

混合砂河床における交互砂州の変動特性

SPATIOTEMPORAL CHANGE CHARACTERISTICS OF ALTERNATE BAR GEOMETRY ON BED WITH NON-UNIFORM SEDIMENT

竹林 洋史¹・江頭 進治²

Hiroshi TAKEBAYASHI and Shinji EGASHIRA

¹正会員 博士(工学) 徳島大学大学院助教授 ソシオテクノサイエンス研究部(〒770-8502 徳島市南常三島 2-1)

²正会員 工博 立命館大学教授 理工学部都市システム工学科(〒525-8577 滋賀県草津市野路東 1-1-1)

Alternate bars on bed with non-uniform sediment are difficult to be approached to equilibrium state under some hydraulic conditions. It seems likely that sediment sorting is responsible for the instability of alternate bar bed geometry, because sediment sorting affects local sediment discharge resulting in difference bed geometry. In the present study, the mechanism of the spatiotemporal change of geometric and migration characteristics of alternate bar formed on bed with non-uniform sediment is discussed in terms of numerical analysis and linear bed stability analysis. The results support that alternate bars are difficult to be approached to equilibrium state because of coexist of the same-scaled complex migration velocities.

Key words: *non-uniform sediment, sediment sorting, sand bar, geometric characteristics, migration velocity*

1. はじめに

植生の着脱や魚類の産卵などには、河床材料の粒度に一定の条件が必要であることが明らかにされている^{1), 2)}。また、同一の平均粒径を有した河床材料であっても粒度が異なると、形成される河床形状が大きく異なる条件が存在する³⁾。そのため、河道の治水機能を保持し、さらに多様な生態系を保存・創生するような河川整備計画を作成するためには、河道内の地形と河床材料の粒度の時空間的な変化を定量的に予測することが不可欠となる。

混合砂を用いて、固定側岸を有した直線矩形水路で交互砂州の形成を試みると、定常的に給水と給砂を行っているにも関わらず、砂州の形状特性値と伝播特性値が平衡値に到達せず、砂州の波高が時間とともに低下し、ついには砂州が消滅する現象がよく観察される。このような現象は、実験方法に問題があるために発生すると一般に捉えるものである。しかし、一様砂を用いた水路実験では形状特性値と伝播特性値が平衡値に到達した交互砂州が容易に得られることを考えると、このような交互砂州形状の時間変化は、混合砂河床特有の現象の可能性がある。

混合砂河床における交互砂州の形状特性値と伝

播特性値は、水路実験、理論解析及び数値解析によりこれまで多くの研究が行われている。福岡・五十嵐・久米⁴⁾は、平均粒径のほぼ等しい一様砂と混合砂を用いて水路に交互砂州を発生させ、両者の発生領域と形状特性の違いについて検討した。その結果、一様砂河床よりも混合砂河床の方が川幅/水深の小さい領域まで砂州の発生領域が広がることを見出している。三輪・大同⁵⁾と高橋・江頭・吉栖³⁾は、水路実験により、混合砂河床による交互砂州と一様砂河床によるそれとの平衡波高の違いについて検討しており、交互砂州の波高は、一様砂によるそれよりも低くなることを見出している。さらに、三輪・大同⁵⁾は詳細に河床表層の河床材料の粒度構成を測定しており、クレストにおいて細粒化、淵から水衝部にかけて粗粒化する傾向を見出している。

理論解析では、一様砂とほぼ同様の方法の線形の河床面不安定解析により、砂州の発生領域や形状・伝播特性値が検討されている。小山・黒木・板倉⁶⁾は、混合砂河床における砂州の発生水理条件は無次元掃流力の小さい領域を除けば、一様砂のものとほとんど変わらないことを示した(学会における口頭発表で内容を一部修正)。また、竹林⁷⁾、竹林・江頭⁸⁾は、小山・黒木・板倉⁶⁾と同様の線形解析を行い、クレストでの粒径の細粒化、トラフにおける

粗粒化を示した。さらに、混合砂河床における交互砂州の波長、波高、伝播速度は、一様砂のそれらと比較し、それぞれ、短く、低く、速くなることを示した。S. Lanzoni・M. Tubino⁹⁾は、粒度分布をφスケールで表現し、同様の線形解析を行っている。S. Lanzoni・M. Tubino⁹⁾の解析では、他の実験・解析結果と異なり、混合砂河床では一様砂河床よりも砂州の伝播速度が遅くなることが示されている。さらに、長谷川・藤田・目黒・竜澤¹⁰⁾は、タルボット型の粒度分布を用いて、山地河川における河床形態の現象の説明を試みている。

数値解析による検討は、H. Takebayashi・S. Egashira・H. S. Jin¹¹⁾と竹林・江頭⁸⁾により行われており、混合砂河床における交互砂州の波長、波高、伝播速度は、一様砂のそれらと比較し、それぞれ、短く、低く、速くなることが示されている。

これらの研究は、混合砂河床の砂州の形状・伝播特性値の平衡値を対象とした研究であり、形状・伝播特性値の時空間的な変化、さらには平衡値の存在の有無を検討するに至っていない。一方、混合砂河床による交互砂州の形状・伝播特性値の変動については、H. Takebayashi・S. Egashira¹²⁾により砂州が消滅するような現象の存在について示されているが、発生機構について十分な検討はなされていないとともに、理論解析における複素伝播速度の取り扱いに問題点を残している。そこで、本研究では、混合砂河床による交互砂州の形状・伝播特性値の時間的な変動の発生機構について、数値解析と線形の河床面不安定解析により明らかにする。

2. 解析方法

(1) 数値解析

流れの計算は、水深平均された平面二次元流れの支配方程式を用いる。河床近傍の流速は、水深平均流速の流線の曲率より予測し、係数値はEngelund¹³⁾と同様の7.0を用いている。流砂量は芦田・道上式¹⁴⁾に河床の局所的な勾配が流砂ベクトルに及ぼす影響を考慮した、芦田・江頭・劉¹⁵⁾の方法により求める。粒度の計算は、交換層の下に遷移層を導入した芦田・江頭・劉¹⁵⁾による方法を用いる。

計算領域は、長さ60m、幅0.3mの固定側岸を有した直線矩形水路を想定したものである。初期河床形状は、巨視的には平坦床であるが、粒径の10分の1程度のスケールのランダムな擾乱を河床全体に与えている。給水は、上流境界から一定流量を与える。上流境界における流砂量は、境界における水理量をもとに、芦田・江頭・劉¹⁵⁾により算出された量を与える。図-1に解析に用いた河床材料を示す。粒径階の数は10とした。幅・水深比は25、

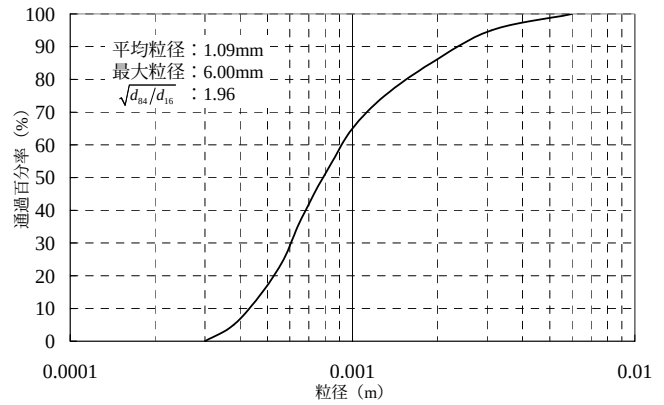


図-1 解析に用いた河床材料の粒度

平均粒径に対する無次元掃流力は0.085であり、平均粒径に対する無次元限界掃流力は0.035とした。河床勾配は1/90である。

(2) 理論解析

数値解析とほぼ同様な場を対象とした河床面の線形不安定解析を行う。ただし、流れの基礎方程式における乱流拡散項は無視するとともに、河床近傍の流速は、水深平均流れの流向と一致させている。流砂量式は、Meyer-Peter and Müller¹⁶⁾の式を用いる。粒度の計算は平野¹⁷⁾による交換層のみの解析とする。各変数の無次元変動量は以下のように与える。

$$\begin{aligned} &(\tilde{z}_b, \tilde{u}, \tilde{h}, \tilde{d}_m, \tilde{f}_1, \dots, \tilde{f}_n) \\ &= (\hat{z}_b, \hat{u}, \hat{h}, \hat{d}_m, \hat{f}_1, \dots, \hat{f}_n) e^{ik(\bar{x} - \bar{c}t)} \cos(\bar{l}y) \end{aligned} \quad (1)$$

$$\tilde{v} = \hat{v} e^{ik(\bar{x} - \bar{c}t)} \sin(\bar{l}y) \quad (2)$$

ここに、 z_b は河床位、 u と v は縦断方向と横断方向の水深平均流速、 h は水深、 d_m は河床材料の平均粒径、 f_i は i 粒径階の交換層内の含有率、 k と l は流下方向と横断方向の波数、 c は複素伝播速度である。 $\wedge$ は無次元振幅、 $\bar{\cdot}$ は無次元量を表す。粒径階の数を n とし、式(1)と(2)を線形化及び無次元化された基礎式に代入すると以下のようなものである⁷⁾。

$$ik\hat{u} + l\hat{v} + ik\hat{h} = 0 \quad (3)$$

$$(ikF^2 + 2I)\hat{u} + ik\hat{z}_b + (ik - I - 2qI)\hat{h} - 2qI\hat{d}_m = 0 \quad (4)$$

$$(ikF^2 + I)\hat{v} - l\hat{z}_b - l\hat{h} = 0 \quad (5)$$

$$-\hat{d}_m + \sum_{i=1}^n \bar{d}_i f_{i0} \hat{f}_i = 0 \quad (6)$$

$$\sum_{i=1}^n f_{i0} \hat{f}_i = 0 \quad (7)$$

$$\begin{aligned} &2ikA_{si}\alpha_i\hat{u} + lA_{si}\hat{v} + (l^2A_{si}\beta_i - ik\bar{c})\hat{z}_b - 2ikqA_{si}\alpha_i\hat{h} \\ &- 2ikqA_{si}\alpha_i\hat{d}_m + (-ik\bar{c}\bar{E}_m + ikA_{si})\hat{f}_i = 0 \end{aligned} \quad (8)$$

ここに、 $\alpha_i = 1.5[\tau_{*i0}/(\tau_{*i0} - \tau_{*ci})]$ 、 $\beta_i = \sqrt{\tau_{*ci}/(\mu_k\mu_s\tau_{*i0})}$ 、

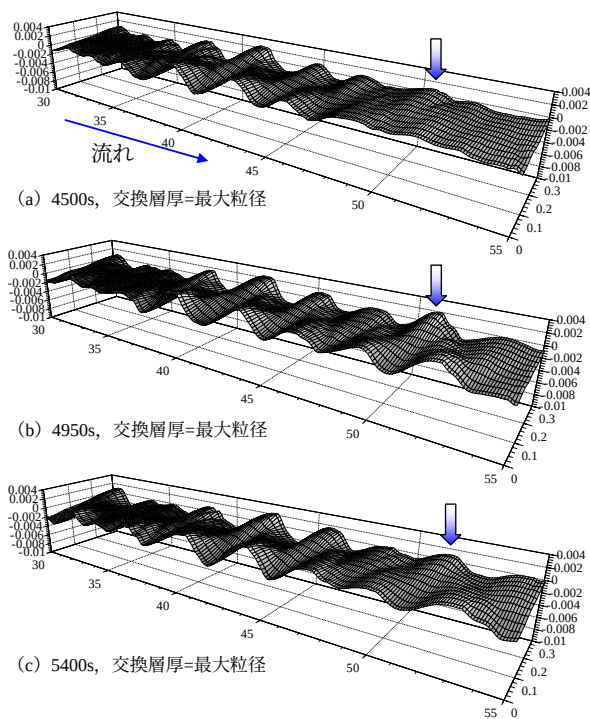


図-2 砂州波高の減少過程

$A_{si} = q_{bi0} / [(1-\lambda)u_0h_0]$, $q = 2.5 / [6.0 + 2.5 \ln(h_0/d_{m0})]$ であり, F はフルード数, I は河床勾配, E_m は交換層の厚さ, τ_{*i} と τ_{*ci} は i 粒径階の無次元掃流力と無次元限界掃流力, μ_k と μ_s は動摩擦係数と静止摩擦係数, λ は砂の空隙率である. 添え字の 0 は等流場の値を示す. 式 (3) ~ (8) の連立方程式から得られる係数マトリックスのディターミナントが 0 となる条件で複素伝播速度を得る. 理論解析に用いた水理条件は, 数値解析に用いた条件と同一である.

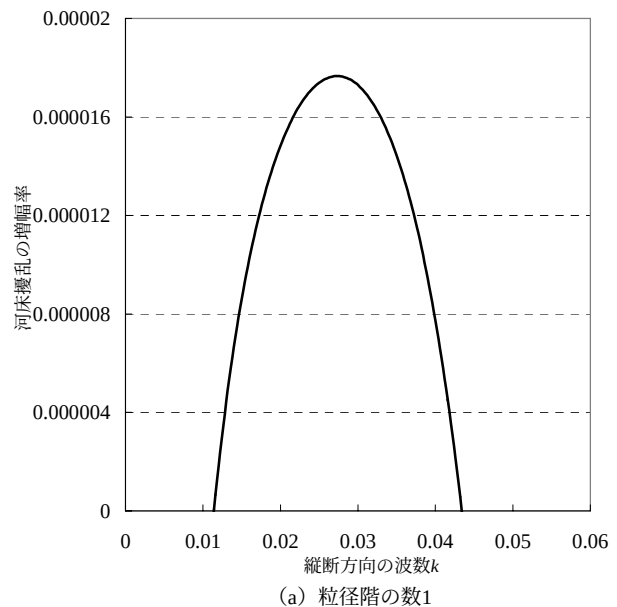
3. 結果と考察

(1) 砂州波高の減衰

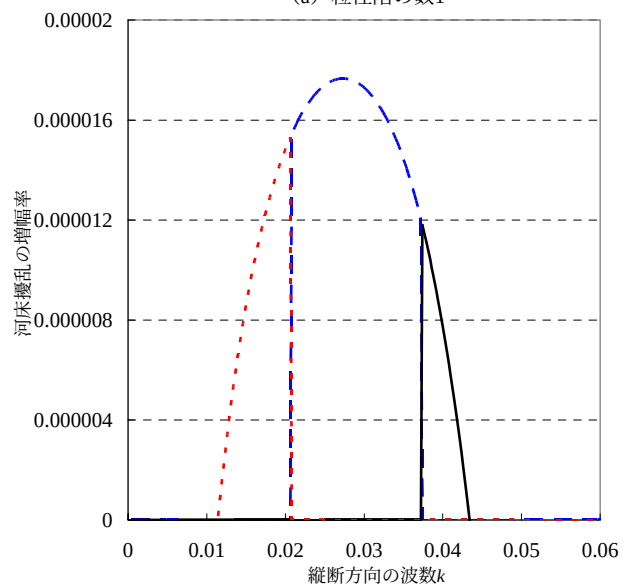
図-2 は, 数値解析によって得られた交換層厚を最大粒径とした場合の砂州の形成過程である. 矢印で示した箇所の周辺の砂州を見ると, 4950s まで発達していた砂州の波高が 5400s では減衰していることがわかる. また, 波高が空間的に大きく変動している. このような現象は実験においても見られる¹²⁾. 一方, 粒度の狭い河床材料を用いて実験を行うと, このような現象は見られない.

(2) n 個の複素伝播速度の取り扱い

河床面不安定解析において混合砂を粒径階に分けて表現をすると, 粒径階の数だけ複素伝播速度を得る. これは一様砂を用いた解析に各粒径階の含有率の時間微分が新たに加わったためである. つまり, 粒径階を n 個として解析を行うと, n 個の複素伝播速度が解として得られる. 一般に, これらの複素伝



(a) 粒径階の数1



(b) 粒径階の数3

図-3 一様砂として扱った場合の河床擾乱の増幅率
(b) の 3 本の線は, 3 つの伝播速度にそれぞれ対応する)

播速度の中で, 一様砂の複素伝播速度に近い値を有する複素伝播速度を混合砂河床の複素伝播速度として採用して解析を行う^{6), 8), 9), 10)}. さらに, 他の複素伝播速度の 1 つを分級波の伝播速度として考える^{9), 10)}. しかし, これらの複素伝播速度は, 式 (3) ~ (8) の連立方程式から得られていること, 式 (1) と (2) で示すように解の形を仮定しているため, 河床, 平均粒径や他の変数は同一の波数と無次元伝播速度を有することを考えると, 河床波の無次元複素伝播速度, 分級波 (平均粒径) の無次元複素伝播速度のように変数ごとに複素伝播速度が分かると捉えるのは不自然である. つまり, n 粒径であれば, 変数それぞれに対して n 個の波が発生すると解釈するほうが適切と思われる. この点を説明するために, 一様砂を対象に行った線形解析の結果を図-3 に示す. 図-3 (a) は, 粒径階を 1 つとし, 河床材

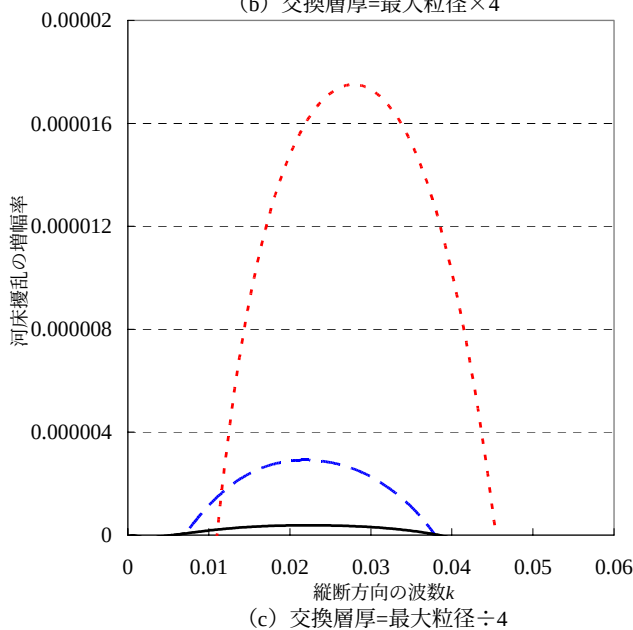
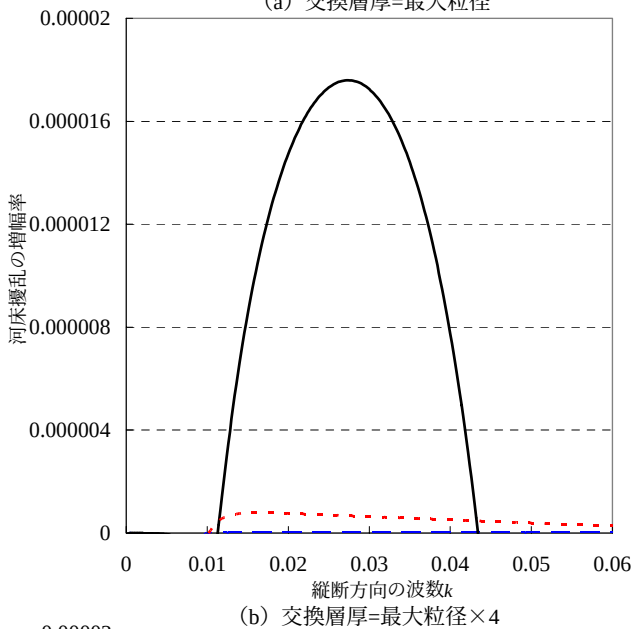
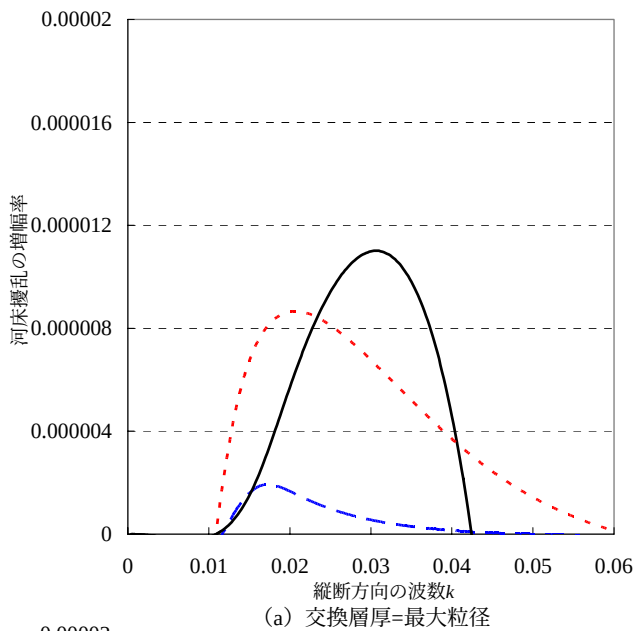


図-4 層厚が河床擾乱の増幅率に与える影響

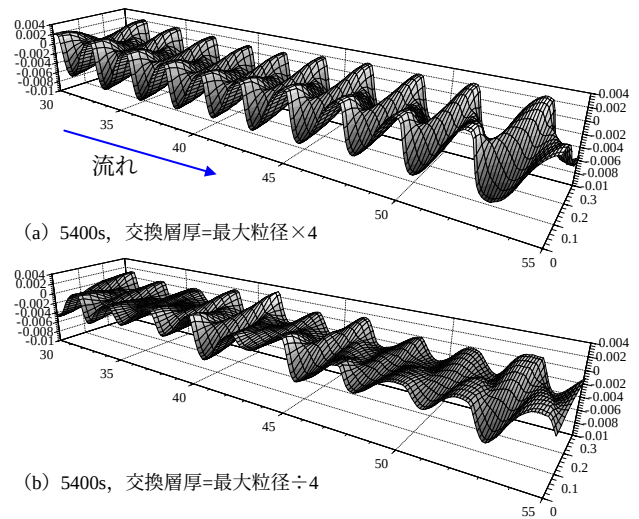


図-5 層厚が砂州形状に与える影響

料を一樣砂として扱った場合の河床擾乱の増幅率の縦断方向の波数 k に対する分布を示す。一方、図-3 (b) は、粒径階の数を3とし、全ての粒径を一樣砂と同じ粒径を与え、各粒径階の含有率を $1/3$ にした結果である。図-3 (b) より、複素伝播速度が3つとなるため、増幅率曲線が3本現れ、これらの最大値を繋ぎ合わせると粒径階を1つとして得られた結果と一致することがわかる。つまり、どれか一つの複素伝播速度のみを対象とすると、発生する波数を少なく見積もることとなる。

(3) 河床と各粒径階の含有率の時間変化の関係

図-4 (a) は、粒径階の数を3とし、交換層厚を最大粒径とした場合に得られる、波数 k に対する河床擾乱の増幅率の分布を示す。図より、3本の増幅率曲線が現れ、これらのうち2つは同スケールの増幅率を有しているとともに、2つの増幅率曲線の各最大増幅率となる波数 k が大きく異なることがわかる。ここで、河床と各粒径階の含有率の時間変化の関係を調べるため、交換層の厚さを変化させた。交換層の厚さの適正值については、今後の検討が必要であるが、ここでは最大粒径を基準とし、その4倍と $1/4$ 倍を対象とした。図-4 (b) は粒径階の厚さを最大粒径の4倍とした条件である。交換層の厚さを厚くすると粒度の変化が遅くなり、分級の発達が遅くなるため、一樣砂の結果に近づいていくことが期待される。ただし、流砂量は若干異なる。図より、一つの増幅率曲線のみが大きくなり、他が小さくなっていることがわかる。さらに、大きくなった増幅率曲線は一樣砂の増幅率曲線に近づいている。一方、図-4 (c) は粒径階の厚さを最大粒径の $1/4$ 倍とした条件である。交換層の厚さを薄くすると粒度の変化が速くなる。こちらも同様に、一つの増幅率曲線のみが大きくなり、他が小さくなる。ただし、一樣砂の増幅率曲線には漸近していない。図-5 は

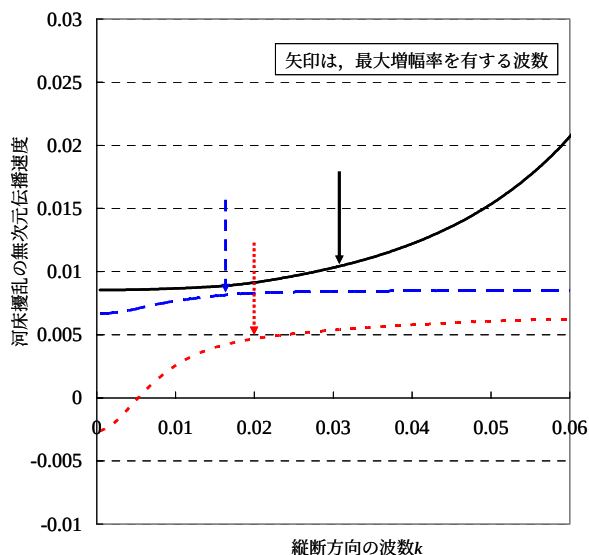


図-6 各河床擾乱の伝播速度の違い

数値解析の結果である。図-5 (a) より、交換層を厚くすると、非常に周期的な砂州が再現される。これは、河床材料を一様砂として扱った場合とほぼ同じ解析結果である。一方、図-5 (b) より、交換層を薄くすると、交換層の厚さを平均粒径とした場合よりも波高が高く、交互砂州形状が明確となっていることがわかる。これらの条件では、砂州が消滅し、河床が平坦となることは無かった。図-6 は、線形解析により得られた、交換層厚を最大粒径とした場合の伝播速度である。3つの伝播速度は、異なる値となっており、同時に発生したときに、いずれかの伝播速度と同じ速度の移動座標系で砂州を見ても形状の時間的な変化が現れることがわかる。以上より、混合砂河床による交互砂州の形状・伝播特性値の時間的な変動は、河床の時間変化と各粒径階の含有率の時間変化の相対的な関係によって決定しており、図-4 (a) のように、複数の同スケールの増幅率を有する複素伝播速度が存在する場合に発生すると考えられる。さらに、各増幅率曲線の最大増幅率となる波数 k の違いが大きい方が擾乱間の干渉が弱くなることが期待されるため、波数 k の違いも重要と思われる。

また、図-4 (a) と (c) より、増幅率曲線の最大増幅率の値は、交換層厚さが薄くなっても増加することがわかる。図-2 と図-5 (b) に示される数値解析による得られた結果を見ると、交換層厚さが最大粒径の条件の方が空間平均した波高は低くなっており、線形解析の結果と一致している。これらの結果は、砂礫の分級現象の発達が常に波高を減衰させるとは限らないことを示す。

(4) 混合砂河床による交互砂州の発生領域

図-7 は以下の式 (9) で示される値の横断方向の波数 l に対する分布を示す。

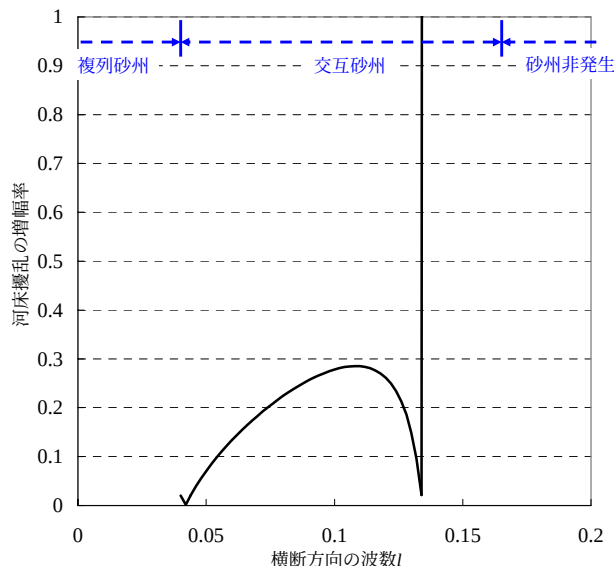


図-7 大きな値を有する二つの異なる増幅率曲線の最大増幅率の関係

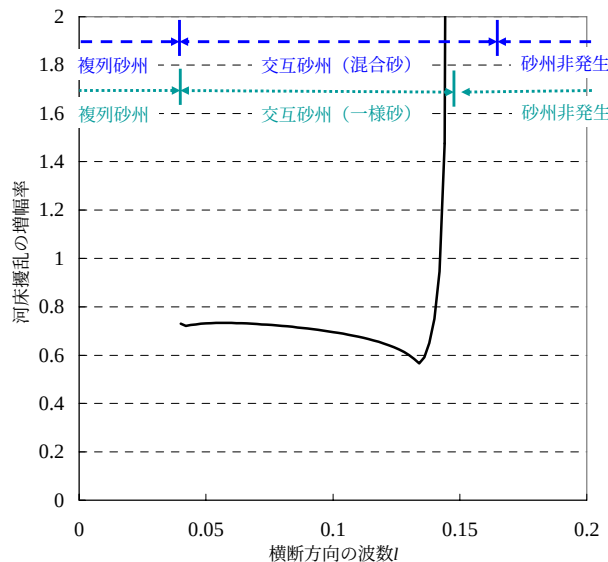


図-8 一様砂による河床擾乱の最大増幅率に対する混合砂による河床擾乱の最大増幅率の比

$$A = (a_1 - a_2) / a_1 \quad (9)$$

ここで、 a_1 は全体の最大増幅率の値、 a_2 は a_1 を含まない増幅率曲線の中で最大の増幅率の値である。ただし、 a_1 と a_2 は正とし、0 以下の場合は A を 1 以上とする。つまり、この値が 1 の場合は増幅率曲線が一つだけ卓越し、0 の場合は等しい最大増幅率を有する増幅率曲線が二つ存在することを示す。図より、交互砂州と砂州非発生領域の境界付近を除いた交互砂州発生領域全体で 0.3 以下の値となっており、同スケールの増幅率曲線が 2 つ以上存在することがわかる。さらに、複列砂州と交互砂州の発生境界付近と $l=0.134$ 程度のところでほぼ 0 の値となっており、等しい最大増幅率を有する増幅率曲線が二つ存在する。つまり、二つの河床擾乱が同じ増幅率で成長し、共存する可能性がある。なお、これらの

二つの増幅率曲線の最大増幅率となる波数 k は異なる値となっている。図-4 (a) で示された条件については、二つの最大増幅率の値に差はあるものの、その差は小さく、さらに波数 k が大きく異なるため、両河床擾乱が成長して共存すると考えられる。

図-8 に、一様砂河床における擾乱の最大増幅率に対する混合砂河床における擾乱の最大増幅率の比の波数 l に対する分布を示す。図には、一様砂河床と混合砂河床による砂州の発生領域も併記している。交互砂州の両発生領域を比較すると、複列砂州と交互砂州の発生境界は同一であるが、交互砂州と砂州非発生領域の境界が、混合砂河床では砂州非発生領域へシフトしている。これは、対象とした条件が異なるものの、福岡・五十嵐・久米⁴⁾の指摘と一致している。最大増幅率の比は、交互砂州発生領域の広い範囲において1以下の値となっており、混合砂における砂州の波高が一様砂の砂州の波高よりも低くなることと一致している。ただし、砂州の形状・伝播特性値が時空間的に変動する条件ではこの値の物理的意味は薄れる。一方、交互砂州と砂州非発生領域の境界付近では、砂州の発生領域が混合砂河床では広がることもあり、混合砂における河床擾乱の増幅率の方が大きい。

4. 結論

混合砂河床による交互砂州の形状・伝播特性値の時間的な変動の発生機構について、数値解析と線形の河床面不安定解析により検討した。本研究で得られた結果をまとめると以下ようになる。

- (1) 混合砂河床では、形状・伝播特性値が時間的に変動する砂州が形成される条件が存在する。
- (2) 混合砂河床における交互砂州の形状・伝播特性値の時間的な変動は、河床の時間変化と各粒径階の含有率の時間変化の相対的な関係によって決定しており、複数の同スケールの増幅率を有する複素伝播速度が存在する場合に発生すると考えられる。
- (3) 砂州発生領域内に同スケールの増幅率曲線が2つ以上存在しており、複数の河床擾乱が成長し、共存する可能性がある。
- (4) 一様砂河床と混合砂河床による交互砂州の発生領域と比較すると、交互砂州と砂州非発生領域の境界が砂州非発生領域へシフトする。
- (5) 交互砂州発生領域の広い範囲において、一様砂河床よりも混合砂河床の擾乱の最大増幅率が小さくなり、混合砂における砂州の波高が一様砂の波高よりも低くなることと一致している。また、交互砂州と砂州非発生領域の境界付近では、混合砂における河床擾乱の増幅率の方が大

きくなる。

参考文献

- 1) 鎌田磨人, 郡麻里, 三原敏, 岡部健士: 吉野川の砂州上におけるヤナギ群落およびアキグミ群落の分布と立地特性, 環境システム研究, Vol. 27, pp.331-337, 1999.
- 2) 玉井信行, 水野信彦, 中村俊六 編: 河川生態環境工学, 東京大学出版会, pp. 89-95, 1993.
- 3) 高橋史峰, 江頭進治, 吉栖雅人: 砂州の形状特性値に及ぼす混合砂の影響, 平成7年関西支部年次学術講演概要, II-68, 1995.
- 4) 福岡捷二, 五十嵐崇博, 久米正浩: 非定常流れにおける河床形状の変化過程に関する研究, 第29回水理講演会論文集, pp.479-484, 1985.
- 5) 三輪浩, 大同淳之: 混合砂河床における交互砂州の形状特性と河床砂の分級性状, 平成7年関西支部年次学術講演概要, II-59, 1995.
- 6) 小山慎一郎, 黒木幹男, 板倉忠興: 粒度組成を考慮した砂州の発生条件に関する理論的研究, 第53回年次学術講演会講演概要集, 第2部, pp.450-451, 1998.
- 7) 竹林洋史: 直線河道の砂州に関する土砂水理学的研究, 立命館大学学位論文, pp. 45-78, 1999.
- 8) 竹林洋史, 江頭進治: 混合砂河床における砂州の動態, 水工学論文集, 第45巻, pp. 727-732, 2001.
- 9) S. Lanzoni and M. Tubino: Grain sorting and bar instability, J. Fluid Mech, vol. 393, pp. 149-174, 1999.
- 10) 長谷川和義・藤田豊彦・目黒司樹・竜澤宏昌: 河床不安定及び分級不安定をともなう急勾配混合砂礫河床の形態, 水工学論文集, 第44巻, pp. 659-664, 2000.
- 11) H. Takebayashi, S. Egashira and H. S. Jin: Numerical simulation of alternate bar formation, Proc. of 7th ISRS, pp.733-738, 1998.
- 12) H. Takebayashi and S. Egashira: Instability of developed alternate bar on non-uniform sediment bed, XXIX IAHR Congress Proceedings, Theme D, Tsinghua University Press, Vol. II, ISBN 7 302 04676 X, pp.362-368, 2001.
- 13) Engelund, F.: Flow and Bed Topography in Channel Bends, Jour. of Hy. Div. ASCE, Vol. 100, No. HY11, 1974.
- 14) 芦田和男, 道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, pp. 59-69, 1972.
- 15) 芦田和男, 江頭進治, 劉炳義: 蛇行流路における流砂の分級および河床変動に関する数値解析, 水工学論文集, 第35巻, pp.383-390, 1991.
- 16) Meyer-Peter, E. and Müller, R.: Formulas for bed-load transport, Proc. 2nd IAHR Meeting, pp. 39-64, 1948.
- 17) 平野宗夫: Armoring をともなう河床低下について, 土木学会論文報告集, 第195号, pp. 55-65, 1971.

(2006. 9.30 受付)