

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

A FRAZIL SLUSH GENERATION CALCULATION MODEL AND THE CONDITION OF WATER INTAKE BLOCKAGES ON ICE-COVERED RIVERS

吉川 泰弘¹・黒田 保孝²・橋場 雅弘³・入交 泰文⁴

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasutaka KURODA, Masahiro HASHIBA, Hirofumi IRIMAJIRI

¹ 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)

² 非会員 寒地土木研究所 寒地河川チーム主任研究員 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

³ 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)

⁴ 非会員 北海道開発局 旭川開発建設部 (〒078-8513 旭川市宮前通東 4155 番 31)

The aim of this study was to clarify the frazil slush generation mechanism on ice-covered rivers. This study developed a frazil slush generation calculation model which targeted skim ice, frazil ice, snow fall and anchor ice. The input values for this model were air temperature, wind velocity, sunshine duration, snow-fall depth, water depth of river, flow velocity of river and latitude. We carried out field observations at a location where frazil slush floats on the water surface, recording data with a camera. It was shown that the calculation model generated by this study can reproduce the frazil slush generation of the real river. It was also found that rising air temperature, an increase in frazil slush thickness and falling upstream water levels are important factors in predicting the occurrence of water intake blockage caused by frazil slush.

Key Words: Ice-covered river, Frazil slush, Calculation model, Water intake blockage

1. はじめに

積雪寒冷地に位置する北海道において、生活用水および工業用水の水源は河川水が 93.0% を占め、農業用水の水源は河川水が 99.4% を占めており、全国と比べて河川水への依存度が高い¹⁾。寒冷地の河川は、冬期間の気温低下によって河道内に河氷が形成され結氷する。河氷は、硬い氷板と柔らかい晶氷に大別できる。寒冷地の河川において、冬期間に河道内を流下する晶氷が取水口に堆積し、取水障害が発生する。日本においては、発電所の取水設備²⁾、生活・工業用水の取水施設³⁾での事例がある。対策として、防氷フェンス²⁾、Ice Boom^{4,5)}により、晶氷を取水口に堆積させない対策が提案されている。諸外国においても、湖⁶⁾、河川⁷⁾、管水路⁸⁾において、晶氷による取水障害の事例および対策が報告されている。既往研究では、晶氷を取水口に堆積させない方法について主に研究が実施されている。一方で、現場では、取水量の低下を確認した時点で直ぐさま現場に入って対応しており、その時間帯は深夜の場合もある。晶氷が発生する時期に関する知見が得られれば、事前の準備や体制を整えることが可能となる。取水障害対応の体制を整える上で、現場では「晶氷が発生する時期」に関する知見も求められている。しかし、現在、実河川において晶氷発生時期に関する研究は、十分には実施されていない。

Shen⁹⁾は、河氷の形成、変化、輸送、融解、破壊の過

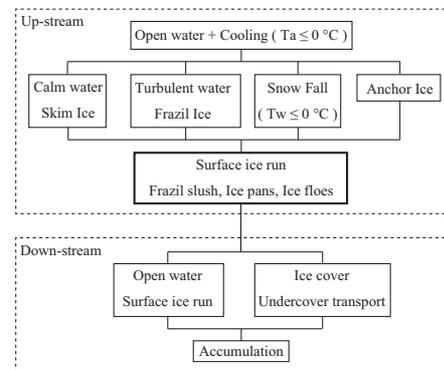


図-1 寒冷地河川における晶氷の発生・流下・堆積

程について、フロー図で整理している。このフロー図を参考に、晶氷の発生、流下、堆積の現象について上流と下流に区分して整理した。図-1に整理したフロー図を示す。図-1の上流では、開水面が存在し気温が零下の条件において、層流では Skim Ice(薄氷)が形成され、乱流では Frazil Ice(晶氷)が形成される。水温が零下で降雪があれば、降雪は河川内に供給される。河床材料周りに氷が形成されれば Anchor Ice(錨氷)となる。Anchor Iceは、水温の上昇や流速の増加により、河床材料から剥がれて、水よりも軽いため河川水面に浮上する¹⁰⁾。これらの氷が、Frazil slush(泥状晶氷)、Ice pans(蓮葉氷)、Ice floes(氷盤)として河川水面を流下する。これらの氷は形状によって呼称が異なるが、本研究では総称して晶氷と呼称する。図-1の下流では、上流で発生し

た晶氷が開水面および結氷面に流下し晶氷が堆積する。

晶氷の発生に関して、牛尾ら¹¹⁾は、海水を対象とした低温室内実験により、室温が低く風速が速いほど晶氷が多く発生することを定量的に明らかにしており、特に風の影響が大きいことを指摘している。Yeら¹²⁾は、室内実験により、晶氷発生については室温の影響が大きく、晶氷の粒径の大きさについては流速の影響が大きいことを明らかにしている。Morseら¹³⁾は、26,470以上の観測データから、晶氷の平均粒径は、3.15mmであり、晶氷の粒径の大きさは、乱流状態の時間経過に影響を受けることを指摘している。晶氷の流下および堆積について、Shenら¹⁴⁾は、現地観測、水理実験、データ解析から、輸送量を無次元せん断力で評価し、輸送量は晶氷の形の影響を大きく受けることを指摘している。既往研究より、晶氷の発生に関して気温と風速が影響を与え、晶氷の流下・堆積に関して流速が影響を与えることが分かっている。

気象庁による北海道の地球温暖化予測¹⁵⁾において、年平均気温(排出シナリオ:A2, 期間:2081年から2100年)は、3~4°C程度上昇し、年間降雪量(排出シナリオ:A1BとB1, 期間:2081年から2100年)は、標高300m未満の地域ではオホーツク海側を除いて減少し、標高300m以上の地域では増加する予測結果となっている。今後、気温の上昇により寒冷地河川において結氷期間の開水面積が広くなり大気と水面の熱交換により晶氷発生量が増加し、標高が高い上流域での降雪の増加によって河川内の晶氷量が増加する可能性が考えられる。特に、降雪量が多い日本においては、降雪による晶氷量の増加を考慮する必要がある。降雪による晶氷量の増加については、現場での経験知はあるが、定式的な研究は実施されていない。

本研究は、寒冷地河川における晶氷発生メカニズムの解明を目的とし、熱収支、降雪を考慮した晶氷発生計算モデルを開発した。天塩川水系名寄川真勲別頭首工周辺において現地観測を実施して、計算値と観測値の比較を行った。同頭首工で過去に取水障害が発生した3期間において、本計算モデルを用いて、取水障害発生時の気象条件と水理条件の考察を行った。

2. 晶氷発生計算モデル

本計算モデルは、開水面において点的な発生晶氷厚を計算する。入力値は、対象地点の緯度、河川の水深、河川の流速、気象庁から得られるデータとして気温、風速、日照時間、降雪深である。図-1のSkim Ice, Frazil IceとAnchor Iceは熱収支によって計算し、Snow fallによる晶氷増加は、降雪深の観測値により計算した。

(1) 計算モデルの基礎式

発生したSkim Ice, Frazil Ice, Snow fall, Anchor Iceは、そのまま河川内に供給されて晶氷となると仮定し、次式で表わした。

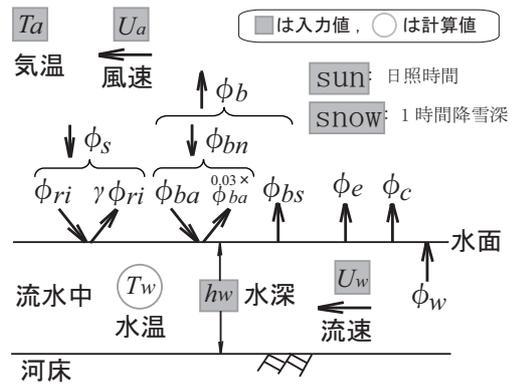


図-2 晶氷発生に関する熱収支の概念図

$$\rho_i \frac{dh_i}{dt} + \rho_s \frac{dh_s}{dt} + \rho_i(1 - \lambda_a) \frac{dh_a}{dt} = \rho_i(1 - \lambda_f) \frac{dh_f}{dt} \quad (1)$$

ρ_i [$\frac{kg}{m^3}$]:氷の密度であり-10°Cの場合の値¹⁶⁾の917.4を与え、 ρ_s [$\frac{kg}{m^3}$]:雪の密度であり新雪の値¹⁶⁾の100.0を与えた。 h [m]:厚さ、 λ_a [無次元]:Anchor Iceの空隙率であり0.4を与え、 λ_f [無次元]:晶氷の空隙率であり0.4を与えた。 λ_f は既往研究¹⁴⁾を参考とし、 λ_a は観測データがないため λ_f と同等と仮定した。 t [sec]:時間、本研究では1時間とした。添え字は各層の値であり、 i はSkim IceとFrazil Ice、 s はSnow Fall、 a はAnchor Ice、 f は河川内の晶氷である。

Skim IceとFrazil Iceの発生は、図-2に示す熱収支を考慮して、以下の式で求めた。

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = -\phi_s + \phi_b + \phi_e + \phi_c - \phi_w \quad (2)$$

L_i [$\frac{J}{kg}$]:氷の潜熱であり 3.336×10^5 を与えた。 ϕ [$\frac{W}{m^2}$]:熱フラックスであり、 ϕ_s :短波放射量、 ϕ_b :長波放射量、 ϕ_e :潜熱フラックス、 ϕ_c :顕熱フラックス、 ϕ_w :流水から晶氷への熱フラックスである。

式(1)に式(2)を代入し、河川内で発生した晶氷厚 h_f で整理すると、晶氷発生計算モデルは次式となる。

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

式(3)より晶氷発生要因を区分できる。右辺第一項は放射、第二項は対流、第三項はAnchor Ice、第四項は降雪、第五項は流水による晶氷の融解の影響である。

(2) Anchor Ice h_a

Anchor Iceの厚さの時間変化は、Anchor Ice表面の増加・減衰を計算するShenら¹⁷⁾による次式から求めた。

$$\frac{dh_a}{dt} = \frac{1}{1 - \lambda_a} \left(\bar{\gamma} C_v + \frac{\phi_{wi}}{\rho_i L_i} \right) \quad (4)$$

$$\phi_{wi} = C_{wi} \frac{U_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_i - T_w) \quad (5)$$

$\bar{\gamma}$ [$\frac{m}{s}$]:Anchor Iceの増加係数で、本計算モデルでは、簡便のため、上流から流下してくる流水中の晶氷がAnchor

Ice となる現象は無視して 0 を与えた。 C_v [無次元]: 流水中の晶氷濃度である。 C_{wi} は $1622 \frac{W \cdot s^{0.8}}{C \cdot m^{2.6}}$ を与え、 U_w [$\frac{m}{s}$]: 流速、 h_w [m]: 水深である。 真熱別観測所の過去の観測データより、 U_w は断面平均流速 0.401、 h_w は断面平均水深 0.576 を与えた。 T_i [$^{\circ}C$]: 氷 (Anchor Ice) の表面温度で 0.0 を与えた。 T_w [$^{\circ}C$]: 水温である。 本計算モデルでは、水温が $0^{\circ}C$ よりも高い場合は、Anchor Ice は形成されないと仮定して $dh_a/dt=0$ とした。

水温は次式の簡易水温計算式¹⁸⁾より求めた。

$$T_w = \frac{T_a}{1+\gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1+\gamma} \quad (6)$$

$$\gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{h_{wa} \Delta t} \quad (7)$$

T_a [$^{\circ}C$]: 気温、 T'_w [$^{\circ}C$]: Δt 前の水温、 Δt [sec]: 計算の時間ステップ、本研究では 1 時間を与えた。 h_w [m]: 水深、 ρ_w [$\frac{kg}{m^3}$]: 水の密度で 1000.0 を与え、 C_p [$\frac{J}{kg \cdot ^{\circ}C}$]: 水の比熱で 4200.0 を与えた。 h_{wa} [$\frac{W}{m^2 \cdot ^{\circ}C}$]: 大気と水との熱交換係数で 20.0 を与えた。

(3) 短波放射量 ϕ_s

ϕ_s は次式で表わされる。

$$\phi_s = \phi_{ri} - \gamma_s \phi_{ri} \quad (8)$$

γ_s [無次元]: 水面の反射率(アルベード)は、既往文献¹⁹⁾より値 0.14 を与えた。なお、本計算モデルは、発生した晶氷は直ぐさま下流へと流下し、次の計算の時間ステップ後には、水面に晶氷は存在していないと仮定している。このため、 γ_s は、晶氷ではなく水面の反射率を与えている。以後に記述する短波放射量 ϕ_s 、長波放射量 ϕ_b 、潜熱フラックス ϕ_e 、顕熱フラックス ϕ_c における ϕ の単位は $\frac{cal}{cm^2 \cdot day}$ である。 $\frac{W}{m^2}$ への単位変換は、 $1 \frac{cal}{cm^2 \cdot day} = 0.4844965 \frac{W}{m^2}$ となる。

大気短波放射量 ϕ_{ri} は Shen & Chiang²⁰⁾ の次式により求めた。

$$\phi_{ri} = (x - y(NS - 50))(1 - 0.0065C^2) \quad (9)$$

NS : 緯度であり、気象庁の名寄観測所の緯度 44.37° を与えた。 C [雲量(0-10)]: は、気象庁の名寄観測所の 1 時間毎の日照時間データを用いて、日照時間 0 時間を雲量 10、日照時間 1 時間を雲量 0 として算出した。 x および y は、日時毎の値を得るために、月毎の値²⁰⁾を参考にして日数を独立変数とする次式を導出した。 D は 12 月 1 日からの日数である。

$$\begin{cases} x = 76.18 \times \exp(0.015D) \\ y = -0.001D^2 + 0.160D + 5.786 \end{cases}$$

(4) 長波放射量 ϕ_b

ϕ_b は次式で表わされる。

$$\phi_b = \phi_{bs} - \phi_{bn} \quad (10)$$

水面からの長波放射量 ϕ_{bs} は Stefan-Boltzman の次式を用いた。

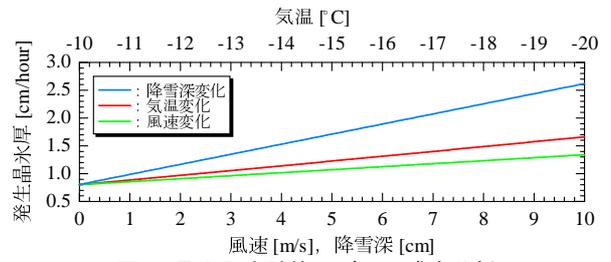


図-3 晶氷発生計算モデルの感度分析

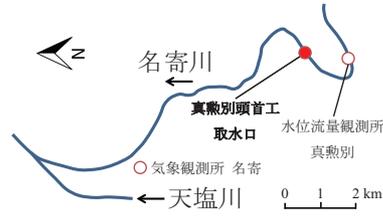


図-4 現地観測地点

$$\phi_{bs} = 0.97\sigma T_{wk}^4 \quad (11)$$

$$T_{wk} = T_w + 273.15$$

σ [$\frac{cal}{cm^2 \cdot day \cdot K^4}$]: Stefan-Boltzman 定数は、 1.171×10^{-7} を与えた。

大気から水面に与えられる長波放射量 ϕ_{bn} は次式で表される。

$$\phi_{bn} = \phi_{ba} - 0.03\phi_{ba} \quad (12)$$

ϕ_{ba} は Bolz による次式を用いた²⁰⁾。

$$\phi_{ba} = (0.55 + 0.052\sqrt{e_a})(1 + 0.0017C^2)\sigma T_{ak}^4 \quad (13)$$

$$T_{ak} = T_a + 273.15$$

e_a [hPa]: 気温の飽和水蒸気圧である。飽和水蒸気圧は、対象とする温度 T [$^{\circ}C$] を用いて、次式の Tetens の式¹⁹⁾から求められる。

$$e = 6.1078 \times 10^{(7.5T)/(237.3+T)} \quad (14)$$

(5) 潜熱フラックス ϕ_e と顕熱フラックス ϕ_c

ϕ_e と ϕ_c は Rimsha-Donchenko²⁰⁾ の次式を用いた。

$$\phi_e = (1.56K_n + 6.08U_a)(e_w - e_a) \quad (15)$$

$$\phi_c = (K_n + 3.9U_a)(T_w - T_a) \quad (16)$$

$$K_n = 8.0 + 0.35(T_w - T_a)$$

U_a [$\frac{m}{s}$]: 風速、 e_w [hPa]: 水面の飽和水蒸気圧であり、 e_w は式(14)から算出した。 K_n は自然対流の作用力を説明する係数である。

(6) 流水から晶氷への熱フラックス ϕ_w

ϕ_w は次式²¹⁾から求めた。

$$\phi_w = C_{wi} \frac{U_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_w - T_i) \quad (17)$$

T_i [$^{\circ}C$]: 氷(晶氷)の温度で 0.0 を与えた。本計算モデルでは、水温が $0^{\circ}C$ よりも低い場合は、晶氷は融解されないと仮定して $\phi_w=0$ とした。

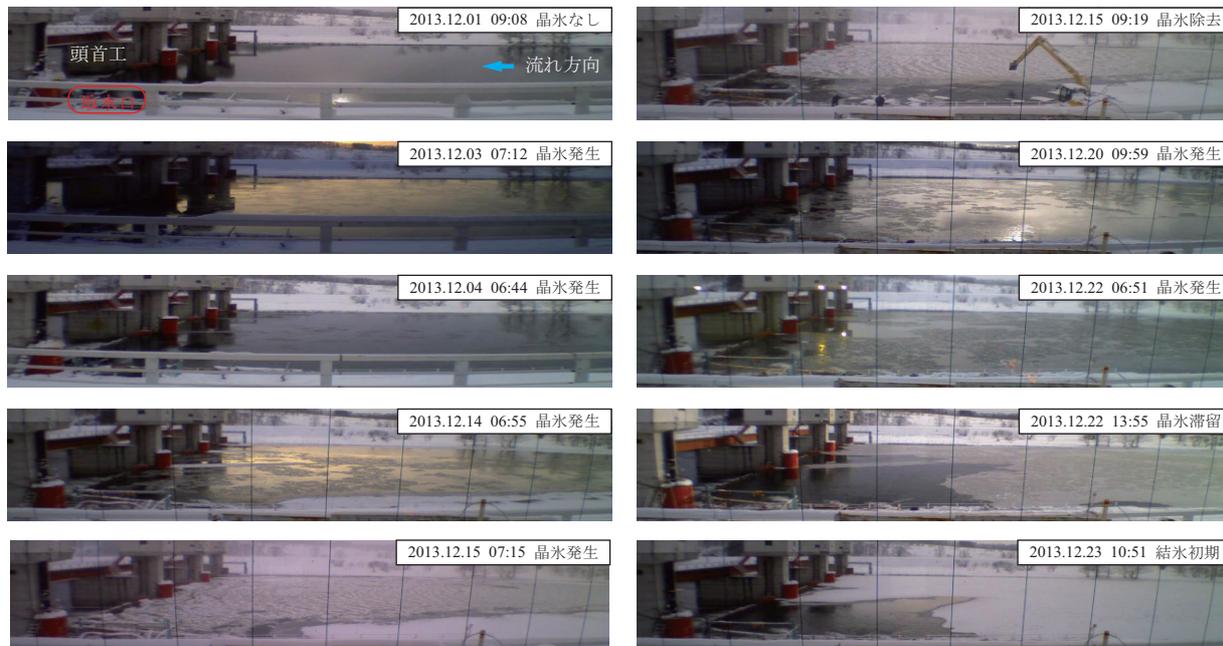


図-5 真勲別頭首工における晶氷発生状況 (2013年12月)

(7) 計算モデルの感度分析

本研究で開発した晶氷発生計算モデルの感度分析を行った。気温 $T_a = -10^\circ\text{C}$ 、風速 $U_a = 0\text{m/s}$ 、降雪深 $h_s = 0\text{cm}$ を基準として、気温を $-10 \sim -20^\circ\text{C}$ 、風速を $0 \sim 10\text{m/s}$ 、降雪深を $0 \sim 10\text{cm}$ と変化させた場合の1時間当たりの発生晶氷厚を計算した。計算結果を図-3に示す。本条件において、降雪深、気温、風速の順で、1時間当たりの発生晶氷厚の増加勾配が大きい。なお、水深 $h_w = 1.0\text{m}$ 、流速 $U_w = 0.5\text{m/s}$ は一定値を与えている。

3. 晶氷発生計算モデルの現地への適用

本計算モデルによる晶氷発生時期の妥当性を確認するために、計算値と観測値の比較を行った。

(1) 現地観測

観測期間は2013年12月とし、観測地点は、過去に取水障害が発生している地点とした。図-4の天塩川水系名寄川の合流点から上流7.05km地点に位置する真勲別頭首工周辺とした。観測項目は、4分毎に水面の晶氷を確認するために定点でカメラ撮影 (brinno, Time-LapseCamera, TLC200) を実施した。10分毎に水深方向に4地点 (水深: 0.3m, 0.8m, 1.3m, 1.8m) で定点水温測定 (JFE アドバンテック, MDS-MkV/T, 測定レンジ $-4 \sim 40^\circ\text{C}$ 、精度 $\pm 0.05^\circ\text{C}$) を実施した。カメラ撮影において、夜間は現場に照明がないため撮影はできない。水温計は、流出を防ぐために硬質ポリ塩化ビニル管内に入れて、流水中に設置した。

晶氷発生時の定点カメラ画像を図-5に示す。12月1日は晶氷は発生していない。12月3日、4日、14日、15日は晶氷が発生していることが分かる。15日に発生した晶氷は多量であったため、ロングアームを装着したバックホウによる除去作業を計4回実施している。20日、22日に晶氷が発生していることが分かる。22日に発生した晶氷は昼過ぎには滞留し、その後、結氷が始

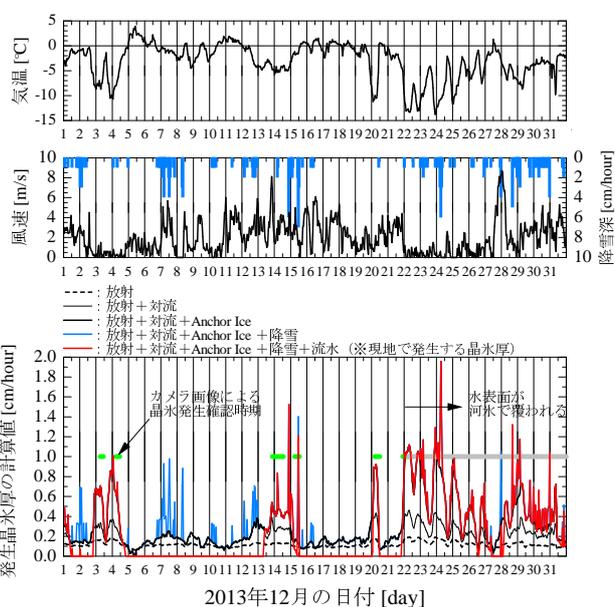


図-6 2013年12月の晶氷発生の計算値

まった。現地観測により、晶氷発生時期を明らかにすることができた。

(2) 晶氷発生の計算値と観測値

晶氷発生計算モデルによる発生晶氷厚の計算値を図-6に示す。図には、発生した晶氷の由来を、短波放射と長波放射による放射、潜熱と顕熱による対流、Anchor Ice、降雪に加えて、流水による晶氷の融解に区分して示した。また、図には最終的な計算値を赤色で示し、現地観測により得られた晶氷発生時期を緑色で示した。図-6より、晶氷発生について、各由来を相対的にみると、短波放射と長波放射による放射は変動が少なく、潜熱と顕熱による対流は気温が低下し風があると急激に増加する。Anchor Iceは気温が低くなると増加し、降雪は急激なピークをもって増加することが分かる。流水による晶氷の融解は、気温が高い時期に影響が大きい。図-6より、現地で晶氷発生が確認された時期において、発



図-7 水温の計算値と観測値の比較

生晶氷厚が大きくなっており、本計算モデルは晶氷発生現象を表現できている。

宇佐美ら²²⁾は、天塩川の開水面において晶氷発生量の現地観測に成功している。観測された晶氷発生量は約 $10 \frac{g}{m^2 \cdot min}$ であり、この値を $\rho_i(1-\lambda_i)$ で割ると、 $0.1 \frac{cm}{hour}$ となる。宇佐美らの現地観測地点と本観測地点の場所の違い、気象条件と水理条件の違いはあるが、図-6の放射と対流による発生晶氷厚と宇佐美らの観測データを比較すると、オーダー的には同程度の値である。

ここで、式(6)により求められる水温は、晶氷の発生に影響を与えるため、計算値と観測値を比較した。水温の計算値と観測値を図-7に示す。水深方向に設置した4台の水位計の観測値において、測定時間毎の標準偏差の平均値は $0.02^\circ C$ であった。水深方向の水温変化は小さいため、観測値は4台の平均値とした。本計算式は、上流からの温かい流水が下流の水温を上昇させる現象については考慮できない。このため、本検討では、観測水温に一致するように試行錯誤の上、観測された気温データに $+2^\circ C$ 加えた値を計算式の入力値とした。図-7より、計算値は観測値の増減およびピークを再現しており、絶対誤差の平均値は $0.47^\circ C$ であった。

本検討により、晶氷の発生メカニズムは、気温、風速、日照時間、降雪深、水深、流速の複合的な要因によって発生することが分かった。

4. 取水障害の発生条件

本研究の現地観測地点である名寄川の真勲別頭首工では、名寄市の水道用水や工業用水を取水しており、2013年1月には取水パイプに晶氷が詰まり取水障害が発生した。この取水障害による被害は、1週間継続し市民の生活が脅かされた。同様の事故は2005年1月、2009年2月にも起きている。現地の晶氷発生時期を再現できる本計算モデルを用いて、取水障害の発生条件の考察を行った。

過去の取水障害時の河川結氷状況は観測されていないため、以下の仮定を設けた。上流に開水面が存在し、この区間から晶氷が発生する。開水面から下流は結氷しており、さらに下流に取水口が存在する。開水面から取水口までの区間内に、真勲別観測所が存在すると想定し、この観測所の観測水位は、結氷初期に急激に上昇しているため、冬期間は結氷していると推察できる。

発生晶氷厚、発生晶氷厚の積算値、気温(名寄観測所:取水口から下流方向に直線距離4.04km)、水位(真勲別観測所:取水口から上流方向に直線距離0.86km)、取水障害対応期間について、2005年1月を図-8に、2009年2月を図-9に、2013年1月を図-10に示す。取水障

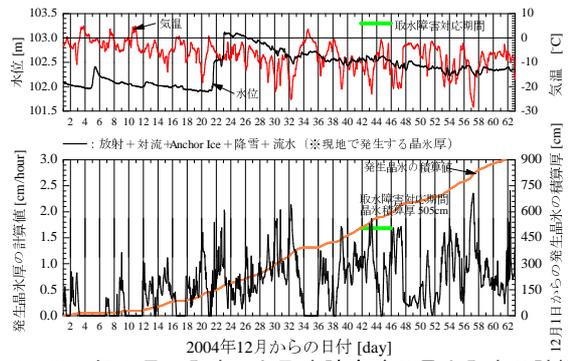


図-8 2005年1月に発生した取水障害時の晶氷発生計算値

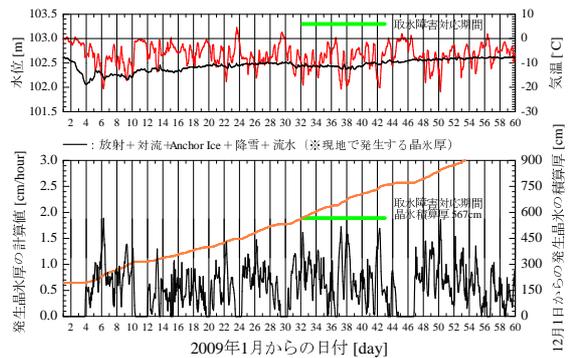


図-9 2009年2月に発生した取水障害時の晶氷発生計算値

害時の発生晶氷厚の積算値は、2005年1月は505cm、2009年2月は567cm、2013年1月は623cmであった。

図-8より、水位に着目すると、23日目に水位が上昇し、31日目にかけて水位は下降している。また、32日目に水位が上昇し、42日目にかけて水位は下降し、その後、取水障害が発生している。23日目の水位上昇期では発生晶氷が増加しており、32日目の水位上昇期では発生晶氷が増加および気温が上昇している。この時期の最高気温は $3.5^\circ C$ である。その後、水位が下降している期間においても晶氷は発生し、42日目に取水障害が発生している。

図-9より、水位に着目すると、16日目から30日目にかけて水位は上昇し、31日目にかけて水位は約10cm低下している。その後、取水障害が発生している。29日目の水位上昇期に気温が上昇している。この時期の最高気温は $2.6^\circ C$ である。その後、水位が下降している期間においても晶氷は発生し、32日目に取水障害が発生している。なお、図示していないが2008年12月27日から29日にかけて水位は85cm上昇している。

図-10より、水位に着目すると、9日目に水位が上昇し、24日目にかけて水位は下降している。25日目に水位が上昇し、32日目にかけて水位は下降している。35日目に水位が上昇し、55日目にかけて水位は下降しており、38日目に取水障害が発生している。9日目の水位上昇期では発生晶氷が増加している。25日目の水位上昇期では発生晶氷が増加している。31日目には発生晶氷が増加および気温が上昇している。この時期の最高気温は $2.5^\circ C$ である。35日目に水位が上昇し、その後、水位が下降している期間においても晶氷は発生し、38日目に取水障害が発生している。

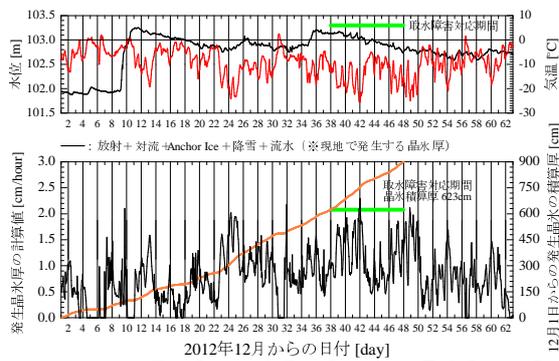


図-10 2013年1月に発生した取水障害時の晶氷発生時の計算値

水位上昇後の水位の下降については、流水の影響により河水が融けて河氷底面の粗度が小さくなることや、氷板下に堆積した晶氷が下流へと流下し流積が広がることを考えられる。

本計算結果を基に、過去の取水障害時の現象および発生条件を考察する。完全結氷し氷板下に晶氷が堆積している地点において、気温の上昇により融雪が促されて流量が増加し水位は上昇する。さらに、上流の開水面で発生した晶氷が、下流のこの地点に流下する。この地点で、晶氷が堆積し流積を狭めると、晶氷厚は増加し水位は上昇する。水位の上昇に伴って流積内の流速が大きくなるため、晶氷を流す力が大きくなり、氷板下に堆積している晶氷が下流へと流下する。この地点の晶氷は流下するため、晶氷厚は減少し水位は下降する。この地点より下流に位置する取水口に、多量の晶氷が流下し、取水障害が発生する。気温と水位の変動をみると、気温が上昇して下降する期間、水位が上昇して下降する期間に取水障害が発生する。

本研究結果から、取水障害発生の可能性を検討する上で、気温の上昇、発生晶氷厚の増加、上流の水位の下降が重要であると分かった。なお、上流が結氷していない場合は、発生晶氷厚の増加に着目すれば良い。

5. まとめ

寒冷地河川における晶氷発生メカニズムを解明するために、晶氷発生計算モデルを開発した。入力値は、気温、風速、日照時間、降雪深、河川の水深、河川の流速、対象地点の緯度のみである。本計算モデルで計算した晶氷発生時期は観測値と一致した。名寄川真敷別頭首工で過去に発生した取水障害時の発生条件を本計算モデルを用いて考察した。取水障害発生の可能性を検討する上で、取水口より上流が結氷している場合は、気温の上昇、発生晶氷厚の増加、上流の水位の下降に着目し、取水口より上流が全て開水面の場合は、発生晶氷厚の増加に着目することが重要と分かった。

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、JSPS 科研費 基盤研究(B)24360197 の助成を受けた。名寄市浄水場には、現地観測および現地資料において、多大なご協力を頂いた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 北海道総合政策部政策局土地水対策課：北海道の水資源, p.8,18, 2014.
- 2) 峯田稔ほか：小規模寒地河川における流氷雪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) 植田知行ほか：取水口における晶氷侵入対策工の効果, 寒地技術シンポジウム, 第19回, pp.356-363, 2003.
- 5) 植田知行ほか：寒冷地河川における晶氷移動制御対策, 寒地技術シンポジウム, 第19回, pp.364-370, 2003.
- 6) Steven F. Daly, Robert Ettema: Frazil Ice Blockage of Water Intakes in the Great Lakes, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.132(8), pp.814-824, 2006.
- 7) Martin Richard, Brian Morse: Multiple frazil ice blockages at a water intake in the St. Lawrence River, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.53(2), pp.131-149, 2008.
- 8) Robert Ettema, Gokhan Kirkil, Steven Daly: Frazil ice concerns for channels, pump-lines, penstocks, siphons, and tunnels in mountainous regions, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.55(2), pp.202-211, 2009.
- 9) Hung Tao Shen: Mathematical modeling of river ice processes, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.62(1), pp.3-13, 2010.
- 10) 橋場雅弘ほか：アンカーアイスの平面分布と含有物質に関する現地観測, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.70, No.4, pp.I.1279-I.1284, 2014.
- 11) 牛尾収輝ほか：開水面に於ける急速氷晶生産に関する実験, 低温科学 物理篇, 第46輯, pp.163-170, 1988.
- 12) Shi Qiang Ye, Jay Doering, Hung Tao Shen: A laboratory study of frazil evolution in a counter-rotating flume, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 31(6), pp.899-914, 2004.
- 13) Brian Morse, Martin Richard: A field study of suspended frazil ice particles, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.55(1), pp.86-102, 2009.
- 14) Hung Tao Shen, De Sheng Wang: Under Cover Transport and Accumulation of Frazil Granules, *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(2), pp.184-195, 1995.
- 15) 気象庁 札幌管区気象台・函館海洋気象台：北海道における気候と海洋の変動, 1.9, 2010.
- 16) 雪と氷の事典, 日本雪氷学会, 朝倉書店, pp.91, pp.103-105, pp.241, 2002.
- 17) Hung Tao Shen, De Sheng Wang, A.M. Wasantha Lal: Numerical Simulation of River Ice Processes, *Journal of Cold Regions Engineering*, 9(3), pp.107-118, 1995.
- 18) 吉川泰弘ほか：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.
- 19) 近藤純正：水環境の気象学, 朝倉書店, pp.26, pp.162, 1994.
- 20) Hung Tao Shen. and Li-Ann Chiang: Simulation of growth and decay of river ice cover, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.110, No.7, pp.958-971, 1984.
- 21) George D. Ashton, Ed.: *River Lake Ice Engineering*, Water Resources Publications, pp.233-236, pp.289, 1986.
- 22) 宇佐美宣拓ほか：寒冷地河川で発生する晶氷に関する現地観測, 水工学論文集, 第52巻, pp.499-504, 2008.

(2014.9.30 受付)