

# 石礫流による溪床・溪岸侵食に関する研究

加藤 宏季<sup>1</sup>・福岡 捷二<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 学生会員 中央大学理工学研究科 112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)  
E-mail: a17.jnt5@g.chuo-u.ac.jp(Corresponding Author)

<sup>2</sup> フェロー 中央大学研究開発機構 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)  
E-mail: sfuku@tamacc.chuo-u.ac.jp.

土石流による溪床・溪岸侵食を瞬間的、局所的な変化過程として捉えるだけではなく、時空間的な広がりを持つ現象として捉えることが重要である。土石流の侵食をエネルギー的に捉えることにより、時空間的に広がりを持ったスケールで侵食メカニズムを考えることができる。本研究では、石礫流を対象とし、まず初めに三次元運動方程式に基づいた観点から、詳細な三次元数値実験より、溪床・溪岸侵食機構を検討する。次に、三次元運動方程式から得た水用量を用い、エネルギー輸送の観点から溪床・溪岸侵食機構を大きなスケールで検討する。検討結果より、縦横断的に大きなエネルギー勾配を有する石礫流が溪岸にぶつかることで侵食が起きていることを明らかにしている。

**Key Words:** debris flow, energy flux, valley beds and banks erosion, APM method

## 1. 序論

土石流は、溪床・溪岸を侵食することで成長、発達しながら流下し、時には甚大な物的・人的被害が発生する。そのため、溪床・溪岸侵食機構を正しく理解しこれに基づいた対策をたてることが重要である。

Iverson<sup>1)</sup>は、長さ 95m の斜面長を有する大型模型実験より、土石流が斜面を流下している時の実験水路底面にはたらく全応力や水圧を計測し、湿潤な溪床土砂の間隙流体圧の上昇、摩擦抵抗の減少（ほぼゼロとなる）、そして流速と体積の増加が生じることを示した。Berger<sup>2)</sup>は、スイスの Illgraben において、実際に発生した土石流流下時に溪床にはたらく全応力や間隙水圧に加え、溪床が洗掘されたタイミングを計測し、発生規模が大きい土石流において、土砂は土石流フロント到着後 20 秒以内に head 部に段階的に巻き込まれるという結果を得ている。Lyu et al.<sup>3)</sup>は、溪岸侵食に関して模型実験より、斜面が崩壊し、より多量の土砂が土石流に取り込まれることにより溪床粒子の有効応力が大きくなり、それに伴い抵抗が大きくなることを示した。これら土石流による侵食機構は、一般にせん断力やせん断抵抗力と関係づけた侵食速度式によってモデル化されている<sup>4)</sup>。

近年では、計算技術や計算機性能の向上により、流体

の解析と粒子の解析を連成し、粒子スケールよりも小さな流体計算メッシュを用いることで粒子に作用する流体力を周囲の流れ場から直接評価できる resolved CFD-DEM モデルにより土石流解析が行われてきている。このような手法は、DEM を用いることにより個々の粒子運動を追跡できるため侵食機構を侵食速度式等でモデル化する必要がなく、溪床・溪岸侵食を適切に評価できる利点を持つ。しかし、このような運動方程式を用いた侵食のプロセスやメカニズムの検討は個々の粒子の局所的、瞬間的な侵食現象という細部の運動を調べることとなり、大変な労力と時間を要する割には実現象との関りが弱い。必要なことは、時空間的に広がりを持った現象として土石流による溪床・溪岸の侵食を細部の機構と同時に大局的に考えることである。

三次元運動方程式の解を直接用いて三次元エネルギー分布を求め、エネルギー的視点から侵食現象を時空間的な広がり捉えることは、有用な知見につながる可能性は高い。これと同様な視点で、福岡は、国内外の広範囲なデータをを用い、洪水外力である無次元河道形成流量と無次元河道断面形(川幅、水深)の関係を明らかにしている<sup>5)</sup>。さらに堤防と河道の一体的な設計を洪水流の三次元エネルギー分布に基づき行うことの必要性を論じている<sup>6)</sup>。

本研究では、多量の石礫粒子群と水とが一体となって流下する現象(以下、石礫流)を対象とし、resolved CFD-DEM モデルを用いた三次元数値実験を行い、得られた石礫流数値実験結果より、最初に、水面形や流量、流速場と溪床・溪岸高さの変化について検討する。次に、解析から得た三次元水理量を用いて石礫流の三次元エネルギー分布を求め、エネルギー輸送量やエネルギーの流れにより溪谷形状の時空間的な変化の関係を述べる。

## 2. 数値解析法

本研究では、Fukuoka ら<sup>7)</sup>によって構築された、非球形粒子も解析可能な resolved CFD-DEM モデル(Arbitrary Particle Multiphase (APM) 法)を用いる。Fukuda and Fukuoka<sup>8)</sup>は、伊藤ら<sup>9)</sup>による土石流水路実験で測定された粒子速度と土砂輸送濃度の鉛直分布及び水と土砂の輸送量等を APM 法を用いて説明し、解析の有効性を示している。

### (1) 流れの解析

流れの解析<sup>7)</sup>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 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。

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

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

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

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

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

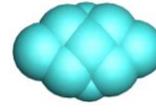
ここに、 $u_i$ は流体計算格子内で質量平均した流速、 $P$ は圧力と SGS 応力の等方成分の和、 $\rho$ は流体計算格子内で体積平均した密度、 $g_i$ は重力加速度、 $\mu$ は流体計算格子内で体積平均した粘性係数、 $C_s$ は Smagorinsky 定数、 $\Delta$ は計算格子幅である。下付きの添え字 $i, j$ はそれぞれ各方向成分を示す。物性値 $\phi$ (密度 $\rho$ 、粘性係数 $\mu$ )および流速 $u_i$ は、次のように体積平均値及び質量平均値とした。

$$\phi = \alpha\phi_s + (1 - \alpha)\phi_f \quad (6)$$

$$u_i = \{\alpha\rho_s u_{s,i} + (1 - \alpha)\rho_f u_{f,i}\}/\rho \quad (7)$$

$$\alpha = N_{sub}/N \quad (8)$$

ここに、 $\alpha$ は流体計算セル内の気相以外の領域における固相の占める体積割合を示し、サブセル法により評価される。 $N_{sub}$ は石礫を構成する球の内部にサブセルの中心が含まれるサブセルの総数を示し、 $N$ は流体計算セル



長径 $a$	$a/d = 1.49$
中径 $b$	$b/d = 1.00$
短径 $c$	$c/d = 0.72$
粒径 $d$	

図-1 本数値実験で用いた粒子形状

内のサブセルの総数を示す。下付き添え字 $f, s$ はそれぞれ液相および固相の諸量であることを示す。また、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<sup>7)</sup>については、剛体の並進と回転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せん断応力項を体積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。

$$M\dot{u}_i^g = Mg_i + F_i^f + F_i^c \quad (9)$$

$$\dot{\omega}_{i'} = I_{i'j'}^{-1} \{R_{j'i}(N_i^f + N_i^c) - \varepsilon_{j'k'l'}\omega_{k'}I_{l'm'}\omega_{m'}\} \quad (10)$$

$$F_i^f = \int_{\Omega_s} \left\{ -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \rho \frac{\partial}{\partial x_j} \{2(v + v_{SGS})S_{ij}\} \right\} d\Omega \quad (11)$$

$$N_i^f = \int_{\Omega_s} \varepsilon_{ijk} r_j^f \left\{ -\frac{\partial p}{\partial x_k} + \rho \frac{\partial}{\partial x_l} \{2(v + v_t)S_{kl}\} \right\} d\Omega \quad (12)$$

ここに、 $M$ は質量、 $g$ は重力加速度、 $u_i^g$ は粒子速度、 $F$ は粒子が受ける力、 $N$ は粒子が受けるトルク、 $\omega$ 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、 $\varepsilon$ はエディトンのイプシロン、 $r_j^f$ 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. 数値実験条件

本研究で用いた数値移動床水路は、水路長60m、水路幅8mの直線水路である。水路勾配は、一般に土石流が発生する区間<sup>例えば10)</sup>である $20^\circ$ とした。数値実験の座標軸は、流下方向に $x$ 軸、横断方向に $y$ 軸、垂直上向きに $z$ 軸をとる。すなわち、 $x$ 軸は水平面から $20^\circ$ 傾いている。溪床・溪岸の材料として、溪谷の粒度分布は最大粒径が1.0m、最小粒径が0.1mの連続的な分布を持つ粒子群を用いた。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、非球形粒子の粒径とは同じ体積を持つ球の直径で定義している。図-1に、本

表-1 解析に用いた定数

$\Delta x, \Delta y, \Delta z$ : 流体計算格子サイズ	0.025	m
$\Delta t$ : 流体運動計算時間ステップ	$1.0 \times 10^{-4}$	s
$\Delta t'$ : 粒子運動計算時間ステップ	$2.0 \times 10^{-6}$	s
$\rho_w$ : 水の密度	1,000	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_s$ : 粒子の密度	2,650	kg/m <sup>3</sup>
$\mu_w$ : 粘性係数	$8.9 \times 10^{-4}$	P <sub>a</sub> ·s
$C_s$ : Smagorinsky 定数	0.173	
$E$ : ヤング率	$5.0 \times 10^{10}$	P <sub>a</sub>
$pos$ : ボアソン比	0.33	
$\phi_p$ : 粒子間摩擦角	26.6	°
$b$ : 反発係数	0.7	
流体計算格子数	153,600,000	
初期粒子数	66,619	個

数値実験で用いた粒子形状を示す。非球形粒子の形状は、長径を $a$  [m]、中径を $b$  [m]、短径を $c$  [m]、粒径を $d$  [m]とすると $a/d = 1.49$ ,  $b/d = 1.00$ ,  $c/d = 0.72$ の形をした粒子を用いている。初期河道は、溪岸の傾斜角が溪床から約  $30^\circ$  となるように水路中に粒子群をランダムに投下しつづけた。初期河道に関しては、大粒径粒子の存在が侵食の発生位置や侵食のタイミングに影響を及ぼすと考えられるが、大規模に移動する石礫流にあっては初期の河床状態に支配される程度は低いと考えられる。初期水面幅は約 4.0m である。数値実験水路の初期状態を図-2 に示す。実験では、上流端付近の粒子群が動き出し、それが石礫流として流下してゆくような流量規模として溪谷の上流端で、一定流量  $10.0[m^3/s]$  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。石礫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。

本解析で用いたパラメータを表-1 に示す。Fukuda and Fukuoka<sup>8)</sup>の検討を参考に、パラメータを決定した。

#### 4. 運動方程式の観点による溪床・溪岸侵食機構に関する検討

##### (1) 石礫流の流動特性

図-3 には、石礫流の水面形の時間変化と各時間における石礫流の先端位置を示す。図-3(a) は数値実験水路の下流端高さを基準高さとし、水路勾配を考慮した横断平均水面高さの縦断分布図を示している。図-3(b)には、水面形の時間変化を見易くするため、水位 $h_s$ から数値実験水路床の標高 $z_0$ を引いた水面高さ( $z_s - z_0$ )を示している。併せて、5秒、10秒、15秒、20秒時点における石礫流の先端位置をそれぞれ示している。図-3より、本数値

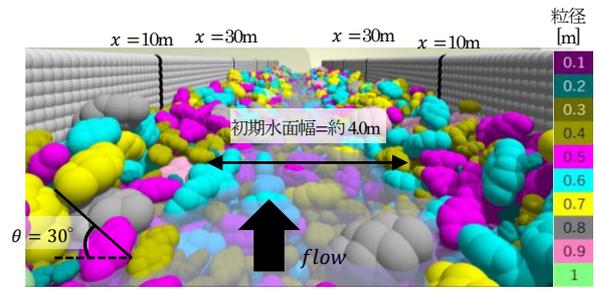
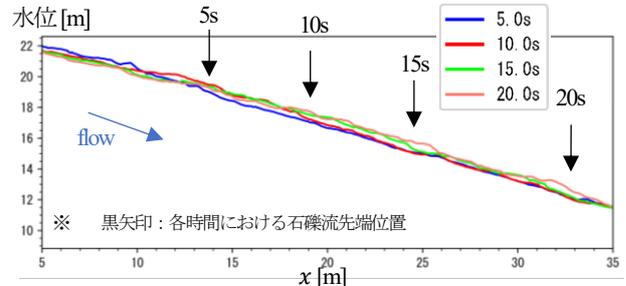
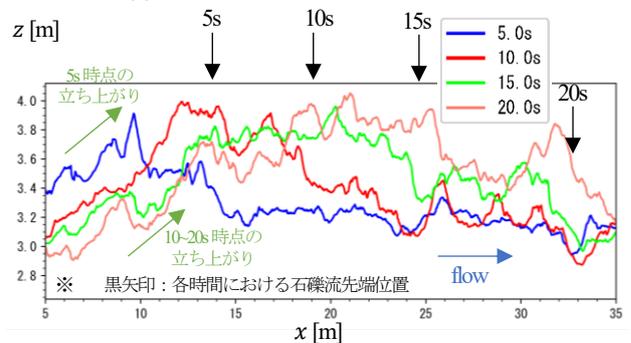


図-2 数値実験水路の初期状態



(a) 下流端高さを基準とした水面高さ



(b) 水位 $h_s$ から数値実験水路床の標高 $z_0$ を引いた水面高さ( $z_s - z_0$ )

図-3 水面形の時間変化

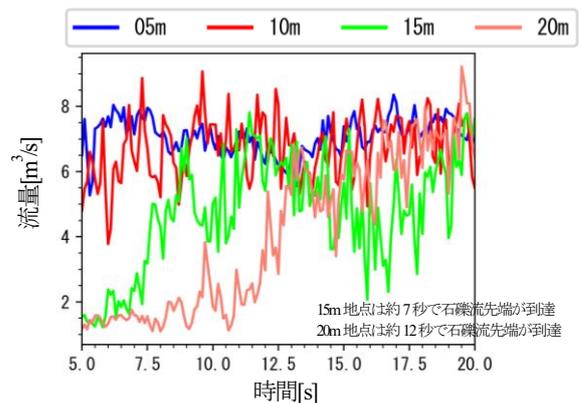


図-4 流量ハイドログラフ

実験では、石礫流の先端位置は 5 秒時点から 20 秒時点の 15 秒間で約 19m 進んでおり、石礫流の進行速度は平均的に約  $1.3[m/s]$  である。また、水面高さの立ち上がり位置は約 10 秒以降において、約 10m 地点付近から進行していない。水面が約 10m 地点で立ち上がっているということは、本数値実験では、石礫流先端付近に集積した大粒径粒子群による背水が約 10m 地点まで及んでいることを示している。今、水面の立ち上がり位置から

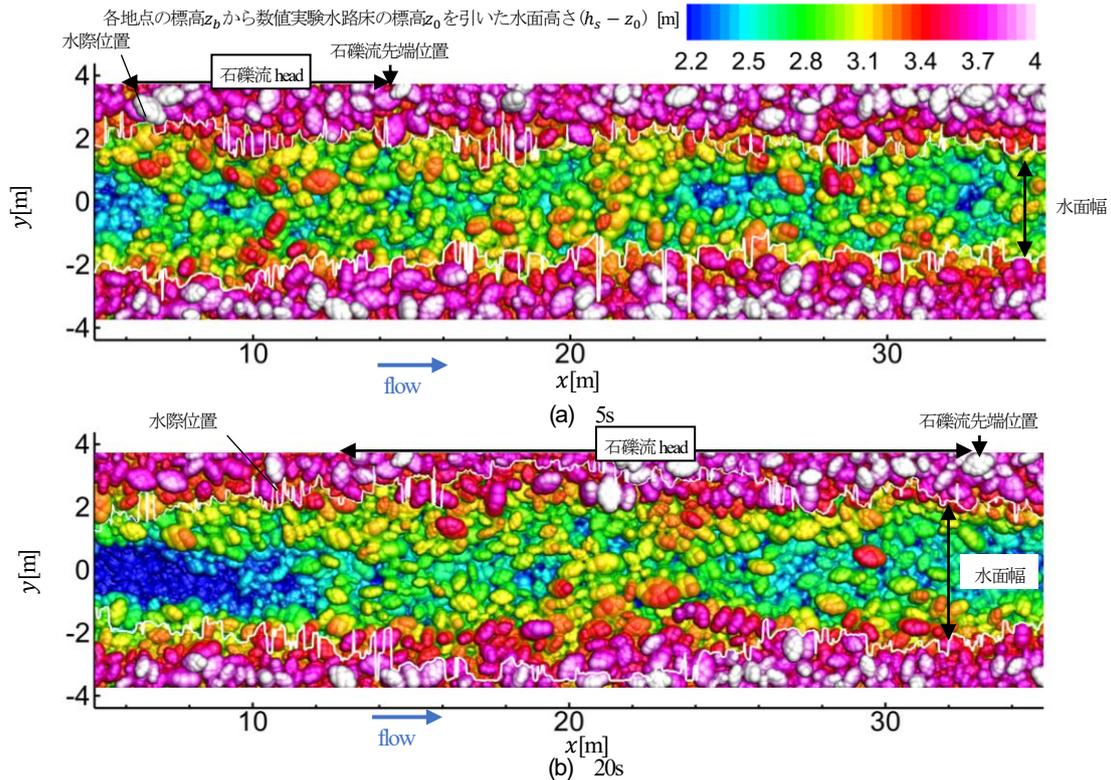


図-5 各時点における渓床・溪岸の縦横断面高さ

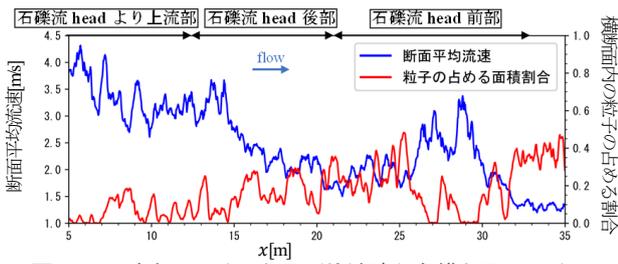


図-6 20s 時点における断面平均流速と各横断面における粒子の面積割合の縦断分布

石礫流先端までを石礫流の head 部と定義すると、石礫流 head 部は縦断方向に volume を拡大しながら流下している。水面立ち上がり部から水面高さ ( $z_s - z_0$ ) が最大となる区間を石礫流の head 後部と定義すると、10m 地点では約 5 秒時点、20m 地点では約 15 秒時点において水面高さ ( $z_s - z_0$ ) が最大となっており、その時間以降は石礫流の head 後部が流下している時間帯となっている。

図-4 には、各地点における流量ハイドログラフを示している。ここでは、石礫流を固液混相流として捉え、流量を評価している。図-4 より、5m と 10m 地点では、石礫流がすでに到達しているため、5 秒時点においても流量が大きくなっている。15m と 20m 地点では、石礫流の到達に伴い (15m 地点では約 7 秒時点、20m 地点では約 12 秒時点で石礫流が到達している) 流量が増加し、次第にほぼ一定な流量に落ち着いている。

(2) 渓床・溪岸侵食機構

図-5(a)に 5 秒時点、図-5(b)に 20 秒時点の渓床・溪岸の

縦横断面高さを示す。白色の線は左右岸それぞれの水際位置を示しており、白線の幅が水面幅を示している。5 秒時点から 20 秒時点までの 15 秒間において、石礫流 head 部が流下している区間 (縦断位置が 10m より下流側) では渓床・溪岸高さは大きく変化しておらず、石礫流 head 部は侵食能力が大きくないことがわかる。一方で、石礫流 head 部より上流側の区間 (5m から 10m) では渓床侵食が発生しており石礫流先端が通り過ぎた後に侵食能力が大きくなっていることがわかる。Berger et al.<sup>2)</sup>は、現地土石流観測結果より、土石流先端が到達してから数秒～十数秒後に渓床は侵食されている結果を得ており、本数値実験は、Berger et al.<sup>2)</sup>の現地観測結果と同様の結果を示している。

図-6 には、20 秒時点における断面平均流速と各横断面における粒子の占める割合の縦断分布図を示す。石礫流 head 前部 (約 17m～33m 区間) は、断面平均流速が全体的には小さい (約 28m 付近では一部大きくなっている)。石礫流 head 後部とそれより上流 (約 17m より上流区間) では、断面平均流速は大きくなっている。また、横断面内の粒子の占める割合が大きい区間では断面平均流速が小さく、粒子の割合が小さい区間では断面平均流速が大きい。このことは、石礫流中の移動粒子が抵抗として働いていることを示している。

図-7 には、各地点における流砂量ハイドログラフを示している。流砂量  $Q_s$  は、式(13)に示すように、各メッシュにおける固相 (石礫) 部分の面積と粒子速度の積を断面

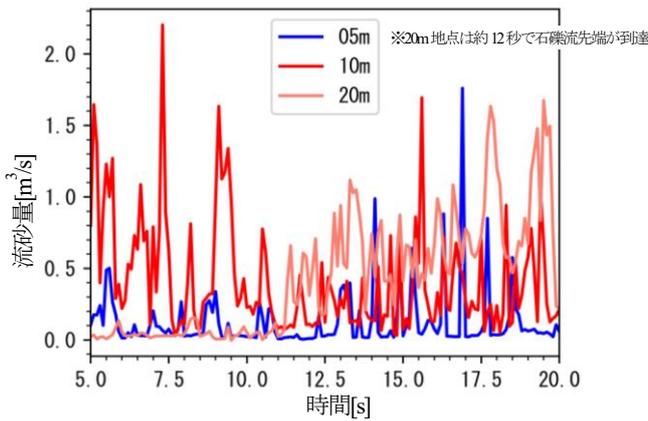


図-7 流砂量ハイドログラフ

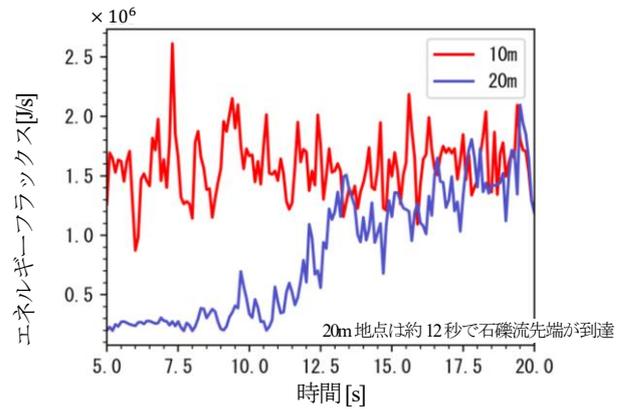


図-8 エネルギーフラックスハイドログラフ

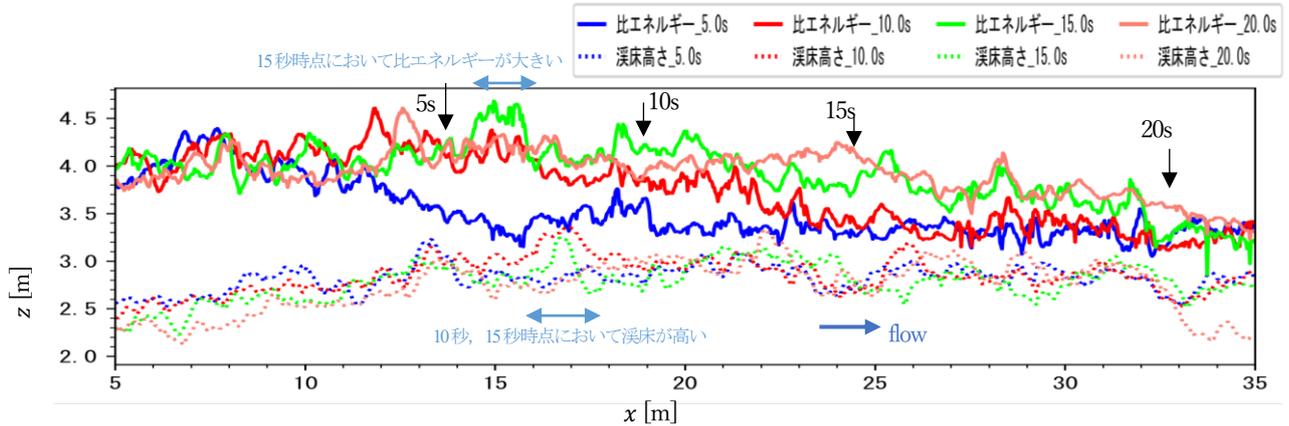


図-9 断面平均比エネルギーと横断平均溪床高さの縦断分布

内での積分値として評価した。

$$Q_s = \int_A u_{s,x} dA_s = \int_A u_{s,x} \alpha dA \quad (13)$$

ここで、 $u_{s,x}$ は固相(石礫)の $x$ 方向速度、 $A_s$ は固相部分の面積、 $\alpha$ は式(8)に示される固相の体積割合である。図-7より、20m地点では、石礫流先端到達に伴い流砂量が増加している。5m地点と10m地点の流砂量ハイドログラフを比較すると、5m地点の流入量に対して10m地点の流出量が大きくなっている。図-5に示されたように、5~10m区間で大きく侵食されたことにより5m地点と10m地点の流砂量ハイドログラフの波形が大きく異なっている。

## 5. エネルギー輸送の観点による溪床・溪岸侵食に関する検討

本章では、三次元運動方程式の解として得た水理量を用いて石礫流の三次元エネルギー分布を求め、エネルギー輸送量やエネルギー勾配と溪谷形状の時空間的な変化の関係を述べる。

固液混相流の一流体流れとして流下している石礫流を三次元エネルギー的に捉える。石礫流のエネルギー水頭 $H$ 、エネルギーフラックス $E_f$ はそれぞれ次式で評価して

いる。

$$H = \frac{u_m^2 + v_m^2 + w_m^2}{2g} + \frac{p_m}{\rho_m g} + z \quad (14)$$

$$E_f = \int_A \left( \frac{\rho_m(u_m^2 + v_m^2 + w_m^2)}{2} + p_m + \rho_m g z \right) u_m dA \quad (15)$$

ここに、 $u_m, v_m, w_m$ はそれぞれ $x, y, z$ 方向流速、 $p_m$ は圧力、 $g$ は重力加速度、 $A$ は横断面積、添え字 $m$ は混相流の物理量であることを示す。また、流速や圧力、粒子衝突、乱れ、石礫粒子と水との相互作用などは、前章の三次元運動方程式に基づいた数値実験より得られており、この数値データを用いて三次元エネルギー水頭やエネルギーフラックスを評価する。また、必要に応じてエネルギー水頭 $H$ は断面平均や水深平均を行い検討する。

### (1) エネルギー輸送に着目した石礫流の流動特性

図-8は、各地点におけるエネルギーフラックスハイドログラフを示す。本章では、石礫流による溪床・溪岸侵食現象を局所的現象としてよりも石礫流形成過程として大局的に捉え、エネルギーフラックスの時間変化を検討する。図-8より、10m地点には石礫流がすでに到達しているため、5秒時点でもエネルギーフラックスが大きい。20m地点では、石礫流到達に伴いエネルギーフラックスが増加する。18秒以降になるとエネルギーフラックスは10m地点、20m地点ともにほぼ同じ値となっている。

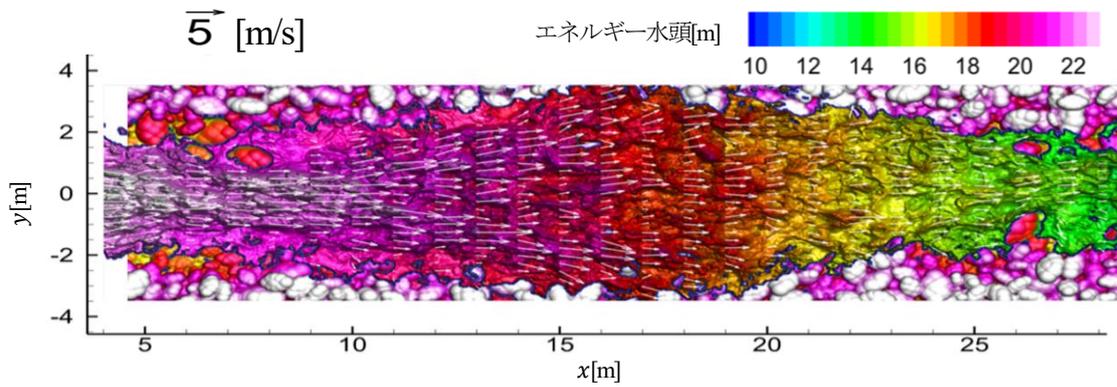


図-10 15s時点における水深平均した全エネルギー水頭のコンターと全エネルギーで重み付けした水深平均流速ベクトル

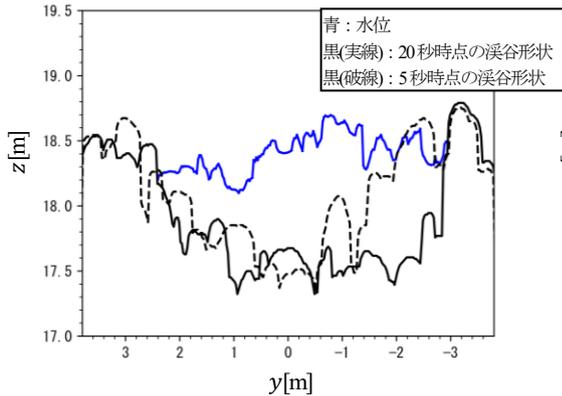


図-11 16m地点における20秒時点の横断面図

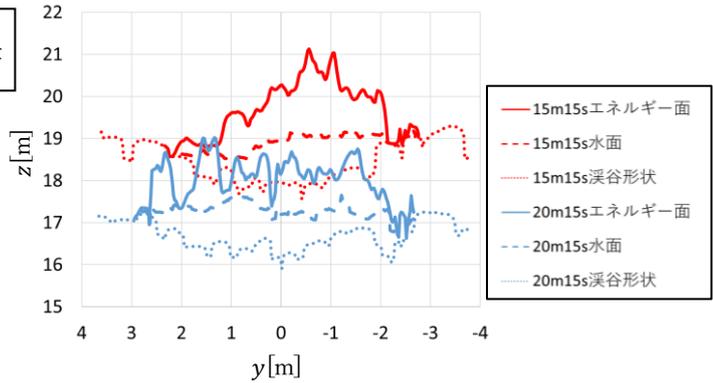


図-12 15秒時点における15m地点と20m地点の横断面図

図-9は、断面平均比エネルギー横断平均溪床高さの縦断分布、各時間における石礫流の先端位置を示す。図-9より、約15m~20m地点において、堆積が起こることで10秒、15秒時点で溪床が高くなり、20秒時点では溪床高さは5秒時点と同程度の高さに戻り、堆積した粒子群が再流動している。また、約15m地点では15秒時点において比エネルギーが大きくなっているが20秒時点では10秒のときと同程度の比エネルギーとなっている。約15m~20m地点での一時的な堆積の影響で約15m地点では15s時点において比エネルギーが高まり(貯留され)、堆積した粒子群が再流動することで高まった比エネルギーが解放され20秒時点における比エネルギーが10秒時点程度に戻ったと考えられる。

(2) エネルギー輸送に着目した溪床・溪岸侵食

図-10は、水深平均した全エネルギー水頭のコンターと全エネルギーで重み付けした水深平均流速ベクトルを示す。全エネルギーで重み付けした水深平均流速ベクトル  $\bar{U}_{e,i}$  は次式(16)で評価する。

$$\bar{U}_{e,i} = \frac{1}{h\bar{E}} \int_h E u_i dz \quad (i = 1, 2) \quad (16)$$

ここに、 $\bar{E}$ は水深平均した全エネルギー、 $h$ は水深である。図-10より、15秒時点では約11m地点でエネルギーの流れが左右に分かれ、約16m地点の溪岸がエネルギー

フラックスの「集中部」となっている。図-11は、16m地点における20秒時点の横断面図を示す。青線は水位、黒線は溪谷形状をそれぞれ示している。また、5秒時点の溪谷形状を破線で併せて示している。図-11より、エネルギーの「集中部」となっている16m地点では右岸 ( $-3 \leq y \leq -0.6$ )が侵食されている。図-12は、15秒時点における15m地点と20m地点の横断面図を示している。赤線が15秒時点、青線が20秒時点を示し、実線がエネルギー水頭、破線が水面、点線が溪谷形状をそれぞれ示している。図-12より、15m~20m区間の右岸側 ( $-2 \leq y \leq 0$ )において、水位差は約2.0m(水面勾配は約22°)であるのに対して、エネルギー水頭差は約3.0m(エネルギー勾配は約31°)である。数値実験水路の勾配(20°)と比較して、水面勾配もわずかに大きくなっているが、エネルギー勾配は数値実験水路の勾配よりも約10°も大きくなっている。また、15m地点、20m地点共に水路中央から右岸に向かう方向のエネルギー勾配も大きくなっている。

エネルギーの流れが溪岸方向に向かい、大きなエネルギーが右岸にぶつかることや、縦横断的にエネルギー勾配が大きくなることで侵食されていると考えられる。一方で、左岸は侵食されていない。左岸側は縦断的なエネルギー勾配が大きくなっていないことや、約16~18m地点の左岸側には粒径が0.9mの粒子と1.0mの粒子が存在

しており、これらが左岸を洗掘から護っている。

## 6. まとめ

本研究では、石礫流による溪床・溪岸侵食機構について APM 法を用いた数値実験を実施し、運動量に加え、エネルギー輸送の観点から検討した。

石礫流は、その先端が到達・通過した後しばらくするとその地点の溪床・溪岸の侵食が発生する流動特性を持つこと、また、石礫流 head 部より上流での流速が大きくなっており、そこでは溪床・溪岸侵食が発生すること、石礫流の流下過程において本研究では、約 15m 地点において石礫粒子が一時的に堆積することにより比エネルギーが高まり、堆積した土砂礫粒子群が再流動すると高まったエネルギーが解放されるといったエネルギーの貯留・解放機構があることを明らかにした。さらに、エネルギーの流れが溪岸方向に向かい、大きなエネルギーが溪岸にぶつかること、縦横断的にエネルギー勾配が大きくなることで溪岸侵食が起こっていることを示した。

今後、三次元的なエネルギー分布の時空間的な変化と溪谷形状の変化の関係についてさらに検討していく。

## REFERENCES

- 1) Reid, M.E., Iverson, R.M., Logan, M., LaHusen, R.G., Godt, J.W. and Griswold, J.P. : Entainment of bed sediment by debris flows: result from large-scale experiments, Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2011.
- 2) Berger, C., Mc Ardell, B.W. and Schlunegger, F. : Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.116, F01002, 2011.
- 3) Lyu, L., Wang, Z., Cui, P. and Xu, M. : The role of bank erosion on the initiation and motion of gully debris flows, Geomorphology 285, pp.137-151, 2017.
- 4) Iverson, R.M. and Ouyang, C. : Entrainment of bed material by Earth-surface mass flows : Review and reformulation of depth-integrated theory, Reviews of geophysics, 53. (1), pp.27-58, 2015.
- 5) 福岡捷二 : これからの河川管理を考えるー自然河川に学ぶ, 河川, pp3-9, 2010. [Fukuoka, S. : A New Perspective on River Management – Lessons from Natural Rivers, River, pp3-9, 2010. ]
- 6) 福岡捷二 : 超過洪水時の三次元エネルギー分布に基づく河道・堤防一体設計の考え方, 河川技術論文集, 第 29 巻, 2023. [Fukuoka, S. : Integrated Design of Levee and River Channel Based on Three Dimensional Energy Distributions of Excess Floods, Advances in River Engineering, Vol.29, 2023. ]
- 7) Fukuoka, S., Fukuda, T. and Uchida, T. : Effects of size and shapes of gravel particles on sediment transports and bed variations in a numerical movable-bed channel, Advances in Water Resources, 72, pp.84-96, 2014.
- 8) Fukuda, T. and Fukuoka, S. : Interface-resolved large eddy simulations of hyperconcentrated flows using spheres and gravel particles, Advances in Water Resources, 129, pp.297-310, 2019.
- 9) 伊藤隆郭, 江頭進治, 宮本邦明, 竹内宏隆 : 土石流の固定床から移動床流れへの遷移過程に関する研究, 水工学論文集, 第 43 巻, pp.635-640, 1999. [Itoh, T., Egashira, S., Miyamoto, K. and Takuchi, H. : Transition of debris flows over rigid beds to over erodible beds, Annual journal of hydraulic engineering, Vol.43 pp.635-640, 1999. ]
- 10) 国土技術政策総合研究所 : 土石流・流木対策設計技術指針, 国土技術政策総合研究所資料 No905, 2016 [National Institute for Land and Infrastructure Management : Manual of Technical Standard for designing Sabo facilities against debris flow and driftwood, TECHNICAL NOTE of National Institute for Land and Infrastructure Management No.905, 2016. ]

(Received May 31, 2023)

(Accepted September 12, 2023)

## STUDY ON THE VALLEY BEDS AND BANKS EROSION BY DEBRIS FLOWS

Hiroki KATO and Shoji FUKUOKA

It is important to view erosion of valley beds and banks by debris flows not only as an instantaneous and localized process of change, but also as a phenomenon with a spatiotemporal extent. By considering debris flow erosion from an energetic viewpoint, it is possible to consider the erosion mechanism on a spatiotemporally extensive scale. In this study, we investigate the erosion mechanism of valley beds and banks erosion from the viewpoint of the three-dimensional equations of motion, based on detailed three-dimensional numerical experiments on a debris flow. Next, the hydraulic quantities obtained from the three-dimensional equation of motion are used to examine the mechanism of valley beds and banks erosion on a large scale from the viewpoint of energy transport. The results of the study indicate that the valley banks erosion is caused by debris flows with large longitudinal and transverse energy gradients striking the valley banks.