

II - 40

河口部土砂堆積形状の類型化とその数値計算

東北大学大学院 学生員 ○本堂 亮
東北大学大学院 正会員 泉 典洋
東北大学大学院 正会員 田中 仁

1. はじめに

本研究は河口デルタの形成機構解明の第一歩として、海に面している河口部に比べ波・潮汐及び海浜流の影響が十分小さいと考えられる、湖に流入する河川の河口デルタに注目した。研究対象として取り上げた河川は、青森県十三湖に流入している岩木川、福島県猪苗代湖に流入する長瀬川である。各々の河川河口部底面土砂堆積形状の特徴を明らかにするために、数値計算による移動床モデルを提案・構築し、様々な条件の下で土砂堆積形状に表れる差を検討する目的のもと研究を行っている。

2. 実測結果

浮遊砂・掃流砂の割合によって河口部底面土砂堆積形状には差が生じる¹⁾。すなわち、掃流砂が卓越し流軸上に堆積が生じる場合、当初中心軸にあった流軸は土砂堆積による流速遅減効果によって左右どちらかにずれる。この流軸の首振り現象は堆積域を放射状に順次変化させ、円弧状をしたファンデルタを出現させることになる。それに対し浮遊砂が卓越し自然堤防のような堆積が流軸の両側に堆積する場合、流軸は固定され、安定的に形成された自然堤防によって河口部は沖側に伸び、ミシシッピ川に見られるようなミシシッピタイプデルタが形成されることになる。

(1) 岩木川河口部地形

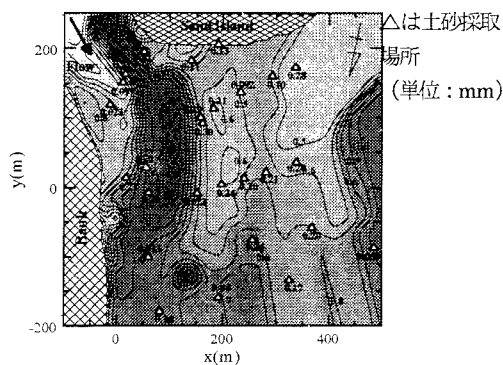


Fig 1 岩木川河口部底面形状コンタ

Fig. 1に実測による岩木川河口部底面形状コンタを示す。図より河口部は両岸前面に堆積しているのがミシシッピ型デルタを形成していることが分かる。岩木川の分岐した2本の主流域にはみお筋（Fig. 1の色の濃い部分）が確認でき、最深部の水深はおそらく水深3～4mほどあると考

えられる。また砂州前面及び河川流の流軸の両側に砂が堆積しており、特にみお筋付近は起伏していることが分かる。このテラス域の水深は0.3～1.0mほどである。河口テラスの中央部にいくにつれて、50%粒径は小さくなっている。また、水深が浅くなるにつれて粒径が細くなっていることが分かる。同じ水深の底面土砂採取場所で粒径を比較すると、ほぼ同程度の値になっているが、一般のデルタ地形に見られるような河口部から距離が遠くなるに従って底面土砂の粒径が細くなるような分布にはなっていない。

(2) 長瀬川河口部地形

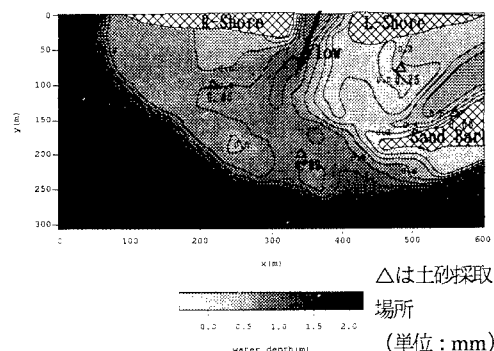


Fig.2 長瀬川河口部底面形状コンタ

Fig. 2に実測による長瀬川河口部底面形状コンタを示す。これより河口部底面形状はファンデルタの形状を呈していることが分かる。長瀬川においてもみお筋が確認できた。また、左岸沖合には幅10m、長さ100m程度、水深0.3～1.0mの砂州が形成されており、堆積傾向は左岸側に偏寄していたが、これは実測地点の波向きが常に南西からの波向きとなっているためこのような堆積形状になっていると思われる。底面土砂粒径分布は岩木川と同様、河口テラスの中央部にいくにつれて、50%粒径は小さくなくなり、水深が浅くなるにつれて、粒径が細くなっていることが分かる。しかし左岸前面砂州上の砂の50%粒径は0.66mmと大きい値になっていた。

3. 数値計算

(1) 計算領域

Fig.3のような堆積数値モデルを提案し、河床勾配、沖合の底面勾配、掃流砂・浮遊砂の粒径を様々変化させることで堆積形状にどのような差がみられるかを検証する。

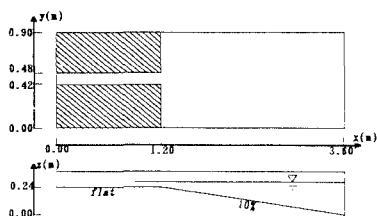


Fig.3 計算領域

(2) 支配方程式

流れの支配方程式として連続式及び浅水流方程式を用いる。また掃流砂量公式は MPM 公式を用いている。通常、デルタ前面部の斜面は急な勾配を有するので次式のような手法²⁾を用いて実際の砂移動量(q'_{bx} , q'_{by})を求めている。

$$q'_{bx} = q_{bx} - \varepsilon_s \left| q_{bx} \right| \frac{\partial z}{\partial x}$$

$$q'_{by} = q_{by} - \varepsilon_s \left| q_{by} \right| \frac{\partial z}{\partial y} \quad (1)$$

z : 基準面からの砂面の高さ, ε_s : 係数=30.0 である。浮遊砂による水深変化は浮遊砂の濃度に寄与する砂の浮上 flux と沈降 flux との差 Q_s によって生ずるものとして、次のように表す¹⁾。

$$Q_s = D - E = \frac{w_0^2}{\varepsilon_s} \bar{C} - 0.001 r^2 R_f^2 w_0 \quad (2)$$

D : 沈降による堆積量, E : 底面からの拡散量, w_0 : 砂の沈降速度, $\bar{C}$: 水深方向に積分した浮遊砂濃度, $R_f = w_0 / \sqrt{sgd_s}$ は無次元沈降速度を表している。さらに ε_s は鉛直方向の浮遊砂の拡散係数であり次式で表されると仮定した。

$$\varepsilon_s = 0.1ng^{1/2}uh^{5/6} \quad (3)$$

これらの式を Leap-Frog 法により差分化し計算を行う。

4. 結果・考察

数値計算により、様々な条件下で実時間2時間後の沖合土砂堆積形状を算出した。それぞれ勾配、砂の粒径をいくつかの値に変化させ、上流側から見た堆積横断形状、及び中央の縦断形状を比較する。

(1) 勾配による堆積形状の違い

Fig.4 に沖合の勾配を 0%, 5%, 10% に変化させた場合の堆積形状の違いを示す (色の白い部分は堆積, 黒い部分は侵食)。尚, 流速は模型実験の際に用いた 0.266(m/s), 砂の粒径は 0.1(mm) である。どの場合も河口部付近は侵食傾向にあるが、勾配が大きくなるにつれてその面積は小さくなっている。これは勾配が大きくなることによる水深の増加に伴って、掃流力が減少していることに起因する。また勾配が 5%, 10% の場合は、流軸上に堆積しており、勾配が大きいほど大きな堆積を生じている。縦断形状において、土砂堆積のピークは河口からほぼ同じ距離にあるこ

とが見て取れる。また勾配が 0% の時は、実験模型の下流端まで砂が運ばれ堆積している。

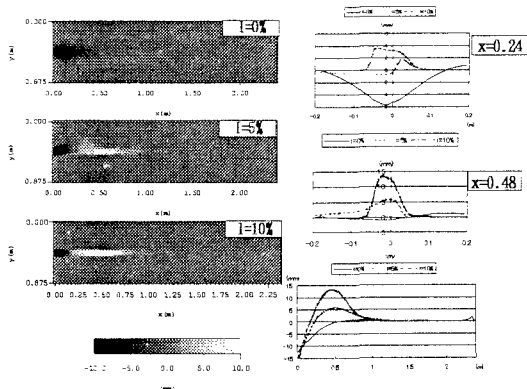


Fig.4 勾配の違いによる堆積形状計算結果

(2) 砂の粒径による堆積形状の違い

Fig.5 に砂の粒径を 0.05mm, 0.1mm, 0.3mm に変化させた場合の堆積形状の違いを示す。流速は(1)と同様であり、沖合勾配も模型実験と同じ 10% 勾配で計算している。砂の粒径が小さい ($d=0.05\text{mm}$) 場合、流軸上は侵食傾向にあり、流軸の両側に若干の堆積傾向が見られることが見て取れ、これはミシシッピ型のデルタと類似している。つまり浮遊砂が卓越していると考えることが出来る。一方粒径が 0.1mm, 0.3mm の場合はどちらも堆積傾向にあるが、0.3mm の方が横断方向の堆積幅が若干広がっていることが分かり、粒径の増加に伴い掃流砂卓越の傾向に推移していくことが分かる。

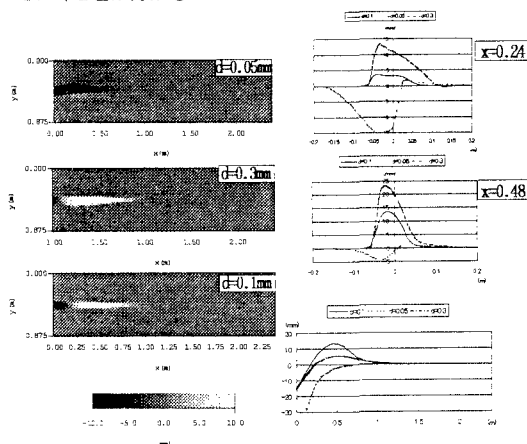


Fig.5 砂の粒径の違いによる堆積形状計算結果

参考文献: 1) 伊達 政直・泉 典洋・田中 仁: 掃流砂・浮遊砂の流出に伴う河口テラスの初期堆積機構, 海岸工学論文集, 第 44 巻, 1997 年, 2) 渡辺 晃・丸山 康樹・柿山 勉: 構造物設置に伴う三次元海浜変形の予測モデル, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp406-410, 1984 年 1 月