

中規模河床波の統一的な解釈について

新潟大学大学院自然科学研究科 学生員○五十嵐 拓実
新潟大学災害・復興科学研究所 正員 安田 浩保

1 はじめに

中規模河床波は川幅水深比を指標とすることで、河床形状の幾何学的な分類ができるとされている。既往の研究では大小様々な川幅水深比のもとで模型実験や数値実験が行われてきた。小さな川幅水深比のもとでは単列砂州が発生し、定常状態における波高や波長などの基本的な特性が明らかにされている。一方で、複列砂州が発生するとされている大きな川幅水深比のもとでは、通水初期に複列砂州が発生するものの、その形状は安定に維持されず、やがて単列砂州とみなせる河床形状へと遷移してその形状が維持されることが報告されている¹⁾。現状では、複列砂州の基本的な性質の理解は単列砂州のそれと比べると乏しく、複列砂州が定常状態に到達するかどうかさえ十分に理解されていない。

前述した通り、既往の中規模河床波に関する研究において河床形状の幾何学的な分類の指標として川幅水深比が有効であることが提示された。この関係性は流水と流砂の支配方程式を通して理論的に導かれた²⁾ものである。それにもかかわらず、現在においてもなお河床形状の幾何学的な分類においてなぜ川幅水深比が有効な指標として機能するかについての力学的な説明は与えられてない。また、ほとんどの中規模河床波の研究は河床面にばかり注目して、その駆動力となっている水面の挙動が河床面にどのような影響を与えるかについて踏み込んだ議論を行っていない。これに対し、福岡ら³⁾と山田ら⁴⁾は、流水と流砂の相互作用が中規模河床波の発生と発達の内ずれに対しても重要な役割を果たすとの慧眼に富む例外的な指摘をしている。未解明部分が多い複列砂州の基本的な性質をはじめとする中規模河床波の力学的な理解を推し進めるためには、中規模河床波が流水と流砂の相互作用によって形成されるとの仮説を立て、ここに力学的な理解の糸口を求める研究が実施されるべきであろう。

本研究では、まず、単列砂州が形成されるとする小さな川幅水深比と複列砂州が形成されるとする大きな川幅水深比をそれぞれ初期に与えた際に定常状態としてどのような中規模河床波が形成されるかを把握する数値解析を行う。続いて、数値解析より得られた結果の時間発展の分析を通して、中規模河床波の幾何学形状は川幅水深比の大小に依存

せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した中規模河床波も同一の無次元の水量のもとに存在し、中規模河床波の幾何学的な形状は統一的に解釈できることを示す。

2 数値解析モデルの妥当性の検証

2.1 支配方程式

本研究では、iRIC⁵⁾に同梱されている非定常平面2次元流れと河床変動の解析用ソルバーであるNays2Dにより移動床数値解析を実施する。本ソルバーでは、流れは2次元の浅水流方程式、河床変動は流砂の連続式により計算される。また、本研究では流砂量式に芦田・道上の式を用いた。

2.2 Nays2D の適用性検証

大きさの異なる川幅水深比における中規模河床波の形成過程に対してNays2Dの適用性を検証する。適用性は、渡邊ら¹⁾が様々な規模の川幅水深比のもとで実施した模型実験の再現計算を行い、実測値と解析値との比較により検証した。

2.2.1 水理条件と解析条件

渡邊らの模型実験は、水路床勾配を1/80とし、流路長が50 m、水路幅が0.9 mの直線矩形断面水路において行われた。使用された河床材料の粒径は0.76 mmである。水理条件は、黒木らの中規模河床波の領域区分図で単列砂州と複列砂州がそれぞれ発生するとされる川幅水深比と無次元掃流力を初期に与えている。解析対象は、複列砂州の発生領域とされるA56とA37、遷移領域とされるA28、また単列砂州の発生領域とされるA18の合計4つとした。ここでのAは黒木らの領域区分図で用いられている $BI^{0.2}/h$ を表している。

Nays2Dによる中規模河床波の検証計算は小林ら⁶⁾が実施しており、本研究では小林らの条件設定を参照し、次のとおりとした。計算格子幅は縦断方向と横断方向のいずれとも5 cmの正方格子を用いた。初期河床には既往の研究と同様に河床全体に河床材料の粒径程度の擾乱を与えた。上下流端の境界条件は周期境界条件とした。解析時間は実験通水終了時刻までとした。

2.2.2 適用性の評価

大きさの異なる川幅水深比を与えた場合の中規模河床波の形成過程におけるNays2Dの適用性について評価した。

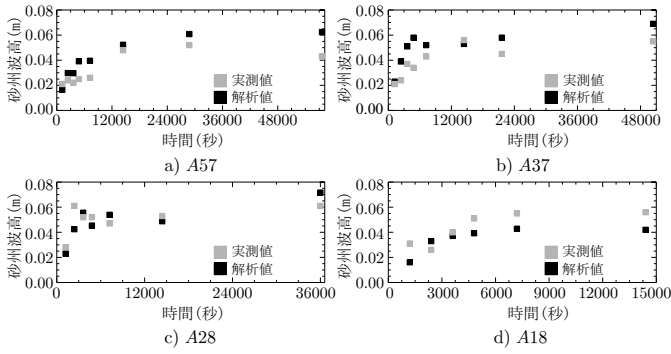


図-1 渡邊らの模型実験の再現計算結果 (砂州波高)

全ての条件で砂州波高と砂州波長の再現性を調べた。本論文では、砂州波高は各横断面の高低差の平均値、砂州波長は計算領域内における砂州の縦断距離の平均値と定義する。実測値と解析値の砂州波高を図-1に示した。同図から、時刻によっては解析結果と実験結果は幾分食違うことがあるものの、いずれの川幅水深比においても、平坦河床から砂州波高がそれぞれ急速に発達し、その後、長時間に渡りほぼ一定値を維持しており、解析値は実測値を良好に再現していることが確認された。砂州波長の実験値と解析値の比較は紙面の都合上により割愛するが、砂州波高と同様に良好に実測値を再現していることを確認した。このことから、Nays2Dは模型実験スケールにおいては中規模河床波の形成過程を適切に再現可能であるものと判断される。

3 数値解析

本章では、通水開始時に大小異なる川幅水深比を与えた数値解析を実施し、川幅水深比ごとの中規模河床波の定常状態の把握を試みた。

3.1 水理条件と解析条件

川幅水深比が中規模河床波の定常状態に与える影響を調べるために、無次元掃流力とフルード数を一定値とし、川幅水深比のみを変化させた水理条件のもとで数値解析を実施した。

本研究で用いた川幅水深比は黒木らが領域区分図で採用している $BI_0^{0.2}/h(=A)$ を用いることとし、単列砂州の発生領域である A20 と複列砂州の発生領域である A40 をそれぞれ初期に与えた。無次元掃流力は 0.1、フルード数は 1.5 にそれぞれ統一した。実験規模は模型実験を対象とし、水路長は検証計算で再現された砂州の波長を踏まえて全長 60 m とした。水路床勾配は 1/38、河床材料の粒径は 3.2 mm とした。各条件毎に異なる条件は流量と水路の全幅のみである。流量は通水開始から通水終了まで定常で与え続けた。

境界条件は上下流端の水理量を一致させる周期境界条件

を用いた。計算格子幅は縦断方向と横断方向の長さがどちらも 4 cm の正方格子とした。初期河床には粒径程度の大きさの微小擾乱を与えた。通水終了時刻はどの条件においても定常状態と見なせる河床形状が確認された 100,000 秒とした。

3.2 解析結果

3.2.1 河床形状と流線及び流速の平面分布

数値解析から得られた川幅水深比ごとの河床高と流線を河床波の発生と発達の代表時刻ごとに4つに分類し、図-2に示した。

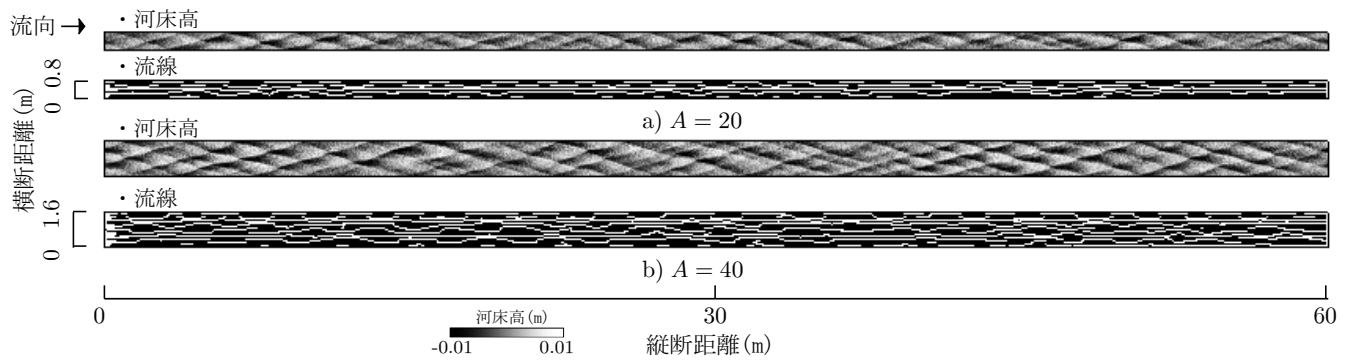
同図(a)に示した通水開始 300 秒時点の河床形状は、A20 と A40 のどちらも縦断方向と横断方向の波長が同一のうろこ状の河床波が発生し、A20 より川幅水深比が大きい A40 では横断方向の波数が多い河床波が見られた。同時刻における流線の分布を見ると、A20 と A40 のどちらも側壁に対してほぼ平行な流れが生じていた。

同図(b)に示した通水開始 3,000 秒時点の河床形状を見ると、A20 は左右岸に砂州が交互に配置された単列砂州が形成されている。一方で、A40 は通水初期に発生したうろこ状の河床波が維持されず、時間の経過とともに横断方向の波数が減少し、浮州の発生が見られた。同時刻における流線を見ると、A20 は左右岸の側壁間をジグザグに往復する流れが生じている一方で、A40 は発生した浮州を迂回する流れが生じている。

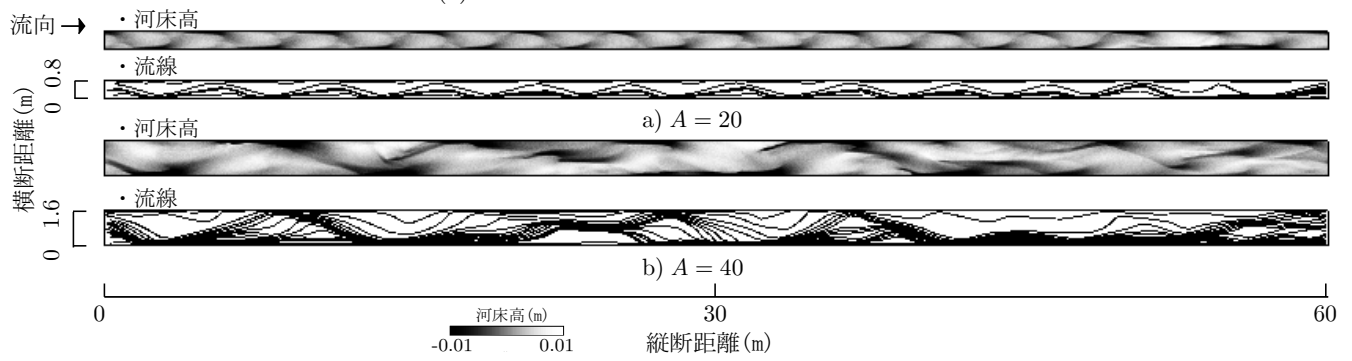
同図(c)に示した通水開始 10,000 秒後では、A20 における河床形状と流線は通水開始 3000 秒後からほとんど変化は見られなかった。一方で、A40 の河床形状を見ると単列砂州とみなせる河床波へと遷移する途中過程であった。また、A40 の流線を見ると流心に比べて左右岸の側壁付近に流れが集中していることがわかった。

同図(d)に示した通水終了時刻の 100,000 秒後の河床形状は、A20 と A40 のどちらの条件も単列砂州が形成された。同時刻の流線を見ても、A20 と A40 のどちらの条件も直線水路内で反射点を左右岸の側壁に持ち、側壁間をジグザグに反射する流れが生じている。

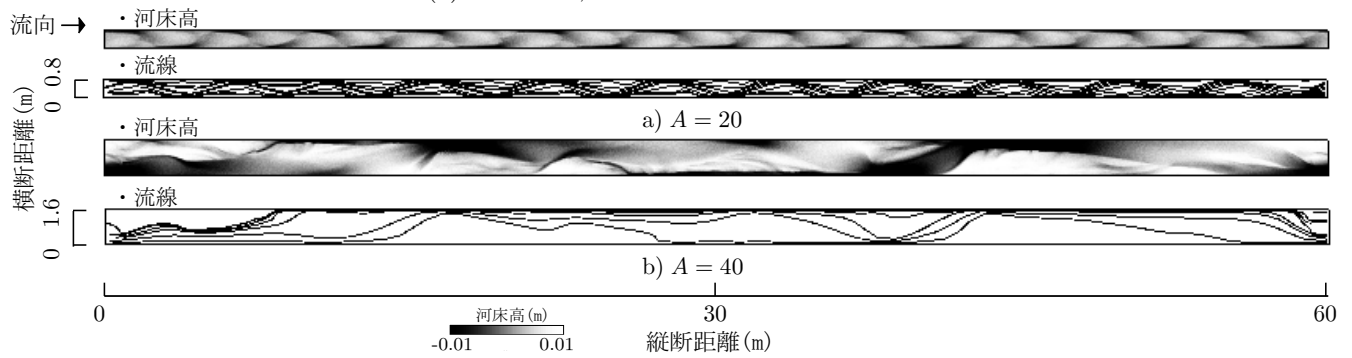
以上の結果から、河床形状は A20 と A40 のどちらも通水初期はうろこ状の河床波が発生し、通水終了時刻には単列砂州が形成されることが明らかとなった。河床上の流れも川幅水深比の大小に依らず、河床形状の変化に伴い、側壁に平行な流れから側壁間をジグザグに反射する特徴的な流れが生じていることがわかった。従って、通水初期と通水終了時刻の河床形状と流れは、川幅水深比の大小に依存せず、類似性が高いことが示された。



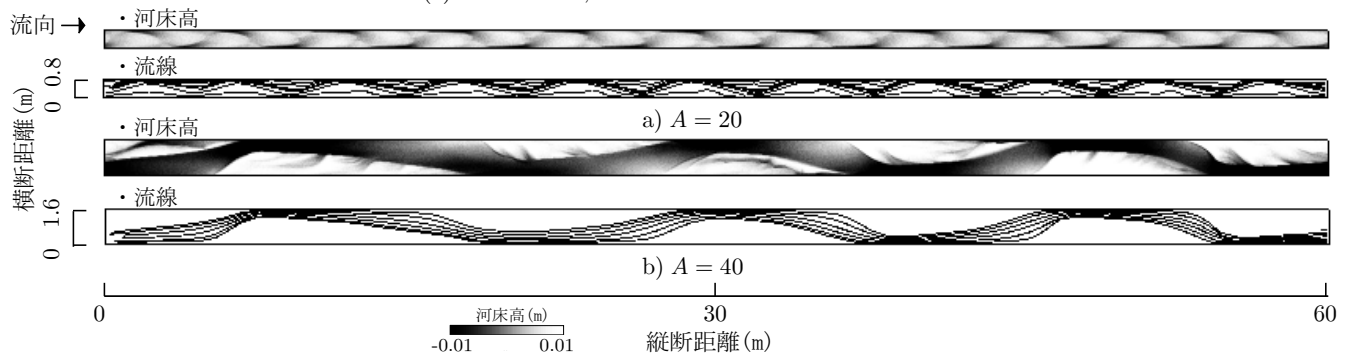
(a) 通水開始 300 秒後の河床高と流線の平面分布



(b) 通水開始 3,000 秒後の河床高と流線の平面分布



(c) 通水開始 10,000 秒後の河床高と流線の平面分布



(d) 通水開始 100,000 秒後の河床高と流線の平面分布

図-2 各川幅水深比における時刻ごとの河床高と流線の平面分布

3.3 無次元の横断方向の流速成分に基づいた河床波の形成要因の同一性

図-3に縦断方向の流速成分で横断方向の流速成分を除いた無次元の横断方向の流速成分の時間変化とその平均値からのばらつきを示す標準偏差を示した。本節では、無次元化された横断方向の流速成分に基づいて河床波の形成要因について考察する。

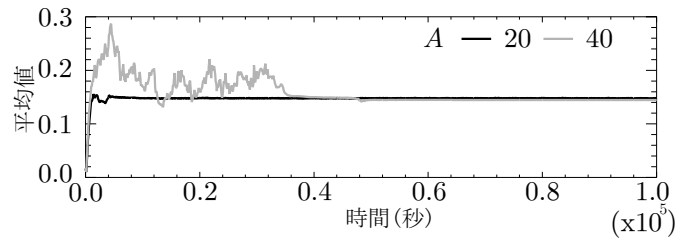
図-3(a)から分かるように、通水開始からわずか1,000秒に満たない時間のうちにいずれの川幅水深比における無次元の横断方向の流速成分も0.1以上に達し、縦断方向の流速成分に対して横断方向の流速成分が10%以上にまで急増していることが分かる。この要因としては、図-2中の流線の平面分布からわかる通り、河床波の発生によって横断方向の流速成分が生み出されるようになったことが挙げられる。また、図-2の河床高の平面図からは、A20とA40では横断方向の波数にこそ差異が見られるものの、河床波の縦断方向と横断方向の波長がほぼ同一となっていることが分かる。この時間帯の無次元の横断方向の流速成分の大きさは、いずれの川幅水深比においても同一である。

さらに、図-3(b)から分かるように、標準偏差も平均値と同様にいずれの川幅水深比においても最終的には同一の値に収束していた。従って、類似した流水と流砂の相互作用の状態が生じ、その結果、同一の河床波が形成されたことが推測される。

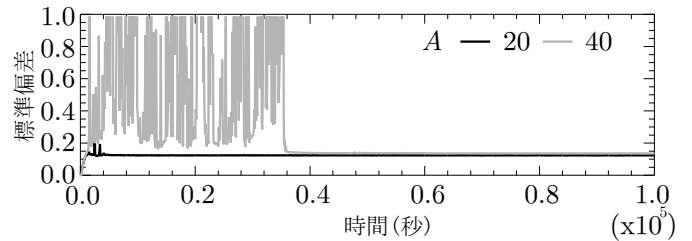
川幅水深比がA20の条件では通水開始から2,000秒頃から0.15程度のほぼ一定値に収束する。一方で川幅水深比がA40の条件ではその後も横断方向の流速成分は増加と減少を繰り返すものの、図-3(a)から分かるように40,000秒を過ぎた頃からやはり0.15程度の一定値に収束することが示された。これらの時間帯以降になると河床波は流下を続けるもののその形状はほぼ変わらない。ごく初期における平坦床から河床波が発生する時間帯と同じように、定常状態に到達したと推測される時間帯以降においてもA20とA40とで類似した流水と流砂の相互作用の状態が生じ、同一と見なせる河床波が形成されたことが推測される。

3.4 中規模河床波の統一的な解釈

前節までに、中規模河床波の幾何学形状は結果的に川幅水深比の大小に依存せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した河床波も同一の無次元の横断方向の流速成分を起因としていることを示した。既往の研究が指摘していた川幅水深比の大小に応じて中規模河床波の幾何学形状が異なるのは平坦床から発生したごく初期の遷移状態に限られる。また、河床波の性質の本質的な理解として重



(a) 水路全区間における無次元の横断方向流速の平均値



(b) 水路全区間における無次元の横断方向流速の標準偏差

図-3 無次元の横断方向の流速成分の経時変化

要となる定常状態においては、川幅水深比の大小に依らず、左右岸の側壁間をジグザグに流水が流下することを要因として単列砂州へ収束することが推測される。このように、初期の発達段階と定常状態に達した河床波のいずれの形状も統一的な物理現象であることが示された。

4 おわりに

本研究では、初期に大小様々な川幅水深比を与えた際に定常状態にどのような中規模河床波が形成されるかを把握する数値解析を行った。数値解析から得られた結果の分析を通し、中規模河床波の幾何学形状は川幅水深比の大小に依存せず、初期の発達段階における河床波も定常状態に達した河床波も同一の無次元の横断方向の流速成分を起因とし、中規模河床波の幾何学的な形状は統一的に解釈できることを示した。

参考文献

- 1) 渡邊康玄, 桑村貴志, 複列砂州のモード減少過程に関する水理実験, 水工学論文集, 第48巻, pp.997-1002, 2004.2.
- 2) 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, pp.87-98, 1984.2
- 3) 福岡捷二, 中村徹立, 高島英二郎, 安陪和雄: 流下反砂堆と交互砂礫堆の形成に及ぼす衝撃波, 水路幅及び側壁の影響, 水理講演会論文集, 第26巻, pp.111-116, 1982.2
- 4) 山田正, 池内正幸, 堀江良徳: 不規則底面をもつ開水路流れに関する研究, 水理講演会論文集, 第28巻, pp.149-155, 1984.2
- 5) 河川シミュレーションソフト iRIC, <http://i-ric.org/>
- 6) 小林健介, 清水康行, Giri Sanjay, 渡邊康玄, 初期河床に与える微小擾乱が砂州の発達及び砂州形状に及ぼす影響について, 水工学論文集, 第51巻, pp.1045-1050, 2007.2.