

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 ***

The Mt. Wasso moonstone rhyolitic welded tuff in the Neogene Hokuriku Group, central Japan***

Abstract

石田 勇人* 石渡 明*
加々美 寛雄****Hayato Ishida**,
Akira Ishiwatari and Hiroo Kagami****1997年2月10日受付.
1998年1月20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** 岡山大学固体地球研究センター,
Institute for Study of the Earth's Interior,
Okayama University, Misasa, Tottori-ken
682-0193, Japan† 現所属: 新潟大学自然科学研究科,
Present address: Graduate school of Science
and Technology, Niigata University, Niigata
950-2181, Japan

Metaluminous high-silica rhyolite with abundant moonstone (sanidine; $Ab_{49}Or_{51}$) and quartz phenocrysts occurs as a welded tuff bed at Mt. Wasso, Ishikawa Prefecture, central Japan. The 80 m-thick welded tuff of moonstone rhyolite forms the lowest part of the Miocene Hokuriku Group, and is composed of unwelded layer (>8 m), pitchstone layer (7~8 m), lithophysae layer (<2 m), upper densely welded layer (<5 m) and weakly welded layer (>57 m) in ascending order.

Pronounced negative Eu and Ba anomalies in the bulk rock composition suggest that the magma might have evolved primarily through plagioclase and sanidine fractionation. Published phase diagrams indicate that crystallization of $Ab_{49}Or_{51}$ sanidine as a single feldspar requires dry magma ($P_{H_2O} < 0.2$ GPa and $a_{H_2O} = 0.1-0.2$).

A lithophysae is a nodule-like structure formed in the welded tuff due to silica (chalcedony) precipitation around a vesicle. The lithophysae layer is characterized by alkali (especially K and Rb) enrichment and Ca and Sr are enriched in the pitchstone. These chemical changes may have been due to hydrothermal alteration. However, HFS elements such as Zr, Y and Nb are constant throughout the welded tuff (Zr=436-487 ppm, Y = 70-97 ppm, Nb=30-34 ppm). High Zr, Nb, Y and REE concentrations suggest chemical affinity to hot spot and rift zone magmas rather than island arc magmas.

As a result of the hydrothermal alteration, these rocks show a wide range in Rb/Sr ratios (0.28-12.1), so that the precise age could be determined by Rb-Sr whole rock isochron method. The whole rock isochron age reduced from all five analyzed samples yields 19.5 ± 0.6 Ma. The initial Sr isotopic ratio is 0.708970 ± 0.000075 (2σ). The obtained age defines the younger limit of the Wasso moonstone rhyolite. The age corresponds to the break-up of the rift system related to the opening of the Japan Sea.

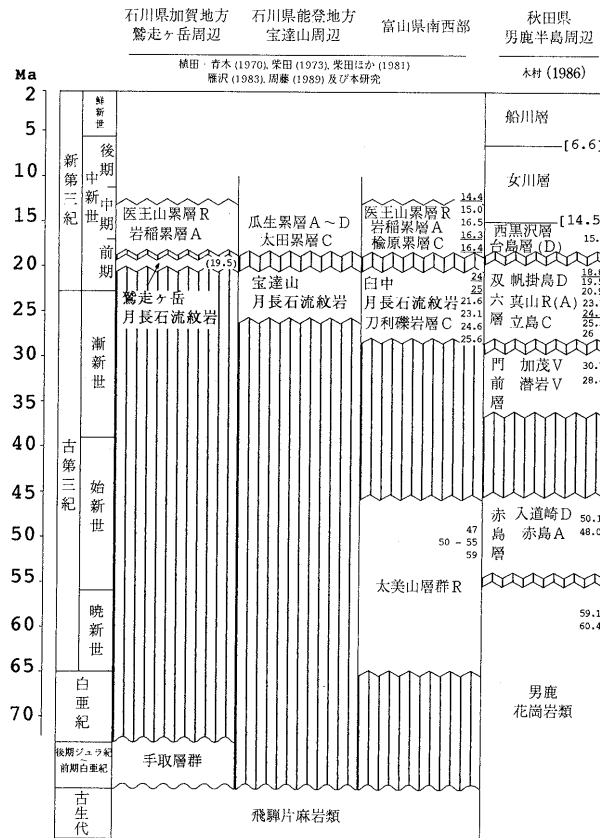
Key words : moonstone, sanidine, metaluminous one-feldspar high-silica rhyolite, welded tuff, lithophysae, isochron, Japan Sea

序 論

月長石とは、電子顕微鏡下でなければ確認できないほど細かい長石の離溶ラメラが原因で、青色や乳白色の閃光を發する長石類の総称である。月長石はアルカリ長石の場合と斜長石の場合があるが、流紋岩に含まれるものは、アルカリ長石(ソーダ・オーソクレス〜サニディン; 立川, 1985)である。このような月長石斑晶を含む流紋岩類は、一般に「月長

石流紋岩」と呼ばれている。北陸地域では富山県南西部城端町の臼中月長石流紋岩(今村, 1932; 須藤, 1979a)が最も良く研究されており、石川県加賀地方南部や能登半島基部の宝達山周辺(山崎・宮島, 1970)でもその存在が知られている。これらの月長石流紋岩は、新第三系中新統北陸層群最下部に位置し、アルカリ長石や石英が多くて斜長石斑晶をほとんど含まないアルカリ流紋岩質の溶結凝灰岩である。これらはグリーンタフ火成活動の先駆的活動(漸新世末期〜中新世初期)、すなわち日本列島が大陸から離れる以前もしくはその時の火成活動であると考えられ、北海道・東北地域に分布するアノソクレス流紋岩(根本, 1936, 1955; 大町, 1954; 勝井, 1955; 加納・高安, 1955)と同時に活動したアルカリ

*** この論文の内容の一部は日本岩石鉱床鉱物学会 1994年学術講演会(京都)、同 1995年学術講演会(仙台)および日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会・資源地質学会 1996年秋季連合大会(金沢)で発表した。



第1図. 古生代後期～新生代の北陸地域および秋田県男鹿半島周辺の放射年代層位。北陸地域の放射年代層位は植田・青木(1970), 柴田(1973), 柴田ほか(1981), 雁沢(1983), 周藤(1989), および本研究を基に編集し, 秋田県男鹿半島周辺地域は木村(1986)を基に編集した。縦軸は不整合を示す。18～22Maの不整合は, 日本海拡大に伴う広域不整合である(木村, 1986)。数字: フィッション・トラック年代値, 数字: K-Ar年代値, (): Rb-Sr年代値, []: 既知化石年代値, A: 安山岩, C: 礫岩, D: デイサイト, R: 流紋岩, V: 火山岩, (A): 阿仁合型植物群, (D): 台島型植物群。

に富む流紋岩質火山噴出物として注目されていた(長尾・佐々保, 1933)。更に朝鮮半島北部, 咸鏡北道明川郡の第三紀火山岩の中にも月長石を含む流紋岩が存在し(Tomita, 1935), これらの流紋岩類は, 「環日本海アルカリ岩石区」の一環をなすと考えられた。

本論では, これまで岩石学的・地球化学的研究が全く行われていなかった石川県石川郡鳥越村の鷲走ヶ岳月長石流紋岩について, その地質学的産状および岩石学的・地球化学的性質を明らかにし, その構成鉱物および全岩主要・微量元素組成を島弧縁海系や海洋島, リフト帯などさまざまなセッティングに産する流紋岩類と比較・検討し, 日本海拡大初期の活動である月長石を含む流紋岩質マグマの活動について考察する。また, 北陸地域の流紋岩類について Sr 同位体比測定を行ったところ, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩について非常に相関の良いアイソクロンが得られたので, その年代値および Sr 同位体比初生値についても報告し, その意義について考察する。

従来の研究

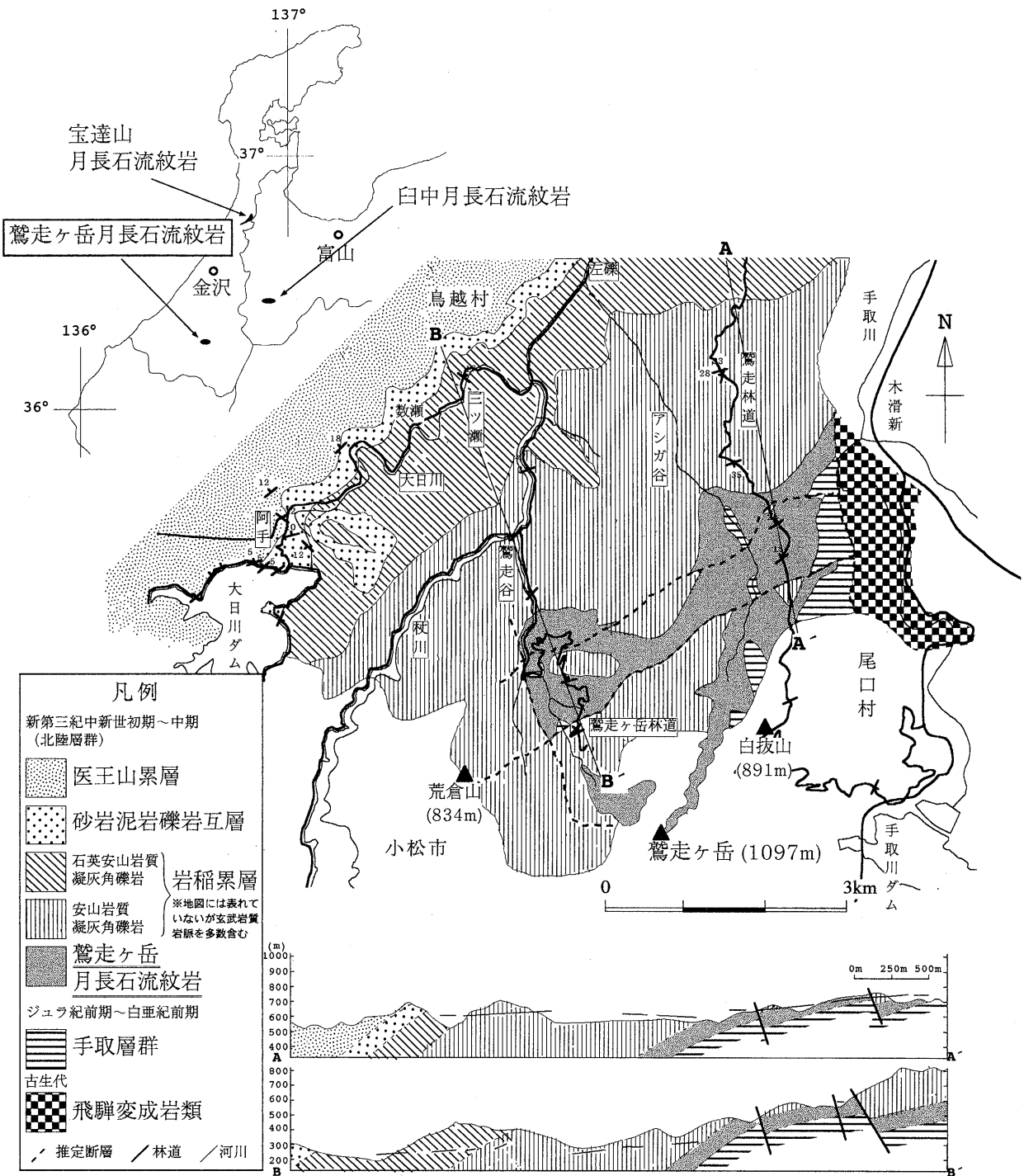
石川県南部～富山県西部地域の基盤は飛騨変成岩類およびそれを貫くジュラ紀初期の花崗岩類で構成されており, それをジュラ～白亜系の手取層群, 後期白亜系～古第三系の太美山層群(広義の濃飛流紋岩類の一部)がそれぞれ不整合に覆っている。これらはまた新第三系北陸層群に覆われている(第1図)。月長石流紋岩の層序的位置についてはこれまで幾つかの異なる見解があり, その論点は月長石流紋岩が北陸層群に属するか否かという点と北陸層群の基底礫岩にあたる椴原累層と月長石流紋岩の層序関係にあった。

Matsumoto and Ikebe (1958) と坂本(1966)は, この月長石流紋岩が太美山層群の上部を構成し, 北陸層群最下部の椴原累層により不整合に覆われているとした。しかし, 山崎・宮島(1970)は月長石流紋岩と太美山層群は層序的に区分されることを明らかにし, 月長石流紋岩は椴原礫岩層の上位に位置し, 岩稲累層のグリーンタフに覆われているとした。このような関係は石川県能登半島基部の宝達山でも見られ, 月長石流紋岩は見かけ上椴原累層相当の太田累層の上位にあり, 岩稲累層相当の瓜生累層の下位にある(山崎・宮島, 1970)。しかし須藤(1979a)は, 従来椴原累層に対比されてきた富山県西部の礫岩層を, 椴原累層とは分布が連続しないことから新たに刀利礫岩層と呼び, 臼中月長石流紋岩とともに北陸層群から区別した。須藤(1979a)はまた, 刀利礫岩層と臼中月長石流紋岩は岩稲累層とは不整合関係にあることを示したが, 同地域で椴原累層の上位に属すると考えられる砂岩質層が岩稲累層と整合関係にあることから, 従来の椴原累層(坂本ほか, 1959)が臼中月長石流紋岩によって2分される可能性を示唆した。しかし雁沢(1983)は刀利礫岩層と臼中月長石流紋岩を一括して「刀利層」と呼び, 北陸層群の最下部を占めるものとした。

なお, 臼中月長石流紋岩の月長石を用いた K-Ar 年代は 24, 25 Ma であり(植田・青木, 1970), ジルコンを用いた フィッション・トラック年代値は, 22.2 ± 2.9 , 23.7 ± 2.9 (雁沢, 1983), 25.0 ± 1.0 Ma (中島ほか, 1983) である。これを覆う岩稲累層の安山岩質溶岩の K-Ar 年代値(全岩)は 13.6 ± 0.7 , 15.9 ± 0.9 , 16.0 ± 0.9 Ma (柴田, 1973) であるが, これより上位の黒瀬谷累層の生層序年代から 16Ma より古いと考えられること, 福井県北部の糸生累層下部の安山岩が 19-18 Ma のフィッション・トラック年代を示すこと, 能登半島の安山岩類の中には 20-16 Ma の年代値が多く得られていることなどから岩稲累層の活動は 20-18 Ma と考えられている(藤井ほか, 1992)。

鷲走ヶ岳地域の地質概要

本調査地域は, 手取川およびその支流の大日川に挟まれた標高約 1,000 m 程度の山岳地帯(第2図)であり, 鷲走ヶ岳(石川県石川郡鳥越村)の北斜面にあたる。鷲走ヶ岳地域の基盤は飛騨片麻岩類(金・石渡, 1997)とそれを不整合に覆う手取層群であり, 濃飛流紋岩類は見られない。手取層群は白抜山および鷲走ヶ岳林道の谷筋に分布し, 南に緩く傾斜して



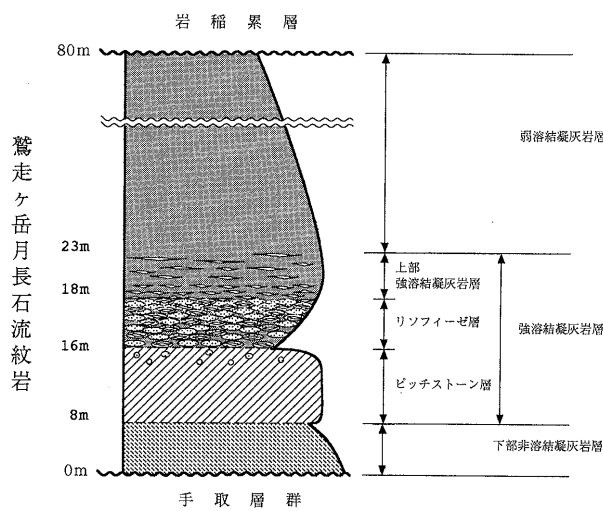
第2図. 北陸地域の月長石流紋岩の分布と石川県石川郡鳥越村鷲走ヶ岳周辺の地質図および断面図.

いる。手取層群の岩相は、油分のある黒色の頁岩および細～粗粒の白色砂岩である。これらは石徹白亜層群上部桑島層に相当する (山下ほか, 1988)。

本地域の月長石流紋岩は、鷲走ヶ岳北側山腹の鷲走ヶ岳林道沿いとその下の谷筋に分布している。鷲走ヶ岳月長石流紋岩は、ピッチストーンを伴う溶結凝灰岩であり、溶岩は観察されない。本層は北東-南西方向の断層によって切られてい

るため、林道沿いでは岩相の繰り返しが見られるが、地質断面図と後に述べる特徴的な産状から、1つの冷却ユニットからなる溶結凝灰岩であると考えられる。

鷲走ヶ岳月長石流紋岩は北陸層群の岩稲累層に直接平行に覆われており、不整合に手取層群を覆っている。刀利礫岩層または楡原累層に相当する礫岩層を欠く。岩稲累層は安山岩質凝灰角礫岩を主とする厚さ1,000 m以上の地層で、多数の



第3図. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の模式柱状図. 柱状図の凹凸は, 岩石の風化・浸食による凹凸面の様子を模式的に示している.

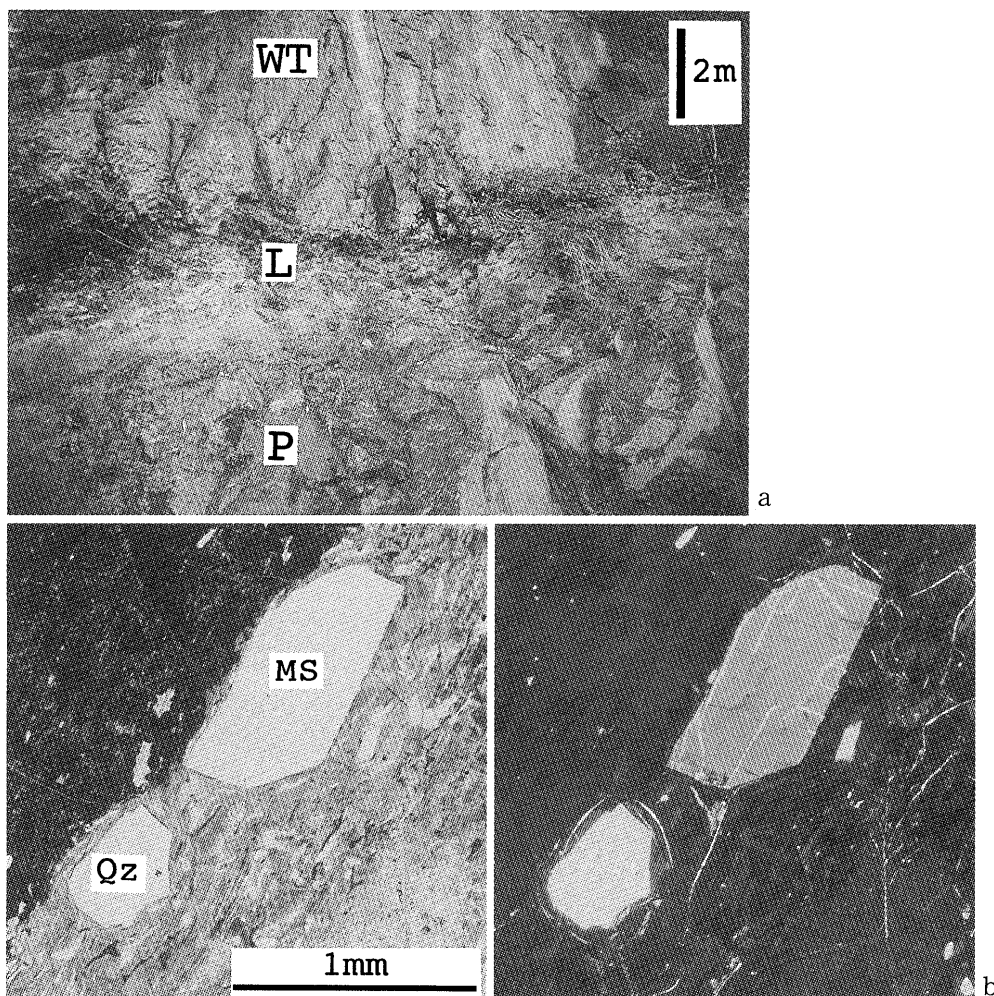
玄武岩岩脈に貫かれている(石渡・大浜, 1997). 岩稲累層の上部はデイサイト質凝灰岩よりなり, 大日川沿いに分布する厚さ 100 m の砂岩泥岩礫岩互層を挟んで上位の医王山累層流紋岩類に覆われる.

産 状

鷲走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩の現在の層厚は少なくとも約 80 m であり, 下部から, a) 下部非溶結凝灰岩層, b) 強溶結凝灰岩層, c) 弱溶結凝灰岩層の3つに大きく分けることができる(第3図). さらに b) 強溶結凝灰岩層は, 下部から b-1) ピッチストーン層, b-2) リソフィーゼ層, b-3) 上部強溶結凝灰岩層に分けることができる(第4a図). 更に上部にあった非溶結凝灰岩は削剥されてしまった可能性がある.

a) 下部非溶結凝灰岩層 (>8 m)

赤紫～青灰色を呈する変質した細粒の非溶結凝灰岩である. 2～3 cm の垂角礫状の異質岩片をまれに含む. 上位層との境界は厚さ 5～10 cm ほどの暗紫色の酸化帯になっている.



第4図. a. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の露頭写真. 写真下部の黒色部分がピッチストーン層 (P). 中央部の礫岩様の層がリソフィーゼ層 (L). ここから漸移的に上部強溶結凝灰岩層 (WT) に移行する. ノジュール状リソフィーゼの平均長径は約 8 cm. b. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩のピッチストーン層の偏光顕微鏡写真. 左は単ニコル, 右は直交ニコルによる同一視野の写真. 右上の結晶が月長石 (MS). 左下の結晶は石英 (Qz). 溶結凝灰岩に特徴的なユータキンチック組織がかなり発達している. 画面縦幅 2 mm.

b) 強溶結凝灰岩層

b-1) ピッチストーン層 (7~8m)

本層の上部は黒色緻密堅固なガラス質の岩石で一見溶岩であるかのような外観を示すが、扁平な本質岩片を多量に含む強溶結凝灰岩である(第4b図)。上部に灰白色球形のリスフィーゼ(径5cm程度)を含むことがある。扁平な本質岩片(平均アスペクト比=0.54)は黄色~暗褐色に変質している。風化面は真珠岩構造を示す。本層の下部は著しく変質、粘土化しており、白色を呈するが、扁平な本質レンズ等の溶結凝灰岩の組織は肉眼でも確認できる。本層の上部と下部の境界は漸移的である。

b-2) リソフィーゼ層 (<2m)

ピッチストーン層の直上に位置する層厚1~2mほどの礫岩様の外観を呈する強溶結凝灰岩である。

リスフィーゼとは、中央部に気泡を持つ、大きなスフェルライト(spherulite)様の球体~楕円体ないし不規則形の物体である(Cas and Wright, 1987)。本層のリスフィーゼは平均長径約8cmのノジュール状楕円体(平均アスペクト比=0.58)であり、中央部付近の不定形の4cm大の空孔もしくは外形に沿って湾曲した空孔(平均アスペクト比=0.10)をメノウが充填している。メノウ以外の部分は茶褐色~暗褐色を呈する脱ガラス化した溶結凝灰岩であり、外縁部は灰白色を呈する薄層で覆われている。中心にメノウがない楕円体の中心には1~2cmほどの本質岩片があり、さらにその中央にはスフェルライト様の同心円状構造が観察される場合もある。

リスフィーゼ層の下部ではリスフィーゼの外縁部およびリスフィーゼとリスフィーゼの間のマトリックス部が白色粘土状に著しく変質している。このため露頭では風化による侵食を免れた礫岩のように見える。しかし、このリスフィーゼは下位のピッチストーン層の上部にも若干観察され、その境界は漸移的である。また、リスフィーゼ層のマトリックスは、上方へ向かってその変質の程度が小さくなり、上部ではほとんど変質していないため、リスフィーゼとマトリックスの境界は不明瞭になっている。リスフィーゼ内で見られたメノウは、リスフィーゼ層の上部のものほど横に伸びて隣のメノウと連結するようになり、溶結構造に平行なアメーバ状の平板となっている。

b-3) 上部強溶結凝灰岩層 (<5m)

茶褐色を呈す。リスフィーゼ層から漸移的に移行する。扁平な気泡(平均アスペクト比=0.14)が卓越するが、気泡は空洞でありメノウで充填されていない。

c) 弱溶結凝灰岩層 (>57m)

淡桃色~茶褐色を呈す。塊状で気泡はほとんど観察されない。本質岩片はつぶれている(平均アスペクト比=0.28)。長石は白濁しているものが多い。

岩石記載

全体を通して半自形の石英の破片や融食された石英を6~9%、半自形~自形のサニディンおよびその破片を5~10%含む(第1表)。斜長石斑晶はほとんど見られず、アルバイト双

第1表. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の代表的なサンプルと宝達山月長石流紋岩のモード組成。

地域 サンプル	鷲走ヶ岳				宝達山
	ピッチストーン層 (n=3)	リスフィーゼ層 (n=3)	リスフィーゼ層- 上部強溶結凝灰岩層 (n=4)	弱溶結凝灰岩層 (n=2)	宝達山月長石流紋岩 (n=2)
石英	8.3	9.0	6.3	7.8	17.0
サニディン	9.4	4.3	11.7	5.0	17.4
斜長石	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
オパサイト	0.5	0.7	0.3	0.1	0.6
ジルコン	0.1	0.3	0.2	0.2	0.6
石基	81.8	85.8	81.6	87.0	64.4
合計	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0

晶が発達し累帯構造を示さない斜長石の破片をピッチストーン層で1つ見いだしたのみである。

副成分鉱物としてはジルコンが多く、まれに暗褐色で多色性のあるスフェーンがサニディンに包有されるか、もしくは石基中に存在する。その他チタン鉄鉱、アパタイトをわずかに含み、オパサイト化した八角形または六角形のスケルトン状の有色鉱物仮像が若干観察される。

ピッチストーン層のマトリックスは無色~淡褐色のガラス質であるが、それより上位の溶結凝灰岩層のマトリックスは一部脱ガラス化して微細な石英と長石の結晶になっている。これらの岩石の石基には溶結凝灰岩に特徴的なユータキシチック組織が発達しており、特にピッチストーン層で顕著である。ピッチストーン層ではこのような組織の他、斑晶を中心として真珠岩状組織もたびたび観察される。

リスフィーゼとなっている溶結凝灰岩のユータキシチック組織は、リスフィーゼの同心円状構造とは無関係に伸びている。リスフィーゼ層および上部強溶結凝灰岩層のマトリックスでは、しばしばユータキシチック組織を切る石英とカリ長石が放射状に連晶した径数mm程度のスフェルリチック組織が観察される。特にリスフィーゼ層ではサニディンを中心として石英とカリ長石がホウキ状に伸びている組織がしばしば見られる。

なお、臼中月長石流紋岩は、層厚50~300mの赤紫色~赤灰色を呈する多斑晶質の流紋岩質火砕岩類(雁沢, 1983)であり、石川県能登半島基部、宝達山で見られる宝達山月長石流紋岩も、赤褐色を呈する多斑晶質の流紋岩質溶結凝灰岩であるがピッチストーンやリスフィーゼはこれらの地点では確認できなかった。比較のため宝達山月長石流紋岩のモード組成を第1表に示した。鷲走ヶ岳月長石流紋岩は全体を通して石英・サニディンの斑晶を13~18%含むが、これは臼中月長石流紋岩がカリ長石(我々の分析ではサニディン)、石英(まれに斜長石と黒雲母の斑晶)を20~40%含む(須藤, 1979a)、宝達山月長石流紋岩が同様の鉱物を34%含むのとは比べて斑晶に乏しい。しかし、斜長石斑晶や有色鉱物斑晶が非常に少ない点でこれらは共通している。

全岩化学組成

北陸地域の月長石流紋岩合計9サンプルについて全岩主要・微量元素組成を分析した。なお、宝達山の月長石流紋岩

第2表. 北陸地域の月長石流紋岩の全岩化学組成.

地域	鷲 走 ケ 岳							白中	宝達山
	ガラス質部		脱ガラス化部						
No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
サンプル	ピッチストーン層	ピッチストーン層	リソフィゼ層	リソフィゼ層~上部強溶結凝灰岩層	上部強溶結凝灰岩層	上部強溶結凝灰岩層	弱溶結凝灰岩層	溶結凝灰岩	溶結凝灰岩
SiO ₂ (wt.%)	74.75	75.27	76.21	76.31	76.75	76.70	78.44	78.25	75.77
TiO ₂	0.14	0.12	0.14	0.15	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	11.17	11.41	12.14	13.12	11.13	12.10	11.83	11.40	11.66
FeO*	1.29	1.49	1.21	1.79	1.38	2.09	1.71	2.26	1.61
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
MgO	0.44	0.42	0.00	0.12	0.12	0.34	0.30	0.07	0.27
CaO	2.41	2.38	n.d.	0.18	0.15	0.21	0.11	0.21	0.23
Na ₂ O	2.23	1.97	2.09	2.65	2.24	1.86	2.20	3.28	2.40
K ₂ O	1.52	2.69	7.76	6.19	6.31	6.18	5.74	4.67	5.13
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Total	93.97	95.77	99.58	100.53	98.19	99.64	100.51	100.28	97.21
LOI	5.09	4.54	0.66	0.75	0.36	1.00	1.00	0.61	1.26
Total	99.06	100.31	100.24	101.28	98.55	100.64	101.51	100.89	98.47
FeO*/MgO	2.9	3.5	-	14.9	11.5	6.1	5.7	32.3	6.0
Na ₂ O+K ₂ O	3.75	4.66	9.85	8.84	8.55	8.04	7.94	7.95	7.53
mol.(Na+K)/Al	0.48	0.54	0.98	0.84	0.94	0.81	0.83	0.92	0.81
Sc (ppm)	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	2.8	2.8
Cr	n.d.	13	14	11	26	12	20	23	21
Co	n.d.	42	112	n.d.	n.d.	n.d.	70	n.d.	n.d.
Ni ¹	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	3	tr.
Cu ¹	2	tr.	tr.	4	tr.	13	2	tr.	tr.
Zn ¹	103	99	68	118	80	82	82	21	51
Rb ¹	114	143	266	231	228	188	198	127	152
Sr ¹	672	506	22	35	27	24	39	26	16
Y ¹	97	84	90	89	70	77	84	40	36
Zr ¹	459	448	443	487	436	443	453	369	360
Nb ¹	33	33	33	34	32	30	32	12	12
Cs	82.2	54.3	1.9	1.1	1.6	1.3	1.7	1.7	1.0
Ba	474	340	407	297	186	161	257	347	n.d.
La	63	60	35	64	54	59	68	49	51
Ce	125	133	94	115	98	115	151	91	78
Nd	74	60	53	78	n.d.	82	71	58	34
Sm	15.3	15.1	13.8	12.8	11.5	12.7	20.9	6.3	7.7
Eu	0.6	0.5	0.2	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7
Gd	5.0	7.0	6.9	5.8	n.d.	4.8	7.8	5.9	1.5
Tb	1.1	1.8	1.7	1.6	1.2	1.4	1.7	0.8	0.8
Yb	6.9	6.5	6.6	6.2	6.5	5.5	6.6	3.0	2.6
Lu	1.4	1.3	1.2	1.1	0.9	1.0	1.3	0.7	0.7
Hf	12	11	12	13	13	11	11	7	8
Ta	n.d.	2	2	n.d.	2	n.d.	2	1	1
Th	22	24	25	22	24	20	22	15	2
U	2	5	5	5	4	n.d.	4	2	15
La/Yb _{cm}	6.0	6.1	3.5	6.8	5.5	7.1	6.8	10.8	13.0

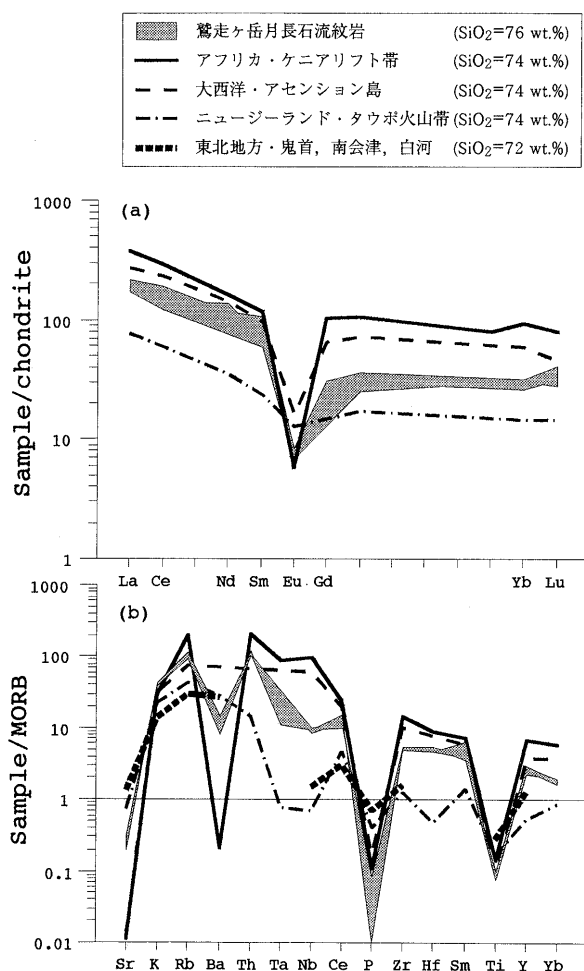
注：主要元素および¹の微量元素の定量は蛍光X線分析による。その他の微量元素の定量は中性子放射化分析による。

LOI=強熱減量

は露頭が確認できなかったので金沢大学名誉教授紺野義夫氏より寄贈されたサンプル(転石)を用いた。岩石の主要10元素とNi, Cu, Sr, Y, Zn, Rb, Nb, Zrの微量8元素の分析には、蛍光X線分析装置を用い、Sc, Cr, Co, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, U, Thの微量18元素については、機器中性子放射化分析法(INAA)を用いた。測定試料は、主要・微量元素測定用ともに、チップ状に切断した約200gの岩石サンプルを蒸留水で洗浄後乾

燥し、純鉄製のハンマーと台を用いて粉碎し、メノウ乳鉢で粉末化したものを使用した。

蛍光X線分析は、金沢大学の理学電機社製蛍光X線分析装置(System 3270)を用いた。主要・微量元素の分析は、Rh対陰管球を使用し、管電圧・管電流をそれぞれ50kV・20mAとして行った。主要元素分析は、中田ほか(1985)を参考に、粉末試料0.5gに対し融剤(メルク社製無水四ホウ酸リチウム:Li₂B₄O₇)5.0gを混合し、理学電機社製高周波ビー



第6図 鷲走ヶ岳月長石流紋岩, 大西洋・アセンション島, 太平洋・ニュージーランド北島タウポ火山帯, アフリカ・ケニアリフト帯の流紋岩類の平均 (a) 希土類元素パターンおよび (b) スパイダー・ダイアグラム (Pearce, 1983) と東北日本第四紀流紋岩類のスパイダー・ダイアグラム。 (a) の REE 規格値は, Boynton (1984) のコンドライト推奨値を, (b) の MORB 規格値は, Pearce et al. (1981) をそれぞれ使用した。データは, アセンション島—Harris (1983), ニュージーランド北島—Sutton et al. (1995), ケニアリフト帯—Macdonald (1987), 東北地方・鬼首, 南会津, 白河—Aoki et al. (1989) による。凡例中の SiO₂ wt.% は, 各岩石の平均シリカ含有量を示す。

ドサンプラーを用いて溶融したガラス円板を使用した。微量元素分析については, 田村ほか (1989) を参考に, 粉末試料にポリビニールアルコール水溶液を加えた加圧成型ペレットを作成し, これを用いた。検量線作製の試料には, 地質調査所の標準岩石試料を用いた。主要元素測定にあたって使用した標準試料は, JG-1a, JG-2, JG-3, JB-1a, JB-2, JB-3 であり, 微量元素測定にはこれらの他, JA-2, JA-3, JR-1, JGb-1 を用いた。これらの標準試料の推奨・提案値は, 上岡・田中 (1989) のものを使用した。

岩石の強熱減量 (LOI) の測定は, 次のように行った。マッフル炉 1050°C で十分に焼いたステンレス皿 (約 5g) をドライオープン (110°C) で 4 時間乾燥後, ステンレス皿乾燥重量

(A) を測定し, 約 5g のサンプルを盛った後, その合計重量 (B) を測定した。サンプル+皿をドライオープン (110°C) で一晚乾燥後, その乾燥重量 (C) を測定する。サンプル+皿をマッフル炉 (1050°C) で約 1 時間強熱し, 十分に冷えた後, 強熱重量 (D) を測定する。皿からサンプルを取り除き, 強熱後の皿の重量 (E) を測定する。LOI は $\{(C-A) - (D-E)\} / (B-A)$ によって求めた。

INAA 法は, 約 0.1g の粉末試料をポリエチレン容器に封入し, 京都大学原子炉実験所 (KUR) で 60 分間熱中中性子を照射後, 金沢大学理工系 RI 実験施設の Ge 半導体検出器を用いて γ 線測定を行った。エネルギー分析・定量等の計算は, 金沢大学理学部地球学教室のコンピューターを用いて行った。標準試料は JG-1a を使用した。

鷲走ヶ岳月長石流紋岩の全岩化学組成を第 2 表に示す。比較のため, 臼中・宝達山月長石流紋岩のデータも示してある。鷲走ヶ岳月長石流紋岩のサンプルについては, 層序的に下位から上位へ並べてある。

Spell and Kyle (1989) の定義によれば, 無水で SiO₂ > 75 wt.% である流紋岩は高シリカ流紋岩 (high-silica rhyolite) である。鷲走ヶ岳月長石流紋岩の SiO₂ 含有量を無水で再計算すると, その範囲は 76.7–79.2 wt.% になる。また, 岩石の (Na₂O+K₂O) / Al₂O₃ モル分子比の範囲は, ピッチストーン層で 0.48–0.54, それより上位の層で 0.81–0.98 であり, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩は, メタアルミナス (metaluminous) な高シリカ流紋岩である。臼中・宝達山月長石流紋岩も同様に, 無水の SiO₂ 含有量と (Na₂O+K₂O) / Al₂O₃ モル分子比はそれぞれ, 臼中が 78.9 wt.% と 0.92, 宝達山が 77.4 wt.% と 0.81 である。

鷲走ヶ岳月長石流紋岩は, 大きく分けて, ピッチストーン層とリソフィーゼ層, そしてそれより上位の層で, 各元素の含有量の傾向が異なっている。例えば, K や Rb は, ピッチストーン層では K₂O = 1.52–2.69 wt.%, Rb = 114–143 ppm 程度しか含まれないのに対し, リソフィーゼ層では K₂O = 7.76 wt.%, Rb = 266 ppm も含まれている。リソフィーゼ層の K₂O および Rb の含有量は, ピッチストーン層のそれぞれ 3–5 倍と 2 倍である。なお, リソフィーゼ層より上位の層のこれらの元素の含有量は, リソフィーゼ層より若干少ない程度で, K₂O は 5.74–6.31 wt.%, Rb は 188–231 ppm となっている。これとは逆に, Ca, Sr などのアルカリ土類金属元素および Cs は, ピッチストーン層に濃集しており, CaO は 2.38–2.41 wt.%, Sr は 506–672 ppm, Cs は 54.3–82.2 ppm 含まれている。しかし, それより上位の層でこれらの元素は枯渇しており, CaO は 0.27 wt.%, Sr は 22–39 ppm, Cs は 1.1–1.9 ppm しか含まれない。ピッチストーン層より上位の層の CaO, Sr, Cs 含有量は, ピッチストーン層のそれぞれ 1/10, 1/30–1/15, 1/75–1/30 程度である。一方, 電荷が大きくイオン半径の小さい元素 (HFS 元素) の含有量は層によらずほぼ一定で, Zr = 440–490 ppm, Y = 70–97 ppm, Nb = 30–34 ppm となっている。

第 5 図は, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩についての SiO₂ を横軸にとった各元素の変化図である。比較のため, 臼中・宝達山

月長石流紋岩と鮮新世の隠岐流紋岩類 (富田, 1928a, b, c; Tomita, 1935, 1936; Uchimizu, 1966; Uto et al., 1994), 日本列島第四紀の流紋岩類 (柴田, 1968; Aoki et al., 1989) のデータもプロットしてある。

先に述べたように, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩中のアルカリ金属・アルカリ土類金属元素の濃集程度は, 各層によって異なっているが, 第四紀流紋岩類と比較すると, ピッチストーン層を除いた鷲走ヶ岳月長石流紋岩は, 臼中・宝達山月長石流紋岩および隠岐流紋岩類同様, CaO, Sr, Ba に著しく乏しく, K₂O, Rb に富んでいる。特に K₂O 含有量は, Peccerillo and Taylor (1976) の SiO₂-K₂O バリエーションダイアグラムの各系列間の境界線を高シリカ側に延長すると, ショショナイト系列に属するほどである。また, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の Zr, Y, Nb 含有量は, 層によらず高く, Zr, Y は第四紀流紋岩類の約 2.5 倍, Nb は約 3 倍含まれている。Y, Nb は, 同じ北陸地域に分布する臼中・宝達山月長石流紋岩の約 2.5 ~ 3 倍含まれている。

第 6 図は, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩 (上部強溶結凝灰岩層および弱溶結凝灰岩層) の希土類元素パターンと MORB 規格化スパイダー・ダイアグラム (Pearce, 1983) を, ケニアリフト帯, アセンション島, タウポ火山帯のアルカリ流紋岩とパーアルカリック (peralkalic) 流紋岩類および東北日本, 第四紀の島弧流紋岩類と比較して示したものである。鷲走ヶ岳月長石流紋岩の顕著な Eu の負の異常 (第 6a 図) は, マグマの分化の際に長石類の分別があったことを示唆している。また, 軽希土 / 重希土比が比較的小さい (La/Yb_(CH) = 3.5-7.1) のは, 重希土元素を多く含むジルコンが多いことと調和的である。なお, おそらくアバタイト, チタン鉄鉱の分別によると考えられる P, Ti の負の異常がすべての岩石に見られるものの, 日本やタウポ火山帯などの島弧火山岩の特徴である Nb, Ta, Zr, Hf, Y など他の HFS 元素の負の異常ははっきりしない (第 6b 図)。

鉱物化学組成

鷲走ヶ岳月長石流紋岩 (ピッチストーン層および上部強溶結凝灰岩層) のアルカリ長石のうち, 閃光を発するアルカリ長石 (月長石) と発しないアルカリ長石 (非月長石) の主要元素組成を金沢大学理学部所有の SEM-EDAX (エネルギー分散型 X 線分光装置, 明石 α-30) システムを用いて測定した (第 3 表)。

月長石の Na / (K+Na) の範囲は 0.46-0.52 で, 平均 0.49 であり, Ca / (Na+K+Ca) の範囲は 0.000-0.020 である。また, 非月長石の Na / (K+Na) の範囲は 0.47-0.51 で, 平均 0.50 であり, Ca / (Na+K+Ca) の範囲は 0.004-0.038 である。どちらもやや Na の多いサニディンの領域にあり, 組成範囲が非常に狭いが, 非月長石の方がやや Ca / (Na+K+Ca) 比が高い傾向にある。長石斑晶の化学組成は, 本溶結凝灰岩全体を通じて一様である。

第 3 表. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩中の月長石と非月長石の鉱物化学組成。

地域 サンプル	鷲走ヶ岳	
	1	2
SiO ₂	66.66	66.30
TiO ₂	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	18.65	18.65
FeO*	0.26	0.24
MnO	0.05	0.04
MgO	0.00	0.00
CaO	0.11	0.23
Na ₂ O	5.42	5.46
K ₂ O	8.49	8.35
Total	99.70	99.32
O =	8	8
Si	3.003	2.999
Ti ⁴⁺	0.002	0.002
Al ³⁺	0.990	0.994
Fe ²⁺	0.010	0.009
Mn	0.002	0.001
Mg	0.000	0.000
Ca	0.005	0.011
Na	0.474	0.479
K	0.488	0.482
Total	4.974	4.977
An mol. %	0.6	1.1
Ab mol. %	49.0	49.3
Or mol. %	50.5	49.6
Na/(Na+K)	0.49	0.50

*1=閃光を発するアルカリ長石 (月長石)

*2=閃光を発しないアルカリ長石 (非月長石)

Rb-Sr 全岩アイソクロンによる Sr 同位体比初生値 および Rb-Sr 年代値

測定に用いた試料は, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩 5 サンプルである。この他, 比較のために臼中月長石流紋岩 1 サンプル, 宝達山月長石流紋岩 1 サンプルについても測定を行った (第 4 表)。測定に用いた粉末試料は, メノウや変質部分を取り除いた溶結凝灰岩を全岩化学組成分析の時と同様に処理し, 使用した。粉末試料からの Sr, Rb の抽出は, 加々美ほか (1982) の方法に基本的に従っているが, イオン交換塔は小型のものを用いた。Sr 同位体比測定にあたっては, 岡山大学固体地球研究センターのフィニガン・マツ社製 MAT260 型を MAT261 型に改造した表面電離型質量分析計を使用した。Rb, Sr の定量は, 金沢大学理学部所有の理学電機社製 System3270 蛍光 X 線分析装置を使用した。測定期間中, 標準試料 NBS987 の ⁸⁶Sr/⁸⁶Sr = 0.1194 で規格化した ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比の平均値は, 0.710275 ± 0.000012 (2σ, N=5) であった。Rb-Sr 全岩アイソクロンは, Rb/Sr の誤差を 5% とし, ⁸⁷Rb の崩壊定数に 1.42 × 10⁻¹¹ y⁻¹ (Steiger and Jäger, 1977) を用い, York (1966) の方法で計算した。なお, 既に報告されている NBS987 の ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比は, 0.710242 (Kagami et al., 1989) なので, すべての測定値から 0.000033 引いた値を計算に用いた。

第4表. 北陸地域の月長石流紋岩の Sr 同位体組成.

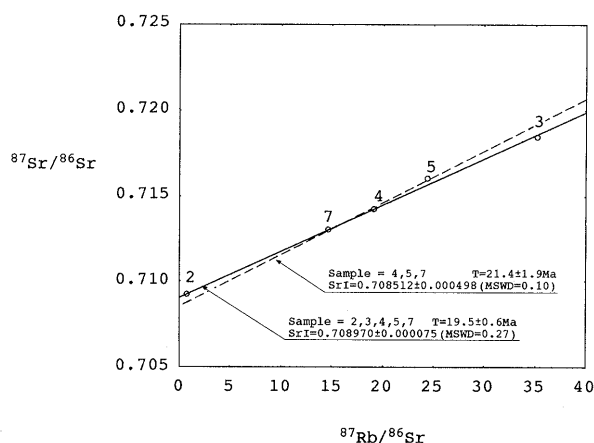
No.	サンプル	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2σ)	SrI ¹
鷲走ヶ岳月長石流紋岩							
2	ピッチストーン層	143	506	0.283	0.818	0.709198±13	0.7090 ²
3	リソフィーゼ層	266	22	12.1	35.02	0.718430±17	0.7091 ²
4	リソフィーゼ層～上部強溶結凝灰岩層の漸移部	231	35	6.60	19.11	0.714236±14	0.7091 ²
5	上部強溶結凝灰岩層	228	27	8.44	24.45	0.715984±13	0.7094 ²
7	弱溶結凝灰岩層	198	39	5.08	14.70	0.713001±14	0.7091 ²
白中月長石流紋岩							
8	溶結凝灰岩	127	26	4.88	14.14	0.714595±14	0.7097 ³
宝達山月長石流紋岩							
9	溶結凝灰岩	152	16	9.50	27.51	0.717697±16	0.7081 ³

標準試料 NBS987 の平均 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比 = 0.710275 ± 0.000012 (2σ, N = 5), 最速 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比 = 0.710242 (Kagami et al., 1989)

⁸⁷Rb の壊変定数 λ = 1.42 × 10⁻¹¹ y⁻¹ (Steiger and Jäger, 1977)

*1. initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio. *2. アイソクロンによる年代値 (19.5 Ma) をもとに計算した参考値.

*3. 植田・青木 (1970) の K-Ar 年代値 (24.5 Ma) をもとに計算した参考値.



第7図. 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン. サンプル番号は第2表, 第4表と同じ. 実線はサンプル 2, 3, 4, 5, 7, 破線はサンプル 4, 5, 7 によるもの.

鷲走ヶ岳月長石流紋岩は, もともと Rb に富み, Sr に乏しい岩石である. しかし, その濃度分布は一様ではなく, Rb はピッチストーン層で枯渇し (114-143 ppm), リソフィーゼ層で最も濃集している (266 ppm). これに対し, Sr はピッチストーン層で極端に濃集し (506-672 ppm), それより上位の上部溶結凝灰岩層では非常に少ない (22-39 ppm). このため Rb/Sr 比に大きなばらつきが生じている (0.17-12.1; 第2表). すべてのサンプル (2, 3, 4, 5, 7) をもちいた Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代値は 19.5 ± 0.6 Ma, Sr 同位体比初生値は, 0.708971 ± 0.000075 である (第7図). 得られた年代値は, 雁沢 (1983) の白中月長石流紋岩中のジルコンのフィッシュン・トラック年代と誤差の範囲内ではほぼ一致する. また, 白中月長石流紋岩および宝達山月長石流紋岩の Sr 同位体比初生値を公表されている年代値 (植田・青木, 1970; 平均値 24.5 Ma) を参考にして求めるとそれぞれ 0.710, 0.708 となり, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩の Sr 同位体比初生値 (0.709) とほぼ一致する (第4表).

議 論

I. リソフィーゼ層の成因とアルカリ金属元素の挙動について

規模が大きい高温の火砕流堆積物は, その自重のため中部～下部にかけて溶結作用を起こし, 強溶結部では発泡した軽石やスコリアが圧縮され, 気泡は消滅し, そのマトリックスは黒曜岩やピッチストーンとなる. この時, 強く溶結した部分は高温状態で長時間保たれているため, 堆積物の主体を構成している火山ガラスが脱ガラス化する. これとは別に, 火砕流堆積物中から脱出する高温の H₂O に富む流体からカリ長石やシリカ鉱物の微結晶が火砕流堆積物の上部に析出あるいは沈殿する. このような変化はすべて高温の堆積物が静止して冷却・圧密される過程で生じる (荒牧, 1979).

鷲走ヶ岳月長石流紋岩のピッチストーン層とそれより上位の層は, 露頭でピッチストーン層とリソフィーゼ層が色や岩相の違いから一見してははっきりと区別できる. また, ピッチストーン層で Ca, Sr, Cs が著しく濃集しており, それより上位の層では枯渇していることなどから, 全く異なる火砕流堆積物であるように見える. しかし, ピッチストーン層はわずか 8 m ほどの層厚であるにも関わらず著しく溶結しており, ピッチストーン層の上部にもリソフィーゼが存在することから, それより上位の層とは別に堆積したものであるとは考えにくい. また更にリソフィーゼ層には径数 mm 以下のスフェルライトが生じているが, スフェルライトがそのまま大きく成長してリソフィーゼになったという証拠 (例えば放射状に大きく発達した石英とカリ長石の連晶組織) は観察されない. むしろ溶結凝灰岩のユータキシチック組織は, リソフィーゼの同心円状構造とは無関係に伸びており, リソフィーゼ層も, もともとは通常の溶結凝灰岩であったと考えられる. それゆえリソフィーゼ様のノジュールは, 火砕流の静止後, スフェルライトとは別のプロセスで形成されたと考えられる.

リソフィーゼ層はピッチストーン層の直上 (約 1~2 m の

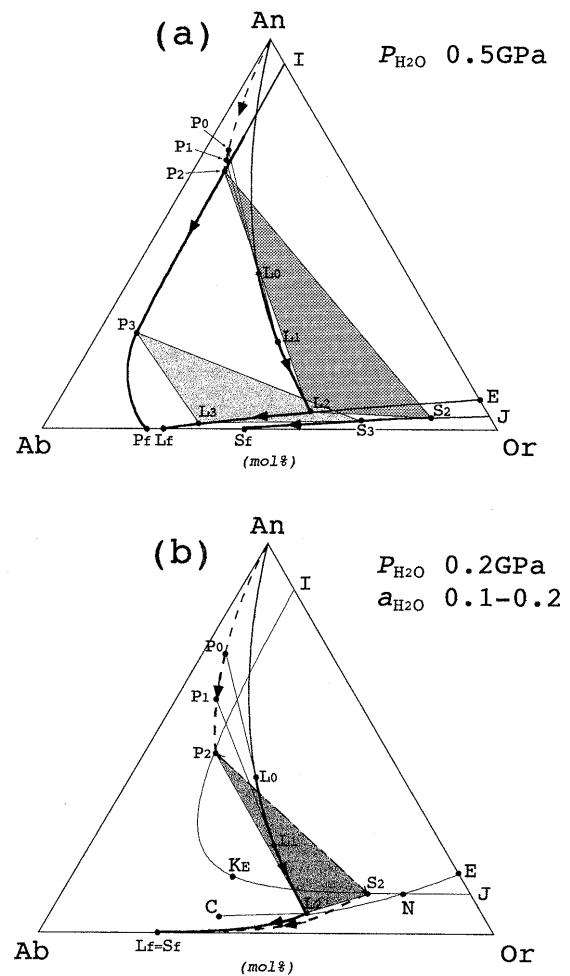
範囲)に集中的に分布しており、リソフィーゼ層に特徴的に見られるノジュール中央部のメノウは、上方のものほどその外形が不明瞭になり、葉理に平行なアメーバ状の平板となる。そして更に上方では全く観察されなくなる。これはつまり、 SiO_2 に富む流体が上部強溶結凝灰岩層の底部の気泡に溜まり、これらの気泡を中心に溶結凝灰岩がノジュール状に堅くなったのが、このリソフィーゼなのであろう。

このような流体の移動は、各岩相の主要・微量元素の中でも K や Rb の移動に大きな影響を与えた。K, Rb の含有量は、上部強溶結凝灰岩層および弱溶結凝灰岩層の平均値 (K=6.10 wt.%, Rb=211 ppm) を基準にすると、ピッチストーン層の K の含有量は 0.35 倍、Rb の含有量は 0.61 倍である。これに対し、リソフィーゼ層では、K の含有量は 1.27 倍、Rb の含有量は 1.26 倍になっている。しかし、また Sr, Ca, Cs も岩層によってその含有量が著しく異なる元素である。K や Rb 同様、上部強溶結凝灰岩層および弱溶結凝灰岩層の平均値 (Ca=2.40 wt.%, Sr=589 ppm, Cs=1.4 ppm) を基準にすると、Ca, Sr, Cs の含有量は、ピッチストーン層では、Ca は 12 倍、Sr は 19 倍、Cs は 49 倍になっている。これに対し、リソフィーゼ層では、Ca は 0.13 倍、Sr は 0.71 倍、Cs は 1.36 倍になっている。Ca, Sr, Cs はピッチストーン層にけた違いに濃集している。しかし、現在のところ K や Rb と同じアルカリ金属元素である Cs がこれらの元素と異なる挙動をする理由や、Ca, Sr, Cs がピッチストーン層に濃集する原因は不明である。

II. 月長石の化学組成からみたマグマの結晶分化作用

Brown (1993) は、さまざまな実験データ (例えば Bowen and Tuttle, 1950; Schairer, 1950 など) や、それらを元に計算した結果 (Nekvasil, 1990 など) から An (anorthite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)—Ab (albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)—Or (orthoclase, KAlSi_3O_8) 長石 3 成分相平衡図を描いた。この長石 3 成分相平衡図は、適当な水蒸気圧下での斜長石とサニディンの最大分別結晶作用 (maximum fractional crystallization) にともなう固相と液相の組成変化を扱うことができる。第 8 図は、この長石 3 成分相平衡図を An—Ab—Or 面に投影した図である。第 8a 図は $P_{\text{H}_2\text{O}}$ が高く ($P_{\text{H}_2\text{O}}=0.5\text{GPa}$)、ソルバスが Ab—Or 辺に接している場合であり、初生マグマ L_0 は、最初斜長石 ($P_0\text{--}P_2$) のみを晶出するが、液が L_2 に達してからは液の組成が L_1 になるまで斜長石 ($P_2\text{--}P_1$) とアルカリ長石 ($S_2\text{--}S_1$) を最後まで同時に晶出する。第 8b 図は $P_{\text{H}_2\text{O}}$ が低く ($P_{\text{H}_2\text{O}}=0.2\text{GPa}$, $a_{\text{H}_2\text{O}}=0.1$)、ソルバスが Ab—Or 辺に接していない場合である。図中の点 N は、共融線 EN が反応線 NC に変化する点を示している。この条件下では、ソルバスは見かけ上縮小し、固相面—ソルバス境界線 $\text{IP}_2\text{K}_E\text{S}_2\text{J}$ は、Ab—Or 面と切りあうことが無い。初生マグマ L_0 は、第 8a 図同様、最初斜長石 ($P_0\text{--}P_2$) のみを晶出するが、液の組成が反応線 NC に到達 (L_2) すると、斜長石と液が反応し、サニディン S_2 を晶出し始める。すなわち、第 8b 図では斜長石とアルカリ長石は同時に晶出しない。

この流紋岩の主要斑晶はサニディン ($\text{Or}_{50}\text{Ab}_{50}$) と石英であり、全岩化学組成も Ca に乏しい。このことから、マグマの



第 8 図. An (anorthite)—Ab (albite)—Or (orthoclase) 3 成分長石立体相平衡図の An—Ab—Or 面投影図. (a) $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.5\text{GPa}$ で予想される 2 長石 (斜長石, サニディン) 同時晶出結晶分別作用と (b) $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.2\text{GPa}$ ($a_{\text{H}_2\text{O}}=0.1\text{--}0.2$) で予想される連続 1 長石 (斜長石→サニディン) 晶出結晶分別作用の液相—固相分化経路. 図中の記号は、L: マグマ, P: 斜長石, S: サニディン, E: An—Or 系における共融点, C: 臨界点, K_E : 臨界終点, EL_i および EN: 共存溶液進化線 (共融線), NC: 反応線. $\text{IP}_2\text{P}_3\text{P}_1$ (a) および $\text{IP}_2\text{K}_E\text{S}_2\text{N}$ (b) は、斜長石固相面とソルバスの境界線, $\text{JS}_2\text{S}_3\text{S}_1$ (a) および JN (b) はサニディン固相面とソルバスの境界線を示す. $P_0\text{--}P_2$ および破線は斜長石の固相面に沿って晶出する斜長石の組成を示し、 $L_0\text{--}L_2$ および実線は斜長石の液相面に沿って変化する共存溶液の組成を示している. また、 $P_0\text{--}L_0\text{--}P_2\text{--}L_2$ は共存する固相—液相関係を示している (a, b). なお、(a) における $\text{P}_3\text{--}S_3\text{--}L_3\text{--}P_1\text{--}S_1\text{--}L_1$ は共存する 3 相を示しているが、(b) においては P_2 と L_2 は反応関係にあり、 P_2 と S_2 は同時に共存しない. 図は、(a), (b) とともに Brown (1993) に加筆、編集したものである。

組成は第 8 図の Ab—Or 辺に近いものが期待される。また、斜長石斑晶がほとんど見られないことから、当然マグマの相図は第 8b 図に従うものであったに違いない。すなわち、このようなマグマは比較的ドライなマグマであったはずである。この成因として、含水鉱物に乏しいマントル物質または地殻物質 (例えばグラニュライト) の部分溶融などが考えられる。

III. 化学組成の比較によるテクトニックセッティングの検討

第2表, 第4表, 第7図から明らかなように, 上部強溶結凝灰岩層および弱溶結凝灰岩層では化学組成の変化幅が小さい。また, HFS 元素は, 岩層にかかわらずほぼ一定である。これらの元素を用いて鷲走ヶ岳月長石流紋岩とニュージールランド北島のタウポ火山帯, 大西洋のアセンション島およびケニアリフト帯の流紋岩の希土類元素パターン (第6a図) を比較すると, 希土類元素の濃度とパターンは, 島弧縁海系のタウポ火山帯の流紋岩よりはプレート内火山のアセンション島やケニアリフト帯の流紋岩の性質に近い。

Pearce (1983) の MORB 規格化スパイダーダイアグラム (第6b図) は, マグマの形成に関与した沈み込むスラブ (海洋性地殻) からの流体相の影響を知る手段としてよく用いられ, LIL 元素や HFS 元素の存在比から各テクトニックセッティングが検討されている。非常に分化した流紋岩の場合, チタン鉄鉱やアパタイトの晶出の影響で玄武岩の場合とそのパターンが若干異なるが, 鷲走ヶ岳月長石流紋岩のパターンを見るとタウポ火山帯や東北日本の第四紀の流紋岩類のパターンと比較して HFS 元素の濃度が高く, Ta, Nb の負の異常が少ない点で, やはりプレート内火山の流紋岩に類似している。

IV. Rb-Sr 全岩アイソクロンから得られた年代値と Sr 同位体比初生値によるマグマ活動の検討

i) Rb-Sr 全岩アイソクロン年代について

一般に, 花崗岩体については Rb-Sr 年代法, K-Ar 年代法およびフィッシュ・トラック法で得られた年代値は一致せず, マグマがそれぞれの同位体組成比に関して閉鎖系になった年代を示していると考えられる。鷲走ヶ岳月長石流紋岩のピッチストーン層, リソフィーゼ層を含む5つの岩石から得られた Rb-Sr 全岩アイソクロンは非常に相関がよく, 誤差が小さい (MSWD=0.27)。ピッチストーン層 (Rb/Sr=0.28) とリソフィーゼ層 (Rb/Sr=12.1) で Rb/Sr 比に極端な差があるが, それより上位の層にも Rb/Sr=5.08-8.44 のばらつきがある。アルカリ流紋岩はもともと Rb に富み, Sr に極端に乏しいので, わずかな Sr の移動でも Rb/Sr 比は大きく変化する。おそらく火砕流が沈静化後, 流体の移動に伴い Rb, Sr が移動したのであろう。

得られた Rb-Sr 全岩アイソクロン年代について次の二つの解釈をすることができる。一つは, このような Rb/Sr 比の大きな差異は, 溶結作用と冷却の過程で流体が移動することによって生じたとするものである。もう一つは, 火砕流が完全に冷却した後, 全く別のプロセスで熱水変質を受け, その際大きな Rb/Sr 比の差異を生じたとするものである。しかし, ここで問題となるのは Ca, Sr, Cs について他の岩層と明らかに異なる組成を持つピッチストーン層の起源であろう。なぜならピッチストーン層以下の岩層が一連の堆積物でない場合, 5 サンプルによるアイソクロンは意味を持たなくなるからである。仮にピッチストーン層の全岩組成がマグマの組成を示すものとしてノルム組成を計算すると, ノルム長石の an 成分は約 35 mol.% となる。これは本来十分斜長石斑

晶が晶出するはずの値である (第8図)。ところがピッチストーン層には, 斜長石斑晶はほとんど含まれていない。これは, ピッチストーン層での Ca の濃集が一次的なマグマプロセスによるものでないことを示唆している。

ピッチストーン層での Ca, Sr, Cs の濃集とそれより上部の岩層での元素移動が, 溶結・冷却の際の流体の移動によるものだとすると, 層厚約 80 m ほどの火砕流の溶結作用の終息はわずか 10 数年であることが数値実験で知られているので (河野・大島, 1971), 溶結作用が終了するまでにかかった時間は地質年代的にはほんの一瞬であると考えられる。したがって, 高温のマグマが噴出し, 堆積後溶結した火砕流の年代は本来噴出年代 (堆積年代) を示すべきであり, なおかつ分散の小さいアイソクロンが得られるはずである。また元素の移動が, 流紋岩の固結後の熱水変質作用によるものだとすると, ガラス質部と脱ガラス化部ではガラス質部の方が変質を受けやすいはずなので, ガラス質部の年代が若返るため, 噴出年代と変質年代の時間間隙が大きいほどアイソクロンの誤差は大きくなるはずである。ピッチストーン層, リソフィーゼ層を含む 5 サンプルから得られた Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は, $19.5 \pm 0.6 \text{ Ma}$ であり, 最も元素移動の程度が大きいピッチストーン層とリソフィーゼ層の 2 サンプルをのぞいた 3 サンプルによる Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は, $21.4 \pm 1.9 \text{ Ma}$ である (第7図)。これらの年代値は誤差の範囲で一致している。しかし, 3 サンプルによる年代値は, 臼中月長石流紋岩の月長石を用いた K-Ar 年代 (24, 25Ma; 植田・青木, 1970) よりも若い, ジルコンを用いたフィッシュ・トラック年代 (22.2 ± 2.9 , $23.7 \pm 2.9 \text{ Ma}$; 雁沢, 1983) とほぼ一致しており, 5 サンプルによる年代値はグリーンタフ火成活動の年代値 (20-18Ma; 藤井ほか, 1992) とほぼ一致している。変質が噴出直後なのか, かなり後なのかは明らかではないが, 直後なら熱源は火砕流自身にあり, 冷却固結後ならば, 例えばグリーンタフ火成活動による熱水変質が考えられる。いずれにせよ 5 サンプルによる年代値は, この流紋岩の活動年代の上限を決めたことになる。

木村 (1986), 臼田・岡本 (1986), 周藤 (1989) らによって明らかにされた日本海側のグリーンタフ地域に普遍的に存在する 18-22Ma のブレイクアップ広域不整合 (リフティングに伴う浸食) は北陸地域でも見られ, 臼中・宝達山月長石流紋岩はその広域不整合が形成される直前に活動していたと考えられている (須藤, 1979b)。鷲走ヶ岳月長石流紋岩の活動年代は明らかではないが, おそらくこれらの月長石流紋岩と同時期の活動なのであろう。

ii) Sr 同位体比初生値について

上で述べたように, この溶結凝灰岩では熱水の影響で著しく元素が移動したので, Sr 同位体比「初生値」がマグマの初生値を代表する保証はない。しかし, 例えばこの熱水が当時の海水であったとしても, その同位体比は 0.7083-0.7086 (Oslick et al., 1994) であり, この岩石の「初生値」と大差ない。しかも, 5 サンプルによる Rb-Sr 全岩アイソクロンの Sr 同位体比初生値は, 0.708970 ± 0.000075 であり, ピッチストーン層とリソフィーゼ層の 2 サンプルをのぞいた 3 サンプ

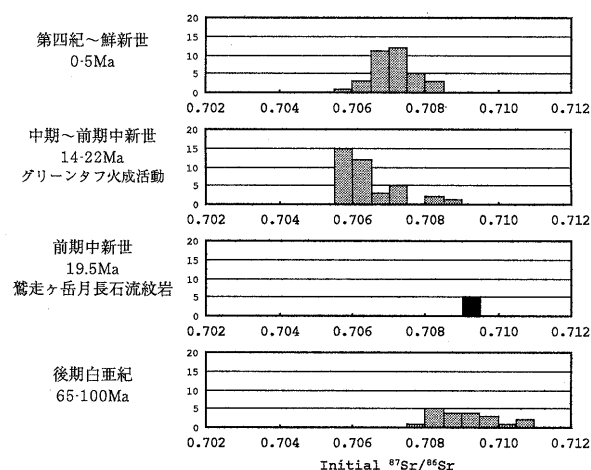
ルによる Rb-Sr 全岩アイソクロンによる Sr 同位体比初生値は、 0.708512 ± 0.000498 である。これらは偶然にもほぼ一致している。ここでは 0.709 がマグマの初生値を表すものとして話を進める。

北陸地域は、中・新生代火成岩の Sr 同位体比初生値が高い地域の一つであり、白亜紀～古第三紀の花崗岩類は、0.710 以上 (Shibata and Ishihara, 1979), 第四紀の火山岩類は、0.707 以上 (Notsu et al., 1989) の値を示すことが知られている。後期白亜紀～新生代の火成岩類の Sr 同位体比初生値の変遷を知るため、北陸地域に限定して火成岩類合計 100 サンプル (Shibata and Ishihara, 1979; 田中・加々美, 1987; Notsu et al., 1989; 富岡ほか, 1990; 中島ほか, 1990; 石田ほか, 1995) について参考年代値 (植田・青木, 1970; 柴田, 1973; Shibata and Ishihara, 1979; 柴田ほか, 1981; 雁沢, 1983; 東野ほか, 1984; 清水ほか, 1988; 石田ほか, 1995) を基に Sr 同位体比初生値を再計算し、ヒストグラムを作製した (第 9 図)。Sr 同位体比初生値を計算するにあたって ^{87}Rb の崩壊定数 λ は Steiger and Jäger (1977) の $1.42 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$ を用いた。

Shibata and Ishihara (1979) が示しているように、北陸地域の後期白亜紀の火成岩の Sr 同位体比初生値は、日本海側に近い地域では若干低いものが含まれるもの (丹生花崗岩および流紋岩類 0.7088~0.7107; 中島ほか, 1990), 全般に高く、白川花崗岩類で 0.7100, 0.7106 (Shibata and Ishihara, 1979) の値を持つ。グリーンタフの火成活動が盛んだった中期～前期中新世 (14~22Ma) には内陸側 (勝原閃緑岩体および荒島岳火山岩) でも比較的低い値にピークがある (0.7055~0.7065; 富岡ほか, 1990)。おそらくマントル起源マグマの関与が大きかったと考えられるが、第四紀には再び高くなる (白山・乗鞍グループ 0.7059~0.7084; Notsu et al., 1989)。鷲走ヶ岳月長石流紋岩の Sr 同位体比初生値は後期白亜紀の火成岩の Sr 同位体比初生値の中間に位置し、グリーンタフ火成活動の最高値より若干高い。わずかではあるがマントル起源マグマの関与が示唆される。

結 論

- (1) 鷲走ヶ岳月長石流紋岩は、手取層群を不整合に覆い、岩稜層に覆われている厚さ約 80 m の 1 枚の溶結凝灰岩であり、下部にピッチストーン層とリソフィーゼ層が発達する。
- (2) 主要斑晶が石英とサニディンであり、斜長石斑晶がほとんど観察されないことから、月長石流紋岩マグマは通常の島弧の流紋岩より $P_{\text{H}_2\text{O}}$ が低かった ($P_{\text{H}_2\text{O}}=0.2\text{Gpa}$ 程度) と考えられる。含水鉱物をほとんど含まないマントル物質または地殻物質の部分溶融によって形成されたマグマから、苦鉄質鉱物、斜長石、サニディンなどの分別結晶作用によって形成されたと考えられる。
- (3) リソフィーゼ層とピッチストーン層の間で大きな化学組成の差があり、特に LIL 元素の変化が大きい。これは熱水変質によるものと考えられる。しかし HFS 元素の移動はほとんどなかった。
- (4) この熱水変質によって、Rb と Sr が大きく移動した。



第 9 図. 後期白亜紀～新生代の飛驒帯の火成岩類の Sr 同位体比初生値ヒストグラム。データは、第四紀～鮮新世-白山・乗鞍グループ (Notsu et al., 1989; n=37), 中期～前期中新世-勝原閃緑岩体・中竜鉦山 (Shibata and Ishihara, 1979; n=2), 荒島岳・勝原深成岩体および岩脈群 (富岡ほか, 1990; n=29), 医王山累層・岩倉山流紋岩・瓜生累層 (石田ほか, 1995; n=7), 前期中新世-鷲走ヶ岳月長石流紋岩 (第 4 表; n=5), 後期白亜紀-白川花崗岩 (Shibata and Ishihara, 1979; n=2), 丹生花崗岩および流紋岩類 (中島ほか, 1990; n=12), 剣岳花崗岩 (田中・加々美, 1987; n=6) による。

アルカリ流紋岩はもともと Rb/Sr 比が高く、また理由は明らかではないが、ピッチストーン層で Sr が濃集しているため、各岩層で Rb/Sr 比のばらつきが非常に大きい (Rb/Sr=0.28-12.1)。Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代値は $19.5 \pm 0.6\text{Ma}$ であり、Sr 同位体比初生値は 0.708970 ± 0.000075 である。したがって、本溶結凝灰岩の活動年代はこれ以前である。

(5) 流体の影響の小さい脱ガラス化部の岩層の LIL 元素と HFS 元素をもちいて世界のさまざまなテクトニックセッティングで噴出する流紋岩類とその化学組成を比較したところ、鷲走ヶ岳月長石流紋岩は HFS 元素 (特に Zr, Nb, Y) に富むことから、島弧よりもむしろホットスポットやリフト帯に産する流紋岩類に類似していることがわかった。白中や宝達山の月長石流紋岩とともに日本海形成初期のリフティングに伴う火成活動の産物であろう。

謝 辞

本研究を行うにあたり、Sr 同位体比測定でお世話いただき、その測定方法および結果等についてご教示いただいた岡山大学固体地球研究センターのスタッフの方々に感謝する。本研究に対し、学会発表等でいろいろとご批判、ご教示いただいた東北大学の藤巻宏和教授、埼玉大学の荒川洋二教授、応用地質(株)の小野晃司博士、新潟大学の周藤賢治教授に感謝する。京都大学原子炉実験所および金沢大学アイソトープ理工系実験施設での中性子放射化分析についてお世話いただいた金沢大学理学部化学教室の坂本 浩教授、長村雄一郎技官他スタッフの方々に感謝する。蛍光 X 線分析についてお世話になった金沢大学院生の宿野浩司氏に感謝する。教室で

議論していただいた同地球学教室の荒井章司教授、寅丸敦志助教授と院生の方々に感謝する。当時野外調査で協力していただいた金沢大学学部生、伊藤吾一氏（現：農林水産省）、松影香子氏（現：金沢大学院生）に感謝する。原稿を査読してご批判・ご教示いただいた東京大学地震研究所の中田節也助教授に感謝する。なおこの研究には平成4、5、6年度の石川県白山自然保護調査研究会研究費を使用した。この件につきお世話いただいた故山崎正男名誉教授、粕野義夫名誉教授、石川県白山自然保護センターの東野外志男氏に感謝する。

文 献

- Aoki, K., Yoshida, T. and Zhe, J.Y., 1989, Petrology and geochemistry of Pleistocene dacitic and rhyolitic pyroclastic flows from southern part of northeast Honshu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **84**, 1-14.
- 荒牧重雄, 1979, 第5章火山噴出物. 横山 泉・荒牧重雄・中村一明編集, 岩波講座地球科学7「火山」, 岩波書店, 東京, 294p.
- Bowen, N.L. and Tuttle, O.F., 1950, The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *Jour. Geol.*, **58**, 489-511.
- Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P., ed., *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Amsterdam, 63-114.
- Brown, W. L., 1993, Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 115-125.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987 ed., *Volcanic successions modern and ancient*, London, Allen & Unwin Ltd., 528 p.
- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄, 1992, 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三系古地理. 地質学論集, no. 37, 85-95.
- 雁沢好博, 1983, フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分 その2—富山県太美山地域—. 地質雑, **89**, 271-286.
- Harris, C., 1983, The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island. *Jour. Petrol.*, **24**, 424-470.
- 東野外志男・長尾敬介・板谷徹丸・坂田章吉・山崎正男, 1984, 白山火山及び大日ヶ岳火山の K-Ar 年代. 石川県白山自然保護センター研究報告, **10**, 23-29.
- 今村外治, 1932, 富山県に於ける月長石流紋岩の新産地. 地質雑, **39**, 669.
- 石田勇人・石渡 明・加々美寛雄, 1995, 新第三系中新統北陸層群最下部鷲ヶ岳月長石流紋岩の全岩 Rb-Sr アイソクロン年代. 平成6年度岩鉱学会学術大会演旨, 26.
- 石渡 明・大浜 啓, 1997, 北陸地方の中新統岩稲累層中の単斜輝石玄武岩脈: ショー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.
- 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: 飛騨帯他地域および中朝・揚子地塊の泥質変成岩との比較. 岩鉱, **92**, 213-230.
- 加々美寛雄・岡野 修・須藤 宏・本間弘次, 1982, MAT260による Sr 同位体比測定及び Rb・Sr 定量分析. 岡山大温泉研報告, **52**, 51-70.
- Kagami, H., Yokose, H. and Honma, H., 1989, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of GSJ rock reference samples; JB-1a, JA-1 and JG-1a. *Geochem. Jour.*, **23**, 209-214.
- 上岡 晃・田中 剛, 1989, 機器中性子放射化法による地質試料の分析とその問題点—地質調査所岩石標準試料による検討—. 地質雑, **95**, 835-850.
- 加納 博・高安泰助, 1955, 男鹿半島真山流紋岩の研究—とくにアノーソクレス流紋岩について. 秋田大地下資源開発研報告, **13**, 7-20.
- 勝井義雄, 1955, アノーソクレス黒雲母流紋岩. 北海道地質要報, **28**, 25-26.
- 木村勝弘, 1986, 東北地方第三系の放射年代層位. 月刊地球, **8**, 370-375.
- 河野芳輝・大島恭麻, 1971, 火砕流堆積物の溶結過程に関する数値実験. 火山, **16**, 1-14.
- Macdonald, R., Davies, G.R., Bliss, C.M., Leat, P.T., Bailey, D.K. and Smith, R.L., 1987, Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *Jour. Petrol.*, **28**, 979-1008.
- Matsumoto, T. and Ikebe, N., 1958, Volcano stratigraphical studies on the Neogenic Hokuriku Province, North Central Japan, with special reference to the volcanic rocks in the Toayama Basin. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ. Ser. G*, **3**, 79-112.
- 長尾 巧・佐々保雄, 1933, 北海道西南部の新生代層と最近の地史(4). 地質雑, **41**, 211-260.
- 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡邊 勇・三浦 静, 1983, 福井県第三系のフィッション・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, 福井市南西方, 丹生山地花崗岩体の地質と Rb-Sr 年代. 日本地質学会第97年学術大会演旨, 439.
- 中田節也・柳 哮・前田俊一・方 大赫・山口 勝, 1985, けい光 X線による珪酸塩岩の主成分分析. 九大理研報(地質), **14**, 103-115.
- Nekvasil, H., 1990, Reaction relations in the granite system: Implications for trachytic and syenitic magmas. *Am. Mineral.*, **75**, 560-571.
- 根本忠寛, 1936, 北海道西南部のアノーソクレス流紋岩(要旨). 地質雑, **43**, 396-398.
- 根本忠寛, 1955, 北海道西南部のアノーソクレス流紋岩(短報). 北海道地質要報, **30**, 24.
- Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M., 1989, Lateral variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochem. Jour.*, **23**, 45-55.
- 大町北一郎, 1954, 北見国伊奈牛鉾山の地質及び鉾床. 北海道地質要報, **27**, 1-11.
- Oslick, J. S., Miller, K. G. and Feigenson, M. D., 1994, Oligocene-Miocene strontium isotopes: Stratigraphic revisions and correlations to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography*, **9**, 427-443.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W. and Searle, M. P., 1981, The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: Evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A300**, 299-317.
- Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental magmas. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., *Continental Basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Shiva Publications, 230-249.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- 坂本 亨, 1966, 富山積成盆地南半部の新生界とその発達史. 地調報告, **213**, 1-28.
- 坂本 亨・今井 功・水野篤行・角 靖夫・井上正昭, 1959, 富山積成盆地南縁部の新生界. 地調月報, **10**, 1-8.
- Schairer, J. F., 1950, The alkali-feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$. *Jour. Geol.*, **58**, 512-517.
- 柴田 賢, 1973, 北陸層群の火山岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 8, 143-149.
- 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.
- 柴田 賢・佐藤博明・中川正己, 1981, 能登半島新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **76**, 248-252.
- 柴田秀賢, 1968, 日本岩石誌 III 火山岩. 朝倉書店, 東京, 389p.
- 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—更新世火山の K-Ar 年代. 岡山理科大森山研研報, **14**, 1-36.
- 周藤賢治, 1989, 日本海拡大説から見た東北日本弧の第三紀火山活動. 地球科学, **43**, 28-42.
- Spell, T. L. and Kyle, P. R., 1989, Petrogenesis of Valle Grande member rhyolites, Valles Caldera, New Mexico: Implications

- for evolution of the Jemez Mountains magmatic system. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 10379-10396.
- 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.
- 須藤定久, 1979a, 富山県太美山山地の地質 (概報). 地質学論集, no. 17, 187-194.
- 須藤定久, 1979b, 刀利礫岩層と日本海の形成. 研究連絡誌「日本海」, **10**, 183-184.
- Sutton, A. N., Blake, S. and Wilson, C. J. N., 1995, An outline geochemistry of rhyolite eruptives from Taupo volcanic centre, New Zealand. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **68**, 153-175.
- 田村真一・小林 豊・周藤賢治, 1989, 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石中の微量元素の定量分析. 地球科学, **43**, 180-185.
- 田中 忍・加々美寛雄, 1987, 北アルプス北部, 剣岳〜毛勝山地域に分布する花崗岩類の Rb-Sr 年代. 地質雑, **93**, 929-932.
- 立川正久, 1985, 火成岩中のアルカリ月長石の研究 一特に産状と単結晶 X 線回折上の特性並びに, 非平衡転移と Solvus について一. 京都大教養地学報告, **20**, 1-12.
- 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 年学術大会演旨, 195.
- 富田 達, 1928a, 隠岐島後の地質並びに岩石学的研究 その 3. 地質雑, **5**, 463-491.
- 富田 達, 1928b, 隠岐島後の地質並びに岩石学的研究 その 5. 地質雑, **5**, 571-600.
- 富田 達, 1928c, 隠岐島後の地質並びに岩石学的研究 その 7. 地質雑, **6**, 303-337.
- Tomita, T., 1935, On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan Sea region. *Jour. Shanghai Sci. Inst., Sec. 2*, **1**, 227-306.
- Tomita, T., 1936, Geology of Dogo, Oki Islands, in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst., Sec. 2*, **2**, 37-146.
- Uchimizu, M., 1966, Geology and petrology of alkaline rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. 2*, **16**, 85-159.
- 植田良夫・青木謙一郎, 1970, 富山県南西部に分布する月長石流紋岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **63**, 28-29.
- 白田雅郎・岡本金一, 1986, 秋田県南部における新第三紀火山岩類の K-Ar 年代と新第三系の対比. 北村 信教授記念地質学論集, 595-608.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I., 1994, Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. Jour.*, **28**, 431-449.
- 山下 昇・粕野義夫・糸魚川淳二, 1988, 日本の地質 5・中部地方 II, 共立出版, 310 p.
- 山崎正男・宮島吉雄, 1970, 富山県南西部に分布する月長石流紋岩の噴出年代について. 岩鉱, **63**, 22-27.
- York, D., 1966, Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, **44**, 1079-1086.

(要 旨)

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. (Ishida, H., Ishiwatari, A. and Kagami, H., 1998, The Mt. Wasso moonstone rhyolitic welded tuff in the Neogene Hokuriku Group, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 281-295.)

鷲走ヶ岳月長石流紋岩は, 下部にピッチストーン層とリソフィーゼ層の発達した層厚約 80 m の 1 枚のアルカリ流紋岩質溶結凝灰岩であり, 新第三系中新統北陸層群最下部を占める. 主要斑晶組み合わせ, 全岩化学組成および月長石の鉱物化学組成から, マグマは P_{H_2O} の低い条件下で分化したと考えられる. ピッチストーン層とリソフィーゼ層の間で LIL 元素に著しい濃度差があるが, HFS 元素は一様である. 5 サンプルによる非常に相関の良い Rb-Sr 全岩アイソクロンから, 年代値 19.5 ± 0.6 Ma, Sr 同位体比初生値 0.708970 ± 0.000075 (2 σ) が得られた. 得られた年代値はこの流紋岩の活動年代の上限を与える. 全岩化学組成の比較から, リフト帯もしくはホットスポットに産する流紋岩類と類似の性質を持つことがわかった. この流紋岩は日本海拡大に伴う火成活動の産物であろう.