給砂量と岩床侵食地形の関係

INFLUENCE OF SEDIMENT SUPPLY ON BEDROCK EROSIONAL MORPHOLOGY

井上卓也¹・清水康行²・Gary Parker³・山口里実⁴・伊藤丹⁵

Takuya INOUE, Yasuyuki SHIMIZU, Gary PARKER, Satomi YAMAGUCHI and Akashi ITO

¹正会員 工博 (独)寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)²正会員 工博 北海道大学工学研究科教授 (〒060-0813 北海道札幌市北区北13条西8丁目)³Ph.D Professor University of Illinois (Urbana-Champaign, Illinois, USA)⁴正会員 工博 (独)寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)⁵正会員 工修 (独)寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)

Natural bedrock rivers form diverse erosional morphologies. The results of recent investigations have suggested that the bedrock erosion rate depends on discharge, slope, width, bedrock roughness and sediment supply. However, little is known about how these parameters affect spatial patterns of bedrock channel morphology. In this study, we conducted numerical simulations to evaluate the influence of sediment supply on bedrock bed state. The numerical results suggest that the increase of sediment supply leads to the formation of a single inner channel in a bedrock river.

Key Words : *bedrock incision, alluvial cover, numerical simulation, erosional morphology*

1. はじめに

北海道内の複数の河川において、軟岩床の露出に伴い、急激な河床低下が進行し、橋脚の根入れ不足、護岸の被災、産卵床の減少など様々な問題が生じている。

近年、岩床の侵食メカニズムに関する研究¹⁾²⁾³⁾⁴⁾は着実な進歩を遂げ、流砂量が侵食速度に対し、相反する2つの役割を持つことが明らかにされている。流砂量の増加は、岩床を摩耗する粒子の個数を増やすため、侵食速度の増大に繋がる (tools effect)。それと同時に、流砂量の増加は、岩床を被覆する砂礫面積を増やすため、侵食速度の減少に繋がる (cover effect)。したがって、岩床河川の侵食速度や、その結果としての侵食地形を評価するためには、岩床を被覆する砂礫面積の把握が重要となる。

砂礫による岩床の被覆率に関する最も簡単なモデルは、Sklar and Dietrich¹⁾によって提案された線形モデルである。

$$P_c = \begin{cases} q_b/q_{bc} & \text{for } 0 \leq q_b/q_{bc} < 1 \\ 1 & \text{for } q_b/q_{bc} \geq 1 \end{cases} \quad (1)$$

ここで、 P_c は被覆率、 q_b は流砂量、 q_{bc} は飽和流砂量である。流砂量がゼロならば、岩床は最終的に完全に露出し、流砂量が飽和流砂量より多ければ、岩床は最終的に砂礫によって完全に被覆された状態となる。Sklar and Dietrich¹⁾のモデルは、上述の2点を線形で結んだものである。ただし、Sklar and Dietrich¹⁾のモデルは、あくまで

も最終的な平衡状態を表すものであり、被覆率が非定常的に変化する場合は適用できない。非定常的に変化する被覆率は、流砂量と飽和流砂量の比だけでなく、それまでに堆積した砂礫層厚にも支配されるはずである。

井上ら⁵⁾および川ら⁶⁾は、岩床侵食を踏まえた河床変動計算手法を提案している。この中で、砂礫による被覆は、計算格子毎の砂礫層厚の有無で判断されている。これを式で表すと、

$$P_c = \begin{cases} 0 & \text{for } \eta_a = 0 \\ 1 & \text{for } \eta_a > 0 \end{cases} \quad (2)$$

ここで、 η_a は砂礫層厚である。粒径スケールの微視的な面積を想定した場合、砂礫による被覆は、0と1の集合体として捉えることができる。しかし、実河川スケールの計算を行なう場合、粒径スケールの計算格子を用いることは、計算負荷を増加させるため困難である。このような背景から、Parkerら⁷⁾、田中ら⁸⁾は、被覆率を砂礫層厚の関数で表す、新たな被覆率モデルを提案している。

一方、岩床河川に形成される侵食地形に関する研究は、侵食メカニズムの研究に比べ、まだ十分に行われていない。自然岩床河川は、遷緩点、おう穴、ステップ地形、複数の縦筋、一つ狭い滞筋、平滑床を含む多様な侵食地形を形成する (図-1)。泉ら⁹⁾は岩床ステップの縦断形状に関する理論的研究を行っている。Finneganら¹⁰⁾は、岩床に形成される単一滞筋の幅に着目し、実験と物理的な

図-1 多様な岩床侵食地形

a) 然別川(北海道), 単一の細い溝筋; b) 立谷川(山形県), 2~3の縦筋; c) 網走川(北海道), 複数の縦筋; d) 花瀬川(鹿児島県), 平滑岩盤床

解析を行っている。Wohl and Ikeda¹¹⁾は、同じ材質の侵食性河床を用いた実験によって、水理量や給砂量の違いが空間的な侵食地形に影響を及ぼすことを示している。しかし、彼らの実験において、同一の水理条件下で、給砂量を変化させた実験は行われておらず、給砂量の違いが侵食地形に及ぼす影響は明らかにされていない。

岩床侵食地形は、流量、勾配、川幅、給砂量など多くの要素に依存するが、中でも給砂量は、被覆率を変化させるため、侵食地形に直接的に影響を及ぼすと考えられる。そこで、本研究は、給砂量と空間的な侵食地形の関係に着目する。はじめに、Parkerら⁷⁾、田中ら⁸⁾によって提案された被覆率モデルを考慮した平面2次元数値計算モデルを開発する。次に、開発した数値計算モデルの妥当性を検証するために、石狩川上流の露岩区間を対象とした再現計算を実施する。最後に、直線水路を対象に、異なる給砂量を与えた場合の数値実験を行い、数値実験結果を基に、給砂量が侵食地形に及ぼす影響を考察する。

2. モデル開発

(1) 流れの基礎式

平面2次元流況計算は、Shimizu and Itakura¹²⁾が提案した数値解析モデルをベースとする。流れの基礎式には、円筒座標系・定常流れ場における運動方程式および連続式を用いる。なお、河床変化高の空間的な最大値が粒径を超えた場合、再度流況計算を行い、これを繰り返すことにより時間を進める。この手法は、Shimizu and Itakura¹²⁾による砂州形成の計算にも用いられている。

(2) 流砂の連続式

流砂の保存則は、Luuら¹³⁾の粘着性河床の研究で提案された以下の式を用いる。

$$\frac{\partial V_b}{\partial t} + (1-\lambda) \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \left(\frac{\partial q_{b,s}}{\partial s} + \frac{\partial q_{b,n}}{\partial n} \right) = 0 \quad (3)$$

ここで、 V_b は単位面積あたりの掃流砂の体積、 t は時間、 λ は砂礫層の空隙率、 η_a は砂礫層厚、 s は流路中心に沿った座標軸、 n は横断方向の座標軸、 $q_{b,s}$, $q_{b,n}$ はそれぞれ s , n 方向の単位幅流砂量である。なお、 V_b は掃流砂の濃度 C_b とサルテーション高さ h_s の積に等しく、長さの次元を持つ変量である。

砂礫層厚が十分にある河川においては、砂礫層から掃流層へ流砂が絶えず供給されるため、流砂量は飽和流砂量と等しい。しかし、岩床河川においては、砂礫層厚が十分に存在せず、流砂量が飽和流砂量を下回る場合がある。そこで、Luuら¹³⁾と同様に、岩床上の掃流砂体積 V_b と十分に砂礫層がある状態(飽和状態)の掃流砂体積 V_{bc} の比を用いて飽和流砂量を補正する。

$$(q_{b,s}, q_{b,n}) = \begin{cases} \frac{V_b}{V_{bc}} (q_{bc,s}, q_{bc,n}) & \text{for } 0 \leq \frac{V_b}{V_{bc}} < 1 \\ (q_{bc,s}, q_{bc,n}) & \text{for } \frac{V_b}{V_{bc}} = 1 \end{cases} \quad (4)$$

ここで、 V_{bc} は単位面積あたりの掃流砂の飽和体積、 $q_{bc,s}$, $q_{bc,n}$ はそれぞれ s , n 方向の単位幅飽和流砂量である。

流線方向(s 軸方向)の単位幅飽和流砂量は、Sklar and Dietrich¹⁾が岩床侵食の研究で使用したFernandez Luque & van Beek¹⁴⁾の式によって算出される。

$$q_{bc,s} = 5.7 (\tau_* - \tau_{*c})^{1.5} \sqrt{R_b g d^3} \quad (5)$$

ここで、 τ_* は無次元河床せん断力、 τ_{*c} は無次元限界河床せん断力、 R_b は砂の水中比重(=1.65)、 g は重力加速度、 d は砂礫粒子の粒径である。 τ_{*c} は以下の式で与える。

$$\tau_{*c} = P_c \tau_{*ca} + (1 - P_c) \tau_{*cb} \quad (6)$$

ここで、 τ_{*ca} は砂礫床上の無次元限界河床せん断力、 τ_{*cb} は岩床上の無次元限界河床せん断力、 P_c は被覆率である。

横断方向(n 軸方向)の単位幅飽和流砂量は、長谷川¹⁵⁾によって提案された以下の式で算出される。

$$q_{bc,n} = q_{bc,s} \left(\frac{u_{b,n}}{u_{b,s}} - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) \quad (7)$$

$$\frac{u_{b,n}}{u_{b,s}} = N_* \left(\frac{D}{r_s} \right) \quad (8)$$

ここで、 $u_{b,s}$ および $u_{b,n}$ は流線方向および横断方向の底面近傍流速、 μ_s および μ_k は静止摩擦係数(=1.0)および動摩擦係数(=0.5)、 η は河床高(すなわち、砂礫層厚 η_a と岩床高さ η_b の和)、 N_* は2次流強度(=7.0)、 D は水深、 r_s は流線の曲率である。

V_{bc} は、飽和流砂量の絶対値を、砂礫粒子のサルテーション速度で除した値と等しくなる。

$$V_{bc} = \frac{\sqrt{q_{bc,s}^2 + q_{bc,n}^2}}{u_s} \quad (9)$$

ここで、 u_s は砂礫粒子のサルテーション速度であり、Sklar and Dietrich¹⁾がサルテーション運動の実験データを収集し導いた経験式を用いて算出する。

図-2 被覆率と砂礫層厚の概念図

$$\frac{u_s}{\sqrt{R_b g d}} = 1.56 \left(\tau_* / \tau_{*c} - 1 \right)^{0.56} \quad (10)$$

Egashira and Ashida¹⁶⁾によると、飽和状態における掃流層厚と掃流砂濃度の積(すなわち V_{bc})は、河床せん断力の1乗に比例する。式(5)、(7)および(10)を式(9)に代入すると、 V_{bc} は概ね河床せん断力の1乗に依存する形となり、本研究の V_{bc} の与え方は、彼らの研究と類似している。

(3) 岩床の侵食速度

岩床の侵食速度は、Chatanantavet and Parker²⁾によって提案された以下の式で算出される。

$$\frac{\partial \eta_b}{\partial t} = -E = -\beta q_{b,m} (1 - P_c) \quad (11)$$

ここで、 η_b は岩床の標高、 E は侵食速度、 β は岩床の摩耗係数、 $q_{b,m}$ は流砂量の絶対値($= \sqrt{q_{b,s}^2 + q_{b,n}^2}$)、 P_c は岩床の砂礫による被覆面積率である。

Johnson and Whipple³⁾は、流砂量やせん断力の変化に伴う侵食速度を、脆弱なモルタル床を用いた水路実験によって調査した。この結果、Chatanantavet and Parker²⁾の想定通り、① 侵食速度は給砂量に対し線形的に増加し、② 侵食速度は被覆率に対し線形的に減少した。また、井上ら⁴⁾⁵⁾の実験によると、摩耗係数は、岩床の一軸圧縮強度の-2乗に依存し、給砂粒径の概ね0.5乗に依存する。

(4) 被覆率

図-2は、被覆率と砂礫層厚の概念図である。Parkerら⁷⁾および田中ら⁸⁾は、被覆率 P_c が砂礫層厚 η_a と河床の代表的な粗度高さ L の比で表されると想定した。 P_c と η_a/L の関係は河川毎に多種多様であるが、彼らは P_c が η_a/L に対し線形的に変化すると仮定した。

$$P_c = \begin{cases} \eta_a/L & \text{for } 0 < \eta_a/L < 1 \\ 1 & \text{for } \eta_a/L > 1 \end{cases} \quad (12)$$

Parkerら⁷⁾は、 L は岩床の巨視的な粗度高さに等しいと定義している。これは、彼らが研究対象とした岩床の粗度高さ L_b が、砂礫床の粗度高さ L_a を無視できるほど大きかったためである(すなわち、 $L_a \ll L_b$)。なお、 η_a よりも上層のくぼみ等に砂礫が存在する場合もあるが、この場合は想定されていない。一方、田中ら⁸⁾は、 L は砂礫床の粗度高さ L_a と等しいと定義している。これは、彼らが対象とした岩床は非常に滑らかで、岩床の粗度高さ L_b が、

砂礫床の粗度高さ L_a に比べ、無視できるほど小さかったためである(すなわち、 $L_a \ll L_b$)。また、田中ら⁸⁾は、滑らかな固定床水路を用いて、給砂量と被覆率の関係を調査し、 L_a は一般的な砂礫床の粗度高程度($L_a = 2.5d$)であることを示している。

(5) トータルの河床変動

砂礫層厚の変動と岩床侵食を併せたトータルの河床変化高 $\partial \eta / \partial t$ は以下の式で算出する。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \eta_a}{\partial t} + \frac{\partial \eta_b}{\partial t} \quad (13)$$

3. モデルの検証

石狩川の露岩区間(河口から160km~163km・以後、研究区間と呼ぶ)を対象にモデルの検証を行う。初期河床は平成13年横断測量、初期岩盤層高は平成20年ボーリング測量より設定する。初期被覆率は、初期砂礫層厚(初期河床高と初期岩盤層高の差)を用いて(11)式より設定する。粒径は50mmの単一粒径とし、マンニングの粗度係数は、低水路0.030、高水数0.045とする。流量は平成13年~平成18年に観測された時刻流量のうち、研究区間において50mm粒径が活発に移動し始める400m³/s以上の値のみを用いる。摩耗係数は、井上ら⁴⁾⁵⁾が本研究区間で実施した現地実験結果を参考に、0.001m¹とする。砂礫床の無次元限界せん断力 τ_{*ca} は0.05を用い、岩床の無次元限界せん断力 τ_{*cb} は井上らの実験⁴⁾を基に0.02とする。助走区間は上下流に3kmずつ設定し、助走区間下流端において等流起算、助走区間上流端において動的平衡状態を仮定する。なお、研究区間の上流区間(河口から164km~166km)は露岩しておらず、砂礫層厚は10m以上あり、近年変動は少ない。

研究区間の岩床表面をみると比較的滑らかである(図-3)。そこで、本研究では、田中らの研究と同様に、 $L=L_a=2.5d$ とする。なお、砂礫床の粗度高さは、デューン等が形成された場合、大きくなる可能性がある。しかし、岩床上に形成されるデューンの形状についての知見は無いため、本研究では考慮しないこととする。

図-4は、観測結果と計算結果の河床変動高の比較である。観測結果によると、河床は流下方向に筋状に低下し、細い滞筋が形成されている。計算結果においても、滞筋が形成され、その侵食深も概ね一致している。このことから、本モデルによって、岩床侵食に伴う滞筋形成を再現可能と考えられる。

ただし、計算結果の滞筋幅は、観測結果のそれと比べ小さい。この要因として、岩床の侵食耐性の空間的な偏在が挙げられる。既往の調査によると、計算区間の一軸圧縮強度は0.9±0.4MPaの偏在を持つ。特に、滞筋の側岸近傍では、流量変動に伴う乾湿繰返しによって、岩盤強度が小さい(侵食しやすい)。しかし、計算上の摩耗係

図-3 研究区間(石狩川)における岩床表面

図-4 観測結果と計算結果の比較(河床変化高)

数は、実験より求めた値(実験箇所の一軸圧縮強度は1.0MPa)であり、空間的に一定である。この結果、側岸近傍の侵食が、過小評価されたと推測される。

4. 数値実験

研究区間は、その上流に完全な砂礫床区間を有するため、給砂量と飽和流砂量は概ね等しい。しかし、その他の河川においては、山地からの土砂生産量の減少や、上流に設置された横断工作物等の影響により、給砂量が飽和流砂量を下回る場合がある。そこで、モデル河道を対象に、給砂量が侵食地形に与える影響の感度分析を行う。

(1) 計算条件

表-1に数値実験の計算条件を示す。給砂量と飽和流砂量の比は、Run-Aで1.0、Run-Bで0.7、Run-Cで0.2である。その他の条件は、3ケースとも同じである。河道の平面形状は直線とする。水路長は7km、水路幅は100m、格子サイズは5m×5m、初期勾配は0.0025、粒径は50mmである。なお、水路幅、勾配、粒径は、研究区間における低水路の平均的な値である。流量は800m³/sであり、低水路が概ね満杯になる流量である。摩擦係数と粗度高さは再現計算と同じ値とする。初期河床は、水深の2%程度の微小擾乱を有する平坦床である。初期の被覆率はゼロ(完全な露岩床)とする。再現計算と異なり数値実験では、 τ_{*ca} および τ_{*cb} を両方とも0.03とした。 τ_{*ca} と τ_{*cb} の違いによる影響については今後の課題としたい。

(2) 計算結果

図-5、図-6、図-7にRun-A、Run-B、Run-Cの計算結果をそれぞれ示す。ここで、(a)は砂礫層厚の変化高のコンター図、(b)は岩床表面の変化高のコンター図、(c)は

表-1 数値実験の条件

計算条件	Run-A	Run-B	Run-C
給砂量-飽和流砂量比	1.0	0.7	0.2
水路長	7km		
水路幅	100m		
水路勾配	0.0025		
粒径	50mm		
流量	800m ³ /s		
初期河床形状	微小擾乱を有する平坦床 (上流1kmのみ)		
初期被覆率	0 (完全な露岩床)		

トータルの河床変化高のコンター図である。

Run-Aの給砂量-飽和流砂量比は1.0である。図-5(a)によると、給砂量-飽和流砂量比が1.0でも、岩床は砂礫によって完全に被覆されなかった。これは、岩床上に交互砂州の類似物が形成され、砂礫層厚が薄い箇所と、砂礫層厚が厚い箇所が生じたためである。また、交互砂州の類似物の砂礫層厚は1m以下であり、研究区間における岩床上の砂州層厚と概ね一致する。図-5(b)によると、左岸と右岸の侵食深の差は小さかった。これは、砂州の類似物が下流に移動することにより、左右岸交互に、ほぼ均等に侵食されたためである。図-5(c)によると、主に砂礫の被覆に由来する1つの蛇行した滞筋が形成された。計算結果における滞筋の平均的な蛇行波長は1100mであり、これは、研究区間に形成されている滞筋の蛇行波長(930m)と概ね一致する。なお、数値実験の初期被覆率が0にも関わらず、初期被覆率が0では無い研究区間の砂州波長と一致したことから、給砂量が飽和流砂量と等しい場合、初期被覆率の影響は少ない可能性がある。

Run-Bの給砂量-飽和流砂量比は0.7である。図-6(a)によると、岩床は砂礫によって被覆されるものの、Run-Aの場合と異なり、明確な交互砂州地形は形成されなかった。また、図-6(b)(c)によると、蛇行波長はRun-Aより長くなった。滞筋には、複数の縦筋が形成されたが、その本数はRun-Cより少なかった。

Run-Cの給砂量-飽和流砂量比は0.2である。図-7(a)によると、岩床は砂礫によってほとんど被覆されていない。給砂量があるにも関わらず、岩床が砂礫によって被覆されない現象は、runaway alluviation と呼ばれ、Chatanantavet and Parker¹⁷⁾が実施した被覆率に関する実験でも観測されている。彼らの実験において、runaway alluviationは給砂量が少ない場合や、水路勾配が急な場合に発生した。図-7(b)(c)によると、岩床には複数の縦筋が形成された。

5. 考察

(1) 数値実験における侵食地形の形成プロセス

滞筋および複数の縦筋の形成プロセスは、以下のように推測される。①上流側に設置した初期微小擾乱によっ

図-5 Run-Aの結果 (給砂量-飽和流砂量比=1.0)

図-6 Run-Bの結果 (給砂量-飽和流砂量比=0.7)

図-7 Run-Cの結果 (給砂量-飽和流砂量比=0.2)

て、流砂が偏在する。②流砂が集中した箇所では、岩床が侵食され、流砂がさらに集中する。③集中した流砂量が飽和流砂量を超えると、筋の底部が砂礫によって被覆される。④砂礫の被覆により、底部の侵食は抑制され、被覆率の低い側面(数値計算の場合、隣の格子)が侵食される。⑤この結果、一つ一つの筋の幅は増加する¹⁰⁾。給砂量が多いほど、筋の底部は被覆されやすいため、一つ一つの筋の幅が大きくなった(すなわち、筋の本数は少なくなった)と推測される。

通常の砂礫床河川の場合、砂面不安定を起因に流れと砂礫床変動の相互作用により、川幅水深比に応じた砂州地形が形成される。本計算の川幅水深比は40程度であり、交互砂州が形成されやすい領域である。給砂量が飽和流砂量と等しく、堆積する砂礫量も多い場合、砂礫床と同

様に、交互砂州が発達し、蛇行した滞筋が形成される。一方、給砂量が飽和流砂量より小さく、堆積する砂礫量も少ない場合、蛇行波長は長くなった。これは、堆積量の減少に伴い、式(7)に含まれる勾配の効果が弱まり、砂州形状が崩れたことや、縦筋状の岩床侵食地形によって、流れや流砂量の平面分布が変化したためと推測される。

砂礫床の変動は、可逆現象(洗掘と堆積の2つの現象を持つ)のため、初期擾乱の影響は時間とともに薄れるが、岩床は不可逆(侵食のみ)のため、微小擾乱の影響が残やすい。特に、砂礫堆積が少ないRun-Cの上流端付近の縦筋本数は、上流端付近に設置した初期擾乱に依存している。一方、筋の本数が減少しているRun-Cの下流側や、沖積作用の影響が強いRun-A、Run-Bでは、初期微小擾

乱の影響は薄れていると推測される。このことから、本数値実験は、形成される縦筋の本数の絶対値は評価できないが、給砂量の増大に伴い、相対的な筋の本数が減少することは評価できると考えられる。

(2) 実河川と数値実験の定性的な比較

図-1(a)は北海道の然別川の写真である。然別川の河床は部分的に被覆され、部分的に岩盤が露出している。砂礫は交互砂州のように堆積し、単一の滞筋が形成されている。これは、Run-Aの結果に類似している。図-1(b)は山形県にある立谷川の写真である。立谷川も、砂礫床と岩床が混在した河道だが、砂礫被覆面積は、然別川にくらべ少ない。また、2~3本の縦筋が形成されている。これは、Run-Bの結果と類似している。図-1(c)は北海道の網走川の写真である。網走川の河床には、砂礫はほとんど堆積していない。岩床には複数の縦筋が形成されている。これは、Run-Cの結果に類似している。3河川とも石狩川とは、水理条件が異なるため、定性的な比較に留まるが、砂礫被覆形状と侵食地形の特徴が、数値実験と似ていることから、給砂量の違いに起因する砂礫被覆形状の変化が、岩床侵食地形に大きな影響を与えていると考えられる。

ただし、図-1(d)に示した花瀬川の平滑な岩盤床は、本計算モデルでは再現できなかった。花瀬川の河床を見ると、砂礫が全く堆積していない。このことから、花瀬川は流水の作用によってゆっくりと侵食されていると考えられる。また、鈴木・池田¹⁸⁾によると、平滑な岩盤床の形成には、侵食作用だけではなく風化作用も大きな役割を果たしている。今後は、流水による侵食や風化作用も踏まえたモデル開発が必要である。

6. まとめ

本研究では、岩床侵食と砂礫被覆を考慮した河床変動計算モデルを構築し、石狩川上流の露岩区間を対象に、モデルの妥当性を検証した。また、構築したモデルを用いて、給砂量が岩床侵食地形に及ぼす影響を評価した。数値実験の結果、給砂量の違いによって、異なる岩床侵食地形が形成された。

- 1) 給砂量が飽和流砂量に近い場合、砂礫床に形成される交互砂州に類似した砂州が形成された。また、砂州によって形成された蛇行流路は、左右岸均等に侵食された岩床表面上を、下流へ移動していった。
- 2) 給砂量が飽和流砂量より極端に少ない場合、岩床表面にはまっすぐな複数の縦筋が発達し、流砂は縦筋に集中した。
- 3) 給砂量が1)2)との中間程度の場合、1)より波長の長い蛇行と2)より本数の少ない縦筋が、混在した地形が形成された。

参考文献

- 1) 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.
- 2) Chatanantavet, P., and Parker, G. : Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion, *J. Geophys. Res.*, 114, F04018, 2009.
- 3) 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.
- 4) 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, pp.77-82, 2011.
- 5) 井上卓也, 渡邊康玄, 齋藤大作, 根本深, 松本勝治, 江崎國夫, 濱木道大 : 軟岩の洗掘を考慮した河床変動計算手法の開発, 河川技術論文集, 第15巻, 321-326, 2009.
- 6) 及川森, 岩崎理樹, 山口里実, 清水康行, 井上 卓也 : 河床における岩盤上の流砂の集中度合に関する実験的検討と数値シミュレーション, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.68, No.4, I_949-I_954, 2012.
- 7) 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-alluvial rivers, *Advances in River Sediment Research, Proc. of 12th International Symposium on River Sedimentation, ISRS*, 615-622, 2013..
- 8) 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.
- 9) 泉典洋, 横川美和, Gary Parker : 基盤岩上に形成される周期的ステップ地形, 土木学会論文集B1(水工学) Vol. 68, No. 4, I_955-I_960, 2012.
- 10) Finnegan, N. J., Sklar, L. S. and Fuller, T. K. : Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel, *J. Geophys. Res.*, 112, F03S11, 2007.
- 11) Wohl, E.E., and Ikeda, H. : Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients, *Geology* 25, 295-298, 1994.
- 12) Shimizu, Y. and Itakura, T. : Calculation of bed variation in alluvial channels, *J. Hydraul. Eng.*, 115, 367-384, 1989.
- 13) Luu, L. X., Egashira, S., and Takebayashi, H. : Investigation of Tan Chau reach in lower Mekong using field data and numerical simulation, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, Vol.48, 1057-1062, 2004.
- 14) Fernandez Luque, R., and van Beek, R. : Erosion and transport of bed-load sediment, *J. Hydraul. Res.*, 14, 127-144, 1976.
- 15) Hasegawa, K. : Universal bank erosion coefficient for meandering rivers, *J. Hydraul. Eng.*, 115(6), 744-765, 1989.
- 16) Egashira, S., and Ashida, K. : "Unified View of the Mechanics of Debris Flow and Bed Load," *Advances in Micromechanics of Granular Materials* (Shen H. H. et al. Eds), Elsevier, 391-400, 1992.
- 17) Chatanantavet, P., and Parker, G. : Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions, *Water Resour. Res.*, 44, W12446, 2008.
- 18) 鈴木睦仁, 池田宏 : 愛知県豊川上流の乳岩川における平滑な岩盤河床の成因について, 筑波大学水理実験センター報告, 19, 45-56, 1994. (2013. 9. 30受付)