

原著論文

浅間火山北麓に分布する湖成層と火山泥流堆積物：
埋没木片の樹種と¹⁴C年代の予察的検討

佐藤興平¹・南 雅代²・児嶋美穂³・山岸松平³・安部 久³・洪 完⁴

¹静岡大学防災総合センター：〒422-8529 静岡県静岡市駿河区大谷836

²名古屋大学宇宙地球環境研究所：〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町

³森林総合研究所木材加工・特性研究領域：〒305-8687 茨城県つくば市松の里1

⁴韓国地質資源研究院地質資源分析センター：〒305-350 韓国大田広域市儒城区

要旨：浅間山の北麓に分布する地層から浅間火山初期の活動史を読み取るために、湖成層と火山泥流堆積物を調査し、それらに含まれる樹木片を採取して樹種と¹⁴C年代を検討した。目標とした湖成層上限の年代を解明するには至らなかったが、成層した湖成層の上位には大小様々な湖成層岩塊に富む火山泥流堆積物が分布することを確認し、これに含まれる樹木片の年代が¹⁴C年代の測定限界以上に古いことを明らかにした。この火山泥流は約2.7万年前に黒斑火山が大崩壊する前に発生したとみられ、カラマツやトウヒなどからなる針葉樹林の樹木を巻き込んで流下し、湖成層の上部を破壊・攪乱して堆積したと考えられる。湖成層やこれに関連する堆積物は、浅間山北麓地域が火山活動の影響を受けてきた様々な事象を記録している可能性があり、その自然史像を描き出すためにも、今後の調査研究の発展が望まれる。

キーワード：浅間山、黒斑火山、湖成層、火山泥流、埋没木片、樹種（カラマツ、モミ）、¹⁴C年代、孺恋、応桑、天狗塚

Lake and volcanic mudflow deposits in the northern foot area of Asama volcano,
central Japan : A preliminary study on the species and ¹⁴C age of buried wood blocks

SATO Kohei¹, MINAMI Masayo², KOJIMA Miho³, YAMAGISHI Shohei³,
ABE Hisashi³ and WAN Hong⁴

¹Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University: Ohya 836, Suruga,
Shizuoka, Shizuoka 422-8529, Japan

²Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University: Furo-cho, Chikusa, Nagoya, Aichi 464-
8601, Japan

³Forestry and Forest Products Research Institute: Matsunosato 1, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan

⁴Geochemical Analysis Center: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM), Yuseong-gu,
Daejeon 305-350, Korea

Abstract: Lake and volcanic mudflow deposits in the northern foot area of Asama volcano, central Japan, were studied in terms of species and ¹⁴C age of buried wood blocks in order to find clues to the early-stage volcanic activity. The lake deposits were overlain by volcanic mudflow deposits containing blocks of lake deposits of various size and shape. The wood blocks from the lake deposits and volcanic mudflow deposits were identified as needle-leaf trees of *Larix* and *Picea* species accustomed to cool climate. ¹⁴C age dating revealed that the wood blocks are older than the limit of age dating, suggesting that the mudflow may have originated from Kurofu volcano, an initial stage volcanic edifice of Asama volcano, before the sector collapse at about 27 ka cal BP. The volcanic mudflow may have destroyed the upper layer of the lake deposits and formed chaotic units containing the blocks of lake deposits.

Key Words: Mount Asama, Kurofu volcano, lake deposits, volcanic mudflow, buried wood fragment, *Larix* and *Picea* species, ¹⁴C age, Tsumagoi, Ookuwa, Tenguzuka,

1. はじめに

群馬県の前橋や高崎の地下には、前橋泥流と呼ばれる火山碎屑物からなる地層が広く分布している（註1）。これは降下堆積したのではなく、河川沿いに谷間を土石流のように流れてきて堆積したと考えられる地層で、前橋や高崎では厚さが10~20 mにも及ぶ（例えば、新井、1971）。この地層は火山岩塊や火山性の砂礫に富むことから、火山起源であることは疑う余地がないものの、具体的にどの火山から何時もたらされたのかは、近年までよく分からなかった。前橋市街の岩神社にある火砕岩の巨石「岩神の飛石」が1938年に国の天然記念物に指定された時は、近くの赤城火山から流れ落ちてきたとされ、長年その説が伝承されてきた（例えば、前橋市教育委員会、2016；佐藤、2016）。日本列島の火山は主に安山岩からなり、どの火山にも良く似た岩石が産するので、外観だけで起源を特定するのは難しかったであろう。巨大な「岩神の飛石」の起源をすぐ近くにある赤城火山に求めたのは、むしろ自然なことだったのかも知れない。

前橋泥流の起源とその時代の特定に強力な手掛かりを与えてくれたのは、巨石のSr（ストロンチウム）同位体組成と埋没木片の¹⁴C年代測定という同位体地球化学的な研究手法であった。既に1980年代には群馬県内だけでなく日本の第四紀火山のSr同位体組成の特徴が把握されていたので（例えば、Notsu et al., 1987, 1989）、前橋泥流の供給源の可能性が高い赤城・榛名・浅間の3火山が明瞭に異なるSr同位体組成をもつことに着目すれば、結論にたどり着くことは比較的容易であった（佐藤、2016；佐藤ほか、2017a, b）。巨石について得られた検討結果は、前橋泥流の起源が近くの赤城山ではなく遠く離れた浅間山であったことを示した（図1）。前橋市内の敷島公園に産する「お艶ヶ岩」や高崎市の烏川に産する「聖石」あるいは伊勢崎市の広瀬川に産する「龍神宮」などの巨石でも同じ結論が得られた（佐藤ほか、2019a；2020）。埋没木片の¹⁴C年代の測定結果からは、この火山泥流の流下・堆積が約2.7万年前に起こったことも判明した（例えば、佐藤ほか、2018, 2019b, 2021a, 2022b）。

この火山泥流をもたらしたのが浅間火山であることは判明したが、現在の山体が供給源となった訳ではない。浅間

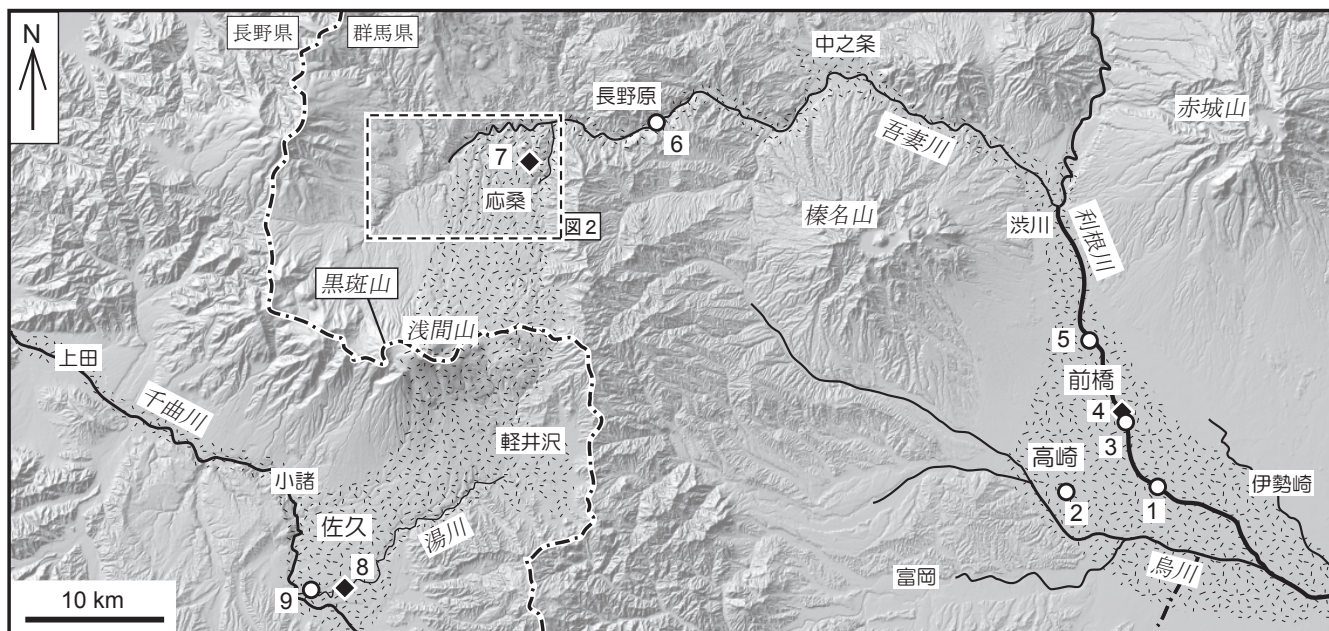


図1. 浅間山起源の火山泥流の流下域と¹⁴C年代を測定した埋没木片の産地。

火山泥流の推定流下域は地紋で示す。○印は約2.7万年前（ca.27 ka cal BP）の木片の産地、◆印はそれより1万年以上古い木片が見出された地点。産地の後の括弧内には¹⁴C年代、試料番号、出典を示す。1：佐波郡玉村町北端の利根川右岸（ca.22.6 ka BP [17020603]、佐藤ほか、2018）、2：高崎芸術劇場のポーリング（ca.22.8 ka BP [TGB2-1]、佐藤ほか、2021c）、3：前橋市六供町の利根川左岸河床（ca.22.7-22.4 ka BP [19070704-16]、佐藤ほか、2021b）、4：前橋市南町の利根川左岸河床（ca.22.6 ka BP [18043003]、ca.38.8 ka BP [18043004]、佐藤ほか、2019b）、5：前橋市総社町の利根川右岸（ca.22.7 ka BP [18041205]、佐藤ほか、2021a）、6：吾妻郡長野原町川原畑の吾妻川左岸（ca.22.4 ka BP [19091902]、佐藤ほか、2021b）、7：長野原町応桑北端部（>43 ka BP [19091906]、佐藤ほか、2021b）、8：佐久市根々井の湯川右岸（ca.22.6 ka BP [17050701]、ca.34.0 ka BP [17050702]）、9：佐久市落合の湯川右岸（ca.23.2 ka BP [18091802]、ca.23.4 ka BP [18091902]、佐藤ほか、2022b）。産地の3と4は300 m程しか離れていないので、この図ではマークが重ならないように少し離してある。佐藤ほか（2022b）を改編。陰影起伏図は国土地理院の「地理院地図（電子国土Web）」による。

山はこれまでに詳しい調査・研究が行われ、約2.7万年前の大規模な火山泥流をもたらしたのは、浅間山形成初期に存在した黒斑火山であり、現在の黒斑山に残る馬蹄形カルデラは大規模な山体崩壊の痕跡とされる（八木, 1936; Aramaki, 1963; 荒牧, 1968, 1993）。黒斑山の東側にできた崩壊跡には新たなマグマが噴出して現在の浅間火山の山体が出来たと考えられているのである（例えば、荒牧, 1993）。黒斑火山の崩壊物は群馬県側だけでなく長野県側の軽井沢から佐久平にかけた地域にも広くしかも厚く堆積しており（図1）、埋没木片の ^{14}C 年代が前橋泥流の年代と一致することからも、黒斑火山の約2.7万年前の崩壊による堆積物が両県に広く残されているという火山活動史に具体的な地球化学的データが書き込まれることになった（佐藤ほか, 2019b; 2020, 2022a, b）。

しかし、調査研究が進むにつれ、新たな疑問点も浮かび上がってきた。それは、(1) 黒斑火山の崩壊は本当に一度だけだったのか、(2) 山体崩壊物が群馬県側を流れ下った経路として推定される吾妻川や利根川に沿う流走距離は90 kmを超えたと見積もられるが、そのような長距離を流れることができたのは何故かという疑問である。(1) については、中村ほか（1987, 1995）が泥流堆積物に含まれる火山岩塊が黒斑山の岩質と同じではないことからこの疑問を提示していたが、我々は泥流堆積物に含まれる木片の ^{14}C 年代が約2.7万年前に集中するものの、それより1年以上も古い木片も見出されることから約2.7万年前の崩壊以前にも崩壊事象があったと推定した（佐藤ほか, 2018, 2022b）。同じ露頭に新旧の木片が共存する例があるが、新旧の木片の母材である堆積物に違いは見出されず、野外で新旧を判定することは出来なかったため、我々は同じ起源をもつ古い火山泥流堆積物が約2.7万年前の火山泥流に巻き込まれて再堆積したものと解釈した（佐藤ほか, 2019b, 2020, 2022b）。木片は地表にあれば短期間で腐朽し消滅してしまうので、古い木片は堆積物中に埋没していたはずである。我々は黒斑火山で約2.7万年前以前に起こった可能性のある古い崩壊現象を「小規模崩壊」と位置づけたが（佐藤ほか, 2022b）、その想定には北海道の十勝岳で1926年に起こった噴火（例えば、勝井, 1986）や南米のネパドレルイス火山で1985年に起こった噴火（例えば、荒牧・宇井, 1986）に伴う融雪で発生した火山泥流などを参考にした。高崎市で実施されたボーリング調査で、前橋泥流と下位の厚い扇状地性礫層の境界部に産する泥炭質な地層からも約2.7万年前の年代を示す植物片が見出されたことから（佐藤ほか, 2021c）、前橋泥流は複数回の火山泥流堆積物が積み重なったのではなく約2.7万年前の大規模な火山泥流で一気に堆

積したと想定する方が自然だと考え、それ以前の古い崩壊は相対的に小規模だったと解釈したのである。しかし当然の事ながら、古い地層は新しい地層に被われて実態の把握は難しく、黒斑火山の活動史解明に残された課題は多いと言わなければならない。

(2) の山体崩壊物の流動に関しては、群馬県側の泥流の推定流走距離が長野県側より遙かに長かつたらしいことが注目される（佐藤ほか, 2022b）。吾妻川の谷は屈曲が多く峡谷部もあってむしろ流れにくかつたのではないかと想像されるのに、泥流の流動性が高かつたと推定されるのは何故だろうか。江戸時代の1783年に起こった浅間火山の天明の噴火で発生した火山泥流については、岩塊を含む泥水の流れが目撃された記録が残っているが（例えば、井上, 2009）、約2.7万年前は考古学的には旧石器時代であつて、日本列島には岩宿遺跡で知られるように人々が住んでいたが歴史記録は残っていない。天明の泥流より遙かに大規模であつた前橋泥流も大量の水を含んで流れ下つたのであろうか。天明の泥流は浅間山頂から流下する火砕流が地表部の土石や水を取り込んで泥流を発生させたと考えられているが（註2）、前橋泥流にもそのように考える証拠はあるだろうか。

前橋泥流には細かな縞状構造をもつ粘土～シルト質な湖成層の岩塊が含まれていることがある。当初はその起源として中之条周辺に分布する湖成層（例えば、群馬県地質図作成委員会, 1999）も想定したが、さらに上流側に位置する八ッ場ダムの工事現場で観察した火山泥流堆積物の露頭にも前橋泥流の湖成層岩塊に酷似する岩塊を見出し、その起源は更に上流の浅間山北麓の湖成層と考えるに至つた（佐藤ほか, 2020, 2021b）。浅間山北麓に分布する湖成層の下部は前期～中期更新世と推定されるもの（高橋ほか, 1981）、上限は明確にはなっていない。この地帯には何時まで湖が存在していたのか、約2.7万年前にはどのような地形・地質環境が広がっていたのか、このような疑問が本稿の予察調査の動機となつた。

2. 浅間火山北麓の湖成層と泥流堆積物に含まれる樹木片

浅間山北麓に分布する湖成層は、吾妻粘土層（太田, 1957）、嬬恋湖成層（守屋, 1966; 黒岩, 1977）、あるいは三原層（荒牧, 1993）などと呼ばれてきたが、浅間火山の噴出物に被われて露出は吾妻川やその支流の河岸に限られるためか全体像の把握が難しく、研究者によって名称も異なる。この予察では、前橋泥流堆積物に含まれる細かな縞

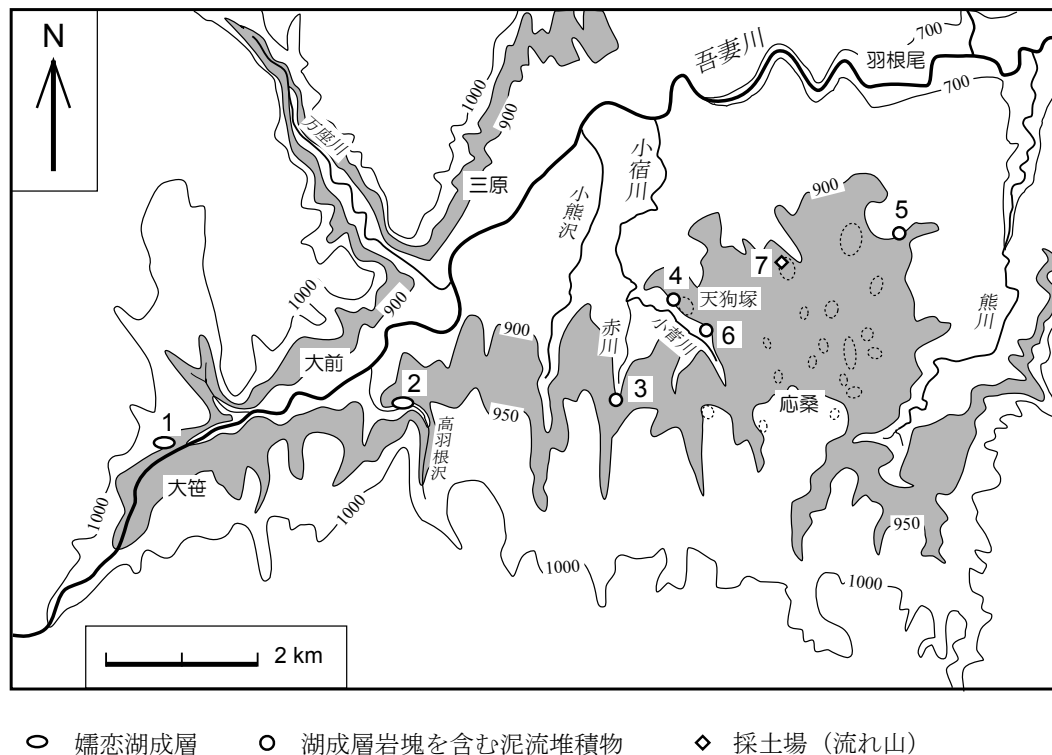


図2. 浅間火山北麓の湖成層と湖成層岩塊を含む火山泥流堆積物の調査地点。

No.1~5の地点で採取した埋没樹木片の樹種と ^{14}C 年代を検討。1：大笹の吾妻川左岸（海拔約910 m，樹種のみ検討），2：大前駅南東約0.6 kmの高羽根沢右岸（海拔約880 m，第1小諸軽石流堆積物に埋もれた埋没林を別稿（佐藤ほか，2024）で報告），3：小宿川支流の赤川河床（海拔約880 m），4：小宿川上流の天狗塚北西斜面（海拔約900 m），5：応桑北縁部（海拔約905 m；佐藤ほか，2021b）6：応桑の小代原（木片未発見，海拔約900 m），7：採土場（流れ山様小丘の安山岩塊3試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を報告（佐藤ほか，2022a））。No.1~5は表1の通し番号に対応。観察できた孺恋湖成層と湖成層岩塊を含む火山泥流堆積物の露頭は海拔約900 m付近に集中。応桑の平坦な地形を強調するため，900~950 mの等高線の間を灰色に塗色。この平坦面に散在する流れ山とその可能性がある小丘を楕円で近似し，その長軸で丘の伸びの方向を表現。等高線（m単位）は国土地理院の「地理院地図（電子国土Web）」による。

状構造を特徴とする粘土～シルト質な湖成層岩塊に似た地層を主とする孺恋湖成層（守屋，1966；黒岩，1977）を主な調査対象としており，三原層（荒牧，1993）下部の河川堆積物などの粗粒堆積物は除かれる。孺恋湖成層の下限の時代はゾウ化石の産出により前期～中期更新世と推定されているものの（高橋ほか，1981；註3），この地層の上限は未解明である。約2.7万年前に黒斑山が大規模な山体崩壊を起こした時まで湖が存在したのかどうかも分かっていないが，今回の調査結果の一部として，第1小諸軽石流堆積物が流下した約1.7万年前には湖は既に消滅していたと考えられることが確認された（佐藤ほか，2024）。

図2に今回の調査で樹木片が採取できた地点（No.1~4）に加え，以前に観察した火山泥流露頭（No.5~6）や流れ山様小丘の採土場（No.7）の位置も示した。採取した木片試料は樹種を鑑定し，一部を除いて ^{14}C 年代を測定した。木片が見出された露頭の例を図3の写真で示した。樹種鑑定の手法（能城，2014）と ^{14}C 年代測定試料の前処理や同位体比の測定法はこれまでの報告と同様である（例えば，佐

藤ほか，2018，2019b；南ほか2018；佐藤ほか，2024の註4）。それらの結果を表1にまとめて示した。以下の記述の番号は図2や表1の通し番号に対応しており，地名の後には木片の試料番号を示した。

1) 大笹 (22060404)

大笹集落の北側を流れる吾妻川の左岸には（図2のNo.1），河床（海拔約900 m）からの高さが最大40 mにおよぶ垂直に近い急斜面に孺恋湖成層が露出している（図3A）。この露頭は孺恋湖成層の地表露出の最西端部にあたり，ほぼ水平な砂層が累重し，上位には縞状の粘土～シルト質の典型的な湖成層が重なり，露頭の下部には薄い礫層も認められる。砂層の上部には所々に水平に横たわる形で径10 cm程度の樹幹が突き出していた。ここでは露頭下部に溜まった崩壊土を足場に15 mほど登った露頭上部の樹幹試料（22060404）を採取することが出来た。この樹幹は圧密を受けていくぶん変形し断面が楕円形を示す。この試料採取地点の300 m程下流に露出する孺恋湖成層基底部に

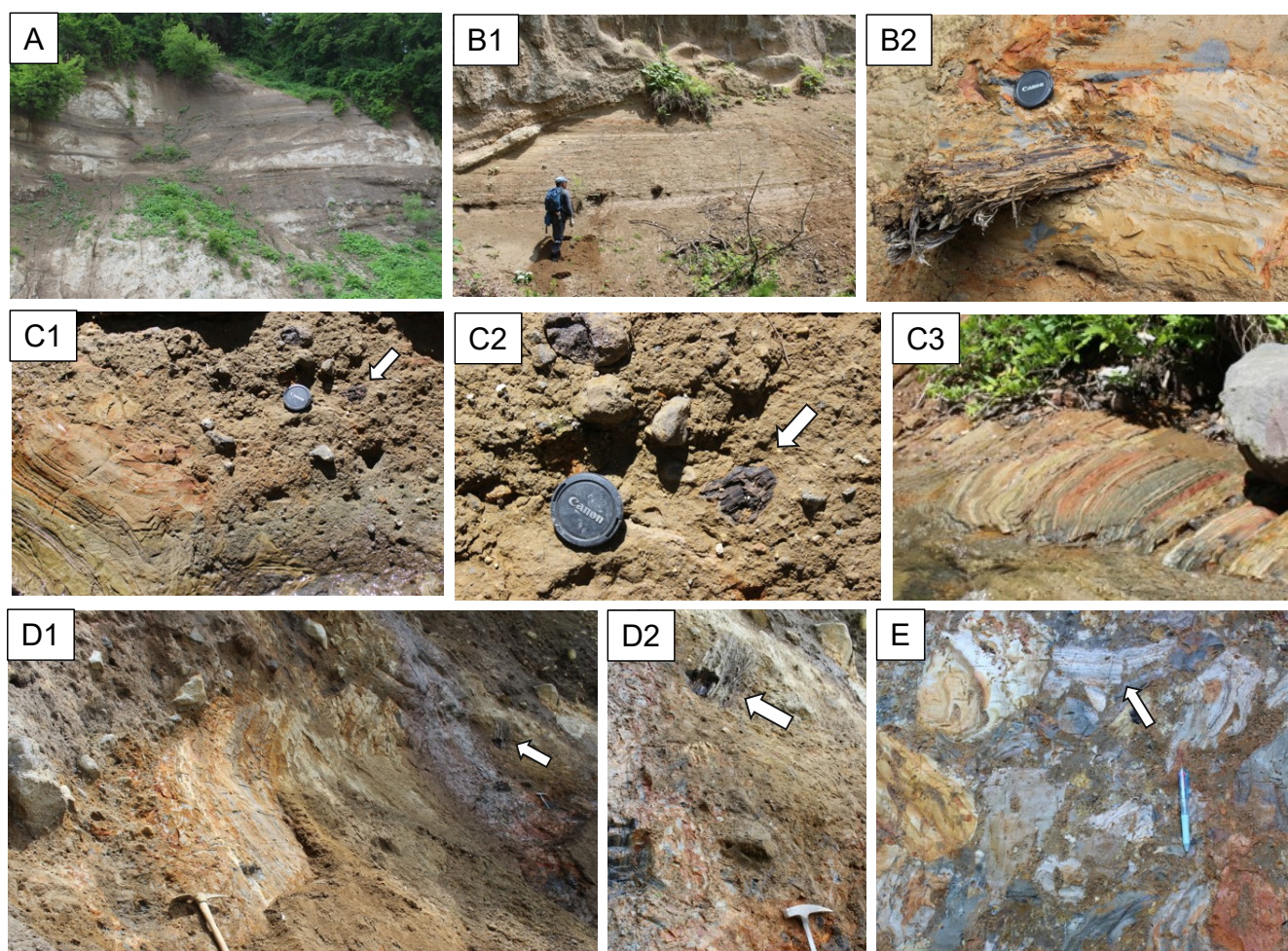


図3. 浅間火山北麓の孺恋湖成層と火山泥流堆積物の産状。

A : 大笹の吾妻川左岸に露出する孺恋湖成層 (図2の1)。高さ30 mを超える急斜面上部の砂層中に多数の樹幹が散在。写真中央の草が生えた崩落土砂を登って試料採取。右下に薄い礫層が見える。B1 : 大前の高羽根沢右岸の露頭の一部 (図2の2)。水平の層理をもつシルト質な湖成層を塊状の第1小諸軽石流堆積物 (約1.7万年前) が不整合に被う。人物の胸附近の同一堆積面に割れた樹幹の大小の破片が挟まれる。B2 : 写真B1の木片の産状の例。レンズキャップは径6 cm。C1 : 小宿川上流赤川の河床 (図2の3) に露出する湖成層岩塊 (左下)。岩塊を取り巻く不淘汰な火山泥流堆積物に木片 (矢印) と火山岩塊・火山礫が含まれる。C2 : C1の木片 (矢印の先の暗灰色) 周辺部の拡大写真。砂泥質な基質にくぶ丸みを帯びた火山岩塊・火山礫が散在。レンズキャップは径6 cm。C3 : C1の数m下流の河床に露出する湖成層岩塊。カラフルな縞模様を見せる層理面はほぼ直立。写真の左右は約1.5 m, 手前は流水, 右は安山岩の転石。D1 : 小宿川上流小菅川の右岸側に位置する天狗塚北西斜面の露頭 (図2の4)。鍬 (刃先は左右32 cm) の右側に露出する湖成層は垂直に近い層理面上部が右に曲がり, その周囲を最大30 cm大の火山岩塊を含む火山泥流堆積物が取り巻く。この岩塊の右側は雨水の影響で分りにくくなっているが, 矢印の部分に樹幹が含まれていた。D2 : D1の矢印 (木片) 周辺部の急斜面を見上げる角度で撮影した写真。矢印の先に径30 cm余りで長さが75 cmに及ぶ樹幹が見出された。写真の左側はD1の湖成層岩塊の右端, 右上部と中央下部に火山岩塊, 下端にスケールのハンマー (刃先の左右17 cm)。E : 天狗塚西斜面 (海拔900 m付近) で見られた小型の粘土質湖成層岩塊の集合部。岩塊の間を埋める砂礫が一部の岩塊に脈状に入り込む (写真上部の矢印)。ボールペンは長さ14.5 cm。

産する火山岩礫を含む「泥流性堆積物」から白歯化石が発見され, 既述のように孺恋湖成層の最下部が前期～中期更新世と推定された (高橋ほか, 1981)。採取された木片もその時代に近い可能性が高いとみて, ^{14}C 年代の測定は省略し, 樹種の鑑定だけを実施した (表1)。樹種はモミ属 (*Abies* sp.) であった。

2) 高羽根沢 (22060301～05)

大前駅の南東約0.6 km付近の高羽根沢^{たかぼね}の右岸側の露頭で

(図2のNo.2), 孺恋湖成層を軽石流堆積物が不整合に被う関係が観察された。軽石流堆積物中の炭化木片 (22060305) と炭化を免れた根幹部 (22060301) については ^{14}C 年代を測定し, 軽石流の流下時期が約1.7万年前であったことが判明したので, 別の稿で報告した (佐藤ほか, 2024)。炭化木片を採取した軽石流堆積物の下位には, 不整合面を境に水平に成層した粘土～シルト質の湖成層が産し, その中に挟まれる厚さ10 cm弱の砂層の直上部に割れた樹幹の破片が並んで数個挟まれていた (図3のB1, B2)。採取した木

片3試料のうち2試料 (22060302~03) の樹種を鑑定し¹⁴C年代を測定した。樹種はともにカラマツ属またはトウヒ属 (*Larix* or *Picea* sp.) と判明したが³, ¹⁴C年代は¹⁴Cの検出限界 (今回の測定では52 ka BP) を超えて古いことが判明し, この地層の年代決定には至らなかった (表1)。

3) 赤川 (22060401~03)

小宿川上流の赤川河床のこの地点では (図2のNo.3; 海拔約880 m), 径5~10 cm程度の火山岩塊・火山礫と砂泥基質からなる不淘汰な塊状堆積物と, それに含まれる細かに成層した粘土質湖成層の不定形な岩塊が観察された。観察できた延長30 mほどの河床で確認した限りでは, 湖成層岩塊は径3 cm~3 mの様々な形で, ハンマーの先端が刺さるほど柔らかく, 周囲の不淘汰堆積物との境界は入り組んでいたが明瞭であった。この不淘汰堆積物中に炭化していない樹幹の破片と思われる木片が3本見出された (径3~8 cm, 長さ5 cm以上; 図3のC1~3)。木片が炭化していないことから, 母材の堆積物は高温ではなかったと判断し, 火山泥流と推定した。木片は湖成層岩塊からは見出されなかった。

ここで発見した木片3試料の樹種を鑑定し, ¹⁴C年代を測定した。2試料 (22060402a, 22060403) はカラマツ属またはトウヒ属 (*Larix* or *Picea* sp.) もしくはトウヒ属 (*Picea* sp.) の針葉樹で, ¹⁴C年代は測定限界を超えて古いことが

判明した (表1)。他の1試料 (22060401) はクロウメモドキ属 (*Rhamnus* sp.) で, 我々がこれまでの研究で出会ったことのない落葉樹種と鑑定された。クロウメモドキは現在の日本列島各地にも生育する小木なので, 最終氷期とは異なる比較的温暖な時代が予想されたが³, ¹⁴C年代測定の結果は1290±30 BPという驚くべき若さを示した (表1)。この年代をIntCal20 (Reimer et al. 2020) で較正すると西暦660~820年頃とかなりの幅が見込まれ, 日本史では飛鳥時代から平安時代までの7世紀後半から9世紀初頭という広い推定範囲になってしまう (註4)。これは較正曲線が変化に富むため測定値からの補正に大きな誤差を生じてしまうからである。これら3試料は赤川渓谷河床の露頭のせいぜい30 m程度の範囲から採取したもので, 採取時にはこのような極端に異なる樹種や年代を予想することが出来なかった。¹⁴C年代の測定限界を超えた古い堆積物と歴史時代の新しい堆積物が共存していると考えざるを得ない。新旧の木片の母材である堆積物にも何らかの違いがあるのを見逃したのかも知れず, 現地の再調査が求められる。

4) 天狗塚周辺 (22030501)

天狗塚は応桑の北西部に位置する小丘 (962 m) で, 南西側を小宿川の支流である小菅沢が北流する (図2のNo.4)。応桑地域の平坦面には黒斑火山の山体崩壊で生じたとされ

表1. 浅間火山北麓の湖成層と泥流堆積物に含まれる木片の樹種と¹⁴C年代。

Table 1. Species and ¹⁴C age of wood fragments from the lake deposits and mudflow deposits distributed in the northern foot areas of Asama volcano

Serial ¹⁾ Number	Locality (Altitude m)	Host ²⁾ sediments	Sample Number	Species ³⁾	Size (cm) diameter length	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	¹⁴ C age ⁴⁾ BP (±1σ)	Calibrated age ⁵⁾ based on IntCal20 cal BP (±2σ)	
1	Oozasa (910)	Ld	22060404	<i>Abies</i> sp.	6~9	32	n.d.	n.d.	
2	Takabane- zawa (880)	Ld	22060302	<i>Larix</i> or <i>Picea</i> sp.	<3	>15	-18.9	>52290	O.d.
		Ld	22060303	<i>Larix</i> or <i>Picea</i> sp.	<5	>15	-21.2	>52290	O.d.
3	Aka-gawa (880)	Md	22060401	<i>Rhamnus</i> sp.	8	>12	-28.0	1290±30	1292-1131
		Md	22060402a	<i>Larix</i> or <i>Picea</i> sp.	3	>10	-15.0	>52290	O.d.
		Md	22060403	<i>Picea</i> sp.	4	>5	-26.9	>52290	O.d.
4	Tenguzuka (900)	Md	22060501	<i>Larix</i> sp.	>30	75	-23.2	>52290	O.d.
5	Ookuwa (900)	Md	19091906	<i>Abies</i> sp.	5	17	-23.7	>43,000	O.d.

1) Serial numbers for localities correspond to those in Figure 1. Altitudes are approximate values estimated from geographic map.

No.1 : Left bank of the Agatsuma River in Oozasa of Tsumagoi Village, Gunma Prefecture

No.2 : Takabane-zawa valley in Oomae, a tributary stream of the Agatsuma River in Tsumagoi Village, Gunma Prefecture

No.3 : Aka-gawa valley, a branch of the Koyado River which is a tributary stream of the Agatsuma River.

No.4 : Northwest slope of Tenguzuka hill in Ookuwa of Naganohara Town, Gunma Prefecture

No.5 : Northern Ookuwa of Naganohara Town, Gunma Prefecture (Sato et al., 2021b)

2) Ld : lake deposit ; Md : mud flow deposit

3) Species were identified by M.Kojima, M. Yamagishi and H.Abe of the Forestry and Forest Products Research Institute in Tsukuba

4) Decay constant for age calculation : Libby's half-life of 5568 years (Libby, 1952).

Age dating was done by M. Minami of Nagoya University and Dr.H. Wan of KIGAM in Korea.

5) Calibrated age is based on IntCal20 (Reimer et al., 2020), O.d. : out of dating (¹⁴C was below the detection limit).

る流れ山様の小丘が散在し（図2）、天狗塚はその一つと解することも出来る地形を構成しているため、今回の予察では最も重要な調査地点の一つであった。調査では天狗塚の南東側にある小代の集落付近から小菅沢の谷に下り、右岸側の斜面を天狗塚の北西斜面まで踏査した。

天狗塚北西斜面では海拔850 m付近では水平に成層した粘土～シルト質の湖成層の露出を確認できたが、この斜面上部の海拔900 m付近の露頭では、径5～30 cm大の火山岩塊や火山礫と砂泥質な基質からなる不淘汰な堆積物、およびそれに含まれる層理面が変形し直立した粘土～シルト質の湖成層の大岩塊が観察された（図3のD1）。この大岩塊は露頭面では不淘汰堆積物に取り囲まれるように見え、一部で貫入されたような産状も見られたが、下部は観察できなかったため全体の形状は不明である。この不淘汰堆積物の層相は赤川（図2のNo.3）で見られた堆積物に似ており火山泥流堆積物と推定したが、詳細は未検討である。この堆積物からなる急斜面の上部に、径30 cmで長さが75 cmに及ぶ炭化していない樹幹の半分ほどが残存するのを見出し（図3のD2）、試料を採取することが出来た（22030501）。その検討結果は表1に示すように樹種はカラマツ属（*Larix* sp.）であった。この露頭は「応桑泥流」の分布域に近接する地点であったが（図2）、得られた年代は黒斑火山が崩壊した約2.7万年前ではなく、¹⁴C年代の測定限界を超えて古いことが判明した（表1）。

3. 考察：浅間火山北麓の湖成層と火山泥流の謎

3.1. 孺恋湖成層とその岩塊を含む火山泥流堆積物の年代

浅間山北麓に分布する孺恋湖成層の年代を埋没木片の¹⁴C年代から推定するという試みは、検討した樹木片が¹⁴C年代の測定限界を超えて古いという結果となり（表1）、具体的な年代値は得られなかった。堆積した時の状態が保存されているとみられる高羽根沢の湖成層には、破壊された樹幹の破片が当時の湖底に散在するような形で粘土～シルト層に挟まれていた（図2のNo.2、図3のB1とB2）。湖沼に流入する沢で発生した土石流で破碎された樹幹が最終的には湖底に沈下し、シルト層に被われて保存されたというような状況が推定される。この樹木片は¹⁴C年代測定の限界である約5万年前より古いカラマツ属やトウヒ属からなる針葉樹林の痕跡と解される。

高羽根沢の湖成層より層序的に上位にあると確定できる露頭は未発見であるが、地形的にいくぶん高い海拔900 m前後の地点でさまざまな湖成層岩塊を含む火山泥流様の堆積物が見出された（図2のNo.3～4；図3のC～E）。過去の調

査で見出された同様の産状を示す露頭も含め（図2のNo.5～6）、いずれも海拔900 m前後に位置することが注目される（図2のNo.3～6）。これらの露頭では、形も大きさも様々な湖成層の岩塊が砂泥質基質に火山岩塊・火山礫（3～30 cm程度）を含む不淘汰な堆積物（以下不淘汰相）に囲まれており、その中には木片が含まれていた（図3のCとD；佐藤ほか、2021bの図3のC）。見出された木片はどれも炭化しておらず、母材の堆積物は高温ではなかったことを物語る。いくぶん丸みを帯びた火山岩塊・火山礫を含む不淘汰な外観が前橋泥流や塚原泥流に似ていることから、我々はこの堆積物を火山泥流堆積物と推定した。湖成層岩塊の層理面の方向には規則性が見られず、一部は垂直に近い急傾斜を示し、しばしば曲がった状態が見られた（例えば、図3のC1, C3, D1）。これらの湖成層岩塊は、不定形であるが周囲の不淘汰相との境界は明瞭で、不淘汰相の基質に似た細粒物質が貫入したかのような脈状構造も観察された（図3Eの矢印）。これらの岩塊自体からは木片など年代推定の手掛かりになる材料は見当りできなかったが、細かな縞紋様状の堆積構造は高羽根沢で観察された孺恋湖成層の整然層に似ていることから、孺恋湖成層の一部（おそらく当時の最上部）が火山泥流により変形・破壊されたものと推定した。

火山泥流発生の原因は不明であるが、例えば融雪型の火山泥流が（例えば、勝井、1986；西本、2010）、流下の途中で山体斜面の火山碎屑物や樹木を取り込んで規模を増し、湖成層分布域に流入してその上部を破壊変形させたというような事象を想定することもできよう。そのような火山泥流の突入を受けた湖成層は、割れて岩塊に分散すると同時に変形し易い柔軟性も保持した弱固結状態にあったのではないかと推察される。その当時、湖成層の上位に湖水が残存していたのかどうか、これも興味深い点であるが、その判断材料は得られなかった。

岩塊化した湖成層の堆積年代に関するデータは得られていないが、これらを取り込んだとみられる火山泥流堆積物に含まれる木片について実施した¹⁴C年代測定の結果は、既発表のデータも含めると（佐藤ほか、2021b）、前述した赤川の極端に若い試料（22060401）を除く4試料が¹⁴Cの検出限界を超える約5万年前よりも古いものであることを示した（表1）。この結果からは、火山泥流堆積物とこれに含まれる湖成層岩塊は約5万年前以前の堆積物と解するのが自然であろう。その年代がどれだけ古いのかは問題であるが、仮に黒斑火山の活動開始時期とみられる約10万年前より新しいのであれば（佐藤ほか、2021bの註8）、位置関係からみて（図1）、火山泥流の起源は黒斑火山であった可能性が高いと考えられる。しかし、もし約10万年前より更に古い場合には

黒斑火山よりも古い火山に由来する可能性を排除できなくなるので、起源については別の手掛かりが必要となろう。

3. 2. 湖成層岩塊を含む火山泥流堆積物の位置づけ

「湖成層岩塊を含む火山泥流堆積物」とした上述の地層は、高羽根沢で見られたような水平な構造をもつ孿恋湖成層の上位に重なると推定されるものの、両者の層序関係が確立できたわけではなく、この地層の3次元的な分布を明確に描き出すには更に詳しい調査が必要である。しかし、この堆積物がいずれも海拔900 m付近で見出され、その水平的な広がりが5 kmにも及ぶことを見ると（図2のNo.3とNo.5の距離）、この地域の地質体として無視できない存在だと思われる。そこで、「応桑泥流」と比較しつつ記述する便宜上、観察した地点の中央部近くの丘の名称を採って「天狗塚火山泥流堆積物」と仮称することにする（以下では「天狗塚泥流」と略記；註5）。

既存の地質調査の結果（荒牧，1968，1993；守屋，1966；黒岩，1977）に今回の予察の結果を加味すると、この「天狗塚泥流」の上位には第1小諸軽石流堆積物（約1.7万年前；佐藤ほか，2024）などの浅間火山の活動中期以降の噴出物が広く分布するほか、応桑周辺には「応桑泥流」が分布するという位置関係が目される。後述の様に「応桑泥流」は、年代は確定されていないが、これまで前橋泥流の上流部と位置付けられてきた（例えば、新井，1993）。これが正しいとすると、前橋泥流の発生源とされる黒斑火山の崩壊が起こった約2.7万年前には（例えば、佐藤ほか，2018，2019，2020）、この「天狗塚泥流」が黒斑火山北麓の地表に露出して、湖成層岩塊だけでなく「古い木片」の供給源ともなり得たとみてよいだろう。前橋泥流や塚原泥流に含まれる約2.7万年前より古い木片の存在から（図1）、佐藤ほか（2022b）は約2.7万年前以前にも山体斜面の一部崩壊や融雪型の泥流の様な「小規模崩壊」に起因する堆積物が存在し、その中に埋没していた木片が再移動した可能性を提起していた。今回見出された「天狗塚泥流」とその中に含まれる「古い木片」はその「小規模崩壊」の痕跡のひとつではないだろうか。

3. 3. 「応桑泥流」と「天狗塚泥流」（仮称）

湖成層岩塊を含む上述の堆積物をここでは「火山泥流堆積物」と推定した。含まれる火山岩塊・火山礫の岩質や基質の粒度や鉱物組成などは未検討であるが、火山岩塊・火山礫が散在する不淘汰な外観と砂泥質な基質に含まれる木片が炭化していない特徴が前橋泥流や塚原泥流に似ている点に着目し、その分布が海拔900 m付近に水平距離で5 kmほ

どの広がりを確認できたことから、当時の平坦な地形面を形作った堆積物の痕跡である可能性も考えられたため、既述の様に「天狗塚泥流」という仮称をつけた。

「応桑泥流」は「天狗塚泥流」よりいくぶん高い位置に分布し、流れ山様の小丘の散在で特徴付けられるが（図2）、現在詳しく観察できるのは小丘を取り崩す採土場の1カ所のみで（図2のNo.7：小丘の頂上は海拔約930 m）、地層としての全体像を把握するのは難しい。採土場で見られる小丘内部の基質は、粗粒な部分が多いものの泥質な部分もあって極めて不均質である。以前地質巡検の観察地点のひとつとして紹介された2層の構造（中村ほか，2016の第10図）は、我々の調査時には認められず、湖成層の岩塊も木片も未発見であり、「天狗塚泥流」とはかなり違う印象を受けた。露頭状況が年々変わるので調査時には毎回木片を探しているが、未だに発見できていない。採土場の作業員も見ることがないと話している。「応桑泥流」の年代は確定していないが、もし「応桑泥流」が約2.7万年前の山体崩壊堆積物として「天狗塚泥流」の上位に分布するならば、現在残るその堆積物の量はかなり少ないと推定される。守屋（1966，p.55）は「応桑泥流」について、応桑の緩傾斜面（「応桑面」と記述）を薄く覆うのみで、この平坦な地形の原因は下位の孿恋湖成層の堆積面にあると推定している（註6）。

ところで、「天狗塚泥流」には木片が見出されるのに「応桑泥流」からは見つからないのは何故であろうか。もちろん調査が不十分でまだ発見されていないだけだという説明も可能であろう。流れ山様の小丘の内部が観察できる機会は極めて少ないので、調べられたのはごく一部に過ぎないからである。しかし一方で、約2.7万年前の最終氷期には森林限界が低く、応桑より高所には森林が存在しなかった可能性も否定しきれない。「天狗塚泥流」の流下時期は約2.7万年前より温暖で、針葉樹が卓越するものの森林限界はいくぶん高い位置にあり、山体崩壊前の黒斑火山から発生した火山泥流がその森林を巻き込んだのかも知れない。この火山泥流堆積物が佐藤ほか（2022b）で想定した「小規模崩壊」の痕跡にあたるのかどうか、今後の検証が待たれる。

4. あとがき

浅間山の北麓に分布する孿恋湖成層が、浅間火山の活動史にどの様に関わってきたのかという視点から、湖成層分布域の予察的な地質調査を実施し、埋没樹木片を採取して樹種と¹⁴C年代を調べた。その結果、前橋泥流に含まれる湖成層岩塊に酷似する細かい縞状の堆積構造を特徴とする湖成層が確認され、その分布の地形的上限の海拔900 m付近

には、大小さまざまな湖成層岩塊を含む火山泥流堆積物が見出され、湖成層岩塊も火山泥流堆積物も¹⁴C年代の測定限界を超える約5万年前より古いものであることが判明した。この火山泥流堆積物は前橋泥流や塚原泥流に含まれる「古い木片」(例えば、佐藤ほか, 2019b, 2022b)の供給源の候補に挙げられるものの、堆積物としての詳しい記載や起源については今後の検討課題として残された。現在、孀恋湖成層も上記の火山泥流堆積物も浅間火山活動中期以降に噴出した軽石流などの堆積物に広く被われるが、前橋泥流の起源となったとみられる浅間火山形成初期の山体である黒斑火山が崩壊した約2.7万年前には地表に広く露出し、その一部が山体崩壊物の流れに巻き込まれたと推定される。また、この火山泥流堆積物は、地形的には流れ山様小丘の散在で特徴づけられる「応桑泥流」の直下に産するとみられるが、両者の関係は未確認であり、「応桑泥流」そのものから木片を発見できておらず、その年代も確定できていない。これまでのところ、浅間山北麓で前橋泥流に対応する山体崩壊堆積物を特定できる年代学的データは得られていないということになる。今回の予察調査は限定的であり、基本的なデータの補充が今後の課題として残されている。

<註>

註1) 「泥流」は流れを表す用語としても使われるので、厳密には「前橋泥流堆積物」と表記の方が正確なのだが、文脈から誤解のおそれがないと思われる場合は、本稿ではしばしば「前橋泥流」などと略記する。「前橋泥流(堆積物)」の用語は、よく使われており(例えば、新井, 1971; 貝塚ほか, 2007; 前橋市教育委員会, 2016)定着している感がある。山体崩壊に起因する堆積物に対して「岩屑なだれ堆積物(debris avalanche deposit)」の用語が広く使われるが、我々はこの研究を前橋-高崎地域に分布する「前橋泥流」から始めたこともあり(佐藤, 2016; 佐藤ほか, 2017a)、記述の継続性を維持するため、ここでも「前橋泥流」の用語を用い、これと合わせて、軽井沢-佐久地域の類似堆積物についても「泥流」(荒牧, 1968; 軽井沢町誌刊行委員会, 1987)の用語を用いる。

浅間山北麓の応桑地域には、「応桑泥流」(八木・越, 1936; 守屋, 1966; 荒牧, 1968; 黒岩, 1977; 久保ほか, 1993)、「応桑岩屑なだれ(応桑泥流)」(新井, 1993)あるいは「応桑岩屑流」(荒牧, 1993)などと称されてきた堆積物が分布する(名称の後の「堆積物」を省略して引用)。この堆積物は応桑地域の平坦部に散在する流れ山とされる小丘群の存在で地形学的には良く知られ(図2)、前橋泥流の上流部にあたる山体崩壊堆積物とされるが(例えば、新井, 1993)、その分布は調査者によって大きく異なり、地層とし

ての実像は必ずしも明らかではなく、「岩屑なだれ」がどのような過程を経て「泥流」になったのかも解明されていない(久保ほか, 1993; 佐藤ほか, 2021b)。この地層は今回の予察の調査対象ではなかったが、本文で言及するように、確定的な年代データも得られていない。年代を含めた堆積物としての実像把握と「岩屑なだれ」から「泥流」への変化過程の解明が今後に残された重要な課題であるが、応桑地域における露頭が極めて少ないこと、吾妻川沿いの山体崩壊堆積物のほとんどが浸食で失われ、残存物も護岸工事などで観察しにくくなっていることから、いずれの課題も解決は容易ではないと思われる。

註2) 天明の泥流について荒牧(1968, p.30)は、浅間山頂から流下した鎌原火砕流が表層の土石や水を取り込んで吾妻川になだれ込み、川を堰き止めた後そのダムが決壊して発生した泥流が吾妻川の沿岸にも大被害をもたらしたとした。一方、井上(2009)は、史料から見積られる吾妻川沿岸域の泥流到達時間からは、吾妻川を堰き止めるだけの時間はなく、山腹にあった沼が水の供給源となって、吾妻川に到達する前に泥流として流下できるのに十分な水分量を獲得していたという説を紹介している。

註3) 竹下・田辺(2010)は、孀恋地域に分布する更新世の湖成層・河川堆積物・火山噴出物を一括して「孀恋層群」とし、テフラの対比からその中～下部を中期更新世としているが、「孀恋湖成層」や「三原層」には言及がない。

註4) 赤川の露頭で採取した木片(試料番号22060401)が示したこれまでにない若い年代は、暦年に換算すると西暦660-820年頃とかなりの幅が見込まれるため、日本列島の自然史の何らかの事変と対比することは難しい。火山で発生する泥流は、火山活動に起因する融雪だけでなく豪雨や地震動も関係していたかも知れない。例えばこの年代範囲に起こった大地震としては、762年の美濃・飛騨・信濃を襲ったマグニチュード7以上とされる地震や818年に関東諸国を襲い山崩れが多発したマグニチュード7.5以上とされる地震が知られている(宇佐美, 2008, p.38)。

註5) 湖成層岩塊に富む火山泥流堆積物が確認された2地点(図2のNo.4-6)はいずれも応桑地内なので、「応桑泥流」と呼びたいところであるが、この名称は黒斑火山の崩壊により発生した前橋泥流の上流部という位置づけで既に使われており(例えば、新井, 1993; 久保ほか, 1993; 佐藤ほか, 2021b)、層相にも違いが認められるので別の名称とした。天狗塚の山頂は海拔962 mであり、我々が観察した露頭より60 m程高い位置にある。天狗塚の丘陵部が全て「天狗塚泥流」なのか、それとも他の小丘と同様な「応桑泥流」なのかは未確認である。その詳細な調査で「応桑泥流」と「天狗塚泥流」の関係が把握出来るかも知れない。

註6) 守屋(1966)には、「天狗塚泥流」に相当するような記述が見られないが、「応桑泥流」の厚さについては「数10 mを超えない」と推定している。図2の小宿川～小菅川より東の

応桑周辺に散在する流れ山様小丘の分布域に厚さ50 mの「応桑泥流」堆積物が残存するとした場合、大まかな見積もりであるが0.3 km³程度となる。これは前橋泥流の全量が3 km³以上との可能性を指摘した佐藤ほか(2020, p.37)の見積もりの1割程度となる。

謝辞

今回の予察調査では、嬭恋村三原の黒岩俊明氏から多大なご支援を戴いた。地質調査総合センターの工藤 崇氏は、丁寧な査読で原稿の不備を指摘してくださった。以上のお二方に深謝します。

文献

- 新井房夫(1971):地形・地質,『前橋市史』第1巻,第1編「自然」,第2章,8-66.
- 新井房夫(1993):上州の火山噴火の歴史.新井房夫編「火山灰考古学」,古今書院,東京,30-53.
- Aramaki, S. (1963): Geology of Asama volcano. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec.2*, **141**: 229-448.
- 荒牧重雄(1968):浅間火山の地質.地団研専報14,地学団体研究会,45pp.
- 荒牧重雄(1993):浅間火山地質図.5万分の1,火山地質図6,地質調査所.
- 荒牧重雄・宇井忠英(1986):ネバドデルレイス火山の噴火,1985年11月13日.火山第2集,**30**:287-290.
- 群馬県地質図作成委員会(1999):群馬県10万分の1地質図.内外地図株式会社,東京.
- 井上公夫(2009):噴火の土砂洪水災害—天明の浅間焼けと鎌原土石なだれ—.古今書院,203pp.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 編(2007):日本の地形4 関東・伊豆小笠原.東京大学出版会,東京,349pp.
- 軽井沢町誌刊行委員会(1987):軽井沢町誌,自然編,388pp.
- 勝井義雄(1986):十勝岳.火山第2集,31:309-311.
- 久保誠二・中村庄八・小山和久・高橋陽一(1993):地形・地質(吾妻渓谷周辺およびその南西域),『長野原の自然』(八ッ場ダム地域自然調査会,1993),3-89,群馬県長野原町教育委員会.
- 黒岩憲司(1977):自然界,嬭恋村誌(上),嬭恋村,63-173.
- Libby, W.F. (1952): Radiocarbon Dating. Univ. Chicago Press, 124pp.
- 前橋市教育委員会(2016):国指定天然記念物 岩神の飛石環境整備事業報告書.前橋市教育委員会,78pp.
- 南 雅代・佐藤興平・中村俊夫(2018):ABOX-SC法を用いた木片の高精度¹⁴C年代測定による前橋泥流堆積時期の再検討.2018年度日本地球化学会第65回年会講演要旨集,p.267.
- 守屋以智雄(1966):吾妻川流域の地形発達.地理学評論,**39**:51-62.
- 中村一明・松田時彦・守屋以智雄(1987):火山と地震の国(日本の自然1),岩波書店,338pp.
- 中村一明・松田時彦・守屋以智雄(1995):火山と地震の国(新版 日本の自然1),岩波書店,371pp.
- 中村庄八・藤本光一郎・山中俊雄・方達重治(2016):群馬県吾妻地域における中期中新世以降の火山岩類と変質.地質雑,**122**:397-412.
- 西本晴男(2010):火山地域における火山泥流,泥流,土石流の表現方法に関する考察.砂防学会誌,**63**:26-37.
- 能城修一(2014):木材プレパラート標本作成法.分類,**14**:97-99.
- Notsu, K., Aramaki, S., Oshima, O. and Kobayashi, Y. (1987): Two overlapping plates subducting beneath central Japan as revealed by strontium isotope data. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**: 195-207.
- Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M. (1989): Lateral variation in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochem. Jour.*, **23**: 45-55.
- 太田良平(1957):5万分の1地質図幅「草津」,地質調査所.
- 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. (2020): The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**: 725-757.
- 佐藤興平(2016):巨石の天然記念物「岩神の飛石」の起源について.群馬県立自然史博物館研究報告,(20):133-140.
- 佐藤興平・南 雅代・大島 治・鈴木和博・柴田 賢(2017a):Sr同位体比からみた「岩神の飛石」の起源(予報).群馬県立自然史博物館研究報告,(21):29-38.
- 佐藤興平・南 雅代・鈴木和博・柴田 賢(2017b):火山体崩壊に起因する火山災害軽減のためのパイロット研究: Sr同位体比から見えてきた巨石の天然記念物の起源.名古屋大学年代測定研究,**1**:44-50.
- 佐藤興平・南 雅代・中村俊夫・柴田 賢・児嶋美穂・武者 巖(2018):木片の¹⁴C年代測定による前橋泥流堆積時期の再検討(予察).群馬県立自然史博物館研究報告,(22):95-101.
- 佐藤興平・南 雅代・武者 巖・柴田 賢(2019a):高崎の烏川に産する巨石「聖石」の起源.群馬県立自然史博物館研究報告,(23):49-56.
- 佐藤興平・南 雅代・中村俊夫・柴田 賢・安部 久・武者 巖・池田信二(2019b):火山泥流に含まれる木片の¹⁴C不一致年代:前橋泥流と塚原泥流の例.群馬県立自然史博物館研究報告,(23):57-64.
- 佐藤興平・南 雅代・柴田 賢・武者 巖(2020):巨石のSr同位体比と埋没木片の¹⁴C年代からみた前橋泥流.群馬県立自然史博物館研究報告,(24):31-42.
- 佐藤興平・南 雅代・安部 久・中村俊夫・武者 巖(2021a):利根川河床の前橋泥流から見出された木片群の¹⁴C年代.群馬県立自然史博物館研究報告,(25):75-80.
- 佐藤興平・南 雅代・安部 久・中村俊夫・武者 巖(2021b):吾妻川上流域の火山泥流堆積物に含まれる木片の¹⁴C年代(予察).群馬県立自然史博物館研究報告,(25):91-100.
- 佐藤興平・南 雅代・中村俊夫(2021c):高崎市のポーリングコアから見出された木片の¹⁴C年代と高崎—前橋地域の後期更新世の地層形成史における意義.群馬県立自然史博物館研究報告,(25):81-90.
- 佐藤興平・南 雅代・武者 巖(2022a):前橋泥流の流下域に残存する安山岩塊の比重とSr同位体組成.群馬県立自然史博物館研究報告,(26):91-104.
- 佐藤興平・南 雅代・安部 久・池田信二(2022b):浅間火山初期の山体で発生した山体崩壊の年代:塚原泥流に含まれる樹木片の¹⁴C年代からの推定.群馬県立自然史博物館研究報告,(26):108-118.
- 佐藤興平・南 雅代・児嶋美穂・山岸松平・黒岩俊明・安部 久・洪 完(2024):軽石流に埋められた浅間火山北麓の埋没林:樹種および¹⁴C年代.群馬県立自然史博物館研究報告,(28):145-150.
- 高橋啓一・神谷英利・黒岩俊明・小林将喜・山岸勝治・磯田善義・中島啓二・田中宏之(1981):群馬県嬭恋村産のゾウ化石,および産出地の地質について.群馬県立歴史博物館紀要,(2):1-13.
- 竹下宏安・田辺智隆(2010):四阿火山南東麓の中部更新統,嬭恋層群から見つかった古期御岳火山起源のテフラ.地球科学,**64**:1-9.
- 宇佐美龍夫(2008):日本被害地震総覧,東京大学出版会,東京,605pp.
- 八木貞助(1936):浅間火山.信濃教育会北佐久部会・信濃毎日新聞株式会社,長野県,516pp.
- 八木貞助・越 保(1936):浅間火山地質図.5万分の1,信濃教育会北佐久部会,『浅間火山』(八木貞助,1936)付図.