

北海道大学工学部 正員 ○山岡 勲

同上 長谷川 和義 同上 藤田 睦博

1. はじめに：有珠山麓に堆積した火山灰、軽石を用いて54, 55年度に行った流路工内の土砂濃度、粒径、水路勾配、粗度など実験条件の異なる各種の泥流に関する実験の結果¹⁾に基づき、ダイラタント流体及びビンガム流体の平均流速式の適用区分について考察した。

2. 水路実験の概要：採取箇所、篩通過等で8種類に分類した火山土砂を用いた泥流の流下実験は、注水で泥流を自然発生させる上部水路の勾配の変化(1:3~1:5)で土砂濃度 C_d を各種にかえ、下部水路の路床粗度、各種勾配(4~14.6%)の組合せで、実験A(低粗度, $k_s=0.019\text{cm}$, $n=0.01$) 48回、実験B(高粗度, $k_s=1.22\text{cm}$, $n=0.02$) 38回、計86回行われ、平均流速、土砂濃度などを計測した。泥流は先端波形形状で5つのタイプに分類されたが、実験A(低粗度)ではⅢ型(先端が尖ったくさび状, ビンガム流体)が多く、実験B(高粗度)ではI型(先端が円い段波形状, ダイラタント流体)が多かった。

3. モデル流体の平均流速式と実験結果

高橋²⁾は砂を用いた堆積層上の土石流の発生実験で、土石流がダイラタント流体として扱えることを確かめ、Bagnoldの粒子せん断モデルに基づいた平均流速式(9)を提案している。一方、谷口³⁾は粘土を用いた泥漿流の実験で、流れがビンガム流体として扱えることを示している。しかし、火山泥流は粗粒子からシルト分まで含み粒度構成の幅が広いので、いかなる流体によって流れの性質を表現できるかは、必ずしも明かではない。そこで、一般的な塑性流動の関係式(1)から導かれる平均流速式(2)に対して平均流速の実験値を照合し、適合モデルを探し出した。

平均流速の一般表現(2)式は $m=1$, $a=0$, $S_d=1$ とおくとニュートン流体の平均流速式(4)となる。 $m=1$, $0<a<1$, $S_d>1$ の場合にはビンガム流動の平均流速式(5)となる。また、 $m=0.5$, $a=0$ とすれば(7)式を得るが、高橋による式が(9)式で表わされるので、泥流がダイラタント流体に従う場合には $\chi_{0.5}$ が(10)式のように d と C_d の関数としてまとめられることになる。

実験で測定可能な量は h , S_d , $\sin\theta$, U であり a , μ_d/ρ などは不明なので、(2)式によって χ_m を逆算し、これを $\hat{\chi}_m$ とする。 m の値を0.5, 1, 2などとかえて $\hat{\chi}_m$ を求め、多くの実験値について $\hat{\chi}_m$ と C_d とのプロットを行い、最もまとまりのよい m をとらえるわけである。以上の方法によれば、実験Aの資料は $m=1$ とした場合に、また、実験Bの資料は $m=0.5$ とした

$$(\tau - \tau_0)^m = \mu_d^m \frac{\partial u}{\partial y} \quad , \quad \tau = \frac{h-y}{h} \tau_0 \quad (1)$$

ただし、 m ：流れの性質で決まる指数 μ_d ：粘性に関する係数
 τ ：任意点で流体に働くせん断力 τ_0 ：路床におけるせん断力
 τ_0 ：せん断降伏値

$$U = \frac{h(S_d g h \sin\theta)^m}{(m+1)(m+2)} \frac{(1-a)^{m+1}(m+1+a)}{(\mu_d/\rho)^m} = \frac{h(S_d g h \sin\theta)^m}{(m+1)(m+2)} \chi_m \quad (2)$$

$$\chi_m = \frac{(1-a)^{m+1}(m+1+a)}{(\mu_d/\rho)^m}, \quad a \equiv \frac{\tau_0}{\tau_0} = \frac{h-y_0}{h} \quad (3)$$

$S_d = (\sigma/\rho-1)c_d+1$ ：泥流の比重 σ , ρ ：粒子と水の密度
 g ：重力の加速度 $\sin\theta$ ：泥流面勾配

$$U = \frac{gh^2 \sin\theta}{3\mu_d/\rho} \quad (4)$$

$$U = \frac{S_d g h^2 \sin\theta}{6} \chi_1 \quad (5) \quad \chi_1 = \frac{(1-a)^2(2+a)}{\mu_d/\rho} \quad (6)$$

$$U = \frac{4}{15} \sqrt{S_d g \sin\theta} h^{3/2} \chi_{0.5} \quad (7) \quad \chi_{0.5} = \frac{3}{2\sqrt{\mu_d/\rho}} \quad (8)$$

$$U = \frac{2}{5d} \frac{(c_*/c_d)^{1/3}-1}{\sqrt{a_1 \sin\phi_p \sigma/\rho}} \cdot \sqrt{S_d g \sin\theta} h^{3/2} \quad (9)$$

ただし、 d ：粒子の代表粒径 c_* ：最も密につまった状態の土砂体積濃度 a_1 ：Bagnoldの実験による定数 0.042
 ϕ_p ：粒子の動摩擦角

$$\chi_{0.5} = \frac{3}{2d} \frac{(c_*/c_d)^{1/3}-1}{\sqrt{a_1 \sin\phi_p \sigma/\rho}} \quad (10)$$

$$\chi_1 = \frac{0.24\{(0.52/c_d)^{1/3}-1\}}{(\mu_w/\rho)\{1+3/(1/c_d-1/0.52)\}} \quad (11)$$

$$\chi_1 = \frac{0.02}{(\mu_w/\rho)\{1+3/(1/c_d-1/0.52)\}} \quad (12)$$

$$Re_d = \frac{u_* k_s}{\nu_d} \quad \nu_d = \mu_d/S_d^0 \quad (13)$$

$$D_* = \frac{\sqrt{(\sigma/\rho-1)gd^3}}{\nu_w} \{(c_*/c_d)^{1/3}-1\}^{-1} \quad (14)$$

場合によいまとまりが得られ、図-1,2 (実験Aタイプ別,B粒径別) になる。

図-1における(11),(12)式は、ビンガム流体における固体部分(栓部)の厚さ a を C_d の関数とみなし、さらに μ_d に森・乙竹の式を入れて導いたものであり図-2における(10)式の d は、実験値を満すようにしているが、これらの値はほぼ通過篩の最大径に等しい。

4. 平均流速式の適用区分

異なる2種類の泥流について流れの内部機構に関連した区分パラメータが必要である。実験Aのように路床粗度 k_g が小さく、また泥流の流下力を表わす $u_* = \sqrt{gh \sin \theta}$ がそれほど大きくない流れに対しては、泥流中の粗粒子が接触・衝突する機会も少く、路床からのせん断力

は、むしろ粒子間をうずめる泥漿の粘性抵抗によってバランスしているものと考えられる。従って本質的には谷口³⁾など実験と同様なビンガム流体の流れとなり、流速には泥漿の粘性係数が重要な影響をもつ。一方、実験Bのように k_g が大きく、粘性抵抗に比べて u_* が大きな流れ

では、粗粒子間の接触・衝突の機会が大きくなり、路床からのせん断力の大部分は、これら粒子間の接触・衝突によるみかけの粘性によって受けもたれるものと考えられる。従って、泥流の性質は、(13)式などのパラメータで区分できると予想される。一方、ダイラタント性は、粒径 d があまり小さい場合には生じないし、濃度 C_d が低すぎても起らないはずで、区分のためにはこれらを含めた(14)式のようなパラメータも必要である。両式で区分を試みたのが図-3である。図中の実験例は本実験A,Bの他に高橋の実験データと、池谷ら⁴⁾(建設省土研)の桜島野尻川流路工水理模形実験の一部について、著者らが前述の如き解析で両流体の流れに区分したものを載せている。今後、 D_* の小さい場合の実験資料が追加されれば図中の破線のような傾向で両者が区分されるものと考えられるが、プロットされた資料では

$Red = 60$ を境に、これより Red の小さい範囲でビンガム流、大きい範囲でダイラタント流が生じていることが明確である。一般に、火山泥流の場合は粗粒子を含み、またある程度濃度も高いので、 D_* による制限はあまり問題にならず、 Red による区分だけでも十分実用的と言えよう。

- 1) 昭和54,55年度文部省科研費試験研究(2)485135研究成果報告書,代表山岡勲,1981,3 2) 高橋 保:土石流の発生と流動に関する研究,京大防災研年報,第20号,1977 3) 谷口義信:土石流の基礎的研究,宮崎大学(農)演習林報告,第7号,1974,3 4) 池谷・上原:土研資料,1442号,建設省土木研究所,1978,12

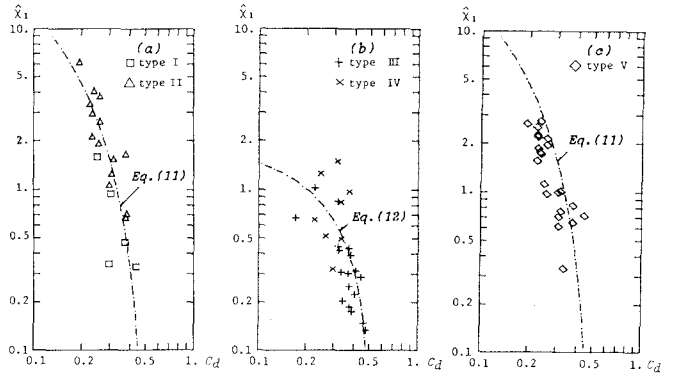


図-1

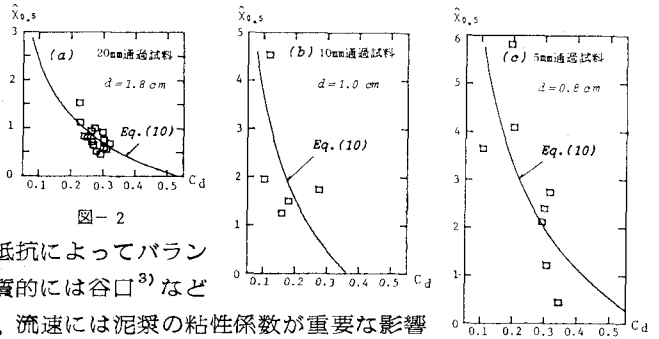


図-2

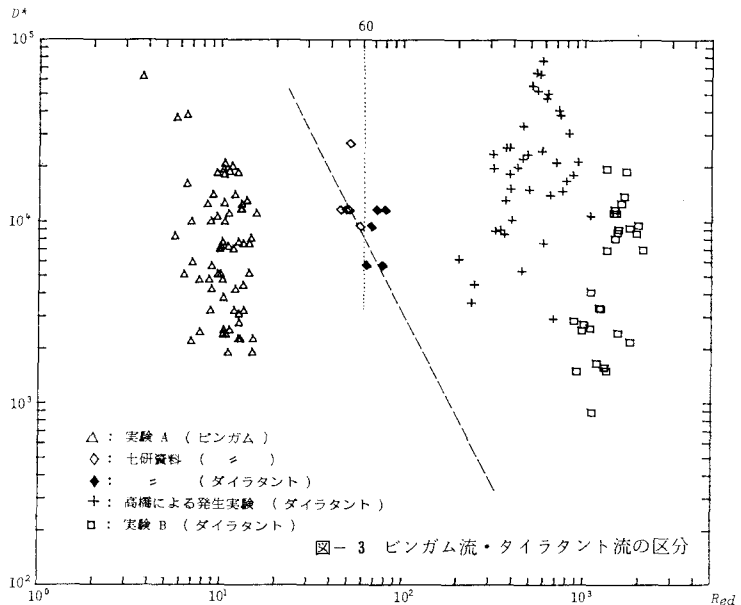


図-3 ビンガム流・ダイラタント流の区分