

# 数値計算による1983年三宅島溶岩流の再現

石原 和弘・井口 正人・加茂 幸介

## A NUMERICAL SIMULATION OF THE 1983 LAVA FLOWS AT MIYAKEJIMA

By Kazuhiro ISHIHARA, Masato IGUCHI and Kōsuke KAMO

### Synopsis

A method of numerical simulation for basaltic (low-viscous) lava flow was proposed. The 1983 lava flows at Miyakejima was reproduced by the numerical calculation on the digital map of the volcano, assuming the condition of lava extrusion and the physical property of the lava. The obtained lava flows fairly coincide with the actual lava flows in their path and extent including the thickness of lava. Using the digital map of Miyakejima, a risk map for lava flows is made.

### 1. はじめに

活火山における災害の惹起要因のうち、溶岩流、泥石流および火砕流などの flow 現象は、掃過域の決定的破壊と流下物の堆積を伴い、社会生活に甚大な被害を及ぼす。1983年10月の三宅島噴火による溶岩流が同島阿古地区の集落に全壊に近い災害をもたらしたように、桜島でも、1914年と1946年の噴火の際には、溶岩流の被覆面積がそれぞれ 22.3 km<sup>2</sup> および 5 km<sup>2</sup> に達し<sup>1)</sup>、いくつかの集落の埋没があった。

溶岩流の発生は、桜島や三宅島の過去の活動をみてもわかるように、山腹噴火に伴うことが多い。山腹噴火時の噴火地点（溶岩流の出口）の位置の予測が極めて困難な現状から、筆者らは、仮想火口の設定および流出量の仮定の下に、数値計算により溶岩流を再現し、その再現性を検討した上で、災害防止の資料を製作することを意図してきた。この場合、必要となる基礎資料は、対象とする活火山の標高を含む数値化地形である。

桜島については、数値化地形を製作し数値計算による溶岩流の再現を検討しているが、問題点は、粘性の大きい安山岩質溶岩であるため流下速度が小さく、流下中の溶岩の冷却固化による元の地形の変化を考慮しなければならないことである。

一方、三宅島については、粘性の小さい流動性に富む玄武岩質溶岩であり、実際に今回の流下形態を観察してわかるように、桜島で問題点とした冷却固化を無視して取扱っても、溶岩流の再現性に与える影響は少ないものと判断した。三宅島の過去の活動期における災害の主役は溶岩流であり、その時々溶岩流の調査からその物理特性の資料があること、今回の噴火の溶岩流の調査・観察記録も多いことから、三宅島の1983年溶岩流をテストケースとして、数値計算による溶岩流の再現性を検討した。

### 2. 1983年10月三宅島噴火に伴う溶岩流

三宅島は、東京の南南西約 180 km に位置し、同島の北方約 75 km に位置する伊豆大島（三原山）と共に、日本における有数の活動的な火山である。一色<sup>2),3)</sup>によれば、1469年以降1962年まで11回の噴火は、主として溶岩流出を伴う片山腹噴火である。噴火は22-69年おきに起こり、噴出物量はそれぞれ 0.01~0.02 km<sup>3</sup> と見積られている。今回の噴火を含め最近4回の噴火については<sup>3),4),5)</sup>、その噴火口の位置もよく調べられている。火口列または割れ目が、山頂から海岸へ向い直線状に分布している (Fig. 2)。

今回の噴火<sup>6),7)</sup>は10月3日15時15~25分に島の南西部山腹で発生し、北北東~南南西方向に走る割れ目から溶岩を流出した。三宅村村営牧場付近の標高 520~400 m の範囲の火口列から噴出した溶岩は西方へ流

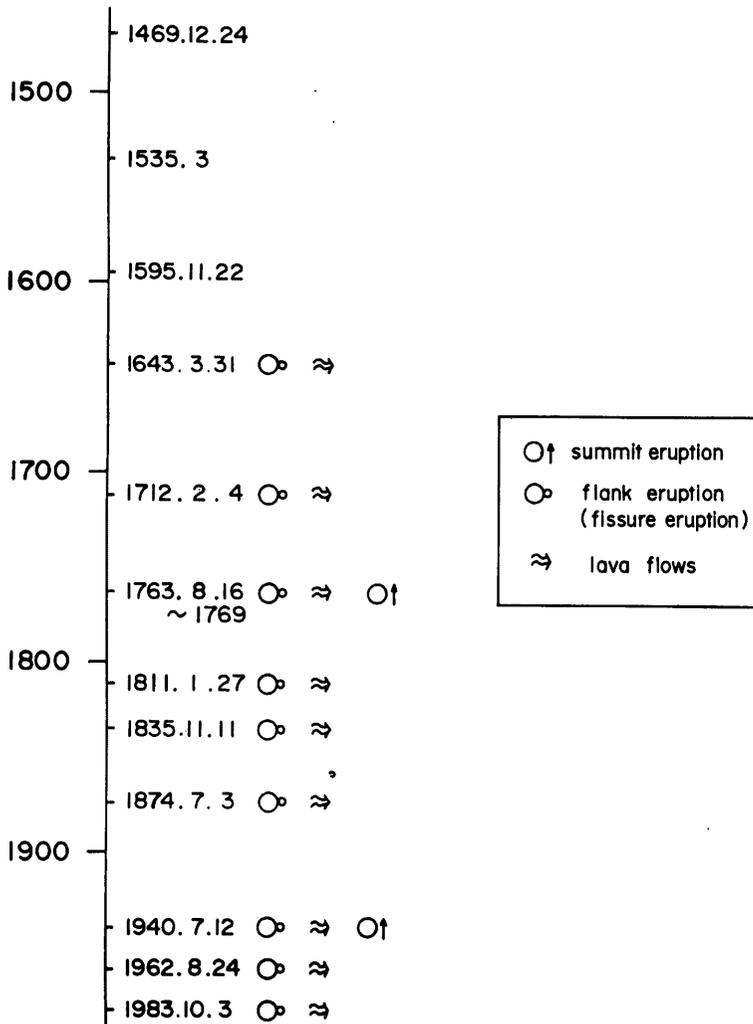


Fig. 1 Chronology of the volcanic activity at Miyakejima

下し、17時15分には約 2.5 km はなれた阿古地区の都道に達し、18時には集落を覆いはじめた。標高の低い部分の火口群から噴出した溶岩は南方の栗辺方面へ流下し、19時頃には集落に達し、溶岩流の先端は海に侵入した。海岸に近い部分（新瀧池および新鼻付近）ではマグマ水蒸気爆発を生じている。溶岩の噴出は噴火開始から15時間以内に終息したとみられる。

筆者らの意図する数値計算による溶岩流の再現およびその再現性の検討を行う上で、溶岩流の被覆域、堆

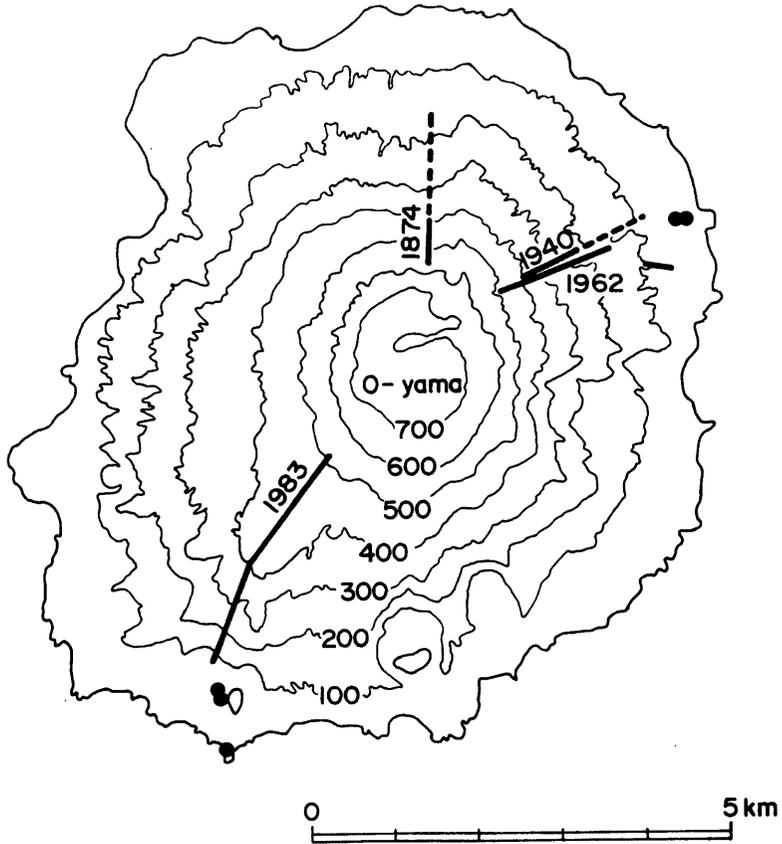


Fig. 2 Distribution of the fissures and the craters formed by the eruptions. The numbers are the years when the eruption occurred. The solid circles show the positions where phreatomagmatic eruption occurred.

積厚および堆積量を前もって調べておく必要がある。そこで、噴火後の空中写真から溶岩流の被覆域を判読し、その結果を地形図に投影すると共に、堆積厚の現地調査を行った (Fig. 3)。

溶岩流の被覆域の面積を求めると、阿古地区へ流下した溶岩流については、1.16 km<sup>2</sup>、栗辺方面へ流下した溶岩流は 0.44 km<sup>2</sup> となる。噴火口付近および山腹斜面における溶岩流の堆積厚は 1~2 m であり、溶岩流の先端付近では 4~7 m であった。阿古地区の小・中学校の校庭付近は、校舎が溶岩流を塞ぎ止めたため、例外的に 9 m と厚くなっている。堆積厚の厚い溶岩流先端部は、全体の 20~30% を占めるので、溶岩流全体の平均堆積厚は約 2.5 m と推定される。平均堆積厚と被覆面積から、阿古地区溶岩流と栗辺地区溶岩流の堆積量を求めると、それぞれ  $2.9 \times 10^6 \text{ m}^3$  および  $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$  となり、合計では  $4 \times 10^6 \text{ m}^3$  となる。

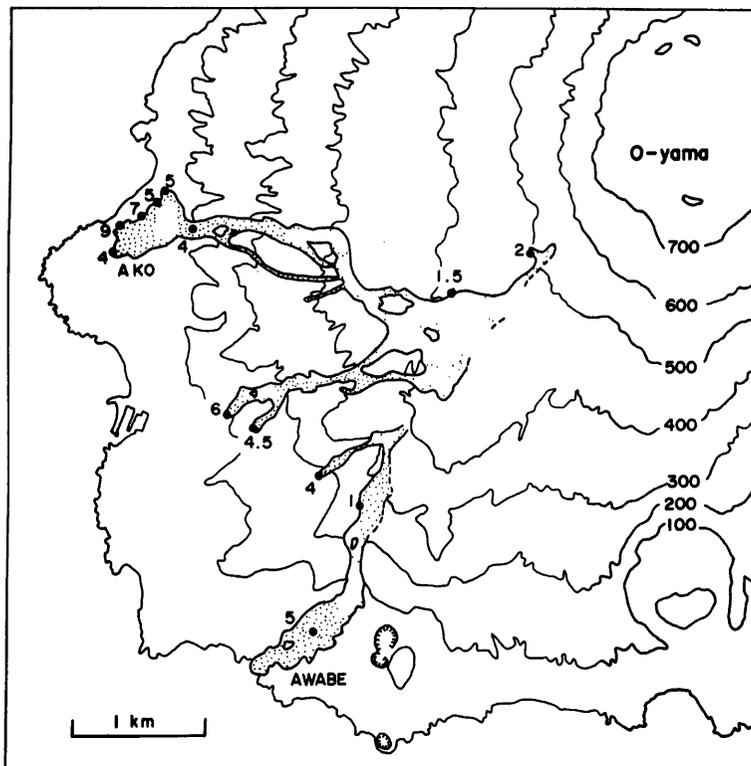


Fig. 3 The 1983 lava flows on the southwestern part of Miyakejima. The numbers are the thickness of lava in meters.

### 3. 基礎データおよび処理

溶岩の流下運動は、溶岩の物性、地形および溶岩の噴出条件によって規定される。今回は、玄武岩溶岩を対象とすることから、流下運動中の溶岩の粘性は変化しないものとし、元来の地形は溶岩の固化による変形を受けない、即ち、噴出溶岩は全て粘性係数一定の粘性流体として取扱えるという前提に立っている。

#### 3.1 数値化地形の作製

数値計算に必要な数値化地形の作製には国土地理院発行の三宅島火山基本図（縮尺5000分の1、等高線間隔5m）を原図として用いた。

数値計算による溶岩流の再現性をよくするには、溶岩流の dimension（特に流路巾）に対して充分小さいサンプリング間隔で標高値を読み取り数値化地形を作製することが望ましいが、火山基本図の等高線の精度と、現有の電算機の能力を考慮して、東西および南北方向に25m間隔のサンプリングとした。数値化地形の作製作業には電算機を用い、三宅島の1km×1kmの範囲毎に次の手順で行った。

- (1) XY デジタイザを使用した人手による5m毎の等高線のトレース。

(2) 25 m×25 m の網目の中心点の標高値の補間計算。補間計算は対象とする網目の中心点をさき最も近い 2 本の等高線を使用して行われた。

(3) 網目中心点 (標高値のサンプリング地点) の第 IX 平面座標系上の平面座標と標高値の磁気テープへの出力。

以上の手続きを繰返すことにより作製した三宅島の数値化地形のファイルは、島内の 87,583 点の平面座標と標高値で構成されている。

### 3.2 溶岩流の数値計算

粘性流体の運動方程式を、作製した数値化地形および溶岩の噴出条件を考慮して解くことは困難である。Hagiwara<sup>9)</sup>, 永田ら<sup>9)</sup> にならって、傾斜角一定の平板上を重力により流下する粘性流体の定常流に関する解を溶岩の流動の基礎式とした。

単位時間に単位巾の断面を通過する粘性流体の流量を  $q_u$  とすると、

$$q_u = \frac{\rho g}{3\eta} h^3 \sin A \dots\dots\dots (1)$$

で表わされる。ここで、 $A$  は平板の勾配、 $g$  は重力加速度、 $\rho$  および  $\eta$  は流体の密度および粘性係数、 $h$  は粘性流体の厚さである。

また、平均流速  $\bar{v}$  は

$$\bar{v} = \frac{\rho g}{3\eta} h^2 \sin A \dots\dots\dots (2)$$

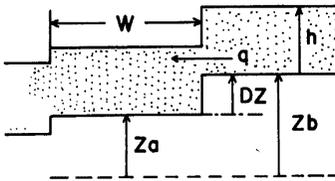
となる。

数値化地形にもとづき数値計算するにあたって、隣接する 2 つの網目の中心点の標高値の差  $DZ$  と網目の巾  $W$  (25 m) により、(1) 式における  $\sin A$  を

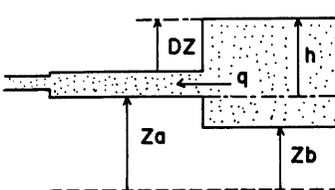
$$\sin A = \frac{DZ}{\sqrt{DZ^2 + W^2}} \dots\dots\dots (3)$$

と置き換え、高位置の網目から低位置の網目への巾  $W$  の仕切りを通しての流入量  $q$  を

CASE 1



CASE 2



$$q = \frac{\rho g}{3\eta} h^3 \sin A \cdot W$$

$$\sin A = \frac{DZ}{\sqrt{DZ^2 + W^2}}$$

Fig. 4 Formulation of lava flow over the topography digitized with the interval,  $W$  (representation in the vertical cross-section).  $q$  is the flow rate of lava through the boundary of a mesh.  $\rho$  and  $\eta$  are the density and the viscosity of lava.  $g$  is the acceleration due to gravity.

$$q = \frac{\rho g}{3\eta} \cdot h^3 \cdot \frac{DZ}{\sqrt{DZ^2 + W^2}} \cdot W \dots\dots\dots (4)$$

とした (Fig. 4, CASE 1)。

現実の溶岩流の先端部の流量は CASE 1 で示されるような高所から低所への流動が主体であるが、溶岩流の側面では、CASE 2 で示したような低所から高所への溢出もありうる。その場合は、(3)式において、溶岩流表面の標高差を  $DZ$  とし、(4)式における  $h$  は、溢出側の溶岩の表面の標高と流入側の地表面の標高値の差を溶岩流の有効厚とみなし、その値を採用した (Fig. 4, CASE 2)。

1つの網目に着目した場合 (Fig. 5)、時間  $\Delta T$  の間に四方の網目からの溶岩の流入量  $\Delta Q$  は、(4)式に従って加算できるとすると、

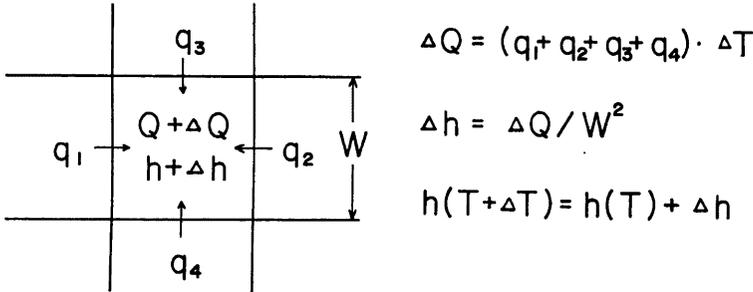


Fig. 5 Change of the thickness of lava in a mesh caused by the inflow of lava through the surroundings

$$\Delta Q = (q_1 + q_2 + q_3 + q_4) \cdot \Delta T \dots\dots\dots (5)$$

となる。噴出口の網目では、溶岩の噴出 rate  $q_{ext}$  を加え、

$$\Delta Q = (q_1 + q_2 + q_3 + q_4 + q_{ext}) \Delta T \dots\dots\dots (5)$$

となる。

溶岩の厚さの増加分  $\Delta h$  は、

$$\Delta h = \Delta Q / W^2 \dots\dots\dots (6)$$

従って、 $\Delta T$  後の溶岩の厚さは、

$$h(T + \Delta T) = h(T) + \Delta h \dots\dots\dots (7)$$

となる。

数値計算の処理の手順を Fig. 6 に示した。

準備段階では

- (1) 重力加速度 ( $g$ )、溶岩の密度 ( $\rho$ ) および粘性係数 ( $\eta$ ) の読み込み
- (2) 数値化地形データ ( $Z_{ij}$ ) の読み込み
- (3) 噴出口の座標、流出 rate ( $q_{ext}$ )、および継続時間の読み込み

を行い、時間  $\Delta T$  (サイクルタイム) 毎にそれぞれの網目について式 (4) から (7) の演算を繰り返し、一定時間毎 (今回は10分に設定) の結果を磁気テープに出力した。演算結果のうち出力し磁気テープに保存した項目は、時刻、溶岩の厚み ( $h_{ij}$ )、溶岩が被覆した網目の数 (面積) および溶岩の堆積量である。

上記の演算をそのまま実行すれば、短時間の繰返しのうちに、溶岩が薄く広がってしまい、電算機の演算精度の限界を越え、噴出量と堆積量に食い違いが生じてしまう。現実の溶岩は塑性流動の性質も多分にもっており、ある有限の厚みをもって流動することから、今回の場合については、単位時間内の流量 ( $q$ ) が 0.01

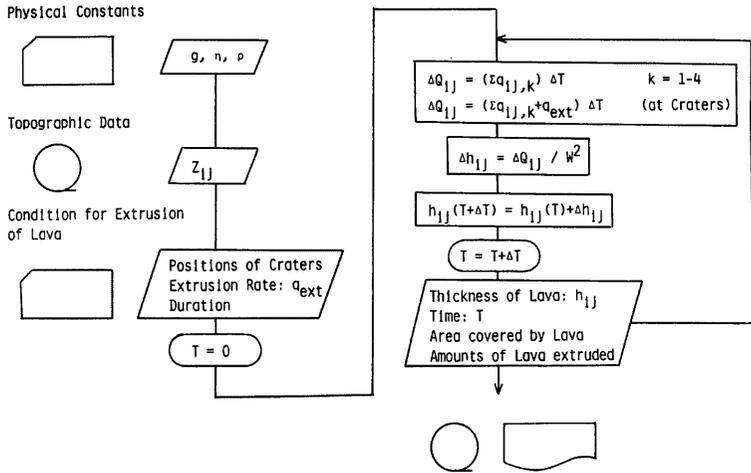


Fig. 6 Flow chart of the numerical simulation of lava flow

m<sup>3</sup>/sec に満たない場合は  $q=0$  とした。この条件は多少変動しても (例えば 0.02), 計算結果にはほとんど影響しなかった。

計算のサイクルタイム  $\Delta T$  は、処理時間を短縮する上では、大きい方が都合がよいが、少なくとも  $\Delta T$  時間内にいつれかの網目の堆積量が負になることは避けなければならない。この条件は、堆積量を  $Q(hW^2)$  とすると、

$$Q > (q_1 + q_2 + q_3 + q_4) \cdot \Delta T \dots\dots\dots (8)$$

で表わされ、概略

$$\Delta T < \frac{\eta W}{\rho g h^2 \sin A} \dots\dots\dots (9)$$

という条件が得られる。この条件のうち、溶岩の厚さ  $h$  は溶岩の噴出条件によって変化する。今回の処理では、三宅島の地形勾配、次節で述べる物理定数および予想される溶岩流の最大厚を考慮して  $\Delta T=1$  sec とした。

3.3 物理定数

溶岩の粘性はその化学組成と温度に依存する。Hagiwara<sup>9)</sup> は1940年の三宅島の溶岩流が谷筋を流下した速度から、溶岩流の厚さおよび密度を仮定し、粘性係数として  $7 \times 10^5$  poise を得た。今回の噴火で阿古地区へ流下した溶岩流の先端部の山体斜面における流下速度は 2-2.5 km/h と推定されている<sup>9)</sup>。溶岩の密度を 2.5 g/cc, 溶岩流の厚さを 3m, 斜面の勾配を  $7^\circ$ , 重力加速度を  $9.8 \text{ m/sec}^2$  として、式(2)に従って粘性係数を求めるとその値は  $(1 \sim 2) \times 10^5$  poise となった。阿古地区に達した時点では温度低下により粘性が増加していたと推定されるが、今回の数値計算では、平均的粘性係数として、 $2 \times 10^5$  poise を採用することにした。

4. 結果と再現性の吟味

今回の噴火は約15時間継続したとみられるが<sup>7)</sup>、溶岩の噴出活動は、噴火初期の数時間に集中していたと考えられることから、数値計算においては、溶岩の噴出は一定 rate で3時間継続したと仮定した。2章で

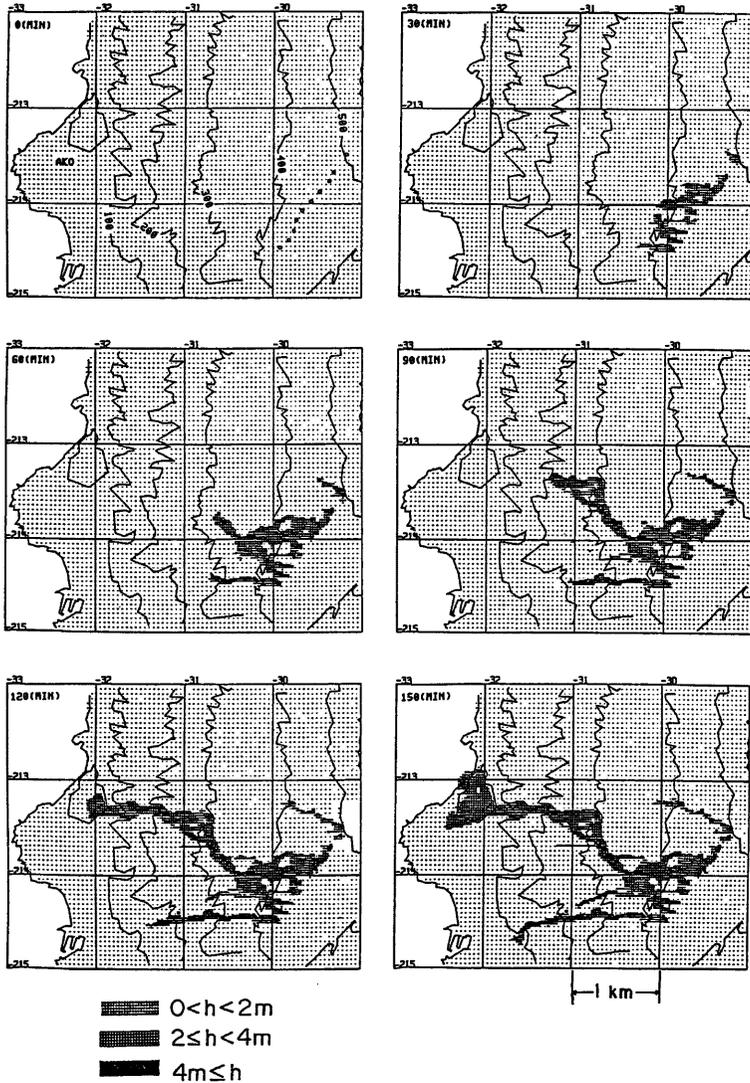
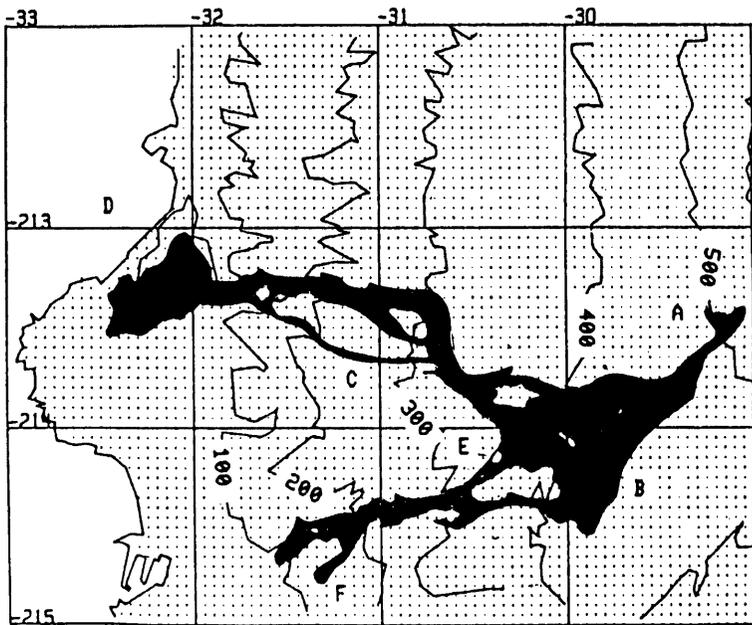
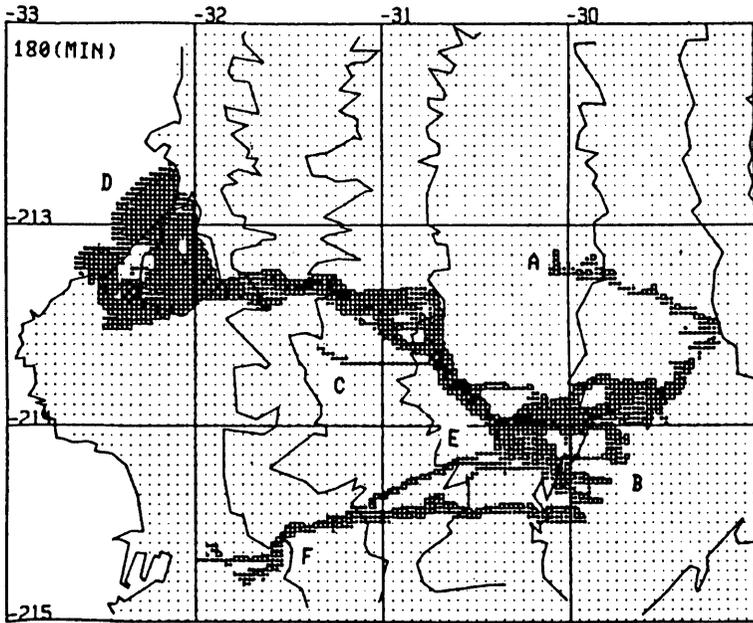


Fig. 7 "Ako lava flow" every 30 minutes reproduced by the numerical simulation. The viscosity of lava in progress is assumed to be constant,  $2 \times 10^6$  poise.

Fig. 8 Comparison between "Ako lava flow" obtained from the numerical method and that observed by the areal photographs. The lava flow reproduced disagrees with the actual one at the parts denoted by alphabets.



述べた溶岩流の堆積量を考慮して、阿古地区溶岩流および粟辺地区溶岩流の噴出 rate を、それぞれ 278  $\text{m}^3/\text{sec}$  および 102  $\text{m}^3/\text{sec}$  と設定した。

#### 4.1 阿古地区溶岩流

噴出口は標高 520m の地点から南西方向に割れ目に沿って、約 150m 間隔に10個設定した。噴出 rate はそれぞれ等しく (27.8  $\text{m}^3/\text{sec}$ ) と与えた。Fig. 7 に数値計算により得られた30分毎の溶岩流の分布を示した。堆積厚を3つに区分して表示している。Fig. 8 には3時間後の溶岩流の分布と現況の堆積範囲を並べて示した。

再現性の検討を溶岩流の先端部の通過時刻と被覆域について行った。

今回の噴火の調査報告<sup>6)</sup>によると、(1)阿古地区都道の上手約500mの標高約200mの地点、(2)都道(標高約50m)および(3)集落地域への溶岩流先端の到達時刻は、それぞれ噴火開始後65~75分、110~120分および155~165分である。一方、数値計算によるそれぞれの地点への到達時刻は、90分、110分および120分後となった。数値計算上の到達時刻は、都道についてはほぼ一致するが、山手側では遅れ、集落側では早過ぎることになる。このくい違いの主な原因は、数値計算において冷却による溶岩の粘性の増大を考慮していないことにあると考えられる。被覆域を較べると (Fig. 8)、数値計算結果の方が現況より、噴出口付近で小さく、海岸寄りでは大きくなっている。全体では数値計算結果の方が5%大きい。再現性に問題のある個所を Fig. 8 においてアルファベットA~Fで指定し、その主要な原因についての見解を述べる。

- A: 現況より溶岩流の先端が伸びている。最上部に設定した噴出口の噴出量が大きすぎた。
- B: 溶岩流に被覆されない部分が生じている。噴出口を割れ目上に不連続に設定したことに起因する。
- C: 谷筋を流下する溶岩流の量が少ない。数値化地形データのサンプリング間隔が大きすぎ、谷地形が十分には表現されなかった。
- D: 溶岩流の先端が進みすぎている。冷却による溶岩の粘性の増大を考慮していないことによる。
- E: 溶岩の流下する谷筋が現況と異なる。地形図の等高線の精度の問題と、数値化地形のサンプリング間隔が粗すぎることから、2つの谷の微地形の差を明確になっていないことによる。
- F: 溶岩流が現況より進みすぎ、標高約 200m 付近での溶岩流の分岐が生じていない。冷却による溶岩の粘性の増加を考慮していないことによる。

以上をまとめると、再現性に問題が生じた原因は (1) 溶岩噴出条件の設定上の問題、(2)数値化地形作製上の問題および (3)流動中の溶岩の粘性の変化を考慮しなかつ

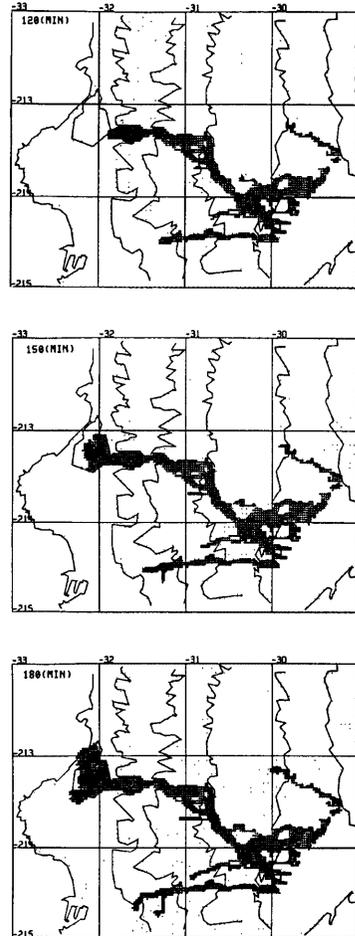


Fig. 9 "Ako lava flow" reproduced by the numerical simulation in the case that the viscosity changes from  $2 \times 10^5$  to  $1 \times 10^6$  poise at the time of 100 minutes

たことに分けることができる。

試みに、100分後から粘性係数を  $1 \times 10^6$  poise にして数値計算を行った。その結果を Fig. 9 に示した。阿古地区への溶岩流の到達時刻が実情に近くなり、溶岩流先端部 (Fig. 8 中の C および E) の被覆域が現況に合うなど、再現性が改善されていることが認められる。よりサンプリング間隔の小さい地形データにもとづき、適当な溶岩の噴出条件を設定すれば更に再現性がよくなるであろう。

#### 4.2 粟辺地区溶岩流

溶岩噴出口は、割れ目に沿って (Fig. 2 参照)、標高 350 m から 80 m まで、7 個設定した。粟辺地区へ流下した溶岩流については観察記録が乏しいので、最終的な (3 時間後の分布) 結果を示すにとどめる。Fig. 10 の左図は粘性係数一定 ( $2 \times 10^5$  poise) の場合の 3 時間後の溶岩流の分布、中央の図は現況、右図は 100 分後から粘性係数を  $1 \times 10^6$  poise として数値計算を行った場合の溶岩流の分布を示す。

数値計算による溶岩流の分布を現況と比較すれば、阿古地区溶岩流と同様に、冷却による溶岩の粘性の増大を考慮すれば、数値計算により再現性のよい結果が得られることがわかる。

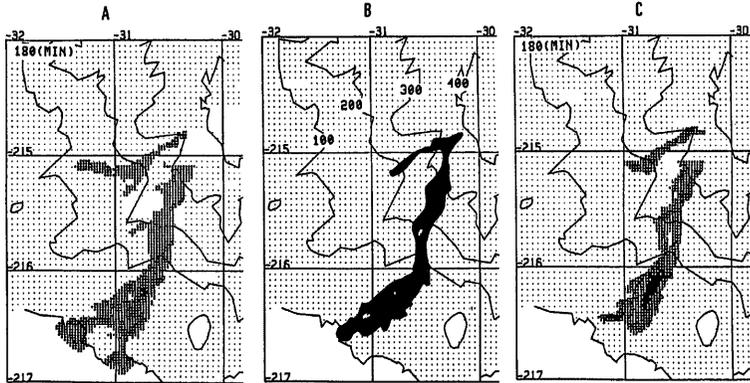


Fig. 10 "Awabe lava flow" obtained from the numerical simulation (left and right) and the actual lava flow (middle). The lefthand figure was obtained on the assumption that the viscosity of lava is constant,  $2 \times 10^5$  poise. The righthand one was reproduced, assuming the increase of viscosity as the same condition as in Fig. 9.

### 5. 溶岩流の Risk Map

噴出口の位置および溶岩の噴出量 (噴出 rate と継続時間) が特定できれば、前述の手法を用い、溶岩流の掃過域と到達時刻を予想することは可能である。三宅島の近年の噴火による噴出物の量についてはよく調査<sup>4), 10), 11)</sup> がなされており、それらの資料をもとに噴火の度の噴出物量を積算した結果を Fig. 11 に示した。休止期間に比例して噴出物量が多くなる傾向が認められ、三宅島の地下には、桜島火山について明らかにされているように<sup>12)</sup>、ある一定の rate でマグマが供給されていることを、この図は示唆している。過去の噴火による噴出物総量のうち、溶岩流の占める割合は、1/2程度である<sup>10), 11)</sup>。将来の噴火における溶岩の噴出量は、今までの噴火の調査資料をもとに経験的に想定することは可能であると言えよう。しかし、噴火口の出現場所については、現時点では、前もって想定することは困難である。

そこで、今回は三宅島の数値化地形を用い、現存する主な集落に溶岩流が流入する可能性を有する仮想火口の分布範囲を数値計算により作製してみた。但し、仮想火口からは海岸線に溶岩流が達するに十分な量が

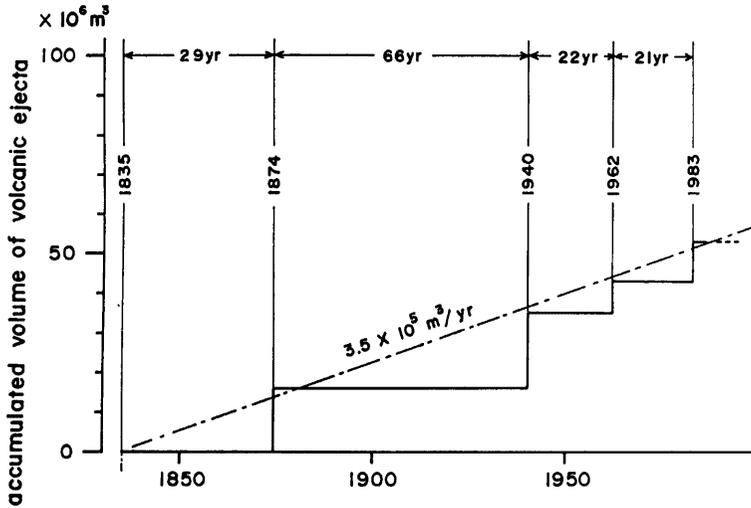


Fig. 11 Accumulated volume of volcanic materials ejected by the recent eruptions at Miyakejima

供給されることを前提としている。結果を Fig. 12 に示した。仮想火口を 100m 間隔で設定して計算を行っており、この図で表示してある領域の境界線は 100m 巾の誤差を含む。図中では 2つの集落に流下する可能性のある仮想火口の分布域も区別して示してある。なお、雄山（中央火口丘）の火口原からあふれ出た場合は、矢印で示す方向に最初に流下する可能性が高い。

## 6. おわりに

1983年10月の三宅島噴火による溶岩流をテストケースとして、数値計算による溶岩流の再現を試み、実際の溶岩流についての観察結果と比較し、再現性を吟味した。

その結果、サンプリング密度の高い数値化地形を用い、数値計算上の設定条件、特に冷却による溶岩の粘性の増加を考慮に入れば、かなりよい再現性が得られることが示された。三宅島の溶岩は玄武岩質溶岩の中でも珪酸の含有量が多く粘性が高い方に属することから考えると、伊豆大島などより粘性の低い玄武岩質溶岩の火山についても、今回と同様の手法で、数値計算による溶岩流の再現が可能であろうと推論される。

より粘性の高い安山岩質溶岩の場合には、流下中の溶岩の粘性の増大および固化の過程を検討した上で、数値計算を行う必要があると考えられる。桜島火山を例として、安山岩質溶岩流の再現を試みる心算である。

本稿を終るにあたり、数値化地形の作製作業に従事していただいた高山鉄朗・中村貞美両技官に厚く御礼申し上げます。

なお、数値化地形の作製および溶岩流の数値計算は桜島火山観測所のデータ解析処理装置 (OKITAC-System 50/60) を使用して行った。本研究に要した経費の一部は昭和58年度科学研究費補助金によるものである。

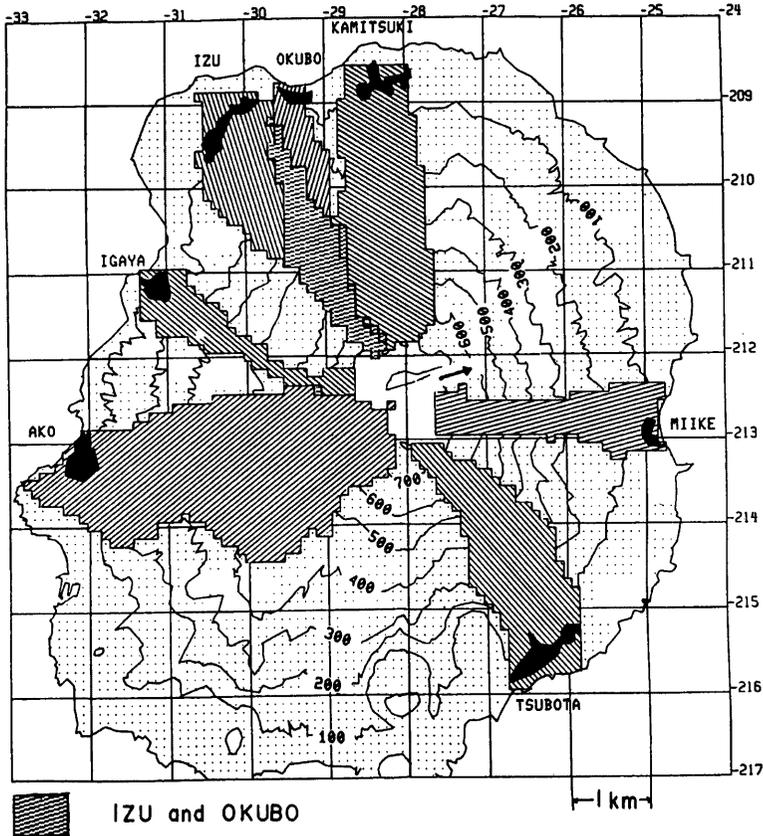


Fig. 12 A risk map for lava flows at Miyakejima. The lava flows extruded from the vents formed within the hatched area will pass through each village, if the outflow of lava is sufficient to reach the coastal line. The arrow shows the direction of outflow of lava when the lava overflows the rim of the summit crater.

参 考 文 献

- 1) 石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一：桜島火山の溶岩流 (I)——有史時代の溶岩流の容積——, 京大防災研年報, 第24号 B-1, 1981, pp. 1-10.
- 2) 一色直記：三宅島火山の過去3000年間の活動, 火山, 第2集, 第22巻, 1977, p. 290.
- 3) 一色直記：5万分の1地質図幅「三宅島」および同説明書, 地質調査所, 1960.
- 4) Tsuya, H.: Geological Observations of the Miyakesima Eruption of 1940 (I), Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 19, 1941, pp. 263-294.
- 5) 岡田 惇：1962年 (昭和37年) 三宅島噴火にともなう地形変動, 地震研究所彙報, 第41号, 1963, pp. 447-457.

- 6) 地質調査所・東京大学地震研究所：三宅島1983年10月3日の噴火の経過，火山噴火予知連絡会会報，第29号，1984，pp. 4-5.
- 7) 下鶴大輔：1983年10月3日の三宅島噴火活動概況，火山噴火予知連絡会会報，第29号，1984，pp. 10-14.
- 8) Hagiwara, T.: Viscosity of the Akabakkyō Lava, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 19, 1941, pp. 299-303.
- 9) 永田 武・佐久間修三・福島 直：桜島新噴出溶岩流について，地震研究所集報，第26号，1946，pp. 161-169.
- 10) 松田時彦：地質学的にみた三宅島の噴火，三宅島噴火災害誌，東京都，1964，pp. 235-249.
- 11) 荒牧重雄他：三宅島1983年10月3・4日噴火の噴出物調査概報，火山噴火予知連絡会会報，第29号，1984，pp. 15-21.
- 12) 加茂幸介・石原和弘：地盤変動からみた桜島の火山活動，桜島地域学術調査協議会調査研究報告，鹿児島県，1980，pp. 19-28.