



Title	沖積地河道の河床形態・流れの形態の形成領域区分
Author(s)	黒木, 幹男; Kuroki, Mikio; 岸, 力 他
Citation	北海道大學工學部研究報告, 118, 47-58
Issue Date	1984-02-07
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/41840
Type	departmental bulletin paper
File Information	118_47-58.pdf



沖積地河道の河床形態・ 流れの形態の形成領域区分

黒 木 幹 男 岸 力

(昭和58年9月30日受理)

Regime Criteria on Bed Forms and Flow Patterns in Alluvial Streams

Mikio KUROKI and Tsutomu KISHI

(Received September 30, 1983)

Abstract

In alluvial streams, many types of sand waves are formed on the river bed by the local erosion and deposition of sediment. The flow itself is affected and deformed by the presence of sand waves. Especially, the flow on meso-scale bed forms is characterized by meandering even when the channel is outwardly straight. In this paper, regime criteria on meso-scale bed forms and flow patterns on them are analyzed theoretically and applied to river reaches.

In the analysis, the quasi-steady shallow water flow in a straight channel with a rectangular cross-section is considered. The side walls are fixed, while the bed is deformed by the action of flowing water. In the description of sediment transport, spatial lag distance on the longitudinal component and the effect of transverse bed slope on the transverse component are introduced respectively. Using the two-dimensional bed stability analysis, regime criteria on a straight, meandering and braid, and the dominant wave length of meander are obtained theoretically.

Theoretical results are applied to river reaches. While the flow in river is not steady, they are applied successfully if we use the hydraulic conditions on the stage at mean-maximum annual discharge or almost equivalent bankfull discharge.

1. はじめに

沖積地を流れる河川では流量の増大にともなって河床を構成する砂礫の移動が活発になり、流量規模におうじて河床上には種々の形状の河床波が形成される。特に、中規模河床形態に分類される河床波が形成される場合には、直線状の河道においてさえも流れは蛇行することが知られている。河川流の蛇行は、河岸の近くに流速の増加や流量の集中をもたらし、河岸欠壊や堤防の安全度を低下させる原因となる。このため、どのような河道の幾何学的形状と水理条件の組み合わせのもとで、どのような流れの蛇行形態が生ずるかを明らかにすることが河川工学上重要な課題の

1つになっている。

これまでの実験および現地観測の結果から、流れの蛇行の形成領域区分の問題は中規模河床形態の形成領域区分の問題とほぼ同義であるとする考え方が支持されている。すなわち、中規模河床形態に属する河床波は単列交互砂州と複列交互砂州に大別されるが、前者では流れは河道幅を横断方向のスケールとする単列蛇行となり、後者では河道幅を整数分割したスケールの複列蛇行を主とする。特に分割数が多い場合には、低水時の流れは網状状態を呈する。これに対して中規模河床形態が形成されない場合には流れは河道に沿って直流する。

中規模河床形態の形成領域区分の問題は、これまで2つの異なる方法で検討がなされてきた。1つは次元解析的に関係するパラメータを抽出整理し、相関面上にプロットした実測資料から各形態の領域区分線を求める方法である。他の1つは土砂水理学的な観点から、局所流砂量の非一様性から河床波の形成機構を理論的に説明しようとする方法である。後者の研究は小規模河床形態を対象とした Kennedy¹⁾の研究の成功に刺激されて、中規模河床形態を対象とした研究に発展してきた。これまでの多くの研究により、その形成機構の解明は進んでいるが、領域区分線を理論的に求めたものは少例にすぎず²⁻³⁾、未解明の点が多い。

本報告では、出水時に撮影された航空写真をもとに河道内の流れの蛇行性についてその実体を調査するとともに、二次元浅水流モデルによる中規模河床波の形成領域区分の理論的な解析を行ない、調査結果と比較検討を行なった。

2. 河川流の蛇行性の調査

近年、河川調査にも航空写真が盛んに用いられるようになり出水時の資料も少なくない。特に、カメロン効果を利用した表面流速⁴⁾が解析可能な状況では、広範囲に同時性の高い流況の定量的な把握まで可能であり有用である。

写真-1, 2, 3は昭和56年8月洪水に際して十勝川水系の音更川で撮影されたものの一部であり、十勝川合流点より約11kmから17kmまでの区間をほぼ2kmごとに区切って示してある。本洪水の最大流量は700m³/secであり、撮影は減水時に流量約350m³/secの時点で実施されている。当該区間の河床勾配は $I_0=1/160$ 、河床材料の平均粒径は $d=40$ mmである。河幅のわずかなちがいで、各区間の流れの様子は大きく異なっているのが注目される。

写真-1は3葉の写真の中で水面幅($B=100$ m)の最も狭い区間である。水面に表われた波状の模様注目すると、ほぼ連続して水面幅いっぱいに単列蛇行していることが認められる。この水面模様は局所的なフルード数が1に近くなったために生じるもので、最大流速の位置を表わすものと考えられる。写真中央部付近の左岸側、水面の波状模様が河岸に接近した部分には、円弧状に河岸侵食が進行中である様子が明瞭に示されている。

写真-2は3葉の写真の中では水面幅の最も広い区間であり、写真中央部では $B=180$ mである。流れは2列を基調として水面幅の広い部分では部分的に3列の蛇行を示しているが、他の2葉の写真程規則的ではない。これは、砂州の一部がすでに水面に霧出し、水没している砂州の部分的な変形が進行しているためであり、網状化の初期段階である。

写真-3の区間の水面幅は $B=120$ mであり、上記の2区間の中間程度の水面幅を有している。この区間の流れは明瞭な2列蛇行(いわゆる8の字蛇行)を呈している。

この3葉の写真にみられるように、ほぼ直線的な河道においても流れは蛇行性を示すことがあり、しかもその蛇行形態は河幅のちがいで変化し、河幅が狭い場合には単列、河幅の増大

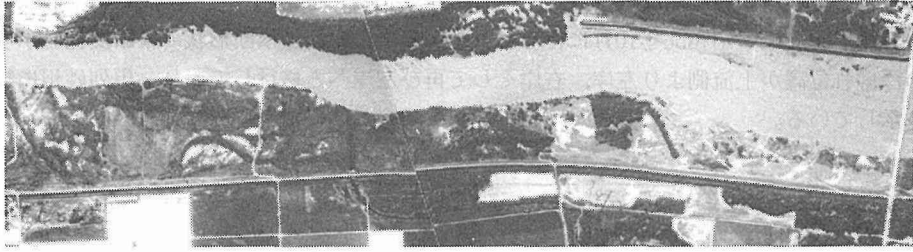


写真-1 音更川（昭和56年8月6日撮影， $Q \approx 350 \text{ m}^3/\text{sec}$
 $B = 100 \text{ m}$ ， $H_0 = 1.4 \text{ m}$ （推定），単列蛇行）

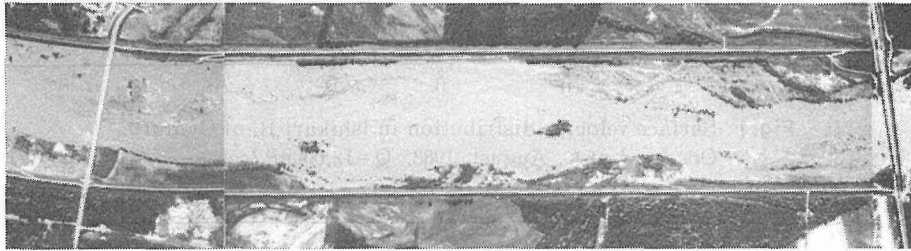


写真-2 音更川（同 上）
 $B = 180 \text{ m}$ ， $H_0 = 1.0 \text{ m}$ （推定），複列蛇行（3列的）

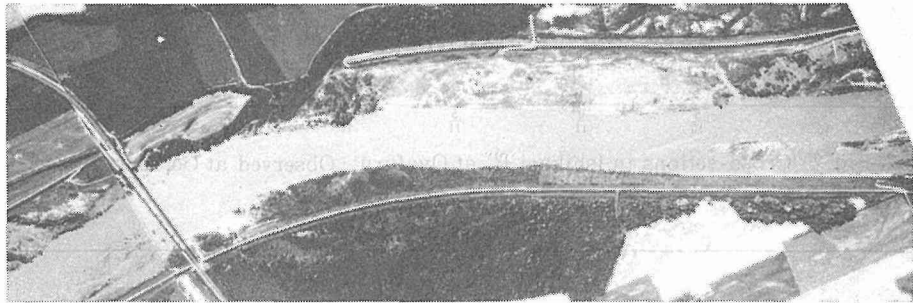


写真-3 音更川（同 上）
 $B = 120 \text{ m}$ ， $H_0 = 1.25 \text{ m}$ （推定），複列蛇行（2列）

にともなって2列からさらに3列の蛇行へと顕著な変化を示すことが認められる。本例は急流であるため、その様子が水面の波状模様によって直接写真上に表われている好例である。なお、写真と河道横断面図を対比して各区間の平均水深を求めると、写真の番号順にそれぞれ $H = 1.4$ 、 1.0 および 1.25 m であった。

次に、緩流河川の例として石狩川の生振捷水路の流況を示す。緩流河川では、前掲の急流河川の場合とは量なり水面に波状模様は現われず航空写真を一瞥しただけでは流況を知ることは困難である。ここでは、航空写真を実体視して解析した表面流速分布図を用いて検討した。これは北海道開発局で作製した詳細図をもとに、著者らが適当な省略を加えて作ったものである。

図-1 は昭和56年8月洪水の際に得られた表面流速分布図である。石狩川下流部では本洪水に際して、計画流量を大幅に上まわり最大流量は約 $13,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ であった。写真撮影はピークをやや過ぎた流量約 $12,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ のときに実施されている。流れは図の右から左に向かって流れており、流速が $1 \sim 2 \text{ m}/\text{sec}$ の部分がほぼ低水路の位置と一致している。図では流速が $3.4 \text{ m}/\text{sec}$ を超える部分に陰影を施してあるが、流速の速い部分が低水路内を左岸から右岸、そして再び左

岸へと蛇行している様子が明瞭に示されている。

図-2には洪水後の昭和56年10月に行なわれた測量による河道横断形状の縦断変化を示す。低水路の深堀れ位置が上流側より左岸、右岸そして再び左岸へと移行しており、単列砂州に特有な変化を示している。

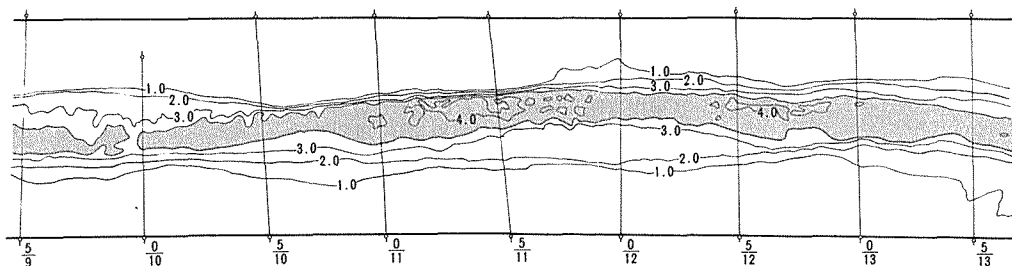


Fig.1 Surface velocity distribution in Ishikari R. at Oyafuru.
Observed at 6, August, 1983. $Q=12,000\text{m}^3/\text{sec}$.

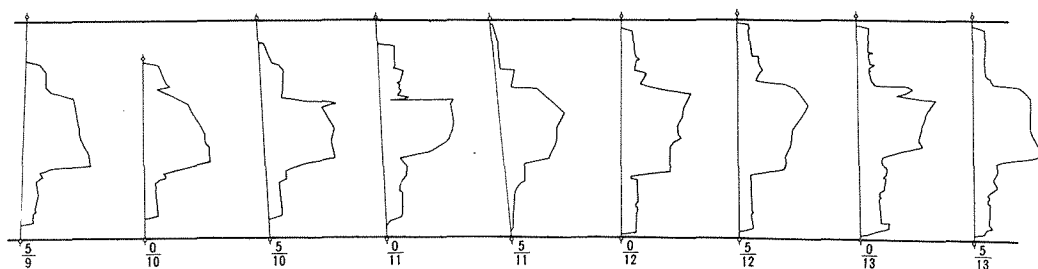


Fig.2 Cross-sections in Ishikari R. at Oyafuru. Observed at October, 1983.

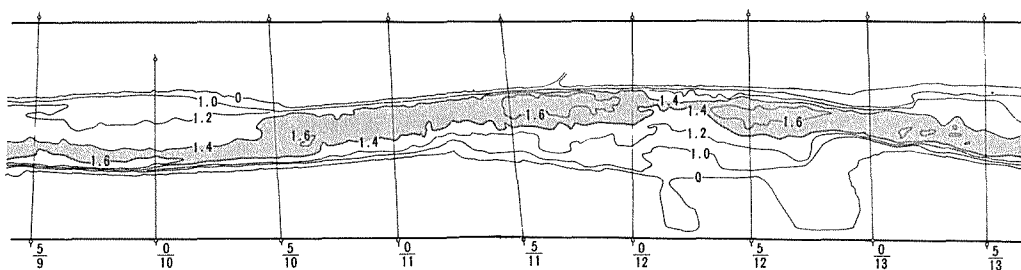


Fig.3 Surface velocity distribution in Ishikari R. at Oyafuru.
Observed at April, 1979. $Q=2,000\text{m}^3/\text{sec}$.

図-3は昭和54年5月の融雪出水時の表面流速分布図である。写真撮影時の流量は約2,000 m^3/sec である。図では流速が1.4 m/sec を超える部分に陰影を施したが、大局的には図-1と同様な流れの蛇行性が認められる。

なお、石狩川の当該区間の河道諸元は、低水路幅 $B=250\text{m}$ 、河床勾配 $I_0=1/3,300$ 、平均粒径 $d=0.25\text{mm}$ 、であり、低水路平均水深は図-1の場合で $H_0=11\text{m}$ 、図-3の場合で $H_0=7\text{m}$ である。

3. 中規模河床形態の形成領域区分に関する理論的検討

3.1 基礎方程式

流れに蛇行性を生じさせる主要な原因は、河床に中規模河床形態が形成されるためである。ここでは、直線広矩形水路の定常流れを対象に、与えられた河道条件および水理条件のときにどのような河床形態が形成されるか理論的に検討する。

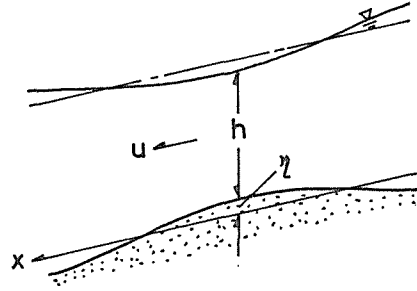
河床は非粘着性の材料で構成され、流水の作用で変形する。その変形速度は流れの変形速度に較べて十分速いものと考えられるので、流れは擬似定常として取り扱う。また、河幅に較べて水深は十分に浅いものとして、流れを二次元浅水流として取り扱う。図-4の座標系を用いて、 x 、 y 方向の流れの運動方程式、連続式および流砂の連続式はそれぞれ以下のように表わせる。

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = g I_0 - \frac{\tau_x}{\rho h} - g \frac{\partial}{\partial x} (h + \eta) \quad (1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\tau_y}{\rho h} - g \frac{\partial}{\partial y} (h + \eta) \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (uh) + \frac{\partial}{\partial y} (vh) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{1-n} \left(\frac{\partial Q_{BX}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{BY}}{\partial y} \right) = 0 \quad (4)$$



ここに、 $u \cdot v$ は $x \cdot y$ 方向の流速、 h は局所水深、 η は河床の局所変位量、 τ_x 、 τ_y は $x \cdot y$ 方向の河床剪断力、 Q_{BX} 、 Q_{BY} は $x \cdot y$ 方向の流砂量、 I_0 は平均河床勾配、 n は河床砂礫の空隙率、 g は重力加速度である。

次に、各変量を平担河床上の等流（これを基本流と呼ぶ）に対応する平均量と、河床の局所変位に誘起される変動量に分けて式(5)のように表わす。

$$\left. \begin{aligned} u &= U_0 (1 + \bar{u}) & , & & v &= U_0 \cdot \bar{v} \\ \tau_x &= \tau_{b0} (1 + \bar{\tau}_x) & , & & \tau_y &= \tau_{b0} \cdot \bar{\tau}_y \\ h &= H_0 (1 + \bar{\xi} - \bar{\eta}) & , & & \eta &= H_0 \cdot \bar{\eta}, & \xi &= H_0 \cdot \bar{\xi} \\ Q_{By} &= Q_{B0} (1 + \bar{Q}_{BX}) & , & & Q_{By} &= Q_{B0} \cdot \bar{Q}_{By} \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

ただし、平均量には添字0を付し、変動量は無次元化して記号の上に波型を付して区別した。また、 ξ は水面の局所変位量である。

式(5)の関係を式(1)、(2)、(3)および(4)に代入し、線型無次元化を行なうと次式を得る。

$$Fr^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{x}} + \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial \bar{x}} + I_0 (\bar{\eta} - \bar{\xi} + \bar{\tau}_x) = 0 \quad (6)$$

Fig.4 System of coordinates.

$$F_r^2 \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial \tilde{y}} + I_0 \cdot \tilde{\tau}_y = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial \tilde{x}} - \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{x}} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{t}} + A_s \left(\frac{\partial \tilde{q}_{Bx}}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial \tilde{q}_{By}}{\partial \tilde{y}} \right) = 0 \quad (9)$$

ここに $\tilde{x} = \frac{x}{H_0}$, $\tilde{y} = \frac{y}{H_0}$, $\tilde{t} = \frac{tU_0}{H_0}$, $F_r^2 = \frac{U_0^2}{gH_0}$, $A_s = \frac{q_{B0}}{(1-n)U_0H_0}$ である。

式(6), (7), (8)および(9)の中の未知量は \tilde{u} , \tilde{v} , $\tilde{\xi}$, $\tilde{\eta}$, $\tilde{\tau}_x$, $\tilde{\tau}_y$, \tilde{q}_{Bx} , \tilde{q}_{By} の8つであり, 方程式の系を閉じるためにはこれらの量に関する関係式がさらに4つ必要である。これらは以下のように誘導された。

(1)流れの抵抗則 第1の関係式は $\tilde{\tau}_x$ に関するもので, 流れの抵抗則より導かれる。著者ら⁵⁾がこれまでに行なわれた水路実験の資料を整理した結果では, 中規模河床形態の上の流れの抵抗は平坦床の場合とほぼ同様であり, 形状抵抗に基因する顕著な抵抗増加は認められなかった。したがって, 流れの抵抗係数は Manning-Strickler 型の表現を用いることにして次式のように与えられる。

$$\frac{u}{u_*} = 6.9 \left(\frac{h}{d} \right)^{\frac{1}{6}} \quad (10)$$

ここに, $u_* = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2} / \rho$ は河床摩擦速度。式(5)の関係を式(10)に代入し, 基本流の抵抗係数が $U_0 / \sqrt{\tau_{b0} / \rho} = 6.9 (H_0/d)^{\frac{1}{6}}$ と表わされることに注意すれば, 次式を得る。

$$\tilde{\tau}_x = \alpha_1 \tilde{u} - \alpha_2 (\tilde{\xi} - \tilde{\eta}) \quad (11)$$

ここに, $\alpha_1 = 2$, $\alpha_2 = 1/3$ である

(2)斜面上の砂粒運動 $\tilde{\tau}_y$, \tilde{q}_{By} に関する2つの関係式が斜面上の砂粒運動の解析から導かれる。斜面上では流れの方向, 砂粒の運動方向および砂粒に作用する抗力の方向は一時的には一致しない。抗力の作用方向, 砂粒の運動方向がそれぞれ x 軸となす角を r , ψ とすると,

$$\tan r = \frac{\tau_y}{\sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}} \cong \tilde{\tau}_y, \quad \tan \varphi = \frac{q_{By}}{\sqrt{q_{Bx}^2 + q_{By}^2}} \cong \tilde{q}_{By}$$

なる関係がある。紙数の都合で誘導の詳細は別紙⁵⁾にゆずり, 結果のみ記すと次式のようなになる。

$$\tilde{\tau}_y = \tilde{v} + \alpha_3 \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{y}}, \quad \alpha_3 = \frac{3}{2} \frac{\phi(\tau_{*0})}{\mu \varphi_0 \sqrt{\tau_{*0}}} \quad (12)$$

$$\tilde{q}_{By} = \tilde{v} - \alpha_4 \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial \tilde{y}}, \quad \alpha_4 = \frac{1}{\mu} \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_{*0}} \cdot \frac{\mu}{\mu_c}} \quad (13)$$

ここに, $\mu_c (\cong 0.8)$, $\mu (\cong 0.5)$ はそれぞれ静止・動摩擦係数, $\tau_{*0} = \tau_b / \rho s g d$ は無次元掃流力, $\tau_{*c} (\cong 0.05)$ は無次元限界掃流力, $\phi(\tau_{*0}) = 8(\tau_{*0} - \tau_{*c})^{1.5}$ は流砂関数, $\varphi_0 = U/U_*$ は抵抗係数, $s = (\rho_s - \rho) / \rho$ は砂粒の水中比重。

(3)流砂量式と遅れ距離 第4の関係式が流砂量式より求められる。一般に河床上の任意点の砂粒の運動は、移動開始地点からそこに至る間の水理量に依存する。したがって、本研究で対象とする河床波を伴う流れ場では、流砂量式にも河床剪断力の非一様性を考慮した表現が必要である。Kennedy は小規模河床形態を対象とした解析で“遅れの距離” δ の概念を導入して局所流砂量を次式のように表わしている。

$$\frac{q_B(x)}{\sqrt{sgd^3}} = \phi \left\{ \tau_*(x - \delta) \right\} \quad (14)$$

式(14)に式(5)の関係を代入して整理すると次式を得る。

$$\bar{q}_{Bx}(\bar{x}) = \alpha_5 \bar{\tau}_x(\bar{x} - \bar{\delta}) \quad (15)$$

ここに、 $\bar{\delta} = \delta/H_0$ 、 $\alpha_5 = \tau_{*0} \cdot \phi'(\tau_{*0}) / \phi(\tau_{*0})$ 。式(15)が求める第4の関係式である。式中の $\bar{\delta}$ は林。尾崎⁶⁾によれば砂粒の無次元平均移動距離 λ/H_0 に等しく、Einstein⁷⁾による半理論式を用いて

$$\frac{\delta}{H_0} \approx \frac{\lambda}{H_0} = 100 \frac{d}{H_0} \cdot \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{0.391}{\tau_{*0}}\right) \right\}^{-1} \quad (16)$$

と与えられる。

3.2 河床の不安定解析

河床の無次元局所変位 $\bar{\eta}$ を次のような二重調和関数で表わす。

$$\bar{\eta} = \bar{\eta} \cdot \cos(l\bar{y}) \cdot \exp\left\{ ik(\bar{x} - c\bar{t}) \right\} \quad (17)$$

ここに、 $\bar{\eta}$ は振幅であり実数、 $C = C_r + iC_i$ は無次元複素移動速度、 k 、 l は \bar{x} 、 \bar{y} 方向の波数であり次のように定義される。

$$k = \frac{2\pi H_0}{2L} \quad , \quad l = \frac{m\pi H_0}{B} \quad (18)$$

ただし、 L は砂州長、 B は水路幅、 m は \bar{y} 方向の分割数であり $m=1$ は単列砂州河床、 $m \geq 2$ は複列砂州河床に対応する。

式(17)の式形から明らかのように、河床変位の振幅は

$$kC_i \begin{cases} > 0 & \text{時間とともに増大する (不安定)} \\ = 0 & \text{'' 変化せず (中立)} \\ < 0 & \text{'' 減衰する (安定)} \end{cases}$$

河床変位を式(17)のように与えると、それによって誘起される変動量は次のように表わせる。

$$\begin{aligned} (\bar{\xi}, \bar{u}, \bar{\tau}_x, \bar{q}_{Bx}) &= (\hat{\xi}, \hat{u}, \hat{\tau}_x, \hat{q}_{Bx}) \cdot \cos(l\bar{y}) \cdot \exp\left\{ ik(\bar{x} - c\bar{t}) \right\} \\ (\bar{v}, \bar{\tau}_y, \bar{q}_{By}) &= (\hat{v}, \hat{\tau}_y, \hat{q}_{By}) \cdot \sin(l\bar{y}) \cdot \exp\left\{ ik(\bar{x} - c\bar{t}) \right\} \end{aligned} \quad (19)$$

変動の振幅は記号の上に $\hat{}$ を付して表わし、一般には複素数である。式(17)、(18)を前節で求めた基礎式(6)、(7)、(8)、(9)、(11)、(12)、(13)および(15)に代入すると、次の連立方程式を得る。

$$\begin{pmatrix} ikF_r^2 & 0 & ik-I_0 & I_0 & I_0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & ikF_r^2 & -l & 0 & 0 & I_0 & 0 & 0 \\ ik & l & ik & -ik & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -ikC & 0 & 0 & ikAs & lAs \\ -\alpha_1 & 0 & \alpha_2 & -\alpha_2 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & \alpha_3 l & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -\alpha_5(1-ik\tilde{\delta}) & 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & -\alpha_4 l & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \hat{u} \\ \hat{v} \\ \hat{\xi} \\ \hat{\eta} \\ \hat{\tau}_x \\ \hat{\tau}_y \\ \hat{Q}_{Bx} \\ \hat{Q}_{By} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (20)$$

各振幅に0以外の有意な解が存在するためには、式(20)の左辺の係数マトリックスのディターミナントが恒等的に0でなくてはならない。det=0を解いて整理すると、複素移動速度Cは陽に求まる。Cに関するパラメータは次のように整理できる。

$$C = \text{fnc}(F_r^2, I_0, \tau_{*0}, k, l) \quad (21)$$

ところで、次に示す2本の恒等式から、式(21)の中の3つの水理量は独立ではない。

$$\tau_{*0} = \frac{H_0 I_0}{sd}, \quad F_r^2 = \left(\frac{U_0}{U_{*0}}\right)^2 \cdot I_0$$

したがって、式(21)は水理的には等価な種々のパラメータの組合わせで表現が可能である。2・3の例を次に示す。

$$C = \begin{cases} \text{fnc}(I_0, \tau_{*0}, k, l) \\ \text{fnc}(\tau_{*0}, H_0/d, k, l) \\ \text{fnc}(F_r, I_0, k, l) \end{cases} \quad (22)$$

以後の解析では、河道特性の代表量として I_0 、砂粒運動を規定する流れの代表量として τ_{*0} をとり、式(22)の方1式のパラメータの組合わせを用いる。

3.3 中規模河床形態の形成領域区分

河床変位 $\tilde{\eta}$ の不安定領域($kCi > 0$)を式(21)から求める。 $I_0 = 0.01, \tau_{*0} = 0.2$ の場合の計算例を図-5に示す。図中の陰影を施した部分が不安定領域である。この不安定領域内で増幅率 kCi が最大になる $k \cdot l$ の組合わせを持つも

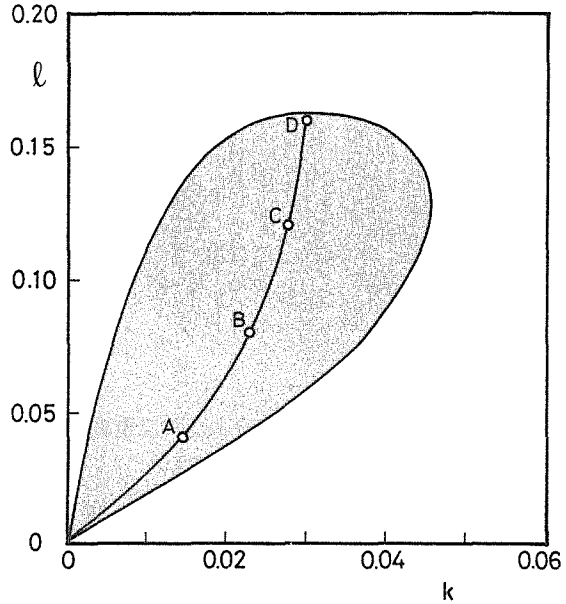


Fig.5 Unstable region of sand waves.
 $I_0 = 0.01, \tau_{*0} = 0.20$

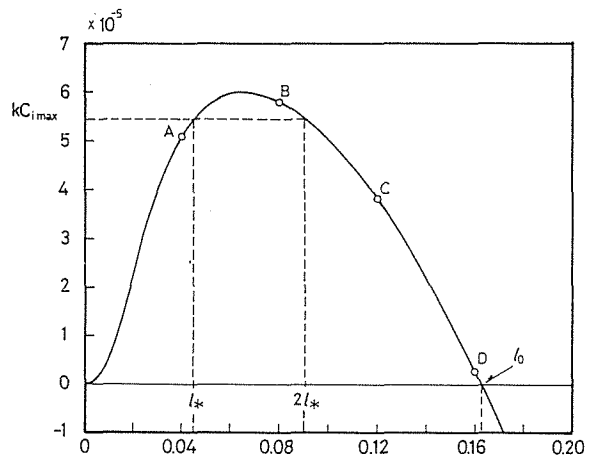


Fig.6 Variation in the maximum growth rate with wave number l . $I_0 = 0.01, \tau_{*0} = 0.20$

のが卓越すると仮定する。図-6には図-5と同一の条件で、 l と増幅率の極大値 kCi_{max} の関係を示す。この増幅率の極大値は図-5の不安定領域中の実線に沿って生ずる。

図-6において、 l に関する2つの特徴量 l_0, l_* を以下のように定義する。

$$kCi_{max}(l_0) = 0 \tag{23}$$

$$kCi_{max}(l_*) = kCi_{max}(2 \cdot l_*) \tag{24}$$

いま、 $\pi H_0/B > l_0$ であれば kCi_{max} は常に負となり安定である。また、 $l_* < \pi H_0/B < l_0$ であれば、 $m=1$ に対応する kCi_{max} の値が最も大きく、 $\pi H_0/B < l_*$ であれば $m \geq 2$ に対応する kCi_{max} の値が最大値となる。したがって、 π/l_0 は $m=1$ の形態の河床波の発生・非発生の限界の B/H_0 の値を与え、 π/l_* は $m=1$ と $m \geq 2$ の形態の河床波の形成限界の

B/H_0 の値をそれぞれ与えることになる。すなわち、図-6から l_0, l_* を求めることで中規模河床形態の中の形態区分も理論的に取り扱うことができる。

このような理論的取り扱いの考え方を最初に述べたのは Engelund & Skovgaard⁸⁾である。彼等は具体的な計算を行っていないが、これは河床の不安定解析と中規模河床形態の形成領域区分とを結びつける上で重要な指摘である。上述の方法で水理量を変えて l_0, l_* を求めてゆけば、中規模河床形態の形成領域区分は式(22)から k, l を除いて次式の例のようなパラメータで表わすことができる。

$$\left. \begin{aligned} fnc(I_0, \tau_{*0}, B/H_0) &= 0 \\ fnc(\tau_{*0}, H_0/d, B/H_0) &= 0 \\ fnc(F_r, I_0, B/H_0) &= 0 \end{aligned} \right\} \tag{25}$$

図-7には得られた領域区分線を示す。左側の曲線群は l_0 から求めた砂州河床の発生・非発生限界区分線を、右側の曲線群は l_* から求めた単列砂州と複列砂州との形成限界区分線をそれぞれ表わしている。区分線の位置は I_0 によって変化し、 I_0 が小さくなるにしたがって B/H_0 の大きな側にほぼ並行移動している。

実用的な見地からは区分線が I_0 によって変化するのは不便である。区分図の横軸を B/H_0 の代りに

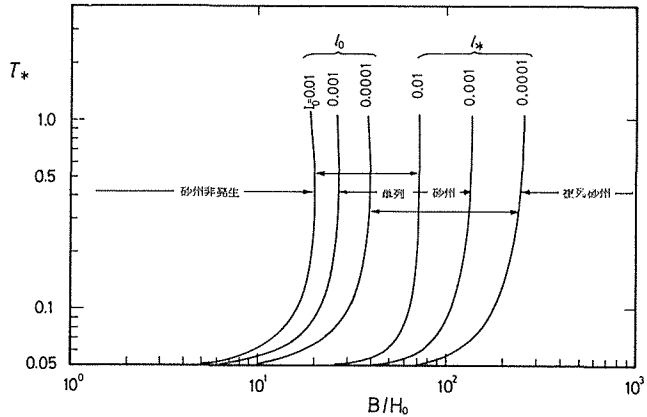


Fig.7 Variation in the boundaries of regime with slope I_0 .

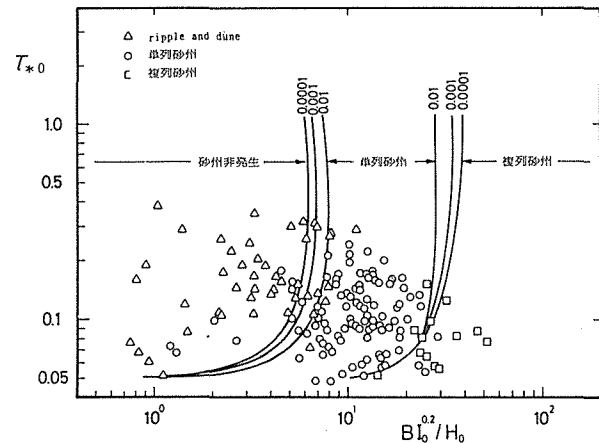


Fig.8 Modified diagram for regime criteria on bars and braids.

$BI_0^{0.2}/H_0$ とすると図-8の程度には区分線をまとめることができる。図中にはこれまでに行なわれた水路実験の結果をプロットした。本解析で求めた区分線は実験結果を良好に区分している。

理論的に求めた区分線は図-7の表現以外に、式(2)に例示したように種々の組合せのパラメータを用いた表現に変換可能である。しかし、3つのパラメータを適当に組合せて2次元相関面上に区分線をまとまりよく表示しようとすると、図-8の表現が最も簡便のようである。

3.4 単列砂州の砂州長

前項の解析で単列砂州の形成領域は、与えられた条件 ($I_0\tau_{*0}$) のもとで、 $l_* \leq l \leq l_0$ であることを示した。また、卓越波長は kCi_{\max} を与える k の値として与えられる。したがって、図-5の増幅率の極大値の発生する線に沿って、 $l_* < l < l_0$ の範囲で l/k の値を調べれば、次式の関係より単列砂州の無次元砂州長の変化し得る範囲が求められることになる。

$$\frac{l}{k} = \left(\frac{\pi H_0}{B}\right) / \left(\frac{2\pi H_0}{2L}\right) = \frac{L}{B}$$

$I_0 = 0.01$ の場合について、 L/B と τ_{*0} の関係を計算すると図-9のようになる。陰影を施した部分が無次元砂州長のとり得る範囲である。図中にはこれまでに行なわれた水路実験の資料もプロットしてある。実験資料は τ_{*0} の小さい範囲に限られているが、理論的に求めた範囲内にほぼ包含されている。また、 I_0 を変えた計算では急勾配になると若干 L/B が大となる傾向も認められるが、その程度はわずかであり、実用的には図-9の結果は I_0 に関係なく適用できる。

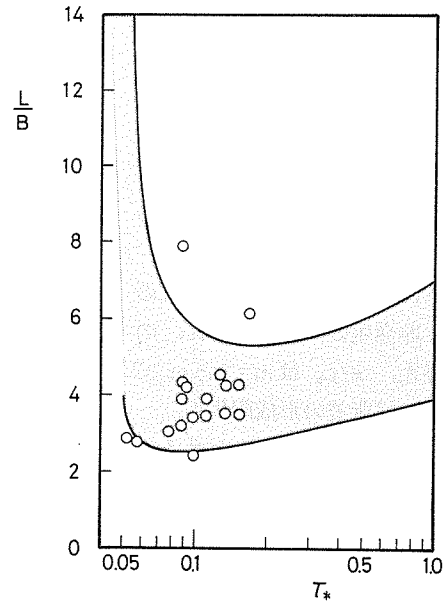


Fig.9 Variation in the bar length with nondimensional bed shear stress τ_{*0} .
 $I_0 = 0.01$

4. 実河川の形成領域区分への適用

前節の理論解析は流量が時間的に変化しない定常流を対象にしている。実河川の流量は時々刻々変化しており、特に河床砂礫の移動が活発になり河床波が形成され易くなる出水時には、流量変化も大である。したがって、厳密には流量履歴を考慮した解析が必要であるが、非定常流れのもとでの河床波の挙動については研究の緒についたばかりであり、知見の集積が図られている現状である。ここでは、河床波の形成に最も寄与すると考えられる流量(支配流量と呼ぶ)を考え、その流量状態に対応する値を用いて理論解析の結果を実河川に適用する。

地形学の分野では、河道形態の区分や各河道形態の特性量を流量 Q と結び付けて整理することが試みられている。その際、 Q としては年平均流量、最大流量生起月の平均流量、低水路満流流量、平均洪水流量、50年洪水流量など、さまざまな流量が指標として用いられている。上の試みの多くは国外の河川を対象としたものであるが、我国でも建設省土木研究所を中心に全国の主要河川について、低水路河床形態と水理量の関係が調査されている⁹⁾。この調査では Q として年最

大流量の平均値が採用されており、同一規準に基くものとしては唯一の例であろう。第3節で求めた区分図にこの調査結果をプロットすると図-10のようになる¹⁰⁾。区分線は各河床形態をかなり良好に区分しており、この調査で採用された年最大流量の平均値は支配流量として妥当性が高いものと考えられる。

ところで、年最大流量の平均値は低水路河道にとってどの様に位置づけられるであろうか。山口¹¹⁾は低水路満流流量 (bankfull discharge) と年最大流量の平均値と

の関係を調べて図-11のように与えている。図より年最大流量の平均値は低水路満流流量と同程度かややこれを下まわる程度の状態であることがわかる。現在、我国の河川では連続した築堤が整備される一方、上流にはダムが構築され、下流部の河道区間を実際に流下する流量は経年的にかなり変化しているようである。したがって、支配流量も過去の資料に基く統計量だけでなく、河道の幾何形状と結びつけた議論が必要である。この意味で低水路満流流量は1つの有力な指標となるであろう。

第2節に示した調査例のうち、音更川の写真-1、3および石狩川の図-3の状態はほぼ低水路満流状態になっている。調査例を区分図上にプロットすると図-12のようになる。図中の実線で示した区分線は図-8、10の理論区分線の平均として $I_0 = 0.001$ に対応するものを記した。また、破線で示した区分線は3.3の考え方を拡張して

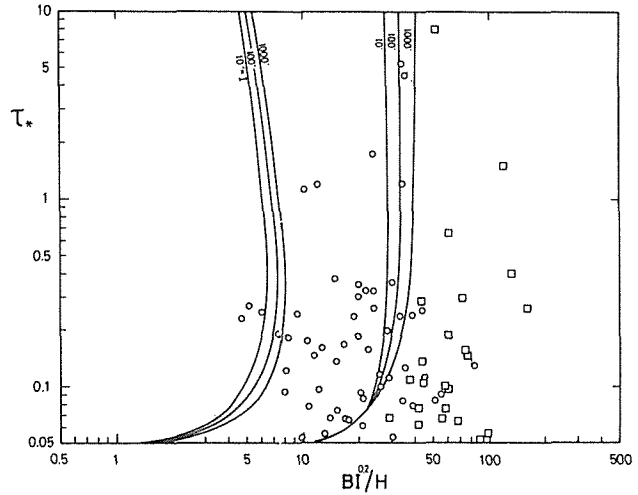


Fig.10 Regime Criteria for Natural Rivers in Japan.

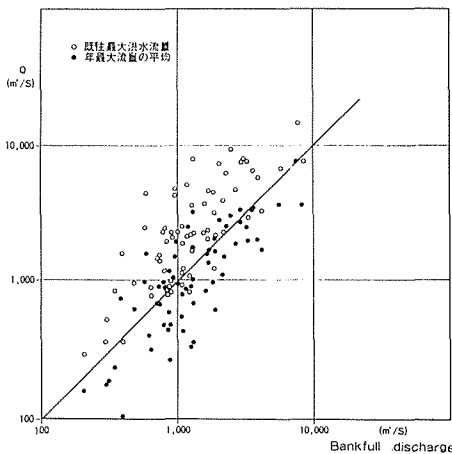


Fig.11 Relationship between bankfull discharge and mean-maximum annual discharge.

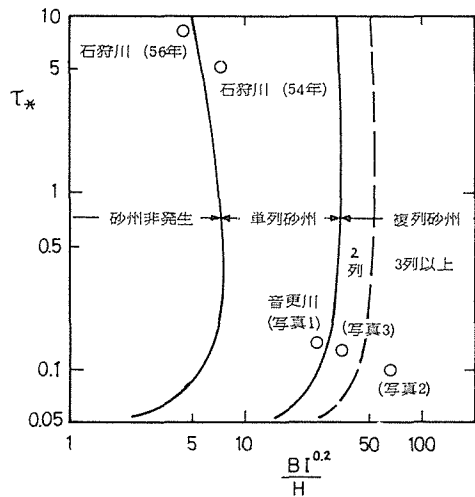


Fig.12 Regime Criteria for Ishikari R. and Otofuke R.

$$kCi_{\max}(l_*) = kCi_{\max}(3 \cdot l_*)$$

より求まる2列と3列の理論区分線である。音更川の写真-1, 3および石狩川の図-3に対応する描点はそれぞれの流れの形態区分と一致する領域にプロットされている。また、音更川の写真-2の状態は低水路満流状態よりもやや水位の低い状態であるが、描点は3列蛇行の領域にプロットされている。

図-13には単列蛇行を示した音更川写真-1, 石狩川図-3の資料について、蛇行半波長と川幅の比を調べたものである。理論で予測される範囲に両者ともプロットされている。

両図より、支配流量として低水路満流流量をとることの妥当性が一応確かめられた。今後は調査事例を増して、より多くの河川で適合性の検討を進めることが望まれる。

また、石狩川の図-1に示した状態は低水路満流状態をはるかに超える流量であるにも拘らず低水路満流状態のときとはほぼ同様の蛇行性を示している。これは、支配流量を考えることでその河道区間の流れの概況は、実際に河道を流れる流量に関係なくある程度推定可能なことを示す好例であろう。

5. 結 語

河床安定理論に基づく中規模河床形態の形成領域区分法を解析的に検討し、非蛇行・単列砂州・複列砂州の形成限界区分線を求めた。また、単列砂州の砂州長を理論的に求めた。解析結果は水路実験の資料を用いて検証するとともに、実河川の河床形態・流れの形態区分に適用することを試みた。幾つかの事例調査の結果を示すとともに、支配流量として年最大流量の平均あるいは低水路満流流量を用いれば、解析結果を実河川に適用できることを示した。

参考文献

- 1) Kennedy, J.F.: Jour. Fluid Mechanics, Vol. 16, part 4, p. 521-544, 1963.
- 2) Kuroki, M. and Kishi, T.: Hydraulic paper No. 3, The Research Lab. of Civil and Environmental Eng., Hokkaido Univ., 1979.
- 3) Fredsøe, J.: Jour. Fluid Mechanics, Vol. 84, part 4, p. 609-624, 1978.
- 4) 木下良作: 土木学会水工学夏期研修会講義集, No. 68-12, 1968.
- 5) 黒木幹男, 岸力: 土木学会論文集 (投稿中).
- 6) Hayashi, T. and Ozaki, S.: Proc. of U.S.-Japan Binational Seminar on Erosion and Sedimentation, Hawaii, p. 701-40, 1978.
- 7) Einstein, H.A.: Trans. ASCE, Vol. 107, paper No. 2140, 1942.
- 8) Engelund, F. and Skovgaard, O.: Jour. Fluid Mechanics, Vol. 57, part. 2, p. 289-302, 1973.
- 9) 建設省技術研究会報告, 第30回, 1976.
- 10) 山口甲, 黒木幹男: 自然災害科学総合シンポジウム論文集, 第18回, 1981.
- 11) 山口甲: 上記の検討資料の一部 (未発表).

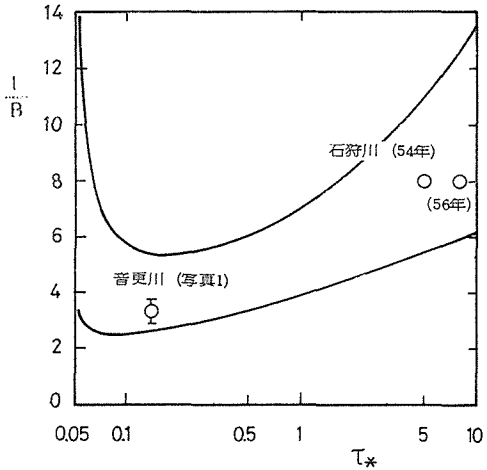


Fig. 13 Half meander length in Ishikari R. and Otofuke R.