

河川解氷時の河氷の破壊と流下に関する研究

A STUDY OF ICE BREAK AND ICE FLOW DURING RIVER ICE BREAKUP

吉川 泰弘¹・渡邊 康玄²・早川 博²・平井 康幸³

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

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

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

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

It is important to clarify the formation, break and flow of river ice on frozen rivers. The aim of this study is to clarify ice break and flow phenomena during river ice breakup, as these phenomena are the initial stages of ice jam. With regard to the break of river ice, we developed a method of judging ice break by comparing the stress caused by the flowing water and flowing ice, and the allowable bending stress of the river ice. The ice flow is expressed using the continuity equation that considers the change in amount of ice, and the equation of motion that considers the effect of the flowing water. This one-dimensional mathematical model showed that although there is a problem with the reproducibility of ice jam, it is possible to reproduce ice break and flow phenomena by comparing the freezing conditions from the results of the calculations, with those of aerial images of the actual river.

Key Words: Frozen Rivers, Mathematical Model, River Ice Breakup, River Ice Flow

1. はじめに

寒冷地に位置する河川では、気温の低下および流速の減少によって河道内に河氷が形成され、春先になると、気温の上昇および流速の増加によって河氷は融解および破壊されて下流へと流下し解氷に至る。下流へと流下する河氷が蛇行部や橋脚箇所、狭窄部で滞留し河道を閉塞させると、水位の急激な上昇を引き起こす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、我が国においてもアイスジャムによる人的被害¹⁾や水位の急激な上昇²⁾が報告されている。

アイスジャムの対策を講ずるためには、河氷の形成と融解、河氷の流下と滞留、流水および河氷相互間の衝突による破壊という熱力学、水理学、構造力学等の分野を含む多岐に渡る現象を明らかにすることが求められている。これらの現象について Shen³⁾ はフロー図で整理している。これらの現象を解明するために、現在、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おり、最新の研究において、Beltraos ら⁴⁾ は、アイスジャムの縦断方向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。Carson⁶⁾ 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。このように、現地観測、水理実験を基にした数値計算モデルの研究開発が進められている。

アイスジャムの初動である河川解氷時の現象について着目すると、Shen³⁾ は、流量変化が小さい場合は河氷の融解が支配的となる“Thermal Meltout”，流量変化が急激な場合は河氷の破壊が支配的となる“Mechanical Break-up”の2つの現象に区分できている。“Thermal Meltout”について、吉川⁷⁾ らは熱力学のアプローチにより現象を説明可能であることを示している。“Mechanical Break-up”について、Ashoton⁸⁾ は河氷が流下するか留まるかの河氷の安定性を、流速と水深、河氷厚を用いて評価しており有益な知見が得られている。しかし実現象として、河氷の安定は流水の影響のみではなく、上流から流下する河氷の有無によっても影響を受けると考えられるが、河氷の流下による河氷相互間の衝突破壊についての研究は十分には行われていない。

本研究は、アイスジャムの初動である河川解氷時の河氷の破壊と流下現象を明らかにすることを目的に、構造力学のアプローチによって河氷破壊をモデル化した1次元河氷変動計算モデルを構築し、この計算結果と実河川での上空撮影による結氷状況との比較から現象の解明を試みた。

2. 1次元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、河氷の流れ、河川水温、氷板の形成融解、河氷の破壊に関する計算で構成されている。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流下する河水（破壊された氷板を含む）に区分している．なお、気温低下および降雪による晶氷の発生、晶氷の氷化および融解、河道内の橋脚は考慮していない．

(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、河水破壊による流下する河水流量の増減については連続の式で考慮した．計算方法は、従属変数を空間的に千鳥状 (staggered) に配置して、時間的に蛙飛び (leap-frog) に進める陽的な差分式で行った．

河川水における連続の式は式 (1)、運動の方程式は式 (2)、河水における連続の式は式 (3)、運動の方程式は式 (4) で表した．

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

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

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

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

$A[\text{m}^2]$: 河川水の流積、流れている河水面積および氷板面積、 $Q[\text{m}^3/\text{s}]$: 流量および河水流量、 $z[\text{m}]$: 河床高、 $h[\text{m}]$: 厚さ、 $n[\frac{\text{s}}{\text{m}^{1/3}}]$: Manning の粗度係数、 $u[\text{m/s}]$: 河川縦断方向の速さ、 $S[\text{m}]$: 潤辺、 $R[\text{m}]$: 径深、 $\rho_w[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$: 水の密度で 999.8 を与え、 $\rho_i[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$: 氷の密度で 917.4 を与えた． $t[\text{sec}]$: 時間、 $x[\text{m}]$: 距離、 $g[\text{m/s}^2]$: 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) は流れている河水に関する値であり、 i (ice) は河水に関する値で、 $h_i = h_{is} + h_{if}$ とした．

河床の Manning の粗度係数 n_b は、水深と河床材料を従属変数とする式 (5) に示す Limerinos 型 Bray の式⁹⁾を用いた． $d_{84}[\text{mm}]$: 84% 粒径は、河床材料調査の最大粒径を与えた．

$$n_b = \frac{h_w^{1/6}}{9.66 + 19.5 \log(\frac{h_w}{d_{84}})} \quad (5)$$

河水の Manning の粗度係数 n_i は、河床と河水の合成粗度係数 n_o と河床の粗度係数 n_b を用いて、Sabaneev の式 (6) を用いて算出した．

$$n_i = \left(2n_o^{3/2} - n_b^{3/2} \right)^{2/3} \quad (6)$$

河床と河水の合成粗度係数 n_o は、流速係数 ϕ [無次元] を用いて式 (7) とし、 ϕ は吉川ら¹⁰⁾ の式 (8) を用いた．なお、本研究における式 (8) の適用条件は $40\text{cm} \leq (h_{is} + h_{if})$ とし、適用範囲を $3 < \phi < 30$ とした．

$$n_o = \frac{R^{1/6}}{\phi \sqrt{g}} \quad (7)$$

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} T_e^{0.5}} \quad (8)$$

$$C_o = 0.154 + 0.005 \text{ days} \quad (9)$$

$R[\text{m}]$: 結氷時の流積全体の径深、 T_e [無次元]: エネルギー勾配、 $C_o[\text{m}^{1/4}]$ は河水底面が流水により融解されて滑らかになることによる粗度の減少の程度を表しており、 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 と河水の影響を受ける径深 R_i の計算は、河床と河水の粗度係数比および流速差を考慮した式 (10)、(11)、(12) に示す Shen の式¹¹⁾を用いた．

$$R_w = \frac{1}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{B + 2 h_w} \quad (10)$$

$$R_i = \frac{\alpha_i}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{N B} \quad (11)$$

$$\alpha_i = \left(\frac{n_i^2}{n_b^2} \frac{N(u_w - u_i)^2}{u_w^2} \right)^{3/4} \frac{B}{B + 2 h_w} \quad (12)$$

$$N = \frac{h_{ia} + h_{if}}{h_{io}} \quad (13)$$

$B[\text{m}]$: 川幅、 N [無次元]: 横断結氷比で川幅に対する河水幅の割合である．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、鉛直方向の河水厚から横断方向の河水幅を推定する必要がある．既往研究¹²⁾において鉛直方向に河水面積が増加すると、横断方向に河水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、 $h_{io}[\text{m}]$: 水面が全て河水で覆われる場合の平均河水厚として、式 (13) より横断結氷比を算出した．なお、本研究では h_{io} は 40cm とした．

(2) 河川水温計算

本研究の 1 次元河川水温計算式¹³⁾は、横断結氷比 N を用いて大気と河川水、河水と河川水との熱収支変化を考慮している式 (14) を用いた．

$$\begin{aligned} \frac{\partial (A_w \rho_w C_p T_w)}{\partial t} + \frac{\partial (Q_w \rho_w C_p T_w)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_w E_x \rho_w C_p \frac{T_w}{\partial x} \right) \\ - (1 - N) B \phi_{wa} - N B \phi_{wi} \end{aligned} \quad (14)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (T'_w - T_a) \quad (15)$$

$$\phi_{wi} = C_{wi} \frac{u_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T'_w - T_f) \quad (16)$$

$T_w[]$: 水温, $C_p[\frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{°C}}]$: 水の比熱で 4.2 を, $E_x[\frac{\text{m}^2}{\text{s}}]$: 拡散係数で 0.001 を与えた. $\phi_{wa}, \phi_w[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}]$: 大気と河川水, 河水と河川水との間における単位面積当たりの熱量, $h_{wa}[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}]$: 水面の熱交換係数で 20 を, $C_{wi}[\frac{\text{W} \cdot \text{s}^{0.8}}{\text{m}^{2.6}}]$ は 1622 を, $T_f[]$: 河氷底面の温度であり 0 を与えた. $T'_w[]$: Δt 後の水温で未知数として扱った.

(3) 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¹⁴⁾の式 (17) を用いた.

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

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

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

$h_{is}[\text{m}]$: 氷板厚, $h'_{is}[\text{m}]$ は Δt 前の氷板厚, $T_a[]$: 気温, $I_b[\text{無次元}]$: 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, $h'_{is}[\text{m}]$ の初期条件は 1mm とした. α 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, β 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¹⁵⁾から得られた式 (18) を用いて算出し, その値を $\alpha_{i+0} = (\alpha_{i-2} + 2\alpha_{i-1} + 3\alpha_i + 2\alpha_{i+1} + \alpha_{i+2})/9$ として加重平均して値を得た. 係数 β は, 式 (19) から計算される u_w および h_w を用いて値を得た.

(4) 河氷破壊条件

本研究における破壊される河氷は以下のように扱った. 河氷破壊の概念図を図-1 に示す. 破壊される河氷は, その上流に河氷が存在せず, 上流からの流水と河氷の影響を受けるものとした. 河氷が受ける荷重については, 流水による鉛直上向きの等分布荷重と上流から流下する河氷の衝突による横荷重とした. 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, 河氷は水位変動に応じて上下に変動するため河氷と河岸は自由条件であり, 河氷は河川縦断方向に形成されるため河氷相互間は固定条件である

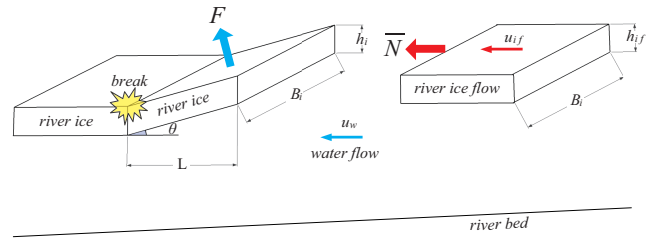


図-1 河氷破壊の概念図

ため, 河氷相互間では上下水平方向の移動, 回転が来ない固定支点と考えて片持梁とした. なお, 破壊される河氷の縦断方向の単位長さは計算格子間隔とした.

河氷の破壊条件は, 流水および河氷により加えられる応力度 σ_{max} と河氷の許容応力度 σ_a を用いて, 式 (20) の条件となる時に河氷は破壊すると判定した.

$$\sigma_{max} > \sigma_a \quad (20)$$

a) 応力度 σ_{max} と許容曲げ応力度 σ_a

曲げ応力度 $\sigma[\text{MPa}]$ は式 (21) で表され, 応力度が最大となる縁応力度 $\sigma_{max}[\text{MPa}]$ は式 (22) で表される.

$$\sigma = \frac{M}{I} y \quad (21)$$

$$\sigma_{max} = \frac{6 M_{max}}{B_i h_i^2} \quad (22)$$

$M[\text{N mm}]$: 曲げモーメント, $I[\text{mm}^4]$: 中立軸に関する断面 2 次モーメント, $y[\text{mm}]$: 中立軸より縁までの距離, 河氷幅 $B_i[\text{m}]$ である.

河氷の許容曲げ応力度 $\sigma_a[\text{MPa}]$ について, 本研究では荷重方向が結晶主軸方向と平行となる場合の値¹⁶⁾を参考にして, 河氷温度によって許容曲げ応力度は変動するため, 河氷平均温度 $T_{ice}[]$ と許容曲げ応力度の関係を式 (23) の線形式で表現した. 河氷平均温度 T_{ice} については, 河氷内部の温度勾配を線形と近似して, 式 (24) を用いて河氷表面温度 T_{ia} と河氷底面温度 T_{iw} から算出し, T_{ia} と T_{iw} は式 (25), 式 (26) から算出した. 式 (26) において, $k_i[\text{W/m/ }]$: 氷の熱伝導率で 2.31 を与えた.

$$\sigma_a = -0.0294 T_{ice} + 0.7023 \quad (23)$$

$$T_{ice} = \frac{T_{ia} + T_{iw}}{2} \quad (24)$$

$$T_{ia} = T_a + \frac{T_w - T_a}{1 + h_{wa} \frac{h_i}{k_i}} \quad (25)$$

$$T_{iw} = T_w \quad (26)$$

b) 流水による曲げ応力度

流水が河氷底面に与える力 $F[\text{N}]$ は等分布荷重を集中荷重に換算した式 (27) で表され, 等分布荷重を受ける片持梁の最大曲げモーメント $M_{max}[\text{N m}]$ は式 (28) で表

される．式 (28) を式 (22) に代入すると式 (29) となる．

$$F = (\rho_w \cdot L \tan(\theta) B_i u_w \cdot u_w) \sin \theta \quad (27)$$

$$M_{max} = \left| \frac{F L}{2} \right| \quad (28)$$

$$\sigma_{max} = 3\rho_w \left(\frac{L u_w \sin \theta}{h_i} \right)^2 \quad (29)$$

ここで， $\tan \theta \approx \sin \theta \approx I_w$ と仮定し， $\rho_w = 999.8 \text{ kg/m}^3$ ， $L = 100 \text{ m}$ ， $\sigma_a = 0.7023 \text{ MPa}$ として，流速 u_w と水面勾配 I_w に対する河氷厚 h_i の破壊応答を図-2 に示す．図から流速および水面勾配が大きいほど破壊されやすいことが分かる．

c) 流水および河氷による曲げ応力度

河氷が河氷側面に与える力 $\bar{N}[\text{N}]$ は式 (30) で表され，等分布荷重と横荷重を同時に受ける片持梁の曲げモーメント $M[\text{N m}]$ は式 (31) で表される¹⁷⁾．式 (31) の x は固定支点からの距離であり，本研究では $x=0$ のモーメントを最大曲げモーメント $M_{max}[\text{N m}]$ として，この M_{max} を式 (22) に代入すると，式 (32) が導かれる．

$$\bar{N} = \rho_i \cdot B_i h_{if} u_{if} \cdot u_{if} \quad (30)$$

$$M = \left| \frac{F}{k^2 L} \left(kL \frac{\sin k(L-x)}{\cos kL} + \frac{\cos kx}{\sin kL} - 1 \right) \right| \quad (31)$$

$$\sigma_{max} = 6\rho_w \left(\frac{u_w \sin \theta}{h_i k} \right)^2 \left| kL \frac{\sin kL}{\cos kL} + \frac{1}{\sin kL} - 1 \right| \quad (32)$$

$$k = \sqrt{\frac{12 \bar{N}}{E B_i h_i^3}} = \sqrt{\frac{12 \rho_i h_{if} u_{if}^2}{E h_i^3}} \quad (33)$$

式 (33) における $E[\text{MPa}]$ は曲げ弾性係数であり，算出方法は許容曲げ応力度の算出方法と同様に考え，河氷平均温度 $T_{ice}[\text{ }]$ と曲げ弾性係数の関係を式 (34) の線形式で表現した．

$$E = -106.17 T_{ice} + 3470.8 \quad (34)$$

ここで， $\sin \theta \approx I_w$ ， $\rho_i = 917.4 \text{ kg/m}^3$ ， $E = 3470.8 \text{ MPa}$ とし，簡便のため式 (31) の固定支点からの距離 x は L として，流下する河氷の値 $h_{if} u_{if}^2$ と流水の値 $u_w I_w$ に対する河氷厚 h_i の破壊応答を図-3 に示す．図から流下する河氷が多く流速が速いほど破壊されやすいことが分かる．

3. 河氷の破壊と流下

本計算モデルを実河川に適用し，河氷の破壊と流下現象の解明を試みた．対象とした実現象は，河川結氷期間中に，上流で水位が急激に上昇し，これに伴い河道内の河氷が破壊され下流へと流下し，下流の地点で河氷が滞留され流積を狭めるため水位が急激に上昇する現象とした．

具体には，北海道東部に位置する渚滑川において，河

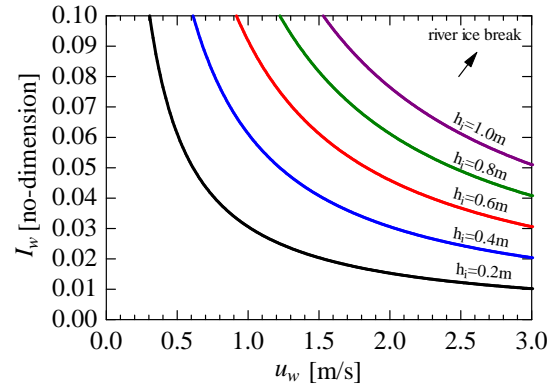


図-2 流水による荷重を受ける河氷の破壊条件

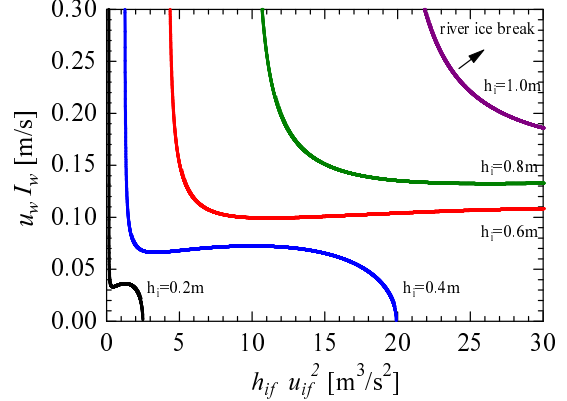


図-3 流水と河氷による荷重を受ける河氷の破壊条件

川結氷期間中の2010年2月26日19時40分に河口から39km地点で10分間で水位が68cm上昇し，その20分後の20時00分にはさらに24cm上昇した．その20分後の20時20分には水位が121cm急激に低下している．この地点の下流の河口から19.3km地点では，同日21時30分に10分間で水位が73cm上昇し水防団待機水位を超過している．その後の2010年3月1日の河口から約16km地点での現地調査では，河氷が河道内に滞留して閉塞していることが確認されている．

(1) 現地観測

渚滑川において河口より2.0km地点から24.6km地点の区間を対象に，河氷形成を面的に把握するための上空撮影および水位，水温，気温の現地観測を実施した．

上空撮影日は，河氷形成時の2010年1月19日，2月14日，河氷の破壊流下後の3月4日，その約2週間後の3月19日であり，計4回，実施した．上空撮影写真を基にして，下記で定義した平面結氷比を算出した．平面結氷比は大きいほど平面に占める結氷の割合が大きくなる値である．

$$\text{平面結氷比} = \text{結氷平面積} \div \text{低水路平面積}$$

本検討では，河川縦断を200mの区間に区分して解析を行い，結氷平面積は低水路内における白色箇所を結氷と仮定して算出した．横軸に河口からの距離を取り，平面結氷比を図-4に示す．図より，河氷形成時の1月19日，2月14日を河川縦断的に見ると，上流及び下流で平面結氷比が大きく，河口より約4kmから約12kmは平面結氷比が小さい．この期間において，河口から15.2km地点の観測平均水温は0.00 であり，支川合流

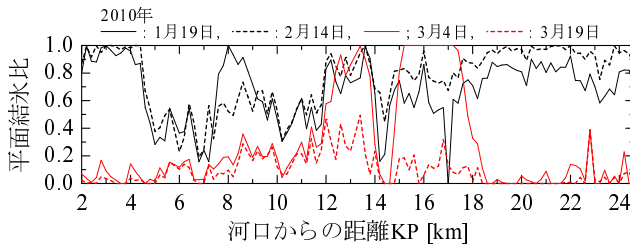


図-4 2010 年渚滑川の平面結氷比（観測値）

後の河口から 11.6km 地点の観測平均水温は 1.06 である。このため、支川から温かい流水が本川に流入し、河口より約 4km から約 12km の本川の河氷は融解されたと推察できる。急激な水位上昇があった 2 月 26 日以後の 3 月 4 日の平面結氷比を見ると、河口から約 18km 地点より上流の平面結氷比は小さくなっている。この期間の河口から 22.4km 地点の観測平均水温は 0.20 と水温は低いことから、河氷は融解ではなく流下したと推察できる。また、河口から約 16km の地点においては、3 月 4 日は 2 月 14 日より平面結氷比が大きくなっていることから、上流から流下した河氷がこの地点で滞留したことが推察できる。3 月 19 日には、河川縦断的に平面結氷比が小さくなっており、河氷が流下および融解されたと推察できる。

(2) 計算条件

川幅と河床高の設定について、対象河川は低水路と高水敷を有しており水理量に応じて川幅は変化し矩形断面として扱えないことから、平成 19 年 11 月の測量データから得られる川幅と流積の関係を 3 次方程式で表し、この方程式を用いて計算される流積から川幅を適時算出した。河床高は一般断面に河水流量を与えた場合の流積と川幅を不等流計算で求め、この流積を川幅で割った平均水深と水位から平均河床高を算出した。

上流端の境界条件は、流量は HQ 曲線式を用いて水位から算出した値とし、河氷流量 Q_{if} は、計算対象区間上流から流下する河氷の量であるため、解氷前の上流の結氷状況から推算した河氷量 $V_i[m^3]$ と、解氷時のビデオ撮影の結果から得られた河氷の流下時間 $Time$ から、 $Q_{if}=V_i/Time$ として算出し $60m^3/s$ の値を得た。与える時間は 1 時間である。下流端の境界条件は、流積は水位から水深を求め水深と流積の 3 次元方程式から値を得た。河氷面積は、定期的な河氷面積の観測データより、線形補完して値を得た。水温は、上流端および支川流入後の観測データを境界条件として与えた。気温は、河口から 19.8km 地点の観測データを与えた。

計算区間は河口より 2km 地点から 24.6km 地点の 22.6km の区間とし、期間は 2009 年 12 月 1 日 13:00 から 2010 年 3 月 21 日 13:00 の 110 日間とした。断面間隔は 200m の河道データを線形補完して $\Delta x=100m$ 、時間間隔 Δt は CFL 条件を満たすように、 $U = \text{MAX}(u_w, u_i)$ として式 (35) から算出した。式 (35) の C_r はクーラン数で 0.02 を与えた。

$$\Delta t = \frac{C_r}{U} \Delta x \quad (35)$$

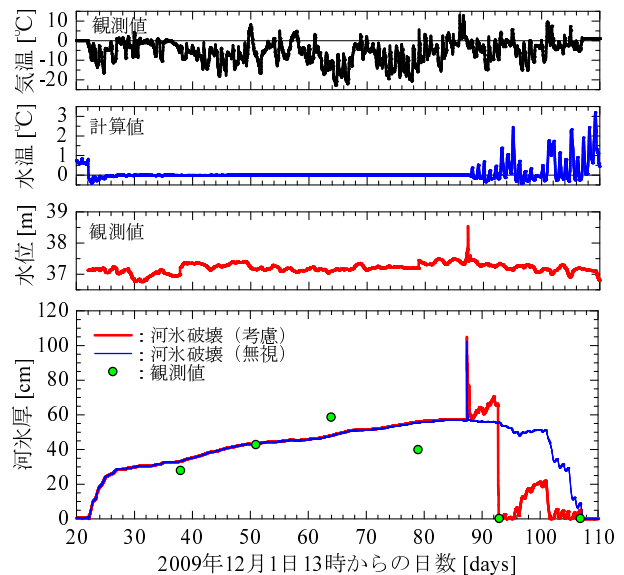


図-5 河氷厚の計算値と観測値(下)、気温、水温、水位(上) (KP19.8)

(3) 本計算モデルの計算値と観測値

本研究で提案した河氷破壊を考慮した計算と考慮しない計算における河氷厚の経時変化について、観測値と比較した結果を図-5 に示す。なお、気温、水温、水位を合わせて示した。水位ピーク前の河氷厚の計算値は、両者共に観測値と一致している。水位ピーク後は、河氷破壊を考慮した場合は、水位のピークに合わせて河氷が破壊されており、その後、観測値と一致している。河氷破壊を無視した場合は、水位のピーク後も河氷は存在しており、その後、水温の上昇によって融解されて河氷厚は減少しているが、観測値と一致していない。河氷破壊を考慮した場合の水位ピーク後に、河氷厚が上昇しており、上流から流下してくる河氷が一時的にこの地点で滞留したためと考えられる。また、解氷後に河氷厚が 0cm となった後、再度、河氷厚が形成されているが、この期間の気温は -10 以下であることから気温の低下に伴い河道内に河氷が形成され、さらに気温、水温上昇により融解されたと考えられる。

次に、河川縦断方向の結氷状況と水位の経時変化について、河氷破壊を考慮した場合を図-6 に、河氷破壊を無視した場合を図-7 に示す。図の横軸は日数、縦軸の第一軸を標高として水位をプロットし、縦軸の第二軸を河口からの距離 (KP) として結氷状況をプロットした。

結氷条件については、観測値は平面結氷比が 0.8 以上の地点とし、計算値は河氷厚が 40cm 以上の地点とした。図-6, 7 において、水位ピーク前の両者の計算値は相対的に見ると大きな違いはない。

水位ピークの約 87 日目後の計算値について、河氷破壊を考慮した場合は上流の河氷が破壊されて流下しているのに対して、河氷破壊を考慮していない場合は上流の河氷は存在している。93 日目 (3 月 4 日) の上流域の破線で示した観測値と比較すると、河氷破壊を考慮した計算値の方が観測値と一致しているのが分かり、

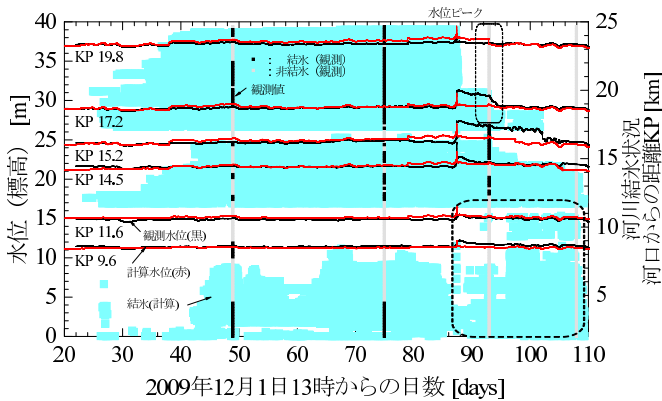


図-6 結氷状況と水位の計算値と観測値（河氷の破壊を考慮）

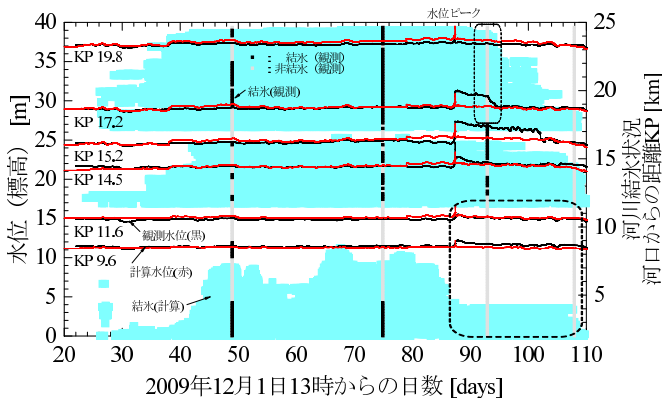


図-7 結氷状況と水位の計算値と観測値（河氷の破壊を無視）

今回の検討から本研究で提案した河氷破壊条件を考慮することの妥当性が確認された。

一方、水位ピーク後の下流域の破線で示した観測値と比較すると、河氷破壊を考慮した方が無視した場合に比べて、河氷が多く残っており観測値と一致していない。この理由として、計算上の下流端条件は定期的に観測された河氷面積を線形で与えており、河氷が非定常で下流へと流下する現象を考慮できないため、計算結果では下流端で河氷が滞留したと考えられる。KP15.2およびKP17.2において、河川解氷後のアイスジャムのため水位が急激に上昇しているが、本計算モデルでは、この現象を再現できていない。この理由として、計算条件である上流からの河氷流量が実現象と異なることや、川幅の急縮、急拡による河氷が受ける河岸からの抵抗の増大、河氷の集積および変形による内部抵抗の増大について、本計算モデルでは考慮していないことが考えられる。このように本計算モデルには課題が残るが、本研究の目的である河氷の破壊と流下現象については、観測値との比較から本計算モデルで再現可能であることを示した。

4. まとめ

河川解氷時の河氷の破壊について、流水および流下する河氷による応力と河氷の許容曲げ応力との比較から河氷破壊を判定する計算手法を提案した。流下する河氷の計算式として、河氷破壊による河氷量の増減を考慮した連続式と流水抵抗を考慮した運動の方程式を示した。本計算モデルにおいて、今回の計算条件では

アイスジャムの再現性に問題はあるものの、河氷の破壊および流下現象については、計算値と観測値との比較から再現可能であることを示した。

謝辞：本研究は、北海道開発局網走開発建設部より観測資料のご提供、(株)福田水文センターによる現地観測のご協力、寒地土木研究所の木岡信治氏には貴重な助言、新潟大学の安田浩保准教授には計算結果可視化ツールのご提供を頂くことにより執筆することが可能となりました。記して謝意を表します。

参考文献

- 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) Shen, H.T., Liu, L.: Shokotsu River ice jam formation, Cold Regions Science and Technology 37, pp.35-49, 2003.
- 3) Shen, H.T.: Mathematical modeling of river ice processes, Cold Regions Science and Technology 62, pp.3-13, 2010.
- 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.
- 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.
- 6) Carson, R., Groeneveld, J., Healy, D., She, Y., Malenchak, J., Morris, M., Saucet, J.P., Kolarski, T., Shen, H.T.: Tests of Numerical Models of Ice Jams - Phase 3, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, 2007.
- 7) 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, 土木学会, 河川技術論文集, 第16巻, pp.247-252, 2010.
- 8) Ashton, G.: Froude Criterion for Ice-Block Stability, Journal of Glaciology, Vol.13, No.68, pp.307-313, 1974.
- 9) Bray, D.: Estimating Average Velocity In Gravel-Bed Rivers, Journal of the Hydraulics Division, Vol.105, No.HY9, pp.1103-1122, 1979.
- 10) 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.
- 11) Shen, H.T., Shen, H., Tsai, S.M.: Dynamic transport of river ice, Journal of Hydraulic Research 28, pp.659-671, 1990.
- 12) 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.
- 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.
- 14) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発, 土木学会, 年次学術講演会講演概要集, 第64回, 2009.
- 15) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博: 結氷河川における河氷形成と河道特性の関係に関する考察, 寒地技術シンポジウム, 第25回, pp.190-195, 2009.
- 16) 久保義光: 氷工学序説, 氷工学刊行会, pp.40, 1980.
- 17) 構造力学公式集: 土木学会, 構造工学委員会, pp.127-149, pp.180-184, 1986.

(2010.9.30 受付)