

フラジライスの発生に関する現地観測

岩手大学 学生員 村館一明

学生員 竹内敬浩

正員 平山健一

1. はじめに

冬期に、寒冷地河川において発生するフラジライスは、工業用水や発電のための取水口のスクリーンを小さくして取水不能にしたり、貯水池では取水量の減少の原因ともなる。本研究では、北海道網走地方の湧別川での現地観測に基づき、フラジライスの発生条件を水面熱収支の観点から求めている。

2. 現地状況

フラジライスの発生は、湧別川中流部の開盛で、水位観測定時に、同一地点から同方向を撮影した写真により判定する。この地点の河川状況は、河幅約25~26m、水面勾配1/700~1/3000、冬期流量6~10m³/sであり、上流部では、水面勾配が1/100~1/300である。

3. 水面熱収支

自然状態のもとにおける河川水面に關する熱収支項は、短波放射いわゆる太陽からの日射、長波放射、気温と水温差による顕熱フラックス、蒸発または凝結にともなう潜熱フラックスの4つである。これらの熱収支項を図-1に示してある。

(1) 短波放射: I

短波放射は、気候資料の全天日射量を用いる。

(2) 長波放射: R

水面から大気へ向かう長波放射 R_1 は、Stefan-Boltzmannの法則より、水面温度を $\theta_w(^{\circ}\text{C})$ として、次式で表わされる。

$$R_1 = \varepsilon \sigma T_w^4 \quad \varepsilon: \text{射出率} \approx 1.0 \quad T_w = \theta_w + 273 \text{ (K)}$$

σ : Stefan-Boltzmann定数

$$= 4.88 \times 10^{-9} \text{ (cal/cm}^2\text{/hr/K}^4\text{)}$$

大気から水面に向かう長波放射 R_2 は、Bruntの式より、気温を $\theta_a(^{\circ}\text{C})$ として次式で表わされる。

$$R_2 = \alpha T_a^4 (0.51 + 0.066 \sqrt{e_a}) \quad T_a = \theta_a + 273 \text{ (K)} \quad e_a: \text{地表付近の水蒸気圧 (mb)}$$

有効長波放射は $R = R_1 - R_2$ 、さらに雲量の影響及び気温・水温差が大きい場合の補正項を考慮し次式となる。

$$R = \alpha T_a^4 (0.49 - 0.066 \sqrt{e_a}) (1 - c n^2) + 4 \alpha T_a^3 (\theta_w - \theta_a) \quad c = 0.68 \quad n: \text{雲量 (0~1.0)}$$

(3) 顕熱フラックス: Q_H

$$Q_H = h (\theta_w - \theta_a) \quad h: \text{熱伝達係数} = 0.72 \text{ (cal/cm}^2\text{/hr/}^{\circ}\text{C)}$$

(4) 潜熱フラックス: Q_E

$$Q_E = k (\theta_w - \theta_a) \quad k: \text{潜熱伝達係数} = 1.08 \text{ (cal/cm}^2\text{/hr/mb)}$$

従って、総熱収支HSは、

$$HS = (1 - \alpha) I - R - Q_H - Q_E \quad \alpha: \text{水面反射率}$$

気候資料は網走気象台のものを用い、上述した式によって計算された昭和56年1月と2月の水面熱収支量をそれぞれ図-2と図-3に示した。なお、正確な水温が得られなかったため、計算上水温を0と仮定した。計算値は、各日の3時から24時まで3時間おきに算し、同時間の値を1か月分平均した値である。

これらの図を比較すると、1月・2月とも日中(午~16時)は、短波放射が総熱収支に大きな影響を与えてい

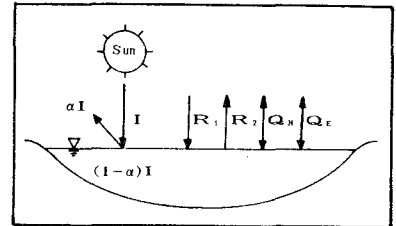


図-1 水面熱収支

る。夜間(3~6時、18時以降)では、総熱収支の変化はほとんど小さく、1月と比較して2月が約 $2.0 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 小さくなっている。長波放射は、気温だけでなく、雲量や水蒸気圧の関数となっているため、その変化の様子は、はっきりしていない。顕熱フラックスは、気温の上昇とともに大きくなるが、潜熱フラックスは、1日を通じてあまり変化しない。また短波放射を除く各熱収支項とも、1月より2月が熱損失量は大きくなっている。

図中上部に示してある気温変化も、同時間の気温を1ヶ月分平均した値である。1月と2月を比較して、1日を通じて約 $1 \sim 2^\circ\text{C}$ の気温差が生じている。

4. フラジルアイスと水面熱収支

図-4には、フラジルアイス発生の日とその前日18時から当日6時までの総熱収支の1時間平均値の関係及びその時間帯の平均気温と天気を示している。フラジルアイスの発生と熱損失量との関係を見ると、1月は熱損失量が約 $7.5 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 以下、2月は約 $12.5 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 以下のときでなければ発生していないことがわかる。この差は、図-2、3を見てわかるように、2月は水体が日中に受け取る熱量が大きいため水温が上昇し、よって熱損失量が大きくなければ河川水が凍やされないために生じると思われる。気温との関係では、1月は約 -3°C 以下、2月は約 -5°C 以下でフラジルアイスは発生している。一般的に、夜間が晴天であれば、気温は低く、総熱損失量が大きく、フラジルアイスは発生しやすいと思われる。フラジルアイスの発生量と熱損失量、気温の関係はあまり明確ではないが、1月は、気温が約 -5°C 以下のときに、フラジルアイスは少量に発生している。熱損失量との関係では、 $13.5 \sim 16 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ を境にして、それより大きい場合に少量にフラジルアイスは発生している。

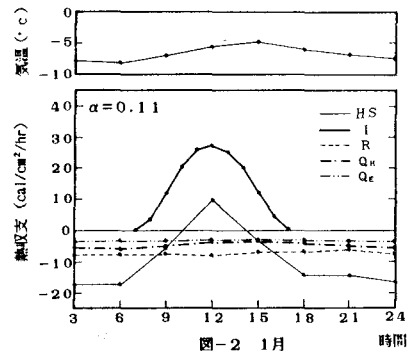


図-2 1月

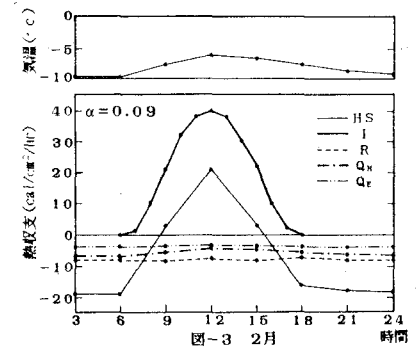


図-3 2月

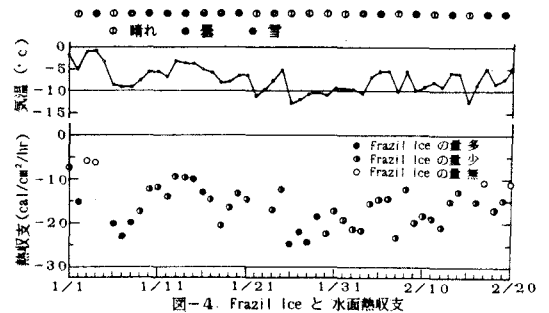


図-4. Frazil ice と水面熱収支

以上述べてきたが、フラジルアイスの発生と熱損失量の関係では、G.P.Williams の Ottawa 川での観測によると、熱損失量がおおよそ $50 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 以上のときに、かなりのフラジルアイスが発生する、という報告がなされているが、本研究では、その値よりかなり小さい熱損失量でもフラジルアイスが発生し、約 $14 \text{ cal/cm}^2/\text{hr}$ 以上で少量に発生することが明らかになった。しかし、フラジルアイスの発生は、熱損失以外に、風速や流速の影響も大きいと思われる。また、熱収支計算では、各熱伝達係数の決定にも、風が大きく影響している。今後、これらのことを考慮した上でのフラジルアイスの発生条件を検討する必要がある。

5. 参考文献

新井 正・西沢 利栄：水温論 共立出版(1974)

G.P.Williams: FRAZIL ICE DURING SPRING BREAK-UP, IAHR/1972

杉山 有：河川の結氷過程に関する考察(1982)