

# 河口二層流の連行現象に関する現地観測

西田修三\* ・吉田静男\*\*・横尾啓介\*\*\*  
藤本裕昭\*\*\*\*・神田典昭\*\*\*\*

## 1. はじめに

石狩川は、北海道中央部を流れる総延長 268 km、流域面積 14,330 km<sup>2</sup>を有する一級河川で、満潮時には河口上流 20 km におよぶ塩水遡上がみられる典型的な弱混合河川である。農業用水の確保から塩水の侵入する下流域においても取水が行われ、しばしば塩害が発生している。また、河口域にはシジミ貝の漁場もあり、その生育は塩分濃度の影響を顕著に受けている。底層に塩水の存在する二層流の塩分拡散量は、一般にリチャードソン数と関係づけられた連行係数によって算定が可能であり（例えば、玉井, 1987; Grubert, 1990）、塩水くさびを対象とした予測式も提案されている（須賀, 1983）。しかし、表層水の塩分濃度は、リチャードソン数に反映される河川流量の他に、風等の気象因子の影響を受けて大きく変化し、実測値と予測値には 1 オーダー以上の開きが生じることもある（西田ら, 1996）。塩分濃度の予測は、利水面や多様な生態系への影響評価の面からも必要とされており、予測精度の向上が望まれている。

本研究では、石狩川の河口部感潮域において実施した観測データを基に、水理量の時空間変動特性を明らかにするとともに、塩分拡散に及ぼす風の効果について解析を行い、風の影響を考慮した連行係数の定式化を行った。

## 2. 観測概要

石狩川河口 (KP 0.0) から上流約 26.6 km (KP 26.6) までを観測区間とし (図-1)、(1) 表層塩分 (KP 4.4 (水深 1.0 m), KP 9.0 (1.0 m), KP 11.7 (0.5, 1.0 m), KP 14.0 (0.5, 1.0 m), KP 14.5 (0.5 m), KP 20.0 (1.0 m): 水温電導度計)、(2) 鉛直流速分布 (KP 14.5: ADCP-1200 kHz)、(3) 淡水塩水境界面位置 (KP 4.5, KP 14.5, KP 26.6: ソナー) の、定点連続観測を、1997 年と 1998 年の夏季に約 1 ヶ月間実施した。水位、風速風向、雨量の各データは、関係機関より入手して解析に利用した。また、船を用いた塩水くさびの形状と流況・密度の縦

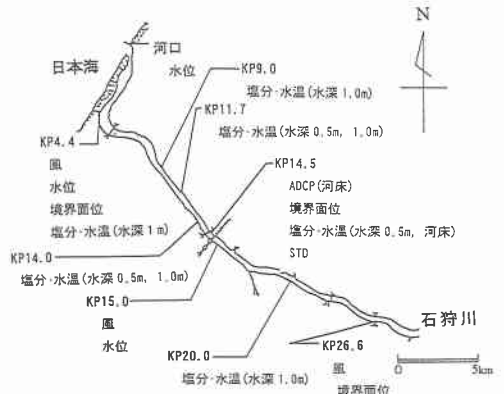


図-1 観測地点と観測項目

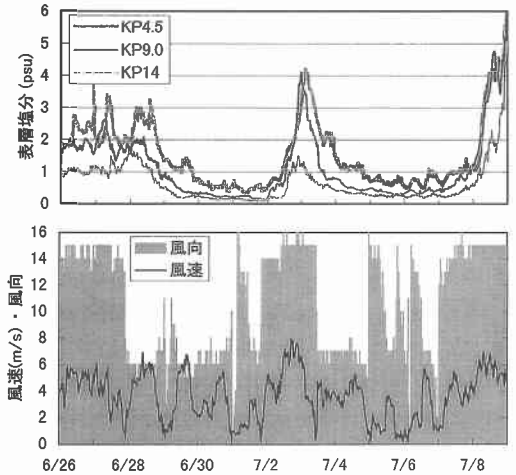


図-2 表層塩分と風の経時変化

断観測もあわせて実施した。

## 3. 観測結果および解析

### (1) 表層塩分濃度

図-2 は、表層塩分 (水深 1.0 m) と風の経時変化を示したものである。両者には明瞭な相関関係が認められ、風速の増大にともない表層塩分が増加していることがわ

\* 正会員 工博 大阪大学大学院助教授 土木工学専攻  
\*\* 正会員 工博 北海道大学大学院助教授 機械科学専攻  
\*\*\* 正会員 (株) 福田水文センター 水工部  
\*\*\*\* 学生会員 大阪大学大学院 土木工学専攻

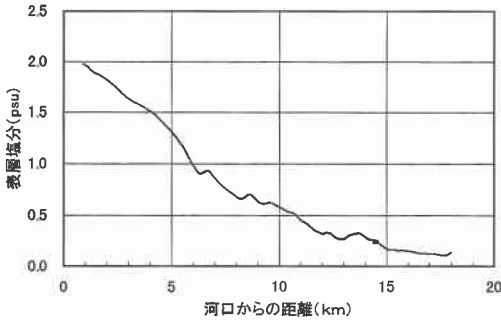


図-3 表層塩分の縦断変化

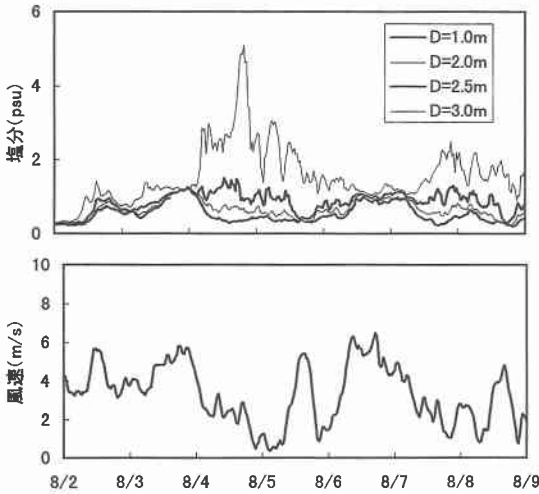


図-4 各水深の塩分変動

かる。図には風向(16方位)も示しているが、河道に沿った順風(下流向き)と逆風(上流向き)の風が卓越していた。淡水境界面を通しての下層塩水の連行により、下流ほど表層塩分が上昇している。図-3は、塩水が約20 km 遡上していた97年7月31日における表層塩分の縦断観測結果である。定常場の解析結果(吉田ら, 1993)が示すように、塩水くさび先端付近から河口に向けて直線的に増大していることがわかる。

図-4は、河口上流10.8 kmに設置された多層式塩分計による計測結果である。水面を基準に1.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0 mの各水深にセンサーを固定して計測を行った。下層塩水の影響が直接及ばない上層内3.0 mまでの4水深の計測結果を図に示した。風速の増大とともに密度境界面上方の漸変層が消失し、上層内で塩分の一様化が起り表層部の塩分が増加していることがわかる。そして、低風速時には下層より取り込まれた塩分が表層まで輸送されることなく、再び塩分の漸变成層化が生じている。この観測結果から、密度二成層場の塩分

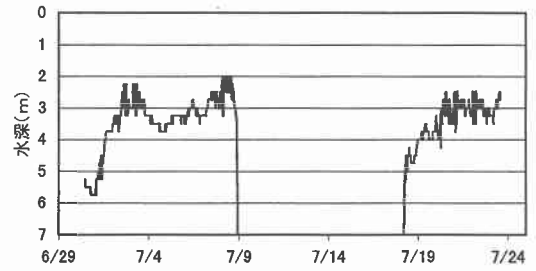


図-5 淡水水境界面の変動

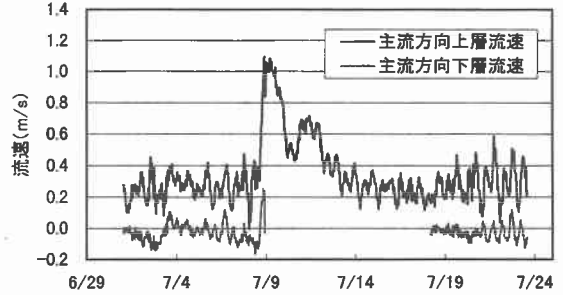


図-6 上層および下層平均流速

拡散機構は以下のように考えられる。まず、不安定性によって生じた界面波の碎波や河川流自体が有する乱れによって取り込まれた下層塩水が、境界面直上に漸変層を形成する。この漸変層に蓄えられた塩分は、吹風による強い乱れの発生によって上層内に一様に拡散し、表層塩分を上昇させる。

## (2) 水理量の経時変化

図-5は、KP 14.5地点(全水深約8 m)における河川水と海水の境界面変動を示したものである。境界面位置は、ADCPの反射強度データを基に算定するとともに、左岸寄りに設置された超音波測深機の観測結果との整合確認も行った。7月9日~7月18日の期間は境界面位置が示されていないが、これは7月9日の降雨出水により塩水が後退し、観測点に塩水層が存在しなかったためである。出水による急激な境界面の低下と塩水フロントの再侵入の過程が明瞭に捉えられている。また、使用したADCPの測定層厚が0.25 mのため、小振幅の変動は捉えきれないものの、潮汐に対応した周期変動や小降雨による境界面の低下と回復状況が把握できる。

図-6は、ADCPにより計測された流速分布と境界面位置から求めた上層および下層の平均流速である。7月9日の出水時には上層流速が急激に変化し、1 m/sを超える流速が生じていることがわかる。また、上層、下層とも潮汐に対応した周期的な変動を示し、上層流速は0.1~0.4 m/sの範囲で大きく変動している。このような

大きな流速が生じているにもかかわらず、図-2に示したように表層塩分の潮汐周期に対応した変動は極めて小さい。このことは、潮汐によって流れ場は大きく変動するものの、表層塩分を上昇させるほどの顕著な連行と拡散は生じないことを意味している。流れ場の安定性を示すリチャードソン数を計算してみると、流速変動に対応して10倍以上変化するが、その値は大きく、不安定を起こすほどの低い値を示すことはほとんどなかった。

(3) 水理量の縦断構造

以上の結果は、河口上流14.5 km地点における定点観測より得られたものである。図-7は、空間構造を把握するために98年7月24日にADCPを用いて実施した塩水くさびの縦断観測の結果である。

塩水くさびの先端は河口上流約7.5 kmに存在し、下流に向かって概ね境界面は徐々に上昇し、河口部で急変した後、河口外では約2 mの淡水厚を有していた。ちなみに、この時の上流14.5 km地点で計測された河川流量は約470 m<sup>3</sup>/sであった。河道部の境界面形状を見ると、全振幅が約1 m程度の変動が認められる。この変動は潮汐に起因した界面変動で上流への伝播特性を有し、図-5の定点観測結果にみられるような周期変動を生じさせる。

図-8は、上層平均流速  $U_i$  と密度フルード数  $F_d (F_d = Ri^{-1/2})$  の縦断変化を示したものである。空間スケールで約3 kmの周期的な変動を有していることがわかる。河道形状の変化の割合に比して流速変動が大きいことから、表面波と境界面の伝播にともなう流速変動と考えられる。河口二層流場の上層流速は、河川流量の他に、表面波(潮汐)の上流への伝播によって生じる流速変動と、それより伝播速度が遅く振幅の大きい界面波(内部潮汐波)の伝播による流速変動の合成として表される。石狩川の場合、界面波の伝播速度は遅いものの振幅は表面波の数倍におよんでいる(吉田ら, 1999)。その結果、流速変動量は両者で同程度のオーダーを示し、その合成流速として上層流速は大きく変動する。

密度フルード数も、流速変動に対応して空間的に大きく変化している。河口における密度フルード数は、上層厚の急減により急増して1以上の値を示し、これまで得られている河口条件と合致した結果となっている。上述のKP14.5地点における定点観測では、せん断不安定を起こすほどにはリチャードソン数は低下しなかったが、フルード数が1付近を示す河口はもとより、上流3 km付近でもフルード数が0.7(リチャードソン数にして約2)の値を示し、強いせん断不安定による混合が生じることが予想される。

図-9は、縦断観測とあわせてKP3.0 km地点で実施したADCPによる横断観測の結果である。上述の縦断観

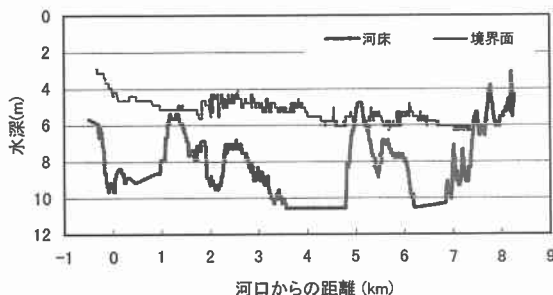


図-7 塩水くさびの縦断構造

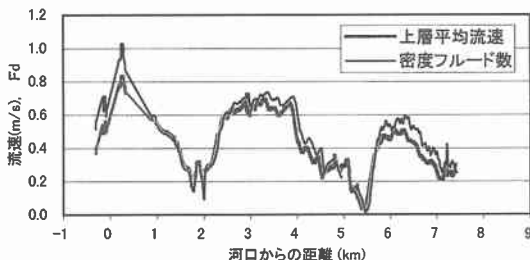


図-8 上層平均流速とフルード数の縦断変化

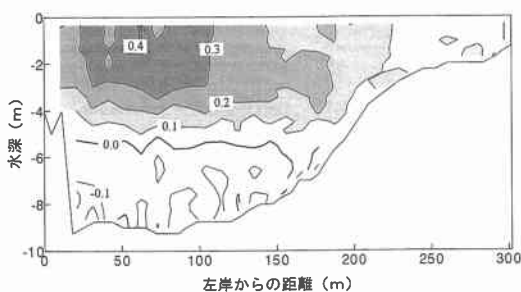


図-9 流速の横断面構造

測線は、概ね河道中央(左岸から150 m)に位置する。上層厚は横断方向にほぼ一定の値を示していたが、上層流速は水深の大きい左岸で大きな値を有しており、横断方向の最大上層平均流速と最大密度フルード数は上述の縦断観測結果の約1.5倍の値を示し、局所的にさらに不安定な領域が存在することになる。

(4) 連行係数

ここでは、KP11.7とKP14.5に設置した表層塩分計のデータを基に2.8 km区間の塩分増加量を算出し、連行係数の風速依存性について解析を行う。観測データを1時間の時系列データに揃え、さらに平滑化のために3時間の平均化処理を施した。増加塩分量の算定には、上層流速を基に算出された水塊の区間流下時間を考慮した処理を行い、他の水理量も区間流下時間による平均化を行い解析に用いた。

長さスケールとして淡水厚  $h_1$ 、速度スケールとして上

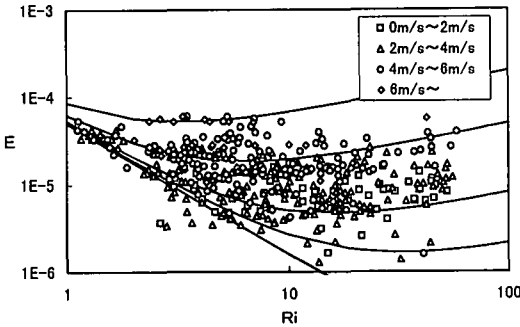


図-10 連行係数とリチャードソン数の関係

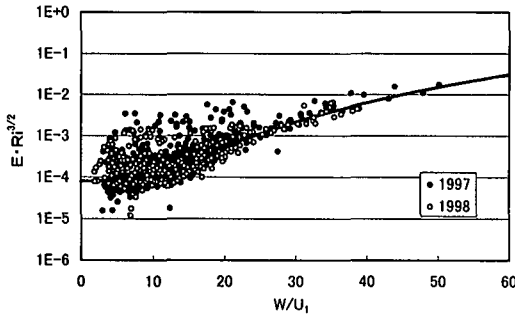


図-11 連行パラメタの風速依存

層平均流速  $U_1$  を用いた連行係数  $E$  と層平均リチャードソン数  $R_i$  の関係を風速別に図-10 に示す。連行係数は、従来の研究によりリチャードソン数の関数として、淡塩水の場合にはほぼ  $-3/2$  乗に比例する ( $E = CR_i^{-3/2}$ ) と考えられている。しかし、今回の観測によって得られた関係からは、連行係数のリチャードソン数に対する依存度は低く、風速の増加にともなって増加する傾向にあることがわかる。しかし、リチャードソン数の低い領域では、僅かではあるがリチャードソン数の低下にともなう連行係数の増大が認められ、その端部はほぼ  $-3/2$  乗の傾向を示していることもわかる。このことは、2つの異なる連行機構が存在していることを示唆している。玉井(1987)によれば、連行現象は移流型(シア型)、微細乱流型、拡散型の3つに大別される。移流型と微細乱流型は流れ場の不安定性と関わり低リチャードソン数域において卓越し、 $-3/2$  乗則によって表される。一方、高リチャードソン数域では拡散型(分子拡散, 乱流拡散)の連行現象が顕著になり、連行係数のリチャードソン数依存性が低下して拡散係数への依存度が増大する。本観測結果は、この特性と同様の傾向を示している。

$-3/2$  乗則を表す連行パラメタ  $C$  の風速依存を調べたのが、図-11 である。図中の  $W/U_1$  は風速を上層平均流速で無次元化した無次元風速である。観測期間の風向は、前述のようにほぼ川に沿っていた。これまで一定(塩水

くさびでは  $2 \times 10^{-3}$ ) として扱われてきた連行パラメタは、風速の増加にともない増大する傾向を示し、明瞭な相関が認められる。

表層塩分の増加を生じさせる塩分の拡散現象が、上下層のシアと水表面から供給される乱れに起因すると考え、それらの共存場における連行係数の関係式を導く。長さスケールとして  $h_1$ 、速度スケール  $u$  として以下のものを採用し(例えば、Atkinsonら, 1990)、これらのスケールにより無次元化された連行係数とリチャードソン数は、 $-3/2$  乗の連行則に従うものとする。

$$u = (U^3 + \beta \cdot u^{*3})^{1/3} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $U$  は上層流速など平均場の速度スケール、 $u^*$  は乱れの数値スケールである。過去の観測結果から、 $u^*$  は風速  $W$  とほぼ線形的関係にあると考えられるため、風速に置き換えて連行則を変形すると、以下の関係が得られる(西田ら, 1996)。

$$E = \alpha [1 + \beta (W/U)^3]^{4/3} R_i^{-3/2} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $E$  は連行速度を  $U$  で割った連行係数、 $R_i$  は  $h_1$  と  $U$  を用いた層平均リチャードソン数であり、これまでに提案されてきた実用式と同じく大域的な代表量で表現されたものである。

図-11 の実線は(2)式で表される近似曲線であり、また、図-10 の実線は(2)式の関係風速をパラメタに描いたものである。低風速時の散乱はあるものの、実測結果はほぼ(2)式の傾向を示している。約  $3 \text{ m/s}$  以下の低風速では風波の発達がほとんどみられず、風速と乱れスケールの間に線形関係が成立しないことや、上層流速が極めて小さい場合には区間流下時間の算定誤差が大きくなること、等が、散乱の原因と考えられる。

この風速を考慮した連行係数の算定式を用いて、KP 14.5 地点の水理量の経時データを基に、KP 11.7 地点の表層塩分濃度の再現計算を行った。図-12 に計算結果と実測結果をあわせて示した。 $R^2 = 0.937$  と高い相関を示し、実用上十分な精度で表層塩分の予測が可能であることがわかる。

(5) 連行に及ぼす風向の影響

今回観測を実施した KP 14.5 地点では河道に沿った風が卓越し、他の風向の頻度が低く、連行現象に及ぼす風向の影響について有意な解析ができなかった。風波の発生と砕波による乱れの発生が連行現象と大きく関わっていることを考えれば、河道に直交する風は吹送距離が短く風波が十分に発達できないため、連行にあまり作用しないものと予想される。1996年に河口上流  $3.5 \text{ km}$  で実施した観測には興味深い結果がみられる。前述のように石狩川下流域では、北西および南東寄りの風が卓越す

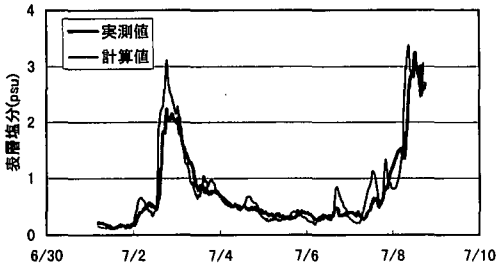


図-12 表層塩分の再現計算

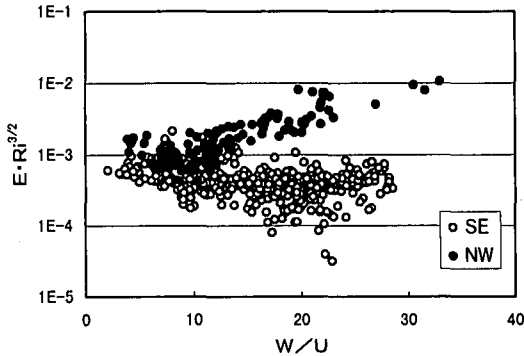


図-13 連行パラメタの風向別風速依存 (KP 3.5)

るため、この観測地点では河道にほぼ直交する風となる。観測結果を基に図-11と同様に、連行パラメタの風速依存を調べたのが図-13である。図には、陸から河道を横切る南東寄りの風と海から吹き寄せる逆向きの北西寄りの風を区別して示している。南東の風の場合は連行パラメタは風速の影響を受けずほぼ一定値を示すのに対し、逆向きの北西風では図-11と同じく明瞭な風速依存性を有している。これは、河口から進入した波浪に起因したもので、ADCPによる流速観測データにも大きな流速変動が捉えられていた。この結果から、河道に直交する場合のように十分な吹送距離をもたない風は、塩分拡散にほとんど寄与しないが、河口から入射した波浪は河道部に生じた風波と同様に大きな連行作用を有すると言える。つまり、表面波の発生要因によらず河口二層流場の連行現象は、表面波による大きな流速変動と碎波に伴う

乱れの発生に起因していると考えられる。

#### 4. おわりに

本研究によって得られた主要な結果を以下に示す。

- ① 表層塩分濃度は、風速変動と良い相関を示して大きく変動するが、潮汐変動に起因した変動は極めて小さく、風の影響が卓越する。
- ② 風波による流速変動とその碎波にともなう乱れの発生が、外部擾乱として下層塩水の連行に大きく作用する。
- ③ 無風または微風時に界面直上に塩分漸変層が徐々に形成され、蓄えられた塩分は強風時に上層内に拡散して一様化が進み、表層塩分濃度の上昇をもたらす。
- ④ 風による連行作用を考慮して導かれた(2)式は、観測結果を良好に表し、十分な精度で表層塩分濃度の予測が可能である。

本研究を進めるにあたり、現地観測と資料提供に御高配頂いた北海道開発局石狩開発建設局の関係各位に厚く御礼を申し上げます。また、現地観測は八戸工業大学環境工学講座学生の助力によって成しえたことに感謝の意を表します。なお、本研究の一部は文部省科学研究費の補助により実施できたことを付記する。

#### 参考文献

- 須賀堯三・高橋 晃 (1983): 感潮河川の塩水くさびの水利, 土木研究所報告, 第160号, pp. 38-66.
- 玉井信行 (1987): 連行概念の統一化と連行係数の評価法, 土木学会論文集, 第381号, pp. 1-11.
- 西田修三 他 (1996): 石狩川下流部の塩分拡散に関する現地観測, 水工学論文集, 第40巻, pp. 487-492.
- 吉田静男 他 (1999): 塩水楔形状に与える潮汐効果, 水工学論文集, 第43巻, pp. 875-880.
- 吉田静男 他 (1993): 河口二層流の表層塩分に与える風の効果, 水工学論文集, 第37巻, pp. 299-304.
- Atkinson, J. F. and S. B. Wolcott (1990): Interfacial mixing driven by mean shear and oscillating grid, J. Hydraulic Eng., Vol. 116, pp. 397-413.
- Grubert, J. P. (1990): Interfacial mixing in estuaries and fjords, J. Hydraulic Eng., Vol. 116, pp. 176-195.