# 河口部における波浪による河床変動の数値計算手法

セントラルコンサルタント株式会社 正会員 〇酒井宏紀 鳥取大学大学院工学研究科 正会員 檜谷 治 鳥取大学大学院工学研究科 正会員 梶川勇樹

### <u>1. はじめに</u>

河口部における土砂移動の要因として一般的に洪水が考えられるが、日本海側に河口を持つ河川では、波浪による土砂の打ち込みが冬季に支配的となる.これは河口砂州の形成要因となり、発達が進むと河口閉塞を引き起こし、洪水時の排水機能の低下、漂砂量減少による海岸侵食といった問題が生じる.この様な問題解決のために、波浪による土砂移動に関してはそのメカニズムの把握・再現が行われてきているが、未だ充分ではないと考えられる.それは、河口部が海域部と河川部の境界にあたり、波浪だけでなく、潮汐流や塩水遡上による密度流等が発生しており、複雑な流れ場を示すからである.そのため、河口部に侵入する波浪およびその流況を詳細に把握しなければ、その流況に伴う土砂移動も正確に把握することが困難になると考えられる.そこで本研究では、河口部において密度差を考慮した流れ場に侵入する波浪による河床変動を再現できる鉛直2次元数値モデルの構築を目的とした.



#### <u>2. 現地調査</u>

本研究では、数値計算において考慮する密度差に関して、 必要となる塩分濃度分布を現地調査結果から得ることとした. 調査対象河川は、鳥取県東部を流れる千代川河口部とし、図 -1に示すような区間および地点において潮位差の異なる2日 で調査を実施した.図-2に調査から得られたデータを元に作 成した塩分濃度コンター図を示す.須賀<sup>1)</sup>が採用した混合形 態の分類法によると、小潮時は緩混合型、中潮時は弱混合型 に近い緩混合型となる結果が得られた.

また,河床変動を再現する際に与える計算条件として必要 となる砂粒子の粒径に関しては,図-1に示す区間において河 川縦断方向に0.1km間隔の両岸で採砂を行い,その結果から 得られた値を用いた.その調査結果から作成した左岸の粒度 分布図を図-3に示す.この粒度分布図より,どの地点におい ても約0.3mmの平均粒径であることがわかった.

# 3. 河口部流況の数値計算モデル

(単位:psu) 0 -1 Ê -2 间 輕-3 -4 0.8 0.4 0.6 河口からの距離(km) (a) 2009年10月24日 (小潮) 0 -1 <sup>Ⅲ</sup> 恒-2 弊-3 -4 0.6 0.8 0.2 河口からの距離(km) (b) 2009年11月05日(中潮) 図-2 塩分濃度コンター図 100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0.0 0.1 0.2 **通過百分率(%)** 0.3 0.4 - 0.5 - 0.6 - 0.7 - 0.8 0.9 1 0.01 0.1 10 粒径(mm)

図-3

粒度分布図

本研究では、河口部での密度差を考慮した鉛直2次元場で

の流況計算および河床変動を再現するために、福嶋・衛藤<sup>2)</sup>が保存性傾斜サーマルの解析に使用した基礎方程 式を採用し、それに FAVOR 法を導入した. 渦動粘性係数の評価には標準型 k- $\epsilon$ 2 方程式モデルを採用した. こ こに、t:時間、(x, z): それぞれ水平方向および鉛直方向座標、 $(A_x, A_z)$ : x 方向および z 方向に垂直な断面で流 体の占める面積率, V: 任意の格子において流体の占め る体積率, (u, w): x 方向および z 方向の流速成分, g: 重力加速度,  $\rho$ : 流体の密度,  $\rho_w$ : 淡水の密度, S: 塩分 の平均濃度,  $\alpha$ :比例定数(= 0.000757psu<sup>-1</sup>), P = p + 2/3k, p: 圧力, k: 乱流エネルギー,  $\varepsilon$ : 乱流エネルギー散逸 率,  $\mu_e = \rho v_t + \mu$ ,  $v_t$ :渦動粘性係数,  $\mu$ :粘性係数(= $\rho v$ ), v: 動粘性係数(=1.005×10<sup>-6</sup> (20°C)) である. 格子系 には Collocated 格子を採用し,運動方程式の差分化には, 移流項に QUICK 法,粘性項に 2 次精度中央差分,時間 積分に Adams-Bashforth 法を適用した.水深に関しては, 鉛直 2 次元の連続式を鉛直方向に積分したものを用い, kおよび $\varepsilon$ -方程式には Hybrid 法を適用した.

計算は、図-4 に示す千代川河口部をモデル地形とし た領域内において、現地調査から得られたデータを基に 塩分濃度分布を与え、下流端において規則波を造波させ て行なった.強混合型については、現地データが得られ ていないので推測による濃度分布を与えた.本研究では、 混合形態の違いによる流況および河床変動への影響を 考えるため、密度の時間的変化は起こらないものと仮定 した.また、計算条件については表-1 に示すとおりで あり、波高・周期に関しては冬季の千代川における一般 的な波浪データを与えた.

さらに,流砂については掃流砂のみを考慮し,芦田・ 道上の一様砂の式を採用して平衡流砂量を求めた.

### <u>4. 計算結果</u>

計算結果として,図-5 に造波開始 5 分後における河 ロ内部の流速ベクトル,図-6 に単位幅掃流砂量,図-7 に図-6 より作成した河床変動量 Δz を示す.

まず図-5 より,弱混合型と緩混合型において,底面 付近の流速の乱れが他の混合形態に比べて大きいこと がわかる.これは,濃度差(密度差)による影響と考え られる.濃度差があるとそれらは均衡を保とうとして値 の大きい方から小さい方への移動による流速が発生す る.濃度の拡散を考慮に入れると時間の経過に伴ってそ れらは平衡状態になるものと考えられるが,本研究では 時間的変化を考慮していないので,常に流速が発生し, 弱混合型や緩混合型は上層と下層の濃度差によって回 転を伴う流速が他の混合形態より卓越していることが 計算結果として表れたと考えられる.

<連続式>  $\frac{\partial(\rho V)}{\partial t} + \frac{\partial(A_x \rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(A_z \rho w)}{\partial z} = 0$ <運動方程式> x 方向(流下方向)  $\frac{\partial \rho u}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial (A_{x} \rho u u)}{\partial x} + \frac{\partial (A_{z} \rho u w)}{\partial z} \right\} =$  $-\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{V} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left\{ 2A_x \mu_e \frac{\partial u}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ A_z \mu_e \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} \right]$  z方向(鉛直方向)  $\frac{\partial \rho w}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial (A_{x} \rho w u)}{\partial x} + \frac{\partial (A_{y} \rho w w)}{\partial z} \right\} =$  $-\rho g - \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{1}{V} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left\{ A_x \mu_e \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ 2A_z \mu_e \frac{\partial w}{\partial z} \right\} \right]$ <密度の状態方程式>  $\rho = \rho_{\rm w}(1 + \alpha S)$ <k-方程式>  $\frac{\partial k}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial (A_{z}uk)}{\partial x} + \frac{\partial (A_{z}wk)}{\partial z} \right\} = \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( A_{x}v_{k} \frac{\partial k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_{z}v_{k} \frac{\partial k}{\partial z} \right) \right\}$  $\partial t V$  $+G_{s}+\alpha g v_{s}\frac{\partial S}{\partial \tau}-\varepsilon$ <*ε*-方程式>

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial (A_z u \varepsilon)}{\partial x} + \frac{\partial (A_z w \varepsilon)}{\partial z} \right\} = \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( A_z v_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z v_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) \right\} \\ + C_z \frac{\varepsilon}{k} \left\{ G_z + (1 - C_z) \alpha g v_\varepsilon \frac{\partial S}{\partial z} \right\} - C_z \frac{\varepsilon^2}{k} \\ G_z = v_z \left\{ 2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right\}$$



波高 H (m)	4.25	計算時間間隔 ∆t (sec)		0.02
波長 L (m)	104.42	メッシュ間隔	$\Delta x(m)$	1.00
周期 T (sec)	9.50		$\Delta z(m)$	0.25
川幅 B (m)	200	砂粒子の平均料	竝径 d (m)	0.0003
マニングの粗度係数 n	0.020			

次に図-6、図-7より、土砂の移動過程について推定を 行なう.まず図-6より、濃度差が大きいほど掃流砂量 は小さくなっていることがわかる.そして、図-7と合 わせて考察を行うと、-1000m~-400m地点にかけての単 位幅掃流砂量(以下、掃流砂量と呼ぶ)の増加から、こ の区間において海底の侵食が起きていると考えられる. その後、掃流砂量が減少に転じることから-350m地点付 近に土砂が一時堆積していると考えられる.さらに、 -300~-100m地点の区間において、掃流砂量が急激に増 加しており、河床変動量は負となり、著しい河床低下が 起きていると考えられる.弱混合型や緩混合型では、同 様の現象をもう一度繰り返しているが、最終的にはどの 混合形態も200~400m地点に土砂が堆積し、実際の千 代川河口部に対する砂州の発達と同様の傾向を示す結 果となっていると考えられる.

## <u>5. まとめ</u>

本研究において,河口部での密度差を考慮し,波浪を 含めた流況計算および河床変動を再現できる鉛直 2 次 元数値モデルの構築を試みた結果,塩分濃度の混合形態 の違いによって流況が変化することが結果として得ら れた.また,その流況の変化に伴い,河床に与える影響 も異なっていたと考えられ,河床変動量に違いが表れる 結果となったが,実河川における河床変動とほぼ同様の 傾向を示すことが確認できた.今後は,浮遊砂による河 床変動も考慮に入れ,さらに詳細な河口地形変化予測を 行なうことのできるモデルの構築が望まれる.

#### 【参考文献】

 1)須賀堯三:感潮河川における塩水くさびの水理に関する基礎的研究,建設省,土木研究所資料,第1537号, 1979.

2) 福嶋祐介·高木正徳·榎本真人·衛藤俊彦:保存性

傾斜サーマルの流動特性 - 数値解析と画像解析-,長岡技術大学研究報告,第24号, pp.13-22, 2002.



図-5 造波開始 5 分後の流速ベクトル(0m~200m) (1段目:密度-定, 2段目:弱混合型, 3段目:緩混合型, 4段目:強混合型)

