

千代田実験水路における基礎的な水理特性 —千代田実験水路の河床形態と土砂移動について—

(独)土木研究所 寒地土木研究所 道東支所 ○市原 哲也
寒地河川チーム 島田 友典
水環境保全チーム 横山 洋

十勝川千代田実験水路は千代田新水路の一部を活用した日本最大級の水理実験施設であり、2007年度より実験水路の基礎的な特性を明らかにすることを目的に予備実験を実施している。今年度においても流量観測や土砂移動観測等を種々の観測手法を用いて行ったが、昨年度よりも大流量にて予備実験を行うことができたため、より幅広い流量下でのデータを得ることができた。この観測結果から各種水理量を算出し、既往の河床波理論と実際の河床波形状との比較や、河床波の移動速度、土砂移動について検討を行った。これらの結果より実験水路の特性を明らかにするとともに、今後の実験に向けた基礎資料とする。

キーワード：十勝川千代田実験水路，河床形態，掃流砂

1. はじめに

十勝川には治水安全度を向上させることを目的に、起伏式ゲートを4門配置した千代田新水路がある。この一部に最大170m³/sもの流量を通過させ、人工洪水による実験ができる日本最大規模の実物大河川実験施設「十勝川千代田実験水路(以下、千代田実験水路と称する)」(図-1)がある。この水路を用いた本格的な実験は2009年度から行われる予定であるが、これに先立ち実験水路の基礎的な特性を明らかにし、今後の実験に向けた基礎資料とすることを目的に予備実験を実施している。本論文は昨年度の予備実験¹⁾よりも大流量での通水を実施できたことから、この水理特性について報告するものである。

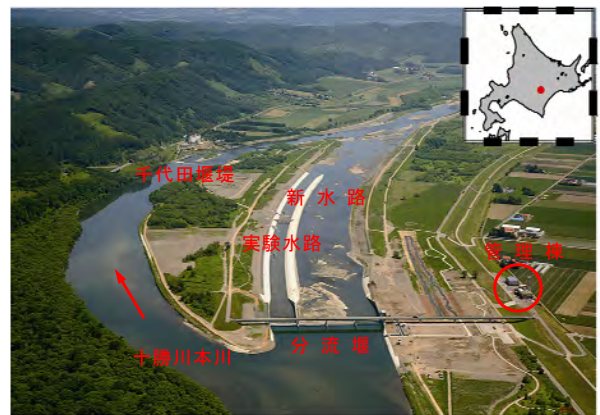


図-1 千代田新水路及び実験水路

2. 実験水路概要

実験水路の諸元を図-2に示す。実験水路上流端にゲートがあり、これを操作することによって十勝川の流量の一部を実験水路へ供給する。しかし、十勝川本川にある千代田堰堤(図-1)にて、農業用取水位の確保が優先されていることから、十勝川の流況に応じて実験水路へ供給できる流量は制限されている。また、実験は通水中の流量を確保するため出水後の減水期に行っており、通水中に実験水路内に供給可能な流量は徐々に減少することになる。よって、制限内の流量であっても、実験中は定常流量を確保することが必要なため、設定流量は実験前に慎重に決定した。十勝川本川の分流前流量(暫定値)と実験時の通水流量(堰コン)を図-3に示す。今年度は昨年度に比べ、融雪期の十勝川流量は少なかったことがわかる。

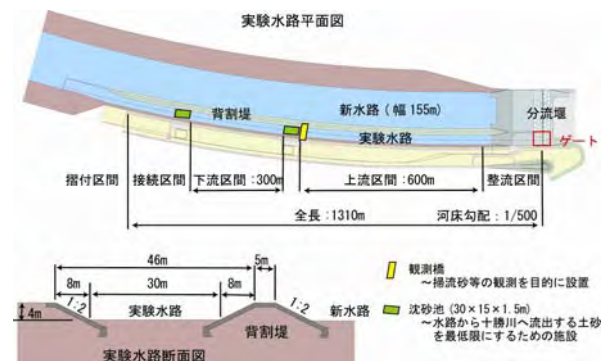


図-2 千代田実験水路の概要

3. 実験概要

実験水路の基礎特性を明らかにするため、水位観測、通水前後の河床高・河床材料調査、流量観測、ADCP観測、掃流砂観測等を実施した。各観測実施箇所を図-4に

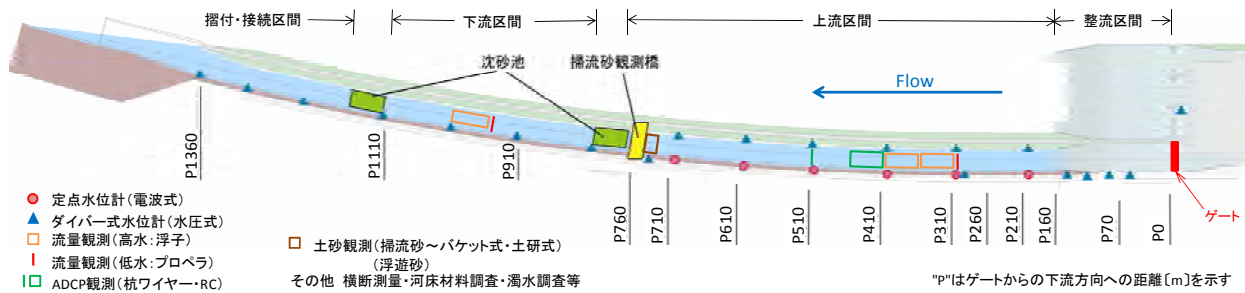


図-4 観測実施箇所

示す。

今年度においては全2回の予備実験を実施した。各実験の通水前に設定した目標流量は、第1回通水が $100\text{m}^3/\text{s}$ 、第2回通水が $75\text{m}^3/\text{s}$ である。通水時間は両ケース共に概ね7時間程度である。

なお、1回目の予備実験では流量が大きく危険を伴うことから、低水流量観測及び、ラジコンボートによるADCP観測は実施していないが、2回目の予備実験では図-4に示す全ての観測を実施することができた。

(1) 水位観測

図-4に示す箇所にて、定常水位計(電波式)及び、ダイバー式水位計(水圧式)による水位観測を実施した。定常水位計・ダイバー式水位計共に、5秒毎にデータを取得し60秒平均を1データとしている。

(2) 河床高・河床材料調査

河床高については50mピッチで横断測量を実施し、河床材料調査については3測線上(P260, P460, P660)で横断方向に中央及び左右岸の3箇所を実施した。河床高・河床材料調査共に通水前後の2回行っている。

(3) 流量観測

a) 高水及び低水流量観測

高水流量観測は、第1回・第2回通水共に図-4に示す箇所にて、上流区間は2区間を各5回、下流区間は1区間を5回行い、計15回の観測を実施した。1横断面当たり6側線にて流速を計測し、通水後の測量結果を用いて流量算出を行っている。

低水流量観測については、前述にもあるように第1回通水時は流量規模が大きく船観測が危険のため行っていない。第2回通水時は、上・下流区間共に回転式流速計を用い各3回の観測を実施した。上流区間は1横断面当たりを10分割して2点法にて実施し、下流区間は1横断面当たりを9分割して主に精密法にて実施した。これは特に上流区間について、流水の波の影響により船観測に危険が伴ったためであり、千代田実験水路においては第2回通水時の流量($75\text{m}^3/\text{s}$)が船観測の限界であった。

b) ADCP観測

ADCPを用いた観測は図-4に示したように杭ワイヤー

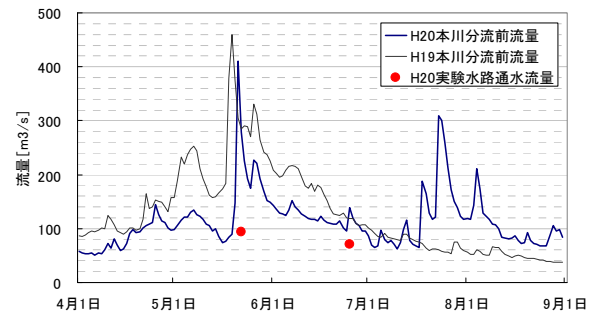


図-3 十勝川の分流前流量(暫定値)と実験流量

式観測船(以下、杭ワイヤー式)とラジコンボート(以下、RCボート)の2種類を使用した。杭ワイヤー式は第1回通水時に13測線、第2回通水時に10測線、RCボートは第2回通水時に2測線の観測を実施した。ADCPの主な設定は層厚; 0.1m, Ping数; 3(第1回), 2(第2回), モード数; 12(ハイレートピンギングモード)であり、喫水深は杭ワイヤー式が約11cm, RCボートが約10cmである。杭ワイヤー式¹²⁾は、水路上を横断方向に張わせたロープに、観測船先端に搭載しているウィンチにワイヤーをつなげ遠隔操作を可能としている。RCボートと比較すると流れの影響を受けにくく操作性の精度は良いが、観測範囲は限られてしまう。どちらの観測船にもADCPの他に音響測深器、更に位置精度向上のためGPSを搭載しており、RTK-GPS測位(Real Time Kinematic Global Positioning System)にて流速、流向、水位、水深を観測した。なお第1回通水時については通水中における河床形状把握のため、杭ワイヤー式を用いてP441~475において縦断方向に1測線(横断位置は河道中心から左岸に10m)、P446付近の横断位置中心において1時間50分程度の定点観測も併せて実施した。

(4) 掃流砂観測

掃流砂観測は土研型II型掃流砂採取機(以下、土研型)¹²⁾及び、バケット型掃流砂捕捉機(以下、バケット型)¹²⁾を使用して観測を実施した。掃流砂観測橋に配置したクレーンにて土研型を吊り、開口部が上流向きになるよう両岸からロープを用いて観測を実施した。バケット型は箱型のバケットを河床に設置し、掃流砂観測橋よりロープにて蓋の開閉操作を行い土砂の捕捉を行っている。なお採取した土砂は全て土砂分析を行っている。

表-1 各実験の水理量

	流量 $Q[m^3/s]$	平均水深 $h[m]$	平均流速 $u[m/s]$	フルード数 Fr	河床勾配 I_b	水面勾配 I_w	粗度係数 n	摩擦速度 $u_*[m/s]$	粒子レイルス数 Re_p	無次元掃流力 τ_*	無次元限界掃流力 τ_{*c}
第1回	109.92	1.49	2.24	0.59	1/507	1/505	0.024	0.16	2130	0.122	0.050
第2回	81.46	1.24	2.02	0.58	1/505	1/501	0.024	0.15	2470	0.084	0.050

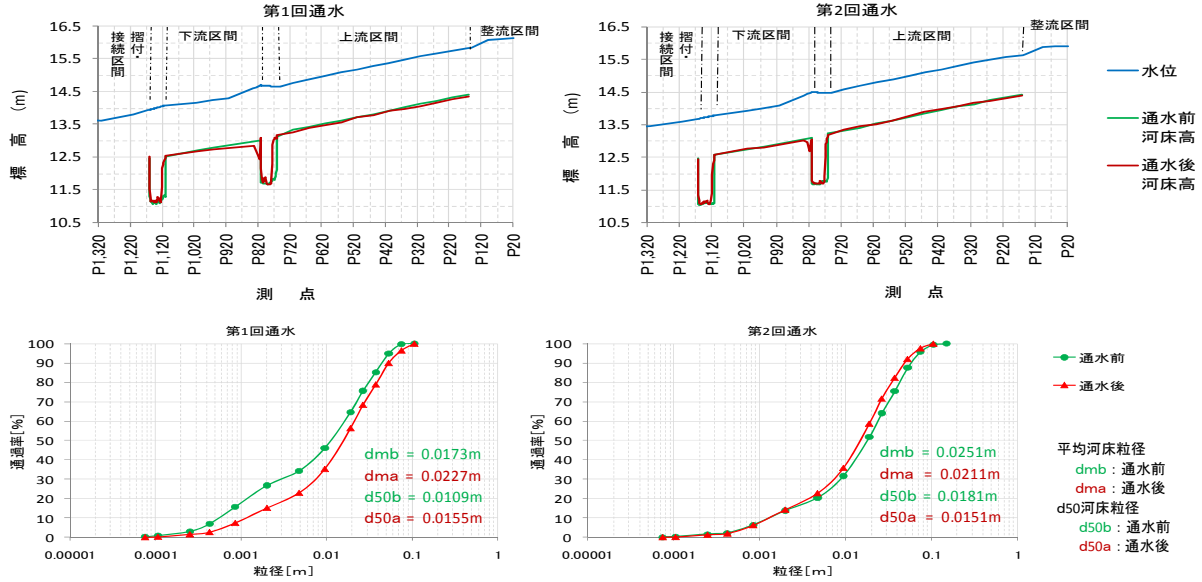


図-5 水面・河床の縦断形及び河床材粒度分布図

4. 観測結果

(1) 水位及び河床高の縦断・河床材料

図-5に水位が安定していた時間帯の平均水位、通水前後の河床高及び、河床材料調査の結果を示す。上流区間において、概ね水深が一定であるため、等流状態であったと考えられる。下流区間については本川からの背水の影響や、掃流砂観測橋の橋脚が流況に影響を及ぼす可能性があると考えられることから、これより後述する流量観測結果等については、主に上流区間での各観測結果を使用している。

河床材料については、第1回通水では粒径が粗くなっているのに対し、第2回通水では細かくなっている。

(2) 流量観測

洪水時などの様々な厳しい条件下では、その簡便さと確実さから浮子を用いた高水流量観測が最も一般的である³⁾とされている。その他の観測手法としては、回転式流速計等を用いた低水流量観測や、ADCPを搭載したRCボート⁴⁾を用いる観測などがある。このようなことから、各観測手法により得られる流量にどの程度の差があるかを明らかにする。高水流量観測を基準とした場合の、第1回及び第2回通水の各観測手法別の流量比較結果を図-6に示す。ここで示している流量は、上流区間において通水時に安定している時間帯における流量平均値である。ADCP観測による流量については、全水深に対して観測値が得られた水深は第1回通水が7割程度、第2回通水が6

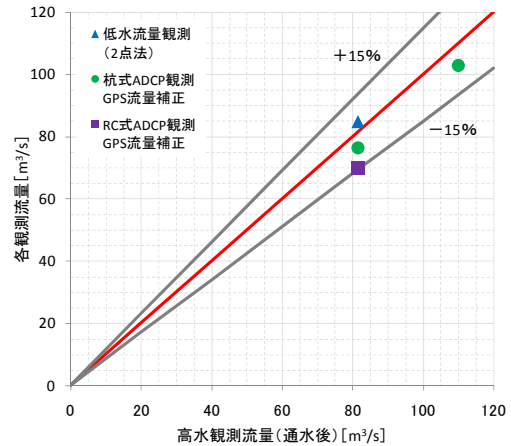


図-6 観測手法別の流量の比較

割程度であり、残りは補間(水面部では第1層流速値:constant, 河床部では理論式:power curvefit)⁵⁾で算出している。杭ワイヤー式・RCボートADCP流量観測共に高水流量観測との差が15%以内であった。これは木下⁴⁾による観測結果と一致している。

(3) 水理量

ここまでの結果より、流況安定時における水理量等をまとめたものを表-1に示す。ここで Q は流量(通水後の測量結果を用いた高水流量観測結果)、 h は水路内の平均水深、 u は流量と通水断面より算出した平均流速、 Fr はフルード数、 I_b は河床勾配、 I_w は水面勾配、 n はManning

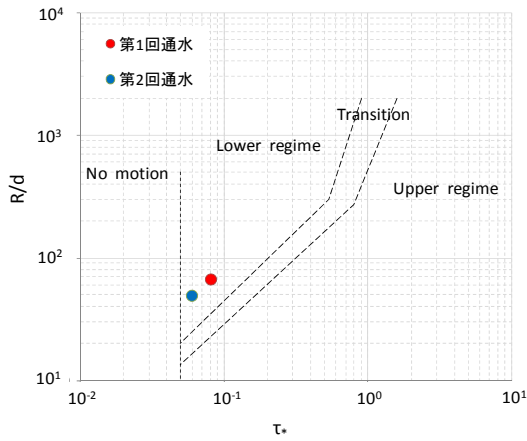


図-7 小規模河床形態の区分

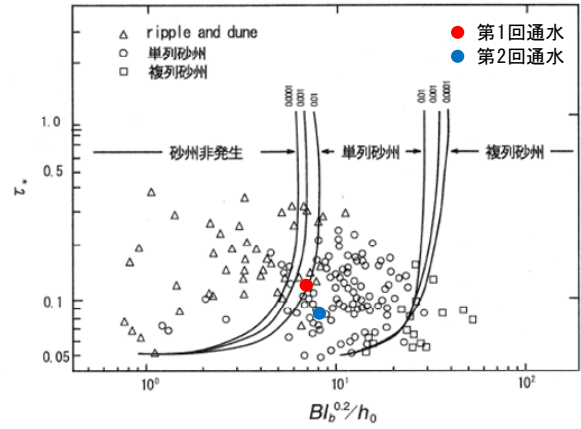


図-8 中規模河床形態の区分

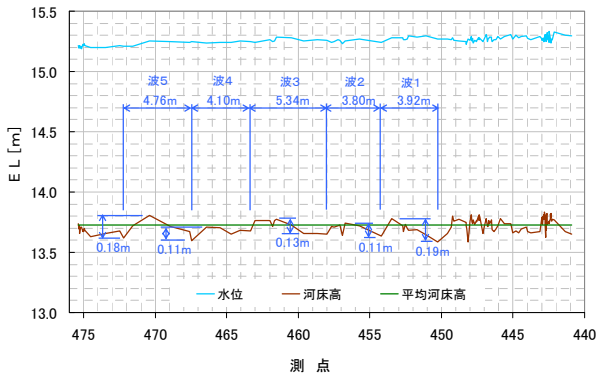


図-9 ADCP 縦断観測による河床縦断形状
河道中心より 10m左岸(11:33~11:43 観測)

の平均流速公式より算出した粗度係数, u_* は摩擦速度, Re_* は河床平均粒径 (d_{50} 粒径の平均) に対する粒子レイノルズ数, τ_* は無次元掃流力, τ_{*c} は河床平均粒径 (d_{50} 粒径の平均) に対する無次元限界掃流力である。水理量から逆算した Manning の粗度係数は第 1 回通水, 第 2 回通水共に $n=0.024$ となっており, 河床材料や水路形状から整理されている値と一致している⁹⁾

なお, 河床勾配及び河床材料調査結果より, 山本⁷⁾ のセグメント区分を参考に分類した結果, セグメント 2-1 (砂利河道) であった。

(4) 河床形態

今回の実験結果より 芦田・道上⁸⁾ の小規模河床形態判定法を用いて河床形態の判別を行った (図-7)。第 1 回通水, 第 2 回通水共に Lower Regime の領域 (砂蓮・砂堆) である。砂蓮は, 粒子レイノルズ数が 20 以上かつ, 土粒子粒径が 0.6 mm を超える条件下では発生しないことから, ここでは砂堆が発生していたことが推測できる。

続いて, 中規模河床波が発生していたかを黒木・岸⁹⁾ の中規模河床形態の領域区分図を用いて判別を行った。これによると, 両ケース共に単列砂洲の領域であることがわかる。そこで, 通水時間内に砂洲が形成されていたかを, 藤田ら¹⁰⁾ が定常流場における砂洲の発達時間 T_e を表した (1) 式で確認した。

$$T_e = \frac{6 \frac{B}{2} z_{be}}{q_b} \quad (1)$$

ここで, B : 川幅, z_{be} : 平衡砂洲高, q_b : 単位幅当たりの掃流砂量である。

平衡砂洲高 z_{be} は池田ら¹¹⁾ による (2) 式で算出し, 平均粒径に対する単位幅当たりの掃流砂量 q_b は, 芦田・道上⁸⁾ によると (3) 式で表される。

$$z_{be} = 9.34h \left(\frac{2 \frac{B}{2}}{d_m} \right)^{-0.45} \exp \left(2.53 \operatorname{erf} \frac{\log_{10} 2 \frac{B}{2} / h - 1.22}{0.594} \right) \quad (2)$$

ここで, h : 水深, d_m : 河床平均粒径である。

$$q_b = 17 \tau_*'^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*'} \right) \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*'} \right) \sqrt{sgd_m^3} \quad (3)$$

ここで τ_*' : 無次元有効掃流力, u_{*c} : 限界摩擦速度, s : 土砂の水中比重, g : 重力加速度である。

これらの式により砂洲発達時間を算出すると第 1 回通水が概ね 80 時間, 第 2 回通水が概ね 600 時間となり, 両ケースの実験通水時間である 7 時間を大きく上回る結果であった。よって, 理論上では両ケース共に砂洲が形成されていなかったと考えられる。

通水終了後に河床形状の確認を行った結果, 両ケース共に砂堆の発生が確認され, 砂洲の形成は確認されなかった。

次に杭ワイヤー式観測 (第 1 回通水) において, 一定の縦断測線上を観測した結果を図-9 に示す。およそ 34m の縦断距離を 10 分程度で観測した。水位及び観測位置は ADCP 観測船に搭載している GPS での観測結果, 河床高は水位及び音響測深器の観測結果を用いて算出したものである。一般に河床波は不規則なものであり, 波長・波高の明確な定義はないが, 図-9 より河床高が最低下した点を波長の境界とし, 各波長間の河床高の最高点及び最低点から波高を判読し図示した。

図-10 はこの判読結果の波長を用い, 既往の実験結果

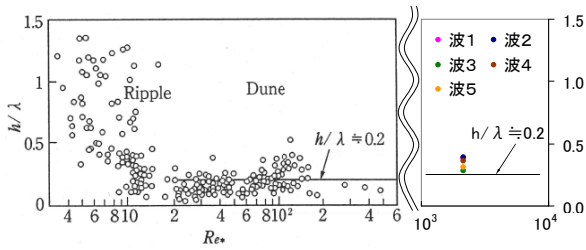


図-10 砂蓮・砂堆に関する h/λ と Re_* の関係¹²⁾

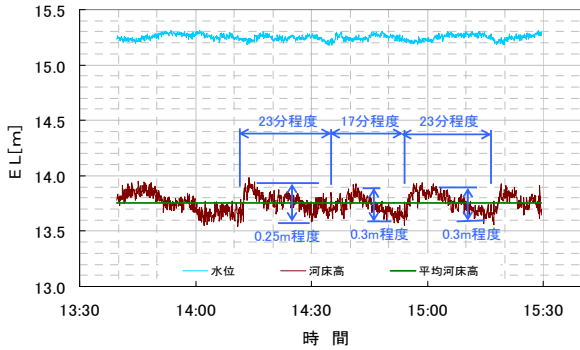


図-12 ADCP 定点観測による河床縦断形状 (河道中心付近)

より得られた砂蓮・砂堆領域における h/λ と Re_* との関係¹²⁾について比較したものである。ここで、 h :水深、 λ :波長、 Re_* :粒子レイノルズ数である。粒子レイノルズ数は大きな値のため欄外になっているが、水深・波長比は既往の実験結果より得られた粒子レイノルズ数 ≥ 20 の分布の範囲内である。図-9 から判読した波高を砂堆の Δh と τ_c/τ_0 との関係¹²⁾について比較したものを図-11 に示す。ここで、 Δ :波高、 h :水深、 τ_c :限界掃流力、 τ_0 :掃流力である。図に示すように Yalin は $K_1=6$ 、既往の実験結果では $K_1=1.8\sim 8$ (平均値は 4) である。今回の実験では $K_1=4.6\sim 8$ であり、既往の実験結果の範囲内である。また、今回の実験結果の平均値は 6.5 となっており、これについても Yalin の値と近い値となっている。

次に、定点 (P446 河道中心付近) にて河床の縦断形状を観測した結果を図-12 に示す。河床高データはおよそ 4 秒毎に取得し、観測時間は 1 時間 50 分である。水位観測、河床高の算出にあたっては、縦断観測の手法と同様である。図-12 において、河床高が極小値をとった点から再び極小値をとる時刻までの経過時間を河床波の一つの波が通過した時間とし、その間の河床高の最高点及び最低点から波高を判読し図示した。縦断観測及び、定点観測の結果から、河床波の移動速度は 0.21m/min(波長及び時間の平均より)であった。

(5) 掃流砂量

掃流砂量については、掃流砂観測結果と既往の掃流砂理論式との比較を行う。なお、バケット型については、蓋の背後に砂礫が堆積し、開閉操作が不十分であったため、良好な観測結果が得られなかったと考えられる。このことにより、以下では土研型による観測値を基準とし

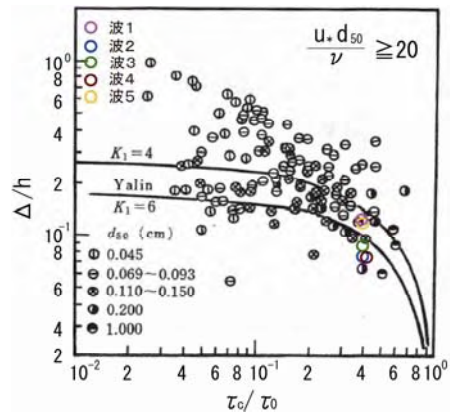


図-11 砂堆の Δ/h と τ_c/τ_0 との関係⁹⁾

て、各理論式の値を比較することとした。

掃流砂量式は多くの計算式が提案されているが、ここでは混合砂礫に適用でき、河床変動計算などでよく使用されているとされている Meyer Peter-Muller の式¹³⁾、芦田・道上の式⁸⁾、佐藤・吉川・芦田の式¹⁴⁾を用いて粒径別による掃流砂量計算を行った。計算時には前述したように、砂堆の発生を考慮した有効掃流力を考慮した。各粒径別掃流砂量式を以下に示す。

Meyer Peter-Muller の式は(4)式で表される。

$$q_{bi} = 8 p_i (\tau'_{*i} - \tau_{*ci})^{1.5} \sqrt{sgd_i^3} \quad (4)$$

$$\tau'_{*i} = \frac{u_*^2}{sgd_i} \quad u_*' = \left(\frac{n_b}{n} \right)^{3/4} u_*$$

$$n_b = 0.0192 d_{90}^{1/6}$$

ここで d_i は土粒子の粒径(全 16 区分した各粒径区分範囲の中央値)、下付添字 i は混合粒径における粒径 d_i の粒子に対する物理量であることを示す(以下に現れる記号全てに共通)。また、 q_{bi} : 粒径別掃流砂量、 p_i : 粒径 d_i の粒子が河床に存在する割合(各粒径区分範囲の存在率)、 s : 土砂の水中比重、 g : 重力加速度、 τ_{*i} : 粒径別無次元有効掃流力、 τ_{*ci} : 粒径別無次元限界掃流力(= u_{*ci}^2/sgd_i)、 u_{*ci} : 粒径別限界摩擦速度(Egiazaroff・浅田の式¹⁵⁾で求める)、 u_*' : 有効摩擦速度、 u_* : 摩擦速度、 n_b : Sticler の粗度係数、 d_{90} : 粒度分布の 90% 粒径(ただし、ここでの単位は [cm])、 n : Manning の粗度係数である。また、河床波を考慮した Manning の粗度係数¹²⁾は(5)式で表される。

$$n = \frac{R^{1/6}}{\phi_g^{1/2}} \quad (5)$$

$$\phi = 2.4 (R/d_i)^{1/6} \tau_*^{-1/3}$$

芦田・道上の式は(6)式で表される。

$$q_{bi} = 17 p_i \tau_{*i}^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}} \right) \left(1 - \frac{u_{*ci}}{u_*} \right) \sqrt{sgd_i^3} \quad (6)$$

$$\tau_{*i} = 0.21\tau_{*i}^{1/2}$$

ここで τ_{*i} : 粒径別無次元掃流力(= u_*^2/sgd_i)である。
佐藤・吉川・芦田の式(7)式で表される。

$$q_{bi} = p_i \frac{u_*^3}{sg} F\left(\frac{u_*^2}{u_{*ci}^2}\right) f_{(n)} \quad (7)$$

$$F\left(\frac{u_*^2}{u_{*ci}^2}\right) = \frac{1}{1 + 8\left(\frac{u_*^2}{u_{*ci}^2}\right)^4}$$

$$n \geq 0.025 \quad f_{(n)} = 0.623$$

$$n \leq 0.025 \quad f_{(n)} = 0.623(40n)^{-3.5}$$

図-13 に粒径別掃流砂量の各理論式と第 2 回通水時の土研型による観測値(平均値)の比較結果を示す。全体量については各理論式より土研型による観測値が大きく上回っているが、各粒径別をしてみると、中間付近の粒径(粒径区分 8~10)において、芦田・道上の式と同じ傾向を示し、掃流砂量についても比較的近い値と言える。一方、細かい粒径(粒径区分 7 以下)及び粗い粒径(粒径区分 11 以上)では、観測値に比べ各理論値は過小評価であり、理論上において土砂移動しない粗い粒径も実際には観測されている。このことが全体掃流砂量の違いの要因と考えられる。

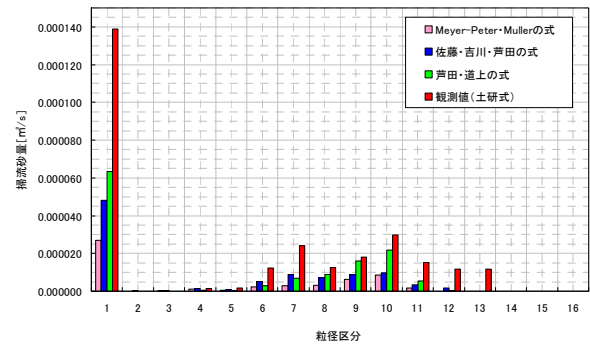
なお、第 1 回通水の土研型による掃流砂観測は、観測時に表面流速が適用範囲外となっしまい、良好な観測結果が得られなかった。

5. おわりに

今年度の主な観測結果を以下にまとめる。

- 1) 既往の実験より得られた砂蓮・砂堆領域における h/λ と Re_s との関係や砂堆の Δh と τ_{*0} との関係について、実物大スケールである千代田実験水路においても同様の傾向であることが確認できた。
- 2) 掃流砂について観測結果と各理論値の比較を行った。中間付近の粒径にて、傾向・掃流砂量共に芦田・道上の式に比較的近い結果が得られた。しかし、細かい粒径や粗い粒径、更に全体量については、各理論式において十分な再現はできなかつた。また、掃流砂量観測についても、いくつか問題点が残されており、これらについては今後の課題として検討を行っていきたい。

謝辞 : 本実験は北海道開発局と共同で実施したものである。ここに記して謝意を表する。



粒径区分範囲[m]		
1 : 全体	7 : 0.000850 ~ 0.002000	13 : 0.037500 ~ 0.053000
2 : 0.000000 ~ 0.000075	8 : 0.002000 ~ 0.004750	14 : 0.053000 ~ 0.075000
3 : 0.000075 ~ 0.000106	9 : 0.004750 ~ 0.009500	15 : 0.075000 ~ 0.106000
4 : 0.000106 ~ 0.000250	10 : 0.009500 ~ 0.019000	16 : 0.106000 ~ 0.150000
5 : 0.000250 ~ 0.000425	11 : 0.019000 ~ 0.026500	
6 : 0.000425 ~ 0.000850	12 : 0.026500 ~ 0.037500	

図-13 粒径別掃流砂量の計算値と観測値

参考文献

- 1) T.Shimada et al. : Basic hydraulic characteristic of the Chiyoda experimental channel, River Flow 2008, Vol.3,pp.1805-1813, 2008.
- 2) 島田友典ほか : 十勝川千代田実験水路の基礎的な土砂挙動特性, 土木学会応用力学論文集, Vol.11, pp.699-707,2008.
- 3) 建設省河川局, (株)日本河川協会 : 改定新版 河川砂防技術基準(案)同解説 調査編, pp.33-58,1997.
- 4) 木下良作 : ADCP(超音波流速計)によりうかがわれる洪水時の流れ構造, 土木学会第51回水工学講演会, pp.12, 2007
- 5) 株式会社 SEA : Win River 操作手順書, pp31,2005.
- 6) 日野幹雄 : 明解水理学, 丸善株式会社, pp.142,1983.
- 7) 山本晃一 : 沖積河川学, (株)山海堂, 1994.
- 8) 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研究, 土木学会論文報告集, 第 206 号, pp.59-69, 1972.
- 9) 黒木幹男・岸力 : 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, 第 342 号, pp.87-96,1984
- 10) 藤田裕一郎 : 網上路の形成過程, 土木学会第 31 回水理講演会論文集, pp695-700,1987
- 11) 池田駿介ら : 砂床蛇行河川の三次元流れと河床形状, 土木学会論文報告集, 第 369 号, pp.99-108,1986.
- 12) 河村三郎 : 土砂水理学, 森北出版株式会社, 1982.
- 13) Meyer-Peter,E.and Muller,R. : Formulas for bed-load transport, Proc.2nd Cong.ITAH, Stockholm, Swe-den, pp.39-64,1948.
- 14) 佐藤清一・吉川秀夫・芦田和男 : 河床砂礫の掃流運搬に関する研究(1), 建設省土木研究所報告, 第 98 号, pp.13-31,1958.
- 15) Egiazaroff,I.V.:Calculation of Nonuniform Sedi-ment Concentrations, Proc.ASCE, vol.91,No.HY4, pp.225-247,1965.