

礫集合部の形成と破壊による混合砂礫河床の流砂量変動

Bed Load Fluctuations of Sand-Gravel Mixture due to Formation
and Destruction of Gravel Concentration

鈴木幸一*・山本裕規**・藤岡貴之***

By Koichi SUZUKI, Hironori YAMAMOTO and Takayuki FUJIOKA

Sediment discharge in mountain rivers with steep slope bed and with wide range of grain size of bed materials usually fluctuates with time due to the formation and destruction of gravel concentration formed discretely in the longitudinal flow direction which forms stair-like or transverse limb bed. Experiments with sand-gravel mixture are carried out, and the characteristics of bed load fluctuations are discussed in connection with bed surface conditions both of roughness height and grain size composition due to the gravel concentration.

Key words : mountain river, bed load fluctuation, gravel concentration

1. まえがき

山地河道では、一般に河床は勾配が急で細砂から石礫まで粒径が大きく異なった材料で形成されている。河床が平坦で、掃流力が最大粒径礫の限界掃流力よりやや大きい状態では砂礫の選択輸送が顕著に生じる。このような場での粒径別流砂量については芦田・道上¹⁾の研究を始めとして、Egiazaroff²⁾の限界掃流力の評価式を基本とした数多くの研究がある。著者らも前報³⁾で、従来の均一砂の流砂量式を修正して混合砂の流砂量を推定する場合、砂礫の平均河床からの突出・遮へい効果については掃流力の補正を、また砂上の礫の減摩効果に対しては限界掃流力の補正をすることの提案を行い、二粒径混合砂礫を用いた流砂量実験の結果を用いてその妥当性を検証している。一方、混合砂河床では平坦に近い河床であっても、河床縦断方向に粗細砂の分級が生じ、粗砂の集まっている部分と細砂部分が交互に形成され、それに伴って流砂量も時間的に変動することが池田・伊勢屋⁴⁾、Kuhnle & Southard⁵⁾らによって指摘され、辻本・本橋⁶⁾はその理論的解明を試みている。一方、山地河道では平坦な河床はほとんどなく、通常石礫の集中している場所とそうでない場所とが混合していて、“階段状”あるいは“横断リブ”などと呼ばれる河床形態となっていることが多い^{7), 8), 9)}。これらの河床形態の骨格は洪水時に石礫も活発に移動している状態で形成され、低水時に砂のみの選択的輸送によってその形態が明確になると考えられるが、山地河道のような急勾配河床上においては、出水時の砂礫の流送機構についても未だ不明な点が多い。

* 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部環境建設工学科 (〒790 愛媛県松山市文京町3)

** 正会員 工修 愛媛大学助手 工学部環境建設工学科 (同上)

*** 学生会員 愛媛大学大学院 理工学研究科博士前期課程 土木海洋工学専攻 (同上)

本研究は、このような山地河道の流砂特性を明らかにするための一歩として、洪水時の山地河道の流砂量の時間変化を想定し、砂と礫の二粒径混合砂礫の急勾配水路床での礫集合部の形成と破壊に基づく掃流砂量の時間的変動特性を実験的に検討したものである。

2. 混合砂礫河床の掃流砂量変動に関する実験的検討

2. 1 実験の概要

実験に使用した水路は幅が 15cm、全長 10m（水路長さ 7m）の循環式可変勾配水路である。使用した砂礫は平均粒径が $d_L = 1.48\text{cm}$ のほぼ均一な礫と、 $d_s = 0.14\text{cm}$ のほぼ均一な砂の二粒径であり、体積比 1:1 で混合したものである。この二粒径混合砂礫を水路

表-1 実験条件

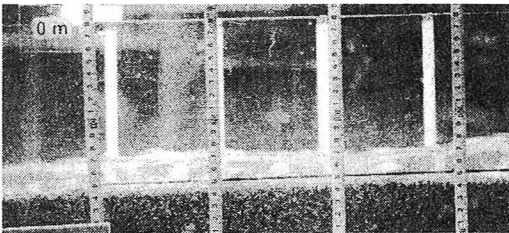
Run No.	Bed slope	Water discharge (ℓ / sec)			
		4.0 (0~15min)	3.0 (15~32min)	2.0 (32~47min)	1.0 (47~62min)
Run A	1/20				
Run B	1/60	10.0 (0~20min)	8.0 (20~45min)	6.0 (45~60min)	4.0 (60~75min)
Run C	1/20	3.0 (0~60min)			

全長にわたり 15cm の厚さで平坦に敷き詰め、表-1 に示す所定の水理条件で通水し、水路下流端に設けた捕砂箱によって 1 分毎の流出砂量を測定した。通水中は下流端水路側方に設置したビデオカメラにより通水終了まで撮影を行い、流況等を観察している。実験 Run A および Run B は、砂礫が活発に移動している状態から流量を段階的に下げて流砂量の時間変動を観測するものであり、実験 Run C は同一の流量・河床勾配条件で長時間通水することで現象をより詳細に観測するためのものである。また、通水中の所定の時間において河床を乱さないよう止水した後、河床表層の写真撮影を行うとともに、水路壁上の移動式台車に取り付けた河床形状測定器によって河床縦断形状を測定した。なお、山地河道において出水時に河道内に土砂が流入し平衡河床となっている状況を想定し、実験中は水路上流端より給砂を行っているが、河床に敷き詰めた砂礫と同一の混合砂礫を用いて、上流側の基準断面での河床が常に一定になるように給砂量を手動で調整しながら行った。

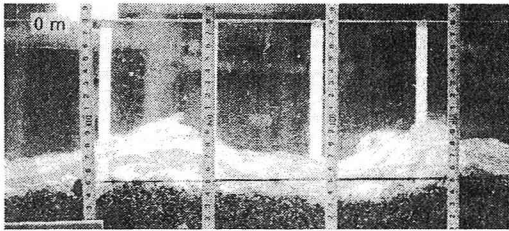
2. 2 河床形態の変化状況

写真-1 (a) ~ (c) は Run C において水路側方より撮影した流況の一例を示したものである。観測によると Run C では全体的に砂・礫ともに活発に移動しており、大部分の時間においては写真-1 (a) のように礫が上方に突出し、砂が河床の凹凸を埋めるように移動するいわゆる鉛直分級を繰り返しながらスムーズに流送されている状況であったが、ある時間では上流からの給砂量はほぼ一定であるにもかかわらず河床の一部に礫の集合部が形成された。そのような場合、写真-1 (b) に見られるように礫集合部の下流側河床が洗掘され、礫集合部がその洗掘孔に落ち込む形で崩壊するというプロセスを繰り返しながら下流に伝播していく状況であった。また、形成される礫集合部の規模が比較的大きい場合、上流から流送される礫がこの集合部周辺でさらに停止し、時間的にその規模を拡大しながら下流に伝播していく様子が観測された。このような規模の大きい礫集合部が崩壊して洗掘孔を完全に埋めてしまうと、写真-1 (c) のように河床表層の礫の割合が増加し、砂・礫の流砂量が長時間にわたって減少することも認められた。

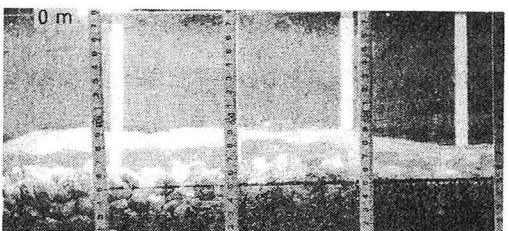
図-1 には Run C における河床縦断形状の時間変化を示している。Run C では河床縦断形状を 5 分毎に一時止水して測定しているが、ここでは一例として通水開始より 10~25 分後に測定した 4 つのデータについてのみ示した。10 分後および 25



(a) 砂礫の活発な移動



(b) 礫の集合と下流側河床の洗掘状況



(c) 礫集合の崩壊と表層の礫割合の増加

写真-1 観測された流砂形態

分後では河床がほぼ全域で平坦になっているのに対し、15分後および20分後には、礫の集合によって河床の一部にかなり明瞭な凹凸が形成されていることがわかる。河床に礫の集合が発生して縦断方向に表層の粒度分布を著しく変化させ、結果として流砂量の時間変動が顕著になるという現象は、池田・伊勢屋⁴⁾が指摘しているように、顕著な河床の凹凸がなくても縦断方向に交互分級が発生するという現象と本質的に同じと考えられるが、本実験のような急勾配水路においては、上記のように礫集合部の形成と同時に明瞭な河床の凹凸が認められ、山地河道にみられるような階段状河床形の形成に重要な役割を果たすものと考えられる。

2. 3 混合砂礫掃流砂量の時間変動

図-2(a), (b)はそれぞれRun AおよびRun Bにおける、単位幅流砂量 q_b の時間変化を示したものである。なお、図はそれぞれ礫、砂の流砂量および全流砂量の時間変化を示している。流量が大きく、砂・礫とも活発に移動しているような状態ではRun A, Bともに流砂量が時間的に大きく変動しており、流量が減少し礫が停止するようになると砂のみが選択的に輸送され、その時間変化はほとんどなくなっている。Run Bでは大きい流量でも流砂量の変動幅が小さいのに対し、急勾配河床であるRun Aでは変動幅が大きくなっており、山地河道のような急勾配河床では、出水時に流砂量の時間的な変動が現れやすくなっているものと考えられる。また、特にRun Aでは流砂量の増加期において礫の流砂量の方が砂よりも早くピークに達する傾向にあり、礫集合部の破壊によって一気に大量の礫が流送されている状況が推測される。

図-3には流量・河床勾配を一定にして1時間通水したRun Cにおける単位幅流砂量の時間変化を示している。また、図-3には同時に通水中に観測された礫集合部の発生地点およびその発生時間と、それが下流端に到達した時間を示しており、流砂量の時間変化との対応を調べている。流砂量は5分間隔程度で変動を繰り返しているが、礫集合が下流端に到達する時間の前後では流砂量が減少していることがわかる。なお、実験では1分毎に流砂量を測定しており、必ずしも礫集合部が下流端に到達した瞬間の流砂量ではないため、その変動量にはばらつきが多くなっているが、礫集合部の接近によって流砂量が変動する状況は明らかである。また、特に8~9分、16~17分および48~49分前後で

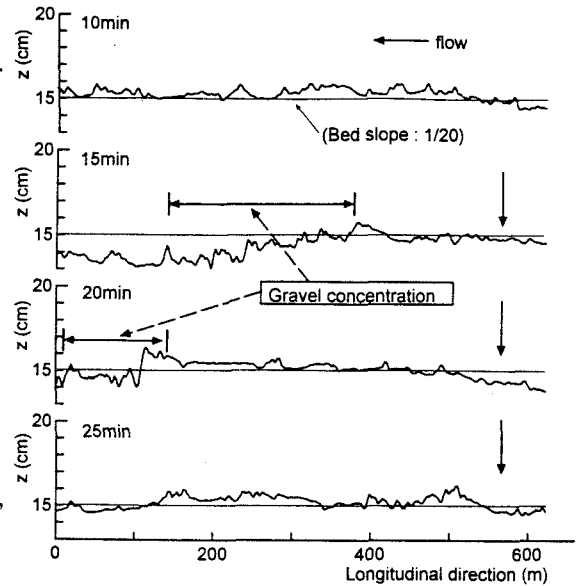
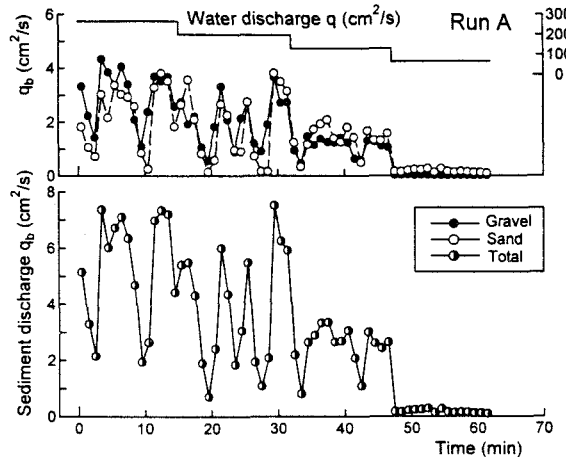
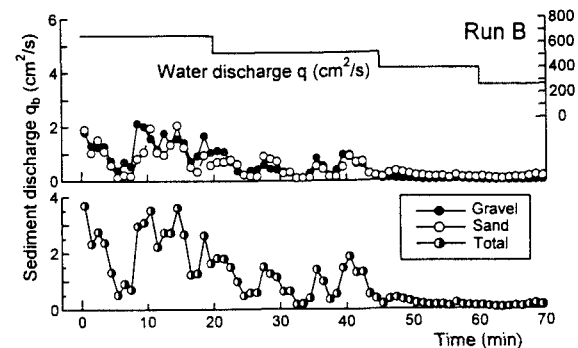


図-1 河床縦断形状の時間変化 (Run C)



(a) Run A (流量 4.0~1.0 ℓ/s , 河床勾配=1/20)



(b) Run B (流量 10.0~4.0 ℓ/s , 河床勾配=1/60)

図-2 単位幅流砂量 q_b の時間変化

は流砂量が礫・砂とも極端に減少しており、この時間では下流端付近で砂礫が完全に混合し、表層に礫の割合が増加して、礫の移動がほとんど見られなくなっていた。

3. 礫集合部の形成・破壊機構と掃流砂量変動

3. 1 流砂形態の分類

実験結果より、同一の水理条件で上流から一定量の給砂を行っても、礫の停止・集合によって流砂形態が変化し、その結果流砂量が時間的・場所的に大きく変動する。ここでは観測された流砂形態を次のように分類する。なお、以下の①～⑤の流砂形態については、図-4にも模式的に示している。

① 砂礫鉛直分級過程：掃流力が大きく砂・礫とも活発に移動している状態で、礫が上方に突出し、その空隙を砂が埋めるいわゆる鉛直分級を繰り返しながら流送される結果、河床面が滑らかになり礫がその上を滑るように移動する流砂形態で、通水中最も流砂量が多くなっている。

② 礫停止・集合過程：砂・礫が活発に流送されている状態であっても、礫が河床に停止して集合部を形成する。また、形成される礫集合部の規模が大きいほど、その後の流砂形態に大きな影響を及ぼす。

③ 砂洗掘・堆積過程：礫集合部が形成されると、その直下流部では洗掘が生じ、礫集合部上流側では砂の堆積が生じる。

④ 堆積部崩壊過程：③で形成された洗掘孔が発達すると、上流側の礫集合部分が洗掘孔内へ崩壊する。礫集合部の規模が小さい場合は洗掘孔の下流側で再び停止して③、④の過程を繰り返しながら下流へ伝播する。

⑤ 砂礫完全混合過程：④の過程において礫集合部の規模が大きく、崩壊によって礫が洗掘孔を埋めてしまう場合、この区間では河床表層の礫の混合比率が一時的に大きくなり、砂・礫ともに移動が間欠的となって流砂量が著しく減少する。この状態は、上流から砂が流送され礫の空隙を埋めてしまうまで継続される。

礫が停止・集合してから崩壊後下流に伝播する②～④の状況は明らかに下流反砂堆であり、礫の停止・集合による部分的な河床表層の粒度変化、すなわち抵抗の増大によって反砂堆の発生が誘起されたものと考えられる。

3. 2 流砂形態の変化を考慮した粒径別掃流砂量の推定

急勾配混合砂礫河床における流砂量については、流砂形態の変化に伴ってその時間的変動が大きくなっており平均的な水理量を用いた流砂量式による推定値とは大きく異なることが予想される。そこで、実験で確認された各流砂形態毎の流砂量の推定が必要となるが、河道の水理量と各流砂形態の出現頻度の関係について、現時点ではデータが不足しており、出水時の全流砂量の定量的な評価は困難であるため、ここでは流砂量が最大となる場合の流砂量式と、流砂量が最小になる場合の流砂量式についてのみ検討を行った。なお、粒径別流砂量式を考慮

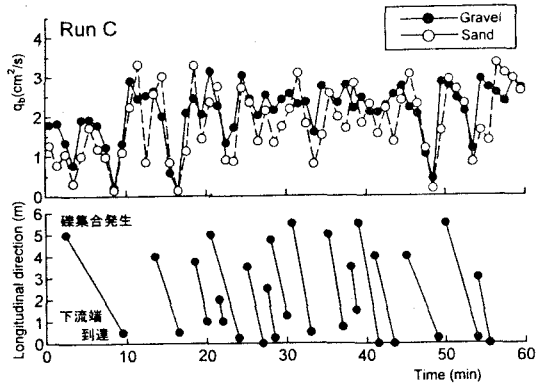


図-3 単位幅流砂量 q_b の時間変化 (Run C)

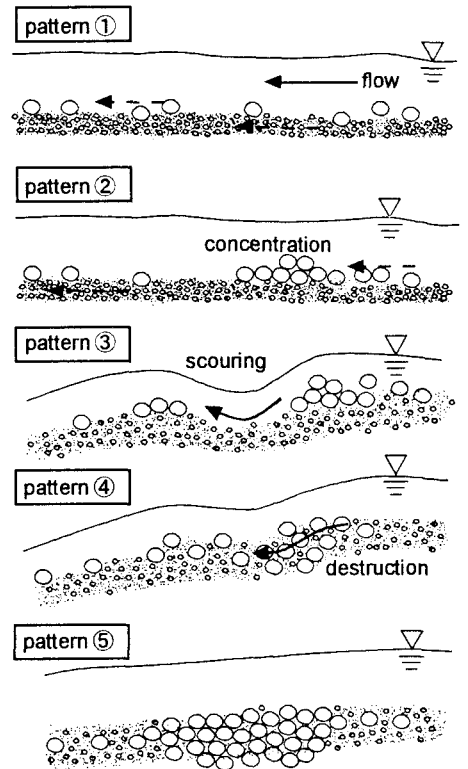


図-4 出現する流砂形態の概念図

するにあたって、従来の均一砂に対する流砂量式を修正して用いているが、均一砂の流砂量式として、次に示す Meyer-Peter&Müller 型の流砂量式を使用している。

$$q_{b*} = K(\tau_* - \tau_{*c})^m \tag{1}$$

ここに、 $q_{b*}(=q_b / \sqrt{sgd^3})$ 、 $\tau_*(=u_*^2 / sgd)$ ：無次元掃流力、 u_* ：摩擦速度、 s ：水中比重($=\sigma / \rho - 1$, σ :砂の密度、 ρ :水の密度)、 g :重力加速度、 d :河床砂粒径、 τ_{*c} :無次元限界掃流力($\cong 0.06$)、 $K=8$ 、 $m=3/2$ である。

図-5は各 Run の通水時間内に観測された砂礫の最大・最小流砂量およびその時間の平均掃流力について、粒径別無次元流砂量 $q_{b*} (=q_{bi} / i_b \sqrt{sgd_i^3})$ と無次元掃流力 $\tau_{*i} (=u_*^2 / sgd_i)$ の関係で示している。なお、掃流力については、下流端水路側方よりビデオを使用して観測された水深を平均して求めている。礫・砂の流砂量ともに、最小値から最大値まで1オーダー程度変化しているが、特に砂については最小流砂量発生時に均一砂よりも動きにくくなっているのに対し、最大時には均一砂の場合と同程度の流砂量になっていることがわかる。

実験によると最大流砂量は流砂形態①で観測されるので、最大時の礫の流砂量に関しては、礫の流れへの突出効果および礫の安息角減少による減摩効果を考慮し、(1)式の無次元掃流力と無次元限界掃流力を補正した次式(2)によって表される。また、砂の流砂量は砂の遮へい効果について無次元掃流力のみを補正した(3)式で表される³⁾。

$$q_{b*L} = i_L K(\varepsilon_1 \tau_{*L} - \varepsilon_2 \tau_{*c})^m \tag{2}, \quad q_{b*s} = i_s K(\varepsilon_1 \tau_{*s} - \tau_{*c})^m \tag{3}$$

ここに、 q_{b*L} 、 q_{b*s} ：礫および砂の無次元流砂量、 i_L, i_s ：河床表層砂中に占める粒径 d_L, d_s 砂の混合割合、 τ_{*L}, τ_{*s} ：礫および砂に作用する無次元掃流力、 d_L, d_s ：礫および砂の粒径、 $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ ：無次元掃流力および無次元限界掃流力の補正係数である。また、補正係数 ε_1 は芦田・道上¹⁾を参考にした次の(4)式によって求める。

$$\begin{aligned} \varepsilon_1 &= 0.61 \{ \log_{10}(19d_i / d_m) \}^2 & (d_i / d_m \geq 0.4) \\ &= (1 / 0.85)(d_i / d_m) & (d_i / d_m < 0.4) \end{aligned} \tag{4}$$

ここに、 $d_i = d_L$ or d_s である。なお、本研究のように河床表層の粒度が時間的に変化する場合には、 ε_2 の計算に必要な減摩効果の発生限界の定義などが困難であるので、礫の流砂量については便宜的に $\varepsilon_2 = 1$ として、補正係数 ε_1 による礫の突出効果の補正のみで評価することとした。また、最小流砂量については、水路長区間にわたって河床表層に礫割合が多くなる流砂形態⑤において観測されるが、このとき礫の減摩効果は無視できるので、礫・砂の流砂量ともに無次元掃流力のみを補正した(5),(6)式によって示される。

$$q_{b*L} = i_L K(\varepsilon_1 \tau_{*L} - \tau_{*c})^m \tag{5}$$

$$q_{b*s} = i_s K(\varepsilon_1 \tau_{*s} - \tau_{*c})^m \tag{6}$$

流砂形態⑤での表層の砂礫の混合割合については現時点では不明であるので、ここでは表層の写真などから推定し、礫が表層の8割程度を占めていると仮定して計算した。

図-6は(2),(3)式および(5),(6)式を用いて計算された最大・最小流砂量と実測データとの比較を行ったものである。白ヌキで示す最小流砂量については、全体的に実測値の方がやや過大となっているが、

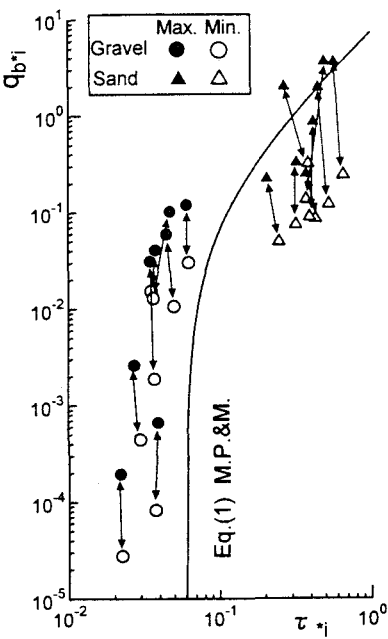


図-5 砂礫の最大および最小流砂量と無次元掃流力の関係

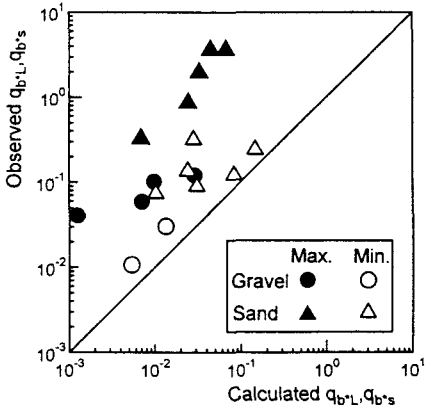


図-6 最大および最小流砂量の実測値および計算値の比較

今後各流砂形態の表層粒度分布や、礫の減摩効果に対する補正を行うことで適合性が向上するものと考えられる。ただし、砂の最大流砂量に関しては実測値がかなり過大になっている。この理由としては、流砂形態①では砂の上を礫が滑るように移動しているが、砂の流送を遮蔽するほど礫が表層に存在していないことと、急勾配河床のために砂層が集合流動に近い状態で流れていることである。この場合には、掃流砂に対する(6)式での流砂量の評価では限界があり、各種土砂輸送形態の発生領域図¹⁰⁾では掃流の範囲ではあるが、土砂流のような集合流動的取り扱いが必要であろう。

4. おわりに

本研究では急勾配混合砂礫河床における掃流砂量の時間変動特性を調べるために、砂と礫の二粒径混合砂礫を用いて流砂量特性に関する実験的検討を行い、以下に示すような結果が得られた。

- 1) 同一水理条件で上流からの給砂を一定量に保った場合でも、礫の停止・集合によって流砂形態が変化し、その結果流砂量が場所的・時間的に大きく変動することが示された。また、河床が急勾配で砂礫が活発に移動している状況において流砂量変動が現れやすく、その規模も大きくなることがわかった。
- 2) 河床に出現する流砂形態は、①砂礫の鉛直分級過程、②礫停止・集合過程、③砂洗掘・堆積過程、④堆積部崩壊過程、および礫集合部の規模が大きければ洗掘孔を埋めるように礫が停止する⑤砂礫完全混合過程の5通りに分類され、流砂形態①のとき流砂量が最大となり、流砂形態⑤のとき流砂量が極端に減少する。
- 3) 最小時の流砂量は、従来の掃流砂量式で砂礫の流れへの遮へい効果・突出効果を補正する方法である程度推定出来るが、最大時の流砂量は土砂流のような集合流動的な取り扱いもある必要がある。

なお、流砂量の時間変動特性を考慮した出水中の全流砂量の推定には、各流砂形態の発生条件や発生間隔についての検討を行う必要がある。また、本研究では実験に礫：砂=1:1の混合砂を使用しているが、礫割合を増加させると広範囲にわたって規則的な反砂堆が発生することも予想され、山地河道では河道に流入する土砂の粒度変化によっても様々な河床形態が混在すると考えられるので、今後は出水後の河床形態の形成条件とあわせての検討も必要であろう。

参考文献

- 1) 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.
- 2) Egiazaroff, I. V. : Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations, Proc. ASCE, Vol.91, No. HY4, pp.225-247, 1965.
- 3) 鈴木幸一・栗原崇・山本裕規：二粒径混合砂礫による流砂量に及ぼす砂礫の混合効果の検討，水工学論文集，第38巻，pp.627-632, 1994.
- 4) 池田宏・伊勢屋ふじこ：混合砂れきの流送に伴う縦断的分級，第30回水理講演会論文集，pp.217-222, 1986.
- 5) Kuhnle, R. A. and Southard, J. : Bed Load Transport Fluctuations in Gravel Bed Laboratory Channel, Water Resources Research, Vol.24, No.2, pp.247-260, 1988.
- 6) 辻本哲郎・本橋健：混合砂礫床における縦断方向の交互分級の形成とその卓越波長，第33回水理講演会論文集，pp.409-414, 1989.
- 7) 芦田和男・江頭進治・西野隆之：階段状河床波上の流れと抵抗則，京大防災研究所年報，第29号 B-2, pp.391-403, 1986.
- 8) 長谷川和義：山地河川の形態と流れ，1988年度水工学に関する夏期研修会講義集，Aコース，pp.8-1～8-22, 1988.
- 9) Whittaker J.G. and Jaeggi N. R. : Origin of Step-Pool Systems in Mountain Streams, Proc. ASCE, Vol.108, No. HY6, pp.758-773, 1982.
- 10) 土木学会：水理公式集，昭和60年度版，pp.236, 1985.