

## 積雪寒冷地域における土丹河床の侵食過程と河川構造物等の影響に関する研究

研究予算：運営費交付金(一般勘定)

研究期間：平 23～平 27

担当チーム：寒地河川チーム

研究担当者：船木淳悟、井上卓也、川村里実

### 【要旨】

本研究は、積雪寒冷地における土丹(軟らかい岩床)の風化・侵食メカニズムの解明、軟岩河床上の河川構造物の影響把握を最終目標としている。岩床河川の地形変化を把握する上で、岩床上の砂礫被覆面積を正確に予測することは必要不可欠である。最も簡易的なモデルにおいて、砂礫被覆の面積割合は給砂量と飽和流砂量の比に線形的に依存すると考えられている。しかし、自然岩床河川の粗度は様々であり、これが被覆率に大きな影響を与える可能性が高い。そこで、本研究では、給砂量・岩床粗度・被覆割合の関係について、実験的に分析を行った。実験の結果、岩床粗度が大きいほど被覆割合も大きくなった。また、岩床粗度が砂礫床粗度(粒径程度)より粗い場合、被覆率は給砂量－飽和流砂量比に比例するが、その逆の場合、給砂量が飽和流砂量を超えるまで殆ど被覆は起こらず、超えた途端に急激に完全な砂礫床へ遷移することが明らかとなった。

キーワード：土丹河床、砂礫被覆、水路実験

### 1.はじめに

石狩川上流など北海道内の複数河川において、岩盤層の上の砂礫層が流出し、急激な河床低下が進行している。岩床の露出は、礫床を生息場とする底生魚や河床礫を産卵場とする魚類へ影響を与える<sup>1)</sup>。また、未固結の岩盤層が露出した場合、流砂の衝突によって岩床が急激に侵食され、橋脚や護岸の安定性が低下するケースも報告されている<sup>2)</sup>。

岩床河川において、岩床が完全に露出した状態は希であり、多くの岩床河川では、露岩箇所と砂礫堆積箇所が混在した状態にある<sup>3)</sup>。砂礫による岩床の被覆面積は上流からの土砂供給と密接な関係があり、土砂供給が減少すれば被覆面積も減少する。このため、初期の研究<sup>3)4)5)</sup>において、被覆面積割合(以下、被覆率と呼ぶ)は給砂量と飽和流砂量(ある河川区間が流しうる最大の流砂量)の比に比例すると想定されてきた。しかし、最近の実験的研究によって、被覆率が給砂量－飽和流砂量比に対し必ずしも線形的に変化しないことが報告されている<sup>6)7)</sup>。

図-1は鹿児島県の花瀬川と高知県の四万十川の写真である。花瀬川の岩床は非常に滑らかであり、砂礫は殆ど堆積していない。一方、四万十川の岩床は1m～2mの凹凸を持ち、凹凸の間に砂礫が捕捉されている。

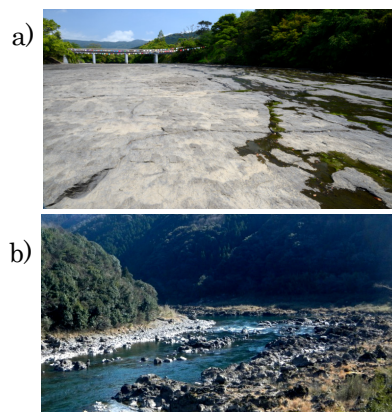


図-1 岩床河川の写真, a)花瀬川, 殆ど凹凸の無い滑らかな岩床, b) 四万十川, 1～2mの凹凸のある粗い岩床

岩床粗度は、流れの抵抗<sup>5)</sup>や流砂の移動限界<sup>8)9)</sup>に影響を与えるため、結果として被覆率にも大きな影響を与える可能性が高い。そこで、本研究では、岩床粗度の異なる実験水路に様々な給砂量を与え、岩床粗度と給砂量の2つの要素が被覆率に与える影響について分析する。

### 2. 実験方法

#### 2.1 実験水路床

図-2は実験に用いられた水路床(疑似岩床)の写真

である。Run1、Run2、Run3では非侵食性モルタルに粒径の異なる礫が埋め込まれている。埋め込まれた礫の粒径は、Run1で30mm、Run2で50mm、Run3で5mmである。Run4とRun5ではモルタル床にネットが設置されている。Run4のネットは厚さ4mm、Run5のネットは厚さ2mmである。ネットのメッシュサイズはRun4とRun5の両方とも同じ30mm×30mmである。水路長は22m、水路幅は0.5m、水路勾配は0.01である。水路幅を0.5mとした理由は、川幅水深比を小さくし、非砂州条件を作り出すためである。水路勾配を0.01とした理由は、Chatanantavet and Parker<sup>6)</sup>の実験において勾配0.015以下の場合、被覆率が給砂量-飽和流砂量比に概ね比例したためである。本実験は、岩床粗度がこの比例関係に与える影響を調査する。

## 2.2 岩床粗度の計測

岩床の粗度（砂礫を給砂する前の初期状態の水路床粗度）を確認するために、0.03m<sup>3</sup>/sの水を流し、その時の水位を水路センター1点、縦断方向に1m間隔でポイントゲージによって計測する。計測区間は水路上流端から7m~12mの5m区間である。計測された水位を用いて、対数流速分布式から水理学的な粗度を表す等価粗度高さ $k_s$ を算出する。

$$\frac{U}{\sqrt{gDS_e}} = 6.0 + 5.75 \log_{10} \left( \frac{D}{k_s} \right) \quad (1)$$

ここで、 $g$ は重力加速度、 $U$ は平均流速（ $=Q/BD$ ）、 $Q$ は流量、 $B$ は水路幅、 $D$ は水深、 $S_e$ はエネルギー勾配である。

水理学的な粗度高さと河床表面の凹凸高さを比較するために、通水前の河床標高をレーザー砂面計で計測する。計測箇所は9m~10m区間の縦断3側線（水路中央、右壁から0.15m、左壁から0.15m）であり、計測間隔は5mmである。本研究では、Johnson and Whipple<sup>10)</sup>と同様に計測した河床標高から平均勾配を引いた値の標準偏差を地形的な粗度高さ $\sigma_t$ とする。以後、初期の完全な岩床上の要素を表すときは $k_{sb}$ 、 $\sigma_{tb}$ 、 $\tau_{*cb}$ 、 $q_{bcb}$ の様に添え字の**b**を用い、完全な砂礫床土上の要素を表すときは添え字の $k_{sa}$ 、 $\sigma_{ta}$ 、 $\tau_{*ca}$ 、 $q_{bca}$ の様に添え字の**a**を用いる。

## 2.3 岩床上の無次元限界掃流力の計測

岩床上の無次元限界掃流力 $\tau_{*cb}$ は、井上ら<sup>8)9)</sup>と同じ手法で計測する。はじめに、粒径5mmの砂礫30個を砂礫同士の遮蔽効果が無いように10cm以上の間隔をあげ

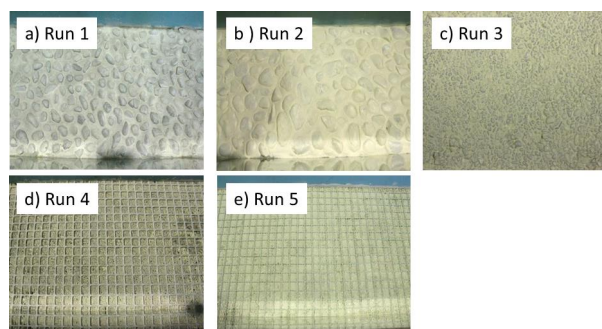


図-2 実験水路床の写真

て水路床に設置する（岩床の凹凸による遮蔽効果はある）。次に、全粒子が移動しない流量から全粒子が移動する流量まで、流量を段階的に増加させ（4~6段階）、流量ごとの水位と砂礫の移動個数を計測する。計測された移動個数を用いて、そのときの無次元掃流力 $\tau_{*cb}$ （ $=DS_e/Rd$ ）の重み付き平均を求め、これを岩床の無次元限界掃流力 $\tau_{*cb}$ とする。なお、 $R$ は礫の水中比重（1.65）、 $d$ は粒径（5mm）である。

## 2.4 被覆率の確認実験

流量が0.03m<sup>3</sup>/s一定の状態、異なる給砂量を定期的にとり、平衡状態に達した際の砂礫による被覆面積率を計測する。給砂は人力でなるべく時間的・横断的に均等になるように行われ、給砂量はゼロから砂礫によって完全に被覆されるまで4~5段階である（表-1）。なお、給砂なしの実験ケース（Run1-0など）は、2.2節の粗度計測実験のことを示している。

給砂時間は、被覆率が概ね平衡状態に至った2~4時間程度である。被覆率は、水路上方から撮影した写真画像を白黒2階調化し、そのピクセル数の比により算出する。

実験中および実験後の水理学的な粗度を算出するために、水位を1時間おきに水路センター1点1m間隔で計測する。また、実験後の地形的な粗度を計測するために、通水前と同じ位置の河床高をレーザー砂面計で計測する。

## 3. 実験結果

### 3.1 初期の地形的な粗度と水理学的な粗度

図-3は初期岩床の水理学的な粗度高さ $k_{sb}$ と地形的な粗度高さ $\sigma_{tb}$ の関係である。ここで、黒丸は3側線で計測された結果の平均値を表し、エラーバーは最小値と最大値を表している。これによると、最も水理学的な粗度が大きかったのは、30mm粒径を埋め込んだRun1で

表-1 実験条件と実験結果

	水理的な 粗度高 $k_{sb}$ (mm)	初期 相対粗度 $k_{sb}/d$	給砂量 $q_{bs}$ ( $\times 10^{-5}m^2/s$ )	通水時間 (hour)	被覆率 $P_c$	初期平均 水深 $D$	初期平均 流速 $U$	初期平均 フルード数 $Fr$
Run1-0			0.00	0.25	0.00	0.082	0.74	0.82
Run1-1			0.93	4.00	0.55	0.082	0.73	0.82
Run1-2	48.0	9.6	1.87	4.00	0.75	0.082	0.74	0.82
Run1-3			2.80	4.00	0.93	0.082	0.74	0.82
Run1-4			3.73	4.00	0.99	0.082	0.73	0.82
Run2-0			0.00	0.25	0.00	0.078	0.83	0.95
Run2-1			0.93	4.00	0.20	0.077	0.79	0.91
Run2-2	24.8	5.0	1.87	4.00	0.34	0.077	0.79	0.91
Run2-3			2.80	4.00	0.46	0.074	0.82	0.97
Run2-4			3.73	5.00	0.91	0.075	0.80	0.93
Run3-0			0.00	0.25	0.00	0.063	0.95	1.21
Run3-1			3.73	2.00	0.01	0.063	0.95	1.20
Run3-2	3.8	0.8	5.60	2.00	0.03	0.060	1.00	1.30
Run3-3			7.47	4.00	1.00	0.063	0.96	1.23
Run4-0			0.00	0.25	0.00	0.077	0.78	0.90
Run4-1			0.93	4.00	0.46	0.079	0.76	0.87
Run4-2	36.3	7.3	1.87	4.00	0.62	0.079	0.76	0.87
Run4-3			2.80	4.00	0.81	0.079	0.76	0.86
Run4-4			3.73	5.00	0.99	0.078	0.77	0.89
Run5-0			0.00	0.25	0.00	0.068	0.88	1.08
Run5-1			3.73	4.00	0.06	0.068	0.88	1.08
Run5-2	9.6	1.9	4.67	6.00	1.00	0.068	0.88	1.07
Run5-3			5.60	4.00	1.00	0.068	0.88	1.07

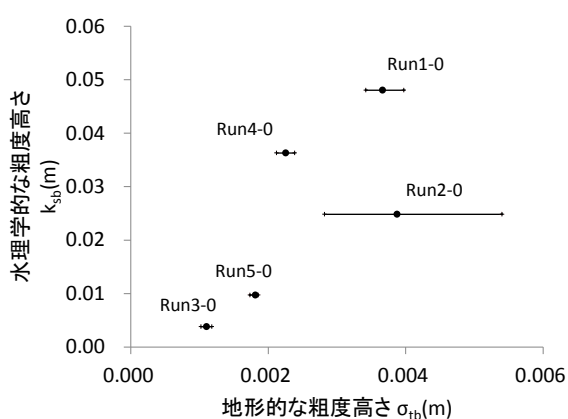


図-3 初期の水理的な粗度高さと地形的な粗度高さ

あり、最も水理的な粗度が小さいのは 5mm 粒径を埋め込んだ Run3 である。なお、計測区間は概ね等流状態であった。

50mm 粒径を埋め込んだ Run2 は地形的な粗度のエラーバーが大きい。これは、大きな礫をランダムに埋め込んだため、水路表面の凹凸に意図せぬ空間的なバラツキが生じたためである。

### 3.2 相対粗度と無次元限界掃流力

図-4 は岩床の水理的粗度高さ  $k_{sb}$  と粒径  $d$  の比(以下、相対粗度と呼ぶ)と岩床上の無次元限界掃流力  $\tau_{*cb}$  の関係である。ここで、黒い四角(■)は本実験結果、白い丸(○)は2011年に石狩川の現地岩床を用いて調査した結果<sup>8)</sup>、灰色の菱形(◆)は2013年に滑らかな水路床を用いて調査した結果<sup>9)</sup>、灰色線は全実験結果の累乗近似、点線は井上ら<sup>8)</sup>が対数流速分布と力の釣合いより求めた岩床上の無次元限界掃流力の算定結果を表している。井上ら<sup>8)</sup>の算定式を以下に示す。

$$\tau_{*cb} = \frac{2A_3 \cos \theta}{A_2 C_D k_L} \frac{\mu_f - \tan \theta}{\mu_f + (1/k_L)} \left/ \left[ \frac{1}{\kappa} \ln \frac{30.1 \alpha_* d}{k_{sb}} \right]^2 \right. \quad (2)$$

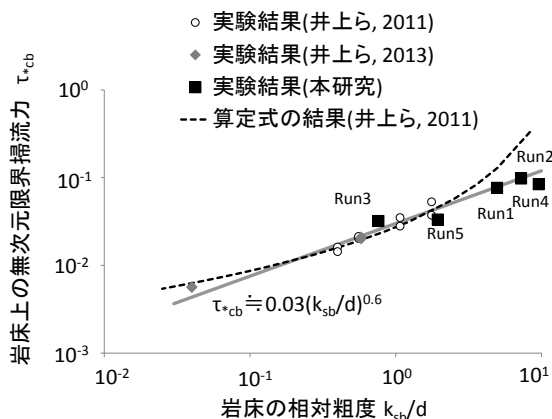


図-4 相対粗度と無次元限界掃流力の関係

ここで、 $A_2$ は $\pi/4$ 、 $A_3$ は $\pi/6$ 、 $C_D$ は抗力係数 (0.4)、 $k_L$ は揚力抗力比 (0.85<sup>11)</sup>)、 $\mu_f$ は静止摩擦係数 (岩盤の一般的な値0.65-0.85<sup>12)</sup>)、本研究では0.75を採用)、 $\kappa$ はカルマン定数 (0.4)、 $\alpha^*$ は砂礫粒子の着目高さ (0.65<sup>13)</sup>)、 $\tan\theta$ は実験水路の勾配 (0.01) である。(2)式の相対粗度 $k_{sb}/d$ を変化させると図-4の点線となる。

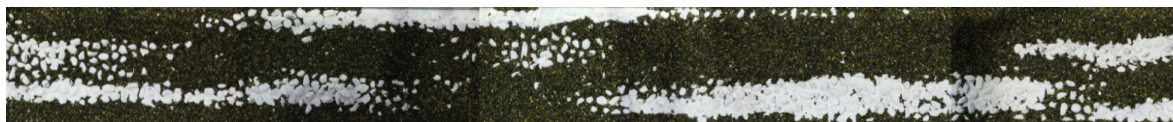
図-4によると、岩床上の無次元限界掃流力は相対粗度の0.6乗に依存した。また、井上ら<sup>8)</sup>の算定式は、相対粗度が2以上の領域では実験結果との適合性が低かったものの、相対粗度が2以下の領域では実験結果とよく一致している。井上らは砂礫が滑動によって移

Run 1-1 ( $q_{bs} = 0.93 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )

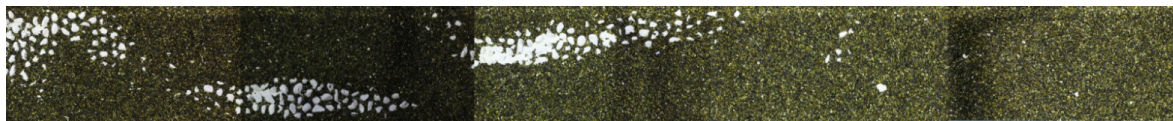
← Flow



Run 1-2 ( $q_{bs} = 1.87 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )



Run 1-3 ( $q_{bs} = 2.80 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )



Run 1-4 ( $q_{bs} = 3.73 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )

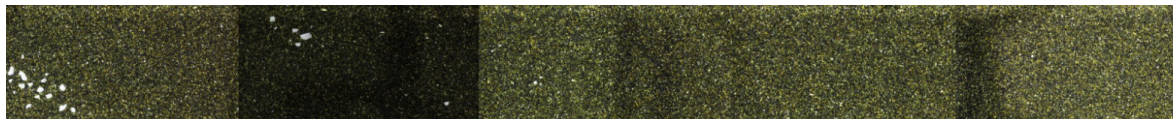


図-5 Run 1シリーズの通水後の水路床写真 (水路上流端から7m~12m, 白:岩床, 茶:砂礫)

Run 3-1 ( $q_{bs} = 3.73 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )

← Flow



Run 3-2 ( $q_{bs} = 5.60 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )



Run 3-3 ( $q_{bs} = 7.47 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ )

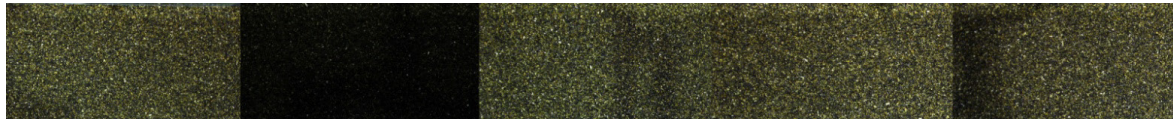


図-6 Run 3シリーズの通水後の水路床写真 (水路上流端から7m~12m, 白:岩床, 茶:砂礫)

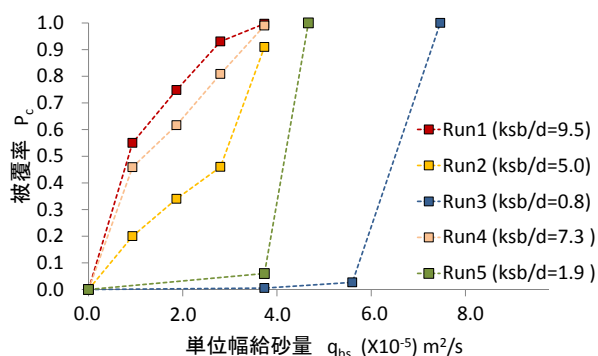


図-7 給砂量、相対粗度と被覆率の関係

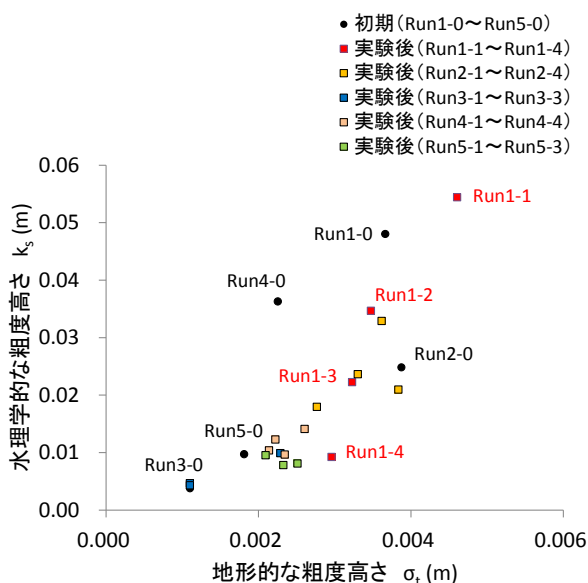


図-8 実験後の水理的な粗度高さ と 地形的な粗度高さ

動開始すると仮定して(2)式を導いている。しかし、実験の観察によると、相対粗度が低い場合、砂礫は滑動で移動開始するものの、相対粗度が高くなると転動によって移動開始した。このことが、図-4の相対粗度が2以上の領域において、(2)式の適合性が低かった要因として挙げられる。

### 3.3 相対粗度・給砂量と被覆率

図-5は岩床粗度 $k_{sb}$ が最も大きいRun1シリーズの実験後の水路床写真、図-6は岩床粗度 $k_{sb}$ が最も小さいRun3シリーズの実験後の水路床写真である。これらによると、岩床粗度の違いによって、給砂量に対する平衡状態の被覆率は全く異なっている。特に給砂量が等しいRun1-4とRun3-1を比較すると、岩床粗度が大きいRun1-4の岩床が殆ど砂礫で覆われたのに対し、岩床粗度が小さいRun3-1の岩床には砂礫が殆ど堆積していない。

図-7は写真から判読した被覆率 $P_c$ と単位幅給砂量 $q_{bs}$

の関係である。ここで、被覆率は砂礫被覆面積を水路全体面積で除した値であり、完全な砂礫床で1、完全な露岩床で0である。なお、図中の1点1点は、一定の給砂量条件下で被覆率が平衡に至るまで実験された結果であり、給砂量に対する被覆率の非定常的な変化を表したものは無い。

図-7において給砂量が等しい実験結果 ( $q_{bs} = 3.73 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ の場合) を比較すると、相対粗度が大きいほど平衡状態の被覆率も大きくなっている。さらに、相対粗度が大きいRun1シリーズ、Run2シリーズおよびRun4シリーズの被覆率は給砂量に概ね比例している。しかし、相対粗度が小さいRun3とRun5の被覆率は、給砂量が小さいとき殆ど増加せず、ある給砂量を超えると急激に1(完全な砂礫床)に遷移した。

図-8は被覆実験終了後の岩床部と砂礫床部が混在した状態の地形的粗度と水理的粗度の関係である。ややバラツキがあるものの、地形的粗度の増加に伴い、水理的粗度も増加する傾向にあった。図-8の関係にバラツキが生じた要因として、一般的に水理的な粗度高さが凹凸の高さだけでなく、凹凸の配置にも依存することが挙げられる。実際、砂州のような河床形状や(非砂州条件のため波高は大きく発達していない)、アンチデューンのような河床形状が実験中に発生していた。

### 3.4 砂礫層厚と被覆率の関係

Parkerら<sup>14)</sup>および田中ら<sup>5)</sup>は、被覆率を砂礫層厚の関数で表している。

$$P_c = \begin{cases} \frac{\eta_a}{L} & \text{for } 0 \leq \frac{\eta_a}{L} < 1 \\ 1 & \text{for } \frac{\eta_a}{L} \geq 1 \end{cases} \quad (3)$$

ここで、 $\eta_a$ は平均的な砂礫層の厚さ、 $L$ は岩床が侵食されなくなる砂礫層厚である。

Parkerら<sup>14)</sup>は、粗い岩床河川を対象に、 $L$ は岩床の巨視的な凹凸高さ $L_b$  ( $\equiv 2\sigma_{tb}$ ) に等しいと定義している。田中ら<sup>5)</sup>は、滑らかな岩床河川を対象に $L$ は砂礫床の凹凸高さ $L_a$  ( $\equiv d$ ) と等しいと定義している。本研究では、滑らかな岩床と粗い岩床の両方に対応できるように、 $L = 2\sigma_{tb} + d$ と定義する。

図-9に相対砂礫層厚 $\eta_a/L$ と被覆率の関係を示す。これによると、実験結果の被覆率は(3)式によって十分に評価できることが確認された。

### 3.5 相対粗度の時系列変化

図-10はRun1シリーズおよびRun3シリーズにおける相対粗度の時系列変化である。凡例の括弧内は、初期から通水終了後の被覆率の変化を示している。通水後の被覆率は、図-7の赤点と青点の値である。

岩床の相対粗度が大きいRun1シリーズでは、時間経過とともに相対粗度が低下し、通水後の相対粗度は被覆率が大きかったケースほど小さくなる傾向にあった。ただし、Run1-1は例外的に時間経過と共に相対粗度が上昇した。これは図-8に示したように、Run1-1の地形的粗度が初期より大きかったためである。

岩床の初期相対粗度の小さいRun3シリーズを見ると、被覆率が1に至ったRun3-3の相対粗度は上昇したが、砂礫被覆が殆ど発生しなかったRun3-1とRun3-2の相対粗度は大きく変化しなかった。

被覆率が1に近づいたRun1-4とRun3-3のどちらも通水後の相対粗度は2程度になっている。この値は平坦砂礫床の相対粗度（粒径の1~4倍程度<sup>15)</sup>、一般的に2倍程度）と概ね一致している。このことから、相対粗度は被覆が進むに連れ、岩床の相対粗度から砂礫床のそれへ変化することが確認された。

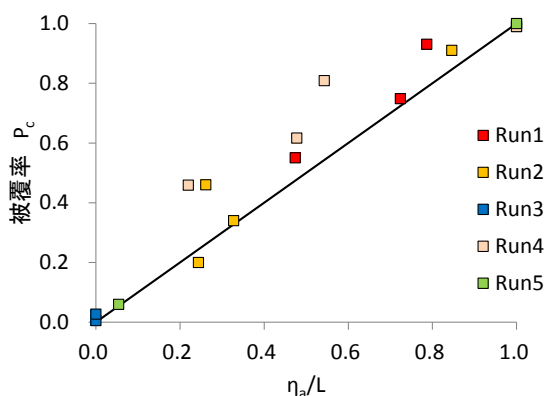


図-9 相対砂礫層厚と被覆率の関係

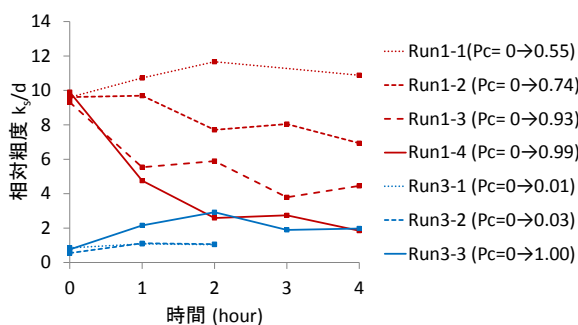


図-10 相対粗度の時系列変化

## 4. 考察

### 4.1 相対粗度と飽和流砂量

(2)式は、岩床粗度 $k_{sb}$ の代わりに混合粒径河床における河床粗度（例えば、Egiazaroff<sup>13)</sup>の式の場合、河床の平均粒径程度）を用いると、混合粒径河床の無次元限界掃流力と概ね同じ式形となる。混合粒径河床では、河床礫による遮蔽効果によって、移動する礫の無次元限界掃流力は粒径毎に変化する。このことから、図-4に示した相対粗度に対する無次元限界掃流力の変化は、岩床凹凸の遮蔽効果によって生じたと推測される。

混合粒径河床では、粒径別の無次元限界掃流力の変化によって、飽和流砂量も粒径毎に変化する。同様に、岩床上の飽和流砂量も相対粗度によって変化すると考えられる。井上ら<sup>9)</sup>によると、岩床の飽和流砂量は既存の掃流砂量式に岩床の無次元限界掃流力を代入することで概ね推定できる。

$$q_{bcbl} = \begin{cases} A_b(\tau_* - \tau_{*cb})\sqrt{R_bgd^3} & \text{for } \tau_* > \tau_{*cb} \\ 0 & \text{for } \tau_* \leq \tau_{*cb} \end{cases} \quad (4)$$

ここで、 $A_b$ は流砂量式の係数であり、これまでに様々な値が提案されている<sup>16)17)18)</sup>。本研究では、実験水路が砂礫床だった場合の流砂量を最も精度良く表せた Wong and Parker<sup>18)</sup>の3.97を用いる。

無次元掃流力 $\tau_{*l}$ はManning-Stricklerの関係式を変形させた(5)式から求め、無次元限界掃流力 $\tau_{*cb}$ は図-4に示した実験結果の累乗近似である(6)式より算出する。

$$\tau_* = \left( \frac{k_{sb}^{1/6} Q}{7.66B\sqrt{gS_e}} \right)^{3/5} \frac{S_e}{R_b d} \quad (5)$$

$$\tau_{*c} = 0.03 \left( \frac{k_{sb}}{d} \right)^{0.6} \quad (6)$$

図-11は相対粗度と飽和流砂量の関係である。図中の $q_{bcbl} \sim q_{bcbl5}$ はRun1からRun5までの初期岩床の飽和流砂量を表しており、(5)(6)(7)式に各岩床で観測された岩床粗度 $k_{sb}$ を代入して求めた値である。 $q_{bcbl}$ は砂礫床の飽和流砂量（平衡流砂量）であり、岩床粗度 $k_{sb}$ の代わりに砂礫粗度 $k_{sa} (=2d)$ を(5)(6)(7)式に代入して求めた値である。これによると、岩床粗度が砂礫床粗度より大きかったRun1、Run2、Run4における岩床の飽和流砂量は砂礫床の飽和流砂量より小さく、岩床粗度が砂礫床粗度より小さかったRun3、Run5における岩床の飽和流砂量は砂礫床の飽和流砂量より大きくなった。

## 4.2 既存被覆率モデルとの比較

図-12に本実験結果とSklar and Dietrich<sup>3)</sup>の被覆率モデルの比較を示す。図中の黒線がSklar and Dietrich<sup>3)</sup>の提案モデルであり、以下の式で表される。

$$P_c = \begin{cases} q_{bs}/q_{bca} & \text{for } 0 \leq q_{bs}/q_{bca} \leq 1 \\ 1 & \text{for } q_{bs}/q_{bca} > 1 \end{cases} \quad (7)$$

給砂量が砂礫床の飽和流砂量より大きい場合、砂礫層は減少せず岩床は露出しない ( $P_c=1$ )。給砂量が無ければいずれ砂礫層は無くなり完全な露岩床へ至る ( $P_c=0$ )。Sklar and Dietrich<sup>3)</sup>の被覆率モデルは上述の2点を単純に線形で結んだものである。このため、非線形的に被覆率が変化する場合には適用できない。Sklar and Dietrich<sup>3)</sup>は被覆率が非線形的に変化する要因の一つとして粗度の影響を挙げているが、粗度に対する彼らのモデルの適用範囲は示していない。

図-12によると、Sklar and Dietrich<sup>3)</sup>の提案した線形モデルは、相対粗度が2以上の粗い岩床には概ね適用できるが、相対粗度が2以下の滑らかな岩床に適用できない。なお、本研究の滑らかな岩床とは、砂礫床の粗度高よりも滑らかな状態を指しており、粘性低層が生じる水理学的滑面とは異なる。

## 4.3 Runaway alluviation

Run3とRun5で観測された、給砂量が小さいとき砂礫は岩床を被覆することなく通過し、ある給砂量を超えると急激に沖積化する現象は、Chatanantavet and Parker<sup>6)</sup>が急勾配水路で観測した現象 (runaway alluviation) と同じである。Chatanantavet and Parker<sup>6)</sup>は、この現象が起こる閾値を勾配0.015以上としているが、本実験によって、岩床の粗度が砂礫床の粗度より小さければ (相対粗度が2以下であれば)、勾配が0.015以下でも発生することが確認された。本章ではこの要因について考察を行う。

一般的な砂礫河川において、上流からの土砂供給量とその河川区間の流しうる流砂量 (飽和流砂量また平衡流砂量) を超えたとき河床に砂礫が堆積し、その逆のときに河床は洗掘される。これを岩床に置き換えると、給砂量が岩床の飽和流砂量を超えたときに、河床に砂礫が堆積し被覆率が増加し、給砂量が岩床飽和流砂量以下のとき、砂礫は堆積せず通過し被覆率は増加しない。

図-11をみると、岩床粗度が大きかったRun1、Run2、Run4は岩床の飽和流砂量が小さかったため、少ない給砂量でも河床に砂礫が堆積し、被覆率が増加したと考

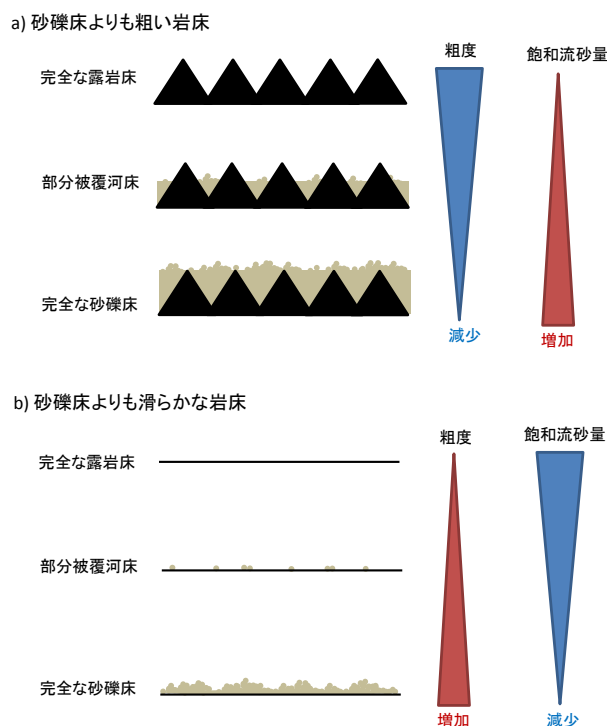


図-13 粗い岩床と滑らかな岩床

えられる。岩床粗度が小さかったRun3とRun5は岩床の飽和流砂量が大きかったため、飽和流砂量を超える大きな給砂量と与えられるまで砂礫は堆積せず、被覆率も増加しなかったと考えられる。

## 4.4 粗度と被覆率の相互作用

前章の概念に、砂礫被覆が生じた後の粗度の変化も組み込むことにより、Run1、Run2、Run4の被覆率が給砂量の増加に伴い緩やかに増加したのに対し、Run3とRun5の被覆率が急激に増加した理由も説明できる。

図-13は粗度と被覆率の相互作用の概念図である。岩床粗度が砂礫粗度より大きい場合、はじめは飽和流砂量が小さいため砂礫は堆積しやすい。しかし、部分的な被覆が生じると砂礫床部と岩床部を含む水路表面の凹凸 (地形的粗度) は小さくなり、図-10に示したように水路全体の水理学的な粗度は低下する。水路全体の粗度が低下すると、飽和流砂量は増加し、砂礫は堆積しにくくなる。つまり、粗い岩床では、砂礫堆積を減速させる方向に粗度が変化するため、被覆率が緩やかに増加する。

岩床粗度が砂礫粗度より小さい場合、はじめは飽和流砂量が大きいため砂礫は堆積しにくい。しかし、飽和流砂量を超え砂礫がわずかに堆積すると、水路表面の凹凸 (地形的粗度) は大きくなり、これに伴い水路全体の水理学的粗度は上昇する (図-10)。水路全体の

粗度が上昇すると、その場の飽和流砂量は減少するため、ますます砂礫は堆積しやすくなる。このことから、滑らかな岩床では、砂礫堆積を加速させる方向に粗度が変化するため、被覆率が急激に増加する。

## 5. まとめ

本研究は、岩床粗度と給砂量が岩床上の砂礫被覆の面積割合（被覆率）に与える影響について実験的に分析した。以下に得られた成果を列挙する。

- 1) 給砂量に対する被覆率の変化は、岩床の粗度と砂礫床の粗度の比によって大きく異なる。
- 2) 岩床の粗度が砂礫床の粗度より高い場合（粒径スケールより粗い岩床）、砂礫被覆面積は給砂量の増加に伴い徐々に増加する。
- 3) 岩床の粗度が砂礫床の粗度より低い場合（粒径スケールより滑らかな岩床）、給砂量が岩床の飽和流砂量を超えるまで被覆は殆ど発生せず、それを超えると完全な砂礫床へ急激に遷移する。
- 4) Sklar and Dietrich<sup>3)</sup>が提案した線形的な被覆率モデルは、砂礫床粗度より粗い岩床には適用できるが、滑らかな岩床には適用できない。

河床の粗度が高いほど被覆率は大きくなるが、その粗度自体が被覆率によって変化する。したがって、粗度と被覆率の間には相互関係がある。

北海道の軟岩河川の多くは滑らかな岩床である。しかし、滑らかな岩床には既往の線形的な被覆率モデルとそれをベースとした岩床侵食のフレームワークが適用できない。筆者らはこれまで、岩床侵食を考慮した河床変動モデルの開発を行ってきたが<sup>19)</sup>、岩床河川毎に異なる粗度と被覆率の関係をどのように考慮するか苦慮してきた。今後は、本実験結果を用いて、粗度と被覆率の相互関係を考慮した新たなモデルの構築を行う予定である。

## 参考文献

- 1)石山信雄, 渡辺恵三, 永山滋也, 中村太士, 劔持浩高, 高橋 浩揮, 丸岡昇, 岩瀬晴夫: 河床の岩盤化が河川性魚類の生息環境に及ぼす影響と礫河床の復元に向けた現地実験の評価, 応用生態工学, Vol. 12, No. 1, 57-66, 2009.
- 2)松本勝治, 田代隆志, 根本深: 石狩川上流における河床低下について, 第 52 回北海道開発技術研究発表会資料, 2009.
- 3)Sklar, L. S., and Dietrich, W. E.: A mechanistic model for

- river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40, W06301, 2004.
- 4)Chatanantavet, P., and Parker, G.: Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, *J. Geophys. Res.*, 114, F04018, 2009.
- 5)田中岳, 泉典洋: 部分的に覆礫した岩盤河床における掃流砂量と流れの抵抗則, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 69, No. 4, I\_1033-I\_1038, 2013.
- 6)Chatanantavet, P. and Parker, G.: Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions, *Water Resour. Res.*, 44, W12446, 2008.
- 7)牛山智夫, 旭一岳, 米元光明, 井上卓也: 大型模型実験による岩盤床を含む河床低下対策に関する一考察, 河川技術論文集, 第 20 巻, 77-82, 2014.
- 8)井上卓也, 泉典洋, 米元光明, 旭一岳: 軟岩上の限界掃流力と軟岩の洗掘速度に関する実験, 河川技術論文集, 第 17 巻, 77-82, 2011.
- 9)井上卓也, 伊藤丹: 軟岩河床における粗度, 無次元限界掃流力と飽和流砂量の関係, 第 68 回土木学会年次講演会報告集, II-072, 2013.
- 10)Johnson, J. P. L., and Whipple, K. X.: Evaluating the controls of shear stress, sediment supply, alluvial cover, and channel morphology on experimental bedrock incision rate, *J. Geophys. Res.*, 115, F02018, 2010.
- 11)Chepil, W. S.: The Use of Evenly Spaced Hemispheres to Evaluate Aerodynamic Forces on a Soil Surface. *Trans. A. G. U.*, Vol. 39, No. 3, pp. 397-404, 1958
- 12)Byerlee, J.D.: Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics* 116 (4-5): 615-626, 1978.
- 13)Egiazaroff, I. V.: Calculation of nonuniform sediment concentrations, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 91, 225-247, 1965.
- 14)Parker, G., Fernández, R., Viparelli, E., Stark, C. P., Zhang, L., Fu, X., Inoue, T., Izumi, N., and Shimizu, Y.: Interaction between waves of alluviation and incision in mixed bedrock-slluvial rivers, *Advances in River Sediment Research, Proc. of 12th International Symposium on River Sedimentation, ISRS*, 615-622, 2013..
- 15)Kamphius, J. W.: Determination of sand roughness for fixed beds, *J. Hydraul. Res.*, 12(2), 193-203, 1974.
- 16)Meyer-Peter, E. and Müller, R.: Formulas for bed-load transport, *Proc. 2nd Congress IAHR, Stockholm, Sweden*, 1948.



- 17) Fernandez Luque, R., and van Beek, R. : Erosion and transport of bed-load sediment, J. Hydraul. Res., 14, 127-144, 1976.
- 18) Wong, M., Parker, G. : Re-analysis and correction of bedload relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. J. Hydraul. Eng. 132, 1159-1168, 2006.
- 19) 井上卓也, 清水康行, 山口里実, 伊藤丹 : 給砂量と岩床侵食地形の関係, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.70, No.4, I\_1039-I\_1044, 2014.

## STUDY CONCERNING PROCESS OF THE EROSION OF BEDROCK AND THE EFFECT OF RIVER STRUCTURERS

**Budgeted** : Grants for operating expenses

General account

**Research Period** : FY2011-2015

**Research Team** : River Engineering Research Team

**Author** : Fukunaki Jungo

INOUE Takuya

KAWAMURA Satomi

**Abstract** : Many bedrock channels are composed partly of alluvium and partly of bare rock, and abrasion from the influence of bed load is known to be a ubiquitous and principal mechanism of fluvial bedrock incision. In bedrock channels, the areal fraction of alluvial cover is generally modeled as a simple function of sediment supply relative to the transport capacity. Other factors are likely to be important, especially the roughness of the underlying bedrock surface. In this study, we report the results of experiments on the interaction between bed roughness and alluvial cover fraction. Our results show that: 1) the areal fraction of alluvial cover is larger when the surface roughness is larger; 2) when bedrock roughness is rough, the cover fraction gradually increases with sediment supply; 3) low-roughness bedrock requires a relatively large sediment supply before any alluvial patch is formed, and as supply increases, rapidly transitions to a fully alluvial channel.

**Keywords**: bedrock, alluvial cover, flume experiment