

# 寒冷地河川における 取水堰上流の晶氷変動現象に関する研究

吉川 泰弘<sup>1</sup>・岡部 博一<sup>2</sup>・橋場 雅弘<sup>3</sup>・森田 共胤<sup>4</sup>

<sup>1</sup>正会員 博(工)北見工業大学助教 社会環境工学科 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

E-mail: yoshi@mail.kitami-it.ac.jp

<sup>2</sup>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)

E-mail: okabe-h29n@ceri.go.jp

<sup>3</sup>正会員 福田水文センター (〒001-0024 北海道札幌市北区北 24 条西 15 丁目 2-5)

E-mail: hashiba@f-suimon.co.jp

<sup>4</sup>非会員 北海道開発局 旭川開発建設部 (〒078-8513 北海道旭川市宮前 1 条 3 丁目 3 番 15 号)

E-mail: morita-t22ab@mlit.go.jp

本研究の目的は、取水堰上流における河川縦断方向の晶氷変動現象の解明である。晶氷の発生・輸送・堆積を考慮した計算モデルを構築した。過去に冬の取水障害が発生した実河川において、晶氷輸送量および氷板・晶氷断面積の現地観測を実施した。観測値および計算値に基づき、晶氷変動現象を推定した。結氷は取水堰から始まり、時間の経過とともに上流へと進む。水面で発生および輸送される晶氷は、下流の氷板下に堆積する。結氷の先端地点の上流に近いほど、晶氷面積は早い段階で急激に増加する。その後、上流の晶氷が下流へと流れて、下流において晶氷面積が急激に増加する。冬の取水障害の危険性が高い時期は、結氷の始まりの時期と、結氷後に上流から晶氷が輸送される時期であることが推察された。

**Key Words:** Ice-covered river, Frazil slush, Calculation model, Field observation, Water Intake facilities

## 1. はじめに

冬の寒冷地河川では、河川内に河水が形成されて結氷する。河水は、硬い氷板と軟らかい晶氷、氷板および晶氷上に堆積する積雪に大別できる。晶氷が要因となる治水上の問題としては、晶氷が河道内に堆積してアイスジャムが発生し、流積を狭めて急激な水位上昇を引き起こす問題がある<sup>1)</sup>。晶氷が要因となる利水上の問題としては、晶氷が取水口に堆積し、取水口を閉塞させて取水障害を引き起こす問題がある<sup>2) 3) 4) 5)</sup>。また、河川結氷時の連続流量を推定<sup>6)</sup>する場合は、晶氷の輸送と堆積によって流積が変動するため、晶氷の変動は推定精度に影響を与える。これらの問題を解決するためには、時間的空間的な晶氷の変動現象を解明する必要がある。

晶氷の変動現象は、晶氷の発生、水面下および氷板下における晶氷の輸送・堆積、輸送・堆積時における晶氷の凍結・融解に区分できる。晶氷の発生については、熱フラックスに基づく晶氷発生計算モデル<sup>4)</sup>を用いることにより、晶氷発生期間を再現できることを示している。一方で、晶氷の量に関しては、観測方法が確立されていないことから、晶氷発生計算モデルの発生晶氷量と実河川での晶氷輸送量との関係は解明されていない。晶氷の輸送・堆積については、直接的に目視が出

来ないため、河床設置型の機器を用いて1地点で現地観測<sup>5)</sup>を実施し、晶氷の輸送・堆積現象を捉えている。しかし、晶氷の輸送・堆積の現象は河川縦断的な現象であるため、1地点の現象だけではなく縦断的な現象の解明が求められている。輸送・堆積時における晶氷の凍結・融解については、現地観測<sup>7)</sup>から晶氷が時間経過とともに凍結し氷化する可能性を示している。

本研究は、寒冷地河川における晶氷堆積による取水障害に着目して、取水堰上流における河川縦断方向の晶氷変動現象の解明を目的としている。晶氷の発生・輸送・堆積を考慮した計算モデルを構築し、過去に冬の取水障害が発生している実河川において、晶氷輸送量および氷板・晶氷断面積の観測を実施し、観測値および計算値を用いて、晶氷変動現象の解明を試みた。

## 2. 晶氷を考慮した河水変動計算モデルの構築

本計算モデルは、河川水の流れ、晶氷の発生、晶氷の流れ、固定した氷板の形成融解、河川水温に関する計算で構成している。概念図を図-1に示す。河水は大別すると、硬い氷板と軟らかい晶氷、氷板および晶氷上に存在する積雪に分けられるが、本計算モデルでは、固定された硬い氷板と変動する軟らかい晶氷を対象としている。

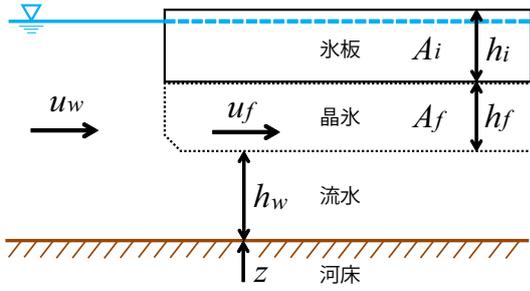


図-1 晶氷を考慮した河水変動計算モデルの概念図

### (1) 河川水の流れの計算

河川水における連続の式は式(1)、運動の方程式は式(2)で表した。式(1)の左辺第三項は、気温低下等により固定した氷板が形成されることによる河川流量の減少と、融解されることによる河川流量の増加を表している。計算方法は、従属変数を空間的に千鳥状(staggered)に配置して、時間的に蛙飛び(leap-frog)に進める陽的な差分式とした。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_i}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_w^2}{A_w} \right) + g A_w \frac{\partial}{\partial x} \left( z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} (h_i + h_f) \right) \\ + \frac{g n_b^2 u_w |u_w| S_w}{R_w^{1/3}} + \frac{\rho_i g n_i^2 (u_w - u_f) |u_w - u_f| S_i}{\rho_w R_i^{1/3}} \\ + g A_w I_{rw} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$A(\text{m}^2)$ : 河川水の流積, 氷板の断面積, 晶氷の断面積,  $Q(\frac{\text{m}^3}{\text{s}})$ : 河川流量, 晶氷輸送量,  $z(\text{m})$ : 河床高,  $h(\text{m})$ : 厚さ,  $n(\frac{\text{s}}{\text{m}^{1/3}})$ : Manningの粗度係数,  $u(\frac{\text{m}}{\text{s}})$ : 河川縦断方向の速さ,  $S(\text{m})$ : 潤辺,  $R(\text{m})$ : 径深,  $I_{rw}$ : 河川水が受ける晶氷の形状抵抗項,  $\rho_w(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$ : 水の密度で1000,  $\rho_i(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$ : 氷の密度で920.  $t(\text{sec})$ : 時間,  $x(\text{m})$ : 距離,  $g(\frac{\text{m}}{\text{s}^2})$ : 重力加速度で9.8. 添え字  $w$  (water) は河川水に関する値,  $i$  (ice) は氷板に関する値であり,  $f$  (frazil) は晶氷に関する値である。粗度係数  $n_i$ , 径深  $R_w$ , 径深  $R_i$ , 形状抵抗  $I_{rw}$  の値については, 既往研究<sup>8)</sup>と同様の計算手法を用いて値を得た。

### (2) 晶氷発生の計算

晶氷発生の計算は, 水面において点的な発生晶氷厚を計算する晶氷発生計算モデル<sup>4)</sup>を用いた。

$$\begin{aligned} \frac{dh_f}{dt} = \frac{-\phi_s + \phi_b}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} + \frac{\phi_e + \phi_c}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} + \\ \frac{(1 - \lambda_a) dh_a}{(1 - \lambda_f) dt} + \frac{\rho_s}{\rho_i (1 - \lambda_f)} \frac{dh_s}{dt} + \frac{-\phi_w}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} \end{aligned} \quad (3)$$

$h_a(\text{m})$ : アンカーアイス厚で既往の計算式<sup>4)</sup>により求めた。  $h_s(\text{m})$ : 降雪深であり, 本計算では観測値を与えた。  $\rho_s(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$ : 雪の密度であり新雪の値の100を与えた。  $\lambda_a$ : アンカーアイスの空隙率であり0.4を与え,  $\lambda_f$ : 晶氷の空隙率であり0.4を与えた。  $L_i(\frac{\text{J}}{\text{kg}})$ : 氷の潜熱であり3.336

$\times 10^5$  を与えた。  $\phi(\frac{\text{W}}{\text{m}^2})$ : 熱フラックスであり,  $\phi_s$ : 短波放射量,  $\phi_b$ : 長波放射量,  $\phi_e$ : 潜熱フラックス,  $\phi_c$ : 顕熱フラックス,  $\phi_w$ : 流水から河氷への熱フラックスであり, それぞれの値は, 既往研究<sup>4)</sup>と同様の式を用いて値を得た。本研究で現地に適用する場合の入力値は, 図-2に示す気象観測所の気象データを用いた。

### (3) 晶氷の流れの計算

氷板下における晶氷の流れの計算は, 式(4)の連続の式と, 式(5)のShenの晶氷輸送量式<sup>9)</sup>を用いた。

$$(1 - \lambda_f) \frac{\partial A_f}{\partial t} + \frac{\partial Q_f}{\partial x} = 0 \quad (4)$$

$$\Phi = 5.487(\Theta - 0.041)^{1.5} \quad (5)$$

$$\Phi = \frac{q_f}{F \sqrt{\Delta g d_f^3}} \quad (6)$$

$$\Theta = \frac{q_f}{F^2 \Delta g d_f} \quad (7)$$

$\Phi$ : 無次元晶氷輸送量,  $\Theta$ : 無次元せん断力,  $q_f(\frac{\text{m}^2}{\text{s}})$ : 単位幅晶氷輸送量,  $d_f(\text{m})$ : 晶氷粒径,  $U_*(\text{m/s})$ : 摩擦速度,  $\Delta$ : 水中比重で  $(\rho_w - \rho_i)/\rho_w$  である。なお,  $Q_f(\text{m}^3/\text{s})$ : 晶氷輸送量は,  $q_f \times$  水面幅となる。  $F$ : 沈降速度係数は次式<sup>10)</sup>を用いた。

$$\begin{aligned} \frac{1}{F} = 3.18 - 18.22\alpha_p + 80.46\alpha_p^2 \\ - 171.46\alpha_p^3 + 140.95\alpha_p^4 \end{aligned} \quad (8)$$

$$\alpha_p = \frac{c}{\sqrt{ab}} \quad (9)$$

$a(\text{m})$ : 長径,  $b(\text{m})$ : 中間径,  $c(\text{m})$ : 短径である。

### (4) 氷板の形成融解の計算

氷板の形成融解の計算は, 熱フラックス式から導出した次式<sup>11)</sup>を用いた。

$$h_i = h'_i - \left( \frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left( \frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (10)$$

$h'_i(\text{m})$  は  $\Delta t$  前の氷板厚,  $T_a(^{\circ}\text{C})$ : 気温,  $T_w(^{\circ}\text{C})$ : 水温である。なお,  $T_a, T_w$  は1日の平均値であるため, 例えば1時間毎に氷板厚を計算する場合には24で割り単位変換した値  $T_a/24, T_w/24$  が入力値となる。  $h'_i(\text{m})$  の初期条件は, 既往研究<sup>11)</sup>で妥当性が確認されている1mmを与えた。  $\alpha$  は気温に対する氷板形成の程度を表し, 大きくなると氷板を増加させる。単位は無次元である。  $\beta(\frac{\text{m}^{1/3}}{\text{s}})$  は水温と有効水深に対する氷板融解の程度を表し, 大きくなると氷板を融解させる係数である。

本研究で現地に適用する場合の係数  $\alpha$  について, 係数  $\alpha$  は河道特性と相関がある<sup>11)</sup>が, 本研究では河道データが不足しているため試行錯誤を行い, 0.3を与えた。取水堰上流部のみ結氷しやすいため, 1.2を与えた。係数  $\beta$  は,  $\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}}$  として  $u_w$  および  $h_w$  を用いて値を得た。

### (5) 河川水温の計算

河川水温の計算は次式<sup>12)</sup>を用いた。

$$\frac{\partial (A_w \rho_w C_p T_w)}{\partial t} + \frac{\partial (Q_w \rho_w C_p T_w)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_w E_x \rho_w C_p \frac{T_w}{\partial x} \right) - (1 - N) B \phi_{wa} - N B \phi_w \quad (11)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (T'_w - T_a) \quad (12)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T'_w - T_f) \quad (13)$$

$C_p$  ( $\frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{C}}$ ): 水の比熱で 4.2 を,  $E_x$  ( $\frac{\text{m}^2}{\text{s}}$ ): 拡散係数で 0.001 を与えた.  $N$ : 横断結氷比で水面幅に対する河氷幅の割合であり, 既往研究と同様の式<sup>12)</sup>で値を得た.  $\phi_{wa}$  ( $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ ): 大気と河川水との間における熱フラックス,  $h_{wa}$  ( $\frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot \text{C}}$ ): 水面の熱交換係数で 20 を,  $C_{wi}$  ( $\frac{\text{W} \cdot \text{s}^{0.8}}{\text{C} \cdot \text{m}^{2.6}}$ ) は 1622 を,  $T_f$  ( $^{\circ}\text{C}$ ): 河氷底面の温度であり 0 を与えた.  $T'_w$  ( $^{\circ}\text{C}$ ):  $\Delta t$  後の水温で未知数として扱った.

### 3. 現地観測と数値計算による取水堰上流の晶氷変動現象の解明

現地観測の観測値および数値計算の計算値に基づき, 取水堰上流の晶氷変動現象の解明を試みた。

#### (1) 現地観測

観測期間は 2015 年 12 月 1 日から 2016 年 3 月 8 日, 観測地点は図-2 の天塩川水系名寄川の合流点から上流 7.05km (以下, KP7.05) 地点の取水堰を有する真勲別頭首工周辺とした. 本観測地点は, 2005 年 1 月, 2009 年 2 月, 2013 年 1 月に, 晶氷堆積による取水障害が発生<sup>4)</sup>している. KP とはキロポストの略で, 天塩川との合流点からの距離 km である.

真勲別頭首工から上流の地点の KP7.2, KP7.6, KP8.0 において, 晶氷と氷板の断面積測量を 1 地点につき計 6 回実施した. 河川結氷時の横断測線上に設けた四辺形の観測穴に L 型ポールを入れて, 手に伝わる感覚を基に晶氷厚と氷板厚を測定し, 四辺の平均値を測定値とした. これらの測定値から横断面における晶氷面積と氷板面積を求めた. KP7.2, KP7.6, KP8.0, KP8.4 においては, 水温測定 (JFE アドバンテック, MDS-MkV/T) を実施した.

晶氷粒径調査<sup>13)</sup> は, 真勲別頭首工の直上流地点で計 6 回, これより上流の上名寄頭首工 (KP15.28) の直上流地点で計 16 回実施した. 開水時には水面下を流れる晶氷を後述する晶氷採取ネットで採取し, 結氷時には河氷に穴を空けて横型バンドーン式採水器により採取した. 採取した晶氷の写真撮影および画像解析により晶氷の粒径を測定<sup>13)</sup>した. 本観測で採取した 2577 個の晶

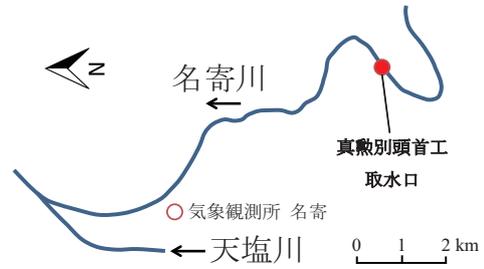


図-2 現地観測地点

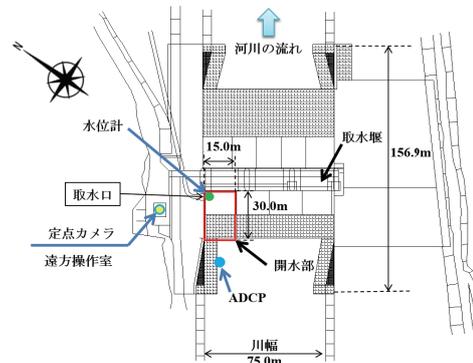


図-3 真勲別頭首工 (KP7.05) 周辺の観測項目 (平面図)

氷粒子において, 各粒子ごとに, 長径, 中間径, 短径を測定した. 全粒子の平均値は, 長径 0.547cm, 中間径 0.435cm, 短径 0.321cm であった. これらの値を式 (9) に代入することにより, 沈降速度係数  $F$  を求めた.

水面下を流れる晶氷を対象にして, 晶氷輸送量調査を実施した. 上名寄頭首工上流地点 (KP15.3) において, 計 6 回実施した. 1 回の調査では, 水面幅を 3 等分して, 各区間の中心で晶氷を採取した. 1 区間について 2 回の晶氷採取を実施して, その平均値を観測値とした. 晶氷採取の道具は, プランクトンネット (北原式定量プランクトンネット, 目合 0.1mm, 最大口径 46cm) の最大口径部で切断したものを晶氷採取ネットとして用いた. 採取方法は, 採取時間を計測し, 晶氷採取ネットを河床に固定して採取した. 水深が最大口径 46cm より深い場合は, 晶氷採取ネットを全て水中に入れて採取した. 採取した晶氷は現場で質量を測定した.

真勲別頭首工上流の結氷状況を把握するために, KP8.4 付近の真勲別橋において定点カメラ撮影 (brinno, TimeLapseCamera, TLC200), 2016 年 1 月 4 日, 1 月 15 日, 2 月 26 日に無人航空機 (DJI, Phantom2 vision plus) にて空撮を実施した. 真勲別頭首工周辺の観測項目を図-3 に示す. 水位測定 (応用地質株式会社, S&DL mini), 定点カメラ撮影 (前述の機器と同等), 取水堰より 44m 上流, 左岸水際から約 7m において, 河水速度と河氷底面の測定<sup>14)</sup> のための ADCP (Teledyne RD Instruments, WorkHorse Sentinel 1200kHz) を河床から水面にセンサを向けて河床に設置した. なお, 真勲別頭首工周辺では, 取水障害対策のために, 開水部 (30m × 15m) が設けられている.

## (2) 数値計算の計算条件

期間は2015年12月1日0時から2016年3月9日0時、時間間隔  $\Delta t$  はクーラン数0.02で算出し、区間は天塩川との合流点から上流 KP15.2 までの計15.2km、区間間隔  $\Delta x$  は200mとした。河床のManningの粗度係数は0.03とした。KP6.0-KP8.4の河道は、横断測量データを用いた。KP0.0-KP6.0とKP8.4-KP15.2の横断測量データは得られなかったため、KP0.0-KP6.0の河道は、KP6.0の横断測量データを基準に河床勾配1/467で補完した。KP8.4-KP15.2の河道は、KP8.4の横断測量データを基準に河床勾配1/850で補完した。境界条件として、下流端で水位、上流端で流量、水温、晶氷輸送量を与えた。上流の流量は、KP8.4の真敷別観測所の水位データを用いて結氷HQ式<sup>6)</sup>により得られる連続流量を与えた。上流の水温は、KP8.4の観測水温を与えた。

上流の晶氷輸送量は、以下の手順で算出した。本研究の晶氷発生計算モデルは、水面において点的な単位時間当たりの発生晶氷厚  $u_{fp}$ (m/s) を計算する。一方で本観測の晶氷輸送量調査では、単位時間当たりの晶氷の質量  $W_{fc}$ (kg/s) を測定している。

縦断距離  $L$ (m)、水面幅  $B$ (m) とすると、水面における発生晶氷量  $Q_{fp}$ (m<sup>3</sup>/s) は次式となる。

$$Q_{fp} = (1 - \lambda_f) \times u_{fp} \times L \times B \quad (14)$$

$W_{fc}$  は、採取時の水深  $h_{wf}$ 、晶氷採取ネットの通水面積  $A_n$  とすると、 $(W_{fc}h_{wf})/(\rho_i A_n)$  から単位幅晶氷輸送量  $q_{fc}$ (m<sup>2</sup>/s) が得られる。横断面における晶氷輸送量  $Q_{fc}$ (m<sup>3</sup>/s) は次式となる。

$$Q_{fc} = q_{fc} \times B \quad (15)$$

$L$  を流下に伴い晶氷が集積する縦断距離と仮定し、式(14)と式(15)が等しいと仮定すると次式となる。

$$q_{fc} = (1 - \lambda_f) \times L \times u_{fp} \quad (16)$$

図-4に計算値と観測値を示す。 $(1 - \lambda_f) \times L$  が130の場合に誤差が最小となる。本研究では、 $(1 - \lambda_f) \times L = 130$ 、発生晶氷厚  $u_{fp}$ 、水面幅  $B$  を式(16)および式(15)に代入し、上流端の晶氷輸送量  $Q_{fc}$  を算出した。

## (3) 河川縦断方向の結氷状況

真敷別頭首工の取水堰より上流の結氷状況を図-5に示す。観測値は、2地点の定点カメラ撮影画像と計3回の空撮画像から、水面が河水で覆われた状態を結氷と判断して、結氷している最上流部を結氷の先端地点とした。計算値は、氷板厚10cm以上を結氷として、結氷している最上流部を結氷の先端地点とした。図-5より、34.50日目(2016年1月4日)の1データにおいて、観測値3.5kmに対して計算値は7.6kmであり、計算値の方が速く結氷する結果であった。この原因として、係数  $\alpha$  を一定値で与えていることが考えられる。一方、他

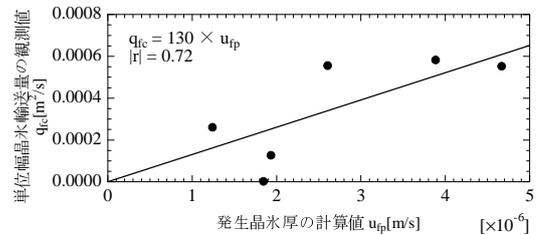


図-4 水面上での発生晶氷厚と横断面上での晶氷輸送速度

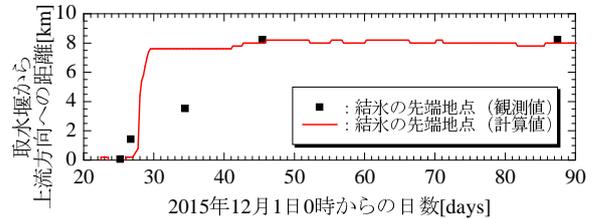


図-5 河川縦断方向の結氷状況の観測値と計算値

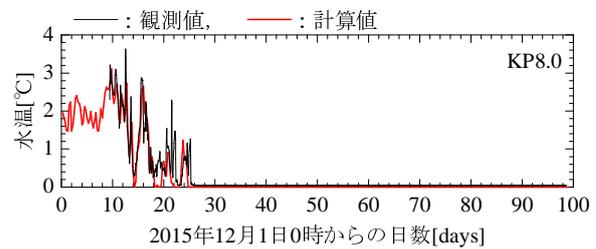


図-6 水温の観測値と計算値 (KP8.0)

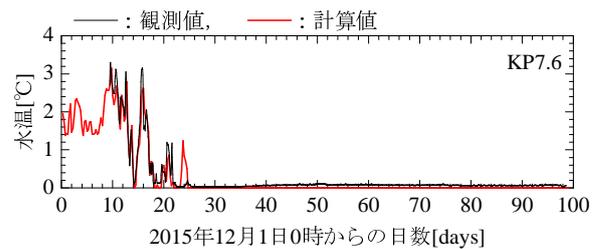


図-7 水温の観測値と計算値 (KP7.6)

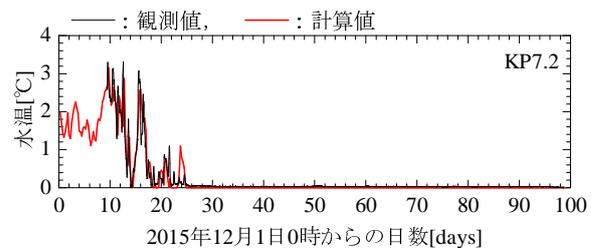


図-8 水温の観測値と計算値 (KP7.2)

の4データでは、観測値と計算値は良く一致した。結氷状況の観測値と計算値から、結氷は取水堰を起点として河川上流方向へと進行することが分かる。

## (4) 河川縦断方向の水温

水温の観測値と計算値を図-6,7,8に示す。取水堰(KP7.05)の定点カメラで確認された結氷の始まりは、25.25日目(2015年12月26日)である。図-6,7,8より、結氷に近づくに従い水温は0°Cに近づくことが分かる。絶対誤差の平均値は、結氷開始までを対象とすると、KP8.0は0.38°C、KP7.6は0.26°C、KP7.2は0.30°Cであり、計算値は観測値を上記の精度で再現した。

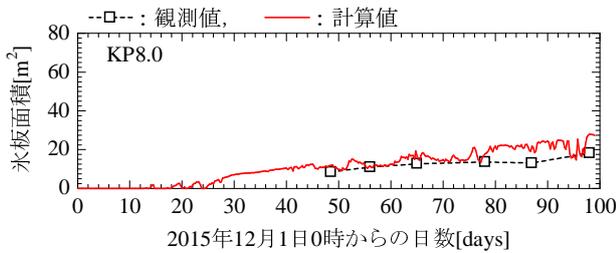


図-9 氷板面積の観測値と計算値 (KP8.0)

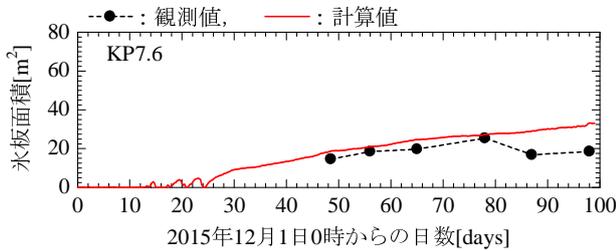


図-10 氷板面積の観測値と計算値 (KP7.6)

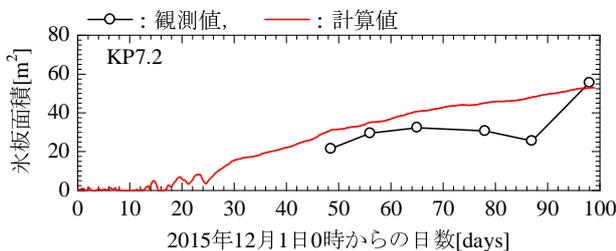


図-11 氷板面積の観測値と計算値 (KP7.2)

### (5) 河川縦断方向の氷板の形成

氷板面積の観測値と計算値について、上流から図-9,10,11に示す。絶対誤差の平均値は、KP8.0は $5.1\text{m}^2$ 、KP7.6は $6.7\text{m}^2$ 、KP7.2は $10.5\text{m}^2$ であり、計算値は観測値を上記の精度で再現した。上下流の氷板面積を比較してみると、下流のKP7.2は上流に比べて、氷板面積が大きい。河川縦断方向の結氷および氷板に関して、結氷は取水堰から上流へと進み、下流は上流に比べて氷板面積が大きいことが分かる。

### (6) 河川縦断方向の晶氷の変動

晶氷面積の観測値と計算値について、上流から図-12,13,14に示す。絶対誤差の平均値は、KP8.0は $6.0\text{m}^2$ 、KP7.6は $5.1\text{m}^2$ 、KP7.2は $12.5\text{m}^2$ であり、計算値は観測値を上記の精度で再現した。

結氷の始まりは、25.25日目(2015年12月26日)であるが、結氷後の単位時間当たりの晶氷面積の増加量を見ると、晶氷面積は氷板面積に比べて急激に面積が増加している。具体的には、KP8.0では28.00日目(2015年12月29日0時)、KP7.6では27.25日目(2015年12月28日6時)、KP7.2では39.00日目(2016年1月9日0時)に晶氷面積は増加している。KP7.2の晶氷面積が急激に増加する39.00日目において、上流のKP7.6とKP8.0の晶氷面積をみると、この時期以降に晶氷面積が変動している。上流の晶氷変動により、晶氷が下流へ

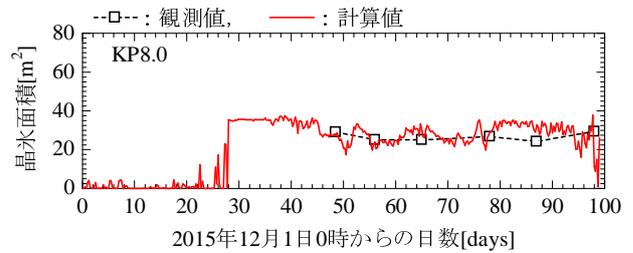


図-12 晶氷面積の観測値と計算値 (KP8.0)

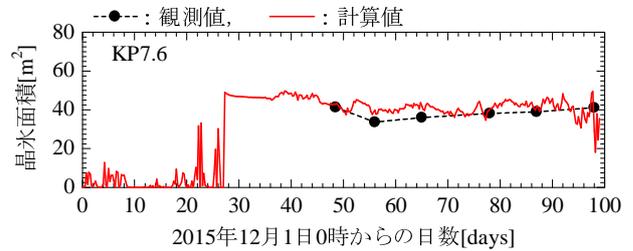


図-13 晶氷面積の観測値と計算値 (KP7.6)

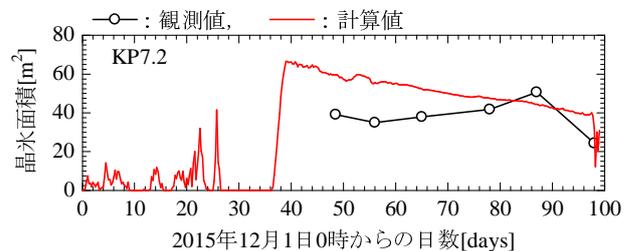


図-14 晶氷面積の観測値と計算値 (KP7.2)

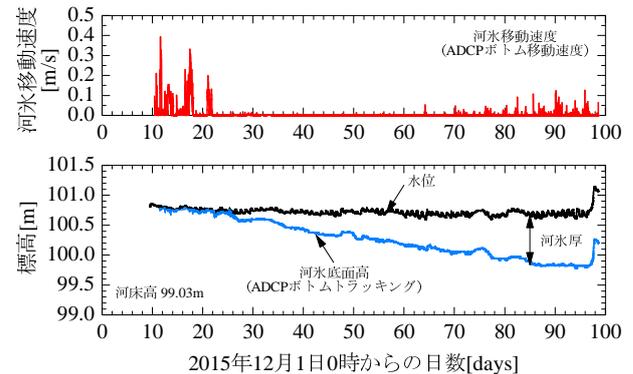


図-15 取水堰 (KP7.05) の水位、河氷底面、河水速度

と輸送され、下流で晶氷が堆積した可能性がある。観測値および計算値から、上下流における晶氷面積の急激な増加は、結氷後に、まず上流で晶氷面積が増加して、その後、晶氷が下流へと流れ、下流で晶氷面積が増加することが推察された。

取水堰 (KP7.05) の水位と ADCP のデータを図-15に示す。測定は9.42日目(2015年12月10日10時)から実施している。図-15の水位と ADCP ボトムトラッキングによる河氷底面高で囲まれた領域は、河氷の存在領域である<sup>5)</sup>。ADCP のセンサは河氷面に向いているため、ボトムトラッキングとボトム移動速度の測定値は、河氷底面高と河氷移動速度となる<sup>14)</sup>。

図-15において、結氷前の25.25日目以前は河氷が移動し、結氷後は移動していない。図-14の25.25日目以

前では晶氷が発生していることから、図-15の25.25日目以前の移動している河水は晶氷と考えられる。また、晶氷は水よりも密度が小さいため水面に浮くことから、結氷前の25.25日目以前では晶氷は水面を流れていると推定できる。図-15の70日目以降では、河水の移動がみられる。河水厚は時間の経過に従い増加していることから、一つの可能性として、河水厚の増加により流積が狭くなり、掃流力が増加して晶氷が輸送される現象が考えられる。

#### 4. まとめ

晶氷の発生・輸送・堆積を考慮した河水変動計算モデルを構築し、計算値は、結氷状況、水温、氷板面積、晶氷面積の観測値を良く再現した。観測値および計算値に基づき、取水堰上流における河川縦断方向の晶氷変動について以下の現象を推定した。結氷する前の晶氷は水面を流れる。水温が0℃となり結氷する。結氷は取水堰から始まり、時間の経過とともに上流へと進む。取水堰がある下流に近いほど、氷板面積は大きく、時間の経過とともに氷板面積は大きくなる。水面で発生および輸送される晶氷は、下流の氷板下に堆積する。結氷の先端地点がある上流に近いほど、晶氷面積は早い段階で急激に増加する。その後、上流の晶氷が下流へと流れて、下流において晶氷面積が急激に増加する。

本研究結果から、冬期の取水障害の危険性が高い時期は、結氷の始まりの時期と、結氷後に上流から晶氷が輸送される時期であることが推察された。

謝辞：本研究は、国土交通省河川砂防技術研究開発公募地域課題分野(河川)、JSPS 科研費 若手研究(B)26870023の助成を受けた。藤井浩司氏、菅原弘司氏(名寄市緑丘浄水場)、田中忠彦氏、鳥谷部寿人氏(寒地土木研究所)、芳賀聖一氏(福田水文センター)には、現地観測等のご協力を頂いた。記して謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 鳥谷部寿人, 吉川泰弘, 阿部孝章, 黒田保孝, 船木淳悟, 佐藤好茂, 津村喜武: オソベツ川における吹雪による晶氷増加とアイスジャム発生危険箇所の抽出に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.72, No.4, pp.1.601-1.606, 2016.
- 2) 峯田稔, 山崎誠, 平山健一, 杉田誠: 小規模寒地河川における流氷制御方法に関する研究, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.135-140, 1993.
- 3) 中田満洋, 菊谷智孝: 結氷河川における取水確保対策について-永山床止めからの安定取水確保対策-, 平成 13 年度北海道開発技術研究発表会, 河-11, 2002.
- 4) 吉川泰弘, 黒田保孝, 橋場雅弘, 入交泰文: 寒冷地河川における晶氷発生計算モデルの開発と取水障害の発生条件, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.71, No.4, pp.1.1327-1.1332, 2015.
- 5) 吉川泰弘, 黒田保孝, 橋場雅弘: 寒冷地河川の取水施設における晶氷変動量の推定手法, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.72, No.4, pp.1.307-1.312, 2016.
- 6) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 河川結氷時の観測流量影響要因と新たな流量推定手法, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.1075-1080, 2010.
- 7) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 天塩川における解氷時の氷板厚に関する研究, 河川技術論文集, 第 15 巻, pp.315-320, 2009.
- 8) 吉川泰弘, 阿部孝章, 渡邊康玄, 伊藤丹: 1次元混合氷径河水変動計算モデルの開発とアイスジャムの再現計算, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.70, No.4, pp.1.679-1.684, 2014.
- 9) Hung Tao Shen, De Sheng Wang: Under Cover Transport and Accumulation of Frazil Granules, *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(2), pp.184-195, 1995.
- 10) Mantz, P. A.: Low sediment transport rates over flat beds, *Journal of Hydraulic Div., ASCE*, 106(7), pp.1173-1190, 1980.
- 11) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 結氷河川における解氷現象と実用的な氷板厚計算式の開発, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68, No.1, pp.21-34, 2012.
- 12) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 河川結氷時の 1次元水温計算に関する一考察, 土木学会, 年次学術講演会講演概要集, 第 65 回, 2010.
- 13) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 阿部孝章, 伊藤丹: 結氷河川における晶氷粒径分布と晶氷輸送量の現地観測, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.69, No.4, pp.1.697-1.702, 2013.
- 14) 橋場雅弘, 吉川泰弘: 天塩川における河川解氷時の河水の挙動に関する現地観測, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.365-370, 2011.

(2016. 9. 30 受付)

## FRAZIL SLUSH VARIATION IN TAKE FACILITIES ON ICE-COVERED RIVERS

Yasuhiro YOSHIKAWA, Hirokazu OKABE, Masahiro HASHIBA  
and Tomotsugu MORITA

This study aims to clarify the frazil slush variation mechanisms associated with the water intake facilities of ice-covered rivers. A river ice calculation model was developed to determine the dynamics of frazil slush generation, transport, and accumulation. Field observations of frazil slush transport, ice sheet and frazil slush cross sections were performed. In the results, The phenomenon in which a river freezes begins from intake facilities, and it progresses to upstream direction. Frazil slush that is generated upstream accumulates under downstream ice sheets. Frazil slush accumulates more quickly in upstream than downstream. Then, as upstream frazil slush accumulation begins to flow downstream, it accumulates more quickly in downstream.