

河川感潮域における浮遊土砂の輸送過程*

川西 澄**・中村 智史†・荒木 大志**・福岡 捷二††・水野 雅光#

Transport Processes of Suspended Sediment in a Tidal River

Kiyoshi Kawanishi, Satoshi Nakamura, Daishi Araki,

Shoji Fukuoka and Masamitsu Mizuno

太田川放水路において超音波ドップラー流速分布計, 水温塩分計と多項目水質計を係留して潮流, 密度成層, 浮遊土砂を23日間にわたって観測した. 23日間の観測から潮汐の半日と小潮-大潮変動を明らかにした. 密度成層強度は淡水の流入による水平方向の密度勾配の下に tidal straining により引き起こされる半日周期の変動を示し, tidal straining と潮汐波の非線形性は潮流の非対称性を引き起こしていた. 浮遊土砂の輸送は間欠的に起こり, 低低潮の直前と直後に輸送量が集中していた. 水門によって淡水流入量が制限されている平常時, 河口から2.8 km 上流の観測地点では浮遊土砂のネットの輸送方向は上流方向であった. さらに, 浮遊土砂輸送の長期変動が河川流量と潮差に関係していることが明らかとなった. 大潮期では, 上げ潮における輸送率のピークは下げ潮期のピークより大きかった. 干潟の土砂輸送を調べるため, 超音波ドップラー流速計を用いた追加観測を行った結果, 潮流による底面せん断応力は, 干潟堆積物の巻き上げを発生させるには小さすぎる大きさであった. 干潟における上げ潮期の浮遊土砂濃度変動は水路中央側からの移流に対応していた.

An observation of tidal current, stratification, and suspended sediment (SS) in the Ohta flood-way was conducted for 23 days using a moored acoustic Doppler current profiler, conductivity/temperature sensor and water quality sensor. The three-week deployment period facilitated examination of both semi-diurnal and neap/spring aspects of tides. The data demonstrated a semi-diurnal stratification cycle, which is driven by the tidal straining of freshwater-induced horizontal density gradient. The tidal straining and nonlinearity of the tidal wave caused asymmetry of the tidal current. SS transport occurred intermittently, and most of the transport ordinarily occurred just before and after the lower low-water slack. The net transport was directed upward for the restricted freshwater discharge at a point 2.8 km upstream from the mouth. Moreover, it was found that the long-term variation in SS transport is related to river discharge and tidal range. In the spring, peaks of the SS transport during flood tide were higher than those during ebb tide. An additional survey was made to examine sediment transport on the tidal flat using an acoustic Doppler velocimeter. The tidally induced bed shear stresses were too weak to cause resuspension of the tidal flat sediment. The concentrations of SS during the flood were consistent with inundation of waters from the main channel.

キーワード: 浮遊土砂, 濁度, 密度成層, 堆積物輸送, 河岸干潟, 河川感潮域, tidal straining

1. はじめに

河川水と海水が接触する河川感潮域は, 物理環境の時間変動が激しく, 独自の生態系が形成されている. したがって, 河川感潮域の河道管理は, 航路維持や洪水疎通能力の確保といった治水上の問題に加えて, 河口・河岸

干潟等の自然環境の創出や保全を考慮して行うことが望ましい. 浮遊砂泥は干潟の生態系と密接に関係している干潟の土壌環境に大きな影響を与えていることから, 浮遊砂泥の動態と輸送過程の解明は重要な課題と考えられる. なお, 本研究が対象としている太田川感潮域は, 河岸干潟に堆積した有機泥が干潟土壌の貧酸素化, 悪臭の発生や景観上の問題を引き起こしており, 堆積物の輸送過程の実態把握が必要となっている.

川西ほか(2003)¹⁾は超音波ドップラー流速分布計を利用した航走観測を行い, 感潮域における詳細な浮遊土砂濃度の縦断分布を調査しているが, 潮流による浮遊土砂輸送は, 半日周期の変動や, 大潮小潮といった半月周期の変動, 河川流量の季節変化などの影響を受けている

* 2006年7月18日受領, 2006年11月20日受理

** 広島大学大学院工学研究科社会環境システム専攻

† 清水建設株式会社 土木事業本部土木東京支店

†† 中央大学研究開発機構

国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所

連絡先: 川西 澄, 広島大学大学院工学研究科社会環境システム専攻

〒739-8527 広島市鏡山1-4-1

E-mail: kiyosi@hiroshima-u.ac.jp

と考えられるため、河川感潮域における浮遊土砂の輸送過程を把握するためには長期間にわたる連続的なモニタリングが必要である。そこで、本研究では潮汐による水深変化が大きく、河岸干潟が発達している太田川放水路において、3週間余りにわたる海水密度、流速、浮遊土砂濃度分布の連続観測を行うとともに、河岸干潟直上における流速と浮遊土砂濃度を一昼夜観測し、河川感潮域における浮遊土砂の輸送過程を把握することを目的とする。

河川感潮域における物質輸送を考える上で、上げ潮と下げ潮流速の大きさの違い（流速の非対称性）が重要となる。密度成層強度が上げ潮期と下げ潮期で異なると、上げ潮と下げ潮流速の鉛直分布形に差が生じる。この流速分布の違いは浮遊土砂の輸送に大きな影響を与えると考えられることから、本論文では最初に密度成層強度の変動特性を示した後、浮遊土砂輸送の測定結果について述べる。

2. 観測地点と観測方法

2005年7月14日15:22～8月6日14:42にかけて、広島デルタの西部に位置する太田川放水路の河口から2.8 km 上流地点において、超音波の周波数が1.5 MHz、ビーム傾斜角25°の超音波ドップラー流速分布計（以下 ADCP と呼ぶ）を左岸から160 m の位置に係留し、流速と超音波後方散乱強度の鉛直分布を測定した（測定層の厚さ0.25 m、データの平均時間5分、データ記録間隔20分）。観測地点を Fig. 1 に示す。密度成層強度を評価するため、ADCP に加えて、水面付近に塩分水温計（ア

レック電子製 Compact-CT）、河床付近に多項目水質計（アレック電子製 TPM クロロテック）に係留し、表底層の水温と塩分を10分間隔で測定した。

以上の長期観測に加えて、2005年8月5日12:55～8月6日14:10の間、河岸干潟上に超音波ドップラー流速計（以下 ADV と呼ぶ）を設置して、干潟直上（干潟表面からの高さ約4 cm）における流速と超音波後方散乱強度を測定した。測定の横断方向位置を Fig. 1 (c) に矢印で示す。

Fig. 1 (a) に示すように、太田川は河口から約9 km 上流で太田川放水路と市内派川に分派しており、分派点には祇園水門と大芝水門が設けられている。放水路上流端にある祇園水門の平常時の開度は小さく、太田川流量の10%程度が放水路に流入している。祇園水門は太田川流量が400 m³/s 以上になると全開となる。放水路の中下流域における最大潮差は約4 m、平均水深は約3 m である。Fig. 1 (b) の放水路床の縦断形をみると、河口部を除いて放水路の河床勾配は非常に小さい。Fig. 1 (c) の横断面図に示されている水平線は最高水位と最低水位を示したもので、実線は干潟上で ADV 測定を行った期間、破線は全観測期間に観測された最高水位と最低水位である。

浮遊土砂濃度は、ADV と ADCP の後方散乱強度から求めた^{2,3)}。すなわち、散乱強度をソナー方程式を用いて処理し、現地の堆積物を用いたキャリブレーションを行って求めた変換係数を使って浮遊土砂濃度を推定した。超音波の後方散乱強度は光学式濁度計と同様に、浮遊土砂濃度に加えて粒径をはじめとする土砂粒子の物理

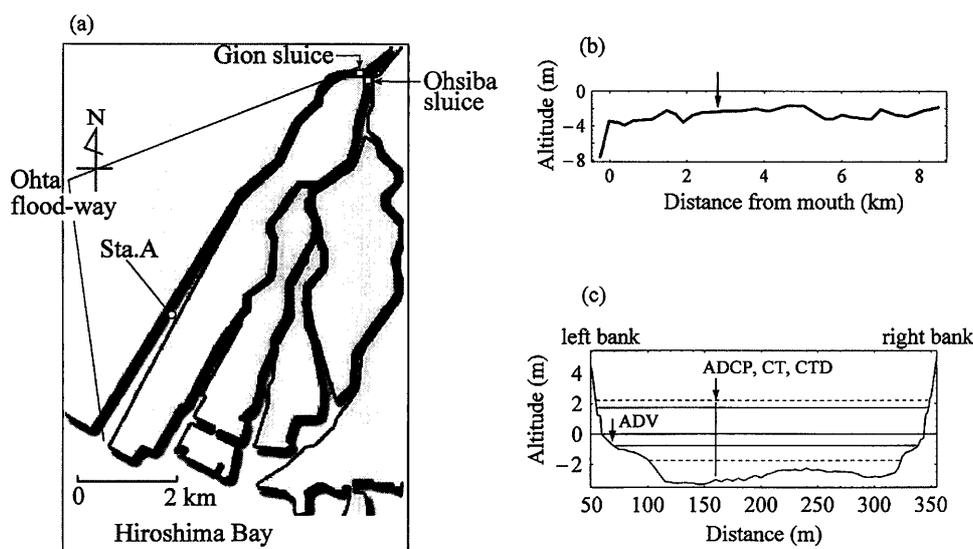


Fig. 1 (a) Map of the Ohta river estuary, (b) longitudinal bottom profile and (c) cross-section of the Ohta flood-way.

特性の影響を受けるものの、多くの利用実績があり（例えば Holdaway, *et al.*, 1999⁴⁾; Hill, *et al.*, 2003⁵⁾）、長期間連続して測定できる利点がある。

3. 水温、塩分、密度成層強度の時間変動特性

密度成層強度の変動は物理量や物質の鉛直輸送に大きく影響するとともに、後述するように、流速分布や底面せん断応力の非対称性（上げ潮と下げ潮では流速分布形や流速、せん断応力の最大値が異なる）をもたらす。堆積物の輸送に大きな影響を与える。感潮域の密度成層強度を変化させる主な要因として、河川流量と潮差が挙げられる。

Fig. 2 に河川流量（分派点から約 5 km 上流の矢口第 1 流量観測所の値） R 、水深 h 、表底層の水温 T 、表底層の塩分 S 、密度成層強度 ϕ の経時変化を示す。Fig. 2 (a) の河川流量は、観測のはじめと 8 月 1 日に増加しているが、400 m³/s 未満であるので、祇園水門の開度は平常状態にあり、河川流量 R の 10% 程度が放水路に流入している。

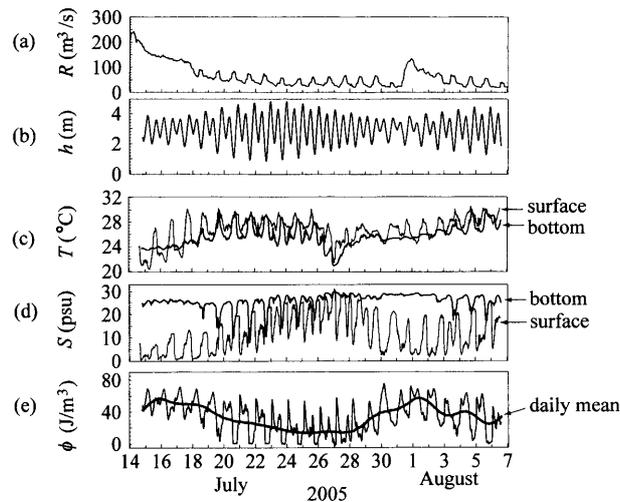


Fig. 2 Temporal variations of (a) river discharge, (b) water depth, (c) temperatures near the surface and bottom, (d) salinities near the surface and bottom and (e) strength of density stratification.

Fig. 2 (c) の水温変動をみると、表層は日周期の変動が卓越している。底層水温も日周期の変動が卓越しているものの、小潮期は変動がほとんどなく、大潮期には半日周期の変動がみられる。Fig. 2 (d) に示す表層の塩分は、大潮期に半日周期の変動を示しているが、小潮期は日周期の変動が卓越している。これは Fig. 4 (b) に示されているように、小潮期の高低潮から低高潮にかけての流速が小さく、塩分遡上距離が短いためであると考えられる。水温と同様、小潮期における底層塩分の変動は小さい。底層と表層の塩分差は潮差とともに変化しており、小潮期に塩分差が大きくなっている。

Fig. 2 (e) に示す成層強度 ϕ は、Simpson and Hunter (1974)⁶⁾ によって提案されたもので、成層状態にある水柱を鉛直一様な状態にするのに必要な単位体積あたりのエネルギー（密度が鉛直一様な水柱の位置エネルギーと成層状態にある水柱の位置エネルギーの差）であり、次式を使って評価される。

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\hat{\rho} - \rho(z)) g z dz \quad (1)$$

ここで、 h は水深、 ρ は密度、 $\hat{\rho}$ は水深平均密度、 z は水面を 0 とし鉛直上向きを正とした鉛直座標である。本研究では底層と表層の 2 点でしか密度が測定されていないので、密度分布として次式で表される線形の分布を仮定した。

$$\rho(z) = \rho_s - \Delta\rho \frac{z}{h} \quad (2)$$

ここで、 $\Delta\rho$ は底層と表層の密度差である。式(2)を式(1)に代入すると、 $\phi = gh \Delta\rho / 12$ となる。

Fig. 2 (e) 中に示した太線は日平均値の変化を示したものである。密度成層強度の日平均値は潮差の変化に対応しており、河川流量の変動の影響に加えて、潮流による鉛直混合の強弱を反映していることがわかる。また、大潮期は半日周期の変動が卓越しているが、小潮期は Fig. 2 (d) に示す表層の塩分変動と同様に日周期の変動が卓越している。

Fig. 3 に大潮期と小潮期における水深と成層強度の経時変化を示す。大潮期の低低潮を除き、密度成層強度の

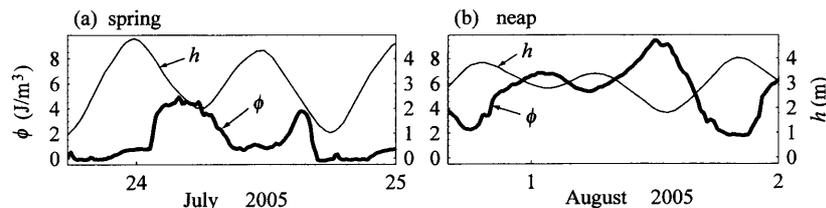


Fig. 3 Temporal variations of density stratification and water depth for (a) spring tide and (b) neap tide.

ピークは干潮付近に現れている。大潮期の低低潮時は水深が小さいため、鉛直混合によって密度成層は消滅している。また、低低潮から高高潮直前までは密度成層がほぼ消滅している。

このように、大潮期の成層強度は短時間の間に大きく変動し、潮汐1周期の間に、干潮付近の強い成層状態から低低潮から高高潮にかけての強混合状態まで出現していることがわかる。大潮期における密度成層強度の時間変動は、潮流の流速分布と密度の水平分布に起因して起こる密度場の変動機構である tidal straining⁷⁾によって引き起こされており、上げ潮期より下げ潮期の方が平均的な密度成層は強くなっている。Tidal straining⁷⁾とは、潮流の流速が鉛直方向に異なっている場合、深さにより淡水の移流速度が異なるために密度の鉛直分布が変化するメカニズムのことである。

4. 流速の時間変動特性

Fig. 4 に大潮期と小潮期における放水路に沿った流速成分の経時変化を、Fig. 5 に水深と流速の相互相関係数を示す。Fig. 4 には中層の流速（太線）に加えて、水深および上層（水深の20%の深さ）と下層（水深の80%の深さ）における流速の差 Δu （破線）も示してある。

Fig. 5 から、流速変動と水深変動の間には約 $\pi/2$ の位相差があり、放水路内の潮汐は定在波の性質を持っていることがわかる。大潮期の Fig. 4 (a) を見ると流速の変動波形は正弦曲線から歪んでおり、上げ潮・下げ潮流速ともに最大流速の発生が干潮側に寄っていることが分かる。この様に流速の変動波形が正弦曲線から歪む主原因は、放水路内の平均水深が潮差と同程度で潮汐にともなう河積の変化が大きいことである。

低低潮から高高潮にかけての上げ潮時には上下層の流速差は小さいが、密度成層の強い下げ潮時や小潮期は表底層の流速差が大きく、流速差は中層の流速と同程度かそれ以上になっている。これは強い密度成層のために、流速分布が対数則から大きくずれるためである。結果として、下げ潮期の底層流速は上げ潮期の底層流速に比べてかなり小さく、底面せん断応力も小さい⁸⁾。

加減速が小さい位相では放水路の流速分布は、近似的に次式の“対数+直線”則に従っていると考えられる⁸⁾。

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z+h}{z_0} + \beta \frac{z+h-z_0}{L} \right) \quad (3)$$

ここで、 u_* は摩擦速度、 κ はカルマン定数、 z_0 は粗度長さ、 L はモーニン・オブコフ長さ、係数 β は1のオーダーの数である。Fig. 6 は下げ潮期と上げ潮期の位相平均流速分布を示したものである。破線は式(3)の“対数+直線”則を当てはめたものである。下げ潮期は強い密度成層のために直線的な流速分布となっており、底層での下

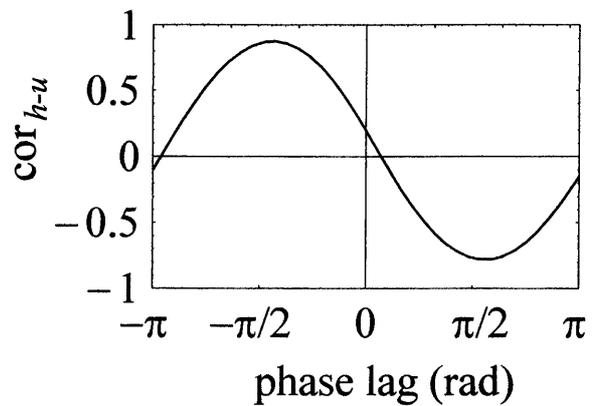


Fig. 5 Cross-correlation between water depth and longitudinal velocity.

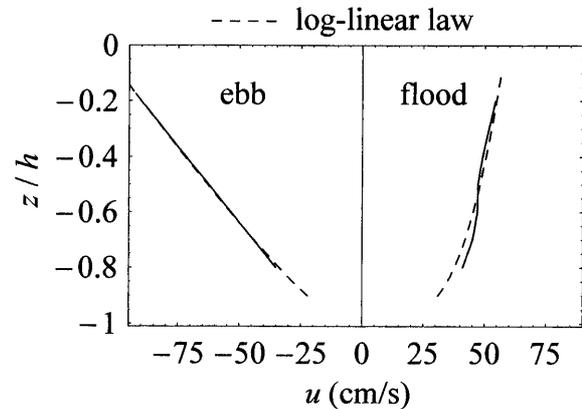


Fig. 6 Vertical distributions of phase averaged velocity.

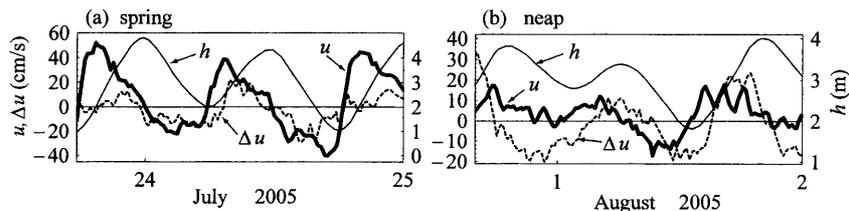


Fig. 4 Temporal variations of longitudinal velocity, water depth and velocity difference between surface and bottom for (a) spring tide and (b) neap tide.

げ潮流速は上げ潮期の流速より小さい。

5. 浮遊土砂濃度と浮遊土砂輸送量

ADCP 観測から得られた河床から0.6 mの高さにおける浮遊土砂濃度の経時変化を Fig. 7 (b)に、同じ高さで光学式濁度計を用いて得られた濁度の測定値を Fig. 7 (c)に示す。超音波プロファイラーと濁度計で得られた土砂濃度はほぼ一致している。浮遊土砂濃度の変動は非常に大きく、10倍以上の変動幅がある。日潮不等のため、土砂濃度は1日周期の変動が卓越し、大潮期の低低潮付近で最大値を示している。また、日周期平均濃度が大潮期に高く、小潮期に低くなる約2週間周期の変動も確認できる。

流速と濃度変動の関係を調べるため、流速の絶対値と濃度の相互相関係数を求めた。結果を Fig. 8 に示す。流速の絶対値と濃度の変動の間には位相のずれはなく、土砂濃度のピーク時間は潮汐流のピーク時間に一致していることがわかる。この結果から、平水時における堆積物は潮流によって周期的に浮上と沈降を繰り返していることがわかる。

Fig. 7 (d)は蛍光光度から推定された Chl. *a* 濃度の経時変化である。Chl. *a* 濃度は基本的に、濁度、浮遊土砂濃度と同様な変動を示しており、堆積物に付着している藻類を検出している可能性が高い。Fig. 2 (c)に示したように、観測期間は水温の上昇期であり、藻類の量が増えつつあるため、観測期間の終わりでは浮遊土砂濃度の変動に比べて Chl. *a* 濃度の変動が大きくなっている。

Fig. 9 (d)に浮遊土砂輸送率の経時変化を水深変動とともに示す。横断方向の濃度分布を一定と仮定し、浮遊土砂輸送率は次式から評価した。

$$Q_s = \frac{A(h)}{z_1 + 0.8h} \int_{-0.8h}^{z_1} u(z)c(z) dz \quad (4)$$

ここで、 z_1 は ADCP の第1測定層の深さ、 $A(h)$ は流水断面面積である。なお、積分の下限は超音波の底面からの反射の影響を考慮して $-0.8h$ とした。Fig. 9 (d)から、浮遊土砂輸送は大潮期の低低潮前後に集中して起こっていることがわかる。また、上げ潮期の方が下げ潮期の輸送率より大きく、以下に述べるように、周期平均したネットの土砂輸送の方向はほとんど上流方向である。

Fig. 9 (c)に示す日平均土砂輸送率は、河川流量が比較的大きかった小潮期にわずかに負となり、浮遊土砂は下流方向に輸送されているが、それ以外の時間ではすべて正で、ネットの浮遊土砂輸送は上流方向である。Fig. 9 (a)の潮差と比べると、潮差が大きくなるとともに上

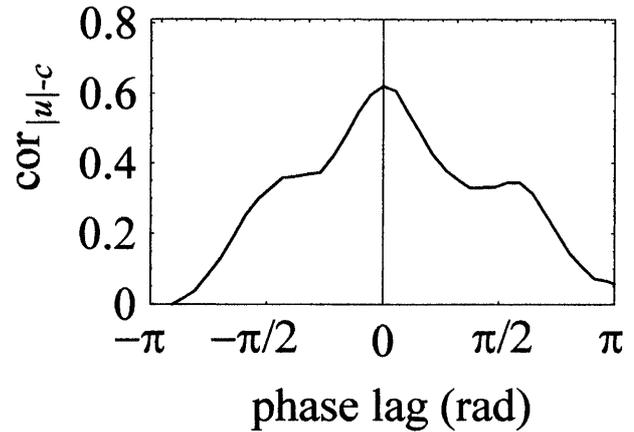


Fig. 8 Cross-correlation between longitudinal velocity and suspended sediment concentration.

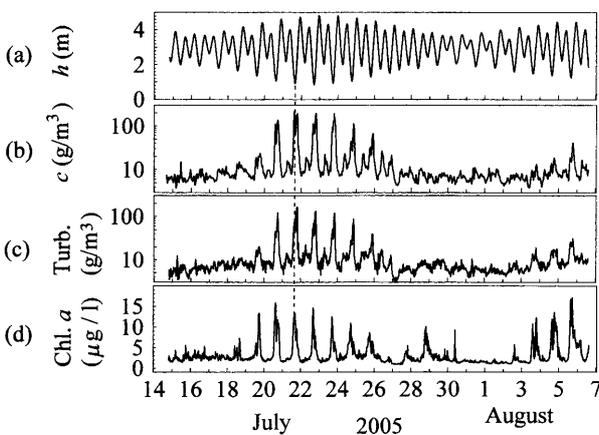


Fig. 7 Temporal variations of (a) water depth, (b) suspended sediment concentration 0.6 m above the bottom, (c) turbidity 0.6 m above the bottom and (d) Chl. *a* concentration at 0.6 m above the bottom.

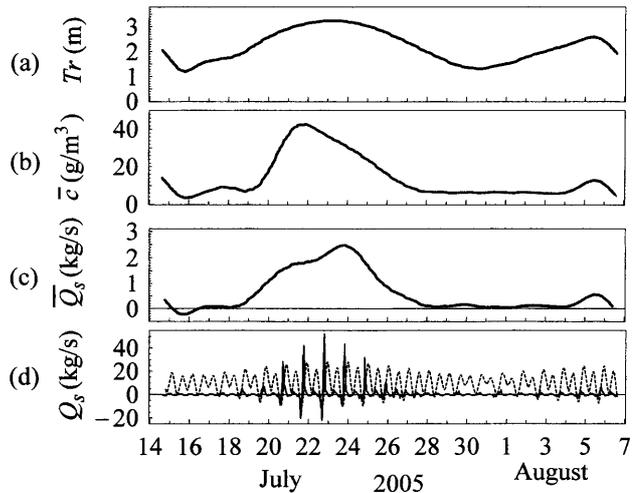


Fig. 9 Temporal variations of (a) tidal range, (b) daily mean concentration of SS, (c) daily mean transport rate of SS and (d) transport rate of SS and water depth.

流方向への輸送率が大きくなっているが、平均輸送率のピークは潮差のピークより若干遅れて発生している。反対に、Fig. 9 (b)に示す日平均土砂濃度のピークは潮差のピークよりやや進んでいる。日平均土砂濃度のピークの発生が潮差のピークの発生より早いのは、浮上しやすい微細な堆積物が大潮期の前半でほとんど巻き上げられてしまうためであると考えられ、広島湾の底層濁度の観測でも報告されている現象である⁹⁾。一方、平均輸送率のピークの遅れは、干潮直前の負のピーク値が干潮直後の正のピーク値より早く減少しているためであり、潮位変動の仕方に関係している。

潮汐による往復成分を除いたネットの浮遊土砂輸送率は、潮差と河川流量の影響を受けて変化すると考えられる。潮差と日平均輸送率の関係を調べた結果を Fig. 10 に示す。河川流量の影響も把握できるように、プロット点の直径を河川流量に比例して変化させてある。前述したように、放水路下流域に位置する観測地点では平水時、日平均土砂輸送率は正で浮遊土砂は上流方向に輸送されており（潮差が小さく、河川流量が大きい場合を除く）、輸送率は潮差とともに大きくなるのが明瞭に見て取れる。祇園水門の開度が小さい平常時では、河川流量が日平均土砂輸送率に与える影響は次のようである。1) 潮差がある程度大きい期間では、河川流量の増加は密度成層強度の変動を強め、上流方向への土砂輸送率を増加させる。2) 潮差が小さい期間では、河川流入は上流方向への土砂輸送を妨げ、河川流量の増加とともに

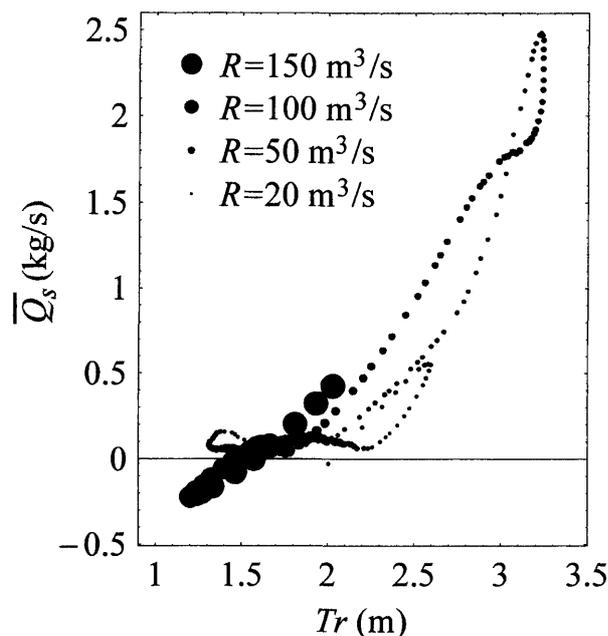


Fig. 10 Relationship between daily mean transport rate of SS and tidal range.

に下流方向への土砂輸送率は増加する。

観測データには大潮期に河川流量が大きい場合が含まれていないが、河川流量がある値を超えれば、大潮期であっても浮遊土砂は下流に押し流されることになり、上流方向輸送は河川流量の増加とともに減少すると考えられる。

6. 河岸干潟上の流れと浮遊土砂輸送

干潟直上で測定した水平流速と浮遊土砂濃度の経時変化を Fig. 11 に示す。グレーの部分は測点が干出している時間帯を表している。これらは、左岸沿いの干潟上に設置した ADV によって測定した結果で、測点の横断方向の位置は Fig. 1 (c) に示す通りである。ADV の測定領域（直径 6 mm、高さ 9 mm）の中心は干潟上約 4 cm の高さにセットし、データのサンプリング周波数は 10 Hz、各レコード長は 10 分とした。比較のため、水路中央寄りで ADCP によって測定された結果を Fig. 12 に示す。Fig. 12 (a) の水深の経時変化に記入してある破線は、ADV 測点がある干潟の地盤高を表している。Fig. 12 (b), (c) は水路方向と横断方向の深度平均流速、Fig. 12 (d) は多項目水質計を設置した河床から 0.6 m の高さにおける浮遊土砂濃度の経時変化である。ただし、横断方向の流速成分は左岸方向を正としている。

Fig. 11 (b) に示す干潟上の水路に沿った流速は、Fig. 12 (b) に示す水路中央寄りの流速の 1/4 程度しかない。また、干潟上の流速変動の位相が水路中央寄りの流速変動の位相よりやや進んでいるのは、河岸付近の方が摩擦の影響が強いためであると考えられる。干潟上の横断方向

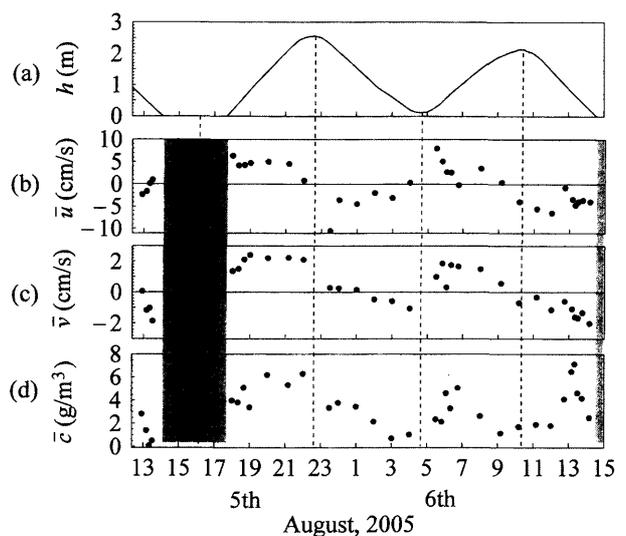


Fig. 11 Temporal variations of (a) water depth, (b) longitudinal velocity, (c) transverse velocity and (d) SS concentration on the tidal flat. Gray bands denote dry periods.

河川感潮域における浮遊土砂の輸送過程

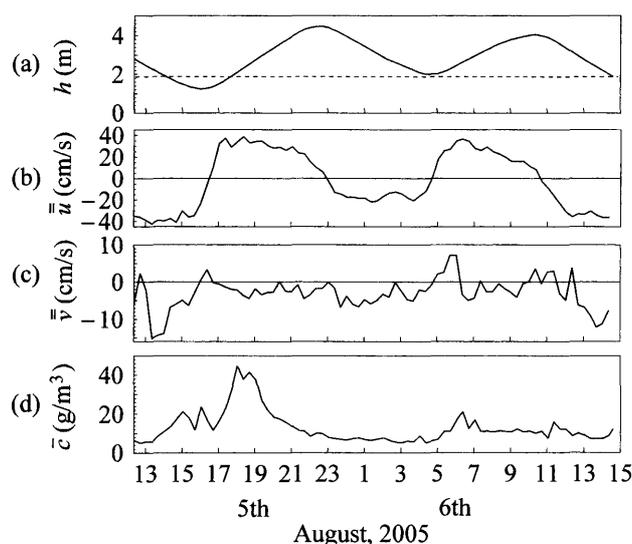


Fig. 12 Temporal variations of (a) water depth, (b) longitudinal velocity, (c) transverse velocity and (d) SS concentration near the bottom in the main channel.

流速は弱いですが、潮汐に応じて上げ潮期は河岸方向、下げ潮期は水路中央方向に向かう流れが発生していることを示している。水路中央寄りの横断流速をみると (Fig. 12 (c)), 下げ潮期は水路中央方向への流速成分が確認される。

浮遊土砂濃度の経時変化を示した Fig. 11 (d) と Fig. 12 (d) を見ると、上げ潮期に現れる最大濃度の発生は、水路中央寄りに比べて干潟上の方が1時間～3時間遅れている。また、干潟上の濃度は水路中央寄りの濃度の1/5程度と低い。下げ潮期には、干出の約1時間30分前 (8月6日13:00) に濃度の上昇がみられるが、その時間は干潟上流速のピークの発生時間とは一致していない。

前述したように、平常時の水路中央寄りの浮遊土砂は潮流による再懸濁によって発生していたが、河岸干潟上の流速は小さいので、潮流による干潟堆積物の再懸濁はほとんどないと考えられる。このことを確かめるために、底面せん断応力と浮遊土砂の鉛直乱流フラックス (鉛直上向きを正) を渦相関法により評価した結果を Fig. 13 (b) と (c) に示す。底面せん断応力のピークは上げ潮時の冠水直後に発生しているが、その大きさは0.08 Pa程度しかない。これは一般的なエスチャリーにおける堆積物の浸食限界せん断応力¹⁰⁾の1/5～1/10の大きさでしかなく、堆積限界せん断応力¹⁰⁾と同程度である。

Fig. 13 (c) に示す浮遊土砂の鉛直乱流フラックスはほとんどの時間で正の値を示しているものの、その大きさは非常に小さい。Fig. 14 は底面せん断応力と浮遊土砂の鉛直乱流フラックスの関係を示したものであるが、両者の相関は小さく、底面せん断応力による再懸濁の発生は

ほとんど認められない。以上のことから、Fig. 11 (d) の濃度変動は水路中央で再懸濁した土砂が水平移流によって干潟に運ばれた結果、起きていると考えられる。干潟観測期間中の水路中央での最大流速は約40 cm/s であるので、底面摩擦係数を 2.5×10^{-3} とすると、底面摩擦速度は2 cm/s となる。密度と粒径が 2.0 g/cm^3 , 0.05 cm の底質粒子に対してシールズ数を計算すると0.08 となり、この値は限界シールズ数を超過している。

Fig. 15 は浮遊土砂の水平移流フラックスの経時変化を示したものである。Fig. 15 (c) に示す水路横断方向のフラックスは、上げ潮期に河岸方向、下げ潮期に水路中央方向で、Fig. 15 (b) の水路に沿ったフラックスの半分程度の大きさがある。日潮不等を考慮して、移流フラックスを潮汐2周期間にわたって時間積分した結果は、上流方向に 0.28 kg/m^2 、河岸方向に 2.0 kg/m^2 であった。したがって、水路に沿った方向の干潟上のネットのフラックスは、Fig. 9 (c) の水路中央と同様に上流方向であるが、大きさはわずかである。一方、河岸方向への輸送は

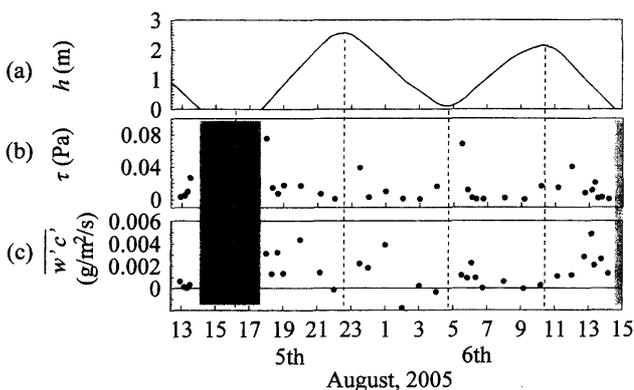


Fig. 13 Temporal variations of (a) water depth, (b) bed shear-stress and (c) vertical turbulent flux of SS on the tidal flat. Gray bands denote dry periods.

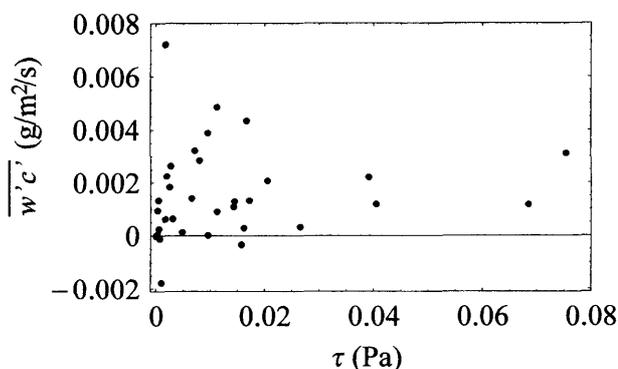


Fig. 14 Relationship between vertical turbulent flux of SS and bed shear-stress.

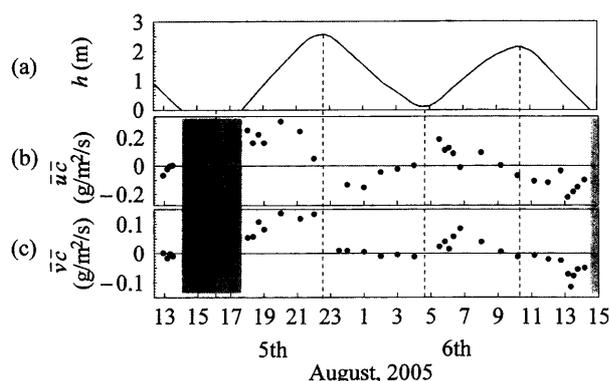


Fig. 15 Temporal variations of (a) water depth, (b) longitudinal advective SS flux and (c) transverse advective SS flux. Gray bands denote dry periods.

水路に沿った輸送より1桁大きく、水路中央で再懸濁した土砂が河岸干潟に運ばれていると推測される。

7. 結 論

流れ場と密度場が大きく変化する太田川放水路において、密度成層強度、流速と浮遊土砂濃度の鉛直分布を長期間連続して測定した。加えて、ADVを用いて河岸干潟直上の流動と浮遊土砂濃度を測定し、以下の主要な結果を得た。

密度成層強度の日平均値は潮差と河川流量に対応して変化し、潮流混合の強い大潮期は成層強度が小さく、小潮期になると増加する。平水時は、小潮期の方が大潮期よりも3倍程度成層強度が大きい。大潮期は、tidal strainingによって密度成層強度が半日周期で変動している。大潮期における成層強度の変動は大きく、強い成層状態から強混合状態まで出現する。

潮汐位相によって密度成層強度が大きく変動するため、上げ潮期と下げ潮期における流速分布は大きく異なる。これにより、底層流速の非対称（上げ潮と下げ潮の最大流速の差）は水深平均流速と比較して大きなものとなる。

浮遊土砂濃度は、半日・半月周期で変動している。浮遊土砂輸送は間欠的に発生し、流速の非対称性により平水時は観測地点（河口より2.8 km上流地点）では上流方向へ輸送されている。また、日平均浮遊土砂輸送率は、潮差と河川流量に対応して変化している。水門開度が小さい平常時の場合、下流方向への輸送は生じない。小潮期には上流方向への輸送がほとんど生じず、河川流量が大きくなると浮遊土砂は下流方向へと輸送されている。

河岸干潟上の流速は水路中央の流速の1/4程度しかなく、底面せん断応力も0.08 Pa未滿と小さかった。浮

遊土砂の鉛直乱流フラックスはほとんどの時間で小さな正の値を示したが、底面せん断応力と鉛直乱流フラックスとの相関は小さく、干潟堆積物の再懸濁はほとんど起こっていないと考えられる。日周期平均した浮遊土砂の水平移流フラックスは水路に沿った方向より横断方向の方が1桁大きく、水路中央で巻き上げられた土砂が河岸方向に輸送されていると推測される。

浮遊土砂の輸送過程に関して本研究でえられた知見は、例えば河岸に堆積する有機汚泥を減らすために必要な河川流量の設定や、潮差・潮汐位相を考慮した効果的な流量制御などを検討する上で役立つものと考えられる。

謝 辞

本研究は(財)河川環境管理財団の河川整備基金と、中国建設弘済会の助成の下に行われた。ここに記して、深甚なる謝意を表します。また、本論に対して貴重なコメントを頂いた2名の査読者と編集委員に深く感謝する。

参 考 文 献

- 川西澄・本宮和照・西牧均 (2003): 河川感潮域における懸濁粒子の航走観測. 水工学論文集, **47**, 967-972.
- Kawanisi, K. and S. Yokosi (1997): Characteristics of suspended sediment and turbulence in a tidal boundary layer. *Contin. Shelf Res.*, **17**, 859-875.
- 川西澄・水野博史・松山幸彦・長井敏・小谷祐一 (2002): 広島湾北部域における底層懸濁粒子からの音響散乱特性—超音波ドップラー分布計による底層濁度と体積濃度の測定可能性について—. *海の研究*, **11**, 285-293.
- Holdaway, G. P., P. D. Thorne, D. Flatt, S. E. Jones and D. Prandle (1999): Comparison between adcp & transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Contin. Shelf Res.*, **19**, 421-441.
- Hill, D. C., S. E. Jones and D. Prandle (2003): Derivation of sediment resuspension rates from acoustic backscatter time-series in tidal waters. *Contin. Shelf Res.*, **23**, 19-40.
- Simpson, J. H. and J. R. Hunter (1974): Fronts in the Irish Sea. *Nature*, **250**, 404-406.
- Simpson, J. H., J. Brown, J. Matthews and G. Allen (1990): Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries*, **13**, 125-132.
- Kawanisi, K. (2004): Structure of turbulent flow in a shallow tidal estuary. *J. Hydraul. Engrg., ASCE*, **131**, 360-370.
- 朱小華・高杉由夫・橋本英資・安田秀一 (1999): 広島湾における底層懸濁物質の濃度変動. *沿岸海洋研究*, **37**, 59-67.
- Uncles, R. J. and J. A. Stephens (2000): Observations of currents, salinity, turbidity and intertidal mudflat characteristics and properties in the Tavy Estuary, UK. *Contin. Shelf Res.*, **20**, 1531-1549.