流路変動の発現箇所と発現時期の 科学的な推定のための尺度の構築

新潟大学 災害・復興科学研究所 准教授 安田浩保 (新潟大学大学院自然科学研究科 博士3年 石原道秀)

概要:

沖積河川における流路変動の主な要因は交互砂州の幾何学形状に由来する偏流と目される.しかし, 既往研究の多くは底面の幾何学形状に注目しており,土砂の駆動源である流水の水理との対応関係は 知見が不足している.本研究では,交互砂州が流れの偏流を誘発する条件を対象とした,模型実験と 実河川数値解析を実施した.その結果,交互砂州上において,底面形状の発達と流れの偏流は対応す ることを示した.また,底面波高を水深で除した波高水深比が1.5を超えると発現可能性が急増し, 流路変動の発現可能性を推定できることが示唆された.

キーワード: 流路変動, 交互砂州, 波高水深比, 左右岸水位差, 統計的指標

1. はじめに

河川の底面において自発的に形成・発達する河床波と 呼ばれる幾何学形状は、その形状のスケールによって3つ に分類される¹⁾.比較的勾配が急峻な沖積河川では、川 幅規模の波長を持つ、Mesoスケールに分類される砂州が 自発的に形成される.特に、直線流路においては底面の 起伏形状が交互砂州となる.交互砂州は自発的に形成さ れた堆積域を左右岸沿いに有し、流量が少ない場合の澪 筋は、これらを避けるように流れる.この澪筋の平面的 な配置は、両岸の間を対角線状に結ぶ導波管現象と類似 したものとなる.沖積河川においては、交互砂州の起伏 形状に由来した流れの偏りが流路変動や蛇行の要因と目 される.流路変動は、交互砂州の形状の理解が必要と なる.

木下²⁾は、自発的に形成された交互砂州が流路変動を 誘発することを数多の実地観測と模型実験から初めて示 した.彼は、自発的に形成された交互砂州が流れを岸沿 いに偏らせ、そのような岸沿いの流れの集中する場所に おいて側岸侵食が発生し、これが流路の平面形状の変化 をもたらすと報告している.しかし、どのような形状の 交互砂州がどの程度の偏った流れを生じさせ、流路変動 を発現させるかについては不明である.

Kenedy³⁾は線形安定性解析によってmesoスケール の砂州が生じる水理条件を説明した. Callander⁴⁾は, megaスケールに分類される砂州の安定性解析が可能な ようにKenedy³⁾の解析法を拡張した.黒木・岸⁵⁾は安定 性解析を用いて領域区分図を作成し,同図によって単列 砂州と交互砂州,複列砂州のそれぞれが発生する水理条 件を整理した.これらの線形安定性解析により,平坦床 の直線流路に交互砂州が発生・発達し,その支配変数は 川幅水深比であることが示された.しかし,安定性解析 では自発的に底面に交互砂州などの起伏形状が発生・発 達する機構は説明できず,従って,安定性解析に基づく 流路変動の機構の説明はできない.

直線流路における流路変動のプロセスについては,主 に模型実験と数値解析によって研究されてきた.模型実 験は,様々な水理条件や水路規模において実施されてき ている^{例えば6),7)}.また,多くの数値解析によって実河川 や実験の流路変動プロセスが再現されている^{例えば8),9)}. これらの研究より,流路平面形状の発展プロセスについ ての理解は深められた.しかし,これらの研究では,底 面の起伏形状の発生と発達の過程における底面の起伏形 状自体に注目することが多い.そのため,その起伏形状 を形成する土砂の駆動源である流速や水深などの水理と 底面の起伏形状の対応関係,また,それに基づく形成機 構についてはほとんど研究されていない.

茂木ら¹⁰⁾は、交互砂州が形成されるような移動床の 模型実験を対象とした計測装置(Stream Tomography: ST)を開発した.STは、通水を維持したまま、時事刻々 と変化する水面と底面を同時かつ非接触で計測できる. これにより、既往の研究ではほとんど研究対象とされて ない自発的に発生・発達する起伏形状上の水面と水深を

表-1 実験条件

実験名	$BI_0^{0.2}/h_0$	流路幅 [m]	水路勾配	h_0 [m]	流量 [L/s]	β	$ au_*$	Fr
Case1	5.8	0.17	1/80	0.012	0.86	14.0	0.121	1.21
Case2	9.0	0.45	1/200	0.017	2.6	26.0	0.069	0.81
Case3	9.5	0.23	1/80	0.010	0.86	22.7	0.101	1.17
Case4	11.8	0.45	1/160	0.014	2.0	32.5	0.069	0.87
Case5	15.0	0.45	1/120	0.012	1.7	39.1	0.077	0.98
Case6	27.7	0.45	1/80	0.007	0.45	66.4	0.068	1.10



図-1 交互砂州上の計測結果の平面図

測定できるようになった.

本研究では、交互砂州が誘発する流路変動の発現可能 性を推定するため、以下を実施した.まず、模型実験お よび河岸侵食の実績を有する3つの実河川を対象とした 数値解析を行った.次に、それぞれの結果から、砂州の 発達の度合いについては波高水深比、砂州が流れに及ぼ す影響の度合いについては左右岸の水位差を算定し、そ れらの関係について統計学的に整理した.その上で、波 高水深比を指標として実河川における流路変動の発現可 能性を評価可能であることが示唆された.

2. 模型実験における砂州の流れへの影響度

本章では、交互砂州が底面に形成される条件における 模型実験を行い、砂州の発生と発達の過程における水面 と底面の時間変化をSTによって面的に計測した.また、 砂州の発達度合いの指標として波高水深比、砂州が流れ に及ぼす影響の指標として左右岸の水位差のそれぞれを 算定して評価した.

(1) 模型実験の方法

本研究では、全長12 m, 流路幅0.45 mの直線単矩形断 面の水路を用いた.水路の上下流端に高さ5 cmの堰を設 置し、初期形状として平均粒径0.76 mmの4号硅砂を厚さ 5 cmで平坦に敷き詰めた.また,水路全長のうち中央部 分のおよそ5 mを検査区間とした.

水理条件は、黒木・岸⁵⁾の領域区分図を参考とし、交互 砂州の発生領域となるよう、**表**-1に示すような6ケース の水理条件を設定した. 流路幅が小さいBi^{0.2}/hが5.8と 9.5の条件は、水路内部に側壁を立てることで水路幅を調 整した. 通水中は、上流端の底面の極端な低下を避ける ため一定の時間間隔で給砂した. 通水時間は240分とし、 STの計測時間間隔は10分とした.

(2) 交互砂州の発生発達過程の水底面の計測結果

交互砂州が発生・発達する過程の水面位と底面位を STを用いて計測し,それらの差分を交互砂州上の水深 とした.本論文では,紙面の都合上,実施した条件のう ち砂州の形状変化が緩慢でその過程が明瞭に把握できた Cace5(**表**-1)の結果のみを掲載する.

a) 実測値の平面図

図-1は、STで計測したa)底面高,b)水面高の左から通 水30分後,通水90分後における平面図である.

図-1 a)底面高の平面図では、流下方向に洗堀と堆積 を左右交互に繰り返す周期的な底面形状である交互砂州 が形成された.また、通水30分後と通水90分後を比較す ると、底面の起伏が明瞭となってり、時間経過とともに 交互砂州が発達したことが確認できる.



図-3 波高水深比と左右岸水位差の割合[%]

表-2 実河川の解析条件

河川名	$BI_0^{0.2}/h_0$	川幅 [m]	河床勾配	h_0 [m]	流量 [m ³ /s]	β	$ au_*$	Fr	解析分解能(縦×横)
魚野川	19.0	100	1/100	2.091	1200	47.8	0.253	1.27	2×2
能生川	36.4	80	1/80	0.914	250	87.5	0.087	1.14	4×3
千曲川	26.3	300	1/200	3.951	7000	75.9	0.179	0.949	6×5

図-1 b)水面高では,通水30分後の結果に比べ通水90 分後の方が堆積域上部での水位が高い.また,水位の低い箇所も左右交互に現れており,交互砂州の発達に伴う 水位の空間分布が見て取れる.

b) 実測値の縦断分布

次に,底面高と水面高の縦断分布から,交互砂州とそ の上の流れの対応関係を把握する.

図-2に、底面高と水面高の縦断分布を、右岸側は桃色、 左岸側は水色で示した.左右岸沿いの底面高と水面高に は、側岸の影響を避けるため、側岸から水路の内側へ向 かって4 cmの位置の計測値を用いた.また、横断平均し た水面高は青色、底面高は茶色で示し、通水直後の底面 高と水面高をそれぞれ点線で示した.

まず,通水30分後の横断平均水面高に着目すると,周 期的な波形が現れていることがわかる.横断平均水面高 が低くなる地点は,左岸と右岸における底面高が交わる 地点であることから,堆積域と洗堀域が左右岸で入れ替 わる地点であることが分かる.一方,左岸と右岸の水位 は,横断平均水面高が低くなる灰色縦線の地点でその差 が大きい.左右岸において,底面高が流下方向に対して 逆勾配となる区間では水位上昇,順勾配になる区間では 水位低下が発生していることがわかる.次に,通水90分 後の結果では,通水30分後に比べ底面高と水面高の波形 の振幅がともに拡大したが,両者の対応関係は通水30分



図-4 魚野川の解析結果

後の結果と同様であった.

(3) 交互砂州の形状と砂州が流れに及ぼす影響

本節では、砂州の発達の度合いの指標として、同一の 横断面内の最大底面高と最小底面高の差を砂州の波高と し、これを横断平均水深で除した波高水深比を求めた. また、交互砂州がその直上の流れに及ぼす影響の指標と して、左岸水位と右岸水位の差を横断平均水深で除した 割合(以降、左右岸水位差と呼称)を求めた.図-3は、a) 波高水深比、b)左右岸水位差の縦断分布で、左から通水 30分後、通水90分後の結果である。

図-3 a)波高水深比において, 通水30分後, 通水90分 後ともに周期的な縦断分布が確認できる. 同図より, 通 水30分後における波高水深比は最大で1.5程度だが, 通水 90分後では波高水深比は2から3程度にまで増大している ことが分かる. これらの結果から, 波高水深比によって 時間経過に伴う砂州の発達の度合いを把握できることが 分かる.

次に,図-3 b)左右岸水位差の縦断分布において,a)波 高水深比と同様に通水30分後,通水90分後どちらも周期 的な縦断分布が確認できる。同図から,通水30分後にお ける左右岸水位差は最大で20%程度,通水90分後におけ る左右岸水位差は40%程度となり,左右岸水位差も時間 経過とともに増大していた。

なお,上記以外の5つの実験ケースにおいても波高水 深比と左右岸水位との間には同様の傾向が確認された. 以上をまとめると,砂州の発達の度合いを示す波高水 深比の最大値と左右岸水位差の縦断分布は同調した変化 を示し,交互砂州が発達するにつれて流れへの影響が高 まり,流れは側岸へ偏ることが分かった.

実河川における流路変動発現と波高水深 比による砂州の影響

前章では、模型実験における波高水深比と左右岸水位 差から、交互砂州が発達することで流れへの影響度合い が増大することを示した。本章では、前章の知見と交互 砂州が誘発する流路変動との関連を調べるため、実河川 を対象とした平面二次元数値解析を実施した。対象河川 は、河床に交互砂州が形成しており、かつ、近年の洪水 時に流路変動が生じた魚野川・能生川・千曲川の3河川と した.

(1) 対象河川における解析対象区間

魚野川における解析対象区間は,登川合流地点付近の 前島橋下流から,姥島橋上流までの7 km とした.

能生川の解析対象区間は,平成29年に被災した8箇所 のうち,被災延長が最も長い箇所を含む河口から1.5 km から5 km の3.5 km とした.

千曲川の解析対象区間は,2019年台風19号により河岸 侵食が発生した箇所を含む小牧橋上流側から上田大橋下 流までの約6 km区間とした.





(2) 水理解析モデルと解析条件

水理解析には、iRIC¹¹⁾のソルバーであるNays2Dを 用いた.地形情報は、国土地理院の電子国土webにお ける平成28年に測量されたDEMデータを用いた.粗 度係数は、国交省が公表している河床材料を参考にし、 Manning-Stricklerの式から算出した.実河川の解析条 件の諸元は**表**-2に示すが、各河川において河岸侵食が 発生した際の流量および等流水深を上下流端の境界条件 として与えている.

(3) 実河川における波高水深比と左右岸水位差

本節では、模型実験同様,波高水深比は各横断面にお ける波高を横断平均水深で除し、左右岸水位差は左岸水 位と右岸水位の差を横断平均水深で除すことで算定し た.本論文では、紙面の都合上、解析区間内で勾配や侵 食の有無が異なる魚野川の結果を掲載する.

図-4は,魚野川において水理解析により得られたa)水 深の平面図,b)波高水深比の縦断分布,c)左右岸水位差 の縦断分布の結果である.本論文では,勾配や被災実績 の有無を考慮し,上流側2.5 km区間と,下流側1.5 km区 間を示す.

まず,複数の箇所で被災が発生した図面左側の上流区 間の結果についてである.図-4 a)水深の平面図における 3つの星印は河岸侵食の発生箇所を示している.図-4 b) 波高水深比の縦断分布では周期的な波形が確認でき,波 高水深比の最大値は,上流区間で1.8程度,下流区間では 1.3程度であった.図-4 c)の左右岸水位差は,波高水深 比と同様に周期的な波形が確認でき,上流区間で40 %程 度,下流区間では20%程度の規模である.図-4 a)水深の 平面図中の3つの星印は,図-4 b)の波高水深比の縦断分 布の極大値と概ね一致した.

なお,能生川,千曲川の波高水深比最大値は,それぞ れ2.1,1.7程度であった.また,波高水深比の極大値と侵 食箇所について,能生川は魚野川同様に概ね一致したが, 複断面の河道を持つ千曲川では明瞭な波高水深比の極大 値が見られなかった.

波高水深比に着目した統計的整理に基づく流路変動の発現リスク

前節まででは、模型実験における計測と実河川におけ る数値解析の両者で、波高水深比と左右岸水位差の間に 対応関係が存在し、河岸侵食との相関もあることが示さ れた.そこで、本章では、前節までで得られた波高水深 比と水位差のデータを統計学的に整理し、その対応関係 を調べた.模型実験から得られたデータにおいては、6つ の実験ケースの各時刻において、波高水深比の最大値を 代表値に取り、波高水深比を0.25ずつ切り上げて水位差 の全てのデータを集計した.実河川数値解析データにお いては、3つの解析ケースの結果から、同様に波高水深比 の最大値を代表に取り、全ての水位差のデータを集計し た.水位差データ数の合計は、模型実験で30,954、実河 川解析では2,219である.

図-5は、波高水深比ごとの左右岸水位差の統計学的な 分布である.同図の横軸は波高水深比、縦軸は、平均水 深で無次元化した左右岸水位である.また、図の意味の 把握を容易にするため、分布には箱ヒゲ図を併せ、各分 布の上部にはデータ数を記載した.図中の統計学的な分 布は、ある波高水深比が与えられた場合の左右岸水位差 がとる確率分布と解釈できる.

(1) 模型実験の実測データ

図-5中の白色の分布で示した模型実験における実測 データに着目すると,波高水深比が1.5以下の範囲では, ほとんどの左右岸水位差は10%以下に収まり,その中央 値も10%以下である.また,左右岸水位差の最大値は 30%程度であり,水位差の分布の範囲が小さい.一方 で,波高水深比が1.5を超えると,それ以下とは対照的 かつ不連続に左右岸水位差の分布が拡大する.最大値は 60%を超え,中央値も20%程度と大きい.

(2) 実河川解析データ

被災が発生しなかった青色の魚野川下流区間の結果に 着目する.この区間の波高水深比は1.3程度となり,魚野 川の左右岸水位差の分布の幅は0から20 %程度かつ中央 値は10 %以下となった.この結果は、模型実験において 波高水深比が1.5以下の場合に左右岸水位差が小さいこ とと一致する.

河岸欠損を生じた区間の3つの河川の結果についてで ある.能生川での最大の波高水深比は2.1,魚野川上流で の最大の波高水深比は1.8,千曲川では1.7と三者の波高 水深比は1.5を超える結果となった.これらの結果におけ る左右岸水位差の分布の幅はが60%以上と大きく,模型 実験の結果と対応する結果となった.

模型実験と実河川を対象とした数値解析とでは,波高 水深比や左右岸水位差の算定方法と空間的なスケールが 全く異なる.それにも関わらず,波高水深比と水位差の 関係は,模型実験と実河川を対象とした数値解析の各々 において同様の傾向となり,これらの関係は統計学的に 有意であると判断できる.これらの結果から,波高水深 比が1.5を上回った時に流路変動の発現可能性が大きくな ることと,また,実河川における流路変動の発現可能性 について波高水深比を用いることで推定できることが示 唆される.

5. 終わりに

本研究では、交互砂州が誘発する流路変動の発現可能 性の評価のため、模型実験および数値解析を行なった. その結果から、砂州の発達度合いを示す波高水深比と砂 州の流れへの影響度としての左右岸の水位差を算定し た.両者の統計学的な整理から、波高水深比が1.5を上回 ると、左右岸水位差の分布が不連続に拡大し、このため に流路変動の発現可能性の急増を示唆する結果を得た. 今後、波高水深比による評価を適用する実河川と模型実 験の実施数を増加させ、波高水深比を指標とした評価の 有効性についての追認を行う予定である.

参考文献

- Seminara, G. (2010). Fluvial sedimentary patterns. Annu. Rev. Fluid Mech., 42(1), 43–66. doi: 10.1146/annurev-fluid-121108-145612.
- Kinoshita, R. (1958). Experiment on dune length in straight channel. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, 30, 1–8.
- Kennedy, J. F. (1963). The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. J. Fluid Mech., 16(4), 521–544. doi: 10.1017/S0022112063000975.
- Callander, R. A. (1969). Instability and river channels. J. Fluid Mech., 36(3), 465–480. doi: 10.1017/S0022112069001765.
- 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, No. 342, pp.87–96, 1984.
- Schumm, S. A., & Khan, H. R. (1972). Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. AM. Bull.*, 88, 1755–1770.
- Visconti, F., Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2010). Role of discharge variability on pseudomeandering channel morphodynamics: Results from laboratory experiments. J. Geophys. Res.-Earth Surf., 115 (4), 1–18. doi:10.1029/2010JF001742.
- Nagata, N., Hosoda, T., & Muramoto, Y. (2000). Numerical analysis of river channel processes with bank erosion. J. Hydraul. Eng.-ASCE, 126(4).
- 9) Onda, S., Yasuba, M., & Hosoda, T. (2018). 3d numerical simulation of alternate bar formation and river channel process with bank erosion. J. Jpn. Soc. Civ. Eng. Ser. B1.(in Japanese), 74(5), I 991–I 996.
- D. Moteki et al.:Capture method for digital twin of formation processes of sand bars, *Physis. Fluids*, 34, 034117, 2022.
- 11) 北海道河川財団, http://i-ric.org.