

平衡水温を用いた流域スケールの 河川水温管理指標の提案

PROPOSAL OF BASIN-SCALE MANAGEMENT INDICES FOR RIVER
TEMPERATURE BASED ON THE EQUILIBRIUM WATER TEMPERATURE

溝口裕太¹・赤松良久²・宮本仁志³・中村圭吾¹

Yuta MIZOGUCHI, Yoshihisa AKAMATSU, Hitoshi MIYAMOTO and Keigo NAKAMURA

¹正会員 博(工) 国立研究開発法人土木研究所 水環境研究グループ河川生態チーム
(〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)

²正会員 博(工) 山口大学大学院教授 創成科学研究科 (〒755-8611 山口県宇部市常盤台2-16-1)

³正会員 博(工) 芝浦工業大学教授 土木工学科 (〒135-8548 東京都江東区豊洲3-7-5)

Two indices based on the equilibrium water temperature (T_{eq}) are proposed to characterize the spatial distribution of water temperatures in a river basin. One index is the deviation ($T_w - T_{eq}$) between the annual averages of the observed temperature (T_w) and T_{eq} , and the other is the gradient (dT_w/dT_{eq}) obtained from the regression line with their monthly averages. When these indices were applied to three rivers in the Chugoku region of Japan, the gradient showed a clear increasing trend from the headwaters to the river mouth (or confluences of the main river in the case of tributaries) with little influence of river structures. In addition, the gradient could detect effects such as spring water and water released from dams, which have low seasonal variations in temperature. The deviation showed a decreasing trend along to the river mouth, but in some cases, it increased when T_{eq} changed more than T_w .

Key Words : river thermal management, river network, temperature index, assessment, equilibrium water temperature

1. 序論

昨今の大規模な洪水氾濫にともなう、甚大な人的、経済的被害に対する印象は強烈であり、河川流量の増大や降雨の激甚化が、河川、水工分野における気候変動の影響として注目されやすい。河川環境に目を移すと、気候変動は、生物の生息域、生息密度、成長率、生活史などの支配要因である水温^{1,2,3,4)}に変化をもたらし、ひいては、それらの作用系からなる生態系の変質につながるものが懸念される。また、気候変動による水温変化は、大気を介した直接的な影響に加え、激甚化する降雨への適応のために増加が見込まれる河道整備(河道掘削、河畔林伐採)により、川幅、河道の周辺地形、水面に達する日射量が改変されることで、間接的に助長される可能性もある。このような直接、間接的な要因が、水温変化に及ぼす影響を予測するには、水理学や水文学的な水・熱収支解析が不可欠となる。しかしながら、計算機資源などの厳しい制約のある実務を想定した場合には、検討領域を

流域スケールから絞り込んだ上で、精緻なシミュレーションを実施することが肝要である。

本研究は、そのようなスクリーニング的活用を念頭におき、平衡水温⁵⁾を用いた流域規模の河川水温管理指標の開発を目標とする。本稿では、その第一歩として、中国地方の河川流域での観測水温を用いて、提案する指標の有用性を検討した。具体的には、まず、水温変化を引き起こす目立った河川構造物のない高津川を対象に指標の適用性とその流程変化の傾向分析を行う。次に、複数のダムや堰を抱える小瀬川および佐波川に指標を適用し、構造物が水温の流程変化に与える影響の抽出を試みた。

2. 材料と方法

(1) 対象地

中国地方の一級水系である高津川、佐波川および小瀬川を対象流域とした。島根県西部に位置し、日本海に注ぐ高津川は、幹線流路長81km、流域面積1,090km²の河川

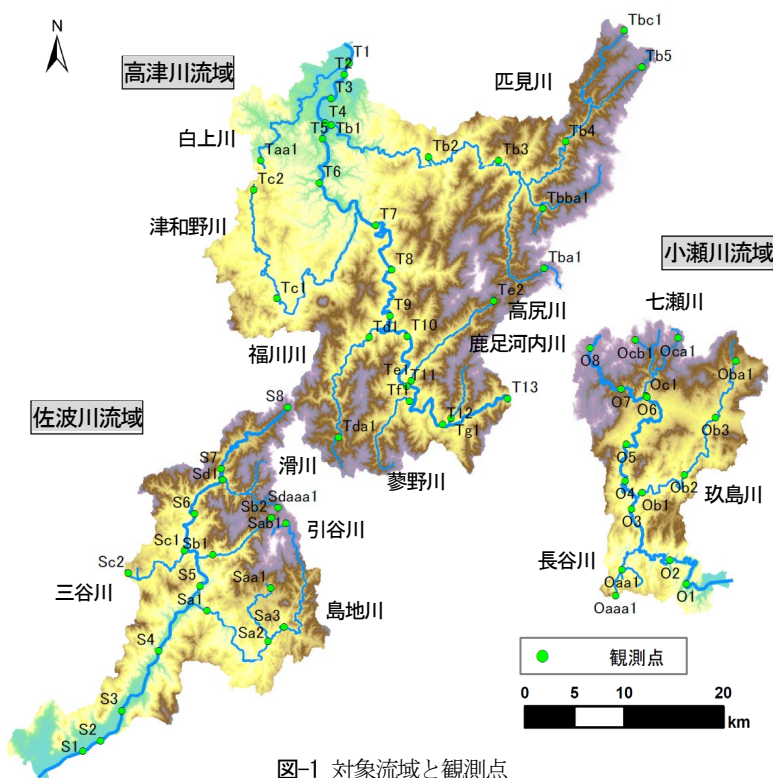


表-1 観測点

流域	小流域	地点数		
T	高津川	本川	13	
	a	白上川	1	
	b	匹見川	8	
	c	津和野川	2	
	d	福川川	2	
	e	高尻川	2	
	f	蓼野川	1	
g	鹿足河内川	1		
S	佐波川	本川	8	
	a	島地川	5	
	b	三谷川	2	
	c	引谷川	2	
O	小瀬川	本川	8	
	a	長谷川	2	
	b	玖島川	4	
		c	七瀬川	3

図-1 対象流域と観測点

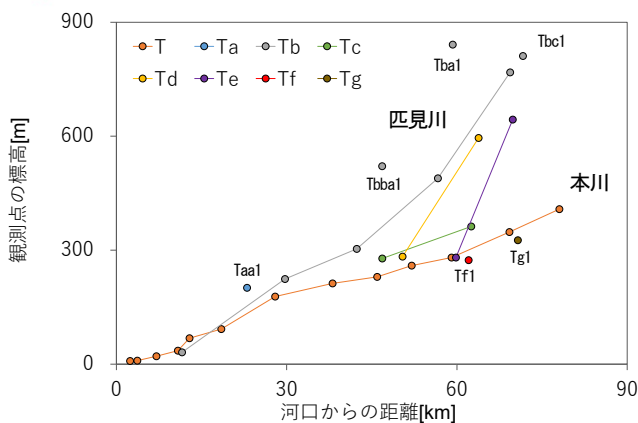


図-2 高津川流域の観測点の標高 (凡例の記号は表-1を参照)

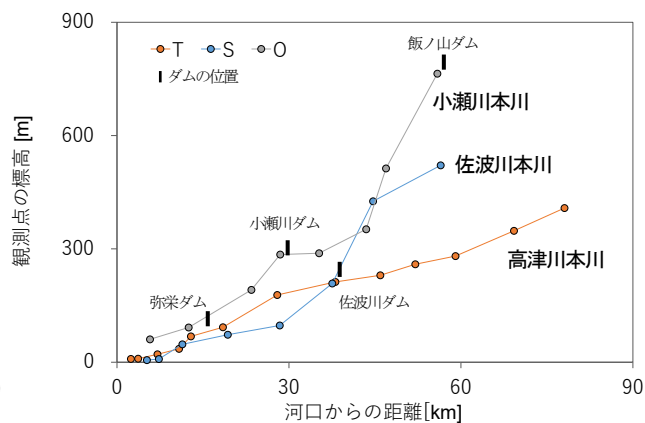


図-3 高津川・佐波川・小瀬川本川の観測点の標高 (凡例の記号は表-1を参照)

である。本川にダムはなく、支川を含め、顕著な水温変化をもたらすと考えられる河川構造物はない。この他、山口県のほぼ中央に位置する佐波川と、山口県と広島県の県境にある小瀬川は、それぞれ周防灘と広島湾に注ぐ河川であり、幹線流路長は56km, 59km, 流域面積は460km², 340km²である。佐波川の本川上流には、佐波川ダムが建設されている。また、直轄管理区間(河口から上流26km地点まで)に15基の取水堰がある。他方、小瀬川本川は、その源流に飯ノ山ダム、中流に小瀬川ダム、下流に弥栄ダムを有する。

(2) 水温観測

観測点は、流域全体を網羅するように設定し、地点数は高津川30、佐波川19、小瀬川17地点である(図-1、表-1)^{3,4)}。この他、高津川流域の観測点の標高と、河口からの距離を図-2に、高津川、佐波川、小瀬川本川の観測

点を図-3に示す。なお、標高は、国土交通省のGISホームページ⁶⁾の標高・傾斜度3次メッシュを用いた。図中の観測点名は、流域(T:高津川, S:佐波川, O:小瀬川)、支川(a-g)、地点(1-13)を意味する記号からなり、支川および地点は、河口もしくは、合流点から昇順に表記する。例えば、高津川流域の1次支川の観測点はTb1、同1次支川に属する2次支川であればTba1とする。

また、観測点には、据置型の水温計(Onset社製Water Temperature Pro v2)を、十分な鉛直混合があると想定されるトコの流心付近に設置し、計測間隔は15分とした^{3,4)}。本稿では、2017/3/1から2018/2/28の1年間を対象期間とし、平衡水温に基づく分析との親和性の高い、月、年平均値⁷⁾を議論の中心とするため、15分間隔の観測値から求めた日平均値より、それぞれを算出した。なお、観測データの欠損期間が短い場合には、前後のデータを用いて平均値を求め、補間データとした。

(3) 平衡水温

平衡水温 T_{eq} は、水表面を境界としたときの大気と水塊とが熱的平衡状態にあるときの理論水温として定義され、河川地先の気象値のみで簡便に算定できるため実務への適用性の高い解析手法である。本研究では、上村・宮本⁹⁾にしたがい、以下の熱収支式⁹⁾から求める。

$$\begin{aligned} H_s - H_{sr} + H_a - H_{ar} \\ - H_{br}(T_{eq}) - H_{se}(T_{eq}) - H_{la}(T_{eq}) = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

ここに、 H_s : 短波放射量, H_{sr} : 短波反射量, H_a : 長波放射量, H_{ar} : 長波反射量, H_{br} : 長波逆放射量, H_{se} : 熱伝達にもなう顕熱量, H_{la} : 蒸発にもなう潜熱量である。

a) 短波放射量と短波反射量

下向きの短波放射量 H_s は、後述する農研機構メッシュ農業気象データ (The Agro-Meteorological Grid Square Data, NARO)^{10,11)} (<https://amu.rd.naro.go.jp/>) (以下、農研メッシュデータ) を入力値とする。上向きの短波放射量 H_{sr} は、短波放射量に短波反射率を乗じて求める¹²⁾。

$$H_{sr} = \gamma_{sr} H_s \quad (2)$$

ここに、 γ_{sr} : 短波反射率 (0.03) である。

b) 長波放射量, 長波反射量と長波逆放射量

下向きの長波放射量 H_a , 上向きの長波放射量 H_{ar} および長波逆放射量 H_{br} は、それぞれ次式^{12,13)}から求める。

$$H_a = \sigma \theta_a^4 (c_a + d_a \sqrt{e_a}) \quad (3)$$

$$e_a = rh \times e_{sat} \quad (4)$$

$$e_{sat} = 6.1078 \times 10^{\alpha}, \quad \alpha = \frac{a_e T}{b_e + T} \quad (5)$$

$$H_{ar} = \gamma_{ar} H_a \quad (6)$$

$$H_{br} = S_{br} \sigma \theta_w^4 \quad (7)$$

ここに、 σ ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$) : ステファンボルツマン定数 (5.67×10^{-8}), θ_a (K) : 気温 T_a ($^{\circ}\text{C}$) に対応する絶対温度 ($T_a + 273.15$), T_a ($^{\circ}\text{C}$) : 気温, c_a, d_a : 経験定数 (0.51, 0.066), e_a (hPa) : 大気の水蒸気圧, rh (%) : 相対湿度, e_{sat} (hPa) : 飽和水蒸気圧, T ($^{\circ}\text{C}$) : 温度 (気温または水温), a_e, b_e : 経験定数 (7.5, 237.3), γ_{ar} : 長波反射率 (0.03), S_{br} : 黒点と水面との放射比率 (0.97), θ_w (K) : 水温 T_w ($^{\circ}\text{C}$) に対応する絶対温度 ($T_w + 273.15$) である。

c) 顕熱量と潜熱量

顕熱量と潜熱量は次に示すバルク式¹³⁾から求める。

$$H_{se} = \rho_a c_p C_c (T_w - T_a) W \quad (8)$$

$$H_{la} = \rho_a L_{la} C_E \frac{0.622}{p} (e_w - e_a) W \quad (9)$$

ここに、 ρ_a (kg m^{-3}) : 空気の密度, c_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) : 空気の定圧比熱, $\rho_a c_p$ ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) : 空気の熱容量 ($1.21 \times 10^3 [20^{\circ}\text{C}]$)¹⁴⁾, C_c (s m^{-2}) : 顕熱輸送係数 (0.0011)⁵⁾, W (m s^{-1}) : 風速, L_{la} (J kg^{-1}) : 水の気化潜熱または水の融解潜熱 ($2.45 \times 10^6 [20^{\circ}\text{C}]$)¹³⁾, C_E (s m^{-2}) : 水蒸気輸送係数 (0.0011)⁵⁾, p (hPa) : 大気圧, e_w (hPa) : 水面での水蒸気圧 (飽和水蒸気圧 e_{sat}) であ

る。

d) 計算条件

平衡水温 T_{eq} は、熱収支式 (式(1)) が $|0.01|$ 以下の解を得るまで収束計算をおこなった。なお、入力データの時間解像度の関係から、平衡水温は日単位で求め、月、年平均値を算出した。また、基本的に河川水温は氷点下とはならないが、平衡水温の計算結果には、負値が含まれる。既往研究^{5,8)}では、負値の平衡水温を一律に 0°C に読み替える場合がある。本稿では、平衡水温の負値の大小による水塊の冷却されやすさを捉えるために、計算された値をそのまま用いた。

次に、入力条件である気象データには、農研メッシュデータ^{10,11)}を入力値の基本とした。ここでは、全国の日別気象データが、約1km四方の基準地区メッシュ (3次メッシュ) で提供されており、そのデータは日々更新されている。本稿では、短波放射量, 日平均気温, 日平均相対湿度, 日平均風速の4項目を入力値として用いた。この他、当該の気象データでの提供のない大気圧は、次式¹²⁾に基づき、任意の3次メッシュにおける日平均大気圧 p を計算した。

$$\begin{aligned} p &= p_{mo} \left(\frac{T}{T_{mo}} \right)^k, \quad (T \neq T_{mo}) \\ k &= \frac{g}{R_d \Gamma}, \quad \Gamma = \frac{T_{mo} - T}{z - z_{mo}} \end{aligned} \quad (10)$$

ここに、 z (m) : 高度, R_d ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) : 乾燥空気の気体定数 (287.0), g (m s^{-2}) : 重力加速度, Γ ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$) : 高度減率である。なお、気象庁 HP¹⁵⁾ からダウンロードした大気圧 p_{mo} を用いることで、未知数である任意のメッシュでの大気圧 p を求めた。当該の式は、空気柱を仮定した場合に、鉛直方向の大気圧分布を推定するものである。ここでは、ポロノイ分割 (ESRI 社製 ArcGIS 10.7) により、1つの気象台が受け持つ領域を求め、これを空気柱と捉えることで式(10)を援用した。なお、高津川流域は山口, 萩, 広島, 浜田, 佐波川流域は山口, 萩, 小瀬川流域は広島気象台の観測値を参照した。

(4) 河川水温管理指標

本稿では、観測水温と平衡水温の年平均値の差異を意味する偏差 ($T_w - T_{eq}$) と、それらの月平均値12個から求まる回帰直線 (横軸 T_{eq} , 縦軸 T_w の散布図) の傾き (dT_w/dT_{eq}) を流域スケールの河川水温を捉える指標として用いる。想定される2つの指標の流程変化を図-4に示す。源流で湧き出す河川水は、その流下過程において大気と熱を交換しながら河口に向かうため、その時間が長いほど、一般に年平均平衡水温に漸近すると考えられる¹⁶⁾。したがって、偏差の流程変化は、河口に向かって0に近づくと想定できる。他方、傾きは、季節的な水温変化の少ない、湧き出したばかりの湧水が豊富な山地域や、扇状地では小さく、そういった影響が相対的に小さい下流域では大きくなると考えられる。そのため、流下にもない水温形成機構における水面熱収支の相対的影

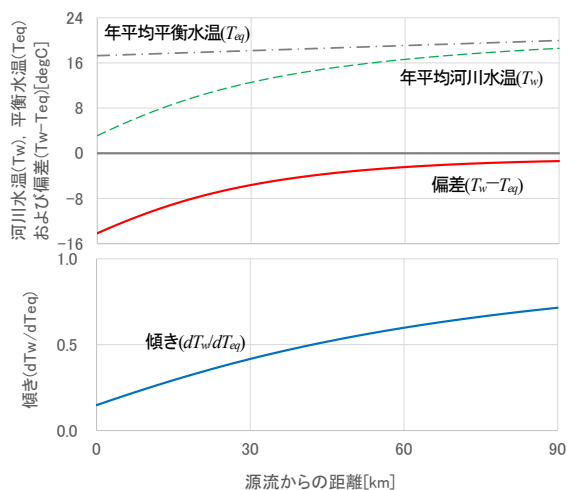


図4 偏差($T_w - T_{eq}$)と傾き(dT_w/dT_{eq})の流程変化の概念

響は大きくなり、他の熱源が入らなければ、対応する傾きの値は、河口に向かい増加すると想定される。

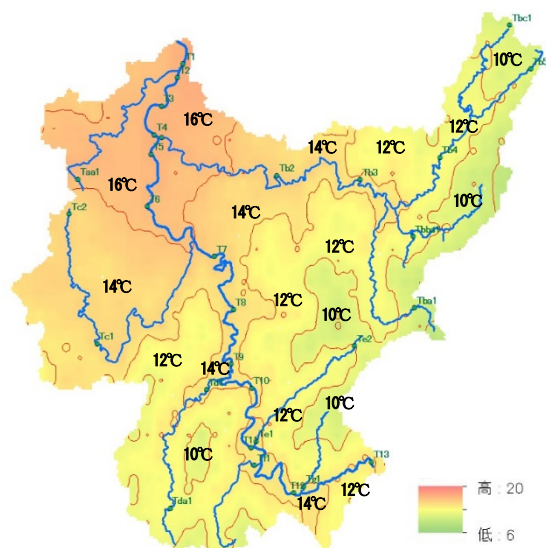


図5 高津川流域の年平均平衡水温 (T_{eq})

3. 結果と考察

(1) 高津川における平衡水温の空間分布

はじめに、高津川流域の2017/3-2018/2の年平均平衡水温を示す。図-5のように、平衡水温 14°C 以上の領域は、流域の中下流を占める一方で、平衡水温 10°C 以下は、匹見川や高尻川の源流域など、標高の高い流域東部に分布した。また、平衡水温 12°C 以下の領域は流域南部に位置する本川源流を含む、高津川流域のほとんどを占めた。匹見川は、源流域に平衡水温が $9, 10^{\circ}\text{C}$ 程度の領域を抱えるが、本川源流は $13, 14^{\circ}\text{C}$ 程度と高い。したがって、匹見川であれば、源流から本川合流までに $6, 7^{\circ}\text{C}$ 、本川は河口までに $3, 4^{\circ}\text{C}$ ほど平衡水温が上昇することになる。

(2) 高津川の観測水温と各指標の流程変化

a) 観測水温 (T_w)

高津川流域の観測水温 (T_w)、傾き (dT_w/dT_{eq}) および偏差 ($T_w - T_{eq}$) の結果を示す。まず、観測水温 (図-6(a)) の流程変化を概観すると、源流から河口 (支川の場合には本川合流点) に向かって上昇する傾向にある。観測点の位置とその間隔に依存するため、解釈には留意が必要だが、源流域の水温が低いほど、その上昇が顕著であるように見受けられる。他方、本川T4-T5に焦点をあてると、匹見川Tb1の合流による年平均水温が低下する流程変化が認められた。流域内の源流観測点の水温は、 10°C ほどの幅 ($9.8-14.5^{\circ}\text{C}$) を持っており、これは標高に依存すると考えられる。例えば、匹見川の観測点であるTb5, Tba1, Tbc1は、最も標高が高い $768.2-841.3\text{m}$ に分布しており、その水温は $9.8-10.2^{\circ}\text{C}$ である。また、本川T13 (標高 408.1m) は 12.7°C 、最も標高が低い白上川Taa1 (標高 201.1m) は 14.5°C となった。

b) 傾き (dT_w/dT_{eq})

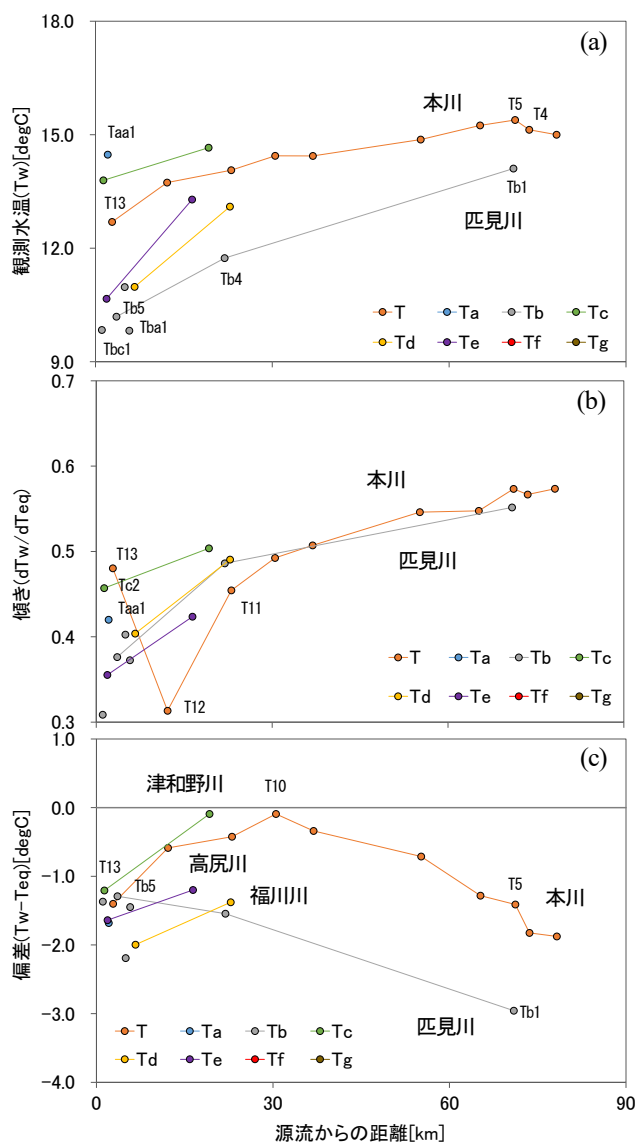


図6 高津川流域における (a) 観測水温、(b) 傾きおよび(c) 偏差の流程変化

傾き(図-6(b))を概観すると、源流から下流約30kmの区間では、0.5程度に向かって急激に大きくなり、それより下流では約50kmかけて徐々に0.6程度に上昇する傾向にある。流域内のすべての河川とも似通った特徴を持つ傾きは、観測水温と比べて、水温管理指標に求められる一般性を有している⁷⁾と考えられる。

他方、本川上流の観測点T12の傾きは、上下流観測点の値と比べて著しく小さい。これは、湧水による影響と考えられ、T12付近の本川には、湧水河川などに生息するヒメバイカモ¹⁷⁾が群生することからも明らかである。それに加えて、本川T12-T13には、T12の集水面積の約68%を占める支川の鹿足河内川が合流する。したがって、T12の水温特性は、集水面積からみて流量規模が大きいと想像される支川の影響を相対的に強く受けたため、本川T12-T13における傾きの流程変化の断絶を助長させたと考えられる。源流観測点の傾きは0.31-0.48の範囲であり、観測水温と同様に幅を持つ。しかしながら、この幅の要因は、標高が主因だと考えられた観測水温とは異なり、集水域の特徴を色濃く反映すると推察される。例えば、本川T13は、それよりも標高が低い白上川Taa1や津和野川Tc2より、観測水温は小さいが、傾きは大きな値をとる(図-6(a), (b))。その理由は、本川の源流が一般にイメージするような山林ではなく、水田を主とした農地を流下することにあると考えられる。土地利用などとの関係性の分析が必要だが、水塊と大気との熱交換が十分におこなわれた、水田からの排水が支配的だとすると、T13の傾きが大きいことを説明することができる。このように、本研究で提案する水温管理指標としての傾き(図-6(b))は、観測水温(図-6(a))の流程変化だけでは捉えることが難しい湧水や、農業系の排水の影響を定量的に検知できる可能性がある。

c) 偏差 ($T_w - T_{eq}$)

偏差の流程変化を図-6(c)に示す。源流から概ね30km下流までの観測点は、匹見川を除いて、偏差は縮小する一方、本川の30kmより下流と匹見川は、偏差は拡大する傾向となった。

偏差が0に近づく強い傾向を持つ、本川T10-T13と津和野川(河床勾配1/155-1/347)は、福川川および高尻川(河床勾配1/40-1/52)と比べて、河床勾配が緩やかであるため流速は遅く、水塊と大気との熱交換の時間が長いと考えられることから、観測水温が平衡水温に近づきやすかったと推察される。他方、福川川と高尻川の偏差は、津和野川などと比べて流程変化が小さく、0に近づきにくい傾向にある。これは、標高の高い源流から流下する福川川と高尻川では、観測水温(図-6(a))ほどでないものの、平衡水温の流程変化が大きいことに起因する。

また、本川T5-T10と匹見川Tb1-Tb5は、観測水温と比較して平衡水温の流程変化が大きかったために、偏差が拡大する結果になった。したがって、同区間には、河川水温が平衡水温に漸近するのを妨げる要因があると考え

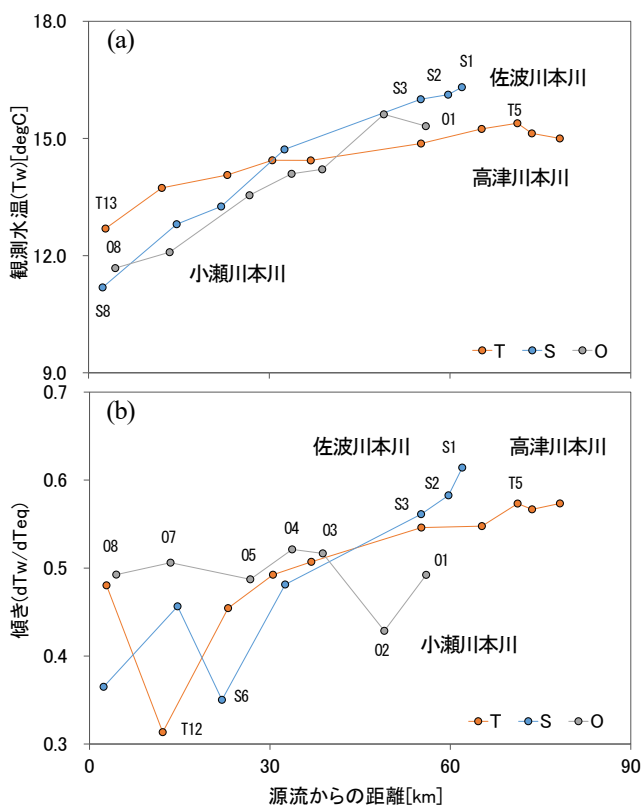


図-7 高津川、佐波川、小瀬川本川の(a)観測水温と(b)傾きの流程変化

られ、一般論としては、湧水、基底流出や、下流に向かって大きくなる水深、この他、本川中流と匹見川が有する穿入蛇行区間(V字渓谷)の影響を挙げることができる。偏差の流程変化に及ぼす河道や、流域の特徴の特定や、それらの影響度合いの定量化、また、偏差と傾きの関係性については、さらなる検討が必要である。

(3) 高津川、佐波川、小瀬川本川の水温特性の比較

高津川、佐波川および小瀬川本川の観測水温と、傾きの流程変化を図-7に示す。なお、紙面の都合から、水温管理指標のうち、流程変化の傾向を捉えやすい傾きのみを紹介する。まず、年平均観測水温(図-7(a))は、3河川ともに河口に向かって上昇する傾向にあり、佐波川と小瀬川は、高津川よりも水温の流程変化が大きい。とりわけ、佐波川下流S1-S3では、総じて高い水温を認めた。

傾き(図-7(b))の流程変化は、小瀬川を除いて、河口に向かって大きくなる傾向にある。ただし、佐波川S6の傾きは、佐波川ダム下流に位置するために、ダム放流水の影響を受け、上下流の観測点よりも著しく小さくなったと考えられる。これは、湧水などのために傾きが小さくなる高津川T12と類似する流程変化である。また、高い観測水温を認めた佐波川S1-S3の傾きは、0.56-0.61の範囲をとり、長い流路長を持つ高津川と比較しても大きな値である。これには、佐波川の直轄管理区間にある複数の堰による取水や滞留時間の影響があると考えられる。なお、傾きが1に近づくほど、水温変化を駆動する

因子は、大気熱環境だと考えて差し支えないため、佐波川S1-S3は相対的に気象変化への感度は高いと想像できる。他方、小瀬川は、傾きの流れ変化の傾向を捉えることが難しい。その理由は、ダムが観測点O2, O4, O8, また、支川合流点がO3, O6 (O5) の直上流に位置する影響と考えられる。

河川水温に対するダムの影響は、観測水温 (図-7(a)) から捉えることは難しいが、傾き (図-7(b)) の流れ変化を併用することで、その影響を明確化できる可能性を示した。例えば、佐波川ダム (S6) , 弥栄ダム (O2) は、季節変動の小さい湧水のように傾きを減じるが、小瀬川ダム (O4) , 飯ノ山ダム (O8) は、傾きの流れ変化の傾向を、大きくは乱していないように見受けられる。ダムの放流水温は、それを制御する選択取水設備の有無や、それを柔軟に運用するための貯水容量などに依存するため、このような違いが生じたと考えられる。本稿では、一括りにダムとしたが、そういった側面から、さらに検討を深めることで、ダム下流河川を含めた流域の水温管理の可能性を模索することにつながると考えられる。

4. 結論

本研究では、流域スケールでの河川水温の特徴を捉えるために、平衡水温に基づく2つの指標を提案した。それぞれ、観測水温と平衡水温の年平均値の差異を意味する偏差 ($T_w - T_{eq}$) と、それらの月平均値12個から求まる回帰直線の傾き (dT_w/dT_{eq}) である。目立った河川構造物のない高津川流域にその指標を適用し、流れ変化の傾向を明らかにした上で、複数のダムや堰を有する小瀬川と佐波川において同様な分析をおこなった。その結果、得られた主な知見を以下にまとめる。

- 1) 年平均平衡水温の空間分布は概ね標高に依存する。高津川流域では、標高の高い匹見川源流域の平衡水温は9, 10°C程度である一方、本川源流域は13, 14°C程度と高くなった。
- 2) 高津川流域では、源流から河口 (支川の場合には本川合流点) に向かい、傾きは大きくなる傾向にある。また、季節変化の少ない湧水などの影響が大きい場合には、流れ変化の傾向からはずれ、傾きが著しく小さくなることを認めた。
- 3) 偏差は、流下にともない小さくなる傾向を、高津川流域の本川上流と複数の支川で認めた。その一方で、河川水温よりも、平衡水温の流れ変化が大きい、本川中下流と匹見川では偏差は拡大した。
- 4) 複数のダムや堰を有する小瀬川および佐波川と、目立った構造物のない高津川との比較から、河川構造物が水温の流れ変化に及ぼす影響の明確化に、本稿で提案する指標が貢献する可能性を示した。
- 5) 今後は、本稿で議論の中心とした年平均値だけでなく

水温の季節性を含めた分析に加え、各指標を支配する河道、流域特性の明確化、さらには、対象流域を拡大した上で、スクリーニングへの適用を念頭に提案した河川水温管理指標の性能評価を進める予定である。

謝辞: 本研究は、土木研究所、山口大学、芝浦工業大学の3者の協働により実施された。また、本研究の一部は、(独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (JPMEERF20202004) により実施した。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Inoue, M. & Nakano, S: Fish abundance and habitat relationships in forest and grassland streams, northern Hokkaido, Japan, *Ecol. Res.*, 16, pp.233–247, 2001.
- 2) Uno, H.: Stream thermal heterogeneity prolongs aquatic-terrestrial subsidy and enhances riparian spider growth, *Ecology*, 97, pp.2547–2553, 2016.
- 3) 赤松良久ら: 中国地方一級河川における河川水温変動特性, 土木学会論文集 B1, 73, pp.I_1207–I_1212, 2017.
- 4) 河野誉仁ら: 中国地方一級水系における河川水温の時空間構造変化, 土木学会論文集 B1, 74, pp.I_463–I_468, 2018.
- 5) 新井正: 地域分析のための熱・水収支水文学, 古今書院, 309p, 2004.
- 6) 国土交通省: GIS ホームページ, <https://nlftp.mlit.go.jp/index.html>, 2020.
- 7) Bogan, T. et al.: Stream temperature-equilibrium temperature relationship, *Water Resour. Res.*, 39, 9, 1245, 2003.
- 8) 上村晃平・宮本仁志: Mann-Kendall 検定による日本での年平均平衡水温の長期経年変化の傾向分析, 土木学会論文集 B1, 74, pp.I_577–I_582, 2018.
- 9) 土木学会水工学委員会環境水理部会編: 環境水理学 第3章 熱・塩分の動態, 丸善, pp.55–99, 2015.
- 10) 大野宏之ら: 実況値と数値予報, 年平値を組み合わせたメッシュ気温・降水量データの作成, *生物と気象*, 16, pp.71–79, 2016.
- 11) 小南靖弘ら: メッシュ農業気象データ利用マニュアル, 農研機構, Ver.4, 67p, 2019.
- 12) 近藤純正: 地表面に近い大気科学—理解と応用—, 東京大学出版会, 324p, 2000.
- 13) 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, 350p, 1994.
- 14) 近藤純正: 河川水温の日変化 (1) 計算モデル: 異常昇温と魚の大量死事件, *水文・水資源学会誌*, 8, pp.184–196, 1995.
- 15) 気象庁: 気象データ, <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>, 2020.
- 16) 新井正・西沢利栄: 水温論, 共立出版, 297p, 1974.
- 17) 角野康郎: ネイチャーガイド日本の水草, 文一総合出版, 328p, 2014.

(2021. 4. 2受付)