

原著

高岡貞夫¹・菊谷愛彦¹：長野県梓川上流域における地形植生史： 山地の斜面発達と植生分布構造

Sadao Takaoka¹ and Yoshihiko Kariya¹: History of landform-vegetation relationships in the upper Azusa River basin, central Japan:
Effects of landform evolution on vegetation structures

要旨 長野県梓川上流の支流である玄文沢と善六沢の流域を対象に地形と植生の記載を行い、年輪試料の分析や¹⁴C年代測定なども行ったうえで、過去数百年間の地形変化が流域の植生分布構造とどのような関係にあるのかを検討した。山腹斜面にはシラビソ林やコメツガ林が卓越するが、大規模地すべり地の滑落崖やその前面の移動体にカラマツ林やトウヒ林が形成されていた。沖積錐には土石流による攪乱で形成されたタニガワハンノキの一斉林と、ウラジロモミの優占する成熟林がみられるが、玄文沢沖積錐の扇頂部から扇中央部にかけて細長く伸びる大型の土石流ローブにはトウヒの優占する林が存在していた。この土石流ローブは、沖積錐上で土石流による攪乱が及ぶ範囲を制限し、沖積錐を地表攪乱が頻繁に起こる領域とそうでない領域とに分けている。このため、タニガワハンノキ林が形成されているのは、この土石流ローブより南側に限られていた。地形やその構成物の岩種などの特徴から、玄文沢上部でカラマツ林やトウヒ林の成立する大規模地すべり地の形成と沖積錐上の大型土石流ローブの形成は一連のものと考えられる。約370～350年前に発生した大規模地すべりは、発生域となった山腹斜面と土砂の堆積域となった沖積錐のそれぞれにおいて、植生の立地形成や攪乱条件の変化をもたらすことで、現在の植生分布構造に影響を残していると考えられる。

キーワード：地すべり，土石流，年輪年代法，放射性炭素年代測定法

Abstract The relationship between landforms and vegetation was examined to clarify the long-term effects of geomorphic processes on vegetation structures on mountain slopes. This study was conducted in the Genbun-zawa and Zenroku-zawa watersheds in the upper Azusa River basin, central Japan, where landslides and sagging landforms prevail. In the middle and lower parts of the watersheds, landslides characterized the vegetation structures. Larch (*Larix kaempferi*) forests occupied the scarp slopes of large landslides, while spruce (*Picea jezoensis* var. *hondoensis*) forests occurred mainly on landslide deposits. Even-aged alder (*Alnus inokumae*) forests and mature fir (*Abies homolepis*) forests dominated the alluvial cones that form in the lowest part of the watersheds. However, spruce and fir-spruce forests were found on a large debris-flow lobe (LDL) in the alluvial cone in the Genbun-zawa watershed. The LDL seems to have controlled the distribution of debris-flow paths on the alluvial cone because both recent debris-flow paths and even-aged alder forests caused by debris-flow disturbance were restricted to the area south of the LDL. Dendrochronology and radiocarbon dating results suggest that a large landslide occurred in the middle of the Genbun-zawa watershed ca. 370–350 years ago and had lasting influences on the vegetation by creating new edaphic conditions on debris-flow lobes and by changing the local disturbance regime in the alluvial cone.

Key words: debris flow, dendrochronology, landslide, radiocarbon dating

はじめに

現在みられる植生の分布構造は、しばしば地形とその形成作用に関連付けて理解される。これは地形が場所による立地条件の違いを生み、地形変化が生態系の攪乱をもたらすからである (Swanson et al., 1988 ; Parker & Bendix, 1996 ; 菊池, 2001)。このことは、地域の植生史を理解する場合にも同様に、地形の影響を考える必要があることを意味している。

百原 (2017) は、最終氷期以降の古植生の時空間的な変化とその要因の検討には、従来重視されてきた気温や降水量といった気候条件だけでなく、地形によって左右される土壌水分環境を考慮することの重要性を指摘している。現在より降水量の少なかった最終氷期最寒冷期においては、地形的位置によって異なる土壌の乾湿条件が植物の分布の制限要因として強く働いていたと考えられる。

また、地形形成作用が古植生に与えた影響についてもい

¹ 〒214-8580 神奈川県川崎市多摩区東三田2-1-1 専修大学環境地理学科

Department of Geography, Senshu University, 2-1-1 Higashimita, Tama, Kawasaki, Kanagawa, 214-8580, Japan

くつかの指摘がある。アパラチア山脈南部における研究では、過去約2万年間における気候変化が直接的に植物種の分布域を変化させただけでなく、山地斜面に働く主要な地形形成作用の種類を変化させることを通じて植生分布に強く影響を与えたことが推定されている (Delcourt & Delcourt, 1985; Delcourt & Delcourt, 1988)。日本の山地においても、過去に氷河・周氷河作用が働いていた領域と高山植生やハイマツ帯、森林帯の発達していた領域との関係の模式化が試みられ、過去の地形形成作用の影響について間接的に言及された例がある (柳町, 1984; 高田, 1986)。

山地で起きる様々な地形変化とその後の植生遷移との関係は、噴火史の明らかな火山地域において古くから研究されてきた (Tezuka, 1961; Tagawa, 1964)。しかし日本の山地で卓越する地すべり等のマスマーブメントについては、発生から数年～数十年の期間における遷移初期過程を対象とした研究は多いものの、地形変化に伴う攪乱がどのくらいの長さの期間にわたって植生パターンに影響を持つかについて、実証的に示した例は少ない (菊池, 2002)。さらに従来の研究では、古い地すべり地形 (例えば小泉, 1999; 三島ほか, 2009; 小川・沖津, 2011) や山腹斜面上の遷急線 (高岡, 2001, 2010) など、地形や地形境界と植生分布との関係が個別に議論されてきた。しかしながら、地形形成作用によって生じた侵食地形や堆積地形はその場所だけではなく、その周囲のその後の地形変化や植生に影響を与えるので、山地斜面全体の地形と植生を俯瞰した上で、個々の場所の地形と植生分布との関係を理解する必要がある。

本研究では長野県を流れる梓川の上流に位置する、隣接した二つの支流である玄文沢と善六沢の流域を対象に地形と植生を記述し、過去数百年間の地形変化が流域の現在の植生分布構造とどのような関係にあるのかについて検討した。本研究では本地域に卓越する地すべり地形に特に着目して、斜面構成や地形変化を把握した。地すべりは地殻変動が激しく多雨・多雪な環境にある日本の山地において重要な地形形成作用の一つであり、植生に与える影響が小さくない (高岡, 2013)。筆者らは既報において、本研究の調査対象流域を含む北アルプス全体において地すべり地形が高山帯、亜高山帯における植生構造の発達に寄与していることを指摘しているが (荻谷ほか, 2013)、本稿ではそのような地形が発達する典型的な流域を対象にして、地形変化の生じた年代も含めた、より詳細な検討を行った結果について述べる。

なお、本稿では地すべり (狭義) と斜面の表層もしくは深層の崩壊を合わせて地すべりとよび、沖積錐上で生じる水を含む土砂移動を土石流とよぶ (古谷, 1996)。また、

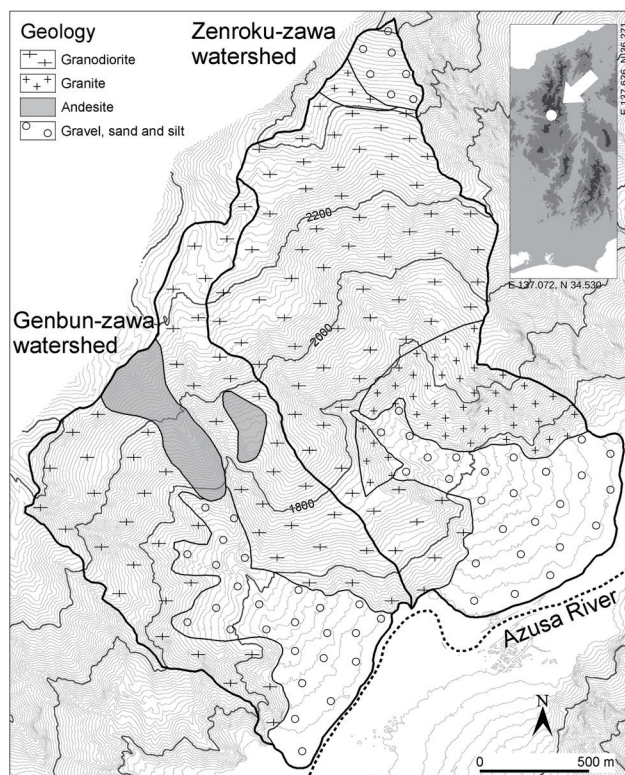


Fig. 1 Geological setting of the study area. Contour lines at 10 m intervals were generated from a 1 m digital elevation model (DEM) (Matsumoto Sabo Office, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism). The geology is simplified from Harayama (1990). The inset in the upper right corner shows the location of the study area on an elevation sliced map of central Japan (elevation range 1000 m), using a 250 m DEM (Geospatial Information Authority of Japan).

植物の和名と学名は植物和名—学名インデックス YList (米倉・梶田, 2003-) に従った。

地域概要

調査対象とした玄文沢と善六沢の流域は、標高 1490 m ~ 2640 m の範囲にある (Fig. 1)。稜線付近には緩斜面が存在するが、山腹斜面の中部から下部にかけては急斜面が卓越する。玄文沢と善六沢が梓川の氾濫原に達する場所には沖積錐が発達する。

玄文沢の大部分は滝谷花崗閃緑岩 (角閃石黒雲母花崗閃緑岩: 以下、花崗閃緑岩と記す) が占めるが、流域上部の稜線部などには割谷山溶岩類 (角閃石輝石安山岩: 以下、安山岩) がキャップロック状に分布している (Fig. 1; 原山 1990)。善六沢でも花崗閃緑岩が卓越するが、一部では斑状黒雲母花崗岩がみられる。

最寄りのアメダス観測地点である枋尾 (北緯 36 度 14.9

分、東経 137 度 30.2 分、標高 765 m) の月平均気温から求めた、暖かさの指数が 45 となる推定標高は約 1540 m である。また、焼岳北東麓での 2 月の最深積雪の平均値 (1951 ~ 1980 年) は 229 cm である (長野地方気象台, 1988)。標高約 2000 m 以上では 6 月中旬でも残雪がみられ、標高約 2200 m 以上の谷沿いや凹地内には 7 月初旬まで残雪がみられるところがある。

これらの流域は中部山岳国立公園内にあり、自然植生が成立している。森林限界が標高約 2400 m にあり、その上方にはハイマツ *Pinus pumila* (Pall.) Regel 低木林、下方にはシラビソ *Abies veitchii* Lindl., オオシラビソ *A. mariesii* Mast., コメツガ *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast., トウヒ *Picea jezoensis* (Siebold et Zucc.) Carrière var. *hondoensis* (Mayr) Rehder などの亜高山性常緑針葉樹が優占する森林に覆われるところが多い。梓川の氾濫原に近い山腹斜面の最下部では、コメツガやウラジロモミ *Abies homolepis* Siebold et Zucc. のほかに、シナノキ *Tilia japonica* (Miq.) Simonk. やブナ *Fagus crenata* Blume などの山地帯の樹種が出現する。梓川上流域では江戸時代から明治時代にかけて伐採が行われていたが (亀山, 1985), 本研究が対象とする二つの支流域で伐採がなされたかどうかは明らかでない。

方 法

航空レーザー測量による 1 m グリッドの DEM (国土交通省松本砂防事務所) から作成した陰影図, 2 m 間隔の等高線図および傾斜量分布図を重ね合わせた画像を用いた判読と、空中写真 (林野庁, 2009 年撮影) の判読を行い、地すべりに特徴的な地形 (滑落崖, 移動体) や岩盤の重力変形 (千木良, 2013) によって生じたと考えられる低崖や線状凹地、流域内の土砂が堆積してできた沖積錐などの分布図を作成した。地すべり地形は発生域, 移送域, 堆積域 (大八木, 2007) の区別が判然としないものが多数存在するので、滑落崖についてはその上端の地形線のみを図化した。

現地調査では、上記の地形の判読結果を確認するとともに、露頭で観察される基盤岩や堆積物中の礫の岩種、転石の岩種の記載を行った。また、玄文沢の沖積錐の最上部では地形の形成年代を推定するための土砂試料を採取し、試料中に含まれる腐植について、試料の前処理と加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代測定を (株) 加速器分析研究所に委託して実施した。 ^{14}C 濃度の測定時には ^{13}C 濃度も求め、同位体分別補正年代を計算した。 ^{14}C の半減期は 5568 年とした。その後、OxCAL (Bronk Ramsey & Lee, 2013) と IntCal13 (Reimer et al., 2013) による暦年較正を行った。本稿では 1σ レンジの暦年較正值を表記し、0 cal BP = AD1950 とする。

空中写真が入手できる 1940 年代以降の地表変動の履歴を知るために、1947 年 (米軍), 1958 年 (林野庁), 1968 年 (林野庁), 1973 年 (国土地理院), 1978 年 (林野庁), 1983 年 (林野庁), 1994 年 (林野庁), 2000 年 (国土地理院), 2009 年 (林野庁) に撮影された空中写真を判読し、対象地域内で生じた地形と植生の変化を把握した。

植生については、2009 年 (林野庁) の空中写真の判読と現地での確認結果から、50 m グリッドによる相観植生図を作成した。グリッド内に複数の種類の相観からなる植生が混在する場合は、最大の面積を占めるもので代表させた。

現地での植生の記載は、次のように行った。まず、空中写真判読によって植生構造と地すべりや土石流に伴う森林攪乱の履歴を把握したうえで、現地において均質な植生と考えられる範囲に面積 225 ~ 750 m² の調査区を設けた。各調査区では林冠高, 優占種の最大胸高直径, 階層別の出現種および植被率を記録した。調査区の設定にあたっては、植生の均質性の他に微地形や地表構成物質の違いも考慮に入れ、それらの条件が均質であると考えられる範囲とした。

林齢の推定を行うために、2015 年に生長錐を用いた年輪コアの採取を行ったほか、2014 年に玄文沢沖積錐上で伐採されたトウヒ大径木について、切り株の木口面で年輪数を計測した。

なお、地形分類は高岡と荊谷が、地質の記載と ^{14}C 年代測定試料の採取は荊谷と高岡が、植生の記載は高岡が行った。

結 果

1. 対象地域の地形

対象地域の地形は、最上流部を占める未開析の斜面 (Smooth slope), その下方に位置する開析の進んだ斜面 (Dissected slope), 最下流部に位置する沖積錐 (Alluvial cone) の 3 つの領域に分けられる (Fig. 2 右上)。DEM から算出した斜面傾斜をこれらの領域ごとに集計すると、それぞれ特徴的な傾斜分布をもつ (Fig. 3)。以下にそれぞれの領域の地形の特徴を記す。

玄文沢流域の標高約 2150 m 以上と善六沢流域の標高約 2250 m 以上には開析の進んでいない緩斜面が分布し、30 度未満の斜面が卓越する (Fig. 2)。これらの斜面のうち、玄文沢の最上部には傾斜が 20 度未満の斜面があり、岩盤の重力変形によると考えられる多数のリニアメント (直線状に延びる凹地や低崖) が存在するものの系統的な水系網をなす侵食谷は発達しない。一方、善六沢の最上部には傾斜が 20 ~ 30 度の平滑な斜面があり、この平滑な斜面の標高約 2400 m 以下には多数のリニアメントがみられる。

これらの緩斜面の下方の山腹には、両流域とも開析の

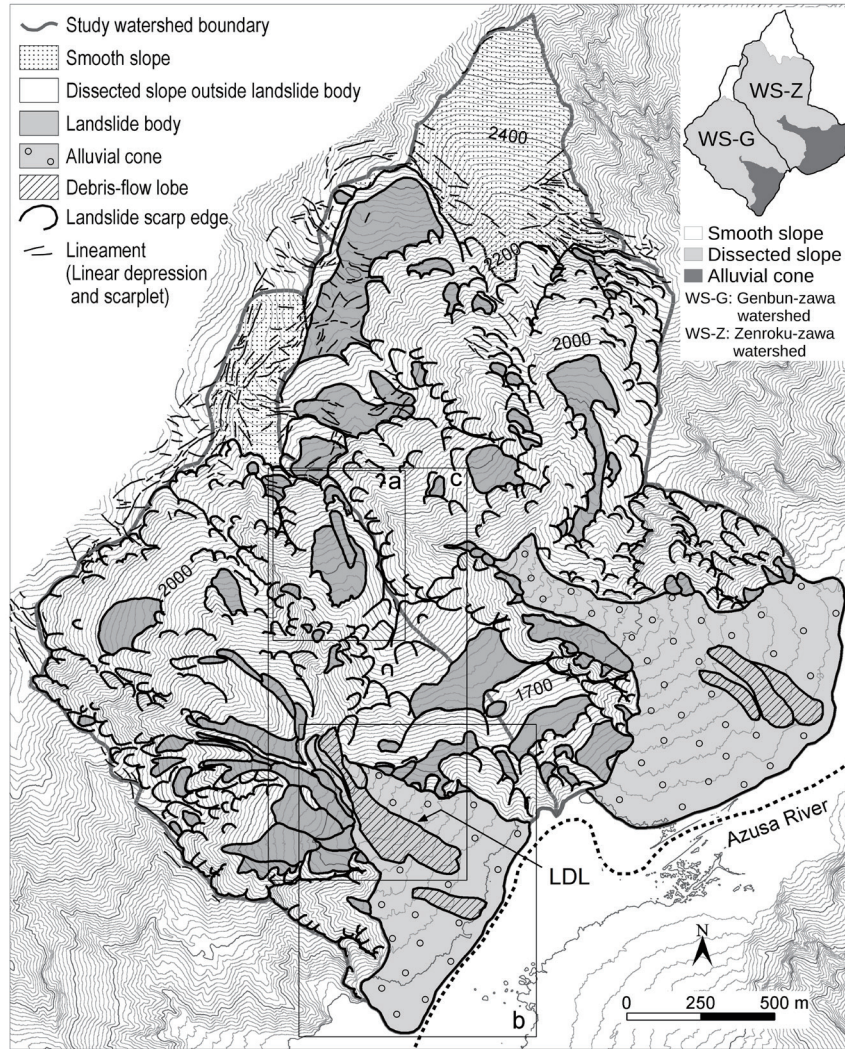


Fig. 2 Geomorphological map of the study area. The LDL represents a large debris-flow lobe on the alluvial cone of the Genbun-zawa watershed. Inset boxes (a) and (b) show the location of Figs. 6a and 6b, respectively. Inset box (c) shows the location of Fig. 5. The contour interval is 10 m.

進んだ斜面が広がり、35度以上の傾斜の斜面が卓越する。その内部には滑落崖 (Landslide scarp) と考えられる大小の馬蹄形の急崖が多数みられ、その下方には移動した土砂が堆積してできたと考えられる緩傾斜地 (地すべり移動体 Landslide body) が存在するところもある (Fig. 2)。滑落崖の多くは40～60度の傾斜をもち滑落崖上端にあたる傾斜変換線が明瞭であるが、傾斜が25～35度程度で上端が明瞭でないものも存在する。滑落崖の下方にある堆積地形と考えられる緩傾斜地は、最上流部の未開析の斜面と類似した傾斜分布をしている (Fig. 3)

玄文沢と善六沢が梓川の氾濫原に達する場所には沖積錐が発達し、沖積錐の頂部では10～20度、それより下方では10度以下の傾斜の斜面が卓越する。沖積錐上には蒲

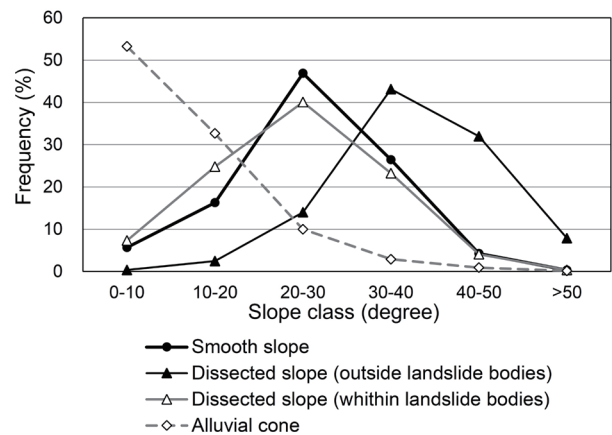


Fig. 3 Slope class distribution for each landform type.

鉾型の横断面形をした、流下方向に延びる微高地（土石流ローブ）が認められるところがある。これらのうち、玄文沢沖積錐の扇頂部から扇中央部にかけて延びる微高地はとりわけ大型のもので、周囲との比高は微高地の末端部で5 m以上になるところがある（Fig. 2中のLDL：large debris-flow lobe）。

2. 地形と植生の関係の概要

相観植生図（Fig. 4）と現地観察の結果に基づき、調査地域全体の植生分布の特徴を述べる。

二つの流域の最上流部に広がる開析の進んでいない斜面にはハイマツ低木林とオオシラビソやシラビソの優占する常緑針葉樹林が卓越するが、その内部にある線状凹地にはウラジロナカマド *Sorbus matsumurana* (Makino) Koehne やミネカエデ *Acer micranthum* Siebold et Zucc. などからなる広葉樹低木林や、コバイケイソウ *Veratrum stamineum* Maxim. やイブキボウフウ *Libanotis ugoensis* (Koidz.) Kitag. var. *japonica* (H.Boissieu) T.Yamaz., サラシナショウマ *Cimicifuga simplex* (DC.) Wormsk. ex Turcz. などが優占する高茎草原が出現するところがある。また、6月下旬あるいは7月上旬まで残雪がみられ、凹地底に池沼や小規模な湿原が形成されているところもある。

開析の進んでいる両流域の中部から下部にかけてはシラビソやコメツガが優占する常緑針葉樹林が占めているところが多いが、次節で述べるような大規模で明瞭な地すべり地形がみられる場所では、滑落崖にあたる斜面にカラマツ *Larix kaempferi* (Lamb.) Carrière 林がみられることがある。調査対象地域内の45グリッドのカラマツ林のうち43グリッドがこの開析の進んだ領域に存在し、そのうち41グリッドは滑落崖に出現した（Table 1）。しかし、調査地域の全ての滑落崖でカラマツ林がみられるわけではなく、滑落崖で最も卓越するのは常緑針葉樹林であった。

沖積錐にはタニガワハンノキ *Alnus inokumae* Murai et Kusaka 優占林やウラジロモミ林がみられるところが多いが、玄文沢下流の大型の土石流ローブ（Fig. 2のLDL）上

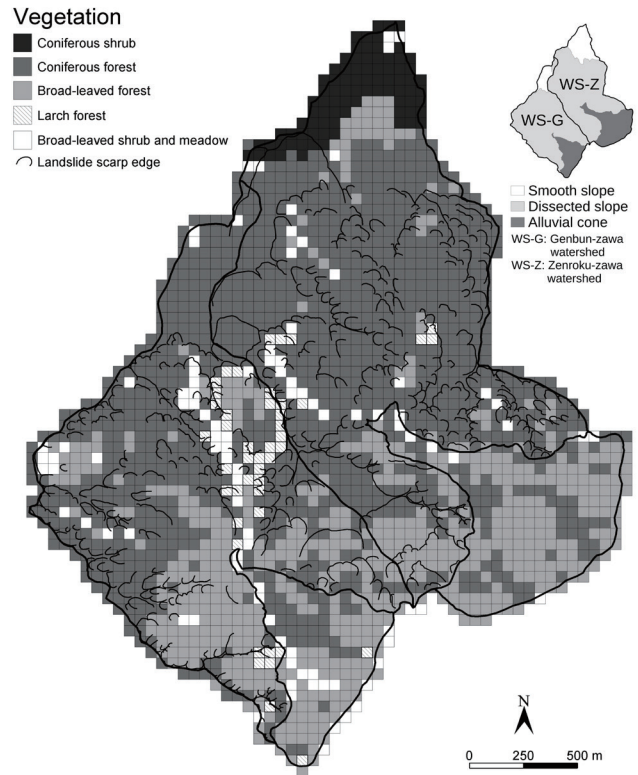


Fig. 4 Grid map of the physiognomic vegetation types of the study area. Coniferous shrub is dominated by *Pinus pumila*. Coniferous forest means a forest that is dominated by conifers other than larch.

にはトウヒの優占する林がみられた。

3. 玄文沢上部の大規模地すべり地における地形と植生

玄文沢上部の標高1900 m付近には、滑落崖から移動体の末端までの面積が約12 haの地すべり地形がみられる（Fig. 5）。滑落崖の上部は40度を超える急斜面が卓越し、崖の上端が明瞭であり、冠頂部の開析は進んでいない。滑落崖の前面にある移動体では小丘やローブ状の高まりなど

Table 1 Number of grid cells for the vegetation-types

Vegetation type	Smooth slope		Dissected slope		Alluvial cone	
			Landslide scarp	Without scarp		
Coniferous shrub	80	(34.5%)	5	(0.8%)	0	(-)
Coniferous forest	118	(50.9%)	417	(70.0%)	556	(69.8%)
Broad-leaved forest	28	(12.1%)	112	(18.8%)	199	(25.0%)
Larch forest	0	(-)	41	(6.9%)	2	(0.3%)
Broad-leaved shrub and meadow	6	(2.6%)	21	(3.5%)	39	(4.9%)
Total number of grid cells	232		596		796	397

The values were obtained by overlaying geomorphological map (Fig. 2) with vegetation grid map (Fig.4). Coniferous shrub is dominated by *Pinus pumila*. Coniferous forest means a forest that is dominated by conifers other than larch.

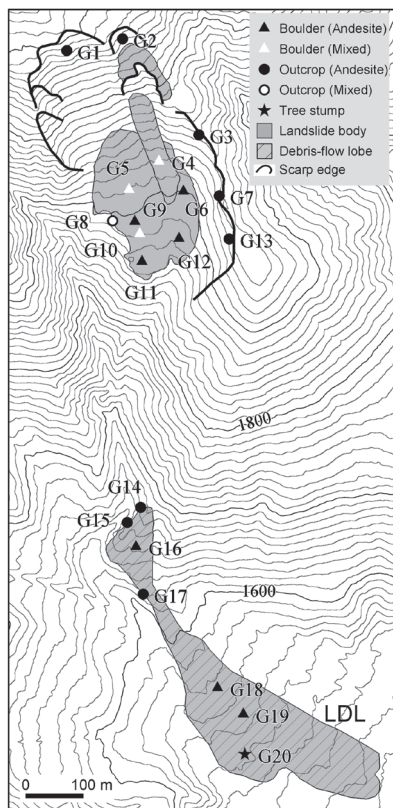


Fig. 5 Rock types at the observed sites. The mapped area is located in box (c) in Fig. 2. The contour interval is 10 m, generated from a 1 m DEM. Both andesite and granodiorite rocks were observed in the 'mixed' plots. Only landslide deposits mainly composed of andesite rocks and related scarp edges are shown. See Fig. 2 for the other landslide deposits and scarp edges in the area of Fig. 5.

の微地形がみられる。玄文沢本流沿いでは流水による侵食で移動体末端部の地形が失われているが、それ以外の部分では開析が進んでいない。

滑落崖に露出する基盤岩 (Fig. 5: G1, G2, G3, G7, G13) はいずれも安山岩であった。移動体に当たる緩斜面には巨礫サイズの安山岩角礫が礫間の充填物質を欠く状態で累積する場所や (G6, G11, G12), 長径2~5 mの巨大な安山岩礫が散在する場所がみられた (G9)。一方, G5, G8, G10のように安山岩と花崗閃緑岩の巨礫が混在する場所も存在した。G4は周囲より約1 m高い微高地上にあり, 安山岩と花崗閃緑岩からなる巨礫が, 礫間に充填物質を欠く状態で混在していた。斜面の最大傾斜方向に細長く延びるこの微高地の範囲は, 林野庁が1978年に撮影した空中写真では森林に覆われているが, 林野庁が1983年に撮影した空中写真では森林が破壊されて裸地となっている。

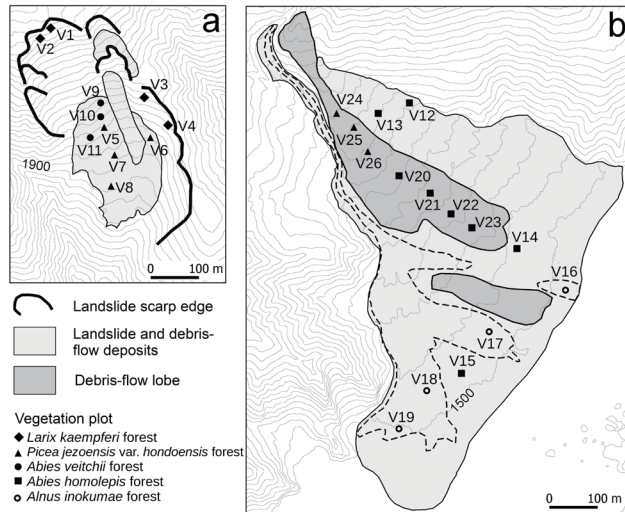


Fig. 6 Topography and vegetation type distribution showing plot number in the landslide area (map a) and alluvial cone (map b). Maps (a) and (b) are located in boxes (a) and (b) in Fig. 2 respectively. The dashed line areas were disturbed by debris flows in the last 70 years. See Fig. 8 for the detailed debris-flow history.

この地すべり地の植生を地形と比較すると, 両者の間に一定の対応関係が認められる (Table 2, Fig. 6)。まず, 滑落崖ではカラマツ林が発達するのに対し, 移動体上では地すべり地の周囲と同様にシラビソ林がみられるほか, トウヒ林が発達する。滑落崖のカラマツ林では林冠層にカラマツが優占し, トウヒやダケカンバ *Betula ermanii* Cham. が出現することもあった (Table 2, V1~4)。亜高木層以下にカラマツは出現せず, シラビソが優占し, コメツガやトウヒが含まれていた。一方, 移動体上のトウヒ林では林冠層においてトウヒの植被率が高く, カラマツやシラビソも出現した (V5~8)。亜高木層以下にはシラビソとコメツガが優占し, トウヒは出現しないか, 出現する場合でも小さい植被率であった。特に低木層にトウヒが出現することはまれであった。移動体上のシラビソ林の中には林冠層にトウヒが出現するものがあるが, 亜高木層以下ではトウヒがほとんど出現せず, シラビソやコメツガが主な構成種であった (V9~11)。

2015年に現地で得た年輪試料のうち, 髓が含まれる試料や, 直径とコア試料の長さ, 年輪境界の曲率から判断して髓の近くまで採集できたと考えられる試料について年輪数を計数すると, 滑落崖上のV1付近およびV4付近のカラマツ林冠木の年輪数はいずれも200年前後であった (Table 3)。

Table 2 Structure and coverage composition of forests in the landslide-site plots

Forest type	<i>Larix kaempferi</i> forest				<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i> forest				<i>Abies veitchii</i> forest			
	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	V11	
Plot number	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	V11	
Elevation (m)	2092	2080	1963	1939	1928	1912	1905	1893	1954	1941	1925	
Slope inclination (degree)	45	50	45	40	30	30	5	20	35	30	30	
Canopy height (m)	26	13	24	30	23	26	27	27	27	21	24	
Maximum DBH (cm)	45	16	76	65	67	57	71	64	62	66	24	
Canopy layer (%)	<i>Larix kaempferi</i>	80	70	70	70	10		25	30		15	
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>			10		80	70	35	45	20	5	
	<i>Abies veitchii</i>			10			20	20		50	70	
	<i>Tsuga diversifolia</i>							10	5		15	
	<i>Betula ermanii</i>		15							10		
Subcanopy layer (%)	<i>Abies veitchii</i>	25		20	40	10	10	15	5	25	15	20
	<i>Tsuga diversifolia</i>			10	20	20	15		30	15	10	5
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>			5	10				5			
	<i>Cercidiphyllum japonicum</i>					+	20			5		
Shrub layer (%)	<i>Betula ermanii</i>				5							
	<i>Abies veitchii</i>	25	50	+	20	35	50	45	75	40	20	20
	<i>Tsuga diversifolia</i>	+	+	+			15		+			
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>	+				+	+	+		+		

Only the species that occur in a canopy layer in the study area are shown.
+ Coverage less than 5%.

Table 3 Number of tree rings

Plot number	Landform	Sampled tree species	Coring height (cm)	Diameter at coring height (cm)	Number of tree rings
V1	Landslide scarp	<i>Larix kaempferi</i>	48	49	202
			55	66	191
			55	53	174
V4	Landslide scarp	<i>Larix kaempferi</i>	49	47	206
			41	45	190
			60	47	188
V18	Alluvial cone	<i>Alnus inokumae</i>	30	22	32
			20	21	31
			15	24	30

4. 玄文沢沖積錐における地形と植生

玄文沢の沖積錐は主に土石流によって形成された緩やかな斜面からなるが、その中央部に周囲より数 m 高い蒲鉾型の横断面形をした微高地をつくる大型の土石流ローブが存在する (Fig. 2 および Fig. 5 中の LDL)。G14 ~ G19 では、長径 1 m 以上の巨礫が地表に点在し、G16 と G18 では、長径が 3 m を超える巨大な礫も存在した。この土石流ローブ上の礫はいずれも安山岩であった (Fig. 5)。

G14, 15, 17 では、この土石流ローブを構成する堆積物の断面が観察される露頭がある。これらのうち G17 における露頭では、花崗閃緑岩からなる基盤岩の上に少なくとも 10 m 以上の層厚をもつ礫層 (下部層) があり、シルト質の基質に支持される垂角礫は主として花崗閃緑岩であるが安山岩の垂角礫も混在していた (Fig. 7)。その上には、ほぼ安山岩のみの角礫、垂角礫を主とする固結度の低い礫層 (上部層) があり、層厚は少なくとも 15 m 以上であった。上部層内部には不整合面は認められなかった。玄文沢では現在も土石流による土砂流出が盛んであり、流域の随所に地すべり地形が存在するため、下部層、上部層はともに土

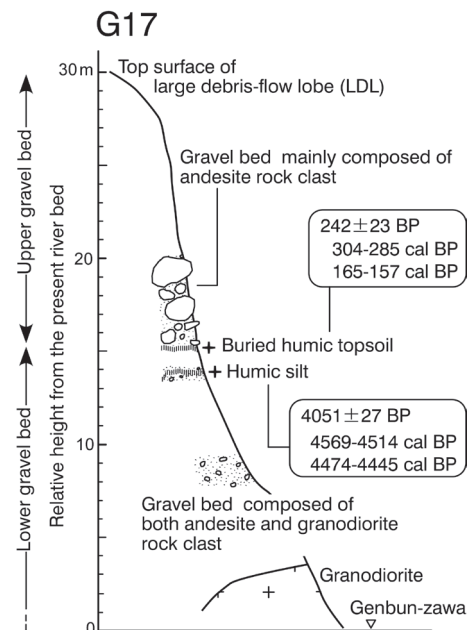


Fig. 7 Sketch of the outcrop at locality G17 and radiocarbon dates.

石流性もしくは地すべり性の物質からなると考えられる。

この露頭において、下部層の最上部から得られた腐植土層の暦年較正年代 (1 σ) は 304 ~ 285 cal BP, 165 ~ 157 cal BP であった。一方、この腐植土層上面より約 1 m 下位の下部層中に挟在する腐植質シルト層の暦年較正年代 (1 σ) は、4569 ~ 4514 cal BP, 4474 ~ 4445 cal BP であった。またこの土石流ローブ上の G20 で 2014 年に伐採されたトウヒ大径木は、伐採高 90 cm の小口面で 270 年の年輪が計数された。

1947 年以降に撮影された空中写真のうち、1978 年、1983 年、2009 年に撮影された空中写真では、植生が破壊されて裸地になっている場所が認められた (Fig. 8)。これらのうち 2009 年の空中写真に写っているものは、2006 年 7 月の豪雨時に発生した土石流の流下した範囲とほぼ一致する。これら 3 時期に土石流が植生を破壊した場所は、上述の土石流ローブ (LDL) より南側の領域に限られていた。

玄文沢沖積錐ではウラジロモミ林とタニガワハンノキ林が卓越していた (Table 4, Fig. 6)。ウラジロモミ林には林

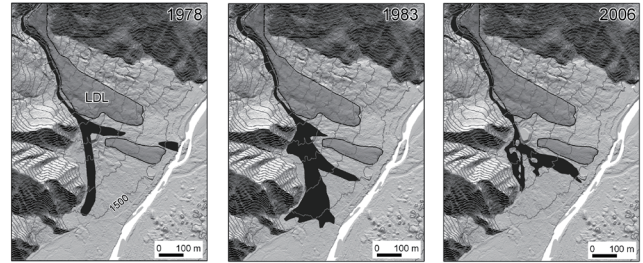


Fig. 8 Debris-flow history for the last 70 years on the alluvial cone of the Genbun-zawa watershed. Black areas show debris-flow paths as estimated from aerial photographs.

冠層に優占種ウラジロモミのほかにはカラマツ、ダケカンバ、サワグルミ *Pterocarya rhoifolia* Siebold et Zucc., ハルニレ *Ulmus davidiana* Planch. var. *japonica* (Rehder) Nakai などが混交するものが存在した (V12 ~ 15)。上述の 3 時期の土石流跡地では、タニガワハンノキの優占林が占めていた (V16 ~ 19)。これらのタニガワハンノキ林の林冠層

Table 4 Structure and coverage composition of forests in the alluvial-cone plots

Landform	Alluvial cone								Large debris-flow lobe						
	<i>Abies homolepis</i> forest				<i>Alnus inokumae</i> forest				<i>Abies homolepis</i> forest				<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i> forest		
Forest type	V12	V13	V14	V15	V16	V17	V18	V19	V20	V21	V22	V23	V24	V25	V26
Plot number	V12	V13	V14	V15	V16	V17	V18	V19	V20	V21	V22	V23	V24	V25	V26
Elevation (m)	1572	1581	1508	1503	1947	1505	1505	1499	1562	1546	1536	1525	1602	1589	1578
Slope inclination (degree)	10	15	5	5	5	5	5	5	10	15	15	15	10	10	20
Canopy height (m)	27	27	30	24	16	4	16	15	27	22	22	24	27	27	27
Maximum DBH (cm)	115	86	96	58	31	4	17	16	97	66	49	64	76	56	75
	<i>Abies homolepis</i>	30	70	50	50				60	60	80	75			30
	<i>Alnus inokumae</i>				+	90	95	85	80						
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>								5	25	5	5	40	70	30
	<i>Betula ermanii</i>				30								15	10	10
	<i>Larix kaempferi</i>			10	5				10				25		
Canopy layer (%)	<i>Pterocarya rhoifolia</i>		10												
	<i>Ulmus davidiana</i> var. <i>japonica</i>			30											
	<i>Tilia japonica</i>	10													
	<i>Fagus crenata</i>	20													
	<i>Cercidiphyllum japonicum</i>		10												
	<i>Chamaecyparis pisifera</i>	20													
	<i>Abies homolepis</i>	20	10	50	5	5		15	10	10	5	5	15	20	5
	<i>Tilia japonica</i>		15		+						+			+	
	<i>Ulmus davidiana</i> var. <i>japonica</i>			30		+		+							
	<i>Cercidiphyllum japonicum</i>				10			+	+	+			+	+	5
	<i>Tsuga diversifolia</i>					+			10		+	+	+	5	
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>							+	+				+		
	<i>Chamaecyparis pisifera</i>	30													
	<i>Betula ermanii</i>				+										
	<i>Abies homolepis</i>	+		20	5			+	+	+	+		+	+	+
	<i>Tsuga diversifolia</i>			10									+	+	+
	<i>Picea jezoensis</i> var. <i>hondoensis</i>	+													+
Shrub layer (%)	<i>Aesculus turbinata</i>		+	+				+							
	<i>Cercidiphyllum japonicum</i>			+			+								
	<i>Pterocarya rhoifolia</i>			10								+			
	<i>Fagus crenata</i>				+						+				

Only the species that occur in a canopy layer in the study area are shown.

+ Coverage less than 5%.

はタニガワハンノキのみから構成されており、3時期それぞれの林を構成するタニガワハンノキの樹高と胸高直径はそろっていた。このようなタニガワハンノキ林は土石流ローブ (LDL) より南側にだけ分布していた。1983年に植生が破壊されていた範囲 (Fig. 8) に位置するV18の林冠を構成するタニガワハンノキからは、2015年に30～32年の年輪試料が得られた (Table 3)。玄文沢沖積錐のウラジロモミ林もタニガワハンノキ林も、亜高木層以下に優占するのはウラジロモミであった。また、トウヒがこれらの林分の亜高木層以下に出現することはまれであった。

玄文沢と善六沢の沖積錐の大型土石流ローブ (LDL) 上では、ウラジロモミ林 (V20～23) とトウヒ林 (V24～26) が卓越していた (Table 4, Fig. 6)。このウラジロモミ林の林冠層にはトウヒが出現することがあるが、トウヒ林およびウラジロモミ林の双方とも、亜高木層以下にトウヒが出現することはまれであった。

考 察

1. 山腹斜面の地形と植生

山腹斜面においては地すべり地形と対応した植生分布が認められた。調査地域の山腹斜面においてカラマツが高木層で優占する林は、主として大規模な地すべり地の滑落崖に相当する急斜面に分布していた (Table 1)。カラマツは火山噴火や地すべりによってできた裸地に侵入する先駆種として知られるが (館脇ほか, 1965)、耐陰性が低く、本地域でも亜高木層以下に出現することはほとんどない (Table 2)。今後これらのカラマツ林は、亜高木層以下に出現するシラビソやコメツガが優占する森林に置き換わっていくと考えられる。

実際に調査地域内の滑落崖起源と考えられる馬蹄形の急斜面の多くは常緑針葉樹林によって占められているが (Table 1)、常緑針葉樹林への遷移にはどれくらいの時間を要するのだろうか。玄文沢流域上部にある大規模地すべり地の滑落崖に生育するカラマツの年輪試料から推測すると、地すべり発生後に少なくとも206年以上が経過していると考えられる。滑落崖形成後のカラマツ侵入・定着の時間的な遅れや試料採取高まで成長するのに要する年数、年輪の欠損が起きている可能性などを考慮すると、常緑針葉樹林への遷移には206年より長い年数を要する場合があるといえる。なお、滑落崖のカラマツ林の中には林冠高や胸高直径の小さな林分も含まれており (Table 2: V2)、滑落崖で副次的に地表攪乱が生じることによって部分的にカラマツ林の更新が起きていると考えられる。

トウヒ林についてはカラマツ林のように空中写真判読等で調査地域内の全体的な分布を把握することができなかったが、玄文沢上部の大規模地すべり地の移動体にトウヒ林

が分布しているのが観察された。さらに、調査地域内のほかの場所においてもトウヒ林が滑落崖最下部や移動体の上に観察される事例があった。トウヒも耐陰性が低く、更新には大規模攪乱が必要であるとされる (Mori & Takeda, 2004)。本地域の山腹斜面においてもトウヒが亜高木層以下に出現することは少ない (Table 2)。トウヒはカラマツと同様に、本地域の大規模攪乱が起きた場所が主要な更新場所の一つとなっていると考えられる。

いくつかの地すべり地では、滑落崖に相当する斜面の下部やその前面にサワグルミやカツラが優占する林がみられたり、移動体内の巨礫が累積する斜面にサワラ林がみられたりした。これらも地すべり地に新たに形成された立地に対応して成立したものと考えられる。

2. 沖積錐の地形と植生

沖積錐においては土石流などによる堆積地形と対応した植生分布が認められた。沖積錐にはウラジロモミ林が広く分布するが、近年に土石流による攪乱を受けたところでは、それぞれの地点で樹高や胸高直径がそろっているタニガワハンノキ優占林がみられた (Table 4)。これらの林は土石流による攪乱の後に一斉に更新した林であると考えられ、亜高木層以下で優占するのはウラジロモミだけであった。坪井・沖津 (1992) によると、タニガワハンノキが樹勢の衰えなく優占林を形成できるのは30年程度であるという。しかし玄文沢沖積錐では、タニガワハンノキの林冠木から30～32年の年輪試料が得られたV18 (Table 3) や1978年の土石流により植生が破壊されたV16においてタニガワハンノキ優占林が形成されており、タニガワハンノキ林は30年以上にわたって維持されている。亜高木層以下の優占種の特徴から判断して、将来はウラジロモミの優占する林に遷移していくと考えられる。

一方、より古い時代に発生した土石流に伴う攪乱によって立地環境が変化し、それに対応して周囲と異なる植生が成立している例も観察された。玄文沢沖積錐の扇頂部から扇中央部にむかって延びる大型土石流ローブ (LDL) には、トウヒ林とウラジロモミ林が成立していた (Table 4)。前述のようにウラジロモミ林は沖積錐内の大型土石流ローブ以外のところにもみられるが、この大型土石流ローブでは林冠層でトウヒを含む針葉樹が優占するのに対し、土石流ローブ以外のウラジロモミ林ではトウヒが林冠層に出現することはほとんどなく、またダケカンバ、サワグルミ、ハルニレ、シナノキなどの広葉樹が林冠構成種に加わっていることが多かった (V12～15)。このことに加え、前節で述べたようにトウヒは耐陰性が低いこと、ウラジロモミがその更新に土壤攪乱を必要としたり土壌未発達の岩礫地が優占場所の一つであったりすること (長岡・奥田, 2000 ;

佐藤・谷本, 2003; 別所ほか, 2009) などを考え合わせると, 林冠層にトウヒが出現する大型土石流ロープ上のトウヒ林とウラジロモミ林は, 大型土石流ロープの形成による地表攪乱を契機に成立したものと考えられる。

なお, 沖積錐上では江戸時代から明治時代にかけての伐採の影響を受けている可能性があるが, 玄文沢の大型土石流ロープ上とそれ以外の場所で斜面傾斜に大きな差はなく, 伐採の有無や強度が異なっていたとは考えにくい。両者の植生の違いは伐採の影響によるものではないと考えられる。

G17 の露頭で観察された上部層は, 堆積構造, 構成礫の岩種, 固結度の特徴から, 地すべりなどの土石移動イベントに伴って一度に堆積したものと考えられる。下部層の最上部に腐植土層があることから, かつて G17 付近には腐植の集積が起きる地表面が存在したが, それを覆って地すべり性もしくは土石流性の土砂が一気に移動・定置して大型土石流ロープが形成されたと考えられる。この大型土石流ロープの形成年代については以下のように考えられる。G17 で下部層の最上部から得られた腐植土層の ^{14}C 年代-暦年較正年代 (1σ) は 304 ~ 285 cal BP および 165 ~ 157 cal BP であったが, これは大型土石流ロープ上の G20 でトウヒが伐採された 2014 年を基準にすると 368 ~ 349 年前と 229 ~ 221 年前に相当する。つまりこの土石流ロープはこれらのいずれかの年代以降に形成されたと考えられるが, G20 のトウヒ大径木が 2014 年に 270 年以上の樹齢であったことと考え合わせると, 土石流ロープの形成は 2014 年の 368 ~ 349 年前と考えるのが妥当である。

現在, 玄文沢の沖積錐でタニガワハンノキの一斉林が形成されているのは, この大型土石流ロープより南側に限られる。また, 1947 年以降に撮影された空中写真には, この土石流ロープの北側に土石流による攪乱が観察されない (Fig. 8)。玄文沢の現流路の河床とこの土石流ロープの上面の標高差は扇頂部 (Fig. 5, G17 付近) で約 30 m, 扇頂から約 400 m 下流の G20 付近で約 10 m であり, 土石流がこの土石流ロープを乗り越えて沖積錐の北東部に流下することを難しくしている。つまりこの土石流ロープは沖積錐上で土石流による攪乱が及ぶ範囲を制限し, 沖積錐を攪乱が頻繁に起こる領域とそうでない領域とに分けている。この土石流ロープが約 370 ~ 350 年前に形成されたことによって, 沖積錐上の攪乱体制がこのように変化したと考えられる。将来, 沖積錐の地形を大きく変えるような地形変化が再び生じない限り, 土石流が沖積錐南部に集中するという攪乱体制が維持されると考えられる。

3. 地すべりが植生形成に果たした多面的役割

前節で述べた玄文沢沖積錐の大型土石流ロープ (LDL) は, その形態的特徴や地質 (層相) の特徴から, 過去の一

回の土石移動イベントによって形成されたものと考えられる。そしてこの堆積物の供給源として有力な候補になるのは玄文沢上部の大規模地すべり地である。この大規模地すべりは, 前述の通り少なくとも 206 年以上前に発生したと推定され, 沖積錐上の土石流ロープの形成年代と矛盾がない。また, 玄文沢流域には花崗閃緑岩が広く分布し安山岩は流域の一部にのみ分布する (Fig. 1) が, この大規模地すべり地の滑落崖やその前面にできた堆積地形を構成する岩層は, 沖積錐上の土石流ロープの主要構成物質と同じ安山岩が卓越する (Fig. 5)。

この供給源に関する推定が正しいとすれば, 約 370 ~ 350 年前の時期に発生した大規模地すべりは, 発生域となった流域上部において滑落崖とその前面の堆積地にカラマツ林とトウヒ林を形成しただけでなく, 流域下部にも影響を及ぼした。すなわち移動土砂の一部は流域最下部の沖積錐に達して大型の土石流ロープをつくり, そこにトウヒ林やトウヒの混生するウラジロモミ林を形成するとともに, 沖積錐上におけるその後の土石流の流下範囲を制限する障壁の役割を果たすようになった。つまりこの大規模地すべりは, 周囲とは異なる土壌条件を持つ立地の形成 (山腹斜面および沖積錐) と, ローカルな攪乱体制の変更 (沖積錐) という二つのかたちで, 植生変化をもたらしたものと解釈できる。

なお, 地すべり発生が約 370 ~ 350 年前であるにもかかわらず滑落崖に生育するカラマツから得られた年輪数の最大値が 206 年であったことは, 基盤岩の露出した急崖に森林が成立するのが遅れたことや, 滑落崖で副次的な地すべりが繰り返されてきたことなどが原因として考えられる。

このような大型の土石流ロープは善六沢の沖積錐にもみられるほか (Fig. 2), さらに上流にある梓川支流である岳沢 (Kida et al., 2015) や奥又白谷・弁天沢 (荻谷ほか, 2014) などの沖積錐にも認められ, 梓川上流域の沖積錐では比較的普通に形成される地形であることがわかる。

4. 後氷期の斜面開析の進行と植生

前節までの考察をふまえると, 対象地域の地形分布 (Fig. 2) や植生分布 (Fig. 4), 堆積物の年代測定の結果 (Fig. 7) などから, 調査地域全体の植生分布構造の形成について以下のようなことが考えられる。

日本の山地では後氷期の多雨化に伴って斜面開析が進んだと考えられており (町田・宮城, 2001), 本研究で調査対象とした支流域を含む梓川上流域においても, 完新世初頭以降に地すべりが活発化したことを示唆する報告がある (荻谷, 2018)。玄文沢沖積錐の扇頂部 G17 で観察された下部層は土石流性もしくは地すべり性の物質から成り, その上部に挟在する腐植の ^{14}C 年代-暦年較正年代 (1σ)

が4569～4514 cal BPおよび4474～4445 cal BP (Fig. 7) であることから、完新世中期までに玄文沢の沖積錐の原型が形成されていたこと、それに必要な土砂を供給するだけの斜面開析が同時期までに玄文沢流域内で進行していたことが推測される。流域内に多数観察される滑落崖の地形 (Fig. 2) が、土砂の供給源の存在を示している。約2万年前の最終氷期最寒冷期以降に、地すべりによる斜面開析の進行がトウヒ林やカラマツ林の成立場所をつくりだしてきたと考えられる。

善六沢最上部の平滑な斜面については、その形態や表層の構成物質の特徴から、周氷河作用によって形成された地形である可能性を指摘する報告もあるが (手打, 2006), 形成時期を推定するのに十分な数値年代データは得られていない。しかし、両流域の最上部にある未開析の緩斜面では水系網が発達しないので、少なくとも最終氷期最寒冷期以降に大きな地形変化が生じなかった場所であると考えられる。ここには線状凹地や尾根向き低崖が多数存在するが、一般にこのような地形は地すべり (崩壊) の前兆と考えられている (Chigira & Kiho, 1994)。現在はこの未開析の斜面にオオシラビソやシラビソが優占する林が卓越し、カラマツやトウヒがまとまった林分を形成することはないが、将来地すべりによって斜面の開析が進行すると、そのような植生分布構造に変化が生じると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、環境省、林野庁、文化庁にはそれぞれ調査許可を頂いた。また、上高地自然史研究会の方々からは様々な御助言を頂いた。匿名査読者からは適切な御指摘を受け本稿は改善された。以上の方々に深く御礼申し上げる。なお本研究は、JSPS 科研費 (荻谷を代表とする JP24300321, 高岡を代表とする JP26350404 および JP17H02033) の一部を使用して行った。

引用文献

- 別所直樹・上條隆志・小川みふゆ・津山幾太郎. 2009. 異なる立地におけるウラジロモミの更新様式の違いとその要因. *植生学会誌* 26: 89–102.
- Bronk Ramsey, C. & Lee, S. 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55: 720–730.
- 千木良雅弘. 2013. 深層崩壊—どこが崩れるのか—. 231 pp. 近未来社, 名古屋.
- Chigira, M. & Kiho, K. 1994. Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology* 38: 221–230.
- Delcourt, H. R. & Delcourt, P. A. 1988. Quaternary landscape ecology: relevant scales in space and time. *Landscape Ecology* 2: 23–44.
- Delcourt, P. A. & Delcourt, H. R. 1985. Dynamic landscapes of East Tennessee: an integration of paleoecology, geomorphology, and archaeology. University of Tennessee, Knoxville. Department of Geological Sciences. *Studies in Geology* 9: 191–220.
- 古谷尊彦. 1996. ランドスライド—地すべり災害の諸相—. 213 pp. 古今書院, 東京.
- 原山 智. 1990. 上高地地域の地質: 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, つくば.
- 亀山 章. 1985. 上高地の植物. 221 pp. 信濃毎日新聞社, 長野.
- 荻谷愛彦. 2018. 北アルプスの白砂青松を眺める. *地理* 63(1): 68–75.
- 荻谷愛彦・松四雄騎・原山 智・松崎浩之. 2014. 上高地・奥又白谷で完新世にくり返し発生した岩石なだれ. *日本地理学会発表要旨集* No. 85: 189.
- 荻谷愛彦・高岡貞夫・佐藤 剛. 2013. 北アルプスの地すべりと山岳の植生. *地学雑誌* 122: 768–790.
- Kida, C., Kariya, Y., Matsushi, Y., Harayama, S. & Takaoka, S. 2015. Deep-seated gravitational slope deformation and large-scale bedrock landslides in the Kamikochi Valley, Japanese Alps, Central Japan. *XIX INQUA Congress, Abstract volume* T00909.
- 菊池多賀夫. 2001. 地形植生誌. 220 pp. 東京大学出版会, 東京.
- 菊池多賀夫. 2002. 地すべり地における植生とその立地条件. *地すべり* 39: 338–342.
- 小泉武栄. 1999. 日本海側多雪山地における地すべり起源の植物群落. *東京学芸大学紀要*, 第3部門 社会科学 50: 49–59.
- 町田 洋・宮城豊彦. 2001. 斜面崩壊などのマスマーブメント. 「日本の地形1 総説」(米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編), 169–177. 東京大学出版会, 東京.
- 三島佳恵・檜垣大助・牧田 肇. 2009. 白神山地の小規模地すべり地における微地形と植生の関係. *季刊地理学* 61: 109–118.
- 百原 新. 2017. 鮮新・更新世の日本列島の地形発達と植生・植物相の変遷. *第四紀研究* 56: 251–264.
- Mori, A. & Takeda, H. 2004. Effects of undisturbed canopy structure on population structure and species coexistence in an old-growth subalpine forest in central Japan. *Forest Ecology and Management* 200: 89–100.
- 長野地方気象台, 編. 1988. 信州の気候百年誌. 261 pp. 長野地方気象台.
- 長岡総子・奥田重俊. 2000. 上高地梓川河畔におけるウラジロモミ林の種組成と地形要因. *植生学会誌* 17: 55–72.
- 小川滋之・沖津 進. 2011. 外秩父山地の地すべり地におけるヤエガワカンバ林の分布要因. *地理学評論* 84: 74–84.
- 大八木規夫. 2007. 地すべり地形の判読法—空中写真をどう読み解くか—. 316 pp. 近未来社, 名古屋.
- Parker, K. C. & Bendix, J. 1996. Landscape-scale geomorphic influences on vegetation patterns in four environments. *Physical Geography* 17, 113–141.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R.

- L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafli-dason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. & van der Plicht, J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55: 1869–1887.
- 佐藤顕信・谷本丈夫. 2003. 奥日光地域におけるウラジロモミ林の分布特性および年輪解析による更新パターンの予測. *森林立地* 45: 55–63.
- Swanson, F. J., Kratz, T. K., Caine, N. & Woodmansee, R. G. 1988. Landform effects on ecosystem patterns and processes. *BioScience* 38(2): 92–98.
- Tagawa, H. 1964. A study of the volcanic vegetation in Sakurajima, South-west Japan. I. Dynamics of vegetation. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series E* 3: 165–228.
- 高岡貞夫. 2001. 遷急線によって規定される山地斜面のブナの分布域. *植生学会誌* 18: 87–97.
- 高岡貞夫. 2010. 梓川上流域における山地帯上限部のブナの分布と地形. *地理学評論* 83: 104–115.
- 高岡貞夫. 2013. 地すべりが植生に与える影響：特に長期的な視点からの研究の意義について. *植生学会誌* 30: 133–144.
- 高田将志. 1986. 三国山脈主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地. *地理学評論* 59A: 729–749.
- 館脇 操・伊藤浩司・遠山三樹夫. 1965. カラマツ林の群落学的研究. *北海道大学農学部演習林研究報告* 24: 1–176.
- 手打啓一郎. 2006. 飛驒山脈南部西穂独標および蝶ヶ岳の森林限界付近より上部における植生景観. *上高地自然史研究会研究成果報告書「上高地および周辺山地の地形変化と植生構造に関する研究」* 第10号: 1–7. 上高地自然史研究会, 東京.
- Tezuka, Y. 1961. Development of vegetation in relation to soil formation in the volcanic island of Oshima, Izu, Japan. *Japanese Journal of Botany* 17: 371–402.
- 坪井 聰・沖津 進. 1992. タニガワハンノキ群落の成立と衰退. *植物地理・分類研究* 40: 113–120.
- 柳町 治. 1984. 木曾山脈北部における最終氷期の地形形成帯・植生帯の垂直分布. *地理学評論* 57A: 110–121.
- 米倉浩司・梶田 忠. 2003–. 植物和名—学名インデックス YList. <http://ylist.info> (2019年12月23日参照)
- (2020年1月10日受理)