

水工学シリーズ 08-A-2

中規模河床形態の形状特性と河川地形

北見工業大学 工学部 教授

渡邊 康玄

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2008 年 8 月

中規模河床形態の形状特性と河川地形

Characteristics of sand bar configurations and the fluvial landforms

渡邊康玄

Yasuharu Watanabe

1. はじめに

わが国の多くの河川では、川幅規模の中規模河床形態すなわち交互砂州や複列砂州と呼ばれる砂州が形成される。中規模河床形態は局所洗掘や局所堆積あるいは流れの偏向をもたらすという点で、治水上その理解と解明が極めて重要であることから、これらの研究が精力的に行われてきた。この結果、砂州の形状特性と水理量との関係がある程度解明され、河道計画に反映されるようになってきている。

一方、河川生態学の分野では景観や生物の生息状況から流れの場を区分することを試みている。図1に示されるように、可児藤吉や水野信彦は河川中流部(Bb型)の1蛇行区間を水深、流速、底質などからまず淵と瀬に区分し、瀬については、さらに平瀬と早瀬に分け、この3種を川の構成要素(河床型)であるとした¹⁾。また上流部(Aa型)では、1つの蛇行区間に多くの瀬と淵が交互に出現することを述べている。特に水生昆虫や付着藻類については、1つの単位区分(早瀬、平瀬、淵)内の生息状況を把握することによって、付近の全体的な生息状態を推定できることが述べられている。このように可児の業績は、河川地形学をベースにした河川生態学として、多くの卓見を含んでおり、高い評価がされている²⁾が、物理的指標との関連が不明であり、工学的利用は限られている。

近年、治水と河川環境を両立させることが河川管理を行ううえで必要不可欠の概念となり、「多自然型川づくり」を経て、「多自然川づくり」が実施されてきている。しかしながら、瀬と淵の創出に関しては砂州の形成と水理量との関係を見逃した事例が存在し、その維持管理に多大の労力を払っている場合も少なくない。河川生態学の分野で扱われてきている瀬や淵の多くは、河川工学の分野で活発に研究が行われてきている中規模河床形態であり、これらの取り組みのためには、河道の治水機能と環境機能の両者がともに十分把握されている必要があるとともに、河川工学の知識と生態学の知識を有機的に結びつけなければならない。

出水時に形成された中規模河床形態は、平常時には瀬や淵となることや、出水時の砂州の破壊・形成が河床攪乱を生じさせる要因のひとつとして、河川環境の観点からもその動態が極めて重要な要素となっている。このことから河川工学の分野では、従来の治水上の研究による知見に基づいて、河川環境の基盤としての研究も盛んに行われるようになってきている。

このようなことから本テキストでは、治水と河川環境において重要な役割を持つ中規模河床形態に絞

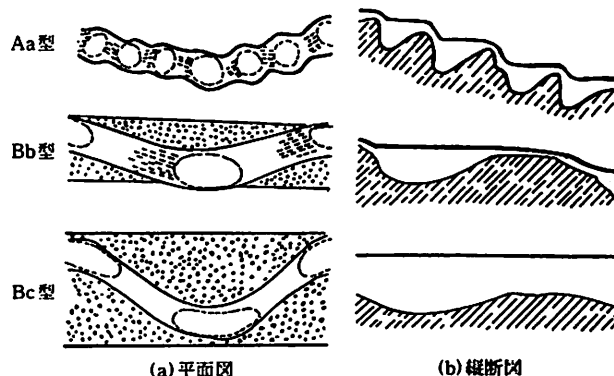


図1 河川形態の分類の一例¹⁾



図 2 単列砂州（利別川）³⁾



図 3 複列砂州（忠別川）³⁾

り、河川環境も含めた河道の維持管理に欠かすことのできないその形成機構や形状・移動特性等、砂州の基本的な特性を解説することとする。基本的な事項を広く扱うためここでは結果の紹介等にとどめたため、結果の詳細な導出過程等については、参考とした文献を参照していただきたい。

2. 中規模河床形態の形成と特性

中規模河床形態は、川幅規模の河床形態のものをいい、一般に砂州と呼ばれている。中規模河床形態には、直線河道の河床に交互の凹凸が現れる交互砂州(図 2)や交互砂州が横断方向に2列以上並んだ複列砂州(図 3)、多列砂州等がある。また、湾曲河道の内岸側にも固定砂州と呼ばれる砂州(寄州、図 4)が形成される。



図 4 固定砂州（標津川）³⁾

交互砂州や複列砂州の形成は、川幅と水深の比が大きく関与しており、河床の凹凸に関する理論的な研究(安定解析)において説明されている。

2.1 中規模河床形態の形成機構

交互砂州や複列砂州の形成については、河床の安定解析によって説明されている。ここでは、簡単にその手法(Colombini らの方法⁴⁾)について概説する。

川幅 $2\tilde{B}$ の直線水路における拡散項を省略した定常 2 次元浅水流式と連続の式および掃流砂を対象とした流砂連続式は、平坦河床上の等流の諸元を基に、 $(U, V) = (\tilde{U}, \tilde{V})/\tilde{U}_0$, $D = \tilde{D}/\tilde{D}_0$, $H = \tilde{H}/(F_0^2 \tilde{D}_0)$, $(Q_x, Q_y) = (\tilde{Q}_x, \tilde{Q}_y)/(\Delta g \tilde{a}_s^3)^{1/2}$, $(\tau_x, \tau_y) = (\tilde{\tau}_x, \tilde{\tau}_y)/\rho \tilde{U}_0^2$, $(x, y) = (\tilde{x}, \tilde{y})/\tilde{B}$, $t = \tilde{t}/(\tilde{B}/\tilde{U}_0)$ で無次元化を行うと、式 (1) ~ (4) で表される。

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial x} + \beta \frac{\tau_x}{D} = 0 \quad (1)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial y} + \beta \frac{\tau_y}{D} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial(UD)}{\partial x} + \frac{\partial(VD)}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + Q_0 \left(\frac{\partial Q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{by}}{\partial y} \right) = 0 \quad (4)$$

ここで、 $\tilde{t}$; 時間、 $\tilde{x}, \tilde{y}$; それぞれ縦断方向および横断方向座標軸、 $\tilde{U}, \tilde{V}$; それぞれ $\tilde{x}$ 軸方向および $\tilde{y}$ 軸方向の流速、 $\tilde{H}$; 水位、 $\tilde{D}$; 水深、 $\tilde{\eta}$; 河床高 ($=\tilde{H}-\tilde{D}$)、 $\tilde{\tau}_x, \tilde{\tau}_y$; それぞれ $\tilde{x}$ 軸方向および $\tilde{y}$ 軸方向の剪断力、 $\tilde{Q}_{bx}, \tilde{Q}_{by}$; それぞれ $\tilde{x}$ 軸方向および $\tilde{y}$ 軸方向の掃流砂量、 $\tilde{\rho}$; 水の密度、 $\tilde{g}$; 重力加速度である。なお、各記号に付されている $\sim$ は次元を有していることを表す記号であり、添え字の $_0$ は等流時の値を示している。また、 Δ は河床材料の水中比重である。

(U, V, H, D) を等流の状態での値とそれからの微小変化量 (摂動量) とに分け、摂動パラメータを A とすると各諸量は、式 (5) となる。

$$(U, V, H, D) = (1, 0, H_0, 1) + A(U_1, V_1, H_1, D_1) \quad (5)$$

摂動量を砂州の形状を現す最も単純な形として、式(6)で表される波形を与える。

$$(U_1, V_1, H_1, D_1) = \begin{cases} \exp(\Omega t) (S_1 u_1, C_1 v_{11}, S_1 h_{11}, S_1 D_{11}) E_1 + \text{c.c.} & ; \text{mode}=1 \\ \exp(\Omega t) (C_2 u_{12}, S_2 v_{12}, C_2 h_{12}, C_2 D_{12}) E_1 + \text{c.c.} & ; \text{mode}=2 \end{cases} \quad (6)$$

$$(S_m, C_m, E_m) = \left(\sin\left(\frac{1}{2} \pi m y\right), \cos\left(\frac{1}{2} \pi m y\right), \exp[i m (\lambda x - \omega t)] \right)$$

ここで、mode とは砂州の列数を示し、mode=1 ($m=1$) は単列砂州を、mode=2 ($m=2$) は複列砂州を示している。また、 λ ; 砂州の波数、 ω ; 角速度、 Ω ; 摂動量の増幅率であり、 i ; 虚数単位、c.c. ; 共益複素数である。 $\Omega > 0$ のとき、摂動量は発達 (砂州が形成される) し、 $\Omega < 0$ のとき摂動量は減衰 (砂州は形成されない) する。式(6)を式(5)に代入し、 A のオーダーで整理すると、式(7)が得られる。

$$\begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} & a_{44} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_m \\ v_m \\ h_m \\ D_m \end{bmatrix} = 0 \quad (7)$$

任意の u_m, v_m, h_m, D_m に対し、式(7)が成立するための条件は、行列式が0であることから、式(8)が得られる。

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} & a_{44} \end{vmatrix} = 0 \quad (8)$$

$\Omega = 0$ の場合、砂州の形成に対し中立となる $\Omega = 0$ の条件は、式(8)から、無次元掃流力を τ_* 、 $d_s = \tilde{d}_s / \tilde{D}_0$ とすると一般的な表現として式(9)が得られる。

$$f(\lambda, \beta; \tau_*, d_s) = 0 \quad (9)$$

すなわち、場の条件である τ_*, d_s を与えることにより図5に示されるような関係が得られる。ある限界の β よりも小さい β では砂州が形成されないことがこの解析によって示されている。その限界の川幅水深比を図5では β_c で表している。

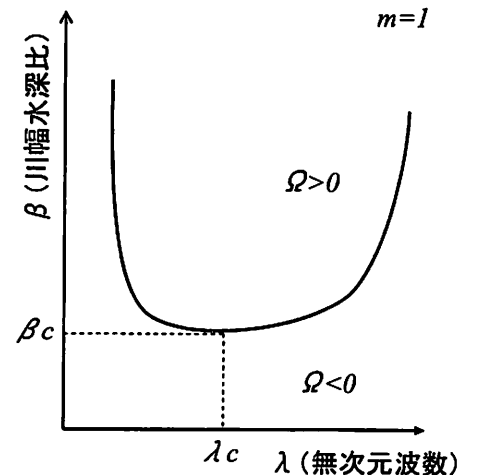


図5 砂州(摂動量)の増幅率と川幅水深比および無次元砂州波数との関係

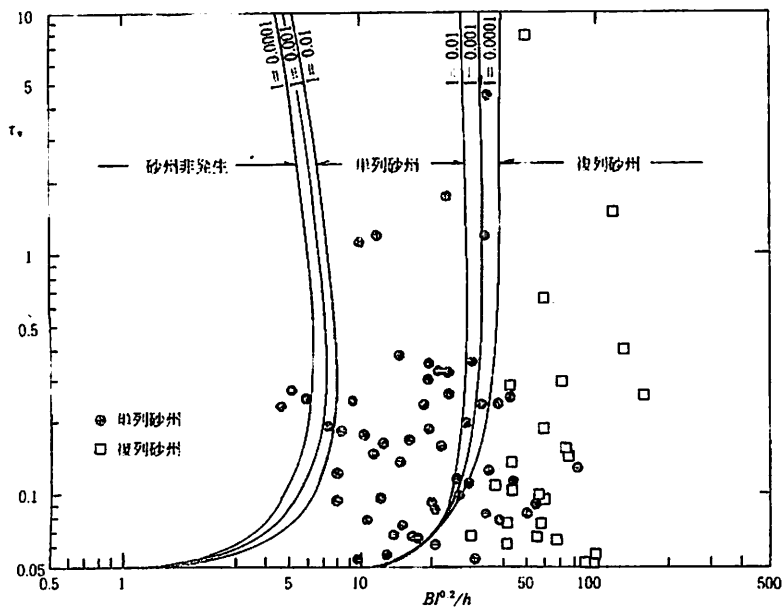


図 6 中規模河床形態の領域区分図 (黒木・岸)⁶⁾

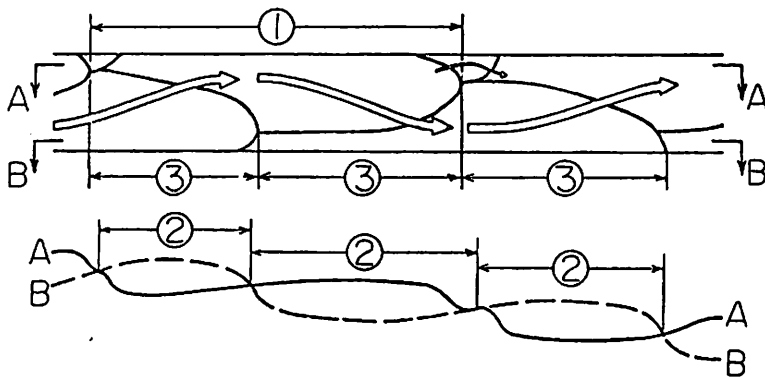


図 7 砂州波長の定義模式図⁷⁾

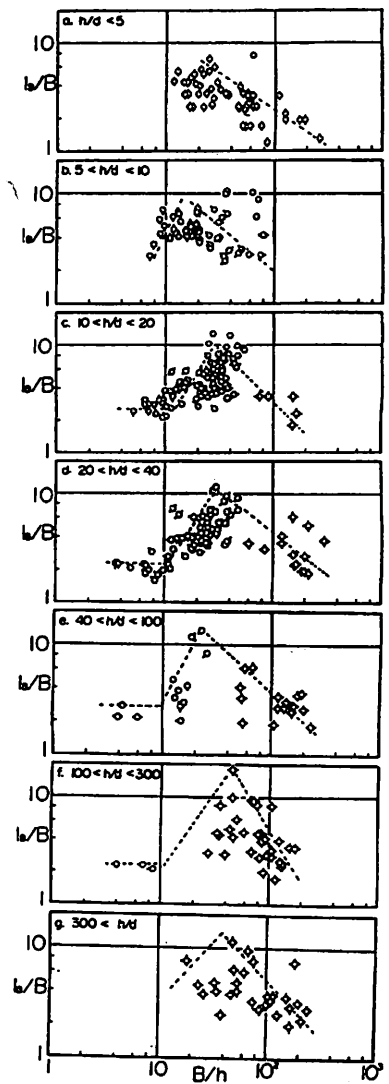


図 8 川幅水深比と砂州長の関係⁷⁾

2.2 中規模河床形態の領域区分図

実験データや河川データの分析や次元解析さらには前項で示した安定解析等によって砂州形成の領域区分図が種々提案されているが、砂州の形成に関するパラメータとしては、川幅 B と水深 h の比、無次元掃流力 τ_* 、河床材料の粒径 d 等がある。黒木・岸⁵⁾は安定解析の結果を基に、パラメータに τ_* と $BI^{0.2}/h$ をとることで図 6 に示される河川データとの整合性の良い領域区分図を作成している⁶⁾。なお、河川データの水量は、中規模河床形態の形成を支配すると考えられる年最大流量の経年平均値を用いていることに注意する必要がある。

2.3 中規模河床形態の形状特性

砂州の形状は、流れの非定常性や河道の形状さらには、流砂形態によって、大きく影響を受ける。ここでは、砂州の基本的な形状特性を知ることを目的に、一様な直線水路における流量が一定の場合の掃流砂が卓越している条件での形状について考えることとする。

砂州の形状を特徴付けるものとして、その形状特性から一般的に波長と波高が用いられている。

(1) 波長

砂州は、図7に示す模式図のように縦断的に同じような形状が繰り返し形成される特徴を持っていることから、形状特性のひとつとして波長が使われている。波長の定義は、水流の蛇行を基準とする考え方 L_b （図7における①）と、砂州の付く向き（交互砂州の場合、左岸に砂州の高まりがある場合と右岸に高まりがある場合が縦断方向に繰り返し形成される。）を無視してそれぞれを個々の砂州として定義する場合 l_b （図7における②および③）がある。測定は、航空写真等を利用して平面形状から算出する方法と、横断図等を用いて算出する場合がある。航空写真等を用いる場合は、個々の砂州の先端から先端までの距離など隣接する砂州の距離を採るものである。また、横断図等を用いる場合は、図7の②のよう

に左右岸近傍の河床高をそれぞれ縦断的に記述し、2本の河床縦断線が交差する距離を採る。得られる情報によって、適宜選択して波長を把握することが可能である。

砂州波長は、砂州の形成機構と同様に、主に川幅 B と水深 h の比、無次元掃流力 τ_* 、河床材料の粒径 d_s 等に支配されているとされている。村本・藤田⁸⁾は、実験データを用いて系統的に検討し、図8に示されるように、いずれの h/d_s においても、 $B/h=30\sim40$ において $l_b=10B$ 程度の極大値を持ち $B/h<10$ において $l_b=2\sim3B$ の一定値になることを示している。また、池田⁹⁾は安定解析により波高の発達率が最大の交互砂州の波長は $L_b=5(Bh/C_f)^{0.5}$ としている。ここで、 C_f ；河床の摩擦係数である。

一方、河川における砂州波長は流路の蛇行に大きく影響を受け蛇行波長と同一となる場合が多く、蛇行波長と砂州波長とを混同して議論される場合が多かった。事実、直線水路に形成される砂州の波長と蛇行水路に形成される砂州の波長とは水理条件が同じでも異なる場合が多く、蛇行水路の砂州波長は蛇行波長と一致する場合が多い。しかし、河道の蛇行波長とその水理量が同一の場合の直線水路に形成される砂州の波長に比べ長くなる場合には、砂州はもはやその長さを維持できずに分裂し、1つの蛇行に2対以上の砂州が形成される場合も存在することがある。

このように、砂州の波長は砂州の本来持つ特性のほかに河道の平面形状の影響も受けていることから、一概に論じることはできないが、経験的には図9に示されるように、 $L_b=5\sim10B$ となることが知られている。

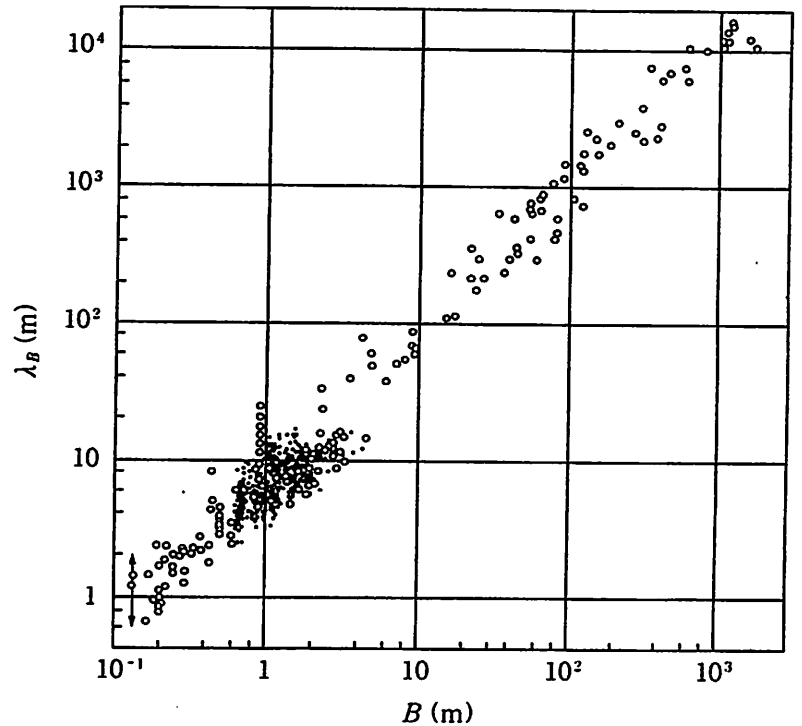


図9 川幅と砂州長の関係⁹⁾

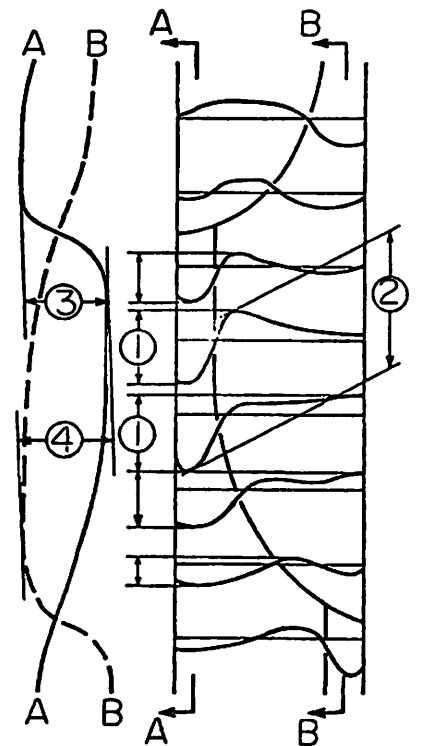


図10 砂州波高の定義模式図⁹⁾

(2)波高

波高は、砂州が縦断的に同じような形状が繰り返し形成される特徴を持っていることから、波長とともに形状特性のひとつとして使われている。よく用いられる波高の定義は、図 10 に示されるように、同一砂州における横断面の高低差の最大値とするもの（図 10 における A）、同一砂州内における最高点と最低点の標高差（図 10 における B）および河岸沿いの縦断河床高の最高点と最低点の標高差（図 10 における C）などがある。

波高と水理量との関係の把握は、次元解析や弱非線形解析等によって行われている。村本・藤田⁸⁾は、図 11 に示されるように砂州波長と同様に波高も B/h が支配的で $B/h=10$ の場合に $Z_b = 0.02B$ の最小値をとり、 $B/h=20$ で最大値をとることを示すとともに、 $B/h > 20$ で $Z_b/h = 0.2 \sim 2$ となることを示している。また、 τ_* に関しては、 $B/h < 10$ の場合 $\tau_* = 0.06$ 付近で Z_b/B が最大となり、 $B/h > 10$ の場合 τ_* にほとんど無関係であるが $\tau_* > 0.4$ で急激に Z_b/B の値は減少し $\tau_* > 0.6$ でフラッシュされることを示している。また、藤田ら¹⁰⁾は横断方向の土砂移動の安定性から河床高を式(10)のように求めている。

$$\frac{Z_b}{B} = \frac{0.0051}{1 - u_g'} \left\{ \frac{h/d_s}{(B/h)^2} \right\}^{1/2} \quad (10)$$

ここで、 u_g' は砂粒子の無次元移動速度（砂粒子の移動速度と流速の比）であり、 τ_*/τ_{*c} の増加とともに大きくなる値である。

一方、池田¹¹⁾は、砂州の波高に式(11)を提案している。

$$\frac{Z_b}{h} = 9.34 \left(\frac{B}{d_s} \right)^{-0.45} \exp \left[2.53 \operatorname{erf} \left\{ \frac{\log_{10} \left(\frac{B}{h} - 1.22 \right)}{0.594} \right\} \right] \quad (11)$$

図 12 に実測値と式(11)による計算値との比較を示すが、十分な精度で再現できることがわかる。

(3)移動特性

中規模河床波の形状は、河床材料の移動に伴って下流へと伝播する。図 13 は、木下による阿賀野川の砂州の移動を示したものである。このような砂州の伝播を一般に砂州の移動と呼んでいる。砂州は河道の形状等によって影響を受けて一様な速度では移動しないため、砂州の伸縮が生じる。このため、砂州の移動速度を測定する場合には、砂州のどの部分で測定したかによって異なってくる。砂州の移動速度は、個々の砂州の先端における移動や最深部あるいは最高部の移動などを基に算出される場合が多い。個々の砂州が異なる動きをする（個々の砂州の伸縮が異なる）場合、移動速度を決定す

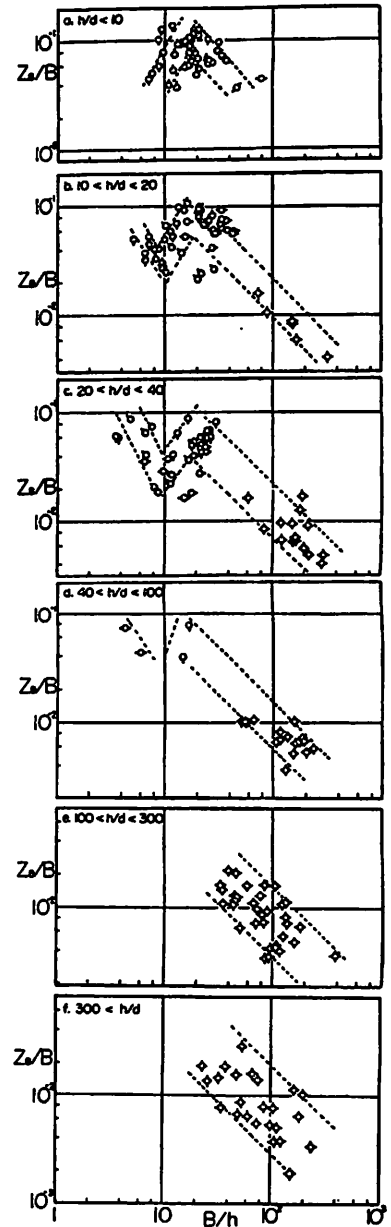


図 11 川幅水深比と砂州波高の関係⁷⁾

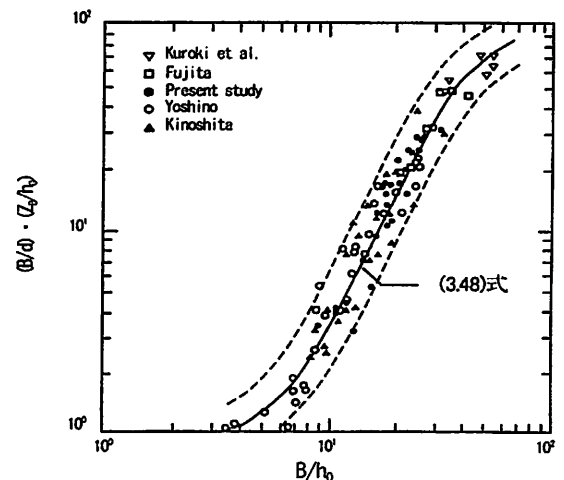


図 12 砂州波高の実測値と計算値の比較¹²⁾

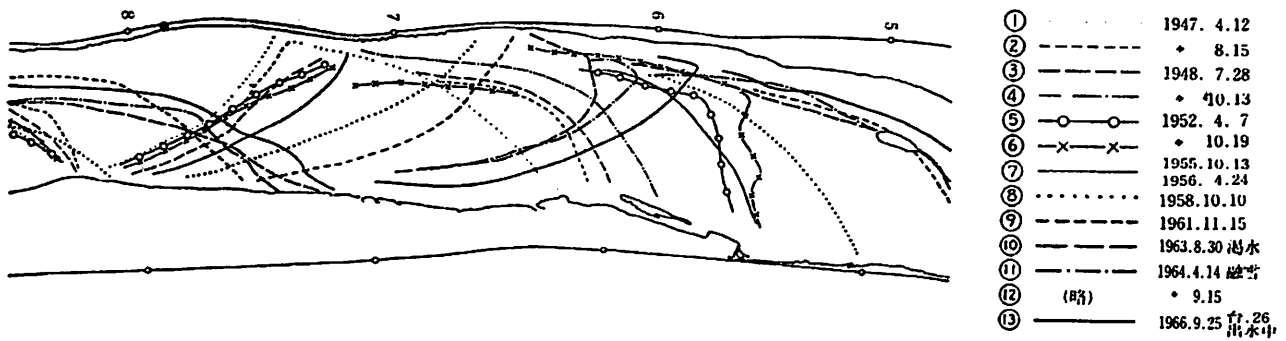


図 13 阿賀野川における砂州の移動

ることは困難である。しかし、砂州が数個以上にわたる区間における平均的な移動速度を考える場合には、この減少はそれほど影響を与えない。砂州の移動速度と水理量との関係は、簡単のため砂州の前縁で粒子がトラップされることにより砂州の移動が生じるものとする式(12)で表現可能となり、流砂量に比例し砂州波高に反比例することになる。

$$V_b = (1 - \lambda) \frac{q_b B}{Z_b l_{bf}} \quad (12)$$

ここで、 λ ；河床を構成する材料の空隙率、 l_{bf} ；砂州前縁の長さである。しかしながら、基となる砂州波高や砂州上の流砂量さらには、砂州前縁の長さすなわち砂州波長の算出が必ずしも実際の値を精度良く表現するものではないため、砂州の移動速度の算定は概略の値とならざるを得ない。また、砂州の移動には、河道の平面形状が大きく影響しているが、このことは後述する。

2.4 中規模河床形態の形状特性が受ける種々の影響

(1) 粒度分布を持つ河床材料の影響

河床材料が一様な粒径のもので構成されている場合に比べ、ある程度広い粒度分布を持つ材料で構成されている河床上に形成される砂州は、波高が低くばやけたものとなることが知られている^{13,14)}。この中で竹林らは、粗粒のものが砂州の前縁部に堆積し砂州の前進に寄与するとともに細粒のものはトラフに堆積して波高を低くする要因となっていることを示している。また三輪らは、波長も短くなることを示している。

(2) 上流からの給砂状況の影響

長田・村本ら¹⁵⁾は、供給土砂の減少に伴い砂州が間延びし波高が低くなることを数値解析により示している。また、溝口・辻本¹⁶⁾は、供給土砂がある場合には砂州の進行が早くなるとともに発達も早くなるが、供給土砂が無い場合には砂州の進行が遅くなり滞筋の固定化につながることを指摘している。近年、上流からの土砂供給が減少している河川が数多くあるとともに滞筋の固定化による河床低下が生じている。滞筋の固定化は植生の生育基盤の攪乱の減少を招くとともに、橋脚や護岸等構造物の安定性に関して問題が指摘されてきており、これらの対策を行ううえでも、上流からの給砂状況の変化に伴う砂州の反応について検討が進むことが望まれている。

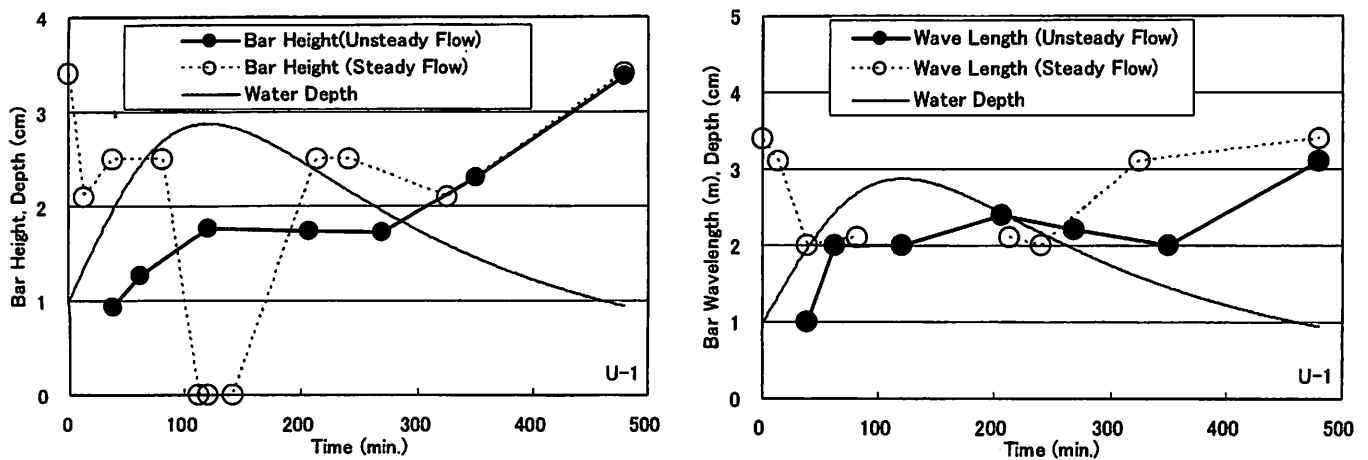


図 14 洪水を模した流れ場における砂州の形状変化とそのときどきの水理量が続いた場合の砂州の形状

(3) 流れの非定常性(洪水波等)の影響

洪水時には時々刻々と流量が大きく変化し、季節によっても流量は変化する。このことは、砂州の形成や砂州の変形等に大きな影響を与えており、実際の河川の砂州の特性を把握するうえで極めて重要な事項のひとつとなっている。内島・早川¹⁷⁾は、出水時に形成される砂州と低流量時の砂州上を流れる流水の作用による変形の関係を実験的に明らかにした。この中で、交互砂州の深掘れ部が低流量時に洗掘を受けるとともに、低流量によって変形を受けた砂州が出水により再形成される場合は元の砂州よりも波高、波速とも大きいものとなることが指摘している。また、三輪・大同・横川¹⁸⁾は、大流量と小流量を交互に流し砂州の動態を調べている。これら、大流量と小流量の関係による砂州の変形に関しては、水みちの形成と密接な関係を持っていることから、別途述べることにする。さらに、渡邊・佐藤・大山¹⁹⁾および桑村・渡邊²⁰⁾は、洪水を模した時間的に連続して流量が変化する場の砂州の形成について検討を行い、定常流の下での砂州の挙動と大きく異なることを示した。そこでは、砂州の発達速度と流量変化に伴う水位の変化速度との関係が重要であり、水位変化が大きいと、砂州の形状はそのときそのときの水理量に既定されず、流れの履歴効果を考慮する必要があることを指摘している。図 14 は、洪水を模した時間的に変化する流れ場での砂州波高および砂州波長の時間変化と、その時々水深が一定に流れた場合の砂州波高および砂州波長の違いを見たものである。この場合、水深が約 2.5cm 以上の場合砂州が発達しない条件であるにもかかわらず、洪水を模した流量の場合、砂州が継続して存在するとともに若干ではあるが砂州が発達する時間帯も存在していることが示されている。洪水のように短時間に流量が大きく変化する場合には、その時々水理量に応じた砂州の形状にならないことに注意を要する。

3. 河道の曲がりに起因する砂州

交互砂州等が形成されない条件においても、河道が湾曲している場合に、砂州が形成される。この砂州は、固定砂州と呼ばれるもので、図 15 の模式図に示したように、河道の湾曲によって生じた 2 次流によって外岸側の河床材料が内岸側に運ばれて形成されるものである。一様な湾曲水路における外岸側の平均河床高からの洗掘深 η は、2 次流の強さと関連付けられ、式(13)で表される。

$$\frac{\eta}{h} = N_* \left(\frac{\mu_s \mu_k \tau_*}{\tau_{*c}} \right)^{0.5} \frac{B}{2r} \quad (13)$$

ここで、 N_* は 2 次流の強さを表すパラメータであり、研究者によって式(14)のように提案されている。

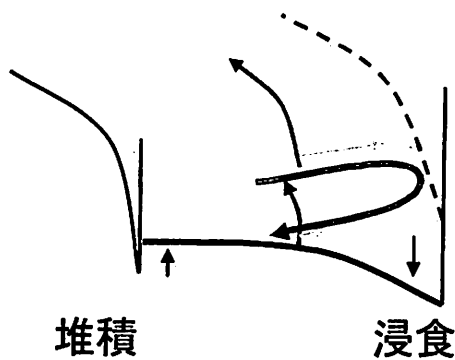


図 15 河道の湾曲に伴う砂州の形成

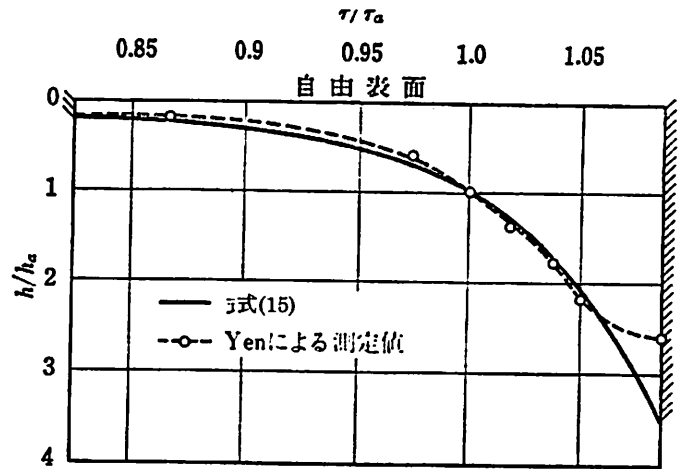


図 16 湾曲部の横断形状¹²⁾

$$N_* = \begin{cases} 11 \sim 11.5 & : \text{Rozovskii}^{21)} \\ 7 & : \text{Engelund}^{22)} \\ \frac{4.52 + 8\sqrt{2C_f}}{3.83\sqrt{2C_f} + 27.12C_f} & : \text{Zimmermann}^{23)} \\ 1.226\left(\sqrt{\frac{1}{C_f}} - 1.584\right) & : \text{Ikeda}^{24)} \end{cases} \quad (14)$$

また、吉川、池田、北川²⁵⁾は、湾曲部の流れの状態に応じた横断河床形を導出している。この中で、流れが強制渦型（湾曲外側の流速>湾曲内側の流速）の場合には式(15)で表されることを示している。

$$\frac{\eta}{h} = \exp \left[\frac{1}{2} A \frac{r_a}{r_c} \left(\frac{r^2}{r_a^2} - 1 \right) \right] \quad (15)$$

ここで、 r は河道の曲率半径、 r_a は $\eta/h=1$ となる r である。図 16 はこの結果と Yen²⁶⁾の実験値とを比較したものである。また、 A の値は須賀²⁷⁾の実河川データに基づいて、平均値として 2.89 が得られている。

4. 中規模河床形態と河道平面形状との相互作用

4.1 河道の蛇行発達と交互砂州の関係

河道の蛇行の主な要因には、河床の交互起伏（交互砂州等）、河道の平面曲率および大規模地形（大規模出水時に形成される地形）等があげられる。ここでは、交互砂州と河道の蛇行に的を絞って述べることにする。

木下²⁸⁾は、河川の観測および水理実験の結果から、交互砂州の存在によって水流が蛇行し、それが河道の蛇行へと発展することを指摘している。また、石狩川の詳細な調査の結果²⁹⁾、図 17 に示すように交互砂州の形成に伴い、直線水路から蛇曲（1 蛇行内に 1 対の交互砂州が存在する）河道を経て、迂曲（1 蛇行内に 1 対より多く交互砂州が存在する）河道に至り、やがては蛇行河道が自然短絡することを示した。すなわち、交互砂州が 1 対の蛇曲河道では、凹岸側下流に流心が寄り蛇行は下流側へ移動していくのに対し、交互砂州が 1 対より多く存在すると流心は凹岸下流以外に横方向や上流方向へも寄ることができ、蛇行の平面形状も横方向や上流方向に大きく発達することになる。この過程において、初期の蛇行では交互砂州の影響を強く受けているが、蛇行の発達とともに湾曲に伴う流れの変流作用が卓越してくることを示している。長谷川³⁰⁾は、迂局河道において、両者の影響の度合いにより図 18 に示す、B 型接続と C 型接続とがあることを実験的に明らかにしている。両者の違いは湾曲部直下流側の砂州の成長に関与しており、砂州の付く向きが通常交互

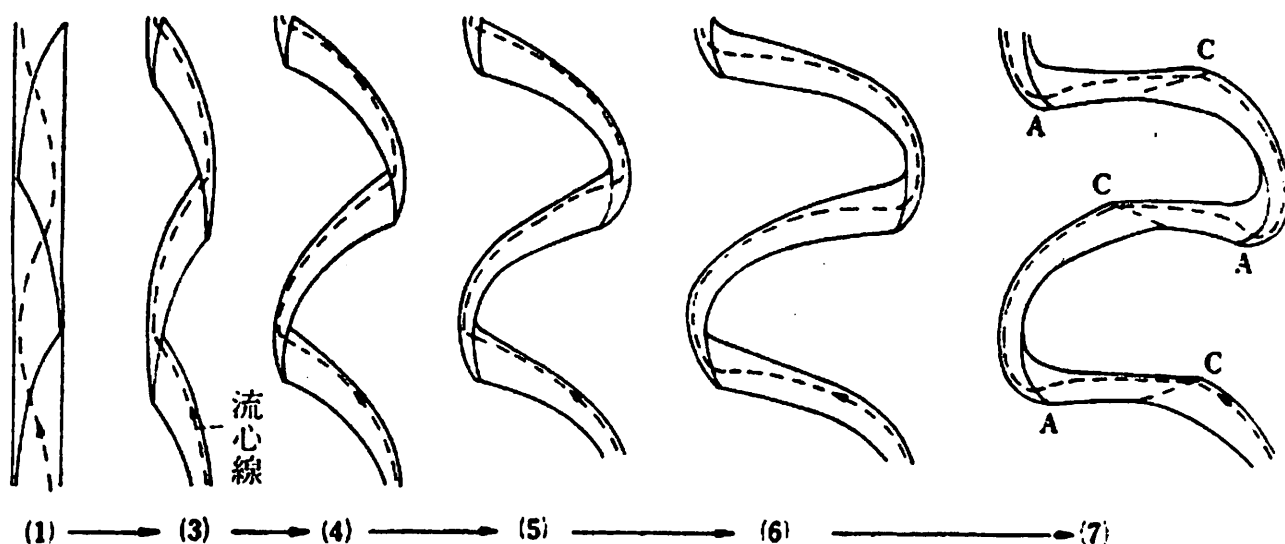


図 17 交互砂州の形成に伴い蛇行する過程

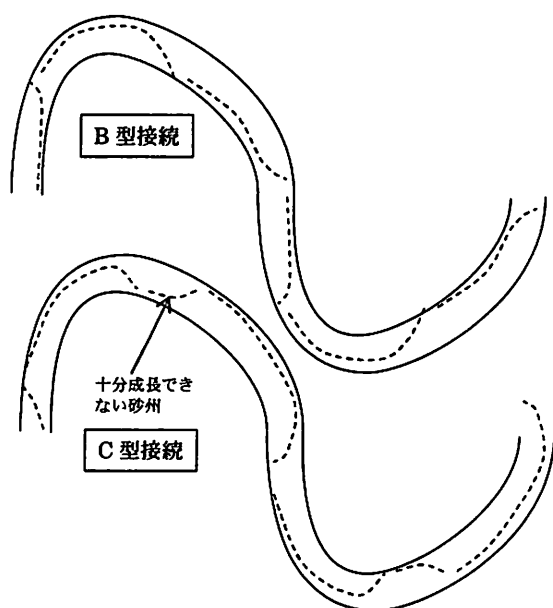


図 18 迂曲河道の砂州の接続形態

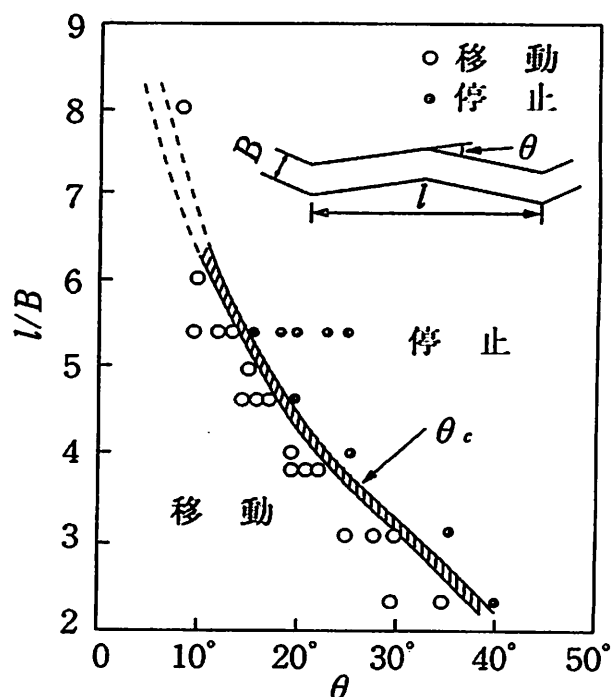


図 19 砂州の停止限界蛇行角³¹⁾

になっているものを B 型接続、同じ向きの砂州が連続する場合を C 型接続と区分している。

(1) 河道形状が交互砂州の移動へ与える影響

直線河道の場合、前述したように砂州は下流へ移動する。河道が湾曲している場合においても、その湾曲の程度が小さい場合、砂州はほとんど影響を受けずに下流へ移動する。しかし、河道の湾曲が大きくなると砂州の下流への移動が抑えられる。図 19 は、木下、三輪³¹⁾が水路実験を行って得たものである。この結果から、河道の湾曲の角度がある角度以上になると砂州の移動が停止することがわかる。

(2) 河床洗掘深への影響

砂州の形成により河床の凹凸が形成されるとともに、河道の湾曲によっても外岸側が洗掘を受け内岸側に

土砂が堆積することは、前章で述べた。ここでは、両者が共存する場合について述べることにする³²⁾。

任意の河川の水量が大きく変化しない区間について、縦軸に洗掘深（河床洗掘深/平均水深）を横軸に河

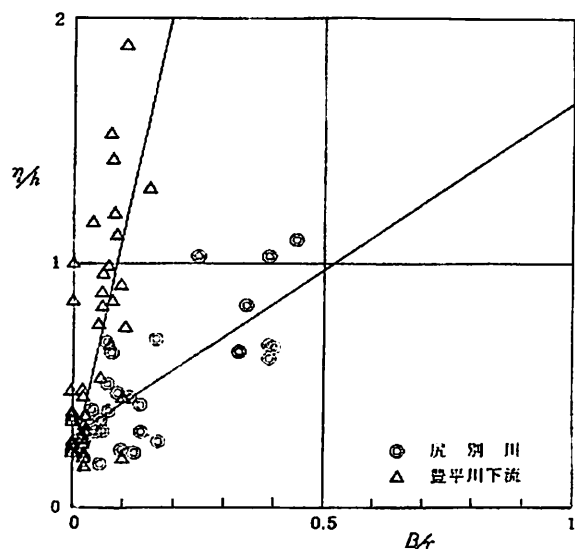


図 20 河道の洗掘深と河道平面曲率の関係

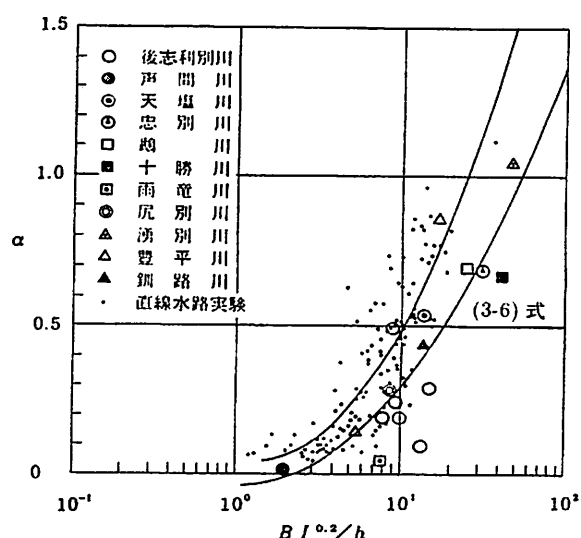


図 21 α と砂州領域区分パラメータ

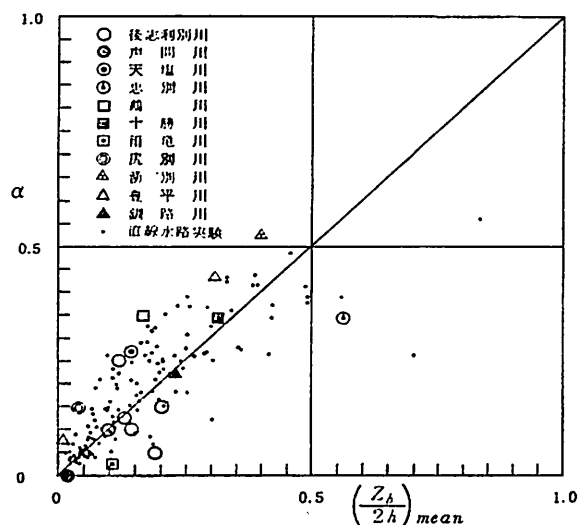


図 22 池田による砂州波高式(11)と α の関係

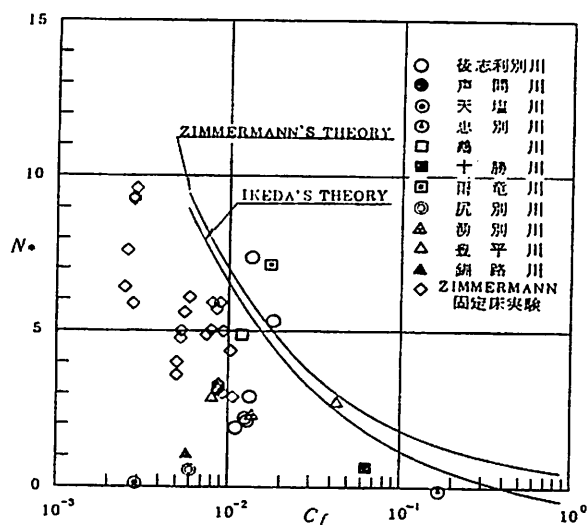


図 23 β と摩擦係数

道の平面曲率（川幅/曲率半径）をとってプロットすると、図 20 に示されるように、ある傾きと切片を持って带状に並ぶ。このことは、河床の洗掘深が、近似的に $\eta/h = \alpha + \beta(B/r)$ で表現できることを示す。ここで、切片 α および β について物理的意味を考える。 α は、河道の曲率が無限大すなわち直線河道でも掘れる量を示している。図 21 は、砂州の領域区分で用いられるパラメータ $BI^{0.2}/h$ と α の関係をみたものであるが、このパラメータが大きくなるほど α も大きくなる傾向を示している。各河川の α の値を 2 次曲線であてはめると、式(16)となる。

$$\alpha = 0.361x - 0.0224x^2 - 0.0394$$

$$x = \log_{10}(BI^{0.2}/h) \quad (16)$$

また、図 22 は、砂州波高の算定式である式(11)から得られる値と α の値を比較したものであるが、良い一致を示している。このことから河床洗掘に関して、 α は砂州による洗掘を示していると考えられる。また、一様な湾曲水路における外岸側の洗掘深を表現する式の形と上式とを比較すると、図 23 に示すように β が湾曲河道で発生する 2 次流の強さを示す係数 N と同様の意味を持つことがわかる。すなわち、河床の洗掘は、

砂州による洗掘と河道の湾曲による洗掘の両者が同時に生じることとなる。砂州による洗掘と河床波による洗掘とが同一箇所が生じる場合には、大きな洗掘となるが、両者が河床の洗掘に対して逆の作用を及ぼす箇所

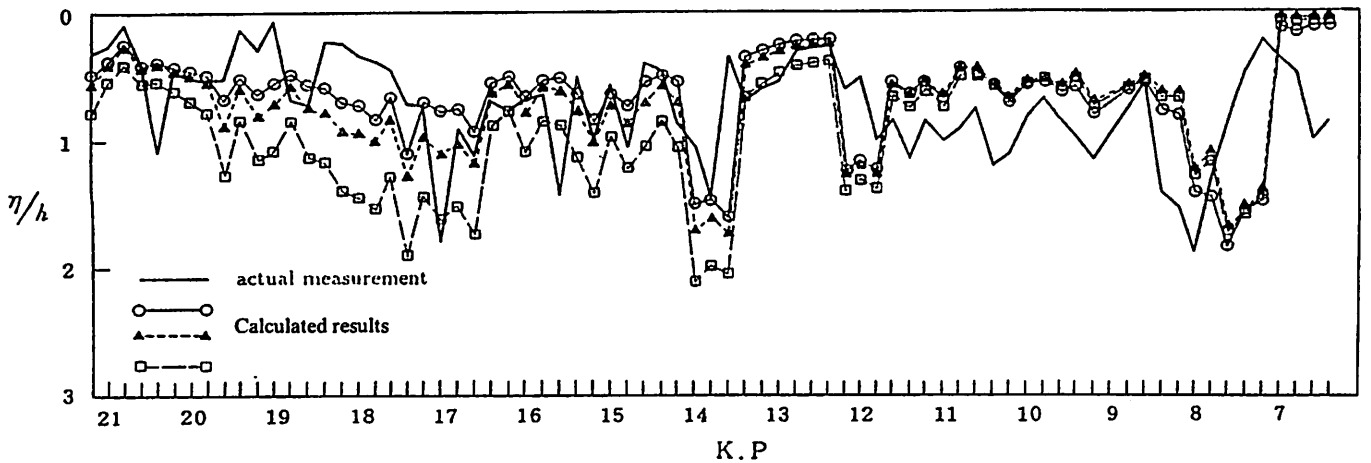


図 24 砂州の波高と湾曲による洗掘深により求めた各断面の最深河床高と実測値との比較

所については、洗掘深が小さくなることに注意する必要がある。図 24 は、豊平川において砂州の波高と湾曲による洗掘深により求めた各断面の最深河床高と実測値を比較したものであるが、概略表現できていることがわかる。

また、交互砂州と河道の湾曲が共鳴現象を起こす場合極めて大きな洗掘現象が生じることとも報告されており、河道の湾曲に交互砂州が形成される場合、洗掘の大きさは場所や時間によって大きく変化するため、現地の経年的な変化をよく調べる必要がある。

5. 河川地形とのかかわり

5.1 瀬淵構造と中規模河床形態

ここでは瀬淵構造と中規模河床形態の関係について、実際のデータおよび河川水理学の基礎的な知見から整理し、定量的な関係を見ることとする。河川生態学で扱われている瀬淵構造は、平常時の流れの状態でのものであり、河川工学で取り扱われている中規模河床形態は一般に洪水時に形成されるものであり、両者が扱っている流れの状態が大きく異なっている。このため、両者の関係を議論する場合には、このことに特に留意する必要がある。

河川生態学の分野における瀬淵の分類は、一般に人間の視覚的な区分を採用しており、水深が相対的に深く流速が遅い波立たない場所を淵、水深が浅く流速が相対的に速く白波が立つ場所を早瀬、水深が比較的浅くしわのような波の存在する流速の速い淵から早瀬に遷移する箇所を平瀬として区分している。この区分は視覚的な判断によるものであるが、水深と流速がおおよその指標として利用されている。このことを考慮し、野上・渡邊・長谷川³³⁾は、ある区間の相対的なフルード数を用いて、人間の視覚によって区分された背淵との対応を確認している。その結果を用い、Watanabe ら³⁴⁾は、サクラマス越冬場における瀬淵構造を明らかにすることを目的として、川幅 10m 程度の小河川において、視覚的に判断した瀬淵と物理量であるフルード数との比較を行っている。視覚的な瀬淵の区分が相対的な流れの状況から行われていることに着目し、フルード数は、リーチスケールの調査区間 60m～250m を 5 箇所選定し、各調査区間をそれぞれ横断方向に 4 区分、縦断方向に 2～5m 間隔で区切った領域において、それぞれのフルード数 Fr を各リーチの平均フルード数 Fra で基準化した値 Fr/Fra を用いている。その結果を図 25 に示すが、早瀬で $Fr/Fra > 1.5$ 、平瀬で $1.5 > Fr/Fra > 0.5$ 、淵で $1.0 > Fr/Fra$ の領域が多くなっていることがわかる。このように、目視による瀬淵構造の区分が、ある程度定量的に評価できることが示されている。

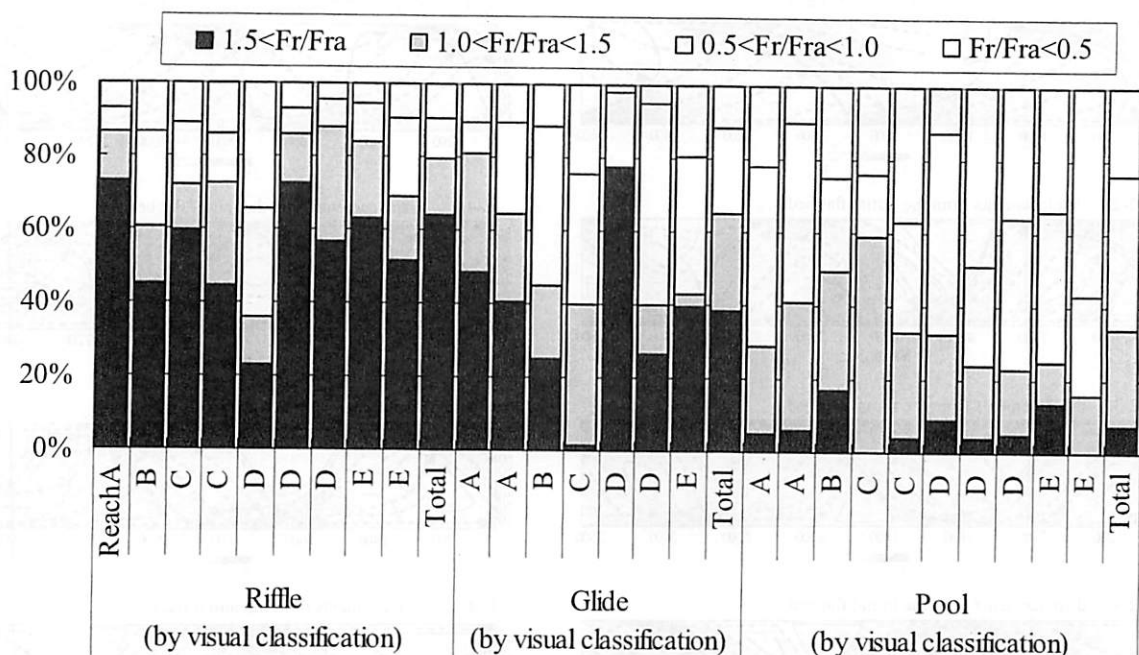


図 25 目視で判断された瀬淵区分とフルード数との関係

5.2 中規模河床形態と平常時の水みち

前項で指摘したように、洪水時に中規模河床波が形成され、平常時にはその地形を基として河床波が形成された流量よりも少ない流量が水みちを形成して流れている。このため、中規模河床波の一部が浮州となって水面から顔を出し、一般に言われる「州」となっている。

寺本・辻本³⁵⁾は、小流量時の流れ（水みち）は中規模河床形波の形状に支配され、複列砂州から交互砂州へ遷移した河床波において低流量時の水みちは砂州の前縁に沿って形成され、複列砂州を経験しない純粹の交互砂州上の平常時における水みちは砂州前縁から離れて砂州の中央を分断する形で形成されることを指摘している。一方、渡邊・安田・島田³⁶⁾は、単列砂州から複列砂州状の地形を経て、水みち（滯筋）の蛇行流路化が進むことを実験的に示している。図 26 は、河床形状の変化を見たコンター図である。ケース C-2 は単列砂州を形成した後に小流量を、ケース C-4 は複列砂州から単列砂州へ遷移した後に小流量をそれぞれ通水し、水みちの形成を図ったものである。ケース名の最後の数字は、時間経過を表している。また、図中の実線は水面上から観察された砂州の前縁線を、破線の矢印は通水中に撒かれたトレーサーが集中して移動する方向を、さらに点線の閉曲線は浮き州状となっている個所をそれぞれスケッチしたものである。両ケースとも小流量に変化させた当初は、初期河床の砂州上では幾筋にも分かれて、初期河床形状の単列砂州の淵部へ流れ込んでいる。また、この単列砂州の淵では流れが集中しており、下流へ流掃される河床材料が多く、直下流部やや水路中央寄りに図中に Bt と記した舌状の前縁を形成する (C-1-2, C-2-2, C-4-2)。これが淵の対岸に位置する元の交互砂州の前縁とで複列砂州状の形状となる。この現象を経た後、C-2-3 および C-4-3 に見られるように側壁に接続した浮州が成長し、蛇行流路状の流れを示す状態に至る。この時点では、砂州の前縁はほぼ消滅し、明らかに砂州とは異なる河床形状となっている。

さらに、この水みちの形成には、砂州形成時の流量から水みち形成時の流量への減水時間が重要であり、明確な水みち形成には減衰時間を長く取る必要があることを、工藤・渡邊・清水³⁷⁾は指摘している。

5.3 谷底平野における蛇行流路の形成機構

2003 年北海道日高地方を襲った洪水では沙流川を初め、近隣の谷底平野を流れる河川において、氾濫流により橋梁およびその取り付け道路が被災を受けた事例が多発した。谷底平野では、山地部や段丘面により氾

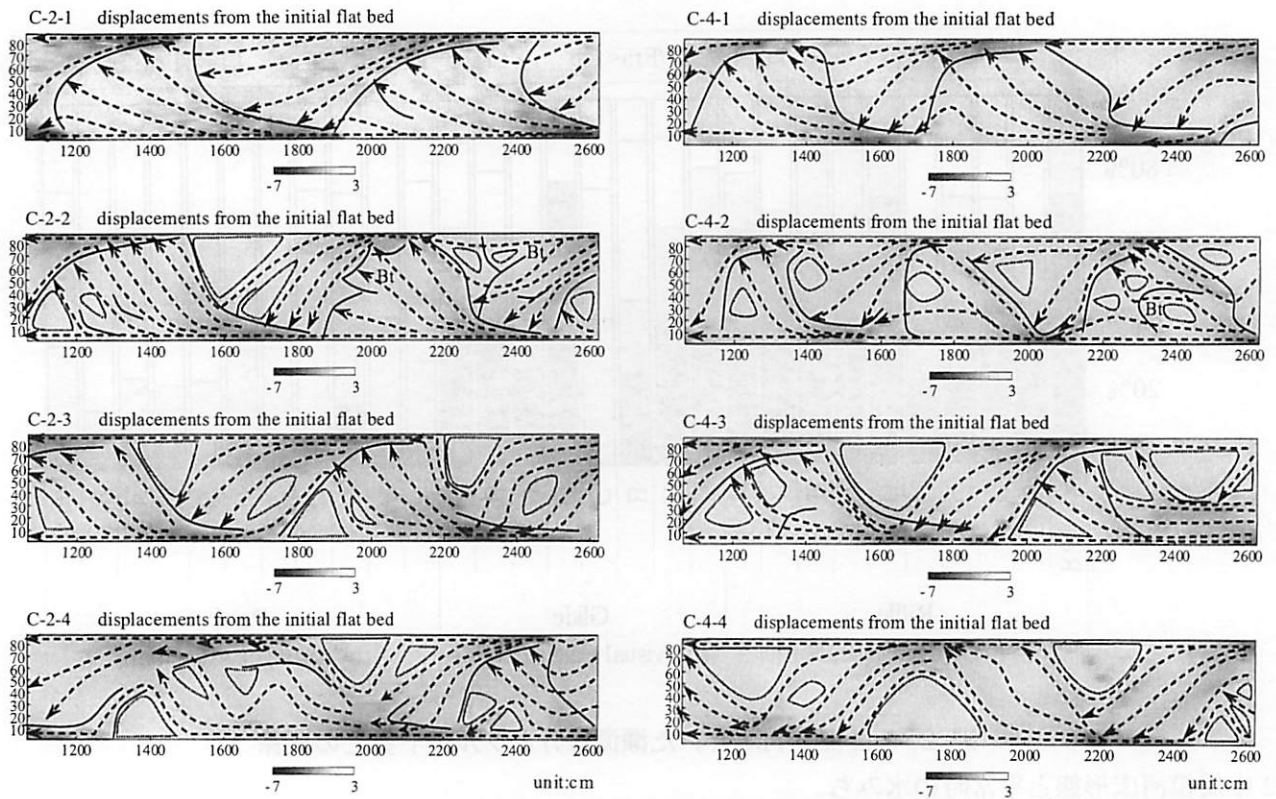


図 26 砂州が形成された河床の水みちの形成過程



図 27 平成 15 年厚別川洪水時の氾濫流況（北海道提供写真に加筆）

氾濫が横断方向に広がるスペースが限定され、氾濫流といえども縦断方向に勢いのある流れとなる。図 27 は、この洪水の痕跡調査から氾濫流の流向を調査した結果であるが、谷幅いっぱいに流れた氾濫流は 8 の字状に流下したことを示している。このような 8 の字上の流れは、複列砂州上の流れと酷似している。厚別川における谷低平野の地形を解析した結果、複列砂州と同様の形状をしており、谷低平野が過去における幾度かの谷幅全幅を覆い尽くす大規模出水によって形成された複列砂州によって形作られていることが指摘されている³⁸⁾。なお、図 28 が、解析の結果を基に作成された谷底平野の地形形成過程の模式図である。小流量時の流路は複列砂州の片側の流路に集中して流れる。現在見られる河道法線はこの流路に基づいていると考えられる。このことは、逆に谷底平野に複列砂州状の地形を形成する規模の洪水では、河道を形成している流路と対になる主流が出現することを意味し、たとえ河道から離れている堤内地でも主流路に成りうること

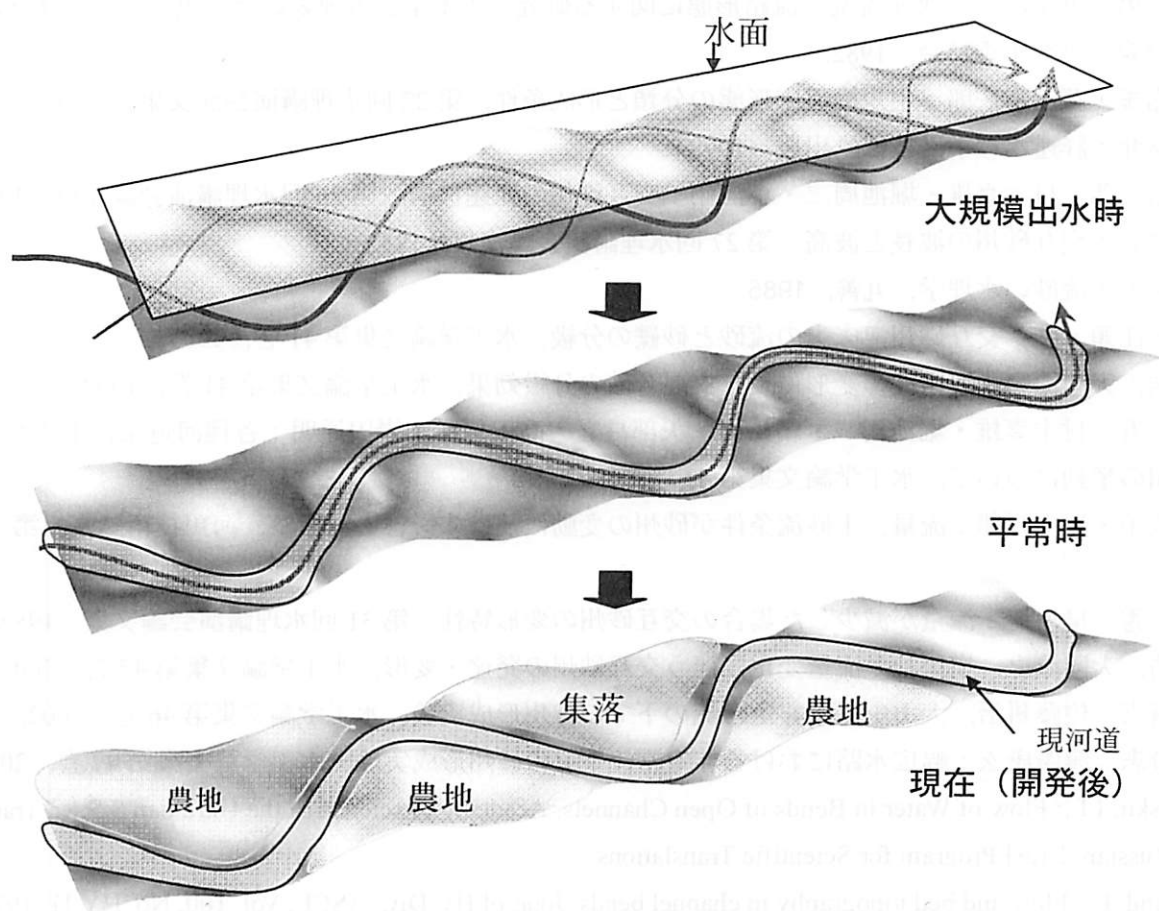


図 28 谷底平野の地形形成過程の模式図

を意味している。この大規模出水時の谷底平野に形成される河床波と谷底平野を蛇行して流下する河道の関係は、前項の河床波と水みちの関係と基本的に同じであり、規模が異なるだけである。

6. おわりに

ここで取り上げた内容は、河川工学の分野で従来から得られている砂州に関する知見の一部を紹介した。中にはまだ十分解明されていない部分もあるが、砂州は治水においても河川環境を考える上でも極めて重要な要素であり、それだけに様々な影響を加味した砂州の特性を知る必要があることから、近年研究が進められている内容にも踏み込んで記述した。砂州のみならず河川環境を取り扱う場合、生態学的知見と河川工学的知見の両者を踏まえた検討が必要であり、この意味で両者の融合がさらに増すことが期待される。砂州については、治水上の必要性から過去から多くの研究が進められ、河川工学上にはかなりの部分が解明されてきている。これらの知見がさらに有効に河川環境の分野にも生かされることが期待する。

参考文献

- 1) 水野信彦, 御勢久右衛門: 河川の生態学, 築地書館, 1972..
- 2) 谷田一三: ワンドの生態的機能, わンドの機能と保全・創造, 河川環境管理財団大阪研究所, pp158-160, 1999.
- 3) 北海道開発局提供
- 4) Colombini, M., Seminara, G. and Tubino, M.; Finite-amplitude alternate bars, Journal of Fluid Mechanics, 1987.
- 5) 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, 1984.
- 6) 山口甲, 黒木幹男: 沖積河道における砂州形態と形成領域区分について, 第 18 回自然災害科学シンポジウム講演要旨集, 1981.

- 7) 芦田和男：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会，1982.
- 8) 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.
- 9) 池田駿介：詳述水理学，技法堂出版，1999.
- 10) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二・小池剛：交互砂州の発達機構，第26回水理講演会論文集，1982.
- 11) 池田駿介：交互砂州の波長と波高，第27回水理講演会論文集，1983.
- 12) 吉川秀夫：流砂の水理学，丸善，1985.
- 13) 竹林・江頭・金：交互砂州河床上の流砂と砂礫の分級，水工学論文集第41巻，1997.
- 14) 三輪浩，大同淳之：河床波の変形に及ぼす混合砂の分級効果，水工学論文集第41巻，1997.
- 15) 長田信寿・村本嘉雄・堀池周二・細田尚・矢部昌之・高田保彦・岩田通明：各種河道条件下における交互砂州の挙動について，水工学論文集第43巻，1992.
- 16) 溝口敦子・辻本哲郎：流量，土砂流条件が砂州の変動に及ぼす影響の一考察，河川技術論文集第10巻，2004.
- 17) 内島邦秀，早川博：流量が減少した場合の交互砂州の変形特性，第31回水理講演会論文集，1987.
- 18) 三輪浩，大同淳之，横川純：流量変化に伴う交互砂州の発達・変形，水工学論文集第47巻，2003.
- 19) 渡邊康玄，佐藤耕治，大山史晃：非定常流の下での砂州形成実験，水工学論文集第46巻，2002.
- 20) 桑村貴志，渡邊康玄：幅広水路における非定常流下での砂州形成実験，水工学論文集第47巻，2003.
- 21) Rozovskii, I.L.; Flow of Water in Bends of Open Channels, Academy of science of the Ukrainian S.S.R., Translated from Russian, Israel Program for Scientific Translations.
- 22) Engelund, F.; Flow and bed topography in channel bends, Jour. of Hy. Div., ASCE, Vol. 100, No. HY 11, 1974.
- 23) Zimmermann, C.; Roughness effect on the flow direction near curved stream beds, Jour. of Hydraulic Research 15 (1977), No.1, 1977.
- 24) 池田駿介：移動床河川の湾曲部における二次流と動的平衡河床について，土木学会論文報告集，第229号，1974.
- 25) 吉川秀夫，池田駿介，北川明：湾曲水路の河床変化について，土木学会論文報告集，第251号，1976.
- 26) Yen, C. L.; Bed topography effect on flow in a meander, J. Hyd. Div., ASCE, 96, HY 1, 1970.
- 27) 須賀堯三，馬場洋二：わん局部の河床変動について，第23回建設省技術研究会報告，建設省，1969.
- 28) 木下良作：河床における砂礫堆の形成について，土木学会論文集，42号，1957.
- 29) 木下良作：石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源局資料，36号，1961.
- 30) 長谷川：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究，北海道大学博士論文，1984.
- 31) 木下良作・三輪式：砂レキ堆の位置が安定化する流路形状，新砂防，94，1974.
- 32) 渡邊康玄，長谷川和義，北條紘次：河川データによる河床洗掘の水理要因に関する検討，水工学論文集第34巻，1990.
- 33) 野上毅，渡邊康玄，長谷川和義：急流河川における生息場としての河川地形区分，土木学会，水工学論文集，第46巻，2002.
- 34) Watanabe, Y., Takahashi, K., Saito, G., Nakasato, T. and Makiguchi, M.; Relationship between overwintering locations of cherry salmon and bed configuration in ice-covered rivers, IAHR Symposium on Ice, 2004.
- 35) 寺本敦子，辻本哲郎：砂州形状の特性と平水時の流路構造，土木学会水工学論文集第50巻，2006.
- 36) 渡邊康玄，安田浩保，島田友典：中規模河床波の低流量時における形状変化過程に関する水理実験，水工学論文集第51巻，2007.
- 37) 工藤拓也，渡邊康玄，清水康行：流量変化を伴う砂州形成後の水みちの形成過程に関する実験，土木学会北海道支部論文報告集第64号，2008.

- 38) 渡邊康玄, 野上毅, 安田浩保, 長谷川和義: 谷底平野における氾濫流の挙動を規定する地形の成因, 河川技術論文集第 12 巻, 2006.