

## 日光男体火山における約1万年前の火砕流堆積物の発見

三宅康幸\*・齋藤美由紀\*\*・竹下欣宏\*\*\*・及川輝樹\*\*\*\*・齋藤武士\*\*\*\*\*

(2009年4月3日受付, 2009年6月24日受理)

A Newly Found Pyroclastic Flow Deposit around 10 ka  
at Nikko Nantai Volcano, Northeast JapanYasuyuki MIYAKE\*, Miyuki SAITO\*\*, Yoshihiro TAKESHITA\*\*\*,  
Teruki OIKAWA\*\*\*\* and Takeshi SAITO\*\*\*\*\*

Nantai Volcano is a symmetrical stratovolcano, situated in the southern part of the Northeast Japan arc. Many geologic studies hitherto have suggested that the stratovolcano was formed during the Main stage, and the overlying pyroclastic materials and a lava flow were formed in the Later stage. Because no sedimentary gap is found between any deposits of the Later stage, it is inferred that all of the activity in the Later stage took place successively around 12 ky BP (15–14 cal ka BP) and went dormant until now. However, we found a pyroclastic flow deposit named Bentengawara Pyroclastic Flow Deposit (BPFDF) at the northeastern flank of the Nantai volcano about 2 km from the summit crater. This deposit overlies an 80 cm thick deposit of weathered ashly sediments that in turn overlies the Arasawa Pumice Flow Deposit, a member of the Later stage.

The lower half of the BPFDF consists of volcanic lapilli and ash that is remarkably fine-depleted while the upper half contains abundant scoria of mainly lapilli-block sized clasts. The deposit also includes a small number of breadcrust blocks and occasional accessory lava blocks and fragments of charred wood. The breadcrust blocks consist of a dense outer crust that is significantly fractured and a vesiculated interior. It is noteworthy that the edges of the cracks are sharp and never rounded, suggesting that the vaporization of the inner magma that produced these cracks took place just before or immediately following the settlement of the blocks. Paleomagnetic data from three breadcrust block samples indicate that the magnetic vectors of high temperature components are aligned with our present-day poles. Two pieces of charred wood were measured for their  $^{14}\text{C}$  ages with results of 12–11 cal ka BP. The whole rock chemistry of scoria and breadcrust blocks are determined to be significantly different from any of the rocks of the Later stage, but the accessory block in the BPFDF has the similar chemistry to the Osawa Lava, the last product of the Later stage.

We therefore suggest that the BPFDF was deposited after the Later stage with a short (~3 ka) dormant period between them. Since the age is possibly around 10 ka, the Nantai volcano should be counted as active volcano based on the definition provided by the Meteorological Agency of Japan.

**Key words:** Nantai volcano, pyroclastic flow, breadcrust block, active volcano

\* 〒390-8621 松本市旭 3-1-1  
信州大学理学部地質科学科  
Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu  
University, Asahi 3-1-1 Matsumoto, 390-8621, Japan.

\*\* 〒106-0032 東京都港区六本木 1 丁目 8-7  
株式会社 エーエム・ピーエム・ジャパン  
am/pm Japan, Roppongi 1-8-7, Tokyo, 106-0032, Japan.

\*\*\* 〒381-4104 長野県長野市戸隠栃原 3400  
長野市立博物館分館 戸隠地質化石博物館  
Togakushi Museum of Natural History, 3400 Tochiwara,  
Togakushi, Nagano 381-4104, Japan.

\*\*\*\* 〒305-8567 つくば市東 1-1-1  
中央第 7 産業技術総合研究所地質情報研究部門火山

活動研究グループ  
National Institute of Advanced Industrial Science  
and Technology (AIST), GSJ, Institute of Geology  
and Geoinformation 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-  
8567, Japan.

\*\*\*\*\* 〒390-8621 松本市旭 3-1-1  
信州大学ファイバーナノテク国際若手研究者育成拠点  
International Young Researchers Empowerment Center,  
Shinshu University, Asahi 3-1-1 Matsumoto, 390-8621,  
Japan.

Corresponding author: Yasuyuki Miyake  
e-mail: ymiyake@shinshu-u.ac.jp

## 1. はじめに

男体火山 (標高 2486 m) は、東北日本弧の栃木県北西部に位置し、中期更新世に活動した女峰・赤雉火山や完新世火山である日光白根火山などと伴って日光火山群 (山崎, 1957) を構成する成層火山である (Fig. 1). 山崎 (1957) は男体火山の成長史を、休止期を挟んだ主期と末期に分け末期を一連の堆積物と考えた. 阿久津 (1979) は、この末期の噴火堆積物から約 12 ka BP (暦年較正すると約 15–14 cal ka BP: Appendix 1) の  $^{14}\text{C}$  年代値を得た. この末期の一連の活動は男体火山における最新の噴火と考えられてきた (例えば, 平野・高橋, 2006; 石崎・呉山, 2004; 村本, 1992; 佐々木, 1993, 1994; 須藤・山崎, 1980; 山崎, 1957) ため、男体火山はおよそ 12 ka (15 cal ka) に活動を停止したとされ、そのため、気象庁 (2005) の定義による活火山から外されていた. しかし、男体火山は日光国立公園に属し、南東麓にはユネスコ世界遺産「日光の社寺」が位置するため、この火山の周辺には年間約 650 万人もの観光客が訪れる. また、火山体からおおよそ 10 km 離れた日光・今市市街には約 8 万人あまりの人が住んでいる. このため、約 12 ka BP (15–14 cal ka BP) の活動が最新の活動時期かを含めてその活動史を明らかにすることや、その噴火様式を議論することは防災上重要である.

筆者らはこのほど、男体山北東麓において末期の活動で噴出した荒沢軽石流堆積物 (山崎, 1957) の上位に火山砕屑岩からなる堆積物を発見した. この堆積物は、後述するように、火砕流堆積物としての特徴を持っている. 荒沢軽石流堆積物とこの火砕流堆積物の間には風化火山灰層が存在し、この 2 つの堆積物を形成した火山活動の間にはその堆積期間に相当する時間間隙があったことがわかる. つまり、男体火山で最後の噴火活動とされてきたいわゆる「末期」の活動の後に、火砕流を噴出した活動があった可能性が高く、本報告は、この火砕流堆積物について記載し、その年代と意義を考察する. なお、以下、本論では従来最後の噴火とされてきた末期の噴出物の時期を一括して表現する場合には「末期」と記すこととする.

## 2. 男体火山の研究史

山崎 (1958) は、男体火山の成長史を、休止期を挟んだ主期と「末期」に分け、成層火山体は主期に形成されたとした. 一方、「末期」の噴出物は一輪廻の噴出物で、今市降下スコリア、志津溶結スコリア流などのスコリアの噴出に始まり、七本桜降下軽石、竜頭の滝・荒沢軽石流の軽石の噴出、御沢溶岩が連続的に噴出したとしている. 阿久津 (1979) は、荒沢軽石流堆積物中の炭化木片か

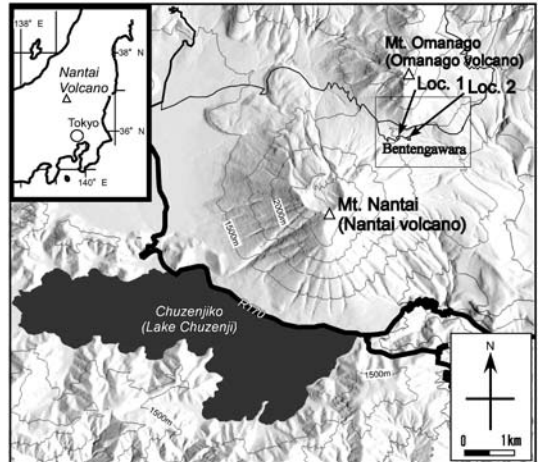


Fig. 1. Index map. Bentengawara is situated along the junction of Nantai volcano and the older Omanago volcano. The topographic map is drawn using the software Kashmir 3D based on the digital data by Geographical Survey Institute (GSI) Digital Map 10 m Grid (Elevation). The square shows the extent of Fig. 2.

ら  $12,430 \pm 270$  yr BP (GaK-5333) と  $12,280 \pm 250$  yr BP (Gak-5354) の 2 つの  $^{14}\text{C}$  年代値を報告した. それ以降この年代値が「末期」の活動年代とされており、本報告でもそれにならう. なお、IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) を使用して、この年代値を暦年較正すると約 15–14 cal yr BP となる (Appendix 1).

「末期」の活動については以下のような研究がある. 須藤・山崎 (1980) は「末期」のスコリア噴出活動の際に火口の崩壊による岩屑なだれ堆積物と、指向性噴煙柱の崩壊によるタカノス降下スコリアが生じたと述べている. 佐々木 (1993) は、山崎 (1958) の主期噴出物と末期噴出物の間には主期の各ユニット間に比較して特に長い休止期があった証拠が認められないことを指摘し、男体山火山の活動は、荒沢溶岩流の流出で始まり、男体南溶岩、華厳溶岩などの溶岩を順に形成し、最後に山崎 (1958) の「末期」の一連の噴火で活動を終了したとした. 石崎・呉山 (2004) は「末期」噴出物について岩石学的な検討とあわせて詳細な記載を行い、須藤・山崎 (1980) が認定したタカノス降下スコリアは、志津溶結スコリア流堆積物の上部であると考えた. さらに、「末期」の各噴出物の間に長期の時間間隙を示すような土壌や侵食面は確認されていないことから、これら噴出物は一連の噴火活動によって短期間に形成されたとした.

平野・高橋 (2006) は、従来の研究を基に活動史をまとめ、この男体火山は厚い玄武岩質溶岩流の流出ではじ

まり、その後、小薙成層火山、男体北成層火山、古薙成層火山などが相次いで形成され、最後に山崎 (1958) の「末期」の一連の噴火で活動を終了したとした。阿久津 (1957)、村本 (1992)、鈴木 (1993)、鈴木ほか (1994) は男体火山起源のテフラの記載を行った。男体火山起源のテフラと広域テフラの関係 (鈴木, 1993; 鈴木ほか, 1994)、テフラと山体の地質ユニットとの対比 (佐々木, 1994) から、男体火山の活動期間は、およそ 22 から 12 ka BP とされている。

また、須藤・山崎 (1980)、佐々木 (1994)、石崎・呉山 (2004)、平野・高橋 (2006) は男体火山の噴出物について岩石学的検討を行なった。須藤・山崎 (1980) は「末期」の噴火で斑晶の含有量・組合せの異なる 2 種類のデイサイト質本質物質が相次いで噴出していることを明らかにし、噴火前の地下に少なくとも 2 つのマグマ溜まりが存在したと考えた。佐々木 (1994) は男体火山を含む日光火山群の噴出物の記載岩石学的特徴と岩石化学的特徴を概説した。石崎・呉山 (2004) は「末期」の活動におけるマグマ供給系を以下のように復元した。前半の今市降下スコリア、志津溶結スコリア流は、後半の七本桜降下軽石、竜頭の滝・荒沢軽石流、御沢溶岩などと本質物質の斑晶組合せと斑晶量が大きく異なり、全岩化学組成も明瞭に異なるので独自のソレライト質の成層マグマ溜りからもたらされたものであると考えた。一方七本桜降下軽石以降のマグマの成因はそれぞれ斑晶量が異なるが同一の組成を持つ珪長質端成分マグマと 2 種類の苦鉄質マグマの混合によって引き起こされたとした。平野・高橋 (2006) は「末期」の噴火堆積物の組成変化は、噴火直前にそれぞれ独立した 3 つの珪長質マグマ溜りが存在し、それぞれ組成の異なる苦鉄質マグマが注入・混合することによってつくられたと説明した。

### 3. 弁天河原火砕流堆積物 (新称) の層序と層相

本研究で発見した火砕流堆積物は弁天河原の左岸の標高 1690 m~1850 m に位置する弁天河原林道沿いに露出する (Fig. 2)。Loc. 2 において荒沢軽石流堆積物 (石崎・呉山, 2004; 山崎, 1957) の上位に約 80 cm の厚さの風化火山灰層を挟んで重なり、パン皮状ブロックとスコリアを特徴的に含んでいる。この堆積物を弁天河原火砕流堆積物と定義し、Loc. 2 を模式地とする。以下、Loc. 2 の露頭で確認できる産状の記載を行う (Fig. 3)。

Loc. 2 で最下位に露出する荒沢軽石流堆積物は、下限は不明で厚さ 3 m 以上の不淘汰な軽石質の凝灰角礫岩~火山礫凝灰岩である。含まれる軽石は、白~黄白色で最大長径は 24 cm で淘汰は悪く、発泡しやや円磨されている。綫状軽石をしばしば含む。その上位には 80 cm の厚

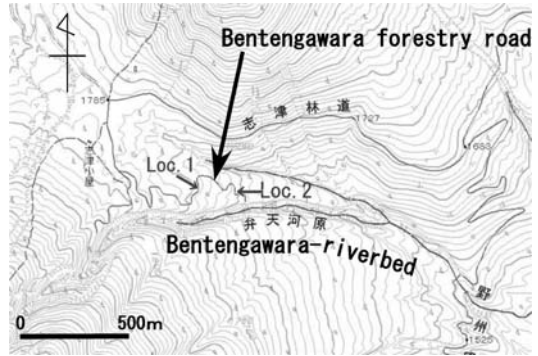


Fig. 2. Locality map. The topographic map is adapted from the 1: 25,000 quadrangle map Nikkohokubu by GSI.

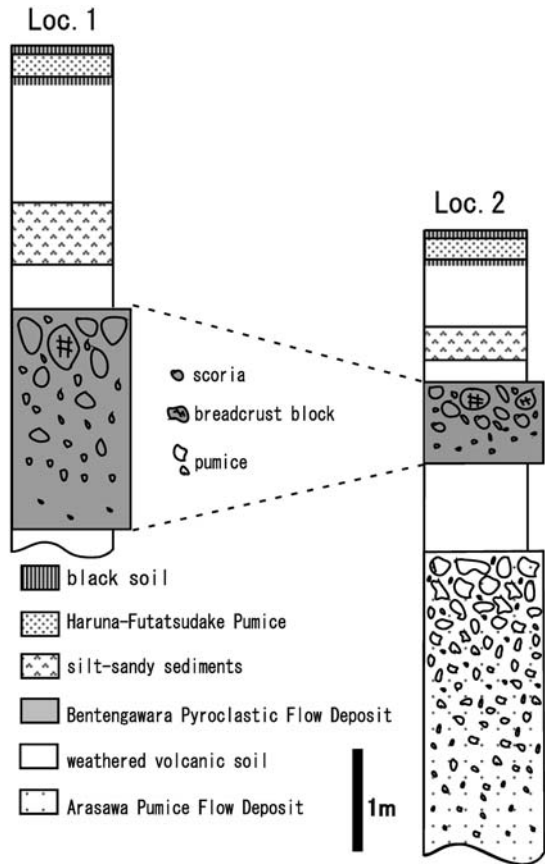


Fig. 3. Columnar sections.

さの風化火山灰層が重なる。風化火山灰層のうち、下部 30 cm は黄褐色で長径 2~4 mm 程の岩片・軽石片を含む粘土質層、その上位の層厚 25 cm の部分は赤褐色の粘土質層、さらにその最上位の厚さ 25 cm あまりは黄褐色の

粘土質層で長径2~4 mm程の軽石片を含む。この風化火山灰層を覆って弁天河原火砕流堆積物が露出する。

弁天河原火砕流堆積物は、Loc. 2では層厚0.8 m (Fig. 4a)ほどであるが、弁天河原林道沿いに断続的に露出して、最大層厚2.1 mである。同火砕流堆積物の最下部には層厚数 cmの茶褐色の粘土~シルト層がレンズ状に確認されることがあり、これはグラウンドサーズ部と判断される (Fig. 4c)。また火砕流堆積物の下部の約30 cmの部分は、砂質な基質と最大長径4 cmの少量のスコリアとからなっており (Fig. 4c)、シルトサイズ以下の粒子に著しく乏しく、いわゆる *fine deplete* の層相を示す。火砕流堆積物の上半部は黒~茶褐色のスコリアと類質安山岩片および火山灰を主体とし、パン皮状ブロックをしばしば含んでいる。また、火砕流堆積物の上部には炭化木片も含まれている (Fig. 4d)。構成岩類のうちスコリアは、最大長径70 cm、通常長径5~10 cm程度で、やや円磨されて瘤が集合したようなモコモコとした外形をなし、カリフラワー状スコリアともいえる形状をもつ (Fig. 4e)。重要なことは、本火砕流堆積物には、長径20~70 cm程度のパン皮状ブロックが少なからず含まれている (Fig. 4f) ことである。パン皮状ブロックの外皮に刻まれた亀裂は、ブロック内部の溶融部分における遅延発泡に由来すると考えられ (Walker, 1969)、それら亀裂の縁には円磨された形跡が全くないので、亀裂形成後に円磨作用を与えるような移動をほとんどしていないと見なされる。ブロック全体の形は発泡前には多面体状であったものが、その後の発泡によってやや膨らみを得たというものである (Fig. 4f)。さらに、本火砕流堆積物には板状節理をもっている安山岩片も含まれており、それらは現存場所とは異なる場において冷却固結した類質岩片であると判断される。

弁天河原火砕流堆積物を覆う地層は、下位より、層厚20~50 cmの黄褐色の風化火山灰層、層厚16~60 cmの灰白色のシルト~細粒砂層、層厚65~120 cmの灰色の風化火山灰層、そして最上位には黒色土壌が見られる。風化火山灰層にはしばしば、黄褐色の岩片や軽石片が混在する。なお、黒色土壌中には層厚20 cm、粒径2 mm程度の軽石からなる6世紀に降下した榛名-二ツ岳降下軽石層 (新井, 1962; 町田・新井, 2003) が挟まれる。榛名-二ツ岳降下軽石層の上位と下位の黒色土壌は併せて約20 cmの厚さで露出している。

#### 4. 古地磁気方位

Loc. 2において、弁天河原火砕流堆積物から3個のパン皮状ブロックの定方位試料を採取し、残留磁化の測定を行った。測定には信州大学に設置してある夏原技研製

SMD-88 スピナー磁力計、TDS-1 熱消磁装置、DEM-97 交流消磁装置を用いた。段階熱消磁実験は、空気中で100°Cから最高680°Cまで行った。段階交流消磁実験は160 mTまで行った。消磁結果に対して、Ziderveld 図上で残留磁化成分の直線性を判定し、Kirschvink (1980) の主成分解析法により方向を求めた。消磁段階が連続して3つ以上で最大角分散が15°以下のものを安定な磁化成分として採用した。

消磁実験の結果、全試料片から安定な磁化成分が認められた。磁化成分は10 mT以下、250°C以下の低消磁段階で分離される成分と、それ以上の消磁段階で安定な成分とに分けられた。消磁前の自然残留磁化と低消磁段階で分離される成分の方向は揃わないが、高消磁段階で分離される成分には方向の集中が認められた。その平均方向は偏角-10.4°、伏角51.5°、95%信頼区間 ( $\alpha_{95}$ ) は32.5°であった。 $\alpha_{95}$ の値は決して低いものではないが、その平均方向は現在の地球磁場方向 (偏角-7.33°、伏角50.33°) とほぼ一致する (Fig. 5)。高消磁段階成分が交流消磁においては140~160 mTまで、熱消磁においては580~640°Cまで安定に存在することからも、高消磁段階成分の獲得起源として、堆積物の定置後の熱残留磁化と考えるのが最も妥当である。

#### 5. 岩石の性質

弁天河原火砕流堆積物はスコリアが大部分を占めているが、そのほかパン皮状ブロックや類質の溶岩片をしばしば含む。パン皮状ブロックはほとんど発泡していない緻密な外皮部分と多孔質な内部とからなっている。以下それぞれの岩石記載および全岩化学組成について述べる。

##### 5-1 岩石記載

###### 5-1-1 パン皮状ブロック

皮殻の部分と内部に分かれ、皮殻の部分は緻密であるが、内部は発泡している。以下、皮殻部分を記載する。皮殻部分でも淡色部 (斑晶: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 石英) と暗色部 (斑晶: 斜長石, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石) が縞をなしている。両者ともに肉眼でガラス光沢をもつ石基中に白色の斜長石斑晶が目立つ。淡色部は石英を含んでおり、暗色部はかんらん石を含むので、両者を構成したマグマは平衡に共存することはできなかったはずである。従って、一つのブロックの内部においても組成の異なる2種類のマグマが混合していたと考えられる。

<淡色部>

含角閃石斜方輝石単斜輝石デイスイト

約10 vol.%の気泡を含み、総斑晶量 (気泡を除いた部分に占める斑晶の割合。以下同様) 40 vol.%である。



Fig. 4. (a) Occurrences of the Bentengawara Pyroclastic Flow Deposit (BPFDF) and other deposits at Loc. 2. (b) Ditto at Loc. 1. (c) The bottom of the BPFDF. The arrow shows the surge layer which is overlain by the lower part of the BPFDF. The lower part is depleted in materials finer than silt. (d) The top of the BPFDF (the broken line). The arrow shows the charred wood. (e) Fragments of scoria from the BPFDF. Their shape is characterized by the aggregation of small lumps. (f) A breadcrust block in the BPFDF. The edges of the cracks on the surface are very sharp and never rounded, suggesting the formation of cracks, and therefore the expansion of the block resulted from internal vaporization took place just before or immediately following the settlement of this block.

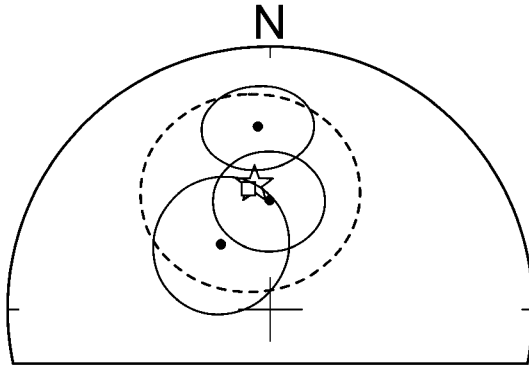


Fig. 5. An equal-area projection showing directions of the high-demagnetization-level component. Solid circles denote the 95% confidence range of the projections on the lower hemisphere. The mean direction (open square; Dec =  $-10.4^\circ$ , Inc =  $51.5^\circ$ ) and its 95% confidence circle (dashed circle;  $\alpha_{95} = 32.5^\circ$ ) are also shown. The direction of the present Earth's magnetic field is also shown (star; Dec =  $-7.33^\circ$ , Inc =  $50.33^\circ$ ).

斑晶量・組合せ: 斜長石 > 単斜輝石 > 石英 > 斜方輝石 > 不透明鉱物 >> 角閃石

斑晶: 斜長石は最長 2.5 mm (長軸方向の長さ。以下同様) の卓状自形または破片状で、累帯構造はあまりみられない。斜方輝石は最長 1.2 mm の長柱状～短柱状自形または破片状である。単斜輝石は最長 1.4 mm の長柱状～短柱状自形または破片状で、双晶をもつものが目立つ。斜長石と単斜輝石が集斑晶をなすことがある。角閃石はその殆どが斜長石と単斜輝石の微細結晶の集合体に変化しているが、一部には中心に角閃石が残存している。石英は最大 0.5 mm の円形に近く、融食形を呈するものが多い。

石基: 短冊状または針状の斜長石が多くその間をガラスが埋めているインターサタル組織を示す。

<暗色部>

かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩

約 12 vol.% の気泡を含み、総斑晶量は 33 vol.%。

斑晶量・組合せ: 斜長石 > 単斜輝石 = 斜方輝石 > かんらん石

斑晶: 斜長石は最長 2.5 mm の卓状または破片状で、累帯構造はあまりみられない。斜方輝石は最長 0.9 mm の長柱状～短柱状自形または破片状である。単斜輝石は最長 0.8 mm の長柱状～短柱状自形または破片状で、双晶をもつものが目立つ。斜長石と単斜輝石が集斑晶をなすことがみられる。かんらん石は、最長 1.3 mm の自形～半自形である。かんらん石が斜長石・単斜輝石とともに

に集斑晶をなすことがある。

石基: 短冊状または針状の斜長石が多くその間をガラスが埋めているインターサタル組織を示す。

### 5-1-2 スコリア

斜方輝石かんらん石単斜輝石安山岩

表面は黄褐色に風化していることが多いが、内部は黒色で新鮮である。気泡を 25 vol.% 含み、総斑晶量は約 13 vol.% である。

斑晶量・組合せ: 斜長石 > 単斜輝石 > かんらん石 > 斜方輝石 > 不透明鉱物 > 石英

斑晶: 斜長石は最長 1.4 mm の卓状自形または破片状で、累帯構造はみられないが、周縁に汚濁帯がみられるものもある。斜方輝石は最長 0.6 mm の長柱状～短柱状自形または破片状、単斜輝石は最長 1.2 mm の長柱状～短柱状自形または破片状で双晶をもつものが目立つ。斜長石と単斜輝石が集斑晶をなすことがある。かんらん石は、最長 1.5 mm の自形～半自形である。石英は最長 1.1 mm の融食形である。

石基: 短冊状または針状の斜長石が多くその間をガラスが埋めているインターサタル組織を示す。

### 5-1-3 類質溶岩片

含角閃石かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩

最大のもので長さ 30 cm あり、板状節理が発達している。気泡を 13 vol.% 含み、総斑晶量は 28 vol.% である。肉眼では灰色の石基に斜長石斑晶がやや目立つ。

斑晶量・組合せ: 斜長石 > 単斜輝石 > 斜方輝石 = 石英 > かんらん石 > 不透明鉱物 >> 角閃石

斑晶: 斜長石は、最長 2 mm の卓状自形または破片状で、累帯構造はあまりみられない。周縁には汚濁帯がみられるものもある。斜方輝石は最長 1.2 mm の長柱状～短柱状自形または破片状である。単斜輝石は最長 1.3 mm の長柱状～短柱状自形または破片状で双晶をもつものが目立つ。斜長石と単斜輝石が集斑状組織をなすことがある。かんらん石は、最長 1 mm の自形～半自形である。角閃石はその殆どが斜長石と単斜輝石の微細結晶集合体に変化しており、一部には中心に角閃石が残存しているものもある。石英は融食形で最長 1.1 mm である。

石基: 短冊状または針状の斜長石が多くその間をガラスが埋めているインターサタル組織を示す。

### 5-2 全岩化学組成

弁天河原火砕流の構成岩石と、「末期」活動の噴出物を比較するために、全岩の主成分元素と微量元素の分析を信州大学理学部の蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS PW2400) を用いて行った。分析は岩石粉末試料 2 g と融剤の四ほう酸リチウム 4 g を混合して作成したガラスビードについて実施した。主要元素の検量線は地質調査所の標準試

料を用いて作成したものを使用した。その分析条件、補正計算法及び分析誤差は、三宅・他 (1996) に述べられている。また、微量元素の分析には、試薬を用いて作成した標準ガラスを使用して検量線を作成した。マトリックス補正は V と Cr に対してはバックグラウンド、その他の元素には Rh のコンプトン散乱線強度で目的元素の強度を割る方法で行い、その分析条件と誤差は津金・三宅 (2001) に詳細に述べられている。分析結果は Table 1 と Fig. 6 に示す。パン皮状ブロックの化学組成は、分析試料に暗色部と淡色部の占めている割合に応じて、SiO<sub>2</sub> 量で 59.8~61.6 wt.% の組成幅をもつ。それに対してスコリアの SiO<sub>2</sub> 量は 55.5 wt.% と乏しい。なお、比較のために「末期」噴出物の化学組成を石崎・呉山 (2004) より引用して Fig. 6 に示した。石崎・呉山 (2004) によれば、「末期」の火山岩類は 3 つのグループにまとめられる。第 1 は今市降下スコリアと志津溶結スコリア流、第 2 は七本桜降下軽石と荒沢・竜頭滝軽石流、そして第 3 が御沢溶岩である。このうち第 2 と第 3 グループは、それぞれマグマ混合によるミキシングラインをハーカー図上に描くとされ (石崎・呉山, 2004)、それぞれを Fig. 6 に鎖線と一点鎖線で表示した。この図上で今回分析した弁天河原火砕流堆積物の岩石の組成を見ると次のことがわかる。①多くの元素のハーカー図において、スコリアとパン皮状ブロックは一直線上にプロットされる (Fig. 6a, c, d, e)。その直線は実線で示してある。②TiO<sub>2</sub> と K<sub>2</sub>O のハーカー図においては弁天河原火砕流の岩石の組成は「末期」の第 3 グループの組成に重複している。③一方で Cr のハーカー図上ではむしろ「末期」の第 2 グループの組成に重複する。ただし、類質溶岩片は、スコリアやパン皮状ブロックからはずれて第 3 グループに近い組成を示す。④MgO のハーカー図上では弁天河原火砕流のスコリアとパン皮状ブロックは第 2 グループのトレンドと第 3 グループのトレンドのいずれからも微妙にずれた中間的範囲にプロットされる。

以上のことをまとめると、弁天河原火砕流のパン皮状ブロックとスコリアはマグマ混合によって生じた一連のマグマに由来すると考えられる。しかし、そのマグマは「末期」噴出物のいずれとも化学組成上一致していないといえる。一方、類質溶岩片の組成は御沢溶岩 (第 3 グループ) とあらゆる元素で共通している。

## 6. 噴出年代

火砕流堆積物に含まれる、表面が炭化している直径約 2~数 cm 程度の材化石を Loc. 1 (試料名: NikN-01) と Loc. 2 (NikN-02) から 2 点採取して加速器質量分析法 (AMS) による放射性炭素年代測定を行なった。いずれ

Table 1. Whole rock chemistry. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*=total iron as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

wt.%	breadcrust block			scoria	lava fragment
	SiO <sub>2</sub>	60.16	61.62	59.76	55.54
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.61	0.64	0.71	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.92	16.69	17.17	18.19	16.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.94	7.43	8.26	9.74	7.83
MnO	0.14	0.13	0.14	0.16	0.14
MgO	3.40	3.06	3.54	4.52	4.01
CaO	7.12	6.72	7.24	8.76	6.34
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.77	2.68	2.16	2.60
K <sub>2</sub> O	1.37	1.59	1.30	0.75	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12
Total	100.54	100.74	100.85	100.66	101.11
ppm					
V	181	166	189	227	168
Cr	19.5	18.5	19.6	32.6	61.9
Co	19.0	19.6	19.4	25.9	28.1
Ni	7.3	6.9	7.8	11.4	20.6
Zn	67.3	62.9	68.6	75.0	65.9
Ga	16.1	15.5	16.2	17.7	15.8
Rb	38.6	47.2	38.0	18.7	45.2
Sr	264	259	268	277	250
Y	15.2	16.8	15.0	13.9	15.9
Zr	86.5	91.7	79.3	58.9	90.9
Nb	3.0	3.6	3.3	1.5	2.9
Ba	302	368	320	195	350

も火砕流堆積物の最上部付近に含まれていた。なお、炭化木片は火砕流堆積物と風化火山灰層中をくまなく探したが、これら 2 試料しか見つけられなかった。測定試料の一つ NikN-01 は全体が炭化した直径数 cm 程度の樹枝状のもの (Fig. 4d)、NikN-02 は表面は良く炭化しているが内側などに炭化度の低い部分も認められる直径約数 cm 程度の炭化木である。年代の測定は、NikN-01 が株式会社パレオ・ラボにて、NikN-02 が東濃地科学センターにて行なわれた。いずれのサンプルも酸・アルカリ・酸処理を行なった後、CO<sub>2</sub> 化しグラファイトターゲットを製作し年代測定を行なった。測定時のバックグラウンドの評価は IAEA C1 標準試料を用いて行なった。また、各試料の δ<sup>13</sup>C を基に同位体分別補正も行ない年代値を算出した。測定結果を Table 2 に記す。Table 2 には、較正曲線 IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) に基づく暦年較正プログラム CALIB5.01 (Stuiver and Reimer, 1993) を使用し較正した年代値もあわせて記す。NikN-01 は 10,340±30 yr BP、NikN-02 は 9760±160 yr BP であり、およそ 1 万年前 (BP) の値である。暦年較正值は、NikN-01 が 12,262–12,377 cal yr BP、NikN-02 は 10,658–11,715 cal yr BP であ

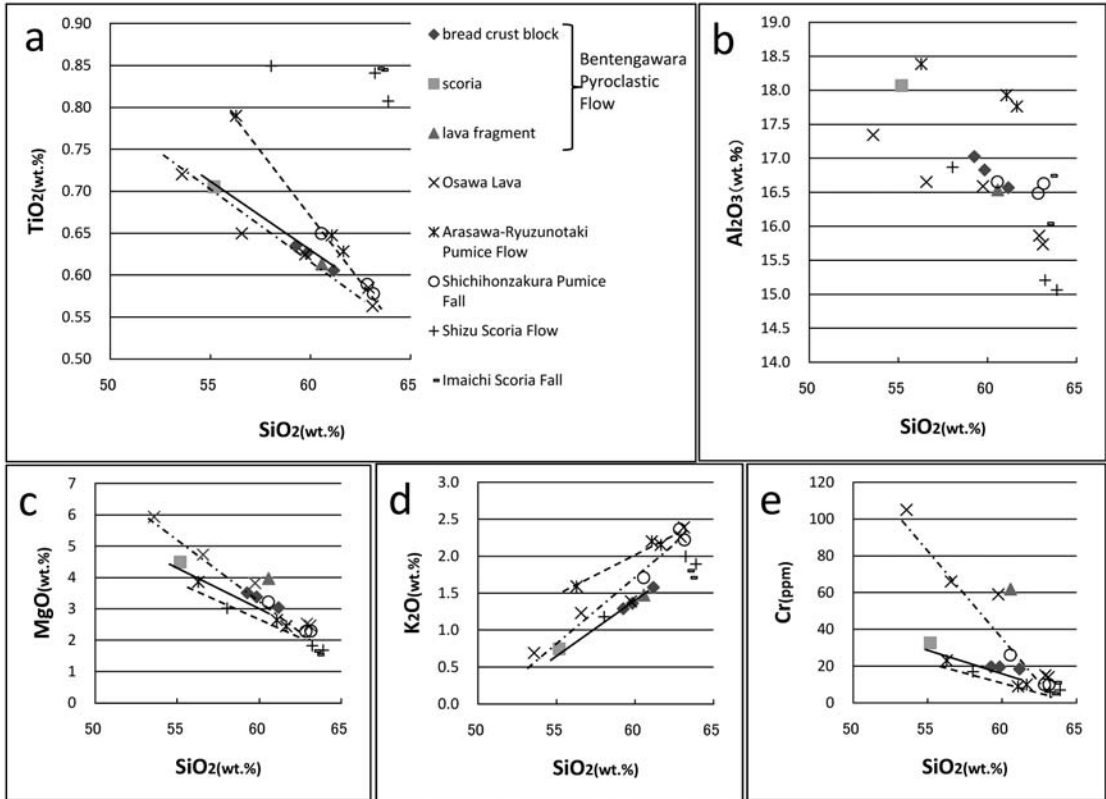


Fig. 6. Whole-rock chemistry. The data of the rocks other than the BPDF are after Ishizaki and Kureyama (2004). All the results are recalculated on the basis that the total=100% without water. See the text for descriptions of the lines in the figures.

Table 2. Age determinations.

Sample name	Locality*	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ data (yr BP)**	Calibration Age (cal BP) / probability(%)***	Labo ID
NikN-01	Loc. 1	-26.54±0.11	10,343 ± 32	12,050-12,248 / 27.8, 12,262-12,377 / 72.2	PLD-10071****
NikN-02	Loc. 2	-25.96±0.02	9,756 ± 161	10,608-10,615 / 0.2, 10,658- 11,715 / 99.7, 11,741-11,745 / 0.1	6578*****

\*See Fig.1. Loc. 1: 36°46' 51.8"N 139°30' 28.8"E, Loc. 2: 36°46' 51.2"N 139°30' 21.6"E

\*\*Error 1 $\sigma$  level, \*\*\*CALIB 5.01(Stuiver and Reimer, 1993) is used, Error 2 $\sigma$  level.

\*\*\*\* $^{14}\text{C}$  dating was carried out at the Paleo Labo Co. Ltd. (NEC CAMS-500).

\*\*\*\*\* $^{14}\text{C}$  dating was carried out at the Tono Geoscience Center of JAEA (NEC 15SDH-2).

る可能性が最も大きい。

## 7. 議 論

### 7-1 火砕流起源の証拠

弁天河原火砕流堆積物は、その主部は塊状かつ不淘汰で逆級化構造が発達していることから重力流堆積物が示

す特徴を持っている。また、最下部にはグラウンドサージに相当すると考えられる粗粒な粒子に欠く堆積物が存在する (Fig. 4c)。さらに、炭化木片が含まれること、定置直前または直後の遅延発泡によって形成されたパン皮状ブロックがその主部に含まれること (Fig. 4f) などから、流下当時は高温であったと考えられ、この堆積物は



火砕流（荒牧・小野，1996）起源の堆積物であると判断される。中でも遅延発泡によって形成されたパン皮状ブロックは定置前後の時期に発泡・膨張しうだけの高温な熔融状態を内部に保っていたという積極的な証拠である。さらに決定的な証拠として、パン皮状ブロック3試料について残留磁化方位を測定したところ、3試料とも、北落ちの現在の磁化方位に近い方向にほぼ揃った。このことは、これらの岩塊が、そのキュリー点以上の温度で定置したことを意味している。ただし、3試料の磁化方位の間にかんがりのばらつきが見られる。その理由としては、斜面に堆積したために定置後の若干の移動があったこと、パン皮状ブロックは定置前後に発泡しているため、その体積膨張のために多少方位がずれたこと、などの理由が考えられる。

### 7-2 マグマ活動と噴出時期

弁天河原火砕流堆積物に含まれるスコリアとパン皮状ブロックは全岩化学組成において一本の直線的トレンドにのる。このことは、パン皮状ブロックの暗色部と淡色部の鉱物組合せが平衡に共存できないものであることと併せて、これらが一連のマグマ混合によって形成された噴出物である可能性が高いことを示している。SiO<sub>2</sub>量56 wt.%のスコリアは総斑晶量が少ないのに対してSiO<sub>2</sub>量約60 wt.%前後のパン皮状ブロックはかなり多い。このSiO<sub>2</sub>量と斑晶量の相関は、「末期」火山岩類のマグマ混合についても同様に認められており、石崎・呉山(2004)が指摘した混合モデル；すなわち、結晶に富むデイサイトマグマと、結晶量のより乏しい玄武岩質安山岩マグマの混合、というモデルによって説明可能である。ただし、弁天河原火砕流堆積物のスコリアとパン皮状ブロックの全岩化学組成は「末期」のいずれのマグマ混合シリーズとも異なっている。さらに、弁天河原火砕流堆積物には、板状節理をもち明らかに本質物質ではない類質溶岩片が含まれる。その全岩組成のあらゆる元素、および総斑晶量は、御沢溶岩（総斑晶量21~51 vol.%；石崎・呉山，2004）と一致する。

これらの事実から以下のことが結論される。弁天河原火砕流のマグマは「末期」のものとはっきりと区別され、しかも、「末期」の最後の噴出物とされる御沢溶岩の礫を含むことから、「末期」（15-14 cal ka BP）よりも新しい活動の産物であると考えられる。このことは弁天河原火砕流堆積物と荒沢軽石流堆積物との間に風化火山灰層を挟むことと調和的である。

実際の年代差を知るために弁天河原火砕流に含まれる炭化木片の放射年代の測定を行った。年代測定を行なった材化石は、産状から、火砕流堆積物が流下中に取り込まれ、その熱のために炭化したものと考えられる。今回

の年代測定は両試料ともおよそ1万年前（BP）の値を示す。しかし、得られた二つの測定値には誤差を超える有意な差が認められる。両測定値の暦年較正年代も、NikN-01がおよそ12,400-12,300 cal yr BP、NikN-02がおよそ11,700-10,600 cal yr BPで、両試料の年代値は、完全には一致しない。測定試料の一つNikN-01はせいぜい直径数cm程度の樹枝状のもの（Fig. 4d）、NikN-02もそれよりやや大きな木片から採集したもので、樹木の採集部位の差で数百年間も大きく年代値が異なっているとは考えにくい。一方、火砕流は下位層を侵食しそれに含まれる材化石を含むことがあるために火砕流中の材化石の年代値がばらつくこともある（たとえば、及川・他，2002）。今回の年代値の不一致の原因もその可能性が指摘される。

そうだとすれば、本火砕流の噴火年代は、11,700-10,600 cal yr BPより若い可能性もありうる。まとめると、弁天河原火砕流は、「末期」活動（15-14 cal ka BP）とは、約3ky程度の時間差をおいてできたと推論されるが、さらにそれよりも若いという可能性も残されている。さらに、正確な火砕流の発生年代を求めるには、火砕流発生時に閉鎖系が保たれたことが担保される年代測定試料・手法を用いて検討を行なう必要がある。

最近、石崎・及川(2008)は男体山山頂火口内の降下火砕流堆積物などの中から7ka cal BPよりも若い炭化材化石を報告している。弁天河原火砕流も含めて、「末期」以降も男体山では火山活動が継続しており、弁天河原火砕流のように火口縁から少なくとも2kmの地域にまで火砕流をもたらすこともあることが明らかになったので、それに対応する十分な火山防災対策が望まれる。

### 7-3 分布と噴出様式、他の噴出物との比較

弁天河原火砕流は今のところ弁天河原林道沿いで局所的に存在が認められているのみで、火砕流台地などの火砕流特有の地形も作っていないことから、全体の分布については未だ明らかではない。しかし、この火砕流堆積物は地形的要因から今回記載した地域近傍のみに堆積している可能性もある。すなわち、この地域は男体山とそれ以前の火山である大真名子山の境界に近く、男体山の地形が大真名子山にぶつかる形となってその傾斜が緩やかになっている（Figs. 1, 2）ので、火砕流堆積物が停滞しやすい地形となっている。同様の例として富士火山の玄武岩質火砕流にも山麓で勾配がゆるやかになった箇所のみ分布が見られるとする報告（Yamamoto *et al.*, 2005）が挙げられ、本地域にはこれと似た状況があった可能性もある。

弁天河原火砕流堆積物については特にその分布に関して不明な部分が多く、噴出過程については推論の域を出ない現状であり、本論では以下の作業仮説を述べるに留

Appendix 1. Radiocarbon data by Akutsu (1979). We calculated the calendar age.

Geological Unit	Labo code	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ data (yr BP)*	Calibration age (cal yr BP) / probability (%) **
Arasawa pumice flow deposit	GaK-5333	charcoal (wood)	-	12,430 ± 270	13,776 - 15,268 / 95.4
Arasawa pumice flow deposit	GaK-5334	charcoal (wood)	-	12,280 ± 250	13,690 - 15,085 / 95.4

\*Error 1 $\sigma$  level. \*\* These are conversion by calibration curve from Reimer *et al.* (2004) and computer program from CALIB 5.01 (Stuiver and Reimer, 1993). Error 2 $\sigma$  level.

める。パン皮状ブロックとスコリアは一連のマグマ混合作用の結果生じたマグマに由来している。このマグマの組成は  $\text{SiO}_2$  含有量 56~60 wt.% の組成幅をもっていった。そのマグマがパン皮状ブロックを噴出したことから考えて、帽岩の下位にガスの過剰圧が蓄積された挙げ句にブルカノ式噴火を起こすに至り、その際に  $\text{SiO}_2$  に乏しい部分は粘性が低いためにもちを引きちぎるようにしてカリフラワー状のスコリアを作り、 $\text{SiO}_2$  に富む部分は Walker (1969) が議論しているように、より脆性的に多面体状に破壊され、後にパン皮状ブロックとなった。これらは火砕流となって山頂火口から約 2 km の弁天河原まで流下して、勾配の緩い当地域に堆積した。爆発直前の帽岩の一部は御沢溶岩であった可能性が高く、その破片が火砕流堆積物の中に礫として見いだされる。なお、ブルカノ式噴火に伴われて火砕流が発生することは、1973 年 2 月に浅間火山で小規模な火砕流が発生した際にパン皮状火山弾が飛散したとの報告 (荒牧, 1973) などからも推量される。

ブルカノ式噴火の際に本質火砕物として多種類のものが放出される例は、十勝岳火山 1988-1989 噴火の際に報告されており、火道中でのマグマの固結程度の違いに応じて、plastic bomb, vesiculated bomb, jointed block などが放出されたが、それらはいずれも  $\text{SiO}_2$  量 53-54 wt.% の玄武岩質安山岩であった (Yamagishi and Freeby, 1994)。この例に反して弁天河原火砕流の場合の本質物の形態の多様性、すなわちカリフラワー状スコリア (Fig. 4e) と、パン皮状ブロック (Fig. 4f) を含んでいることは、火道内のマグマ混合程度の違いに基づく化学組成、ひいては粘性の違いに由来している。

また、弁天河原火砕流と同様にカリフラワー状スコリアに富む火砕流の成因が議論された例として阿蘇の泉川火砕流が挙げられる。Miyabuchi *et al.* (2006) によれば、泉川火砕流はカリフラワー状の火山弾と多角形状の本質岩片を含んでおり、いずれも玄武岩質の似た組成をもつ。この火砕流のカリフラワー状火山弾は内部が緻密で外皮が多孔質である。このことなどから Miyabuchi *et al.*

(2006) は、噴火前に半ば固結したマグマが火道を埋めており、固結部分の隙間にマグマが存在していた状況において、固結部分が火山弾内部の緻密部分を形成して、それを発泡したマグマが皮殻となってくるので噴出したと考えた。また爆発の様式はマグマ水蒸気爆発であるとした。弁天河原火砕流のカリフラワー状スコリアは、この例と異なっており、皮殻と比べて、明らかに内部のほうが良く発泡している。その意味では、弁天河原火砕流のカリフラワー状スコリアは、浅間火山の追分火砕流に含まれる“キャベツ”状ブロック (Aramaki, 1963) に似ているといえる。今後両者の本質物形成過程を比較して、こうした火砕流の噴出過程についての理解を深めたい。

## 8. まとめ

(1) 日光男体火山の中腹において、いわゆる「末期」(15-14 cal ka BP) 堆積物の一員である荒沢軽石流堆積物の上位に 80 cm の風化火山灰層を間に挟んで新たな火砕流堆積物を発見し、弁天河原火砕流堆積物と命名した。

(2) 弁天河原火砕流堆積物の下部は fine deplete した火山礫と火山砂からなる。上部は火山礫~火山岩塊サイズのスコリアに富み、パン皮状ブロックも含んでいる。パン皮状ブロックの表面皮殻の割れ目のエッジが円磨されていないことや、ブロックの残留磁化方位が概ね北下向きにそろうこと、炭化木片を含んでいることなどから、高温の火砕流として定置したことが示される。

(3) 弁天河原火砕流の本質物はスコリアとパン皮状ブロックであり、これらは一連のマグマ混合トレンドを形成している。しかし、これらの化学組成は「末期」噴出物のいずれとも一致しない。一方、類質物として、「末期」最後の御沢溶岩に似た溶岩片が含まれている。従って弁天河原火砕流堆積物は「末期」よりも後期にできたと思なされる。

(4) 弁天河原火砕流堆積物に含まれる 2 個の炭化木片の  $^{14}\text{C}$  年代を測定した。年代は約 12-11 cal ka BP と推定されたが、それより若い可能性も残されている。

## 謝 辞

この論文は著者の一人、齋藤美由紀の信州大学理学部における卒業研究の内容に放射年代や古地磁気方位などのデータを補完したものである。卒業研究遂行にあたり、信州大学第四紀・火山談話会の諸氏には現地での協力いただいた。XRF分析にあたっては津金達郎氏にお世話になった。原稿は大場 司氏、萬年一剛氏、石崎泰男氏らのていねいで建設的な議論により改善された。英文はB. Zimmer氏の添削により改善された。以上のかたがたに御礼申し上げます。

## 引用文献

- 阿久津純 (1957) 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層. 地球科学, **33**, 1-11.
- 阿久津純 (1979) 2. 地質と地形. 日光市史 上巻 第1章 第1節, 日光市, 5-29.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, **10**, 1-79.
- Aramaki, S. (1963) Geology of Asama volcano. *Journal of the Fac. Sci., Univ. Tokyo., Sec. 2* **14**, 1-46.
- 荒牧重雄 (1973) 浅間火山1973年2~3月の噴火の際に発生した小型火砕流. 火山, **18**, 79-84.
- 荒牧重雄・小野晃司 (1996) 火砕流. 新版地学事典, 平凡社, 229-229.
- 平野公平・高橋正樹 (2006) 日光男体火山最末期噴出物の斑晶鉱物化学組成とマグマ溜りプロセス. 日本大文理自然科学研究所紀要, **41**, 123-150.
- 石崎泰男・呉山正和 (2004) 日光火山群男体火山の12ka噴火の推移とマグマ供給系. 岩石鉱物科学, **33**, 197-207.
- 石崎泰男・及川輝樹 (2008) 男体火山の山頂火口内に見られる湖沼堆積物とアグルチネートの<sup>14</sup>C年代. 日本地質学会講演要旨, 180p.
- Kirschvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **62**, 699-719.
- 気象庁 (2005) 日本活火山総覧 (第3版). 気象業務支援センター, 635p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス日本列島. 東京大学出版会, 336p.
- Miyabuchi, Y., Watanabe, K. and Egawa, Y. (2006) Bomb-rich basaltic pyroclastic flow deposit from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, **155**, 90-103.
- 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦 (1996) 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光X線分析一低希釈率ガラスビードの作成と迅速分析の精度一. 信州大学理学部紀要, **31**, 105-117.
- 村本芳英 (1992) 日光火山群東方に分布する中・後期更新世テフラ一日光火山群の噴火史一. 静岡大学地質科学研究報, **18**, 59-91.
- 及川輝樹・奥野 充・中村俊夫 (2002) 北アルプス, 焼岳火山の最近約3千年間の噴火史. 地質学雑誌, **108**, 88-102.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J. H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal 04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 佐々木実 (1993) 男体火山の活動史. 火山災害の規模と特性 (平成5年) 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と社会の防災力」(代表: 荒牧重雄), 53-58.
- 佐々木実 (1994) 日光火山群の岩石学. 月刊地球, **16**, 222-230.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 須藤 茂・山崎正男 (1980) 男体火山末期における斜め噴火と異種のマグマの連続噴出. 火山, **2**, 75-87.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑誌, **102**, 73-90.
- 鈴木毅彦・奥野 充・早川由紀夫 (1994) テフラからみた日光火山群の噴火史. 月刊地球, **16**, 215-221.
- 津金達郎・三宅康幸 (2001) 珪酸塩岩石試料の微量成分のガラスビード法による蛍光X線分析. 平成11~12年度科学研究費補助金基盤研究(C)(2)研究成果報告書. 課題番号11640447, 23-35.
- Walker, G.P.L. (1969) The breaking of magma. *Geol. Mag.*, **106**, 166-173.
- Yamagishi, H. and Feebrey, C. (1994) Ballistic ejecta from the 1988-1989 andesitic Vulcanian eruptions of Tokachidake volcano, Japan: morphological features and genesis. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, **59**, 269-278.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan: characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.
- 山崎正男 (1957) 男体火山末期の活動. 火山, **2**, 63-76.
- 山崎正男 (1958) 日光火山群. 地球科学, **36**, 28-35.

(編集担当 大場 司)