

## マグマ上昇過程における発泡と結晶作用のタイミング

—有珠山 2000 年噴火, マグマ水蒸気爆発の例—

鈴木由希\*・中田節也

東京大学地震研究所

## Timing of vesiculation and crystallization during magma ascent

—Example of the phreatomagmatic phase in Usu 2000 eruption—

Yuki Suzuki\* and Setsuya Nakada

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

### Abstract

A phreatomagmatic phase at Usu volcano, Hokkaido, on 31 March, 2000, issued essential dacite pumice and micropumice in ash. The magma ascent process of the eruption was investigated using these pumiceous samples.

Compositions of individual phenocryst (magnetite, plagioclase, orthopyroxene) rims and groundmass (microlite plus glass, 75.0 wt.% SiO<sub>2</sub>) are uniform among the pumiceous fragments, showing chemically homogeneous melt before eruption. The water content in the melt before eruption is estimated to be around 5 wt.%, based on both indirectly estimated water content of glass inclusions in phenocrysts and the phase relationship. This means that the magma had been saturated with water at around 2 kbar.

The essential fragments vary in vesicularity (15–80 vol.%). The H<sub>2</sub>O content in groundmass glass decreases with increasing vesicularity. These facts suggest that variable vesicularity resulted from different quenching depths of the dacite magma in the aquifer, heterogeneity of H<sub>2</sub>O exsolution in dacite magma, or different response of H<sub>2</sub>O exsolution due to a changing ascent rate. The water content of groundmass glass corresponds to the solubility at lower than 0.3 kbar. However, the latter pressure is higher than the pressure under which the most plausible aquifer lies. Fragmentation of pumices into small pieces may have been caused by water quenching, however, highly vesiculated pumice of larger dimensions may have been formed without any interaction with water.

Microlites in groundmass have a higher number density than phenocrysts, indicating that the former nucleated under high degree of supercooling during eruption. Chemical compositions of individual microlite species are homogeneous among essential fragments. This indicates that microlites had been crystallized under a similar physical condition and independently from quenching in the aquifer. Low water content in groundmass glass suggests the possibility of enough decompression-induced undercooling for the crystallization until quenching. However, constant microlite crystallinity among essential materials with various vesicularity can be explained by the completion of crystallization before the final decompression.

**Key words:** magma ascent, phreatomagmatic eruption, vesiculation, microlite, volatile exsolution

---

\*e-mail: suzuki@eri.u-tokyo.ac.jp

## 1. はじめに

噴火に伴うマグマの上昇過程では、減圧によるメルトからの揮発性成分の離溶と発泡、気泡のマグマからの分離(脱ガス)、および揮発性成分の離溶に伴うメルトの結晶作用、といった現象が引き起こされる。これら現象は、マグマの物性を変化させ、その上昇過程を制御する一因となる点で重要である。火山噴出物は、これら現象の記録を石基や斑晶の組織として残している場合がある。そこで噴出物を用いた既存の研究は、これら現象と噴火様式との関係を議論し、溢流的噴火の産物ほど脱ガス程度が高く、結晶作用が進んでいることを明らかにしてきた。さらに、組織などからマグマの上昇過程における物性を推定した上で、上昇速度、噴出率、火道径などを、火道でのマグマの流れを物理的にモデル化することで見積もってきた。

このように上昇過程での諸現象は、噴火におけるマグマの挙動をモデル化する上で重要であるにも関わらず、そのタイミングや、前後関係を議論した事例は非常に少ない。それは上昇過程の、ある段階で形成された組織が、その後起きた物理変化により上書きされてしまうことが多いためである。しかし前後関係の理解は、現象間に相互作用がある場合に重要となる。例えば結晶作用は、気泡の核形成を促進し、気泡の合体・膨張を抑制する可能性があるという提案されている (Klug and Cashman, 1994; Hurwitz and Navon, 1994)。そこで発泡によって大きく左右される噴火のメカニズムを考えるには、両者の関係を具体的に検討する必要がある。

筆者らは珪長質マグマ噴火の産物を主な対象とし、上記の観点から噴火時のマグマの上昇過程の研究を行ってきた (Suzuki and Nakada, 2000)。有珠山2000年噴火の、3月31日のマグマ水蒸気爆発の産物についても研究を行ってきた (鈴木・中田, 2000) が、この噴火では地球物理学的観測結果からマグマ移動のタイムスケールが分かるため、上昇過程での諸現象についても、より定量的な知見が得られるものと期待される。本論文では、2000年噴火の本質物質の岩石学的性質、石基の結晶・発泡組織と揮発性成分含有量の記載を行う。さらにマグマ水蒸気爆発の産物がマグマの上昇途中の状態を水冷により保存していることを利用し、結晶作用と発泡の前後関係に関する考察を行なう。

## 2. 2000年噴火経過と、噴火初期における本質物質

有珠山は2000年3月31日13時8分に、山頂北西4 kmの西山西麓 (Fig. 1) で23年ぶりに噴火を開始した。4日間の地震群発後に起きた、このマグマ水蒸気爆発は、

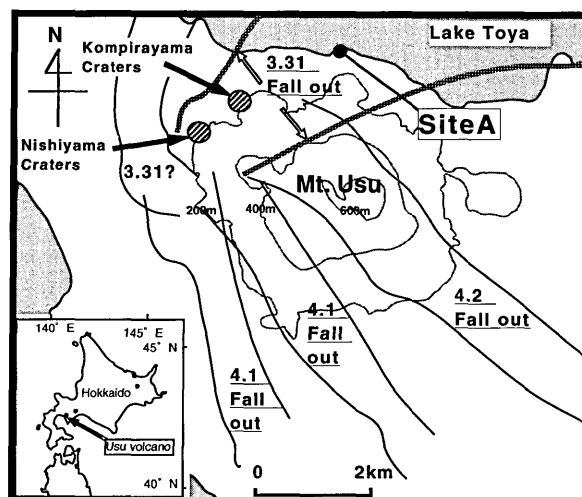


Fig. 1. Map showing the distribution of fall deposits deduced from the ASTER image (after <http://www.miti.go.jp/usuzan/index.html>) and the sampling site.

Inset indicates the location of Usu volcano in Hokkaido.

2000年噴火の中で最大のイベントであった。この噴火では、火口から断続的に火山灰と噴石が放出され、灰色噴煙の高度は3,000 mに達した。この噴火は、およそ2時間後にはおさまった。3月31日の噴出物総量は、およそ21万トンと見積もられている (遠藤ら, 2001)。その後、西山西麓と、4月1日13時40分に活動を開始した金比羅山周辺 (Fig. 1) との2箇所水蒸気爆発が継続した。また西山を中心とし、潜在ドームの成長を示唆する地殻変動が継続した。なお3月31日の噴火開始前には、山頂地下7-4 km深から、山頂～西山にわたる範囲の地下0.5-2 km深まで、マグマが移動したことが地球物理学的観測から推定されている (大島ら, 2000; 高橋ら, 2000; 松島ら, 2000)。

2000年噴火の本質物質についての岩石学的記載は、東宮ら (2000)、中川ら (2000) が行った。東宮ら (2000) は、3月31日の噴火産物 (軽石・火山灰中のマイクロバミス) の磁鉄鉱化学組成が、1663年以降の有珠山噴出物中の磁鉄鉱化学組成と異なることを見出し、これら軽石・マイクロバミスは、過去の噴出物が再堆積したものではなく、2000年噴火の本質物質であると結論づけた。また全岩組成の点でも、今回の本質物質 ( $\text{SiO}_2=69-70$  wt.%) は、1944年、1977~1978年の噴出物とは異なることが明かにされている (中川ら, 2000)。2000年噴出物において、この本質物質が確認されたのは、31日と4月1日のものに限られる。ただし後者では、噴出物における、その量比は急減した (宇井ら, 2000; 中川ら,

2000).

### 3. サンプルと本質物質の特定

#### 3-1 サンプルの産状

本研究では、3月31日のマグマ水蒸気爆発での産物である、軽石と降下火山灰を使用した。以下ではマグマ物質の内、径数mm程度のものをマイクロパミス、よりサイズが大きいものを軽石と定義する。軽石 ( $\leq 1.5$  cm長) は、2000年4月5日に洞爺湖東岸で採取されたものである。

降下火山灰は、2000年5月7日に、洞爺湖温泉街東端(地点A; Fig. 1)で採取された。この地点は、衛星画像(ASTER)・地表調査・噴煙の流下方向により地質調査所(2000)が推定した、3月31日の火山灰降下範囲(Fig. 1)に位置する。火山灰の層厚は1.5cm前後であり、色彩の異なる2層から構成される。下部層は淡灰色、上部層は濃灰色であり(Fig. 2)、両者の境界は明瞭である。各層共に、岩相(粒径・色彩)の上下変化はない。下部層の断面には、径数mm程度のマイクロパミスが肉眼でも確認された(Fig. 2)。下部層が直接地表を覆う産状(Fig. 2ではボートのカバーを覆う)と、地点Aが3月31日の火山灰降下範囲に位置することから、これら堆積物が3月31日の噴出物を含むと判断できる。なお、雨水などによる二次的な擾乱を被った火山灰の表面には、軽石 ( $\leq 2.0$  cm長) が認められた。この軽石は、4月5日に洞爺湖東岸で採取された軽石に類似している。軽石(白色)と下部層の火山灰の色彩が同じであることから、軽石は下部層と共に堆積したと考えられる。

#### 3-2 本質物質の特定

軽石2岩片、火山灰については下部層・上部層それぞれの、薄片を作成した。火山灰については、細粒物質を取り除くため、あらかじめ洗浄した。火山灰の薄片観察では、下部層のみに新鮮なマイクロパミス ( $\leq 3$  mm径) が確認された。(なお以下の分析方法は付録に示す。)そこで本研究では、マイクロパミス(18岩片)と軽石2岩片について、東宮ら(2000)の磁鉄鉱斑晶の化学組成を参考にし、本質物質であるかの確認を行った。その結果、マイクロパミスについては14岩片、軽石では2岩片共、その磁鉄鉱化学組成(Fig. 3)が東宮ら(2000)の組成に一致することが分かった。そこで、これら軽石と、マイクロパミスの内、径1mm以上の発泡度の異なる6岩片(Fig. 4)を本質物質を代表しているものとして更に検討した。軽石・マイクロパミスの外形は発泡度と共に変化し、高発泡度では気泡に囲まれ分離した形状であるのに対し、低発泡度ではブロック状や平板状である

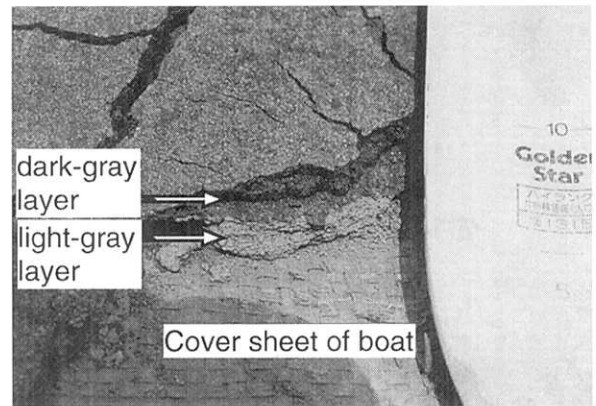


Fig. 2. Photograph of the fall deposit at Site A. Total thickness is about 1.5 cm. Note that the lower layer covers the cover sheet of a boat directly.

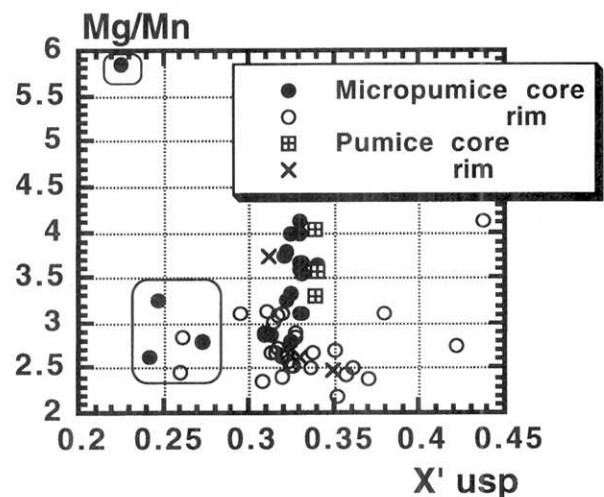


Fig. 3. Compositional zoning of the magnetite contained in pumices and micropumices.

$X'_{usp}$  indicates the ulvospinel content of magnetite. The micropumices containing magnetite with the composition plotted in rectangles were excluded from discussion, because they have a different composition from that of the essential material (Tomiya *et al.*, 2000). Rims with high  $X'_{usp}$  content are thought to be crystallized along with that of microlite because of the compositional resemblance. Also refer to Fig. 8c) showing the composition of magnetite microlite.

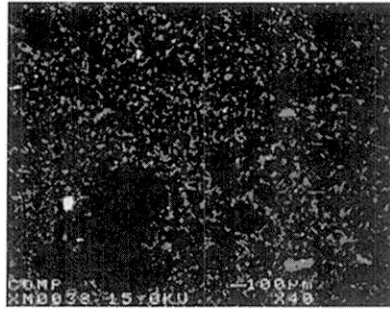
(Fig. 5b)).

### 4. 岩石記載

#### 4-1 斑晶相

軽石・マイクロパミスは、斑晶と微斑晶(およそ $< 400$   $\mu\text{m}$ 長)を含む。斑晶は斜長石( $< 4$  mm長; Fig. 5a)), 微斑晶は斜長石( $< 200$   $\mu\text{m}$ 長, まれに $400$   $\mu\text{m}$ 長; Fig. 5b)), 斜方輝石( $< 200$   $\mu\text{m}$ 長), 磁鉄鉱( $< 200$   $\mu\text{m}$ 径),

b) Pumice



a) Micropumice in ash

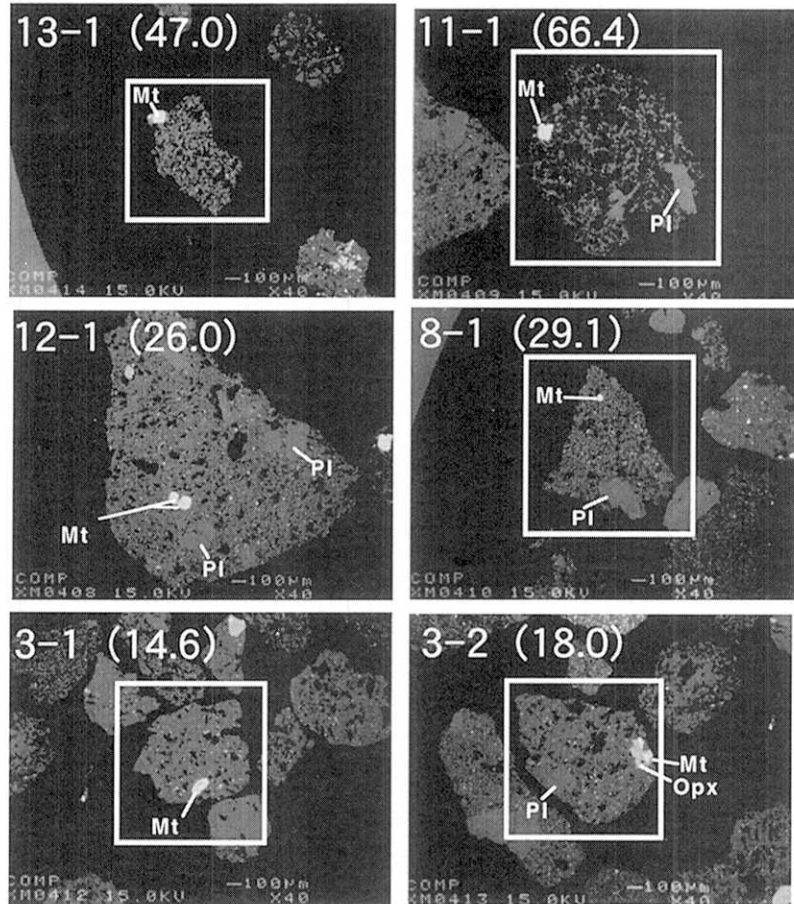


Fig. 4. Back-scattered electron image of essential materials cited in the discussion.  
 a) Micropumice in ash. b) Pumice. A part of a pumice fragment is shown. Numbers show sample No. of micropumice and vesicularity (in parentheses). Width~4 mm in all the photographs. Mt, magnetite; Opx, orthopyroxene; Pl, plagioclase.

アパタイトからなる。これら斑晶・微斑晶は単独の他、集斑晶として存在する。ただし斑晶(斜長石)、微斑晶が同一の集斑晶を構成することはない。すなわち斑晶集斑晶は斜長石単相からなるのに対し、微斑晶集斑晶は複数相のもの(Fig. 5c)も存在する。集斑晶の中心部を構成する場合(例えば Fig. 5c)の斜方輝石、磁鉄鉱微斑晶)を除き、斑晶・微斑晶共に自形である。斑晶・微斑晶の破碎状結晶はまれである。ただしマイクロパミスでは、

石基と連続し岩片外縁まで到達する亀裂により、斑晶・微斑晶が破碎していることがある(Fig. 5b)のF.R.)。

斜長石斑晶コアは、脈状のガラス包有物・空隙が顕著なふるい状部(Fig. 5a-1)のS.C.)と、ガラス包有物に乏しい、清澄な外縁部(Fig. 5a-1)のC.M.)からなる。外縁部のガラス包有物は、球形や不規則形である。組成像では、ふるい状部が融食され、よりCaに富む外縁部に覆われていることが確認できる。一方、斜長石微斑晶

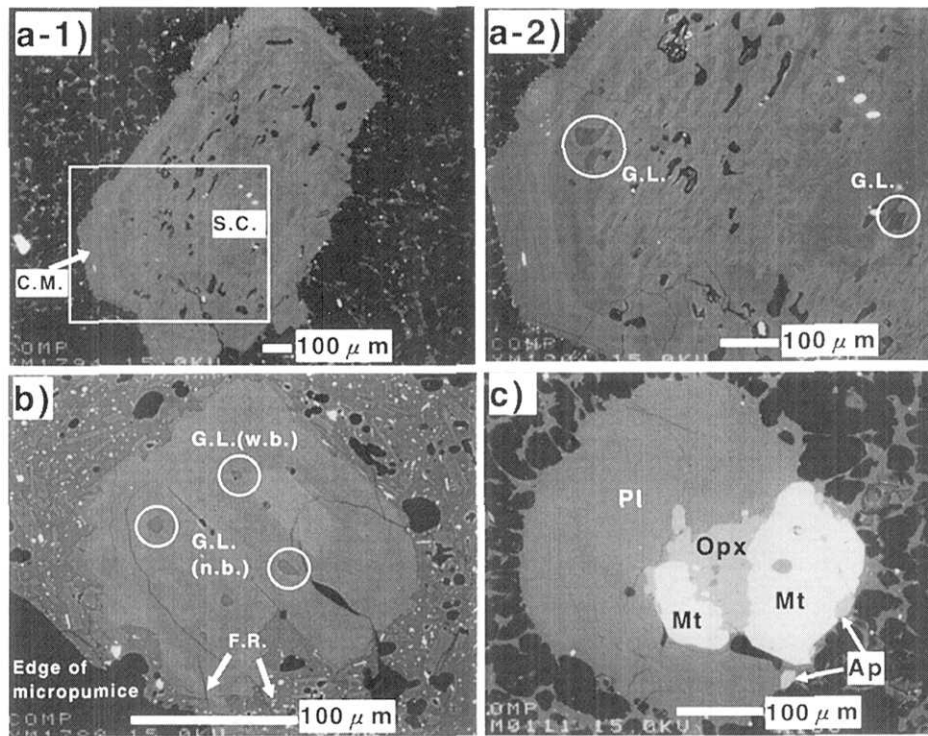


Fig. 5. Back-scattered electron images of representative phenocrysts and microphenocrysts in pumice and micropumice.

Scale is shown in each photograph. Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Mt, magnetite; Ap, apatite.

a) Plagioclase phenocryst in pumice. a-1) All of phenocryst composed of sieved core (S.C.) and clear mantle (C.M.). a-2) Magnification of a part enclosed by a rectangle in a-1). Irregular-shaped glass inclusions (G.L.; vein-like and  $<100\mu\text{m}$  long) are found. b) Plagioclase microphenocryst at the edge of a less vesiculated micropumice (3-2 in Fig. 4). Note the feature analogous to the clear mantle (C.M.) of plagioclase phenocryst in a) although microphenocryst is lacking in sieved core. Glass inclusions (G.L.) with irregular and round shapes appear to have clear contact with the host crystal. Glass inclusions with or without bubbles (G.L. (w.b.) and G.L. (n.b.)) are found. Also note the blocky and planer outline, and fractures (F.R.; indicated by arrow) cutting groundmass phases and bubbles together with the microphenocryst. c) Polyphase aggregate of microphenocrysts in pumice.

(Fig. 5b)) は、斜長石斑晶の外縁部に類似した清澄な組織を呈する。斜方輝石微斑晶は、斜長石・磁鉄鉱・アパタイトや、不規則形・多角形のガラス包有物 ( $\leq 20\mu\text{m}$  長) を含むことがあり、まれに骸晶状である。磁鉄鉱微斑晶は、まれに不規則形・多角形のガラス包有物 ( $\leq 10\mu\text{m}$  長) を含む。なおガラス包有物は、いずれも宿主結晶との境界が明瞭であり、それから晶出した結晶は含まない (Fig. 5 の a-2) と b))。気泡 (Fig. 5 の b)) や空隙を有する場合もある。

#### 4-2 石基

マイクロライトとガラスから構成される。マイクロライトは、斑晶相に比べ数密度が高い (例えば Fig. 5b))。軽石・マイクロバミスのマイクロライトは、互いに組織が類似するので、まとめて記述する。

##### 4-2-1 マイクロライト

斜長石 ( $\leq 60\mu\text{m}$  長), 斜方輝石 ( $\leq 20\mu\text{m}$  長), 磁鉄鉱 ( $\leq 10\mu\text{m}$  径, まれに  $20\mu\text{m}$  径) からなる。いずれも自形である (Fig. 6)。斜長石マイクロライトは、次の理由から骸晶状であると判断される。薄片での切断方向により、斜長石が燕尾状であったり (Fig. 6c) の S.T.), 石基ガラスが矩形の形態を示す ( $\leq 7\mu\text{m}$  長; Fig. 6c) の H.L.) ためである。後者の石基ガラスは、骸晶のくぼみを埋めていると判断される。軽石・マイクロバミス内の場所によって、マイクロライト組織や、マイクロライトと石基ガラスの量比に変化は認められない。なおマイクロバミスには、破碎した斜長石マイクロライトがみられる (Fig. 6a) の F.R.)。この破碎は斑晶・石基とは連続していないので、前述の亀裂 (Fig. 5b) の F.R.) よりも前に引き起こされたものといえる。なお斜長石マイクロライトの破碎面には、気泡が存在している。

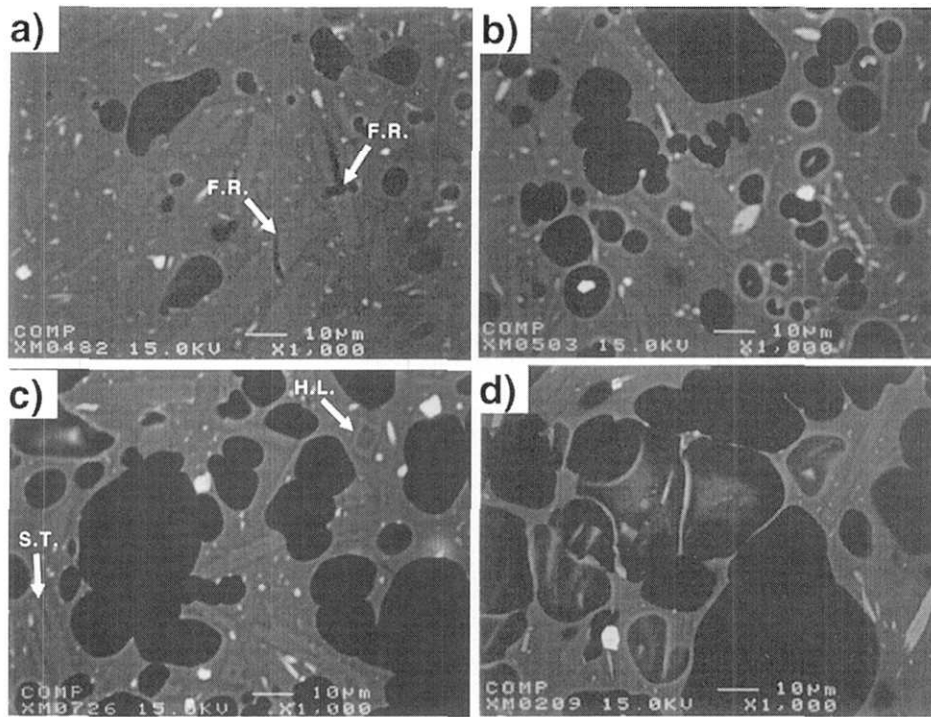


Fig. 6. Back-scattered electron images of groundmass in representative essential micropumices in ash (a) 3-2, b) 8-1, c) 13-1 in Fig. 4) and pumice (d)).

Vesicularity increases from a) to d). Microlites are magnetite, orthopyroxene, and plagioclase in the order of decreasing average atomic number. Fragmented microlites are found in a) (F.R.; indicated by an arrow). Skeletal plagioclase microlite appears to show a swallow tail form (S.T. in c)) or to have a hollow filled with glass (H.L. in c)) depending on the section of each crystal. Note that the number of bubbles increases from a) to b) and then decreases from c) to d). Coalescence of bubbles becomes dominant with increasing vesicularity (b) to c)).

#### 4-2-2 発泡度と発泡組織

発泡組織は、軽石・マイクロパミス共、各試料内では均質である (Fig. 4)。しかし斑晶近傍の気泡だけは、他の場所に比べてより引き延ばされているので、気泡組織の定量化の際、使用しなかった。発泡度は、マイクロパミス (約 15~70%; Fig. 4) に比べ、軽石が高い (約 80%)。発泡組織は、発泡度により系統的に変化する。

低発泡度のマイクロパミス (3-1, 3-2, 12-1, 8-1; Fig. 4) では、気泡サイズにより気泡の形状が変化する (Fig. 4, 6)。小さな気泡 (<10 $\mu\text{m}$  径) は、ほぼ円形である (Fig. 6a)・b)) のに対し、大きい気泡 (>20 $\mu\text{m}$  径) は、楕円形もしくは、複数曲面からなる不規則形を呈する (Fig. 4)。またマイクロパミスでは発泡度の上昇と共に、小さな気泡の総数・サイズが増大する (Fig. 6) 一方、大きい気泡には変化がほとんどみられない傾向がある (Fig. 4)。なお発泡度の上昇と共に、小さい気泡の合体が顕著になる傾向がある (Fig. 6)。ここでは、合体したそれぞれの気泡が、くびれや、その間の引き延ばされたメルトを手掛かりとして認識可能である。なお大きい気

泡の、複数曲面を区分するくびれも、この気泡が合体で生じたことを示唆するが、個々の気泡を区別することは困難である。

発泡度の低いマイクロパミスに対し、発泡度の高いマイクロパミス (13-1, 11-1; Fig. 4) や軽石では、気泡のサイズによる形状差は不明瞭となる。また気泡のサイズによらず、気泡の合体が顕著である (Fig. 6 の c), d))。なお軽石では、マイクロパミスに比べ、大きい気泡 (およそ 100 $\mu\text{m}$  径; Fig. 4b)) が顕著である。

## 5. 分析結果

### 5-1 斑晶・微斑晶・マイクロライトの化学組成

斑晶・微斑晶の化学組成には、軽石・マイクロパミス間や、岩片毎で差はない (Fig. 3, 7)。その化学組成は、既にデータを提示した磁鉄鉱 (Fig. 3) の他、斜長石・斜方輝石においても、コア・リム共に、比較的せまい範囲に集中する (Fig. 7)。斜長石斑晶コアのふるい状部は An 成分 (100 $\cdot$ Ca/(Ca+Na)) が 50、その外縁部は 60 前後に集中する。斜長石微斑晶はリムを除けば、

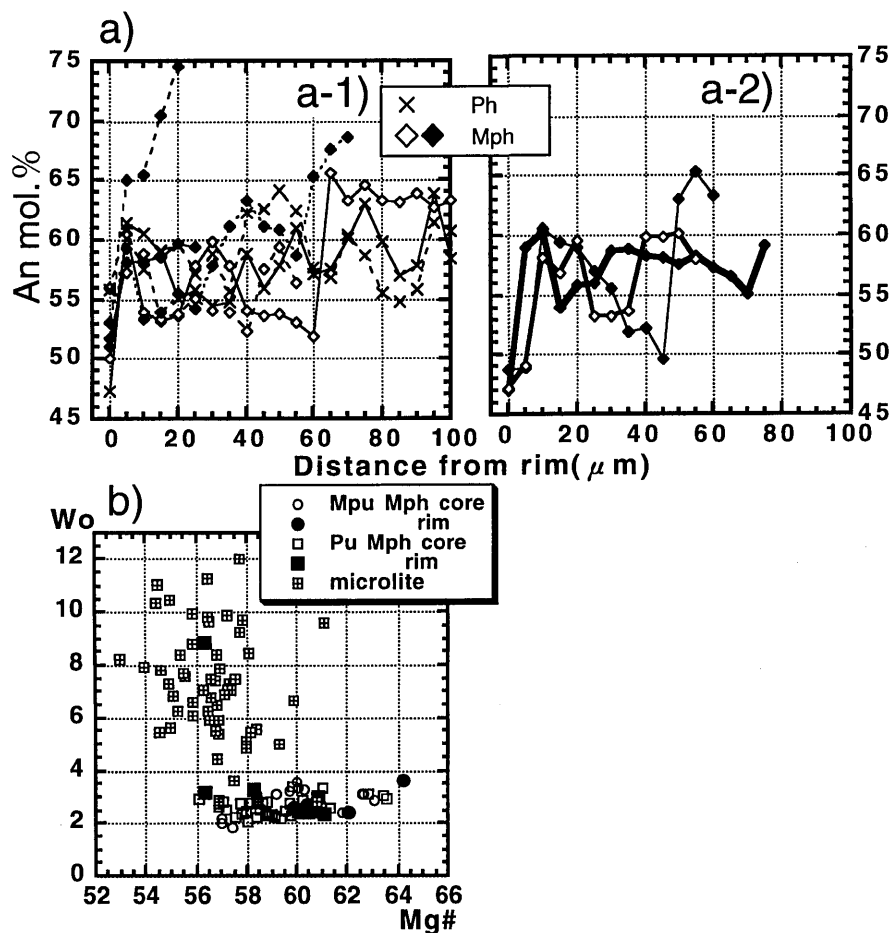


Fig. 7. Chemical compositions of plagioclase and orthopyroxene phenocrysts and microphenocrysts in micropumice and pumice.

Ph and Mph represent the phenocryst and microphenocryst classification, respectively. a) Result of the line-scan analysis on plagioclase Ph and Mph. Data for parts more than 100  $\mu\text{m}$  from rims are not shown. a-1) Ph and Mph in pumice. a-2) Mph in micropumice. b) Zoning pattern of orthopyroxene Mph. Also compositions of the microlite are plotted for reference. Pu; pumice, Mpu; micropumice.

斜長石斑晶コアの外縁部と類似した組成 ( $\text{An}_{47.0-76.0}$ ) を持つ。これら斜長石斑晶・微斑晶のリム (約  $5\mu\text{m}$  厚) は  $\text{An}_{44.4-56.4}$  であり、すぐ内側に対し顕著に An 成分が低下している (Fig. 7a)。斜方輝石微斑晶のコアは  $\text{Mg}\#$  ( $100 \cdot \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}$ ) $_{56.1-63.5}$ ・ $\text{Wo}$  ( $\text{Ca} / \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca}$ ) $_{1.8-3.6}$ 、リムで  $\text{Mg}\#$  $_{56.3-64.2}$ ・ $\text{Wo}_{3.1-8.8}$  であり、コアからリムに向けての顕著な累帯構造はない (Fig. 7b)。

マイクロライト組成も、軽石・マイクロパミスの岩片による差はなく、ほぼ均一である (Fig. 8)。また個々の結晶に累帯構造は認められない。それぞれ斜長石は  $\text{An}_{44.2-53.0}$ 、斜方輝石は  $\text{Mg}\#$  $_{53.0-61.1}$ ・ $\text{Wo}_{2.8-12.0}$ 、磁鉄鈹は  $\text{X}'\text{usp}_{0.33-0.52}$ ・ $\text{Mg}/\text{Mn}_{2.0-7.0}$  である。斑晶・微斑晶リムの組成は、これらマイクロライトの組成と一致するものがある。特に磁鉄鈹・斜方輝石微斑晶では一部の結晶で (Fig. 3, 7b)), 斜長石斑晶・微斑晶では、ほとんどの結

晶で一致する (Fig. 7a)。この一致は、マイクロライトの核形成と同時に、斑晶・微斑晶リムの成長が起きたことを示唆する。

### 5-2 石基結晶度

軽石・マイクロパミスの岩片による差は存在せず、ほぼ一定 (17-20 vol.%) である (Fig. 9a)。さらに個々のマイクロライト相の比率にも、岩片による差はない (Fig. 9a)。

### 5-3 ガラス相の主成分組成

径  $10\mu\text{m}$  以上のガラス包有物を分析した。斜長石斑晶のふるい状コアの包有物 (Fig. 5a-2)) を除けば、その主成分化学組成は、ほぼ一定範囲にある (Fig. 10)。またガラス包有物の主成分組成には、ホスト結晶種による差はない。石基ガラスは、ガラス包有物よりも  $\text{SiO}_2$  に富む (Fig. 10)。さらに軽石・マイクロパミスのサンプル毎で

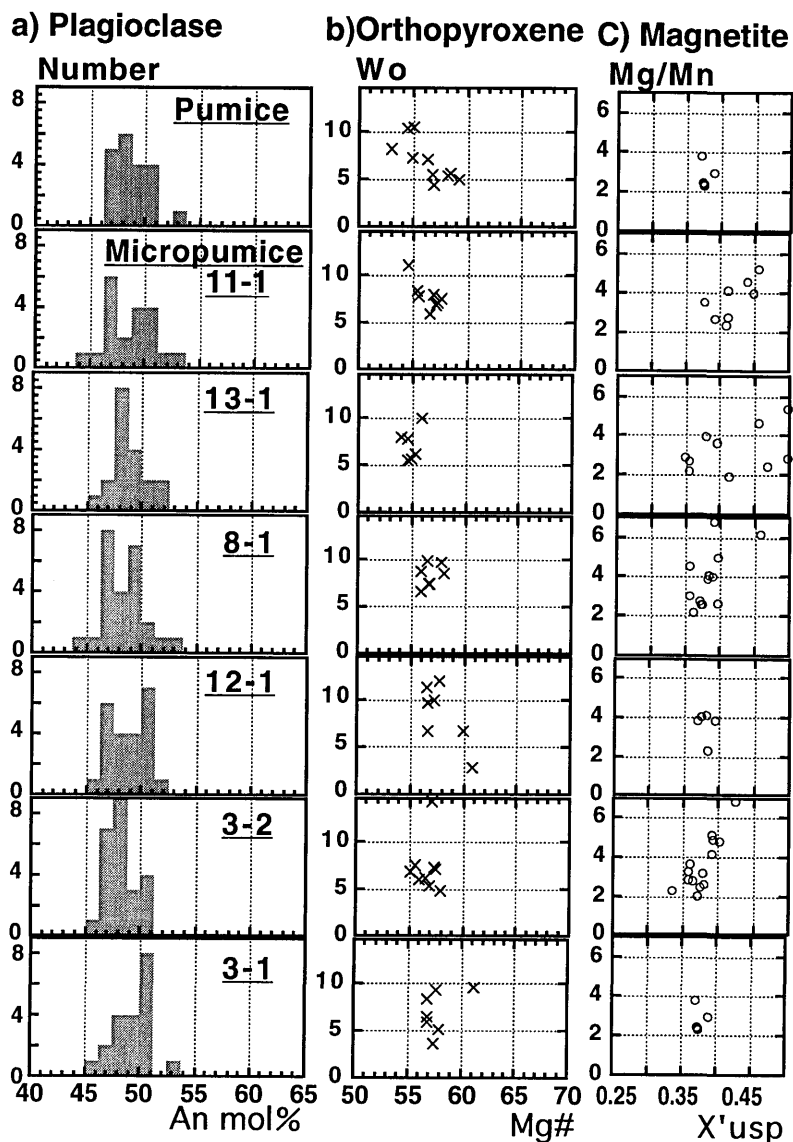


Fig. 8. Compositions of microlites in micro-pumice in ash and pumice.  
 a) Histogram of An content of plagioclase.  
 b) Mg#-Wo diagram for orthopyroxene. c) X'usp-Mg/Mn diagram for magnetite.  
 Sample No. is shown in the plagioclase diagram.

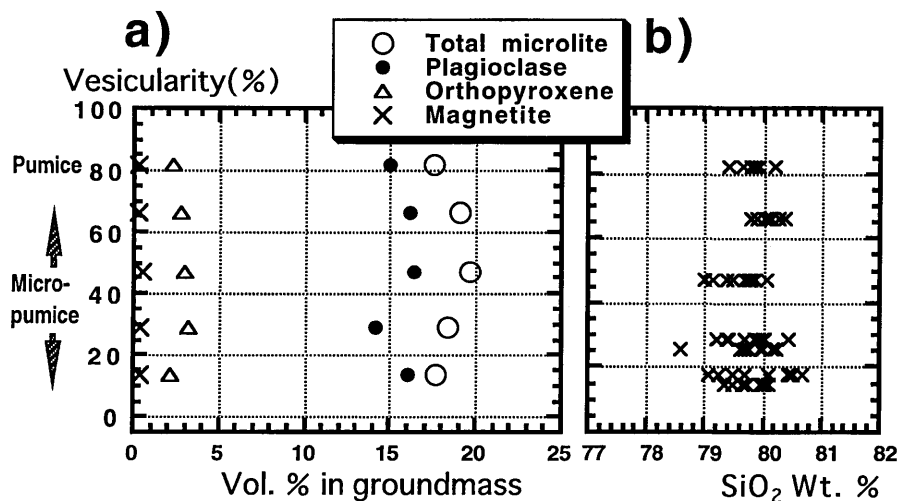


Fig. 9. Relationship of vesicularity against crystallinity (a) and SiO<sub>2</sub> content of groundmass (b).



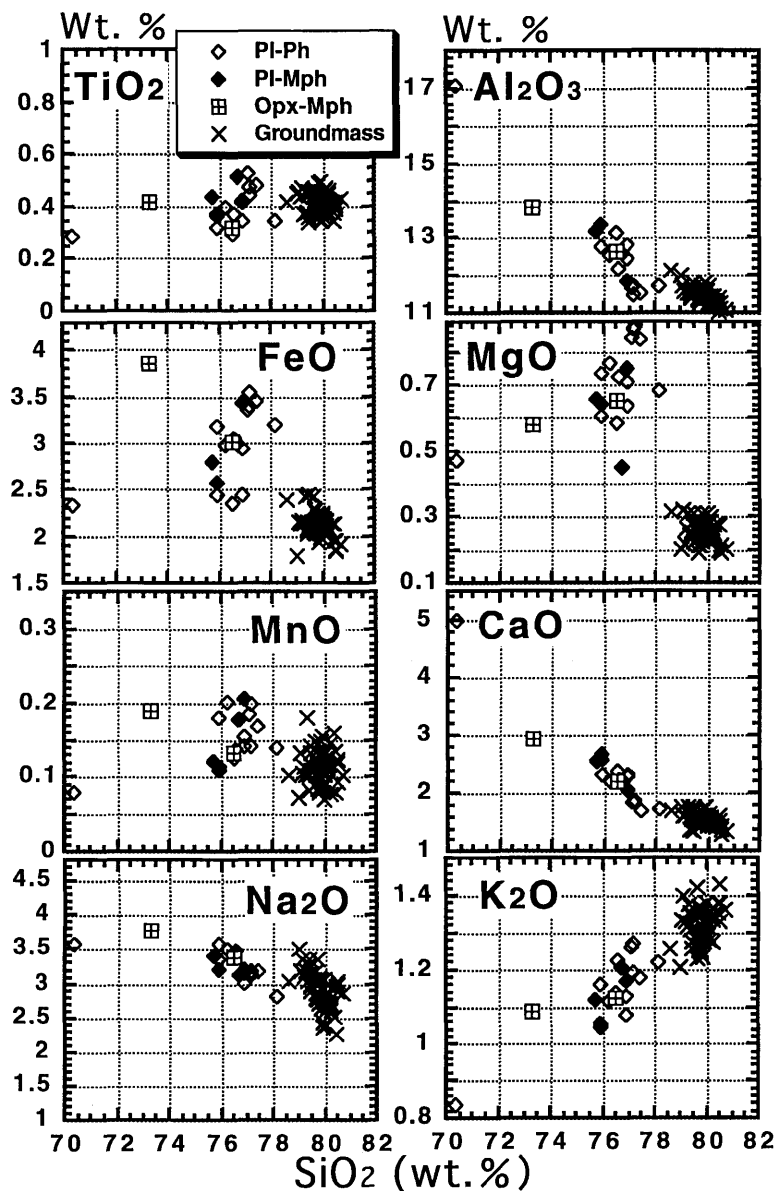


Fig. 10. SiO<sub>2</sub> variation diagrams of glass inclusions and groundmass glass in essential materials.

Ph and Mph in the legend represent phenocryst and microphenocryst, respectively. For the groundmass, both micropumice in ash and pumice are plotted in the same symbol. Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene.

の組成差は認められない (Fig. 9b)).

#### 5-4 ガラス相の S, Cl 含有量

石基ガラスの気泡からの距離による S, Cl 含有量変化を調べるため、気泡縁から 10 $\mu$ m までの範囲と、さらに離れた骸晶状の斜長石マイクロライトのくぼみ (Fig. 6c) の H.L.) のガラスも分析した。

ガラス相の Cl 含有量は、斜長石微斑晶包有物に比べ石基ガラスで低く、石基ガラスの中では斜長石マイクロライトのくぼみで高い (Fig. 11)。一方 S 含有量は、斜長石微斑晶包有物で高い (Fig. 11)。なお気泡縁から 10 $\mu$ m までの範囲では、気泡縁からの距離によって、石基ガラスの S・Cl 含有量に、系統的な変化は認められなかった。

Fig. 11 に示す石基ガラスの S・Cl 含有量のばらつき

は、発泡度の異なる岩片 (Fig. 6) の各々にも見られるものである。ただし Cl 含有量のピーク値は、発泡度の高い岩片ほど低い傾向がある。

#### 5-5 ガラス相の含水量

Fig. 12a) では、ガラス包有物の主成分分析の合計値を、ホスト鉱物・部位毎に示した。またガラス包有物の気泡や空隙の有無により、区別して表示している。その合計値は、およそ 95-98% の範囲にある (Fig. 12a))。ただし気泡・空隙のある包有物で、やや高い傾向がある。100% と合計値の差を含水量とする場合、水以外の揮発性成分が、どの程度含まれるかを知る必要がある。ここでは CO<sub>2</sub> は分析していないが、その珪長質マグマでの溶解量は、水に比べ 1 桁低く、2-3 kbar でも 0.1 wt.% 程度であることが知られている (Holloway

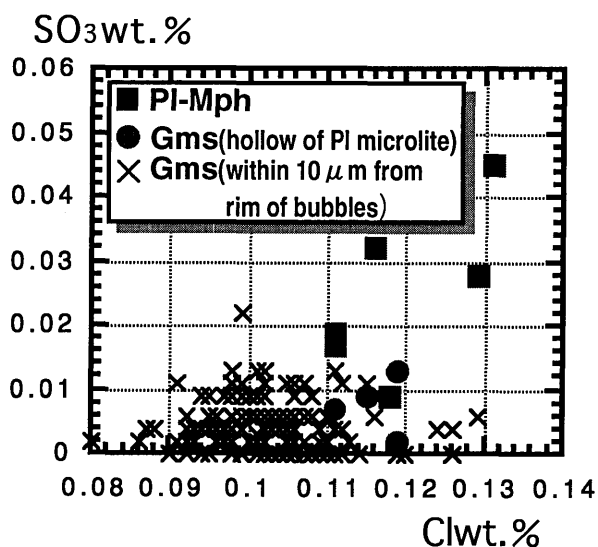


Fig. 11. S and Cl contents in glass inclusion and groundmass.

For the groundmass, both micropumice in ash and pumice are plotted by a single symbol. Pl; plagioclase, Mph; microphenocryst, Gms; groundmass.

and Blank, 1994). また S, Cl の含有量も, 著しく少ない (0.2 wt.% 未満; Fig. 11). そこで合計値の変化は, 含水量変化を, ほぼ反映していると考えられる. ここでは, 空隙・気泡のあるガラス包有物の含水量は, やや低い傾向がある. このような包有物は, 噴火に伴うマグマだまりからのマグマの移動過程などで, ホスト鉱物が部分的に破壊された結果, 減圧されると共に, メルトからの水の離溶と発泡が起きたものと推定される. 一方石基ガラスの合計値は 98% 以上に集中し, 岩片内でのばらつきはあるものの, 発泡度の上昇と共に全体として合計値が上昇する (Fig. 12b). 石基ガラスの S, Cl の含有量も, 主成分分析合計値の 100% からの差に比べ, 著しく少ない (0.15 wt.% 未満; Fig. 11). したがって石基ガラスの含水量は, ガラス包有物に比べ低く, 石基の発泡度が高いほど低いものと推定される.

## 6. 議 論

### 6-1 2000 年マグマの均質性と初期含水量

#### 6-1-1 マグマの均質性

東宮ら (2000) は磁鉄鉍斑晶化学組成がユニモーダルであることから, 2000 年噴火の本質物質 (軽石・マイクロパミス) がマグマ混合の関与のない, 均質なマグマに由来することを示した. 今回の分析結果でも, 2000 年マグマが均質であったことが, 噴火前のマグマだまりにおけるメルト組成と, 磁鉄鉍以外の斑晶のリム近傍の組成から示される.

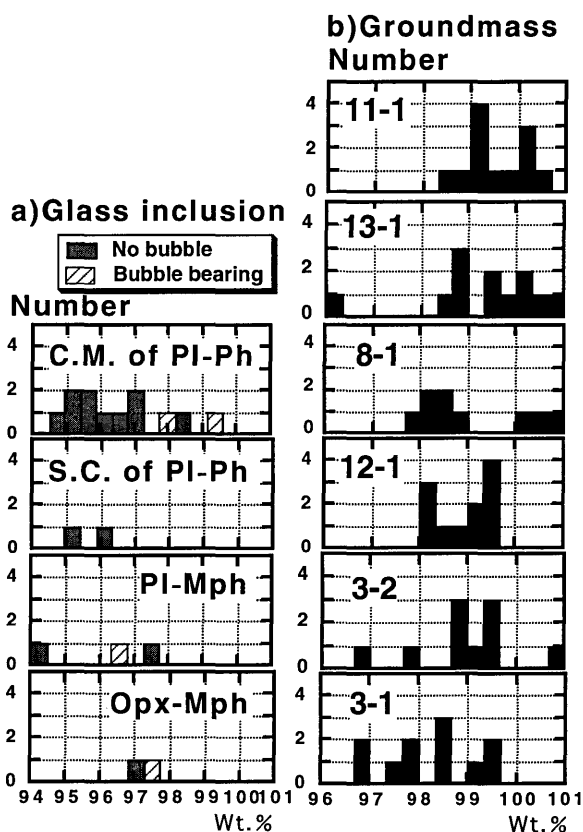


Fig. 12. Histogram showing the analytical total of major elements in glass inclusions in phenocryst and microphenocryst, and groundmass glass.

Histograms in b) are arranged in the order of increasing groundmass vesicularity upward. Number in b) shows the sample No. of the micropumice from ash. Ph and Mph in the legend represent phenocryst and microphenocryst, respectively. Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; S.C., sieved core; C.M., clear mantle.

マイクロライトは, 斑晶・微斑晶に比べ数密度が高く (Fig. 5b)), 噴火時の減圧・冷却に由来する, 急激な物理条件変化によって形成されたと考えられる. このため, マグマだまりでのメルト部分は, 噴出物の石基 (マイクロライト+ガラス) に対応する. 噴出物によらず, マイクロライト・ガラス組成が等しく, それらの体積比が, ほぼ一定であること (Fig. 8, 9, 10) から, このメルトの組成は均質であったと考えられる. このメルト組成を, マイクロライトとガラスの組成・体積比の平均値 (Table 1) から計算した (Table 2).

また噴火前にマグマだまりでメルトと平衡にあった結晶は, 斑晶・微斑晶のリム部であると考えられる. ただしリム部が噴火に伴うマグマだまりからの上昇中にオーバーグロースし, その組成がマイクロライトと一致する場合, より内側の部位であろう. これら部位の組成は,

Table 1. Average composition, volume and weight ratios of the groundmass phases.

a) Average composition					
wt. %	Groundmass phase				Gl
	Pl	Opx	Mt	Gl	
SiO <sub>2</sub>	58.7	53.8	0.00	79.8	
TiO <sub>2</sub>	n.a.	0.31	12.5	0.43	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.9	2.31	2.61	11.5	
FeO	0.65	21.6	81.8	2.13	
MnO	0.00	1.56	1.09	0.10	
MgO	0.08	17.0	2.04	0.25	
CaO	9.17	3.41	n.a.	1.57	
Na <sub>2</sub> O	5.43	n.a.	n.a.	2.88	
K <sub>2</sub> O	0.13	n.a.	n.a.	1.31	
Total	100	100	100	100	
b) Average volume ratio					
	15.5	2.63	0.31	81.6	
c) Average weight ratio					
	17.0	3.67	0.67	78.7	
d) density used for the conversion from volume to weight (g/cc)					
	3.67	3.40	5.20	2.35	

n.a., not analyzed; Pl, plagioclase; Opx, orthopyroxene; Mt, magnetite; Gl, glass.

Table 2. Average bulk-groundmass composition of the essential material calculated from the average composition and weight ratio of the groundmass phases in Table 1.

wt. %	a)	b)
SiO <sub>2</sub>	74.73	74.66
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.57	13.24
FeO	3.12	2.60
MnO	0.14	0.06
MgO	0.85	0.37
CaO	2.92	2.46
Na <sub>2</sub> O	3.19	5.18
K <sub>2</sub> O	1.05	1.17
Total	100	100

a) estimated average bulk-groundmass composition of Usu-2000 essential material. b) representative composition of Usu-b pumice, which is shown for comparison with a). Data of Usu-b pumice is after Soya *et al.* (1981) and was recalculated excluding H<sub>2</sub>O(±), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> with conversion of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> to FeO.

斜長石・斜方輝石の結晶とも、狭い範囲に集中する (Fig. 7).

#### 6-1-2 初期含水量

初期含水量は、噴火の際、マグマがマグマだまりから上昇する過程で揮発性成分に飽和した深さを知る上で、必要な情報である。東宮 (1997) が、水に飽和した条件下で融解実験を行った Us-b 軽石 (有珠山 1663 年噴出物) の全岩化学組成は、2000 年マグマのマグマだまりでのメ

ルト組成に類似しているため (Table 2), その相平衡関係を参考にできる。そこでマグマ温度と、メルトと平衡共存した斜長石組成が分かれば、マグマの水分圧並びに含水量を決定することができる。

東宮 (1997) の実験的研究によれば、2000 年噴出物の斑晶組み合わせ (斜長石+磁鉄鉱+斜方輝石) がリキダス近傍で安定である温度は、750-900°C である。磁鉄鉱の Mg/Mn 比は、マイクロライトの核形成と共に成長した部位 (高 X<sub>usp</sub>) を除けば、4-2.5 の範囲でリムに向かい減少する (Fig. 3)。磁鉄鉱の Mg/Mn 比は、温度と共に低下することが知られている (Bacon and Hirschmann, 1988)。そこで上の累帯構造は、晶出期間にメルトの Mg/Mn が変化していないならば、温度低下を示すことになる。

一方、斜長石斑晶・微斑晶のリムは、マイクロライトと組成が同じであるので、噴火時にマイクロライトと同時に成長したと考えられる。このため、マグマだまりでメルトと平衡共存した斜長石は、リム (An<sub>44.4-53.0</sub>) のすぐ内側の部位 (An<sub>55-60</sub>; Fig. 7a) と推定される。東宮 (1997) の相平衡関係に基づけば、An<sub>55-60</sub> の斜長石が晶出するためには、900°C で 2 kb、それ以下の温度ではより高い水分圧が必要である。900°C・2 kb でのメルト (石基組成; Table 2) への水の溶解量を Burnham のモデル (Holloway and Blank, 1994) により計算すると、約 5.0 wt.% となる。さらに 2000 年マグマの温度範囲では、メルトへの水の溶解量の温度依存が少なく、さらに高压では水の溶解量は高くなる。これらのことにより初期含水量は 5.0 wt.% か、それ以上であったと推定される。

斑晶のガラス包有物からの初期含水量の推定には、なるべくマグマだまりにおける噴火直前の情報を抽出するため、斜長石コアのふりい状部 (Fig. 12a) を除くデータを用いた。これらガラス包有物の主成分組成 (Fig. 10) は、石基組成 (Table 2) よりも SiO<sub>2</sub> 富んでいる。実際には、斑晶にメルトが取り込まれた後、さらに結晶成長が起きたはずなので、石基組成は、ガラス包有物よりも SiO<sub>2</sub> に富む組成を持つことが期待される。そこで上の分析値の関係は、石基組成を決定する際に石基各相の面積比の見積もりに由来する誤差が生じたか (付録参照)、斑晶に取り込まれたメルト自身が結晶作用を起こしていたことを反映している可能性がある。後者の場合について、K<sub>2</sub>O をインコンパティブル元素として分化量を見積もった。最も K<sub>2</sub>O に富むガラス包有物 (約 1.3 wt.%) では分化量が最大であったことになるが、その場合、およそ 20% である。しかし結晶内部でのみ結晶作用

が起きる必要性は、ないかもしれない。

なおガラス包有物には、5-5に述べた現象によって、包有物形成時の含水量を保持していないと考えられるものがある。この現象は、薄片の研磨面において、発泡や破碎が確認できない包有物でも起きている可能性がある。そこで最も含水量の高いものが、包有物形成時の記録を残している (Johnson *et al.*, 1994) と考える。各主成分元素の分析の誤差 (付録参照) を考慮すると、5-6 wt.% の水が溶解していたものと推定される。仮にガラス包有物内で結晶分化作用が起きていたとすると、ガラス包有物の含水量分析値は、取り込まれた際のメルトの含水量よりも多く見積もっていることになる。また分化量が大きい程、分析値と取り込まれ時の含水量の差も大きくなる。結晶分化量が最大である場合 (20%) には、元は4-5 wt.% の水が溶解していたことになる。したがって、ガラス包有物から推定される初期含水量は、結晶分化作用が起きていたかどうかによらず、相平衡関係から推定された含水量と、ほぼ一致することになる。

なおマグマだまりでのメルト組成 (石基組成; Table 2) に5 wt.% の水が溶解する圧力 (2 kbar) は、地球物理学的観測から推定されるマグマの移動が始まった深度 (約7 km 深; 大島ら, 2000) とも調和的である。以上から2000年マグマの初期含水量は、およそ5 wt.% と推定される。少なくとも、2 kb 以浅では、マグマは揮発性成分に飽和していたものと結論づけられる。

## 6-2 本質物質の発泡度多様性の成因

### 6-2-1 発泡度多様性の成因

2000年噴火の本質物質 (軽石・火山灰中のマイクロパミス) の発泡度は、15-80 vol.% にわたる (Fig. 4, 9)。このような発泡度の多様性を生み出した一つの原因として、火道を上昇するマグマが必ずしも帯水層と接触しなかったことが考えられる。マイクロパミスには細粒で、機械的破断を示唆する平面状・ブロック状の外形 (例えば Fig. 5 b)) といった水冷破碎の特徴 (Self and Sparks, 1978) が有るのに対し、軽石には、これら特徴は認められない。そこで軽石は、火道を上昇するマグマが帯水層によって水冷されなかったため生成したと考えられる。軽石の発泡度がマイクロパミスに比べ高いのは、マグマが帯水層を越えても発泡し続けたためであろう。このように、帯水層が存在しながらマグマと水が接触しない状況は、帯水層とマグマの圧力バランス (Dobran and Papale, 1993) や、マグマと水の相互作用の不均質性 (Sheridan *et al.*, 1981) によって引き起こされると考えられる。

一方、マイクロパミスの発泡度が多様である理由とし

て、水冷されるまでの水の離溶の程度や、脱ガスの程度が、噴出したマグマの中でも様々であった可能性が挙げられる。初期含水量は噴出物によらず等しいので (6-1-2)、水の離溶の程度は石基ガラスの含水量に反映されているはずである。石基ガラスの主成分分析合計値には、岩片毎でばらつきがある。分析誤差 (付録参照) を考慮すると、ばらつきは誤差によって生じたものとみなされる。そこで実際には、岩片毎の主成分分析合計値の平均値が、石基ガラスの含水量を表していると考えられる。平均値は算出されていないが、Fig. 12b) の分布からは、発泡度の上昇と共に低下するようにみえる。これは水冷時に、マグマの減圧による水の離溶が岩片毎で様々な程度に起きており、発泡度多様性の原因になったことを示している。一方、全体として石基ガラスの含水量と発泡度に、良い相関がある (Fig. 12b)) ので、脱ガスが発泡度多様性の原因の一つになっているとは考えられない。仮に原因の一つであれば、石基ガラスの含水量の類似したマイクロパミスに、発泡度のばらつきが認められるであろう。

### 6-2-2 水冷産物のガラス含水量と、帯水層の圧力との関係と意義

大島・松島 (1997) と Ogawa *et al.* (1998) は、有珠山の外輪山溶岩の下に、更新世～第三紀の低比抵抗 (数十～数Ωm) な地層の存在を明らかにし、これが帯水層に相当すると提案した。また大島・松島 (1997) は、過去の噴火で火道を上昇するマグマと接触しマグマ水蒸気爆発の原因となった帯水層の特定を試みた。彼らは帯水層の深度を、地殻変動から推定されたマグマ深度の時間変化と、マグマ水蒸気爆発の開始時間から見積もった。さらにその深度と、付近の地熱井の層序との比較を行ない、帯水層は更新統及び上部鮮新統であるとした。3月31日の噴火の起こった西山 (Fig. 1) 地下についてみると、大島・松島 (1997) が帯水層の一つとみなした柳原層 (上部鮮新統) が約200 m 深に存在する (八幡, 1992)。この深さは水の臨界圧力以下であり、マグマ水蒸気爆発が起きるための条件を満たしている。

一方、水冷されたマイクロパミスの石基ガラスの含水量は、その主成分分析合計値 (Fig. 12b)) の平均値から、最も高い岩片で約2 wt.% と考えられる。Burnham のモデル (Holloway and Blank, 1994) により求められる、圧力と石基ガラス組成のメルトへの水の溶解量の関係によると、この含水量は約0.3 kbar での溶解量に相当する。この0.3 kbar という圧力は、約1 km 深相当のものである。この深度は、帯水層深度 (約200 m 深) に比べ深い傾向があるといえる。

このような深さのくいちがいは、1) マイクロパミスが柳原層より深部の帯水層により水冷されて生成したか、2) マグマの上昇に伴う減圧に対し揮発性成分の離溶が平衡に起きていなかったことを反映している可能性がある。なお減圧によるマグマからの揮発性成分の離溶のしやすさは、マグマの粘性と減圧速度に支配され、平衡な離溶が可能な減圧速度は、マグマの粘性の上昇と共に低下すること（例えば、Gardner *et al.*, 1999）を挙げることができる。

#### 6-2-3 発泡度多様性を生成したマグマ過程と問題

6-2-2 における、マグマ上昇に伴う水の離溶の非平衡性の可能性を考慮すると、発泡度の多様なマイクロパミスを生成する過程には、1) 水冷深度が多様であったこと、2) ある帯水層まで上昇してきたマグマの水の離溶の程度が、減圧速度の変化による離溶のしやすさの変化、あるいは単なる不均質性のため、様々であったという可能性も考えられることになる。前者の水冷深度の多様性は、マグマ圧の減少による火道への水の流入（Sheridan *et al.*, 1981）や、異なる深度に有る複数の帯水層との接触などで起こりうると考えられる。

以上のように、2000 年噴火のマグマ水蒸気爆発では、噴火を通じて見ると、火道を上昇するマグマが水冷されない場合や、水冷された場合にも、水冷時のマグマの水の離溶程度と発泡度が多様であったことが分かった。今回検討した火山灰層（下部層；Fig. 2）は非常に薄く、堆積順序による分割処理ができていない。そこで水冷の有無や、水冷時のマグマでの水の離溶程度の多様性は、同時に火道を上昇していたマグマ内の不均質性の他、時間的な変化を見ている可能性もある。今後、時間変化を検討するため、火口近傍の噴出物を検討する予定である。

### 6-3 石基マイクロライトの成因と、晶出のタイミング

#### 6-3-1 マイクロライトの成因

噴火に伴うマグマの上昇過程での結晶作用の原因には、(6-1-1 で議論したように噴火の際、マグマ混合によるメルト組成変化がない場合)、冷却もしくは、減圧に伴うリキガス上昇がある（Swanson, 1977; Kirkpatrick, 1981; Geshwind and Rutherford, 1995）。例えば Cashman, *et al.* (1997) は、2 kbar で水に飽和したメルトが、等温のまま 1 気圧まで減圧され水の離溶が平衡に起きた場合、リキガス温度が 100-200°C 上昇すること、またリキガス温度の変化が 1 kbar 未満で顕著であることを議論している。なお結晶作用が起きるには、十分な過冷却度の他、過冷却が生じてから、ある程度の時間も必要である（例えば、Lasaga, 1981）。ここで 2000 年噴火のマグマ水蒸気爆発産物でのマイクロライトの成因を検討するのに、減圧の他、マイクロパミスについては水冷時の冷却も考慮する必要がある。

しかしマイクロパミスには、水冷によるマイクロライトの生成を否定する 2 つの特徴がある。それは、単一の岩片内で結晶・発泡組織が均質であることと、マイクロライトの組成が軽石のものと類似することである。前者の組織は、岩片が中心まで完全に水冷されたことを物語っている。仮に現在観察される岩片の一部が、水冷されたマグマ物質がさらに分解したものに相当するならば、元のマグマ物質での、急冷縁と除冷部といった不均質性も考慮する必要がある。しかし今回特定された本質物質には、組織が不均質な岩片は一つも含まれなかった。このようにマイクロライト組織が岩片内で均質であることは、マイクロライトが水冷以前から存在していたとすれば最も説明されやすく、水冷時の晶出とは調和的ではない。

さらにマイクロパミスのマイクロライトが水冷により生成したものであれば、結晶組成には晶出時の物理化学条件が反映されるので、その組成は水冷されていない軽石のものと異なっているはずである。しかしマイクロライト組成には、マイクロパミスと軽石とで差がない（Fig. 8）。そこでマイクロパミスと軽石のそれぞれに、別の成因を想定することはできない。

一方、マグマの上昇に伴う減圧で生成した過冷却度は、水の離溶が減圧に対し平衡であったかどうかによらず、結晶作用を引き起こすのに十分であったと考えられる。Burnham のモデル（Holloway and Blank, 1994）によれば、水の離溶が最も進んでいない岩片であっても石基ガラスの含水量（約 2 wt.%）は 0.3 kbar 前後の溶解

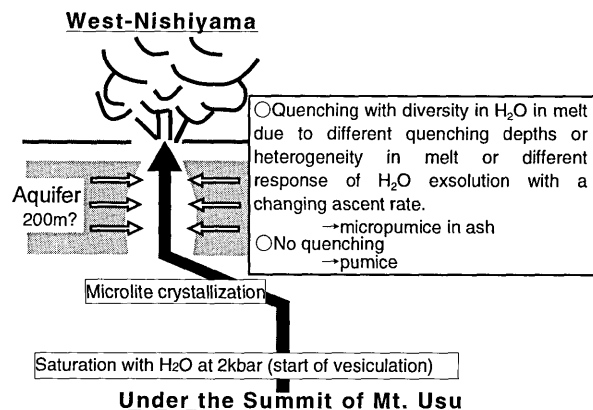


Fig. 13. Schematic figure showing the magma ascent process in the Usu 2000 eruption along with the textural evolution in the magma.

量に、ガラス包有物の含水量(約5 wt.%)は2 kbarでの溶解量に、それぞれ相当するためである。

### 6-3-2 マイクロライト晶出のタイミングと意義

Hammer *et al.* (2000) は、様々なタイミングで急冷された噴出物の石基の結晶度と数密度が、結晶作用の特徴を記載するのに有用であると提案した。ここでは、石基ガラスの含水量が異なるマイクロパミスの石基組織について調べることで、水冷直前の減圧による水の離溶に伴う結晶作用が理解できると考えられる。

しかし Fig. 9a) に示すように、結晶度には噴出物による差はない。また数密度は定量化されていないが、Fig. 6 に見られるように差はない可能性が高い。そこで水冷直前には、減圧によるメルトからの水の離溶によって過冷却が生じながら、結晶の核形成や成長は起きていなかったものと考えられる。過冷却が生じながら、このように結晶作用が起きていない理由として、過冷却の発生から結晶作用までに十分な時間がないまま水冷されたことが挙げられる。過冷却の発生から結晶作用までの時間差は、マグマの粘性の上昇と共に長くなることが知られている。

なお Klug and Cashman (1994) は、セントヘレンズ1980年噴火のプリニアン噴火産物(軽石)を調べ、メルト中の結晶の存在が、気泡の核形成を促進し(Hurwitz and Navon, 1994)、その一方で膨張・合体を抑制することを議論した。しかしこの研究では、発泡とマイクロライトの形成のタイミングについては議論されなかった。これに対し有珠山2000年噴出物では、マイクロライトの晶出が水冷前に既に完了し、水冷時には発泡のみが起きていたものと推定される。なお今後、数密度を合わせて結晶組織の解析を行うことにより、2000年マグマの減圧速度の、おおまかな推定が行えるものと考えている。例えば Cashman *et al.* (1997) は、珪長質マグマ噴火噴出物の石基結晶組織を調べ、爆発的な噴火の産物である程、ある結晶度での数密度が高いことを明かにしている。

## 7. まとめ

有珠山2000年噴火のマグマ水蒸気爆発における本質物質(軽石・火山灰中のマイクロパミス)について、岩石学的検討による噴火前のマグマだまりでのマグマの物理化学条件の推定と、石基の発泡・結晶組織と揮発性成分含有量による、噴火時のマグマ上昇過程の予察的検討を行った。その結果を、地球物理学的観測から推定されるマグマ移動の経路(大島ら, 2000; 高橋ら, 2000; 松島ら, 2000)と対比し、まとめたのが Fig. 13 である。

1) 斑晶・石基(マグマだまりでのメルト部分)組成は、噴出物によらず均質である。そこで本質物質は均質なマグマに由来すると推定される。このマグマの初期含水量は、相平衡関係と、ガラス包有物の含水量を元に、およそ5 wt.%であると推定される。

2) 本質物質の発泡度は、15から80 vol.%であり、石基ガラスの含水量は発泡度の上昇と共に減少する。発泡度の多様性は、水冷深度が異なること、あるいは減圧速度の変化などによって、帯水層深度まで上昇してきたマグマの水の離溶程度が様々であったことを反映している可能性がある。細粒で、水冷破碎が顕著なマイクロパミスに対し、よりサイズが大きく発泡の良い軽石は、マグマと帯水層の接触が起らなかった部位に由来するものと考えられる。

3) 石基のマイクロライトは、斑晶に比べ数密度が高い。そこでマイクロライトは、マグマが噴火に伴い火道を上昇する過程で引き起こされた急激な物理変化によって生成したものと考えられる。水冷までに起きた水の離溶は、結晶作用に十分な過冷却を生成したとみなせる。そこでマイクロライトは減圧によるリキダス上昇で晶出した可能性が高いといえる。マイクロライトの組織は、水の離溶の程度が異なるマイクロパミスによって変化しないため、マイクロライトは水冷が起きる前に晶出し終わっていたものと考えられる。

## 謝 辞

査読者である東京大学地震研究所の兼岡一郎教授、藤井敏嗣教授に頂いたコメントは、本稿の改善に大変有益だった。軽石サンプルは、北海道大学の中川光弘博士に分けていただいた。東京大学地球惑星科学専攻の吉田英人技官には、CI標準試料を貸していただいた他、CI・S分析の留意点を教えていただいた。また、東京大学地震研究所の安田敦助教授には、CI・S分析について助言をいただいた。以上の方々に感謝いたします。

## 付 録

### 1. EPMAによる鉱物・ガラスの主・微量成分、ガラス相の含水量測定方法

東京大学地震研究所の日本電子製JXA-8800R波長分散型EPMA(加速電圧15 kV, 試料照射電流12 nA)で、主成分及び微量成分を分析した。補正法として、Bence and Albee (1968)を用いた。主成分分析に用いたビーム径は、鉱物で1 μm, ガラスで10 μmである。各元素の分析時間は、ピーク、バックグラウンド共に10秒とした。各元素は、それぞれサイクル1 (Na, Si, K, Fe), サイク

ル 2 (Al, Ca, Ti, Mn), サイクル 3 (Mg) の順で分析された。これら主成分元素の、カウント値に基づく統計的な相対誤差は、含有量が 1 wt.% の場合 5% 程度、50 wt.% の場合 0.5% 程度である。ガラスの主成分元素分析合計値の 100% との差を、ガラスの含水量とした。

主成分元素分析合計値による含水量測定方法は、下記の Na 分析の問題が解決できれば、水を 1 wt.% 以上含み、他の揮発性成分量が 0.2 wt.% 程度のガラスについて、絶対誤差 0.5 wt.% の精度での分析を可能とする (Devine *et al.*, 1995)。また次に示すように、この手法では 10 $\mu$ m までビーム径を絞ることが可能である。また簡便であることから、含水量分布を把握するには有効である。なおガラスの Na の定量に関しては、20  $\mu$ m のビーム径が理想とされている (Morgan IV and London, 1996) が、ここでは分析対象のサイズの都合により 10  $\mu$ m を用いた。しかし斑晶・微斑晶ガラス包有物 (本文参照) 中の、ほぼ同一箇所を、20  $\mu$ m と 10  $\mu$ m のビーム径で分析するテストの結果、10  $\mu$ m を用いた場合、Na のカウントが 5% 程度低くなるが、分析合計値には、ほとんど差が生じないことが判明した。なお Na のカウントの減衰は、分析サイクル 2 以降で顕著となる。Na カウント減衰は、他元素の分析に影響することが知られている (Si や Al のカウントの上昇)。そこで分析サイクル 2 以降で分析する元素について、通常分析でのカウント値と、サイクル 1 で分析した場合のカウント値を比較するテストを行った。結果としてカウントには、どの元素でも、ほとんど差は認められなかった。以上のことから、対象としたガラスでは、ビーム径 10  $\mu$ m でも、Na 減衰の影響がほとんどないと考えられる。

ガラスの微量成分 (Cl, S) を精度良く分析するには、長時間の測定が必要である。しかし長時間の測定は、Na カウントの減衰と、その他元素への影響があり、補正上望ましくない。ここでは別に測定した主成分元素のカウント値で補正する、2 段階の手法を採った。Cl, S の分析には、Na<sub>8</sub> (AlSiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub> Cl<sub>2</sub>, BaSO<sub>4</sub> を標準試料とし、1  $\mu$ m のビーム径を用いた。分析時間はピーク、バックグラウンド共に 120 秒とした。Cl, S 分析における、カウント値に基づく統計的な相対誤差は、対象としたガラスの含有量では、各々 5、20% 以内である。なお Cl, S を分析したガラス相の内、骸晶状の斜長石マイクロライトのくぼみを埋める石基ガラスの領域は小さく (最大で径 7  $\mu$ m; 本文参照)、主成分分析に 10  $\mu$ m のビーム径が使用できない。そこで、この部位だけは、1  $\mu$ m 径で主成分分析を行った。通常分析のサイクル、ビーム径 1  $\mu$ m での各元素のカウント値を、理想的な分析条件 (ビーム径 10  $\mu$ m,

Na 減衰の起きていないサイクル 1 に測定) での値と比較することで、ビーム径 1  $\mu$ m でのカウント値にかけ、調節するための係数を見積もった。その結果、Na についてのみ 1.8 の係数をかける必要があることが分かった。

## 2. 石基の結晶度・発泡度の解析方法

上記の EPMA で撮影した組成像を、NIH イメージで解析した。このソフトでは、組成像のようなグレースケールイメージの 2 値化と、それによって区別された領域の面積比の算出などが可能である。マイクロバミス・軽石の組織に、特に方向性は認められないので、結晶度・発泡度を求めるにあたり、2 次元断面 (薄片) の結晶・気泡面積比を体積比に等しいものと仮定した。

結晶度の解析には、1,000 倍での組成像を用いた。気泡を除く、約 1,000,000  $\mu$ m<sup>2</sup> について解析した。斜長石マイクロライトは石基ガラスと平均原子番号が似通っているため、組成像上での 2 値化による区別が困難であった。そこで斜長石については、あらかじめ画像処理ソフト Adobe Photoshop において組成像上の斜長石を白色で塗った後、NIH イメージで解析するという 2 段階の手続きをとった。

発泡度の解析には、200 倍で撮影した組成像を用いた。気泡+メルト (斑晶を除く) に対する、気泡の面積比を決定した。およそ 1,000,000  $\mu$ m<sup>2</sup> (気泡を除く) にわたって解析した。

## 参考文献

- Bacon, C.R. and M.M. Hirschmann, 1988, Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides, *Am. Mineral.*, **73**, 57-61.
- Bence, A.E. and A.L. Albee, 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides, *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- Cashman, K.V., M.B. Baker, C.A. Gardner, T.L. Grove and J.E. Hammer, 1997, Time scales of magma ascent, degassing and crystallization, Proceedings of the Unzen International workshop: Decade volcano and Scientific drilling, Shimabara, 132-136.
- Devine, J.D., J.E. Gardner, H.P. Brack, G.D. Layne and M.J. Rutherford, 1995, Comparison of microanalytical methods for estimating H<sub>2</sub>O contents of silicic volcanic glasses, *Am. Mineral.*, **80**, 319-328.
- Dobran, F. and P. Papale, 1993, Magma water interaction in closed systems and application to lava tunnels and volcanic conduits, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 14041-14058.
- 遠藤邦彦・大野希一・国方まり・諸星真帆・鈴木正章・西村裕一・長井大輔・千葉達朗・陶野郁雄, 2001, 有珠山 2000 年噴火におけるマグマ水蒸気爆発, 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, **36**, 65-73.
- Gardner, J.E., M. Hilton and M. Carroll, 1999, Experimental

- constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous decompression from high pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 201-218.
- Geshwind, C. and M.J. Rutherford, 1995, Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of recent eruptions at Mount St. Helens, *Bull. Volcanol.*, **57**, 356-370.
- Hammer, J.E., K.V. Cashman and B. Voight, 2000, Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **100**, 165-192.
- Holloway, J.R. and J.G. Blank, 1994, Application of experimental results to C-O-H species in natural melts, in "Volatiles in magmas", edited by M.R. Carroll and J.R. Holloway, *Rev. Mineral.*, **30**, 187-230.
- Hurwitz, S. and O. Navon, 1994, Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature and water content, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 267-280.
- Johnson, M.C., A.T.Jr. Anderson and M.J. Rutherford, 1994, Pre-eruptive volatile contents of magmas, in "Volatiles in magmas", edited by M.R. Carroll and J.R. Holloway, *Rev. Mineral.*, **30**, 281-330.
- Kirkpatrick, R.J., 1981, Kinetics of crystallization of igneous rocks, in "Kinetics of geochemical processes", edited by A. Lasaga and R.J. Kirkpatrick, *Rev. Mineral.*, **8**, 321-397.
- Klug, C. and K.V. Cashman, 1994, Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma, *Geology*, **22**, 468-472.
- Lasaga, A.C., 1981, Implications of a concentration-dependent growth rate on the boundary layer crystal-melt model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 425-439.
- 松島 健・清水 洋・渡邊篤志・山科健一郎・西村裕一, 2000, 2000年有珠火山噴火で観測された傾斜変動について, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 163.
- Morgan IV, G.B. and D. London, 1996, Optimizing the electron microprobe analysis of hydrous alkali aluminosilicate glasses, *Am. Mineral.*, **81**, 1176-1185.
- 中川光弘・和田恵治・石塚吉浩・工藤 崇・吉本充宏・北川淳一・平賀正人・清野寛子・外狩英狩, 2000, 有珠火山 2000年噴火: 噴出物の時間変化と本質マグマ, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 190.
- Ogawa, Y., N. Matsushima, H. Oshima, S. Takakura, M. Utsugi, K. Hirano, M. Igarashi and T. Doi, 1998, A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotelluric soundings, *Earth Planets Space*, **50**, 339-346.
- 大島弘光・松島喜雄, 1997, 地層の透水性に基づく水蒸気爆発の特性評価, 蒸気爆発の動力学研究成果報告書, 339-348.
- 大島弘光・森 濟・前川徳光・吉田邦一・田村真一・一柳昌義・岡田 弘・浜口博之・西村太志・青山 裕・辻 浩・植平賢司・宮町宏樹・八木原寛・須藤靖明・高山鉄朗, 2000, 2000年有珠山噴火に伴う地震活動, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 33.
- Self, S. and R.S.J. Sparks, 1978, Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water, *Bull. Volcanol.*, **41**, 196-212.
- Sheridan, M.F., F. Barberi, M. Rosi and R. Santacroce, 1981, A model for plinian eruptions of Vesuvius, *Nature*, **289**, 282-285.
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子, 1981, 有珠火山地質図, 地質調査所.
- Suzuki Y. and S. Nakada, 2000, Degassing and Ascent Process of Felsic Magma in Explosive Eruption—Implication from Haruna Volcano, Japan—, *EOS*, **81**, 233.
- 鈴木由希・中田節也, 2000, マグマ上昇と発泡・結晶作用のタイミング—有珠山 2000年噴火産物での例—, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 189.
- Swanson, S.E., 1977, Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of the granitic textures, *Am. Mineral.*, **62**, 966-978.
- 高橋浩晃・岡崎紀俊・石丸 聡・森 濟・中尾 茂・三浦 哲・加藤照之・松島 健・渡邊篤志・木股文昭・笠原稔, 2000, GPS 観測による 2000年有珠山噴火前後の地殻変動—2周波受信機による観測, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 41.
- 東宮昭彦, 1997, 実験岩石学的手法で求めるマグマだまりの深さ, 月刊地球, **19**, 720-724.
- 東宮昭彦・宮城磯治・星住英夫・川辺禎久・山元孝広, 2000, 有珠火山 2000年噴火の本質物質, 日本火山学会 2000年度秋季大会講演予稿集, 30.
- 宇井忠英・中川光弘・吉本充宏・総合観測班地質グループ, 2000, 有珠山 2000年噴火, 火山, **45**, 195-196.
- 八幡正弘, 1992, 北海道南部, 西胆振地域の新生代後期の造構史と変質作用, 地下資源調査所報告, **64**, 69-80.

(Received March 15, 2001)

(Accepted May 21, 2001)