

II-35

浮遊砂が卓越する河川の河床変動に関する水路実験

北海道開発局開発土木研究所 正員 加治 昌秀
 北海道開発局 正員 渡邊 康玄
 北海道大学工学部 正員 長谷川和義
 北海道大学工学部 学生員 市埜 順也

1. はじめに

浮遊砂が卓越する河川での洪水時の河床変動、流速分布、浮遊砂濃度および濃度分布に関しては、洪水時に多くの現地観測が行われている。しかしながら、近年では洪水の発生が極めて少なくなってきており洪水時に良好な計測データを入手するのは、非常に困難な状況となっている。このことから洪水時の様々な現象はいまだ不明確な部分が多い。そこで今回、室内実験水路を用いて浮遊砂が卓越する河川での非定常性の流れの解明および河床材料が浮遊する河川での特異現象を把握することを目的として昨年¹⁾に引続き実験を行った。実験に用いたハイドログラフは、昭和56年8月下旬に尻別川で起こった洪水を基にした。実験条件、測定、結果などは、以下に述べる。

2. 実験条件・方法

2-1 相似則の考え方

実験条件は、実河川(尻別川)の昭和56年の融雪時の各諸量から実河川のフルード数(F_r)を求め、実験水路とのフルード数(F_r)が一致する条件および粗度比にもとづく縮尺を用いて実験水路の基底流、水深、河床勾配の算定を行った。ただし、実験水路の粗度係数(n)は、一定値(基礎実験値)を使用した。実験水路でのハイドログラフの時間縮尺は図-1に示すように実河川の基底流(融雪時)からハイドロピーク時までの立ち上がり時間を用い算定した。表-1に算定した基底流の条件を示した。

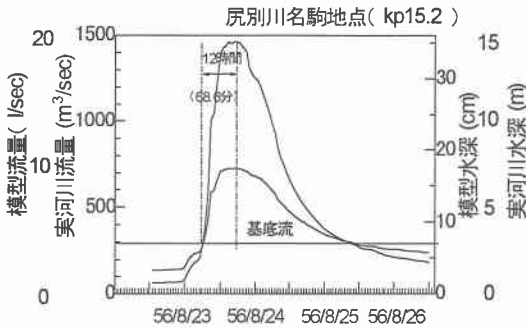


表-1 実験の条件

	実河川	実験水路
基底流量 $Q(m^3/sec)$	304.83	0.0042
水深 $h(m)$	2.87	0.07
川幅 $B(m)$	82	0.3
河床勾配 I	1/2600	1/1600
粗度係数 n	0.03	0.021
粒径 $d(cm)$	0.01	0.0053
通水時間 $t(sec)$		25200

図-1 56洪水ハイドログラフ(尻別川)

2-2 装置・計器の設定

実験は、長さ50m、幅30cm、高さ45cmの勾配固定回流式直線水路を使用して行った。河床は、下流端で厚さ16.87cmで河床勾配が1/1600となるように粒径0.0053cmの珪砂を敷き詰め河床を製作した。図-2に測定機器の設置位置を示す。水位測定は計6台の容量式波高計を上流水槽と上流から10m、18m、26m、34m、45mに設置し全通水時間を通して測定を行った。流速測定は、上流から25mの位置で2次元電磁流速計を水

Flood Flow Experiment on River bed Change with Suspended Sediment
 by Masahide Kaji, Yasuharu Watanabe, Kazuyoshi Hasegawa, Junya Ichino

深方向に移動して8タイムシリーズにわたり測定した。また、3次元流速計1台、超音波流速計4台を用い28m~32mの地点で徐々に高さを変えて、固定点での測定を行った。浮遊砂濃度測定は、水深方向流速測定時間帯に合わせ河床から0.5cm、1.5cm、1.0cm、.....20cmまで管径5mmのサイホンを利用して8タイムシリーズの試料を採取した。



図-2 実験水路概略図

2-3 非定常実験

非定常実験は、表-1に示されている基底流量4.2(l/sec)を約7時間通水し、河床が安定して定常状態となったことを確認し、昭和56年の尻別川洪水ハイドログラフ(図-1)を流下させることによって行った。ハイドロ流下実験は約5時間もの時間を費やした。図-3は、時間経過に伴う水深と水面勾配の実測値の軌跡を描いたものである。実際の洪水の場合、ループは反時計回りを示すことが知られている。本実験でも同様な結果が得られた。図-4は、時間経過に伴う流速(固定点平均流速、河床から4.5cm)の軌跡を表したものである。この結果も反時計回りのループを描いており通常の洪水観測結果に一致した。直線水路での洪水流の再現としては良好な結果が得られたものと考えられる。

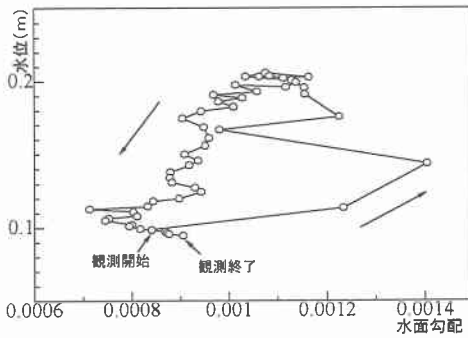


図-3 水深と水面勾配(18m~34m)

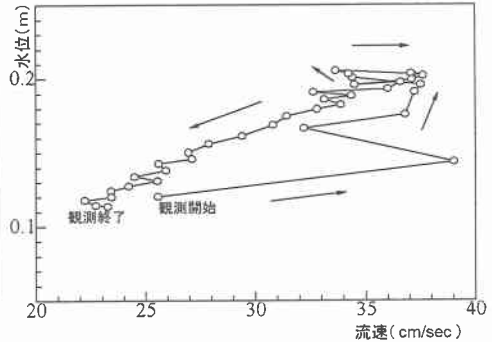


図-4 水深と流速

3. 実験結果と考察

3-1 河床変動

河床の変動量は、縦断方向に30cm間隔、横断方向に5mm間隔57点の測定を行った。図-5は、定流と非定常流を通水した後の縦断河床変化を比較したものである。定流通水後河床では、さほど大きな洗掘および堆積は見受けられない。しかしながら、非定常流通水後河床では、ほとんどの測定点で河床低下が現れている。この原因としては、水路が回流式となっているものの給砂がないためと考えられる。非定常流河床中の実線は、河床の移動平均値を表したものである。図から1山約2m前後の波長を持ち4~5個連なった河床が確認され、なおかつそれらが10m前後の波長をもって大規模な波を形成しているように見える。波長2mほどの波の上には、後述する10cmほどのリップルカー面上に乗っているのが非定常流通過中に3種類の規模の波が互いに重なって発生したことになる。こうした河床変化は、山地河川などに認められるものと酷似しており極めて興味深い現象である。洪水にともなう長波長河床波の発生に関してはその可能性が指摘されていながら確認されたことはなかった。これらの波長を相似則にしたがって実河川に換算すると、2m前後の

波長は約 130m、10m ほどの長波長は 670m 程度となる。実験条件からみて前、後者とも砂州ではありえずいかなる河床形態に属するものか現在のところ不明である。今後理論的検討を含め追試していくつもりである。

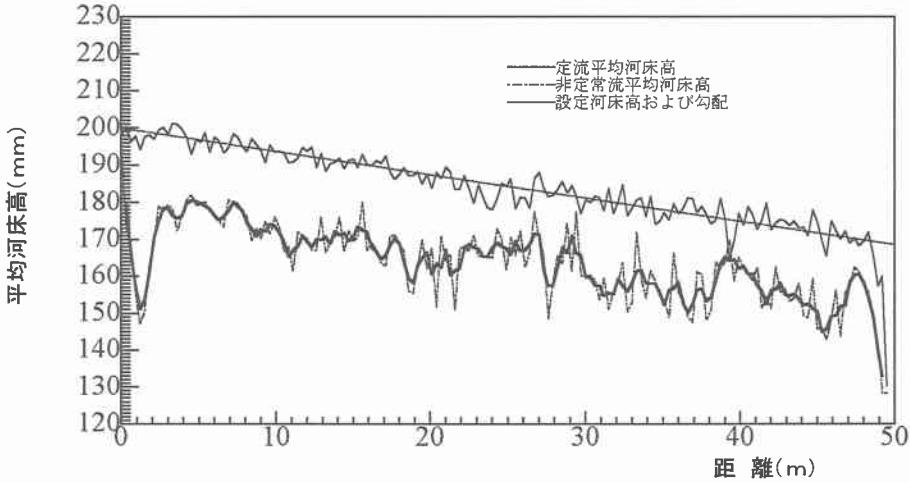


図-5 定流と非定常流の縦断的河床変化

図-6 は、リップルの移動を観測したものである。観測は、1m 区間数点を選定し一定時間間隔で時間と移動距離が解るように写真撮影を行い後に数値を読みとった。この時のリップルの移動速度は、ピーク直前で 0.0091cm/sec (平均波長 13.6cm)、ピーク時で 0.0078cm/sec (平均波長 11.9cm)、ピーク直後で 0.0037cm/sec (平均波長 12.4cm)、ピーク後で 0.0030cm/sec (平均波長 12.0cm) となった。各々の移動速度を 1 波長通過時間に換算するとピーク直前 1484 秒、ピーク時 1518 秒、ピーク直後 3369 秒、ピーク後 3987 秒となり速度、波長ともピーク前で大きくピーク後には小さくなっている。

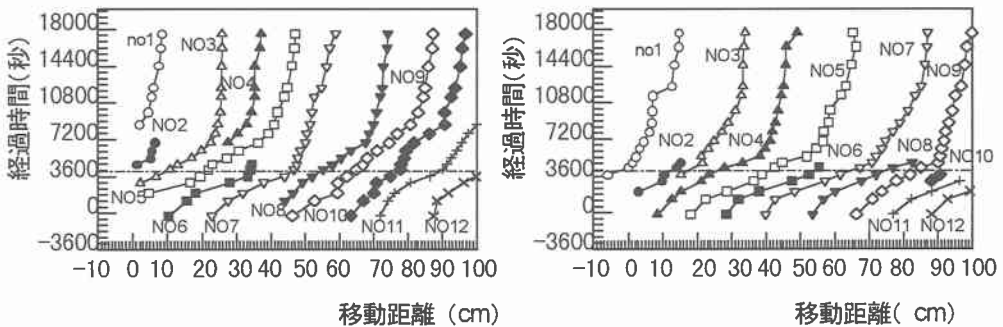


図-6 リップルの移動速度(左 20m~21m,右 37m~38m)

3-2 流速分布

図-7 は、2 次元電磁流速計の測定結果で、シリーズ 1 から 4 までは水位上昇期、シリーズ 5 から 8 までは水位下降期である。実測の流速分布は図中の黒丸で表されており、これを見ると水位上昇期では流速勾配が大きくなっている。下降期では、それに対してかなり勾配が緩くなっており、この傾向は実際の河川での洪水時によく見られる傾向である。さらに上昇期と下降期の同一水深で比べた場合、明らかに上昇期の方が値が大きくなっており、これも洪水時によく見られる性質である。以上のことから、この流速分布は洪水時のものをよく再現できているものと考えられる。

市荳ら²⁾によると洪水時の流速分布は、式(1)のようなルジャンドル型の微分方程式で表現しうる可能性があるとしている。

$$\frac{d}{d\zeta} \left\{ \zeta(1-\zeta) \frac{d\phi}{d\zeta} \right\} + N(N+1)\phi = F \quad \dots (1)$$

$$\frac{3\varphi}{\kappa} \left(\frac{c}{U} - 1 \right) \left(\frac{1}{U} \frac{dh}{dt} \right) + \frac{4(i_f - I)}{\kappa\varphi i_f} \equiv N(N+1) \quad \dots (2)$$

$$-\frac{\varphi}{\kappa} \left(\frac{c}{U} - 1 \right) \left(\frac{1}{U} \frac{dh}{dt} \right) - \frac{2i_f - I}{\kappa\varphi i_f} \equiv F \quad \dots (3)$$

$$i_f = \frac{n^2 U^2}{h^{4/3}} \quad \dots (4)$$

ただし、 $\phi = (u-U)/U$ 、 $\zeta = z/h$ 、 $\varphi = U/u_*$ (流速係数)、 $I =$ 水面勾配、 $i_f =$ 摩擦勾配、 $c =$ 洪水伝播速度、 $U =$ 断面平均流速、 $u_* =$ 摩擦速度、 $u =$ 任意水深流速、 $\kappa =$ カルマン定数、 $h =$ 水深、 $n =$ 粗度係数。

式(2)、(3)で表されるパラメータ N 、 F の値を実験値から求めて、流速分布をかくと図-7の実線のようになる。 N 、 F 決定の際、摩擦勾配 i_f は式(4)によって計算し、粗度係数はシリーズを通して一定とした。図中の実測分布線と理論分布線は非常によく合っており、理論解は洪水時流速分布をよく表現しているといえる。このことから、洪水時においてもせん断力構成式は変わらず、圧力勾配の変化が、式(2)、(3)を通じて流速分布に反映することが判る。

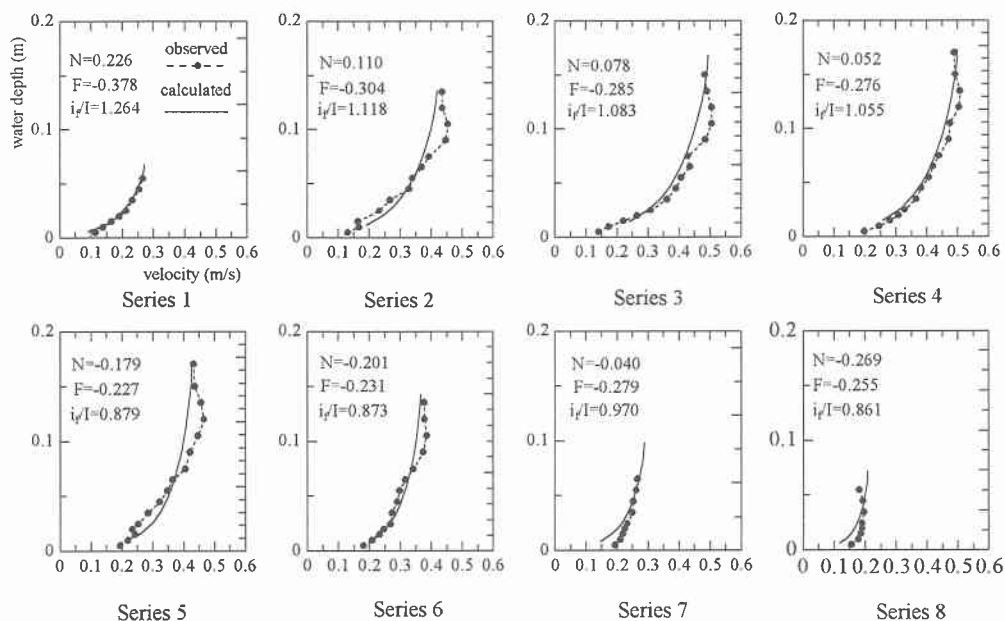


図-7 流速分布図

図-8は超音波流速計及び3次元電磁流速計の計測結果の時間変化である。それぞれ初期河床から、1cm、4.5cm、8cm、11.5cm、15cm の位置に設置して、水深が計測器に達するに従って順次計測を行うという方法を採用した。図中の流速のデータは10秒間平均値をプロットした。この図を見ると、河床から1cmの高さ

に設置した流速計のデータを除いて、1500秒程度の同一周期で値が変化している。これは先に見たリップルの通過時間に等しく、その影響であると考えられる。

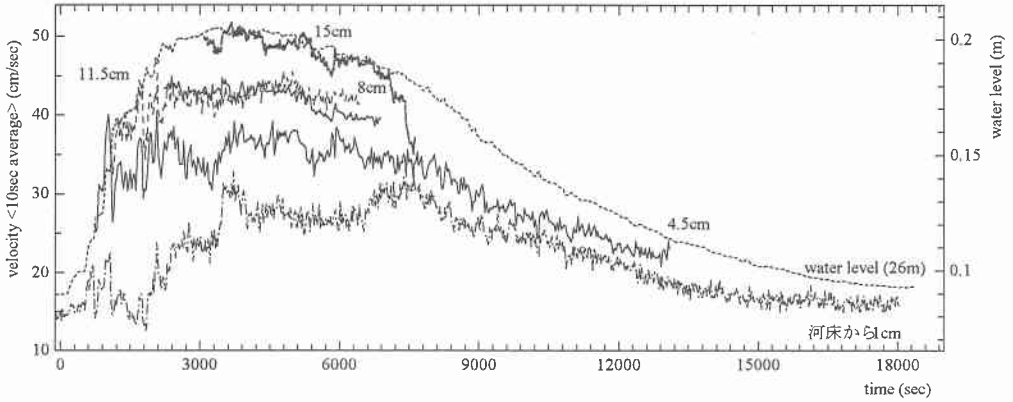


図-8 流速の時間変化

3-3 Reynolds stress

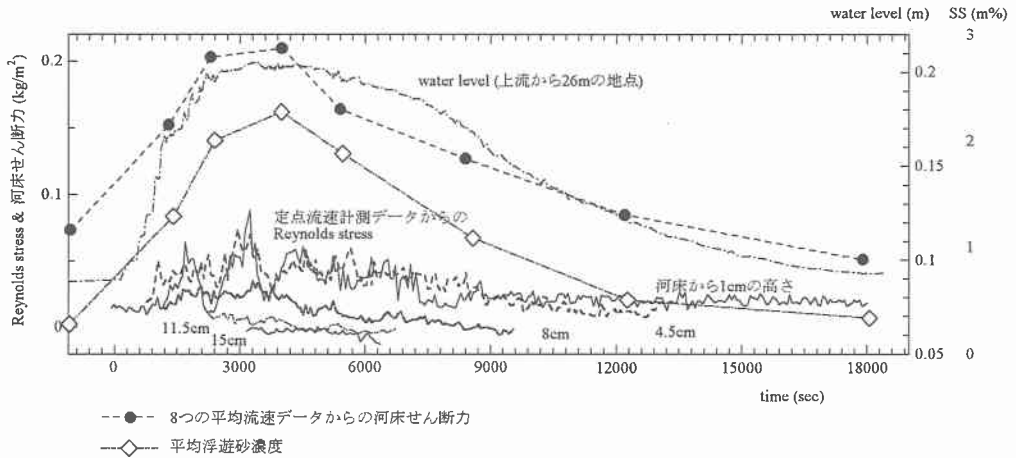


図-9 平均浮遊砂濃度と Reynolds stress の時間変化

図-9は、定点流速計測データから式(5)によって導いた Reynolds stress の時間変化を求めたものである。同図中には、平均流速データから式(4)、(6)によって河床せん断力を計算したものを同時に示している。

$$\tau = -\rho u'w' \quad \dots (5)$$

$$\tau = \rho g h_i f \quad \dots (6)$$

定点計測データによる Reynolds stress の変化は河床近辺で大きな乱れが確認でき、周期の大きさからこれはリップルの移動によるものと考えられる。さらに、図-10における Reynolds stress の鉛直分布を見ると河床近傍を除いて直線状三角形分布を示しているが、河床近くでかなり小さくなっており、この落ち込みはリップル先端での流線剥離によって生じているようである。

また、定点流速データは平均流速データの河床せん断力の値を比べると、1/4~1/5 倍のオーダーとなっている。現実的にみて妥当な値は移動計測の方であり、今回は乱流計測についてはあまり成功とはいえない結

果となった。

3-4 浮遊砂濃度

図-9で興味深いのは、平均流速による河床せん断力の変化と浮遊砂濃度分布の変化が見事に一致していることである。今回の結果は、平均流速と水深変化から得られた河床せん断力が流速分布をうまく説明するのみならず平均浮遊砂濃度の変化をも十分な妥当性をもって説明している。

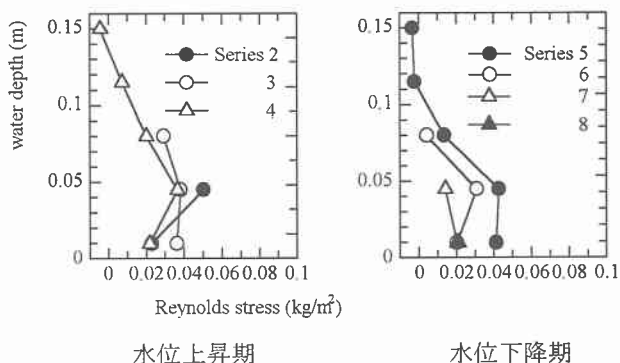


図-10 シリーズ毎の Reynolds stress の分布

5. まとめ

- 1) 実河川のフルード数 (Fr) と実験水路のフルード数 (Fr) を一致させ実験水路の各諸量を定めることにより実験水路に実現象に近い洪水流を発生させることができた。水面勾配、平均流速ともに水位上昇期で大、下降期で小となり現地計測結果と同様な結果が得られた。
- 2) 非定常流通過中に波長 10cm 程度のリップル、波長 2m ほどの起伏、波長 10m 程度の大規模波の 3 種類の河床波が互いに重なって発生した。これらは、山地河川などで見られるものと類似している。
- 3) 非定常流下の流速分布は、実測摩擦勾配を用いた場合に式(1)~(3)に良好に合致し、構成式の不変性、流速分布への圧力勾配の反映を明確にした。
- 4) 浮遊砂濃度は、平均流速と水深から算定した河床せん断力の変化に明瞭に追従している。

6. 今後の課題

- 1) 本実験では、浮遊砂が卓越するような河川を模して実験を行った。この時の河床形は、山地河川によく似た現象が確認された。しかしながら、このような現象は現地計測された例が無く今後現地計測との比較検討が必要である。
- 2) 本実験では、回流式水路を使用し実験を行ったが浮遊砂濃度が今一つ現地計測結果と整合性がとれていない。今後、回流式水路ではなく別な実験方法も考える必要がある。

参考文献

- 1) 市埜順也、長谷川和義、加治昌秀、渡邊康玄：洪水流実験における流速分布と浮遊砂濃度の変化、土木学会北海道支部論文報告集、第 52 号、1966 年 2 月
- 2) 市埜順也、長谷川和義、清水康行：洪水時に特有な流速分布に関する研究、土木学会北海道支部論文報告集、第 51(B)、1955 年 2 月