大規模河川の河口から放出される 土砂の海底への沈降と堆積過程の計算

-大河津分水路の河口を対象として-

NUMERICAL STUDY OF SETTLING AND TRANSPORT OF SEDIMENT
DISCHARGED FROM LARGE RIVER MOUTH
- AN APPLICATION TO THE OKOZU RIVER MOUTH -

大竹剛史¹・AYURZANA BADARCH²・細山田得三³

Takeshi OTAKE, Ayuruzana BADARCH and Tokuzo HOSOYAMADA

¹学生会員 長岡技術科学大学大学院 工学研究科 建設工学専攻 (〒940-2188 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

²非会員 工修 長岡技術科学大学大学院 工学研究科博士課程 エネルギー環境工学専攻

³正会員 工博 長岡技術科学大学 環境社会基盤工学 教授

Estuaries of the large river discharge river waters and sediment to the sea. The discharged sediment is mainly the wash load, which is affected by density currents, tide, inertia forces of river discharge. Sediment which has repulsive force in pure water, lost electrical charge when it meets sea water and finally made flocculation caused by molecular attractive force. To understand distribution of the sediment in sea bottom, above mentioned phenomena should be included in numerical simulation algorithm for sediment transport model. In this study, a numerical algorithm for sediment particle transport under the effects of flocculation is originated. The algorithm is mainly based on the Lagrangian method. The performance of the numerical method is confirmed by the Lock-exchange flow in laboratory scale case. Application of the method to field scale calculation is conducted for the Okozu diversion channel in the Shinano River mouth. Settling of the sediment through the pycnocline is visualized with high resolution.

Key Words : *Sediment transport, River mouth, Density current, Salt wedge*

1. はじめに

海岸浸食が顕著な日本海側の海岸線において、信濃川の下流部（新潟県）に本川をショートカットして人工的に開削された大河津分水路の河口は、分水路によって供給される土砂が豊富であり、河口周囲に海岸線が前進している区域が目立っている（図-1）。大河津分水路は通水後約90年を経過しており、その間の汀線前進を引き起こす重要な供給源となっている。日本海側の海岸は、いずれも冬期には季節風による日本海特有の冬期風浪が来襲し、春期には融雪出水、夏期には梅雨および台風による大規模な出水が生じる、という季節的なサイクルが明瞭である。

出水時に河口から放出された土砂は、粒径の大きさに依存しながら海水と混合しつつ、細かい土粒子は沖へ輸送され、最終的には未固結土砂として海底に沈降する。粗い土粒子は早く沈降し、河口周辺にとどまり、河口テラスを形成する。その後、一部は冬季風浪によって岸方向に輸送され河口周辺の土地の形成に寄与するものと見られている。

図-1 大河津分水路河口での各種鉛直分布測定

河口の土砂が長い年月を経てどの様に地形を形成していくかを調べることは興味深い。関口からは河川供給土砂が重要な役割をはたしてきた大河津分水一寺泊野積海岸システムを取り上げ、堆積環境の調査を行っており、外海に面する沖浜海底に、洪水流由来の泥質堆積物が保存されることが得られている。

図-2 各測定点での塩水濃度 (psu) と濁度 (FTU)

河口は、河川水によって土砂・シルトが流入する一方、海岸からは潮汐や波浪によって塩水や漂砂が河口に輸送され、浮遊土砂が複雑に混合される場所となっている。著者らの研究グループでは過去に密度流によって生じる上昇流により海底付近の浮遊砂が塩水楔の影響を受ける可能性を示唆しており、河川からの土砂輸送の動態把握に対して密度流を考慮する必要があると考えられる²⁾。さらに、河川から輸送されてきた土砂は、塩水と接触することによって電荷およびそれに起因する反発力を失い、分子間力によって凝集し、フロックを形成して沈降する速度が速まることが知られている³⁾。宋ら⁴⁾は、移流・拡散方程式を用いて河口域における密度流と浮遊土砂の数値計算を実施しているが、オイラー的手法のため塩水に接触した履歴を記憶しながら土砂が沈降するモデルとはなっていない。そこで本研究では、大河津分水路河口における堆積土砂の生成過程に対して、密度流や凝集を考慮した土砂輸送の数値計算法の提案を目的とする。特に土砂輸送過程については、沈降速度を考慮した移流・拡散方程式と平行して粒子追跡計算を実施して海底への沈降過程について考察を行った。

2. 研究対象の調査状況

計算対象である大河津分水路河口において、近年では平成23年7月に新潟・福島豪雨による大出水が生じている。この際に大量の土砂が河口から放出され、国土交通省北陸地方整備局信濃川河川事務所では、その詳細な

地形を調査するためにナローマルチビームによる海底地形測量を実施している。また、関口らは、パイプロコアサンプリングによる海底土質の鉛直分布構造の取得及び塩水濃度、濁度、ADCPによる流速測定を実施している。図-1は関口らによって計測された海水の濁度、塩分濃度の鉛直分布の測定箇所(A-G点)であり、図-2はその測定結果である。最も岸側(A点)およびB点においては全層に渡って全く塩分が検出されず、濁度は高濃度となっている。濁度は下層部に向かって上昇する傾向を示しており、粒径の大きな粒子が沈降したためと見られる。C点の結果では、海面から2m付近から下方が海水となっており、それと同時に濁度が急激に減少していることが分かる。また2mよりも海面に近いところでは、塩分の減少とともに濁度が上昇している。この傾向はD点においても確認され、さらに沖側のE、F、G点においても確認される。また、底面に近いところの濁度は海水中であっても高い値を取る傾向があることをC、D、E点において確認できる。これは、沈降した土砂が海底に堆積しつつある状況と考えられる。以上の観測結果より、河口付近では全層が河川水であり、土砂を含んでいるが、それが沖側へ流れ出て海水と接触することによって沈降が促進され、底面に高濃度の未固結土砂を浮遊させている状況が推測できる。本研究ではこれらの流動、土砂・塩分の移流・拡散、土砂の海水によるフロック化と沈降の促進に関する数値モデルを作成した。特に浮遊粒子1つ1つの動きをラグランジュ的に追跡することによって粒子個別の属性を評価するモデルとした。

3. 数値計算手法

(1) 土砂輸送の基礎方程式

本研究では土砂輸送の計算を以下に示す 2 種類の方法を用いて行った。

a) 移流拡散方程式による土砂の計算

式(1)に示す移流拡散方程式を用いて土砂濃度の空間分布の時間発展を求めた。

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + (w - w_s) \frac{\partial c}{\partial z} = D \nabla^2 c \quad (1)$$

ここに t, x, z, u, w, c, D, w_s は、時間、水平座標、鉛直座標、水平流速、鉛直流速、土砂濃度、土砂の拡散係数、土砂の沈降速度である。土砂濃度は、河口付近の平均的な土砂を 1 とし、海側に流出することによって希釈されて 1 よりも小さくなることを想定している。ただし、底面では高濃度になるため 1 を超えることが生じる可能性はある。土砂の拡散係数は後述する乱流モデルによって計算される乱流拡散係数を与えた。沈降速度 w_s は土砂の鉛直下方への輸送を決める重要な量であり、過去から数多くの研究が行われている⁵⁰⁾。従来の研究では w_s にストークスの沈降速度を与えることが一般的と思われる。ストークスの沈降速度は土粒子の最終沈降速度であり、抵抗力和浮力と重力のバランスによって決定される。水中では最終沈降速度に至るまでの時間が十分に短いことが理論的に確認され、その値を使用することの妥当性は理解される。しかしながら、移流拡散方程式はオイラー的な解析法であり、粒子を追跡しないことを前提としているため、粒子の履歴に応じた沈降速度を考慮できないという問題がある。具体的な与え方については後述する。

b) 粒子追跡計算による土砂の計算

この方法では土砂を連続量としてではなく個別な粒子として捉え、粒子位置の時間発展を追跡していく。この方法の利点は、粒子の状況を個別的に処理することができるため、例えば 1 つ 1 つの粒子の粒径変化やその粒子が接触した塩分の量、それに伴う粒径の変化、さらに粒子ごとの沈降速度の変化をモデル化して時々刻々追うことが容易である。

粒子の移動速度は、粒子を球体と考え式(2)のような運動方程式を解く。

$$\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_{sed} \frac{d\mathbf{V}_b}{dt} = \mathbf{F}_r \quad (2)$$

ここに $\mathbf{V}_b, r, \rho_{sed}, \mathbf{F}_r$ はそれぞれ土粒子の移動速度、土粒子の半径、土粒子の密度、土粒子が流体から受ける抵抗力である。抵抗力土粒子の粒径および初期配置は正規分布および一様分布に従う乱数を発生させて求めた。抵抗力 $\mathbf{F}_r$ は以下のように表わされる。

$$\mathbf{F}_r = \frac{1}{2} \rho_w C_D \mathbf{u}_r |\mathbf{u}_r| A \quad (3)$$

図-3 計算格子と粒子追跡の計算の説明図

ここに、 ρ_w は流体の密度、 C_D は抗力係数、 A は粒子の投影面積である。 $\mathbf{u}_r$ は粒子の相対移動速度であり、流体の速度 $\mathbf{u}_r$ から粒子速度 $\mathbf{u}_p$ を差し引いた速度である。また、 $\mathbf{F}_r$ は $\mathbf{u}_r$ と平行である(図-3)。抗力係数はレイノルズ数(Re)の関数であり、一般的に使われている実験によるグラフから数値計算に利用できる関数として近似的に表示して幅広い Re に対して計算できるようにした。このため、一般的には層流の範囲で計算される C_D を乱流でも計算できるように拡張している。粒子の沈降速度については先の考察から最終沈降速度に至るまでの時間が十分に短いと考えて、式(2)で計算された鉛直方向の粒子速度に下向き沈降速度を付加することによって考慮した。

c) 基準沈降速度

土砂の沈降速度はその海底への堆積過程を議論する上で最も重要な量である。鶴谷らは、海底の泥質を形成するような微細懸濁物質の場合、沈降速度の最大値は 0.258 cm/s としており⁷⁾、ストークスの沈降速度とした場合の粒径は $55 \mu\text{m}$ である。このため、最小粒径をその 5 分の 1 程度の $10 \mu\text{m}$ 、中央粒径を $32 \mu\text{m}$ とし、中央値に対応したストークスの沈降速度 0.09 cm/s を基準とした計算を行った。

(2) 密度流の基礎方程式

密度流の運動は、式(4)に示すブシネスク近似を用いたナビエーストークス方程式(NS 方程式)および式(5)に示す非圧縮性流体の連続式を連立させて解くことができる。

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_m \frac{\partial u_i}{\partial x_m} = - \left(1 + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) g \delta_{i3} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu_i \nabla^2 u_i \quad (4)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (5)$$

ここに $u_i, t, x_i, g, \rho, \Delta \rho, p, \nu_i$ はそれぞれ、流速ベクトルの i 成分、時間、空間座標、重力加速度、淡水の密度、密度偏差、圧力、渦動粘性係数である。式(4),(5)を連立させて解く方法は非圧縮性流体の計算法として確立されている

図-4 室内実験スケール(ロックイクスチェンジ)の計算領域

反復計算による流速・圧力同時緩和アルゴリズムを用いた⁸⁾。

実現場スケールでは、計算対象領域の水平スケールに対して鉛直スケールが十分に短いためNS方程式に静水圧近似を用いて計算した。すなわち鉛直方向の運動方程式が簡略化されて静水圧を計算し、連続条件式(5)を満足するように鉛直流速を決定した。この方法では反復計算を実施する必要はないため高速化されるが、鉛直方向の加速度運動が考慮されないという欠点を有している。

密度偏差の時間発展は式(6)に示す密度偏差の移流拡散方程式を用いて計算した。流速値 u_m はNS方程式によって求められた値を用いている。密度偏差の主要な原因は水温および塩分であり、本来ならばそれらを計算して状態方程式から密度偏差を求めることが本筋であるが、温度を考慮するような長時間の計算は行わなかったため密度と塩分の移流拡散方程式と同等と考えて式(6)を用いた。

$$\frac{\partial \Delta \rho}{\partial t} + u_m \frac{\partial \Delta \rho}{\partial x_m} = A \nabla^2 \Delta \rho \quad (6)$$

式中の A は渦動拡散係数であり、以下に述べる乱流の取り扱いから算出される値を用いた。

(3) 乱流の取り扱い

本計算では、乱流モデルとしてLES(Large Eddy Simulation)を用いた。池畑ら⁹⁾は非等方型スマゴリンスキー・モデルに基づいてLESを行い、負の浮力効果を取り入れたモデルを構築しており、計算に取り入れた。格子スケール Δl やスマゴリンスキー定数 C_s 、ひずみ速度テンソル S_{ij} などを用いて乱流粘性係数 ν_t を以下のように表わした。

$$\left. \begin{aligned} \nu_t &= (c_s \Delta l)^2 \sqrt{2 S_{ij} S_{ij} \left(1 - \frac{R_i}{P_r} \right)}, & R_i &= \frac{-\frac{g}{\rho_w} \frac{\partial \Delta \rho}{\partial z}}{2 S_{ij} S_{ij}} \\ S_{ij} &= \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), & \Delta l &= \sqrt[3]{\Delta x \Delta y} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Ri は局所的に定義されるリチャードソン数であり、この

図-5 大河津分水路河口を対象とした計算領域 (模式図)

値が大きいほど安定であり、乱流の影響が小さくなることを示している。 Pr はプラントル数であり、式(7)の第一式は $Pr=1$ の場合、 Ri が1で乱流粘性係数がゼロとなる。

(4) 計算領域

本研究では、粒子追跡による計算においてブロックの形成を模した粒子サイズを計算の途中で変更するスキームを導入している。この効果を確認することを目的として室内実験スケールでの粒子の挙動を調べた。次いで大河津分水路河口の地形形状に対して前途の考察に基づいて浅水系の方程式を適用して計算を行なった。

室内実験スケールの現象にはロックイクスチェンジを対象とした。ロックイクスチェンジとは、矩形容器の左右で密度の異なる流体を入れ、中央のしきりを瞬間的に外すと密度の低い流体が上層へ、密度の高い流体が下層へと進行する現象である。初期状態は容器の上層に土粒子を配置した。水平方向の長さ200cm、鉛直方向の長さ100cmの領域で20秒間分の計算を行った(図-4)。

ブロックの形成モデルは、土粒子が塩水に触れている時間と塩分濃度を累積し、それに応じて粒径を増やすモデルを導入した。2%の塩水に土粒子が10秒間触れていると、シグモイド関数に従い最終的には2倍の大きさにまで増大するモデルとした。

実現場スケールでは、大河津分水路河口の標高データを、河川の横断方向に平均を取り断面2次元の地形データを作製した。水方向の長さ1.245km、鉛直方向の長さ14.28mの領域で10時間分の計算を行った(図-5)。ブロックの形成モデルは、室内実験スケールのブロック形成モデルと同様に、2%の塩水に土粒子が300秒間触れていると、シグモイド関数に従い最終的には2倍の大きさにまで増大するモデルとした³⁾。

4. 数値計算結果

オイラー的な手法である移流拡散方程式を用いた方法と比べると、ラグランジュ的な手法である粒子追跡の方法は、粒子ごとの特徴を個別に計算して保存できるためブロックの形成過程を表現することができる。具体的には、

図-6 ロックイクスチェンジでの土砂濃度，密度，土砂粒子の計算結果（20 秒間）

最上段は 2 秒目，以下 4 秒間隔

左段：フロック化なし，右段：フロック化あり

土粒子が塩水に触れている時間と塩分濃度を累積し，それに応じて粒子の密度を増やすモデルを考案した．そこで本研究では室内実験スケールを対象とした計算を行い粒子追跡の方法の妥当性を検証し，その後，実現場スケールを対象とした計算を行い現場への適用性について考察する．

(1) 室内実験スケール

図-6 には図-4 を初期条件としたロックイクスチェンジによる土砂濃度（等高線赤），密度（等高線青），と土砂粒子（茶色点）の時間発展状況を示す．右段はフロック化による粒径の増大が考慮されており，左段はフロック化が考慮されていない．フロック化のモデルは，仮想的に 2% の密度に 10 秒触れると 2 倍に粒径が増大すると設定した．右段・左段とも 8 秒後には淡水と塩水の境界での強いせん断力によるケルビン・ヘルムホルツ不安定によって渦が発生しており，土粒子は渦により巻き上げられていることを確認できる．左段は概ね土砂濃度の高い部分に土粒子が配置されている．右段では土粒子は塩水に触れている部分（初期に右側で上側に配置された粒子）の粒子サイズが増大し，沈降速度が上昇しており，凝集モデルなしの場合に比べて鉛直方向に土粒子が広がりを持って分布している．一番下の右段には一旦沈降した土粒子が渦によって巻き上げられている様子が示されている．

(2) 大河津分水路への適用例

図-7 は浅水型の計算方法を大河津分水路の海底地形に対して適用した結果である．沈降速度 w_s と粒径 D を変化した 3 ケースに対応したものである．コンターラインおよび土粒子の値は図-6 と同様である．計算時間は 10 時間であり，左側の流入境界（河川上流方向）から右側（沖側）の流出境界に向かって河川流が流れている．土粒子の初期分布は河口テラスより上流側の計算格子すべてに 1 格子当たり 100 個の土粒子をランダムに分布させて計算したものである．計算に用いた粒子数の合計は 98200 個であり，計算実行時間は粒子追跡を入れた場合と入れない場合で約 9.8 倍となった．コンターラインが密になっている部分は空間方向の変化が顕著であることを示している．

図-7 の最上段では河川水が海水上に乗り上げるところで土砂が鉛直上方向に押上げられて巻き上がっていることがわかる．密度躍層付近で波動状の変動も見られ，これは計算初期の変動とみられる．その後の時間では減衰し密度場はほぼ定常に近い状態である．土砂濃度と土砂粒子の動きは，3 ケースの違いに対応しており，粒径・沈降速度が一番大きい左段では土砂は急速に沈降し，河口テラスよりもやや沖側の海底に着底している．中段のケースでは粒径が小さくそのため沈降が遅れているが 5 時間経過した後は左段と同様の分布となる．右段は粒径をかなり小さくしたケースであり，粒子が浮遊状態を長く継続し，密度躍層の下部で流れによって沖側に輸送されながら急激に沈降している．この現象は図-2 の C に見られる，海水の接触と濁度の減少に対応していると思われる．このような土砂が最も沖に運ばれ海底における未固結土砂を形成しているものと考えられる．

5. まとめ

粒子追跡を行う方法では，粒子個別にレイノルズ数や抗力係数を設定でき，フロックの形成過程を表現することが容易である．これにより土砂輸送解析の新しい方向性を示した．土砂の流出は洪水などの大出水時が顕著であるが，この時の大出水時の土砂輸送の現状については観測の危険性を考慮すれば不可能に近いと考えられる．本研究では大河津分水路の渇水時に近い流量（夏季には長時間このような状況が継続する）に対する考察にとどまっている．本研究は内部流速場を明瞭に示すことが目的であり，2 次元計算に限定し 3 次元の計算は敢えて実施しなかったが，その拡張は計算時間の増大以外の困難はないと考えている．土砂粒子は流れのせん断応力が強い場合，粒径が減少するモデルも報告されており，その導入について検討したい．また， σ 座標では格子の直交性を損なう計算方法は水塊内部を浮遊する土砂輸送の理解の

図-7 大河津分水路河口付近の土砂、密度、土砂粒子の分布の時間変化（時間差：2時間）

左 $ws=0.09\text{cm/s}$, $D=54.4\sim4\mu\text{m}$, 中 $ws=0.07\text{cm/s}$, $D=32.0\sim4\mu\text{m}$, 右 $ws=0.02\text{cm/s}$, $D=12.0\sim4\mu\text{m}$

妨げとなるため、今回は考慮しなかった。しかし、土砂が海底面に着底する部分に注目する場合は考慮する必要がある。さらに、今回は定性的な評価しか行えなかったため、今後は定量的な評価の方法を検討していくこととしたい。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、地形および流量データの使用に関して便宜を図って頂いた、国土交通省北陸地方整備局信濃川河川事務所の関係各位に謝意を表す。河口における土砂の輸送過程の数値計算方法について助言を頂いた大阪市立大学理学研究科客員教授関口秀雄先生に深甚なる謝意を表す。本研究は科学研究費補助金（基盤研究(B), No. 2 3360206, No. 26289155 研究代表者：関口秀雄）のサポートを受けた。

参考文献

- 1) 関口秀雄, 山崎秀夫, 中川亮太, 石田真展, 東 良慶, 原口 強, 細山田得三: 河口砂浜海岸の堆積環境変遷における洪水土砂流出の重要性, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.69, No.2, pp. I_691-I_695, 2013.
- 2) 細山田得三, 早川典夫, 青山了士, J. F. Atkinson, 福嶋祐介: 河口における密度流と浮遊物質の輸送に関する数値計算,

水工学論文集, 第 45 巻, pp.955-960, 2001.

- 3) 柳 哲雄: 沿岸海洋学-海の中でのものはどう動くか-, 恒星社厚生閣, 1989.
- 4) 宋 元平, 小田一紀, 重松孝昌, 汪 思明: 河口域における密度流形態と最大混濁帯の 2 次元数値シミュレーション, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.471-475, 1999.
- 5) 伊勢屋ふじこ: 沈降式粒度分析の手引き, 筑波大学水理実験センター報告, No.9, pp.115-128, 1895.
- 6) 島田友典, 渡邊康玄: 2003 年 8 月洪水において二風谷ダム湖に堆積した微細粒子の沈降・浮上速度, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 61 号, pp.139-142, 2005.
- 7) 鶴谷広一, 村上和男, 入江功: 多層レベルモデルによる航路埋没の予測計算, 海岸工学論文集, Vol.36, pp.379-383. 1989.
- 8) C. W. Hirt, B. D. Nichols, N. C. , Romero : SOLA - A Numerical Solution Algorithm for Transient Fluid Flows, Los Alamos Scientific Laboratory LA-5852, pp1-50, 1975.
- 9) 池畑義人, 本地弘之: 安定成層流体中に水平に流入する負の浮力をもつ噴流の LES モデルによる解析, 日本流体力学会誌「ながれ」, Vol.19, No.5, 2000.

(2015. 9. 30 受付)