

河川結氷災害の現象の解明及び災害対策技術の開発

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 23～平 27

担当チーム：寒地河川チーム、寒地技術推進室

研究担当者：船木淳悟、黒田保孝、阿部孝章、

佐藤嘉昭、田中忠彦、鳥谷部寿人

【要旨】

アイスジャムは中小河川を含めると毎年発生しており、北海道の 1 級河川においても警戒体制を取る事態が発生するな河川結氷災害が頻発している。今後も大雪によるアイスジャムおよび取水障害の発生が想定され、結氷河川の災害対策技術の開発が社会的に求められている。さらに、2011 年 3 月の東北地方太平洋沖地震による津波が発生し、河川津波に伴い北海道の鶴川でアイスジャムが発生している。既往研究では、河水の現地観測、水理実験の事例が乏しく、十分な河川結氷災害の発生メカニズムの解明には至っていない。

本研究では、結氷河川の河水の形成と流下機構の現象を解明するために、現地観測、水理実験に基づいた河水に関する数値計算モデルを開発する。本計算モデルにより河川結氷災害の発生メカニズムを明らかにし、結氷河川における課題への対策技術を提案する。

キーワード：結氷河川、取水障害、河水の集中流下、融雪、アイスジャム、数値計算、アイスジャム実験、現地観測、天塩川、北海道、津波、晶氷、河水のフルード数

1. はじめに

本研究は、結氷河川の河水の形成と流下機構の現象を解明し、アイスジャムの発生による結氷河川における課題への対策技術を提案する。そのため、現象の基礎的なメカニズムを明らかにするために河水モデルを用いた再現実験の実施及び冬期間の現地調査を行っている。これらの分析を踏まえ、現象の予測に資する解析モデルの構築や水理量の同定を行った。

第 2 章では、河川横断面内に様々な大きさの氷板が存在する状況下で、これらの氷板が狭窄部で堆積することによるアイスジャム発生現象を対象とした 1 次元河水変動計算モデルの開発を試みた。水理模型実験を行い、本計算モデルの妥当性を確認している。

第 3 章では、アイスジャムの発生条件となる水理量について、水理模型実験により明らかにしている。さらにこの水理量に基づく指標を同定し、これを用いて実河川で発生したアイスジャムを評価することでその妥当性を確認し、この指標をアイスジャムの抑制に資する評価技術として提案している。

第 4 章では、河川結氷時の津波の対策技術を提案することを目的に、河水の破壊・輸送・堆積を考慮した河水変動計算モデルを構築している。アイスジャムの水理実験において実験値と計算値の比較を行い、本計算モデルの妥当性を確認している。さらに、本計算モ

デルを用いて、河川津波に伴い発生した北海道鶴川のアイスジャムの水位変動の解析を行い、実河川におけるアイスジャムの挙動を再現した。

第 5 章では、氷板厚の予測式を用いて河川の結氷初期及び解消期、ダムにおける河水の融解による増水について評価している。解氷現象と気象条件の関係を明らかにすることで、河川結氷時の河川工事の結氷対策に資する技術の提案を行っている。

2. 河水に関する数値計算モデルの開発

2.1. アイスジャム発生メカニズムに関する知見

結氷河川では、春先になると河道内に形成された河水が解氷する。解氷した河水が、狭窄部や橋脚箇所、蛇行部などで滞留して河道を閉塞させると、流れがせき止められ、河川水位は急激に上昇し、アイスジャムが発生する。アイスジャムによる災害は、アメリカ、カナダ、中国、ロシアなどの気温が零下になる諸外国で起こっており、水位の上昇とともに河水および流水が民地に氾濫する。我が国においてもアイスジャムによる人的被害²⁻¹⁾ や水位の急激な上昇²⁻²⁾ が報告されている。アイスジャムの対策として、Beltaos²⁻³⁾ によると、バップルブロックのような構造物を人的被害が無い箇所に設置し、人工的にアイスジャムを発生させる対策や、河水の厚さが厚くなる前に、長いアームを

持つ特殊な重機を結氷河川内に乗り入れて、下流側から人工的に河氷を破壊する対策が示されている。一方で、アイスジャムの発生時期、発生場所、水位上昇量、継続時間についての知見は、十分には得られていないため、アイスジャム現象の解明が望まれている。

アイスジャム現象は、河氷の形成融解、流水および河氷衝突による破壊、河氷の流下堆積という熱力学、構造力学、水理学等の分野を含む複雑な現象である。これらの現象を解明するために、現地観測、水理実験、数値計算を用いて複合的に研究が行われている。

Beltaos ら²⁻⁴⁾ は、河川縦断方向のアイスジャムの厚さを連続的に測定することに成功し、このデータを用いて数値計算モデルのキャリブレーションを行っている。Hicks ら²⁻⁵⁾ は、アイスジャムの水理実験および数値計算モデルを用いて、アイスジャム時の河氷における圧力とひずみ速度との関係についての検討を行っている。Carson²⁻⁶⁾ らは、アイスジャムの観測値をベンチマークとして、7つの数値計算モデルを対象に計算結果の妥当性について検討を行っている。著者ら²⁻⁷⁾ は、数値計算モデルを用いて、アイスジャム発生時は氷板の移動速度が減衰すると仮定してアイスジャムを評価し、河川津波により発生したアイスジャム現象の再現に成功している。

しかし、アイスジャムの発生条件の物理的意味が明確となっていないことや、河氷の大きさを考慮していないという課題がある。また、近年の現地観測結果^{2-2, 2-8)} から、解氷および河川津波により破壊された河氷の大きさは、単一の大きさではないことが明らかとなっている。

一方で、既往研究では、アイスジャム発生時の河氷の大きさについて、十分には検討されていない。

本研究は、アイスジャム対策立案時の基礎資料を得ることを念頭に、河川横断面内に様々な大きさの氷板が存在する状況下で、これらの氷板が狭窄部で堆積することによるアイスジャム発生現象を対象とした1次元河氷変動計算モデルの開発を試みた。アイスジャム実験を実施し、アイスジャム発生時の水位の比較を行うことで、本計算モデルの妥当性を確認した。

2.2. 1次元混合氷径河氷変動計算モデルの構築

本計算モデルは、河川水の流れ、流動する氷板の流れ、固定した氷板の形成融解、河川水温、アイスジャム発生条件に関する計算で構成している。概念図を図-2-1に示す。河氷は大別すると、硬い氷板とその下に存在する柔らかい晶氷、氷板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その下を流動する氷板を対象としている。晶氷および積雪については考慮していない。流動する氷板は、固定した氷板が外力を受けて解氷した場合、ある氷板サイズに分断されて流動する氷板となる。本論文での氷径とは氷板の面的な幅と長さを代表する径としている。

(1) 流れの計算

河川水における連続の式は式(2-1)、運動の方程式は式(2-2)で表した。式(2-1)の左辺第三項は、固定した氷板が気温低下等により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。左辺第四項は、流動する氷板の形成融解による河川流量の増減を表している。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{is}}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{if}}{\partial t} = 0 \quad (2-1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_w^2}{A_w} \right) + gA_w \frac{\partial}{\partial x} \left(z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} (h_{is} + h_{if}) \right) \\ + \frac{gn_b^2 u_w |u_w| S_w}{R_w^{1/3}} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{gn_i^2 (u_w - u_i) |u_w - u_i| S_i}{R_i^{1/3}} \\ + gA_w I_{rw} = 0 \end{aligned} \quad (2-2)$$

流動する氷板の連続の式は式(2-3)、運動の方程式は式(2-4)で表した。式(2-3)の左辺第三項は、固定した氷板が破壊され流動することによる氷板面積の増加を表している。左辺第四項は、流動する氷板が気温低下等により形成されることによる氷板面積の増加と、融解されることによる氷板面積の減少を表している。なお、本計算モデルは氷径を考慮してアイスジャム発生を判断しているが、式(2-3)と式(2-4)では、これらの氷板を集合体として扱っている。

$$\frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{if}}{\partial x} - \frac{\partial A_{is}}{\partial t} - \frac{\partial A_{if}}{\partial t} = 0 \quad (2-3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{if}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_{if}^2}{A_{if}} \right) + gA_{if} \frac{\partial}{\partial x} (z + h_w + h_{is} + h_{if}) \\ - \frac{gn_i^2 (u_w - u_i) |u_w - u_i| S_i}{R_i^{1/3}} - gA_{if} I_{ri} + gA_{if} I_s = 0 \end{aligned} \quad (2-4)$$

$A(m^2)$: 河川水の流積、流動している氷板面積および固定した氷板面積、 $Q(m^3/s)$: 河川流量、氷板流量、 $z(m)$: 河床高、 $h(m)$: 厚さ、 $n(s/m^{1/3})$: Manningの粗度係数、 $u(m/s)$: 河川縦断方向の速さ、 $S(m)$: 潤辺、 $R(m)$: 径深、 I_w (無次元): 河川水が受ける氷板の形状抵抗項、 I_r (無次元): 氷板が受ける河川水の形状抵抗項、 I_s (無

次元): 河床と流動する氷板、固定した氷板と流動する氷板の境界における抵抗項、 ρ_w (kg/m^3): 水の密度で1000、 ρ_i (kg/m^3): 氷の密度で920、 t (sec): 時間、 x (m): 距離、 g (m/s^2): 重力加速度で9.8。添え字 w (water) は河川水に関する値、 is (ice sheet) は固定した氷板に関する値、 if (ice flow) は流動している氷板に関する値であり、 if は流動している氷板が気温低下等により形成融解を受けた値である。 i (ice) は氷板に関する値で、 $h_i = h_{is} + h_{if}$ とした。

a) 粗度係数と径深

河床のManning の粗度係数 n_b は、実験の再現計算において固定値0.02 を与えた。氷板のManning の粗度係数 n_i は、河床と氷板の合成粗度係数 n_o と河床の粗度係数 n_b を用いて、Sabaneev の式(2-5) を用いて算出した。

$$n_i = \left(2n_o^{\frac{3}{2}} - n_b^{\frac{3}{2}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2-5)$$

河床と氷板の合成粗度係数 n_o は、流速係数 ϕ (無次元)を用いた式(2-6)とした。 ϕ は著者ら²⁻⁹⁾ の式(2-7)を用いた。なお、本実験の再現計算における式(2-8) の適用条件は $3\text{cm} \leq (h_{is} + h_{if})$ とし、適用範囲を $3 < \phi < 30$ とした。適用条件以外の n_i は、固定値0.02 を与えた。なお、式(2-8)は、実河川データを基にして得たものである。

$$n_o = \frac{R^{\frac{1}{6}}}{\phi \sqrt{g}} \quad (2-6)$$

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (2-7)$$

$$C_o = 0.154 + 0.005 \text{ days} \quad (2-8)$$

R (m): 結氷時の流積全体の径深、 I_e (無次元): エネルギー勾配、 C_d ($\text{m}^{1/4}$) は氷板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おり、daysは結氷後からの日数である。

河床の影響を受ける径深 R_w と氷板の影響を受ける径深 R_i は、河床と氷板の粗度係数比および流速差を考

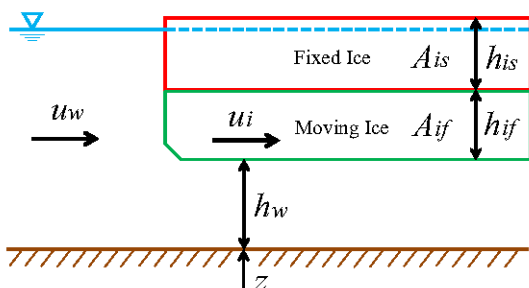


図-2-1 混合氷径河氷変動計算モデルの概念図

慮した式(2-9)、(2-10)、(2-11) に示すShen の式²⁻¹⁰⁾ を用いた。

$$R_w = \frac{1}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{B + 2h_w} \quad (2-9)$$

$$R_i = \frac{\alpha_i}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{NB} \quad (2-10)$$

$$\alpha_i = \left(\frac{n_i^2}{n_b^2} \frac{N(u_w - u_i)^2}{u_w^2} \right)^{\frac{3}{4}} \frac{B}{B + 2h_w} \quad (2-11)$$

$$N = \frac{h_{is} + h_{if}}{h_{io}} \quad (2-12)$$

B (m): 川幅、 N (無次元): 横断結氷比で川幅に対する氷板幅の割合であり、 $0 \leq N \leq 1$ の範囲となる。本モデルは河川縦断方向の1次元計算モデルであるため、鉛直方向の氷板厚から横断方向の氷板幅を推定する必要がある。既往研究²⁻¹¹⁾ において鉛直方向に氷板面積が増加すると、横断方向に氷板面積が増加することが観測されていることから、本研究では、 h_{io} (m): 水面が全て氷板で覆われる場合の平均氷板厚として、式(2-12)より横断結氷比を算出した。なお、本実験の再現計算では h_{io} は3cm とした。

b) 形状抵抗項 L_{rw} 、 L_{ri}

河川水が氷板形状により受ける抵抗 L_{rw} 、氷板が河川水により受ける抵抗 L_{ri} について、運動の方程式に次式の形状抵抗項を加えることで考慮した。形状抵抗の概念図を図-2-2 に示す。

$$L_{rw} = \frac{C_D}{2gdx} \left(\frac{\Delta h}{h_w} \right) (u_w - u_i) |u_w - u_i| \quad (2-13)$$

$$L_{ri} = \frac{C_D}{2gdx} \left(\frac{\Delta h}{h_{if}} \right) (u_w - u_i) |u_w - u_i| \quad (2-14)$$

$$\Delta h = (z + h_w) - (z + h_w) \quad (2-15)$$

C_D : 抗力係数で実験値との比較により $C_D=0.4$ を得た。 dx (m): 計算区間間隔である。

c) 氷板の境界における抵抗項 L_s

水深が氷板厚よりも小さく氷板が河床に接する場合の河床と流動する氷板の境界の抵抗項、流動する氷板が固定氷板下を流下する場合の固定した氷板と流動す

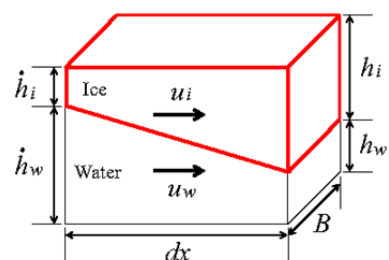


図-2-2 氷板の形状抵抗の概念図

る氷板の境界における抵抗項は、運動方程式に次式の抵抗項を加えることで考慮した。なお、 $\sin \theta$ は水平を基準とした場合の勾配である。

$$I_s = \sin \theta \left(1 - \frac{\rho_w \hat{A}_{if}}{\rho_i A_i}\right) \quad (2-16)$$

流動する氷板が河床に接する場合：

$$\hat{A}_{if} = \frac{A_{if} h_w}{h_{if}}$$

$\sin \theta$: 河床の勾配

流動する氷板が固定氷板下に存在する場合：

$$\hat{A}_{if} = A_{if}$$

$\sin \theta$: 固定氷板底面の勾配

(2) 氷板形成融解式

氷板の形成融解の計算式は、入力値が気温、水温、有効水深およびその地点固有の係数 α 、 β のみである熱フラックス式から導出された吉川ら²⁻¹²⁾ の式(2-17)を用いた。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (2-17)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (2-18)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (2-19)$$

h_i (m) : 氷板厚、 h'_i (m) は Δt 前の氷板厚、 T_a (°C) : 気温、 I_b (無次元) : 河床勾配である。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。また、 h'_i (m) の初期条件は1mmとした。 α (無次元) 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。 β (m^{1/3}/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。また、 α は、積雪または晶氷が氷板と一体となる場合は大きく、積雪または晶氷の断熱効果がある場合は小さくなる。 β は、動水勾配が大きく粗度が小さい場合は大きく、動水勾配が小さく粗度が大きい場合は小さくなる。

係数 α は、北海道における河川結氷時の計249回の観測データ解析²⁻¹²⁾ から得られた式(2-18)を用いて算出し、係数 β は、式(2-19)から計算される u_w および h_w を用いて値を得た。

(3) 河川水温計算

1次元河川水温計算式²⁻¹³⁾ は、横断結氷比 N を用いて大気と河川水、氷板と河川水との熱収支変化を考慮している式(2-20)を用いた。

$$\frac{\partial(A_w \rho_w C_p T_w)}{\partial t} + \frac{\partial(Q_w \rho_w C_p T_w)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_w E_x \rho_w C_p \frac{T_w}{\partial x} \right) - (1-N) B \phi_{wa} - N B \phi_w \quad (2-20)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (T'_w - T_a) \quad (2-21)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T'_w - T_f) \quad (2-22)$$

T_w (°C) : 水温、 C_p (kJ/kg・°C) : 水の比熱で4.2を、 E_x (m²/s) : 拡散係数で0.001を与えた。 ϕ_{wa} 、 ϕ_w (W/m²) : 大気と河川水、氷板と河川水との間における単位面積当たりの熱量、 h_{wa} (W/m²・°C) : 水面の熱交換係数で20を、 C_{wi} (W・S^{0.8}/°C・m^{2.6}) は1622を、 T_f (°C) : 氷板底面の温度であり0を与えた。 T'_w (°C) : T_w Δt 後の水温で未知数として扱った。

(4) アイスジャム発生条件

アイスジャムが発生する地点として、川幅が狭窄部の地点、水深が氷板厚に対して浅い地点、下流に固定した氷板が存在している地点が考えられる。本計算モデルが対象とするアイスジャム発生地点は、川幅が狭窄部の地点とした。氷板の大きさに対して川幅が狭い場合、氷板が物理的に河道を塞ぐため、氷板の移動速度が遅くなり河道内に堆積する現象が考えられる。一方、本計算モデルは、固体である氷板の流動を河川水と同様に運動方程式を用いて表現しているため、氷板が物理的に河道に閉塞する現象をモデル化する必要がある。砂防工学の分野では、等間隔の格子状構造物による石礫の閉塞に関する研究²⁻¹⁴⁾ が行われており、礫径の2倍程度の格子間隔であれば、礫と礫のアーチングによる石礫の閉塞が生じることが明らかになっている。水工学の分野においても、氷の大きさと橋梁の径間距離に着目したアーチングの研究²⁻¹⁵⁾ が行われている。

本計算モデルでは、狭窄部地点のアイスジャム現象を表現するために、川幅に対して氷径(氷板の大きさ)がある一定の径の場合に、アイスジャムが発生し、氷板の移動速度が減衰すると仮定した。式(2-23)よりアイスジャム現象を表現した。

$$\hat{u}_i = \lambda u_i \quad (2-23)$$

\hat{u}_i (m/s) : アイスジャム発生直後の氷板速度、 u_i (m/s) : アイスジャム発生直前の氷板速度、 λ (無次元) : 氷板

速度の減衰割合である。

a) 氷板速度の減衰割合

本計算モデルは、横断面内に各氷径の氷板が複数存在する状況を考慮している。図-2-3 のように、横断面内を代表する氷板の径を B_i と設定した。氷板速度の減衰割合 λ は、川幅 B_w 氷径 B_i 比である IJ を用いて、式(2-24)で表現した。川幅氷径比と氷板速度の減衰割合の関係を図-2-4 に示す。

$$\lambda = \frac{IJ - IJ_e}{IJ_s - IJ_e}, \quad IJ = \frac{B_w}{B_i} \quad (2-24)$$

IJ (無次元): 川幅氷径比で川幅内に代表氷板が何枚存在するかを示す値であり、氷板が断面 $i+1$ から断面 i に流入する場合は $IJ = B_w(i)/B_i(i+1)$ となり、氷板が断面 $i-1$ から断面 i に流入する場合は $IJ = B_w(i)/B_i(i-1)$ となる。 IJ_s (無次元): アイスジャム発生初期の IJ で規模は小さい、 IJ_e (無次元): アイスジャム発生終期の IJ で規模は大きく、氷板は完全に堆積し氷板速度はゼロとなる。本実験では、 $IJ_s = 2$ 、 $IJ_e = 0$ とした。なお、本計算モデルは気温水温上昇による氷板の融解を考慮しているため、 $IJ = IJ_e$ の場合でも、時間経過とともに気温水温が上昇すれば氷板は融解し、アイスジャムは解消へ向かう。

横断面内に存在する様々な大きさの氷板を、氷径別に nk 個に区分した。氷板区分 k の氷径は $B_k(m)$ であり、横断面内において氷板区分 k の面積が全氷板面積に占める割合を p_k (無次元) とした。横断面内を代表

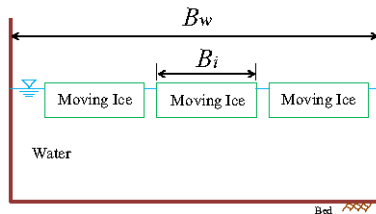


図-2-3 横断面に存在する代表氷板の概念図

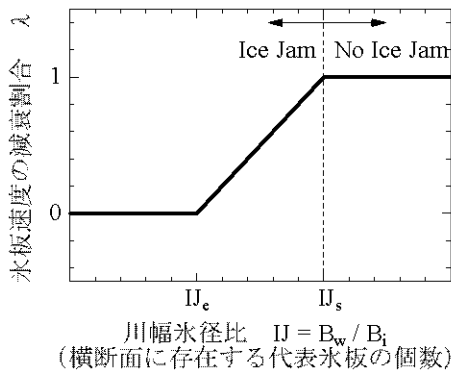


図-2-4 川幅氷径比と氷板速度の減衰割合

する氷径 B_i は、式(2-25) で表現した。

$$B_i = \sum_{k=1}^{nk} B_k p_k, \quad \sum_{k=1}^{nk} p_k = 1 \quad (2-25)$$

同じ氷径 B_i でも、遅い速度で河道を通過する場合と、速い速度で河道を通過する場合では、閉塞メカニズムが異なると想定される。現在、このメカニズムは十分には解明されていないため、本研究では、この速度の効果を見逃して B_i を計算している。速度の効果を検討する場合は、 B_i の計算式を改良する必要がある。

b) 氷板別の p_k

氷板区分 k の面積が全氷板面積に占める割合 p_k について、上下流から氷板が流動し氷板が流出および流入する現象と、固定していた氷板が解氷し流動を始める現象の2つの現象を想定し計算手法を構築した。上下流からの氷板の流出流入は、式(2-26)で表現した。式(2-26)の p_k^* (無次元) は、氷板区分 k の面積が流出流入した氷板面積に占める割合である。本計算モデルでは、後述する水理実験状況を踏まえて、氷板流出時は氷径が小さいものから選択的に流出すると仮定した。

$$\frac{\partial(A_{if} p_k)}{\partial t} = p_k^* \frac{\partial A_{if}}{\partial t} \quad (2-26)$$

$$(\text{断面 } i \text{ から流出}) \quad p_k^* \frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{A_{if} p_k}{\Delta t} = 0 \quad (2-27)$$

$$(\text{断面 } i+1 \text{ から断面 } i \text{ に流入}) \quad p_k^* = p_{k(i+1)}^* \quad (2-28)$$

$$(\text{断面 } i-1 \text{ から断面 } i \text{ に流入}) \quad p_k^* = p_{k(i-1)}^* \quad (2-29)$$

固定した氷板が、解氷と判断された場合は、瞬時に固定した氷板が流動する氷板になると仮定して計算を行った。図-2-5 に概念図を示す。解氷後の流動する氷板の \check{p}_k は、図-2-5 の記号を用いて式(2-30)で表現した。なお、固定した氷板が解氷時に、どのような氷径分布 (\bar{p}_k) になるかについては、今後、検討が必要である。

$$\check{p}_k = \frac{A_{is} \bar{p}_k + A_{if} p_k}{\check{A}_{if}} \quad (2-30)$$

$$\check{A}_{if} = A_{is} + A_{if} \quad (2-31)$$

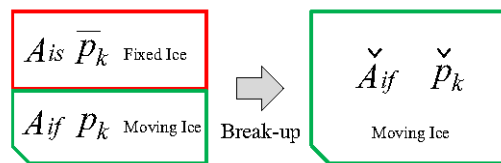


図-2-5 固定した氷板の解氷の概念図

2.3. アイスジャム再現計算

開発した1次元混合氷径河水変動計算モデルの計算結果の妥当性を確認するために、アイスジャムの水理実験を実施し、実験水位と計算水位の比較を行った。

(1) 水理実験²⁻⁷⁾

a) 実験条件

実験水路の底面と側面は透明なアクリル板で構成し、水路長9.0m、水路幅0.2m、水路勾配1/500である。実験水路の下流端から2.8mの位置より上流へ0.2mの区間に、図-2-6 a)のように水路幅の半分の幅0.1mの狭窄部を設置した。渚滑川のアイスジャム²⁻²⁾の発生区間(KP14.4-KP19.0)の不等流計算の結果から、最小川幅は約30m、最大川幅は約60mであり、その比は1:2であった。実験では、この比を用いて狭窄部を設定している。流量は、貯水槽の水をポンプにより導水パイプを通して実験水路へと供給し、導水パイプに設置したバルブの調整によって、実験水路への流量を制御した。

氷は本物の氷を使用し氷の製作は、シリコン製ゴムで型枠を作り、型枠内を水道水で満たした状態で冷蔵庫(ハイアール電気冷蔵庫家庭用JF-NC205A)に入れて、冷却度1、急冷モードとして、冷蔵庫内の温度約-16℃の中で氷を製作した。製作に要する時間は、小さ

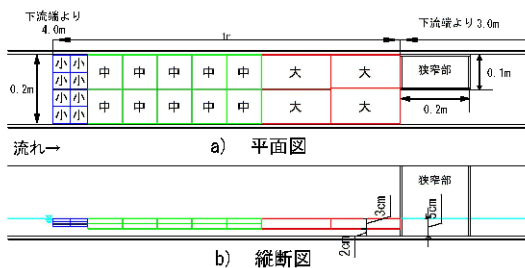


図-2-6 実験水路内の狭窄部の位置と氷板の配置

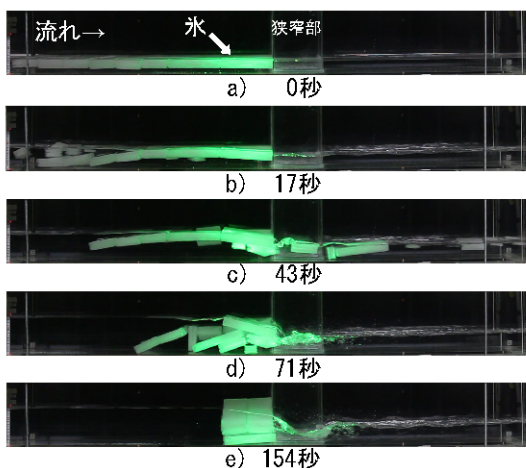


図-2-7 解氷からアイスジャム発生までの実験状況

いもので8時間、大きいもので20時間程度であった。製作した氷は、小型のこぎりで整形した。製作した氷のサイズおよび個数は、2010年2月の渚滑川の現地調査²⁻²⁾の結果を参考にして、大(20.0 × 9.9 × 3.0, 4個)、中(10.0 × 9.9 × 1.5, 20個)、小(5.0 × 4.9 × 0.8, 24個)に区分して決定した。氷の大きさの単位はcmである。本実験は水路条件により、氷板サイズと鉛直方向の現地縮尺は1/20で川幅は1/300であり一致していない。本実験は現象を把握するための実験と位置付けている。

氷の配置は、実河川の解氷時の河水は、上流では互いに衝突し破壊されながら小さくなり、下流には解氷していない大きな河水が存在すると考えられる。本計算では上流から解氷すると仮定して、上流から下流に向かって氷のサイズを大きくして配置した。狭窄部の氷が実験開始前に流下しないように、狭窄部の上流に位置する大きい氷のみ、幅を10.2cmとした。実験水路内の狭窄部の位置と氷の配置を図-2-6に示す。

水位測定のために、実験水路の下流端から4.00mの地点で、水路底面から1.5cmの位置にピエゾ管を設置した。ピエゾ管と圧力センサー(ATM.1ST型圧力計発信器、STS Sensor Technik Simach AG)を導水管で接続し、圧力センサーからの電圧は、データロガー(NR-600スタンドアロン計測ユニット、株式会社キーエンス)を介して値を得た。電圧と水位の関係式から、1秒毎の水位を測定した。気温は下流端から2mと6mの計2箇所に、水温は上流端に2箇所と下流端に2箇所の計4箇所に、温度計(テイドビットv2, UTBI-001, 米国オンセットコンピュータ社、精度±0.02℃)を設置し測定した。平均気温は11.25℃、上流端の平均水温は0.48℃、下流端の平均水温は0.58℃であった。

b) 実験結果

実験状況を図-2-7に示す。図-2-7より、実験開始17秒後に、流水が氷の上を流れ、氷が不安定になり、実験開始43秒後には、氷が分断されて小さい氷が流下している。さらに、実験開始71秒後には、氷が狭窄部上流で堆積しアイスジャムが発生している状況が分かる。その後、氷は、流水の影響により融解されて形を変えていき、これに伴い水位は徐々に低下した。

(2) 再現計算

a) 計算条件

計算時間は600秒で計算時間間隔 Δt はクーラン数0.01で算出し、計算区間は下流端より2mから4mの計2mの区間で計算区間間隔 Δx は1cmとした。水路の粗度係数は0.02とした。計算における氷の破壊につ

いては、実験前の氷は個々に分断されているため、実験状況を参考にして実験開始0秒から100秒にかけて上流から順に破壊させる計算条件とした。

b) 実験水位と計算水位の比較

狭窄部上流における実験水位と計算水位を図-2-7に示す。図には、氷がない場合の実験水位と計算水位を合わせて示しており、計算水位は実験水位を良く再現している。図-2-7の氷ありの場合は、実験開始直後からの実験水位の上昇を計算で良く再現している。その後、実験水位に比べて計算水位の方が早く上昇している。本計算モデルの流動する氷板は、固定する氷板下を沿いながら流下する現象を考慮しているが、実験時の状況は、上記の現象も見られたが、これ以外にも、上流から氷が流下する際に、水路床にも水面に存在する氷にも接触せずに、流水中を流下する氷が確認されている。このため、本来ならどこからも抵抗を受けずに流下する氷について、計算上では水面に存在する氷の抵抗を受ける計算となり、実験水位に比べて計算水位が早く上昇したと推定される。ピーク水位において、実験水位は14.58cm、計算水位は13.96cmと誤差6.2mmの精度で再現している。その後の水位の下降については、計算水位は実験水位を良く再現している。水位が下降する要因は、実験及び計算から、水温および流速によって氷が融解され、氷の形が変化したことにより、徐々に閉塞状況が解消され、流れやすくなったためと考えられる。一方で、実験開始425秒後では、計算水位と実験水位が一致していない。実験時の状況は、氷は水平方向に回転するだけではなく、鉛直方向にも回転しており、大きな氷でも狭窄部を通過する状況であった。本計算モデルは、鉛直方向の回転現象は考慮していないため、氷の通過による水位の急激な低下を再現できなかったと推定される。なお、氷板の回転は、流下方向に鉛直回転する場合と横断方向に鉛直回転する場合の二つの状態が考えられる。どのような条件でこれらの回転が発生するかについては、今後、

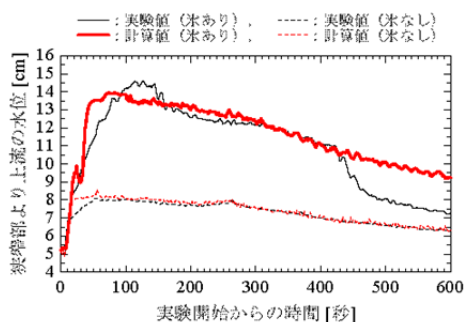


図-2-8 実験水位と計算水位の比較(下流端から4m地点)

研究を進める必要があるが、これらの回転により、計算上、氷板厚と氷板幅を再設定することで、現象を再現できる可能性がある。

本計算モデルは、これらの課題を有しているが、狭窄部におけるアイスジャム発生時の水位上昇およびその後の水位の減少について、計算水位は実験水位を良く再現しており、上記の精度でアイスジャム現象を再現することが可能である。

2.4. 本章のまとめ

河川横断面内に様々な大きさの氷板が存在する状況下で、これらの氷板が狭窄部で堆積することによるアイスジャム発生現象を対象とした1次元河氷変動計算モデルの開発を試みた。水理模型実験を行い、本計算モデルの妥当性を確認した。

3. アイスジャムの抑制技術の提案

3.1. 河道形状に着目したアイスジャム発生条件

寒冷地の河川は、気温の低下により河氷が形成され、気温の上昇により河氷は解氷し流下する。この河氷が河道内で堆積するとアイスジャムが発生し、水位は急激に上昇し災害となる。

2013年4月の北海道内のダム上流では、わずか4時間で河道内に河氷が堆積し、除塵作業中の作業員が危険にさらされ、栈橋の損傷や監視カメラの破壊の被害が発生した³⁻¹⁾。2011年3月の一級河川の鶴川では、河川結氷時の津波により、河氷が破壊および輸送され、河道狭窄部においてアイスジャムが発生し、水位は約0.84m上昇し、約4日間、高水位が継続した³⁻²⁾。2010年2月の一級河川の渚滑川では、アイスジャムにより、数時間で水位が約3m上昇し、冬期にも関わらず水防団待機水位を超過した²⁻²⁾。1994年2月の札幌市内を流れる琴似発寒川では、アイスジャムにより上流で堆積していた河氷が急激に流下し、下流の河道内で魚道工事を施工していた作業員が、ショベルドーザーごと流されるという事故が発生している³⁻³⁾。

アイスジャム対策を実施する上で、アイスジャムの発生時期、発生場所、発生条件に関する知見が重要となる。発生時期に関しては、天塩川の恩根内水位観測所を対象に、アイスジャム発生の要因となる解氷時期について、最大氷板厚より10cm減少すると解氷している可能性が高いことを指摘している³⁻⁴⁾。発生場所に関しては、狭窄部、蛇行部、合流部、橋脚箇所等が考えられる。橋脚箇所のアーチ形成によるアイスジャムについて、水面を覆う氷板の割合、氷板のサイズと径

間距離、表面流速と氷板厚で表すフルード数により、アーチ形成の有無が判断できるという有益な知見が得られている²⁻¹⁵⁾。

一方で、川幅が狭い箇所、水深が浅い箇所、勾配が緩い箇所などの河道形状を考慮したアイスジャム現象に関する研究は、十分には実施されていない。

本研究は、川幅が狭い河道、水深が浅い河道、勾配が緩い河道におけるアイスジャム発生条件を明らかにすることを目的に、渚滑川で発生したアイスジャム現象を対象としたアイスジャム水理実験を実施した。

河道形状として川幅と河床勾配に着目し、氷板サイズ、氷板量、河川流量を水理条件として実験を実施した。

3.2. アイスジャム水理実験

3.2.1. 実験水路、実験条件、測定項目

2010年2月に渚滑川で発生したアイスジャムを対象として、既往研究²⁻²⁾³⁻⁵⁾で得られた値を参考に、実験水路形状、氷板サイズ、氷板量、河川流量を決定した。

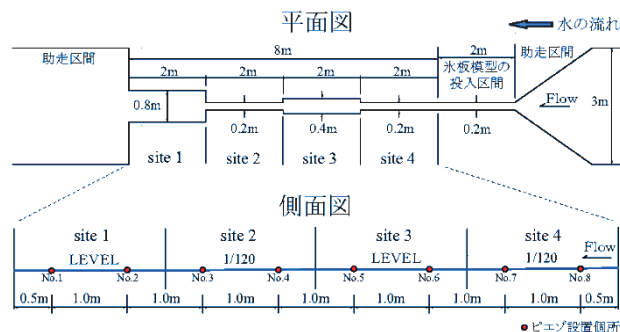


図-3-1 実験水路の平面図と側面図



図-3-2 アイスジャム発生時の状況

(実験ケース：12, 時間：75秒後)

表-3-1 各ケースの実験条件とアイスジャム発生の有無

ケース	氷板径 cm	氷板量 L/s	流量 L/s	アイスジャム
1	4 × 4	0.3	2.8	非発生
2	4 × 4	0.3	3.5	非発生
3	4 × 4	0.3	4.2	非発生
4	4 × 4	0.6	2.8	発生 (site2 上流)
5	4 × 4	0.6	3.5	非発生
6	4 × 4	0.6	4.2	非発生
7	8 × 8	0.3	2.8	発生 (site3 下流)
8	8 × 8	0.3	3.5	非発生
9	8 × 8	0.3	4.2	非発生
10	8 × 8	0.6	2.8	発生 (site3 下流)
11	8 × 8	0.6	3.5	発生 (site3 下流)
12	8 × 8	0.6	4.2	発生 (site3 下流)

実験水路形状の設定方法について述べる。実河川のアイスジャム発生前の流量 14m³/s およびアイスジャム発生区間 KP11 から KP20 の横断データを用いた不等流計算結果から、水面幅の最小 21.3m、平均 40.8m、最大 82.0m、河床勾配の最小 1/769、最大 1/125 の値を得た。水理実験の簡便性を考慮して、模型縮尺 1/100 とし、水路幅は、最小水路幅 20cm、平均水路幅 40cm、最大水路幅 80cm、勾配は、最小勾配 LEVEL、最大勾配 1/120 を設定した。この設定値を基に、水路幅と河床勾配を任意に組み合わせて実験水路形状を決定した。製作した実験水路を図-3-1 に示す。実験水路は、下流から、site1 (水路幅 80cm、勾配 LEVEL)、site2 (水路幅 20cm、勾配 1/120)、site3 (水路幅 40cm、勾配 LEVEL)、site4 (水路幅 20cm、勾配 1/120)、1 区間長 2m として 4 区間を設定した。水路下流端は 11.5cm の高さの段落ちを設けた。水路側壁は現象を把握するために透明なアクリル素材とし、水路底面は白色の氷板模型を判読しやすいように黒色塗料で着色した。

河川流量の設定は、アイスジャム発生時の最大流量 286m³/s より、実験流量 2.8L/s を基準として、3.5L/s、4.2L/s の計 3 ケースを設定した。予備実験として、0.7L/s、1.4L/s、1.8L/s を実施したが、どのケースも氷板模型投入箇所での堆積し実験が継続できなかった。氷板量の設定は、アイスジャム発生前の氷板量 60m³/s より、0.6L/s、0.3L/s の計 2 ケースを設定した。

氷板サイズの設定は、アイスジャム発生後に河道に堆積していた氷板の最大の氷板サイズ 4m、厚さ 0.6m の値から、氷板サイズを 4cm × 4cm、8cm × 8cm の計 2 ケースを設定し、厚さ 0.6cm は同一とした。氷板模型は、実河川の氷板と同等の比重であるポリプロピレンを用いた。氷板模型速度を PTV 解析により求めるため、白色の氷板模型を判読しやすいように、氷板模型の両面において、4cm 氷板模型は直径 2cm、8cm 氷板模型は直径 4cm の円形の赤色スタンプで着色した。

氷板模型の投入方法は、氷板模型投入区間において、アクリル製投入用ホッパーを設置し、水面への影響が小さくなるように投入角度 20 度で氷板模型を投入した。氷板模型投入終了時刻は、氷板模型投入区間で氷板模型が堆積し、氷板模型が流下しないことを確認した時刻とした。

実験は、上記の 3 × 2 × 2 の計 12 ケース実施した。図-3-1 の No.1 から No.8 の箇所において、水位測定のためにピエゾメーターを水路床に 8 台設置した。平面および側面より動画撮影を実施した。実験条件およびアイスジャム発生の有無を表-3-1 に示す。表-3-1

より、アイスジャム発生条件は、氷板サイズが大きい、氷板量が多い、流量が少ないという条件であることが分かる。

3.2.2.アイスジャム発生箇所

表-3-1 より、アイスジャム発生箇所は、site2 上流と site3 下流であり、この箇所を起点として上流方向に氷板模型が堆積した。

2010年2月の渚滑川のアイスジャムの条件であるケース4では、水路幅20cmであるsite2の上流において、4cm×4cmの氷板模型が横一列に同時に並んだことにより氷板模型が堆積し、アイスジャムが発生した。その後、site2上流のアイスジャムは解消されて、氷板模型は流下した。

ケース7,10,11,12では、site2とsite3の境界の水路幅急縮部より上流の水路幅が広いsite3下流部において、氷板模型が堆積しアイスジャムが発生した。その後、アイスジャムは、どのケースも30分以上、解消されず持続したため実験を終了した。

ケース12のアイスジャム発生時の状況を図-3-2に示す。site3下流部でアイスジャムが発生していることが分かる。当初、site2やsite4の氷板サイズに対して水

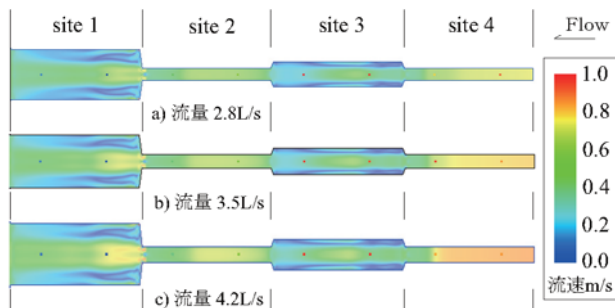


図-3-3 Nays2D³⁻⁶により得られた流速コンター

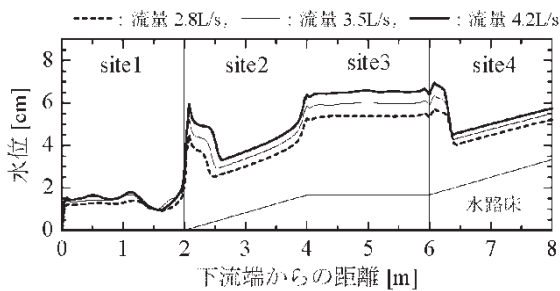


図-3-4 Nays2D³⁻⁶により得られた水路中央の縦断水位

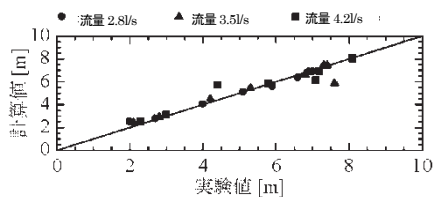


図-3-5 水位の実験値と計算値

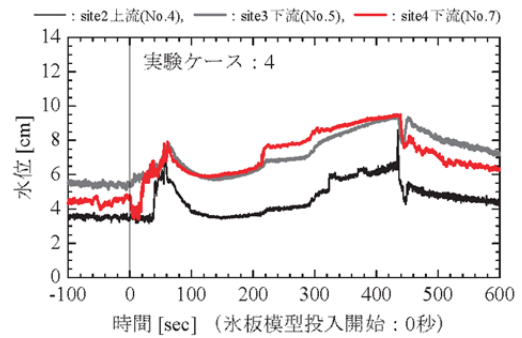


図-3-6 アイスジャム発生時の水位 (実験ケース: 4)

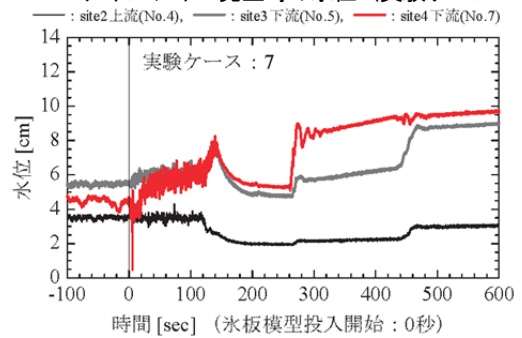


図-3-7 アイスジャム発生時の水位 (実験ケース: 7)

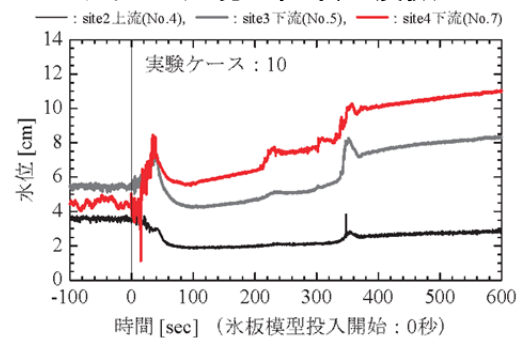


図-3-8 アイスジャム発生時の水位 (実験ケース: 10)

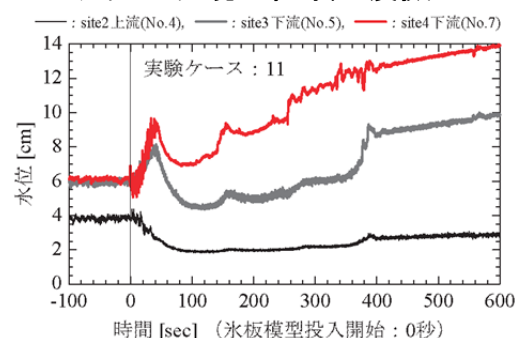


図-3-9 アイスジャム発生時の水位 (実験ケース: 11)

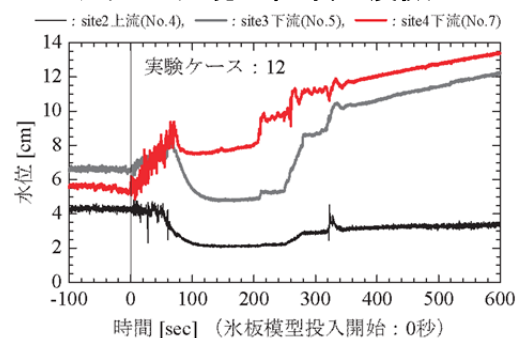


図-3-10 アイスジャム発生時の水位 (実験ケース: 12)



図-3-11 アイスジャム発生時の側面の状況(実験ケース:12)
路幅が狭い箇所、site1 の水深が浅い箇所においても、アイスジャムの起点となると考えていたが、今回の実験条件では、site1 と site4 でアイスジャムの起点とはならなかった。

実験の流況を把握するために、河川シミュレーションソフト iRIC の Nays2D³⁻⁶⁾を用いて流速コンターおよび縦断方向の水位を求めた。計算結果を図-3-3、3-4 に示す。計算格子サイズ 1cm×1cm、Manning の粗度係数 0.01 とした。図-3-5 に水位の実験値と計算値の比較図を示す。絶対平均誤差で 0.32cm の計算精度であった。図-3-3、3-4 より、アイスジャムが発生した site3 下流の流況は、他の区間と比較して流速が遅く、特に左右側壁において流速が遅い。また、site2 は水路幅が狭いため、上流の site3 では堰上げの影響を受けて、他の区間と比較して水深が深い。流れのフルード数の平均値は、site1 は 1.5、site2 は 1.2、site3 は 0.6、site4 は 1.5 と、site3 は 4 区間中でフルード数が小さい区間であった。

3.2.3. アイスジャム発生時の水位

アイスジャム発生時の site2 上流、site3 下流、site4 下流の水位を図-3-6、3-7、3-8、3-9、3-10 に示す。

図-3-6 より、氷板模型投入開始から 61 秒で site4 下流の水位が 7.9cm のピークに達し、その後、約 60

秒かけて下降している。約 210 秒から site4 下流の水位が上昇を始め、遅れて site3 下流の水位が上昇している。

図-3-7、3-8 のケース 7、ケース 10 においても、初期の水位のピークとして、ケース 7 は 140 秒で 8.3cm、ケース 10 は 35 秒で 8.5cm を記録し、その後、水位は時間経過とともに下降および上昇している。ケース 7 と比べて氷板量が多いケース 10 の方が、初期の水位ピークに達するまでの時間が早い。

図-3-9、3-10 のケース 11、ケース 12 においても、初期の水位のピークとして、ケース 11 は 34 秒で 9.7cm、ケース 12 は 64 秒で 9.4cm を記録し、その後、水位は時間経過とともに下降および上昇している。ケース 12 と比べて流量が少ないケース 11 の方が、初期の水位ピークに達するまでの時間が早い。図-3-9 のケース 11 の約 140 秒以降、図-3-10 のケース 12 の約 210 秒以降において、site4 下流の水位が上昇し、site3 下流の水位との差が大きくなり、結果として水面勾配が大きくなっている。

氷板模型投入終了時刻は、氷板模型投入区間において氷板模型が堆積および停止した時刻であり、ケース 4 は 70 秒、ケース 7 は 150 秒、ケース 10 は 45 秒、ケース 11 は 50 秒、ケース 12 は 75 秒である。なお、今回の実験におけるアイスジャムの初期の水位のピーク時刻は、氷板模型投入終了時刻の約 10 秒前に発生している。

水位変動と氷板模型の挙動を明らかにするために、氷板サイズ、氷板量、流量が最も大きい条件であるケース 12 において、アイスジャム発生時の側面の状況を図-3-11 に示す。初期の水位のピーク付近である 70 秒において、site3 下流で氷板模型が堆積している。180 秒では、site3 下流の水面の下降および右側上流で氷板模型が沈んでいることから、水位が下降していることが分かる。280 秒では、右側上流から氷板模型が流下していることが分かり、400 秒では、氷板模型はさらに下流へと流下しており、site3 下流の氷板模型の密集度が高くなっている。

上記の氷板模型の挙動を踏まえて、今回の水理実験の水位変動を考察する。氷板模型が堆積すると水位は一時的に上昇するが、氷板模型間の隙間から流水が流れて流況が安定すると水位は下がる。一方で、上流ではアイスジャムの影響により水位は徐々に上昇する。このため、下流と上流の水面勾配は大きくなる。ある水面勾配に達すると、氷板模型を流下させる力となり、氷板模型は急激に下流へと流される。アイスジャム発生 の起点である下流では、上流からの氷板模型の流下

により、氷板模型間の隙間が埋まり流積は小さくなる。このため、上流の水位はさらに上昇したと考えられる。

3.3. アイスジャム発生条件

アイスジャム現象は、上流から流下する氷板が、アイスジャム発生箇所において減速して、この箇所では堆積および河道を閉塞させて流積を狭める。下流の流積が狭められるため、上流の水位は上昇する。本研究では、氷板の堆積量と氷板速度に着目して検討を行った。

3.3.1. 氷板枚数と氷板模型速度

図-3-11より、氷板模型枚数が増加するとアイスジャムの規模が大きくなり水位を上昇させることが分かった。アイスジャム発生の起点における現象を明らかにするために、アイスジャムが発生したケースにおいて、site3 下流端から上流 50cm の範囲を対象として、平面および側面の映像を基に氷板模型の枚数を計測し、平面動画を基に PTV 解析から平均氷板模型速度を求めた。

氷板模型枚数の算出方法は、氷板模型が鉛直方向に重なっていない場合は平面画像から枚数を計測した。氷板模型が重なっている場合は、側面画像から水路側壁に接している氷板模型の枚数を計測し、氷板模型 1 枚の側面面積を乗じて、側面における氷板模型の全面積を求める。この値に水路幅に乗じて氷板模型の全体積を算出し、氷板模型 1 枚の体積で割り戻し枚数を求めた。

氷板模型速度の算出方法は、Canon EOS 5DMark2 一眼レフカメラ、24mm 単焦点レンズを用いて撮影した平面動画を基に、市販のソフトウェア (Ditect 製 Dipp-Flow) を用いて PTV 解析を実施して求めた。x 軸、y 軸ともに 1pixel=0.32258cm で補正した。

氷板枚数と氷板速度を図-3-12に示す。どのケースにおいても、氷板模型枚数が増加すると氷板模型速度が減速する。氷板模型速度がゼロとなる時刻をアイスジャム発生時刻と仮定すると、ケース 10 を基準として、氷板サイズが小さいケース 4 では、30 秒遅くアイスジャムが発生している。氷板量が少ないケース 7 では、105 秒遅くアイスジャムが発生している。流量が多いケース 11 とケース 12 では、12 秒、35 秒遅くアイスジャムが発生している。本実験結果から、氷板サイズが大きく、氷板量が多く、流量が少ないほど、アイスジャムは早期に発生することが分かった。

3.3.2. 氷板速度の減衰割合

アイスジャムによる氷板速度の減速について、既往研究³⁻⁷⁾では減衰割合 λ を用い式(3-1)で評価している。

$$\tilde{u}_i = \lambda u_i \quad (3-1)$$

\tilde{u}_i (m/s) : アイスジャム発生直後の氷板速度、 u_i (m/s) : アイスジャム発生直前の氷板速度、 λ (無次元) : 氷板速度の減衰割合。本研究では、この λ について検討を行った。

流下する氷板に働く力を図-3-13のように考え、図-3-13の氷板表面下流側の白丸の点を基準として、氷板に働く力のモーメントの釣り合いを考えると式(3-2)となる。

$$\begin{aligned} & \rho_i g B_i^2 h_i \frac{B_i}{2} - \rho_w g B_i^2 h'_i \frac{B_i}{2} \\ & + \frac{1}{2} \rho_w C_D B_i^2 h'_i \left(h_i - \frac{h'_i}{2} \right) (u_w - u_i)^2 \\ & + \frac{1}{2} \rho_w C_f B_i^2 h_i (u_w - u_i)^2 \\ & + \frac{1}{2} \rho_w C_L B_i^2 \frac{B_i}{2} (u_w - u_i)^2 = 0 \end{aligned} \quad (3-2)$$

C_D (無次元) : 形状抵抗係数、 C_f (無次元) : 摩擦抵抗係数、 C_L (無次元) : 揚力係数である。

$\Delta \varepsilon = (\rho_w - \rho_i) / \rho_w$ および $h'_i \approx h_i$ とすると、式(3-2)は式(3-3)となる。氷板のフルード数 Fr は式(3-4)とした。

$$\frac{u_i}{u_w} = \frac{1}{1 + \frac{1}{Fr \sqrt{\frac{C_d}{2} \left(\frac{h_i}{B_i} \right)^2 + C_f \left(\frac{h_i}{B_i} \right) + \frac{C_L}{2}}}} \approx \lambda \quad (3-3)$$

$$Fr = \frac{u_i}{\sqrt{\Delta \varepsilon g h_i}} \quad (3-4)$$

アイスジャムが発生する前の氷板速度は流水の流速と同等と考えて、式(3-3)の左辺の u_w は、式(3-1)右辺のアイスジャム発生直前の氷板速度 u_i と等しいと仮定した。また、式(3-3)の左辺の u_i は、式(3-1)左辺のアイスジャム発生直後の氷板速度 \tilde{u}_i と等しいと仮定すると、式(3-3)の左辺は、 $u_i / u_w \approx \lambda$ となる。以上より、 Fr と λ の関係が予測できる。

実験で得た氷板のフルード数 Fr と氷板速度の減衰割合 λ を図-3-14に示す。実験値から求めた対数関数も図示した。対数関数の相関係数は 0.931 で相関が高い。式(3-3)において、 h_i はアイスジャム発生時は水深の深さ分だけ氷板が堆積すると考えて site3 の平均水

深 4cm を与え、 B_i は平均氷板サイズ 6cm を与え、各係数は既往研究^{3-7), 3-8)}を参考にした値を与え、この時の理論値を図-3-14 に示した。図-3-14 より、氷板のフルード数が小さいほど氷板速度は減速することが分かる。

図-3-14 の実験値の与え方を記す。式(3-4)の h_i は、site3 下流端から上流 50cm の範囲における平均氷板厚として、実験で得たこの範囲における氷板模型の全体積を水路平面積（縦断距離 50cm×水路幅 40cm）で割り求めた。式(3-4)の u_i は、site3 下流端から上流 50cm の範囲における PTV 解析から得た平均氷板模型速度を与えた。 λ の u_i は上記の平均氷板模型速度を与え、 \bar{u}_i はアイスジャム発生前の初期の平均氷板模型速度

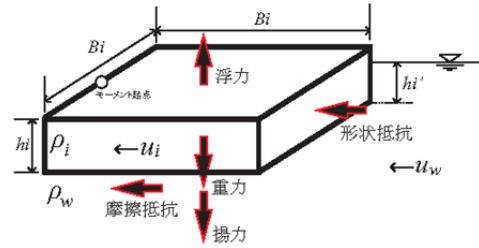


図-3-13 流下する氷板に働く力の概念図

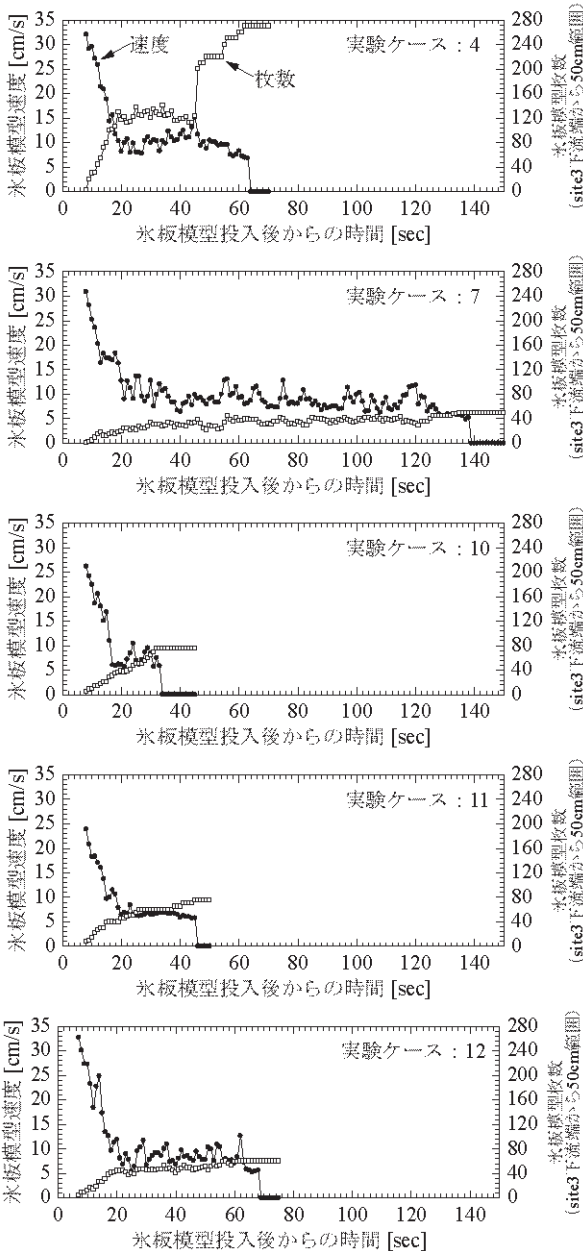


図-3-12 アイスジャム発生時の氷板枚数と氷板速度

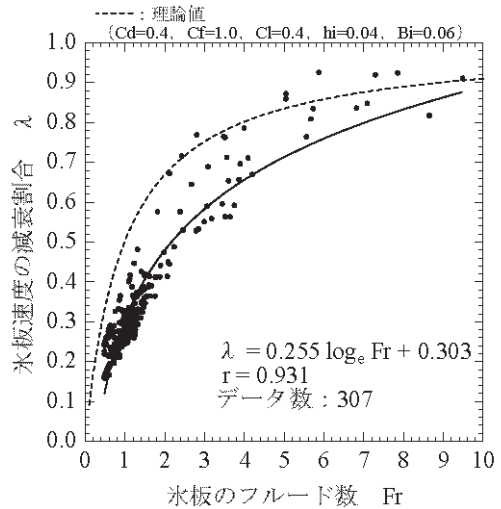


図-3-14 氷板のフルード数 Fr と氷板速度の減衰割合 λ

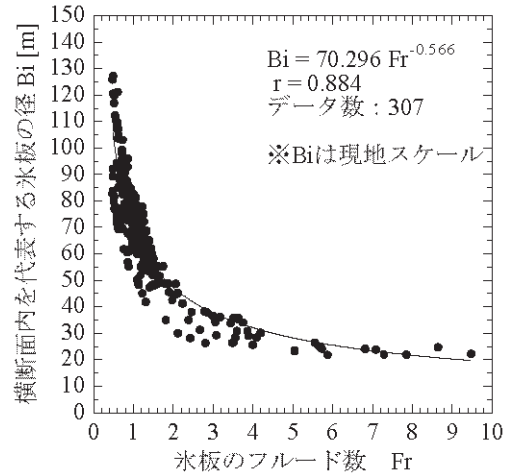


図-3-15 氷板のフルード数 Fr と代表氷板径 B_i

を与えた。既往研究³⁻⁷⁾では、川幅が狭い箇所における氷板の閉塞について、氷板の径の 2 倍程度の川幅の場合、氷板の閉塞が生じると仮定し、川幅 B_w と河道を代表する氷板の径 B_i の比で評価している。代表氷径 B_i を $B_i = B_w / (2\lambda)$ から求め、氷板のフルード数との関係について、渚滑川の実スケールに換算した値を図-3-15 に示す。実験値から求めた指数関数も図示した。図-3-15 より、氷板のフルード数が約 2.5 以下になる

と、実河川の川幅 40m に対して、代表氷径が川幅程度に大きくなり、アイスジャム発生の可能性が高くなることが分かる。

3.4. 本章のまとめ①

本章では、アイスジャムの発生条件となる水理量を明らかにした。

1) 本実験において、水路幅が狭い箇所の上流となる水深が深く流速の遅い箇所において、アイスジャムが発生した。氷板模型が堆積すると水位は上昇する。上流の水位が上昇し水面勾配が大きくなると、上流の氷板模型は下流へと流下する。下流では氷板模型の密集度が高くなるため、水位はさらに上昇する。本実験条件では、水路幅が狭い箇所、水深が浅い箇所ではアイスジャムは発生しなかった。

2) 氷板のフルード数により、アイスジャム発生の可能性が評価できることが分かった。氷板サイズが大きく、氷板量が多く、流量が少ないほど、アイスジャムは発生しやすい。本研究で得られた知見を踏まえて、実河川におけるアイスジャム発生の可能性を判断する一手法として、 $u_i = u_w$ と仮定し、氷板面積 A_i を試算して $h_i = A_i / B_w$ を求め、式(3-4)の氷板フルード数 Fr を算出し、図-3-14 の氷板速度の減衰割合を求める方法が考えられる。本研究により得られた成果は、河道形状の影響を考慮したアイスジャム発生条件に関する新しい知見であり、アイスジャム災害の防災・減災対策を考案する際の重要な基礎資料となる。

3.5. 実河川における適用の検討

北海道の結氷河川では、冬期において氷板、晶氷等の流下によって引き起こされるアイスジャムの発生が報告されている。この現象は、冬期間の水道用水や工業用水³⁻⁹⁾、発電³⁻¹¹⁾などの取水障害を引き起こし利水の安定的供給を脅かす大きな社会的リスクとして懸念される。また、2010年2月に渚滑川³⁻¹⁰⁾でもアイスジャムによる急激な水位上昇が確認されており、近年みられる短時間に降る集中豪雨や豪雪などの極端現象や温暖化による将来の気候変動がもたらすリスクを考えると、その発生要因等を調査・分析し、発生のメカニズムの解明、発生防止対策や被害軽減対策を立案する意義は大きい。なお、アイスジャムは国内固有の事象ではなく、寒冷気候の諸外国では一般的な事象である。³⁻¹¹⁾

アイスジャムには河川解氷時の河氷の破壊と流下に起因するもの³⁻⁵⁾と、河川結氷初期の晶氷の増加と流下に起因するもの³⁻¹²⁾がある。2014年12月釧路川水系オソ

ベツ川において晶氷の影響によるアイスジャムが発生した。晶氷の増加と流下に起因するアイスジャム対策を実施する上で、アイスジャムの発生危険箇所ならびにアイスジャムの材料となる晶氷の発生条件に関する知見が重要である。アイスジャムの発生条件³⁻¹³⁾に関しては川幅、水深ならびに河床勾配に着目したアイスジャム水理実験があり、氷板が滞留または堆積する区間で氷板のフルード数が小さくなることを示している。晶氷の発生条件に関しては、晶氷発生計算モデル³⁻¹²⁾により、北海道天塩川水系名寄川真勲別頭首工における現地観測において良好な結果が得られている。一方で氷板のフルード数を実際の河川に適用した事例はなく、晶氷発生計算モデルでは暴風雪や雪崩といった気象現象を考慮した研究は十分に実施されていない。

本研究は、暴風雪に伴う晶氷の増加によって発生したアイスジャム現象の解明を目的とする。気象・水文データおよび現地調査を基に、晶氷発生計算モデルを用いて晶氷の発生要因を検討し、さらに氷板のフルード数を用いてアイスジャムの発生危険箇所の抽出を試みた。

3.5.1. 現地調査箇所



図-3-16 調査箇所図 (1/50,000)

北海道東部を流れるオソベツ川は、**図-3-16** に示すとおり一級河川釧路川(幹線流路延長 154km、流域面積 2,510km²)の一次支川である。本川流路延長 26.3km、流域面積 168.2km²であり、釧路川 KP37.2 地点右岸で合流している。なお、釧路川の KP(キロポスト)は河口からの距離(km)である。また、釧路川との合流点は釧路湿原内の釧路川中流部に位置しており、河床勾配は釧路川合流点付近で 1/1200 程度、上流部で 1/200 程度である。

3.5.2. 気象・水理

アメダス標茶観測所の 1 時間当たりの降雪、風向・風速、気温と下オソベツ観測所(KP5.3)の 10 分水位を **図-3-17** に示す。**図-3-18** に下オソベツ観測所の状況を示す。なお、オソベツ川の KP は釧路川合流点(KP37.2)からの距離(km)である。釧路地方では発達した低気圧により記録的な暴風雪となりアメダス標茶観測所においてもその影響が観測された。気温は 12 月 14 日から 16 日にかけて日周期を繰り返しながらマイナスの値で推移していたが、低気圧の通過に伴い、17 日から 18 日にかけては一日を通してほぼ 0℃に近い値を示した。降雪深ならびに積雪深は、16 日以前は 0cm であったが、16 日夜半から雪が降り始め 17 日には日降雪深が 32cm となった。この時期の風向は南から西南西の風が卓越しているが、17 日から 18 日までの風向は低気圧の移動に伴い、方角的には反時計回りに推移した。風速は 16 日午前中の平均で 2.0m/s 程度であったが、17 日には日平均風速 8.0m/s、18 日には日平均風速 5.2m/s となっている。水位は 14 日 0:00 から 17 日 7:00 までは 12 月の平均水位(H=16.15m)程度であったが、17 日の 7:00 から 7:10 までの 10 分間で 13cm 上昇した。その後も水位の上昇が続き、18 日 7:20 に 16.63m だった水位がピーク時の 7:50 には 16.97m に達しており、この 30 分間で 34cm の急激な水位上昇を記録した。なお、水位はいずれも暫定値である。

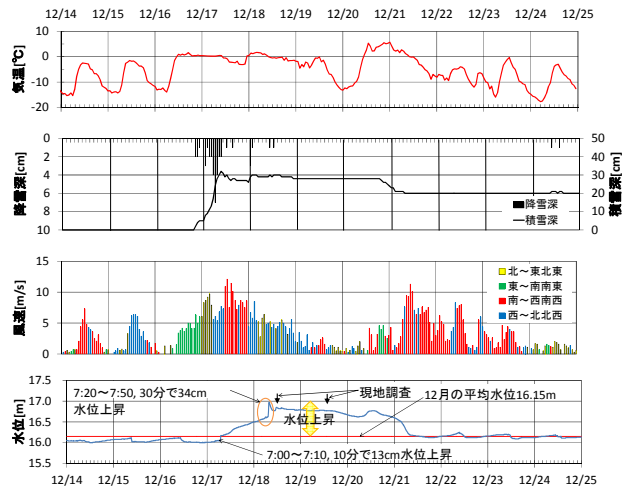


図-3-17 気象・水文(2014年12月14日から24日)



図-3-18 下オソベツ観測所

3.5.3. 現地の状況

図-3-19 に調査箇所を示す。**図-3-20** に下オソベツ橋(KP3.0)、厚生橋(KP5.4)で上下流方向に撮影した写真を示す。なお、合流部(KP0.2)と恵橋(KP8.0)で河水は確認されていない。また、いずれの調査箇所においても河道を覆うような氷板は確認されていない。**図-3-20 (b)** の下オソベツ観測所における 18 日 13 時において水位(16.82m)はピーク時と比べて 15cm 低下していた。**図-3-20 (a)** の 18 日 13 時において下オソベツ橋(KP3.0)、**図-3-20 (b)** の厚生橋(KP5.4)の上下流方向に晶氷が滞留している。**図-3-20 (a)** の 19 日 15 時において下オソ



図-3-19 調査箇所(1/2, 500)



図-3-20 河道の状況



図-3-21 河岸から見た河道内の状況 (KP4.8~KP5.2)

ベツ橋(KP3.0)では晶氷は確認されず、図-3-20 (b)の厚生橋(KP5.4)上下流には晶氷が滞留し、橋の上流には開水面が広がっていた。

図-3-21 に KP ごとの上下流方向の河道状況を示す。18 日正午過ぎに下オソベツ観測所から下流方向に向かって河道を調べた。KP5.2、KP5.0 では上下流とも河水が河道内に滞留あるいは堆積している状況が確認された。また、両河岸ともに樹木が繁茂しており、17 日に大量に積もった雪の重みで樹幹が折れ、河道内に倒れこんでいる状況が確認できた。また上流側に向けて

撮影した画像には枝に雪の痕跡がある一方で下流側に向けて撮影した画像にはないことから、降雪時は上流から下流に向かって強い風が吹いていたと推察された。なお、KP4.8 では上下流とも河道内に河水は確認されなかった。

3.6. アイスジャムの材料となる晶氷の発生

3.6.1. 晶氷発生計算モデル

晶氷発生計算モデル³⁻¹²⁾は、以下の開水面における熱収支と降雪の影響を考慮したモデルを用いた。

$$\frac{dh_f}{dt} = \frac{-\phi_s + \phi_b}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} + \frac{\phi_e + \phi_c}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} + \frac{(1 - \lambda_a) dh_a}{(1 - \lambda_f) dt} + \frac{\rho_s}{\rho_i (1 - \lambda_f)} \frac{dh_s}{dt} + \frac{-\phi_w}{\rho_i L_i (1 - \lambda_f)} \quad (3-5)$$

ρ_i [kg/m³]: 氷の密度、 ρ_s [kg/m³]: 雪の密度、 λ_a [無次元]: アンカーアイスの空隙率、 λ_f [無次元]: 晶氷の空隙率、 t [sec]: 時間、 L_i [J/kg]: 氷の潜熱、 h [m]: 厚さ。添え字は各層の値であり、 s は降雪、 a はアンカーアイス、 f は河川内の晶氷である。 ϕ

[W/m²]: 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。各値の計算方法は既往文献³⁻¹²⁾と同じにした。本計算モデルの入力値は、気温、風速、日照時間、降雪深、河川の水深、河川の流速、対象地点の緯度である。

3.6.2. 吹雪による雪の供給について

アメダス標茶観測所では12月18日の気温は0°C程度で、日平均風速5.2m/sが観測されている。さらに、図-3-18ならびに図-3-21から量水標や周辺の樹木に上流方向から吹き込んだとみられる積雪が確認された。降雪以外にも吹雪により雪が水面に運ばれた可能性が考えられる。本研究では、吹雪による河川内への晶氷の供給現象について、晶氷発生計算モデルに組み込んだ。松澤ら³⁻¹⁴⁾は観測から得られた風速と吹雪量の経験式から飽和状態の吹雪量を式(3-6)で示している。

$$Q = 0.005 U_{1.2}^4 \quad (3-6)$$

Q [g/m/s]: 吹雪量、 $U_{1.2}$ [m/s]: 高さ1.2mの風速である。吹雪量として供給される雪は降雪と積雪である。風速が速い場合でも、降雪や雪面からの雪が供給されなければ吹雪は発生しない。吹雪の発生条件は竹内³⁻¹⁵⁾による降雪判別を伴う気温と風速による条件や武知ら³⁻¹⁶⁾による降雪終了からの経過時間における条件があ

るが、ここでは気象条件から表-3-2 の判定に基づき、降雪有りの場合の条件 1,2 かつ経過時間の条件 3 を満たす場合とした。表-3-2 において T [°C]: 気温、 U_7 [m/s]: 高さ 7.0m の風速、 Sd : 積雪深[cm]、 t [hr]: 降雪終了後の経過時間である。また、風速分布は以下の対数則³⁻¹⁷⁾を用いた。

$$U = \frac{u^*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_0} \right) \quad (3-7)$$

U [m/s]: 風速、 u^* [m/s]: 摩擦速度、 κ : カルマン定数 (0.4)、 z [m]: 高度、 z_0 [m]: 粗度は周辺の土地利用状況より畑・草地 0.1~0.3 の中央値 0.2 として与えた。なお、風速の鉛直分布は対数則に従うものとし、 u^* は風速の観測値、観測高度と z_0 から求めた。

式(3-6)で得られた吹雪量 Q を降雪相当に換算して晶氷発生計算モデルに組み込む手法を記す。前提条件として、吹雪によって運ばれる雪はすべて河道に供給されたと仮定した。雪の密度について谷瀬ら³⁻¹⁸⁾は、積雪深計と積雪重量計を用いた雪の密度の観測を行い、雪の密度は降雪後の気温変化や圧密に伴い時間と共に変化することを観測しており、観測結果から降雪直後の雪の密度は 100kg/m^3 程度の結果を得ている。例えば吹雪量 $Q=1\text{g/m/s}$ の場合、10 分間の累計吹雪量は 0.6kg/m であり、雪の密度を 100kg/m^3 として体積に置き換えると雪の体積は $0.006\text{m}^3/\text{m}$ となる。これを cm 単位にして高さの次元で表すと 0.6cm となる。このようにして 10 分累計吹雪高 h_s [cm] を求めた。なお、式(3-6)は樹木の無い場合における経験式であるため、河畔林による吹雪の捕捉は考慮されていない。本研究では枝に残された雪の痕跡から卓越した風は上流からであり、河畔林による影響は少ないと考えた。なお、定量的な評価を行う場合は別途、現地観測あるいは実験等により捕捉率を考慮する必要がある。

3.6.3. アイスジャム発生時の晶氷の増加

本計算モデルを用いてアイスジャム発生時の晶氷の発生量を推定した。計算モデルの気象データ入力値は、アメダス標茶観測所の値を用いた。気温・風速は 10 分ごとの値とし、日照時間は 1 時間ごとの値を 10 分ごとの値とした。降雪深は、1 時間ごとの値を 10 分単位で等分した値と、式(3-6)から求められた 10 分累計吹雪

表-3-2 吹雪の発生条件

条件 1	$0 > T > -5$	かつ	$U_7 \geq 6.0$	かつ	$Sd \geq 1\text{cm}$
条件 2	$T \leq -5$	かつ	$U_7 \geq 5.0$	かつ	$Sd \geq 1\text{cm}$
条件 3	$t \leq 10\text{ hr}$				

量 Q を基に計算した 10 分累計吹雪高 h_s を加えた値とした。水理データは 12 月 3 日、11 日、22 日に下オソベツ観測所で行なった定期流量観測値を用いた。この値を平均して断面平均流速 0.573[m/s] 、断面平均水深 0.303[m] を入力値とした。対象地点の緯度としてアメダス標茶観測所の緯度(北緯 43.30°)を与えた。なお、アンカーアイスは水温が 0°C 以下の過冷却状態において最低気温約 -10°C 以下の時に発生する³⁻¹⁹⁾とされており、今回は低気圧の通過に伴い、気温がアイスジャム発生前では、 0°C 付近であったことからアンカーアイスは発生していないと仮定して無視した。

平成 26 年 12 月 14 日 0:10 からの晶氷発生計算モデルによる発生晶氷厚の計算結果を図-3-22 に示す。図中に吹雪量を考慮した場合としない場合の発生晶氷厚と降雪深の計算結果ならびに水位上昇期間を示した。水位上昇期間は平成 26 年 12 月の平均水位(16.15m)より水位が高い期間とした。下オソベツ観測所の水位は 12 月 17 日 7:00 から上昇を始め、12 月 18 日 7:50 にピークを迎えている。

この 24 時間の晶氷厚の積算値と水位上昇する前の 24 時間の値と比較した。吹雪量を考慮しない場合、水位上昇前の晶氷厚の積算値は 3.5cm であり、水位上昇時の値も 3.2cm でその差はほとんどない。一方で吹雪量を考慮した場合、水位上昇前の積算値は 3.6cm であり、水位上昇時の値は 14.8cm で差が生じた。アイスジャム発生期間に関して吹雪量を考慮した方が、晶氷厚は大きくなる結果を得た。

次に、水位上昇と発生晶氷厚の関係を図-3-23 に示す。吹雪量を考慮しない場合、水位上昇の時期に遅れて発生晶氷量が増加していた。一方で吹雪量を考慮したことで水位上昇と発生晶氷厚が増加する時期がおお

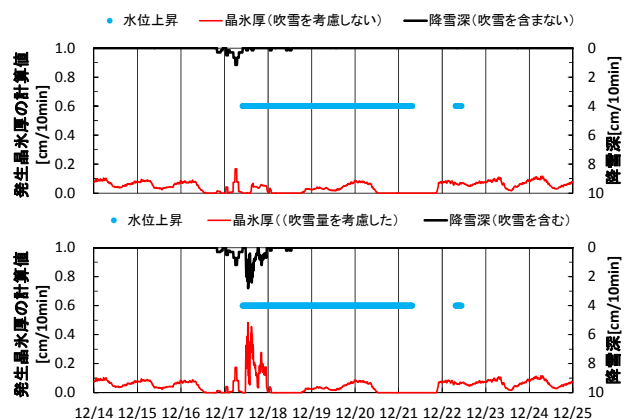


図-3-22 晶氷発生計算モデルによる計算結果

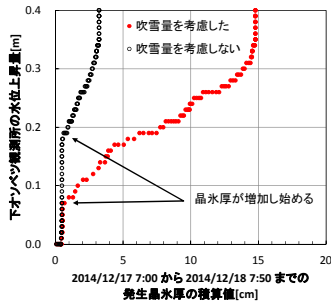


図-3-23 発生晶水厚の積算値と水位

むね一致した。現地観測および数値計算の検討結果から、陸域に積もった雪の一部が吹雪によって多量に河川へ供給され、晶氷が増加しアイスジャムが発生したと推察された。

3.7. アイスジャム発生条件の適用

3.1~3.4では、アイスジャム発生条件について、アイスジャム発生時の水理量を用いた水理実験を行い、氷板のフルード数を用いてアイスジャム発生の可能性を評価している。氷板のフルード数は分母における代表長として河氷厚を取った値であり、小さくなると氷板の速度が減衰して滞留しやすくなることを意味する。晶氷が大量に発生した場合、氷板と同様に塊となって流下することから、本研究では氷板のフルード数を試験的に適用し、河氷のフルード数と呼称する。検討区間は急激な水位上昇が発生した下オソベツ観測所を含む KP1.0 から KP5.4 とした。河氷のフルード数を以下に示す。

$$Fr_i = \frac{u_i}{\sqrt{\Delta \varepsilon g h_f}} \quad (3-8)$$

$$\Delta \varepsilon = \frac{(\rho_w - \rho_i)}{\rho_w} \quad (3-9)$$

Fr_i [無次元]: 河氷のフルード数、 u_i [m/s]: アイスジャム発生直前の河氷の速度、 g : 重力加速度[m/s²]、 h_f [m]: 河氷厚、 ρ_w [kg/m³]: 水の密度 1000 kg/m³、 ρ_i [kg/m³]: 氷の密度 917 kg/m³である。

河氷のフルード数 Fr_i を求めるには、河氷の厚さ h_f とアイスジャム発生直前の河氷の速度 u_i を求める必要がある。以下に具体的な計算条件を明記する。

3.7.1. 河氷厚 h_f

下オソベツ観測所周辺における 12月19日12時の河氷厚の観測値を図-3-24に示す。図より河氷厚 h_f は上

層が 29cm、下層が 8cm である。なお、上層の河氷厚 h_f は氷板と晶氷を足した値であり、上層と下層を合わせると河氷厚 $h_f = 0.37\text{m}$ 、河氷断面積 $A_i = 8.88\text{m}^2$ である。縦断的な河氷厚 h_f は、 $h_f = A_i / B_w$ (水面幅) として求めた。 A_i は一定値を与え、 B_w は後述する iRIC ソフトウェアで不等流計算を行い算出した。図-3-25 に水面幅 B_w および河氷厚 h_f の縦断変化を示す。

3.7.2. アイスジャム発生直前の河氷の速度 u_i

アイスジャム発生直前の河氷は、流水と共に流下しており、河川の流速に等しいと仮定した。流速の計算は iRIC ソフトウェア 1次元計算モデル CERI 1D³⁻²⁰を用いた。オソベツ川の横断測量(1997年~2000年、世界測地変換)は KP 間(200m ピッチ)で行われており、水面幅(20m~30m)と比べると約 10 倍である。解析するうえで縦断的な横断測線間隔を水面幅程度で与えることが望ましいと考え、測量データを 20m ピッチで内挿した。次に境界条件である流入量、下流端水位および粗度係数の設定方法を記す。下オソベツ観測所の時刻流量月表より 12月の観測流量は 12:00のみ記録されている。はじめに 12月16日12:00の流入量(4.21m³/s)と下流端水位は釧路川合流点の 16日の毎時平均水位 12.09m を境界条件として与えて再現計算を行った。下オソベツ観測所 12:00の水位(16.03m)と計算水位(16.00m)がほぼ等しくなる粗度係数(0.03)を得た。アイスジャム発生直前の河氷の速度 u_i を推定するため、発生 1時間前の 12月17日6:00の下オソベツ観測水位(16.05m)と等しくなるように流入量を 5.21m³/s に設定し、下流端水位は釧路川合流点の 17日の毎時平均水位 12.11m を与えて計算した。結果を図-3-26に示す。

3.7.3. 川幅縮小比 $\hat{\lambda}$

既往研究³⁻²¹では、河道狭窄部がアイスジャム発生現象に与える影響について、川幅縮小比 $\hat{\lambda}$ で評価している。図-3-27に川幅の模式図を示し、川幅縮小比 $\hat{\lambda}$ は以下となる。

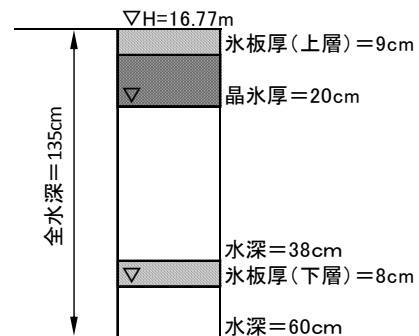


図-3-24 河氷の断面図

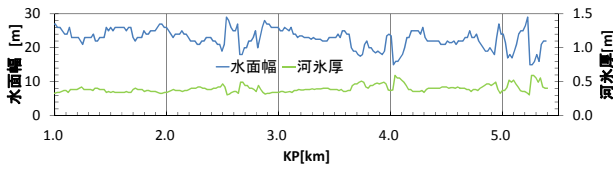


図-3-25 河水厚と水面幅の縦断変化

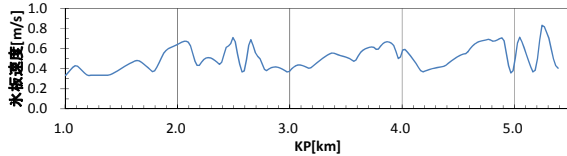


図-3-26 アイスジャム発生前の河水の速度の縦断変化

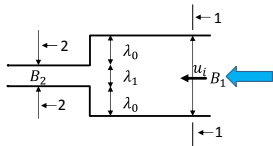


図-3-27 川幅縮小比の考え方

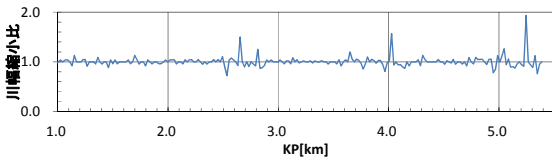


図-3-28 川幅縮小比の縦断変化

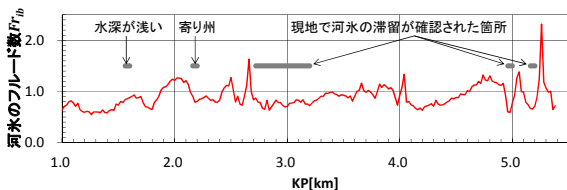


図-3-29 「川幅の影響を考慮した河水のフルード数」の縦断変化 (Fr_{ib} が小さいほどアイスジャム発生の危険性が高くなる)

$$\hat{\lambda} = \frac{\lambda_1 \cdot B_2 + \lambda_0 (B_1 - B_2)}{B_1} = \frac{B_2}{B_1} \quad (3-10)$$

λ [無次元]: 河水の速度の減衰割合、 $\lambda_0 = 0$ 、 $\lambda_1 = 1$ 、 B_1 : 上流の川幅、 B_2 : 下流の川幅を表す。なお、川幅縮小比 $\hat{\lambda}$ の影響を受けるのは上流の断面(1-1)である。結果を図-3-28 に示す。

3.7.4. アイスジャムの発生危険箇所

本研究では実河川におけるアイスジャム発生危険箇所を抽出する値として以下の「川幅の影響を考慮した河水のフルード数」 Fr_{ib} [無次元]を提案する。

$$Fr_{ib} = Fr_i \hat{\lambda} \quad (3-11)$$

Fr_{ib} の縦断的な変化を図-3-29 に示す。図-3-29 より、KP1.0~KP1.8、KP2.2~KP2.4、KP2.6、KP2.8~KP3.2、KP4.1~KP4.5、KP5.0、KP5.2 で Fr_{ib} の小さい箇所が

見られた。このうち、KP2.7~KP3.2、KP5.0、KP5.2 は現地で河水の滞留が確認された箇所に対応する。2015年9月25日に横断測量を行ったところ、水深が浅い所(KP1.6)や寄り州が発達して一部陸化している箇所(KP2.2)が確認された。図-3-27 は河道を模式的に簡素化したものであるが、冬期間の濁水時には一部で急縮箇所がみられ、これも河水の流下の阻害要因と考えられた。また、河岸に樹木が密に繁茂し、樹幹が河道内に倒れ込む状況も見られた。このように河積が狭まっている所に、樹木が倒れこみ、河水の流下をいっそう阻害していた可能性もうかがわれた。

3.8. 本章のまとめ②

2014年12月18日に北海道東部に位置するオソベツ川で発生したアイスジャムにおいて、気象・水理データおよび現地調査に基づきその発生要因について整理・分析した結果、以下のことが明らかとなった。

- 1) 記録的な豪雪と強風を伴う低気圧によって発生した吹雪により、河道に運ばれた雪を晶氷発生計算モデルに取り込むことで、発生晶氷厚の増加と水位上昇の関係を明らかにした。このことは、雪由来の晶氷が多量に発生することで、流水の流下が妨げられ、アイスジャム発生のリスクが高まることを意味している。
- 2) 「川幅の影響を考慮した河水のフルード数」 Fr_{ib} を用いてアイスジャム発生危険箇所の抽出を試みた結果、河水が滞留、堆積した区間で Fr_{ib} が減少していることが示され、実際の河川においても Fr_{ib} を指標としてアイスジャム発生危険箇所を予測できることが示唆された。

この現象は河川管理や取水施設等に影響を及ぼすものであり、近年の異常気象等によって引き起こされるリスクの一つと考えられる。

アイスジャムの発生条件となる水理量について、水理模型実験により明らかにした。さらにこの水理量に基づく指標を同定し、これを用いて実河川で発生したアイスジャムを評価することでその妥当性を確認し、この指標をアイスジャムの抑制に資する評価技術として提案した。

4. 河川結氷時の津波の対策技術の提案

4.1. 研究方法

本計算モデルは、河川水の流れ、氷板の流れ、氷板の形成融解、氷板の破壊、アイスジャム発生条件に関する計算式で構成した。河水は大別すると硬い氷板と

その下に存在する柔らかい晶氷に分けられるが、本計算モデルでは、アイスジャムの主な構成材料と考えられる固定された硬い氷板と破壊されて流下する氷板を対象にした。流れの計算は、一般断面1次元不定流計算モデルとし、連続の式と運動方程式を用いた。氷板の破壊条件は、流水および流下する氷板による応力と氷板の許容曲げ応力との比較から氷板の破壊を判定した。アイスジャム発生条件は、川幅と氷板厚の関係から判断した。

本計算モデルの構築により河川結氷時の津波遡上による水位上昇を把握する技術を確立する。

4.2. 河氷変動計算モデルの構築

4.2.1. 流れの計算

流れの計算は、連続の式と運動の方程式を用いた。氷板の形成融解による河川流量の増減、氷板の破壊による流下する氷板の増減については連続の式で考慮した。河川水における連続の式は式(4-1)、運動の方程式は式(4-2)、氷板における連続の式は式(4-3)、運動の方程式は式(4-4)で表した。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{is}}{\partial t} = 0 \quad (4-1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_w^2}{A_w} \right) + gA_w \frac{\partial}{\partial x} \left(z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} (h_{is} + h_{if}) \right) \\ + \frac{gn_b^2 u_w^2 S_w}{R_w^{1/3}} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{gn_i^2 u_i^2 S_i}{R_i^{1/3}} + gA_w I_r = 0 \end{aligned} \quad (4-2)$$

$$\frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{if}}{\partial x} - \frac{\partial A_{is}}{\partial t} = 0 \quad (4-3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_{if}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_{if}^2}{A_{if}} \right) + gA_{if} \frac{\partial}{\partial x} (z + h_w + h_{is} + h_{if}) \\ - \frac{gn_i^2 u_i^2 S_i}{R_i^{1/3}} = 0 \end{aligned} \quad (4-4)$$

$A[\text{m}^2]$: 河川水の流積、流れている河氷面積および氷板面積、 $Q[\text{m}^3/\text{s}]$: 流量および河氷流量、 $z[\text{m}]$: 河床高、 $h[\text{m}]$: 厚さ、 $n[\text{s}/\text{m}^{1/3}]$: Manningの粗度係数、 $u[\text{m}/\text{s}]$: 河川縦断方向の速さ、 $S[\text{m}]$: 潤辺、 $R[\text{m}]$: 径深、 I_r [無次元]: 氷板の抵抗項、 $\rho_w [\text{kg}/\text{m}^3]$: 水の密度で1000を与え、 $\rho_i [\text{kg}/\text{m}^3]$: 氷の密度で920を与えた。 $t[\text{sec}]$: 時間、 $x[\text{m}]$: 距離、 $g[\text{m}/\text{s}^2]$: 重力加速度で9.8である。添え字 w (water)は河川水に関する値、 is (ice sheet)は氷板に関する値、 if (ice flow)は流れている河氷に関する値

であり、 $i(\text{ice})$ は河氷に関する値である。

本研究では、氷板の河川水への抵抗について、河川水と氷板の境界面における粗度に加えて、氷板が厚くなるほど抵抗が大きくなる影響について、河川水の運動の方程式に、次式の氷板の抵抗項を加えることで考慮した。

$$I_r = \frac{\gamma C_D u_w^2}{2gdx} \quad (4-5)$$

$$\gamma = \frac{h_{if}}{h_{if} + h_w} \quad (4-6)$$

C_D : 氷板の抵抗係数、 $dx[\text{m}]$: 計算断面間隔、 γ : 氷板厚の割合である。 C_D はアイスジャム水理実験の実験値と計算値の比較により、 $C_D=2 \times 10^{-5}$ の値を得た。

河床の粗度係数 n_b は、固定値を与えた。氷板の粗度係数 n_i は、河床と氷板の合成粗度係数 n_0 と河床の粗度係数 n_b から、Sabaneevの式(4-7)を用いて算出した。

$$n_i = \left(2n_0^{\frac{3}{2}} - n_b^{\frac{3}{2}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (4-7)$$

河床と氷板の合成粗度係数 n_0 の計算式、河床の影響を受ける径深 R_w と氷板の影響を受ける径深 R_i の計算式は、吉川ら³⁻⁵⁾の計算手法に準じた。

4.2.2. 氷板の形成融解式

氷板の形成融解の計算式は、入力値が気温、水温、有効水深およびその地点固有の係数 α 、 β であり、氷板の形成から融解までを計算することが可能である熱フラックス式から導出された吉川ら²⁻¹²⁾の式(4-8)を用いた。

$$h_{is} = h'_{is} - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_{is}} - \left(\frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (4-8)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (4-9)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (4-10)$$

$h'_{is}[\text{m}]$: Δt 前の氷板厚、 $T_a[^\circ\text{C}]$: 気温、 $T_w[^\circ\text{C}]$: 水温、 I_b [無次元]: 河床勾配、 $B[\text{m}]$: 川幅である。

4.2.3 氷板破壊条件

本研究における破壊される氷板は以下のように扱った。氷板が受ける荷重については、流水による鉛直上向きに等分布荷重と流下する氷板の衝突による荷重とした。破壊の形態については、これらの荷重による曲

げ破壊とした。鉛直方向の荷重によるせん断破壊については、曲げ破壊に比べて頻度が少ないと考えて対象としていない。梁の種類については、氷板は水位変動に応じて上下に変動するため氷板と河岸は自由条件であり、氷板は河川縦断方向に形成されるため氷板相互間は固定条件であるため、氷板相互間では上下水平方向の移動、回転が出来ない固定支点と考えて片持梁および両持梁とした。なお、破壊される氷板の縦断方向の単位長さは計算格子間隔とした。

氷板の破壊条件は、流水および氷板により加えられる応力 σ_{max} と氷板の許容応力 σ_a を用いて、式 (4-11) の条件時に氷板は破壊すると判定した。なお、本研究での氷板の許容応力 σ_a [MPa] は、後述する鶴川アイスジャム再現計算において再現性が高い値であった 1×10^4 とした。

$$\sigma_{max} > \sigma_a \quad (4-11)$$

a) 流水による曲げ応力

流水が氷板に与える力は、等分布荷重を集中荷重に換算して考慮した。流水による曲げ応力 σ_{max} は、氷板が片持梁の場合を式 (4-12) とし、両持梁の場合を式 (4-13) とした。ここで、 I_w [無次元]: 河床勾配である。

$$\sigma_{max} = 3\rho_w \left(\frac{dxu_w I_w}{h_{is}} \right)^2 \quad (4-12)$$

$$\sigma_{max} = \frac{\rho_w}{4} \left(\frac{dxu_w I_w}{h_{is}} \right)^2 \quad (4-13)$$

b) 流水および氷板による曲げ応力

流水および氷板により曲げ応力 σ_{max} は、氷板が片持梁の場合を式 (4-14) とし、両持梁の場合を式 (4-16) とした。ここで、 E [MPa]: 曲げ弾性係数であり、久保⁴¹⁾の既往研究を参考に 3470.8MPa を与えた。

$$\sigma_{max} = 6\rho_w \left(\frac{u_w I_w}{h_{is} k} \right)^2 \left| kdx \frac{\sin(kdx)}{\cos(kdx)} + \frac{1}{\sin(kdx)} - 1 \right| \quad (4-14)$$

$$k = \sqrt{\frac{12\rho_i h_{if} u_{if}^2}{E h_{is}^3}} \quad (4-15)$$

$$\sigma_{max} = \frac{\rho_i h_{if} dx I_w}{4} \left(\frac{u_i}{h_{is}} \right)^2 \quad (4-16)$$

4.2.4 アイスジャム発生条件

本計算モデル、固体である氷板の移動を河川水と同様に運動方程式を用いて計算している。アイスジャム

現象の一つとして、氷板の量に対して川幅が狭い場合に、氷板が物理的に通過できないため、氷板の移動速度が遅くなり河道内に堆積する現象が考えられる。本計算モデルでは、この現象を再現するために、川幅に対して氷板厚がある一定の厚さになった時にアイスジャムが発生し、氷板の移動速度が減速すると仮定し、式 (4-17) よりアイスジャム現象の再現を試みた。

$$u'_i = \lambda u_i \quad \text{when} \quad IJ \geq \frac{B}{h_{if}} \quad (4-17)$$

u'_i [m/s]: アイスジャム発生時の氷板速度、 IJ [無次元]: 川幅氷板厚比、 λ [無次元]: アイスジャム発生時の氷板速度の減速率である。本研究における実験および実河川の再現計算の結果より、実験の IJ は 5、実河川の IJ は 300、 λ は実験および実河川ともに 0.5 の値を得た。また、アイスジャム発生時における合成粗度係数は、吉川ら²²⁾によって得られた実河川の値 $n_G=0.058$ を与えた。

4.3. 研究結果

4.3.1. 水位の実験値と計算値の比較

構築した河水変動計算モデルの妥当性を確認するために、2章のアイスジャムの水理実験における水位の実験値と計算値の比較を行った。

計算時間間隔はクーラン数 0.005、水路および氷の粗度係数は 0.02 とした。計算における氷の破壊については、実験における氷はすでに個々に分断されているため、計算上の氷の破壊は、実験状況を参考にして実験開始 0 秒から 100 秒にかけて上流から順に破壊させる条件とした。

実験水路下流端から 4m 地点 (狭窄部上流) の水位における実験水位と計算水位を図-4-1 に示す。図には、事前に実施した氷がない場合の実験水位と計算水位を合わせて示した。図-4-1 の氷なしの場合において、計算水位は時系列に実験水位を良く再現しているのが分かる。図-4-1 の氷ありの場合は、実験開始直後において、計算水位は実験水位よりも早く上昇している。この原因の一つとして、計算上、上流から強制的に氷を破壊させているため、このことが実現象と一致していないと考えられる。一方、水位のピーク値をみると、計算水位は実験開始 27 秒後に 15.0cm、実験水位は実験開始 114 秒後に 14.6cm であり、その差は 4mm であり良く一致している。実験開始 425 秒後においては、計算水位と実験水位が一致していない。アイスジャム発生時の実験状況は、堆積した氷が流速および水温の影響を受けて融解され形を変えて下流へと流

れる状況が確認されている。計算上の水温は、上流端の平均水温 0.48°C を一定値として与えているため、氷の融解が進まずに、氷が堆積し続けたと考えられる。

本研究モデルは上記の課題を有しているが、アイスの発生による水位上昇およびその後の水位の減少について定性的にみると、計算水位は実験水位を良く再現していると言える。

4.3.2 鶴川のアイスジャム再現計算

a) 計算条件

計算期間は2011年3月11日から16日の6日間、計算区間は河口から0.6kmから9.0kmの区間とした。計算時間間隔はクーラン数0.02、河床の粗度係数0.035、氷板の粗度係数0.020とした。津波来襲前の縦断的な氷板厚は、阿部ら^{4,2)}の計算結果を与えた。上流の境界条件は流量 $5.0\text{m}^3/\text{s}$ を一定値として与え、下流の境界条件は1分毎の水位を与えた。横断形状は一般断面とした。参考までに津波来襲前の平均河床高と川幅を図-4-2に示す。

下流の水位データについて、鶴川河口より一番近い潮位観測所は、河口から西へ約10kmの苦小牧東港であるが、津波来襲前は欠測であったため、河口から西へ約25kmの位置にある苦小牧西港の潮位データを用いた。このため、本研究ではアイスジャムの再現を目的としているため、下流の水位データの調整を行った。具体的には、苦小牧西港の潮位に0.8を乗じた値を鶴川河口水位とした。さらに、2011年3月12日の4:22から4:27の期間において、河川津波によりアイスジャムが解消され、水位が下降する計算結果となった。アイスジャムの再現性を高めるために、この期間の水位で 0.09°C を与えた。

b) 水位の観測値と計算値の比較

図-4-3に水位の観測値と計算値を示す。図には氷なしの計算値も合わせて示した。図-4-3より、氷ありの計算水位は観測水位の上昇および下降を良く再現している。計算1.5日後から計算4.0日後の期間では、短期間のアイスジャムの解消および発生により計算水位が変動している。

c) アイスジャム現象に関する考察

図-4-4に河川縦断の氷板厚の変化を示す。図-4-4より、アイスジャムが発生したと推定される地点は、河口から1.6km、2.0km、2.2kmの地点である。これらの地点は、図-4-2より川幅が狭い地点である。図-4-4の計算結果から河川津波に伴う鶴川のアイスジャム現象として、以下の現象が推定できる。津波が河川

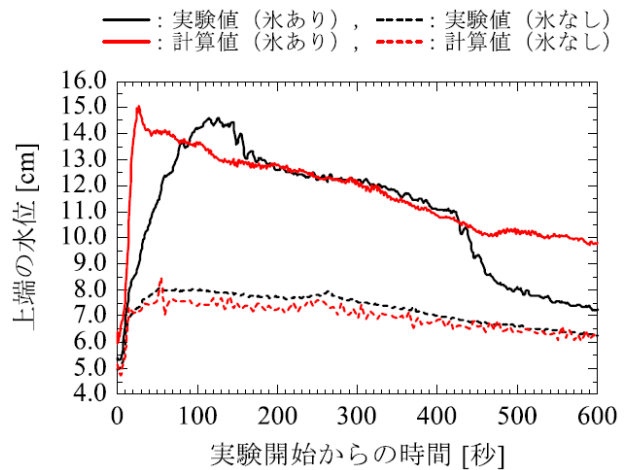


図-4-1 アイスジャム実験における水位の実測値と計算値の比較（水路下流端から4m地点）

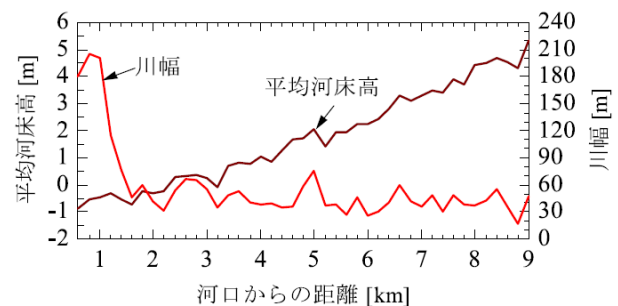


図-4-2 鶴川の平均河床高と川幅

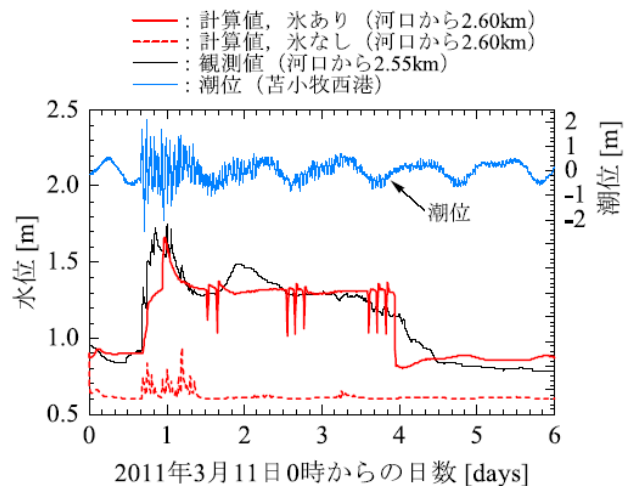


図-4-3 河川津波に伴い発生した鶴川アイスジャムにおける水位の観測値と計算値の比較

を遡上する押し波時に、氷板は破壊されながら上流へと輸送され、氷板が下流へと流下する引き波時に、氷板は川幅が狭い河道において堆積した。このため、河積が狭められアイスジャムが発生し、流れが止められ水位が上昇した。アイスジャム発生地点は、一箇所に留まらず、津波が河川を遡上するタイミングで下流から上流へと移動した。その後、氷板は流速および水温の影響により融解され下流へと移動した。

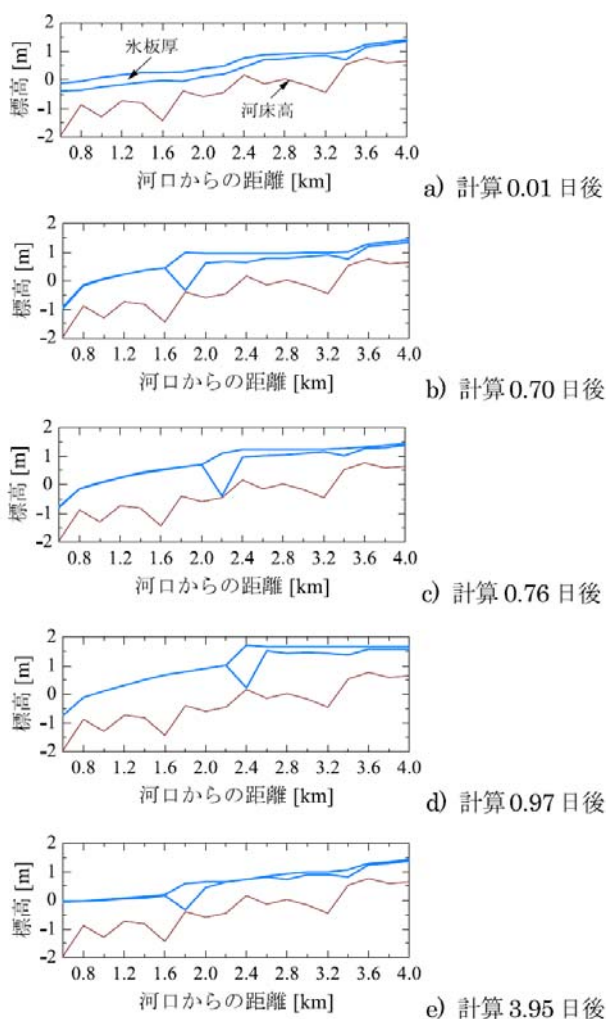


図-4-4 河川津波時の縦断的な氷板厚の変化

4.4. 本章のまとめ

河川結氷時の津波の対策技術を提案することを目的に、河氷の破壊・輸送・堆積を考慮した河氷変動計算モデルを構築し、アイスジャムの水理実験において実験値と計算値の比較を行い、本計算モデルの妥当性を確認した。

結果としてアイスジャム発生条件、氷板の許容応力を適切に与えることが重要であるとわかった。さらに本計算モデルを用いて河川津波に伴い発生した北海道鶴川のアイスジャムの水位変動の再現計算を行い、アイスジャムの発生箇所およびその挙動を明らかにした。

5. 結氷対策技術の提案

5.1 河川結氷時の河川内工事の結氷対策技術の提案①

積雪寒冷地域の河川は、冬期間に気温の低下及び流速の減少によって河道内に河氷が形成され、結氷する。春先になると、気温の上昇及び流速の増加によって河氷は融解及び破壊されて下流へと流下し解氷に至る。

河氷とは図-5-1に示すように水面に存在する硬い氷板と、流水内に存在する柔らかい晶氷、氷板の上に堆積する雪で構成される。

結氷河川の水位・流量を精度良く把握することは、河川の計画・管理・工事を行うための基本要素であり、解氷期に河氷が下流へと流れ、滞留、閉塞することによって生じるいわゆるアイスジャムと呼ばれる現象による急激な水位上昇等災害の軽減等にとって必要不可欠である。

河川結氷時は、流積や粗度が変化するため、通常のH-Q式が適用できず、河川結氷時の流量が推定できない課題があったが、近年、この課題に対応するため、河川結氷時の現象を踏まえた結氷H-Q式が提案され、国土交通省北海道開発局(以下、北海道開発局と記載)の河川事務所においてこの技術が普及し始めたところである⁵⁻¹⁾。

ただし、河氷が形成される結氷初期や河氷が流下する解氷期は、急激な水位変動を引き起こすことから、結氷初期及び解氷期に関する詳細な知見が求められている。これらの知見は、結氷H-Q式の適用時期を把握し、より精度の高い水位・流量の把握やアイスジャム現象等の予測を行うために重要である。

本章では、国内外で観測事例が少ない結氷初期及び解氷期の現象を把握するために、2010年12月から2011年3月に北海道北部に位置する天塩川において現地観測を実施し、観測データを基に、結氷初期および解氷期における水理条件と気象条件を明らかにするとともに、気温から結氷初期と解氷期を予測する手法を試みた。

5.2. 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5,590km²)において、図-5-2示すとおり定点カメラ撮影、水位と水温の測定、ADCPによる流速測定および上空撮影を実施した。

なお観測は既往研究^{5-2), 5-3)}により結氷することが明

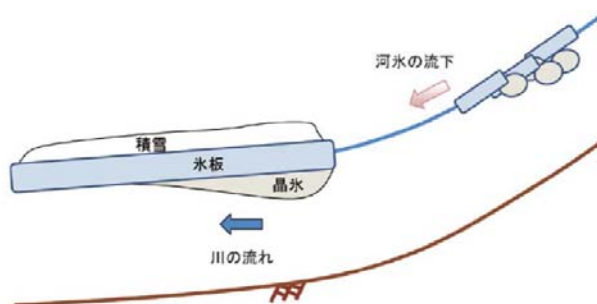


図-5-1 河氷の模式図

らかとなっている河口から 106.0km の地点から 120.0km の地点を対象とした。

調査期間は、結氷前の 2010 年 12 月中旬から解氷後の 2011 年 2 月下旬までとした。定点カメラは、KP111.0 の左岸側下流方向に設置した。なお、付近に商用電源がなかったため、図-5-3 のような太陽光パネル (195W 12V) とバッテリー (12V) 6 個を併用し、夜間も撮影可能なカメラを使用して 1 時間毎に撮影を行った。水位と水温は、河床に設置した水位計 (Mc-1100、光進電気工業製、測定精度 ±1cm) と水温計 (COMPACT-CT、(株)アレック電子、測定精度 ±0.05 °C) で 10 分毎に計測した。なお、水位計は、河床における圧力を測定して水位に変換している。吉川ら⁵⁻³⁾によれば、河川結氷時の観測水位は、河水の影響を受けた水位となる。

恩根内観測所 (KP111.8) においては ADCP

(WorkHorse Sentinel 1200kHz、RD Instruments 社製) を河床に設置し、10 分毎にボトムトラッキングのデー

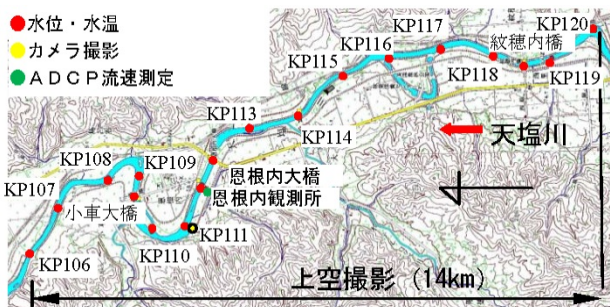


図-5-2 天塩川における現地観測 (KP: 河口からの距離 km)

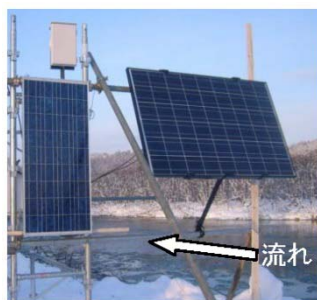


図-5-3 定点カメラの設置状況

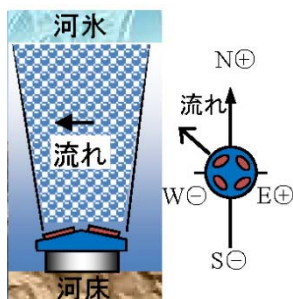


図-5-4 ADCP 観測模式図

タから河水の移動速度を計測した。橋場ら⁵⁻⁴⁾は、河床から河水底面までの距離を測定した室内実験及び現地観測の結果から ADCP ボトムトラッキングによる河水底面の測定精度が高いことを示している。ADCP は図-5-4 のように河床に埋設されており、ボトムトラッキングによるセンサーの移動速度は河水の移動速度を表す。なお、通常ボトムトラッキングは ADCP が移動したとして速度を算出するものであるが、この場合センサーが河床に固定されていることから河水は逆方向に移動している。つまり、河水が W 方向に移動したら、ADCP が E 方向に移動したとして感知する。よって、氷板の移動速度は式(5-1)、(5-2)で表される。

$$V_{ice} = -1 \cdot (V_{BT} (NS)) \cdot \cos \theta - V_{BT} (EW) \cdot \sin \theta \quad (5-1)$$

$$\theta = (360 - \theta') \cdot \frac{\pi}{180} \quad (5-2)$$

V_{ice} [m/s]: 河水移動速度、 V_{BT} [m/s]: ボトムトラッキング()内の記号は方位。ただし、 N および E がプラス、 θ [rad]: 磁北からの位相、 θ' [deg]: 主流方向の測線角度 (恩根内観測所 303°) また、上空撮影は、河口より KP106.0 の地点から KP120.0 の地点を対象とし、2010 年 12 月 19 日、12 月 28 日、2011 年 1 月 26 日、2 月 9 日、3 月 18 日の計 5 回実施した。

5.2.1. 上空撮影

河口から KP106.0 から KP117.0 の区間における上空撮影画像を図-5-5 に示す。図中に結氷、部分結氷及び非結氷を示した。結氷は水面が河水で全面的に覆われた状態、部分結氷は水面が河水で部分的に覆われた状態、非結氷は水面が結氷していない状況を示す。図-5-5 より 12 月 19 日時点では全区間結氷していなかったが、12 月 28 日に KP110.0 から KP111.0 の 1km 程度の蛇行部で部分的に結氷が始まっている。なお、吉川ら⁵⁻⁵⁾によると結氷が進行する区間では、その下流に河床勾配と川幅水深比の積が小さい地点が存在し、この地点を起点として上流へと結氷が進行することが報告されている。河床勾配と川幅水深比の積について、図-5-6 に示すとおり調査区間で KP111.0 が最も小さくなっており、河水が詰まりやすい場所であったと推察される。1 月 26 日には KP110.8 から KP111.4 の間で部分結氷している以外は KP111.4 から上流端までほぼ全面結氷していた。3 月 18 日の撮影では全面解氷になっている。

5.2.2. 結氷期間の河川縦断水位と水温

結氷初期及び解氷期の縦断的な水位と水温変化を時

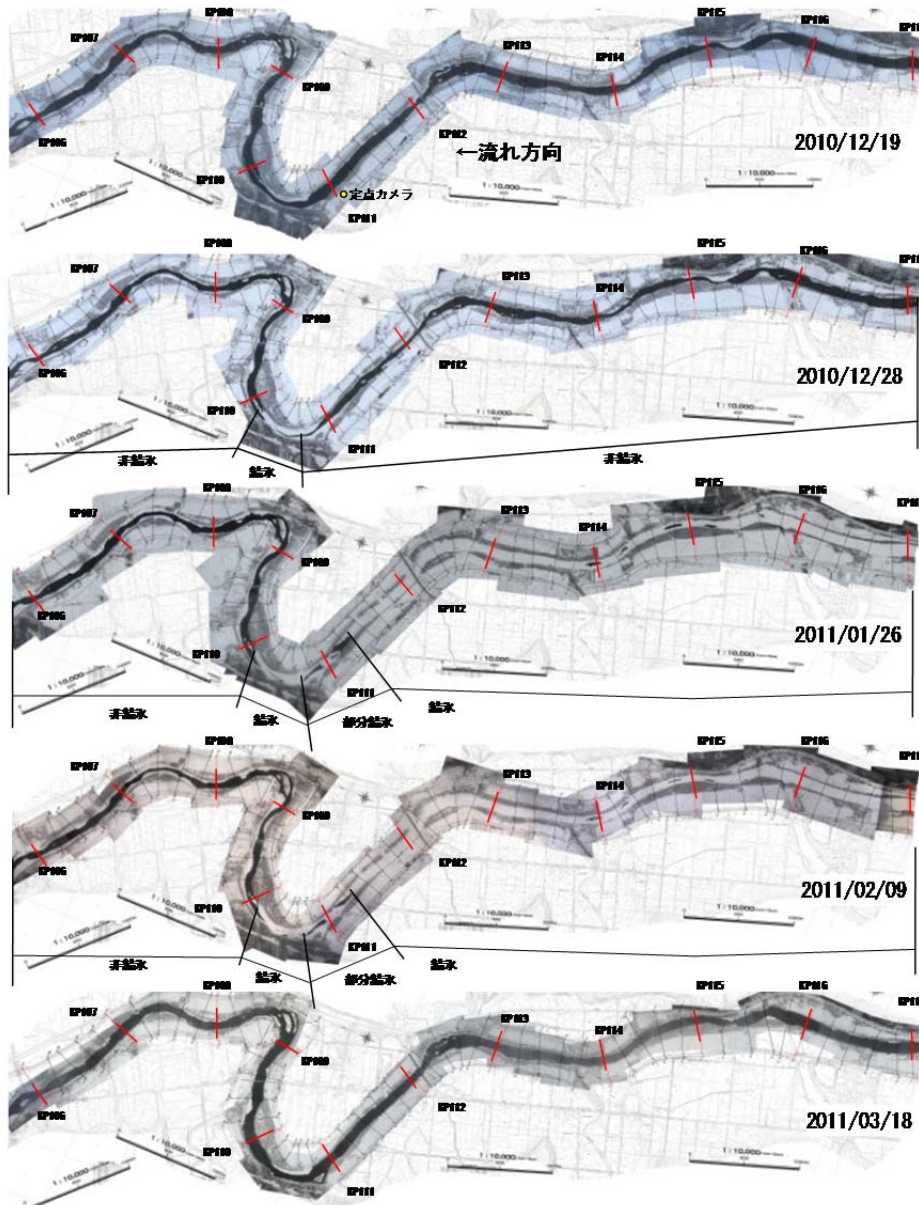


図-3-5 天塩川における上空撮影 (KP106.0 から KP117.0)

系列で整理する。本観測では、18箇所水位計及び水温計を設置した。図-5-7に10分毎の測定結果を示す。このうち、KP107.0、KP108.0の計測器は撤去時に河岸で回収されており、結氷初期において欠測となっていた。

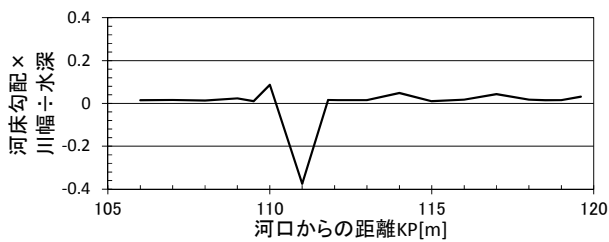


図-5-6 河床勾配と川幅水深比の積



図-5-8 河道内の河氷の流下状況 (KP111.0)

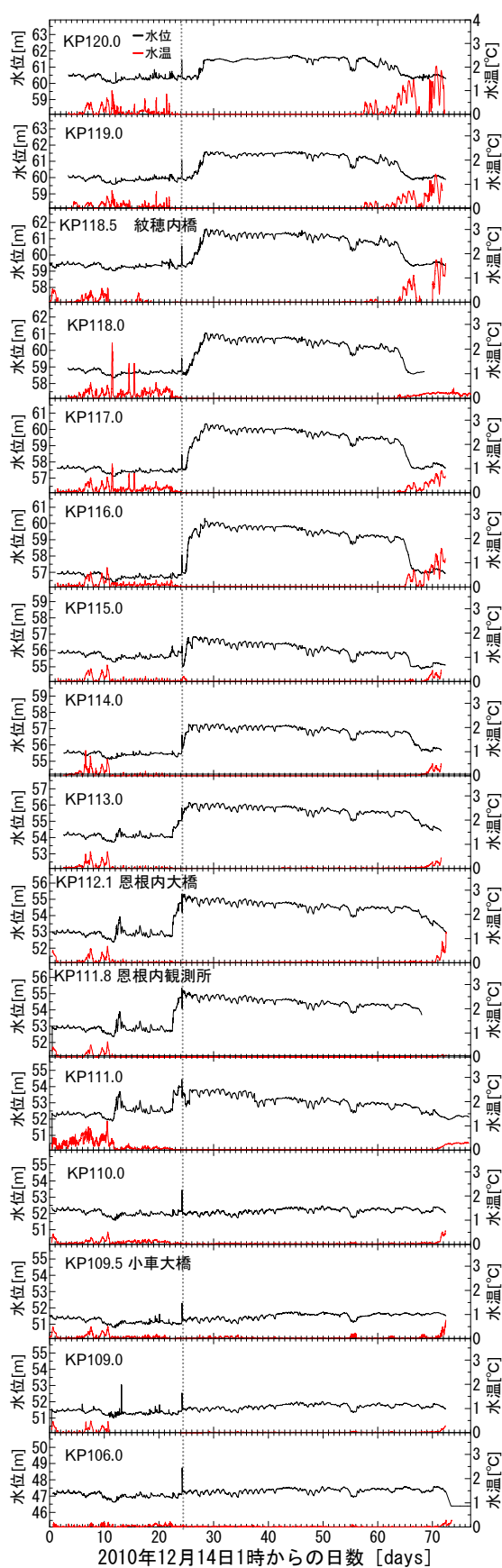


図-5-7 河道内の河水の流下状況 (KP111.0)

水位について考察する。調査開始後から12日目(12月26日)にはKP111.0からKP113.0の間で0.5から2.0m程度の急激な水位変動が確認されている。この日に撮影した定点カメラ(図-5-8)にも多くの河水が流下している様子が捉えられている。ゆえに、この時には急激な河水の移動が起こっていたことがわかる。

次に、定点カメラで急激な河水の移動が捉えられた24日目(1月7日)の5時20分頃には図中破線で示したようにわずか数時間の間に全区間に渡って急激な水位変化が観測された。ただし、KP111.0を境に上下流で水位変化が異なっている。KP111.0より下流ではこの急激な水位変化の後、再び元の水位まで下がっている。

一方、上流では24日目(1月7日)21時頃から28日目(1月11日)10時頃までの約4日間に、KP116.0で最大約3.3mの水位上昇が観測されており、その後も高い水位を維持している。また、この水位上昇は、KP117.0、KP118.0、KP118.5、KP119.0、KP120.0では、約2.8m、約2.4m、約2.1m、約1.6m、約1.1mと上流に向かって減少している。

水温について考察する。急激な水位変化が観測された24日目(1月7日)を境に水温の変化は異なっている。これ以前の水温は周期的な変化が見られるが、これ以降の水温はほぼ0°Cで一定値である。この日定点カメラからも結氷している状況が確認されており、それまで大気と流水との間で行われていた熱交換が河水の堆積によって遮断されたため、水温が0°C近くで一定となったと推察される。また、57日目(2月9日)頃から解氷期に向けて上流のKP120.0から徐々に水温が上昇しはじめており、解氷が進み上流で温められた流水が流下したためと推察される。

5.2.3. 結氷初期

結氷前後の状況について図-5-9に定点カメラ画像(KP111.0)を示す。1月5日までは滞筋は開いている状態であったが、1月6日には完全結氷していたことがわかる。しかし、河水はその後突如動き出した。撮影インターバルを2秒にして捉えた河水の移動状況を図-5-10に示す。1月7日は未明から雪が降り、5時22分には突如河岸の河水が引き剥がされ、勢いよく下流に流下していく映像が捉えられている。さらに、6時22分にはそれまで勢いよく流れていた河水がまるでブレーキがかかったかのように停止してしまい、解氷期までほぼ移動しなかった。

図-5-11に気象台のアメダス音威子府観測所の



図-5-9 結氷前後の河道内の状況 (KP111.0)

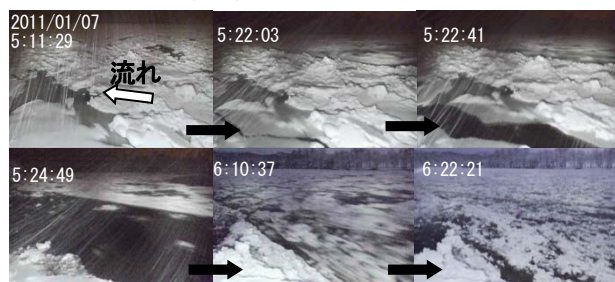


図-5-10 結氷直前の河氷の挙動 (KP111.0)

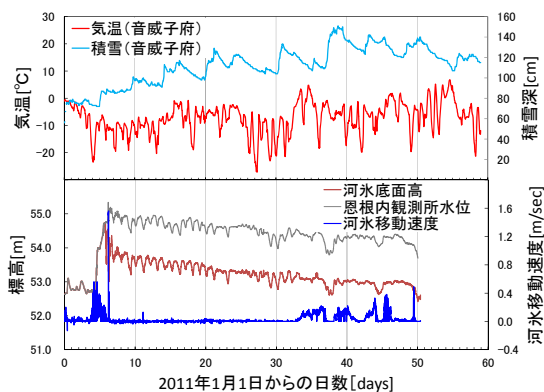


図-5-11 ADCPによる河氷の観測



図-5-12 解氷前後の河道内の状況 (KP111.0)

積雪深[cm]と気温 [°C]、北海道開発局の恩根内観測所の水位[m]、ADCPボトムトラッキングによる河氷底面高[m]ならびに河氷移動速度[m/sec]を示す。結氷初期において4日目(1月5日)から5日目(1月6日)にかけ

て最大0.4m/secの連続的な河氷の移動が読み取れる。縦断的な河氷の流下を調査するため期間内に紋穂内橋(KP118.5)、恩根内大橋(KP112.1)、小車大橋(KP109.5)などで計189回早朝(6時から8時)断続的な現地観測⁵⁻⁶⁾を行っている。4日目(1月5日)、5日目(1月6日)の観測では恩根内大橋から上流では河道全域で河氷の流下が確認されており、6日目(1月7日)の水位上量の要因と推察される。また、4日目(1月5日)5時には氷点下20°C以下の気温となり、大気と接する水面付近の結氷が進んだことが推察される。さらに、5日目(1月6日)1時から7時までの間に積雪深が10cm上昇しており、降雪によって投入された雪の影響によってさらに河氷の集積が進んだことが推察される。また、6日目(1月7日)の早朝5時から6時には最大1.5m/sec程度の速さで河氷が移動していた。その直後に移動が止まり、定点カメラにも図-5-10の6:22:21の画像が残されており、ADCPボトムトラッキングから読み取った河氷移動速度と定点カメラの画像は一致していた。これらの観測結果から、短時間に結氷が進み、結果として6日目(1月7日)の早朝に水位が上昇したと推察された。

5.2.4. 結氷期

結氷後の河氷は約一ヶ月の間水位の日周期に伴って変動を繰り返しており、1月7日に河氷の動きが停止してから2月19日まで変化はなく、図-5-11によれば移動速度はほぼ0m/secに等しい値を示している。

5.2.5. 解氷期

解氷期の状況について述べる。図-5-11に示すとおり33日目(2月3日)以降、再び河氷が動き始め、50日目(2月20日)まで断続的であるが0.2m/sec前後で流下していた。図-5-12にカメラ画像を示す。2月20日以降霽筋に沿って上流から徐々に解氷していく状況が捉えられた。

5.3. 気温と積雪深を用いた結氷初期及び解氷期の予測

これまでの検討の結果、結氷初期における水位上昇と水温変化の間に関係があり、河氷の形成前後で水温変化に違いが見られた。さらに、河氷の形成が進んだ背景として、降雪が影響していることが考えられることからこれらの変化に着目して、結氷初期及び解氷期の予測を試みる。

5.3.1. 気温データを用いた氷板厚さ予測式の適用性

水温の観測記録は少なく、統計的にデータを集めることは難しい。一般に入手しやすいアメダスの気温データを用いて水温の推定を試みる。吉川ら⁵⁻⁷⁾は気温データのみから水温を計算し氷板の厚さを求める実用的

な氷板厚計算式を開発しており、この関係式を用いて結氷初期及び解氷期の予測を試みる。吉川らの式を以下に示す。

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

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (5-4)$$

$$h_w = \left(n_b \frac{Q}{B(I)^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (5-5)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (5-6)$$

$$u_w = \frac{Q}{B h_w} \quad (5-7)$$

$$T_w = \frac{T_a}{1+\gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1+\gamma} \quad (5-8)$$

$$\gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{(1-N) h_{wa} \Delta t} \quad (5-9)$$

ここで、 h_i [m] : 氷板厚、 h'_i [m] は Δt 前の氷板厚、 T_a [°C] : 気温、 T_w [°C] : 水温、 h_w [m] : 有効水深、 I_b [無次元] : 河床勾配、 B [m] : 川幅、 u_w [m/s] : 鉛直平均流速、 T'_w [°C] は Δt 前の水温、 ρ_w [kg/m³] : 水の密度で 999.84、 C_p [J/kg°C] : 水の比熱で 4200、 n_b [s/m^{1/3}] : 河床粗度係数 0.03、 h_{wa} [W/m²·°C] : 水面の熱交換係数で 20 を与えた。 N : 無次元横断結氷比で川幅に対する結氷幅の割合であり $0 \leq N \leq 1$ である。

吉川ら⁵⁻⁸⁾によると、河氷厚と横断方向の結氷長さに相関があることが報告されており、本報告では、過去の流量観測における河氷厚の測定値を参考に試行錯誤を行い、横断面の平均氷板厚 h_i が 0.8m (= h_{imax}) の場合は全面結氷と仮定して $N=0.99$ とした。また、流量観測の結果をもとに Q [m³/s] : 流量 65m³/s、 B [m] : 川幅 96m、2007年度の定期横断測量成果をもとに I_b [無次元] : 河床勾配 1/1386 を与えた。観測水温データは 12月 14 日からであるが、計算期間は 11 月からとし、気温はプラスの気温から計算し、初期の気温を一定期間計算し

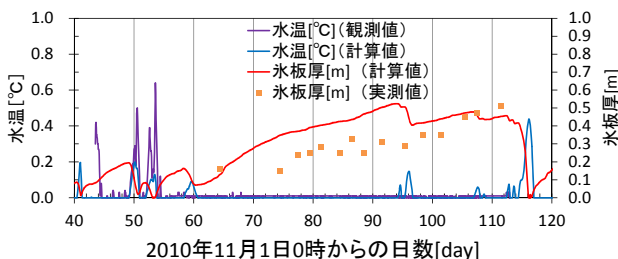


図-5-13 水温ならびに氷板厚の測定値と計算値

て定常値とした。恩根内水位観測所 (KP111.8) における水温及び氷板厚の実測値と計算値を図-5-13に示す。水温の絶対誤差の平均値は 0.02°C、氷板厚の絶対誤差の平均値は 0.12m である。

5.3.2. 気温データを用いた経年的な結氷初期ならびに解氷期の予測

次に、氷板厚の予測式と積雪深の変化に着目して、結氷初期及び解氷期について予測する。天塩川の恩根内水位観測所 (KP111.8) における 2002 年 11 月から 2011 年 3 月までの 9 シーズンの観測水位と氷板厚の計算結果を図-5-14 に示す。なお、氷板厚の計算にはアメダス音威子府観測所の気温と恩根内水位観測所の流況表の低水流量を用いた。また、現地調査の結果をもとに恩根内水位観測所の値から「水位上昇の始まりから水位が上がりきったところまでを結氷初期」とし、「上昇した水位が下降し始め、結氷前の水位まで下降するまでを解氷期」と定義し、緑枠で示した。各年度における結氷初期の平均氷板厚[m] は 0.15 から 0.33 の範囲にあり、9 カ年平均すると 0.23m となる。また、各年度における解氷期の発端は氷板厚が最大値となり、減少する過程に出現していた。

次に、各年度における結氷初期の平均積雪深[cm]を図-5-15 に示す。積雪深は 40cm から 160cm の範囲でややばらついているが、9 カ年平均すると 108cm となった。

以上を踏まえ、結氷初期において、積雪深が 100cm 以上、氷板厚 (計算値) が 0.2m 以上となる最初の日を結氷日とし、解氷期において、氷板厚の最大となる日以降、氷板厚が 0.10m 減少した最初の日を解氷日の発端とし、観測水位データから読み取った結氷日及び解氷日の発端と比較した結果を図-5-16 に示す。計算値と観測値の絶対誤差の平均は結氷日で 6 日、解氷日で 2 日となった。また、誤差の頻度を求めると、結氷日で 5 カ年が 6 日以内、解氷日の発端で 4 カ年が 2 日以内となり、おおむね精度良く再現できた。結氷日の絶対誤差が大きくなった理由として、上流からの河氷の流下や堆積を考慮していないことが考えられる。

5.4. 本章のまとめ①

天塩川における本研究では、実現象として非常に短い期間で生起している結氷初期の映像を捉えられ、さらに、現地観測から次のことが明らかとなった。

1) 水位と水温の連続観測を実施した結果、結氷の初期段階では、気温が低下し水温が 0°C となることで河川内において氷板が存在できる条件となったことと、これ

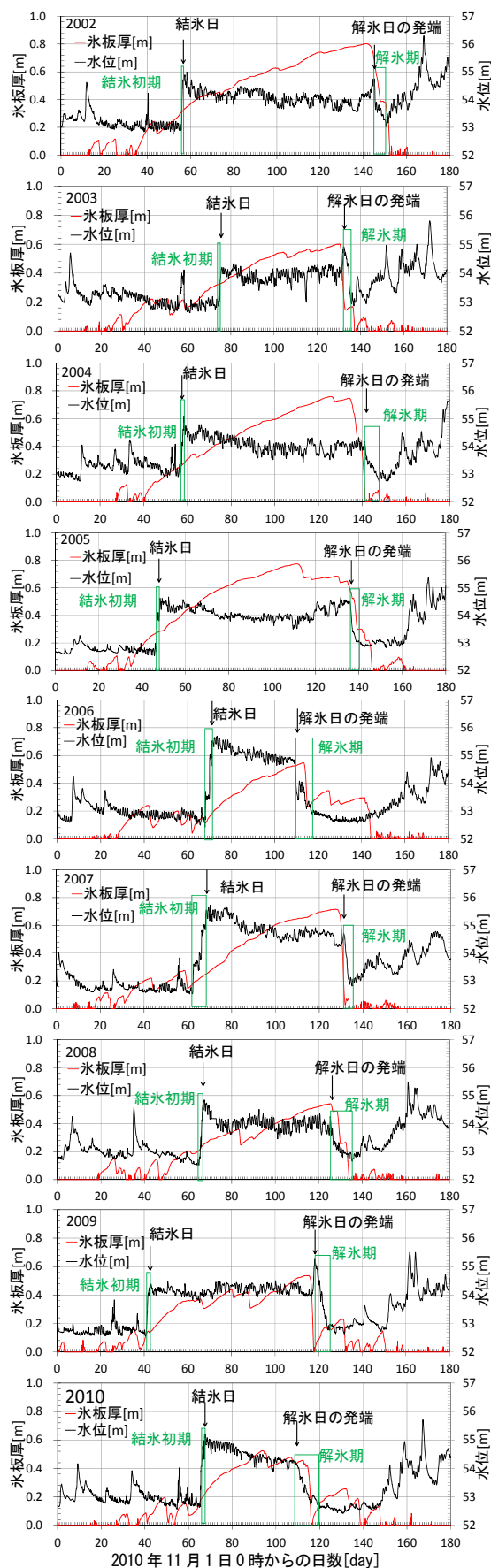


図-5-14 観測水位ならびに氷板厚（計算）の経年値

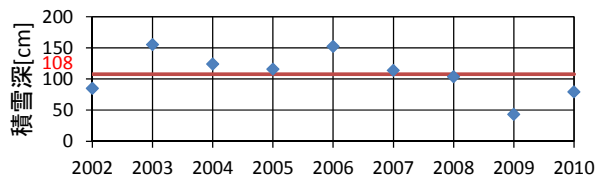


図-5-15 結氷初期の積雪深（アメダス音威子府観測所）

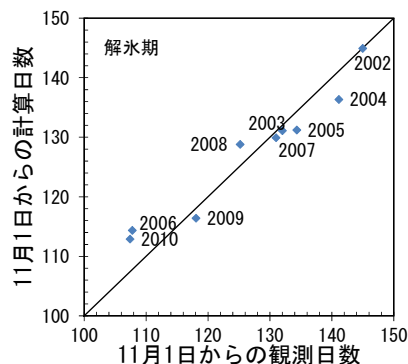
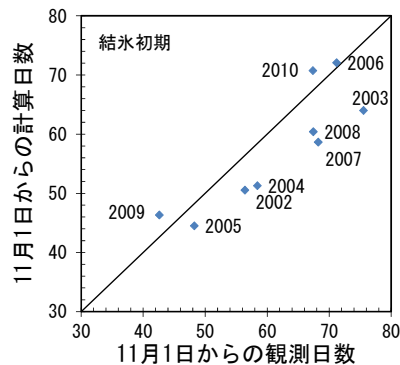


図-5-16 結氷日ならびに解氷日発端の推定

によって河道内の結氷が広範囲に及んだ結果として水位が上昇したことがわかった。

2)河道縦断的な水位観測及び定点撮影を実施した結果、蛇行部などの流速の遅い箇所等、河床勾配と川幅水深比の積が小さくなる場所で河氷が滞留し、河積が狭まったことで上流域で水位が3m程上昇したことがわかった。

3)定点撮影や ADCP ボトムトラッキング、並びに縦断的な河氷の調査結果から、水位上昇が起こる前に河氷が移動し、その後停止する状況が確認されており、河氷の停止が水位上昇に起因する一つの要因であることがわかった。

4)河川縦断的な水温観測を実施した結果、結氷初期の水温は上流からの河氷の流下に伴い 0℃となり、解氷期は水温が上昇することが確認された。

5)気温から水温及び氷板厚を計算する式を用いて結氷初期と解氷期を再現した。結氷初期において、積雪深が 100cm 以上、氷板厚計算式で氷板が 0.2m 以上とな

る場合は結氷している可能性が高いこと及び解氷期において、氷板厚が最大となる日以降、氷板厚が 0.1m 減少すると解氷している可能性が高いことが示唆された。

今後、本成果を他の結氷河川にも適用することにより、結氷初期及び解氷期における急激な水位変動の原因把握、結氷H-Q式の適用時期を適正に行なうことによる水位・流量の高精度化に寄与できる。さらに、iRIC の計算ツールとして公開された一次元河川解析ソフトウェアCERI 1D³⁻⁶⁾によるアイスジャム現象等の予測と対策検討等にも活用されることが期待できる。

5.5. 河川結氷時の河川内工事の結氷対策技術の提案②

積雪寒冷地域では年間降水量のおよそ半分を降雪に依存しており、融雪時の流出が河川環境に及ぼす影響は大きい。結氷期の河川には氷板が厚く堆積しており、春先に氷が融解して融雪出水期を迎える。一方、急激な気温上昇による水位上昇により、堆積した氷板が一挙に押し上げられて破壊し、ダム湖内に流入して管理施設等に損害を及ぼす事例が報告されている。本研究では 2013 年 4 月に低気圧の影響に伴い発生したダム湖流入部におけるアイスジャム現象について検証する。

2013 年 4 月 5 日に日本海で急速に発達した低気圧ならびに 6 日に本州の南岸で発達した別の低気圧は、**図-5-17** に示すように 7 日夜から 8 日未明にかけて北海道の太平洋側でひとつにまとまり、発達しながら 8 日夜千島近海に達した。この低気圧の影響により、太平洋側を中心に大雨となり雪解けが進んだ。**図-5-18** にアメダスおよび北海道開発局が管理する雨量観測所の 7 日 24 時間降水量を用いた全道等雨量線図を示す。7 日から 8 日にかけて、24 時間降水量は網走管内宇登呂で 145 ミリに達した。大雨と融雪による影響を含めて北海道各地で住家被害 128 件（床上浸水 6 件、床下浸水 49 件）などが発生し、札幌市小金湯で 81 ミリに達し、国道 230 号の中山峠では土砂崩れも発生した。⁵⁻⁹⁾

対象としたダムは流域面積 126km²、総貯水容量 1,598 千 m³ の取水ダムである。

図-5-19 に流況を示す。この雪解けと雨の影響により、7 日から 8 日までの 48 時間降水量は 35 ミリとなり、6 日 24 時に 5.4m³/s であった流入量が 7 日 8 時には最大取水量である 18.0m³/s に達した。このため、このダムから導水されているダム（以下、導水ダム）に導水する取水口（ダム堤体から 1.2km 上流左岸側に位置。以下、取水口）のゲートを閉じ、洪水吐きゲートから流入量と同量の放流を開始した。7 日 15 時には流入量が 71.5m³/s

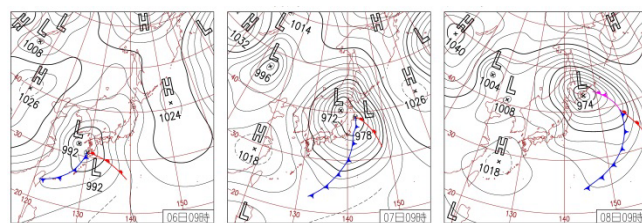


図-5-17 2013 年 4 月 6 日、7 日、8 日の天気図
気象庁ホームページ気象統計情報日々の天気図より抜粋

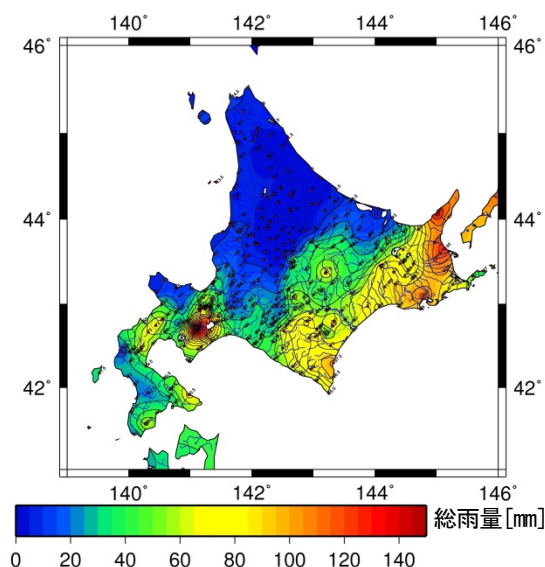


図-5-18 2013 年 4 月 7 日の等雨量線図

北海道開発局の雨量観測所および気象庁のアメダスのデータを 4 月 7 日 1 時から 24 時まで集計

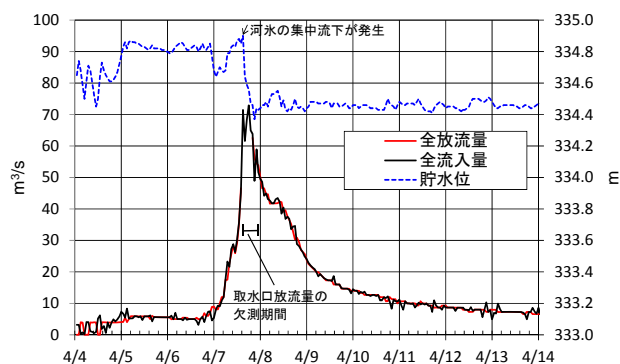


図-5-19 取水ダムの水位、流入量、放流量

流入量と貯水位は水の影響を含む

となりピークに達した。ちょうどその頃、ダム管理支所では取水口のゲートの監視カメラが水没したため、取水口の天端（E.L.335.80m）において除塵作業を行っていた作業員にこの旨連絡した。作業員は、15 時頃上流から「ドンドン」と物がぶつかる音がするので作業を中断し、高台に退避したところ、この直後に大量の氷が押し寄せたということである。**図-5-20**、**図-5-21** に河氷

の集中流下時の取水口付近の状況を示した。結氷河川ではこのように解氷期に河水が下流へと流れ、滞留、閉塞する現象をアイスジャムと呼んでいる。11時38分に撮影された画像では河道は結氷し、その上に雪が堆積している状況を確認できる。

一方、わずか4時間後の15時15分に撮影された画像では河水が集中流下している状況を確認でき、また、氷板が河道を埋め尽くして取水口は閉塞した。除塵作業に使われていた緑色の小型バックホウが水没している状況も確認できる。図-5-22に示したとおり4月26日に行った取水口周辺の河水の痕跡調査によれば、堆積した河水は厚さ1.2mで水制工の天端(E.L.335.73m)からE.L.336.93mの高さまで上昇していた。2013年冬季は多雪年であり、春先の天候が不安定な状況で今回の現象は発生した。後日の現地調査によって取水口手前の除塵用スクリーンを兼ねた浮き棧橋の損傷、浮き棧橋に据え付けられた監視カメラの破壊が確認された。また、この影響で取水機能に支障が生じ、導水および発電所の運転も24日間停止した。

本研究では、このような取水障害を未然に防ぎ、冬季のダムの安全な維持管理に役立てるためこの現象の要因を分析した。この現象が発生する以前の取水口上流域(以下、上流域)は結氷しており、直後に実施した現地調査から、上流域が解氷している状況が確認されている。また、押し寄せたのが雪ではなく氷の塊であったことから上流域から河水が供給された可能性が高いと考えられた。流入量の変化が河水の集中流下の発生によるものであることを検証し、その要因について検討した。

5.6. 集中流下した河水の堆積状況

図-5-23に河水の集中流下時の貯水池の状況を示す。取水口上流100m付近(1)(2)では上流方向は解氷していた。一方、下流方向は河水が堆積していた。取水口付近(3)(4)では上下流とも河水が堆積している状況であった。さらに下流の支川合流地点の対岸(5)では河水が破壊されずに結氷していた。取水ダムサイト(6)付近は解氷しており、流木止から上流は結氷している状況であった。これらの画像から推察すると河水の堆積範囲は上流方向には取水口上流100mまで、下流方向は少なくとも取水口下流200mまでは確認できた。したがって、集中流下した河水の先端部については、取水口下流200mから支川合流点までの区間に存在していた可能性がある。

5.7. 河水の集中流下時の気象状況



図-5-20 取水口の状況
2013/4/7 ダム管理支所撮影



図-5-21 河水の集中流下時の河道状況
ダム管理支所撮影、上：発生前、下：発生時

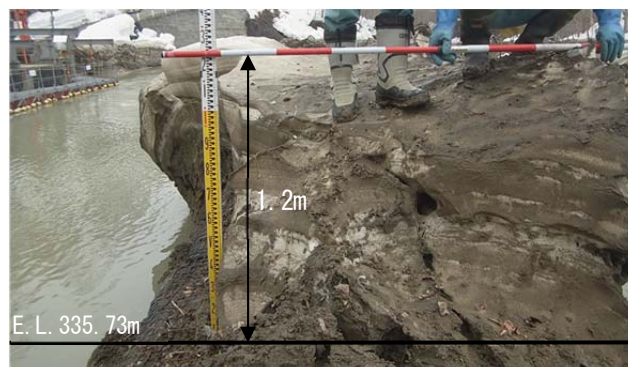


図-5-22 取水口周辺に残された河水の痕跡
2013/4/26 ダム管理支所撮影

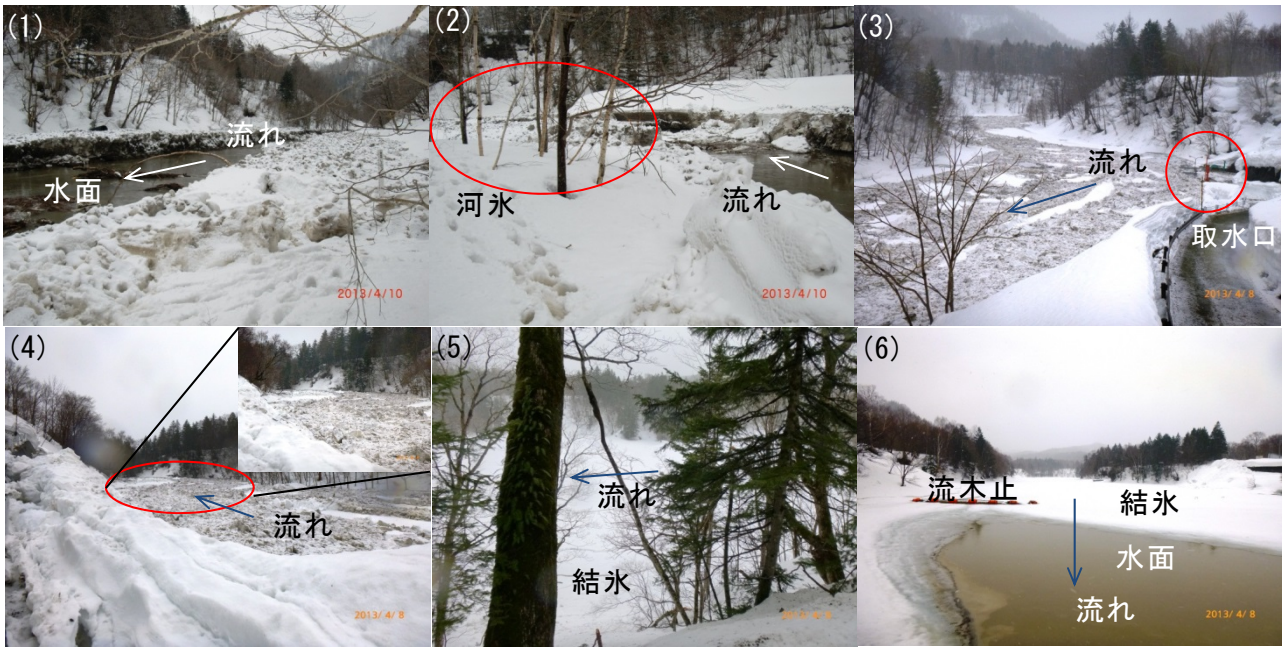


図-5-23 河水の集中流下時の貯水池の様子

2013年4月8日から4月10日ダム管理支所撮影、(1)取水口より上流100m(上流方向)、(2)取水口より上流100m(下流方向)、(3)取水口付近(上流方向)、(4)取水口付近(下流方向)、(5)支川合流点(対岸から撮影)、(6)取水ダムサイト(上流方向)

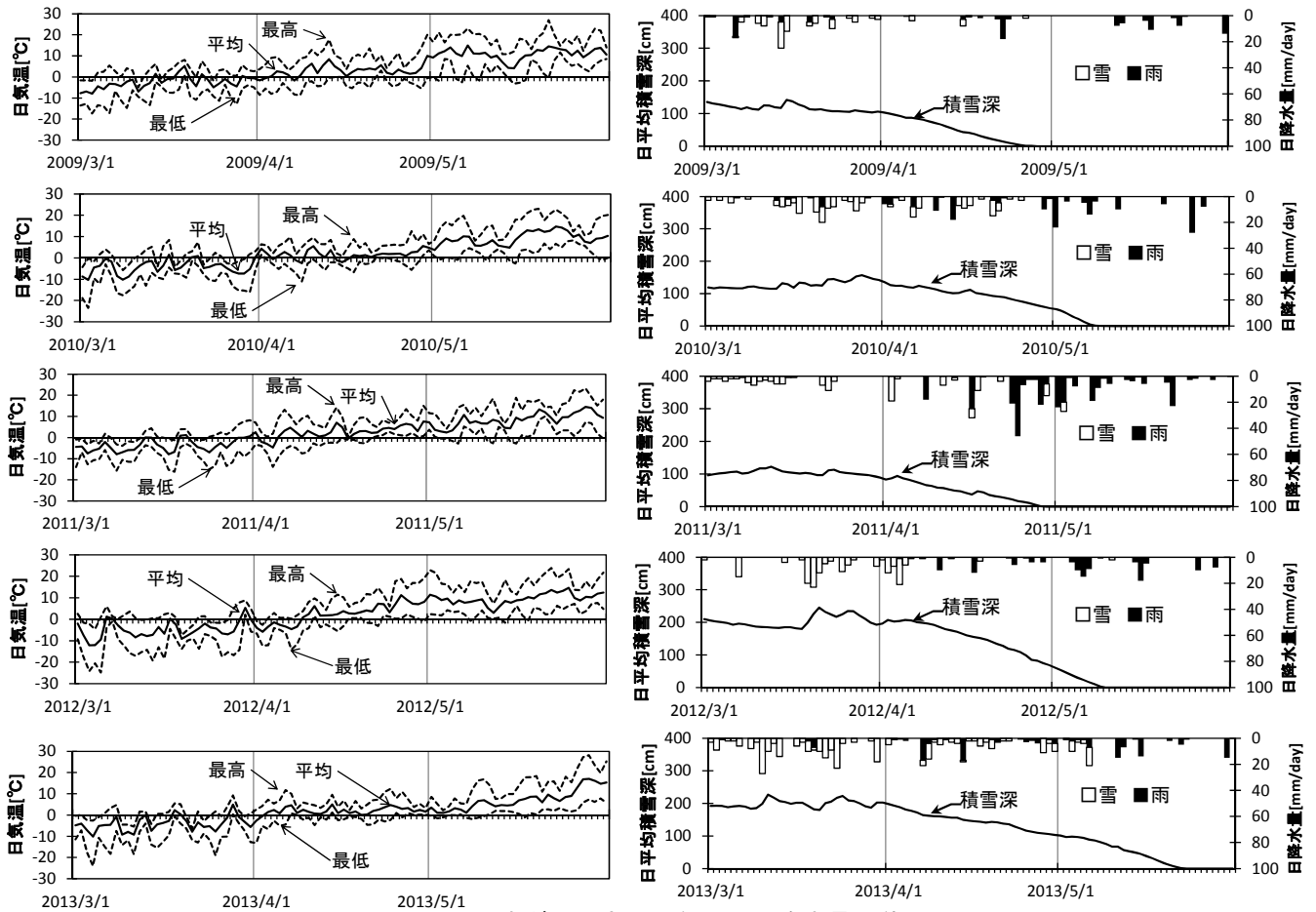


図-5-24 取水ダム地点の日気温、日降水量、積雪深
上から順に、2009年、2010年、2011年、2012年、2013年

表-5-1 4月1日から10日までの気象状況

	2009年	2010年	2011年	2012年	2013年
積算暖度[°C・day]	688	593	643	115	568
雨[mm]	1	31	18	1	25
雪[mm]	4	23	21	49	29
積雪深の積算値[cm・day]	877	1221	769	2011	1756



図-5-25 河氷の集中流下と滞留、閉塞、解氷までの様子

5.7.1. 気温、降水量、積雪深

ダムでは管理に資する目的で気象観測を行っている。ここでは、河氷の集中流下の要因を気温、降水量、積雪深の2009年から2013年までの5ヶ年の傾向から分析する。吉川³⁻¹¹⁾は北海道北東部の寒冷地に位置する渚滑川のアイスジャムに関する現地観測において、河氷の流下の始まりは、気温の上昇により融雪が促されて融雪水が河川へと供給され流量が急激に増加したためと推察している。図-5-24は2009年から2013年までの5年間の3月1日から5月31日までの気温(日平均、最高、最低)、日降水量(雨雪別)、積雪深の推移を示したものである。ここで、観測値は1日を1時から24時までとした。また、降水量の雨雪判別として、1時間毎の観測気温 T (°C) を基に近藤ら⁵⁻¹⁰⁾に従い、 $T > 1.8^{\circ}\text{C}$ の場合を雨、 $T \leq 1.8^{\circ}\text{C}$ の場合を雪とした。なお、

取水ダム地点の平均風速は1m/s程度であり、雨雪量計の補足率は無視した。河水が集中流下した4月上旬の気象状況について表-5-1に整理した。ここで、積算暖度(プラスの気温を積算した値)は、5年間の内、2012年が相対的に低い。降水量(雨)は、2010年と2013年が相対的に多い。積雪深は、2012年と2013年が突出して多い。したがって、5年間で見ると、2013年の4月上旬は積雪深が多い状況で、平年並みに暖かく、なおかつ、集中的に雨が降った状況と理解できる。

図-5-25は河水が集中流下した翌日である4月8日から4月11日までの取水口周辺の河道の状況である。写真から4月10日までは河水が河道に存在していたが、11日には消失していたことがわかる。これは、河氷の集中流下が発生した4月7日の平均気温は 4.6°C と高めであったのに対し、4月8日で 1.0°C 、9日で 2.5°C 、10

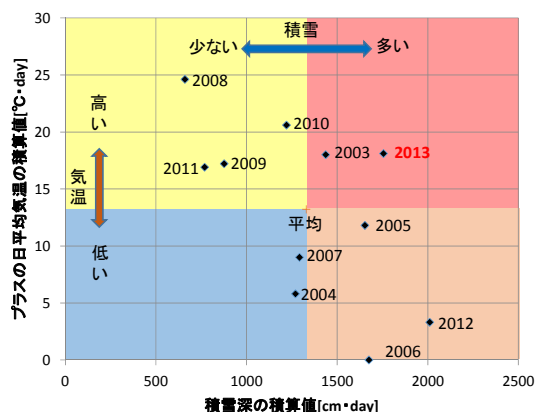


図-5-26 2003年から2013年までの気温と積雪深の関係
4月1日から10日までの値

日で1.5°C、11日で0.7°Cであったことから、この間集中流下した河水による閉塞が継続していたといえる。

5.7.2. 気温と積雪深の関係

2010年2月26日に、一級河川渚滑川で発生したアイスジャム現象において、直前にプラスの気温が続いていたことが報告されている³⁻¹¹⁾。この現象は融雪期の前に起きており、アイスジャム発生前の河道は結氷し、河道内には多くの河氷が存在していた。すなわち、河氷の供給源となる積雪が多く存在する状況でプラスの気温が続いていたこととなる。そこで、2003年から2013年までの11ヶ年における4月上旬(4月1日から4月10日)の気温と積雪深の関係について検討した。図-5-26は横軸に日平均積雪深の積算値(cm・day)、縦軸にプラスの日平均気温の積算値(°C・day)を示した。図から2013年は11ヶ年平均と比べて気温が平均よりも高く、なおかつ、積雪深が2番目に多い。

5.8. 要因分析及び考察

次に、急激なダム流入量の変化が河水の集中流下の発生によるものかどうか、融雪を考慮した既往の流出解析モデルを用いて流出計算を行い、観測されたハイドログラフとの違いを比較検証した。

5.8.1. 流域平均融雪量

融雪期のダム湖への流入量を求める。取水ダムの流域面積は126km²である。流域平均の融雪量と降水量を入力値として、融雪流出計算を実施した。

融雪量の算出は、式(5-10)に示す気温を独立変数とする融雪係数法⁵⁻¹¹⁾を用いた。この方法は気温のみから融雪量を計算するため、精度は高くないがこのダム流域のように気象観測項目が少ない地点においては有効である。

$$M = k_m(T - T_0) \quad (5-10)$$

$$M = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s \quad (5-11)$$

$$\bar{z} = \frac{\sum(z_i A_i)}{A} \quad (5-12) \quad \bar{T} = T' - \lambda(\bar{z} - z') \quad (5-13)$$

ここで、 M [mm/hour] : 融雪量、 k_m [mm/hour/°C] : 融雪係数、 T [°C] : 時刻気温、 T_0 [°C] : 融雪が起こり得る対象期間中の最低時刻気温である。観測データは、積雪深が減少しはじめた2013年3月31日1時から4月14日24時までの期間とし、取水ダム地点の1時間毎のデータを用いた。 T_0 は小島ら⁵⁻¹²⁾に従い $T_0 = 0^\circ\text{C}$ とした。 k_m については式(5-11)をもとに融雪量 M を算出して求めた。

ここで、 h_s [mm/hour]は観測された積雪深の差を与え、雪の密度 ρ_s [kg/m³]は新目、山下⁵⁻¹³⁾に従い融雪期の値である500kg/m³、水の密度 ρ_w [kg/m³]は1,000kg/m³とした。

次に、算出した融雪量 M と観測値の時刻気温 T を式(5-10)に代入して、1時間毎に k_m を求め、その平均値0.27を得た。

さらに、流域平均融雪量を算出するため、国土地理院が公開している基盤地図情報⁵⁻¹⁴⁾(2009年の1/25,000地形図の等高線データ等を基に作成された数値標高モデル(DEM))10mメッシュ標高点を基に式(5-12)から流域平均標高を求めた。ここで、 \bar{z} [m] : 流域平均標高、 z_i [m] : 標高、 A_i [m²] : 標高 z_i の流域面積、 A [m²] : 流域面積である。式(5-12)から、平均標高740.6mが得られた。次に、式(5-13)から気温の標高補正を行った。ここで、 \bar{T} [°C] : 流域平均気温、 T' [°C] : 観測地点の気温、 λ [°C/m] : 気温減率で0.006を与えた。 z' [m] : 観測地点の標高とした。取水ダム地点の標高は343.0mである。式(5-13)から得られた流域平均気温 \bar{T} を、式(5-10)の T に代入して流域平均融雪量を算出した。

5.8.2. 融雪を考慮した流出計算による検証

計算期間は2013年4月4日1時から4月14日24時の240時間とした。流出計算は、式(5-10)から算出した流域平均融雪量と流域内で観測されている降水量を足した値を入力値として、星ら⁵⁻¹⁵⁾の損失項を含む貯留関数法(1段タンク型貯留関数モデル:単流域解析)を用いた。ここで降水の雨雪判別は、近藤ら⁵⁻¹⁰⁾に従い、時刻気温 $T > 1.8^\circ\text{C}$ の場合を雨とした。流出計算で最適化されたモデル定数を表-5-2に示す。C1はハイドロ形、C2はピーク時期、C3は流出率に関する値である。

流入量の観測値と計算値について比較するため、取

水ダムと隣接する導水ダムを図-5-27に示す。ここで流入量の観測値とは、式(5-14)によって求められる値である。

$$Q = (V + q) / t \quad (5-14)$$

Q [m³/s] : 流入量、 V [m³] : 単位時間に増減した貯留量、 q [m³] : 単位時間内の積算全放流量、 t : 単位時間 [s] である。なお、 V はあらかじめ H [m] : 貯水位との関係で作成しておいた H - V 曲線から求めておく。流入量が急激に変化した取水ダムでは、特にハイドロ立ち上がり及びピーク付近で観測値と計算値が一致していない。このことは、ハイドロ立ち上がりにおいて、流入が何らかの要因で遅れ、その後ピーク付近で集中的に流出するといった、通常の融雪とは異なる現象が起きた可能性を示唆している。対照的に流入量に急激な変化が無かった導水ダムでは、計算値は観測値を良く再現している。融雪を考慮した取水ダム計算流入量と観測流入量との較差をみると、ハイドロ立ち上がり部分において、4月6日21時(69時間目)から4月7日13時(85時間目)の16時間での流入量の較差は、541千m³である。一方、ハイドロのピーク付近において、4月7日14時(86時間目)から4月7日21時(93時間目)の7時間において526千m³に達している。

このことは、ハイドロ立ち上がり付近で、河水により河道が閉塞されていたものが急激に壊れて流量を集中的に増加させた可能性を示唆している。

5.8.3. 取水ダム貯水池の堆砂の特性

取水ダムの取水口前面の河床高の変化を図-5-28に示す。取水口の標高はE.L.332.50mである。取水ダムでは取水口の維持管理のため、年1回取水口から上流側で河道掘削を行っているが、それでも取水口前面の河床高は上昇傾向にあることがわかる。2012年8月と2013年5月を比較すると70cm程度上昇している。

5.8.4. 取水ダムの流入河川の河道特性

流入河川の冬期の縦断的な河床高と川幅について考察する。ここで横断測量データがないことから、前出のDEMを用い、200mピッチで河床高を読み取る。次に不等流計算を行い、川幅を求める。下流端水位の境界条件として冬期間の平均貯水位 $H=334.5$ m を与える。流量は冬期の貯水位運用を開始した2012年12月9日1時から日平均気温がマイナスからプラスに転じた2013年4月3日24時までの流量観測資料を基に、流入河川が下流の支川と合流する地点までのダム流域面積に対する流域面積率56%を乗じて Q [m³/s] : 流量 1m³/s を与える。この結果を図-5-29に示す。なお、

2012年12月に実施された堆砂測量結果⁵⁻¹⁶⁾から求めた平均河床高も併記した。河床勾配を見ると落差工(KP1.42)を境に上流は急勾配で下流はほぼ平坦である。川幅は落差工で一旦広がった後、取水口で狭くなっている。吉川ら⁵⁻¹⁷⁾は天塩川の現地観測から河川結氷と河道特性との定性的な関係として、蛇行部などで緩勾配となる区間では流速が遅いため、上流から流下する河水が滞留および閉塞しやすいとしている。落差工の直下流では、河道が大きく蛇行し、川幅が狭まり、河床勾配がほぼ平坦となっていることから河水が滞留しやすい条件となっていたと考えられた。

表-5-2 流出計算のモデル定数

ダム	流域面積 (km ²)	C1	C2	C3
取水ダム	126.0	12.513	0.3014	1.0000
導水ダム	151.2	8.7216	0.2605	1.0000

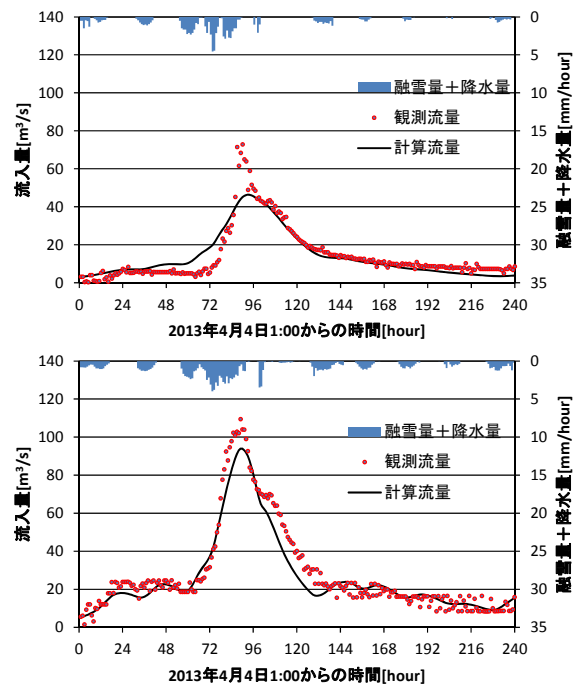


図-5-27 ダムへの流入量の観測値と計算値
上：取水ダム、下：導水ダム

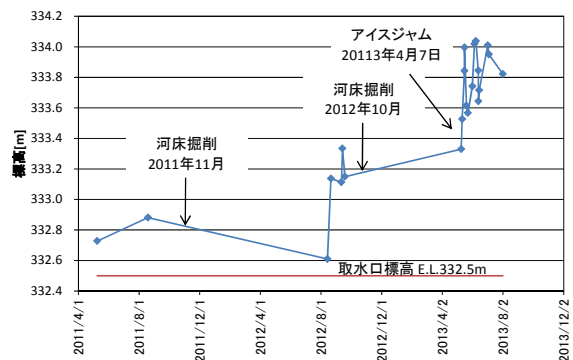


図-5-28 取水口前面の河床高経年変化図

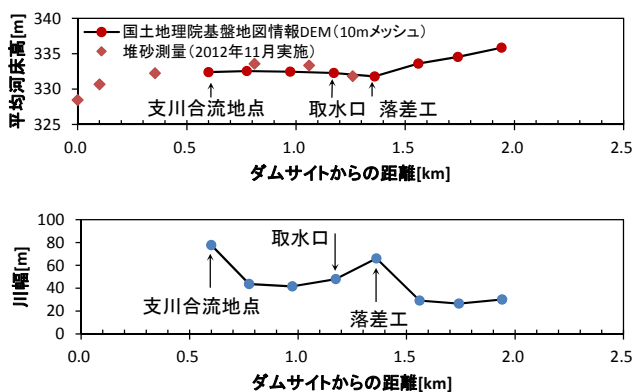


図-5-29 流入河川流域の縦断的な河床高と川幅

5.8.5. 氷板厚の推定

取水ダムでは、水位が低下した4月10日に取水口周辺の現地踏査を実施している。この踏査では図-5-23(1)(2)に示す取水口上流約100m付近の河岸において河氷が融解していたことが確認されている。流入河川の全面結氷時の氷板厚は観測されていないが、隣接する導水ダム湖上流域での氷板厚は15cm~20cm程度である。吉川ら²⁻¹²⁾は気温データのみから水温を計算し氷板の厚さを求める実用的な氷板厚計算式を開発しており、この関係式を用いて結氷初期および解氷期の予測を試みる。吉川らの式を以下に示す。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (5-15)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (5-16)$$

$$h_w = \left(n_b \frac{Q}{B(I_b)^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (5-17)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (5-18) \quad u_w = \frac{Q}{B h_w} \quad (5-19)$$

$$T_w = \frac{T_a}{1+\gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1+\gamma} \quad (5-20) \quad \gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{(1-N) h_{wa} \Delta t} \quad (5-21)$$

ここで、 h_i [m]: 氷板厚、 h'_i [m] は Δt 前の氷板厚、 T_a [°C]: 気温、 T_w [°C]: 水温、 h_w [m]: 有効水深、 I_b [無次元]: 河床勾配、 B [m]: 川幅、 u_w [m/s]: 平均流速、 T'_w [°C] は Δt 前の水温、 ρ_w [kg/m³]: 水の密度で 999.84、 C_p [J/kg°C]: 水の比熱で 4200、 n_b [s/m^{1/3}]: 河床粗度係数 0.03、 h_{wa} [m]: 水面の熱交換係数で 20 を与えた。 N : 無次元横断結氷比で川幅に対する結氷幅の割合であり $0 \leq N \leq 1$ である。また計算期間の代表流量として4章4節で与えた流入河川の Q [m³/s]: 流量 1 m³/s とした。また計算に用いる川幅も同様に4章4節で用いたDEMの横断データを用い、

この期間の平均貯水位 $H=334.5m$ を基に B [m]: 川幅 44.38m を得た。河床勾配も4章4節で求めた平均河床高をもとに I_b [無次元]: 河床勾配 1/1500 を与えた。ここで、 N の範囲を規定するために氷板厚の最大値を与える必要があるが、流入河川の氷板厚の観測値がないので導水ダム湖の氷板厚と同じと仮定し、 $h_{i \max} = 0.2m$ の場合は全面結氷したと仮定して $N = 0.99$ とした。取水口 (KP1.2) における水温および氷板厚の計算値を図-5-30に示す。なお、計算を安定させるため計算期間は2013年11月1日1時から2013年4月30日1時までの180日間とし、プラスの気温から計算した。

氷板厚に着目すると3月17日(136日目)に最大 $h_i = 0.42m$ となり、4月1日(151日目)から急激に小さくなっており4月7日(157日目)にはゼロに近づいている。現地の写真からも4月11日(161日目)には河氷が無くなっており、計算結果とほぼ一致している。4月7日(157日目)の氷板の集中流下は、氷板が短期間に急激に解氷する過程において発生したと推察される。

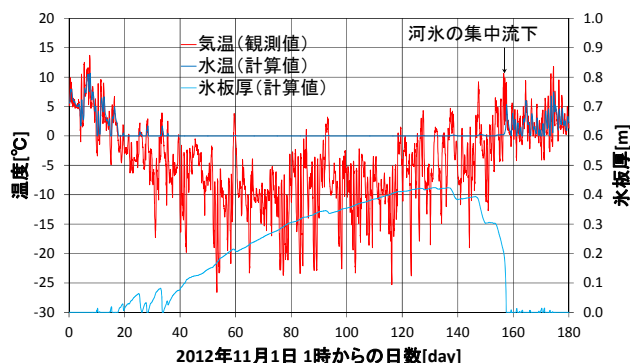


図-5-30 取水口の水温ならびに氷板厚の計算値

5.9. 本章のまとめ②

2013年4月7日に取水ダム取水口において河氷の集中流下による流入量の急激な変化が観測された。この現象について気象および河道特性を踏まえ検討した結果、明らかとなったことを以下に示す。

1) 気象

過去11年間で4月上旬の積雪深が2番目に多く、河氷に供給される積雪量が多かったこと。2013年4月上旬の気温は11ヶ年で比較すると平年より高めに推移しており、このことが水温の変化に影響を及ぼし、河氷の融解を急激に促進した。また、4月7日~8日の集中的な降雨も融解の促進と流量の増加を促し、氷板を破壊して河氷の集中流下を発生させた要因と考えられた。さらに、河氷の集中流下後に低い気温が継続していること

から、流下した河氷がすぐに融解されずに滞留し続け、およそ4日後に解氷に至ったと推察された。

2) 河道特性

取水口周辺は近年河床高が上昇傾向にあり、河床勾配が緩く、水深が浅くなっており、河氷が滞留、閉塞しやすい条件下であったことが示唆された。

3) 河氷の集中流下の検証

損失項を含む貯留関数法を用い、観測値および計算値を基に解析を行った結果、河氷の集中流下に伴う増水規模として500千 m^3 のオーダーと見積もられた。

気温データのみから氷板厚を求めた結果、氷板厚が減少し始めてから消失するまでの10日間に河氷の集中流下が発生した。気温と氷板厚を的確に現地で観測するとともに、融雪期の気温を週間天気予報などで推定し、氷板厚をシミュレーションモデルにより推定することで積雪寒冷地の河川およびダムの防災管理に役立つことが示唆された。

吉川ら⁵⁻¹⁸⁾によれば2003年4月17日に北海道北部に位置する朱鞠内湖（雨竜第一ダム）において、わずか1～2時間でダムの設計洪水量に達する急激な増水が観測されたと報告されている。本報告は2013年と同様な気象パターンには注意が必要であることを示唆しており、対策を進めるうえで有意義な知見が得られた。

氷板厚の予測式を用いて河川の結氷初期及び解消期、ダムにおける河氷の融解による増水について評価し、解氷現象と気象条件の明らかにし、河川結氷時の河川工事の結氷対策に資する技術の提案を行った。

6. 結論

本研究は、河川結氷災害の現象の解明及び災害対策技術を開発するために、現地観測、水理実験、数値計算を行った。河川結氷災害として、春先の解氷や初冬の晶氷の流下に伴うアイスジャム現象ならびに河川結氷時の河川津波に伴うアイスジャム現象の2つの現象に着目して検討した結果、得られた主な知見は以下の7点である。

現地観測から以下のことが明らかとなった。

天塩川における定点観測の結果、結氷初期と解氷期において気温と水温の変化並びに結氷の関係を明らかにした。

ダム流域で春先に発生したアイスジャム現象について気象および河道特性を踏まえて調査した結果、気温、降雨、積雪などが相互に作用することで、アイスジャムが発生しやすくなることが示唆された。また、河床

勾配、川幅、水深の変化が河氷の堆積、滞留に影響を与えることも示唆された。

水理実験から以下のことが明らかとなった。

アイスジャムの発端となる解氷を引き起こす要因の一つとして、水位の急激な上昇が推定された。また、水位が急激に上昇することにより、流水が氷の上を流れ氷が不安定となり、氷が分断されて解氷に至り、解氷した氷が狭窄部で滞留し、アイスジャムが発生することを確認した。

河道形状や氷板のスケールの違いが氷板の流れに影響を及ぼし、アイスジャムの発生要因の一つであることを確認した。さらに氷板のフルード数によって、アイスジャムの発生する可能性を評価できることを明らかにした。氷板のフルード数を実河川に適用し、晶氷によるアイスジャムの発生する箇所を抽出した。

数値計算から以下のことが明らかとなった。

河川結氷時の河川津波に伴うアイスジャム現象については、河氷変動計算モデルを構築し、河川津波に伴い発生した北海道鶴川のアイスジャムの水位変動の再現計算を行い、アイスジャムの発生箇所およびその挙動を明らかにした。

気温を入力値として氷板厚の計算を行い、氷板厚を精度よく再現した。また、積雪深と併せて評価することで、結氷日ならびに解氷日の発端を推定できることを明らかにした。さらに、氷板厚の減少とアイスジャムの発生に関係があることを明らかにした。

研究フィールドとして選定した特定の場所（オソベツ川）において、アイスジャムの発生時期を概ね再現できる数値計算モデルを開発した。本数値計算モデルで計算した晶氷発生時期は、平成26年度の現地観測で得られた晶氷発生時期と一致した。

これらの知見をもとに以下の技術提案を行った。

- ・アイスジャム発生現象を対象とした1次元河氷変動計算モデルの開発
- ・アイスジャムの発生条件となる水理的指標を同定し、アイスジャムの抑制に資する評価技術として提案。
- ・河氷の破壊・輸送・堆積を考慮した河氷変動計算モデルを構築し、河川結氷時の津波の対策技術として提案。
- ・氷板厚の予測式を用いて解氷現象と気象条件の関係を明らかにし、河川結氷時の河川工事の結氷対策に資する技術として提案。

謝辞

本研究の実施に当たり、北見工業大学社会環境工学科助教吉川泰弘、旭川開発建設部、網走開発建設部をはじめとする関係各位に多大な協力をいただいている。記して謝意を表するものである。

参考文献

- 2-1) 原文宏, 佐伯浩, 今泉彰, 大久保周一朗: アイスジャム発生による流量の急変, 第 10 回寒地技術シンポジウム, pp.462-470, 1994.
- 2-2) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 2010 年 2 月に渚滑川で発生したアイスジャムに関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.353-358, 2011.
- 2-3) Beltaos, S.: Progress in the study and management of river ice jams, Cold Regions Science and Technology, 51, pp.2-19, 2008.
- 2-4) Beltaos, S., Burrell, B. C.: Ice-jam model testing: Matapedia River case studies, 1994 and 1995, Cold Regions Science and Technology, 60, pp.29-39, 2010.
- 2-5) She, Y., Hicks, F., Steffler, P., Healy, D.: Constitutive model for internal resistance of moving ice accumulations and Eulerian implementation for river ice jam formation, Cold Regions Science and Technology, 55, pp.286-294, 2009.
- 2-6) Carson, R., Groeneveld, J., Healy, D., She, Y., Malenchak, J., Morris, M., Saucet, J. P., Kolerski, T., Shen, H. T.: Tests of Numerical Models of Ice Jams - Phase 3, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, 2007.
- 2-7) 吉川泰弘, 阿部孝章, 平井康幸: 河川津波に伴い発生した北海道鶴川のアイスジャム再現計算, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.I 416-I 420, 2012.
- 2-8) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 北海道太平洋岸地域で発生した河川津波に伴う漂流氷板の寸法計測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.I 1436-I 1440, 2012.
- 2-9) 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, 土木学会, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.1075-1080, 2010.
- 2-10) Shen, H. T., Shen, H., Tsai, S. M.: Dynamic transport of river ice, Journal of Hydraulic Research, 28, pp.659-671, 1990.
- 2-11) 吉川泰弘, 渡邊康玄: 渚滑川と湧別川における晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の一考察, 寒地土木研究所月報, No.668, 2009.
- 2-12) 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.
- 2-13) 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.
- 2-14) 高橋保, 中川一, 里深好文, 王浩民: 格子型砂防ダムの閉塞モデル, 京都大学防災研究所年報, 第 43 号(B-2), pp.287-294, 2000.
- 2-15) 榎国夫, 国松靖, 佐伯浩: 橋脚による氷盤の arch 形成条件に関する実験的研究, 土木学会, 水工学論文集, 第 36 巻, pp.299-304, 1992.
- 3-1) 伊藤丹, 吉川泰弘, 黒田保孝, 村瀬竜也: ダム上流域で発生した河水の集中流下による取水障害要因の検証, 寒地土木研究所月報, No.731, pp.16-24, 2014.
- 3-2) 吉川泰弘, 阿部孝章, 平井康幸: 河川津波に伴い発生した北海道鶴川のアイスジャム再現計算, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.I 416-I 420, 2012.
- 3-3) 原文宏, 河合孝治, 木岡信治, 佐伯浩, 今泉彰: 発寒川のアイスジャム発生に関する現地調査と模型試験結果の比較, 第 11 回寒地技術シンポジウム, pp.177-182, 1995.
- 3-4) 伊藤丹, 黒田保孝, 吉川泰弘, 結城憲明: 天塩川における結氷初期と解氷期に関する現地観測, 寒地土木研究所月報, No.723, pp.2-10, 2013.
- 3-5) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 河川解氷時の河水の破壊と流下に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.67, No.4, pp.I 1075-I 1080, 2011.
- 3-6) iRIC ホームページ: <http://i-ric.org/ja/index.html> (参照日 2015 年 5 月 26 日)
- 3-7) 吉川泰弘, 阿部孝章, 渡邊康玄, 伊藤丹: 1 次元混合氷径河氷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, 水工学論文集, 第 58 巻, pp.I-679-684, 2014.
- 3-8) 田村正秀, 木下正暢, 浜口憲一郎, 阿部康紀: 護岸ブロックの形状と抗力・揚力特性について, 流体力の評価とその応用に関するシンポジウム, 第 2 回, pp.1-8, 2003.
- 3-9) 入交泰文, 吉川泰弘, 黒田保孝: 天塩川水系名寄川真勲別頭首工における晶氷の発生について, 第 58 回(平成 26 年度)北海道開発技術研究発表会, 2015.
- 3-10) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 渚滑川のアイスジャムに関する現地観測, 寒地土木研究所月報, No.701, pp.2-9, 2011.
- 3-11) Shahramanjan M. A.: Ice Jams forecast and technologies of their destruction on the rivers of the Russian Federation, International Association of Hydraulic Engineering and Research, International

- Symposium on Ice, 17th, pp.XXV II-XL II, 2004.
- 3-12)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, 水工学論文集, Vol.59, pp.I_1327-1332, 2015.
- 3-13)吉川泰弘, 黒田保孝, 伊藤丹, 渡邊康玄: 結氷河川における河道形状を考慮したアイスジャム発生条件に関する研究, 河川技術論文集第 20 巻, pp.241-246, 2014.
- 3-14)松澤勝, 金子学, 伊東靖彦, 上田真代, 武知洋太: 風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察, 第 26 回寒地技術シンポジウム, pp.45-48, 2010.
- 3-15)竹内政夫: 降雪時の高い地吹雪の発生臨界風速, 昭和 61 年度日本雪氷学会全国大会予稿集, p.252, 1986.
- 3-16)武知洋太, 中村浩, 松澤勝, 川中敏朗: 地吹雪発生時の気象条件に関する一考察, 雪氷研究大会講演要旨集 2010(0), pp.216-216, 2010.
- 3-17)近藤純正ホームページ, URL: <http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke01.html>(参照日 2015 年 7 月 2 日)
- 3-18)谷瀬敦, 山下彰司: 積雪重量計を用いた積雪層の観測について, 水工学論文集, 第 51 巻, pp.355-360, 2007.
- 3-19)清原正道: アンカーアイスの形態と発生条件について, 第 11 回寒地技術シンポジウム, pp.159-163, 1995.
- 3-20) 河川 シミュレーションソフト iRIC , URL:<http://iric.org/ja/>(参照日 2015 年 5 月 26 日)
- 3-21)北島笙子, 吉川泰弘, 黒田保孝: 河道狭窄部がアイスジャム発生条件に与える影響, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 71 号, 2014.
- 4-1) 久保義光: 氷工学序説, 氷工学刊行会, p.40, 1980.
- 4-2) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 結氷時河川津波による漂流氷板の衝突力評価に関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 18 巻, pp.411-416, 2012.
- 5-1)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, 土木学会, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.1075-1080, 2010.
- 5-2)宇佐美宜拓, 吉田剛, 山下俊彦: 寒冷地河川で発生する晶氷に関する現地観測, 土木学会, 水工学論文集, 第 52 巻, pp.499-504, 2008.
- 5-3)吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 清治真人: 氷板下における晶氷厚の連続測定, 土木学会, 水工学論文集, 第 53 巻, pp.1027-1032, 2009.
- 5-4)橋場雅弘, 吉川泰弘: 天塩川における河川解氷時の河氷の挙動に関する現地観測, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.365-pp.370, 2011.
- 5-5)吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 寒地河川における河氷変動と水位変化に関する研究, 河川技術論文集, 第 16 巻, pp.247-252, 2010.
- 5-6)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.I_697-I_702, 2013.
- 5-7)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.
- 5-8)吉川泰弘, 渡邊康玄: 渚滑川と湧別川における晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の一考察, 寒地土木研究所月報, No.668, pp.20-30, 2009.
- 5-9)札幌管区气象台: 平成 25 年 4 月 7 日から 8 日の暴風と大雨及び融雪に関する気象速報,
<http://www.jma-net.go.jp/sapporo/index.html>
- 5-10)近藤純正, 本谷研, 松島大: 新パケツモデルを用いた流域の土壌水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究, 天気, 42, pp.11-21, 1995.
- 5-11) IAHR , Section on Ice Problems : MULTILINGUAL ICE TERMINOLOGY , ADDENDUM I , Research Center for Water Resources Budapest , 1980.
- 5-12)小島賢治, 本山秀明, 山田芳則: 気温等単純な気象要素による融雪予測について, 低温科学物理篇, 42, pp.101-110, 1983.
- 5-13)新目竜一, 山下彰司: 積雪重量計を用いた冬季水文観測について, 土木学会, 水工学論文集, 第 52 巻, pp.493-498, 2008.
- 5-14)国土地理院基盤地図情報サイト:
<http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>
- 5-15)北海道開発土木研究所, 北海道河川防災研究センター: 対話式洪水流出計算マニュアル, 第 2 版, 2005.
- 5-16)平成 24 年度桂沢ダム堆砂測量外業務報告書: 北海道開発局札幌開発建設部岩見沢河川事務所, 2013.
- 5-17)吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 寒地河川における河氷変動と水位変化に関する研究, 河川技術論文集, 第 16 巻, pp.247-252, 2010.
- 5-18)吉川泰弘, 秋山泰祐, 山田知充, 巖倉啓子: アイスダム決壊によるダム湖の流入流量の急激な増水, 寒地土木研究所月報, No.689, pp.13-16, 2010.

ELUCIDATION OF RIVER-ICE HAZARDS AND DEVELOPMENT OF THEIR COUNTERMEASURES

Budget : Grants for operating expenses

General account

Research Period : 2011-2015

Research Team : River Engineering Research Team

Cold-Region Technology Promotion
Division

Author : FUNAKI Jyungo

KURODA Yasutaka

ABE Takaaki

SATO Yoshiaki

TANAKA Tadahiko

TOYABE Toshihito

Abstract : The tsunami of 2011 Tohoku Pacific-Coast Earthquake broke river-ice, and generated ice jam in Hokkaido, Japan. This study aimed to clarify the phenomenon of ice jam generated by tsunami in ice covered river. We built the river-ice calculation model. In order to check the accuracy of this calculation model, we conducted ice jam experiment and a calculation value reproduced an experiment value. We understood that it was important to set up “the conditions to generate of ice jam” and “the allowable stress of river-ice” appropriately in this calculation model. This following phenomenon was found by Simulation of Ice Jam. At the time of tsunami intrusion to ice-covered river, River-ice was destroyed and moved to the upstream. River-ice was deposited in narrow river-width. Ice jam was generated at this point. Mountain snowmelt in combination with rainfall substantially increased the water inflow. Thereby, the water intake of the dam got blocked with the intensive flow of river ice. The failures occurred in intake of the water as a consequence of it. This study analyzed factors in this phenomenon toward preventing such water intake difficulties and performing safe dam maintenance in winter. We performed a site investigation immediately after the phenomenon occurred, and we confirmed that ice cover on the river had broken on the upstream side of the intake ("the upstream"). The upstream water had been frozen over before the phenomenon occurred. From this, we understood that the ice had melted, broken and flowed downstream from there. We also analyzed the data on temperature and snow depth at the site, as well as on the water discharge at the river channel, and we estimated that the meteorological and river course characteristics of the river resulted in the intensive outflow of broken river ice. Furthermore, we calculated how ice sheet thickness varied from when it formed to when it melted by using the data on temperature to examine the relationship between the decrease in ice sheet thickness and the intensive flow of ice. This study aims to clarify the mechanism of ice jams on ice-covered rivers. We focused on the phenomenon whereby river ice of various sizes accumulates in narrow spaces over rivers. Before conducting an ice jam hydraulic experiment, we developed a calculation model for the occurrence of ice jams formed from river ice of mixed sizes under one-dimensional unsteady flow. The occurrence of ice jam was found to depend on the ratio of river width to ice size. The calculation model created in this study was found to be able to reproduce the water level of the ice jam experiment. In this study, field observation was carried out on northern Hokkaido's Teshio River from December 2010 to March 2011 to clarify the phenomena observed at the beginning of freeze-up and the beginning of break-up. The relationship between the hydraulic characteristics and climatic conditions observed at these times were discussed based on the data collected. The results showed that ice was present in the river because the air temperature decreased and the water temperature reached zero degrees at

the initial stage of the beginning of freeze-up. In addition, river ice stayed for short periods at low-velocity points such as meanders, and the water level rose approximately 3 m in four days. The water temperature fell to zero degrees at the beginning of freeze-up, and was seen to rise at the beginning of break-up. The water temperature was calculated from the air temperature to support prediction of the beginning of freeze-up and the beginning of break-up. The close correspondence between the calculated water temperature values and the observed values indicated the feasibility of predicting the beginning of freeze-up and the beginning of break-up based on air temperature.

Key words : Ice-covered river, Water intake difficulty, Intensive flow of river ice, Snowmelt, Ice jam, Calculation, Ice jam experiment, Observation, Teshio river, Hokkaido, Tsunami, Frazil slush, Froude number of river ice