

浮遊砂の移流拡散現象を解析できる三次元数値計算モデルの構築とその適用に関する一考察

名古屋大学高等研究院 正会員 ○ 中村 友昭
 名古屋大学大学院工学研究科 正会員 水谷 法美

1. 緒言： 孤立波による海浜断面の地形変化やジェット水流による岸壁前面の局所洗掘を検討するため、中村・Yim (2009) は流動場と地形変化の相互作用を解析できる三次元数値計算モデル (Three-Dimensional Two-Way Coupled Fluid-Sediment Interaction Model ; FSM) の開発を行い、その妥当性を明らかにしている (中村・Yim, 2009 ; 中村ら, 2009). しかし、FSM の一部をなす地形変化を追跡する底質輸送モジュール (Sediment Transport Module ; STM) は掃流砂輸送による地形変化とそれに伴う流動場の変化は解析できるものの、浮遊砂の影響は無視できると仮定していることから浮遊砂が卓越する現象への適用に課題を残している. そこで、掃流砂だけでなく浮遊砂の輸送も考慮した流動場と地形変化の相互作用を解析できる三次元数値計算モデルの構築に向けて、本論では浮遊砂の移流拡散現象を解析できるように STM の改良を行う. そして、定常流による浮遊砂濃度分布に関する水理実験 (van Rijn, 1981) と碎波帯での浮遊砂濃度分布に関する水理実験 (佐藤ら, 1989) の両現象の再現計算を行うことで、組み込んだ浮遊砂の計算手法の妥当性を確認する.

2. 数値計算モデル: FSM のメインソルバーは透過性材料の間隙内部の流体を含む全気液相に適用できるように一般化した Navier-Stoke 方程式に基づく LES (Large-Eddy Simulation) であり、それに気液界面を追跡する MARS (Multi-Interface Advection and Reconstruction Solver ; 功刀, 1997) に基づくモジュールと掃流砂輸送に伴う地形変化を追跡する STM が組み込まれている. ここでは、STM を改良することで浮遊砂も考慮できるようにした. 具体的には、透過性材料の間隙内部にも適用できるように一般化した浮遊砂の質量保存則

$$m \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (q_j^C + q_j^S + q_j^D) = 0, \quad q_j^C = mv_j C, \quad q_j^S = -mw_s C \delta_{j3}, \quad q_j^D = -m\epsilon_s \frac{\partial C}{\partial x_j}$$

を支配方程式として用いた. ここで、 C は浮遊砂濃度、 q_i^C 、 q_i^S 、 q_i^D はそれぞれ移流、沈降、拡散による底質輸送フラックス、 x_i は位置ベクトル、 t は時間、 m は空隙率、 v_i は実流速ベクトル、 w_s は砂粒子の沈降速度、 ϵ_s は浮遊砂の拡散係数である. また、底質の表面に対して拡散による底質輸送フラックス q_i^D が底質の巻き上げ関数 p_N に等しいとする境界条件 (Nielsen ら, 1978) を課し、その p_N として

$$p_N = C_p \left(\frac{\tau_* - \tau_{*c}}{\tau_{*c}} \right)^{1.5} \frac{(s-1)^{0.6} g^{0.6} d^{0.8}}{\nu_w^{0.2}}$$

を用いた (Nielsen, 1992). ここで、 g は重力加速度、 ν_w は水の動粘性係数、 s は砂粒子の比重、 d は砂粒子の中央粒径、 τ_* は Shields 数、 τ_{*c} は斜面での限界 Shields 数である. また、本稿で取り上げる水理実験では地形変化の影響を抑えて浮遊砂濃度の計測を行っていることから (van Rijn, 1981 ; 佐藤ら, 1989), ここでは簡単のために掃流砂や浮遊砂の輸送に伴う地形変化の計算は行わなかった.

3. 定常流による浮遊砂濃度： van Rijn (1981) による水理実験をモデル化した図-1に示す計算領域を用いて浮遊砂濃度の再現計算を行った.

図-1に示すように中央粒径 $d = 0.23 \text{ mm}$ の砂を敷き詰めた長さ 11.0 m 、厚さ 0.05 m の水平床を設定し、静水深 $h = 0.25 \text{ m}$ 、平均流速 0.67 m/s の定常流を作用させた. また、漂砂に関するパラメータは $x/h = 4, 10, 20, 40$

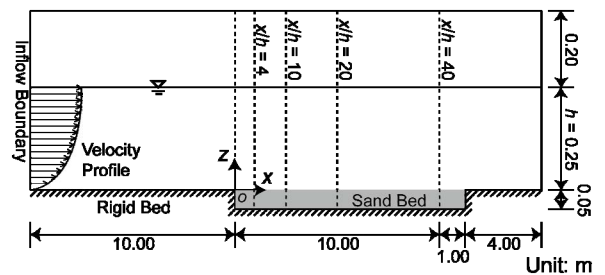


図-1 計算領域 (定常流による浮遊砂濃度)

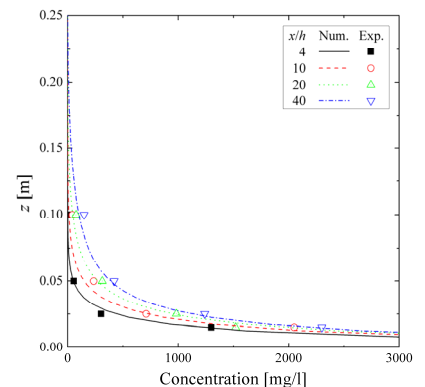


図-2 定常流下の浮遊砂濃度の比較

での浮遊砂濃度の鉛直分布の Root Mean Square Error が最小となるように $C_p = 0.040$ と決定した. 図-2に浮遊砂濃度の鉛直分布の比較を示す. 同図より, $z = 0.10$ m で若干過小評価する傾向が認められるものの, 計算結果は実験値を再現できていることから, 定常流における本モデルの妥当性が確認できた.

4. 砕波帯での浮遊砂濃度: 佐藤ら (1989) の水理実験をモデル化した図-3 に示す数値波動水槽を用いて解析を行った. すなわち, 勾配 1/20 の一様斜面の一部に中央粒径 $d = 0.18$ mm の砂を敷き詰め, 静水深 0.385 m, 周期 3.45 s, 波高 0.068 m の周期波を作用させた. また, 上記の結果に基づいて $C_p = 0.040$ とした. 図-4 に時間平均浮遊砂濃度分布の比較を示す. ここで, 計算結果は造波開始 24.15 秒後から 34.50 秒

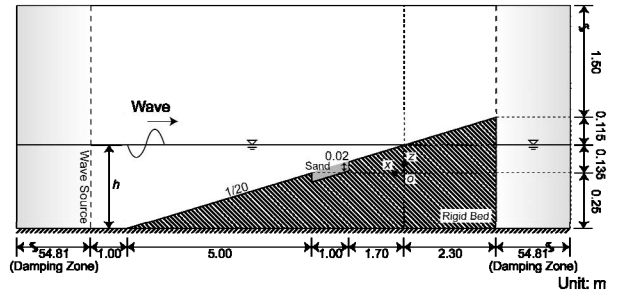


図-3 計算領域 (砕波帯での浮遊砂濃度)

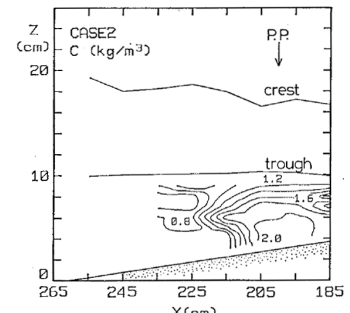
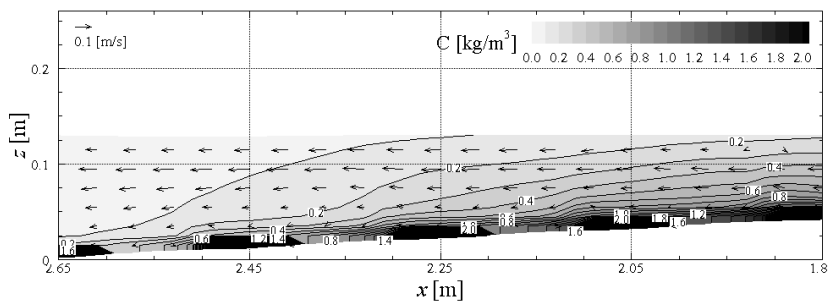
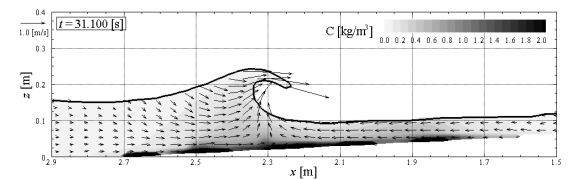


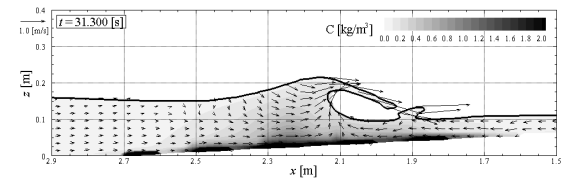
図-4 時間平均浮遊砂濃度分布の比較 (左図: 数値計算結果; 右図: 水理実験結果 (佐藤ら, 1989))

後までの 3 周期平均の値であり, 流体率の時間平均値が 0.5 以上の位置のみ図示した. 図-4 左図より, $x = 2.10$ m より岸側で高濃度の浮遊砂が比較的高くまで巻き上がっており, 同図右図に示す水理実験結果との傾向の一致が認められる. ただし, 計算結果は $x = 1.95$ m の周辺での浮遊砂の巻き上げを過小評価していることも確認できる. 図-5 に砕波時の浮遊砂濃度分布を例示する. 同図(a)より, 岸向きの底面流速が卓越する波峰の下で浮遊砂の巻き上げが生じていることが分かる. そして, 造波開始 31.30 秒後 (図-5(b)) には巻き波砕波が $x = 1.90$ m の近傍に突っ込んでおり, 図-4 右図の水理実験結果において P.P.と書かれている位置とほぼ一致していることが分かる. その後, 突っ込み点近傍で浮遊砂が上方に一気に巻き上げられ (図-5(c)), その巻き上げられた浮遊砂が岸向きに流される様子 (図-5(d)) が確認できる. 以上より, 砕波帯での浮遊砂濃度分布を検討する際における本モデルの有用性を明らかにした.

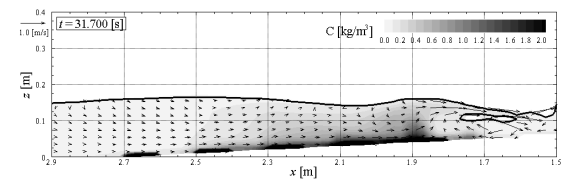
5. 結論: 浮遊砂の移流拡散現象を解析できるように三次元流動場・地形変化連成数値計算モデルの改良を行い, 定常流と砕波による浮遊砂濃度分布に関する水理実験との比較によりモデルの妥当性を検証した. ただし, 砕波帯で浮遊砂濃度の巻き上げを過小評価する傾向が認められたことから, 砕波帯での三次元



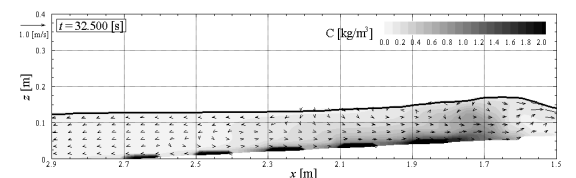
(a) 造波開始 31.10 秒後



(b) 造波開始 31.30 秒後



(c) 造波開始 31.70 秒後



(d) 造波開始 32.50 秒後

図-5 浮遊砂濃度分布

性の強い流動構造を考慮するために三次元計算を行うとともに, モデルの改良をさらに進める予定である.

参考文献: [1] 功刀 (1997), 機論 B, 63(609), pp. 1576-1584. [2] 佐藤ら (1989), 海工論, 36, pp. 279-283. [3] 中村・Yim (2009), 海洋開発, 25, pp. 1227-1232. [4] 中村ら (2009), 海工論, 56, pp. 486-490. [5] Nielsen (1992), Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport, 324 p. [6] Nielsenら (1978), ICCE, pp. 1475-1492. [7] van Rijn (1981), IAHR Workshop, 7 p.