武 尊 火 山 の 地 質

山 口 尚 志*

Geology of Hotaka Volcano

Takashi YAMAGUCHI*

Abstract Hotaka volcano, in the northern Kanto, Japan, is situated in the southernmost part of the Nasu volcanic zone, which is a part of the East Japan Volcanic zone. The volcano had been active in the early Pleistocene age and ejected about 35 km³ of the essential materials.

Results of the present geological study are summarized as follows.

1) Lavas and pyroclastics ejected from the volcano are largely divided into the following five stratigraphic units: the Maehotaka, Shikamatazawa, Tenjin, Aphyric Andesite and Tenguwa groups in the order of deposition. 2) The mode of volcanic activity changed with time. In the early stage, when the Maehotaka group was deposited, the volcano was explosive and ejections of pyroclastics were the main activities. In the later stage, when the other groups were deposited, effusion of lava flows became the main activities. 3) In the Maehotaka group, which consists mainly of pyroclastic rocks, three rock facies are distinguished according to the distance from the vent. In the central part, within 2 to 3 km from the vent, coarse scoria fall deposits are the main constituents. Up to 5 km from the vent, pyroclastic flow and mud flow deposits are predominant and beyond that fine volcanic sediments, air-fall and lake deposits, are predominant. 4) The central vents were situated throughout the life of the volcano in the uppermost stream of the Kawaba Valley in the central part of the volcano, where the volcanic rocks are subjected to hydrothermal alteration, and where the vent breccia is exposed. 5) The slight migration of the vent occurred within the central part of the volcano since its earliest stage.

Hotaka volcano can be classified as type A volcano of MORIYA (1979). The activity of the volcano ceased after it evolved to the 2nd stage of the development defined by MORIYA. The geologic history of Hotaka volcano corresponds to one of the typical life cycles of the Quaternary stratovolcano in the Japanese islands.

は じ め に

武尊火山は、第四紀初期に活動した成層火山である。火山体の中心は群馬県北部、沼田市の北方約 20 km に位置し、那須火山帯最南端、火山前線から約 30 km 内側にある(第 1 図)。全体として成層火山の形を保っているが、開析によって火山体の内部がよく観察されるため、成層火山の発達史やその内部構造の研究に適している。

新井(1964)は、武尊火山が火山体形成の後期に溶岩流が火砕岩に比べて多くなること、および、主として複輝石安山岩よりなることを述べている。しかし、火山体の地質についての詳細な報告はまだ発表されていない。本報告では、武尊火山の地質の記載を行ない、火山体の内部構造を明らかにし、その成長史と火山学的特徴を述べる。

用語法の多くは、久野(1954)によった。ただし、泥流堆積物という用語は、淘汰の悪い凝灰角レキ岩で、その堆積時に水が関与していたと思われるもの、および、著しく多量のレキをもつものに対して使用した。火砕流堆

1981 年 6 月 30 日受理

* 東京大学地震研究所. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi, Bunkyo-ku, 113 Japan.

積物という用語は、淘汰の悪い凝灰角レキ岩で、比較的レキが均質でかつその堆積に水が関与していた証拠がないものに対して使用した。火砕流や泥流堆積物としたものの一部には、水蒸気爆発などによる低温で dry の avalanche 堆積物が含まれているかもしれない。火砕流としたものの多くは、荒牧(1957)の狭義の熱雲および中間型火砕流に相当すると考えられる。

なお、L-1 等の記号は、第 2 図地形図に示した露頭番号を表わす。

火山地形および基盤の形

第 2 図に地形図と火山噴出物の分布領域を示す。山体は開析が進み、中心付近からはほぼ放射状に深い谷が刻まれているが、全体としては平たい円錐形をした独立峰としての姿を保っている。前武尊(2,040 m)、沖武尊(2,158 m)、剣ヶ峰(2,020 m)などの火山体の中心付近のピークを連ねた線は、直径約 1.5 km の南方に開く馬蹄形の侵食カルデラ壁を示す。このカルデラの内側から南方に川場谷が伸び、カルデラ壁の外側の斜面には、北に大沢、北西に武尊川、東に西俣沢、荒砥沢などが放射状に刻まれている。これらの沢は山体を深く切り込み、特に、川場谷には谷の両側に約 200 m の垂直な崖が見られる場所がある。火山体のすその武尊田代、玉原等では、地形面の傾斜が 0° に近く、著しくなだらかで火山体の原地形面が保存されている。

基盤岩類と武尊火山噴出物の境界の高度は、950～1,250 m の範囲に入ることが多いが、北東部では 1,400～1,500 m と高い。藤原湖周辺では、泥流堆積物が 700 m の高度まで谷に沿って分布する。南部では、基盤の大きな谷に沿って火山噴出物が細長く南方に伸びて分布し、南方に向かって武尊火山噴出物と基盤岩類の境界の高度が徐々に下がり、最南端部では 450 m となる。しかし、このような基盤の谷に沿って特に遠くまで火山噴出物が伸びる地域を除くと、火山体の基盤は高度 1,100±150 m 程度の緩やかな起伏をもつ地形であると考えられる。

地 質 記 載

1. 基盤岩類

花コウ岩、蛇紋岩、流紋岩質およびデイサイト質の火山岩類等の多様な岩石が基盤岩として見られる。北部の湯ノ小屋沢沿い、東部の西俣沢沿い、南部の川場谷の入口付近には、白亜紀ないし古第三紀に貫入した花コウ岩(新井, 1964; 矢内, 1972)が分布する。この花コウ岩に

伴なって蛇紋岩および塩基性緑色岩類が分布し、花コウ岩による接触変成作用を受けている。西俣沢の下流域には、須藤(1976)によってジュラ系の岩室層とされた黒色の頁岩が見られる。周囲を断層で囲まれているが、花コウ岩による接触変成作用を受けている。藤原湖周辺および発知川上流域には、漸新世ないし中新世初期の主としてレキ岩よりなる栗沢層(新井, 1964)が見られる。塗川西部、上ノ原付近、迦葉山付近等には、新第三紀の流紋岩質およびデイサイト質の溶岩流、凝灰岩、溶結凝灰角レキ岩よりなる火山岩類が広く分布している。塗川流域の流紋岩質凝灰角レキ岩には、岩室層の黒色頁岩と考えられる角レキが特徴的に多量に含まれる。

武尊火山噴出物は、上に述べた種々の基盤岩を不整合に覆っている。地質図(第 4 図)には上記の基盤岩類を一括して示してある。

2. 武尊火山の層序と岩石

第 3 図は、武尊火山を構成する層序単位間の被覆関係を表わす。露頭の観察ないし堆積物の分布の様子から確認できる被覆関係を矢印によって示す。この図に示した層序単位は、下位から前武尊、鹿俣沢、天神、無斑晶質安山岩、天狗岩の五つのグループにまとめることができる。地質図(第 4 図)に、これらの五つのグループの分布を示す。ただし最末期の天狗岩グループは、溶岩流、上発知泥流、上ノ原泥流の 3 者に分けて示してある。

岩石の SiO₂ 量は、53.5 から 68 wt.% まで変化するが、SiO₂ 量 54 から 57 wt.% の組成範囲のものが多量に多い。斑晶の量は、無斑晶質安山岩としたもので 5 vol.% 以下、他は 20～50 vol.% が普通である。手小屋谷無斑晶質安山岩溶岩流(Ap-1)は、斑晶或いは微斑晶としてカンラン石、磁鉄鉱、斜長石を含むが、他の岩石の斑晶組合せは、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、斜長石で、カンラン石は存在することもあり存在しないこともある。普通輝石の一部を置き変えた普通角閃石が斑晶の集合体中に見られることがある。石基の SiO₂ 量が 60 wt.% 以下で完晶質の岩石では、常に石基にピジョン輝石と普通輝石が見られるが、石基の SiO₂ 量が 70 wt.% 近くの岩石には、石基中に紫蘇輝石が存在するがピジョン輝石や普通輝石は見られない。

以下には、各グループごとの地質の記載と層序関係を述べる。

3. 前武尊グループ

前武尊南方の崖、川場谷上流域から下流域荒砥沢上流域、西俣沢上流域、大沢下流域に見られる少量の薄い溶岩流と多量の凝灰角レキ岩の互層を総称して、川場谷凝

山口高志: 第 1, 2, 3 図

第 1 図 武尊火山の位置図
黒 3 角は第四紀の火山を表わす。

第 3 図 武尊火山の層序
矢印は露頭の観察ないし堆積物の分布から確認できる
被覆関係を表わす。

第 2 図 地形および露頭位置図

灰角レキ岩と呼ぶ。西俣沢の中流から下流域にかけて見られる厚い1枚の溶岩流を西俣沢溶岩流と呼び、西俣沢溶岩流と川場谷凝灰角レキ岩を合せて前武尊グループとする。後に述べるように、前武尊グループはもともと現在のカルデラの東南端付近に中心をもつ円錐形の火山体をつくっていたと考えられ、現在最も厚い前武尊付近で約800mの厚さがある。中心付近では粗粒降下火砕堆積物を主体とするが、周辺に行くに従って火砕流や泥流堆積物を主体とするようになり、末端部では細粒の降下火砕堆積物ないし湖沼性堆積物を主体とするようになる。このように岩相が中心からの距離に従って変化する。

川場谷凝灰角レキ岩は斑晶を25から50 vol.%含む普通輝石・紫蘇輝石安山岩よりなる。紫蘇輝石の反応縁をもつカンラン石を含むことがある。全岩の SiO_2 量は54から57 wt.%のものが多く、西俣沢溶岩流は全岩の SiO_2 量が62 wt.%の斑状の普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。

〈粗粒降下火砕堆積物〉

前武尊南方の崖(L-12)には、発泡のよいスコリアを本質岩片とする本質凝灰角レキ岩が見られる。レキは径数cm程度のものが多く、30cmを越えるものはまれである。基質部にあたる細粒部分は少なく、4mm以下の火山灰の量は20%以下である。スコリアの大きさの違いにより不明瞭な層理が観察される。溶結構造は見られないが硬く固結している。厚さ1.5~3mの薄い溶岩流を挟んでいる。

これと類似した岩相が、L-12の東の谷沿い、川場谷上流域、荒砥沢上流域に見られる。岩質も類似する。前武尊グループの上部層が見られるL-12付近では、凝灰角レキ岩の層理面ないし薄い溶岩流が約20°の傾斜を示すが、谷沿いのL-16、L-10などでは30~35°の急傾斜となる。このように、中心付近では前武尊グループの上部と下部の間に傾斜のくい違いがみられる。また、L-10付近には、流水によって運搬され再堆積した堆積物の転石が見られ、前武尊グループ堆積期間中に侵食間隙があったことが推定される。

上記のような粗粒かつ不明瞭な層理をもつ本質凝灰角レキ岩は、火口から放出された本質物質が地表に落下して直接堆積したものか、落下後、急傾斜のため転動して堆積したものであると考えられる。第5図Aにこのような堆積物を粗粒降下火砕堆積物として、分布域を示す(V印)。

〈川場谷中流~下流域〉

川場谷の中流から下流域にかけて火砕流堆積物が見られる。厚さ1.5~3mの薄い溶岩流と互層をなしている。川場谷中流域(L-15)に見られるのは、径40cm以下の発泡のよいスコリアを本質岩片とするスコリア流堆積物で、flow unitの厚さは15~20mである。類質ないし異質岩片はほとんど含まれていない。前記の粗粒降下火砕堆積物とは、基質部にあたる細粒部分が多いこと、無層理であることによって区別されるが、本質岩片は互いに類似している。

旭小屋から川場谷にぬける林道沿い(L-13)付近には、いくつかのflow unitからなる淘汰の悪い未固結の凝灰角レキ岩が見られる。数種類のレキ種が区別できる露頭とほとんど1種類のレキ種しか区別できない露頭があるが、ガラス質でも密な灰青色の安山岩のレキが多い。レキの最大径は1mである。基質部は主として、径0.5~4mm程度の火山灰からなりシルトサイズの粒子は少ない。基質部の色が赤みを帯びたflow unitが1枚見られるが、他のflow unitの基質部は灰色である。このような凝灰角レキ岩は堆積時に水が関与していた証拠がなく、dryであったと考えられるが、種々のレキを巻き込んだ火砕流の末端なのか、水蒸気爆発その他の原因による2次的な堆積物なのかの判断は難しい。L-13には厚さ5cmの細粒の凝灰岩層の挟みが見られる。その凝灰岩層は南へ5°傾斜する。

〈武尊川中流域〉

武尊川沿いの林道に未固結の火砕流堆積物が見られる。淘汰が悪く、レキの最大径は約1mである。本質岩片は灰黒色でガラス質であり発泡はあまりよくない。この本質岩片は、川場谷上流から中流域にかけて見られる本質凝灰角レキ岩中の本質岩片と、岩石学的によく類似する。基質部は0.5~4mm程度の火山灰を主とし、シルトサイズの粒子は少ない。L-22では2枚のflow unitが観察される。両者の間には厚さ約5cmの淘汰のよい細粒火山灰層が挟まれている。下位のflow unitとの境界は明瞭で著しく直線的であるが、上位のflow unitとは漸移的である。この細粒火山灰層は上位のflow unitのbasal layer(SPARKS *et al.*, 1973)の可能性が有る。細粒火山灰層は西に5°傾斜する。

〈大沢下流域〉

大沢の下流域、高度1,200~1,300mには、数枚のflow unitからなる淘汰の悪い凝灰角レキ岩層が見られる。レキは大部分が黒色ガラス質の発泡のよいスコリアで、最大径は約50cmである。レキは川場谷上流から中流域にかけて見られる本質凝灰角レキ岩中のものと類

第4図 地質図

1: 上ノ原泥流, 2: 発知泥流, 3: 天狗岩グループの溶岩流, 4: 無斑晶質安山岩のレキを含む火道角レキ岩, 5: 無斑晶質安山岩グループ, 6: 天神グループ, 7: 鹿俣沢グループ, 8: 前武尊グループ, 9: 基盤岩類, 10: 無斑晶質安山岩の岩脈, 11: 斑状安山岩の岩脈, 12: 熱水変質域, 13: 侵食カルデラ壁.

似する。無層理で火砕流堆積物と見なせる部分もあるが、基質部中に細かい葉理構造が見られる部分があり、少なくとも一部は堆積時に水が関与していたと考えられる。このような葉理構造が見られる部分は、火砕流の末端部が堆積時に地表水と混合したか、または火砕流その他の堆積物の流水による2次的な堆積物であろう。

L-1付近では、凝灰角レキ岩層から葉理構造の見られる火山灰を主体とする層に漸移する。大部分流水による2次堆積物であると考えられるが、一部に細粒の降下火砕堆積物と見なせる部分がある。

〈西俣沢中流～下流域〉

西俣沢の中流から下流域にかけて約2kmの間ほとんど連続して西俣沢溶岩流が露出する。この溶岩流は推定200mの厚さがあり、前武尊グループにおいては例外的に厚い溶岩流である。細かい節理をもたないが部分的に垂直ないし傾斜した板状節理が入ることがある。

L-7において、この溶岩流を10枚程度のfall unitからなる細粒の降下火砕堆積物が覆う。各fall unitの厚さは5~100cmである。下部には降下軽石層が見られる。降下火砕堆積物の上には薄い溶岩流と本質凝灰角レキ岩の互層がのる。この互層は岩質岩相の類似性から川場谷凝灰角レキ岩に対比される。

Aoki et al. (1971)は、西俣沢溶岩流をK-Ar法によって180万年前としている。

〈根なし川上流域〉

火山体の最末端部にあたる根なし川上流域の林道沿い(L-6)に、径0.5~数mmの火山灰、火山レキよりなる灰黒色の層と、それより細粒の火山灰よりなる白っぽい褐色層の互層が見られる。各層の厚さは数cmから1mである。この互層は水平で、少なくとも15cmの厚さがある。斜交層理や葉理構造が見られる部分があるが、層と層の境が明瞭で連続的であることから考えて、火砕物質が湖沼に直接降下したか、いくらか水に流されて堆積したものであろう。

このような比較的厚い細粒の降下火砕堆積物ないし湖

沼性堆積物は、前述の西俣沢(L-7)、大沢(L-1)や、旭小屋付近(L-11)等、火山体の末端部に近いところにしばしば見られる。L-1で見られるように凝灰角レキ岩を主体とする部分と漸移ないし指交関係にある。

4. 鹿俣沢グループ

前武尊グループを覆い天神溶岩流によって覆われる溶岩流と少量の火砕岩の総称である。

岩質は斑状の普通輝石・紫蘇輝石安山岩で、紫蘇輝石の反応縁をもつカンラン石を少量含むことがある。岩質は前武尊グループと類似し、岩質によって両者を区別することは困難であるが、溶岩流と火砕岩の量比によって両グループを区別することができる。

火山体のほぼ全域に分布するが、山頂部付近及び南西部の鹿俣沢や奈女沢流域で厚く、山頂部付近では100~250mの厚さがある。西俣沢(L-8)、大沢(L-3)、カルデラの内側(L-14)で、川場谷凝灰角レキ岩を鹿俣沢グループの溶岩流が覆っている。

鹿俣沢や奈女沢では、露出は溶岩流に限られ火砕堆積物は見られない。溶岩流の厚さは2~250mまで様々である。薄い溶岩流では、クリンカー部分の厚さが全体の1/2を占める。山頂部近くの厚い溶岩は細かい節理をもたない。

大沢上流域(L-4)には、鹿俣沢グループに属する泥流堆積物が見られる。この泥流堆積物中に、熱水変質を受けた白色の火山岩のレキが見られる。この泥流堆積物の堆積前に、すでに火口の周辺に熱水変質域があったのであろう。L-4付近で、厚さ数mの火砕流堆積物がこの泥流堆積物を覆っている。

5. 天神グループ

天神溶岩流(Tj-1)という特徴のある溶岩流と、その上にのる数枚の薄い溶岩流(Tj-2, 3)および泥流堆積物(Tj-4)を天神グループとする。前武尊の南方を除くすそ野に広く分布するが山頂部付近にはほとんど見られない。特に天神溶岩流は山頂付近で欠除している。無斑晶質安山岩溶岩流に伴って分布することが多く、L-16で

天神溶岩流が無斑晶質安山岩溶岩流(Ap-3)に直接覆われている。一方、天神グループが鹿俣沢グループの上位にくることは分布高度から判断して明らかである。L-2で天神グループと下位層との直接の関係が見られる。ここでは、鹿俣沢グループに属する厚さ5m以上の泥流堆積物を天神溶岩流が覆っている。この泥流堆積物は、基質部が全体の約40%を占め、径数cm以下の種々の安山岩のレキを含む。

南部の天神にある石切り場(L-18)では、4~10mの天神溶岩流が3枚重なっている。クリンカー部分の厚さは全体の1/2を占める。よく発達した柱状節理が見られ、部分的に10~20cmのブロックの集合体になっている。天神溶岩流では末端部に柱状節理が発達し、それ以外のところでは板状節理が発達することが多い。

天神溶岩流はかなり均質な溶岩流で自形の清澄な斜長石の斑晶を20~30 vol.%含むが、著しく輝石斑晶に乏しいことで特徴づけられる。高手山下溶岩流(Tj-2)は、斑状のカンラン石・普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。斑晶カンラン石は自形に近く紫蘇輝石の反応縁をもたない。細粒のピコタイトがカンラン石中に見られる。前武尊下溶岩流(Tj-3)は、やや斑晶量の少ない普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。

6. 無斑晶質安山岩グループ

斑晶量5%以下の無斑晶質安山岩の溶岩流および同質の火砕堆積物の総称である。他のグループの岩石とは斑晶の量の違いによって区別することができる。山体全体に広く分布し、谷の中ではほとんど見られないが尾根の上、山頂部およびすそ野を広く覆っている。各場所において1~数枚の溶岩流が重なっている。分布面積のわりに薄く、平均の厚さは50~100mであるが、上ノ原や玉原ではやや厚く200mの厚さである。溶岩流の各flow unitの厚さは20~50mのものが多く、薄いものでは1.5mである。常に細かい板状節理が発達する特徴がある。L-9には、径数cmの発泡のよいパン皮状火山弾を含む降下火砕堆積物が見られる。

岩質は、カンラン石安山岩(Ap-1)、カンラン石・普通輝石・紫蘇輝石安山岩(Ap-2)、普通輝石・紫蘇輝石安山岩(Ap-3)である。全岩の化学組成は変化に富みSiO₂量が53.5から63 wt.%まで変化する。

7. 天狗岩グループ

無斑晶質安山岩グループを覆う数枚の溶岩流(Tg-1~8)および上発知泥流(Tg-9)、上ノ原泥流(Tg-10)の総称である。溶岩流は主に天狗岩付近から川場牧場にかけて分布する。数m~100mの8枚の溶岩流が識別でき

る。天狗岩付近で2枚(Tg-4, 5)、川場牧場付近で3枚(Tg-6~8)の溶岩流が分布している。川場谷下流域でTg-4とTg-6の下に厚さ約10mの薄い無斑晶質安山岩溶岩流が密接に伴って分布するのが追跡できる。

岩質は、普通輝石・紫蘇輝石安山岩ないしデイサイトで、Tg-4, 6には紫蘇輝石に囲まれたカンラン石が含まれる。斑晶の量は数%~40%である。

上発知泥流は高山山の南部に無斑晶質安山岩溶岩流を覆って分布する。厚さは約20mである。L-19には二つのflow unitが見られる。葉理構造をもち大きなレキを含まない厚さ50cmの層がflow unitの間に挟まれる。鹿俣沢グループないし前武尊グループのものと考えられる斑状安山岩の他に、無斑晶質安山岩のレキを含む。レキの最大径は50cmである。

上ノ原泥流は、武尊火山の北西部上ノ原付近から藤原湖周辺の谷沿いに分布する。平均の厚さが約20mであり、最大15mに達する無斑晶質安山岩のレキを多量に含む。巨大なレキは割れてブロックの集合体となっている場合がある。斑状安山岩および基盤の蛇紋岩のレキも含まれるが、一般に小型で径30cm以下である。基質部にはシルトサイズの粒子が多く含まれる。

上ノ原の東方には西方に開く弓形の崖が見られるが、この崖はその前面に広がる上ノ原の著しく平らな地形からみて、通常の河川による侵食によってできたとは考えにくい。また、この崖をつくる少なくとも2枚の無斑晶質安山岩溶岩流は北に細長く伸びて分布するが、平らな地形の上に2枚の溶岩流が細長く重なるということは考えにくく、もともとかなり広がっていた下位の溶岩流の上に上位の溶岩流が流れ、その後溶岩流分布域の西側が大きな地すべりないし水蒸気爆発のようなもので消滅してしまったとする方が考えやすい。このとき発生した泥流が西方に流れて上ノ原泥流堆積物をつくったと考えられる。

8. 変質域と火道角レキ岩

川場谷最上流部馬蹄形カルデラの内側は熱水変質のため、前武尊および鹿俣沢グループの岩石が白色ないし灰白色に変色している。溶岩と火砕岩の区別がつけにくい場合が多いが、これは変質のためと火砕岩が溶結しているためであろう。こういった熱水変質を受けている場所は、この川場谷最上流部に限られる。

この変質域の中に無斑晶質安山岩のレキを含む固結した火山角レキ岩が、沢沿いに約200m露出している(第4図)。この角レキ岩と周囲の変質した火山岩類との直接の関係はわからないが、この露頭より約500m高い山

頂部で無斑晶質安山岩溶岩流が鹿俣沢溶岩流を覆っていること、この火山角レキ岩の分布域が小さな範囲内に限られていることから、無斑晶質安山岩類を噴出した時の火道を埋めた角レキ岩であると考えられる。

変質域の南端部(L-17)には、水平に堆積した凝灰岩層が見られる。約 1 km 南の L-16 では川場谷凝灰角レキ岩層が 30~35° の傾斜であることを考慮すると、L-17 の水平に堆積した凝灰岩層は火口底の堆積物である可能性がある。

このような 1 カ所に限られた変質域の存在、その中の火道角レキ岩や水平堆積層の存在は、武尊火山の活動の全体を通して現在見られる馬蹄形カルデラの内側に火口があったという、後に述べる結論の根拠となるものである。

9. 岩脈

計 9 カ所の地点で岩脈が確認できる。カルデラの内側から川場谷にかけて多く見られるが、北部の大沢、東部の西俣沢、荒砥沢では全く見られない。岩脈は山体の中心方向を向く傾向がある。岩脈の幅は 1~2 m、傾きは常に 90° である。

地質図には、斑状安山岩の岩脈と無斑晶質安山岩の岩脈を区別してある。後者は前武尊および鹿俣沢グループを貫いている。天神、無斑晶質安山岩および天狗岩グループを貫く岩脈は見られない。

成長史と火山体の内部構造

武尊火山の活動の初期には、爆発的な活動により多量の本質凝灰角レキ岩と少量の溶岩流を噴出し、それらの互層よりなる体積 20 km³ の成層火山体がつくられた。この堆積物が前武尊グループとしたものであり、武尊火山の骨格をつくっている。その中には、平均の厚さ 200 m の例外的に厚い溶岩流(西俣沢溶岩流)も含まれている。

第 5 図 A に地質図より復元した前武尊グループ堆積後、鹿俣沢グループ堆積前の山体の等高線と岩相分布を示し、第 6 図 A にその概念的な断面図を示す。山体の等高線を見ると、山体の中心が現在のカルデラ内、やや東南よりにあったことが推定される。火口の直径を 500 m として復元した山体の基盤からの高さは約 1,100 m である。山体は通常のスコリア丘に比べて緩傾斜で、最も急な部分で約 20° と推定される。この傾斜は前武尊グループの上部層が見られる L-12 付近の凝灰角レキ岩や溶岩流の傾斜と一致するが、前武尊グループの下部層が見られる川場谷の L-16 等における 30~35° の傾斜とは斜交

している。この傾斜のくい違いは、前武尊グループが最初急傾斜の山体として成長し、その後緩傾斜の山体として成長を続けたことを示している。前武尊グループの上部層と下部層の間に大きな岩相変化はみられず、前武尊グループ堆積期間中に噴火様式の変化があったとは考えにくい。おそらく、この傾斜のくい違いは、前武尊グループ堆積期間中にある程度の侵食間隙があったことにより生じたものであろう。復元された等高線から推定される走向は実際の走向とほぼ一致し、火口を中心にほぼ対称的な地形であったことを示している。

第 5 図 A、第 6 図 A の岩相分布を見ると、山体の中心付近は粗粒降下火砕堆積物を主体とし、山体のすそに近い部分は火砕流および泥流堆積物を主体とし、山体の末端部は細粒の降下火砕堆積物および湖沼性堆積物を主体とするのがわかる。溶岩流の噴出中心からの最大到達距離は約 5 km である。火砕流の到達距離は溶岩流の最大到達距離にほぼ等しい。

前武尊グループを赤城火山(守屋, 1968)と比較すると、両者における溶岩流の最大到達距離はほぼ等しいのに対し、前武尊グループの火砕流の到達距離は赤城火山の火砕流の到達距離の 1/2~1/3 しかない。泥流についても同様である。武尊火山の赤城火山と比べた山すその発達の違いは、このような火砕流および泥流の到達距離の差が原因の一つであると考えられる。

次に堆積した鹿俣沢グループからは溶岩流が主体となる。鹿俣沢グループには、火砕流および泥流堆積物が含まれるが、量的には溶岩流に比べて圧倒的に少ない。溶岩流の厚さは 1.5 m から 250 m まで様々であるが、山体の中心近くには厚い溶岩が卓越する。

第 5 図 B に地質図から復元した、鹿俣沢グループ堆積後、天神グループ堆積前の地形を示す。この図から、同心円状に広がる山体の中心が現在のカルデラのほぼ中央にあり、前武尊グループの推定噴出中心の北西側にずれることがわかる。鹿俣沢グループは前武尊の南方で薄い。これは、前武尊グループ堆積後噴出中心が北西側に移動したことにより、前武尊グループの高まりが鹿俣沢グループの溶岩流が前武尊の南方に流れるのを妨げたためと考えられる。

次に堆積した天神グループも溶岩流を主体とする。このグループに属する天神溶岩流は山体のすそに広く分布するが、山頂付近には見られない。山頂付近では無斑晶質安山岩溶岩流が直接鹿俣沢グループを覆っている。これは天神溶岩流が無斑晶質安山岩グループ堆積前に侵食によって削剥されてしまったためと考えられる。しか

第5図A 前武尊グループ堆積後の地形と岩相分布図

1: 粗粒降下火砕堆積物, 2: 火砕流堆積物, 3: 泥流堆積物, 4: 細粒の降下火砕堆積物および湖沼性堆積物, 5: 西俣沢溶岩流, 6: 鹿俣沢, 天神, 無斑晶質安山岩, および天狗岩グループ, 7: 熱水変質域.

B 鹿俣沢グループ堆積後の地形

第6図A 前武尊グループ堆積後の概念的な断面図

1: 粗粒降下火砕堆積物, 2: 火砕流堆積物, 3: 泥流堆積物, 4: 溶岩流, 5: 細粒の降下火砕堆積物および湖沼性堆積物, 6: 侵食面, 7: 基盤岩類.

B 鹿俣沢グループ堆積後の概念的な断面図

1: 鹿俣沢溶岩流, 2: 前武尊グループ.

し、無斑晶質安山岩グループが火山体全体を薄く広く覆っていることから、天神グループと無斑晶質安山岩グループの間に特別大きな侵食間隙があったとは考えにくい。前武尊の南方では天神グループが欠除し、川場谷下流域では川場谷凝灰角レキ岩を直接無斑晶質安山岩グループが覆っている。鹿俣沢グループと同様、前武尊グループの高まりに妨げられ、天神グループの溶岩流が前武尊南方に流れなかったためであろう。

無斑晶質安山岩グループは現在見られるカルデラを中心に山体のあらゆる方向に薄く広がっているが、このような分布は無斑晶質安山岩グループの噴出中心が現在のカルデラの内側にあったことを示している。実際、カルデラの中心部には無斑晶質安山岩グループを噴出したときの火道角レキ岩が見られる。

最後に、天狗岩グループとした数枚の溶岩流が主として火山体の南斜面に流下し、上発知泥流、上ノ原泥流が堆積した。上ノ原泥流は、無斑晶質安山岩溶岩流に覆われていた上ノ原東部が水蒸気爆発或いは地すべりによって破壊され、西方に流下して堆積したものである。

以上に述べたように、武尊火山はその活動のほぼ全期間を通じて、現在のカルデラ内の比較的狭い領域内に噴出中心が存在した火山であるが、活動様式には大きな変化がみられる。初期の本質凝灰角レキ岩形成を主体とする爆発的な活動から後期の溶岩流流出を主体とする爆発性に乏しい活動へと変化する。各グループごとの火砕堆積物の体積と全体積の比を、武尊火山の各グループの概要をまとめた第1表に示す。武尊火山において、前武尊グループと鹿俣沢グループの岩石が類似した鉱物組成、化学組成を有することから、本質凝灰角レキ岩形成を主

第1表 各グループの概要

Group	Main constituents	Volume km ³	E
Tenguiwa	lava flow mud flow	1.5	<0.1
Aphyric Andesite	lava flow	4	0.2-0.3
Tenjin	lava flow	4	<0.1
Shikamatazawa	lava flow	8	<0.1
Maehotaka	pyroclastic fall pyroclastic flow thin lava flow	1.8	0.7-0.8

Eは火砕堆積物の体積の全体積に対する割合を示す。

体とした活動から溶岩流流出を主体とした活動への変化は、マグマの化学的性質以外の要素が効いていると考えられる。

成層火山の一つの型としての武尊火山

守屋(1979)は日本の第四紀の円錐形成層火山をA型火山と呼び、その地形発達史が、大きくみれば次のような四つの発達段階よりなる一つの発達系列上に位置づけられることを示した。

[第1期] 薄い溶岩流とスコリアの互層よりなる円錐火山の形成。[第2期] 厚い溶岩流の流出。山頂部崩壊に伴う馬蹄形カルデラの形成と泥流堆積物の形成。[第3期] 火砕流の噴出。山頂部に火砕丘の形成。[第4期]

小カルデラの形成とその中の溶岩円頂丘の形成。

武尊火山においては、前武尊グループが守屋の第1期に、鹿俣沢グループ以後が第2期に相当すると考えられる。武尊火山は主成層火山体(前武尊グループ)形成後、発達段階の第2期まで成長して活動を終えた火山とみることができる。武尊火山と同様に発達段階の第2期まで成長して活動を終えたと考えられる火山は、日本の第四紀の成層火山の中にしばしばみられ、活動を終えた成層火山の一つの代表的な型といつてよいであろう。

ま と め

1. 武尊火山の活動の全期間を通じて、現在の山体のほぼ中心にあたるカルデラ内の比較的狭い領域内に噴出中心が存在した。

2. この領域内で、前武尊グループから鹿俣沢グループに移る時、噴出中心が1 km 程度北西方向に移動したと考えられる。

3. 火山体形成の初期は、爆発性に富む噴火活動によって多量の本質凝灰角レキ岩を形成し、その後、溶岩流出を主体とした活動に移る。

4. 初期の爆発的な活動を示す前武尊グループにおいては、中心から離れるに従って次のような岩相変化が見られる。中心付近は粗粒降下火砕堆積物を主体とするが、中心から2~3 km 以上離れると火砕流および泥流堆積物を主体とするようになり、火山体の末端部では細粒の降下火砕堆積物ないし湖沼性堆積物が主体となる。

5. 武尊火山は、守屋(1979)の日本の成層火山の地形発達史のまとめにおけるA型火山で、発達段階の第2期まで成長した火山にほぼ対応する。

6. Aoki *et al.*(1971)によって180 万年前とされた西俣沢溶岩流は、武尊火山初期の溶岩流であり、前武尊グループに属する。

謝辞 本研究を進める上で、東京大学地震研究所の荒

牧重雄教授、東京大学理学部地質学教室の柵山雅則博士には多くの有益な助言を受け、原稿を読んでもいただいた。東京大学理学部地質学教室の久城育夫教授をはじめ同教室の方々には数々の批判と助言をいただいた。埼玉県立本庄高校の中村正芳氏と長沢和裕氏には、現地で討論していただき、両氏より数多くの貴重な意見をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- AOKI, Y., KASE, H., ISHIBASHI, K. and KINOSHITA, H., 1971: Evidence of anomalously weak geomagnetic field during Matsuyama reversed epoch. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **23** 129-132.
- 新井房夫, 1964: 群馬県の地質と地下資源, 20 万分の1 群馬県地質説明書. 64p, 内外地図.
- 荒牧重雄, 1957: Pyroclastic flow の分類. 火山, 第2集, **23**, 47-57.
- 木村達明, 1952: 岩室累層の地質学的研究(I). 地質雑誌, **58**, 457-468.
- 久野久, 1954: 火山及び火山岩. 355p, 岩波書店.
- WILLIAMS, H. and MCBIRNEY, A. R., 1979: *Volcanology*. 397 p, Freeman, Cooper and Co., San Francisco.
- 守屋以智雄, 1968: 赤城火山の地形及び地質. 前橋営林局. 65p
- , 1970: 赤城火山の形成史. 火山, 第2集, **15**, 120-131.
- , 1979: 日本の第四紀火山の地形発達と分類. 地理学評論, **52**, 479-501.
- RITTMANN, A., 1962: *Volcanoes and their activity*. 305 p, John Wiley and Sons, New York.
- SPARKS, R. S. I., SELF, S. and WALKER, G. P. L., 1973: Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, **1**, 115-118.
- 須藤定久, 1976: 群馬県片品地域の地質. 地質学論集, no. 13, 229-240.
- 矢内桂三, 1972: 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類, その1—地質. 岩鉱, **67**, 193-202.