

二層土石流の流速分布に関する実験的研究

京都大学	学生員	○長坂香織
京都大学	正会員	山上路生
京都大学	正会員	岡本隆明

1. はじめに

土砂を含む流れは勾配により形態が大きく変化することがよく知られている。1~2°未満の緩勾配流路では各個運搬が主となる流れが、15°程度以上の急勾配流路では、生産土砂が流動全層を占める土石流が観察される。これらの遷移状態である掃流状集合流動は、底面側の粒子密度が高い粒子流動層（高濃度層）と水面側的水流層から形成される二層流である（図-1）。

掃流状集合流動の流速分布については既往研究によって理論的に求められている（例えば、高橋 1982¹⁾、橋本・平野 1996²⁾）。等流仮定の下で、流体塊の作用力のつり合い式を積分することで、高密度層と水流層各々の時間平均主流速の水深方向分布が見事に導出される。さらに実験結果を用いた妥当性の検証もされている。

ただし、流れが複雑なためどうしても実験定数や仮定の多用は避けられない。

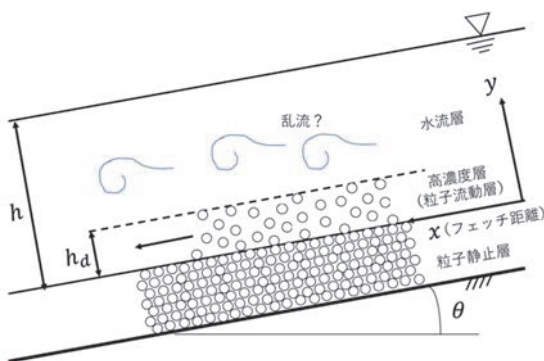


図-1 掃流状集合流動の模式図

そこで、本研究では基礎水理構造の実測を目的に、小型水路における土石流実験を行い、この課題を再考する。実験では勾配を系統的に変化させて、高速高解像カメラによる撮影を行い、PIV アルゴリズムによって瞬間流速場を算出する。さらに輝度およびその変動分布より、二層の境界面の底からの高さを計算

する方法を提案する。

2. 実験方法

実験は幅 3cm、長さ 2m の直線水路を使用した。ジャッキによって勾配を 15°まで変化できる。路床には長さ 2.8mm、径 5mm の丸棒を前面に並べた。その上に比重 3.26、径 2mm のアルミナボールを 3cm の高さで敷き詰めた。PIV 用のトレーサー粒子をタンク貯水に混ぜた。0.15l/s の流量で通水し土石流を発生させた。水路センターラインを光シートで可視化して側方から高速カメラで撮影した。計測地点は上流から 1.07m とした。得られた画像より PIV 法で流速を解析した。また勾配を 1°, 3°, 5°, 7.2°, 9°, 12°, 14.2° と変化させた。今回、短フェッチにおける計測を行ったため流れが等流でない可能性がある。この検証のため、 $\theta=7.2^\circ$ においてフェッチを $x = 22, 50, 80, 140$ と変化させ、流速分布を比較した。

3. 考察

(1) 流動層の判定法

時間平均輝度および輝度変動強度によって、3つの境界面（水面、二層境界面、高濃度層と静止砂礫層の境界面）の判定を行う。図-2 および図-3 は例として掃流状集合流動である勾配 7.2° のケースの時間平均主流速 $U(\text{cm/s})$ 、および時間平均輝度 c と輝度変動強度 c' の鉛直方向分布を示したものである。横軸 Y は鉛直位置(mm)であるが原点は撮影画像の解析範囲上端であり物理的意味はない。底面側の静止粒子層でゼロ流速となる。ここを静止粒子層と高濃度粒子層の境界とし $y=0$ とする。また水面側に進むと c' のピークが現れる。高濃度粒子層の表面における光シートの反射によるものと思われる。ここを高濃度粒子層と水流層の境界とする。水面側のピークは時間平均的な水面によると考えられる。さらに $Y=-11.6\text{mm}$ で U はピークをとる。この位置をみかけの水面と定義する。このように決めた原点が 0 となるように y 座標

Kaori NAGASAKA, Michio SANJOU and Takaaki OKAMOTO

nagasaka.kaori.38u@st.kyoto-u.ac.jp

を導入する。

図-4 は、水深に対する高濃度層の厚さの比 h_d/h と路床勾配の関係である。勾配の増加にしたがい、高濃度層の厚さが増大し、 $12^\circ(\tan \theta = 0.21)$ 以上ではほぼ水面まで達する。この結果は各個運搬から掃流状集合流動を経て土石流に至る形態変化に対応する。各個運搬のケースでも既往研究と同様の相対厚さ($h_d/h = 0.2$ 程度)が得られた。

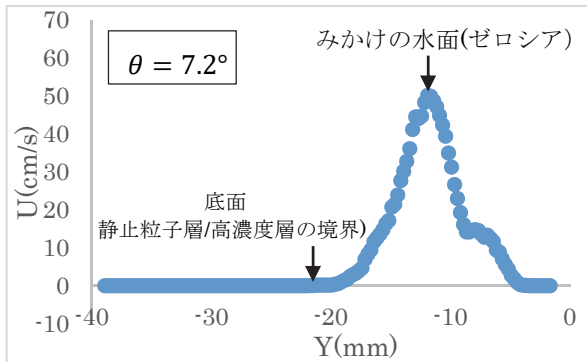


図-2 次元付き主流速分布

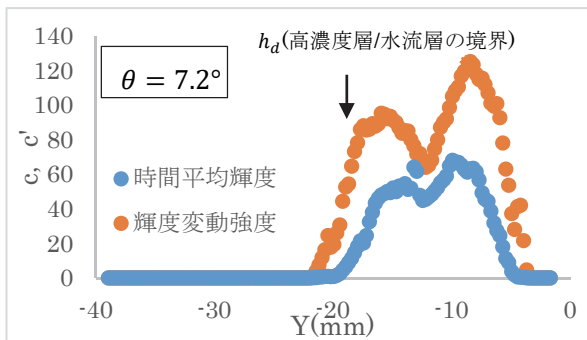


図-3 輝度と輝度変動強度の分布

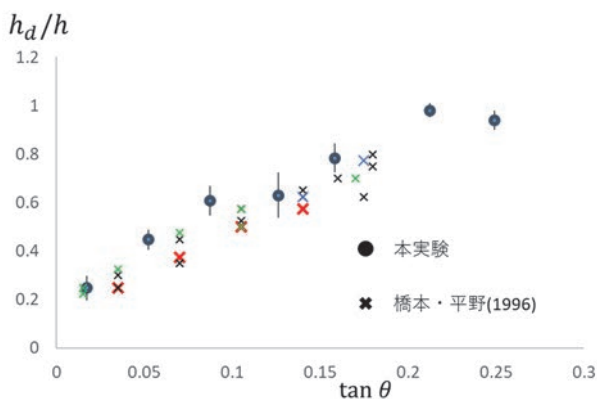


図-4 高濃度層の相対高さと路床勾配の関係

(2) 理論式との比較

既往の理論平均流速分布^{1),2)}は以下の通りである。
(高濃度層)

$$\frac{u}{u_*} = \frac{2h}{3d} \left\{ K_{zx} \frac{\sigma}{\rho} F(C_d) + (1 - C_d) a_l^2 \left(\frac{h_d}{d} \right)^2 \right\}^{-1/2} \frac{1}{sC_d + 1} \cdot \left[(sC_d \eta_d + 1)^{3/2} - \{sC_d \eta_d + 1 - (sC_d + 1)\eta\}^{3/2} \right] \quad (1)$$

ここで、 $\eta = z/h$ 、 $\eta_d = h_d/h$ 、 $u_* = \sqrt{gh \sin \theta_0}$ である。
(水流層)

$$\frac{u}{u_*} = \frac{u_i}{u_*} + \frac{2}{\kappa} \left\{ (y' - y'_d) - \frac{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa}}{2} \cdot \ln \left(\frac{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa} - y'_d}{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa} + y'_d} \right) \right\} \quad (2)$$

図-5 は、掃流状集合流動の 7.2° のケースについて実験値と理論値を比較したものである。高濃度層から水流層にかけて勾配が小さくなる傾向が共通してみられる。一方で、高濃度層では理論式の方が勾配が大きく、実験値との乖離が大きい。水流層では高濃度層で計算された h_d での流速値を境界条件とするため、高濃度層のずれが水流層にも及ぶ。理論値と実験値の乖離の原因として以下の3点が考えられる。各フェッチ距離についてわずかに異なる流速分布が見られたため、完全に等流ではないこと。計測されたレイノルズ応力が小さく、乱流が未発達である可能性があること。 C_d が過小評価されている可能性が高いこと。以上のことを踏まえ、今後はパラメータも含めて、従来モデルをベースに土石流発生直後の短フェッチ条件における流速分布式の構築を目指したい。

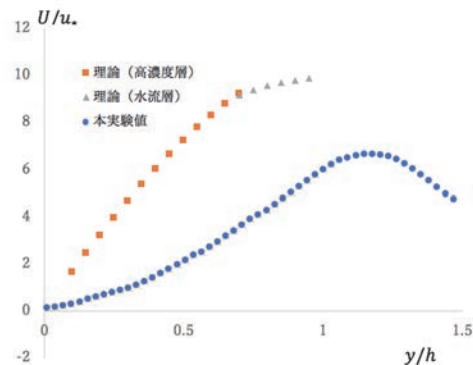


図-5 無次元流速分布の既往理論と本実験値の比較
参考文献

- 1) 高橋保: 土石流の停止・堆積機構に関する研究(3)-土石流扇状地の二次侵食-, 京大防災研究所年報, 第25号 B-2, pp. 2-5, 1982
- 2) 橋本晴行, 平野宗夫: 掃流状集合流動の抵抗則と流砂量 土木学会論文 No. 545, II-36, 33-42, 1996. 8