

石狩川下流部の塩分拡散に関する現地観測

Field Measurements for Salinity Diffusion in the Mouth of Ishikari River

西田修三*・吉田静男**・大谷守正***・中道陽文****

By Shuzo NISHIDA, Shizuo YOSHIDA, Morimasa OHTANI, Youbun NAKAMITI

Several of the mixing processes at density interfaces in highly stratified flow at the mouths of rivers flowing into the ocean bear close resemblance to mixing processes at the density interface seen in freshwater bodies, and can provide valuable insights into them. This paper addresses the mixing phenomena at the interface in the very highly stratified flow seen at the mouth of the Ishikari River during the dry season. It is shown that the chief factor influencing mixing across the interface is the wind, while factors disturbing the steadiness of the flow such as tide have but little influence. Furthermore, when the entrainment coefficient is examined as a function of wind speed, it is found that the surface salinity at any given river station can be accurately predicted. Turbulence structures are also discussed.

Keywords : entrainment, mixing, salt wedge, density interface

1. はじめに

石狩川は、北海道中央部を流れる総延長268km、流域面積14,330km²を有する一級河川で、平水時には河口より上流約20kmまで塩水の遡上がみられる典型的な弱混合河川である。1,000m³/sを超える洪水時には、塩水楔は河口付近まで後退し河道内はほぼ淡水化されるが、異常渇水であった1994年8月には河口上流約30kmまでの塩水の進入が認められた。農業用水の確保から塩水の進入する下流域においても取水が行われており、しばしば塩害が発生している。このような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る連行係数によって算定が可能である(玉井(1987), 須賀・高橋(1983))。しかし、実河川における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することが観測されており(吉田 他(1993))、塩害の予測からもその影響を明らかにする必要がある。

本研究では、石狩川河口部の塩分拡散の実態を把握するとともに、塩分拡散に及ぼす風の効果とその機構を明らかにすることを目的として、気象と流況・塩分の現地観測を実施した。以下、その観測結果について報告する。

* 正会員 工博 八戸工業大学 工学部土木工学科	(〒031 八戸市妙大開88-1)
** 正会員 工博 北海道大学 工学部数物共通講座	(〒060 札幌市北区北13西8)
*** 正会員 工博 北海道大学 工学部数物共通講座	(〒060 札幌市北区北13西8)
**** 北海道大学大学院 理学研究科地球物理学専攻	(〒060 札幌市北区北12西8)

2. 調査方法

河口上流 1 km から 20 km までの 5 地点 (図-1, No.1~5) の表層部 (水深 1 m) に電導度計を設置し、塩分の長期観測 (94 年 7 月 13 日~8 月 12 日) を実施するとともに、9 km と 12 km 地点には観測塔を河道内に設置し、電磁流速計と L D V を用いた乱流の 25 時間集中観測を実施した。また、観測塔では、流速・塩分測定その他、風速風向、波高の観測も併せて行った。

観測地点と観測項目は次のとおりである。

- No.1 (KP. 1.0km) : 表層水温電導度
- No.2 (KP. 4.2km) : 表層水温電導度, 界面変動
- No.3 (KP. 9.3km) : 表層水温電導度
- No.4 (KP.14.0km) : 表層水温電導度
- No.5 (KP.19.9km) : 表層水温電導度
- St.A (KP. 9.3km) : 水温電導度,
流速 (電磁, L D V), 風速, 波高
- St.B (KP.11.7km) : 水温電導度,
流速 (電磁, L D V), 風速, 波高
- 移動観測 (KP. 0~32km) : 塩水楔形状

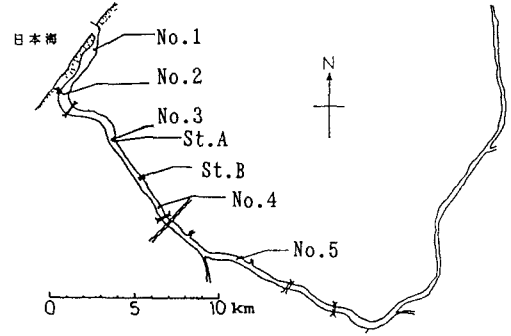


図-1 観測地点

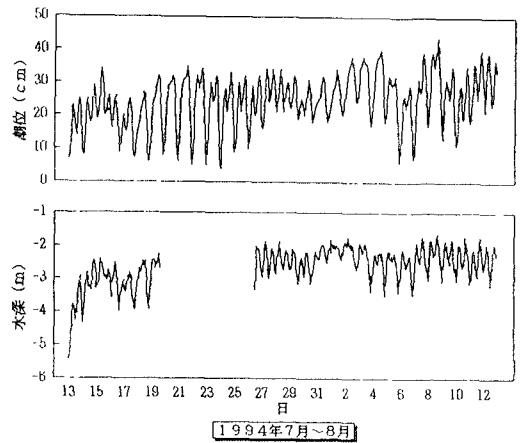


図-2 小樽港潮位と界面変動

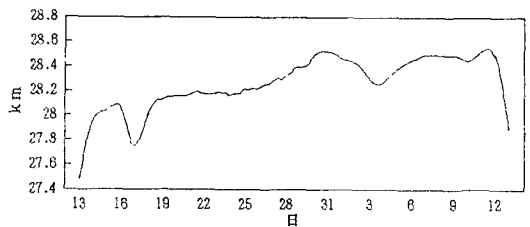


図-3 塩水楔長の経日変化

3. 調査結果

(1) 界面変動と塩水楔長

河口上流 4.2 km 地点に設置した超音波式界面計によって観測された界面変動の時系列を図-2 に示す。図には、小樽港で観測された潮位データもあわせて図示している。外海潮位の周期的変動に対応した界面変動がみられ、その振幅は 5 倍程度に及んでいることがわかる。日周期変動を除去して長周期成分を抽出した界面位と流量をもとに、塩水楔の進入長を計算した結果が図-3 である。例年にない渇水により塩水楔は長距離で安定し、8 月 7 日の集中観測時には 28 km 以上に及んでいたことがわかる。8 月 12 日の急激な楔の後退は、前日からの降雨出水によるものである。

(2) 風速と塩分拡散

5 地点で観測された表層塩分濃度と風速の経日変化を図-4 に示す。表層部の塩分濃度は、下流に向かうにつれ増大しており、風による塩水の連行作用が明瞭に現れている。また、各地点ともその変動は、風速と極めて良い相関を有していることもわかる。ちなみに、河口上流 4.2 km 地点における塩分濃度と風速の相関を計算した結果、相関係数 0.85、時間差 11 時間という結果が得られた。

4.2 km 地点の表層塩分濃度 S (%) と上層水の楔先端からの流下時間で平均した風速 W (m/s) との関係を示したのが図-5 である。また、図-6 には前年 93 年の観測によって得られた結果を示した。多少の

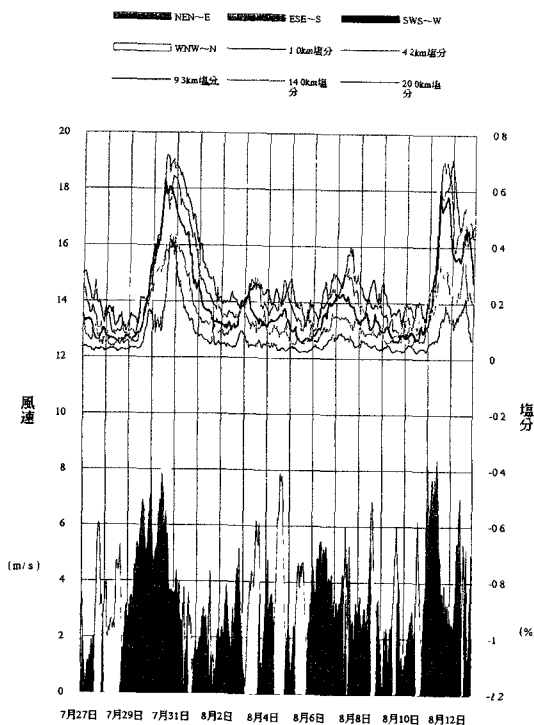


図-4 表層塩分濃度と風の経日変化

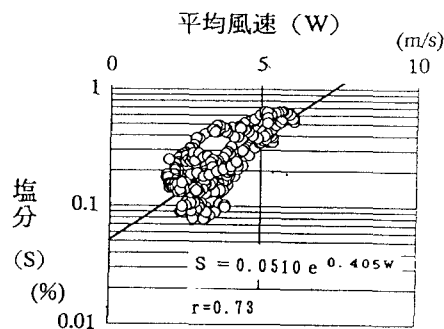


図-5 表層塩分濃度と平均風速(1994)

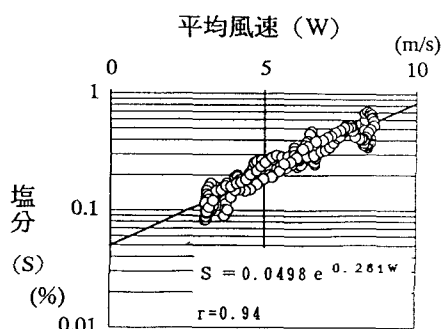


図-6 表層塩分濃度と平均風速(1993)

散乱はみられるが、両者には明瞭な指数関係が認められる。

$$S = 0.05 \cdot \exp(0.4W) \quad (1)$$

データの散乱の一因としては、風向の影響が考えられる。観測域では河道に沿う風が卓越する傾向にあるため、この解析では問題を簡略化して風向は考慮していない。しかし、94年の観測期間には93年に比して風向のバラツキが多くみられた。その結果が相関係数の低下となって現れたものと思われる。また、回帰式の係数の差異は、流量の違いによる楔の進入長と上層厚の違いや風向頻度等に起因していると考えられる。

(3) 乱流特性

吹風に伴う吹送流の発生と乱れの生成が、塩分拡散を促進しているものと考えられる。そこで、乱流計測によって得られたデータをもとに、風と乱れの関係について解析を行った。

7月29日～8月8日にSt.Aの水深1mに設置された3次元電磁流速計によって計測された主流方向の乱れ強度と風速の関係を図-7, 8に示す。計測は、20分毎にサンプリング間隔0.5秒で1分間行った。表層塩分と風速の関係と同様に、両者には明瞭な相関がみられ、吹風によって内部に乱れが生成されていることがわかる。また、風速に依存しない乱れ強度の下限値は0.005m/s程度と極めて小さいこともわかる。

同様の傾向は、St.Bにおいて実施された2次元LDVによる主流方向成分uと鉛直方向成分wの乱流計測の結果にも現れている。計測は、サンプリング周波数20Hzで約2分間、水深ピッチ0.5m毎に行ったものである。図-9は、8月7日13:00から24時間の風速と乱れ強度の関係を示したものである。各水深ともに風速の増大により強度も増大する傾向が認められる。しかし、水深の増加とともに乱れ強度が急激に減衰していることがわかる。図-10は、水深0.1mから界面直上の2.25mまでの6水深におい

て実測された約2分間の主流方向の流速変動を示したものである。吹風により表層部では流速が大きく変動しているが、水深の増大にともない変動が小さくなっていくことがよくわかる。また、最下図の水深2.25mの界面近傍では界面波による周期約10秒の長周期変動が記録されている。図-11は、計測結果をもとに風速の変化にともなう乱れ強度の鉛直分布を示したものである。表層部で大きな乱れが生成され、水深方向に指数関数的に減少し、界面（水深約2.6m）上部では1/6程度にまで減少している。

図-12は、電導度計とLDVにより計測された塩分フラックスの経時変化である。計測開始4時間は計器不調のためデータが欠損している。今回計測されたフラックス量は、 $0(10^{-5})$ 以下と極めて小さく、計測限界に近い。そのため、有意な解析はできなかった。ちなみに、以下の解析で得られた連行係数から界面におけるフラックス量を求めてみると $0(10^{-5})\text{ kg/s}\cdot\text{m}^2$ と求まり、やはりかなり小さい値であることがわかる。さらに界面から離れた上層内におけるフラックス量はさらにオーダーが小さいものとなることが予想され、フラックスの直接計測による連行量の評価は、現段階ではかなり困難と言える。また、界面近傍の計測では界面波の影響により、拡散に寄与しない見かけ上のフラックスが現れ、正確で有意なデータの取得はさらに困難となる。これは、拡散係数を算定する場合にも同様のことが生じる。今後、計測方法と解析方法を再検討する必要があると考えている。

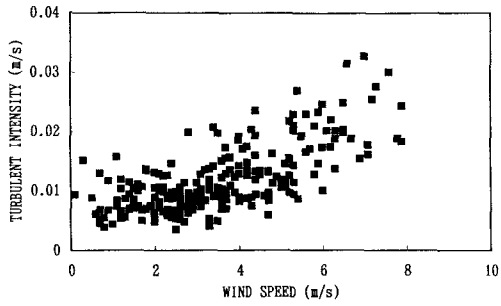


図-8 風速と乱れ強度の相関

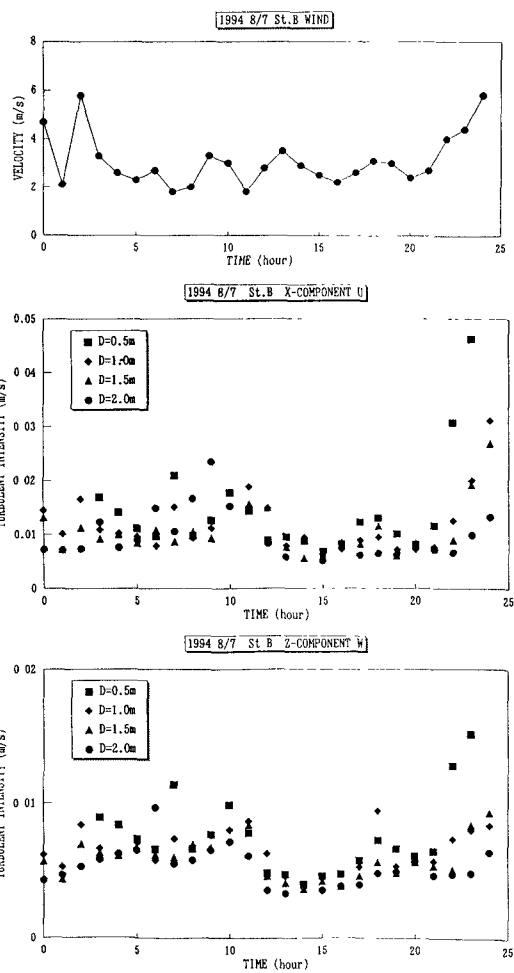


図-9 風速と乱れ強度の経時変化

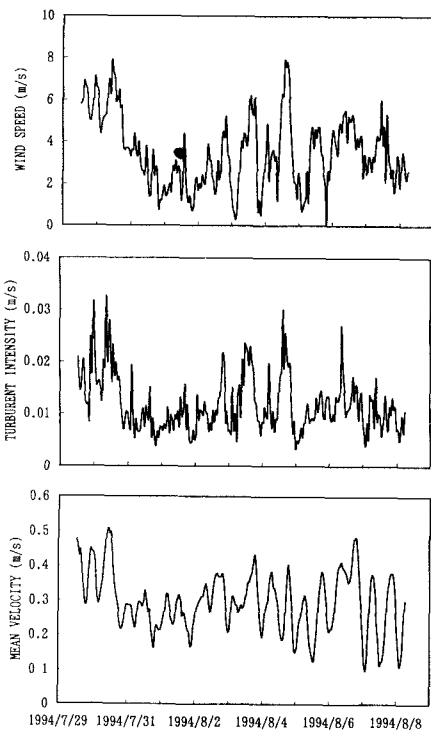


図-7 風速と乱れ強度の経時変化

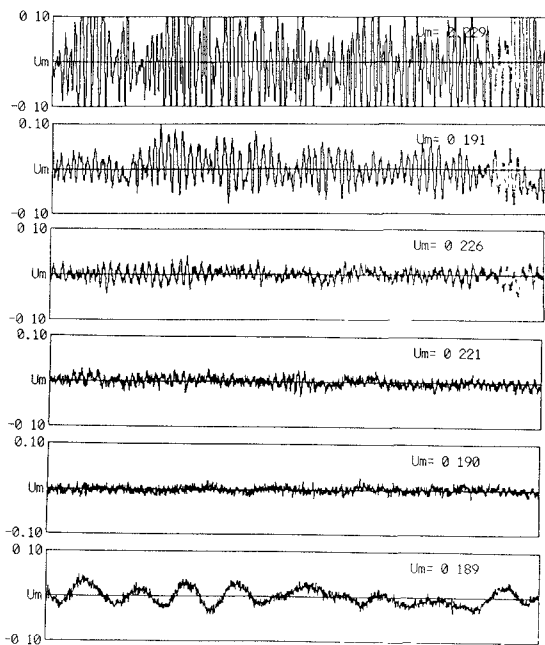


図-1 0 流速変動(D=0.1,0.5,1.0,1.5,2.0,2.25m)

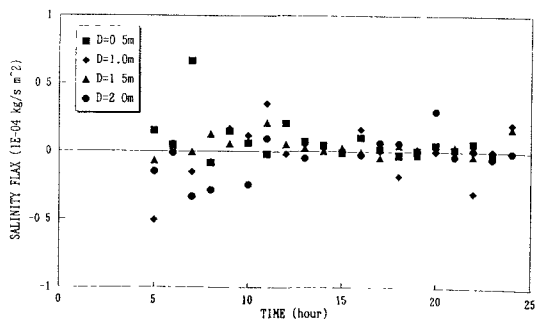


図-1 2 塩分フラックスの経時変化

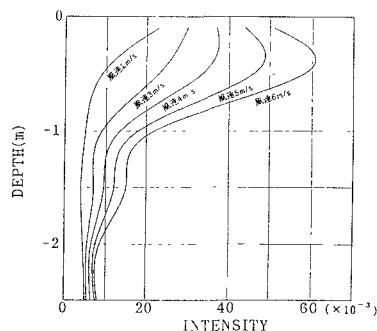


図-1 1 乱れ強度の鉛直分布

(4) 連行係数の算定

速度スケールとして上層流速 U を採用した連行係数 E_0 を用いると、近似的に2地点間の塩分増加量 ΔS は次式のように表される(吉田 他(1995))。

$$\Delta S = E_0 (S_0 - S_1) \Delta x / h_1 \quad (2)$$

ここに、 S_0 は下層塩分濃度、 S_1 は区間上流端の塩分濃度、 Δx は区間距離、 h_1 は上層厚である。連行係数が与えられれば、上式を塩水楔先端から積分することによって河道内各地点における塩分濃度が求められる。

河道部の各地点で観測された塩分濃度の実測値と得られた風との関係式(1)を使って、楔先端からKP 4.2 kmまでの区間の平均的な連行係数を算出すると、風の影響を考慮した連行係数として次式が得られる。

$$E_w = 2 \times 10^{-6} \cdot \exp(0.4W) \quad (3)$$

なお、この解析に使用したデータ期間の河川供給流量は約 $120 \text{ m}^3/\text{s}$ 、層平均リチャードソン数は約1.3、風速は $2 \text{ m/s} \sim 10 \text{ m/s}$ の範囲にあった。前年度の観測結果も含めると乗係数の値は約 2×10^{-6} 、べき係数は0.2~0.4程度の値を示していた。

式(3)に示される結果は、簡単のため塩分増加量を風速のみの関数で表現し、さらに長距離長時間の平均的な連行係数を与えるもので、前述のように係数値は風向や上層厚等の種々の水理量に依存する。通常、連行係数は上層厚と上下層流速差で定義される層平均リチャードソン数のべき乗で与えられるが、風の影響を考慮するためには、吹送流実験(例えば、鶴谷 他(1984)、浦 他(1985, 1987))にみられるように速度スケールに風によって生成される乱れの効果を加味した解析が必要となる。

いま、長さスケールとして h_1 、速度スケールとして以下のものを採用し(例えば、Atkinson & Wolcott (1990))、連行係数はリチャードソン数の $-3/2$ 乗に比例すると考える。

$$E \sim R_i^{-3/2}, \quad u = (U^3 + \beta \cdot u^*{}^3)^{1/3} \quad (4)$$

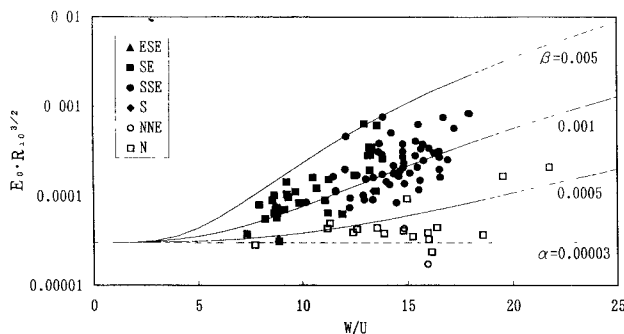


図-1 3 風速と連行係数

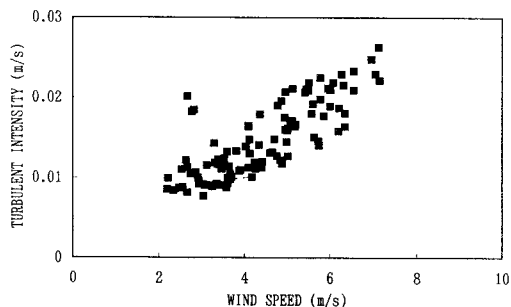


図-1 4 風速と乱れ強度の相関

ここに、 u^* は乱れの速度スケールである。(4)式を変形すると、以下の関係が得られる。

$$E_0 = \alpha [1 + \beta (u^*/U)^3]^{4/3} R_{10}^{-3/2} \quad (5)$$

ここに、 E_0 は連行速度を U で割った連行係数、 R_{10} は h_1 と U を用いた層平均リチャードソン数である。

現地観測で u^* を直接計測することは困難である。そこで、例えば摩擦速度に関しては、地上高10mの風速値より推定することが行われている。しかし、その際に現れる風応力係数の与え方は、各研究者によって異なっている。風速10m/s以下の陸上風の場合を考えれば、応力係数はほぼ一定値を示すと考えられ、その結果、摩擦速度は風速に比例することになる。そこで、(5)式の u^* を風速 W に置き換えて、実測データより関係式の評価検討を行う。

観測されたNo.3とNo.4の表層塩分と、St.AとSt.Bの流速、さらにNo.2の界面変動より予測された上層厚をもとに、各水理量を求めた。その際、2地点間距離4.7kmの流下時間(4~8時間)を考慮した塩分増加量を求め、流速、上層厚、風速等はこの時間内の平均値を採用した。また、流下時間内で風向に変化のない場合のデータを抽出し解析に使用した。その結果が図-13である。無風時の α は、ほぼ 3×10^{-5} 程度と考えられ、図中の実線は α を固定し、 β を変化させた場合の関係を示している。 β の値は風向に依存し流路に沿った風に対して最大値を示し、偏向するにしたがい低下することが予想される。観測期間で卓越していた南東寄りの風に対しては、概ね連行係数は次式で与えられると考えられる。

$$E_0 = 3 \times 10^{-5} [1 + 0.002 (W/U)^3]^{4/3} R_{10}^{-3/2} \quad (6)$$

図-14は、2地点流下時間で平均した風速と乱れ強度の関係を示したものである。図-8にみられたデータの散乱も少なく、乱れの速度スケールを風速と風速に直線関係が認められる。

本研究を進めるにあたり、北海道大学大学院生鈴木裕三君と八戸工業大学環境工学研究室の学生諸君の多大な助力を頂いた。ここに記して感謝の意を表するとともに、観測塔の設置等に際し御高配頂いた北海道開発局の関係各位に厚く御礼を申し上げる次第である。

参考文献

- (1) Atkinson, J.F., S.B. Wolcott: ASCE, J. Hydraulic Engin., vol.116, pp.397-413, 1990.
- (2) 浦 勝 他: 第34回海岸工学講演会論文集, pp.641-645, 1987.
- (3) 浦 勝 他: 第29回水理講演会論文集, pp.401-406, 1985.
- (4) 須賀堯三・高橋 晃: 土木研究所報告, 第160号, pp.38-66, 1983.
- (5) 玉井信行: 土木学会論文集, 第381号, pp.1-11, 1987.
- (6) 鶴谷広一 他: 第34回海岸工学講演会論文集, pp.655-659, 1984.
- (7) 吉田静男 他: 水工学論文集, 第37巻, pp.299-304, 1993.
- (8) Yoshida, S., et al.: IUTAM, Symp. Physical Limnology, pp.319-326, 1995.