

## 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

研究担当者：伊藤丹、黒田保孝、阿部孝章

### 【要旨】

河川結氷災害は、中小河川を含めると毎年発生しており、オホーツク地方の 1 級河川においては警戒体制を取るような事態も頻発している。また、大雪によるアイスジャムおよび取水障害の発生頻度の増加が想定され、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。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て、結氷河川における災害対策技術の提案及び河川結氷時の河川内工事の結氷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

### 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、結氷河川における災害対策技術の提案及び河川結氷時の河川内工事の結氷対策技術の提案するために、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、1 次元混合氷径河水変動計算モデルの開発とアイスジャムの再現計算、天塩川における結氷初期と解氷期に関する現地観測について、以下に示した内容に区分して段階的に研究を進めた。

雪解けと雨の影響により流入量が急激に増加し、ダムの取水口が河水の集中流下に伴い閉塞し、取水障害を起こした事例が発生した。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。この現象の直後に現地調査を行った結果、取水口上流域（以下、上流域）において解氷している状況が確認された。なお、この現象が発生する以前の上流域は結氷していたことから、上流域から河水が集中流下したことが確認された。また、気温・積雪深の気象データと河道測量データを分析した結果、これら気象特性と河道特性が相互に作用したことで河水の集中流下が発生したことが推察された。さらに、気温データを用いて、氷板の形成から融解までの過程を考慮した氷板厚の変動計算を行い、氷板厚の減少と氷の集中流下の関係について検討した。

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 次元河水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。

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、観測データをもとに、結氷初期及び解氷期における水理条件と気象条件を明らかにした。観測結果から、結氷の初期段階では、気温が低下し水温が 0℃となることで河川内において河水が存在できる条件となることがわかった。また、蛇行部などの流速の遅い箇所において、短時間に河水が滞留し 4 日間で 3m 近く水位が上昇した。結氷初期は水温が 0℃となり解氷期は水温が上昇したことが確認された。結氷初期と解氷期を予測するために気温から水温を計算した。計算の再現性は概ね良好なことから、気温をもとに結氷初期と解氷期を推定できることを示した。

## 2.1. 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

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-1**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-2**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。<sup>1)</sup>

本報文の対象としたダムは流域面積126km<sup>2</sup>、総貯水容量1,598千m<sup>3</sup>の取水ダムである。

**図-3**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5.4m<sup>3</sup>/sであった流入量が7日8時には最大取水流量である18.0m<sup>3</sup>/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71.5m<sup>3</sup>/s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、この直後に大量の水が押し寄せたということである。**図-4**、**図-5**に河水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が確認できる。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が確認でき、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-6**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

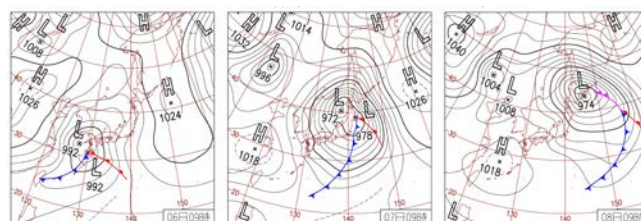


図-1 2013年4月6日、7日、8日の天気図  
気象庁ホームページ気象統計情報日々の天気図より抜粋

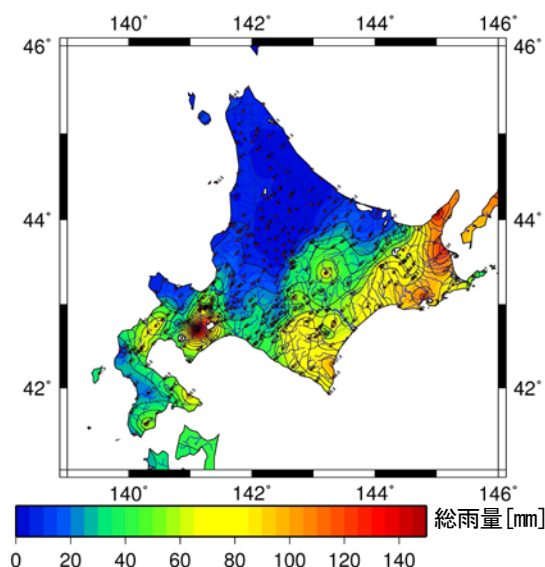


図-2 2013年4月7日の等雨量線図

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

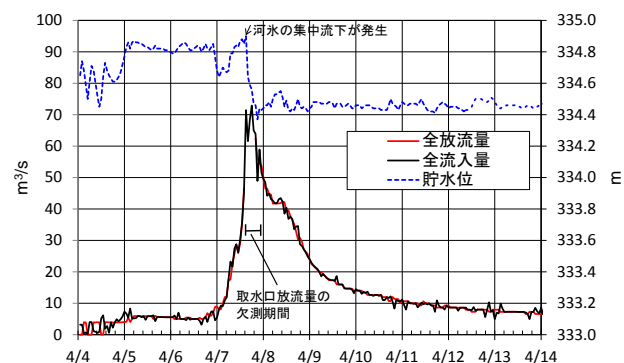


図-3 取水ダムの水位、流入量、放流量  
流入量と貯水位は水の影響を含む

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桟橋の損傷、浮き桟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。

## 2.2. 集中流下した河水の堆積状況

図-7 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。

## 2.3. 河水の集中流下時の気象状況

### 2.3.1. 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、河水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。吉川ら<sup>2)</sup>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、河水の流下の始まりは、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-8 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  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) を基に近藤ら<sup>3)</sup>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  $1\text{m/s}$  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-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



図-4 取水口の状況  
2013/4/7 ダム管理支所撮影



図-5 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

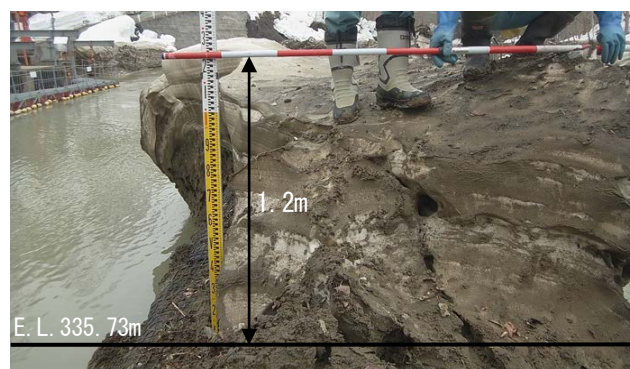


図-6 取水口周辺に残された河水の痕跡  
2013/4/26 ダム管理支所撮影



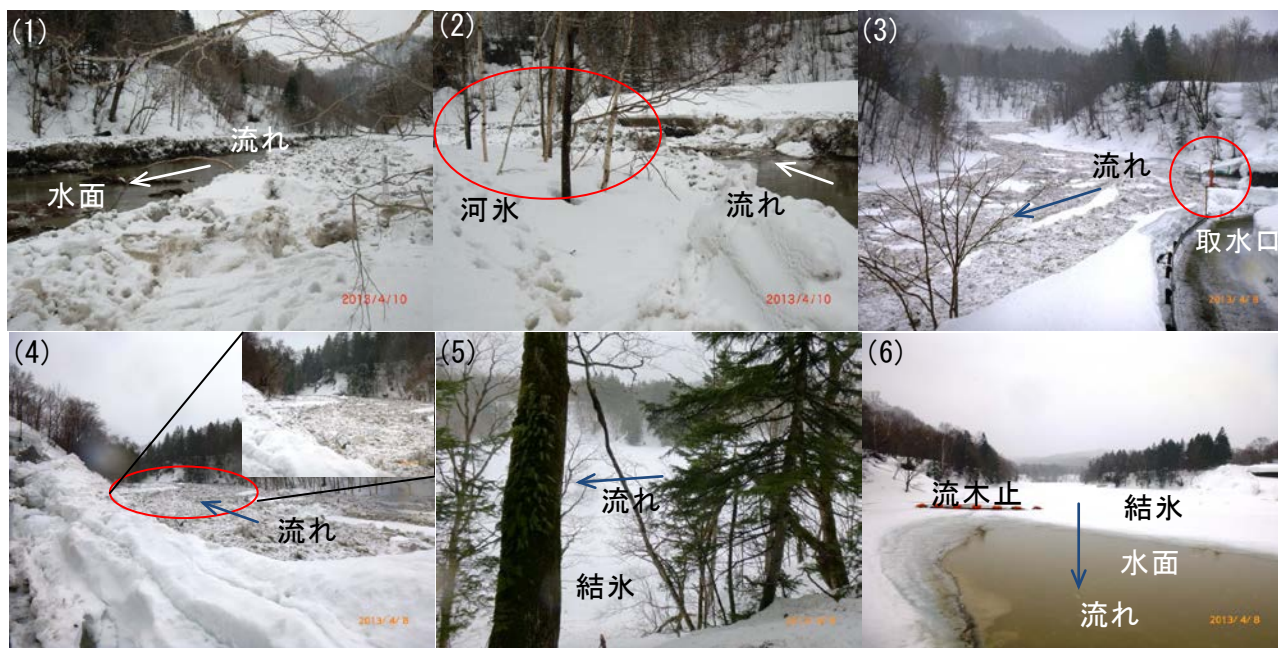


図-7 河水の集中流下時の貯水池の様子

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)

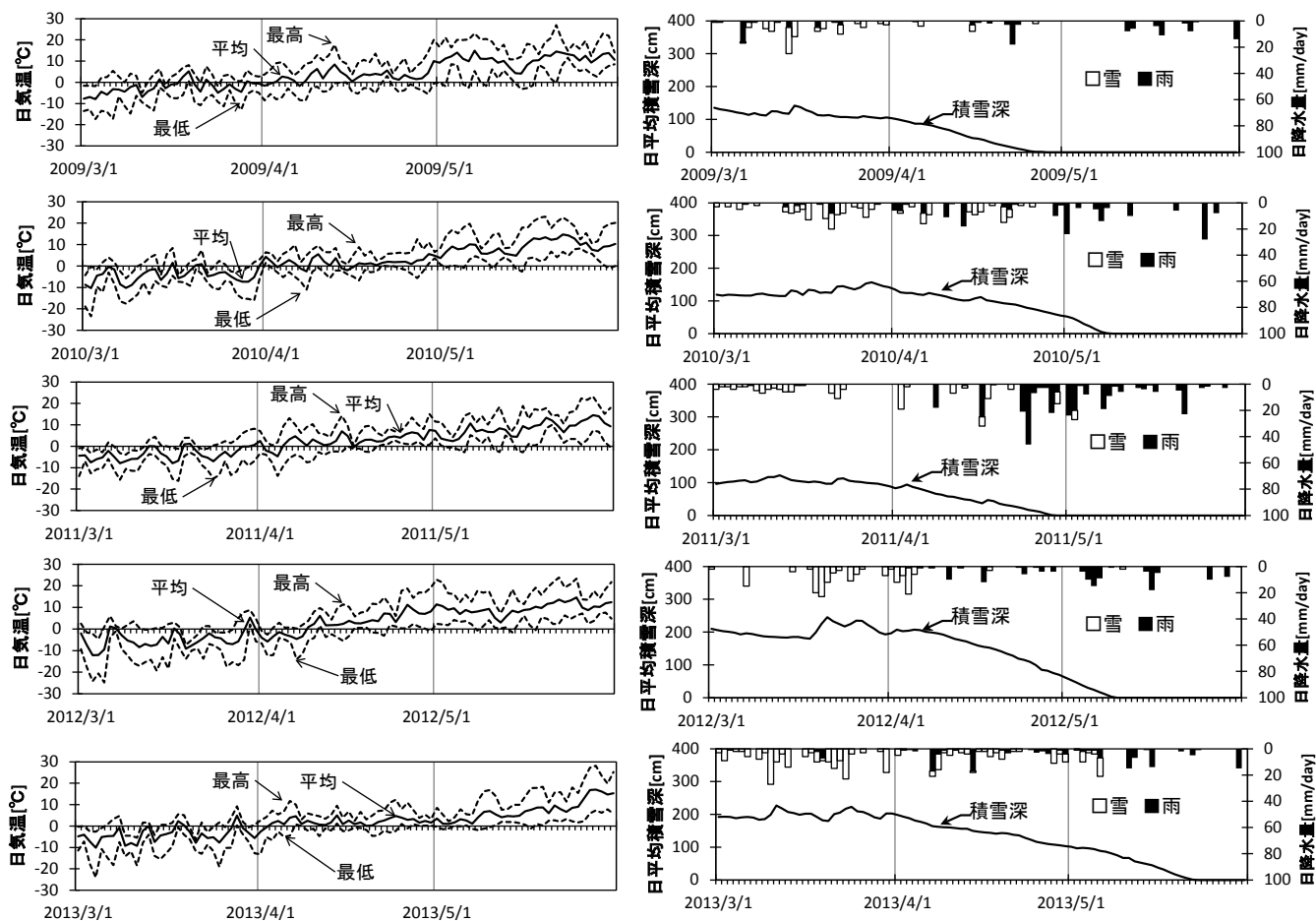


図-8 取水ダム地点の日気温、日降水量、積雪深  
上から順に、2009年、2010年、2011年、2012年、2013年

表-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-9 河水の集中流下と滞留、閉塞、解氷までの様子

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-9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、河水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。

### 2.3.2. 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<sup>2)</sup>。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水が存在していた。すなわち、河水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-10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。

### 2.4. 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。

#### 2.4.1. 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 126km<sup>2</sup> 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(1)に示す気温を独立変数とする融雪係数法<sup>4)</sup>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。

$$M = k_m (T - T_0) \quad (1) \quad M = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s \quad (2)$$

$$\bar{z} = \frac{\sum (z_i A_i)}{A} \quad (3) \quad \bar{T} = T' - \lambda (\bar{z} - z') \quad (4)$$

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<sup>5)</sup>に従い  $T_0 = 0^\circ\text{C}$  とした。 $k_m$  については式(2)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  $\rho_s$  [kg/m<sup>3</sup>] は新目、山下<sup>6)</sup>に従い融雪期の値である 500kg/m<sup>3</sup>、水の密度  $\rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>] は 1,000kg/m<sup>3</sup> 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(1)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<sup>7)</sup> (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(3)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、 $A_i$  [m<sup>2</sup>] : 標高  $z_i$  の流域面積、 $A$  [m<sup>2</sup>] : 流域面積である。式(3)から、平均標高 740.6m が得られた。次に、式(4)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、 $\lambda$  [°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(4)から得られた流域平均気温  $\bar{T}$  を、式(1)の  $T$  に代入して流域平均融雪量を算出した。

#### 2.4.2. 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(1)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<sup>8)</sup>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<sup>3)</sup>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-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-11 に示す。ここで流入量の観測値とは、式(5)によって求められる値である。

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

$Q$  [m<sup>3</sup>/s] : 流入量、 $V$  [m<sup>3</sup>] : 単位時間に増減した貯留量、 $q$  [m<sup>3</sup>] : 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 m<sup>3</sup> 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 m<sup>3</sup> に達している。

このことは、ハイドロ立ち上がり付近で、河氷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。

#### 2.4.3. 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-12 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。

#### 2.4.4. 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  $H=334.5\text{m}$  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  $Q [\text{m}^3/\text{s}]$  : 流量  $1\text{m}^3/\text{s}$  を与える。この結果を図-13に示す。なお、2012年12月に実施された堆砂測量結果<sup>9)</sup>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<sup>10)</sup>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。

2.4.5. 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-7(1)(2)に示す取水口上流約100m付近の河岸において河水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<sup>11)</sup>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。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5}\right)\alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right)\beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (6)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (7) \quad h_w = \left( n_b \frac{Q}{B(I_b)^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (8)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (9) \quad u_w = \frac{Q}{B h_w} \quad (10)$$

$$T_w = \frac{T_a}{1+\gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1+\gamma} \quad (11) \quad \gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{(1-N)h_{wa} \Delta t} \quad (12)$$

ここで、 $h_i$  [m] : 氷板厚、 $h'_i$  [m] は  $\Delta t$  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  $\Delta t$  前の水温、 $\rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>] : 水の

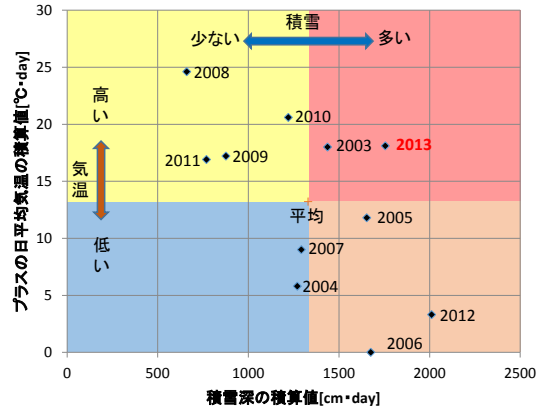


図-10 2003年から2013年までの気温と積雪深の関係 4月1日から10日までの値

表-2 流出計算のモデル定数

| ダム   | 流域面積 (km <sup>2</sup> ) | 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 |

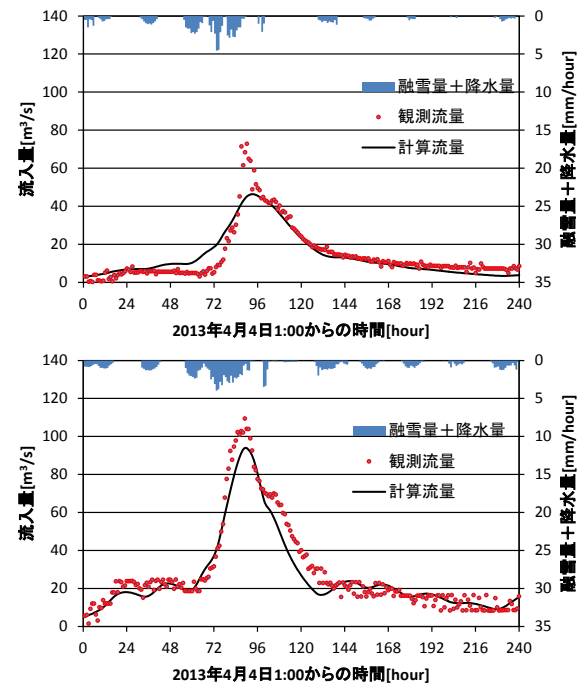


図-11 ダムへの流入量の観測値と計算値 上：取水ダム、下：導水ダム

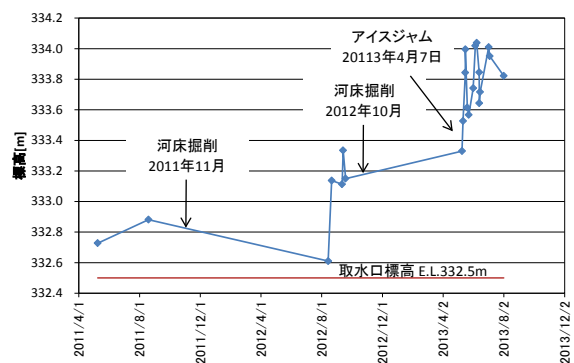


図-12 取水口前面の河床高経年変化図

密度で 999.84、 $C_p$  [J/kg°C] : 水の比熱で 4200、 $n_b$  [s/m<sup>1/3</sup>] : 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  $Q$  [m<sup>3</sup>/s]; 流量 1 m<sup>3</sup>/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  $H=334.5$ m 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、 $h_{i \max} = 0.2$ m 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-14 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  $h_i = 0.42$ m 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) には河水が無くなっており、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。

## 2.5. まとめ

2013 年 4 月 7 日に取水ダム取水口において河水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、河水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 11 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、河水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解氷の促進と流量の増加を促し、氷板を破壊して河水の集中流下を発生させた要因と考えられた。

さらに、河水の集中流下後に低い気温が継続していることから、流下した河水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

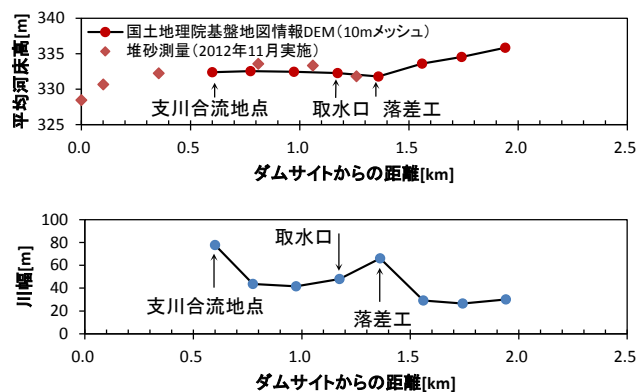


図-13 流入河川流域の縦断的な河床高と川幅

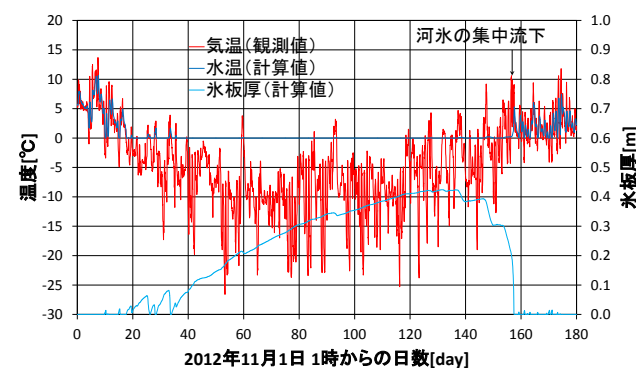


図-14 取水口の水温ならびに氷板厚の計算値

配が緩く、水深が浅くなっており、河水が滞留、閉塞しやすい条件下であったことが示唆された。

### 3) 河水の集中流下の検証

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、河水の集中流下に伴う増水規模として 500 km<sup>3</sup> 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 日間に河水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<sup>12)</sup>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。このような現象は条件さえ揃えばどこにでも起こり得る現象であると考えられ、今後は、河水を考慮した水理実験解析等を行い、この現象について定量的な検討を進める予定である。



### 3.1. 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

結氷河川では、春先になると河道内に形成された河氷が解氷する。解氷した河氷が、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氷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<sup>13)</sup> や水位の急激な上昇<sup>14)</sup> が報告されている。アイスジャムの対策として、Beltaos<sup>15)</sup> 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、河氷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<sup>16)</sup> 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<sup>17)</sup> 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。Carson<sup>18)</sup> 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<sup>19)</sup> 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<sup>14, 20)</sup> 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。

#### 3.2. 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-15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

流れの計算は、連続の式と運動の方程式を用いた。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とした。

河川水における連続の式は式(13)、運動の方程式は式(14)で表した。式(13)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。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{is}}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{if}}{\partial t} = 0 \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_w^2}{A_w} \right) + g A_w \frac{\partial}{\partial x} \left( z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} (h_{is} + h_{if}) \right) \\ + \frac{g n_b^2 u_w |u_w| S_w}{R_w^{1/3}} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{g n_i^2 (u_w - u_i) |u_w - u_i| S_i}{R_i^{1/3}} \\ + g A_w I_{rw} = 0 \end{aligned} \quad (14)$$

流動する氷板の連続の式は式(15)、運動の方程式は式(16)で表した。式(15)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(15)と式(16)では、これらの氷板を集合体として扱っている。

$$\frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{if}}{\partial x} - \frac{\partial A_{is}}{\partial t} - \frac{\partial A_{if}}{\partial t} = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial Q_{if}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q_{if}^2}{A_{if}} \right) + gA_{if} \frac{\partial}{\partial x} (z + h_w + h_{is} + h_{if}) - \frac{gn_i^2(u_w - u_i)|u_w - u_i|S_i}{R_i^{1/3}} - gA_{if}I_{ri} + gA_{if}I_s = 0 \quad (16)$$

$A(m^2)$ : 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、 $I_{rw}$ (無次元): 河川水が受ける氷板の形状抵抗項、 $I_{ri}$ (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、 $\rho_w$  ( $kg/m^3$ ): 水の密度で1000、 $\rho_i$  ( $kg/m^3$ ): 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(17) を用いて算出した。

$$n_i = \left( 2n_o^{\frac{3}{2}} - n_b^{\frac{3}{2}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (17)$$

河床と氷板の合成粗度係数 $n_o$  は、流速係数 $\phi$ (無次元)を用いた式(18)とした。 $\phi$  は著者ら<sup>21)</sup> の式(19)を用いた。なお、本実験の再現計算における式(20) の適用条件は $3cm \leq (h_{is} + h_{if})$  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(20)は、実河川データを基にして得たものである。

$$n_o = \frac{1}{\phi \sqrt{g}} \quad (18)$$

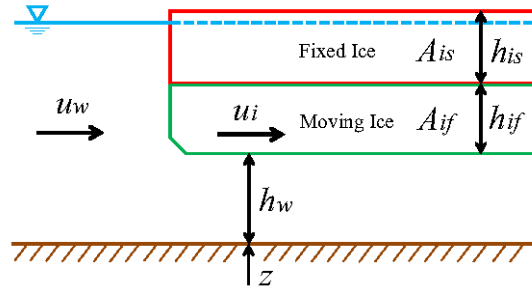


図-15 混合氷径河水変動計算モデルの概念図

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (19)$$

$$C_o = 0.154 + 0.005 \text{ days} \quad (20)$$

$R(m)$ : 結氷時の流積全体の径深、 $I_e$ (無次元): エネルギー勾配、 $C_o(m^{1/4})$  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慮した式(21)、(22)、(23) に示すShen の式<sup>22)</sup> を用いた。

$$R_w = \frac{1}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{B + 2h_w} \quad (21)$$

$$R_i = \frac{\alpha_i}{1 + \alpha_i} \frac{A_w}{NB} \quad (22)$$

$$\alpha_i = \left( \frac{n_i^2}{n_b^2} \frac{N(u_w - u_i)^2}{u_w^2} \right)^{\frac{3}{4}} \frac{B}{B + 2h_w} \quad (23)$$

$$N = \frac{h_{is} + h_{if}}{h_{io}} \quad (24)$$

$B(m)$ : 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<sup>23)</sup> 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(24) 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 $I_{rw}$ 、 $I_{ri}$

河川水が氷板形状により受ける抵抗 $I_{rw}$ 、氷板が河川水により受ける抵抗 $I_{ri}$  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-16 に示す。

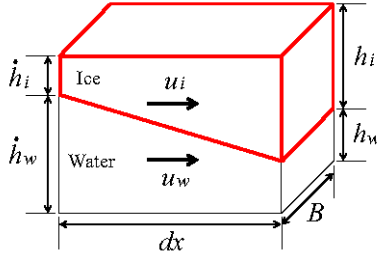


図-16 氷板の形状抵抗の概念図

$$I_{rw} = \frac{C_D}{2gdx} \left( \frac{\Delta h}{h_w} \right) (u_w - u_i) |u_w - u_i| \quad (25)$$

$$I_{ri} = \frac{C_D}{2gdx} \left( \frac{\Delta h}{h_{if}} \right) (u_w - u_i) |u_w - u_i| \quad (26)$$

$$\Delta h = (z + h_w) - (z + h_w) \quad (27)$$

$C_D$ : 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 $I_s$

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。

$$I_s = \sin \theta \left( 1 - \frac{\rho_w \hat{A}_{if}}{\rho_i A_i} \right) \quad (28)$$

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  $\alpha$ 、 $\beta$  のみである熱フラックス式から導出された吉川ら<sup>24)</sup> の式(29) を用いた。

$$h_i = h'_i - \left( \frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left( \frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (29)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (30)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (31)$$

$h_i(m)$ : 氷板厚、 $h'_i(m)$  は  $\Delta t$  前の氷板厚、 $T_a(^{\circ}C)$ : 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。 $\alpha$ (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。 $\beta(m^{1/3}/s)$  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、 $\alpha$  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。 $\beta$  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  $\alpha$  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<sup>24)</sup> から得られた式(30) を用いて算出し、係数  $\beta$  は、式(31) 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<sup>25)</sup> 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(32) を用いた。

$$\frac{\partial(A_w \rho_w C_p T_w)}{\partial t} + \frac{\partial(Q_w \rho_w C_p T_w)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_w E_x \rho_w C_p \frac{T_w}{\partial x} \right) - (1-N) B \phi_{wa} - N B \phi_w \quad (32)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (T'_w - T_a) \quad (33)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T'_w - T_f) \quad (34)$$

$T_w(^{\circ}C)$ : 水温、 $C_p$  (kJ/kg $\cdot^{\circ}C$ ): 水の比熱で4.2 を、 $E_x(m^2/s)$ : 拡散係数で0.001 を与えた。 $\phi_{wa}$ 、 $\phi_w$  (W/m<sup>2</sup>): 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、 $h_{wa}(W/m^2 \cdot ^{\circ}C)$ : 水面の熱交換係数で20 を、 $C_{wi} (W \cdot s^{0.8} / ^{\circ}C \cdot m^{2.6})$  は1622 を、 $T_f (^{\circ}C)$ : 氷板底面の温度であり0 を与えた。 $T'_w (^{\circ}C)$ :  $T_w \Delta t$  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<sup>26)</sup>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<sup>27)</sup>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(35)よりアイスジャム現象を表現した。

$$\hat{u}_i = \lambda u_i \quad (35)$$

$\hat{u}_i$  (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、 $\lambda$  (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-17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 $\lambda$ は、川幅 $B_w$ 氷径 $B_i$ 比であるIJを用いて、式(36)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-18に示す。

$$\lambda = \frac{IJ - IJ_e}{IJ_s - IJ_e}, \quad IJ = \frac{B_w}{B_i} \quad (36)$$

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<sub>s</sub>(無次元): アイスジャム発生初期のIJで規模は小さい、IJ<sub>e</sub>(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<sub>s</sub> = 2、IJ<sub>e</sub> = 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<sub>e</sub>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<sub>k</sub>(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

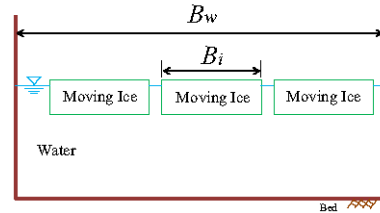


図-17 横断面に存在する代表氷板の概念図

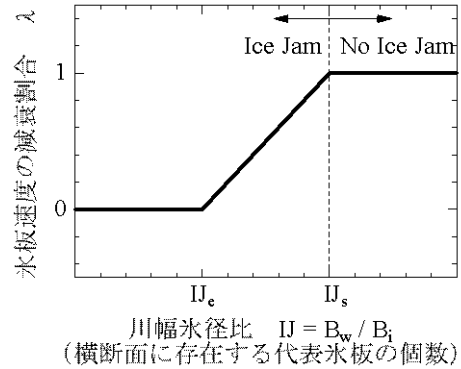


図-18 川幅氷径比と氷板速度の減衰割合

に占めるの割合を $p_k$ (無次元)とした。横断面内を代表する氷径 $B_i$ は、式(37)で表現した。

$$B_i = \sum_{k=1}^{nk} B_k p_k, \quad \sum_{k=1}^{nk} p_k = 1 \quad (37)$$

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には、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の割合 $p_k$ 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融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(38)で表現した。

式(38)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。

$$\frac{\partial(A_{if} p_k)}{\partial t} = p_k^* \frac{\partial A_{if}}{\partial t} \quad (38)$$

$$\text{(断面iから流出)} \quad p_k^* \frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{A_{if} p_k}{\Delta t} = 0 \quad (39)$$

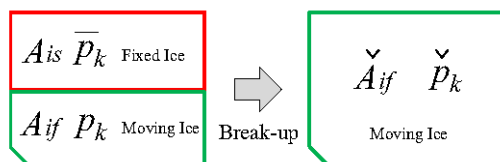


図-19 固定した氷板の解氷の概念図

(断面*i* + 1 から断面*i* に流入)  $p_k^* = p_{k(i+1)}^*$  (40)

(断面*i* - 1 から断面*i* に流入)  $p_k^* = p_{k(i-1)}^*$  (41)

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-19 に概念図を示す。解氷後の流動する氷板の  $\bar{p}_k$  は、図-19 の記号を用いて式(42) 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。

$$\bar{p}_k = \frac{A_{is} \bar{p}_k + A_{if} p_k}{A_{if}} \quad (42)$$

$$\bar{A}_{if} = A_{is} + A_{if} \quad (43)$$

### 3.3. アイスジャム再現計算

開発した1次元混合氷径河氷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<sup>19)</sup>

##### 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-20 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<sup>14)</sup> 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、シリコー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°Cの中で氷を製作した。製作に要する時間は、小さ

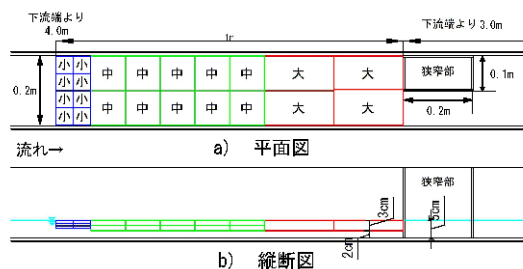


図-20 実験水路内の狭窄部の位置と氷板の配置

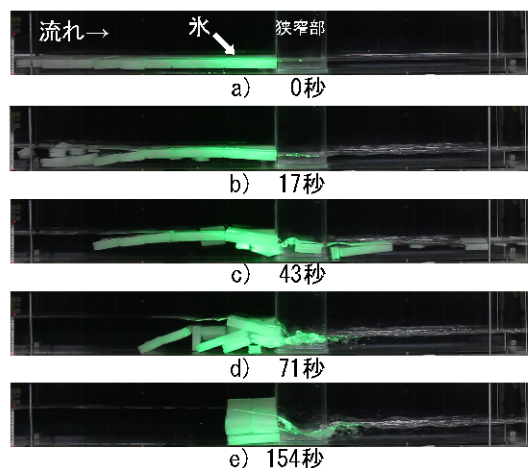


図-21 解氷からアイスジャム発生までの実験状況

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<sup>2)</sup>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氷は、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氷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-20 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 Sirmach 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スタンダー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(ティドビットv2, UTBI-001, 米国オンセットコンピュータ社、精度 $\pm 0.02$  °C) を設置し測定した。平均気温は11.25 °C、上流端の平均水温は0.48°C、下流端の平均水温は0.58 °Cであった。

## b) 実験結果

実験状況を図-21 に示す。図-21 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 $\Delta t$  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 $\Delta x$  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-22 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-22 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

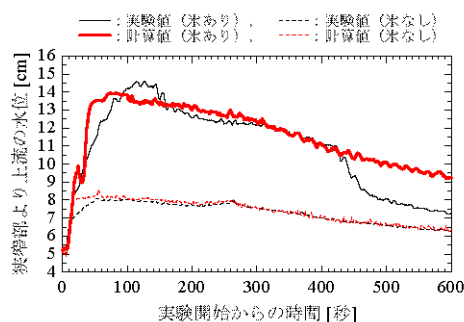


図-22 実験水位と計算水位の比較(下流端から4m地点)

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、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。

## 3.4. まとめ

河川横断面内に様々な大きさの氷板が存在し、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現象を再現することが可能な1次元混合氷径河氷変動計算モデルを開発した。実験水位と計算水位の比較から、本計算モデルの計算結果の妥当性を確認した。



#### 4.1. 天塩川における結氷初期と解氷期に関する現地観測

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水が形成され、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水は融解及び破壊されて下流へと流下し解氷に至る。河水とは図-23 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、解氷期に河水が下流へと流れ、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、北海道開発局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<sup>28)</sup>。

ただし、河水が形成される結氷初期や河水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。

本研究では、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。

#### 4.2. 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5,590km<sup>2</sup>）において、図-24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<sup>29)30)</sup>により結氷することが明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

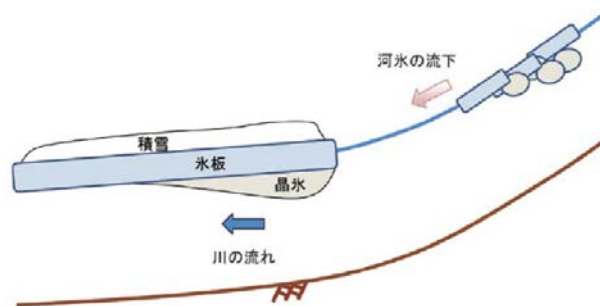


図-23 河水の模式図

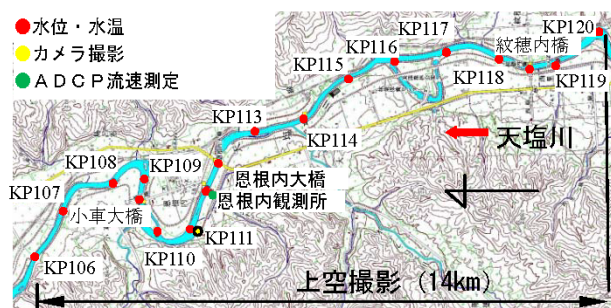


図-24 天塩川における現地観測 (KP:河口からの距離 km)

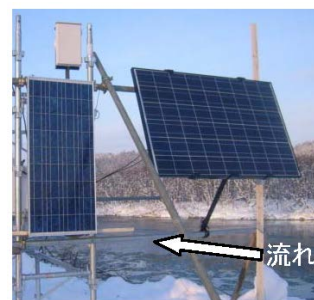


図-25 定点カメラの設置状況

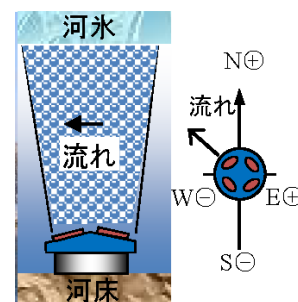


図-26 ADCP 観測模式図

がなかったため、図-25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℃)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<sup>30)</sup>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タから河水の移動速度を計測した。橋場ら<sup>31)</sup>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-26 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(44)、(45)で表される。

$$V_{ice} = -1 \cdot (V_{BT}(NS) \cdot \cos \theta - V_{BT}(EW) \cdot \sin \theta) \quad (44)$$

$$\theta = (360 - \theta') \cdot \frac{\pi}{180} \quad (45)$$

$V_{ice}$  [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、 $\theta$  [rad]: 磁北からの位相、 $\theta'$  [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。

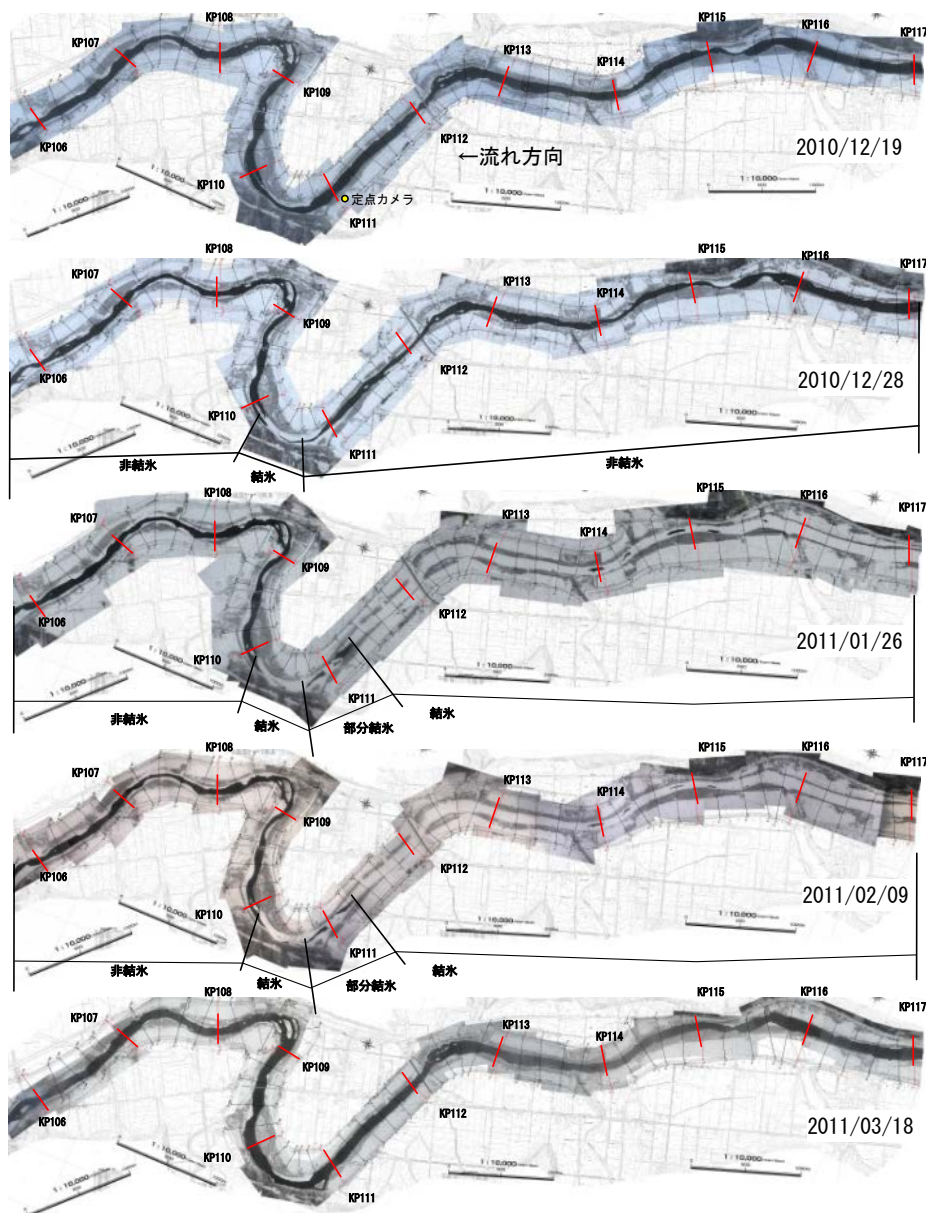


図-27 天塩川における上空撮影(KP106.0 から KP117.0)



### 4.2.1. 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-27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-27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<sup>32)</sup>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-28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。

### 4.2.2. 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系列で整理する。本観測では、18箇所まで水位計及び水温計を設置した。図-30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。

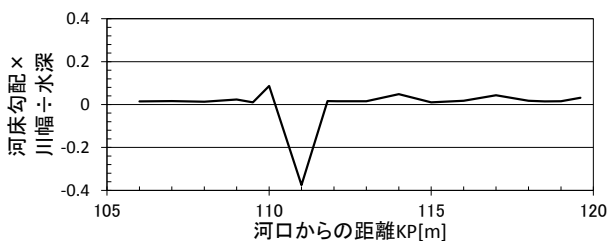


図-28 河床勾配と川幅水深比の積



図-29 結氷時の観測水位と水温

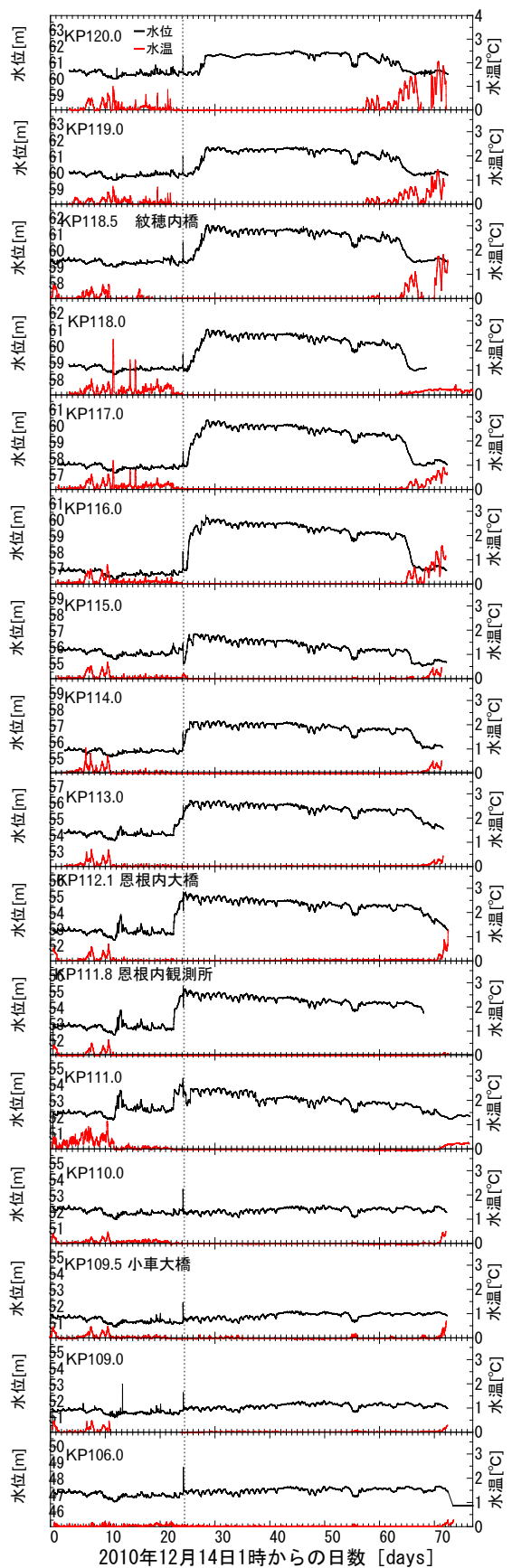


図-30 河道内の河水の流下状況 (KP111.0)



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-29)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。

#### 4.2.3. 結氷初期

結氷前後の状況について図-31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-32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-33に気象台のアメダス音威子府観測所の



図-31 結氷前後の河道内の状況 (KP111.0)

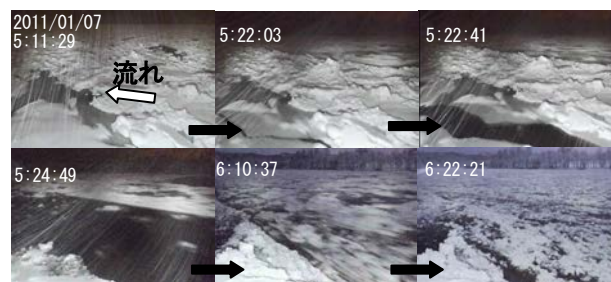


図-32 結氷直前の河水の挙動 (KP111.0)

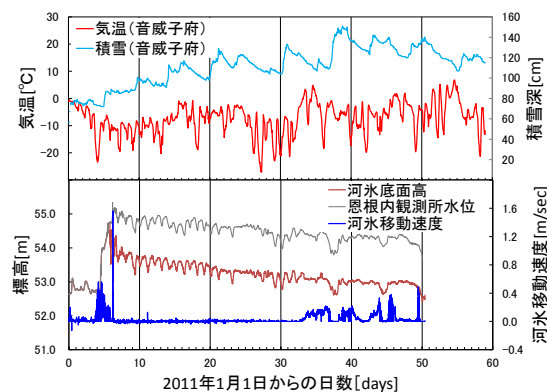


図-33 ADCPによる河水の観測



図-34 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水底面高[m]ならびに河水移動速度[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<sup>33)</sup>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-32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。

#### 4.2.4. 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-33によれば移動速度はほぼ0m/secに等しい値を示している。

#### 4.2.5. 解氷期

解氷期の状況について述べる。図-33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-34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。

### 4.3. 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。

#### 4.3.1. 気温データを用いた予測式の適用性

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<sup>34)</sup>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。

$$h_i = h'_i - \left( \frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left( \frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (46)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (47)$$

$$h_w = \left( n_b \frac{Q}{B(I)^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (48)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (49)$$

$$u_w = \frac{Q}{B h_w} \quad (50)$$

$$T_w = \frac{T_a}{1+\gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1+\gamma} \quad (51)$$

$$\gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{(1-N) h_{wa} \Delta t} \quad (52)$$

ここで、 $h_i$  [m]: 氷板厚、 $h'_i$  [m] は  $\Delta t$  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  $\Delta t$  前の水温、 $\rho_w$  [kg/m<sup>3</sup>]: 水の密度で 999.84、 $C_p$  [J/kg°C]: 水の比熱で 4200、

$n_b$  [s/m<sup>1/3</sup>]: 河床粗度係数 0.03、 $h_{wa}$  [W/m<sup>2</sup>·°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<sup>35)</sup>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  $Q$  [m<sup>3</sup>/s]: 流量 65m<sup>3</sup>/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

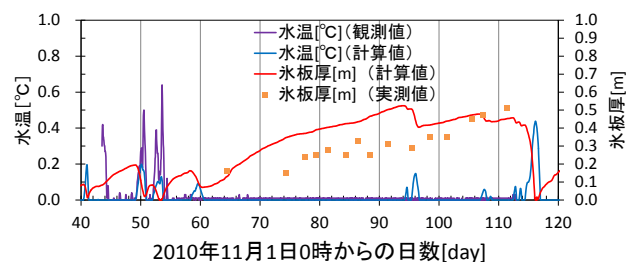


図-35 水温ならびに氷板厚の測定値と計算値

ラスの気温から計算し、初期の気温を一定期間計算して定常値とした。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-35に示す。水温の絶対誤差の平均値は0.02℃、氷板厚の絶対誤差の平均値は0.12mである。

### 4.3.2. 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-36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-37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-38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。

### 4.4. まとめ

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℃となることで河川

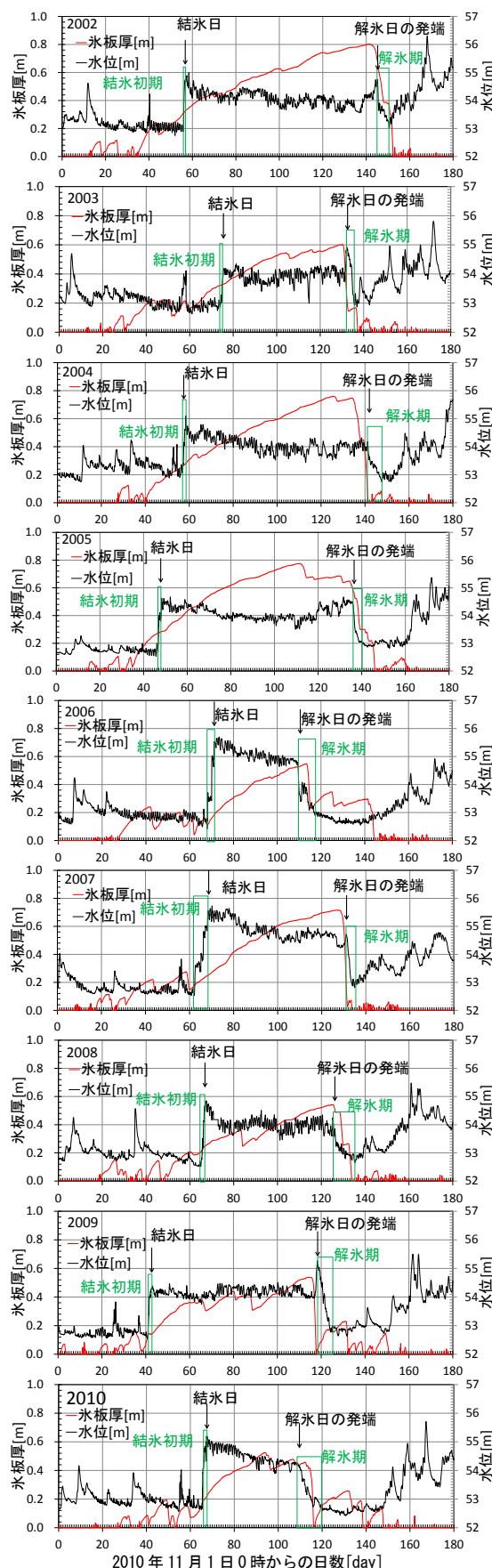


図-36 観測水位ならびに氷板厚(計算)の経年値



内において氷板が存在できる条件となったことと、これ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水が滞留し、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、並びに縦断的な河水の調査結果から、水位上昇が起こる前に氷氷が移動し、その後停止する状況が確認されており、氷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氷氷の流下に伴い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 1D<sup>36)</sup>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。

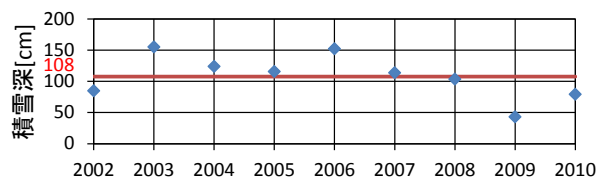


図-37 結氷初期の積雪深（アメダス音威子府観測所）

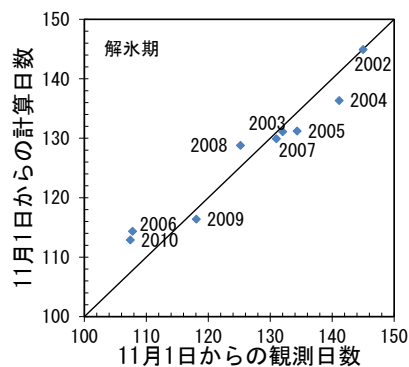
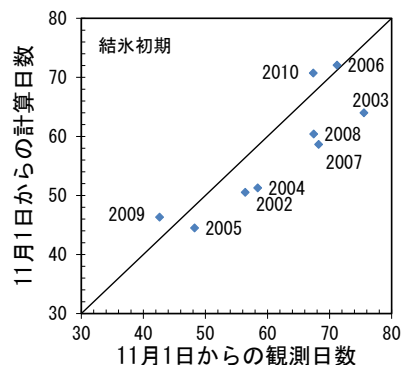


図-38 結氷日ならびに解氷日発端の推定

## 参考文献

- 1) 札幌管区気象台：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>
- 2) 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, No701, pp.2-9, 2011.
- 3) 近藤純正, 本谷研, 松島大：新バケツモデルを用いた流域の土壤水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究, 天気, 42, pp.11-21, 1995.
- 4) IAHR, Section on Ice Problems : MULTILINGUAL ICE TERMINOLOGY, ADDENDUM I, Research Center for Water Resources Budapest, 1980.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 国土地理院基盤地図情報サイト：  
<http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸：寒地河川における河水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.
- 11) 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.
- 12) 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.
- 13) 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.
- 14) 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.
- 15) Beltaos, S. : Progress in the study and management of river ice jams, Cold Regions Science and Technology, 51, pp.2-19, 2008.
- 16) Beltaos,S., Burrell,B.C. : Ice-jam model testing: Matapedia River caqse studies, 1994 and 1995, Cold Regions Science and Technology, 60, pp.29-39, 2010.
- 17) 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.
- 18) 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, 14thWorkshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, 2007.
- 19) 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.
- 20) 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.
- 21) 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.
- 22) Shen,H.T., Shen,H., Tsai,S.M. : Dynamic transport of river ice, Journal of Hydraulic Research, 28, pp.659-671, 1990.
- 23) 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.
- 24) 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.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 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.
- 28) 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.
- 29) 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.

- 30)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 卷, pp.1027-1032, 2009.
- 31)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 卷, pp.365-pp.370, 2011.
- 32)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 卷, pp.247-pp.252, 2010.
- 33)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.L\_697-L\_702, 2013.
- 34)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.
- 35)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-pp.30, 2009.
- 36)iRIC ホームページ: <http://i-ric.org/ja/index.html>



## 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

**Author** : ITO Akashi

KURODA Yasutaka

ABE Takaaki

**Abstract** : 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