白馬大池火山の地質

柵 山 雅 則*

Geology of Shirouma-Oike volcano

Masanori SAKUYAMA*

Abstract Shirouma-Oike volcano in the northern part of central Honshu, Japan, is situated between Niigata-Yakeyama volcano and Tateyama volcano, and belongs to the East Japan volcanic zone. Lavas and pyroclastic rocks ejected from this volcano are divided into 10 stratigraphic units, which are grouped into three stages, I, II and III.

Growth history of this volcano is as follows.

1) Fluidal lavas of stage I effused from the southern end of the slope of the basement rocks gently dipping (about 5°) to NNE, over which lava flows spread in wide areas. The eastern part of the gently dipping slope is cut by a steeper (about $13\text{--}20^{\circ}$) slope dipping to the east. On this steep slope, many lava flows (more than 8 units) of stage I were accumulated. Rocks of stage I are olivine-bearing augite-hypersthene andesites. 2) The topography before the opening of stage II was very much similar to that before stage I, with a minor decrease in inclination of the eastern slope because of the accumulation of lavas of stage I. The vent of the Hiedayama lava series was located in the middle part of the gentle slope dipping to NNE, near the present Mt. Kazafukidake. Lava flows from this vent flowed down over the eastern steep slope and over the gentle slope to the north. More than 10 lava flows were accumulated on the eastern steep slope. Norikuradakeshita lava effused from the same vent as that of stage I. Rocks (andesites) of this stage contain hornblende phenocrysts in addition to phenocrysts of rocks of stage I. 3) Norikuradake lava which was viscous and formed a thick lava flow effused from the same vent as that of Norikuradakeshita lava at the southern end of the gentle slope. During and after this episode, the northeastern part of the volcanic body was largely dissected to form a large valley and the deposits of stages I and II in this area were completely removed by erosion. Lava flows and pyroclastic flows of the nueé ardente type belonging to the Kazafukidake somma lava series flowed down into this large valley and into the northwestern valley. After this activity, a small horse-shoe shaped caldera opening to the east was formed by erosion at the summit area, in which a lava dome (Kazafukidake central cone) was formed. The upper half of this dome seems to have slipped down toward the east. Nueé ardente (Kazafukidake pyroclastic flow), which was erupted by the last magmatic activity of this volcano, flowed down into the valley between the lava dome and the caldera wall. Rocks of this stage contain biotite and quartz phenocrysts in addition to phenocrysts of rocks of stage II, and a complicated assemblage of phenocrysts, olivine-clinopyroxene-orthopyroxene-hornblende-biotite-quartz-plagioclase-Fe-Ti oxides, is often found in rocks of this stage.

Shirouma-Oike volcano is not a cone-shaped stratovolcano like Mt. Fuji, but a flat one dipping to NE over the slope of the basement. This is probably because of the dominance of effusive eruption of lava flows over explosive pyroclastic eruptions. The present volume of the volcanic body is estimated to be 9.2 km^3 , and the total volume of the erupted material would not have been more than 15 km^3 .

ま え が き

白馬大池火山は、新潟県と富山県の県境、飛騨山脈の北端にある、白馬岳の北東に位置する火山である（第1図）。立山火山と新潟焼山火山のほぼ中間に位置し、古くは立山火山とともに乗鞍火山帯に分類されていた（久野，1976）。乗鞍火山帯の乗鞍火山・焼岳火山には、複雑な斑晶鉱物組み合わせの岩石が産することで注目されて来た（石川，1958；久野，1976）。御岳火山・乗鞍火山・焼岳火山・立山火山については既に詳細な地質の報告がなされている（神津，1910；加藤，1913；鮫島，1958；YAMASAKI *et al.*, 1966；KOBAYASHI, 1974）が、白馬大池火山は石井（1937）による「白馬岳」図幅にその概要が述べられているにとどまっている。本報告では、主として本火山の地質学的記載を行い、若干の考察を加える。なお、白馬大池火山の岩石学的な研究は既に SAKUYAMA (1979) により報告されており、本火山の岩石学的な特徴等についてはそれを参照願いたい。

地 形 概 説

第2図に白馬大池火山の地形図を示す。噴出物分布域内の最高点は白馬乗鞍岳(2,436 m)で噴出物はその北東部に分布している。白馬乗鞍岳の西方には白馬大池があり、そこから南西に向って白馬岳へ向う尾根が延びている。白馬乗鞍岳の北東約5 kmに風吹岳(1,880 m)があり、その周囲を直径約2 kmの東に開いた馬蹄形小カルデラの壁がとり囲んでいる。風吹岳の西には風吹大池がある。噴出物分布域の東側を姫川が北流し、それに流れ込む土沢・浦川・親の沢・楠川が、火山体深く切れ込んでいる。また、噴出物分布域の北西～北を大所川が流れ、深い谷を形成している。

火山地形の保存の状況は、一般に北部にゆくに従って良好になり、風吹岳周辺が最も良い。このことは後に述べるが、分布する噴出物の古さとよく対応している。風吹岳はその地形から見て、狭義の溶岩円頂丘（守屋，1978）であり、頂上には火口が見られる。風吹大池は風吹岳溶岩円頂丘と外輪山の間に水がたまってできた一種のカルデラ湖である。周辺には、小敷池・科鉢池の二つの爆裂火口が見られる。一方、白馬乗鞍岳は溶岩平頂丘ないし流動距離の小さい厚い溶岩流の地形を示し、白馬大池はこの溶岩と基盤岩の境界部のくぼ地に水がたまってできた湖である。

1979年8月24日 受理

* 東京大学理学部地質学教室. Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Hongo, Tokyo, 113 Japan.

第1図 白馬大池火山の位置図
黒丸は第四紀の火山

山体南東部の親の原には、火山麓扇状地（守屋，1975）が広く発達し、平均傾斜約7°で東南東に傾いている。親の原面の東端は、標高約800 mで、現在の姫川はそれより約200 m低い所を北流している。山体北東部には、白池を中心とする平坦面が存在し、北西～北北西に向って6～7°で傾いている。この斜面は親の原面に比べてゆるやかな起伏に富み、その南東側には北西に開いた急崖が見られることから、大規模な地すべりの堆積面を示すかもしれない。

地 質

1. 基盤岩類

白馬大池火山の基盤岩類は南部と西部に分布する頁岩を主体とする古生層および塩基性緑色岩類、中・北部に分布する砂岩・頁岩を主体とするジュラ系来馬層群、姫川流域に分布する中新世～鮮新世の安山岩質凝灰角礫岩、北部に見られる古生層または古生層・来馬層境界部を貫く大規模な蛇紋岩である。浦川上流では来馬層群中に貫入した石英斑岩が見られ、同川と姫川の合流地点周辺には古第三系の石坂溶結凝灰岩（斎藤ほか（1972）により黒雲母の K-Ar 年代で 58 my が得られている）が分布する。また、白馬乗鞍岳の西部～南西部には白亜紀のものと思われる花崗岩と、それによって熱変質を受け

たと思われる流紋岩質の溶結凝灰岩が分布する。

これら基盤岩類の層序・構造についての研究は、石井 (1937), 斎藤ほか (1972), 姫川研グループ (1958), TAKESHITA (1974), 富沢・北原 (1967) によって行われている。地質図上では上記基盤岩類は一括して示している。

2. 白馬大池火山噴出物

白馬大池火山噴出物の地質図を第3図に、また噴出物

の上下関係を示すブロック図を第4図に示す。本火山噴出物は、Ⅰ期・Ⅱ期・Ⅲ期の三つのステージに大別される。Ⅰ期噴出物には^{ねけひらさわ}抜平沢溶岩類・^{ひよどりみね}鴨峰溶岩類・^{つがひら}梶平溶岩類が含まれ、Ⅱ期噴出物には^{ひえだやま}稗田山溶岩類・乗鞍岳下溶岩が含まれ、Ⅲ期噴出物には乗鞍岳溶岩・風吹岳外輪山溶岩類・風吹岳中央火口丘溶岩・風吹岳火砕流堆積物が含まれる。Ⅰ期噴出物は、普通輝石・シソ輝石安山岩よりなり、Ⅱ期噴出物にはこれら輝石に加えて特徴的に

第2図 白馬大池火山噴出物分布地域の地形図。等高線は100m間隔。国土地理院発行5万分の1地形図「小滝」「白馬岳」を使用した。

ホルンブレンドが斑晶として出現する。Ⅲ期噴出物にはさらにそれらに加えて黒雲母・石英の斑晶が特徴的に見られ、一つの岩石試料中に、カンラン石・普通輝石・シソ輝石・ホルンブレンド・黒雲母・石英・斜長石という斑晶鉱物が同時に出現する岩石が多く産する (SAKUYAMA, 1979)。SAKUYAMA (1979) は、Ⅰ期とⅡ期を合わせて旧期噴出物とし、Ⅲ期噴出物を新期噴出物としている。以下、細分された層序単位ごとに記載を行う。文中の地点番号は第2図の地形図に示されたものである。

(1) 抜平沢溶岩類

SO-14 地点を模式地とする、溶岩流と火山角礫岩の互層の総称。稗田山北側の急崖の最下位に露出し、おそらく来馬層を直接覆うものと思われる。SO-14 地点では6枚の溶岩流が見られ、各溶岩流の厚さは10~15mで同様な厚さの同質の火山角礫岩がはさまれている。一方、本溶岩類はSO-14 地点で後述の根平溶岩類に覆われている。同様な岩質の岩石は浦川上流地域^{いちなんば}の他、風吹岳北方の一難場山付近に転石として見られるだけで山体

の西部~南部地域ではまったく見られない。

岩質は、カンラン石がまれに見られる普通輝石・シソ輝石安山岩である。

(2) 鴨峰溶岩類

親の原の北西 SO-1 地点を模式地とする鴨峰周辺に分布する溶岩と火山碎屑物の総称。親の原から根池に向う道路沿い SO-2 地点で本溶岩類中の溶岩流が古生層を直接覆っている。ここで見られる溶岩流は厚い溶岩流(厚さ100m近く)で、板状節理が発達している。また、後述の根平溶岩類の分布高度(成城大学小屋、標高約1,800m以高に分布)から考えて、鴨峰溶岩類は根平溶岩類によって覆われていると考えられる。

鴨峰溶岩類は溶岩原面等の火山地形を全然残しておらず、噴出時期の古さを物語っている。親の原の火山麓扇状地は大部分が鴨峰溶岩類に属する岩片(大きいものでは直径1m)で構成されている。

岩質はカンラン石の微斑晶を含む普通輝石・シソ輝石安山岩で肉眼で斜長石の2mm前後の斑晶が目立つ。

Summary of stratigraphic relations

第4図 噴出物の層序のまとめ。矢印は野外で明らかにされた被覆関係を示す。

(3) 椈平溶岩類

山体北西部、SO-5 地点近くの椈平からヒワ平に至る道路沿いに良い露頭が見られる。成城大学小屋近くのSO-3 地点にも露頭が見られ、先に述べたように鶴峰溶岩類を覆っていると考えられる。稗田山北の急崖では抜平沢溶岩類を覆っている。天狗の庭の下 SO-4 地点では、基盤の花崗岩を、ヒワ平 SO-5 地点では来馬層の頁岩を、親の沢上流の SO-6 地点では古生層の頁岩をそれぞれ覆っている。

一方、本溶岩類はフスプリ山周辺の SO-8, SO-9 地点、乗鞍岳の北東 SO-10, 12, 13 地点でⅢ期の乗鞍岳溶岩によって覆われている。また稗田山北の SO-14 地点では厚さ約 30m の斜交葉理の発達した砂質の河川性堆積物をはさんで、稗田山溶岩類に覆われている。乗鞍岳の北では分布高度から判断して乗鞍岳下溶岩に覆われているものと考えられる。

稗田山北の SO-14 地点の椈平溶岩類は、2 枚の溶岩流よりなり、上下の抜平沢溶岩類、稗田山溶岩類の溶岩流に比して薄い(約 3m)。本溶岩類の分布は他の噴出物に比して広く、粘性の低い溶岩が短時間のうちに多量に噴出したことを思わせる。

北に延びた椈平溶岩類分布地域の尾根部には平均傾斜約 6° で北に傾く細長く延びた平坦面が存在し、溶岩原面がわずかに残っているものと考えられる。より標高の高い地域ではそのような火山地形は見られなくなる。

岩質はカンラン石を含まない普通輝石・シソ輝石安山

岩で、野外では濃青緑色の緻密な感じの特徴的岩相を呈する。

(4) 稗田山溶岩類

稗田山一帯に分布するホルンブレンドを特徴的に含む溶岩と火山角礫岩の互層の総称。稗田山北側の急崖 SO-14 地点を模式地とする。本地点では少くとも 7 枚の溶岩流が見られ、各溶岩流の厚さは 6~10 m で同様な厚さの火山角礫岩との互層をなしている。溶岩流は 15~20° の傾きで南東~東に傾いている。

稗田山溶岩類分布地域では、地形図(第2図)でも分るように溶岩原面が比較的良く保存されており、先に述べた三つの溶岩類に比して噴出物の新しさを反映している。

岩質はホルンブレンド・カンラン石を含む普通輝石・シソ輝石安山岩で、まれに長さ 1 cm にも達するホルンブレンド巨晶が見られることがある。

(5) 乗鞍岳下溶岩

乗鞍岳の西方 SO-15 地点を模式地とする厚さ約 50 m の板状節理の発達した 1 枚の溶岩流。基盤の花崗岩上に厚さ 3 m の花崗岩の碎屑物をはさんで分布する。後に述べる乗鞍岳溶岩に覆われている。また、分布高度から判断して椈平溶岩類を覆うものと考えられる。

岩質はカンラン石・ホルンブレンドを含む普通輝石・シソ輝石安山岩であり、野外ではカンラン石斑晶が目立ち、時には長さ約 5 mm に達するものも見られる。

本溶岩は椈平溶岩類を覆い、ホルンブレンドを斑晶と

して含むことから、先の稗田山溶岩類と同時期の噴出物とした。

(6) 一難場山溶岩類

一難場山付近には、後述の風吹岳外輪山溶岩類とは明らかに岩相の違う岩石が分布する。しかし、一難場山付近は深い森林に覆われているため十分な調査ができなかった。周辺部の現地性と考えられる転石から判断する限り、岩質は普通輝石・シソ輝石安山岩が主であり、時にカンラン石・ホルンブレンドの斑晶が見られる岩石もある。カンラン石をまれに含む普通輝石・シソ輝石安山岩は、Ⅰ期の抜平沢溶岩類に、ホルンブレンドを含む普通輝石・シソ輝石安山岩はⅡ期の稗田山溶岩類にそれぞれ対比されるものと思われる。椀平溶岩類に相当する岩石は見られず、本地域には分布していないと考えられる。このように一難場山溶岩類としたものにはⅠ期噴出物とⅡ期噴出物とが含まれていると考えられるが、それぞれの詳細な分布を明らかにすることはできなかった。しかし、それらが風吹岳外輪山溶岩類に覆われていることは明らかであるため、ここでは一難場山溶岩類として一括した。

一難場山付近には尾根に沿って南北に溶岩原面がわずかに残っており、北～北北西に約 6° で傾いている。

(7) 乗鞍岳溶岩

白馬乗鞍岳付近を模式地とする塊状溶岩の総称。白馬乗鞍岳付近では少なくとも 300 m の厚さをもつと思われる。本溶岩は、白馬乗鞍岳周辺の SO-10, 11, 12 地点において椀平溶岩類を覆う。また先に述べた乗鞍岳下溶岩を覆っている。白馬乗鞍岳付近の本溶岩分布地域の地形を見ると、頂上付近の平坦面の下にもう一段、天狗原と呼ばれる平坦面が存在し、2 枚の溶岩流が存在する様に見える。下段に分布する岩石の方がカンラン石斑晶がまれであり、上段の岩石にはカンラン石が普通に見られるという違いがある。これらの溶岩流は 1～3 m のブロックの集合体で各ブロックには数 cm 幅の層状構造が見られる。丸みを帯びた不規則な形状の 5～20 cm の黒～赤色の包有物を多数含む。包有物はまわりの岩石に比して多孔質で、体積比にして約 1/4 に達することもある。いわゆる同源捕獲岩・オートリスと呼ばれるものである。

白馬乗鞍岳東方の山の神尾根には、本溶岩と同じ岩相をもつ塊状溶岩が椀平溶岩類を覆って分布している。地質図に表現したように乗鞍岳溶岩と山の神尾根に分布する溶岩は連続してはいない。しかし、筆者は溶岩流の形態・岩相の類似性から、これは乗鞍岳溶岩と同一溶岩流

であると判断した。

この溶岩流にはカンラン石斑晶が普通に見られるため、乗鞍岳溶岩の先に述べた上位の溶岩流に対比されるかもしれない。また白馬乗鞍岳の北北西、フスブリ山周辺にも岩相および形態の特徴の類似する溶岩流が椀平溶岩類を覆って分布している。分布域は分離しているが、この溶岩流も山の神尾根に分布するもの同様、乗鞍岳溶岩と同じものと判断した。フスブリ山近くの溶岩中にはカンラン石斑晶が普通に見られることから、白馬乗鞍岳の上位の溶岩に対比されるかもしれない。

本溶岩の岩質はカンラン石・石英を含む普通輝石・シソ輝石・黒雲母・ホルンブレンド安山岩で、いわゆる乗鞍火山帯に特徴的に見られる複雑な斑晶鉱物の組み合わせを持っている。

(8) 風吹岳外輪山溶岩類

風吹岳の周囲に広く分布する溶岩流と火砕流堆積物を含む火砕物質との互層で、風吹岳周囲の東に開いた小カルデラの外輪山を形成する噴出物の総称。風吹岳の北北西、ウド沢 SO-7 地点では本溶岩類中の溶結した熱雲型の火砕流（荒牧、1957）が来馬層の頁岩を直接覆っている。この堆積物は径 10～50 cm の本質亜角礫の集合体であり、同質の細粒基質は少なくその体積は 10% に満たない。厚さは末端部で約 50 m である。表面はゆるやかな起伏をもった平坦面をなし、約 10° で北へ傾斜している。来馬部落 SO-16 地点、北野部落の南 SO-18 地点では、来馬層の頁岩を本溶岩類の溶岩流が覆っている。北野部落西方の SO-17 地点では本溶岩類の分布地域中から基盤の石英斑岩が顔を出しており、これを覆って本溶岩類の溶岩流が見られる。その他小規模な熱雲堆積物が分布域の随所に見られるがそれらの層序関係は明らかにできなかった。また地形図より明らかなごとく、風吹岳外輪山溶岩類の作る火山地形は風吹岳周囲の東に開く馬蹄形小カルデラによって切られている。したがって本溶岩類はカルデラ内に分布する風吹岳中央火口丘溶岩より以前に噴出したものと考えられる。なお、この小カルデラはその大きさ（直径約 2 km）および形態（東に開いた馬蹄形）から見て、後にも述べるように、侵食によって拡大された山頂火口であり、クレーター・レイク型のカルデラではないと考えられる。

岩質は先の乗鞍岳溶岩同様の複雑な斑晶鉱物の組み合わせを持つ安山岩が大部分で、一部にカンラン石・普通輝石を欠く石英安山岩が見られる。

(9) 風吹岳中央火口丘溶岩

東に開いた小カルデラ形成後、その内部に生じた中央

第5図 風吹岳中央火口丘の概念的地形図と断面図。等高線は 20 m 間隔。
国土地理院発行 2万5千分の1地形図「白馬岳」を使用。

太い点線で囲まれた部分が風吹岳中央火口丘溶岩分布域。等高線の点線部は、風吹岳火砕流堆積物堆積前の中央火口丘の推定等高線。爆裂火口は東より山頂火口・小敷池・科鉢池。点を付した扇状の急斜面は山頂部の東方へのずれ落ちによって生じた断層崖を示すと考えられる。

火口丘を構成する溶岩である。東斜面では後述の風吹岳火砕流堆積物により覆われている。本溶岩は地形から判断して溶岩円頂丘を作っていると考えられる。しかし、山頂部には直径約 200 m の山頂火口と思われるくぼ地が見られる。第5図は本溶岩円頂丘の地形を単純化して表現したものである。太い点線で囲った部分が円頂丘溶岩の分布範囲である。また、等高線のうち点線で引いた部分は風吹岳火砕流堆積物の分布地域で、火砕流堆積物堆積以前の地形を推定したものである。本溶岩円頂丘山頂の北と南にある扇状の急斜面(5図で点を付した斜面)で山頂部が東にずれ落ちているように見える。実際にこの面に沿って山頂部を約 15° の右回転を加えながら約 200 m 西へ戻してやると、円頂丘の等高線はなめらかにつながる。これは本溶岩円頂丘が東に傾いた斜面上に噴出したために、円頂丘成長時、あるいは形成直後に全体が東に向ってわずかに流動し、それにつられて山頂部が東へずり落ちたためであろう。

(10) 風吹岳火砕流堆積物

土沢上流の SO-19 地点を模式地とする熱雲型火砕流堆積物で土沢上流付近で厚さ約 50 m である。SO-20 地点では来馬層の頁岩を覆い、風吹岳中央火口丘溶岩の東斜面に乗っている。本堆積物が白馬大池火山成長史の中で最後の本質噴出物であると考えられる。本質火山岩塊が非溶結の同質基質中に雑然と分布する。本質火山岩塊の最大径は約 1 m で発泡の程度は低い。細粒基質は火砕流先端部では非常に少なく(全体積の 10% 以下の所もある)、上流に行くほど細粒部は多くなるようである。本火砕流は小カルデラの南壁と中央火口丘の間の谷を埋める様にして流下したもので、中央火口丘の火砕流堆積以前の推定地形と現地形を比較すると、小カルデラ南壁

沿いで本火砕流が最も厚くなっていることが推定される(第5図)。推定体積は約 0.03 km³ である。

白馬大池火山の成長史と若干の考察

白馬大池火山の成長史は地質図(第3図)と、ブロック図(第4図)に表現されたものにつぎるが、若干の考察を加えながら以下にそれをまとめる。

第6図Aに地質図より描いたI期噴出物噴出以前の大まかな地形図を示す。現在の白馬乗鞍岳付近が最も高く北東へゆるやかに(約 5°)傾いた斜面上に本火山最初の活動は始まったものと思われる。しかし、東部地域には比較的傾斜の急な(約 13~20°)所も存在したようである。第I期噴出物の噴出中心が同一地点であったと考えれば、現在の白馬乗鞍岳付近にそれを想定するのが最も妥当と思われる。そうすると、北方の一難場山付近まで流れた溶岩流は約 5° の緩斜面上を少なくとも 10 km 流れたことになる。このことからI期の溶岩は粘性が低く、かつ1回の噴火で多量の溶岩を流出するような噴火の産物であったことが推測される。一方、東へ南東へ流下した溶岩流は急な斜面を流下した。南側の鶴峰溶岩類は厚く(約 100 m)、半固結状態での流動を示すと思われる板状節理が発達したものとなっている。また、北側の抜平沢溶岩類では稗田山付近で少なくとも 6 枚、梶平溶岩類も入れて 8 枚の溶岩流が同一地点に流下して来ている。いずれもこの付近の噴出前の地形の傾斜が急であったことと調和的である。第6図Aの稗田山付近における傾斜(約 20°)に比して、第6図Bの稗田山溶岩類流下以前の傾斜(約 15°)は緩くなっており、I期溶岩類の流下によって傾斜が緩和されたものと思われる。I期噴出物の厚さは南北にのびる緩傾斜斜面上では約 100 m、稗田山付近

第6図

- A. I期噴出物堆積前の地形概念図。斜線を付した地域はI期噴出物の分布域。
- B. II期噴出物堆積前の地形概念図およびIII期の乗鞍岳溶岩堆積前の地形概念図。斜線を付した地域は、南東部が稗田山溶岩類分布域、北部が一難場山溶岩類分布域、中央部が乗鞍岳溶岩分布域、西端が乗鞍岳下溶岩分布域。
- C. III期噴出物の風吹岳溶岩類堆積前の地形概念図。

の急傾斜部では約 200 m に達していたと考えられる。

一難場山と稗田山の間にⅠ期噴出物がまったく分布しない地域が広がっている。この地域にはⅡ期の噴出物もまったく分布していない。後に述べるがおそらく侵食されてしまったのであろう。

Ⅱ期噴出物の活動以前には、稗田山北方の SO-14 地点でⅠ期噴出物とⅡ期噴出物の間に見られた厚さ約 30 m の砂質の河川性堆積物に示される若干の活動の休止期があったものと思われる。

第 6 図 B にⅡ期噴出物の稗田山溶岩類・乗鞍岳下溶岩、およびⅢ期噴出物の乗鞍岳溶岩噴出以前の地形を示す。先にも述べたように稗田山付近ではⅠ期噴出物によって傾斜を緩められているとはいえ、未だ約 15° の傾斜を持ち稗田山溶岩類の溶岩流が何度も流れ下って来ている（少なくとも 7 枚、おそらく 10 枚以上の溶岩流の流下があったと思われる）。一方、同時期と思われる溶岩流がⅠ期噴出物の作る緩斜面上を一難場山近くまで流下しているようであるが、これについては等高線を描けるだけのデータがない。白馬乗鞍岳北方には乗鞍岳下溶岩が約 10° の傾斜で北に傾く斜面上を流れ下った。乗鞍岳下溶岩の噴出中心については先のⅠ期噴出物同様白馬乗鞍岳付近と考えると無理はないが、稗田山溶岩類および一難場山付近の同時期と思われる溶岩類については、その噴出中心を白馬乗鞍岳近くと考えるのには少し無理がある。現在、乗鞍岳溶岩は直接Ⅰ期噴出物を覆っておりそこには稗田山溶岩類がまったく見られない。稗田山溶岩類は乗鞍岳溶岩噴出以前の長い侵食の時期に削剝されてしまったと考えられなくもない。しかし、乗鞍岳溶岩分布地域において同溶岩流下以前の地形の傾斜は約 8° と見積もられる。Ⅰ期の噴出物の上に稗田山溶岩類が流下し、その後これらが削剝されてなおかつ 8° という緩傾斜を保っていたとは考えにくい。従って、乗鞍岳溶岩分布地域には初めから稗田山溶岩類は存在しなかったのではないかと考えられる。このようなことから一難場山付近に分布するⅡ期噴出物とともに稗田山溶岩類の分布およびその基底の地形より考えて、その噴出中心は現在の風吹岳付近にあったものと思われる。

乗鞍岳溶岩のうち山の神尾根に分布するものはⅠ期噴出物の上に直接載っている。しかし、この溶岩流の先端地域には第 3 図および第 6 図 B に示されているように、かつて稗田山溶岩類が分布していたと考えてもさしつかえない。故に稗田山溶岩類の噴出と乗鞍岳溶岩の流出との間には稗田山溶岩類の比較的薄い部分が削剝される程度の侵食間隙があったものと考えられる。

第 6 図 C に風吹岳溶岩類（風吹岳外輪山溶岩類以後の噴出物の総称として使うことにする）噴出以前の地形を示す。風吹岳溶岩類分布地域以外の地域は、現在の地形を簡略化して示してある。風吹岳溶岩類が明らかに地形的に低い所へ、大きく見れば谷埋めの形で流下していることがよく分る。先にも述べたように、風吹岳東方地域ではⅠ期・Ⅱ期噴出物をはさみず、風吹岳溶岩類が基盤の来馬層群および石英斑岩を直接覆っている。第 6 図 C と A とを比較してみると風吹岳溶岩類噴出以前のこの地域では、すでにⅠ期噴出物堆積以前の地形面よりも下まで侵食が進んでいたことが分る。したがって本地域ではかつて分布していたであろうⅠ期・Ⅱ期噴出物は完全に侵食されてしまったものと考えられる。しかもこの侵食はⅡ期噴出物堆積後に北東から侵入して来た谷によって行なわれたものと思われる。稗田山付近でも一難場山でもⅡ期噴出物はⅠ期噴出物の形づくる地形面上を流下しているようであり、もしもⅠ期噴出物堆積後に既に大規模な侵食が行なわれていたならば、その谷の谷頭近くに噴出中心を持つと思われる稗田山溶岩類はその多くが谷の中に流れ下り、現在見られるのとは違った分布形態をとると考えられるからである。

風吹岳外輪山溶岩類堆積後は侵食の中心は北側の土沢と南側の浦川とに分離し、北の土沢は風吹岳周囲の馬蹄形小カルデラを作ったものと思われる。南側の浦川は現在も強力な侵食力を保持している。浦川の南岸には 10 数枚の溶岩と火砕岩の互層からなる地形的に不安定な地点が存在し（稗田山北側の急崖）、明治 44 年（1911 年）8 月 9 日（午前 3 時）にも大崩壊を起こしそのために発生した土石流によって死者 23 人を出している（横山，1912）。また昭和 11 年（1936 年）5 月 23 日には風吹岳南側の浦川沿いの崖が崩壊し山津波が発生し 3 日間泥流を流し続けた。

最後に白馬大池火山の特徴をまとめる。本火山の残存する山体の体積は約 9.2 km³ であり、侵食により失われた分を加えても 15 km³ 以下と思われる。本火山は富士山形の円錐形のいわゆる成層火山ではなく、平坦な外形を持った火山と言える。成長史の中で円錐形の山体を作った証拠は見られない。これはおそらく噴火様式が溶岩流の噴出を主体とするものであったためであろう。実際山体内部には今のところ大規模な降下火砕堆積物は発見されていない。また火砕流堆積物も大規模なものは見られず、Ⅲ期噴出物中に熱雲型火砕流が見られるだけである。本火山の西方に位置する立山火山で比較的大規模な火砕流堆積物が見られる（YAMASAKI *et al.*, 1966）のと

対照的である。

謝辞 本報告は京都大学理学部における卒業論文、および東京大学大学院理学系研究科における修士論文の一部をまとめたものである。その間、御指導と多くの励ましをくださった下記の方々、富山大学教養部早津賢二氏、京都大学理学部地質学鉱物学教室石坂恭一助手、東京大学理学部地質学教室久城育夫教授、同地震研究所荒牧重雄教授に深く感謝する。

文 献

- 荒牧重雄, 1957: Pyroclastic flow の分類. 火山 第2集, **1**, 47—57.
- 姫川団体研究グループ, 1958: 糸魚川—静岡線北部に沿う地帯の第三紀層. 地質雑, **64**, 431—444.
- 石井清彦, 1937: 7万5千分の1地質図幅「白馬岳」, および同説明書. 78p., 地質調査所.
- 石川俊夫, 1958: 鳥海及び乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木醇教授還暦記念論文集, 263—277.
- 加藤鉄之助, 1913: 硫黄岳火山地質調査報告. 震予報, no. 75, 27—73.
- KOBAYASHI, T., 1974: The petrochemical characteristics of Ontake volcano. *Jour. Coll. Liberal Arts, Toyama Univ.*, **7**, 71—85.
- 神津俊祐, 1910: 乗鞍火山地質調査報文. 震予報, no. 71, 1—71.
- 久野 久, 1976: 火山及び火山岩 第2版. 283p., 岩波書店.
- 守屋以智雄, 1975: 火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層. 北海道駒沢大学研究紀要, no. 9, 10, 107—126.
- , 1978: 熔岩円頂丘の地形. 駒沢地理. no. 14, 55—69.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明, 1972: 糸魚川—静岡構造線にそう 姫川中流地域の 地質概報. 岩井淳一教授 記念論文集, 403—410.
- SAKUYAMA, M., 1979: Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, **5**, 179—208.
- 鮫島輝彦, 1958: 木曾御岳火山の地質. 御岳研究自然編, 19—96, 木曾教育会.
- TAKESHITA, H., 1974: Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan. *Pacific Geology*, no. 7, 65—95.
- 富沢恒雄・北原 勇, 1967: 長野県北安曇郡小谷村姫川中流地域の地質. 地質雑, **73**, 163—170.
- YAMASAKI, M., NAKANISHI, N. and MIYATA, K., 1966: History of Tateyama volcano. *Sci. Rept. Kanazawa Univ.*, **11**, 73—92.
- 横山又次郎, 1912: 長野県下南小谷村山崩視察報告. 地学雑, **42**, 608—620.