北アルプス, 仁科山地における白亜紀後期の高温で水に乏しい珪長質火成活動 Late Cretaceous hot and dry felsic magmatism in the Nishina Mountains, Northern Japan Alps

Abstract

植木 忠正^{*1} 原山 智^{*2}

Tadamasa Ueki^{*1} and Satoru Harayama^{*2}

2011年1月21日受付.

2011年12月5日受理.

^{*1} 中央開発株式会社 技術センター
Technical center, Chuo Kaihatsu Corporation,
Shinjyuku, Tokyo 169-8612, Japan.

^{*2} 信州大学理学部地質科学科
Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University, Matsumoto, 390-8621,
Japan.

Corresponding author; S. Harayama,
shara@shinshu-u.ac.jp

Late Cretaceous crystal-rich rhyolites and related granites are widely distributed in the Inner Zone of southwest Japan. A great deal has been written about these crystal-rich rhyolites; however, little attention has been paid to their crystal-rich character.

We focus on the remarkable crystal-rich character of these rocks with the aim of determining the magmatic conditions (i.e., temperature and initial water content) under which the Late Cretaceous Kizaki Rhyolite, and the associated Aoki Granite, formed within the Nishina Mountains, in the northeast of the Northern Japan Alps. The Aoki Granite contains unaltered fayalite and pyroxenes that retain information regarding the nature of the magma from which they formed. The Kizaki Rhyolite consists of a rhyolitic welded tuff, and its essential constituent (fiamme) is characterized by a crystal-rich nature (50%–60% by vol.). The Aoki Granite is remarkable for its lithological variability, but may be classified into three units: (1) fayalite- and pyroxene-bearing porphyritic granite, (2) chilled margin granite porphyry, and (3) mafic magmatic enclave-bearing fine-grained biotite granite. These units have similar chemical compositions, characterized by high FeO*/MgO and high contents of CaO, Na₂O + K₂O, Ba, Zr, La, Ce, and Nd.

We analyzed the granite porphyry of the Aoki Granite using a geothermometer and the MELTS program, and results indicate that it was generated from hot and dry magma (850–900 °C, initial water content = 0.4%–1.0% by wt.). This also suggests that similar crystal-rich rhyolites, widely distributed through the Inner Zone of Southwest Japan, were generated from similarly hot and dry magmas, and that such magmatism was vigorous during the Late Cretaceous at the eastern margin of the Eurasian continent.

Keywords: crystal-rich rhyolite, fayalite-granite, Late Cretaceous, Nohi Rhyolite

はじめに

白亜紀～古第三紀の珪長質火成岩は中国地方～中部地方にかけて広範囲に分布し, これらはユーラシア大陸東縁のプレート沈み込み帯での火成活動により, 100 Ma 前後から 60 Ma にかけて生成されたと考えられている (例えば Suzuki and Adachi, 1998 など). このような長期間にわたるマグマの大量生成については多くの議論が行われており, その一つが高温の海嶺沈み込みによるマグマ発生の促進というモデルである (Nakajima et al., 1990; Kinoshita, 1999 など). しかし, このモデルではマグマ生成の熱源として海嶺沈み込みが想定されているものの, 生成されるマグマの性質 (温度, 生成初期の含水量) から, 直接沈み込んだ海嶺の高温効果を実証してきたわけではない. マグマの性質が明らかになっていない理由の一つは, これら珪長質火成岩類の岩石学的研究が花崗岩類を中心に行われてきたためであると考えら

れる. 例えば, Czamanske et al. (1981) は西南日本の白亜紀～古第三紀花崗岩類の帯状構造 (Ishihara, 1977) を意識して, 詳細な岩石学的研究を行ったが, 花崗岩を形成したマグマ温度や初期の含水量などの情報は得られていない. これは鉱物に記録されているマグマの情報が, 花崗岩マグマの固結末期からサブソリダス条件下でマグマや流体との反応や離溶現象などの再平衡作用のために改変されていることが多いためである.

Sonehara and Harayama (2007) は, 白亜紀～古第三紀に活動した大規模珪長質火成岩体の一つである濃流流紋岩について, 多斑晶質の流紋岩であるという点に着目し, 固結前のマグマの性質について議論した. その結果, 典型的な島弧の中間質～珪長質マグマより, 高温で水に乏しいマグマから形成されたことを示した. このように, 固結前のマグマの情報を得る上で, 火山岩や斑岩のようなマグマ急冷相を用いた研究は有用と思われる. しかし, 現在残存する白亜紀～古第

Fig. 1. Simplified geological map of the Nishina Mountains. Sample locations are indicated by letters (as in Tables 1 and 2).

三紀の珪長質火山岩の多くは変成や変質を受けてマグマの情報のほとんどを失っているために、そのような研究例は未だ多くない。

北アルプス北東部の仁科山地は飛騨山脈の東部、糸魚川静岡構造線に面しており、白亜紀末の珪長質火成岩類が分布する地域である。本地域では多斑晶質の木崎流紋岩(溶結凝灰岩)と斑状組織を示す青木花崗岩が火山-深成複合岩体を構成している。富田(1928)および笹倉(1932)はこれらの岩石をアルカリ岩と判断し、石沢(1982)は青木花崗岩中には輝石・かんらん石斑晶が含まれることを報告するなど、地質学的・岩石学的な研究が行われてきた。

仁科山地の多斑晶質流紋岩である木崎流紋岩もマグマ固結後に変成・変質を受けており、斑晶鉍物品出時の条件を岩石学的に検討するのは容易ではない。一方、一連の火成活動で生じた青木花崗岩には、斑晶が石基と明瞭に区別できるとともに、輝石・かんらん石といった苦鉄質斑晶鉍物も変質をまぬがれており、マグマからの晶出時の情報を保持していると考えられる岩相が存在する。本研究では、木崎流紋岩・青木花崗岩の記載・分析に基づき、多斑晶質の流紋岩を生成したマグマの特性を明らかにし、その火成活動について考察を行う。そして、白亜紀後期の大規模で長期にわたる火成活動のマグマ発生モデルを検討する上で、これらの研究がもたらす

マグマの情報が重要であるということを明らかにしたい。

地質概説

仁科山地は糸魚川静岡構造線以西に位置し、主に白亜紀〜古第三紀火成岩類が分布する。火成岩類の基盤岩として、飛騨外縁帯の変成岩類、古生代塩基性火山岩、チャート、泥質岩からなる神城層、頁岩を主体とする海成のジュラ系とされる木崎層が分布する(加藤ほか, 1989)。これらの基盤を被覆して、白亜紀後期の火砕流堆積物の木崎流紋岩、それに貫入する関連岩体の青木花崗岩、さらに貫入し広域に熱変成を与えている有明花崗岩が分布する(Fig. 1)。

火成岩類は、Ishihara(1977)による花崗岩の分類では、木崎流紋岩と青木花崗岩はイルメナイト系列、有明花崗岩の大半はマグネタイト系列に分類される(石沢, 1982)。両系列は隣接しているが、現在までの研究では異なる起源の岩石として記載されてきた(笹倉, 1932 など)。木崎流紋岩は斑晶に富み溶結構造を示す流紋岩質の火砕流堆積物であり、本地域南部の木崎湖〜サンアルピナ鹿島槍スキー場にかけて分布する。青木花崗岩は斑状組織の顕著な花崗斑岩〜斑状花崗岩であり、仁科山地北部の青木湖西方、鹿島川支流の大ゴ沢の2地域に分布する。有明花崗岩は北アルプスに広く分布する花崗岩で、本地域に分布するのはピンク色のアルカリ長石を

Table 1. Modal composition of representative samples of the Kizaki Rhyolite and the granite porphyry from the Aoki Granite.

	Sample	Locality	Qtz (vol.%)	Afs	Pl	Mafic	Pheno	Mx
Kizaki Rhyolite	Wk-1	a	26.8	19.8	8.7	1.8	57.1	42.9
	Wk-1(fiamme)	a	18.3	23.8	6.5	1.1	49.7	50.3
	Wk-2	b	18.8	21.7	7.7	0.5	48.7	51.3
	Wk-3	c	30.0	21.0	10.0	3.2	64.2	35.8
	Wk-4	d	18.7	21.4	11.3	2.7	54.1	45.9
	Wk-5	e	20.5	24.2	9.6	1.0	55.3	44.7
	Wk-6	f	23.0	22.8	13.2	2.9	61.9	38.1
	Wk-7	g	21.1	17.9	13.1	9.8	61.9	38.1
	Wk-8	h	14.6	12.1	19.1	12.6	58.4	41.7
	Wk-9	i	16.3	14.4	24.3	12.7	67.7	32.3
	Wk-10	j	12.6	13.9	20.7	7.2	54.4	45.6
	Wk-11	k	19.9	14.7	15.5	10.5	60.6	39.4
Granite porphyry	Gp-1	p	4.3	31.6	18.8	2.8	57.5	42.5
	Gp-2	q	25.1	31.2	23.0	4.0	83.3	16.7
	Gp-3	r	12.2	29.4	20.5	5.2	67.3	32.7
	Gp-4	s	5.8	17.4	19.8	7.2	50.2	49.8

Locations are shown in Fig. 1. Qtz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase; Mafic: recrystallized biotite and amphibole/hornblende/orthopyroxene/clinopyroxene/ilmenite; Pheno: total phenocrysts; Mx: matrix or groundmass.

もつ粗粒な黒雲母花崗岩で、加藤・佐藤(1983)によって区分されたB型の岩相である。青木花崗岩と有明花崗岩は黒雲母のK-Ar年代が測定されている。青木花崗岩は 64.4 ± 2.2 Ma(加藤ほか, 1989の測定値2個の平均値)、有明花崗岩は 64.4 ± 1.1 Ma(原山ほか, 2009)というほぼ同じ年代が得られている。しかし、有明花崗岩が青木花崗岩に熱変成を与えていることから、青木花崗岩の定置年代はもう少し古くなる可能性がある。木崎流紋岩については、年代の測定は行われていない。

火成岩類の産状と岩石記載

1. 木崎流紋岩

石英・アルカリ長石・斜長石の結晶片に富む流紋岩質溶結凝灰岩で、命名は石沢(1982)による。本岩石は、富田(1928)によってアルカリ角閃石(ヘイスティングサイト)を含有する曹達花崗斑岩として報告された。石沢(1982)は溶結構造を示すことから、本岩石を流紋岩質の火砕流堆積物として再定義した。

仁科山地南部の木崎湖西方から中綱湖周辺まで分布し、青木花崗岩・有明花崗岩による熱変成を受けている。熱変成による再結晶作用によって本質岩片の認定が難しく、石質岩片にも乏しいため、火砕流堆積物としての認定は困難である。数少ない本質岩片の扁平化に基づく葉理面構造は、E-W走向で $55 \sim 60^\circ$ 北傾斜を示し(石沢, 1982)、積算層厚は少なくとも1000 mを超える。また、石沢(1982)では2層準の非溶結部の存在から、少なくとも3枚のフローユニットに細分されると述べている。

斑晶鉱物は破片状の結晶片としてみられる。斑晶量は50~60 vol.%(Table 1; Fig. 2)だが、これは凝灰岩基質中の量であり、火砕流の流走過程で火山灰の逸失による斑晶量増加の影響を多少なりとも受けた可能性がある(Hildreth,

Fig. 2. Modal composition of the Kizaki Rhyolite and the granite porphyry from the Aoki Granite plotted on a ternary Mx–Qtz+Afs–Pl diagram. Mx: matrix; Qtz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase.

1981)。本質岩片の観察できた例は少ないが、斑晶量は約50 vol.%(Table 1)で、凝灰岩基質中よりもやや少なくなる。斑晶は0.5~6.0 mm径の石英、アルカリ長石、斜長石である。有色鉱物は熱変成を受け、デカッセイト組織を示す再結晶黒雲母・普通角閃石の集合体に置き換わっている(Fig. 3b)。こうした部分にしばしば観察される青緑色の再結晶角閃石は、富田(1928)の報告したヘイスティングサイトである。副成分鉱物としてジルコン・褐れん石・アバタイト・不透明鉱物を含み、特に褐れん石は最大径0.4 mmに達するやや粗粒な結晶もみられる。分布地域南部の小熊山周辺を境に岩相に変化があり、南方では石英とアルカリ長石に富み(Wk-1~6; Fig. 2)、有色鉱物量が1~3 vol.%である。一方、北方では石英・アルカリ長石・斜長石がほぼ等量からやや斜長石に富み(Wk-7~11; Fig. 2)、有色鉱物量は7~12 vol.%である。多斑晶質の流紋岩という点で同時代の流紋岩質溶結凝灰岩(例えば濃飛流紋岩; Sonehara and Ha-

Fig. 3. Photomicrographs of the Kizaki Rhyolite (tuff) and Aoki Granite, taken, except (b), under crossed polarized light. (a) Kizaki Rhyolite (sample Wk-2). (b) Recrystallized biotite and hornblende showing the decussate texture of the Kizaki Rhyolite, taken under plane polarized light (sample Wk-9). (c) Olivine phenocryst from the Aoki Granite (sample Gao1-1). (d) Porphyritic granite (type 3) from the Aoki Granite (sample Gao3). (e) Clinopyroxene with hornblende reaction rim from the Aoki Granite (sample Gao2-1). (f) Granite porphyry from the Aoki Granite (sample Gp-1). Qtz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Hbl: hornblende; Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Opq: opaque mineral.

rayama, 2007) と類似する。

2. 青木花崗岩

石英・アルカリ長石・斜長石斑晶を含む斑状組織の顕著な花崗斑岩～斑状花崗岩で、命名は加藤ほか(1989)による。岩相変化が多様なために過去に様々な区分が行われた。笹倉(1932)では青木岩、鹿島岩と区分されたが、石沢(1982)は青木岩、秋葉崎斑状花崗岩、大谷沢花崗岩と再区分した。加藤ほか(1989)ではこれらの岩相が類似しているという点から一括して青木花崗岩と再定義し、花崗斑岩、細粒-中粒花崗閃緑岩、アプライト質花崗岩、細粒花崗岩に岩相を区分し

た。

仁科山地北部の青木湖西方、鹿島川支流の大ゴ沢の2地域に不規則に分布する。本研究では、分布と鉱物組み合わせから3つの岩相に区分した(Fig. 1)。いずれも副成分鉱物として自形のジルコン・褐れん石を多く含有する特徴をもち、これらは輝石・かんらん石中にも包有される。

〔斑状花崗岩〕 青木湖西方～中綱湖南西に分布し、過去の研究で青木岩と呼ばれていた岩相である。青木花崗岩はこの岩相が主体である。これらは露頭単位で岩相が大きく変化するため、鉱物組み合わせからさらに3つのタイプに細分した。

Fig. 4. Ternary QAP diagram showing modal composition data from the Aoki Granite. Q: quartz; A: alkali feldspar; P: plagioclase.

①タイプ1：鉄かんらん石含有斑状花崗岩 脂肪光沢をもつ灰緑色の斑状花崗岩で、青木神社周辺に分布する。最大1 cm 程度の石英・アルカリ長石・斜長石を斑状結晶として含む。斜長石がやや少なく、花崗岩～アダメロ岩に分類される(Fig. 4)。有色鉱物斑晶として0.3～2.0 mm の鉄かんらん石・単斜輝石・斜方輝石を含む(Fig. 3c)。黒雲母・普通角閃石も含有するが、これらは粒間充填状の他形結晶や輝石の反応縁として観察されることが多い。

②タイプ2：鉄かんらん石・輝石含有斑状花崗岩 灰緑色～灰白色の斑状花崗岩で、青木神社西方に分布する。石沢(1982)の秋葉崎花崗岩、加藤ほか(1989)の花崗閃緑岩に対応する。斑状結晶として2.0～5.0 mm の大きさの石英・アルカリ長石・斜長石を含む。斜長石量がやや多く、花崗閃緑岩寄りのモード組成を示す(Fig. 4)。斜長石には累帯構造を示すものもある。有色鉱物量はタイプ1、タイプ3よりも多く(Table 2)、0.3～2.0 mm の鉄かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・黒雲母を含有する。輝石・普通角閃石はクロット状の集合体として産することが多く、普通角閃石は輝石の反応縁としても観察される(Fig. 3e)。稀に黒雲母・石英オセリや最大径1 cm 程度の苦鉄質包有岩(主に斜長石・黒雲母・普通角閃石を含有)を含む。

③タイプ3：黒雲母・普通角閃石斑状花崗岩 灰白色の斑状

花崗岩で、サンアルピナ青木湖スキー場や中綱湖南西に分布する。最大径1 cm 程度の石英・アルカリ長石・斜長石を斑状結晶として含む。石英・アルカリ長石・斜長石モード比はタイプ1と類似した花崗岩～アダメロ岩組成を示す(Fig. 4)。有色鉱物は粒間充填状の黒雲母・普通角閃石(<径2 mm)の他形結晶がほとんどで、鉄かんらん石は周囲または全体が茶褐色の変質物に置換された産状を示す。輝石は自形の普通角閃石のコア部に残晶として含まれるものが稀に観察される。

【花崗斑岩】 緻密な石基をもち斑晶との粒径差の著しい典型的な斑岩で、青木花崗岩の周縁相として分布する。サンアルピナ青木湖スキー場では木崎流紋岩中に貫入し、その貫入境界部から岩体中央部へ向かって石基粒度が増大し、斑状花崗岩に漸移する(Fig. 1)。野外では木崎流紋岩と外観が酷似しているため、鏡下での観察でなければ両者の識別が困難である。斑状花崗岩と同様に、2.0～5.0 mm 径の石英・アルカリ長石・斜長石を斑晶として含む。木崎流紋岩との境界部(特にGp-4)では径0.2 mm 以下の緻密な細粒結晶からなる石基をもち、明瞭な急冷組織を示す。斑晶量は50～60 vol.% で、石英が少なくアルカリ長石・斜長石斑晶が多い。斑状花崗岩に近づくとき石英斑晶が増加し、石英 + アルカリ長石と斜長石の比はほぼ一定のまま斑晶量は70～80 vol.% に増加する(Fig. 2)。これに伴って石基の粒度も径0.3～0.5 mm 程度まで大きくなり、斑状花崗岩へと漸移する。有色鉱物は変質していることが多いが、一部で長径2 mm 程度の斜方輝石・単斜輝石斑晶が観察される。輝石は緑色の普通角閃石反応縁や茶褐色の変質物に取り巻かれていることが多い。この岩相では斑状花崗岩に観察されるような粒間充填状の普通角閃石・黒雲母は含まれず、また鉄かんらん石斑晶も観察されない。

【細粒黒雲母花崗岩】 灰白色の細粒等粒状黒雲母花崗岩で、鹿島川支流の大ゴ沢周辺に分布する(Fig. 1)。過去の研究では鹿島岩(笹倉, 1932)、大合沢花崗岩(石沢, 1982)と命名されていた。加藤ほか(1989)では微斜長石を含有することから比較的深部相に相当するとしている。粒径1 mm 程度の石英・アルカリ長石・斜長石をほぼ等量含有する(Fig. 4)。径約5 mm の石英・アルカリ長石・斜長石を斑晶として含

Table 2. Modal composition of representative samples of the porphyritic granite and fine-grained biotite granite from the Aoki Granite.

		Sample	Locality	Qtz (vol.%)	Afs	Pl	Bt	Hbl	Px	Ol	Other
Porphyritic Granite	type1	Gao1-1	l	29.6	40.5	20.3	3.1	3.3	0.4	2.2	0.6
		Gao1-2	l	29.2	46.4	17.5	1.3	3.7	0.2	1.4	0.3
		Gao1-3	l	36.7	48.8	12.1	0.3	0.9	0	0.9	0.3
	type2	Gao2-1	m	28.8	26.1	33.7	2.8	5.5	1.7	0.9	0.5
		Gao2-2	n	29.1	24.0	36.3	5.2	5.0	0	0	0.4
	type3	Gao3	o	32.7	29.9	29.2	3.8	4.0	0	0	0.4
Fine-grained biotite granite		Gka-1	t	33.1	32.3	22.9	11.3	0.3	0	0	0.1
		Gka-2	u	35.2	36.3	19.5	8.0	0.5	0	0	0.5
		Gka-3	v	33.0	28.8	25.8	10.5	1.4	0	0	0.5

Locations are shown in Fig. 1. Qtz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Hbl: hornblende; Px: orthopyroxene/clinopyroxene; Ol: olivine; Other: ilmenite/allanite/zircon/apatite.

Table 3. Chemical composition of the Kizaki Rhyolite and Aoki Granite.

Sample	Wk-1	Wk-2	Wk-3	Wk-4	Wk-5	Wk-6	Wk-7	Wk-8	Wk-9	Wk-10	Wk-11	Gao1-1	Gao1-2
Locality	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	l
SiO ₂ (wt.%)	76.41	77.15	77.56	76.79	77.41	76.80	71.17	74.31	73.23	73.20	73.44	72.00	72.68
TiO ₂	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.37	0.27	0.25	0.26	0.24	0.29	0.28
Al ₂ O ₃	12.03	12.20	12.07	12.37	12.13	12.38	14.47	13.76	13.56	13.48	13.35	13.58	13.30
Fe ₂ O ₃	1.26	1.28	1.22	1.28	1.29	1.02	2.92	2.53	2.66	2.63	2.56	2.97	2.87
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05
MgO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.43	0.47	0.27	0.27	0.25	0.34	0.31
CaO	0.67	0.31	0.33	0.35	0.34	0.40	2.06	1.02	1.42	1.46	1.52	2.08	2.00
Na ₂ O	3.39	3.34	3.10	3.28	3.22	3.54	3.26	2.21	3.31	3.55	3.48	3.59	3.37
K ₂ O	4.59	4.59	4.59	4.67	4.62	4.75	4.32	4.53	4.12	4.01	4.04	3.82	3.82
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.05	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06
total	98.49	98.99	98.98	98.85	99.14	99.01	99.15	99.20	98.91	98.96	98.97	98.80	98.75
Ga (ppm)	20	20	19	21	20	20	18	17	18	18	18	17	18
Rb	209	221	204	231	212	202	194	204	116	112	112	85	90
Sr	32	20	20	24	22	33	211	143	138	137	132	176	162
Y	59	27	33	25	27	62	40	49	39	39	30	21	23
Zr	128	130	124	133	129	135	166	144	225	223	209	265	260
Nb	13	13	13	15	14	15	9	9	9	10	9	8	8
Ba	412	297	275	246	266	249	575	442	1043	1011	1040	1437	1497
La	49	23	31	35	15	34	42	37	68	59	48	62	64
Ce	80	67	76	84	65	97	122	110	183	178	168	222	120
Nd	55	27	25	25	22	39	38	39	62	54	42	49	50
FeO*/MgO	56.70	115.20	109.80	115.20	58.05	91.80	6.11	4.84	8.87	8.77	9.22	7.86	8.81
A.S.I.	1.02	1.11	1.13	1.12	1.11	1.06	1.05	1.32	1.09	1.05	1.04	0.98	1.00
Na ₂ O+K ₂ O	7.98	7.93	7.69	7.95	7.84	8.29	7.58	6.74	7.43	7.56	7.52	7.41	7.19

Sample	Gao1-3	Gao2-1	Gao2-2	Gao3	Gp-1	Gp-2	Gp-3	Gp-4	Gka-1	Gka-2	Gka-3	Gar
Locality	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v	w
SiO ₂ (wt.%)	75.10	69.56	67.27	72.16	68.95	70.61	70.21	69.44	71.56	72.02	70.02	76.22
TiO ₂	0.16	0.47	0.51	0.31	0.33	0.29	0.28	0.34	0.31	0.22	0.25	0.15
Al ₂ O ₃	12.61	14.36	14.78	13.81	15.13	14.93	14.66	14.82	14.35	13.90	15.00	13.02
Fe ₂ O ₃	1.67	4.36	4.90	3.13	3.13	2.85	2.81	3.18	2.42	2.32	2.60	1.44
MnO	0.03	0.08	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.04
MgO	0.08	0.44	1.22	0.33	0.38	0.30	0.29	0.49	0.45	0.12	0.22	0.21
CaO	1.19	2.79	3.63	2.14	1.84	1.09	1.52	1.91	1.68	1.00	1.63	0.76
Na ₂ O	3.23	3.55	3.56	3.47	4.08	3.60	3.85	3.95	3.43	3.54	3.96	3.50
K ₂ O	4.55	3.16	2.86	3.58	4.52	4.82	4.72	4.43	4.55	5.26	4.79	4.64
P ₂ O ₅	0.03	0.11	0.13	0.07	0.08	0.06	0.06	0.08	0.08	0.03	0.06	0.04
total	98.65	98.88	98.95	99.06	98.51	98.61	98.46	98.71	98.86	98.46	98.59	100.02
Ga (ppm)	17	19	18	18	19	19	19	17	18	18	18	8
Rb	90	90	67	77	80	83	82	81	180	84	97	158
Sr	91	288	272	200	163	129	135	151	164	68	148	98
Y	22	29	22	21	22	25	22	21	27	19	18	19
Zr	191	298	344	296	396	366	345	353	275	337	357	97
Nb	7	9	9	8	6	6	6	7	10	5	6	3
Ba	1299	1191	1310	1811	1625	1499	1446	1080	1160	1198	1761	619
La	61	55	46	73	70	88	82	66	55	104	55	21
Ce	118	94	192	122	121	135	132	186	143	175	102	53
Nd	49	46	40	53	50	56	57	44	44	64	39	20
FeO*/MgO	20.25	8.92	3.61	8.54	7.41	8.55	8.72	5.84	4.93	17.40	10.64	6.17
A.S.I.	1.02	1.00	0.95	1.03	1.01	1.14	1.03	1.00	1.05	1.04	1.02	1.07
Na ₂ O+K ₂ O	7.78	6.71	6.42	7.05	8.60	8.42	8.57	8.38	7.98	8.80	8.75	8.14

Locations are shown in Fig. 1. FeO*: total iron as FeO; A.S.I.: alumina saturation index; Wk: Kizaki Rhyolite; Gao1: porphyritic granite type 1; Gao2: porphyritic granite type 2; Gao3: porphyritic granite type 3; Gp: granite porphyry; Gka: fine-grained biotite granite; Gar: Ariake Granite.

むが、斑晶量は斑状花崗岩よりも少なく(5 cm × 5 cm 四方で約 2~5 vol.%), ほとんど細粒等粒状の組織を示す。アルカリ長石には微斜長石構造が発達している。斜長石には累帯構造を示すものもある。有色鉱物は黒雲母が大半で、普通角閃石を少量含有する。大ゴ沢支流では円形~不定形の苦鉄質包有岩(最大径約 30 cm)の濃集部が観察される。苦鉄質包

有物は斜長石・黒雲母・普通角閃石を含有し、明瞭な急冷縁をもたない。また、大ゴ沢支流では木崎流紋岩に由来する捕獲岩塊も含まれ、最大で数 m 径のものも観察される。

全岩化学組成

木崎流紋岩と青木花崗岩の各岩相について全岩化学組成を

Fig. 5. SiO₂ variation diagrams of the Kizaki Rhyolite and Aoki Granite. (a) SiO₂ vs. A.S.I. (alumina saturation index). (b) TAS diagram, modified from Le Maitre et al. (1989). Broken line shows the division of the alkalic and subalkalic series of Miyashiro (1978). (c) SiO₂ vs. CaO. (d) SiO₂ vs. Fe₂O₃.

求めた。分析は信州大学理学部の蛍光 X 線分析装置 (PHILIPS PW2400) を使用し、希釈率 1:2 のガラスビードにて行った。分析方法は三宅ほか (1996) および津金・三宅 (2001) に従った。本研究では、本質レンズのみを分離した分析試料を得ることができなかったため、木崎流紋岩の分析には溶結凝灰岩を用いた。溶結凝灰岩の全岩化学組成をマグマの化学組成として扱うことに関して、曾根原・原山 (2006) の検討では、石質岩片が少ない溶結凝灰岩ではマグマの平均組成をとらえる上で有用であるとしている。なお、比較のために大沼沢支流で採取した有明花崗岩 1 試料もあわせて分析した。

分析結果を Table 3 に示す。SiO₂ 量は、木崎流紋岩では 71~77 wt.%, 青木花崗岩では 67~75 wt.% であり、斑状花崗岩タイプ 2 が最も苦鉄質な組成を示す。木崎流紋岩では、有色鉱物が乏しくより珪長質な Wk-1~6 は、有色鉱物の多い Wk-7~11 よりも CaO 量、Fe₂O₃ 量が少ないことで区別される (Fig. 5)。鉱物組み合わせの異なる青木花崗岩のタイプ 1 とタイプ 3 はほとんど同じ化学組成を示す。SiO₂ 量が 76 wt.% の以上の珪長質なものを除き、CaO 量が約 1~2 wt.%, 総アルカリ量が約 7~8.5 wt.%, FeO*/MgO が高く、アルミナ飽和度は 1.0~1.1 である (Fig. 5)。Miyashiro (1978) の区分では花崗斑岩と細粒黒雲母花崗岩の一部がアルカリ系列に入るが、それ以外は非アルカリ系列である。また、岩相間で組成の変化があり、花崗斑岩と斑状花崗岩は岩相に連続性があるが、斑状花崗岩タイプ 2~斑状花崗岩タイプ 1 およびタイプ 3・木崎流紋岩と花崗斑岩~細粒黒雲母花崗岩でやや異なったトレンドを示す (Fig. 5)。

Fig. 6 に N-MORB (Sun and McDunough, 1989) で規格化した全岩の微量元素組成パターンを示した。なお、比較

Fig. 6. N-MORB normalized patterns of trace elements from the Kizaki Rhyolite and Aoki Granite. Normalizing factors and order of elements are after Sun and McDonough (1989). Also shown is the average pattern for felsic samples (with SiO₂ contents over 76% by wt.).

のために有明花崗岩および、西南日本の白亜紀~古第三紀花崗岩の代表として苗木花崗岩 (産業技術総合研究所の岩石標準試料 JG-2; Imai et al., 1995) もあわせてプロットした。SiO₂ 量が 76 wt.% 以上の珪長質なものを除き、木崎流紋岩と青木花崗岩は共通した特徴をもつ (Fig. 6)。周辺に分布する有明花崗岩、標準試料の JG-2 と比較すると、相対的に Ba, Zr, La, Ce, Nd に富む微量元素パターンを示す。

鉱物組成

青木花崗岩中の有色鉱物の化学組成を、信州大学設置の EDS (日本電子製 JSM-5310E)-EDAXDX4 システムを用いて分析した。測定条件は加速電圧 15kV, スポット径

Table 4. Olivine, Pyroxene, and Hornblende analyses.

sample	Olivine		Pyroxene				Gp-4				Hornblende					
	Gao1-1	Gao2-1	Gao1-1	Gao2-1						Gao1-1	Gao2-1	Gao2-2	Gka-3	Gp-4		
	Fayalite	Fayalite	Opx-core	Opx-rim	Opx-core	Opx-rim	Cpx-core	Opx-rim	Opx	Cpx	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Ferro-hornblende	Actinolitic hornblende	Ferro-hornblende	
SiO ₂	30.41	30.22	53.55	48.95	52.54	49.81	53.21	49.05	49.85	50.48	SiO ₂	43.80	44.69	44.33	49.17	44.68
TiO ₂	0.17	0.26	0.42	0.26	0.46	0.34	0.39	0.18	0.37	0.40	TiO ₂	1.46	0.81	1.45	0.91	0.89
Al ₂ O ₃	0	0	1.11	0	0.50	0	0.22	0	0.49	0.81	Al ₂ O ₃	6.57	5.31	5.64	4.20	5.25
FeO	65.13	65.13	18.66	40.48	24.25	38.17	11.82	39.73	33.01	18.52	FeO	25.59	27.16	29.74	18.46	25.80
MnO	2.05	1.99	0.52	1.02	0.57	1.00	0.41	0.83	0.85	0.65	MnO	0.62	0.54	0.67	0.55	0.47
MgO	1.81	2.36	23.28	7.46	19.69	8.78	12.56	8.27	12.81	9.66	MgO	5.62	5.25	3.40	10.68	6.07
CaO	0.11	0.23	2.13	1.44	1.80	1.47	20.78	1.31	1.64	18.25	CaO	10.35	10.26	10.09	11.88	9.90
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.15	0	0	0.28	Na ₂ O	1.54	1.30	1.46	0.34	1.49
K ₂ O	0.05	0.03	0.01	0.06	0.04	0.07	0.14	0.04	0.05	0.14	K ₂ O	1.08	0.81	0.85	0.47	0.78
total	99.73	100.22	99.68	99.67	99.85	99.64	99.68	99.41	99.07	99.19	total	96.63	96.58	97.95	96.89	96.12
Si	1.01	1.00	1.97	2.02	1.99	2.02	2.01	2.01	1.99	1.97	Si	6.87	7.04	6.98	7.38	7.04
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	AlIV	1.13	0.96	1.02	0.62	0.96
Al	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	AlVI	0.08	0.02	0.03	0.12	0.01
Fe	1.82	1.81	0.58	1.39	0.77	1.30	0.37	1.36	1.10	0.60	Ti	0.17	0.10	0.17	0.10	0.11
Mn	0.06	0.06	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	Fe ³	0.55	0.72	0.63	0.28	0.79
Mg	0.09	0.12	1.28	0.46	1.11	0.53	0.71	0.51	0.76	0.56	Fe	2.80	2.85	3.28	2.03	2.61
Ca	0.00	0.01	0.08	0.06	0.07	0.06	0.84	0.06	0.07	0.76	Mn	0.08	0.07	0.09	0.07	0.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	Mg	1.31	1.23	0.80	2.39	1.42
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	Ca	1.74	1.73	1.70	1.91	1.67
X _{Fe}	0.95	0.94	0.31	0.75	0.41	0.71	0.35	0.73	0.59	0.52	NaA	0.21	0.13	0.15	0.01	0.12
En			65.98	23.90	56.92	28.09	36.80	26.25	39.40	29.12	NaB	0.26	0.27	0.30	0.09	0.33
Wo			4.12	3.32	3.74	3.38	43.77	2.99	3.63	39.55	K	0.22	0.16	0.17	0.09	0.16
Fs			29.90	72.78	39.34	68.53	19.43	70.77	56.98	31.33	X _{Fe}	0.72	0.74	0.83	0.49	0.70

Gao1: porphyritic granite type 1; Gao2: porphyritic granite type 2; Gp: granite porphyry; Gka(MME): mafic magmatic enclave in fine-grained biotite granite.

Fig. 7. Backscattered electron image of a pyroxene phenocryst in a porphyritic granite (type 2) from the Aoki Granite. Also shown is a Mg-rich clinopyroxene with an Fe-rich orthopyroxene reaction rim.

14 μm , 照射電流約 $7.2 \times 10^{-10}\text{A}$, 試料照射角度 20°, 測定時間 120 秒である。補正計算は ZAF 法による。分析結果は Table 4 に示す。

【かんらん石】 斑状花崗岩(タイプ 1, タイプ 2)中のかんらん石を分析した。これらは Fe に富み, Fa 成分 90~95 の鉄かんらん石である。

【輝石】 斑状花崗岩(タイプ 1, タイプ 2)と花崗斑岩中の輝

Fig. 8. En-Di-Hd-Fs diagram showing data for pyroxene from the Aoki Granite.

石を分析した。斑状花崗岩中の輝石には, Mg に富む輝石の周囲に Fe に富む輝石の反応縁が観察され(Fig. 7), 単斜輝石のコア部は En : Wo : Fs = 40 : 40 : 20 程度, リム部は En : Wo : Fs = 21 : 41 : 35 程度, 斜方輝石のコア部は Fs = 30~50, リム部は Fs = 60~75 の組成を示す。これは斑状花崗岩タイプ 2 で顕著で, 輝石を少量含む斑状花崗岩タイプ 1 でも一部にみられる。

花崗斑岩中の輝石は変質していることが多いため, 分析されたのは輝石の残存が確認された Gp-4 のみである。花崗斑岩中の単斜輝石・斜方輝石は斑状花崗岩のような輝石反応縁や組成の累帯構造は観察されず均質な組成である。単斜輝石は En : Wo : Fs = 30 : 40 : 30 程度, 斜方輝石は Fs = 53~60 の組成に集中し(Fig. 8), 組成のばらつきは小さい。

【普通角閃石】 花崗斑岩中の輝石の反応縁、斑状花崗岩(タイプ1, タイプ2)中の輝石の反応縁および斑晶の粒間充填結晶、細粒黒雲母花崗岩の苦鉄質包有物中の普通角閃石を分析した。角閃石の分類は Leake(1978)に基づく。斑状花崗岩と花崗斑岩中の普通角閃石は類似した組成を示し、Al 量が低く Fe に富むフェロホルンブレンドである。苦鉄質包有物中のものはこれらとは異なり、やや Mg に富むアクチノリティックホルンブレンドに分類される。

議 論

1. 仁科山地の岩石の形成過程

木崎流紋岩と青木花崗岩は笹倉(1932)では同一マグマ溜りから生成された火成岩と考えられていた。しかし、青木花崗岩では様々な鉱物組み合わせを示す岩相が存在し、全岩化学組成においては、花崗斑岩～黒雲母細粒花崗岩(以下トレンド1)と、斑状花崗岩タイプ2～斑状花崗岩タイプ1・3および木崎流紋岩(以下トレンド2)で2つの異なるトレンドが認められる。このような違いの原因は、親マグマの違いやマグマミキシングが考えられる。しかし、トレンドの異なる花崗斑岩と斑状花崗岩がフィールドにおいて連続性があり、岩石記載からも漸移関係が認められるため、異なる親マグマではない、冷却過程で起こった様々なイベントを反映していると推測される。本研究では、起源物質やマグマの違い、マグマミキシングなどを厳密に議論することはできないが、岩石記載から以下のように仁科山地の火成岩の形成および2つの異なるトレンドの原因を考察する。

まず、花崗斑岩は青木花崗岩の急冷周縁相であると考えられる。特に木崎流紋岩との貫入境界部は細粒緻密な石基をもつ明確に急冷された岩石で、斑晶量が約 50 vol.% と少なく、斑状花崗岩タイプ2を除けば最も苦鉄質な全岩化学組成を示すことから、未分化で初生的な青木花崗岩のマグマ組成を示すと判断できる。花崗斑岩には鉄かんらん石斑晶が含まれていないため、マグマの結晶作用の初期段階で晶出した鉱物は石英・アルカリ長石・斜長石・輝石斑晶である。石英と平衡な鉄かんらん石は 700～900 °C 程度の比較的低温でも晶出し得る(Smith, 1971)ため、斑状花崗岩ではその後の冷却過程で鉄かんらん石が晶出開始したと考えられる。

斑状花崗岩タイプ2では、黒雲母-石英オセリ、輝石の累帯構造(Fig. 7)が顕著に観察され、小さな苦鉄質包有物を含み、他の岩相に比べて苦鉄質な全岩化学組成をもつことから、苦鉄質マグマとのマグマミキシングが生じた可能性が推定される。タイプ1でも輝石の累帯構造が観察されることがあり、同様のマグマミキシングの影響を受けていると考えられる。タイプ3ではこのようなものは観察されないが、モード組成と全岩化学組成がタイプ1とほとんど同じ点から、マグマ状態での末期またはサブソリダス条件下で、ほとんどの輝石が緑色の普通角閃石に置き換わり、鉄かんらん石の大半が変質したものがタイプ3の岩相となったと考えられる。また斑状花崗岩の鉱物の産状は、斑晶の石英・アルカリ長石・斜長石・輝石・鉄かんらん石の晶出後に、それらの粒間を充填して黒雲母・普通角閃石が晶出したことを示して

いる。

細粒黒雲母花崗岩の岩相に多数含まれる径 30 cm に達する苦鉄質包有物は、マグマミングリングを示すものであり、この岩相では斑状花崗岩のようにマグマミキシングを起こさずに冷却固結したと考えられる。

このように記載岩石学的特徴から各岩相の形成過程を推測すると、トレンド1とトレンド2の違いは、推定されたマグマミキシングによる影響の有無である。すなわち、トレンド1は初生的なマグマ(花崗斑岩)からの分化によって形成されたトレンド、トレンド2は初生的なマグマ(花崗斑岩)と苦鉄質マグマが混合することでできたマグマ(斑状花崗岩タイプ2)の分化によって形成されたトレンドという可能性が推測される。

木崎流紋岩と青木花崗岩との関係については、同じマグマ溜り起源と断定することはできない。しかし、両者は同じトレンドを示し、石英・アルカリ長石・斜長石という斑晶鉱物組み合わせ、斑晶量が 50 vol.% 以上で比較的多斑晶である点、Ba, Zr, La, Ce, Nd に富む点などの共通した性質をもつ。このことから、木崎流紋岩は斑状花崗岩と同じ一連のプロセスを経て生じたマグマから生成され、青木花崗岩に先行して活動した火砕流堆積物であると考えられる。岩石記載と全岩化学組成での Wk-1～6 と Wk-7～11 の違いは、ユニットの違いによる組成差を示していると考えられ、全岩化学組成の変化はモード組成と対応することから、珪長質な Wk-1～7 は結晶分別が進んだものだと考えられる。また、積算層厚が少なくとも 1000 m に達することから、カルデラ充填の大規模火砕流と考えられ、青木花崗岩はそのカルデラ直下に位置したと判断される。

なお、既存の測定結果ではほぼ同じ年代を示す有明花崗岩とは全岩化学組成、特に Zr, LREE などの不適合元素組成で異なり、有明花崗岩はこの火成活動後の異なるプロセスの火成活動によって生成されたと判断される。

仁科山地の岩石の示す岩相変化および異なる化学組成トレンドは、二次的な再平衡作用、苦鉄質マグマの干渉により生じたと考えられ、これらの影響が観察される岩相(斑状花崗岩)ではマグマ初期の情報が擾乱されている可能性を示している。

2. 仁科山地のマグマ

(1) 斑晶に富む仁科山地の岩石

仁科山地の岩石に共通する重要な岩石学的特徴は、多斑晶の珪長質火成岩という点である。これは、白亜紀後期に活動した多くの流紋岩質火山岩(例えば濃飛流紋岩; Sonehara and Harayama, 2007)に類似した特徴である。しかし、それら珪長質火山岩の鉱物組成に関するデータは限られており、マグマの特性(噴出前の温度や初期含水量など)の詳細も明らかになっていない。その理由は、残存するこの時代の火山岩の多くがカルデラ充填火山岩類であり、カルデラ内での熱水変質作用や貫入岩による熱変成作用などによってその情報が失われているためである。木崎流紋岩も変成および変質によってマグマ初期の情報が失われているが、それと共通した多斑晶の特徴をもつ青木花崗岩の急冷周縁相(花崗斑岩)に

は、マグマ初期の情報が保持されているといえる。

(2) 仁科山地のマグマの特性

本研究では仁科山地のマグマの特性を、花崗斑岩の中でも輝石斑晶が残存し、木崎流紋岩との貫入境界部に最も近い地点の試料である急冷周縁相 Gp-4 を用い、そのモード組成、全岩組成、鉱物組成に基づき検討した。

[温度・圧力] 温度は、花崗斑岩急冷周縁相(Gp-4)中の平衡と考えられ、緑色の普通角閃石反応縁のない単斜輝石・斜方輝石の組み合わせ(Table 4)を対象に、QUILF プログラム(Andersen et al., 1993)の輝石温度計を用いて計算した。圧力を直接求めるデータはないが、青木花崗岩は地上に噴出した火砕流堆積物(木崎流紋岩)に伴って貫入した岩体であることから、定置はカルデラ直下であり、地下深部ではないと推定される。今回の検討では、地質学的な条件が類似した濃飛流紋岩(Sonehara and Harayama, 2007)に用いられた 2 kbar の圧力を採用した。その結果得られた温度は、 $907 \pm 13^\circ\text{C}$ (2 kbar) である。これは急冷周縁相を形成したマグマ中で斑晶が約 50 vol.% 晶出した時点での温度だが、濃飛流紋岩の噴出前のマグマ温度($832 \pm 23^\circ\text{C}$; Sonehara and Harayama, 2007)よりも高い。輝石温度計の示す温度の信頼性を検討するために、ジルコン飽和温度計(Watson and

Harrison, 1983)を花崗斑岩急冷周縁相に用いて温度を見積もった。急冷周縁相の花崗斑岩の全岩化学組成はマグマの組成と考えられ、この温度計によって求められる温度はジルコンの晶出温度と考えられる。また花崗斑岩中のジルコンは輝石に包有される結晶も確認され、晶出時期は輝石と同時期であると考えられる。ジルコン飽和温度計から得られた温度は、花崗斑岩(Gp-4)では 850.6°C である(Table 5)。輝石温度計によって得られた温度よりも 50°C ほど低くなるが、珪長質マグマとしては高温であることを十分に支持するものである。

[含水量] 本研究では、Christiansen(2005)および Sonehara and Harayama(2007)の手法に倣い、MELTS プログラム(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて異なる初期含水量ごとに花崗斑岩急冷周縁相の結晶量の推移を考察し、初期含水量を見積もった。計算には輝石温度計とジルコン飽和温度計を適用した花崗斑岩(Gp-4)を用いた。酸素フガシティーはイルメナイト系列に属するため、Fe-Ti 鉱物の平衡を用いて求めることはできないが、青木花崗岩中に石英+かんらん石の鉱物組み合わせがみられることから、QFM パッファーよりも低い酸素フガシティーであったとして、-1QFM と仮定した。その結果を Fig. 9 に示す。斑晶量(約 50 vol.%; Table 1)および、推定された温度($850\sim 900^\circ\text{C}$)と合う全岩の初期含水量は、0.4~1.0 wt.% の範囲である(Fig. 9)。実際の岩石の各鉱物量と MELTS の H_2O = 0.5 wt.% での計算結果を比較すると完全には一致せず(Table 6a)、計算結果の方が高い斑晶量を示す。また、 H_2O = 1.0 wt.% の計算結果では、斑晶量は近いが石英が含まれないため、鉱物組み合わせが一致しない(Table 6b)。このように、計算結果からは実際の岩石のモード組成を再現することはできないため、含水量を厳密に特定することはできない。しかし石英の晶出温度はマグマの含水量によって大きく変化するため(Robertson and Wyllie, 1971)、石英を含有

Table 5. Result of zircon saturation temperature calculation (Watson and Harrison, 1983).

Sample	Gp-1	Gp-2	Gp-3	Gp-4
Zr (ppm)	396	366	345.0	353.0
T_{Zr} ($^\circ\text{C}$)	861.7	871.2	852.9	850.1

$T_{\text{Zr}} = 12,900/[2.95 + 0.85M + \ln(496,000/\text{Zr}_{\text{melt}})]$; M is a compositional factor that accounts for the dependence of zircon solubility on the SiO_2 content and peraluminosity of the melts $[(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al} \cdot \text{Si})]$, all in the cation fraction].

Fig. 9. Temperature ($^\circ\text{C}$) vs. crystal content (% by wt.) calculated for the composition of the granite porphyry (Gp-4) using the MELTS program (Ghiorso and Sack, 1995). Box indicates the range of Gp-4.

Table 6. Result of MELTS calculation (Ghiorso and Sack, 1995) for a granite porphyry from the Aoki Granite (sample Gp-4, Table 2) at 2 kbar on log fO_2 path = -1QFM in equilibrium mode. (a) With $H_2O = 0.5\%$ by wt. (b) With $H_2O = 1.0\%$ by wt.

(a) $H_2O = 0.5$ wt. %

Temperature(°C)	850	860	870	880	890	900	Gp-4
Quartz(wt.%)	6.9	5.3	3.4	1.2	—	—	5.8
Alkali feldspar	24.9	23.6	22.0	19.9	18.2	17.2	17.4
Plagioclase	28.2	27.7	27.2	26.7	26.3	26.0	19.8
Pyroxene	5.7	5.5	5.3	5.0	4.7	4.5	5.6
Phenocryst	65.7	62.1	57.9	52.8	49.2	47.7	50.2
H_2O in Liquid	1.45	1.32	1.18	1.06	0.98	0.95	—

(b) $H_2O = 1.0$ wt. %

Temperature(°C)	850	860	870	880	890	900	Gp-4
Quartz(wt.%)	—	—	—	—	—	—	5.8
Alkali feldspar	17.7	16.9	15.9	14.9	13.6	12.1	17.4
Plagioclase	24.8	24.3	23.7	23.2	22.7	22.3	19.8
Pyroxene	4.5	4.3	4.1	3.8	3.5	3.2	5.6
Phenocryst	47.0	45.5	43.7	41.9	39.8	37.6	50.2
H_2O in Liquid	1.89	1.83	1.78	1.72	1.66	1.61	—

する花崗斑岩急冷周縁相の鉱物組み合わせは、低含水量を示唆するものと考えられる。よってこの結果は、青木花崗岩のマグマが 1.0 wt.% 以下の初期含水量であるということを十分に支持するものと推測される。本検討は青木花崗岩(花崗斑岩)に対して行ったが、一般的に含水量が低いほど斑晶量は多くなる。この関係から、多斑晶質の流紋岩である木崎流紋岩(本質岩片で約 50 vol.% の斑晶量)も、同様に水に乏しいマグマに由来すると考えられる。

仁科山地のマグマの低い初期含水量は、Sonehara and Harayama (2007) によって示された濃飛流紋岩の初期含水量($H_2O = 1.0 \sim 1.5$ wt.%)と同様の結果である。一般的に、水に富むことでマグマ生成温度は低下する。そのため、マグマの生成には水が関与し、火山弧の珪長質マグマ、大規模な火砕流を起こすようなマグマは水に富んでいると考えられている。例えば、流紋岩質の大規模火砕流である Bishop Tuff (斑晶量 5~25 vol.%) の含水量は、メルトインクルージョンの分析から 5~6 wt.% と推定されている (Wallace et al., 1999)。また、温度についても、Bishop Tuff の噴出前の温度は 720~790 °C と推定され、青木花崗岩の 850~900 °C という急冷周縁相形成前の温度は、珪長質マグマとしては高温であるといえる。これらのことから、仁科山地のマグマの特性は、通常の珪長質マグマよりも高温で水に乏しいという点である。このような水に乏しいマグマは噴出し難く、火砕流を発生するような大規模な噴火を起こしにくいように思われるが、一般に鉱物が晶出するにつれてメルト中の含水量は増加するため、斑晶量が増加した時点では噴火するポテンシャルを獲得すると考えられる。

3. 多斑晶質流紋岩の火成活動

本研究と Sonehara and Harayama (2007) の研究結果は、濃飛流紋岩と仁科山地の多斑晶の火成岩が、通常の火山弧の珪長質マグマより高温で水に乏しい珪長質マグマから生成されたことを示している。この結果は、一部地域の岩石だけでなく類似した斑晶量、鉱物組み合わせ、全岩化学組成、斑晶

鉱物組成をもつ多斑晶質の流紋岩も、同様のマグマから生成された可能性を示唆している。例えば、中部地方に分布する笠ヶ岳流紋岩および大雨見山層群は、原山(1979)によって輝石組成が示され、本研究の花崗斑岩中の輝石と類似し、輝石温度計では 800 °C 以上の温度を示すことが報告されている。近畿地方の湖東流紋岩(宮村ほか, 1975)では、輝石・鉄かんらん石を含有する鉱物組み合わせをもつことが報告されている。また、中国地方の多斑晶の流紋岩~デイサイト組成を示す匹見層群は、今岡・村上(1979)によって輝石分析値が示され、これも本研究の花崗斑岩中のものと類似した Fe に富む組成を示す。これら記載岩石学的特徴に類似性のある多斑晶質の流紋岩が、いずれも同様の高温で水に乏しいマグマから生成されたとするならば、このような火成活動が当時のユーラシア大陸東縁部の広範囲で起こっていた可能性がある。

このような、通常の火山弧の珪長質マグマより、高温で水に乏しい珪長質マグマの生成には、通常よりも高温の熱源が必要と考えられる。白亜紀~古第三紀の大規模な珪長質火成活動の原因としては、海嶺沈み込み説が唱えられてきた(例えば Nakajima et al., 1990 など)。海嶺沈み込みは沈み込み帯に熱異常をもたらし、マグマの生成を促進させると考えられている。しかし、こうした海嶺沈み込みモデルはいくつも提示されている(例えば Kinoshita, 1999; 岩森, 2008 など)が、発生したマグマの温度・初期含水量については議論が行われていない。白亜紀~古第三紀の火成活動の解明には、発生したマグマの性質と生成条件を限定する必要がある。そのために、花崗岩類だけでなく、多斑晶質の流紋岩や花崗斑岩のような火山岩の研究を行い、これらの高温で水に乏しいマグマの成因や生成条件を明らかにすることは重要であると考えられる。深成岩と火山岩、両者からそれぞれ得られる情報を用いることが、火成活動の全体像を描くために必要であるとする。

ま と め

1. 青木花崗岩の岩相変化は、二次的な再平衡作用、マフィックマグマの干渉により生じたと考えられる。また、仁科山地の岩石の示す異なる化学組成トレンドは、花崗斑岩~細粒黒雲母花崗岩のトレンドは初生的なマグマの分化、斑状花崗岩タイプ 2~斑状花崗岩タイプ 1・タイプ 3 および木崎流紋岩のトレンドは初生的なマグマと苦鉄質マグマの混合したマグマの分化によって形成されたと考えられる。
2. 木崎流紋岩・青木花崗岩は一連の同じプロセスを経て生じたマグマから生成されたと考えられ、これらを生成した仁科山地のマグマは、通常の火山弧の珪長質マグマより高温(約 50 vol.% 結晶晶出時の温度: 850~900 °C)で水に乏しい(初期含水量: 0.4~1.0 wt.%)という特徴をもつ。
3. 西南日本内帯には、同時代の類似した記載岩石学的特徴をもつ多斑晶質の流紋岩が広く分布することから、このような高温で水に乏しいマグマの火成活動がユーラシア

大陸縁辺の広い範囲で起こっていた可能性がある。

謝 辞

本研究を進める上で、信州大学理学部地質科学科教室の岩石・マグマ談話会の諸氏には、貴重なご意見をいただいた。同大学の三宅康幸教授には分析試料の作成および蛍光 X 線分析装置の使用、牧野州明教授には電子線マイクロアナライザの使用、津金達郎氏には分析値の解析に当たってご指導いただいた。JAMSTEC の谷健一郎氏、斉藤 哲氏、ならびに第三回、第四回花崗岩若手の会参加者の諸氏には、研究を議論する場をいただき、本研究をまとめる上で有益なご意見をいただいた。査読者の東京経済大学の新正裕尚氏および匿名の査読者には、多くの重要なコメントをいただき、小論は大幅に改善された。

以上の方々に心よりお礼申し上げます。

文 献

- Andersen, D. J., Lindsley, D. H. and Davidson, P. M., 1993, QUILF: a PASCAL program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Comp. Geosci.*, **19**, 1333–1350.
- Christiansen, E. H., 2005, Contrasting processes in silicic magma chambers: evidence from very large volume ignimbrites. *Geol. Mag.*, **142**, 669–681.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A., 1981, Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10431–10469.
- Ghiorsso, M. S. and Sack, R. O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 197–212.
- 原山 智 (Harayama, S.), 1979, 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, **56**, 23–29.
- 原山 智・大塚 勉・酒井純一・小坂共栄・駒沢正夫 (Harayama, S., Otsuka, T., Sakai, J., Kosaka, T. and Komazawa, M.), 2009, 松本地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 63p.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10153–10192.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A., 1995, 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series". *Geost. Newsl.*, **19**, 135–213.
- 今岡照喜・村上允英 (Imaoka, T. and Murakami, N.), 1979, 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質学論集 (Mem. Geol. Soc. Japan), no. 17, 259–272.
- Ishihara, S., 1977, The Magnetite-series and Ilmetite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293–305.
- 石沢一吉 (Ishizawa, K.), 1982, 北アルプス鹿島槍ヶ岳–烏帽子岳付近の火成岩の地質. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **88**, 215–230.
- 岩森 光 (Iwamori, H.), 2008, 海嶺の沈み込みと三波川–領家変成岩および花崗岩の成因: 広域ダイナミクス, 物質循環との関連性. 地学雑誌 (Jour. Geogr.), **117**, 292–298.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (Kato, T. and Sato, T.), 1983, 信濃池田の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 93p.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教 (Kato, T., Sato, T., Mimura, K. and Takizawa, F.), 1989, 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 103p.
- Kinoshita, O., 1999, A migration model of magmatism explaining a ridge subduction, and its details on a static analysis of the granite ages in Cretaceous Southwest Japan. *Island Arc*, **8**, 181–189.
- Leake, B. E., 1978, Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**, 1023–1052.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., LeBas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193p.
- 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦 (Miyake, Y., Tsugane, T., Kanai, T. and Ikemoto, T.), 1996, 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光 X 線分析–低希釈率ガラスビードの作成と迅速分析の精度. 信州大学理学部紀要 (Jour. Faculty. Sci. Shinshu Univ.), **31**, 105–117.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 (Miyamura, M., Mimura, K. and Yokoyama, T.), 1975, 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 56p.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91–104.
- Nakajima, T., Shirahase, T. and Shibata, K., 1990, Along-arc lateral variation of Rb-Sr and K-Ar ages of Cretaceous granitic rocks in Southwest Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 381–389.
- Robertson, J. K. and Wyllie, P. J., 1971, Rock-water systems, with special reference to the water-difficient region. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 252–277.
- 笹倉正夫 (Sasakura, M.), 1932, 信濃仁科山脈に産する石英閃長岩様アルカリ岩類. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **39**, 279–281.
- Smith, D., 1971, Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene-olivine-quartz. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 370–382.
- 曾根原崇文・原山 智 (Sonehara, T. and Harayama, S.), 2006, イグニンプライトに対する全岩化学分析の意義: 後期白亜紀の濃飛流紋岩瀬戸川火山灰流シートの本質岩片とマトリックスの化学組成の比較. 地球科学 (Earth Science (Chikyu Kagaku)), **60**, 93–111.
- Sonehara, T. and Harayama, S., 2007, Petrology of the Nohi Rhyolite and its related granitoids: A Late Cretaceous large silicic igneous field in central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 57–80.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313–345.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Jour. Metamorphic Geol.*, **16**, 23–37.
- 富田 達 (Tomita, T.), 1928, 信濃木崎湖畔森産曹達花崗斑岩中のヘイステイングサイトに就いて. 地質雑 (Jour. Geol. Soc. Japan), **35**, 430–439.
- 津金達郎・三宅康幸 (Tsugane, T. and Miyake, Y.), 2001, 珪酸塩岩石試料の微量成分のガラスビード法による蛍光 X 線分析. 平成 11～12 年度科学研究費補助金基盤研究 (C) 「デイサイト溶岩の流動・固結過程の解明のための石基組織の研究」研究成果報告書, 23–35.
- Wallace, P. J., Anderson, A. T. and Davis, A. M., 1999, Gradient in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: interpreting the record preserved in melt-inclusion from the Bishop Tuff. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 20097–20122.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1983, Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma type. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, 295–304.

(要 旨)

植木忠正・原山 智, 2012, 北アルプス, 仁科山地における白亜紀後期の高温で水に乏しい珪長質火成活動. 地質雑, 118, 207–219. (Ueki, T. and Harayama, S., 2012, Late Cretaceous hot and dry felsic magmatism in the Nishina Mountains, Northern Japan Alps. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 118, 207–219.)

白亜紀～古第三紀の火成活動で形成された多斑晶質の流紋岩, およびそれと関連した花崗岩は西南日本内帯に広く分布する. 本研究ではこれらの多斑晶質の特徴に着目し, その活動地域の一つである北アルプス北東部・仁科山地に分布する白亜紀後期の多斑晶質流紋岩・木崎流紋岩と, 関連した花崗岩である花崗斑岩～斑状花崗岩の青木花崗岩を対象に, マグマの性質(温度, 生成初期の含水量)の検討を行った. マグマの情報を残存する急冷周縁相の花崗斑岩を用い, 地質温度計と MELTS プログラムによる解析を行った結果, 一般的な珪長質マグマよりも高温で水に乏しい(850～900 °C, H₂O = 0.4～1.0 wt.%)というマグマの性質が明らかになった. この結果は, 西南日本内帯に広く分布する同様の特徴をもつ多斑晶質の流紋岩も同様のマグマから生成され, 白亜紀後期のユーラシア大陸縁辺では高温で水に乏しい火成活動が活発に起こっていた可能性を示唆している.