

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⁽¹⁾・長坂香織⁽¹⁾・岡本隆明⁽¹⁾

Michio SANJOU, Kaori NAGASAKA and Takaaki OKAMOTO⁽¹⁾

(1) 京都大学工学研究科社会基盤工学専攻

(1) Dept. of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University

Synopsis

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.

キーワード: 2 層土石流, PIV 計測, 流速分布

Keywords: two layer debris flow, PIV measurement, velocity profile

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。土石流は固液混相現象であり、水流のみの単層流と比べると、取り扱いが極めて難しい。混相現象は、水・粒子間の相互作用、また粒子同士のエネルギー散逸をいかにモデル化するかが重要となる。主に 1 流体モデル、2 流体モデル、粒子・流体モデルなどの解析アプローチが開発され普及している（江頭ら(1995)）。一方で実験定数や複数の仮定も必要であるのも現状である。そのためより多くの基礎実験によるデータベースの充実化が求められる。

勾配による形態変化が顕著で、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）と水面側の水流層から形成される 2 層流である（Fig. 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。

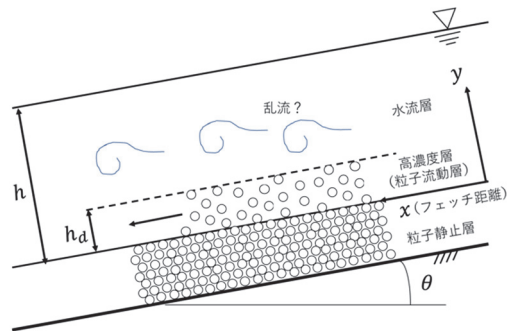


Fig. 1 Sketch of two layer debris flows

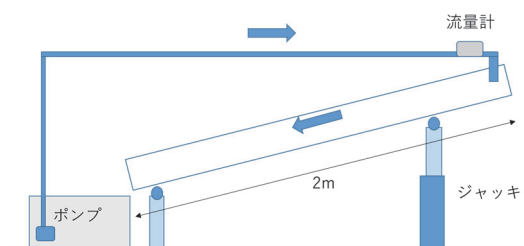


Fig. 2 Experimental setup

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)および橋本(1996)は，等流場における下層と上層のコントロールボリュームに作用する力のバランス式を水深方向に積分することで，各層の流速分布を導出している．二層の境界高さや流速分布の実験値との比較は概ね良好といえる．

また最近では数値解析による研究が主流となっている．高濱ら(2004)，松本ら(2012)は基礎研究で得られた応力モデルを組み込んで，二層土石流の数値計算を行っている．今後，実フィールドでの土石流の流下スピードや家屋への衝撃力などの定量評価が期待される．

ただし，流れが複雑なためどうしてもモデル定数や仮定の多用は避けられない．そこで，本研究では掃流状集合流動に注目し，その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．



Fig. 3 Outlet of the experimental flume

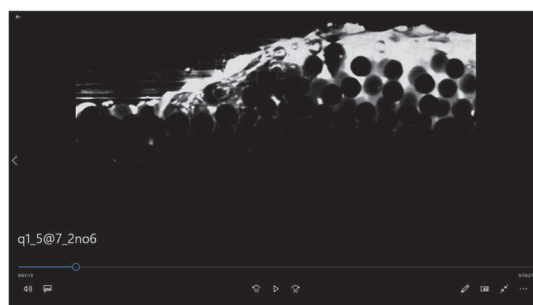


Fig. 4 Example of snapshot taken by the high-speed camera

2. 実験方法

2.1 実験システム

Fig. 2のように，実験には幅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°まで変化させることができる．Fig. 3のように流出部にはタンクを設置し，後述のアルミナボールを集積するためのザルを設けた．下流端タンクには40ℓ貯水し，水上流端までポンプアップする循環システムを構築した．PIV用のトレーサー粒子として水流への追従性が高い比重0.97，径0.1mmのトレーサー粒子をタンク貯水に混ぜた．また水路床には長さ2.8mm，径5mmの丸棒を全面に並べた．その上に比重3.6，径2mmのアルミナボールを3cmの高さになるよう敷き詰め，溪流地盤をモデル化した．ポンプからの流入部には流量計を設置した．マイコンを使ってモニタリングし，バルブの開閉によって流量の調節を行った．

計測地点は上流から1.07mとした．水路上方より，メタルハライドのスリット光を連続照射して，水路センターラインの縦断面を可視化した．

高速カメラは，Ditect 製の HAS-EF を使用し，640 ピクセル×480 ピクセルの解像度(1 ピクセル=0.8mm)，1400Hz のフレームレートで撮影した．本カメラは

6GB の内部メモリを搭載しており、本実験では各ケースにつき 4200 枚の画像を記録した。6 ピクセル×6 ピクセルの相関窓で直接相関法によって PIV 解析し、計測位置における流速成分の鉛直分布を得た。ここで注意すべき点は、水流層は 2mm 幅の光シートで可視化されたセンターライン上の流体運動を撮影するが、高濃度層は主として側面側のアルミナボールを撮影している。すなわち水流層と高濃度層で横断方向の計測位置がずれている。これは既往研究と同じ課題であるが、この解決のためには透明かつ水と同じ屈折率を有する素材による砂礫モデルを作成する必要がある、今後の検討課題としたい。

通水開始とともに土石流が発生する。Fig. 4 は掃流状集合流動である勾配 7.2° のケースのフロント部のスナップショットである。画像の右から左へ流れる。フロント部の後に等流部が続く。通水開始からフロント部通過の間に撮影を開始し、約 3 秒間撮影した。なお 1000Hz オーバーの高速撮影であっても、カメラのセンサー感度が十分高いため、明度が保たれていることが分かる。また水面付近では水面変動が無視できないほど波打つ。理論では水面はフラットであると仮定するが、水面の扱いも検討課題の 1 つといえる。

水流層にも一部のアルミナボールが輸送されており、密度界面ほどのクリアな境界面はみられない。このため、後述のように何らかの定義が必要である。前述の流速分布の理論式では、高濃度層の粒子濃度は一定と仮定するが、境界面近傍では濃度が減少するため、この点も留意すべき課題である。

2.2 実験手順

水路内にアルミナボールが入っていない状態でジャッキを用いて勾配を変化させ、デジタル角度計を用いて勾配を確認する。上流端の高さに合わせてポンプの流出部の位置を調整する。マイコンを使って流量の確認を行う。下流端のタンク貯水の温度を計測し、PIV 用のトレーサー粒子をよくかき混ぜる。次に水路床にアルミナボールを 3cm の高さで敷き詰める。アルミナボールを水路内に入れる際に作業効率を上げるため、漏斗を 3D プリンタで作成した。また、アルミナボールの高さを均一にするため、水路床からの高さが 3cm になるようストッパーをつけた。通水開始からフロント部が通過してから 1 秒後に撮影を開始し、3 秒間撮影を行った。

2.3 PIV計測

本研究では鉛直方向の速度分布を調べるために

PIV(Particle Image Velocimetry)による流速計測も実施する。PIV とは、粒子によって可視化された流れ場の画像データから、2 成分あるいは 3 成分の速度とベクトルを同時に計測するシステムである。PIV の計測原理としては、まず光シートを流れ場中に混入されたトレーサー粒子に照射する。光シートで切り出された流れ場の 2 次元断面内の粒子位置を高速カメラで撮影・記録し、微小な時間差で撮られた 2 枚の画像の差から空間内の多点速度情報を得る。この計測法を用いれば、瞬時に 2 次元の多点速度が得られ、粗度付近の複雑な流れであっても詳細に計測することができる。特に渦構造のような空間特性を効率的に評価できるメリットがある。

本 PIV ではメタルハライドの連続発光シートを水路上方からセンターラインに沿うように照射し、水路側方の高速度カメラ(HAS-EF)で撮影した。フレームレートは 1400Hz とした。撮影領域のサイズは路床から水面まですべて写せるように約 5.44cm×3.76cm、相関窓サイズは 2 ケースともに 4.8mm×4.8mm とした。トレーサーは比重 1.02、径 100μm のポリスチレンパウダーを用いた。トレーサーの水流性への追従性は次のストークス数 St で評価できる。

$$St = \frac{\rho_p d_p^2 U}{18\mu L} \quad (1)$$

ここで、 ρ_p および d_p はそれぞれトレーサー粒子の密度および粒径である。 U , L , μ はそれぞれ代表流速(ここでは断面平均流速)、代表長さ(ここでは水深)、水の粘性である。ストークス数は代表流速に対する粒子の沈降速度との比と意味しており、 $St \ll 1$ であればトレーサーの水流への追従性が高いといえる。例えば本研究の代表水理条件($U=U_m$ =約 70cm/s, $L=h$ =約 1cm)では、 $St = 1.1 \times 10^{-3}$ (水温 20°C とした) となり、本実験におけるトレーサー追従性は十分高いと判断できる。

2.4 実験条件

流量を 1.25~1.5l/s とほぼ一定とし、勾配を 1°, 3°, 5°, 7.2°, 9°, 12°, 14.2° と変化させた。各勾配において 5 ケース以上の計測を行った。各勾配での流量は一定とした。既往研究と同様に、3° 以下のケース

では各個運搬, $5^\circ \sim 9^\circ$ のケースでは掃流状集合流動, 12° 以上では土石流の携帯が観察された. 以下ではこれらの流速分布や二層境界高さなどの特性について理論流速分布式と比較しながら考察する.

今回の実験では土石流発生直後を想定し, 全長 2m の短水路で計測を行った. 計測位置は流入部から 140cm 下流 (以下フェッチとよぶ) とした.

3. 結果と考察

3.1 流動層の判定方法

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. Fig. 5 および Fig. 6 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. 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.

Fig. 7 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.

3.2 理論式との比較

既往の理論平均流速分布 (高橋 1982, 橋本・平野 1996) は以下の通りである.

(高濃度層)

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

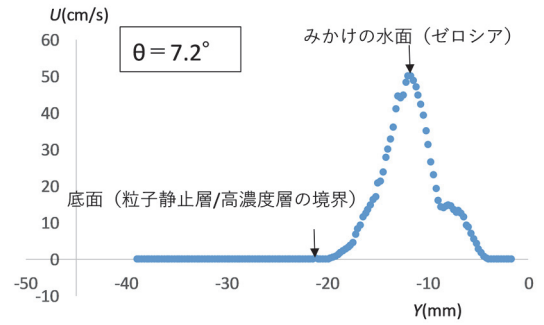


Fig. 5 Vertical profile of streamwise velocity in the case of 7.2°

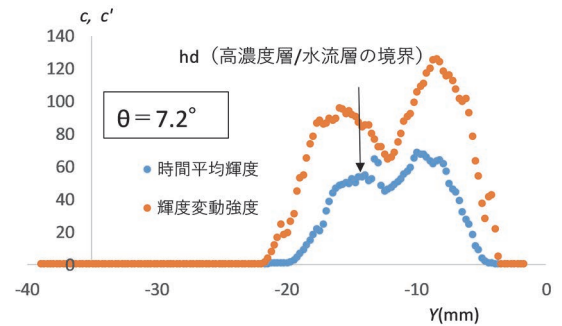


Fig. 6 Vertical profile of sediment concentration in the case of 7.2°

$$\cdot \left[(sC_d \eta_d + 1)^{\frac{3}{2}} - \{sC_d \eta_d + 1 - (sC_d + 1)\eta\}^{\frac{3}{2}} \right] \quad (2)$$

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

$$\frac{u}{u_*} = \frac{u_i}{u_*} + \frac{2}{\kappa} \times \left\{ (y' - y'_d) - \frac{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa}}{2} \right. \\ \left. \cdot \ln \left(\frac{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa} - y'_d}{\sqrt{y'^2_d + a_l \eta_d / \kappa} + y'_d} \right) \right\} \quad (3)$$

Fig. 7 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。

- ・フェッチ距離が短いため、安定した等流が形成されていないこと。
- ・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。

ここでは短フェッチの影響を考察する。今回は土石流発生直後を想定して、1 m 程度の短いフェッチ距離における計測を行った。このため流れが十分に加速していない可能性がある。この検証のために流れの先端のスナップショットを用いた目視による計測を行い、先端速度の加速を調べた。その結果 $x = 22\text{cm}$ と $x = 140\text{cm}$ の場合でほとんど差が見られなかった。今回のフェッチ距離では先端の加速はなかった。また、各フェッチにおける流速分布についても調べた。Fig. 8 はフェッチを $x = 22, 50, 80, 140\text{cm}$ と設定して流速分布を比較した結果である。まず $x = 22\text{cm}$ では $1 > y/h > 0.7$ の水面側の層で流速が大きく、 $x = 80\text{cm}$ までこの層は減速する傾向がみられる。また $y/h < 0.7$ では流下するとともに少し加速する特性がみられる。完全に等流ではなくコントロールボリュームへの作用力のバランスが崩れている可能性もあり、この点も等流を前提とした理論と今回の実験のずれの原因かもしれない。

4. おわりに

本研究では発生直後の2層土石流に焦点を当て、小型水路における水理実験を行い、既往研究から導き出された速度分布理論式と比較した。実験では水路勾配を系統的に変化させ、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し、各ケースにおける流速分布を求めた。以下に得られた主要な結果をまとめる。

(1)水路勾配を掃流砂から土石流までカバーできるレンジで変化させ、各勾配につき5回以上の計測を行い実験の再現性を確認するとともに、勾配ごとの流速分布や、水流層・高濃度層の割合を評価した。

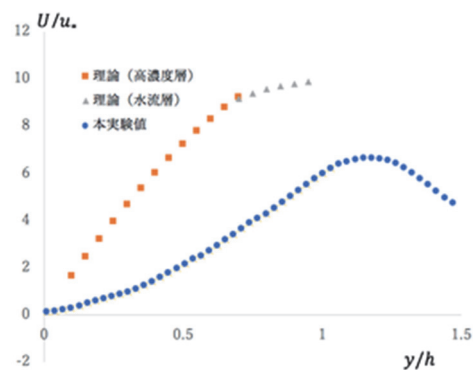


Fig. 7 Comparison between the theoretical curve and the present measured data

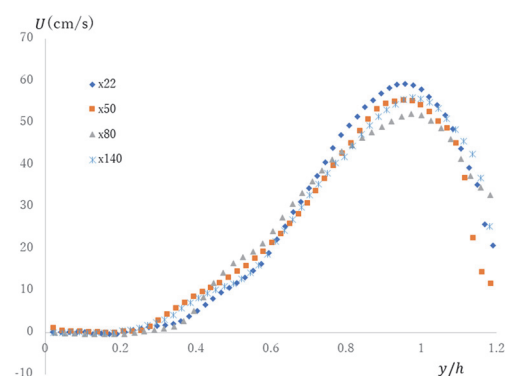


Fig. 8 Comparison of velocity profiles in different fetch distances

(2) 今回、輝度および輝度変動強度によって、3つの境界面(みかけの水面、二層境界面、高濃度層と静止砂礫層の境界面)を判定した。水深に対する高濃度層の厚さの比は既往研究と同様のものが得られ、輝度方式による領域分けは良好に行うことができた。

(3)各ケースにおける流速分布を求め、理論式によって求めた流速分布と比較した。水流層・高濃度層ともに乖離がみられた。

(4)今回の実験水路において、理論式の仮定条件である等流形成の確認を行った。様々なフェッチ距離において先端速度と流速分布を比較した。流れの先端速度には大きな変化はなかったが、流速分布にはわずかに変化が見られ、実験条件が完全に等流ではなかった可能性がある。

以上のように、高速度カメラを用いて様々な勾配における掃流状集合流動の実験を行い、従来の理論

式と比較した。今回、実験スケール（フェッチが過小）の関係で理論式とのずれがみられた。実験装置の改良や土砂濃度の実測を含めより正確なデータを集めることが今後の課題である。また、理論式と実験値が乖離する原因を今回考察したもの以外にも検討し、実験係数への依存が小さい理論式の提案を今後の目標としたい。

参考文献

江頭進治・芦田和男・佐々木幹夫・清水義彦・関根正人・玉井昌宏・藤田正治・宮本邦明・森明巨（1995）：固液混相流における支配方程式とその適用性，水工学論文集，第 39 巻，pp. 538-546.

高橋保（1982）：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浸食-，京大防災研究所年報，第 25 号 B-2，pp. 2-5.

橋本晴行・平野宗夫（1996）：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.

高濱淳一郎・藤田裕一郎・吉野弘祐（2004）：二層流モデルによる土石流の二次元汜濫解析法に関する研究，水工学論文集，第 48 巻，pp. 919-920.

松本直樹・和田孝志・中谷加奈・里深好文・木山高久（2012）：粒径変化を考慮した土石流汜濫予測手法に関する研究，砂防学会誌，Vol. 65，No. 3，pp. 3-11.

（論文受理日：2020年8月31日）