

福井県大野市, 前期中新世荒島岳コールドロンの地質と岩石****

Geology and petrology of the Early Miocene Arashimadake cauldron in Ono City, Fukui Prefecture, central Japan****

Abstract

富岡伸芳*† 石渡 明*
 棚瀬充史** 清水 智*††
 加々美寛雄***Nobuyoshi Tomioka*†, Akira Ishiwatari*,
 Atsushi Tanase**, Satoshi Shimizu*††
 and Hiroo Kagami***1999年4月7日受付.
 1999年12月21日受理.* 金沢大学理学部地球学教室
 Department of Earth Sciences, Faculty of
 Science, Kanazawa University, Kakuma,
 Kanazawa 920-1192, Japan† 現在の所属:株式会社ダイヤコンサルタント
 Present Address: Dia Consultants Co. Ltd.,
 Kamisugi 3-4-48, Aoba-ku, Sendai 980-0011,
 Japan** 住鉦コンサルタント株式会社
 Sumiko Consultants Co. Ltd., Shinjuku TK
 Bldg., Kabukicho 2-16-9, Shinjuku-ku, Tokyo
 160-0021, Japan†† 現在の所属:ハットリ株式会社
 Present Address: Hattori Co. Ltd., Hiraki
 1310-9, Yashiro Town, Kato County, Hyogo
 673-1402, Japan*** 岡山大学固体地球研究センター
 現在の所属:新潟大学大学院自然科学研究科
 Institute for Study of the Earth's Interior,
 Okayama University at Misasa, Tottori, 682-
 0122
 Present Address: Graduate School of Science
 and Technology, Niigata University, Ikarashi
 2-8050, Niigata 950-2181, Japan

The Arashimadake cauldron is a concentrically zoned volcano-plutonic complex (7.5×5 km in size) located in the southeastern margin of the Tertiary Green Tuff region along the Japan Sea coast. The cauldron is composed of a central pluton (quartz monzodiorite), surrounding andesitic and basaltic volcanic rocks, and outer ring dikes (two-pyroxene porphyrite), and is inset in the basement rocks such as Mesozoic sedimentary rocks, Mesozoic granite and Paleozoic gneiss. The volcanic rocks are composed of alternating pyroclastic rocks and lavas intercalated with minor elastic sedimentary rocks, and dip toward the rim of the cauldron. Dikes of plagioclase porphyrite and dolerite are abundant in the basement rocks surrounding the cauldron, in which those dikes are rare. The dike swarm may be feeders of the stratovolcano, which existed prior to the cauldron subsidence.

K-Ar whole rock ages and geologic relationship indicate following history. The feeder dikes and stratovolcano formed around 20 Ma. Its central part subsided along a circular fracture, along which the ring dikes intruded. Resurgent dome uplift may have taken place in the subsided volcanic block in relation to the subsequent intrusion of the central pluton at about 18 Ma. The resurgent doming is characteristic of the Valles-type cauldrons, although this cauldron is smaller and lacks dacitic or rhyolitic welded tuff, which marks the collapse.

The volcano-plutonic rocks mostly belong to the medium- and high-K calc-alkaline series. Their initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (SrI) range from 0.705 to 0.707, which are higher and more variable than that of the Tertiary tholeiitic basalt in the Japan Sea and Noto Peninsula (≤ 0.704). The correlation between SrI and Sr content suggests mixing of the alkali basaltic and tholeiitic magmas of mantle origin as well as assimilation of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, low-SiO₂ crustal material such as pelitic gneiss.

Key words: Green Tuff region, volcano-plutonic complex, K-Ar age, Sr isotope ratio

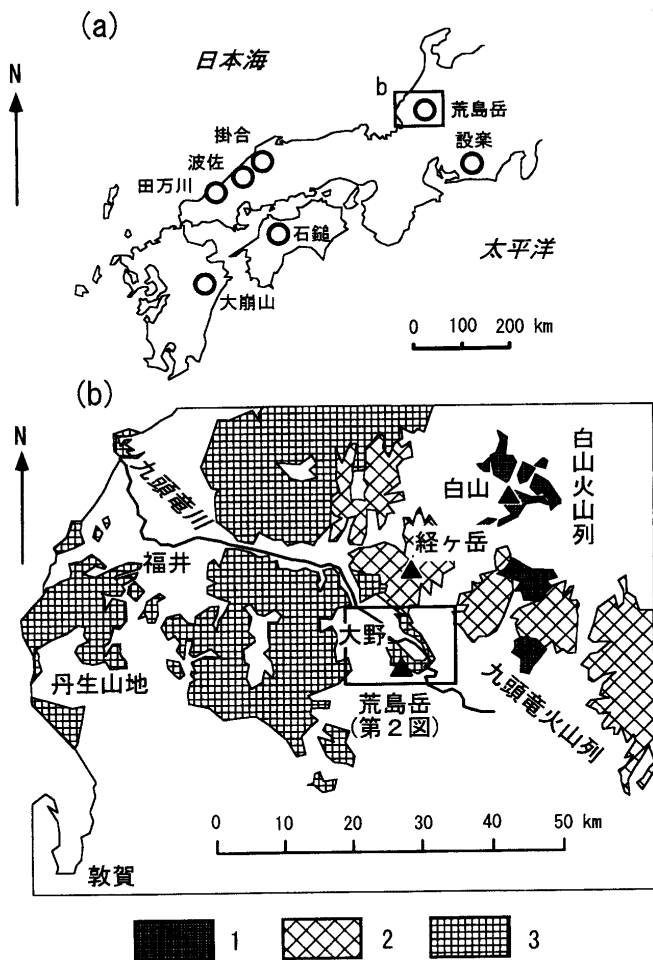
序 論

西南日本には、第三紀漸新世～中新世の大規模なカルデラ火山の地下構造と考えられる、基盤岩中に陥没した火山・深成複合岩体(コールドロン)が多数露出している。太平洋側では設楽(径13×11 km;古儀, 1983;高田, 1987;Takada, 1988), 石鎚(8×7 km;堀越, 1960;Yoshida, 1984), 大崩山(33×23 km;Takahashi, 1986)などが代表的であり、山陰地方には掛合(11×11 km;沢田, 1978;Sawada, 1984), 波佐(6×4 km;村上ほか, 1982), 田万川(15×8 km;村上,

1973)などが知られている(第1図a)。後者はいわゆるグリーンタフ地域に属するが、同様にグリーンタフが広く分布する北陸地域では、これまでコールドロンは知られていなかった。

九頭竜川上流、大野市東部の荒島岳(1,524 m)(第1図b)とその周辺の火山岩類について、河合ほか(1957)はその北方の経ヶ岳などの火山岩類とともに第三紀のものとしたが、塚野(1969)は荒島岳を第四紀火山とし、徳久(1979)は「安山岩のコニーテ型火山で...この爆発により東麓を流れる九頭竜川を東に押しやり、今日の九頭竜峡をつくる」と記している。小野ほか(1981)は荒島岳を「日本の火山」に含めていないが、山田ほか(1974)と加藤・杉山(1985)は経ヶ岳

**** 本論文の内容の一部は日本火山学会学術講演会(富岡ほか, 1987)および日本地質学会第97年学術大会(富岡ほか, 1990)で発表した。



第1図. (a) 西南日本における主な漸新～中新世コールドロンの分布 (本文序論参照). (b) 調査地域の位置 (山田ほか, 1974 を一部修正). 1: 0.6 Ma 以後に活動した火山 (白山火山列). 2: 約 5-1 Ma に活動した火山 (九頭竜火山列). 3: 中新世火山岩類. 鮮新世以後の火山の分布と年代は清水ほか (1988) に基づく.

など九頭竜火山列の諸火山とともに鮮新世～前期更新世の火山としている. このように, 荒島岳に露出する火山岩の噴出年代については, 統一見解が得られていなかった.

一方, 河合ほか (1957) により基盤岩の一部とされた荒島岳北麓の勝原付近の閃緑岩体 (勝原深成岩体) については, Ishihara and Terashima (1977) と Shibata and Ishihara (1979) により, 全岩化学組成が白亜紀花崗岩類と比べて Fe, Mg, K に富み, Al, Na, P に乏しいことが指摘され, さらに, Ishihara et al. (1988) は, 勝原深成岩体の石英モンゾ閃緑岩について, 中新世の K-Ar 黒雲母年代 (18.3 ± 0.5 Ma) と K-Ar 角閃石年代 (20.9 ± 3.0 Ma) を報告した.

著者らは, 荒島岳火山岩類, 勝原深成岩体およびその周辺の詳細な地質調査を行い, それらが円筒状の陥没構造を持つ径 7.5×5 km の火山・深成複合岩体をなし, Smith and Bailey (1968) の定義による「コールドロン」であることを明らかにした. 小論ではこれを荒島岳コールドロンと呼び, その地質と火山・深成岩類の岩石学的・地球化学的特徴および K-Ar 年代と Sr 同位体比について報告し, 日本の他のコー

ルドロンや関連する火山・深成岩類と比較検討する.

地質概説

1. 基盤岩類

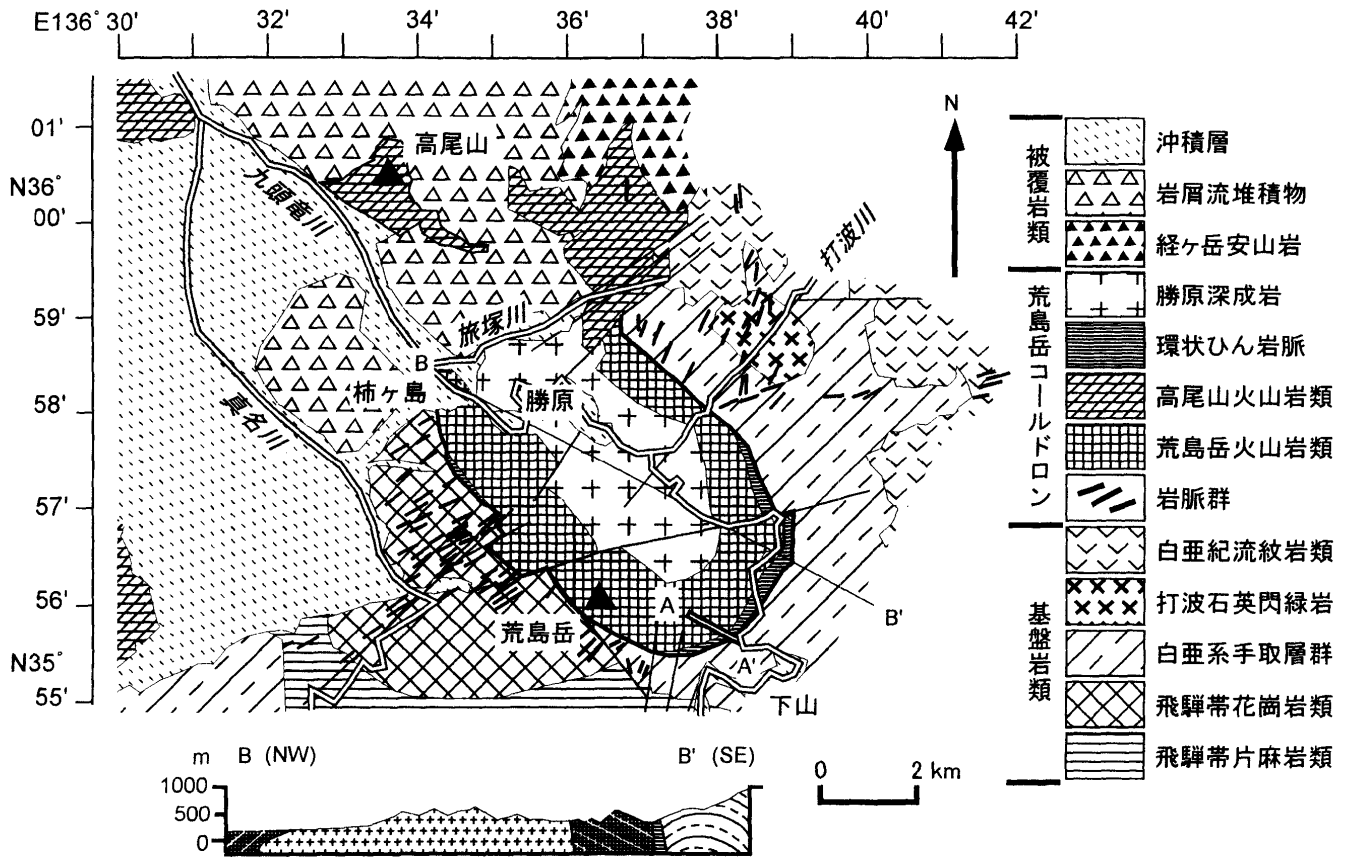
荒島岳コールドロンの南西縁は飛驒帯を構成するジュラ紀前期の船津花崗岩類と断層で接する (第2図). 著しく破碎された淡桃色の粗粒黒雲母花崗岩からなり, 一部に球状石英閃緑岩を含む (河合ほか, 1957). その南方には古生代の飛驒片麻岩類が広く分布し, 北方の打波川河床にも片麻岩の小露頭がある. 主として花崗片麻岩, 結晶質石灰岩および角閃岩からなり, 泥質片麻岩も含む. 荒島岳コールドロンの東縁～北縁は, 礫岩・砂岩・頁岩とそれらの互層よりなるジュラ～白亜系手取層群と断層で接する. これらの基盤岩類は, 南北～東北東-西南西方向の多数の岩脈に貫かれ, 特に荒島岳コールドロンの近傍で岩脈の密度が高い (第2図). 手取層群の礫には飛驒帯または宇奈月帯起源と考えられる変成岩が含まれる (Tsumimori, 1995).

荒島岳コールドロンの北方には白亜紀の打波深成岩体と面谷流紋岩が分布する. 前者は打波川流域に露出する 2×1.3 km の小規模岩体で, 完晶質斑状の黒雲母角閃石石英閃緑岩よりなる. この岩体は手取層群中に貫入し, 荒島岳コールドロン周辺の岩脈群にしばしば貫かれる. 河合ほか (1957) は勝原深成岩体と連続する同時期の岩体としたが, 勝原深成岩体より岩脈の密度が高く, 後述する K-Ar 年代値からも, 勝原深成岩体より古い時代の深成岩体である. 面谷流紋岩類は「濃飛流紋岩類」の一部で, 荒島岳コールドロンの北東方に広く分布し, 手取層群を被覆する. 径数 mm の石英斑晶を特徴的に含む塊状流紋岩溶岩や溶結凝灰岩よりなる.

2. 中新統

北陸の中新統は一括して北陸層群と呼ばれ, その下部はいわゆるグリーンタフ火山岩類によって占められる. 福井県内のグリーンタフは丹生山地を模式地として糸生累層と呼ばれ, 玄武岩・安山岩溶岩, 火砕岩, 岩脈を主とする下部から安山岩主体の中部, そしてデイサイト質溶結凝灰岩主体の上部へと変化し (三浦, 1979), この変化は石川・富山両県にも共通する.

荒島岳コールドロンは福井県のグリーンタフ地域の南東縁に位置し (第1図 b), 中心部の勝原深成岩体, それを取り巻いて北西に伸びた楕円形に分布する荒島岳火山岩類, 更にその外側を取り巻く環状岩脈よりなる径 7.5×5 km の環状火山・深成複合岩体であり, 周囲の飛驒帯の中・古生界基盤岩中に貫入する岩脈群を伴う (第2図). 荒島岳火山岩類は玄武岩や玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩を主とする地層であり, 糸生累層下部に類似する. 荒島岳コールドロンの北側から西側にかけては, 火山岩類が環状構造の外側に大きく張り出して分布している. この部分の火山岩類は荒島岳火山岩類より全体としてやや SiO_2 に富み, 角閃石斑晶が目立つ点で異なるので, この部分を高尾山火山岩類と呼んで区別する. 荒島岳火山岩類との境界ははっきりしないが, 便宜的に勝原北方の旅塚川に沿う断層を境とした. どちらの火山岩類も, 少量の碎屑性堆積岩層を挟む.



第2図. 荒島岳コールドロンとその周辺の地質図および地質断面図. A-A'の断面は第3図に示す. 被覆岩類は第四系. 岩屑流堆積物は九頭竜火山列の経ヶ岳火山起源. 荒島岳コールドロンは前期中新世(20-18 Ma)の火山・深成岩類よりなる. 岩脈群としたものには, 若干の後期岩脈が含まれる. 白亜紀流紋岩は濃飛(面谷)流紋岩.

3. 被覆層

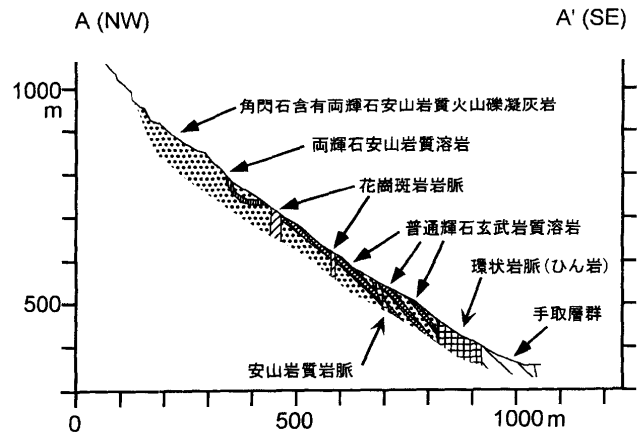
本地域の北西部には, 九頭竜火山列の経ヶ岳火山の噴出物(主に安山岩溶岩)とその岩屑流堆積物が広く分布し(岩崎, 1980), 高尾山北東の六呂師付近では岩屑流堆積物からなる平坦な地形が認められ, 岩屑流の末端部では流れ山地形が認められる. 清水ほか(1988)はこの火山の9つの試料から0.87~1.38 MaのK-Ar年代を報告した. 彼らによると, 九頭竜火山列の他の火山も1.0~3.5 Maの年代を示すものが多く, 最古のものでも5.1 Maである.

荒島岳コールドロン構成岩類は九頭竜川の段丘堆積物によって不整合に覆われるが, その南の支流の真名川沿いでは, 北東-南西走向の垂直な断層が段丘堆積物を切っているのが確認される. 打波川沿いの鳩ヶ湯-小池断層も活断層と考えられている(森本・松田, 1961). 荒島岳コールドロンの環状構造には, コールドロン形成後の断層運動による数100 mの横ずれ変移が見られる(第2図).

荒島岳コールドロン構成岩類の地質と岩石

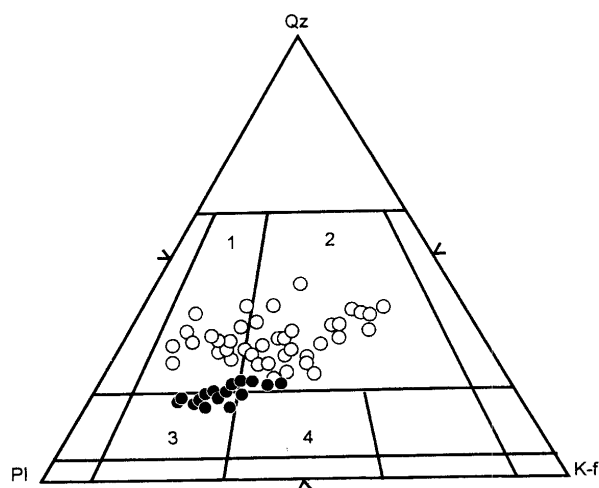
1. 荒島岳火山岩類

荒島岳の主稜線から東麓の九頭竜川を経て勝原北方の山稜まで, 勝原深成岩体を取り巻いて明瞭な環状分布を示し, 主に玄武岩・安山岩溶岩と同質火砕岩の互層よりなる. これらの火山岩類の大部分は陸上噴出と考えられるが, コールドロ



第3図. 荒島岳東麓の沢(第2図A-A')に沿う地質断面図. 沢の入り口で環状岩脈に貫かれる荒島岳火山岩類は, コールドロンの外側(下流側)に向かって最大約50度傾斜する.

ン北西部の勝原西方柿ヶ島付近の九頭竜川河床(第2図B地点)では, 水域への流出を示す枕状溶岩およびハイアロクラスタイトが認められる. これらは, 凝灰岩, 凝灰質砂岩, 泥岩からなる互層を整合的に被覆し, 凝灰岩層に覆われている. これらの堆積岩類はコールドロンの外側(西または北)へ向かって約30度傾斜する. また, 荒島岳東麓の急傾斜の沢



第4図. 荒島岳コールドロン中央深成岩体(勝原岩体)のモード組成(●). 大崩山コールドロンの中央深成岩体(Takahashi, 1986)(○)と比較して示した. Qz: 石英. Pl: 斜長石. K-f: アルカリ長石. 1: 花崗閃緑岩. 2: 花崗岩. 3: 石英モンゾ閃緑岩. 4: 石英モンゾニ岩.

(第2図のA-A')では, 板状節理の発達した厚さ5~10mの少なくとも3枚の普通輝石玄武岩溶岩と, それらに挟まれる厚さ50cm以下のよく成層した角閃石含有両輝石安山岩質火山礫凝灰岩がみられ, これらの溶岩と凝灰岩の境界面, 溶岩の板状節理面および凝灰岩の層理面はコールドロンの外側(東方)へ向かって約50度傾斜する(第3図). なお, 勝原深成岩体と接する凝灰岩層は接触変成作用を受け, 変成鉱物として黒雲母が生じている.

荒島岳火山岩類の玄武岩・安山岩溶岩は暗緑色~黒色塊状であり, 火砕岩の礫はほとんど本質・類質火山岩よりなっていて基盤岩の礫はほとんどない. ただし, 多くの凝灰角礫岩は, 荒島岳コールドロン周辺の岩脈群に特徴的な斜長石ひん岩の礫を含む. 玄武岩はかんらん石(仮像)と普通輝石および斜長石の斑晶を含み, 安山岩は斜長石, 普通輝石, 斜方輝石(仮像)の斑晶と, 一部に磁鉄鉱斑晶を含む. 石基はインターサータル~インターグラニュラー組織を示し, 構成鉱物としては, 斜長石, 普通輝石, 斜方輝石(仮像), 石英(±), 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ジルコン, くさび石, 燐灰石を含む.

2. 高尾山火山岩類

高尾山付近の本岩類は陸域で堆積した溶岩および火砕岩からなるが, 勝原北方には水域に堆積した層理の発達した凝灰岩, 凝灰質砂岩, シルト岩の互層が分布する. また, これらの堆積物と指交する火砕岩中には, 堆積岩の礫が多数含まれ, 軽石凝灰岩の礫も少量含まれる. 高尾山火山岩類は全体的に東へ50~70度傾斜する. 本岩類は若干のドレライト岩脈に貫かれるが, 岩脈の頻度は非常に少ない.

本岩類は緑灰色を呈する変質した両輝石安山岩~角閃石両輝石安山岩溶岩・火砕岩を主とする. 斑晶として斜長石, 普通輝石, 斜方輝石(仮像), 角閃石を含む. 石基はインターサータル~インターグラニュラー組織を示し, 構成鉱物は斜長石, 普通輝石, 斜方輝石(仮像), 角閃石(±), 石英, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ジルコン, くさび石, 燐灰石である. 全

体に色が淡く, 角閃石を多く含む点で荒島岳火山岩類と異なる. ただし, かんらん石(仮像), 普通輝石, 斜長石の斑晶を含む玄武岩(第1表のTKO1)も若干存在する.

3. 勝原深成岩体

本岩体は河合ほか(1957)の石英閃緑岩類の一部に相当する. 本岩体は勝原付近の九頭竜川沿いに広く露出し, 北西-南東に伸びた6×3kmの岩体である. 本岩体は荒島岳火山岩類および高尾山火山岩類の一部に貫入し, その貫入面は岩体北西部で外側(西)へ30度傾斜し, 南東部ではほとんど垂直である(第2図B-B').

本岩体のモード組成は石英モンゾ閃緑岩, 花崗閃緑岩, 花崗岩の領域にまたがるが, 他のコールドロンの中央深成岩体に比べて石英が格段に少ない(第4図). 鏡下では完晶質斑状組織を呈し, 自形~半自形の斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石(一部残存), 角閃石, 黒雲母の結晶の間を, 他形の石英, 正長石が埋める. 副成分鉱物は磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ジルコン, くさび石, 燐灰石からなる. 変質鉱物として, ほぼ岩体全体に緑簾石, 緑泥石, 方解石が認められる. 普通輝石は一部ウラル石化している. また, 石英と正長石の微文象組織が岩体全域で見られる.

本岩体中の特に周縁部には暗色包有物が多数認められる. これらは大部分径10cm以下であるが, 径30cmを越えるものも少数認められる. 鏡下では, 完晶質斑状の両輝石閃緑岩と細粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の2種類がある. また, 勝原付近では, 完晶質斑状組織の優黒質な細粒角閃岩の捕獲岩が認められる(第1表のXEN1). 本捕獲岩中の苦鉄質斑晶はすべて褐色角閃石であり, 石基は完晶質細粒のオフィチック組織に類似した組織を呈し, 斜長石, 角閃石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱からなる. この捕獲岩は後述するように本コールドロンで最もSr同位体初生比が高い.

4. 環状岩脈

環状岩脈は, 主として荒島岳火山岩類と基盤岩類との境界に沿って断続的に分布する. 完晶質斑状の両輝石ひん岩を主とする. コールドロンの周囲に発達する岩脈群に比べて石基が粗粒である. 斑晶として普通輝石, 紫蘇輝石, 斜長石を含み, 石基には斜長石, 普通輝石, 角閃石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ジルコン, くさび石, 燐灰石を含む.

本岩と基盤岩類の貫入境界は, 東部の下山西方ではコールドロンの外側(東)へ80度傾斜する. 本岩脈中には細粒の暗色包有物が多数認められる. また, 下山付近の本岩脈中には径80cm以下の多数の片麻岩, 砂岩, 頁岩や, 径20cm以下の少数の安山岩捕獲岩が含まれる.

荒島岳東麓の沢では, 荒島岳火山岩類中に, 環状構造の外側へ傾斜する小規模な安山岩岩脈があり(第3図), 環状岩脈から派生したものと考えられる. この岩石は濃緑色を呈し, 変質が著しい. また, これとは別に, 環状構造に沿ってほぼ鉛直に荒島岳火山岩類を貫く優白質の小規模な花崗斑岩岩脈も数本存在する(第3図). これらは, 後述するように, 本コールドロンで最もSiO₂に富む岩石である. 鏡下では, 完晶質斑状組織を示し, 自形~半自形の斜長石と角閃石の斑晶の間を, 他形の石英, 正長石, 二次鉱物が埋める.

第1表. K-Ar年代測定試料の採取位置と岩石種およびK-Ar年代測定結果. 8*と9*はIshihara et al. (1988)による. 経緯度は第2図参照. 各標本の岩石名と岩石記載は付録に記す. $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167\times 10^{-4}$, $\lambda=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_e=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977).

No. 試料名	試料採取位置		地質ユニット	年代値(Ma)	測定物質K ₂ O (wt.%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\times 10^{-8}$ ccSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$ $^{40}\text{Ar}_{\text{total}}$ (%)
	緯度	経度					
1 UCPK1	N35° 58' 41"	E136° 38' 20"	打波深成岩体	106.5±5.2	全岩 2.74±0.14	1166.0±7.0	5.9
2 NED2	N35° 58' 35"	E136° 38' 10"	北部岩脈群	21.5±1.1	全岩 1.03±0.05	86.3±0.9	37.1
3 ARVK1	N35° 56' 05"	E136° 36' 13"	荒島岳火山岩類	17.8±0.9	全岩 1.52±0.08	105.5±0.8	20.1
4 ARVK2	N35° 55' 52"	E136° 36' 15"	荒島岳火山岩類	20.4±1.4	全岩 0.34±0.02	27.1±1.2	68.4
5 EWD1	N35° 56' 37"	E136° 34' 22"	南西部岩脈群	18.0±0.9	全岩 1.66±0.08	116.8±0.8	20.5
6 KDP4	N35° 58' 54"	E136° 35' 46"	勝原深成岩体	17.8±0.9	全岩 2.51±0.13	174.3±1.4	27.9
7 KDP16	N35° 57' 40"	E136° 37' 33"	勝原深成岩体	17.7±0.9	全岩 2.45±0.12	169.2±1.4	25.8
8* 71HD03	N35° 57' 39"	E136° 35' 27"	勝原深成岩体	18.1±0.7	黒雲母 8.09	486	43.5
				18.4±0.7	黒雲母 8.09	484	23.6
9* 71HD10	N35° 57' 42"	E136° 37' 26"	勝原深成岩体	20.9±3.0	角閃石 0.409	27.7	85.8

5. 荒島岳コールドロン周辺の岩脈群

荒島岳コールドロンの周囲, 特に南西側と北側の基盤岩類中には岩脈群が発達し, 一部の露頭では約10m間隔で多数の岩脈が平行に貫入している. 岩脈の多くは幅2-5mであり, 幅10mを越えるものは認められない. 岩脈類の貫入面は垂直に近い. 岩脈の貫入面の走向は, コールドロンの北～北東方ではN30°E, 西～南西方ではN60°～80°Eに集中し, 南～南東方ではN50°W～N80°Eの範囲内で変化する. 小林(1979)によれば, 北陸や中国地方の中新世の岩脈はN70°E走向のものが卓越し, 北北西-南南東方向の広域的な引張応力場で形成されたことが示唆される. しかし, 本コールドロン周辺では, 南西側の岩脈群ではこの走向が卓越するものの, 北側および南東側のものは卓越方向が異なる. また, 基盤岩類中ではコールドロンに向かって岩脈の密度が高くなる傾向があるが, コールドロン内部(環状岩脈より内側)では岩脈は少ない.

岩脈群はドレライトおよび斜長石ひん岩を主とし, かんらん石ドレライトおよび両輝石ひん岩を含む. ドレライトは無斑晶質岩石で, 斜長石は長径1mm以下であり, サブオフィチック組織を示す. 本岩は二次的な方解石を多く含む. 斜長石ひん岩は, 径1cmに達する大きな斜長石斑晶を20～30 vol.%含むことが特徴で, 径1mm程度の普通輝石と斜方輝石(仮像)の斑晶も少量含む完晶質の岩石である. 前述のように, これと酷似した岩石が, 荒島岳火山岩類の凝灰角礫岩中の礫としてしばしば含まれる. 両輝石ひん岩は斜長石ひん岩と同様, 径1cm以下の斜長石斑晶を含むが, 普通輝石, 斜方輝石(仮像)斑晶を比較的多く含む, 石基はガラス質(脱ガラス化)である. かんらん石ドレライトは真名川河床でのみ産出を確認した. 本岩中のかんらん石と単斜輝石の斑晶は完全に変質しているが, 斜長石斑晶は新鮮であり, 強い累帯構造が認められる.

なお, 下山北方の手取層群中には安山岩岩脈および角閃石安山岩岩脈が少数認められるが, これらは淡緑灰色を呈し, 変質が著しく, 上記の岩脈群の岩石とは異なる.

K-Ar年代

1. 試料および測定方法

K-Ar年代測定は岡山理科大学自然科学研究所で行った.

試料は荒島岳火山岩類2個(ARVK1, 2), 勝原深成岩体2個(KDP4, 16), 岩脈群2個(NED2, EWD1), 打波深成岩体1個(UCPK1)の計7個の全岩試料で, 年代測定結果は, 採集位置の経緯度およびIshihara et al. (1988)による勝原深成岩体の二つの年代測定結果とともに第1表に示し, 岩石記載は付録に記す. 測定試料はやや変質しているが変質鉱物のモードは10 vol.%を越えない.

測定に際しては, 数cmサイズに切り分けた試料約100gを純鉄板上で粉砕し, 60-80メッシュサイズに揃えた後, 四分法によって分け, その3/4をAr定量用とし, 残り1/4を更に200メッシュサイズにしてK定量用とした. Kの定量は上記試料約150mgをHF, HNO₃を用いて分解した後, 炎光分光分析法により行った. 測定は2回以上行い, その平均値をKの量とした. 分析精度は相対誤差で3%以下であるが, 年代値の算出に際しては相対誤差を5%とした. なお, 共存成分の干渉抑制には2,000ppmのCsを用いた. Arの定量は³⁹Arをスパイクとする同位体希釈法による. 測定には岡山理科大学設置の軌道半径15cm, 偏向角130°の扇形磁場の単集束質量分析計を用いた. 年代値の算出にはSteiger and Jäger (1977)の壊変定数を用いた. 年代値の誤差は, 誤差伝播の法則より算出した. 年代値の算出法は, 長尾ほか(1984)に詳しく述べられている.

2. 測定結果

どの試料も十分な量のKを含み, 大気アルゴンの混入率は低いので(第1表), 年代値そのものの信頼性は高いと思われるが, 変質した火山岩の全岩K-Ar年代の解釈は慎重を要する.

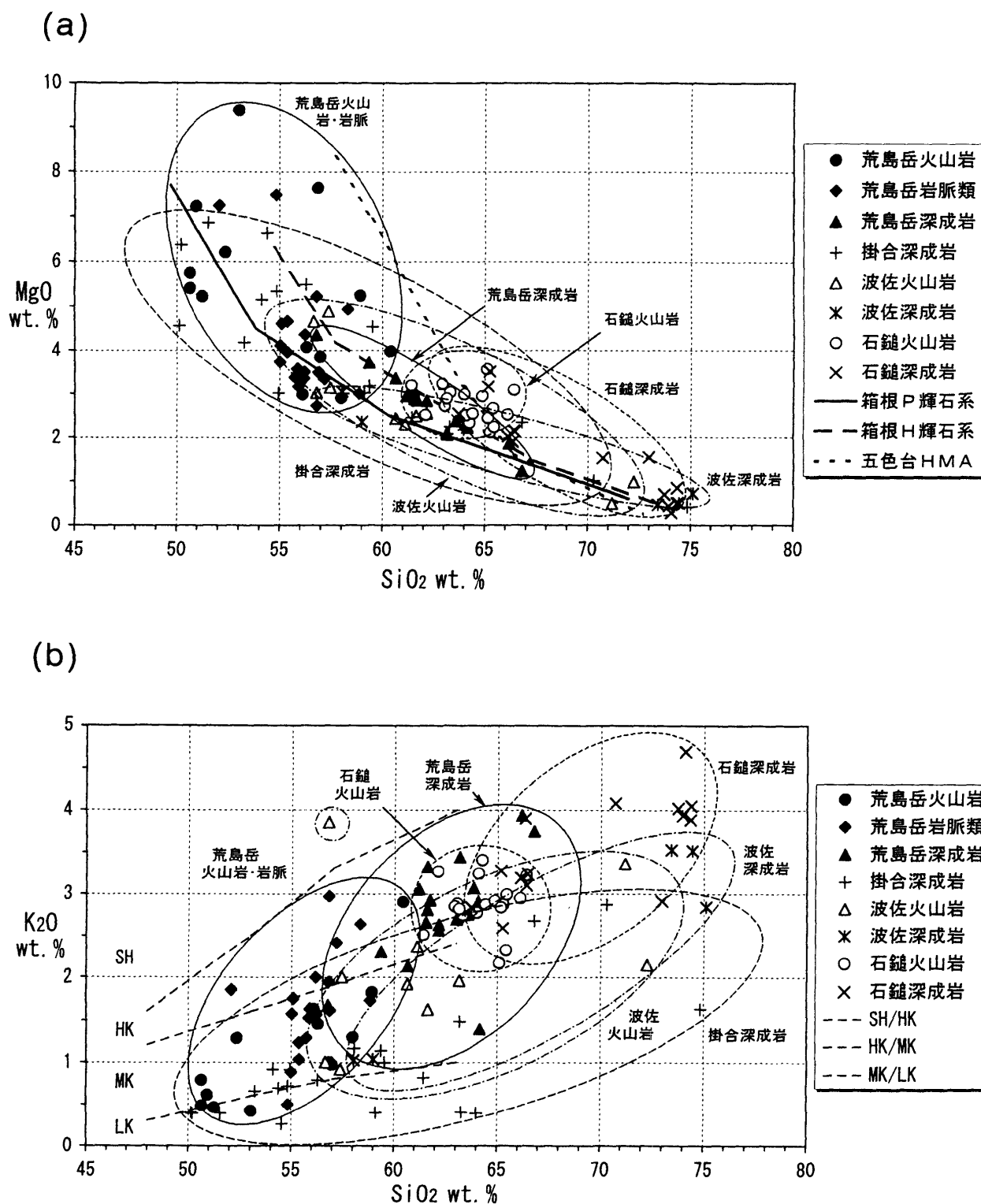
打波深成岩体(UCPK1)は基盤岩類である. 得られた年代値は106.5±5.2Maであり, 本岩体は, 本地域東方の林谷安山岩や岐阜県側の北俣谷閃緑岩(棚瀬ほか, 1994), アワラ谷深成岩体(岐阜県恐竜化石学術調査推進委員会, 1993), 牧戸苦鉄質複合岩体(神谷・原山, 1982)などと同様, 先濃飛-後手取期の火成活動の産物である.

荒島岳火山岩類の年代値は20.4±1.4Ma(ARVK2)と17.8±0.9Ma(ARVK1)であり, これら二つの年代値には有意の差がある. しかし, ARVK2はK₂Oが0.34wt.%と著しく少ないため, 他の年代値よりも誤差が大きい.

北部の岩脈群の両輝石斜長石ひん岩(NED2)は21.5±1.1

第2表 荒島岳コールドロンを構成する火山・深成岩類の全岩主要元素化学組成およびBa, Rb, Srの含有量と⁸⁷Rb/⁸⁶Sr同位体比。主要元素は電気炉溶融法によるEPMA分析, Ba, Rb, Srは岡山大学地球内部研究センターにおける蛍光X線分析, Sr同位体比は同センターにおける質量分析計による。

荒島岳火山岩類											高尾山火山岩類		
No. rock	ARV7 玄武岩	ARV6 玄武岩	ARV4 玄武岩	ARV3 玄武岩	ARV8 玄武岩	ARV10 安山岩	ARV1 安山岩	ARV5 安山岩	ARV2 安山岩	ARV9 安山岩	TK01 玄武岩	TK06 玄武岩	TK03 安山岩脈
SiO ₂ (wt.%)	50.57	50.68	50.93	52.00	52.48	55.22	56.18	56.63	56.79	58.39	50.55	52.99	54.38
TiO ₂	1.17	1.28	1.15	1.01	1.00	1.12	0.94	0.97	0.91	0.77	1.25	1.03	1.00
Al ₂ O ₃	19.15	17.94	19.77	18.32	17.86	19.13	16.20	18.41	15.41	15.88	18.87	15.86	16.06
FeO	8.92	8.94	9.33	9.22	8.39	6.90	11.82	7.51	7.46	7.25	9.85	8.75	8.11
MnO	0.14	0.12	0.12	0.10	0.19	0.13	0.16	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.09
MgO	5.39	7.19	5.18	6.16	5.69	2.93	3.79	4.09	7.62	5.19	5.73	9.37	7.41
CaO	10.75	10.02	9.80	8.21	9.74	7.70	6.51	7.94	7.94	8.01	10.08	8.62	9.16
Na ₂ O	3.27	2.73	2.65	3.02	2.68	3.72	3.25	3.50	2.63	2.71	2.62	2.79	2.50
K ₂ O	0.48	0.61	0.46	1.27	1.28	1.60	0.96	1.46	1.00	1.33	0.79	0.42	0.49
Total	99.84	99.51	99.39	99.31	99.31	98.45	99.81	100.61	99.88	99.64	99.84	99.93	99.20
Ba (ppm)	179		334		465			536	483	559	341	237	343
Rb	11		8		40			41	29	38	27	12	12
Sr	552		553		580			678	590	481	720	516	578
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.0577		0.0185		0.1995			0.1749	0.1422	0.2285	0.1085	0.0673	0.0601
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70737		0.70690		0.70744			0.70607	0.70600	0.70567	0.70613	0.70593	0.70584
2σ	2		3		3			3	2	3	1	1	3
SrI [20Ma]	0.70736		0.70689		0.70738			0.70602	0.70596	0.70560	0.70610	0.70591	0.70582
高尾山火山岩類 (SrI [20Ma])											勝原深成岩体 (SrI [18Ma])		
No. rock	TK05 安山岩	TK04 安山岩	TK02 安山岩	KDP13 閃緑岩	KDP9 閃緑岩	KDP23 閃緑岩	KDP17 閃緑岩	KDP6 閃緑岩	KDP4 閃緑岩	KDP16 閃緑岩	KDP10 閃緑岩	KDP1 閃緑岩	KDP11 閃緑岩
SiO ₂ (wt.%)	57.88	59.49	60.59	58.53	61.48	61.59	61.72	61.89	62.45	63.15	63.28	63.79	64.19
TiO ₂	0.75	0.89	0.79	0.87	0.77	0.74	0.79	0.62	0.79	1.07	0.77	0.82	0.75
Al ₂ O ₃	18.82	15.54	16.18	16.74	16.34	17.29	16.72	17.62	16.97	16.26	16.39	15.77	16.88
FeO	6.63	7.33	6.28	6.04	5.74	5.36	5.78	4.97	5.22	6.28	5.32	5.01	4.55
MnO	0.07	0.06	0.07	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.07	0.12	0.10	0.08	0.08
MgO	2.89	5.29	3.98	3.66	2.87	2.96	2.84	3.09	2.84	2.58	3.23	2.47	2.30
CaO	8.10	7.54	6.39	6.70	5.07	5.41	4.84	5.82	5.73	5.87	4.96	4.93	4.79
Na ₂ O	3.39	3.00	3.14	3.72	4.16	4.18	4.33	3.86	3.78	3.70	3.67	4.00	3.77
K ₂ O	1.29	1.84	2.91	2.26	3.31	3.07	2.92	2.67	2.64	2.60	2.70	3.06	2.91
Total	99.82	100.98	100.33	98.63	99.85	100.69	100.04	100.63	100.49	101.63	100.42	99.93	100.22
Ba (ppm)	476	590	806	557	754	694	682	675			697	714	690
Rb	34	57	85	70	94	92	82	83			84	87	85
Sr	743	552	426	458	385	394	483	467			499	423	521
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.1324	0.2987	0.5772	0.4421	0.7063		0.4911				0.4870	0.5950	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70647	0.70601	0.70573	0.70645	0.70650		0.70568				0.70657	0.70628	
2σ	2	2	1	2	2		2				1	1	
SrI	0.70643	0.70592	0.70557	0.70633	0.70632		0.70555		(17.8Ma)	(17.7Ma)	0.70644	0.70612	
勝原深成岩体				環状岩脈				花崗斑岩脈		北部岩脈群 [20Ma]			
No. rock	KDP18 閃緑岩	KDP2 閃緑岩	DAR1 暗色包有物	DAR2 暗色包有物	XEN1 捕獲岩	RD1 ひん岩	RD5 ひん岩	RD2 ひん岩	RD4 ひん岩	RD7 花崗斑岩	RD6 花崗斑岩	NED1 ひん岩	NED4 ひん岩
SiO ₂ (wt.%)	64.38	66.19	56.49	60.46	52.79	55.79	56.41	57.72	59.42	63.69	67.11	54.43	55.84
TiO ₂	0.84	0.82	0.89	0.66	1.29	0.82	1.04	0.79	0.81	1.13	0.63	1.27	0.95
Al ₂ O ₃	16.35	15.68	17.29	17.46	17.63	18.90	18.57	18.70	18.25	17.12	16.65	17.74	19.02
FeO	5.77	4.17	7.63	4.95	8.37	7.12	7.47	7.42	6.43	5.35	3.57	7.61	5.87
MnO	0.07	0.06	0.25	0.08	0.11	0.10	0.13	0.11	0.09	0.07	0.04	0.10	0.07
MgO	2.22	1.85	4.32	3.34	5.47	3.57	3.51	3.54	3.02	2.07	1.23	4.05	3.33
CaO	5.21	3.61	7.01	5.96	8.08	8.69	8.07	7.95	7.27	4.06	3.01	8.68	8.94
Na ₂ O	4.13	3.73	3.95	4.68	4.17	3.41	3.62	3.64	3.96	3.90	4.49	3.50	3.42
K ₂ O	1.39	3.93	1.66	2.12	1.45	1.52	1.60	1.63	1.74	3.46	3.76	1.55	1.98
Total	100.36	100.04	99.49	99.71	99.36	99.92	100.42	101.50	100.99	100.85	100.49	98.93	99.42
Ba (ppm)	651		541	626	301			497	526	832	919	469	697
Rb	75		52	76	77			46	48	96	107	45	66
Sr	424		610	486	534			721	761	401	363	650	737
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.5117		0.2466	0.4524	0.4172			0.1846	0.1825			0.2003	0.2590
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70565		0.70599	0.70669	0.70847			0.70528	0.70599			0.70690	0.70575
2σ	2		3	2	2			1	2			4	4
SrI [18Ma]	0.70551		0.70593	0.70658	0.70837			0.70523	0.70594			0.70684	0.70568
北部岩脈群				南西部岩脈群							基盤岩 (SrI [200Ma])		
No. rock	NED2 ひん岩	NED3 ひん岩	EWD3 トワイト	EWD9 ひん岩	EWD10 ひん岩	EWD11 ひん岩	EWD4 ひん岩	EWD5 ひん岩	EWD7 ひん岩	EWD8 ひん岩	EWD1 ひん岩	BSR1 片麻岩	BSR2 花崗岩
SiO ₂ (wt.%)	56.03	56.89	51.79	54.68	54.84	54.93	55.53	55.80	56.33	57.60	57.69		
TiO ₂	1.11	1.01	1.06	1.43	1.07	0.89	1.22	1.11	0.91	0.88	1.11		
Al ₂ O ₃	18.82	17.99	17.69	18.42	18.53	17.98	19.66	19.28	16.16	15.38	19.32		
FeO	6.94	6.91	8.26	7.89	7.72	7.55	6.59	6.64	7.15	6.18	6.59		
MnO	0.12	0.11	0.13	0.08	0.10	0.10	0.08	0.10	0.08	0.08	0.10		
MgO	4.00	3.32	7.20	4.59	4.57	3.72	3.14	3.38	5.17	4.86	2.76		
CaO	9.47	7.52	9.45	7.80	7.90	10.73	7.83	8.78	8.25	8.54	8.32		
Na ₂ O	3.49	3.40	2.04	2.83	3.09	3.12	3.70	3.77	2.20	2.66	3.72		
K ₂ O	1.24	2.39	1.84	1.02	1.74	0.88	1.62	1.28	2.94	2.60	1.97		
Total	101.22	99.54	99.46	98.74	99.56	99.90	99.37	100.14	99.19	98.78	101.58		
Ba (ppm)			231		527	419	586	520	536	565			604
Rb			102		46	23	49	76	76	52			93
Sr			478		761	628	761	513	509	512			105
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr			0.6174		0.1213		0.1886	0.4255	0.4319				0.4910
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0.70738		0.70614		0.70642	0.70582	0.70587				0.70719
2σ			2		4		3	2	2				3
SrI [20Ma]		(21.5Ma)	0.70721		0.70611		0.70637	0.70570	0.70575				0.70579

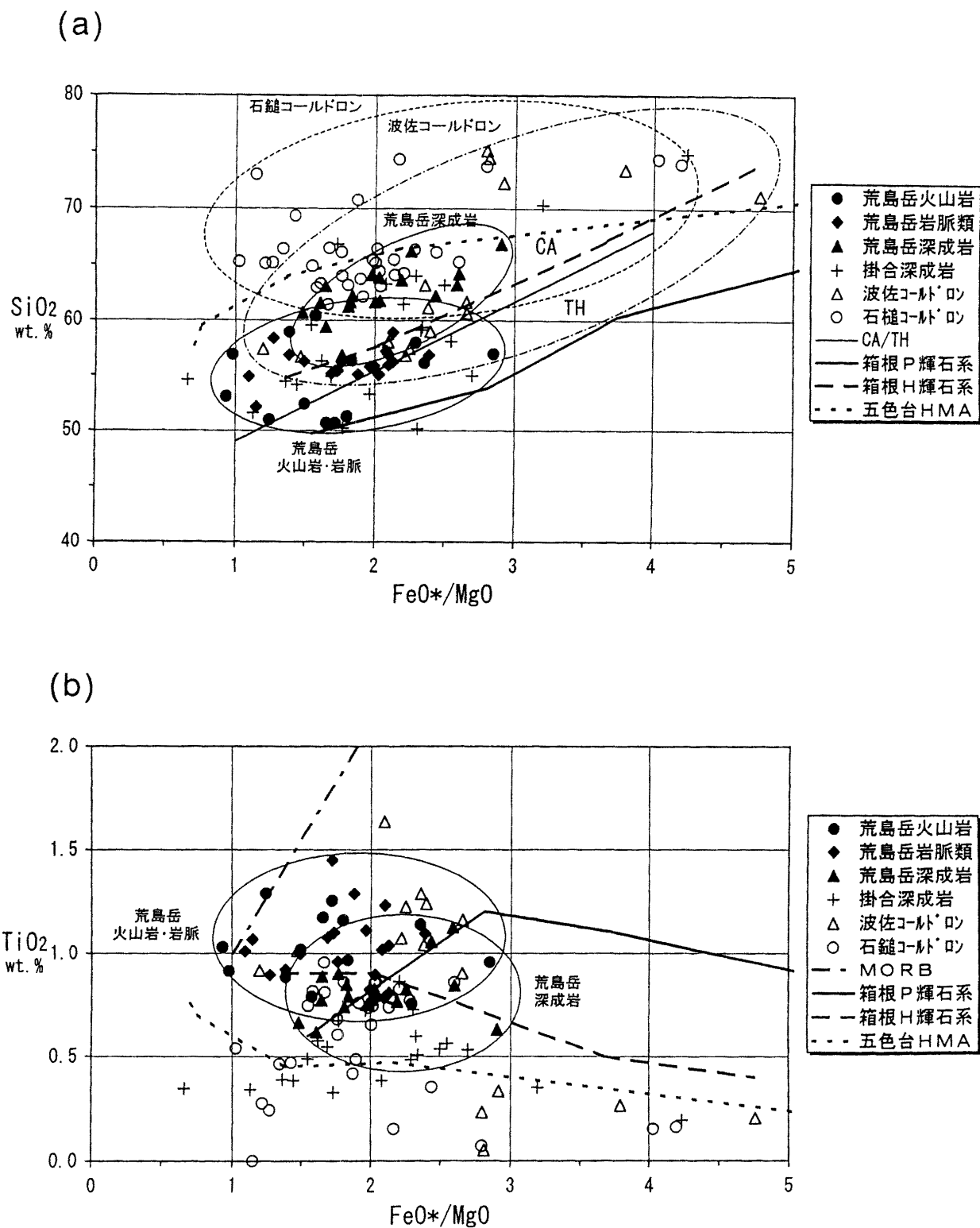


第5図. 荒島岳コールドロン構成岩石の (a) SiO_2 -MgO および (b) SiO_2 - K_2O 変化図. 荒島岳のデータは第2表に基づく. 掛合コールドロン吉田深成岩体 (沢田, 1978), 波佐コールドロン (村上ほか, 1982), 石鏈コールドロン (堀越, 1960) と比較して示した. 箱根火山のピジョン輝石系列と紫蘇輝石系列は久野 (1954), 香川県五色台の高マグネシア安山岩系列は Sato and Kuchitsu (1992) に基づく. SH, HK, MK, LK はそれぞれ Taylor et al. (1981) によるショジョナイト系列と高, 中, 低カリウム系列の境界.

Ma を示し, 荒島岳火山岩類より古い. この年代値は, 荒島岳火山岩類中に岩脈が少なく, 火山岩類中の礫として岩脈群のものと酷似した斜長石ひん岩が含まれることと調和する. しかし, この標本も K_2O が 1.03 wt.% と 2 番目に少なく, 誤差がやや大きくなっている. 南西部岩脈群の両輝石安山岩

(EWD3) は 18.0 ± 0.9 Ma であり, 前記の年代値より有意に若く, 荒島岳火山岩類とほぼ同時である.

これらの火山岩類や岩脈群は多少変質しており, これらの年代値は細かな議論には耐えないと思われる. 火山岩類と岩脈群がほぼ同時に形成され, それらが勝原深成岩体より古い



第6図. 荒島岳コールドロン構成岩石の (a) FeO^*/MgO - SiO_2 図および (b) FeO^*/MgO - TiO_2 図. 他のコールドロンや代表的な火山岩類と比較して示した. データの出所は第5図に同じ.

ことは、地質学的証拠から明らかであり、ここでは、上述の年代値幅の中間をとって、それらの形成年代を $20 (\pm 2)$ Ma とする. 各年代値が示す有意の差は、荒島岳火山岩類や岩脈群をつくった火山活動が長期にわたっていた可能性を示す.

勝原深成岩体については、岩体中央部 (KDP 10) と周縁部 (KDP 14) の二つの試料を測定した. 得られた二つの年代値

(17.8 ± 0.9 Ma, 17.7 ± 0.9 Ma) は極めてよく一致している. 本岩体については、Ishihara et al. (1988) により、角閃石 (20.9 ± 3.0 Ma) および黒雲母 (18.3 ± 0.5 Ma) の K-Ar 年代が報告されている. この角閃石は K_2O が 0.41 wt.% と少ないためか、年代値の誤差が大きい、他の年代値と誤差範囲で一致する. 一方、この黒雲母の K-Ar 年代と本研究による二つ

第3表. 荒島岳コールドロンを構成する火山・深成岩類の中性子放射化分析法による希土類その他の微量元素組成.

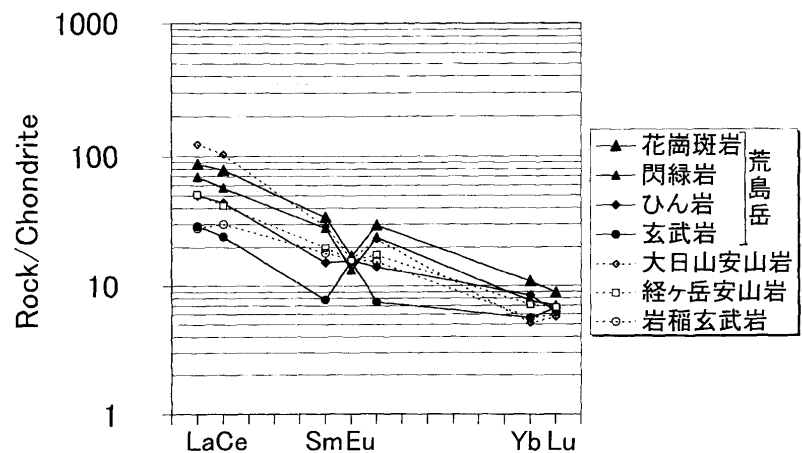
地質体 (岩石)	荒島岳 火山岩類 (玄武岩)	勝原深成 岩体 (石英モン ゾ閃緑岩)	花崗斑岩 岩脈 (花崗斑岩)	北部 岩脈群 (ひん岩)
試料名 (ppm)	ARV6	KDP10	RD6	NED2
La	11	26	33	19
Ce	23	56	76	43
Sm	1.8	6.4	7.9	3.5
Eu	1.35	1.15	1.47	1.36
Yb	1.4	1.9	2.7	2.1
Lu	0.26	0.27	0.34	0.24
Ba	390	740	890	520
Th	1.4	9.5	12.0	3.9
Hf	2.4	5.4	6.4	3.4
Co	28	15	6.9	19
Sc	34	15	11.5	19
Cr	105	27		71
希土類元素のコンドライト規格化値				
La	29	69	87	50
Ce	24	57	78	44
Sm	7.8	28	34	15.2
Eu	15.6	13.3	17.0	15.7
Yb	5.6	7.6	10.8	8.4
Lu	6.7	7.0	8.8	6.2
(Ce/Yb) _n	4.3	7.5	7.2	5.2

の全岩 K-Ar 年代は、狭い誤差範囲でよく一致する。これらの年代値は、勝原深成岩体の固結年代（黒雲母が閉止温度以下に冷却した年代）が約 18 Ma であることを示している。

全岩化学組成

全岩主要元素分析の結果を第2表に示す。この分析は、岩石粉末試料の電気炉熔融法（福山・柵山, 1976）により、金沢大学の日立 XMA 5 A 波長分散型 EPMA を用いて行った。励起電圧 15 kV, 試料電流 0.02 μA (MgO 上) の測定条件で、平滑に研磨した熔融ガラス試料（直径約 3 mm）上を一定速度でビーム（直径 20 μm）を移動させながら、一試料につき 5 回の測定を行って平均した。標準試料としては、天然および合成の鉱物を用いた。補正計算には Albee and Ray (1970) の取り出し角 38.5° 用の α 係数を用いた。毎回地質調査所の標準岩石 JB-1 を用いて分析の確度をチェックした。第2表に示す微量元素 Ba, Rb, Sr は、岡山大学地球内部研究センターの理学電機製 3134 P 蛍光 X 線分析装置を用い、各 5 g の岩石粉末を加圧成形したペレットについて分析した。Rb と Sr については Kα 線を用いて定量し、杉崎ほか (1981) に基づく酒井ほか (1987) の方法で質量吸収補正を行ったが、Ba については Lβ 線で定量し、質量吸収補正は行っていない。第3表に示す4つの試料の希土類元素、Ba, Th, Hf, Co, Sc, Cr は機器中性子放射化分析法で定量した。各 100 mg の岩石粉末を京都大学原子炉実験所で 60 分間中性子照射し、金沢大学アイソトープ総合センターの Ge (Li) 半導体検出器およびマルチチャンネル波高分析機を用いて γ 線スペクトル分析を行った。

SiO₂ 量を見ると、荒島岳火山岩類は 50-59 wt.% の玄武岩～安山岩であり、高尾山火山岩類もほぼ同様であるが (50-61 wt.%), やや SiO₂ に富む岩石が多い。岩脈群は 52-58 wt.% と範囲が狭く、特に 56 wt.% 程度のものが多い。環状岩脈は 56-60 wt.% とやや SiO₂ に富み、勝原深成岩体は更に SiO₂ が多く、58-65 wt.% の範囲で 63 wt.% 程度のものが多い。



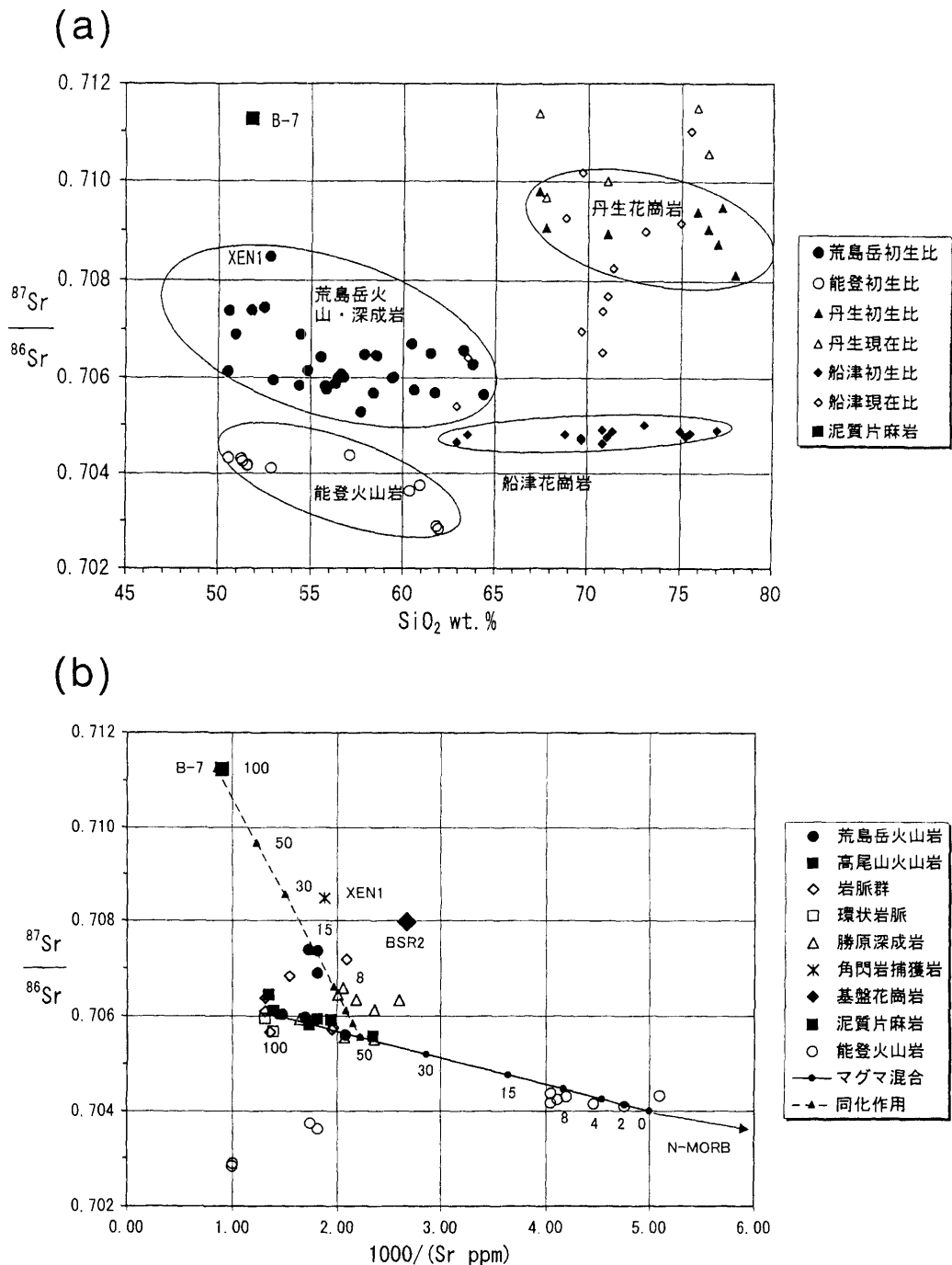
第7図. 荒島岳コールドロン構成岩類の希土類元素パターン. データは第3表に基づく。九頭竜火山列の大日山・経ヶ岳の安山岩（尾崎, 未公表データ）および岩稲累層の玄武岩（石渡・大浜, 1997）と比較して示した。Eu 異常の正負と程度を示すため、Gd (Eu の右隣) の値を Sm と Yb の値から見積もって示した。

荒島岳東麓の沢で見られる花崗斑岩岩脈（第3図）は、64～67 wt.% で最も SiO₂ に富む。

SiO₂-MgO 図（第5図 a）では、これらの岩石の多くは、箱根火山のピジョン輝石質・紫蘇輝石質両岩系に代表される、一般的な島弧のソレイアイト・カルクアルカリ両系列火山岩のトレンド付近に広くばらつくが、四国北部のサヌカイト系列に近いマグネシウムに富む安山岩 (MgO=7-9 wt.%) がいくつかある。北陸地方では、既に能登半島北部の漸新世後期ないし中新世前期の火山岩類（穴水累層）から、玄武岩や安山岩に伴って高マグネシア安山岩の産出が報告されている（保科, 1984; 佐藤ほか, 1989; 上松ほか, 1995）。

SiO₂-K₂O 図（第5図 b）では、荒島岳火山岩類と高尾山火山岩類および環状岩脈の大部分は中カリウム系列の範囲に入るが、岩脈群の安山岩～ひん岩類は中～高カリウム系列の範囲に大きくばらつき、勝原深成岩体と花崗斑岩脈は K₂O に富み (2.5-4.0 wt.%), ほとんどが高カリウム系列に属する（第5図 b）。しかし、東隣の石川県南西部地域の中新世火山岩類（岩稲累層）から報告されたようなショジョナイト系列の岩石（石渡・大浜, 1997）は産しない。荒島岳コールドロンの岩石は、ピジョン輝石を産する掛合コールドロンの吉田深成岩体の斑れい岩～花崗岩よりも全体にカリウムに富む。

Miyashiro (1973) の図で FeO/MgO 比と SiO₂ の関係を見ると（第6図 a）、勝原深成岩体は全てカルクアルカリ系列に属するが、噴出岩や岩脈には、ソレイアイト系列のものとカルクアルカリ系列のものがある。この図では荒島岳コールドロンの火山・深成岩類が全体として石鎚・波佐両コールドロンのものより SiO₂ に乏しいことがよく表れている。第6図 b を見ると、TiO₂ は玄武岩で 1.2 wt.%, 安山岩で 1.0 wt.%, 勝原深成岩体で 0.8 wt.% 程度であり、石鎚コールドロンの火山・深成岩類や掛合コールドロンの深成岩、箱根に代表される島弧フロントの火山岩よりも TiO₂ に富むが、波佐コールドロンの火山岩類とは同程度であり、海嶺玄武岩よりは明らかに少ない。



第8図. (a) 荒島岳コールドロン構成岩石の SiO_2 と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体初生比 (SrI) の関係. データは第2表に示す. 能登半島の漸新・中新世火山岩 (上松ほか, 1995), 飛騨帯のジュラ紀船津花崗岩 (下之本花崗岩を含む: Tanaka, 1992), 丹生山地の白亜紀花崗岩 (中島ほか, 1990 と中島利秀, 未公表データ) を比較のため示した. B-7 は混合した高 SrI 地殻物質の候補である飛騨帯の泥質片麻岩 (Tanaka, 1992). (b) Sr 含有量 (ppm) の 1,000 に対する逆数と SrI の関係. 荒島岳コールドロン構成岩類は地質ユニットごとに分け (基盤花崗岩 BSR2 を含め, 第2表に基づく), 能登半島の火山岩類 (上松ほか, 1995) とともに示した. この図では 2 成分の混合物はそれらを結ぶ直線で表される. 実線は, Sr 700 ppm, SrI=0.706 の島弧マントル起源マグマと, Sr 200 ppm, SrI=0.704 の MORB 的なマントル起源マグマの混合を示し, 破線はそれらの 1:1 混合物が泥質片麻岩 B-7 を同化した場合の組成変化を示す. 混合 (同化) 割合を直線上にパーセントで示した. 右下の矢印は N-MORB (Sr=100 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7025) の方向を示す.

微量元素組成をみると, Rb は 10~100 ppm 程度, Sr は 500~800 ppm 程度であり, 勝原深成岩類は同じ SiO_2 量の火山岩類よりやや Rb に富み Sr に乏しい傾向がみられる (第2表). 倉沢・藤巻 (1977) による火山岩の Rb-Sr 量の総括と比較すると, 荒島岳コールドロンの玄武岩は MORB や東北日本の第四紀玄武岩より Rb・Sr に富み, 西南日本のアルカ

リ玄武岩に匹敵する. Rb/Sr 比は 0.01 から 2.5 の範囲で変化し, 0.02 程度の一定した低い値を示す能登半島の火山岩類 (上松ほか, 1995) とは対照的である.

放射化分析によって得られた荒島岳コールドロン構成岩類の希土類元素組成およびいくつかの微量元素含有量を第3表に示す. コンドライトで規格化した (Ce/Yb) n 値は玄武岩

(第8図b)。また、荒島岳火山岩類と岩脈群の一部および勝原深成岩類の多くはこの直線より高SrI側にばらつく。

考 察

1. 荒島岳コールドロン形成史

荒島岳火山岩類は溶岩と火砕岩の互層よりなり、それらが外側へ30~50度の角度で急傾斜する構造は、再生ドーム隆起による傾斜角の増加を考慮したとしても、もともと外側へ傾斜する成層火山体の構造を持っていたことを示唆する。また、侵食された多くの成層火山には岩脈群が露出し、成層火山の側火口列は地下の岩脈に沿って並んでいると考えられているが、荒島岳コールドロンの周囲の基盤岩類中にも、多数の岩脈が貫入している。即ち、荒島岳火山岩類と周囲の岩脈群は、荒島岳コールドロンの形成に先立って、現在陥没体の占める位置に中心を持つ径15 km程度(岩脈の分布域の外径)の玄武岩~安山岩質成層火山体が存在したことを示していると考えられる。

荒島岳火山岩類と岩脈群のK-Ar年代は、この成層火山体が20(±2) Maに形成されたことを示す。一般に、一つの成層火山の寿命は10万~60万年程度であると考えられているが(東宮, 1991)、我々の年代測定値の精度では活動期間の長さは議論できない。しかし、火山岩類中に砕屑性堆積岩の層が挟まれ、岩脈群に特徴的な岩石の礫がよく見られることなどから、何回かの休止期(侵食期)を挟んで、長期間にわたり火山活動が続いていたことが推察される。

高尾山火山岩類と荒島岳火山岩類は多少岩質が異なり、前者は角閃石に富む安山岩が多く、若干の流紋岩を伴うのに対し、後者は角閃石を含まない玄武岩~安山岩を主とする。前述のように、北陸地域のグリーンタフには下位から上位へ玄武岩から安山岩を経て流紋岩に至る共通した層序が見られ、この観点から見て、高尾山火山岩類は荒島岳火山岩類よりやや上位に相当する可能性が高い。ただし、両火山岩類の分布の境界および層序関係を野外で明確にすることはできなかった。高尾山火山岩類に特徴的な角閃石斑晶を含む安山岩は、勝原深成岩体または環状岩脈として貫入したマグマの噴出相である可能性もあり、Sr同位体比をみても環状岩脈によく類似している(第8図b)。

荒島岳火山岩類と基盤岩類との境界には、ほぼ垂直な貫入面をもつ環状岩脈が断続的に貫入しており、構造的な弱線であったと考えられる。下山北方の九頭竜川流域では、コールドロンの外側へ傾斜する荒島岳火山岩類が、周囲の基盤岩類(手取層群、面谷流紋岩類)より低い位置に露出しており、環状岩脈の内側の地域(径約7.5×5 km)が周囲の基盤岩類に対してシリンダー状に陥没したことを示している。環状岩脈の貫入時期は、荒島岳火山岩類からなる陥没ブロックを貫くことから、陥没と同時あるいは陥没後であると考えられる。ところで、岩脈には荒島岳コールドロン形成後に貫入したのもあり、岩脈の貫入頻度が高い地質体ほどより早期に形成されたと考えられる。環状岩脈は勝原深成岩体に比べてより多くの後期岩脈に貫かれるので、環状岩脈の方が勝原深成岩体より早い時期に貫入したことが示唆される。

荒島岳地域の火成作用は、約18 Maの中央(勝原)深成岩体の貫入・固結をもってほぼ終了し、前述のように、この貫入に伴って火山岩類のドーム状隆起が起こった可能性がある。荒島岳コールドロンで最もSiO₂に富む岩石は、荒島岳東麓の沢(第3図)に見られる陥没体の火山岩類を貫く数本の花崗斑岩脈である。これらは、環状岩脈から派生したものである可能性もあるが、例えば設楽コールドロン大峠環状複合岩体にみられるように(高田, 1987; Takada, 1988)、中央深成岩体から派生したコーンシートの一部である可能性もある。花崗斑岩脈は最も希土類元素に富み、軽希土/重希土比が大きい。このパターンは勝原深成岩体のものによく類似する(第7図)。なお、設楽コールドロンでは、2つの陥没中心を通る直線に沿って貫入する平行岩脈群が発達するが、これらはコーンシートと同時に、陥没後に中央深成岩体の貫入に伴って形成されたものであり、陥没以前に形成された荒島岳コールドロンの周囲の岩脈群とは形成時期が全く異なる。

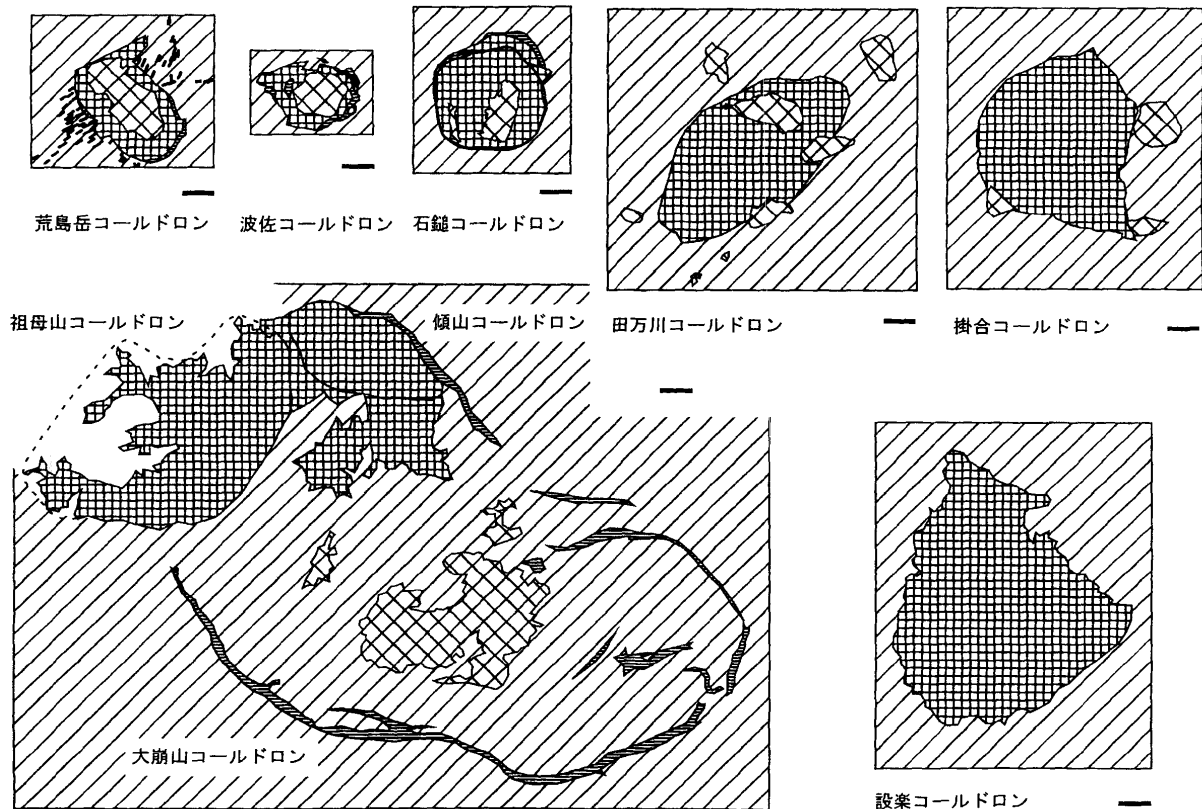
以上の考察から、本地域の前期中新世火成活動史をまとめると、第9図左側のようになる。

2. 北陸地方西南部における前期中新世火山活動

福井県下には、中新世火山岩が広く分布する。これらのうち、福井市南西方に位置する丹生山地には、約20-15 Maに噴出した糸生累層が知られ、三浦(1979)は、同累層を下部より笹川、横山、布ヶ滝および梅浦火山岩層に大別した(第9図右側)。笹川火山岩層は普通輝石玄武岩質安山岩および両輝石安山岩からなり、この火山岩層については、2つのフィッシュトラック年代値19.4 Ma(中島ほか, 1983)、18.6 Ma(広岡ほか, 1972)が得られている。横山火山岩層は輝石安山岩、角閃石安山岩からなり、笹川火山岩層を不整合に覆う基底部には、水中堆積の火砕岩が発達する。横山火山岩層の噴出年代は、これを不整合に覆うデイサイト質の布ヶ滝火山岩層下部のフィッシュトラック年代16.0 Ma(広岡ほか, 1972)から、ほぼ18~17 Maであると考えられる。これらの年代値および岩石学的特徴から、荒島岳火山岩類と高尾山火山岩類は、笹川火山岩層から横山火山岩層にかけての層準に対比される(第9図)。つまり、北陸地方南西部の火山活動は、20-17 Maにかけて、次第に玄武岩~安山岩質活動から安山岩~デイサイト質活動へと変遷しながら活発に行われ、西部の丹生山地地域では約15 Maまで継続した。これらのグリーンタフ火山岩類では、より南東側に下位の地層が分布する傾向があるが、荒島岳火山岩類は最も南東縁に位置し、K-Ar年代からみても本地域のグリーンタフで最も早期の活動を表す。

3. 荒島岳コールドロンの地質学的特徴

荒島岳コールドロンは、日本の他のコールドロンと比べると、波佐コールドロンよりは大きい。石鎚コールドロンよりやや小さく、田万川・掛合・設楽・大崩山コールドロンよりはかなり小さい(第10図)。各コールドロンは、大きさだけでなく火山岩と深成岩の割合や分布パターンが異なる(第10図)、それは主として現在の侵食レベルの違いによって説明できる。例えば設楽コールドロンや掛合コールドロン本体では中央深成岩体や環状岩脈はまだ露出せず、陥没体内



第10図. 荒島岳コールドロンと西南日本の他の主なコールドロンとの大きさと構造の比較. スケールは全て2kmで、上方が北である. 斜線: 基盤岩. 細かいハッチ: 火山岩類. 粗いハッチ: 深成岩類. 密な横線: 環状岩脈. 短い太線: 周囲の岩脈.

部には火山岩類や堆積岩類が露出する. 一方, 大崩山コールドロンは深く侵食され, 中央深成岩体と環状岩脈の間にはすでに基盤岩類が露出している, 火山岩類はごく一部に残存するのみである. 荒島岳コールドロンの侵食レベルはこれらの中間で, 中央深成岩体の頂部が不規則に露出している石鋸山コールドロンや田万川コールドロンよりはやや深く侵食され, 波佐コールドロンとよく似た侵食レベルを示す. なお, 荒島岳コールドロンの大きさを現世火山のカルデラの大きさと比べると, 倶多楽火山や伊豆大島火山よりは大きく, 摩周火山と同程度で, 支笏, 洞爺, 十和田, 箱根, 阿蘇, 始良火山などよりは小さい.

山陰地方では, 漸新世の田万川・大方木山おおよぎなどいくつかのコールドロンが北東-南西方向に伸びた形をしていて, 日本海拡大に先行する40-30 Maのリフト帯の軸方向を示すとする見解がある(安達ほか, 1997). 荒島岳コールドロンは北西-南東方向に伸びた楕円形を呈するが, この伸びの方向は, 周囲の岩脈の卓越方向(北東-南西)とは一致せず, 西南日本の仏像構造線以北における中新世岩脈の卓越方向(N70°E; 小林, 1979)とも大きく斜交する. しかし, 同様に楕円形を呈する大崩山コールドロンの伸長方向に近い(第10図). 一方, 設楽や石鋸山のコールドロンはほぼ円形を呈し, 掛合コールドロンのように直線的な断層に限られた等角的な多角形を呈するものもある. コールドロンの伸びの方向が広域応力場と関係あるかどうかは, はっきりしない. 本地域の北側に5~1 Maに形成された九頭竜火山列(清水ほか, 1988)の

方向(西北西-東南東)は本コールドロンの伸びの方向に近い.

西南日本の太平洋側の中新世コールドロンは, 環状割れ目系から大規模な安山岩質~流紋岩質火砕流が噴出したことにより, マグマ溜まりの直上の地殻が陥没して形成されたと考えられている(Yoshida, 1984; Takahashi, 1986; 高田, 1987). 荒島岳コールドロンは, これらと同様の環状構造を持っているが, これらよりやや小規模で, コールドロン内部の陥没火山体が, 玄武岩~安山岩質の溶岩および非溶結火砕岩よりなる点で, これらとは異なる. また, これらのコールドロンでは, 中央深成岩体が露出するか, 地下に存在し, 陥没後に中央深成岩体の貫入に伴って陥没部がドーム状に隆起したと考えられ, 再生ドームの形成を特徴とするバイアス型コールドロンであるとされる. 典型的なバイアス型コールドロンの地質構造は, 再生ドーム近傍では外側に傾斜し, コールドロン縁辺部では中心に向かって傾斜するが, 荒島岳コールドロンでは, その縁辺部でも, 陥没した火山岩類が成層火山の通常の傾斜よりかなり急角度で外側へ傾斜しており, 間に挟まれる水底堆積物も同様に傾斜していて, 著しいドーム状隆起があったと考えられる. その意味で, バイアス型(Smith and Bailey, 1968)の特徴を持っているが, コールドロンの規模はそれよりはるかに小さい.

大規模な火砕流を伴わない火山性陥没構造として, 山陰地方の漸新世波佐陥没体と前期中新世の掛合コールドロンが報告されている. 波佐陥没体は, 構成岩類の同心円状の分布形

態や全体の規模が荒島岳コールドロンと極めて類似しているが、火山岩類の SiO_2 は 57-63 wt.% で玄武岩類を欠き、中央深成岩体も $\text{SiO}_2=72-74$ wt.% の花崗岩であり（村上ほか、1982）、荒島岳コールドロンの火山岩類が玄武岩に富み、中央深成岩体が $\text{SiO}_2=59-67$ wt.% の閃緑岩質であるのと異なる。掛合コールドロンは荒島岳コールドロンと同様、山陰の中新世グリーンタフ地域の南縁部に位置する。掛合コールドロンには3回の陥没が認められるが、特に顕著な第Ⅱ期の陥没は、厚い火砕流堆積物を伴わず、主として多量の溶岩流出や火砕岩の噴出を契機として発生したとされる。掛合コールドロン本体には環状岩脈や中央深成岩体は露出していないが、第Ⅰ期の陥没構造の東縁に、 $\text{SiO}_2=60$ wt.% 前後の石英閃緑岩を主体とする吉田深成岩体が貫入した。この岩体は、陥没体形成史の初期にその縁辺部に貫入していること、斑れい岩から花崗岩まで幅広い岩相変化を示すこと、全体的に TiO_2 や K_2O に乏しく、石英斑れい岩にはピジョン輝石が含まれることなどの点で荒島岳の中央深成岩体とは大きく異なる。

一般に、カルデラ陥没を引き起こすためには、爆発的な噴火により短期間に多量のマグマがマグマ溜まりから失われることが必要とされる。実際に多くの場合、大規模カルデラは厚い火砕流堆積物の分布する地域に見いだされている。荒島岳コールドロンや掛合コールドロンのような火砕流堆積物を伴わない中規模陥没構造の存在は、西南日本内帯の前期中新世グリーンタフ火山活動の特徴かもしれない。また、両コールドロンとも、中新世グリーンタフ火成岩類の分布の周辺部に位置しており、同岩類を伴う中新世堆積盆地の形成に関与した断裂系の活動と関連して、両コールドロンが形成された可能性がある。

4. Sr 同位体比に基づく荒島岳コールドロンのマグマ成因論

(1) 異なるマントル起源マグマの混合

SrI が 0.002 以上異なるマグマが同じ地域で数百万年以内に相次いで噴出することは、西南日本の他の地域でも報告されており、マントルそのものの Sr 同位体比の不均質性が、さまざまな SrI を持つマグマを形成すると考えられてきた (Morris and Kagami, 1989; 藤巻ほか, 1991)。荒島岳コールドロン火山・深成岩類の SrI には、玄武岩類で高く安山岩・閃緑岩類で低いという、 SiO_2 量との明瞭な相関がある (第8図 a)。この相関は、上松ほか (1995) が報告した能登半島北部の漸新世火山岩類にも存在する (第8図 a)。この相関が地球上の成層火山にかなりの割合 (30% 程度) でみられることを明確に示した Tamura and Nakamura (1996) は、同じマントルダイアピル中で H_2O 含有量が異なる別々の領域で形成された、同位体的には等しい玄武岩と高マグネシア安山岩の2つの本源マグマが、地殻中を上昇する過程で、高温の玄武岩マグマのほうがより多くの地殻物質を同化するために SrI が高くなると説明した。荒島岳コールドロン構成岩石にみられる SrI と SiO_2 量との負の相関関係は、全体的にはこのような考え方で説明できるかもしれないが、次に議論するように、SrI と Sr 量との相関関係を見ると、特定の地殻物質

とマントル起源マグマの混合線上に多くの岩石が乗るわけではなく、むしろマントルから上昇してきたマグマ自体に、Sr 同位体組成の系統的な不均一があった可能性を示している (第8図 b)。

富岡ほか (1990) は、Sr 同位体比が高い不均質なマントルから形成された玄武岩マグマ相互の混合、およびそれらが Sr 同位体比の低い MORB 的なマグマと混合することによって、荒島岳火山・深成岩類の Sr 同位体組成の多様性を説明しようと試みた。実際、高尾山火山岩類は SrI と Sr 含有量の間に明瞭な直線的相関を示し、荒島岳コールドロン構成岩類の多くもその直線上にプロットされる。興味深いことに、その直線の低 Sr 側の延長上には、能登半島の漸新-中新世の低 SrI ソレイライト玄武岩類 (SrI=0.704 程度: 上松ほか, 1995) が並び (第8図 b)、更に低 Sr 側には MORB がある。この図では、2成分の混合物はそれらを結ぶ直線上に並ぶので、例えば高尾山火山岩類中で最も Sr に富む SrI=0.7060, Sr=700 ppm のマグマと能登半島の火山岩中で最も Sr に乏しい SrI=0.7040, Sr=200 ppm の2つの端成分マグマを仮定すれば、後者を前者に 0~50 wt.% 程度混合することによって、このような直線的なトレンドを説明できる (第8図 b)。

そこで、これら2つの端成分マグマについて検討する。マントルアレー上に乗るホットスポットのマグマの中で最も SrI が高いインド洋のケルゲレン島のアルカリ玄武岩は SrI=0.706 程度である (Weis et al., 1993)。西南日本の鮮新-更新世アルカリ玄武岩の SrI は 0.704-0.706 程度で、その中の斑れい岩やレールゾライト捕獲岩もほぼ同様の SrI を示す (藤巻ほか, 1991; Kagami et al., 1993)。そして、よくマントル捕獲岩を含む西南日本のアルカリ玄武岩は、荒島岳火山岩類と同程度に Sr に富む。したがって、本地域下のマントルから SrI=0.7060, Sr=700 ppm 程度のアルカリに富む島弧玄武岩マグマが形成されることは可能と考えられる。このような Sr 同位体比の高いマントル物質の起源としては、深部から上昇したホットスポット的なブルームの他に、日本海拡大以前から存在していた大陸下マントルの可能性もある (Nohda and Wasserburg, 1986; Nohda et al., 1988)。後者のソレイライト質玄武岩マグマの SrI は、通常の MORB (SrI=0.7025, Sr=100 ppm 程度) よりは明らかに高いが、日本海大和海盆 ODP 掘削地点の玄武岩 (SrI=0.7037-0.7050; Allan and Gorton, 1992; Nohda et al., 1992) や大和海盆内の海山からドレッジされた火山岩 (SrI=0.7036-0.7040; Kaneoka, 1990) と同程度である。

(2) 地殻物質の同化作用

Arakawa (1988) は飛騨帯のジュラ紀花崗岩に Sr 同位体初生比が異なる2つのグループがあることを見いだした。打保岩体では、Rb/Sr 比は大きく変化するが、SrI は岩体全体で一定であり、共通のマグマから一連の結晶分化作用で形成されたことを示唆する。一方、庄川岩体では、初生比が全体に高く変化の幅も大きく、地殻物質とマグマとの混合が示唆される。荒島岳火山・深成岩類のうち、SrI が高いのに SiO_2 も Rb/Sr 比も低い玄武岩 (ARV6 と ARV7) や、その

他の SrI が高くばらつきも大きい一群の岩石（特に勝原深成岩体に多い）は、地殻物質を同化したマグマから形成された可能性がある。

本地域の基盤岩の一つであるジュラ紀花崗岩類の Sr 同位体比は、中新世には平均 0.708 程度だった（例えば第 2 表と第 8 図 b の BSR 2）。上で議論したようなマントル起源の玄武岩質マグマが地殻物質を同化して勝原深成岩体のような高 SrI の安山岩質マグマを生成するには、このような花崗岩類を 30-50wt.% 同化する必要がある、現実的でない。ただし、Tanaka (1992) が報告したざくろ石黒雲母片麻岩 (B-7) は、同化作用の相手として適当かもしれない（第 8 図 a, b）。この岩石は SrI 20 Ma が 0.7113 と高く、Sr を 1,100 ppm 以上含み、Rb や SiO₂ に乏しいので、これを 10~15wt.% 同化すると、SrI が高く Rb/Sr 比や SiO₂ が低い玄武岩質マグマを生成することができる（第 8 図 b）。飛驒帯の泥質片麻岩は大陸の通常の泥質岩と比べて Rb に乏しく Sr に富む特徴があり（金・石渡, 1997）、B-7 のような泥質片麻岩は基盤岩中に普通に存在するだろう。カリウムに富む泥質片麻岩の同化は、荒島岳コールドロン構成岩類が比較的カリウムに富むこととも調和的である。勝原深成岩体の大部分を作った高 SrI マグマや、その中に含まれる高 SrI (0.7084) 細粒角閃岩質捕獲岩 (XEN1) は、このような地殻物質を同化した玄武岩質マグマから結晶分化作用によって形成されたと考えられる。しかし、荒島岳コールドロン構成岩石全体が特定の地殻物質とマントル起源マグマとの混合線上に並ぶわけではなく、前述のように同位体組成の異なるマントル起源マグマ相互の混合も、SrI の多様性の原因として重要だったと考えられる。

ま と め

1. 荒島岳地域では、福井県内のグリーンタフ火山活動としては最も早い約 20 Ma に、玄武岩～安山岩質の岩脈群と成層火山体が形成され、約 18 Ma に、火山体の陥没（カルデラ形成）、環状岩脈の貫入、中央深成岩体の貫入によって荒島岳コールドロンが形成された。陥没は環状断層に沿ってシリンダー状に起き、それに沿って環状岩脈が貫入した。火山岩類がコールドロンの外側に 30-50 度傾斜することからみて、中央深成岩体の貫入に伴ってバイアス型コールドロンを特徴づける再生ドームが形成された可能性が高い。しかし、コールドロンの規模は一般的なバイアス型より小さい。
2. 現在の荒島岳コールドロンは、このカルデラ火山の深部構造が侵食によって露出したもので、中央深成岩体、陥没火山体、環状岩脈からなる、径 7.5×5 km の同心円状の火山・深成複合岩体であり、飛驒帯の花崗岩・片麻岩や手取層群からなる基盤岩中に円筒状に陥没している。この陥没構造の大きさは、安山岩質成層火山に普通に見られるカルデラの大きさに対応し、国内の他の第三紀陥没体と比べると、山陰の波佐コールドロンよりやや大きく、四国の石鎚コールドロンよりやや小さい。
3. 荒島岳コールドロンの火山岩は玄武岩と安山岩を主体とし、他のバイアス型コールドロンに特徴的な多量のデイサイト質～流紋岩質溶結凝灰岩を伴わない。中央深成岩体も SiO₂

≒63wt.% 程度の石英モンゾ閃緑岩を主とし、日本のコールドロンの中央深成岩体としては最も塩基性である。荒島岳コールドロンと同様に、厚い火砕流を伴わない前期中新世コールドロンとしては、山陰地方の掛合コールドロン（第 II 期）が知られている。

4. 荒島岳コールドロンの火山・深成岩類は比較的 TiO₂ に富む中～高カリウム系列のカルクアルカリ岩類を主とする。荒島岳火山・深成岩類の Sr 同位体初生比 (SrI) は 0.705-0.707 で、能登半島や日本海底の同時代の玄武岩 (SrI ≤ 0.704) より高い。SrI が 0.706 以下の岩石には、SrI と Sr 含有量の間で明瞭な相関が認められ、アルカリに富む島弧玄武岩質およびより MORB に近いソレイアイト玄武岩質のマントル起源マグマ同士の混合が示唆される。一方、それより高 SrI の玄武岩質マグマは、マントル起源マグマが地殻下部で泥質片麻岩などの高 SrI, 高 Sr, 低 SiO₂ 物質を同化して形成されたものと考えられる。

謝 辞

岡山理科大学自然科学研究所の板谷徹丸教授には、K-Ar 年代測定用の機材を使用させていただき、測定方法をご指導いただいた。金沢大学の故山崎正男名誉教授には懇切なご助言、ご討論をいただき、守屋以智雄教授、大村明雄教授、山田一雄元教授にもご助言をいただいた。また、田村芳彦博士には粗稿を読んでご教示、ご批判いただき、島根大学の澤田順弘博士と東北大学の吉田武義博士には投稿原稿を査読してご教示・ご批判いただいた。以上の方々に深く感謝する。この研究の一部には、石川県白山自然保護調査研究会の調査費を使用した。この件でお世話いただいた石川県白山自然保護センターの東野外志男博士および北陸地質研究所粕野義夫先生に感謝する。放射化分析は京都大学原子炉実験所における共同利用研究として行った。この件につきお世話になった金沢大学の坂本 浩教授と新井 徹氏に感謝する。また、当時岡山大学地球内部研究センター所属の溪 順子氏、小出良幸博士、渡邊久芳氏、酒井隆太郎氏には分析機器の使用に際してお世話になった。

文 献

- 安達勝彦・小室裕明・沢田順弘, 1997, 大万木山コールドロンの地質構造. 日本地質学会第 104 年学術大会 (福岡) 演旨, 397.
- Albee, A.L. and Ray, L., 1970, Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates, and sulfates. *Anal. Chem.*, **42**, 1480-1414.
- Allan, J.F. and Gorton, M.P., 1992, Geochemistry of igneous rocks from Legs 127 and 128, Sea of Japan. In Tamaki, K. et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, Pt. 2, 905-929.
- Arakawa, Y., 1988, Two contrasting types of Rb-Sr isotope systems for the Funatsu granitic rocks in the northwestern part of the Hida belt, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **83**, 374-387.
- 藤巻宏和・徐 紅・青木謙一郎, 1991, 島根県隠岐、島後火山岩類のストロンチウム同位体組成の時間変化. *岩鉱*, **86**, 16-26.
- 福山博之・棚山雅則, 1976, マイクロプローブによる岩石の全岩化学分析. *地質雑*, **82**, 345-346.
- 岐阜県恐竜化石学術調査推進委員会, 1993 編, 岐阜県白川村～荘川

- 村地域の手取層群 (恐竜化石学術調査報告書)。 岐阜県, 46 p.
 広岡公夫・奥出恒夫・西村 進, 1972, 福井県丹生山地火山岩の古地磁気。 福井大教育学紀要 (II), 22, 1-15.
- 堀越和衛, 1960, 四国石鎚山火成岩類の化学成分 (I)。 愛媛大紀要, (自然科学), D (地学), 4, 31-50.
- 保科 裕, 1984, 能登半島北部の新第三紀火山岩類: 特に無斑晶質安山岩について。 地質学論集, no. 24, 49-58.
- 石田勇人・石渡 明・加々美寛雄, 1998, 新第三系北陸層群の鷲走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩。 地質雑, 104, 281-295.
- Ishihara, S. and Terashima, S., 1977, Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan—Shirakawa-Toki-Okazaki transection—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 83, 1-18.
- Ishihara, S., Shibata, K., Uchiumi, S., 1988, Discovery of Miocene granitoids in eastern Fukui Prefecture, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 83, 332-337.
- 石渡 明・大浜 啓, 1997, 北陸地方の中新統岩層累層中の単斜輝石玄武岩脈: ショジョナイト系列を含む多様な陸弧マグマと単斜輝石斑晶の成因。 地質雑, 103, 565-578.
- 岩崎悦夫, 1980, 北陸経ヶ岳火山の岩石。 火山, 2集, 25, 288-289 (講演要旨)。
- 金 福喜・石渡 明, 1997, 石川県手取川上流地域の飛騨片麻岩類の岩石学と地球化学および飛騨帯の他地域, 中朝地塊, 揚子地塊の泥質変成岩との比較。 岩鉱, 92, 213-230.
- Kagami, H., Iizumi, S., Iwata, M. and Nureki, T., 1993, Sr-Nd isotope systematics of xenoliths in Cenozoic volcanic rocks from SW Japan. *Proc. Japan Acad.*, 69, Ser. B, 1-6.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1987, Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ.*, Ser. B, no. 4, 16 p.
- 加々美寛雄・岡野 修・須藤 宏・本間広次, 1982, MAT 260 による Sr 同位体比測定および Rb・Sr 定量分析。 岡山大温研報, 52, 51-70.
- 神谷久美子・原山 智, 1982, 岐阜県大野郡莊川村, 牧戸苦鉄質複合岩体の地質と岩石。 地質雑, 88, 249-269.
- Kaneoka, I., 1990, Radiometric age and Sr isotope characteristics of volcanic rocks from the Japan Sea floor. *Geochem. Jour.*, 24, 7-19.
- 加藤碩一・杉山雄一, 1985, 1:500,000 活構造図「金沢」。 地質調査所。
- 河合正虎・平山 健・山田直利, 1957, 5万分の1地質図幅「荒島岳」および同説明書。
- 小林洋二, 1979, 西南日本における中新世前・中期の岩脈群と広域応力場。 火山, 第2集, 24, 203-212.
- 古儀君男, 1983, 設楽火山岩体の地質と構造。 地質雑, 89, 487-500.
- 久野 久, 1954, 火山および火山岩。 岩波全書, 196, 255 p.
- 倉沢 一・藤巻宏和, 1977, 日本の火山岩の REE と Sr 同位体比。 火山, 第2集, 22, 249-255.
- 三浦 静, 1979, 北陸地方新第三系下部の火山層序について。 地質学論集, no. 16, 149-155.
- Miyashiro, A., 1973, The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 218-224.
- 森本良平・松田時彦, 1961, 北米濃地震被害地の地質。 第一報 福井県打波川上流~岐阜県石徹白川上流地域。 地震研彙報, 39, 935-942.
- Morris, P. A. and Kagami, H., 1989, Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 335-346.
- 村上允英, 1973, 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察。 地質学論集, no. 9, 93-103.
- 村上允英・今岡照喜・井筒清貴, 1982, 古第三紀波佐陥没体の地質と構造。 地質雑, 88, 311-319.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷鉄丸・緒方惟一, 1984, K-Ar 法による年代測定。 岡山理科大学蒜山研研報, 9, 19-38.
- 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡邊 勇・三浦 静, 1983, 福井第三系のフィッシュン・トラック年代。 福井大教育学紀要 (II), 33, 53-65.
- 中島利秀・加々美寛雄・石渡 明, 1990, 福井南西方, 丹生花崗岩体の地質と Rb-Sr 年代。 日本地質学会第 97 年学術大会 (富山) 演旨, 439.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Ishizaka, K., 1988, Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from the northeast Japan. *Chem. Geol.*, 68, 317-327.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Yamashita, S., Fujii, T., 1992, Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea basin. In Tamaki, K. et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 127/128, 2, 899-904.
- Nohda, S. and Wasserburg, G.J., 1986, Trends of Sr and Nd isotopes through time near the Japan Sea in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 157-167.
- 小野晃司・曾屋龍典・三村弘二, 1981, 1:2,000,000 地質編集図「日本の火山」(第2版)。 地調。
- 酒井隆太郎・渡邊久芳・本間弘次, 1987, けい光 X 線分析装置による Co, Ni, Cu, Zn の定量法について。 *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ.*, Ser. B, 5, 1-11.
- Sato, H. and Kuchitsu, N., 1992, Sanukite and high-magnesian andesite in Northeast Shikoku. *29th IGC Field Trip Guide Book (Course B24)*, vol. 4, Geol. Surv. Japan, 201-212.
- 佐藤博明・山崎正男・粕野義夫・清水 智・板谷徹丸, 1989, 石川県舳倉島および七ツ島産岩・古銅輝石安山岩。 白木敬一編「日本の高マグネシア安山岩」(総研報告書), 163-166.
- 沢田順弘, 1978, 島根県掛合陥没体に伴われる貫入複合岩体—非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する 2, 3 の問題—。 地質雑, 84, 177-200.
- Sawada, Y., 1984, Subterranean structure of collapse caldera associated with andesitic and dacitic eruptions—structural evolution of the Miocene Makeya cauldron, southwest Japan. *Bull. Volcanol.*, 47, 551-568.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 381-390.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸, 1988, 両白-飛騨地域に分布する鮮新-更新世火山岩の K-Ar 年代。 岡山理科大学蒜山研研報, 14, 1-36.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons. "Studies in Volcanology". *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 613-662.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- 杉崎隆一・木下 貴・下村孝行・安東和人, 1981, 蛍光 X 線による岩石中の微量元素の自動分析。 地質雑, 87, 675-688.
- 高田 亮, 1987, 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造。 地質雑, 93, 167-184.
- Takada, 1988, Subvolcanic structure of the central dike swarm associated with the ring complexes in the Shitara district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, 50, 106-118.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 33-70.
- Tamura, Y. and Nakamura, E., 1996, The arc lavas of the Shirayama Group, Japan: Sr and Nd isotopic data indicate mantle-derived bimodal magmatism. *Jour. Petrol.*, 37, 1307-1319.
- Tanaka, S., 1992, Origin of the Early Mesozoic granitic rocks in the Hida terrane, Japan, and its implication for evolution of the continental crust. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, 9, 435-493.
- 棚瀬充史・山田直利・脇田浩二, 1994, 林谷安山岩-九頭竜川最上流域に見いだされた 100 Ma のカルクアルカリ安山岩。 地質雑, 100, 635-638.
- Taylor, S. R., Arculus, R., Perfit, M. R. and Johnson, R. W., 1981,

- Island arc basalts, In "Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets (Basaltic Volcanism Study Project)", 193-213, Pergamon Press, New York, 1286 p.
- 富岡伸芳・加々美寛雄・石渡 明, 1990, 福井県荒島岳地域における前期中新世火成岩類. 日本地質学会第 97 年学術大会 (富山) 演旨, 195.
- 富岡伸芳・棚瀬充史・清水 智・石渡 明, 1987, 福井県荒島岳コールドロンの地質. 火山, **32**, 373 (講演要旨).
- 東宮昭彦, 1991, 島弧火山の寿命に対応するマントルダイアピールの大きさ. 火山, **36**, 211-221.
- 徳久球雄, 1979, コンサイス日本山名辞典, 三省堂, 東京, 28 p.
- Tsujimori, T., 1995, Staurolite-bearing sillimanite schist cobble from the Upper Jurassic Tetori Group in the Kuzuryu area, Hida Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **101**, 971-977.

- 塚野善蔵, 1969, 15 万分の 1 福井県地質図および同説明書. 福井県, 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄, 1995, 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレイアイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩およびアダカイト質安山岩の成因. 地質学論集, no. 44, 101-124.
- Weis, D., Frey, F. A., Leyrit, H. and Gautier, I., 1993, Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 101-119.
- 山田直利・坂本 享・野沢保・遠田朝子, 1974, 50 万分の 1 地質図幅「金沢」第 2 版. 地質調査所.
- Yoshida, T., 1984, Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: Formation by ring fracture subsidence. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8502-8510.

(要 旨)

富岡伸芳・石渡 明・棚瀬充史・清水 智・加々美寛雄, 2000, 福井県大野市, 前期中新世荒島岳コールドロンの地質と岩石. 地質雑, **106**, 313-329. (Tomioka, N., Ishiwatari, A., Tanase, A., Shimizu, S. and Kagami, H., 2000, Geology and petrology of the Early Miocene Arashimadake cauldron in Ono City, Fukui Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 313-329.)

荒島岳コールドロンは, 中央深成岩体・火山岩類・環状岩脈よりなる径 7.5×5 km の同心円状火山・深成複合岩体であり, 周囲に岩脈群を伴う. 約 20 Ma に岩脈群と玄武岩・安山岩質成層火山体が形成され, 約 18 Ma に円筒状に陥没し, 環状岩脈と中央の石英モンゾ閃緑岩 (SiO₂ = 63 wt.%) が貫入した. 火山岩類および随伴する堆積岩類はコールドロンの外側へ傾斜し, 再生ドームの形成が示唆される. 火山・深成岩類の多くは, 中〜高カリウムのカルクアルカリ系列に属し, Sr 同位体初生比 (SrI) は 0.705-0.707 で, 日本海底や能登半島の第三紀玄武岩 (≤0.704) より高い. SrI と Sr 含有量の関係は, アルカリ玄武岩質とソレイアイト質のマントル起源マグマの混合および地殻における泥質片麻岩など高 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 物質の同化を示唆する.

付 録

K-Ar 年代測定を行った岩石標本の記載.

- UCPK 1. 打波川沿いの打波深成岩体. 角閃石黒雲母石英閃緑岩.
- NED 2. 打波深成岩体を貫く打波川沿いの岩脈群. 両輝石斜長石ひん岩. 長径 7 mm 以下の新鮮な自形斜長石斑晶 (累帯構造発達) が約 10 vol.% を占める. 単斜輝石と斜方輝石よりなる径 1 mm 以下の集合斑晶もわずかに見られる. 石基は完晶質細粒 (0.5 mm 以下). 単斜輝石と斜長石は一部残存するが, 他の鉱物はアクチノ閃石, 緑泥石, 緑れん石, 黒雲母, くさび石などに置き換えられている.
- ARVK 1. 荒島岳山頂北側の荒島岳火山岩類. 両輝石安山岩. 径 4 mm 以下の単斜輝石および斜方輝石の単独斑晶または集合斑晶を 5 vol.% 含み, 径 1 mm 以下の斜長石斑晶・微斑晶を 40 vol.% 程度含むシリイット組織の岩石. 石基は微晶質. 単斜輝石は新鮮だが, 斜長石は一部ソーシュライト化し, 斜方輝石は完全に緑泥石に置換されている. まれにかんらん石仮像もある.
- ARVK 2. 荒島岳山頂の荒島岳火山岩類. 普通輝石安山岩.
- EWD 1: 荒島岳西方の基盤岩中の岩脈群. 両輝石斜長石安山岩. 径 5 mm 以下の斜長石, 径 1 mm 以下の単斜輝石と

- 斜方輝石を斑晶として 15 vol.% 含み, 石基は微晶質. 単斜輝石は新鮮だが, 斜長石には細かな針状緑泥石が劈開と平行に多数形成されており, 斜方輝石は完全に緑泥石に置換されている.
- KDP 4. 勝原の九頭竜川北岸の勝原深成岩体. 斜方輝石黒雲母単斜輝石角閃石石英モンゾ閃緑岩. 径 1-2 mm の半自形粒状組織を呈する. 斜長石の粒間には石英とカリ長石の微文象組織が発達. 径 0.5 mm 以下の磁鉄鉱が目立つ. 単斜輝石は新鮮だが, 斜長石は一部ソーシュライト化しており, 黒雲母, 角閃石はかなり緑泥石に置換され, 斜方輝石は完全に緑泥石化している. 一部にアクチノ閃石や緑簾石も生じている.
- KDP 16. 打波川沿いの勝原深成岩体. 角閃石黒雲母単斜輝石斜方輝石石英モンゾ閃緑岩. 径 2 mm 程度の半自形粒状組織を呈し, すべての鉱物が比較的新鮮に残存している. 斜長石の粒間には石英とカリ長石による微文象組織が発達する. 径 2 mm 程度以下の磁鉄鉱を 4 vol.% 程度含む. 変質鉱物としては若干の緑泥石が存在するのみである.
- 71 HD 03. 勝原南方の国道 158 号線沿いの勝原深成岩体. 石英モンゾ閃緑岩 (Ishihara et al., 1988).
- 71 HD 10. 打波川沿いの勝原深成岩体. 石英モンゾ閃緑岩 (Ishihara et al., 1988).