

# 波と流れによる阿賀野川河口砂州の形状変化について

水工学研究室 安田 剛章

指導教員 細山田 得三

## 1. はじめに

日本海に注ぐ大規模な河川の河口は、冬季の風浪、春季の融雪出水、梅雨期の大量出水、夏季・秋季の静穏期という季節的な外力の変動が明瞭であり、それによってさまざまに変形する。これに加えて 10 年に一度の大規模な出水や地震などのイベントによる短期的な変動が重なっている。阿賀野川の河口地形も同様の季節変動の影響を受け、砂州の発達とフラッシュ（消失）を繰り返している。

一般的な河口砂州の問題点として、まず砂州の形成に伴う河口閉塞により洪水時に砂州の上流部で水位が上昇し、水害が発生しやすくなる。また、砂州に土砂が溜まることにより、河口部付近の飛砂、船舶の安全な航行への支障などの影響がある。逆に砂州が取り除かれると塩水遡上が促進され、取水施設や農産物への被害が懸念され、また、河口部の生態系の攪乱が生じる。近年、日本海側の河川では融雪出水の減少によると推測される河口砂州の上流側への移動と発達を観測されており、開口幅も狭くなっている。河川管理上、流れや波の外力による河口砂州の動態の把握が重要である。河口部は河川流と海岸における波動という 2 つの外力が同時に作用しており、その力学的な特性を把握することが困難である。

## 2. 研究目的

河口域における既存の研究は大きく 2 つに分けられる。1 つは、河口の形状が河川水に与える問題に関する研究であり、河口砂州が洪水時の流下能力をどの程度阻むのか、塩水遡上をどの程度抑止するのか等を考える。もう 1 つは流れや波による河口の地形の発達と消失に関する研究である。この研究はフラッシュ現象を再

現して、治水安全性を検討するものや、海岸波動モデルによる砂州の形状を再現する研究である。本研究は後者であり、主に数値モデルを用いて河川流と波による河口地形変化について検討を行う。

星野<sup>1)</sup>は、数値モデルを用いて、一様勾配地形を持つモデルでの河口域の波、流れを表現した。また、多方向不規則波と海浜流による漂砂と河川流を外力として地形変化計算を行い河口砂州の表現をした。本研究ではつづけて、それを発展させ、阿賀野川の河口域の実地形に対して、波動場数値計算を行い、より阿賀野川河口の実海域に近い砂州の動態を把握することを目的とした。

## 3. 数値計算方法

沖からの入射波の条件に対しては、多方向不規則波を用いた。まず方向スペクトルの形状を決定し、それに応じた造波信号を作成して造波した。波は、修正ブシネスク方程式を用いて計算し、底質移動とこれに伴う海底地形変化の計算は、浮遊砂と掃流砂を海浜流の特性量を連結させて計算を行った。以上に示した計算を時間発展させる際には、波動場、海浜流場、海底地形変化の支配方程式を 1 つの時間ステップ内で計算して、各要素が互いに影響しながら時間発展するようにした。

### 3.1 波動場の計算

平面 2 次元の波浪場における基礎方程式は、連続式(1)と修正ブシネスク方程式(2)、(3)である。

連続式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

運動量方程式

$$\begin{aligned} & \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + MD \\ & = \left( B + \frac{1}{3} \right) h^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 Q_x}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 Q_y}{\partial t \partial y} \right) + Bgh^3 \left( \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial x \partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_x Q_y}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q_y^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + MD \\ & = \left( B + \frac{1}{3} \right) h^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^2 Q_x}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 Q_y}{\partial t \partial y} \right) + Bgh^3 \left( \frac{\partial^3 \eta}{\partial y^3} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial y \partial x^2} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 $Q_x, Q_y$  は  $x, y$  方向の線流量、 $\eta$  は水面変動量、 $h$  は静水深、 $B$  はブシネスク方程式の形による定数 ( $=1/21$ )、 $D$  は全水深、 $t$  は時間、 $MD$  は砕波による運動量減衰項である。

砕波による運動量減衰項は式(4)、(5)を用いて計算する。

$$MD_x = v_e \left( \frac{\partial^2 Q_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_x}{\partial y^2} \right) \quad (4)$$

$$MD_y = v_e \left( \frac{\partial^2 Q_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_y}{\partial y^2} \right) \quad (5)$$

ここで、 $v_e$  は渦動粘性係数であり式(6)、(7)で示される。

$$v_e = \frac{gd}{\sigma^2} f_D = \frac{\alpha_D sgd}{\sigma^2} \sqrt{\frac{g}{d} \frac{Q_s - Q_r}{Q_s - Q_r}} \quad (6)$$

$$v_e = 8 \times 10^{-4} \sqrt{gd} \frac{d}{s} \quad (7)$$

ここで、 $f_D$  は砕波減衰係数、 $\alpha_D$  は砕波帯で2.5となる係数、 $\sigma$  は角周波数、 $Q_s, Q_r$  は次式である。

$$\left. \begin{aligned} Q_s &= 0.4(0.57 + 5.3s) \sqrt{gd^3} \\ Q_r &= 0.135 \sqrt{gd^3} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ここで、 $s$  は海底勾配、 $d$  は平均水深である。本研究では、砕波帯内での地形変化の現象も対象としているため、砕波点の計算を行う必要があり、砕波点の決定は式(6)の平方根内の符号が

正であれば砕波したと判定、負であれば砕波しないと判定する。そして、砕波したと判定されれば式(4)、(5)を考慮し、式(6)の渦動粘性係数を用いて運動量方程式を解くようにした。また、砕波しないと判定した場合には式(7)を用いて、砕波による運動量減衰以外にも海底摩擦による運動量減衰も考慮した。この海底摩擦による運動量減衰は次式で計算される。

$$\tau_x = \frac{gn^2 \times U \sqrt{U^2 + V^2}}{h^{1/3}} \quad \tau_y = \frac{gn^2 \times V \sqrt{U^2 + V^2}}{h^{1/3}} \quad (9)$$

ここで、 $n$  はマンニングの粗度係数、 $U, V$  は  $x, y$  方向の断面平均流速であり、次式で示される。

$$U = \frac{Q_x}{h + \eta} \quad V = \frac{Q_y}{h + \eta} \quad (10)$$

### 3.2 海浜流場の計算

海浜流は地形変化に直接影響を及ぼす要因である。本研究では、海浜流の底面流速を数値計算における代表的な抵抗則であるバルク公式とマンニング公式の2式から底面流速を導く式を誘導し、これから求めるケースと、微小振幅波理論に基づいた伝達関数から求めるケースの2ケースについて行った。抵抗則を用いるケースは式(11)、伝達関数を用いるケースは式(12)を用いることで、底面流速を求めている。

$$u_b = \sqrt{\frac{gn^2/h^{1/3}}{f_c}} \times U \quad v_b = \sqrt{\frac{gn^2/h^{1/3}}{f_c}} \times V \quad (11)$$

$$u_b = U \times \alpha \quad v_b = V \times \alpha \quad (12)$$

ここで、 $f_c$  は海底摩擦係数、 $\alpha$  は伝達関数である。

### 3.3 底質移動及び海底地形変化の計算

海底地形の変動については、海浜流底面流速をもとに浮遊砂量、掃流砂量といった局所漂砂量を求めるモデル、式(13)、(14)を適用し、式(15)によって体積漂砂量とその分布を求めた。

$$\bar{q}_B = \frac{C_f \varepsilon_B}{(\rho_s / \rho - 1)g \tan \phi} \left( \bar{u}_b |\bar{u}_b|^2 - \frac{s}{\tan \phi} |\bar{u}_b|^3 \bar{i} \right)$$

$$\bar{q}_S = \frac{C_f \varepsilon_S}{(\rho_s / \rho - 1)g w_s} \left( \bar{u}_b |\bar{u}_b|^3 - \frac{\varepsilon_S}{w_s} s |\bar{u}_b|^5 \bar{i} \right)$$

$$\bar{q} = \bar{q}_B + \bar{q}_S$$

ここで、 $q$  は体積漂砂量、 $q_B$  は掃流砂量、 $q_S$  は浮遊砂量、 $\rho_s$  は底質の密度、 $\rho$  は水の密度、 $C_f$  は抗力係数、 $\tan \phi$  は底質の内部摩擦角、 $w_s$  は底質の沈降速度、 $\varepsilon_B, \varepsilon_S$  はそれぞれ掃流砂、浮遊砂に対する無次元定数、 $u_b$  は海浜流底面流速である。上記に示した式によって求められた体積漂砂量を局所的な勾配の影響を考慮した修正式(16)によって修正し、底質の連続式(17)で地形変化の計算を行う。

$$\bar{q}_m = \bar{q} + \varepsilon |\bar{q}| \nabla \cdot z b \quad (16)$$

$$\frac{\partial z b}{\partial t} = (\lambda - 1) \nabla \cdot \bar{q}_m \quad (17)$$

ここで、 $q_m$  は局所漂砂量、 $\lambda$  は底質の空隙率、 $z b$  は地盤標高、 $\varepsilon$  は局所的な勾配の影響を表す係数である。

#### 4. 計算条件

本研究が対象とした阿賀野川河口域の実地形を図-1 に示す。計算領域は岸沖方向、沿岸方向共に 2800m の領域を格子幅  $dx, dy=14m$  の矩形格子で覆い、沖側に造波境界を設置した。波浪条件や河川流量等の条件を変化させ計算を行った。なお、計算時間間隔は 0.1 秒である。

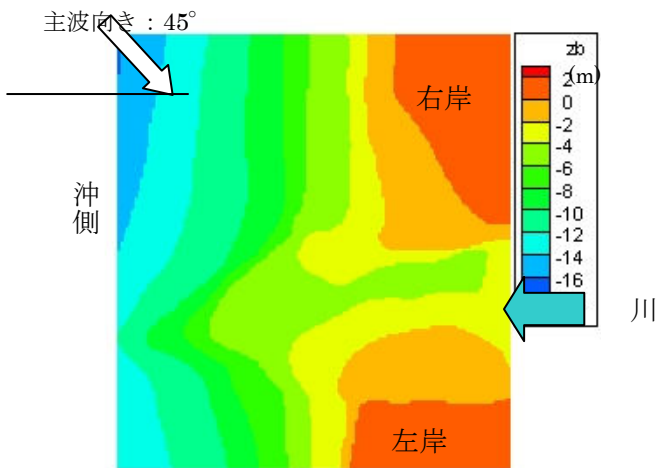


図-1 阿賀野川河口域の実地形モデル

#### 5. 解析結果

河川の流量の変化による河口砂州の変形について考察する。主波向きは  $45^\circ$ 、有義波高  $3m$ 、有義波周期  $9$  秒で、流量は  $0.0, 74.2, 371.0, 742.0 m^3/s$  の 4 ケースとする。流量  $371 m^3/s$  は、阿賀野川の馬下地点での年平均流量を想定している。

図-2 に示す流量  $371 m^3/s$  の時の底面流速の分布より、底面流速が河川の上流側へ遡上していることが確認できる。左岸汀線付近では図の下から上への流れがある。これは主波向き  $45^\circ$  で流入してくる波と河川流による作用と考えられる。

図-3 は造波開始より各流量での 120 時間後の地形を示す。3 ケースを比較すると、流量が  $0.0, 74.2, 371.0 m^3/s$  の場合に砂州が形成されている。

流量が小さいほど、砂州が長く大きいことがわかる。また、流量が小さいほど左岸側の砂州形成が早い。そして、流量が大きいほど、河口テラスの部分の砂が削られ沖に流出しているのがわかる。これより流量が大きいと、河口部では強い流れが生じることがわかる。

図-2 と図-3 より、河川によって運ばれる土砂と、波による漂砂の両者のバランスによって砂州が形成されていることがわかる。

##### 5.1 実海域の再現

昭和 53 年 6 月のフラッシュ後の地形を基準に計算を行った。主波向きを NW として造波させ、砂州の挙動を把握する。波浪条件は冬季を想定し、河川流量  $80 m^3/s$ 、波高  $3m$ 、有義波周期  $9.0s$  とした。

図-4 の 480 時間経過後の地形より、砂州が形成されているのが確認できる。図-5 は昭和 54 年 2 月の写真であり、図-4 の砂州が形成されている位置的に同じであると判断できる。実海現象を再現していると言える。480 時間(20 日)経過後も地形変

化が安定しておらず、堆積の傾向が継続した。

阿賀野川周辺の海域における波浪観測は国土交通省の全国港湾海洋波浪観(NOWPHAS)において実施されている。過去の統計によると年間を通して波向きはNNWからNW方向となっている。このために現地においては東向きの漂砂が卓越していると考えられる(黒木<sup>2)</sup>)。阿賀野川の砂州は左岸の方が強固であり、右岸よりも顕著なものとなっている。本研究のケースにおいて確認された左岸の砂州の伸張と対応していると考えられる。

## 6. まとめ

実海象波浪である多方向不規則波を造波条件とした準3次元海浜変形モデルを用いて、実地形モデル化での阿賀野川河口域の砂州形成を再現、計算することができた。また、砂州を形成する要因として、河川に遡上する流れによる漂砂と河川流が重要であると確認できた。

## 7. 参考文献

- 1) 星野雄亮(2005)：河口域を対象とした波，流れ，地形変化に関する研究，長岡技術科学大学院工学研究科修士論文。
- 2) 黒木敬司：阿賀野川河口周辺の長期的地形変化，海岸工学講演会論文集，第35巻，pp442-446。

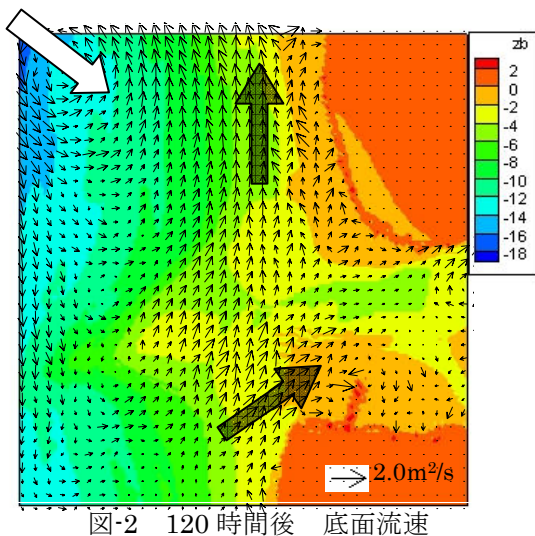


図-2 120時間後 底面流速

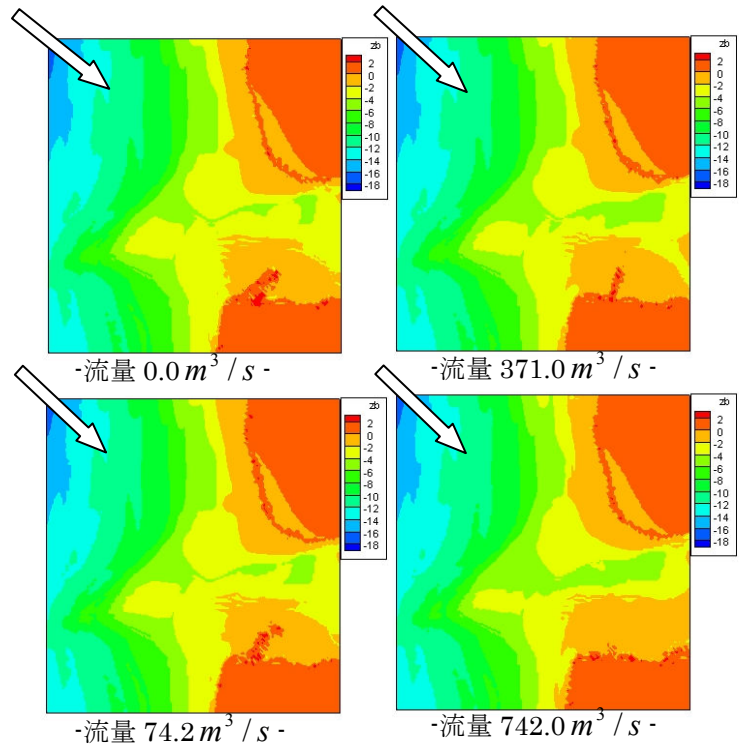


図-3 120時間後の地形 単位:(m)

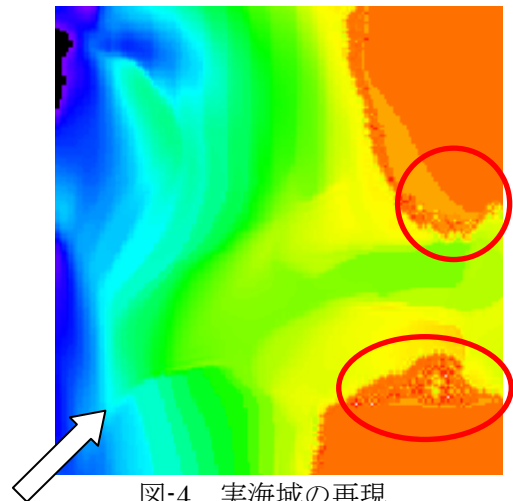


図-4 実海域の再現

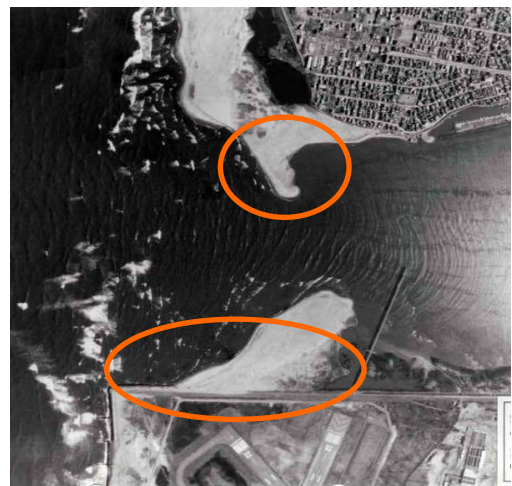


図-5 航空写真(昭和 54 年)