

## 噴煙映像を用いた火山灰噴出量の推定

—浅間火山 2003年2月6日噴火の噴煙解析—

寺田 暁彦\*・嶋野 岳人\*\*・飯島 聖\*\*\*・及川 純\*\*

(2004年5月31日受付, 2005年3月11日受理)

Evaluation of Total Ejected Ash in Volcanic Clouds Using Video Records:  
Application to the Eruption of Asama Volcano, Japan, on February 6, 2003

Akihiko TERADA\*, Taketo SHIMANO\*\*, Sei IJIMA\*\*\* and Jun OIKAWA\*\*

From February to April 2003, four small eruptions occurred in Asama volcano, central Japan. During these eruptions, movements of volcanic clouds were automatically recorded by video cameras. Based on these camera records, we studied the features of ascent processes of volcanic clouds. The volcanic cloud on 6 February 2003 had mostly isolated symmetric shape and expanded linearly with height as it ascended. The squares of heights from virtual origin are proportional to time. These features are consistent with the characters of a thermal, which is well known from dimension analyses and experiments.

To evaluate the masses of ejected ash we developed a simple model for volcanic clouds based on thermal assumption, and described the ascent velocity as a function of mean temperature and mass of ash in a volcanic cloud. In this model, a volcanic cloud is composed of ash and ideal gas, driven only by buoyancy. Any fall-out of particles was neglected. We compared the model with the video records of the volcanic cloud on 6 February 2003, and deduced that the volcanic cloud had less than about 400 ton of ash.

We found new vents at the bottom of the main crater. Volume of the most prominent vent is comparable with the ash volume derived from our model. Chemical compositions of the products resemble those of Maekake stage, the youngest stage of Asama volcano, suggesting that the ash were derived from the shallow part of the volcanic edifice. It is interpreted that the small explosion occurred at the shallow part beneath the main crater. We propose that high temperature of ejecta was responsible for the formation of unusual volcanic cloud.

**Key words:** Asama volcano, thermal, volcanic cloud, camera recordings, mass of ash

## 1. はじめに

浅間火山では、2003年2月から4月にかけて計4回の噴火が発生した。これらの噴火は、同火山で頻繁にマグマ噴火が発生していた1980年代以前(例えば、下鶴・他, 1975)よりも遥かに規模が小さかったが、一連の噴火に先立ち、地震の群発や噴気量の増大、火口底温度上昇など様々な異常が観測されていた(例えば、気象庁, 2003a)。

小噴火が頻発した後で大規模なプリニー式噴火が発生した北海道駒ヶ岳の例(例えば、中川・他, 2001)からも明らかなように、今回の小噴火の特徴を定量的に把握し、発生機構を明らかにすることは、今後の浅間火山の活動を予測する上で重要である。

噴火を定量的に記述する重要なパラメータのひとつとして火山灰噴出量が挙げられ、一般に降灰地域における

\* 〒060-0810 北海道札幌市北区北10条西8丁目  
北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University, North 10 West 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan.

\*\* 〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1

東京大学地震研究所  
Earthquake Research Institute, University of Tokyo,

1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

\*\*\* 〒389-0115 長野県北佐久郡軽井沢町道分1151-2  
気象庁軽井沢測候所

Karuizawa Weather Station, Japan Meteorological Agency, 1151-2 Oiwake, Karuizawa, Kitasaku, Nagano 389-0115, Japan.

Corresponding author: Akihiko Terada  
e-mail: terada@eos.hokudai.ac.jp

地質学的調査から推定されている (例えば, Walker, 1980; 鈴木, 1981; Hayakawa, 1985; Sparks, 1986)。しかし, 今回の浅間火山で見られたような小さな噴火で, 降灰地域が積雪に覆われた山体に限られた場合には, 十分な野外調査を行なうことができない。一方, 火山灰噴出率に関係する量として噴煙高度は重要な観測量であり, 噴煙高度の推移からしばしば火山灰噴出率が推定されてきた (例えば, Morton *et al.*, 1956; Wilson *et al.*, 1978; Sparks *et al.*, 1986)。しかし, 浮力が小さい中小規模噴煙の到達高度は, 周辺大気の大気 (例えば, Briggs, 1969; Graf *et al.*, 1999) や大気下層に存在する逆転層あるいは水蒸気の影響 (例えば, Woods, 1993; 寺田・井田, 2002; 寺田・他, 2003) に依存して大きく変化し得ることが, 数値計算や観測から示唆されている。人工衛星画像を用いたりモートセンシング的手法による推定も (例えば, Wen and Rose, 1994; 澤田, 1996), 得られる画像の時空間解像度が低いため, 中小規模噴煙の解析には不向きである。このように, 小さな噴火の火山灰噴出量を見積もることは困難な場合が多い。

本研究では, 小規模噴火の火山灰噴出量を簡便に推定する方法を構築するため, 浅間火山で 2003 年 2 月 6 日に発生した噴火の噴煙に注目した。この噴火は晴天の日中に発生したために, 気象庁の監視カメラにより明瞭な映像記録が得られ, 噴煙運動の詳細を定量化することが可能である。この映像から明らかとなった噴煙の特徴に基づいて簡単なモデルを構築し, 火山灰噴出量を推定する。さらに, 他の観測データと合わせて今回の噴煙形成機構を考察する。

なお, 火山灰を含まない小規模の噴煙は噴気と呼ばれることが多いが, 明確な分類基準は存在しない。本論文では, 火山灰を含む噴煙を有色噴煙と呼び, それ以外は白色噴煙と呼ぶ。

## 2. データ

使用した監視カメラの位置を Fig. 1 に示す。気象庁は浅間火山山頂の南南東 7.7 km に位置する気象庁軽井沢測候所 (追分, 以下 OWK) に高感度カメラ (東芝 TC 3810) を, 北北東約 4.1 km の浅間園 (以下 ASE) に通常の可視カメラ (VICTOR TK-1070) と赤外カメラを設置し, OWK は 1-2 秒毎, ASE は 16-67 秒毎に 24 時間連続撮影を行っている。Table 1 に, OWK の画像を表すパラメータを示す。カメラの画角や視線方位は, 画像内の特徴的な地形と地形図を用いて推定した。OWK の撮影可能高度は海拔約 4,300 m (山頂から約 1,700 m) までである。本研究では, 主に画像保存間隔の短い OWK の画像を使用し, ASE の画像は補助的に用いる。なお, 噴火が

発生した 2003 年 2 月の浅間園赤外カメラは故障していたため, 赤外映像は得られていない。噴火前後の点検から, 画像に表示された撮影時刻は真の時刻から 2-3 秒, 遅れていたことがわかっている。本文中では表示された時刻から 3 秒を引いた時刻で記述する。一方, ASE の画像に表示される時刻は約 1 秒程度の進みが推定される。本文中では, 表示された時刻に 1 秒を足して記述する。

この他, 噴火の様子はいくつかの報道機関も撮影していた。本研究では, 噴煙の流れとほぼ直交方向にあたる御代田方面 (Fig. 1 の矢印) から撮影された, 株式会社テレビ信州 (TSB) の映像も使用する。本映像の正確な撮影時刻は不明である。

気象データは, 噴火発生時刻の 12 時 1 分に合わせて, 気象庁軽井沢測候所における 12 時の地上気象観測結果, および輪島, 館野 (それぞれ Fig. 1 の黒四角 WJM, TTN) における同日 09 時の高層気象観測結果を使用する。

## 3. 2003 年の小噴火

### 3-1 小噴火直前の火山活動

Table 2 に, 2000 年 9 月以降の噴煙活動, 火口底温度, 二氧化硫黄放出量および地震発生回数の変化をまとめた。ここで噴煙活動は, 到達高度が火口壁上 500 m 以上

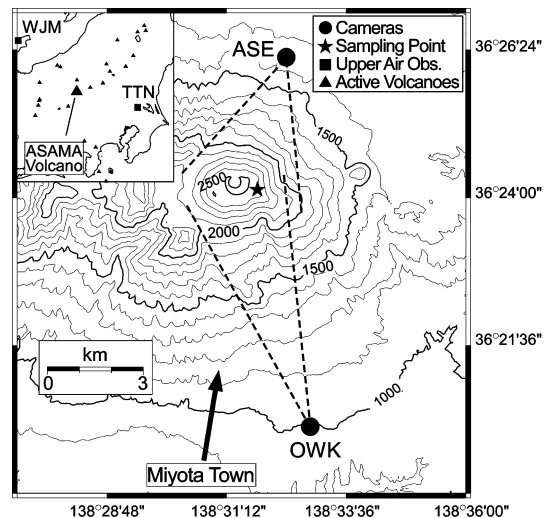


Fig. 1. Map of the area around Asama Volcano showing locations of the cameras with azimuth of fields, sampling site of ejected ash and stations of upper air observations. The arrow indicates the site from which the photograph was taken by TSB (TV. Shinshu Broadcasting Co., LTD) in Fig. 2 (f).

Table 1. Parameters of camera at OWK station.

Station	Distance to the vent [km]	Angle of elevation [deg]	Azimuth of the images [deg]	Resolution [pixel]	m/pixel Around the top of Asama Volcano
OWK	7.7	14	25×19	640×480	5.6×5.9

観測された日が複数ある月を黒丸で示した。特に断らない限り、本節で述べる観測データは気象庁(2000; 2001; 2002; 2003 a)に基づく。

浅間火山では2000年9月に起きた群発地震活動以降、やや時間を置いて様々な現象が発生し、盛衰を繰り返した。特に、2002年5月から10月には噴煙量や二酸化硫黄放出量の増加および活発な地震活動が同時に見られたうえ、火口底温度が顕著に上昇しはじめた。

小噴火が発生した2003年2月から4月は、地震発生回数がやや多い状態であったものの顕著な群発地震は発生していない。一方、噴煙量が2003年2月に入って明らかに増加し、二酸化硫黄放出量も1,000-2,700 ton/dayと、2002年8-10月と同じかそれ以上の値が観測された。2003年5月の測定では、火口底温度は642°Cと過去10数年で最も高温であった。

3-2 2003年2月6日の小噴火

3-2-1 噴煙の特徴

Fig. 2に、複数の方向から撮影された2003年2月6日噴火の噴煙画像を示す。噴火直前の火口周辺は、高度2,800 m付近まで白色噴煙に覆われていた。白色噴煙の流れの様子から、地表に沿って山腹を下る風が示唆される。12時1分30秒に有色噴煙“A”が白色噴煙の上部に達した。噴煙はほぼ一様な薄い茶色を呈しており、水滴が存在しているように見える。“A”は風に流されながら上昇し(Fig. 2 (a)), 約30秒後の12時2分すぎにはほぼ上昇をやめた(Fig. 2 (b))。この際、“A”の形状はほぼ保持されており、顕著に降灰する様子は見られなかった。12時2分30秒ごろから、“A”の上下部で相対運動が見られるなど、形状に顕著な変化が起きた(Fig. 2 (c))。変形はさらに進み、12時3分ごろには形が大きく崩れて上下へ分離した(Fig. 2 (d))。Fig. 2 (f)はTSBの画像である。画像に映こまれた浅間火山の地形的特徴と“A”の位置から、本画像は、“A”の流れからほぼ直向する方向にある御代田方面からFig. 2 (c) (d)とほぼ同じ時刻に撮影されたと考えられる。TSB, OWKおよびASEの画像(Fig. 2 (e))から、“A”がほぼ孤立した塊状であったことがわかる。

有色噴煙“B”は、12時1分48秒から見え始めた

Table 2. The time sequence of noticeable activities of Asama volcano. The data are in part from Japan Meteorological Agency (2000; 2001; 2002; 2003 a). Close circles in “Fumarolic Activity” denote that the monthly maximum heights were over 500 m above the top of the summit. Tri-angles denote small eruptions reported by Japan Meteorological Agency.

Date	Fumarolic activity	Temperature at the vent	SO2 Flux from Jul. 2002	Number of earthquakes (>1000/month)
2000/9				●
10				
11				
12				●
2001/1				
2	●			
3	●			
4	●			
5	●			
6	●			
7	●			
8		~100°C		
9	●	Increase		
10	●			
11	●			
12				
2002/1				
2				
3				
4				
5	●		No data	●
6	●			●
7	●			●
8	●		2 kton/day	
9				
10	●			
11				
12				
2003/1				
2(▲)	●			
3(▲)	●			
4(▲▲)	●		2 kton/day	
5		642°C	<0.5 kton/day	

(Fig. 2 (a)). “B”の色は、灰色から白色へと徐々に遷移してゆくなど(Fig. 2 (f))、“A”と比較して外形がはっきりしなかった。

Fig. 3に、有色噴煙“A”が変形する以前について、その外形変化を示す。“A”の表面には渦と思われる凹凸が発達していた。これら渦の特徴的な形状に注目すると(Fig. 3 (a)-(g)の1, 2および3)、噴煙表面において水平風による噴煙全体の東方向への動きとは別に、球形渦(例えば、Hill, 1894)のような噴煙上部から下部方向への流れを認識できる(Fig. 3 (h))。このような対流パターンは、4-2節で述べるThermalの特徴である(例えば、Woodward, 1959; Turner, 1964)。この対流パターンは噴煙の上昇過程で保持され、上昇をやめた後もしばらくは

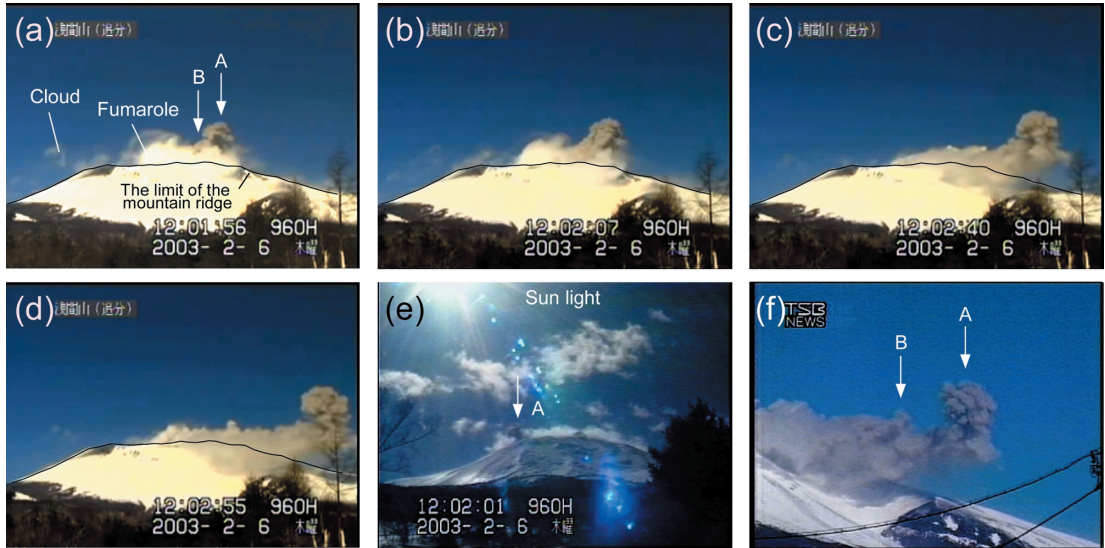


Fig. 2. Photographs of the volcanic cloud on 6 Feb., 2003. (a)-(d) A sequence of photographs taken from OWK. The times shown in the photographs are of 3 seconds slow relative to the Japan Standard Time. (e) The photograph taken from ASE. The time shown in the photograph is of 1 second fast relative to JST. (f) The photograph taken by TSB from Miyota town in Fig. 1.

維持された。対流がほぼ停止したのは、噴煙の形状が大きく崩れた時期に一致する。上昇の過程で、球形渦の対流に対する水平風の影響は認識できなかった

### 3-2-2 噴出物の分析

火口縁の東 300 m 付近の雪上で (Fig. 1 の星印)、今回の噴出物と思われる試料を 2003 年 5 月 6 日に採取した。堆積物は主として粒径 1-2 cm 以下の角礫状の溶岩片からなり、採取地点における堆積重量は約  $310 \text{ g/m}^2$  であった。噴出物の平均みかけ密度は、ガラスビーズ法 (佐々木・勝井, 1981) によりおよそ  $2,500 \text{ kg/m}^3$  と見積もられた。全岩化学組成は、浅間火山最新期の活動である前掛期の噴出物 (特に 1783 年, 天明噴火の噴出物) とよく似ている (Fig. 4 (a))。また、含まれる鉱物の組成についても、少なくとも 1783 年噴出物の斜長石、輝石組成ともに有意に異なるものは存在しない (Fig. 4(b), (c))。一方、今回の噴出物は極めて結晶度が高く、石基ガラスの  $\text{SiO}_2$  は約 75 重量%であった。

### 3-3 2003 年その他の小噴火

浅間火山では 3 月 30 日, 4 月 7 日, 同 18 日にも小さな噴火が発生した。これらの噴火は、降灰状況や噴火に伴い発生した火山性微動の振幅から、2 月 6 日噴火よりも小規模と考えられている (気象庁, 2003 b)。これらの噴煙は OWK において撮影されたが、3 月 30 日は夜間のため映像が不鮮明で、4 月 7 日噴火は噴煙の外形が不明瞭だったため、運動の定量化は困難である。また、同

18 日の噴煙は強風によりほぼ水平方向へ流されたため、本研究で試みる解析方法は適用できない。以上から、本研究でこれら 3 回の噴火は扱わない。

## 4. 解析方法

### 4-1 噴煙運動の定量化

Fig. 5 (a) に鉛直方向の位置計測方法を示す。本論文で噴煙の高さ  $h$  は、噴煙頂部を取る。カメラの仰角  $\theta_0$  から測った噴煙の見込み角  $\theta_i$  を計測すれば、噴煙  $i$  の海面からの高さ  $h_i$  は

$$h_i = d_i \tan(\theta_i + \theta_0) + h_0 \quad (1)$$

を用いて計算できる。ここで、 $h_0$  はカメラ設置標高、 $d_i$  はカメラから噴煙までの水平距離である。カメラの仰角  $\theta_0$  や噴煙の見込み角  $\theta_i$  は寺田・他 (2003) の方法を用いて計測した。風による移動のために  $d_i$  の変化が無視できない場合、Fig. 5 (b) に示すように噴煙水平移動方向  $a$  と火口位置を与え、幾何学的に  $d_i$  を見積もった。本研究で解析する 2003 年 2 月 6 日の噴煙の水平移動方向  $a$  は、RSM 風予想値 (気象庁, 私信) から  $\text{N } 120^\circ \text{ E}$  とした。この方位は、ASE や TSB の画像に見られる噴煙位置や噴火翌日に山麓から撮影された写真に見られる降灰跡と矛盾しない。噴煙半径は、水平方向の位置計測を (1) 式と同様の方法で行い、噴煙の左右端の水平距離差を求めることで見積もった。



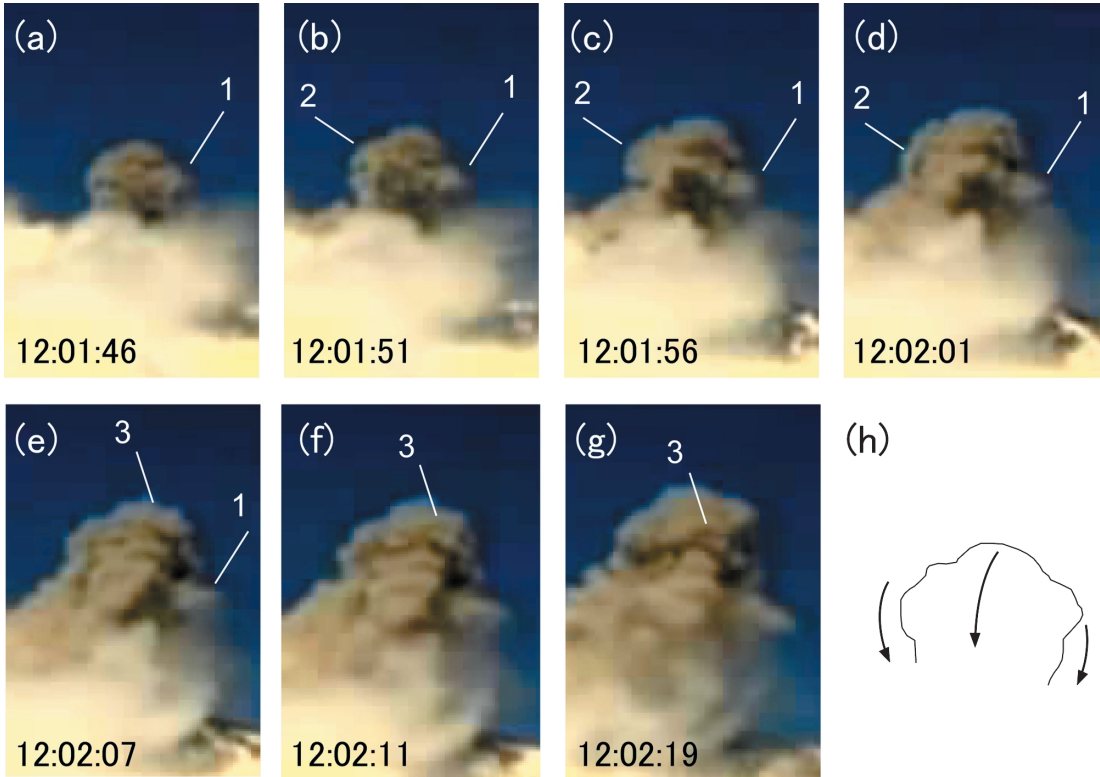


Fig. 3. (a)-(g) A sequence of photographs magnified around the volcanic cloud on 6 Feb., 2003. Numbers point out the remarkable parts of volcanic cloud. (h) Schematic of convection pattern at surface of cloud.

4-2 火山灰質量の推定

本研究では、観測された噴煙の運動を Thermal とみなしてモデル化を行なう。ここで扱う Thermal とは、周辺大気と密度の異なる塊が、浮力のみを駆動力として周辺大気と混合しながら上昇する現象を指す。このような噴煙は、ブルカノ式噴火に代表される単発の爆発で生成する噴煙や、流下した火砕流の上面から上昇する cognimbrite ash cloud に見られると考えられている (例えば、Woods and Kienle, 1994)。

Scorer (1957) は、Thermal 頂部の鉛直方向への移動速度 (以下では上昇速度と呼ぶ)  $w$  は Thermal の大きさと浮力で決まるとして、次元解析から  $w$  を次のように表現した:

$$w = C \left( g \frac{\rho_a - \rho}{\rho_a} r' \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

ここで、 $r'$  は Thermal の最大半径、 $\rho$  と  $\rho_a$  は Thermal の内部および周辺大気平均密度、 $g$  は重力加速度である。 $C$  は実験的に求められる定数で、周辺流体が密度一様で、流れをポテンシャル流として近似できる場合、そ

れぞれの Thermal について一定の値をとることが知られている (例えば、Turner, 1964)。 $C$  は 1 前後の値をとるが、個々の Thermal によりやや異なる (例えば、Scorer, 1957; Saunders, 1961; Turner, 1964)。このため、本研究では  $C$  を 1 として計算し、別に  $C$  の不確定が解析結果に与える影響を議論する。なお、 $\rho_a$  は静水圧平衡および気温が高さに対して一定の割合  $\Gamma$  で減少することを仮定して、計算により推定する。この計算に必要な地表気温と気圧は、軽井沢測候所の観測結果  $-0.2^\circ\text{C}$  および  $900 \text{ hPa}$  を、 $\Gamma$  は高層気象観測で得られた値の平均  $7.2 \text{ K/km}$  を用いる。(2) 式を用いることで、Thermal 内部の流れを知ることなしに、観測可能な半径や上昇速度から Thermal と周囲との密度差を見積もることができる。

気体成分が状態方程式に従うならば、噴煙の状態方程式は火山灰の寄与を含めて次のように書ける。

$$\frac{1}{\rho} = \frac{nRT}{p} + \frac{1-n}{\sigma} \quad (3)$$

ここで  $\rho$  は噴煙の平均密度、 $T$  は噴煙の平均温度、 $R$  は

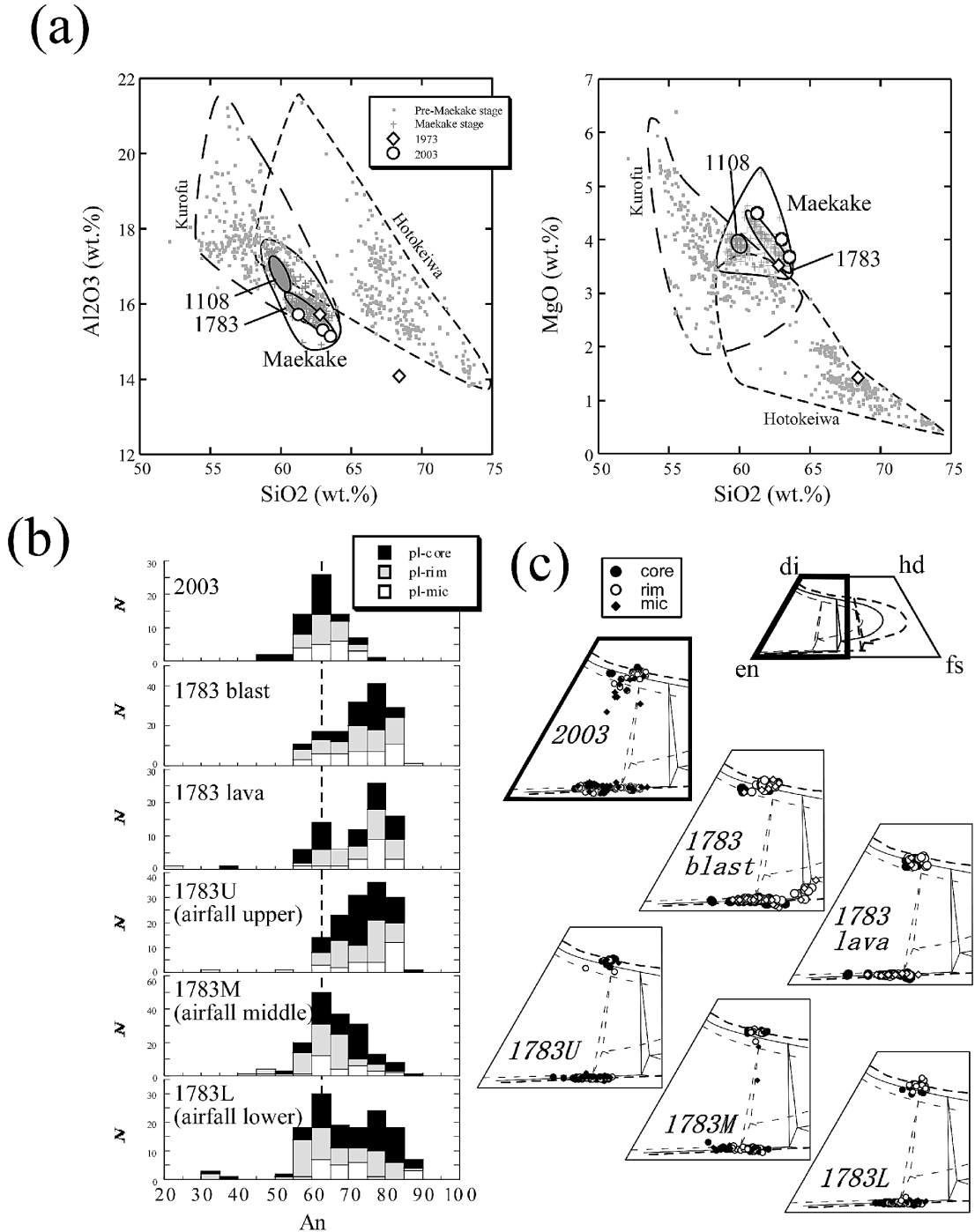


Fig. 4. Whole rock and mineral composition of the 1783 and the 2003 ejecta of Asama Volcano. (a) Whole rock composition. Composition ranges of the products in Maekake, Hotokeiwa and Kurofu stages are also shown (Aramaki and Takahashi, 1992; Takahashi *et al.*, 2003). (b) Anorthite content of plagioclase compared with those of the 1783 products (lower, middle, upper airfall pumice, lava flow, and blast in ascending order). (c) Pyroxene compositions on the quadrilateral diagram of Lindsley and Anderson (1983). Thick broken, solid, and thin broken lines are isotherms of 900, 1000 and 1100°C, respectively.

気体定数である。噴煙は噴出直後に周辺大気と十分混合すると考えて、 $R$  は乾燥空気の気体定数  $287 \text{ J/K/kg}$  を使用する。 $\sigma$  は火山灰の平均みかけ密度で、3-2-2 節で示した噴出物の分析値  $2,500 \text{ kg/m}^3$  を使用する。 $p$  は噴煙内の平均圧力であり、噴煙中心部の高度における気圧  $p$  を用いる。 $n$  は気体の質量分率で、噴煙内の気体成分質量を  $M_g$ 、火山灰質量を  $M_t$  とすれば

$$n = \frac{M_g}{M_g + M_t} \quad (4)$$

と書ける。噴煙の形状が球で近似できるならば、噴煙全質量は噴煙半径を  $r$  として

$$M_g + M_t = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho \quad (5)$$

と書ける。このとき、 $r$  は (2) 式の  $r'$  と一致する。

(3)-(5) 式に、ある高さ  $z$  における噴煙半径  $r$  を計測して与え、さらに 2 つの変数を任意に設定することで、噴煙密度  $\rho$  を計算できる。本研究では、2 つの変数として噴煙平均温度  $T$ 、火山灰質量  $M_t$  を選ぶ。さらに、得られた噴煙密度  $\rho$  と観測した半径  $r$  から (2) 式を用いて噴煙上昇速度  $w$  を計算できる。このように見積もられた  $w$  を、観測された噴煙上昇速度  $w_{obs}$  と比較することで  $M_t$  や  $T$  を見積もる。

### 5. 噴煙運動の特徴

Fig. 6 (a) に有色噴煙 “A” の高さに対する半径変化を、Fig. 6 (b) に有色噴煙 “A”、“B” の時間に対する高さ変化を示す。ここで、時刻は “A” を視認した時刻 12 時 1 分 30 秒に対する相対時刻である。高さに関するエラーバーは読取精度を  $\pm 2 \text{ pixel}$  とした場合の不確定さを、時間に対するエラーバーは時刻精度を  $\pm 1 \text{ sec}$  とした場合の不確定さを表す。

有色噴煙 “A” を最初に視認した約 25 秒後には、到達高度  $2,930 \text{ m}$  (火口底から  $570 \text{ m}$ ) に達し、約 10 秒の間ほぼ水平に移動した後、下降を始めた (Fig. 6 (b))。一方、“A” の半径は高さに対してほぼ直線的に増加しており、噴煙の運動が自己相似性を持つことが示唆される (Fig. 6 (a))。この傾向は半径  $130 \text{ m}$  付近以上で不明瞭となるが、その高さ  $2,930 \text{ m}$  は “A” が上昇をやめた高さとして一致しており、運動が変化したことが示唆される。

そこで、高さ  $2,930 \text{ m}$  以下のデータを黒丸、それ以上のデータを白丸で区別して、Fig. 6 (a) の黒丸について最小二乗法により直線近似を行った。拡大率  $k$  (半径/高さ) は  $0.66$  と、水槽実験などから知られている一般的な値  $0.20-0.25$  (例えば、Scorer, 1957; Woodward, 1959; Turner, 1964) と比べて大きな値が得られた。一方、半径が  $0$  となる高度、すなわち仮想噴出源 (Virtual Origin, 例えば、Scorer, 1957) の高さは  $2,745 \text{ m}$  と見積もられた。

有色噴煙 “A” の上昇速度は、上昇とともに低下した。2-4 番目のデータについて中央差分を取ることで、初期の上昇速度  $w_{obs}$  は  $6.1-7.8 \text{ m/s}$ 、平均  $6.8 \text{ m/s}$  と見積もられる。

有色噴煙 “B” の頂部の最高到達高度は “A” の 8 割に相当する海拔  $2,810 \text{ m}$  (火口底から  $450 \text{ m}$ ) であった。“B” は出現直後から下降しており、上昇過程の詳細を検討することはできない。“B” が下降しているのは、噴火前後の白色噴煙の運動と同様に浅間山斜面に沿う風に流されているためと思われる。

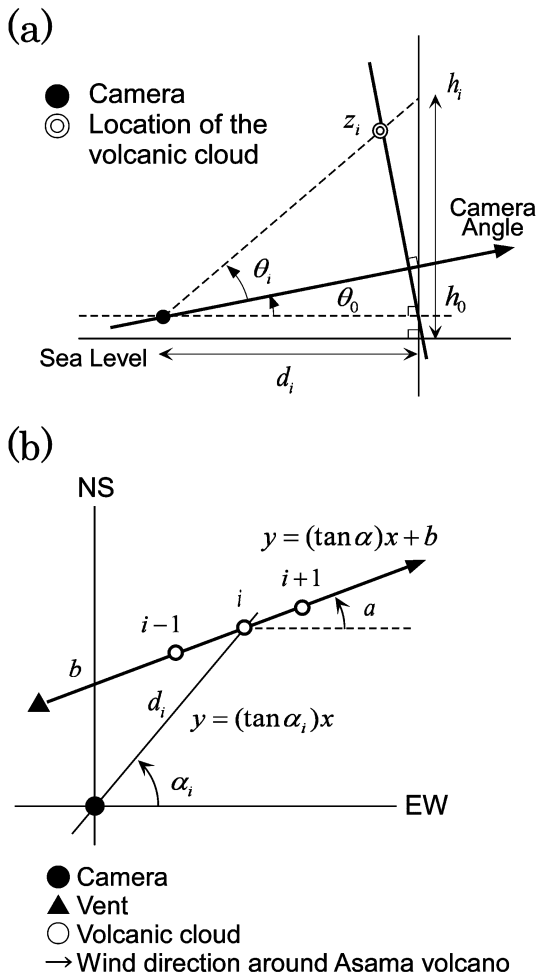


Fig. 5. Method to estimate the locations of volcanic clouds from camera recordings. (a) Heights above sea level. (b) Horizontal locations.

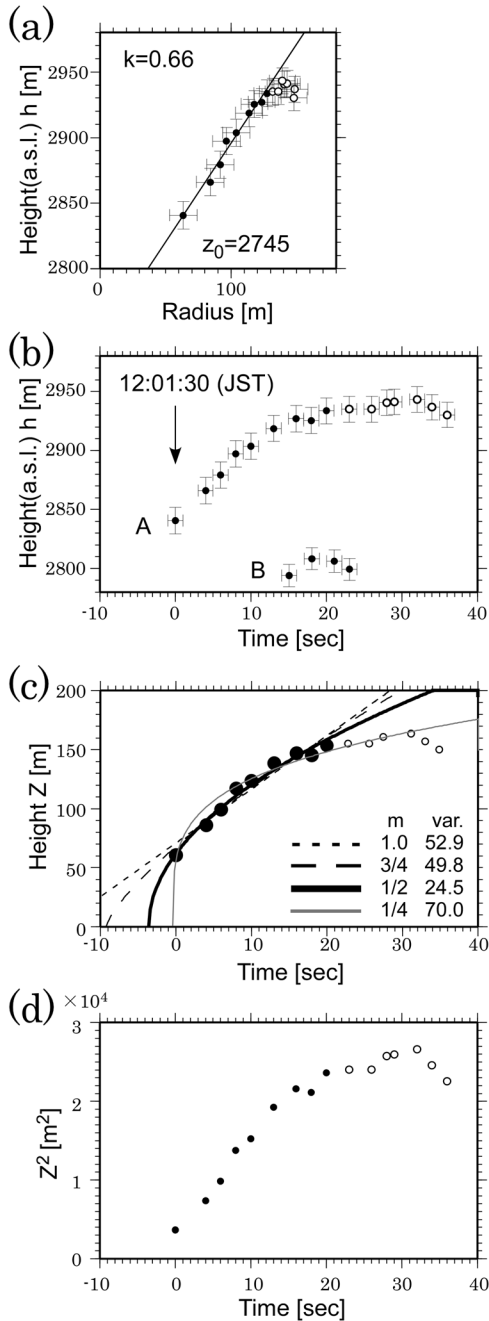


Fig. 6. Details of ascent process of volcanic clouds on 6 Feb., 2003. (a) Correlation between top heights and maximum radius. (b) Top of height as a function of time. (c) Examples of Eq.(6) fits to the observation data with variances about  $m=1$ ,  $3/4$ ,  $1/2$  and  $1/4$ .  $Z$  is the top heights of volcanic cloud from virtual origin. See section 6-1 for detail. (d)  $Z^2$  as a function of time.

## 6. 議 論

### 6-1 噴煙運動の検討

4-2節で導入した Thermal モデルでは、周辺大気のパラメータが一様であること、浮力の供給がないこと、運動の駆動力が浮力のみであること、などが仮定されている。そこで、噴煙の外形および運動の特徴から、2003年2月6日噴火の噴煙を Thermal とみなす妥当性を検討する。

Fig. 2, 3 に示したように、有色噴煙“A”は孤立した球状で、その表面には球形渦と同様の流れが見られた。また、Fig. 5 に示したように、上昇をやめた高度 2930 m 以下において、“A”の半径は高さに対して直線的に拡大していた。以上のように上昇中の“A”は、外見から検討する限り Thermal としての特徴を備えていると言える。

次に、運動の特徴を検討する。Fig. 6 (c) に、有色噴煙“A”について時間と高さの関係を以下の関数

$$Z=A(t-t_0)^m \quad (6)$$

にあてはめた結果を示す。ここで、 $Z$  は時刻  $t$  における仮想噴出源からの高さ、 $t_0$  は噴出時刻、 $A$  は定数である。ここでは、 $m=1$ ,  $3/4$ ,  $1/2$ ,  $1/4$  について、線形および非線形最小二乗法により最適パラメータ  $A$  と  $t_0$  を求め、その分散を計算した。データの精度や、仮想噴出源付近のデータが存在しないことを考慮すると、詳細な検討は難しいと言える。しかし、浮力を駆動力とする Thermal の特徴である  $m=1/2$  について得られた分散は、純粋 Plume に関する値  $m=3/4$  などと比較して小さく、“A”の運動を Thermal として扱うことに矛盾は見られない。

さらに、時刻に対する仮想噴出源からの高さ二乗を Fig. 6 (d) に示す。これは、 $m=1/2$  のときに式 (6) を二乗して得られる関係に相当し、Thermal ならば線形関係を示すことが予想される (例えば、Scorer, 1957)。Fig. 6 (d) から、高度 2,930 m 以下について、仮想噴出源からの高さ二乗は時刻に対してよい直線関係が見られる。

以上の特徴から有色噴煙“A”の運動は、浮力を駆動力とする Thermal としての特徴を持つと考えられる。

実際の大气は密度成層しているにも関わらず、その影響が有色噴煙の運動には顕著に見られない (Fig. 6)。この理由は、解析した上空 2,830–2,930 m の範囲における密度変化は 1% 程度であり、密度成層の影響が噴煙の保持していた浮力と比較して十分に小さかったためと考えられる。

次に、運動の過程で浮力供給がないという仮定を検討する。一般に、噴煙は内部へ取り込まれた大気が噴煙の熱エネルギーにより膨張し、噴煙の全密度が低下することで浮力を獲得する。このため、火口で供給された運動量が消費された後も、噴煙は上昇を継続できることがあ



る(例えば, Woods, 1988; Woods and Kienle, 1994). 本研究で扱った有色噴煙“A”の運動には, 浮力供給を示唆する特徴は見出せず, むしろ浮力が保存される Thermal の運動と同様であった. この理由として運動を扱った領域が挙げられる. 本研究では火口底から 480 m 以上上昇した後の運動を解析している. 噴煙は, この高さ以前に大気と十分混合して火山灰量比が低下したうえ冷却するなど, 浮力を獲得するプロセスの大半はすでに終了していたのであろう. この議論は, 噴煙は薄灰色で水滴が存在するように見えることと矛盾しない. 同様に, 火口で噴煙に与えられた運動量も, 噴煙が解析領域に達する以前に消費されていたと思われる.

一方, 有色噴煙“B”は外見的に塊状ではなかった. また, 運動の特徴も十分に検討できなかったため, 今回は詳細な解析を行なわない.

## 6-2 火山灰噴出量の推定

Fig. 7 (a) に, 2003 年 2 月 6 日の有色噴煙“A”について噴煙平均温度  $T$  と火山灰質量  $M_f$  を変数として (3)–(5) 式から計算した噴煙と周囲との密度の差を規格化した値  $(\rho_a - \rho) / \rho_a$  を示す. 噴煙半径は, Fig. 7 (a) に示した高度 2,900 m における観測値から 70 m とした. 温度計算の下限は, 4-2 節に示した方法で計算した周辺大気温度 260 K とした. 一方, 温度の上限を決めることは難しい. 一般に, 噴煙は周辺大気と混合することで速やかに温度が低下する(例えば, Woods, 1988). 噴煙が小さいほど大気との混合効率が良いため, 本研究で扱った半径数 10 m 程度の噴煙では, 火口上に現れるまでに十分な温度低下が起きていたと思われる. これは, 噴煙に水滴が含まれているように見えることと矛盾しない. そこで, 本研究で計算の上限は 700 hPa における沸点 363 K とする.

Fig. 7 (a) において, 噴煙半径は観測値から与えているため, 噴煙平均温度が高い, あるいは火山灰量が少ないほど, 噴煙と周囲との密度差  $(\rho_a - \rho) / \rho_a$  が大きい結果が得られた. (2) 式から, 観測半径  $r$  と観測速度  $w_{obs} = 6-8$  m/s を満足するために, 噴煙の平均密度は周辺大気より数%程度小さいことが要請される. そこで, Fig. 7 (b) に, (2) 式を用いて計算した噴煙上昇速度  $w$  と, 観測された初期上昇速度  $w_{obs}$  の不確定に対応する領域を示す. 2つの変数  $T, M_f$  に対して観測量は上昇速度  $w_{obs}$  しかないため, これを満足する  $T, M_f$  をユニークに決定することができない. しかし, Fig. 7 (b) に示した解の振る舞いから,  $T, M_f$  の取り得る範囲を絞り込めることがわかる. すなわち, 観測された上昇速度  $w_{obs} = 6-8$  m/s 説明するための火山灰質量  $M_f$  は, 363 K における値を参照することで 360–430 ton 以下となる. 一方, 噴煙の平均温度は 0 ton 付近における値を参照すると, 280 K 前後以上と

なる.

$C$  の不確定が解に与える影響を調べる.  $C$  は, 積雲観測から 0.89 (Malkus and Scorer, 1955), 1.5 (Saunders, 1961), 水槽実験から 1.0–1.5 (例えば, Scorer, 1957; Turner, 1964) などが得られている. 一方, Turner (1964) は,  $C$  と  $k$  が一定の関係にあることを指摘している. 本研究で求められた  $k = 0.66$  から Turner (1964) に従って  $C$  を計算すると,  $C$  は 1.22 となる. そこで, Fig. 7 (c) に,  $C$  を 0.89 および 1.5 とした場合に Fig. 7 (a) から (2) 式を用いて計算される,  $w_{obs}$  に対応する上昇速度  $w$  の範囲を示す. 火山灰質量  $M_f$  の最大値は,  $C$  を 0.89 とした場合に 310–410 ton,  $C$  を 1.5 とした場合に 450–490 ton となり,  $C$  を 1.0 とした場合に比べて数 10% 程度, 噴煙平均温度  $T$  については数°C 程度変化することがわかる.

有色噴煙“A”は上昇速度が小さかったため, (2) 式を用いなくとも火山灰噴出量について本節での議論と同程度の拘束を与えることができる. しかし, 2004 年の浅間火山噴火のように 10 数 m/s を越える上昇速度を持つ噴煙(未公表データ)に対しては, より有効な解析を行なえると考えられる.

さらに, 別の観測手段により噴煙平均温度を観測できれば, Fig. 7 (b) から観測温度と観測速度を説明する火山灰質量  $M_f$  を知ることができよう. 例えば赤外カメラを用いた場合, 観測条件が良ければ, 噴煙表面付近の温度, すなわち噴煙平均温度の下限が得られることが期待される. このように赤外カメラ等を併用することで, 取り得る火山灰質量  $M_f$  の範囲を限定できると思われる.

なお, 有色噴煙“B”は, 火口付近を覆う白色噴気を抜けた時点でほぼ上昇を止めていたため, 有色噴煙“A”と同様の解析を行なうことはできない. ここでは, 仮に“B”も Thermal と同様の運動をしていたとみなす. Thermal の到達高度が初期熱エネルギーの 1/4 乗に比例するという関係 (Morton *et al.*, 1956) を, “B”の上昇高度は“A”の 8 割程度だったことに適用すれば, “B”の熱エネルギーは“A”の約 40% 程度と評価される.

## 6-3 火口地形との比較

3-3-2 節に示したように, 噴出物の化学組成は前掛期の噴出物と一致していることから, 放出された火山灰は火山体の浅部を構成していたものと考えられる. また, 噴火に伴う微動の発生源が火口底ごく浅部であったこと(小林・他, 2003) から, 爆発は火口底ごく浅部で発生したと考えられる. 一方, 噴火後の 5 月 6 日および 22 日に行なった現地調査により, 既存の釜山火口底部に複数の小さな新火口を見出したが, 新しい火口丘など, 顕著な堆積物は見られなかった. これらのことから, 最も簡単

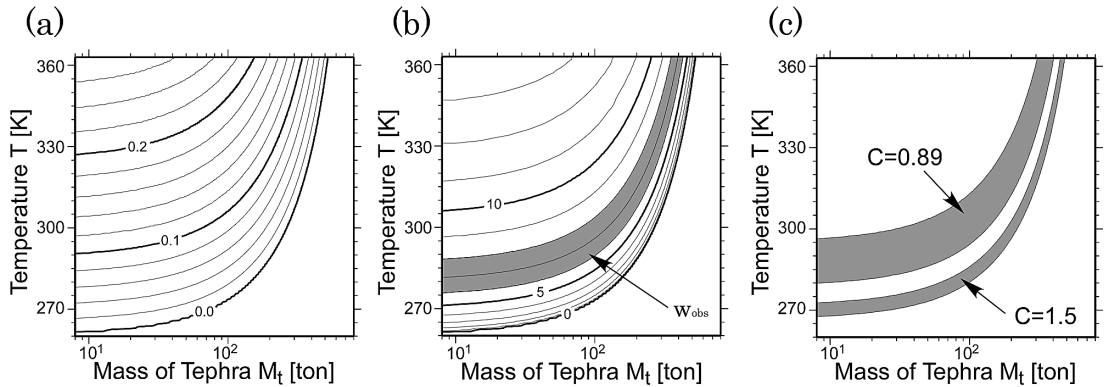


Fig. 7. Variations of parameters as a function of temperature  $T$  and mass of ash  $M_t$  with radius of 70m and height of 2900 m a.s.l.. (a) Density ratio  $(\rho_a - \rho) / \rho_a$  in Eq. (2). (b) Velocity  $w$  in Eq. (2) with  $C$  of 1.0. The stippled area is enclosed by uncertain of observation data. (c) Velocity  $w$  in Eq. (2) with  $C$  of 0.89 and 1.5.

な近似として、噴出体積が新火口の大きさに対応すると考えて、両者を比較する。2月6日噴火の有色噴煙“**A**”に含まれる火山灰量は、数10%程度の不確定が見込まれるものの、約400 ton以下と考えられる。この値は、噴出物の密度  $2500 \text{ kg/m}^3$  を用いて体積へ変換すると  $150 \text{ m}^3$  以下に相当し、半球状の火口を仮定すれば直径約4 m以下となる。一方、最も大きな新火口の直径は、火口壁上から撮影された写真から2-3 m前後と推定され、この大きさは本解析の見積りに矛盾しない。

#### 6-4 解析手法の検討

本手法の特徴は、噴出量を見積るために噴煙半径と上昇速度を用いることである。このため、噴煙高度を用いた解析よりも気象条件に起因する不確定さの影響が小さい。また、噴煙映像から簡便に推定できるため、高感度カメラや赤外カメラの映像から定量的な情報を引き出す手段として有用と思われる。

一方、本研究で構築したモデルは、いくつかの重要な仮定に基づくので、適用可能な噴煙および結果の扱いには十分な注意が必要である。まず、本モデルでは噴煙が塊状の Thermal であり、流れが自己相似性を持つことを仮定している。従って、本手法は弱風時に起きたブルカノ式噴火の噴煙の解析が最も適している。これに対し、連続的に立ち昇る Plume 型の噴煙、横風による水平 Shear や顕著な降灰により噴煙の形状が崩れて運動が自己相似でなくなる噴煙、水滴に富む噴煙などは、本手法に適さない。

また、噴煙の鉛直方向への運動を駆動するのは浮力であると仮定している。従って、噴煙の上昇経路で山岳波などの鉛直成分を含む風の存在が示唆される場合は、注意が必要である。有色噴煙“**A**”は、火口から水平に約

700 m 流されてから下降を始めており、山岳波など鉛直方向の大気の流れに運動が影響されたと考えられる。もし火口直上付近においても下降流が生じていた場合、本手法で見積もられた火山灰質量は過大となる。さらに、噴煙が水滴を含むとしても、その質量は火山灰に比較して無視できるほど小さいことを仮定しているから、得られた火山灰質量は最大の見積もりである。また、2月6日噴火では噴煙温度が不明なために上限のみが求められている。以上のことから、本研究により得られた火山灰質量は、最大の見積もりであることに注意が必要である。

さらに、本手法では、映像で確認される以前に噴煙から離脱した火山灰や噴石等は考慮されていない。2月6日噴火の噴煙からは顕著な降灰が見られず、新火口周囲に Cone 状地形も見られなかったため、見積もられた噴出量は実際の噴出量と大きな違いはないと思われるが、火口近傍に多量の噴出物が堆積していることが予想されるときには、十分な注意が必要である。

#### 6-5 噴煙形成機構

今回の噴火の噴出量は約400 ton以下であり、1980年代以前に発生していた各噴火の噴出量である1万から100万 ton クラス（例えば、下鶴・他, 1975, 荒牧・早川, 1982, 荒牧・他, 1983）と比較して100分の1から10,000分の1以下の規模と評価できた。さらに、噴出物の分析から、放出された火山灰は火山体浅部を構成していたと思われる。このように、表層付近の岩石をごく少量吹き飛ばしただけにも関わらず、およそ10年ぶりに山麓から望見できる規模の噴煙を形成した原因として、噴出物の温度が上げられる。噴火に先立ち、火口底温度の顕著な上昇 (Table 2) や熱異常領域の拡大が見られた。さらに、噴火後に見つかった新火口の内部は赤熱し

ていた。これらのことから、噴出物の温度は数百℃以上あったと考えられる。放出された火山灰は少量でも高温だったため、噴煙内に取り込んだ周辺大気を温めて浮力を獲得し、噴出口から数百 m 上昇して山麓からも望見できる規模の噴煙を形成したと考えられる。

## 7. ま と め

噴煙運動の特徴を検討したうえで、火山灰噴出量を見積もるための簡単なモデルを構築して浅間火山の噴煙映像を解析した。この結果、2003年2月6日に発生した噴火の噴煙の運動的特徴が典型的な Thermal に矛盾しないことがわかった。また、火山灰噴出量を 400 ton 以下、体積 150m<sup>3</sup> 以下と見積もった。噴出量は、1980年代以前に同火山で発生していた小噴火の 100 分の 1 から 10,000 分の 1 以下と、噴火の規模について定量的な指標を与えることができた。また、火口および噴出物の観察から、今回の爆発は既存の釜山火口底の表層部が吹き飛ばされる現象だったと思われる。そして、火口底浅部の岩石が高温化していたため、山麓から望見できる規模の噴煙が形成されたと考えられる。

## 謝 辞

気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センターおよび軽井沢測候所には、噴火映像を提供していただきました。東大地震研究所の吉本充宏氏には、噴出物分析結果の一部をご提供頂きました。気象庁には、噴火当日の浅間火山上空における風向について教えていただきました。株式会社テレビ信州には、噴煙映像の転載許可を頂きました。東大地震研究所浅間火山観測所の小山悦郎氏には、噴火当時の様子や映像データの所在について教えていただきました。北海道大学理学研究科附属地震火山研究観測センターの神山裕幸氏には、草稿について助言をいただきました。兵庫県立大学の井田喜明氏との議論は、論文を改善するうえで大変有益でした。匿名の査読者からのご指摘は、本論文の説得力を増すために大いに役立ちました。ここに記して深く感謝いたします。

## 引用文献

荒牧重雄・早川由紀夫 (1982) 1982 年浅間火山噴火の降下火山灰。火山, **27**, 203–215。  
 荒牧重雄・早川由紀夫・浅間火山観測所 (1983) 1983 年 4 月 8 日浅間火山噴火の降灰調査。火山噴火予知連絡会会報, **28**, 23–25。  
 Aramaki S. and Takahashi M. (1992) Field Workshop at Asama and Kusatsu-Shirane Volcanoes, Japan. IAVCEI Commission on Explosive Volcanism, Workshop Guide Book, 60 p.

Briggs, G. A. (1969) Plume rise. Critical Review Series, Rep. TID-25075, At. Energy Comm. Washington, D. C., 81 p.  
 Graf, H. F., Herzog, M., Oberhuber, J. M. and Textor, C. (1999) Effect of environmental conditions on volcanic plume rise. *J. Geophys. Res.*, **104**, 24309–24320.  
 Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507–592.  
 Hill, M. J. M. (1894) On a spherical vortex. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **A185**, 213–245.  
 気象庁 (2000) 2000 年の日本の主な火山活動。地震・火山月報。防災編, **12**, 12, 60–69。  
 気象庁 (2001) 2001 年の日本の主な火山活動。地震・火山月報。防災編, **13**, 12, 67–75。  
 気象庁 (2002) 2002 年の日本の主な火山活動。地震・火山月報。防災編, **14**, 12, 56–65。  
 気象庁 (2003 a) 2003 年の日本の主な火山活動。地震・火山月報。防災編, **15**, 12, 76–87。  
 気象庁 (2003 b) 日本の火山活動概況。火山, **48**, 329–332。  
 小林知勝・及川 純・辻 浩・小山悦郎 (2003) 浅間火山 2003 年 2 月 6 日の火山性微動。火山, **48**, 479–484。  
 Lindsley, D.H. and Anderson, D.J. (1983) A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, **88**, 887–906。  
 Malkus, J.S. and Scorer, R.S. (1955) The erosion of column towers. *J. Meteor.*, **12**, 43–57。  
 Morton, B. R., Taylor, G. and Turner, J. S. (1956) Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous source. *Proc. Roy. Soc., Ser. a.*, **234**, 1–23。  
 中川光弘・野上健治・石塚古猪・吉本充宏・高橋 良・石井英一・江草匡倫・宮村淳一・志賀 透・岡崎紀俊・石丸 聡 (2001) 北海道駒ヶ岳, 2000 年の小噴火とその意義: 噴出物と火山灰付着性成分の時間変化から見たマグマ活動活発化の証拠。火山, **46**, 295–304。  
 佐々木龍男・勝井義雄 (1981) ガラスビーズを使った軽石の密度測定法。火山, **26**, 117–118。  
 Saunders, P. M. (1961) An observational study of cumulus. *J. Meteor.*, **18**, 451–467。  
 澤田可洋 (1996) 拡散した噴煙中の火山灰粒子量の推定—桜島の噴煙への雲物理学データの単純適用—。火山, **41**, 141–143。  
 Scorer, R. S. (1957) Experiments of convection of isolated masses of buoyant fluid. *J. Fluid. Mech.*, **2**, 583–594。  
 下鶴大輔・内堀貞雄・行田紀也・小山悦郎・宮崎 務・松本時子・長田 昇・寺尾弘子 (1975) 1973 年浅間山噴火活動について。地震研究所彙報, **50**, 115–151。  
 Sparks, R.S.J. (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption column. *Bull. Volcanol.*, **48**, 3–15。  
 Sparks, R.S.J., Moore, J.G. and Rice, C.J. (1986) The initial giant umbrella cloud of the May 18th, 1980, explosive eruption of Mt. St. Helens. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **28**, 257–274。  
 鈴木健夫 (1981) 降下火砕物堆積物の“層厚—面積”曲線。火山, **26**, 9–23。  
 高橋正樹・市川八州夫・安井真也・浅香尚英・下斗米朋子・荒牧重雄 (2003) 浅間・前掛火山天仁噴出物の全

- 岩組成と天明噴出物との比較. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 65–88.
- 寺田暁彦・井田喜明 (2002) 三宅島火山の噴煙高度変動と逆転層との関係. 地球, 号外, **39**, 121–129.
- 寺田暁彦・井田喜明・大湊隆雄 (2003) Windows PC を用いた自動撮影システムによる三宅島火山噴煙の観測. 火山, **48**, 445–459.
- Turner, J. S. (1964) The flow into an expanding spherical vortex. *J. Fluid Mech.*, **18**, 195–208.
- Walker, G. P. L. (1980) The Taupo pumice: product of the most powerful known (Ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 69–94.
- Wen, S. and Rose, W. I. (1994) Retrieval of size and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5421–5431.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, L. and Watkins, N. (1978) The control of volcanic eruption column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1829–1836.
- Woods, A. W. (1988) The fluid dynamics and thermodynamic of eruption column. *Bull. Volcanol.* **50**, 169–193.
- Woods, A. W. (1993) Moist convection and the injection of volcanic ash into the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17627–17636.
- Woods, A. W. and Kienle, J. (1994) The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: theory and observation from April 15 and April 21 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **62**, 273–299.
- Woodward, B. (1959) The motion in and around isolated thermals. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **85**, 144–151.

(編集担当 西村太志)