

31 雲仙岳で発生した火砕流の本体部と熱風部の運動特性

建設省土木研究所 ○山田 孝、石川芳治、矢島重美

1. はじめに

筆者らは火砕流の運動メカニズムを力学的に明らかにするために、インドネシアのメラト火山やスルバヤ火山等で発生した火砕流のVTR、スチール写真解析等をこれまで実施し、火砕流本体部の基本的な運動特性の一部を把握してきた。しかしながら、昨年6月に雲仙岳水無川流域で大きな災害をもたらしたような火砕流熱風部の運動特性や本体部と熱風部の運動の関連性等については、これまでこれらを解析できるような映像資料がほとんど存在しなかったため十分な検討がなされてこなかった。

幸い、雲仙岳で昨年5月、6月に発生した小規模火砕流についてその発生、流下、停止の過程を連続して撮影した数本のVTRが得られたため、以下にこれらの解析により把握した本体部の運動特性ならびに本体部が運動しているときの熱風部の運動、本体部停止後の熱風部の運動状況の特徴について報告する。

2. 堆積実態から推定される火砕流本体部、熱風部の定性的な運動特性

図-1はこれまで雲仙岳で発生した火砕流の代表的な事例である6月3日と9月15日について本体部ならびに熱風部の流下、堆積範囲、倒木の方向等から推定される熱風部の流下方向等を示したものである。6月3日の火砕流本体部は、水無川本川沿いに比較的谷地形に規制されて流下し、勾配変化点に相当する北上木場町直上流の谷の出口付近から横方向に分散しながら、約1km程流下している。この区間での本体部の堆積地形は明瞭な舌状であり、横断的には流心付近がもりあがったかまぼこ型を呈している。堆積物は火山灰等の細粒分が主要なマトリックスであると思われるが、直径が3~5m程度の巨大な溶岩塊が多数、堆積地の表面ならびにその周縁部を取り囲むように散在している。このような本体部の堆積実態は、本体部が土石流等と同じように粒子流としての層流状の流れであり重力(斜面勾配)にかなり影響されることを裏付けるものである。一方、熱風部は谷の出口下流において本体部がその流下方向を変えるところでは直前の流下方向を維持したまま、約0.9km程直進して流下している(矢印A)。また、第1の滝付近でも本体部は滝から落下して谷沿いに曲がりながら流下しているにもかかわらず、熱風部は本体部から離れて滝上部を通過・直進し、約600m程流下している(矢印B)。

9月15日の火砕流についても本体部は水無川谷の屈曲部に沿って流下し、谷の出口付近から横方向に分散しながら堆積する等、その運動特性は基本的に6月3日の火砕流と共通していると思われる。熱風部は本体部が北上木場町において流向を変えたところから本体部を離れて直進し、約600~700m程流下している(矢印C)。このようなことから、本体部がある程度の速度を有して運動しているときに地形的な影響によりその流向を変化させるところでは、熱風部は強い慣性のために本体部が流向を変える直前の流速を初速度としてかなりの程度直進する特性を有することがわかる。その場合、熱風部が本体部と離れる時の速度が熱風部の流下距離を支配する要因の一つであると想像できるが、現在のところ具体的なデータはない。

次に、本体部ならびにその堆積先端部を通過した熱風部の各々の流下距離と火砕流規模との関係を図-2に示す。この図によればいずれの事例も熱風部は本体部よりも流下しているが、6月8日(夜)のよ

うに火砕流規模が大きくても本体部停止後、熱風部がほとんど流下しない場合もある。本体部と熱風部の流下距離の差と火砕流規模との関係については現在のところ相関があるとはいえないが、これまでの発生事例から考えると5月26日、8月26日、9月6日のように熱風部は本体部の流下距離の1.3~1.5倍程度は流下する場合があることがわかる。

3. 1991年5月26日ならびに6月8日(昼)に発生した小規模な火砕流の運動特性

図-3、図-4は各々1991年5月26日ならびに1991年6月8日(昼)に発生した火砕流について、流下に伴う勾配変化と本体部の平均流速、熱風部の平均流速(流れの700mにおける斜面方向、鉛直方向の上昇速度)、700mにおける熱風部の高さの変化との対応を示したものである。

5月26日の火砕流は火口から約1.3kmの地点までは本体部が熱風部を引きずって一体となって運動していたが、それ以降は本体部が停止したため約300m程熱風部が単独で流下した。6月8日(昼)の火砕流は火口から1.2kmの地点で本体部が停止したが、停止直後、熱風部もその運動を中止して上方に拡散した。また、5月26日の火砕流はそれ以前に発生した火砕流の堆積物がほとんど河床に認められない谷地形内での運動の事例であるが、6月8日の火砕流は火砕流堆積物によって埋め尽くされた比較的起伏の少ない地形上での運動の事例である。火砕流が流れる場としての地形断面形状が運動特性に与える影響については不明な点が多いが、5月26日、6月8日のいずれの場合も斜面勾配の減少に伴い、本体部の平均流速がそれに対応して減少していることから、谷の断面形状によらず本体部は勾配の影響を強くうけるものと思われる。

図-5に流下に伴う勾配と本体部の平均流速(v)との関係を示す。これまでの調査・研究¹⁾によると、イトネアの 70° 火山、スル火山で発生した火砕流については勾配が小さくなるにつれて流下速度も減少するという関係が認められ、各々

$$v \approx 320I^{2.0} \dots \dots \dots (1)$$

$$v \approx 100I^{1.5} \dots \dots \dots (2)$$

という経験式が得られている。ここで v (m/sec) : 火砕流の本体部の700mの平均流速、 I : 勾配($\tan \theta$)である。雲仙岳ではデータ数が少ないが、あえて経験式で表わすと

$$v \approx 70I^{1.8} \dots \dots \dots (3)$$

となる。この関係は平均流速が勾配の2乗程度に比例するという点で、雲仙岳と同じように溶岩円頂丘の崩壊によって火砕流が発生する 70° 火山での両者の関係に近似している。

次いで、流体の流れ易さの程度を表わす流速係数を求めると雲仙岳の小規模な火砕流の場合、3~7程度の値をとる(図-6)。これらの値はスル火山で1989年6月10日に発生した規模の大きい火砕流A(火口からの水平方向の流下距離: 10km程度)や1984年6月15日に 70° 火山で発生した火砕流(火口からの水平方向の流下距離: 7km程度)で算出された値よりも小さいが、スル火山で同じく1989年に発生した比較的規模が小さい火砕流の値と近い。対象とする土砂移動現象は異なるが、焼岳上々堀沢で発生した石礫型土石流の流速係数は1.5~3.3、桜島の野尻川で発生した火山泥流のそれは7.4~11.9と報告されている²⁾。これらの値と比べてみると、今回の雲仙岳の小規模な火砕流の流速係数は石礫型土石流と火山泥流の中間程度の値をとる。

一方、VTR観測によれば熱風部が本体部と一体となって流下している場合、熱風部は本体部よりも速

く流下することはなく、そのワットの斜面方向の流速は本体部のワットの流速と同じと見なせる(図-3,4)。そのため、流下するにしたがって本体部と同じように次第に流速が減少している。熱風部の構成材料である火山灰や細粒の礫は、基本的には本体部と本体部が接触している回りの空気とのせん断で生じた乱れエネルギーにより浮遊させられていると考えられるため、本体部の流速が減少するとそれに合わせて熱風部の斜面方向の流速も減少すると考えられる。なお、5月26日の火砕流について本体部を離れた後の熱風部の運動は、急激にその速度を低下させている点が特徴的である。

熱風部のワットの鉛直方向の上昇速度は、本体部の流速が減少するところ(例えば5月26日の火砕流ではNo2~No3の区間、6月8日(昼)の火砕流ではNo4~No5の区間)で大きくなる傾向があり、撮影されたVTRを見ても熱風部がこれらの区間において急激に膨張してその高さを増加させるのが観測できる。このことの理由として、本体部が数波の段波から構成されており第一波の本体部の流速が減少すると、第二波の本体部が追いついて保有している運動エネルギーが熱風部の急激な体積膨張のために使われることが想像される。今回解析に用いた映像からはその状況を十分確認できなかったが、別の時期に撮影されたVTRによれば何波もの本体部が継続して流下し、後続の段波が先発の段波に追いついた次の瞬間、急激に熱風部が爆発したように膨張する状況が観察できる。特に、夜間に赤外線カメラにより撮影された映像によれば、本体部のワットを構成していると考えられる灼熱の溶岩塊が次から次へと集団で流下し、それらが停止した直後に新たな溶岩塊の集団が衝突する状況が明かであることから上記のような推定が可能である。

図-7は5月26日の火砕流について熱風部の平均的な濃度(C)、密度(ρ_1)、ならびに流速の時間的変化を示したものである。ここで熱風部の濃度は $C=d(1-\lambda)/h$ により算出した。ここにd:熱風部の堆積深(5月28日の現地調査の結果から $d=3\text{cm}$ としている)、 λ :空隙率(9月11日に水無川火砕流堆積地から採集した土砂の間隙比(0.7)から算出)、h:熱風部のワットの高さである。熱風部の密度 ρ_1 については、6月3日の火砕流熱風部の温度が車の排気の燃焼状況から $300\sim 400^\circ$ 以上と推定されている³⁾。ここではその温度を 300° と仮定し、圧力を1気圧として先に求めた濃度値をもとに算出した。5月26日の火砕流の熱風部の濃度は約0.2%から0.004%、密度は $6\times 10^{-3}\text{g/cm}^3$ から $0.7\times 10^{-3}\text{g/cm}^3$ 程度の値をとり、流下するにしたがって減少している。そしていずれもその変化が熱風部の斜面方向の速度の変化と非常によく対応している。このような傾向は6月8日(昼)の火砕流についても認めることができる。以上のことから、5月26日や6月8日(昼)の火砕流のように熱風部が本体部停止後それほど運動しない場合、熱風部の濃度、密度はいずれも熱風部の速度と十分な関係があることが推定される。熱風部の速度は基本的に本体部の速度に大きく影響されるため、本体部の速度に影響を与える斜面勾配、本質岩塊の量、ガス流量等の因子が熱風部の運動特性を考えるうえでも重要になると思われる。さらに、これらの因子以外にも熱風部の密度や温度分布等が大きな影響を及ぼすものと思われる。一方、8月26日や9月6日のように本体部停止後、熱風部がかなりの程度、単独で流下する場合は密度流的な運動を維持できる圧力勾配の影響が特に大きいものと思われる。

4. おわりに

本体部ならびに熱風部の運動メカニズムを明らかにするためには、今後とも現地観測を継続して本体部、熱風部の一体的な運動プロセス、本体部停止後の熱風部の運動状況等をVTR撮影し、地形条件との関連で

解析していく必要がある。さらに熱赤外線カメラ等を用いて火砕流の発生、流下プロセスを撮影し、本体部、熱風部の温度分布の測定や、より精度の高い密度値等の把握が熱風部のモデルを作成するうえでの基礎的情報として必要となる。

参考文献

- 1) 例えば、石川芳治・山田孝・矢島重美・水山高久(1991):火砕流の流動機構と数値シミュレーションならびに対策工に関する研究、土木研究所資料、第3005号
- 2) 池谷浩(1980):土石流対策のための土石流災害調査法、砂防・地すべり技術センター、山海堂、pp.2-3
- 3) 池谷浩・石川芳治(1991):平成3年雲仙岳で発生した火砕流、土石流災害、砂防学会誌「新砂防」、Vol.44, No.2, pp.46-56

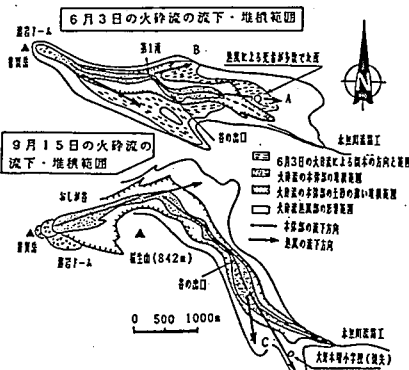


図-1 雲仙岳で1991年6月3日、9月15日に発生した火砕流の流下・堆積範囲

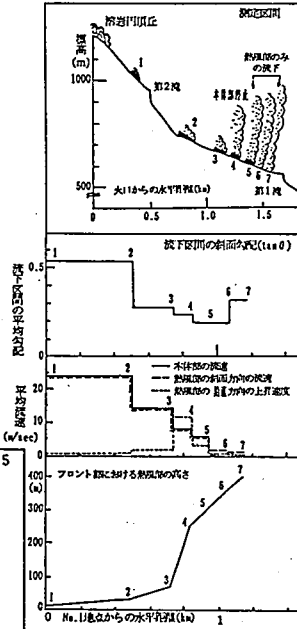


図-3 流下に伴う火砕流の平均流速等の変化 (1991.5.26)

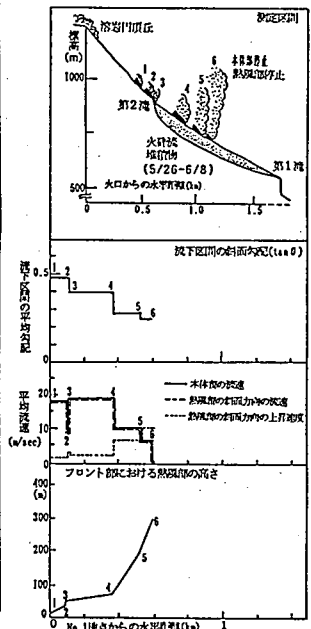


図-4 流下に伴う火砕流の平均流速等の変化 (1991.6.8日)

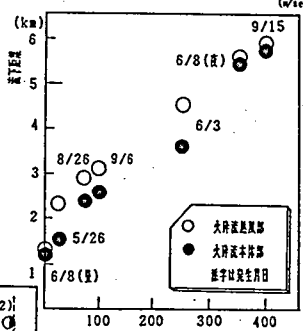


図-2 火砕流の埋積土砂量と本体部・熱風部の流下距離

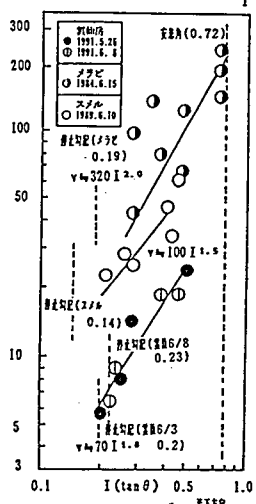


図-5 勾配と平均流速との関係

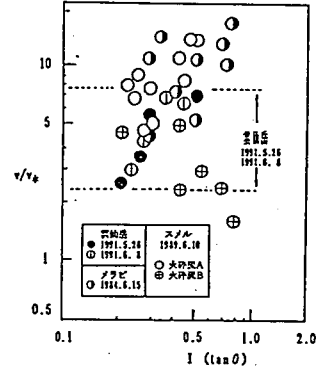


図-6 火砕流の流速係数 (V/√gHI)

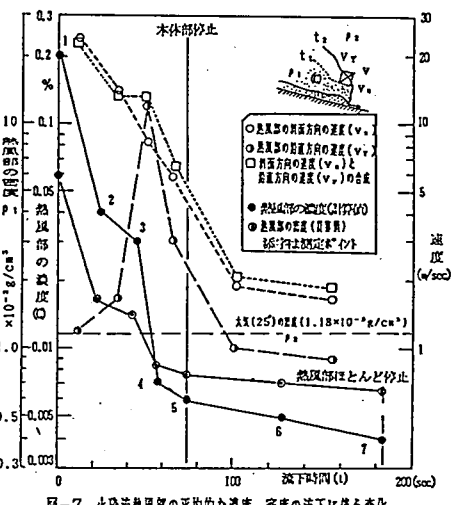


図-7 火砕流熱風部の平均的な温度・密度の流下に伴う変化