

# 感潮河道の湾曲部における高濁度水塊の 横断分布特性と浮泥層の挙動

横山 勝英<sup>1</sup>・金子 祐<sup>2</sup>・山本 浩一<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 首都大学東京准教授 都市環境学部都市基盤環境コース  
(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)  
E-mail: k-yoko@tmu.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 八千代エンジニアリング 河川部技術第二課 (〒161-8575 東京都新宿区西落合2-18-12)  
E-mail: y-kaneko@yachiyo-eng.co.jp

<sup>3</sup>正会員 山口大学准教授 工学部社会建設工学科 (〒755-8611 山口県宇部市常盤台2-16-1)  
E-mail: k\_yama@yamaguchi-u.ac.jp

感潮河道の湾曲部における流れの特徴と高濁度水塊によるSSの輸送、沈降、堆積現象について筑後川を対象として研究した。高濁度水塊が遡上する際に湾曲の上流側で2次流が観測され、SSが内岸側の底層で上昇していた。湾曲内岸には浮泥層が発達し、最大移動速度は流軸方向に約0.4 m/sであった。最大層厚は満潮時に1.3 mとなり、河床には3潮汐を経て0.2 mの堆積層が形成されていた。底面での巻き上げフラックスと摩擦速度の関係を調べたところ、湾曲内岸では上げ潮よりも下げ潮において巻き上げられにくくなっていた。以上より、湾曲の影響で内岸にSSが集積し、粒子が沈殿して浮泥層を形成し、さらに数時間の間に耐浸食性が高まることで浮泥の堆積が進行してゆくと考えられた。

*Key Words* : settling velocity, cohesive sediment, fluid mud, shear stress, pick up rate, secondary current

## 1. 序論

河川汽水域にはユニークな生態系が形成されるため、近年はその保全や再生が河川管理上の重要な課題となっている。底生動物の生息場は、塩分、堆積物粒度、有機物含有量、河岸付近の潮間帯における乾湿条件（水位変動）に依存していると言われており<sup>1)</sup>。感潮河道でも特に蛇行湾曲部では内岸側に泥質の緩斜面が形成されるため、横断方向の地形の緩やかな変化が塩分や水深、流れ、河床の乾湿などの多様性を生み出し、生物の貴重なハビタットになっていると考えられる。したがって、汽水性生態系の管理技術を構築するためには、感潮河道における蛇行部の地形・底質形成メカニズムを解明し、予測することが必要と考えられる。

従来、河川の順流域（中・上流部）を対象とした開水路流れと土砂の横断方向輸送に関する理論的研究や実験水路による検証は多く行われている。例えば池田<sup>2)</sup>は河川湾曲部について、任意の断面における二次流の速度分布式と砂粒子に作用する力を考慮した平衡河床形状を表す式を導出し、湾曲部の平衡河床形状を解析的に求めて

いる。また、池田・西村<sup>3)</sup>は蛇行水路における三次元流れと掃流砂・浮遊砂輸送の解析法を提案し、理論の妥当性を実験によって確認している。それによれば、河床形状に与える影響は掃流砂が支配的であり浮遊砂の効果は二次的であるとしている。関根<sup>4)</sup>は蛇行河川において二次流による土砂のふるい分け現象を予測する準三次元の数値計算モデルを開発している。福岡ら<sup>5)</sup>は複断面蛇行水路における河床変動について水路実験を行い、低水路満杯流量で蛇行外岸側に最大洗掘深が現れ、相対水深（高水敷水深/低水路全水深）が0.3よりも大きい場合は内岸側が洗掘されて複断面流れの特徴が現れるとしている。このほかにも、二次流と土砂輸送に関する理論的・実験的な研究はChiu and Hsiung<sup>6)</sup>、富永・江崎<sup>7)</sup>など、多くの研究者によって進められてきた。

実河川の湾曲部における研究例として、Bathurstら<sup>8)</sup>は電磁流速計により湾曲部の流速分布を計測して二次流の構造を示しており、その後、超音波ドップラー流速分布計(ADCP)が登場したことで、例えばRichardson and Thorne<sup>9)</sup>はブラマプトラ川での二次流計測を行っている。浮遊土砂の横断分布に関する研究として、二瓶ら<sup>10)</sup>は江戸川中

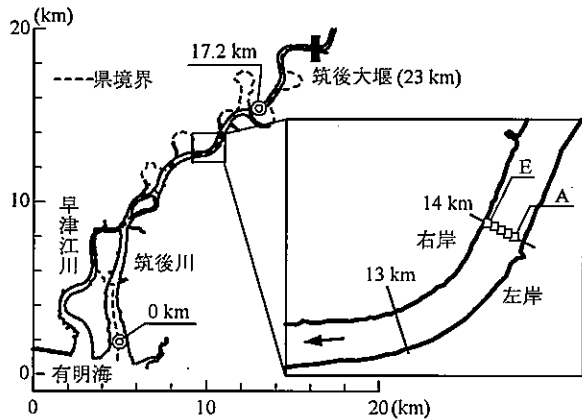


図-1 筑後川河口域の平面図

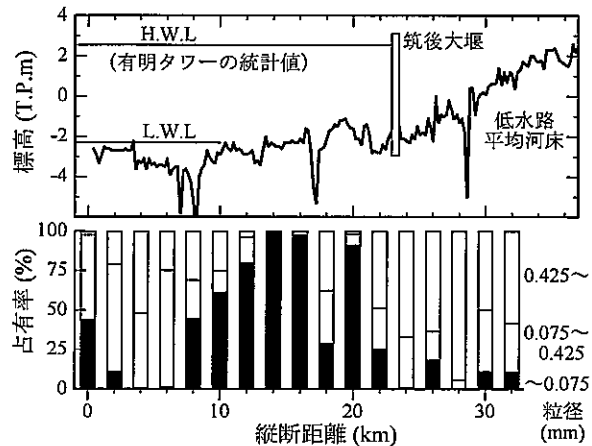


図-2 筑後川河口域の河床高と表層材料の縦断分布

流部において洪水時の流速・SS分布調査を行い、SS輸送量の算定には鉛直分布よりも横断分布を考慮することの方が重要であると指摘している。また渡邊ら<sup>11)</sup>は、鶴川において融雪出水時の横断方向採取と河床材料調査を行い、0.01mm以下の細粒成分に関して河岸堆積物と河道浮遊物質との間にかなりの量の交換が行われている可能性を示している。

このように、河川中流部の流れ構造や土砂の横断分布、横断方向輸送については現地観測に基づいた研究が進められつつあるが、洪水時の現地観測は危険を伴い困難であることから、これまでのところ両者の関係性を的確に捉えた事例は少ない。

本研究で対象とする感潮河道の地形・底質形成に関しては、洪水時の土砂輸送だけではなく、平常時の高濁度水塊による土砂輸送も重要な役割を果たしていることが筑後川<sup>12)</sup>や白川<sup>13)</sup>での研究から示されているが、これらは縦断方向の土砂収支から導かれている。Blantonら<sup>14)</sup>はSatilla Riverの汽水域において蛇行部の塩水および高濁度水塊の運動について現地観測を行っているが、湾曲外岸部において流速・塩分SS濃度の鉛直分布を調査したものであり、横断分布については検討されていない。Uncles<sup>15)</sup>の研究レビューによれば、高濁度水塊に関する既往の研究は濃度の縦断方向分布に関するものがほとんどであり、横断分布はほとんど考慮されていない。しかし実際には、地形の影響によりSS濃度が横断面内で左右対称にならない場合があるとしている。

感潮河道では中流河道とは異なって潮汐の影響により上げ潮と下げ潮でそれぞれ流向が変化することから、湾曲部における二次流の構造や浮遊土砂の輸送形態も非定常性が強いと推測されるが、こうした点に着目した研究は見あたらない。そこで本研究では筑後川の感潮河道を対象として、湾曲部の横断面において流速とSSの時間・空間変化を調査し、高濁度水塊の横断分布特性とシルト・粘土の輸送状況について考察した。筑後川は有明

海奥部に流入しており、日本で最大級の潮位差とSS濃度が生ずるので、本研究の目的に最適の河川である。

## 2. 研究方法

### (1) 調査対象地の概要

図-1に筑後川河口域の平面図を示す。筑後川は有明海に流入する最大の河川であり、流域面積が2,860km<sup>2</sup>、幹線流路延長が143kmである。感潮区間は河口から23km地点に設置された筑後大堰までである。沖積低平地を流れる河川は一般に蛇行し、筑後川もかつては図中の破線(県境)のような蛇行形状で流れていたが、明治以降の河川改修により現在では曲率半径が1.5~3kmのゆるやかな蛇行が連続している。17.2km地点には床固めが設置されており、平常時の塩水遡上はここが限界である。

図-2に河床縦断図と底質の粒度組成を示す。底質図は左岸・中央・右岸の粒度分布(1994年、筑後川河川事務所)を平均している。河床の表層材料は8~20kmの区間ではシルト・粘土が卓越するが、ここでは砂質材料が基盤として存在し、シルト・粘土は非洪水期の一時的な堆積物である<sup>16), 17)</sup>。本研究ではシルト・粘土の堆積が著しく、かつ湾曲部と直線部の接合場所となっている14km地点において観測を実施した。

図-3は観測地点の横断図である。14km地点では洪水の直後にシルト・粘土層がフラッシュされて砂河床となるが(実線)、1~2ヶ月経過するとシルト・粘土の堆積がはじまり、約半年後には中央から右岸にかけて最大で厚さ2mの堆積斜面が形成される。

### (2) 観測日の流量・潮汐

現地観測は2007年8月31日7時~19時と9月1日7時~19時に実施した。図-4に観測日の前後15日間の河川流量(25.5km)と14.6km地点の水位、塩分、SSを示す。流量は筑後川河川事務所から、水位・塩分は筑後大堰管

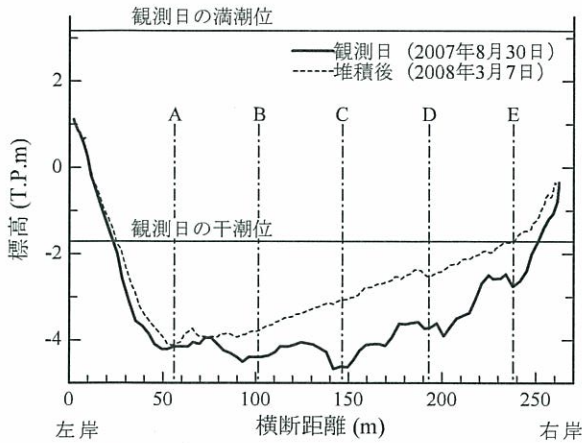


図-3 観測地点の河床横断面図 (14.0km)

理所からデータを提供していただき、SSは独自に計測した。日記式濁度計を14.6kmにある橋脚の下部に取り付けて(設置標高はT.P.-3m)10分間隔で濁度を計測し、得られた濁度を後述の方法(図-5)によってSSに換算した。

筑後川の平均年最大流量は約2,800 m<sup>3</sup>/s、豊水流量は83 m<sup>3</sup>/s、平水流量は54 m<sup>3</sup>/sである。小潮の8月23日にピーク流量が410 m<sup>3</sup>/sの小出水が発生したが全体には安定しており、観測日の流量は66~92 m<sup>3</sup>/sで推移していた。なお、感潮河道6.5 kmにおける潮汐流量<sup>12)</sup>は、大潮時に順流1,900~逆流1,650 m<sup>3</sup>/sであり、河川の自流量に比べて潮汐流が大変大きい場所である。

観測日の潮汐は中潮であり、沖合の潮汐(三池港)で見ると日潮不等は干満差の0.8%(8月31日)、6.8%(9月1日)であった。SS濃度は潮汐に対応して変動しており、小潮期には20 mg/l程度であったが、中潮から徐々に上昇し、大潮期には1,350 mg/lに達している。

### (3) 高濁度水塊の観測

曳航式超音波ドップラー流速計(RDI製ADCP, 周波数1200 kHz)と多項目水質計(アレック電子AAQ-1183)を作業船に搭載して、河道横断面の流速・水質分布を計測した。ADCPはセンサーを水中に0.2 m沈めて取り付け、層厚は0.25 m、表層プランクは0.57 m、一つの鉛直計測を約3秒に設定した。横断観測の往路は時速5 kmで移動しながら流速鉛直分布を計測し、復路では図-3のA, B, C, D, Eの5地点で停止して濁度・塩分の鉛直分布を計測した。一往復の観測に要する時間は10分から15分であり、一潮汐にわたって20分ごとに36回の観測を実施した。

欠測の少ないB地点周辺の流速データを用いて鉛直平均流速・流向を求め、一潮汐での主流軸を設定し、流速データを主流方向成分と横断方向成分に分離した。

曳航式ADCPは相対的な水中流速から船速を差し引いて絶対流速を出力するが、船速は2つの方法で求められている。1つは超音波の河床からの反射を利用する方法

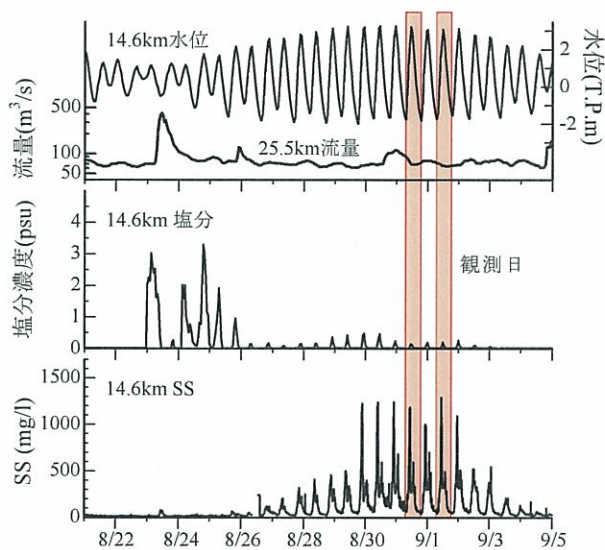


図-4 河川流量と感潮域の水位、塩分、SS (2007年)

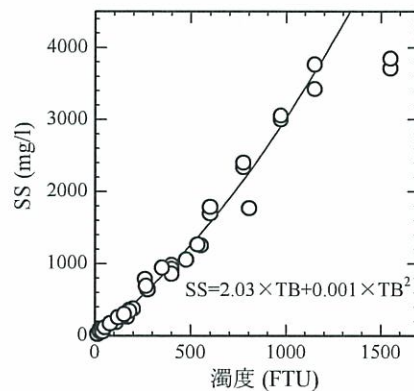


図-5 濁度とSSの相関式

であり、これを河床参照流速と称する。もう1つはGPS測位を利用する方法であり、これをGPS参照流速と称する。河床参照流速と汎用・廉価版GPSを利用したときの流速を比較すると、固定床となる多くの状況では河床参照流速の方が精度が高い。本研究では河床参照流速の設定精度は0.03 m/sであり、GPS参照流速は移動平均値からの分散が最大で0.1 m/sであった。

観測時には河床に浮泥が堆積して河床参照流速が欠測となる箇所が多かったため、主流方向の流速についてはGPS参照流速を用いた。筑後川の潮汐往復流は1 m/s程度になるためGPS参照流速でも議論が可能であると考えた。一方、横断方向の流速は最大でも0.1 m/sと小さくGPS参照流速の誤差と同程度であったため、浮泥が堆積していないと推定される領域に限って河床参照流速により検討した。

SS濃度の分析は別途同じ水域において行い、多項目水質計の濁度値を図-5の相関式によって変換して求めた。水質計の濁度値は1,200 FTU付近で飽和しており、SSの計測限界は約4,000 mg/lであった。



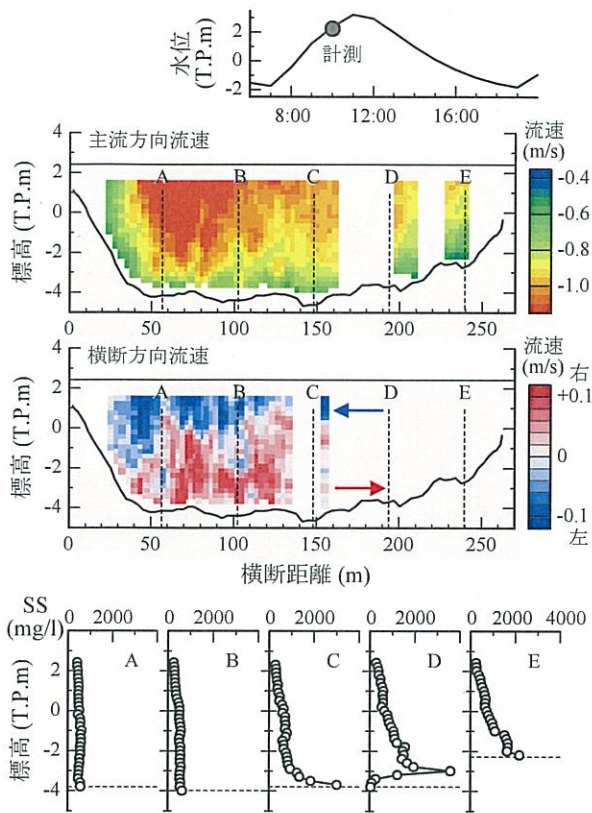


図-6 主流速・横断方向流速・SSの横断分布 (10時00分)

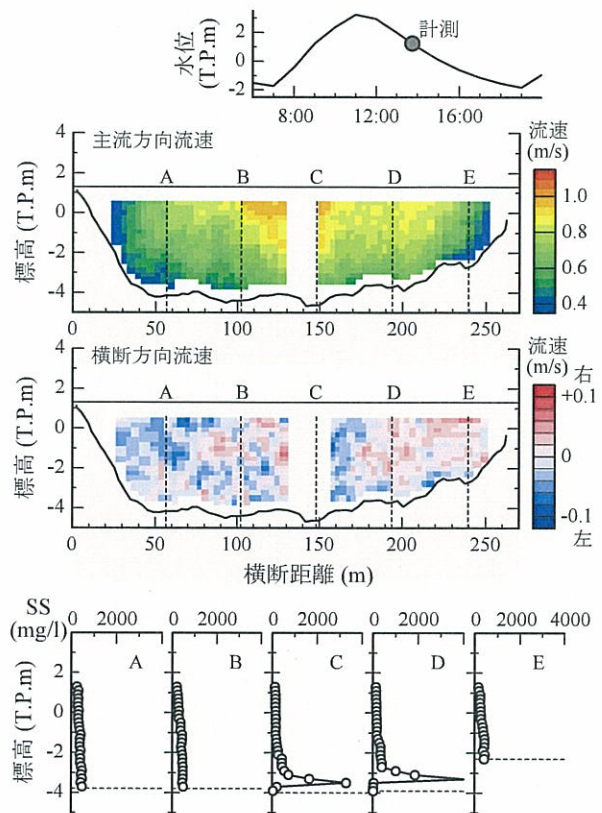


図-7 主流速・横断方向流速・SSの横断分布 (13時40分)

#### (4) 浮泥の音響探査

河床への浮泥の堆積状況を確認するために、デジタル魚群探知機 (Eagle 社 Fish Strike 2000C) を用いて河道横断面の音響探査を行った。超音波の発振周波数は200 kHzであり、水中エコー画像を内蔵SDカードに記録し、河床形状と浮泥の堆積状況を解析した。音響探査は観測2日目の9月1日に5回実施した。

### 3. 湾曲部の流速・SS分布の特徴

#### (1) 流速・SSの横断分布と二次流の発生状況

図-6は上げ潮最強時の主流方向流速と横断方向流速の横断分布、SS・塩分の鉛直分布である。図-7は下げ潮における同様の図である。横断方向流速は右岸方向を(+)としている。流速の空白部分は欠測である。塩分は図示していないが、鉛直・横断方向に変化が見られず、満潮時には0.5 psuに上昇した。したがって、強混合型の塩水遡上の先端付近で観測していたことになる。

上げ潮時の流速分布(図-6)は、主流方向流速が中央よりも左岸側で強く最大で1.2 m/sを示している。横断方向流速は表層において約0.1 m/sの左岸に向かう流れが生じ、底層では逆向きに約0.1 m/sとなっている。観測断面は左岸が湾曲の外岸にあたるため(図-1)、これらの流速分布は上げ潮で湾曲の二次流が発生していることを示

している。

SS濃度は左岸で低く、300~500 mg/lでほぼ一様な鉛直分布を示している。しかし、右岸に行くほど中・下層のSS濃度が上昇している。これは流速の遅い湾曲内岸で沈降が進みやすいことと、二次流の影響で内岸底層にSSが集積しやすいことが原因と推測される。さらに、河床付近ではSS濃度が急減する場合もある(D地点)。この現象は底層に清浄な水が存在するのではなく、後述するように浮泥層が形成されてSS濃度が4,000 mg/lを超える高濃度な状態になっているために、センサーの出力が飽和しているものと考えられる。

一方、下げ潮の主流方向流速(図-7)は、中央部で最も速く、左右対称の分布となっている。横断方向流速は非常に弱く特徴的な流れはみられなかった。そのため、下げ潮では湾曲部に特有の二次流は発生していないと考えられる。

以上のように14 km地点では上げ潮と下げ潮で横断面内の流速分布とSS分布の特徴が異なっていた。図-1によれば、14 km地点は河口方向から見ると湾曲の出口に位置しているため、高濁度水塊が遡上する際には、外岸と内岸に流速差が生じて二次流が発生すると考えられる。一方、上流から見ると14 km地点は直線河道に位置しているため、下げ潮の順流では左右対称な通常の開水路流れになると推測される。

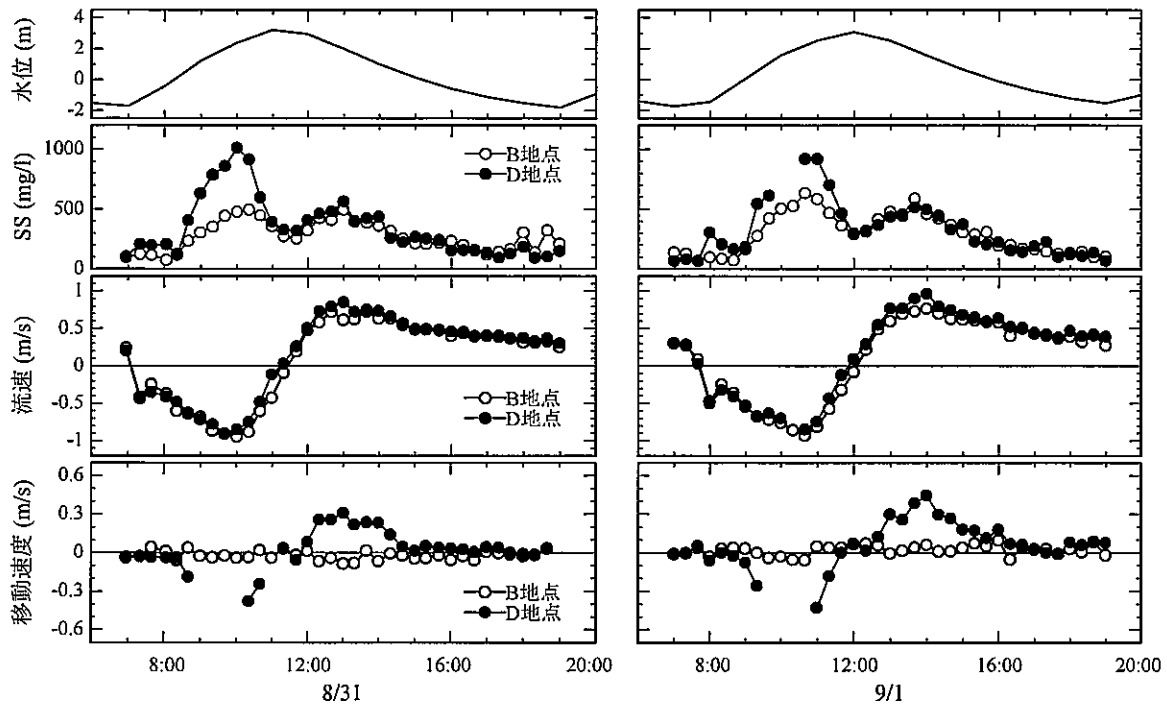


図-8 SS濃度、水中流速と浮泥層移動速度の時系列

(2) 浮泥層の存在状況

ADCP 計測によって得られる河床参照流速と GPS 参照流速は精度の違いはあるにせよ、本来一致するものである。しかし、移動床になっている場合は両者にずれが生ずる可能性があり、このことは例えば二瓶ら<sup>18)</sup>が洪水時の観測から示している。そこで、GPS 参照流速から河床参照流速を差し引いたものを浮泥層の移動速度と考えて、左岸 B 地点と右岸 D 地点について計算した (図-8)。

河川水の水深平均流速は最大で 1 m/s であり地点間の差も小さいが、浮泥層の移動速度は顕著に違っていた。B 地点では浮泥層の移動が発生していないが、D 地点では逆流と順流において 0.4 m/s 程度で浮泥層が移動している結果が得られた。逆流最強時は欠測となっているが、河川水流速との波形の相似性を考慮すると、0.4 m/s 以上で浮泥層が移動している可能性がある。

図-9 に水深平均流速の横断分布を示す。河床参照流速と GPS 参照流速の2種類の流速を表示しているが、GPS 参照流速は一般的な河川の流速分布になっている。これに対して、河床参照流速は中央よりも右岸側 (距離 140 m から 210 m) で GPS 参照流速よりも低下しており、不自然な波形になっている。

図-10 は 9 月 1 日の満潮時の音響探査画像であり、距離 140 m よりも右岸側において河床が 2 層になっている。反射強度の強い黒色層の上に厚さ 0.1 ~ 0.6 m の灰色層が見られ、灰色層は反射強度が弱いことを意味するので浮泥の新規堆積層と考えられる。図-9 と図-10 はそれぞれ現象が最も特徴的な日時のデータを示しているため厳密

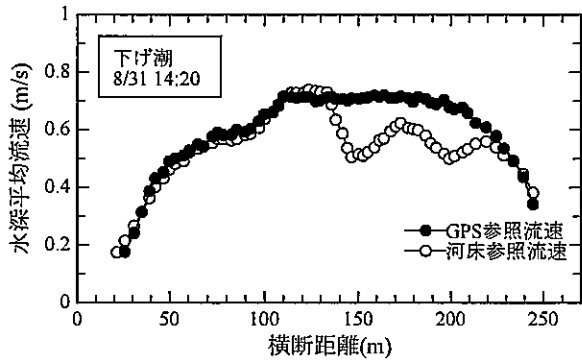


図-9 水深平均流速の横断分布

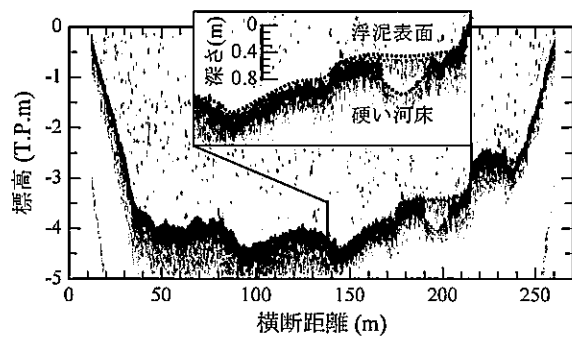


図-10 河床横断面の音響探査(9月1日 12:33)

な比較にはならないが、新規堆積層の存在範囲と河床参照流速の低下領域はほぼ一致していた。したがって、湾曲の内岸となる右岸側では高濃度の SS が沈殿して浮泥層を形成し、それが潮汐往復流によって流動していると考えられる。

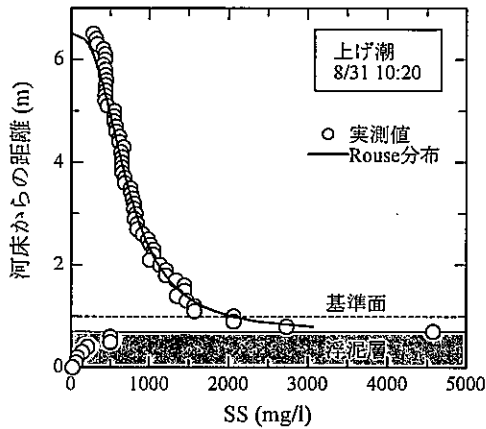


図-11 Rouse分布による浮泥層の推定例

#### 4. SSの沈殿と浮泥層の形成

##### (1) SSの沈殿状況の推定方法

浮遊砂の濃度分布に関するRouse式を用いてSS粒子の沈降速度と沈降によって形成された浮泥層の厚さを推定する。図-6から分かるように、筑後川の感潮河道は大潮時には強混合状態となって通常の河川のように流れるため、流速の鉛直分布は概ね対数分布則に従う。そのため次のRouse分布を適用させることは妥当だと考えた。

$$\frac{C(z)}{C_a} = \left( \frac{h-z}{z} \cdot \frac{a}{h-a} \right)^2 \quad (1)$$

$$Z = \frac{w_0}{\kappa\beta u_*} \quad (2)$$

ここで、 $a$ : 基準面高さ (=0.05 $h$ ,  $h$ は水深),  $C_a$ : 基準面高さのSS濃度,  $C(z)$ : 底面から高さ $z$ のSS濃度,  $w_0$ : 粒子沈降速度,  $\beta$ : 定数 (=1.2),  $\kappa$ : カルマン定数,  $u_*$ : 摩擦速度である。

SS粒子の浮上・着底は浮泥層の表面で生じているので、 $u_*$ は浮泥層の表面に作用する大きさを求めることとする。前述のように河床参照流速は流動する浮泥層を河床と誤認して出力されているので、これをそのまま用いて次式の対数流速分布則にあてはめる。

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln z + A \quad (3)$$

ここで $A$ : 定数である。観測期間を通じて実測値の再現性が高い $A$ を求めたところ、 $A = 13.4$ が得られた。

実測されたSS濃度をRouse分布で表現できる領域は粒子の浮上・沈降が生じている水中であり、分布に乗らない領域は粒子が浮泥状の流体になっていると考える。図-11にSS鉛直分布とRouse分布の設定例を示す。SS濃度が急上昇(もしくは飽和急減)する位置を便宜的に浮

泥層と見なし、そこを疑似河床とする。疑似河床より上部濁水層の水深 $h$ , 基準面高さ $a$ と基準面濃度 $C_a$ をSS鉛直分布から読み取り、SS濃度分布を再現しうる粒子沈降速度 $w_0$ を与える。

浮泥層の判定水深を変化させてそれぞれの層厚におけるSS濃度分布を作成し、その中から実測SS分布との誤差が最小になるケースを採用した。図-11は結果の一例であるが、水中のSS濃度分布は良好に再現されており、浮泥層は0.7mと推定された。

##### (2) 浮泥層の発達

摩擦速度とRouse分布から推定された基準面濃度、沈降速度、浮泥層厚の時系列を図-12に示す。9月1日については音響探査画像(図-10)からD地点の浮泥層厚を読み取ってプロットしたところ、推定浮泥層厚とよく一致しており、本手法による浮泥層の推定は妥当だと考えられる。

左岸B地点の基準面濃度は上げ潮と下げ潮で同程度であるが、右岸D地点では上げ潮の濃度は下げ潮の約2倍になっている。

浮泥層はB地点ではほとんど見られない。一方、D地点では上げ潮時に増大し、満潮時には約1.3mを示し、下げ潮では浮泥層が薄くなっていった。8月31日の朝の干潮時にはD地点の浮泥層は0.1mであったが、一潮汐後には0.2mになり、9月1日の夕方干潮時には0.3mになった。つまり、3潮汐を経て正味0.2m堆積したことになる。

##### (3) 浮泥層の移動

図-8と図-12を比較すると、浮泥層の移動は鉛直平均流速が0.5m/sを超える時に、流速に比例する形で発生している。移動が生ずる摩擦速度は約0.03m/sであった。このときのShields数は以下の式で求められる。

$$\phi = \frac{u_*^2}{(\sigma/\rho - 1)gd} \quad (4)$$

ここで、 $\sigma/\rho$ : 底質比重 (=2.65),  $g$ : 重力加速度,  $d$ : 粒径である。SSの中央粒径 $d$ は0.01mmであり<sup>1)</sup>,  $\phi$ は5.6となった。これはシートフローが発生する状態であり、浮泥層が移動していることと整合する。ただし、シートフローの発生が $\phi=0.5$ からとすると、対応する摩擦速度は0.009m/sとなり、現場では満潮と干潮を除いて常に発生していることになる。実際には摩擦速度が0.03m/s以上で浮泥層が移動していたので、SS粒子が沈殿した際に相互の結合が進み、短期的に粘着性が高まって流動しにくくなっていると推測される。

浮泥層の形成にはSS粒子の水平移流(縦断・横断)と鉛直移動(沈降・巻き上げ)、浮泥層の水平移流が関わっている。既往の研究<sup>12),13)</sup>では、縦断方向のSS輸送は一潮

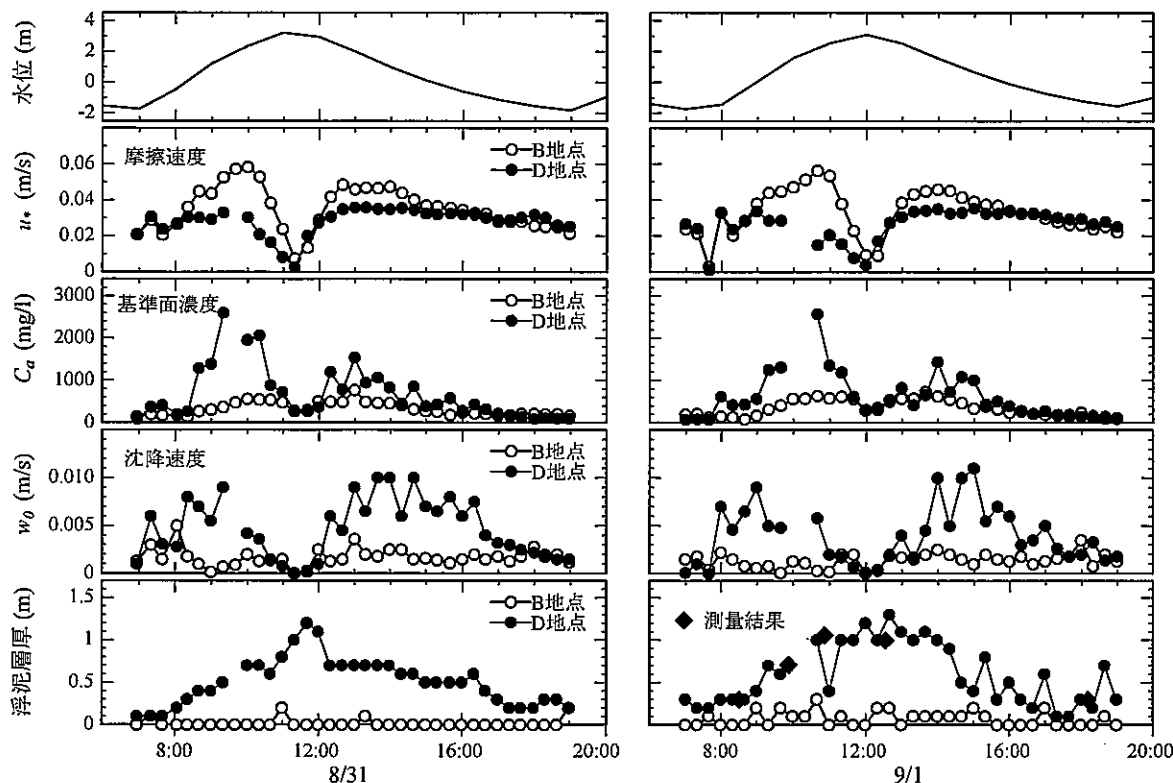


図-12 水位、摩擦速度と Rouse 分布から推定された基準面濃度、粒子沈降速度、浮泥層厚の時系列

汐では逆流が卓越することが示されている。また、山本・横山<sup>19)</sup>は SS の沈降速度に関する現地実験を同時に実施し、SS の沈降量から計算される浮泥層の上昇量よりも、実際の上昇量の方が大きいことを示し、SS の沈降だけではなく fluid mud が他の地点から移動してきていると考察している。

今回は浮泥層の移動速度データに欠損が多く濃度分布も不明であるが、堆積量が増加していることから上流や湾曲内岸への輸送が卓越している可能性がある。

### 5. SS 粒子の底面定着に関する考察

#### (1) 沈降速度

推定した SS 粒子の沈降速度 (図-12) は B 地点ではピーク値が 0.004 m/s, D 地点では 0.01 m/s であった。これに対して、単体粒子の乱流中における沈降速度は Rubey 式で表される。

$$w_0 = \sqrt{\frac{2}{3} \left( \frac{\sigma}{\rho} - 1 \right) g d} + \frac{36\nu^2}{d^2} - \frac{6\nu}{d} \quad (5)$$

ここで、 $\nu$ : 動粘性係数である。SS 粒子の中央粒径  $d$  は概ね 0.01 mm であり、その沈降速度は  $10^{-4}$  m/s 程度となる。これは、Rouse 分布から推定した沈降速度の 1/10 ~ 1/100 の値である。

満潮時の水深は約 7 m なので、沈降速度が  $10^{-4}$  m/s だと

すると水面の粒子が着底するのに 19 時間を要し、沈降速度が  $10^{-2}$  m/s であれば 12 分で着底しうる。現場は上げ潮の 4 時間で浮泥層が 1 m 以上に成長する場所であるため、後者の沈降速度の方が妥当な値と考えられ、SS 粒子がフロック化して沈降速度が増加していると推察される。

横山ら<sup>20)</sup>は別途、ADCP の反射強度と濁度の相関関係を調べ、上げ潮・下げ潮と満潮付近の憩流時では音響散乱強度と光散乱強度の対応関係が異なり、憩流時には音響散乱強度の減衰が著しいことを示している。このことから、上げ潮・下げ潮時には単体粒子とフロックが混在し、憩流時にはフロックが沈殿することで水中には微少な単体粒子が残留していると考察している。

山本・横山<sup>19)</sup>は現場型の粒度分布測定器 (LISST-100) を用いて懸濁粒子の計測を行っており (2007 年 8 月 31 日)、中央粒径が 0.1 ~ 0.2 mm のフロックが形成され、全懸濁粒子に占めるフロックの割合が 50 ~ 80% であることを示している。

以上より、 $10^{-3}$  m/s から  $10^{-2}$  m/s の沈降速度を持つフロックが存在し、特にフロックの形成は湾曲内岸である D 地点で活発であると考えられる。フロックの形成には塩分による電荷の中和作用、藻類由来の粘性物質、SS 濃度による粒子の相互干渉、乱流強度などが寄与していると言われているが、現場では横断方向に塩分濃度の違いが見られなかった。したがって、その他の要因の横断分布を調べるのが今後の課題である。

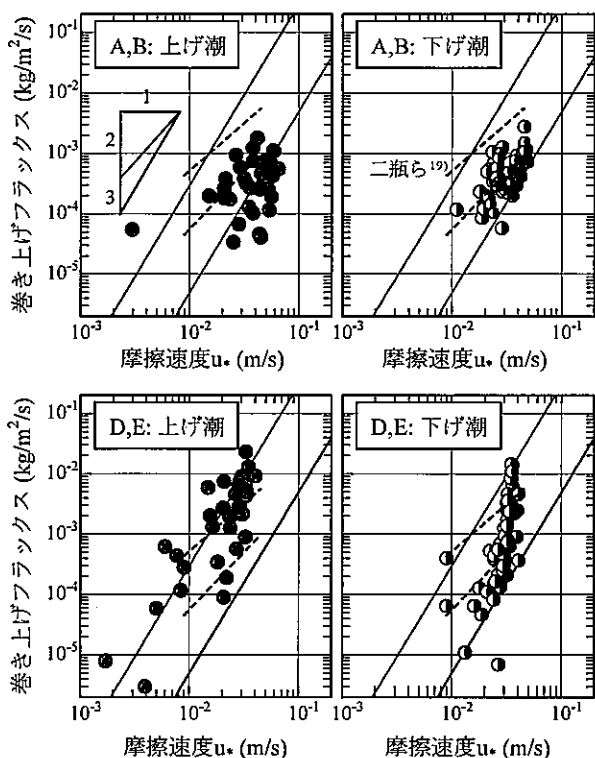


図-13 摩擦速度と巻き上げフラックスの関係

(2) 巻き上げフラックスと浸食速度

SSの巻き上げフラックスと粘着性底質に関する浸食速度との比較により浮泥層の粘着性について考察する。巻き上げフラックスの計算は二瓶ら<sup>21)</sup>の方法を参考にした。底面における局所平衡性の仮定、すなわち巻き上げフラックスと沈降フラックスが等しいと仮定すると、巻き上げフラックスは次のように表される。

$$P_k = w_0 C_a \quad (6)$$

ここで $P_k$ ：巻き上げフラックスである。

図-13に $u_*$ と巻き上げフラックスの関係を地点別に示す。浮泥が急増・急減する時間帯(満潮前後)については平衡性の観点から除外している。湾曲の外岸側に位置する左岸A, B地点の巻き上げフラックスを見ると、同じような傾向を示しているが、若干上げ潮の方が下げ潮と比べて低い領域に分布している。図中の赤破線は都市河川の河床堆積物( $D_{50}=0.3\sim 0.6\text{ mm}$ )に対する経験式であり、二瓶ら<sup>21)</sup>は巻き上げフラックスが底面剪断応力の0.79~1.12乗、すなわち $u_*$ の1.58~2.24乗に比例することを示している。

底泥の浸食速度(m/s)は密度を乗ずれば巻き上げフラックスと同じ次元になるが、西森・関根<sup>22)</sup>は浸食速度が $u_*$ の3乗に比例することを示している。図中の実線は $u_*$ の3乗の勾配であり、プロットの散布範囲を比較しやすいように2本の共通線を引いている。これよりA, B地

点の巻き上げフラックスは $u_*$ の2乗から3乗の範囲に分布していることが分かる。

湾曲の内岸に位置する右岸D, E地点の巻き上げフラックスはA, B地点より高い領域に分布しており、外岸に比べてSSの浮上・沈降が活発に生じている。上げ潮の巻き上げフラックスは $u_*$ の3乗に従っており、浸食速度式が対象としている粘着性粒子の剥離挙動と似た現象が生じていると考えられる。一方、下げ潮は概ね8乗に従っており、かつ上げ潮よりも低い領域に分布している。下げ潮では $u_*$ が0.02 m/sを超えると急激に巻き上げが生じていることから、上げ潮から満潮にかけて沈殿したSS粒子が浮泥層を形成し、粘着性の効果により浸食されにくい状態に変化していると推測される。

ここまで、上げ潮から下げ潮にかけての一潮汐について考察したが、引き続いて発生する上げ潮では再び巻き上げられやすい状態に転ずるはずである。そのメカニズムについては現段階でははっきりしないが、上げ潮で発生する潮汐波やタイダル・ボアが関係している可能性がある。Wolanskiら<sup>23)</sup>はDaly汽水域で流速、水位、SSの時間変化を計測し、上げ潮時にはタイダル・ボアが発生し、その2分後にSSの再懸濁が発生すると報告している。Unclesら<sup>24)</sup>はHumber汽水域においてタイダル・ボアによるSS再懸濁を予想して調査を行ったが、直接の関係は見いだせなかったとしている。このような点もふまえて、浮泥層の表面が攪乱される詳細なメカニズムを明らかにしなくては必要がある。

6. まとめ

本研究では、感潮河道の湾曲部における流れの特徴と高濁度水塊の横断分布、シルト・粘土の沈降・巻き上げについて検討した。湾曲の上流側で流速とSSの横断分布を計測したところ、上げ潮では湾曲外側において流速が速く、SS濃度は低かった。湾曲内側では流速が遅く、高濃度のSSが観測された。また横断方向の流れは表層で外岸側に、底層で内岸側に向かっていった。湾曲上流側において2次流や、それによるSSの集積が見られたことから、筑後川感潮河道では順流によるSS輸送よりも塩水遡上によるSS輸送が卓越していると推察された。

曳航式ADCPで測定される河床参照流速とGPS参照流速を比較すると湾曲内岸において差が見られ、河床の浮泥層が流動していると考えられた。潮汐往復流の最大流速は1 m/s程度であるのに対して、浮泥層の推定移動速度は約0.4 m/sであった。

Rouseの浮遊砂濃度式を用いて水中SS濃度の再現性が最も高くなるように浮泥層の厚さと粒子沈降速度を推定した。湾曲の外岸側では浮泥層はほとんど無かったが、内岸側では満潮時に1.3 mまで発達し、3潮汐を経て正味



0.2 m の層が形成された。

Rouse 分布から推定された粒子沈降速度は 0.01 m/s に達し、単体粒子の理論沈降速度よりも 10 ~ 100 倍大きい値となった。現地の水深と浮泥層の発達状況を考慮すると前者の沈降速度が妥当であると考えられ、高濁度水塊中でフロックが形成されて SS が沈降しやすくなり、数時間で浮泥層が形成されたと推測される。

SS の巻き上げフラックスと粘着性土の浸食速度式の比較を通じて粒子の粘着性について考察した。湾曲外岸の巻き上げフラックスは上げ潮と下げ潮で差はみられず、摩擦速度の 3 乗に比例していた。粘着性土の浸食速度も摩擦速度の 3 乗に比例するため、浸食速度式が対象とする粒子の剥離現象が浮泥の表面でも生じていると考えられる。一方、湾曲内岸では下げ潮の巻き上げフラックスは上げ潮に比べて小さく、かつ摩擦速度が 0.02 m/s を超えると急激に増加していた。つまり、上げ潮から満潮にかけて SS が沈殿して浮泥層が形成され、粘着性などの効果によって攪乱されにくくなっていると推測される。

以上より、感潮河道の湾曲部におけるシルト・粘土の輸送・堆積過程は次のように考えられる。湾曲部では潮汐往復流によって 2 次流が発生し、上げ潮で高濁度水塊が遡上する際に、湾曲内側の底層に SS が集積する。また、SS 粒子がフロックとなることで沈降速度が増加して河床に沈殿し、浮泥層を形成する。上げ潮や下げ潮で摩擦速度が増大すると浮泥層は移動し始める。浮泥層の内部では数時間の間に粘着性が増加し、あるいは粒子の結合が進むことで、下げ潮時に浸食されにくくなり巻き上げフラックスが低下する。

このような SS 粒子の水平移流（縦断・横断）と鉛直移動（沈降・巻き上げ）、浮泥層の水平移流の結果、一潮汐を経過した後に浮泥層の一部が残留し、徐々にシルト・粘土の堆積が進行してゆく。

緩流河川の感潮河道では湾曲の内岸に泥質の緩斜面が形成されやすいが、本研究によりシルト・粘土が集積、沈殿、堆積する概略の過程を示すことが出来た。ただし、2 次流と乱流構造の関係、それが浮遊砂輸送におよぼす影響、SS 粒子のフロック化、浮泥層における粒子間結合の実態、浮泥層の移流による正味輸送量など、各過程の詳細については実証的に示せておらず、さらなる調査研究が必要である。

謝辞：本研究の実施にあたり平成 19 年度科学研究費補助金（若手 B、横山勝英）、及び河川環境管理財団河川整備基金の援助を受けた。流量データは国土交通省筑後川河川事務所からご提供いただいた。現地観測では、いであ（株）高島創太郎氏、下筑後川漁協の塚本辰己氏、首都大学東京水工学研究室の学生諸氏から御助力いただいた。ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 楠田哲也, 山本晃一: 河川汽水域—その環境特性と生態系の保全・再生—, pp.159-177, 技報堂出版, 2008.
- 2) 池田駿介: 移動床河川の湾曲部における二次流と動的横断平衡河床について, 土木学会論文集, 第 229 号, pp.55-65, 1974.
- 3) 池田駿介, 西村達也: 砂床蛇行河川の三次元流れと河床形状, 土木学会論文集, 第 369 号/II-5, pp.99-108, 1986.
- 4) 関根正人: 蛇行河川における土砂のふるい分けに関する研究, 土木学会論文集, No.468/II-23, pp.29-38, 1993.
- 5) 福岡捷二, 小俣篤, 加村大輔, 平生昭二, 岡田将治: 複断面蛇行河道における洪水流と河床変動, 土木学会論文集, No.621/II-47, pp.11-22, 1999.
- 6) Chiu, C.L. and Hsiung, D.E.: Secondary Flow, Shear Stress and Sediment Transport, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. 107, No. 7, pp.879-898, 1981.
- 7) 富永晃宏, 江崎一博: 流砂に及ぼす二次流の効果に関する検討, 第 32 回水理講演会論文集, pp.455-460, 1988.
- 8) Bathurst, J. C., Thome, C. R. and Hey, R. D.: Secondary flow and shear stress at river bends, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. 105, No. 10, pp.1277-1295, 1979.
- 9) Richardson, W. R. and Thome, C. R.: Secondary Currents Around Braided Bar in Brahmaputra River, Bangladesh, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 124, No. 3, pp. 325-328, 1998.
- 10) 二瓶泰雄, 植田雅康, 木水啓: 江戸川における土砂濃度の横断・鉛直分布特性と土砂輸送量算定法の検討, 水工学論文集, 第 50 巻, pp.937-942, 2006.
- 11) 渡邊康玄, 長谷川和義, 橋本謙秀: 洪水時における浮遊物質の横断面内輸送と河岸堆積微細砂の堆積状況, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.413-418, 2000.
- 12) 横山勝英, 宮崎晃一, 河野史郎: 筑後川感潮河道と有明海奥部における高濁度水塊の広域移動に関する現地観測, 水工学論文集, 第 52 巻, pp.1339-1344, 2008.
- 13) Yokoyama, K., Suetsugi, T. and Kawano, S.: Annual sediment budget in the Shirakawa River estuary, Japan, *6th International Symposium on Environmental Hydraulics*, IAHR, Greece, 2010.
- 14) Blanton, J. O., Seim, H., Alexander, C., Amft, J. and Kineke, G.: Transport of salt and suspended sediments in a curving channel of a coastal plain estuary: Satilla River, GA, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 57, pp.993-1006, 2003.
- 15) Uncles, R. J.: Estuarine Physical Processes Research: Some Recent Studies and Progress, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 55, pp.829-856, 2002.
- 16) 入江靖, 石川博基, 前田昭浩, 山口広喜, 坂本哲治, 福岡捷二, 渡邊明英: 筑後川感潮域における洪水流と土砂移動, 河川技術論文集, 第 15 巻, pp.297-302, 2009.
- 17) 横山勝英, 長屋光彦, 金子祐, 山本浩一, 高島創太郎: 筑後川感潮河道における河床地形・材料の変動特性に関する長期連続調査, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.685-690, 2010.

- 18) 二瓶泰雄, 色川有, 井出恭平, 高村智之: 超音波ドップラー流速分布計を用いた河川流量計測法に関する検討, 土木学会論文集B, Vol.64, No.2, pp.99-114, 2008.
- 19) 山本浩一, 横山勝英: 筑後川感潮河道における懸濁粒子の凝集・沈降フラックスに関する調査, 海岸工学論文集, 第55巻, pp.1431-1435, 2008.
- 20) 横山勝英, 金子祐, 長屋光彦, 山本浩一: 筑後川感潮河道の蛇行部横断面におけるSS粒子の挙動とフラックスに関する考察, 水工学論文集, 第53巻, pp.1411-1416, 2009.
- 21) 二瓶泰雄, 山崎祐介, 西村司, 丸山透: 都市河川における易浮遊性堆積物環境の検討, 水工学論文集, 第48巻, pp.1447-1452, 2004.
- 22) 西森研一郎, 関根正人: 粘着性土の浸食過程と浸食速度式に関する研究, 土木学会論文集B, Vol. 65, No. 2, pp.127-140, 2009.
- 23) Wolanski, E., Williams, D., Spagnol, S. and Chanson, H.: Undular tidal bore dynamics in the Daly Estuary, Northern Australia, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 60, pp. 629-636, 2004.
- 24) Uncles, R. J., Stephens, J. A. and Law, D. J.: Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floccs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.67, pp.30-52, 2006.

(2010. 10. 5 受付)

## MOVEMENT OF TURBIDITY MAXIMUM AND FLUID MUD IN A CROSS-SECTION OF A MEANDERING ESTUARINE CHANNEL

Katsuhide YOKOYAMA, Yu KANEKO and Koichi YAMAMOTO

The current pattern and suspended sediment dynamics in the meandering channel of the Chikugogawa estuary were investigated. A secondary current was observed in the upstream region of the curve when the turbidity maximum migrates landward during a flood tide, and the suspended sediment concentration near the bottom increases at the inside of the curve. A fluid mud layer with a maximum velocity of 0.4 m/s was formed at the inside of the curve. The maximum thickness of the mud layer increased to 1.3 m during a flood tide, and it remained 0.2 m after three tidal cycles. Because the settling velocity of the suspended particles, as estimated by the Rouse equation, was higher than the theoretical velocity for a single mineral, particles collide and floccs are formed. The relationship between the pick-up rate of the bottom sediment and the shear velocity indicates reduced sediment erodibility during an ebb tide. Fine sediment processes in an estuarine channel could be explained as follows: suspended sediment is transported to the inside of the curve and settled sediments form fluid mud during a flood tide, following which the particles consolidate over the course of several hours and the pick-up rate reduces during an ebb tide; the morphological evolution of the river bed occurs at a semi-diurnal scale.