

「解 説」

浅間火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物

東條 一紀*・平嶺 浩人*・宮縁 育夫*

はじめに

群馬県と長野県の県境に位置する浅間火山（図1）は、わが国を代表する活火山であり、歴史時代に入っても大規模な噴火が複数回発生している。筆者らは2012年10月13日に開催された日本火山学会の現地討論会に参加し、浅間火山東北東山麓の黒豆河原と呼ばれる地域で、歴史時代の噴火によって形成された地形や噴出物を観察した。本論では、浅間火山と歴史時代噴火の概要、黒豆河原周辺域の噴出物の産状について報告する。

浅間火山の概要

この火山は一般的に浅間火山と呼ばれるが、この名を持つ火山が存在しているわけではない。浅間火山とは、黒斑火山・仏岩火山・前掛火山の3つの火山からなる火山群である（荒牧，1968）。

高橋・安井（2012）によると、こうした浅間火山群の成長史は、10～7万年前の黒斑火山の噴火活動により開始したとされている。黒斑火山は、この時期に活動した牙・剣ヶ峰溶岩グループ、7～3万年前頃に活動した三ツ尾溶岩グループ、3～2万年前頃に活動した仙人溶岩グループからなり、噴出中心や噴火様式の違いから、前者



図1 浅間火山周辺の地形。国土地理院 50 m メッシュ標高データを使用してカシミール 3D で作成。

2012年11月12日受付，2012年11月16日受理

* 熊本大学教育学部

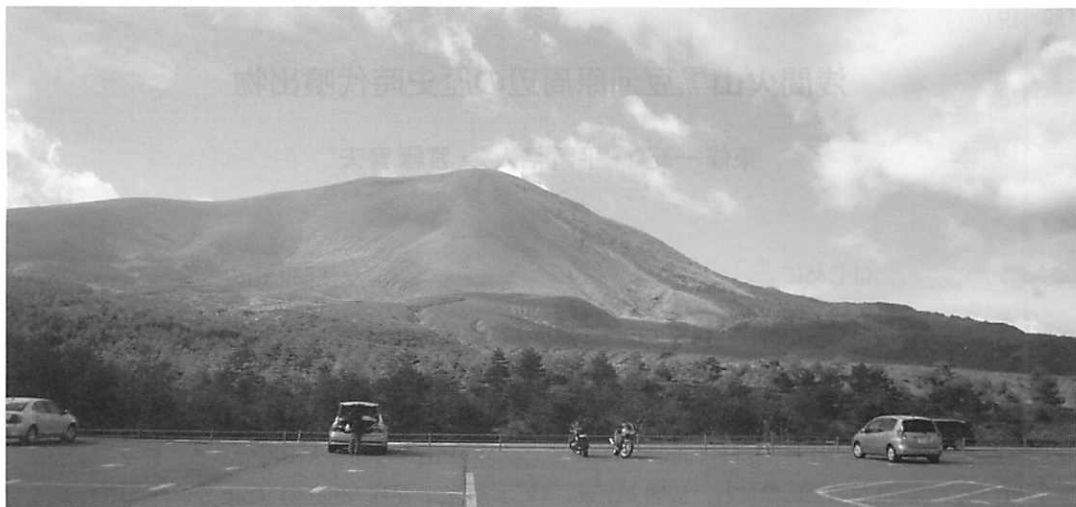


図2 北東側から見た浅間火山。

2つのグループを狭義の黒斑火山、後者1つのグループを仙人火山と呼んで区別している。そして、仙人火山の活動後半の2.4万年前頃に、広義の黒斑火山は大規模な山体崩壊を起こし、火山体の半分以上を失い、2万年前頃に噴火活動が終了したことがわかっている。

またその後、仏岩火山の活動が始まり、黒斑火山の東麓に流紋岩質の小浅間溶岩ドームが形成された。それ以降も活動を繰り返し、1.1万年前(^{14}C 年代)に、小諸第2火砕流堆積物と総社降下軽石を噴出して活動を終了した。

1万年前頃からは、仏岩火山の西側において安山岩質の前掛火山の活動が始まった。前掛火山の噴火活動は、大規模噴火を繰り返す活動期と小～中規模噴火が発生する比較的静穏な静穏期に分けられる。ここでいう「大規模噴火」とは主にプリニー式噴火であり、「小～中規模噴火」とは主にブルカノ式噴火である。活動期は、8200年前頃から7500年前頃の第I活動期、5400年前頃から4300年前頃の第II活動期、1650年前頃から現在も続く第III活動期があり、第III活動期が最も期間が長く、また総噴出物量も大きい。今回の現地討論会ではこの第III活動期の主な噴出物をいくつか観察することができた。

浅間前掛火山第III活動期の大規模噴火活動

第III活動期には複数回の大規模噴火があるが、本論では高橋・安井(2012)を参考にして、3回の大規模噴火について述べる。

まず4世紀中頃の大規模噴火は、降下軽石を噴出するプリニー式噴火で始まり、黒豆河原溶岩の流出、爆発的ブルカノ式噴火の噴泉崩壊に伴う小滝火砕流の噴出があり、さらに下舞台溶岩が流れ出し、最後に降下軽石の噴出があったと考えられている。黒豆河原溶岩と下舞台溶岩はいずれも火砕成溶岩とされており、噴煙柱からの火砕物の落下や激しい溶岩噴泉により形成された強溶結火砕丘が一部流動したものと推定されている。

次に、1108(天仁元)年にも大規模噴火が発生している。このときはブルカノ式噴火とプリニー式噴火を何度か繰り返し、天仁降下火砕堆積物を噴出している。また、激しいブルカノ式噴火時の噴泉崩壊により大規模な追分火砕流が発生した。さらに、この際火口付近に形成された溶結火砕丘が、再流動もしくは滑動して前掛火山の北斜面を相次いで流下し、火砕成溶岩である上舞台溶岩を形成したと考えられている。

最後に1783(天明3)年の大規模噴火について述べる。この噴火活動は天明の大飢饉を起こ



図3 黒豆河原の景観。

す原因になったといわれるほどの大噴火であり、様々な堆積物を残している。天仁噴火と同様に、ブルカノ式噴火とプリニー式噴火を繰り返しながら、次第に噴火の規模が大きくなり、吾妻火砕流を噴出した。火口付近には、急速に溶結火砕丘が形成され、前掛火山の北側の斜面上に鬼押出溶岩が流下した。この溶岩は上舞台溶岩と同様に、火砕成溶岩とされている（Yasui and Koyaguchi, 2004）。その後、鎌原火砕流と岩屑なだれを発生させ、噴火は沈静化していった（高橋・安井, 2012）。

黒豆河原の概要

現地討論会で訪れた黒豆河原とは、前掛山の東北東山腹一帯の名称であり（図2）、植生がまばらで荒涼とした景観を呈している（図3）。この地域は、第III活動期の1783年天明噴火の際にもたらされた吾妻火砕流堆積物に覆われているため、植生が少ない。またガリーが発達していて観察に適した露頭が多数存在する（安井・小屋口, 1998）。また、4世紀の黒豆河原溶岩、1108年の天仁噴火による上舞台溶岩、1783年の天明噴火による鬼押出溶岩などの浅間火山歴史時代大規模噴火時の噴出物を多数観察することができる。なお、黒豆河原周辺域は一般の立ち入りが制限されている地域であるため、日本火山学会現地討論会では特別な許可を得て観察を行った。



図4 黒豆河原溶岩の露頭。

黒豆河原で認められる地形と噴出物

黒豆河原周辺地域で観察した噴出物について時代の古いものから順に述べる。

① 4世紀大規模噴火による黒豆河原溶岩と小滝火砕流堆積物—黒豆河原内を山頂の方へのびている沢があり、そこを登っていくと、高さ5 mを超える崖が存在する（図4）。この崖を構成するのは4世紀の大規模噴火で流出した黒豆河原溶岩である。黒豆河原溶岩は、赤色酸化した基質と黒色の本質岩片からなっている（高橋・安井, 2012）。

同溶岩は、強溶結凝灰岩の特徴を有する火砕成溶岩とされており、その形成メカニズムは激しい噴火によって大量の火砕物が短時間で火口周辺に急速に堆積し、それらが強く溶結して二次流動するというものである。したがって、一般的な溶岩とは異なるメカニズムで形成されており、岩相上いくつかの相違点が見られる。一般的な溶岩は上昇してきたマグマが火口からそのまま流れ出したもので、それが次第に固まるため、均一な岩相を呈している。一方、火砕成溶岩は上昇してきたマ

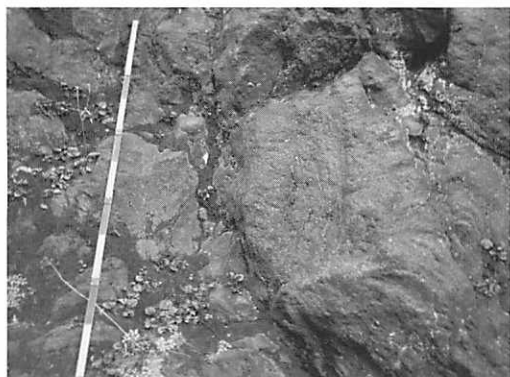


図5 黒豆河原溶岩の産状。スケール間隔は10 cm.



図7 黒豆河原溶岩を覆う小滝火砕流堆積物。

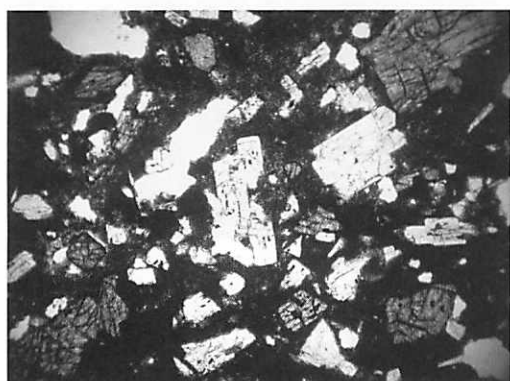


図6 黒豆河原溶岩の薄片写真。



図8 火山弾を含む小滝火砕流堆積物下部。

ゲマが一度、大小さまざまな大きさに砕かれて、爆発的に噴出した火砕物が火口付近に堆積し、溶結したものであるため、基質部分と本質岩片の部分が混在している（図5）。

また、結晶に着目すると、地下深部で晶出したものがそのまま流れ出る一般的な溶岩に対し、火砕成溶岩は、一度爆発的な噴出過程を経ているので、結晶が破碎され、溶結する際に再び結合していると考えられるため、破碎された結晶が比較的多く含まれている。さらに、溶結した火砕岩に特徴的なユータキシティック構造が見られる場合がある。そこで、採取してきた黒豆河原溶岩のサンプルの薄片を作製し観察したが、顕著なユータキシティック構造は確認できなかった。しかし、一見赤色に見える薄片も高倍率で見ると、黒色の部分が混ざっている構造が観察できた。また、大小さまざまな結晶があり、角張った形を呈する破片状結晶（安井，2008）が多いことも認められ

た（図6）。

黒豆河原溶岩は、小滝火砕流堆積物に覆われ（図7，8），さらにその上位に下舞台溶岩が重なる。小滝火砕流堆積物は、赤色酸化した基質部分があり、火山弾などの巨大な礫（最大粒径1 m以上）が含まれている。

②上舞台溶岩—1108年の天仁噴火時に追分火砕流堆積物とともに噴出した溶岩が上舞台溶岩である。1783年の鬼押出溶岩との境界付近にある上舞台溶岩の側端崖には、少なくとも8枚以上のユニットからなる層構造が見られ、溶岩と火砕岩が互層している。各層の厚さは1～2 m程度である。

溶岩層は、2つの岩相に分けることができる。上部の層は強く溶結した塊状溶岩で、板状節理が発達している場合もある。下部の層には礫支持の丸みを帯びた「キャベツ」と呼ばれる本質岩塊の集合体がある。この岩塊が強く溶結したものが上

部層の塊状溶岩となっているが、下部層との境界は漸移している。キャベツ状岩塊の大きさは20～60 cm 程度あり、追分火砕流堆積物に含まれるキャベツ状岩塊と大きさ・形ともに類似している。

その下部に赤色酸化した凝灰角礫岩からなる火砕岩の層が見られる(図9)。このような互層は、前掛火山の南側山頂付近の斜面にも見られることから、上舞台溶岩は溶結した火砕丘の一部が流動化し、斜面を流下したものだと考えられている。このことは、溶岩・火砕岩互層が山頂の方向に約20°傾斜していることから裏付けられる(高橋ほか, 2006)。

③鬼押出溶岩—鬼押出溶岩は、1783年の天明噴火時に流下し、山頂から北側に5.8 km まで到達した溶岩である。この溶岩は、火砕丘の北側火口壁の一部が破られ、火口内の火砕成溶岩湖が溢流した火砕成溶岩である(Yasui and Koyaguchi, 2004)。またその上部は、山頂付近にある釜山火砕丘の北部斜面に続くような形態をしていることから、この火砕丘が一部流動したと推定されている。このことは、鬼押出溶岩の表層10数mに溶結度や酸化度の違いによって示される成層構造が見られることから示唆されており、溶結火砕岩の集合体である火砕丘が流下してきたものであるらしい(井上, 2002)。

溶岩の主要部は火砕成溶岩であるが、全てが火砕成溶岩で構成されてはならず、下流部になるに

つれて、割れ目から溶岩内の流体部が絞り出されてできた絞り出し溶岩として存在している。さらに下流部になると、溶岩台地は破壊され岩塔となり最後は岩塊となる。このことによって溶岩の末端部は塊状溶岩(図10)が認められる(井上, 2006)。

④吾妻火砕流堆積物—吾妻火砕流は、1783年の天明噴火時に発生したものであり、北東方向に流下した。吾妻火砕流はその規模から「中間型火砕流」に分類されている。中間型という名称には、規模的に中間という意味と、本質岩片の発泡度が低く、block-and-ash flow と pumice flow の中間であるという両方の意味が含まれている(高橋・安井, 2012)。

安井・小屋口(1998)によると、吾妻火砕流堆積物は、大きく3つのユニットに分けられており、下位より第1部層、第2部層、第3部層と呼ばれる。吾妻火砕流第1部層の成因としては、降下軽石を噴出したプリニー式噴火の噴煙柱が上昇中に少なくとも6回以上崩壊を繰り返したらしい。また、プリニー式噴火が終了すると、火砕流噴出はクライマックスをむかえ、第2部層と第3部層を形成した火砕流が数回にわたって流れたとされている。その成因は短期間に頻発したブルカノ式噴火の噴泉崩壊によって生成された可能性が高い(Yasui and Koyaguchi, 2004)。これらのことは、各部層の岩相によく表れており、第1部層の特徴としては、降下軽石堆積物中に火砕



図9 上舞台溶岩を構成するキャベツ状岩塊(写真上部)と凝灰角礫岩(写真下部)。



図10 鬼押出溶岩末端崖の状況。

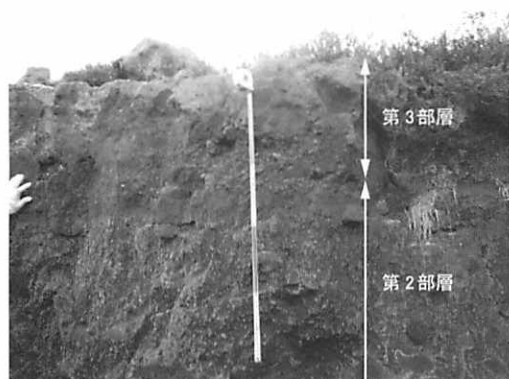


図 11 吾妻火砕流第2部層と第3部層の境界、スケール間隔は 20 cm.



図 12 吾妻火砕流による火砕流堤防地形

流堆積物がレンズ状に挟まっている構造が見られる。第2部層は複数の冷却単位があり、個々の冷却単位は複数の流下単位から構成されている。また、強溶結の岩相にも関わらず中に含まれる岩塊がつぶれていないことが多い。第3部層はブロックが濃集する上半部と、暗灰色のマトリックスの多い下半部からなる。上半部のブロックは、外観がキャベツに似ていることから、キャベツ状岩塊といわれている。また、第2部層の上部の酸化帯から第3部層にかけて、冷却節理が貫いている（図 11）。このことから、第2部層と第3部層の時間間隔は長くなかったことがわかる。

⑤吾妻火砕流屈曲点の火砕流堤防地形—上舞台溶岩の上面には、何本も平行な溝のような地形が見られる。これは第3部層の火砕流が斜面を流下する際に、形成された堤防（levee）の地形である（図 12）。この火砕流堆積物の断面は、大型の本質岩塊が上部に濃集して逆級化構造を示し、下位は本質岩塊に乏しくて基質に富む構造をして



図 13 吾妻火砕流第3部層に見られるキャベツ状岩塊、スケール間隔は 10 cm.

いる（高橋・安井，2012）。

また吾妻火砕流第3部層に含まれるキャベツ状の本質岩片が、火砕流堤防が見られる付近に集積している。この岩片は発泡度が低く、ごつごつした楕円状の本質岩片が互いに癒着した複合ブロックを構成していることが多く（図 13）、また内部に溶結構造を示すものも見られる。これは火口近傍や溶岩湖内、火道最上部付近における噴火プロセスの中で本質岩片同士が繰り返し衝突・合体することで形成されたものと推定されている（高橋・安井，2012）。

おわりに

今回、浅間火山北東山麓の黒豆河原周辺地域において、歴史時代の噴火堆積物をいくつか観察することができた。その中で、4世紀の黒豆河原溶岩、1108年天仁噴火時の上舞台溶岩、1783年天明噴火時の鬼押出溶岩は、いずれも通常の溶岩ではなく火砕成溶岩といわれるものであった。火砕成溶岩の成因は次のようにされている。噴火初期に、一度破碎されて噴出した火砕物が火口近傍に堆積し、その一部もしくは全てが火山体の斜面を流下するというものである。したがって、火砕成溶岩は溶結しており、基質部と本質岩片が混在している構造がしばしば見られる。

また、吾妻火砕流は中間型火砕流と呼ばれ、その堆積物の中には、キャベツ状岩塊と呼ばれる特

微的な噴出物がある。発泡度は低く、内部は溶結構造を示すこともある。また、ごつごつした楕円状の本質岩片が、噴火プロセスの中で、互いに衝突・合体して形成されたとされているが、なぜ本質岩片の形は崩れず、そのままの状態で合体したような形をしているのか、その衝突・合体のプロセスについては不明な点が多く、今後の課題であろう。

今回筆者らが参加した現地討論会は、日本大学文理学部の高橋正樹博士と安井真也博士が企画・案内されたものである。安井真也博士には本論の不備を指摘していただくとともに貴重な意見をいただいた。心より感謝いたします。

文 献

- 荒牧重雄, 1968. 浅間火山の地質. 地団研専報, 14, 45pp.
- 井上素子, 2002. 浅間火山鬼押出溶岩流の噴火に伴う全岩化学組成変化. 金沢大学文学部地理学報告, 10, 17-23.
- 井上素子, 2006. 火砕成溶岩流としての鬼押出溶岩流. 月刊地球, 28, 223-230.
- 高橋正樹・安井真也, 2012. 浅間火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物—浅間火山のプロキシマル火山地質学—. 日本火山学会 2012 秋季大会野外討論会資料, 38pp.
- 高橋正樹・安井真也・土橋広宣, 2006. 流動化した火砕丘—浅間前掛火山上舞台溶岩と那須火山茶臼岳溶岩. 月刊地球, 28, 240-244.
- 安井真也, 2008. 安山岩に含まれる破片状結晶の産状. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 43, 217-233.
- 安井真也・小屋口剛博, 1998. 浅間火山・東北東山腹における 1783 年噴火の噴出物の産状とその意義. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 33, 105-126.
- Yasui, M. and Koyaguchi, T., 2004. Sequence and eruptive style of the 1783 eruption of Asama Volcano, central Japan: a case study of an andesitic explosive eruption generating fountain-fed lava flow, pumice fall, scoria flow and forming a cone. *Bulletin of Volcanology*, 66, 243-262.