

Petrogy and Eruption Styles of Miocene Kurokabe Pyroclastic Rocks, in Hokuriku, Central Japan

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2297/527

北陸中新統“黒壁火砕岩類”の岩石と噴火様式

酒寄 淳史・北市 朋子*・仲川 亜衣*・杉本 幹博

Petrology and eruption styles of Miocene “Kurokabe pyroclastic rocks”, in Hokuriku, central Japan

Atsushi SAKAYORI, Tomoko KITAICHI, Ai NAKAGAWA,
and Mikihiro SUGIMOTO

はじめに

石川県金沢市周辺に分布する中新統七曲層には、優白質凝灰岩に付随して、“黒壁火砕岩類”と呼ばれる玄武岩質の火砕岩や溶岩からなる地層が発達している(杉本・馬淵, 1982など)。現在、二つの玄武岩溶岩についてK-Ar年代が測定されており、それぞれ、 16.4 ± 3.1 Ma(中島ら, 1990)と 12.4 ± 0.5 Ma(酒寄ら, 投稿中)の年代が得られている。これらの年代から、“黒壁火砕岩類”は日本海が拡大した時期ないしはそのテクトニックな影響が強く残っている時期に形成された地層であり、そこには現在とは異なる状況下での火成作用が記録されていると考えられる。

“黒壁火砕岩類”の岩石については、酒寄ら(投稿中)が、島弧型の低カリウム玄武岩であることを明らかにするとともに、マグマ起源物質の性格や当時のマンツルの温度構造などについて検討を行っている。しかしながら、変質の影響を受けているために研究に適した試料が得にくいという事情があり、“黒壁火砕岩類”内の岩石学的な多様性に関する研究はこれまでに報告されていない。

本研究では、まず、“黒壁火砕岩類”を構成する岩石の顕微鏡下での性質と、地域によるその性質の違いについて報告する。さらに、既存の全岩化学組成データを使ってマグマ溜りの深さを推定するとともに、マグマの噴火様式について火山学的見地から検討を行う。

地質概説

杉本・平林(1982)は、犀川流域(標準地域)において七曲層の岩相区分を行い、“黒壁火砕岩類”が七曲層の比較的下部の層準を占めることをはじめて明らかにした。それによれば、七曲層は下位からI部層(火山礫凝灰岩~火山角礫岩)、II部層(II-1:泥岩・凝灰質砂岩・凝灰岩, II-2:玄武岩質火砕岩, II-3:砂岩・泥岩・凝灰岩)、III部層(泥岩)、IV部層(細粒~中粒凝灰岩・軽石凝灰岩・砂質~泥質凝灰岩・凝灰質泥岩~砂岩)、およびV部層(粗粒の塊状軽石質砂質凝灰岩)に分けられ、II-2部層が“黒壁火砕岩類”に相当する。“黒壁火砕岩類”は、七曲層が分布するほぼ全域にわたって確認でき、金沢南部丘陵から東方の医王山北麓にかけて断続的に分布する(杉本・平林, 1982; 杉本・馬淵, 1982; 杉本, 1983, 1985, 1987; 杉本・豊島, 1984; 杉本・徳成, 1986; 杉本・林, 1989; 杉本・長谷川, 1993; 杉本・高橋, 1995; 杉本・森, 1996)。その層厚は、金沢南部の別所付近で最も厚く、最大で80mにおよぶと推定される(杉本, 1985)。別所地域から西側の地域では、泥岩からなる七曲層III部層が欠如し、IV部層が直接“黒壁火砕岩類”へアバットしている(杉本, 1985, 1987; 杉本・徳成, 1986; 杉本・長谷川, 1993; 杉本・高橋, 1995)。

“黒壁火砕岩類”の構成物質は、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、およびスコリア凝灰岩などの火砕岩が主体であり、一部に溶岩を伴う。火砕岩はピロー(pillow)を含み、溶岩は枕

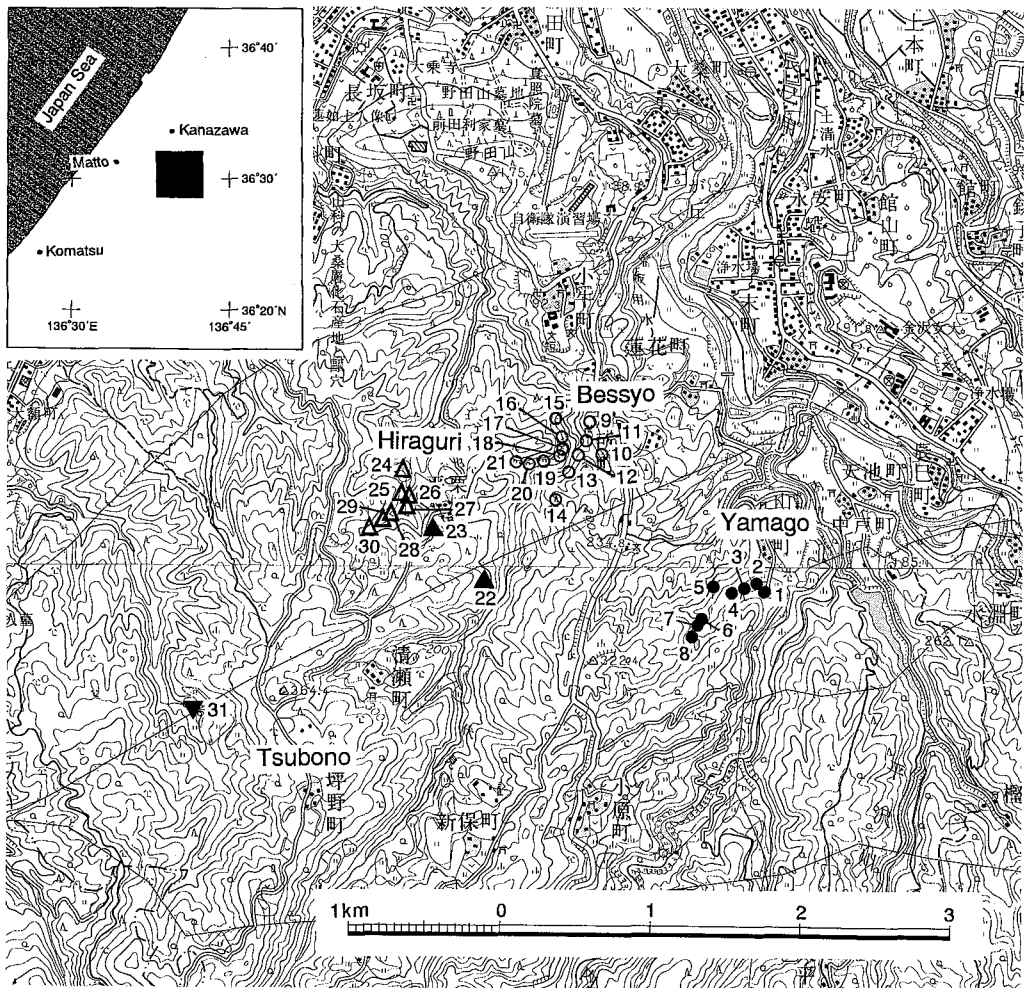


Fig. 1. Map showing location of samples. Topographic map is parts of 1/50000 map sheets “Kanazawa” and “Tsurugi” of Geographical Survey Institute of Japan.

状溶岩や板状溶岩 (sheet flow) の形態を示すなど、水底火山噴出物としての特徴がしばしば認められる。

試料

Fig. 1に試料の採取地点を記した地図を、Table 1に試料番号と野外での産状などをそれぞれ示す。Fig. 1の採取地点のシンボルは、試料の岩石学的性質の違い（後述）によって変える。 “黒壁火砕岩類”を構成する岩石はすべて、

変質作用を受けており、造岩鉱物の同定が困難な場合も少なくない。そのなかで、山川、別所、および平栗の各地域には、溶岩や岩塊サイズの本質岩片を含む火砕岩が分布し、比較的新鮮な試料を採取することができる。また、坪野北西地域には、“黒壁火砕岩類”に貫入する玄武岩岩脈 (Fig. 1の地点31) が存在する。この岩脈は、(1)その分布する場所が“黒壁火砕岩類”のマグマ噴出源のひとつに近いこと (杉本・長谷川, 1993), (2)平栗地域に分布する“黒壁火砕岩類”

Table 1. List of studied samples.

Locality	Field no.	Sample no.	Description
Yamago	1	41707	Pillow lava
Yamago	2	42501	Massive rock
Yamago	3	42502	Pillow lava
Yamago	4	42503	Pillow lava
Yamago	5	41705	Pillow lava
Yamago	6	41703	Massive rock
Yamago	6	41703'	Massive rock
Yamago	7	41702	Massive rock
Yamago	8	41701	Massive rock
Bessyo	9	121309	Lava
Bessyo	9	121309'	Scoria
Bessyo	10	121310	Scoria
Bessyo	11	121303	Isolated pillow
Bessyo	12	121302	Scoria
Bessyo	13	121301	Scoria
Bessyo	14	121402	Isolated pillow
Bessyo	15	32809	Scoria
Bessyo	15	32809'	Scoria
Bessyo	16	32808	Scoria
Bessyo	17	41403	Scoria
Bessyo	18	32806	Scoria
Bessyo	18	32805	Scoria
Bessyo	19	32803	Scoria
Bessyo	20	41402	Scoria
Bessyo	21	32801A	Scoria
Bessyo	21	32801B	Scoria
Hiraguri-S	22	72401	Scoria
Hiraguri-S	23	42601	Isolated pillow
Hiraguri-S	23	42601A	Isolated pillow
Hiraguri-S	23	42601B	Isolated pillow
Hiraguri-W	24	102401	Pillow lava
Hiraguri-W	25	41602	Sheet flow
Hiraguri-W	26	41601	Massive rock
Hiraguri-W	27	41603	Sheet flow
Hiraguri-W	27	41603A	Essential block
Hiraguri-W	27	41603B	Essential block
Hiraguri-W	28	51401	Massive rock
Hiraguri-W	29	51402	Massive rock
Hiraguri-W	30	51403A	Sheet flow
Hiraguri-W	30	51403B	Isolated pillow
Hiraguri-W	30	51403C	Scoria
Hiraguri-W	30	51403D	Scoria
Hiraguri-W	30	51403E	Scoria
Hiraguri-W	30	51403F	Scoria
Hiraguri-W	30	51403G	Isolated pillow
Tsubono	31	41806	Feeder(?) dike

Field numbers refer to numbers used in Fig. 1.

の溶岩の年代 ($12.4 \pm 0.5\text{Ma}$) とほぼ同じ $12.8 \pm 0.5\text{Ma}$ の K-Ar 年代を示すこと (酒寄ら, 印刷中) などから, 供給岩脈の可能性を有する。

そこで今回は, この岩脈の試料についても岩石記載を行った。

岩石記載

Table 2 と Fig. 2 に, 代表的な試料のモード組成を示す。モード組成は, ポイントカウンティング法により, 一つの試料につき 0.4mm の間隔で合計 1000 点 (空隙を除く) を測定して求めた。ここでは, 斑晶と微斑晶を区別し, その境界を 0.5mm として記載した。斑晶または微斑晶として産する主な鉱物は, 斜長石, かんらん石, および単斜輝石である。ただし, かんらん石はすべて, 変質鉱物に置き換わっている。

試料はすべて玄武岩であるが, 分布する地域によって岩石の性質に違いが認められる。さらに, 平栗地域では, その南部と西部で岩石の性質が異なる。以下では, 山川地域, 別所地域, 平栗南部地域, 平栗西部地域, および坪野北西地域の五つのグループに試料を分け, 顕微鏡下での性質を述べる。

山川地域: 短柱状を呈する斜長石斑晶に富む特徴をもつ。斑晶として, 斜長石 (最大 3.3mm) とかんらん石 (最大 1.8mm) を含む。まれではあるが, 斑晶サイズに達する単斜輝石 (0.7mm) を微量に含む試料も存在する。斜長石は, かんらん石とともに集合斑晶を形成する場合が多い。ふるい状組織をもつ斜長石斑晶がまれにみられる。微斑晶は斜長石, かんらん石, 単斜輝石, および微量のスピネル (最大 0.2mm) からなる。スピネルは, 斜長石やかんらん石の斑晶に付随して産する場合が多い。ほかの地域の試料と同様に, 大部分の単斜輝石が砂時計構造を示す。石基は, 斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, かんらん石, およびガラス (大部分が変質) によって構成される。

別所地域: 通常, 単斜輝石を含まないことが特徴である。また, ほかの地域の試料に比べ, 石基の量が多く, 発泡の程度も著しい (Fig. 3)。斑晶および微斑晶は, 斜長石 (最大 2.0mm) とかんらん石 (最大 2.4mm) からなる。例外的に, 単

Table 2. Modal compositions (vol%) of selected representative samples from "Kurokabe pyroclastic rocks".

Locality	Sample no.	Grnd		Pl	Cpx	Ol	Opq
Yamago	41707	82.0	Ph	14.6	0.0	0.9	0.0
			Mph	1.8	0.3	0.4	tr
Yamago	42502	80.0	Ph	15.0	0.0	0.9	0.0
			Mph	3.5	0.4	0.2	tr
Yamago	41705	79.5	Ph	16.3	tr	0.4	0.0
			Mph	3.5	0.1	0.1	0.1
Yamago	41702	77.3	Ph	17.1	0.0	1.0	0.0
			Mph	4.2	0.1	0.3	tr
Bessyo	32809	94.3	Ph	0.7	0.0	1.2	0.0
			Mph	3.5	0.0	0.3	0.0
Bessyo	32808	90.9	Ph	0.8	tr	1.4	0.0
			Mph	5.9	0.0	1.0	0.0
Bessyo	41403	92.4	Ph	0.2	0.0	2.4	0.0
			Mph	3.9	0.0	1.1	0.0
Bessyo	32803	86.6	Ph	3.6	0.0	2.8	0.0
			Mph	4.9	0.0	2.1	0.0
Hiraguri-S	42601A	72.1	Ph	2.1	0.1	0.8	0.0
			Mph	17.6	4.4	2.9	0.0
Hiraguri-W	41602	76.0	Ph	5.1	0.0	0.6	0.0
			Mph	16.5	0.2	1.6	0.0
Hiraguri-W	41603B	75.1	Ph	3.8	0.0	0.9	0.0
			Mph	17.6	0.7	1.9	0.0
Hiraguri-W	51401	76.9	Ph	5.7	tr	0.7	0.0
			Mph	14.4	1.1	1.2	0.0
Hiraguri-W	51403B	78.1	Ph	3.2	0.1	1.1	0.0
			Mph	14.7	1.0	1.8	0.0
Hiraguri-W	51403F	80.3	Ph	4.0	0.0	0.4	0.0
			Mph	13.6	0.4	1.3	0.0
Tsubono	41806	71.3	Ph	4.8	tr	0.5	0.0
			Mph	18.4	3.0	2.0	tr

Grnd, groundmass; Ph, phenocrysts; Mph, microphenocrysts; Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Ol, olivine; Opq, opaque minerals; tr, trace.

斜輝石斑晶 (0.7mm) が1個だけ32808の薄片で観察される。時々、短柱状の斜長石とかんらん石が集合斑晶を形成する。石基は、斜長石、不透明鉱物、および変質したガラスからなるが、隠微晶質な組織を示す場合もある。

平栗南部地域：少量ながら1mmをこえるサイズの単斜輝石斑晶を含み、かつ単斜輝石の微斑晶に富むのが特徴である。また、前述の山川や別所地域の試料に比べ、長柱状の斜長石微斑晶

に富む。斑晶として、斜長石 (最大1.4mm)、かんらん石 (最大2.0mm)、および少量の単斜輝石 (最大1.7mm) を含む。短柱状の斜長石と単斜輝石の集合斑晶が観察される。ふるい状組織をもつ短柱状の斜長石斑晶がまれにみられる。微斑晶は、斜長石、かんらん石、および単斜輝石からなる。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、斜方輝石、およびガラス (部分的に変質) からなる。

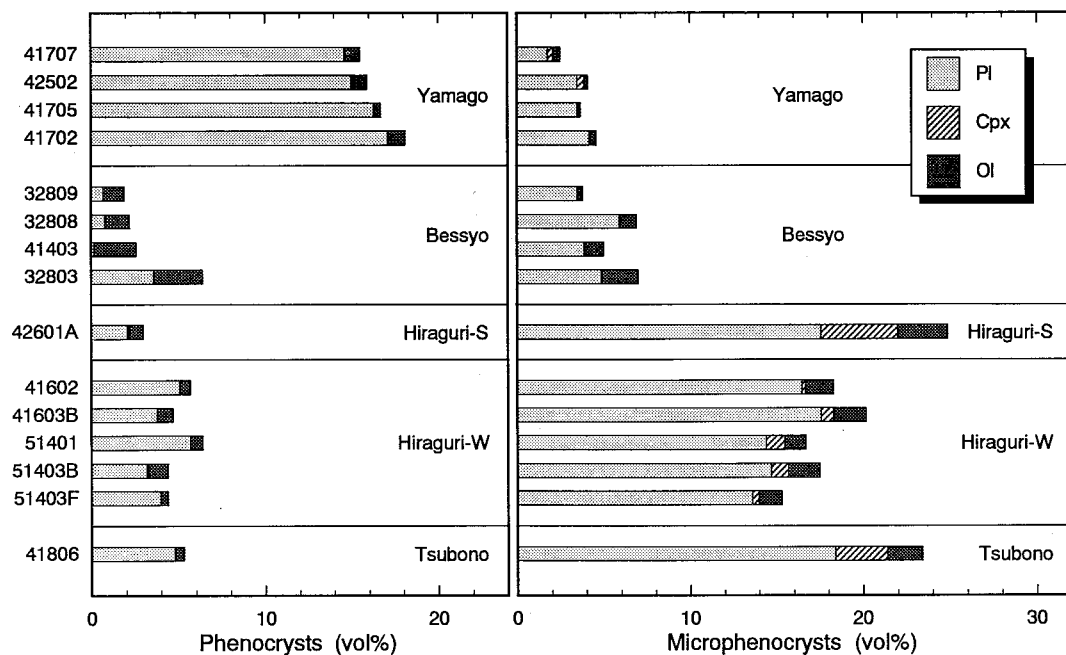


Fig. 2. Modal analyses of phenocrysts and microphenocrysts. Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Ol, olivine.

平栗西部地域：平栗南部地域の試料と同じく、長柱状の斜長石微斑晶に富む。ただし、平栗南部地域のものより、単斜輝石微斑晶に乏しい。斜長石（最大2.5mm）とかんらん石（最大1.6mm）の斑晶を有する。斑晶サイズの単斜輝石（0.6mm）を微量に含む試料も存在する。短柱状を呈する斜長石とかんらん石との集合斑晶が、時々みられる。まれに、ふるい状組織をもつ短柱状の斜長石斑晶が含まれる。微斑晶として、斜長石、かんらん石、および単斜輝石を含む。比較的結晶度のよい試料では、かんらん石の周囲を細粒の単斜輝石が取り囲む。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、およびガラス（部分的に変質）によって構成される。

坪野北西地域：平栗南部地域のものとはほぼ似た性質を示すが、単斜輝石斑晶はまれにしか含まれず、そのサイズもより小さい。斑晶は、斜長石（最大1.6mm）とかんらん石（最大1.4mm）が主体であり、まれに単斜輝石（0.7mm）が含ま

れる。短柱状の斜長石は、かんらん石や単斜輝石と集合斑晶を形成する場合がある。まれに、ふるい状組織をもつ短柱状の斜長石斑晶が含まれる。微斑晶は、斜長石、かんらん石、単斜輝石、および微量の不透明鉱物（最大0.1mm）からなる。かんらん石の周囲は、細粒の単斜輝石によって囲まれている場合が多い。石基は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、斜方輝石、およびガラス（部分的に変質）からなる。

マグマ溜りの深さ

マグマが結晶作用を行った圧力を見積もるために、山川、平栗西部、および坪野北西地域からの試料を、単斜輝石、かんらん石、および石英を頂点としたノルム鉱物図に投影した（Fig. 4）。ここでは、酒寄ら（投稿中）の全岩化学組成データを用い、Walker et al. (1979)の方法に従ってプロットした。山川、平栗西部、坪野北西地域の順に、試料はノルム単斜輝石成分に

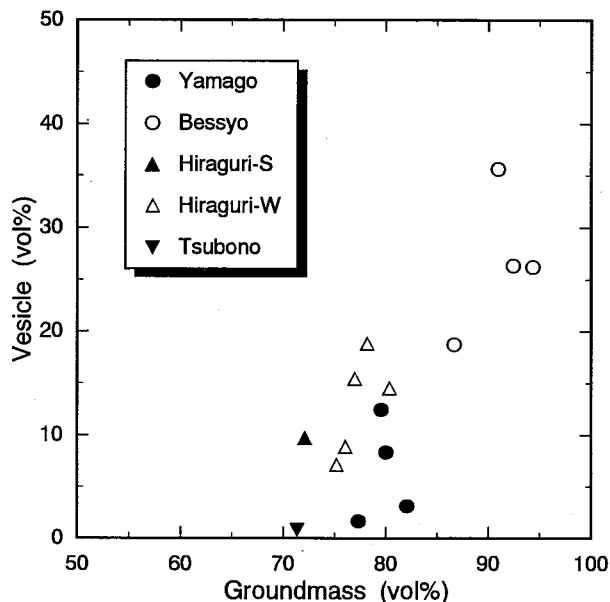


Fig. 3. Vesicle and groundmass contents.

乏しくなる傾向があり、ノルム鉱物組成に関しても地域による違いが認められる。一方、試料に含まれる斑晶および微斑晶から、これらのマグマが斜長石+かんらん石、もしくは斜長石+かんらん石+単斜輝石と共融関係にあったことが推定できる。そこで、文献の実験データから、1atm, 2kbar, および8kbarの各圧力における斜長石+かんらん石+単斜輝石の共融線を求め、Fig. 4に記入した。単斜輝石、かんらん石、および石英を頂点としたノルム投影図におけるこの共融線の位置は、マグマ中のH₂O量の違いによる影響をほとんど受けず、圧力が増加するとともにノルムかんらん石側に移動する (Baker and Eggler, 1987)。“黒壁火砕岩類”の試料は、1気圧の共融線上から2kbarの共融線との間の領域にプロットされる。このことは、“黒壁火砕岩類”のマグマが、2kbarより小さい圧力下、つまり6kmより浅いマグマ溜りでの結晶分化作用によって形成されたことを示している。ただし、このことは、各地域のマグマが同じマグマ溜り

内での一連の結晶分化作用によってもたらされたことを一義的に示すものではなく、それぞれ同じ深さの別個のマグマ溜りから由来したと解釈することもできる。

浮力によって地殻内を上昇してきたマグマは、母岩との密度差がゼロとなる深さで停止し、マグマ溜りを形成すると考えられる (Ryan, 1987)。つまり、地殻内のどの深さにマグマ溜りが生じやすいかは、地殻の密度構造が重要な要因となる。Aoki et al. (1972) の爆破地震の研究によれば、北陸地方の地殻は30km近い厚さをもち、厚さ約6kmの地殻下部層と厚さ約16kmの地殻上部層、さらにそれを覆う厚さ約6kmの地表層より構成される。この地表層には、“黒壁火砕岩類”よりも新しい時代の地層が含まれているが、それを差し引いて考えた場合でも、“黒壁火砕岩類”のマグマが活動した際には、少なくとも厚さ数kmの地表層が存在していたことになる。実際に、“黒壁火砕岩類”の下位には砂子坂層、医王山層、および岩稲層などが存在し、当

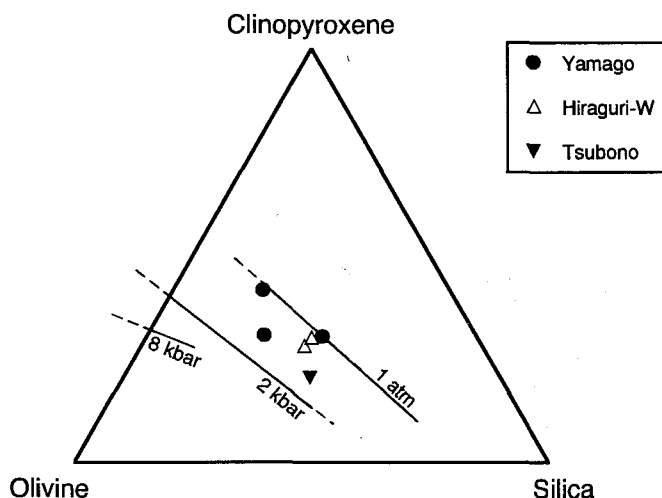


Fig. 4. Plagioclase-saturated pseudoternary projection for whole rocks from the “Kurokabe pyroclastic rocks”. Also shown are plagioclase+olivine+clinopyroxene multiple saturation boundaries at 1 atm (Grove et al, 1982; Grove and Bryan, 1983; Baker and Eggler, 1987), 2 kbar H₂O-saturated (Sisson and Grove, 1993), and 8 kbar (Baker and Eggler, 1987). The projection scheme is that of Walker et al. (1979).

時，“黒壁火砕岩類”の活動域を中新世の堆積岩や火砕岩からなる地層が覆っていたことを示している。

北陸地方の地殻の密度構造と玄武岩マグマの密度との関係を表わしたのが、Fig. 5である。ここでは、マントルを超マフィック岩、地殻下部層をマフィック岩、地殻上部層をかこう岩とそれぞれ仮定し、Birch (1961) による岩石の弾性波速度と密度の関係から地下深部の密度分布を求めた。最上部の地表層については、高田(1994)によって計算された水を含まない砂泥層の密度分布を用いた。また、玄武岩マグマの密度分布には、“黒壁火砕岩類”と同じ岩石系列に属する玄武岩試料の実験データ (Kushiro, 1983) を引用した。図が示すように、玄武岩マグマはマントル(超マフィック岩)や地殻下部層の岩石(マフィック岩)より密度が小さく、地殻上部層の岩石(かこう岩)より大きな密度をもつ。そのため、地殻内に貫入してきた玄武岩マグマは、深さ約22kmに存在する地殻の下部層と上部層の

境界付近で、浮力を失うことになる。しかし、CO₂の発泡とその濃集によるマグマの密度減少(篠原, 1990; 渡辺, 1994)が生じたり、浅部ほどより引張の大きな応力勾配(高田, 1994)が存在している場合には、マグマはさらに上昇を続けることができる。“黒壁火砕岩類”の玄武岩マグマにおいて、実際にどちらのメカニズムが有効に働いたかを特定することはできない。さらなる上昇力を得て上部地殻にマグマが貫入してきた場合、マグマが次に停止しやすい場所は、地殻上部層と地表層との境界付近または地表層の内部であろう。堆積岩は圧密による影響を受けやすく、その密度は地表に向かって大幅に減少する。低密度の地表層の存在が、“黒壁火砕岩類”の玄武岩マグマの上昇を妨げた可能性がある。

以上のように、北陸地方の地殻の密度構造は、玄武岩マグマのマグマ溜りが、地殻の下部層と上部層との境界付近および地表層の底部からその内部にかけての深度にそれぞれ形成されやす

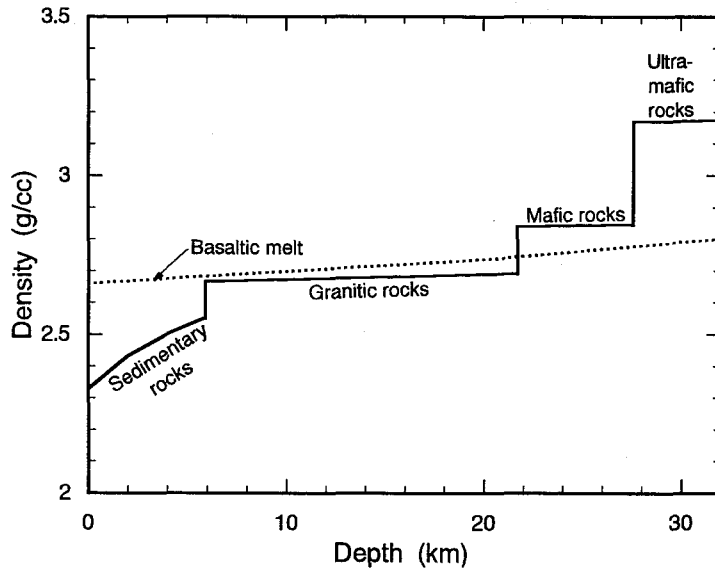


Fig. 5. Density profile of the crust and the upper mantle in Hokuriku. Dotted line represent the density of basaltic melt. See text for explanation.

いことを示している。Fig. 4のノルム投影図から推定されたマグマ溜りは、後者の浅部マグマ溜りに対応すると解釈できる。

噴火様式

杉本・長谷川 (1993) や杉本・高橋 (1995) は、曾谷東方地域、額谷～坪野地域、平栗～別所地域、および犀川～浅野川地域に分布する“黒壁火砕岩類”が構成相・粒度・層厚に関して著しい地域変化を示すことから、マグマ噴出のタイプが分散的・裂か的であったことを指摘している。今回試料を採取した山川、別所、および平栗の各地域には、互いに岩石学的性質の異なる水底溶岩がそれぞれ認められるが、これらの溶岩の分布範囲は狭く、急速に火砕岩に移行する。このような水底溶岩の分布状況から、地域ごとに異なるマグマ噴出源がかつて存在し、それぞれ小型の水底火山を形成していたと解釈できる。杉本・長谷川 (1993) および杉本・高橋 (1995) によれば、このような火山体が東西10 km以上にわたって多数散在していると推定で

き、それらが“黒壁火砕岩類”を構成していることになる。

個々の火山体に共通する特徴として、(1)山体の規模が小さい、(2)山体の内部に活動休止期間を示す堆積物が認められない、などを挙げることができる。これらのことは、各火山体が比較的短期間に形成されたことを示しており、後で述べるように、それらは単成火山であったと推定できる。火山体の内部の様子は、金沢南部一帯において最大の層厚をもつ(80m以上:杉本, 1985) 別所地域において最もよく観察することができる。この地域の“黒壁火砕岩類”は、前述のようにほぼ均一な岩石学的性質を示し、1個の火山体を構成していると考えられる。この山体は成層した火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩・スコリア凝灰岩からなり、一部に集塊岩や溶岩をとまなう(杉本, 1985)。火砕岩の中にはピロー(pillow)がみられることから、その堆積場所は水底であったと判断できるが、火山噴出物のあいだに砂岩や泥岩などの堆積物はみられない。ここで、底面の半径1.4km(別所地域の溶岩露頭

の地点9から隣接する平栗や山川地域の露頭までの距離)、高さ0.1kmの円錐で山体を近似すると、その体積は約0.2km³となる。この値は、1回(1サイクル)の噴火で形成された単成火山の体積(たとえば、荒牧・葉室, 1977)に相当する。また、火山体がほぼ同じ岩石学的性質をもつ噴出物によって構成されていることも、単成火山であるという解釈にとって有利な事実である。

以上のように、“黒壁火砕岩類”は広い範囲に分散した噴出源をもち、多数の単成火山を形成したと考えられる。しかも、これらの単成火山は複成火山にともなうものではないことから、独立単成火山群を形成していたと解釈できる。一般に、独立単成火山群は、側方拡大が容易な引張変動域に生じやすいと考えられている(Nakamura, 1977)。また、Takada(1994)は、クラックの相互作用の理論に基づいて、鉛直クラックに垂直な鉛直断面内の差応力が大きい場合、つまり、独立した割れ目が形成されやすい引張応力場において、独立単成火山群が形成されやすいことを説明している。“黒壁火砕岩類”が活動した16~12Ma当時の背弧側地域は、日本海の拡大に関連した引張応力場の下にあったと推定されている(たとえば、Jolivet et al., 1994)。“黒壁火砕岩類”の噴火様式は、当時の地殻応力場を反映している可能性がある。

まとめ

(1)金沢南部の山川、別所、平栗、および坪野北西地域に分布する“黒壁火砕岩類”は、斑晶として斜長石とかんらん石(まれに単斜輝石が加わる)を含む玄武岩から構成される。分布する地域によって、斜長石斑晶、斜長石微斑晶、単斜輝石微斑晶、および石基の各含有量などに違いが認められる。

(2)文献の実験データと比較した結果、“黒壁火砕岩類”の玄武岩マグマは、2kbarより低圧下での結晶分化作用を受けてきたことが明らかになった。このことは、マグマが低密度の地表層

の底部またはその内部にいったんマグマ溜りを形成した後、噴出したことを意味している。

(3)複数の噴出源が広い範囲に分散していることや、個々の火山体の規模が小さく、かつ山体内部に活動休止期間を示す堆積物が認められないことなどから、“黒壁火砕岩類”は独立単成火山群であると推定できる。このような噴火様式は、日本海拡大に関連して引張応力場が支配的だった当時の環境を反映している可能性がある。

引用文献

- Aoki, H., Tada, T., Sasaki, Y., Ooida, T., Muramatsu, I., Shimamura, H., and Furuya, I., 1972, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observations. *J. Phys. Earth*, **20**, 197-223.
- 荒牧重雄・葉室和親, 1977, 東伊豆単成火山群の地質-1975-1977中伊豆の異常地殻活動に関連して-。地震研彙報, **52**, 235-278.
- Baker, D.R. and Eggler, D.H., 1987, Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: application to the Aleutian volcanic center of Atka. *Amer. Mineral.*, **72**, 12-28.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2. *Jour. Geophys. Res.*, **66**, 2199-2224.
- Grove, T.L. and Bryan, W.B., 1983, Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 293-309.
- Grove, T.L., Gerlach, D.C., and Sando, T.W., 1982, Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 160-182.

- Jolivet, L., Tamaki, K., and Fournier, M., 1994, Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22237-22259.
- Kushiro, I., 1983, On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 435-447.
- 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林昌代・板谷徹丸, 1990, 福井県北部新第三系のK-Ar年代と古地磁気-西南日本ブロックの回転に関して-。岩鉱, **85**, 45-59.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 1-16.
- Ryan, M.P., 1987, Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. In Mysen, B.O., ed., *Magmatic processes: physicochemical principles*. Geochemical Soc. Special Publication, no. 1, 259-287.
- 酒寄淳史・河村潤一・山岸智和・杉本幹博・吉田武義, 投稿中, 石川県の中新統七曲層中に産する玄武岩の岩石学的特徴-背弧側地域の低カリウム玄武岩-, 岩鉱.
- 篠原宏志, 1990, マグマ内における揮発性物質の挙動. 火山, **34**, 特別号, S99-S110.
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993, Experimental investigations of the role of H₂O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 143-166.
- 杉本幹博, 1983, 金沢市浅野川流域の七曲層の岩相層序区分-北陸新第三系七曲層の研究 [III]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 15, 33-47.
- 杉本幹博, 1985, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(2)-北陸新第三系七曲層の研究 [V]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 17, 43-57.
- 杉本幹博, 1987, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(4)-北陸新第三系七曲層の研究 [VII]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 19, 37-50.
- 杉本幹博・長谷川 寛, 1993, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(5)-北陸新第三系七曲層の研究 [X]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 25, 15-33.
- 杉本幹博・林 千代子, 1989, “犀川撓曲帯”の地質構造-北陸新第三系七曲層の研究 [XI]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 21, 47-66.
- 杉本幹博・平林三代, 1982, 七曲層の標準的岩相層序区分-北陸新第三系七曲層の研究 [I]-。金沢大学教育学部紀要(自然科学編), no. 31, 1-15.
- 杉本幹博・馬淵孝一, 1982, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(1)-北陸新第三系七曲層の研究 [II]-。金沢大学教育学部紀要(自然科学編), no. 31, 17-29.
- 杉本幹博・森 郁夫, 1996, 医王山北麓の地すべり構造-北陸新第三系七曲層の研究 [XII]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 27, 49-67.
- 杉本幹博・高橋秀和, 1995, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(6)-北陸新第三系七曲層の研究 [XI]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 26, 43-63.
- 杉本幹博・徳成保之, 1986, “黒壁火砕岩類”の層序的位置について(3)-北陸新第三系七曲層の研究 [VI]-。金沢大学教育学部紀要(自然科学編), no. 35, 25-43.
- 杉本幹博・豊島真治, 1984, 土山凝灰質層と七曲層の岩相層位学的対比-北陸新第三系七曲層の研究 [IV]-。金沢大学日本海域研究所報告, no. 16, 29-43.
- Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on style of monogenetic and polygenetic volcanism.

- Jour. Geophys. Res.*, **99**, 13563–13573.
- 高田 亮, 1994, 珪長質マグマの発生と上昇,
マグマ溜り. 地質学論集, no. 43, 1–19.
- Walker, D., Shibata, T., and Delong, S.E., 1979,
Abyssal tholeiites from the Oceanogra-
pher Fracture Zone: II. Phase equilibria
and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**,
111–125.
- 渡辺 了, 1994, 地震波反射面とマグマ溜り.
月刊地球, **16**, 237–243.