

細砂河床における網状流路の形成実験

藤田裕一郎・永田 順宏・村本 嘉雄

EXPERIMENTS ON MULTIPLE BAR FORMATION AND STREAM BRAIDING ON FINE SAND BED

By *Yuichiro* FUJITA, *Nobuhiro* NAGATA and *Yoshio* MURAMOTO

Synopsis

Braided rivers flow not only on coarse material beds but also on fine material ones. Fundamental studies were previously very few on the formation of sand bars and braided streams, especially on fine sediment beds. Detailed experiments on the process of multiple bar formation and stream braiding were carried out on fine sand bed. Hydraulic characteristics of bedform variations were discussed and experimental results were classified into three groups corresponding to flow regime, which was slightly different from that predicted by a previous criterion because of low sediment Reynolds number of about 5. Formative conditions were made clear for multi-mode bar formation and stream braiding on beds covered with various types of flow regime. Corresponding to small depths, evaluated values of suspended sediment load from measured hydraulic quantities was very low and its effect was not found on bar formation of multiple modes.

1. はし が き

広い河道幅内で多列の水流が分岐・合流を繰り返す複雑な河状の網状河川は、わが国では、大井川、常願寺川、黒部川などが代表しているように、大半が勾配の急な沖積扇状地に存在しており、その河床は粗い石礫で覆われている。しかし、インドのコシ川¹⁾、ニュージーランドのオハウ川²⁾、あるいはバングラデッシュのブラマプトラ川³⁾のように、網状河川は必ずしも扇状地を流れているとは限らず、河床材料も粗いものばかりではなくて、細粒砂床の網状河川も少なくない。

このような網状河川では、洪水時には小出水時でも幾重にも分岐した低水路の偏流によって流路の変動が容易に生じ、水流が激しく河岸に衝突して高水敷や堤防を大きく侵食し、破堤を引き起こしたりする。したがって、こうした網状河川の流路変動に関して、それを支配すると思われる複列砂州の形成条件や水理特性を知り、それらの変化過程から網状流路への形成過程を把握することは、河川工学上の重要な課題の一つと思われる。

従来、網状河川に関して行われてきた研究は、地形学的・堆積学的な立場に立つものと河川工学・水理学的な立場に立つものとに2分して考えることができる⁴⁾。後者の最近の研究では、網状流路を複列砂州の形成と関連させ、代表的な中規模河床形態の交互砂州の水理特性に関する研究の成果や手法が複列砂州に拡張されて解明が図られる⁵⁾とともに、実際的な問題として、網状流路の分岐・合流に伴う洗掘深などが水理学的な手法で取り扱われている^{6,7)}。しかしながら、最近の研究においても、上述のような河床材料が細かくて、水深・粒径比が大きくなり、河床が Lower regime の形態で覆われた場合^{8,9)}や浮遊砂が

容易に発生する場合については、網状流路の形成過程に関する実測資料は極めて乏しい。このため、そのような条件下で砂州に関して生起する現象やその水理特性は依然不明確なままであり、浮遊砂を考慮した理論^{10, 11)}の検証も困難な状態にある。したがって、細砂河床に形成される複列砂州と網状流路に関して詳細な基礎実験を行い、その変動過程の水理特性を明らかにし、形成条件に及ぼす砂漣と浮遊砂の影響を検討することは水理学的・河川工学上の価値の高いものと考えられる。このようにして得られた実測資料に従来の知見を交え、複列砂州の形成条件、発達速度、形状特性をこれまでの河床変動の安定理論と比較検討して、網状河川の流路変動過程を解明していかなければならないと思われる。

以上より、その第一歩として本研究では、実測資料の乏しい細砂河床における複列砂州と網状流路の形成に関する基礎実験を行って、その変動過程の水理特性を把握を試み、細砂河床における河床形態の形成条件を砂漣及び複列砂州と網状流路について検討と考察を加える。

3. 細砂河床における網状流路の形成過程に関する基礎実験

3.1 実験装置と実験方法

実験には、京都大学防災研究所宇治川水理実験所のRIトレーサー実験施設内にある全長20.4 mの鋼製可変勾配循環水路を用いた。この水路は、中央15 m区間が水路幅180 cmになっており、側壁にはレールが敷設されていて、Fig. 1のように砂の敷均しと計測のために上流端の可変モーターで牽引される鋼製台車がのせられている。路床勾配は水路下に取り付けた手動ジャッキを用いて $-1/100 \sim 1/14$ の範囲で設定可能である。通水には最大能力 15 l/s と 6 l/s の大小2台のポンプを用い、下流端の受水槽の水を循環させた。大ポンプには汎用インバータ（富士電気製）を接続して出力を調節するとともに小ポンプを併用して、実験条件に応じて種々の流量を流した。流量は、水を循環させるパイプの途中に挿入したベンチュリー管のマノメータの読みから計量し、一通水中に2～4回下流端で容量約70 lのプラスチック容器で直接受水して検定した。給砂は、通水中水路から受水槽に流れ込む土砂を給水ポンプで吸引し水とともに循環させた。このため、水循環パイプの出口にPhoto. 1のような分配装置を取り付け、放出口のパイプを上流端の水路幅を18等分したトタン製の整流器の各部に導き、給水及び給砂の均一性を保つようにした。なお、Run D-3（実験条件は後述）以降はポンプの吸い込み口のストレーナーに多数の穴をあけ、土砂を吸い込みやすくした。この結果上砂の循環はかなりよくなったが、逆に緩勾配のRun D-11では、低水槽内に滞留していた砂を吸引し過ぎて供給土砂が多くなり、河床上昇の傾向がみられた。水路には上流端と下流端からそれぞれ0.3 m離れた位置に高さ6 cmの砂止め用のL字型鋼を置き、両者の間を実験区

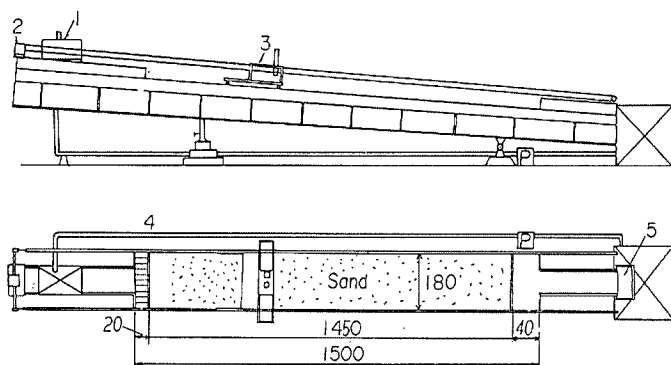


Fig. 1. A sketch of the experimental flume (unit: cm) (1. measurement weir, 2. traction motor, 3. carriage for measurement, 4. water and sediment supply pipe, 5. tail box).

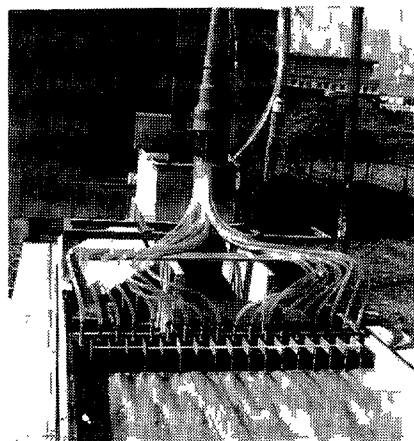


Photo. 1. Distributing device for water and sediment.

間として、その高さまで実験砂を入れて敷均した。下流端のL型鋼と実験砂の間には細目の金網を張った同じ高さの枠を置き、停水後直ちにL形鋼を取り除いて停水時における細砂河床の排水を良くした。同じ目的で、両側壁から約20 cm離れた水路底に約0.9 m間隔で排水タップを取り付け、停水時に開放した。

実験の座標系は、上流端を $x = 0$ mとして流下方向に x 軸、横断方向左岸から右岸に向かって中央を $y = 100$ cmとして y 軸、そして鉛直上向きに z 軸、のようになっている。

測定項目は、途中、形成過程における河床形状と水理条件の把握ができるように適宜通水を中断して行った河床高、通水時間に依りて各通水毎に1回から3回計測した水位、通水中と停水時を通じて撮影した実験区間の斜め写真、及び通水時下流端で採取した土砂濃度である。

本実験でも、既実験⁵⁾と同様に、実験遂行の迅速化とデータの処理効率の上昇のために実験の制御と測定をできるだけ自動化するように努めた。すなわち、PIOボード、A-D変換ボードを増設したパーソナルコンピュータ(NEC PC 9801 M2)を水路脇のプレハブ製の実験制御測定小屋内に設置し、実験計測時の測定台車、台車上の測定用トラバサ及び測定機器の制御と測定データの集録を自動的に行った。

すなわち、台車の位置をそれに取り付けたロータリーエンコーダで検出し、その出力をPIOボードを通してパーソナルコンピュータで読み、予めプログラムされた測定位置に達すると、逆にPIOボード、ICリレーを通して電磁開閉器に停止信号を送って制御した。一方、測定用トラバサの方は位置検出用のポテンションメータを取付け、その出力をA-Dボードから入力して制御した。なお、いずれも手動スイッチを直列して緊急の割り込み停止を可能にしている。

河床高測定にはトラバサに据え付けられた連続式砂面計(ケネック製)を用い、 $x = 1 \sim 14.5$ mの区間を0.5 m間隔で横断方向に連続的に計測し、さらに各測定後に水路下流端の右岸側壁側に設けたキャリブレーション位置で出力の検定を行うようにプログラムした。同様に、水位はサーボ式波高計(ケネック製)を用い、通水時間に依りて1回から3回の計測を $x = 2 \sim 14$ mの区間で2 m間隔で横断方向に連続的に行い、各測定後、水路下流端の左岸側壁付近に設置した金属容器中の2つの水位でキャリブレーションデータを得るようにしている。測定結果は河床高、水位ともフロッピーディスクに直ちに記録するとともに、一連の測定後キャリブレーション計算を行っている。なお、Run D-11では、砂澱河床の発達のため停水後も排水に長時間を要することが判ったので、下流端にせきを設け河床全体を覆うように清水を張り、水中で河床高の計測を行った。また、Run D-9、D-10は、通水時間を2'及び1'40'と非常に短くするため、水位の計測は $x = 4$ m、8 mの2断面のみとした。

斜め写真は、下流端に設置されている鋼管・トタン構造の受水槽の覆い上に足場板を載せ、それに固定した脚立に三脚を取り付けてカメラ台とし、そこから撮影した。撮影位置は、実験区間下流端から約3 m後方で水路河床面から4.6 m上方である。撮影は、河床変化の速さに依りて数秒から数分間隔で、測定小屋内のタイマーからモータードライブカメラに信号を送り、自動的に行った。

3.2 実験条件

水深粒径比が大きくなる場合、あるいは浮遊砂が卓越すると思われる場合を対象としているので、実験砂は細粒のものとし、Fig. 2に粒度分布を示した平均粒径 $d_m = 0.206$ mm、中央粒径 $d_{50} = 0.185$ mmの日本硅砂鑄型用6号砂を用いた。 d_m に対して、岩垣式による限界摩擦速度は $U_{*c} = 1.49$ cm/sec、Rubey式による砂の沈降速度は $w_0 = 2.25$ cm/secである。

実験条件は、予め芦田・道上¹²⁾の抵抗算出法によって、様々な水深と勾配の組合せに対する水理量を算定しておき、村本・藤田¹³⁾の領域区分図を参考にして水深を決め、Table 1及び

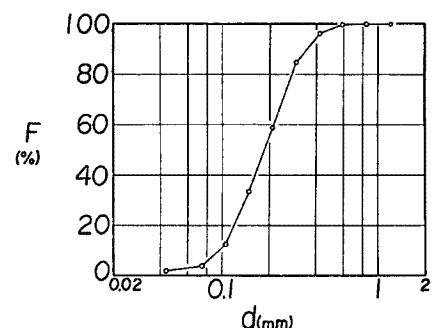


Fig. 2. Grain size distribution of the sand used.

Table 1. Prescribed experimental conditions

Run No.	Flume slope I	Discharge Q (l/s)
D-1	1/33	8.0
D-2		6.1
D-3	1/107	7.9
D-4		4.8
D-5		11.0
D-6		19.8
D-7	1/28	19.8
D-8		3.7
D-9		3.4
D-10		19.4
D-11	1/390	9.4

Flume width $B=180$ cm
 Mean diameter $d_m=0.206$ mm

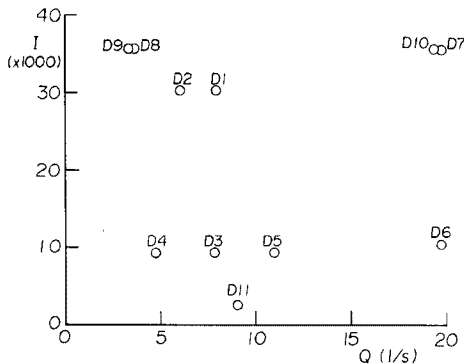


Fig. 3. Experimental conditions prescribed.

Fig. 3のように勾配と流量を設定した。これより、実験条件は勾配によって次の3つのグループに分けられる。

第1のグループは、大きい掃流力の場合を想定した勾配約1/30の実験で、Run D-1, D-2, D-7, D-8, D-9, D-10であり、Run D-9, D-10はそれぞれRun D-8, D-7と同一条件でその初期変化に注目するための実験である。これらの実験は、芦田・道上の初期河床の領域区分図によれば全てUpper regimeになり、村本・藤田の領域区分図において、Run D-1, D-2, D-8, D-9は複列砂州領域、Run D-7, D-10は交互砂州領域に入ることが予測される。ただし、Run D-7, D-10は村本・藤田の領域区分図の前提となっている掃流力 τ と限界掃流力 τ_c の比が $1 < \tau/\tau_c < 12$ という範囲を大きく上回っていて、 $\tau/\tau_c \approx 20$ である。第2のグループは勾配約1/100の実験で、Run D-3, D-4, D-5, D-6である。これらは芦田・道上の河床形態の領域区分図においてほぼUpper regime領域のTransitionとの境界に沿った部分にあると見積られ、村本・藤田の領域区分図によれば、Run D-3, D-4は交互砂州領域と複列砂州領域の境界、Run D-5, D-6は交互砂州領域に入るものと思われる。最後は、勾配1/390のRun D-11で、Lower regimeに属すると予測され、藤田・村本・古川⁸⁾の修正領域区分図において複列砂州領域でに入り、砂漣河床上の高モードの砂州の発生が見込まれている。

実験の通水時間は、初期変化に着目した実験を除いて、河床上の流路の変化が緩慢になりほぼ定常状態になったと考えられる時点か、あるいは浮州が多数発生し流路が固定されてしまった時点を目安として、各実験に応じて決定した。

4. 実験の結果

4.1 河床形態の変化

ここでは、各実験毎に現れた河床形態とその時間変化について、上述の勾配毎の実験グループについて、流量の大きい順に実験写真及び河床横断形状の測定結果から作成した河床等高線図に基いて述べる。

4.1.1 勾配約1/30の実験

Run D-7とRun D-10は、最大流量・最急勾配のほぼ同一条件で行ったが、Run D-10では初期変化に注目するため $T=1'40''$ (T は通水開始後の時間)で終了し、その間密な時間間隔で写真を撮影している。この勾配では全実験で通水中の水流が非常に濁っていて河床の様子はとらえ難かったが、Photo. 2(a)のような水面の状況から判断して、通水後の時間 $T=40''$ の全区間の水面に多数見られる斜め筋は砂州形態の形成に対応していると思われる。 $T=1'$ を過ぎる頃からPhoto. 2(b), (d)のように、Run D-7, D-10とも斜め筋の交点に当たる位置で反砂堆の形成による波立ちが激しくなり、水路全面にわ

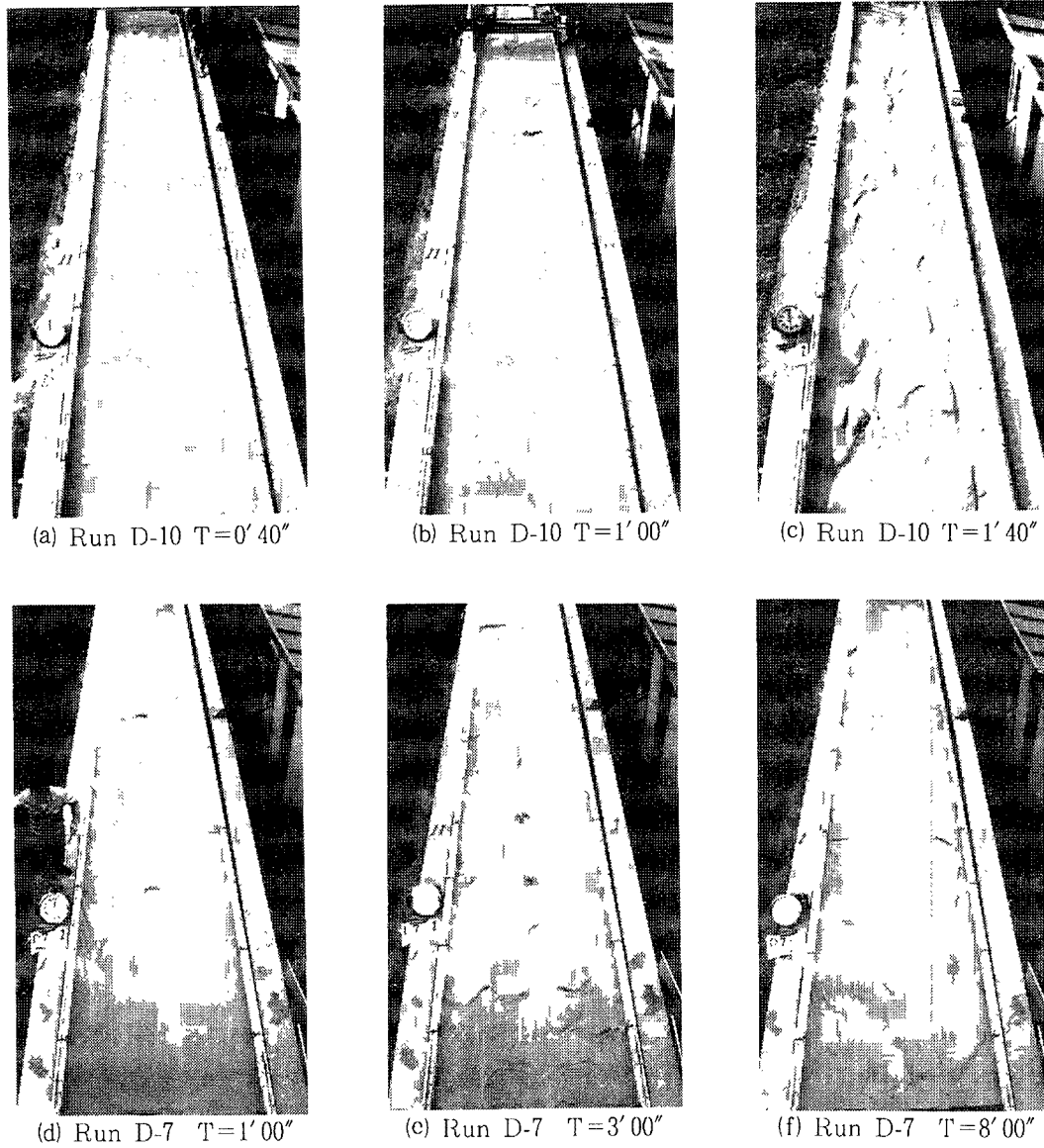


Photo. 2. Changes in bedforms in runs D-10 and D-7.

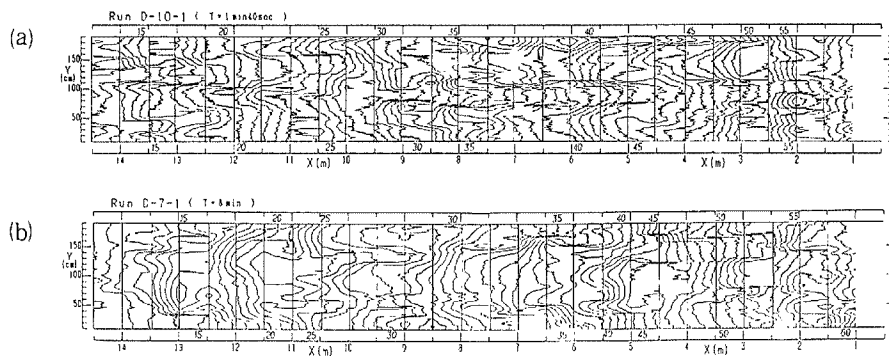
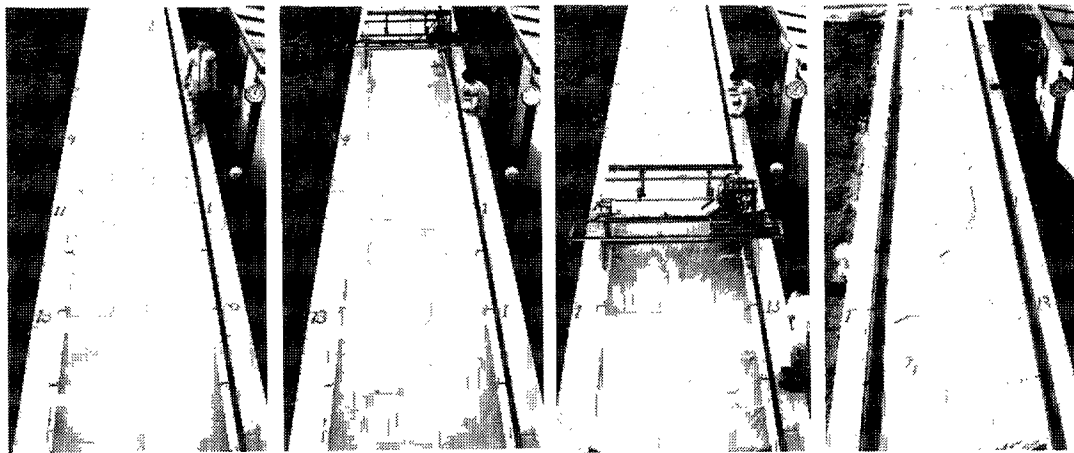


Fig. 4. Bed topography in runs D-10 and D-7.

たって流水の集中した個所で chute and pool が形成されていく (Photo. 2 (e))。それらがつながった部分の河床は低下して主流路を形成し、一方で水路の一部には浮州が発生するようになる。Run D-10の終了時の $T=1'40''$ の河床形状は、Photo. 2 (c) 及び Fig. 4 (a) に示した Run D-7 の最終時点と同様に反砂堆を河床上に残した複雑な形状であるが、中流区間で1本、下流区間で2本の主流路の深掘れが認められる。これから判断すると中流部はモード2、下流部でモード4の複列砂州と言え、これは Fig. 4 (a), (b) の等高線図からも確認できる。一方、Run D-7では Photo. 2 (d), (e) のように、 $T=1'$ 以後の反砂堆の発達が顕著であり、 $T=8'$ の実験終了時には、大きな反砂堆と思われる河床形態が残っていて複雑な形状を呈している。このため、砂州の形成の判定は難しいが、Fig. 4 (b) の等高線図によれば、 $x=2\sim 4.5\text{ m}$ 及び $x=8.5\sim 11\text{ m}$ の区間には両側壁付近に2つの大きな堆積が認められ、 $x=4.5\sim 8.5\text{ m}$ 及び $x=10.5\text{ m}$ ~ 下流端までの区間には水路中央部の盛り上がりが見られるので、モード2の複列砂州が形成されていると思われる。

つぎに、Run D-1 及び Run D-2 では、Run D-2 の流量が 6 l/s と Run D-1 に比べやや小さいが、Run D-1 の写真が $T=10'$ まで不調であったので、この条件の初期の様相は Run D-2 の観察によって述べる。通水後 $T=約 1'$ から斜め縞の交わった位置から水面が次第に大きく波立ち、Photo. 3 (a) のように、 $T=2'$ 頃からはそれに対応した反砂堆が河床全体に形成されていく。このような状態から次第に水流に偏りが見られるようになり、 $T=4'$ には、 $x=7\sim 10\text{ m}$ では主流部が左右両岸に分かれたモード2の複列砂州が、それより下流では2~3本に分かれたモード3~5の砂州形態が現れた (Photo. 3



(a) Run D-2 $T=2'00''$ (b) Run D-2 $T=4'00''$ (c) Run D-2 $T=6'00''$ (d) Run D-1 $T=22'$

Photo. 3. Changes in bedforms in runs D-2 and D-1.

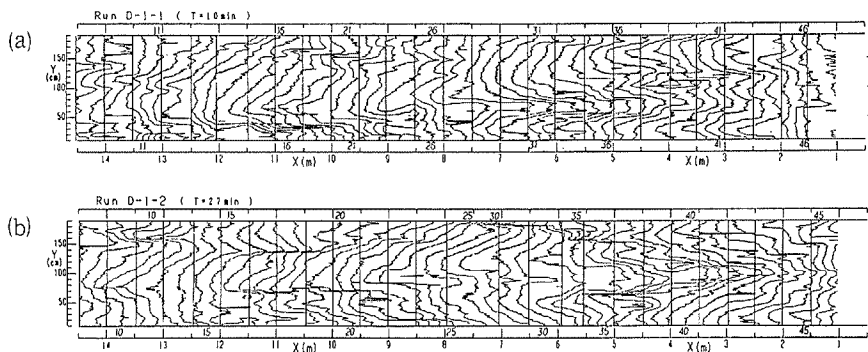


Fig. 5. Variations of bed topography in run D-1.

(b)。 $T = 6'$ には、下流部で反砂堆を残したような形で、**Photo. 3 (c)**のように一時流路は2～3本に分かれ、浮州が見られるようになった。しかし、この浮州はその後再び水没した。 $T = 9'$ では、上流部で中央から左岸にかけてほぼ1本の主流ができ、 $x = 9$ mより下流では逆に左岸に水みちを残しながら右岸沿いに主流路が走っており、砂州は上部に反砂堆を残した複雑な形状で、前縁もはっきりしていない。このときの河床等高線は、Run D-1の $T = 10'$ の**Fig. 5 (a)**とほぼ同様の形態を示していた。

Run D-1の $T = 10'$ の停水時での砂州も、上部に反砂堆を残したような複雑な形態で、前縁も余りはっきりしていないが、 $x = 9$ mまでの上流側ではモード1～1.5、それより下流側でモード2の複列砂州である。また、**Fig. 5 (a)**の等高線図によれば、上流のモードは3～4のようである。再び通水を開始すると、 $x = 9$ mまでの右岸と左岸の一部、続いて $x = 11 \sim 14$ mまでの中央部がほぼ浮州状態となり、以後しばらく同じような状態が続いていた。 $T = 14'$ には、中央部の浮州がやや上流に伸びて $x = 7$ m辺りまで達し、7 m付近までは中央を通っていた主流路が $x = 9$ m付近からは左右両岸に分かれ、河床形態はほぼモード2の網状流路となった。その後、 $T = 20'$ 頃から12 mより下流では再び水流が全面を覆うようになったが、まもなく14 m付近の右岸と中央部が浮州になるにいたり、このような状態が繰り返すものと判断して通水を $T = 27'$ で終了した。このときの河床形態は、**Photo. 3 (d)**や**Fig. 5 (b)**によると、 $x = 7$ mまでの上流区間で両側壁沿いが高く、 $x = 6 \sim 12$ mでは中央部が高くなっているのではモード2の網状流路であると判断される。

この勾配で流量の最も小さかったRun D-8及びRun D-9のうち、Run D-9では、初期変化に注目するため $T = 2'$ の終了時点まで短時間間隔で写真撮影を行ったが、**Photo. 4 (a)**のように、 $T = 1'$ では上流区間 $x = 3 \sim 5$ mにおいて、既実験⁵⁾の高モードの砂州形態と良く似たモード7の複列砂州の形成が認められ、下流区間は見かけ上砂漣の発生に対応したかのような水面波で覆われていた。その後、下流側でも次々と上流区間と類似の砂州が発生していき、 $T = 1'30''$ では、全区間で**Photo. 4 (b)**のように砂州のみが観察された。このときの複列砂州は $x = 11 \sim 13$ mでもほぼモード6である。**Photo. 4 (c)**の $T = 2'$ の停水時の形状は、Run D-8の $T = 1'30''$ の停水時の**Photo. 4 (d)**と非常によく似ており、写真及び等高線の窪みの数から水路全体で前述のモード6の複列砂州が維持されていたと判定される。Run D-8でも $T = 1'30''$ の河床等高線図**Fig. 6 (a)**は、Run D-9の $T = 2'$ のものと極めてよく似ていたが、この図や写真から水路全体に約モード6の複列砂州が形成されていたことが判る。その後、モードがやや減少しながら $T = 5'$ には、**Photo. 4 (e)**のように、反砂堆の形成が目立つようになり、各所で小規模の浮州が見られ始める。 $T = 10'$ の停水時の河床は不規則な水みちの跡を示す複雑な形状となり(**Photo. 4 (f)**, **Fig. 6 (b)**)、 $T = 15'$ には河床の高位部がはっきり水上に現れて、中流部では流路が3本に分割された明らかな網状流路となる(**Photo. 4 (g)**)。この河床形態は、**Photo. 4 (h)**及び**Fig. 6 (c)**に示したように、 $T = 22'$ の実験終了時まで維持され、浮州上でもいくつかの小水路が分岐・合流を繰り返す複雑な網状形態を呈していた。これも既実験⁵⁾で急勾配・小水深の場合に認められたものと類似の形態である。

4.1.2 勾配約1/100の実験

この勾配の実験でも通水中は水がかなり濁っており、河床の様子はとらえ難かった。流量の最も大きかったRun D-6では、**Photo. 5 (a)**や**Fig. 7 (a)**のように、通水後 $T = 10'$ で波高は小さいが前縁の明確なモード2の複列状の砂州が上流区間から形成され、下流区間には右岸側の砂州上に2次元的な砂漣が発生していた。これらの砂州は、**Photo. 5 (b)**のように、 $T = 20'$ になると左右対称でかなり形の整ったモード2の複列砂州へと発達していった。同時に、砂漣も砂州上の前縁近くの部分を除いて発達しており、その形状は3次元的に変化して、河床等高線は**Fig. 7 (b)**のようにやや複雑となる。しかし、 $T = 41'$ になると、水路中心線付近に細い溝状の低位部を残したまま、主流部がほぼ左側壁に沿って流れ、河床形態は交互砂州状となって、中流区間には浮州が発生している(**Fig. 7 (c)**)。このとき、砂漣は上述の溝状の低位部にもみ残存しているだけで、それ以外ではほぼ完全に消滅して(**Photo. 5 (c)**)、河床等高線は

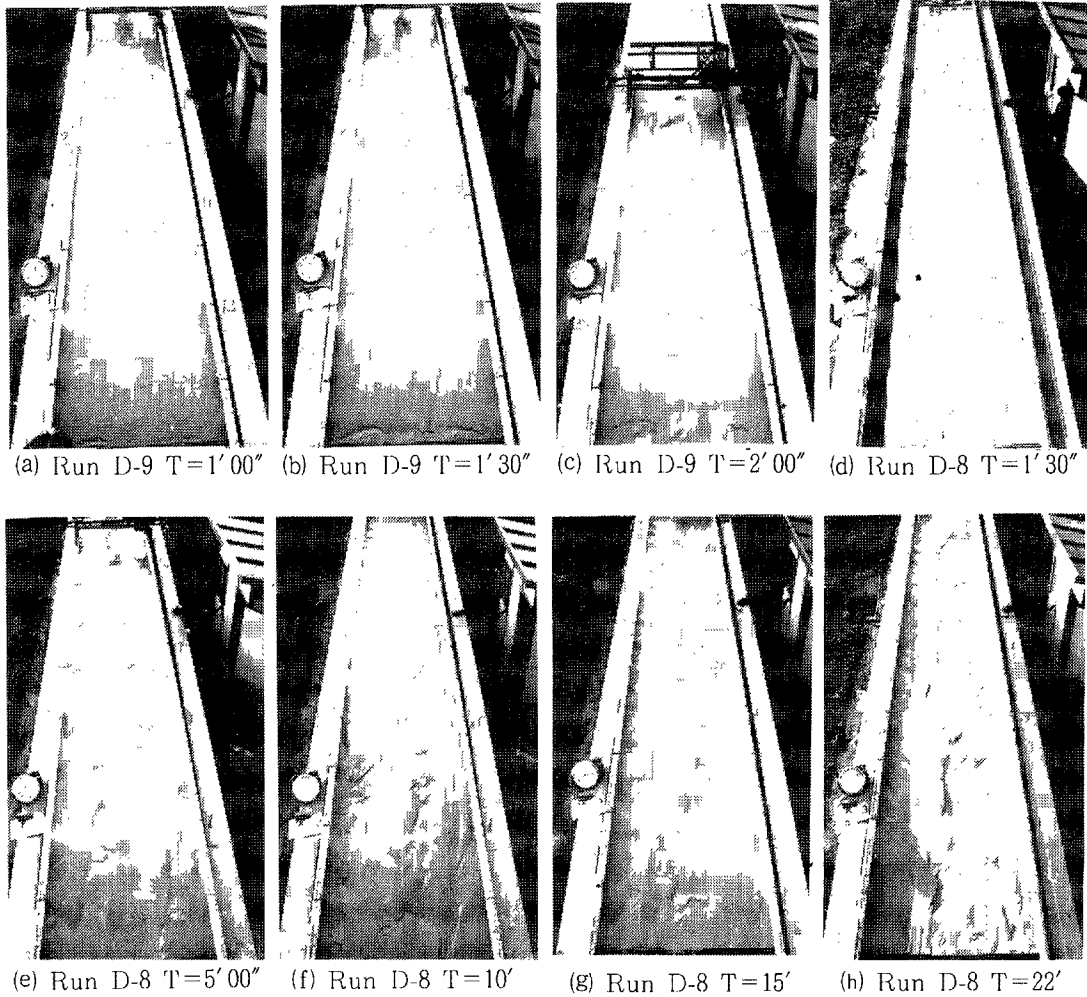


Photo. 4. Changes in bedforms in runs D-9 and D-8.

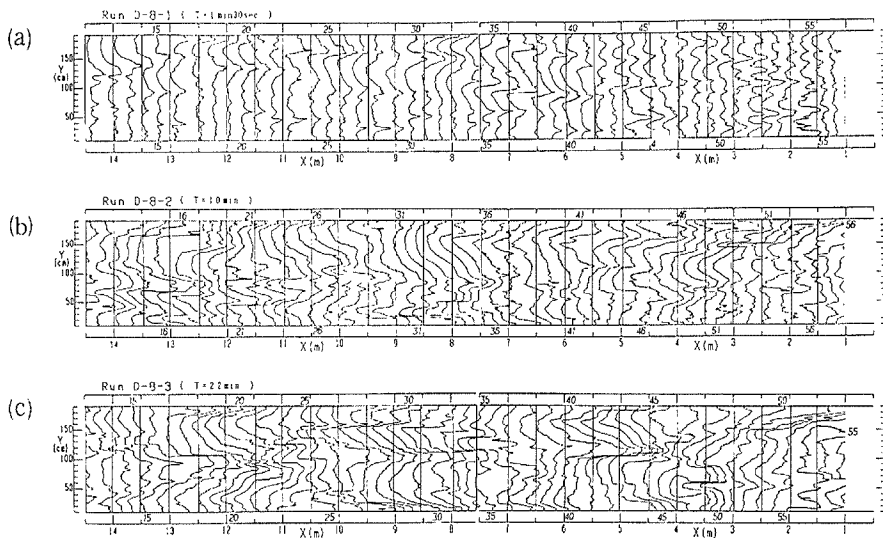


Fig. 6. Variations of bed topography in run D-8.

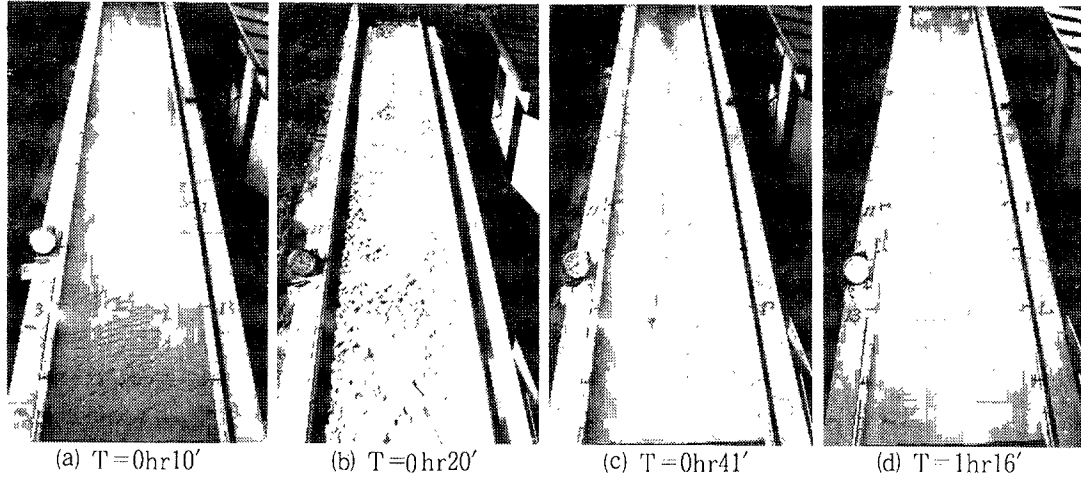


Photo. 5. Changes in bedforms in run D-6.

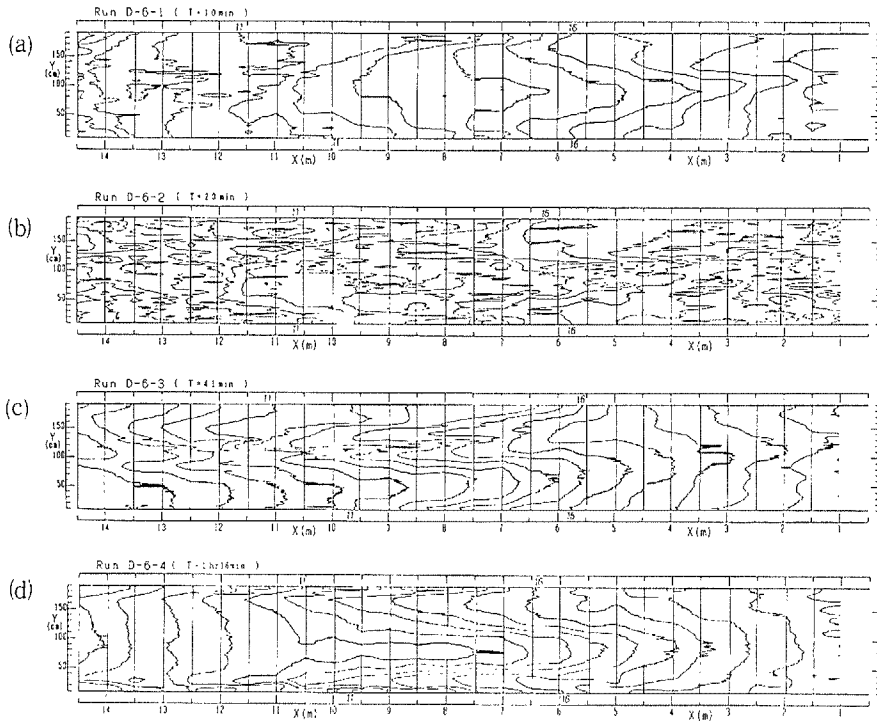


Fig. 7. Variations of bed topography in run D-6.

再び単純になり、モード3程度の砂州形態を示している。この浮州はその後再び全面で水没し、 $T = 1 \text{ hr } 16'$ には Fig. 7 (d)及び Photo. 5 (d)に示されているように、水路全長にわたるモード2の細長い複列砂州となった。このように、最終状態の河床において砂洲の占める割合は少ないが、実験経過から判断すると河床の regime は transition であつたと思われる。

Run D-6について流量の多いRun D-5では、通水後 T 約 $2'$ で、2, 3の区間で水面に砂洲の形成開始に対応したような小さな波立ちが見られるようになり、同時に水面に全く波立ちの見られない部分で表面の平坦な砂州が発生した。これらの砂州のモードは、 $T = 4'$ において Photo. 6 (a)のように、 $x = 5 \sim 11 \text{ m}$ 区間で2~3である。 $T = 22'$ では Photo. 6 (b)や Fig. 8 (a)の河床平面図からも判るように、これらの砂州はさらに下流側に伝播しながら発達し、 $x = 3 \sim 7 \text{ m}$ 区間でモード4、 $x = 9 \sim 14 \text{ m}$ 区間で

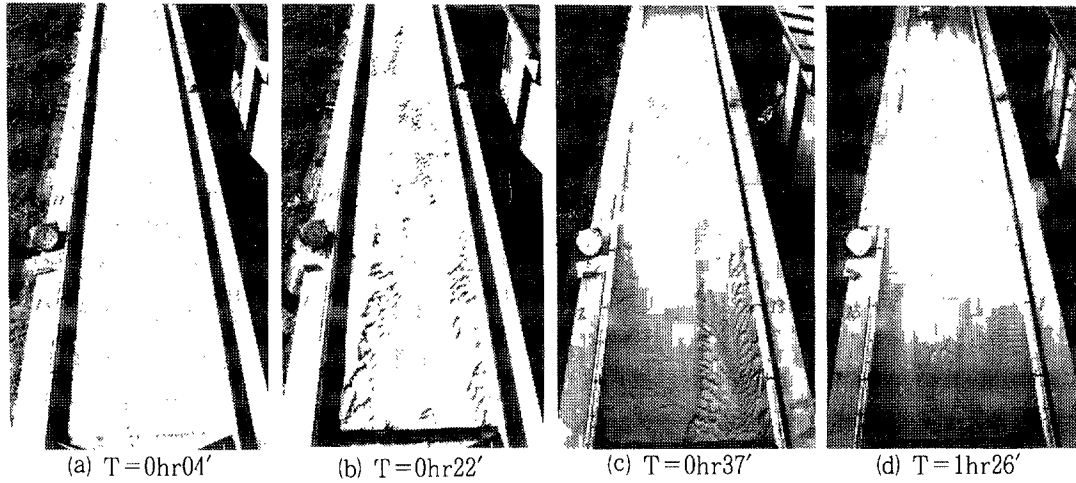


Photo. 6. Changes in bedforms in run D-5.

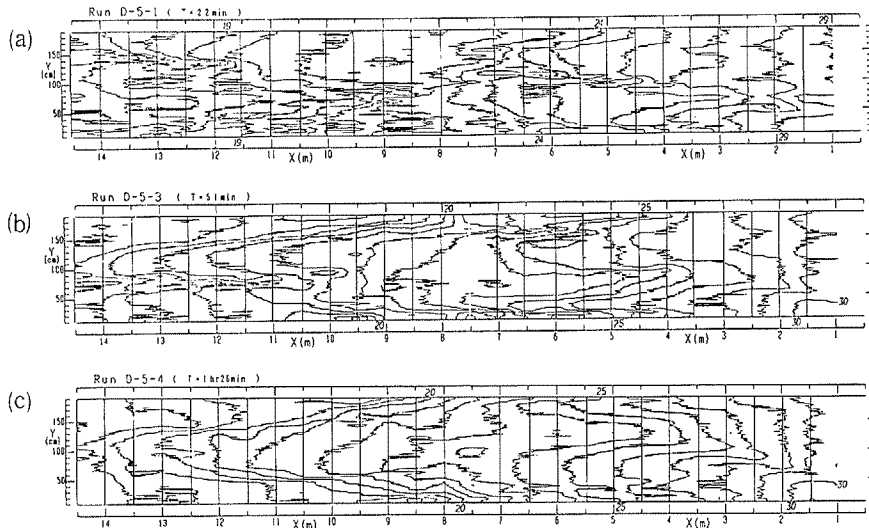


Fig. 8. Variations of bed topography in run D-5.

モード3となっている。このときの砂州上面は平坦であり、発達しなかった砂漣は砂州の間の水みちに沿ってかなり広い幅で残っていて、河床等高線はそれを反映した複雑な様相を示している。しかし、 $T=37'$ にはそのような砂漣もかなり消滅しているので、Fig. 8 (b)のようにやや滑らかな等高線になっている。Photo. 6 (c)の $T=40'$ には $x=10\sim 14$ m区間の水路中央部の河床のごく一部が水面から出ており、水流の集中している部分ではstanding wavesも発生している。Fig. 8 (c)及びPhoto. 6 (d)によれば、 $T=51'$ には水路全体がほぼモード2の複列砂州で覆われたと判断でき、 $T=1\text{ hr }26'$ には、 $x=7$ mより下流側の中央部が大きな浮州となり、モード2の複列砂州の両側に水流が集中していることが判る。この時点で砂州は浮州化し、流路は固定されて全体的に変化が緩慢になったので実験を終了した。この最終時点で砂漣に覆われていた部分は、Photo. 6 (d)のようにRun D-6の場合よりも目立つが、それでも極めて僅かである。このときのflow regimeもやはりRun D-6と同じ理由でtransitionと見なした。

つぎに、Run D-3では、通水後 $T=5'$ 頃には砂漣が河床全面を覆い始め、 $T=8'$ には上流端付近で砂州の発達が認められるようになった。 $T=16'$ で停水したところ、Photo. 7 (a)では判りにくいですが、 $x=5$ m付近までの区間にはほぼモード4の複列砂州が形成されていた。これに対し、それよりも下流の区間では砂漣の連なりのように見られる河床の細長い高位部と低位部が、横断方向にも流下方向にも千鳥

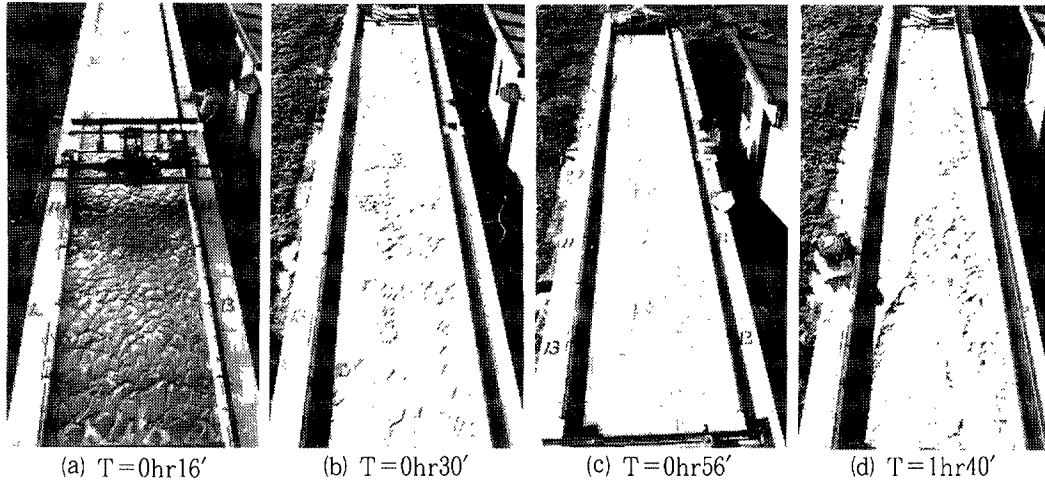


Photo. 7. Changes in bedforms in run D-3.

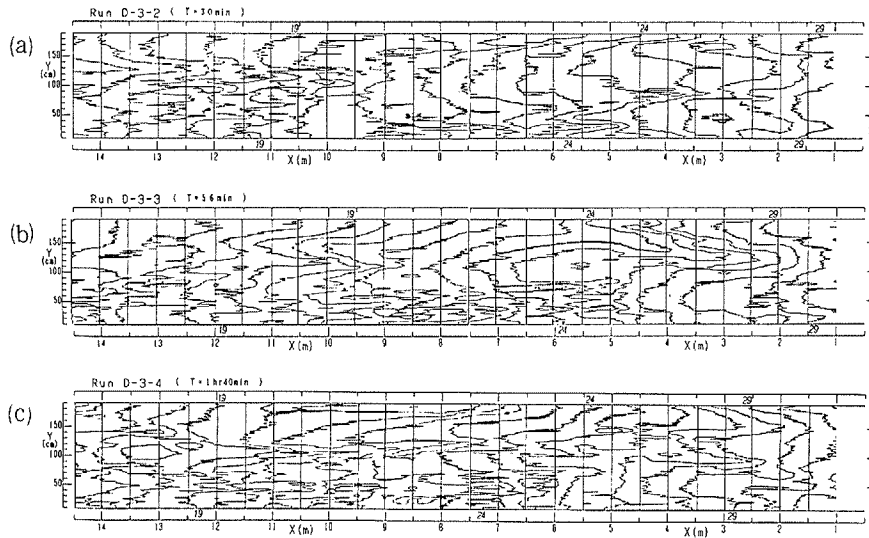


Fig. 9. Variations of bed topography in run D-3.

状に交互に繰り返して、より高次のモードの砂州が生じているようである。その後下流側でも砂州の発達が見られるようになり、水面の波立ち状況や等高線図の変化から $T=21'$ では $x=5\sim7$ m にかけてモード2、 $x=8\sim10$ m にかけてモード4の複列砂州が形成されていると判断できた。 $T=30'$ の停水時では、Photo. 7 (b) や Fig. 9 (a) に示されているように、 $x=2\sim5$ m でモード4、 $x=5\sim9$ m でモード2～3の複列砂州が形成され、 $x=5\sim11$ m では複数の砂州が重なりあっているようであり、 $x=12\sim14.5$ m にかけてはモード4の砂州が認められる。この時点で特徴的なことは、初期に河床全体を覆っていた砂漣が十分発達した砂州の上面では消滅して平坦になっていることである。その後、 $T=56'$ には Fig. 9 (b) からモード3の砂州が形成されていると判断され、水流は $x=5$ m 付近から右岸側に集中し始めている。 $x=7$ m 付近までの左岸側の砂州は上面が平坦な状態であったが、Photo. 7 (c) のように、 $x=7$ m より下流では依然として砂州上に砂漣が残存している。通水が1 hr を超えると上流側から浮州が発達していき、 $T=1$ hr $30'$ になると、 $x=3\sim10$ m の区間では中央から左岸にかけて、また $x=10$ m から下流区間では中央部に浮州が生じ、 $x=3\sim10$ m の浮州の上面には砂漣の様子が残っていた。実験終了の $T=1$ hr $40'$ では、Fig. 9 (c) のように $x=5$ m 付近まではほぼモード3の複列砂州が、 $x=6$ m より下流ではモード2の複列砂州が形成されていて、右岸の砂州は平坦であるのに対して、左岸側では上面に砂

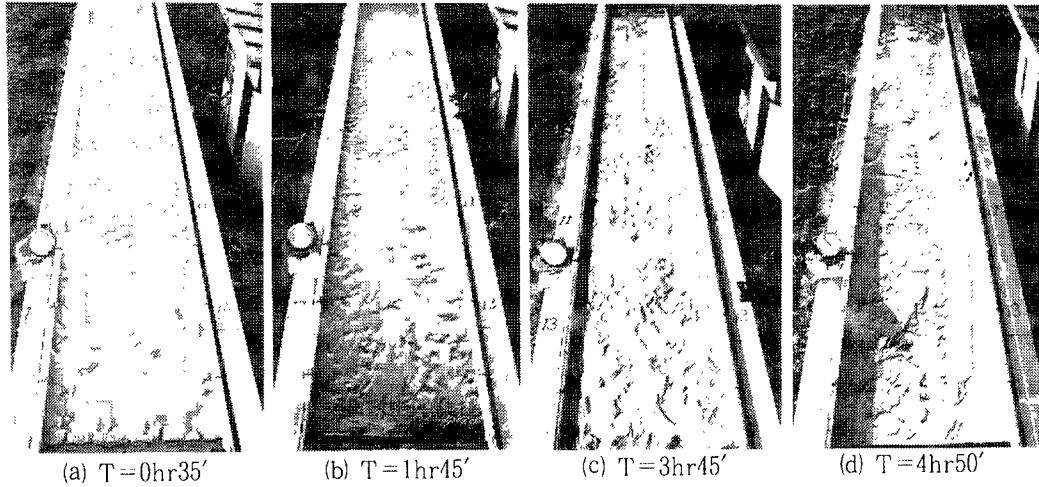


Photo. 8. Changes in bedforms in run D-4.

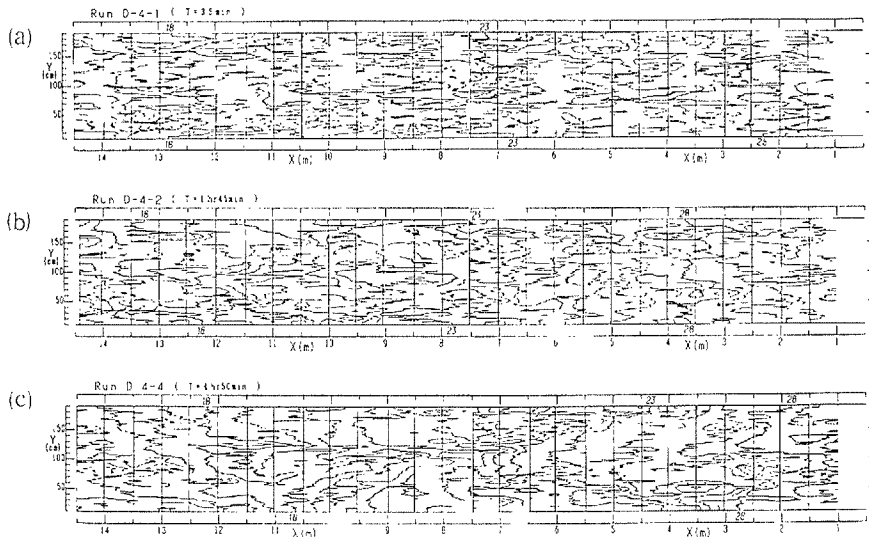


Fig. 10. Variations of bed topography in run D-4.

漣の形状が残っている。Run D-3の flow regime も transition と判断されるが、Run D-5や Run D-6に比して砂漣で覆われた河床の割合が高くなっている。

最後に、Run D-4ではこの勾配で最小の流量が給水されたが、通水後直ちに砂漣が河床全体に広がっていき、 $T=35'$ の停水時には、Photo. 8 (a)のように全面が発達した砂漣で覆われた。初期等高線図の Fig. 10 (a)は大変複雑であるが、高位部の配置に着目すると、上流から $x=5, 6$ mまでの区間でモード5程度の複列砂州が形成されているようであり、その下流の区間でも写真には砂州の前縁を思わせる砂漣の斜め連なりが認められる。 $T=1$ hr 15'にはそのような斜め連なりが下流側でも見られるようになり (Photo. 8 (b))、個々の砂漣は幅、波長とも大きくなって、Fig. 10 (b)の等高線の高位部のつながりも明確になっている。 $T=3$ hr 45'ではそのような連なりだけでなく、砂州自体の発達が始まっていて、Photo. 8 (c)には依然砂漣に覆われている河床の $x=3\sim 6$ mの区間にモード2の複列砂州が現われている。 $T=4$ hr 30'頃から $x=9\sim 14$ mの右岸側で上面に砂漣を残したまま浮州がみられるようになり、水流もその区間で左岸側に集中し始めた。 $T=4$ hr 50'には、Fig. 10 (c)のように、 $x=2\sim 7$ mの区間においてモード2～4の複列砂州が生じ、 $x=11\sim 14$ mの区間ではモード3～4の砂州が全体で交互砂州に近い形態に集まっていた。この時点でも Photo. 8 (d)のように、やはり河床にはほぼ全面で砂漣が残

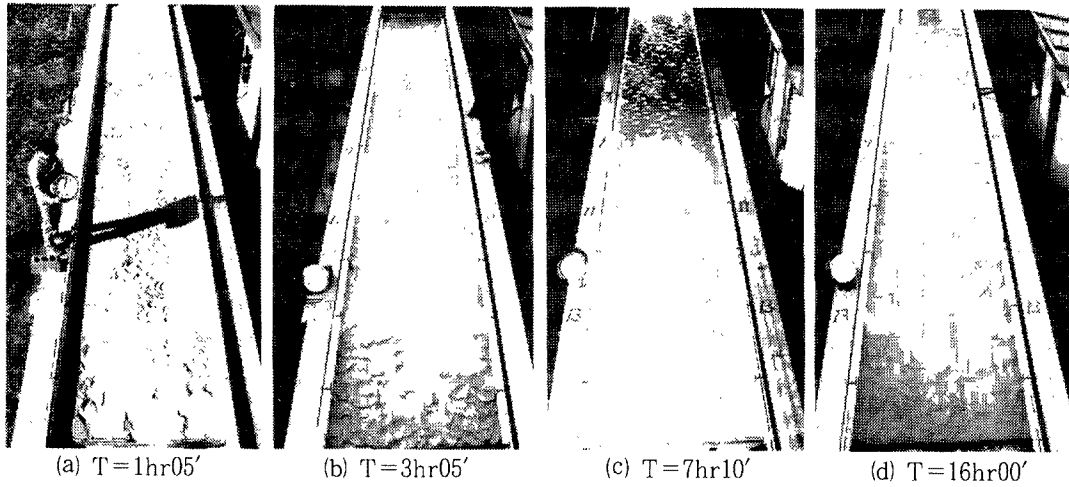


Photo. 9. Changes in bedforms in run D-11.

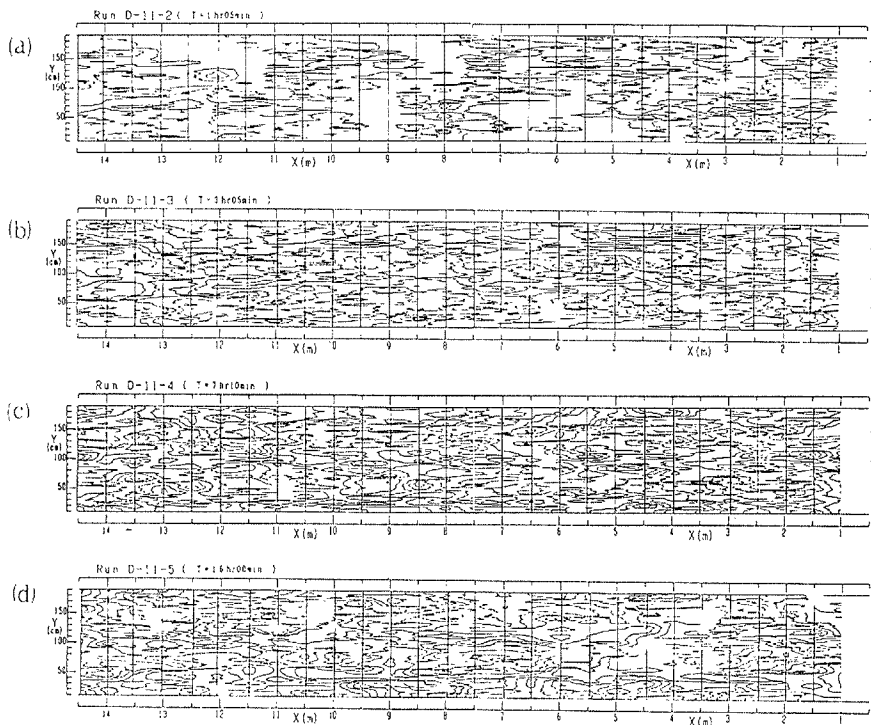


Fig. 11. Variations of bed topography in run D-11.

存している。その後、 $x = 2 \sim 7$ mの区間において水路中央部に浮州が生じ、それは中央部から右岸側にかけて広がっていった。その上には ripple が残存しているが全体に扁平で大きくなっており、その塊を細かく分割するように小流路が形成されていた。 $T = 4 \text{ hr } 30' \sim 5 \text{ hr } 40'$ の間に主流路は 5 m から下流で左岸沿いに集中して固定されてしまい、これは変化が緩慢になった状態であると判断して停水した。この実験では、同一勾配の実験の Run D-3, D-5 及び D-6 に比して、いずれの停水時でも河床における砂漣の残存率が非常に高く、実験の途中においても平坦河床の現われる場合が限られていたことや後述の抵抗特性から lower regime の河床形態と判断した。

4.1.3 勾配約 1/400 の実験

Run D-11 は勾配約 1/390 で今回の実験で最も勾配が緩く、流量もそれほど大きくなかったので、砂

漣の発達も緩慢であって、通水後 $T=22'$ の最初の停水時には上流の僅かな区間で砂漣が発生していた程度であり、 $T=1\text{ hr }5'$ になっても、**Photo. 9 (a)** のように、河床の一部が1.5～2 m間隔で左右岸交互の斜め方向に砂漣で覆われているのみである。このような局所的に散在した個所から斜め方向に伝播する砂漣の形成過程の特徴は、その発生個所が砂州の形成に対応したような規模の大きい河床の規則的な変動に支配されていることの結果ではないかと思われる。しかし、**Fig. 11 (a)** のように河床等高線図の変化は複雑であって、そのような砂州発生の状況は読み取れない。 $T=3\text{ hr }05'$ になると発達した3次元的な砂漣が**Photo. 9 (b)** のように河床全面に広がり、**Fig. 11 (b)** には高位部のつながりもかすかながら認められる。 $T=7\text{ hr }10'$ では、**Photo. 9 (c)** にも明らかなように、砂漣で覆われた河床上に砂州の前縁を思わせる波高の大きな砂漣の斜め連なりが認められ、これによると、モード3～4の複列砂州が形成されつつあると思われる。しかしながら、河床等高線は**Fig. 11 (c)** のように複雑であって、砂州のモードを読み取るのは困難である。実験終了の $T=16\text{ hr }00'$ には、**Fig. 11 (d)** や**Photo. 9 (d)** のように、モード2の複列砂州が形成されているのがはっきりと確認でき、砂州上では砂漣の形状が扁平になるとともに波長・幅とも大きくなっていることが判る。これより、Run D-11 では砂州のある程度発達した最終状態でも、河床は完全に lower regime の状態にあったと判断できる。

4.2 河床形態の特徴

前項で述べた河床形態の変化過程から、形成された小規模河床形態に着目すると、本実験はつぎのような特徴を持った下記の3グループに分けられる。

(a) Upper Regime の実験

このグループには勾配約 $1/30$ で行われた全ての実験、Run D-7, D-10, D-1, D-2, D-8 及び D-9 が含まれる。

Run D-1, D-2, D-7 及び D-10 のように流量がある程度以上大きい場合には、通水直後のわずかな間だけ斜め方向に延びる水面の波だちから砂州が形成されているのではないかと窺われるが、水流の先端がその位置を通過した2, 30秒後の極めて初期の段階から反砂堆の形成が始まり、激しい波だちを伴って河床がうねる chute and pool の形態が特徴的となる。河床もこれに対応した複雑な形態で、浮州上に反砂堆を残した形の網状流路となり、中規模河床形態としての砂州の判定は難しいが、一連の chute and pool の発生位置は砂州の形成に伴う河床の凹凸の変動に影響されていると思われる。

一方、Run D-8 及び D-9 のように流量の小さい場合には、初期の段階で既実験⁹⁾で観察されたものと同様の高モードの複列砂州の形成がはっきり確認でき、この時点では細砂河床としての特徴は現われてこない。しかし、その後はやはり砂州による流量の集中個所で反砂堆が形成され、それとともに各所で浮州がみられるようになり、2, 3本の主流路とともに、浮州が小流路で分割された複雑な形状の網状流路となる。

(b) Transition の実験

このグループには勾配約 $1/100$ で行われた実験のうち Run D-4 を除く Run D-3, D-5 及び D-6 の3実験が分類される。

これらの実験では初期に砂漣と砂州がほぼ同時に形成されてゆき、砂州の発達とともに流量の大きい場合ほど速やかに主流部になった部分の砂漣が flush され、同時に砂州上に形成されていた砂漣も消滅していく傾向になる。その結果、砂漣の残存しうる個所は、流量の大きい場合主流路以外の水みちのみとなり、Run D-3 のように小流量の場合には、主流部への流量の集中によって浮州化した砂州上の部分がそれに加わる。いずれにせよ、最終段階でも平坦河床と砂漣河床の共存した状況が観察され、流量の大きいほど平坦河床の割合が高くなる。

(c) Lower Regime の実験

本実験では、このグループは勾配約 $1/100$ の小流量実験の Run D-4 と勾配約 $1/400$ で行われた

Run D-11 からなる。

この場合、まず河床全面で砂漣が発達していき、砂州はその砂漣の斜め連なりを前縁とするような形で発生して砂漣に覆われたままで発達していく。その後砂州が発達していても砂州上の砂漣は消滅せず、Run D-4 のように流量の集中によって浮州した場合でも、その上面には大きくかつ扁平になった砂漣が残存する。ただし、勾配の大きい Run D-4 のような場合では、流量集中の著しい主流部のみは砂漣が消滅して平坦河床となる。

4.3 平均水理量の変化

前章 3.1 で述べた方法で測定した各断面の水位及び河床高の測定値を、水路のレール高で勾配補正して実際の水位及び河床に修正した後、横断方向に 0.5 cm の間隔で内外挿入して標準データとした。ついで、そのデータを算術平均して、平均河床高と平均水位を求め、それらの値と供給流量とを用いて断面平均水理量を計算した。ただし、浮州が生じて河床高が水位を上回っている地点では、この点のデータを除外して断面平均しており、したがって、このときの流路幅は流路幅ではなく、実際の水面幅であって、それらを用いて計算している。前述のように、水位の測定は $x = 2 \text{ m} \sim 14 \text{ m}$ の区間を 2 m 毎に測定 (Run D-9, D-10 は $x = 4 \text{ m}$ 及び 8 m の 2 断面のみ) しているので水理量もそれに対応している。Table 2 にはこれらの水理量、すなわち、平均水深と流量から求めた平均流速 v_m 、フルード数 F_n 、エネルギー勾配 I_e 、摩擦速度 u_* 、流速係数 v_m/u_* 及びマンギングの粗度係数 n の値の流下方向平均値を一括表示している。

なお、勾配・流量とも大きい場合には上記の方法で評価した水深の流下方向変化が著しく激しくなり、この値から水理量を算定した結果は速度水頭値が極度に変化して非現実的な値となった。これは、 $x = 2 \sim 14 \text{ m}$ 区間の 2 m 間隔の水位計測に少なくとも数分を要するために、chute and pool などの発生によって河床や水面の時間的変化が非常に激しい場合には、同じ断面における平均河床高と水位の差では正確な水深を表しえないことによる。よって、このような実験では、水位及び河床高の各断面毎の平均値を水位の測定区間 $x = 2 \text{ m} \sim 14 \text{ m}$ でさらに縦断方向に平均し、その値の差をとって便宜上等流水深として扱い、エネルギー勾配を水面勾配から与えて、実験流量からその他の水理量を求めた。Run D-7, D-10 及び Run D-1, D-2 についてはこの結果が Table 2 に示されている。

また、水理量の表中には下流端の実測採水濃度から求めた全流砂量 q_T と芦田・道上¹²⁾の方法による掃流砂・浮遊砂の予測量と両者の比及び浮遊限界のパラメータ w_b/u_* をあわせて示している。

河床形態とその変化過程の特徴によって分類された前節の (a)~(c) のグループでは、いずれもそれぞれで類似の水理特性を示しており、それらの平均水理量の時間的変化も河床形態の変化過程によく対応している。以下では、この実測水理量の特徴について、上記の河床形態によるグループ分けに従って述べる。

(a) Upper Regime の実験 (Run D-7, D-10, Run D-1, D-2, Run D-8, D-9)

初めに、断面平均水位 H 、平均河床高 Z 、平均水深 h 及び流路幅 B の流下方向変化の測定例を Run D-7 及び Run D-8 について示すと Fig. 12 及び Fig. 13 のようである。

Run D-1, D-2 の上流端付近の河床高は、ポンプによる土砂の供給が不十分であったため 1~2 cm の低下がみられたが、その影響はほぼ上流端付近に限られていた。この点を除いて Run D-1, D-2 では、通水初期には河床高、水位ともに流下方向に目立った変化はなく、その後 3.1 で述べたような激しい河床変化に対応して河床高や水位の局所の変動のみが現われた。この変動は、Fig. 12 のように、大流量の Run D-7, D-10 において顕著であり、chute and pool の形態の影響を示している。また、Run D-7 の $T = 8'$ の河床高はほぼ 4 m ぐらいを半波長にした周期的な変化を示しているようであり、砂州に対応している可能性がある。一方、Run D-8 や D-9 の河床の変化は Fig. 13 のように僅かであって、穏やかだった水流の状況と対応している。

つぎに、流路幅の変化は、Run D-1 や Run D-7 では、Fig. 12 のように、各所に浮州が現れた複雑な

Table 2. Hydraulic quantities in the experiments

Run No.	Time	Q (l/s)	h (cm)	v _m (cm/s)	F _r	I _c (×10 ⁻³)	u* (cm/s)	v _m /u*	n	R _{e*}	q _r (cm ² /s)	q _B (cal/cm ² /s)	q _s (cal/cm ² /s)	q _d /q _B	w ₀ /u*
D-7-1	08'	19.8	1.43	76.9	2.05	36.4	7.09	10.9	0.0145	10.4	5.52	2.824	0.284	0.10	0.32
D-10-1	01'40"	19.4	1.62	66.5	1.67	29.9	6.83	9.74	0.0164	10.3	7.18	2.493	0.230	0.092	0.33
D-1-1	10'	8.0	0.65	68.4	2.71	30.1	4.36	15.7	0.0088	7.0	—	0.559	0.0220	0.039	0.51
-2	27'	8.0	0.76	58.5	2.14	27.8	4.53	12.9	0.0110	7.1	—	0.559	0.0220	0.039	0.51
D-2-1	10'	6.1	0.63	53.8	2.16	30.1	4.30	12.5	0.0110	6.8	0.939	0.479	0.0138	0.029	0.52
D-8-2	10'	3.5	0.50	38.9	1.76	34.5	4.13	9.42	0.0140	5.9	0.527	0.405	0.0078	0.019	0.52
-3	22'	3.8	0.60	35.2	1.45	34.5	4.52	7.79	0.0175	6.0	0.635	0.405	0.0078	0.019	0.52
D-9-1	02'	3.4	0.49	38.6	1.76	35.5	4.12	9.36	0.0140	5.7	0.457	0.407	0.0108	0.027	0.55
D-6-1	10'	19.9	1.99	56.5	1.28	7.65	3.86	14.6	0.0114	6.2	—	0.382	0.0402	0.105	0.54
-3	41'	19.9	2.00	56.8	1.29	10.21	4.41	13.1	0.0131	7.1	0.872	0.382	0.0402	0.105	0.54
-4	1hr16'	19.9	1.94	58.8	1.36	9.60	4.27	13.8	0.0120	6.9	0.731	0.382	0.0402	0.105	0.54
D-5-1	22'	11.0	1.70	36.0	0.88	9.42	3.92	9.16	0.0176	5.9	0.391	0.282	0.0107	0.038	0.61
-4	1hr26'	11.0	1.40	43.7	1.18	9.97	3.67	11.9	0.0132	5.5	0.425	0.282	0.0107	0.038	0.61
D-3-1	16'	4.8	0.84	31.8	1.11	9.03	2.71	11.7	0.0123	4.8	0.183	0.115	0.0022	0.019	0.75
-2	30'	7.8	1.05	41.3	1.29	9.85	3.17	13.0	0.0114	5.7	—	0.115	0.0022	0.019	0.75
-4	1hr40'	8.1	1.02	44.1	1.40	9.81	3.11	14.2	0.0105	5.5	0.205	0.115	0.0022	0.019	0.75
D-4-1	35'	5.2	1.04	28.9	0.92	9.68	3.06	9.43	0.0157	4.8	0.0932	0.012	—	—	1.69
-2	1hr45'	4.8	1.41	19.1	0.51	10.13	3.70	5.15	0.0304	5.9	—	0.012	—	—	1.69
-4	4hr50'	4.9	1.45	18.2	0.47	10.46	3.89	4.67	0.0339	6.2	—	0.012	—	—	1.69
-5	5hr40'	5.1	1.45	20.2	0.55	9.96	3.67	5.52	0.0284	5.8	0.0525	0.012	—	—	1.69
D-11-1	22'	9.1	1.68	30.2	0.75	2.99	2.15	14.9	0.0116	3.4	0.0625	0.0045	—	—	1.69
-2	1hr45'	9.1	2.95	16.9	0.31	3.18	3.01	5.60	0.0316	4.7	0.0512	0.0045	—	—	2.14
-4	7hr10'	9.1	3.10	16.5	0.30	3.20	3.07	5.38	0.0331	4.9	0.0398	0.0045	—	—	2.14
-5	16hr00'	9.1	3.09	16.3	0.30	3.72	3.31	4.93	0.0361	5.2	0.0213	0.0045	—	—	2.14

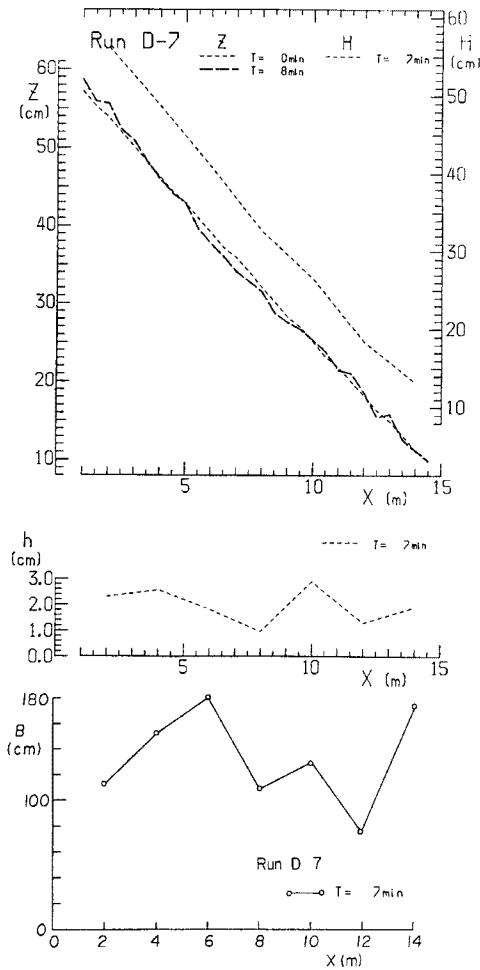


Fig. 12. Water surface and stream bed profiles and longitudinal changes in mean depth and water surface width in run D-7.

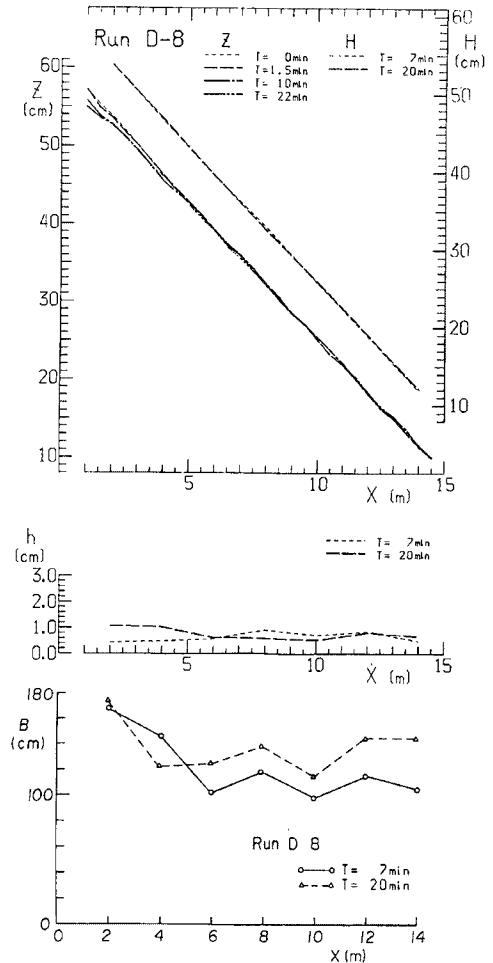


Fig. 13. Water surface and stream bed profiles and longitudinal changes in mean depth and water surface width in run D-8.

河床形態を反映してその変動量がかなり大きくなっており、ここでも砂州の形成に対応すると思われる周期的な変化がみられる。Run D-8 では、小流量のために通水直後から浮州が現われたが、給水幅の影響する上流端付近以外では、Fig. 13 のように流下方向にほとんど変化がない。

つぎに、水深は、既述のように、流量が大きいものほど流下方向に著しく変化する傾向のあることが Fig. 12 と Fig. 13 を比較すると判る。Run D-7, D-10 では水深 1.5 cm ほどで芦田・道上の抵抗算出法による予測値よりも若干大きめであったが、これは、chute and pool の複雑な河床の影響で流速係数が約 10 と少し小さくなったためであろう。これを反映して Table 2 の Manning の粗度係数は砂の粒径から推定される $n = 0.011$ よりやや大きくなっている。一方、Run D-1, D-2 では平均水深が 6 ~ 7 mm と水路幅 180 cm に比して非常に浅く、それが測定の難しさにつながったと言える。しかし、Table 2 中の流下方向平均法による算定結果はあらかじめ見積った値とほぼ一致している。また、フルード数は 2 ~ 3 の範囲にあって、射流状態を示し、エネルギー勾配もほぼ初期河床の設定勾配に等しい。Run D-8 や D-9 の平均流速は 20 ~ 60 cm/sec とかなり変動幅が大きくなっていたが、流速の大きい個所は流路幅の狭い区間、つまり浮州化によって流量が激しく集中したところと対応していた。フルード数もやはり変動が大きいが平均的には $F_r = 1 \sim 2$ の範囲であり、全面で射流状態である。また、平均エネルギー勾配はほぼ

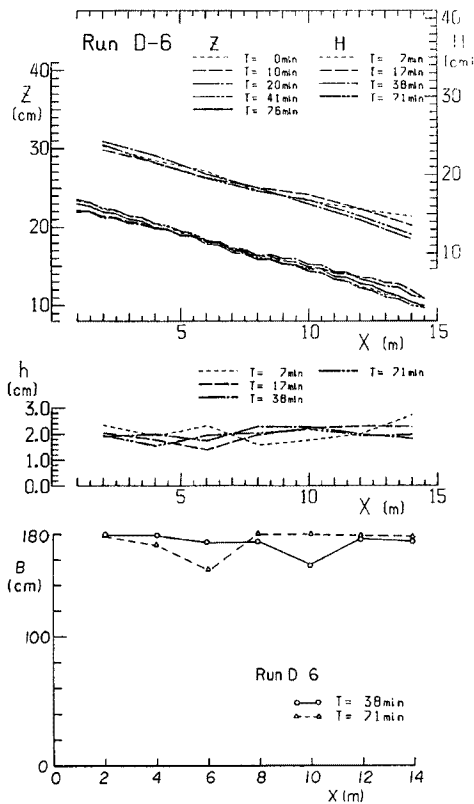


Fig. 14. Water surface and stream bed profiles and longitudinal changes in mean depth and water surface width in run D-6.

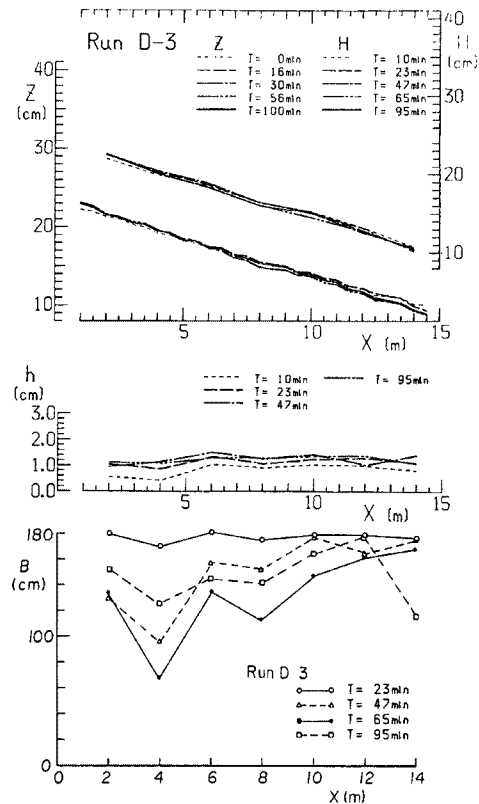


Fig. 15. Water surface and stream bed profiles and longitudinal changes in mean depth and water surface width in run D-3.

初期河床勾配と等しく、Table 2のように、流速係数の平均値が約8~9と小さめであるのはやはり chute and pool の発生による損失のためと思われる。

最後に、Table 2に示した流砂量の特徴について述べる。Run D-7, D-10やRun D-1, D-2ではいずれも浮遊限界のパラメータ w_0/u_* が一般に言われている限界値0.7~1より十分小さいにもかかわらず、浮遊砂の予測値はかなり小さくなっている。これは水深がかなり小さくて浮遊砂の流れが十分に含みえないことの影響と考えられるが、掃流砂量、浮遊砂量の予測値の和は実測流砂量の約半分であり、測定精度とともにこのような場合の浮遊砂の見積りの難しさが指摘できる。Run D-8の流砂量の実測値は、掃流砂量の予測値とよく合致している、浮遊砂量の予測値は、 w_0/u_* の値が浮遊限界値0.7~1より小さくなっているにもかかわらず、Run D-7などと同様に、かなり小さくなっている。

(b) Transitionの実験 (Run D-6, D-5, D-3)

このグループの実験における平均水位 H 、平均河床高 Z 、水深 h 及び流路幅 B の流下方向変化の測定例をRun D-6及びD-3についてそれぞれFig. 14及びFig. 15に示している。

Run D-6では上流端で河床低下、下流端で河床上昇を生じており、河床勾配が多少緩くなっている。同様に、水位も下流端で上昇傾向がみられるが、これは実験区間の下流端から0.5 mの位置の $x=15$ mで水路が幅50 cmに急縮しているためにRun D-6のような大流量の実験ではせき上げ背水のような状態になったためであろう。また、Run D-3の $T=10'$ で水深が小さくなっているのは、たまたまポンプの循環がうまくいかず、Table 2のようにかなり小さい流量となったためである。これらの点を考慮すると平均水深はほぼ予測された通りであった。なお、Run D-5では $T=22'$ に河床のかんりの部分を覆った砂

漣の発達により多少水深が大きくなっていった。

流量が大きくてほぼ全幅を流れていた Run D-6 に対して、Fig. 15 の Run D-3 の $T=95'$ の 4 m 付近は、流路が狭くなって流量集中による高流速区間となり、フルード数や流速係数もそれに応じてかなり大きな値をとっていた。こうした区間は Run D-5 の $T=80'$ の 10 m 付近にも観察されたが、これら以外の全幅を水流が覆っている区間では、フルード数が $F_r=0.8\sim 1.4$ 、流速係数が $v_m/u_* = 9\sim 14$ の、Run D-6 と同様の範囲にあって、ほぼ transition から upper regime に属する水流・抵抗特性を示し、初期に形成されかかった砂漣が砂州の発達とともに消滅していった現象とよく対応してしている。なお、Run D-3 の流路幅の時間的変化には、浮州の形成によっていったん流路幅が小さくなり流量が集中した後、再びその浮州を侵食しながら流路幅が広がっていった様子がうかがえる。同様の傾向は Fig. 13 の Run D-8 についてもみられる。

エネルギー勾配はいずれの実験でもほぼ初期河床勾配に等しくなっているが、Table 2 からは Run D-6 の $T=10'$ のみ上述の河床勾配の変化に応じて時間の経過とともにやや小さくなっていることが判る。流砂量は、やはり実測値の方がやや大きく、測定方法の吟味とともに掃流砂、浮遊砂の見積りの難しさが指摘される。

(c) Lower Regime の実験 (Run D-4, D-11)

この実験の測定例を Run D-11 についてこれまでと同様に Fig. 16 に示している。ただし、Run D-11 については、浮州が出来なかったため流路幅の変化図は示しておらず、また断面量から算出したエネルギー勾配が負となる場合はエネルギー勾配を水面勾配と与えて摩擦速度以下の諸量を算定している。

Fig. 16 から判るように、Run D-11 では上流側で河床上昇、下流側で河床低下が起こって、河床勾配が時間的に増加しており、平均エネルギー勾配もほぼこれに追従して大きくなっている。また水深は、Run D-4, D-11 とともに通水初期に小さく、その後大きくなっている。これは、砂漣河床の砂州形成に関する実験⁹⁾でも観察されたように、砂漣の発達による抵抗増加に対応した現象である。

この結果、Run D-4 のフルード数及び流速係数の値は通水初期を除いてほぼそれぞれ $F_r=$ 約 0.5 及び $v_m/u_* =$ 約 5 であってともかなり低い値となった。これより、前述のように、Run D-4 は lower regime に入っていたと判断している。一方、Run D-11 は予測通り全河床が完全な lower regime の河床形態で最終段階まで覆われ、3 時間程度で達した定常状態の約 3 cm の水深もほぼ予測された値である。フルード数も $F_r=0.3$ と非常に低く、流速係数は Run D-4 とほぼ同一の 5 である。このように、Run D-4, D-11 とともに砂漣河床の発達を反映して、マンギングの粗度係数も $n=0.03$ 前後とかなり大きくなっていった。また、時間の経過とともにその空間的変動が大きくなっていったが、これは、砂州の発達に対応したものと解釈できよう。

流砂量については、有効掃流力を算定してその予測値を示しているが、Table 2 から判るように、これらの実験ではとくに小さくなっている。水流の濁り具合から流砂はほぼ掃流状態であると判断できるので、この実測値との差は有効掃流力の算定値が小さくなりすぎたことに影響されていると思われる。

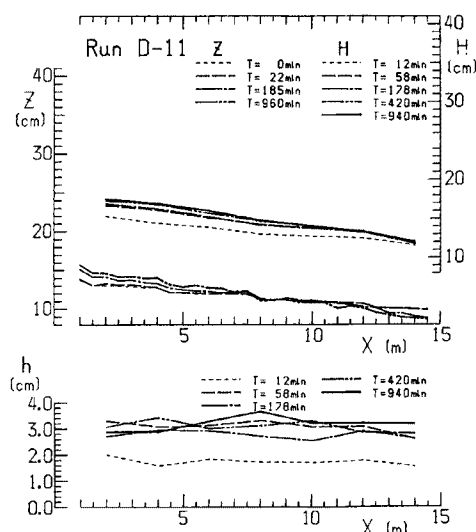


Fig. 16. Water surface and stream bed profiles and longitudinal changes in mean depth and water surface width in run D-11.

5. 細砂河床における河床形態の形成条件と変動過程に関する考察

5.1 細砂河床における砂漣の形成と砂州の発達

はじめに、芦田・道上¹²⁾の河床形態の領域区分図上に、実測水理量によって小規模河床形態の形成状況を示すと Fig. 17 のようである。(a) グループの upper regime の実験と Run D-11 はこの領域区分図と一致しているが、(b) グループの transition の実験及び Run D-4 は予測領域とかなり外れている。これらの実験は、砂漣の発達が認められた河床状況や流速係数の値から既述のように、transition や lower regime に入っていたと判断したが、このように、upper regime が予測されていてもそれらが transition の領域近くであれば、砂粒レイノルズ数 R_{e*} が $R_{e*} = 5 \sim 7$ 程度の条件では、Run D-3, D-5, D-6 の場合のように砂漣を生じ、さらに Run D-4 のように流量が小さくなれば、lower regime の抵抗特性を示すことが判る。この結果は、砂粒レイノルズ数が 10 をかなり下回る場合には従来の区分線に修正を加える必要のあることを示唆している。

また、4章で明らかにしたように、砂漣が形成された実験は2つのタイプに分けられる。第1のタイプは (b) グループの実験で、河床面に砂漣が発達しながらほぼ同時に砂州の形成・発達がみられるものであり、第2のタイプは (c) グループの実験で、通水後まず河床全体に砂漣が発達し、しばらくは砂州の発達がみられないものである。第1の場合では、砂漣は主に砂州の前縁の下流側に沿って発達していき、砂州上の河床は比較的平坦なままであることが多く、多列の砂州の場合には、砂漣は砂州の間の水深の大きい個所に主に形成されている。このように初期の段階から砂州が発達していく場合には、その途中で Run D-6 のように一度河床のかなりの部分が砂漣で覆われても、砂州の発達に伴い砂漣は次第に消滅していく傾向に特徴がある。第2の場合、砂州は砂漣で完全に覆われた河床に生じる砂漣の斜め方向の連なりとして確認され、それが徐々に前縁として明確になって、その後も砂州の上下を問わず河床面に砂漣を残したまま発達していく点に特徴がある。

河床形態の発達過程には上述のような相違が現われたが、本実験では両者とも砂粒レイノルズ数は $R_{e*} = 5 \sim 7$ の範囲であって大差なく、それが現象を支配したパラメータであったとは考え難い。Table 2 に示された両者の水理量の中で明確な差のあるものはフルード数であるので、それが砂漣の形成や消滅に関して大きな影響を与えていた可能性もあると思われる。しかし、このフルード数も Run D-4 と Run D-5 の初期ではほぼ等しい値であって、フルード数も全てを支配しているパラメータとは言えない。この両実験の初期では u_* にかなりの差があるので、実験結果から判断すると、両者の間では砂州の発達速度に差が生じて、砂州と砂漣の共存形態が異なったものになったと思われる。

これより、このような砂漣河床と砂州の共存状態は、砂漣と砂州の初期発達速度の相違による両者の形成過程の差異に支配されると考えられる。砂州の初期発達速度が砂漣の発達速度より速いかあるいは同程度であれば、砂漣とはほぼ無関係に砂州独自の発達が進み、砂漣の発生はその形成条件の満足された局所的な領域に制限されると思われる。一方、砂州の発達速度が低い場合あるいは砂州非発生の場合には、まず砂漣が十分発達することによって流路の水理条件が変化し、それに対応して砂州も発生条件と発達速度が変化する。この結果、条件が整えば何らかの砂州が形成されてくるので、この場合は砂漣の発生に依存する形で砂州が形成されることになる。したがって、上述の実験の2つの共存状態の出現は、全く別の機

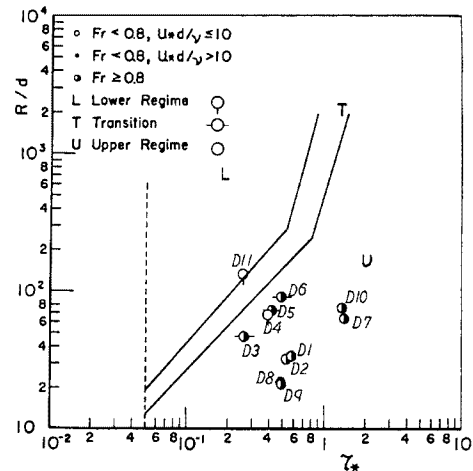


Fig.17. Flow regime in the experiments compared with a previous criterion.

構によっているのではないと考えられる。

以上のような考えによれば、砂漣の発達がそれほど顕著ではないある時点までは、その条件下における砂州の形成が進んでいき、それに応じて砂漣の発生領域が制限されている場合があると思われる。しかし、この場合でも、砂漣の形成されている領域のもたらす抵抗増加によって平均的に水深が大きくなり、このため、砂漣の発達が加速されるとともに他の領域にも砂漣の発生が伝播していくと、逆に、発達途上にあった砂州の形成条件が満たされなくなり、途中で発達が抑制されることになる。この河床で砂州が再び形成される可能性は、砂漣河床がかなり発達した後の新たな水理条件によって支配されることになる。

例えば、Run D-11 の実測初期水深 $h = 1.67$ cm を用いて砂州の形成条件の支配パラメータ¹⁴⁾を算定すれば $(B/d)^{2/3}/(h/d) = 5.20$ となってモード 2~3 の砂州の形成が予測され、千鳥状に配置された初期の砂漣の発生河床はこのモードに対応しているように見ることができる。しかし、その後砂漣の発達によって水深が $h = 3.10$ cm まで増加すると、 $(B/d)^{2/3}/(h/d) = 2.82$ となり、この場合にはモード 1 の交互砂州のみ発生可能と予測される。実際には、砂漣が河床全面を覆っているために、次節で述べるように、修正領域区分パラメータによって、より高次のモード 4 程度の砂州の形成が予測され、観察結果とも一致している。

こうした砂漣と砂州の共存形態を予測するためには、両者の発達速度を見積る必要があり、これまでの砂州の発達過程に関する実験事実や河床安定理論等に基づいた考察を進めていかなければならない。上述のように、初期の砂漣の形成に対する砂州発生過程の相違が、その後の砂州の発達過程や形状特性に大きく影響しているため、この点についての検討は重要であると思われる。

5.2 細砂河床における複列砂州の形成条件と網状流路の形成

従来の研究から、複列砂州の形成条件の範囲は各モードごとにかなり重複することがわかっている。まず、水理条件の算定結果から、砂州モードの支配パラメータ $(B/d)^{2/3}/(h/d)$ を求めて、モード m の砂州の形成条件式¹⁴⁾

$$\frac{2.2m^{2/3} < (B/d)^{2/3}}{(h/d) < 6.7m^{2/3}} \dots\dots\dots (1)$$

によって表される領域区分図に示せば Fig. 18 のようになる。図中の点線はモード 1 の交互砂州の形成範囲を示したものであり、モードが 2 以上の場合はその範囲が矢印で示されていて、これによって各実験の水理量に対して形成される可能性のある砂州のモードを予測することができる。 $\tau/\tau_c = 12$ のおける線は従来の中規模河床形態に関するデータから得られている砂州の形成限界線である。本実験の水理条件はこの区分図の広い範囲のわたっている。とくに、Run D-7、D-10 では $\tau/\tau_c < 12$ の範囲を大きく上回ってい

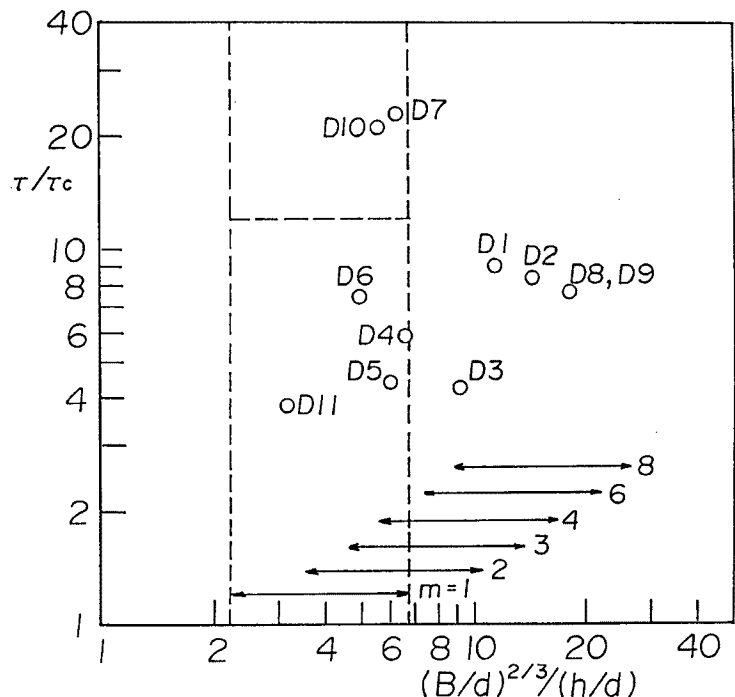


Fig. 18. Experimental results examined in a criterion for bar mode.

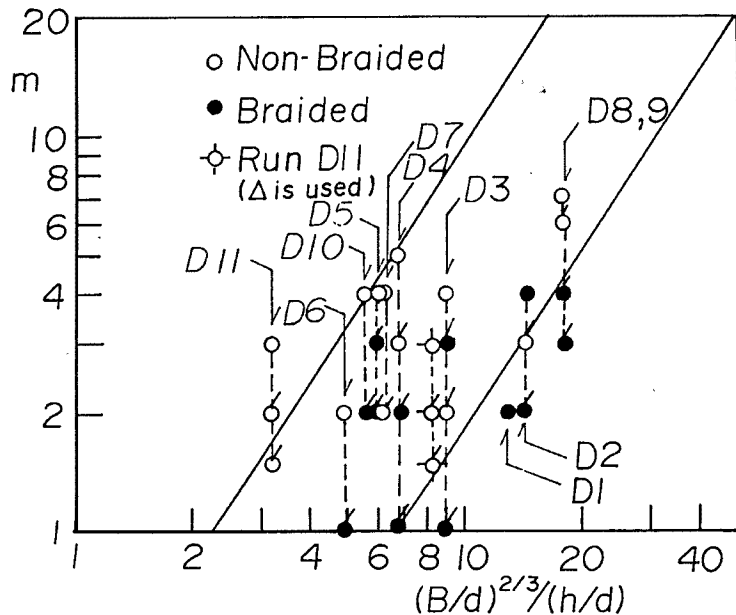


Fig. 19. Experimental results compared with criterion for bar mode and stream braiding.

るので、それほど明確ではなかったが砂州の形成が認められた点は興味深い。また、Run D-8、D-9では最も高いモードの砂州の形成が予想され、観察結果と対応している。また、Run D-4、D-11は lower regimeであったのでその影響について検討することができる。

つぎに、上式のパラメータ $(B/d)^{2/3}/(h/d)$ とモード m の関係を図示した領域区分図に、観察されたすべてのモードをプロットすると Fig. 19 のようになる。

まず、最も掃流力の高かった Run D-7、D-10では、反砂堆の形成による複雑な河床形態のために砂州の判定は難しかった。

が、等高線図や横断面図から形成の認められた砂州のモードは、通水直後の極く短い期間でのみ確認された最高モードから最終段階のモード2の砂州形態まで含めて、予測される範囲内に入っている。このような高速流で掃流力の高い場合にも複列砂州が形成されることは、流れの偏向が側岸侵食に与える影響や局所的な河床洗掘の問題と関連して重大な結果と考えられる。

また、Run D-1、D-2では、実験初期から中期にかけて一部浮州となったモード4の網状流路が見られ、最終的にはほぼモード2の網状流路となっていて、従来の研究結果の範囲と一致している。同様に、Run D-8、D-9の初期に観察された高モードの砂州も予測される範囲内に入っており、浮州を生じて網状流路に至った時点のモードも形成領域の下限線を越えた位置にプロットされている。このように、本実験の結果は従来の知見と一致していて、形成条件に浮流砂の明確な影響は認められない。これは3.のように本実験では浮流砂の絶対量が小さかったこと及び小水深で浮流の影響が生じにくかったことによると思われる。

一方、Run D-3、D-4、D-5及びD-6では、やはり形成された砂州のモードは Fig. 19 の予測される領域に入っているが、ここで特徴的なことは、比較的高モードの段階で浮州が生じて網状化していることである。従来の実験データでは、網状化は形成領域の下限線の下側に対応した条件で起きており、モードの低下と砂州波高の発達による流量の集中から深掘れが起こり、その結果浮州が生じると考えられていた。しかしながら、本実験のような細砂河床では、比較的高モードの段階でそのような現象が進んでいく場合があってこれは細砂河床における網状流路の変動過程の特徴の一つとして挙げられる。このような局所的な洗掘に関連する問題では河床形状の測定結果を用いた定量的な検討によって明らかにしていくことが必要であり、こうした点も今後の研究課題の一つとしたい。

最後に、Run D-11の結果は、平坦河床を対象とした高モードの砂州の形成領域区分図では、Fig. 19 のように、その範囲を越えたより高次のモードの砂州の発生したことを示しているが、これについては、つぎのように考えることができる。すなわち、Run D-11では砂州は最初砂漣の斜めの連なりとして観察されており、それは砂漣を砂州発生に関わる擾乱の単位としているようである。したがって、平坦河床の支配パラメータである粒径 d の代わりに砂漣のスケールに対応した大きさを与える方が望ましいと考え

られる。既に同様の考え方によって修正領域区分図⁹⁾が提案されており、それによれば、砂漣河床の場合には d の代わりに用いる河床の凹凸に対するパラメータ Δ として、砂漣の波高 Z_r の $1/4$ 程度の値を用いるとその適合性がよいと指摘されている。この点を参考にして、ここでも河床横断面図から読みとった実測の砂漣波高 $Z_r = 1.96$ cmに対して $\Delta = Z_r/4 = 0.49$ cmを用いてパラメータを計算した。その結果も同じく Fig. 19 にプロットされているが、このように修正された結果はこれまでの区分線とよく合致している。砂漣が発達して lower regime の河床と判断された Run D-4 は、上述したように、既に形成領域内に入っているが、同様の修正を行えば、形成初期に現われると思われる高モードの砂州や網状流路への移行限界についても再検討できよう。このように、修正を施さなくても領域区分に合致していたのは各モードの形成領域がかなり広い幅を有しているためであって、このような修正をとくに問題にしななければならないのは高モードの砂州の形成条件の場合や低モードの砂州の発生・非発生の境界付近の場合であると考えられる。

6. あとがき

本研究では、これまで実測資料の乏しかった細砂河床における複列砂州と網状流路に関する基礎実験を行い、それらの形成と変動過程の特徴を明確にして、水理特性を検討した。得られた主な結果をまとめて結論とする。

1) 細砂河床における複列砂州と網状流路に関する実験の結果は、河床形態の変化過程の特徴に基づいて次の3グループに分けられる。

- (a) Upper Regime の実験: 通水初期に高モードの複列砂州の形成が確認された後、反砂堆の形成とともに chute and pool の形態が特徴的となり、複雑な河床形態の網状流路となる。
- (b) Transition の実験: 初期に砂漣の発達が見られるが、砂州の形成・発達とともに主流路と砂州上では砂漣が消滅していく。
- (c) Lower Regime の実験: 河床全面に砂漣が発達した後、その砂漣の斜め連なりを前縁として砂州が発生し、砂州は砂漣に覆われたまま発達していく。

2) 砂粒レイノルズ数が10よりもかなり小さい条件下では、従来の方法で upper regime と予測された場合でも、transition や lower Regime となる場合があって、流水抵抗も大きくなる。また、測定した水理量の時間的・空間的特性は、このような河床形態の相違とその変化過程によく対応している。

3) 浮遊砂量を算定した結果は、河床が見えないぐらいに流れは濁っていて、摩擦速度が浮遊限界を大きく上回っている場合でも、掃流砂量の算定値に比してかなり小さな値となった。この原因としては、浮遊砂を含みうる水深が約1 cm程度とかなり小さくなっていったことが考えられる。これらのことは複列砂州の形成に浮流砂の影響は認められなかったことと対応している。

4) 砂漣の形成される条件下では、砂漣の発達速度と砂州の初期発達速度の相互関係により、河床形態の形成過程と最終状態には大きな違いが生じる。

5) 各モードの複列砂州の形成領域は、細砂河床の場合であっても、upper regime 及び transition では従来の領域区分図とよく合致し、lower regime の場合も河床状態のパラメータとして粒径 d に代えて砂漣波高の $1/4$ の値を用いれば従来の区分線とよく適合する。また、細砂河床では高モード状態でも浮州が発生し網状流路へと移行する。

今後、砂漣と砂州の発達速度に関する従来の実験的知見と河床変動の安定理論の結果を検討し、形成される河床形態について、低モードの砂州への移行過程と砂州間の相互干渉・共存形態の問題や浮州の発生機構と網状流路の形成過程を対象にして定量的な考察を行っていくつもりである。また、実験上困難ではあるが、浮遊砂を多く含むような大水深での網状流路に関する実験を行い、その影響についての実測資料

を蓄積し、理論との対応を検討しながら考察を加えていきたい。

最後に、実験の遂行並びに図面の整理に多大なご協力を頂きました中村行雄技官、本学学生木下晴由君(現(株)鴻池組勤務)に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Gole, C. V. and S. V. Chitale: Inland delta building activity of Kosi River, Proc. ASCE, J. Hydr. Div., 1966, pp.111 - 126.
- 2) Mosley, M. P.: Analysis of the effect of changing discharge of channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zealand, Water Resources Research, Vol. 18, No. 4, 1982, pp.800 - 812.
- 3) 重点領域研究「自然災害」総合研究班: 1987年モンスーン季の豪雨によるバングラデシュの洪水氾濫災害の調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究成果, No. B-62-5 (研究代表者 村本嘉雄), 1988, 177 p.
- 4) 藤田裕一郎: 網状河川の問題と最近の研究, 第23回水工学に関する夏期研修会講義集 A コース, 87-A-4, 土木学会水理委員会, 1987.
- 5) 藤田裕一郎・赤松英樹・村本嘉雄: 複列砂州と網状流路の形成過程に関する実験, 京大防災研年報, 第29号B-2, 1986, pp.451 - 472.
- 6) Mosley, M. P.: An experimental study of channel confluences, J. Geology, Vol. 84, 1976, pp. 535 - 562.
- 7) Ashmore, P and G. Parker: Confluences scour in coarse braided streams, Water Resources Research, Vol. 19, No. 2, 1988, pp.392 - 402.
- 8) 藤田裕一郎・村本嘉雄・古川隆司: 中規模河床形態の形成条件, 京大防災研年報, 第25号B-2, 1982, pp.429 - 449.
- 9) 藤田裕一郎・村本嘉雄・古川隆司: 砂漣河床における中規模河床形態の形成過程, 第33回水理講演会論文集, 1989, pp.385 - 390.
- 10) Fredsøe, J: Meandering and braiding of rivers, J. Fluid Mech., Vol. 84, part 4, 1978, pp. 609 - 624.
- 11) 黒木幹男: 沖積地河川における流れと河床形態に関する研究, 北海道大学学位論文, 1988, p. 45 - 58.
- 12) 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, 1972, pp.59 - 69.
- 13) 村本嘉雄・藤田裕一郎: 中規模河床形態の分類と形成条件, 第22回水理講演会論文集, 1978, pp.275 - 282.
- 14) 藤田裕一郎・赤松英樹・村本嘉雄: 網状流路の形成過程, 第31回水理講演会論文集, 1987, pp.695 - 700.