北海道北部，利尻火山噴出物の岩石学的進化

Petrological evolution of Rishiri volcano, northern Hokkaido, Japan

石 塚 吉 浩 (Yoshihiro ISHIZUKA) *

中 川 光 弘 (Mitsuhiro NAKAGAWA) *

Rishiri volcano is an isolated polygenetic volcano that lies at a distance of about 200 km from Quaternary volcanic fields in Hokkaido. The volcanic activity has started abruptly since <0.2 Ma after ~9 My hiatus of volcanism and might have ended since several thousand years ago. The volcanic activity can be divided into three, initial, climactic and final stages in terms of its eruption rate. The climactic stage can be also subdivided into three, C-1, C-2 and C-3 stages in the ascending order.

The eruptive products span from basaltic to rhyolitic rocks ($\text{SiO}_2 = 49.2\text{--}73.8\%$) which can be distinguished by phenocryst assemblages and whole-rock chemistry. Judging from incompatible trace elements, felsic rocks from each stage cannot be formed by fractional crystallization of the basaltic magma and may be produced by crustal melting. Phenocryst assemblage, Ti contents in hornblende, and geological thermometers indicate that magmatic temperature of the dacitic and rhyolitic rocks increases from ~800°C in the initial stage to ~1050°C in the C-2 stage, and then decreases to ~700°C in the final stage. On the other hand, chemical compositions of olivine and spinel suggest that the basaltic magma has also changed its source mantle with the volcanic activity. It can be estimated that the source mantle for the basaltic magmas has changed from fertile peridotites in the initial stage to depleted ones in the climactic stage, and finally changed to fertile ones in the final stage.

The variation in magmatic temperature of the felsic magmas indicates that the volcanic activity with higher eruption rate has produced magma with higher temperature. This suggests that the production of these magma can be explained by ascending and cooling of a mantle diapir which plays as a heat source to melt crustal materials. It can be concluded that the whole-life of Rishiri volcano may be explained by evolution of a single mantle diapir. Our petrological analysis could provide important constraints on modeling magma generation of a polygenetic volcano, because effect of preceding and/or adjacent volcanism is negligible in the case of Rishiri volcano.

Keywords: Rishiri volcano, Petrology, Magmatic temperature of felsic magma, Source mantle, Mantle diapir

I. はじめに

利尻火山は北海道北部の日本海上に位置し、周囲の第四紀火山から 200 km 以上離れて存在する (中川ら, 1995), 第四紀複成火山である (Fig. 1)。北海道北部では約 10 Ma の水中火山活動のあと (後藤ら, 1995; 玉

木ら, 1979), 利尻火山の活動まで 900 万年間にわたって火山活動が欠如している。つまり利尻火山は長期にわたる非火山地帯で、突然に活動を開始した火山である。そのような非火山地域で利尻火山が活動を開始した原因は別にしても、マグマの成因を考察する場合には、利尻火山は先行するあるいは近接する火山活動の

(平成 11 年 2 月 22 日受付, 平成 11 年 7 月 21 日受理)

* 北海道大学大学院理学研究科地球惑星物質科学教室, 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目

* Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, N10 W8 Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

* E-mail: yishi@cosmos.sci.hokudai.ac.jp, nakagawa@cosmos.sci.hokudai.ac.jp

Fig. 1. Index map of Rishiri volcano. Triangles represent Quaternary volcanoes in Hokkaido (after Nakagawa *et al.*, 1995).

影響（例えば熱）を考慮する必要がない好都合の火山であるといえる。したがって利尻火山の研究から、ひとつの火山の発達とそれに伴うマグマの進化について重要な情報が得られることが期待できる。

利尻火山では、これまでに多くの優れた地質学的（松井ら, 1967; 小林, 1987）、岩石学的研究（Katsui, 1953; 小林ら, 1987; Kobayashi, 1989; Kuritani, 1998, 1999）が行われてきた。しかしながら、火山発達のモデル化に必要な、長期間にわたる物理量（噴出率やマグマ温度など）の変化は示されていなかった。最近になって利尻火山の形成史は石塚（1999）によって時間軸を基に議論され、形成史とともに噴出率や火口間の距離の時間変化が明らかにされた。その結果、利尻火山は十数万年前に活動を開始し、噴出率がしだいに増加していき、約4万年前頃に活動のピークを迎え、その後噴出率が低下したことが明らかにされた。それに伴う噴出物中の斑晶組合せの変化から、デイサイト質マグマの温度が活動のピーク時により高温だったことを指摘した。これらの結果をもとに、利尻火山の形成過程はマントル内での単一の熱源（ダイアビル）の上昇とその冷却過程で説明できる可能性を示した（石塚, 1999）。

本論では利尻火山噴出物の岩石記載、鉱物化学組成および主・微量化学組成を報告する。そしてそれぞれの活動期で噴出したマグマのタイプと、その時間変化を明らかにする。特に全活動期を通じて活動し、かつマグマ混合の影響の少ないデイサイト・流紋岩質マグマの特徴および温度の時間変化に注目する。そして石塚（1999）の火山地質学的データ、および本研究による岩石学的データの利尻火山の発達に伴う変化を明確

にし、いわゆるダイアビルモデルの妥当性を議論する。

II. 利尻火山の概要と活動区分

1. 形成史

以下に石塚（1999）による利尻火山形成史をまとめる。利尻火山は浸食された成層火山体と、北西-南東方向に配列した側火山からなる。その活動は最も古く見積もって20万年前以降に開始され、数千年前まで継続した。現在では噴気活動を含め一切の火山活動を示す証拠はない。利尻火山の活動は活動様式、噴出中心の変化、岩質から、前期（E期）、中期（M期）、後期（L期）の3つに大別され、成層火山+側噴火（前期）～成層火山形成（中期）～側噴火活動（後期）と変化する。さらに前期はE-1期とE-2期に、後期はL-1期とL-2期に細分された。このうちE-1期では安山岩成層火山体と、北西-南東方向に配列した安山岩～デイサイト溶岩ドームを形成した。E-2期では玄武岩～安山岩成層火山体と、南東山麓のデイサイト溶岩ドームを形成した。中期活動では厚い溶岩流と火砕岩からなる安山岩～デイサイト成層火山体を形成した。前期の火口間距離は17 km（E-1期）から6 km（E-2期）としだいに減少し、中期ではほぼ中心噴火を行っている。後期活動では玄武岩と少量の安山岩～流紋岩の側噴火を行った。このうち、L-1期は溶岩流を流下させ、L-2期では北西-南東方向に配列した最低で14箇所の噴出源から、溶岩流、降下スコリア、降下軽石を噴出した。後期活動では火口間距離が15 km（L-2期）と再び拡大している。

2. 噴出率と活動年代から見たステージ再区分

石塚（1999）による前述の火山活動の区分を、マグマ生産・蓄積量を反映する可能性が高いマグマ噴出率と、活動年代に基づいて再区分する（Fig. 2）。石塚（1999）によると、噴出率はE-1期では >0.1 ($\text{km}^3 \text{ DRE/ky}$; 以下同じ)と低く、E-2期では >0.4 へ増加した。中期においても噴出率は >0.4 であり、E-2期と同じく高い。後期に入ってもL-1期では >0.35 と高い噴出率を保っているものの、L-2期になって噴出率は0.09へと減少した。このうちE-2期、中期、L-1期は約4万年前の短期間に活動している。本研究では、噴出率の低い最初の活動期（E-1期）を初期（initial stage）、約4万年前の噴出率が高い活動期を最盛期（climactic stage）と呼ぶ。さらに最盛期を、地質学的に分けられたE-2期、中期、L-1期に対応して、それぞれをC-1期、C-2期、C-3期と呼ぶ。そして再び噴出率が低下した最終の活動期を末期（final stage）と呼

Fig. 2. Relation between time (ky) and cumulative volume eruptives (km^3 ; DRE) of Rishiri volcano. Data source; *, Ishizuka and Nakagawa (1994); **, Ishizuka (1999); +, Miura and Takaoka (1993); ++, Miura (1995); +++, Saito *et al.* (1996). Note that eruption rates of the climactic stages are higher than those of the initial and final stages.

Table 1. Representative modal compositions

Stage	Initial stage					Climactic-1 stage					Climactic-2 stage					Climactic-3 stage					Final stage				
Sample	Tob750	Oka870	OSL	FUD	OSD	Och520	Afu720	Och1020	ISD	Tb560	Afu870	Hos530	Och400	KL1-1	KL2-4	TL-1	TL-5	Me-1	Se-9	Wn-2	Uz-2	Nz-3	R-4		
Ph (vol. %)																									
Ol	0.6	-	-	-	-	3.8*	0.6	tr.	-	0.5	0.1*	0.3*	-	3.3*	3.1	tr.	-	4.4*	4.1*	3.1*	-	-	-	-	-
Cpx	tr.	0.7	1.2	-	-	0.3	0.8	0.2	-	3.0	5.3	1.2	0.3	-	3.2	0.2	-	-	1.2	5.4	-	-	-	-	-
Opx	-	2.1	0.2	0.3	-	-	-	2.8	0.6	2.0	3.7	3.4	2.1	-	-	tr.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hb	-	-	0.1	2.9	4.2	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	tr.	tr.	-	-	-	-	0.3	-	-	-
Bt	-	-	-	-	tr.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-
Pl	2.5	27.4	13.9	21.9	33.5	28.6	11.6	19.2	4.4	19.0	24.9	16.7	19.8	38.7	27.2	1.9	1.4	tr.	1.2	1.8	1.2	6.4	-	-	-
opaq.	-	-	0.1	tr.	0.2	-	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	-	tr.	tr.	-	-	-	-	tr.	tr.	-	-
Gm	96.8	69.8	84.5	75.2	62.1	67.3	86.9	77.6	94.8	75.5	65.1	78.4	72.9	58.0	66.5	98.0	98.6	95.5	93.5	89.4	98.4	93.2	-	-	-
SiO ₂ (wt. %)	55.1	56.3	59.7	62.3	63.9	51.9	55.5	56.8	66.7	56.8	58.7	59.5	64.7	52.0	54.3	59.5	63.1	49.2	50.7	51.3	67.1	73.8	-	-	-

*; Olivine phenocrysts include spinel grains. Ph, phenocryst; Gm, groundmass; Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Hb, hornblende; Bt, biotite; Pl, plagioclase; opa., opaque minerals; tr., <0.01 vol.%; -, absent.

ぶ。以下の岩石学的取り扱いはこのステージ区分に沿って行う。

III. 実験手法

本研究では、利尻火山噴出物の鏡下観察 (331 試料) を行い代表的試料を選択した。そのうち 24 試料について鉱物化学組成を、北海道大学理学部の JCXA-733 型 EPMA および北海道教育大学旭川校の JXA-8600SX 型 EPMA を用いて行った。補正は ZAF 法に従った。さらに 206 の試料について全岩主成分化学組成を、100 試料について微量成分組成を測定した。主・微量成分は北海道大学理学部の Philips 社製 PW1404 型蛍光 X 線分析装置 (XRF) を用い、主成分はガラスビード法、微量成分は加圧ペレット法で測定した。分析手法は、主成分について Tsuchiya *et al.* (1989) を改変した方法、微量成分は中川ら (1994) に従った。

IV. 岩石タイプとその記載岩石学的特徴および鉱物化学組成

各活動期毎の代表的な試料の鏡下の特徴を Table 1 に、斑晶中心部と縁辺部の組成、鉱物の平衡関係を考慮して地質温度計 (Wells, 1977; Lindsley, 1983; Spencer and Lindsley, 1981) によって求めた温度を Table 2 にまとめた。

1. 岩石タイプ

利尻火山噴出物の活動期毎の記載岩石学的特徴および鉱物化学組成の違いに注目すると、活動期毎に岩石タイプが異なっていることがわかる。玄武岩は最盛期と末期の 2 タイプからなり、前者は特に斜長石に富みカンラン石は比較的 Fe に富んでいる特徴がある。それに対して後者は斑晶に乏しく、カンラン石が一般に Mg に富む特徴がある。安山岩は初期および最盛期に出現し、初期、C-1 期・C-3 期および C-2 期の 3 タイプからなる。初期の安山岩は比較的斑晶に乏しく集斑

Table 2. Summary of the composition and temperature of phenocrysts

Stage	Sample	SiO ₂ (wt.%)	Ol (Fo)		Cpx (Mg [#])		Opx (Mg [#])		Hb (Mg [#])	Bt (Mg [#])	Pl (An)		Temperature (°C)			Spencer and Lindsley (1981)
			Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim			Core	Rim	Wells (1977)	Lindsley (1983) cpx	Lindsley (1983) opx	
Final stage	Nz-R	(73.8)							65-70	66-71	20-30	21-26				713
	Wn-2U	(67.1)									32-47	36-48				
	Gi-2	(51.3)	81-87	83-87	83-87	74-85					82-88	61-87				
	Se-9	(50.7)	83-87	78-86	78-86	78-83					74-82	68-78				
	Me-1	(49.2)	84-86													
Climactic stage	TL-5	(63.1)							64-70		41-55	44-55				
	TL-1	(59.5)	75	72	73	77	78	77			53-63	47-54		950-1050	1000-1100	
	KL2-4	(54.3)	75-77	81-84	63-82						53-61	38-55				
	KL1-1	(52.0)	80-82								55-86	44-56				
	Och400	(64.7)		72-79	72-77	70-76	60-73				50-59	44-55	1017-1024	850-950	950-1100	
	Onc1000	(64.5)		73-75	73-78	71-73	70-73				Not determined			850-950	950-1100	
	Tak220	(59.7)	70-90	74-81	78	74-76	66-76				53-76	47-56	1029-1093	900-1050	900-1100	
	Hos530	(59.5)	73-89	73-81	77-79	73-77	74-77				53-80	56-64		950-1050	950-1100	
	Afus870	(58.7)	72-82	76-84	68-77	72-78	70				53	53	1045-1091	900-1050	1100	
	Tbt560	(56.8)	73-74	76-85	74-82	75-76					51-85	47-59		950-1050	1000-1100	
	ISD	(66.7)			58-71	51-59	67				32-50	29-42				
	Och1020	(56.8)	72-74	76-80	75-78	75-76	75-77				51-64	46-56	1058-1068	950-1050	1000-1100	
	Afu720	(55.5)	73-81	75-80	76-80						53-82	49-61				
	Och520	(51.9)	73-85	77-84							51-73					
	OSD	(63.9)		75-81	77-78	72-76			65-72	70-73	31-58	34-51				826-867
Initial stage	FUD	(62.3)		76-80	72-78	73-45			68-70		26-84	24-56	1016-1030	850-950	700	
	OSL	(59.7)		76-80	72-78	73-45					24-84	32-51		850-1050	1100	
	Oka870	(56.8)		73-77	63-75	73-74	73				56-65	50-62		1050-1150	1150-1200	
	Tob750	(55.1)	78-80	72-76							60-73	46-73				

Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Hb, hornblende; Bt, biotite; Pl, plagioclase.

Fo = $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ atomic ratio, Mg[#] = $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ atomic ratio, An = $100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ atomic ratio.

晶組織も希であり、カンラン石斑晶は比較的 Fe に富み NiO 量に富む。一方 C-1 期・C-3 期の安山岩は斑晶量などは初期安山岩と同様の特徴を有しカンラン石斑晶も初期安山岩と同様に Fe に富むが、NiO 量に乏しい特徴をもつ。一方、C-2 期安山岩は斑晶量が多く集斑晶にも富み、また極めて Mg に富むカンラン石斑晶を有する特徴がある。デイサイト～流紋岩は、普通角閃石と黒雲母斑晶の有無から、初期と末期、C-1 期・C-3 期、および C-2 期の 3 タイプが識別できる。なお流紋岩は末期にのみ産する。初期のデイサイトと末期の流紋岩は普通角閃石と黒雲母斑晶の両方を含む特徴がある。C-1 期・C-3 期のデイサイトは普通角閃石斑晶のみを含む。一方、C-2 期のデイサイトは普通角閃石と黒雲母斑晶を含まない輝石デイサイトである。以下では、上記の岩石タイプ毎に記載する。なお鉱物化学組成は斑晶中心部を表す。

2. 岩石記載

(1) 玄武岩

斑状普通輝石カンラン石玄武岩および玄武岩質安山岩 (最盛期): 最盛期のうち C-1 期と C-3 期に噴出した玄武岩は、共に斑晶としてカンラン石±普通輝石+斜長石をもち、斑晶量が多く、特に斜長石斑晶に富む (27-39 vol.%). さらに鉱物化学組成でもほぼ同じ組成を示す。カンラン石斑晶 (径 < 2.7 mm) は Fo₇₃₋₈₅ ($100 \times (\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}))$ 原子比; Fig. 3), NiO は 0.04-0.12 wt.% である (Kuritani, 1999; 本研究)。極めて希

Fig. 3. Histograms of Fo contents of cores for olivine phenocrysts.

にクロムスピネル (径 < 0.04 mm) を包有し、その Mg[#] ($100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ 原子比) は 40-43, Cr[#] (Cr / (Cr + Al) 原子比) は 0.58 である。普通輝石斑晶は玄武岩質安山岩に含まれ、Mg[#] = 80-84, Wo₃₅₋₄₆ ($100 \times$

Ca/(Ca+Mg+Fe) 原子比) であり, その $Mg^{\#}$ からみてこれら普通輝石は共存するカンラン石斑晶と平衡に共存できる。斜長石斑晶は大型で(径<5.2 mm), An は 52-90 ($100 \times Ca/(Ca+Na+K)$ 原子比) と広い組成幅を示し, 多様な累帯構造をもつ (Kuritani, 1998)。最盛期玄武岩は斑晶に富むが, その 8 割以上は火道で晶出したと考えられている (Kuritani, 1999)。

普通輝石カンラン石玄武岩 (末期): 末期玄武岩は, 斑晶としてカンラン石±普通輝石+斜長石をもつが, その斑晶量は比較的乏しい (6-15 vol.%)。カンラン石斑晶 (径<3.5 mm) は For_{79-87} (Fig. 3), NiO は 0.07-0.32 wt.% であり, 最盛期玄武岩に比べ Fo と NiO に富む。クロムスピネル(径<0.1 mm)を多数包有し, その $Cr^{\#}$ は 0.22~0.47 をもち, 最盛期玄武岩の $Cr^{\#}$ より乏しい。普通輝石斑晶は $Mg^{\#}$ が 75-87, Wo_{35-46} であり, カンラン石と平衡に共存する。斜長石斑晶 (An_{59-88}) は量 (0.1-9 vol.%) に乏しく, 粒径 (平均 0.7 mm) が小さい。

(2) 安山岩

普通角閃石 (±) カンラン石 (±) 斜方輝石普通輝石安山岩 (初期): 初期安山岩は多様な斑晶組合せ (±カンラン石+普通輝石±斜方輝石±普通角閃石+斜長石) を持ち, 斑晶量 (3-30 vol.%) も様々である。この中でカンラン石と普通角閃石斑晶が共存することはない。カンラン石斑晶 (径<1.4 mm) の Fo は 78-80 で (Fig. 3), NiO は 0.09~0.18 wt.% と比較的高い。また径 0.3 mm 程度の小型カンラン石斑晶では周囲に斜方輝石反応縁をもつ。普通輝石斑晶は $Mg^{\#}=74-77$, Wo_{35-46} , 斜方輝石斑晶は $Mg^{\#}=73-76$, $Wo_{2.4-4.9}$ である。普通角閃石斑晶 (<3 vol.%) は $Mg^{\#}=70-68$ であり, 両輝石より $Mg^{\#}$ に乏しい (Fig. 4)。斜長石斑晶は An_{24-84} の組成幅が広く (Fig. 4), An の乏しい斑晶は逆累帯構造を示す。

普通角閃石 (±) カンラン石 (±) 斜方輝石 (±) 普通輝石安山岩 (C-1 期・C-3 期): C-1 期・C-3 期安山岩は, 斑晶として±カンラン石+普通輝石±斜方輝石±普通角閃石+斜長石+磁鉄鉱をもつ。C-3 期安山岩は特に斑晶 (<2 vol.%) に乏しく, 普通角閃石を斑晶にもつ違いがあるが, カンラン石, 斜方輝石, 単斜輝石, 斜長石の化学組成は C-1 期安山岩に類似するため, 一括して記載する。カンラン石斑晶 (径<0.9 mm) は For_{72-81} であり (Fig. 3), 初期安山岩に比べ NiO が 0.01-0.08 wt.% と乏しい。カンラン石は 0.3 mm 程度の小型斑晶では周囲に斜方輝石反応縁をもつ。普通輝石斑晶は $Mg^{\#}=75-80$, Wo_{40-46} , 斜方輝石斑晶は

$Mg^{\#}=75-80$, $Wo_{2.7-3.2}$ である。普通角閃石斑晶 (<0.1 vol.%) は C-3 期のみに含まれ, $Mg^{\#}=77$ であり, 両輝石とはほぼ同じ $Mg^{\#}$ をもつ (Fig. 4)。

カンラン石含有斜方輝石普通輝石安山岩 (C-2 期): C-2 期の安山岩は, 斑晶 (18-32 vol.%) としてカンラン石+普通輝石+斜方輝石+斜長石+磁鉄鉱をもち, 集斑晶を形成することが多い。カンラン石斑晶 (径<2.0 mm; <1 vol.%) は For_{90-70} に及び (Fig. 3), 単一のサンプル内の組成幅も大きい。その中でも Fo が高いものは, 半自形~他形で, 斜方輝石反応縁に囲まれることが多い。それらの斑晶はその周囲を石基と比べて粗粒の斜長石, 単斜輝石に取り囲まれ, 粒間を褐色ガラスが埋める “crystal clots” を形成していることが多い。斜方輝石反応縁には磁鉄鉱からなるシンプレクタイトが存在することがある。まれに薄い斜方輝石反応縁に取り囲まれたカンラン石の周囲を “basaltic groundmass” が取り囲むこともある。高い Fo を示すカンラン石斑晶は多数のスピネル (径<0.06 mm) を包有し, その $Cr^{\#}$ (0.38-0.56) は高い。普通輝石斑晶は $Mg^{\#}=73-85$, Wo_{40-46} , 斜方輝石斑晶は $Mg^{\#}=72-78$, $Wo_{2.6-4.0}$ である。斜長石斑晶は An_{51-85} である。C-2 期の安山岩中には, 最大径 5 cm に達する超苦鉄質~苦鉄質包有物 (角閃石メダクリスト, ハンレイ岩と少量の単斜輝石岩, ウェールライト) を含むことがある (Kobayashi, 1989)。これらは集積岩の組織を示す点で集斑晶とは明瞭に区別できる。

(3) デイサイト・流紋岩

黒雲母 (±) 普通角閃石デイサイト (初期)・黒雲母流紋岩 (末期): 初期に噴出したデイサイトおよび末期に噴出したデイサイト・流紋岩は, とともに普通角閃石と黒雲母を斑晶にもち, 鉱物化学組成もほぼ類似することから一括して記載する。普通角閃石斑晶 (4-5 vol.%) は長径 2.0 mm 以下, $Mg^{\#}$ は 65-71 で Ti 原子量 ($O=23$; 0.08-0.39) に乏しく, 一部はパーガサイト領域 (Deer *et al.*, 1966) に及ぶ。黒雲母斑晶 (<1 vol.%) は, 長径 0.4 mm 以下, $Mg^{\#}$ は 66-73 である。初期デイサイト中では黒雲母は普通角閃石に包有されることがある。斜長石斑晶はデイサイトで An_{31-58} , 流紋岩で An_{20-30} であり, とともに正累帯構造を示す。磁鉄鉱 (<0.4 mm) とイルメナイト (<0.3 mm) は斑晶として共存する。末期の流紋岩質な軽石は, 玄武岩質なスコリアと縞状軽石を形成することがある。縞状の軽石の軽石部 (流紋岩質) では斑晶鉱物は逆累帯を呈することがある。

斜方輝石 (±) 普通角閃石デイサイト (C-1 期・C-

Fig. 4. (a) Histograms of $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ atomic ratio of cores for clinopyroxene, orthopyroxene, hornblende and biotite phenocrysts of andesite to rhyolite. Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Hb, hornblende; Bt, biotite. (b) Histograms of An contents of cores for plagioclase phenocrysts of andesite to rhyolite.

3期): このデイサイトは普通角閃石を含むことで特徴づけられる。普通角閃石斑晶 (0.1-2 vol.%) の $\text{Mg}^\#$ は64-70で、Ti原子量 (0.25-0.42) に富む特徴を持つ。その組成は一部がパーガサイト領域 (Deer *et al.*, 1966) に含まれる。斜方輝石斑晶 (0.6 vol.%) はC-1期のみに含まれ、長径0.5 mm以下 $\text{Mg}^\#$ が58-71で Wo は1.8-2.3と低い値を示す。斜長石斑晶は An_{32-55} であり正累帯構造を示す。

普通輝石斜方輝石デイサイト (C-2期): C-2期に噴出したデイサイトは普通輝石および斜方輝石を斑晶にもち、含水斑晶鉱物を含まない。普通輝石斑晶 (<2 vol.%) は $\text{Mg}^\# = 72-79$, Wo_{40-43} で、斜方輝石斑晶は $\text{Mg}^\# = 70-76$, $\text{Wo}_{2.6-3.8}$ である (Fig. 4)。両輝石ともに正累帯構造を示す。斜長石斑晶は An_{50-59} で正累帯構

造を示す。

V. 全岩化学組成

利尻火山噴出物は SiO_2 量が49.2-73.8%の玄武岩から流紋岩までの広い組成幅をもち (Fig. 5), 全アルカリ量では玄武岩でKuno (1966) によるアルカリ玄武岩～高アルミナ玄武岩領域, そして安山岩～流紋岩では高アルミナ玄武岩領域に分類される。分析数が大幅に増えた本研究の結果は小林ら (1987) と同様である。各活動期でみると、いずれの活動期でも SiO_2 量が8-24%の広い組成幅を示し、特に一部の活動期ではバイモーダルな全岩組成分布を示す (Fig. 5)。代表的な全岩化学組成をTable 3に示す。

Fig. 5. Histograms of whole-rock SiO_2 contents of samples comprising five eruptive stages of Rishiri volcano compiled from Kobayashi *et al.* (1987) and this study.

1. 玄武岩

最盛期と末期に噴出した玄武岩は、主・微量成分でも両者で明瞭な差がみられる (Figs. 6, 7)。ハーカー図上で同じ SiO_2 量で比べた場合、末期玄武岩は最盛期玄武岩より K_2O , P_2O_5 , Rb, Ba, Sr, Th, Nb に富み、逆に Na_2O , Zr, Y に乏しい。特に K_2O , Rb, Ba, Nb といった液相濃集元素では、それぞれの玄武岩で独立した直線的なトレンドを描く。特に末期玄武岩の Rb, Ba および Sr の組成幅は大きい。一方 MgO , Ni, Cr といった固相濃集元素は、両者とも SiO_2 の増加とともに単調に減少するが、最大含有量に違いがある。例えば MgO では、最盛期玄武岩の最大含有量は 6.1%, 末期玄武岩のそれは 9.4% である。Ni, Cr も同様に末期玄武岩の方が高い含有量を示す。

2. 安山岩～デイサイト・流紋岩

安山岩～デイサイト・流紋岩は、記載岩石学的特徴と同様に、活動期毎に多くのハーカー図および SiO_2 - FeO^*/MgO 図 (Figs. 6, 7) で区別できる。同じ SiO_2 量で比較すると、C-2 期の安山岩～デイサイトは最も MgO , CaO, Ni, Cr に富み、逆に K_2O , Zr, Y に乏しい。初期の安山岩～デイサイトと末期の流紋岩は C-1 期・C-3 期の安山岩～デイサイトとを比べると、初期と末期は Na_2O , P_2O_5 , Zr, Y に乏しいことで区別できる。また SiO_2 - FeO^*/MgO 図では、C-2 期はカルカルリ系列, C-1 期・C-3 期はソレアイト系列に分類され

Table 3. Representative whole-rock major and trace element analyses

Stage	I	I	I	I	I	C-1	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-3	F	F	F
Sample	Tob750	Och530	OSL	FUD	OSD	Och520	Afu720	Oka1060	ISD	Tbt560	Afu870	Tak220	Onc1130	Och400	KL1-1	KL2-4	TL-1	TL-5	Me-1	Se-9	Gi-2
Major elements (wt.%)																					
SiO_2	55.14	56.61	58.38	62.13	62.42	51.15	54.59	59.23	66.37	56.14	58.72	59.79	62.29	63.98	51.53	54.19	59.53	63.05	49.07	50.64	51.15
TiO_2	1.39	1.31	0.88	0.72	0.53	1.43	1.30	1.25	0.57	0.93	0.84	0.81	0.56	0.48	1.43	1.48	1.09	0.72	1.35	1.23	1.21
Al_2O_3	18.01	17.11	17.22	17.40	17.21	17.30	17.45	17.19	16.48	17.66	17.56	17.40	16.64	16.78	17.47	17.40	17.40	17.40	17.19	16.93	17.13
Fe_2O_3^*	8.38	8.10	6.80	5.76	4.68	9.70	8.52	7.67	4.58	7.43	6.65	6.36	4.96	4.27	9.12	8.32	7.49	5.59	11.06	9.58	9.15
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.12	0.12	0.10	0.09	0.16	0.15	0.14	0.13	0.17	0.17	0.16
MgO	4.27	3.80	2.41	2.14	1.72	5.35	3.47	2.53	0.99	3.99	4.08	3.87	2.84	2.49	5.59	4.71	2.44	1.63	8.19	7.71	6.91
CaO	7.79	7.10	5.82	5.40	4.76	9.29	7.08	5.39	2.80	7.25	6.92	6.61	5.74	5.41	9.64	9.12	5.50	4.27	9.67	10.08	10.28
Na_2O	4.55	4.51	4.91	4.86	4.89	4.14	4.85	5.28	5.81	4.47	4.34	4.30	4.32	4.45	4.22	4.25	5.50	5.77	3.33	3.25	3.33
K_2O	0.87	1.06	1.59	1.51	1.60	0.77	1.39	1.68	1.96	1.16	1.16	1.21	1.19	1.25	0.61	0.77	1.27	1.53	0.62	0.82	1.03
P_2O_5	0.31	0.29	0.33	0.33	0.25	0.29	0.50	0.43	0.25	0.35	0.29	0.30	0.20	0.19	0.28	0.25	0.49	0.36	0.27	0.35	0.38
Total	100.84	100.02	98.47	100.37	98.17	99.57	99.29	100.79	99.94	99.52	100.68	100.77	98.84	99.39	100.05	100.64	100.85	100.45	100.92	100.76	100.73
Trace elements (ppm)																					
Ba	197	216	348	325	333	103	243	364	379	248	260	260	308	337	132	172	239	260	52	181	230
Cr	22	33	6	7	7	96	17	0	3	49	69	70	43	35	150	101	8	4	315	239	155
Ni	33	33	3	2	4	37	11	2	0	25	41	39	30	26	60	26	1	0	137	101	72
Pb	8.6	10.5	8.0	15.5	9.6	6.2	6.4	9.5	13.3	6.9	9.7	8.2	11.4	11.0	8.9	8.5	14.1	15.3	5.3	7.6	8.3
Th	3.6	3.3	6.8	3.7	5.6	2.6	4.6	5.5	7.9	3.7	2.9	3.6	3.6	6.3	0.7	3.3	4.4	5.2	2.7	2.6	1.9
Sr	577	435	574	589	601	422	533	494	341	576	537	526	494	563	416	436	450	424	403	528	579
Rb	20.3	29.7	43.0	43.9	48.4	20.1	33.9	42.0	56.6	30.8	32.0	34.0	33.5	39.1	15.1	23.6	34.4	42.2	11.7	24.4	27.8
Y	29.0	30.0	22.9	21.0	17.1	31.0	35.8	32.3	33.6	24.4	22.2	21.7	16.9	13.2	31.7	28.1	40.1	35.9	29.4	24.7	24.9
Zr	187	206	188	186	171	172	234	223	401	163	168	175	173	156	168	197	298	321	140	133	135
Nb	5.9	6.0	7.3	6.5	7.7	4.3	7.3	8.0	10.6	5.5	5.2	5.6	6.8	5.6	4.9	4.8	7.4	9.0	5.0	4.9	5.3
Sc	29	33	16	9	10	30	30	28	12	17	18	18	10	10	23	33	23	18	38	33	26

*; total Fe as Fe_2O_3 . ; I, initial stage; C-1, climactic-1 stage; C-2, climactic-2 stage; C-3, climactic-3 stage; F, final stage.

Fig. 6. Variation diagram of major-elements vs. SiO_2 (wt.%), compiled from Kobayashi *et al.* (1987) and this study. Calc-alkaline-tholeiitic boundary line is from Miyashiro (1974).

(Miyashiro, 1974), 初期と末期はソレアイト系列とカルクアルカリ系列の中間にあたる。

VI. 各活動期マグマの多様性の成因

1. 全岩化学組成による検討

SiO_2 量で 8~24% の組成幅を持つ各活動期の噴出物の成因関係を微量元素組成で検討する (Fig. 8)。ここで用いるインコンパティブル元素の各鉱物への分配係数については Table 4 にまとめた。玄武岩質と珪長質マグマの各元素の固相への分配係数は、実際の斑晶鉱物の量比を考慮して求めた。なお Zr や Y の分配係数を大きく変化させるジルコニウムやアパタイトは斑晶鉱物として存在していない。そしてレーリー分別による結晶分化経路を Fig. 8 に示した。結晶分化を考えた場合には、玄武岩質マグマからの初期分化物は実線で示した分化経路 (basic trend) をとり、分化が進むにつれて点線の分化経路 (acidic trend) の傾きに近づくことが予想できる。

各活動期の安山岩〜デイサイト・流紋岩が、利尻火

山で認められる 2 つのタイプの玄武岩質マグマ (C-3 期および末期) からの結晶分化で導くことができるかどうかを検討する。Fig. 8 には玄武岩の組成範囲とそれぞれのタイプで最も未分化なサンプルを示した。初期および C-2 期噴出物は Rb-Y 図に示したが、安山岩〜デイサイトは Rb の増加に対して Y はほぼ一定か減少しており、それぞれの活動期のほとんど全ての噴出物が玄武岩質マグマからの分化では生じ得ないことを示している。さらに安山岩〜デイサイトでの組成多様性も単純な結晶分化では説明できない。Zr-Y 図に示した C-1 期および C-3 期噴出物では、両ステージとも安山岩は玄武岩と比較して Zr の増加とともに Y も増加しているが、その増加の程度は結晶分化で予想されるよりも緩やかで、これら安山岩が玄武岩質マグマの単純な結晶分化の産物でないことは明らかである。特に C-1 期のデイサイトは、同じ活動期の玄武岩あるいは安山岩からも結晶分化で生じさせることはできない。末期のデイサイトおよび流紋岩のフェルシッくな噴出物は Rb-Y 図上で玄武岩質マグマの結晶分化作

Fig. 7. Variation diagram of trace-elements (ppm) vs. SiO_2 (wt.%), compiled from Kobayashi *et al.* (1987) and this study.

用では導くことはできないことは明かである (Fig. 8)。

2. デイサイト～流紋岩質マグマの成因

同一活動期に共存する玄武岩からの結晶分化作用で生成させることができない安山岩からデイサイト～流紋岩のフェルシッな噴出物の成因としては、混成作用、それに結晶分化作用も加味した AFC 作用、そして玄武岩の分化物でない別起源のマグマとのマグマ混合が考えられる。これらの作用では玄武岩から連続的に組成変化する噴出物を産することが期待される。

その意味で考えると、玄武岩などのマフィック岩との組成差が大きく、中間組成の噴出物が認められない C-1 期、C-3 期および末期のフェルシッな岩は前述のプロセスで生じると考えるのは不自然であろう。実際に C-1 期、C-3 期および末期のデイサイト～流紋岩は、An に乏しい斜長石斑晶、角閃石や黒雲母などフェルシッな岩に特有の斑晶鉱物からなり、マグマ混合を示す非平衡な鉱物組合せや逆累帯構造、あるいは捕獲岩片や捕獲結晶等の混成作用で期待される組織も認められない。したがって C-1 期、C-3 期および末期のデ

イサイト～流紋岩に関しては玄武岩質マグマとは独立に発生したマグマと考えられる。なお C-3 期の $\text{SiO}_2=59.5\%$ の安山岩には輝石、角閃石とカンラン石が顕著なマグマ混合の証拠を示さず共存する特異な鉱物組合せが認められる。

初期活動および C-2 期のデイサイトは ($\text{SiO}_2 \sim 64\%$)、他の活動期のデイサイト質噴出物と同様にマグマ混合や混成作用の証拠が認められず、さらに安山岩質噴出物とはインコンパティブル元素で見た場合、組成差が存在している (Fig. 8)。これらのデイサイトは既に述べたように同じ活動期に共存した安山岩質マグマの結晶分化でも生じさせることはできず、独立して発生した別起源のマグマと考えるのが妥当である。

3. 安山岩質マグマの成因

初期および C-2 期では共に玄武岩質な噴出物に欠け、安山岩が卓越する。これらの安山岩が示す Rb-Y 図上でのトレンドは既に述べたように結晶分化のものとは考えにくく、混成作用、AFC 作用あるいはマグマ混合により組成多様性が形成された可能性がある。このことはこれら安山岩が連続的に組成を変化させてい

Fig. 8. (a) Y vs. Rb concentrations (ppm) for dacite and rhyolite of the final stage. Basalts of the climactic and final stages are also shown. (b) Y vs. Zr for andesite to dacite of the climactic-3 stage. (c) Y vs. Rb for andesite to dacite of the climactic-2 stage. (d) Y vs. Zr for andesite to dacite of the climactic-1 stage. (e) Y vs. Rb for andesite to dacite of the initial stage. Solid and dotted lines in each figure represent fractionation vectors, which indicate the compositional changes resulting from fractionation of possible phases in basic and acidic magmas, respectively (see figure 9-f). Partition coefficients are given by Table 4. Equations for Rayleigh fractionation are from Arth (1976).

Table 4. Partition coefficients using in Fig. 8

	Basic			Acidic		
	Rb	Zr	Y	Rb	Zr	Y
D _{Ol}	0.001	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01
D _{Pl}	0.07	0.01	0.03	0.04	0.1	0.1
D _{Cpx}	0.03	0.1	0.5	0.03	0.6	4
D _{Opx}	0.001	0.03	0.2	0.001	0.2	1
D _{Hb}	0.3	0.5	1	0.01	4	6
D _{Mt}	0.01	0.1	0.2	0.01	0.8	2
D _{Bt}	0.1	0.03	0.03	2	2	2

Data sources are from Cox *et al.* (1979), Pearce and Norry (1979), and Gill (1981).

ることとも調和的であろう。

記載岩石学的に見ると、初期およびC-2期の安山岩の多くにはマグマ混合の証拠が認められ、特にカンラン石斑晶を含む安山岩で顕著である。初期安山岩のカンラン石斑晶 (Fo~80) は共存する輝石斑晶 ($Mg^{\#} < 77$) とは、Fe-Mg 分配から見て、平衡共存できない。またC-2期安山岩に特徴的に含まれる高Foカンラン石斑晶はbasaltic groundmassに取り囲まれていることがある。これは高Foカンラン石斑晶を含むマグマが低温マグマ中に混入し固結して形成されたと解釈される (Tomiya and Takahashi, 1995; Feeley and Dungan, 1996)。これらの産状と Fig. 8 に示した全岩

化学組成から見て、これら安山岩は玄武岩質マグマと、それとは別に独立して生じたフェルシックマグマとのマグマ混合によって生じたと結論される。

カンラン石を含まない安山岩も、1) 斜長石斑晶の組成幅は広く、An に乏しいコアを持つ斑晶は逆累帯構造を示す (初期)、2) 輝石および斜長石斑晶のコア組成は全岩組成の変化にもかかわらずほぼ一定である (初期・C-2期)、3) 輝石斑晶はWo値に関して組成幅が広い (初期)、等の通常の結晶分化作用では説明できない特徴を有する。これらの特徴はマグマ混合に因って説明できると考えられるが、より詳細な記載岩石学および同位体比等を含めた議論が必要であり、このことは本論の目的を越えるのでこれ以上は触れない。

VII. マグマタイプとその時間変化

1. 玄武岩質およびフェルシックマグマの共存とその意義

これまでの検討によって利尻火山では初期およびC-2期を除いて、玄武岩からデイサイト~流紋岩までの多様な噴出物を産し、それぞれの活動期の玄武岩質

マグマとデイサイト～流紋岩質マグマに化学組成上の成因関係はないことが明らかとなった。玄武岩を欠く初期およびC-2期噴出物でも、混合端成分マグマとして玄武岩質マグマが存在しており、それと同一活動期のフェルシックマグマとは化学組成の上では別起源と考えられる。玄武岩質マグマが上部マントルを起源とすると、同一活動期で共存するフェルシックマグマの起源は下部地殻と考えるのが妥当であろう。Kobayashi (1989) は、我々のC-3期と末期の玄武岩質マグマと、安山岩～デイサイト～流紋岩質マグマの成因関係について検討し、後者のマグマが下部地殻起源であると述べた。我々はそれをさらに各活動期毎で両者のマグマが共存していることを示し、両者の成因関係を論じた点で議論の精度が向上している。

起源物質を考えると、デイサイトに代表されるフェルシックマグマからは利尻火山直下の下部地殻、玄武岩質マグマからはマントルに関する化学組成あるいは温度などに関する情報が得られる。この両者のマグマは利尻火山の活動を通じて常に存在しているから、それらの情報の時間変化は、火山地質学から明らかにされた噴出率などの情報も考慮すると、火山発達に伴う深部プロセスの一般化に重要な寄与をもたらすと考えられる。その中で我々はデイサイト質および流紋岩質マグマについてはマグマの温度を検討して、活動を通じての下部地殻の温度の推移を検討する。また玄武岩質マグマについては鉱物化学組成から起源マントルの温度とその時間変化を議論する。

2. デイサイト～流紋岩質マグマの温度

(1) 斑晶組み合わせからの推定

石塚 (1999) は、デイサイトが活動の初めと終わりで普通角閃石斑晶を含み、中頃でそれを含まないことから、利尻火山形成の中頃でより高温のマグマが活動したと推定した。本研究での記載岩石学的検討に基づいて、より細かく温度変化を追跡する。初期および最盛期ではデイサイトが産出し、その斑晶鉱物組み合わせは、初期が普通角閃石±黒雲母±Fe-Ti 酸化物、C-1期が紫蘇輝石+普通角閃石、C-2期が紫蘇輝石+普通輝石、C-3期が普通角閃石である。そして末期デイサイトは普通角閃石斑晶を含む。末期には流紋岩も噴出し、黒雲母±Fe-Ti 酸化物を斑晶鉱物として含む。石塚 (1999) と同様に Sakuyama (1979) のコンパイルに従って相対的なマグマ温度を見積もると、含水鉱物を斑晶として含まないC-2期のデイサイトが最も高温である。それ以外では黒雲母斑晶を含む初期デイサイトおよび末期流紋岩が最も低温である。また普通角

閃石のみを含んで黒雲母を含まない、C-1期、C-3期および末期のデイサイトが中間的なマグマ温度であると推定できる。斑晶鉱物組み合わせからは、デイサイト～流紋岩質マグマの温度は、初期が比較的低温であり、しだいに増加してC-2期に最大に達し、その後は末期にかけてしだいに低下したと考えられる。

(2) 角閃石のTi含有量からの推定

Herz (1973) は、 $P_{H_2O}=5$ kb で含水玄武岩の融解実験を行い、普通角閃石のTi含有量とAl (IV) 量が温度に相関することを明らかにした (Fig. 9a)。しかし普通角閃石のAl (IV) は圧力依存性もあるので (Hammarstrom and Zen, 1986)、Ti含有量で温度を見積もる。利尻火山の場合、デイサイトの全岩TiO量はほとんど同じであることから (Fig. 6)、普通角閃石中のTi量は単純に温度を反映することが期待される。初期デイサイトの普通角閃石斑晶のTi含有量は0.08～0.39 (O=23としたときのTi量、以下同じ) と低い値を示す。そしてC-1期のデイサイトでは0.39～0.44に増加し、C-3期のデイサイトでも0.25～0.40と普通角閃石のTi量は高い。そして末期のデイサイトではTi量は0.1～0.35と減少する (Fig. 9b)。普通角閃石中のTi量より相対的な温度を見積もっても、初期から最盛期へとデイサイトマグマの温度が上昇し、再び末期で温度が下がったという傾向はとらえられた。なおC-2期については角閃石斑晶が存在しないのでこの方法は適応できない。

(3) 地質温度計によるマグマの温度

ここでは利用可能な温度計として、マグネタイトーイルメナイト温度計 (Spencer and Lindsley, 1981)、輝石温度計 (Wells, 1977; Lindsley, 1983) を用いてデイサイト質～流紋岩質マグマの温度を見積もる。マグネタイトーイルメナイトは初期のデイサイトと末期の流紋岩で斑晶鉱物として共存する。これら共存するペアの平衡関係はMg/Mn比を用いて確認した (Bacon and Hirschmann, 1988)。それぞれのペアを用いたマグネタイトーイルメナイト温度計 (Spencer and Lindsley, 1981) では、初期が826～870°C、末期が713°Cを示す (Fig. 10; Table 2)。

輝石はC-1期とC-2期のデイサイトに含まれるが、単斜輝石と斜方輝石の両輝石が共存するのはC-2期のデイサイトである。Lindsley (1983) の温度計では、普通輝石が850～950°Cを、斜方輝石が950～1100°Cの範囲にプロットされるが、 Mg^{2+} の低い低温側端成分に由来する輝石斑晶の温度は850～1050°Cを示す。また共存する普通輝石と斜方輝石のペアをWells (1977)

Fig. 9. (a) Ti vs. Al (IV) site occupancy for hornblende phenocrysts in Rishiri volcanic rocks. Shown for reference is the compositional trend with temperature (curve line) determined experimentally by Helz' (1973). (b) Temporal variations of Ti site occupancy. Each number for stages indicates average Ti site occupancy. Note that Ti site occupancy in the climatic-1 and climatic-3 stages are higher than the initial and final stages.

Fig. 10. Fe-Ti oxide estimated of temperature and oxygen fugacity for the volcanic rocks of the initial and final stages. Hematite-magnetite (HM) buffer curve and fayalite-hematite-quartz (FMQ) buffer curve from Chou (1978). Inset shows Mg/Mn (atomic ratio) for ilmenite-magnetite pairs. Solid line (magnetite log (Mg/Mn) = 0.9317 × ilmenite log (Mg/Mn) - 0.0909) is equilibrium line empirically determined by Bacon and Hirschman (1988).

の温度計を用いて温度を見積もると、斑晶コアで 1017～1024°C、斑晶縁辺部で 1009～1030°C を得た。

以上の結果および普通角閃石 (<950°C) と黒雲母 (<850°C) の晶出温度 (Sakuyama, 1979) を考慮すると、デイサイト質および流紋岩質マグマの温度は、初期には 850°C 前後で低く、最盛期には 850°C 以上に上昇して C-2 期には 1050°C 前後の最高温度に達した。その後 C-3 期には 950°C 以下になり、末期になって 700°C 近くまで低下したと考えられる。

VIII. 玄武岩質マグマから見た起源マンタルの多様性

玄武岩中のカンラン石および玄武岩質混合端成分マグマに由来するカンラン石は Fo-NiO 図 (Fig. 11) で、またそれらのカンラン石と共存するスピネルは Fig. 12 で活動期毎に明瞭に区別できる。

末期玄武岩中のカンラン石および C-2 期安山岩中のカンラン石は、いずれも Fo-NiO 図中の “Mantle Olivine Array” (Takahashi *et al.*, 1987) に含まれるが、末期は Fo~86 前後および C-2 期では Fo~90 前後のマンタルカンラン石と共存できるメルトと平衡な組成である。そして Fo の減少とともに結晶分化で予想されるトレンド (Sato, 1977) に従って、NiO 量は急減する別々のトレンドを描く。このことからそれぞれのカンラン石を含む玄武岩質マグマは、末期がより鉄に富んだ fertile なマンタル、そして C-2 期は鉄により乏しい deplete したマンタルを起源とする。この

Fig. 11. NiO (wt.%) vs. Fo contents correlation for olivine of Rishiri volcano. Open box is the mantle olivine array (Takahashi *et al.*, 1987). The arrows show trends for olivine fractional crystallization (Sato, 1977). Note that the olivine from the climactic-1 and climactic-3 stages, and the initial and final stages are plotted into separate cluster.

Fig. 12. Relationships between Fo contents of olivine and $Cr^{\#}$ ($Cr/(Cr+Al)$ atomic ratio) of chromian spinel of Rishiri volcano. Arrows represent estimated Fo- $Cr^{\#}$ fractionation lines for the climactic-2 and climactic-3 stages, and the final stage (Arai, 1994). Estimated mantle restite of each stage is shown as a hatched portion within the olivine-spinel mantle array (Arai, 1987).

ことは Fig. 12 でも末期の玄武岩が $Fo=87-80$ 、スピネルの $Cr^{\#}=0.22-0.47$ と比較的 fertile なマンタルカンラン岩と平衡共存可能であるのに対して、C-2 期では $Fo=90-82$ 、スピネルの $Cr^{\#}=0.38-0.56$ と比較的 deplete したマンタルカンラン岩と平衡共存可能であることから支持される。

一方、C-1 期および C-3 期に産する玄武岩～玄武岩質安山岩のカンラン石斑晶は、最大で $Fo=85$ 、普通 81 以下で Mg に乏しく、明らかにマンタルカンラン岩と共存できるメルト組成と平衡でなく、分化したマグマから晶出していると考えられる。これらは、1) スピネルの $Cr^{\#}$ が C-2 期安山岩中のカンラン石斑晶中のスピネルのそれに類似する (Fig. 12)、2) C-2 期安山岩中のカンラン石斑晶の Fo -NiO 図における結晶分別トレンド (Sato, 1977) の延長方向に、C-1 期および C-3 期玄武岩中のカンラン石が図示される (Fig. 11)、という特徴がある。したがって C-1 期および C-3 期玄武岩は、C-2 期のカンラン石を含む玄武岩質端成分マグマと同様に、deplete したマンタルカンラン岩を起源とする初生マグマの分化物と考えられる。C-1 期から C-3 期までの最盛期には同一タイプの玄武岩質マグマが活動したという結論は、これらが約 4 万年前の極く短期間の活動であるという地質学的結論 (石塚, 1999) とも調和的であると思える。

初期安山岩にもカンラン石斑晶が含まれることがあ

る。このカンラン石は Fo-NiO 図上で末期玄武岩のつくるトレンド上にプロットされる。これまでの議論に基づく、初期安山岩で見いだされたカンラン石斑晶を含むマグマは、末期玄武岩質マグマと同様のより fertile なカンラン岩を起源物質とする初生マグマからの分化物である可能性が高い。

上記をまとめると、利尻火山では玄武岩質マグマの起源マンタルの潤渇度に活動の推移に伴う規則的な変化が認められる。すなわち活動初期では、より fertile、活動最盛期にはより deplete、そして末期には再びより fertile なマンタルカンラン岩が起源となっている。鉱物化学組成から導き出されたこの結論は、最盛期と末期の玄武岩の化学組成が明瞭に異なるという事実からも支持され、その潤渇度の差は起源マンタルの化学組成の差とも対応していることを強く示している。

IX. 議 論

活動したマグマの性質は利尻火山の発達に伴って、特に噴出率と相関しているようである (Fig. 13)。すなわち噴出率が低い初期では、デイサイト質マグマの温度も低い。噴出率が高くなる最盛期になり、デイサイト質マグマの温度が上昇する。そして末期になり噴出率、デイサイト質マグマの温度は再び下がりはじめ、末期では利尻火山で唯一の流紋岩質マグマが活動し、そのマグマ温度は利尻火山では最も低温になる。また玄武岩質マグマも噴出率が高い時期に deplete したマンタルカンラン岩から発生した玄武岩質マグマ、そして噴出率が低い初期と末期ではより fertile なマンタルカンラン岩から玄武岩質マグマが発生している。

デイサイト質マグマが本研究で指摘したように、下部地殻の溶融により生じたとすると、デイサイト質マグマの温度の変化は起源物質である下部地殻の温度変化に対応する。その熱源は同一活動期に共存していた玄武岩質マグマであろう。観察された活動期の推移に伴うデイサイト質マグマの温度上昇、最高温度到達、そして温度低下は、熱源 (玄武岩質マグマ) による下部地殻の加熱そして冷却過程に対応していると考えられる。そして噴出率とデイサイト質マグマの温度との相関は、マグマ温度が最高に達したときが下部地殻が最高に加熱されたときにあたり、その際に最も多量のマグマが発生するので、噴出率もそれに伴って最大となると考えるのが合理的であろう。これは Sakuyama (1983) によって提唱され、Takahashi (1986)、東宮 (1991) および Hasegawa *et al.* (1991) によって発展された火山の“ダイアピルモデル”によ

Fig. 13. Temporal variations of eruption rate, magmatic temperature of dacitic to rhyolitic magma, NiO (wt.%) of olivine phenocrysts, and Cr^* ($Cr/(Cr+Al)$ atomic ratio) of spinel grains. The temperatures are calculated by the methods of Wells (1977), Lindsley (1983), and Spencer and Lindsley (1981). Roughly estimated temperatures are also shown based on the presence or absence of hornblende and biotite phenocryst (Sakuyama, 1979).

ると、利尻火山は単一のマンタルダイアピルの上昇と冷却というプロセスで説明できる。そしてダイアピルモデルに従えば、フェルシクなマグマの温度が最低に達し、噴出率も低下した利尻火山は、石塚 (1999) で指摘したように火山としての一生をほぼ終えたと結論できる。仮に将来、活動が再開したときは新たな別のダイアピルの上昇が原因となるであろう。

デイサイト質マグマがマンタルダイアピルを熱源とする下部地殻の進化を反映しているとする、上記の玄武岩質マグマの変化はマンタルダイアピルの構造、運動と冷却過程を反映しているのであろう。このことは希土類元素組成等の新たなデータを加え別報で議論する。

利尻火山はその活動した場所と時代、そしてほぼ活動を終えた火山という好条件が重なったために、火山の一生とそれに伴うマグマの進化の全貌を捕らえることができた。利尻火山のような極めて単純な複成火山

における研究例を念頭において、より長期にわたり活動を続け広範囲で火山群を形成するような火山地域の火山形成史とマグマ進化を解析することは重要であることは明白である。それとは別に、利尻火山とは別のテクトニクス場にある火山と比較することも重要である。例えば、これまで火山の一生とマグマ系の進化が議論されている例としてハワイ型火山があるが、そこでは熱源に対して火山を乗せた上盤プレートが移動することにより、火山が熱源から移動してしまい火山の一生を終える。それに対して利尻火山では火山と熱源の2次元的位置関係には変化はなく、熱源も単純な冷却がマグマの進化と対応していると考えられる。この両者の比較・検討も重要な課題であろう。

謝 辞 本研究をすすめるにあたって北海道大学宇井忠英教授、荒牧重雄教授（現日本大学）に全般的なご助言をいただいている。東京工業大学高橋栄一教授、岡山大学栗谷 豪氏には議論していただき有益なコメントを受けた。特に栗谷氏には印刷中の投稿原稿を快く見せていただいた。北海道教育大学和田恵治助教授にはEPMAの分析でお世話になった。北海道大学寺田省一、桑島俊昭および野村秀彦の各氏にはXRF, EPMA分析、そして薄片製作でご指導いただいた。東北大学吉田武義助教授と匿名の査読者からは有益なご助言を頂いた。以上の方々に御礼申し上げます。

引用文献

- Arai, S. (1987), An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 347-354.
- Arai, S. (1994), Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, 279-293.
- Arth, J.G. (1976), Behavior of trace elements during magmatic processes-A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Survey*, 4, 41-47.
- Bacon, C.R. and Hirschmann, M.M. (1988), Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Amer. Mineral.*, 73, 57-61.
- Chou, I-M. (1978), Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor. *Amer. Mineral.*, 63, 690-703.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979), The interpretation of igneous rocks. pp. 450, Allen and Unwin, London.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1966), An introduction to the rock-forming minerals. pp. 528, Longmans, London.
- Feeley, T.C. and Dungan, M.A. (1996), Compositional and dynamic controls on mafic-silicic magma interactions at continental arc volcanoes: Evidence from Cordon El Guadal, Tatara-San Pedro Complex, Chile. *J. Petrol.*, 37, 1547-1577.
- Gill, J.B. (1981), Orogenic andesites and plate tectonics. pp. 390, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- 後藤芳彦, 中川光弘, 和田恵治 (1995), 北海道北部の中新生火山活動の活動場: K-Ar年代と主成分化学組成からの推定. 岩鉱, 90, 109-123.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E. (1986), Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. (1991), Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity. *Nature*, 352, 683-689.
- Helz, R.T. (1973), Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- 石塚吉浩 (1999), 北海道北部、利尻火山の形成史. 火山, 44, 23-40.
- 石塚吉浩, 中川光弘 (1994), 北海道北部、利尻火山のデイサイト質溶岩ドーム群のK-Ar年代. 岩鉱, 89, 360-364.
- Katsui, Y. (1953), Petro-chemical study of the lavas from Volcano Rishiri, Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV.*, 8, 245-258.
- 小林哲夫 (1987), 利尻火山の地質. 地質雑, 93, 749-760.
- Kobayashi, T. (1989), Geology and Petrology of Rishiri volcano, Hokkaido, Japan. pp. 139, Ph. D. thesis., Hokkaido University.
- 小林哲夫, 吉田武義, 福岡孝昭, 青木謙一郎 (1987), 北海道、利尻火山噴出物の地球化学的研究. 東北大理研研究報告, 20, 216-232.
- Kuno, H. (1966), Lateral variations of basaltic magma type across continental margin and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- Kuritani, T. (1998), Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri volcano, northern Japan. *J. Petrol.*, 39, 1619-1640.

- Kuritani, T. (1999), Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **88**, 77-97.
- Lindsley, D.H. (1983), Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477-493.
- 松井和典, 一色直紀, 秦 光雄, 山口昇一, 吉井守正, 小野晃司, 佐藤博之, 沢村孝之助 (1967), 5 万分の 1 地質図幅「利尻島」および同説明書. pp. 25, 北海道開発庁.
- Miura, H. (1995), A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the late Pleistocene marker tephra in northern Hokkaido. *Geol. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **30**, 133-145.
- 三浦英樹, 高岡貞夫 (1993), 利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の ^{14}C 年代と樹種同定の意義. 第四紀研究, **32**, 107-114.
- Miyashiro, A. (1974), Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- 中川光弘, 後藤芳彦, 船山 淳, 荒牧重雄 (1994), XRF 分析法による地質標準試料火成岩シリーズの微量元素組成. 文部省科学研究費, 島弧会合部における新生代火成活動の時空変遷報告書, 148-155.
- 中川光弘, 丸山裕則, 船山 淳 (1995), 北海道第四紀火山の分布と主成分化学組成の広域変化. 火山, **40**, 13-31.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979), Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- 斉藤文紀, 井内美郎, 池田国昭, 横田節哉, 羽坂俊一, 赤松守雄 (1996), 環日本海における地球温暖化の影響評価に関する研究. 地球環境研究総合推進費平成 7 年度研究成果報告書 (分冊 II), 324-340.
- Sakuyama, M. (1979), Lateral variations of H_2O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 103-111.
- Sakuyama, M. (1983), Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 297-320.
- Sato, H. (1977), Nickel content of basaltic magma: Identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, **10**, 113-120.
- Spencer, K.J. and Lindsley, D.H. (1981), A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **66**, 1189-1201.
- Stormer, J.C.Jr. (1983), The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **68**, 586-594.
- Takahashi, E. (1986), Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, northeast Japan, Part II. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 355-395.
- Takahashi, E., Uto, K. and Schilling, J.G. (1987), Primary magma compositions and Mg/Fe ratio of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29°N to 73°N. *Technical Report of ISEI, Okayama Univ.*, 1-4.
- 玉木賢策, 湯浅真人, 西村清和, 本座栄一 (1979), 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図. 地質調査所.
- 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.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (1995), Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu volcano since the 1663 eruption. *J. Petrol.*, **36**, 617-636.
- Tsuchiya, N., Shibata, T., Koide, Y., Owada, M., Takazawa, E., Goto, Y., Choi, J.H., Terada, S. and Hariya, Y. (1989), Major element analysis of rock sample by X-ray fluorescence spectrometry, using scandium anode tube. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **22**, 387-398.
- Wells, P.R.A. (1977), Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.