

潮間帯干潟地形の岸沖方向の底質輸送・地形変化に関する数値計算

熊本大学 学生員 穴井広和, 白川雄一郎, 草合良友 正会員 山田文彦, 外村隆臣

1. はじめに

潮間帯干潟は多種多様な生物の生育環境として、また沿岸域の防災上も重要な役割を果たしている。そのため、潮間帯干潟の地形変化を精度良く予測することは非常に重要である。山田ら(2007)¹⁾は約4年間の水位・流速・濁度の連続観測結果より、底質輸送の概念モデルを提案した。しかし、現地観測データのみでは現象の時空間変動を評価・予測することは困難である。そこで本研究では、数値モデルを用いて検討を試みる。

2. 数値モデルの概要

本研究では準3次元モデルの HEM-3D²⁾を用いる。鉛直座標 z は(1)式により σ 座標へ変換され、水表面 $z = \zeta$ は $\sigma = 1$ 、底面 $z = -h$ は $\sigma = 0$ と表される。

$$\sigma = \frac{(z+h)}{H}, \quad H = \zeta + h \quad (1)$$

計算は POM と同様に外部モードと内部モードの計算を交互に繰り返すが、 σ 座標系モデルの欠点である擬似拡散の影響は外部モードにおいて圧力の水平勾配を半陰的に解くことで小さくする。(2)~(4)式が静水圧近似とビジネス近似を施した x, y, σ 方向の運動方程式、(5)式が3次元の連続式、(6)式が外部モードの連続式であり、水位 ζ を規定する。また、(5)式と(6)式差分を取った(7)式が内部モードの連続式であり、鉛直方向流速 ω を規定する。(8)式が底質保存則であり、(9)式より地形変化を求める。

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial t} + \frac{\partial(Huu)}{\partial x} + \frac{\partial(Huv)}{\partial y} + \frac{\partial(u\omega)}{\partial \sigma} - fHv \quad (2)$$

$$= -H \frac{\partial(p' + g\zeta)}{\partial x} + \left(\frac{\partial z_B^*}{\partial x} + \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{A_v}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + Q_x$$

$$\frac{\partial(Hv)}{\partial t} + \frac{\partial(Huv)}{\partial x} + \frac{\partial(Hvv)}{\partial y} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial \sigma} + fHu \quad (3)$$

$$= -H \frac{\partial(p' + g\zeta)}{\partial y} + \left(\frac{\partial z_B^*}{\partial y} + \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{A_v}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + Q_y$$

$$\frac{\partial p'}{\partial \sigma} = -gH \frac{(\rho_w - \rho_0)}{\rho_0} = -gHb \quad (4)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q_H \quad (5)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial H\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial H\bar{v}}{\partial y} = \bar{Q}_H \quad (6)$$

$$\frac{\partial H(u - \bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial H(v - \bar{v})}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q_H - \bar{Q}_H \quad (7)$$

$$\frac{\partial(HC)}{\partial t} + \frac{\partial(HCu)}{\partial x} + \frac{\partial(HCv)}{\partial y} + \frac{\partial(\omega - w_s)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_v}{H} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + Q_C \quad (8)$$

$$\frac{\partial z_B^*}{\partial t} = \frac{-Q_{SED}}{(1 - P_r)\rho_{SED}} \quad (9)$$

ここで、 h は水深、 H は全水深、 u, v, ω は x, y, σ 方向の流速、 f はコリオリ係数、 p' は圧力偏差、 Z_B^* は底面高、 A_v は鉛直方向の渦動粘性係数、 Q_x, Q_y は x, y 方向の粘性項を含むソース項、 ρ_w は海水密度、 ρ_0 は基準密度、 b は浮力、 Q_H は河川流量等のソース項、 C は底質浮遊濃度、 w_s は底質の沈降速度、 k_v は鉛直方向の拡散係数、 Q_C は x, y 方向の拡散項を含むソース項、 Q_{SED} は底質輸送フラックス、 P_r は底質の空隙率、 ρ_{SED} は底質の密度、変数の上付きバーは平均値を示す。 A_v, k_v は Mellor・Yamada の乱流モデルよりリチャードソン数の関数で求める²⁾。

3. モデルの精度検証

まずモデルの妥当性を検証するために、一様勾配斜面を用いて流動場・浮遊濃度場の計算を行って理論値との比較を行った。計算は、白川河口右岸に位置する潮間帯干潟を対象に勾配を 1/1000 とし、沖側領域から岸向きに x 軸、沿岸方向に y 軸を設定した。計算領域は、 x 方向に 2000m、 y 方向に 6000m の矩形領域とし、計算格子幅は 200m、時間ステップは 10s とした。なお、今回の計算では鉛直方向は 1 層とし、浮力の影響は無視している。また、沖側境界において周期 12 時間 25 分、振幅 2.0m の潮汐を与えた。

一様勾配斜面において潮位は岸沖方向に一定で、沿岸方向の流速は無視できると仮定すると、岸沖流速は連続式のみから導出され、その最大値は(10)式で表される³⁾。

$$u_{\max} = \frac{\pi R}{\beta T_{\text{tide}}} \quad \text{汀線が平均海面以下} \quad (10)$$

$$u_{\max} = \frac{\pi R}{\beta T_{\text{tide}}} \sqrt{1 - \left(\frac{2\beta}{R} x_f \right)^2} \quad \text{汀線が平均海面以上}$$

ここで、 R は潮位差(m)、 β は勾配、 T_{tide} は周期(s)、 x_f は汀線の位置を示す。

図-1 の上段は 1 潮汐間の潮位の変動(約 30 分間隔)を示し、下段に岸沖流速の計算結果と理論値との比較結果を示す。潮位の計算結果より、移動境界となる汀線近傍では底面摩擦の影響などにより水面勾配が存在するものの、それより沖側では潮位一定の仮定はほぼ妥当であることが確認できる。今回の計算では移動境界を表現するために wet & dry 法²⁾を用いており、干出・水没の判定のしきい値は水深 10cm である。次に、流速場を比較すると、潮位が平均水面以下(汀線が岸沖 0~3km 以内)の場合には、計算結果は理論値とよく一致している。汀線が平均水面時より高くなると、理論解は緩やかに減少するが、計算でも底面摩擦の増大により減少傾向が再現されている。しかし、計算結果は理論値よりも減少傾向が大きい傾向にある。これは、理論解では底面摩擦によるエネルギー損失を考慮していないことが一因と考えられる。今後、観測結果との比較が必要であるが、流速場の計算結果は十分な精度を有する。

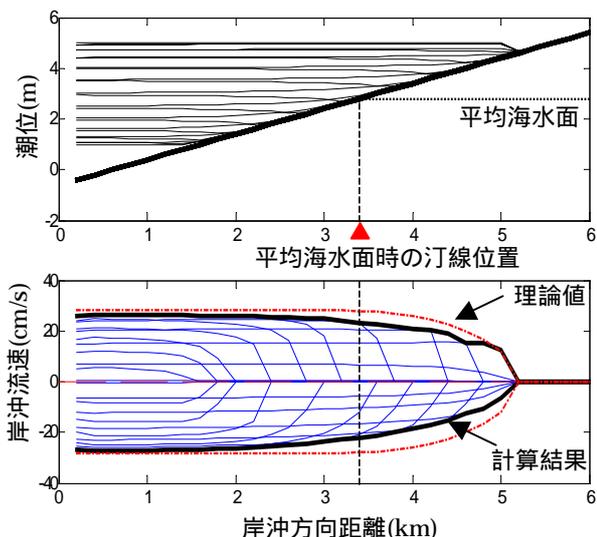


図-1 計算値と理論値の最大岸沖流速比較

次に浮遊濃度場の検討を示す。検討には先ほどと同様な地形を用い、水中での初期の底質浮遊濃度を 50mg/l とした。検討に用いる理論値は Pritchard and Hogg (2003)⁴⁾を参考にし、一様勾配の地形において以下の無次元化した拡散方程式から理論解を求めた。

$$\frac{\partial \hat{C}}{\partial t} + \hat{U} \frac{\partial \hat{C}}{\partial \hat{x}} = \frac{1}{\hat{h}} (\hat{Q}_e(\hat{U}) - \hat{Q}_d(\hat{U}, \hat{C})) \quad (11)$$

ここで、 C は底質浮遊濃度、 U は岸沖流速、 h は水深、 Q_e は巻上げフラックス、 Q_d は沈降フラックスであり、上付き記号は無次元量であることを示す。

図-2 は 1 潮汐間の底質浮遊濃度の時空間変化を比較するために、計算値 (約 30 分間隔) と理論値を色分けして重ねて表示した図である。横軸は無次元化した岸沖方向距離、縦軸は無次元化した底質浮遊濃度である。黒線が計算結果、青色 (破線) が理論値である。図より計算結果、理論値共に上げ潮に伴って浮遊濃度が上昇し、定量的にも妥当な結果が得られている。しかし、濃度が急増する位置に関しては、計算結果がより岸側の遡上域となっている。これは、理論解を導出する際に速度と濃度の位相差を無視したことに起因するものと考えられる。今後、観測結果との比較が必要であるが、浮遊濃度の計算結果は定量的にも十分な精度を有することが確認された。

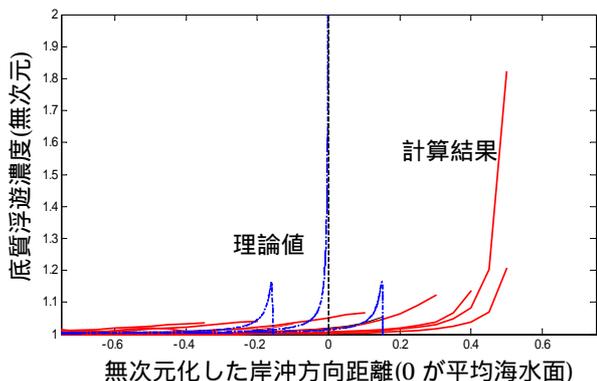


図-2 1 潮汐間における濃度の時空間変化の比較

4. 地形変化の再現計算

本モデルでの地形変化の再現性を検討するために Pritchard ら(2002)の計算結果との比較を行った。計算領域は x 方向 2000m、 y 方向 13200m の矩形とし、岸沖方向の初期地形は Friedrichs and Aubrey (1996)の平衡断面(上に凸型)を用い、沿岸方向は一様とした。沖側境界において周期 12 時間 25 分、振幅 3.0m の潮汐を与え、水中での初期の底質浮遊濃度を 100mg/l とし、沖側ではディリクレ条件として境界での濃度を 100mg/l とした。計算結果を図-3 に示す。赤線で示しているのが初期地形、青丸で示しているのが 1000 潮汐後の地形変化の計算結果である。計算では、底質の空隙率は $P_r = 0.3$ 、底質の密度は $\rho_{SED} = 2650 \text{ kg/m}^3$ とした。計算結果は平均水面を境にして沖側では侵食傾向、岸側では堆積傾向を示している。Pritchard ら(2002)の行った計算でも同様の傾向が示されており、本モデルでも地形変化の傾向を十分再現できることを確認した。現在、地形変化に及ぼすパラメータの検討を行っており、その詳細は講演時に紹介する。

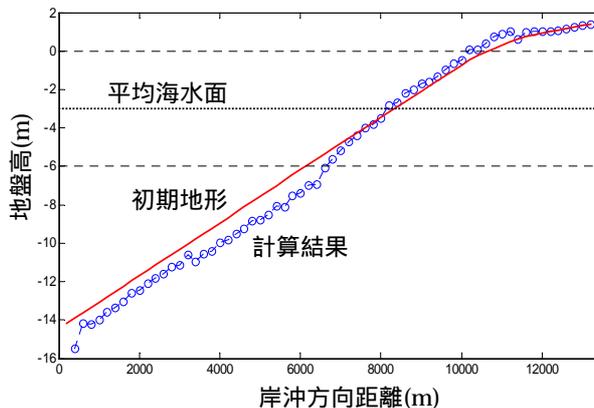


図-3 地形変化

5 おわりに

本研究では、モデルの妥当性を検証するために遡上域を含む一様勾配斜面において HEM-3D モデルを用いて流動場・浮遊濃度場の計算を行ない、計算結果と理論値との比較を行った。その結果、本モデルは遡上域を含む極浅海域において流速ならびに濃度場を定量的にも十分に再現できることを確認した。また、地形変化においても検討の余地はあるが、十分に傾向を再現できることがわかった。今後は本モデルを現地に適用させるとともに、粒径分布を考慮した底質輸送・地形変化モデルへと拡張する予定である。

参考文献

- 1)山田ら(2008) 海岸工学論文集, 55, pp. 461-465.
- 2)Hamrick, J. (1992) VIMS, SR-317, p.63.
- 3)Friedrichs, C. and Aubrey, G. (1996), Mixing in Estuaries and Coastal Seas, pp.405-429
- 4)Pritchard, D. and Hogg, A. J. (2003) J. of Geophy. Res, 108, doi:10.1029/2002JC001570
- 5)Pritchard, D., Hogg, A. J and Whitehouse, R. J .S. (2002) Continental Shelf Research, 22, pp.1887-1895.