

細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性  
に与える影響に関する研究（3年目）

富山県立大学工学部 環境・社会基盤工学科  
京都大学 防災研究所  
広島大学大学院 先進理工系科学研究科  
国立開発研究法人 寒地土木研究所

久 加 朋 子  
山野井 一 輝  
井 上 卓 也  
山 口 里 実



細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性  
に与える影響に関する研究（3年目）

富山県立大学工学部 環境・社会基盤工学科  
京都大学 防災研究所  
広島大学大学院 先進理工系科学研究科  
国立開発研究法人 寒地土木研究所

久 加 朋 子  
山野井 一 輝  
井 上 卓 也  
山 口 里 実





# 細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性に 与える影響に関する研究（3年目）

久加 朋子<sup>1</sup>・山野井一輝<sup>2</sup>・井上 卓也<sup>3</sup>・山口 里実<sup>4</sup>

Tomoko KYUKA, Kazuki YAMANOI, Takuya INOUE, Satomi YAMAGUCHI

<sup>1</sup> 富山県立大学工学部 環境・社会基盤工学科 准教授

<sup>2</sup> 京都大学 防災研究所 助教

<sup>3</sup> 広島大学大学院先進理工系科学研究科 准教授

<sup>4</sup> 国立開発研究法人 寒地土木研究所

## 要 旨

河道内に流入する細粒土砂は、その濃度によって氾濫原の高さ、河岸侵食量、土砂輸送特性を変化させ、沖積河川の中長期的な河床・流路形態に影響を与えることが知られている。しかしながら、我が国のような急勾配河川における山地から生産される細粒土砂の挙動や、それらが河道内へ流入した後の輸送特性に関する知見は非常に限られた状況にある。そこで、本研究では3年計画にて、流域全体での細粒土砂の輸送を扱うための枠組みを開発することを目的とし、山地から河川への細粒土砂流出量の定量化モデルおよび河道内での細粒土砂の河床変動特性を扱うための解析モデルの開発を行う。3年目となる本年度は、前年度から開始した室内水路実験とその再現計算に基づく流域規模での崩壊地からの細粒土砂供給モデル構築、沖積河川・河道内に供給される高濃度細粒土砂の輸送・堆積特性に関する数理モデル（昨年度実施）で得られた結果を検証するための大型水路実験、気候変動に伴う山地からの土砂輸送量の変化と、斜面崩壊による細砂の供給が山地溪床に与える影響を分析した。以下の報告には下記テーマについて記載する。

- (1) 崩壊裸地斜面からの細粒分供給モデルの構築に関する研究（山野井一輝）
- (2) 高濃度の細粒土砂供給に伴う河床・流路変動特性－水路実験－（久加朋子・山口里実）
- (3) アンサンブル気候変動予測を用いた流出土砂量の影響評価（井上卓也）

# 1.崩壊裸地斜面からの細粒分供給モデルの構築に関する研究

山野井一輝

Kazuki YAMANOI

京都大学 防災研究所 助教

## 要 旨

本研究では流域規模での細粒土砂の流出特性を把握するため、厚真川流域を対象に、細粒土砂の河道への供給過程を考慮できる土砂動態モデルの構築を進めている。本年度は、厚真川流域の粘土と砂が混在する崩壊裸地斜面からの降雨侵食による土砂供給量を定量的に評価可能にするため、降雨装置を用いた模型実験と、その二次元河床変動計算による再現計算を行なった。また、再現計算に使用したモデルを現地斜面スケールで適用し、得られる砂・粘土の流出量を斜面長、斜面勾配、粘土被覆率、最大降雨強度、総降雨量を説明変数とした回帰式で算定できる経験モデルを重回帰分析により構築した。これを用いることで、厚真川流域の土砂流出量が、降雨条件を元に定量的に予測できる計算手法が確立した。これを用いることで、地震後の2019年の浮遊砂流出過程が再現できること、地震後の対策による土砂供給停止が下流部の土砂流出量に及ぼす影響の評価が可能なことを確認した。

《キーワード：土砂供給；表層侵食；土砂動態；浮遊砂》

## 1. 研究の背景と目的および過年度までの研究内容

細粒分の流出を降雨や地形データを元に予測するためには、河道外における降雨流出、河道内における水と土砂の輸送過程および、河道外からの土砂の供給プロセスを適切にモデル化し、統合的なシミュレーションを実施する必要がある。江頭・松木<sup>1)</sup>は、流域の河道網を合流点毎に分割した単位河道と、その左右岸に接続する単位斜面を組み合わせた流域モデルを用い、降雨の流出と河道内の水・土砂の移動を解析可能な土砂動態シミュレーションモデルを提案している。これを用いることで、降雨条件と河道内の土砂の粒径分布等の情報から、流域スケールでの水と掃流砂の輸送プロセスを解析することができる。また、浮遊砂を追加した手法も提案されている<sup>2)</sup>。しかしながら、実流域、特に今回解析の対象とした厚真川流域のように、河道外部における土砂生産や河道への土砂供給が卓越する流域では、河道内の土砂のみを扱う当モデルでは現象を再現することが困難である。山野井・藤田<sup>3)</sup>は、岐阜県神通川水系足洗谷流域を対象に、流域内の裸地斜面における凍結融解による土砂生産モデルと、河道側部の崖錐状堆積物を仮定した土砂の供給モデルを組み合わせることで、河道外からの土砂の供給が卓越するような場でのシミュレーション手法を提案している。ただし、この手法は、凍結・融解による土砂生産が活発な場への適用は可能であるが、本研究で対象とする厚真川流域のように、地震による崩壊後の残存土砂が、雨滴や表面流の作用により侵食されて河道に供給される場に適用することは困難である。

一昨年度（2020年度）の研究では、単位斜面下端部における流量と供給土砂量が比例関係にあるとの仮定に基づく単純な土砂供給モデルを適用することで、厚真川流域全体の土砂動態シミュレーションを可能とした。これにより、下流域（浜厚真観測所地点）で観測されている地震後の流量に対する流砂量の増加が、シミュレーションでも一定の精度で再現されることを確認した。ただし、この手法では、斜面下端流量と土砂供給量間の比例係数の決定に、観測に基づいた年間侵食深さを用いているが、これは事後観測がないと推定できない値であるため、再現には用いることができて、予測に用いるのは困難である。また、斜面下端の流量はあくまでもシミュレーション中で出てくる仮想的な値であり、物理的な予測に基づく供給モデルではないため、適用性にも限界があると想定される。

このことから、前年度（2021年度）は、物理過程に基づいた崩壊裸地斜面からの土砂供給量の推定モデルを構築することを目的に、厚真川流域における土砂供給の実態把握と、降雨装置を用いた水理模型実験および二次元河床変動モデルによる再現計算を実施した。厚真川流域は火山性の地質で構成されており、崩壊痕跡上の裸地表層には砂主体の高透水性領域と粘土主体の低透水性領域が混在していることから、砂層の表層に粘土やシルト層が存在する場合の土砂流出特性を検討した。また、二次元河床変動計算を用いた再現計算を行い、実験の条件下での土砂流出が予測可能なことを示した。一方で、対象とした領域は鉛直方向だけでなく平面方向にも粘土・砂主体の層が混在しており、そのような場への適用ができないこと、また流域スケールの予測シミュレーションに用いるには、斜面スケールの解析手法を直接用いるには計算負荷が大きすぎることに課題がある。

そこで、本年度は、鉛直方向だけでなく斜面方向にも粘土・砂が混在した場を対象とした水理実験を実施し、異なる材料の混在が裸地斜面からの土砂流出に及ぼす影響を定量化する。次に、この実験を対象とした河床変動計算モデルによる再現を行い、当モデルの妥当性を確認する。その後、同河床変動シミュレーションを用いて、実斜面スケールでの土砂流出量（河道への土砂供給量）を多数求め、その結果を回帰分析することで、土砂供給量推定の経験式を作成する。これを流域スケールの土砂動態シミュレーションに組み込むことで、厚真川の土砂流出の予測を実現することを目的とする。

## 2. 粘土・砂混合斜面における水理模型実験

降雨装置と水路模型を用いて、砂・粘土混在場を対象とした土砂の流出量を調べる水理模型実験を行った。用いた水路模型は図-1に示す、幅169cm、長さ263cm、深さ12cmの幅広水路であるが、ここでは

図-1 (右) のように間仕切りを入れることで、3分割して用いた。下流端には網を設置しており、浸透流はここを通じて流出するようにしている。ここに9cmの厚さで砂のみを設置する区間と、砂層の上に2cmの粘土（カオリン）を設置する区間を混在させた。粘土を設置する領域における底層の砂の厚さは9cmを基準とするが、落差が生じるCase 3のみ7cmとした。なお、各材料の飽和透水係数は、別途計測の結果、砂部が $2.53 \times 10^{-4} \text{m/s}$ 、カオリン部が $1.62 \times 10^{-6} \text{m/s}$ であった。ここに平均19.7mm/hの降雨を1時間供給し、その後降雨を60分間停止させ、その間に3Dスキャナを用いて土層表面の形状を測定した。これを4回繰り返すことで、240分間の表面地形の変化を計測した。得られた各ケースにおける60分毎の表面変位の時間変化を図-2に示す。

まず、全領域が砂層で形成されたCase 1では、降雨の供給開始後1時間ではほとんど地形変化が生じていないが、 $T=120[\text{min}]$ 頃から $x=1200[\text{mm}]$ 付近より下流側が飽和状態となって表面流が生じ、この地点を上端として侵食が始まった。その後飽和領域が上流側に伝播していくとともに、侵食領域も徐々に上流側に伝播する結果となった。次に、全層にわたって底層を砂、表層を粘土としたCase 2では降雨開始直後から Horton 型の表面流が生じたが、表層の粘土自体の粘着力の影響で侵食量は穏やかであり、 $T=240[\text{min}]$ の時点でも顕著な侵食領域は発現しなかった。上下流のいずれかに表層が粘土となる領域を設置したCase 3とCase 4では、上流側の表層が粘土で下流側は砂で構成したケース (Case 3) では、上下流の構成を逆にしたCase 4に比べて局所的な侵食が発達し、Case 3の方が水路全体での侵食量が大きい結果となり。Case 3の侵食量は、全面が砂のCase 1よりも上回った。これは、Case 3では Horton 型表面流が上流側で生じ、それが局所的に砂領域に流出することが要因と考えられる。これ以外にも、表面流中に含まれた粘土が砂層表層に堆積することで、目詰まりのような状態となり生じる砂層の浸透能低下も寄与した可能性があるが、その作用の定量化は困難であった。

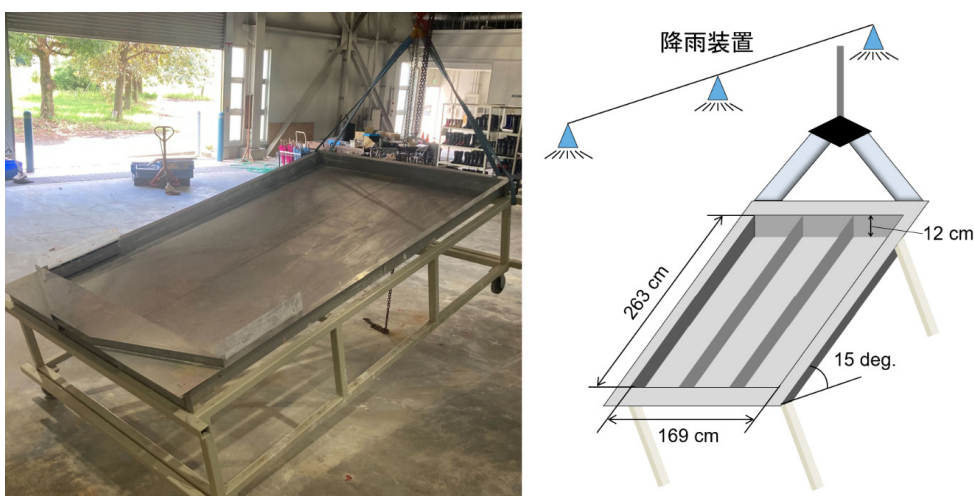


図-1 用いた水路の外観 (左) および寸法 (右)

表-1 実験条件

Case	上流表層 (材料・厚さ)	上流底層 (材料・厚さ)	下流表層 (材料・厚さ)	下流底層 (材料・厚さ)
Case 1		7号珪砂・9cm		7号珪砂・9cm
Case 2	カオリン・2cm	7号珪砂・9cm	カオリン・2cm	7号珪砂・9cm
Case 3	カオリン・2cm	7号珪砂・7cm		7号珪砂・9cm
Case 4		7号珪砂・9cm	カオリン・2cm	7号珪砂・9cm

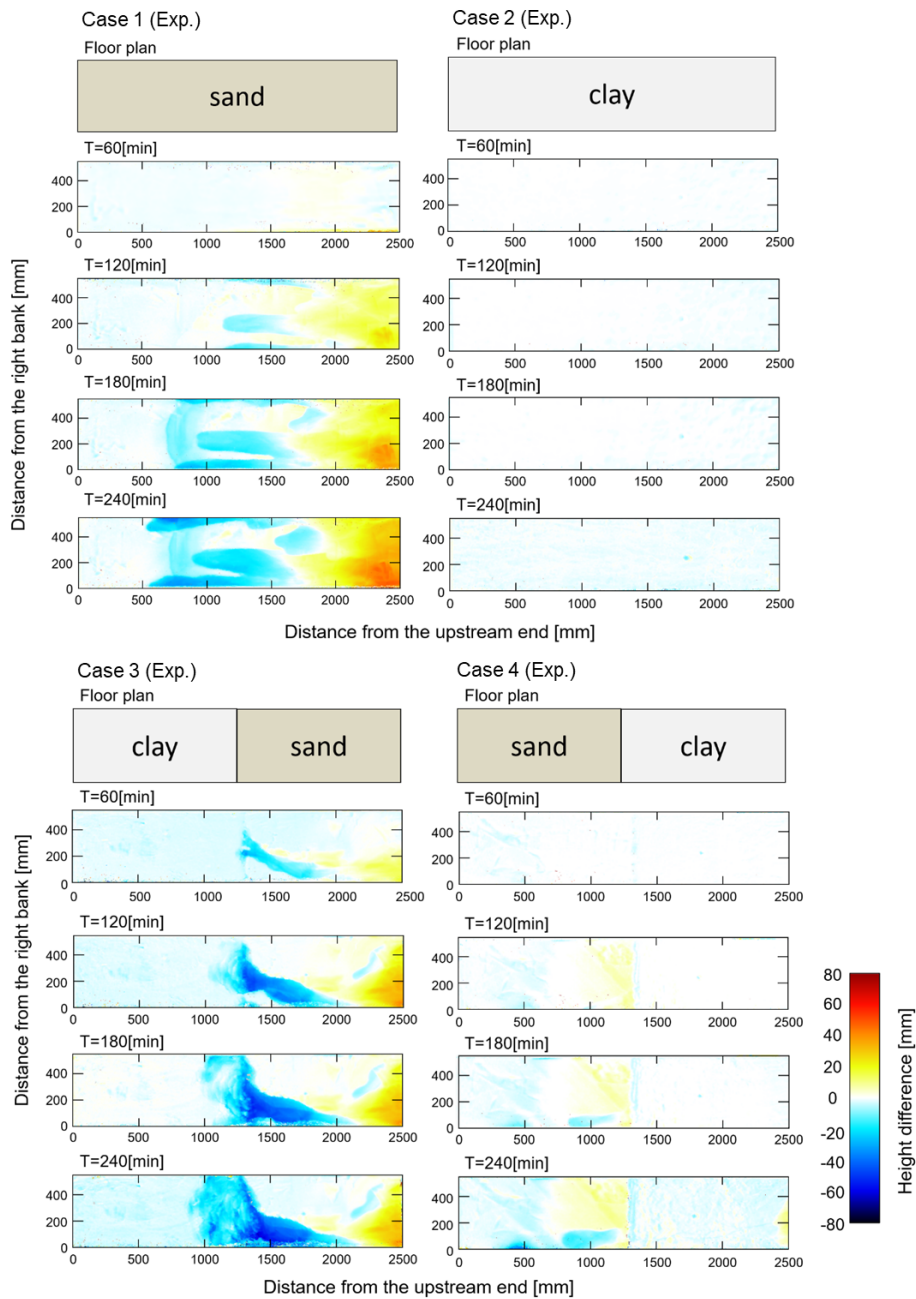


図-2 実験結果. 各ケースにおける各ケースの表面変位の時間変化

### 3. 二次元河床変動解析を用いた再現計算

次に前節で実施した水理模型実験の結果を対象として、二次元河床変動解析による再現計算を実施した。用いたシミュレーションモデル<sup>4)</sup>の概要を以下に示す。

まず、水・土砂混合の表面流、浸透流、河床位および表面流中の土砂に関する保存即は以下のようにあらわされる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r - f + (1 - \lambda)(E - D) \quad (1)$$

$$\lambda \frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial q_{gx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{gy}}{\partial y} = f \quad (2)$$

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1 - \lambda} \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{1}{1 - \lambda} \frac{\partial q_{by}}{\partial y} = D - E \quad (3)$$



$$\frac{\partial c_{asand}h}{\partial t} + \frac{\partial c_{asand}q_x}{\partial x} + \frac{\partial c_{asand}q_y}{\partial y} = (1 - \lambda)(E_{sand} - D_{sand}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial c_{aclay}h}{\partial t} + \frac{\partial c_{aclay}q_x}{\partial x} + \frac{\partial c_{aclay}q_y}{\partial y} = (1 - \lambda)(E_{clay} - D_{clay}) \quad (5)$$

ここに、 $h$ は、表面流水深、 $q_x, q_y$ はそれぞれ $x, y$ 方向の表面流量、 $h_g$ は飽和側方浸透流の水深、 $q_{gx}, q_{gy}$ はそれぞれ $x, y$ 方向の浸透流量、 $z_b$ は河床位（土層表面の高さ）、 $q_{bx}, q_{by}$ はそれぞれ $x, y$ 方向の掃流砂量、 $c_{asand}, c_{aclay}$ はそれぞれ表面流中の砂と粘土の濃度、 $\lambda$ は土層の空隙率、 $r$ は降雨量、 $f$ は地中への浸透流量、 $E_{sand}, E_{clay}$ はそれぞれ砂と粘土の侵食量、 $D_{sand}, D_{clay}$ はそれぞれ砂と粘土の堆積量である。運動量方程式は、Diffusive wave近似を用いることで、下記のように表される。

$$q_x = \left( -\operatorname{sgn} \frac{\partial H}{\partial x} \right) \frac{1}{n} h^{\frac{5}{3}} \left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

$$q_y = \left( -\operatorname{sgn} \frac{\partial H}{\partial y} \right) \frac{1}{n} h^{\frac{5}{3}} \left| \frac{\partial H}{\partial y} \right|^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

$$q_{gx} = \begin{cases} \{k_{clay}(h_g - d_{sand}) + k_{sand}d_{sand}\} \left( \frac{\partial H_g}{\partial x} \right) & (h_g \geq d_{sand}) \\ k_{sand}h_g \left( \frac{\partial H_g}{\partial x} \right) & (h_g < d_{sand}) \end{cases} \quad (8)$$

$$q_{gy} = \begin{cases} \{k_{clay}(h_g - d_{sand}) + k_{sand}d_{sand}\} \left( \frac{\partial H_g}{\partial y} \right) & (h_g \geq d_{sand}) \\ k_{sand}h_g \left( \frac{\partial H_g}{\partial y} \right) & (h_g < d_{sand}) \end{cases} \quad (9)$$

ただし、 $H = h + z_b$ 、 $H_g = h_g + z_{bmin}$ とする。ここに、 $n$ はマンニングの粗度係数、 $k_{clay}, k_{sand}$ はそれぞれ表層（粘土層）、底層（砂層）の飽和透水係数、 $d_{clay}, d_{sand}$ はそれぞれ表層（粘土）、底層（砂）の土層厚、 $z_{bmin}$ は土層下部の標高である。下記のような関係にあり、侵食時には表層にある粘土層が優先的に侵食する扱いとしている。

$$z_b - z_{bmin} = d_{clay} + d_{sand} \quad (10)$$

地中への浸透量 $f$ は浸透能を $f_0$ として、次のように扱う。

$$f = \begin{cases} f_0 & (h > 0 \text{ and } h_g < d_{sand} + d_{clay}) \\ f_0 & (r > f_0 \text{ and } h_g < d_{sand} + d_{clay}) \\ r & (h = 0 \text{ and } r < f_0 \text{ and } h_g < d_{sand} + d_{clay}) \\ 0 & (h = 0 \text{ and } r = 0 \text{ and } h_g < d_{sand} + d_{clay}) \\ -\frac{h_g - d_{clay} - d_{sand}}{\lambda dt} & (h_g > d_{sand} + d_{clay}) \end{cases} \quad (11)$$

また、 $f_0, E$ は表層の構成材料が砂か粘土かに応じて次のように算出する。

$$f_0 = \begin{cases} f_{0sand} & (\text{surface} = \text{sand}) \\ f_{0clay} & (\text{surface} = \text{clay}) \end{cases} \quad (12)$$

$f_{0sand}, f_{0clay}$ はそれぞれ砂・粘土の浸透能である。Dは砂・粘土双方に対して下記のように扱う。

$$E_{sand} = \begin{cases} \frac{q_{su}}{1 - \lambda} & (\text{surface} = \text{sand}) \\ 0 & (\text{surface} = \text{clay}) \end{cases} \quad (13)$$

$$E_{clay} = \begin{cases} 0 & (surface = sand) \\ i_{clay} & (surface = clay) \end{cases} \quad (14)$$

$$D_{sand} = \frac{w_{con}}{1 - \lambda} \quad (15)$$

$$D_{clay} = 0 \quad (16)$$

なお、本研究では簡単のため粘土・砂が互層になるような堆積状態は考慮せず、表面状態 *Surface* は下記のように判定する。

$$Surface = \begin{cases} sand & (z_b - z_{bmin} \geq d_b) \\ clay & (z_b - z_{bmin} < d_b) \end{cases} \quad (17)$$

$q_{su}$ ,  $w_{con}$  はそれぞれ砂の浮上量、沈降量であり、岸・板倉の式と Rubey の式を用いて計算する。 $i_{clay}$  は粘土の侵食速度であり、西森・関根の侵食速度式<sup>5)</sup>を用いて、下記のように計算する。

$$i_{clay} = \alpha R_{wc}^{2.5} u_*^3 \quad (18)$$

ここに、 $\alpha$  は水温  $T$  [°C] に関する係数で、下記のように定式化される。

$$\alpha = 3.3 \times 10^{-7} T + 5.8 \times 10^{-6} \quad (19)$$

$R_{wc}$  は粘土の重量に対する含有水の重量の比率を表す水含有率である。また、 $u_*$  は、摩擦速度である。掃流砂量  $q_b$  は、主流方向のみを考え、流れ方向と掃流砂の移動方向が一致すると仮定して Meyer-Peter・Müller の式によって算出する。

以上の計算モデルを用いて、本実験の再現計算を実施した。計算条件は表-2 に示す通りである。表面変位の空間分布の計算結果を図-3 に示す。筋状侵食の横断方向の個数や形状までは実験結果と一致しなかったが、粘土層の存在による侵食量の低下や、上流に粘土層がある場合が、下流に粘土層がある場合よりも侵食が活発になる傾向等は再現された。

水路の計測範囲内における、侵食量の時間変化を図-4 に示す。ここでは、初期状態からの表面変位が負の領域における、変位の積分値を絶対値で示している。各ケースの侵食量の時間変化や大小関係が実験と計算でうまく一致していることがわかる。特に、Case 1 の  $T=120$  [min] 付近での侵食量の立ち上がりや、Case 3 での初期からの侵食量の増加傾向が再現されている。

表-2 再現計算の計算条件

項目	値	項目	値
斜面長 $L$	2.65 [m]	空隙率 $\lambda$	1a : 0.35/2a, 2c, 2d : 0.2
斜面幅 $B$	0.58 [m]	水中安息角 $\phi$	35 [deg.]
粗度係数 $n$	0.0122 [ $m^{-1/3} \cdot s$ ]	土粒子の水中比重 $s$	1.65
dx, dy	0.01 [m]	重力加速度 $g$	9.81 [ $m/s^2$ ]
初期地下水深 $h_{g0}$	0 [m]	下流端堰高さ $h_z$	0.02 [m]
初期表面流水深 $h_0$	0 [m]	水温 $T$	25 [°C]
砂の浸透能 $f_{osand}$	900 [mm/h]	砂の透水係数 $k_{sand}$	$1.5 \times 10^{-4}$ [m/s]
粘土の浸透能 $f_{oclay}$	5.8 [mm/h]	粘土の浸透能 $k_{clay}$	$1.6 \times 10^{-6}$ [m/s]
砂の粒径 $d_m$	0.2 [mm]	粘土の水含有率 $R_{wc}$	0.3

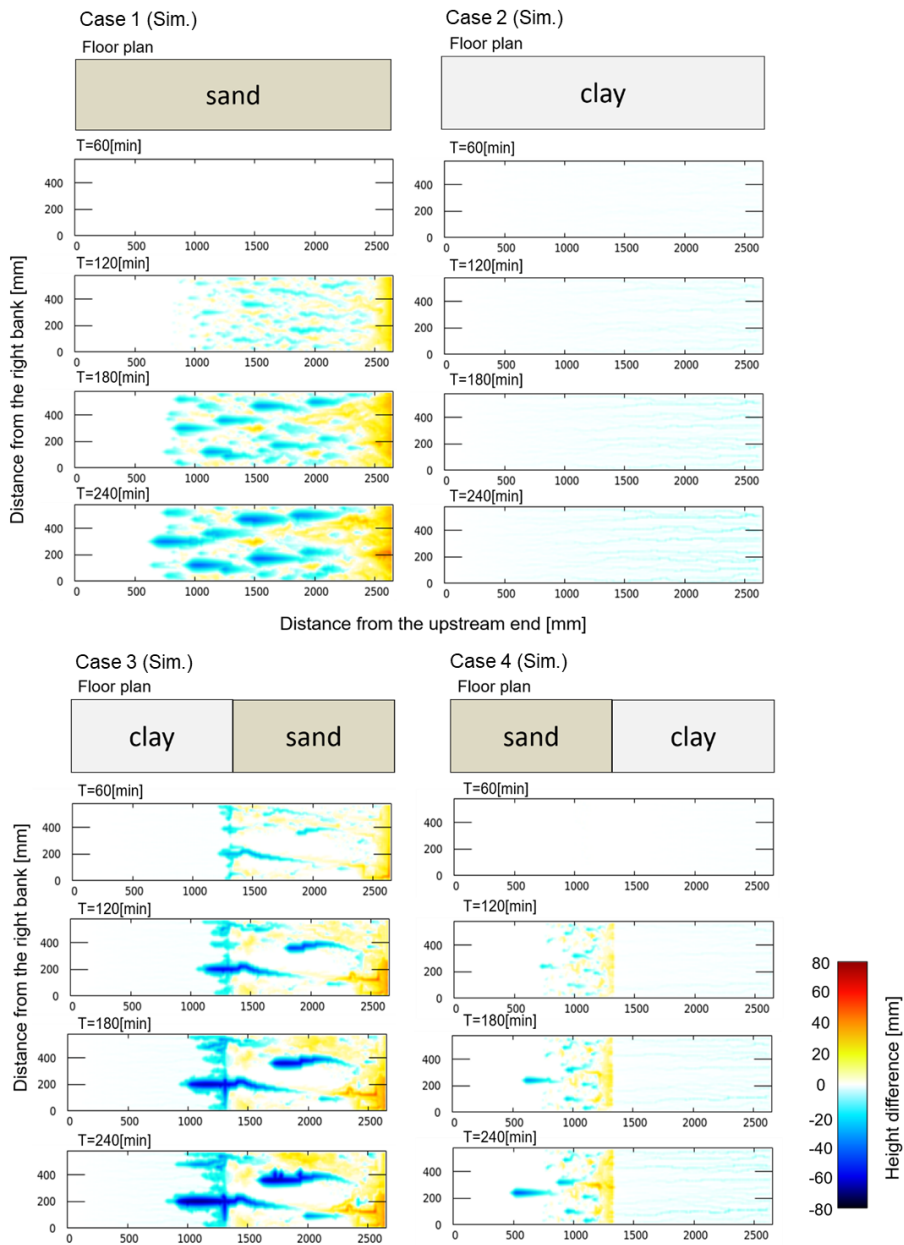


図-3 再現計算の結果. 各ケースの表面変位の計算結果.

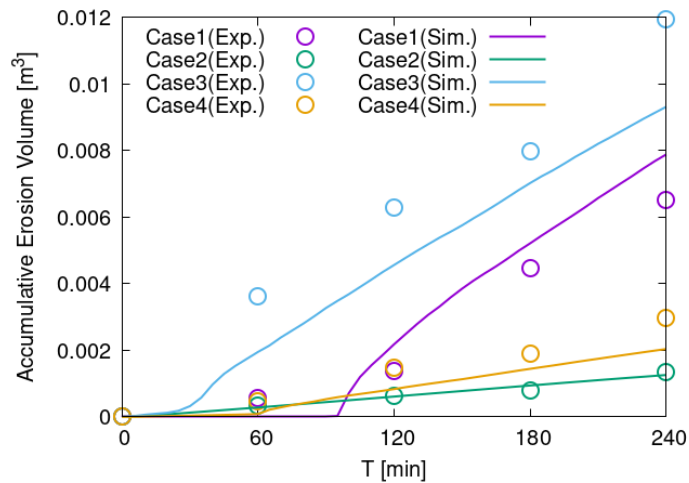


図-4 水路計測範囲内における総侵食量の時間変化.



### 3. 斜面からの土砂流出量推定の経験式化

2.で提案した手法を用いることで、実斜面を対象に粘土・砂の流出量（河道への土砂供給量）の算定が可能であるが、厚真川流域を対象とする場合、多数存在する全崩壊斜面に対して全降雨を対象として計算を行うのは非効率である。このため、当モデルを使って代表的なパラメータに基づく土砂流出計算を多数実行し、その結果を回帰分析することで、降雨イベントごとに、斜面からの単位幅土砂流出量を定量的に決定可能な経験式を構築する。

計算条件は表-3に示す勾配 $\theta$ 、斜面長 $L$ 、粘土被覆率 $\gamma$ 、降雨条件を変えた1080通りの条件で実行した。粘土に被覆された領域は、実斜面の状況を鑑みて、各斜面の上端部に存在するものとして、被覆率で表現した。与えた降雨条件は図-5に示すとおりである。計算の結果、1080ケース中1077ケースで粘土・砂の単位幅流出量 $v_c, v_s$ が得られた。3ケースでは計算が発散したため、回帰分析の対象から除外した。

得られた $v_c, v_s$ を以下の式 (20), (21) の形で重回帰分析を行なった。

$$V_c = a_1 + a_2(\tan \theta - c_1)^2 + a_3L + a_4(\gamma - c_2)^2 + a_5V_r + a_6I_m \quad (20)$$

$$V_s = b_1 + b_2(\tan \theta - c_3)^2 + b_3L + b_4\gamma + b_5V_r + b_6I_m \quad (21)$$

ここでは、事前に各説明変数と目的変数の線形性を確認し、線形性が小さかった変数（式 (20) における $\theta$ と $\gamma$ および式 (21) における $\theta$ ）については、式に示すように $c_1, c_2, c_3$ を導入することで変数変換を施した。その後、 $a_1 \sim a_5, b_1 \sim b_5$ を最小二乗法により求めた。得られた結果は表-4に示す。回帰式 (20), (21) を用いて推定した土砂流出量と、前章の方法で求めた土砂流出量の関係は図-6に示す

表-3 土砂流出量推定式構築のための計算に用いた計算条件

項目	値	項目	値
勾配 $\theta$	15,20,25,30,35[deg.]	粘土被覆率 $\gamma$	0,10,20,30,40,50[%]
斜面長 $L$	50,100,150,200[m]	降雨条件	No. 1~No.9 (図-5)
斜面幅 $B$	10[m]	粘土の飽和透水係数 $k_{clay}$	$5.44492 \times 10^{-9}$ [m/s]
粗度係数 $n$	$0.0122$ [m <sup>-1/3</sup> ·s]	砂の飽和透水係数 $k_{sand}$	$5.24692 \times 10^{-6}$ [m/s]
dx,dy	0.1[m]	空隙率 $\lambda$	0.35
A層厚 $d_a$	1[m]	水中安息角 $\phi$	35[deg.]
B層厚 $d_b$	0[m]	土粒子の水中比重 $s$	1.65
初期地下水深 $h_{g0}$	0.5[m]	重力加速度 $g$	$9.81$ [m/s <sup>2</sup> ]
初期表面流水深 $h_0$	0[m]	下流端堰高さ $h_z$	0[m]

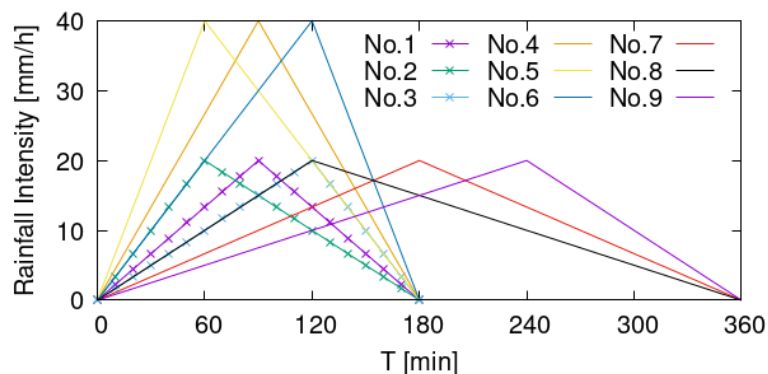


図-5 与えた降雨条件

表-4 重回帰分析の結果、各係数は式 (20), (21) の係数である。

係数	値	係数	値	係数	値
$a_1$	-0.751	$b_1$	-0.8949	$c_1$	0.6756
$a_2$	-2.5253	$b_2$	-2.192	$c_2$	0.054
$a_3$	0.001329	$b_3$	0.001498	$c_3$	0.4533
$a_4$	2.5944	$b_4$	1.279		
$a_5$	0.00677	$b_5$	0.007095		
$a_6$	0.02592	$b_6$	0.01636		

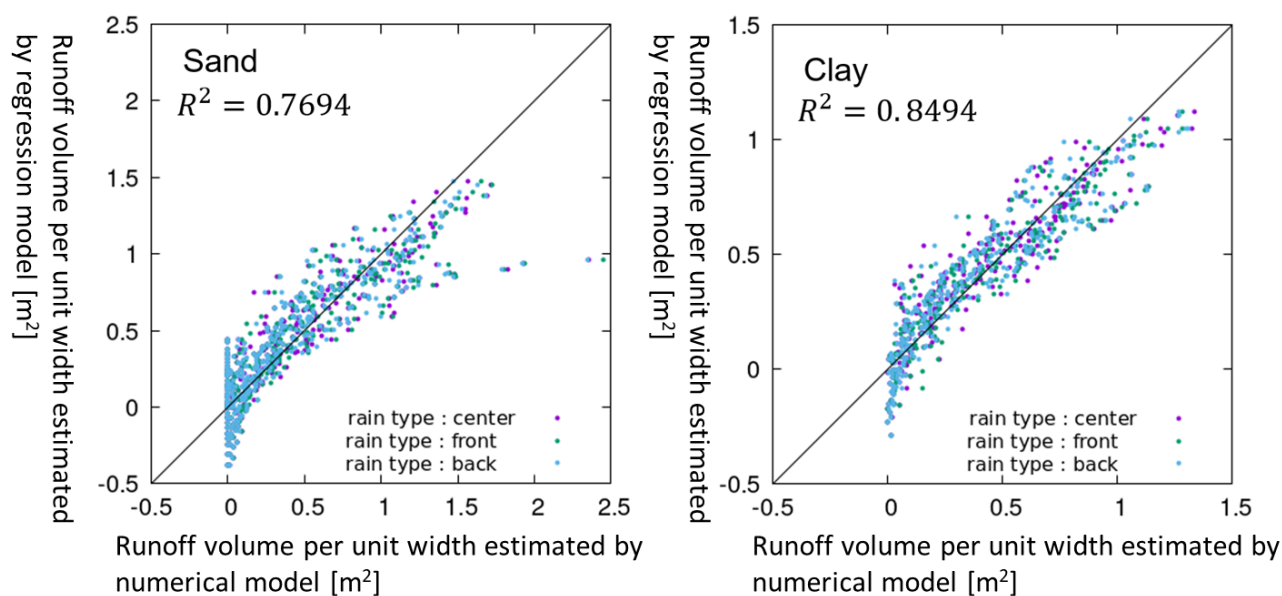


図-6 回帰式によって求めた砂（左）と粘土（右）の流出量（縦軸）と、前章の方法で求めた実際の土砂流出量の関係（横軸）。（プロットの色は降雨の波形が前方・中央・後方集中型かを示すが、降雨波形によって大きな差は見られないことが分かる。）

#### 4. 厚真川流域における土砂流出シミュレーション

3.で得られた回帰式を用いて、実際の降雨イベント毎に粘土・砂の流出総量を算定し、イベント中の土砂供給量が降雨強度に比例すると仮定することで、任意の時刻における各斜面から河道への土砂供給量を算出することができる。この方法を用いることで、胆振東部地震の翌年である2019年の条件で厚真川流域の土砂流出計算を実行した。用いた計算モデルは前報<sup>9)</sup>と同様のモデルである。地形条件は図-7に示すものを用いた。降雨条件にはアメダス厚真で観測された時間雨量を用いた。初期河床の粒度分布には、前報<sup>9)</sup>と同様、勾配を固定した状態で2019年の降雨を10回与えることで得られた条件を用いた。供給土砂の粒径は、粘土が0.005mm、砂が0.2mmの単一粒径とした。また、粘土占有率は0%としたケース (case 1) と、事前検討の結果土砂流出量が実績値に最も近くなった7%としたケース (Case 2) の2ケースで計算を実行した。

図-8に1年間の計算結果を示す。まず、図-8 (b) はP2地点 (図-7) にある厚真大橋地点における流量の計算結果と観測結果を比較したものである。本計算では融雪を考慮していないため、雪解け期であるTime=100~150 [Day]の時期の流量は過小評価となった。また、降雨の空間分布を考慮していないため、Time=230 [Day]付近のピーク流量もやや過小に算出されている。一方、その後の期間の流量はある程度再現されたものと考えられる。

次に、図-8 (c) には流域全体で先述の手法によって算出された土砂供給量を示す。粘土の供給量は、

粘土占有率を0としたCase 1では0であるが、砂はいずれのケースでも1年で60,000m<sup>3</sup>程度河道に供給された。粘土被覆率7%のCase 2では12,476m<sup>3</sup>の粘土成分の供給があり、砂と合わせた供給量はCase 1を上回った。

図-8 (d) は、流域下流端近傍にあるP2地点（浜厚真）における掃流砂・浮遊砂の流出量の計算値と、浮遊砂量の観測値を累積値として示したものである。粘土の被覆率を0としたCase 1では掃流砂のみが流出し、粘土占有率7%を考慮したCase 2ではほぼ同量の掃流砂に加えて、浮遊砂が流出する結果となった。また、総流出浮遊砂量は11,081m<sup>3</sup>であり、粘土成分の供給量のうち90%近い量が浮遊砂として流出したことが分かる。

最後に地震後の土砂供給が、どの程度の期間細粒土砂の流出量に影響を及ぼすかを検討するため、計算期間を10年間とし、計算開始後0, 1, 5, 10年間まで土砂を供給し、その後土砂供給を停止する場合の計算を実行した。降雨条件は2019年の降雨条件を10回繰り返すものとし、土砂の供給量やタイミングは前述のCase 2と同一とした。P1地点（浜厚真）における累積土砂流出量の結果を図-9に示す。土砂供給を1年で停止するCase Bでは、停止後の浮遊砂流出は限定的であるのに対し、5年間土砂供給が継続したCase Cでは、停止後も一定量の土砂流出が継続し、6～10年目の流出量はCase Bを大きく上回った。すなわち、災害後に対策工事等で土砂供給を早期に停止させることが、細粒土砂量の流出を長期的にも低減させる効果があることが分かる。また本研究の計算手法を用いることで、対策工事の効果を定量的に議論可能であることが示されたといえる。

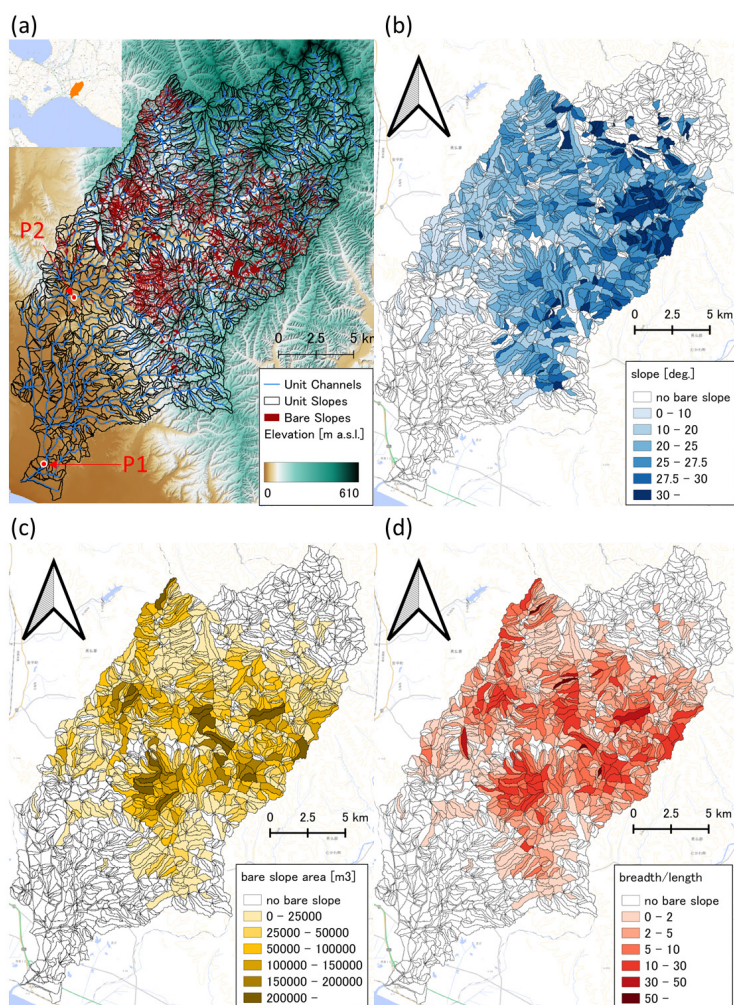


図-7 厚真川流域の地形条件、(a)は単位河道・単位斜面と崩壊地の位置を示す。(b)、(c)および(d)はそれぞれ各単位斜面に含まれる裸地斜面の勾配、面積およびアスペクト比（幅の長さに対する比）を示す。本研究では各単位斜面内の裸地は1つの裸地斜面に代表させている。）

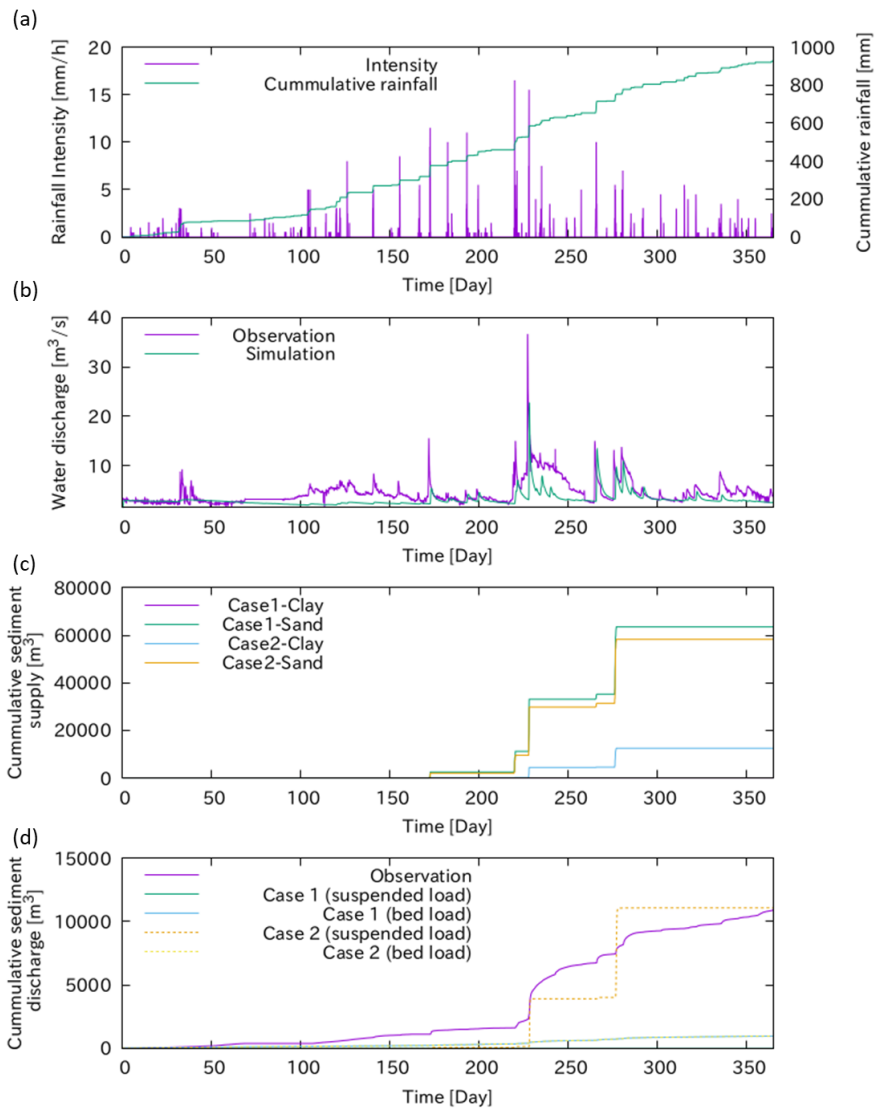


図-8 2019年の計算結果。横軸は2019年1月1日からの日数を示す。(a)は与えた降雨条件,(b)はP2地点(厚真大橋)における流量の計算結果と観測結果,(c)は流域全体の土砂供給量(空隙を除いた量),(d)はP1地点(浜厚真)における浮遊砂・掃流砂量の計算結果と浮遊砂の観測結果を示す。

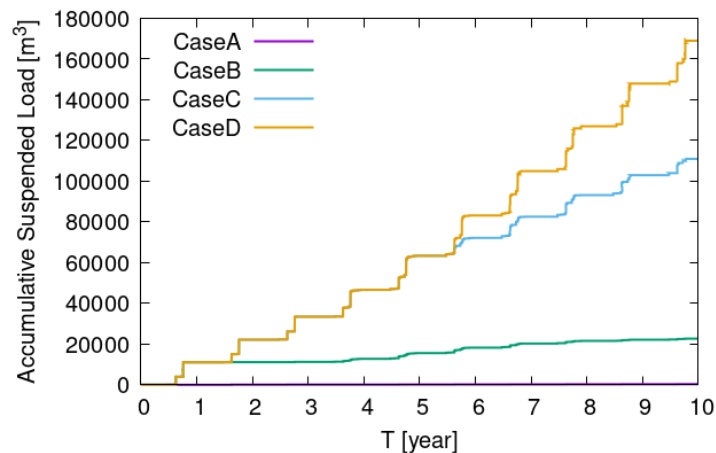


図-9 10年間の計算結果を対象としたP1地点(浜厚真)における浮遊砂量の累積値。(CaseAが土砂供給がないケース, Case B, Case Cは計算開始後それぞれ1年間, 5年間土砂を供給し, その後土砂の供給を止めたケース, Case Dは10年間全期間にわたって土砂を供給したケースを示す。)



## 5. 結論

本研究では、降雨装置を用いた水路実験と、二次元河床変動解析を用いた再現計算、斜面からの土砂流出量を予測可能な重回帰分析に基づく経験式構築、および厚真川流域を対象とした土砂流出の予測シミュレーションを実施した。本研究の手法により、降雨条件を入力として、大出水イベント時の厚真川流域の土砂の流出が予測可能なこと、土砂流出抑制対策の効果検証が可能であることが示された。これを用いることで、斜面对策のような人為的インパクトを含め、厚真川流域の土砂流出の将来的な変化が考察可能となったと期待できる。一方で小出水イベントでの土砂の流出量が過小評価となっている点や、裸地の植生再被覆による土砂流出量の減少や、降雨による供給可能土砂量自体の減少等は、モデルに組み込まれておらずシナリオとして設定する必要がある点等、精度や利用性において本研究の手法は改善の余地があると考えられる。これらを解決するために、裸地近傍や河道部における長期的な土砂流出量の観測データを蓄積し、それに基づいてシミュレーションの改良を図る必要があると考える。

## 参考文献

- 1) 江頭進治, 松木敬:河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法, 水工学論文集, 第44巻, pp.735-740, 2000.
- 2) Egashira, S., Itoh, T., Horie, K., and Nishimoto, N. : A method to predict sediment transport process in drainage basin with dams, River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2007 – Proceedings of the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, 2, pp. 1193-1201, 2008
- 3) 山野井一輝, 藤田正治: 土砂生産・土砂供給・土砂輸送堆積統合型モデルの開発と山地流域への適用, 土木学会論文集B1 (水工学) Vol70, No4, pp.925-930, 2014.
- 4) 篠原滉志: 厚真川流域の土砂動態予測に向けた崩壊裸地斜面からの土砂供給モデル構築, 京都大学大学院修士論文, 2023
- 5) 西森研一郎・関根正人: 粘着性土の浸食過程と浸食速度式に関する研究, 土木学会論文集B, Vol.66, No.2, pp.127-140, 2009.
- 6) 山野井一輝: 細粒土砂の供給が土砂流出・流路変動特性に与える影響に関する研究, 流域土砂動態モデルを用いた細粒分流出プロセスのシミュレーション, 北海道河川財団研究所紀要 (XXXII), pp. 151-161, 2021

## 2.高濃度の細粒土砂供給に伴う河床・流路変動特性－水路実験－

久加 朋子<sup>1</sup>・山口 里実<sup>2</sup>

Tomoko KYUKA, Satomi YAMAGUCHI

<sup>1</sup>富山県立大学工学部 環境・社会基盤工学科 准教授

<sup>2</sup>国立研究開発法人 寒地土木研究所 主任研究員

### 要 旨

全国各地の山地流域にて斜面・河岸崩落，土石流等に伴う多量の土砂移動による災害事例が増加しているなか，中長期的な河川環境の把握を行うためにも，崩壊地からの細粒土砂の輸送・堆積特性について把握することは重要な課題であると考えられる．昨年度（2年目）の検討では，一昨年（1年目）の交互砂州を対象とした水路実験結果を用い，Nays2DHの掃流砂層モデルの取り扱いを変更させたモデルにて，河道内における細粒土砂の堆積特性について検討を行った．結果，数値解析では，交互砂州において細粒土砂が砂州前縁直下に高濃度で堆積することが再現され，ある程度精度があるものと確認された．そこで，本モデルを数値実験的に用い，計算初期の低水路蛇行度および河岸の侵食可否を変化させた場合比較検討を行った．結果，砂州の移動停止角度である蛇行度15度を境とし，蛇行度の大きい水路ほど細粒土砂堆積量が著しく増大する状況が確認された．また，河岸侵食できない条件（低水護岸などに想定）の方が，河岸侵食可能な条件よりも細粒土砂の堆積が多量になる確認された．そこで，3年目である本年度は，これらの現象について検証データを得ることを目的とし，複数の水路実験を実施した．結果，水路実験においても，交互砂州と蛇行流路において細粒土砂の堆積特性（場所や濃度）が異なること，河岸が固定されている流路ほど細粒土砂が高濃度に堆積することが確認された．

《キーワード：細粒土砂，河床変動，蛇行角，河岸条件，水路実験》

## 1. 研究の背景

降雨に伴い山地から河道内へと流出してきた細粒土砂成分の輸送過程および河床への堆積・侵食を予測するには、河道外における降雨流出、河道外からの土砂の供給プロセス、河道内における水と土砂の輸送過程を適切にモデル化し、統合的なシミュレーションを実施する必要がある。河道内に流入する細粒土砂は、その濃度によって氾濫原の高さ、河岸侵食量、土砂輸送特性を変化させ、沖積河川の中長期的な河床・流路形態に影響を与えることが知られている<sup>1)</sup>。しかしながら、その検討は河口域のような緩勾配区間を対象とするものが多く<sup>2)</sup>など、我が国のような急勾配河川における山地から生産される細粒土砂の挙動や、それらが河道内へ流入した後の輸送特性に関する知見は非常に限られた状況にある。近年、全国各地の山地流域にて斜面・河岸崩落、土石流等に伴う多量の土砂移動による災害事例が増加しているなか、中長期的な河川環境の把握を行うためにも、崩壊地からの細粒土砂の輸送・堆積特性について把握することは重要な課題であると考えられる。

非粘着性土砂によって砂州が形成される場に、細粒土砂（ここではシルト成分を想定）のような浮遊状態で輸送される粘着性土砂が流入する場合の河床変動特性や河床材料構成の変化については、幾つかの理論解析による検討<sup>3) 4)</sup>や現地調査<sup>4)</sup>、水路実験<sup>5) 6)</sup>がある。理論解析による検討<sup>3) 4)</sup>では、細粒土砂のような浮遊成分の流入は交互砂州の不安定さを増大させ、砂州の不安定さを増大させ、濃度によって砂州発生限界の波数に変化し、砂州の波長が長くなり砂州が消滅するなど、砂州形状を変化させることが指摘されている。水路実験による検討<sup>5) 6)</sup>では、昨年度の報告として交互砂州を対象とした実験<sup>5)</sup>、および蛇行流路に形成される砂州を対象としたもの<sup>6)</sup>がある。交互砂州を対象とした実験<sup>5)</sup>では、(1) 交互砂州の形状は細粒土砂の割合が10%を超えた付近から影響を受け、砂州波長が長くなるとともに、砂州波高が低くなる傾向が認められること、(2) 細粒土砂の割合が30%まで到達すると、交互砂州は不明瞭になり消失に近い状態となること、(3) 交互砂州上に細粒土砂が堆積しやすい場所の分布を確認すると、砂州よりも、出水時に砂州前縁から水が流れ落ちる砂州直下流に堆積すること（図-1）が確認されている。一方で、蛇行流路を対象とした実験<sup>6)</sup>では、(1) 細粒成分が蛇行流路の流路形状に影響を与える濃

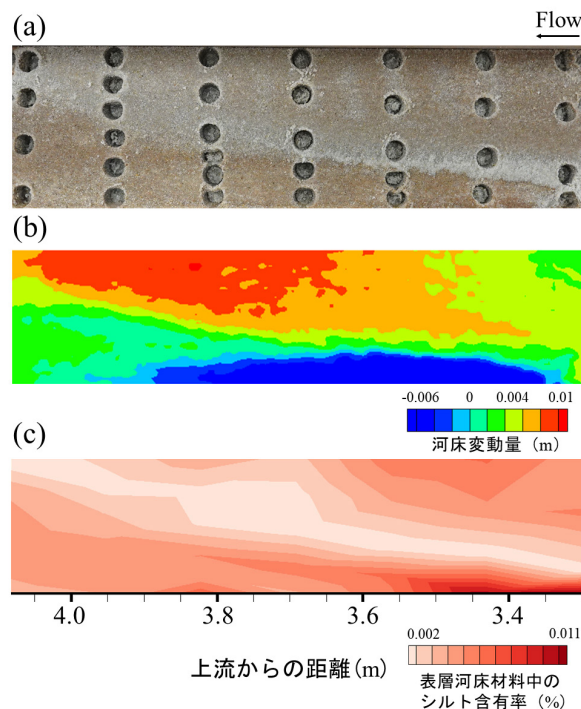


図-1 交互砂州における細粒土砂の堆積状況<sup>5)</sup>、(a) サンプル状況の写真、(b) 河床変動量コンター図、(c) 表層土砂における細粒土砂の含有率

度は、平衡掃流砂量に対する細粒成分の割合が20%を超える付近からであること、(2) 細粒土砂の大半は、低水路よりも砂州上（氾濫原）の比高が比較的高い場所に堆積（図-2）すること、(3) 砂州上に堆積した細粒成分が次第に河岸を強化し、流路の蛇行化を発達させることが考察されている。さらに、久加・山口は、昨年度のRIC助成研究<sup>7)</sup>において、iRIC Nays2DHの掃流砂層モデルを一部修正した数値解析モデルを用い、水路形状と河岸の固定に注目した検討を行っている（図-3）。その結果、(1) 砂州の移動限界付近である蛇行角15度を超える水路では、交互砂州の発達する直線的な水路よりも多量の細粒土砂が堆積する傾向にあること、(2) 河岸が固定された場の方が、河岸侵食を許容する場よりも多量の細粒土砂が堆積する傾向にあることを報告した。このように、これまでの検討では、河道内の流路形態および砂州形状の違いによって細粒土砂の輸送特性に変化が生じる可能性が指摘されてきた。しかしながら、混合粒径、とくに細粒土砂が供給される場における堆積や侵食、地形変化については、数値解析を用いた検討が主であり、その精度検証が不十分であることも加えて、未だ分かっていないことが多い状況にある。

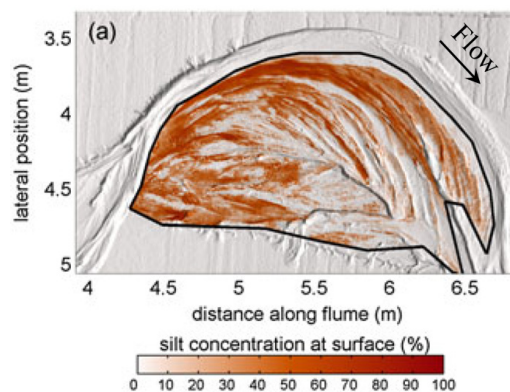


図-2 蛇行流路における細粒土砂の堆積傾向 (W. M. van Dijk et al, 2013<sup>6)</sup> より引用)

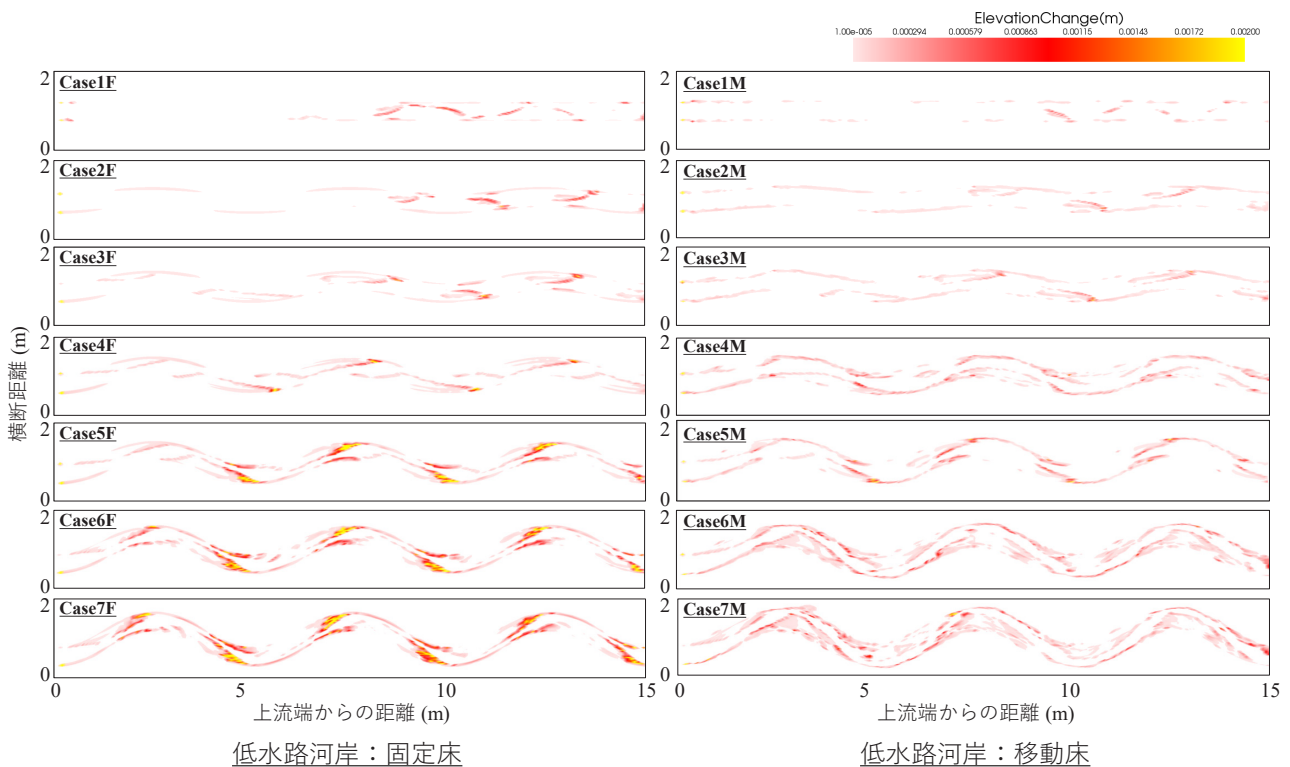


図-3 蛇行度と河岸固定有無の違いに伴う細粒土砂の堆積状況<sup>7)</sup>



表-1 実験ケース

Case	流量 (m <sup>3</sup> /s)	初期地形	細粒土砂供給量	河岸固定	低水路幅(cm)	蛇行角(°)	蛇行長(m)	波長数
Case1	0.00153	直線水路	10%	なし	45	-	-	-
Case2	0.00153	蛇行水路	10%	なし	45	28.7	4.71	2
Case3	0.00153	蛇行水路	30%	なし	45	28.7	4.71	2
Case4	0.00153	蛇行水路	30%	あり	45	28.7	4.71	2

そこで、3年目となる本研究では、初期水路形状が異なる場を対象とし、低水路内へと高濃度の細粒土砂を供給した条件下における、細粒砂の堆積と流路変動特性を比較するための基礎実験を行った。水路実験は寒地土木研究所の可傾斜水路を用い、水路形状（直線と蛇行）および河岸侵食の有無を異ならせた3ケース実施した。

## 2. 水路実験

### 2.1. 実験条件

実験には、寒地土木研究所所有の長さ11.7 m、水路幅3.0 m、勾配0.01の長方形断面水路を用いた(図-4)。河床材料は平均粒径0.76 mm、比重2.65の珪砂を用いている。水路内には珪砂を厚さ10 cmで敷設し、初期地形の低水路を幅45 cm、河岸高2 cmとなるように作成した。

実験ケースを表-1に示す。実験の水理条件は既往実験を参考とし、岸・黒木<sup>8)</sup>を参考に、実験初期水理条件のもとでは交互砂州形成領域となるように定めた。流量は一定流量(0.00153 m<sup>3</sup>/s)とし、最大2.5時間の通水を行った。ただし、ここでは地形が大きく変化する前の段階での変化を比較することを目的するため、通水経過後から30分後のデータを主に用いた。通水中は水路上流端より河床材料と同じ粒径の珪砂を手動で供給し続けた。ならびに、各実験ケースでは、河床材料と同じ粒径の砂礫の平衡掃流砂量に追加して、より小さい粒径の砂礫(細粒土砂成分、約0.120 mm)を水路上流端より給砂した。表-1に示す各ケースの詳細は次の通りである。Case 1は初期地形を直線水路とし、細粒土砂を平衡掃流砂量に対する体積比10%増加させた条件下において、交互砂州が形成される場への細粒土砂の定着状況を確認するものである。Case 2は、Case 1と同じ水理条件であるが、初期地形を蛇行化させたものである。Case 3とCase 4も蛇行化させた初期地形を用いるが、いずれも上流端から供給する細粒土砂量を平衡掃流砂量の重量に対して30%増加させたものである。Case 3とCase 4の違いは、河岸の固定の有無である。

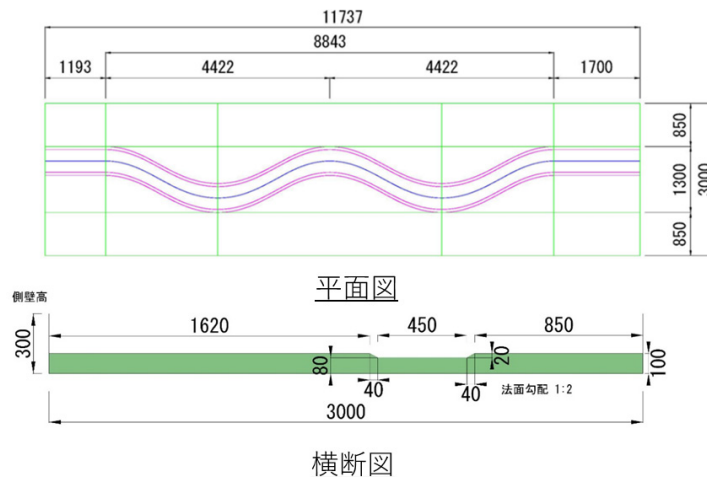


図-4 水路概要



図-5 Case 4の初期状態（モルタルにて河岸固定）

Case 4では、図-5に示すように通水前にモルタルを用いて地形を固定させている。なお、本実験に用いた細粒土砂は、本助成初年度の水路実験（若干の粘着性がある珪藻土を使用）とは異なり、結果の解釈を容易とするため、粘着性をほぼ有しない珪砂8号を用いている。珪砂8号はピンク色に着色しており、水路上空からの撮影にて河床表層への堆積を把握することができる。

実験中、水路上部にビデオおよびタイムラプスカメラを設置し、砂州の移動の様子を記録した。また、通水前と通水終了後は、河床高を超高速度インラインプロファイル測定器（KEYENCE）にて測定した。河床構成材料については、実験終了後にサンプリングを行った。サンプリング方法は、砂州半波長を対象とし、15 mm×10 mmの方形枠の中に含まれる土砂を、スパチュラを用いて表層5 mmおよび底層10 mmと別々に採取した（ただし、本年度内に採取した全ての土砂サンプルの粒度分析が終了しなかったため、本報告では粒度比較は行っていない）。

### 3. 結果と考察

#### 3.1. 直線水路（河岸固定無し）・細粒土砂供給量10%(Case 1)

図-6に、Case 1の河床高コンター図および河床変動量コンター図の時間変化を示す。図より、実験開始から30分経過時点までは交互砂州形状を維持していると分かる。その後は、30分から60分経過にかけて水衝部における河岸侵食が進み、通水150分経過時には複列砂州化する。

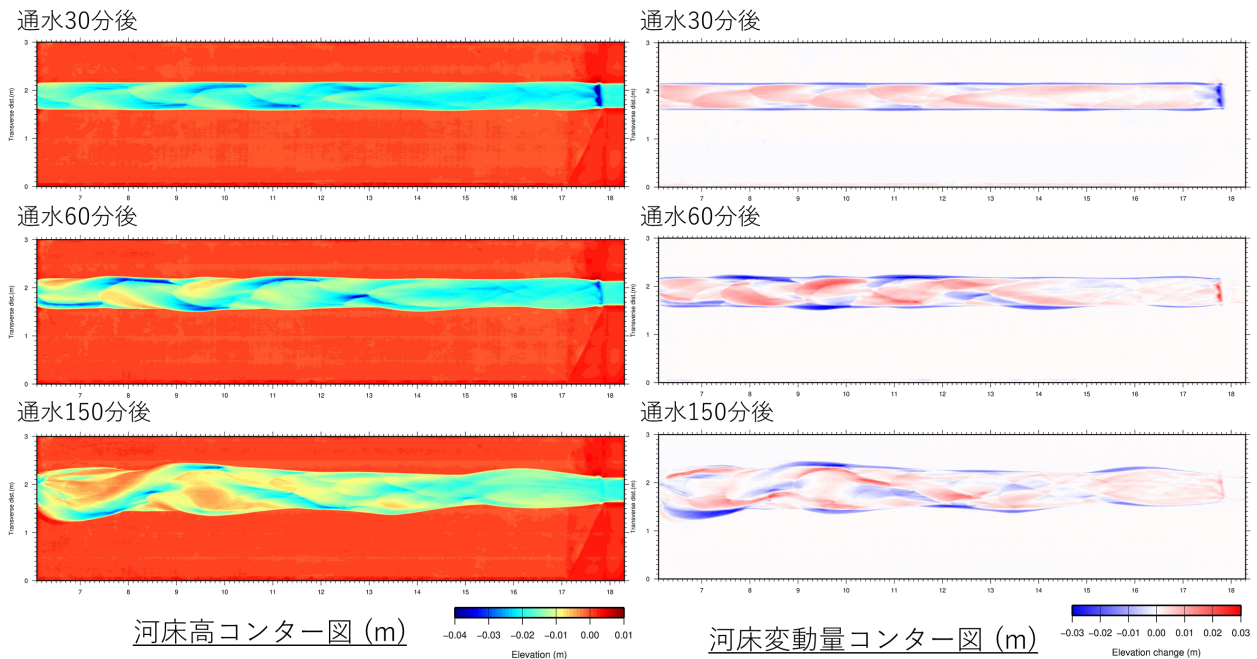


図-6 Case 1の河床高および河床変動量コンター図の時間変化

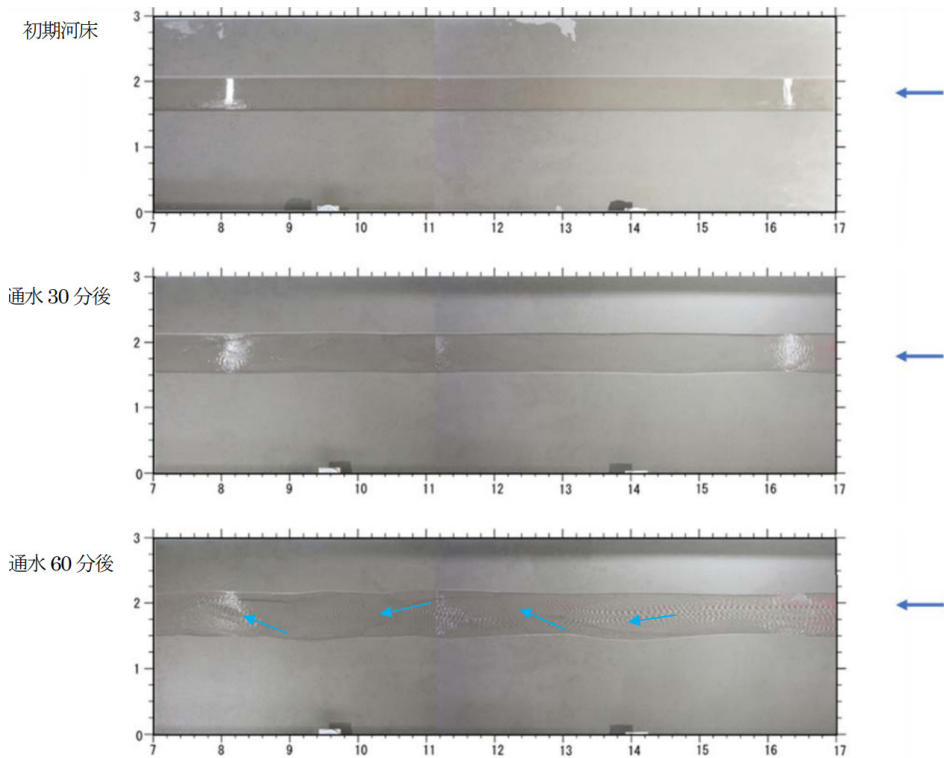


図-7 Case 1の水路上部から撮影した実験経過の写真

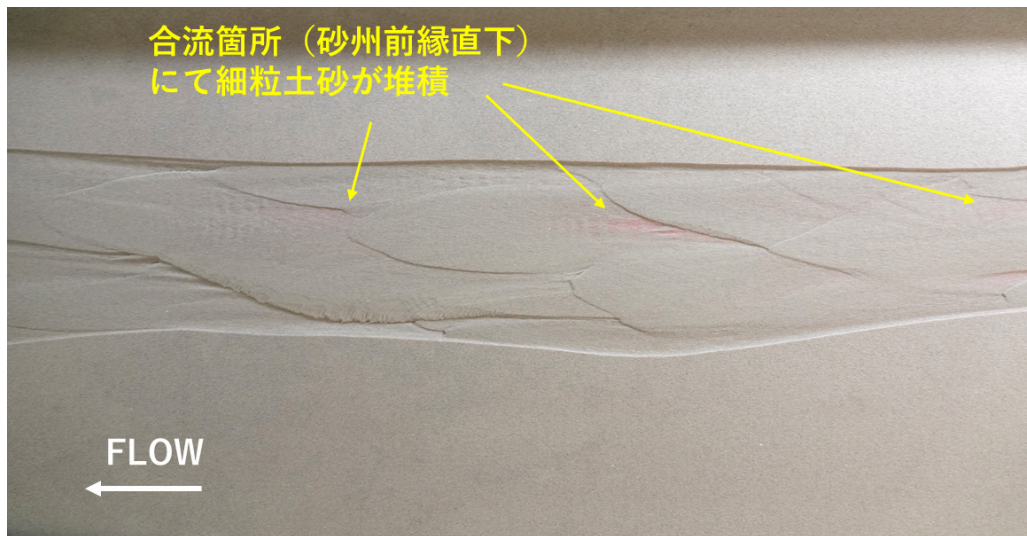


図-8 Case 1の通水150分経過時（実験終了時）の様子

図-7に、Case 1の実験初期から通水30分、60分経過時の水路上部から撮影した写真を示す。写真より、通水30分では殆ど着色砂（細粒土砂）の堆積は認められないことが分かる。これは、昨年度の数値実験にて得られた結果（図-3、Case 1M）と同じ傾向を示す結果である。Case 1にて砂州前縁直下への着色砂堆積画少ない要因は、交互砂州のように2次流の発達が比較的弱い流路形態の場合、河岸からの供給土砂によって砂州波高（砂州前縁直下の洗堀）がそれほど大きくなりたためと考えられる。つまり、河岸の固定が無い場合、交互砂州では流れの剥離が比較的弱く、細粒土砂量が剥離域に捕捉されにくいと考えられる。一方、河岸の固定がある場合、初年度の実験（図-1）や昨年度の数値実験結果（図-3、Case 1F）のとおり、砂州波高が大きくなりやすく、細粒土砂が高濃度に堆積することになるようである。同様に、図-7よりCase 1の60分経過時点を確認しても、着色砂の堆積は比較的少ない。



図-8に、Case 1の通水150分経過後（実験終了時）における様子を示す。図より、河岸侵食を許容するため、時間経過とともに川幅が拡幅し、流路の複列化が進んだことが分かる。また、複列砂州地形における細粒土砂の堆積箇所を確認すると、着色砂は流路が合流するような深掘れ箇所に局所的に堆積することが分かる。これは、この場所において流れの剥離が生じやすく、着色砂が捕捉されやすい状況が形成されるためと考えられる。以上の結果より、Case 1では、昨年度に水路実験と数値解析より確認された「交互砂州において河岸侵食の可否が細粒土砂の堆積状況を異ならせる」現象について、水路実験においても再現性があることを確認することができた。

### 3. 2. 蛇行水路（河岸固定無し）・細粒土砂供給量10%(Case 2)

図-9に、Case 2の河床高コンター図および河床変動量コンター図の時間変化を示す。図より、実験開始から60分経過時点までは初期の蛇行形状を維持していると分かる。その後は、蛇行の成長に伴い流路の短絡化など生じ、通水150分経過時には多列化・網状化したことが分かる。

図-10に、Case 2の実験初期から通水30分、60分経過時の水路上部から撮影した写真を示す。写真より、蛇行水路では通水30分時点にて着色砂の堆積がCase 1よりも明瞭に認められる。とくに、細粒土砂の堆積場所はCase 1（砂州前縁直下）と異なり、蛇行内岸の砂州上（図-10の黄丸）や旧流路付近に位置する砂州上であった。これらの場所への着色砂の堆積は、水衝部等にて溢れた水に含まれていた細粒分が比高の高い場所に堆積したものである。

図-11に、通水150分経過後の実験終了時の様子を示す。図より、着色砂は、蛇行外岸や砂州上へと広範囲に堆積することが分かる。また、Case 1（図-8）とCase 2（図-11）とを比較すると、交互砂州よりも蛇行流路の方がより多くの細粒土砂を堆積させると共に、堆積する場所が異なることが分かる。これは、昨年度の数値実験においても確認された現象が水路実験からも確認されたことを示すものである。つまり、交互砂州と蛇行流路では細粒土砂堆積プロセスが異なると言える。蛇行流路では、水衝部に流れが集中するため、出水後半まで低水路内に比較的速い流れが形成される。このため、蛇行流路の主流路では、高濃度に細粒土砂が輸送されるものの、それらの大半は堆積せず通過するのみとなる。ただし、水位上昇や流路変動等に伴い、流れが砂州の上や高水敷上へと流れた場合、比高の高い場所に細粒

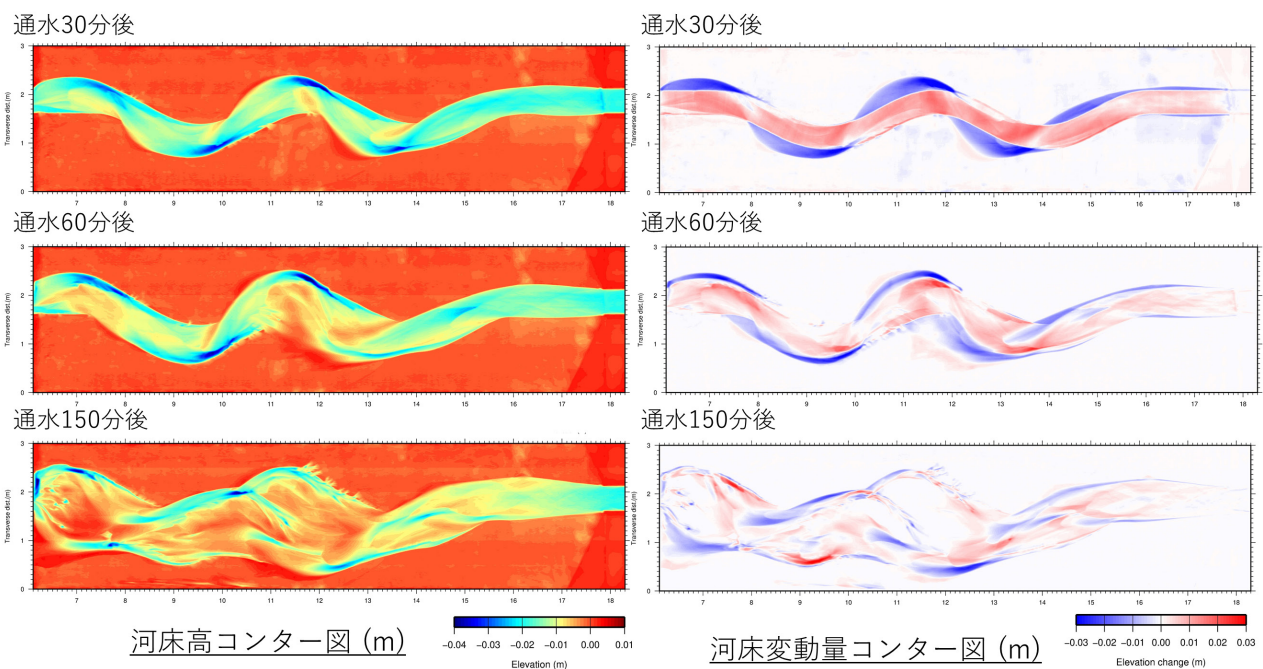


図-9 Case 2の河床高および河床変動量コンター図の時間変化

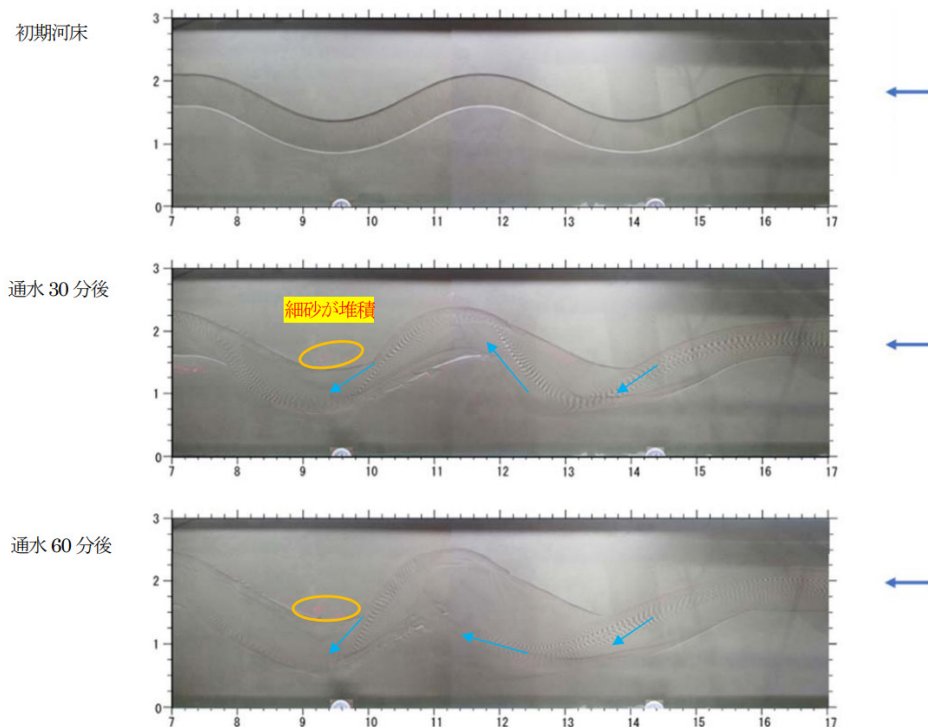


図-10 Case 1の水路上部から撮影した実験経過の写真

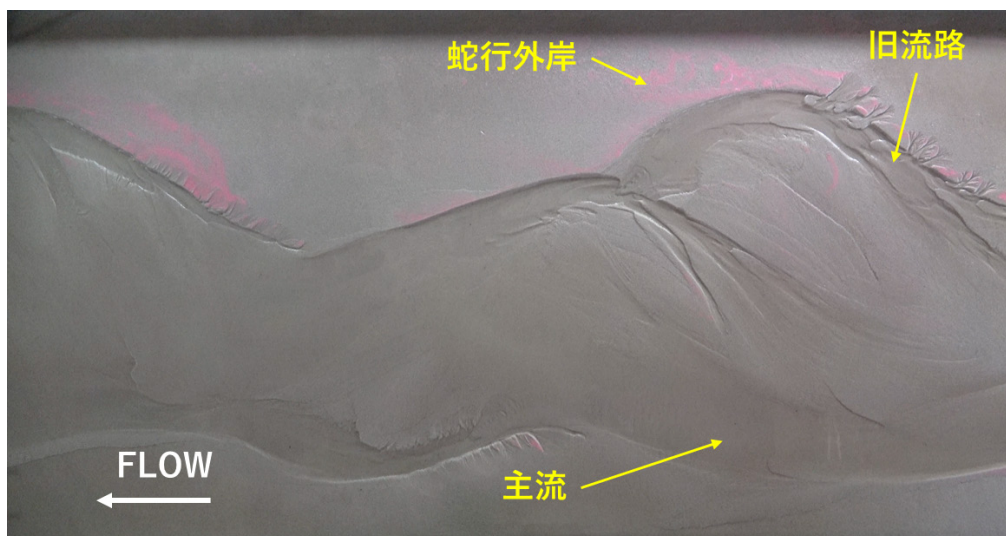


図-11 Case 2の通水150分経過時（実験終了時）の様子

土砂が輸送され、そこで堆積することとなる。

### 3.3. 蛇行水路（河岸固定なし）・細粒土砂供給量30%(Case 3)

図-12に、Case 3の河床高コンター図および河床変動量コンター図の時間変化を示す。図より、実験開始から60分経過時点までは初期の蛇行形状を維持していると分かる。その後は、蛇行の成長に伴い流路の短絡化など生じ、通水150分経過時には多列化・網状化したことが分かる。

Case 3とCase 2の違いは細粒土砂の供給量のみである。そこで、Case 3（図-12）とCase 2（図-11）の流路変動特性を比較すると、両ケースに主な変化は確認されなかった。これは、細粒土砂は砂州の主要な構成材料ではないため、供給量を増加させても大きな影響を与えなかったと考えられる。ただし、流



路変動には大きな影響を与えなくとも、河床材料の構成には影響を与える。

図-13に、Case 3の実験初期から通水30分、60分経過時の水路上部から撮影した写真を示す。写真より、細粒砂の供給量の多いCase 3では、通水30分～60分の時点で砂州上への堆積が顕著となる。堆積場所は、Case 2と同じく、砂州上や高水敷上の比高の高い場所である。

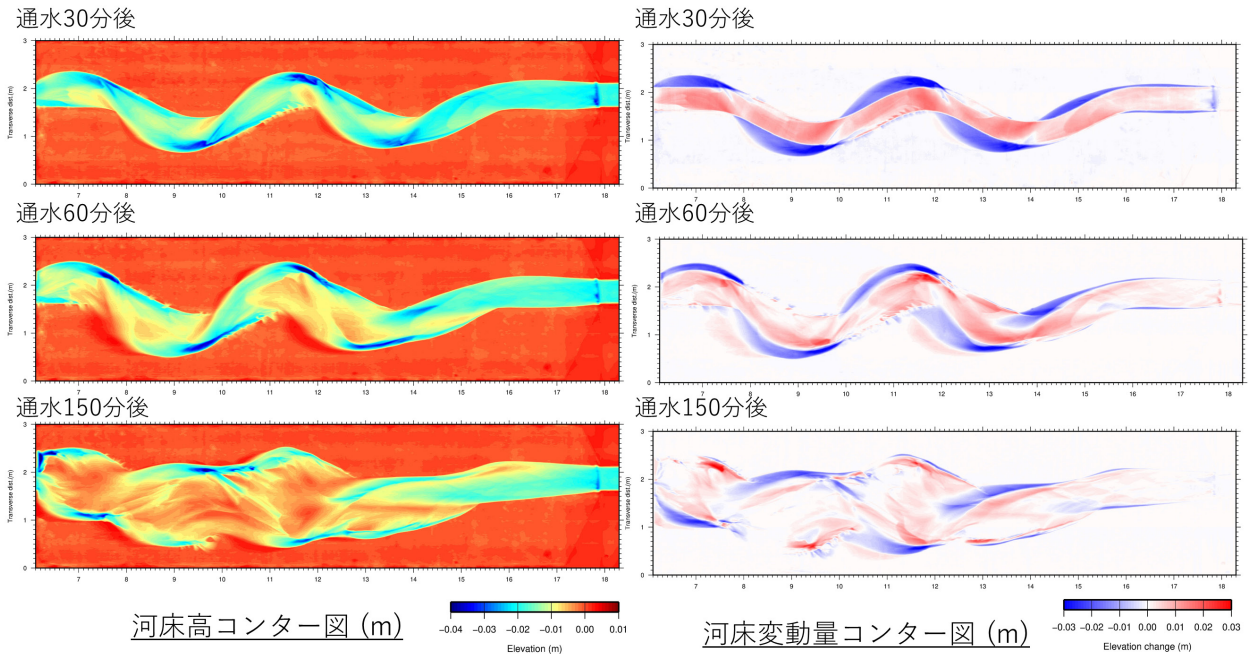


図-12 Case 3の河床高および河床変動量コンター図の時間変化

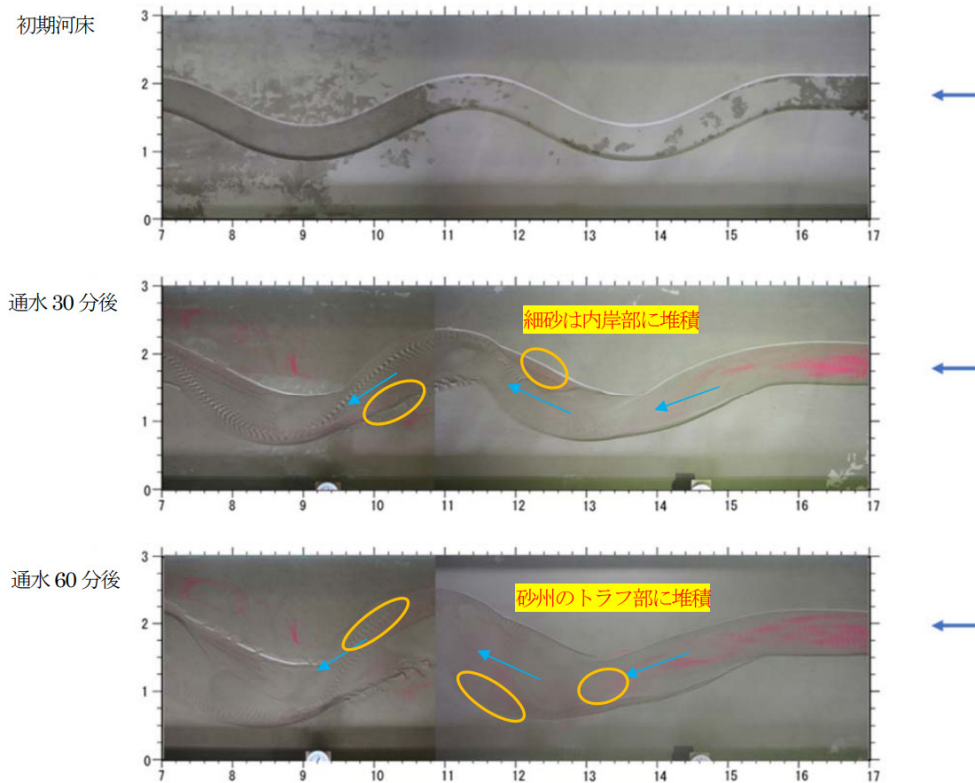


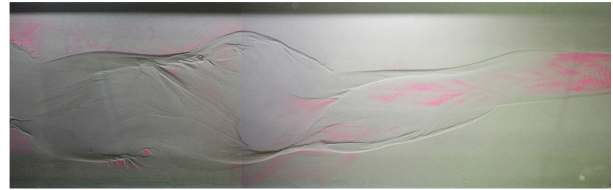
図-13 Case 3の水路上部から撮影した実験経過の写真

通水150分後



Case2 (細粒土砂10%)

通水150分後



Case3 (細粒土砂30%)

図-14 河床鉛直方向への細粒土砂混在状況 (Case 3)

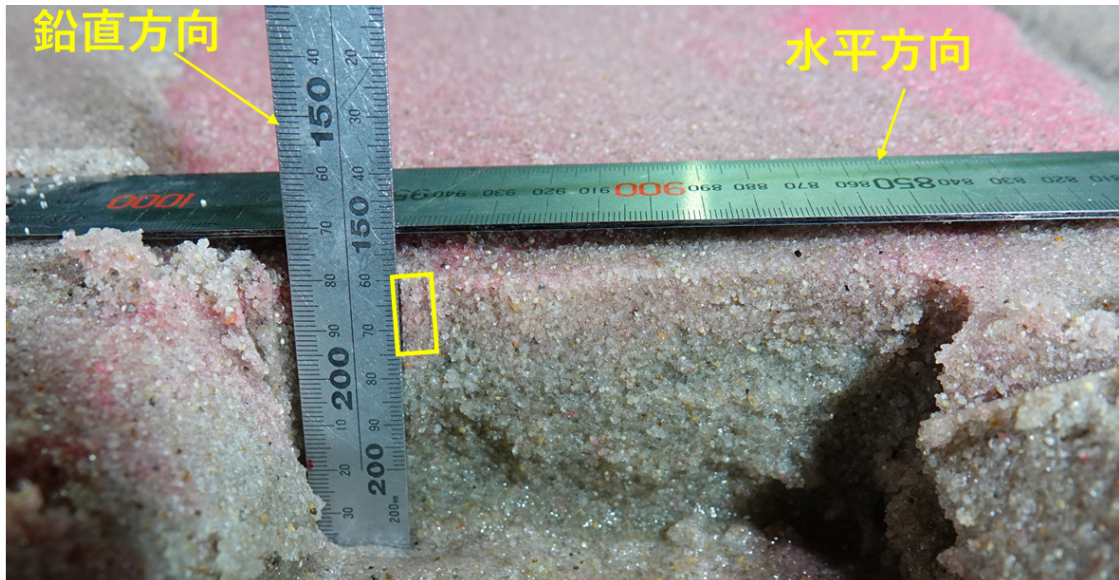


図-15 河床鉛直方向への細粒土砂混在状況 (Case 3)

続いて、図-14にCase 2とCase 3の実験終了時の様子を示す。Case 3では、Case 2に比べて砂州上に明瞭な堆積が認められ、昨年度の高濃度に細粒土砂を与えた場合の計算結果（図-3, Case6M）と類似することが分かる。これは、細粒土砂が高濃度で輸送されるほど、蛇行外岸や砂州上に溢水した水に含まれる細粒土砂量が増えるためと考えられる。

なお、Case 3については水路内にて、図-15のように鉛直方向の細粒土砂の混在状況を確認したのち、蛇行1波長の中で複数の測線を設定し、アルミ杵（15 mm×10 mm）とスパチュラを用いて土砂の採取（表層から5 mmと10 mmを各々分けて採取）を行っている。採取する河床の深さは、図-15より、細粒土砂が表層から最大15 mmほどの深さまで確認されたため、15 mmの深さまでを採取深とした。

### 3. 4. 蛇行水路（河岸固定あり）・細粒土砂供給量30%(Case 4)

Case 4は河岸を固定した蛇行水路を対象としており、昨年度の数値実験による検討（図-3, Case6F）では著しく細粒土砂が堆積する結果が得られている。ここでは、河岸の固定条件のみが異なるCase 3とCase 4を比較する。なお、Case 4は河岸固定実験のため、実験は通水開始より30分で終了している。

図-16に、実験開始から30分経過後のCase 3およびCase 4の河床高コンター図および河床変動量コンター図を示す。図よりCase 3とCase 4を比較すると、砂州が前進するCase 3では水衝部上流側のみ局所的に深いが、砂州が固定化されたCase 4では水衝部下流側へ進むほど河床が深ぼれし、砂州前縁部における比高差が大きくなる事が分かる。

続いて、このような水路形状の違いに伴う細粒土砂の堆積について図-17および図-18に示す。図より、河岸固定の有無によって通水30分後の着色砂の堆積状況が大きく異なることが分かる。Case 3では、細



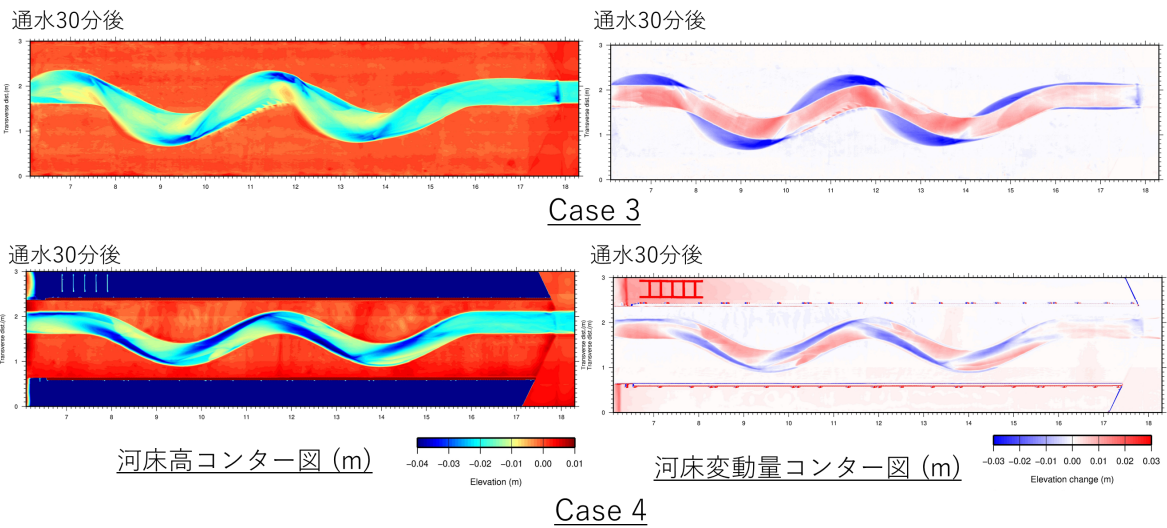


図-16 Case 3とCase 4の河床高および河床変動量コンター図（実験開始より30分後）

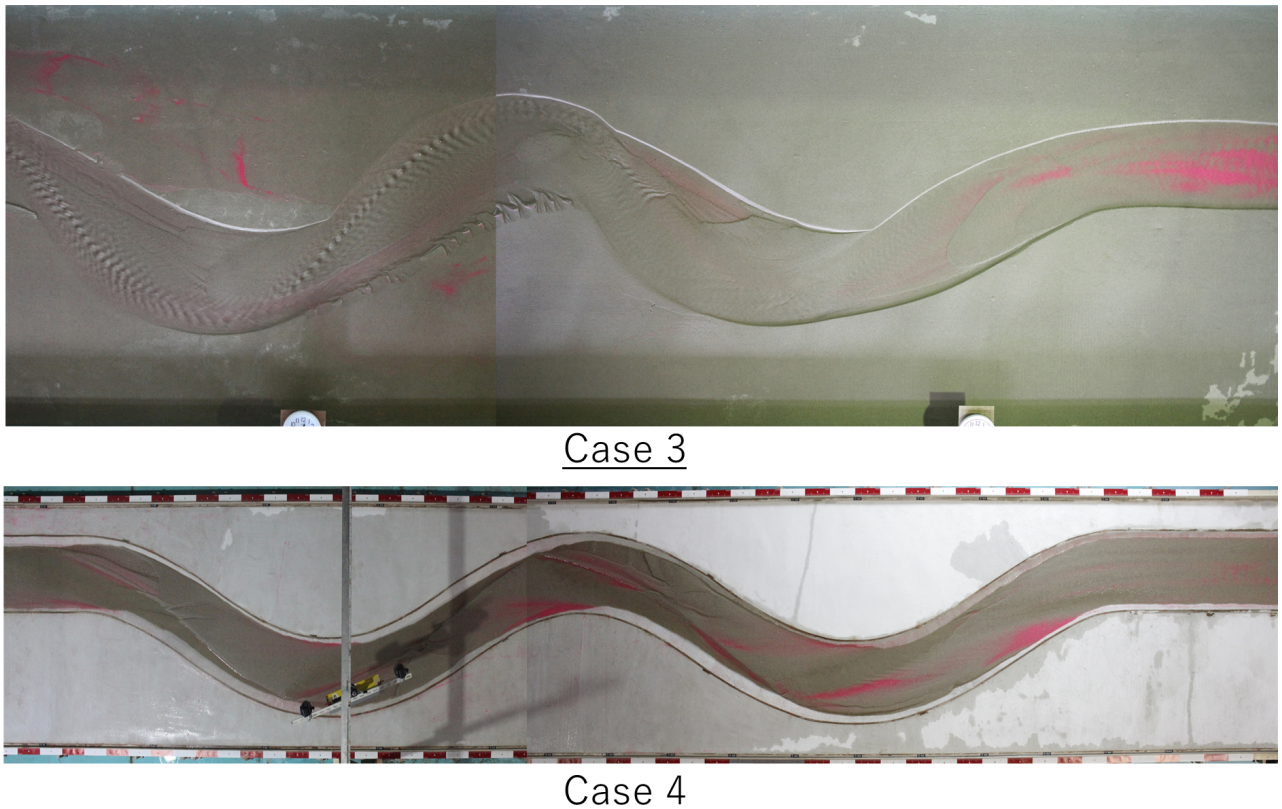


図-17 Case 3とCase 4の着色砂の堆積状況（実験開始より30分後）

粒土砂は水衝部上流域の死水域や蛇行部外岸などに堆積する。一方、砂州が固定されたCase 4では、Case 3で確認されるような砂州上への堆積に加えて、蛇行部内岸部や、Case 1の交互砂州と同じく砂州前縁直下への堆積も認められる。

この他、Case 4についても河床材料サンプルを採取している（図-19）。こちらについても、Case 3と同じく年度内に土砂分析が終了しなかったため、引き続きの分析を行う予定である。これより、河岸の固定有無が細粒土砂の堆積特性に与える影響について、水路実験からの詳細データを得ることができる。



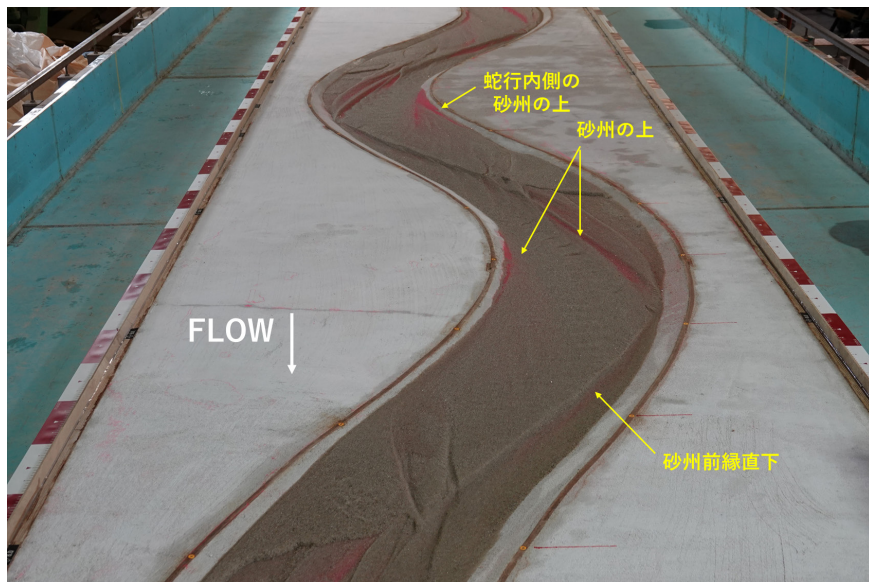


図-18 Case 4における着色砂堆積状況の拡大写真（実験開始より30分後）

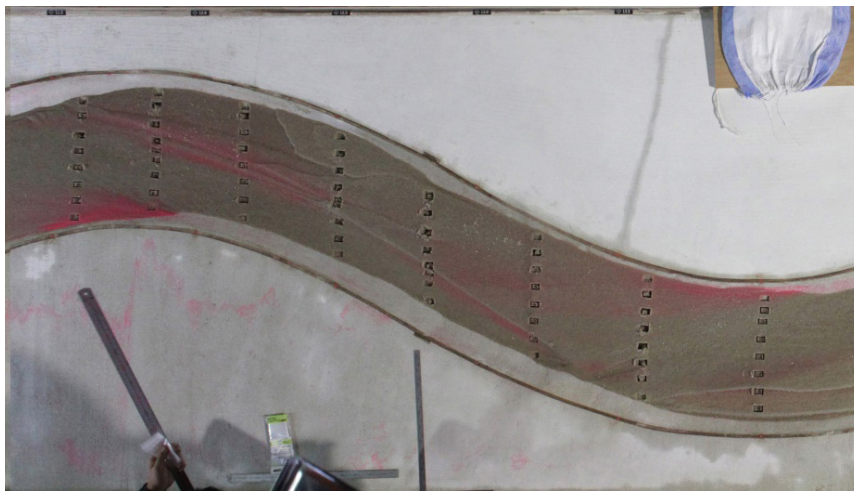


図-19 Case 4における河床材料の採取地点

#### 4. 結論

3年目となる本研究では、昨年度の研究にて実施した数値実験結果を検証・考察することを目的とし、大型水路実験を行った。その結果、昨年度に実施した数値実験結果と同様に、細粒土砂の堆積特性は水路形状および河岸固定の有無によって大きく変化することが水路実験からも確かめられた。主な得られた内容は以下のとおりである。

- (1) 水路実験より、細粒土砂は高濃度で上流から供給されたとしても、砂州の構成材料とならないため、流路変動へは殆ど影響しないことが確認された。ただし、河床材料の粒度構成には影響を与える。
- (2) 流路が比較的直線的で交互砂州が発達する場では、低水路の中でも、とくに砂州前縁直下において細粒土砂の堆積が局部的に生じる。これは、砂州前縁直下における流れの剥離域に細粒土砂が取り込まれて堆積するものである。一方、流路の蛇行度が大きい水路では、細粒土砂は低水路には殆ど堆積せず、砂州上や蛇行外岸部などの比高が高い場所に堆積する。これは、砂州上や蛇行外岸から溢水した水に含まれる細粒土砂が局部的に高濃度で堆積するためである。細粒土砂の堆積量は、直線と蛇行水路とを比較すると、砂州上へと広く堆積する蛇行流路の方が交互砂州よりも明らかに多くなる。

- (3) 低水護岸等を想定した河岸固定ケースでは、河岸侵食を許容するケースに比べ、多量の細粒土砂が短時間で局所的に堆積した。主な堆積場所は、砂州上、蛇行内側の砂州、砂州前縁直下であった。砂州上への堆積は、低水路が蛇行形状を有しているため、比高の高い場所や死水域となる場所へと流れ込んだ細粒土砂が堆積したものである。一方、砂州前縁直下への堆積は、河岸が固定されることによって砂州も固定化され、砂州前縁直下における波高が大きくなったためである。つまり、護岸等によって河岸が固定された場における低水路への高濃度細粒土砂の堆積は、砂州地形の洗堀深増大に伴う流れの剥離によるものである。

## 参考文献

- 1) M. G. Kleinhans, B. de Vries, L. Braat, M. van Oorschot: Living landscapes: Muddy and vegetated floodplain effects on fluvial pattern in an incised river, *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, pp. 2948–2963, 2018.
- 2) L. Braat, J. R. F. W. Leuven, I. R. Lokhorst, M. G. Kleinhans: Effects of estuarine mudflat formation on tidal prism and large - scale morphology in experiments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 417–432, 2019.
- 3) M. B. Bertagni and C. Camporeale : Finite Amplitude of Free Alternate Bars With Suspended Load, *Water Resources Research*, 10.1029/2018WE022819.
- 4) 渡邊康玄, Marco TUBINO : 掃流砂・浮遊砂を伴う流れの交互砂州発生に関する研究, *水工学論文集*. 7–14, 1992.
- 5) 岡安努, 久加朋子, 今日出人, 清水康行, 加藤康充 : 非粘着性河床材料で構成される交互砂州に粘着成分を供給した場における砂州形状と河床構成材料の変化, *土木学会論文集B1 (水工学)*, 76, I\_1159–I\_1164, 2019.
- 6) W. M. van Dijk, W. I. van de Lageweg and M. G. Kleinhans : Formation of a cohesive floodplain in a dynamic experimental meandering river, *Earth Surf. Process. Landforms*. 38, 1550–1565, 2013.
- 7) 久加・山口 : 河道内に供給される高濃度細粒土砂の輸送特性に関する研究, *北海道河川財団研究所紀要*, 2022.
- 8) 岸・黒木 : 中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, *土木学会論文報告集*, 342, 87–98, 1984.

### 3.アンサンブル気候変動予測を用いた流出土砂量の影響評価

井上 卓也

Takuya INOUE

広島大学大学院先進理工系科学研究科 准教授

#### 要 旨

気候変動に伴う豪雨の増加は、土砂流出量を増加させる可能性がある。そこで、気候変動が流出土砂量に与える影響を評価するため、土砂生産・供給・輸送の統合モデルを用いて、北海道十勝川水系ペケレベツ川の上流部における気候変動による流出土砂量の変化を分析した。降雨量には大量アンサンブル気候予測データであるd4PDFの過去実験と4℃上昇実験を用いた。解析結果によれば、確率年10～50年の降雨量は1.4～1.6倍増加するのに対し、流出土砂量は斜面崩壊の増加により、3.0～5.5倍に大きく増加した。この要因として、豪雨の増加に伴い、斜面崩壊による細粒土砂の供給が増えると、山地河道のアーミングを抑制され、土砂移動が活性化される。この結果、降雨量の増加率に比べて、流出土砂量の増加率が大きくなったと考えられる。

《キーワード：気候変動，土砂動態，斜面崩壊，細粒土砂》



## 1. はじめに

気候変動に伴う降雨時間の増加や平均気温の上昇に起因する土砂流出量の増加が喫緊の課題である。近年、毎年のように大規模な自然災害が発生し、全国各地で洪水や土砂流出の被害が確認されている。土砂流出量の増加は下流の河床形態や流路変動に影響を及ぼし<sup>1),2)</sup>、破堤による外水氾濫や落橋のような被害を招く場合がある(図-1)。現在、気候変動を踏まえた河川整備計画の検討は降雨量や流量の増加量を考慮して行われているが、これまでに経験のないほどの大規模な自然災害が発生したとき、土砂流出量の増加により洪水被害はさらに増大する恐れがある。

世界の平均気温が4℃上昇した世界をシミュレーションすることで、気候変動により降雨量は約1.3倍、流量は約1.4倍増加すると予測されている<sup>3)</sup>。河道幅・勾配・粒径・粗度が変わらないとした場合、水深 $h$ と流量 $Q$ の関係は、マンニングの流速公式より、 $h \propto Q^{3/5}$ と表される。したがって、無次元掃流力 $\tau_*$ と流量の関係も同様に $\tau_* \propto Q^{3/5}$ と表される。一般に掃流砂量 $Q_b$ は、無次元掃流力の $3/2$ 乗のため、掃流砂量は流量の $9/10$ 乗に比例する。すなわち、流量が約1.4倍増加することのみを考慮すると、流出土砂量は約1.35倍増加すると考えられる。また、川越ら<sup>4)</sup>は気候変動により斜面崩壊が増加し、山地の土砂生産が増大することをダム貯水池内堆砂の実績データと斜面崩壊発生確率を比較検証することにより予測している。

ここで、土砂の発生要因を①水の流れによる溪床の土砂の巻き上げ、②斜面崩壊による生産された土砂の河道への流入の二つに分けて考える。すると、先述した流出土砂量が約1.35倍増加するという予測は要因①のみを考慮しており、川越らの研究は要因②のみを考慮している予測である。気候変動による流出土砂量の増加を適切に予測するためには、上述のような複数の要因や、生産源毎に異なる土砂の粒径分布の影響を考慮して分析を行う必要がある。

以上より本研究では溪床からの土砂生産と斜面崩壊による土砂生産の両方を考慮・識別できるモデルに、気候変動のシミュレーションデータを入力し、気候変動による土砂流出量の変化を発生要因ごとに計算することで、気候変動による雨の降り方の変化が土砂流出の要因の変化、流出土砂量に与える影響を明らかにする。



図-1 2016年北海道豪雨時のペケレベツ川 (PASCO提供)

## 2. 方法

### (1) モデルの概要と改良点

土砂流出プログラムとして山野井ら<sup>5)</sup>が開発した土砂の生産・供給・輸送の統合モデルを用いて、降雨量、地形データ、粒度分布から流量、流出土砂量を計算する。まず、土砂生産モデルで斜面崩壊により生産される土砂量を算出する。次に土砂供給モデルでは斜面から河道に供給される土砂量を算出する。地形データから斜面の堆積可能量を計算し、斜面崩壊により生産された土砂が堆積可能量を上回った分を土砂供給量としている。最後に、土砂堆積輸送モデルで溪床において侵食と堆積を繰り返しながら河道を流れる掃流砂量と浮遊砂量を算出する。

本研究では、Inoue et al<sup>2)</sup>と同様に、式(1)に示す河床の貯留土砂の質量保存則において発生源ごとの土砂に番号を付け、発生源別の流出土砂量を計算できるようにモデルを改良した。

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{1}{B_{ci}} (Q_{b(i-1),j} - Q_{bi,j} + Q_{bi,j=2} + Q_{s(i-1),j} - Q_{si,j} + Q_{si,j=2}) \quad (1)$$

ここで $\lambda$ は河床材料の空隙率、 $z_b$ は河床位、 $Q_{bi,j}$ 、 $Q_{si,j}$ は単位河道番号 $i$ の掃流砂量、浮遊砂量であり、 $j = 1$ は溪床、 $j = 2$ は斜面から発生した土砂である。なお、河床変動には交換層・遷移層・堆積層を考慮した混合粒径モデルを採用しており、 $Q_{bi,j}$ 、 $Q_{si,j}$ は粒径別の流砂量の総和である。単位幅掃流砂量は芦田・道上の式<sup>6)</sup>、無次元限界掃流力は修正 Egiazaroffの式<sup>6)</sup>、浮遊砂浮上量は板倉の式<sup>7)</sup>、沈降量はRubeyの式<sup>8)</sup>で算定される。

### (2) 対象流域

対象流域は北海道十勝川水系ペケレベツ川の上流部とする。十勝川流域の年間降水量の平均値は全国平均の約1,600 mmに対して約900 mmであり、比較的降水量の少ない地域である。ただし、上流域の新得の年平均降水量は約1,130 mmであり、流域内では上流部の降水量が多い。上流部が位置する日高山脈東部には、比較的風化しやすい花崗岩が広がっている。また、氷河期に土壌が凍結と融解を繰り返すことで形成された周氷河堆積物が斜面表層に分布し、10m以上の土砂層の分布が確認されている<sup>9)</sup>。そのため、大雨が降った場合の土砂が流出しやすい地域となっている。

### (3) 2016年北海道豪雨

2016年8月下旬、前線や台風による大雨で北海道東部を中心に河川の氾濫や土砂災害が発生し、甚大な被害をもたらした。対象流域は日高山脈の東部に位置するため、台風の接近により流入した暖湿気が日高山脈にぶつかったことで地形性降雨が発達し、500 mmを超える北海道で既往最大の大雨を記録した。

対象流域において北海道豪雨災害調査団(2017)が痕跡水位から等流計算を行って算出したピーク流量は402 m<sup>3</sup>/sであり<sup>10)</sup>、中津川(2018)が二段型の貯留関数法により算出したピーク流量は250 m<sup>3</sup>/sであった<sup>11)</sup>。また、国土交通省提供資料(2017)より流出土砂量は380,300 m<sup>3</sup>であった<sup>12)</sup>。宮崎ら(2018)はそのうち7割が溪床から発生したと述べている<sup>13)</sup>。

### (4) モデルパラメータの調整方法

はじめに、モデルパラメータの調整を、2016年北海道豪雨を用いて行う。入力する降雨量データは7月1日から8月21日までは国土交通省の雨量観測所のうち流域に最も近い新朝日雨量観測所にて観測された降雨量を用いる。新朝日観測所は流域より下流に位置し、豪雨時に対象流域にもたらされた地形性降雨が記録されていなかった。そのため8月22日から9月5日までは日本気象協会のアメダス降雨分布から

流域内の降雨を切り取ったものを用いる (図-2).

粒度分布データは宮崎ら (2018) が2016年豪雨後に行った粒径調査の結果を用いる. 宮崎らは土砂発生源の粒度調査のため, 豪雨時に侵食されずに残った段丘と斜面から生産された土砂の堆積物である崖錐堆積物の調査を行っている<sup>13)</sup>. 今回は溪床の粒度分布データとして段丘の調査結果を, 斜面の粒度分布データとして崖錐の調査結果を使用した (図-3).

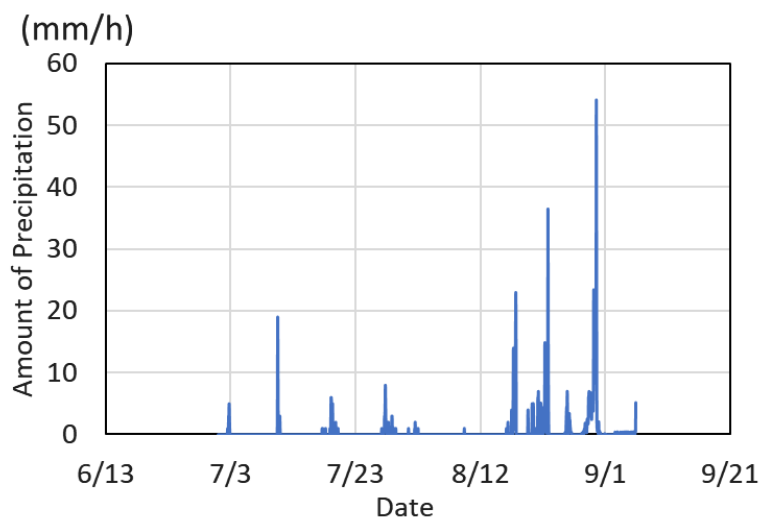


図-2 2016年北海道豪雨時の降雨量

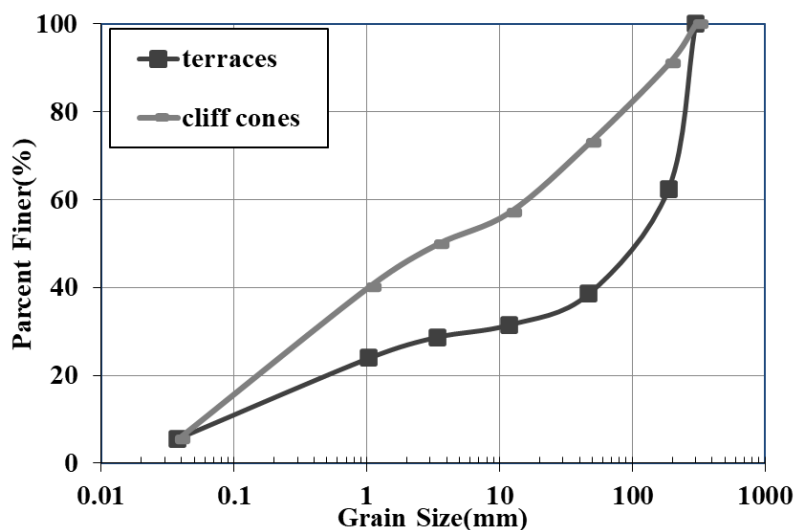


図-3 斜面から共有される土砂の粒径 (灰色) と初期河道の粒径 (黒)

#### (5) d4PDFを用いた気候変動の影響評価方法

次に, 大量アンサンブル気候予測データである d4PDFを5km にダウンスケーリング (山田ら, 2018<sup>12)</sup>) した現在気候と将来気候それぞれ約600年分の降雨量を入力し, 気候変動による流出土砂量の変化の分析を試みる. データ数が大量にあるd4PDFを用いるのは, 発生頻度の低い極端現象を統計的に評価するためである. また, 5km にダウンスケーリングしたデータを用いるのは, 地形性降雨や短時間の極端降雨を考慮するためである.

### 3. モデルパラメータの調整

#### (1) 透水係数

斜面から河道へ流出する流量はKinematic wave モデルにより算出され、透水係数を大きくするとピーク流量は小さくなる。D<sub>20</sub>から透水係数を推定したCreagerの表を参考に、ピーク流量397 m<sup>3</sup>/sを示した透水係数 $k = 0.0001$  (m/s) を採用した。

#### (2) レジーム則の係数

河道部における水の流れと土砂移動量を計算する際に用いた単位河道 $i$ の河道幅 $B_{ci}$ はレジーム則 (山野井, 2017) を用いて、式 (2) から計算される。

$$B_{ci} = \alpha \sqrt{Q_0 \times \frac{A_i}{A_0}} \quad (2)$$

ここで $Q_0$ は流域の下端で河道が全幅で流れているときの流量、 $A_i$ は単位河道 $i$ の下流端の集水面積、 $A_0$ は流域下流端の集水面積を表す。

係数 $\alpha$ を大きくすると川幅が大きくなるため掃流力が低下し、流出土砂量も小さくなる。なお、流出土砂量は流域下流端を流れる掃流砂量と浮遊砂量の合計である。流出土砂量の観測値380,300 m<sup>3</sup>を参考に、387,381 m<sup>3</sup>を示したときの係数 $\alpha = 5$ を採用した。

#### (3) 斜面崩壊発生指標の補正係数

斜面崩壊が発生する際の土中水分量は降雨によらず一定であるという特性がある。山野井らのモデルでは土層内の水分量 $W_t$ を式 (3) により時々刻々と計算している。このときの斜面要素下流端から流出する単位幅流量 $q_{st}$ は以下の式 (4) のダルシー則により表される。土層内水分量 $W_t$ が式 (5) で計算される限界土中水分量 $W_{cr}$ を超えたときに斜面崩壊が発生することを、式 (6) に示す斜面崩壊発生確率指標 $R_{st}$ を用いて表している。

$$\frac{dW_t}{dt} = \begin{cases} LI_t - q_{st} & (W_t < \lambda V) \\ -q_{st} & (W_t \geq \lambda V) \end{cases} \quad (3)$$

$$q_{st} = \frac{W_t}{\lambda L} \cdot k \cdot \sin \alpha \quad (4)$$

$$W_{cr} = (c_1 + c_2 \cdot L + c_3 \cdot \alpha + c_4 \cdot I_{60}) \cdot V \quad (5)$$

$$R_{st} = \frac{W_t}{\gamma W_{cr}} \quad (6)$$

ここで、 $L$ は斜面長、 $I_t$ は雨量強度、 $\lambda$ は斜面の空隙率、 $V$ は単位幅あたりの斜面土壌の体積、 $\alpha$ は斜面勾配、 $I_{60}$ は60分間雨量、 $c_1 \sim c_4$ は斜面長により定められている係数である。 $c_1 \sim c_4$ は宇治川支川の志津川流域を対象に経験的に得られた値であり、斜面崩壊発生指標の補正係数 $\gamma$ は地質などの違いによる差を補正するものである。補正係数を大きくすると斜面崩壊が起きにくくなるため、溪床から発生した土砂の割合が増加する。溪床から発生した土砂の割合を観測値と比較すると、補正係数 $\gamma$ が0.915のとき、流出土砂量が溪床から発生した土砂の割合が0.67であり、観測値0.7と近かったため補正係数 $\gamma$ を0.915とした。

以上のようにパラメータを調整することでピーク流量397 m<sup>3</sup>/s、流出土砂量387,381 m<sup>3</sup>、溪床生産源割合67%となり、2016年の豪雨時の観測値を概ね再現できた。



#### 4. 気候変動の影響

現在気候と将来気候（4度上昇シナリオ）におけるd4PDF降雨量と計算結果の流出土砂量の確率水文量を求めた（図-4）。なお流出土砂量の確率分布にフィットする分布モデルがなかったため、ノンパラメトリックな式を用いて確率年を計算した。青が現在気候、オレンジが将来気候を表している。気候変動により降雨量は確率年10年で1.4倍、確率年50年で1.6倍増加するのに対し、流出土砂量は確率年10年で5.5倍、確率年50年で3.0倍増加しており、気候変動による流出土砂量の増加率は降雨量と比べて、大きくなった。

本研究で用いたモデルは、物理過程に基づき土砂の生産・輸送を予測しているが、本研究で調整した $\alpha$ と $\gamma$ のような経験則に基づくパラメータが一部含まれる。前章に示したように、これらの値を変えることによる、流出土砂量の変化は20~30%程度である。このことから、気候変動による増加傾向は一定の精度を持っており、少なくとも、流出土砂量の増加率が雨量の増加率より大きくなるという結果は変わらないだろう。

一方で、土砂の生産・輸送過程の観測は難しく、本研究で用いた流出土砂量の観測値にも誤差が含まれると予想される。今後も、観測精度の問題を考慮しながら、様々な洪水を用いてモデルの検証と改良を続けていく必要がある。

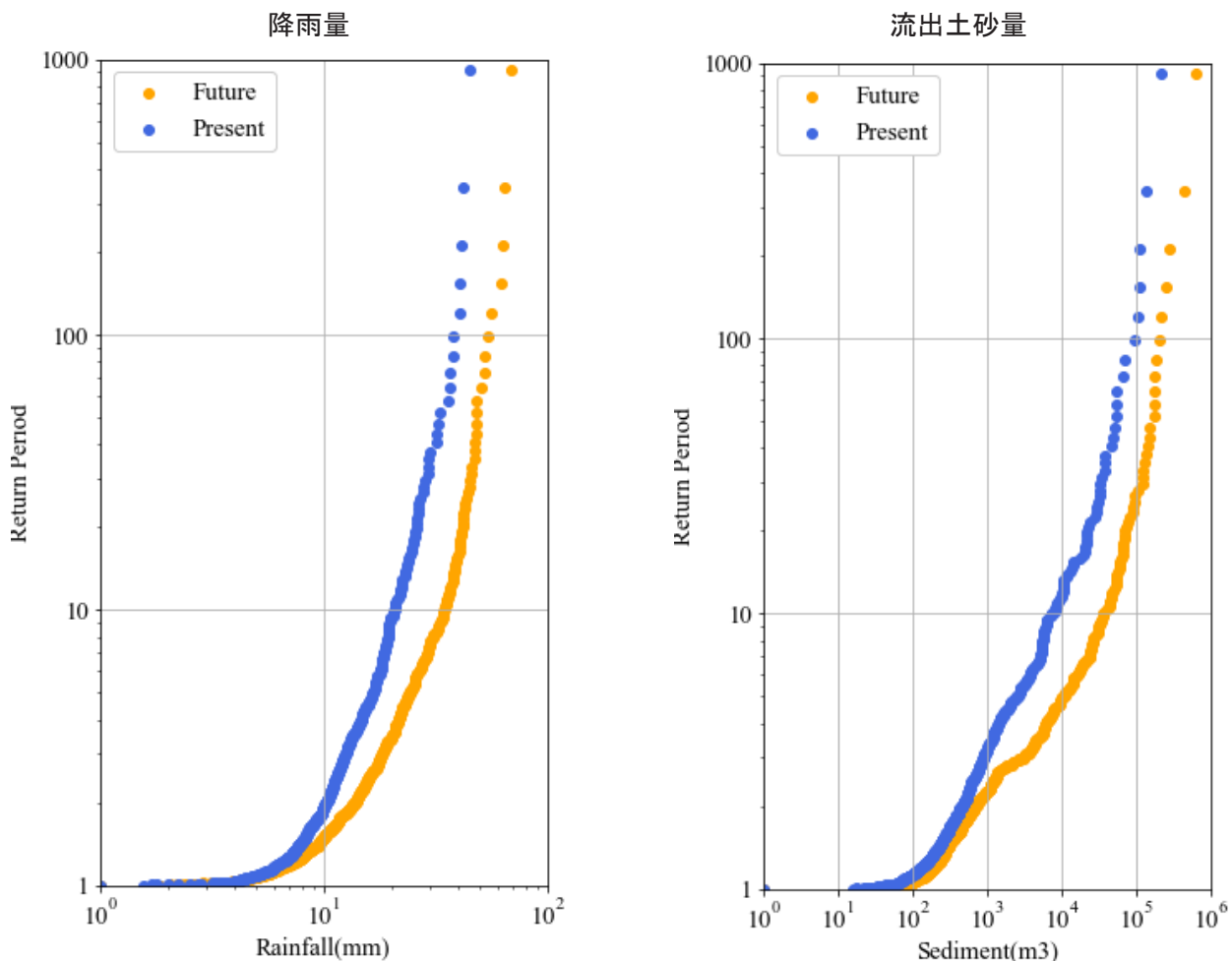


図-4 現在気候と将来気候における降雨量，流出土砂量の非超過確率



図-5に流出した土砂のうち斜面から生産された土砂の割合P (slope) (緑の線) とその年の最後の交換層の平均粒径Fm (紫の線) の変化を示す。斜面から生産された土砂の割合は現在気候では37%であったが、将来気候では48%に増加している。図-7を見ると、P (slope) が大きいとFmが小さくなり、P (slope) が小さいとFmが大きくなっており、平均粒径は現在気候では平均が182mmであったのが将来気候では176mmに減少していた。このように、斜面崩壊が増加すると交換層の平均粒径が小さくなると言える。土砂の粒径が小さい方が土砂を動かすのに必要な限界掃流力が小さくなる。また、平均粒径が小さくなると土砂同士の摩擦角が小さくなることによっても、限界掃流力が小さくなる。このように、斜面崩壊が増えると交換層の平均粒径が小さくなり、次の年に土砂が動きやすくなる。これが、降雨量の増加率に比べて、流出土砂量の増加率が大きい要因ではないかと考えられる。

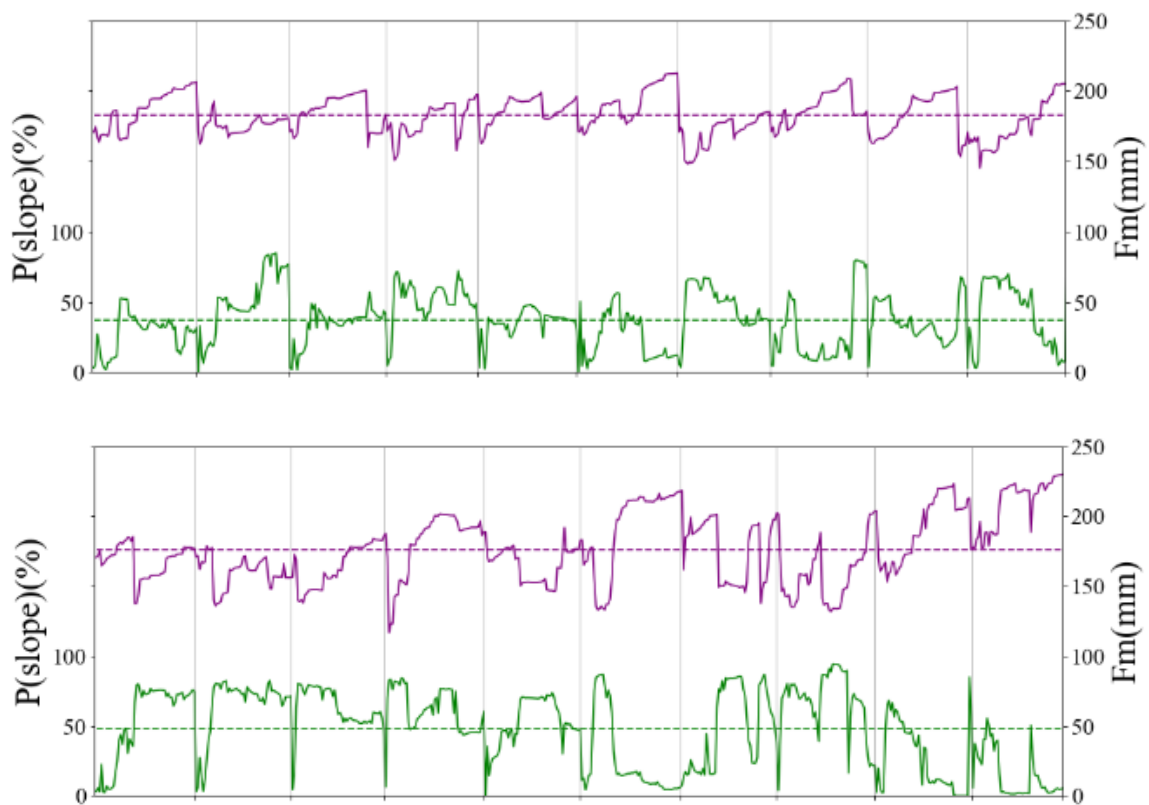


図-5 斜面から生産された土砂の割合とその年の最後の交換層の平均粒径  
(上：現在気候，下：将来気候)

## 5. まとめ

本研究では、ペケレベツ川を対象に、気候変動による流出土砂量の増加率が降雨量の増加率より大きくなる可能性を示した。我々の解析結果によれば、確率年10～50年の降雨量は1.4～1.6倍増加するのに対し、流出土砂量は斜面崩壊の増加により、3.0～5.5倍に大きく増加した。この要因として、豪雨の増加に伴い、斜面崩壊による細粒土砂の供給が増えると、山地河道のアーミングを抑制され、土砂移動が活性化される。この結果、降雨量の増加率に比べて、流出土砂量の増加率が大きくなったと考えられる。

以上のことから、気候変動を踏まえた河川整備計画を検討していく上で、降雨量の増加に加え、流出土砂量の増加による影響を考慮する重要と言える。

## 参考文献

- 1) 三輪浩,大同淳之,片山智仁:交互砂州河床の変動に及ぼす流量・土砂供給条件の影響,水工学論文集,第51巻, pp.1051-1056, 2007.
- 2) Inoue, T., Mishra, J., Kato, K., Sumner, T., Shimizu, Y.: Supplied Sediment Tracking for Bridge Collapse with Large-Scale Channel Migration, *Water*, Vol.12, No.7, 1881, 2002.
- 3) 気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会:気候変動を踏まえた治水計画のあり方,気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会, 2021.
- 4) 川越清樹,小野桂介,青木春奈:気候変動に伴う斜面崩壊に起因した土砂生産量の推計,河川技術論文集,第16巻, pp.77-82, 2010.
- 5) 山野井一輝:土砂生産・土砂供給過程を考慮した土砂流出モデルの開発とその応用に関する研究,京都大学博士論文, 2017.
- 6) 芦田和男,道上正規:移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究,土木学会論文報告集,第206号, pp.59-69, 1972.
- 7) 板倉忠興:河川における乱流拡散現象に関する研究,北海道開発局土木試験所報告, 1984.
- 8) Rubey, W. W.: Settling velocities of gravel, sand, and silt particles, *American J. of Science*, .25, 325-338, 1933.
- 9) 十勝川流域砂防技術検討会:十勝川流域における今後の土砂災害対策のあり方, 2017.
- 10) 土木学会2016年8月北海道豪雨災害調査団:北海道豪雨災害調査団報告書, 2017.
- 11) 中津川誠:2016年8月の豪雨災害をもたらした気象・水文要因に関する調査概要,室蘭工業大学紀要,第67号, pp.3-7, 2018.
- 12) 国土交通省北海道開発局・北海道:第2回十勝川流域砂防技術検討会配付資料, 2017.
- 13) 宮崎知与,澤田雅代,松岡直基,立川義通,高嶋繁則,吉田安範,林真一郎,古市剛久,笠井美青,小山内信智:周氷河性斜面の崩壊・侵食に起因する大規模な土砂移動の実態,砂防学会誌, Vol.71, No.2, pp.22-33, 2018.