

数値解析による溪岸・溪床侵食と土石流の発達機構の研究

溪岸・溪床侵食, 土石流, APM 法

中央大学大学院 学生会員 ○加藤 宏季
中央大学研究開発機構 フェロー会員 福岡 捷二

1. 序論

土石流による溪谷の侵食機構を明らかにすることは、通過土石流量の評価に加え、土石流通過後の安定な溪床や溪岸流路の評価においても重要である。しかし、土石流による溪床や溪岸の侵食機構については十分明らかにされていない。

Iverson et al.¹⁾は、大型模型実験により土石流通過時に水路床に働く全応力と間隙水圧を計測し、土石流フロント通過時には自重の流下方向成分のみが土石流の流下方向に働くことを示し、流路床の液化による巻き込みによって土石流の運動量が増加することを示している。Lyu et al.²⁾は、土石流通過に伴う溪岸侵食に着目し、溪岸侵食が支配的な場合と溪床侵食のみが発生する場合とで土石流の流動とそれに伴う侵食状況について比較検討を行っている。溪岸侵食が溪床侵食よりも土石流フロントの大きさの成長に寄与しており、溪岸侵食は土石流フロント通過後に発生しているという結果を得ている。

しかし、これらの模型実験では個々の粒子に働く力や粒子周りの流れ場を計測することは困難であり、数値解析によってのみ可能となる。本来であれば、石礫粒子は離散体モデル、水は連続体モデルとして扱い、これらの相互作用を考慮した形でモデル化されることが望ましい。しかし、土石流を水と土砂の混合流体とみなし、Euler-Euler 型の連続体モデルによる取り扱いが主流であった³⁾。この考え方は Euler-Lagrange 型のモデル化に比べて計算負荷が小さく、小さい粒径の土砂も考慮でき、現地スケールでの解析が可能であるが、本質的な現象説明とは言い難い。近年では、計算機性能の向上に伴い Euler-Lagrange 型のモデルの開発が進められている。福田ら⁴⁾は、非球形粒子も解析可能な Euler-Lagrange 型のモデル(APM 法)を開発し、伊藤らの土石流水路実験結果を説明している。

侵食しようとする力に対する抵抗力として、粒子同士の接触力が重要である。特に、非球形粒子はかみ合わせの効果が大きく、この効果を適切に考

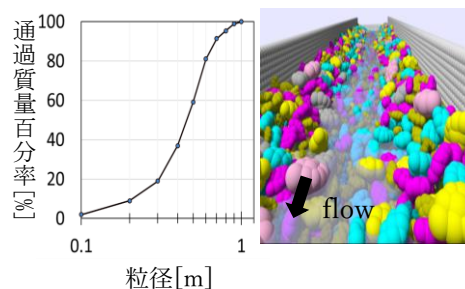


図-1 粒度分布

図-2 水路の初期状態

慮するためには石礫粒子一つ一つに対して周りの粒子群からうける接触力を評価する必要がある。そして、流体力や衝突力と共に個々の粒子レベルで検討することが侵食機構の解明に向けて重要である。

本研究では、溪岸・溪床の侵食機構に関する基礎的研究として、Lyu et al.²⁾の模型実験と同様に移動性の溪床と溪岸を有する直線性の初期溪谷形状を作成し数値実験を行う。数値実験結果は、個々の粒子が移動した要因について検討を行うとともに、Lyu et al.²⁾の模型実験結果と比較される。

2. 数値解析法

(1) 流れの解析

流れの解析では、石礫粒子の固相部分を密度の異なる流体として与え、全体を非圧縮性流体とし、固液混相流の一流体モデルを用いている。サブグリッドスケール以下の乱れのモデルとして標準 Smagorinsky モデルを用い、LES として解いている。以下に流れの基礎式を示す。

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = g_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \{2(\nu + \nu_t) S_{ij}\} \quad (2)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

$$v = \mu/\rho \quad (4)$$

$$v_t = (C_s \Delta)^2 \sqrt{2S_{ij}S_{ij}} \quad (5)$$

ここに、 u_i は流体計算格子内で質量平均した流速、 P は圧力とSGS応力の等方成分の和、 ρ は流体計算格子内で体積平均した密度、 g_i は重力加速度、 μ は流体計算格子内で体積平均した粘性係数、 C_s はSmagorinsky定数、 Δ は計算格子幅である。下付きの添え字 i, j はそれぞれ各方向成分を示す。自由水面の変化はVOF法により解析している。

(2) 石礫の解析

粒子の運動については、剛体の運動方程式を用いて解き、石礫の接触判定および接触力は、石礫粒子を構成する小球それぞれで個別要素法を用いて評価する。粒子が受ける流体力については、流れ場の運動方程式における圧力項と拡散項を体積分することによって直接計算する。以下に、基礎式を示す。

$$M \ddot{r}_i^g = M g_i + F_i^f + F_i^c \quad (6)$$

$$\dot{\omega}_{i'} = I_{i'j'}^{-1} \{ R_{j'l} (N_i^f + N_i^c) - \varepsilon_{j'k'l'} \omega_{k'} I_{l'm'} \omega_{m'} \} \quad (7)$$

$$F_i^f = \int_{\Omega_s} \left\{ -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \rho \frac{\partial}{\partial x_j} \{ 2(v + v_t) S_{ij} \} \right\} d\Omega \quad (8)$$

$$N_i^f = \int_{\Omega_s} \varepsilon_{ijk} r_j^f \left\{ -\frac{\partial p}{\partial x_k} + \rho \frac{\partial}{\partial x_l} \{ 2(v + v_t) S_{kl} \} \right\} d\Omega \quad (9)$$

ここに、 M は質量、 g は重力加速度、 r_i^g は重心位置、 F は粒子が受ける力、 N は粒子が受けるトルク、 ω は角速度、 I は慣性テンソル、 R はグローバル座標系からローカル座標系への変換行列、 ε はエディトンのイプシロン、 r_i^f は作用点の重心からの距離である。上付き添え字 f は流体の成分を、 c は固体の成分をあらわす。上付き添え字 $i-k$ はグローバル座標系を、 $i' - m'$ はローカル座標をあらわす。

3. 数値移動床実験条件

本研究で用いた数値移動床水路は、水路長 60 m、水路幅 8 m の直線水路である。水路勾配は、土石流の発生条件¹⁾を満たすように、20°とした。座標軸は、流下方向に x 軸、横断方向に y 軸、垂直上向きに z 軸(以下、z 軸方向のことを垂直方向と呼ぶ)をとる。溪床・溪岸の材料として、図-1 に示す最大粒径が 1.0m、最小粒径が 0.1m の、10 種類の粒径からなる粒度分布を用いた。すべての粒子は形状と密度が等しい。本研究では、非球形粒子を用いており、粒径とは非球形粒子の体積と同等の体積を持つ球の直径のことをいう。

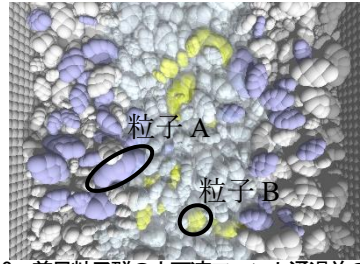
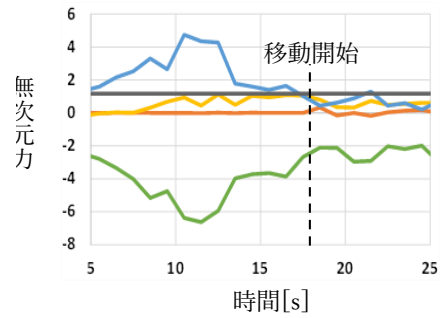
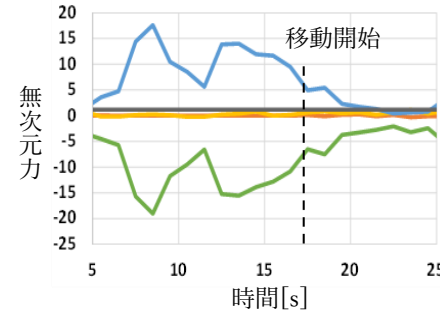


図-3 着目粒子群の土石流フロント通過前の様子

—合力 —流体力 —正の接触力 —負の接触力 —自重

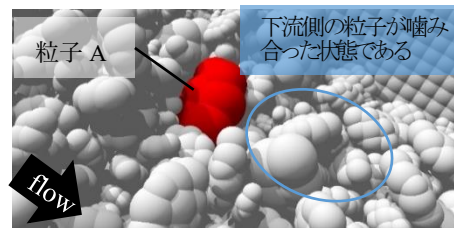


(a) 粒子 A

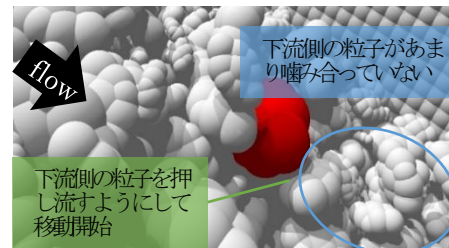


(b) 粒子 B

図-4 粒子に働く無次元力の時間変化



(a) 土石流フロント到達直前



(b) 移動開始直前の状態

図-5 粒子 A 周りの石礫の様子

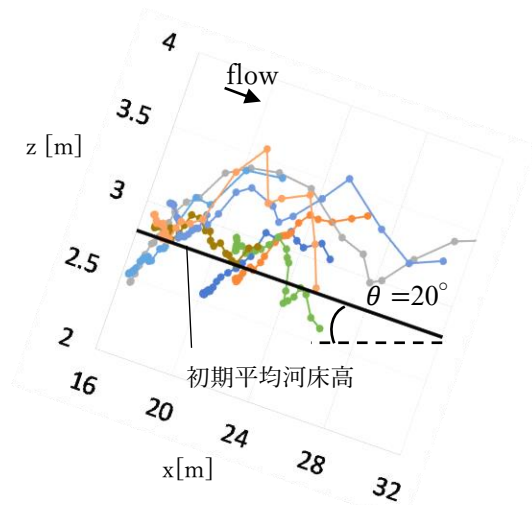
水路中に粒子群をランダムに投下し、溪岸の傾斜角は溪床から約 30° となるように初期堆積縦横断河道をつくった。数値実験水路の初期状態を図-2 に示す。実験では、溪谷の上流端で、一定流量 $10.0[\text{m}^3/\text{s}]$ を与え続けた。通水中に土砂の供給は行っていない。下流端では、圧力をゲージ圧 0 とし、土砂は自由に流出できるとしている。土石流の発生を促すために初期条件として、溪床表層より上層部分の流速に対数分布則を与えた。これにより動き出した粒子群は溪床・溪岸の粒子を巻き込みながら成長し、土石流フロントが形成された。

4. 移動機構・侵食機構

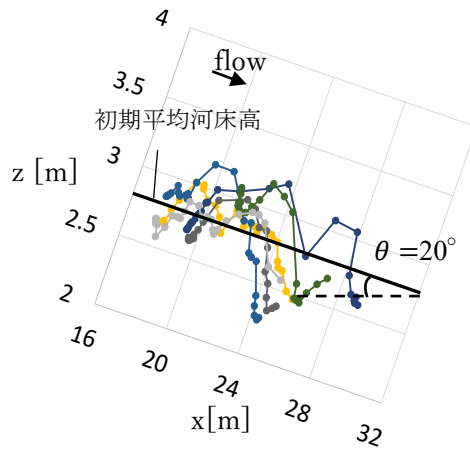
土石流フロントが通過した区間における溪岸粒子で、縦断方向に 5m 以上移動した粒子に着目した。着目粒子の標本数は全部で 52 個であり、図-3 における青色の粒子が溪岸の着目粒子 (38 個)、黄色の粒子が溪床の着目粒子 (14 個) である。また、縦断方向に働く力 F_x を摩擦力 $(\mu(\rho_s - \rho_w)Vg\cos\theta)$ で無次元化をしている。 μ は静止摩擦係数、 ρ_s は石礫の密度、 ρ_w は水の密度、 V は石礫の体積、 g は重力加速度、 θ は水路勾配である。静止摩擦係数 μ は、解析に使用した内部摩擦角を ϕ_s として、 $\mu = \tan\phi_s$ としている。

(1) 溪岸粒子の移動・侵食機構

溪岸を構成する粒子の標本数 38 個に対して縦断方向に移動を開始する主な要因が、流体力であったものは 1 個、衝突力であったものは 5 個、抵抗力の減少であったものは 23 個、その他であったものは 9 個であった。これより、抵抗力の低下が溪岸粒子の縦断方向への移動開始に特に寄与していることがわかる。図-3 に示す粒子 A、B に働いた縦断方向の力の時間変化を図-4 に示す。図-4(a) の粒子 A に着目すると、土石流フロント到達に伴って正の接触力や流体力は大きくなっている。しかし、負の接触力も増加しており合力はゼロとなり動き出していない。その後の約 18 秒時点では、土石流フロントが到達した時よりも小さな力であるが粒子 A は動き出している。図-5 には、土石流フロント到達直前と移動開始直前の粒子 A 周りの石礫の状態を示している。粒子の状況を見るため、水面は表示していない。赤い粒子が粒子 A である。図-5 より、土石流フロント到達直前では下流側の粒子がしっかり噛み合っており大きな抵抗力を発揮できる場となっている。一方、粒子 A が移動を開始する直前では、周りの石礫の様子が変化している。特に下流側の粒子が流出をし、かみ合わせが悪く



(a) 粒径が 0.5 m 以上の粒子



(b) 粒径が 0.5 m 未満の粒子

図-6 溪床粒子の重心位置の変化

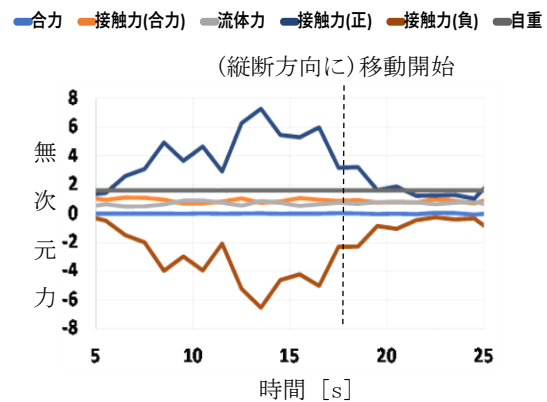


図-7 粒子 B に働く垂直方向の力

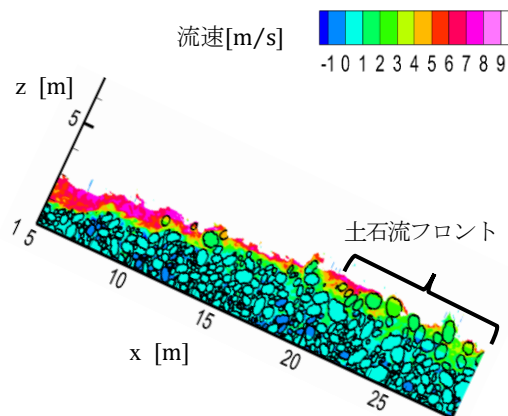


図-8 流速コンター

なっている。そのため、土石流フロント到達前に比べてその場の抵抗力が小さくなっていると考えられ、これにより移動を開始し、土石流フロントを成長させると考えられる。

(2) 溪床粒子の移動・侵食機構

溪床を構成する粒子に対しても、溪岸を構成する粒子と同様に分析を行った。標本数 14 個に対して縦断方向に移動を開始する主な要因が、流体力であったものは 2 個、衝突であったものは 1 個、抵抗力の低下であったものは 11 個、その他であったものは 0 個であった。すなわち、溪岸を構成する粒子と同様に、溪床を構成する粒子においても、粒子が移動する主な要因は支持力が低下したことであることがわかる。図-4(b)より、溪岸を構成する粒子 A と同様に、粒子 B は土石流フロント到達時には流体力、正の接触力共に大きくなっているが、負の接触力もそれに応じて大きくなっているため合力はゼロとなり動き出していない。その後、土石流フロントが到達した時よりも小さな力で移動を開始している。

図-6 には、溪床の着目粒子のそれぞれの重心位置を粒径別に示す。図-6 より、溪床表層の粒子は、まず初めに垂直方向上向きに移動し、その後、縦断方向に移動を開始していることがわかる。すなわち、溪床を構成する粒子の場合は自分自身が垂直方向上向きに移動することにより支持力が小さくなり移動を開始するものと考えられる。また、溪床にいた大きい粒子と小さい粒子では、初期河床に対して小さい粒子の方が低い位置に移動しており、これは小さい粒子が大きな粒子の間に入り込むためと考えられる。

本研究では、溪床表層の粒子が移動を開始した時刻は、平均 18.6 秒であった。この時間は土石流

フロントの最後部が着目粒子群の存在位置を通過中にあたる。すなわち、溪床表層の粒子は土石流フロントが到達し、大きな力を受けたタイミングではなく土石流フロントが通過したタイミングで移動を開始する。

図-7 に、粒子 B に働く垂直方向の無次元力の時間変化を示す。土石流フロント到達によって負の方向の接触力の絶対値が大きくなっていることがわかる。すなわち、垂直方向下向きに土石流フロントを構成する粒子から力を受けており、これが抵抗力となり粒子は動き始めにくくなっているものと考えられる。Iverson¹⁾の模型実験結果においても、土石流フロント通過中 z 方向下向きに大きな力が働いていることが示されている。その後、土石流フロントが通過すると垂直方向下向きに受ける接触力は低下している。

図-8 には、土石流フロント通過中の流速コンター図を示す。図-8 より、土石流フロントは流速が小さく、逆に、後続流では流速が大きくなっている。これは、Lyu et al.²⁾の実験結果と同様であり、土石流フロント通過後に侵食された溪岸・溪床の石礫粒子が後続流の速い流れにのって土石流フロントに取り込まれていくと考えられる。

5. まとめ

本研究では、溪岸・溪床侵食に関する基礎的研究として、APM 法を用いて個々の粒子の移動・侵食機構について検討を行った。数値実験結果は、既往実験研究と同様の結果を示した。また、溪谷表層の粒子群は土石流フロント通過により周りの粒子群からうける抵抗力が減少することにより、移動・侵食され、この機構によって土石流が発達することが明らかとなったことが明らかとなった。これは、粒子レベルに着目した解析によってのみ得られる成果であると言える。

参考文献

- 1) Richard M. Iverson, Mark E. Reid, Matthew Logan, Richard G. LaHusen, Jonathan W. Godt and Julia P. Griswold: Positive feedback and momentum growth during debris-flow entrainment of wet bed sediment, *Nature Geoscience*, Volume 4, pp.116-121, 2011
- 2) Liqun Lyu, Zhaoyin Wang, Peng Cui, Mengzhen Xu: The role of bank erosion on the initiation and motion of gully debris flows, *Geomorphology* 285, pp.137-151, 2017
- 3) 高橋保: 土石流の発生と流動に関する研究, 京都防災研究所年報 第20号 B-2, pp.405-435, 1977.
- 4) 福田朝生, 福岡捷二: 土石流水路実験結果を用いた数値移動床水路による高濃度粒子群と水流の力学的相互作用の検討, 土木学会論文集B1(水工学)Vol.72, No.4, I_859-I_864, 2016.