

広水理条件下における小規模河床波 (礫列・礫段)の形成と形状特性

EXPERIMENTS OF FORMATION OF STEP-POOL SYSTEMS UNDER THE VARIOUS HYDRAULIC CONDITIONS

竜澤宏昌¹・林日出喜²・森高信³・長谷川和義⁴・藤田豊彦⁵

Hiromasa TATSUZAWA, Hideki HAYASHI, Takanobu MORI,
Kazuyoshi HASEGAWA, and Toyohiko FUJITA

¹正会員 水資源開発公団試験研究所水工研究室 主任研究員 (〒338-0812 浦和市大字神田936)

²正会員 水資源開発公団試験研究所水工研究室 室長 (同上)

³正会員 水資源開発公団試験研究所水工研究室 研究員 (同上)

⁴正会員 工博 北海道大学大学院工学研究科 (〒060-8628 札幌市北区北13西8)

⁵学生員 北海道大学大学院工学研究科 博士前期課程 (同上)

In order to identify the process of formation and the form characteristics of step-pool systems in mountain streams, movable bed experiments were conducted by changing the rate of flow, the channel gradient and the bed materials. The findings are 1) the Talbot type grain size distributions of bed surface materials with an index $n=1/2$ to $3/4$, is essential to the formation and stabilization of step-pool systems; and 2) medium-scale bed undulation, which is similar to alternating bars as often found in alluvial rivers, can develop in mountain streams, and formation of the medium-scale bed undulation subsequently promotes the formation of a step-pool system. In addition, 3) a law of resistance of flow during the formation of step-pool systems was specified, and formulae for estimating a wave length and a wave height of a step-pool system by using the resistance law were proposed.

Key Words : mountain streams, step-pools, micro-scale bed topography, medium-scale bed topography, movable bed experiment

1. はじめに

近年の自然環境の保全に対する社会的気運の高まりとともに、河川環境を対象とした保全技術や近自然的な復元・創造技術が模索され始めている。山間部を流れる「溪流河川」も例外ではなく、その河床形態や流れに関する知見が必要不可欠になっている。

溪流河川の河床形態は見かけ以上に規則的である。河床勾配が数%以上の場所には、大礫が集積して形成されるステップ部とこの間のプール部とが交互に規則的に連なる階段状の河床形態を多くみることができる。土砂水理学の分野において、この河床形態は「階段状河床形」、「礫列(リグ)」、「礫段(ステップ-ル)」と称されたり、あるいは小規模河床形態に分類される河床波の一種と考えられることから「小規模河床波」、「階段状河床波」などとも呼ばれている^{1), 2), 6)}。また、溪流河川には流路幅の数倍規模の波長を有する「中規模河床波」が小規模河床波と重畳して存在することも知られている^{4), 5), 6), 7)}。しかし、これら溪流特有の小・中規模河床波の形成機構や

形状特性、河床材料特性などについては、小規模河床波の形成因・形成機構がほぼ明らかにされている^{1), 2)}。他はほとんど未解明といってよい。著者ら^{3), 10)}は、これまでに、移動床実験水路において、礫列・礫段の形成過程を再現することに成功し、特に $\{P=(d/d_{max})^n, n=1/2\sim 3/4, P: \text{重量通過比率}\}$ で表されるTalbot型の粒度分布をもつ河床に礫列・礫段が形成され易いことを見出すとともに、実験水路上に形成された礫列・礫段の波高・波長データを理論的に考察している。本論では、小規模河床波の中規模河床波との共存形成過程や形成時の流れの抵抗則、形状特性について、流量、水理勾配、河床砂礫を種々考慮した比較的広い水理条件下で行った移動床実験から得られた結果を報告する。

2. 実験の方法

実験には、図-1に示す長さ11m、幅30cm、深さ40cmの片面アクリル板製の水路を設置した勾配可変式の実験装置を用いた。流量の計測には、直径50mmおよび200mmの2系統の給水管に取り付けた電磁流量計を使用している。

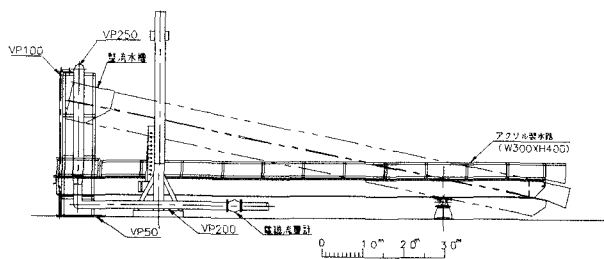


図-1 実験装置の概要

実験に用いた砂礫は、図-2に示すように、Talbot型の粒度分布をもつA砂礫($n=1/2$)およびB砂礫($n=1/4$)と、片対数紙上で上に凸形の粒度分布をもつC砂礫の3種類である。各砂礫中の最大径礫の粒径 $d_{\max}$ はいずれも5cm(篩い目通過粒径)、平均粒径 d_m はA砂礫から順に1.7cm, 1.0cm, 0.74cm, d_{84} 粒径は3.5cm, 2.5cm, 1.4cmである。

実験は、よくブレンドした砂礫を水路底面より所定の高さまで敷き詰めて、水締めを行い、砂礫面をフラットな状態にした後、無給砂の条件で通水を行った。

水路下流端には砂礫の敷き詰め高(=

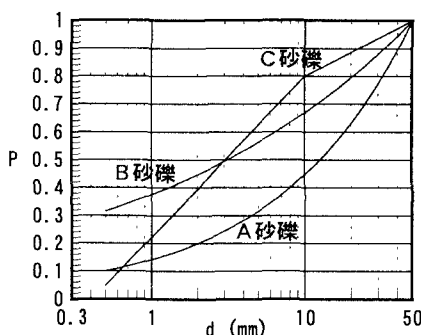


図-2 実験砂礫の粒度分布

D)と同じ高さの砂止めを設けている。実験条件を表-1の左側欄に示す。ここに、Q:通水量(cm^3/s)、I:初期河床(砂礫面)勾配、t:時間(min)であり、水路幅Bはいずれも30cm、通水方法は表中に示すQ~t図のとおりである。また、表-1では、Run AシリーズはA砂礫を、Run BシリーズはB砂礫を、Run CシリーズはC砂礫をそれぞれ用いたシリーズとして整理している。実験では、通水開始後の通水量が所要量Qに達した時点でサーボ式水位計あるいは目視観測により水路中流の中央測線1m区間の水面高および河床高を計測するとともに、通水中の河床変動状況の観察、通水後の河床高の計測および河床表面(3cm~5cm)構成砂礫のふるい分け試験等を行った。

3. 実験結果

(1) 概要

実験結果の概要を表-1の右側欄に示す。ここに、h:水深(cm)、Fr:フルード数 $[=Q/[B(gh^3)^{1/2}]]$ 、g:重力加速度、u:流速 $[=Q/(Bh)]$ 、 u_* :摩擦速度 $[=(gh)^{1/2}]$ 、f:抵抗係数 $[=8(u/u_*)^{-2}]$ 、 τ_* :無次元掃流力 $[=u_*^2/(sgd)]$ 、s:砂礫の水中比重、d:砂礫の粒径である。なお、表中の水深h値の右肩に{*}を記しているのは、河床変動が速く、大礫が活発に移動するなどして、通水中に河床高および水面高の計測ができず水深が求められなかった場合で、後述の式(1)のHey式から求めた計算値であることを示している。

(2) 河床変動の状況と河床形状

a) Run A-1~3・Run B-1~3・Run C-1~3

表-1に示したRun A-1~3, Run B-1~3, Run C-1~3は、礫列・礫段の形成過程、粒度分布特性、形状特性を詳しく調べることを目的に行ったケースである。図-3は、Run C-3を除く8ケースそれぞれ1回~3回までの各通水回毎に計測した水路中央測線上の縦断河床高の計測結果であり、図の横軸は水路縦断方向の位置を、縦軸は初期河床高を基準とする通水後の河床高をそれぞれ示している。礫列・礫段が認められた部分については、ステップ部とプール部の河床高を交互に計測し、認められなかった部分については数十cm程度の間隔で水路中央沿いの河床高を計測した。なお、ステップ部の河床高については水路横断方向に並ぶステップ構成礫のうち概ねステップの平均高さを与える礫の頂点を、また、プール部の河床高については最深部となる部分をそれぞれ計測している。また、特にRun B-2およびRun C-2の河床変動の状況を写真-1(a), (b)に示す。初期河床の粒度分布がTalbot型分布であるRun AシリーズおよびRun Bシリーズでは、写真-1(a)のように、芦田・江頭ら¹⁾が示した階段状河床形の形成メカニズムである混合砂礫の活発な移動・分級、反砂堆の形成、反砂堆クレスト付近での大礫の停止という現象がみられ、通水後の河床には明瞭な礫列が観察された。これに対し、Run Cシリーズでは、写真-1(b)のように、反砂堆が発達するものの通水中に発達と消滅を繰り返し、また、反砂堆の波高もRun Aおよび

表-1 実験条件と結果概要

I	Q	D	Q~t	h	Fr	u	u _*	f	d ₈₄ /h	τ _*		BI ^{0.2} /h	B/h	河床波の存否 ^(*)	
										d _m	d _{max}			小規模	中規模
A-1	0.025	36000	15	10.7	1.10	112	16.2	0.167	0.330	0.097	0.032	1.34	2.8	○	
A-2	0.05	15000	15	6.3	1.01	79	17.6	0.392	0.560	0.115	0.038	2.62	4.8	○	
A-3	0.1	6000	15	3.4	1.02	59	18.3	0.770	1.038	0.124	0.041	5.57	8.8	○	
B-1	0.025	24000	15	7.8	1.17	103	13.8	0.145	0.319	0.118	0.024	1.84	3.8	○	
B-2	0.05	10000	15	4.8*	1.01	58	15.3	0.390	0.519	0.145	0.029	3.43	6.3	○	
B-3	0.1	4000	15	2.6*	1.02	51	16.0	0.775	0.957	0.158	0.032	7.28	11.5	○	
C-1	0.025	17000	15	6.1	1.20	93	12.2	0.139	0.226	0.126	0.018	2.35	4.9	△	
C-2	0.05	7000	15	3.1	1.37	75	12.3	0.214	0.445	0.128	0.019	5.32	9.7	×	
C-3	0.1	3000	15	1.9*	1.18	52	13.8	0.572	0.711	0.160	0.024	9.76	15.5	×	
A-4	0.1	2800	15	2.8	0.63	33	16.6	2.001	1.255	0.102	0.034	6.73	10.7	×	×
A-5	0.1	8000	15	4.1*	1.03	65	20.0	0.754	0.863	0.149	0.050	4.63	7.3	○	○
C-4	0.1	500	15	1.0	0.52	16	10.0	2.930	1.363	0.083	0.012	18.70	29.6	×	○
C-5	0.1	2000	15	1.6	1.10	43	12.4	0.666	0.886	0.128	0.019	12.16	19.3	○	○
C-6	0.1	3500	25	2.0	1.28	57	14.1	0.489	0.676	0.168	0.025	9.28	14.7	×	△
C-7	0.1	5800	15	2.6	1.45	74	16.0	0.379	0.526	0.216	0.032	7.21	11.4	×	×

**) ○: 明瞭に存在、△: 不明瞭、部分的に存在、×: 無し

びRun Bシリーズに比べて小さい。このため、この反砂堆には大礫を停止させるような働きが認められない。結果的に、Run Cシリーズでは、Run C-1の通水3回後の水路上流付近に不明瞭な礫列がみられるのみであった。礫列が形成されたRun AシリーズとRun Bシリーズの結果を比較すると、Run Aシリーズでは河床低下量が2~3cm程度で通水1回後の河床から水路全面に礫列が形成されているのに対し、Run Bシリーズでは通水を重ねるごとに水路上流から下流にかけて徐々に礫列が形成されており、水路のほぼ全面に明瞭な礫列が認められるのは河床低下量が5cm以上となる通水3回後の河床であった。

一方、Run B-3とRun C-3においては、通水の過程で流れが蛇行するのが観察された。そこで、Run B-3の通水3回後の河床とRun C-3の1回~3回までの各通水後の河床については、図-3中の(a)~(d)に示すように、水路左右側壁沿いの河床高を計測した。これらの図からは、数m程度の比較的長い波長をもつ河床波形が読み取れる。また、興味深いことに、これらの波形をそれぞれ左右で比較すると、それらは互いに半波長程度の位相のずれをもっており、沖積部の河川に多くみられる交互砂州形態の河床波形に酷似している。

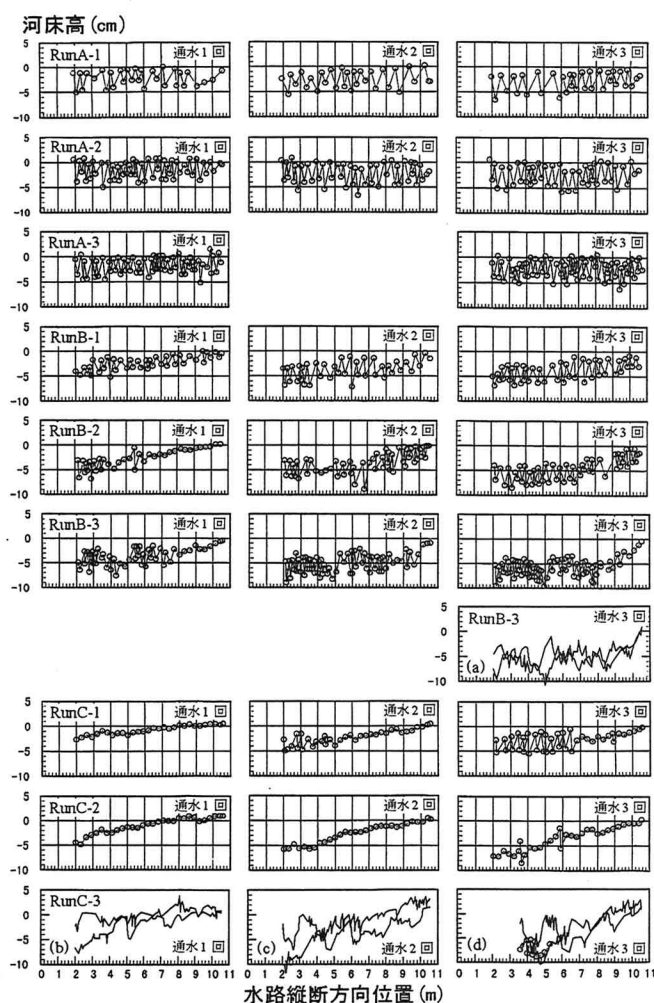
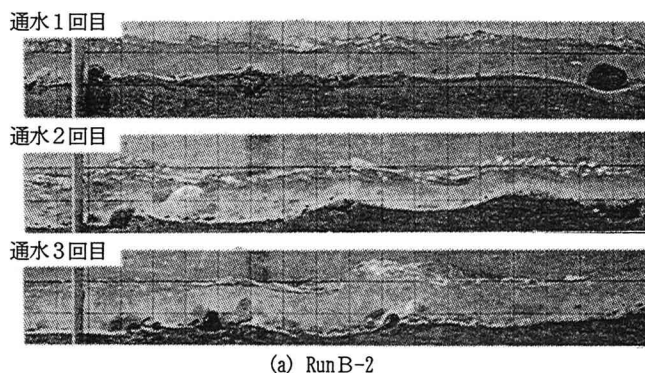
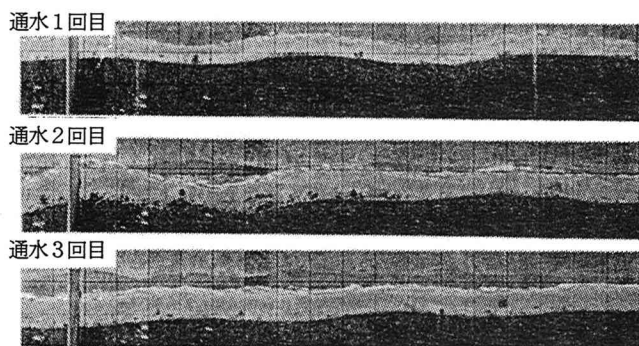


図-3 水路中央測線上の縦断河床波形 Flow→



(a) Run B-2



(b) Run C-2

写真-1 通水中の状況 Flow→

b) Run A-4~5・Run C-4~7

上記 a) で認められた長波長の中規模河床波の形成は、交互砂州（「砂州」というよりは「砂礫堆」というに相応しく、以降、これを「砂礫堆」という。）の発達に起因している。そこで、この形成過程をさらに詳しく観察するため、A砂礫とC砂礫を用い、 $I=1/10$ のもとで、流量条件や通水時間を変えて通水実験を行った。各Runの通水量は、黒木・岸⁸⁾の中規模河床形態の実用的領域区分図($BI^{0.2}/h \sim \tau_*$; 適用範囲 $I=1/10000 \sim 1/100$)を参考に、当該図で区分される砂州発生領域内($BI^{0.2}/h \geq 7$)と領域外($BI^{0.2}/h < 7$)の条件を求め、その領域内外で種々条件設定を行った。水深 h をもとに計算される $BI^{0.2}/h$ 値および τ_* 値は表-1中に示すとおりである。まず、いずれも砂州発生領域外の条件にあるRun Aシリーズの結果について述べる。Run A-4は河床を構成している砂礫がほとんど移動せず、当然ながら砂礫堆の発達や特徴的な河床波の形成は認められない。一方、Run A-5では通水開始直後から d_{max} 径礫を含む砂礫の活発な移動がみられた。通水中の流れは場所的に左右に偏る傾向にあるものの水路全幅を流路とする流れであり、水面には随所に斜め交錯波が観察された。そして、通水15minを過ぎる頃から砂礫の移動がみられなくなり、河床は安定状態に至った。図-4(a)は、Run A-5の通水30min後の河床高を、初期河床高を基準とする等高線図で描いたものである。図からは読み取り難いが、通水後の河床には、長谷川ら²⁾がいうモード1の明瞭な礫段が観察された。また、図-6(a)は、図-5(a)に示している測線上で計測した礫段形成部のステップ部・プール部交互の河床高である。図-4(a)および図-5(a)からは2m程度の波長で流路が蛇行して

いる様子を、図-6(a)からは長波長の河床波を、それぞれ読み取ることができる。次に、いずれも砂礫発生領域内の条件にあるRun Cシリーズの結果について述べる。まず、発生領域境界付近の条件であるRun C-7では、 d_{max} 径程度の礫を含む砂礫の活発な移動がみられるものの、所定の通水時間を経た河床には砂礫堆の発達や特徴的な河床波の形成は認められない。一方、領域区分内の条件であるRun C-4～6では、通水中に交互砂礫堆の発達に伴い流れが蛇行する様子が観察された。通水開始直後の流れは、いずれの場合も、水路全幅を流路とする流れであり、水路上の場所を問わず、砂礫堆の発達と消滅が繰り返される。このうち、Run C-4とRun C-5では、上流から下流にかけて徐々に安定した交互砂礫堆が発達するとともに、これが浮洲（堆）状態となり流れが蛇行をはじめる。砂礫堆の発達により、流れが大きく偏る「水みち部」では、大礫を含む砂礫の活発な移動と分級が繰り返される。この水みち部から流れ出た砂礫分は、直下流の砂礫堆の背面、または流れが方向を転じる「転向部」に留まる傾向にある。そして、通水開始後15minを過ぎる頃には、水みち部に安定した礫列が形成され、砂分の移動が止まり、河床は安定状態に至った。図-4(b)は、Run C-5の通水30min後の河床高を、初期河床高を基準とする等高線図で描いたものであるが、明瞭な礫列と交互砂礫堆とが共存している状態がはっきり捉えられている。また、図-6(b)は、図-5(b)に示す礫列形成部沿いの測線で計測したステップ部・プール部交互の河床高を示している。Run A-5同様、交互砂礫堆の発達に起因する流路の蛇行と長波長の河床波を読み取れる。

(3) 粒度分布

Run A-1～3, Run B-1～3, Run C-1～3の通水終了後に採取した河床表層構成砂礫の粒度分布を図-7に示す。通水1回後から明瞭な礫列が認められたRun Aシリーズの粒度分布は、初期粒度分布 $\{P=(d/d_{max})^{1/2}\}$ に対し多少

粗粒化しているが、概ね $\{P=(d/d_{max})^{1/2\sim 3/4}\}$ の範囲にある。また、通水2回ないし3回後に礫列が形成されたRun Bシリーズでは、初期粒度分布 $\{P=(d/d_{max})^{1/4}\}$ に対し、 $\{P=(d/d_{max})^{1/2}\}$ に近い粒度分布となった。これに対し、礫列がほとんど認められなかったRun Cシリーズの粒度分布は、すべて、片対数紙上で直線的な分布形をなしている。いずれも、著者らの既報³⁾と同様の結果である。次に、上述のように礫列の形成がほとんど認められなかったRun Cシリーズでありながら、交互砂礫堆と礫列とが共存する形態がみられたRun C-5河床の各部で採取した砂礫の粒度分布を図-8(a), (b), (c)に示す。なお、A～G部の各試料の採取位置は図-5(b)中に示すとおりである。まず、砂礫の堆積部（C, E部）の粒度分布はRun C-1～3のように片対数紙上でほぼ直線的な初期粒度分布形に近い。また、礫列が形成された水みち部（B, F部）の粒度分布はやはり $\{P=(d/d_{max})^{1/2\sim 3/4}\}$ の範囲に落ち着いている。一方、砂礫堆の前傾斜部ないし背面部（A, D, G部）は粗粒分が相対的に多い粒度構成となっている。ここが、長谷川⁶⁾やGrant⁷⁾のいう「段落ち(Steps)」形態に相当する場所であろう。

(4) 考 察

以上の実験結果から、河床表層部の粒度分布が指数 $n=1/2\sim 3/4$ のTalbot型分布にあること、あるいは、この分布に至ることが、溪流河川特有の小規模河床波が発達する1つの条件と考えられる。また、元河床が上述の粒度分布になくとも、Run C-5のように、交互砂礫堆が発達することで小規模河床波の形成が促されるようである。すなわち、中規模河床波（交互砂礫堆）の発達により場所的に掃流力が変化し、河床には砂礫の移動・分級が進む部分とこれらが堆積する部分が生じる。特に砂礫の移動・分級が促されかつ粗流化が進む水みち部では、河床の粒度分布が $n=1/2\sim 3/4$ のTalbot型分布に近づくことで、安定した小規模河床波が形成され得るものと考えられる。

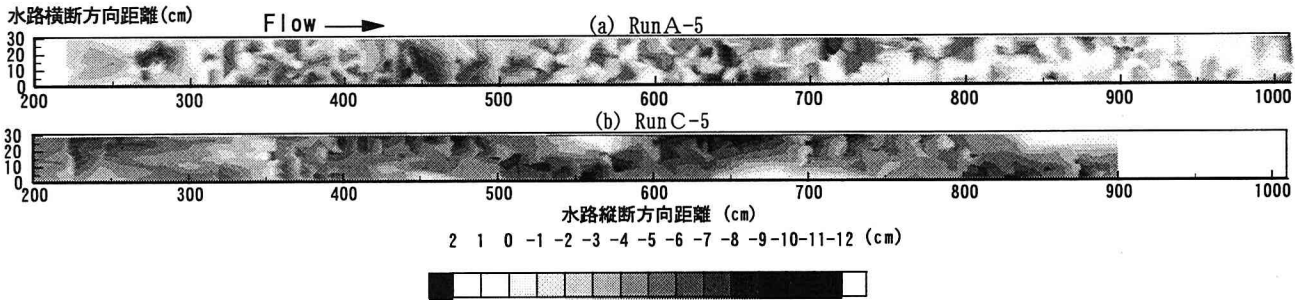


図-4 初期河床高を基準とする通水30min後の河床高（平均勾配差し引き）

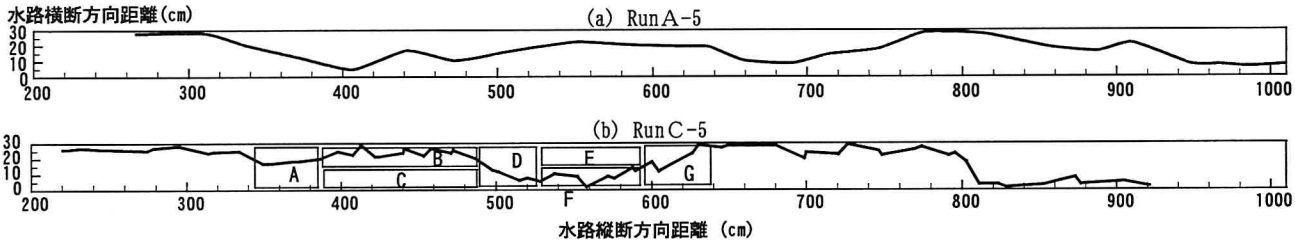


図-5 小規模河床波（礫列・礫段）の計測線（実線）とふり分け試料採取位置（A～G）

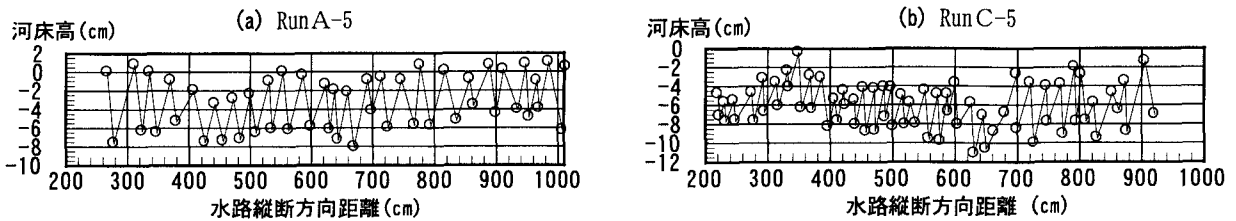


図-6 Run A-5およびRun C-5の礫段・礫列の波形（初期河床勾配高を基準とする通水後の河床高）

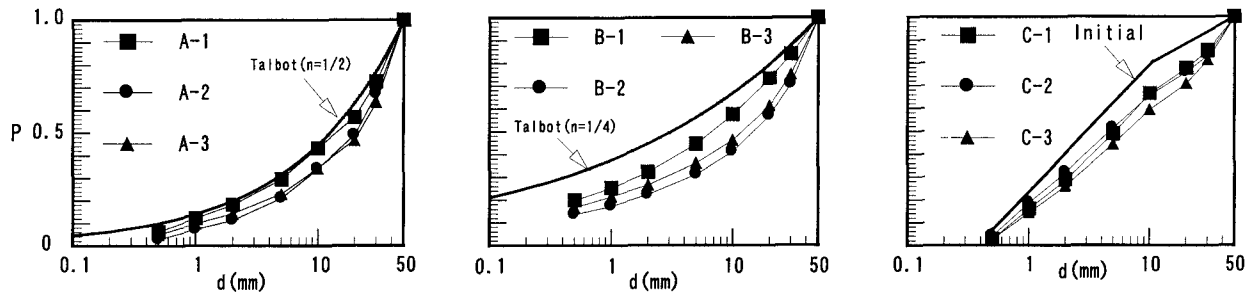


図-7 通水後の河床表層砂礫の粒度分布（厚さ3～5cm）

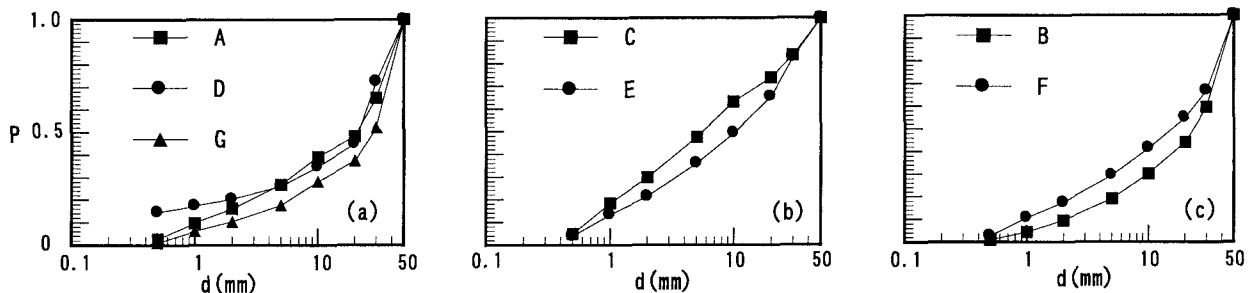


図-8 通水後の河床表層砂礫の粒度分布（Run C-5）

4. 小規模河床波の形状特性

(1) 抵抗則

礫床河川の流れに対して、式(1)で表されるHey式の適合性の良いことが、多くの研究者によって指摘されている^{1), 5), 9)}。

$$\frac{u}{u_*} = 5.75 \log \left(\frac{aR}{3.5d_{84}} \right) \quad (1)$$

R: 径深, $a=11.16$ (矩形) ~ 13.46

図-9は、このHey式と表-1に示す今回の実験データについて、 h/d_{84} と f 値との関係と比較照合したものである。同図によると、式(1)のHey式が今回の実験データにも非常によく適合していることがわかる。図中に示した点線は、相当粗度 $ks = d_{84}$ とした場合を示し、長谷川⁹⁾によれば、射流の卓越する流れの抵抗則としてよく適合すると

$$f = 8(u/u_*)^{-2}$$

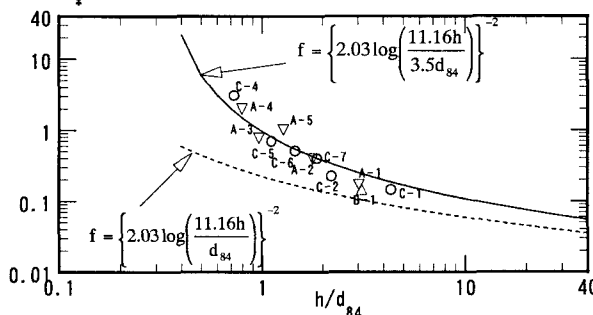


図-9 実験結果とHey式の適合性

されている。しかし、今回の実験では、そのようなケースを含め、全てが式(1)に合致する結果となった。

(2) 礫列・礫段の波高・波長の推定式

著者らは、既に式(1)で相当粗度 $ks = d_{84}$ とした抵抗則を用いて、礫列・礫段の波高および波長の推定式を提案している^{3), 6), 10)}が、ここでは、前述のHey式が形成時の抵抗則によく適合するという知見を考慮し、Hey式のべき関数近似式(2)を用いて、同様の式展開を行い、以下の礫列・礫段の波高・波長の推定式(3), (4)を導いた。

$$\frac{u}{u_*} = 6.5 \left(\frac{R}{3.5d_{84}} \right)^{1/4} \quad (2)$$

$$\Delta = 0.35(s\chi\tau_{*co})^{-7/6} I^{5/6} h_c \quad (3)$$

$$\lambda = 2.22(s\chi\tau_{*co} I)^{-1/6} \left\{ 22.58(s\chi\tau_{*co} I)^{1/2} - \frac{1}{3} \right\}^{1/2} h_c \quad (4)$$

ここに、 Δ : 礫列・礫段の波高、 λ : 礫列・礫段の波長、 τ_{*co} : 無次元限界掃流力($=0.05$)、 χ : 混合材料の効果や勾配の影響を考慮した τ_{*co} の修正係数($=1$)、 h_c : 限界水深 $[=Q^2/(gB^2)]^{1/3}$ である。なお、 χ 値は著者らの報告¹⁰⁾のとおり $\chi=1$ とした方が実験値との適合性が良い。

(3) 実験結果との照合

図-10(a), (b)は、Run A-1～3、Run B-1～3の河床から得られた礫列の波高・波長データについて、 Δ/h_c 、 λ/h_c

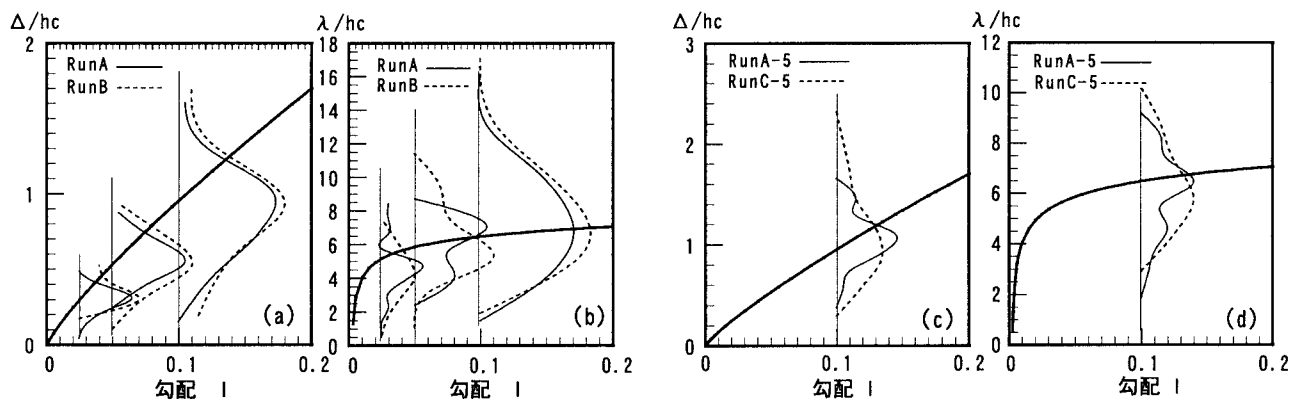


図-10 小規模河床波の波高・波長の推定式と実験結果との照合

と勾配 I との関係で表し、式(3)および式(4)に示した推定式と比較したものである。各図中の太実線がそれぞれ式(3)、式(4)の結果であり、実験データについては各々横軸方向を度数とする Δ/h_c 、 λ/h_c 値の頻度分布をスプライン曲線で近似した細実線および細点線で表している。図をみてわかるように、推定値は実験データの最頻値をほぼ捉えている。

また、図-10(c)、(d)は、Run A-5およびRun C-5の河床から得られた礫段および礫列の波長・波高のデータを、同様に、式(3)および式(4)の推定式と比較したものである。ただし、各Runの h_c 値を算出する際、礫列・礫段形成部の通水時の流路幅を、図-4(a)、(b)ならびに写真・ビデオから判読し、Run A-5の場合は $B=20\text{cm}$ 、Run C-5の場合は $B=10\text{cm}$ として計算している。いずれも、推定値は実験データの最頻値をほぼ捉えており、中規模河床波と共存する礫列・礫段の波高・波長に対しても、式(3)および式(4)の推定式の適合性が示されている。

5. まとめ

以下に今回の実験から得られた結果を要約する。

- 1) 河床表層を構成する砂礫の粒度分布が $\varphi=(d/d_{\max})^{1/2\sim 3/4}$ で表されるTalbot型の分布であること、あるいは、その分布に至ることが、礫列・礫段の形成および安定化の必要条件ではないかと考えられる。
- 2) 比較的急勾配で大礫から細砂までの幅広い粒径の材料で河床が構成されている溪流河川においても、流れが射流の条件下で、沖積部でみられる交互砂州に酷似した「砂礫堆」が発達し得る。また、これらの発達に伴い形成される長波長の河床波は、これまで現地観測等でその存在が指摘されていた中規模河床波に相当するものと考えられる。
- 3) 河床表層を構成する砂礫の粒度分布が $\varphi=(d/d_{\max})^{1/2\sim 3/4}$ の条件になくとも、中規模河床波（交互砂礫堆）が発達することにより、特に水みち部では、河床砂礫の移動と分級による粗粒化と、これに伴う小規模河床波（礫列・礫段）の形成が促されるようである。また、このように、

中規模河床波と小規模河床波とが共存する場合には、中規模波の形成が先行し、その後に小規模波が形成されるという過程を経るようである。

- 4) 小規模河床波および中規模河床波形成時の流れの抵抗則として Hey式がよく適合する。
- 5) 小規模河床波（礫列・礫段）の波高および波長は形成時の流量条件と勾配条件からほぼ推定することができる。

参考文献

- 1) 芦田，江頭，安東：階段状河床形の形成機構と形状特性に関する研究，第28回水理講演会論文集，pp.743-749，1984。
- 2) 長谷川，上林：溪流における淵・瀬（ステップ・プール）の形成機構とその設計指針，水工学論文集第40巻，pp.893-900，1996。
- 3) 竜澤，林，長谷川：溪流河川における河床砂礫の混合特性と階段状河床形の形状特性，水工学論文集第42巻，pp.1075-1080，1996。
- 4) 沢田，芦田：山地溪流における流路形態と土砂流出，第33回水理講演会論文集，pp.373-378，1984。
- 5) 長谷川：山地河川の形態と流れ，水工学シリーズ 88-A-8，pp.1-22，1988。
- 6) 長谷川：溪流の淵・瀬の水理とその応用，第33回水工学に関する夏期研修会テキスト，pp.A-9-1～A-9-20，1997。
- 7) Grant, G.E, F.J.Swanson and M.G.Wolman.: Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon, *Geological Society of America*, Vol.102, pp.340-352, 1990.
- 8) 黒木，岸：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，No.342，1984。
- 9) Thome, C.R. and Zevenbergen, L.W.: Estimating mean velocity in mountain rivers, *Jour. of Hy. Eng., ASCE*, Vol.111, No.4, Apr., 1985.
- 10) 竜澤，林，長谷川：河床の粒度分布を考慮した溪流の礫列形状特性，土木学会第53回年次学術講演会講演概要集Ⅱ-252, pp.504-505

(1998. 9. 30受付)