会（2005）に加筆。
 白丸は1891年濃尾地震時の地表地震断層を示す。

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箇所でも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、新型コロナウイ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 1 m グリッド、福井県側は 0.5 m 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

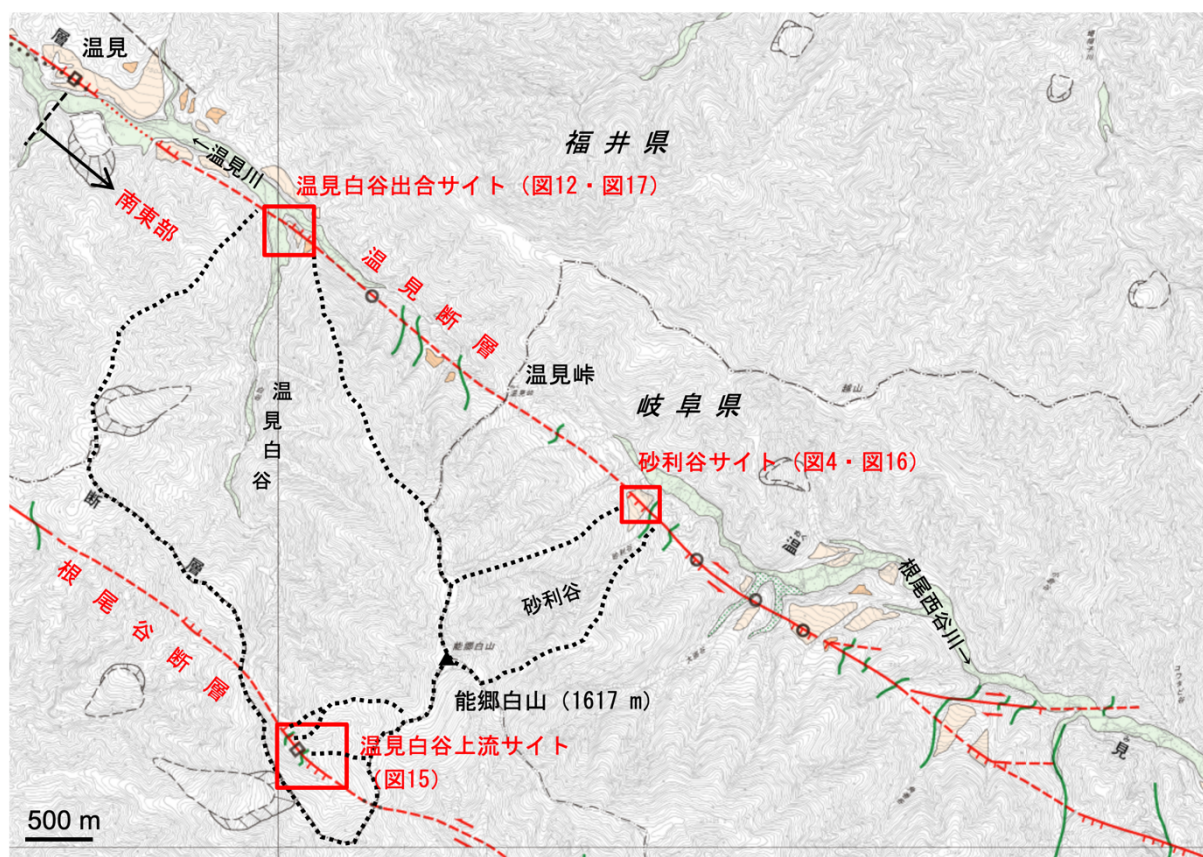


図 2 詳細な調査を実施したサイトの位置図
 国土地理院活断層図「冠山」(金田・他, 2018a) および「能郷白山」(金田・他, 2018b) に加筆。位置は図 1 参照。

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。

※2) a)～2) c) に記載のデータについては、論文投稿や学会発表を検討中であり、データを公開することで論文投稿に支障が生じる可能性があるため、令和 7 年 3 月 31 日まで非公開とする。

(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 ^{14}C 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)、 ^{14}C 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 ^{10}Be 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、スタンプリルおよび篩を用いて粉碎・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（4～6 kg 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碎・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 HCl 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 BeO 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 (1 m 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 $109 \times 10^4 \text{ g/m}^2$ 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

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

月	雪の密度 (g/cm ³)
11 月	0.10
12 月	0.20
1 月	0.30
2 月	0.35
3 月	0.40
4 月	0.40

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、 ^{14}C 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 ^{10}Be 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 ^{10}Be 年代 (露出年代) を算出した。岩石の密度としては、 2.6 g/cm^3 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 ^{10}Be 生成率としては世界平均値 ($4.06 \pm 0.23 \text{ atoms/g/yr}$) 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_0 (m) における核種濃度 C (atoms/g) の時間変化は、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \sum P_i e^{-\frac{\rho_b x_0 + St}{\Lambda_i}} - C\lambda \quad (1)$$

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/m^3)、 S は被覆堆積物の重量堆積速度 ($\text{g/m}^2/\text{yr}$)、 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/m^2)、 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、

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

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/m^3) を用いて

$$S = \rho_s \frac{H}{t} \quad (3)$$

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 は、継承核種濃度 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 ^{10}Be 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、 ^{10}Be 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 ^{10}Be 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 ^{10}Be 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 の最適解を探索する際には、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 $t(\text{yr})$ から現在までの平均生成率を P_0 として与えることで、 ^{10}Be 生成率の時間変化も考慮した。なお、 C_0 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 ^{10}Be 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 C_0 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、 ^{10}Be 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 $5.00 \times 10^{-7} (\text{/yr})$ 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。

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

核種生成過程	寄与率	生成率減衰長 (g/m^2)
中性子核破砕	0.9888	160×10^4
負電荷ミュオン捕獲	0.0026	1500×10^4
速ミュオン相互作用	0.0086	4320×10^4

※4)～5)に記載のデータについては、論文投稿や学会発表を検討中であり、データを公開することで論文投稿に支障が生じる可能性があるため、令和 7 年 3 月 31 日まで非公開とする。

(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箇所の特レンチ調査を実施した。特レンチ壁面には、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、 ^{14}C 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においては、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 ^{10}Be and ^{26}Al , *Geology*, 24, 47-51, 1996.
- 栗田泰夫・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 ^{10}Be 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 (ポリタンゲ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 in-situ-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 ^{10}Be and ^{26}Al , *Geomorphology*, 82, 283-294, 2006.
- Matsushi, Y., River incision, climate change, and bedrock landslides in a high-relief 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 ^{10}Be and ^{26}Al 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) - 変動地形学の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・栗田泰夫・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・栗田泰夫・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.