

溪流源頭部における土石流の発生・発達過程に関する研究

静岡大学 農学部 ○高山翔揮・今泉文寿

1. はじめに

河床勾配 22° 以上の溪流源頭部では、表流水が不飽和河床堆積物を侵食することにより、流れ上層部の間隙が水で満たされない不飽和土石流が発生する (Imaizumi et al., 2017; Takayama et al., 2022)。本研究は、溪流源頭部における土石流の発達プロセスを表現できる数値モデルを開発した。

2. 不飽和土石流の抵抗則

定常等流の土石流を模擬する水路実験は、移動床上においてプラグをもつ不飽和土石流が発生することを実証している (e.g., Armanini et al., 2005)

(図-1)。プラグ底面と河床面それぞれの外力 (τ) と降伏応力 (τ_y) のつりあい式からプラグ厚 (h_p) を表す次式が導かれる：

$$\frac{h_p}{h} = \frac{C_{s\infty sat} - C_{smax}}{C_{s\infty sat} - C_{sp}} \quad (C_{s\infty sat} \geq C_{smax}) \quad (1)$$

ここに、 h は流動深、 $C_{s\infty sat}$ は飽和土石流の平衡土砂濃度 ($= \tan \theta [(\sigma \rho^{-1} - 1)(\tan \phi - \tan \theta)]^{-1}$ 、 θ は流路勾配、 σ は固体粒子密度、 ϕ は内部摩擦角)、 C_{smax} は土石流の最大土砂濃度 ($\approx 0.85 C_{s*}$ ； C_{s*} は河床堆積物の土砂濃度)、 C_{sp} はプラグ層の土砂濃度 ($\approx 0.80 C_{s*}$) である。 $C_{s\infty sat} < C_{smax}$ のときは $h_p h^{-1} = 0$ である。

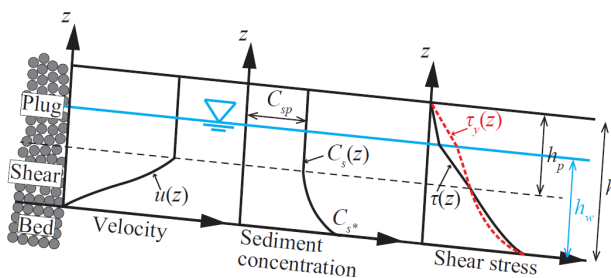


図-1 不飽和土石流の流れ構造

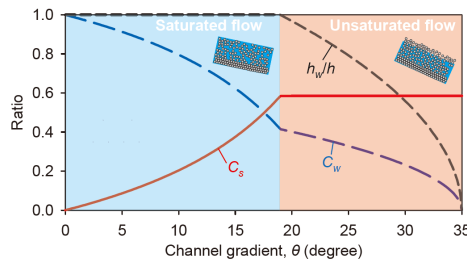


図-2 流れの容積土砂・水濃度、間隙水位

土石流密度 (ρ_m) は深さ方向に一定と近似した場合、高橋ら (1996) が提案した摩擦応力 ($\tau_{fri} \cdot p_{fri}$) と粒子衝突応力 ($\tau_{col} \cdot p_{col}$) を考慮した土石流の構成式は次式で表される：

$$\tau_{fri} + \tau_{col} = \rho_m g (h - z) \sin \theta \quad (2)$$

$$p_{fri} + p_{col} + p_{wat} = \rho_m g (h - z) \cos \theta \quad (3)$$

ここに、 p_{wat} は間隙水圧、 g は重力加速度である。 τ_{fri} はクーロン摩擦則、 $\tau_{col} \cdot p_{col}$ は Bagnold の構成式で表される (高橋ら, 1996)。

p_{fri} と p_{col} の割合を表す関数 f_{cs} は、プラグを考慮した次式で表す：

$$f_{cs} = \frac{h_p}{h} + \left(1 - \frac{h_p}{h}\right) \left(\frac{C_s - C_{s3}}{C_{s*} - C_{s3}}\right) \quad (4)$$

ここに、 C_s は容積土砂濃度、 C_{s3} は摩擦が発揮される最小土砂濃度 (≈ 0.5) である。

p_{wat} は、静水圧・線形近似された次式で表す：

$$p_{wat} \approx - \int \frac{2\bar{p}_{wat}}{h} dz = \rho g (h - z) \left(\frac{h_w}{h}\right)^2 \cos \theta \quad (5)$$

ここに、 $\bar{p}_{wat}$ は水深平均間隙水圧、 h_w は間隙水位である。

式(2), (3)を深さ方向に積分して整理すれば断面平均流速 ($\bar{u}$) を表す次式が導かれる：

$$\bar{u} = \frac{1}{h} \int_0^h u dz = \frac{2}{5} \sqrt{G} h^{1.5} \quad (6)$$

$$G = \frac{\rho_m g \sin \theta}{\lambda^2 d^2 \sigma a \sin \phi} \left\{ 1 - f_{cs} \left[1 - \frac{\rho}{\rho_m} \left(\frac{h_w}{h}\right)^2 \right] \frac{\tan \phi}{\tan \theta} \right\} \quad (7)$$

ここに、 λ^2 は線濃度 ($= [(C_{s*} C_s^{-1})^{1/3} - 1]^{-1}$)、 d は

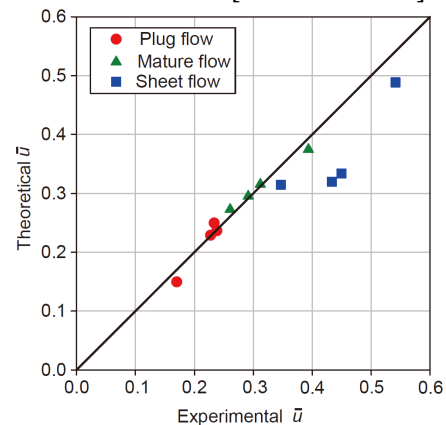


図-3 理論と実験の断面平均流速 ($\bar{u}$)

粒径、 a は Bagnold の粒子衝突係数である。

式 (5) を用いた河床面における外力 (τ) と降伏応力 (τ_y) のつりあい式より、平衡状態の容積土砂濃度 (C_s)、容積水濃度 (C_w)、間隙水位 (h_w) を求める式が導出される (図-2)。これらの式と式 (6) から計算される流れの断面平均流速 ($\bar{u}$) は、Armanini et al. (2005) の定常等流の移動床上の土石流を模擬する実験の結果と良好に一致した (図-3)。

3. 数値モデル

地表面流を表す浅水流方程式と地下水流を表す深さ方向に積分された Richards 方程式 (Pan et al., 2015) を連成して解析する数値モデルを構築した。

飽和流 ($C_s < C_{smax}$)、不飽和流 ($C_s = C_{smax}$) それぞれの連続式は次式で表される：

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(C_s + C_w)\bar{u}h}{\partial x} + \frac{\partial(C_s + C_w)\bar{v}h}{\partial y} = i_b(C_{s*} + C_{wb}) + w_i + P \\ \frac{\partial C_s h}{\partial t} + \frac{\partial C_s \bar{u}h}{\partial x} + \frac{\partial C_s \bar{v}h}{\partial y} = i_b C_{s*} \\ C_w = 1 - C_s \end{cases} \quad (8)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{C_{smax}} \left(\frac{\partial C_s \bar{u}h}{\partial x} + \frac{\partial C_s \bar{v}h}{\partial y} \right) = i_b \frac{C_{s*}}{C_{smax}} \\ C_s = C_{smax} \\ \frac{\partial C_w h}{\partial t} + \frac{\partial C_w \bar{u}h}{\partial x} + \frac{\partial C_w \bar{v}h}{\partial y} = i_b C_{wb} + w_i + P \end{cases} \quad (9)$$

ここに、 i_b は侵食・堆積速度、 C_{wb} は河床面の容積水濃度、 w_i は河床面を介する水フラックス、 P は降雨量である。

地表面流の運動量保存則に含まれる河床せん断力は、土石流、掃流状集合流動、掃流砂流の流砂形態ごとに異なる式で与えられる (e.g., Takahashi et al., 1992)。本研究は、土石流の河床せん断力式に

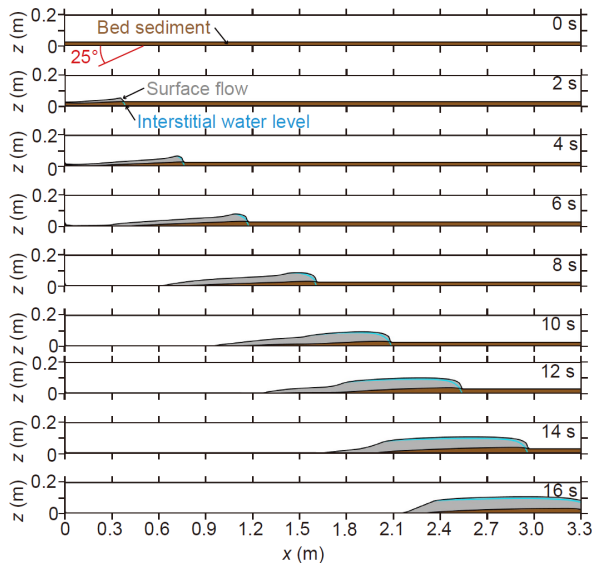


図-4 不飽和土石流の発達過程に関する計算結果

式 (6) から導出される次式を与えた：

$$\tau_{bx} = \frac{25\lambda^2 d^2 \sigma a \sin \phi}{4h^2} \bar{u} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} + f_{cs} \left[1 - \frac{\rho}{\rho_m} \left(\frac{h_w}{h} \right)^2 \right] \rho_m g h \cos \theta \tan \phi \quad (10)$$

Takahashi et al. (1992) が示す不飽和河床の侵食速度式の導出過程において、式 (5) の間隙水圧近似式を用いることで、不飽和土石流を考慮した侵食速度式を導出した。堆積速度式は、粒子沈降速度に依存する式を用いた。地下水流は、Pan et al. (2015) が提案した平面 2 次元 Richards 式に侵食・堆積、基岩・河床勾配の影響を新たに考慮した式を用いた。

4. 数値モデルの妥当性検証

全長 3.6 m、幅 0.1 m、勾配 25° の実験水路に 3 cm 厚で粒径 1.8 mm の珪砂を敷き均し、その体積含水率を 30% に調節した後、上流から 160 cm³ s⁻¹ の水を供給することで土石流を発生させる実験を行い、この実験との比較により数値モデルを検証した。提案したモデルは、表流水が不飽和の河床堆積物を侵食し、不飽和土石流が発達するプロセスが表現された (図-4)。その流れの表面位、間隙水位の時空間変化は、実験と良好に一致した (図-5)。

参考文献

- Armanini et al., 2005, J Fluid Mech, 532, 269–319
 Imaizumi et al., 2017, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 17, 1923–1938
 Pan et al., 2015, J Hydrol., 530, 66–78
 Takahashi et al., 1992, J Hydraul Eng., 118, 11, 1490–1507
 Takayama et al., 2022, Geomorphology, 409, 108269
 高橋ら, 1996, 京都大学防災研究所年報, 39, B-2, 333–346

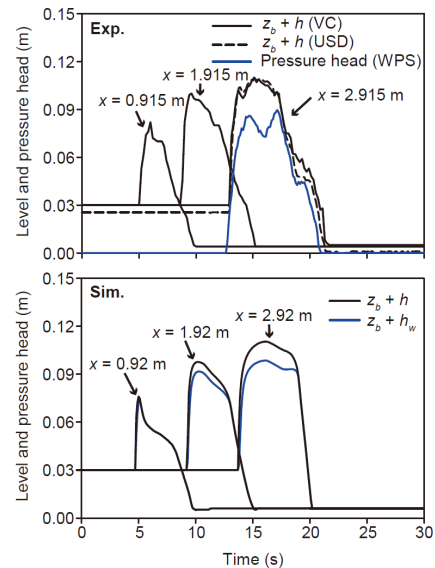


図-5 実験と計算の流れ表面位、間隙水位の比較