

上田盆地の地形発達と上田泥流の起源

富樫 均¹・横山 裕²

長野県上田市に分布する上田泥流堆積物は、千曲川流域に分布するいずれかの火山体からもたらされた火山碎屑岩層と考えられる。本研究では、上田盆地低平地の地形発達史を組み立て、その結果をもとにこれまで知られていなかった上田泥流の年代を特定した。第一に、上田泥流が上田盆地の低平地に達したとき、泥流の堆積により盆地北側に最大約 2.3km² の湛水面積に及ぶ堰き止め湖が形成されたことを明らかにした。第二にその湖成層の堆積開始直後の層準の放射性炭素年代を測定し、上田泥流の年代を 22～23Ka に特定した。その年代は千曲川上流の黒斑火山で知られている塚原泥流（岩屑なだれ）の年代と一致する。この年代と既往の岩相対比や岩石学的な研究結果と合わせると、上田泥流は黒斑火山活動末期に起こった巨大山体崩壊による岩屑なだれ堆積物の一部であると考えられる。

キーワード：上田泥流，堰き止め湖，塚原岩屑なだれ，黒斑火山，浅間火山，上田城，地形発達史

1. はじめに

上田泥流¹⁾は、上田盆地中央部に分布する火山碎屑岩層である。上田泥流がつくる崖は国指定史跡である上田城の基礎をなし、当地域のシンボリック的存在として地元の人々に知られている。ここでは上田盆地低平地の地形発達と地質層序から特定された上田泥流の年代に関する新知見を報告し、泥流の起源について考察する。

2. 地形地質の概要と上田泥流に関する研究史

上田市は長野県北東部の千曲川中流部に位置する（図 1）。盆地の北側には太郎山を中心とする北部フォッサマグナ新第三系の山々が東西に連なり、市の中心市街地はその南麓に広がる千曲川沿いの低平地に立地する。その低平地では、千曲川沿いに千曲川河床から比高数 m～10 m 程度の急崖をもつ微高地が形成されており、その崖の上に上田城跡や市役所、大学などの施設が建っている。

上田泥流の模式地は上田城跡南側の崖とされており²⁾、西櫓の下に好露出する（図 2）。泥流分布の最下流は、上田市塩尻の市立塩尻小学校北の露頭とされる¹⁾。泥流の起源を特定する上で、泥流の堆積

年代はきわめて重要であるが、露頭の風化が激しく年代測定に適する試料が得にくいこともあり、上田泥流の年代値として過去に公表された例はほとんどない。千曲川中～上流域には 1 Ma (Ma:100 万年前) 前後から活動を始めた烏帽子火山群^{3,4)} や八ヶ岳火山列⁵⁾ があり、中期更新世以降に活動を繰り返した新旧の火山体が数多く存在する。そのため、上田泥流の起源（給源と原因）については見解が定まっていない。上田泥流を命名した上田高校地質班(1975)は、年代に関する知見はないが、千曲川上流域に泥流の分布を追跡し、泥流に含まれる火山岩礫の岩相対比から、給源として黒斑火山を推定し、上田泥流が佐久盆地の塚原泥流に対比される可能性が高いとした¹⁾。一方、山辺（2002）は、給源を東御市の三方ヶ峰付近に求め、堆積年代を縄文草創期と推定した⁶⁾。また、高橋・三宅（2012）は、年代に関する知見はないが、泥流に含まれる火山岩類と黒斑火山を構成する火山岩類について記載岩石学的対比を行い、泥流の給源を黒斑火山とした⁷⁾。

3. 研究目的と研究方法

本研究の目的は上田盆地の地形発達の見点から上田泥流の起源を明らかにすることである。そのた

1 長野県環境保全研究所 自然環境部 〒381-0075 長野市北郷 2054-120

2 上小地質談話会 〒386-0022 上田市緑ヶ丘 2-12-5

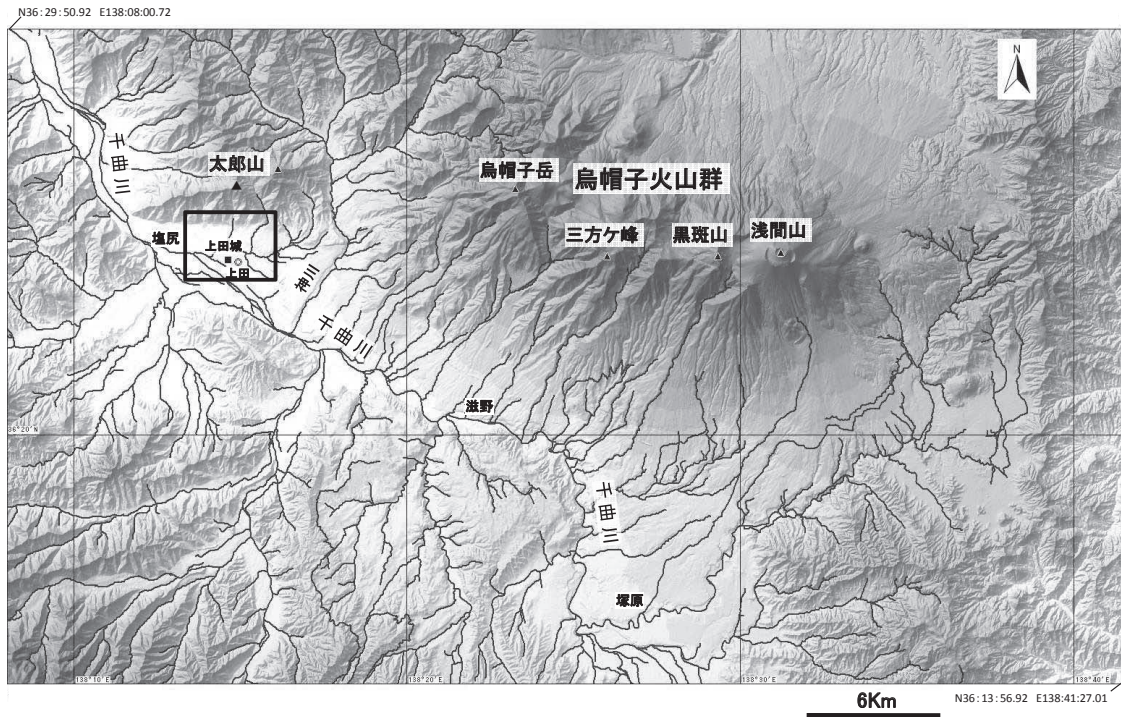


図1 調査地案内図
(国土地理院基盤地図情報により作成，図中の四角が図3の調査地範囲に相当する)



図2 上田泥流の露頭写真
(上田城西櫓下，矢印部分が泥流)

め，まず上田泥流の岩相と周辺地形について記載し，上田盆地低平地の地形区分を行った。次に，上田城北低平地の地形面に着目し，その堆積物から上田泥流がもたらした堰き止め湖の存在を確かめた。さらに，湖成層の年代測定を行い，その結果から泥流の年代を絞り込んだ。それらの結果に既往の研究結果を合わせ，泥流の起源（給源と原因）を考察した。以下に具体的な方法を述べる。

3.1 泥流堆積物の記載と地形区分

上田城西櫓下の崖とその東西延長に露出する上田泥流堆積物の岩相記載をするとともに，上田盆地

中央部の低平地について詳細な地形区分を行った。地形区分にあたっては，現地踏査と国土地理院の1/25,000地形図の判読に加え，長野県型立体地形図（CS立体図）を利用し，微細な起伏の特徴や傾斜や標高の違い，同一地形面の空間的な連続性等を考慮し分類した。CS立体図とは，長野県林務部により開発されたもので，高解像度のDEMデータを用いて曲率と傾斜を計算し，地形の凹凸変化をより見やすく表現した地形図である^{8),9)}。

3.2 堆積物の記載と試料採取，年代測定

地形区分によって上田城北低平地面として抽出された地形面について，図3のNo.1，No.2の2地点でボーリング調査を実施した。地形判読から，新しい扇状地堆積物の影響が及ばず，できるだけ厚い堆積物の存在が期待される場所を選定した。同図のNb-1は既存の建築用のボーリング調査地点である。それらにより地形面をつくる堆積物の記載と試料採取，ならびに2試料（2層準）の年代測定を行った。ボーリングは径66mmのオールコアボーリングとし，調査深度はNo.1で地下5.0mまで，No.2で地下3.0mまでの計8.0mである。年代測定は，堆積物中の木片ならびに高有機質土を対象に，周囲からの汚染がないように留意して試料採取し，AMS法による放射性炭素年代測定を実施した。分析は（株）

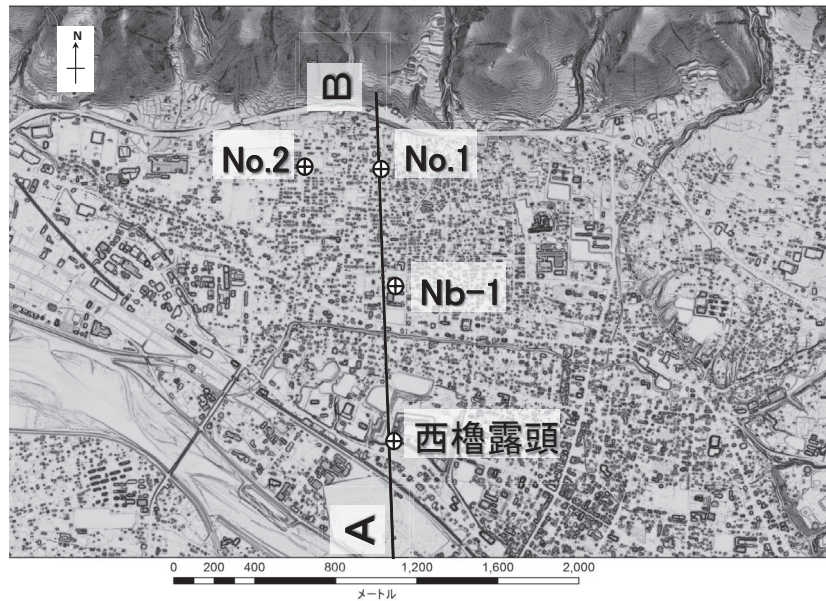


図3 調査地点位置図
(背景図は長野県型CS立体図を使用, No. 1, No.2は本研究によるボーリング調査地点, Nb-1は西小学校の既存ボーリングデータ, A-Bは図6の地質断面作成位置)

地球科学研究所に依頼した。

4. 調査結果

4.1 上田城跡南側崖沿いの上田泥流

上田城西櫓下およびその東西延長の崖に露出する上田泥流は直径数cm～20cm程度(最大直径は2mないしそれ以上)の不淘汰火山岩の角～垂角礫を乱雑に含む火山灰質砂礫からなる。火山岩礫の周囲を充填する基質は軽石混じりの灰褐色火山灰質砂で、締まりは良いが細粒分を含む未固結の堆積物である。火山岩礫は灰色～暗灰色もしくは赤褐色の安山岩礫のほか、特徴的な多孔質黒色安山岩礫を多く含む。硬質砂岩や花崗斑岩等の垂円礫も少量含まれるが、それらは千曲川河床礫の巻き込みと考えられる。基質内には水流等が関与したような級化層理やラミナ(葉理)等の堆積構造が見られない。以上の岩相と構成物と不淘汰火山岩礫の乱雑な混入状況から、上田泥流は水がほとんど関与しない条件で一気に堆積した地層であり、火山性の岩屑なだれのような集団移動(マスマーブメント)に起因するとみられる。なお上田城西櫓下の露頭では、層厚8m(以上)の上田泥流直下に、厚さ10～20cmの粒径の揃った細粒砂層の薄層を伴う。さらにその下位には、締まりの良い扇状地礫層が分布する。

4.2 地形区分

上田盆地の低平地について以下の5つの地形面を識別した。本研究で用いる地形面の名称とその特徴を以下に示す。

- (1) 染屋台面：染屋台の台地を中心に広がる小高い平坦地であり、神川がつくった古い扇状地が段丘化した地形面である。台地の南西縁には比高30m前後の段丘崖が直線的に発達する。
- (2) 上田城面：染屋台面よりも低く、盆地中央に露出する上田泥流の上面がつくる平坦な微高地で、上田城や市役所の建物の基礎地盤をなす。千曲川沿いには直立に近い段丘崖が形成されている。現河床との比高はほぼ10m以内で、下流部に向かい徐々に比高が小さくなる。
- (3) 上田城北低平地：(2)の上田城面と太郎山山系南麓斜面との間に広がる低平地である。
- (4) 小扇状地面：太郎山山系から流下する千曲川支流の小河川がつくる小規模な新しい扇状地(群)で、(1)の染屋台面や(3)の上田城北低平地の一部を覆う。
- (5) 現河床面：現在の千曲川河床とそのはらん原がつくる最低かつ最新の地形面である。

これら地形面の中で、とくに(3)上田城北低平地について、地形を構成する地質を確認するためのボーリング調査を実施した。

4.3 ボーリング調査結果ならびに年代測定結果

図4にNo.1, No.2のボーリング柱状図を示す。ボーリングの結果, 上田城北低平地面下に少量の植物片を含みラミナの不鮮明な灰白~灰色未固結シルト質粘土層の分布を確認した。途中で粗粒な砂礫層を挟まないことと横方向への分布の連続性から, 低平地面はかつての湖成層の堆積面であったと考えられる。また地表に見えない部分でも, この湖成層の直下には広く上田泥流が伏在することも確認した。上田泥流の最上面から上方にかけて, 砂混じり粘土からシルト質粘土への漸移的な層相変化が認められ, それらの間に堆積間隙の痕跡は認められない。湖成層の厚さはNo.1地点で4.60m, No.2地点で2.48mに及ぶ。また, No.1地点では湖成層の直上に整合関係で約1mの厚さの黒褐色の高有機質粘土層(湿地成堆積物)が分布する。湖成層の下部と有機質粘土層下部の2層準において試料採取し, 放射性炭素年代測定を行った。その採取地点と測定

結果は, 図4ならびに表1に示すとおりである。

4.4 上田盆地中央部低平地の地形区分図と地質層序

地形判読と現地踏査, ならびにボーリング調査結果からまとめた盆地中央の低平地地形区分図と地質層序表を図5, 表2に示す。また既存のボーリングのデータ(Nb-1)を含め, 調査地をほぼ南北方向に切る地質断面図を図6に示す。

対象地域は, 新第三系の泥岩・砂岩・礫岩等からなる基盤岩の上に, 第四紀更新世の古期上小湖成層²⁾ならびに染屋層²⁾(扇状地礫層を含み, 新时期上小湖成層²⁾にほぼ相当する)が分布する。それらの上に不整合関係で上田泥流が堆積する。図6に示されるように泥流は上田城面分布域だけでなく, その周囲の低平地の地下にも広く伏在する。泥流の直上には湖成層が分布し, 湖成層の一部はその上に湿地成堆積物と太郎山山系南麓小扇状地堆積物を載せる。なお上田泥流直上の湖成層は対象地域の地形発

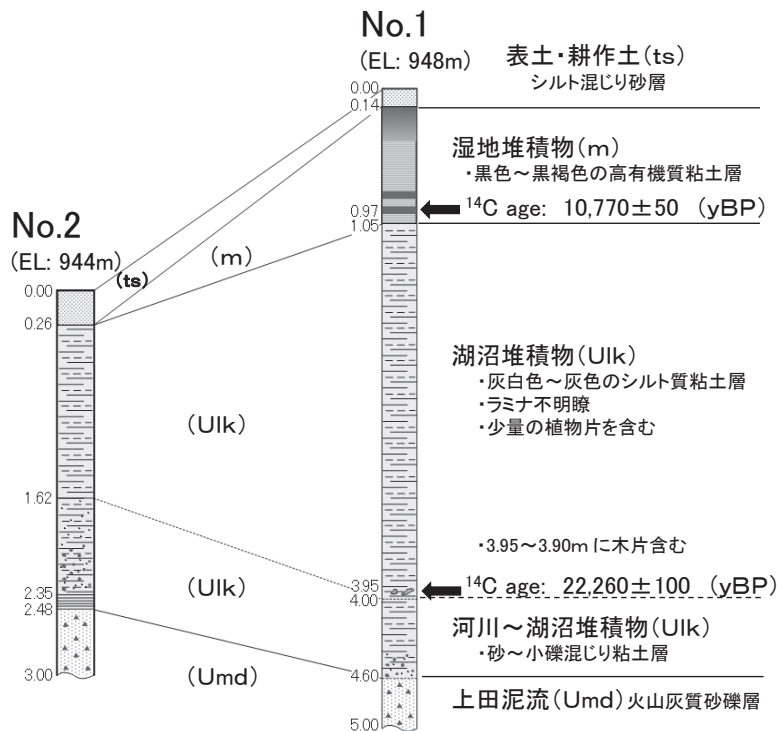


図4 ボーリング調査結果

表1 14C年代測定結果

ボーリングNo. (採取深度m)	未補正14C年代(yBP)	14C年代(yBP)	備考
No.1 (0.93-0.95)	10,780 ± 50	10,770 ± 50	湿地堆積物下部 腐食土
No.1 (3.90-3.93)	22,250 ± 100	22,260 ± 100	湖沼堆積物下部 木片

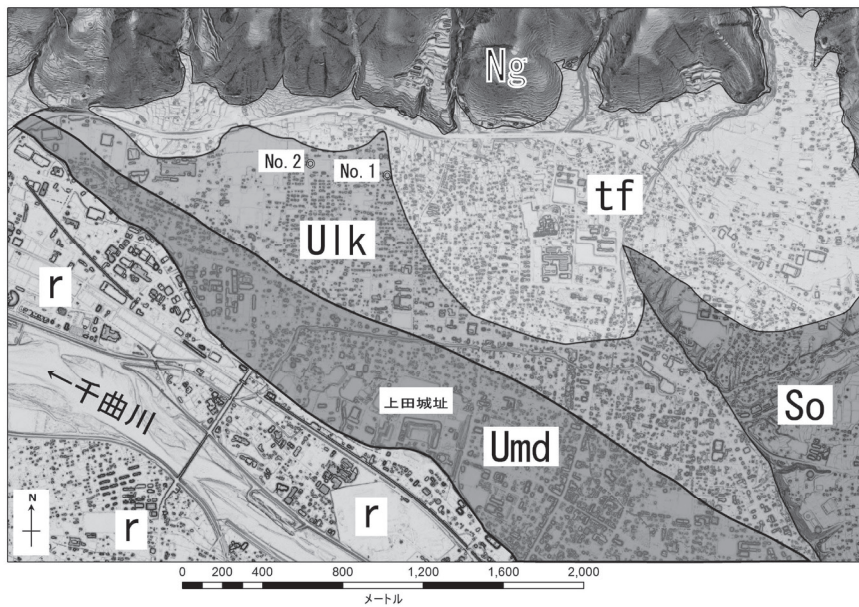


図5 低平地の地形区分
(記号は表2と共通, No.1～2はボーリング調査地点)

表2 地質層序表

地質時代	地質名	記号	層相・土層	地形面との対応	
第四紀	完新世	現河床堆積物・表土	ts・r	砂・泥・礫質土	現河床・耕作地
		太郎山山系南麓小扇状地堆積物	tf	砂・砂礫土	小扇状地面
	更新世	湿地堆積物	m	有機質粘土～シルト	上田城跡北低平地
		上田泥流堰き止め湖成層	Uik	シルト質粘土～砂混じり粘土	
		上田泥流	Umd	岩塊混じり火山灰質砂礫(泥流～岩屑なだれ堆積物)	上田城面
		染屋層(新期上小湖成層含む)	So	泥・砂・礫質土	染屋台面
		古期上小湖成層	JL	泥岩・砂岩・礫岩(一部に古期崖錐性堆積物を含む)	上田盆地縁辺～塩田平
新第三紀	新第三系	Ng	泥岩・砂岩・礫岩・緑色凝灰岩等(基盤岩)	—	

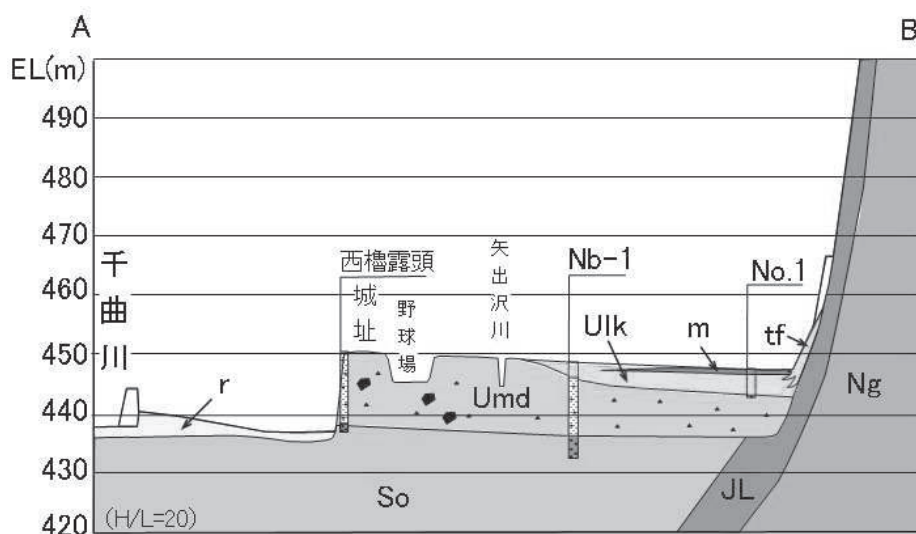


図6 南北方向の地質断面図
(断面位置は図2を参照)

達史において特に重要な意味をもつことから、本研究において上田泥流堰止め湖成層と命名した。

5. 考察

5.1 上田盆地低平地の地形発達史

上田盆地低平地の地形発達史は以下のように組み立てられる。

- (1) 上田泥流の堆積前、古千曲川のはんらん原において、砂礫主体の神川の扇状地堆積物（染屋層に相当）が広く堆積した。
- (2) 神川の扇状地の一部を千曲川が侵食し、染屋台南東縁の直線的な段丘崖が形成された。
- (3) 千曲川本流沿いの谷に沿って東南東から西北西へ上田泥流が一気に流下し、一瞬の内に盆地内の低平地を数 m ~ 10m 程度の厚さの火山碎屑物で埋め立てた。泥流の末端は上田市塩尻まで達した。上田泥流の流下中心軸沿いの微高地は上田城面となった。
- (4) 上田泥流の堆積により、北部の太郎山山系から南に流下する千曲川支流の河道が閉塞され、太郎山麓および染屋台南西下部に堰止め湖が生まれた。水深は 10m 以下と浅いが、最大時の湛水面積は約 2.3km²（野尻湖の約半分に相当）に及んだと推定される。
- (5) 上田泥流堰止め湖成層下部の年代は 23 ~ 22Ka (Ka:1000 年前の略) で、その後支流河川の流入の継続とともに約 1 万年をかけて湖は徐々に埋積され縮小していった。
- (6) 堆積後の上田泥流は千曲川の侵食を受け、千曲川沿いに東西に連続する段丘崖が形成された。
- (7) 埋積後の堰止め湖は、一部が低湿地化し現在の上田城北低平地面となった。
- (8) 太郎山山系小扇状地（群）は上田泥流堆積の前後に堆積を継続し、湖の形成後も湖沼堆積物や湿地堆積物ならびに染屋台の一部を覆った。
- (9) 近年小河川の付け替えや圃場整備、宅地造成等が行われ、かつての湿地が現在では水田や宅地に変わっている。

なお、天正 11 年（1583 年）には上田城面に上田城が築城された¹⁰⁾。未固結でありながら自立しやすい泥流堆積物を開削し人工的に造られた堀もあったであろうが、城の守りには千曲川や神川、千

曲川沿いの段丘崖、そして上田城北低平地に残っていた湿地も天然の防備として巧みに活用されたであろう。つまり、上記の一連の地形発達史は上田城の歴史の起点にも位置づけることができる。

5.2 上田泥流の年代とその起源

東南東～西北西に向かう上田泥流の流下中心軸は千曲川に注ぐ太郎山山系南麓の支流に高角度で交差する。泥流によってほぼ瞬間的に支流の小河川が堰止められると、泥流堆積の中心軸の微高地と北側の山地と北東側の染屋台段丘崖に三方を囲まれたポケット状の凹地が生じる。凹地には支流河川の流入が続くため、間を置かずに千曲川から隔離された堰止め湖が出現することになる。ボーリング No.1, No.2 地点の堆積物の層相変化から、泥流堆積による一時的な攪乱状態はそのまま小河川の流入が続く静穏な湖の堆積環境に移行し、その環境が約 1 万年間にわたり継続したと考えられる。したがって湖成層を構成するシルト質粘土の最下部は泥流堆積から間もない時期の堆積物であり、数年もしくは数十年の時間差を許容すれば、その 14 C 年代値 22,260 ± 100 yBP は上田泥流の堆積年代に一致するとみなされる。つまり、多少の誤差を考慮しても上田泥流の堆積年代は 23 ~ 22Ka に特定される。

この年代は、上田泥流に関して過去に推定された年代とは異なる。すなわち、山辺（2002）は泥流の給源を烏帽子火山群の一部の三方ヶ峰付近の崩壊跡に求め、泥流に混入する軽石を、約 11Ka に噴出したとされる浅間軽石流¹¹⁾の取り込みと解釈し、上田泥流の年代を縄文草創期とした⁶⁾。しかし、給源の考察にあたっては地質対比の記載が乏しく、先行研究に関する参照もない。また年代については上田泥流に含まれる軽石を浅間軽石流の軽石に対比した根拠が示されていないことから、上記の山辺（2002）の解釈は、方法の妥当性を含め再考が必要である。

ところで千曲川の上流には浅間火山の古い山体である黒斑火山が存在する。既往の研究により、黒斑火山は活動末期に山体の東半部が大崩壊し、山麓の佐久市塚原地籍付近にながれ山を伴う塚原泥流（ならびに塚原泥流相当の岩屑なだれ）を堆積したことが知られている^{11)~13)}。上田高校地質班（1975）は、上田泥流の上流延長として少なくとも小諸市滋野までは千曲川沿いに連続的に分布が追跡されるとし、さらにその上流に分布する塚原泥流中の火山岩礫と上田泥流中の火山岩礫の多くが共通する岩相をもつ

表3 塚原泥流(岩屑なだれ)と上田泥流の年代値の比較

14C年代値 (Ka yBP)	測定対象	文献
24~21	塚原泥流中の木片	樋口, 1989
24	前橋泥流中の木片	新井, 1967
24~22	テフラ層位による応桑岩屑なだれの年代の制約	竹本・久保, 2003
23~22	上田泥流堰き止め湖堆積物下部の木片	富樫・横山, 2014 (本報告)

ことを指摘した¹⁾。また高橋・三宅(2012)は上田泥流が黒斑火山の山体を構成する火山岩の礫を含むことを記載岩石学的な対比によって確かめた⁷⁾。それらの結果は、上田泥流が黒斑火山の一部もしくは黒斑火山由来の塚原泥流分布域の一部を通過してきたことを示唆する。しかし泥流の起源として、その給源と原因の両方を説明するには、関連する火山活動史における事件の有無と泥流の年代との関係についての検討が不可欠である。

塚原泥流(岩屑なだれ)および塚原泥流相当層については、これまで複数の年代値が報告されている。樋口(1989)は、佐久盆地に分布する塚原泥流について、泥流中の木片の14C年代として24~21kaの値を報告した¹⁴⁾。また浅間火山東麓(群馬県長野原町)に分布し、塚原泥流に対比される応桑岩屑なだれについては、竹本・久保(2003)が上下位のテフラ層位の制約から24~22kaの値を報告した¹⁵⁾。さらに応桑岩屑なだれの下流延長であり、利根川沿いに分布する前橋泥流について、新井(1967)は24kaの年代を報告した¹⁶⁾。表3に示すとおり、これらの年代は本研究で特定した上田泥流の堆積年代と一致する。また黒斑火山の山体崩壊は、残存する凹地の形状からみて少なくとも 10^9m^3 以上の体積の巨大崩壊¹⁷⁾に相当するものであり、上田泥流をもたらすのに十分な崩壊規模をもつ。このように、上流の火山活動における大規模な集団移動を伴う事件の存在と泥流堆積年代との一致、そして既往研究による分布の連続性と岩相ならびに岩石学的な対比の結果を併せて考えると、上田泥流は塚原岩屑なだれから分岐した岩屑なだれの下流延長である可能性がきわめて高い。すなわち、直線距離で約23km東方にあった黒斑火山において、その活動末期に生じた巨大山体崩壊が、上田泥流の起源であると考えられる。

謝 辞

2012年に長野県環境保全研究所主催により企画した自然ふれあい講座「自然史王国信州を歩く~戦国編~」は、戦国時代の城の歴史と自然史との関連をテーマとしたもので、本研究を始めるひとつのきっかけになった。その講座開催では、上田市教育委員会の和根崎 剛氏にお世話になった。上田市立西小学校長には既存のボーリングデータを見せていただいた。また小海高校教諭の寺尾真純氏には佐久地域に分布する塚原泥流について、現地以案内をしていただいた。本研究をすすめるにあたり、一般社団法人長野県科学振興会より研究助成をいただいた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

文 献

- 1) 長野県立上田高等学校地質班(1975)上田泥流の起源をもとめて。科学の実験。日本学生科学賞選集10:219-224。共立出版。
- 2) 赤羽貞幸(1988)第4章(3)上田盆地。日本の地質4中部地方I。日本の地質「中部地方I」編集委員会編:152-153。地学団体研究会。
- 3) 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま(1968)フォッサ・マグナ東部の火山と基盤。地球科学, 37:46-59。
- 4) 高橋 康(2004)長野県北東部烏帽子岳とその周辺の地質と火山形成史。火山49:83-102。
- 5) 河内晋平(1974)地域地質研究報告5万分の1図幅「蓼科山地域の地質」:101 p。地質調査所。
- 6) 山辺邦彦(2002)第1章第2節6上田盆地の地質。上田市誌自然編(1)上田の地質と土壌:92-127。上田市。

- 7) 三宅康幸・高橋 康 (2012) 長野県上田市周辺に分布する上田泥流の給源. 日本火山学会講演予稿集 2012, 147-147.
- 8) 長野県森林整備加速化・林業再生協議会路網部会編 (2013) 平成 24 年度 GIS 微地形図作成と微地形図を用いた林内路網の配置 県下一円: 58 p. 長野県森林整備加速化・林業再生協議会路網部会.
- 9) 長野県森林整備加速化・林業再生協議会路網部会有識者会議編 (2014) CS 立体図を用いた林内路網の路線配置検討手順: 111 p. 長野県林務部.
- 10) 小池雅夫 (1983) 上田城築城. 「真田氏史料集」上田市立博物館: 16-17.
- 11) 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質. 地団研専報 14: 45 p. 地学団体研究会.
- 12) 荒牧重雄 (1993) 浅間火山地質図. 火山地質図 6, 地質調査所.
- 13) 早川由起夫 (2010) 浅間山の噴火地図 1: 50, 000. NPO 法人あさま北軽スタイル.
- 14) 樋口和男 (1989) 浅間山活動史の研究. 千曲, 66: 15-33.
- 15) 竹本弘幸・久保誠二 (2003) 浅間火山, 大桑岩屑なだれ堆積物のテフラ層序. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 38: 55-64.
- 16) 新井房夫 (1967) 前橋泥流の噴出年代と岩宿 I 文化期—日本の第四紀層の 14 C 年代 X X X III—地球科学, 21: 46-47.
- 17) 守屋以智雄 (1987) 火山体の解体における大崩壊の意義. 地形 8, 2: 67-82

Origin of the Ueda Mud Flow deposit inferred from the geomorphic history of the Ueda Basin in Nagano Prefecture, central Japan

Hitoshi TOGASHI¹ and Hiroshi YOKOYAMA²

1 *Natural Environment Division, Nagano Environmental Conservation Research Institute, 2054-120 Kitago, Nagano 381-0075, Japan*

2 *Jyosyo Geoscience Workshop, 2-12-5 Midorigaoka, Ueda 386-0022, Japan*

Abstract

The origin of the Ueda Mud Flow deposit along the Chikuma River in Ueda City was unclear until now. This paper elucidates the geomorphic history of the Ueda Basin and specifies the origin of the Ueda Mud Flow. By the time the Ueda Mud Flow had reached the north side of the Ueda Basin, several tributary streams of the Chikuma River had been blocked by the mudflow, creating a dammed lake in that part of the basin. The radiocarbon age of the lacustrine sediments was measured, and we have estimated the age of the Ueda Mud Flow to be 22-23 Ka. It is identical in age to the Tsukahara Mud Flow (aka the Tsukahara Debris Avalanche), which derives from the Kurohu Volcano. The Kurohu Volcano is the oldest crater rim of the Asama Volcano located approximately 25 km east of the Ueda City center. After determining the age, distribution and character of the mudflow rock facies, we concluded that the Ueda Mud Flow was part of a huge debris avalanche derived from the Kurohu Volcano.

Key words : Ueda mud flow, dammed lake, Tsukahara debris avalanche, Kurohu volcano, Asama volcano, Ueda castle, geomorphic history