

II—28 河川の水温と熱収支機構について

北見工業大学 正員 佐渡公明

1. まえがき

河川水温の流水方向座標 x 及び時間 t に対する変化は、以下に述べる1次元熱収支方程式で表わされる。河川水温の解析には、まず水面、河床、水体における熱収支機構を把握し、熱収支量を定量化しなければならぬ。第2に、熱収支方程式をいかに数値解析するかである。

従来、我国の河川工学の分野では、水温や熱収支について殆んど研究されていないので、本論文ではまず熱収支機構と熱収支算定について説明し、次に常呂川若松大橋(北見市)で実施した熱収支観測について述べる。

2. 河川水の熱収支機構

河川の断面平均水温 θ は、次の1次元熱収支方程式で表わされる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(A D_t \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{H_T(\theta, t)}{C_w \rho_w h} \quad (1)$$

ここに、 A : 流水断面積、 D_t : 乱流拡散係数、 H_T : 水体に作用する単位面積、単位時間当りの全熱収支量、 h : 断面平均水深、 C_w : 水の比熱、 ρ_w : 水の密度。

この方程式の誘導については文献1)を参照されたい。

さて、式(1)の全熱収支量 H_T として、通常水面熱収支だけを扱っている例が多いが²⁾、この他に河床を通して出入りする熱、流入・流出に伴う移流熱、水体内で発生する熱源がある。一般に、熱の移動には、放射、対流、伝導があるが、河川水の場合もこれらの現象がある。以上の H_T に寄与する全熱収支項目を列挙すれば表-1のように整理される。

短波放射は太陽放射とも呼ばれ、水面に入射するのは、直達日射と散乱日射から成る全天日射量である。水面ではこの内、反射率(アルベード)の分だけが反射し残りが水体に入る。水体内の透過は、水中の吸収、河床面での反射、水中の吸収、水面の反射を繰返し進み、水温上昇に寄与する。これらの吸収、反射まで考

表-1 河川水の熱収支

熱の移動及び発生	場 所	熱 収 支 項 目
放 射	水 面	短波放射(波長 $0.17 \sim 4 \mu m$) { 全天日射量 水面反射日射量 長波放射($3 \sim 80 \mu m$) { 大気長波放射量 水面逆長波放射量
		顕熱輸送量 潜熱輸送量(水蒸気輸送量) { 蒸発 凝結
伝 導	河床地盤	河床伝熱量
移流熱	水 面	降水量がもちこむ熱量 横流入(支川・排水・湧水)がもちこむ熱量
	—	横流出(派川・取水・伏流水)がもちこむ熱量
水体内部発生	河 床	摩擦損失により発生する熱量
	水 体	水中生物の生化学的反応熱
	水 体	水 $\leftrightarrow$ 水の相転移に伴う潜熱

慮することは現在のところ無理で、通常水体に入射した日射は全て水中で吸収されるとして扱っている。アルベードは太陽高度によって変化し、雲量、雲高も関係すると言われている。

長波放射は、ステファン・ボルツマンの法則に従う放射成分である。水面の射出率は0.97程度であるから、大気長波放射は水面で3%が反射することになる。大気長波放射の射出率は気温と水蒸気量に関係し、種々の経験公式がある²⁾。現地河川で最も信頼できる値は、直接測定することである。このとき、最も簡便な方法は、放射収支計により短波・長波放射を合計した放射収支量を測定することである。

接水気層の乱流のため、垂直方向の風速変動により熱、水蒸気が運ばれるのがそれである顕熱・潜熱輸送である。空気の上方向の密度差により安定・中立・不安定が決まるが、この安定度を考慮したバルク公式に

より蒸発量を算定し、下記に示すようにボーエン比を使って顕熱輸送量を算定できる。顕熱輸送量については、3方向超音波風速温度計を用いた直接測定が最も信頼できる。

伝導による河床伝熱量は、従来殆んど考慮されていなかったが最近注目され始めた^{3), 4)}。図-1にも示すように、水温と河床地盤の地温には温度差があるために伝導が生ずる。水温、地温の変化に日変化と年変化があるように、河床伝熱量にも日変化、年変化がある。

移流熱は、その温度と降水量、横流入・流出量が既知であれば簡単に計算できる。

摩擦損失が熱に変換して水体を加熱する摩擦熱は、通常無視されているが、水面勾配と流量の大きい河川では無視できない値になる。

水中生物の生化学的反応熱は、算定及び観測が難しく無視せざるを得ない。水の凝固、氷の融解潜熱は相転移量が分かれば簡単に計算できる。

3. 熱収支の観測及び算定

前記のように放射成分は、その収支量を放射収支計で測定するのがよい。測定する際、次の2点に注意しなければならない。第1点は、放射収支計の下側受光面に入射する放射は、放射収支計を中心として直径が水面上設置高さの10倍程度の円からくるので、この円が水面で占められるように設置高さを選ばなければならない。第2点は、上側受光面に入射する放射が水面の受ける放射と同じになるよう設置する必要がある。特に、計器取付台の日影に入らないよう注意しなければならない。

蒸発量の算定については、文献5)を参照されたいが、最も実用的なのは次の修正Shulyakovskiy式である。

$$E_v = \{0.112 U_z + 0.094 (\Delta\theta_v)^{1/3}\} (e_0 - e_z) \quad (2)$$

ここに、 E_v : 蒸発量、 U_z : 水面上高さ $z = 2m$ の風速、 e_0 : 水面温度における飽和水蒸気圧、 e_z : $z = 2m$ の水蒸気圧、 $\Delta\theta_v$: 水面上の飽和空気の水温度と $z = 2m$ の湿潤空気の水温度の差、

$$\Delta\theta_v = \frac{\theta_0 + \delta}{1 - 0.378 \frac{e_0}{p}} - \frac{\theta_{az} + \delta}{1 - 0.378 \frac{e_z}{p}} \quad (3)$$

θ_0 : 水面温度、 $\delta = 273.15$ 、 p : 大気圧、

θ_{az} : $z = 2m$ の気温。

蒸発量が分かれば、潜熱輸送量 Q_E と顕熱輸送量 Q_H は次式から求まる。

$$Q_E = -\rho_w L E_v \quad (4)$$

$$Q_H = B Q_E \quad (5)$$

$$B = \frac{c_p p}{0.622 L} \left(\frac{\theta_0 - \theta_{az}}{e_0 - e_z} \right) \quad (6)$$

ここに、 L : 蒸発の潜熱、 B : ボーエン比、

c_p : 空気の定圧比熱

ところで、式(2)は貯水池や湖などの表面積が大きく表面流速が無視できる場合の蒸発公式である。

水面上の気温・温度・風速の測定高さ z は、フェッチの $1/200$ 程度以内としなければならぬ。これより上層は異質の気層となるからである。任意の高さの測定値から対数分布則を用いて $z = 2m$ の気温、水蒸気圧、風速を求めればよい。

次に、風速にくらべ表面流速が無視できない河川の場合、式(2)の風速としては、(絶対)風速ではなく、次式で与えられる相対風速 V_z を用い、相対風向 φ_v は式(9)となる。

$$V_z = U_z - U_s \quad (7)$$

$$V_z = \sqrt{U_z^2 + U_s^2 + 2 U_z U_s \cos \varphi} \quad (8)$$

$$\left\{ \begin{array}{ll} U_s = 0 \text{ の場合} & \varphi_v = \varphi_U \\ U_s \neq 0, U_z = 0 \text{ の場合} & \varphi_v = \varphi_{U_s} \\ U_s \neq 0, U_z \neq 0 \text{ の場合} & \begin{cases} U_z + U_s \cos \varphi > 0 \text{ のとき} & \varphi_v = \varphi_U - \tan^{-1} \frac{U_s \sin \varphi}{U_z + U_s \cos \varphi} \\ U_z + U_s \cos \varphi = 0 \text{ のとき} & \begin{cases} 90^\circ < \varphi < 180^\circ \cdots \varphi_v = \varphi_U - 90^\circ \\ \varphi = 180^\circ \cdots \varphi_v = \text{不定} \\ 180^\circ < \varphi < 270^\circ \cdots \varphi_v = \varphi_U + 90^\circ \end{cases} \\ U_z + U_s \cos \varphi < 0 \text{ のとき} & \begin{cases} 90^\circ < \varphi \leq 180^\circ \\ \varphi_v = \varphi_U - \tan^{-1} \frac{U_s \sin \varphi}{U_z + U_s \cos \varphi} - 180^\circ \\ 180^\circ < \varphi < 270^\circ \\ \varphi_v = \varphi_U - \tan^{-1} \frac{U_s \sin \varphi}{U_z + U_s \cos \varphi} + 180^\circ \end{cases} \end{cases} \end{array} \right. \quad (9)$$

ただし、逆正接関数は主値をとり、

$\varphi_v < 0$ のとき $\varphi_v = \varphi_v + 360^\circ$

$\varphi_v > 360^\circ$ のとき $\varphi_v = \varphi_v - 360^\circ$

φ_U : 絶対風向、 φ_{U_s} : 表面流速ベクトルの方位角

φ : 表面流速ベクトル U_s から絶対風速ベクトル U_z

へ時計回りに測った角度, $\varphi = \varphi_U - \varphi_{US}$

$\varphi < 0$ のとき $\varphi = \varphi + 360^\circ$ 。

河床伝熱量を測定するには、河床地盤のある深さに熱流板を水平に埋め、河床面と熱流板との間に熱電対を何点が埋め、熱流板の熱流束と地温の変化量から河床伝熱量を計算により求めればよい。熱流板や熱電対は測定開始日の1週間前ぐらいに埋設しておかなければならない。

理論的に河床伝熱量を求めるには、Pivovarovの方法³⁾がよい。これは河床地盤を半無限の1次元温度場と考へ、地温の解を求め、河床面の水温変化から河床伝熱量を計算するのである。熱流板による実測にしるPivovarovの方法にせよ、いずれにしても河床地盤の体積熱容量が必要である。これは、河床地盤の乱れのない試料を採取して湿潤比重と乾燥比重を測定すれば得られる。さらに、Pivovarovの方法では熱伝導率が必要であるが、2地点間の地温日変化の位相差あるいは日隔差より求められる。

雨がもちこむ熱量については、雨量と雨の温度から計算できる。雨の温度は、普通乾湿球温度計の湿球温度に等しいとしている。横流入・流出による移流熱も水温と流量が分かれば簡単に計算できる。

摩擦により発生する熱量 H_f は、全て水体を加熱するとして次式で求められる。

$$H_f = \rho_w g i_f q / J \quad (10)$$

こゝに、 g : 重力加速度, i_f : 摩擦勾配, q : 単位幅当りの流量, J : 熱の仕事当量 $= 4.27 \text{ kgm/Kcal}$
 H_f の詳細については、文献1)を参照されたい。

4. 熱収支観測例

常呂川中流・若松大橋(北見市)より下流83 mを観測断面として、1981年9月23日0:00から9月30日24:00までの8日間熱収支観測を実施した。観測項目、測定器および測定開始時点の水面上のセンサー位置は次の通りである。

水温(CC熱電対; 水面下0, 2, 5, 10, 20, 50 cm)

気温(CC熱電対; 水面上0.1, 0.5, 1, 2 m)

地温(CC熱電対; 河床面下0, 1, 2, 3, 5, 7, 10, 14, 20, 30, 40, 50 cm)

湿度(アスマン通風乾湿計, 毛髪式自記湿度計; $z=1\text{m}$)

絶対風向・風速(3方向超音波風速温度計; $z=1\text{m}$)
 全天日射量(ネオ日射計; $z=90\text{cm}$)
 水面反射日射量(ネオ日射計; $z=30\text{cm}$)
 放射収支量(放射収支計; $z=50\text{cm}$)
 地中伝熱量(熱流素子; 河床面下5, 10, 20 cm)
 気圧(アネロイド型自記気圧計), 水位(量水板), 雨量(普通雨量計), 天気・雲量・雲形(目視観測)
 流量(フロイス式流速計, フローラ式流速計)

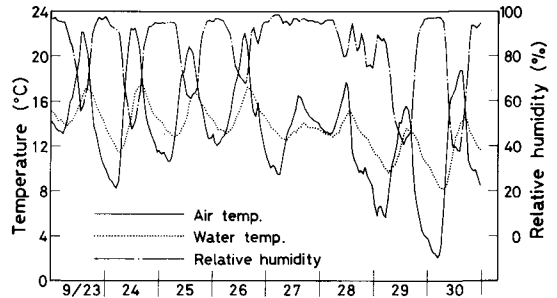


図-1 気温、水温、湿度の変化

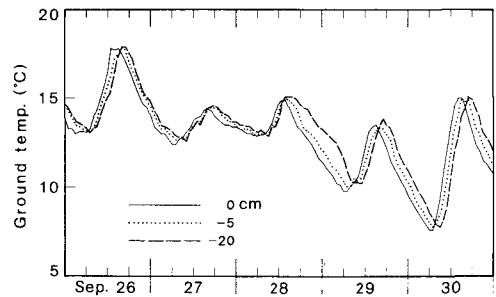


図-2 地温の変化

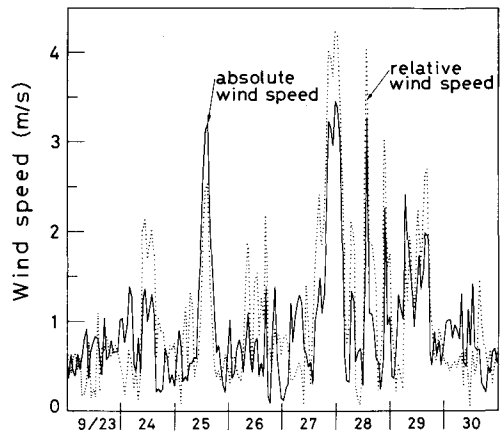


図-3 絶対風速と相対風速

観測期間中の水位変動は 55.95~56.08 m である。表面流速は平均 0.79 m/s で $\varphi_{us}=347^\circ$ である。相対風向の主風向はほぼ下流からの北で、このとき右岸水際から H 鋼に取付けた測定器までのフェッチは 310 m となり、気温・風速・湿度の測定高さは 1.55 m 以内でなければならぬ。2 m の気温は対象外となる。以下気温は 1 m を、水温は水面温度を使う。

図-1 は、気温、水温、湿度の 1 時間平均値である。図-2 は 3 地点の地温の 1 時間平均値である。深くなるにつれ位相差のあることが分かる。図-3 は 1 時間平均の絶対風速（普通使われている風速のこと）と相対風速である。絶対風向の主風向もほぼ下流からの北なので、全体的には相対風速が絶対風速より大きい。

図-4 はアルベードと太陽高度の関係を示しているが、太陽高度が低くなるにつれアルベードの値が増している。雲量による違いについては明らかな傾向がで

ていない。最後に、図-5 は 1 時間平均の熱収支量の変化を示している。水体に対する加熱を正、水体からの放熱を負としている。昼間は純放射量 R_N が断然大きいので、全熱収支量 H_T は R_N の変化にほぼ追随している。夜間は河床伝熱量 H_b 以外が負のため、 H_T も負となり図-1 の水温低下に対応している。

顕熱輸送量 Q_H は図-1 の気温が水温より高いとき正、逆のとき負となる日変化を示している。潜熱輸送量 Q_E が 9/27 に正なのは天気が雨で凝結となったからである。河床面下 5 cm の熱伝素子と 0, 1, 2, 3, 5 cm の地温変化より得られた河床伝熱量は昼間放熱で、夜間加熱となり R_N , Q_H と逆位相である。体積熱容量は $0.78 \text{ cal/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$, 熱伝導率は $4.4 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$ と得られこの値を使った。摩擦熱 H_f は $5.4 \times 10^{-3} \text{ ly/min}$ と小さい。

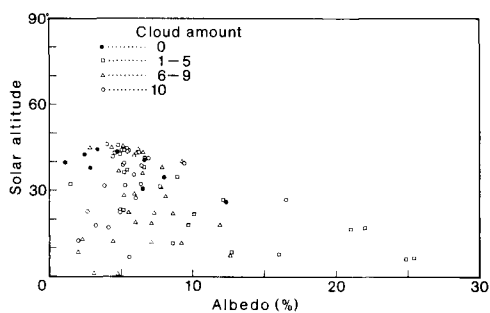


図-4 アルベードと太陽高度

参考文献

- 1) 佐渡公明, 中尾隆志: 河川水の熱収支に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集に投稿中。
- 2) 新井正, 西沢利栄: 水温論, 共立出版, 1974。
- 3) Pivovarov, A. A.: Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers, John Wiley & Sons, 1973。
- 4) Jobson, H. E.: Bed conduction computation for thermal models, Proc. ASCE, Vol. 103, No. Hy. 10, 1977。
- 5) 佐渡公明: バルツ法による河川水面蒸発量の研究, 第26回水理講演会論文集, 1982-2。

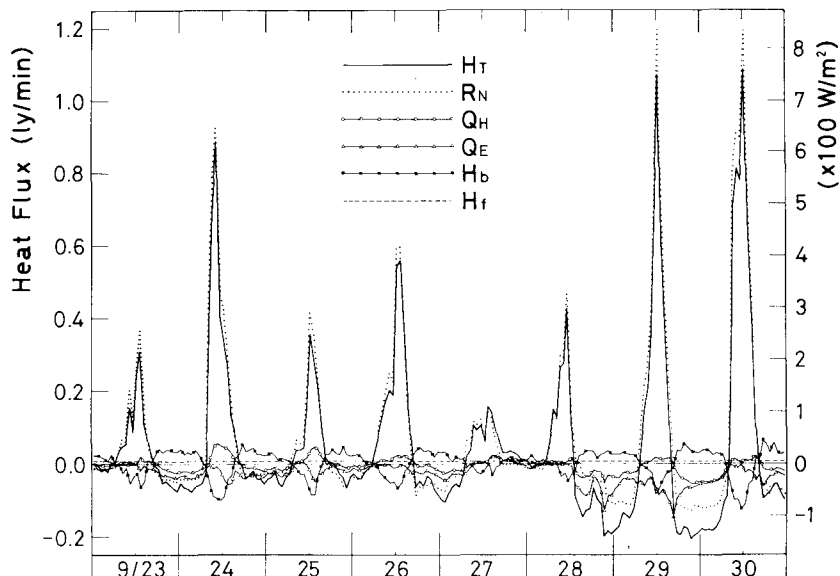


図-5 熱収支の時間変化