長野県北部荒倉山周辺における鮮新世の火山活動

矢 野 孝 雄*

The Pliocene volcanism around Mt. Arakurayama in northern Nagano Prefecture

Takao YANO*

Abstract In the area around Mt. Arakurayama the Cenozoic strata ranging from the middle Miocene to the Pleistocene are developed with a total thickness over 9600 m. The strata are divided into five formations in ascending order, namely the Aoki, the Ogawa, the Shigarami, the Sarumaru and the Toyono. The Pliocene Shigarami Formation is subdivided into three parts by partial unconformities. The lower part consists of the Takafu mudstone and the contemporaneous Gonda conglomerate and sandstone. The middle part is composed of the Arakurayama pyroclastics, which are interfingering with the Hirose mudstone. The upper part is called the Ogikubo sandstone and mudstone.

The Takafu syncline, an elongated basin-like brachysyncline with an axis extending from SSW to NNE, controls the structure of the lower Shigarami and underlying formations, while the Orihashi syncline with an axis running from WSW to ENE and plunging to ENE deforms the strata up to the Sarumaru Formation. Besides, the Nishikyo anticline, a part of which turns into an overthrust, is developed in the surveyed area as the first-order folds.

The volcanism in the Shigarami age is presumed to be of central eruption type under neritic and partially terrestrial environments. The four stages are distinguished in accordance with the stepwise development of volcanic activity. Stage I (the early Shigarami age) is a generative one, represented by the small-scale eruption of olivine-augite, augite, augite-hornblende and hornblende andesites and hornblende-biotite dacite (mostly fine-grained pyroclastics). Stage II (the early middle Shigarami age) is characterized by the explosive eruption of a large amount of lavas and pyroclastics of olivine-augite and augite andesites, accompanied with several other types of andesites containing augite, hypersthene and/or hornblende. Stage III (the late middle Shigarami age) is characterized by eruption of a large amount of hypersthene-augite and hornblende-hyperstheneaugite andesites (mainly lavas). Stage IV (the late Shigarami age) is an age of the final small-scale eruption of hornblende-hypersthene-augite andesite.

In the transitional age between the above-mentioned active stages, the volcanism almost ceased and the upheaval (sometimes with folding) took place, as revealed by partial unconformities.

ま え が き

北部フォッサマグナでは、鮮新世に入ると安山岩質の火山活動が各地で活発になる。この活動は、^{しがらみ}“^{しがらみ}期”の火山活動” (小林, 1957) と呼ばれており、長野市西方に分布

^{あらくらやま}する荒倉山火砕岩層もその産物の一つである。荒倉山火砕岩層については、これまでに本間(1931)、鈴木(1938)、藤本ほか(1946)、竹下ほか(1960)、SAITO (1961, 1962a, 1962b, 1963)**、富沢 (1962)、長野県地学会(1962)、TAKESHITA (1974, 1975)、矢野・村山(1976)などの研究が行なわれている。

最近、筆者は、荒倉山火砕岩層をもたらした火山活動

** 以下、SAITO(1961~63)と略記する。

1979 年 10 月 30 日受理, 1980 年 10 月 3 日再受理

* 広島大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

の末期にあらわれてくる部分不整合現象について報告した(矢野, 1981). 本論文は, これにひきつづいて, 柵累層の火山層序を中心に荒倉山周辺に分布する中部中新統～更新統の層序・地質構造を解明して, この地域における鮮新世の火山の発生から消滅に至る活動史を復元しようとしたものである。

この研究をすすめるにあたり, 新潟大学の島津光夫教授には, 終始適切な御指導・御援助をいただいた。広島大学の長谷 晃教授には原稿の校閲とともに懇切な御助言をいただいた。麻布大学の大森昌衛教授には産出化石の鑑定その他多くの御教示をいただいた。信州大学の小坂共栄氏, 山下 昇教授, 新潟大学の藤田至則教授, 日本工営(株)の中村二三雄氏, 米山団体研究グループ, 北部フォッサ・マグナ研究グループの方がたをはじめ, 多くの方がたに御指導・御援助をいただいた。

野外調査に際しては, 長野県上水内郡鬼無里村の松本富貴江氏御一家には親身にまさるお世話をいただいた。

以上の方がたに厚く御礼申し上げる。

層 序 の 概 要

調査地域に分布する地質系統は, 中部中新統～更新統の碎屑岩類および火山岩類からなり, その積算最大層厚は 9,600m に達する(第1表)。これらの地質系統は, 下位から順に青木・小川・柵・猿丸・豊野の5累層に区分される。これらのうち, 青木累層～柵累層下部は調査地域南西方の高府向斜中心部に, 柵累層中部～猿丸累層は調査地域中央の折橋向斜中心部に, それぞれ厚く発達しており, その間には, 部分不整合および褶曲構造の斜交関係といった堆積および地質構造上の不連続が存在する。また, 豊野累層はこれらを著しい傾斜不整合でおおっている。

層序の詳細についてはすでに報告した(矢野・村山,

第1表 長野県北部, 荒倉山周辺の中新統～更新統層序表

地質時代	累層区分	矢野・村山(1976)に加筆
更新世	中期	飯縄山ローム層 — ? —
		坂口湖成層
	前期	飯縄山火砕岩層 (20～200)
		猿丸上部砂岩礫岩層 (550+)
鮮新世	猿丸	猿丸下部礫岩砂岩層 (200～630)
		荻久保砂岩泥岩層 (70～550)
	柵	荒倉山火砕岩層 (500～1900+)
		広瀬泥岩層 (80～600)
中新世	小川	高府泥岩層 (200～1450+)
		権田礫岩砂岩層 (2100+)
	青木	境ノ宮砂岩泥岩層 (0～800)
		裾花凝灰岩層 (1250)
更新世	青木	千見砂岩泥岩層 (600～1500)
		西京泥岩層 (350+)

(数字は層厚, 単位: m)

1976) ので, ここではその概略を述べ, 本論で問題とされる層序関係について説明を加える(第1～3 図)。

第1図 長野県北部, 荒倉山周辺の地質図

1: 田ノ頭礫層, 2: 清水砂・シルト層, 3: 飯縄山火砕岩層, 4: 猿丸上部砂岩礫岩層, 5: 猿丸下部礫岩砂岩層, 6: 荻久保砂岩泥岩層, 7～15: 荒倉山火砕岩層, 7: 普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩, 8: シソ輝石-普通輝石安山岩, 9: 普通角閃石安山岩, 10: 普通輝石-普通角閃石安山岩, 11: シソ輝石-普通輝石-普通角閃石安山岩, 12: シソ輝石-普通角閃石-普通輝石安山岩, 13: 含シソ輝石-普通輝石安山岩, 14: カンラン石-普通輝石安山岩・普通輝石安山岩, 15: 類質凝灰角礫岩, 16: 広瀬泥岩層, 17: 高府泥岩層, 18: 権田礫岩砂岩層, 19: 境ノ宮砂岩泥岩層, 20: 裾花凝灰岩層, 21: 千見砂岩泥岩層, 22: 西京泥岩層, 23: 溶結凝灰岩, 24: 酸性凝灰岩, 25: 安山岩質火砕岩, 26～32: 貫入岩類, 26: 普通角閃石安山岩, 27: 含シソ輝石-含普通輝石-普通角閃石安山岩, 28: シソ輝石-普通輝石-普通角閃石安山岩, 29: カンラン石-普通輝石安山岩・シソ輝石-普通輝石安山岩, 30: 普通輝石安山岩(黒岩), 31: シソ輝石-普通輝石安山岩(竹下・八木, 1961 の絡郷路安山岩体), 32: 普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩, 33: 層理面の走向・傾斜, 34: 板状節理面の走向・傾斜, 35: 褶曲軸, 36: 断層, 37: 押しつぶせ断層, 38: 等高線(単位: m), 39: 断面線。

第2図 地質断面図 (凡例は第1図と同じ)

泥岩五層, 9: 泥岩, hyp-aug, (ol)
aug などは安山岩類の岩石種を示す。
ol: カンラン石, aug: 普通輝石,
hyp: シン輝石, hb: 普通角閃石。
a.t.b.: 類質凝灰角礫岩, 1~58の番号
は第4図参照。

第4図 地名および柱状図位置図

a : 荒倉山火砕岩層, b : 裾花凝灰岩層. 数字は第3図の柱状図番号を示す.

青木累層 下部の西京泥岩層(富沢, 1953)は泥岩を主とし, 若干の砂岩を伴う. 上部の千見砂岩泥岩層(森下・千地, 1953)は連続性の良い厚い砂岩をはさむ砂岩泥岩互層からなる. 両部層の境界には, レンズ状に断続する軽石凝灰岩が良好な鍵層としてはさまれる.

小川累層 裾花凝灰岩層(鈴木, 1938)は流紋岩質～石英安山岩質凝灰岩・凝灰角礫岩などからなり, 境ノ宮砂岩泥岩層(森下・千地, 1953)は砂岩泥岩互層ないし泥岩で代表され, ごく少量の酸性凝灰岩を伴う. 両層は, 一部同時異相, 一部整合, 一部不整合の関係にある(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976; 鈴木, 1976).

柵累層 複雑な層相変化を示す累層で, 礫岩砂岩, 泥岩および安山岩質* 溶岩・火砕岩からなり, 2層準に発達する部分不整合によって下部・中部・上部に分けられる. 下部層は, 高府泥岩層(森下・千地, 1953)および権田礫岩砂岩層(田中, 1955)からなり, 少量の安山岩質～石英安山岩質火砕岩を含む. 両層は, 調査地域南方で大

規模な指交関係を示している. 中部層は, 大量の安山岩類からなる荒倉山火砕岩層(竹下ほか, 1960)および泥岩を主とする広瀬泥岩層(矢野・村山, 1976)に区分され, この両層も指交関係にある. 上部層, すなわち荻久保砂岩泥岩層(鈴木, 1938)は泥岩を主とし, 少量の安山岩類を伴うほか, 後述する中部層との不整合付近では巨礫岩や粗粒～中粒砂岩をはさむ.

猿丸累層 砂岩・礫岩など粗粒碎屑岩によって特徴づけられ, 多くの層準に石英安山岩質～流紋岩質凝灰岩をはさむ. 猿丸下部礫岩砂岩層(斉藤ほか, 1960)は砂岩を主とし, 猿丸上部砂岩礫岩層(斉藤ほか, 1960)では礫岩が優勢になる. 溶結凝灰岩を含む上部層の上部は, 柵地域西部で下位層にオーバーラップしている.

豊野累層 安山岩質凝灰角礫岩からなる飯縄山火砕岩層(鈴木, 1938), 砂・シルト・火山灰からなる坂口湖成層(矢野・村山, 1976), 飯縄山ローム層(鈴木, 1938)によって構成される.

この地域の中中新統から下部更新統までの層序関係は一般には整合であるが, 一部で不整合が介在し, また

* TAKESHITA(1974, 1975)によれば, 一部に高アルミナ玄武岩を含むとされている.

指交関係を示すところもある。以下、重要な四つの層序関係について述べる。

1. 裾花凝灰岩層と上位層との関係

本調査地域における両層の関係は、これまでの研究では整合とされてきたが、次の理由から不整合関係にあると結論される*。①本地域南東部の長野市西ノ久保およびその北東方では、境ノ宮砂岩泥岩層と高府泥岩層が裾花凝灰岩層にオーバーラップする(第1, 3図)。②西ノ久保付近では、境ノ宮砂岩泥岩層の礫岩中に、裾花凝灰岩層に由来する石英安山岩質凝灰岩の礫(最大径 30 cm)が含まれる。③西ノ久保の北東、洞では、高府泥岩層にとり囲まれた内座層(inlier)として裾花凝灰岩層が露出しており、高府泥岩層はこれに対してアバットする関係にある(第1図)。

2. 荒倉山火砕岩層と下位層との関係

両層の層序関係については、これまでに、①指交(SAITO, 1961~63; 富沢, 1962; 長野県地学会, 1962; TAKESHITA, 1974, 1975 など)、②部分不整合(鈴木, 1938; 藤本ほか, 1946; 矢野・村山, 1976; 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976)といった二つの異なる研究結果が報告されている。筆者らは、別稿で斉藤(1977)の批判にも答えてこの問題を再度論じる予定である(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 投稿準備中)ので、ここでは結論だけを記述する。

荒倉山火砕岩層は、長野市広瀬^{じんばだいら}～陣馬平山東方では高府泥岩層に整合に重なるが、陣馬平山南西方の岩草から虫倉山、荒倉山地域にかけては下位層を不整合におおう(第1～3図)。すなわち、全体としてみれば、この両者は一部整合、一部不整合の関係、つまり部分不整合の関係にある。この不整合は、折橋向斜北西翼の北方ほど著しく斜交した傾斜不整合となっている。本地域北縁の戸隠村上楠川付近では、荒倉山火砕岩層が千見砂岩泥岩層下部に直接重なり、両層の間には層厚 1,800m 以上の地層に相当する層序間隙が存在する。

3. 荒倉山火砕岩層と広瀬泥岩層との関係

従来のいくつかの研究では、荒倉山火砕岩層は高府泥岩層から猿丸累層下部、あるいは上部までの碎屑岩層と大規模な指交関係にあるとされてきた(富沢, 1962; SAITO, 1961~63 など)。しかし、その後、矢野・村山(1976)は、荒倉山火砕岩層と指交関係にある地層は広瀬泥岩層だけであることを明らかにした。

両層の指交形態は、第1, 3, 8図に示されている。

* 南接する長野市塩生^{しようぶ あきこ}～秋古付近でも、同層準の不整合が報告されている(鈴木, 1976)。

荒倉山火砕岩層の分布の中心部にあたる虫倉山北東方～戸隠村追通^{おつかよう}・清水付近には碎屑岩の挟在はほとんどない。向斜軸部では虫倉山南西斜面、北西翼部では荒倉山地域に薄いものがレンズ状にはさまれるが、その存在が顕著なのは南東翼部の舟谷断層^{ふなみや}以東である。ここでは、とくに荒倉山火砕岩層下部と上部の境界付近に層厚 100～200m のよく連続する泥岩層がはさまれている(火砕岩層の基底部および最上部付近にもより小規模なものがある)。広瀬東方では、泥岩層がさらに厚くなり、火砕岩層はこの中に尖滅してしまう。なお、安山岩の中礫～巨礫(最大径 120 cm に達する)からなる火山円礫岩が 28カ所の露頭でみられた。その分布は散在的ではあるが、虫倉山周辺、とくにその南西斜面に集中する傾向があり、その他、荒倉山火砕岩層下部と上部の境界付近やソノ輝石-普通角閃石-普通輝石安山岩の上位にも同様の火山円礫岩が発達している(第5図)。

4. 柵累層中部層と上位層との関係

この層準の層序関係については、別の論文で詳しく報告した(矢野, 1981)。その結果は次のとおりである。

柵累層中部層と上位の荻久保砂岩泥岩層・猿丸下部礫岩砂岩層との関係は、戸隠村追通～清水付近を中心とした部分不整合である(第1, 2図)。不整合の範囲は荒倉山火砕岩層の分布域にはほぼ相当し、広瀬泥岩層の分布域では整合となる。不整合部は、その形式および形成順序にもとづいて、 U_1 , U_2 , U_3 に区分される。 U_1 は、不整合域の大部分を占める平行不整合～低角度の斜交不整合である。 U_2 , U_3 は不整合の中心部にみられるもので、 U_2 は北東へ突出した半島状隆起部の周辺におけるアバット式不整合、 U_3 はその頂部におけるオーバーラップ式不整合である。

柵累層の火山層序

本地域に分布する柵累層は、前述した部分不整合を境に、下部・中部・上部に区別されることはすでに述べたとおりである。安山岩類は、下部層および上部層にも薄層として挟在するが、とくに中部層に発達著しく、柵累層の大きな特徴となっている。これまでの研究では、このような火砕岩類は柵集塊岩層または荒倉山凝灰角礫岩層などの名称で一括され、内部の層序はほとんど検討されていなかった。ここでは、前節で述べた層序区分に従って、火山層序を下位より順番に記述する。

1. 柵累層下部層の火山岩類

柵累層下部層中には、高府向斜北東部を中心にして小規模な火砕岩層が 10 数層準にはさまれる。それらのう

第5図 火山円礫岩の分布および化石産地

a: 火山円礫岩, b: 化石産地. 縦線模様の部分は広瀬泥岩層.

鍵層	岩相	層厚	岩相および層厚変化	重鉱物組成
Ta-6	細粒～粗粒軽石質凝灰岩	50 cm～190 cm	北北東へ向かって粗粒化し、層厚も増す。信州新町菅沼で最大層厚を示す。	
Ta-5	粗粒凝灰岩。 斜長石および岩片に富む。	5 cm	(分布が狭いため詳細は不明。)	
Ta-4	粗粒凝灰岩～泥質な凝灰角礫岩。 正方形板状の斜長石(1～3 mm)を多く含む。	3 cm～2 m	北北東へ向かって粗粒化し、層厚も増す。小川村 日本記および中牧付近で凝灰角礫岩となり、中牧で最大層厚を示す。	
Ta-3	火山礫凝灰岩。 泥岩の小片を多く含む。	10 cm～20 m	北北東へ向かって層厚を増し、鬼無里村田中南方で最大層厚を示す。	
Ta-2	泥岩層中に点在する安山岩の角礫。 一部で凝灰角礫岩に移化する。	最大 8 m	小川村上北尾、味大豆以北で粗粒化する。鬼無里村田中南方では凝灰角礫岩になり、最大層厚を示す。	
Ta-1	粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩。一部に凝灰角礫岩、自破砕熔岩を伴う。	5 cm～32 m	北北東へ向かって粗粒化し、層厚も増す。鬼無里村田中南方では自破砕熔岩からなり、最大層厚を示す。	

1 2 3 4 5 6 7 8

第6図 柵累層下部に含まれる火砕岩鍵層の特徴

1: 黒雲母, 2: 普通角閃石, 3: 斜方輝石, 4: 単斜輝石, 5: カンラン石, 6: 不透明鉱物, 7: ジルコン, 8: その他. (Ta-2 の重鉱物組成は、角礫を構成する安山岩の斑晶鉱物のモード組成によって示されている)

ち、比較的広い範囲に連続して分布するものは、下位から順に Ta-1~Ta-6 と命名される(北部フォッサ・マグナ研究グループ、投稿準備中)。それぞれの特徴を第6図に示す。

〔模式地〕 鬼無里村田中南方の小沢および地域外の小川村初引から夏和に至る土尻川、薬師沢。

〔岩石種〕 含有率5%以上の有色鉱物種によって示される岩石種は、カンラン石-普通輝石安山岩、普通輝石安山岩、普通輝石-普通角閃石安山岩、普通角閃石安山岩、普通角閃石-黒雲母石英安山岩である。シソ輝石は含まれないか、含まれても3%以下である。

〔岩 相〕 粗粒凝灰岩~火山礫凝灰岩を主とし、凝灰角礫岩・自破碎溶岩を伴う。どの層準のものも、このような破碎された噴出物によって構成されている。それぞれの分布の南縁では細粒な岩相を示すが、北北東へ向かって粗粒化する傾向にあり、日本記~田中南方では凝灰角礫岩、自破碎溶岩に移化するものもある。

〔層 厚〕 分布の南縁ではおのおの数 cm~数 10 cm の薄層であるが、一般に北北東へ向かって層厚を増し、北北東端では最大 20~30m に達する。

2. 柵累層中部の火山岩類

柵累層の安山岩類の大部分は、中部層に発達している。矢野・村山(1976)によって再定義された荒倉山火砕岩層を構成するもので、層厚 500~1,900 m を示す大規模な火山岩体を形づくっている。火山層序の解明にあたっては、斑晶鉱物組成にもとづく岩石種を識別し、各岩石種について岩相・層厚の側方変化を明らかにするよう努めた。これは、できるだけ時(間)面に近い形で火山岩類の層序区分を行ない、それにもとづいて噴出物を構成する岩石種の時間的変遷を明らかにすることおよび岩相・層厚の側方変化から火山噴火の様式を復元することなどを目的としたものである。

荒倉山火砕岩層は、構成岩石の岩石種・岩相などにもとづいて、下部層と上部層に区分される。両者の境界は、地質図(第1図)、岩相図(第8図)などに太めの実線で示されている。

a. 荒倉山火砕岩層下部

下部層は、岩石種・岩相・層厚のいずれの点においても複雑で変化に富む火山岩層である。

〔模式地〕 鬼無里村竈田橋南東 700m の銚子口から戸隠村栃ノ大東方の仏沢入口に至る裾花川および県道白馬一長野線沿い。

〔岩石種〕 おもな岩石種は、カンラン石-普通輝石安山岩、普通輝石安山岩である。そのほか、多くの層準に、

シソ輝石-普通角閃石-普通輝石安山岩、シソ輝石-普通輝石-普通角閃石安山岩、普通輝石-普通角閃石安山岩、普通角閃石安山岩、シソ輝石-普通輝石安山岩、普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩がレンズ状に発達している(第1, 3図)。

包有物として、含斜方輝石-単斜輝石ハンレイ岩、カンラン石-単斜輝石-角閃石ハンレイ岩、単斜輝石-角閃石ハンレイ岩、角閃石ハンレイ岩、また角閃石* や斜長石の巨晶が、シソ輝石-普通角閃石-普通輝石安山岩、シソ輝石-普通輝石-普通角閃石安山岩、普通輝石-普通角閃石安山岩、普通角閃石安山岩中にしばしば含まれる(第7図)。

〔岩 相〕 塊状溶岩**, 自破碎溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩からなり、複雑な岩相変化を示す(第8図)。これらのうち、大部分を占めるものは自破碎溶岩および凝灰角礫岩などの火砕岩類で、このような破碎された噴出物が下部層を特徴づけている。岩相分布をみると、虫倉山~鬼無里村親沢付近はほとんどが溶岩類で構成されており、下部層における溶岩類(塊状溶岩だけについてみても)の分布の中心となっている。一方、周辺部に向かつては火砕岩類が卓越するようになり、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩などのより細粒な岩相を示す傾向が認められる。

舟谷断層の東側には泥流性の凝灰角礫岩(久野, 1954)の類質凝灰角礫岩)がみられる。また、折橋向斜北西翼の下部層最上部の普通輝石安山岩質凝灰角礫岩も類質礫を混入しており、泥流堆積物としての性格を示している。

〔層 厚〕 下部層の最大層厚は虫倉山北東方の親沢付近で 900m に達し、大局的には周辺部へ向かって薄くなっている。そのような中で、さらに複雑な層厚の側方変化があり、600~900m に及ぶ厚層部と 100~200m の薄層部が交互する状態がみられる(第3図)。このような特徴は、北東へ開いた馬蹄形の分布を示す荒倉山火砕岩層と下位層との境界付近の地形にもよく反映されており、厚層部では荒倉山火砕岩層からなる急峻な山体が外側へ向かって突出し、薄層部では逆に内側へ湾入している。

舟谷断層は、第3図の柱状図 40 と 42 の間に位置しており、下部層における各岩層の層厚および層相の急変部にあたっている。とくに、下部層の最上位に分布するシソ輝石-普通角閃石-普通輝石安山岩*** の層厚変化に

* 角閃石の巨晶のうち最大のものは、長さ 9 cm に達する。

** 塊状溶岩は、一般に“block lava”の訳語として使われるが、本文では“massive lava”あるいは“自破碎していない溶岩”を示すものとする。

*** この安山岩は、長さ 3~6 mm の斜長石斑晶を多く含み、良好な鍾層となる。

第7図 荒倉山火砕岩層の安山岩中の包有物

1: ハンレイ岩, 2: 角閃石巨晶, 3: 斜長石巨晶. 縦線模様の部分は広瀬泥岩層.

は著しいものがあり, また, 上部層との境界付近に挟在する広瀬泥岩層は断層以西へは追跡できない.

〔変質〕 下部層の下部ではサポーナイト化作用が著しく, また, トムソン沸石, 方沸石, ソーダ沸石などの沸石類が生じている. そのほか, 方解石, 緑泥石などもしばしば認められる.

b. 荒倉山火砕岩層上部

上部層は, 岩石種・岩相および層厚の変化が比較的単調で, 下部層に比べるとより安定した火山岩層である.

〔模式地〕 戸隠村栃ノ木東方の仏沢入口から土合に至る裾花川および県道白馬—長野線沿い.

〔岩石種〕 おもに シソ輝石-普通輝石安山岩 と普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩のくりかえしからなり, 戸隠村坪山~積沢南方にだけ 普通輝石-普通角閃石安山岩がはさまれる. 包有物としては, 角閃石ハンレイ岩および角閃石巨晶(最大3 cm)が普通輝石-普通角閃石安山岩, 普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩中にまれに含まれる(第7図).

〔岩相〕 塊状溶岩が大部分を占め, 自破碎溶岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 凝灰岩を伴う. 塊状溶岩にはしばしば板状節理が発達しており, その多

くは地層の走向・傾斜と調和的である.

岩相分布をみると, 中心部の戸隠村蔵が川~追通付近はほとんどが塊状溶岩で構成されているのに対し, 周辺部, すなわち折橋向斜の両翼部で北東端に近づくとき凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 凝灰岩などの火砕岩類が卓越してくる(第8図).

〔層厚〕 蔵が川~追通付近で最大層厚 1000 m+ に達する. 折橋向斜の両翼においては北東へ向かって比較的単調に薄くなり, 縁辺部では約 100 m の層厚となる.

〔変質〕 戸隠村上祖山~清水付近で, 後述する普通角閃石-シソ輝石-普通輝石玢岩の貫入岩をとりまいて熱水変質帯が形成されている(矢野, 1981)ことを除けば, 上部層は一般に変質作用を受けていない.

3. 柵累層上部の火山岩類

柵累層上部層中には, きわめて小規模な火山岩類が挟在するにすぎない.

〔模式地〕 戸隠村祖山の平出林道.

〔岩石種・岩相・層厚〕 模式地においては, 荻久保砂岩泥岩層最下部の砂岩層中に, 含普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩溶岩(層厚7 m) および普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩質凝灰角礫岩(層厚5 m) がはさま

第8図 柵果層中部層の岩相図

1:塊状溶岩, 2:自破碎溶岩, 3:火山角礫岩, 4:凝灰角礫岩, 5:火山礫凝灰岩・凝灰岩, 6:貫入岩類, 7:碎屑岩類.
模様部の中の太めの実線は荒倉山火砕岩層下部層と上部層との境界を示す.

れている(第3図の柱状図43)。また、長野市萩久保～影山南方では安山岩質凝灰岩(層厚7cm)がみられる。これらのほか、軽石凝灰岩の薄層がいくつかの層準にはさまれるが、連続性の良いものは少ない。

4. 貫入岩類

柵累層の火山岩類に伴う貫入岩類は、岩石種・形態・規模などにもとづいて、次の三つに区分される。

a. カンラン石-普通輝石安山岩、シソ輝石-普通輝石安山岩の岩脈(タイプA)

鬼無里村奥田中南東、箆田付近、小川村^{あじまめ}味大豆、中条村小手屋など荒倉山～虫倉山の周辺部に分布する北東-南西および西北西-東南東方向の岩脈である。幅1.5～20mの小規模なものが多いが、鬼無里村町の^{さかなやま}魚山には350m×40mの比較的大きなシソ輝石-普通輝石安山岩岩脈がみられる。

b. 普通角閃石安山岩、含シソ輝石-含普通輝石-普通角閃石安山岩の貫入岩体(タイプB)

鬼無里村奥田中南東、小川村味大豆東方の^{みやまき}沢口採石場、中条村御山里の丸山、梅木の東北東、長野市七二会の平出採石場など、荒倉山火砕岩層の周縁部に分布し、長径200～400m、短径100～400mの円形～楕円形に近い平面形態を示す。採石されているものが多い。

c. 普通角閃石-シソ輝石-普通輝石玢岩の貫入岩体(タイプC)

折橋向斜の軸部付近にあたる戸隠村上祖山には、400m×600mの楕円形に近い形をした比較的大きい玢岩の貫入岩体がある。その北東の中央橋付近にも小規模な岩体があり、さらに清水西南西の東沢では、荒倉山火砕岩層上部層上部の普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩に接触變成作用を与えている伏在貫入岩体が想定される。これらは、北東-南西方向に配列し、周囲の母岩中に同方向に延びる熱水変質帯を形成している(矢野, 1981)。

以上の貫入岩類の進入時期は必ずしも明瞭ではないが、これまでに得られた資料を総合すると次のようになる。

タイプAは、次の三つの理由から、荒倉山火砕岩層下部層の堆積時に進入したとするのが妥当である。①鬼無里村銚子口～瀬戸において、このタイプに属する岩脈の上部が同質の自破砕溶岩に移化している露頭がみられる。②この種の岩石は、荒倉山火砕岩層下部層と同様に、著しいサポーナイト化作用をうけている。③岩質は、荒倉山火砕岩層下部層および柵累層下部層中の火山岩類に類似する。

タイプBは、そのほとんどが荒倉山火砕岩層下部層を

貫いていることから、同層堆積末期以降に進入したのは確実である。

タイプCは、矢野(1981)で述べたように、荒倉山火砕岩層上部層の堆積後に進入し、少なくとも萩久保砂岩泥岩層堆積時までは高温の状態にあったものと考えられる。

地質構造

調査地域における主要な構造方向は、東北東-西南西方向であるが、南西部では北北東-南南西方向となる。おもな構造要素の特徴は次のようにまとめられる(第1, 2図)。

A. 褶曲構造

北部フォッサマグナ中央部に発達する褶曲群は、その規模・形態・起源にもとづいて二つの階層に区分されている(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976)。第1級の褶曲は、堆積盆の長軸および境界に沿って発達した向斜および背斜からなる軸長10km以上の褶曲構造である。第2級の褶曲は、一組の背斜・向斜からなる軸長10km以下の褶曲構造である。

1. 第1級の褶曲構造

a. 西京背斜(SAITO, 1962b)

この背斜構造は、軸面が北西へ傾いた傾斜褶曲ないし逆転褶曲を基本形態としているが、鬼無里村小牧～紅葉橋では押しかぶせ断層に移化する。褶曲軸あるいは押しかぶせ断層の走向は、小牧以西では北東-南西、以東では東北東-西南西である。褶曲軸のプランジは、押しかぶせ断層より南西(西京～小牧)では5°～15°NE、北東(紅葉橋～上楠川)では約30°WSWとなっている。

b. 高府向斜(八木・八木, 1958)

信州新町萩野付近に盆状構造の中心をもつ短軸向斜で、第1図に示されているのはその北東の端の部分である。褶曲軸は八坂村大洞から北にのび、萩野を経て北北東へ鬼無里村小橋にまで至っており、全長約25kmに達する。褶曲軸のプランジは南部ではNNEであるが、図の範囲内では13°～18°SSWとなっている。

c. 折橋向斜(富沢, 1953)

東北東へプランジした軸をもつ舟底型の向斜で、その半波長は約9kmである。翼部の傾斜は一般に30°～40°で開いた褶曲形態をとるが、北西翼の北部では50°～90°の急傾斜を示す。褶曲軸は、虫倉山～追通～折橋を通り、東北東-西南西にのびている。

高府向斜と折橋向斜は、上述のように本地域内で軸の延びの方向およびプランジの向きが異なる。また、前者

は柵累層下部層までの構造を大きく支配し、後者は柵累層中部層～猿丸累層に対しても支配的であって*, その間に構造発達史上のギャップが予察される。

2. 第2級の褶曲構造

a. 住良木背斜^{すめらぎ}(富沢, 1950)―城下向斜^{じょうした}(SAITO, 1962b)

いずれも北西へ傾く軸面をもつ傾斜褶曲で、北東部では著しい逆転褶曲となる。褶曲軸は南西部では北北東―南南西、北東部では東北東―西南西に走っている。軸間距離は北東へ向かって小さくなり、長野市大久保付近では背斜軸と向斜軸が収れんして褶曲構造が消滅する。

b. 下楠川背斜―下楠川向斜(新称)

折橋向斜北西翼の急斜部に発達している小規模な褶曲であり、軸間距離は約 400m である。褶曲軸は東北東―西南西方向にのび、南西へ向かって背斜軸と向斜軸が収れんする傾向にあり、戸隠村奈良尾付近で褶曲構造は消滅する。

B. 断層

この地域に発達する断層は、主要な構造方向との関係にもとづいて、南北方向の斜交断層と西北西―東南東方向の胴切り断層に分類される。

1. 南北方向の斜交断層

夏和断層(矢野・村山, 1976)、舟谷断層(矢野・村山, 1976)は、いずれも東側ブロックが相対的に沈下した断層である。前者は高府向斜と折橋向斜の境界部、後者は荒倉山火砕岩層下部層の層厚・岩相の急変部にあたっている。

2. 西北西―東南東方向の胴切り断層

鬼無里村小牧、大沢東方、町～追通間の裾花川沿い、小川村飯縄山北方、中条村沢尻、新井など、各地に胴切り断層の存在が推定される。これらのいくつかは、褶曲軸を転位させており、水平移動成分を伴っている。

産出化石

柵累層中部層から産出した化石を第2表に示す。これらは、広瀬泥岩層の凝灰質砂岩および荒倉山火砕岩層下部の火山礫凝灰岩からえられたもので、それぞれの産地は第5図に示されている。

* 折橋向斜は、次の三つの理由から、中部更新統の飯縄山火砕岩層にも弱い変形を与えていると考えられる(沢村, 1960 もその可能性を指摘している。): ①飯縄火山の山麓が、折橋向斜軸の東北東延長部で向斜状の地形を呈する(第1図等高線参照)。②この向斜状の地形は北西翼がより急傾斜となっており、折橋向斜の非対称性に調和的である(第2図)。③飯縄山火砕岩層中に含まれるわずかな水成層の走向・傾斜は、緩やかな向斜状構造の存在を示唆している。

第2表 柵累層中部層産化石

	1	2	3	4
Gastropoda				
<i>Haliotis</i> sp.		○		
<i>Notoacmaea asperulata</i> (Yokoyama)		○		
<i>N.</i> sp.		○		
<i>Calyptraea</i> sp.			○	
Pelecypoda				
<i>Anadara amacula</i> (Yokoyama)				○
<i>A.</i> sp.				○
<i>Glycymeris</i> cf. <i>yamasakii</i> (Yokoyama)		○		
<i>Chlamys</i> (s.s) cf. <i>hatai</i> (Masuda & Akutsu)		○		
<i>C.</i> sp.			○	○
<i>Patinopecten</i> ? sp.	○			
<i>Monia</i> sp.		○		
<i>Lucinoma annulata</i> (Reeve)				○
<i>Mercenaria chitaniana</i> (Yokoyama)				○
<i>M.</i> cf. <i>chitaniana</i> (Yokoyama)		○		
<i>M.</i> ? sp.				○
<i>Callista chinensis</i> (Holten)			○	
Cirripedia				
<i>Balanus</i> sp.		○		
Bryozoa		○		

(産地は第5図参照)

考 察

A. 荒倉山火砕岩層の噴出形態

荒倉山火砕岩層は堆積後、現在に至るまでの間に相当の変形作用、侵食作用を被っているため、当初の火山の形態や噴出の形式などを正確に復元することは容易でない。ここでは、火砕岩層の層厚・層相変化にもとづいて火山体の形態および火山活動の中心などについて考察をすすめる。

1. 火山体の形態

第9図は、個別柱状図をもとにし、層厚変化の特徴をとらえて描かれた柵累層中部層の等層厚線図である。荒倉山火砕岩層の最大層厚部は折橋向斜の軸部にあたる虫

第9図 柵累層中部層の等層厚線図

1: 火山岩相, 2: 荒倉山火砕岩層の分布域。

倉山北東方～追通付近に位置している。火山体の概形は、下底面を水平と仮定すると、最大層厚部を頂点とする東北東へのびた円錐となる。その体積は、概算して 70 km^3 に達する。

2. 火山活動の中心

次の三つの理由から、荒倉山火砕岩層は、その場における噴出物が集積した現地性の火山岩類からなるものと考えられる。①その体積が 70 km^3 にも達する大規模な火山岩体である。②大量の溶岩類を伴っている。③同時代の同様な岩質の貫入岩が火砕岩層を貫いている。

野外調査の過程では荒倉山火砕岩層中に明瞭な火道は見いだされなかったが、前述した岩相・層厚変化(第3, 8図)にもとづいて火山活動の中心を推定すると次のようになる。

荒倉山火砕岩層下部の溶岩類は虫倉山～親沢付近を中心に分布しており、とくに塊状溶岩の大部分がここに集中している。また、下部層全体としての最大層厚部も同地域に位置しており、噴出の中心はこの付近にあったものと推定される。

荒倉山火砕岩層上部は溶岩類を主とし、縁辺部では火砕岩相に移化している。蔵が川～追通付近は、①上部層の最大層厚部であること、②上部層の火山岩と同質の大規模な珩岩が進入していること、③ほとんど塊状溶岩かきなり、砕屑岩を含まないことなどから、この時期の火山活動の中心であったものと推定される。

以上のように、荒倉山火砕岩層をもたらした火山活動の中心は虫倉山～追通付近に位置しており、上部層では下部層におけるよりやや北東へ移動する傾向にある。一般に、火山噴火の様式は割れ目噴出と中心噴出とに大別されるが、荒倉山火砕岩層の場合は、上述のことから考えて中心噴出が主であったであろう。

B. 柵期の火山活動史

荒倉山周辺における柵期の火山活動の発生から終息に至る過程には、明瞭な段階性が認められる。それは、柵累層の火山層序にみられる不連続性——構成岩石種・岩相・層厚の急変や不整合の存在など——によって識別されるものである。このような段階性に従って、柵期の火山活動は次の四つの時期に区分される。各期の特徴と全期間を通じての地史的経緯は第10図にまとめられており、第11図はこの過程を模式的に説明したものである。

1. 第Ⅰ期の火山活動

柵累層下部層と中部層の間には部分不整合が存在するが、次の理由から、下部層の安山岩質火砕岩類をもたら

した活動は柵期の火山活動の発生期として位置づけることができ、これを第Ⅰ期とよぶ。①火砕岩類の岩石学的性質は、続く荒倉山火砕岩層下部のそれと類似している。②規模としては小さなもので、泥岩層中に薄層として10数層準にはさまれるにすぎない。③長野県北西部の柵累層中部層に属する大規模な安山岩類としては、荒倉山火砕岩層のほか、戸隠凝灰角礫岩層(八木・八木, 1958)や聖山安山岩層(森下ほか, 1957)も知られている。これらはいずれも、直下の柵累層下部層中に小規模な安山岩質火砕岩層を伴う(矢野・村山, 1976; 水野, 1976)。このことは、柵期中期の大規模な火山活動とそれに先行する柵期前期の小規模な活動とが相伴って発生する傾向にあり、それらの間には密接な関係が存在することを示している。④北部フォッサ・マグナ地域における火山活動史をみると、青木期～小川期は裾花凝灰岩層に代表される酸性火山活動によって特徴づけられ、一方柵期中期には荒倉山火砕岩層に代表される激しい安山岩質火山活動が行なわれる。両者の中間に位置する柵期前期の安山岩質火山活動は、青木期～小川期の酸性火山活動の最末期を示すものではなく、柵期中期に一齐に激化する安山岩質火山活動の先駆現象とみるほうが妥当である。

第Ⅰ期の火山活動の性格には不明な点が多い。岩石種は、カンラン石—普通輝石安山岩、普通輝石安山岩を主とし、普通角閃石に富む安山岩を伴うほか、一部に普通角閃石—黒雲母石英安山岩もある。一般に、シソ輝石の含有量は少ない。火山礫凝灰岩・凝灰岩など破碎された比較的細粒の噴出物が大部分を占めており、高府向斜の北部で北東へ向かって粗粒化かつ厚化するとともに挟在枚数も増加する傾向にある。これらの事実は、この期の噴出物が北東方から供給されたものであり、それをもたらした火山活動は爆発的であったことを示すものであろう。しかも、田中～日本記では直径3mに達する安山岩角礫が含まれており、自破碎溶岩もあるから、供給源は比較的近くにあったものと考えられる。

2. 第Ⅱ期の火山活動

第Ⅱ期は、荒倉山火砕岩層下部に発達する複雑で変化に富む莫大な量の噴出物をもたらした火山活動期であり、柵期火山活動の発展期にあたる。

主要な岩石種はカンラン石—普通輝石安山岩および普通輝石安山岩であるが、普通角閃石・普通輝石・シソ輝石が種々の割合で含まれる安山岩もある。これらのうち、ハンレイ岩、角閃石巨晶などの包有物が含まれるのは後者に限られている。ほとんどが自破碎溶岩、凝灰角礫岩などの火砕岩からなり、塊状溶岩は比較的少ない。

第10図 棚期の火山活動史の各段階における特徴

岩石種・岩相の凡例は、第1, 7図と同じ(岩石種のうち、第I期の丸印は普通角閃石-黒雲母石英安山岩を表わし、第II期の空白部は小比率の岩石種を一括して示す)。おのおの比率は、第1, 7図における面積比を体積比に換算したものである。ただし、第I期についてはごく概算的である。

このような破碎された噴出物が卓越することから、火山活動はきわめて爆発的であったものとみなされる。

火山活動の行なわれた環境については、①前述したように多くの層準に碎屑岩がはさまれていること、②第3表に示される浅海性～岩礁性貝化石を産出すること、③火山円礫岩が虫倉山周辺をはじめ多くの地点にみられること(第5図)から、大部分が浅海域と推定され、一部は陸上(海面上)であった可能性もある。

3. 第Ⅲ期の火山活動

第Ⅲ期は、荒倉山火砕岩層上部層の莫大ではあるが比較的単調な安山岩類をもたらした火山活動期であり、火山活動史全体のなかでの安定期にあたる。この期の噴出量は第Ⅱ期をややうまわっている。

おもな岩石種は、シソ輝石-普通輝石安山岩、普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩であり、いわゆる複輝石安山岩類によって特徴づけられる。周辺部には自破碎溶岩や火砕岩がいくらかあるが、全般的に塊状溶岩が卓越しており、くりかえし溶岩を流出するようなあまり爆発的でない、比較的安定した火山活動が想定される。なお、第Ⅱ・Ⅲ期における活動の中心および形成された火山体の形態については前項で述べた。

火山活動が行なわれた環境については、塊状溶岩に板状節理がしばしば発達していることなどから、少なくとも一部は陸上であったと考えられる。とくに、この期の火山活動の中心にあたる蔵が川～追通付近は、板状節理の発達が顕著で、碎屑岩を全く含んでいないことから、海面上へ姿をあらわし続けていた可能性が高い。

4. 第Ⅳ期の火山活動

消滅期の火山活動で、荻久保砂岩泥岩層中に薄層としてはさまれる普通角閃石-シソ輝石-普通輝石安山岩をもたらした小規模なものである。

5. 各段階の移行期

各段階の移行期の性格を、とくに構造運動の点からみると、次のようにまとめられる。

a. 第Ⅰ期から第Ⅱ期への移行期

柵期の火山活動の発生後、それが本格化する直前のこの移行期には、荒倉山火砕岩層基底の部分不整合をもたらした隆起運動とそれに伴う西京背斜の成長*が起っている。柵果層下部までと同中部以上とでは、堆積盆の中心がずれ、また最大層厚部の移動方向も大きく異なる(矢野・村山, 1976; 矢野, 1980)。このような運動の方向

* 荒倉山火砕岩層基底の部分不整合は、西京背斜の軸部に近い鬼無里村北東部～戸隠村上楠川付近で著しい傾斜不整合の形態を示している。このことは、西京背斜の褶曲運動がこの時期にある程度進行したことを物語るものであろう(第1, 2図)。

第11図 柵期の火山活動史(D-D'断面に沿う模式層序断面図)

1: 猿丸下部礫岩砂岩層, 2: 荻久保砂岩泥岩層, 3: 荒倉山火砕岩層上部, 4: 荒倉山火砕岩層下部, 5: 広瀬泥岩層, 6: 貫入岩タイプC, 7: 貫入岩タイプB, 8: 熱水変質帯。水平および鉛直方向は等縮尺。

性のちがいは、前述した高府向斜と折橋向斜の軸が互いに斜交していることから推察される。以上の諸現象をひきおこしたこの移行期における構造運動はきわめて重要な意味をもつものと考えられる。

b. 第Ⅱ期から第Ⅲ期への移行期

この期の前後で、火山岩類の岩石種・岩相が、柵期の火山活動全体のなかで最も大きく変化する。また、舟谷断層の東側では、前述したように荒倉山火砕岩層下部層と上部層の間に広瀬泥岩層の延長部が厚くはさまれており、この移行期に火山活動がほとんど休止していたことは明らかである。同断層の西側では碎屑岩層の挟在はほとんどないが、上部層と下部層の間に局所的な斜交関係

(第3図の柱状図 10—11 および 27—28)がみられること、折橋向斜北西翼の下部層最上部は泥流性堆積物の性格を示していることなどから、ここでも活動の中断が推定される。現在みられる舟谷断層は、この期における東側の相対的沈降域と西側の相対的隆起域の間に位置しており、こうした昇降運動の境界部が、その後断層に転化したものと考えられる。

c. 第Ⅲ期から第Ⅳ期への移行期

この期を境にして火山活動は著しく衰弱する。柵累層中部層と上位層との部分不整合をもたらした隆起運動や玢岩の進入・上昇などの現象が第Ⅳ期にひきつがれる形で進行している。その詳細は別稿で論じた(矢野, 1981)。

まとめと今後の課題

本論文は、荒倉山周辺に分布する中部中新統～更新統の層序と地質構造、とくに柵累層の火山層序を明らかにし、火山活動史について考察を加えたものである。柵累の火山活動に関しては次の結論がえられた。

(1) 柵累層(鮮新統下部～中部)の火山岩類は安山岩質溶岩・火砕岩からなるが、その規模・岩石種・岩相には時代を追って不連続的な変化が認められ、層序関係の上でも同じく不連続がある。

(2) このような段階性にもとづいて、柵期の火山活動の発生から終息に至る過程は、四つの時期に区分される。

(3) 火山活動は浅海～一部陸上で行なわれたものであり、第Ⅱ・Ⅲ期の活動を代表し柵期の火山岩類の主体をなす荒倉山火砕岩層は、中心噴出による現地性の円錐状火山体として形成された。

(4) 各活動期間の移行期には火山活動の休止があり、また部分不整合の存在などで示される隆起運動、一部では褶曲運動が起っている。

荒倉山周辺における鮮新世の火山活動にみられる段階性と各段階の移行期にあらわれる構造運動は、地下におけるマグマおよびマグマと地殻との相互作用における不連続的な変化を反映した現象であろう。今後は、TAKESHITA(1974, 1975)などによって進められている火山岩石学の研究と総合して、深部におけるこのような不連続的な変化の内容とその要因を明らかにすることが重要な課題となろう。また、北部フォッサマグナの地質構造発達史のなかで柵期の火山活動が占める地史的位置を明らかにすることも重要である。

文 献

藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿股信雄・関 利一

郎・川端三郎, 1946: 長野油田の地質。地質雑, **52**, 48—55.

北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976: 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系堆積盆。地質学論集, no. 13, 117—131.

本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌。331p., 古今書院, 東京。

小林国夫, 1957: フォッサ・マグナ地域の構造発達史。44p., 地研松本支部。

久野 久, 1954: 火山及び火山岩。255p., 岩波書店, 東京。

水野 学, 1976: 長野県東筑摩地方の新第三系。地質学論集, no. 13, 175—186.

森下 晶・千地万造, 1953: 長野県土尻川流域の地質。地質雑, **59**, 357.

———・小黒譲司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣, 1957: 長野県聖山南麓の地質——いわゆる東筑タイプ小川層の層序——。地質雑, **63**, 159—166.

長野県地学会, 1962: 20 万分の 1 長野県地質図および同説明書。78p., 内外地図, 東京。

斉藤 豊・竹下 寿・立木省治・金箱好雄・仁科良夫・百瀬善水・北原 勇・水上寿英・福島 宏, 1960: 長野市北東部の新生代層。地球科学, **14**, 19—29.

SAITO, Y., 1961: Geology of the northern part of the Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 11, 179—200.

———, 1962a: Geology of the northern part of the Fossa Magna (Part 2). *Bull. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 13, 23—54.

———, 1962b: Geology of the northern part of the Fossa Magna (Part 3). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 12, 134—160.

———, 1963: Geology of the northern part of the Fossa Magna (Part 4). *Bull. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, no. 14, 123—142.

斉藤 豊, 1977: 北部フォッサ・マグナ研究グループの論文「北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆」に対する批判。信州大学教育学部紀要, no. 37, 147—162.

沢村孝之助, 1960: 飯縄火山について——その南西部からみた——。地球科学, **14**, 21—25.

鈴木一久, 1976: 長野県犀川下流域の新第三系。地質学論集, no. 13, 145—157.

鈴木達夫, 1938: 長野県長野油田地形及地質図および同説明書。地質調査所。

竹下 寿・斉藤 豊・百瀬寛一, 1960: 古地磁気からみた柵累層の火山地質。地球科学, **14**, 26—36.

———・八木健三, 1961: 長野県貉郷路安山岩体の鉱物組成と化学組成——とくにその成因的考察。火山, **II**, **6**, 70—85.

TAKESHITA, H., 1974, 1975: Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, Central Japan. *Pacific Geology*, no. 7, 69—95, no. 10, 1—32.

田中邦雄, 1955 : 大町地方の地質. 長野県資源調査報告, 237—240.

富沢恒雄, 1950 : 信濃北部第三紀層の地質構造について. 地質雑, **56**, 302.

———, 1953 : 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造. 同上, **59**, 552—560.

———, 1962 : 信州北部地方の新第三系の地質学的研究—層序編一. 51p., 長野県地学会.

八木貞助・八木健三, 1958 : 上水内郡地質誌. 480p.,

古今書院, 東京.

矢野孝雄, 1980 : 後期新生代堆積盆の発達史にみられる二つのタイプの将棋倒し構造. 藤田至則編: 島弧変動, no. 2, 1—16.

———, 1981 : 長野県北部柵地域の鮮新統にみられる部分不整合. 地質雑, **87**, 35—46.

———・村山 進, 1976 : 長野県北部荒倉山周辺の層序および地質構造. 地質学論集, no. 13, 159—173.