

画像記録装置を用いた河口地形変動の観測とそのモデリング

中山大輔¹・田中 仁²・山路弘人³

中小河川においては, 短い時間スケールで河口地形変動が生じている。その変化を理解するには, 年に一回程度の地形測量のみではデータ間隔が長く限界があるため高頻度のデータが必要となってくる。しかし, 高頻度で地形測量を行うことはコストと時間がかかる。本研究では, 河口部に画像記録装置を設置し, 河口砂州の変化を定点観測により高頻度で捉えた。その定点観測により得られた画像から右岸砂州, 左岸砂州の位置を読み取り, 潮位補正を行うことで河口幅を観測した。そして, その観測値を用いて河口幅変化モデルの係数を決定した。これまでも河口幅変化モデルを用いた研究がなされているが, 本研究では短い時間スケールでの適用を試みた。

1. はじめに

日本の河川は砂州が発達し, 閉塞気味の河川が多い。河口が閉塞すると河口内水位が上昇し洪水時には氾濫する危険性がある。平成 16 年に起きた新潟県集中豪雨災害の際に氾濫した五十嵐川・刈谷田川にも見られるように, 中小河川においても氾濫により大災害につながる危険性があり (川口ら, 2005), その維持・管理が問われている。

本研究の対象地域である七北田川河口部においても河川流量が小さいと高波浪の襲来により河口閉塞を引き起こすことが過去にあった (田中, 1995)。河口砂州などの地形的な要因が, 洪水の際の障害となって被害が拡大することがあるため, 河口の維持管理が重要となってくる。

さらに, 河口部の地形を維持管理することは, 防災面だけでなく, 河口内の環境保全, 親水域の確保といった様々な点においても重要となってくる。そのためには, 現地での河口地形変動の現象の十分な理解が必要となってくる。しかし, 深浅測量等はコストがかかるため, 一級河川においても年に高々一回程度の頻度であり, 中小河川においてはそれらのデータがさらに乏しいのが現状である。そこで本研究では画像記録装置を河口部に設置して定点観測を行うことで, 河口地形を観測し地形変動を調査した。

さらに画像から観測された河口幅をもとに, 短期間の時間スケールで見たときの河口幅変化モデルの係数を決定し, 観測値の再現を試みた。

2. 研究対象と観測データ

対象地域は宮城県仙台市の北部を流れる七北田川の河口部である。七北田川は幹川流路延長 45 km, 流域面積

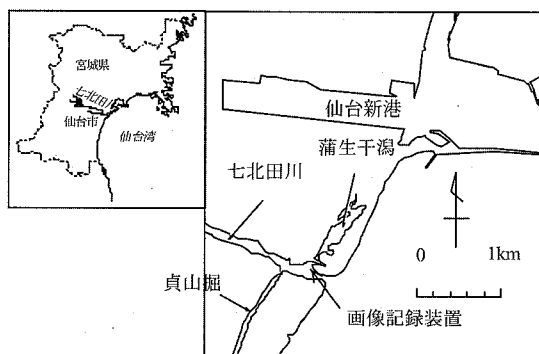


図-1 七北田川河口部

229 km²の二級河川に位置づけられている。河口部の左岸側には蒲生干潟が広がっている。蒲生干潟はカニやゴカイなどの底性生物が豊富で, それをえさにやってくる渡り鳥の飛来地として有名であり, 自然再生事業として環境保全が求められている地域でもある。図-1に七北田川河口部の概要を示す。

500 m 上流に設置した水位計より 5 分ごとの水位を得ている。さらに河川流量のデータ, 仙台港沖における有義波高, 潮位のデータを手し, これらのデータを用いて検討を行った

3. 画像記録装置を用いた河口幅の定点観測

(1) 河口幅の読み取り

河口から約 250 m 上流, 高さ 4 m の位置に画像記録装置を設置し (写真-1) 1 時間ごとに河口の画像を記録している。画像記録装置からは写真-2 のような画像が得られる。写真-2 に示すように画面左端から左岸右岸の先端の座標 X_L' , X_R' を得る。そして右岸端と導流堤との幅を B' とし, この B' を河口幅の指標とした。次に, 画面上での座標から実際の距離に直す。まず, 2 つの目標物の間を 10 m 離して撮影する。その画像から 2 つの目標物の画面上での距離を調べ, 実際の距離との比

1 正会員 修(工) 東北電力 (株)
2 フェロー 工博 東北大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻
3 正会員 東北大学大学院助手 工学研究科土木工学専攻

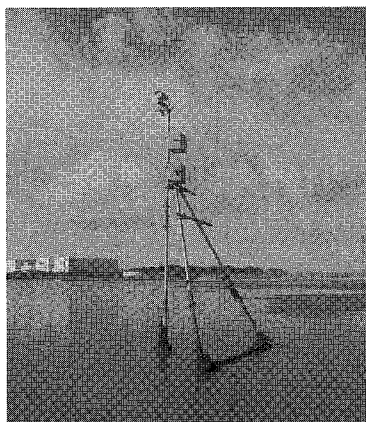


写真-1 画像記録装置

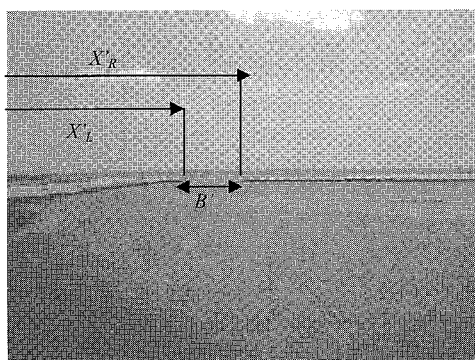


写真-2 河口部画像

率を求めることで、河口幅、右岸左岸端の位置を算出した。

(2) 潮位補正

写真が撮影された時刻における水位は一般に異なっているため、河口の変動を調べるには、同じ水位のときの河口幅 B 、左岸、右岸の先端の座標 X'_L 、 X'_R に補正する必要がある。そこで、1日に得られる画像のうち、最も状態の良い画像から河口幅を読み取り、斜面勾配と河口内水位をもとに潮位補正を行い T.P.0m での河口幅 B を求めた。図-2 に実測値と画像から求めた河口幅の比較を示す。河口幅の実測値と画像から求めた河口幅の誤差は概ね 2m 内に収まっている。ただし、河口部が大きく蛇行している場合は最狭部を画像で捉えることができず、誤差が大きくなってしまう。そこで、この期間のデータは以降の計算等には用いないこととする。

4. 河口幅変化モデル

(1) モデルの基礎式

河口幅変化モデルの基礎式は次式で与えられる。(兜山ら, 1994)

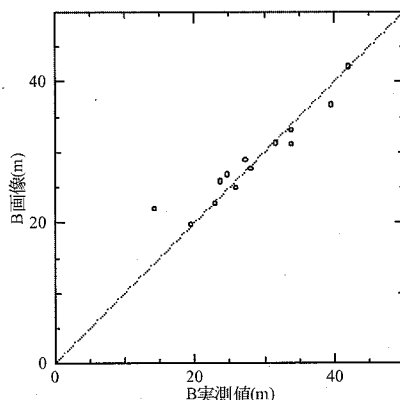


図-2 観測河口幅と実測河口幅の比較

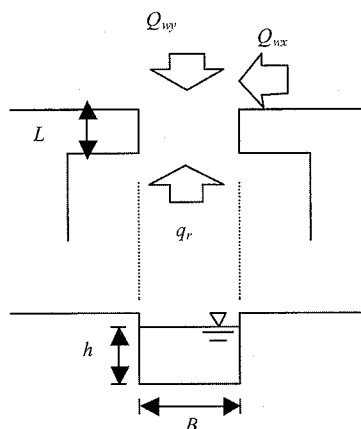


図-3 河口幅変化モデル概念図

$$(1-\lambda)Lh\frac{dB}{dt} = e_r q_r B - e_{wx}(1-\lambda)Q_{wx} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 λ は砂の空隙率、 L は河口砂州幅、 h は河口水深、 e_r は流れによる土砂排除効率、 q_r は河川流と潮汐流による掃流砂量、 e_{wx} は波浪による沿岸漂砂持ち込みの効率、 Q_{wx} は沿岸方向の漂砂量である。

本研究では短期間での変化を考慮に入れるため、このモデルに岸沖漂砂の持ち込みを考慮し、次のように考える。まず、図-3 に示すように河口部は矩形断面で水深一定と考え、河口部の地形変化は、①河川流と潮汐流による土砂の排出と、②波浪による沿岸漂砂の持ち込み、③波浪による岸沖漂砂の持ち込み、によると考える。この考えをもとに河口部での土砂の堆積保存を考慮すると、河口幅変化モデルは次式で与えられる。

$$(1-\lambda)Lh\frac{dB}{dt} = e_r q_r B - e_{wx}(1-\lambda)Q_{wx} - e_{wy}(1-\lambda)Q_{wy}B \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 e_{wy} は波浪による岸沖漂砂持ち込みの効率、 Q_{wy} は岸沖方向の漂砂量である。漂砂量式は土砂の空隙分もふくまれているので、土砂の実質体積だけを算定するために式 (1) 右辺で、 $(1-\lambda)$ を乗じている。掃流砂量式 q_r および沿岸漂砂量式 Q_{wx} 、岸沖漂砂量式 Q_{wy} はそれぞれ以下の式を用いる。

掃流砂量 q_r は Meyer Peter and Muller の式を用いて

$$\frac{q_r}{\sqrt{sgd^3}} = \begin{cases} 8(\phi > \phi_c)^{3/2} & (\phi > \phi_c) \\ 0 & (\phi \leq \phi_c) \end{cases} \quad (3)$$

ここで、 s は砂の水中比重、 d は砂の粒径、 g は重力加速度、 ϕ はシールズ数、 ϕ_c は移動限界シールズ数、 ϕ を摩擦速度で表し、摩擦速度をマニング則で表すと、掃流砂量式は次式で表せる。

$$q_r = 8\sqrt{sgd^3} \left(\frac{n^2 Q_{rm}^2}{sdh^{7/3} B^2} - \phi_c \right)^{3/2} \quad (4)$$

Q_{rm} は河口部流量、 n はマニングの粗度係数である。沿岸漂砂量式 Q_{wx} は Savage 型の式を用いて

$$Q_{wx} = \alpha |E_x| \quad (5)$$

ここで、 α は沿岸漂砂量係数、 E_x は沿岸方向のエネルギーフラックスである。 E_x は正の値をとるときが海岸線の法線よりも南からの入射である。河口内に持ち込まれる漂砂は沿岸漂砂の向きによらないとし、絶対値にしている。

岸沖漂砂量式 Q_{wy} としてはこれまで様々な式が提案されている (堀川, 1985)。ここでは、次式で表される武田・砂村 (1983) の提案式を用いた。

$$Q_{wy} = Kw_0 d \left(\frac{H_0}{d} \right)^3 \quad (6)$$

ここで、 K は係数、 w_0 は砂粒子の沈降速度、 H_0 は碎波波高である。ここで、砂粒子の沈降速度は Rubey の式から求めた。

(2) 係数の決定

式 (2) において係数 e_r 、 e_{wx} 、 e_{wy} がそれぞれの項に対する効率という形で無次元の未知数となる。画像記録装置を用いて観測した河口幅 B のデータが高頻度であることから、式 (2) 左辺の河口幅変化率 dB/dt を実測値から求めることが出来る。そこで、 e_r 、 e_{wx} 、 e_{wy} のみを未知数とすれば、それ以外の諸量はすべて既知量である。そこで、左辺と右辺に最小二乗法を適用することにより、係数 e_r 、 e_{wx} 、 e_{wy} が得られる。その際に用いたデータは、外力が大きく河口幅の変動が大きい時の観測地を用いた。

以上の方法により、本研究において七北田川の短期河

表-1 各種係数の比較

	七北田川		阿武隈川 [※]	鮫川 ^{※※}
	短期スケール	長期スケール [※]		
e_r	0.32	0.20	0.05	0.05
e_{wx}	0.56	1.00	0.25	0.07
e_{wy}	0.70	—	—	—

[※]Srivihok (2005)

^{※※}小川ら (1984)

口幅変化から得られた係数、また、以前に長期地形変動から得られている係数 (Srivihok, 2005)、さらに阿武隈川・鮫川で求められた係数 (小川ら, 1984) をまとめて表-1 に示す。

まず、七北田川と阿武隈川・鮫川を比較すると e_r 、 e_{wx} 、 e_{wy} のすべてが前者で大きな値となっている。また同じ七北田川においても、短い時間スケールで考えた場合と長い時間スケールで考えた場合を比較すると、短期変動を考えた本研究の値の方が e_r は大きくなったものの、オーダー的には近い値をとっている。 e_{wx} については今回の結果では沿岸漂砂の 5~6 割が河口砂州に影響しているということを意味している。また、短期変動を対象とした本モデルでのみ考慮した岸沖漂砂の e_{wy} については岸沖漂砂の 7 割が河口砂州の変化に影響しているとの結果を得た。

(3) 計算結果

図-4、5 に式 (2) から得られる dB/dt を次の式で積分して求めた B の計算結果を示す。

$$B = \int_0^t \frac{dB}{dt} dt + B_0 \quad (7)$$

B_0 は河口幅の初期条件である。

図-5 を見ると、観測値をよく再現しているといえる。一方、図-4 では 2004 年 12 月 26 日以降大幅にずれており、変化の傾向も逆になっている。図-6、7 に 2005 年 1 月 14 日と 6 月 1 日の河口部の地形図を示す。

2005 年の 6 月は河口砂州の形状が、図-7 のようにモデルで仮定した矩形に非常に近い形をしていたため、モデルの適用が良好であり、上手く再現できたと考えられる。一方 2004 年 12 月 26 日付近の平面的な地形情報はないが、七北田川において冬季に河川流下量が低減し波浪が卓越すると砂州の先端部が上流側に大きく押し込まれる形状になることが分かっている (兜山ら, 1994)。2004 年 12 月 26 日の一週間ほど前から河川流下量が減少し波浪が卓越していることから、おそらく図-6 のように河口砂州の先端部が上流側に押し込まれた形状をしていたと考えられる。これはモデルで仮定した形状と大きく異なっており、観測値と計算値の誤差も大きくなっている。図-6 のように河口部先端が海岸線よりも上

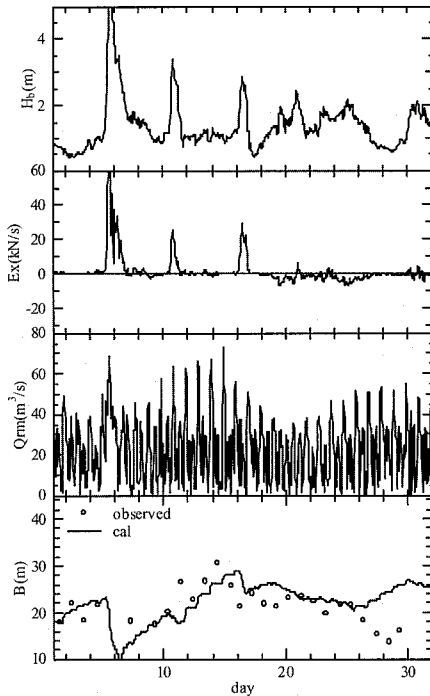


図-4 河口地形 (2004/12)

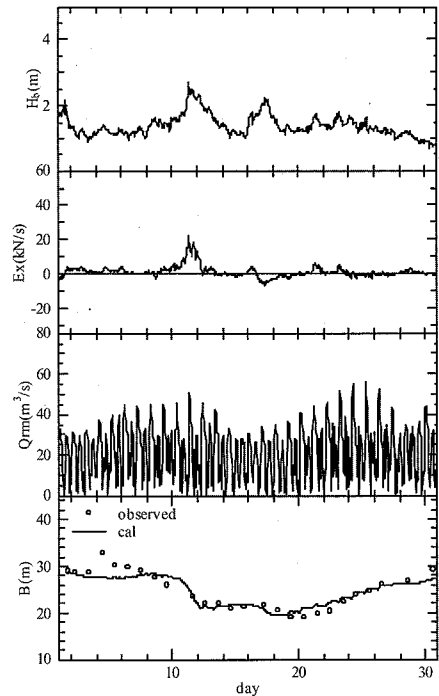


図-5 河口地形 (2005/6)

流側に押し込まれることで、波向きが同じであっても、砂州に対する波の入射角が相対的に変化し実際には右岸砂州に沿った漂砂量が多くなる。一方、計算値では式(2)の右辺第二項の沿岸漂砂量は、式(5)のように沿岸方向のエネルギーフラックスに比例し、その際の波の入射角は海岸線を基準に考えているため、式(5)で算出されたものは実際の漂砂量よりも少なく見積もることとなる。そのため、実測値の河口幅が狭まっていくのに対し、計算値は徐々に開いたと考えられる。

(4) 各砂移動量の評価

本モデルにより河口幅の変動を良好に表すことが出来た2005年6月を対象として、式(2)での右辺の各項の値、すなわち掃流砂量、沿岸漂砂量、岸沖漂砂量の河口砂州変動への寄与分(土砂の実質体積)を図-8に示した。河口砂州に持ち込まれる砂のうち沿岸漂砂と岸沖漂砂による割合は波向きによって多少の変化はあるものの、ほぼ同じくらいの割合で効いていることがわかる。

5. まとめ

本研究においては、二級河川・七北田川の河口を対象として、その地形変動に関する検討を行った。主な結果を以下に列記する。

(1)画像記録装置を河口部に設置し河口砂州の変化を定点観測することで河口幅の変動を高頻度で捉えることが

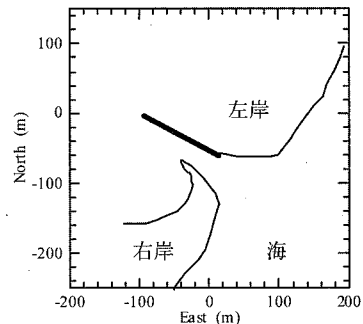


図-6 河口地形 (2005/1/14)

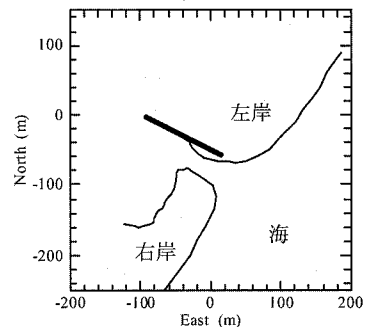


図-7 河口地形 (2005/6/1)

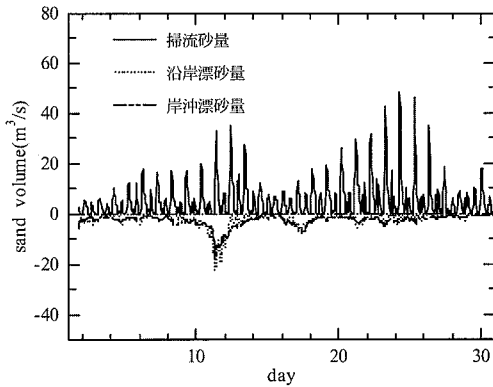


図-8 各砂移動の寄与分 (2005/6)

できた。画像記録装置を用いた観測は中小河川において不足している地形情報を得るのに有効であると言える。

- (2) 河口幅変化モデルで岸沖漂砂の項を加え、短い時間スケールでの河口変動を考えた。七北田川において、河口幅の実測値と各種外力からモデルの係数を決定し長期スケールでの係数との違いを考察した。
- (3) 観測値から求めた係数を用いて、河口幅変化モデルによる数値計算を行った。河口砂州の形状が、モデルで仮定した矩形のものと近い場合には観測値と近い値で再現できた。しかし一方で、冬季に河口砂州の先端部

が上流側に押し込まれる形状の場合は上手く再現できなかった。

謝辞：本研究を行うに当たり、宮城県仙台地方ダム総合事務所、国土交通省塩釜港湾空港工事事務所から貴重な現地データを提供頂いた。また、本研究に対して日本学術振興会科学研究費（基盤研究（B））、代表：東北大学大学院・真野 明教授、No.17360230）の補助を得たことを付記し、関係各位に対し深く謝意を表する。

参 考 文 献

- 小川由信・藤田義治・首藤伸夫(1984)：河口断面・河口地形の変化について、水理講演会論文集，第28巻，pp.129-135。
- 兜山博之・田中 仁・首藤伸夫(1994)：河口開口位置の予測モデル，海岸工学論文集，第41巻，pp.456-460。
- 川口広司・末次忠司・福留康智(2005)：2004年7月新潟県刈谷田川洪水・破堤氾濫流に関する研究，水工学論文集，第49巻，pp.577-582。
- 武田一郎・砂村継夫(1983)：砂浜海岸の堆積過程における地形変化，海岸工学論文集，第30巻，pp.254-258。
- 田中 仁(1995)：七北田川において観測された中小河川特有の河口現象，土木学会論文集，第509号/Ⅱ-30，pp.169-181。
- 堀川清司（編）(1985)：海岸環境工学—海岸過程の理論・観測・予測方法，東京大学出版会，pp.172-181。
- Srivihok,P.(2005)：Study on river mouth morphodynamics responding to wave, tide and river flow, Dr. Eng. Dissertation, Department of Civil Engineering, Tohoku University, 118p.