

II-12

乾燥粉体流の流動特性に関する実験的研究

九州大学大学院 学生員 ○木藤賢一 九州大学工学部 正 員 平野宗夫
九州大学工学部 正 員 橋本晴行 間 組 (株) 正 員 多寶 徹

1. はじめに

火砕流は、最近のメラピ火山（インドネシア）や雲仙岳における観測により、その実体が少しずつ明らかになってきた。その結果によると、火砕流は主に2層に分離しており、火山礫などの比較的大きい粒径の土砂から成る粉体流の本体部分と、火山灰などの微細成分を多く含有するいわゆる熱雲と呼ばれる上層部から構成される。火砕流はひとたび発生すれば周辺に壊滅的な被害をもたらすため、その流下速度や到達範囲などの予測が、防災上必要となる。

火砕流の本体部分は、土砂や礫の乾いた状態での流れであり、本研究では、実験水路において乾燥粉体流を発生させ、その特性について検討した。次いで、乾燥粉体流の流動において、土石流において論じられている粒子間応力を適用して、速度分布や濃度分布などの理論的考察を試みた。

2. 実験

2. 1. 実験方法

実験には、幅15cm、長さ5.0mの側面がアクリル製の可変勾配水路を用いた。水路の上流端には砂を蓄えるホッパーが設けてあり、ホッパーの底板を開くことにより粉体流を発生させることができる。また、ホッパーの開き角度を調節することで、供給砂量を調節できるようになっている。実験に用いた砂は中央粒径 $d_{50} = 1.9\text{mm}$ 、密度 $\sigma = 2.61\text{g/cm}^3$ 、及び最密充填濃度 $C_* = 0.55$ のはほぼ均一粒径の砂である。河床には、実験砂をベニア板に貼つけて粗面としたものと、ベニア板のみの滑面としたものを用いた。また、発生した流れを下流端から0.5mの位置で水路側面から高速度ビデオで撮影し、層厚 h や流速分布を測定した。下流端では流れが定常となつてから、バケツで流れを採取し、流砂量 q_s を求めた。

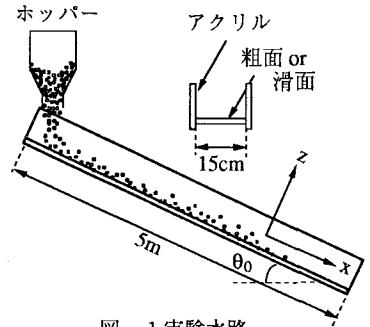


図-1 実験水路

2. 2. 実験結果

乾燥粉体流の流下形態は、図-2に示しているように4つの形態に分類できる。まず滑面上での粉体流では、流砂量を一定にして、勾配を徐々に上げていくと、勾配が 28° 以下では水路に粒子が堆積していき定常な流れは形成されないが、ある程度の勾配になると定常な流れが形成され、流れの表面が明瞭な境界をもつ層状な流れとなる（図-2（II））。さらに勾配を上げると、流れの下層部では層状な流れとなるが、上層部では粒子が跳ねて分散した流れとなり、流れの表面も明瞭でなくなる（図-2（III））。さらに勾配を上げると、流れの全層にわたって粒子が分散して流れる（図-2（IV））。これに対して、流砂量を増やしていく場合には、勾配の増加とともに流下形態が層状から分散へ変化するのは変わらないが、それぞれの流下形態が現れる勾配は大きくなる。これらの流下形態の変化を表-1に示す。

一方、粗面上では、水路勾配を 35° にすると底面の粗度のため、まず底面に、ある厚さの堆積層が形成され、その堆積層上に層状な流れが形成される（図-2（I））。さらに勾配を上げていく場合の流下形態の変化は滑面の場合と同様である。

次に流速分布を流下形態別に見ると、層状な流れでの流速分布は顕著な速度勾配を示すのに対して、流れが層状から分散に変化するにつれて、一様な流速分布となる。図-3及び図-4は、滑面及び粗面上での粉体流の代表的な流速分布である。滑面上では、底面付近でも粒子は滑りのため速度をもち、やや下に凸の分布を呈している。粗面上では、底面または堆積層上で粒子の速度はほとんど零になり、ほぼ直線的な流速分布を示している。

図-6、7には、粗面及び滑面上での粉体流

表-1 流下形態（滑面）

q_s	45	106	210 (cm ² /s)
θ_0			
27°	堆積		
28°	層状	堆積	
29°	層状	層状	堆積
30°	層状	層状	層状
32°	層状と分散		
35°	分散	層状と分散	層状
40°	分散	分散	層状と分散

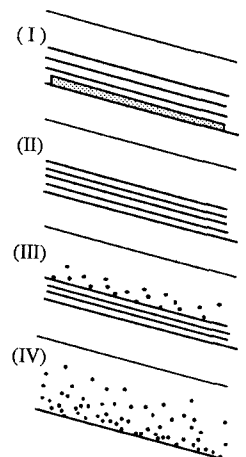


図-2 流下の模式図

の輸送濃度 C_T と水路勾配、及び流速係数 $\bar{u}/u_*$ と層厚粒径比の関係を示している。流砂量を変えなければ、流下形態が層状から分散に変化するに従い、輸送濃度は小さくなっていくのわかる。流速係数について、粗面と滑面上を比較すると、流下形態の違いはあるものの、同じ層厚粒径比では滑面上で大きな値をとる。

3. 濃度・速度分布の解析

2次元等流状態の粉体流を考え、流下方向と垂直方向のつりあい式をたてると、

$$\sigma C g \sin \theta_0 + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0 \quad \text{--- (1)}$$

$$-\sigma C g \cos \theta_0 + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = 0 \quad \text{--- (2)}$$

となる。ここに、 σ_{xz}, σ_{zz} はそれぞれせん断応力、垂直応力で、 C は粒子濃度である。粉体流は、礫や岩塊を高濃度に含有しながら高速流動するため、土石流の研究において従来、論じられてきた粒子間応力がその流動に支配的であると考えられる。そこで、従来の土石流における粒子間応力¹⁾を拡張して適用し、 $\eta (=z/h) = 0$ で $C = C_*$ 、 $\eta = 1$ で $C = C_s$ の境界条件で(1)式及び(2)式を解くと、濃度分布及び速度分布を規定する式として、

$$\eta = \left\{ 2 \left(1 - \frac{C}{C_*} \right) + \frac{C_s}{C_*} \ln \frac{C}{C_*} \right\} \frac{\chi}{\psi} \quad \text{--- (3)}$$

$$\frac{u}{u_s} = \int_C^{C_*} F(C) dC / \int_{C_s}^{C_*} F(C) dC \quad \text{--- (4)}$$

を得る。ここに、

$$\psi = \frac{\gamma \tan \theta_0}{\gamma}, \chi = \frac{K_P}{C_s \sigma g h \cos \theta_0}, F(C) = \frac{2C - C_s}{C} \sqrt{\frac{(C - C_s)(1 - C/C_*)}{C/C_*}}$$

であり、 u_s, C_s は表面流速及び表面濃度、 C_* は最密充填濃度、 γ, K_P は粒子間応力に関する係数である。これらの式を用いて、濃度・速度分布、輸送濃度 C_T 及び流速係数 $\bar{u}/u_*$ を計算した結果を図-4～7中の実線で示す。このとき、粒子間応力に関する係数は土石流における係数の値をそのまま用いた。また、計算の際、境界条件を $\eta = 0$ で $C = C_*$ としており、これは粗面上での粉体流が堆積層上を流れる場合(図-2(I))に相当し、図-6, 7中ではこの境界条件を満たす実験値を黒塗り記号で示している。図-4に示すように粉体流の濃度分布の計算値は、ほぼ直線かやや上に凸の分布をしており、これは、土石流での濃度分布が下に凸の分布であるのと大きく異なる。

4. 結語

以上、乾燥粉体流に関する実験を行い、理論的考察を試みた。粉体流は水路勾配や流砂量により、4つの流下形態に分類することができた。また、粉体流の流動に支配的であると考えられる粒子間応力を用いた流動式を提示した。流動式には、粒子間応力に関する係数や境界条件の問題を残しているものの、粉体流の流動をうまく説明できると思われる。今後は、水路底面からの空気の吹き上げを伴う乾燥粉体流の実験を行う予定である。

参考文献 1) 椿東一郎, 橋本晴行, 末次忠司: 土石流における粒子間応力と流動特性, 土木学会論文報告集, 第317号, 1982.

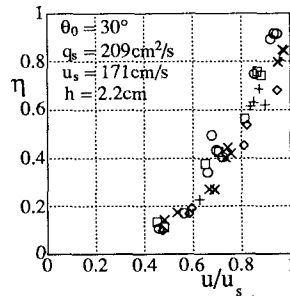


図-3 滑面上での流速分布

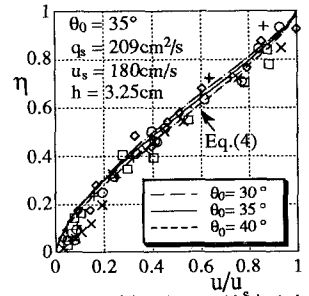


図-4 粗面上での流速分布

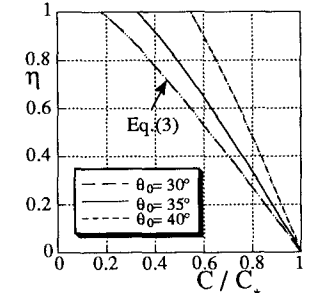


図-5 濃度分布の計算値

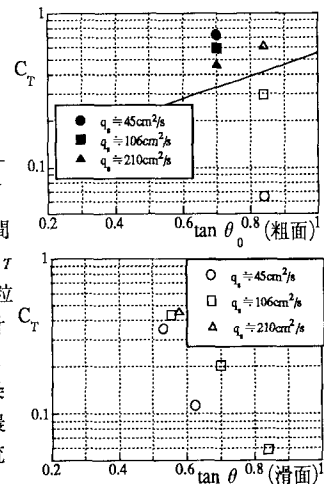


図-6 輸送濃度と水路勾配の関係

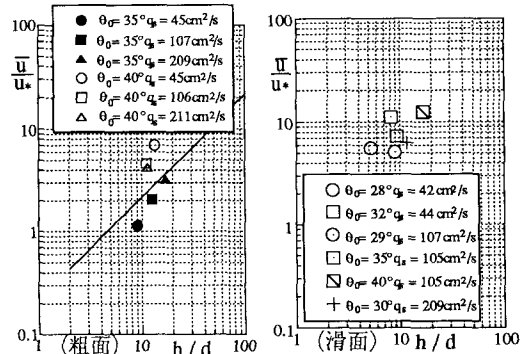


図-7 流速係数と層厚粒径比の関係