

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

Investigation of an Ice Thickness Simulation Considering the Transition of Frazil into Ice Sheet in the Shokotsu and Yubetsu Rivers

吉川 泰弘* 渡邊 康玄**

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE

冬期間の北海道の多くの河川は気温の低下とともに結氷し、その一部の河川ではアイスジャミングによる水位上昇、晶氷による取水障害など結氷に伴う工学的な問題が生じている。これらの問題に対する解決策の確立が望まれているが、アイスジャミングの要因となる氷板の形成過程や晶氷の挙動については、観測自体が困難であることもあり十分には解明されていない状況にある。

本研究は、結氷現象の解明の第一歩として、アイスジャミングが発生する渚滑川と発生しない湧別川を対象として、氷板の形成過程に着目した現地観測を行いその経時変化を明らかにし、氷厚変動計算を実施して氷板の形成過程についての検討を行った。

研究成果として、氷板と晶氷の経時変化を5つに分類しその挙動を把握するとともに、渚滑川と湧別川のような晶氷が多く流下する河川を対象とした「晶氷の氷化」を考慮した氷厚変動計算モデルの構築を行い、この新しい計算モデルは氷厚をより良く再現する事から、氷板の形成過程に「晶氷の氷化」が寄与する可能性を示した。渚滑川と湧別川の「晶氷の氷化」の違いについては、アイスジャミングが発生する河川勾配の緩い渚滑川は、湧別川に比べて氷底の摩擦速度が小さいため晶氷が滞留しやすく、かつ水温が低いため、「晶氷の氷化」が起きやすく氷板厚が増加する河川であると今回の検討結果より推定された。

《 キーワード： 結氷河川；氷板；晶氷；現地観測；氷厚変動計算；北海道 》

The formation of ice in Hokkaido due to reduced air temperatures in winter causes freezing in many rivers, which leads to engineering problems in some of them. Such issues include the elevation of the water surface as a result of ice jamming, and difficulties in water intake due to frazil formation. While it is desirable to find solutions to these problems, the ice sheet formation processes and frazil behavior that cause ice jamming have not been fully clarified, partly because observation itself is difficult. As the first step in clarifying the ice formation phenomenon, field observation and calculation of ice thickness variation with a focus on ice sheet formation processes were conducted in studies on the Shokotsu River with ice jamming and on the Yubetsu River without ice jamming. As a result of the investigation, the behavior of ice sheet and frazil was ascertained by dividing their temporal changes into five types, and the possibility that the transition of frazil into ice sheet contributes to ice sheet formation was indicated. An ice thickness simulation that considers the transition of frazil into ice sheet was established for rivers with rapid streams or flowing frazil such as those in Japan, and proved effective in improving the accuracy of reproducing ice thickness. Concerning the differences in the transition of frazil into ice sheet between the Shokotsu and Yubetsu rivers, the results of the study indicated that frazil was more likely to accumulate on the former due to the lower friction velocity on the bottom of the ice sheet, and that transition into ice sheet was more likely due to the low water temperature.

《Keywords: *Frozen Rivers; Ice Sheet; Frazil; Field Observation; Ice Thickness Simulation; Hokkaido*》

1. はじめに

冬期間の北海道の多くの河川は気温の低下とともに結氷し、その一部の河川では結氷に伴う工学的な問題が生じている。山下¹⁾により整理された北海道内の河川結氷図が示すとおり道東と道北の河川は結氷しやすく、道東ではアイスジャミングによる水位上昇、道北では晶氷による取水障害の問題が発生しており、これらの解決策の確立が望まれている。

アイスジャミングの一例としては、1995年3月18日に渚滑川の KP16.6 から KP20.2 の 3.6km の区間において、上流から流下してきた水が滞留および閉塞したため、KP19.3 の上渚滑水位観測所において、3月にも関わらず計画高水位の直近 14cm まで水位が上昇した事が報告されている。但し、バックホウで氷を早急に除去したためこの水位上昇による内水氾濫等の被害は免れている。このアイスジャミングの発生原因について Shen²⁾らは、暖かい降雨を伴う暖気により上流の融雪を促したため水位が上昇し、水位上昇によって氷板は破壊されながら下流へと流れ、河床勾配が緩やかで川幅の狭い蛇行部の KP16.6 の箇所滞りおよび閉塞したと推定している。

前出の渚滑川から約 30km 南下した位置に湧別川が流れている。図-1 より渚滑川の平均河床勾配は 1/410 で、湧別川は 1/290 であり湧別川の方が急勾配である。湧別川において 1995 年 3 月の同期間でアイスジャミングは発生していない。この期間で湧別川の方が降雨量は少ないため、融雪が促されなかったと推定できる。しかし、現在までに湧別川でアイスジャミングの発生が報告されていないことから、常に湧別川の方が渚滑川よりも降雨量が少ないとは考えにくいと、気象条件の違いの他にアイスジャミングの要因となる氷板の形成過程の違いが予見される。

氷板の形成過程については積算寒度を独立変数とする氷厚変動計算があり、氷板の形成に気温が支配的な影響を与えるダムや湖沼を対象としており再現性が確認されているが、晶氷が多く流下する急流河川を対象とした適用事例は少ない。本研究の現地観測より氷板の形成に晶氷の氷化による氷板の増加が示唆されたことから、従来より用いられている積算寒度を用いた氷厚変動計算において、「晶氷の氷化」を考慮していない事に起因すると推察できる。なお、「晶氷の氷化」とは氷板底面に滞留した晶氷が氷板と一体となる現象としている。

本研究では氷板の形成過程に着目した現地観測を実施し、氷板と晶氷の経時変化を明らかにした。さらに積算寒度を用いた氷厚変動計算を基に、「晶氷の氷化」を考慮した氷厚変動計算手法を構築して氷板の形成過

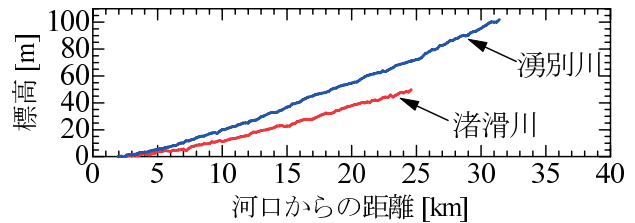


図-1 渚滑川と湧別川の平均河床高 (2000 年測量)

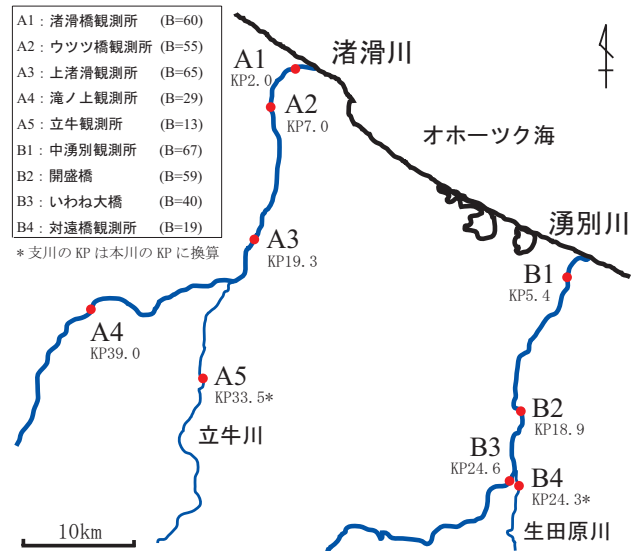


図-2 渚滑川と湧別川の観測地点

程についての検討を行った。

ここで年度とは例えば 2000 年度は 2000 年 4 月から 2001 年 3 月であり、KP とはキロポストの略で河口からの上流を正とした距離 (km) である。積算寒度とは日平均気温のマイナス気温だけを積算した絶対値であり、氷の結晶の大きさが $10^{-5} \sim 10^{-2} \text{m}$ のものを晶氷 (Frazil) として分類している。

2. 現地観測

2.1 観測の地点と日時

北海道の道東に位置する渚滑川と湧別川において図-2 の地点で現地観測を行った。各地点の平均水面幅 B[m] を明記し、簡便のため観測地点に記号を割り振っている。地点数は渚滑川 5 地点、湧別川 4 地点の計 9 地点である。なお、湧別川の上流約 KP35 には、瀬戸瀬ダム (湧別川ダム発電所) を有している。観測期間は 2007 年 1 月から 3 月であり、各地点の平均観測時間は、A1 : 9:00、A2 : 10:00、A3 : 11:00、A4 : 14:00、A5 : 15:00、B1 : 14:00、B2 : 11:00、B3 : 10:00、B4 : 9:00 である。結氷時の流量は晶氷の増減により日変動⁴⁾する事を考えると、今回の観測時間は日中であり一日の内で流量が

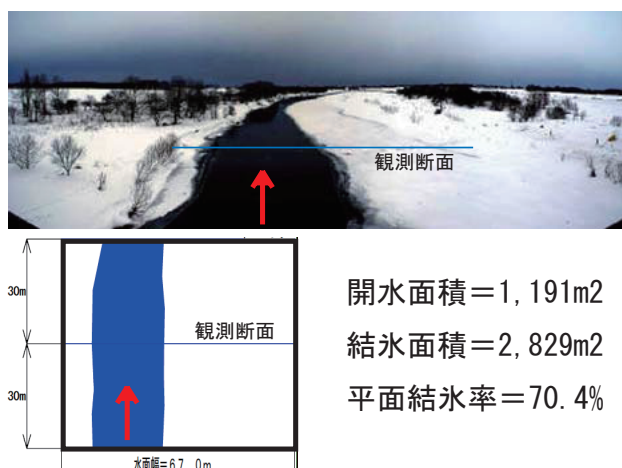


図-3 平面結氷率の算出の一例 (2007/2/27、中湧別観測所 B1)

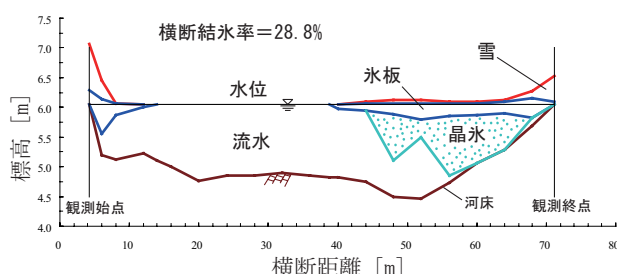


図-4 横断測量の一例 (2007/2/27、中湧別観測所 B1)

増加する期間であると推察できる。

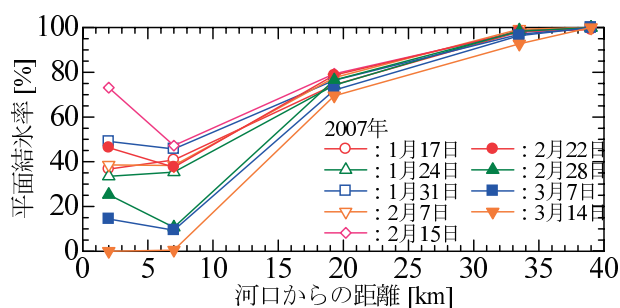
なお、日本における既往の結氷河川の研究は、横断方向の水の形成や流量観測の精度向上を目的とした定点観測が多い。今回の現地観測は河川縦断方向に観測地点を設けており上下流一貫した観測であるため、今後の結氷河川の研究および検討資料に資すると考えられる。

2.2 観測項目

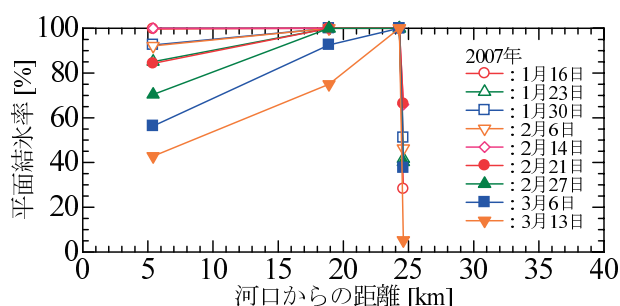
各地点において河床、晶氷、氷板、雪の高さの横断測量および橋からの写真撮影、横断面内の1測線において約1週間毎に鉛直流速と鉛直水温の観測(計81回)を実施した。横断面の1測線の選定については、非結氷時の流量観測結果を基にして横断面の流量と最も相関がよい鉛直平均流速をもつ測線とした。また、各地点に自記水位計を設置し10分毎の水位を計測した。晶氷の測定については、極めて困難かつ熟練を要し、観測する氷穴にL型定規を沈め手触により晶氷の厚さを測定した。

これらの観測結果を平面結氷率、横断結氷率、氷板面積、晶氷面積で整理し検討を行った。以下に算出方法を記す。

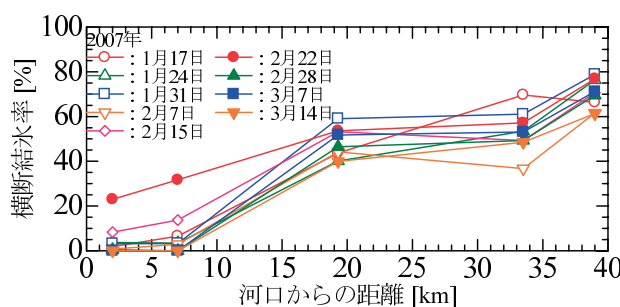
1) 平面結氷率とは、撮影写真を垂直補正し解析範囲(水面幅×60m)にて水面と氷面または雪面の面積を求め、



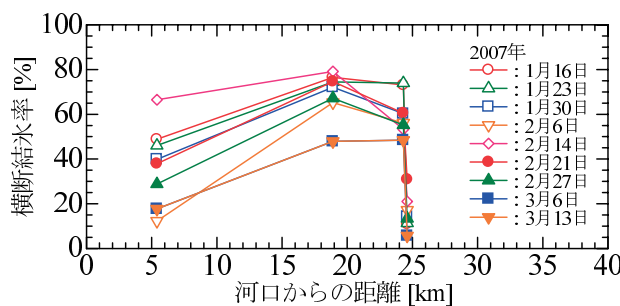
a) 渚滑川の平面結氷率



b) 湧別川の平面結氷率



c) 渚滑川の横断結氷率



d) 湧別川の横断結氷率

図-5 河川縦断方向の結氷率

(氷面または雪面の面積) ÷ (解析範囲面積) × 100%として求めた。平面結氷率の算出の一例を図-3に示す。
2) 横断結氷率とは、(水位より下の氷板と晶氷の面積) ÷ (水位と河床高で囲まれる面積) × 100%として求めた。横断測量の一例を図-4に示す。
3) 氷板面積とは水の上面と下面で囲まれる横断面における面積であり、晶氷面積とは晶氷の上面と下面で囲まれる横断面における面積、つまり氷板下に滞留する晶氷の面積である。

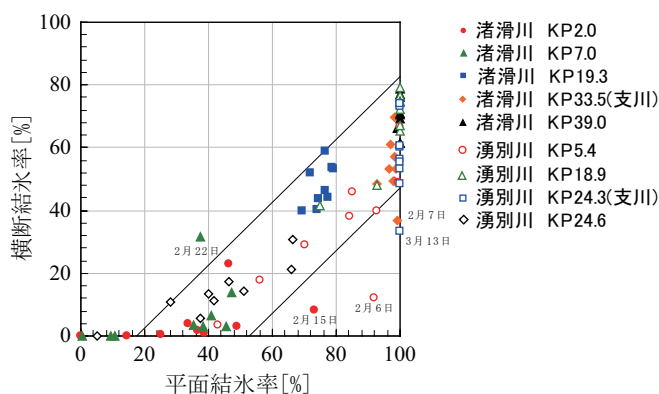


図-6 平面結氷率と横断結氷率との相関図

3. 平面結氷率と横断結氷率

渚滑川と湧別川の結氷の違いについて平面結氷率と横断結氷率から明らかにし、平面結氷率と横断結氷率の相関関係について検討を行った。

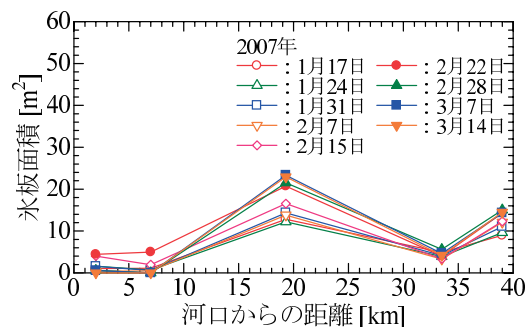
3.1 渚滑川と湧別川の結氷率の相違

平面結氷率を図-5 a),b) に、横断結氷率を図-5 c),d) に示す。図-5 a),b) より、下流側では、湧別川の方が渚滑川よりも平面結氷率が高い（雪、氷板に覆われている面積が大きい）。しかし、約 KP20 より上流では、渚滑川は上流ほど平面結氷率が大きくなるのに対して、湧別川では上流の KP25 付近において平面結氷率が小さくなっている。図-5 c),d) の横断結氷率についても、平面結氷率と同様の結果である。湧別川の上流 KP25 付近で結氷率が小さいという事は、アイスジャムの要因である氷が上流に存在していない事を示している。結氷率が小さい原因として、上流の約 KP35 に存在する瀬戸瀬ダムにより流下する晶氷が捕捉され、KP25 付近まで晶氷が流下しないため氷が形成しにくい。この原因として、湧別川の上流 KP25 付近は市街地であるため、融雪剤を含んだ雪が湧別川へ排雪されるため結氷しづらい、ダムの貯留水または市街地からの排水などの温かい水の流入により結氷しづらい等が推察できる。しかし原因の特定については、さらなる検討が必要である。

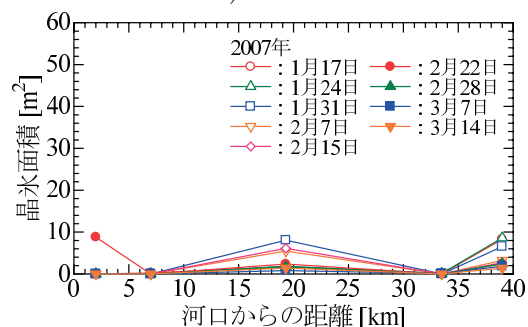
いずれにしても、今回の観測結果より、河川毎に結氷率が異なり、標高の高い上流ほど結氷率が高いとは言えない。このため、結氷状況を把握するためには、各地点の水理量や気象条件、周辺状況を考慮する必要がある事が示唆された。

3.2 平面結氷率と横断結氷率の相関関係

平面結氷率と横断結氷率の相関図を図-6 に示す。横断面内の氷の面積を表す横断結氷率は、平面結氷率よりも小さく、図-6 からその差は 17% から 53% 程度であ

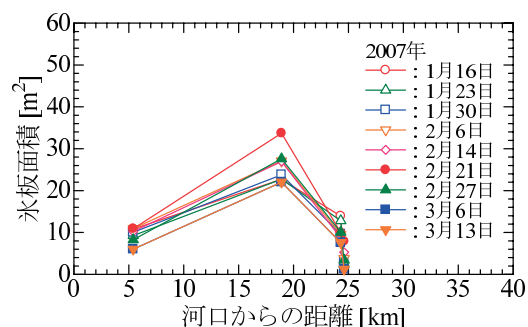


a) 氷板面積

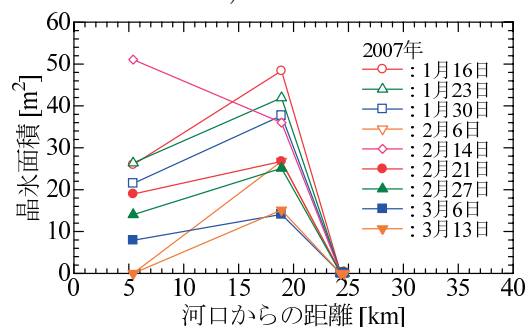


b) 晶氷面積

図-7 渚滑川の氷板面積と晶氷面積



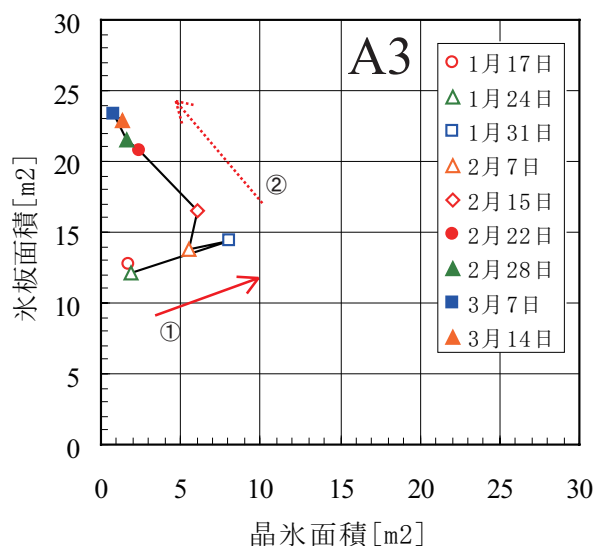
a) 氷板面積



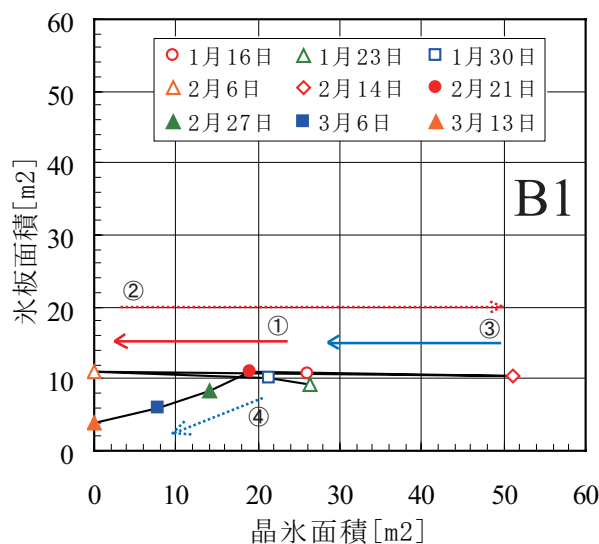
b) 晶氷面積

図-8 湧別川の氷板面積と晶氷面積

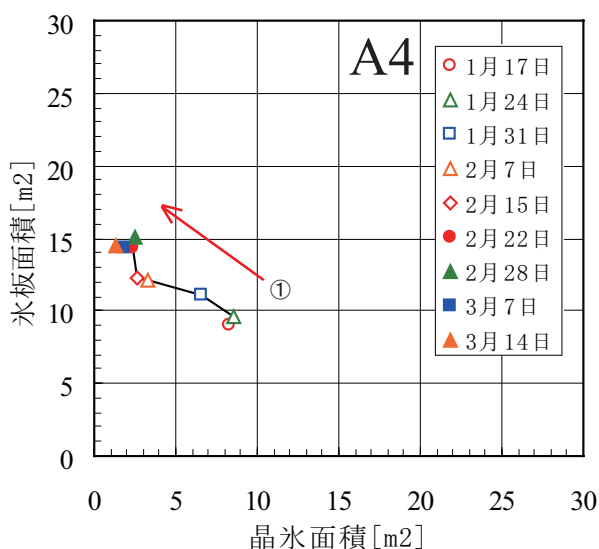
る。つまり、平面結氷率が 100% の場合において、横断結氷率は 47% ~ 83% であり、水が流れている横断面面積は 17% ~ 53% と言える。この知見は、目視で確認可能な平面結氷率から横断結氷率をある程度推定可能である事を示唆している。また参考のため、平面結氷率が 100% の場合のフルード数は 0.07 ~ 0.21 の範囲であり、



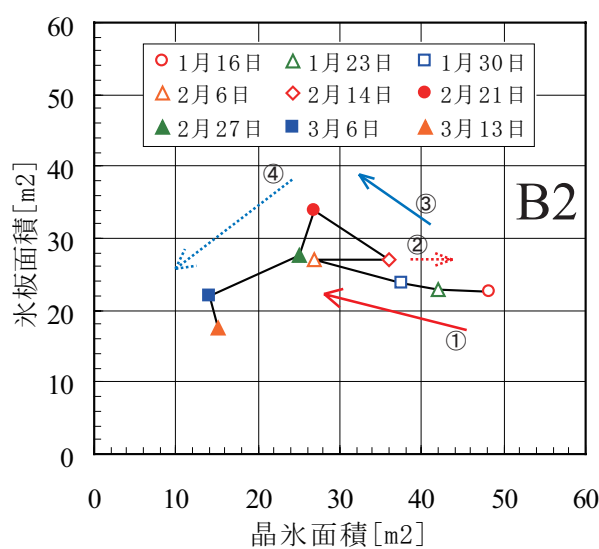
A3) KP19.3 B=65m



B1) KP5.4 B=67m



A4) KP39.0 B=29m



B2) KP18.9 B=59m

図-9 渚滑川における氷板と晶氷の経時変化

図-10 湧別川における氷板と晶氷の経時変化

全データのフルード数は 0.01 から 0.42 の範囲であった。実線で挟んだ範囲外のデータは、横断結氷率がゼロの 6 データと観測日時を明記した 5 データの計 11 データある。横断結氷率ゼロのデータは、横断面には氷が存在していないが水面幅×60m の範囲に氷が存在するデータである。観測日時を明記したデータの内、3 データは下流域のデータで、2 データは川幅の狭い支川のデータである。これらのデータは、連続的には出現しておらず、横断面の晶氷が流下するなど一時的現象であると推察できる。また、これらのデータは全データの 14% と少ない。このため、横断結氷率は目視で確認可能な平面結氷率よりも 17% から 53% 程度小さいという知見は、大局的に結氷河川を理解する上で有用な知見と考えられる。

4. 氷板と晶氷の経時変化

4.1 氷板と晶氷の観測結果

横軸に河口からの距離、縦軸に氷板面積および晶氷面積として同日の観測値を実線で結び渚滑川を図-7 a),b) に、湧別川を図-8 a),b) に示す。両河川ともに上流の方が下流よりも氷板面積および晶氷面積が大きいとは言えない。また、観測区間の中流域の約 KP20 で最大値となるが、この地点は上流に比べて川幅が広く、上流からの流量が一定だとすると流速が遅くなるため、晶氷が滞留しやすく氷板が形成しやすい地点であると推察できる。一方、湧別川は渚滑川よりも氷板および晶氷を多く有している河川と観測結果から分かる。

4.2 氷板と晶氷の経時変化の観測結果

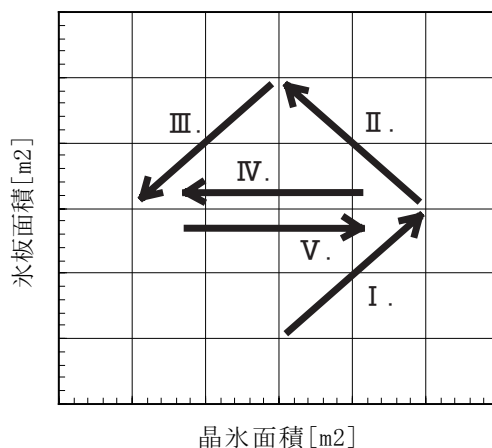
氷板面積と晶氷面積の経時変化について、渚滑川を図-9 A3),A4)、湧別川を図-10 B1),B2) に示す。図中には、経時変化をみるために観測値を実線で結び時間経過を矢印で表した。渚滑橋観測所 (A1)、ウツツ観測所 (A2)、立牛観測所 (A5) と、いわね大橋 (B3)、対遠橋大橋 (B4) においては、観測した晶氷面積が極めて小さいため図化していない。

渚滑川の図-9 A3) の KP19.3 において、晶氷は結氷初期は少なく 1 月 31 日にかけて増加しその後時間経過とともに減少しており、氷板は時間経過とともに増加している。渚滑川の図-9 A4) の KP39.0 において、晶氷は結氷初期は多く存在しその後時間経過とともに減少しており、氷板は時間経過とともに増加している。

湧別川の図-10 B1) の KP5.4 において、晶氷の増減が A3、A4、B2 に比べて大きくなっており、氷板は 2 月 21 日までは増減が小さくその後時間経過とともに減少している。湧別川の図-10 B2) の KP18.9 において、晶氷は結氷初期は多く存在しその後時間経過とともに一時増加はあるものの相対的には減少しており、氷板は 2 月 21 日にかけて増加しその後時間経過とともに減少している。

湧別川の上流 B2 で晶氷が減少すれば下流 B1 でも減少し、上流 B2 で晶氷が増加すれば下流 B1 でも増加しており、B1 と B2 の晶氷の増減は同一の挙動を示している。この観測結果から、湧別川の観測距離 13.5km(KP18.9-KP5.4) においては上下流一貫した晶氷の増減が確認されたが、渚滑川の観測距離 19.7km(KP39.0-KP19.3) においては、上下流一貫した晶氷の増減は確認されなかった。観測距離の違いがあるため一概には言えないが、今回の観測結果から湧別川の方が渚滑川よりも晶氷の流下の頻度が多いと推定出来る。

晶氷は、水面に氷板が無い開水時において、日最低気温が -6°C 以下になると流水中に晶氷が発生⁵⁾する。発生した晶氷は流下するにつれ互いに固着して水面に出現し、河川勾配急変部において滞留および水化して全面結氷の原因となる。一方、氷板が水面を覆い全面結氷となると晶氷は発生しない。渚滑川と湧別川は、気温が同程度であることから晶氷の発生量は同じであると考え、河川勾配の緩い渚滑川は、発生した晶氷が滞留し氷板が形成されるためこれ以上晶氷は発生せず、河川勾配の急な湧別川は、発生した晶氷が流下するため氷板が形成しづらく開水面は維持され晶氷が発生する条件を保つため、湧別川の晶氷の量と流下は渚滑川に比べて多く流下しやすいと推察できる。



- I. 氷板・晶氷ともに増加
- II. 氷板は増加し、晶氷は減少
- III. 氷板・晶氷ともに減少
- IV. 氷板は変化なし、晶氷は減少
- V. 氷板は変化なし、晶氷は増加

図-11 氷板と晶氷の経時変化の分類図

4.3 氷板と晶氷の経時変化の分類

観測結果より氷板と晶氷は経時変化しており、これらの経時変化を5つに分類した。但し、これらの経時変化は1週間毎の観測結果から導かれたものであり日変化、時間変化は考慮できていない。分類した経時変化を図-11に示し、想定している各経時変化の期間および晶氷の挙動について以下に記す。

- I.) 結氷初期で氷板および晶氷が増加する期間。晶氷の増加はその地点での発生によるものと上流からの流下によるものが推察される。
- II.) 氷板が増加し晶氷が減少している期間。晶氷の減少は晶氷の水化によるものと下流への流出によるものが推察される。
- III.) 結氷終期で氷板および晶氷が減少する期間。気温の上昇に伴う融解によるものと水位上昇に伴う氷の破壊によるものが推察される。
- IV.) 氷板は変化せず晶氷が減少する期間。晶氷の減少は下流への流出によるものと推察される。
- V.) 氷板は変化せず晶氷が増加する期間。晶氷の増加はその地点での発生によるものと上流からの流下によるものが推察される。

今回の現地観測結果から氷板と晶氷の経時変化を分類する事により、十分に解明されていない氷板と晶氷の挙動を把握する事が出来た。特に、アイスジャミングの原因となる氷板の形成に晶氷の水化が寄与する可能性が示唆された。

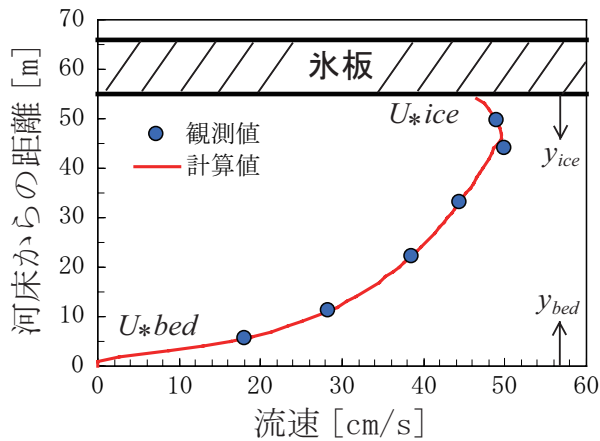


図-12 鉛直流速分布の一例 (2007/1/13、いわね大橋 B3)

5. 氷厚変動計算手法の構築

氷板の形成過程の解明を目的に、本検討では既往の積算寒度を用いた氷厚変動計算手法を基にして晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算手法を構築した。なお、本検討では積雪の融解による氷厚の増加は考慮していない。

5.1 積算寒度を用いた氷厚変動計算

積算寒度を用いた氷厚変動計算は、氷板の融解を考慮した Shen⁶⁾ の式 (1) を用いた。この計算手法は、St. Lawrence River を対象に 9 年間の実測値を用いて計算値の妥当性を確認している。但し、この計算手法は、晶氷の氷化による氷厚の増加は考慮していない。積算寒度とは、計算開始日からマイナスの日平均気温を積算した絶対値である。本検討の日平均気温は、10 分毎の測定値より算出した。

$$h_i = \sqrt{h_{i0}^2 + \alpha S - \beta t^\theta} \quad (1)$$

$$\begin{cases} \alpha = \alpha_0 & \text{when } T_a^{(2)} \geq T_B \\ \alpha = \alpha_0 + (T_a^{(2)} - T_B)m & \text{when } T_a^{(2)} < T_B \end{cases}$$

ここに h_i [cm]: 氷厚、 h_{i0} [cm]: 初期の氷厚、 α [cm²/(°C・day)]: 定数であり、 S [°C・day]: 計算開始からの積算寒度、 β [cm・day^{-θ}]: 定数で 0.254 とした。 t [days]: 計算開始からの日数、 θ [無次元]: 定数で 1.0 とした。 α_0 [cm²/(°C・day)]: 定数で 1.434 とした。 $T_a^{(2)}$ [°C]: 1 日前と 2 日前のマイナスの日平均気温を平均した絶対値、 T_B [°C]: 氷板の融解の基準となる気温で 0.56 とした。 m [無次元]: 氷板の融解時の α の減少勾配であり -0.72 とした。氷板の融解条件は、 $T_a^{(2)}$ が 0.56 °C 未満となり暖かい気象条件となると氷板は融解する。

各定数については、氷板の形成過程の違いを比較するために、St. Lawrence River の値を用いた。これらの定数を用いた St. Lawrence River の氷厚の計算値の誤

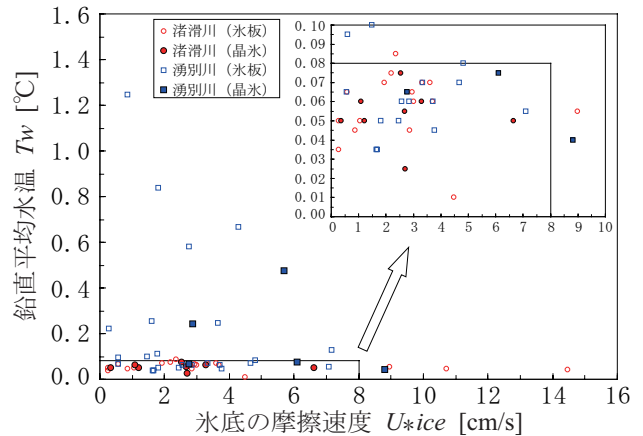


図-13 渚滑川と湧別川における晶氷の水化の判定図

差は、9 年間の解析期間において最大で約 11cm 程度である⁶⁾。

5.2 晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算

晶氷の挙動は、物理的観点でみると流下するか滞留するかの違いがあり、滞留時では物質的観点から晶氷の融解、維持、氷化が考えられる。本検討では晶氷の滞留による氷化を水理量から判定し、晶氷の氷化による氷厚の増加を考慮した氷厚変動計算を構築した。

5.2.1 晶氷の流下および滞留

晶氷の流下および滞留の判定基準として、氷底の摩擦速度とした。氷底の摩擦速度は、観測した流速を結氷下の鉛直流速分布⁷⁾を表す式 (2) に代入して算出した。

$$U_{ice} = 2.5U_{*ice} \ln \frac{30y_{ice}}{k_{sice}} \quad (2)$$

ここに、 U_{ice} [m/s]: 鉛直平均流速、 U_{*ice} [m/s]: 摩擦速度、 y_{ice} [m]: 氷底から河床方向への距離、 k_{sice} : 相当粗度である。Karman 定数は 0.4 としている。添え字の ice は鉛直流速分布の最大流速から氷底までの領域を表している。流速の観測値と計算値の一例を図-12 に示す。図-12 より各水深毎の流速の観測値と計算値が良く一致しているのが分かる。

5.2.2 晶氷の氷化

晶氷の維持および氷化の判定基準として、鉛直平均水温とした。観測した鉛直水温がある閾値を超えて低くなると氷化するものとした。

横軸に摩擦速度、縦軸に水温を取り晶氷の氷化の判定図を図-13 に示す。本検討では観測と観測を挟む期間の晶氷の氷化を議論しているため、図-13 の値は各観測間の平均値をプロットしている。また、氷底が氷板の場合を中塗りで氷底が晶氷の場合を中抜きで表している。

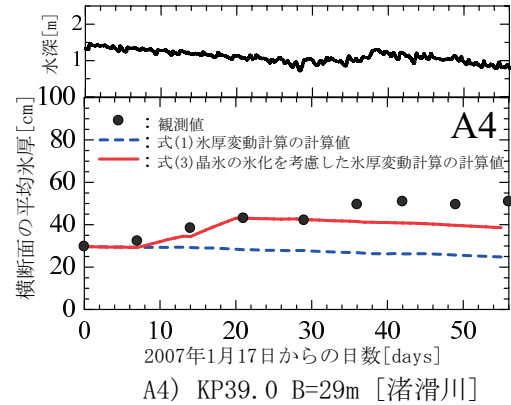
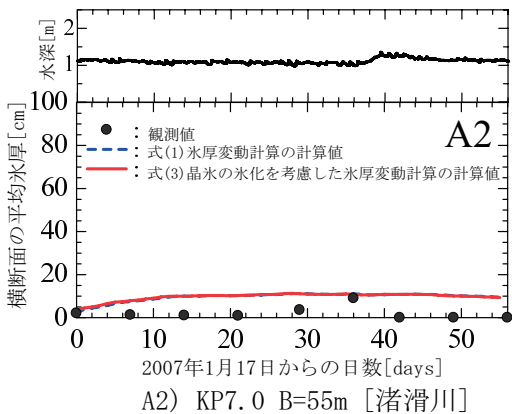
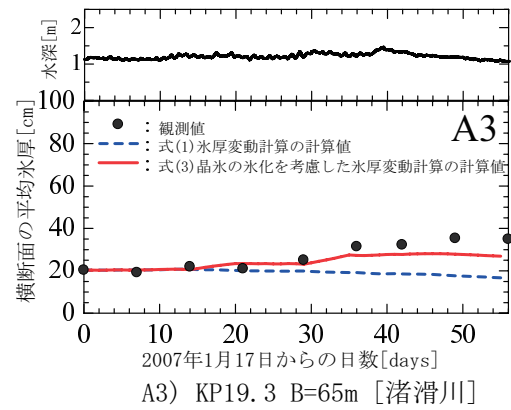
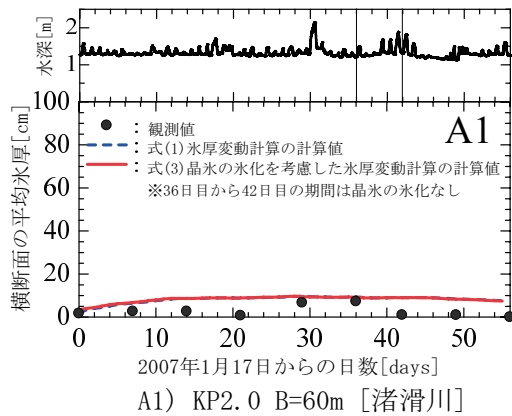


図-14 渚滑川における氷厚の観測値と計算値

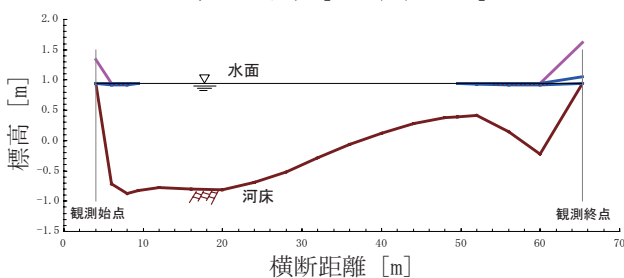
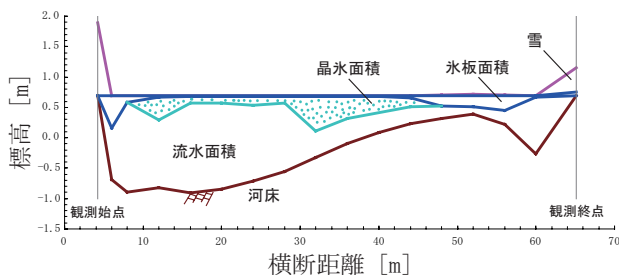


図-15 横断測量図 A1 渚滑橋観測所

晶氷が氷化するかどうか判定する期間は晶氷が減少する期間とし、図-11のII、III、IVの期間とした。晶氷が増加する期間I、Vは、晶氷は氷化しないと仮定している。この理由として、期間Iにおいて晶氷の氷化があると仮定すると、氷板の増加は気温によるものと晶氷の氷化によるものが考えられ、観測される晶氷の増加量はその地点での発生量と上流から流下した量を足

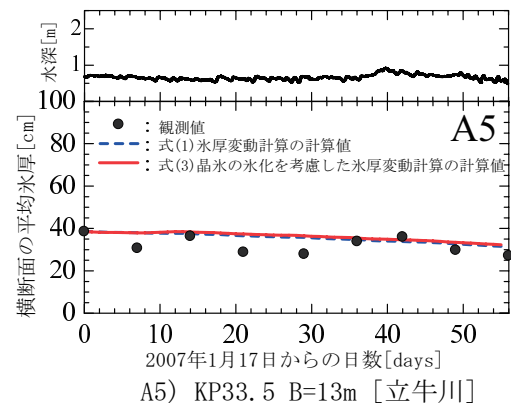


図-16 渚滑川における氷厚の観測値と計算値

した量から氷化した量を引いた量と推察できる。しかし今回の観測手法では、定量的に晶氷の発生量、上流から流下した量、氷化した量を分類する事は困難である。また、期間Vにおいても晶氷の増加量を分類する事は困難であるため、本検討では、期間I、Vは晶氷は氷化しないと仮定して検討を進めている。

図-13において、摩擦速度 U_{*ice} が $8[\text{cm/s}]$ 以下および水温 T_w が $0.08[^\circ\text{C}]$ 以下となる点線で囲われた領域の観測期間について晶氷が氷化すると判定した。これらの閾値については、観測および実験を重ねデータの蓄積を行い晶氷の大きさ毎に決定する必要があるが、現時点では観測データが少なく十分な解析が行えないため、本検討では観測値と計算値が一致するような閾値を試行錯誤を行い決定した。

晶氷が氷化すると判定された観測期間において、下記の式 (3) より晶氷の氷化による氷厚の増加量を評価した。

$$h_{if} = h_i + h_f \quad (3)$$

$$h_f = h_{f(1)} + \left| \frac{(A_f^{j+1} - A_f^j)/B}{D^{j+1} - D^j} \right| \quad (4)$$

ここに、 h_{if} [m]：晶氷の氷化を考慮した氷厚、 h_i [m]：積算寒度を用いた氷厚、 h_f [m]：晶氷の氷化による氷厚、 $h_{f(1)}$ [m]：計算開始日から1日前までの晶氷の氷化による氷厚の積算値、 A_f^j [m²]：晶氷面積（観測値）、 B [m]：川幅、 D^j [days]：計算開始からの日数である。上付きの j について、今回の観測は1地点で9回実施しており最初の観測を1回目とした場合の観測番号である。計算時間間隔は1日である。

5.3 氷厚の観測値と計算値の比較

氷厚の観測値、積算寒度を用いた氷厚変動計算の計算値、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の計算値および自記水位計から河床高を引いた水深について、渚滑川は図-16に湧別川は図-17に示す。

渚滑川の晶氷が極めて少ない図-16 A1) において、36日目から42日目の期間で晶氷が氷化するという判定結果であり、計算値は観測値と一致しない結果であった。図-15 a) は36日目の結氷状況であり、晶氷が薄い氷板下に存在しているが、42日目の図-15 b) では、氷板および晶氷が存在していない。一方、図-16 A1) より、この期間の水深は急激な上昇があった事が分かる。晶氷の氷化の判定図に用いた値は、各観測間の平均値でありこの期間に水理量の変化があったとしても判定図に反映する事は出来ない。36日目から42日目の期間において、急激な水深上昇のため氷底の摩擦速度は大きくなり図-13の晶氷の氷化の領域外になると推定できるため、この期間については晶氷は流下し氷化は起こらないと判断した。この判断のもとに計算を行うと、どちらの計算値も観測値と良く一致した。

渚滑川の晶氷が極めて少ない図-16 A2) において、晶氷の氷化は起こらず、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

渚滑川の図-16 A3), A4) において、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の方が積算寒度を用いた氷厚変動計算よりも観測値と良く一致している。

渚滑川の晶氷が極めて少ない図-16 A5) において、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

湧別川の図-17 B1) において、29日目から36日目の期間で晶氷が氷化するという判定結果であり、晶氷の氷化を考慮した計算値は観測値と一致しない結果であった。この期間の水深をみると急激な上昇があった事

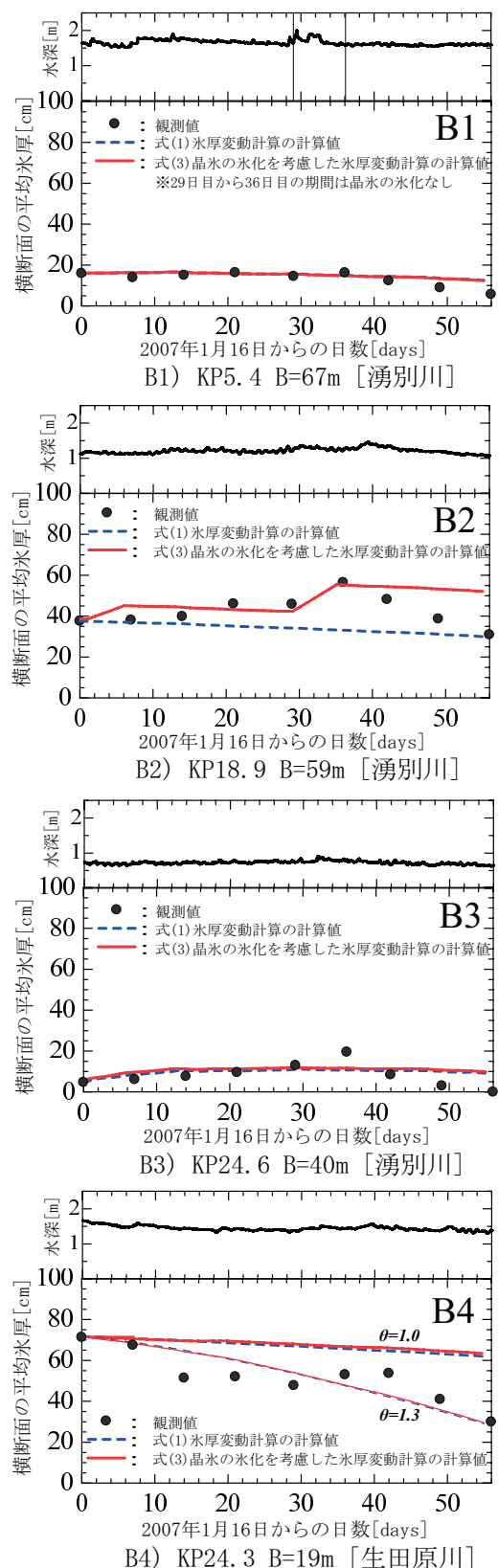


図-17 湧別川における氷厚の観測値と計算値

が観測値から分かる。晶氷の氷化の判定図に用いた値は、各観測間の平均値でありこの期間に水理量の変化があったとしても判定図に反映する事は出来ない。図-18は29日目の結氷状況であり、氷板面積および晶氷面積が大きく流水面積が小さい。このような流水面積が小

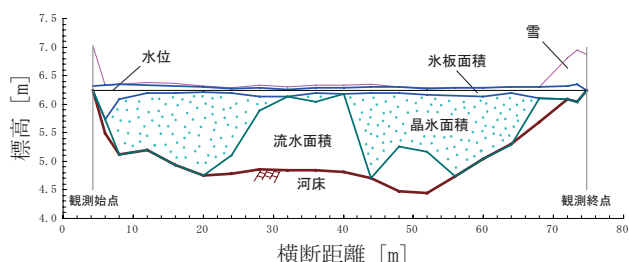


図-18 横断測量図 B1 中湧別観測所 29 日目 [2007/2/14]

さい状況下において、急激な水深上昇が起きると小さい流水面積に水が集中して摩擦速度は大きくなり図-13の晶氷の氷化の領域外になると推定できるため、この期間については晶氷は流下し氷化は起こらないと判断した。この判断のもとに計算を行うと B1 においてどちらの計算値も観測値と良く一致した。

湧別川の図-17 B2) においては、晶氷の氷化を考慮した方が考慮しない場合と比べて観測値と良く一致している。しかし、氷厚ピーク後の氷厚の減少を計算値で再現出来ていない。氷厚の減少の理由が氷板の急激な融解または破壊とすると、本モデルではこれらを考慮していないため再現出来なかったと言える。

湧別川の晶氷が極めて少ない図-17 B3) においては、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

湧別川の晶氷が極めて少ない図-17 B4) においては、観測期間中、氷板の観測値は減少傾向にあり、どちらの計算値も観測値と一致していない。氷厚変動計算に用いている式 (1) の θ は現地に応じて変化する経験的な定数であり、St. Lawrence River における定数を準用しているが、実験的に θ を 1.3 として再計算を実施した。図-17 B4) より、 $\theta=1.3$ としたどちらの計算値も観測値と良く一致した。このことより、B4 は他の地点と比べて氷板の減少過程が異なると推定できる。異なる原因の一つとして、他の地点と比べて氷板上の積雪が多いことから、気温低下に伴う氷板形成が積雪による断熱効果のため抑制されたと推察できる。

渚滑川と湧別川の氷板の形成過程について、St. Lawrence River で妥当性が確認されている積算寒度を用いた氷厚変動計算よりも、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の方が観測値と良く一致しているため、St. Lawrence River の氷板の形成過程において晶氷の氷化の影響が小さい事が推察される一方、渚滑川と湧別川においては晶氷の氷化は氷板の形成過程に無視し得ない規模の影響を与えている事が示唆された。渚滑川と湧別川の晶氷の氷化の起こりやすさについては、図-13の晶氷が氷化する領域の観測期間は、渚滑川で 20 期間、湧別川で 7 期間であり、渚滑川の方が晶氷の滞留しやすく晶氷の氷化が起きやすいと今回の検討結果から推定できる。

6. まとめ

渚滑川と湧別川の現地観測結果から、氷板と晶氷の経時変化を 5 つに分類してその挙動を把握した。また、河川管理上問題となるアイスジャミングの原因である氷板の形成過程において、渚滑川と湧別川の様な晶氷が流下する河川では、「晶氷の氷化」が氷板の増加に寄与する可能性が、氷底の摩擦速度と水温を判定基準とした氷板厚変動計算により示唆された。また、この新しく構築した「晶氷の氷化」を考慮した氷板厚変動計算モデルは、従来の積算寒度を用いた計算よりも氷板厚をより良く再現する事を示した。

渚滑川と湧別川の氷板の増加要因である「晶氷の氷化」の違いについては、アイスジャミングが発生する河川勾配の緩い渚滑川は、湧別川に比べて氷底の摩擦速度が小さいため晶氷が滞留しやすく、水温が低いため「晶氷の氷化」が起きやすい事が今回の検討結果より推定された。

晶氷の挙動については、河川勾配の緩い渚滑川は、発生した晶氷が滞留し氷板が形成されるため、開水面が氷板で覆われこれ以上晶氷は発生せず、河川勾配の急な湧別川は、発生した晶氷が流下するため氷板が形成されづらく、開水面は維持され晶氷が発生する条件となる。このため、湧別川の晶氷の量と流下は、渚滑川に比べて多く流下しやすいと今回の観測結果より推察された。

謝辞 本研究を行うにあたり、米国 Clarkson 大学の Shen 教授にはご指導を頂きました。北海道開発局網走開発建設部には資料の提供等の御尽力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 山下彰司, 小林正隆, 宮昭彦, 平山健一: 北海道における河川の結氷特性と結氷下の水理特性について, 北海道開発局開発土木研究所 報文, pp.59-74, 1993.
- 2) H.T.Shen, 山崎誠, 星清, 渡邊康玄, 平山健一: 渚滑川のアイスジャミングの検討, 第 15 回寒地技術シンポジウム, pp.370-375, 1999.
- 3) 吉川泰弘, 渡邊康玄: 渚滑川と湧別川における氷板と晶氷の現地観測, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 64 号, 2008.
- 4) 山崎誠, 小山俊, 長谷川和義, 平山健一: 寒地河川における冬期渇水後期の流量変動予測, 土木学会論文集 No.565/2-39, pp.11-20, 1997.
- 5) 平山健一: 河川の結氷過程とそのモデル化, 第 29 回水理講演会論文集, pp.179-184, 1985.
- 6) H.T.Shen, POOJITHA D. YAPA: A unified degree-day method for river ice cover thickness simulation, Can. J. Eng. 12. 54-62, 1985.
- 7) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp308, 1986.



吉川 泰弘*
Yasuhiro YOSHIKAWA

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
研究員



渡邊 康玄**
Yasuharu WATANABE

北見工業大学
工学部
社会環境工学科
教授
博士(工学)