

交互砂州の発達に伴う河岸侵食の進行過程

長田信寿・細田 尚・村本嘉雄・Md. M. Rahman

京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究は、侵食性河岸を有する直線流路における交互砂州の発達から蛇行の発生に至る過程を対象とし、実験および数値解析により、砂州の発達と河岸侵食の関係について検討を行う。数値解析モデルの構築にあたっては、水際近傍で卓越する流砂の非平衡性を考慮している。モデルの適用性は、流路の平面変動過程について実験結果と比較することにより検証する。その上で、河岸侵食・蛇行の発生過程を、砂州の移動特性、砂州の発達に起因する偏流等に着眼して考察を行う。

キーワード： 流路変動，交互砂州，河岸侵食，河道の蛇行

1. はじめに

蛇行の発生・発達・減衰は、河岸侵食量の縦断分布及びその時間変化と対応づけられるが、河岸侵食量分布は、河道の湾曲あるいは砂州による流速の偏りに関連する。著者らはこれまでに、sine-generated curveの初期形状を有する侵食性河岸の蛇行流路変動過程を対象に、その現象が再現可能な数値解析モデルの開発、および蛇行の発達・減衰過程と水理量との関連について検討を行ってきた(Nagata et al, 1997)。

本研究は、直線流路における交互砂州の発達、さらに蛇行の発生に至る過程を対象とし、砂州の発達と河岸侵食の関係について検討を行うものである。これは河道形態の形成機構を考える上で、従来より注目されてきた分野であり、現地観測(木下, 1961)、水理実験(木下, 1961; 芦田ら, 1970; 藤田・村本, 1975)、理論解析(Hasegawa and Yamaoka, 1980; Seminara and Tubino, 1989)等により、蛇行の発生条件等様々の研究がなされてきた。

ここでは、交互砂州の発達から河道の蛇行へ向か

う過程を、主に数値解析的手法を用いて検討する。

それに先立って、まず現象の把握および後述の数値モデルの検証を目的として、侵食性河岸を有する直線流路の流路変動実験を行う。しかし、このような流路変動を扱う場合、実験の性質上、通水を頻繁に中断して変動過程の河床形状等を測定することは好ましくない。また河道形状が大きく変化する状態において水理量分布の時間変化を測定することも困難である。

したがって、次に、このような現象が再現可能な数値解析モデルを構築する。また実験において比較的計測が容易な平面形状の時間変化について実験結果と計算結果を比較し、モデルの現象再現性を検証する。それを踏まえ、交互砂州の発達から蛇行の発生に至る過程の諸特性の変化を、計算結果を用いて考察する。

2. 蛇行発生過程の実験方法

侵食性河岸を有する流路の作成は以下のように行

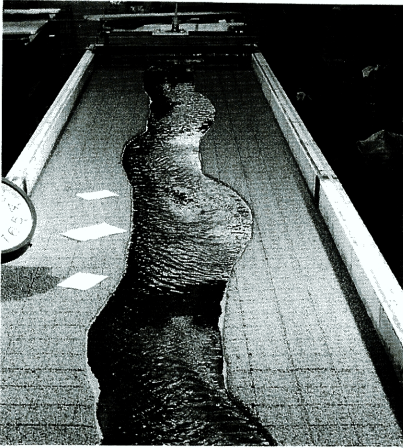


Photo 1 Experimental flume

った。まず、用いた実験水路は、幅 1m、長さ 10m、深さ 20cm であり、本水路に平均粒径 1.42mm のほぼ一様砂を敷き詰める。ここに、横断形状が台形断面（底部 14cm、上部 30cm、高さ 4cm）、平面形状は長さ 8m の直線流路を作成した。流量は 730cm³/s、河床勾配は 1/100 である。なお、この実験の初期条件は、河床形態の領域区分では、単列砂州発生領域となる。給砂は上流端で行ったが、川幅の変化に伴い流砂量の平均値も時間的に大きく変化するため給砂量の設定が難しい。従って上流端付近において大きな河床の低下・上昇が生じない程度に適宜土砂を供給した。

また、実験は前述した理由により、通水を中断せずに行ったため、計測は、河道平面形状、砂州位置の時間変化についてのみ行った。計測方法は移動台車を利用して鉛直上方より写真を撮影し、それをデジタイザーを用いて数値データとした。Photo 1 に実験水路を示す。

3. 計算手法

河岸侵食を伴う流路変動の計算は、

- ① 流れの計算
- ② 河床変動計算
- ③ 河岸侵食量の算定
- ④ 河岸崩落・堆積後の河岸形状の計算
- ⑤ ④によって生じた新しい河岸線に対応した計算格子の作成

以上の①～⑤を繰り返して計算を進める。以下にそれぞれについて説明する。

3.1 流れの基礎式

流路変動現象を扱う場合、河岸侵食により流路平面形状が時間的に変化するため、計算対象領域も時間的に変化する。これに対応するため、本モデルでは、側岸境界の移動とともに計算格子を再構築する移動一般座標系を用いた。

流れの基礎式は、以下に示すように平面 2 次元流れの連続式および運動方程式で構成される。

[連続式]

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left((\xi_t + U) \frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left((\eta_t + V) \frac{h}{J} \right) \quad (1)$$

[運動方程式]

(ξ 方向)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left((\xi_t + U) \frac{Q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left((\eta_t + V) \frac{Q^\xi}{J} \right) \\ & - \frac{M}{J} \left(\frac{\partial \xi_x}{\partial t} + (\xi_t + U) \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + (\eta_t + V) \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{N}{J} \left(\frac{\partial \xi_y}{\partial t} + (\xi_t + U) \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + (\eta_t + V) \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_b^\xi}{\rho J} \quad (2) \\ & + \frac{\xi_x}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-u'^2 h \right) + \frac{\xi_x \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-u'^2 h \right) \\ & + \frac{\xi_y^2}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-v'^2 h \right) + \frac{\xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-v'^2 h \right) \\ & + \frac{\xi_x \eta_y + \xi_y \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-u'v' h \right) + \frac{2 \xi_x \xi_y}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-u'v' h \right) \end{aligned}$$

(η 方向)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left((\xi_t + U) \frac{Q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left((\eta_t + V) \frac{Q^\eta}{J} \right) \\ & - \frac{M}{J} \left(\frac{\partial \eta_x}{\partial t} + (\xi_t + U) \frac{\partial \eta_x}{\partial \xi} + (\eta_t + V) \frac{\partial \eta_x}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{N}{J} \left(\frac{\partial \eta_y}{\partial t} + (\xi_t + U) \frac{\partial \eta_y}{\partial \xi} + (\eta_t + V) \frac{\partial \eta_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_b^\eta}{\rho J} \quad (3) \\ & + \frac{\xi_x \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-u'^2 h \right) + \frac{\eta_x^2}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-u'^2 h \right) \\ & + \frac{\xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-v'^2 h \right) + \frac{\eta_y^2}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-v'^2 h \right) \\ & + \frac{\xi_x \eta_y + \xi_y \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-u'v' h \right) + \frac{2 \eta_x \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-u'v' h \right) \end{aligned}$$

ここに、 h :水深、 Q^{ξ}, Q^{η} :流量フラックスの反変成分、 (M, N) : x, y 方向の流量フラックス、 z_s :基準面からの水位、 (U, V) :流速ベクトルの反変成分、 J :座標変換のヤコビアン、 (ξ, η) :座標の時間微分、 $\tau_b^{\xi}, \tau_b^{\eta}$:底面せん断応力の反変成分、 $-u^2, -u^v, -v^2$: $x-y$ 座標系の水深平均レイノルズ応力の成分である。

また、河岸侵食を扱う計算においては、河岸水際近傍の底面せん断応力 τ の評価が重要となる。そこで、ここでは澤井・芦田(1977)によって示された法線面積分割法で求めることとする。これは、河床横断形状の曲率の効果を考慮し、凹部のせん断力の減少等が表現されるものである。次式は断面内で法線群が交差しない場合について示したものである。

$$\tau = \frac{\rho g n_m^2}{h^{1/3}} \left[u^2 + v^2 \right] \left[1 + \left(\frac{\partial h}{\partial n} \right)^2 + \frac{1}{2} h \frac{\partial^2 h}{\partial n^2} \right] \cos \theta_n \quad (4)$$

ここに、 θ_n :横断勾配角、 n :横断方向の座標軸(定義は後出 Fig.1 参照)、 (u, v) : x, y 方向の水深平均流速、 n_m :マニングの粗度係数である。さらに、上式を一般座標系で表示すれば次式のようにになる。

$$\begin{aligned} \tau = & \frac{\rho g n_m^2}{h^{1/3}} \left[u^2 + v^2 \right] \left[1 + \left(-\sin \gamma \left(\xi_x \frac{\partial h}{\partial \xi} + \eta_x \frac{\partial h}{\partial \eta} \right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \cos \gamma \left(\xi_y \frac{\partial h}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial h}{\partial \eta} \right) \right)^2 \right. \\ & \left. + \frac{1}{2} h \left(\sin^2 \gamma \left(\xi_x^2 \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} + 2 \xi_x \eta_x \frac{\partial^2 h}{\partial \xi \partial \eta} + \eta_x^2 \frac{\partial^2 h}{\partial \eta^2} \right) \right. \right. \\ & \left. \left. - 2 \sin \gamma \cos \gamma \left(\xi_x \xi_y \frac{\partial^2 h}{\partial \xi \partial \eta} + \left(\xi_y \eta_x + \xi_x \eta_y \right) \frac{\partial^2 h}{\partial \xi \partial \eta} + \eta_x \eta_y \frac{\partial^2 h}{\partial \eta^2} \right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \cos^2 \gamma \left(\xi_y^2 \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} + 2 \xi_y \eta_y \frac{\partial^2 h}{\partial \xi \partial \eta} + \eta_y^2 \frac{\partial^2 h}{\partial \eta^2} \right) \right) \right] \cos \theta_n \end{aligned} \quad (5)$$

ここに、 γ :流線と x -軸の角度である。ここで、求めた底面せん断応力 τ は、次式により(2)、(3)式中の反変成分へ変換する。

$$\tau_{bx} = \tau \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}}, \quad \tau_{by} = \tau \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (6)$$

$$\tau_b^{\xi} = \xi_x \tau_{bx} + \xi_y \tau_{by}, \quad \tau_b^{\eta} = \eta_x \tau_{bx} + \eta_y \tau_{by} \quad (7)$$

3.2 河床変動計算法

河床変動は、移動一般座標系で表示された2次元の流砂の連続式、および流砂量式として M-P-M 式と長谷川式を用いて計算を行った。

なお、既報(著者ら, 1996)では流下方向の流砂量式として Brown 式を用いていたが、同式は限界掃流力を含んでいないため、砂州の発達計算精度に

問題が認められたため、ここでは、M-P-M 式を用いた。

また、河岸侵食は間欠的に生じるため、水際近傍において流砂の非平衡性が顕著となる。一方で河岸侵食を扱う数値計算においては、その水際近傍の流砂量を正確に見積もることが重要となる。そこで、水際近傍の河床変動計算については流砂の非平衡性を考慮したモデルとした(著者ら, 1997)。なお、ここでいう水際近傍とは河岸崩落モデルにおける埋め戻し領域のスケールである。

以下に、非平衡流砂の計算法について述べる。

(1) pick-up rate の算出

中川・辻本・村上(1985)は、側岸など大きな横断勾配を有する場合における pick-up rate 推定式を、斜面上の砂粒の力学的機構の考察により、以下のよう定式化した。

$$p_s \sqrt{\frac{d}{(\sigma/\rho - 1)g}} = F_0 G_* \tau_{*c} \left(1 - \frac{k_L \Omega \tau_{*c}}{\tau_*} \right)^m \quad (8)$$

$$G_* = \frac{\cos \phi + k_L \mu_s}{1 + k_L \mu_s} \quad (9)$$

$$\Omega = \frac{\mu_s \cos \theta_n - \sin \theta_n \sin \phi + k_L \mu_s}{\cos \phi + k_L \mu_s} \quad (10)$$

ここに、 p_s :pick-up rate、 d :河床材料の粒径、 τ_* :無次元掃流力、 τ_{*c} :無次元限界掃流力、 ρ, σ :水および河床材料の密度、 k_L :抗力と揚力の比(=0.85)、 μ_s :砂の静止摩擦係数(=0.7)、 ψ :河床での流速と砂粒の移動方向のなす角度、 ϕ :砂粒の移動方向と s -軸のなす角度である。なお、 s -軸は、主流方向(水深平均流速の横断方向成分 $v=0$ となる方向)とし、 n -軸はそれに対して直角方向とする。また、 ϕ 及び ψ ($=\phi-\delta$)は後述の手法により求めることとする。また、 F_0, k_L, m は定数であり、ここでは中川らと同様に、それぞれ0.03, 0.7, 3を与える。

(2) 砂粒の移動軌跡

砂粒の移動方向は、長谷川(1983)、黒木・岸(1984)が示したものと同等な、砂粒に作用する力のつり合いより定式化したものを用いて、砂粒の移動方向と s -軸のなす角 ϕ の正接を次式のように求める。

$$\tan \phi = \frac{v_n}{v_s} = \frac{u_{bn}}{u_{bs}} - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}} \frac{\partial z_b}{\partial n} \quad (11)$$

ここに、 v_s, v_n :砂粒の移動速度の s -、 n -方向成分、 u_{bs}, u_{bn} :河床における流速の s -、 n -方向成分、 z_b :河床高、 μ_k :河床材料の動摩擦係数である。なお、 τ_{*c} は、岩垣式より算出する。上式において、河床における横断方向流速は、湾曲による2次流成分を考

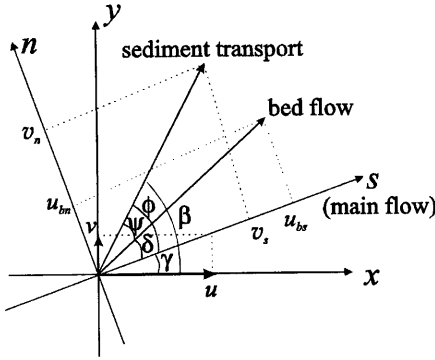


Fig. 1 Definition of angle of main flow, bed flow and sediment transport direction

え、次式に示す曲率に比例する式形を用いて求めることとする。

$$u_{bn} = -N_* \frac{h}{r} u_{bs} \quad (12)$$

ここに、 r ：流線の曲率半径、 N_* ：定数(=7.0)である。上式より、河床での流速の向きと s -軸のなす角 δ は、次式のように表せる。

$$\tan \delta = \frac{u_{bn}}{u_{bs}} = -N_* \frac{h}{r} \quad (13)$$

一方、 x -軸と s -軸のなす角 γ は、その定義より水深平均流速を用いて、

$$\tan \gamma = \frac{u}{v} \quad (14)$$

と表せる。ここに、(11)式、(14)式より、 ϕ および γ を算出すれば、砂粒の移動方向と x -軸のなす角 β ($=\phi+\gamma$) を求めることができる。

砂粒の移動軌跡は、以上の手法により計算された砂粒の移動方向角 β を用いて、次式により、Fig.2 に示すように $i=1$ から逐次計算で求めることとする。

$$\mathbf{p}_i = \mathbf{p}_{i-1} + \Delta s \cdot \mathbf{d}_{i-1} \quad (15)$$

ここに、 \mathbf{p}_i ：砂粒移動の出発地点から i 番目の砂粒の位置ベクトル (x_i, y_i) 、 \mathbf{d}_{i-1} ： $i-1$ 地点における砂粒の移動方向を表す単位ベクトル $(\cos \beta_{i-1}, \sin \beta_{i-1})$ 、 Δs ：砂粒の移動軌跡の計算ステップ幅であり、メッシュ幅を考慮し $\Delta s = 5\text{mm}$ とした。なお、初期値 \mathbf{p}_0 は pick-up rate の定義点 (計算格子点) の座標である。また、砂粒の移動距離 $s_{(i)}$ は、 $s_{(i)} = i \cdot \Delta s$ で与えられる。

(3) deposit rate の算出

ここでは、(2)で求めた軌跡上の各点において、deposit rate を求める。ある点 j (この点での pick-up rate

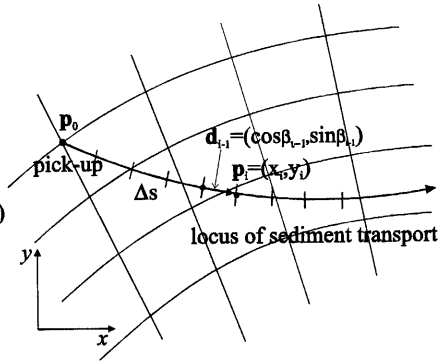


Fig. 2 Sketch of locus of sediment transport

を $p_{s(j)}$ とする) から出発した軌跡において、出発地点から i 番目の点の deposit rate $p_{d(j,i)}$ は、step length の確率密度関数を $f_s(s_i)$ とすると、次式で示される。

$$p_{d(j,i)} = p_{s(j)} f_s(s_{(i)}) \Delta s \frac{A_{(j)}}{A_{(i)}} \quad (16)$$

ここに、 $A_{(j)}$ 、 $A_{(i)}$ はそれぞれ、pick up、及び deposit 地点の計算メッシュの面積であり、各軌跡における土砂の収支を合致させるために導入したものである。なお、step length の確率密度関数は、次式で示すような指数関数で表せるものとする。

$$f_s(s) = \frac{1}{\Lambda} \exp\left(-\frac{s}{\Lambda}\right) \quad (17)$$

ここに、 Λ ：平均 step length であり、ここでは平均粒径の 100 倍とした。

ただし、ここで求めた deposit rate $p_{d(j,i)}$ は各軌跡上で計算されているため、その位置は後述の河床変動計算で必要となる計算格子点の位置と必ずしも一致しない。そこで、まず、 $p_{d(j,i)}$ の算出点が含まれる計算メッシュを抽出し、 $p_{d(j,i)}$ の算出点とその計算メッシュの各格子点の距離に応じて、 $p_{d(j,i)}$ を格子点に分配することとした。

(4) 河床変動計算

以上の手法によって算出した pick-up rate, deposit rate を用いて、次式により、河床変動計算を行う。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = A_1 d(p_a - p_s) \quad (18)$$

ここに、 A_1 ：1次元の砂粒の形状係数(=1.0)である。

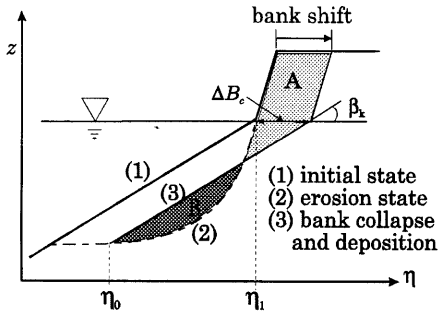


Fig. 3 Definition sketch of bank erosion

3.3 河岸侵食モデルおよび計算格子の形成

河岸侵食モデルは既報のものと同様であり、河岸崩落の間欠性を考慮してモデル化した（著者ら、1996）。その時、Fig.3 に示すように、河岸の崩落土砂と埋め戻し土砂量が合致するようにし、また、崩落後の河岸形状は、河岸の上部崩落土塊が、水際から水中安息角で堆積するとした。

また、河岸侵食により側岸が移動する場合には、側岸移動後の新しい境界に適合するよう計算格子を設定する。このとき、交互砂州の発達と蛇行の発生により、河岸に沿った主流方向の計算格子において陸地部と水域部が交互に現れるのは、計算の安定上好ましくない。そのため、水際境界と河岸線の位置を計算し、それらの軸を考慮して計算格子を再構築

した。

3.4 計算条件

初期条件は、流量に対応した水深を、横断方向に水位が一定になるように与える。また、全定義点で流速および流量フラックスを0とする。

境界条件は、水際については水深の基準値（ここでは1mm とした）を設定し、基準値以下の場合、その地点の流速および流量フラックスの計算を行わないこととする。

また、計算においては交互砂州の発生のために微小擾乱を与えており、河岸侵食計算を始める前に交互砂州が流路全体に発生するまで(120 分間)、助走計算を行っている。

4. 交互砂州の発達と蛇行の発生過程

ここでは、2.で示した実験を対象に、前述の数値解析モデルを用いて計算を行い、交互砂州の発達と河岸侵食・蛇行の発生過程について考察する。

まず、Fig.4 に流路平面形状の時間変化について実験結果と計算結果を比較したものを示す。なお、計算結果として示した範囲は、水路全長 8m のうち上下流の境界の影響が小さい上流より 1m から 5.5m までの区間である。また、実験結果として示した範囲は上流から 1.7m~6.2m の区間である。これは上下流の影響が小さい範囲内で、かつ計算結果との平面形状特性の比較を容易にするため、同図 x=0m の位置の

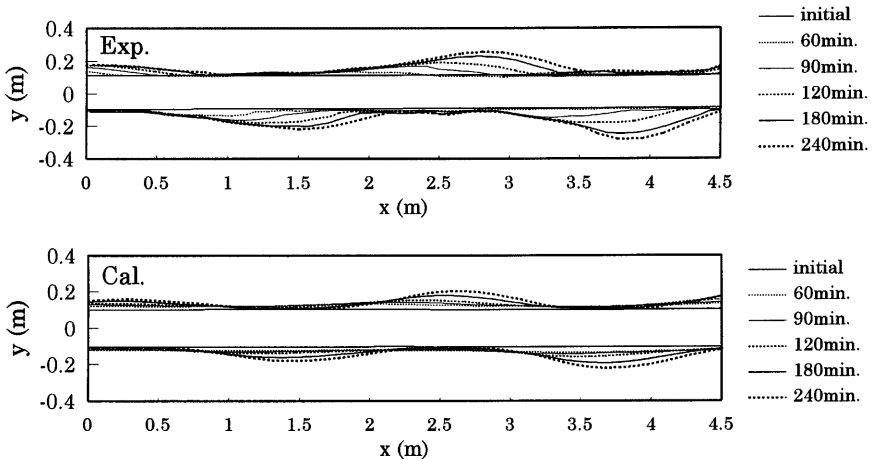


Fig.4 The comparison between the observed and calculated plane form variation with time

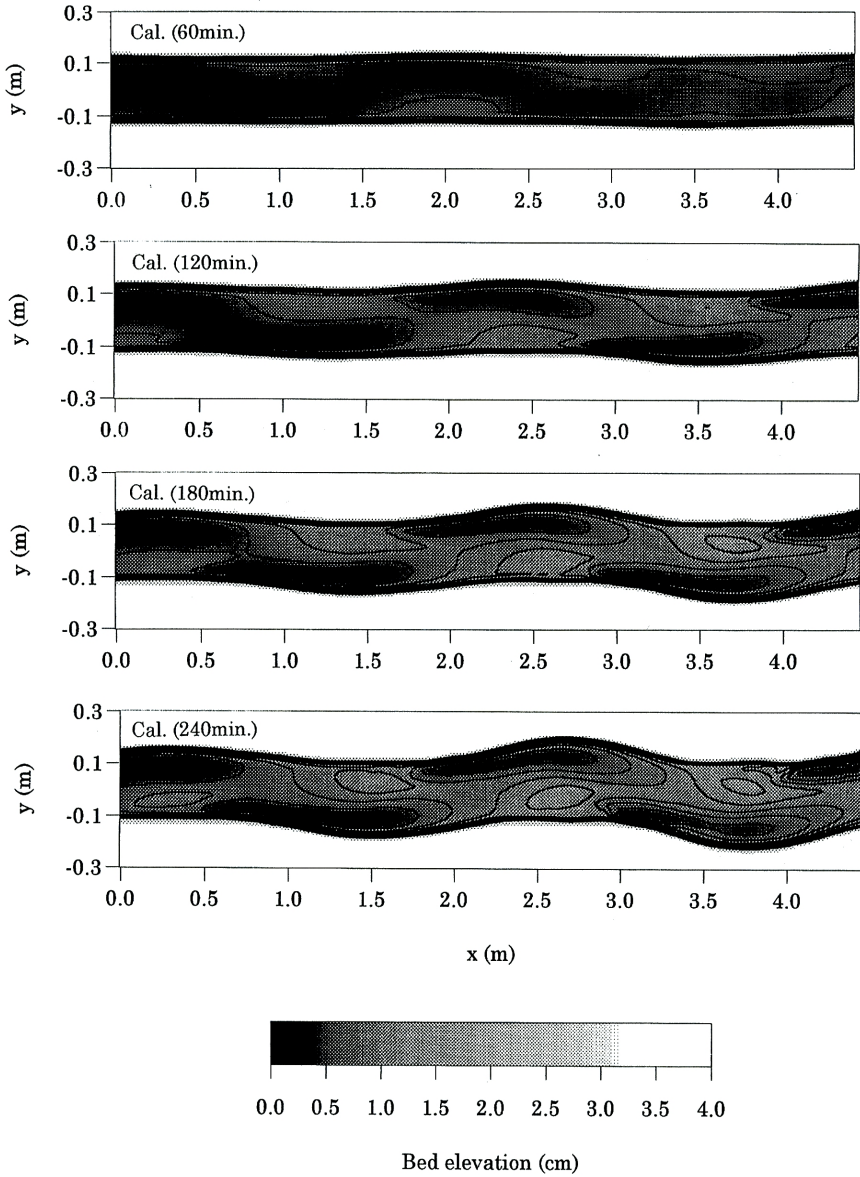


Fig.5 The temporal changes of bed deformation and bank line

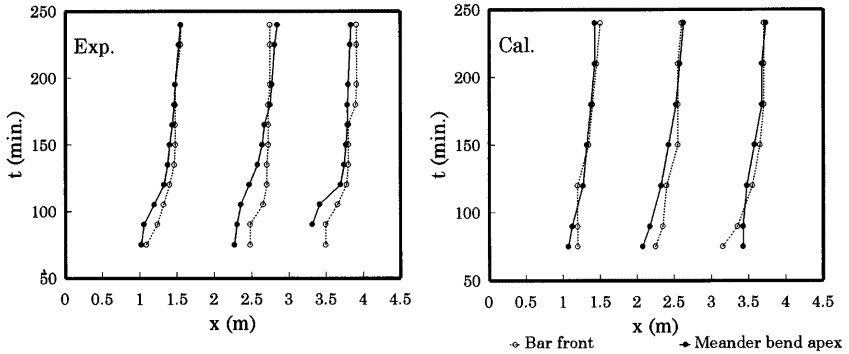


Fig.6 Migration of bar fronts and meander bend apexes

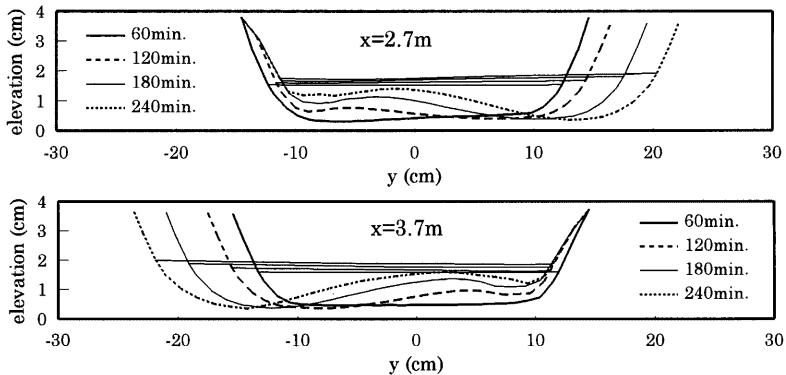


Fig.7 The temporal changes of cross sectional profiles ($x=2.7m$, $x=3.7m$)

蛇行の位相を計算結果の表示位置の蛇行位相に合わせている。同図より、実験結果・計算結果ともに蛇行波長は約 2.3m であり、これは交互砂州の波長に対応したものとなっている。また河岸侵食量については、実験結果と比較して計算結果の方が若干小さいが、蛇行頂部の下流への移動および蛇行発生過程における河岸線平面形状等は良好に再現されている。

次に、Fig.5 は $t=60min.$ から $t=240min.$ までの 60min.ごとの河床高コンターである。まず、交互砂州は、発生してから波高をせたいに増大させながら、下流方向へ移動するが、ある程度時間が経過すると（ここでは $t=120min.$ 程度）、砂州の移動速度が減少する。それとともに水衝部が固定され、 $t=120min.$ あたりから砂州の対岸で河岸侵食が顕著となり、流路の蛇行が生じている。これは藤田・村本（1975）が行った蛇行流路の形成過程に関する大規模水理実験における変動特性とも合致しており、本モデルで

定性的には交互砂州に起因する流路変動現象を表現できると考えられる。

Fig.6 に、砂州と蛇行の走時曲線の実験結果と計算結果を示す。砂州は前述したように初期においては、大きな移動速度を示しているが、 $t=120min.$ あたりで移動速度が減少し、それに伴い蛇行の発達が目立つようになる。なお、蛇行の発生が見られない実験ケース（藤田・村本, 1975, EXP.X）では移動速度は減少せず、ほぼ同じ速度で下流へ移動するが本ケースのように蛇行が発達する場合には移動速度に変化が生じる。また、Fig.6 より、蛇行頂部も砂州の移動速度にほぼ対応して、下流に移動していることが分かる。

Fig.7 は、 $x=2.7m$, $x=3.7m$ 地点の横断形状時間変化の計算結果を示したものである。前出の河床コンターの時間変化 Fig.5 を参照して考え合わせると、砂州の発達は、河岸侵食により蛇行の発達が生じてから

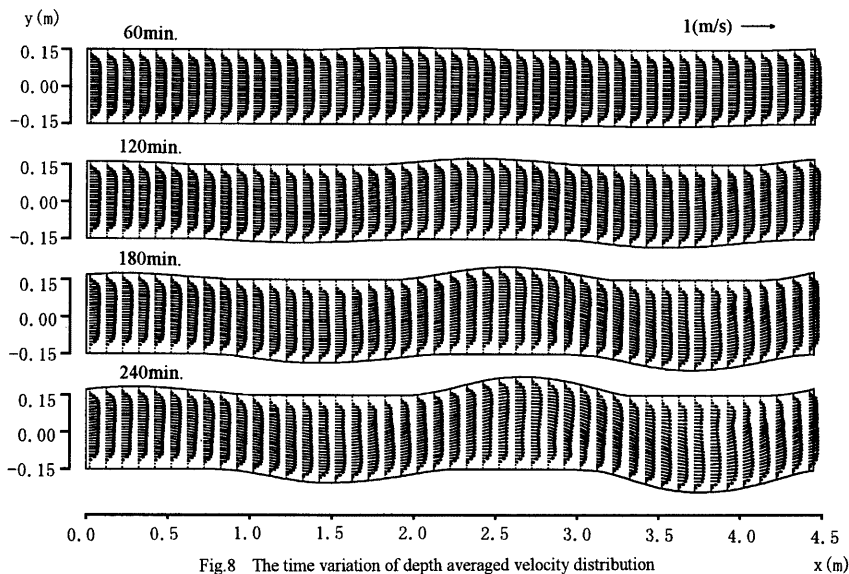


Fig.8 The time variation of depth averaged velocity distribution

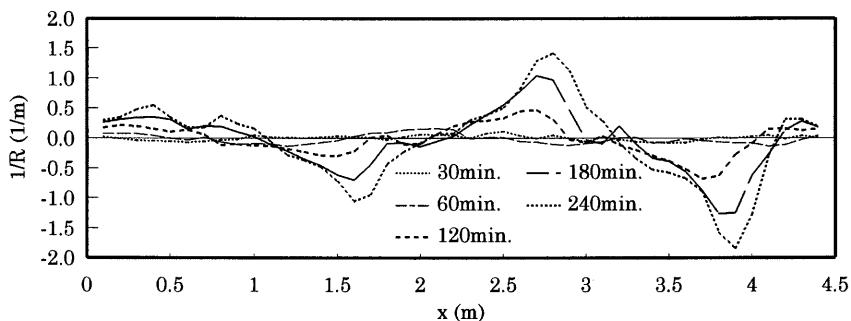


Fig. 9 The temporal changes of curvature along the longitudinal direction

後は、流下方向でなく、主に横断方向への拡がりを示す。また、河岸侵食による側岸からの土砂供給により平均河床位が上昇するため、それに伴い水位は徐々に上昇している。また、流れの蛇曲が大きくなる $t=240\text{min.}$ では、若干ではあるが湾曲外岸の水位が高くなっている。

Fig.8 に水深平均流速の平面分布の時間変化を示す。全体的な流速は、川幅の増大とともに減少している。しかし、砂州波高の増大、横断方向への拡がりに対応して、主流に蛇行が見られるようになる。これを

より明確に表現するため、Fig.9 に主流の流線曲率 $1/R$ 、（ここに R : 主流流線の曲率半径）の縦断分布の時間変化を示す。曲率はそのピーク位置を下流方向に移動させながら、時間とともに増大していることが分かる。また、Fig.10 に横断方向に平均した無次元掃流力の縦断分布の時間変化を示す。掃流力は平均的には時間の経過に従い減少していき、 $t=240\text{min.}$ では限界掃流力程度となる。それにもかかわらず、河岸侵食が進行し蛇行の発達が続くのは、これまでに示したような砂州の発達による偏流によるものと

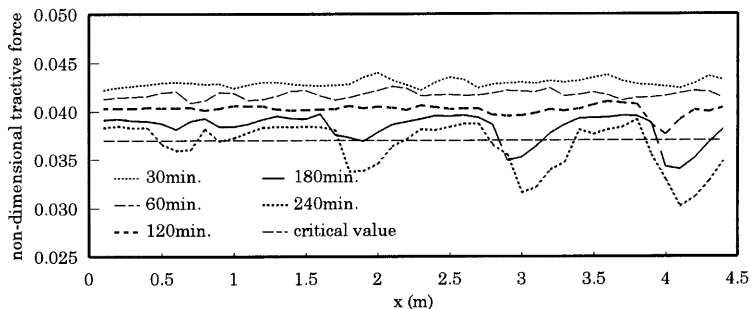


Fig.10 The time variation of non-dimensional tractive force (averaged in cross section) along longitudinal direction

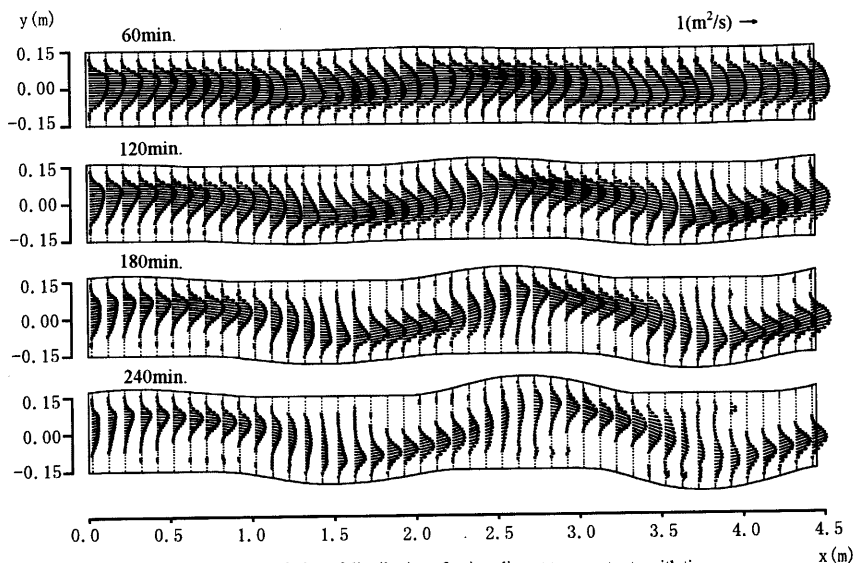


Fig.11 The variation of distribution of unit sediment transport rate with time

考えられる。

以上のような流況の変化に伴い、流砂量分布も大きく変化する。Fig.11は単位幅流砂量の平面分布を示したものである。蛇行の発生する以前 ($t=60\text{min}$) では、流砂はほぼ川幅全域に存在したが、時間が経つにしたがって、流砂幅は縮小する。実験の観察によっても、流砂幅は、蛇行の転向部では大きい、蛇行頂部の深掘れ域およびその下流では水衝部となる側の河岸付近に限定される。なお、蛇行頂部上流域の深掘れ部では、水深が大きいにもかかわらず上流砂州により流れが停滞しており、流砂はほとんど生じていない。

5. おわりに

本研究は、交互砂州の発達から蛇行の発生に至る過程を対象に、主に数値解析的手法を用いて検討を行った。まず、侵食性河岸を用いた直線流路における流路変動実験を行った。次に河岸近傍における流砂の非平衡性を取り入れ、かつ河岸侵食による河岸線の移動を表現できる数値解析モデルを構築した。

平面形状、砂州位置の時間変化等について、実験結果と計算結果を比較し、蛇行発達過程における基本的特性については、本モデルで再現可能であることが示された。その上で、①砂州の移動特性と蛇行

の発達との関連性, ②砂州波高の増大と砂州の横断方向への拡大およびそれに伴う偏流, ③平面流況特性と流砂幅の時間変化等について, 考察を行った。

今後, さらに, 蛇行の発達が生じないケースあるいは複列蛇行に至るケースをも含めて解析を行い, 河岸侵食による流路変動のメカニズムを検討していきたい。

謝 辞

本研究を行うにあたって, 実験等ご助力いただいた京都大学大学院・村田浩隆氏に感謝いたします。

参考文献

芦田和男・村本嘉雄・奈良井修二・塩入淑史(1970): 河道の変動に関する研究(1), 京都大学防災研究所年報, 第13号B, pp.243-260.
木下良作(1961): 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料, 第36号
黒木幹男・岸力(1984): 中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, 土木学会論文集, 第342号, pp.87-96.
澤井健二・芦田和男(1977): 粘性流路の侵食と横断形状に関する研究, 土木学会論文集, 第266号, pp.73-86.
中川博次・辻本哲郎・村上正吾(1985): 側岸にお

ける非平衡流砂過程, 第29回水理講演会論文集, pp.561-566.

長田信寿・細田尚・村本嘉雄・Rahman M.M.(1996): 側岸侵食を伴う河道変動の数値解析, 京都大学防災研究所年報, 第39号B-2, pp.415-428.

長田信寿・細田尚・村本嘉雄・Rahman M.M.(1997): 河岸侵食過程における流砂の非平衡性を考慮した流路変動の数値解析, 水工学論文集, 第41巻, pp.889-894.

長谷川和義(1983): 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, 北海道大学学位論文.

藤田裕一郎・村本嘉雄(1975): 蛇行流路の形成過程に関する実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第18号B, pp.551-564.

Nagata, N., Hosoda, T., Muramoto, Y., Rahman, M.M.(1997): Experimental and numerical studies on meandering channels with bank erosion, Proc. of management of landscapes disturbed by channel incision, pp262-267.

Seminara, G. and Tubino, M. (1989): On the process of meander formation, Proc. fourth international symposium on river sedimentation, pp873-880.

Hasegawa, K. and Yamaoka, I. (1980): The effect of plane and bed forms of channels upon the meander development, Proc. of JSCE, No. 269, pp.143-152.

Effect of alternate bars on the bank erosion processes

Nobuhisa NAGATA, Takashi HOSODA, Yoshio MURAMOTO, Md. M. Rahman

Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The processes of alternate bar development leading to meandering are presented by means of both the numerical and experimental analyses. A numerical model is developed introducing the theory of non-equilibrium sediment transport near the water edge. The applicability of the model is then tested simulating the experimental channel processes in an initial straight planform with erodible boundaries. Finally, the effect of alternate bars on the bank erosion processes and meander development is discussed.

Keywords: channel processes; alternate bar; bank erosion; meandering channel