

洪水流と波浪による阿賀野川河口テラスの形成と消失過程の考察

竹村 吉晴¹・福岡 捷二²・渡辺 洋³

¹正会員 中央大学研究開発機構 准教授 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

E-mail: y-takemura.77m@g.chuo-u.ac.jp (Corresponding Author)

²フェロー 中央大学研究開発機構 教授 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

E-mail: sfuku@tamacc.chuo-u.ac.jp

³非会員 国土交通省阿賀野川河川事務所 調査課長 (〒956-0032 新潟市秋葉区南町14-28)

E-mail: watanabe-h84r1@mlit.go.jp

洪水流と波浪の相互作用を考慮した非静水圧準三次元解析に基づいた河口テラス形成の解析法を構築し、洪水と高波浪が同時発生した阿賀野川令和元年10月洪水による河口テラスの形成過程を検討するとともに、解析から得られた洪水後の河口テラス形状をベースに、その後の波浪による河口テラス消失過程を実測に基づき考察した。令和元年10月洪水では、洪水流と波浪の相互作用が河口部の流れや河床変動、河口テラス形成範囲・形状に大きく影響したことが、河口からの流出土砂量のほとんどが浮遊砂によることを明らかにした。さらに、河口テラス形成時に河口沖に堆積した土砂のうち、8m～10m以浅に堆積した土砂は、令和元年10月洪水後の冬季風浪を経て大部分が河口や周辺海岸に輸送される一方、8m～10m以深に堆積した土砂の輸送には長期間を要することを推察した。

Key Words : river mouth terrace, estuary, Q3D-FEBS, wave-current interaction, Agano River

1. 序論

洪水時に河口砂州フラッシュに伴い河川から大量に流出した土砂は、河口沖に堆積し河口テラスを形成する。河口テラスは、その後の波浪の作用により緩やかに縮小消失する過程で、河口及び周辺海岸に土砂を輸送する。このような河川・海岸間の土砂動態は十分に解明されておらず、河口管理と周辺構造物や海岸の保全を一体的に考える上で課題になっている。近年では、数値解析の活用により河口テラスの形成から消失までの一連の過程について定量的な検討が行われはじめている^{1,2)}。これらの検討では、第一に洪水後の河口テラス形状の算定が必要となる。しかし、河口部及びその周辺海域(河口域)では、河口砂州を迂回・越流する流れにより大規模な地形変化が生じる等、洪水後の河口テラス形状を高精度に算定することは容易でない。

近年、河川では洪水時に多点で観測された水位情報の活用、非静水圧を考慮した準三次元解析法の開発等により、河床変動解析の精度が飛躍的に向上している³⁾。このような解析技術を活用し、洪水後の河口テラス形状を高精度に算定することにより、河口テラスの形成・消失過程について信頼度の高い検討が期待できる。

阿賀野川河口部では、立山ら⁴⁾により、非静水圧準三次元解析法(GBVC法)に基づいた河口砂州フラッシュの解析法が提案されているが、波浪の影響は考慮されておらず、また河口テラスの消失過程は検討されていない。そこで本研究では、著者ら⁵⁾がこれまで構築してきた非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS)を洪水流と波浪の相互作用を考慮出来るように改良する。そして、本解析法に基づき、阿賀野川令和元年10月洪水による河口テラスの形成過程を検討するとともに、その後の波浪による河口テラスの消失過程を実測との関係から考察する。

2. 洪水流と波浪の相互作用を考慮した河口域の流れと地形変化の解析法

(1) 波・流れ共存場でのQ3D-FEBSの基礎方程式

図-1に示すように、Q3D-FEBS⁵⁾は河床面 z_0 から δz_b ($=c_{zb}h, c_{zb}=0.03$)だけ上方に底面 z_b を定義し、底面から水面までの流速鉛直分布を式(1)と式(2)で与える。これにより水深積分の運動方程式および、水面と底面上の運動方程式を解くことにより、浅水流場の三次元流れを非静水圧を含めて効率的に解析する手法である。

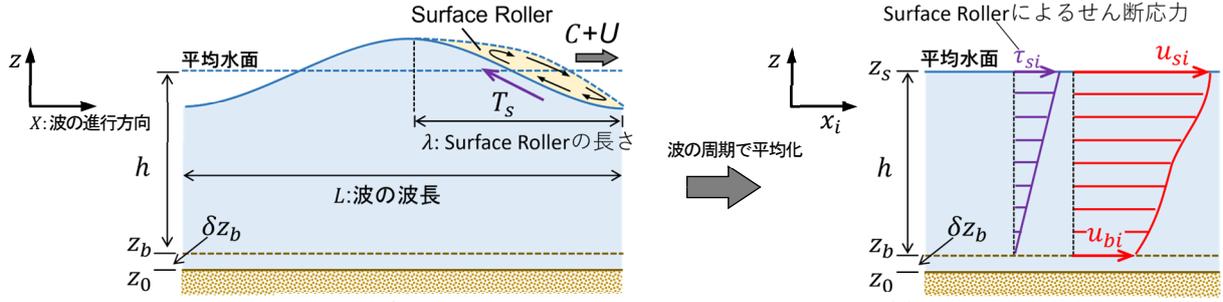


図-1 流速鉛直分布と Surface Roller によるせん断応力分布の定義図

$$u_i = (u_{si} - U_i) \cdot (12\eta^3 - 12\eta^2 + 1) + (u_{si} - u_{bi}) \cdot (-4\eta^3 + 3\eta^2) + U_i \quad (1)$$

$$w = \frac{\partial z_s}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(h \int_0^\eta u_i d\eta \right) + u_i \left(\frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \eta \frac{\partial h}{\partial x_i} \right) \quad (2)$$

$$\eta = \frac{(z_s - z)}{h} \quad (3)$$

ここに, $i, j = 1, 2$ (x, y 方向), u_i : i 方向の流速, U_i : i 方向の水深平均流速, u_{si} : i 方向の水面流速, u_{bi} : i 方向の底面流速, w : 鉛直方向の流速, h : 水深, z_s : 水位である。

波・流れ共存場の解析では, 波による流速と圧力の周期変動成分を微小振幅波理論で仮定し, 運動方程式を波の周期で平均化することにより, 波による過剰運動量流束(ラジエーション応力)が考慮される⁹⁾. 同様の手順により, 波・流れ共存場でのQ3D-FEBSの基礎方程式群を導くと以下ようになる. なお, 煩雑となるため波の周期平均を表す記号は省略しているが, 式中の変数は全て波の周期で平均したものである。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (4)$$

$$h \frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j h \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -gh \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{\partial h \bar{p}'}{\rho \partial x_i} - \frac{p'_b}{\rho} \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\partial h \bar{p}_w}{\rho \partial x_i} - \frac{\partial h \bar{u}'_i u'_j}{\partial x_j} - \frac{\partial h \bar{S}_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\partial h \bar{\tau}_{ij}}{\rho \partial x_j} + \frac{\tau_{si}}{\rho} - \frac{\tau_{bi}}{\rho} \quad (5)$$

$$\frac{\partial u_{si}}{\partial t} + u_{sj} \frac{\partial u_{si}}{\partial x_j} = -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \bigg|_s \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{p}_w}{\rho \partial x_i} - \frac{\partial \bar{S}_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\tau_{si}}{\rho h} + \frac{\nu_{ts}}{h^2} \frac{\partial^2 u_i}{\partial \eta^2} \bigg|_s \quad (6)$$

$$\frac{\partial u_{bi}}{\partial t} + u_{bj} \frac{\partial u_{bi}}{\partial x_j} = -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{\partial p'_b}{\rho \partial x_i} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \bigg|_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{p}_w}{\rho \partial x_i} - \frac{\partial \bar{S}_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\partial \tau_{bij}}{\rho \partial x_j} + \frac{\tau_{si}}{\rho h} + \frac{\tau_{bi} - \tau_{oi}}{\rho \delta z_b} \quad (7)$$

$$\bar{p}' = \frac{1}{2} \frac{p'_b}{\rho} + \frac{1}{12} U_i h \frac{\partial (w_s - w_b)}{\partial x_i} \quad (8)$$

$$\frac{p'_b}{\rho} = U_i h \frac{\partial W}{\partial x_i} + \frac{\tau_{bz}}{\rho} \quad (9)$$

$$W = \frac{1}{2} \frac{\partial (z_s + z_b)}{\partial t} + \frac{1}{2} U_i \frac{\partial (z_s + z_b)}{\partial x_i}$$

$$+ \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[h^2 \left(\frac{u_{si} - u_{bi}}{20} + \frac{u_{si} - U_i}{10} \right) \right] \quad (10)$$

$$\frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \bigg|_s = u_{si} \frac{\partial w_s}{\partial x_i}, \quad \frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \bigg|_b = u_{bi} \frac{\partial w_b}{\partial x_i} \quad (11)$$

ここに, W : 水深平均の鉛直方向流速, ρ : 水の密度, g : 重力加速度, p' : 圧力の非静水圧成分, $u'_i (= u_i - U_i)$: i 方向流速の水深平均値からの偏差成分, τ_{ij} : レイノルズ応力, ν_t : 渦動粘性係数である. $\bar{\quad}$ は水深平均の値を意味し, 下付き文字の s と b は, 水面 ($\eta=0$) と底面 ($\eta=1$) での値をそれぞれ意味する。

τ_{bi} と τ_{oi} は, 底面および河床面に作用するせん断応力であり, それぞれ次式で与えられる。

$$\frac{\tau_{bi}}{\rho} = -\frac{\nu_{tb}}{h} \frac{\partial u_i}{\partial \eta} \bigg|_b, \quad \nu_{tb} = \frac{\kappa \sqrt{\tau_{oi}} / \rho h}{6} \frac{1}{\sqrt{1 + c_{zb}}} \quad (12)$$

$$\tau_{oi} = \rho c_b^2 u_{bi} \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + w_b^2} \quad (13)$$

$$c_b = \frac{C_n}{1 - 2C_n / \kappa} \sqrt{1 + c_{zb}}, \quad C_n = \sqrt{gn^2 / h^{1/3}} \quad (14)$$

ここに, $\kappa (= 0.41)$: カルマン定数, n : 粗度係数である. $\bar{\nu}_t$ と ν_{ts} は, 乱れエネルギーの輸送方程式から評価する⁹⁾.

\bar{S}_{ij} と \bar{p}_w は, 波による流速と圧力の周期変動によるラジエーション応力の水深平均値である. これらは水深方向に分布を持つためやや厳密さを欠くが, 本研究では微小振幅波理論から求めた水深平均値を水深方向に一様に与えることとした。

$$\bar{S}_{xx} = \frac{E}{\rho h} \left[\frac{kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2} \right] \cos^2 \alpha \quad (15)$$

$$\bar{S}_{yy} = \frac{E}{\rho h} \left[\frac{kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2} \right] \sin^2 \alpha \quad (16)$$

$$\bar{S}_{xy} = \frac{E}{\rho h} \left[\frac{kh}{\sinh(2kh)} + \frac{1}{2} \right] \cos \alpha \sin \alpha \quad (17)$$

$$\bar{p}'_w = -E \frac{k}{\sinh(2kh)} \quad (18)$$

ここに, α : 波の進行方向と x 方向のなす角度, k : 波数, $E (= \rho g H^2 / 8)$: 波のエネルギー, H : 波高である。

また, 図-1に示すように, 碎波帯では波の前面に Surface Roller (SR) が形成され, SR による流れへの応力伝達は, 平均水位の上昇等に影響を及ぼすことが知られて

いる⁷⁾。この影響を考慮するために、SRによる水面せん断応力 τ_{si} を考慮することにした。SRによる質量輸送は、碎波帯の戻り流れの評価に重要となるが、今回は無視することにした。 τ_{si} については、様々な評価手法が提案されているが、本研究では後述するSRエネルギーの方程式との対応から、以下のように考え定式化した。

SRのエネルギー逸散は、水面との間に作用するせん断力(図-1の T_s)により生じるものと仮定する。さらにSevendsen⁹⁾と同様に、SRは水面上を波速 C で移動するものとすれば、図-1より、波の周期平均でのSRエネルギーの逸散率は次のように表せる。

$$\varepsilon_{sr} = \frac{\int_{\lambda} T_s \cdot C dX}{L} \quad (19)$$

また、SRによる水面せん断応力の波の周期平均値は次のように定義できる。

$$\tau_s = \frac{\int_{\lambda} T_s dX}{L} \quad (20)$$

式(19)と式(20)および、SRによるせん断応力は波の進行方向に作用することを考慮すれば、SRによる i 方向(x, y 方向)の水面せん断応力は次式で与えられる。

$$\frac{\tau_{sx}}{\rho} = \frac{\varepsilon_{sr}}{C} \cos\alpha, \quad \frac{\tau_{sy}}{\rho} = \frac{\varepsilon_{sr}}{C} \sin\alpha \quad (21)$$

ここに、 α : x 軸を基準としたSRの進行角である。

(2) 波浪場の解析方法

波浪場の解析には、海浜変形解析等で使用されるエネルギー平衡方程式に非定常項を加えた式(22)を用いた。これにより、洪水時に時々刻々と変化する波浪場を洪水流とともに相互作用を考慮して解析する。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial v_i E}{\partial x_i} + \frac{\partial v_{\theta} E}{\partial \theta} = -\varepsilon_b \quad (22)$$

$$v_x = U + C_g \cos\theta, \quad v_y = V + C_g \sin\theta \quad (23)$$

$$v_{\theta} = \frac{C_g}{C} \left(\sin\theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos\theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (24)$$

$$\frac{C_g}{C_0} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right], \quad C_0 = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad (25)$$

ここに、 C_g : 群速度、 ε_b : 碎波による波のエネルギー逸散率、 θ : x 軸を基準とした波向角である。 ε_b はDally and Dean¹⁰⁾を参考に評価する。

$$\varepsilon_b = \frac{K_g C_g (E - E_s)}{h} \quad (26)$$

ここに、 K_g : 碎波によるエネルギー減衰係数である。 E_s は碎波後の波のエネルギーであり、碎波後の波高 $H_s = \Gamma h$ から求める(Γ : 碎波による波高減衰係数)。

SRエネルギーは、田島⁸⁾により提案されたSRエネルギーの方程式を用いて評価する。本モデルでは、碎波により消失した波のエネルギーの半分が、SRエネルギーに供給されることになる。

$$\frac{\partial E_{sr}}{\partial t} + \frac{\partial (U_i + C_i) E_{sr}}{\partial x_i} = \frac{1}{2} \varepsilon_b - \varepsilon_{sr} \quad (27)$$

$$C_x = \sqrt{gh} \cos\alpha, \quad C_y = \sqrt{gh} \sin\alpha \quad (28)$$

$$\varepsilon_{sr} = \frac{K_g E_{sr} C}{h} \quad (29)$$

ここに、 E_{sr} : SRエネルギー、 ε_{sr} : SRのエネルギー逸散率である。

(3) 地形変化の解析法

地形変化の解析には、立山⁴⁾が阿賀野川河口部で検討を重ねてきた手法を用いることとし、平衡流砂量式(芦田・道上式)と浮遊砂の三次元移流拡散方程式に基づき計算する。掃流力は河床および海底面の局所勾配の影響を考慮した次式で評価する¹¹⁾。

$$\tau_{*ki} = \frac{1}{(\rho_s - \rho) g d_k} \left(\tau_{0i} - \frac{\tau_{ck}}{\mu_s} \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \right) \quad (30)$$

ここに、 τ_{*ki} : 粒径 k の i 方向の無次元掃流力、 μ_s : 静止摩擦係数、 d_k : 粒径、 ρ_s : 砂の密度、 τ_{ck} : 粒径 k の平坦河床における限界掃流力である。河床高および海底高の変化は、掃流砂と浮遊砂の影響を考慮した次式で計算する。

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = -\frac{1}{1 - \lambda_0} \left(\frac{\partial q_{bki}}{\partial x_i} + q_{suk} - c_{sbk} w_{0k} \right) \quad (31)$$

ここで、 λ_0 : 空隙率、 q_{bki} : 粒径 k の i 方向の単位幅掃流砂量、 q_{suk} : 粒径 k の単位面積・単位時間あたりの浮遊砂巻き上げ量、 c_{sbk} : 粒径 k の底面浮遊砂濃度、 w_{0k} : 粒径 k の沈降速度である。洪水時の河口域の土砂移動量については、洪水による河口からの土砂移動量が決定的に大きいことから、本研究では波による土砂移動は考慮せず、河口域の地形変化を解析することとした。

3. 洪水流と波浪による阿賀野川河口テラスの形成と消失過程の考察

(1) 令和元年10月洪水の概要と観測体制、解析条件

阿賀野川河口部では、図-2の右岸沿いの○印の地点で水位計が設置されている。図-2の赤枠の範囲では、洪水



図-2 解析範囲と観測体制

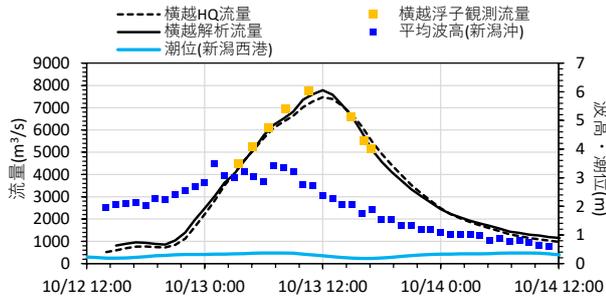


図-3 令和元年10月洪水時の流量, 波高, 潮位の関係

表-1 解析に用いた粗度係数

	低水路	左岸高水敷	右岸高水敷
10.0k-16.0k	0.03	0.03	0.03
10.0-2.5k	0.026	0.03	0.03
2.4k-0.5k	0.022	0.03	0.03
0.5k-河口域	0.014	-	-

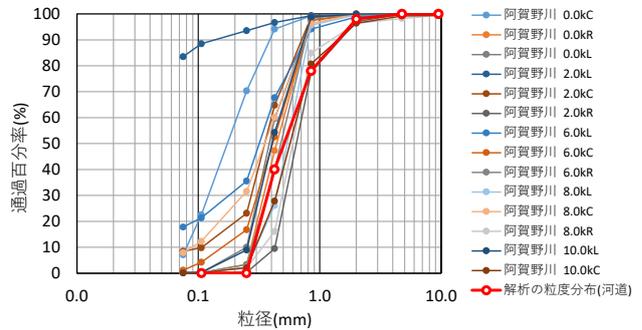


図-5 解析で用いた粒度分布

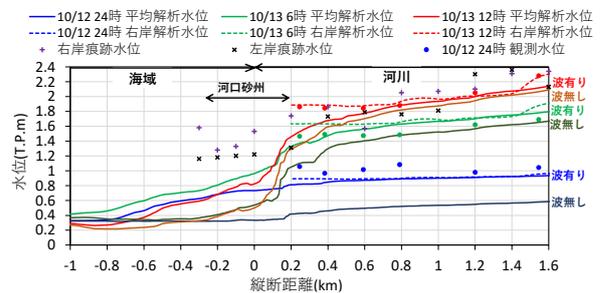
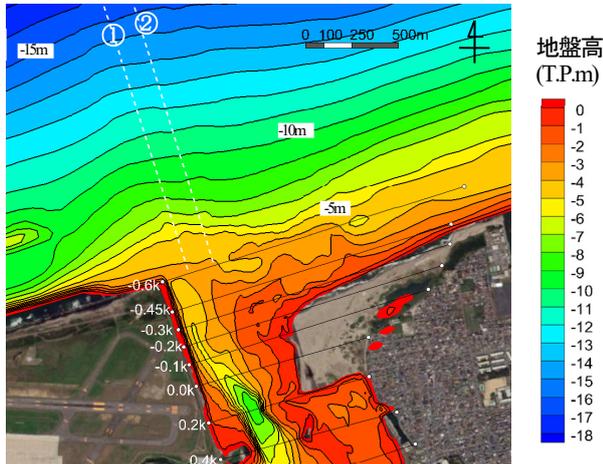
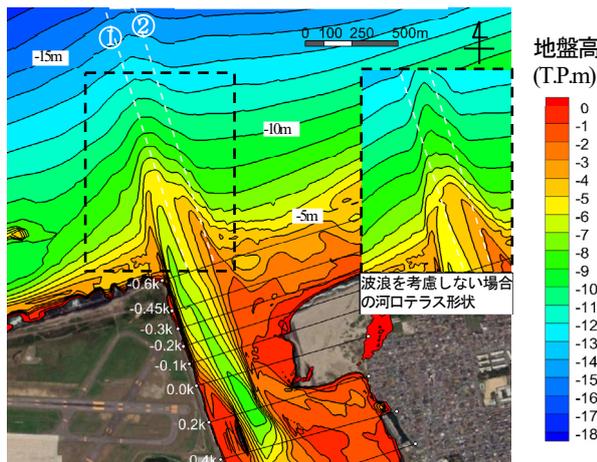


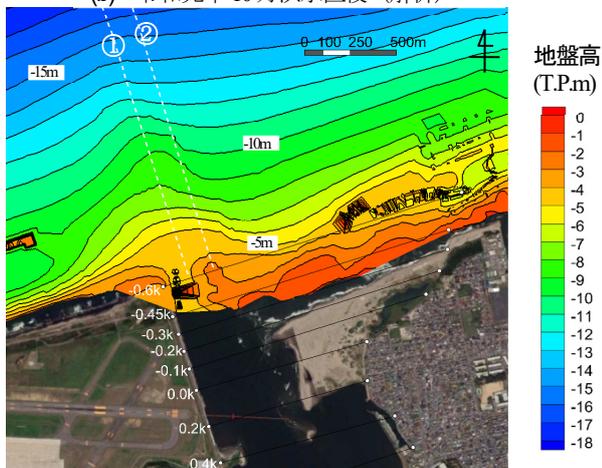
図-6 令和元年10月洪水時の観測水位と解析水面形の比較



(a) 令和元年7月(観測)



(b) 令和元年10月洪水直後(解析)



(c) 令和2年7月(観測)

図-4 令和元年7月, 令和元年10月洪水直後, 令和2年7月の河口域の地形コンター

前の令和元年6月と洪水後の令和元年10月に約50m間隔で横断測量が行われている。また, 河口部周辺の海域では, 経年的に深浅測量が実施されている。対象とした令和元年10月洪水は台風19号に起因し, 図-3に示すように, 阿賀野川河口部で洪水と高波浪が同時発生した。

解析範囲は, 図-2の白点線の範囲とした。令和元年6月の横断測量と令和元年7月の深浅測量から洪水前の地形を図-4(a)のように作成し, 横越(13.5km)の観測水位ハイドログラフ, 新潟沖の平均波高(周期8.25s)・波向(北北東~北北西)と潮位を境界条件として, 令和元年10月洪水(2019/10/12 15:00~2019/10/16 0:00)による河口テラスの形成を解析した。表-1に解析で用いた粗度係数を示す。波浪場の解析では, 既往研究¹⁰⁾を参考に, 河口部における実測の水面形と洪水後の地形を良好に再現する値として, $K_g=0.17$, $\Gamma=0.35$ を用いた。

河床と海底の粒度分布は, 下記のように設定した。河口砂州は比較的均質な砂で構成されるため, 0.0km~海域および河口砂州上では0.43mmの中砂を一様に与えた。0.0kmより上流の河道区間では, 図-5に示す細礫を含む粒度分布を与えた。河床変動解析の上流端境界条件としては, 横越(13.5km)の1km上流の地点において平衡流砂量(掃流砂), 平衡濃度(浮遊砂)を与えた。

(2) 解析結果

図-6は, 河口部における解析水面形と観測水位の比較

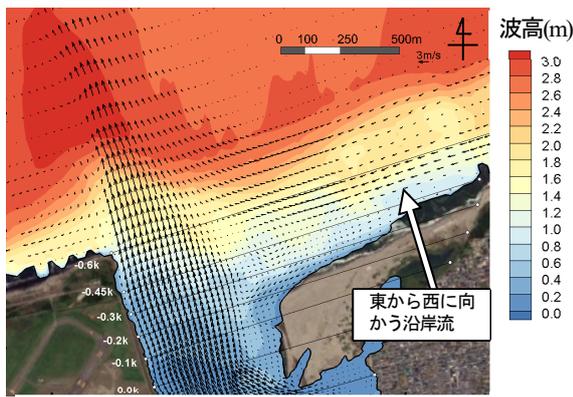


図-7 河口部の水深平均流速と波高の解析結果 (令和元年10月13日8時)

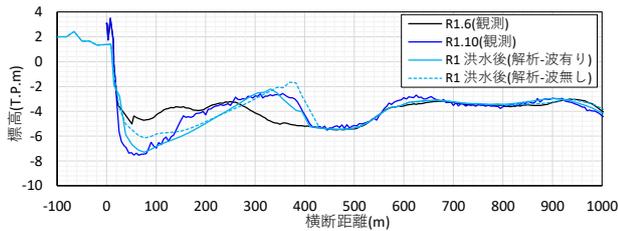


図-8 -0.6km地点における令和元年10月洪水前後の観測横断面形状と洪水後の解析横断面形状

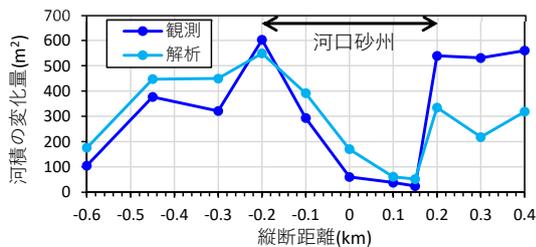
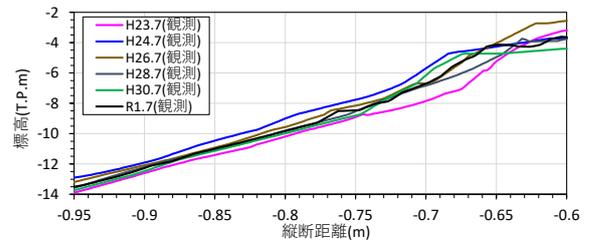


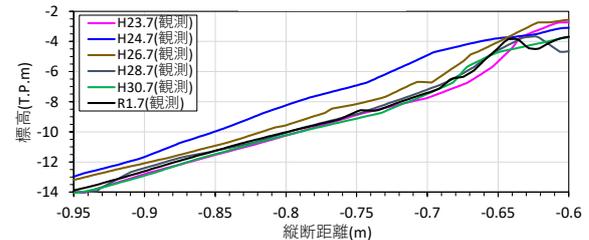
図-9 -0.6kmから0.4km区間における観測と解析による洪水前後での河積の変化量の比較

である。河口部の水位計は右岸側に設置されているため、断面平均の水面形(実線)に加え、右岸堤防際の解析水面形(点線)を示している。比較のため、波の影響を考慮しない場合の解析水面形を同系色の実線で示している。波の影響を考慮しない場合は、特に流量の低い時間帯において、実測に比して水位が低く計算される。図-7は、令和元年10月洪水時に最大波高の観測された13日8時の河口部における水深平均流速と波浪場の解析結果である。波浪の影響を受けて、東から西に向かう沿岸流が生じており、河口付近の流れに影響を与えている。このような洪水流と波浪の相互作用の影響を考慮することにより、図-6に示した本解析法の水面形は、実測の水面形を良く説明している。また、図-3に黒の実線で示した解析流量ハイドログラフは観測流量とほぼ一致する。

図-4(b)は、本解析法による令和元年10月洪水直後の河口域の地形である。図-4(a)に比べ、河口付近の舌状の等高線が沖方向に延伸しており、河口テラスを形成していることが分かる。また、右岸側に発達した河口砂州は上流面が侵食される程度でほとんどフラッシュされず、河口砂州を迂回した流れが左岸側に集中し、左岸河床が大きく洗掘されている(図-8)。図-9は、洪水直後に横断測



(a) 測線①



(b) 測線②

図-10 図-4の測線①, ②における河口テラスの縦断形状

量の実施された-0.6km~0.4kmの各測量断面において、洪水前後での河積の変化量を実測と解析で比較している。この区間は、非出水時に波浪により土砂が堆積する区間であり、洪水流による洗掘を受けて河積が増大する傾向にある。解析はその特徴を良く捉えている。図-9の実線を縦断的に積分し、-0.6km~0.4kmの河床変動量を求めると実測32.5万 m^3 、解析31.7万 m^3 となり、ほぼ一致する。

ここで、洪水流と波浪の相互作用が河口テラスの形成に与えた影響について考察する。図-4(b)右側の黒点線の枠内に、波浪を考慮しない場合の河口テラスの解析結果を示している。左側の波浪を考慮した場合と比較すると、河口テラスの形成範囲や形状が大きく異なることが分かる。特に台風性の洪水では、河口テラスの形成に洪水流と波浪の相互作用が大きく影響するものと考えられ、その算定法の開発は河川・海岸間の土砂動態の解明において重要と言える。

本節で示したように、本解析法は、河口部の水面形、河床変動等を良好に再現出来ている。以下では、本解析結果が河口域での現象を再現出来ているものとして、令和元年10月洪水による河口テラスの形成過程と、その後の波浪による河口テラスの消失過程を考察する。

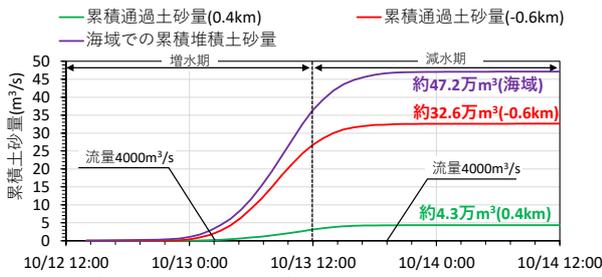


図-11 令和元年10月洪水時の-0.6km,0.4km地点の通過土砂量の累積値と、海域での堆積土砂量の累積値

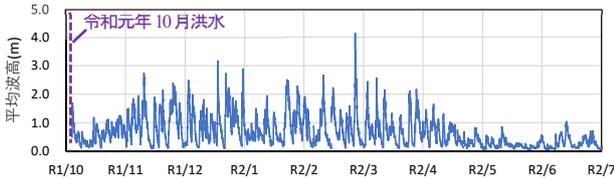


図-12 令和元年10月洪水後から令和2年7月までの新潟沖における平均波高の観測値

(3) 阿賀野川河口テラスの形成・消失過程の考察

図-4(c)は、洪水発生から9カ月後の令和2年7月に行われた深浅測量に基づき作成された河口域の地形コンターである。図-10は、図-4の測線①、②における各時点の縦断形状を平成23年以降の観測結果とともに示す。

図-10(a), (b)上段は、平成23年7月から令和元年7月までの実測の縦断形状の変化を示す。阿賀野川では平成23年9月に既往最大洪水(横越:約10,700m³/s)が発生し、大量の土砂が河口沖に堆積した(ピンクの実線から青の実線)。その後、令和元年7月までに生じた洪水は平成27年9月洪水(横越:約6,000m³/s)が最大であり、平成28年7月以降は縦断形状が安定している。本研究が対象とする令和元年10月洪水は、このような状況で発生した。

まず、令和元年10月洪水による河口テラスの形成過程を考察する。図-4(a)と図-4(b)および、図-10下段に示す令和元年7月(黒の実線)と令和元年10月洪水直後(青の実線)の縦断形状の比較から、令和元年10月洪水により河口テラスが形成され、海底面が最大で3m程度上昇している。図-11は、阿賀野川最下流の-0.6km地点と河口砂州直上流の0.4km地点での令和元年10月洪水時の通過土砂量と、海域での堆積土砂量の累積値である。-0.6km地点の通過土砂量は、流量が平均年最大流量(約4000m³/s)を超えたあたりから急増し、その累積値は最終的に約32.6万m³に達する。海域での堆積土砂量の累積値は、最終的に約47.2万m³となり、-0.6km地点の通過土砂量より大きい。これは、図-7に示したように洪水流が高流速を保ったまま海へと流出するため、海域で洗掘が生じ、これにより土砂移動が生じるためである。一方、0.4km地点の通過土砂量の累積値は約4.3万m³と小さい。このことから、阿賀野川河口テラスは、洪水時に河口付近から輸送された土砂によって大部分が構成されるものと考えられる。また、-0.6km地点の通過土砂量の約96%

を中砂0.43mmが占め、内訳は浮遊砂が約86%、掃流砂が約9%であることから、河口テラスの形成に浮遊砂が重要な役割を持つことが分かる。

次に、令和元年10月洪水直後から令和2年7月での河口テラスの消失過程を考察する。図-12は、令和元年10月洪水直後から令和2年7月までの新潟沖の観測平均波高を示している(河川流量は、1500m³/s程度の出水が4回発生)。図-10(a), (b)下段に示す令和元年10月洪水直後(青の実線)の縦断形状は、令和2年7月(赤の実線)の縦断形状よりも全体的に高く、図-12に示した冬季風浪による河口テラスの消失に伴い、河口沖の縦断形状が青の実線から赤の実線に変化したと解釈できる。図-10(b)下段に着目すると、令和元年10月洪水時に河口テラスに堆積した土砂(青の実線と黒の実線に囲まれた部分)のうち、8m~10m以浅に堆積した土砂の大部分は、令和2年7月までに河口および周辺海岸に輸送されたことが分かる。その移動量を図-4(b)と図-4(c)の差分から計算すると、令和元年10月洪水時に海域に堆積した土砂の約67%になる。一方、図-10下段の8m~10m以深の縦断形状を令和元年10月洪水直後(青の実線)と令和2年7月(赤の実線)、令和3年7月(橙の実線)と比較すると、経年的に岸に向かい後退する様子が確認できるものの、その速度は遅い。8m~10m以深の海域では、発生頻度の低い高波浪時に土砂移動が生じ、洪水時に堆積した土砂が河口及び周辺海岸に輸送されるまでに長期間を要するものと推察される。

現在、阿賀野川河口部では、右岸側の河口砂州の拡大により、洪水時に左岸の護岸沿いを主流が走り、比較的沖合まで土砂が輸送される傾向にある。このことは、短期的には周辺海岸への土砂供給量を減じる恐れがある。左岸深掘れ部の固定化と右岸河口砂州の拡大は河口管理の懸案事項であり、これらの解消は、周辺海岸の保全の面からも好ましいものと考えられる。

4. 結論

本研究で得られた主要な結論を以下に述べる。洪水と高波浪が同時に発生した令和元年10月洪水では、洪水流と波浪の相互作用が河口テラスの形成範囲・形状に大きく影響したことを明らかにした。また、河口テラスは、洪水時に河口付近から輸送された土砂により大部分が形成され、これには浮遊砂が重要な役割を果たすことを示した。さらに、河口テラスの形成に伴い河口沖に堆積した土砂のうち、8m~10m以浅に堆積した土砂は、洪水後の冬季風浪を経て大部分が河口や周辺海岸に輸送される一方、8m~10m以深に堆積した土砂の輸送には長期間を要することを推察した。

REFERENCES

- 1) 榎田真也, 根岸和憲, 由比政年: 手取川河口域における洪水・波浪による地形変化及び土砂移動過程, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.75, No.2, pp. I_631-I_636, 2019. [Umeda, S., Negishi, K. and Yui, M.: Numerical study on morphological change and sediment transport at the mouth of Tedoru River, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B2 (Coastal Engineering), Vol.75, No.2, pp.I_631-I_636,2019.]
- 2) 兵藤 誠, 中平 歩, 口石考幸: 相模川河口砂州周辺のフラッシュ及び再形成過程の動的な土砂移動現象の分析と河口砂州管理, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.77, No.2, pp. I_673-I_678, 2021. [Hyodo, M., Nakahira, A. and Kuchiishi, T.: Dynamic sandbar flushing & reformation mechanisms and riverbed management at estuary area of the Sagami River, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), Vol.77, No.2, pp.I_673-I_678, 2021.]
- 3) 福岡捷二: 実務面からみた洪水流・河床変動解析法の最前線と今後の調査研究の方向性, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.253-258, 2014. [Fukuoka, S.: Forefront of analysis methods for flood flows and bed variations and prospects of sediment transport research, *Advances in River Engineering*, JSCE, Vol.20, pp.253-258, 2014.]
- 4) 立山政樹, 福岡捷二, 石川俊之: 大規模洪水による河口砂州の開口機構に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.74, No.4, pp.I_715-I_720, 2018. [Tateyama, M., Fukuoka, S. and Ishikawa, T.: Study on flushing mechanism of river mouth sandbar due to large flood, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), Vol.74, No.4, pp.I_715-I_720, 2018.]
- 5) 竹村吉晴, 福岡捷二: 波状跳水・完全跳水及びその減勢区間における境界面(水面・底面)上の流れの方程式を用いた非静水圧準三次元解析(Q3D-FEBS), 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.1, pp.61-80, 2019. [Takemura, Y. and Fukuoka, S.: Analysis of the flow in undular and hydraulic jump stilling basins using non-hydrostatic quasi-three dimensional model considering flow equations on boundary surfaces, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), Vol.75, No.1, pp.61-80, 2019.]
- 6) 本間 仁, 堀川清司: 海岸環境工学 海岸過程の理論・観測・予測方法, 1985. [Honma, H. and Horikawa, S.: 海岸環境工学 海岸過程の理論・観測・予測方法(title in Japanese), The University of Tokyo Press, 1985.]
- 7) 黒岩正光: 準 3 次元海浜流数値モデルの開発とその適用性に関する研究, 鳥取大学博士論文, 1999. [Kuroiwa, M.: 準 3 次元海浜流数値モデルの開発とその適用性に関する研究(title in Japanese), Tottori University Doctoral Thesis, 1999.]
- 8) 田島芳満, Madsen, O.: Surface Roller による影響を考慮した戻り流れの鉛直分布のモデリング, 土木学会論文集, No.803, II 73, pp.133-144, 2005. [Tajima, Y. and Madsen, O.S.: Modeling surface rollers and undertow velocity profiles, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, No.803, II73, pp.133-144, 2005.]
- 9) Sevendsen, I.A.: Mass flux and undertow in a surf zone, *Coastal Engineering*, Vol.8, pp.303-329, 1984.
- 10) Dally, W. R. and Dean, R. G.: Wave height variation across beaches of arbitrary profile, *Journal of Geophysical Research*, Vol.90, No.C6, pp.11917-11927, 1985.
- 11) 福岡捷二, 山坂昌成: 直線流路の交互砂州, 水理講演会論文集, Vol.27, pp.703-708, 1983. [Fukuoka, S. and Yamasaka, M.: Alternating bars in a straight channel, *Proceedings of the Japanese conference on hydraulics*, JSCE, Vol.27, pp.703-708, 1983.]

(Received March 16, 2023)

(Accepted July 20, 2023)

A STUDY OF THE FORMATION AND EROSION PROCESSES OF THE RIVER MOUTH TERRACE IN THE AGANO RIVER BY FLOOD FLOWS AND WAVES

Yoshiharu TAKEMURA, Shoji FUKUOKA and Hiroshi WATANABE

Based on the non-hydrostatic quasi-3D flow model (Q3D-FEBS), an analysis method for river mouth terrace formation was developed considering wave-current interaction, three-dimensional flows, bed load and suspended load in the estuary. The formation of the river mouth terrace during the 2019.10 flood of the Agano River was analyzed by this method, and the formation and erosion processes of the river mouth terrace was discussed based on the calculation results and observation data in the river and coastal area. From these investigations, we revealed following results. The interaction between the flood flows and waves had a significant influence on the flows and bed variations at the river mouth, and the terrace formation at the offshore of the river mouth. Most of the sediment discharged from the river mouth was composed of suspended load (0.43 mm). And it is assumed that most of the sediment deposited at offshore of the river mouth of shallower than 8 to 10 m during the terrace formation was transported to the river mouth and surrounding coast area by the high energy winter waves after the 2019.10 flood.