北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の

火成岩類の地質

石 沢 一 吉*

Geology of the igneous rocks in the Mt. Kashimayarigatake—
Mt. Eboshidake area, Hida Mountains, Central Japan

Kazuyoshi ISHIZAWA*

Abstract The Cretaceous to Paleogene igneous rocks in the Mt. Kashimayarigatake—Mt. Eboshidake area, the Hida Mountains, are described in terms of the mode of occurrence and petrography. From the mutual relationship among the igneous rock-masses, the igneous activity in this area can be divided into the five stages, as shown in Fig. 3.

The igneous rocks of the first stage are composed of rhyolitic pyroclastic rocks rich in phenocryst and of granitic rocks in small bodies. These rocks belong to the illmenite-series igneous rocks (ISHIHARA, 1977; HARAYAMA, 1979). The internal structure and the elongation of the masses are in an E-W or a NE-SW direction, oblique to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

The second stage is represented by the intrusion of the batholithic masses of granite discordant to the older rocks. The representatives is the Ariake Granite of $25 \times 8 \text{ km}^2$.

The third stage is characterized by intermediate to basic magmatism, which followed shearing and mylonitization. The Yamanokami Basic Intrusives consists of several plutonic complexes and dykes. The Jiigatake Volcanics, mainly composed of andesitic pyroclastic rocks and lavas, rest unconformably on the Ariake Granite. Their associated plutonic rock is the Kanazawa Granite of a sheet form.

After the erosion, volcanism of the fourth stage began with eastward tilting in the central part of the area. The Harinoki-Shirasawa Volcanics, composed of rhyolitic pyroclastic rocks and lavas, covered unconformably the Jiigatake Volcanics and the Kanazawa Granite. Thereafter, the Sarusuberi Granophyre was intruded into the volcanics.

In the final stage, the Shirasawatengu Rhyolite was erupted and covered unconformably the plutonic and volcanic rocks of the stages I to IV. It is mainly composed of rhyolitic welded tuffs with a glassy matrix. The igneous rocks of the second and still later stages belong to the magnetite-series igneous rocks and they show the structural trend of a N-S direction, parallel to the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

はじめに

北アルプス地域は西南日本内帯の東縁部にあたり、白亜紀—古第三紀の花崗岩類が広大に分布し、それら花崗

岩類と密接な関係をもつと考えられる火山岩類が脊稜部を中心に分布している(第1図)。

報告地域には、鉄に富んだ各種の苦鉄質鉱物を含む、白亜紀—古第三紀花崗岩類とアダメロ斑岩・石英斑岩などの貫入岩類が分布することが報告されていた(冨田, 1927; 笹倉, 1932; 柴田・原, 1955)。しかし、それらの火成岩類の分布・産状および岩石学的性質については詳

1981 年 7 月 3 日受理

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.

しく検討されていなかった。今回の調査の結果、これまでアダメロ斑岩・石英斑岩などの貫入岩類とされてきたものの大部分が、溶結構造をもつ火砕流堆積物であることが明らかとなり、さらに、花崗岩類と火山岩類が交互に繰り返し活動していることが明らかとなった。このような繰り返し行なわれた火山—深成作用の成因的關係を明らかにすることは、酸性火成岩類の成因を明らかにしてゆく上で重要であり、その意味で報告地域は注目すべき地域である。

近年、花崗岩類中に含まれる Fe—Ti 酸化鉱物に基づいて、花崗岩類がマグネタイト系とイルメナイト系に2大区分されることが提唱された (ISHIHARA, 1977)。また、同様な系列は火山岩類についても認められることが、原山 (1979) や今岡ほか (1980) により報告された。報告地域の火成岩類は、花崗岩類・酸性火山岩類ともに、イルメナイト系からマグネタイト系へと時代とともに変

化しており、両系火成岩類の成因的關係を明らかにする上でも、報告地域は重要な地域である。

筆者は、これらの点に着目しながら、報告地域の一連の火成岩類の成因的關係や形成機構などについて検討を行なっている。小論では、各火成岩類の分布と産状および岩石記載を中心に報告し、各岩体相互の關係から推定される火成活動史の概要をまとめる。なお、各火成岩類の成因的關係や岩石学的検討結果については、今後順次発表する予定である。

本稿をまとめるにあたり、信州大学の山田哲雄博士・京都大学の中山勇博士には、終始御指導・御助言を賜った。地質調査所の佐藤岱生氏および京都大学火成作用グループの諸氏には、現地・室内において御討論・御援助をいただいた。また、地質調査所の金谷弘氏・白波瀬輝夫氏には、帯磁率の測定に際してお世話になった。地質調査所の山田直利氏・岐阜大学の小井土由光氏・棚瀬充

第1図 北アルプス地域地質概略
 図 実線わく内は報告地域を示す。

第1表 従来の岩体区分との比較

	Ishizawa (this paper)	Sasakura (1932)	Hirabayashi (1951)	Shibata & Hara (1954, 1956)
V	Shirasawatengu Rhyolite			
IV	Sarusuberi Granophyre Harinoki - Shirasawa Volcanics			
III	Kanazawa Granite Jiigatake Volcanics Yamanokami Basic Intrusives		A-type Dyke Rocks -	
II	Nanakura Aplo Granite Ariake Granite Ookawazawa Granite Eboshidake Granite Kuzu Granite		Kanazawa-type Granite Kitakuzu-type Granite Sasadaira-type Granite	Takase-type Granites Nishina-type Subalkaline Rocks
I	Daigosawa Granite Akibasaki Porphyritic Granite Aokiite Kurosawa Rhyolite Kizaki Rhyolite	Kashimaite Aokiite Kizakiite	Kuzu-type Granite Schistose- cataclastic Granite	Shimonomoto- type Granites

史氏をはじめとする濃飛団研の諸氏には、有益な御助言・御討論をいただいた。京都大学の堤久雄・吉田金三両氏には、多くの薄片を作っていただいた。

野外調査にあたっては、環境庁中部山岳国立公園管理事務所島々支所・大町営林署・東京電力 K. K.・高瀬水力建設所・工藤実氏・宮田常次郎氏・中林秀人氏にお世話になった。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

地質概説

北アルプス地域には、古・中生層、米馬層、手取層、飛騨外縁帯変成岩類および種々の火成岩類が分布する(第1図)。柴田・原(1954)は、北アルプス地域の花崗岩類を古いものから順に、飛騨系型・下ノ本型・船津型・高瀬型および仁科型に分けたが、報告地域は高瀬型および仁科型の分布域にあたる。第1表に、今回の調査に基づく岩体区分と従来のそれとの比較を示した。

報告地域は、糸魚川—静岡構造線のすぐ西側に位置し、大部分を白亜紀—古第三紀の花崗岩類・火山岩類によって占められ、一部に中・古生層が分布する(第2図)。

火成岩類の基盤岩類としては、仁科山地から^{かみしろ}神城*まで山腹沿いに分布する木崎層(小林・田中, 1953)と称される中生層がある。本層は、頁岩を主体とし、しばしば酸性凝灰岩・礫岩をともなう。その一般走向は NE—SW で、北へ 60°—70° 傾いた同斜構造を示す。また、*Nilssonina cfr. orientalis*, *Sagenopteris* sp. などの植物化石を産することから、その時代はジュラ紀後期—白亜紀前

期とされている(KIMURA, 1958)。仁科山地や大合沢上流域では、花崗岩類による接触変成をうけ、堇青石—黒雲母ホルンフェルスや黒雲母ホルンフェルスに変わっている。

この他、^{おぐま}小熊山から西海ノロにかけて、頁岩・砂岩を主体に一部石灰岩・礫岩を挟む地層が分布し、美濃帯古・中生層の一部であろうとされているが(平林, 1965)、詳細は不明である。

報告地域の大部分を占める白亜紀—古第三紀の火成岩類は、各岩体相互の貫入関係、火山層序および構造時階などによって、5期の形成過程に区分される(第3図)。

また、報告地域の^{おぐま}小熊山西麓および鹿島国際スキー場付近には、新第三系と考えられる新期デイサイト類(大峰型石英安山岩類)が分布し、仁科山地脊稜部には 2—3 m におよぶローム層が分布している。

地質各論

ここでは、各ステージごとの火成岩類の分布・産状を中心に述べる。なお、各火成岩類の岩石記載・構成鉱物の特徴・帯磁率を第2表 a. b. および第6図に示した。

第I期火成岩類*

この時期の火成岩類は、比較的斑晶に富む流紋岩質火砕岩とそれにとりまじり浅所侵入型花崗岩類よりなる。

木崎流紋岩(再定義) 本岩は、富田(1927)によって本邦で初めて月長石の産出が報告された岩石で、笹倉(1932)によって「木崎岩」の名称が与えられた。その後、柴田・原(1956)・加納(1956)・平林(1965)などの研

* 小論の記載で用いる地名は、第4図にその位置を示した。

* 火山岩類の命名は全岩化学組成(石沢, 未公表)に基づく。

THE GEOLOGICAL MAP AND GEOLOGICAL SECTIONS OF THE MT. KASHIMAYARIGATAKE—
MT. EBOSHIDAKE AREA, JAPAN ALPS.

究においても、いずれも石英斑岩として扱われてきた。ところが、今回の検討の結果、本岩の主体が溶結構造を示す流紋岩質の火砕堆積物であることが明らかとなり、下記のように同岩を再定義する。すなわち、木崎流紋岩とは、木崎湖南西岸から仁科山地東麓を中心に佐野坂スキー場にかけて分布する流紋岩質の火砕岩類をいう。

本岩は、佐野坂スキー場付近において、木崎層にアバットし、大沢寺東方では、有明花崗岩に貫かれ著しい熱変成をうけている。また、本岩中には何本かの花崗斑岩—石英斑岩の岩脈が NE—SW ないし E—W 方向で貫入しており、それらもまた熱変成をうけている。

本岩の大部分は、熱変成による再結晶作用のため石英斑岩様のみかけを呈するが、小熊山東方や鹿島国際スキー場東方では、再結晶化の程度が低く、溶結構造や本質レンズの残存が認められる(第5図)。本岩の一般的な葉理構造は、ほぼ走向 E—W で 50°—60° 北傾斜を示す。また、本岩中には2層準の非溶結部が識別されることから、少なくとも3枚のフロー・ユニットに細分され

る可能性がある。

黒沢流紋岩(新称) 大町市平上手西方の沢の上流域と籠川支流黒沢左俣上流域に分布する。上手西方の沢では、N 10°E, 50°W の接触面をもって有明花崗岩に貫かれ(図版 I—1)、白沢天狗流紋岩に不整合に覆われる。黒沢左俣でも同様に有明花崗岩に貫かれるが、ここでは本岩は有明花崗岩とともに著しく破碎をうけ、角礫岩が発達する。さらに本岩は、次のような関係でより後期の火山岩類に覆われる。

- i) 破碎された本岩が、全く破碎を蒙っていない安山岩溶岩(爺ヶ岳火山岩類)に不整合に覆われる。
- ii) 破碎された本岩が、厚さ 1—2m の礫岩層に覆われ、さらにこれが流紋岩質火山礫凝灰岩*(針ノ木—白沢火山岩類)によって不整合に覆われる。

本岩は、熱変成による再結晶作用のため一見石英斑岩様の岩相を呈するが、本質レンズの残存しているのが認められることから、木崎流紋岩同様に火砕岩であると考えられる。

青木岩(笹倉, 1932) 青木村西方青木神社から中綱湖

第2図 北アルプス、鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳地域地質図および地質断面図

凡例 1: 先上部白亜系基盤岩類(古・中生層, 木崎層など), 2: 木崎流紋岩, 3: 黒沢流紋岩, 4: 青木岩, 5: 秋葉崎斑状花崗岩, 6: 大合沢花崗岩, 7: 葛花崗岩, 8: 烏帽子岳花崗岩, 9: 大川沢花崗岩, 10: 有明花崗岩, 11: 七倉優白質花崗岩, 12: 山ノ神塩基性貫入岩類, 13: 含礫流紋岩岩脈, 14・15: 爺ヶ岳火山岩類(14: 安山岩溶岩, 15: 安山岩質—デイサイト質火砕岩), 16: 金沢花崗岩, 17—19: 針ノ木—白沢火山岩類(17: 流紋岩溶岩, 18: 流紋岩質—流紋デイサイト質火山角礫岩—凝灰角礫岩, 19: 流紋岩質—流紋デイサイト質溶結凝灰岩), 20: 猿すべり文象斑岩, 21: 白沢天狗流紋岩, 22: 新期デイサイト類, 23: 第四系, 24: 断層. Mt. Ka: 鹿島槍ヶ岳, Mt. Ji: 爺ヶ岳, Mt. Shi: 白沢天狗山, Mt. I: 岩小屋沢岳, Mt. Ha: 針ノ木岳, Mt. Re: 蓮華岳, Mt. Ki: 北葛岳, Mt. E: 烏帽子岳, Mt. Kar: 唐沢岳。

* 火砕岩の分類・命名は Cook(1965)に従う。

第4図 報告地域の地名図

S.S.G.:佐野坂スキー場, K.I.S.G.:鹿島国際スキー場, H.S.:針ノ木雪渓, N.D.:七倉ダム, T.D.:高瀬ダム.

第5図 木崎流紋岩の顕微鏡写真

右方に本質レンズ (E. L.) が含まれる。Qz: 石英, Anc: アノソクレス。

北岸にかけて、小規模なストック状岩体として分布する。その西縁は N—S 系の断層によって木崎流紋岩と境される。南縁では明瞭な周縁相をもって木崎層を貫く。また 鹿島国際スキー場東方では、本岩の支脈が NE—SW 方向で木崎流紋岩中に貫入している。

本岩は、灰緑色—淡青緑色の脂肪光沢の強い複輝石・かんらん石・角閃石・黒雲母石英モンゾニ岩* である。主岩相は、粗粒で粒状もしくは弱い斑状組織を示すが、岩体周縁部ではより細粒となり斑状組織が発達する。また本岩は、有明花崗岩による熱変成を蒙っており、苦鉄質鉱物の一部は微細な黒雲母および青緑色角閃石の集合体によって置き換えられ、グラノブラスティックな組織を示すことが多い。

^{あきばさき} 秋葉崎斑状花崗岩 (新称) 青木湖西岸の秋葉崎から青木神社にかけて分布する。青木岩との間の直接の接触関

* 花崗岩質岩石の命名は、IUGS SUBCOMMISSION(1973)に基づく。

係はみいだされないので、本岩中には青木岩に酷似した捕獲岩塊がみられることから、本岩は青木岩より後に貫入したものと判断される。木崎層には、E—W, 30°—50°N の接触面をもって貫入する。

本岩は、最大 2 cm におよぶ斜長石・カリ長石の斑状結晶を含む、中粒—細粒の角閃石・黒雲母斑状花崗岩（一部花崗斑岩）で、岩相変化に富む。しばしば、鉄カンラン石・単斜輝石が含まれる。本岩も有明花崗岩による弱い熱変成をうけている。柴田・原(1955)のソーダ花崗斑岩に相当する。

大合沢花崗岩*(新称) 鹿島川支流大合沢右俣流域を中心に、シート状の岩体として分布する。木崎層には、NE—SW ないし E—W の緩傾斜の接触面をもって貫入する。また、有明花崗岩によって貫かれる。大合沢花崗岩とは、大合沢沿いの断層—鹿島—満願寺断層(小林, 1950)一で境される。

本岩は、中粒の角閃石・黒雲母花崗岩で、1—2 mm の自形角閃石を含み、カリ長石に富むことが特徴である。一般には、粒状もしくは弱い斑状組織を示すが、岩体東縁部では斑状組織が著しい。

また、本岩体中には、しばしば火砕岩起源の捕獲岩塊(数 m—100 m)が含まれる。これらの火砕岩捕獲岩の多くのものは、母岩の大合沢花崗岩による熱変成や混成作用(hybridism)のため細粒—中粒斑状の混成岩(hybrid rock)様の岩相を示す。しかし、熱変成や混成作用の程度の低いものでは、しばしば本質レンズの残存が認められ(図版 I—2)、また、堆積岩起源の岩片(1—10 cm)が識別される。

第 II 期火成岩類

本期の火成岩類は、有明花崗岩に代表される大規模なバソリス状花崗岩類によって特徴づけられる。

葛花崗岩(新称) 高瀬川葛温泉付近から高瀬ダムをへて東沢出合付近まで分布するが、南縁は燕岳西麓まで及ぶものと考えられる。葛温泉小白沢出合では N 80°W, 30°N の接触面をもって有明花崗岩の支脈に貫かれ(図版 I—4)、七倉沢上流・小白沢上流では N 70°W, 30°

—50°S の接触面で金沢花崗岩に貫かれる。

平林(1951)の葛型花崗岩・片状圧碎性花崗岩、柴田・原(1954)の下ノ本型花崗岩の一部に相当する。

本岩は、岩体東部では中—粗粒の含角閃石・黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩を主体とするが、岩体西部では東部に比べて有色鉱物にやや富む片状角閃石・黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩を主体とし、その岩相は変化に富む。

岩体東部の葛温泉から七倉にかけて分布するものは、粗粒、一部中粒で、一般に粒状組織を示す。本岩相は、クラックの発達した丸みを帯びた石英と灰色のカリ長石を含むこと、有色鉱物はクロットをなさず、黒雲母は自形でしばしば厚くパイリングすることなどを特徴とする。また、自形角閃石の配列によって示される葉状構造は、一般に N—S, 50°—70°E である。

いっぽう、岩体西部の七倉から高瀬ダムにかけての約 4 km の区間では、本岩中に顕著な片状構造* が発達し、しばしばマイロナイト** がともなわれる(第 7 図, 図版 I—3)。平林(1951)は、この区間の西側東西 1.5 km の範囲を特に高瀬川圧碎帯と命名している。この地域では、葛花崗岩中にみられる片状構造の方向はともなわれるマイロナイトのそれと平行(NE—SW, 80°W)であり、また、片状構造の強い花崗岩と比較的塊状の花崗岩とが数 10 cm 幅で繰り返すこともある。いっぽう、鉱物組成の上では、有色鉱物(特に角閃石)の量が岩体東部に比べて多いものの、全体としては有意の差はみられない。さらに、鏡下ではいろいろの程度にマイロニティックで、片状構造の強さは破碎の強さに比例している。これらのことから、平林(1965)が指摘しているように、本岩体西部地域にみられる片状構造はマグマの流動によるものではなく、後生的な変形運動によるものと判断される。

なお、本岩体西部地域には、上記のマイロナイト形成時と前後して進入したと考えられる種々の塩基性貫入岩類がみられるが、これらについては後述する。

烏帽子岳花崗岩(新称) 船窪岳から烏帽子岳にかけて分布する中粒—粗粒の角閃石・黒雲母花崗岩ないし黒雲母花崗岩である。東縁は高瀬川沿いにはしる断層(黒部—高瀬断層)によって葛花崗岩と境される。

本岩は一般に粒状組織を示し、等粒状の石英と桃色のカリ長石を含むことで特徴づけられる。有色鉱物は、単

* 笹倉(1932)は、大合沢中流域において比較的アルカリ長石に富む中粒角閃石・黒雲母花崗岩を発見し、これを石英閃長岩(鹿島岩)として報告している。その後、柴田・原(1955)は鹿島岩中にバークレイカイト・鉄かんらん石・アノソクレーズが含まれることを報告している。しかし、筆者の調査では、大合沢流域において石英閃長岩は発見できなかった。ただ、笹倉の地質図に示された分布・産状から考えると、筆者が大合沢花崗岩としたものが鹿島岩に相当する可能性がある。しかし、本岩中には鹿島岩を特徴づけるとされている上記の鉱物はみられない。また本岩の全岩化学組成(石沢, 未公表)についても、比較的アルカリに富むものの、特殊な亜アルカリ岩であるとは考えられない。

* 小論では、BALC(1937)の platy flow structure に相当するマグマの塑性流動による初生的な構造と考えられるものを葉状構造、固結後の 2 次的な変形によると考えられる面構造を片状構造として、それぞれ便宜上区別して用いる。

** SPRY(1969)の動力変成岩の分類に基づく、ultramylonite-protonylonite に相当する。

	Unit Name	Rock Type	Phenocryst (volume, grain size, etc)	Matrix	Essential Lens	Lithic Fragment
Stage V	Shirasawa - tengu Rhyolite	Rhy. Wd-Non Wd. tf.	Pl>Ol, Cpx, Opx, Mg, Il, Qz, Bi, Ho. 10 - 20% medium-fine grained Cpx: CAZ=50° 2Vz=55° Opx: 2Vx=67° Ol: 2Vz=122°	glassy 48-60%	large 13-36%	Gr, Granoph, Rhy, wd-tf, And, etc. 3-18%
Stage IV	Harinoki - Shirasawa Volcanics	Rhy-Rda. Wd. tf.	Pl>Qz>Cpx>Opx>Ho, Bi, (ol), Mg. 10 - 25% fine-medium grained Cpx: CAZ=40° 2Vz=52° Opx: 2Vx=61° Ol: 2Vz=120°	crypto-crystalline 40-60%	small 10-35%	Gr, Rhy, And, tf, And, etc. 2-35%
		Rhyolite - Rhyodacite volcanic breccia - tuff breccia				
		Rhy. lava	Pl>Qz, Mf (altered), Mg. 5-15% medium-fine grained	crypto-crystalline 85-95%		
Stage III	Jiigatake Volcanics	And. (Da.) Wd. tf.	Pl>Cpx, Opx>Ho, Bi, Mg. 15-22% fine-medium grained Cpx: CAZ=47° 2Vz=57° Opx: 2Vx=60°	crypto-crystalline to granoblastic 50-80%	small 5-20%	And, Gr, etc. 5-20%
Stage I	Kurosawa Rhyolite	Rhy. Pyroc.	Qz>Pl>Kf>Bi>Ho>Il 55-60% medium grained Ho: CAZ=26° 2Vx=59° X=pale yellow Y=dark green Z=bluish green	granoblastic 40-45%	rare	rare pelitic hornfels
	Kizaki Rhyolite	Rhy. Wd. tf.	Kf>Qz>Pl>Bi>Ho>Il 17-60% medium-fine grained Ho: CAZ=17° 2Vx=50° X=pale brown Y=bluish brown Z=dark brown	granoblastic 40-65%	large 0-15%	rare pelitic hornfels

		Aokiite	Akibasaki Porph. Gr.
Quartz		Common	Common
K-feld.		2Vx=48°	2Vx=50°
Plagio.	Rim	An:14-18%	An:15-20%
	Core	An:22-30%	An:28-35%
Biot.	X	Pale Brown	Pale Yellow
	Y	Dark Brown	Brown
Hornblende	X	Pale Brown	Yellowish Green
	Y	Greenish Brown	Greenish Brown
	Z	Greenish Dark Brown	Dark Brown
	CAZ	16°	18°
Accessory Minerals		Ilmenite Allanite Apatite Zircon etc.	Ilmenite Apatite Zircon Sphene etc.
Others		Ol: 2Vz=124° Opx: 2Vx=75° Cpx	Ol: 2Vz=116° Cpx (relict in Pl.)

独結晶として存在する場合とクロットをなす場合とがある。特に角閃石が多く含まれるものでは、角閃石と黒雲母がクロットをなすことが多く、それらの定向配列による弱い葉状構造 (NNE—SSW, 40°—60°E) がみられる。黒雲母は一般に自形であるが、パイリングはみられないことにより葛花崗岩とは識別される。

大川沢花崗岩 (新称) 鹿島川支流矢沢左岸から大冷沢とおつめた大冷沢の流域にかけて分布する。大合沢上流では、N 10°W, 30°N の接触面をもって木崎層を貫き、鹿島一満願寺断層によって有明花崗岩・大合沢花崗岩と境される。大冷沢上流では、N 20°E, 50°S の接触面で金沢花崗岩に貫かれる。

中粒黒雲母花崗岩から粗粒斑状角閃石・黒雲母花崗岩まで漸移的に変化する。特に岩体周縁部では前者の岩相を示すことが多い。大冷沢から大川沢にかけて分布する本岩には、ときに 2 cm 以上におよぶ斑状カリ長石が含まれ、有色鉱物の配列による葉状構造が発達する。ま

た、大川沢荒沢出合付近では、多量の細粒石英閃緑岩質の包有岩がみられる。それらは径 3—50 cm で、楕円形のものも多く、しばしば母岩の葉状構造に平行に配列する。大川沢林道の営林署小屋より 100 m 程上流側では、中粒トーナル岩の捕獲岩体 (250 m × 120 m) が取り込まれる。

鹿島川西岸沿いから大合沢沿いに分布する本岩は、著しい剪断破壊を受けており、一部は角礫岩化したものもみられる。

有明花崗岩 (新称) 鹿島川支流大合沢から仁科山地西麓・白沢天狗山東麓をへて高瀬入・渋沢付近にまで広く分布し、その南縁は常念岳東麓にまでおよぶ (平林, 1965; ASAKAWA & YAMADA, 1980)。北アルプス地域を構成する新期バソリス状花崗岩類の中で最大の分布面積 (8 × 25 km²) を持つもののひとつである。平林 (1951) の笹平型・北葛型花崗岩に相当する。

本岩は、高瀬川金沢出合および北葛沢で金沢花崗岩に

Daigosawa Gr.	Kuzu Gr.	Eboshidake Gr.	Ookawazawa Gr.	Ariake Gr.	Yamanokami Basic. Intr. (Yamanokami Gr.)	Kanazawa Gr.	Sausuberi Granoph.
Common	Abundant	Abundant	Abundant	Abundant	Absent - Small Amount	Common	Small Amount
2Vx=49°	2Vx=75°	2Vx=56°	2Vx=57°	2Vx=53°	Absent	2Vx=54°	Absent
An:10-14%	An:25-30%	An:20-30%	An:20-28%	An:15-24%	An:30-45%	An:14-20%	An:15-24%
An:20-28%	An:25-45%	An:28-40%	An:26-42%	An:28-46%	An:56-74%	An:27-60%	An:35-60%
Yellow	Yellowish Brown	Pale Greenish Brown	Pale Yellow	Yellowish Brown	Pale Brown	Pale Yellow	Yellow
Dark Greenish Brown	Dark Brown	Greenish Brown	Reddish Brown	Dark Greenish Brown	Dark Brown	Reddish Brown	Dark Greenish Brown
Yellowish Green	Pale Yellow	Yellowish Green	Yellowish Green	Yellowish Green	Pale Yellow	Pale Yellow	Yellowish Green
Dark Green	Greenish Brown	Bluish Green	Dark Greenish Brown	Green	Brown	Dark Greenish Brown	Dark Bluish Green
Bluish Green	Dark Greenish Brown	Brownish Green	Greenish Brown	Dark Green	Dark Brown	Bluish Green	Bluish Green
13.5°	26°	25°	25.5°	24°	27°	22°	24°
46°	65°	63°	61°	65°	78.5°	60°	59°
Apatite Zircon Sphene Ilmenite etc.	Magnetite Allanite Zircon Ilmenite etc.	Magnetite Allanite Apatite Zircon etc.	Sphene Allanite Zircon Apatite (Magnetite) etc.	Apatite (Magnetite) Zircon etc.	Magnetite Apatite etc.	Apatite Magnetite Allanite etc.	Magnetite Apatite Zircon etc.
					Ol. Cpx. (relict in Ho&Pl)		Cpx:CaZ=53° 2Vx=55°

第2表 a 火山岩類の特徴(左), b 花崗岩の特徴(上)

凡例 Rhy: 流紋岩, Rda: 流紋デイサイト, And: 安山岩, Da: デイサイト, Wd. tf.: 溶結凝灰岩, Pyroc.: 火砕岩(溶結構造が確認されていないもの), Pl: 斜長石, Ol: かんらん石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Mg: マグネタイト, Il: イルメナイト, Qz: 石英, Bi: 黒雲母, Ho: 角閃石, Kf: カリ長石(アルカリ長石も含む), Gr: 花崗岩, Granoph: 文象斑岩.

貫かれる。金沢付近では、本岩は金沢花崗岩の貫入に先行する著しい剪断破壊をうけており、その後貫入したアプライト脈とともに金沢花崗岩による熱変成をうけ、ざくろ石や緑色黒雲母の微細集合体を生じている。また籠川流域では、本岩中に剪断破碎帯(固結破碎帯)が発達し、爺ヶ岳火山岩類・針ノ木—白沢火山岩類・白沢天狗流紋岩によって不整合に覆われる。

本岩は、粗粒の黒雲母花崗岩—角閃石・黒雲母花崗岩(Bタイプ)と細—中粒の優白質黒雲母花崗岩(Aタイプ)よりなり、それぞれ以下のような特徴をもつ。

Bタイプ: 本岩の主岩相をなすもので、粒状もしくは弱い斑状組織を示す。本岩相は、1—2 cm の紡錘型の石英プールを含むこと、黒雲母は半自形で 0.5—1 cm のクロットをなし、ときに自形角閃石をとまなうこと、比較的斜長石に富み、しばしば 2 cm におよぶ斑状桃色カリ長石を含むことなどが特徴である。

Aタイプ: 等粒状組織を示す。丸みを帯びた石英を含

み、黒雲母は自形であること、比較的アルカリ長石に富むことなどが特徴である。ときに、アプライト質花崗岩をへて黒雲母花崗斑岩に移化する場合もある。また本岩相中には、晶洞やミクロリティックキャビティが発達する。

両タイプは、漸移する場合や不明瞭な境界をもって接する場合、AタイプがBタイプ中に貫入する場合とがあることから、両岩相の違いは同一岩体内での固結時期の差異によるものと判断される。また、Aタイプの分布が岩体高所に卓越することや、本岩体のルーフをなす黒沢流紋岩をAタイプが貫いていることなどから、Aタイプは、有明花崗岩を生じたマグマ溜り上部の残液濃集部に相当する可能性がある。

なお、高瀬入および大谷原地域の本岩から、それぞれ 51 m. y., 41 m. y. の黒雲母 K—Ar 年令が得られている(河野・植田, 1966)。

七倉優白質花崗岩(新称) 本岩は、高瀬川支流七倉沢

第6図 各ステージごとの火成岩類の帯磁率 N 測定個数。

第7図 高瀬川唐沢付近の露頭スケッチ
片状花崗岩(I)からプロトマイロナイト(II・III)をへてウルトラマイロナイト(IV)へと、圧砕の程度が強まっていく様子が観察される。

下流域に葛花崗岩を貫く小岩体として分布する細粒の優白質黒雲母花崗岩である。

本岩は、等粒状組織を示し、黒雲母は半自形(一部自形)で平均的に散在し、石英・カリ長石に富み、斜長石に

乏しいことが特徴である。なお、中ノ沢では、本岩と酷似した岩脈が有明花崗岩を貫いている。

第III期火成岩類

本期の火成活動は、マイロナイト化作用を含む剪断破壊に引き続いて行なわれた中・塩基性火成活動によって特徴づけられる。

山ノ神塩基性貫入岩類(新称) 葛花崗岩体西部の七倉から高瀬ダムにかけて、種々の塩基性貫入岩類が分布している。

それらの岩体の貫入様式には、壁岩(葛花崗岩)の構造と関連した幾つかの共通点がみられる。すなわち、いずれの岩体も葛花崗岩の片状構造の方向にほぼ調和的に貫入し、岩体周縁部では葛花崗岩の圧砕岩類を多量に捕獲するが、本岩自身も弱いマイロネティックな組織を示す点である。また、岩体周縁部に捕獲されている圧砕岩類は、ウルトラマイロナイトから片状花崗岩までみられ、それらの圧砕の程度はさまざまである。このことから、本岩類貫入以前に葛花崗岩のマイロナイト化作用が行なわれていたことは明らかである。さらに、本岩類自身も

弱いマイロニティックな組織を示すことから、本岩類貫入時にも引き続いてマイロナイト化作用が行なわれていたものと考えられる。以上のことから、七倉から高瀬ダムにかけての地域に分布する塩基性貫入岩類は、葛花崗岩のマイロナイト化作用に引き続いて（一部は時を同じくして）貫入したものと考えられるので、一括して山ノ神塩基性貫入岩類の呼称を与える。

これらの貫入岩類は、深成複合岩体と小岩脈とに大別される。深成複合岩体の主なものは、七倉の山ノ神（山ノ神岩体）・唐沢出合付近（唐沢岩体）・不動沢東岸（不動沢岩体）に分布する。いずれも小規模なストック状岩体で、斑れい岩類・中粒石英閃緑岩類・細粒石英閃緑岩類よりなる。これらのうち、斑れい岩類としたものは斑れい岩・石英斑れい岩よりなり、中粒石英閃緑岩類としたものには中粒閃緑岩・中粒石英閃緑岩が、細粒石英閃緑岩類としたものには細粒石英閃緑岩・細粒トータル岩・細粒片状黒雲母花崗岩および斑状安山岩などの諸岩型が含まれる。

小岩脈として産するものは、斑状安山岩・細粒石英閃

緑岩および細粒トータル岩などである。

なお、山ノ神塩基性貫入岩類の各岩体相互の関係とマイロナイト化作用の関係を第8図に示した。

爺ヶ岳火山岩類（新称） 爺ヶ岳^{たね}種池^{つめた}東方—鹿島槍ヶ岳冷池^{つめた}付近と、赤沢岳—蓮華岳北東麓にかけて分布する。有明花崗岩を不整合に覆い金沢花崗岩に貫かれる。

本岩類は、安山岩溶岩および安山岩質（一部デイサイト質）火砕岩よりなり、少量の凝灰質砂岩・泥岩などの碎屑岩をとともなう。安山岩溶岩は、複輝石安山岩、角閃石・単斜輝石安山岩、角閃石安山岩よりなり、しばしば自破砕構造がみられる。火砕岩は、安山岩質（一部デイサイト質）の溶結凝灰岩を主体とし、その他非溶結の火山礫凝灰岩・層状凝灰岩などが少量含まれる。

本岩類は、籠川支流黒沢で有明花崗岩を不整合に覆う。ここでは、有明花崗岩は著しい剪断破壊をうけているが、本岩類には剪断破壊は認められない。このことから、本岩類形成以前に剪断破壊運動があったものと考えられる。一方、扇沢では金沢花崗岩によって N 35°E, 50°S の接触面で貫かれ、著しい熱変成をうけている（図版 I—5）。

爺ヶ岳付近—蓮華岳北麓に分布する溶結凝灰岩の葉理面の一般的方向は、N—S, 60°E—90°で、また、爺ヶ岳南峰の碎屑岩層の級化層理から判断して、東側上位の同斜構造をなすものと考えられる。一方、黒沢流域では、安山岩溶岩に挟まれる安山岩質凝灰岩の薄層の層理面は、N 10°W, 30°—40°W である。

〈高瀬川金沢付近にみられる含礫流紋岩岩脈〉 高瀬川金沢付近には、有明花崗岩を貫く含礫流紋岩岩脈が分布する。本岩は、葛花崗岩・鳥帽子岳花崗岩・有明花崗岩・山ノ神塩基性貫入岩類などの数 cm—数 m 大の多量の円礫と、球類構造の発達した流紋岩質の基質よりなる（図版 I—6）。岩脈東縁部では金沢花崗岩に貫かれ、著しい熱変成を蒙っている。このことから、本岩は、山ノ神塩基性貫入岩類が浸食・削剝された後で、金沢花崗岩の進入の以前に形成されたことになる。したがって、時代的には爺ヶ岳火山岩類と対比される可能性があるが、両者は地理的に離れて分布しており、野外で立証することはできない。しかし、本岩の存在は、籠川流域—鹿島川流域で爺ヶ岳火山岩類が活動している時期と前後して、高瀬川流域でも小規模な火山活動が行なわれたことを示すものと考えられる。

金沢花崗岩（再定義） 鹿島槍ヶ岳付近と、扇沢流域付近および北葛沢中流域から高瀬川金沢付近にかけて分布する。爺ヶ岳火山岩類を貫き、針ノ木白沢火山岩類に不

第8図 ステージIIからステージIVの間の構造運動と火成活動の関係

1: AがBに貫入する, 2: CがDに貫入するか、またはDからCへ漸移する, 3: EがFを不斜合に覆うか岩片として取り込む。Gb.: 斑れい岩類, M. Qd.: 中粒石英閃緑岩類, F. Qd.: 細粒石英閃緑岩類, Pl. Rhy.: 斜長流紋岩。

第9図 山ノ神塩基性貫入岩類(唐沢岩体)を貫く金沢花崗岩の支脈—高瀬川唐沢出合対岸の露头スケッチ

K. G. : 金沢花崗岩, F. Q. D. : 細粒石英閃緑岩,
M. Q. D. : 中粒石英閃緑岩, MY : マイロナイト,
KUG : 片状角閃石・黒雲母花崗岩(葛花崗岩)。

整合に覆われる中粒—細粒の花崗岩である。本岩は、烏帽子岳花崗岩を除く第Ⅱ期火成岩類を貫き、高瀬川唐沢対岸では、山ノ神塩基性貫入岩類(唐沢岩体)を貫く岩脈として産する(第9図)。

本岩は、中粒—細粒斑状の角閃石・黒雲母花崗閃緑岩—黒雲母花崗岩で、しばしば3—5mmの石英・カリ長石の斑晶を含み、黒雲母は自形であること、暗色包有物に富むことなどが特徴である。高瀬川流域に分布する本岩は、一般に角閃石・黒雲母花崗閃緑岩であり、含まれる暗色包有物は2—10cmのことが多い。いっぽう、岩体高所の鹿島槍ヶ岳や岩小屋沢付近に分布するものは、細粒の斑状組織の発達した黒雲母花崗岩で、多量の大型の暗色包有物(0.5—2m)が含まれ、母岩中に晶洞やミクロリティックキャビティーが発達している。

なお、高瀬川七倉ダム付近のボーリング調査から、地下150m付近に本岩の分布が確認されており^{*}、七倉から高瀬ダムにかけて分布する葛花崗岩や山ノ神塩基性貫

入岩類が弱い再結晶作用を受けているのは、本岩による熱変成の影響と考えられる。

第Ⅳ期火成岩類

本期の火成岩類は、爺ヶ岳火山岩類・金沢花崗岩を不整合に覆う針ノ木—白沢火山岩類と、それを貫く猿すべり文象斑岩よりなる。

針ノ木—白沢火山岩類(新称) 鹿島川支流小冷沢・矢沢をへて籠川白沢流域および蓮華岳北東麓に分布し、一部は高瀬川七倉上流域にもみられる。

本岩類は、爺ヶ岳火山岩類と金沢花崗岩を不整合に覆い、猿すべり文象斑岩に貫かれ、白沢天狗流紋岩に不整合に覆われる火山岩類である。本岩類は、主として流紋岩溶岩と流紋岩質—流紋デイサイト質火砕岩類よりなり、少量の碎屑岩をとまなう。火砕岩類は、非溶結の火山角礫岩—凝灰角礫岩と溶結凝灰岩よりなる。これらのうち、溶結凝灰岩は、本岩類中最も広い分布面積をもち、下位の火山礫凝灰岩と上位の軽石質凝灰岩に分けられる。両者の境界は一般に不明瞭であることが多い。

本岩類は、籠川黒沢で有明花崗岩と黒沢流紋岩および爺ヶ岳火山岩類を不整合に覆い、その基底部には、これらの岩石類よりなる礫岩層が発達している(図版Ⅰ—7)。また、七倉沢上流では、葛花崗岩と金沢花崗岩を不整合に覆い、それらを岩片として取り込んでいる。

いっぽう、白沢下流域および籠川をはさんでその対岸に分布する火山角礫岩—凝灰角礫岩は、爺ヶ岳火山岩類の巨大な岩塊(数10cm—数10m)を多量に含んでおり、その他、各種花崗岩類、碎屑岩、流紋岩などの多種にわたる異質・類質岩片が含まれる。これらの岩塊・岩片は著しく淘汰が悪く、巨礫では、割れ目に沿って基質を構成する流紋岩質凝灰岩が脈状に入り込んでいることが多い(第10図)。こうした岩相はこの地域に限ってのみみられ、白沢中流域では、火山礫凝灰岩に移化していく様子が観察される。これらのことから、白沢下流域は、本岩類の噴出口に近い所であろうと考えられる。

なお、本岩類の溶結凝灰岩の葉理構造は、籠川以北に分布するものでは、一般にN—S、40°—60°Wであり、蓮華岳北東麓に分布するものでは、一般にN 60°—80°W、30°—50°NEである。これらの構造は、爺ヶ岳火山岩類のそれと著しく非調和的である。

猿すべり文象斑岩(新称) 高瀬川七倉の通称「猿すべり」の急崖をなす斑状の貫入岩類で、山ノ神塩基性貫入岩類(山ノ神岩体)および葛花崗岩を貫くストック状岩体として分布する。また、本岩と岩相が酷似した岩石が、鹿島川支流小冷沢—矢沢にかけて針ノ木—白沢火山岩類

^{*} 大町山岳博物館展示資料による。

第 10 図 籠川白沢出合対岸の露頭スケッチ

爺ヶ岳火山岩類の岩塊(Ja)を含む火山角礫岩(針ノ木—白沢火山岩類, H. S. V.). 各岩塊の割れ目に沿って, 基質を構成する流紋岩質凝灰岩が脈状に入り込んでいる。

を貫くシート状岩体として(図版 I—8), 針ノ木雪渓では爺ヶ岳火山岩類を貫くストック状岩体として分布し, これらはいずれも猿すべり文象斑岩相当の貫入岩と考えられる。以上の岩体の他にも, 白沢流域や高瀬川唐沢付近に小岩脈として分布する。本岩は, 白沢天狗流紋岩中に岩片として取り込まれる。

本岩は, 優白質文象斑岩を主体とし, それに貫かれる斜長流紋岩をとまう。優白質文象斑岩は, 斑晶として斜長石・黒雲母・角閃石と石英を含み, 時おり緑色角閃石の反応縁をもつ単斜輝石が含まれる。石基は, 顕著な微文象組織を示すが, その粒度は岩体中心部に向うにつれて高くなる傾向が認められる。

平林(1951)の A 型岩脈, 柴田・原(1955)の アダメロ 斑岩に相当する。

第 V 期火成岩類

白沢天狗流紋岩(新称) 白沢天狗山を中心に, 鹿島川支流小冷沢中流域にかけて分布する。白沢東岸で針ノ木—白沢火山岩類を不整合に覆い, また猿すべり文象斑岩・黒沢流紋岩・有明花崗岩・大川沢花崗岩などを岩片として取り込んでいる。

本岩は, 黒色—赤褐色の流紋岩質の溶結凝灰岩(ガラス質凝灰岩)よりなり, 最下部に非溶結部(層厚 5m±)をとまう。また本岩は, 鉄かんらん石・鉄普通輝石・鉄しそ輝石などの鉄に富んだ苦鉄質鉱物を含むことが特徴である。白沢天狗山付近では, 柱状節理の発達が顕著である。

溶結凝灰岩の葉理構造は, 一般に N 20°—30°E, 20°—30°NW である。

地 質 構 造

報告地域の白亜紀—古第三紀の火成岩類の構造は, 大きく 2 つに分けられる。一つは, 第 I 期の火成岩類にみられる E—W ないし NE—SW 方向の構造で, 他の一

つは, 第 II 期以降の火成岩類に顕著にみられる N—S 方向の構造である。

第 I 期の浅所侵入型の岩体の伸長方向は, いずれも E—W ないし NE—SW 方向である。また, 木崎流紋岩の葉理構造の方向も E—W である。一方, これらの第 I 期火成岩類を貫く第 II 期の有明花崗岩は, N—S の伸長方向を示す。これらのことから, 第 I 期火成岩類形成時—第 II 期火成岩類進入以前に, E—W ないし NE—SW 方向の構造が形成されたものと考えられる。

他方, 第 II 期以降の火成岩類には明瞭な N—S 方向(糸魚川—静岡構造線方向)の構造が卓越している。特に第 II 期の花崗岩類は, ほぼ N—S の方向性をもって帯状に配列しており, これは第 1 図に示された北アルプス地域の白亜紀—古第三紀花崗岩類の分布の伸びと調和的である。

また, 第 II 期の各花崗岩体の葉状構造は, いずれも岩体周縁部に向って傾斜するドーム状構造を示す。とくに, 有明花崗岩についてはそれが顕著に認められる。

葛花崗岩体西部に発達する圧砕帯(NE—SW 方向)は, 北葛沢中流域で金沢花崗岩によっていったん切られるが, その北東方向への延長は, 籠川黒沢周辺に発達する黒沢流紋岩と有明花崗岩中の剪断破砕帯にあたる。

黒沢で黒沢流紋岩・有明花崗岩の破碎岩類を不整合に覆う爺ヶ岳火山岩類(未破碎)は, N 10°W, 30°—40°W の構造をもつが, 爺ヶ岳付近—蓮華岳北麓に分布する本岩類は, N—S, 60°—90°E の同斜構造を示す。この爺ヶ岳火山岩類を貫く金沢花崗岩は, 蓮華岳北東尾根以南では NW—SE, 50°—60°SW のシート状の進入形態を示すが, 北東尾根以北に露出する本岩体は NE—SW, 60°E の方向をもった進入形態を示す(第 2 図参照)。これらのことから, 蓮華岳北東尾根以北の籠川地域において, 東側への傾動が行なわれたことが推定される。一方, 金沢花崗岩を不整合に覆う針ノ木—白沢火山岩類には, この傾動による変形はみられず, 本岩類噴出以前にこの運動が行なわれたものと考えられる。

まとめと考察

火成活動史の概要

報告地域の白亜紀—古第三紀火成岩類の形成史は, 次のようにまとめられる。

第 I 期火成活動: 木崎流紋岩・黒沢流紋岩の噴出と青木岩・秋葉崎斑状花崗岩・大合沢花崗岩の貫入。

この時間には, 比較的斑晶に富む流紋岩質火山岩類が噴出し, 引き続いて浅所侵入型花崗岩類が貫入した。各岩体の内部構造や伸長方向は, E—W ないし NE—SW

で、糸魚川—静岡構造線の方向とは非調和的である。

本期の火成岩類はいずれも Fe—Ti 酸化鉱物としてイルメナイトだけしか含まず、また、大部分のものが $X=50 \times 10^{-6}$ emu/g 以下の低い帯磁率を示す(第2表 a, b, 参照)。ISHIHARA (1979) は、 $X=50 \times 10^{-6}$ emu/g を境にイルメナイト系・マグネタイト系花崗岩類が2分されることを指摘した。したがって、本期の火成岩類は、イルメナイト系火成岩類に属する。

また、木崎流紋岩・黒沢流紋岩は、主に比較的斑晶に富む溶結凝灰岩よりなるが、第Ⅲ期以降の火山岩類は、溶結凝灰岩とともに非溶結火砕岩および溶岩を含み、また斑晶に乏しいという点で異なっている。

本期の火成岩類は、いずれも古第三紀初期の有明花崗岩に貫かれるか、またはそれによる熱変成を蒙っていることから、本期の火成活動は白亜紀末期と推定される。

第Ⅱ期火成活動：バソリス状花崗岩類のあいつぐ進入。

葛花崗岩・烏帽子岳花崗岩・大川沢花崗岩・有明花崗岩などのバソリス状花崗岩類が既存の構造を切ってあいついで進入した。この深成作用の最盛期は、岩体の規模から考えて、有明花崗岩の進入時期であったと考えられる。また、本期以降の火成岩類には、明瞭な N—S 方向の構造が卓越することから、本期以降の火成活動は、N—S 方向の構造規制の中で行なわれたものと推定される。さらに、本期以降の火成岩類は、Fe—Ti 酸化鉱物としてマグネタイトを含み、また大半のものが $X=50 \times 10^{-6}$ emu/g 以上の帯磁率を示し、マグネタイト系火成岩類に属す。したがって、第Ⅰ期から第Ⅱ期にかけて、イルメナイト系からマグネタイト系火成岩類に変化したと言える。

なお、本期の火成活動は、有明花崗岩の K—Ar 年令が 51 m. y. を示すことから、古第三紀初期に行なわれたものと推定される。

第Ⅲ期火成活動：マイロナイト化作用を含む剪断破壊に引き続く山ノ神塩基性貫入岩類の進入と爺ヶ岳火山岩類の噴出、そして金沢花崗岩の進入。

高瀬川流域と籠川流域において、マイロナイト化作用を含む剪断破壊が行なわれた。また、高瀬川流域では、マイロナイト化作用に引き続いて(一部は時を同じくして)山ノ神塩基性貫入岩類が進入した。籠川流域の剪断破碎帯の東側には黒沢流紋岩(第Ⅰ期火成岩類)が分布し、これを覆うより後期の火山岩類はみられない。一方、この剪断破碎帯西側では、破碎された黒沢流紋岩を爺ヶ岳火山岩類(第Ⅲ期火成岩類)が不整合に覆っている。このことから、剪断破碎は、西側地域の相対的な陥

没をとともなう垂直方向の運動であったと考えられる。

この陥没盆地を埋めて、安山岩質溶岩・火砕岩を主体とする爺ヶ岳火山岩類が噴出・堆積した。本岩類中にはしばしば凝灰質砂岩・泥岩などの碎屑岩がともなわれ、また碎屑岩と接する安山岩溶岩中にしばしば自破碎構造が認められることから、一部には滞水域が発達していたものと推定される。

爺ヶ岳火山岩類の噴出・堆積後、金沢花崗岩が進入した。

第Ⅳ期火成活動：針ノ木—白沢火山岩類の噴出と猿すべり文象斑岩の貫入。

籠川流域において、既存の岩石類を東側へ傾かせる傾動が行なわれた。これに引き続いて、針ノ木—白沢火山岩類が噴出した。その噴出口の一つは、現在の白沢下流域付近にあった可能性が強い。本岩類の堆積後、猿すべり文象斑岩が貫入した。

第Ⅴ期火成活動：白沢天狗流紋岩の噴出。

針ノ木—白沢火山岩類を不整合に覆い、猿すべり文象斑岩を岩片として取り込んで、主に溶結凝灰岩よりなる白沢天狗流紋岩が形成された。

なお、第Ⅲ期以降の火成岩類のうち、第Ⅲ期・第Ⅳ期火成岩類については、有明花崗岩との関係や、小熊山西麓において針ノ木—白沢火山岩類の一部が大峰型石英安山岩(新第三系)に覆われることなどから、古第三紀に形成されたものと考えられる。

一方、白沢天狗流紋岩については、これを覆うより新期の岩石類は確認されていないが、本岩の礫が大町市東方の山上に山砂利として分布している(小林・平林, 1955; 北安曇郡誌改訂編纂会, 1956)ことから、第四紀以前に本岩は形成されていたものと考えられる。この場合、報告地域東方に分布する大峰型石英安山岩類に対比される可能性も考えられるが、白沢天狗流紋岩を特徴づける鉄かんらん石・鉄普通輝石・鉄しそ輝石などの鉄に富んだ苦鉄質鉱物は、大峰型石英安山岩類からは報告されておらず、両者は岩石学的性質において異なっている。

なお、予察的に行なわれた含有ジルコンの群色の検討では、針ノ木—白沢火山岩類中のものと白沢天狗流紋岩中のものとも比較的類似した赤味を帯びた桃色を示す。このことから、小論では白沢天狗流紋岩も古第三紀火山岩類に含めて報告した。

周辺地域との対比

報告地域以外にも、北アルプス地域およびその周辺地域には、白亜紀—古第三紀火成岩類の分布が知られている。ここでは、主に火山岩類を中心にして本地域との対

比を試みる。

ASAKAWA & YAMADA (1980) は、常念岳東麓において、粗粒黒雲母花崗岩(筆者の有明花崗岩に相当)による熱変成をうけ、そのルーフとして産する流紋岩質火砕岩を報告している。同様な火砕岩類は、野口五郎岳や唐松岳付近にも分布が知られており(山田ほか, 1974; CHIHARA *et al.*, 1979 など)、花崗岩類の熱変成による再結晶をうけているため従来石英斑岩とされていたが、本来は、報告地域の木崎流紋岩や黒沢流紋岩相当の火砕岩であった可能性が高い。現在、これらの火砕岩類の分布は、北アルプス脊稜部に限られているが、北部フォッサ・マグナの新第三系礫岩層中にはこれらと類似した火砕岩類が礫として多量に含まれていることから(平林, 1966; 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976)、この期の火砕岩類は、かつては北アルプス地域に広く分布していたものと推定される。

原山(1975)によると、北アルプスの笠ヶ岳—穂高岳地域には、飛騨外縁帯の結晶片岩、船津花崗岩や手取層などを覆う笠ヶ岳流紋岩類とこれを貫く優白質花崗岩、さらにそれらを不整合に覆う穂高安山岩類とこれを貫く澁谷花崗閃緑岩が分布する。このうち、優白質花崗岩は、筆者の第Ⅱ期火成岩類に相当する可能性がある。したがって、優白質花崗岩に貫かれる笠ヶ岳流紋岩類は木崎流紋岩・黒沢流紋岩に、穂高安山岩類は笠ヶ岳火山岩類に、澁谷花崗閃緑岩は金沢花崗岩にそれぞれ対比されるものと考えられる。

一方、北アルプス北部には、古第三紀の火山岩類の分布が数ヶ所で知られている。その1つである太美山層群は、下部の安山岩類(親不知層)とこれを軽微な不整合で覆う流紋岩類(笹川層)とからなる(吉村・足立, 1976)。また、黒雲母の K—Ar 年令から 59 m. y. の値が得られている。石坂流紋岩類は、石井(1973, 1976)・斉藤ほか(1972)などの研究があり、黒雲母の K—Ar 年令から 58 m. y. の値が得られている(斉藤ほか, 前出)。

岩相の特徴からみると、報告地域で古第三紀のものと推定される笠ヶ岳火山岩類は太美山層群下部の安山岩類に、針ノ木—白沢火山岩類は同層群上部の流紋岩類や石坂流紋岩類に対比される可能性がある。しかし、笠ヶ岳火山岩類によって不整合に覆われる有明花崗岩は、51 m. y.・41 m. y. (黒雲母 K—Ar 年令)という太美山層群や石坂流紋岩よりも若い年令を示しており、この値に基づく限りは、上記の対比は困難である。また、笠ヶ岳火山岩類と針ノ木—白沢火山岩類との間には、金沢花崗岩の進入・隆起・削剝というかなりの時間間隙があ

り、太美山層群下位の安山岩類と上位の流紋岩類との間の軽微な不整合で示される時間間隙とは、大きな隔りがある。

白沢天狗流紋岩は、その形成時期がかなり新しくなると予想されるが、その分布は報告地域に限られており、直接絶対年令を決める以外に他地域の岩石類との対比は困難であろう。

イルメナイト系—マグネタイト系火成岩類の時代的变化

報告地域に分布する火成岩類のうち、第Ⅰ期の火成岩類はイルメナイト系火成岩類であるのに対し、第Ⅱ期以降は大半がマグネタイト系火成岩類であるという違いがみられる。こうした限られた地域内において、イルメナイト系火成岩類とマグネタイト系火成岩類が時代を異にして活動している例は、笠ヶ岳—穂高岳地域においても、原山(1978)によって報告されている。

一方、第Ⅰ期火成岩類は E—W ないし NE—SW 方向の構造を示すのに対し、第Ⅱ期以降の火成岩類は明瞭な N—S 方向の構造を示す。こうした構造方向の違いは、第Ⅰ期火成岩類と第Ⅱ期以降の火成岩類の形成時に作用した構造規制方向(応力場)の変化を推定させるものである。しかも、こうした構造方向の変化に並行して、第Ⅰ期のイルメナイト系火成岩類から第Ⅱ期以降のマグネタイト系火成岩類へと変化がみられる。

このうち、第Ⅰ期火成岩類にみられる E—W ないし NE—SW 方向の構造は、大局的には、報告地域周辺に分布する飛騨外縁帯結晶片岩類、古・中生層、船津花崗岩類、中生層などの一般走向や褶曲軸の方向と調和的であるとみられる。このことから、報告地域で言えば、木崎層の構造を形成した運動(構造規制)が、引き続き第Ⅰ期火成岩類形成当時にも存在していたことが推定される。

一方、第Ⅱ期以降の火成岩類に卓越する N—S 方向の構造は、糸魚川—静岡構造線の方角と調和的であり、両者の間に構造上の関連が予想される。現在の知識では、糸魚川—静岡構造線の運動が明瞭となるのは新第三紀以降とされているが、第Ⅱ期火成岩類や北アルプス地域の白亜紀—古第三紀花崗岩の分布の伸びが明瞭な N—S 方向を示していることから、遅くとも古第三紀初頭には、糸魚川—静岡構造線発生に関連した先駆的な運動が始まっていたものと推定される。

以上のことは、糸魚川—静岡構造線発生にかかわる問題であり、また、イルメナイト系・マグネタイト系両火成岩類の成因に構造規制が働いているかどうかの問題でもあるので、今後の検討が必要である。

文 献

- ASAKAWA, Y. and YAMADA, T., 1980 : Alkaline rocks from the northeast of Mt. Jōnen-dake, Japan Alps, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **75**, 281—299.
- BALK, R., 1937 : Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer., Mem.* **5**, 1—155.
- CHIHARA, K., KOMATSU, M., UEMURA, T., HASEGAWA, Y., SHIRAIISHI, S., YOSHIMURA, T. and NAKAMIZU, M., 1979 : Geology and tectonics of the Ōmi-Renge and Joetsu Tectonic Belts (5) : Geology and tectonics of the Ōmi-Renge tectonic belt. *Sci. Rept. Niigata Univ. Ser. E, Geol. Mineral.*, **5**, 1—16.
- COOK, E. F., 1965 : Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada. *Bull. Mines. Rept.*, **11**, 61.
- 原山 智, 1975 : 北アルプス, 笠ヶ岳, 穂高岳地域の白亜紀火山岩類. 日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, 202.
- , 1978 : 北アルプス, 笠ヶ岳, 穂高岳周辺の白亜紀火山岩及び深成岩類—特に造岩鉱物の特徴について. 日本地質学会第 85 年学術大会講演要旨, 279.
- , 1979 : 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, **56**, 23—29.
- 平林輝夫, 1951 : 高瀬川溪谷の地質. 信濃, **3**, 705—714.
- , 1965 : 松本盆地西側の花崗岩の節理系と断層系. 地質雑, **71**, 18—31.
- , 1966 : 松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究. 同上, **72**, 191—203.
- 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.
- 今岡照喜・中島和夫・村上允英, 1980 : 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩中の Fe-Ti 酸化鉱物—とくにイルメナイト中の Mn 含有量について—. *MAGMA*, **48**, 1—8.
- ISHIHARA, S., 1977 : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293—305.
- , 1979 : Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 509—523.
- 石井久夫, 1973 : 姫川流域の糸静線と石坂流紋岩類, 総研「東西日本の境界領域に関する地質学的研究」連絡誌, **1**, 21—25.
- , 1976 : 長野県. 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川—静岡構造線. 大阪市立自然史博物館誌, no. 30, 49—60.
- IUGS SUBCOMMISSION, 1973 : Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, *Geotimes*, **18**, 26—30.
- 加納 博, 1956 : 石英斑岩(木崎岩)中の灰曹長石にみられる過渡的光学性について. 地質雑, **62**, 327—331.
- KIMURA, T., 1958 : Mesozoic plants from the Kizaki district, Nagano Prefecture, Japan. 藤本教授還暦記念論文集, 135—138.
- 北安曇郡誌改訂編纂会, 1956 : 北安曇郡誌, 第 1 巻, 第 1 編地形地質, 25—247.
- 河野義礼・植田良夫, 1966 : 本邦火成岩の K-A dating (V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, **56**, 191—211.
- 小林国夫, 1950 : 常念岳東方の断層地形に関する一考察, 地理学評論, **24**, 377—381.
- ・田中邦夫, 1953 : 長野県の中生代層. 長野県の地学 II. 長野県地学会編, 159—169.
- ・平林照雄, 1955 : 松本盆地周辺のいわゆる山砂利について. 地質雑, **61**, 30—47.
- 齊藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史郎, 1972 : 糸魚川—静岡構造線に沿う姫川中流域の地質概報. 岩井淳一教授記念論文集, 403—410.
- 笹倉正夫, 1932 : 信濃仁科山脈産含月長石石英斑岩と同族深成岩との関係. 火山 1 集, **1**, 60—73.
- 柴田秀賢・原喜久男, 1954 : 北アルプスの花崗岩類(予報). 地質雑, **60**, 436—444.
- ・———, 1955 : 日本北アルプスの仁科型珪アルカリ火成岩類. 東京教育大学地質研究報告, **4**, 33—46.
- SPRY, A., 1969 : Metamorphic texture, 1—350, Paragon.
- 富田 達, 1927 : 信濃木崎湖西南畔に産するアルカリ岩に就て(摘要). 地質雑, **34**, 257.
- 山田直利・坂本 享・野沢 保・遠田朝子, 1974 : 50 万分の 1 地質図「金沢」(第 2 版), 地質調査所.
- 吉村尚久・足立久男, 1976 : 新潟県に発達する太美山層群, 新潟大学地質研究報告, no. 4(西田彰一教授退官記念論文集), 131—136.

図版説明

1. 黒沢流紋岩(K. R.)を貫く有明花崗岩(A. G.) 大町市平上手^{わで}西方の沢上流の露頭.
2. 大合沢花崗岩体中にみられる火砕岩起源の捕獲岩 中央の白い帯はアプライト脈. E. L.: 本質レンズ. 本質レンズ以外の部分は, 3—5 mm の長石・石英の斑状変晶を含む再結晶基質. 鹿島川支流大合沢右俣上流の露頭.
3. 葛花崗岩体西部地域にみられるマイロナイト 高瀬川支流唐沢付近の露頭.
4. 葛花崗岩を貫く有明花崗岩(B タイプ)の支脈 高瀬川支流小白沢出合の露頭.
5. 爺ヶ岳火山岩類(J. V.)を貫く金沢花崗岩(K. G.) 籠川支流扇沢出合の露頭.
6. 高瀬川金沢発電所対岸の含礫流紋岩岩脈
7. 針ノ木一白沢火山岩類(H. S. V.)の下位に発達する礫岩層(C. G. L.) 籠川支流黒沢左俣上流の露頭.
8. 針ノ木一白沢火山岩類(H. S. V.)を貫く猿すべり文象斑岩(S. G.) 鹿島川支流小冷沢上流の露頭.