透礫層の形成とその充填機構に関する研究

STUDY ON THE FORMATION OF OPENWORK GRAVEL LAYERS AND ITS FILLING-UP MECHANISM WITH MATRICES

福島雅紀¹・末次忠司²・瀬崎智之³

Masaki Fukushima, Tadashi SUETSUGI and Tomoyuki SEZAKI

¹正会員 工博 国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室 主任研究官(〒305-0804 つくば市旭1)

²正会員 工博 国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室 室長(同上)

³正会員 工修 国土地理院企画部企画調整課 課長補佐(〒305-0811 つくば市北郷1番)

Gravel layers of gravel-bed river are commonly filled with matrices of sand and silt. In some fluvial conditions, there are “openwork gravel layers”, that is, gravel layers without matrices.

In this study, the formation of openwork gravel layers was observed in a field, and a filling-up process was also observed. The filling-up rates were measured under several hydraulic conditions in a flume, where the process was demonstrated and the rate was measured by putting iron powder into upstream end of the observed point at fixed intervals during the filling up process of openwork gravel layer. Summarizing these results, the rate of its filling-up process was predicted by a simple formula.

Key Words : *Openwork gravel layer, Suspended sediment, filling up, vegetation*

1. はじめに

近年、河道内樹林化の問題と関連して、礫床河川の特徴としての河原の存在が議論されることが多く、河原を持続的に維持するためには河床に対する適度な頻度の攪乱(洪水等)の発生が不可欠であることが指摘される。服部ら¹⁾は、流水の作用を受ける河道内に立地する植物群落の変化を捉えて、「河原の形成⇄草本の繁茂⇄樹林化」を洪水の作用と関連付けて一つのシステムとしての捉えているが、今後は土砂の堆積を予測することが重要であると述べている。それに関連して、草本群落内での土砂の堆積を予測する手法が李ら²⁾によって提案されているが、洪水後に形成される河床の状態を予測する手法については未解明な点が多い。この攪乱によって生じる河床表層の状態は、植物の繁茂速度やそこに繁茂する植物を規定する上で重要な要素となる。例えば、洪水後に透礫層が形成された場合には、そこには長期間にわたって裸地が形成される。また、マトリクスやマトリクス'が形成された場合には、草本群落が進入しやすく、その後の土砂の堆積、そして植物群の拡大、さらには攪乱の頻度にもよるが樹林へと遷移することが予測される。

河床は主に礫、砂およびシルトによって構成される。図-1は河床表層の状態をそれらの存在状態から分類した

ものであり、前述したように、図-1(d)の透礫層の存在は植物の繁茂を抑制し³⁾、河原らしい裸地の環境を維持する上で重要である。(a)表層細粒土層は砂礫層の表面に砂やシルトのみからなる土砂層が形成された状態を表し、いわゆる樹林化した箇所は砂やシルトが堆積しやすく、このような状態となっていることが多い。(b)マトリクスは砂礫層の表面を砂やシルトが覆うまでには至っていないが、表層の礫の間に砂やシルトが確認される状況を表す。一般的には砂やシルトなど礫間の充填物をマトリクスと呼ぶが、ここではこの状態をマトリクスと分類した。なお、この状態は一年生草本類の繁茂する河原によく見られる。(d)透礫層については2章で詳しく述べるが、河床表面が数個の重なり合った礫層によって構成されているのに対して、(c)マトリクス'は礫層を一層剥がすと砂やシルトが確認できる点で透礫層と異なる。また、マトリクス'は一年生草本類が繁茂する河原でよく見られ、透礫層ではなくマトリクスに近い状態であることに注意したい。榎本ら⁴⁾は、平水位からの比高と河床表層の状態によって、そこに繁茂する植物を数タイプに分類している。また、表層細粒土層の形成に伴って、植物の繁茂が促進され樹林化へと至ることは李ら²⁾によって述べられてきたとおりである。このように河床表層の状態はそこに成立する植物群落、ひいては生物群集を規定する上で重要な役割を果たす。

図-1 河床表層の状態の分類

図-2 調査対象地区の航空写真(2003年7月8日撮影)

そこで、本研究では、攪乱後の河床表層の状態を予測することを最終的な目標として、透礫層の形成環境と形成後の充填過程に注目する。以下では、透礫層に関する既往の研究に触れた後、現地観測された透礫層の形成環境とその後の変化、特に透礫層の充填過程について述べる。ここで、充填とは透礫層内へ砂やシルトが沈降し、マトリクスの状態へと変化していく状況を表すものであり、充填の進行する速さを充填速度と表現する。また、室内水路実験によって透礫層の充填過程を再現し、その充填速度を計測するとともに、その予測式を提案した。

2. 透礫層の形成環境

礫層は一般に礫間が砂やシルトによって充填された状態であるが、空隙に充填物が存在せずに礫のみによって構成される礫層も存在する。ここでは、池田⁵⁾にならって、前者を一般礫層(図-1(b), (c))、後者を透礫層(図-1(d))と呼ぶ。池田⁵⁾は、一様粒径に近い砂礫を河床材料として用い、砂と礫の混合特性および水理条件を変化させ、水路実験によって透礫層の形成要因を調べた。その結果、Smith⁶⁾が提案した、強い水流による礫間の砂の巻き上げは透礫層の形成要因にはならず、以下の二つのパターンで透礫層が形成されることを明らかにした。

①交互砂州等の中規模河床波の形成に伴って、砂礫堆上流側では一般礫層、下流側では透礫層が形成される。この場合、河床材料中の含砂率が大きい場合には、その形成領域は小さくなる。②dune等の小規模河床波の形成に伴って、礫の堆積環境となる河床波頂部で透礫層が形成される。この場合、含砂率が大きくなると、透礫層は形成されない。ここで、含砂率とは河床付近に存在する河床材料中に含まれる砂の割合を述べており、掃流砂、浮遊砂および河床の砂礫を合わせて河床材料として見た時の、河床材料中に含まれる砂の割合を表す。以下では、

前者を中規模河床波型透礫層、後者を小規模河床波型透礫層と呼ぶが、両者とも砂礫の堆積環境で形成されることは共通している。また、形成された後の土砂の充填機構は共通しているものと考えられる。

3. 北川における透礫層の形成とその後の変化

本節では、五ヶ瀬川支川北川の河口から約9～12 kmに位置する的野地区および本村地区(平均河床勾配 $I_b=1/1,000$ 、代表粒径 $d_b=25\text{mm}$ 、セグメント2-1、図-2参照)を対象として、最近の洪水によって形成された透礫層とその後の充填過程を調査した結果を示す。図-3(a), (b)は、図-2(a)の矢印の方向に撮影したパノラマ写真である。上流側の右岸にある砂州に注目すると、同時季に撮影した写真であるにもかかわらず、植物群落の面積が2年前に比べ拡大していることを確認できる。図-3(c), (d)は、LA測線下流で河床に30cm程度の深さのトレンチを掘り、河床表層の状態を調査した結果である。2年前までは厚さ10cm以上の透礫層が存在していたのに対して、近年では表層まで土砂が充填され、マトリクスの状態に変化していることを確認できる。これまでの調査結果から、この変化は2002年以降徐々に進行し、2004年夏には砂州上の透礫層がほとんどマトリクス状態に変化していたことを確認している。

図-4は、観測水位のピーク値(指定水位以上)を示す。また、図中には当該区間の砂州が冠水する概略の水位を示した。1997年9月の出水は河川激甚災害特別事業(以下、激特事業)に採択されるきっかけとなった出水であり、その後5年を経て2003年3月頃には激特事業(高水敷の掘削、樹木の伐採等)がほぼ完了している。的野地区の上流に位置する本村地区における調査結果から、 $1,600\text{m}^3/\text{s}$ 以上の流量が2年半程度発生しない場合に、裸地であった砂州上に草本が全面を覆うように繁茂することが調べられている⁷⁾。これは礫を移動させるような洪水による河床の攪乱頻度に着目したものであるが、

図-3 砂州上の植物の繁茂状況とその立地基盤として重要な河床表層の状態の変化

図-4 1997年以降の出水状況（熊田水位観測所）

図-3に示した砂州上では出水状況にかかわらず裸地が広がっていたことを1999年から2002年にかけて作成された植生図によって確認している⁸⁾。また、図-5は図-2(b)の矢印の方向に撮影した写真であり、2003年5月の出水によって形成された砂州であるが、砂州上の半分程度が透礫層となっており、その部分には植物がほとんど繁茂していなかった。すなわち、透礫層の存在は植物の繁茂を抑制し、砂州上に河原らしい環境を形成する上で重要であったと言える。

激特事業が完了した2003年3月以降について見ると、2003年5月の出水等により地形は大きく変化し、図-2の丸で囲んだ部分に新たに透礫層が形成されたことを現地踏査によって確認した。なお、この透礫層が形成された箇所の特徴は、池田の指摘したように砂礫が堆積した箇所であった。2003年5月の出水は激特事業完了後に生じた初めての指定水位以上の出水であり、多量の土砂が上流から供給され、当該地区に堆積したことが出水後の横断測量結果によっても確認されている。また、これらは中規模河床波型透礫層と分類できるが、LF測線では、図-6に見られるような波長17m、波高0.5m程度の河床波が観測され、小規模河床波型透礫層も一部で形成されていた。これは、2004年10月に発生した出水（激特事業のきっかけとなった1997年9月出水規模に相当）によって形成されたものであり、的野内岸（LB測線）でも同様な河床波の発生と透礫層の形成が確認されている。以上述べてきたように、透礫層は掃流によって流送されてきた砂礫が堆積する環境で形成される地形であることが現地でも確認された。

図-5 透礫層が形成された砂州上に広がる裸地

図-6 測線LFに沿って計測された地形

図-7 LC測線上における標高と透礫層厚の変化

次に、透礫層形成後の変化について観測結果を示す。図-7は、図-2(b)の調査測線LC上で標高（約2m間隔で測量）および河床表層の状態（約10m間隔で測定）を調査した結果である。ここで、透礫層厚さは図-3と同様にトレンチを掘り調査した結果であり、透礫層厚ゼロの部分は一般礫層の状態を表す。また、前縁線の下流は水裏部であり、前縁部の状況とは一変して細粒土砂が堆積し、植物の繁茂が著しい箇所となっていた。2004年6月時点においては、2003年5月出水によって砂州が形成されて以来、

図-8 充填速度の定義

図-9 実験水路の概要（全長25m、幅1m、高さ0.8m）

表-1 実験条件

ケース	河床材料	給砂材料	流速 (m/s)	設定濃度 (mg/l)
1	礫+粗砂	細砂	1.0	300
2	礫	細砂	1.0	100
3	礫	細砂	1.0	300
4	ビー玉	細砂	1.0	300

砂州が冠水するような出水を受けておらず、砂州の形成直後と同様な状態であり、10cm程度の厚さの透礫層が測線全体で確認された。その後、2004年に発生した数回の出水によって徐々に上流から土砂が充填されると同時に、その下流側の透礫層厚さも薄くなってきている。一方、砂礫堆前縁部では砂礫が堆積し、その部分には厚い透礫層が形成されたことが確認された。図-7の縦断距離50～140m区間においては、2004年8月に発生した出水等によって河床が20cm程度上昇したが、その部分の透礫層厚さはほとんど変化していない。これは、礫の堆積に伴って透礫層が一時的に形成された後、洪水減衰期に再び充填された可能性が高い。それを示唆するように、地形変化の少ない縦断距離0～50m区間の透礫層は完全に充填され、その厚さがゼロの一般礫層の状態へと変化していた。ここで、洪水中に河床が一時的に低下し、洪水前と同じ河床高まで埋め戻される変化が生じていた可能性もあるが、上と同様に一時的に透礫層が形成され、その後充填されることで、図-7の結果が得られたものと類推された。なお、LD、LE測線についても同様な傾向であった。

次章では、浮遊砂による透礫層の充填過程を水路実験によって再現した結果を報告するが、その前提条件として現地でも土砂が浮遊する条件であったことを、本村地区上流で計測された横断測量結果とその地点の2003年5月出水の水位記録から述べておく。それによると、洪水時の摩擦速度は砂州冠水直後～洪水ピーク時に掛けて13.8～21.4cm/sと変化し、透礫層内に堆積した細粒土砂（粒径1mm程度）の沈降速度が9.8cm/s程度であること、また、充填された土砂に1mm以下の粒径も多く含まれていたことから、冠水直後は完全な浮遊状態ではないが、洪水ピーク時には浮遊する条件であったことを確認できる。

4. 透礫層への土砂充填実験

透礫層は砂礫が堆積する箇所に形成され、上流から浮遊してきた細粒土砂が隙間に堆積することで上流から徐々に一般礫層へと変化していくことが前章までに確認された。ここでは、透礫層が一般礫層へと変化する過程

を水路実験によって再現し、その充填速度を調べるものとする。なお、充填速度とは前述したように透礫層中に細粒土砂が堆積する時の堆積面上昇速度である（図-8参照）。また、河床を構成する礫の移動の有無、縦断的な冠水頻度の有無の2点において、実験は現地と異なるが、ここでは充填速度の概略値を把握することが目的であり、充填過程については現地と同様の現象と考える。

実験では図-9に示す閉水路を用い、整流区間から約5m上流の水路天井に接続された土砂供給口から一定量の給砂量になるように細砂を供給しながら、表-1の実験条件のもと充填速度を測定した。ここで、表中の流速は断面内平均流速であり、上流端流量を変えることで調整した。河床材料の粒径としては礫17.5mm、ビー玉15mm、粗砂2mm、細砂0.25mmを用いた。測定にあたっては、側壁の影響を除去するため、水路中央部における充填速度を測定した。通水途中に適当な時間間隔で上流側から砂鉄を流下させ、ある時間間隔で黒い砂鉄の層を薄茶色の砂層の間に挟む。通水後にドライアイスによって水路中央部の河床（50cm×50cm、厚さ9cm程度）を凍結させ、周辺の河床材料を取り除き、層構造を露出させ、細粒土砂の充填速度を算出した。ケース1は、細砂が堆積する前に粗砂が堆積する場合を想定したものであるが、道上ら⁹⁾が指摘したように、粒径が1オーダー以上小さい材料でない場合には礫の下層まで充填されず、その後細砂が給砂されても粗砂表面に留まり礫の下層までは沈み込むことはなかった。

図-10は、ケース3および4について、露出された層構造を示す。上流側の砂鉄層の間隔が下流側のそれに比べて広く、上流側の充填速度の方が下流に比べて速いことが分かる。現地では河床を構成する骨格部分である礫層が攪乱を受けることなどもあり、必ずしも実験と同じ条件ではないが、透礫層が上流から徐々に充填されてい

図-10 透礫層内への土砂の充填状況（露出した縦断面、黒色の層は砂鉄）

く状況は現地と類似していた。実験中の観察結果によると、浮遊砂のうち河床の間隙に落下した土砂は再び巻き上がることがなく、縦断方向に土砂濃度の鉛直分布を計測した結果からも、下流に向かって濃度が低下している状況を確認できた。また、ビー玉を使った実験は現象を見やすくするために行ったが、通水後水槽から水を抜く際に水みちが形成され、砂鉄の層構造が崩れたため、自然の礫に比べ層構造が見えにくくなった。なお、充填速度については自然の礫を用いたケースと同程度であった。表-2には、図-10の層構造から算出した充填速度を示す。ケース2については砂鉄層を確認できた縦断距離5.8mのみの結果を示した。

5. 充填速度の予測式の提案

透礫層内への土砂の充填速度を予測する上で、李らの研究²⁾が参考になる。李らは、高水敷上に繁茂する植生群落内へ浮遊砂を含んだ水塊が進入した時の、細粒土砂（粒径0.1～0.2mm）の堆積過程を以下のモデルを使って予測し、流下方向に向かって徐々に堆積厚が薄くなる状況を再現した。前章の実験においても、透礫層が上流側から充填され、下流に向かって充填速度が遅くなる点が類似している。

透礫層内への細粒土砂の充填速度を V_f とすると、

$$\left. \begin{aligned} V_f &= (C_b - C_a)w_0 / (1 - \lambda) & C_a < C_b \text{ の時} \\ V_f &= 0 & C_a \geq C_b \text{ の時} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

のように表現できる。ここで、 C_b は底面濃度、 C_a は基準面濃度、 w_0 は対象とする細粒土砂の沈降速度、 λ は細粒土砂の空隙率であり、 C_b は鉛直平均濃度を C とした時、(2)～(4)式によって表現される。

表-2 透礫層への土砂の充填速度

ケース	縦断距離 (m)	実験値 (mm/min)	底面濃度 (%)	予測値 (mm/min)	予測値 実験値
Case2	5.8	0.3	0.004	0.4	1.5
	5.8	0.7	0.011	1.1	1.7
Case3	8.8	0.8	0.024	2.3	3.0
	12.8	1.8	0.033	3.2	1.8
Case4	5.8	0.6	0.011	1.1	1.8
	8.8	1.0	0.024	2.3	2.3
	12.8	1.6	0.033	3.2	2.0

$$C_b = \eta C \quad (2)$$

$$\eta = 6Z / \{1 - \exp(-6Z)\} \quad (3)$$

$$Z = w_0 / (\beta \kappa u_*') \quad (4)$$

ここで、 β は鉛直混合に関する拡散係数と渦動粘性係数の比（=1.2）、 κ はカルマン定数（=0.4）である。式(1)は、基準面濃度以上の浮遊砂が流入した場合、すなわち細粒土砂の沈降量が巻き上げ量に比べ大きくなった場合に河床に堆積するモデルとなっている。

透礫層内への土砂充填実験においては、透礫層が表面近傍まで充填されていない段階においては、河床からの巻き上げが確認されていない。すなわち、李ら²⁾が植生群落内で仮定したように、 $C_a = 0$ と仮定してよいものと考えられる。さらに、透礫層内への堆積、すなわち礫間のみへの堆積であることを考えると、充填速度として、式(5)が得られる。ここで、 λ_d は礫の空隙率である。なお、実験時の測定結果によると、礫の空隙率は0.34であり、ビー玉を配置した際にもこの空隙率に近くなるように体心立方格子として配置した。

$$V_f = C_b w_0 / (1 - \lambda) / \lambda_d \quad (5)$$

式(5)を使って充填速度を算出するためには、底面濃度と沈降速度を求める必要がある。沈降速度はRubeyの

図-11 流速の鉛直分布

図-12 浮遊砂濃度の鉛直分布

式から3.3cm/sと算定した。底面濃度は、摩擦速度と鉛直平均濃度を与えると、式(2)～(4)から充填速度を算定できる。前章で示した実験では、層構造を露出した近傍で流下方向流速および浮遊砂濃度の鉛直分布をそれぞれレーザー流速計および濁度計によって計測している。

図-11は、下流から8.4m地点で測定された流速分布を対数分布則と比較した結果であるが、境界層が十分に発達し、対数分布則との適合性がよいことが分かる。相当粗度として、河床材料の2倍の粒径を与え、流速の計測値にフィットするように摩擦速度を算出すると8cm/sとなった。また、図-12は浮遊砂濃度の鉛直分布をLane-Kalinske式と比較した結果である。これらの結果から充填速度を算定し、その結果を表-2に示した。

表-2の結果は、多少過大評価であるが、洪水中に形成された透礫層がどの程度の時間で土砂によって充填されるかを概算するのに有効である。例えば、エネルギー勾配が1/400、水深が2m、減衰時に鉛直平均濃度が300mg/lの状態が1時間継続したと仮定すると、洪水中に形成された透礫層のうち13cm程度が砂で充填され、徐々にマトリクス状態へと変化することを予測できる。なお、河床材料の空隙率を40%、細粒土砂の粒径を0.25mmとして評価した結果であり、上記の仮定が通常の河川でも生じうる一般的な仮定であることから、礫層の移動に伴って形成された10cm程度の透礫層は1回の洪水で容易に充填されることが理解された。

6. おわりに

本論文で得られた結果を整理すると以下の通りである。
①透礫層の存在は植物の繁茂を抑制し、裸地である環境の維持に有効である。
②透礫層は砂礫が堆積する環境に形成されやすく、再び河床が攪乱を受けない限り、徐々に土砂によって充填され、上流側から一般礫層へと変化していく。室内実験では上下流の浮遊砂濃度の違いから上流側の充填速度が速かったが、現地ではさらに冠水頻度や攪乱の影響も考慮する必要がある。
③透礫層の充填速度を浮遊砂の鉛直平均濃度と沈降速度によって予測することができた。

本結果から洪水中に形成された透礫層はかなりの速度で洪水減衰期に充填されることが示され、洪水後には透礫層が形成されにくい状況が予測されたが、その形成の仕組みには、流量と浮遊砂濃度のピークのずれが影響すると考えられた。具体的には、洪水ピーク前に浮遊砂濃度のピーク値が現れ、減衰期には浮遊砂濃度が相当低下しているような河川では透礫層が形成されやすいとされている。ちなみに、北川の野地区では自記式濁度計により洪水時の浮遊砂特性を調べているが、洪水ピーク前に浮遊砂濃度のピークが現れ、洪水減衰期には浮遊砂濃度がかなり減少していることを確認している。今後は、ハイドログラフと浮遊砂濃度の関係に焦点を当て、透礫層の形成されやすい環境について検討する予定である。

謝辞：本研究は北川における河川生態学術研究会の総合的な調査研究の一環として実施されたものである。宮崎県延岡土木事務所、国土交通省延岡河川国道事務所には調査にあたって多大な協力を得た。また、河川研究室の元交流研究員である佐藤孝治氏(現 中電技術コンサルタント(株))および榎本真二氏(現 (株)ウエスコ)には現地調査等で協力いただいた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 服部敦・瀬崎智之・伊藤政彦・末次忠司：河床変動の観点で捉えた河原を支える仕組みの復元，河川技術論文集，第9巻，pp.85-90，2003。
- 2) 李参熙・山本晃一・望月達也・藤田光一・塚原隆夫・渡辺敏：扇状地礫床河道における安定植生域の形成機構に関する研究，土木研究所資料，第3266号，pp.51-111，1999。
- 3) 渡辺敏・藤田光一・塚原隆夫：安定した砂礫州における草本植生発達の有無を分ける要因，水工学論文集，第42巻，pp.439-444，1998。
- 4) 榎本真二・服部敦・瀬崎智之・伊藤政彦・末次忠司・藤田光一：礫床河川に繁茂する植生の洪水攪乱に対する応答，遷移および群落拡大の特性，河川技術論文集，第10巻，pp.303-308，2004。
- 5) 池田宏：透礫層の成因に関する水路実験，地形，第3巻，第1号，pp.57-65，1982。
- 6) Smith, N. D. : Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream, Journal of Geology., Vol.82, pp.205-223, 1974。
- 7) 杉尾哲・渡邊訓甫：北川における砂州の地形変化と植生域変化に関する検討，水工学論文集，第48巻，pp.985-990，2004。
- 8) 服部敦・福島雅紀・瀬崎智之・伊藤政彦・末次忠司：砂礫の移動と植生との関係，北川の総合研究—激特事業対象区間を中心として—，pp.2-2-1～2-2-16，2004。
- 9) 道上正規・藤田正治・北川豊広・三村光太郎：空隙の大きな河床への浮遊砂の沈み込み過程と非平衡浮遊砂，水工学論文集，第38巻，pp.609-614，1994。

(2005.9.30受付)