

深港川で発生した泥流型土石流のせき上げのメカニズムに関する考察

九州大学大学院 ○土谷麻菜(現国土交通省広島国道事務所)・水野秀明

1. はじめに

平成27年7月28日12時40分頃、鹿児島県垂水市二川深港地区で土石流が発生した。この土石流は泥流型土石流(以下泥流とする)であり、導流堤上流部でせき上げ背水を形成した。泥流のせき上げ背水については、次の研究がなされている。Coussot(1997)により、泥流は狭窄部で跳水現象を起こし、その巨視的な特性は水の流れと同様に数学的に説明できることが示唆されている。また、水野ら(2001)は泥流がスリット堰堤を通過する際の水面形の変化を、水理的に構築した数理モデルにより簡易的に示した。さらに、水野ら(2021)は泥流型土石流の流れに2次元浅水流方程式を適用できることを明らかにした。

しかし、定量的に泥流のせき上げ背水のメカニズムを明らかにするには至っていない。そこで、深港川で発生した泥流型土石流の映像からその先頭部の速度と水深を明らかにすること、そのせき上げ背水を3次元数値計算により再現すること、その再現結果から3次元の流れの構造を明らかにすることを目的とする。

2. 再現対象の泥流型土石流の流速と水深の計測

国土交通省大隅河川国道事務所により設置された監視カメラは前述の鹿児島県深港川で発生した泥流の一部始終を撮影した。また、同事務所は7月8日と31日に深港川流域のオルソ画像を撮影した。この映像とオルソ画像から、泥流の先端部の速度と水深を計測した。

図1は「土石流の速度を計測するための区間」(以後、AB区間と呼ぶ)を示したものである。計測開始時点は上流側の黄色の線Aに土石流の先頭部が差し掛かった時点とし、同様に計測終了時点は下流側の黄色の線Bに土石流の先頭部が差し掛かった時点とした。また、AB区間の水平距離はオルソ画像からQGISを用いて測定した。その結果土石流がAB区間を流れた時間は13.2秒だった。AB区間の水平距離は約136mだった。これによりAB区間を流れる土石流の平均速度は136m/13.2s = 10.30[m/s]であったとわかった。

土石流の水深は映像よりA地点で水路の高さとほぼ同じであったため、水路の高さを土石流の水深とした。水路の高さは護岸の法長と法勾配から求めた。これらにより、水路の高さは2.818mとわかった。また、流路の幅をオルソ画像からQGISを用いて測定したところ約10mであった。よって流路の流積は28[m<sup>2</sup>]と推定した。

3. 3次元数値計算による泥流型土石流の再現

3.1 3次元数値計算の基礎方程式

基礎方程式は質量保存則と運動量保存則からなる連立微分方程式である。質量保存則を式(1)に、運動量保存則を式(2)に示す。ここで、 $\rho_m$ は空気と液体の混合物の密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $\vec{u}_m$ は空気と水の混合物の3次元速度ベクトル[m/s]、 $p$ は圧力[N/m<sup>2</sup>]、 $\mu_m$ は空気と液体の混合物の粘性係数[Pa·s]、 $\vec{g}$ は重力加速度ベクトル[m<sup>2</sup>/s]を表す。なお、3次元数値計算を行うにあたり、基礎方程式は有限体積法を用いて離散化した。

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \vec{u}_m) = \vec{0} \quad \dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial (\rho_m \vec{u}_m)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \vec{u}_m \vec{u}_m) = -\nabla p + \nabla \cdot (\mu_m \nabla \vec{u}_m) + \rho_m \vec{g} \quad \dots\dots (2)$$

界面追跡法にはVOF(Volume of Fluid)法を用いた。VOF法では単位体積当たりに含まれる液体の体積割合(以下ボイド率と呼ぶ)に着目し、任意のボイド率を閾値とすることで界面を決定する。混合物の材料物性を次の式(3)、式(4)のように与える。ここで、 $\alpha$ はボイド率(0 ≤ α ≤ 1)、 $\rho_w$ は液体の密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $\rho_g$ は空気の密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $\mu_w$ は液体の粘性係数[Pa·s]、 $\mu_g$ は空気の粘性係数[Pa·s]を表す。

$$\rho_m = \alpha \rho_w + (1 - \alpha) \rho_g \quad \dots\dots (3)$$

$$\mu_m = \alpha \mu_w + (1 - \alpha) \mu_g \quad \dots\dots (4)$$

また、界面の移動はボイド率の移流方程式として式(5)を解くことにより求められる。

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\alpha \vec{u}_m) = \vec{0} \quad \dots\dots (5)$$

3.2 3次元数値計算による泥流型土石流の再現

3次元数値計算を行う計算メッシュを次の手順で生成した。まず日本の平面直角座標第2系で(経距[m], 緯距[m])の順で左下の点(-19880, -156270)から右上の点(-19780, -156140)で囲まれた長方形の範囲において計

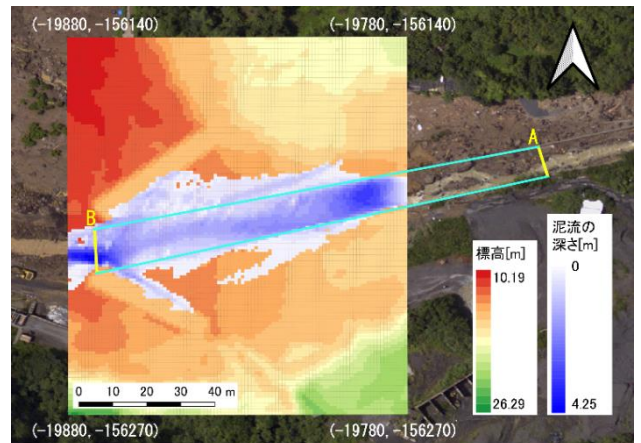


図1 AB区間と計算結果

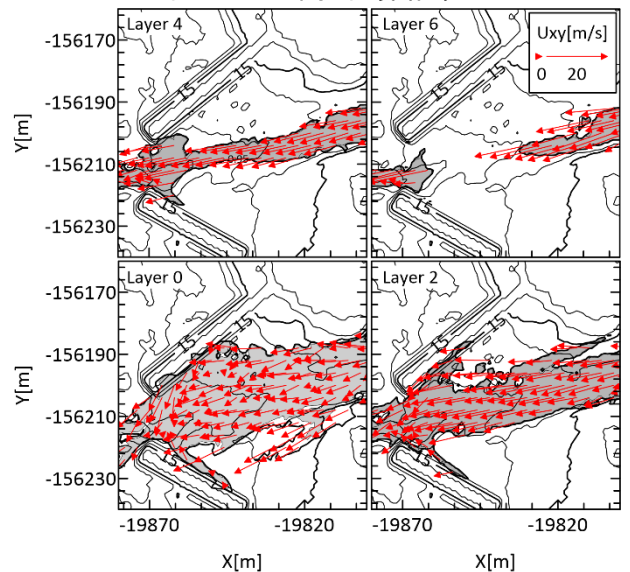


図2 XY平面上に投影した速度ベクトルの分布

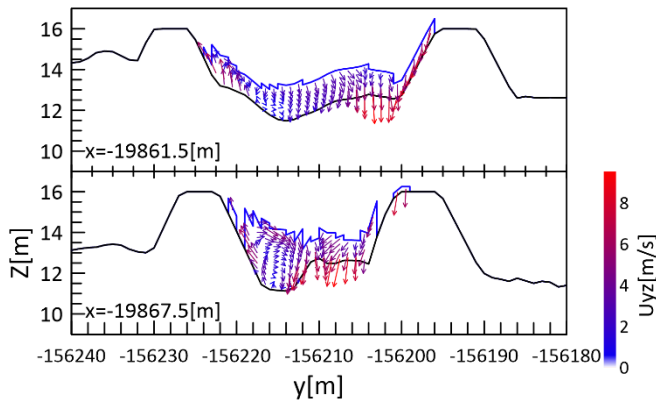


図3 YZ平面上に投影した速度ベクトルの分布

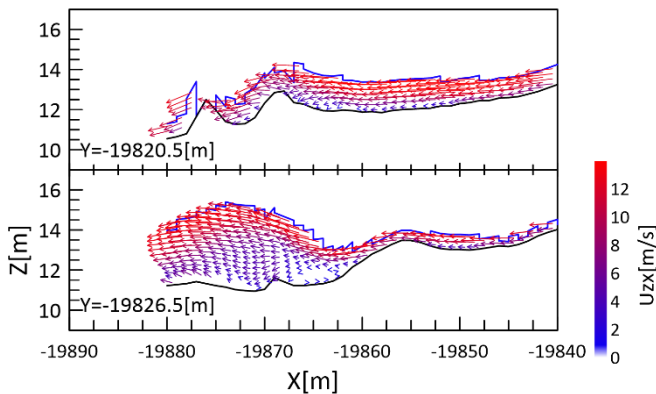


図4 ZX平面上に投影した速度ベクトルの分布

算セルを作成した。計算セルの大きさは X 方向に 1m 間隔、Y 方向に 1m 間隔、Z 方向に 0.25m 間隔で設定した。これに平成 27 年 7 月 8 日に国土交通省が行ったレーザー計測により得られたグリッドデータから標高を補完し、さらに導流堤を加えた。導流堤の高さは約 2.5[m]、天端幅は約 3.5[m]とした。このメッシュを垂直上向き Z 方向に 20 層積み重ねた。

泥流の供給は生成した計算メッシュのうち底面の一定領域から行うこととし、この領域を流入面と呼ぶ。流入面には計算メッシュの底面のうち 10m×10m の領域(経距で -19790m から -19780m、緯距で -156198m から -156188m で囲まれた矩形)を設定した。この流入面を図 7 に示す。水路の流積 28[m<sup>2</sup>]に対して、土石流の速度が 10.3[m/s]となるように、流入面から計算領域内に供給する泥流の質量の時間割合を 288.4[m<sup>3</sup>/s]とした。

また、泥流の密度と粘性係数を測定した結果、密度は 1640[kg/m<sup>3</sup>]、粘性係数は 2.8[Pa·s]であった。以上の条件のもと、空気の密度を 1[kg/m<sup>3</sup>]、空気の動粘性係数を 1.480 × 10<sup>-5</sup>[m<sup>2</sup>/s]として泥流の流入開始から 20 秒間の流れについて 3 次元数値計算を行った。

図 1 に 3 次元数値計算の結果を示す。これは泥流の流入開始から 20 秒後における泥流の表面の地表面からの高さ(以下泥流の深さとする)を表したものである。計算結果の泥流の広がり方は映像を再現できた。

#### 4. せき上げ背水発生メカニズムの考察

速度ベクトル  $\vec{u}_m$  を XY, YZ, ZX 平面上に投影した 2 次元ベクトルを  $\vec{U}_{XY}$ ,  $\vec{U}_{YZ}$ ,  $\vec{U}_{ZX}$  と記すことにし、各ベクトルの長さを  $U_{XY}$ ,  $U_{YZ}$ ,  $U_{ZX}$  と書くことにする。図 2 は Layer0, Layer2, Layer4, Layer6 上における  $\alpha \geq 0.9$  の  $\vec{U}_{XY}$  を示したものである。なお、層の名前は底面に接している層を Layer0 とし、底面から Z 方向に順に Layer0, Layer1, ... と名付けた。図 3 は平面 X = -19867.5m, -19861.5m 上に

おける  $\vec{U}_{YZ}$  の各変化を示す。図 4 は Y = -156216.5m, -156210.5m 上における  $\vec{U}_{ZX}$  の各変化を示す。

図 2 を見ると、最下層の Layer0 で、流路から右岸側にあふれた流れは導流堤にぶつかり、斜面側では上流へ向きを変え、導流堤の水通し部側では水通し部の方へ向きを変えた。 $U_{XY}$  は水通し部に近づくにつれて上流側に向くものがあった。また、その速度は水通し部に近づくにつれて遅くなった。一方、水面付近の Layer4, Layer6 で、 $\vec{U}_{XY}$  は一様に下流側に向かい、その速度は流路の流れの速度を維持していた。

図 3 を見ると、水通し部直上流の平面 X = -19867.5m 上の  $\vec{U}_{YZ}$  は左岸付近(Y = -156217m ~ -156215m)で Z 軸上向き、中央部付近(Y = -156213m ~ -156211m)で Z 軸下向きであった。よって、左岸側の導流堤付近で、流れが渦を巻いていると考える。これに対して、水通し部から 6m 上流の平面 X = -19861.5m 上の  $\vec{U}_{YZ}$  はほとんど一様に下降していた。

図 4 を見ると、導流堤付近の平面 Y = -156216.5m 上の  $\vec{U}_{ZX}$  は導流堤の上流部(X = -19868m ~ -19862m)の下層部で速度が遅くなっており、特に最下層部では上流側を向くものもあった。一方、同縦断面の  $\vec{U}_{ZX}$  は上層部で下層部の遅い流れを乗り越えており、上流からの速さを維持していた。これに対して、水通し部中央付近を通る平面 Y = -156210.5m 上の  $\vec{U}_{ZX}$  では上流側を向くほど遅い流れは見られなかった。

XY 平面上で  $\vec{U}_{XY}$  は、水通し断面に左右岸からの流れがぶつかって遅くなっていた。水通し部直上流で顕著に遅かった。また、YZ 平面上で  $\vec{U}_{YZ}$  は、左岸側で上昇、中央部で降下していた。この傾向は水通し部に近いほど顕著だった。さらに、ZX 平面上で  $\vec{U}_{ZX}$  は、水通し部付近の下層部の流れは上流側を向くものもあった。上層部の流れは下層部の遅い流れを乗り越えた。以上のことから、泥流は導流堤の水通し部の直上流で速度を落としせき上げ背水を形成した。

#### 5. おわりに

本研究では再現対象の泥流型土石流について、その速度は 10.3m、水深は 2.8m と推定した。この実際の泥流から求めた値を用いて 3 次元数値計算により泥流の再現計算を行った。計算結果は概ね実際の土石流を再現していた。

再現計算の結果から、縦断方向で見ると、泥流は底面付近で上流側に、水面付近で下流側に流れていた。横断方向で見ると、泥流は左右岸からの流れが水通し部でぶつかり、左右岸でそれぞれ渦を巻いていた。このようにせき上げ背水が発生していると推察できた。

本研究は国土交通省河川砂防技術研究開発公募地域課題(砂防)「微地形が泥流型土石流の水面形の変化に及ぼす影響の解明」の研究助成を受けた成果の一部である。関係各位に謝意を表す。

#### 引用文献

- Philippe Coussot (1997): *Mudflow Rheology and Dynamics*, Routledge, p.185-197  
 水野秀明・ボボリン ヴィットリオ・南哲行(2001):透過型砂防ダムによる泥流型土石流のピーク流量減少効果に関する研究, 砂防学会誌, Vol.53, No.6, p.45-54  
 水野秀明・和田眞典・土谷麻菜・江藤稚佳子(2021):粘性の高い液体を用いたダムブレイク現象の2次元数値計算による再現と精度評価, 砂防学会誌, Vol.74, No.2, p.24-30  
 湊明彦(2009):アドバンスソフトシミュレーションシリーズ1 気液二相流の力学と数値解析入門, アドバンスソフト株式会社, p.81-85