

結氷時と開水時の感潮域における現地観測

FIELD OBSERVATIONS IN THE TIDAL REGION AT FREEZING AND OPEN WATER

北海道開発土木研究所 正会員 吉川 泰弘 (Yasuhiro Yoshikawa)
 正会員 渡邊 康玄 (Yasuharu Watanabe)

1. はじめに

結氷河川における感潮域の水理特性は、気象や観測機器の問題等から詳細な観測が困難であり未解明の部分が多い。また、冬期における河道維持管理のための流量観測は便宜上、夏期と同様の手法で行われている。

河川工学の立場より感潮域で考慮すべき問題の1つとして、洪水の疎通・取水・塩害・水産資源の観点から塩水遡上距離が上げられる。塩水遡上距離は流量と潮位により変化するため、河川流量と河道内に遡上する海水の流量の挙動を把握する事は重要である。

このような事から、本研究では現地観測データより感潮域における結氷時と開水時の水理特性の把握を行う。結氷時と開水時の主な比較・検討は、潮位と水位の関係、流心位置、鉛直流速分布について行う。現地の観測は、感潮域の1横断面における流速および塩分濃度の分布、上下流水位の連続観測である。

2. 観測の概要

(1) 観測場所

対象河川の選定は、北海道内で塩水遡上があり冬期間に完全結氷する観測所¹⁾を有する河川として、北海道東部に位置する常呂川(流路延長120km,流域面積1,930km²)とした。観測場所と各観測地点を図-1に示す。図-1より蛇行河川である事が分かり、図には澇筋およびKP(河口を0kmとした河川基準点)を0.2kmの間隔で図示している。図中の澇筋は2004年横断測量結果を用いて最深河床高から最深河床高+0.5mの範囲としている。澇筋の位置はKP1.4より上流は右岸側、KP0.8~KP1.4は左岸側となり、KP0.8より下流は右岸側、河口部は左岸側と場所により異なっており、塩水遡上時の塩水流路は最深河床高である澇筋となるため、河道内の塩水流路は場所により異なる事が分かる。

(2) 観測期間

観測期間は、2005年の結氷時および開水時で共に満月の大潮を挟む3周期である。1周期につき6回、3周期で計18回の観測を行った。観測期間の諸元を表-1に示す。表中の潮位差とは大潮の満潮位と干潮位の差であり、時刻は結氷時の干潮02/24 22:27,満潮02/24 14:52,開水時の干潮08/19 09:23,満潮08/20 02:05で、結氷時と開水時の潮位差は33cmで、このデータは網走観測地点(網走市港町)の確定値である。

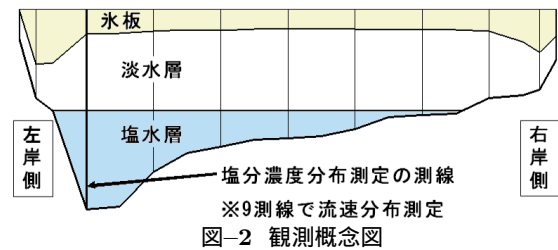
(3) 観測項目

観測項目は、流速および塩分濃度の分布と観測断面の上下流水位である。観測断面は図-1に示す地点で、事前に横断測量を行った。結氷時の観測概念図を図-2に示す。

表-1 観測期間の諸元(2005年)

名称	観測開始	観測終了	潮位差(m)
結氷時	02/22 09:00	02/25 11:50	1.00
開水時	08/18 04:40	08/21 07:30	1.33

共に3周期の連続観測



流速分布 図-2より横断面を9測線に分け各測線で鉛直方向10cm間隔で観測を行った。計測機器はADCP(ワークホース1200kHz,ハイレゾリューションモード),計測時間は1測線当り180秒,測定精度(発信回数10回)は0.3cm/sである。また、本論文で言う正の流速とは河川上流から河口へ向かう流速としている。

塩分濃度分布 図-2に示す1測線(澇筋)で観測を行った。計測機器はアレックメモリーSTD(ATU100-PK)で、水深毎の塩分濃度・水温・密度・濁度を測定できる。

上下流水位 図-1の観測断面の上下流へそれぞれ250m離れた地点で、水位の連続観測(10分間隔)を行った。計測機器は水圧式自記水位計を用いた。

3. 観測結果

(1) 横断図と水位

結氷時と開水時の、観測水位・鉛直方向の水位変動速度の経時変化を図-3a),b)に示すとともに、観測断面の横断図を合わせ示している。図-3の下横軸は日時、上横軸は横断距離、左縦軸は標高、右縦軸は水位変動速度である。観測日時は1観測の平均時刻であり、主要な観測日時に0w~7w,0s~7sと番号を振った。

結氷時の観測から開水時の観測までに約6ヶ月が経過しているが、その間の河床変化は、最大の堆積箇所(右岸水際)で40cm、最大の洗掘箇所(右岸水際)で63cm、澇筋部で12cmの堆積である。また、断面平均河床高の変化は、2cmの洗掘となっている。このように、結氷時の観測から開水時の観測までの河床変化は相対的に小さく、観測結果の比較について河床変化による影響は無視する事とする。

水位変動速度は、上向き(平均)で結氷時0.07m/h、開水時0.07m/h、下向き(平均)で結氷時-0.09m/h、開水時-0.12m/hであり、潮位変動速度は、上向き(平

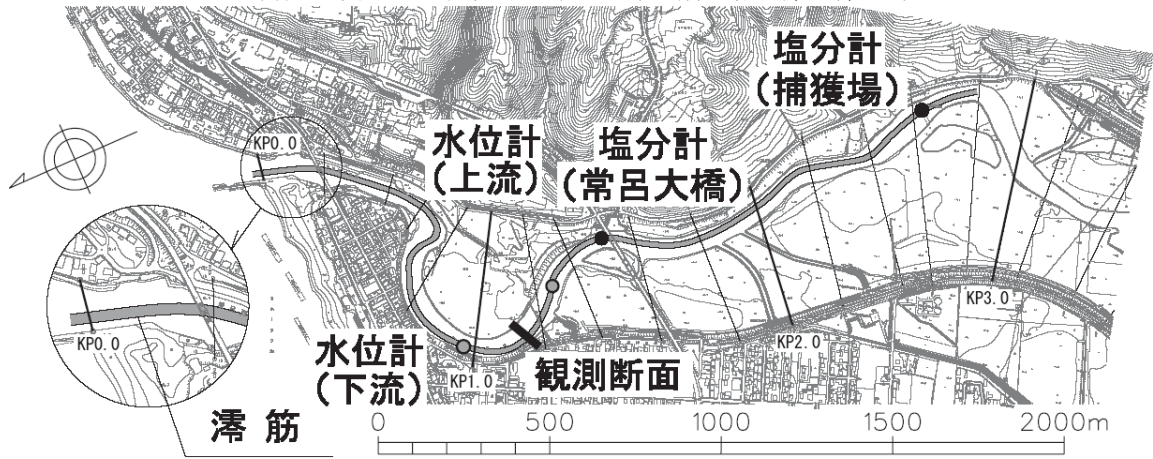


図-1 常呂川下流での観測場所と観測地点

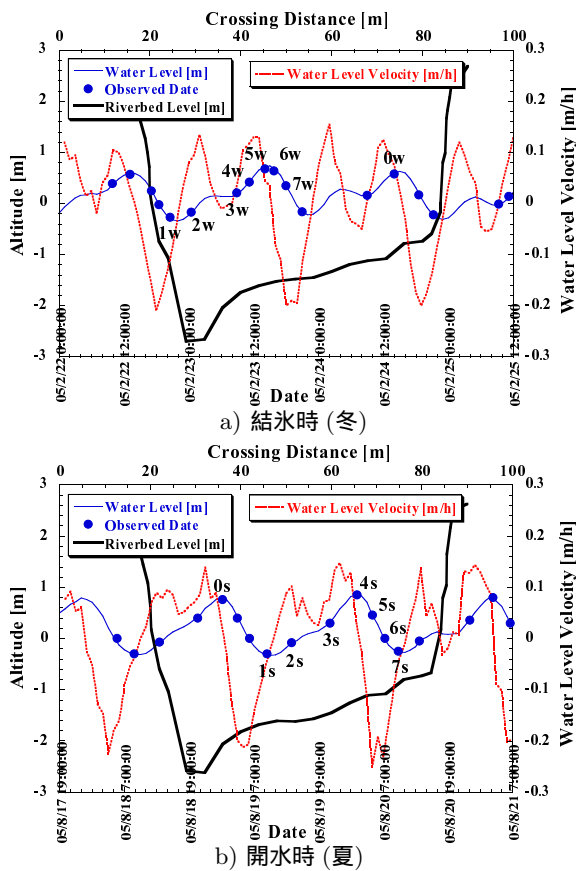


図-3 横断面図と水位および水位変動速度の経時変化

均速度で結氷時 0.08m/h, 開水時 0.08m/h, 下向き
の平均流速で結氷時-0.11m/h, 開水時-0.14m/hであった。
水位・潮位変動速度について, 上向きの平均速度は結氷
時と開水時で同じであるものの, 下向きの平均流速は
結氷時の方が開水時よりも 0.03m/h の遅れがある。
この遅れの原因として誤差ともとれるが, 結氷による流
積の減少および氷板粗度の増加, または潮汐規模の違
い等が考えられる。

(2) 鉛直分布

図-3 の水位の下降期 (1w,1s) と上昇期 (5w,4s) で横
断面距離 28m の滞筋における流速・塩分・密度・水温の
観測結果を図-4,5 に示す。なお, 結氷時の水位は, 河
川水を覆っている氷に穴を開けて測定しているため自由
水面の高さである。

流速について, a) 下降期と b) 上昇期の正の最大流速
は, 図-4 の結氷時で a)0.20m/s, b)0.10m/s で下降期は
上昇期の 2 倍, 図-5 の開水時で a)0.24m/s, b)0.07m/s
で下降期は上昇期の約 3 倍である。結氷時と開水時に
よらず水位の下降期と上昇期の流速は数倍程度異なり
変化する。水位下降期の流速分布形状を比較すると, 結
氷時において氷板の摩擦抵抗により水面付近の流速が
遅くなっている事が分かる。一方, 水位上昇期は結氷
時・開水時ともに流速分布が複雑な形を示している。複
雑な形とは, 鉛直塩分濃度分布を基に 3 層 (淡水層・塩
淡水境界層・塩水層) に区分すると, 結氷時・開水時とも
に淡水層と塩水層は一樣流速分布となり, 塩淡水境界層
では負の最大流速を持ち流速分布も一樣ではない。こ
の現象については後述する。また, 今回の大潮時の観
測における水位上昇期について, 結氷時と開水時で流
速分布の傾向が変化しないため, 氷板の摩擦抵抗の影
響は塩淡水境界層に及ばないと推測できる。

塩淡水境界層の塩分勾配, 密度, 淡水と塩水の水温差に
ついて, 水位上昇期における結氷時の値と開水時の値の
比較を行う。塩分勾配 (平均値) は, 結氷時 0.30‰/cm,
開水時 0.22‰/cm であり, 結氷時の方が 0.08‰/cm だけ
大きい。密度は, 結氷時は開水時よりも水温が低い
ために, 結氷時の密度が高くなっている。淡水の平均水
温から塩水の平均水温を引いた水温差は, 結氷時-1.14
、開水時-1.22 であり, 同程度であった。

負の最大流速が塩淡水境界層付近となる現象は, 北海
道の天塩川でも観測²⁾されており, 従来から指摘はされ
ているものの原因等の詳細は不明となっている。

既往の研究³⁾⁴⁾では, 感潮域の流れを上層部と下層部
に分けて, 上層を乱流, 下層を層流としており, 上層
厚: H_s と下層厚が等しい場合, 負の最大流速の位置は
境界面から下方へ $2H_s/3$ である事を示している。下層
の層流部の理論流速分布を図-4b), 図-5b) に示す。上
層の乱流部の理論流速分布は摩擦速度を用いるが, 上
昇期 (5w,4s) の動水勾配が負であるため摩擦速度を求
め難く理論流速分布を図示していない。

理論流速分布に現れていない塩淡水境界層付近で負の
最大流速を示す分布形が生じた理由として, 密度差・水
温差が考えられるが, 密度・水温が河床に向かい連続
的に増加・減少しているのに対し, 流速はその様な挙

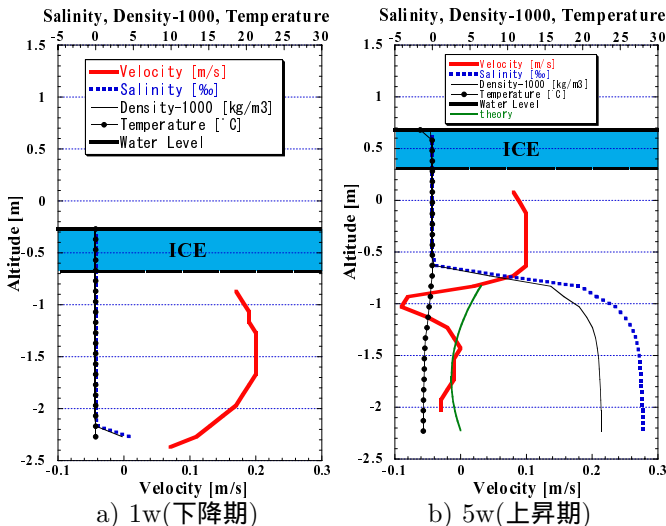


図-4 流速・塩分・密度・水温の鉛直分布図(結氷時, 濁筋)

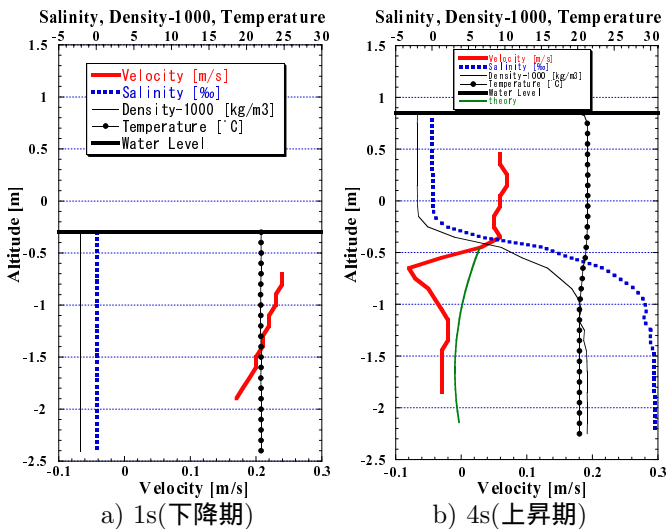


図-5 流速・塩分・密度・水温の鉛直分布図(開水時, 濁筋)

動を示していない事から有意な関係はないと推測される。また、下層流速分布について観測値が理論値よりも大きい理由として、理論値は観測された上・下層厚と上層平均流速を用いて求められるが、観測された上層平均流速が小さいため算出される下層流速分布の理論値も小さくなる。塩水が逆流・滞留・順流と推移する事により鉛直方向の流体摩擦が変化し流速分布形状が変化する等も理論値が観測値を下回る理由として考えられる。未解明な部分が多くこの現象に関しては今後の課題である。

(3) 上下流水位

潮位と観測断面水位(河川水位)の相関図を図-6に示す。期間は満潮から満潮の代表的な1周期分で、結氷時は02/22 15:00~02/23 16:00、開水時は08/19 02:00~08/20 03:00のデータを時系列で線で結んでおり、河川水位は上下流水位より求めた。図-6の相関関係は、下げ潮時(満潮 干潮)は $Y = X$ の直線に乗り、上げ潮時(干潮 満潮)は塩水遡上による河川水位への貯留効果が見られ時計回りの二個性がある事が分かった。観測期間中の3周期データから潮位(T)と河川水位(H)の単回帰式を導くと、結氷時: $H = 0.91T + 0.12$, 開水

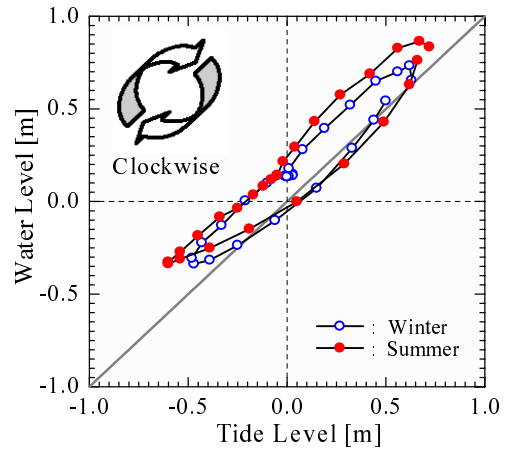


図-6 潮位と河川水位の相関図

時: $H = 0.89T + 0.18$ となり、傾きが小さいと潮位が河川水位へ与える影響が小さく、切片が大きいと河床高と流量の影響が大きと言える。結氷時と開水時の比較では、傾きは同程度であり切片は流量が大きい開水時の方が大きくなっている事が分かる。

結氷時と開水時の相違の1つに、開水時の風による水位上昇が考えられる。石狩川(流路延長268km, 流域面積14,330km²)の下流域において、上流へ向う風が風速15m/sで吹くとKP1.6地点で0.48mの水位上昇が報告⁵⁾されている。観測期間内の常呂の気象データは、最大風速は7m/s(風向203°), その時の時刻は2005/08/19 10:00と14:00, 平均風速は1.9m/s(風向151°)である。今回観測では最大風速7m/sで継続時間も短く、風向・風速と水位上昇量の関係⁵⁾からも、風による水位上昇の影響はほとんど無いと判断できる。

4. 塩水遡上特性

(1) 混合形態

混合形態の区分⁶⁾⁷⁾において、大潮時潮位変動量1m, 感潮区間長0~5kmでは緩混合となる。また、河床形状の急変(凸部)による混合形態の変化が報告⁸⁾されているが、河口からKP3.0までの河床形状は急変が無いいため混合形態の変化は無いと推測できる。一方、前述した混合形態の区分は開水時のデータが基であり、結氷時の適応の可否は定かではないため、図-4b)と図-5b)の塩分濃度分布を整数で丸め、淡水層・塩淡境界層・塩水層の3層に区分し、水深に対する各層厚の割合を見る事とする。この時の塩水層の塩分濃度は結氷時の水位上昇期で28‰, 開水時の水位上昇期で31‰である。結氷時の水位上昇期で0.4(淡水)・0.3(塩淡境界)・0.3(塩水), 開水時の水位上昇期で0.3(淡水)・0.5(塩淡境界)・0.2(塩水)であり、3層がある程度の厚さを有するため強混合ではなく、塩淡境界層の占める割合は小さいため弱混合ではない。よって、結氷時と開水時共に緩混合であると推定される。

(2) 横断面流速

河川縦横断の流況を捉える場合、事前に流心位置を把握している事は重要である。今回の観測断面の流心位置は濁筋であると推測されたが、横断面流速の観測結果より流心位置は時々刻々と変化している事が分かった。

表-2 観測期間内の正負の淡水と塩水(単位: 千 m³)

	正の淡水	負の淡水	正の塩水	負の塩水
結氷時	2,856	-13	40	-27
開水時	4,153	-11	97	-43

河口方向を正た。図-3a,b) に示す結氷時(1w~7w)と開水時(1s~6s)の流心の変化を記述する。干潮時の1w,1sの流心は湾筋部がある左岸側にある。上げ潮時の3w,3sの流心は中央となり、全体の流速は遅くなる。満潮時の5w,4sでは、流れが二分し上層は単断面となり流心は右岸側に寄り、下層の流速は境界付近で速くなる。下げ潮時の6w,5sの流心は右岸側であり、全体の流速は速くなる。干潮手前の7w,6sでの流心は中央となり、その後左岸側へと移行する。このような流心変化の原因は、結氷時と開水時に同様の傾向があるため氷板の影響は少なく、塩水遡上による流速の減衰、淡水層の単断面化による抵抗の変化から引き起こされる強制渦型から自由渦型への変化であると推測される。

(3) 河川流量と潮流量

河川流量と潮流量の求め方は、各小断面の流速から各層毎(層厚10cm)の全流量を求め、1層の潮流量=1層の全流量×1層の塩分濃度÷海の塩分濃度、1層の河川流量=1層の全流量-1層の潮流量で各層の値を求めそれらの値の合計として全体の値を求めた。すなわち、潮流量とは淡水による希釈の影響を除いた純粋な海水の1秒当りの移動量である。なお、海の塩分濃度は開水時の観測と既往調査⁹⁾より33.6‰とした。

水位変化に伴う河川流量と潮流量の挙動を見るために、河川上流から河口の方向を正として、断面流量、河川流量の正と負の流量、潮流量の正と負の流量、水位を図-7a,b)に示す。図は結氷時と開水時で分け、横軸に日時、左縦軸に水位、負の河川流量、正と負の潮流量、右縦軸に断面流量、正の河川流量を取り、河川流量を青丸で潮流量を赤四角で表した。

図-7a,b)で水位の変化を追うと、1)水位上昇に伴い、負の潮流量と塩水逆流のため連行される負の河川流量が河道内に進入し、正の流速が減少し断面流量も減少する。2)水位下降に伴い、正の河川流量と河道内に残留している正の潮流量が河口へ流出し、塩水遡上現象により河道内に貯留された河川・潮流量の流出のため断面流量は増加する。

3周期18回の観測期間内の正負の淡水と塩水(単位: 千 m³)を表-2に示す。正負の淡水と塩水は、正負の河川流量と潮流量を時間で積分し求めており1千 m³で丸めている。表-2より、正負の塩水は、結氷時と開水時ともに海へ流出する塩水の方が多く、その流出量は結氷時13千 m³、開水時54千 m³であり、塩水逆流により上流へ連行される負の淡水は、結氷時13千 m³、開水時11千 m³であり、同程度であった。

5. おわりに

結氷時と開水時とで感潮域の連続観測を行う事により、潮位変動に伴う観測地点の水位変動、潮汐による流心位置の変化、塩淡境界層付近で逆流の最大流速が

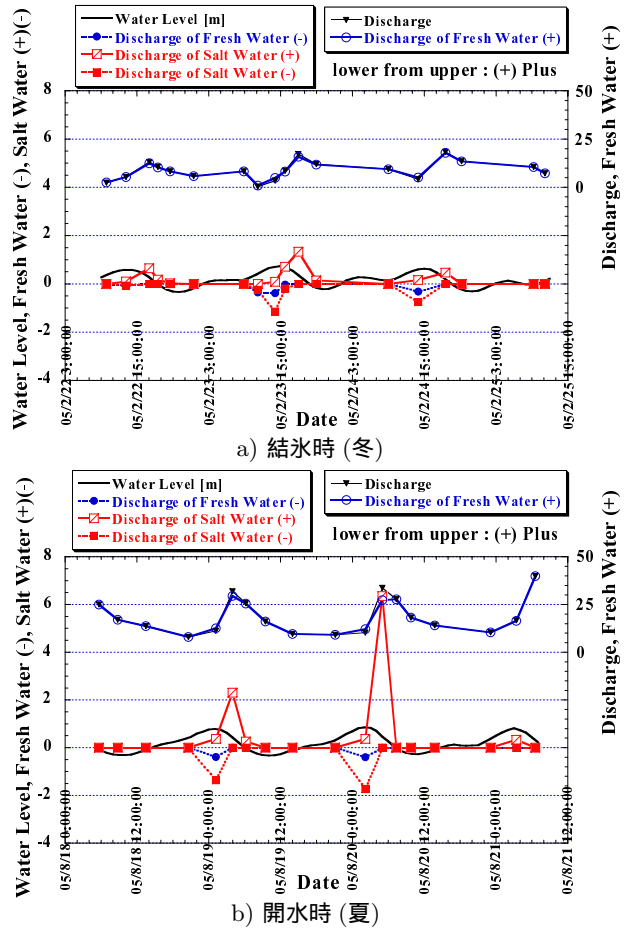


図-7 河川流量と潮流量の関係図

生じる現象は、大潮時には氷板の有無で顕著な差は認められない事を示した。さらに、流速の横断方向分布に関し強制渦型から自由渦型への変化が原因と推測される流心位置の変化や、水位上昇期の塩淡境界層付近で逆流の最大流速が生じる鉛直流速分布等の現象が存在する事に関しては、複雑な感潮域の水理特性の解明が必要不可欠であり今後の課題である。

謝辞: 本論文は、北海道開発局網走開発建設部より、資料の提供等のご協力いただいた。記して謝意を表します。

参考文献

- 山下彰司, 小林正隆, 宮昭彦, 平山健一: 北海道における河川の結氷特性と結氷下の水理特性について, 開発土木研究所月報, No480, 1993.
- 吉田静男, 西田修三: 天塩川河口密度流における鉛直流速分布, 水理講演会論文集, 第31回, pp.527-532, 1987.
- 日野幹雄, 萩原克: 塩水楔の流速分布における Monin-Obukhov 理論の適用性について, 海岸工学講演会論文集, 第26回, pp.549-553, 1979.
- 嶋祐之, 椎貝博美, 玉井信行: 河床勾配のある場合の塩水楔について, 年次学術講演会, 第19回, -71 pp.1-2, 1964.
- 横尾啓介, 吉田静男, 西田修三, 荒川範彦: 感潮域における河川水位決定要因の定量的評価, 水工学論文集, 第47巻, pp.961-966, 2003.
- 須賀義三: 感潮河川における塩水くさびの水理に関する基礎的研究, 土木研究所資料第1537号, pp.6, 1979.
- 山本晃一, 高橋晃, 深谷涉: 感潮河川の塩水遡上実態と混合特性, 土木研究所資料第3171号, pp.8, 27-29, 1993.
- 池永均, 大東淳一, 三沢大輔, 内島邦秀, 櫻山和男, 山田正: 網走川における塩水遡上特性と塩水楔の形態変化に関する研究, 水工学論文集, 第42巻, pp.775-780, 1998.
- 日本全国沿岸海洋誌, 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 東海大学出版会, pp.13-16, 1990.