

河川結氷時の観測流量影響要因と 新たな流量推定手法

THE INFLUENCE FACTOR GIVEN TO AN OBSERVATION DISCHARGE AND
DEVELOPMENT OF THE DISCHARGE FORMULA FOR ICE COVERED RIVER

吉川 泰弘¹・渡邊 康玄²・早川 博²・平井 康幸³

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

¹ 正会員 工修 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-8602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

² 正会員 博(工) 北見工業大学 社会環境工学科 (〒 090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

³ 正会員 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-8602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

Flow discharge at the period of a frozen river is the important data for a long term full-year plan of water resources plan. Detailed field observation was carried out at three sites in Teshio River in Hokkaido, Japan. The techniques for presuming energy gradient, open water area, hydraulic radius and flow velocity coefficient were shown in the analysis of the observation. Relation between flow velocity coefficient, hydraulic radius and energy gradient was clarified in a frozen river. A formula for estimating flow discharge of a frozen river using the water level and ice covered area was developed. The cover rate of estimating flow discharge using the formula was approximately 83% of 40 data with a margin of error of 20% plus or minus.

Key Words: Ice Covered River, Flow Discharge Formula, Field Observation, Hokkaido

1. はじめに

河川結氷時の流量は、年間の湧水流量を記録することが多く、年間を通じた長期的な水資源計画を策定する際には重要な基礎資料となる。また、北海道の河川結氷期間は 12 月下旬から 4 月上旬の年間の約 3 割に相当し、今後、気候変動により冬期の流量が増加する場合においても、河川結氷期間の流量を精度よく推定することは河川管理を行う上でも重要となる。

開水時においては、水位 H と流量 Q との関係を示す水位流量曲線 ($H-Q$ 曲線) を用いて、連続的に測定した水位から連続的な流量を推定する手法が運用されている。結氷時においては、鎌田¹⁾によると、結氷時の水位は河床高と有効水深および河水の喫水深に影響を受けるため、開水時のような水位と流量との関係は得られず、水位と流量の関係よりも有効水深と流量との関係の方がより合理的であると指摘している。

上記を踏まえて、現行の結氷時の流量を推定する手法は、結氷時の観測流量を開水時の $H-Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求め、観測時の水位 H と相当水位 H' との差 $\Delta H (=H-H')$ を算出する。そして、連続的に測定した水位 H から ΔH を差し引くことにより連続的な相当水位 H' を求めて、この相当水位 H' を開水時の $H-Q$ 曲線に代入することにより連続的な結氷時の流量を推定している。この現行の手法は、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を水位の上昇量 ΔH に織り込む形となっている。既往研究におい

て、河水底面の粗度係数および河水面積は経時変化することが観測²⁾³⁾されており、エネルギー勾配は結氷時の流量に影響を与える⁴⁾ことから、 ΔH は結氷状況および水理現象に影響を受けるため、一意ではないと考えられる。

この問題に対して平山⁵⁾は、開水時と結氷時の粗度係数およびエネルギー勾配を関数とする K 値を定義して、結氷時の水位 H から K 値を用いて開水時の相当水位 H' を算出し、 ΔH を求める手法を提案している。この手法は、晶氷が滞留しない地点という適用条件があるものの、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を適切に評価できるため、 $\pm 20\%$ 誤差内に全 58 データの内、83% が入り、推定流量は観測流量と良く一致している。また、 K 値は氷板厚と相関が高いことが示されている。しかし、この手法は、晶氷が滞留する地点においては適用範囲外であり、河水底面の粗度係数の変化が大きい地点においては、 K 値が大きく変動することが指摘されているが、この変動に関する十分な知見が得られていないため、現在、現場への適用には至っていない。

いずれにしても、現行の結氷時の流量を推定する手法は、結氷時において $H-Q$ 曲線は成立しないことを前提に、結氷時の水位 H をその流量に相当する開水時の水位 H' に補正して、開水時の $H-Q$ 曲線から結氷時の流量を推定する手法であるため、推定流量の精度は開水時の $H-Q$ 曲線の精度に影響を受けることになる。

本研究は、詳細な現地観測を実施し、これらの観測値を検討資料として、河川結氷時の流量推定手法の開発を目的としている。河川結氷時におけるエネルギー勾配、流水面積、径深、流速係数を、現行の観測項目に1地点の水位測定を追加するだけで推定する手法を示し、さらに、現行の観測項目のみの資料で、開水時の $H-Q$ 曲線に依らない新たな河川結氷時の流量推定手法を開発した。

2. 現地観測

北海道北部に位置する天塩川(流路延長256km,流域面積5,590km³)を対象に、観測期間を2008年1月から3月として、円山(まるやま)観測所 KP30.00, 天塩川の基準地点である誉平(ぼんぴら)観測所 KP58.93, 恩根内(おんねない)観測所 KP111.70の3地点で詳細な現地観測を実施した。KPとはキロポストの略で河口からの距離 km である。本研究では、結氷河川における河水を、硬い氷板(Ice Sheet)と水面および氷板下に存在する軟らかい晶氷(Frazil, Frazil Slush)に大別して検討しており、観測期間中の結氷状況は、3地点において河川水面が全て河水で覆われる完全結氷であった。なお、恩根内は、円山および誉平に比べて晶氷が多く滞留する地点である。

観測項目は、各地点において水位および流量を観測した。水位はデータロガー付絶対圧水位計(Mc-1100, 光進電気工業製, 測定精度±1cm)を用い、流速は河川用電磁流速計(AEM1-D, アレック電子, 測定精度±0.005m/s 又は測定値の±2%)を用いた。観測期間中、水位は10分毎に測定し、流量は、正確な値を得るために流速の測定間隔を水深方向に10cm毎として、円山と誉平で各10回、恩根内で20回の精密流量観測を実施した。恩根内は、例年の観測結果より晶氷の変動が大きいと見られ、より詳細な観測とした。流水、氷板、晶氷の面積の測定については、観測期間中、観測断面の横断方向の水位は一定で水位の上下変動はないと仮定して、量水標の水位を読み取り、ポールおよびL型ポールを用いて水面から河床、晶氷、氷板までの距離を観測穴の四辺において測定し、その平均値を測定値とした。なお、晶氷の測定に関しては熟練を要する³⁾。また、円山と誉平においては、各観測地点の上流250mにおいて、水位の10分毎の測定と10回の低水流量観測を実施し、恩根内においては、観測地点の上流400mにおいて、水位の10分毎の測定を実施した。なお、上流地点は各現場状況に合わせて選定した。

3. 河川結氷時における観測流量への影響要因

観測流量に与える影響要因について、流水面積、径深、流速係数、エネルギー勾配に着目して、観測値を基に検討を行った。

(1) 結氷状況および水理現象の経時変化

現地観測から得られた観測流量 $Q[\frac{m^3}{s}]$ 、流水面積 $A_o[m^2]$ 、氷板面積 $A_i[m^2]$ 、晶氷面積 $A_f[m^2]$ およびMan-

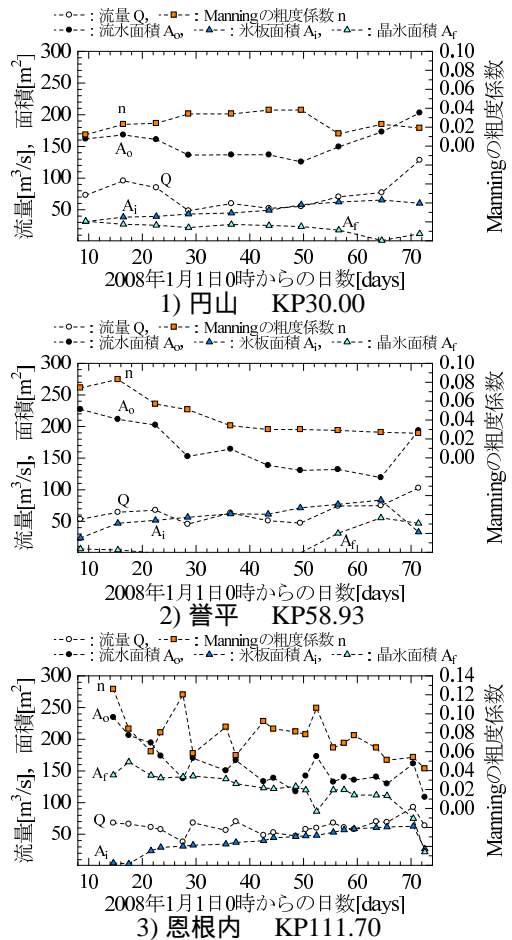


図-1 流量 Q 、流水面積 A_o 、氷板面積 A_i 、晶氷面積 A_f 、Manningの粗度係数 n の経時変化

ningの粗度係数 $n[\frac{s}{m^{1/3}}]$ を図-1に示す。Manningの粗度係数は、式(1)から河床底面と河水底面の合成粗度となる値を観測値から求めた。

$$n = \frac{A_o R^{2/3} I_e^{1/2}}{Q} \quad (1)$$

径深 $R[m]$ は流水面積と潤辺から求め、エネルギー勾配 I_e [無次元]は、式(2)の運動方程式に断面平均流速 $u_m[m/s]$ と水位 $H[m]$ を代入して求めた。

$$I_e = -\frac{d}{dx} \left[\alpha \frac{u_m^2}{2g} + H \right] \quad (2)$$

$g[m/s^2]$ は9.8とし、エネルギー係数 α [無次元]は1.1とした。なお、恩根内におけるエネルギー勾配 I_e は、上流の断面平均流速 u_m を観測していないため、水面勾配 I_w をエネルギー勾配 I_e と仮定して与えた。

図-1より、氷板面積 A_i は各地点で時間経過に伴い増加しているが、晶氷面積 A_f は地点により時間的な変動が異なる。Manningの粗度係数について、円山では0.012から0.038の範囲で推移しているのに対して、誉平では0.026から0.083の範囲で時間経過に伴い小さくなっている。恩根内は0.126から0.042の範囲であり、その変動は誉平同様に時間経過に伴い小さくなっているが、誉平に比べて上下に値が変動している。今回の詳細な現地観測結果から、地点によって結氷状況および水理現象が異なることが明確となった。

表-1 観測流量 Q との相関係数 r

相関係数 r	A_o	R	ϕ	I_e
円山	0.940	0.934	0.401	0.463
誉平	0.154	0.132	0.493	0.151
恩根内	0.302	0.318	0.611	0.436

(2) 観測流量と各値との相関

各地点において観測した観測流量 Q と流水面積 A_o 、径深 R 、流速係数 ϕ 、エネルギー勾配 I_e の4つの因子との相関係数を表-1に示す。なお、本研究では Manning の粗度係数の水理学的な意味が明確となるように、式(3)に示す流速係数 ϕ [無次元] を用いて検討した。式(3)の u_* [m/s] は摩擦速度 (= $\sqrt{gRI_e}$) である。

$$\phi = \frac{u_m}{u_*} = \frac{R^{\frac{1}{6}}}{n\sqrt{g}} \quad (3)$$

表-1より、観測流量 Q に対して、 A_o 、 R は円山で高い相関を示しているが誉平、恩根内では相関が低く、 ϕ は相対的に各地点とも同程度の相関があり、 I_e は円山と恩根内は誉平に比べて相関がある。既往研究においては、観測流量 Q と有効水深 h_w との関係¹⁾、観測流量 Q とエネルギー勾配 I_e との関係⁴⁾ が指摘されているが、今回の詳細な現地観測結果から、これらの関係についてある程度の相関はあるものの、全ての地点において適用可能な関係ではなく、開水時の場合のようにその要因は一義的には決まらなると判断できる。結氷時の流量は、結氷状況および水理現象から相互に影響を受けると考えられるため、これらを過不足なく考慮することの必要性が示された。なお、結氷河川における有効水深 h_w と径深 R は近似的に $h_w \approx 2R$ の関係にある。

4. 河川結氷時の流量推定手法

本研究における河川結氷時の流量を推定する基礎式は式(4)とした。

$$Q = A_o \phi \sqrt{gRI_e} \quad (4)$$

現地観測結果より、河川結氷時の観測流量に与える影響要因は一義的に決まらないことを受けて、 A_o 、 R 、 I_e 、 ϕ の各値をそれぞれ推定する手法について検討した。さらに、これらの検討結果を基に、河川結氷時の流量を推定する手法を開発した。

(1) エネルギー勾配 I_e の推定

河川結氷時の流量を観測している時間内において、流れは等流状態であると仮定すれば、エネルギー勾配 I_e と水面勾配 I_w の関係は式(5)となる。

$$I_e \approx I_w \quad (5)$$

水面勾配 I_w とエネルギー勾配 I_e の関係を図-2に示す。図-2より両者は良く一致しており、このことは、河川結氷時において、水面勾配 I_w を測定すればエネルギー勾配 I_e として近似可能であることを示唆している。

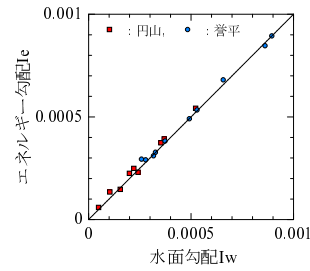
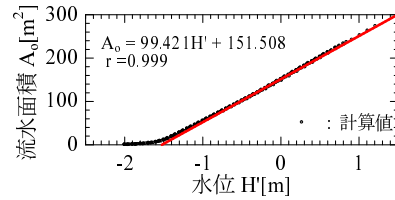
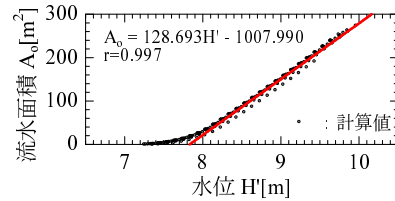


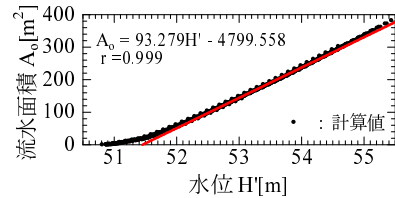
図-2 水面勾配 I_w と水面勾配 I_e



1) 円山 KP30.00



2) 誉平 KP58.93



3) 恩根内 KP111.70

図-3 開水時における水位 H' と流水面積 A_o

(2) 流水面積 A_o 、径深 R の推定

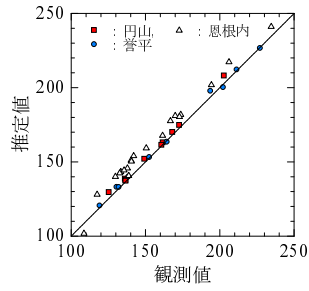
流水面積 A_o の推定は、図-3に示した水位 H' と流水面積 A_o の関係式を開水時の横断測量データを用いて事前に求め、水位 H' は、結氷時の水位 H と喫水 d を用いて式(6)から算出³⁾した。なお、結氷時の水位 H' は河水底面の標高となる。

$$H' = H - d \quad (6)$$

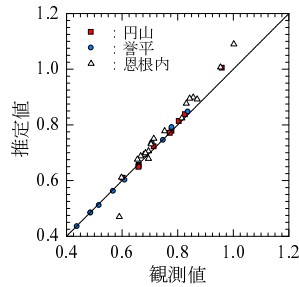
$$d = \frac{\rho_s A_s + \rho_i A_i + \rho_f A_f}{\rho_w B_w} \quad (7)$$

ここで、水面幅 B_w [m]、氷板面積 A_i [m²]、 ρ [kg/m³] は密度であり、水の密度 $\rho_w=1000.00$ 、雪の密度 $\rho_s=100.00$ 、氷の密度 $\rho_i=917.40$ 、晶氷の密度 $\rho_f=950.38$ とした³⁾。

式(7)の喫水 d の導出について、河水は水位の変化により上下変位するため、河水と河岸は固定条件ではなく自由条件¹⁾となる。 A_f を水位より上の氷板面積 A_{iu} [m²] と水位より下の氷板面積 A_{id} [m²] に区分して考え、河水は浮力を受けると仮定すると、浮力 $\rho_w g(A_{id} + A_f)$ と浮体の空気中での重量 $\rho_s g A_s + \rho_i g(A_{iu} + A_{id}) + \rho_f g A_f$ は等しい。 $(A_{id} + A_f) = B_w d$ とすると喫水 d は式(7)となる。連続的に喫水 d を得るためには、連続的に河水面積を得る必要がある、この方法として氷板厚計算式⁶⁾を用いる方法がある。しかし、この式は硬い氷板のみを対象としており晶氷は計算できないため、適用にあつ



1) 流水面積 A_o [m^2]



2) 径深 R [m]

図-4 A_o と R の観測値と推定値

ては式を改良する必要がある。また、河水面積を定期的に観測している場合においては、河水面積を線形で補完して与える簡便な方法がある。

径深 R は、河水潤辺 S_i [m]、河床潤辺 S_b [m] とすると式 (8) で表され、 $B_w \gg h_w$ として $S_i \approx S_b \approx B_w$ と仮定することにより、径深 R は有効水深 h_w で表される。有効水深 h_w は平均河床高 Z [m] を用いて式 (9) から推定できる。 Z は横断測量結果より、円山で-1.441m、譽平で 7.898m、恩根内で 51.604m を与えた。

$$R = \frac{A_o}{S_i + S_b} \approx \frac{A_o}{2B_w} = \frac{h_w}{2} \quad (8)$$

$$h_w = H - d - Z \quad (9)$$

A_o と R の観測値と推定値を図-4 に示す。図-4 より推定値は観測値を良く再現しているのが分かる。

(3) 流速係数 ϕ の推定

河川結氷時の流速係数 ϕ に関する基礎的な知見は、現在、十分には得られていないため、本研究では ϕ の関数である相当粗度 k_s に着目して、その変動要因を検討し、 ϕ を推定する式を提案した。

結氷河川内の圧力は河岸における河氷の割れ目において解放されるため、河川結氷時の流路は水理学的に管路流とはならないが、流水の接触面となる河床底面および河氷底面において、摩擦抵抗によるエネルギー損失が生じ流水に影響を与える現象のみを考えれば、管路流と同じであることが予想される。本研究では河川結氷時の流路を管路流として仮定して検討を行った。管路流におけるエネルギー損失は、式 (10) の Darcy-Weisbach の式で表わされ、式 (10) を流速係数 ϕ で整理すると式 (11) となる。ここで、 f [無次元] は摩擦抵抗係数、 D は管径で $D=4R$ の関係にある。

$$I_e = \frac{f u_m^2}{D 2g} \quad (10)$$

$$\phi = \sqrt{8/f} \quad (11)$$

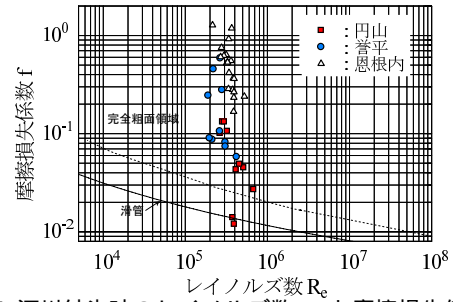


図-5 河川結氷時のレイノルズ数 R_e と摩擦損失係数 f

管路としての河川結氷時の壁面について、滑面か粗面であることを明らかにするために、式 (3) より観測値から算出した ϕ を式 (11) に代入して f を求め、この f と $R_e (=R u_m / \nu)$ との関係 Moody 図⁷⁾ にプロットした。この結果を図-5 に示す。なお、動粘性係数 ν [m^2/s] は、0 の時の値 1.785×10^{-6} を与えた。図-5 より、40 データ中、2 データが滑管領域であり、残り 38 データは完全粗面領域であった。滑管領域が 2 データあるもの、全 40 データの 95% の観測値が完全粗面領域であることから、管路としての結氷河川の壁面は粗面であると判断した。なお、滑管領域の 2 データは円山の観測値である。これらのデータは、計 10 回の観測の内、1 回目 (1 月 10 日) と 8 回目 (2 月 26 日) であり、エネルギー勾配 I_e は 0.000041 と 0.000057 であったことから f が小さく見積もられたと推察できる。1 月 8 日は新月、2 月 21 日は満月であり潮位の影響が想定されるが、他の観測日においても新月、満月に近い観測日があるため、潮位の影響だけではなく、上流の河氷の滞留による流水の堰き止めなどが原因の一つとして考えられるが、現時点では、これ以上のことは不明である。

相当粗度 k_s の経時変化をみるために、壁面が粗面の場合における f と k_s の関係式⁸⁾ である式 (12) から、相当粗度 k_s を算出した。

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.0 \log_{10} \frac{7.40D}{2k_s} \quad (12)$$

k_s [m] の経時変化を図-6 に示す。図-6 の k_s の経時変動について、円山では 0.0004 から 0.4111 の範囲で推移しているのに対して、譽平では 0.0874 から 2.5670 の範囲で時間経過に伴い小さくなる。恩根内は 0.5252 から 5.8330 の範囲であり、上下に値を変動させながら時間経過に伴い小さくなる。これらの変動は Manning の粗度係数と同様の変動を示していることが図-1 より推察されるため、Manning-Strickler の式 (13) を適用して、 ϕ と $k_s^{1/6} / (n \sqrt{g})$ の関係を図-7 に示す。

$$\phi = \frac{k_s^{1/6}}{n \sqrt{g}} \left(\frac{R}{k_s} \right)^{1/6} \quad (13)$$

図-7 より ϕ は 2 から 25 の範囲で変動している。一般には管路や開水路流れにおける ϕ の値は 8 ~ 25 程度である事から、実用上、この間では近似的に $k_s^{1/6} / (n \sqrt{g}) = 7.66$ が用いられている⁸⁾。しかし、今回の現地観測結果より、 ϕ は小さな値となることから、河川結氷時における $k_s^{1/6} / (n \sqrt{g})$ を定数として扱えないことが示唆される。

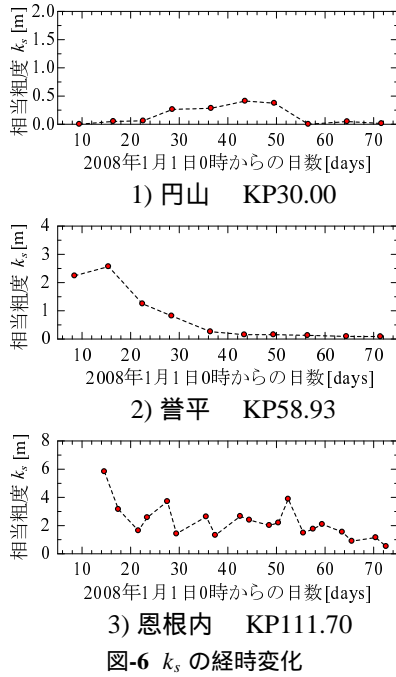


図-6 k_s の経時変化

図-6の k_s が時間経過に伴い小さくなる変動要因について、河床と河水の構成材料の変化および河床と河水の底面形状の変化が考えられる。湧水流量を記録することが多い河川結氷時において河床変動は無視できる程度に小さいと仮定すれば、 k_s の変動要因は河水の構成材料および河水の底面形状の変化に起因する。河水の構成材料および河水の底面形状に影響を与える因子として、気温、水温および流速が想定されるが、特に、河水底面が流水により融解されて滑らかになり、相当粗度 k_s が小さくなることが予想される。

本研究では、以下の仮定を設けて検討を行った。河水の構成材料の変化は考慮せずに、河水の底面形状の変化のみに着目した。河水の底面形状の変化の評価については、河水の底面形状に影響を及ぼす流水近傍の河水厚を h_{id} [m]と仮定して、この h_{id} の時間変化(dh_{id}/dt)により評価した。観測期間中の気温はマイナスを多く記録し河水底面を融解する主な要因とはならず、河水の底面形状の変化は融解が主な要因と考え、この融解を流水から河水底面への熱フラックスで表し、熱フラックスによる河水の底面形状の変化を式(14)で表現した。

$$\rho_i L_i \frac{dh_{id}}{dt} = -\phi_w \quad (14)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_m^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_w - T_{id}) \quad (15)$$

$L_i[\frac{J}{kg}]$ は水の潜熱、 h_{id} [m]は流水近傍の河水厚であり、流水から河水底面への熱フラックス $\phi_w[\frac{W}{m^2}]$ は式(15)となる⁹⁾。 C_{wi} は $1622 \frac{W \cdot s^{0.8}}{m^{2.6}}$ であり、 $T_w[]$ は水温、 $T_{id}[]$ は河水底面の温度であり0とした。

式(14)に式(15)を代入し $C_o[m^{\frac{1}{4}}]$ を式(17)で定義して、流速係数 ϕ で整理すると式(16)が導かれる。式(16)の $1.0/(R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ の関係を図-8に示す。図-8より dh_{id}/dt および T_w を定数としたことによる誤差が含まれるが、全データの相関係数は0.934であり高い相関を示している。

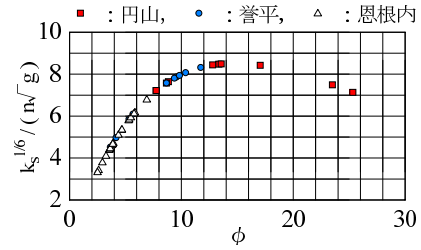


図-7 河川結氷時の ϕ と $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$

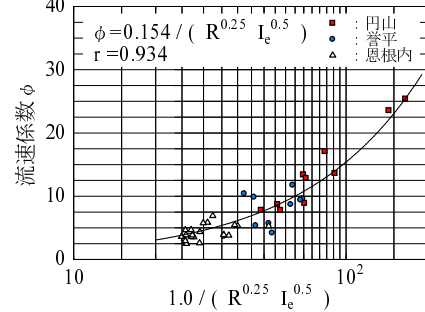


図-8 河川結氷時の $1.0/(R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (16)$$

$$C_o = \left(-\frac{dh_{id}}{dt} \frac{\rho_i L_i 2^{\frac{1}{5}}}{C_{wi} T_w g^{\frac{2}{5}}} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (17)$$

(4) 河川結氷時の流量推定式

河川結氷時の流量推定式の導出は、エネルギー勾配の推定式(5)と径深の推定式(8)および流速係数 ϕ の推定式(16)を流量算出の基礎式である式(4)に代入し、 $C[\frac{m^{\frac{3}{4}}}{s}]$ を式(19)で定義して式(18)を導いた。 C の物理的意味は、河水底面が流水により融解されて、滑らかになることによる粗度の減少の程度を表している。

$$Q = C B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}} \quad (18)$$

$$C = \left(-\frac{dh_{id}}{dt} \frac{\rho_i L_i}{C_{wi} T_w} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (19)$$

次に、例えば $C = \tilde{C} \check{C}$ として、 \tilde{C} を規格化定数、 \check{C} を無次元量として、式(18)を無次元化すると式(20)となり、 $(\tilde{C} A_o^{\frac{5}{4}})/(\tilde{Q} B_w^{\frac{1}{4}}) = 1$ として正規化すると式(21)となる。

$$\tilde{Q} = \left[\frac{\tilde{C} A_o^{\frac{5}{4}}}{\tilde{Q} B_w^{\frac{1}{4}}} \right] \times \check{C} B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}} \quad (20)$$

$$\tilde{C} = \frac{\tilde{u}_m}{\sqrt[4]{h_w}} \quad (21)$$

各値の規格化定数は、 $\tilde{Q}=1$ として、式(21)を満足するように設定した。各値を表-2に示す。式(18)は、式(20)および表-2から式(22)となる。

$$Q = \check{C} \left(\frac{B_w}{\tilde{B}_w} \right)^{-\frac{1}{4}} \left(\frac{A_o}{\tilde{A}_o} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (22)$$

\check{C} は流速係数 ϕ および相当粗度 k_s の関数のため経時変化する。今回の観測値を式(18)に代入して C を求め、 \tilde{C} により無次元化して得られた \check{C} の経時変化を図-9に示す。既往研究¹⁰⁾においてManningの粗度係数の経時

表-2 河川結氷時の流量推定式における規格化定数

\tilde{Q}	\tilde{A}_o	\tilde{B}_w	\tilde{C}	\tilde{u}_m	\tilde{h}_w
1	10	10	0.1	0.1	1

変化を時間の関数として推定していることから，本研究では簡単のため， \tilde{C} の推定式は図-9 に示す時間を独立変数とする線形式とした．

(5) 観測流量と推定流量

河川結氷時の流量推定式である式 (22) による推定流量と観測流量を図-10 に示す．図-10 より推定した流量は $\pm 10\%$ の誤差範囲に全 40 データの内 50% の 20 データが入り， $\pm 20\%$ の誤差範囲に全 40 データの内 83% の 33 データが入る結果であった．本研究の新たな流量推定式は，上記の精度で観測流量を推定することが可能である．なお，本研究の流量推定式の精度は，式 (6) の噴水 d の推定式，図-3 の H' と A_o の関係式および図-9 の \tilde{C} の推定式に影響を受ける．

次に，観測回数が多い恩根内を対象に，約 10 日間毎に基準とする観測データを設け，これらの間の観測データに対して，従来手法 ($H-Q$ 曲線と ΔH を用いる手法) と本手法の推定流量の比較を行った．推定流量と観測流量との比を図-11 に示す．図より，標準偏差でみると本手法は従来手法よりもばらつきが小さく，今回の検討においては，本手法は従来手法よりも推定精度が高いと言える．なお，推定に用いた ΔH ， \tilde{C} ， d は，基準とした観測データを基にして，その間を線形補完して値を得ている．

5. まとめ

今回の観測結果より河川結氷時の相当粗度 k_s は時間経過に伴い小さくなる．この要因として，河水底面が流水により融解されて，滑らかになることに起因すると推測された．河川結氷時の流路を管路流と仮定した場合の壁面は粗面であるが，Manning-Strickler の式の $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ は定数として扱えない．河川結氷時における流速係数 ϕ を径深 R とエネルギー勾配 I_e から推定する式を提案した．河川結氷時の流量を水位，河氷面積および時間から推定する新たな手法を開発した．この手法は，開水時の $H-Q$ 曲線に依らず，氷氷が滞留している地点においても適用可能であり，かつ現行の観測資料のみで推定できる．推定した流量の精度は， $\pm 20\%$ 誤差内に全 40 データの内，83% が入ることを示した．また，本手法は従来手法よりも推定精度が高く， \tilde{C} と d を線形補完で得ることにより，連続的に測定した水位から連続的な流量を推定可能であることを示した．謝辞：本研究は北海道開発局より資料提供のご協力を頂きました．記して謝意を表します．

参考文献

- 1) 鎌田新悦：河川の結氷とこれに伴う水理に関する研究，土木試験所報告，第 38 号，pp.10-16，pp.51-56，1965．

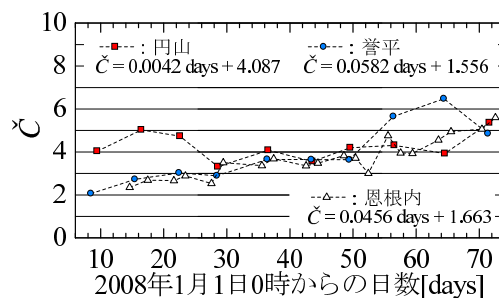


図-9 \tilde{C} [無次元] の経時変化と推定式

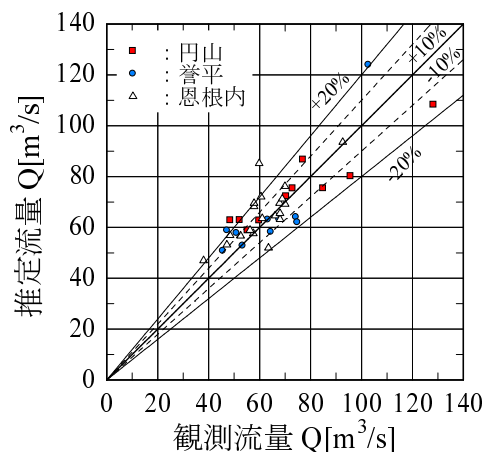


図-10 観測流量と推定流量

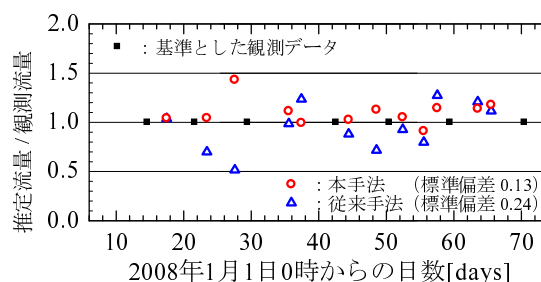


図-11 従来手法と本手法の推定流量と観測流量との比(恩根内)

- 2) Hung Tao Shen, and Poojitha D. Yapa : FLOW RESISTANCE OF RIVER ICE COVER, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.112, No.2, pp.142-156, 1986 .
- 3) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 清治真人 : 氷板下における氷氷厚の連続測定, 土木学会, 水工学論文集, 第 53 巻, pp.1027-1032, 2009.
- 4) 山下彰司 : 冬期の流量推定精度向上に関する一考察, 開発土木研究所月報, No.536, 1998 .
- 5) 冬期流量測定に関する調査解析, 北海道開発局網走開発建設部, pp.62-77, 1979 .
- 6) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸 : 結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発, 土木学会, 年次学術講演会講演概要集, pp127-128, 第 64 回, 2009 .
- 7) Moody, F.F.: Friction Factors for Pipe Flow, Trans. ASME, Vol.66, pp.671, 1944 .
- 8) 椿東一郎 : 水理学 1, 森北出版, pp.90,109, 1988 .
- 9) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.233-236, pp.289, 1986.
- 10) Nezhikhovskiy, R. A. : Coefficients of Roughness of Bottom Surface of Slush Ice Cover, Soviet Hydrology Selected Papers, No.2, pp.127-148, 1964 .