

河川水温に影響する水理・気象要素 に関する基礎的研究

FUNDAMENTAL STUDY ON EFFECTS OF HYDRAULIC AND METEOROLOGICAL ELEMENTS ON RIVER WATER TEMPERATURE

佐渡 公明¹・杉山 一郎²

Kimiteru SADO and Ichiro SUGIYAMA

¹ フェロー 工博 北見工業大学教授 土木開発工学科 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

² 学生会員 北見工業大学大学院 土木開発工学専攻 (〒090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

River water temperature has a great influence on the distribution of aquatic animal and plant, and it is a fundamental measurement item in water quality test. The theoretical analysis of the river water temperature has not been carried out sufficiently in Japan. In this paper one-dimensional generalized heat balance equation was introduced, by considering river bed conduction, viscous dissipation, advection heat, and chemical reaction heat of submerged material as well as surface heat balance. The effects of heat exchange coefficient, equilibrium temperature and river discharge on the river water temperature were clarified through numerical calculation. Some nomographs for obtaining the heat exchange coefficient and the equilibrium temperature from each meteorological element were constructed. Finally, the sensitivity equations of the river water temperature on hydraulic and meteorological elements were formulated, and some numerical calculation results were shown.

Key Words : river water temperature, heat balance equation, heat exchange coefficient, equilibrium temperature, sensitivity equation

1. まえがき

1997年6月の河川法の一部改正に伴い、河川機能として従来の治水、利水に加えて河川環境が追加され、河川環境の整備と保全が求められている。河川環境には、水質、動植物のハビタット等の河川が本来持っている自然環境と、景観、親水、レクリエーション等の人間との関わりからなる生活環境がある。河川水温は河川の自然環境を示す一つの指標であり、水棲生物分布に及ぼす影響が大きく、水質調査の中では基本的な測定項目である。水の物理的性質は水温により図-1のように変化する。特に、粘性係数、動粘性係数、飽和水蒸気圧、溶存酸素量は水温による変化が大きく、流れの摩擦抵抗、水面蒸発、水棲生物は水温の影響を受けることを示唆している。わ

が国における河川水温の研究は、稲作と水温の関係を中心として農学の分野で発展し^{1), 2)}、1957年に電力会社の援助のもとに水温調査会が設立した。しかし、水棲生物・水中物質の(生)化学的反応熱、水と氷の相変化に伴う潜熱も含めた、河川水体に作用するすべての熱収支要素を考慮した1次元熱収支方程式はまだ示されていない³⁾。植物プランクトンの光合成により、水中に入射した太陽光エネルギーの一部が使われ、また水中有機物の酸化反応熱も検討する必要がある。ところで、河川水温は水理・気象要素に支配されるが、これらの敏感度が感度解析により十分解明されているとは言えない⁴⁾。さらに、水面熱収支量は水温の非線形関数になるが⁵⁾、水温計算上のこの取り扱いには未解決の問題である。

本論文では、最初に著者らが提案した、水面熱収支量、河床伝熱量、粘性逸散、横流入水、水面降雨を考慮して

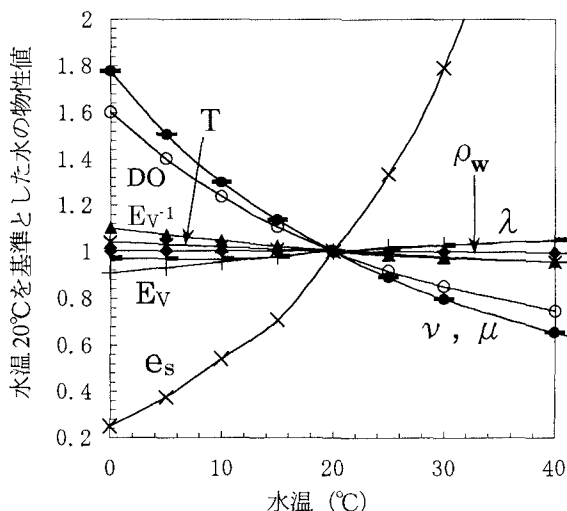


図-1 水の物性値 (密度 $\rho_w(\text{kgm}^{-3})$, 粘性係数 $\mu(\text{Pas})$, 動粘性係数 $\nu(\text{cm}^2\text{s}^{-1})$, 飽和水蒸気圧 $e_s(\text{MPa})$, 表面張力 $T(\text{Ncm}^{-1})$, 圧縮率 $E_V^{-1}(\text{N}^{-1}\text{cm}^2)$, 体積弾性係数 $E_V(\text{Ncm}^{-2})$, 熱伝導率 $\lambda(\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1})$, 純水中の飽和溶存酸素量⁶⁾ $\text{DO}(\text{O}^2\text{mg l}^{-1})$)

一般化した 1 次元熱収支方程式³⁾に, 水中物質の(生)化学的反応熱を取り入れ, 河川水温の線形解析に必要な平衡温度と熱交換係数を導く。次に, 河川水温に対する流量, 平衡温度, 熱交換係数の影響を, 数値計算結果を用いて明らかにする。最後に水理・気象要素の河川水温に対する敏感度式を導き, その数値計算例を示す。

2. 平衡温度と熱交換係数による河川水温計算

(1) 一般化した 1 次元熱収支方程式

著者は, 文献 3) において, 河川水が十分に混合して横断面内の水温分布が近似的に一定と仮定できるとき, 河川水の δx 区間に対する δt 時間内の熱量保存則から, 水面熱収支量, 河床伝熱量, 粘性逸散, 移流熱を考慮して一般化した 1 次元熱収支方程式を提案している。この式に水中物質の(生)化学的反応熱を考慮すると, 一般化した 1 次元熱収支方程式は次式のとおりとなる。

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

$$H_T(\theta) = H_s(\theta) + H_b(\theta) + c_w \rho_w r(\theta_r - \theta) + \overline{C_k} \mu_k h + \frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} (\theta_r - \theta) + \frac{\rho_w g}{J} i_f q \quad (2)$$

$$H_s(\theta) = (1 - \alpha) I + \varepsilon (0.51 + 0.066 \sqrt{e_a}) \sigma T_a^4 - \varepsilon \sigma T_w^4 + \alpha_H(\theta)(\theta_a - \theta) + \alpha_E(\theta)\{e_a - e_s(\theta)\} \quad (3)$$

$$\alpha_E(\theta_a) = \frac{\rho_w L}{24 \times 3600} \{0.112 V + 0.094 (\Delta \theta_r)^{1/3}\} \quad (4)$$

$$\alpha_H(\theta_a) = \frac{c_a p}{622 L} \alpha_E(\theta_a) \quad (5)$$

ここで, θ : 水温, T_w : 水温の絶対温度, U : 断面平均流速, A : 横断面積, h : 断面平均水深, B : 水面幅, D_t : 乱流拡散係数, c_w : 水の比熱, ρ_w : 水の密度, H_T : 全熱収支量, H_s : 水面熱収支量, H_b : 河床伝熱量, i_f : 摩擦勾配, q : 単位幅当りの流量, J : 熱の仕事当量, q_b : 本川単位長さ当りの横流入量, θ_b : 横流入水の温度, r : 雨量, θ_r : 雨水の温度, $\overline{C_k}$: 水中にある物質 k の断面平均濃度, μ_k : 水中物質 k による単位質量・単位時間当りの(生)化学的反応熱量, α : アルベド, I : 全天日射量, ε : 射出率, σ : ステファン・ボルツマン定数, α_H : 顕熱伝達率, α_E : 潜熱伝達率, θ_a : 気温, T_a : 気温の絶対温度, e_a : 空気の水蒸気圧, e_s : 水面上の空気の飽和水蒸気圧, L : 蒸発の潜熱, V : ある高さの相対風速, $\Delta \theta_r$: 水面上とある高さの湿潤空気の仮温度差, c_a : 空気の定圧比熱, p : 気圧である。

θ_a , e_a , V , $\Delta \theta_r$ は水面上 2m の高さにおける値である。式(3)の右辺第 2 項目は快晴時の大気長波放射である。式(4), (5)の潜熱・顕熱伝達率は, 水面蒸発量の算定に自由対流を考慮した修正 Shulyakovskiy 式を用いた場合の式で, それぞれ $\text{Wm}^{-2}\text{hPa}^{-1}$, $\text{Wm}^{-2}\text{C}^{-1}$ の単位である。ここで, 全熱収支量の中に水中物質の(生)化学的反応熱を取り入れたのは, 実際の水温形成において(生)化学的反応熱が影響するか否かは別途検討することにして, 式(1)の適用性に汎用性を持たすためである。なお, 本論文で扱う河川水温の一次元解析は, 横断面内の温度を数箇所測定し, ほぼ一定であるとみなせる場合にのみ適用できる。

(2) 平衡温度・熱交換係数の誘導と水温計算式

全熱収支量 H_T は元来水温 θ の非線形関数である。 H_T を θ の 1 次関数で近似する河川水温の線形解析において, 平衡温度と熱交換係数は重要な役割を演じる。式(2)の $H_T(\theta)$ を気温 θ_a を用いて Taylor 級数に展開し, 1 次の項までとると次式のようになる。

$$H_T(\theta) = K(\theta_a) \{\theta^*(\theta_a) - \theta\} \quad (6)$$

$$K(\theta_a) = K_S(\theta_a) + 2 \sqrt{\frac{c_g \rho_g \lambda_g}{\pi \Delta t}} + \frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} + c_w \rho_w r \quad (7)$$

$$\theta^*(\theta_a) = \theta_a + \frac{H_T(\theta_a)}{K(\theta_a)} \quad (8)$$

ここで, $K(\theta_a)$ と $\theta^*(\theta_a)$ はそれぞれ水体に作用する全熱収支量を考慮したときの熱交換係数と平衡温度で, K_S は水面熱収支量に対する熱交換係数である。また, c_g , ρ_g , λ_g はそれぞれ河床地盤の比熱, 密度, 熱伝導率である。なお, 水面熱収支のみを考慮すると, 熱交換係数 $K_S(\theta_a)$ 及び平衡温度 $\theta_S^*(\theta_a)$ は次式となる。

$$K_S(\theta_a) = 4\epsilon\sigma T_a^3 + \alpha_H(\theta_a) + \alpha_E(\theta_a)e'_S(\theta_a) - \alpha'_E(\theta_a)\{e_a - e'_S(\theta_a)\} \tag{9}$$

$$\theta^*_S(\theta_a) = \theta_a + \frac{H_S(\theta_a)}{K_S(\theta_a)} \tag{10}$$

平衡温度と熱交換係数の物理的意味は、ある一定の気象条件と水理条件に対して平衡温度は外界との熱交換がなく熱的につり合った平衡状態の水温を表わし、後に示すように平衡温度と水温の差が大きいほど水温変化が大きくなる。熱交換係数は、水温が 1℃増加したときの外界との熱交換の強さを表わす。

次に、式(6)を式(1)に代入し、乱流拡散の影響を無視できる条件式(11)が成立する場合⁵⁾、

$$\frac{U^2}{4D_t} \gg \frac{K}{c_w\rho_w h} \tag{11}$$

乱流拡散項を無視すると押し出し流れとなり、水温計算式は、

$$\frac{dx}{dt} = U \quad \text{上で} \quad \frac{d\theta}{dt} = \frac{K(\theta^* - \theta)}{c_w\rho_w h} \tag{12}$$

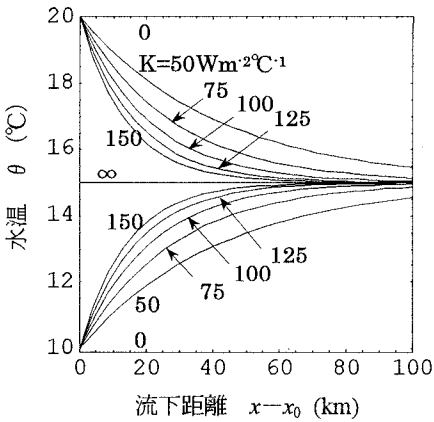


図-2 河川水温に対する熱交換係数の影響
($\theta_0=10, 20^\circ\text{C}$, $\theta^*=15^\circ\text{C}$, $q=0.5\text{m}^2\text{s}^{-1}$)

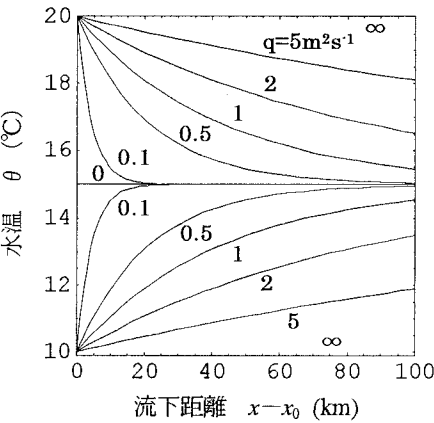


図-3 河川水温に対する単位幅当りの流量の影響
($\theta_0=10, 20^\circ\text{C}$, $\theta^*=15^\circ\text{C}$, $K=100\text{Wm}^{-2}\text{C}^{-1}$)

となる。式(12)を水塊の出発点 $x=x_0$, $t=t_0$ で $\theta = \theta_0$ のもとに解き、 U , h , K , θ^* を一定とすると水温は次のように表される。

$$x = x_0 + U(t - t_0) \tag{13}$$

$$\theta = \theta^* + (\theta_0 - \theta^*) \exp\left\{-\frac{K}{c_w\rho_w h}(t - t_0)\right\} \tag{14}$$

$$= \theta^* + (\theta_0 - \theta^*) \exp\left\{-\frac{K}{c_w\rho_w q}(x - x_0)\right\} \tag{15}$$

3. 河川水温に対する流量と気象要素の影響

(1) 流量、熱交換係数および平衡温度の影響

式(15)を用いて、流量、熱交換係数および平衡温度による水温への影響を検討する。水温初期値が 10, 20℃、平衡温度が 15℃の状態、流量を一定とし熱交換係数を変化させた場合、逆に熱交換係数を一定とし流量を変化させた場合の、流下距離に対する水温変化をそれぞれ図-2, 3 に示す。

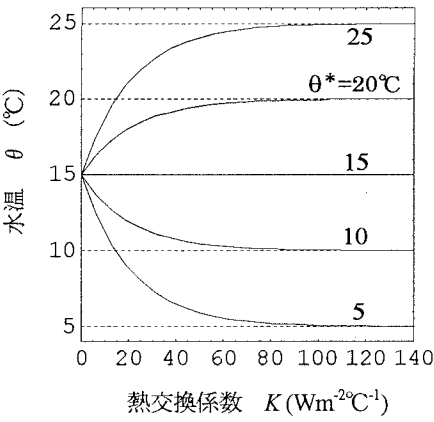


図-4 河川水温に対する平衡温度と熱交換係数の影響
($\theta_0=15^\circ\text{C}$, $q=0.5\text{m}^2\text{s}^{-1}$, $x-x_0=100\text{km}$)

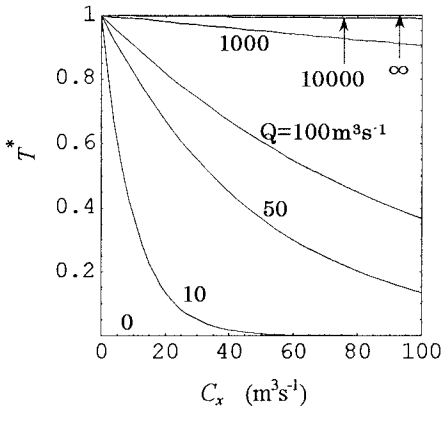


図-5 平衡温度への水温の指数関数的接近における流量の影響

これらの図より、水理・気象条件が一定のもとで、流下に伴い水温は平衡温度に接近していくことが分かる。

また、熱交換係数が大きいほど、あるいは単位幅量当りの流量が小さいほど平衡温度への接近が早い。他方、図-4 は平衡温度と熱交換係数の影響を示したもので、水温初期値 15°C が流下に伴い、増加するかあるいは減少するかは平衡温度によって決定されることを表している。

次に、式(15)を無次元表示すると次式が得られる⁷⁾。

$$T^* = \exp\left(-\frac{C_x}{Q}\right) \tag{16}$$

ここで、 $T^*=(\theta-\theta^*)/(\theta_0-\theta^*)$, $C_x=KA(x-x_0)/(c_w\rho_w h)$ (m^3s^{-1}), Q : 流量(m^3s^{-1})である。式(16)を図示すると図-5 になる。

図-5 より、水温初期値がどのような値であっても、水温は指数関数的に平衡温度に接近していくことが分かる。また、流量が少ないほど、平衡温度に対する水温の応答性が良いことが示されている。流量が大きければ横軸の影響を受けにくい、すなわち気象の影響をほとんど受けない流量支配となり、他方流量が少なければ横軸の影響を受けやすい気象支配となることが分かる。

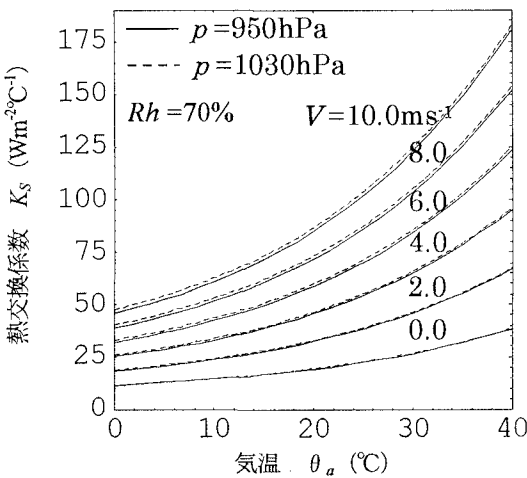


図-6 気温、風速、気圧と熱交換係数

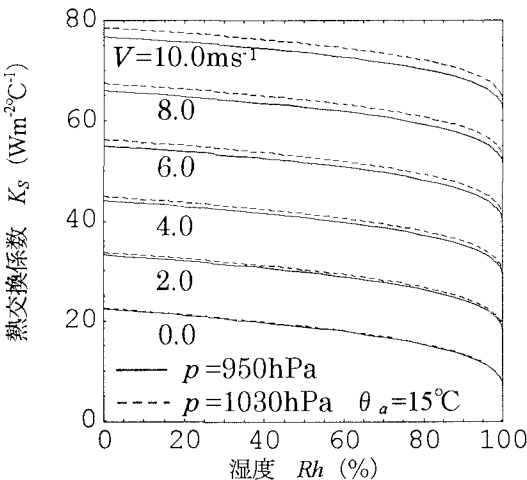


図-7 湿度、風速、気圧と熱交換係数

(2) 気象要素による K_s , θ_s^* のノモグラフ

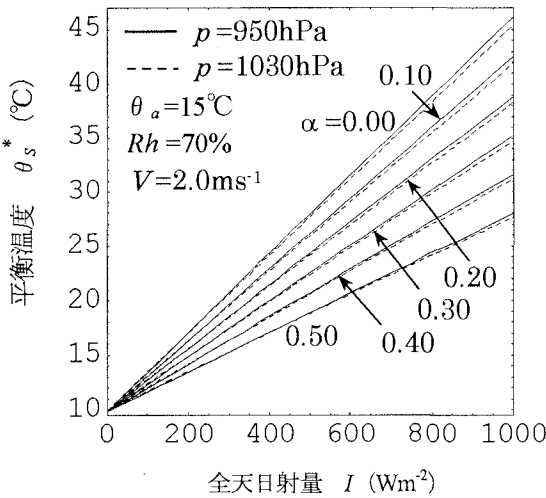


図-8 全日射量、アルベド、気圧と平衡温度

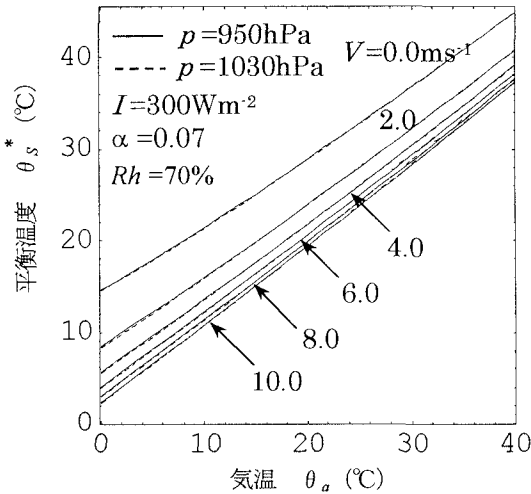


図-9 気温、風速、気圧と平衡温度

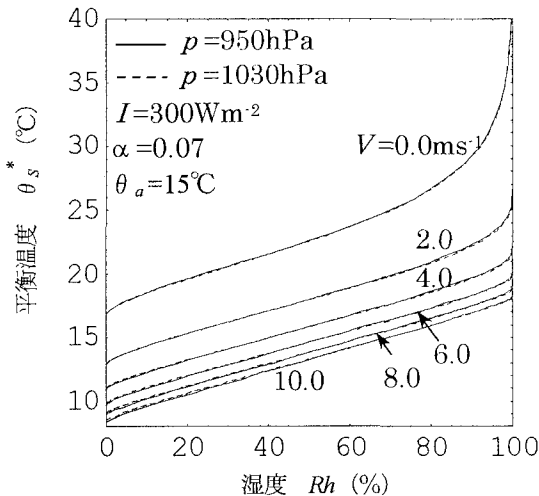


図-10 湿度、風速、気圧と平衡温度

表-1 河川水温に対する気象要素の敏感度算定式

気象要素	敏感度式
全天日射量	$\frac{\partial \theta}{\partial I} = \frac{(1-\alpha)}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*}$
アルベド	$\frac{\partial \theta}{\partial \alpha} = \frac{-I}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*}$
気温	$\frac{\partial \theta}{\partial \theta_a} = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} \left\{ K + 0.033 \varepsilon \sigma e'_s T_a^4 \sqrt{\frac{rh}{e_s}} + 4 \varepsilon \sigma (0.066 \sqrt{e_a} - 0.49) T_a^3 - c_w \rho_w r \right.$ $\left. - (e_s - e_a) \left(\frac{\alpha_E e'_s}{e_s} + \frac{\partial \alpha_E}{\partial \theta_a} \right) - 2 \sqrt{\frac{c_s \rho_s \lambda_s}{\pi \Delta t}} - \frac{c_w \rho_w q_{tr}}{B} - \frac{H_T}{K} \frac{\partial K}{\partial \theta_a} \right\} + \frac{\partial \theta}{\partial K} \frac{\partial K}{\partial \theta_a}$ $\frac{\partial K}{\partial \theta_a} = 12 \varepsilon \sigma T_a^2 + \frac{\partial \alpha_H}{\partial \theta_a} + e'_s \frac{\partial \alpha_E}{\partial \theta_a} + \alpha_E e''_s$ $+ (e_s - e_a) \frac{\partial \alpha_{ED}}{\partial \theta_a} + (1 - rh) e'_s \alpha_{ED}$
湿度	$\frac{\partial \theta}{\partial Rh} = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} \left\{ 0.0033 \varepsilon \sigma T_a^4 \sqrt{\frac{e_s}{Rh}} + \frac{\partial \alpha_E}{\partial Rh} (e_a - e_s) + \alpha_E \frac{e_s}{100} - \frac{H_T}{K} \frac{\partial K}{\partial Rh} \right\} + \frac{\partial \theta}{\partial K} \frac{\partial K}{\partial Rh}$ $\frac{\partial K}{\partial Rh} = \frac{\partial \alpha_H}{\partial Rh} + \frac{\partial \alpha_E}{\partial Rh} e'_s - \frac{\partial \alpha_{ED}}{\partial Rh} (e_a - e_s) - \alpha_{ED} \frac{e_s}{100}$
気圧	$\frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} \left\{ \frac{\partial \alpha_E}{\partial p} (e_a - e_s) - \frac{H_T}{K} \frac{\partial K}{\partial p} \right\} + \frac{\partial \theta}{\partial K} \frac{\partial K}{\partial p}$ $\frac{\partial K}{\partial p} = \frac{\partial \alpha_H}{\partial p} + \frac{\partial \alpha_E}{\partial p} e'_s - \frac{\partial \alpha_{ED}}{\partial p} (e_a - e_s)$
風速	$\frac{\partial \theta}{\partial V} = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} \left\{ \frac{\partial \alpha_E}{\partial V} (e_a - e_s) - \frac{H_T}{K} \frac{\partial K}{\partial V} \right\} + \frac{\partial \theta}{\partial K} \frac{\partial K}{\partial V}$ $\frac{\partial K}{\partial V} = \frac{\partial \alpha_H}{\partial V} + \frac{\partial \alpha_E}{\partial V} e'_s - \frac{\partial \alpha_{ED}}{\partial V} (e_a - e_s)$
雨量	$\frac{\partial \theta}{\partial r} = \frac{c_w \rho_w}{K} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} \left(\theta_r - \theta_a - \frac{H_T}{K} \right) + c_w \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial K}$
共通項	$\bullet \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} = 1 - \exp \left\{ - \frac{K(x - x_0)}{c_w \rho_w q} \right\} \quad \bullet \frac{\partial \theta}{\partial K} = \frac{(\theta^* - \theta_0)(x - x_0)}{c_w \rho_w q} \exp \left\{ - \frac{K(x - x_0)}{c_w \rho_w q} \right\}$ $\bullet e_s = \exp \left\{ 2.3026 \left(\frac{7.5 \theta_0}{\theta_0 + 237.3} + 0.7858 \right) \right\} \quad \bullet \alpha_{ED} = \left. \frac{\partial \alpha_E(\theta)}{\partial \theta} \right _{\theta=\theta_a} \quad \bullet rh = \frac{Rh}{100}$

水面熱収支量に対する熱交換係数 K_s と平衡温度 θ_s^* は、それぞれ式(9)、(10)より、気温、湿度、風速、気圧および気温、湿度、風速、気圧、全天日射量、アルベドの関数である。これらの気象要素から K_s および θ_s^* を求めるためのノモグラフをそれぞれ図6～7、図8～10に示す。

いずれの場合においても気圧の影響は少ないことが分かる。熱交換係数は、気温と風速が増加するほど大きくなるが、湿度が増加すれば e_a は増え、 $\Delta \theta_v$ は減るので蒸発量は減少し、潜熱・顕熱輸送量も減少するため熱交換係数は減少している。平衡温度は逆に風速が増加するほど減少し、湿度が増加するほど増加している。また、気温と全天日射量の増加およびアルベドの減少に伴い平衡温度は増加することが示されている。

表-2 河川水温に対する水理要素の敏感度算定式

水理要素	敏感度式
単位幅当りの流量	$\frac{\partial \theta}{\partial q} = \frac{\rho_w g i_f}{JK} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} - \frac{K}{q} \frac{\partial \theta}{\partial K}$
水深	$\frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{\partial \theta}{\partial q} U$
流速	$\frac{\partial \theta}{\partial U} = \frac{\partial \theta}{\partial q} h$
摩擦勾配	$\frac{\partial \theta}{\partial i_f} = \frac{\rho_w g q}{JK} \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*}$
横流入量	$\frac{\partial \theta}{\partial q_{tr}} = \frac{c_w \rho_w}{KB} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial \theta^*} (\theta_{tr} - \theta_a - \frac{H_T}{K}) + K \frac{\partial \theta}{\partial K} \right\}$

表-3 1km 流下時における河川水温の敏感度の一例 ($\theta_0=10^\circ\text{C}$)

要素の標準値	水温敏感度	無次元敏感度
全天日射量 300 W m^{-2}	$4.41 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}/\text{Wm}^{-2}$	1.32×10^{-2}
アルベド 7%	$-1.42 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\%$	-9.95×10^{-4}
気温 $15 \text{ }^\circ\text{C}$	$1.44 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/^\circ\text{C}$	2.17×10^{-2}
湿度 70%	$7.54 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}/\%$	5.28×10^{-3}
気圧 1000 hPa	$2.18 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{hPa}$	2.18×10^{-3}
風速 2 m s^{-1}	$5.35 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{ms}^{-1}$	1.07×10^{-3}
雨量 5 mm hr^{-1}	$-5.87 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}/\text{mmhr}^{-1}$	-2.94×10^{-4}
単位幅当りの流量 $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	$-2.53 \times 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$	-1.27×10^{-2}
水深 1 m	$-1.27 \times 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}$	-1.27×10^{-2}
流速 0.5 m s^{-1}	$-2.53 \times 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}/\text{ms}^{-1}$	-1.27×10^{-2}
河床勾配 0.001	$2.32 \text{ }^\circ\text{C}/1$	2.32×10^{-4}

4. 河川水温の感度解析

式(15)を気象要素 $I, \alpha, \theta_a, Rh, p, V, r$ 及び、水理要素 q, h, U, i_f, q_b で微分することにより、各気象・水理要素が独立に変化した場合の水温に対する感度度を表わす式が得られる⁸⁾。この結果を表-1, 2 に示す。

表-1, 2 の結果を用いて得られた水温敏感度の計算例を表-3 に示す。表-3 は、水温初期値が 10°C で、左欄に示す気象・水理要素の標準値の状態を得られた 1km 流下時の水温敏感度である。標準状態のもとで、水温は初期値 10.00°C が 1km 流下時に 10.13°C に上昇するが、例えば q が $0.1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 増加して $0.6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ になると、1km 流下時の水温は 0.025°C に減少して 10.11°C となる。右欄の無次元敏感度は、水温初期値と各要素の標準値をもとに規格化した感度度であり、例えば気温の場合は $(\delta \theta / \theta_0) / (\delta \theta_a / \theta_a)$ の値を表している⁸⁾。この無次元敏感度の計算例から、気象要素の中では気温、全天日射量の影響が強く、単位幅当りの流量、水深、流速の水理要素も影響の大きいことが分かる。

5. 結論

本論文で得られた結果をまとめれば、以下のようになる。

(1) 水中物質の(生)化学的反応熱を考慮して一般化した 1 次元熱収支方程式を導き、水温線形解析において重要な熱交換係数と平衡温度の物理的意味を明らかにした。

(2) 各気象要素から水面熱収支量に対する熱交換係数と平衡温度を求めるためのノモグラフを作成した。

(3) 河川水温に対する気象・水理要素の敏感度式を導き、1km 流下時の河川水温に対する気象・水理要素の敏感度の計算例から、気温、全天日射量、単位幅当りの流量、水深、流速の影響の大きいことが示された。

今後の課題は、本論文で示した河川水温におよぼす水理・気象要素の影響に関する諸計算式を実河川を対象に実証することである。また、河川水温の非線形解析の必要性を検討し、必要と判断された場合には非線形解析を行う考えである。

参考文献

1) 新井 正, 西沢利栄: 水温論, 共立出版, 1974.
2) 森田 浩: 日本における河川水温研究の概観と問題点, 水温の研究, Vol. 11, No. 4, pp. 6-15, 1967.
3) 佐渡公明: 河川水温の熱収支に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, No. 330, pp. 69-79, 1983.
4) Sinokrot, B. A. and Stefan, H. G.: Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 120, No. 6 pp. 722-736, 1994.
5) 佐渡公明: 平衡温度による河川水温の 1 次元解析, 土木学会論文報告集, No. 333, pp. 119-127, 1983.
6) 庄司 光, 山本剛夫: 環境衛生工学, 朝倉土木工学講座 22, 朝倉書店, pp. 61-65, 1972.
7) Gu, R., Montgomery, S. and Austin, T. A.: Quantifying the effects of stream discharge on summer river temperature, Hydrological Sciences Journal, Vol. 43, No. 6, pp. 885-904, 1998.
8) 近藤純正: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, pp. 330-331, 1996.

(1999.9.30受付)