

土 木 研 究 所 資 料

溶岩流の氾濫シミュレーションと 対策に関する研究

平成元年 2 月

建設省土木研究所
砂防部砂防研究室

[Copyright © (1989) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted,
nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。」

溶岩流の氾濫シミュレーションと 対策に関する研究

砂防研究室 室 長 水 山 高 久
研 究 員 栗 原 淳 一
鈴 木 浩 之

要 旨

溶岩流の流動機構を検討し、1983年の三宅島と、1986年の伊豆大島で発生した溶岩流についてビンガム流体として扱い、氾濫シミュレーション計算を行った。その結果、溶岩流の到達時間と到達距離は温度、粘性係数、降伏応力、移動限界厚に大きく影響を受けることが分った。また溶岩流対策に関する世界各地の資料を収集、分析し各対策手法の特徴を整理した。

キーワード：火山，溶岩流シミュレーション，溶岩流対策

Numerical Simulation of Lava Flows and Countermeasures for them

Sabo Division Head of Division: Takahisa MIZUYAMA
Researcher: Junichi KURIHARA
Hiroyuki SUZUKI

Synopsis

Rheology of lava flows was considered and the 1983 Miyakejima lava flows and 1986 Izu-Oshima's one regarded as Bingham fluid were reproduced by a numerical simulation. The results suggest that both the time and the distance of concentration are affected by temperature, coefficient of viscosity, yield stress and movable critical depth of lava flows.

The countermeasures data of lava flows in the world were analyzed and their characteristics were adjusted.

KEY WORD: Volcano, numerical simulation of lava flows, Countermeasures for lava flows

ま え が き

我が国は 67 の火山を有し、過去に数多くの火山災害を被ってきた。最近では 1983 年の三宅島や、1986 年の伊豆大島の火山噴火に伴い溶岩流が流出した。三宅島では、数くの資産が失われ、伊豆大島では一万人を超える島民が島外に避難し、多くの情報、そして教訓と課題を我々に与えた。今後、火山周辺の開発が進み、火山災害のポテンシャルが高まる事が予想され、他の火山災害同様、溶岩流についても防災対策を早急に確立する必要がある。

本報告書は、まず溶岩流に関する資料を収集・整理し、溶岩流の流動機構のモデル化を行った。次に 1983 年の三宅島、1986 年の伊豆大島で発生した溶岩流を例に数値シミュレーション計算を行い、再現性を検討した。また、溶岩流の対策手法についても、事例を中心に資料を収集し、各対策手法の特徴を整理した。

平成元年 2 月

砂防研究室長	水	山	高	久
研 究 員	栗	原	淳	一
	鈴	木	浩	之

目 次

まえがき

1. 溶岩流シミュレーション	1
1.1 溶岩流の実態	1
1.2 溶岩流シミュレーションに関する既往研究	3
(1) 1983年の三宅島溶岩流のシミュレーション計算	4
(2) 1986年の伊豆大島溶岩流のシミュレーション計算	7
1.3 流動機構の検討	8
1.4 抵抗モデルの検討	10
1.5 基礎方程式	12
(1) 運動方程式	12
(2) 連続式	13
(3) 溶岩の温度	13
1.6 粘性係数と降伏応力	14
1.7 基礎方程式の差分化	16
1.8 シミュレーション計算	19
(1) 溶岩流の噴出体積	19
(2) 流量（噴出率）	22
(3) 移動限界厚	22
1.9 計算結果	22
(1) 大島B-I	22
(2) 大島C	29
(3) 三宅島I, II	32
(4) 結果の総括	42
2. 溶岩流対策	44
2.1 対策の概要	44
2.2 溶岩流対策の事例	47
(1) ハワイ島ヒロ市の溶岩流制御に関する研究	47
(2) ハワイ島マウナロア観測所の導流堤	53
(3) イタリア、エトナ火山の爆破と導流堤	57
(4) アイスランド、ヘイマエイ島および三宅島の注水	57
2.3 溶岩流対策のまとめと今後の課題	61
3. 結論および今後の課題	63

1. 溶岩流シミュレーション

1.1 溶岩流の実態^{75,76,77)}

マグマが地表に噴出して液体として存在するか、あるいは他の地点へ流動する場合、その液体を溶岩という。マグマの大部分は、珪酸塩の溶融体であるが、地表1気圧下で1000℃前後の温度にある液体としての溶岩が流動すると、それが溶岩流で、それが冷えて固化した岩体も溶岩流という。

表-1.1に、溶岩流の例とその規模を示す。史上最大の溶岩流は、1783年のアイスランドのラカギガルの玄武岩溶岩で、体積は約12km³であるが、1km³を超えるものは全体の10%強で、半数は0.1km³以下である。ちなみに、1983年の三宅島は10⁻³km³、1986年の伊豆大島は10⁻³~10⁻⁴km³と推定される。日本の最大規模の溶岩流は、1914年の桜島の大正溶岩流、1779年の安永溶岩の1km³である。

次に溶岩流の物理的な性質であるが、表-1.2にこれ迄に実測された溶岩の温度と粘性率の関係を示す。一般に玄武岩溶岩の噴出時の温度は約1000~1100℃で、安山岩デイサイトは約1000~900℃と推定される。粘性は玄武岩溶岩で10³~10⁵poise、安山岩、デイサイトで10⁵~10⁷poiseである。粘性は化学組成、温度により異なり、温度が高く、またガス成分が少なくSi、Alの含有量が多いもののほど粘性は大きくなる。ハワイの玄武岩溶岩では過去に流速が55km/hrに達した事例もあるが、ほとんどは3~5km/hr以下である。1983年の三宅島では2~4km/hrであった。噴出時の粘性は10²~10³poise程度である。日本の溶岩流は、三宅島や伊豆大島の玄武岩を除き、粘性の大きい流紋岩、デイサイト質であり、流速が小さく流下距離が比較的短いのが特徴である。

溶岩流の形態は主にパホイホイ (pahoehoe)、アア (aa) および塊状 (block) 溶岩の3種類に分類される。その特徴を表-1.3に示す。

表-1.1 溶岩流の例と規模⁷⁵⁾

火 山	年	岩 質	長 さ (km)	平均厚さ (m)	体積(km ³)	推定噴出速度 (m ³ /s)
ラカギガル (アイスランド)	1783	玄武岩	60	—	12	50
伊豆大島三原山	1950-51	玄武岩	2.2	≈3	0.02	3
秋田駒ヶ岳	1970	安山岩	0.5	10~30	0.0012	0.23
桜 島	1914	安山岩	5	30	1.2	—
浅 間 山	1783	安山岩	5.5	25	0.17	? ≥100
マウナロア (ハ ワ イ)	1950	玄武岩	24	≈2	4.6	—
キラウエア (ハ ワ イ)	1960	玄武岩	5.2	≈3	1.6	—
クラブラ (アイスランド)	1977	玄武岩	1.0	2.5	0.02	—
ヒボックヒボック (フィリピン)	1948	安山岩	2.3	—	—	1.3
トライデント (アラスカ)	1953	デイサイト	3.5	—	—	7
コロンビア川玄武岩 (Roza flow)	—	玄武岩	≈500	30	1000	10 ⁶ ~10 ⁷

表- 1.2 溶岩流の温度と規模⁷⁵⁾

火 山	噴火年	岩 石 名	温度 (c)	粘性率 (poise)	
三 宅 島	1940	玄 武 岩	1000	—	
三原山(伊豆大島)	1950	玄 武 岩	950~1100		Minakami & Sakuma (1953)
	1951	玄 武 岩	1125	5.6×10^3	
	1951	玄 武 岩	1108	1.8×10^4	
	1951	玄 武 岩	1083	7.1×10^4	
	1951	玄 武 岩	1038	2.3×10^5	
桜 島	1946	安 山 岩	850~1000	—	Aramaki & Katsura (1973)
秋 田 駒 ヶ 岳	1970	安 山 岩	1090	—	
昭 和 新 山	1945	デイサイト	1000~900	$10^3 \sim 10^{11}$	
マウナロア(ハワイ)	1950	玄 武 岩	1070	4×10^3	} Macdonald (1954)
	1950	玄 武 岩	940	7×10^3	
キラウエア(ハワイ)	1952	玄 武 岩	—	2×10^4	} Macdonald & Eaton (1964)
	1955	玄 武 岩	1100	2×10^3	
	1955	玄 武 岩	1050	2.5×10^3	
バリクティン(メキシコ)	1945-46	玄武岩質安山岩	1070	$10^5 \sim 10^6$	Tonguy & Biquand (1967)
エ ト ナ (イタリア)	1966	玄武岩質安山岩	1010~1020	$5.1 \times 10^4 \sim 3.8 \times 10^5$	
	1966	玄武岩質安山岩	—	$0.4 \times 10^5 \sim 1.5 \times 10^7$	
ヘ ク ラ (アイスランド)	1947	安 山 岩	—	$10^5 \sim 10^7$	Walker (1967*)
ベ ス ビ オ (イタリア)	1936	テフライト	—	7.6×10^4	Einarsson (1949)
トライデント(アラスカ)	1953	デイサイト	—	6.9×10^{10}	Imbó (1959)
					Friedma <i>et al.</i> (1963)

玄武岩質溶岩が地表に噴出して新鮮な時期は、高温で含まれるガス成分割合も高く、粘性が低く、パホイホイ溶岩になりやすい。パホイホイ溶岩は、表面は平滑で丸味を持ち、トウと呼ばれる丸味をもつ扁平な袋状の集合体から成る。そして、トウをつくりながらパホイホイ溶岩は前進し、前進中にしだいに粘性が大きくなりアア溶岩に変わる。アア溶岩は、表面が粗くとげとげしい溶岩で、コークス状の破片（クリンカー）をかぶっている事が多い。日本の玄武岩の火山ではこのアア溶岩が一般的である。

更に温度が低下し粘性が増大すると、溶岩流の表面を覆う岩塊は大型になり、外見は岩塊の集合体のような溶岩となるが、これが塊状溶岩である。桜島の昭和溶岩はこのタイプに属する。溶岩流の厚さも、これらの種類により異なり、パホイホイ、又はアア溶岩では10m程度以下であるが、塊状溶岩では厚くなり、100 m以上になる事もある。

以上のように分類される溶岩流は、粘性流体であるから基本的に谷地形に沿って流下するが、粘性

表- 1.3 溶岩流の分類⁷⁵⁾

	パホイホイ ←————→ アア ←————→ 塊状 (ブロック)		
溶岩の組成	玄武岩質	玄武岩質, 安山岩質	
平均厚	0.3 m ~ 数 m	1 ~ 十数 m	10 ~ 数十 m またはそれ以上
流下速度	0 ~ 30 km/hr 以上	0 ~ 数 km/hr 以下	きわめて遅い
表面の特徴	新鮮な時は平滑でガラス質。丸味を帯びた扁平な袋状, 板状, なわ状など。	粗く, 小さいとげが密集して凹凸に富む。ガラス質だが, 多孔質で砕けやすい。クリンカーの集合からなる。	平滑で平面に近い破断面からなる多面体の集合。
断面の構造	上表面から下底面まで連続。気泡は球形に近い。	上表面と下底面はクリンカーの集合からなる。中央部は連続的で厚い場合には柱状節理を示す。気泡は楕円形や変形したものの多し。	上表面と下底面は多面体の岩塊の集合体からなる。中央部は連続的で厚い場合には柱状節理を示す。気泡は変形して, 不規則な形を呈す。
温度	高い	中間	低い
粘性	低い	中間	高い
溶岩流の長さ 溶岩流の厚さ	> 50 ~ 1000 以上	> 50	8 ~ 50 厚い溶岩流 8 以下は, 溶岩円頂丘。

が均質でないことや, 粘性の増加により場合によっては, 標高の低い場所から高い場所へ乗り上げたりすることがある。

1.2 溶岩流シミュレーションに関する既往研究

溶岩流のシミュレーションに関係する既往の研究は, 大きく次のように区分される。

- ① シミュレーション手法に関する研究
- ② 溶岩流の流動機構に関する研究
- ③ 溶岩の物性に関する研究

①に関する研究は国内外ともにあまりなく, 特に溶岩流の平面的な広がりに関する研究は石原ら^{49)~48)}の研究の他1例がみられるだけである。石原らは, まず, 溶岩流の流動機構については HAGIWARA²³⁾等にならって, 傾斜角一定の平板上を重力により流下する厚み一定の粘性流体 (ニュートン流体) の定常流に関する解を基礎式とし, 質量保存則の連続式によって, 粘性一定の条件の下, 昭和58年の三宅島溶岩流のシミュレーションを行っている⁴⁹⁾。さらに石原らは後述する DRAGONI ら⁴¹⁾にならって, 溶岩流の流動機構をビンガム流動とした基礎式を用い, やはり質量保存則の連続式によって, 昭和61年の伊豆大島の溶岩流シミュレーションを行っている⁴⁹⁾。ただし, 粘性と降伏応力については,

MINAKAMI²⁰⁾や DRAGONI ら⁴²⁾の研究に基づき、それぞれ温度との関係式をもとめ、さらに、温度については熱量保存則から求めている。

②に関する研究は幾つかみられるが、溶岩流を粘性流体としてみることは共通である。その中でも DRAGONI ら⁴³⁾の研究は、溶岩流の流動機構をビンガム流体として扱い、流動の断面比を考慮に入れて、降伏応力、限界流動厚、粘性、密度との関係から単位幅当りの流量の式を導いており、現象をよく説明している。

③に関しては、今回シミュレーション計算を実行するに当たり、溶岩流の温度の低下と溶岩流の粘性、降伏応力、化学組成などの変化を考慮する必要があり重要である。まず、温度と粘性の関係については、MINAKAMI²⁰⁾、PINKERTON ら⁵⁰⁾、DRAGONI ら⁴⁴⁾及び CIGORINI ら⁴⁵⁾などによって研究されている。また、温度と降伏応力の関係については DRAGONI ら⁴⁶⁾、PINKERTON ら⁵⁰⁾などによって研究されている。さらに、化学組成と降伏応力については HULME⁴⁷⁾が研究している。

ここでは、以上のような既往の研究の中から、本研究で特に参考とした石原ら^{40), 49)}と MINAKAMI²⁰⁾の研究を簡単に整理しておく。

(1) 1983年の三宅島溶岩流のシミュレーション計算⁴⁰⁾

メッシュからメッシュへの幅 w の仕切りを通しての単位時間当りの溶岩の移動量は隣接する2つのメッシュの標高、溶岩堆積厚、溶岩の物性および重力にのみ依存し、四方のメッシュとの溶岩の流入量は、それぞれのメッシュとの間毎に独立に規定できるものとして計算を行った。

① 質量保存則 (連続式)

時間 Δt の間のメッシュ (i, j) における溶岩の増加量 $\Delta Q_{i,j}$ は

$$\Delta Q_{i,j} = (qx_{i,j} + qy_{i,j} - qx_{i+1,j} - qy_{i,j+1}) \cdot \Delta t \quad \text{..... (1)}$$

噴出口の網目の場合、溶岩噴出量の q_{ext} を加える

$$\Delta Q_{i,j} = (qx_{i,j} + qy_{i,j} - qx_{i+1,j} - qy_{i,j+1} + q_{ext}) \cdot \Delta t \quad \text{..... (2)}$$

Δt 内のメッシュ (i, j) における溶岩の厚みの増加分 $\Delta h_{i,j}$ は

$$\Delta h_{i,j} = \Delta Q_{i,j} / w^2 \quad \text{..... (3)}$$

ここに w : メッシュ幅である。

時刻 $t + \Delta t$ における溶岩の堆積厚は、時刻 t における堆積厚 $h_{i,j}(t)$ および $\Delta h_{i,j}$ により、

$$h_{i,j}(t + \Delta t) = h_{i,j}(t) + \Delta h_{i,j} \quad \text{..... (4)}$$

と表せる。

② 流動機構

HAGIWARA²³⁾ にならって傾斜角一定の平板上を重力により流下する厚み一定の粘性流体 (ニュートン流体) の定常流に関する解を溶岩流の流動の基礎式とした。

単位時間内に単位幅の断面を通過する粘性流体の流量 qv は、

$$qv = (\rho g / 3 \eta) h^3 \sin A \quad \text{..... (5)}$$

ここに、 A ：平板の勾配、 η ：粘性係数、 ρ ：流体の密度、 h ：厚さ

また、平均流速 V は、 $Q_v = V \cdot h$ より、

$$V = (\rho g / 3 \eta) h^2 \sin A \quad \text{..... (6)}$$

となる。

厳密に言えば、不定流のため、式(5)、(6)は成立しないが、 Δt を小さくすれば近似できるものとする。

③ 溶岩流の流れの方向

2つのメッシュの中心点の標高差 $DZ = Z_{i-1,j} - Z_{i,j}$ とメッシュの幅 w より、

$$\sin A = DZ / (DZ^2 + w^2) \quad \text{..... (7)}$$

流入量は、

$$qx_{i,j} = (\rho g / 3 \eta) \cdot h_e^3 \cdot \sin A \cdot w \quad \text{..... (8)}$$

となる。ここで、溶岩の厚み h_e は高位置のメッシュの厚みが有効であるとみなし、以下のよう
に求める。

(a) $Z_{i,j} < Z_{i-1,j}$ かつ、 $Z_{i,j} + h_{i,j} < Z_{i-1,j} + h_{i-1,j}$ の場合 (図-1.1 CASE 1 (1))

$$h_e = h_{i-1,j}$$

(b) $Z_{i,j} > Z_{i-1,j}$ かつ、 $Z_{i,j} + h_{i,j} > Z_{i-1,j} + h_{i-1,j}$ の場合 (図-1.2 CASE 1 (2))

$$h_e = h_{i,j}$$

すなわち、メッシュ間の流量 q は高位置にある方の h に依存する。なお(b)の場合は、 DZ は負であるので $qx_{i,j}$ の値は負になる。しかしながら、溶岩流の側面では、低位置から高位置に流れる場合があり、この場合、式(8)における DZ を2つの網目における溶岩流の表面の標高差に置きかえ、

$$DZ = (Z_{i-1,j} + h_{i-1,j}) - (Z_{i,j} + h_{i,j}) \quad \text{..... (9)}$$

とする。なお、式における h_e は、溢出側の地表面の標高の差を有効厚とみなし、

(a) $Z_{i,j} + h_{i,j} > Z_{i-1,j} + h_{i-1,j}$ かつ、 $Z_{i,j} < Z_{i-1,j}$ の場合 (図-1.3 CASE 2 (1))

$$h_e = (Z_{i,j} + h_{i,j}) - Z_{i-1,j} \quad \text{..... (10)}$$

この場合、 DZ は負であるから、 $qx_{i,j}$ は負となる。

(b) $Z_{i,j} + h_{i,j} < Z_{i-1,j} + h_{i-1,j}$ かつ、 $Z_{i,j} > Z_{i-1,j}$ の場合 (図-1.4 CASE 2 (2))

$$h_e = Z_{i-1,j} + h_{i-1,j} - Z_{i,j} \quad \text{..... (11)}$$

$Y(j)$ 軸方向の網目間の流入量 ($q_{j,i,j}$) も同様である。

なお、溶岩の冷却固化を考慮していないので、計算は噴出終了時点で打ち切っている。

④ その他

$$\Delta t < |\eta w / (\rho g h^2 \sin A)| \quad \text{..... (12)}$$

式(12)を三宅島の地形勾配、物理常数等および予想される溶岩の堆積厚から見積ると10秒オーダーである。再現性をよくするために Δt を小さくして計算を繰り返した結果、 $\Delta t = 1$ 秒以下のと

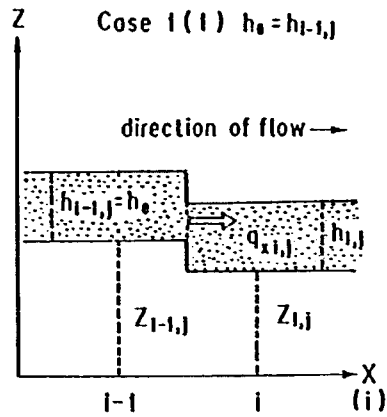


図- 1.1 溶岩流の流れの方向 (CASE 1 (1))

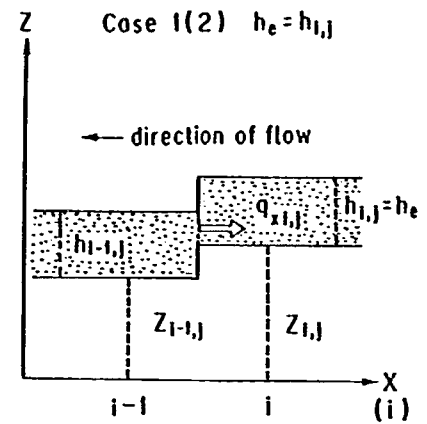


図- 1.2 溶岩流の流れの方向 (CASE 1 (2))

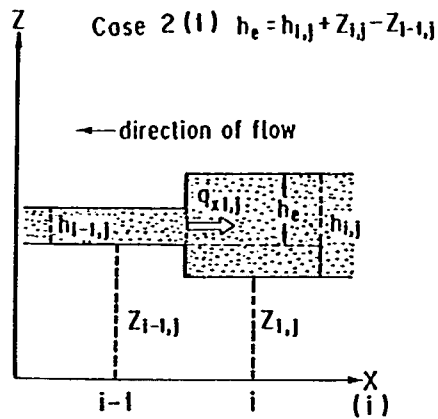


図- 1.3 溶岩流の流れの方向 (CASE 2 (1))

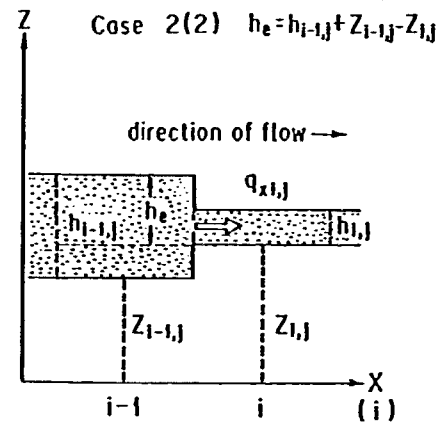


図- 1.4 溶岩流の流れの方向 (CASE 2 (2))

き; ほぼ同じ結果が得られた。そこで Δt は 1 秒前後とした。また短時間のうちに溶岩流の先端部が無限に薄く拡がるのを防ぐため、最小流速 V_{cr} を導入した式(6)から溶岩流の移動限界厚 h_{cr} は、

$$h_{cr} = (3 \eta V_{cr}) / (\rho g \sin A)$$

となる。三宅島溶岩流の堆積厚から $h_{cr} = 0.5 \text{ m}$ とすると、 $V_{cr} = 1 \text{ cm/s}$ となる。これ以下の場合、停止と判断した。

溶岩流の粘性は、溶岩流先端部の到達時刻に関する観察記録に合致するように段階的に粘性の増大を仮定した結果、流下中の 2 ~ 3 時間のうちに溶岩流の粘性係数が約 100 倍増大したと推定している。

(2) 1986年の伊豆大島溶岩流のシミュレーション計算⁴⁹⁾

三宅島⁴⁹⁾の計算との主な相違点は次のとおりである。

1. 冷却による粘性の増加を考慮。
2. 流動機構をビンガム流体とみなして計算した。
3. 熱量保存則から各メッシュの温度を計算し、温度低下による粘性および降伏応力の増加を数値計算の逐次計算の中に取り入れた。

① 流動機構

溶岩流をニュートン流体とみなすと塑性流動の性質を表現できないことから、ビンガム流体とみなした。

$$\tau - \tau_y = \eta / (d\varepsilon / dt) \quad \text{..... (13)}$$

ここに、 τ : 剪断応力

τ_y : 降伏応力

η : 粘性係数

ε : 剪断ひずみ

流動の最小厚を h_{cr} とすると

$$h_{cr} = \tau_y / \rho g \sin A \quad \text{..... (14)}$$

$$a = h / h_{cr} \quad \text{..... (15)}$$

メッシュ $(i-1, j)$ から (i, j) への流量 $qx_{i,j}$ は次のように表される。

$$qx_{i,j} = \tau_y h^2_{cr} (a^3 - 1.5a + 0.5) / 3\eta \quad (h > h_{cr}) \quad \text{..... (16)}$$

なお、溶岩流の厚さが流動の最小厚と比較して十分に大きければ、

$$qv \doteq \rho g h^3 \sin A / 3\eta \quad \text{..... (17)}$$

と近似され、ニュートン流体の定常流の基礎式となる。

なお、ニュートン流体とビンガム流体の溶岩流の先端の位置の差は試算によると、ほとんどなかった。

② 温度の粘性の関係

MINAKAMI²⁰⁾は、1951年の伊豆大島噴火において溶岩流の粘性係数 η と温度 T を測定し、両者の関係を次のように求めた。

$$\log \eta = 6.155 - 0.0181(T - 1000) \quad \text{..... (18)}$$

$$1150^\circ\text{C} \geq T \geq 1000^\circ\text{C}$$

ただし、溶岩の粘性は温度だけでなく化学組成、更に含有量にも依存すると考えられるとしている。そこで、数値計算において、異なる溶岩にも式(18)を適用できるように、温度の低下に対する粘性の増加は同程度であるという仮定のもとに、

$$\log \eta = k - 0.0181 T \quad \text{..... (19)}$$

k : 鉱物組成、ガス含有量等を示すパラメータ

とおいた。ただし、 k については、数か所において温度と粘性係数を測定し、最小自乗法によって決定するのが望ましいとしているが、研究では幾つかの観察事実や噴出物の分析結果を参考にして決定している。

それぞれのメッシュにおける粘性係数は、式(19)を次のように変形している。

$$\log \eta_{i,j} = k - 0.0181 (T_{i,j} - 273) \quad (20)$$

③ 温度と降伏応力の関係

ビンガム流体の表面の流速は、次のように表される (DRAGONI⁴⁰)。

$$V_p = \tau_b h (1 - \tau_y / \tau_b)^2 / 2 \eta \quad (21)$$

$$\tau_b = \rho g h \sin A$$

したがって、降伏応力は、次のようになる。

$$\tau_y = \tau_b - (2 \eta V_p \tau_b / h) \quad (22)$$

MINAKAMI²⁰ によって測定された溶岩流の流速、厚さ、地面の傾斜角及び粘性係数を式(22)に代入して降伏応力を求め、温度との関係をみると次のようになる。

$$\log \tau_y = 13.67 - 0.089 T \quad (23)$$

それぞれのメッシュの降伏応力は、次のようになる。

$$\log \tau_{y,i,j} = 13.67 - 0.089 (T_{i,j} - 273) \quad (24)$$

④ 設定条件

パラメータ k と流下開始時の温度は、1100 °C と推定する。SiO₂ の含有率がやや多く $k = 24.61$ となる。

1.3 流動機構の検討

世界各地での火山噴火による溶岩流の大多数は層流である⁴²。日本国内の火山も例外ではなく、粘性が低い伊豆大島、三宅島の溶岩流も層流である。仮に、粘性係数を小さめに $\eta = 2.5 \times 10^4$ poise とすると、レイトルズ数 Re は、

$$Re = \frac{\rho \cdot V \cdot H}{\eta} = \frac{2.5 \times 10^3 [\text{kg/m}^3] \times V \times H}{2.5 \times 10^3 [\text{N} \cdot \text{S/m}^2]} \quad (25)$$

ここに、 V : 流速 (m/s)、 H : 流動深 (m) である。

となる。乱流であるためには $H = 10\text{m}$ とすると、 $V = 100\text{m/s}$ 以上となり、実質乱流にはなり得ず、このことからビンガム的な挙動である可能性が考えられる。

次に、レオロジーの一般方程式を示す。

$$\eta \frac{d\varepsilon}{dt} = \alpha (\tau - \tau_y)^n \quad (26)$$

ここに、 ε : 剪断ひずみ

τ : 作用応力 (流体内の剪断応力)

τ_y : 降伏応力

ここで、各流動についての比較を表-1.4に示す。

表-1.4 レオロジーモデルの比較表

流動機構		τ_y	n	α	レオロジー方程式
ニュートン		0	1	$\alpha = 1$	$\eta \frac{d\epsilon}{dt} = \tau$
プセウドプラスチック		0	$n > 1$	$\alpha \neq 1$	$\eta \frac{d\epsilon}{dt} = a \tau^n$
ダイラタント		0	$0 < n < 1$	$\alpha \neq 1$	$\eta \frac{d\epsilon}{dt} = a \tau^n$
塑性	ビンガム	$\tau_y \neq 0$	1	$\alpha \neq 1$	$\eta \frac{d\epsilon}{dt} = a (\tau - \tau_y)$
	非ビンガム	$\tau_y \neq 0$	$n > 0, n \neq 1$	$\alpha \neq 1$	$\eta \frac{d\epsilon}{dt} = a (\tau - \tau_y)^n$

各々の流動機構の粘塑性のひずみ速度と応力の関係を図-1.6に示す。

H. PINKERTONら⁵⁰⁾は、エトナ火山の野外観測を行い、プセウドプラスチック流動になると報告した。しかし、図-1.5に示すように、エトナ火山の溶岩流のひずみ速度は、剪断応力との関係においてほとんど直線と見なすことができ、これは図-1.6でみるとビンガム流動とみなすことができる。このときのエトナ火山の粘性は、三原山（伊豆大島）、雄山（三宅島）の粘性とはほぼ同程度であり、 SiO_2 の含有率もほぼ同じである。したがって、三原山（伊豆大島）、雄山（三宅島）の溶岩流もビンガム流動であると想定できる。

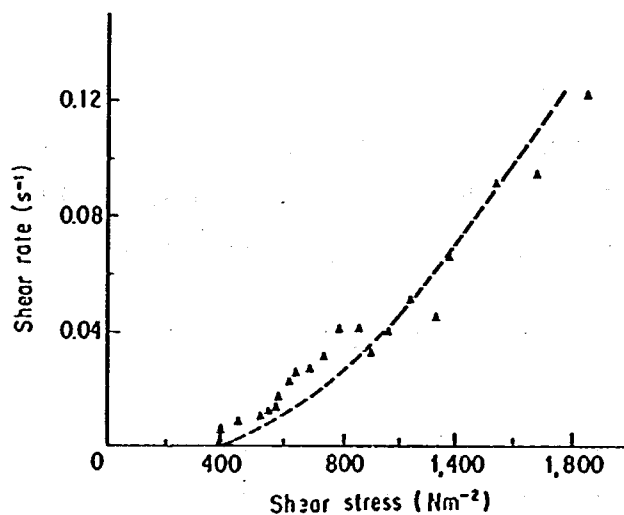


図-1.5 1975年エトナ火山溶岩のひずみ速度⁵⁰⁾

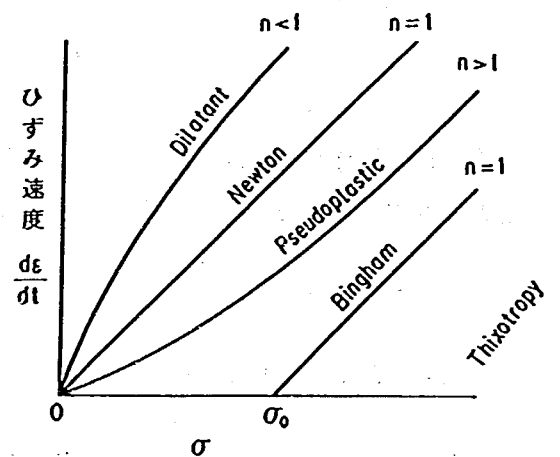


図-1.6 粘塑性のひずみ速度と応力の関係⁵⁶⁾

また、前述したように溶岩流中央部の表面上に層状の「プラグ」が見られたが、この「プラグ」は表面をずり落ちるように流れている。これは、図-1.7に示すようにビンガム流体の速度分布のイメージと一致するものである。

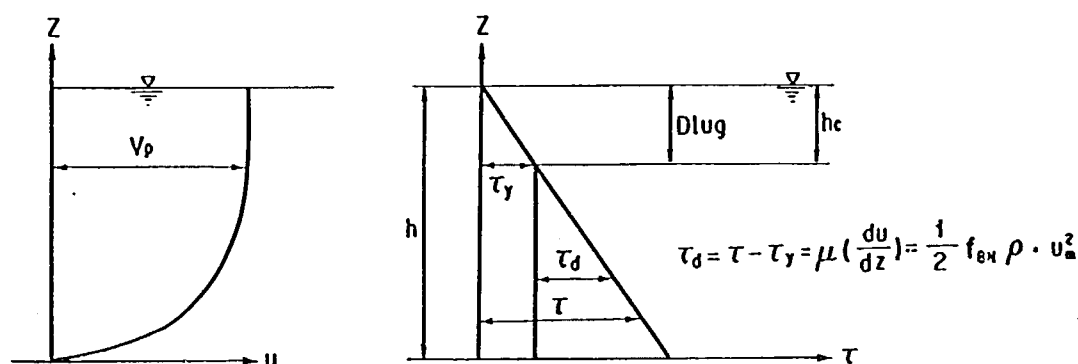


図-1.7 ビンガム流動の速度と剪断力の模式図

以上の理由ならびに計算の単純性から、溶岩流は時間的に変動する粘性と降伏応力とを考慮したビンガム流動として扱うものとする。

1.4 抵抗モデルの検討

1.3において検討したように溶岩流をビンガム流動とみなし、ビンガム流動の方程式を溶岩流に適用する。式(1)にビンガム流動のレオロジー方程式を示す。

$$\eta d\epsilon/dt = (\tau - \tau_y) \quad (27)$$

ここに、 η ：粘性係数、 ϵ ＝剪断ひずみ、 $d\epsilon/dt$ ：ひずみ速度、 τ ：作用応力、 τ_y ：降伏応力
式(27)を作用応力の式(2)のように変換する。

$$\begin{aligned} \tau &= \tau_y + \eta d\epsilon/dt \\ &= \tau_y + \eta dv/dz \end{aligned} \quad (28)$$

ここに、 $d\epsilon/dt = (dx/dz)/dt = (dx/dt)/dz = dv/dz$

式(28)は、深さ方向の作用応力の式であり、これを2次元流動の漸変流の方程式に適用するには、深さ方向に平均化した抵抗力の式を求めなければならない。芦田ら⁵⁷⁾の研究を参考に深さ方向に平均化したビンガム流動の抵抗力の式を求める。ビンガム流動のプラグフローを除いた部分において

$$\tau - \tau_y = \eta \left(\frac{du}{dz} \right) \quad (29)$$

を積分して、抵抗係数 f_{BN} を

$$\tau - \tau_y = \frac{1}{2} f_{BN} \rho v'_m \quad (30)$$

で定義することにより

$$f_{BN} = \frac{6}{Re} \quad \dots\dots\dots (31)$$

がなりたつ。ここに、 v'_m は、プラグを除く部分の平均流速で

$$\tau_y = \rho g h_y \sin A \quad \dots\dots\dots (32)$$

とおくことにより

$$v'_m = \frac{\int_0^{h-h_y} v(z) dz}{h-h_y} \quad \dots\dots\dots (33)$$

で定義され、 Re_N は

$$Re_N = \frac{v'_m (h-h_y)}{\eta} \quad \dots\dots\dots (34)$$

で定義される。

式(31)を流れ全体の抵抗

$$\tau \doteq \frac{1}{2} f \rho v_m \quad \dots\dots\dots (35)$$

$$v_m = \int_0^h v(z) dz / h \quad \dots\dots\dots (36)$$

とレイノルズ数

$$Re = \frac{v_m h}{\eta} \quad \dots\dots\dots (37)$$

で表現すると

$$f_{BN} = \left\{ 1 + \frac{3}{2} \left(\frac{\tau_y}{\tau - \tau_y} \right) \right\} \left(\frac{\tau}{\tau - \tau_y} \right) f \quad \dots\dots\dots (38)$$

となる。

さらに、

$$Re_N = \frac{\left(\frac{\tau - \tau_y}{\tau} \right)^2}{1 + \frac{3}{2} \frac{\tau_y}{\tau - \tau_y}} Re \quad \dots\dots\dots (39)$$

より

$$f = \frac{\left(\frac{\tau - \tau_y}{\tau} \right)^4}{\left(1 + \frac{3}{2} \frac{\tau_y}{\tau - \tau_y} \right)^3} Re \quad \dots\dots\dots (40)$$

となる。

$$v_p = \frac{\tau_b h}{2\eta} \left(1 - \frac{\tau_y}{\tau_b} \right)^2, \quad \tau_b = \rho g h \sin A$$

一方、深さ z における流速は $0 < z < h - hc$ の場合、式(41)により表わされる。

$$v(z) = \frac{1}{\eta} \left[\frac{\rho g \sin A}{2} z(2h - z) - \tau_y z \right] \quad (41)$$

また、プラグ底面における流速は式(42)により表わされる。

$$v_p = \frac{\tau_b h}{2\eta} \left(1 - \frac{\tau_y}{\tau_b} \right)^2 \quad (42)$$

さらに、単位幅当りの流量は式(41)を深さ方向に積分して得られる。

$$\begin{aligned} q &= \rho \int_0^h v(z) dz \\ &= \frac{\rho \tau_y h c^2}{3\eta} \left[a^3 - \frac{3}{2} a^2 + \frac{1}{2} \right] \end{aligned} \quad (43)$$

$$a = h/hc$$

したがって平均流速は

$$v_m = q/h \quad (44)$$

で与えられる。

1.5 基礎方程式

(1) 運動方程式

溶岩流を流体とみなし、運動方程式としては、2次元流動の漸変流の運動方程式と連続式を用いるものとする。

x 方向：

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial (Mu)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (Mv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{F_x}{\rho} \quad (45)$$

y 方向：

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial (Nu)}{\partial x} + \beta \frac{\partial (Nv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{F_y}{\rho} \quad (46)$$

ここに、 M ：x方向の単位幅流量、 N ：y方向の単位幅流量、 u ：x方向の平均流速、 v ：y方向の平均流速、 H ：流動高(流動深+河床高)、 ρ ：溶岩流の密度、 F_x ・ F_y ：x及びy方向の摩擦抵抗力である。

本シミュレーションでは、摩擦抵抗力として式(47)で定義される抵抗則を用いた。

$$F_x = \frac{1}{2} f_x \rho u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad F_y = \frac{1}{2} f_y \rho v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (47)$$

ただし f は式(37)(40)により与えられる。

$$f_x = \frac{\left(\frac{\tau_x - \tau_y}{\tau_x}\right)^4}{\left(1 + \frac{3}{2} \frac{\tau_y}{\tau_x - \tau_y}\right)^3} \cdot \frac{\rho q}{\eta} \quad \dots\dots\dots (48)$$

$$f_y = \frac{\left(\frac{\tau_y - \tau_x}{\tau_y}\right)^4}{\left(1 + \frac{3}{2} \frac{\tau_x}{\tau_y - \tau_x}\right)^3} \cdot \frac{\rho q}{\eta} \quad \dots\dots\dots (49)$$

ここに, τ_y : 降伏応力 q : 単位幅当りの流量

τ_x : x 方向の作用応力

τ_y : y 方向の作用応力

(2) 連続式

溶岩流を流体とみなし, 流体の連続式を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad \dots\dots\dots (50)$$

(3) 溶岩の温度

溶岩の温度については石原⁽⁴⁸⁾と同様の手法を用いた。

① 熱量保存則

メッシュ (i, j) における溶岩の熱量の変化 $Q_{mi,j}$ は次式で示される。

$$Q_{mi,j} = Q_{mx_{i,j}} + Q_{my_{i,j}} - Q_{mx_{i+1,j}} - Q_{my_{i,j+1}} \quad \dots\dots\dots (51)$$

ここに $Q_{mx_{i,j}}$, $Q_{my_{i,j}}$ は, それぞれ隣接するメッシュ (i-1, j) および (i, j-1) からの単位時間における溶岩の流入 (または流出) による熱量の増加量である。図-1.11に概念図を示す。

メッシュ (i-1, j) および (i, j-1) からの溶岩の流入 (または流出) 量を $qx_{i,j}$ および $qy_{i,j}$ とすると,

$$Q_{mx_{i,j}} = \rho c q_{x_{i,j}} T \Delta x \Delta y \quad \dots\dots\dots (52)$$

$$Q_{my_{i,j}} = \rho c q_{y_{i,j}} T \Delta x \Delta y \quad \dots\dots\dots (53)$$

と表される。温度 T は, 流出側のメッシュの温度である。

② 溶岩の冷却

溶岩の冷却は, 主に表面からの熱放射によるものと考えられる。時間 Δt の間に熱放射によって減少する熱量 $Q_{si,j}$ は, Stefan-Boltzmann の式から, 次のように表される。

$$Q_{si,j} = \epsilon \sigma (T_{si,j}^4 - T_o^4) \Delta t \Delta x \Delta y \quad \dots\dots\dots (54)$$

ここに, ϵ : 溶岩の放射率

$T_{si,j}$: 溶岩流の表面温度

σ : Stefan-Boltzmann 定数 T_o : 大気温度

大気温度は, 溶岩流の表面温度に比べ, 十分小さいとみなせるので式(54)は,

$$Q_{si,j} = \epsilon \sigma T_{si,j}^4 \Delta t \Delta x \Delta y \quad \dots\dots\dots (56)$$

となる。

プラグによって表面が被覆されると表面と流体部分の温度差が大きくなる。そこで、流体部分の温度 $T_{i,j}$ をもとめるにあたっては、石原ら⁴⁸⁾と同様に次のように仮定した。

$$T_{si,j} = T_{i,j} \quad (T_{i,j} \geq 1303 \text{ K}) \quad \dots\dots\dots (56)$$

$$T_{si,j} = T_{i,j} - 300 \text{ K} \quad (T_{i,j} < 1303 \text{ K}) \quad \dots\dots\dots (57)$$

③ 溶岩の温度

式(49)および式(53)から時間 Δt の間のメッシュ (i, j) における溶岩の熱量の変化は、

$$Q_{i,j}(t + \Delta t) = Q_{i,j}(t) + Q_{mi,j} - Q_{si,j} \quad \dots\dots\dots (58)$$

となる。したがって、メッシュ (i, j) における溶岩の平均温度 $T_{mi,j}$ は、

$$T_{mi,j} = Q_{i,j}(t + \Delta t) / (\rho \cdot c \cdot h_{i,j} \Delta x \Delta y) \quad \dots\dots\dots (59)$$

と表される。

1.6 粘性係数と降伏応力

既往の研究^{21) 22) 41) 51)}によれば、粘性係数と降伏応力は、共に温度と関係が強いと報告されている。

粘性係数と温度の関係については、現地で測定されたデータとして、三原山(大島)、エトナ山(イタリア)及びアレナル(コスタリカ)のものがある。図-1.8にそれらのデータをプロットし、最小自乗法によって線を引いたものを示す。これをみると、3ケースともに y 切辺は異なるが、直線の傾きは、ほとんど同様の傾向である。これは石原ら⁴⁸⁾の報告と一致している。石原らは、温度の低下に対する粘性の増加割合である直線の傾きはどの火山でも同じような傾向であり、流動中の溶岩の鉱物組成・ガス含有量など化学的性質の相違が y 切辺の位置の違いとなると仮定している。本研究では、大島の溶岩流については、この直線を用い、また、三宅島についても大島の溶岩より粘性は低いという報告はあるが、現地での温度と粘性係数の観測値が得られていないので、大島と同じ直線を仮定して用いるものとする。

次に温度と降伏応力の関係について、現地で得られたデータから直接両者の関係をだしているのはエトナ山についての PINKERTON⁵¹⁾のみである。また、石原らはビンガム流動の速度式から降伏応力を流速、厚さ、地面の傾斜角及び粘性係数で表す HULME⁴²⁾の方法を用い、MINAKAMIら²¹⁾の実測した大島の溶岩流の値から温度と降伏応力の関係をグラフに表している。図-1.9に上記のエトナ山と大島の溶岩流についての温度と降伏応力の関係を示す。2つの火山の傾きは大きく異なっており、大島の方が傾きが小さく、温度の低下に対する降伏応力の増加の割合が小さい。本研究では、大島の溶岩流については、この直線を用い、また、三宅島についても温度と降伏応力の関係が不明なので、大島と同じ直線を仮定するものとする。

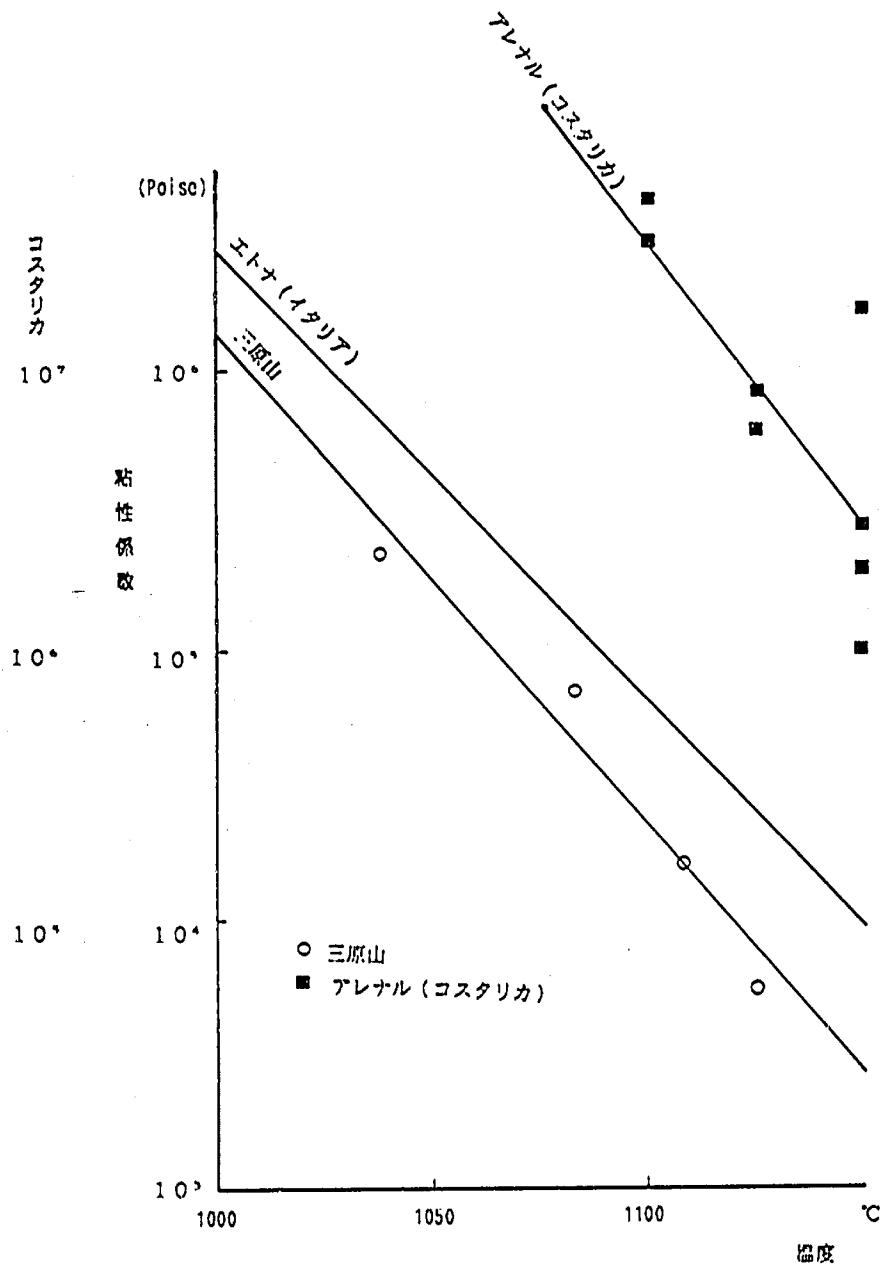


図-1.8 温度と粘性の関係

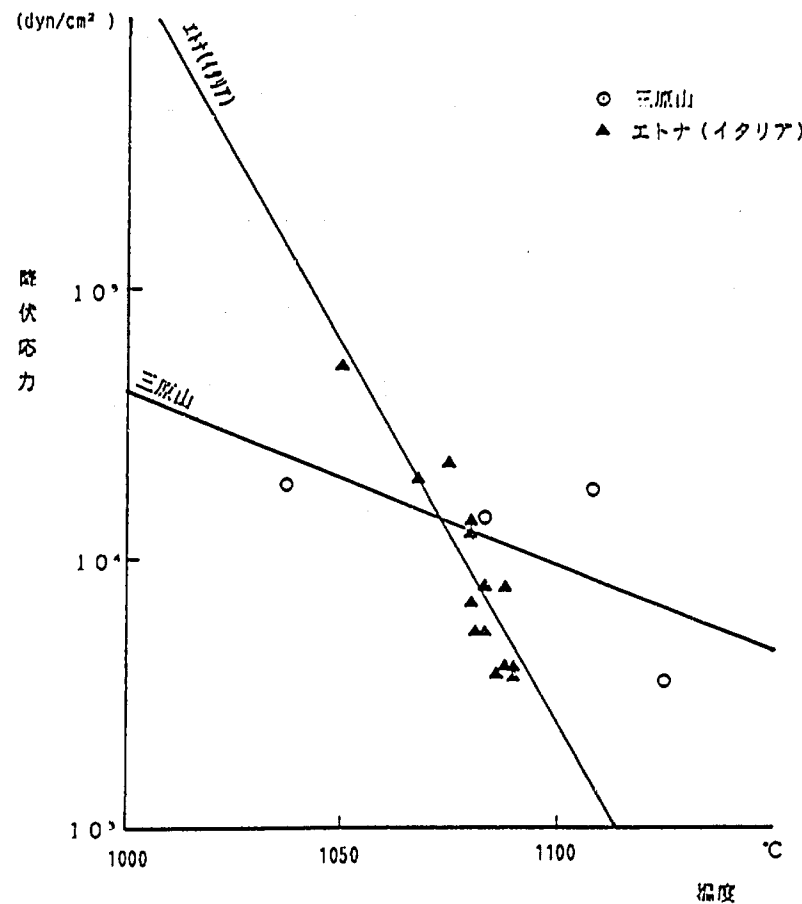


図-1.9 温度と降伏応力の関係

1.7 基礎方程式の差分化

基礎方程式は、このままでは直接解を得ることができないので差分化をする必要がある。図-1.10のように差分格子を定義する。

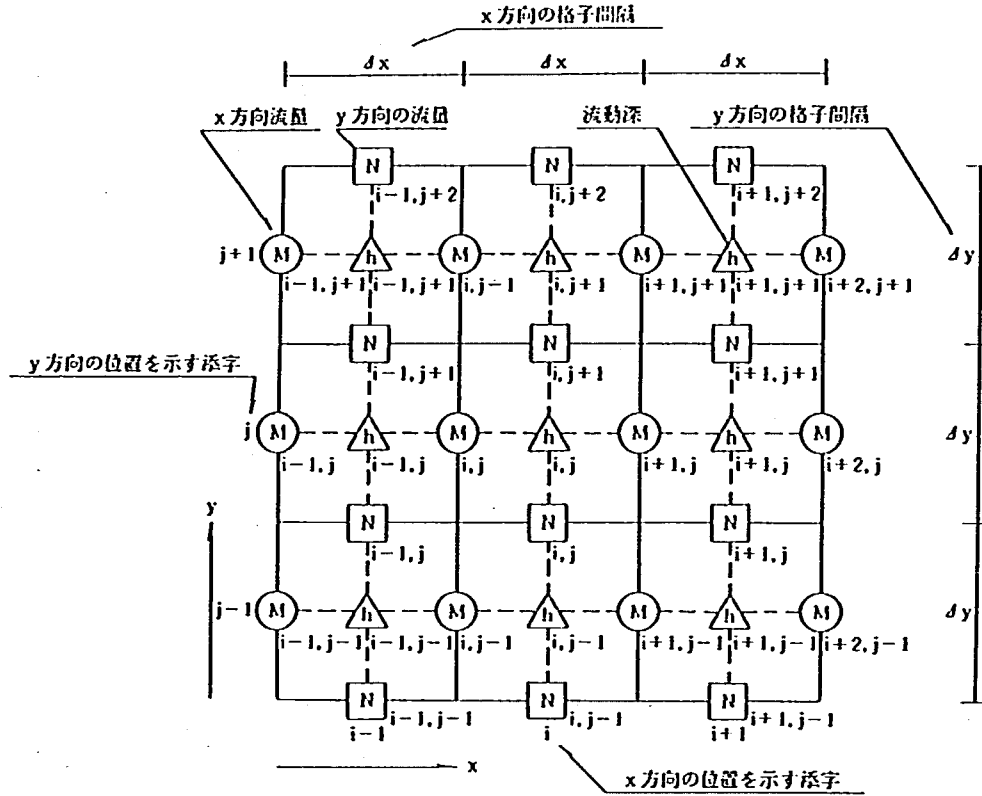


図-1.10 計算格子と各諸量との関係

そして、陽型式のリーブ・フラッグ法によって差分式を変換すると次の通りである。

なお、 $n, n+1, n+2, n+3$ は時間ステップである。

(1) X方向運動量方程式

$$\begin{aligned}
 & \frac{M_{i,j}^{n+2} - M_{i,j}^n}{2 \cdot \Delta t} + \frac{\beta}{dx} \left\{ \frac{1}{h_{i,j}^{n+1}} \left(\frac{M_{i+1,j}^n + M_{i,j}^n}{2} \right)^2 - \frac{1}{h_{i-1,j}^{n+1}} \left(\frac{M_{i,j}^n + M_{i-1,j}^n}{2} \right)^2 \right\} \\
 & + \frac{\beta}{dy} \left\{ \frac{(M_{i,j}^n + M_{i,j+1}^n)(N_{i,j+1}^n + N_{i-1,j+1}^n)}{h_{i-1,j}^{n+1} + h_{i,j}^{n+1} + h_{i,j+1}^{n+1} + h_{i-1,j+1}^{n+1}} \right. \\
 & \quad \left. - \frac{(M_{i,j}^n + M_{i,j-1}^n)(N_{i,j}^n + N_{i-1,j}^n)}{h_{i-1,j-1}^{n+1} + h_{i,j-1}^{n+1} + h_{i,j}^{n+1} + h_{i-1,j}^{n+1}} \right\} \\
 & = -g \cdot \frac{(h_{i,j}^{n+1} + h_{i-1,j}^{n+1})}{2} \cdot \frac{(H_{i,j}^{n+1} + H_{i-1,j}^{n+1})}{dx} - \frac{1}{2} f_x \cdot \bar{u}_{i,j} \sqrt{(u_{i,j}^2 + v_{i,j}^2)}
 \end{aligned}$$

$$H_{i,j}^{n+1} = h_{i,j}^{n+1} + z_{i,j}^{n+1}$$

$$\bar{u}_{i,j} = \frac{M_{i,j}^{n+2} + M_{i,j}^n}{h_{i,j}^{n+1} + h_{i-1,j}^{n+1}}$$

$$f_x = \frac{\left(\frac{\tau_{xi,j} - \tau_{yi,j}}{\tau_{xi,j}} \right)^4}{\left(1 + \frac{3}{2} \frac{\tau_{yi,j}}{\tau_{xi,j} - \tau_{yi,j}} \right)^3} \times Re_{i,j}$$

$$Re = \frac{\rho \cdot u_{i,j} - h_{i,j}^{n+1}}{\eta_{i,j}}$$

(2) Y方向運動量方程式

$$\begin{aligned} \frac{N_{i,j}^{n+2} - N_{i,j}^n}{2 \cdot \Delta t} + \frac{\beta}{\Delta x} & \left\{ \frac{(M_{i+1,j}^n + M_{i+1,j-1}^n)(N_{i,j}^n + N_{i+1,j}^n)}{h_{i,j}^{n+1} + h_{i,j-1}^{n+1} + h_{i+1,j-1}^{n+1} + h_{i+1,j}^{n+1}} \right. \\ & \left. - \frac{(M_{i,j}^n + M_{i,j-1}^n)(N_{i-1,j}^n + N_{i,j}^n)}{h_{i-1,j}^{n+1} + h_{i-1,j-1}^{n+1} + h_{i,j-1}^{n+1} + h_{i,j}^{n+1}} \right\} \\ & + \frac{\beta}{\Delta y} \left\{ \frac{1}{h_{i,j}^{n+1}} \left(\frac{N_{i,j}^n + N_{i,j+1}^n}{2} \right)^2 - \frac{1}{h_{i,j-1}^{n+1}} \left(\frac{N_{i,j-1}^n + N_{i,j}^n}{2} \right)^2 \right\} \\ = -g \cdot \frac{(h_{i,j}^{n+1} + h_{i,j-1}^{n+1})}{2} \cdot \frac{(H_{i,j}^{n+1} + H_{i,j-1}^{n+1})}{\Delta y} - \frac{1}{2} f_y \cdot \bar{v}_{i,j} \cdot \sqrt{(u_{i,j}^2 + v_{i,j}^2)} \end{aligned}$$

$$\bar{v}_{i,j} = \frac{N_{i,j}^{n+2} + N_{i,j}^n}{h_{i,j}^{n+1} + h_{i-1,j}^{n+1}}$$

$$u_{i,j} = M_{i,j}^n / h_{xi,j}^{n+1}$$

$$v_{i,j} = N_{i,j}^n / h_{yi,j}^{n+1}$$

(3) 連続式

$$\frac{h_{i,j}^{n+3} - h_{i,j}^{n+1}}{2 \cdot \Delta t} + \frac{M_{i+1,j}^{n+2} - M_{i,j}^{n+2}}{\Delta x} + \frac{N_{i,j+1}^{n+2} - N_{i,j}^{n+2}}{\Delta y} = 0$$

(4) メッシュ内熱量の差分化

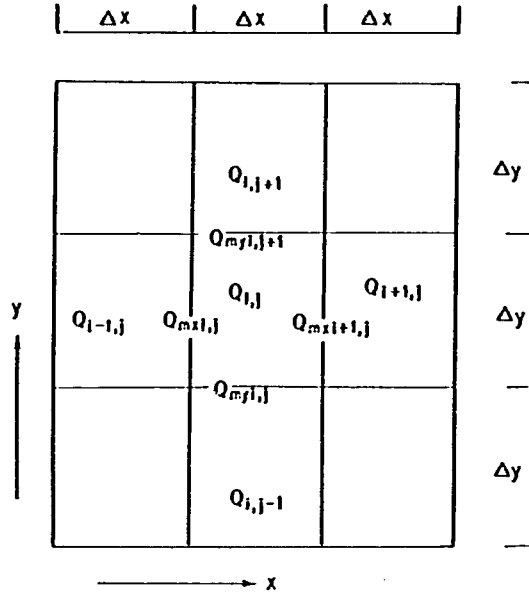


図-1.11 計算格子と熱量との関係

$$T_m^{n+2} = Q_{i,j} / \rho \cdot C \cdot h_{i,j}^{n+3} \times \Delta x \times \Delta y$$

$$T_s^{n+2} = T_m^{n+2} \quad (T_m^n \geq 1300)$$

$$T_s^{n+2} = T_m^{n+2} - 300 \quad (T_m^n < 1300)$$

T_m : メッシュ内の溶岩の平均温度

T_s : メッシュ内の溶岩の表面温度

$$Q_{i,j}^{n+2} = Q_{i,j}^n + Q_{mi,j}^{n+2} - Q_{si,j}^{n+2}$$

$Q_{i,j}$: メッシュ内の熱量

$Q_{mi,j}$: 熱収支による各メッシュの単位時間変化量

$Q_{si,j}$: 各メッシュの単位時間当りの放射熱

$$Q_{mi,j}^{n+2} = Q_{mi,j}^{n+2} + Q_{mi,j}^{n+2} - Q_{mi,j+1}^{n+2} - Q_{mi,j-1}^{n+2}$$

$$Q_{mi,j} = \rho \times C \times q_{xi,j}^{n+2} \times \Delta y \times T_{i,j}^n \times \Delta t$$

$$Q_{mi,j} = \rho \times C \times q_{yi,j}^{n+2} \times \Delta x \times T_{i,j}^n \times \Delta t$$

ρ : 溶岩の密度

C : 溶岩の比熱

$h_{i,j}$: 隣接するメッシュの流出する側のメッシュの流動深

$T_{i,j}$: 隣接するメッシュの流出する側のメッシュの平均温度

Δx : メッシュ間距離 (x 方向)

Δy : メッシュ間距離 (y 方向)

Δt : 単位時間

$q_{xi,j}^{n+2}$: x 方向流量フラックス

$q_{yi,j}^{n+2}$: y 方向流量フラックス

$$Q_{si,j} = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_{si,j}^4 \cdot \Delta x \times \Delta y \times \Delta t$$

ϵ : 放射率

σ : Stefan - BOLTZMANN 定数

$T_{si,j}$: 溶岩流の表面温度

1.8 シミュレーション計算

1983年三宅島、1986年伊豆大島の溶岩流の中から、比較的資料が整い検証データ等が揃っている次の3つの溶岩流を計算の対象とする。

ア) 三宅島 I, II

イ) 大 島 B-1

ウ) 大 島 C

図-1.12に伊豆大島、図-1.13に三宅島の溶岩流位置図を各々示す。各々の溶岩流について、1/5000地形図からメッシュ地形データを読みとり、計算機に入力した。メッシュ幅は次のとおりである。

ア) 大 島 B-1 25 m

イ) 大 島 C 10 m

ウ) 三宅島 I, II 55 m

次に、個々の計算条件の一覧表を表-1.5に示す。

表-1.5 計 算 条 件

	大島B-1	大 島 C	三宅島 I, II
噴 出 体 積	別に記載		
流 量	別に記載		
継 続 時 間	5時間	1時間	3時間
溶 岩 の 初 期 温 度	1100℃	1100℃	1120℃
溶 岩 の 密 度	2.5 gf/cm ³		
放 射 率	0.9		
比 熱	840 [kJ/(tf·k)]		
重 力 加 速 度	9.8 m/s ²		
Stefan-Boltzmann's Constant	5.6×10^{-11} [kJ (s·m ² ·K)]		
温 度 と 粘 性 の 関 係 式	$\log_{10} \eta = 24.61 - 0.0181 (T - 273)$ [poise]		
温 度 と 降 伏 応 力 の 関 係 式	$\log_{10} \tau_y = 13.67 - 0.0089 (T - 273)$ [dyn/cm ²]		
刻 み 時 間	1秒	1秒	3秒

(1) 溶岩流の噴出体積

大島²⁶⁾については、長岡による航空写真と地形図の判読および現地調査により算出されたものを使用した。

大島B-1 $4.2 \times 10^6 \text{ m}^3$

大島C $1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$



図-1.12 大島溶岩流位置図



溶岩流

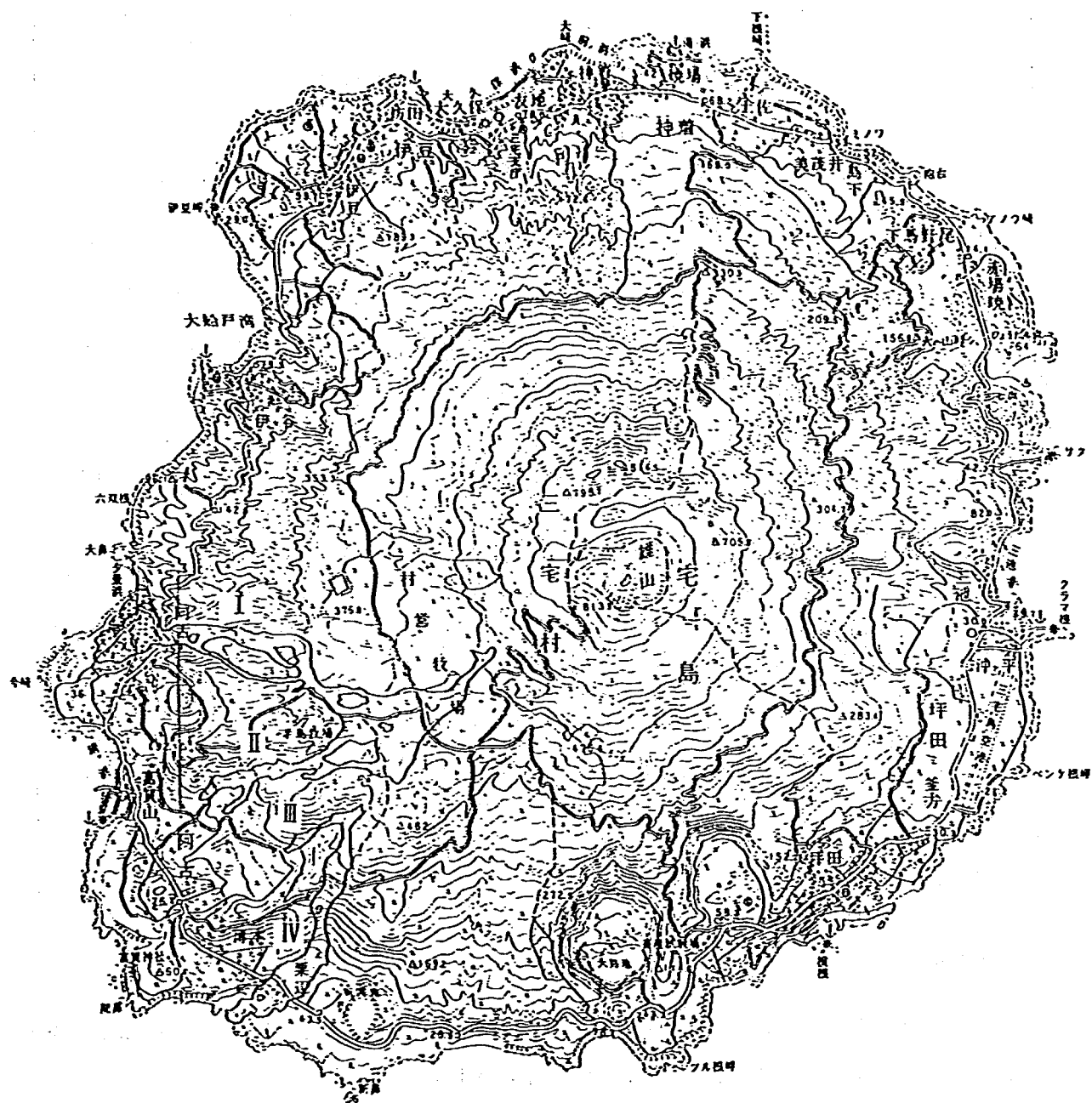


図-1.13 三宅島溶岩流位置図

三宅島Ⅰ，Ⅱについては資料がないため、石原ら⁴⁵⁾が使用した $2.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ を使用した。

(2) 流量（噴出率）

(1)に述べた体積を考慮し、石原ら^{45, 43)}にならい以下のように設定した。

表－1.6 設定流量

大島B－1		大 島 C		三宅島Ⅰ，Ⅱ		
0分～30分	213 (m ³ /s)	0分～60分	44 (m ³ /s)	0分～180分	No 1 火口	6.3 (m ³ /s)
30分～60分	478 (m ³ /s)				No 2 ～No 9	31.6 (m ³ /s)
60分～300分	212 (m ³ /s)					

(3) 移動限界厚

溶岩流は粘性が強いいため、水等と異なり、急勾配な地形においてもかなりの流動厚をもつ。このため流体の連続式を用いて流動厚を求める場合、石原ら⁴⁵⁾が行ったように、最低の流動厚を決めておく必要がある。ここではその厚さを移動限界厚と呼び、以下のように計算に反映した。

あるメッシュから次のメッシュへの溶岩流の移動は、そのメッシュの流動厚が移動限界厚以上でないと起こらず、また他のメッシュへ溶岩流を排出したそのメッシュは、常に移動限界厚以上の厚さを有している。

移動限界厚は、溶岩流の到達時間すなわち粘性や降伏応力、あるいは勾配により変化するものと思われるが、ここでは実績値から平均的な値を求め一定値として設定した。表－1.7 に使用した値を示す。

表－1.7 移動限界厚

	大島B－1	大 島 C	三宅島Ⅰ，Ⅱ
移動限界厚 (m)	6.0	1.0	0.3
実際の厚さ (m)	10.0 ²⁶⁾	5.0 ²⁹⁾	2.5 ⁴⁰⁾

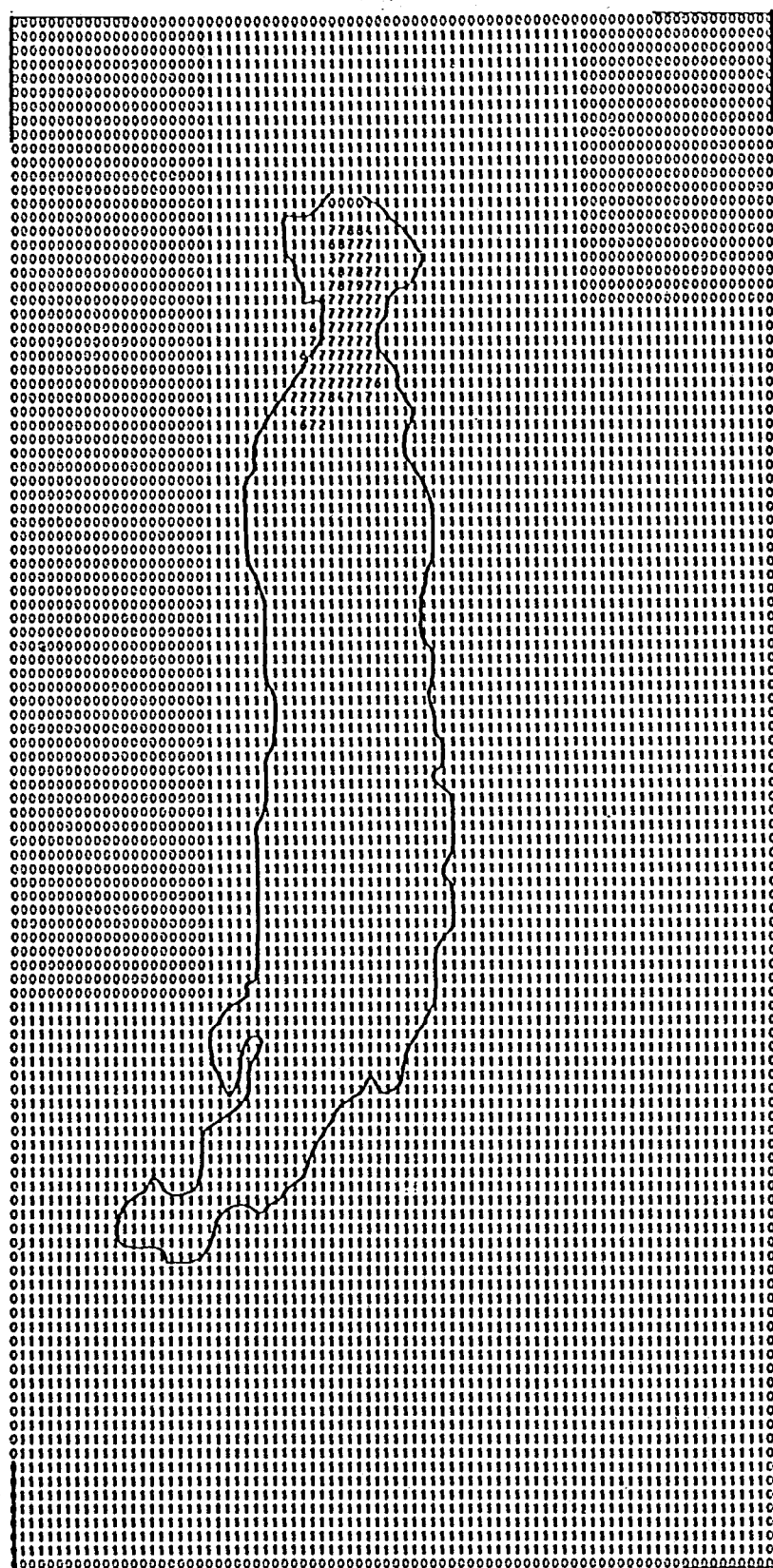
1.9 計算結果

各々の計算結果を図－1.14 から 1.20 に示す。なお、図－1.18 から 1.20 は各計算ケースの最終の結果を縦横比を同一にして出力したもので、等高線も記入している。

(1) 大島B－Ⅰ

① 到達時間

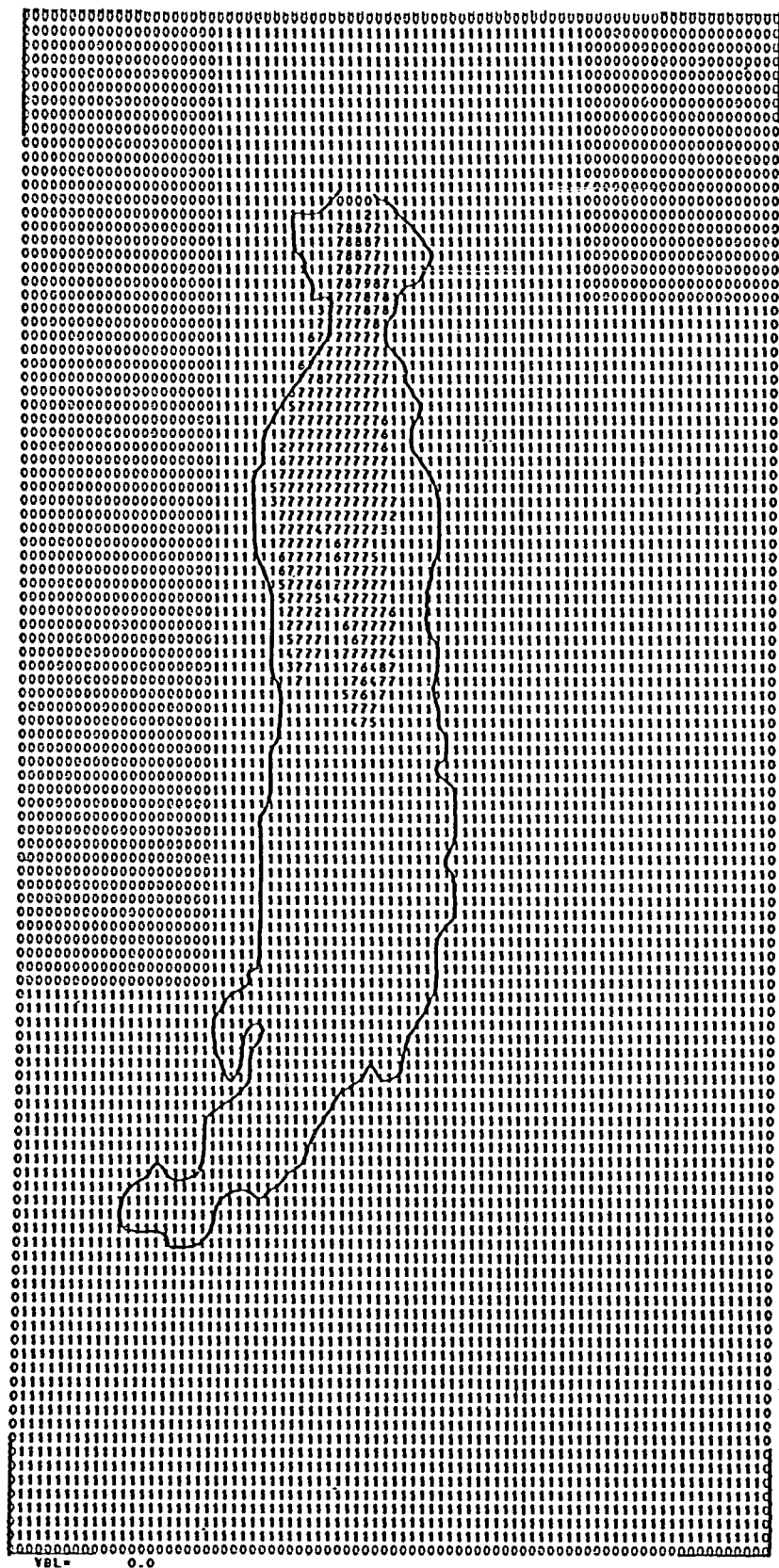
大島B－Ⅰは、噴出時間が5時間で、今回計算を行ったうちで最も長い。5時間後の計算結果（図－1.14 (6)）をみると、溶岩流は既に実績の堆積範囲を越えている。実際の溶岩流が最終的に停止したのが8～10時間後であることを考慮すると、計算による到達時間は実績よりかなり早



凡 例		
		0. 0 m
1	～	2. 0
2	～	2. 5
3	～	3. 0
4	～	3. 5
5	～	4. 0
6	～	5. 0
7	～	7. 5
8	～	10. 0
9	～	15. 0
0	～	30. 0

実績の溶岩堆積範囲

図-1.14 (I) シミュレーション結果 大島B-1 30分後

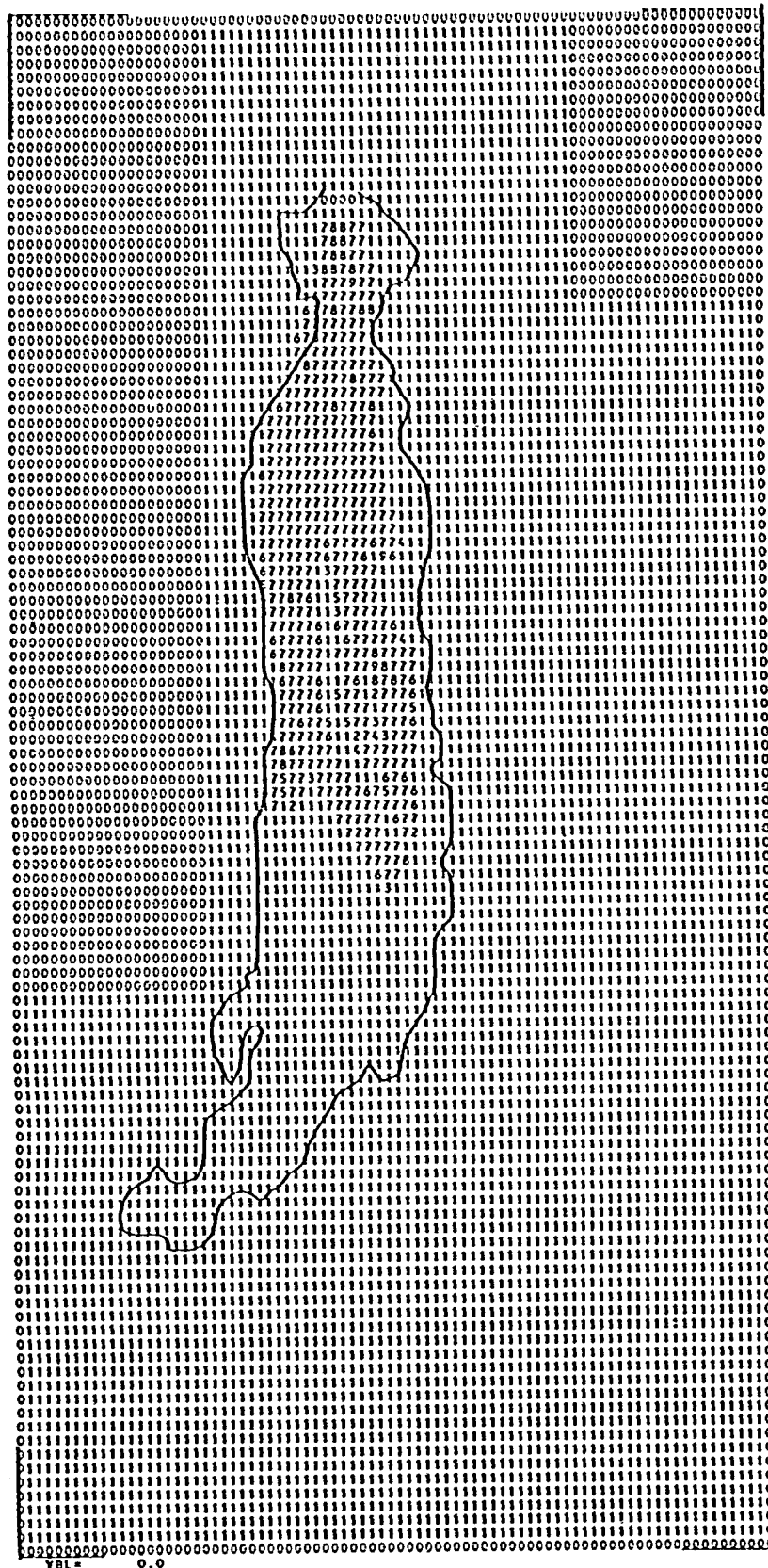


凡 例

		0. 0m
1	～	2. 0
2	～	2. 5
3	～	3. 0
4	～	3. 5
5	～	4. 0
6	～	5. 0
7	～	7. 5
8	～	10. 0
9	～	15. 0
0	～	30. 0

実績の溶岩堆積範囲

図-1.14 (2) シミュレーション結果 大島B-1 1時間後

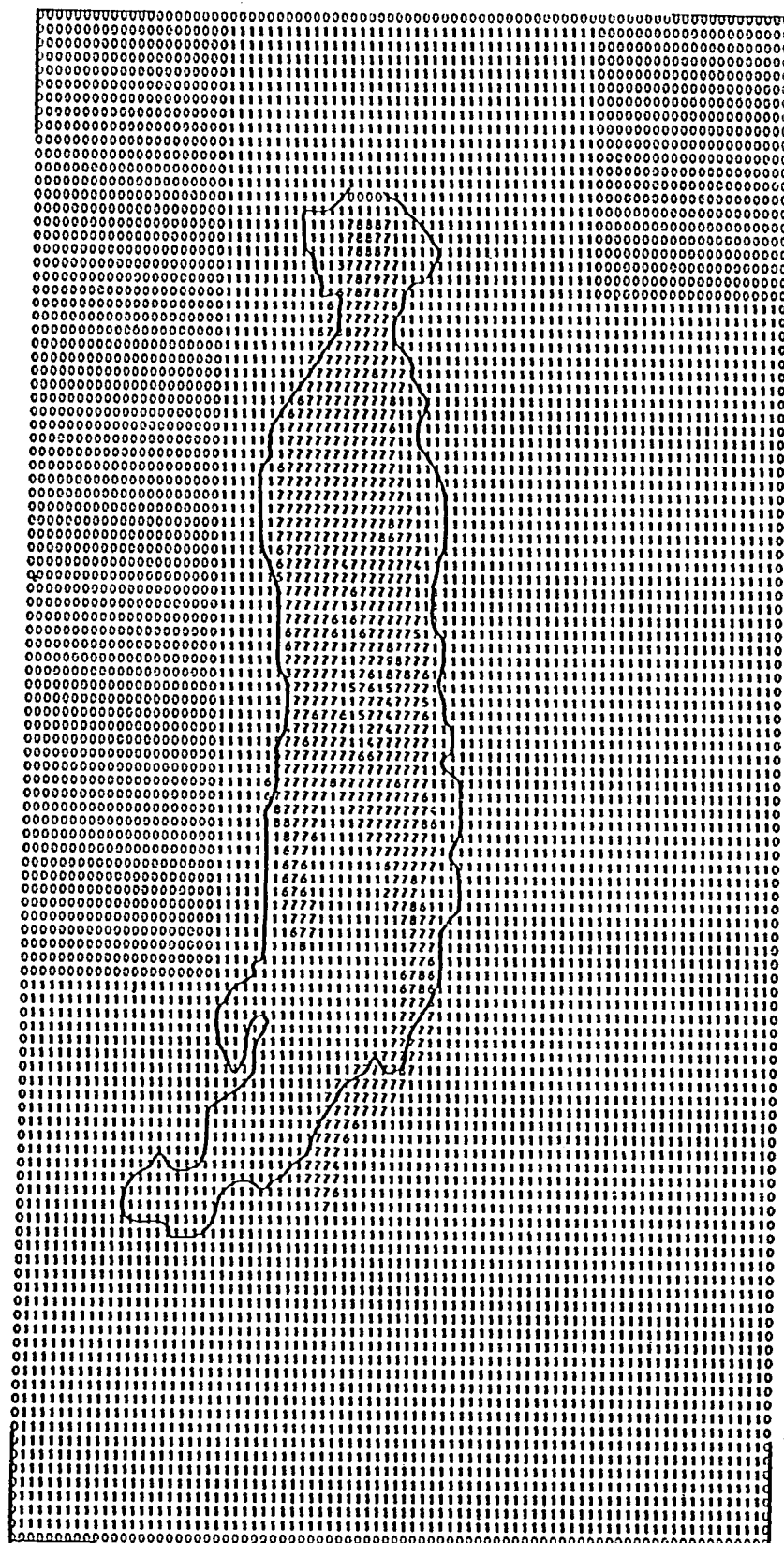


凡 例

- | | | |
|---|---|------|
| | | 0.0m |
| 1 | ~ | 2.0 |
| 2 | ~ | 2.5 |
| 3 | ~ | 3.0 |
| 4 | ~ | 3.5 |
| 5 | ~ | 4.0 |
| 6 | ~ | 5.0 |
| 7 | ~ | 7.5 |
| 8 | ~ | 10.0 |
| 9 | ~ | 15.0 |
| 0 | ~ | 30.0 |

実績の溶岩堆積範囲

図-1.14 (3) シミュレーション結果 大島B-1 2時間後

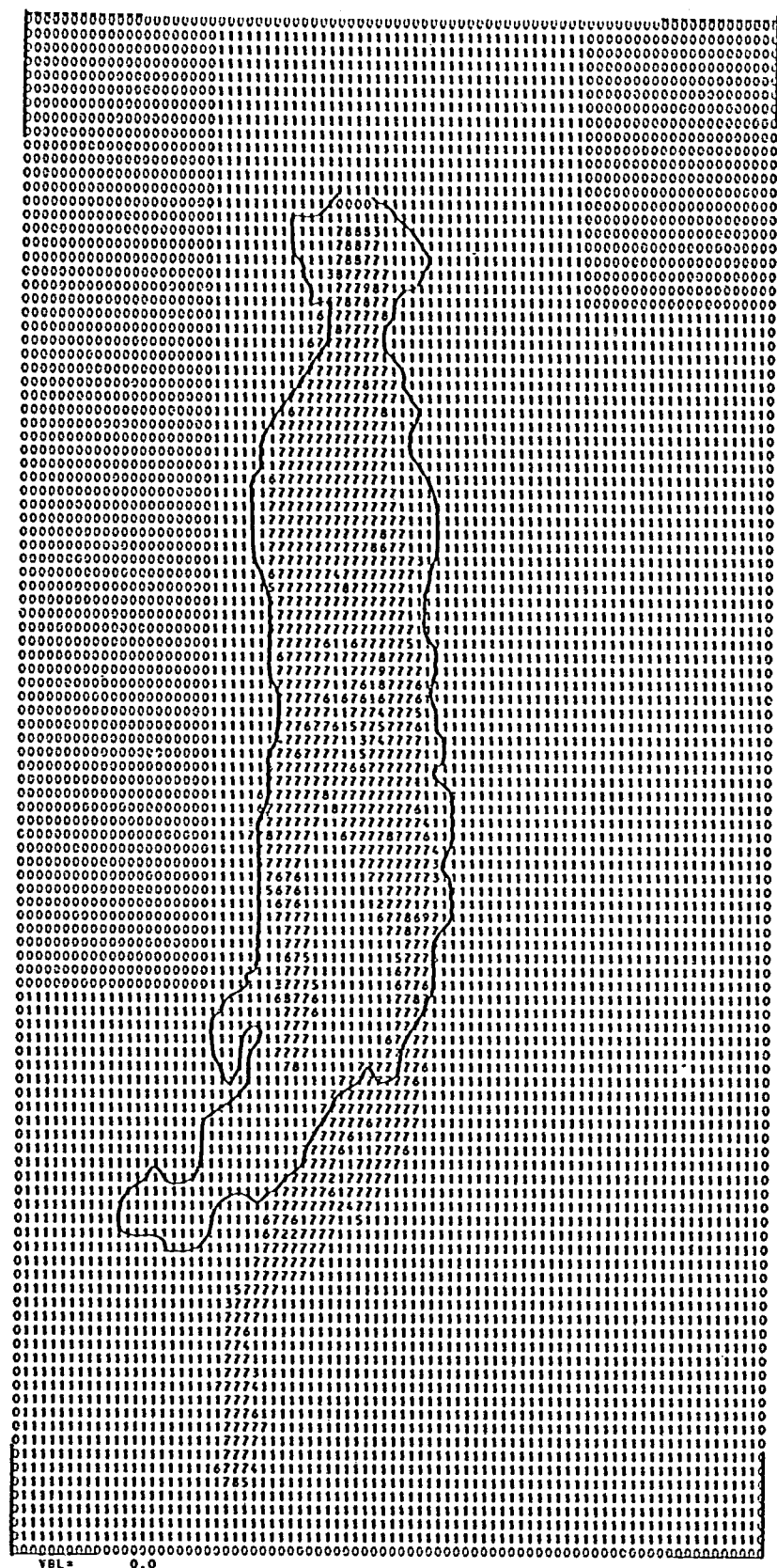


凡 例

		0.0m
1	～	2.0
2	～	2.5
3	～	3.0
4	～	3.5
5	～	4.0
6	～	5.0
7	～	7.5
8	～	10.0
9	～	15.0
0	～	30.0

実績の溶岩堆積範囲

図-1.14 (4) シミュレーション結果 大島B-1 3時間後

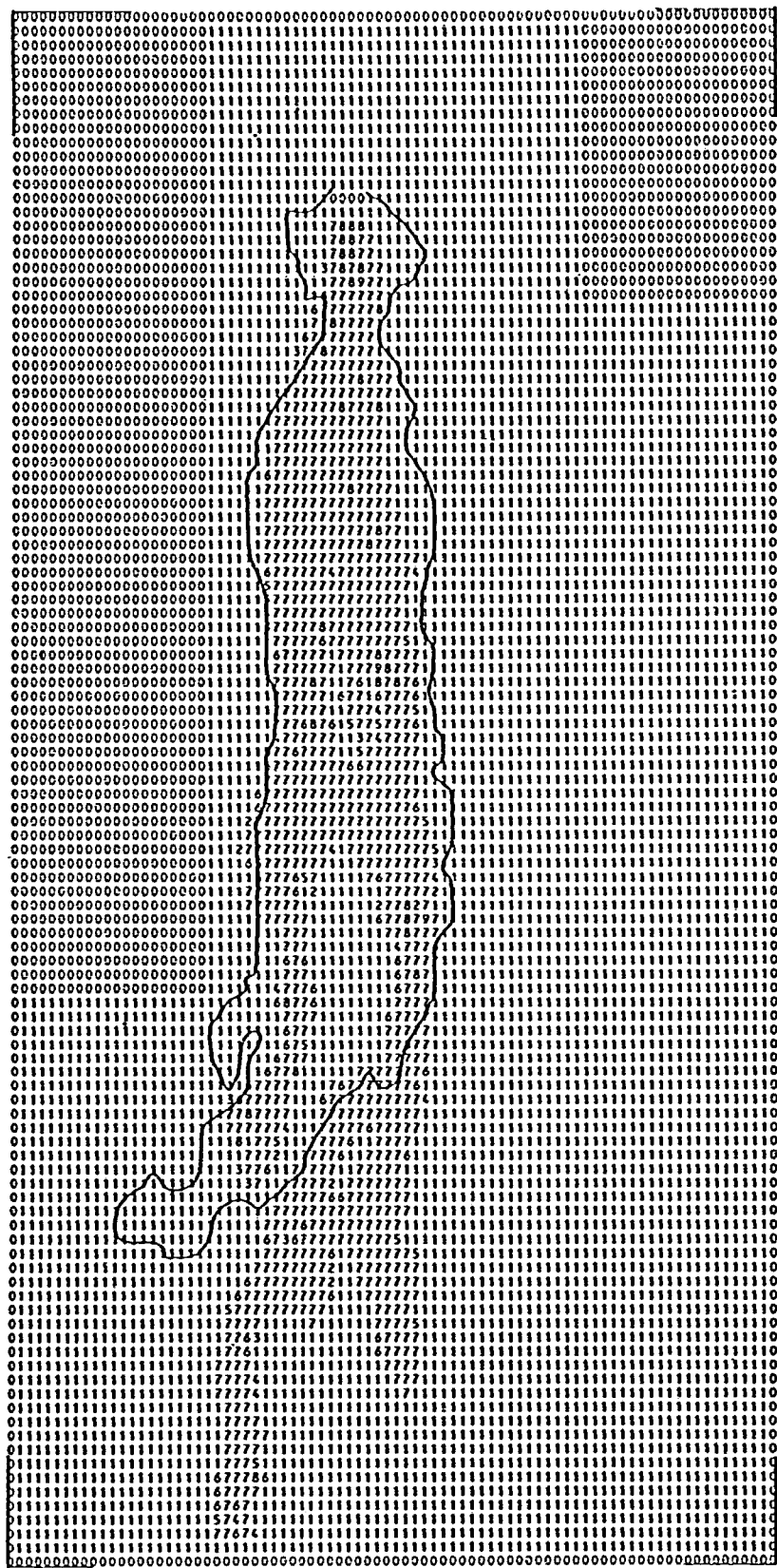


凡 例

		0. 0m
1	～	2. 0
2	～	2. 5
3	～	3. 0
4	～	3. 5
5	～	4. 0
6	～	5. 0
7	～	7. 5
8	～	10. 0
9	～	15. 0
0	～	30. 0

実績の溶岩堆積範囲

図-1.14 (5) シミュレーション結果 大島B-1 4時間後



凡 例		
		0. 0 m
1	～	2. 0
2	～	2. 5
3	～	3. 0
4	～	3. 5
5	～	4. 0
6	～	5. 0
7	～	7. 5
8	～	10. 0
9	～	15. 0
0	～	30. 0

実績の溶岩堆積範囲

図- 1.14 (6) シミュレーション結果 大島B-1 5時間後

いものと考えられる。

② 到達距離

5時間後の溶岩流の位置をみると、計算による溶岩流は中流部から2又に分かれ、左岸側の流れは実績よりもかなり下流まで流下している。この時点でも溶岩流は、まだ速度を有しており、このまま計算を続けると溶岩噴出終了後も流下することが予想される。

③ 堆積範囲

5時間後の結果(図-1.14(6))をみると、中流部までは計算による溶岩流の広がり実績と非常によく一致している。ところが下流部までくると、実績の溶岩流は右岸側へ方向を変えるのに対し、計算による流れは若干右岸側へ曲がるものの、実績とは一致していない。これは以下の原因が考えられる。

図-1.17に大島B-1の溶岩流の堆積範囲を、溶岩噴出前の地形に重ね合わせたものを示す。これをみると昭和61年の溶岩流は、古い溶岩流の堆積物に沿って流下し、右岸側へ大きく曲がっている。その理由としては、古い溶岩堆積物は、特に左岸側で大きく盛り上がっており、新しい溶岩流の流れは、この地形に大きく規定されているからである。それに対し、今回の計算では、古い溶岩堆積物の等高線がはっきり描かれてないため、この盛り上がりを正確に読み取ることができなかった。そのため、この盛り上がりの影響が計算に反映されなかったためと思われる。

④ 移動限界厚

移動限界厚は6mの他に2m及び4mでも計算を行ったが、到達時間が実績よりもかなり早く、かつ、到達距離、堆積範囲も実績より大きくなってしまった。移動限界厚が6mの場合でも到達時間及び到達距離が多少合わないがそれ以上移動限界厚を大きくすると、計算途中で発散してしまった。

(2) 大島C

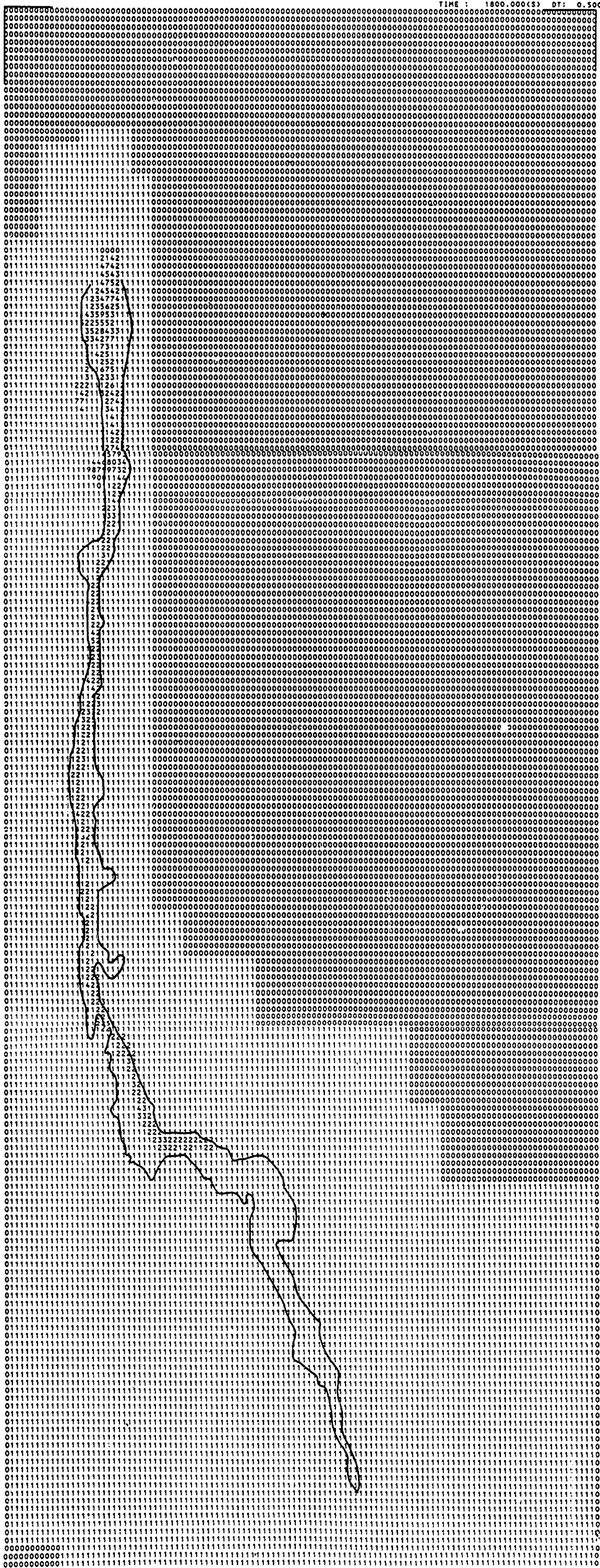
① 到達時間

大島Cは溶岩の噴出時間が1時間と短い。計算では溶岩流を1時間流下させた時までの結果を示している。図-1.15(1)、(2)をみると、溶岩流が時間の経過とともに流下していく様子が再現されているのがわかる。実績では1時間後の溶岩流の位置は、図-1.15(2)に示すところであり、この図に示す実績の堆積範囲は、最終的な範囲でもある(噴出開始から3~5時間後³⁸⁾)。計算の1時間後の結果(図-1.15(2))をみると計算値は実績の最終的な堆積範囲を若干越えており、実績と比べ多少到達時間も早くなっている。

② 到達距離

1時間後の到達距離は実績の最終的な堆積範囲を多少越えている。計算は1時間行っただけであるが、先端部はまだ速度を有しているため、計算を続けると溶岩噴出終了後も流下することが予想される。

③ 堆積範囲

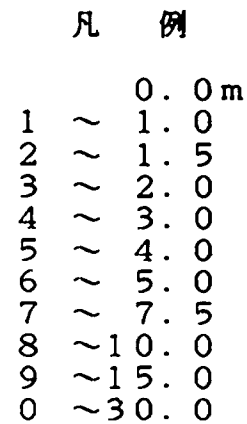


凡 例

		0.0m
1	~	1.0
2	~	1.5
3	~	2.0
4	~	3.0
5	~	4.0
6	~	5.0
7	~	7.5
8	~	10.0
9	~	15.0
0	~	30.0

実績の溶岩堆積範囲

図-1.15 (1) シミュレーション結果 大島C 30分後



実績の溶岩堆積範囲

1 時間後の結果を見ると、細部において一致しない部分もあるが、計算による堆積範囲は、ほぼ実績と一致している。この地域は、明瞭な谷地形を呈しており、計算による堆積範囲も実績と比較的合いやすいものと考えられる。

④ 移動限界厚

ここでは移動限界厚を 1 m と設定した。表-1.7 に示すように他のケース同様実際の厚さより薄い移動限界厚を設定したが、計算結果は実績とはほぼ一致した。また後述するように実際の移動限界厚は一定ではなく、粘性や勾配により変化するものと思われ、現象にあった設定手法の開発が今後必要である。

(3) 三宅島 I, II

① 到達時間

三宅島 I・II の溶岩の噴出時間は 3 時間である。計算では溶岩流を 2 時間 30 分流下させた時点での結果を示している (図-1.16 (5))。2 時間 30 分後の計算結果をみると、すでに実績の最終的な堆積範囲を越えている。このことから、計算による到達時間は、実績よりかなり早いものと考えられる。

② 到達距離

図-1.16 (5) は計算による 2 時間 30 分後の溶岩流の位置を示す。溶岩流は途中から大きく 2 又に分かれ、このうち上流から下流に向かって右側の流れが三宅島 I の溶岩流であり、左側が三宅島 II の溶岩流である。三宅島 I の方が流下量も多く、到達距離も長い。これに対し計算の結果をみると、1 時間 30 分後 (図-1.16 (3)) には三宅島 I はすでに実績の下流端まで到達している。また、三宅島 II も 2 時間後 (図-1.16 (4)) には実績の到達範囲を越え、海まで到達している。これらのことから、計算は実績と比べ到達距離が長くなっている。

③ 堆積範囲

図-1.20 には溶岩噴出前の地形図と実績の堆積範囲を重ね合わせたものを示してあるが、これをみると、実績の溶岩流はほとんど谷状の部分を通っており、その堆積範囲は、これらの地形に規定されていることが分かる。

一方、図-1.20 には計算結果も重ね合わせてあるが、これをみると、計算による溶岩流の堆積範囲は全体的に実績と一致していることが分かる。ただし、部分的には尾根を乗り越えた後、更に流下しているために、実績と一致していないところもある。これについては、標高の判読の際に一部低めに読まれているところがあり、これが原因と考えられる。

④ 移動限界厚

三宅島 I・II の溶岩流の移動限界厚は今回 0.3 m に設定した。しかし、到達時間、到達距離及び堆積範囲について計算と実績を比較した結果から、移動限界厚をもっと大きくする必要があることが分かった。0.5 ~ 0.6 m くらいにすると、計算は実績とさらによく一致するものと予想される。

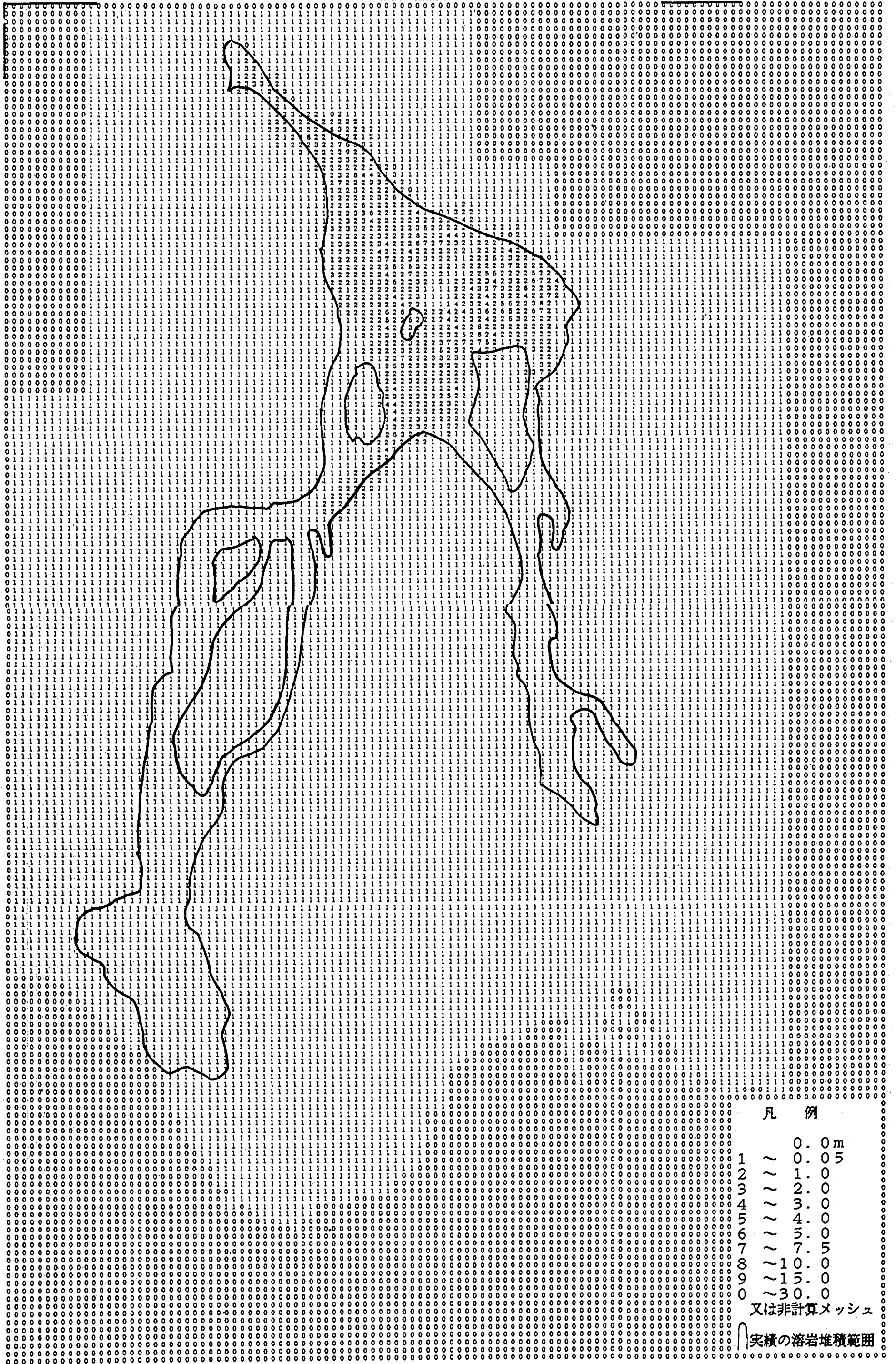
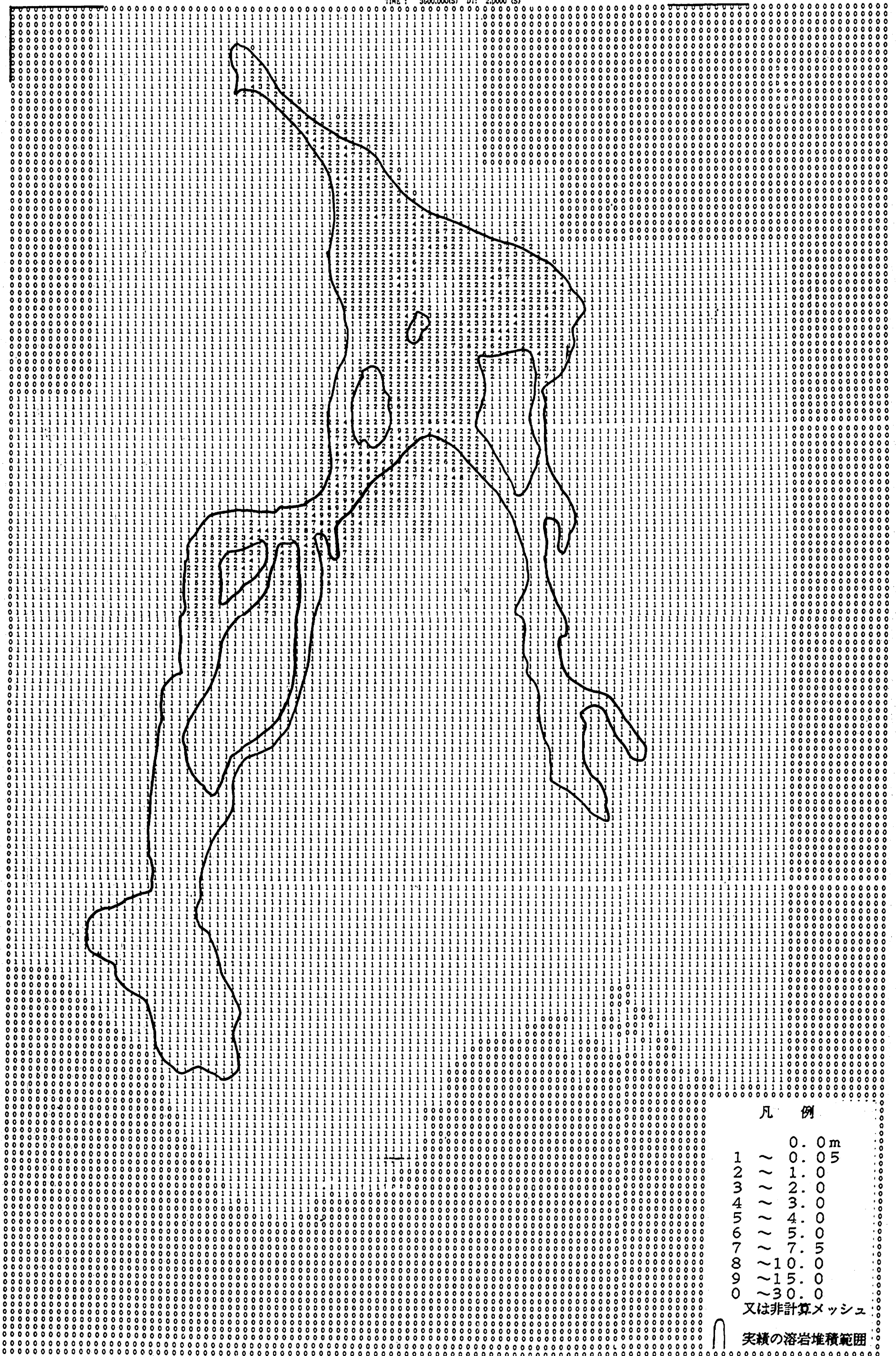


図-1.16 (1) シミュレーション結果 三宅島I・II 30分後



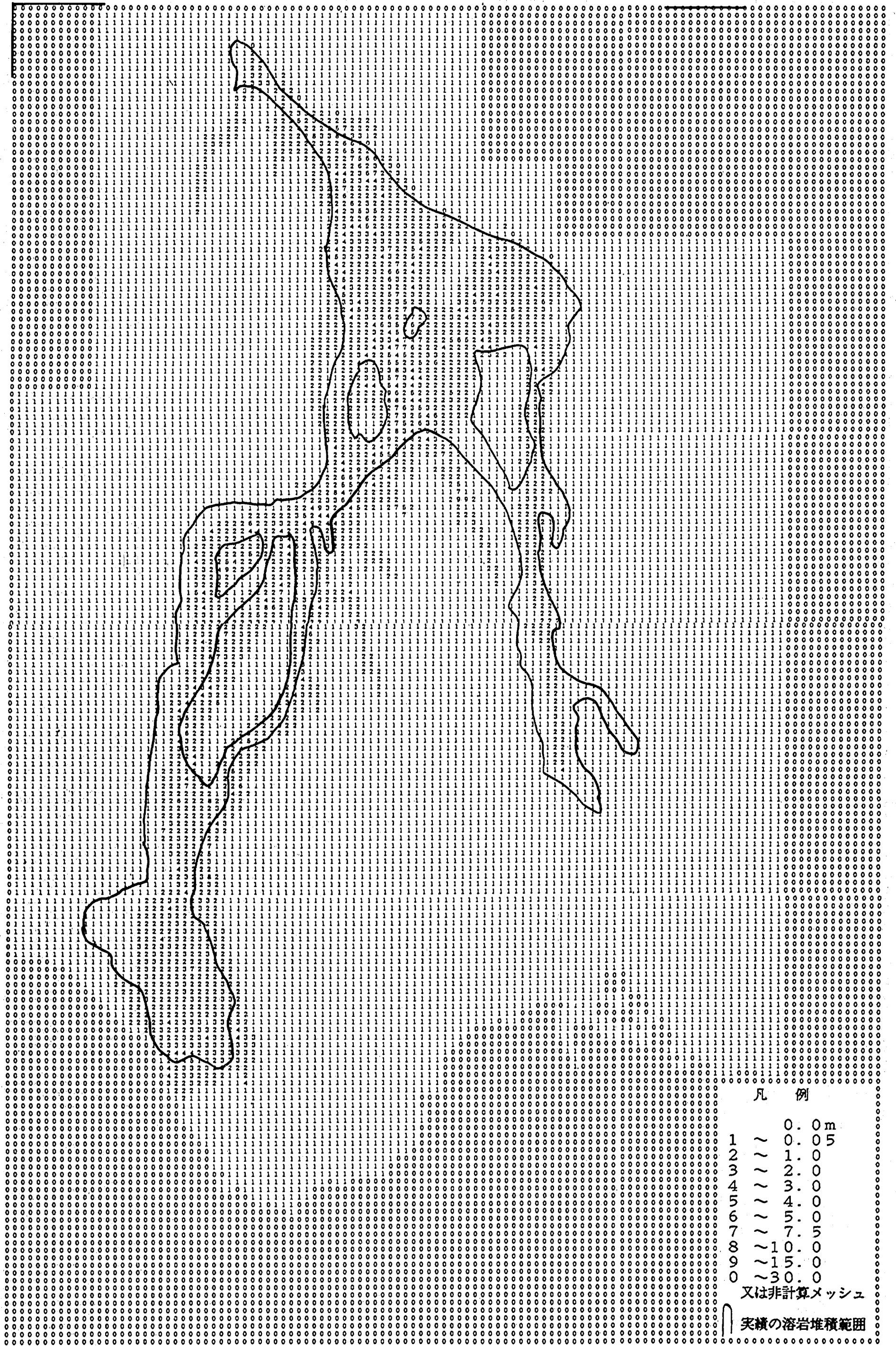
凡 例

- 1 ~ 0.0m
- 2 ~ 0.05
- 3 ~ 1.0
- 4 ~ 2.0
- 5 ~ 3.0
- 6 ~ 4.0
- 7 ~ 5.0
- 8 ~ 7.5
- 9 ~ 10.0
- 0 ~ 15.0
- 0 ~ 30.0

又は非計算メッシュ

実績の溶岩堆積範囲

図-1.16 (2) シミュレーション結果 三宅島I・II 1時間後



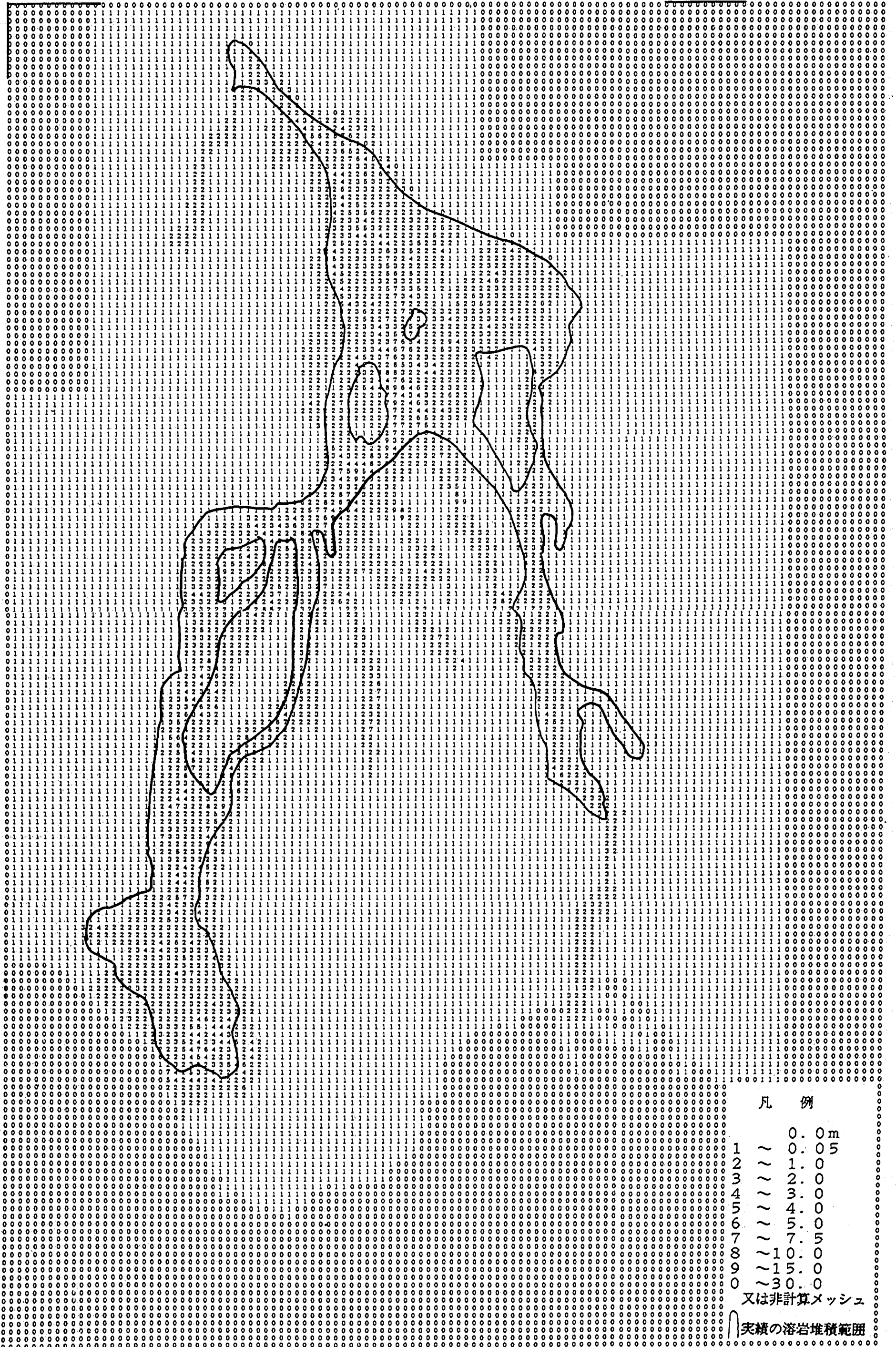
凡 例

- 0. 0m
- 1 ~ 0. 05
- 2 ~ 1. 00
- 3 ~ 2. 00
- 4 ~ 3. 00
- 5 ~ 4. 00
- 6 ~ 5. 00
- 7 ~ 7. 50
- 8 ~ 10. 00
- 9 ~ 15. 00
- 0 ~ 30. 00

又は非計算メッシュ

実績の溶岩堆積範囲

図-1.16 (3) シミュレーション結果 三宅島 I・II 1時間30分後



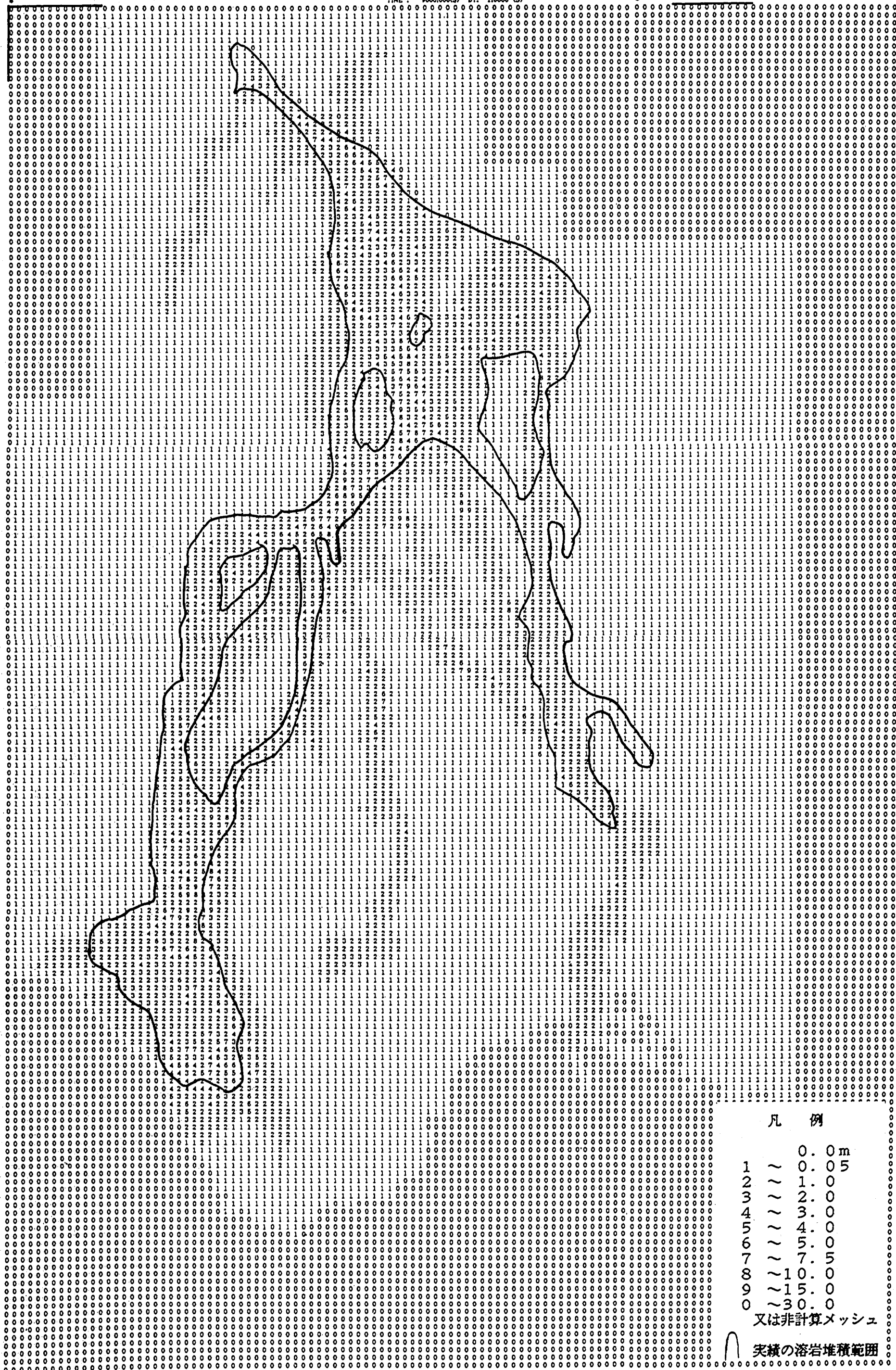
凡 例

- 0. 0m
- 1 0. 05
- 2 1. 00
- 3 2. 00
- 4 3. 00
- 5 4. 00
- 6 5. 00
- 7 7. 50
- 8 10. 00
- 9 15. 00
- 0 30. 00

又は非計算メッシュ

実績の溶岩堆積範囲

図-1.16 (4) シミュレーション結果 三宅島I・II 2時間後



凡 例

- 0. 0m
- 1 ~ 0. 05
- 2 ~ 1. 00
- 3 ~ 2. 00
- 4 ~ 3. 00
- 5 ~ 4. 00
- 6 ~ 5. 00
- 7 ~ 6. 00
- 8 ~ 7. 00
- 9 ~ 8. 00
- 0 ~ 9. 00
- 10 ~ 10. 00
- 11 ~ 11. 00
- 12 ~ 12. 00
- 13 ~ 13. 00
- 14 ~ 14. 00
- 15 ~ 15. 00
- 16 ~ 16. 00
- 17 ~ 17. 00
- 18 ~ 18. 00
- 19 ~ 19. 00
- 20 ~ 20. 00
- 21 ~ 21. 00
- 22 ~ 22. 00
- 23 ~ 23. 00
- 24 ~ 24. 00
- 25 ~ 25. 00
- 26 ~ 26. 00
- 27 ~ 27. 00
- 28 ~ 28. 00
- 29 ~ 29. 00
- 30 ~ 30. 00

又は非計算メッシュ

実績の溶岩堆積範囲

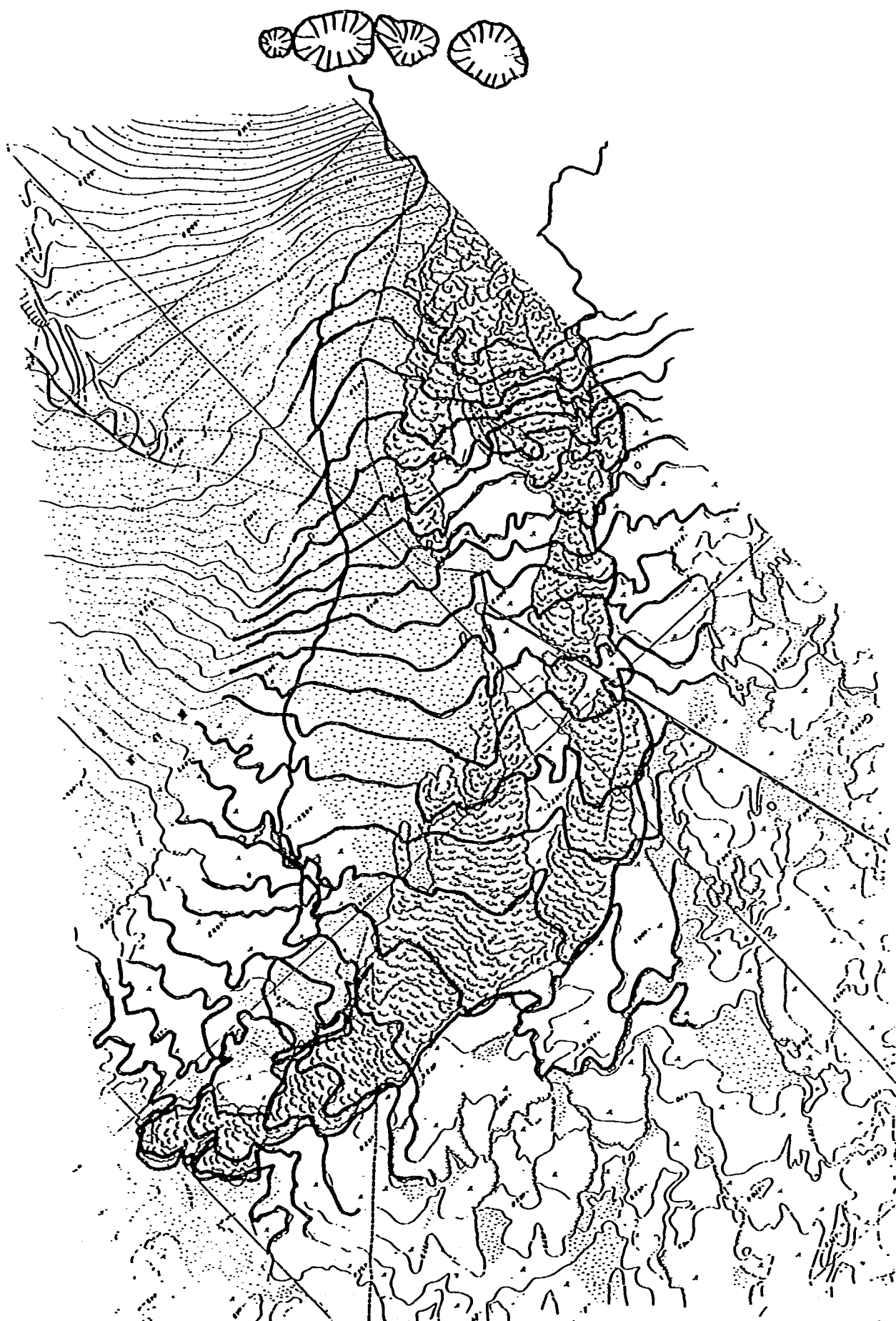


図- 1.17 実際の溶岩流の堆積範囲と溶岩流出前の地形の関係 (大島B-1)

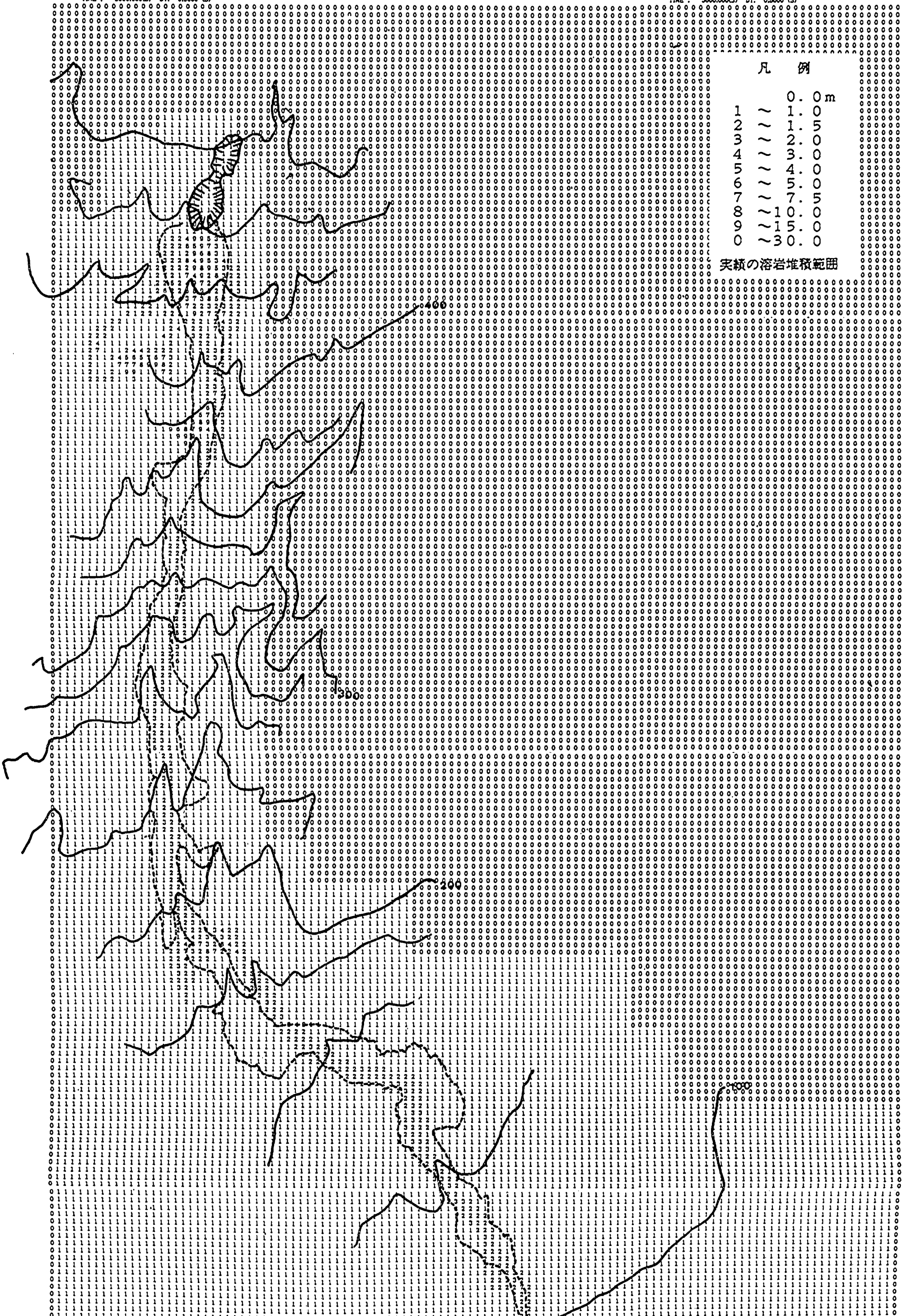
*** FLOW LAVA DEPTH DISTRIBUTION ***
MOTOMACHI LAVA-FLOW JIKAN : 1H 0M 0S
TIME : 3600.000(S) DT: 0.5000 (S)

*** FLOW LAVA DEPTH DISTRIBUTION ***
MOTOMACHI LAVA-FLOW JIKAN : 1H 0M 0S
TIME : 3600.000(S) DT: 0.5000 (S)

凡 例

0. 0m
1. 1.5
2. 2.0
3. 3.0
4. 4.0
5. 5.0
6. 6.0
7. 7.5
8. 10.0
9. 15.0
0 ~ 30.0

実績の溶岩堆積範囲



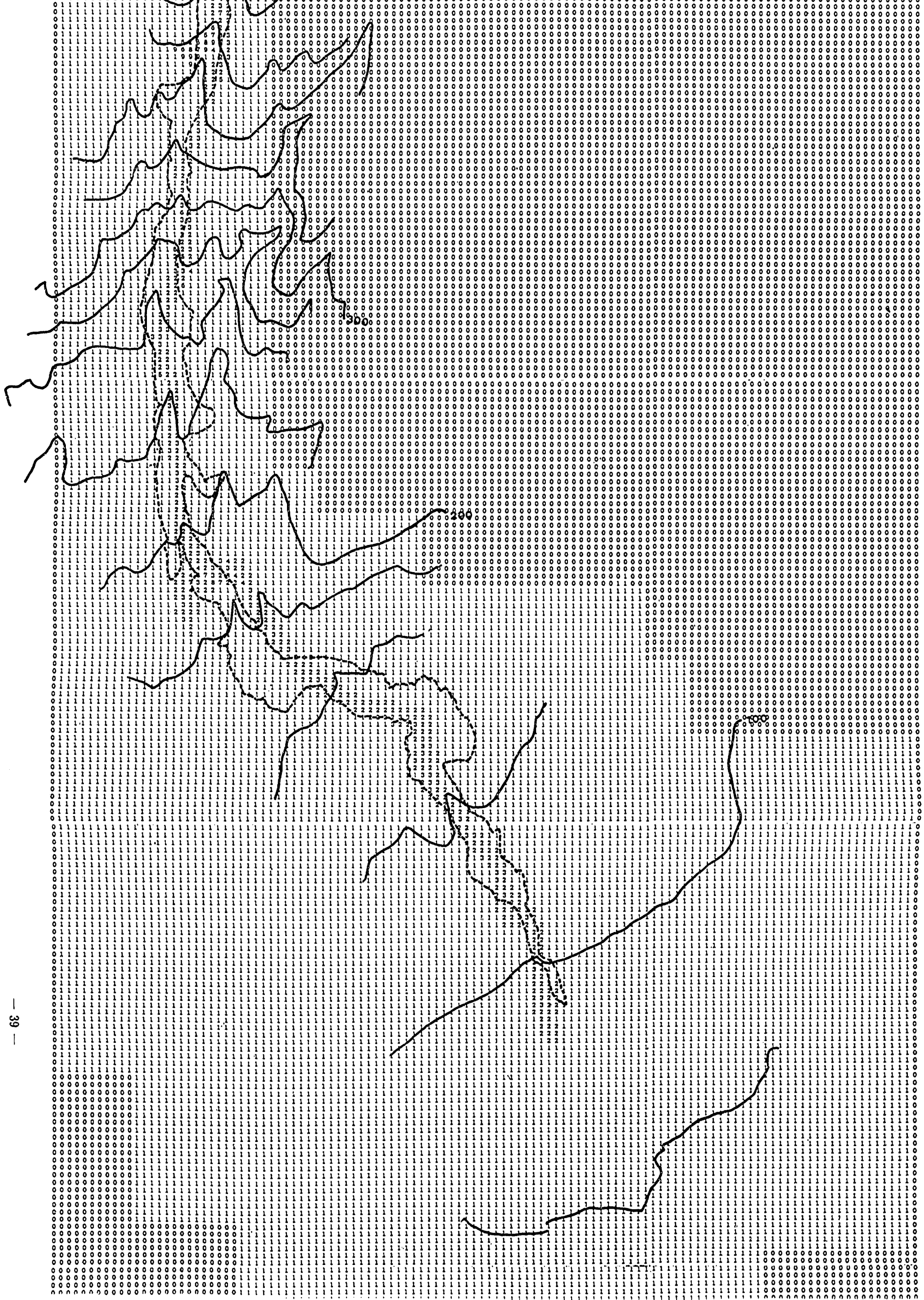


図- 1.18 計算結果と実績の堆積範囲の比較（大島 C）

*** FLOW LAVA DEPTH DISTRIBUTION ***
 OSHIMA-LBI-LAVA-FLOW

JIKAN : 5H 0M 0S
 TIME : 17999.973(S) DT: 0.0000 (S)

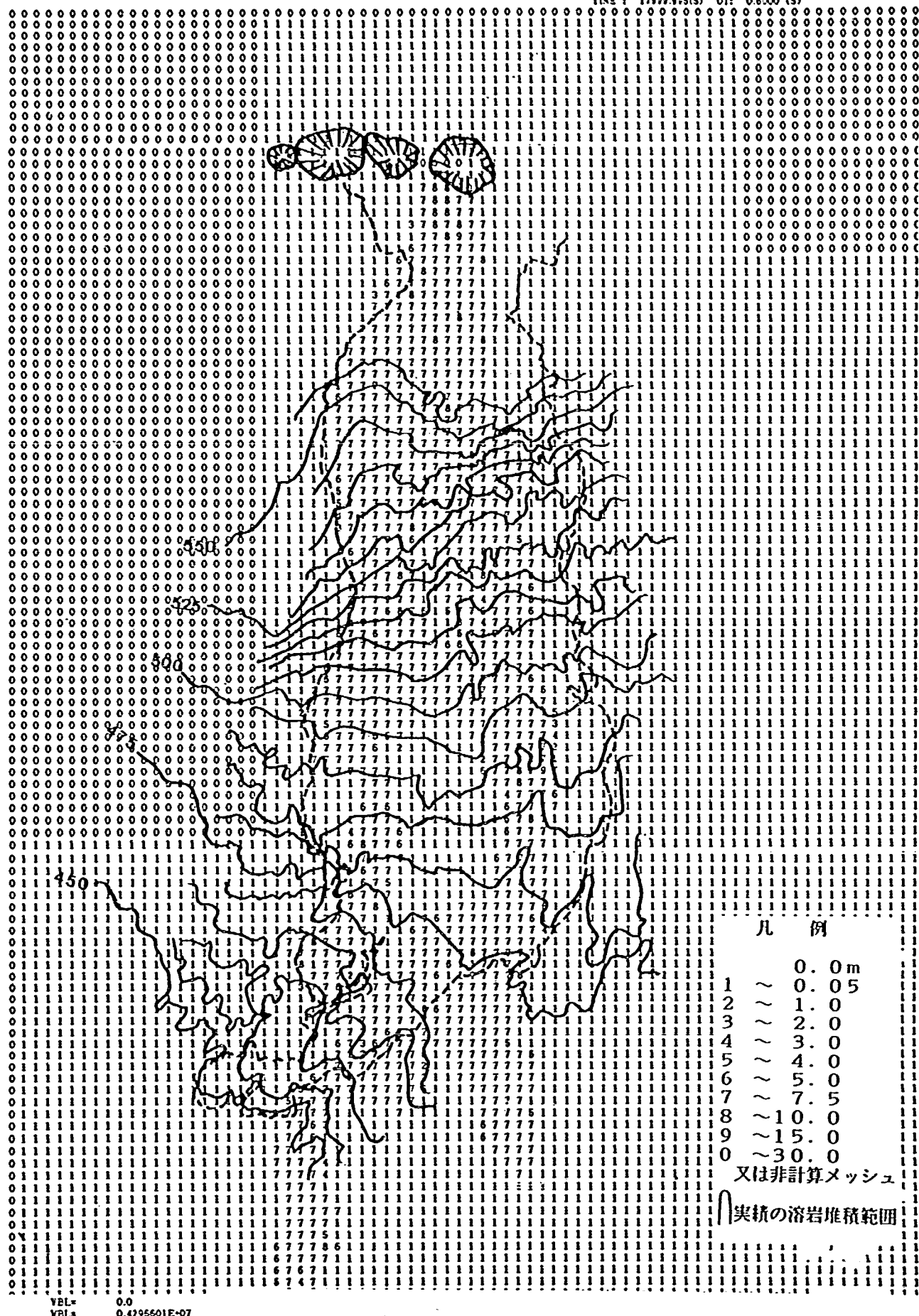


図-1.19 計算結果と実績の堆積範囲の比較 (大島B-1)

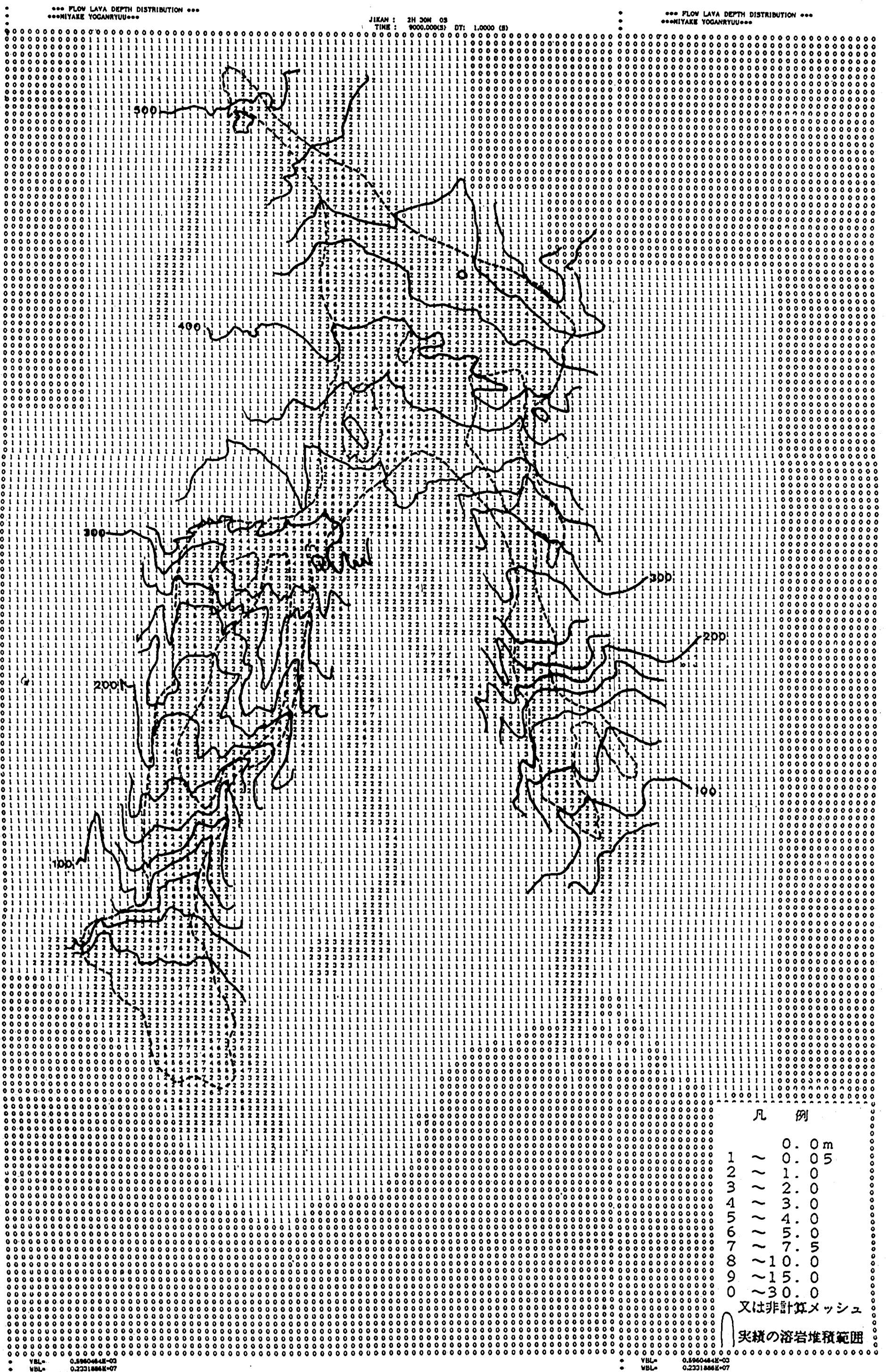


図-1.20 計算結果と実績の堆積範囲の比較(三宅島I・II)

(4) 結果の総括

各溶岩流の計算結果については上述したが、これらをまとめた結果を以下に述べる。

- ① 計算による溶岩流の堆積範囲は、土石流の場合と同様ほとんどが地形条件にかなり規制されている。これは、3ケースすべてについていえることである。図-1.18から1.20をみると、実績の溶岩堆積範囲は、溶岩流出前の地形にかなり支配されていることがわかる。計算による溶岩流の拡がりも同様に地形条件を反映していることがわかる。したがって、当然ながら地形図から標高を読む時は、微地形を反映できるようになるべくメッシュ幅を小さくとるほうがよい。しかし、計算機の記憶容量や演算速度に限界があるため、メッシュの幅を小さくできない場合は、微地形を反映するような標高の判読方法を研究する必要がある。
- ② 計算による溶岩流の到達距離と到達時間は、温度-粘性係数の関係、温度-降伏応力の関係が同じ条件であれば移動限界厚と単位時間の流入量に強く影響される。

今回の3ケースでは、現地観測のデータ不足から温度-粘性係数の関係と温度-降伏応力の関係を同じ条件にした。このため、各ケース毎の計算による溶岩流の到達時間と到達距離を実績と合わせようとする移動限界厚を変えなければならなかったが、これは溶岩流の流入量と関係している。すなわち、溶岩流の移動は基本的に温度-粘性係数、温度-降伏応力の関係に規定されるが、単位時間の流入量が多いと比熱が大きくなる。したがって、体積に対する表面積の割合が小さくなるため、温度の低下する割合が小さくなり、降伏応力も小さくなり、その結果、到達距離が大きくなる。

計算による到達時間が実績よりも早く、到達距離が長い時、流入量等他の条件を変えないとすれば、移動限界厚を大きくする必要が生じる。

これは、シミュレーション計算において、到達時間と到達距離を実績と合わせるための一種のテクニックであるが、表-1.6と表-1.7をみて分かるように実際の溶岩流の単位時間の流出量と堆積厚の間には、単位時間の流出量が大いほど堆積厚が大きくなるという傾向が見られる。

ただし、実際の溶岩流の厚さは勾配、地形条件や温度-粘性係数の関係によって規定されるため、物性の似ていると考えられる大島Cと大島B-1の溶岩流については、上記のようなことがいえるであろう。しかし、大島の溶岩よりは粘性が低いと報告されている三宅島I・IIの溶岩流については、今回の計算で用いた温度-粘性係数の関係及び温度-降伏応力の関係が大島のものであるので、単に移動限界厚の設定を変えるだけでなく、これらの関係についても検討を加える必要がある。実際、表-1.7に示すように三宅島I・IIの溶岩流の堆積厚は、大島の2つの溶岩流に比べ、実績でも小さい値となっている。

また、今回は移動限界厚を実績の堆積厚をめやすに一定としたが、本来移動限界厚は粘性、勾配等の関数として与えるべきである。

したがって、この点については今後の課題であるが、次のような方法が考えられる。

すなわち、定常状態のビンガム流動の最小厚 h_{cr} を与える式 (14)

$$h_{cr} = \tau_y / \rho g \sin A \quad \dots\dots\dots (14)$$

から得られる h_{cr} を移動限界厚とする方法である。この h_{cr} はビンガム流動に降伏応力以上の作用応力が発生するために必要な限界の深さであり、作用応力がこれ以下になると流動は停止する。 h_{cr} は降伏応力と勾配の関数であり、降伏応力は式(2)で示されるように粘性係数 η の関数でもあるので移動限界厚としては物理的意味づけもはっきりしている。ただし、問題なのは式(14)が定常状態の式であることと、勾配が0になると h_{cr} の値が無限大になってしまうことである。しかし後者の問題については実績の堆積厚から上限を設定すればよいであろう。また、前者の問題については、溶岩流の流下速度は比較的小さく計算の刻み時間も小さいのでそれ程問題にはならないと予想される。

2. 溶岩流対策

2.1 対策の概要

これまで火山噴火を予知し、噴火に伴う災害の対策を講じる事は不可能であると考えられてきた。事実、溶岩流の場合、噴火地点、頻度、期間や生産される流出量を予め予測することは困難である。しかし、徐々にではあるが、例えば流れている溶岩の流路を変えたり、そらせたりして生ずるであろう被害を最小限にとどめるための対策が世界各地で試みられるようになってきた。また溶岩流に限ってみると、1986年の伊豆大島の例にみられるように人命に対しては避難がかなり効果的であることが明らかになっている。流出形態により程度の差はあるが、火山噴火に伴う被害をできる限り食い止めるための対策を講じることは無意味ではない。そしていざという時のためには、事前に対策を研究し、計画を策定しておく必要がある。このような観点から、ここでは今後の溶岩流対策検討の資料に資することを目的に、これまでに実施されてきた世界各地の事例を整理し、その特徴をまとめ考察した。

溶岩流は、数100～1200℃という高温流体である。溶岩は、噴出時の粘性が玄武岩で $10^3 \sim 10^5$ poise、安山岩で $10^5 \sim 10^7$ poise で、その流速はほとんどの場合、人間が脱出できないほど速くない。最近10年間（1975～1984）の世界における火山噴火のデータによると、毎年40～60の火山で噴火があり、溶岩噴出はその半数近くで起きているにもかかわらず、その災害発生例が少ないのは、溶岩流の特性によっている（大島、1988）⁶⁷⁾。溶岩流は火砕流、岩屑流や泥流に比べてまとめると以下の点に大きな特徴がある。

- ① 流出地域が一般に山体の上中部が主で、人間の生活圏の広がる山麓外縁部遠方まで進出することは比較的少ない。
- ② 災害地となる山麓部では流下速度も小さく、一般に人が逃げられない程ではない。
- ③ したがって、溶岩流災害の実態は、家屋、構造物、農耕地、山林等の被害を主とし、人命に及ぶ率は非常に低い。

溶岩流は日本では10年に1～2度の割合で発生しているが、今までは本格的な溶岩流対策は1983年三宅島噴火および1986年伊豆大島三原山の際に注水による溶岩流の阻止が試みられるまであまり講じられてはいなかった。これは、日本で発生する溶岩流の大半が粘性の大きい流紋岩・デイサイト質であり、火口付近にとどまる場合や火道上に円頂丘を作る場合が多いためである（①）。

前述した三宅島や伊豆大島で発生した溶岩流は日本では珍しく玄武岩質のものであるため、流走距離も大きく、山麓部に達して、1983年三宅島の様に溶岩流が集落にまで及んで甚大な被害をもたらすことになったが1人も死傷者を出さなかった（②、③）。

一方、外国の例では、ハワイ島やイタリヤのエトナ火山の様に玄武岩質の溶岩を流出させる場合が多いので、溶岩流対策も様々に検討されてきている。溶岩流対策としては Tank（1983）⁶⁹⁾ や U. S.

Army Corps of Engineers (1980)¹²⁾ が述べている様に structural (ハード) 対策と non-structural (ソフト) 対策がある。これらの対策は、U. S. Army Corps of Engineers によると以下の方法が挙げられている。

- (1) Water Cooling (注水)
- (2) Aerial Bombing (爆破)
- (3) Diversion Barriers or Levees (導流堤または堤防)
- (4) Evacuation (避難)
- (5) Relocation (移転)
- (6) Zoning/Lava Insurance (規制/溶岩保険)

(1)の注水は多量の水を近づく溶岩の前面に放水することによって溶岩の前進を阻止する方法である。これは 1973年のアイスランド、ヘイマエイ (Heimaey) 島の成功によって注目されるようになった。

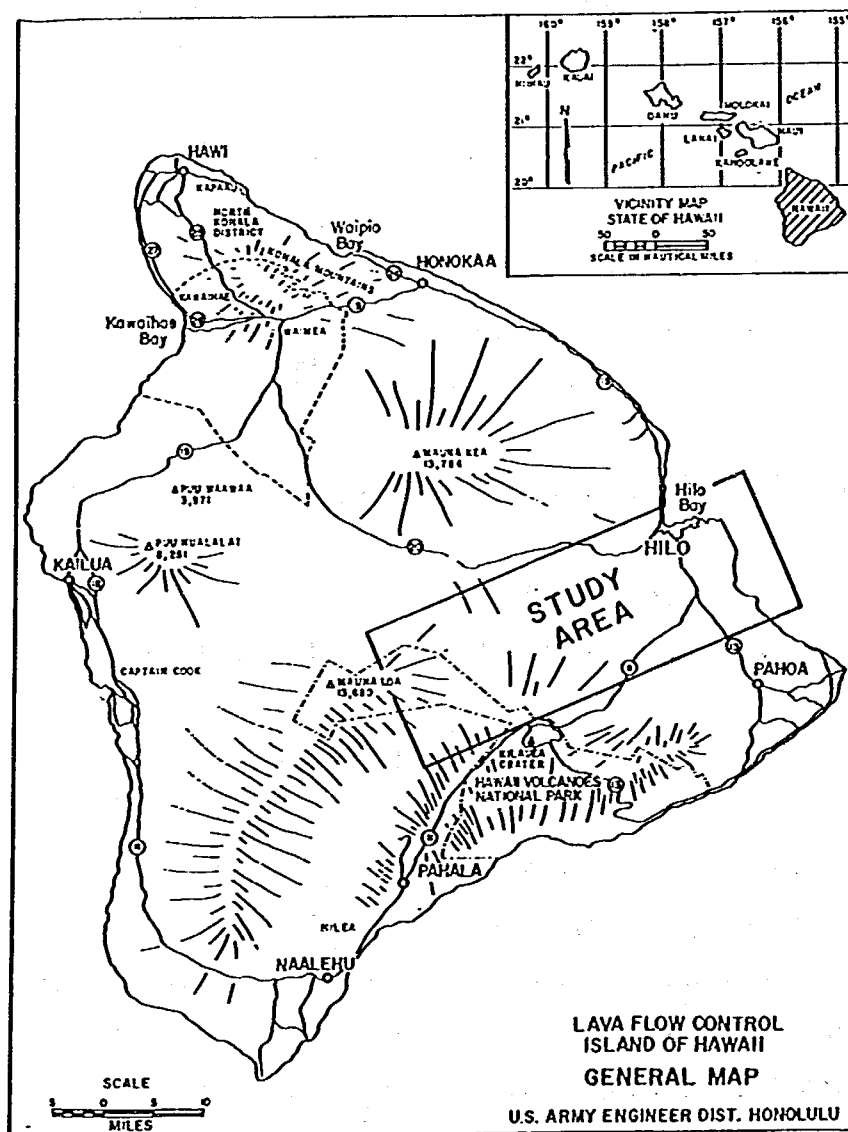


図- 2.1 ハワイ島位置図¹²⁾

ハワイ島ヒロ(Hilo)市の場合、図-2.1に示すように海洋に近いということもあって、ポテンシャルの高い対策であるが、河川水による注水は低水位の間中は水量の絶対量に制限があるので、あまり実用的ではない。ハワイ島では1960年 Kilauea 火山の噴火の際に小規模な注水を試みた例があるが、少量の水でも溶岩の動きを一時的に減少させた。

(2)の爆破はハワイ島では何回か試みられている。例えば、1935年～1936年の Mauna Loa 北西部の割れ目噴火の際に試みられ、溶岩の流れの減速と進路変更に成功した。火山学者は爆破を溶岩流防御の第1段階として山頂付近で試みることを勧めている。爆破の対象となる溶岩としては、溶岩トンネル(lava tubes)、溶岩流路(lava channels)および溶岩塔(spatter cones)が示唆された。1975年～1976年のハワイ火山観測所と太平洋空軍による実験では爆破が溶岩流に効果的であることが確められている。この方法により、下流部での他の対策が不必要になるか否かは噴火の位置や規模、噴出時間とともに空港や爆薬の有無による。さらに、気象条件や視界も他の重要な要因になる。

(3)の導流堤または堤防はハワイ島では1938年より実行計画が検討立案されており、適切な位置に建設することで市と港を守ることが可能であると結論づけている。しかし、小規模な導流堤は実際、緊急時に何度か試みられたが、殆んど成功はしていない。1955年～1960年のキラウエア(Kilauea)火山の噴火の際に試みた例は次の理由であまり効果的ではなかった。(i)溶岩を流下せしめるに十分な地形勾配がなかったこと、(ii)導流堤の設置位置が流れの方向と直角であったこと、および(iii)比重の大きい材料が近くに存在しなかったこと、である。ヒロ市では、しかしながら、以上の点が解決できるので、この方法は充分有効であるとされた。

次にソフト対策である(4)の避難は、人命の被害に対しては十分効果があると言える。その実例として1973年のアイスランドのヘイマエイ島の場合、午前2時に噴火したにもかかわらず、6時間後には殆んど島民5,300人が安全に島外に避難し、1986年の伊豆大島においても約1万人が本土へ避難した例がある。しかし、移動が不可能な資産に対しては、その効果が期待できない。被害面積が大きく、地域が破壊されるため住民が復帰し、生活を再開するには実に多くの費用と時間がかかることから資産に対しては「避難」以外の対策工が必要になる。

(5)の移転は災害の被る資産をあらかじめ移転し、土地利用を溶岩流の危険に対応できるように変換することである。しかしながら、ヒロ市の場合、その経済的、社会的インパクトは多大である。例えば、港や空港の移転は商業活動を中断させ、その費用は将来の溶岩流による被害額を越えるかもしれない。また、新しい土地を捜し、開発しなければならない。最終的には大半の住民には社会的に受け入れられないだろうし、特に溶岩流の被害が不確かな場合は困難と思われる。

(6)の規制は地域の開発を規制し、経済的損失を現状の建物と移動不可能な資産に限定することである。行政は、資産に関する修復や移転を制限するため、様々な経済的・社会的なインパクトが生じ、住民にはあまり受け入れられないであろう。連邦政府基金の溶岩保険は、現存する洪水保険と同様のものであり、将来の立法上の決議により実施されるもので、現在行政レベルで検討中である。保険の実施にあたっては、より正確な溶岩流の範囲の限定が必要になる。

2.2 溶岩流対策の事例

ここでは以下の事例についてその概要を整理してみた。

- (1) ハワイ島ヒロ市の溶岩流制御に関する研究
- (2) ハワイ島マウナロア火山観測所の導流堤
- (3) イタリア、エトナ火山の爆破と導流堤
- (4) アイスランド、ヘイマエイ島および三宅島の注水

このうち(1)は、将来予想される溶岩流の流出に対し、主にハード面からの対策手法を施工性、経済性、環境等多角的かつ詳細に検討している。溶岩流対策工は、大規模になるため社会へ与える影響が大きく、例えば、事前に工作物をつくるのか、緊急時に応急的につくるのか、あるいは緊急時にどのくらいの期間で、何がつくれるのかといった問題が生じることから、この研究のように事前に検討しておくのが望ましい。

(2)は、活発な活動を続けているマウナロア火山の北側斜面に位置している U. S. G. S のマウナロア火山観測所を防御するために事前に導流堤を計画、施工したものである。なお、導流堤施工後溶岩流は流出していない。

(3)は、1983年に噴火したイタリア、エトナ火山に対し行なわれた爆破と導流堤の応急対策の事例である。完全に溶岩流をコントロールすることはできなかったが、一部効果が認められ、今後の課題も明らかになったことは有意義であった。

(4)は、1973年のアイスランド、ヘイマエイ島、1983年の三宅島の噴火で実施された注水であるが、特にヘイマエイ島の場合、溶岩の噴出速度が低下していたという好条件にも恵まれたが、被害の拡大を防ぎ、火山噴火災害史上に記録される画期的な成功例であると言われている。

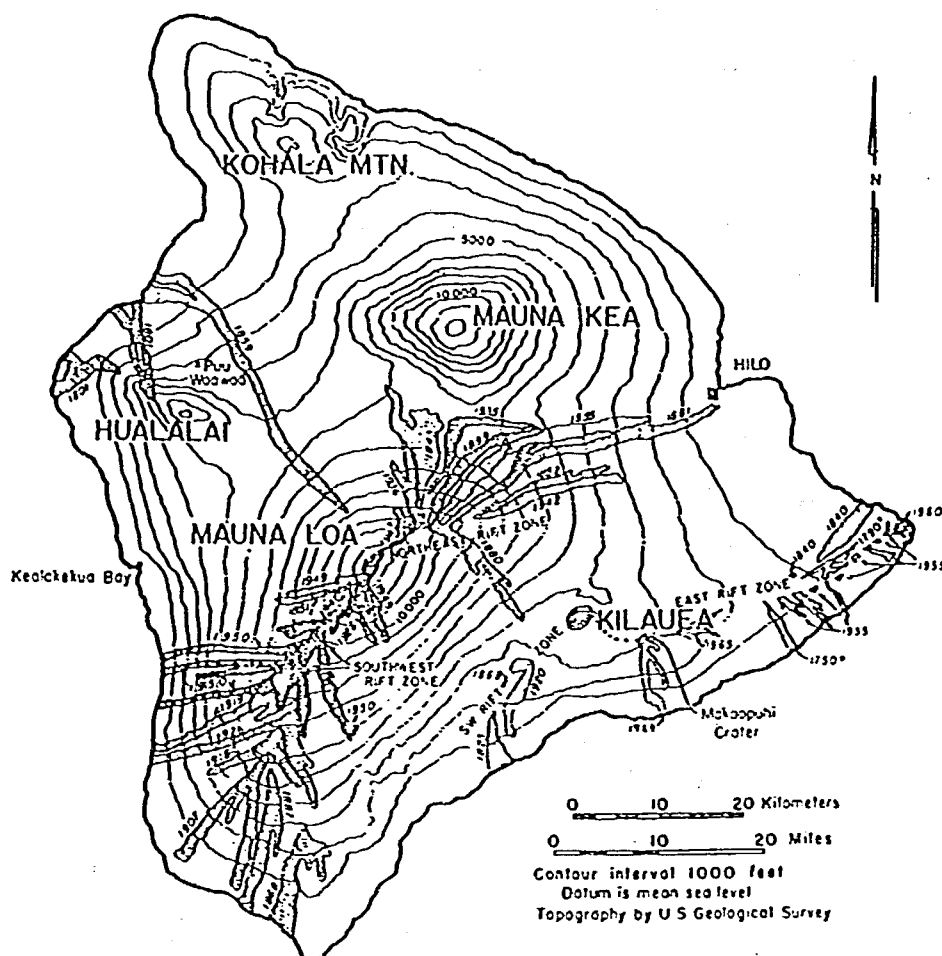
(1) ハワイ島ヒロ市の溶岩流制御に関する研究⁷²⁾

(1.1) 背景

ハワイ島のマウナロア火山（標高 13,679 feet , 4,169 m）は同島のキラウエア火山とともに世界でも最も活動的な火山である（図－2.2）。

ヒロ市は人口約5万人（1977年現在）でハワイ島の総人口の約64%を占める同島最大の都市である。主な産業は農業（パイナップル、砂糖 etc.）、製造業の他、最近は観光業が急激に発展してきている。

ヒロ市は図－2.2に示す様にマウナロアの東端に位置し、殆んど北東地溝の延長上にある。ヒロ市自体が約1400年前のマウナロア溶岩上に立地しており、北東地溝から噴出する溶岩流災害の危険性は極めて大きいものがある。特に標高約11,500 feet（約3,500 m）より低い位置で噴出する北東地溝の溶岩流は現在の地形に沿ってヒロ市方向に流れる傾向にある。1823年以降のマウナロア北東地溝で噴出した100万立方 yard（約76万 m³）以上の噴火記録を表－2.1に示す。



VOLCANOES AND HISTORIC LAVA FLOWS ON THE ISLAND OF HAWAII

図-2.2 ハワイ島の火山と歴史的溶岩流⁷²⁾

表-2.1 1843年以降のマウナロアの主要噴火⁷²⁾

Major Eruptions of Mauna Loa Since 1843
(Northeast Rift)

Date	Duration (days)	Volume (1,000,000cy)
January 1843	90	250
February 1852	20	140
August 1855	450	150
November 1880	280	300
July 1899	19	200
November 1935	42	160
April 1942	13	100

マウナロア火山の溶岩流の特性は以下のとおりである。

- ① 溶岩の到達距離は、地形傾斜、噴出率、噴火継続時間、噴出量により決まるが、歴史上のたいていの噴火は 2 miles (約 3.2km) ~ 20 miles (約 32km)、幅 2 miles である。
- ② 1859年溶岩流(図-2.2)は北西斜面を流れ、火口から 35 miles (約 56km) まで達し、海に没した。一方、1942年と1880~1881年溶岩の火口はヒロ港からそれぞれ 28 miles (約 45km) 30 miles (約 48km) の位置で発生した。もし、1859年溶岩や1950年溶岩(図-2.2)と同量の溶岩流が北東地溝に発生すれば、ヒロ市に到達し、ヒロ港に入水すると考えられる。

溶岩流、火山放出物、地震、および火山ガスを含めた相対的な火山被害危険度マップが図-2.3である。この図ではAが最も危険度の小さい地域で、Fが最も危険度の高い地域である。最も危険な地域Fは、マウナロアとキラウエアの地溝帯(rift zones)である。ヒロ市は危険度Eの地域に含まれマウナロア火山からの溶岩流災害の可能性が高い。

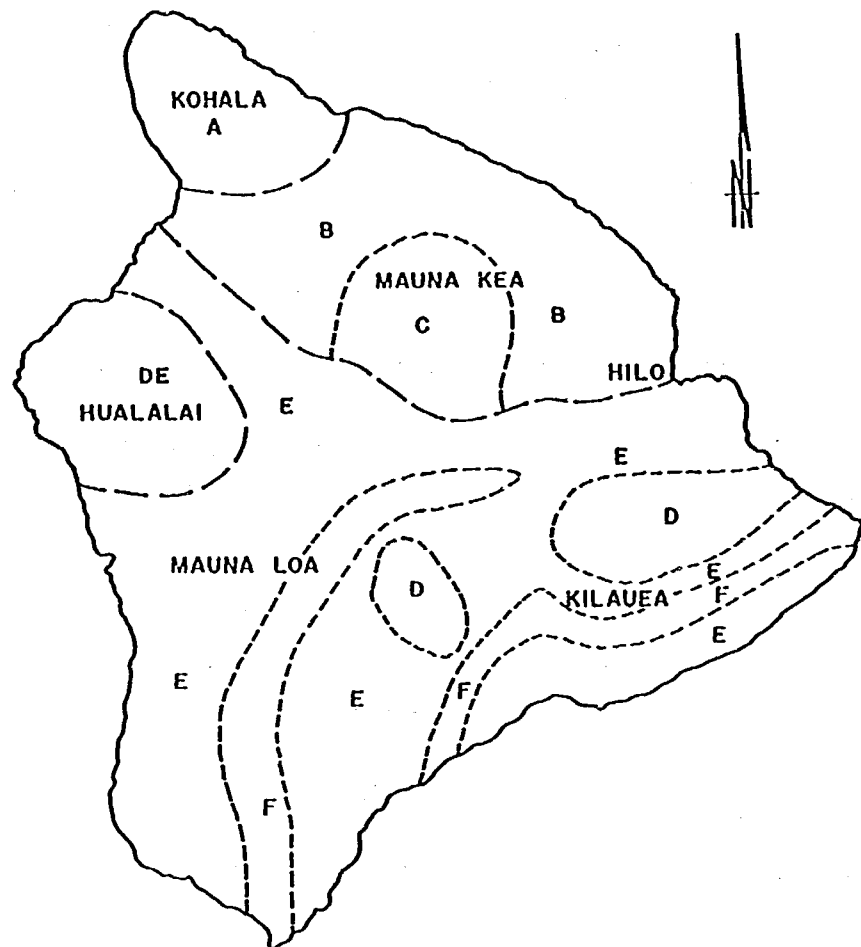


FIGURE AREAS OF RELATIVE RISK FROM VOLCANIC HAZARD.

ADAPTED FROM "NATURAL HAZARDS ON THE ISLAND OF HAWAII",
USGS: INF-75-18

図-2.3 ハワイ島の火山災害危険度マップ¹²⁾

(1.2) 対策の検討方針

溶岩流対策は、古くは1937年にハワイ火山観測所の創設者であるジャガー博士がマウナロアの下部斜面に3つの導流堤を作り、ヒロ市とその近隣地域を溶岩流から守ることを提唱している。続いて1938年に U.S. Engineer Department (現在の U.S. Army Corps of Engineers) が導流堤建設の実行計画を調査した。また、1966年にも Review report を提出している。本研究は、1975年7月5日のマウナロア山頂の噴火に端を発し要求されたもので、1966年の review を見なおし、最新のものにすることを目的に行なわれた。

主な研究方針は以下のとおりである。

- ① ヒロ市を脅かす溶岩流の評価
- ② 市を守り、または被害を軽減するための解決策の提案
- ③ 対策に関連する経済的実行性と環境への影響の評価
- ④ 効果的に溶岩流を解決する計画の選択

このうち、③については具体的に国家的目的に合うことが要求され、前者は National Economic Development (NED) で国家の商品やサービスの増加や経済効果の改善が達成されなければならない。また、後者は Environmental Quality (EQ) で自然的文化的資源や生態システムの質を管理、保存、創性あるいは改善がなされなければならない。すなわち、計画は経済的に適切かつ、環境的恩恵があるかまたは環境への被害が最小限である計画でなければならない。

具体的な溶岩流対策の種類は前述した (1)注水、(2)爆破、(3)導流堤または堤防、(4)避難、(5)移転、および(6)規制/溶岩保険を検討した。その結果、(5)と(6)は今回のハード対策の研究目的とは異なり、また、(2)と(4)はハワイ州の State Emergency plan の一部であるという制限のため、最終的には(1)と(3)が詳細に検討されることになり、次の5つの計画が提案された。

計画案A… 図-2.4に示す様に、標高約600feet(約180m)から約5,700feet(約1,700m)間に総延長約22miles(約35km)の固定した構造物をあらかじめ建設する。構造物は高さ約30feet(約9.1m)、天端幅が約20feet(約6.1m)で緊急時にトラックの運行を可能にする。構造物の底部は150feet(約46m)までで、予測される溶岩の流れ方向とは最大45°で設置する。掘削流路は約500feet(約150m)である。掘削した物質は導流堤に使われる。なお、費用は16.5百万ドルである。

計画案B… 図-2.5に示す様に総延長約19miles(約31km)の導流堤をあらかじめ建設する(計画案Aとは位置が異なる)。構造物は標高200feet(約61m)から3,600feet(約1,100m)間に建設する。掘削流路の幅は計画案Aと同じである。なお、費用は14.7百万ドルである。

計画案C… 図-2.4に示す様に溶岩流の前面を冷却して、流れを防いだり、そらせたりするためにヒロ湾からポンプで海水を使用する。海水を標高約800feet(約240m)地点で使用するために取水ポンプ室をあらかじめ建設する。パイプ、ポンプ、バルブ、送水機

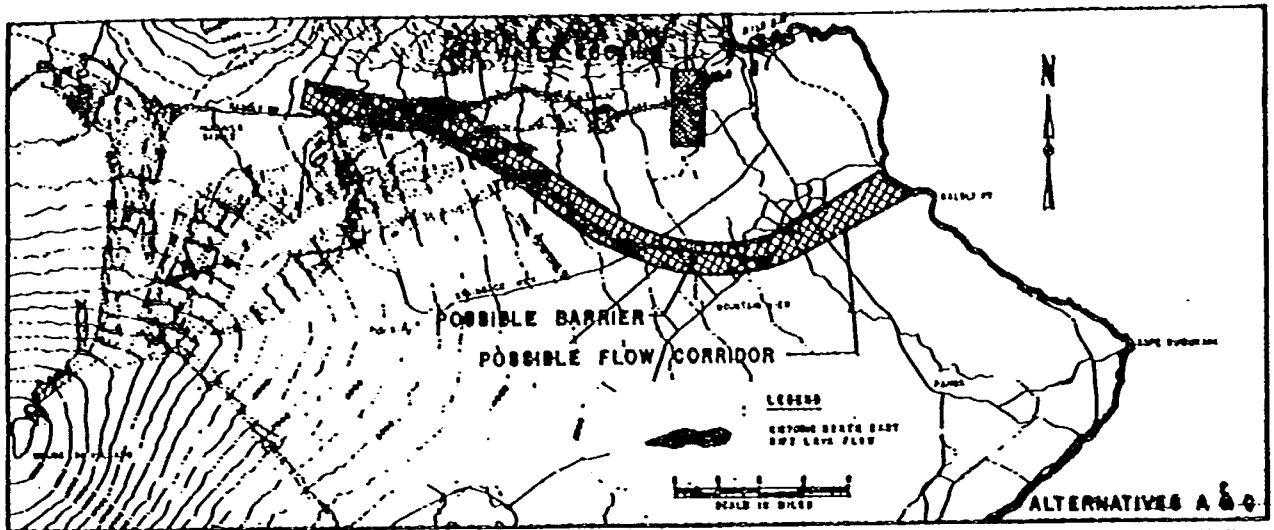


図-2.4 計画案AとCの溶岩流対策⁷²⁾

FIGURE

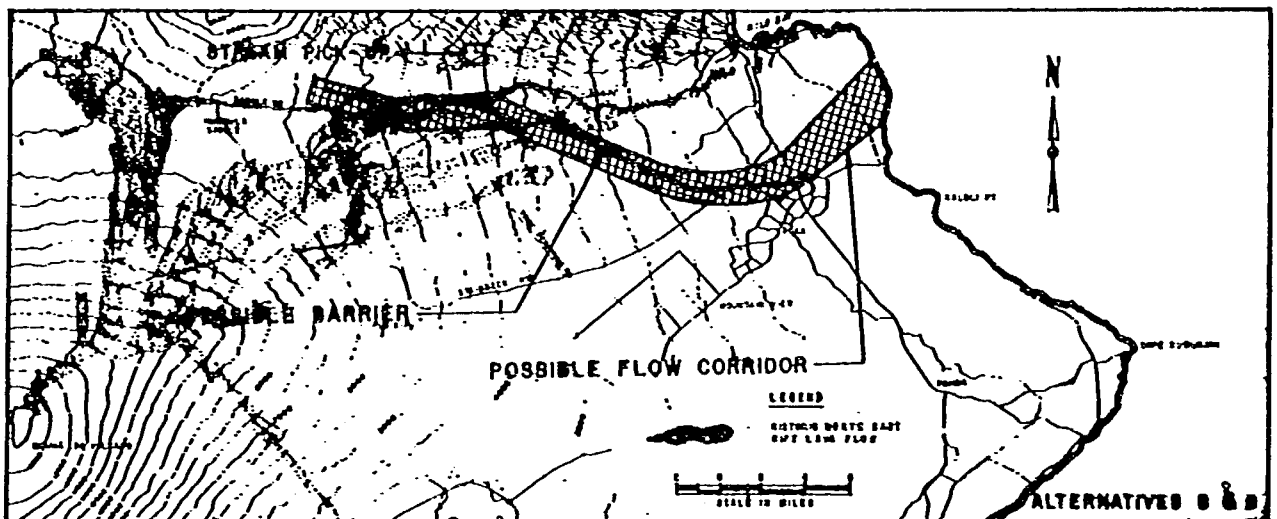


図-2.5 計画案BとDの溶岩流対策⁷²⁾

FIGURE

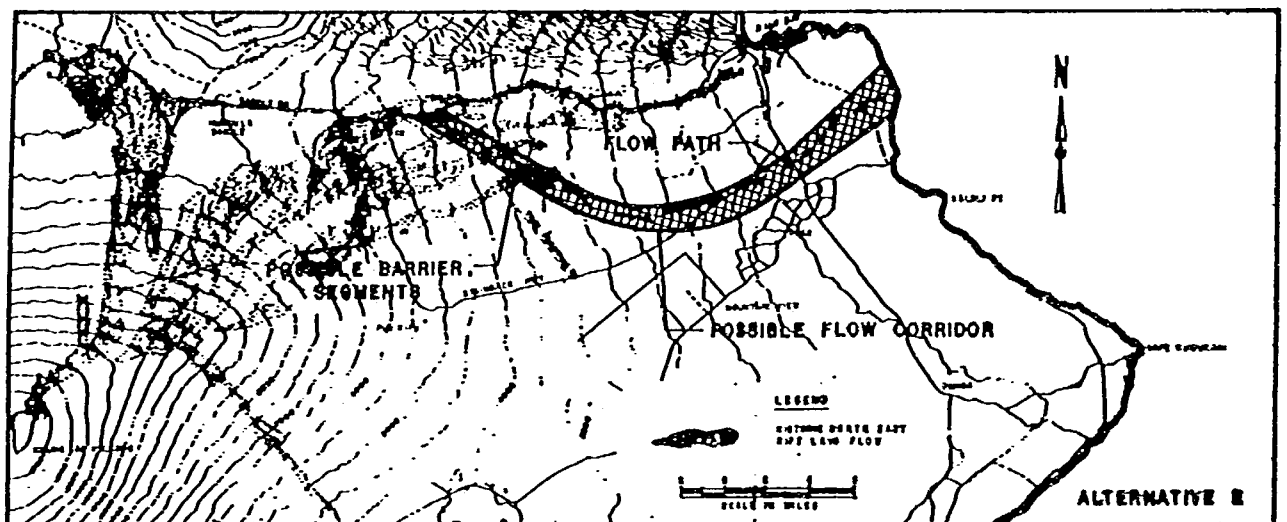


図-2.6 計画案Eの溶岩流対策⁷²⁾

FIGURE

など様々なハードウェアが要求される。なお、費用は6百万ドルである。

計画案D… 図-2.5に示すように計画案Bと同じ路線設定に沿って、導流堤と河川水による注水を併用する。あらかじめ建設する導流堤の高さは路線の上部7miles(約11km)では20~30feet(約6.1~9.1m)とする。また、下部12miles(約19km)では僅か10~15feet(約3.0~4.6m)とする。掘削流路は計画案Bと同じとする。河川水利用による注水には様々な機材が必要であるが、上部で重力による流れを利用できる時はポンプは不必要となる。なお、費用は23.6百万ドルである。

計画案E… 突発的で脅威のある溶岩流が発生した時にだけ対処する。溶岩流導流堤の路線設定は図-2.6に示すが、仮のものである。導流堤の大きさ、長さ、数や位置は、自然の流路、フィールドの条件等に左右されるが、最大9miles(約14km)の構造物を建設する。掘削流路は23miles(約37km)である。なお、費用は3.25百万ドルである。

なお、barrierをあらかじめ噴火前に建設する場合と噴火の緊急時に建設する場合の比較を設計諸元と費用の点から比較すると以下の様になる。

表-2.2 導流堤諸元の比較¹²⁾

<u>Barrier Section & Cost</u>	<u>Advance Construction</u>	<u>Emergency Construction</u>
Height, ft.	30	12 - 15
Side slope	1 on 1-1/2-2	1 on 2-3-1/2
Crest, ft.	20	5 - 10
Approx fill, cy per mi	385,000	132,000
Approx cost per mi	\$ 760,000	\$ 360,000

ここに ft : フィート 0.3 m
 cy : 立方ヤード 0.76 m³
 mi : マイル 1.6 km

(1.3) 評価

それぞれの計画案について社会的、経済的および環境的な様々な項目について検討された。最終的な結論の概要は次のとおりである。

計画案AおよびBは、費用が高く、あらかじめ構造物を建設するために溶岩流の流路や性質の変化に対応する柔軟性に欠ける。さらに、これらの計画は環境、特に原生林に最も悪い影響を与えるという理由で採用されなかった。

計画案Cは、海水による注水はヒロ市の都市部近辺に限定され、この方法による溶岩流の制御が成功しない危険性が最も高く、計画の目的に合致しないことから採用されなかった。

計画案Dは、固定した導流堤に河川水による注水を加えるということで最も費用が高く、採用

されなかった。

計画案Eは、費用が最も安く、またあらかじめ構造物を建設しない。さらに、脅威的な溶岩流に対して実際に対策工が設置されるまでは最も環境破壊を生ずる事が小さいという長所もある。これらの理由で経済的 (National Economic Development) にも環境的 (Least Environmental Damaging) にも適合した計画であるとして採用されることになった。

(2) ハワイ島マウナロア観測所の導流堤⁽⁴⁾

(2.1) 背景

Mauna Loa Observation (マウナロア観測所, 以下 MLO) はマウナロア火山 (標高 4,169m) 北側斜面の標高 3,390 ~ 3,408m 地点のモクアウエオウエオカルデラ縁から約 4.44km に位置している。MLO は歴史時代に形成されたアア溶岩の上に建設された。斜面勾配は約 7.4° である。

同溶岩は新鮮なブロック状のアア溶岩からなり、MLO より 3.5km 南方の火口より流出したものである。地質学的観察によれば溶岩流の厚さは 3 ~ 4 m で平均 3.6 m である。

マウナロア火山は活発な火山活動を続けており、MLO が火山体の標高の高い位置に存在しているため、溶岩流による被害の危険性が高く、溶岩流対策が検討されたわけである。

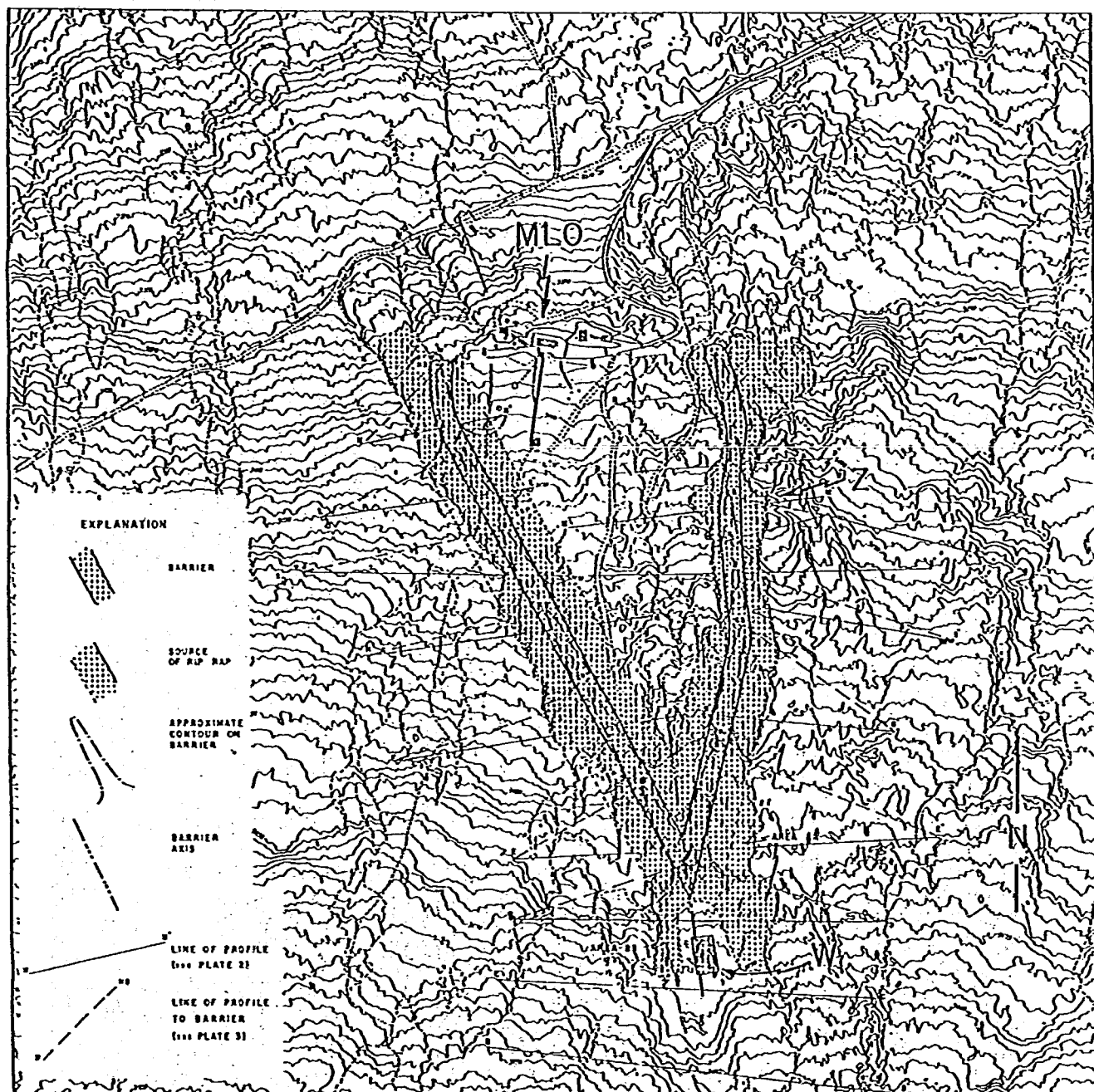
(2.2) 導流堤の計画

人口的な溶岩流導流堤の目的は流れを堰止めることではなく、むしろ流れをそらせ、新しい地形を作ることにある。ある場所では流れを拡散させ、速度を落とし、流れを分断させる。また、別の場所では、流れの速度を増加させ、溶岩を速かに流下させるための条件を作る。

今回、MLO を防御するために提案した導流堤は V 字形で斜面下方に MLO を囲むように設計されている (図-2.7, 写真 2-1)。また、小規模な barrier を V 字形の先にやや東よりに設置している (図-2.7 の W 印)。導流堤の建設においては流路に盛土だけでなく掘削によって深く、広い流路を作る。導流堤を作るための材料は周辺の岩石材を使用する。

導流堤の設計諸元は以下のとおりである。

- ・法面勾配 …… 安息角の 37 ~ 38°
- ・基底幅 …… 20m
- ・高さ …… $7.7\text{m} (\tan 37.5^\circ \times 20\text{m} \times 1/2)$
- ・容積 …… $77\text{m}^3/\text{m} (20\text{m} \times 7.7\text{m} \times 1/2)$
- ・斜面の掘削深 …… 少なくとも 1.5m (ブルドーザーによる)
- ・最終的起伏 …… $9.2\text{m} (7.7\text{m} + 1.5\text{m})$



PRELIMINARY TOPOGRAPHIC MAP BY
PHOTOGRAPHIC SECTION
BRANCH OF AEROPHOTOLITHIC STUDIES
U.S. GEOLOGICAL SURVEY
FLAGSTAFF, ARIZONA 86001

TOPOGRAPHIC MAP OF AREA AROUND MAUNA LOA OBSERVATORY

SHOWING LOCATIONS OF BARRIERS AND LINES OF PROFILES. SCALE: 1/2000
CONTOUR INTERVAL: 2 meters

0 50 100 150 200 meters
Scale

by Henry A. Moore, 1982

PLATE I

This map is preliminary, and has not
been reviewed for conformity with U.S.
Geological Survey editorial standards.

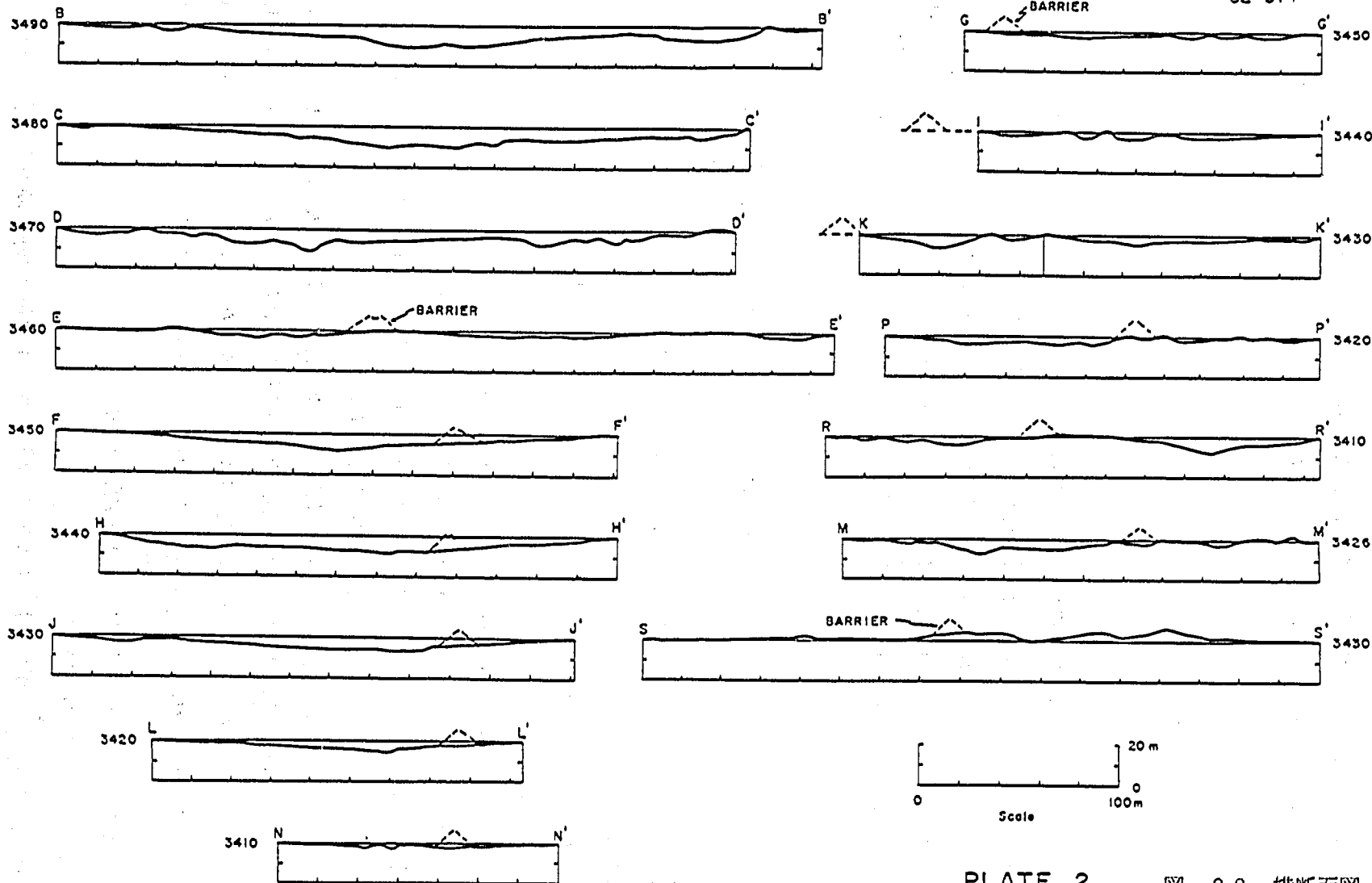
図-2.7 マウナロア観測所周辺地域の地形図⁶⁴⁾



写真-2.1 マウナロア観測所と導流堤

DEPARTMENT OF THE INTERIOR
UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

OPEN-FILE REPORT
82-314



This report is preliminary and has not
been reviewed for conformity with U.S.
Geological Survey editorial standards.

PLATE 2 图-2.8 横断面图
TOPOGRAPHIC PROFILES
LOCATIONS OF PROFILES SHOWN ON PLATE 1

by Henry J. Moore, 1982

(2.3) 導流堤の流下能力

溶岩流の流速と流量をビンガム流体により算定し、計画した導流堤の防御能力を評価した。その結果、計画した導流堤周辺の流下能力は $700 \sim 800 \text{ m}^3/\text{s}$ 、MLO周辺の歴史上の溶岩流のピーク流量は約 $400 \sim 600 \text{ m}^3/\text{s}$ 、平均流速は 1.7 m/s と推定され、大規模な溶岩流を除けば、概ね防御可能である事が明らかになった。

(3) イタリア、エトナ火山の爆破と導流堤^{63,73)}

(3.1) 背景

イタリアのシシリー島にあるエトナ火山（標高3,390m）は世界でも有数の活火山である。

エトナ火山は1983年3月28日に噴火を開始し、アア溶岩が流出した。4月末までに、溶岩は標高2,300 mの単一火口から南斜面へ約 $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ で流出を続け、数10万ドルの資産を破壊し、下流のサピエンツァ（Sapienza）村およびモンテベトレ（Monte Vetore）村（図-2.9）を脅かすに至った。イタリア政府は、これに対処するために火山学者からなる委員会を設立し、状況を調査するとともに実行可能計画案を提出した。溶岩流対策として爆破と導流堤が実施されることになった。

(3.2) 爆破

爆破の位置はモンテベトレの導流堤（Monte Vetore barrier）から距離で1,500 m上流の急傾斜地に設定された（図-2.9）。この地点は幅の狭い自然堤防であり、ここより下流に人口溝が、迂回する溶岩流を流下させるために掘削された（図-2.11）。この自然堤防をできるだけ薄くし、効果的に爆破させるためにブルドーザーで部分的に除去された。

爆薬設置のために自然堤防に3列にわたって約60本の穴が計画されたが（図2.10）、以下の問題が生じた。

- ① 爆薬を安全にセットするために穴を 80°C 以下に維持しなければならない。
- ② 冷却するために、水を循環させるか、ドライアイスを詰める必要がある。

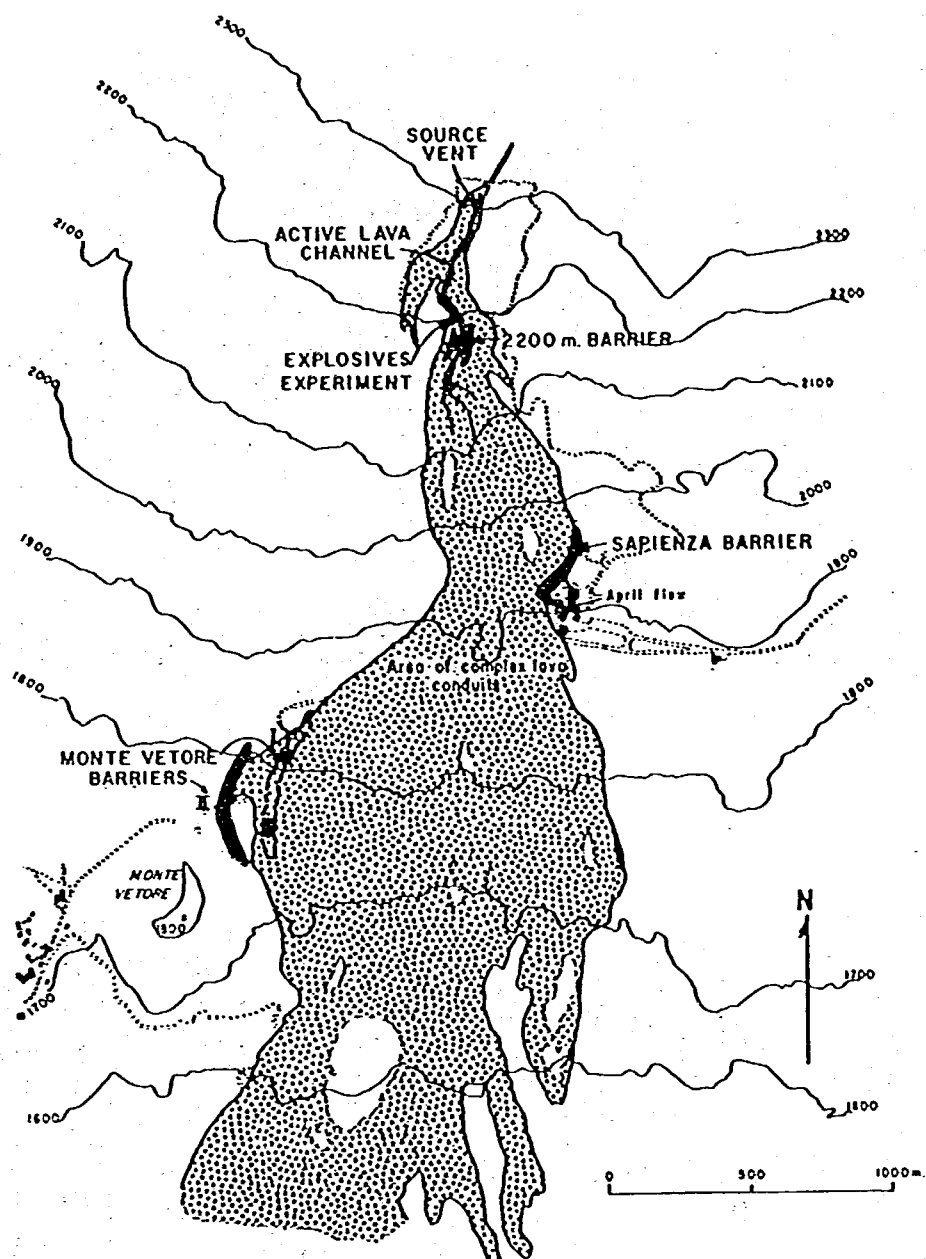
しかしながら、自然堤防の側面を冷却することによって、溶岩流自体も冷却され、流速が低下し、結果的に爆破の前に堤防を横溢することになった。

これらの溶岩を取り除きながらも、最終的には400kgの爆薬を挿入し、5月14日に爆発させた。少量の溶岩流は人口溝へ流下したが、堤防が冷却していたということもあって、5月16日には停止した。しかしながら、一部の溶岩自体がブロックになって、溶岩流を南西部にそらすことが数日間可能になり、下流のサピエンツァ村に導流堤を建設する余裕を与えた。

(4) アイスランド、ヘイマエイ島および三宅島の注水

(4.1) ヘイマエイ島の注水⁶⁴⁾

注水による溶岩流の阻止はアイスランドのヘイマエイ（Heimaey）島の成功で注目を浴びるようになり、日本でも小規模ではあるが1983年の三宅島、1986年の伊豆大島において実施されている。



Mount Etna area, showing the locations of features described in the article.

図-2.9 エトナ火山の溶岩流流出範囲⁶³⁾



約40本の爆発孔に、それぞれ、3～6kgのダイナマイトがしかけられた。

図-2.10 自然堤防に設置されたダイナマイト⁷³⁾

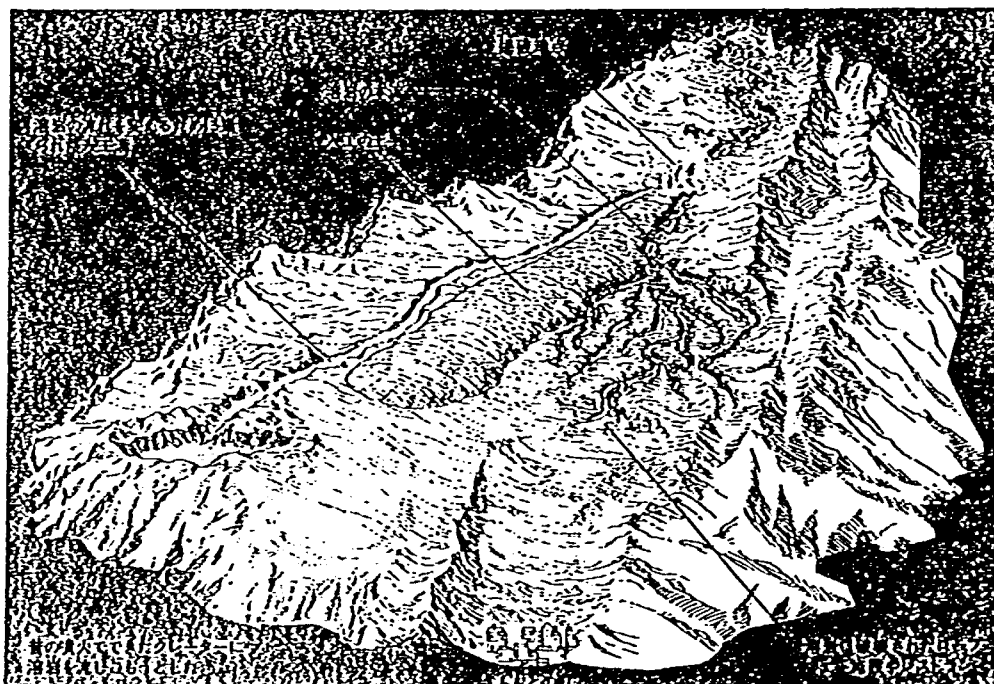


図-2.11 人口爆破実験の計画図⁷³⁾

ヘイマエイ島と三宅島の噴火の規模および溶岩への注水状況を比較したものを表-2.3に示す。三宅島での注水はヘイマエイ島の例と比べると、注水時間で50分の1以下、総注水量で1,000分の1以下、注水面積で35分の1以下であった。

1973年のヘイマエイ島の噴火は溶岩の流出を主とし、それにスコリア、火山灰を伴ない、このため約3,000戸の家と、漁業関係の工場に被害を与えた。この溶岩流に対する注水作戦は、前述したように画期的な成功例といわれているが、その背景には以下の条件が備っていたためと考えられる。

- ① 初期の割目噴火が重要な港をもつ町の中心から僅か1 kmの地点で、国家経済にとって重要な地域であったことから、被害を最小限にするための溶岩流の制御が国家的関心事となった。
- ② 主たる溶岩流が粘性が大きく速度が遅いため、制御対策を計画し、実行する時間的余裕があった。また、火砕流や泥流などの噴火災害としては最も恐るべき現象を心配する必要がなかった。
- ③ 町が海岸に近く、多量の海水が容易に利用できた。
- ④ 水陸空の輸送路が整備されていた。したがって、ポンプ、パイプや重機材の速かな運搬が可能であった。

表-2.3 三宅島1983年・ヘイマエイ1973年の噴火の規模および溶岩への注水状況の比較⁵⁹⁾

Table 1. Comparison of features of the lava flows and the water-spraying operations of the 1983 eruption of Miyakejima and 1973 eruption of Heymaey.

	三宅島 1983 年 ¹⁾	ヘイマエイ 1973 年 ²⁾
噴火開始時期	10月3日15時15分 ¹⁾	1月23日02時 ²⁾
噴火終了時期	10月4日06時以前 ¹⁾	7月初旬
噴火継続期間	15時間以内	約170日
噴火割れ目の全長	4.5 km ¹⁾	2.0 km ²⁾
溶岩流の体積	$4.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ ¹⁾	$250 \times 10^8 \text{ m}^3$ ²⁾
降下火砕物の体積	$7.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ ¹⁾	
最大噴出率	1700 l/s (最初の2時間) ¹⁾	160 m ³ /s (最初の数日) ²⁾
溶岩の岩型	玄武岩 (tholeiitic augite basalt) ¹⁾	玄武岩 (alkali olivine basalt ~ basanite)
溶岩の温度	(推定 1100°C) ¹⁾	1030~1080°C
同平均厚さ	2.5 m (阿古地区 4 m)	40 m ²⁾
同最大厚さ	12 m	130 m ²⁾
注水冷却面積	0.02 km ²	0.76 km ² ²⁾
運用ポンプ台数(最多時)	10 (延 15, 可搬型) ¹⁾	43 (定置型) ²⁾
ホースパイプ総延長	1660 m ¹⁾ (すべて布ホース)	30400 m ²⁾ (75% がプラスチックパイプ)
放水時間	3日 (正味 16.5 時間) ¹⁾	155 日 ²⁾
総注水量	0.47×10^4 ¹⁾	620×10^4 ²⁾
最大注水量	110 l/s (10月6日の平均) ¹⁾	1200 l/s (4月上旬) ²⁾
注水に要した費用		150 万 US\$ (3 億 7 千万円)
人員(最多期)	75 名 ¹⁾	75 名 ²⁾
被害家屋	354 戸 ¹⁾	370 戸 ²⁾
被害総額	255 億円	数千万 US\$ (130 億円)
死傷者	0	0

¹⁾ 東京消防庁 (1984), ²⁾ JÓNSSON and MATTHÍSSON (1974), ³⁾ WILLIAMS and MOORE (1973), ⁴⁾ 荒牧・早川 (1984), ⁵⁾ BJÖRNSSON and SIGURGEIRSSON (1979), ⁶⁾ 藤井・他 (1984), ⁷⁾ 早川・他 (1984).

(4.2) 三宅島の注水⁵⁹⁾

三宅島の場合は当初注水には非専門家にとってはあまり現実的な対策ではなかった。そこで、比熱・蒸発熱などの具体的な数字をあけて注水による冷却が有効なこと、アイスランドの成功例、および水蒸気爆発の危険性がないことなどを説明する必要があった。なお、作業は自治省消防庁が行った。

実際に注水作業を開始したのは、噴火開始後70時間以上経過してからである。溶岩流の流出は噴火開始後2～3時間で終了しており、溶岩流の阻止に注水がどれだけ効いたのかは不明である。しかしながら以下の教訓が得られ、今後の参考になると思われる。

- ① 溶岩流前縁に注水することにより、放射熱を効果的に減少させることができた。この結果、注水なしでは溶岩流から10 m 離れた木造家屋や森林が放射熱により発火するという現象が阻止された。
- ② 注水により溶岩流近縁や溶岩流表面で行う調査や救急活動が容易となった。
- ③ 将来の溶岩注水作業に備え、作業の計画・装備・実施等の面で具体的に必要な情報が数多く得られた。
- ④ 一般市民に注水により溶岩流下を阻止するという考えを理解させることができた。特に、注水により水蒸気爆発が起こるのではないかという危惧を打ち消す事になった。

2.3 溶岩流対策のまとめと今後の課題

2.1において、これまでに実施されてきた溶岩流対策を整理し、その特徴をまとめた。また、2.2において代表的な事例についてレビューした。溶岩流対策としてはこの他にもあると思われるが、ここではこれ迄に実施された事例を対象に整理した。

まず、ソフト対策としては避難、移転、規制／溶岩保険のうち、避難が最も現実的かつ効果的であるという結論を得た。一方、移転や土地利用規制などは噴火の位置、規模および溶岩の流下堆積範囲が正確に予測されない限り、実施しても現場で大きな混乱が予想され現状では無理と思われる。また、避難も人命に対しては効果的であるが、資産にはその効果が期待できないため、別途ハード対策の検討が必要になる。

ハード対策のうち、現実的かつ効果的なのが注水と導流堤である。注水は実際に噴火した場合の緊急対策であるが、導流堤はハワイのMLOのように予め建設する場合と、火山活動が活発になり、溶岩の流出が懸念される状態になって建設する緊急対策に分けられる。このうち導流堤を予め建設するには、MLOのように保全対象が限定されない限り難しいと言える。例えば、伊豆大島の場合、過去の噴火口が多数散在しており、将来の噴火口が特定しにくいので導流堤の路線の決定が困難となる。また、導流堤は、基本的に流れを堰止めるのではなく、流れを拡散したり、速やかに流下させるための構造物であるから、火山山麓の土地の高度利用が進むと用地の確保が難しくなる。そのため、事前に用地だけを確保し、構造物の建設は火山活動が活発になった時点で行うというケースも生じるであ

ろう。そのためには、2.1(1)で紹介したヒロ市のような事前検討が必要になる。

注水は、海岸等の大量の水を供給できる地域に溶岩流がかなり接近して初めて実施が可能になるもので、実施可能な範囲はかなり限定される。更に溶岩流が長時間流出し続け規模が大きい場合、どの程度効果があるのかは疑問の残るところである。しかし、緊急時の補足的な対策としては十分効果が期待できることから、他の対策との併用を検討して実施すべきである。

3. 結論および今後の課題

- (1) 溶岩流の氾濫シミュレーションを実施するために、溶岩流に関する国内外の資料を収集した。また、溶岩流のシミュレーション手法を構築し、1983年の三宅島、1986年の伊豆大島の溶岩流についてシミュレーション計算を実施した。
- (2) 溶岩流の流動機構としてビンガムモデルを採用し、2次元流動の漸変流の運動方程式と流体の連続式を差分化して計算した。このうち粘性係数と降伏応力は既往の研究を参考に、各々温度との関係を設定した。また温度については熱量の保存則から求めた。
- (3) 溶岩流の堆積範囲は、土石流同様、微地形を含む地形条件に強く規制されることが、実績ならびに計算結果からも明らかになった。一方、溶岩流の到達時間と到達距離は、粘性係数、降伏応力、移動限界厚、流量に影響を受けることが分かった。精度向上のためには、今後これらの各種パラメータに関する現場での生データの収集ならびに蓄積を図り検討していく必要がある。
- (4) 移動限界厚の設定方法については、今回、降伏応力に対応する最小厚の式から求めた一定値としているが、実際には勾配、粘性係数により変化するものと思われる。移動限界厚の設定手法を今後検討する必要がある。
- (5) 国内外の溶岩流対策（導流堤、注水、土地利用規制等）に関する資料を収集し、特に対策工について整理、検討した。人命に関しては避難が最も効果的であるが、資産の保全に対しては絶対的な効果を有するものはなく、ケースバイケースで対応するしかない。また、溶岩流対策工は大規模になるため、事前に建設すると社会へ与える影響が大きいことが懸念される。このため用地だけを事前に確保し、構造物は火山活動が活発になった時点で行うケースも考えられる。そのためには U. S. Army が行ったように 事前に様々な状況を想定した検討が必要になる。

参 考 文 献

- 1) 荒牧重雄, 早川由紀夫 (1983): 1983年10月3・4日三宅島噴火の経過と噴火様式, 火山, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 24 - 35
- 2) 荒牧重雄, 藤井敏嗣 (1987): 伊豆大島火山 1986年噴火の岩石学, 地質学的モデル, 月刊地球, vol. 9, No 8, P 481 - 486
- 3) 荒牧重雄, 藤井敏嗣 (1988): 伊豆大島火山 1986 - 1987年噴火の岩石学的, 地質学的モデル, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 297 - 306
- 4) 千葉達朗, 遠藤邦彦, 太刀川茂樹, 谷口英嗣 (1988): 伊豆大島 1986年噴火の溶岩流, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 52 - 63
- 5) 遠藤邦彦, 千葉達朗, 宮地直道 (1987): 1986年伊豆大島噴火をめぐる — さまざまな角度から行なわれた調査の一端を紹介 —, 採集と飼育, vol. 49, 8, P 337 - 343
- 6) 遠藤邦彦, 千葉達朗, 宮地直道, 隅田まり, 宇野リベカ, 宮原智哉, 太刀川茂樹 (1987): 伊豆大島 1986年噴火の経緯と噴出物, 月刊地球, vol. 9, No 8, P 452 - 458
- 7) 遠藤邦彦, 千葉達朗, 谷口英嗣, 隅田まり, 太刀川茂樹, 宮原智哉, 宇野リベカ, 宮地直道 (1988): テフロクロロジーの手法に基づく 1986 ~ 1987年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 32 - 51
- 8) 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 福岡孝昭, 千葉達朗 (1983): 三宅島 1983年噴火噴出物の岩石学的特徴, 火山, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 266 - 282
- 9) 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 金子隆之, 小沢一仁, 石井輝秋, 福岡孝昭 (1987): 伊豆大島火山 1986年噴火噴出物の岩石学的特徴, 月刊地球, vol. 9, No 8, P 440 - 445
- 10) 藤井敏嗣, 荒牧重雄, 金子隆之, 小沢一仁, 川辺禎久, 福岡孝昭 (1988): 伊豆大島火山 1986年噴火噴出物の岩石学的特徴, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 234 - 254
- 11) 藤田治夫 (1983): 御蔵島から見た 1983年10月三宅島火山噴火の経過, 火山, 第2集, 28巻, 4号, P 411 - 412
- 12) 福山博之 (1988): 桜島火山の地質, 地質学雑誌, 第84巻, 第6号, P 309 - 316
- 13) 早川由紀夫, 白尾元 (1988): 伊豆大島 1986年11月21 ~ 23日の2B溶岩とその噴火, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 77 - 90
- 14) 早川由紀夫 (1987): 伊豆大島 1986年噴火の噴出量と噴出率, 月刊地球, vol. 9, No 7, P 366 - 371
- 15) 早川由紀夫, 荒牧重雄, 白尾元理, 小林哲夫, 徳田安伸, 津久井雅志, 加藤隆, 高田亮, 小屋口剛博, 小山真人, 藤井敏嗣, 大島治, 曾屋龍典, 宇都浩三 (1983): 1983年10月3・4日三宅島火山噴出の降下火砕堆積物, 火山, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 208 - 220

- 16) 井田喜明 (1987): 1986年伊豆大島火山噴火(1) — 噴火経緯と予知 —, 月刊地球, vol.9, No 7, P 364 - 365
- 17) 井田喜明, 小泉岳司, 吉田明夫 (1987): 1986年伊豆大島火山噴火(2) — 残された問題点 —, 月刊地球, vol. 9, No 8, P 428 - 430
- 18) 小林哲夫 (1982): 桜島火山の地質, これまでの研究の成果と今後の課題, 火山, 第2集, 27巻, P 277 - 292
- 19) 小林哲夫 (1983): 1983年10月三宅島噴火の溶岩とスコリア丘の地形, 火山, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 221 - 229
- 20) 木村政昭 (1988): 噴火の規則性 — 伊豆大島, 三宅島 —, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 319 - 330
- 21) MINAKAMI TAKESHI (1951): On the Temperature and Viscosity of the Fresh Lava Extruded in the 1951 Oh-shima Eruption, 東京大学地震研究所彙報, vol. 29, P 487 - 493
- 22) TAKESI NAGATA (1941): The Temperature of Lava, 東京大学地震研究所彙報, vol.19, P 295 - 297
- 23) TAKAHIRO HAGIWARA (1941): Viscosity of the Akabakkyo Lava, 東京大学地震研究所彙報, vol.19, P 299 - 303
- 24) 宮崎務 (1984): 三宅島火山活動史, 昭和58年10月3日三宅島噴火および災害に関する調査研究, 自然災害特別研究突発災害, P 5 - 9
- 25) 長岡正利 (1987): 伊豆大島噴火の経過と地形変化, 地理, vol.32, No 2, P 13 - 19
- 26) 長岡正利 (1988): 1986年伊豆大島噴火による地形変化と噴出物量の計測, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 7 - 15
- 27) 中村俊, 富樫茂子, 山元孝広 (1988): 1986年伊豆大島火山噴出物の化学組成および鉱物組成, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島 1986年噴火, P 255 - 264
- 28) 日本火山学会 (1935): 桜島, 日本火山誌, 第1集, 第2巻, 第3号, P 227 - 296
- 29) 阪口圭一, 高田亮, 宇都浩三, 曾屋龍典 (1988): 伊豆大島火山 1986年噴火と噴出物, 火山, 第2集, 33巻, 特集号 伊豆大島火山 1986年噴火, P 20 - 31
- 30) 下村彦一 (1972): 桜島火山の山頂火口形, 地学雑誌, 81, 2, P 65 - 80
- 31) 曾屋龍典, 中野俊, 星住英夫, 鎌田浩毅, 阪口圭一, 宇都浩三, 富樫茂子, 山元孝広, 土谷信之, 金子信行, 角井朝昭 (1987): 伊豆大島火山 1986年の噴火 — 噴火の経緯と噴出物 —, 地質ニュース, 392号, P 10 - 18
- 32) 曾屋龍典, 宇都浩三, 牧本博, 鎌田浩毅, 奥村公男, 須藤茂 (1983): 三宅島火山 1983年噴出物の化学組成および鉱物組成, 火山, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 283 - 296
- 33) 曾屋龍典, 宇都浩三, 須藤茂 (1983): 三宅島火山 1983年噴火と噴出物 — とくに溶岩流について

- て一，火山，第2集，29巻，特集号 三宅島の噴火，P 230 - 241
- 34) 曾屋龍典，宇都浩三，須藤茂 (1983) : 三宅島火山 1983年10月3日の噴火，地質ニュース，No 352，
P 10 - 21
 - 35) 曾屋龍典，宇都浩三，須藤茂 (1984) : 三宅島 1983年の溶岩，地質ニュース，No 357，P 1 - 4
 - 36) 須藤茂，阪口圭一，鎌田浩毅，加藤完，山本隆志 (1984) : 三宅島 1983年溶岩の温度測定，地質
ニュース，357，P 6 - 15
 - 37) 諏訪彰 (1955) : 1955年10月の桜島の噴火，地学雑誌，第698号，P 49 - 52
 - 38) 津久井雅志，早川由紀夫，川辺楨久，小山真人，由井将雄，白尾元理 (1987) : テレビ報道の解
析による 1986年伊豆大島噴火 Phase 2 の記述，火山，第2集，32巻，3号，P 219 - 235
 - 39) BALOGA S and PIERI D (1986) : Time-dependent profiles of lava flows., Journal of
Gophysical Research, vol 91, No 89, P 9543 - 9552
 - 40) CIGOLINI C, BORGIA A and CASERTANO L (1984) : Intra-crater activity, aa-block
lava, viscosity and flow dynamics : Arenal Volcano, Costa Rica, Journal of Vol-
canology and Geothermal Research, 20, P 155 - 176
 - 41) DRAGONI M, BONAFEDE M and BOSCHI E (1986) : Downslope flow models of a Bing-
ham liquid : implications for lava flows, Journal of Volcanology and Geothermal
Research, 30, P 305 - 325
 - 42) HULME G (1974) : The Interpretation of lava flow Morphology., Geophys. J. R. astr.
Soc., 39, P 361 - 383
 - 43) HUPPERT H E and SPARKS R S J (1984) : Emplacement and cooling of komatiite lavas.
Nature (London), vol. 309, No 5963, P 19 - 22
 - 44) 石原和弘，井口正人，加茂幸介 (1983) : 玄武岩質溶岩流のシミュレーション — 1983年三宅島
溶岩流への適用 —，火山，第2集，29巻，特集号 三宅島の噴火，P 242 - 252
 - 45) 石原和弘，井口正人，加茂幸介 (1984) : 数値計算による 1983年三宅島溶岩流の再現，京都大学
防災研究所年報，27 - B 1，P 1 - 14
 - 46) 石原和弘，井口正人，加茂幸介 (1985) : 桜島火山の溶岩流 (II) — 大正溶岩流のシミュレーシ
ョン —，京都大学防災研究所年報，28 - B 1，P 1 - 11
 - 47) 石原和弘，井口正人，加茂幸介 (1987) : 粘性の増加を考慮した溶岩流のシミュレーション —
桜島，三宅島，伊豆大島 —，火山，第2集，32巻，P 183 - 184
 - 48) 石原和弘，井口正人，加茂幸介 (1988) : 数値計算による 1986年伊豆大島溶岩流の再現，火山，
第2集，特集号 伊豆大島火山 1986年噴火，P 64 - 76
 - 49) JONATHAN H FINK and JAMES R ZIMBELMAN (1986) : Rheology of the 1983 Royal
Gardens basalt flows, Kilauea Volcano, Hawaii., Bull Volcano, 48, P 87 - 96
 - 50) MARK HALLWORTH and HERBERT E HUPPERT (1987) : A laboratory simulation of

basaltic lava flows., *Modern Geology*, vol. 11, No 2, P 93 - 107

- 51) PINKERTON H and SPARKS R S J (1978): Field measurements of the rheology of lava., *Nature (London)*, vol. 276, No 5686, P 383 - 385
- 52) REITER M, BARROLL M W, MINIER J and CLARKSON G (1987): Thermo-mechanical model for incremental fracturing in cooling lava flows., *Tectonophysics*, vol. 142, No 2/4, P 214 - 260
- 53) ROWLAND S K and WALKER G PL (1987): Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa., *Bull Volcano*, 49, P 631 - 641
- 54) SHAW H R, HAMILTON M S and PECK D L (1977): Numerical analysis of lava lake cooling models: Part I, description of the method., *AMERICAN Journal of Science*, vol. 277, APRIL, P 384 - 414
- 55) 須藤茂, 阪口圭一, 松林修, 鎌田浩毅, 加藤完, 山本隆志 (1983): 三宅島 1983年溶岩の冷却過程, *火山*, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 253 - 265
- 56) 山口伊佐夫: 現代林学講義 4 砂防工学, 地球社
- 57) 芦田和夫, 山野邦明, 神田昌幸 (1986): 高濃度流れに関する研究(2), *京都大学防災研究所年報*, 第29号B-2, P 361 - 375
- 58) 矢澤昭夫, 水山高久, 北原一平 (1986): 土石流氾濫シミュレーションモデルによる土石流対策工の効果評価に関する研究, *土木研究所資料*第2392号
- 59) 荒牧重雄, 中村一明 (1983): 注水による溶岩流阻止の試み — 三宅島 1983年噴火の例 —, *火山*, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 343 - 349
- 60) 地域安全学会 (1988): 災害時の判断と意志決定, *ぎょうせい*, P 186
- 61) FRANCIS, P. (1976): *Volcanoes*, Penguin Books, pp. 368
- 62) 茅原一也, 青木滋, 八木健三, 新藤静夫 (1983): 三宅島火山西斜面のカルデラと溶岩流制御について, *火山*, 第2集, 29巻, 特集号 三宅島の噴火, P 335 - 342
- 63) LOCKWOOD J. P. & R. ROMANO (1985): Diversion of Lava During the 1983 Eruption of Mount Etna., *Earthquake Information Bulletin* vol. 17, No 4, July-August, P 124 - 133
- 64) MOORE. H. J. (1982): A Geologic Evaluation of Proposed Lava Diver-Diversion Barriers for the NOAA Mauna Loa observatory Mauna Loa Volcano, Hawaii, United States Department of the interior geological survey, Open-File Report 82 - 314, P 17
- 65) 中村一明 (1981): 溶岩流の災害 — アイスランド水冷作戦 —, *地理*, vol. 26, No 6, P 71 -

- 66) NHK取材班 (1987): 全島避難せよ — ドキュメント伊豆大島大噴火, 日本放送出版協会, P 259
- 67) 大島治 (1988): 溶岩流災害とその対策, 日本火山学会, 火山セミナー, マントルの熱的・物質的構造とマグマ起源地質学的手法による火山災害予測, P 2
- 68) 阪口圭一 (1988): 溶岩流の特性とその災害, 日本火山学会, 火山セミナー, マントルの熱的・物質的構造とマグマ起源地質学的手法による火山災害予測, II-2-II-8
- 69) TANK. R. W. (1983): Environmental Geology, Oxford University Press, pp. 549
- 70) 東京都 (1985): 記録 昭和58年三宅島噴火災害, P 431
- 71) 東京都 (1988): 昭和61年伊豆大島噴火災害活動誌, P 1177
- 72) U. S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (1980): Lava Flow Control, Island of Hawaii-Review Report and Environmental Impact Statement, pp. 116 + Appendix
- 73) 脇田宏 (1986): 飛び散る火花とともに, 溶岩流は人工溝へ, — 実験レポート —, 荒牧重雄編「火山の驚異」P 40-43
- 74) WILLIAMS Jr. R. S. and J. G. MOORE (1973): Iceland Chills a Lava Flow, Geotimes, vol. 18, P 14-17
- 75) 勝井義雄 (1979): 噴火災害と噴火予知: 横山泉, 荒牧重雄, 中村一明編, 岩波講座「火山」, 岩波書店
- 76) 横山泉 (1976): 地震と火山, 東海大学出版会, P 106-108
- 77) 久野久 (1976): 火山及び火山学, 岩波全書, P 9-14

溶岩流の氾濫シミュレーション
と対策に関する研究

ISSN 0386-5878
土研資料 第2738号
平成元年2月(1989)

水山高久 栗原淳一
鈴木浩之

要 旨

1983年の三宅島, 1986年の伊豆大島を例に溶岩流の氾濫シミュレーション計
算を行うと共に, 対策に関する事例を収集, 整理し, 各々の特徴をまとめた。

キーワード: 火山, 溶岩流シミュレーション, 溶岩流対策



郵便はがき

四十円切手
をはって下
さい。

305-□□

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

砂防部砂防研究室

御中

No. _____

土研資料 2738 号

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第 2738 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属（住所）

氏 名 印