

花折断層帯周辺における大規模斜面崩壊

太田 義 将*

I. はじめに

大規模な岩盤崩壊は、土石流や、斜面崩壊、地すべりといったマスマーブメントの一種である。日本列島は大半が湿潤変動帯に属しており、降雨や地震を誘引とした斜面崩壊が頻発している。また、国土の約7割が山地によって占められており、山間部の住居等は斜面崩壊の影響を受ける¹⁾。そのため、斜面崩壊発生の諸要因について明らかにすることは、防災上重要である。

近畿三角帯の西辺に位置する滋賀県大津市かつらがわたに葛川谷周辺では、1662年の町居崩れまちいと云った大規模斜面崩壊が発生しているほか²⁾、近年では流域の斜面崩壊によって発生した土砂が土石流として流下したことで、河道が閉塞したことが報告されている³⁾。本地域で斜面崩壊が頻発したことは、地すべり地形分布図の記載⁴⁾からも明らかであるが、それらの崩壊の発生年代は前述の町居崩れ以外は明らかになっていない。

本地域における斜面崩壊の発生要因については、1662年の町居崩れに関する文献があり、地震動を誘引としたことが報告されている⁵⁾。また、葛川谷に面した比良山地の西側

斜面においては、航空レーザー測量による詳細DEMを利用して、花折断層の破碎帯と山体重力変形地形の形成について考察がなされている⁶⁾。この研究では比良山地において多くの副次断層を記載したが、山地内部における断層の詳細な位置についてはまだ未調査な部分が多い。

本研究では葛川谷周辺において、大規模斜面崩壊の分布と、その発生年代を明らかにし、副次断層の記載を行ったことを報告する。

II. 葛川谷周辺の地域概観

本研究では滋賀県西部大津市に位置する葛川谷を中心に調査を行う(第1図)。葛川谷は南北方向に伸びる直線的な谷であり、淀川水系琵琶湖の支流河川である安曇川が北流している(第2図)。また、葛川谷は下流側にあたる北部の高島市側では朽木谷くつきだにと称されている⁷⁾。

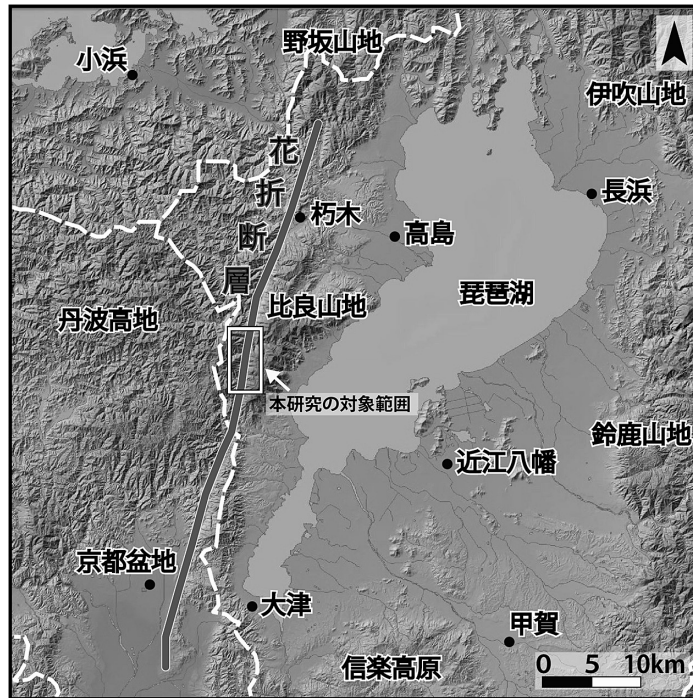
葛川谷は東側を比良山地に、西側を丹波高地に挟まれた、花折断層によって形成された谷底標高300m前後の断層谷である。

比良山地は標高1000m前後の稜線で小起伏な地形をしており、稜線西側に沿って小規

* 京都大学大学院理学研究科・院生

キーワード：斜面崩壊、花折断層、年代測定、重力変形、GIS

Key words：Landslide, Hanaore Fault, Dating, Gravitational Deformation, GIS



第1図 研究対象地周辺の地形概観

注) 基図として、国土地理院の電子地形図(色別標高図)を使用した。断層線については、地震調査推進本部のHP(花折・三方断層帯)を参照した。https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f073_mikata_hanaore/ 2018年8月30日閲覧。

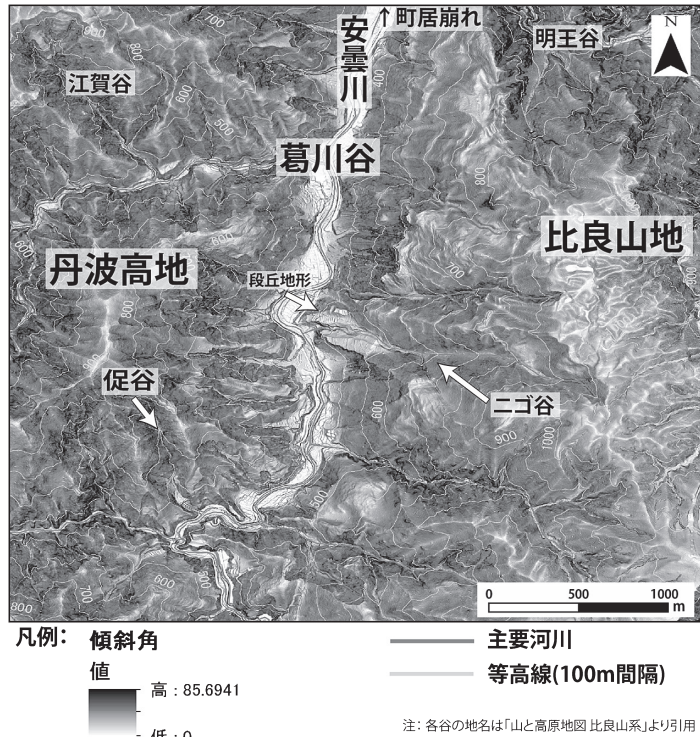
模な池や湿地が点在しており、重力変形地形とされている⁸⁾。丹波高地は兵庫県中部付近から滋賀県西部にかけての範囲を持つ山地であり、全体を通して標高600mから900mの定高性がある(第1図)。

花折断層は滋賀県高島郡今津町(現・高島市)から京都市を経て京都府宇治市に至る全長約58kmの断層であり、本研究地域は右横ずれの北部セグメントに位置する(第1図)⁹⁾。最新の断層活動は1662年の近江若狭地震とされている¹⁰⁾。また、朽木北部におけるトレンチ調査と放射性炭素年代では1100年前以降に3.5mの右横ずれ変動があり¹¹⁾、河川の屈曲度から経験的に算出された平均変位速度は、1000年間あたり1-10m

の変位でA級活断層であることが指摘されている¹²⁾¹³⁾。花折断層の主断層は葛川谷に沿っているが、その副次断層は比良山地に向かって北東に花卉状に存在している¹⁴⁾。

調査地近郊の南小松のアメダス観測点によると、年平均降水量は1897.6mmと年平均気温は14.4°Cである¹⁵⁾。また、葛川谷における山麓斜面の植生は、ヒノキやスギといった植林帯、自然植生は山麓でアカマツ林であり、中腹以上ではミズナラやブナといった落葉高木に遷移する¹⁶⁾。

本研究地域にあたる葛川谷周辺は、丹波帯付加体と呼ばれる砂岩、泥岩、砂泥互層、チャートを主体とするジュラ紀の付加コンプレックスから構成されており、これらの付加



第2図 研究対象地の傾斜量図
 注) ArcGIS を用いて 1 m メッシュ DEM を傾斜量図化。

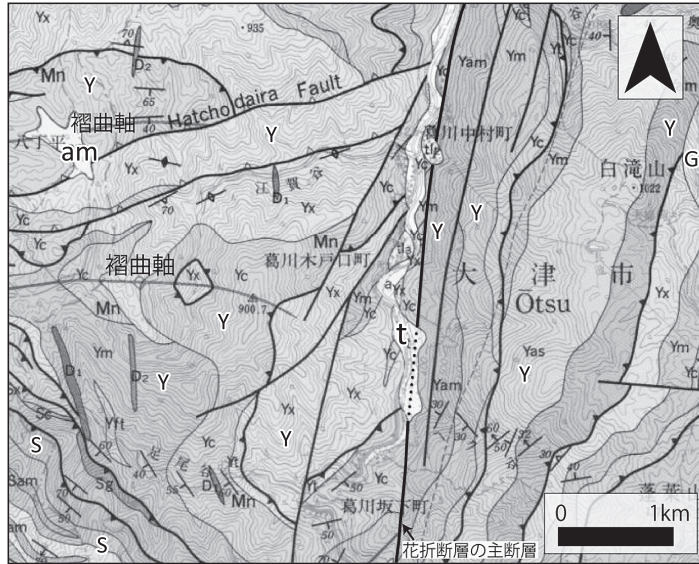
体が成層構造を呈して西側に傾斜している (第3図)¹⁷⁾。そのため、葛川谷に面した東西斜面は、比良山地側では流れ盤斜面となる。また、丹波高地では東西走向の褶曲が見られる (第3図)。比良山地の東側斜面では白亜紀後期の花崗岩が貫入しているため、丹波帯付加体は接触変成作用を受けてホルンフェルス化しているほか、ポーフィライトなど小規模な貫入岩類が複数確認されている¹⁸⁾。

葛川谷では比良山地側の斜面において、特に大規模斜面崩壊が数多く見られる。葛川谷坊村^{ぼくむら}にある寺院、明王院^{みょうおういん}に残る記録文書では、1662年には明王院から1 kmほど下流にあたる旧町居村の比良山地側斜面において、地震動を誘引として大規模斜面崩壊が発生し、天

然ダムを形成、直下に存在した集落においては約560人が犠牲となったとされている¹⁹⁾。近年では1992年に台風による降雨を誘引として大規模斜面崩壊が丹波高地の促谷^{そくたに}より発生し、流下した土石流が安曇川を一時的に閉塞したことが報告されている²⁰⁾。

葛川谷に面した比良山地の西側斜面では、安曇川の下刻の影響を強く受けており河床に近い場所では非常に急傾斜である。しかし、河床からの比高が100 mおよび200 m前後より高くなると斜面の傾斜は緩やかになる。この相対的な緩斜面は標高1000 m付近で山稜の小起伏面に移行している (第2図)。

ニゴ谷は比良山地の西側斜面に位置する安曇川の支流谷であり、研究対象地域の中央付



凡例：頭文字がS:ジュラ紀中世後期-新世後期/丹波帯/佐々江コンプレックス
 Y:ジュラ紀新世/丹波帯/由良川コンプレックス
 D:白亜紀新世/貫入岩類
 am:湿原堆積物
 t:段丘堆積物
 太線:断層 点線:推定断層線
 図の北東端付近、白滝山東側のGは、白亜紀後期の花崗岩

第3図 葛川谷周辺の地質図

注) 本図は、5万分の1地質図幅「北小松地域の地質」2001(木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤、産総研地質調査総合センター)に加筆して作成。

近に位置している。葛川谷本流の安曇川との合流地点までの流路延長は約1.5 kmであり、上流域の谷頭部は比良山地稜線の小起伏面に達している(第2図)。

ニゴ谷の谷口付近には、本研究の対象地域における最大規模の段丘状地形が見られる(第2図)。段丘状地形は、安曇川と合流する谷口付近からニゴ谷の上流方向に向かって延長約500 mに渡って存在しており、ニゴ谷の両岸に緩やかな約0.8 km²の段丘面を持つ。この段丘状地形の葛川谷に接した末端崖では安曇川河床との比高が30 mに達しており、大規模斜面崩壊による崩壊堆²¹⁾である可能性が高く、詳細は後で明らかにする。

III. 研究方法

1. 地形分類図の作成

本研究では初めに、葛川谷周辺における斜面地形の特性を把握するため、航空レーザー測量によって得られた1 mメッシュの高精度な標高ポイントデータを用いた解析を行う。まず標高ポイントのベクターデータを、ArcGISを用いてラスタ化し、各セルから隣接するセルへと、標高値の最大変化率を計算し傾斜量図を作成する。傾斜量図は斜面における傾斜角度の変換点が強調されるため、斜面角が大きく変化する斜面崩壊の滑落崖、線状凹地や小崖といった重力変形地形、そして断層によるリニアメントといった地形を判読

することが可能である。作成した傾斜量図から上記の各地形を判読抽出し、傾斜量図に重ねて記載することで地形分類図を作成する。

2. 現地調査

地形分類図作成において抽出されたリニアメントが、断層か、あるいは多重山稜など重力変形によるものか、現地露頭にて判別する。本研究では前述した大規模斜面崩壊のニゴ谷について、その崩壊堆積物を中心に詳細な現地調査を行う。また、次節で述べる斜面崩壊の発生年代の推定に関して、測定対象試料の採取や測定に必要なデータ等の収集を行う。

3. 宇宙線生成核種を利用した大規模斜面崩壊の年代測定

本研究では大規模斜面崩壊の発生年代を明らかにするため、 ^{10}Be 年代測定を行う。大規模斜面崩壊とその崩壊堆積物が残存していると推測したニゴ谷を対象とする。本手法では石英を含む岩石中に宇宙線が照射されたことで蓄積される原位置性宇宙線生成核種 ^{10}Be を定量化することで、核種生成率から地表面の露出年代を明らかにし、大規模斜面崩壊の発生年代を推定する²²⁾。この手法では、斜面崩壊の発生と分析対象とする岩石の地表面露出が同時に起こり、かつ現在まで埋没や二次的な侵食の影響が無いという条件が成り立ち、この条件を地形および地質学的に満たす地点から岩石試料を採取する必要がある。

また、対象とする崩壊堆は新規の植生により被覆されており、埋没有機物も無いため ^{14}C 法の使用が難しいのに対して、崩壊堆上部の地形面は良く保存されているため、本年度測定法を用いた。

対象とした崩壊堆上に露出した2箇所の岩石の頂部から深さ6 cm 以内をハンマーで碎きそれぞれ約1 kg の試料を採取した。また、

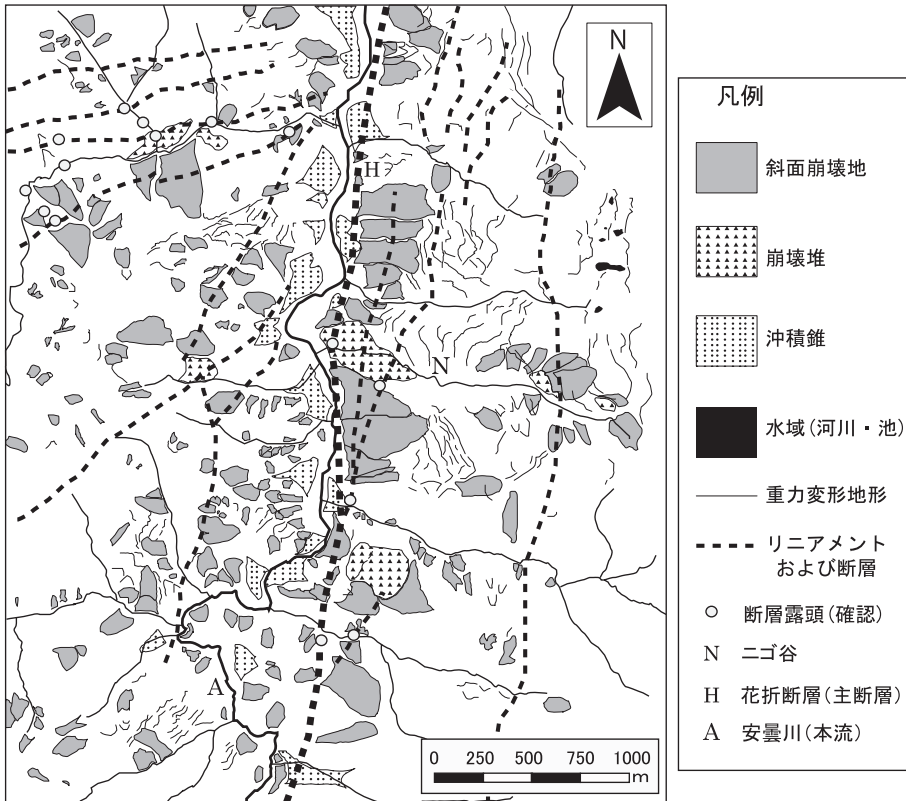
採取地点の緯度経度および標高の情報を記載した。採取したサンプルは、初めに、スタンプミルでサンプルを粉碎し、0.25-1 mm の粒径に整粒する作業を行い、それぞれ約200 g 作成した。以降は、Kohl and Nishiizumi²³⁾ の方法に従って各種化学処理を行い、ベリリウムを単離してカソードにプレスした。完成した測定試料は、タンデム型加速器実験施設において加速器質量分析を行い $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ の同位体比および核種量を算出した。

IV. 結 果

1. 地形分類図の作成結果

第4図は作成した地形分類図である。葛川谷における斜面崩壊は、比良山地側と丹波高地側の斜面ともに多数発生しているが、崩壊幅200 m を超える大規模斜面崩壊は比良山地側の斜面に多く分布している。また、安曇川河床から比高100-200 m 前後までの比良山地側の斜面は急傾斜である(第2図)。この急傾斜の斜面は、多くの地点で上部に滑落崖を伴っており、多数の斜面崩壊が発生したことが確認される。一方、より上部の緩斜面では、前述の河床付近の斜面と比較すると、より大規模な斜面崩壊の滑落崖が見られるほか、重力変形地形が多数みられる。

また、ニゴ谷から比良山地の支尾根を挟んで南側に位置するヘク谷の谷口付近では、幅10 m 以上と推測される花折断層の副次断層の断層破砕帯を示す露頭が確認され、泥岩を起源とした断層粘土が幅4~5 m にわたって露出している。この副次断層の走向は北東方向に3°、傾斜は東落ちに80°あるいはほぼ垂直であり、観察地点から2方向に北方へ分岐していると推測される。比良山地の西側斜



第4図 地形分類図

注) 航空レーザー測量から得られた1mメッシュDEMを用いて、ArcGISで作成した傾斜量図から判読、および現地調査を経て、各地形種を抽出することで地形分類図を作成、Adobe Illustrator CS5にて修正を行った。また、花折断層の主断層および、葛川谷に面した丹波高地側斜面の断層線は、5万分の1地質図幅「北小松地域の地質」2001(木村克己・吉岡敏和・中野聡志・松岡 篤、産総研地質調査総合センター)を参照。

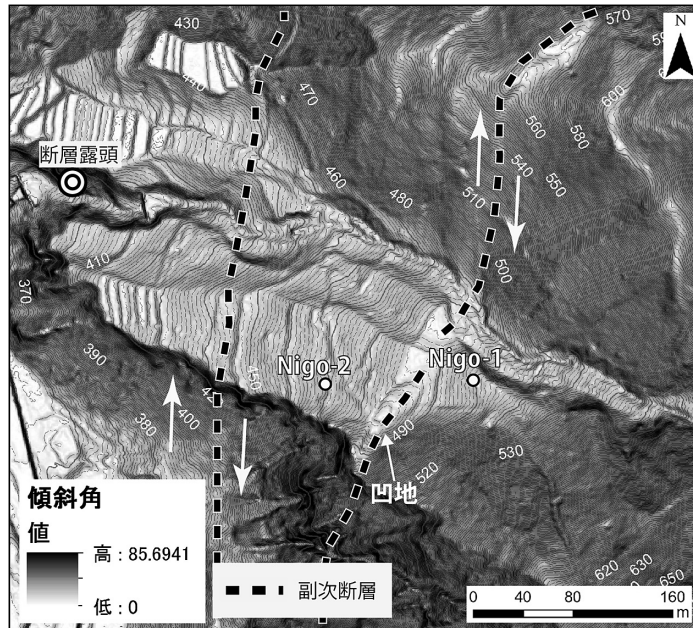
面では、このような断層粘土を伴った南北方向の副次断層が複数本確認できた。以上のことから、葛川谷における花折断層の副次断層は、主断層から北東方向の比良山地内に向かって、花卉状に複数本存在していることが明らかとなった。

比良山地の稜線上の小起伏面では、湖沼群が重力変形地形に挟まれるようにして南北方向に配列しているが、葛川谷に面した緩斜面においても、重力変形地形が南北走向で多数確認された。これらは、比良山地における副次断層や地層の走向方向とほぼ一致している。

2. ニゴ谷における大規模斜面崩壊の調査

地形分類図によると(第4図)、ニゴ谷を南北に挟む比良山地の支尾根は、多数の重力変形地形が見られる多重山稜である。またニゴ谷上流部の谷壁には幅100m前後の斜面崩壊が多数発生しており、最大幅200mに達する大規模斜面崩壊も確認される。

ニゴ谷における調査の結果(第5図)、ニゴ谷の段丘面上には棚田や水路跡、他に炭窯跡といった人工物が見られたが、現在は放棄され針葉樹の植林地となっている。第5図の二重丸印地点では、丹波帯付加体からなる基



第5図 ニゴ谷の崩壊堆

盤岩上に崩壊堆積物が定置されるまでの堆積過程を示した露頭が見られた。断層運動によって破碎した層状チャートの基盤岩の直上に、最大径1mに達するチャートや砂岩からなる円礫が層厚1m前後で被覆していた。これらの礫の形状は、ニゴ谷との合流地点付近における現在の安曇川河床の礫に近い。また、現在のニゴ谷を流下する河川の最下流部には強く摩滅した礫が見られないことから、本露頭における円礫層は、安曇川の運搬によってもたらされたことが考えられる。

その上部には、最大径約1m以上の岩塊を含む無淘汰な角礫層が層厚30mで堆積しており、崩壊堆積物である。これらのことから、ニゴ谷で見られる大規模な段丘状地形は、ニゴ谷上流部で発生した斜面崩壊によって形成された崩壊堆である。

ニゴ谷の崩壊堆を形成した斜面崩壊の正確な規模や地点は、現在では滑落崖が不明瞭と

なっているため詳細に特定することはできない。

前述した断層露頭の地点においては、崩壊堆積物の層厚は約30mに達することを確認した。しかし、本露頭の地点は崩壊堆の末端部にあたり、ここで確認された層厚約30mの崩壊堆積物から構成される地形面は、二次的な崩壊や侵食を受けている。そのため、崩壊堆の地形面が良く保存されている東側に残存する地形面が(第5図)、崩壊直後には本露頭の地点付近まで連続性を保っていたと仮定すると、崩壊堆に定置した崩壊堆積物の最大層厚は30m以上に達することが推測される。

また、安曇川に面した崩壊堆の末端崖には崩壊堆積物が露出しており、安曇川のニゴ谷との合流地点付近は、丹波高地と比良山地の支尾根による狭窄部となっている。安曇川との合流点から約100mの距離に位置する本露頭における崩壊堆積物の層厚が約30mに

第1表 年代測定の結果

Sample ID	石英量 Quartz (g)	Be 担体量 Be carrier wt. (μg)	同位体比 Isotope ratio $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ($\times 10^{-13}$)	核種濃度 Nuclide conc. (atoms g^{-1})	生成率 Production rate (atom $\text{g}^{-1}\text{yr}^{-1}$)	地表面露出年代 Exposure age (yr) 1σ
Nigo-1	21.9418	255.6 \pm 1.3	0.050 \pm 0.004	38868 \pm 4945	6.2 \pm 0.4	6319 \pm 891
Nigo-2	17.3604	246.8 \pm 1.2	0.039 \pm 0.004	37341 \pm 5947	5.9 \pm 0.4	6359 \pm 1118

達することからも、ニゴ谷の大規模斜面崩壊の発生直後には天然ダムが形成され、安曇川の河道は一時的に閉塞されたと推測されるが、本研究では湖底堆積物を示唆する粘土層を確認することはできなかった。

本露頭の基盤岩である層状チャートに見られた断層の見かけ上の変位は東側隆起の縦横ずれ断層であり花折断層の主断層であると考えられる。断層運動の影響は上部を被覆する円礫層にまで及んでいることが確認されたが、崩壊堆積物に対する影響を判別することはできなかった。

ニゴ谷の崩壊堆上には2本の副次断層がリニアメントとして確認された(第5図)。西側の副次断層はニゴ谷の河谷を右横ずれに屈曲させており、主断層のずれの方向と一致する。また、東側の副次断層は右横ずれに約25mの水平方向の屈曲が確認され、崩壊堆上を通過するリニアメント上には、深さ2mほどの長軸を南北に向けた凹地を呈した微地形が見られ、これは断層運動に伴うプリアートである可能性がある。

最後に、ニゴ谷での年代測定結果を表に示す(第1表)。試料採取地点は第5図に示した崩壊堆上の2箇所、それぞれNigo-1とNigo-2と名付けた。

Nigo-1の地表面露出年代は6319 \pm 891年前である。Nigo-1は、崩壊堆の標高498mの緩斜面上に定置していた岩塊であり、斜面

の傾斜角は21°で、周辺地形の二次的な地形侵食や転動の跡は見られなかった。付近に水路や炭窯跡が見られるが、採取地点への地形的影響は見られず、また上部斜面から供給された新規の岩塊である可能性は低いと考えられる。

Nigo-2の年代は6359 \pm 1118年前となった。Nigo-2はNigo-1から推定断層線を挟んで崩壊堆下部の標高468mに定置しており、斜面の傾斜角は13°である。Nigo-1、Nigo-2の年代は誤差の範囲内で一致し、ニゴ谷では約6300 \pm 1000年前に大規模斜面崩壊が発生したことが明らかとなった。

VI. 考 察

1. 花折断層帯周辺における大規模斜面崩壊

花折断層帯周辺における大規模斜面崩壊の発生要因については、地層の傾斜方向に最も強く規制されており、葛川谷では周辺を構成する地層が西落ちの傾斜であるため、比良山地側で流れ盤斜面にあたり、そのため大規模斜面崩壊が多発していると考えられる。

葛川谷では谷底に沿って花折断層の断層破砕帯が存在するため、安曇川による侵食が大きく作用している。安曇川の河床に近い斜面では小規模な斜面崩壊が全体的に発生しており、葛川谷における比良山地支尾根の末端部は急傾斜である。流れ盤斜面を持つ比良山地

の西側斜面は、前述した安曇川河床に近い支尾根の脚部全域が斜面崩壊によって急傾斜になる。そのため、比良山地の西側斜面全体で考察すると、斜面は足元を失った重力的に不安定な状態となりうる。その影響として、河床からの比高 100 m および 200 m 前後より上部の緩斜面付近に、大規模斜面崩壊の前兆としての重力変形地形が形成される。また、重力変形地形と副次断層は同方向に配列しており、これは既往研究で示されている破碎帯を持つ副次断層が重力的な不安定からトップリングを経て重力変形地形に移行するという現象が²⁴⁾、比良山地の西側斜面全体で見られることを示唆する。後に、これら重力変形地形は、降雨や地震などを誘引として大規模斜面崩壊の発生に至ると考えられる。

現地調査では花折断層の副次断層からは断層粘土の幅が 4～5 m に達する露頭が確認された。比良山地の西側斜面には、このような断層粘土層が多く存在すると推測される。流れ盤斜面における断層粘土の存在については、松四ら²⁵⁾によって、水文地質構造に着目した地下水流動と深層崩壊の発生との関連が論じられている。これらの本地域における斜面崩壊発生への影響については今後検討が必要である。

2. ニゴ谷の大規模斜面崩壊

比良山地西側斜面のニゴ谷では、約 6300 ± 1000 年前に大規模斜面崩壊が発生したことが明らかとなった。年代値に注目すると、当時の日本列島は後氷期の温暖期にあたり²⁶⁾、降水量が増加した斜面削剥量の増大期とされている²⁷⁾。当時の花折断層北部の活動履歴は不明であるが、断層南端部においては約 7800–7000 cal y BP に活動したという研究がある²⁸⁾。しかし、断層活動周期や年

代誤差の関係からも、これらから崩壊の誘引を特定することは現在のところ困難である。

また、ニゴ谷の崩壊堆積物を切断し、崩壊堆上にブルアパートを形成している副次断層は、約 6300 ± 1000 年前以降に活動したことが推測される。本副次断層は、ニゴ谷の崩壊堆積物を開析する支流河川を水平方向に約 25 m 屈曲させていることから、直線状流路の屈曲変位が崩壊堆積物の定置と同時に始まったという仮定に基づくと、3.3–4.2 m/kyr の断層変位速度の推定値が得られる。この変位速度は A 級活断層に相当する。しかし、この支流河川が崩壊堆積物の定置以前から既に基盤岩を侵食しながら断層変位により屈曲していた場合、この仮定が成り立たなくなることは留意が必要である。

VII. 結 論

本研究では花折断層帯周辺における大規模斜面崩壊の発生要因について、各種の調査を行い考察してきた。

花折断層帯周辺における大規模斜面崩壊の発生は流れ盤斜面であることに最も強く規制され、その発生プロセスは破碎帯の下刻による重力的不安定によることが分かった。

また、本研究では比良山地のより広範囲の斜面において北西方向に花卉状に広がる複数の副次断層と最大幅 4 m に達する断層粘土を確認することができた。降雨時に間隙水圧を上昇させうる断層粘土を伴った副次断層が大規模斜面崩壊の発生に与える影響については今後検討が必要である。

葛川谷を挟んで反対側の丹波高地においても、地層走向と同方向の、褶曲を起源とした小断層と、稜線上の重力変形地形が多数確認

され、大規模斜面崩壊の発生に至るプロセスは比良山地と同様であることが考えられる。

宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いた年代測定の結果、ニゴ谷では約 6300 ± 1000 年前に大規模斜面崩壊が発生し、安曇川は一時的に河道閉塞したことが明らかとなった。ニゴ谷の崩壊堆に変位を与えている花折断層の副次断層は、約 6300 ± 1000 年前以降に活動した可能性があり、その水平変位速度は $3.3\text{--}4.2 \text{ m/kyr}$ と見積もられた。当時の日本列島は後氷期の温暖期および降水量が増加した時期にあたり²⁹⁾、また花折断層南端部での断層活動の推定年代にも近いが、断層周期や年代誤差の関係から、大規模斜面崩壊の発生要因や直接的な誘引を明らかにすることは本研究では困難であるため今後の課題である。

〔付記〕本稿は2016年度に立命館大学人文科学地域研究学域地理学専攻に提出した卒業論文「花折断層帯における大規模斜面崩壊と河道閉塞史」、および2017年12月の立命館地理学大会での同名の発表内容に大幅な加筆・修正を行ったものである。本研究を進めるにあたっては、松永光平先生をはじめとする立命館大学地理学教室の先生方、京都大学防災研究所の松四雄騎先生には研究方針についてご指導を頂いたほか、東京大学大学院工学系研究科原子力国際専攻の松崎浩之先生にはタンデム型加速器研究施設を使用させて頂きました。心より御礼申し上げます。

注

- 1) 千木良雅弘 (2013) 『深層崩壊』、近未来社。
- 2) 今村隆正・井上公夫・西山昭仁 (2002) 「琵琶湖西岸地震 (1662) と町居崩れによる天然ダムの形成と決壊」、歴史地震、18、52-58。
- 3) 滋賀県土木百年表一統編 (昭和47年度～平成24年度) 平成25年3月 <http://www.sct.or.jp/history/doboku02/doboku02.pdf> 2016年9月10日閲覧。
- 4) 防災科学技術研究所 1:50,000 地すべり地形分布図「大阪及び京都」、2005。
- 5) 前掲2)。

- 6) 平松日祥 (2015) 「接触変成帯および断層破砕帯を伴う付加体からなる大起伏流れ盤斜面の重力変形：花折断層沿いの比良山地西側斜面を例として」、京都大学理学研究科修士論文。
- 7) 「角川日本地名大辞典」編纂委員会『滋賀県 (角川日本地名大辞典25)』、角川書店、225頁。
- 8) 前掲6)。
- 9) 地震調査研究推進本部、三方・花折断層帯 https://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudanso/f073_mikata_hanaoha.htm 2018年8月30日閲覧。
- 10) 吉岡敏和・苅谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二 (1998) 「トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と1662年寛文地震」、地震、51、83-97。
- 11) 東郷正美・佐藤比呂志・嶋本利彦・堤 昭人・馬 勝利・中村俊夫 (1997) 「花折断層の最新活動について」、活断層研究、16、44-52。
- 12) 松田時彦 (1975) 「活断層から発生する地震の規模と周期について」、地震、2-28、269-283。
- 13) 吉岡敏和 (1986) 「花折断層の変位地形」、地理学評論、59-4、191-204。
- 14) 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤 (2001) 「北小松地域の地質」、産業技術総合研究所 (5万分の1地質図幅)、地域地質研究報告、102頁。
- 15) 気象庁一過去の気象データ検索、平年値 (年・月ごとの値) http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_amd_ym.php?prec_no=60&block_no=1083&year=&month=&day=&view=2016年11月1日 閲覧。
- 16) 自然環境保全基礎調査25000分の1植生図「北小松」。
- 17) 前掲14)。
- 18) 前掲14)。
- 19) 前掲2)。
- 20) 前掲3)。
- 21) 本研究では斜面崩壊によって短期間に位置された崩壊堆積物で構成された地形の高まりを持ち、形成当時の地形面を残しているものとされる地形を便宜的に崩壊堆と呼称する。
- 22) 宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いた年代測定は京都大学防災研究所の松四雄騎准教授の指導の元、京都大学防災研究所内にて各種化学処理を行った。また、年代測定に関しては東京大学工学系研究科原子力国際専攻所属のタンデム型加速器実験施設内で行った。
- 23) Kohl, C. P. and Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583-3587.

- 24) 前掲6)。
- 25) 松四雄騎・山川陽祐・小杉賢一朗 (2013) 「地質構造に規制された山体地下水の動態把握の試み：豪雨による深層崩壊の発生プロセスの理解に向けて」、日本森林学会大会発表データベース、124、246。
- 26) 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子 (1979) 「仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程と完新世の環境変化」、第四紀研究、18、143-154。
- 27) 小泉武栄 (1990) 「亜高山帯の自然地理とその歴史的背景」、植生史研究、6、15-23。
- 28) 吉岡敏和・宍倉正展・細矢卓志・徳田博明・山口弘志 (2001) 「花折断層南部・京都市修学院地区における活動履歴調査」、活断層・古地震研究報告、1、133-142。
- 29) 前掲27)。