

寒地河川における 河氷変動と水位変化に関する研究

A Study of a River Ice Fluctuation given to Water Level in an ice-covered River

吉川 泰弘¹・渡邊 康玄²・早川 博³・平井 康幸⁴

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

¹ 正会員 工修 土木研究所 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

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

⁴ 正会員 土木研究所 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

In an ice-covered river, it is important to clarify relation between river ice fluctuation and water level change. In this study, we carried out observation of water level, water temperature, air temperature, and photography from sky. Frozen area was computed from this photograph. This result showed clearly that river ice progresses towards up-stream from down-stream. Moreover, it was shown that formation of river ice is related to river width, river bed gradient, and water depth. One-dimensional mathematical model of river ice fluctuation which can calculate river flow and river ice was built. The result of this model clarified that, formation of river ice raises water level and dissolution of river ice drops water level.

Key Words : Ice Covered River, River Ice, Water Level, Observation, Mathematical Model

1. はじめに

河川水位は河川管理上、重要な指標である。冬期に結氷する河川の水位は、流量、河道形状、河床粗度に加えて、気温低下により河道内に形成される河氷の影響を受ける。河氷の影響を受けた河川水位の変化には、結氷開始時および解氷時において、河氷が蛇行部、狭窄部あるいは橋脚箇所に滞留して河積を狭めることによる水位上昇と、解氷時において滞留していた河氷が流下して河積が広がることによる水位低下がある。

解氷時の急激な水位上昇の一例として、北海道東部に位置する渚滑川において、上流から流下してきた河氷が蛇行部で滞留し閉塞したため、渇水期である 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という治水上の問題事例がある。この急激な水位上昇の発生要因として、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、水位上昇によって河氷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で滞留および閉塞したと Shen ら¹⁾は推定している。解氷時の水位低下については、出合ら²⁾により 2009 年 3 月 25 日に天塩川の KP59.6 の菅大橋において、解氷の始まりから終わりまでの目視観察に成功し、河氷の流下時と観測水位の低下時が一致

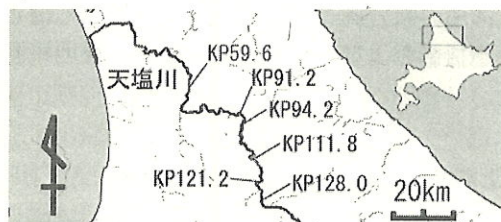


図-1 観測対象区間の位置図

することを明らかにしている。

一方、冬期の河川管理として北海道の一部の河川では、解氷時の水位上昇を防止するために、事前に河氷を割る作業が、時間と労力をかけて例年実施されている。また、寒冷河川の管理を行う際に、リアルタイム水位において急激な水位上昇が確認されたとしても、凍結道路の走行、除雪作業、交通機関の遅延により、早急に現場へ入り、状況を確認して対応することは夏期に比べて困難である。このことから、冬期に結氷する寒地河川において河氷変動と水位変化との関係を明らかにすることは、河川管理を行う上においても有益な知見となる。

本研究は、寒地河川における河氷変動と水位変化との関係を河川縦断的に明らかにすることを目的として、現地観測を実施するとともに、1次元河氷変動計算モデルを構築して現象の解明を試みた。

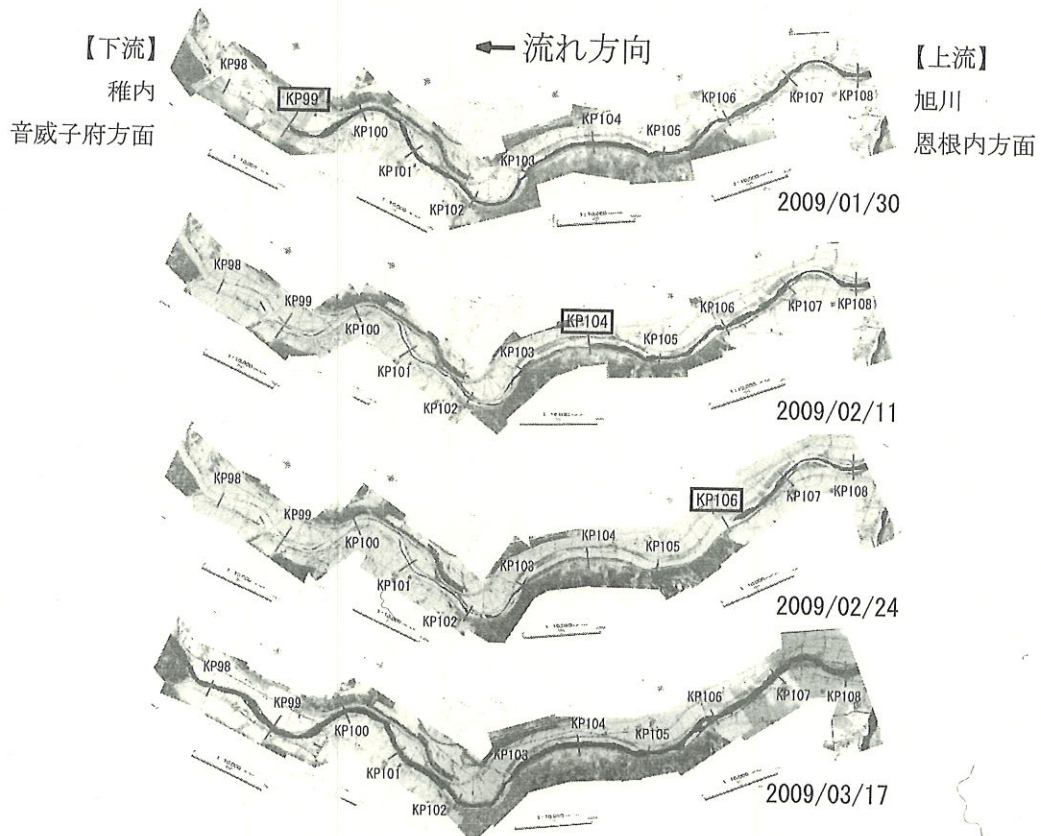


図-2 天塩川における KP98 から KP108 までの上空撮影写真

2. 現地観測

対象河川は図-1 に示す北海道北部に位置する天塩川とし、河川縦断方向への河水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。

(1) 上空撮影

上空撮影の観測区間は、河水形成が河川縦断方向に進行する区間として、KP91.2 から KP121.2 の 30.0km 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。上空撮影の観測時期は、河水形成時の 2009 年 1 月 30 日、2 月 11 日、2 月 24 日と解氷後の 2009 年 3 月 17 日の計 4 回、実施した。

a) 撮影結果

河水の経時変化が大きい KP98 から KP108 の区間における上空撮影写真を図-2 に示す。図-2 より、結氷の先端を追うと、1 月 30 日の結氷の先端は約 KP99 であり、その後、時間の経過とともに、2 月 11 日は約 KP104、2 月 24 日は約 KP106 となり、3 月 17 日は解氷後のため河道内に河水は殆ど存在していない。2 月 11 日の KP98.6 から KP99.8 の区間と KP100.5 から KP103.2 の区間、2 月 24 日の KP98.6 から KP99.6 の区間と KP100.8 から KP103.2 の区間で、滞筋と推定される一部の箇所が開水面が確認できるが、相対的にみると河水は下流から上流へと形成していることが分か

る。撮影区間下流の KP91 付近には音威子府の蛇行部があり、この地点の流速は遅いため、上流から流下する河水が流速の遅いこの地点で滞留および結氷し、この地点を結氷の起点として河水が上流へと進行したと推察できる。

b) 河川縦断方向の平面結氷比の経時変化

上空撮影写真を基にして、平面結氷比を算出した。本研究で定義した平面結氷比は、大きいほど平面に占める結氷の割合が大きい値である。

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

なお、本検討では、河川縦断において 200m 区間毎の値とし、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。

平面結氷比、河床勾配、川幅、河床勾配・川幅水深比を図-3 に示す。図-3 の河床勾配、川幅、水深の算出方法は、1996 年、1997 年、2003 年の 200m 毎の横断測量データと、平水流量 $80.82\text{m}^3/\text{s}$ を用いて、結氷の影響を無視した一般断面不等流計算を行い、計算された流積と水面幅から平均水深を算出して、水位から平均水深を引くことにより河床高を求めて 200m 区間の河床勾配を算出し、川幅は計算値である水面幅とし、水深は計算値である平均水深とした。図-3 の上空撮影日について、計算開始日の 2008 年 12 月 25 日からの日数を記載し、以後、本論文ではこの日数を用いた。

図-3 の平面結氷比を見ると、36 日目では、すでに KP99 まで結氷している。KP99 地点は、急勾配であり

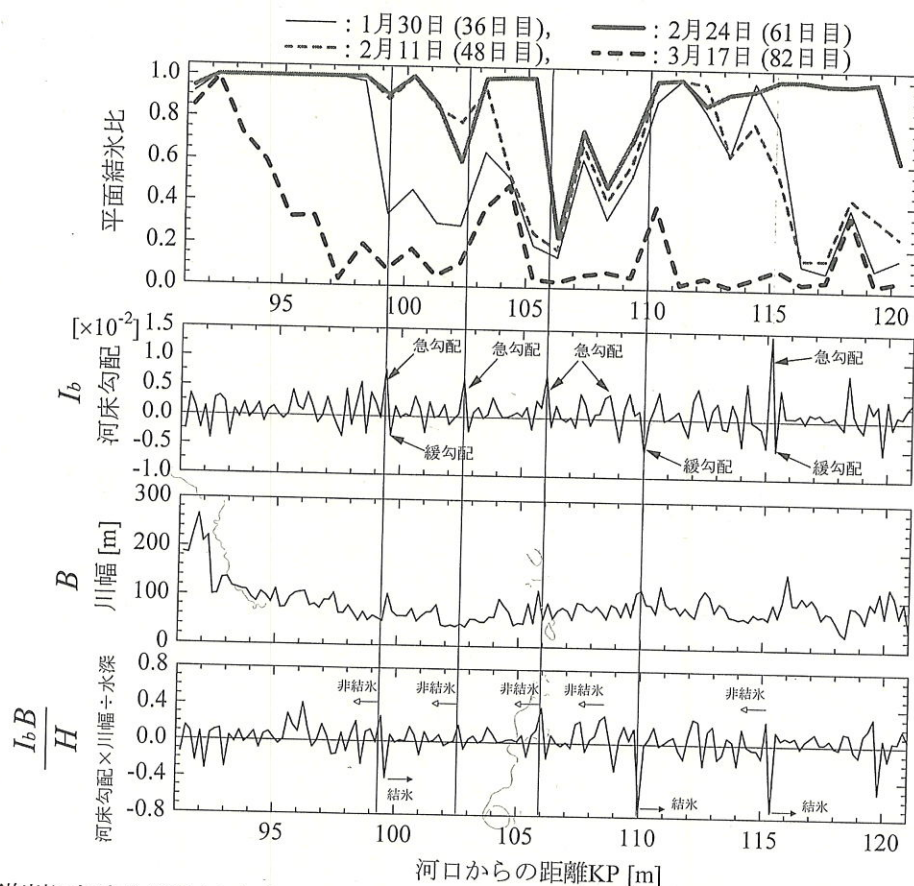


図-3 天塩川における KP91.2 から KP121.2 までの平面結氷比, 河床勾配, 川幅, 河床勾配・川幅水深比

流速が速いため結氷が進行しなかったと推察できる。その後、急勾配の KP103.5 付近で結氷が少し遅れるが、さらに上流へと結氷し、急勾配の KP106 付近まで結氷が進行している。KP106 から KP110 の河床勾配が急な区間においては、平面結氷比が小さくなっている。48 日目では、緩勾配の KP110 から急勾配の KP115 まで結氷しており、その後、61 日目には KP121 まで結氷が進行していることが分かる。

c) 河川縦断方向の河水形成の指標

河川結氷と気象、水理量、河道特性との定性的関係を、本研究では表-1 で整理した。表-1 より、気温、水温が低く、晶水の供給源となる降雪が多い場合には、河水は形成されやすい。流速が速く、水深が浅い場合には、河水は融解されやすい。緩勾配の地点は、流速は遅いと推定できるため、河水は形成されやすい。川幅が狭い地点においては、上流から河水が流下した場合に、川幅が広い地点に比べて、河水が滞留および閉塞されやすいため、河水は形成されやすい。また、結氷する地点は、結氷の起点となるため、影響を与える方向は河川上流方向であり、結氷しない地点は、この地点で河水が融解されやすいため、流下する河水は少なくなり、影響を与える方向は河川下流方向と考えた。

本研究では、河床勾配、川幅、水深に着目して、無次元量である河床勾配・川幅水深比を図-3 に示した。図-3 の結氷が進行する区間では、その下流に河床勾配・

川幅水深比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している。結氷しづらい区間では、その上流に河床勾配・川幅水深比が大きい地点が存在し、この地点から下流は結氷がしづらくなっている。河川縦断方向の河水形成の一つの指標として、河床勾配・川幅水深比が示された。しかし、今回の検討は、河床勾配、川幅、水深のみに着目しており、河床勾配・川幅水深比の値の大きさを定量的に評価するためには、気温、水温、降雪、流速の気象と水理量の因子を考慮する必要がある。

(2) 水位、水温、気温

水位、水温、気温の観測区間は、音威子府川（支川）合流前の KP94.2 から、水位流量曲線 ($H-Q$ 曲線) があり冬期に完全結氷しない美深橋観測所 KP128.0 までの 33.8km とした。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 25 日 0:00 までの 90 日間とした。この区間において、水位 (Mc-1100, 光進電気工業製, 測定精度 ± 1 cm), 水温 (COMPACT-CT, (株) アレック電子, 測定精度 ± 0.05 $^{\circ}\text{C}$) の観測を計 8 地点 (KP94.2, KP99.6, KP106.0, KP108.0, KP109.0, 111.8, KP121.1, KP128.0) で実施し、気温 ((株) MCS, 測定精度 JISA 級 ± 0.15 $^{\circ}\text{C}$ 以下) の観測を計 2 地点 (KP94.2, KP111.8) で実施した。観測間隔は 10 分間である。また、観測区間の下流端の KP94.2 において、河水厚の観測を実施した。

表-1 河川結氷と気象、水理量、河道特性との定性的関係

	気温 T_a	水温 T_w	降雪 $Snow$	流速 U_w	水深 H	河床勾配 I_b	川幅 B	影響方向
結氷	低い	低い	多い	遅い	深い	緩勾配	狭い	上流
非結氷	高い	高い	少ない	速い	浅い	急勾配	広い	下流

3. 1次元河氷変動計算モデルの構築

今回の上空撮影写真により、河氷形成は、下流のある地点を起点として上流方向へと形成することが示された。河川縦断方向の河氷形成と融解が河川水位へ与える影響を明らかにするために、流れと河氷を同時に計算することが可能な1次元河氷変動計算モデルを構築した。なお、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、本モデルでは簡便のため氷板のみを対象としている。

(1) 流れの基礎式

連続の式は式(1)を運動の方程式は式(2)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で行った。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial H_z}{\partial x} + \frac{gn^2|Q|}{AR^{4/3}} \left(\frac{Q + \bar{Q}}{2} \right) = 0 \quad (2)$$

$A[m^2]$: 流積であり水が流れる面積である。 $Q[m^3/s]$: 流量, $t[sec]$: 時間, $x[m]$: 距離, $g[m/s^2]$: 重力加速度で9.8である。 \bar{Q} は Δt 後の流量で未知数となる。

$H_z[m]$: 水位は、式(3)より算出した。 $Z[m]$: 河床高, $h_w[m]$: 有効水深, $h_i[m]$: 氷板厚, 水の密度: $\rho_w[\frac{kg}{m^3}]$ は999.8, 氷の密度: $\rho_i[\frac{kg}{m^3}]$ は917.4を与えた。

$$H_z = Z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i \quad (3)$$

$R[m]$: 径深で、開水時は h_w を与え、結氷時は $S_i[m]$: 河氷潤辺, $S_b[m]$: 河床潤辺, $B[m]$: 川幅として $B \gg h_w$ とすると、 $S_i \simeq S_b \simeq B$ となり、式(4)より算出した。

$$R = \frac{A}{S_i + S_b} \simeq \frac{A}{2B} = \frac{h_w}{2} \quad (4)$$

n はManningの粗度係数で、開水時は河床粗度を与え、結氷時には河床と河氷の合成粗度係数を与えた。結氷時の合成粗度係数について、既往研究⁵⁾ではManningの粗度係数を時間の関数として推定している。本研究では、Manningの粗度係数の水理学的な意味が明確となるように、式(5)の流速係数 ϕ [無次元]を用いて算出した。結氷時の流速係数 ϕ は、吉川ら³⁾の式(6)を用いた。なお、本計算における結氷時の合成粗度係数を与

える結氷条件は、フルード数が0.4以下かつ氷板厚が40cm以上とした。適用範囲は $3 < \phi < 30$ とした。

$$n = \frac{R^{1/6}}{\phi \sqrt{g}} \quad (5)$$

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (6)$$

I_e はエネルギー勾配, $C_o[m^{1/2}]$ は河氷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、本研究においては、既往の観測値³⁾を参考として式(7)より与えた。式(7)の $days$ は結氷後からの日数である。

$$C_o = 0.154 + 0.005 \, days \quad (7)$$

(2) 氷板厚計算式

河川結氷時の氷板厚は、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吉川ら⁴⁾の式(8)を用いた。

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

$h_i[m]$: 氷板厚, $h'_i[m]$ は Δt 前の氷板厚, $T_a[^\circ C]$: 気温, $T_w[^\circ C]$: 水温である。 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、導水勾配が大きく粗度が小さい場合は大きく、導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から得られた吉川ら⁶⁾の式(9)を用いて算出し、その値を式(10)で加重平均して、計算に用いた。得られた α を図-4に示す。なお、式(10)の添え字 i は計算断面を表す。

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

$$\alpha_i = (\alpha_{i-2} + 2\alpha_{i-1} + 3\alpha_i + 2\alpha_{i+1} + \alpha_{i+2})/9 \quad (10)$$

β については、式(11)より算出した。 $U_w[m/s]$ は断面平均流速であり、 U_w および h_w は計算値を与えた。

$$\beta = \frac{U_w}{h_w^{2/3}} \quad (11)$$

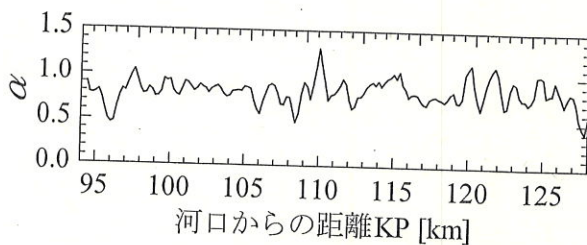


図-4 河川縦断の係数 α

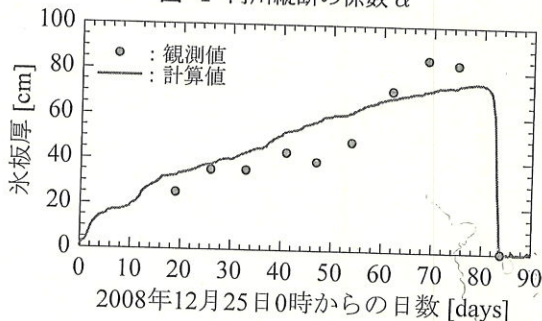


図-5 氷板厚の観測値と計算値 (KP94.2)

式(8)において、例えば1時間毎に氷板厚を計算する場合は、 T_a 、 T_w は1日の平均値であるため、24で割り単位変換した値 $T_a/24$ 、 $T_w/24$ が入力値となる。なお、 h_i [m] の初期条件は1mmとして与え、それ以降は計算される氷板厚を与えた。氷板厚の計算値と観測値を図-5に示す。図-5より、計算値は観測値を良く再現している。

(3) 河氷変動が流水へ与える影響

河氷の変動が流水へ与える影響として、河氷が形成されると流積は狭められ、河氷が形成される分の流量が減少し、河氷が融解されると流積は広くなり、河氷が融解される分の流量が増加することが考えられる。本研究では、これらの影響を浮力と質量保存を考慮して、次式によりモデル化した。

$$\begin{cases} A' = A - \frac{\rho_i}{\rho_w} \Delta h_i B & (12) \end{cases}$$

$$\begin{cases} h'_w = \frac{A'}{B} & (13) \end{cases}$$

$$\begin{cases} H'_z = Z + h'_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i & (14) \end{cases}$$

$$\begin{cases} R' = \frac{h'_w}{2} & (15) \end{cases}$$

$$\begin{cases} Q' = Q - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{dh_i}{dt} B \Delta x & (16) \end{cases}$$

Δh_i は Δt の時間間隔の間に変動した氷板厚 [m] であり、 B は川幅 [m] である。なお、添え字'は河氷変動の影響を受けた値であることを示す。

4. 河氷変動と水位変化

(1) 計算条件

計算に用いた河床高と川幅は、上空撮影写真結果の検討で算出した値を用いた。河床の Manning の粗度係数

は、開水時に観測した水位と計算値が一致するように、河床勾配を参考⁷⁾にして試行錯誤を行い決定した。上流端の境界条件である流量について、この地点は、連続観測データはなく結氷しないことから、河床変動はなく河床粗度、エネルギー勾配は一定と仮定して、Manning式から HQ 曲線式を求め、この式により観測水位から流量を算出した。下流端の水位は10分毎の観測水位を境界条件として与えた。気温は2地点で観測した値を、水温は8地点で観測した値を河川縦断方向に線形補完して各断面の値とした。なお、水温は 0.06°C 以下の場合は 0°C として計算を行った。

計算区間は KP94.2 から KP128.0 の 30.8km、期間は2008年12月25日0:00から2009年3月25日0:00の90日間とし、断面間隔は200mの河道データを線形補完して $\Delta x=100\text{m}$ 、時間間隔は $\Delta t=5.0$ 秒とした。

(2) 本計算モデルの観測値と計算値

図-6に、横軸に日数、縦軸にKPと標高をとり、河氷変動と水位変化を時空間的に示した。また、計算区間の上流 KP128 地点において気象庁から得られた積雪深、KP111.8 地点において本観測から得られた気温、水温も合わせて示した。なお、水位の微小振幅は上流に位置する岩尾内ダムの放流量の影響である。本研究の結氷条件について、観測値は上空撮影写真から得られた平面結氷比が0.8以上の地点を結氷とし、計算値はフルード数が0.4以下かつ氷板厚が40cm以上とした。

河氷変動について、36日目の KP114 付近の結氷を計算値は再現できていないものの、相対的にみると計算値は観測値の場所と時間を良く再現している。

水位変化について、KP99.6 および KP106.0 において、計算値は観測値の経時的な結氷に伴う上昇および降下を良く再現している。また、KP109.0 においては、結氷していないため水位変化は他の地点と比べて小さく、計算値は観測値を良く再現している。

しかし、KP111.8 における12日目から34日目までの計算水位は、観測水位を再現していない。積雪深をみると、10日目から12日目にかけて積雪深が上昇しており降雪があったことが分かる。また、この期間に気温はマイナスに低下し、水温は 0°C に低下していることから、河道内に降った雪は、融解されずに雪由来の晶氷として河道内を流下していると想定できる。また、気温がマイナスへと低下していることから、流水中に晶氷が発生したことも想定される。河道内に供給された晶氷が、河床勾配・川幅水深比が小さい地点である KP110 において、晶氷が滞留および氷化して河氷が形成され、上流の KP111.8 へと結氷が進行したと推察できる。この推論が正しいとすれば、本計算モデルは降雪に伴う晶氷の供給、気温低下による晶氷の発生をモデル化していないため、河氷形成を再現することがで

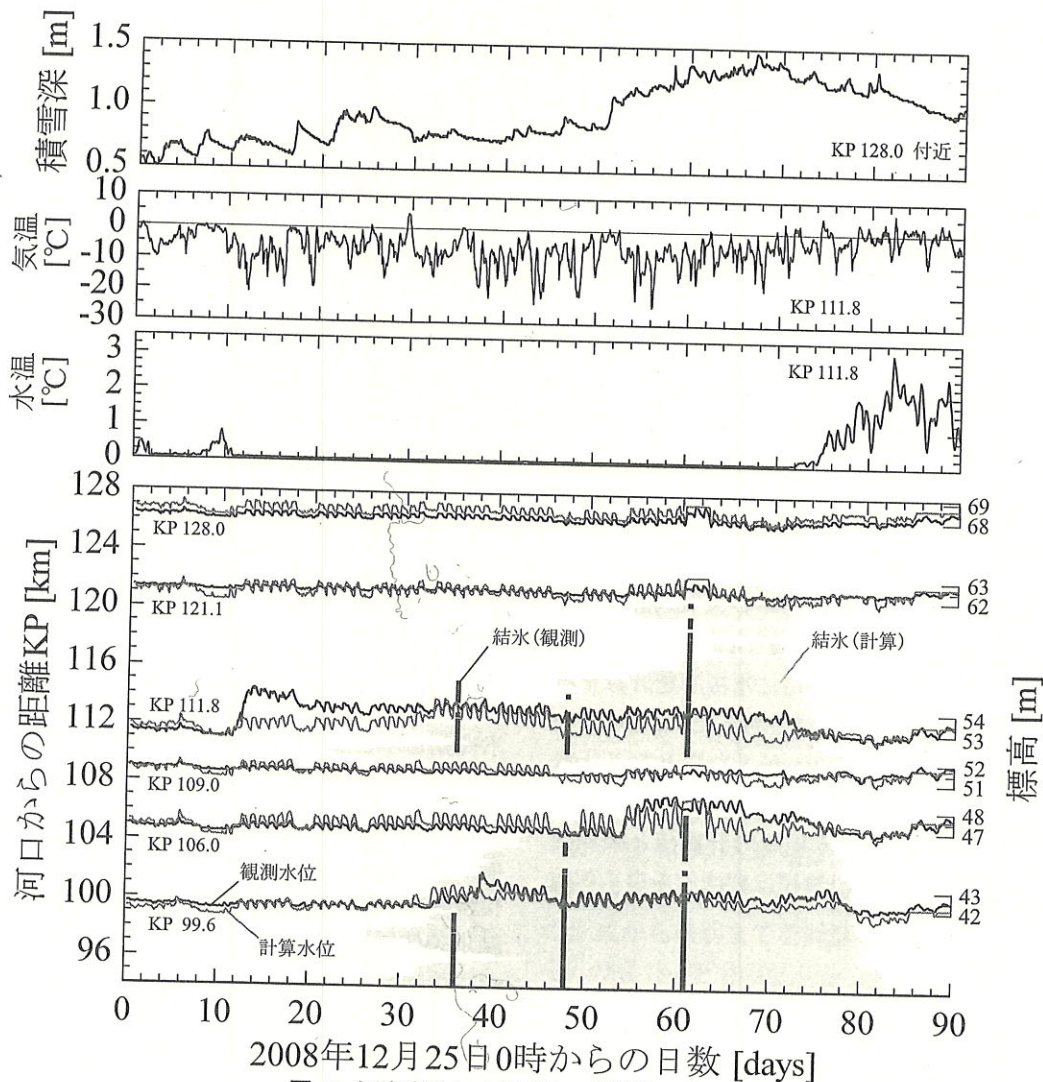


図-6 河氷変動と水位変化の観測値と計算値

きず、結果として12日目の水位上昇を再現できなかったと考えられる。

一方、本計算モデルはKP99.6からKP109.0までの区間における計算値は、観測値の場所と時間を良く再現しており、このことは、河氷は下流から上流へと形成され、河氷が形成されると河川水位が上昇し、河氷が融解されると河川水位は低下するという河氷変動と水位変化との関係を明らかにしている。

5. まとめ

今回の上空撮影写真から平面結氷比を算出し、河氷は下流のある地点を起点として上流方向へと形成されることを示した。河川縦断方向の河氷形成に関する指標として、河床勾配・川幅水深比を提示した。流れと氷板を同時に計算することが可能な1次元河氷変動計算モデルを構築した。本計算モデルは、晶氷の挙動をモデル化していないため、観測値を再現できない地点はあるものの、相対的には計算値は観測値を良く再現しており、河氷が形成されると河川水位が上昇し、河氷が融解されると河川水位は低下するという結氷現象を本計算モデルにより明らかにした。

謝辞：本研究は北海道開発局旭川開発建設部より資料提供のご協力、(株) 福田水文センターより現地観測のご尽力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 出合寿勇, 吉川泰弘, 尾形寿: 天塩川における解氷現象に関する現地観測, 第25回寒地技術シンポジウム, pp.184-189, 2009.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) A. M. Wasantha Lal, Hung Tao Shen: MATHEMATICAL MODEL FOR RIVER ICE PROCESSES, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.117, No.7, pp.851-867, 1991.
- 6) 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.
- 7) 河村三郎, 土砂水理学I, 森北出版株式会社, pp.212, 1982.