

寒冷地河川における平面2次元河水変動計算モデルの開発

北見工業大学 地域未来デザイン工学科 吉 川 泰 弘
土木研究所寒地土木研究所 横 山 洋

寒冷地河川における 平面2次元河氷変動計算モデルの開発

Development of 2-dimensional river ice calculation model on ice-covered rivers

吉川 泰弘¹・横山 洋²

Yasuhiro YOSHIKAWA and Hiroshi YOKOYAMA

¹ 北見工業大学 准教授

² 土木研究所寒地土木研究所 主任研究員

要 旨

本研究の最終目的は、アイスジャム現象を解明して定式化し、平面2次元河氷変動計算モデルを開発し、iRICソフトウェアのソルバーとして組み込むことである。

本研究では、河氷変動現象を、①河氷の形成、②河氷の解氷（融解、破壊）、③河氷の流下、④河氷の堆積（アイスジャム）、⑤アイスジャムの決壊、⑥河氷の流下、⑦河氷の堆積に区分して研究を進めた。

2019年度の研究内容は、②河氷の解氷の現象を明らかにするために2018年度に実施した現地観測結果を解析した。③～⑥の現象について、2018年度に実施したこれらの現象を再現可能な水理実験の結果を解析した。2020年度の最終年度のiRICソフトウェアのソルバーとしての組み込みに向けて、既往のソルバーのNays2DHに、河氷厚計算式と水温計算式の計算モデルを組み込んだ。さらに、河氷厚と水温の計算値の妥当性を時系列の観測値から確認した。

《キーワード：結氷河川；アイスジャム；現地観測；水理実験；数値計算；実氷》

1. はじめに

2018年3月9日の季節外れの大雨と暖気により、北海道内の河川水位は急激に上昇し、各地で被害をもたらした。石狩川水系辺別川では護岸工事中に現場代理人が流され死亡し、沙流川では取水堰において車両3台流出する被害が起きた。浸水被害は、石狩川水系で6箇所、静内川水系で1箇所、網走川水系で2箇所、釧路川水系で2箇所の計11箇所に上る。被害は無いが氾濫危険水位を超過した箇所は、北海道全域で6箇所であった。3月9日に発生した災害は北海道全域に広がった。北海道全域で同時多発的に発生した「2018年3月北海道アイスジャム災害」¹⁾は、前例がなかったため、現場では何が起きたのか把握できなかったとの声も聞かれた。今後、同様の気象条件となり、同じ災害を引き起こす可能性がある。

一般に、冬期間の北海道河川は、気温低下により河氷が形成されて結氷する。春先になると、気温上昇により河氷は解氷されて下流へと流下する。流下する河氷が河道内で堆積するとアイスジャムとなり、上流では急激に水位を上昇させて氾濫し、下流では水位を低下させて取水障害を引き起こす。さらにアイスジャムが解消されると、下流へと多量の河氷が流下して被害を拡大させる。これらの現象を定量的に評価する手法として、数値計算モデルが有効である。本研究の目的は、アイスジャム現象を解明して定式化し、平面2次元河氷変動計算モデルを開発し、iRICソフトウェアのソルバーとして組み込むことである。

アイスジャム現象に至るまでの現象を区分すると以下となる。

- ①河氷の形成
- ②河氷の解氷（融解，破壊）
- ③河氷の流下
- ④河氷の堆積（アイスジャム）
- ⑤アイスジャムの決壊
- ⑥河氷の流下
- ⑦河氷の堆積（アイスジャム）

平成30年度の本研究助成で実施した内容は、②の河氷の破壊現象を明らかにするために現地観測を実施。③④について、著者らが導いた河氷流下堆積式²⁾の妥当性を現地観測結果との比較により確認。③④⑤⑥について、これらの現象を再現可能な実験を実施。なお、①と②の融解については、既往研究により河氷の形成と融解までの現象を再現できる計算式が提案され、現地観測結果の比較から妥当性の確認³⁾がなされている。

平成31年度（令和元年）の本研究助成で実施した内容は、②河氷の解氷の現象を明らかにするために2018年度に実施した現地観測結果を解析した。③～⑥の現象について、2018年度に実施したこれらの現象を再現可能な水理実験の結果を解析した。2020年度の最終年度のiRICソフトウェアのソルバーとしての組み込みに向けて、既往のソルバーのNays2DHに、河氷厚計算式と水温計算式の計算モデルを組み込んだ。さらに、河氷厚と水温の計算値の妥当性を時系列の観測値から確認した。本研究の結果、以下の事が明らかとなった。

2. 辺別川における解氷現象の現地観測（アイスジャム現象②）

2018年3月にアイスジャム現象が発生した河川を対象に，結氷期から解氷期にかけての河道内の河水挙動を観測した．また著者らが提案した，実務利用を考慮した河水厚変動簡易予測モデル³⁾で観測現場の河水厚変化を推定し，アイスジャム予測手法の現地適用性について考察した．

(1) 現地観測箇所

観測対象区間は図-2.1に示す石狩川水系辺別川上流部の流路延長で約4.5kmの区間である．辺別川は石狩川の3次支川であり，調査区間下流端（九線橋）は石狩川の2次支川である美瑛川との合流点から約21km上流に位置する（地理院地図からの読み取り）．調査区間の河道は蛇行部があるものの，比較的直線的であり，右岸側は山付き区間，左岸側は平地が広がっている．河道内には床止工が縦断的に連続設置されている．また河道内には砂州が連続的に形成されている．

対象区間の河床高縦断を図-2.2に示す．辺別川河道の詳細な測量データがないことから，以下の手順で河道データを作成した．河床高はGoogle Earthの2018年10月5日の衛星データで河道流心の平面座標を縦断的に読み取った後，各座標点の標高値を国土地理院地図から地理院マップシート⁴⁾を用いて取得した．水面位置の標高を河床高と仮定しているため，得られた標高値にはある程度の誤差が含まれるが，河床高の縦断変化は十分表現できていると考えられる．川幅はほぼ全区間で約30mであり，うち水面幅は断面ごとに異なるものの，約10~20mの間で変遷している．縦断勾配の平均値は約1/60である．

(2) 現地観測方法

観測期間は厳冬期から解氷完了までの河道内の現象を網羅できるよう，2019年2月1日から2019年4月12日とした．観測項目はトレイルカメラ（ハイク Hykecam SP2）による河道内河水挙動の定点静止画インターバル撮影，自記水位計（応用地質S&DL mini）による河道内水位連続計測，氷温計（ノースワン Kadec21-UHTV-C）による氷温・気温連続計測，水温計（Onset TidbiT v2）による河川水温連続計測である．計測機器の設置位置，測定条件は表-2.1に示すとおりである．

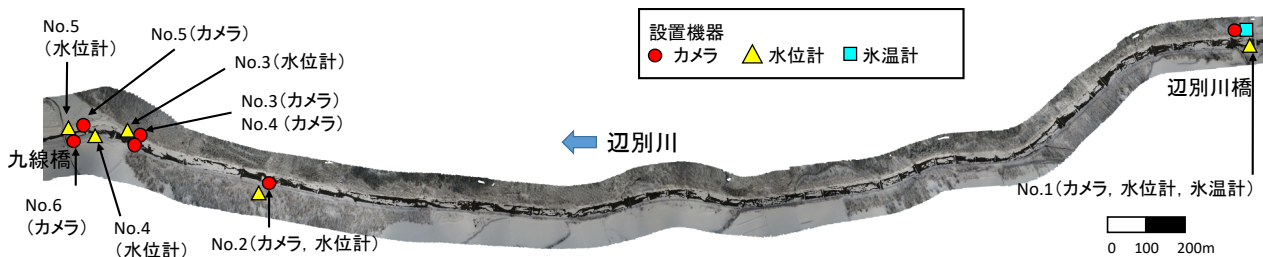


図-2.1 調査区間概況（2019年3月15日撮影）および機器設置箇所

表-2.1 計測機器・計測条件一覧

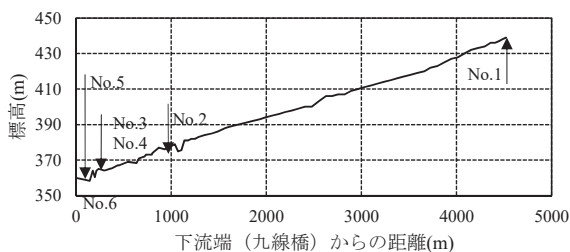


図-2.2 調査区間河床高縦断図

	計測地点	計測条件（2019年）
河水撮影	No1~6	2月1日~3月4日：1時間間隔 3月5日~4月12日：30秒間隔
水位	No.1~5	1分間隔
氷温 水温	No.1	1分間隔 (氷温・河川水温・気温)

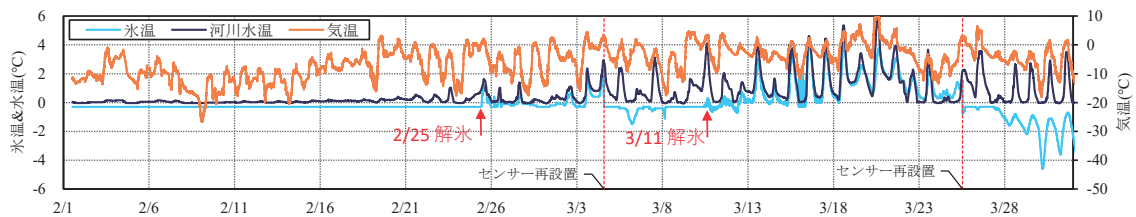


図-2.3 氷温，河川水温，気温変化 (No.1)

(3) 現地観測結果

a) 氷温，水温，気温計測

氷温計測の目的は、河水の水中温度把握のほか、解氷の進行により氷温測定部（以下「センサー」と記す）が水中・大気中に露出するとそれらの温度変化に追従することを利用した解氷時期の判別手法の適用性検証である。氷温河川水温の計測データを図-2.3に示す。センサーはNo.1に設置した。センサーの水中設置深度は、計測開始日である2019年2月1日は河水表面下12cmに設置した。3月4日の点検時に、河水の消失およびセンサーの水中露出を確認したため、河水表面下5cmに再設置した。3月25日の点検時に再度、河水の消失およびセンサーの水中露出を確認したため、河水表面下3cmに再設置した。なお、氷温が3月4日および3月25日に急低下しているが、これは水中に露出していたセンサーを河水中に再設置したためである。

河川水温は2月20日前後まではほぼ0°Cで横ばいであったが、それ以降は日内の変動が大きくなっている。氷温は観測開始以降、-0.3°Cで一定値であったが、2月25日10時から11時の間にプラスに転じ、その後は河川水温の変化傾向にほぼ追従して変化している。以上からセンサー設置地点の河水はこの時期に解氷が進行してセンサーが河川水中に露出したものと考えられる。

またセンサーを河水内に再設置した後の3月11日12時から13時の間に氷温が再度プラスに転じて河川水温の変化とほぼ追従していることから、この時期にも再度河水の解氷進行によるセンサーの水中露出が生じたと推測される。これらの結果より、氷温，水温，気温計測により解氷時期の判別がある程度可能なことが示された。

b) 水位計測

解氷期の水位縦断変化を連続観測し、解氷の進行過程との関係について考察する。各地点の水位を図-2.4に示す。顕著な水位変動が発生した時期は赤矢印で示した。No.1では2月24日午前10cmを超える水位上昇がみられた。さらに下流側であるNo.3～No.6においても2月24日の日中に水位上昇がみられ、この時期に河川流量が増加したことがうかがえる。同様に、2月28日、3月9日にもNo.3～No.5において0.1～0.3mの水位上昇がみられた。

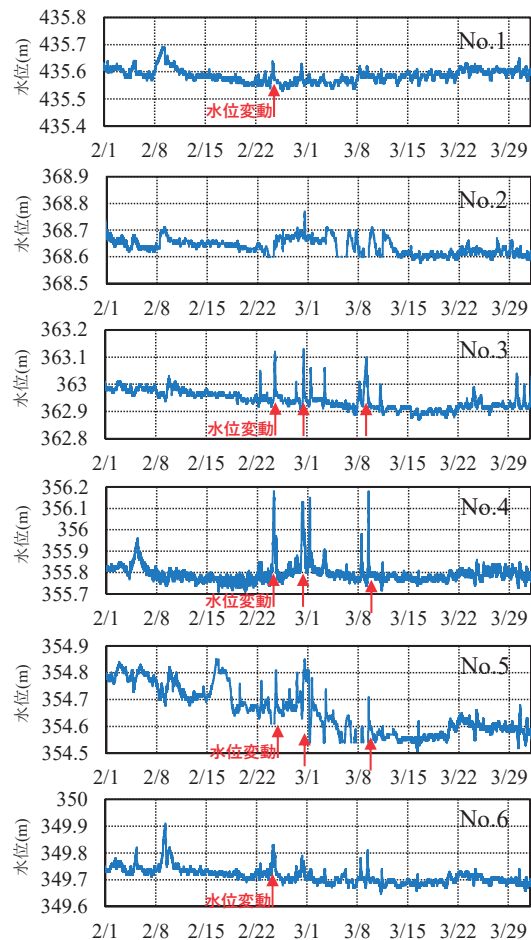


図-2.4 水位変化

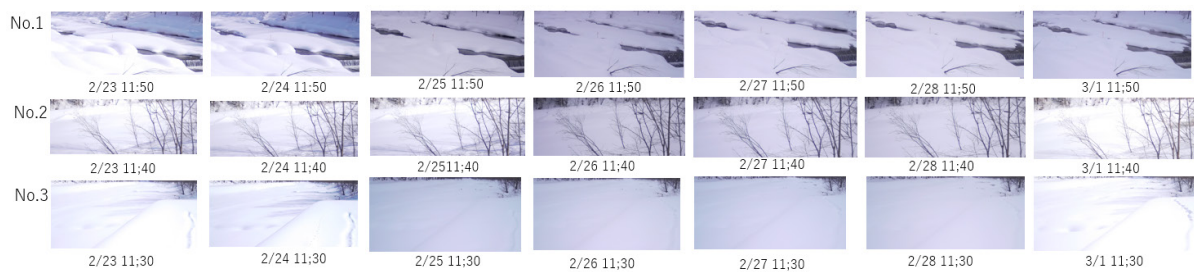
なお、2月下旬から3月上旬にかけての美瑛アメダス観測値において、急激な気温上昇や降水量の増加など、河氷挙動に急な変化をもたらさうる気象変化は発生していない。ただし2月20日以降は最高気温が大半の日でプラスに転じ、日照時間の増加により、徐々に融雪とともに解氷が進んだと考えられ、河道内で部分的に水位が上昇した一因となっている可能性がある。

c) 河氷画像

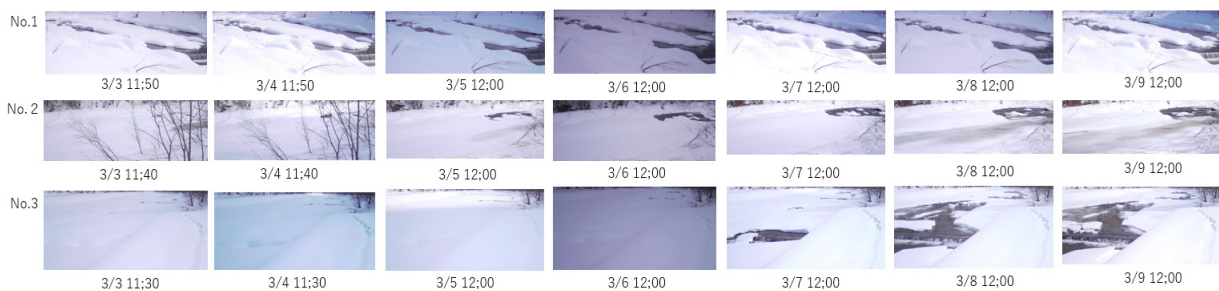
河氷画像の変化から解氷過程を考察する。図-2.5に調査区間上流部にあたるNo.1、中流部にあたるNo.2、下流部にあたるNo.3で、(1) 2月23日～3月1日、(2) 3月3日～3月9日の正午付近の河氷画像の変遷を示す。

図-2.5 (1) より、氷温や水位に変動がみられた2月24日および25日前後で、河氷の変化は確認できない。同様に水位変動がみられた2月28日前後も河氷の変化は確認できなかった。

一方で、図-2.5 (2) より、3月に入ると、河氷画像から解氷の進行が明確にみられる。No.2では3月4日に開水面が確認され、日数経過とともに拡大している。また3月8日以降は河道内で解氷による氷の緩みが進行したとみられる氷の変色が確認される。またNo.3でも3月7日に開水面が確認され、日数経過とともに拡大している。水位上昇がみられた3月9日の画像では河氷の河道内での集積は確認できないものの、解氷の進行は続いていると推測される。



(1) 2019年2月23日～3月1日



(2) 2019年3月3日～3月9日

図-2.5 河氷画像撮影

d) 解氷現象および観測手法の考察

No.1での現象を中心に、解氷過程を時系列で整理した。

- ・2月中旬まで、最高気温は概ね0℃以下で変遷し、河川水温はほぼ0℃、氷温も-0.3℃と一定であった。解氷の兆しとなる水位変動や開水面の拡大は見られなかった。
- ・2月後半から最高気温が0℃以上となる日が増えた。河氷画像では開水面の拡大は見られず、解氷には至っていない。しかし2月24日に水位計の顕著な水位変動、翌25日の氷温・水温・気温計測による河氷消失の検出など、本格的な解氷に向けた予兆が確認された。
- ・3月上旬に入り、さらに気温上昇が進むと、開水面が広がる状況を河氷画像で確認できた。また3月9日の縦断的な水位変動、3月11日の氷温・水温・気温計測による河氷の消失の検出など、解氷進行過程を捉えることができた。

これらの解氷現象の進行過程は、河氷画像のみでは把握が困難である。氷温・河川水温・気温同時計測は、計測地点の解氷時期の特定に有効であった。また河川水位の縦断同時計測は、河道全体の解氷進行過程および密接な関係である河道内流況の把握に有効であった。観測機器・手法を複数組み合わせることにより、実河川での解氷過程を時系列で考察することが可能である。

(4) 河氷厚予測モデルの計算値と解氷現象との関係

a) 予測モデルの概要

アイスジャムのきっかけとなる解氷リスクの評価指標の1つとして、河氷厚の予測が考えられる。そこで河氷厚予測モデルにより、今回の観測地点の河氷厚を予測し、その適用性について検証する。河氷厚の時間変動に関する基本方程式は、大気、河氷、河川水間での熱収支 (図-2.6参照) に基づき、以下の式 (1), (2) で与えられる³⁾。

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

$$h_w = H - Z - \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} h_s + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i + \frac{\rho_f}{\rho_w} h_f\right) \quad (2)$$

ここで、 h_i : 氷板厚 (m), h'_i : Δt 前の氷板厚 (m), T_a : 気温 (°C), T_w : 水温 (°C), H : 水位 (m), Z : 河床高 (m), ρ_s : 雪の密度 (kg/m³), ρ_w : 水の密度 (kg/m³), h_s : 積雪深 (m), ρ_i : 氷板密度 (kg/m³), ρ_f : 晶氷密度 (kg/m³), h_f : 晶氷厚 (m), h_w : 有効水深 (m) である。

式 (1) 中の α は、観測データがある場合は大気、河氷、河川水間での熱収支をもとに算定し、ない場合は過去の観測値などから試行錯誤を行い決定する³⁾。本研究でも観測データがないため、実測河氷厚を良好に再現した $\alpha=0.2$ で設定した。 β (m^{1/3}/s) は以下の式 (3) で表される。

$$\beta = U_w / h_w^{2/3} \quad (3)$$

本研究ではモデルの河川管理実務での利用を想定し、モデルの入力水理条件の簡略化 (水位・流入水温一定) および入力気象情報を毎時の公開気象データ (アメダス気温, 風速, 日照時間) に限定している。風速, 日照時間は図-2.6の ϕ_a に反映され、式 (1) 中の α に影響する³⁾が、今回 α は固定値であり、河氷厚計算には影響しない。

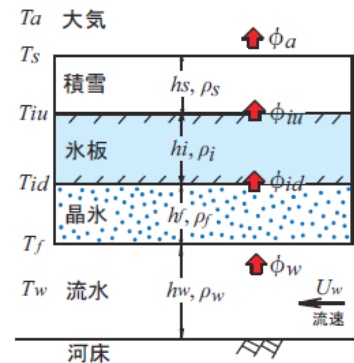


図-2.6 河氷厚予測の熱収支模式図⁶⁾

モデルによる計算地点はNo.1である。縦断河床勾配は1/60、水面幅は現地写真をもとに10mとした。現地水位については現地標高値+0.3mの一定値、気象データについては、美瑛アメダスの毎時観測値を入力している。2019年の予測計算に現地観測水位、気温を使用しなかった理由は、過年度も含めた河氷厚予測計算を行うにあたり、計算入力データの条件をできる限りそろえることを優先したためである。計算開始は前年12月1日0時、計算終了は当年3月31日24時である。計算出力は1時間間隔、最小河氷厚は0.001mとした。計算開始時の河氷厚は0.001mとした。流入河川水温は、実際には気温に応じて水温も変動しているが、今回は簡便のため計算期間中2℃で一定とした。

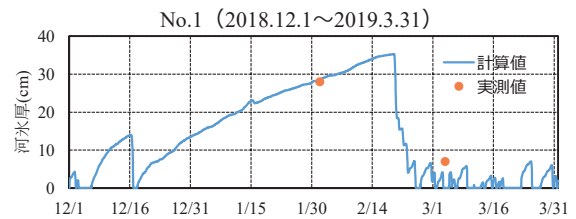


図-2.7 河氷厚予測結果 (No.1)

b) 河氷厚予測結果

図-2.7は、2018年12月1日から2019年3月31日までのNo.1地点における河氷厚予測結果である。No.1地点で氷温計設置・点検時に河氷厚を実測しており、2019年2月1日は0.28m、3月4日は0.07mであった。この観測値に合わせてモデルのパラメータを調整して計算を行った。

河氷厚予測値は、12月中旬以降2月中旬までの厳冬期には、増加傾向が続いている。河氷厚予測値は2月19日正午から20日正午までの24時間で20cm近く急減し、氷厚は半減している。さらに2月25日に河氷厚予測値は0になり、その後は0～数cmの間で変動している。

続いて河氷厚予測値の変遷を、現地の解氷過程と比較する。河氷厚予測値が急減した2月19日は最高気温が0℃以上に転じた時期と概ね一致する。また河氷厚予測値が0となった2月25日は、氷温センサーで検出した河氷の消失時期とも重なる。河氷厚予測値の急減が生じた時期は、現地での解氷進行の予兆となる現象発生時とある程度重なっているといえる。

なお、現地で本格的な解氷が進んだのは3月上旬以降であり、モデルは実際の現象よりも10日程度早く解氷が本格進行したと予測している。この原因として、モデルでの入力値とした美瑛観測所はNo.1よりも標高が180m低く、モデル入力値と実地での気温差のため、モデル上では解氷が実地よりも早く進行したものと考えられる。

3. アイスジャム実験（アイスジャム現象③④⑤⑥）

本検討は、アイスジャム現象の内、③河水の流下、④河水の堆積、⑤アイスジャムの決壊、⑥河水の再流下を対象として、橋脚部におけるアイスジャム現象の解明を目的に、低水路と高水敷を設けた複断面水路を用いた実験を実施した。実験に用いる氷模型は、既往研究で用いられているポリプロピレンに加えて、研究事例が少ない実氷を用いた。実験結果の解析により、橋脚部におけるアイスジャム発生時の氷模型の速度と枚数、高水敷での氾濫状況、水位変動について検討を行った。

(1) 橋脚部におけるアイスジャム実験

a) 実験条件

実験の水路形状、流量、氷量、氷サイズは、現地調査による詳細なデータが存在する2010年2月に渚滑川で発生したアイスジャム⁵⁾⁶⁾を参考に設定した。実験ケースは、実河川の氷と同等の比重0.92であるポリプロピレン製の氷模型を用いたCase1と、比重0.89の実氷を用いたCase2の2ケースとした。

水路形状の設定方法について述べる。アイスジャム発生前の流量 $14\text{m}^3/\text{s}$ 、アイスジャム発生区間となる河口から11kmから20kmの区間を対象とした一般断面不等流計算結果⁷⁾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、低水路の底面幅20cm、低水路の満杯水面幅30cm、水路の最大幅80cm、勾配は1/120を設定した。実験水路を図-3.1に示し、標準断面を図-3.2に示す。水路延長15.41m、低水路底面から高水敷高までの高さ2.6cm、高水敷幅25cm×左右2箇所とし、水路下流端は段落ちを設けた。橋脚模型は、図-3.1の下流端から6m地点において、渚滑川の記念橋を対象にして橋脚間距離の最短距離を参考に図-3.3に示す配置で橋脚2本を設置した。水路側壁は現象を把握するために一部は透明なアクリル素材とした。側壁のアクリル素材部以外の部分と水路底面部は木製とし、シーラ塗布による防水加工を行い、表面塗装を2回行った。表面塗装の色は、氷模型および高水敷氾濫の判別が可能となるように、低水路を黄色、高水敷を艶消し黒色に塗装した。

上流端流量は、アイスジャム発生時の最大流量 $286\text{m}^3/\text{s}$ を参考にして、本実験水路でアイスジャムが発生する条件を予備実験にて検討した。検討の結果、最大流量の半分の値を採用し、Case1のポリプロピレン実験ではフルード相似則より1.4L/sとした。一方、Case2の実氷実験では、1.4L/sでアイスジャムが発生しなかった、このため、さらに半分の0.7L/sとした。

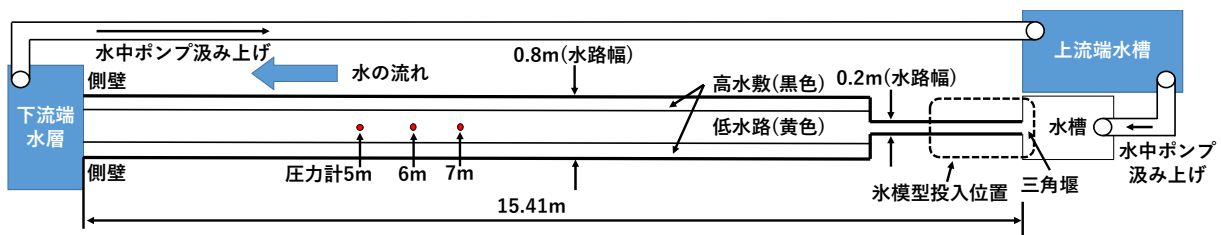


図-3.1 実験水路の平面図

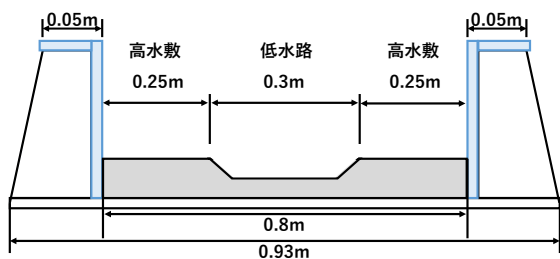


図-3.2 実験水路の標準断面図

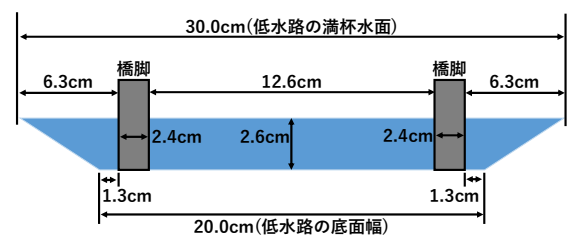


図-3.3 橋脚設置断面図(下流端から6m地点)

Case1の流水は、高水敷への氾濫を判別しやすいように、白色の入浴剤（アース製薬、バスロマンプレミアムスキンケア）を用いて濃度2%で着色した。着色した水の比重は、標準比重計（ピクノメーター）で測定し、1.022の値であった。Case2の流水は、実氷が融解しないように水温を低下させる必要がある。水槽内に冷却装置（トーマス科学器械 TRL-117G2S）を設置し、角型の氷200L程度を実験開始前にかき氷器で粉碎して水槽内に投入した。着色する場合、濃度管理が困難になるため、Case2の流水は着色せずに真水を用いた。一方でCase2では、高水敷に流水が氾濫したかを判別するために、高水敷に白色の水溶性粉末の入浴剤を散布した。流水が高水敷に氾濫する場合、入浴剤が溶けて下地の艶消し黒色が現れる。

氷量は、アイスジャム発生前の氷量 $60\text{m}^3/\text{s}$ を参考にフルード相似により $0.6\text{L}/\text{s}$ とした。氷サイズは、アイスジャム発生後に河道に堆積していた氷の最大の氷サイズ 4m 、厚さ 0.6m の値から、氷サイズを $4\text{cm}\times 4\text{cm}$ 、厚さ 0.6cm とした。Case1、Case2ともに、氷模型を各500枚作製した。氷模型速度をPIV解析により求める際に、氷模型を判読しやすいように、Case1の氷模型は全体を蛍光オレンジで着色し、中心に直径 2cm の円形を設けて青色で着色した。Case2の実氷は全体を朱の墨汁濃度0.25%で着色し、中心に直径 2cm の円形を設けて黒の墨汁濃度0.25%で着色した。

氷模型の投入位置はCase1は図-3.1の下流端から $13.0\sim 15.4\text{m}$ 、Case2は図-3.1の下流端から $15.4\sim 15.9\text{m}$ の位置とした。投入方法は、投入時間8秒で1秒当たり62.5枚の氷模型を人の手により投入した。

水位測定は、図-3.1示す低水路底面に圧力センサー（STS社製 ATM.1ST）を3箇所設置し、測定された圧力から水位に換算して測定した。測定間隔は、 0.01 秒とした。水温は実験前後で測定し、ポリプロピレン氷模型を用いた実験は実験前後 14°C 、実氷模型を用いた実験は実験前 1.3°C 実験後 1.9°C であった。なお、水温 14°C で粘性係数 $0.00117\text{ Pa}\cdot\text{s}$ 、水温 1.6°C で粘性係数 $0.00170\text{ Pa}\cdot\text{s}$ である。今回の実験では、実氷模型を用いた実験の方が粘性係数が大きい条件であった。

実験状況を把握するために、水路上方に1眼レフデジタルカメラ Canon EOS 5D Mark II を1台設置し、水路縦断距離 6m の範囲を撮影した。

(2) アイスジャム実験状況

Case1のカメラ画像を図-3.4に示し、Case2のカメラ画像を図-3.5に示す。

Case1の図-3.4 c) より、17秒頃からアイスジャムが発生した。最初に流速の遅い橋脚外側に氷模型が堆積し、橋脚を支点として上流に弧を描くようにアーチ形状に氷模型が堆積した。図-3.4 d) ~h) より、アイスジャム発生後に流水と氷模型が橋脚上流の左右岸の高水敷に乗り上げている。その後、橋脚を迂回して流水と氷模型が下流の低水路内に戻り、氷模型の一部は低水路法肩に堆積した。氷模型総投入枚数500枚に対して、アイスジャムにより低水路内に堆積した枚数は300枚、高水敷に堆積した枚数は49枚であった。

Case2の図-3.5 c) より、29秒頃からアイスジャムが発生した。ポリプロピレン氷模型実験と同様橋脚を支点として実氷がアーチ状に堆積した。アイスジャム発生後は高水敷に流水のみ氾濫した。なお、実氷は高水敷に乗り上げらずに低水路内に堆積した。

高水敷に乗り上げなかった要因の一つとして、実氷の融解が考えられる。実氷が融解して小さくなり、アイスジャムの発生が遅れ、多くの実氷が下流へと流れたため、堆積する実氷の量が少なくなり高水敷に実氷が乗り上げられなかったと考えられる。なお氷の融解の影響については既往研究⁸⁾より、流速 u 、水深 h とすると $u/h^{1/4}$ の値で評価できる。フルード相似を適応すると、現地1.12で実験1.02であった。

図-3.5 f) の70秒に実氷の流下と伴にアイスジャムが決壊し、75秒にはアイスジャムは解消された。実氷総投入枚数500枚に対して、50秒における低水路内の平面上の実氷堆積枚数は100枚であった。

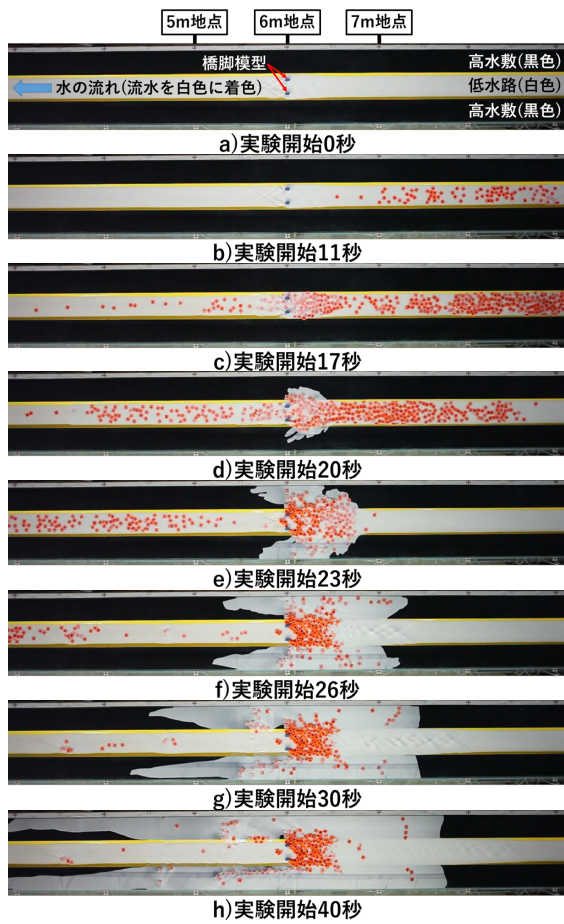


図-3.4 アイスジャム実験状況
 (ポリプロピレン, Case1)

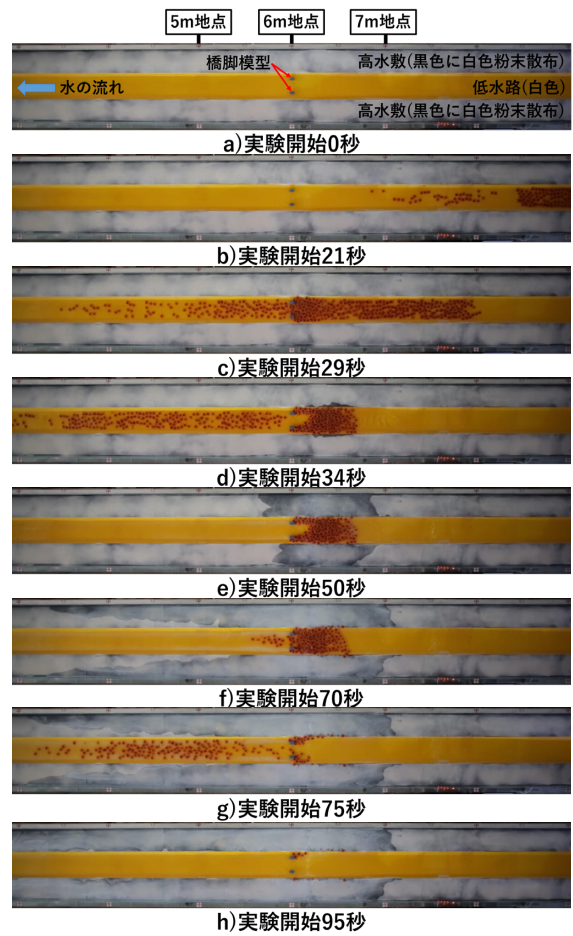


図-3.5 アイスジャム実験状況
 (実氷, Case2)

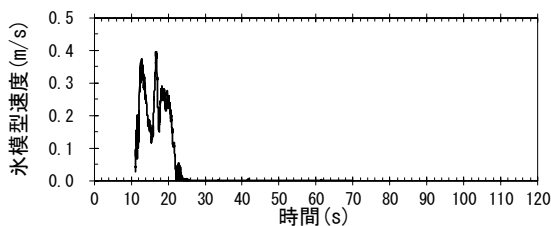
(3) 氷模型速度と流下堆積枚数

氷板模型速度と流下堆積枚数の経時変化を計測した。Case1を図-3.6 a) b) に示し、Case2を図-3.7 a) b) に示す。氷板模型速度は、市販のソフトウェア（カトウ光研株式会社製 FlowExpert2D2C）を用いてカメラ画像のPIV解析により求めた。解析格子サイズは 15×15 pixelとして、Case1ではx軸、y軸とも $1\text{pixel}=0.0540\text{m}$ とし、Case2ではx軸、y軸とも $1\text{pixel}=0.0526\text{m}$ とした。解析の範囲と速度の算出方法は、Case1では橋脚6.0mからアイスジャム端点である6.5mまでの低水路内を範囲として速度ゼロ以下を除いた値（50データ）を平均して速度を求めた。Case2では橋脚6.0mからアイスジャム端点である6.7mまでの低水路内を範囲として速度ゼロ以下を除いた値（65データ）を平均して速度を求めた。流下堆積枚数は、橋脚模型から上流のアイスジャム端点までを範囲として、低水路と高水敷に区分して、1秒間隔で平面画像を基に判読した。このため、氷模型が鉛直方向に重なっている場合は判読できない。

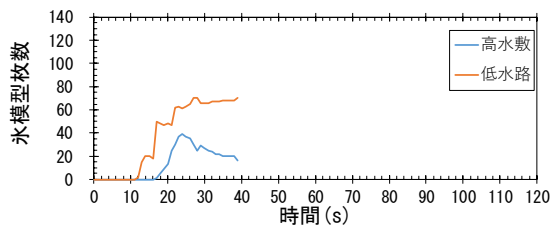
Case1の図-3.6 a) より、11秒から氷模型の速度と枚数が上昇している。その後、速度は15秒にかけて遅くなり16秒では速度が上昇している。カメラ画像をみると14~15秒に上流の約8.5m付近で氷模型が堆積しており、16秒で堆積した氷模型が流下を開始したためと推定できる。17秒には、橋脚地点で氷模型が堆積して高水敷に流水と氷模型が氾濫する。氷模型速度は17秒から24秒にかけてゼロに近づく。

Case1の図-3.6 b) より、高水敷の氷模型枚数をみると24秒をピークに減少する。高水敷に存在する氷模型が下流の低水路へと流下したことが要因である。低水路の氷模型枚数は、高水敷へ氷模型が流れ始める25秒から枚数の変化が小さい。低水路内に堆積した枚数は300枚であり、判読した枚数は70枚であった。 $300/70=4.28$ となり、アイスジャム発生区間の低水路内に70枚の氷模型層が約4層存在すると考えられる。氷模型厚 $0.006\text{m} \times 4=0.024\text{m}$ で低水路高さは 0.026m であることから、低水路内全域に氷板模型が存在していたことが分かる。言い換えると、低水路に堆積可能な氷模型枚数に達したため、25秒以降は氷模型枚数の変化が小さくなったと推定される。なお、40秒以降は速度と枚数の変化が小さいため計測していない。

Case2の図-3.7 a) b) より、22秒から実氷の速度と枚数が上昇している。速度は約26秒でピークとなり約34秒にかけてゼロに近づき、実氷の氷模型枚数は30秒付近にかけて増加する。カメラ画像より30秒付近までは実氷の堆積は確認されず橋脚部を通過する。34秒にはアイスジャムが発生し、実氷は橋脚部で上流方向に弧を描くようにアーチ状に堆積した。アーチが形成されたため、橋脚付近の実氷は20枚程度流下し枚数が減少した。35秒以降は停止状態が続き、実氷枚数の変化は小さくなる。その後、70秒か

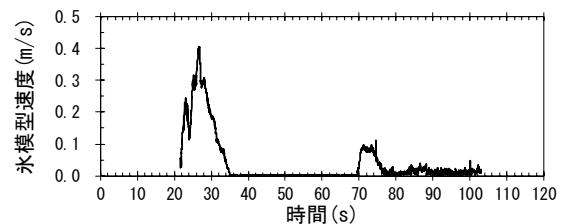


a) 氷模型速度

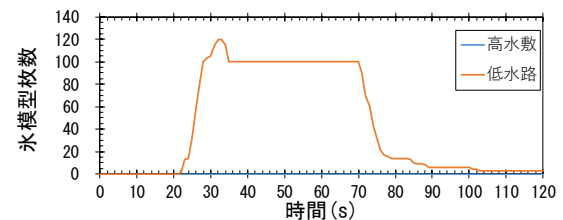


b) 氷模型の流下堆積枚数

図-3.6 氷模型速度と流下堆積枚数
(ポリプロピレン, Case1)



a) 氷模型速度



b) 氷模型の流下堆積枚数

図-3.7 氷模型速度と流下堆積枚数
(実氷, Case2)

ら実氷が流下を始めてアイスジャムの決壊が開始された。75秒にはアイスジャムは解消されて実氷は下流へと流下した。なお、76秒以降の実氷枚数の減少は、橋脚部と低水路の間に堆積している実氷が流下したためである。

本検討から、アイスジャムにより、氷模型の速度が減少し、氷模型枚数が増加することが分かった。Case1より、アイスジャムにより氷模型は橋脚を迂回して高水敷へと流れて下流の低水路へと流下する。Case2より、アイスジャムの決壊時の実氷の速度は、アイスジャム発生時よりも遅いことが分かった。

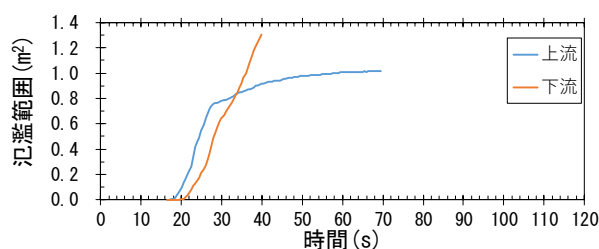
(4) 氾濫範囲の経時変化

アイスジャム発生時の高水敷の氾濫状況を明らかにするために、橋脚地点の上流1.5m²と下流1.5m²に高水敷を区分して、高水敷の氾濫範囲の経時変化を計測した。画像処理ソフトウェア（Wayne Rasband (NIH) 製 ImageJ）を用いて、Case1は撮影画像を二値化して、Case2は撮影画像から氾濫範囲をマウスで指定して高水敷の流水の面積を計測した。Case1を図-3.8 a) に示し、Case2を図-3.8 b) に示す。

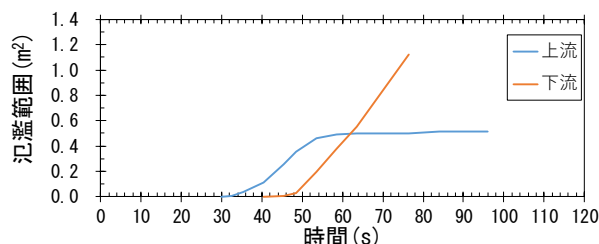
Case1の図-3.8 a) より、17秒で橋脚部に氷模型が堆積し、上流範囲の高水敷への流水の氾濫が開始した。その2秒後に下流範囲の氾濫が開始した。橋脚部上流で氾濫が開始した後に、流水は橋脚を迂回して下流の高水敷に流れたためである。氾濫速度を示す図中の傾きをみると、上流範囲と下流範囲の傾きが同程度である。しかし、上流は約28秒で氾濫速度が遅くなり勾配がゼロに近づくのに対して、下流は氾濫速度は一定値となり下流へと氾濫範囲を拡大させる。なお、下流の40秒以降はカメラ画像の範囲を超えたため計測不能となっている。最終的な氾濫距離は、上流で約2m、下流で3m以上であった。

Case2の図-3.8 b) より、34秒で橋脚部に実氷が堆積し、上流範囲の高水敷への流水の氾濫が開始した。その13秒後に下流範囲の氾濫が開始した。流量が2倍のCase1に比べてCase2では下流範囲の氾濫開始時刻が遅れる結果となった。氾濫速度を示す図中の傾きをみると、上流範囲と下流範囲の傾きが同程度であり、Case1と比べて遅い。上流は約58秒で氾濫速度が遅くなり勾配がゼロに近づくのに対して、下流は氾濫速度は一定値となり下流へと氾濫範囲を拡大させる。なお、下流の76秒以降はカメラ画像の範囲を超えたため計測不能となっている。最終的な氾濫距離は、上流で約1m、下流で3m以上であった。

本検討から、Case1とCase2より、アイスジャム発生後に、上流で氾濫が始まり、その後下流へと氾濫が始まる。氾濫速度は、流量が大きいほど速い。上流では氾濫速度はゼロに近づき、氾濫範囲は一定値となる。



a) ポリプロピレン, Case1



b) 実氷, Case2

図-3.8 高水敷における氾濫範囲

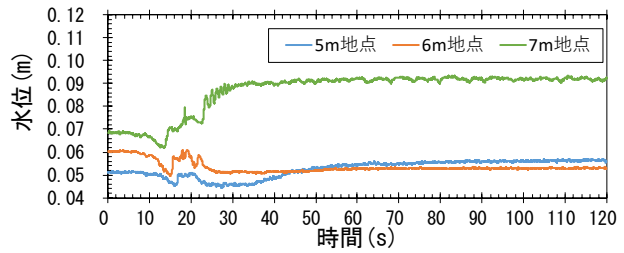
(5) アイスジャム発生時の水位変動

アイスジャム現象において、現場で注視すべき値として水位が挙げられる。水位と初期水深に対する水深の変動について、実験データを0.2秒で移動平均して、Case1は図-3.9 a) b) に示し、Case2は図-3.10 a) b) に示す。なお、水深比は初期水深を h' とし、毎秒の水深を h として h/h' で算出した。

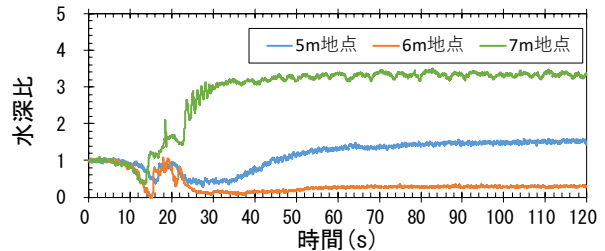
Case1の図-3.9 a) より、アイスジャム発生17秒後から上流の7m地点で水位は上昇し、橋脚地点6mおよび下流5mで水位は下降している。約44秒後の5m地点と6m地点をみると逆勾配になっている。要因として、橋脚上流で高水敷に氾濫した流水が流下して再び低水路内に流入するためと考えられる。なお、18秒から30秒の水位の微振動は、カメラ画像より氷模型の塊が橋脚に衝突し発生した波と考えられる。図-3.9 b) より、上流7m地点の水深は初期水深に比べて約3倍に上昇している。

Case2の図-3.10 a) より、アイスジャム発生34秒後から上流の7m地点で水位は上昇し、橋脚地点6mおよび下流5mで水位は下降している。約20秒から30秒の期間は、実水の通過により水位が変動している。アイスジャムが決壊するまでの70秒まで7m地点の水位は上昇している。アイスジャム決壊後は、橋脚地点6mおよび下流5mの水位は急激に上昇する。一方で、上流7m地点の水位は緩やかに下降する。図-3.10 b) より、上流7m地点の水深は初期水深に比べて約3倍に上昇しており、Case1と同程度である。一方で、橋脚地点6mおよび下流5mの水深は初期水深に比べて約1.5倍に急激に上昇している。本実験結果は、現場において、上流のアイスジャムが決壊した場合、下流の地点で水深が安定している中で急激に水深が上昇し危険が及ぶことを示唆している。

本検討から、アイスジャム発生地点の上流では水位が上昇し、直下流では水位が下降する。アイスジャム決壊後の直下流では水位が急激に上昇することが分かった。

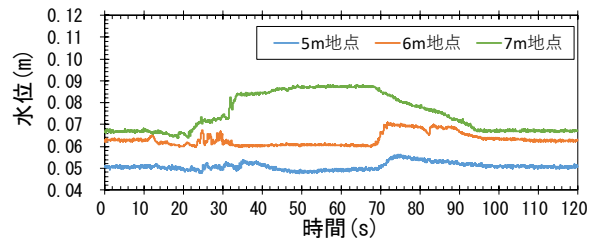


a) 水位の経時変化

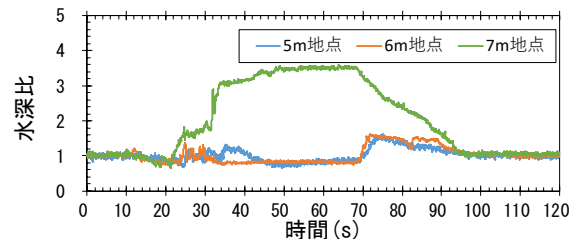


b) 初期水深に対する毎秒の水深の比

図-3.9 水位と水深比
(ポリプロピレン, Case1)



a) 水位の経時変化



b) 初期水深に対する毎秒の水深の比

図-3.10 水位と水深比
(実水, Case2)

4. 河氷厚計算式と水温計算式のNays2DHへの取り込み

河氷変動モデルは、iRICソフトウェアのソルバー「Nays2DH」を基本とし、河氷厚計算式と河川水温移流拡散式を導入した。

(1) 河氷厚計算式

河氷厚の計算式は、本報告書の2. (4) a) で示した式 (1) を用いた。

(2) 河川水温移流拡散式

一般曲線座標系における河川水温計算式は、横断結氷比 N を用いて大気と河川水、河氷と河川水との熱収支変化を考慮して以下の式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho_w C_p T_w h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{u^\xi \rho_w C_p T_w h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{u^\eta \rho_w C_p T_w h}{J} \right) = D_w + \frac{-(1-N)\phi_{wa} - N\phi_w}{J} \quad (3)$$

$$D_w = \frac{\partial}{\partial \xi} \left(E_x \xi^2 \frac{\rho_w C_p T_w h}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(E_x \eta^2 \frac{\rho_w C_p T_w h}{\partial \eta} \right) \quad (4)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (T_w' - T_a) \quad (5)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_w' - T_f) \quad (5)$$

ここで、 ρ_w は水の密度、 C_p は水の比熱 (4.2)、 T_w は河川水温、 h は水深、 u は ξ および η 方向の流速、 h_{wa} は水面の熱交換係数 (20)、 T_a は大気温、 C_{wi} は係数 (1622)、 u_w は流速、 h_w は水深、 T_f は河氷底面の温度 (0)、 E_x は拡散係数0.001である。

(3) 本計算モデルの計算値の妥当性の確認

計算対象河川は北海道北部に位置する天塩川の図-4.1に示すKP94.2からKP108.0の13.8kmとした。KPとはキロポストの略で河口からの距離kmである。計算期間は開水時から結氷時を経て解氷時までの2008年12月25日0:00から2009年3月20日0:00の85日間とした。

現地観測は図-4.1に示す6地点において、水位 (測定精度 $\pm 1\text{cm}$)、水温 (測定精度 $\pm 0.05^\circ\text{C}$)、気温 (測定精度JISA級 $\pm 0.15^\circ\text{C}$ 以下) を10分毎に観測している。境界条件は、上流端で流量と水温を下流端で水位を与えた。計算条件を表-4.1に示す。



図-4.1 観測地点の位置図

a) 観測値と計算値の比較

現地観測による実測値、既往検討⁹⁾における計算結果 (1次元河氷変動計算モデル)、Nays2DHを改良した本計算モデルの計算結果について、図-4.2にKP99.6における水位と水温を示し、図-4.3にKP94.2における河氷厚を示す。

Nays2DHを改良した本計算モデルの計算結果において、以下の結果であった。

- KP99.6の計算水位 (図-4.2赤実線) は、既往検討における非結氷の場合の計算水位 (図-4.2緑実線) とほぼ同等であった。

- ・ KP99.6の計算水温（図-4.2赤破線）は、既往検討における非結氷の場合の計算水温（図-4.2緑破線）とほぼ同等であった。
- ・ KP94.2地点の河氷厚（図-4.3赤実線）は、既往検討における計算結果（図-4.3緑実線）とほぼ同等であった。

今回改良したNays2DHの計算モデルには、河氷の流れ、河氷形成による水位上昇効果は未実装であるため、実測における30日以降の水位上昇や、80日前後の水温上昇に伴う河氷厚の変化において誤差が生じている。

なお、本計算モデルでは、計算格子への河床高のマッピングの際、上下流の河床高と平準化が行われるため、既往検討における計算結果との比較にあたっては、当該断面と一つ上流側の断面の計算結果の平均値を用いて比較している。（例えばKP99.6の場合、i=84と85の平均）

表-4.1 計算条件一覧表
(平面2次元河床変動解析)

項目	設定内容	備考
計算区間	天塩川 KP94.2~KP108.0	
河道形状	低水路幅と河床高の1次元情報	区間距離は200m
平面形状	流下方向：139測線(約100m間隔) 横断方向：3測線	1次元的な計算格子
粗度係数	低水路粗度係数：0.015~0.076	合成粗度係数
流量	時刻流量(85日間)	2008/12/25 0時~2009/03/20 0時
起算水位	等流水位	河床勾配 (i=1/1000)
気温	茨内と恩根内の平均気温	
水温	KP106.0地点の観測水位	
上流端境界	上流端の水板流入なし	上流端から流入する水板面積・体積なし

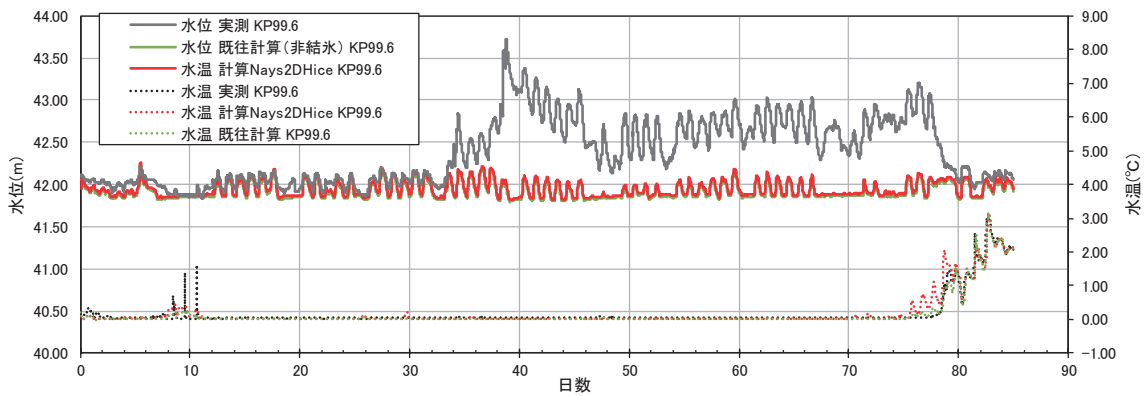


図-4.2 水位と水温の観測値と計算値 (KP99.6地点)

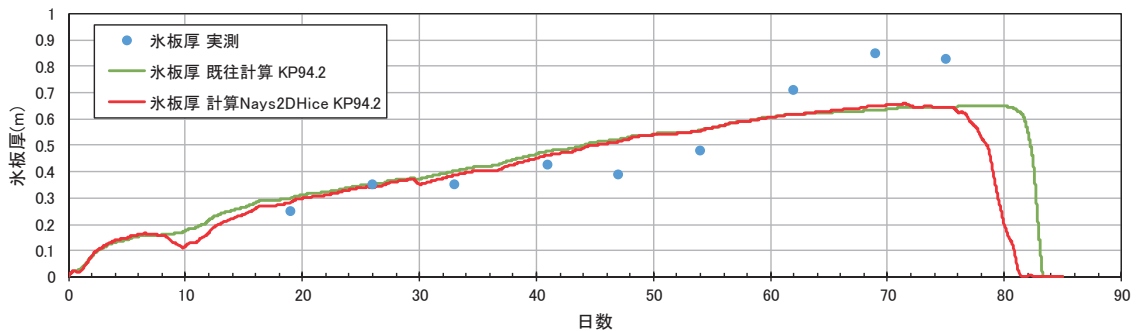


図-4.3 河氷厚の観測値と計算値 (KP94.2地点)

5. まとめ

本研究により，以下の結果が得られた．

- 河氷の解氷の現象を明らかにするために，河氷画像撮影，水位縦断，氷温・河川水温・気温の同時連続観測を行った．氷温・河川水温・気温同時計測は，計測地点の解氷時検出に有効であった．また複数の観測手法を組み合わせることで，解氷過程の時系列の考察が可能となった．
- 河氷厚予測簡易モデルは実測河氷厚を良好に再現した．また河氷厚予測値の急減時期と，解氷の進行には関連が伺え，**計算モデルによる河氷厚急減がアイスジャム発生リスク増の予測につながる可能性**を示すことができた．
- 今回の現地観測の結果，河氷の解氷現象として，**気温上昇に伴って，水温が上昇し水位が上昇するため，河氷底面から融解が始まり解氷に向かうことが推定された**．
- 河氷の流下，河氷の堆積（アイスジャム），アイスジャムの決壊，河氷の流下の現象において，これらの現象を再現可能な橋脚部を有する複断面水路における実氷を用いたアイスジャム実験の手法を確立した．
- 本実験により，アイスジャム現象における氷模型の速度と枚数の関係，高水敷への氾濫現象の経時変化，流量の違いによる氾濫速度の違い，アイスジャム発生時の水位変化，アイスジャム決壊時の水位変化について明らかにした．
- **アイスジャム発生の有無は流量の影響が大きい**．一方で，上流からの氷量が同じであるポリプロピレンと実氷において，アイスジャムによる水深の上昇は初期水深に対して約3倍と同程度である．**水深の上昇に関しては水量の影響が大きいことが推察される**．
- 既往ソルバーのNays2DHに，河氷厚計算式と水温計算式の計算モデルを組み込んだ．さらに，河氷厚と水温の計算値の妥当性を時系列の観測値から確認した．
- 既往検討の1次元河氷変動計算モデルの計算値と同等の結果が得られ，改良した本計算モデルの計算値の妥当性を確認した．

謝辞

本研究は、福田水文センターより現地観測、水工リサーチより水理実験、開発工営社の濱木道大氏よりiRICソフトウェアへの取り込み作業、北見工業大学大学院の小池太郎氏より水理実験データの解析作業等の取り纏めのご協力を頂いた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 横山洋, 吉川泰弘, 伊波友生, 前田俊一, 矢部浩規: 2018年3月北海道アイスジャム洪水による被害の現象解明と今後の課題, 土木学会論文集B1 (水工学), Vol.74, No.5, pp.I_1039-I_1044, 2018.
- 2) 吉川泰弘, 朴晃澤, 大島和裕, 横山洋: 寒冷地河川における簡易的なアイスジャム計算モデルに関する検討, 土木学会論文集B1 (水工学), Vol.74, No.4, pp.I_351-I_356, 2018.
- 3) 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.
- 4) 地理院マップシート (http://renkei2.gsi.go.jp/renkei/130326mapsh_gijutu/index.html) (ダウンロード実施: 2018年9月21日)
- 5) 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.
- 6) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 河川解氷時の河氷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.
- 7) 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, 土木学会, 河川技術論文集, 第20巻, pp.241-246, 2014.
- 8) 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.
- 9) 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, 土木学会第65回年次学術講演会, II-205, pp.409-410, 2010.