

飯縄火山研究の現状と課題

早津 賢二¹

要旨

飯縄火山について、その研究史、地形、基盤、活動史について記し、残されている問題点に触れた。飯縄火山の研究は、それぞれの時代の制約を受けつつも、少しずつ進歩してきたことが分かる。地形の最大の特徴は、多数の溶岩ドーム群の存在であり、妙高火山群の中では特異である。活動史の観点からは、2世代多世代火山とみなせる。火山体の大規模崩壊とプリニー式噴火による軽石の噴出が、特徴的である。地層区分と層序に未だ不明な点が多く、今後の研究に残された課題は多い。

キーワード：飯縄火山、火山体の荷重沈下、多世代火山、山体崩壊

1. はじめに

飯縄火山は、長野県北部、妙高火山群の南端に位置する複式成層火山である。飯縄火山の地形学的・地質学的研究は古くからなされてきているが、未だ、その活動史には不明の点がいくつか残されている。本稿では、飯縄火山の研究史を振り返り、主に早津（2008）に基づいて、地形・地質学的研究の現時点における到達点と問題点を整理してみたい。なお、特に断りのない限り、飯縄火山や妙高火山群に関する資料は、地層（噴出物）の名称を含め、早津（2008）によっている。

2. 飯縄火山を研究した人たち

自然科学は、どの分野でも、先人の研究に新たな知見を積み重ねることによって進歩していく。飯縄火山の地形や地質についても例外ではなく、これまで多くの研究者たちによって研究され、少しずつその実態が解明されてきた。その足跡を、年代順に辿ってみよう。

飯縄火山について最初に触れたのは、山崎（1895）である。山崎は、東京帝国大学理科大学（現理学部）地質学科に在学していた1894年の夏に、小藤文次郎の指導のもと、妙高火山群の調査をおこない、翌1895年に、「妙高火山彙地質調査報文」

と題して、震災予防調査会報告に発表した。彼は、妙高火山群を構成する個々の火山の地形・地質・岩石・構造と、その基盤となっている新第三紀層について調査をおこない、火山の形成史を論じ、さらに基盤の地質構造と火山との関係についても考察を進めている。火山についての調査の大半は妙高火山に割かれていたため、その他の火山についてはごく概略が述べられているに過ぎない。飯縄火山についても、地形や岩石について簡単に触れているのみであるが、山体が、溶岩（流）と集塊岩（火砕堆積物）から構成されていることから、成層火山であると述べている。また、複数の岩石について顕微鏡観察もおこなっている。

山崎の報告から39年後に、山田（1934）は、飯縄火山と黒姫火山の調査をおこなった。飯縄火山については、噴出物の区分を試み、岩質の記載をおこなった。また、最初の化学分析値（4個）を報告している。

1958年には、八木貞助・八木健三による名著『上水内郡地質誌』が発刊される。ちなみに健三は、貞助のご子息である。彼らは、飯縄火山の噴出物を細分し、それぞれの岩質を記載した。この研究によって、飯縄火山の性格がかなり明らかになってきた。しかし、外輪山を構成する噴出物は、ほ

1 妙高火山研究所 〒944-0035 新潟県妙高市渋江町4-10

とんど一括して扱われた。

沢村(1960)は、主に火山体の南西部の調査をおこない、飯縄火山のカルデラは、一種の爆発カルデラであることを示した。

竹内・竹下(1965)は、火山周辺に分布する古い火山岩類を、飯縄火山の噴出物と区別し、古飯縄火山岩類とよんだ。しかし、岩屑なだれ堆積物に含まれる巨大なブロックを一次堆積物と誤認するなどの混乱がみられた。

Suzuki(1965・1966)は、地形学的研究に基づいて、飯縄火山の成長に伴い、火山体の荷重のために撓曲的沈下が起こったことを示した。

竹内(1970)は、火山体全域を詳細に調査し、代表的な噴出物のほとんどを地質図に示した。この研究は、八木・八木(1958)の研究をさらに発展させたものとみることができる。

早津は、信州大学文理学部地学教室における卒業研究(1968)で、黒姫火山の研究をおこなって以降、一貫して妙高火山群の地質学的研究にとり組み、飯縄火山についても研究をおこなってきた。早津(1976)は、火山体中心部を構成する地層の区分をより詳細におこない、竹内(1970)がほとんど触れなかった各地層の層位関係と形成史について論じた。Hayatsu(1976・1977)は、層位と岩質との関係について記述した。早津・新井(1980・1982)は、山麓に分布する降下テフラ層を仲介として、飯縄火山の活動年代や他火山の噴出物との層位関係について言及した。早津(1985)は、飯縄火山を含む妙高火山群の各火山について、それまでの研究を総括する形で地質記載をおこない、発達史を論じた。そのなかで、“多世代火山”の概念を初めて提出し、飯縄火山は、2つの世代の火山からなる多世代火山である、と述べている。

早津(1985)以後、飯縄火山とその周辺のK-Ar年代がいくつか測定され(早津ほか, 1994, 1996; 早津・河内, 1997), 活動年代がより明確になってきた。2003年には、5万分の1地質図幅『戸隠』および『戸隠地域の地質』が刊行され(長

森・古川・早津), 「第5章 第四紀火山」の章で、飯縄火山についても言及されている(早津・古川・長森)。早津(2008)は、早津による妙高火山群研究の総まとめである。本稿で述べる内容は、とくに断らない限り、早津(2008)によっている。

早津のこれら一連の研究を背景に、Ishizaka・Yanagi・Hayatsu(1977)によるストロンチウム同位体の研究、Yanagi and Ishizaka(1978)による微量元素の研究、長谷中・吉田・早津(1995)による主要および微量元素の研究、に基づくマグマ成因的な研究もおこなわれている。

そのほか、逆谷地湿原のボーリング調査に基づく研究(富樫ほか, 1999)や、飯縄起源の一部テフラについての新知見(田力ほか, 2011; 高杉ほか, 2019)も報告されている。また、妙高火山群が抱える問題点の整理もなされている(早津2021)。

3. 飯縄火山の姿

(1) 複式成層火山

火山には、一度噴火して小型の火山体をつくった後は、二度と噴火しないというタイプの単成火山と、何回も噴火をくり返して大きな火山体をつくる複成火山の2種類の火山がある。飯縄火山は、富士山や浅間山・桜島など日本の多くの火山と同様、複成火山に入る。また、単純な形態と内部構造をもつ火山を単式火山(成層火山・溶岩ドーム・火砕丘など)、複数の単式火山が古い火山体の破壊期をはさんで重なってできたような複雑な火山を複式火山という(一般的には、大きな火口やカルデラの中に中央火口丘をもつ火山や、側火山をもつ火山など)。この分類では、飯縄火山は、複式火山に含まれる。成層火山とは、爆発的な噴火によって放出された火山岩塊・火山礫・スコリア・火山灰などの火山碎屑物と流出した溶岩流が幾重にも積み重なって形成された火山で、円錐形をなすものが多い。飯縄火山は成層火山でもある。カルデラの内外に溶岩ドームの側火山を伴っているので、複式成層火山といえる。

(2) 地形の特徴

飯縄火山は、山頂部に馬蹄形のカルデラを伴う複式成層火山であり、外輪山の飯縄山(1,917.4m)を最高峰とし、東方に広大な裾野を広げている。開析が進み、火山としての元の地形は、かなり失われてしまっている。カルデラは、北西-南東の直径が約2.2kmで、北西に開いた馬蹄形をなす。カルデラ底は、瑠璃山と飯縄山を結ぶ尾根(岩脈によって規定)で南北に2分された形になっている。カルデラの縁は、妙高・黒姫のそれに比べ不鮮明である。カルデラが開いている北西~西山麓には、崩壊堆積物のつくる緩斜面が広がっている。

飯縄火山を特徴づける地形として、ほかに以下のようなものがある。

- ① 放射状谷の発達：飯縄山・霊仙寺山を含む外輪山の外斜面には、放射状の谷が発達し、それらの谷底は、火山体の崩壊堆積物で埋積され平坦な面を形づくっている。このような形態の放射状谷は、斑尾火山では広く認められるが、黒姫火山や妙高火山ではほとんど見ることができない。火山体の開析の程度を示しているように見て良いであろう。
- ② 山腹に見られる階段状の地形：外輪山の東山腹には、複数の階段状の地形が認められる。これは、溶岩末端崖と呼ばれるもので、舌状の溶岩流の末端にできる急崖である。粘り気の大きい厚い溶岩流では見事な末端崖が認められることが多く、妙高火山群の他の火山でも普通に認められる。
- ③ 外輪山斜面の不調和：火山体の北山腹には、斜面の一般的傾斜と調和を欠いた地形の高まり(突出部)が認められる。この高まりは、1405.3m峰を中心とする顕著な突出部を形成しており、より古い噴出物によって構成されている。
- ④ 多数の溶岩ドーム群：火山体の北西半部地域には、富士見山(1,157.8m)・怪無山(1,549m)・高デッキ(1,716.7m)・天狗岳(約1,700m)・1340m峰・大頭山(1,093.6m)・笠山(約1,550m)などの溶岩ドームが認められる。このうち、富

士見山・怪無山・高デッキ・天狗岳・1340m峰の各溶岩ドームは、北東-南西方向のほぼ一直線上に、約2km間隔で配列している。飯縄火山の溶岩ドームは、いずれも比高数10m~200m、底面積0.02~1.5km²といった比較的小型のものが多く、カルデラの中にきちんと納まっていないのが特徴である。

怪無山と高デッキの間に位置する中ノ峰(約1,590m)山頂付近から、長さ約9km、幅400~600mの1層の溶岩流が、北西方向に流れ下っているのを、地形上、明瞭に認めることができる。中ノ峰の凸部は、従来、溶岩ドームと考えられていたが、岩質が周りの噴出物と同一であることなどから、早津(2008)は、溶岩ドームではないとした。そして、もとの斜面が、念仏池溶岩流の流出に伴う活動によって下方から突き上げられ、盛り上がり形成されたものと考えた。

- ⑤ 火山体中心部を取り巻く低湿帯：飯縄火山の北麓を除く山麓には、低湿な沼沢地が火山体中心部を取り囲むように分布している。南麓~南東麓では、これら沼沢地の外側の裾野が、火山体に向かってわずかに逆傾斜する傾向を示す。このような沼沢地の生じた原因について、八木・八木(1958)は、火山体が自重により沈下したためであると推定した。その後、Suzuki(1965・1966)は、火山麓の湖沼堆積物と古扇状地堆積物の変位ならびに南~東麓の弧状の背斜的隆起地形の存在に基づき、飯縄火山は、主火山体の形成後、溶岩ドーム群の形成前から、その荷重のためにゆっくりと撓曲的に沈下し、それに伴って南麓から東麓にいたる裾野が背斜的に隆起した、と説明した(図1)。

4. 飯縄火山の土台

飯縄火山をはじめとする妙高火山群は、北部フォッサマグナの中に含まれ、海底に堆積した新第三系が厚く分布する。飯縄火山周辺の地質については、「戸隠図幅」(長森ほか、2003)と「中

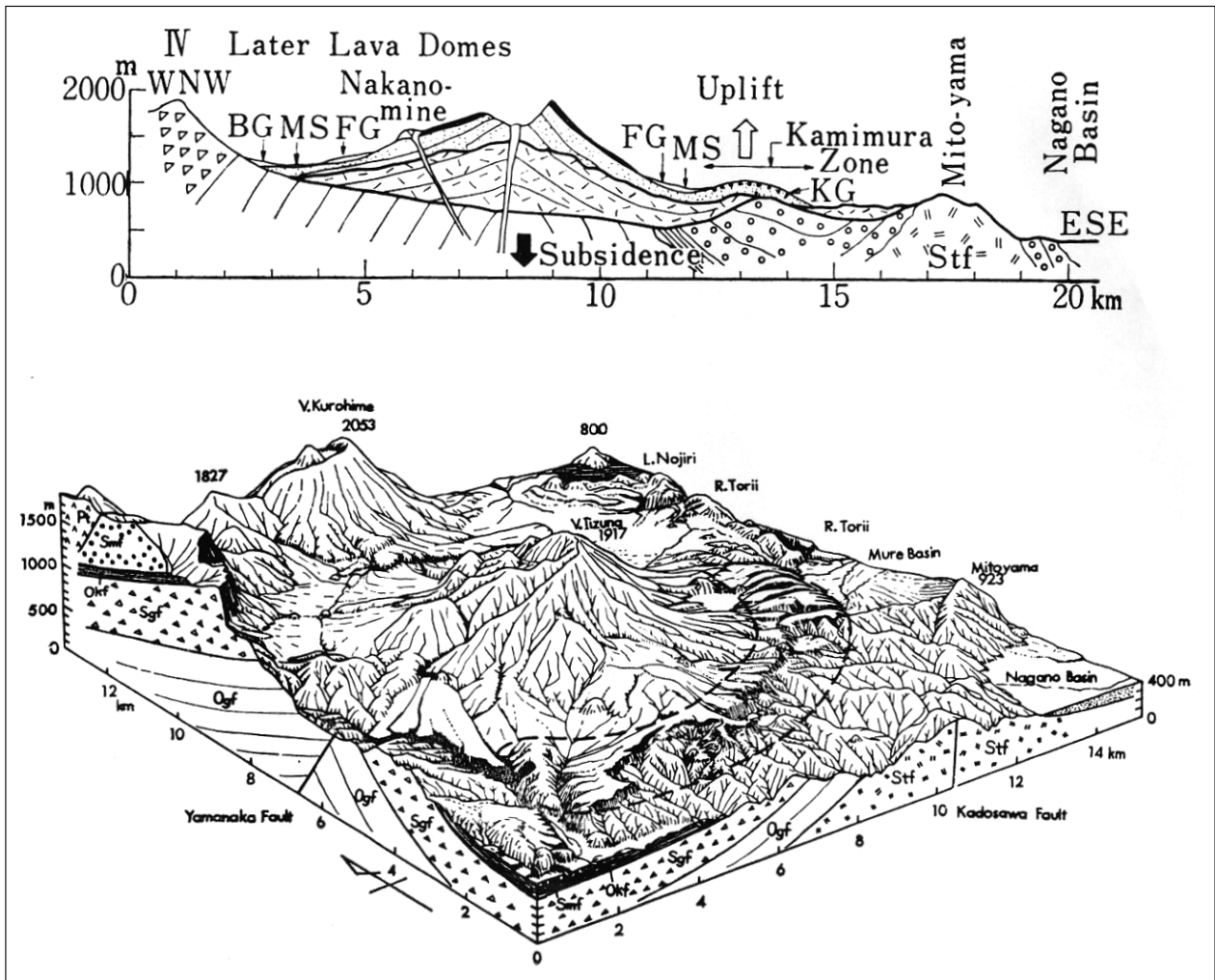


図1 飯縄火山の加重沈下を示す模式地質断面図(上)と鳥観図(下)。(Suzuki, 1965・1966による)

野図幅」(赤羽・富樫, 1992)に詳しい。

飯縄火山の南側の地域には、新第三紀-中新統～更新統に堆積した諸地層が、折橋向斜とよばれる向斜構造をなして分布する。折橋向斜は、全体として北東-南西方向の軸をもち、北東方向に18°の角度で潜っている。

矢野(1981)は、折橋向斜が飯縄火山形成以降も、下方へ撓みこむ向斜運動を継続していると考えた。その理由として、①飯縄火山の山麓が、折橋向斜の東北東延長部で、向斜状の地形を示す、②この向斜状の地形は、北西側がより急傾斜となっており、折橋向斜の非対称性と調和している、③飯縄火山の堆積物(火砕岩層)に挟まれる水成の堆積物の走行傾斜が、基盤の向斜の構造と調和的である、などを挙げている。矢野(1981)の言うこの向斜運動と先に述べたSuzuki(1965・1966)の荷重沈下との関係を、今後、整理する必要がある。

飯縄火山の西側の地域では、北西側上がりの逆断層である法戸断層が、南西-北東方向に延びる。南西地域では、法戸断層のすぐ北西側の地層が、断層と平行して延びる西京背斜とよばれる背斜構造をなしている。飯縄火山直下の基盤岩に関する直接の情報は乏しいが、火山体の周辺における基盤岩類の分布と構造からみて、南西側から延びる構造がそのまま火山体直下まで延長されている可能性が大きい。東方山麓地域には、豊野層とよばれる湖成堆積物が広く分布する。豊野層として一括されている地層の間には、飯縄火山の大規模崩壊物である牟礼岩屑なだれ堆積物(後述)が挟まれる。

5. 飯縄火山の成り立ち

飯縄火山は、溶岩流・火砕流堆積・降下火砕堆積物・岩屑なだれ堆積物のほか、各種の崩壊堆積

物や湖沼堆積物から構成されている。溶岩流は、爆発を伴わずに、火口から静かに流れ出す。火砕流は、噴き出されたマグマの破片が気体と混合して高速で流れ下る現象である。飯縄の火砕流は、比較的発泡の程度が小さい大小の岩片からなる、いわゆるブロック・アンド・アッシュ・フローとよばれるタイプのものがほとんどを占める。爆発的な噴火によって、マグマや火口周辺の物質が大小の破片となって空中に放出された物質を、降下火砕物質という。飯縄の降下火砕物質の特徴は、スコリアのほかに典型的な軽石も多くみられることである。岩屑なだれ堆積物は、山体の崩壊堆積物で、大規模なものが多い。これらのほかに、火山体の開析が進んでいることを反映して、谷底や山麓には、大小のラハール（泥流・土石流）堆積物が厚く堆積している。飯縄火山は、岩質的には、輝石安山岩が最も多く、玄武岩や珪長質角閃石安山岩～デイサイトを伴う。

飯縄火山体を構成する上記堆積物（地層）は、形成時期の違いによって、大きく2つのグループ、飯縄第Ⅰ期火山岩類と飯縄第Ⅱ期火山岩類に区分されている。これら2つの火山岩類の間には、大きな時間の間隙が存在する。飯縄第Ⅰ期火山岩類は、カルデラ内や外輪山の北斜面に露出する。一方、飯縄第Ⅱ期火山岩類は、火山体の全域に広く分布する。

飯縄火山全体の噴出物と崩壊物の面積と体積は、遠方に達している薄い降下火砕堆積物を除くと、それぞれ約180km³と25km³である。このうち、飯縄第Ⅰ期火山岩類の体積は約17km³、飯縄第Ⅱ期火山岩類の体積は約8km³と推算されている。

飯縄火山の発達史は、古い方から、第Ⅰ活動期・第Ⅰ休止期・第Ⅱ活動期・第Ⅱ休止期に区分される。第Ⅰ期火山岩類を形成した時期の活動を第Ⅰ活動期、第Ⅱ期火山岩類を形成した時期の活動を第Ⅱ活動期とよぶ。第Ⅰ休止期は2つの活動期に挟まれた時期、第Ⅱ休止期は第Ⅱ活動期の終了以降現在までの活動の休止期ないし静穏期にあたる。飯縄火山の地質図を図2に、層序表を表1に示す。

(1) 第Ⅰ活動期の活動

第Ⅰ活動期は、第Ⅰ期火山岩類を形成した時期の活動であり、K-Ar年代に基づくと、今から34万年前頃になされた。この時期の噴出物として現在確認できるものは、カルデラ内に分布する桂沢溶岩層、北方山麓の殿沢右岸の尾根をつくる殿沢溶岩層、北山麓の鳥居川流域に露出する瑯瑯沢溶岩層である。これらは、いずれも溶岩流と火砕堆積物から構成されている。また、全体として、それぞれの分布域におけるより新しい（第Ⅱ活動期の）噴出物とほぼ同じ方向へ傾斜している。これらの事実と分布状態からみて、第Ⅰ活動期の活動によって形成された火山体（第Ⅰ期火山体）は、現在の火山体とほぼ同位置に噴出中心をもつ成層火山体であったと考えられる。また、現在の火山体より一回り大きく、底面の直径約11～12km、最高時の標高約2,300m前後、体積約25～30km³の規模を有していたと推定される。岩質は、角閃石・しそ輝石安山岩であり、玄武岩や苦鉄質安山岩は認められない。

第Ⅰ活動期の後、火山活動は長い休み（第Ⅰ休止期）に入る。この間に、火山体の開析が進み、最高点の標高が2,000m以下の凹凸に富んだ山容に変わっていった。

(2) 第Ⅱ活動期の活動

解析された第Ⅰ期火山体を土台として、第Ⅱ活動期の活動の活動が開始される。第Ⅱ活動期の活動の推移は、第Ⅰ活動期のそれに比べてかなり詳しく解っており、火山形成史は、成層火山期・カルデラ期・溶岩ドーム期の3期に大きく分けて考えることができる。第Ⅱ活動期の最初の活動が始まったのは、約22～23万年前（K-Ar年代）である。年代からは、海洋酸素同位体ステージ7の中頃に対応する。

成層火山期：成層火山期の前期（第Ⅰ期）前半は、玄武岩質マグマの活動によって代表され、多量のスコリアの放出と、間欠的になされる少量の溶岩流の流出によって特徴づけられる。スコリア

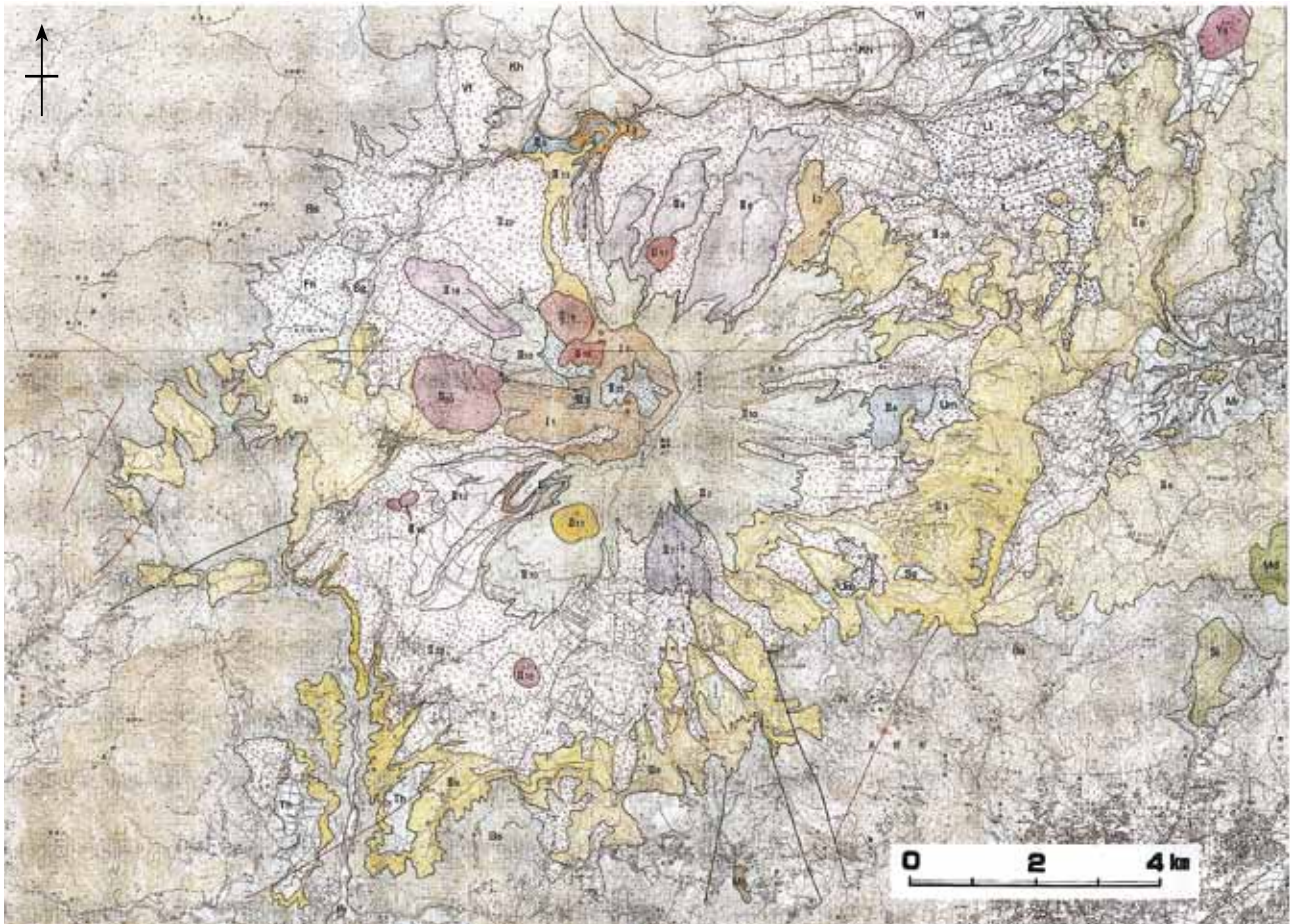


図2 飯縄火山の地質図。国土地理院発行の2万5,000分の1地形図「信濃柏原」「高妻山」「戸隠」「若槻」を使用。

表 1 飯縄火山の層序表

年代 (Ka)	形成史区分	地 層 名				岩質
		火山体	指標テフラ層	崩壊堆積物	その他	
	第Ⅱ休止期		高山火山灰層 (IZ-TY)			
150	溶岩ドーム期	怪無山溶岩流 高デッキ溶岩流 天狗岳溶岩流 1340m峰溶岩流 富士見山溶岩流 大頭山溶岩流 念仏池溶岩流	上樽軽石層 (IZ-KT) 西山軽石層 (IZ-NY)		析原湖成層	角閃石安山岩質 (H) ～ デイサイト質 (H) 輝石安山岩質 (H)
	第Ⅱ活動期			越水岩屑なだれ堆積物	カルデラ湖沼堆積物	
		第3期	諸沢火砕流堆積物			角閃石・輝石安山岩質 (H)
170-190	成層火山期	第2期	笠山溶岩流 飯縄山溶岩層 飯縄火砕流堆積物	古間スコリア層 (IZ-FM)		輝石安山岩質 (P)
220-230		第1期	麓原溶岩層 大沢溶岩層 鳥居川火砕堆積物 1017m峰スコリア層 瑪瑙山溶岩層 黒滝スコリア層 西沢溶岩層		牟礼岩屑なだれ堆積物 赤塩層	かんらん石・輝石安山岩質 (P) 玄武岩質 (P)
	第Ⅰ休止期				火山麓扇状地堆積物	
340	第Ⅰ活動期	桂沢溶岩層 殿沢溶岩層 瑪瑙沢溶岩層				安山岩質 (H) ～ デイサイト質 (H)

の放出は、初期ほど優勢である。一輪廻の噴火の中では、スコリアの放出から始まり、やがて溶岩流の流出に移行する例が多い。外輪山南東斜面の沢に露出する黒滝スコリア層、外輪山南西斜面に分布する西沢スコリア層、瑪瑙山の上部を構成する瑪瑙山溶岩層などが、この時期の代表的な噴出物である。この時期の噴出物をまとめて飯縄玄武岩類とよぶ。

第1期の後半には、マグマは、苦鉄質の安山岩質マグマへと移行した。この時期の噴出物で確認されているものは、外輪山北山腹において殿沢と桂沢とに挟まれた地形の高まりを構成する大沢溶岩層、外輪山南山腹の飯綱スキー場を含む地形の突出部をつくる麓原溶岩層などである。これら確認されているこの時期の噴出物は全て火砕流堆積物（降下スコリア層を伴う）であり、溶岩流は未確認である。しかし、大規模山体崩壊物である後述の牟礼岩屑なだれ堆積物の中には、この時期の噴出物と思われる苦鉄質安山岩の溶岩流の岩片が

多量に含まれていることから、大沢溶岩層・麓原溶岩層の未露出の部分（露出部は全体のごく一部）には、溶岩流も多く存在するものと推定される。

第1期の活動を通して、なだらかな斜面をもつ新たな成層火山体が形成された。しかし、この火山体は、ある時、突然大崩壊を起こし、崩壊物は巨大な岩屑なだれとして流れ下った。牟礼岩屑なだれである。この巨大崩壊によって、火山体の中心部は大きくえぐり取られ、馬蹄形（U字形）のカルデラが形成されたはずである。岩屑なだれは、主に東方に流下し、基盤のつくる大小の谷を埋め立てて、広大な山麓斜面を出現させた。牟礼岩屑なだれの堆積物のすぐ上には、湖成堆積物（豊野層の上部）が広く分布しており、牟礼岩屑なだれが周辺の川をせき止め、飯縄火山の東方地域に大きな湖が出現したことを示している。牟礼岩屑なだれを引き起こした崩壊の原因については、今のところ手がかりは得られていない。第2期の活動開始に伴う火山活動に関係したものか、あるいは

火山活動とは直接関係のない地震であったかもしれない。

やがて、地下のマグマは輝石安山岩質へと変化し、この輝石安山岩質マグマによって、成層火山期第2期の活動が開始される。およそ17～19万年前のことである。初期には、火砕物質の噴出が優勢で、火砕流や降下スコリアとして遠く山麓にまで達している。やがて、溶岩流と火砕物質とを交互に噴出するようになり、火山体は急速に成長していった。溶岩流は、一般に厚いものが多い。第2期の代表的な噴出物には、飯縄火山の東方地域～黒姫・妙高山麓にかけて広く分布する(飯縄-)古間スコリア層(IZ-FM)、飯縄火山麓一帯に広く分布する飯縄火砕流堆積物、外輪山斜面のほとんどを覆う飯縄山溶岩層などがある。第2期における一連の噴火活動によって、標高2,400m～2,500mに達する円錐形の成層火山体が形成された。火山体の山腹には、飯縄山溶岩層に含まれる厚い溶岩流がつくる階段状地形(溶岩末端崖)が発達し、第1期のなめらかな斜面とは、著しく様相をことにしていたことであろう。第2期の噴火活動は、基本的に、中央火口においてなされている。しかし、第2期末の笠山溶岩流だけは例外で、北西山腹から流出して、笠山の溶岩ドームを形成した。

輝石安山岩質マグマの噴出による円錐形成層火山体の形成後、活動は再び休止期をむかえ、火山体には放射状の谷が形成されていった。その間に、マグマは、角閃石・輝石安山岩質に変化し、やがて、火砕流や降下火山灰として噴出される。これが、成層火山期—第3期の活動である。火砕流は、放射状谷にそって南西山麓に流下し、諸沢火砕流堆積物を形成した。この時期、山頂部には、溶岩ドームが形成された可能性もある。

カルデラ期：成層火山期の活動を通して形成された標高2,500m前後の円錐形火山体は、その後、山頂部が大崩壊を起こし、越水岩屑なだれとして、北西山麓へ流下した。その結果、山頂部には北西に開いた馬蹄形(U字形)のカルデラが、北

西山麓には越水岩屑なだれ堆積物のつくる広大な山麓斜面を平坦面がそれぞれ形成された。岩屑なだれの堆積物は、楠川や裾花川をせき止め、南西山麓に大きな湖(栃原湖)が出現した。山頂火口を中心に深くえぐり取られたカルデラの形態からみて、この崩壊は、沢村(1960)の言うように、水蒸気爆発と密接に関係して引き起こされたものと考えられ、極めて短時間のうちになされたものであろう。この崩壊は、成層火山期—第3期の活動の延長上、または溶岩ドーム期の先駆的な活動に伴ってなされた可能性もある。したがって、この時期をカルデラ期として独立させることには問題があるかもしれない。しかし、第II期火山体の成長史の中におけるこの大崩壊の意味の大きさを考慮し、大崩壊と多分存在するであろう崩壊前後の休止期を合わせた時期を、カルデラ期として独立させて扱う。

溶岩ドーム期：カルデラ形成後、新たな火山活動が再開された。溶岩ドーム期の活動である。この時期の活動には、カルデラ形成以前の成層火山期の活動と、大きく異なった点が認められる。すなわち、成層火山期の活動は、一般に中央火口からの噴火のくり返しであったのに対し、溶岩ドーム期の活動は、中央火口からではなく、火山体の西側半分の地域にそのつど新しく開いた火口において、散発的になされるようになった。各火口とも、火山灰や軽石の放出と高粘性の溶岩流の流出を主体とする一輪廻の活動に使用されただけで、くり返し使用された形跡はない。噴出されたマグマは、角閃石安山岩質～デイサイト質(7火口)のものが多く、輝石安山岩質(1火口)のものが伴われる。溶岩ドーム期の活動を通して、合計7個の溶岩ドームと1層の溶岩流が形成された。これらの噴出中心のうち、1つ(大頭山)を除く他の7個は、南西～北東方向の一直線にほぼ沿った配列をしている。この方向は、基盤の構造方向と調和的であり、基盤の構造に規制されて火口が配列したことを暗示させる。溶岩ドーム相互の活動順序は明確ではない。しかし、高デッキ・天狗

岳・1340m 峰の3つの溶岩ドームと、富士見山・小富士見山の2つの溶岩ドームは、それぞれ肉眼的にも顕微鏡下でも酷似した岩質を有することから、それぞれほぼ同時期に形成されたものと推定される。なお、富士見山と小富士見山は、東西に接して配列する双子の溶岩ドームである。天狗岳の溶岩ドームも、東西に配列した2つの溶岩ドームが合体して形成された双子の溶岩ドームとみられる。これら2組の溶岩ドーム群は、それぞれ東西方向に開いた割れ目（広域応力場から考えやすい）から同時に噴出した可能性が大きい。中ノ峰のピークは、かつて溶岩ドーム期の溶岩ドームと考えられていた。しかし、念仏池溶岩流の流出に伴って下方から突き上げられ、盛り上がってきたより古い山体の一部であると考えられる。念仏池溶岩流は、同時期の他の溶岩流に比べて粘性がより小さく、そのため溶岩ドームを形成しなかったものとみられる。なお、念仏池溶岩流は、溶岩ドーム期の噴出物のなかで、唯一角閃石斑晶を伴わない噴出物である。

溶岩ドーム期には多量の軽石が放出され、(飯縄-)西山軽石層(IZ-NY)・(飯縄-)上樽軽石層(IZ-KT)として、広く東方地域を覆っており、一部は関東地域にまで達している。これらは、いずれもプリニー式噴火によるものであり、各溶岩ドームの形成に先立って噴出したものと推定される。なお、溶岩ドーム期には、複数の少数の火砕流も噴出されている。これらの火砕流についての詳細は不明であるが、溶岩ドームの形成の過程で、間欠的に発生したものとみられる。

溶岩ドーム期の年代は、怪無山溶岩流のK-Ar年代が約15万年前と測定されていること、上樽軽石層の年代が13～15万年前と推定されていること、およびテフラ層序に基づくと、17～15万年前ごろになると考えられる。

(3) 第II休止期

第II活動期の活動は、溶岩ドーム群の形成を最後に、急速に衰退していく。溶岩ドームの形成以

降現在に至るまでの時期が第II休止期である。しかし、この時期、噴火が全くなかったわけではない。山麓のテフラ層の研究によると、今から6万年ほど前に、複数の噴火があったことが判明している。(飯縄-)高山火山灰層(IZ-TY)の形成に関わった噴火で、5,000年以内という比較的限られた時間内に、少なくとも3回くり返された。いずれもかなり爆発的な噴火で、火山礫と火山灰を放出し、北東へ30km離れた新潟県妙高市でも、最大径5cmの火山礫が認められる。火山礫の岩質は、高デッキ・天狗岳・1340m峰のそれと酷似するが、これらの溶岩ドームがこの時期に形成されたとは考えにくい。おそらく、既存の溶岩ドームの一部が、爆発で吹き飛ばされたものであろう。この時期の噴火に、マグマが関与していたという明確な証拠は得られていない。もし、マグマの関与があったとすると、それは、マグマ溜まりに残存していた第II活動期の古いマグマに由来するものなのか、それとも、深部から上昇してきた新しい(“第III活動期”)のマグマであるのか、興味ある問題である。

飯縄火山では、溶岩ドーム群の形成後、高山火山灰の噴出までの約9万年間、少なくとも山麓まで噴出物を地層として残すような噴火は起こっていない。そして、高山火山灰の噴出後も、今日までの6万年間、噴火のあった形跡は認められない。つまり、高山火山灰の噴出に関わった噴火は、飯縄火山にとっては、長い静穏期の間起こった突発的な事件であったことになる。

溶岩ドーム期～第II休止期にかけて、火山体の浸食が進み、山麓には火山麓扇状地が広がった。また、カルデラの一部には、おそらく溶岩ドームの形成に伴うせき止めによって、一時的に小さな湖沼が出現した。また、火山体の荷重沈下とそれに伴う周辺裾野の背斜的隆起が起こったのもこの時期とされ(Suzuki, 1965・1966)、その結果生じた山麓の低湿帯を中心に、湿地や湖沼が形成された。

火山体の所どころには、かつての噴気孔の跡を

認めることができる。しかし、噴気活動や高温の温泉の湧出などは全く認められず、現在、火山活動は完全に停止状態にあると考えられる。

6. 飯縄火山周辺の小火山体

飯縄火山の山麓には、髻山火山・三千寺火山・貉郷路貫入岩体という3つの小さな単成火山と貫入岩体が分布する。これらは、いずれも飯縄火山とほぼ同時期に形成されているが、飯縄火山と成因的にどのような関係にあるのかは解明されていない。

(1) 髻山火山

髻山火山（744.5 m）は、飯縄火山の東南東約10kmに位置する。比高80mの独立した小型の単成火山である。山体はきれいな円錐形をなし、北方と南東方向に、溶岩流からなると思われる舌状の尾根が延びる。岩質は、輝石と角閃石を含む安山岩で、斑晶に乏しい。K-Ar年代は、約20万年前と測定されている（早津・河内，1997）。この年代は、飯縄火山第II活動期の成層火山期の年代の中（第1期と第2期の間？）に含まれるが、両者は岩質を異にする。

(2) 三千寺火山

三千寺火山（706 m）は、飯縄火山の北東約10kmに位置する。当初の火山地形は地すべりによって失われてしまっており、噴出中心などは明確でないが、同一岩質の溶岩流から構成されることから、独立した単成火山であると考えられる。岩質は、角閃石と輝石を含む安山岩で、斑晶に乏しく、鉱物組成や化学組成は髻山と酷似する。年代は測定されていないが、岩相・岩質の類似などからみて、髻山とほぼ同時期に形成されたい可能性が大きい。

(3) 貉郷路貫入岩体

貉郷路貫入岩体は、飯縄火山の南山麓に位置する。貉郷路山を中心とする地点では、直径

200m、比高約70mの岩体をなし、5～6角の柱状節理が発達する。母岩の泥岩層との接触部には、最大の厚さ20cmの急冷相が形成されており、泥岩層は微弱な接触変成作用によって、変色・固化している。急冷層の表面は、緩やかにうねっており、一部にひび割れが見られる。このひび割れは、岩体表層部の急冷固化後に、内部の高温部が流動したのに伴って形成されたものと推定される。貉郷路貫入岩体は、地下浅所で固結した火道部が、浸食によって露出した火山岩頸あるいは火道岩体であると考えられている。貉郷路山に接しそのすぐ北側には、同岩質の貫入岩体が産出し、南北約500m、東西約200mの丘陵を形成している（酒井，1995）。岩質は、ピジョン輝石斑晶を含むことによって特徴づけられる輝石安山岩である（八木・八木，1958）。K-Ar年代は約26万年前と測定されている。この年代は、飯縄火山の第II活動期より若干古く、第II休止期の中に含まれる。

貉郷路貫入岩体に関連した火山活動によって、地表に火山体が形成されたという確証は得られていない。しかし、現在の岩体の位置から当時の地表までの距離は、大きく見積もっても数百m以内であると推定されるので、地表に火山体を形成したとみるのが自然である。おそらく、小さな単成火山であったであろう。

7. 飯縄火山における未解決の問題

飯縄火山の地形・地質の研究において、早津（2008）の段階で、解決されていない未問題がいくつか存在する。地層区分と層序に関する問題点と活動史などに関する問題点のうち、主なものを取り上げ、後続の研究に託したい。

(1) 地層区分と層序における問題点

地質調査は、ある意味において露頭が全てである。飯縄火山は、全山植生に覆われ、地層の露出状態が極めて悪い。そのため、地層の分布や層序については、不明の点も多く残されている。とくに、岩屑なだれ堆積物は、同一の堆積物でも岩相

が変化に富んでいたり、逆に、異なる堆積物でも岩層が極めてよく類似することがあるため、区分や対比に困難が伴う。以下、今後に残された主な問題点を列挙する。

- ① 南西山麓で飯縄火砕流堆積物とした地層には、一部で岩屑なだれ堆積物の特徴を含むものが含まれている。この堆積物と越水岩屑なだれ堆積物との関係が不明であり、両者が同一層である可能性も残されている。
- ② 高デッキ北麓で越水岩屑なだれ堆積物としたものは、露出がほとんどなく、不明の点が多い。
- ③ 牟礼岩屑なだれ堆積物とされている地層のうち、南麓の上ヶ屋付近に分布するものは、露出が少なく、内容に不明の点が多い。
- ④ 鳥居川流域に分布する玄武岩質の火砕堆積物である鳥居川火砕堆積物は、一部に明らかな岩屑なだれ堆積物の岩相を示す部分があることから、全体が一つの岩屑なだれ堆積物に含まれる可能性もあるが、大きな露頭を欠くため、詳細は不明である。
- ⑤ 東麓の1017m 峰の丘状地形が、何によって規定されているのかははっきりしない。1017m 峰スコリア層である場合は、地形から見て側火山である可能性が大きい。

(2) 活動史等における問題点

- ① 矢野(1981)は、折橋向斜が飯縄火山形成以降も、下方へ撓みこむ向斜運動を継続していると考え、その理由として、向斜構造に調和的な火山体山麓部の変形を挙げた。一方、Suzuki(1965・1966)は、山麓部の変形を火山体の荷重沈下によるものと考えた。飯縄山麓部の変形が、造向斜運動と荷重沈下のどちらをどの程度に反映しているのか、精査して見る必要がある。
- ② 飯縄火山では、上記のように、露頭条件が悪く、正確な層序を編むのに困難が生じている。そんな中では、活動史を正確に編むため手段として、K-Ar年代など噴出物の絶対年代の測定

が欠かせない。現段階では、K-Ar年代がいくつか得られているが、その中には、測定を試みたものの、誤差が大きく使用できなかったものも多い。今後、新たな測定法の開発と併せ、さらなる測定値の増加を期待したい。

- ③ 早津(2008)では、溶岩ドーム群を全て第II活動期の溶岩ドーム期に一括したが、溶岩ドーム群相互の新旧関係が、ほとんど解明されていない。山麓の(飯縄-)上樽軽石層(IZ-KT, 3層に細分)および飯縄-)西山軽石層(IZ-NY, 少なくとも6層に細分)とドーム群との対応関係を明らかにし、新旧関係を決定しなくてはならない。
- ④ 本文中でも記したが、今から6万年ほど前になされた、高山火山灰層(IZ-TY)の形成に関わった爆発的噴火の実態を解明する必要がある。現段階では、この時の噴火は、高デッキ・天狗岳・1340m 峰など既存の溶岩ドームの一部で起こった水蒸気爆発と考えられるが、疑問点も多い。
- ⑤ 飯縄火山の山麓には、主火山体から遠く離れた長野盆地の西縁部近くに、単成火山である髻山火山(約20万年前)・三千寺火山(約20万年前?)・貉郷路貫入岩体(約26万年前)が位置する。これらは、いずれも飯縄火山とほぼ同時期に形成されているが、飯縄火山のマグマと成因的にどのような関係にあるのかは解明されていない。また、長野盆地の東縁部には、皆神山(30~35万年前)の単成火山体が存在する。これらは、長野盆地の形成と何か関係あるのだろうか。

謝辞

いづな歴史ふれあい館の富樫 均さんには、本稿執筆の機会を与您にいただき、原稿に対して貴重なアドバイスをいただきました。また、いづなも今は故人となられた信州大学の河内晋平さん・同じく小林国夫先生・京都大学の吉沢 甫先生、群馬大学の新井房夫先生には、地質学の基本と研

究者としての心構えを教えてくださいました。この機会に改めてお礼を申し上げます。

文献

- 赤羽貞行・富樫茂子 (1992) 中野地域の地質. IV. 第四系. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 33 - 75 p.
- 早津賢二 (1968) 黒姫火山の地質. 信州大学卒論 (MS).
- Hayatsu, K. (1976) Geologic study on the Myoko volcanoes, central Japan. — Part 1. Stratigraphy —. Mem, Fac, Sci, Kyoko Univ., Ser, Geol, Mineral., XL II (2), 131 - 170.
- Hayatsu K. (1977) Geologic study on the Myoko volcanoes, central Japan. — Part 2. Petrography —. Mem, Fac, Sci, Kyoko Univ., Ser, Geol, Mineral., XL III (1 - 2), 1 - 48.
- 早津賢二 (1976) 飯縄火山の地質—妙高火山群の地質記載・その 3—. 第四紀研究, 15 卷, 55 - 65.
- 早津賢二・新井房夫 (1980) 妙高火山群テフラ地域のテフラ層 —示標テフラ層の記載および火山活動との関係—. 地質学雑誌, 86 卷, 243 - 263.
- 早津賢二・新井房夫 (1982) 妙高火山群テフラ地域南部の最新世テフラ層 —示標テフラ層の記載とそれに関係した 2・3 の問題—. 第四紀研究, 21 卷, 1 - 13.
- 早津賢二 (1985) 『妙高火山群 —その地質と活動史—』 第一法規出版, 344 p.
- 早津賢二・清水智・板谷徹丸 (1994) 妙高火山群の活動史 —“多世代火山”—. 地学雑誌, 103 卷, 207 - 220.
- 早津賢二・清水智・板谷徹丸・松本佐知子・河内晋平 (1996) 長野県北部—薬師岳・貉郷路火山岩体の K-Ar 年代. 信州大学志賀自然教育研究施設研究業績, No. 10, 17 - 30.
- 早津賢二・河内晋平 (1997) 妙高火山群とその周辺の火山岩の K-Ar 年代. 信州大学教育学部紀要, No. 92, 117 - 128.
- 早津賢二・古川竜太・長森英明 (2003) 第 5 章 第四紀火山. 『戸隠地域の地質』. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 109 p. : 49 - 73.
- 早津賢二 (2008) 『妙高火山群 — 多世代火山のライフヒストリー —』 . 424p. 実業公報社.
- 早津賢二 (2021) 妙高火山群の中でみた飯縄山. いいづな歴史ふれあい館紀要, 8, (1) - (10).
- Ishizaka, T., Yanagi, T. and Hayatsu, K. (1977) A strontium isotopic study of the volcanic rocks of the Myoko volcano group, central Japan. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 295 - 307.
- Yanagi, T. and Ishizaka, T. (1978) Bach fractionation model for the evolution volcanic rocks in an island arc : An example from central Japan. Earth. Planet. Sci. Letters. 40, 252 - 262.
- 長森英明・古川竜太・早津賢二 (2003) 『戸隠地域の地質』. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 109 p.
- 酒井啓喜 (1995) 髻山・貉郷路山・陣馬平山の地質と岩石. 信州大学教育学部卒論 (MS).
- 沢村孝之介 (1960) 飯縄火山について —その南西部からみた—. 地球科学, No. 48, 21 - 25.
- Suzuki, T. (1965) Geomorphology of Iizuna volcano and its adjacent areas, central Japan. —With special reference to the subsidence of the volcanic body accompanied by the anticlinal deformation of the foot—. Part 1, Bull. Fac. Sci. and Eng. Chuo Univ., 8, 190 - 209.
- Suzuki, T. (1966) Geomorphology of Iizuna volcano and its adjacent areas, central Japan. —With special reference to the subsidence of the volcanic body accompanied by the

anticlinal deformation of the foot—. Part 2,
Bull. Fac. Sci. and Eng. Chuo Univ., 9, 1 –
25.

高杉直彰・齋藤武士・竹下欣宏・牧野州明・鈴木
毅彦 (2019) 長野県, 高社火山に見られる
高社降下軽石の対比と飯綱上樽テフラ KT-a
層の再区分. 日本火山学会 2019 年度秋季大
会講演要旨集, P047, 157.

竹内順治 (1970) 上水内地方の火山. 長野県上
水内郡誌・自然篇, 上水内教育会, 1019 p. :
102 – 142.

竹内順治・竹下寿 (1965) 後期猿丸階における
火山活動, とくに古飯縄火山活動について
—北部フォッサマグナの下部最新統火山岩
類—. 地球科学, No.78, 1 – 10.

田力正好・高田圭太・古澤 明・須貝俊彦 (2011):
利根川支流, 鏑川流域における飯縄火山起
源の中期更新世テフラ. 第四紀研究, 50(1),
21 – 34.

富樫 均・酒井潤一・公文富士夫・小林舞子 (1999)
飯綱山南東麓の逆谷地泥炭層. 長野県自然保
護研究紀要, No.2, 33 – 41.

八木貞助・八木健三 (1958) 『上水内郡地質誌』.
上水内教育会・古今書院, 480 p.

山田節三(1934)飯綱・黒姫火山. 地震研究所彙報,
12, 9 – 149.

山崎直方 (1895) 妙高火山彙地質調査報文. 震
災予防調査会報告, No. 8, 23 – 86.

矢野孝雄 (1981) 長野県北部荒倉山周辺におけ
る鮮新世の火山活動. 地質学雑誌, 87,103
– 120.