

感潮河道に形成された干潟上の流動と 浮遊土砂輸送

THE FLOW AND SEDIMENT TRANSPORT IN A TIDAL FLATS
OF A TIDAL CHANNEL

川西澄¹・横山智弥²・Mahdi Razaz³・阿部徹⁴・福岡捷二⁵
Kiyosi KAWANISI, Tomoya YOKOYAMA, Mahdi RAZAZ, Toru ABE
and Shouji FUKUOKA

- ¹正会員 工博 広島大学大学院准教授 工学研究科社会環境システム (〒739-8527 広島市鏡山1-4-1)
²学生員 広島大学大学院博士課程前期 工学研究科社会環境システム (同上)
³学生員 広島大学大学院博士課程後期 工学研究科社会環境システム (同上)
⁴正会員 国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所 (〒730-0013 広島市中区八丁堀3-20)
⁵フェロー会員 工博 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)

Suspended sediments in estuaries play a significant role in understanding ecological and engineering problems. Our knowledge about the suspended sediments transport processes is insufficient, since the flow structures are very complex. Long-duration observations of the velocity and suspended sediment concentrations were carried out, using 3 acoustic Doppler current profilers in Ohtagawa floodway. Usually, suspended sediment was transported not only toward the upstream, but also toward the banks. Sediment transport in falling tide occurred in low rates toward the center of the flood-way. Therefore, the crosswise direction to the banks which occurred in flood phase can be assumed as the dominant crosswise direction.

Key Words : *suspended sediment concentration, acoustic backscatter, mud flat, tidal flow, estuaries, extended log-fit method*

1. はじめに

広島県西部を流れる太田川は海拔1339mの中国山地を源流とし、流域面積1710km²、幹線流路延長103kmにもなる中国地方有数の河川である。太田川は図-1に示されるように河口から約9km地点で二つに分派し、大芝水門の下流では天満川、元安川などの市内派川にさらに派して流れ、祇園水門からは、太田川放水路を流れ広島湾にいたる。こうして太田川下流域には、日本でも有数の三角州地帯が形成され、上流からの土砂の流下に伴い、広島湾および河口域に干潟を形成してきた。特に太田川放水路の河岸沿いには良好な干潟が形成されており、その保全・再生が課題となっている。

この河岸干潟は海からの海水の遡上が起こる感潮域に位置し、潮汐に伴う激しい流動の変化や出水による大きな攪乱を受けていると考えられる。Uncles¹⁾らは、イギリスTavy estuaryにおいて、流速や浮遊土砂濃度の測定を行

い、大潮期の上げ潮期に干潟上の底層で高い浮遊土砂濃度となることを示している。また、川西²⁾らは、太田川放水路干潟底層において、浮遊土砂の輸送量、輸送方向

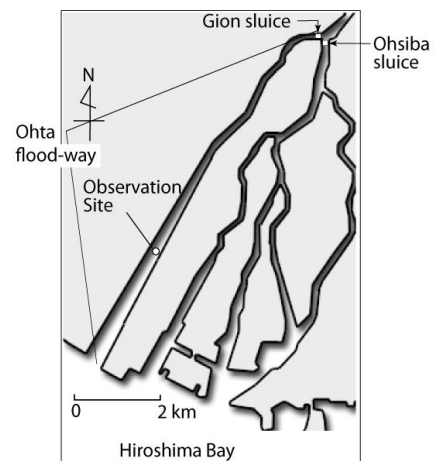


図-1 観測地点と太田川デルタ

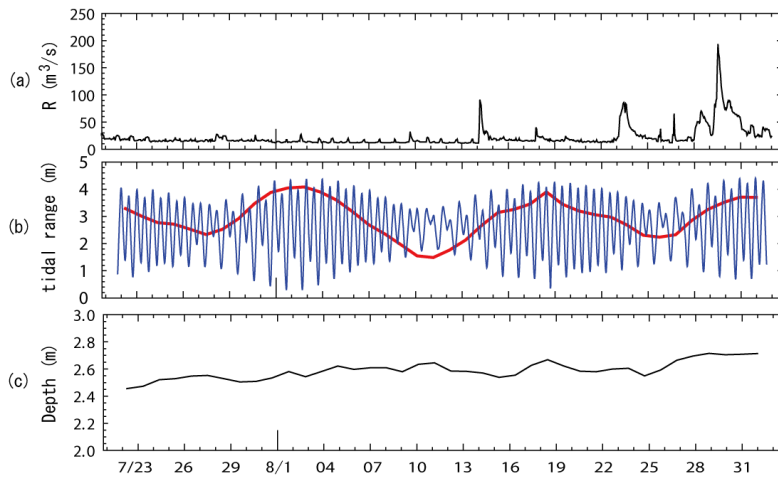


図-2 (a) 河川流量, (b) 河道中央水位(青線), 潮差(赤線), (c) 平均水深

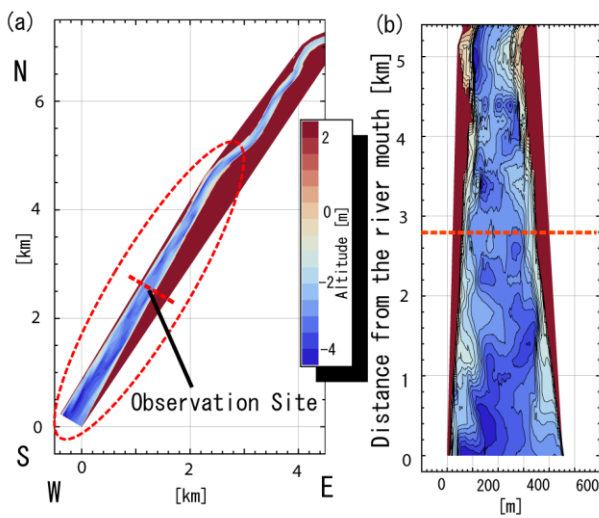


図-3 観測地点と太田川放水路河床地形

の測定を行っている。しかし、これらの観測は、底層の1点のみの観測であり、かつ、輸送の大きな大潮期のみの観測であるため、水路全体の輸送特性を把握するためには十分とは言えない。本研究では河川の両岸の干潟および河道の中央の流速、浮遊土砂濃度の長期連続測定を行い、河岸干潟上の流動特性、輸送特性の検討を行った。

2. 観測概要

太田川放水路は図-2に示されるように潮位差が最大で約4mにもなる感潮河川であり、平均水深と潮位差が同程度となっている。また、放水路上流端からの淡水流入量の変化により著しい非定常性を示す水域となっている。

図-3に示されるように太田川放水路の堤防法線は河口から5.5 km上流まで直線となっており、その両岸沿いには干潟が形成されている。本研究では河口から2.8km地点に形成されている両岸の干潟と河道中央にNortek社製の超音波ドップラー流速分布計(2MHz - Aquadopp Profiler, 以下AqPrと呼ぶ)を設置して、流速と散乱強度の鉛直分

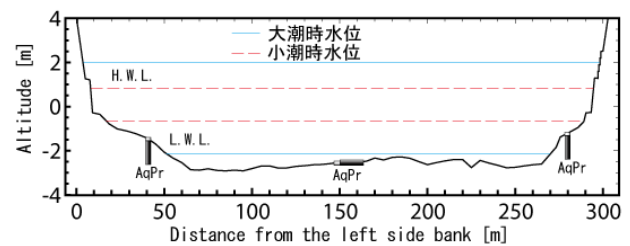


図-4 観測地点横断地形とAqPr設置状況
(河口から2.8km地点)

布を連続測定した。図-3 (b), 図-4に示される河床地形を見ても分かるように両岸に形成される干潟は河川が蛇行しながら流れているため左右対称というわけではなく、河口から2.8kmの観測地点においては左岸に約50mの幅の干潟がある一方、右岸干潟の幅は30m程度である。また、干潟の勾配は左岸側が約1/24, 右岸側が約1/11となっており、左岸側の方がより緩やかな干潟が形成されている。

本研究では図-4に示すようにAqPrを左岸干潟では左岸から約40m地点に、右岸干潟では左岸から約275m(右岸から約20m)のほぼ標高が等しい地点に埋設し、河道中央においてはSide Look型のAqPrを沈めて設置し、測定を行った。図-4に示した青線は測定期間中において潮位差が最大となったときの河道中央での大潮時の高高潮水位および低低潮水位を表し、赤点線は潮位差が最低となったときの高高潮水位および低低潮水位を表している。

測定は観測機器の数の調達上、測定期間が異なり、左岸においては2007年7月29日から8月10日、2008年8月1日から8月18日に計測し、河道中央および右岸のAqPrでは2008年7月21日から9月1日において測定を行った。

3地点ともに平均時間は180秒、セル厚10 cm, 測定間隔は20分、センサー付近の測定不能距離は左岸と右岸のAqPrについては15 cm, 河道中央のAqPrの測定不能距離は25 cmである。

3. 観測結果

(1) 流速の変動特性

図-5に河道中央における主流方向の水深平均流速 \bar{u} の経時変化を示す。主流方向流速は下流方向を正としており、図に示されるように、潮汐に応じて流速が変化していることが分かる。

また、大潮期、小潮期の流速の時空間分布を示した図-6を見ると、大潮期には上げ潮期、下げ潮期ともに最大流速発生時は低低潮時に寄っている。また、小潮期においては潮汐変動が大潮時に比べて小さいため、流速変動は大潮期と比べて小さい。

図-7に相対高さ $z/h = 0.2, 0.8$ における流速の経時変化を大潮期、小潮期それぞれ示す。ここで、 z は、AqPrの測定層の高さ、 h は水深である。これを見ると、大潮期、小潮期ともに潮汐変動に応じた流速変動を示しており、

低低潮直後の上げ潮流速が最大となり、下げ潮の流れから上げ潮の流れへと急激に変化している。また、図-8の位相平均流速の鉛直分布を見ると、上げ潮期と下げ潮期における流速分布形は異なっていることが分かる。これは浅水感潮域の特有な流速構造であり、密度成層強度の変化^{4),5),6)}に起因し発生するもので、下げ潮時の底層流速は上げ潮時の底層流速と比べ非常に小さく、このことが堆積物輸送に大きく影響している。

潮汐に応じた周期的な流れは、主流方向だけに発生しているわけではなく、図-9に示される左岸、右岸の流速経時変化をみると、横断方向流速 v についても潮汐に応じた周期的な流れが発生している。すなわち、下げ潮時に河道中央方向への流れが発生し、上げ潮時に岸方向への流れが発生している。また、勾配が緩やかな左岸側の干潟のほうが平均流速は速い。

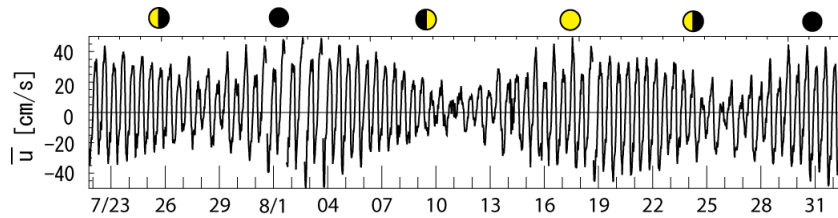


図-5 水深平均流速 (河道中央)

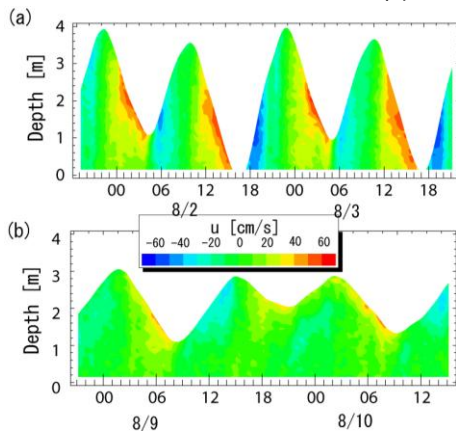


図-6 (a) 大潮期、(b) 小潮期の流速コンター図 (河道中央)

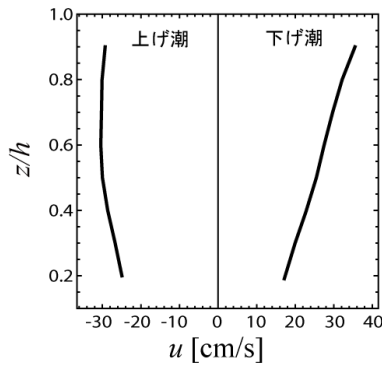


図-8 位相平均流速の鉛直分布

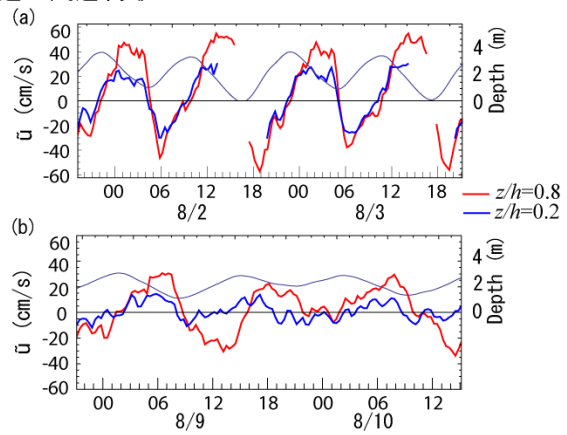


図-7 (a) 大潮期、(b) 小潮期の表層、底層の流速変動

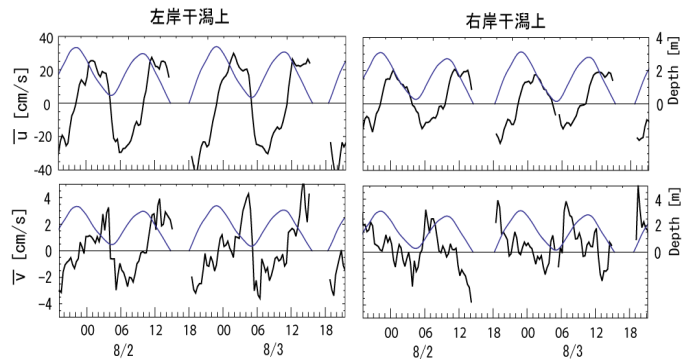


図-9 大潮期河岸干潟上の水深平均流速 上段：主流方向、下段：横断方向（それぞれ下流方向、右岸方向正）

(2) 底面せん断応力の変動特性

堆積物の巻上げの有無を判定するため、AqPrによって得られた流速鉛直分布から底面せん断応力を算出した。本研究ではまず、extended log-fit methodを用いて底面粗度長さの計算を行った。これはYou⁷⁾がオーストラリアのHunter River Channelでの観測結果に用いた分析方法で、流速変動が激しい感潮域において平均水深 d としたとき、 $0.1d \sim 0.2d$ の範囲の測定層で計測された主流方向流速から底面粗度長さ z_0 を求めている。

一般的な対数則では図-10 (a)に示されるように次の式を用いて計算される。

$$U_i = \frac{\bar{U}^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z_i}{z_0}\right) \quad i = 1, \dots, n \quad (1)$$

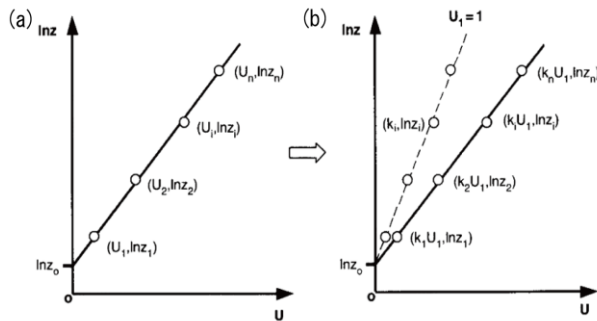


図-10 底面粗度長さとのextended log-fit method

ここで、 i はセル層の位置を表し、底から i 層の主流方向流速を U_i と表している。なお、本研究では平均水深 d が約2.2 mであることから、 $0.1d \sim 0.2d$ の範囲で4つの測定層を用いて($n=4$)、水深 0.15m~0.45mの流速を用いた。 \bar{U}^* は摩擦速度で κ はカルマン定数で $\kappa = 0.4$ となる。

extended log fit methodでは最低層 z_1 の平均流速 U_1 を用いて次式のように表わされる。

$$U_i = k_i U_1$$

$$k_i = \frac{\ln(z_i/z_1)}{\ln(z_1/z_0)} \quad (2)$$

$k_i=1$ であり、 $i > 1$ のとき $k_i > 1$ となり、このとき、式(2)より、 k_i が図-10 (b)に示されるように底面粗度長さ z_0 を

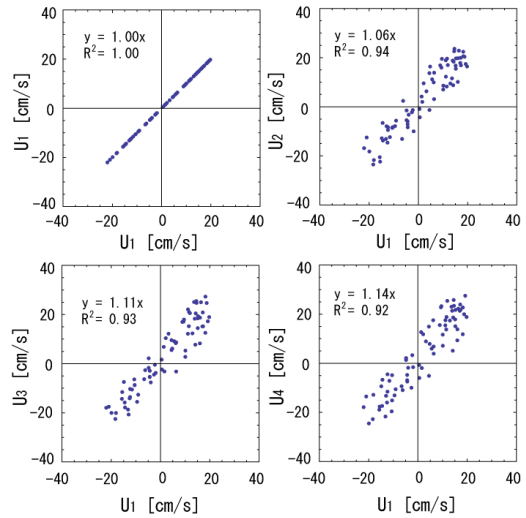


図-11 U_i-U_1 関係図

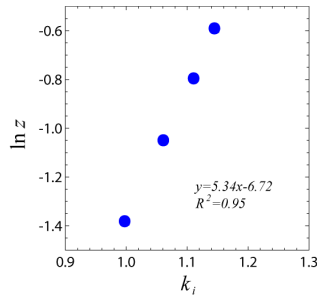


図-12 $k_i-\ln z$ 関係図

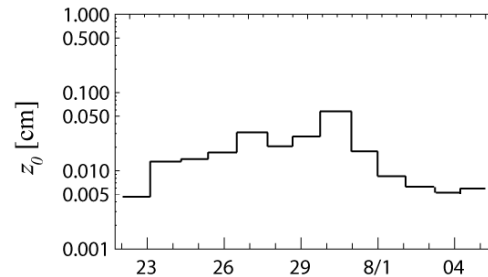


図-13 底面粗度長さ経時変化

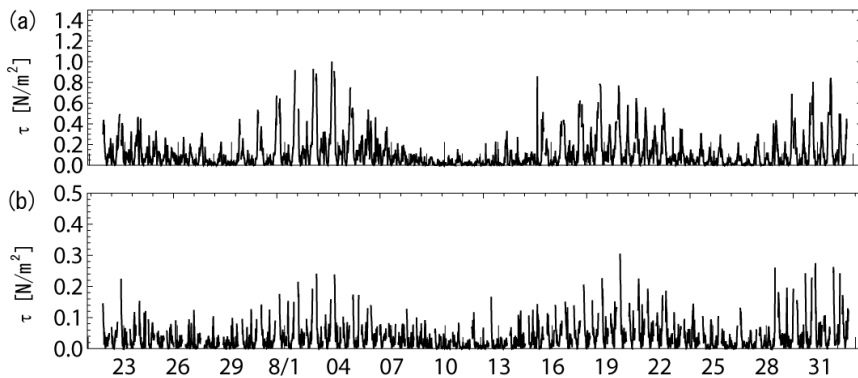


図-14 底面せん断応力経時変化 (a) 河道中央, (b) 右岸干潟上

求める上で唯一のパラメータとなる。

河道中央、干潟上でAqPrにより観測された最底層の流速 U_1 と対数則によく従っていると考えられる0.45mの測定層の流速 U_i との関係は、図-10 (b)で示されるようになり、図-11に示すように最底層層 U_1 と U_i から最小二乗法を用いて、その係数 k_i を求めた。また、その際、本研究では2潮汐分の流速を用いた。

図-11の関係により求めた k_i を用いて、図-12に示すように対数座標にプロットし、その切片により、底面粗度長さを求めた。

図-13にextended log-fit methodを用いて求めた底面粗度長さの経時変化を示す。観測地点は土砂の再懸濁、堆積を繰り返す場所であり、底面粗度長さも変動していることが分かる。

extended log-fit methodにより算出した底面粗度長さを用いて、次式からの関係により、観測地点での底面せん断応力を算出した。まず、底面摩擦速度は(1)式より、

$$\bar{U}_* = \left(\frac{\kappa U_i}{\ln(z_i/z_0)} \right) \quad i = 1, \dots, n \quad (3)$$

これらの関係式により求めた底面せん断応力の経時変化を図-14に示す。底面せん断応力は、河道中央、河岸干潟上ともに潮汐に応じた変化をしており、低低潮の前後で最大となっており、河道中央では最大で約 1.0 N/m^2 、干潟上では最大でも約 0.2 N/m^2 である。既往の研究によれば、土砂の巻き上げ限界せん断応力は 0.2 N/m^2 程度との報告^{8,9)}が多い。太田川放水路中央ではそれを上回る底面せん断応力が発生していることから高濁度水塊の発生要因の一つが河道内の巻き上げであると考えられる。一方、干潟上での底面せん断応力は最大値でも 0.2 N/m^2 程度であり、ほとんど堆積物の巻き上げはないと考えられる。

(3) 浮遊土砂濃度の変動特性

著者ら、AqPrで計測される後方散乱強度より、浮遊土砂濃度(SSC)を算出できることを示した¹⁰⁾。図-15に示すようにAqPrの測定層上で採水濾過して求めた浮遊土砂濃度SSと算出した後方散乱データには高い相関性があることが分かる。

河道中央では、浮遊土砂濃度の変化は潮流による河床土砂の巻き上げによって起こっているため潮流の大きな大潮期に高い濃度が見られる¹¹⁾。潮流の弱い小潮期においては土砂濃度が低くなっている。図-16に右岸干潟上の浮遊土砂濃度(SSC)の時空間分布を示す。干潟上でも河道中央と同様に大潮期に浮遊土砂濃度が高く、小潮期に濃度が低くなっている。これは後述するように河道中央での懸濁物が干潟へ輸送されているからと考えられる。

放水路内の主流方向、横断方向の浮遊土砂フラックスを次式により評価した。

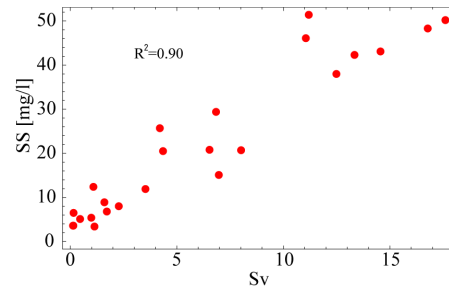


図-15 後方散乱データと採水から求められた浮遊土砂濃度の関係

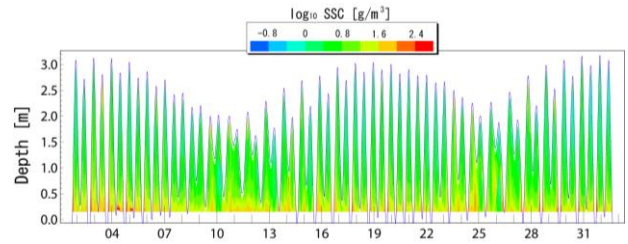


図-16 浮遊土砂濃度 (SSC) の時空間分布 (右岸干潟上)

$$SSF_x = \int_{z_1}^{z_2} SSC(z)u(z)dz \quad (4)$$

$$SSF_y = \int_{z_1}^{z_2} SSC(z)v(z)dz$$

ここで、 u は主流方向の流速、 v は横断方向流速であり、それぞれ下流方向、右岸方向を正とする。積分の下限 z_1 は超音波分布計の第一測定層の高さ、上限 z_2 は水面からの音波の反射の影響がない最上測定層の高さである。浮遊土砂フラックスの経時変化を示した図-17(b), (c)を見ると、潮汐変動の大きい大潮期に間欠的に大きなフラックスが発生しており、主流方向では、上流方向への輸送を示す負のピークが卓越し、小潮期には大きなフラックスは生じていない。横断方向についても潮差に応じたフラックスが生じており、大潮期に河岸方向への輸送を示す大きなフラックスが見られる。

次に土砂の輸送量を次式で評価した。

$$\begin{aligned} &SSF_x \text{ の累積値} \sum_{i=1}^n SSF_x(t_i)\Delta t \\ &SSF_y \text{ の累積値} \sum_{i=1}^n SSF_y(t_i)\Delta t \end{aligned} \quad (5)$$

ここで n はデータ数、 Δt はデータ時間間隔(1200秒)である。輸送量の経時変化を示した図-17(d), (e)を見ると、主流方向では大潮期に上流方向へ輸送され、小潮期にはほとんど輸送されず、長期的に見ると平水時は上流方向へ輸送されている。横断方向についても輸送が行われており、大潮上げ潮期に岸方向へ輸送されている。左岸、右岸の干潟で比較した場合、干潟の勾配が緩やかで大きな干潟

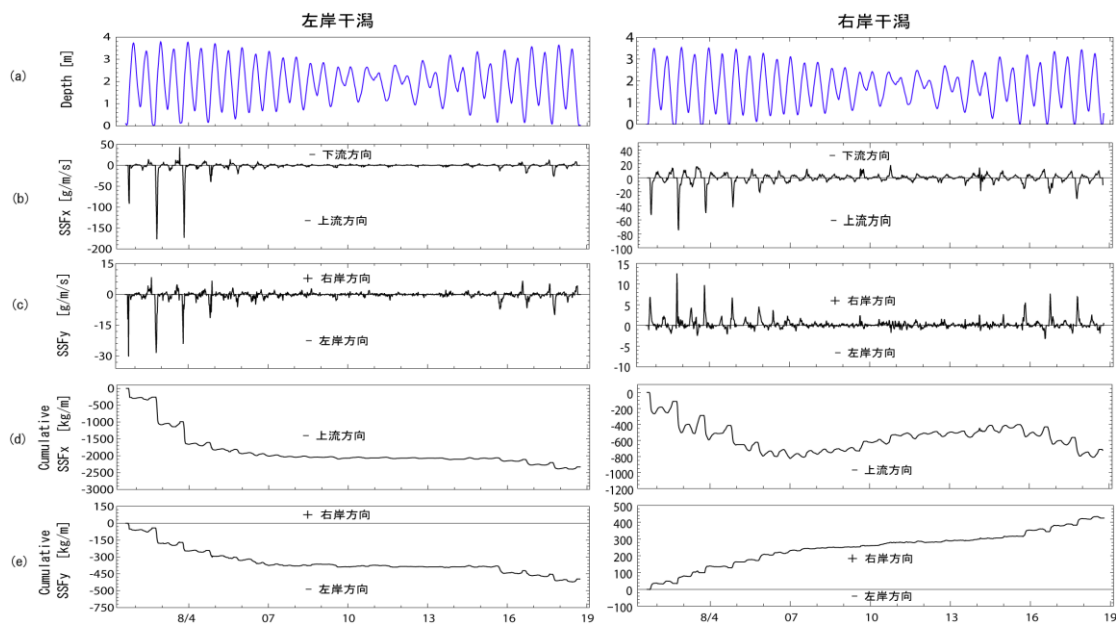


図-17 (a) 水深, (b) 主流方向浮遊土砂フラックス, (c) 横断方向浮遊土砂フラックス, (d) 主流方向浮遊土砂フラックスの累積値, (e) 横断方向浮遊土砂フラックスの累積値

が形成されている左岸側の輸送量が大きくなっている。河道内には大小さまざまな干潟が形成されており、干潟の形成には、河床の勾配が大きく関係しているのではないかと考えられる。

4. おわりに

平均水深と潮差がほぼ等しい太田川放水路において、超音波ドップラー流速分布計により、干潟上および河道中央において流速、浮遊土砂濃度の連続測定を行った。

上げ潮時、下げ潮時で流速分布が異なり、河川流量が少ない平水時には、底層流速が速い大潮期の上げ潮時において活発な土砂輸送が行われ、主流方向においては、上流方向、横断方向においては右岸方向への輸送が起きている。また、河道中央では限界せん断応力を超える底面せん断応力が発生しているが、干潟上では流速が小さく、底面せん断応力は限界せん断応力よりも小さい。加えて、浮遊土砂濃度のピークの発生時間が河道中央よりも干潟上で遅れて発生していることから、河道中央で巻き上げられた土砂が干潟上へ輸送されてきていると考えられる。

謝辞：本研究の一部は科学研究費基盤C（課題番号：18560499、研究代表者：川西澄）および(財)河川環境管理財団河川整備基金の補助を受けて実施したものである。ここに記して、深甚なる謝意を表します。

参考文献

1) R. J. Uncles and J. A. Stephens, Observations of currents, salinity, turbidity and intertidal mudflat characteristics and properties in the

Tavy Estuary, UK, *Continental Shelf Res.*, Vol. 20, pp.1531-1549, 2000.

2) 川西澄, 中村智史, 荒木大志, 福岡捷二, 水野雅光: 河川感潮域における浮遊土砂の輸送過程, 沿岸海洋研究, 2006.
 3) Edward Arnold, *An Introduction to Coastal Geomorphology*, 260pp, 1984.
 4) Simpson, J. H, and J.R.Hunter (1974): Fronts in the Irish Sea, *Nature*, Vol.250, pp.404-406.
 5) 川西澄, 中村智史, 荒木大志, 水野雅光: 潮差と河川流量が河口域の成層強度と浮遊砂泥輸送量に与える影響, 海岸工学論文集, 第53巻, pp.321-325, 2006.
 6) 川西澄・筒井孝典: 浅水感潮域における密度成層の変動特性, 水工学論文集, 第48巻, pp. 781-786, 2004.
 7) Zai-Jin You, Estimation of mean seabed roughness in a tidal channel with an extended log-fit method, *Continental Shelf Res.*, Vol. 26, pp.283-294, 2006.
 8) Black, K. S., Tolhurst, T. J., Paterson, D. M. and Hagerthey, S. E.: Working with natural cohesive sediment, *J. Hydraul. Engrg., ASCE*, Vol. 129(1), pp. 1-9, 2002.
 9) E. -J. Houwing : Determination of the Critical Erosion Threshold of Cohesive Sediments on Intertidal Mudflats Along the Dutch Wadden Sea Coast, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, pp.545-555, 1999.
 10) 川西澄・横山智弥・水野雅光・福岡捷二: 超音波流ドップラー流速分布計による干潟上の浮遊堆積物の観測, 水工学論文集, 第52巻, pp. 949-954, 2008.
 11) 川西澄・筒井孝典・中村智史・西牧均: 太田川放水路における土砂動態と底質変動, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 906-911, 2005.

(2008. 9. 30受付)