

雲仙火山1991年溶岩の流動過程と粘性

須藤 茂* 阪口圭一** 渡辺和明*** 齋藤英二*** 川辺禎久*
風早康平** 宝田晋治**** 曾屋龍典*

SUTO Shigeru, SAKAGUCHI Keiichi, WATANABE Kazuaki, SAITO Eiji, KAWANABE Yoshihisa, KAZAHAYA Kohei, TAKARADA Shinji and SOYA Tatsunori (1993) Dynamics of flowage and viscosity of the 1991 lava of Unzen volcano, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.44(10), p.609-629, 18fig., 2tab.

Abstract: Dacite lava flow process was observed at Fugen-dake, Unzen volcano, using theodolite through the 1991 eruption. The lava effusion started on May 20, and the first observation on May 23 revealed that the lava was issued from a narrow vent and spread horizontally at the average velocity of about 2.1m/hour. The thickness of the flowing down lava was usually 70-80m on about 24° inclined slope around July. The velocity of the lava flow at the flow front was 1.5-3.3m/hour at the upper part and 0.2-0.5m/hour near the base. So the flow front was overhanged and collapsed to make a pyroclastic flow, down the slope. The inclination of the stable angle of the collapsed pyroclastic materials was constantly 36° in late July. The effusion rate of the lava was equal to the collapsed volume which was estimated as $3 \times 10^5 \text{m}^3/\text{day}$, and the flow front was not apparently advanced on the slope.

Viscosity of the 1991 lava is calculated as $2.8-4.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ when Newtonian flow model is adopted. A little smaller viscosity ($1.4-3.1 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$) is obtained for Bingham flow model which is supported by the existence of a 10-20m thick plug at the top of the flowing down lava. As a Bingham flow, $9.5 \times 10^4 - 1.9 \times 10^5 \text{Pa}$ yield strength is calculated. These values are within the range of the values reported for felsic lavas in previous studies. Average thickness, effusion rate, average velocity and viscosity of the 1792 lava flow, which is the latest lava before 1991, are calculated as 33m, larger than $5.2 \times 10^5 \text{m}^3/\text{day}$, 52m/day, $0.19-1.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ respectively, based on the topography and archives. Compared with the 1792 lava flow, the 1991 lava is twice to three times in average thickness, less than 60% in effusion rate and probably larger in viscosity. Viscosity of the 1991 lava reaches about ten times of the least value calculated for the 1792 lava.

要 旨

雲仙普賢岳で、1991年5月20日から噴出を開始したデイサイト溶岩の流動過程を、セオドライトを用いて観測した。

噴出開始直後の5月23日の観測によれば、溶岩のプロックは噴出口の上から水平方向に押し出されるように移動

しており、その平均速度は約2.1m/hであった。

その後溶岩は先端の崩落による火砕流の発生を繰り返しながら東斜面を流下していった。7月下旬には、先端部は高さ70-80mの切り立った崖になっており、その移動速度は上部で1.5-3.3m/hであるのに対し、基底部では0.2-0.5m/hと遅く、常にオーバーハングする傾向にあった。この頃は噴出量と崩落量がほぼ等しく、溶岩全体

Keywords: Unzen volcano, 1991 eruption, lava dome, lava flow, viscosity of lava, felsic lava

*環境地質部

**地殻熱部

***地質情報センター

****北海道支所

としては、みかけ上前進しなくなった。セオドライト観測による崩落量は約32万 m^3/day と見積られた。この量は別な方法で推定された1日当りの噴出量とほぼ等しい。

1991年溶岩の粘性係数は Newton 流体モデルにあてはめると $2.8-4.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と計算される。溶岩先端部の上下方向の速度分布から Bingham 流体の特徴である plug の存在が考えられ、Bingham 流体モデルにあてはめると粘性係数は $1.4-3.1 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 、降伏強度は $9.5 \times 10^4-1.9 \times 10^5 \text{Pa}$ と計算される。これらの値はこれまでに他の火山の珪長質溶岩について報告されている粘性係数や降伏強度の範囲内に入る。

現在の地形や古文書記録から1792年溶岩(新焼溶岩)の流動の過程を推定すると、噴出率は $5.2 \times 10^6 \text{m}^3/\text{day}$ 以上、溶岩の平均の厚さは33m、平均の流下速度は52m/day となる。古文書記録の距離の精度が低いことなどにより流下速度の見積りに不確かな点が残るが、粘性係数は $1.9 \times 10^9-1.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と計算される。1792年溶岩と比較すると、1991年溶岩の噴出率は6割以下、溶岩の平均の厚さは2-3倍であり、粘性係数は最大で1桁程度大きい。

1. はじめに

溶岩の流動過程を観察した例は玄武岩-安山岩溶岩では多いが、デイサイト-流紋岩では少ない。これは珪長質溶岩流出の頻度が相対的に少ないことを反映しているためと思われる。溶岩流動過程の理解の妨げとなっている。

1991年5月20日に噴出の開始が確認された雲仙普賢岳の噴出物は SiO_2 量が約65%のデイサイトであり(川辺ほか, 1991)、溶岩の噴出は普賢岳では1792年以後のできごとであった。当初地獄跡火口内を埋めるように成長を続けた溶岩は、5月23日から火口外に崩落を開始し、5月24日以降多数の火砕流を発生させながらさらに成長を続け現在に至っている。本報告は、1991年5月から12月までの間のそれぞれの短期間の溶岩の流動の観察結果をまとめたものである。この間溶岩の噴出活動は連続的であり、観測も連続して行なうことが望ましいが、調査日程の都合上それが不可能となった。そのため測定は、短期間ではあるが精密に行うことによって、溶岩流動過程の実態をできるだけ把握するように努めた。

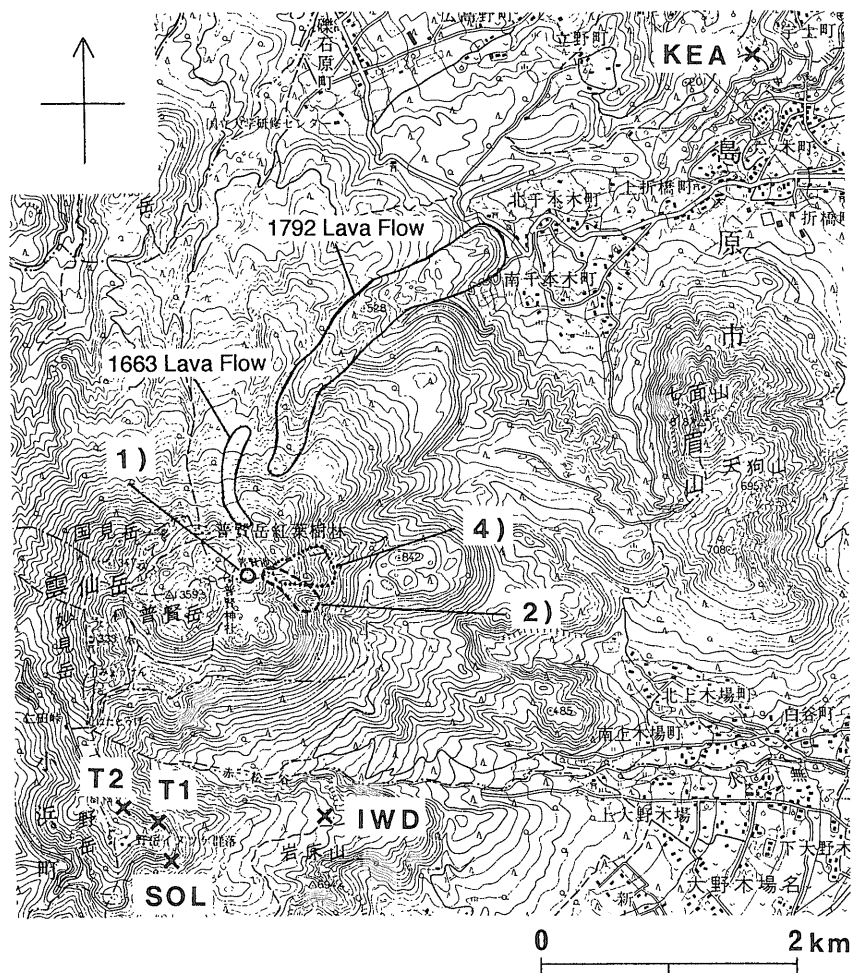
現地調査に当たっては毎朝、気象庁雲仙岳測候所に伺い、普賢岳の活動状況を確認した後に測定を開始した。仁田峠に至る有料道路の立ち入りには長崎県及び小浜町より許可を得た。第2図及び第3図の撮影に際しては筆者の1人が自衛隊のヘリコプターに搭乗させて頂いた。(株)共同通信社が5月23日に撮影した写真はたいへん参考に

なった。また第2章執筆に際しては多くの報道機関の映像を参考にさせて頂いた。セオドライトの一部の使用に際しては当所環境地質部安原正也氏の協力を得た。以上の関係各位に深甚の謝意を表す。

2. 噴火の経緯と溶岩流の形態

雲仙火山では1990年11月17日に山頂東部の地獄跡及び九十九島の2つの火口から噴煙活動が始まり、1991年2月12日には屏風岩火口からも噴煙が出るようになった。4月には地獄跡火口内東部で爆発的噴火が発生し、すり鉢状の火口が新たに形成された。5月19日にはこの火口の底部が盛り上がっているのが確認され(寺井, 1991)、翌20日には報道機関によって溶岩が噴出しているのが撮影された。溶岩は次第に地獄跡火口内を埋めつくし、5月23日夕刻には火口外東方の水無川源頭部の谷に落下するようになり、24日には火砕流となって流下した。溶岩は次第に噴出量が増大し、火砕流の落下量とその到達距離も増大していった(宝田ほか, 1993)。6月3日には噴出した溶岩の東半分が、旧山体の一部をまき込んで崩落し、火砕流本体は東方に約3.6km 流下し(Yamamoto *et al.*, 1993)、多くの犠牲者が出た。その後溶岩は、この崩落でできた馬蹄形の斜面の上部から噴出するようになった。6月8日には、この馬蹄形の斜面に噴出した溶岩の大半が旧山体を含めて崩落し、東方の水無川方向約5.6km 地点まで達する火砕流が発生した(Yamamoto *et al.*, 1993)。この崩落により火道最上部が切断され、爆発的噴火も起こった(宝田ほか, 1993)。溶岩はその後も水無川源頭部の斜面から噴出し、火砕流を発生させながらも成長を続け、後に第2ドームと命名されるものになった。8月中旬には最初に形成されたドーム(後に第1ドームと命名された)の東方から溶岩が噴出を開始し、第3ドームが形成された。第3ドームの東北東部は9月15日に崩落し、大きな火砕流が発生した、同日からこの崩落により形成された馬蹄形の斜面上部から第4ドームが成長を開始した。その後11月下旬に第4ドームの噴出口の上方から第5ドームが、またそのやや南方から12月下旬に第6ドームがそれぞれ噴出を開始した。第1、第2及び第4ドームのおよその分布域を第1図の1)、2)及び4)に示した。なお本章中の溶岩ドームの命名は雲仙岳測候所・気象庁地震火山業務課(1991a, 1991b, 1992)による。

1991年5月20日に噴出が確認された溶岩は、ほぼ円錐形で、その頂部には火口底から持ち上げられ焼かれてレンガ色になった岩石が載っていた。翌21日には溶岩は大きく2ないし5個のブロックに割れたが、外側の表面には溶岩が流動的であったことを示す皺模様が認められた。ま



第1図 測定点位置図

国土地理院発行の5万分の1地形図「島原」を使用。

1)5月23日, 2)7月下旬, 4)12月上旬にそれぞれ観察対象とした溶岩。

SOL: 第2展望台, KEA: 九州電力アンテナ, IWD: 岩床山

Fig. 1 Locality map.

1), 2) and 4) are the outline of the observed lava at May 23, late July, and early December, respectively.

SOL: Second overlook, KEA: antenna tower of Kyushu Electric Co., IWD: Iwadoko-yama.

た溶岩塊は下ぶくれの形をしており、地表に出るあたりで広がったことが推定できる。このことから火道の直径は、5月20日に確認された溶岩の直径40—50mより小さかったと判断される。

その後溶岩は地獄跡火口内を埋めるように噴出し、水平方向に拡大していった。ブロック化した溶岩が火道直上から広がるように運搬される様子は5月23日のセオド

ライト観測でよく認められた(第4章)。

1991年6月3日及び6月8日の火砕流発生時に形成された馬蹄形崩壊地の上部から噴出した溶岩には crease 構造 (crease structure: Fink, 1983及び Anderson and Fink, 1992)が顕著に認められた。これは溶岩が広がる過程でできる引き裂がし構造であり、米国のセントヘレンズ火山の溶岩でも頻繁に認められた (Anderson and

Fink, 1992)。この構造は基本的には溶岩の表面積が大きくなる時にできるものであり、必ずしも噴出口の直上だけに生成するとは限らない。三宅島の1983年溶岩(曾屋・宇都, 1984)や秋田駒ヶ岳の1970年溶岩(須藤・石井, 1987)では、噴出口から離れたところでこの構造が認められた。雲仙岳の今回の溶岩では、crease 構造は噴出口付近で多く認められたが、流下してもなおその構造が保存される場合もあった(第2図)。第2図では、引き裂がしの中心線の方向は溶岩の流下方向と平行であるが、今回の一連の活動ではその方向は流下方向と斜交したり、またあるときには直交することもあった。

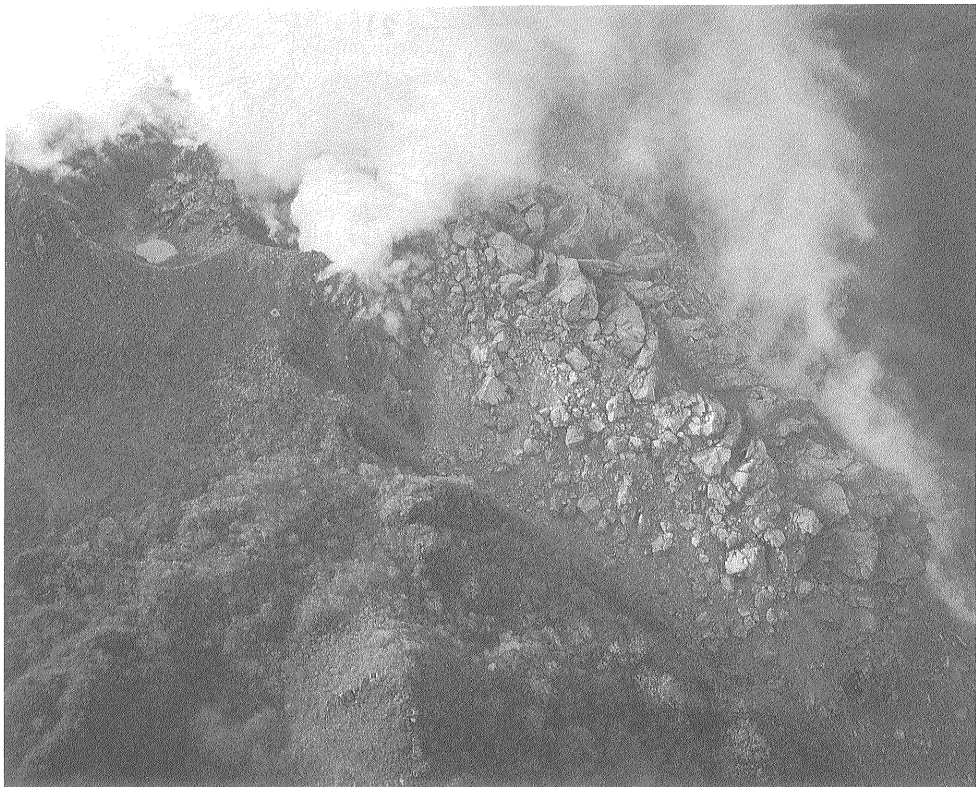
溶岩噴出の過程で、その内部構造が露出して認められることはめったにないが、1991年12月頃には、すでに噴出した溶岩の側面が大きく崩壊したために、その断面が露出した(第3図)。第3図の右半分は第4ドームであり、その側面には、基底面から外側に向かって上を向く

ramp 構造が認められる。この構造は、Fink (1983)が米国の流紋岩溶岩流の多くの例で示したように、火道上昇時にできたほぼ垂直なパターンが、外側に拡がる時にできたものである。今回雲仙火山の溶岩の流動過程の観測により、それを裏付ける溶岩先端の速度分布が求められたので、その結果を第6章に記す。

なお本章では、筆者らが直接現地で観測したことのほかに、新聞及びテレビを通じて報道された多くの映像を参考にした。

3. 溶岩流動過程観測の要領

溶岩流動過程の観測はセオドライト(経緯儀)を用いて行った。使用機種は5月23日はジオジメーター社製トータルステーション422LR, 7月20日-7月23日午前は日本光学社製セオドライト NE-10, 7月23日午後以降は旭光学社製セオドライト TH-01である。各機器の最小読み取り



第2図 1991年7月21日の溶岩
crease 構造がよく発達している。自衛隊ヘリコプターより撮影

Fig. 2 The summit lava showing crease structure.
Photo taken from the helicopter of the Ground Self-Defense Force, on July 21, 1991.



第3図 溶岩の流下方向と平行な断面

1991年12月7日, 自衛隊ヘリコプターより撮影。

Fig. 3 Section, parallel to the flow direction of the lava.

Photo taken from the helicopter of the Ground Self-Defense Force on Dec. 7, 1991.

値はそれぞれ2°, 10°及び1°である。

測定は第1図に示した観測点から行った。それぞれの点には金属錘またはそれに類似するものを設置し、定点とした。各点で三脚上に水平にセオドライトを据置き、基準とした点から目標とする溶岩の対象物までの相対的な水平角及び天頂角(または水平面からの角)をそれぞれ測定した。同一の目標に対するこの測定を繰り返すことにより、対象とする溶岩が流動する軌跡を追跡した。測定は、できるだけ流動方向に直交する方向から行うよう努めたが、視通及び安全確保等の条件から、斜交する場合もあった。

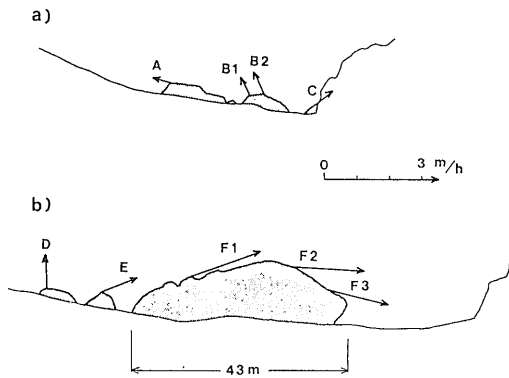
4. 溶岩噴出口付近の流動過程

噴出口付近の溶岩の流動過程は5月23日及び7月20日～8月1日間に測定した。

5月23日に仁田峠に至る有料道路上の測点 T1及び T2(第1図)より観測した溶岩のスケッチを第4図に示す。5月20日に地獄跡火口内で噴出が確認された溶岩は、その

後噴出量が増すに連れていくつかの溶岩塊に分かれて火口内を埋め続けた。5月23日には溶岩の東端部は火口を越え水無川源頭部に落下し始めた。第4図 a)は溶岩の西部のブロックを、b)は東部のブロックを示したものである。それぞれのブロックの各点の軌跡を第5図に示す。これらの軌跡から、溶岩は第5図 a)のB2とCの間、同じく b)のD付近から噴出し、外側に拡がっていったことが推定できる。目標点 F1, F2及び F3は同一のブロック中にあり、このブロックは回転運動をしながら噴出口から遠ざかっていったことがわかる。したがって噴出口の径は、当時地表に噴出していた溶岩の径、約130m(東西方向、共同通信社5月23日撮影の写真による)と比べると著しく小さく、約10mのオーダーであり、溶岩は地表に出ると急激に側方に押し広げられたことが各測定点の軌跡から読み取れる。

各目標点の水平方向の移動速度を第6図に示す。図中のF1を含むブロックは、ほぼ運動方向に直交する方向から観測されており、その移動平均速度は約2.1m/hである。

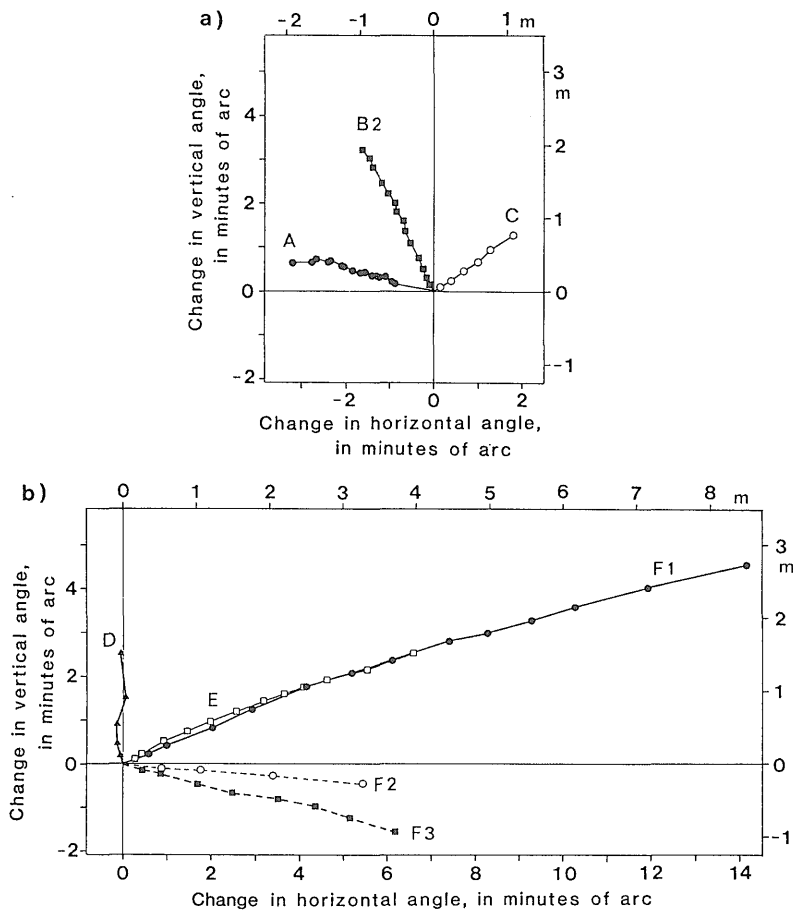


第 4 図 普賢岳南方の測点 T1 及び T2 から見た溶岩のスケッチと各目標点の移動ベクトル

a) T1 より見た溶岩 b) T2 より見た溶岩
いずれも 1991 年 5 月 23 日

Fig. 4 Outline of lava blocks, seen from T1 and T2, south of Fugen-dake and movement vector of each target.

a) lava blocks, seen from T1, b) lava blocks seen from T2. Both were outlined on May 23, 1991.



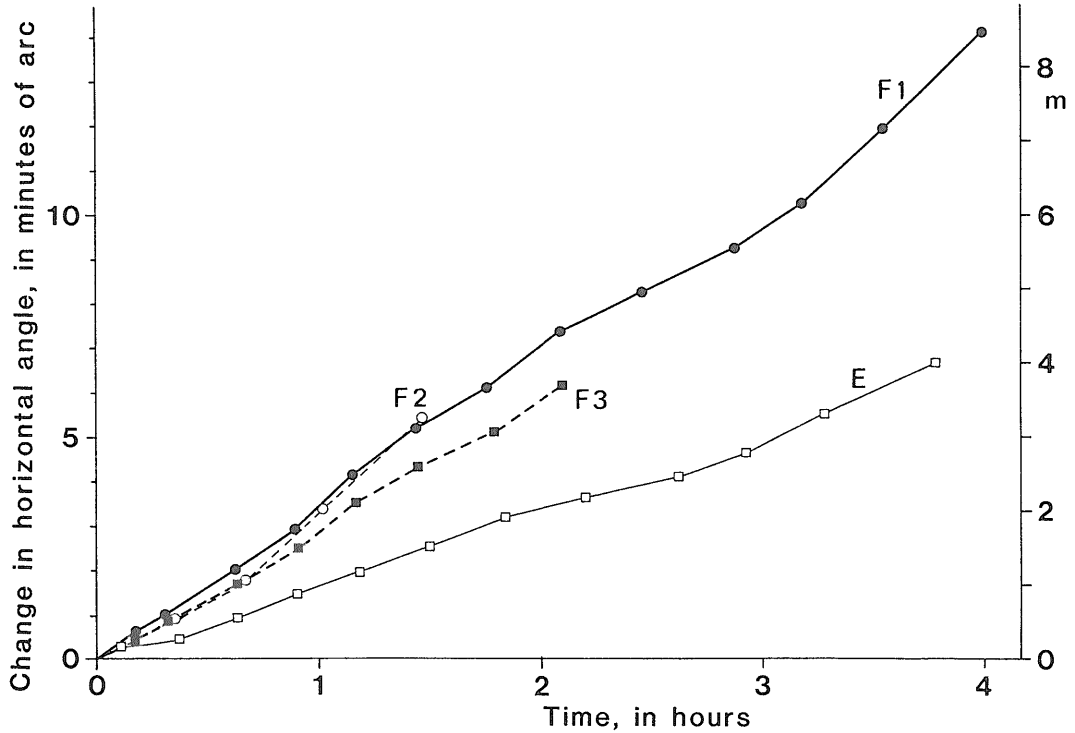
第 5 図 T1 及び T2 から見た溶岩の各目標点の軌跡

a) T1 より見た軌跡 b) T2 より見た軌跡

図中の記号は第 4 図のものに対応

Fig. 5 Trace of each lava block target, seen from T1 and T2.

a) traces, seen from T1, b) traces, seen from T2. Numbers are the same as those in Fig. 4.



第6図 T2より見た溶岩の水平方向変化量の経時変化
図中の記号は第4図のものに対応

Fig. 6 Horizontal movement, seen from T2.
Numbers are the same as those in Fig.4.

ただし目標 F1の移動速度は測定時間を通じて一定ではなく、約1.4m/h-2.9m/hの間で変化している。この速度の変化が、火道を上昇するマグマの速度の変化を直接反映したものかどうかは明らかでない。

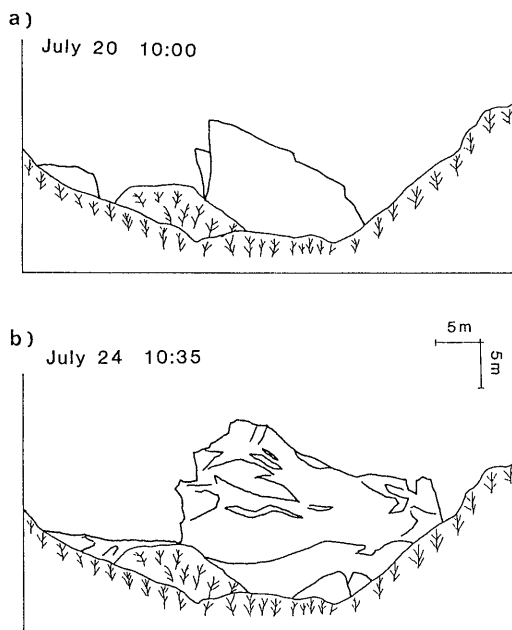
7月20日-8月1日間に、仁田峠に至る有料道路脇の通称第2展望台(第1図の SOL)より観測した溶岩のスケッチの例を第7図に示す。溶岩は手前の尾根に遮られ、わずかにその鞍部から望見できるだけであった。そのため観測日が異なると、全く別な溶岩ブロックを観測することになった。溶岩は第8図に示すように、弧を描いて図の左(西)から右(東)へ移動していた。すなわち溶岩は図よりも左(西)側から噴出し、図の中央付近で溶岩の上面は最高点に達し、右(東)側に向かって流下したことがわかる。当時流動していた溶岩は、地獄跡火口東縁の東外側を噴出口として舌状に流下しており(第2図)、その位置は第8図の左(西)端のやや左(西)側である。したがって第8図に示された軌跡は、溶岩が地表に噴出した後、その表面が最

高点に達する頃の過程を観察したものである。

溶岩の移動速度は観測条件によって異なった。すなわち第9図に示したように、観測日によっても、また目標点によっても、その移動速度は様々であった。各目標点が、その時々溶岩の流れの最も速い部分に位置しているかどうか、また観測方向に対して直交方向に移動していたかどうかなど、確認できない部分もあるので、ここでは各観測日の最高移動速度を示した目標点と比較すると、その水平方向の速度は約2.2m/h-3.5m/hとなる。なお測定時間内(最大4時間55分)では移動速度はほとんど一定であった。

5. 溶岩中流部の流動過程

溶岩中流部の流動過程は、7月23日-8月1日間に、火口の北東約5.6kmに位置する(株)九州電力のアンテナ前(第1図の KEA)より観測した。7月23日及び8月1日の観測結果を第10図に示す。図はいずれも溶岩の流れる方向



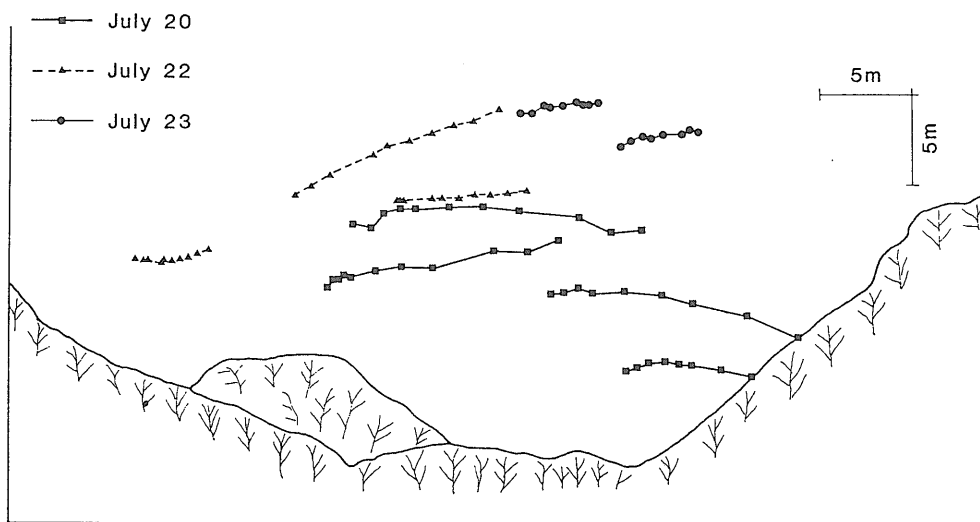
第7図 第2展望台(SOL)より見た溶岩のスケッチの例

a) 1991年7月20日, 10時00分

b) 1991年7月24日, 10時35分

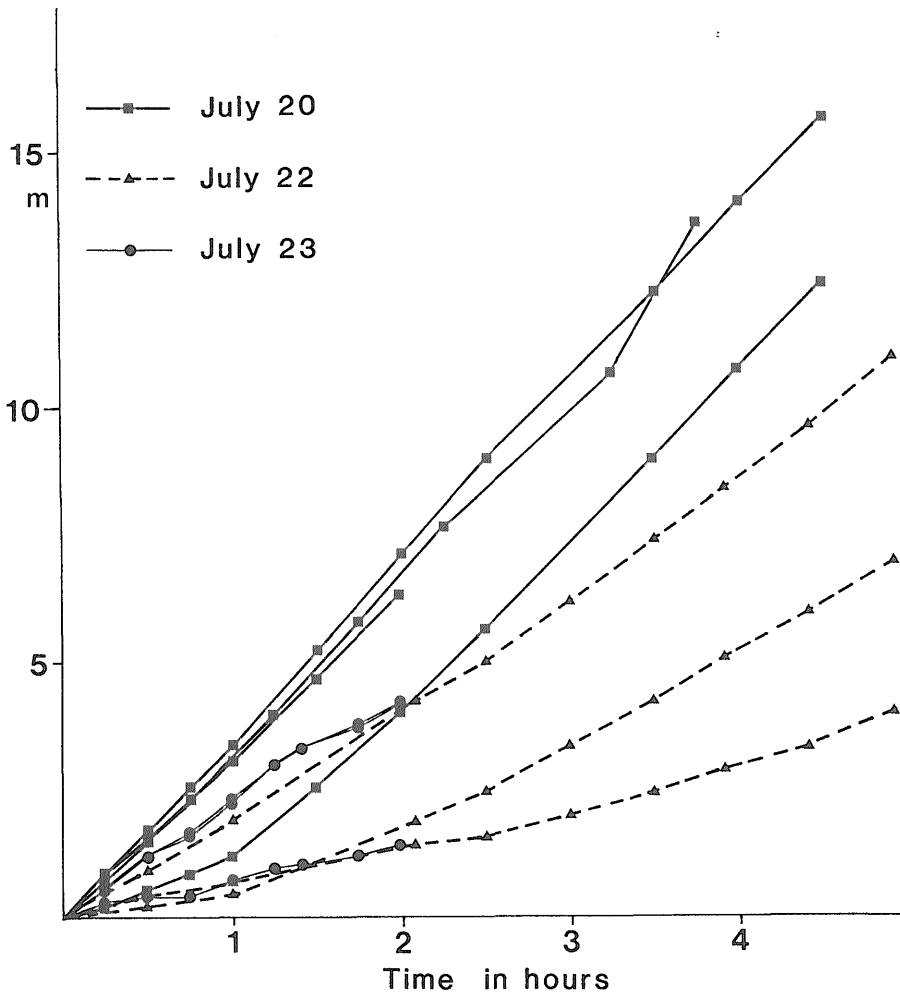
Fig. 7 Outline of lava blocks, seen from the Second overlook (SOL).

a) 1000, July 20, 1991 b) 1035, July 24, 1991.



第8図 第2展望台より見た溶岩の各目標点の軌跡

Fig. 8 Trace of each lava block target, seen from the Second overlook (SOL).



第9図 第2展望台(SOL)より見た目標点の水平方向の移動量の経時変化
 Fig. 9 Horizontal movement of the lava block targets seen from the Second overlook (SOL).

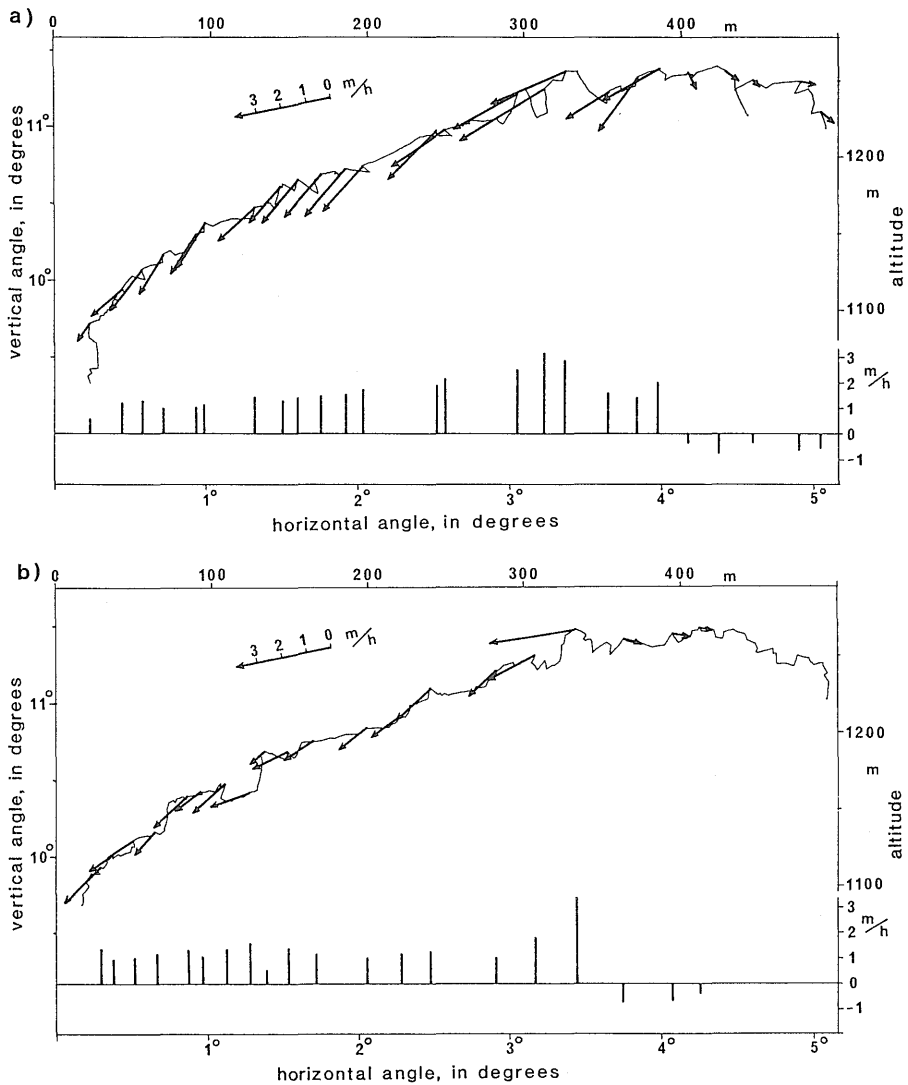
に直角に近い方向から見たものである。

溶岩の輪郭は、光線と砂ほこりのためスカイラインのみが確認される状態であった。したがって溶岩の厚さは定かでない。第2図に示したように、溶岩の形状は複雑であり、KEA点より見たスカイラインが、溶岩の流れの中央部であるのか、あるいは縁辺部であるのかを明確にすることはできなかった。7月23日と8月1日とは、溶岩の長径は、いずれも約500mで変化はないが、溶岩の厚さは8月1日の方がやや厚くなっている。またスカイライン上の各点の動きを求めた結果、湧き出し口は、7月23日には、第10図 a)の左端から約400m地点であるのに対し、8月1

日(第10図 b))には、それより左(東)側にずれている。以下にこの噴出口より下流(東)への流れについて記す。

各目標点の水平方向の移動速度を単純に平均すると、7月23日が約1.6m/h、8月1日が約1.3m/hである。これはそれぞれ1日当り約38m及び32mに相当する。この速度はほぼ同時期の測定結果(次章に記す)と比べると遅く、この時期の溶岩の流速を必ずしも代表する値ではないかも知れない。

各目標点の下流への移動速度を比較すると、7月23日には、上流側で速く、下流側で遅い傾向が認められる。第11図に7月23日の各目標点の移動量変化を示す。第11図に示



第10図 九州電力アンテナ前(KEA)より見た溶岩のスケッチと水平方向の移動速度

a) 1991年7月23日14時20分-16時17分

b) 1991年8月1日14時55分-16時26分

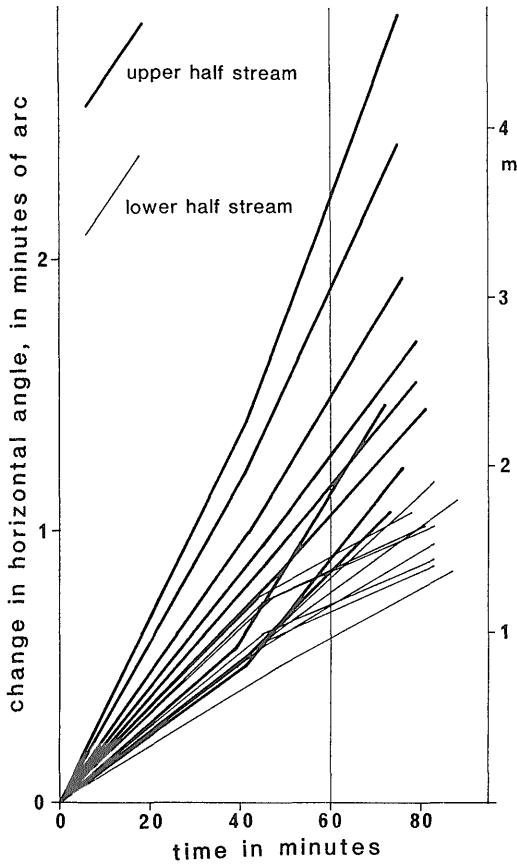
水平角は仮想基準点からの角度をそれぞれ表わす。水平方向の距離及び高度はおおよその値を示す。各目標点の速度はベクトルで表わしたほか、水平方向の1時間当りの移動速度をそれぞれの図の下端に示した(+は東方向へ、-は西方向への動き)。

Fig. 10 Movement vector on the outline of the lava and the horizontal movement velocity seen from the antenna tower of the Kyushu Electric Co. (KEA).

a) 1420-1617, July 23, 1991 b) 1455-1626, Aug. 1, 1991.

Horizontal angle means the angle from the temporary base point. Horizontal length and altitude were calculated from the observed angle and the distance from the observation point.

Horizontal hourly movement velocity was shown at the lowest (+: to the east, -: to the west).



第11図 九州電力アンテナ前(KEA)より見た溶岩の水平方向の移動量の経時変化(7月23日)

Fig. 11 Horizontal movement of the lava targets seen from the antenna of the Kyushu Electric Co. (KEA).
July 23, 1991.

されているように、測定時間内では、各目標点の移動速度に大きな変化はなく、図中太線で示した上流側の各目標点の移動速度は細線で示した下流側のそれに比べて明らかに大きい。しかしながら8月1日の測定では、そのような傾向は顕著には認められない。

6. 溶岩先端部の流動と崩落の過程

溶岩先端部の流動と崩落の過程は、7月25日-8月2日及び12月5日-12月10日に岩床山(第1図のIWD)で、また11月30日-12月10日に仁田峠第2展望台(同SOL)でそれぞれ観測した。

第12図に7月25日-7月28日間のIWD点からの観測結

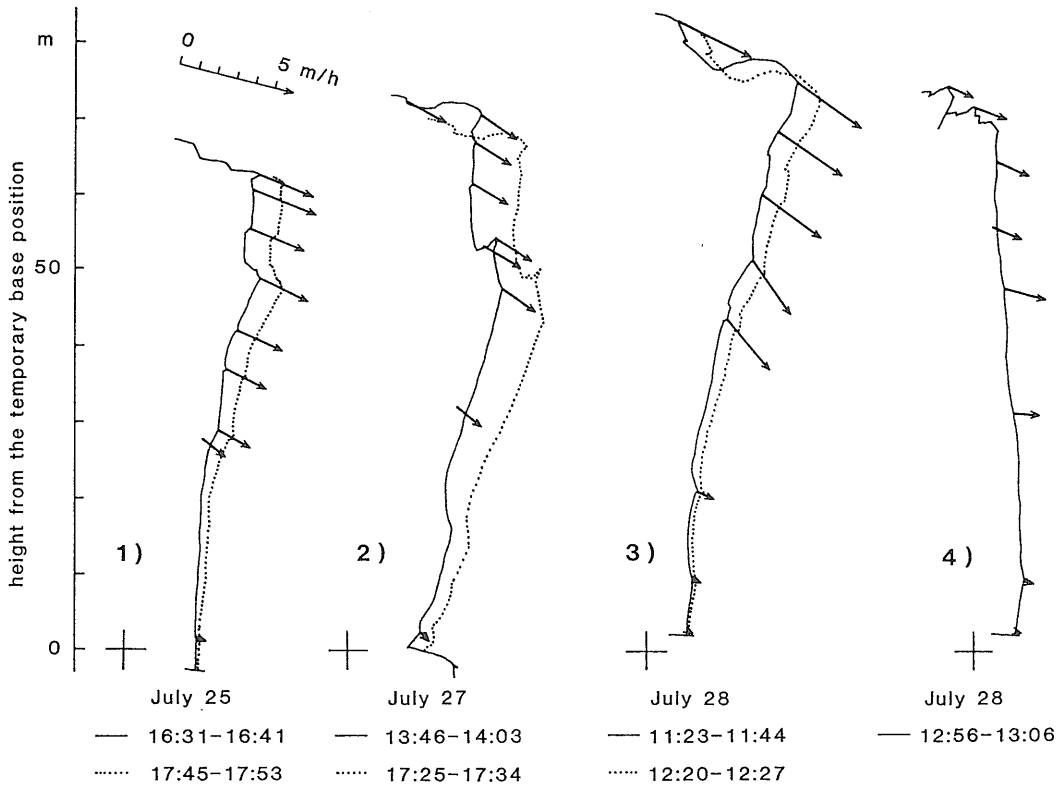
果を4例示す。当時の溶岩先端部は高さ約70-80mの切り立った崖になっており、崩落を繰り返していた。それぞれの測定時間内の、各目標点の基点からの高さや水平方向の平均移動速度の関係を第13図に示す。第12, 13図に明らかかなように、溶岩の上部は下部に比べて著しく速く流動している。基底付近の速度が0.2-0.5m/hであるのに対し、上部の速度は1.5-3.3m/hであり、5-13倍もの差が認められた。第12図では3)の最上部の測定点を除くといずれの場合も上部10-20mの移動速度はほぼ一定となっている。3)の最上部の測定点は溶岩の最前面よりやや後方であり、他の測定点とは異なった動きをしていたのかもしれない。いずれにせよ中央部がふくらんで押し出されるような変化は示さない。

第14図に7月25日に測定した溶岩先端上半部の水平方向の移動量を示す。短時間ではあるが、3回にわたって各目標点の位置を測定した結果、移動速度は後半の方がいずれも大きくなっている。この変化はセオドライトの測定誤差の範囲を越えており、またその変化量は上方ほど大きい。この傾向は溶岩先端がオーバーハングしたときにのみ認められる。

7月25日-8月2日間では、溶岩先端は上部の速度が下底のそれと比べてはるかに大きいためにオーバーハングし、垂直面から12°程度張り出すと崩落するという経過を繰り返していた。第12図のうち1)-3)に示した点線のスケッチは、それぞれ崩落の1分-14分前の状態を示している。同じく4)のスケッチは、3)の崩落直後の状態を示している。

第12図のスケッチの下にそれぞれ示した+印はセオドライト測定の過程で基準点から求めた仮定の基準点である。溶岩先端では前進と崩落を繰り返しているため、測定期間内では溶岩先端の位置はほとんど移動していないことがわかる。したがってこの期間には噴出量=崩落量の状態が続いていた。ここで溶岩の移動速度として最上部で2m/h、下底部で0m/h、溶岩の高さ70m、幅の測定値として8月2日の193mを代入すると、当時の溶岩噴出量として約32万立方メートルの値が算出される。これはこの時期を含んだ長期にわたっての噴出量30万立方メートル(宝田ほか, 1993)と良く一致している。

崩落した溶岩塊は破碎され、火砕流となって斜面を流下した(第15図)。火砕流の流動メカニズムについてはYamamoto *et al.* (1993)に記されてある。崩落した堆積物のうち、溶岩直下に堆積したものは、約36°の直線的な傾斜面を形成した(第16図)。このため溶岩の先端はこの急斜面に沿って折れ曲がって流下することができず、崩落を繰り返した。



第12図 岩床山(IWD)より見た溶岩先端部のスケッチと移動速度
 高さはおおよそその値、それぞれの下端付近の+印は仮想基準定点。

Fig. 12 Movement vector on the outline of the front of the lava seen from Iwadoko-yama (IWD).
 The height was calculated from the observed angle and the distance from the observation point. The cross means the temporary base position.

7. 溶岩の粘性係数の推定

7月から8月中旬にかけての溶岩の形状は平たい溶岩ドームないし厚い溶岩流(coulee)というべきもので、比較的単純な平面形態であった(第2図)。これを斜面上を流下する粘性流体のモデルにあてはめて考える。計算結果の一覧を第1表に示す。

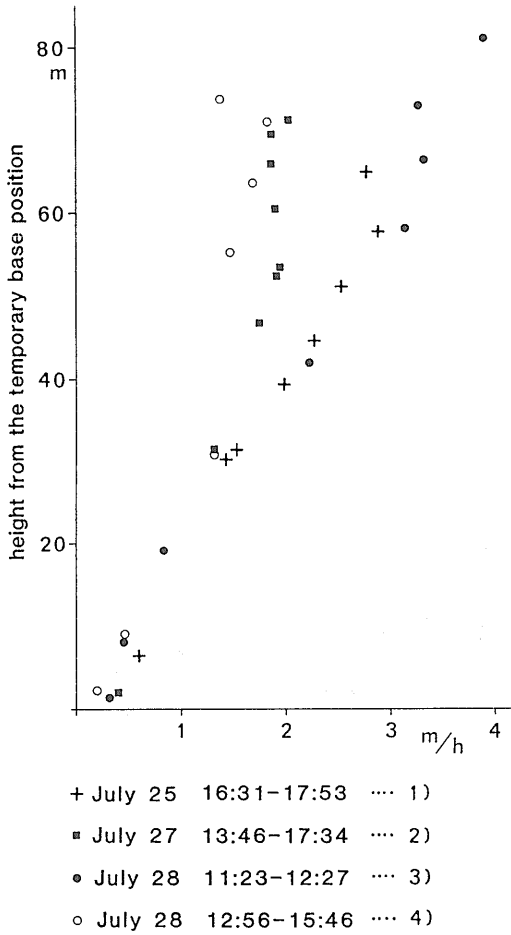
高さに比べて幅の広い Newton 流体の場合の粘性係数 η (Pa·s)は

$$\eta = \frac{\rho \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot h^2}{2\nu_s} \quad (1)$$

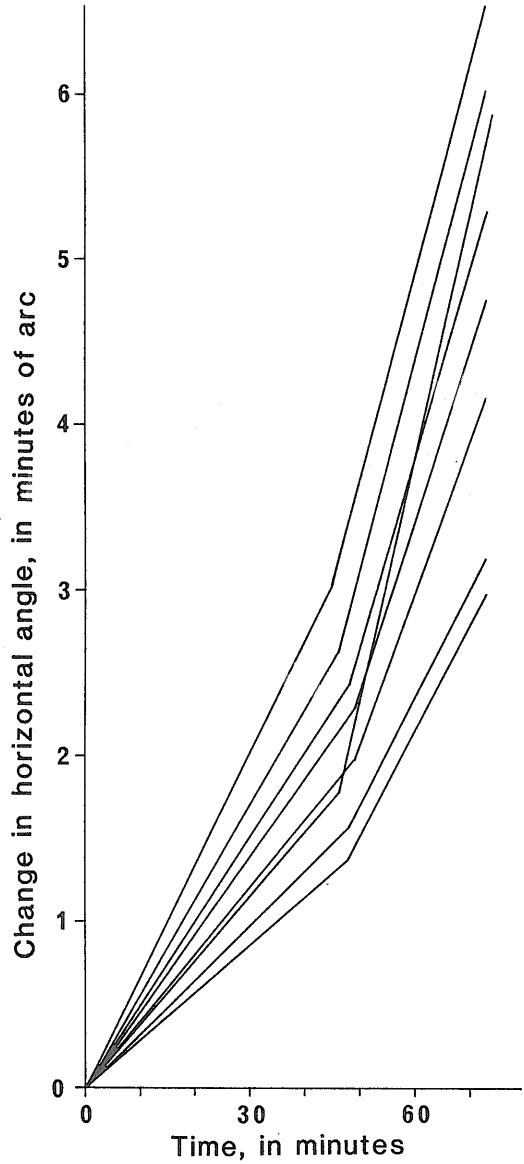
で求められる。ただし α は斜面の傾斜角($^\circ$)、 h は溶岩の厚さ (m)、 ν_s は溶岩の表面(最大)速度 (m/sec)、 ρ は溶岩の密度 (kg/m^3)、 g は重力加速度 ($9.8\text{m}/\text{sec}^2$)である。

$h=70\text{m}$ 、 $\alpha=25^\circ$ 、 $\rho=2300\text{kg}/\text{m}^3$ とし、 ν_s については第13図では2m/hより少し遅い速度から3m/hを越す速度までの幅があるので、 $\nu_s=2\text{m}/\text{h}(=5.6 \times 10^{-4}\text{m}/\text{sec})$ と $\nu_s=3\text{m}/\text{h}(=8.3 \times 10^{-4}\text{m}/\text{sec})$ の2通りを考えると、粘性係数 η は $\nu_s=2\text{m}/\text{h}$ の時に $4.2 \times 10^{10}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 、 $\nu_s=3\text{m}/\text{h}$ では $2.8 \times 10^{10}\text{Pa}\cdot\text{s}$ となる。

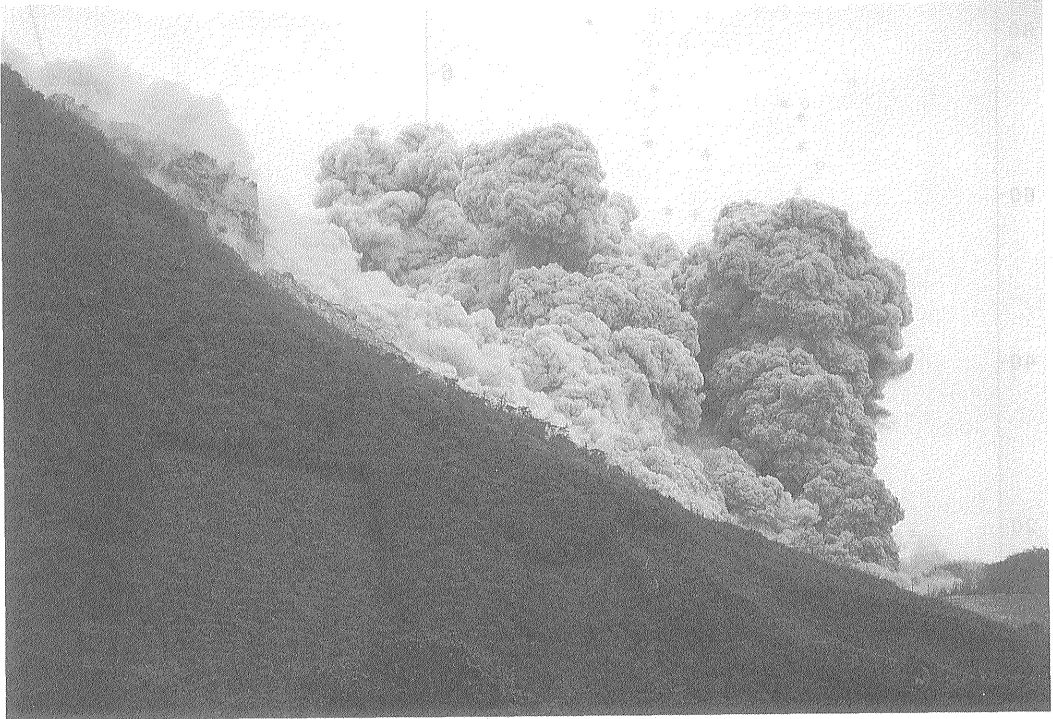
リキダス温度以下では溶岩(マグマ)は非 Newton 流体となる。非 Newton 流体としての溶岩流を Bingham 流体としてよく近似できるという主張が多くの研究者によってされている(例えば Blake, 1990)。Bingham流



第13図 溶岩先端部の各目標点の水平方向移動速度
 Fig. 13 Horizontal movement velocity of the each target at the front of the lava.

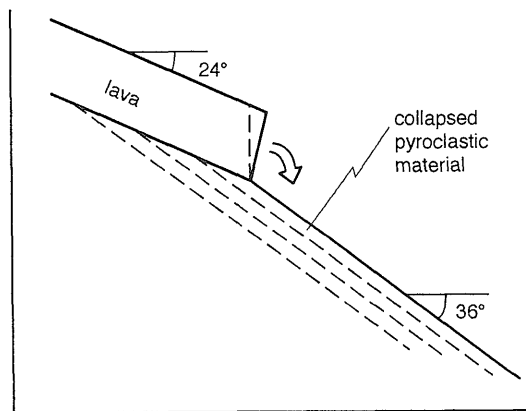


第14図 7月25日に観測された溶岩先端上半部の水平方向移動量変化
 Fig. 14 Horizontal movement of the upper front of the flow front observed on July 25.



第15図 溶岩先端の崩落により発生した火砕流
1991年7月28日12時41分, 岩床山(IWD)より撮影。

Fig. 15 Pyroclastic flow, generated by the collapse of the flow front of the lava.
Photo taken from Iwadoko-yama (IWD) 1241, July 28, 1991.



第16図 1991年7月下旬における溶岩先端部の模式断面

Fig. 16 Schematic section of the flow front of the lava at late July 1991.

第1表 普賢岳1991年溶岩および1792年溶岩の粘性係数と計算に用いたパラメータ

Table 1 Calculated viscosities for the 1991 and 1792 lavas of Fugen-dake and calculation parameters.

Lava	h (m)	h _p (m)	v _s (m/h)	α (°)	ρ (kg/m ³)	η (Pa·s)	σ _v (Pa)
1991 lava (as Newtonian flow)	70		2	25	2300	4.2×10 ¹⁰	
	70		3	25	2300	2.8×10 ¹⁰	
1991 lava (as Bingham flow)	70	10	2	25	2300	3.1×10 ¹⁰	9.5×10 ⁴
	70	10	3	25	2300	2.1×10 ¹⁰	9.5×10 ⁴
	70	20	2	25	2300	2.1×10 ¹⁰	1.9×10 ⁵
	70	20	3	25	2300	1.4×10 ¹⁰	1.9×10 ⁵
1792 lava (first period, as Newtonian flow)	45		10	22	2300	3.1×10 ⁹	
	45		16	22	2300	1.9×10 ⁹	
1792 lava (second period, as Newtonian flow)	50		1.5	10	2300	1.2×10 ¹⁰	
1792 lava (third period, as Newtonian flow)	60		1.9	9	2300	1.2×10 ¹⁰	

体の場合には流れの上部に速度一定の部分 (plug) が形成されること特徴である。第6章で述べたように、第13図では溶岩の上部10mから20mの流動速度はほぼ一定に見える。この部分を plug と考えて Bingham 流体のモデルにあてはめてみる。斜面上を流下する、高さに比べて幅の広い Bingham 流体の粘性係数は

$$\eta = \frac{\rho \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot h^2}{2\nu_s} \cdot \left(\frac{1-h_p}{h} \right)^2 \quad (2)$$

である。ただし h_p は plug の厚さ (m) であり、他は (1) 式の場合と同じである。

h_p を 10m および 20m とし、他のパラメータは Newton 流体の場合と同じ (ν_s = 2m/h および 3m/h, h = 70m, α = 25°, ρ = 2300kg/m³) にすると、Bingham 流体としたときの溶岩の粘性係数は、plug の厚さを 10m にした時には ν_s = 2m/h で 3.1×10¹⁰Pa·s, ν_s = 3m/h で 2.1×10¹⁰Pa·s となり、plug の厚さを 20m にした時には ν_s = 2m/h で 2.1×10¹⁰Pa·s, ν_s = 3m/h で 1.4×10¹⁰Pa·s となる。また、溶岩の降伏強度 σ_v (Pa) は

$$\sigma_v = \rho \cdot g \cdot \sin \alpha \cdot h_p \quad (3)$$

で与えられ、h_p = 10m の場合に 9.5×10⁴Pa, h_p = 20m の場合に 1.9×10⁵Pa となる。粘性係数は Newton 流体とした場合よりやや小さくなるが、やはり 10¹⁰Pa·s オーダーの値である。

前にも述べたように珪長質溶岩の流動の記録や粘性係数等の物性値の測定例は塩基性溶岩に比べると少ない。珪長質溶岩についての粘性係数と降伏強度の測定例を第2表に示す。

これまで報告されている粘性係数は Murase *et al.* (1985) のリキダスより高温での測定を除くと 10⁸Pa·s から 10¹⁴Pa·s の範囲であり、前章での計算結果 (1-4×10¹⁰Pa·s) はこの幅の中に入っている。

第1表にあげた降伏強度の測定例はほとんどが 10⁵Pa のオーダーである。Murase *et al.* (1985) は降伏強度が温度に大きく依存することを報告し、St. Helens 火山 1981 年溶岩 (SiO₂ = 63wt%) について 800°C で 2×10⁵Pa の降伏強度測定値を得ている。普賢岳 1991 年溶岩の SiO₂ 量は 65wt% (川辺ほか, 1991), 噴出温度は 790°C (中田ほか, 1991) と報告されており、前章での計算で得られた結果 (1-2×10⁵Pa) は、よく似た化学組成と温度条件下での St. Helens 火山の溶岩の測定値に近いものになっている。

8. 溶岩の厚さ, 速度, 粘性の関係

Newton 流体を仮定した場合に、(1) 式から

$$h = \left(\frac{2\eta \cdot \nu_m}{\rho \cdot g \cdot \sin \alpha} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

が導かれる。一方、溶岩の噴出率を E とすると

第2表 珪長質溶岩の粘性係数および降伏強度の測定例

Table 2 Measured and calculated values of viscosity and yield strength for felsic lavas.

Volcano	Lava	SiO ₂ wt%	Viscosity (Pa·s)
Trident	1953 lava	rhyodacite	6.9×10 ⁹
Usu	Showa shinzan	70	10 ⁸ –10 ¹⁰
St.Helens	1981 dome	63	10 ¹⁴ (800–1000℃) 10 ⁴ (1200℃) 10 ² (1500℃)
Primavera	dome field	74–78	
Maroa	dome field	rhyolite	
Coso	dome field	74–77	
St.Helens	June 1980 dome	62.5	
	Oct. 1980 dome	61	
Katmai	Novarupta dome	76.9	
Barcena	1952 dome	61	
Santorini	Liatsikas dome	63.4	
Unzen	1991 lava (as Newtonian flow)	65	(2.8–4.2)×10 ¹⁰
Fugen-dake	(as Bingham flow)		(1.4–2.1)×10 ¹⁰
	1972 lava (upper part, as Newtonian flow)	67	(1.9–3.1)×10 ⁹
	(middle and lower part, as Newtonian flow)		1.2×10 ¹⁰

$$E = h \cdot W \cdot \nu_m \quad (5)$$

ただし W は溶岩の幅, ν_m は溶岩の平均速度である。
Newton 流体の場合

$$\nu_m = \frac{2}{3} \nu_s$$

であるので, (5)式は

$$h = \frac{3E}{2W \cdot \nu_s} \quad (6)$$

となる。

第17図は(4)式と(6)式を同一グラフ上にプロットしたものである。(4)式については10⁹Pa·s, 10¹⁰Pa·s, 10¹¹Pa·sの3通りの粘性係数についてプロットした。また, $\rho = 2300 \text{ kg/m}^3$, $\alpha = 25^\circ$ である。(6)式については溶岩の幅を190mに固定し, 2×10⁵m³/day, 3×10⁵m³/day, 4×10⁵m³/dayの3通りの噴出率についてプロットした。

第17図をもとに溶岩の粘性や噴出率の変化が溶岩の流動にもたらす変化を考える。ただし, (4)式は溶岩の厚さに比べて幅が大きい場合の式であるのに, 溶岩の幅を固定した(6)式と同じグラフにプロットしたりしているので, ここでは第17図は変化の傾向を示すだけの定性的なものとする。

まず, 噴出率が一定で粘性が変化する場合を考える。第17図の細実線に沿って変化する場合である。第17図から, 噴出率が一定の場合, 粘性が増大すると溶岩は厚くなり, 速度は小さくなることわかる。普賢岳溶岩は, 溶岩の流出が始まった1991年5月20日からの数日間を除いては, アスペクト比(厚さ/長さ)や速度の大きな変化は見られず, 溶岩の粘性の非常に大きな(粘性係数の桁が変わるような)変化は無かったものと考えられる。粘性係数の変化に対応する形状や速度の変化の定量的な見積りは今後の課題である。

次に, 溶岩の粘性係数が一定で噴出率が変化するとき

Yield strength (Pa)	Calculation method	Reference
	calculated from movement	Friedman <i>et al.</i> (1963)
		Minakami <i>et al.</i> (1951)
	laboratory experiments	Murase <i>et al.</i> (1985)
2×10^5 (800°C)		
1.5×10^5 (950°C)		
less than the measurement precision (10^3) (>1050°C)		
$(3.3 \pm 1.2) \times 10^5$	calculated from shape	Blake (1990)
$(1.2 \pm 0.4) \times 10^5$		
$(3.6 \pm 1.2) \times 10^5$		
1.3×10^5		
9.6×10^4		
1.7×10^5		
1.7×10^4		
$(3.2 - 6.7) \times 10^4$		
$(0.95 - 1.9) \times 10^5$	calculated from movement	Suto <i>et al.</i> (this study) SiO ₂ wt% is quoted from Kawanabe <i>et al.</i> (1991)

の溶岩流動の変化を考える。第17図の太実線に沿って変化する場合である。第17図から、噴出率が増大すると溶岩の厚さ、速度共に増大することが期待される。第5章(第10図)で述べた7月23日の溶岩流の速度分布、すなわち上流部が下流部より速度が速いことは、この観測の少し前に噴出率が増大したことで説明できるかもしれない。

9. 1991年溶岩と1792年溶岩の比較

1991年5月の溶岩噴出開始時、あるいはそれ以前には、普賢岳の溶岩噴出の例として比較検討されていたのは1792年溶岩(新焼溶岩)であった。しかしながら結果的には1991年溶岩と1792年溶岩の流動の過程は大きく異なっていた。

片山(1974)がまとめた古文書の記録によると、1792年溶岩の流動の過程は以下のようである。日付は片山(1974)によって計算された西暦の月日である。

2月27日 穴迫(あなさこ)谷のびわのぼち(または琵琶の

首)で噴火開始。

2月29日-3月1日 びわのぼち火口から溶岩流出開始。

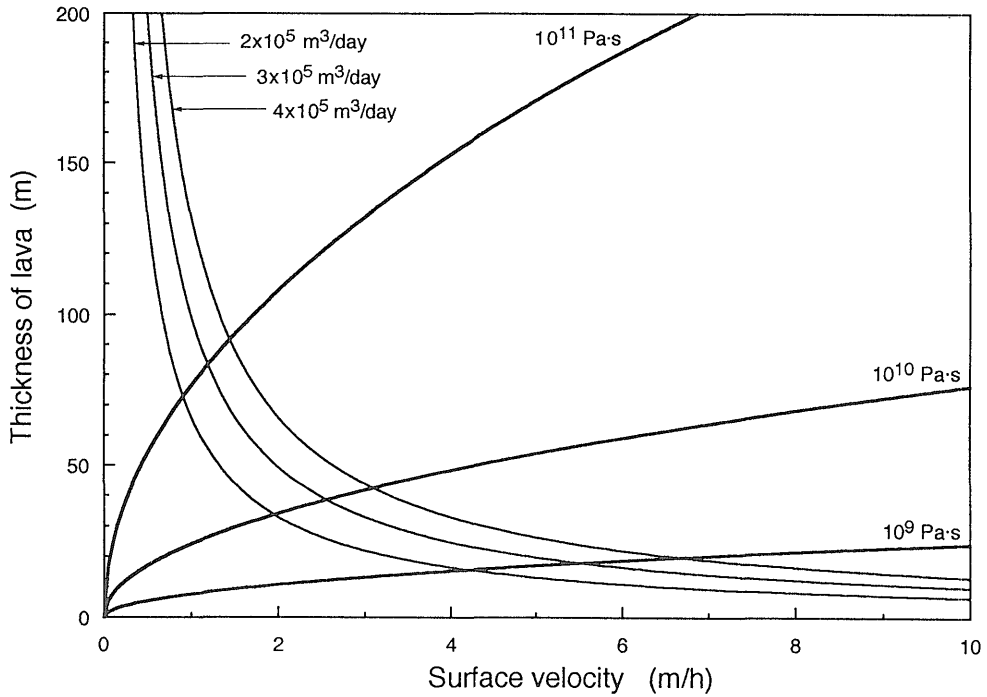
3月21日 びわのぼちの上流の蜂の窪で噴火開始、溶岩流出。その後、蜂の窪から流出した溶岩はびわのぼちからの溶岩に合流。

3月25日-27日頃 溶岩先端は千本木部落から約1.6km。

4月9日 溶岩先端は千本木部落から約1.1km。

4月20日 溶岩先端は千本木部落から約0.6km。その後数日で溶岩の先端はほとんど停止(千本木部落から約0.5km)。

びわのぼち火口で溶岩が流出を開始してから溶岩の流動がほとんど停止するまでは50日余りかかっている。空中写真では、1792年溶岩には溶岩堤防の重なりなどの2つの溶岩の合流を示す地形は観察されず、現在の溶岩流地形は最上部の火口から流出した単一の溶岩流に見える。ここでは、現在の溶岩流の地形(外形)は3月21日から流出を開始した蜂の窪火口からの溶岩によって形成されたもの



第17図 溶岩の速度と厚さの関係

細実線は3種類の粘性係数について(4)式をプロットしたもの、太実線は溶岩の幅を190mに固定して3種類の噴出率について(6)式をプロットしたもの。

Fig. 17 Relation between thickness and velocity of flowing-down lava.

Thin lines are drawn from eq.(4) with three different values of viscosity. Thick lines are from eq.(6) with three values of effusion rate and fixed width of lava as 190m.

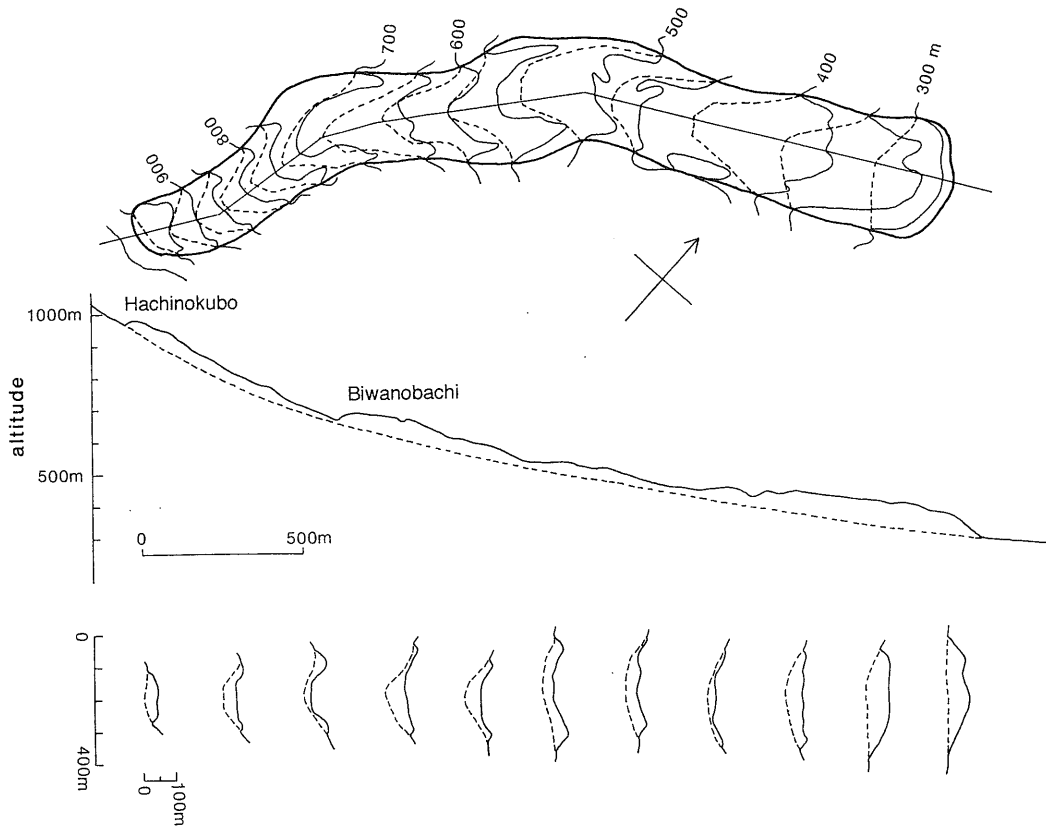
と考えて以下の議論を進める。

1792年溶岩の流動過程は地形からもある程度の類推が可能である。第18図に、地形図及び周囲の地形等から推定した1792年溶岩流下以前の古地形図を示す。同図には平面図中に示した折れ線に沿った縦断面及び、250mごとに切った横断面も示した。平面図及び横断面図に明らかのように、1792年溶岩の中一上流部には流れの縁に堤防状の地形が明瞭に認められる。この堤防の高さはそれぞれの地点を通過した溶岩の流量の多かった時の上面の高さに相当し、その後噴出口からの溶岩の供給が停止あるいは減少した時に、溶岩内部が流下したために中央部が低くなったことによって、現在の地形ができたものと考えられる。流下した斜面の傾斜は噴出口付近で最大で32°、中央部で12°、先端付近で8°である。また流下の過程で火砕流が発生したという記録は認められていない。

1792年溶岩の体積を、1辺50mの正四角柱の集合体で近似して求めた結果、 $2.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ となった。分布面積は

$8.0 \times 10^5 \text{ m}^2$ 、平均の厚さは33mである。なお傾斜が21°-32°の最上流部約500mの部分に限ると、その平均の厚さは26mとなる。この溶岩の流動期間は前述の様に約50日であるが、その地形から、噴出口から溶岩が供給されたのはそれよりも短期間であったものと判断される。したがって1日当りの噴出量は $5.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ よりは大きかったものと推定される。

1792年溶岩の流動速度と粘性を推定するにあたって、溶岩先端の位置がわかっている日付をもとに3つの期間を考える。期間1は3月21日から3月25-27日にかけての4ないし6日間で、溶岩は約1500mを流下した。1500mという値は溶岩の全長2600mと、3月25-27日には溶岩先端が最終的な停止位置から約1100m上流にあったこと(片山, 1974の第4表)から計算した。期間2は3月25-27日から4月9日にかけての13ないし15日間で、溶岩は約500mを流下した。期間3は4月9日から4月20日にかけての11日間で、溶岩は500mを流下した。ただし距離の精度はかな



第18図 1792年溶岩の平面図及び縦・横断面図

周囲の地形等から類推した1792年溶岩の基底面を破線で示した。

Fig. 18 Topographic map and cross section of the 1792 lava.

Contour of the base of the 1792 lava was drawn as broken line.

り悪く、20%を越える誤差を持つ可能性も少なくないと考えられる。

各期間についての平均流速は、期間1では250-375m/day、期間2では33-38m/day、期間3では45m/dayとなる。期間1から3までの全体の平均速度は52m/dayである。流路の傾斜は、期間1に対応する上流部では32°から12°まで変化し、平均では22°、期間2に対応する中流部では12°から8°ないし9°まで変化し、平均では10°、期間3に対応する下流部では8°ないし9°である。現在残されている溶岩堤防の最大厚さが流動時の溶岩の厚さを示すとすると、上流部では40mから50m、中流部では約50m、下流部では50mから70mである。

上記の数値を(1)式に代入して各期間について溶岩の粘性係数を計算した結果を第1表に示す。期間1では ν_s が

10m/hと16m/hの2通りについて、 h を45m、 α を22°、 ρ を2300kg/m³として計算した。粘性係数は $\nu_s=10$ m/hの場合は 3.1×10^9 Pa·s、 $\nu_s=16$ m/hの場合は 1.9×10^{10} Pa·sとなる。期間2では、 h を50m、 ν_s を1.5m/h、 α を10°、 ρ を2300kg/m³として計算した。粘性係数は 1.2×10^{10} Pa·sとなる。期間3では、 h を60m、 ν_s を1.9m/h、 α を9°、 ρ を2300kg/m³として計算した。粘性係数は 1.2×10^{10} Pa·sとなる。

期間2と3についてはほぼ等しい粘性係数が得られた。前述のように古文書の距離の精度はかなり低いと考えられ、計算で得られた粘性係数も20%もしくはそれ以上の誤差を含んでいると考えられるが、期間1の粘性係数は誤差を考慮しても期間2および3の粘性係数に比べて有意に小さいといえる。溶岩の粘性増大をもたらす主要な要因

としては温度低下が考えられる。Murase *et al.* (1985)は St. Helens 火山1981年ドーム溶岩の粘性が、温度が1150°Cから900°Cに低下するのに伴い、 $10^6 \text{Pa}\cdot\text{s}$ から $10^{14} \text{Pa}\cdot\text{s}$ まで急激に増加することを報告している。計算での誤差を無視するならば1792年溶岩の粘性変化は数十度の温度低下で説明でき、計算されたような粘性(温度)の変化もあり得ないことではない。

以上の結果を1991年溶岩と比較する。1991年溶岩の代表例として第7, 9, 11図に示した7月下旬-8月にかけての溶岩をとりあげる。この溶岩の厚さは約70m, 1日当りの噴出量は $3 \times 10^5 \text{m}^3$ である。溶岩の基底面の傾斜は不明であるが、流動過程の観察から、溶岩上面の傾斜 24° と大差ないものと推定される。溶岩の平均流速は約24m/dayであったが、第5章に記したように、その速度で溶岩が前進して伸びたわけではない。また溶岩堤防状の地形は認められない。粘性係数は、Newton 流体とした場合には $2.8-4.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$, Bingham 流体とした場合には $1.4-3.1 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と計算される。

結局1991年溶岩は1792年溶岩に比べて、単位時間当りの噴出量は6割以下、溶岩の平均の厚さは2倍-3倍となる。1792年溶岩の流動速度の見積りにかなりの誤差を含んでおり、また1792年溶岩について計算された粘性係数に大きな幅があるが、1991年溶岩の粘性は1792年溶岩に比較して最大で1桁程度大きいと考えられる。

10. ま と め

雲仙普賢岳で、1991年5月20日から噴出を開始したデイサイト溶岩の流動過程を、セオドライトを用いて観測した。

噴出開始直後の5月23日には、溶岩は地獄跡火口内を埋めつくす状態になっていた。この日の観測によれば、溶岩のブロックは噴出口の上から水平方向に押し出されるように移動しており、その平均速度は約2.1m/hであった。

その後溶岩は先端の崩落による火砕流の発生を繰り返しながら東斜面を流下していった。7月下旬には、先端部は高さ70-80mの切り立った崖になっており、その移動速度は上部で1.5-3.3m/hであるのに対し、基底部では0.2-0.5m/hと遅く、常にオーバーハングする傾向にあった。この頃は噴出量と崩落量がほぼ等しく、溶岩全体としては、みかけ上前進しなくなった。セオドライト観測による崩落量は約 $32 \text{万 m}^3/\text{day}$ と見積られた。この量は別な方法で推定された1日当りの噴出量とほぼ等しい。

1991年溶岩の粘性係数は Newton 流体モデルにあてはめると $2.8-4.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と計算される。溶岩先端部の上下方向の速度分布から Bingham 流体の特徴である

plugの存在が考えられ、Bingham 流体モデルにあてはめると粘性係数は $1.4-3.1 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$, 降伏強度は $9.5 \times 10^4-1.9 \times 10^5 \text{Pa}$ と計算される。これらの値はこれまでに他の火山の珪長質溶岩について報告されている粘性係数や降伏強度の範囲内に入る。降伏強度は温度、化学組成の類似した St. Helens 火山1981年溶岩の降伏強度に近い値である。

溶岩の噴出率および粘性の変化が溶岩の厚さや速度に与える影響について考察した結果、定性的ではあるが以下の結論が得られた。噴出率一定で溶岩の粘性が増大すると溶岩は厚く、遅くなる。また粘性一定で噴出率が増大すると溶岩は厚く、速くなる。1991年5月の噴出直後を除くと、1991年9月までの溶岩には形状や速度の大きな変化はなく、この間に粘性係数の桁が変わるような変化はなかったものと考えられる。

現在の地形や古文書記録から1792年溶岩(新焼溶岩)の流動の過程を推定すると、噴出率は $5.2 \times 10^5 \text{m}^3/\text{day}$ 以上、溶岩の平均の厚さは33m, 平均の流下速度は52m/dayとなる。粘性係数は、流下速度の見積りに不確かな点が残るが、上流部で $1.9-3.1 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$, 中・下流部で $1.2 \times 10^{10} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と計算される。1792年溶岩と比較すると、1991年溶岩の噴出率は6割以下、溶岩の平均の厚さは2-3倍であり、粘性係数は最大で1桁程度大きい。

今回の測定は溶岩噴出の全期間を通じて連続的に行ったものではない。しかしながら、それぞれの時期に精密に測定を行うことにより、観察例の少ないデイサイト溶岩の流動過程及び物性等について資料を得ることができた。

文 献

- Anderson, S.W. and Fink, J.H. (1992) Crease structures: Indicators of emplacement rates and surface stress regimes of lava flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.104, p.615-625.
- Blake, S. (1990) Viscoplastic models of lava domes. In Fink, J.H., ed., *Lava flows and domes (IAVCEI Proceedings of volcanology 2)*, Springer-Verlag, Berlin, p.88-126.
- Fink, J.H. (1983) Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.94, p.362-380.

- Friedman, I., Long, W. and Smith, R.L. (1963) Viscosity and water content of rhyolite glass. *Jour. Geophys. Res.*, vol.68, p. 6523-6535.
- 片山信夫 (1974) 島原大変に関する自然現象の古記録. 九大理学部島原火山観測所研報, no.9, p.1-45.
- 川辺禎久・須藤 茂・阪口圭一・高田 亮・風早康平・宝田晋治・山元孝広・曾屋龍典 (1991) 雲仙岳火山1991年噴火噴出物の岩石学的記載. 火山学会1991年度秋季大会講演予稿集, p. 145.
- Minakami, T., Ishikawa, T. and Yagi, K. (1951) The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.*, Ser.2, vol.11, p.45-157.
- Murase, T., McBirney, A.R. and Melson, W.G. (1985) Viscosity of the dome of Mount St. Helens. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.24, p.193-204.
- 中田節也・本村慶信・島田允堯・Chen, C.H.・De-Paolo, D.J.・福岡孝昭 (1991) 雲仙火山1991年溶岩の鉱物学的特徴および同位体比・REE組成. 火山学会1991年度秋季大会講演予稿集, p.146.
- 曾屋龍典・宇都浩三 (1984) 三宅島1983年10月噴火で噴火割れ目の中央部付近から流下した小溶岩流の噴出口付近の表面. 地質ニュース, no.357, p.5.
- 須藤 茂・石井武政 (1987) 隼石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 142p.
- 宝田晋治・風早康平・川辺禎久・阪口圭一・須藤 茂・山元孝広・曾屋龍典・気象庁雲仙岳測候所 (1993) 雲仙岳1991-92年噴火の噴出物量と6月3日, 8日の火砕流の発生機構. 地調月報, vol.44, p.11-24.
- 寺井邦久 (1991) 1990~1991年雲仙岳噴火. 日本火山学会講演予稿集, 1991, no.2, p.57.
- 雲仙岳測候所・気象庁地震火山業務課 (1991a) 雲仙岳の火山活動(2)—1991年2月~5月—. 火山噴火予知連絡会会報, no.50, p.38-45.
- (1991b) 雲仙岳の火山活動(3)—1991年6月~10月—. 火山噴火予知連絡会会報, no.51, p.49-56.
- (1992) 雲仙岳の火山活動(4)—1991年11月~1992年2月—. 火山噴火予知連絡会会報, no.52, p.27-32.
- Yamamoto, T., Takarada, S. and Suto, S. (1993) Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol.55, p.166-175.

(受付: 1993年2月4日; 受理: 1993年8月20日)