

有珠火山 1663 年噴火のマグマ供給系の再検討

松本亜希子*・中川光弘*・中村有吾**

(2005年4月4日受付, 2005年11月5日受理)

Re-examination of the Magma Plumbing System beneath Usu Volcano,
Hokkaido, Japan, during the 1663 Eruption

Akiko MATSUMOTO*, Mitsuhiro NAKAGAWA* and Yugo NAKAMURA**

The 1663 Usu eruption was the first and largest of all its historic eruptive activities after ca. 7000 years' dormancy. Our recent study divided the 1663 eruption into three stages in following ascending order: Stage I, small scale of plinian and phreatomagmatic eruptions; Stage II, climactic plinian eruption (pumice fall as so-called Us-b fall); and Stage III, vigorous phreatomagmatic eruptions. Previous petrological studies mainly focused on the Stage II event.

The 1663 juvenile materials are composed of three types, white (from all the stage), banded pumices (Stage I and II) and gray essential lithic fragment (Stage I). Major phenocrystic minerals (i.e. plagioclase and orthopyroxene) show nearly bimodal compositional distributions, and can be divided into two types: Type A, iron-rich orthopyroxene (Mg#~46) and sodic plagioclase (An~42); and Type B, magnesian orthopyroxene (Mg#~70) and calcic plagioclase (An~87). This observation suggests that the juvenile materials were mixing products between mafic and felsic magmas. This observation is also consistent with linear trends in all the oxide variation diagrams for whole-rock chemistry. Based on W_o ($Ca/(Ca+Mg+Fe)$) content in orthopyroxene, An and FeO* contents in plagioclase, however, the Type A phenocrysts can be further subdivided into two types: Type A₁ (lower W_o , An and FeO* contents) and Type A₂ (higher W_o , An and FeO* contents). Moreover, the Type A₂ phenocrysts are common in the juvenile materials of Stage I (gray essential lithic fragment) as well as in the Stage-II. Based on phenocryst size, composition and whole-rock chemistry, it can be concluded that the Type A₂ phenocrysts crystallized from the mixed magma between the mafic and felsic ones, and had grown for several years before the 1663 eruption.

Considering the eruption sequence and the types of erupted magma, the mixed magma was erupted during the initial, weak eruption (Stage I), as well as the climactic, explosive eruption (Stage II). This indicates that the mixed magma of Stage I event would not stagnate between mafic and felsic magmas, as is common in a normal zoned magma chamber, but the top of the chamber. This could be explained by convective entrainment as follows. The injection of the high temperature (>1000°C) mafic magma into the lower temperature (<800°C) felsic magma could cause thermal convection to entrain the former into the latter. This entrainment would form the mixed magma, which could rise to the top of the chamber. In effect, the upper part of the chamber would be gravitationally stable until the eruption, because the mixed magma could be lighter than the felsic one. Our petrological analysis concludes that the 1663 eruption was derived from a compositionally reverse zoned chamber that the mixed magma had existed above the normal zoned magma, and that mafic injection had occurred not just before the eruption.

Key words: Usu volcano, the 1663 eruption, zoned magma chamber, eruption sequence

* 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Department of Earth & Planetary Sciences, Graduate
School of Sciences, Hokkaido University, N10 W8,
Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan.

** 〒060-0810 札幌市北区北10条西5丁目
北海道大学大学院地球環境科学研究院地球圏科学部門

Division of Geoscience, Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, N10 W5, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan.

Corresponding author: Akiko Matsumoto
e-mail: am790109@ep.sci.hokudai.ac.jp

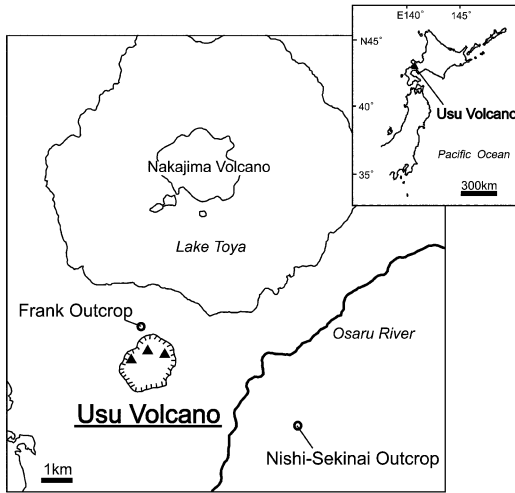


Fig. 1. Index map of Usu volcano showing the locations of the outcrops (see text).

1. はじめに

有珠火山は、北海道南西部、洞爺カルデラの南壁に位置する後カルデラ火山で、国内でも有数の活動的な火山である (Fig. 1)。本火山は、約 7000 年前の山体崩壊の後、活動を休止していたが、1663 年に爆発的なプリニー式噴火で活動を再開し、現在まで計 9 回噴火している (中川・他, 2005)。1663 年噴火では、大規模なプリニー式噴火 (Us-b 降下軽石) が起き、その後マグマ水蒸気爆発によって大量のベースサージ (Us-b₁-b₆) が流出した (横山・他, 1973)。

1663 年噴火は長い休止期後の最初の歴史時代噴火であることから、この噴火のマグマ供給系は、現在まで続く歴史時代噴火のマグマ供給系の初期状態であると考えられ、歴史時代噴火を理解する基本的情報をもたらすことが期待される。そのため、1663 年噴火についての岩石学的研究は数多くなされている (Okumura *et al.*, 1981; 東宮, 1995; Tomiya and Takahashi, 1995)。しかしながら、これら従来の研究では主に噴出量の大半を占める Us-b 降下軽石を取り扱っており、噴火後期のベースサージ堆積物を含めた噴火全体については検討がなされていない。

我々は、1663 年噴火の推移を火山地質学的に再検討し、Us-b 降下軽石に先行した小規模な噴火期に関する詳細を明らかにできた。さらにこれまでは本質物を明確には認識できていなかったベースサージの本質物を確定した (中村・他, 印刷中)。本研究では、再検討した 1663 年噴火の推移に基づいた全体の本質物の岩石学的検討を行い、

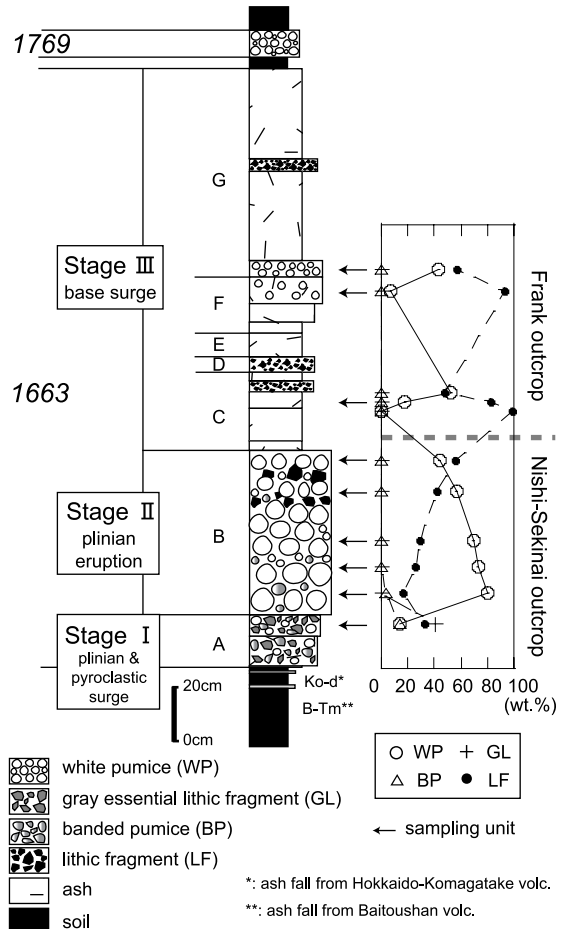


Fig. 2. Columnar section of Nishi-Sekinaï outcrop and component analysis of the 9 units, including the coarse ejecta, Stages I and II, from Nishi-Sekinaï outcrop; Stage III, from Frank outcrop (see text).

マグマ供給系の構造と噴火プロセスについて議論する。

2. 1663 年噴火の噴火層序

1663 年噴出物は下位より I ~ III の計 3 ステージ、ステージ III についてはさらに 5 つのユニットに細分した (Fig. 2)。本論では、「ステージ」とは噴火様式の違いによる区分、「ユニット」とは岩相および岩石学的特徴による区分である。以下本論文では、便宜上 1663 年噴出物を下位よりステージ I (ユニット A)、ステージ II (ユニット B)、ステージ III (ユニット C-G) と呼ぶ。その詳細について、模式地である伊達市西関内での露頭について記述する。詳細については、中村・他 (印刷中) を参照されたい。

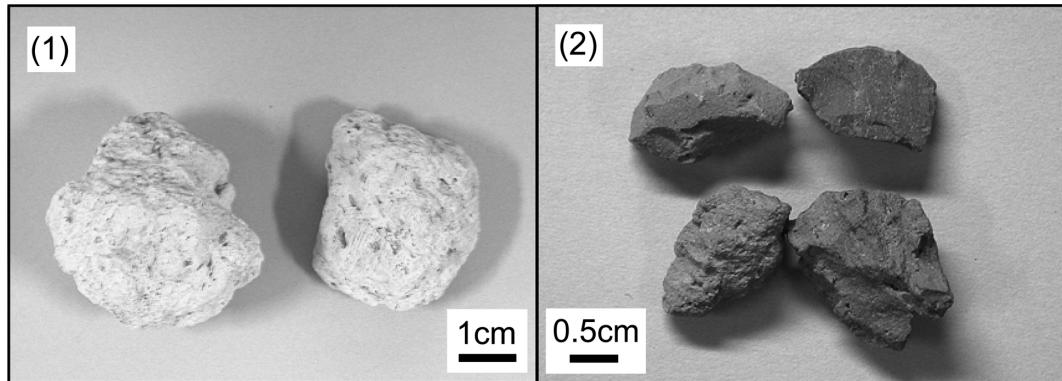


Fig. 3. Photographs of the 1663 ejecta, (1) white pumice of Stage II, (2) gray essential lithic fragment of Stage I.

ステージ I (ユニット A): 大場 (1991) の最下部 (basal part) に相当する。下位より灰褐色を呈する火砕サージ堆積物, 降下軽石層からなり, いずれも比較的分級がよい。層厚はそれぞれ約 10 cm, 約 7.5 cm である。

ステージ II (ユニット B): 従来の Us-b 降下軽石に相当する。非常に分級が良く, 5 枚のサブユニットからなる。その累層厚は約 60 cm である。

ステージ III (ユニット C-G): 従来の Us-b₁-b₆ に相当するが, サブユニットは今回我々が再区分したものである。ユニット C (従来の Us-b₆) の累層厚は約 25 cm で, 下位より褐色を呈した火山灰層の互層, 火山砂層, 淡灰色を呈した火山灰層からなる。山体近傍においては, 暗褐色火山灰層中に本質物が認められる。ユニット D (従来の Us-b₅ 下部) は層厚約 5 cm の茶褐色石質岩片層からなる。ユニット E (従来の Us-b₅ 上部) は累層厚約 9 cm で, 褐色を呈した火山灰層の互層からなる。ユニット F (従来の Us-b₂-b₄) は累層厚が約 24 cm で, 赤褐色火山灰層の互層からなる。上部には細粒火山灰層中に粒径約 3 cm の軽石が認められ, 淘汰が非常に悪い。そしてユニット G (従来の Us-b₁) は累層厚約 70 cm で, 下位より降下軽石層, 暗褐色を呈した火山灰層の互層, 石質岩片層, 暗褐色火山灰層の互層からなる。山体近傍でも, 同様の層序が認められる。

3. 噴出物の構成と量比

3-1 本質物

本質物は主に白色軽石であり全ステージに認められるが, その他にステージ I には縞状軽石と発泡度の悪い灰色岩片が, ステージ II には縞状軽石が認められる (Fig. 3)。

これら本質物のうち, 灰色岩片は大場 (1991), Tomiwa and Takahashi (1995) において“発泡しない本質岩片”や“lapilli”として記載されていたが, 主となる議論には

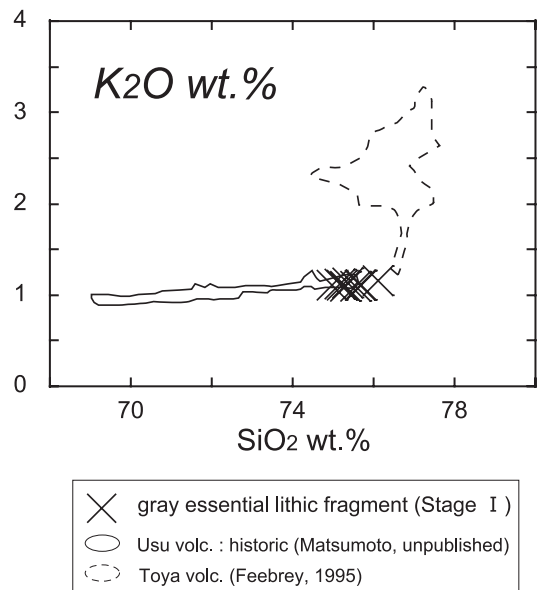


Fig. 4. SiO₂ vs. K₂O diagram of the gray essential lithic fragment of Stage I and Toya ignimbrite pumice. Toya ignimbrite pumice data is from Feebrey (1995).

取り扱われていなかった。灰色岩片は表面が凹・凸面で鋭角なものも多く, 類質岩片である有珠外輪山溶岩や, 基盤と考えられる火山岩片より明らかに新鮮である。化学組成では, 灰色岩片は流紋岩質であり, 玄武岩～安山岩からなる有珠外輪山溶岩や, 安山岩～デイサイトからなる基盤岩とは明瞭に区分される。また同じ流紋岩質である洞爺火砕流 (軽石; Feebrey, 1995) と化学組成は一致しない (Fig. 4)。灰色岩片は, 1663 年およびその後の歴史時代噴出物とともに, 一連のトレンドを SiO₂-K₂

O図で描く。さらに灰色岩片は、白色軽石と縞状をなすものも存在する。以上より、灰色岩片は1663年噴火の本質物であると判断した。

3-2 構成物量比

1663年噴出物は、本質物の他に、変質したスコリア・玄武岩質岩片・基盤岩片からなる岩片およびこれらが破碎された火山灰からなる。

ステージIの堆積物では、粗粒物質(1cm以上:以下同じ)の中で、本質物が70wt.%を占める(Fig. 2)。そのうち、発泡度の悪い灰色岩片が40wt.%、白色・縞状軽石がそれぞれ15wt.%程度である。最大粒径は、灰色岩片で約3cm、白色・縞状軽石で約2cmである。

ステージIIでは、下部では全体の80wt.%が白色軽石であり、縞状軽石も5wt.%程度認められる(Fig. 2)。しかし上部になるにつれて、白色軽石の量比は45wt.%にまで減少、縞状軽石も殆ど認められず、類質・異質岩片が50wt.%以上に増加する。白色・縞状軽石の最大粒径は約6-7cmである。

ステージIIIは特にユニットC, F, Gについて、山体近傍の露頭の方が構成物をより認識できたことから、山体近傍露頭についての構成物量比を図示し、以下に述べる(Fig. 2)。本質物は全ユニットにおいて白色軽石のみである。本質物と類質・異質岩片の量比は、ユニットCでは、下部において類質・異質岩片が95wt.%以上を占めるが、上部になると白色軽石が50wt.%程度含まれるようになる。ユニットFでは、白色軽石が10wt.%以下であるが、ユニットGでは、40wt.%以上含まれる。山体近傍における本質物の最大粒径は、ユニットCでは約2cm、Fは約6cm、Gは約4cmであり、模式地・西関内における本質物の最大粒径は、ユニットCでは約0.2cm、Fは約3cm、Gは約2cmである。

4. サンプリングと分析手法

本研究では、有珠火山東方に位置する西関内地区および山体近傍(Fig. 1)において、これらのうち粒径1cm以上の粗粒な本質物が認められた計9ユニットから採取し、後に述べる岩石学的な分析を行った。

採取した試料のうち、径4cm以上のものについては試料1個ずつ、径1cm以上のものについては複数個を合わせて、薄片および全岩化学分析用粉末試料を作成した。全岩化学組成分析は1:2のガラスビード法で測定した。斑晶モード測定は、薄片および粉末試料と同様の手法で細分した軽石の重量を測定した上で、それらを粉碎・水篩し鉱物を集め、鉱物分離を行い、各鉱物の重量を測定し、その量比を斑晶モードとした。鉱物化学組成・火山ガラス組成分析は、斑晶モード測定を行った鉱

物およびガラスを集め、薄片を作成し分析した。分析は全て北海道大学で行われ、全岩化学組成は蛍光X線分析装置(Philips社製PW-1404型)を用いて測定した。鉱物化学組成・火山ガラス化学組成は、JEOL 8800波長分散型EPMAでZAF補正を適用して測定した。分析条件は加速電圧15kV、電流値は10nA(斜長石・ガラス)、15nA(角閃石)、20nA(斜方輝石・単斜輝石・Fe-Ti酸化物)で、各元素30-100秒間カウントした。ガラス分析はビーム径2 μ mで約10 μ m²をスキャンし測定した。

5. 本質物の岩石記載および鉱物化学組成

1663年噴出物のUs-b降下軽石層(本論のステージII)の本質物の斑晶鉱物化学組成より以下の2つの斑晶タイプが記載されている(Okumura *et al.*, 1981; Tomiya and Takahashi, 1995)。それらは、(a) Type A 斑晶(珪長質マagma由来: Naに富む斜長石, Feに富む斜方輝石, Mgに乏しい磁鉄鉱, イルメナイト)(b) Type B 斑晶(苦鉄質マagma由来: Caに富む斜長石, Mgに富む斜方輝石, Mgに富む磁鉄鉱, 単斜輝石, かんらん石)である。また彼らによって、両者の中間組成の斑晶の存在が認識されていたが、詳細な記述および議論はされていなかった。

本研究でも、例えば斜長石のAn値{ $100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ }や斜方輝石のMg# { $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ }の結果から、従来と同様なType AとBの2種を認識した。さらに斜方輝石のWo値{ $100 \times \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ }および斜長石のAn・FeO*量に基づき、Type Aは2つのタイプに細分できることを明らかにした。このうち低An・FeO*斜長石および低Wo斜方輝石は、従来のType A 斑晶に、高An・FeO*斜長石および高Wo斜方輝石は中間組成の斑晶に相当すると考えられる。以下に新たに注目したステージIの灰色岩片と、従来の研究対象でもあった白色軽石・縞状軽石に分けて岩石記載を行う。

5-1 白色・縞状軽石

白色軽石・縞状軽石ともに斑晶量は5.5wt.%前後である(Table 1)。斑晶鉱物は、主に斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱からなり、少量のイルメナイト・単斜輝石・角閃石も含まれる。石基はガラス質~ハイアロピリティックである。また、白色軽石の中でもステージI・IIよりステージIIIの方がマイクロライトに富む傾向がある。いずれも発泡度がよいが、縞状の部分はやや発泡度が悪い。また、ステージIIの上部においてはTomiya and Takahashi (1995)によって“micro-clots”と称される苦鉄質包有物が認められる。

輝石: 斑晶量は、斜方輝石が約0.2-2.3wt.%, 単斜輝石が約0.6wt.%以下である。輝石は、それぞれ最大粒径1.5mm, 0.6mmの自形~半自形であり、Fe-Ti酸化物と集

Table 1. Whole-rock and glass chemistry and modal compositions of phenocrystic minerals of the 1663 ejecta.

Whole-rock								
Sample No.	1-1	1-14	13-7	U2-11-2	U2-18-2	13-48	13-58	4-3
occurrence	wp	bp	gl	wp	bp	wp	wp	wp
stage	I	I	I	II	II	III	III	III
unit	A	A	A	B	B	C	F	G
(wt.%)								
SiO₂	74.13	76.51	75.21	73.03	75.01	75.57	75.45	76.01
TiO₂	0.19	0.19	0.16	0.22	0.17	0.15	0.15	0.18
Al₂O₃	13.63	14.10	14.08	14.28	13.78	13.98	13.93	14.04
FeO*	2.28	2.29	2.28	2.72	2.19	2.19	2.15	2.16
MnO	0.16	0.15	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	0.36	0.41	0.32	0.53	0.29	0.30	0.28	0.32
CaO	2.14	2.22	2.15	2.63	2.07	2.10	2.08	2.17
Na₂O	4.68	4.67	4.71	4.71	4.79	4.67	4.68	4.69
K₂O	1.10	1.07	1.10	1.06	1.11	1.13	1.12	1.12
P₂O₅	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06	0.06
total	98.73	101.68	100.22	99.41	99.60	100.29	100.06	100.90
(wt.%)								
pl	1.83		0.87	1.64	2.59	0.63	3.17	4.34
opx	0.39		0.70	1.01	1.43	0.35	2.27	0.20
opq	2.26		0.62	1.44	1.73	0.33	0.20	0.19
cpx	tr		tr	0.59	tr	tr	tr	tr
hbl	tr		0.58	tr	tr	0.29	tr	tr
gl	95.52		97.23	95.31	94.25	98.41	94.36	95.27
Glass								
gl No.	12a-gm6	12b-gm9	12l-gm15	12m-gm5	12e-gm15	12g-gm19		
(wt.%)								
SiO₂	74.98	78.12	74.56	74.66	75.53	76.65		
TiO₂	0.14	0.14	0.12	0.17	0.15	0.14		
Al₂O₃	13.15	11.72	13.31	12.81	11.88	11.82		
FeO*	1.68	1.32	1.86	1.62	1.64	1.60		
MnO	0.15	0.12	0.16	0.16	0.08	0.10		
MgO	0.25	0.08	0.29	0.24	0.17	0.19		
CaO	1.79	1.22	2.04	1.82	1.33	1.25		
Na₂O	4.17	3.92	4.05	4.14	3.99	3.85		
K₂O	1.23	1.49	1.18	1.24	1.33	1.38		
P₂O₅	0.10	0.12	0.12	0.09	0.13	0.13		
Cl	0.10	0.11	0.09	0.10	0.11	0.11		
SO₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00		
total	97.74	98.35	97.80	97.06	96.35	97.22		

wp: white pumice, gl: gray essential lithic fragment, bp: banded pumice

斑晶を形成していることもある。斜方輝石斑晶は、全ステージを通して白色・縞状軽石とともに、中心部組成が $Mg\# = 41-58$ の Type A と $Mg\# = 70-74$ の Type B からなり、中間組成が存在しないバイモーダルな組成分布を示す (Fig. 5-1)。Type A の斑晶は $Mg\# = 44-46$ が頻度のピークであり、ステージIIの白色軽石には Type B 斑晶が多い。

斜方輝石斑晶中の Wo 値に注目すると、 $Wo = 1.5$ 前後の斑晶は頻度が少なく、Type A 斑晶は Wo 値の低いものと高いものの2つのグループに分けられる (Fig. 6)。

低 Wo 斜方輝石は $Mg\# = 45-50$ 、高 Wo 斜方輝石は $Mg\# = 45-55$ であり、 $Mg\#$ でも違いが認められる。これら低

Wo 斑晶を Type A₁、高 Wo 斑晶を Type A₂ と呼ぶ。特にステージ I と II では Type A₂ 斑晶の比率が高い (Fig. 6)。累帯構造をみると、Type A₁ 斑晶は、全ステージにおいてリム組成が $Mg\# = 45-50$ ・ $Wo = 1.0-1.2$ に収束しており、一部逆累帯構造を示す (Fig. 7)。一方 Type A₂ 斑晶は、全ステージを通して Type A₁ 斑晶と同じリム組成をもち正累帯構造を示すものが認められるが、ステージ I・II においては顕著な累帯構造を示さないものが比較的多く存在する。Type B 斑晶はいずれも殆ど累帯構造を示さない。

単斜輝石斑晶の中心部組成も、斜方輝石と同様に白色・縞状軽石とも変わらず、ステージ I で $Mg\# = 71-$

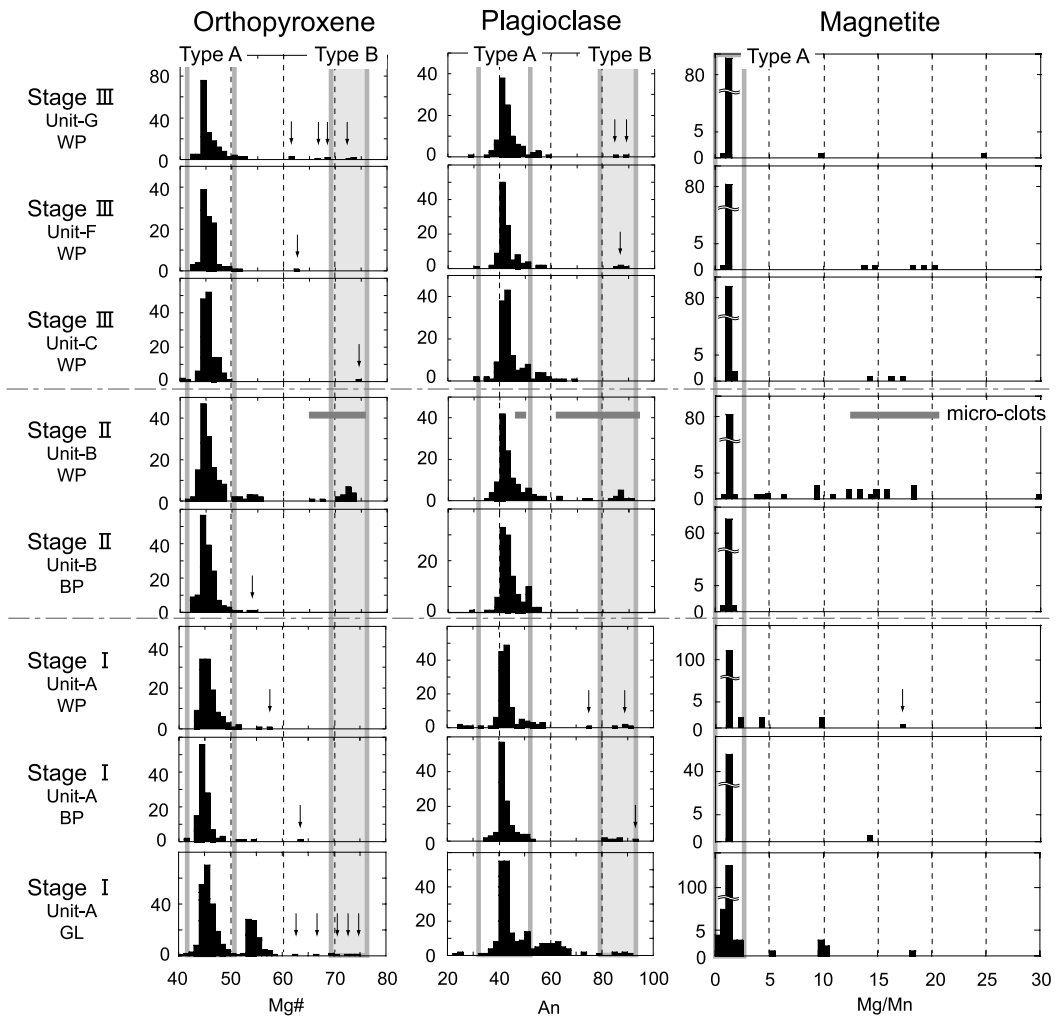


Fig. 5-1. Core composition of the dominant phenocrystic minerals of the 1663 ejecta. Thick horizontal gray lines indicate samples within the “micro-clots”. Data presented in this figure consist of multiple samples. WP: white pumice; BP: banded pumice and GL: gray essential lithic fragment. Arrows show mineral compositions represented by few numbers. An: $100 \times Ca / (Ca + Na + K)$; $Mg\#$: $100 \times Mg / (Mg + Fe)$.

84, ステージIIで Mg#=72-77, ステージIIIで Mg#=71-85 とほぼ等しく, Mg-Fe 分配 (Brey and Kohler, 1990) において Type B 斜方輝石斑晶と平衡であり, Type A₁ および Type A₂ 斜方輝石斑晶とは非平衡である (Fig. 5-2). また, いずれの斑晶も殆ど累帯していない.

Fe-Ti 酸化物: Fe-Ti 酸化物の斑晶量は約 0.2-2.3 wt.% であり, 磁鉄鉱は主要斑晶鉱物として, イルメナイトは稀に斑晶鉱物として含まれる. これらの最大粒径は約 0.3 mm であり, 大きなものは斜長石や斜方輝石と集斑晶を形成する. 磁鉄鉱斑晶の中心部組成は, ステージ I・II・III いずれも Mg/Mn=1.0 前後の斑晶が大半を占めるが, Mg/Mn>3.0 の斑晶も少量存在する (Fig. 5-1).

イルメナイト斑晶の中心部組成は全ステージにおいて Mg/Mn=1.2 付近に集中する (Fig. 5-2).

角閃石: 角閃石斑晶は 0.3 wt.% 以下で, 最大粒径 0.5 mm の清澄な自形~半自形である. Leake (1978) の分類では普通角閃石である. ステージ I では, 白色軽石は Mg#=65-69, 縞状軽石は Mg#=60-65 で, より Mg に富んだ斑晶が白色軽石に認められる (Fig. 5-2). ステージ II でも白色軽石は Mg#=58-69, 縞状軽石は Mg#=60-63 であり, ステージ I と同様の傾向が見られる. ステージ III では, ユニット F には少量しか含まれていないが, ユニット C・G では Mg#=50-67 と組成幅が広がり, Mg#=65 と Mg#=55 付近にピークをもつ.

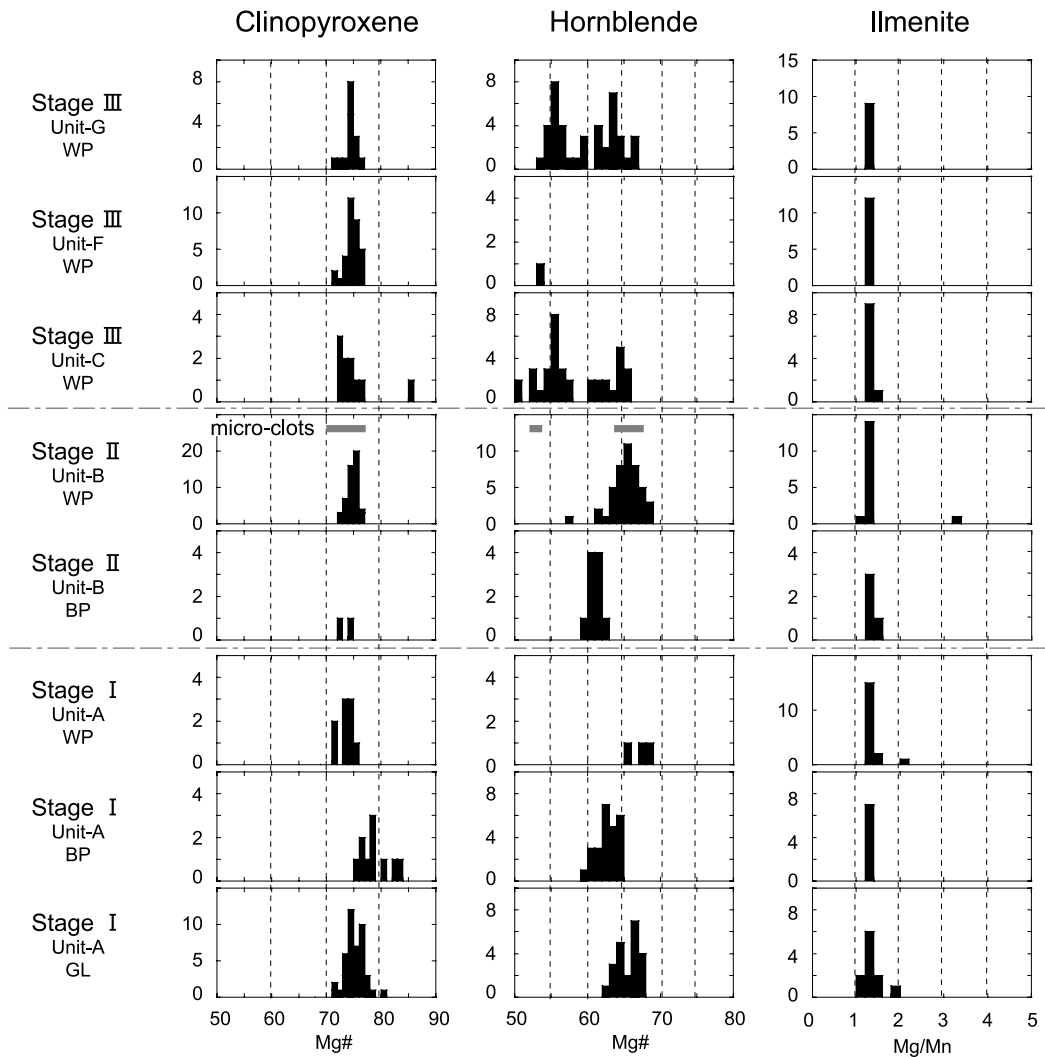


Fig. 5-2. Core composition of the minor phenocrystic minerals of the 1663 ejecta. Explanation is the same as in Fig. 5-1.

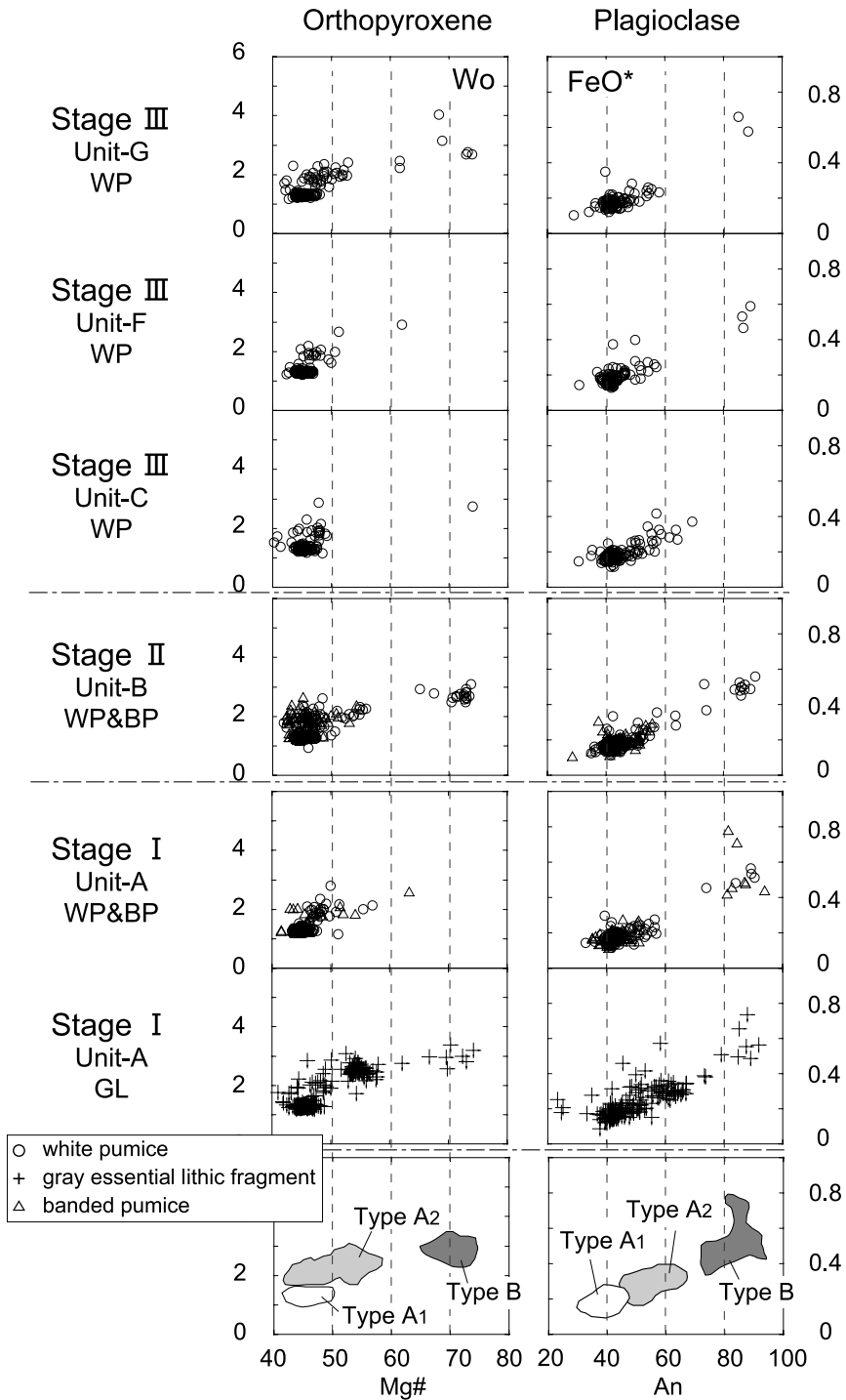


Fig. 6. Mg# vs. Wo $\{Wo=100 \times Ca / (Ca + Mg + Fe)\}$ variation diagrams for orthopyroxene and An content vs. FeO* (wt.%) variation diagrams for plagioclase. Definition of the three types of phenocrysts is shown in the lowest diagrams.

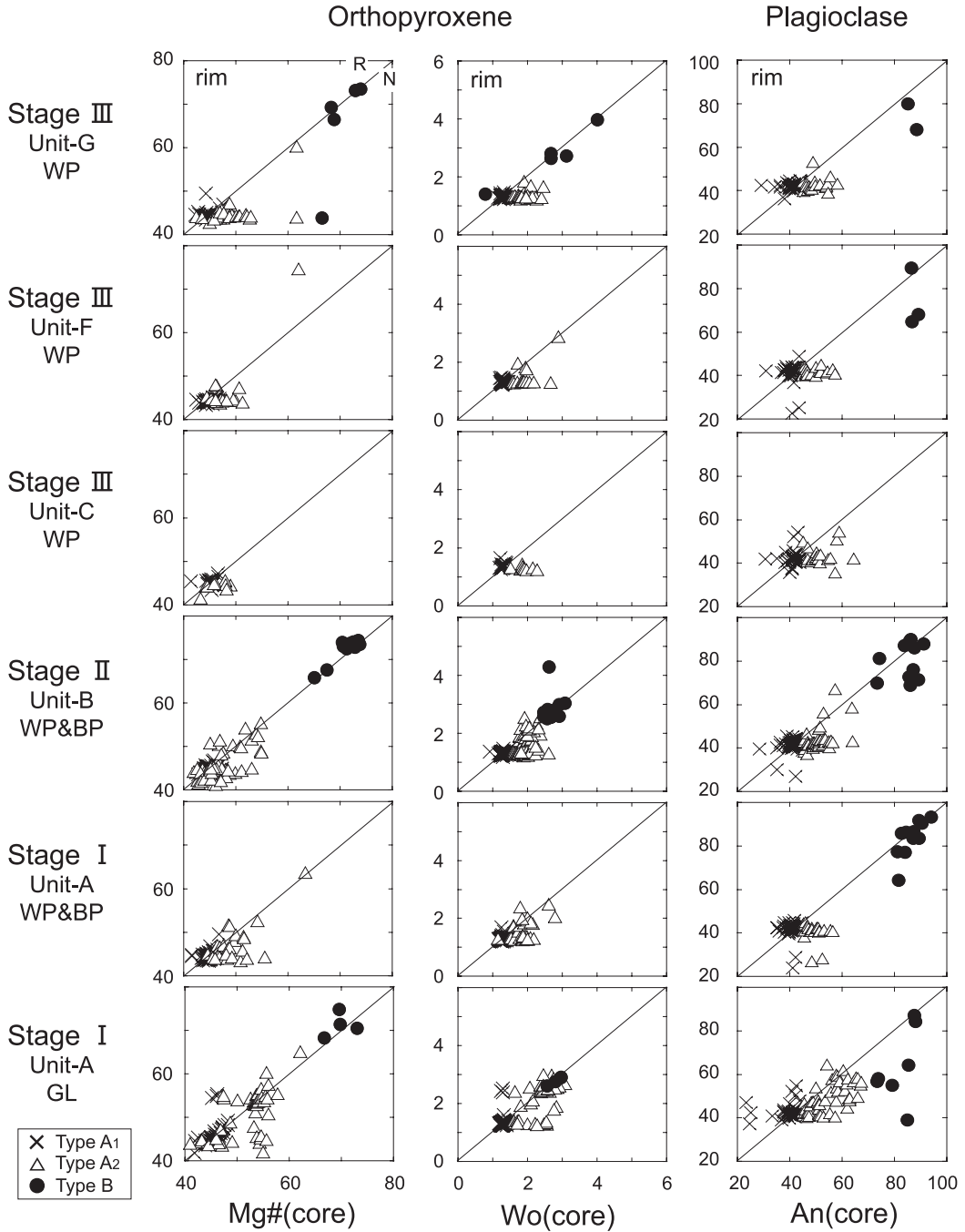


Fig. 7. Core and rim compositions of orthopyroxene and plagioclase for the three phenocryst types in the 1663 ejecta. The region above the diagonal line in each figure represents reverse zoning, while the lower region does normal zoning.

斜長石: 斜長石斑晶量は約 0.6–4.3 wt.% である。斑晶は最大粒径が約 1.5 mm で、長柱状で清澄なものが多いが、蜂の巣状構造を示すものも見られる。大きなものは斜長石同士や Fe-Ti 酸化物と集斑晶を形成している。全ステージを通して白色軽石・縞状軽石とともに、大部分の斑晶の中心部組成が $An=40-44$ である (Fig. 5-1)。これらは従来の研究の Type A 斑晶であり、組成幅としては $An=26-58$ を示す。その他に $An=74-94$ の Type B 斑晶が認められ、中間組成の斑晶に欠けるバイモーダルな組成分布を示す (Fig. 5-1)。また、ステージ II では Type B 斑晶の比率が高い。これら斑晶の累帯構造に注目すると、Type A 斑晶はリム組成が $An=40-42$ に収束しており、Type A 斑晶のうち、 $An=45$ より高 An の斑晶は正累帯構造を、低 An の斑晶の一部は逆累帯構造を示す (Fig. 7)。Type B 斑晶は正累帯構造を示す。

5-2 灰色岩片

灰色岩片は、斑晶量約 3.0 wt.% 以下であり、白色軽石あるいは縞状軽石と比べて、斑晶量はやや少ない (Table 1)。斑晶鉱物は白色・縞状軽石と同様であるが、石基はハイアロピリティックであり、ステージ I・II の白色・縞状軽石よりややマイクロライトに富む傾向がある。発泡度は悪い。

輝石: 斜方輝石斑晶量は約 0.7 wt.%、単斜輝石斑晶は僅かに斑晶として認められる。最大粒径は、斜方輝石は約 1.0 mm、単斜輝石は約 0.6 mm で、いずれも自形～半自形であり、Fe-Ti 酸化物と集斑晶を形成していることもある。斜方輝石斑晶は、白色軽石および縞状軽石と同様に Type A₁ 斑晶 ($Mg\#=41-50$) と Type B 斑晶 ($Mg\#=69-75$) に大別できる (Fig. 5-1)。また高 Wo 値で特徴付けられる Type A₂ 斑晶も存在するが、白色軽石および縞状軽石と比べて $Mg\#=45-60$ と組成幅が広く、特に $Mg\#=50-60$ のものが多いという特徴を示す (Fig. 6)。 $Mg\# \cdot Wo$ 値において、白色・縞状軽石と同様に、Type B 斑晶は累帯構造を殆ど示さない (Fig. 7)。Type A₁ 斑晶は、全ステージにおいてリム組成が $Mg\#=45-50 \cdot Wo=1.0-1.2$ に収束しており、一部逆累帯構造を示す。Type A₂ 斑晶は、Type A₁ 斑晶と同じリム組成をもち正累帯構造を示すものが存在するが、その数は少なく、累帯構造を示さないものが大半を占める。

単斜輝石斑晶の中心部組成は $Mg\#=72-81$ で、 $Mg-Fe$ 分配 (Brey and Kohler, 1990) に関しては Type B 斜方輝石斑晶と平衡である (Fig. 5-2)。また、白色・縞状軽石と同様に、累帯構造は見られない。

Fe-Ti 酸化物: 斑晶量は約 0.6 wt.% である。チタン磁鉄鉱が大部分で、イルメナイトは僅かに含まれる。最大粒径は約 0.3 mm で、両者ともに斜長石や斜方輝石と集

斑晶を形成していることもある。磁鉄鉱斑晶は殆どが Type A 斑晶 ($Mg/Mn=1.0$) であるが、白色・縞状軽石と同様に Mg に富んだものも少量存在する ($Mg/Mn=5.5-18.5$; Fig. 5-1)。

イルメナイト斑晶の中心部組成は、 $Mg/Mn=1.0-2.0$ と均質である (Fig. 5-2)。

角閃石: 斑晶量は約 0.6 wt.%、最大粒径は 0.4 mm の自形～半自形であり、Leake (1978) の分類では普通角閃石である。清澄なものも殆どで、反復累帯構造を示す斜長石と集斑晶を形成していることもある。角閃石斑晶の中心部組成は、 $Mg\#=63-68$ で $Mg\#=64-66$ 付近にピークをもち、ステージ I・II の白色軽石のものとはほぼ一致する (Fig. 5-2)。

斜長石: 斑晶量は約 0.9 wt.%、最大粒径は約 1.0 mm で、長柱状で清澄なものと同様に反復累帯構造を示すものが混在している。大きく清澄なものは Fe-Ti 酸化物と集斑晶を形成していることもある。斜長石斑晶の中心部組成は、白色・縞状軽石と同様に Type A 斑晶 ($An=32-52$) と Type B 斑晶 ($An=72-92$) が認められるが、 $An=52-68$ の中間的な組成を示す斑晶も多く存在する (Fig. 5-1)。

反復累帯構造を示す斑晶の大半は $An=60$ 前後であり、これらは斑晶内部で明瞭な累帯構造を示さない $An<45$ のものと比べて FeO^* 量が高い傾向が認められる (Fig. 6)。よって、従来 Type A とされてきた斑晶を、 $An=32-45$ で低 FeO^* 量のを Type A₁、 $An=45-68$ で高 FeO^* 量のを Type A₂ と区別する。白色・縞状軽石と同様に、Type B 斑晶の大半は正累帯構造を示す (Fig. 7)。Type A₁ 斑晶はリム組成が $An=40-45$ に収束しており、一部の斑晶が逆累帯構造を示しているが、Type A₂ 斑晶はリム組成が $An=40-60$ と幅広く、その多くが正累帯構造を示す (Fig. 7)。

6. 全岩化学組成

1663 年噴出物は、 $SiO_2=73.5-76.1$ wt.% のデイサイト～流紋岩であり、本質物の色による明瞭な違いは認められない (Fig. 8)。ステージごとにみると、ステージ I は $SiO_2=75.0-76.1$ wt.% でやや SiO_2 に富む。ステージ II は $SiO_2=73.5-75.8$ wt.% と苦鉄質になり最も組成幅が広く、ステージ III では $SiO_2=75.0-75.5$ wt.% と再び組成が集中する。またハーカー図において、全体的に見ると、各元素は一本の直線的なトレンドを描いている (Fig. 9)。

7. 議論

7-1 従来の研究

従来の研究では、1663 年噴出物中に非平衡な 2 タイプの斑晶 (Type A・B) が共存していることから、1663 年噴

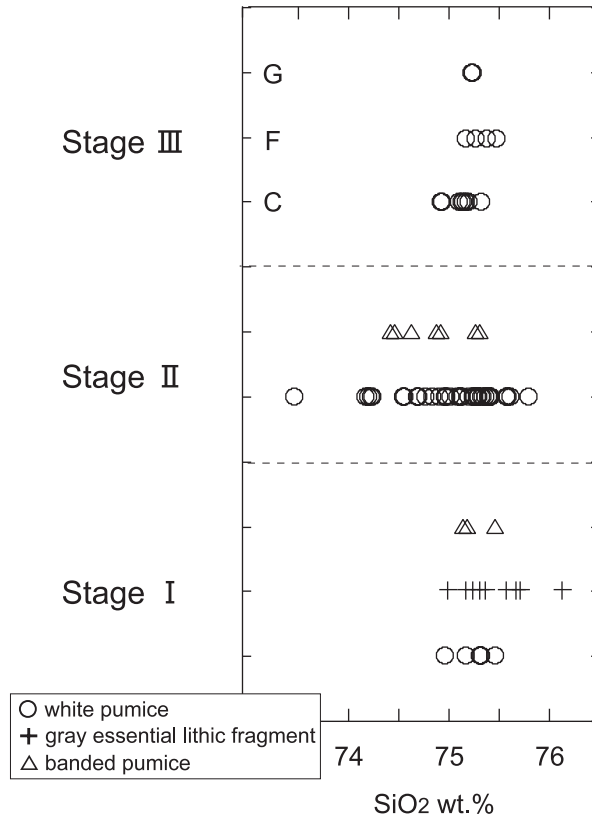


Fig. 8. Temporal variations of SiO₂ content of whole-rock chemistry of the 1663 ejecta.

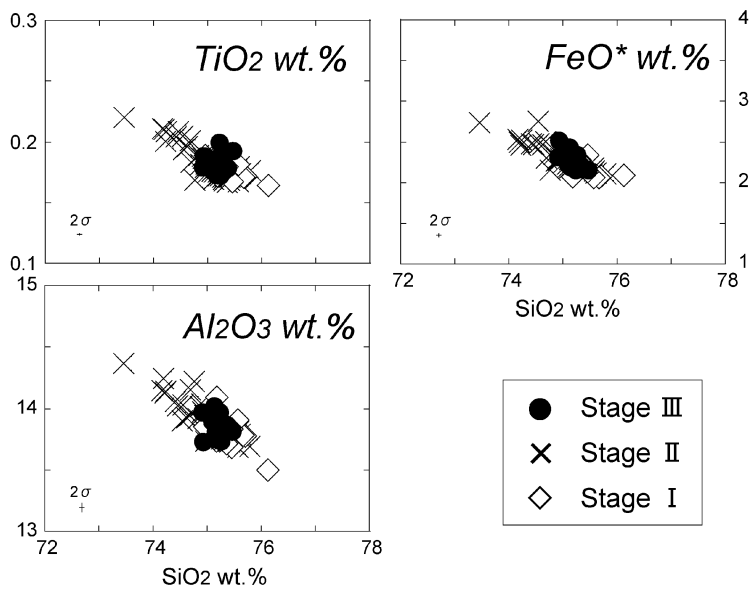


Fig. 9. SiO₂ variation diagrams for major elements of whole-rock chemistry of the 1663 ejecta.

火では2端成分マグマ混合が起きたとしている (Okumura *et al.*, 1981; 東宮, 1995; Tomiya and Takahashi, 1995). また特に Tomiya and Takahashi (1995) では, Us-b 降下軽石層 (本論のステージII) 上部の噴出物中に苦鉄質包有物 (micro-clots) が認められること, 組成的に両タイプの斑晶とも非平衡と判断される角閃石および中間組成の斜長石斑晶が少量存在することから, 有珠火山下に成層マグマ溜りが存在していたと想定した. その成層マグマ溜りとは, 珪長質マグマの下位に苦鉄質マグマが存在し, その境界で混合マグマが生成され (hybrid layer; Bacon, 1986), 角閃石および中間組成の斜長石斑晶はこの hybrid layer に由来するというものである. 1663年にはマグマ溜り上部から高噴出率で噴出し, 下部の苦鉄質マグマまで吸い上げ (Blake and Ivey, 1986), その結果, 苦鉄質包有物が形成されたとしている.

7-2 マグマ混合と Type A₂ 斑晶

本研究においても, ステージII上部の本質物中には苦鉄質包有物が認められた. また, ステージIとIIIを加えて新たに検討した結果でも, 斜方輝石と斜長石では従来通り組成的に非平衡な Type A と B の2タイプの斑晶が認められた. これらより, 1663年噴火でマグマ混合が起きていたことは明らかである.

さらに本論では, Type A 斑晶が微量元素に基づき Type A₁ と Type A₂ 斑晶に細分できることを明らかにした. 新たに定義した Type A₂ 斑晶は, その組成より, 従来の研究において認識されていたが強調されていなかった中間組成の斑晶に相当すると考えられる. Type A₂ 斑晶は, Type A₁ および Type B 斑晶とは組成的・温度的に非平衡であり, それらとは別のマグマ由来であると考えられる. 本論では, この Type A₂ 斑晶に着目することで, より詳細なマグマ供給系モデルを提示する.

7-3 3タイプのマグマの斑晶鉱物組み合わせ

斜方輝石と斜長石斑晶の組成から判断して, 3タイプの斑晶鉱物組み合わせを持つマグマが考えられ, 各々の組成は以下の関係になると考えられる.

最も高温あるいは苦鉄質なマグマは Type B 斜方輝石・斜長石斑晶を含み, さらにその斜方輝石と平衡である単斜輝石も斑晶として存在する. 最も低温あるいは珪長質なマグマは, Type A₁ 斜方輝石および斜長石を主な斑晶とし, その他に Mg/Mn < 2.5 のチタン磁鉄鉱を斑晶に含む. この磁鉄鉱はイルメナイトと平衡関係にあるので (Bacon and Hirschmann, 1988), イルメナイトも斑晶として含まれている. 本研究で新たに定義した Type A₂ 斜方輝石と斜長石を主な斑晶とするマグマは, 斜長石の An 値と斜方輝石の Mg# と Wo 値を考えると, 上記の2種のマグマの中間的な組成および温度を持つと推定でき

る. これを Type A₂ マグマと呼ぶ.

その他の斑晶鉱物のうち, 普通角閃石斑晶には, 反復累帯構造を示す Type A₂ 斜長石斑晶と集斑晶を作るものが存在する. 従ってこれらの普通角閃石斑晶は, Type A₂ マグマ由来と考えられる. チタン磁鉄鉱の場合, 量的には少ないが, Mg/Mn = 5-30 と Mg/Mn 比が高い斑晶が存在する. Tomiya and Takahashi (1995) が苦鉄質マグマの急冷物と議論した micro-clots にもチタン磁鉄鉱が存在し, Mg/Mn = 12-21 である. よって特に Mg/Mn 比が高い斑晶は苦鉄質マグマ由来と考えられる. 一方, Type A₂ 斑晶の比率が高いステージIの灰色岩片およびステージIIの白色軽石では, 特徴的に Mg/Mn = 10 前後の比率が高い. このことは, Mg/Mn = 10 のチタン磁鉄鉱は Type A₂ マグマ由来の可能性を示唆する.

7-4 Type A₂ マグマの成因

今回新たに定義した Type A₂ マグマの斑晶鉱物組成は, 苦鉄質マグマと珪長質マグマの中間的な値を示す. 一方, 3タイプのマグマの混合物の組成を示す全岩化学組成では, 全ての噴出物がハーカー図上で直線的なトレンドを描く (Fig. 9). このことから, 噴出物の多様性は基本的には2端成分マグマ混合で説明できることになる. つまり Type A₂ マグマは, ハーカー図上の直線トレンド上に示される全岩化学組成を持ち, 苦鉄質マグマと珪長質マグマの混合によって生じたと考えられる.

7-5 3タイプのマグマの岩石学的特徴

1663年噴火において2端成分マグマ混合が起きていたことから, 先に想定した3タイプのマグマの全岩化学組成および温度は以下のように推定される.

(1) 全岩化学組成

最も苦鉄質なマグマの全岩化学組成は, 全岩化学組成の混合トレンドの延長線上に存在すると考えられる. それらのうち, 苦鉄質マグマは無斑晶質であると仮定し, Type B 斜長石斑晶組成と平衡関係を示すものを EPPL ver. 2.0 (Sugawara, 2001) を用いて求めたところ, 苦鉄質マグマは SiO₂ = 52.9 となった (Table 2). この値は, Tomiya and Takahashi (1995) で推定された値 (SiO₂ = 54) と調和的である.

一方, 最も珪長質マグマの全岩化学組成は, 噴出物中の殆どの斑晶が Type A₁ 斑晶であることを考慮すると, 最も珪長質な試料 (SiO₂ = 76 wt.%) に代表されると考えられる. また, 苦鉄質マグマと同様に, EPPL ver. 2.0 (Sugawara, 2001) を用いて, 石基ガラス組成と平衡な斜長石組成を見積もると, Type A₁ 斜長石とはほぼ一致する (Table 2).

Type A₂ マグマの全岩化学組成も, 苦鉄質マグマと同様に推定することが可能である. 全岩化学組成を推定す

Table 2. Comparison between the plagioclase compositions and magma temperature calculated from EPPL ver. 2.0 (Sugawara, 2001) and those measured/estimated in this study.

type	Input data					A ₁	A ₂	A ₂	B	B
	felsic	mixed	mixed	mafic	mafic					
Sample No.	12j-gm16	5-4.5	3-6	mf 2 3-3	mf 2 4-3	17j-pl69	13b-pl10	m15-pl10	mfi1-pl10	mfi2-pl31
WR SiO ₂ wt.%	75.8 ¹	70.0 ²	68.0 ²	52.9 ²	52.9 ²	-	-	-	-	-
Melt SiO ₂ wt.%	76.6 ¹	70.8 ²	68.8 ²	52.9 ²	52.9 ²	-	-	-	-	-
H ₂ O wt.%	6.0 ³	4.5 ³	6.0 ³	3.0 ⁴	4.0 ⁴	-	-	-	-	-
Plagioclase(wt.%)	Calculated (EPPL ver.2.0)					Measured (This study)				
SiO ₂	58.37	55.58	53.17	47.81	47.31	58.03	55.55	53.71	47.24	47.75
Al ₂ O ₃	25.63	27.43	28.98	32.44	32.76	26.33	28.02	29.30	33.41	33.12
FeO*	0.64	0.63	0.67	0.86	0.87	0.15	0.22	0.30	0.47	0.49
MgO	0.08	0.15	0.17	0.16	0.16	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05
CaO	8.33	10.59	12.54	16.58	16.98	8.61	10.70	12.21	17.19	16.81
Na ₂ O	6.78	5.49	4.37	2.02	1.78	6.76	5.44	4.40	1.61	1.77
K ₂ O	0.17	0.13	0.10	0.06	0.05	0.09	0.06	0.04	0.02	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	99.93	99.91	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
An	40.0	51.2	61.0	81.6	83.8	41.1	51.9	60.4	85.4	83.9
T(°C)	771	927	895	1123	1086	770 ⁵	840-950 ³	840-950 ³	1070 ⁶	1070 ⁶

1, The data are taken from the most silicic white pumice.

2, The data are estimated from the trend of whole-rock compositions, and abundance of phenocrysts of gray essential lithic fragment for mixed magma (see text).

3, The data are estimated from the results of phase equilibria experiments; Holtz *et al.* (2005), Rutherford *et al.* (1985), Scaillet and Evans (1999) and Tomiya (1995).

4, The data are from Eichelberger (1980) and Kinzler *et al.* (2000).

5, Using models of Spencer and Lindsley (1981) for Fe-Ti oxides.

6, Using models of Wells (1977) for two-pyroxenes.

WR: whole-rock

るにあたり、Type A₂ マグマの斑晶量は Type A₂ 斑晶を最も含む灰色岩片と同じであると仮定した。Type A₂ マグマの全岩化学組成は、Fig. 9 の混合トレンドの延長線上の 1 点にあるはずである。そこで、Type A₂ 斜長石斑晶組成と平衡関係を示すメルト組成のうち、その組成に斑晶分を加えた組成（全岩組成）が混合トレンドの延長線上に来るようなものを、EPPL ver. 2.0 (Sugawara, 2001) を用いて求めた。その結果、Type A₂ マグマの全岩化学組成は SiO₂ = 66–73 wt.% と見積もられた。

(2) 温度

3 タイプのマグマの温度は、地質温度計および相平衡実験結果によると以下のように推定される。

最も苦鉄質なマグマと平衡な Type B 斜方輝石および単斜輝石の平均組成を用いた温度 (Wells, 1977) は、約 1,070°C である。一方、最も珪長質なマグマの斑晶と考えられる平衡なチタン磁鉄鉱 (Mg/Mn = 1.0) とイルメナイトを用いると、温度は約 770°C である (Spencer and Lindsley, 1981)。また、両者について、EPPL ver. 2.0 を用いて、Type B と Type A₁ の斜長石組成とメルト組成の平衡関係より温度を見積もると、苦鉄質マグマが約

1,100°C、珪長質マグマは約 790°C となる (Table 2)。

Type A₂ マグマは、角閃石斑晶も含まれていたと考えられることから、デイサイト質マグマでの相平衡関係 (Holtz *et al.*, 2005; Rutherford *et al.*, 1985; Scaillet and Evans, 1999) を参考にすると、約 840–950°C と推定される。苦鉄質マグマおよび珪長質マグマと同様に、EPPL ver. 2.0 (Sugawara, 2001) を用いて、Type A₂ 斜長石組成とメルト組成の平衡関係より温度を見積もると、約 850–990°C となりほぼ一致する (Table 2)。

7-6 マグマ混合のタイミング

Type A₂ マグマがマグマ混合によって生じたことから、Type A₂ 斑晶は混合後に成長したと考えられる。従って Type A₂ の斑晶サイズは、混合後から噴火までのおおよその時間を示すと解釈可能である。Fig. 10 には 1663 年噴出物の斜方輝石および斜長石斑晶のサイズ (等価円半径) と中心部組成の Mg# と An 値の関係を示した。結果、Type A₂ 斑晶のサイズは約 0.1–0.5 mm であり、Type A₁ 斑晶 (約 0.1–0.9 mm)、Type B 斑晶 (micro-clots 中の斑晶も含む; 約 0.1–1.0 mm) に比べると明らかに小型である。SiO₂ = 70.6 wt.% のデイサイトを出発物質と

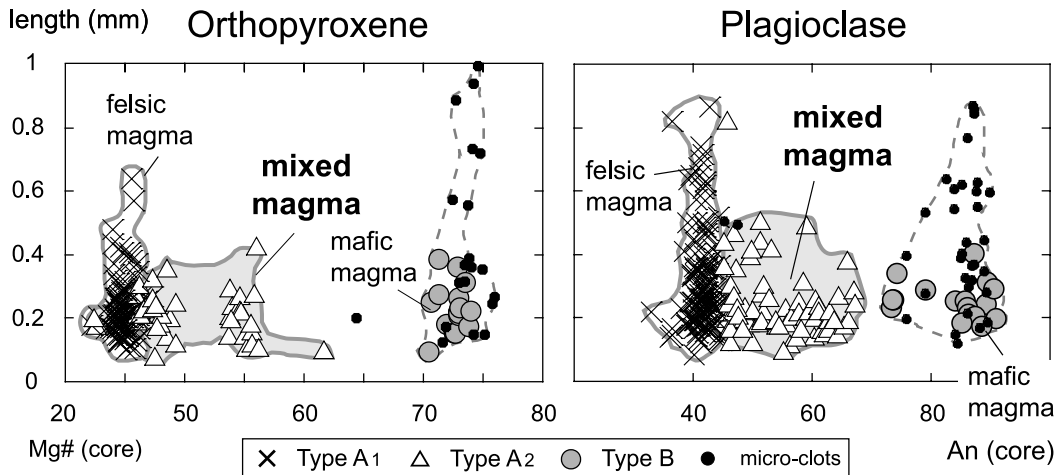


Fig. 10. Mg# of orthopyroxene and An content of plagioclase vs. crystal size diagrams for phenocrysts of three types and in micro-clots. Note that Type A₂ phenocrysts are smaller than Type A₁ and B ones.

した斜長石の成長速度の見積もりを目的とした相平衡実験の結果(約 $4.6\text{--}9.0 \times 10^{-10}$ cm/s; Larsen, 2005, 但し結晶成長初期の速度は除く)より Type A₂ 斑晶の成長期間を見積もると、およそ 1-3 年となる。これは、マグマ混合が噴火の数日前に起こったとする議論(Nakagawa *et al.*, 2002; Venezky and Rutherford, 1997) と比べると明らかに長い。

以上の結果から、1663 年噴火は、2 種のマグマからなる成層マグマ溜りからの噴火ではなく、噴火前にそれらの混合マグマも存在した 3 種のマグマからなる成層マグマ溜りからの噴火である。そして、その成層マグマ溜りは、噴火の数年前に形成されていたことになる。

7-7 成層マグマ溜りの構造

成層マグマの構造はマグマの密度差に支配される。そのため、一般には珪長質マグマの下位に苦鉄質マグマが広がり(例えば Bacon and Druitt, 1988, Nairn *et al.*, 2004), その境界に hybrid layer (Bacon, 1986) を形成すると考えられる。有珠火山 1663 年噴火においても、そのような構造が指摘されている(Tomiya and Takahashi, 1995)。

ここでは、1663 年噴火のマグマ溜りの構造を再検証するために、全ステージを含めた噴火の進行に伴う噴出物の時間変化を検討する。Fig. 11 に各ステージの噴出物中の各斑晶タイプ量比(頻度)をまとめた。斑晶タイプ量比がマグマタイプ量比を反映していると仮定すると、今回新たに定義した Type. A₂ マグマは、噴火初期のステージ I および最盛期のステージ II で最も多く噴出し(20-35%), ステージ III では減少していることが分かる(20-25%)。

噴火最盛期、即ち高噴出率のステージ II での Type. A₂

マグマ(混合マグマ)の噴出は、従来の研究で指摘されたように、一般的な成層マグマ溜り境界部の hybrid layer および苦鉄質マグマの吸い出しモデルで説明可能である(Tomiya and Takahashi, 1995)。しかし、ステージ I も含めて検討すると、Type. A₂ マグマは低噴出率の噴火初期にも多く噴出している。このような特徴は、一般的な成層マグマ溜りの上部からの噴出(例えば Bishop Tuff: Hildreth, 1979; Topopah Spring Tuff: Schuraytz *et al.*, 1989; Rattlesnake Tuff: Streck and Gruner, 1997) では説明できない。従って、1663 年噴火前に存在していたマグマ溜りは、一般的に考えられているような単純な成層マグマ溜りではなかったと考えられる。

7-8 1663 年噴火のマグマ溜りと噴火プロセス

Snyder and Tait (1996) は、高温の苦鉄質マグマが低温の珪長質マグマに貫入した時に対流が生じ、そのため苦鉄質マグマの一部が珪長質マグマ内を上昇し、周囲の珪長質マグマと混合して、混合マグマが溜りの天井に広がることを流体実験で示した。このように、上部において組成的な逆転構造を示すマグマ溜りから噴火をすれば、1663 年噴火における噴出マグマの特徴の時間変化は説明できる。

苦鉄質マグマの貫入によって生じた、組成的に逆転した成層マグマも、もしそれが密度的に不安定な構造であれば、より安定な成層構造へと変化すると考えられる。特に、苦鉄質マグマの貫入から少なくとも数年を経て噴火したと考えられる有珠山では、マグマ溜りの成層構造が噴火前までに変化する可能性がある。そこで、以下では組成的に逆転した成層マグマ溜りの密度構造を検討する。

Table 3 に珪長質端成分マグマ、苦鉄質端成分マグマお

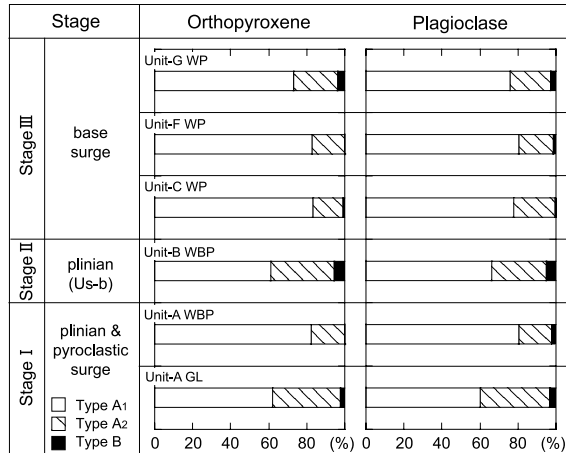


Fig. 11. Summary of the 1663 eruption stages with corresponding phenocryst type ratios. Note that Type A₂ phenocrysts are common in gray essential lithic fragments (GL) of Stage I and white and banded pumices (WBP) of Stage II.

Table 3. Estimated physical properties of the felsic, mixed and mafic magmas.

No.	felsic magma			mixed magma			mafic magma		
	12j-gm20	12j-gm3	12j-gm8	8-6	7-4.5	1-5	mf-1	mf-1	
SiO ₂ wt.%	whole-rock	75.8	75.8	75.8	73.0	72.0	66.0	52.9	52.9
	melt	76.6	76.9	76.7	73.8	72.8	66.8	52.9	52.9
H ₂ O wt.%	6.5	5.0	4.5	6.0	4.5	5.0	2.0	4.0	
T(°C)	770 ¹	770 ¹	770 ¹	837 ²	906 ²	948 ²	1070 ³	1070 ³	
Melt density (10 ³ kg/m ³)	2.23	2.27	2.29	2.27	2.31	2.34	2.57	2.50	
Magma density (10 ³ kg/m ³)	2.27	2.30	2.32	2.29	2.33	2.36	2.57	2.50	

1, Using models of Spencer and Lindsley (1981) for Fe-Ti oxides.

2, Using models of EPPL ver.2.0 (Sugawara, 2001, see text).

3, Using models of Wells (1977) for two-pyroxenes.

よび Type A₂ マグマの組成とその物性を示した。珪長質マグマおよび Type A₂ マグマの含水量は、デイサイト～流紋岩質マグマでの相平衡関係 (Holtz *et al.*, 2005; Rutherford *et al.*, 1985; Scaillet and Evans, 1999, 東宮, 1995) を参考にすると、それぞれ約 4.5–6.5 wt.%, 約 4–6 wt.% と考えられる (Table 2)。また苦鉄質マグマの含水量は、他の火山の苦鉄質マグマの含水量を参考にすると、約 2–4 wt.% と推定される (Medicine Lake; Eichelberger, 1980; Kinzler *et al.*, 2000)。

メルトの密度は、Lange and Carmichael (1990) を用いて計算し、さらに斑晶量と鉱物の密度 (Smyth and McCormick, 1995) を用いて、マグマの密度を見積もった。

珪長質端成分マグマ、苦鉄質端成分マグマおよび Type A₂ マグマの密度は、それぞれ $2.27\text{--}2.32 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、 $2.50\text{--}2.57 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、 $2.29\text{--}2.36 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ と苦鉄

質端成分マグマは明らかに高密度で、珪長質端成分マグマと Type A₂ マグマの密度はほぼ同じあることがわかった (Fig. 12)。この結果は、珪長質端成分マグマと Type A₂ マグマの全岩化学組成が SiO₂ 量でおよそ 5–10 wt.% の差がある一方、Type A₂ マグマの方が約 80–200°C 高く、斑晶量もやや少ないためである。

このことから、対流によって上昇する珪長質マグマに苦鉄質マグマが混入して生じた混合マグマ (Type A₂ マグマ) は珪長質マグマと密度的に接近しているため、マグマ溜り上部に達した後も密度的に不安定にはならず、噴火までの間はそのまま留まる可能性がある。

斜方輝石・斜長石斑晶の累帯構造に注目すると、特に斜方輝石において、ステージ I の Type A₂ 斑晶は明瞭な累帯構造を示さないものが多い (Fig. 7)。これは、混合マグマの冷却および沈降による珪長質マグマとの再混合

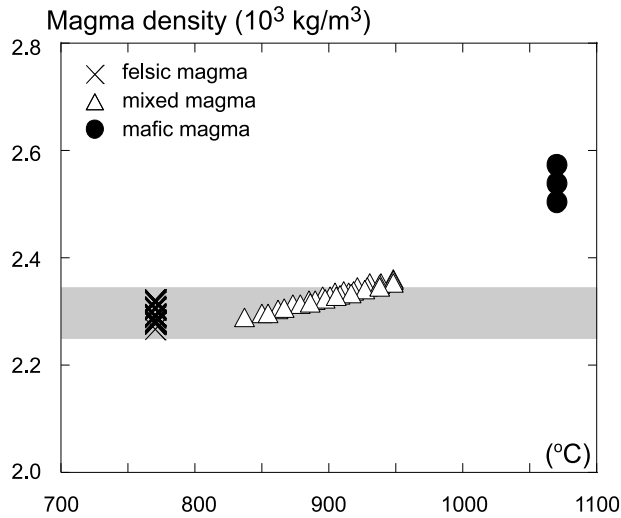


Fig. 12. Estimated temperature vs. density diagram of the end-member magmas. Gray area shows the density range of the felsic magma.

が顕著には起きていなかったことを示唆していると考えられる。

以上より 1663 年噴火前には、珪長質マグマの上位に混合マグマが存在する、組成的に逆転したマグマ溜りが存在していたと考えられる。

8. マグマ供給系モデル

以上の岩石学的特徴より、1663 年噴火のマグマ供給系モデルを提示する (Fig. 13)。

- (a) 1663 年噴火前 (数年前): 有珠火山下には均質な珪長質マグマと苦鉄質マグマが異なるマグマ溜りに存在していた。噴火の数年前に苦鉄質マグマが珪長質マグマ溜りに貫入し、成層マグマ溜りを形成した。その際、貫入した苦鉄質マグマの熱の影響により珪長質マグマに対流が生じた。その結果、珪長質マグマと苦鉄質マグマの一部が上昇し、混合しつつマグマ溜りの天井に達した。そして混合マグマの下位に一般的な成層マグマが存在するという、組成的に逆転した成層マグマ溜りを形成した。珪長質マグマとマグマ溜り上位の混合マグマの密度差が殆どなく、その成層マグマ溜りは数年間安定であった。
- (b) 1663 年噴火・ステージ I: 成層マグマ溜りの上部から混合マグマおよび珪長質マグマが噴出した。
- (c) 1663 年噴火・ステージ II: 噴火の最盛期で高噴出率の噴火を起こし、成層マグマ溜りの大部分を噴出した。この時、噴火が進むにつれて、マグマ溜

りの下部の吸い上げも起き、苦鉄質マグマも吸い出され、苦鉄質包有物が形成された。

- (d) 1663 年噴火・ステージ III: 噴出率が低下し、マグマ溜り上部の珪長質マグマが主体となって噴出した。

9. まとめ

有珠火山 1663 年噴出物について、噴火の最初期から最末期までを検討した結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 噴出物には 3 タイプの斑晶鉱物が認められ、それぞれ珪長質マグマ、苦鉄質マグマ、そして両者の混合マグマから晶出した。
- 2) 珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合は少なくとも噴火の数年前に起こり、成層マグマ溜りが形成された。
- 3) 混合マグマが噴火の最初期に噴出していることを考えると、その成層マグマ溜りには珪長質マグマと苦鉄質マグマの境界だけでなく、マグマ溜りの最上位にも混合マグマが存在していたと考えられる。
- 4) 1663 年噴火は、初期にその成層マグマ溜りの上部が噴出し、噴火最盛期にはマグマ溜りの下部の吸い出しが起こった。
- 5) 組成的な逆成層マグマ溜りは、貫入した苦鉄質マグマの熱的影響により珪長質マグマに熱対流が生じ、苦鉄質マグマが周囲の珪長質マグマと混合しながら上昇することによって形成されたと考えられる。マグマ溜り上部に広がった混合マグマは、下位

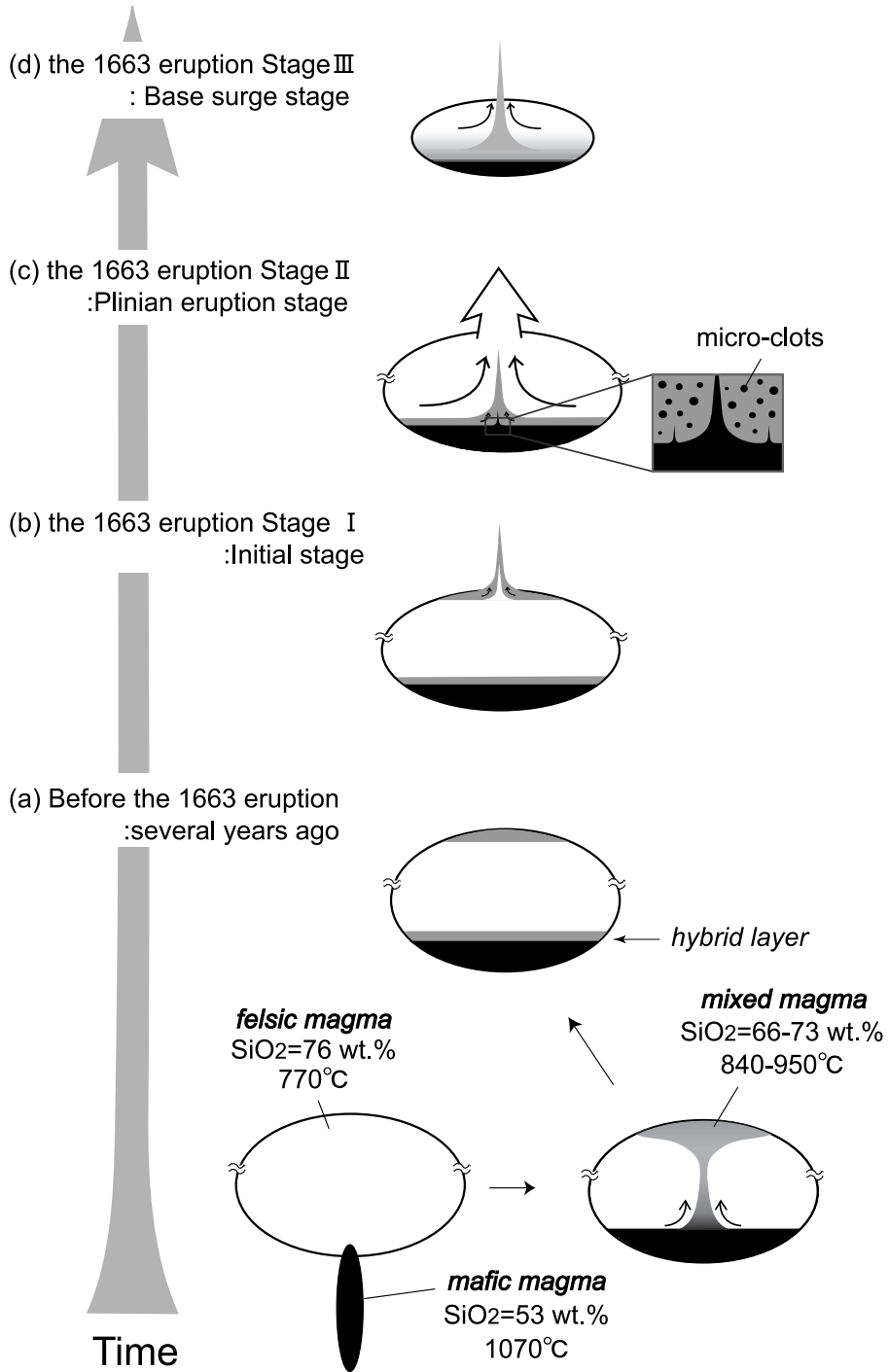


Fig. 13. Magma plumbing system model for the 1663 eruption. (a) Before the 1663 eruption (several years ago), (b) Stage I: initial stage, (c) Stage II: plinian eruption stage and (d) Stage III: base surge stage.

の珪長質マグマと比べて高温であり、両者の密度差も小さいことから、マグマ溜り上部に留まったと考えられる。

以上のように、層序に基づいた岩石学的検討によって、1663年噴火以前の組成的に逆累帯した成層マグマ溜りの存在を指摘できた。また、その形成は、これまで言われているような噴火直前ではなく、噴火の数年前であることが分かった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、薄片作成においては桑島俊明技官・野村秀彦技官に、全岩化学組成・鉱物化学組成・火山ガラス組成分析においては池田昌隆技官にご指導いただいた。また、編集担当の東宮昭彦博士、竹内晋吾博士および匿名の査読者の方々から、有益なコメントを数多く頂き、本原稿は大きく改善された。以上の方々に深く感謝致します。

引用文献

- Bacon, C. R. (1986) Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rock. *J. Geophys. Res.*, **91**, B6, 6091–6112.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 224–256.
- 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.
- Blake, S. and Ivey, G. N. (1986) Magma-mixing and dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 153–178.
- Brey, G. P. and Kohler, T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353–1378.
- Eichelberger, J. C. (1980) Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, **288**, 446–450.
- Feebrey, C. A. (1995) Petrology and geochemistry of the Toya ignimbrites and postcaldera volcanism, Toya caldera, SW Hokkaido, Japan—Implications for island arc caldera evolution—. Ph-D thesis, Hokkaido Univ., 237 p.
- Hildreth, W. (1979) The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **180**, 43–75.
- Holtz, F., Sato, H., Lewis, J., Behrens, H. and Nakada, S. (2005) Experimental petrology of the 1991–1995 Unzen dacite, Japan. Part I: phase relations, phase composition and pre-eruptive conditions. *J. Petrol.*, **46**, 319–337.
- Kinzler, R. J., Donnelly-Nolan, J. M. and Grove, T. L. (2000) Late Holocene hydrous mafic magmatism at the Paint Pot Crater and Callahan flows, Medicine Lake Volcano, N. California and the influence of H₂O in the generation of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 1–16.
- Lange, R. A. and Carmichael I. S. E. (1990) Thermodynamic properties of silicate liquids with emphasis of density, thermal expansion and compressibility. *Review in Mineral.*, **24** (Modern methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes), 25–63.
- Larsen, J. (2005) Experimental study of plagioclase rim growth around anorthite seed crystals in rhyodacitic melt. *Amer. Mineral.*, **90**, 417–427.
- Leake, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Magazine*, **42**, 533–563.
- Nairn, I. A., Shane, P. R., Cole, J. W., Leonard, G. J., Self, S. and Pearson, N. (2004) Rhyolite magma processes of the ~AD 1315 Kaharoa eruption episode, Tarawera volcano, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **131**, 265–294.
- 中川光弘・松本亜希子・田近 淳・広瀬 亘・大津 直 (2005) 有珠火山の噴火史の再検討: 寛文噴火 (1663年) と明和噴火 (1769年) に挟まれた 17世紀末の先明和噴火の発見. *火山*, **50**, 39–52.
- Nakagawa, M., Wada, K., Thordarson, T., Wood, C. P. and Gamble, J. A. (2002) Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic Scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Petrol.*, **43**, 2279–2303.
- 中村有吾・松本亜希子・中川光弘 (印刷中) 噴出物から推定した有珠山 1663年噴火の推移. *地学雑*.
- 大場与志男 (1991) 北海道有珠火山溶岩の鉱物組成—珪長質マグマの分化—. *山形大学紀要*, **12**, 355–376.
- Okumura, K., Soya, T., Ono, K. and Satoh, H. (1981) Petrology of rhyolite and dacite erupted in last 300 years from Usu volcano, Japan. In *Abstracts 1981 IAVCEI Symposium*, Tokyo: Volcanological and Chemistry of the Earth's Interior, 276–277.
- Rutherford, M. J., Sigurdsson, H., Carey, S. and Davis, A. (1985) The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *J. Geophys. Res.*, **90**, B4, 2929–2947.
- Scaillet, B. and Evans, B. W. (1999) The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P - T - f_{O_2} - $f_{\text{H}_2\text{O}}$ conditions of the dacite magma. *J. Petrol.*, **40**, 381–411.
- Schuraytz, B. C., Vogel, T. A. and Younker, L. W. (1989) Evidence for dynamic withdrawal from a layered magma body: the Topopah Spring Tuff, Southwestern Nevada. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5925–5942.
- Smyth, J. R. and McCormick, T. C. (1995) Crystallographic data for minerals. In *Mineral Physics and Crystallography: a Handbook of Physical Contents 2* (Ahrens, T. A. ed), 1–17. Amer. Geophys. Union, Washington, D. C.
- Snyder, D. and Tait, S. (1996) Magma mixing by convective entrainment. *Nature*, **379**, 529–531.
- Spencer, K. J. and Lindsley, D. H. (1981) A solution for

- coexisting iron- titanium oxides. *Amer. Mineral.*, **66**, 1189–1201.
- Streck, M.J. and Grunder, A.L. (1997) Compositional gradients and gaps in high-silica rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon. *J. Petrol.*, **38**, 133–163.
- Sugawara, T. (2001) Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamics and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **141**, 659–686.
- 東宮昭彦 (1995) 有珠火山は今後も噴火し続けるか. 科学, **65**, 692–697.
- Tomiya, A. and Takahashi, E. (1995) Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu Volcano since the 1663 eruption. *J. Petrol.*, **36**, 617–636.
- Venezky, D. Y. and Rutherford, M. J. (1997) Preeruption conditions and timing of dacite -andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20069–20086.
- Wells, P. R. A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129–139.
- 横山 泉・勝井義雄・大場与志男・江藤幸男 (1973) 有珠山—火山地質・噴火史・活動現況および防災対策一. 北海道防災会議, 254 p.
- (編集担当 東宮昭彦)