

土石流の2層モデルに関する実験的検証
Experimental Examination of Two-layer Model for Debris Flows

○山上路生・長坂香織・岡本隆明

○Michio SANJOU, Kaori NAGASAKA, Takaaki OKAMOTO

There remain much uncertainties in fundamental hydrodynamics of debris flows, because it is very hard to measure velocity profiles and related turbulence structure. Debris flows could be classified corresponding to the bottom slope. In the mild slope situation, it is similar to open-channel flow with bed-load transport. Whereas in the steep slope, debris flow occurs, in which high concentration sediments are rolled up to the free-surface. Between them, we can see a two-layer current composed of an upper clear-water layer and a lower highly-concentrated sediment layer. The present study focuses on this two-layer debris flows and examine previous theory of velocity profile comparing with measured data in a short-fetch narrow flume.

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。前者は路床近傍を除き水流運動が支配し、境界層流でみられるバースティング等の組織乱流構造が土砂輸送に寄与する。一方で後者は高密度の砂礫粒子から形成される固液混相流であり、砂礫衝突によるエネルギー散逸や抵抗増加が無視できない複雑な流れである。

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（高密度層）と水面側的水流層から形成される2層流である（図-1）。一般に斜面勾配は山岳部から扇状地に向かって勾配が低下するから、実現象として、掃流状集合流動が頻繁に形成されるであろう。したがって、適切な物理モデルや現象モデルを構築することは、土石流の数値予測にとっても意義深い。

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1982(防災年報), 橋本・平野1996(土論1996)）。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。

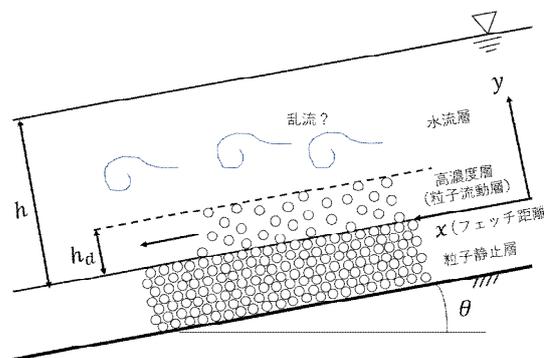


図-1 掃流状集合流動の模式図

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、2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。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。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。

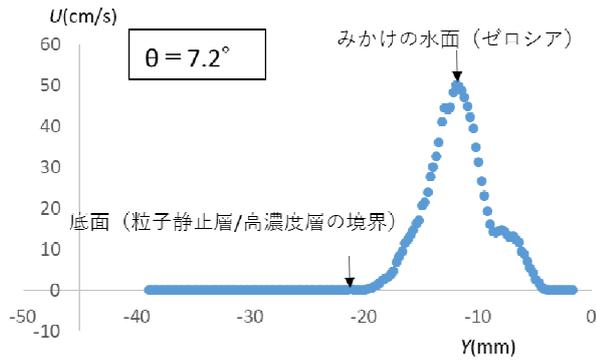


図-2 主流速分布 (次元有り)

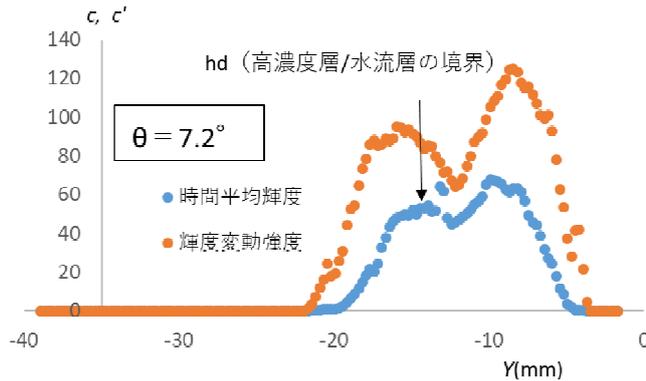


図-3 輝度と輝度変動強度の分布

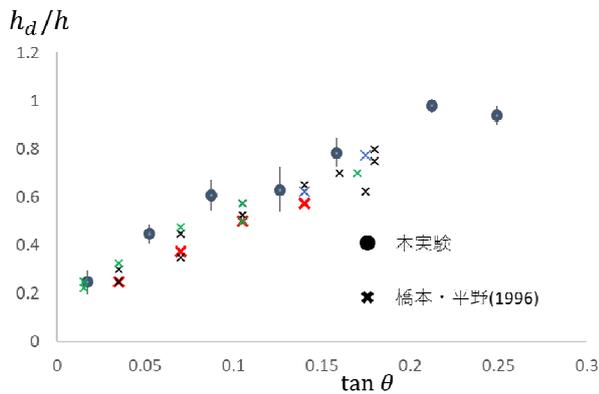


図-4 高濃度層の相対高さ と路床勾配の関係

3. 結果と考察

3.1 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、ここを高濃度粒子層と水流層の境界とする。 c のピークが不明瞭な時は c' を用いる。さらに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。比較のため、橋本・平野のデータも併示した。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)が得られており、輝度方式による領域分けが良好に行えたといえる。

3.2 理論式との比較

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橋本・平野の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ことがわかる。理論値と実験値の原因としては、短フェッチ特有の乱れの発達具合、高濃度層濃度、混合距離モデルを考慮しないことが、実験値とのずれを生んだものと推察する。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今後目指したい。

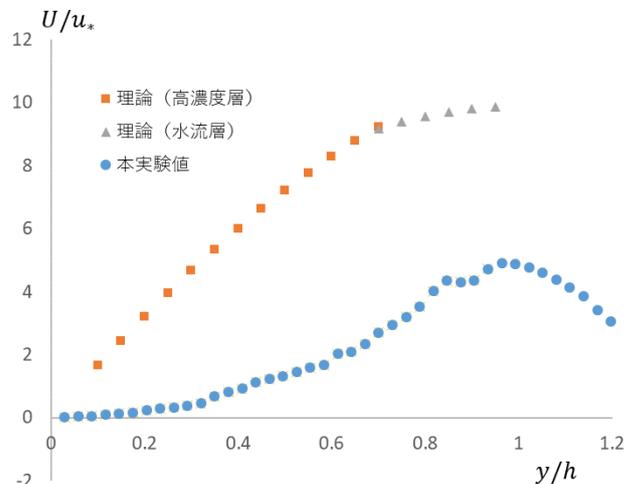


図-5 無次元流速分布の既往理論と本実験値の比較